

# TAMEX IOP-1 中尺度對流系統與 等變壓風之初步分析研究 ~1987年5月13~14日

蒲金標

陳炳全

蘇世孟

民用航空局飛航服務總台氣象中心

## 摘 要

本文嘗試以TAMEX IOP-1期間1987年5月13-14日之個案，研究正負變壓區和等變壓風之分布與中尺度對流系統之演化過程，以期對梅雨季中尺度對流系統之生命期、其不同階段之環境條件及其中尺度對流系統激發機制有所了解。

資料採用東亞地區地面測站之氣壓趨勢觀測值。地面測站過去三小時氣壓趨勢觀測值之時間變化包括對流擾動和氣壓日變化，爲了摘取僅由對流擾動所產生的氣壓變化，特別從地面氣壓趨勢觀測值去除局部性氣壓趨勢日變化量。資料處理係以 95.25公里之網格間距，採用Cressman (1989) 客觀分析法，將地面測站氣壓趨勢分析至 $15^{\circ} \sim 42^{\circ} \text{N}$ ； $100^{\circ} \sim 130^{\circ} \text{E}$ 之研究範圍內 35X35特定網格點上，求取範圍內之正負變壓區和等變壓風之分布。

中尺度對流系統之發展必須要有空氣的垂直上升運動和水汽的凝結，而水汽凝結將釋放潛熱，潛熱對氣柱的增溫將引起大氣密度減少以及相對應的氣壓下降。爲了解水汽的凝結所造成增溫，密度減少和氣壓下降對中尺度對流系統發展之程度，本文暫時忽略氣壓平流和地形引發之垂直速度，而僅考慮局部氣壓變化（氣壓的時間變化）所引發垂直上升運動對中尺度對流系統發展之影響，也即研究等變壓風對中尺度對流系統發展之影響。

研究結果顯示強等變壓風（20~30kt）由地面冷鋒鋒後吹向鋒前，其強等變壓風與鋒面移動較快有關。中尺度對流系統亦有朝向負變壓區或等變壓風輻合區移動之趨勢，但正壓區和等變壓風外流區則不利MCSs之發展。成熟的中尺度對流系統，其下降氣流向外四散，可將鄰近暖空氣向上抬升，導致新對流系統產生。另外鄰近兩個達成熟期的中尺度對流系統所引發之冷外流相遇而輻合，爲新中尺度對流系統發展有利區。對流於發展成熟階段，有強冷外流發生，冷外流抬升其附近的暖區空氣，則有利對流雲帶向雲系前方發展。台灣和華南地區常受大陸高壓南移和南海高壓增強之影響，有等變壓風輻合區，該輻合區有利MCSs之發展。

## 一、前 言

梅雨是臺灣地區每年春末夏初最重要之天氣現象，它是由歐亞大陸高緯度來之乾冷氣流和從亞洲南方海域來之暖濕氣流在這一地區交互作用之結果。梅雨現象最主要的特徵包括在地面天氣圖有一滯留鋒，其間溫度不大，但有顯著濕度差異。在 850 hPa 依風切線型式顯示，伴隨此地面鋒在衛星雲圖常可發現一明顯濃密雲帶由日本地區往西南方向經臺灣延伸至華南地區。梅雨鋒雲帶系統內經常存在著中尺度對流系統。此中尺度對流系統經常伴隨劇烈天氣，帶來豪雨與強風，導致臺灣地區受到嚴重的災害。

國內外對梅雨鋒面系統及其伴隨中尺度對流系統和豪雨現象之研究，近年來已有可觀的成果（1989年6月TAMEX Workshop及workshop on Tamex Scientific Results, September, 1990等論文集）。然而以等變壓風來分析中尺度對流系統之研究較少。

本文的目的即利用1987年5~6月TAMEX期間密集觀測(IOP)資料(吳與陳,1987)，以地面測站每三小時氣壓趨勢觀測值和每小時GMS衛星雲圖等資料，分析中尺度對流系統與等變壓風或等變高風間之分布，以期對梅雨季中尺度對流系統之生命期，其不同階段之環境條件及其中尺度對流系統激發機制有所了解，並期建立即時預報系統之參考。

中尺度對流系統(Mesoscale Convective Systems; MCSs)定義為水平尺度 10 ~ 500公里範圍內所有降水系統，它包括其生命期某一階段之顯著對流現象。Maddox(1980)用衛星雲圖來辨別和定義中尺度對流複合體(Mesoscale Convective Complexes; MCCs)為發生在美國中部地區較大較長生命期(>6h)之對流天氣系統。Bartels et al. (1984)用衛星雲圖來分類中尺度對流系統為最小尺度250公里和持續3小時以上者(包括MCCs)。Fritsch and Maddox(1981)提出證據認為MCCs在高對流層和低平流層氣流內產生較強meso- $\alpha$ 尺度擾動。MCSs可直接改變大尺度環境和其氣流且兩者有相互影響。紀與陳(1986)研究認為MCS主要在梅雨鋒及鋒前之大尺度上升運動及水平水氣通量輻合區內發展。蒲與陳(1990)研究認為MCS發展和加強之有利條件為低對流層有輻合和強氣旋渦度、500hPa層有正渦度平流、高層有強輻散和分流區。Maddox(1983)、蔡和鄭(1987)皆指出低層噴流(low-level jet; LLJ)在MCS發展上扮演重要之角色，因LLJ可提供大量的水氣、質量和熱量輻合於中尺度範圍內。Akiyama(1978)研究顯示等變壓場(isallobaric field)有時較能分析較小尺度之擾動。蒲(1989; 1992)指出等變壓風(isallobaric wind)係由積雲對流潛熱增溫 and MCS 輻散外流所產生。Pu(1990)研究結果顯示MCS 初始有沿著南北向等變壓風輻合帶發生和加強。MCS 成熟階段區域之等變壓風外流產生較大中尺度高壓，同時產生冷空氣外流。北來等變壓風外流和低層南來等變壓風內流，兩者交互產生等變壓風輻合帶，MCS 則沿著此輻合帶加強。對流系統底部冷空氣外流致使等變壓輻合帶移出MCS區域，其低層濕氣輻合也顯著減少，因此MCS 缺乏南北向等變壓風內外流之交互作用而迅速減弱。蒲、陳與林(1992)研究指出豪雨可能帶來下降氣流而阻斷上升氣流，使對流無法發展。

中尺度對流系統之發展必須要有空氣的垂直上升運動和水汽的凝結，而水汽凝結將釋放潛熱，潛熱對氣柱的增溫將引起大氣密度減少以及相對應的氣壓下降。為了解水汽的凝結所造成增溫，密度減少和氣壓下降對中尺度對流系統發展之程度，本文暫時忽略氣壓平流和地形引發之垂直速度，而僅考慮局部氣壓變化(氣壓的時間變化)所引發垂直上升運動對中尺度對流系統發展之影響，也即研究等變壓風對中尺度對流系統發展之影響。

## 二、資料與分析過程

本文採用民用航空局所收存東亞地區地面測站之氣壓趨勢資料。地面測站過去三小時氣壓趨勢觀

測值之時間變化包括對流擾動和氣壓日變化，為了解僅由對流擾動所產生的氣壓變化，特別從地面氣壓趨勢觀測值去除局部性氣壓趨勢日變化量。為方便起見，本文校正及統計1987年5月00,06,09,12,18,21Z華南地區地面測站每三小時氣壓趨勢變化等平均值，分別作為該等局部性日變化值，並作為IOP #1個案去除該等局部性日變化之用。

資料處理係以95.25公里之網格間距，採用Cressman(1989)客觀分析法，將地面測站氣壓趨勢分析至15°~42°N; 100°~130°E之研究範圍內35X35特定網格點上，求取範圍內之正負變壓區和等變壓風之分布。

## 三、等變壓風

在不計摩擦力的情況下，自由大氣的水平運動方程式可寫成：

$$\frac{dU}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + 2 \Omega V \sin \Phi \quad (1)$$

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - 2 \Omega U \sin \Phi$$

式中  $f = 2 \Omega \sin \Phi$  為科氏力， $\Phi$  為緯度， $u, v$  分別為風的向東和向北分量。(1)式中右端的第一項、第二項分別為氣壓梯度和科氏力，當氣壓梯度力和科氏力達到平衡時，大氣運動的加速度等於零，此時的風場稱為地轉風，其方程式可寫成：

$$U_g = -\frac{1}{f \rho} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (2)$$

$$V_g = -\frac{1}{f \rho} \frac{\partial p}{\partial x}$$

用地轉風分量 $U_g$ 和 $V_g$ 來代替(1)式中的氣壓梯度分量，得到：

$$\frac{dU}{dt} = f(V - V_g) = fV$$

$$\frac{dV}{dt} = -f(U - U_g) = -fU \quad (3)$$

式中  $U'$ ,  $V'$  為非地轉風的分量, 由 (3) 式說明大氣運動的加速度決定於非地轉風的強度。在  $x, y, P, t$  坐標中, 大氣運動的加速度決定於非地轉風的強度, 其方程式可寫成:

$$\frac{dU}{dt} = \frac{\partial U}{\partial t} + (u \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y}) + w \frac{\partial U}{\partial p} = fV' \quad (4)$$

$$\frac{dV}{dt} = \frac{\partial V}{\partial t} + (u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y}) + w \frac{\partial V}{\partial p} = -fU'$$

式中  $U'$ ,  $V'$  為非地轉風的分量, 由方程式 (4) 可看出, 非地轉風是從等式右端的三種物理過程所形成。(4) 式右邊的第二、三項是風速的平流變化, 即由等壓線(等高線)輻散(合)和彎曲所引起的非地轉風分量。第四項是由垂直運動引起的非地轉風分量。第一項  $\partial U / \partial t$ ,  $\partial V / \partial t$  可寫為 (Petterssen; 1957):

$$\frac{\partial U}{\partial t} = - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial y} \quad (5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial t} \frac{\partial p}{\partial x}$$

其中  $\partial P / \partial t$  是氣壓的時間變化(可以使用地面測站每 3 小時氣壓趨勢來估計), 可以近似看作等變壓場。它表示風的局部加速度係由等壓線梯度引起, 因此通常把等變壓梯度所造成的非地轉風稱為等變壓風。把 (5) 式代入 (4) 式, 並略去風速平流項和垂直對流項, 則等變壓風方程式可寫成:

$$U' = - \frac{1}{f} \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial t} \quad (6)$$

$$V' = - \frac{1}{f} \frac{1}{f\rho} \frac{\partial}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial t}$$

此時, 等變壓風與變壓場的關係, 類似地轉風與氣壓場的關係, 在北半球, 等變壓風的大小與變壓場梯度成正比, 且指向負變壓中心。等變壓風是由於氣壓場的急劇變化引起的非地轉風, 而通過等變壓風又可使負變壓中心填塞, 使正變壓中心削弱, 從而使大氣運動向地轉平衡發展。地面垂直速度之求

得如下:

$$w = - \frac{dp}{dt} = - \frac{\partial p}{\partial t} + V \cdot \nabla p + w \frac{\partial p}{\partial z} \quad (7)$$

方程式(7) 垂直速度由等式右端三種物理過程所形成, 其中第一項為氣壓局部變化, 第二、三項分別為氣壓平流和地形引發之垂直速度。中尺度對流系統之發展必須要有空氣的垂直上升運動和水汽的凝結, 而水汽凝結將釋放潛熱, 潛熱對氣柱的增溫將引起大氣密度減少以及相對應的氣壓下降。為了解水汽的凝結所造成增溫, 密度減少和氣壓下降對中尺度對流系統發展之程度, 本文暫時忽略氣壓平流和地形引發之垂直速度, 而僅考慮局部氣壓變化(氣壓的時間變化)所引發垂直上升運動對中尺度對流系統發展之影響, 也即研究等變壓風對中尺度對流系統發展之影響。

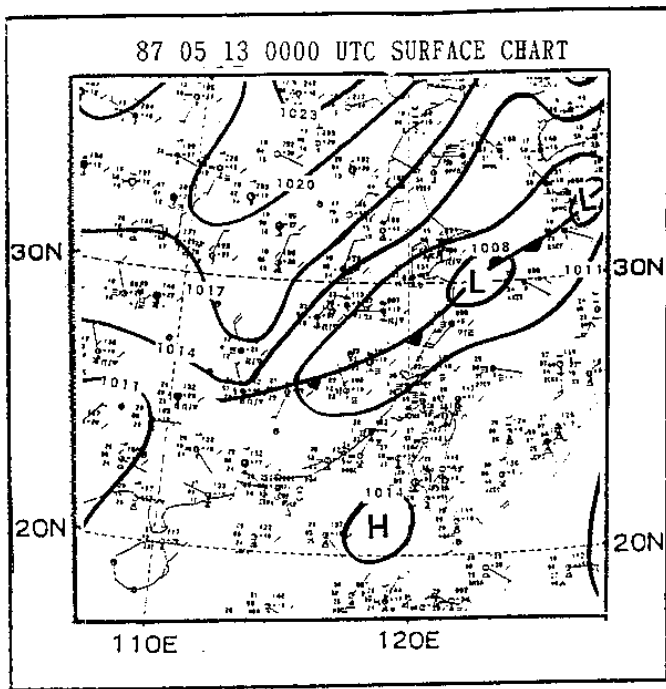
## 四、研究成果

### (一) 地面天氣形勢

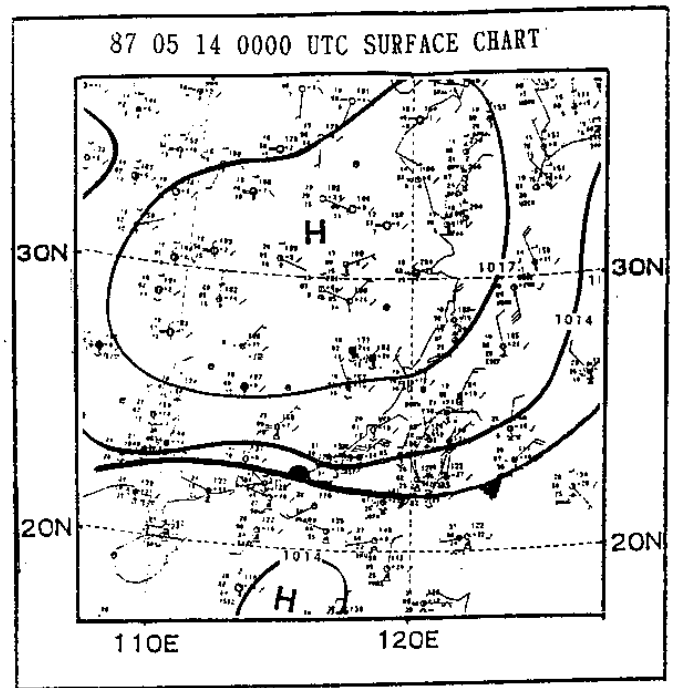
圖1 為1987年 5月13日0000UTC 至14日0000 UTC 每隔12小時之地面天氣圖。5月12日華南地區有低壓形成, 隨後鋒面出現, 13日0000 UTC (圖1a), 大陸高壓 (1025 hPa) 位於華北, 高壓並伸至華中。低壓 (1008 hPa) 向東北東移至長江口 (30° N, 123° E), 冷鋒由此低壓中心向西南延伸至湖南 (26° N, 112° E), 此時華南及台灣地區位於冷鋒前之暖區, 吹微弱西南或南風, 濕度高, 露點高達 24~26°C。13日1200 UTC (圖1b), 大陸高壓向東南移, 高壓並繼續往南伸展, 長江口低壓向東移至日本九州南方海面, 冷鋒由此低壓中心向西南延伸接近台灣北部海面。另一低壓在江西形成, 鋒面由此低壓中心向西南西延伸至廣西, 此時鋒面區和鋒前暖區有雷雨發生。由於鋒後有較強高壓 (1025 hPa) 存在, 迫使梅雨鋒面系統於13日晚至14日晨抵達台灣。14日0000 UTC (圖1c), 大陸高壓更形向南伸展至廣東沿海和台灣地區, 此時鋒面通過台灣進入巴士海峽, 此鋒面移動較快(沿 120° E 之向南分量約 20kt), 當此鋒面過境時台灣地區並無顯著降水。

### (二) 中尺度對流系統之演化過程

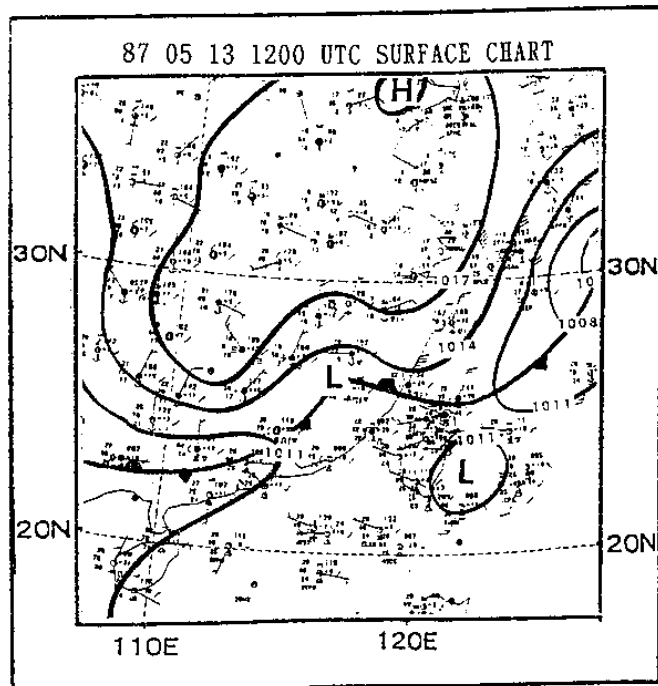
圖2 為1987年 5月13日0000 UTC 至 5月14日0000UTC 日本同步衛星 (GMS) 每三小時紅外線雲圖。根據吳與陳 (1987) 之「台灣地區中尺度實



(a)



(c)



(b)

圖1 1987年 5月13日0000UTC至14日0000UTC每隔12小時之地面天氣圖。

(a) 13日0000Z  
(c) 14日0000Z

(b) 13日1200Z

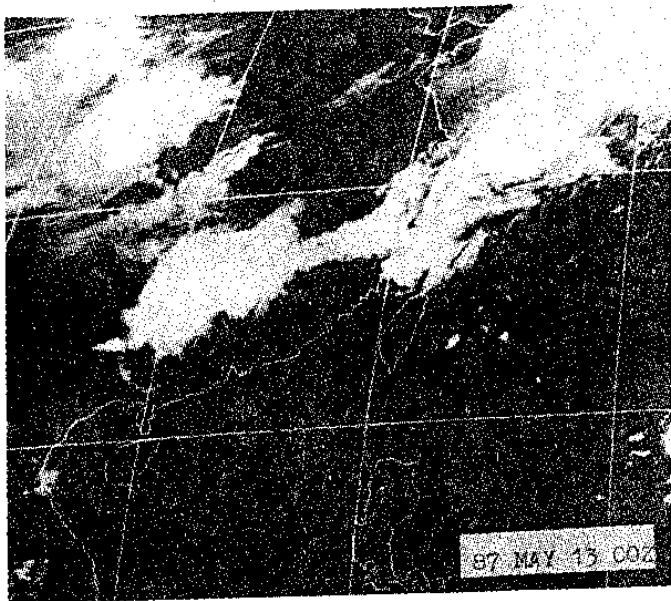
驗計畫」報告指出，在 5月13日0000 UTC時 (圖2a) 伴隨梅雨鋒面之四個中尺度對流系統 ( Meso-scale Convective Systems; MCSs ) 分別位於東海北部、台灣北部海面至福建沿海、浙江及湖南境內。此四個MCSs隨著鋒面向東南移動。其中以浙江及湖南境內之MCSs發展至成熟期，福建沿海一帶之MCSs為生長期。13日0300 UTC (圖2b)，在台灣北部海面至福建沿海之 MCSs稍向東南移動並迅速減弱。東海北部之MCSs向東移動，雲系前部份增強並呈線狀雲帶，且在其西南方尚有深對流產生，後部

則減弱。湖南境內之MCSs稍東移，強度減弱。浙江境內之MCSs亦稍東移唯其強度增強。0600UTC (圖2c)，除在東海以東及福建與江西間之MCSs增強外，其餘則減弱而消散。此時尚有些活躍之對流雲位於雲貴地區至中南半島一帶。13日0900 UTC (圖2d)，江西、福建一帶之MCSs稍南移並達最大強度，該系統以西之對流雲再度加強，東海東方海面至日本南方之鋒面雲系再度增強並向上游發展，伸展至台灣東北方近海。

13日1200 UTC (圖2e)，江西、福建一帶之

MCSs再度南移至台灣海峽北部至福建沿海一帶，但強度減弱。廣東至雲貴一帶之對流雲在鋒前加強，並沿著鋒面向東移動。另一 Meso- $\beta$  尺度之MCSs在花蓮與宜蘭之間形成，台灣東北方海面之雲帶再度向上游發展。13日1500 UTC (圖2f)，台灣海峽北部之MCSs已緩慢移至台灣北部海面而消散，宜、花一帶之MCSs向東擴展並增強。台灣東北方海面之雲帶向東南移動而遠離台灣。兩廣一帶之MCSs隨著東移外，在兩MCSs之間尚有深對流產生並加強。中南半島一帶之MCSs增強並與鋒面雲帶相連。

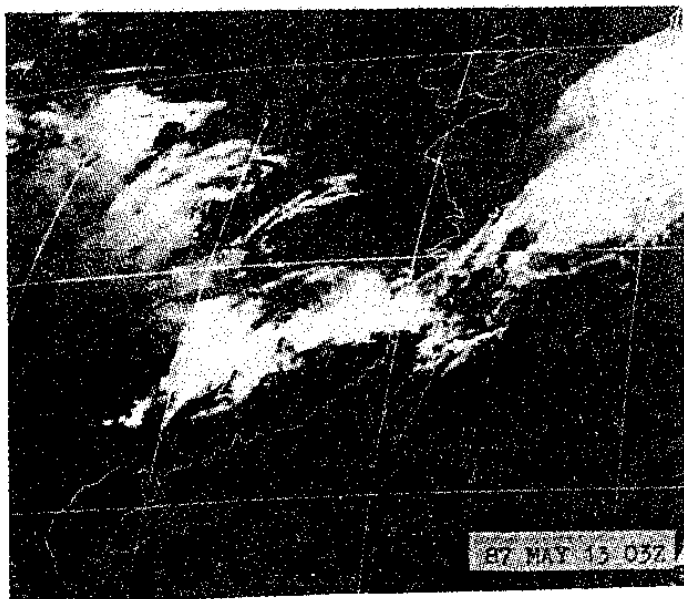
13日1800 UTC (圖2g)，宜、花近海之MCSs及台灣東方海面之雲帶向東/東南移動並減弱。伴隨鋒面之MCSs移至福建沿海消散，廣東沿海和廣西境內之雲系則呈滯留狀態，其強度亦無增強。13日2100 UTC (圖2h)，台灣東方海面之雲系僅為鋒面雲帶之殘餘，廣東沿海、廣西境內及中南半島一帶之MCSs尚滯留原地並開始減弱14日0000 UTC (圖2i)，廣東西部、廣西境內及中南半島一帶之MCSs尚滯留於原地，但均已明顯的減弱。



(a)



(c)



(b)



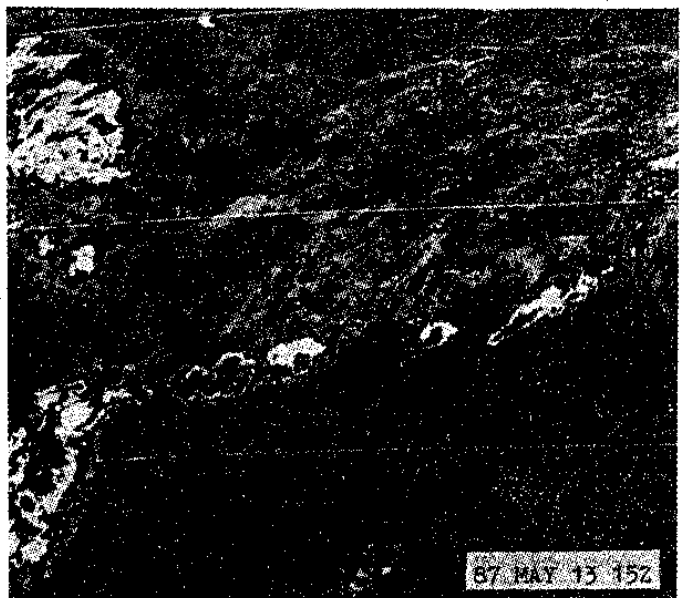
(d)



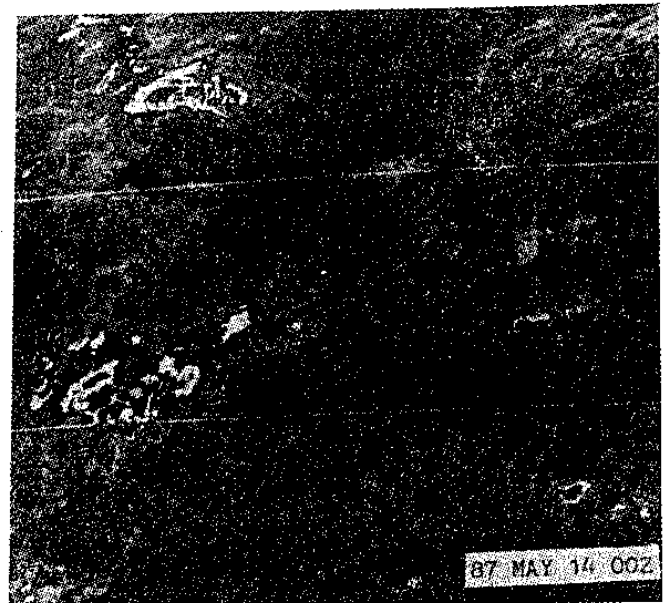
(e)



(h)



(f)



(i)



(g)

圖2 1987年 5月13日0000 UTC至 5月 14日 0000 UTC日本同步衛星 (GMS) 每三小時紅外線雲圖。

- |              |              |
|--------------|--------------|
| (a) 13日0000Z | (b) 13日0300Z |
| (c) 13日0600Z | (d) 13日0900Z |
| (e) 13日1200Z | (f) 13日1500Z |
| (g) 13日1800Z | (h) 13日2100Z |
| (i) 14日0000Z |              |

(三) 變壓場和等變壓風之分布

圖 3 為 1987 年 5 月 13 日 0000 UTC 至 5 月 14 日 0000 UTC 地面每 3 小時變壓場和等變壓風之分布圖 (0300, 1500 UTC 除外)，圖中實線和虛線分別代表地面測站於觀測時在過去三小時之正和負等變壓線。13 日 0000 UTC (圖 3a)，在湖南境內發展成熟階段的 MCS，有強正變壓場，其正變壓中心 3 小時上升達 2.67 hPa，顯示發展成熟階段的 MCS，其冷外流增強導致正變壓增加，等變壓風外流亦增強每小時達 20-30 kt。惟在東海有強負變壓區 (-1.84 hPa/3h) 隨後與東海低壓加深配合。地面鋒面區有強等變壓風 (20~30 kt) 由鋒後吹向鋒前，顯示強等變壓風與鋒面移動較快有關。

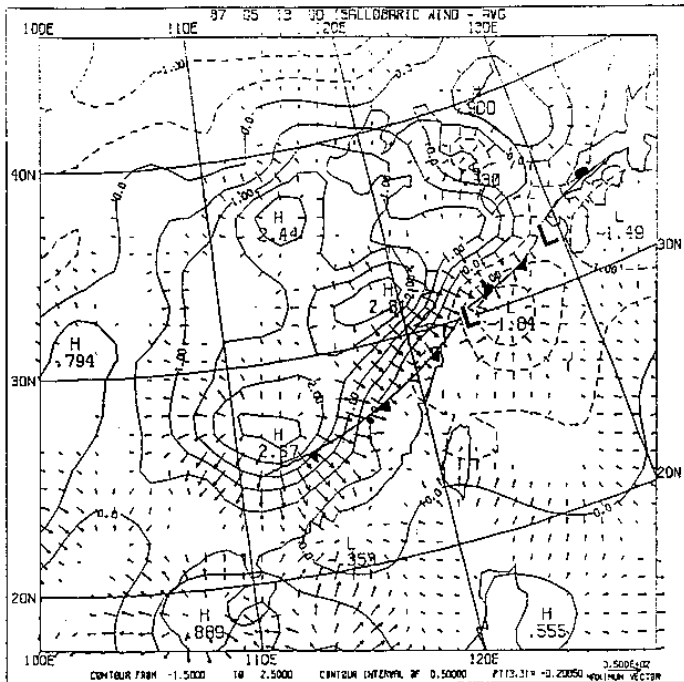
13 日 0600 UTC (圖 3c)，強正變壓區位在湖南和東海，中心 3 小時氣壓升高，分別為 +2.00 和 +3.69 hPa/3h。負變壓區在福建和江西及日本南方海面，過去 3 小時氣壓下降，分別達 -1.27 和 -2.44 hPa。強等變壓風 (20~30 kt) 由湖南和東海的正變壓區吹向福建和江西的負變壓區，MCSs 亦分別在福建和江西與日本南方之負變壓區增強，可能顯示成熟的 MCSs，其下降氣流向外四散，將鄰近暖空氣向上抬升，導致新對流系統形成。同時當湖南和東海兩個鄰近達成成熟期的 MCSs，該兩冷外流在福建和江西與日本南方之輻合區相遇，此時強等變壓風向負變壓區輻合處，為新 MCSs 發展有利區。此為東海以東及福建與江西間 MCSs 增強之原因。13 日 0900 UTC (圖 3c)，正變壓中心 (+2.64 hPa/3h) 位於浙江，強等變壓風 (20~30 kt) 由正變壓區吹向南邊，顯示鋒後冷空氣向南將暖空氣抬升，可能是江西、福建一帶 MCSs 南移並達到最大強度之原因。

13 日 1200 UTC (圖 3d)，兩個正變壓中心 (

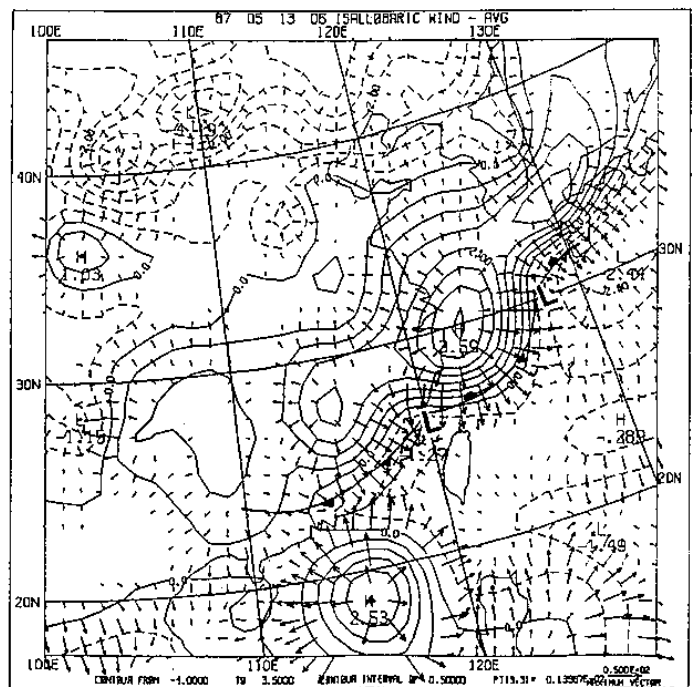
2.65, 1.36 hPa/3h) 分別位在台灣北部海面和江西南部，顯示鋒後冷空氣隨鋒面已明顯南移，等變壓風由正變壓中心向四周吹出，江西、福建一帶之 MCSs 亦伴隨等變壓風南移至台灣海峽北部至福建沿海一帶；另一正變壓區位在南海，等變壓風由該區吹向北邊，南北等變壓風在華南沿海會合，顯示廣東至雲貴一帶之對流雲加強之可能原因。

13 日 1800 UTC (圖 3e)，正變壓中心 (1.72, 0.75 hPa/3h) 分別移至台灣北部和廣東西部，強度減弱，其等變壓風強度亦減弱，顯示冷空氣南下勢力已減弱。宜、花近海之 MCSs 和台灣東方海面之雲帶與福建沿海之 MCSs 皆在正變壓區和等變壓風外流區分別減弱或消散。13 日 2100 UTC (圖 3f)，台灣及華南沿海正等變壓區接近消失，中南半島一帶正等變壓區向北擴展，在廣東西部尚殘留弱正變壓區，因此在廣東沿海和廣西境內之 MCSs 亦減弱。14 日 0000 UTC (圖 3g)，華南沿海一帶皆為微弱的正變壓區，因此在廣東西部和廣西境內之 MCSs 均有明顯的減弱。

綜合上述分析，顯示 MCS 達到最大強度時，其冷外流增強可導致正變壓增加，其等變壓風外流亦增強，而等變壓風向外流可抬升其附近的暖區空氣，引起對流雲帶向雲系前方發展。兩個鄰近成熟階段的 MCS 間有冷外流或等變壓風在輻合區相遇，隨後 MCSs 在該輻合區發展或加強。在中國大陸發展成熟階段 MCS 之冷外流與在南海高壓增強所產生向北之等變壓風兩者相遇輻合，有利 MCS 朝向該輻合區移動或發展加強；等變壓風輻合區為新中尺度對流系統發展有利區，亦可維持 MCS 之強度或可使 MCS 移入輻合區之趨勢。但正壓區和等變壓風外流區則不利 MCSs 之發展。

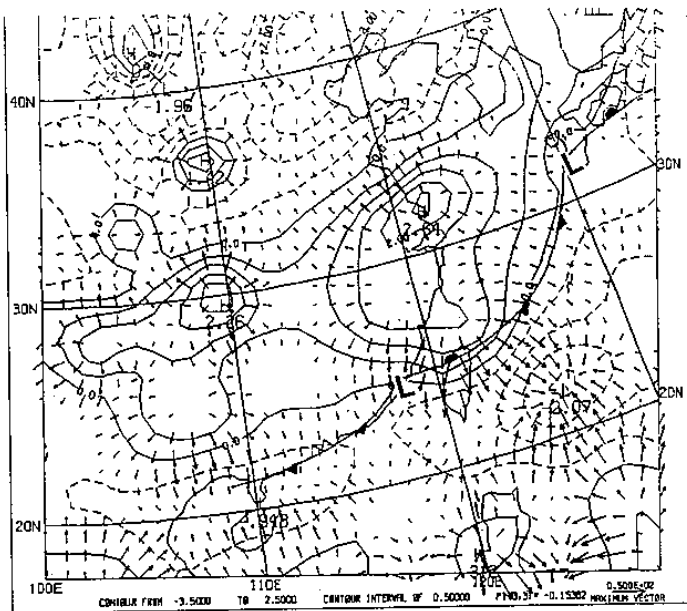


(a)

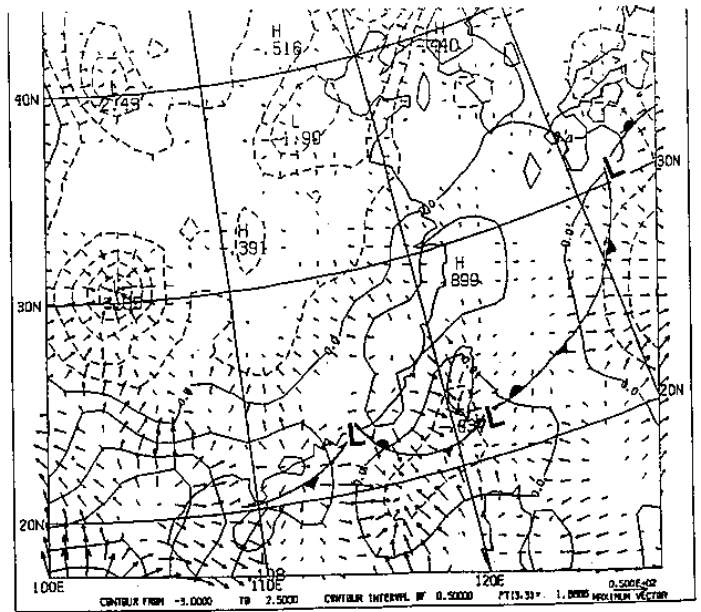


(b)

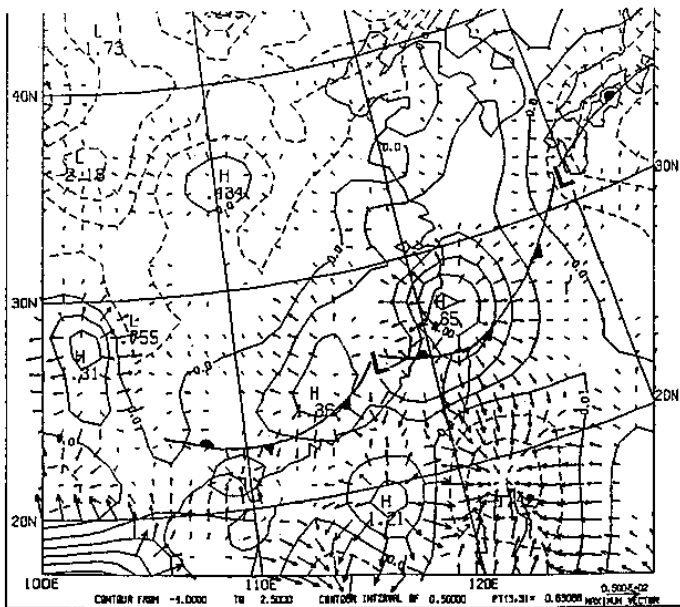




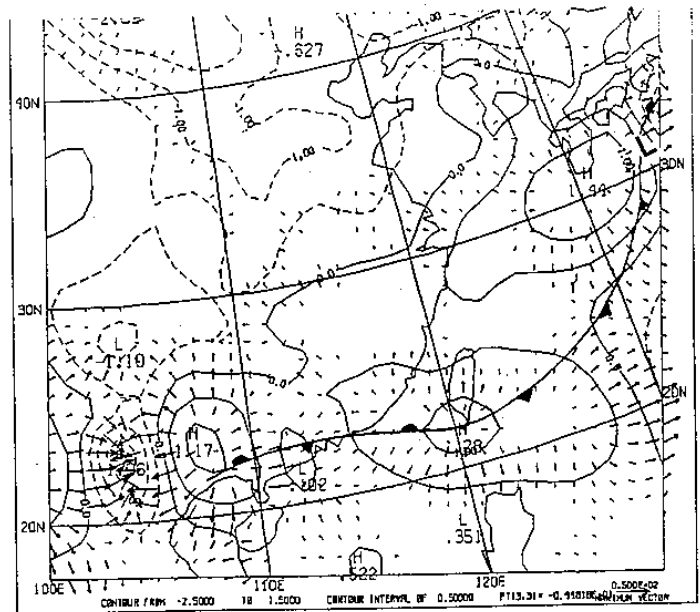
(c)



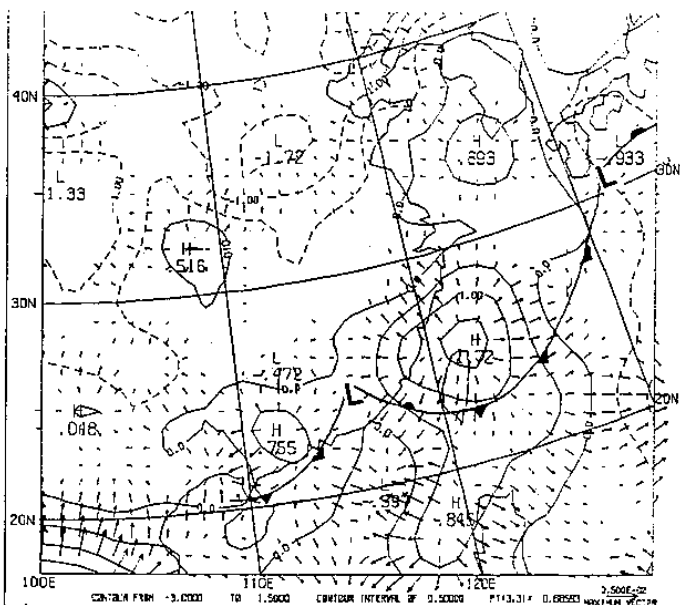
(f)



(d)



(g)



(e)

圖3 1987年 5月13日0000 UTC至 5月14日 0000 UTC 地面每 3小時變壓場和等變壓風之分布圖 (0300, 1500 UTC除外), 圖中實線和虛線分別代表地面測站於觀測時在過去三小時之正和負等變壓線。

- |              |              |
|--------------|--------------|
| (a) 13日0000Z | (b) 13日0600Z |
| (c) 13日0900Z | (d) 13日1200Z |
| (e) 13日1800Z | (f) 13日2100Z |
| (g) 14日0000Z |              |



## 五、結論

本文針對TAMEX期間 IOP # 1 個案——1987年5月13~14日，研究正負變壓區和等變壓風之分布與中尺度對流系統之演化過程，以期對梅雨季中尺度對流系統之生命期，其不同階段之環境條件及其與中尺度對流系統激發機制有所了解。重要結果可歸納如下：

- (一) 強等變壓風 (20~30kt) 由地面冷鋒後吹向鋒前，其強等變壓風與鋒面移動較快有關。
- (二) 中尺度對流系統有朝向負變壓區或等變壓風輻合區移動之趨勢。但正壓區和等變壓風外流區則不利MCSs之發展。
- (三) 中尺度對流系統達到最大強度時，其冷外流增強可導致正變壓增加，其等變壓風外流亦增強，而等變壓風向外流可抬升其附近的暖區空氣，引起對流雲帶向雲系前方發展。
- (四) 鄰近兩個達成熟期的中尺度對流系統所引發之冷外流相遇而輻合，為新中尺度對流系統發展有利區。
- (五) 在中國大陸發展成熟階段MCS 之冷外流與在南海高壓增強所產生向北之等變壓風兩者相遇輻合，有利MCS 朝向該輻合區移動或發展加強。

本文將進一步分析TAMEX 期間其他個案中尺度對流系統之初生、發展、減弱和消散以及其移動方向與正負變壓區或等變壓風間之分布，最後合成分析 IOP 1-13 個案且建立MCSs各生命期之環境條件以及其激發機制與等變壓風之相關。

## 誌謝

本文是在國科會NSC 81-0202-M-117-02之支持下始克完成，特此申謝。其次，感謝民航局飛航服務總台台北氣象中心林清榮、王太元、李裕宗和徐敬輝先生在資料收集與處理等協助，在此一併致謝。

## 參考文獻

- 吳宗堯與陳泰然，1987：臺灣地區中尺度實驗計畫。行政院國家科學委員會，防災科技研究報告76-19號，133pp。
- 紀水上與陳泰然，1986：中尺度對流系統發展與消散之環境條件——1981年5月27-28日個案分析。第四屆全國大氣科學學術研討會論文集編，國科會，120-137。

- 蒲金標，1989：梅雨季華南低層噴流與中尺度對流系統之個案研究。博士論文，中國文化大學地理學研究所，201PP。
- 蒲金標，1991：民國七十九年八月十七~十九日楊希颱風與等變壓風之個案研究。天氣分析與預報研討會，407-414。
- 蒲金標，1992：TAMEX 期間中尺度對流系統與等變壓風之分析研究(一)。行政院國科會研究報告，NSC 81-0202-M117-02，pp78。
- 蒲金標與陳泰然，1990：華南低層噴流與中尺度對流系統環境條件之個案診斷分析——1983年6月1-3日個案。天氣分析與預報研討會，391-408。
- 蒲金標、陳景森與林沛練，1992：1987-1990年臺灣地區梅雨鋒面與中尺度對流系統之分析研究。天氣分析與預報研討會，119-128。
- 蔡清彥與鄭寶鳳，1987：臺灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其發生豪雨的關係。大氣科學，15,1,1-15。
- Akiyama, T., 1978: Mesoscale pulsation of convective rain in medium-scale disturbances developed in Baiu front. *J. Met. Soc. Japan*, 56, 267-283.
- Bartels, D. L., J. M. Skradski and R. D. Menard, 1984: Mesoscale convective systems: A satellite-data-based climatology. NOAA Tech. Memo. ERL ESG 8, Dept. of Commerce, Boulder, CO, 63pp. [NTIS PB85-187904.]
- Fritsch, J. M., and R. A. Maddox, 1981: Convectively driven mesoscale weather systems aloft. Part I: Observations. *J. Appl. Meteor.*, 20, 10-19.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Maddox, R. A., 1983: Large-scale meteorological conditions associated with mid-latitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1475-1493.
- Pu, C. P., 1990: A study of isallobaric wind and mesoscale convective system during TAMEX IOP#5. Proceedings of Workshop on TAMEX Scientific Results, Boulder, Colorado, September, 68-75.

# A Study of Isallobaric Wind and Mesoscale Convective System during TAMEX IOP #1 ~ 13-14 May 1987.

Chin-Piao Pu      P. C. Chen      S. M. Su

Taipei meteorological Center  
Civil Aeronautics Administration  
Taipei, Taiwan, R. O. C.

## ABSTRACT

A series of mesoscale convective systems (MCSs) observed over subtropical China and Taiwan area in TAMEX IOP #1 in May 13~14, 1987 was selected to study its evolution between the isallobaric wind and the MCS. The observed value of the barometric tendency in 3-hours was used to compute the isallobaric wind. The development of MCSs depends on the vertical motion of the air and the condensation of the vapour. So that the latent heat released by the condensation of vapour will increase the temperature, decrease the density of the air, and then the pressure will decrease. In order to study this processes affecting the development of the MCSs, we will only consider the vertical up-motion caused by the local pressure change to affect the MCSs, but eliminate the advection of pressure and the vertical motion caused by the orography, i. e. we will study the isallobaric wind to affect the development of MCSs.

The results reveal that the MCSs developed and moved toward the convergent zone of the isallobaric wind or toward the negative isallobaric area. The isallobaric outflow from the mature MCS region produced a large mesohigh which generated cold air outflow boundary. The cold air outflow then lifted the air in the warm section, so that a new MCS was generated. In addition, two cold air outflows from two mature stages of MCSs met together and then generated the convergent area that was good for the new MCSs developing. The cold air dome beneath the system might become so intense that the isallobaric convergence zone moved away from the MCS, so that the MCS weakens quickly.