

# 華南地區中幅度降水現象之初步探討

謝信良 胡亞棟

中央氣象局

## 摘要

本文初步探討民國 65～69 年冬春季（12～4 月間）發生於華南地區，非伴生於鋒面附近的一些中幅度降水現象之特性，並選 69 年 12 月 13～15 日的實例作進一步的分析。結果顯示，這類降水區域上空 500 毫巴常伴隨有強風軸出現，雨區北側 850 毫巴或 700 毫巴面上均有一近似東西走向的風切線存在；同時又發現雨區的移動與 700～500 毫巴的高空風有密切關係，而中下對流層的強烈暖平流及潛在性不穩定，可能為引發這類降水現象的重要因素。

## 一、前言

每年 12 月至次年 4 月間，當變性之西伯利亞冷氣團在華南（指 100°E 以東，30°N 以南之中國大陸）地區駐留一段時間後，常有降雨區出現於廣西、貴州至湖南一帶。此類雨區之發展及移動異常迅速，對台灣地區之影響甚大，往往在 12～24 小時之內，即能給台灣地區帶來陰雨的天氣，有時甚至帶來中至大雷雨；降雨持續時間，短者半日，長者約 2 天左右。此等天氣系統，在地面天氣圖上，並無對應之鋒面系統存在，惟在雨區初生期，雨區北側 850（或 700）毫巴上空，均有一條風切線；且 500 毫巴上常有槽線相偕。由於這類降水過程的變化快速，甚難掌握，容易造成天氣預報上的失敗，成為天氣預報作業上一極待克服的困難問題。

目前在國內，有關這方面問題之研究文獻相當缺乏。有鑑於此，本研究的目的乃針對上述問題作初步探討，以了解其天氣發生過程之特性和其所伴生之降雨區的運動與高空風之關係，以及對台灣天氣之影響，並藉個案分析探討降水之成因與結構，以期提供天氣預報作業之參考。

## 二、引用資料

本文主要利用民國 65 年至 69 年之逐日天氣

要覽資料，先選取每年 12 月至次年 4 月間曾影響台灣地區的華南降水天氣系統的個例；再配合同時間之地面及高空天氣圖，將選出之個例逐一加以分析，凡雨區伴隨有地面之鋒面系統出現者，即予過濾，不列入本研究之範圍，最終所得到的個例計有 12 個（表 1）。

然後，針對這些個例，分析其共同具有之特性，包括雨區初生源地之地理位置分佈，天氣之發生過程，雨區之運動與高空風之關係，雨區之生命期及對台灣地區之影響。

最後並選擇民國 69 年 12 月 13～15 日之實例，作詳盡之分析，探討華南雨區之可能成因及其結構，以期對這類天氣系統有進一步的認識。

## 三、華南降水系統之特性

分析民國 65～69 年間，冬春季（12 月～4 月）曾影響台灣地區之華南降水天氣系統（如表 1 所列之 12 次個例），發現此類系統之天氣過程，具有一些共同之特性，茲分述如下：

### （一）天氣過程之主要特徵：

本文所研究的 12 次天氣過程，在雨區發生之前，華南地區均為變性大陸冷氣團（源自西伯利亞一帶）所控制，這種氣團的厚度很淺薄，一般僅達 850 毫巴的高度，且低空常有逆溫的現象發生，

表 1 華南降水系統之特性

| 次<br>數 | 雨區發生時間<br>(Z) |    |    |    | 初生雨區位置     |            | 雨區移動      |             | 700mb平均   |             | 500mb平均   |             |
|--------|---------------|----|----|----|------------|------------|-----------|-------------|-----------|-------------|-----------|-------------|
|        | 年             | 月  | 日  | 時  | 北 緯<br>(度) | 東 經<br>(度) | 方向<br>(度) | 速率<br>(Kts) | 風向<br>(度) | 風速<br>(Kts) | 風向<br>(度) | 風速<br>(Kts) |
| 1      | 66            | 4  | 20 | 15 | 25-27      | 114-117    | 260       | 17          | 260       | 20          | 260       | 45          |
| 2      | 67            | 2  | 20 | 21 | 21-27      | 103-107    | 260       | 17          | 260       | 30          | 270       | 45          |
| 3      | 67            | 2  | 22 | 21 | 20-30      | 105-115    | 260       | 17          | 260       | 25          | 260       | 50          |
| 4      | 67            | 4  | 6  | 09 | 23-27      | 110-118    | 270       | 17          | 270       | 30          | 270       | 45          |
| 5      | 67            | 12 | 31 | 21 | 26-30      | 106-110    | 270       | 14          | 270       | 20          | 260       | 35          |
| 6      | 68            | 2  | 12 | 21 | 21-29      | 103-119    | 270       | 17          | 260       | 20          | 260       | 60          |
| 7      | 68            | 2  | 27 | 21 | 20-25      | 108-117    | 270       | 13          | 270       | 30          | 270       | 45          |
| 8      | 68            | 3  | 1  | 09 | 22-27      | 110-118    | 250       | 25          | 250       | 30          | 260       | 60          |
| 9      | 68            | 3  | 5  | 15 | 21-25      | 103-109    | 240       | 23          | 250       | 30          | 250       | 45          |
| 10     | 68            | 3  | 21 | 09 | 20-25      | 108-113    | 260       | 19          | 260       | 25          | 280       | 50          |
| 11     | 68            | 3  | 24 | 21 | 20-23      | 105-115    | 250       | 18          | 260       | 35          | 260       | 50          |
| 12     | 69            | 1  | 16 | 03 | 23-27      | 105-110    | 250       | 23          | 260       | 40          | 260       | 50          |
| 平 均    |               |    |    |    |            |            |           | 18.3        |           | 27.9        |           | 48.3        |

顯示氣團本身具有相當之穩定性。王(民國 67 年)闡述遠東區氣團之特性,指出冬季大陸變性西伯利亞氣團到達華南時,僅為薄薄一層,通常厚度在一千五百至二千公尺之間,氣團中少見逆溫現象,但溫度直減率不大,此種氣團在香港上空時,自下而上,熱力層序均屬穩定,似係由高壓區之沉降作用所致。又戚(民國 59 年)所編之東亞大氣環流研究中指出,春季華南地區發生降水天氣過程之前,華南低空為變性冷空氣墊所控制,由沿經向垂直剖面圖上,可見冷空氣墊的上界亦有一準水平穩定層存在。

在冬春兩季,當華中沿海有一分裂高壓出現,且在華南上空 850 毫巴的風向由偏西風或偏東風轉成偏南到西南時,由貴州、湖南至江西北部一帶,常出現一近乎東西向的風切線。這時候,華南一帶地面的水平溫度梯度很小,風向多為偏東風,而

700 毫巴則為西風,且 500 毫巴上空在青康藏高原東麓亦常有短波槽出現。此時在 850 毫巴風切線南側開始有新生的降雨區出現,在雨區上空 500 毫巴處均有強風帶伴隨(見圖 1),此種特徵,將於後節以實例加以印證。

#### (二) 華南雨區\*之移動與高空風之關係

利用每隔 3 小時地面雨區前緣的等時間線,分析華南雨區移動速率及方向與各層高空風之關係。發現雨區之移動與 850 毫巴的高空風並無明顯關係,而與 700 毫巴至 500 毫巴之高空風關係極為密切(見表 1)。由圖 2 所示,可以發現 12 次個別雨區平均移動方向幾乎與 700 及 500 毫巴的風向一致(相差約在 10 度以內),雨區之移動速度約為 700 毫巴平均風速的 65%,500 毫巴風速的 40%。此顯示雨區的移動可能受 700~500 毫巴間高空風所導引。Browning 和 Harrold (1969

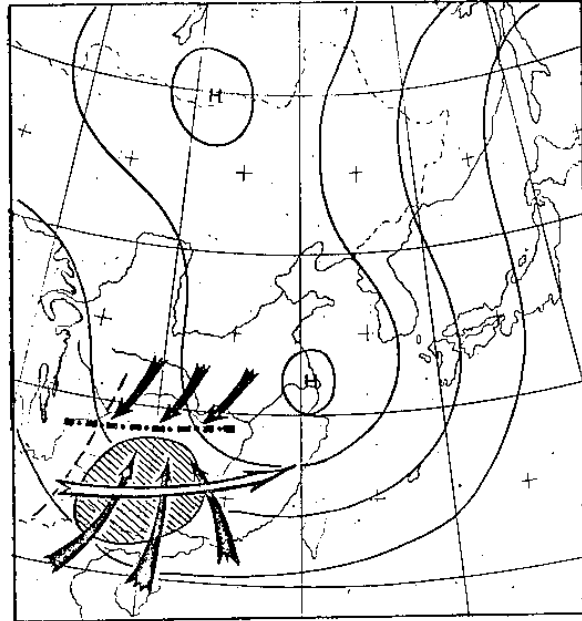


圖 1 華南雨區（斜線部分）初生時之綜觀天氣形勢示意圖。  
 （黑色箭頭表 850 mb 氣流方向，空心箭頭表 500 mb 強風軸，粗斷線表 850 或 700 mb 風切線，細斷線表 500 mb 槽線）。

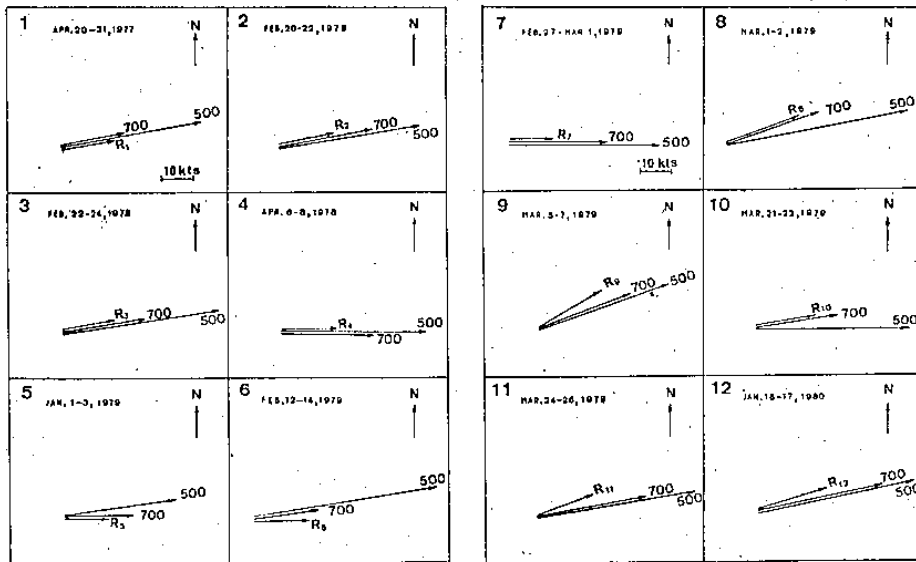


圖 2 華南雨區移動與高空風之關係（箭頭標示有 500，700，  
 $R_1$ - $R_{12}$  分別代表 500 毫巴、700 毫巴平均風向量，及雨區之移動速度。

), 以及 Austin 和 Houze (1972) 亦發現到之中範圍雨區隨 700~500 毫巴 (約 3~6 公里高) 的高空風移動。

\* 本文所分析之雨區屬 Meso- $\alpha$  範圍。

(二) 華南雨區對台灣地區天氣之影響

分析本文 12 次個例雨區初生之地理位置, 發現雨區出現之主要範圍是在 21~29°N, 105~115°E 間 (如圖 3 所示)。其中初生雨區位置在繪斜線之 A、B 兩區內者佔總數三分之二以上 (圖中每格表經、緯度各一度, 其內標示之數字代表雨區出現之次數), 此可能與地形有關, 其原因有待進一步之研究。由於雨區發生位置之不同, 影響台灣地區天氣之程度亦有差異, 一般以發生在 B 區者影響最大, 常可給全台灣帶來普遍的降雨; 而發生於 A 區者, 則主要影響台灣北部地區。

又分析華南雨區自源地移出至到達台灣所需的時間 (如表 2), 得知在 12 個個例中需時最長者為 33 小時, 最短者為 12 小時, 平均為 23.4 小時

。而雨區影響台灣之持續時間, 最短者 15 小時, 最長者 45 小時, 平均為 27.7 小時。由此可見華南雨區自發生開始東移至影響到台灣, 其所需時間往往不到 24 小時, 而對台灣天氣之影響, 持續時間平均約為一天。

雨區抵達台灣的時間則可藉 700~500 毫巴間之高空風速 (用 700 毫巴風速之 65% 或 500 毫巴風速之 40%) 加以估計, 此法則可供預報作業參考。

#### 四、民國 69 年 12 月 13~15 日華南降水系統分析實例

(一) 天氣形勢

民國 69 年 12 月 13 日 1200 Z, 有一很深的低氣壓位於日本海北部; 在東經 100 度以東之中國大陸則為軸線呈南北走向之冷高壓所控制, 高壓主中心在貝加爾湖東方約 200 公里處近似滯留。另

表 2 華南雨區與台灣天氣之關係

| 次<br>數 | 雨區發生時間<br>(Z) |    |    |    | 初生雨區位置     |            | 雨區前緣東<br>移至抵達台<br>灣所需時數 | 雨區影響<br>台灣之期間<br>(小時) | 影響範圍 |
|--------|---------------|----|----|----|------------|------------|-------------------------|-----------------------|------|
|        | 年             | 月  | 日  | 時  | 北 緯<br>(度) | 東 經<br>(度) |                         |                       |      |
| 1      | 66            | 4  | 20 | 15 | 25-27      | 114-117    | 12                      | 21                    | 台中以北 |
| 2      | 67            | 2  | 20 | 21 | 21-27      | 103-107    | 33                      | 21                    | 北部   |
| 3      | 67            | 2  | 22 | 21 | 20-30      | 105-115    | 24                      | 18                    | 高雄以北 |
| 4      | 67            | 4  | 6  | 09 | 23-27      | 110-118    | 18                      | 15                    | 高雄以北 |
| 5      | 67            | 12 | 31 | 21 | 26-30      | 106-110    | 30                      | 18                    | 台南以北 |
| 6      | 68            | 2  | 12 | 21 | 21-29      | 103-119    | 24                      | 45                    | 北部   |
| 7      | 68            | 2  | 27 | 21 | 20-25      | 108-117    | 30                      | 39                    | 嘉南地區 |
| 8      | 68            | 3  | 1  | 09 | 22-27      | 110-118    | 18                      | 36                    | 高雄以北 |
| 9      | 68            | 3  | 5  | 15 | 21-25      | 103-109    | 30                      | 27                    | 台中以北 |
| 10     | 68            | 3  | 21 | 09 | 20-25      | 108-113    | 24                      | 27                    | 高雄以北 |
| 11     | 68            | 3  | 24 | 21 | 20-23      | 105-115    | 18                      | 45                    | 高雄以北 |
| 12     | 69            | 1  | 16 | 03 | 23-27      | 105-110    | 18                      | 21                    | 台中以北 |
| 平      |               | 均  |    |    |            |            | 23.4                    | 27.7                  |      |

有一分裂高壓在北緯 42 度，東經 113 度，即在綏遠省境（圖 4）。同時，500 毫巴高空圖上，在華南地區有一微弱高壓脊；在青康藏高原東側有一短波槽沿 100°E 附近經線由西康向南伸展至緬甸北部（圖 5）。在長江流域中上游，於 850 及 700 毫巴上空有近似東西走向的風切線出現，如圖 5 中斷線所示。華南沿海一帶 850 毫巴上空則有微弱南風出現。

13 日 1500 Z 地面區域天氣圖上，在廣西一帶開始有新生雨區出現於 850 毫巴風切線之南側。

14 日 0000 Z 地面圖（圖 6）顯示原位於綏遠省境之分裂高壓迅速向東南移動，抵達江蘇省境。此時，在廣西、貴州一帶的降雨區（圖 6 之陰影區）之西側，在 500 毫巴高空，有槽線對應。500 毫巴槽線與雨區之後緣的位置相當一致，其移動速度平均約為每小時 20 浬（如圖 7），雨區上空 500 毫巴有時速 50 浬噴射氣流出現。

14 日 1800 Z 雨區之前緣開始影響台灣地區（圖 8）。500 毫巴高空槽於 15 日 0000 Z 接近華南沿海時迅速淺化（圖 7），同時，影響台灣之雨區亦逐漸消散，至 15 日 0600 Z 雨區完全消失。

由台北高空風垂直時間剖面圖（圖 9）發現，14 日 1200 Z 至 15 日 0000 Z 在 2,000 ~ 4,000 呎低空之風向由東南轉成東北風，且風速明顯增大；而 6,000 ~ 9,000 呎風向則由西南轉為東南風，可知在 14 日晚上至 15 日早晨之間有天氣系統通過台灣北部上空，與華南雨區到達台灣的時間相符。

惟在此降水系統之發生過程中，地面天氣圖上並無鋒面對應，此等降水現象之可能成因與結構將於下節中探討。

## （二）降水結構及成因

爲了探討華南雨區系統的結構及成因，首先分析沿南北向測站（圖 10）的溫度、濕球位溫（ $\theta_w$ ）及沿東西向測站（圖 10）的濕球位溫及相對濕度的垂直剖面圖（如圖 11、12）。發現於民國

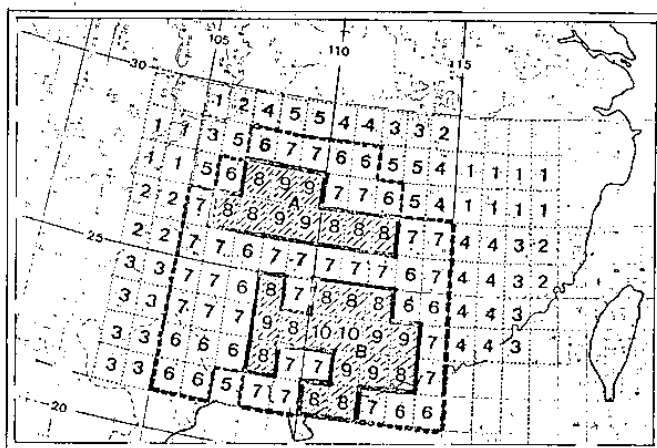


圖 3 初生雨區相關位置圖。（每一網格爲經緯度一度，其中所標數字表雨區出現在該格的次數。）

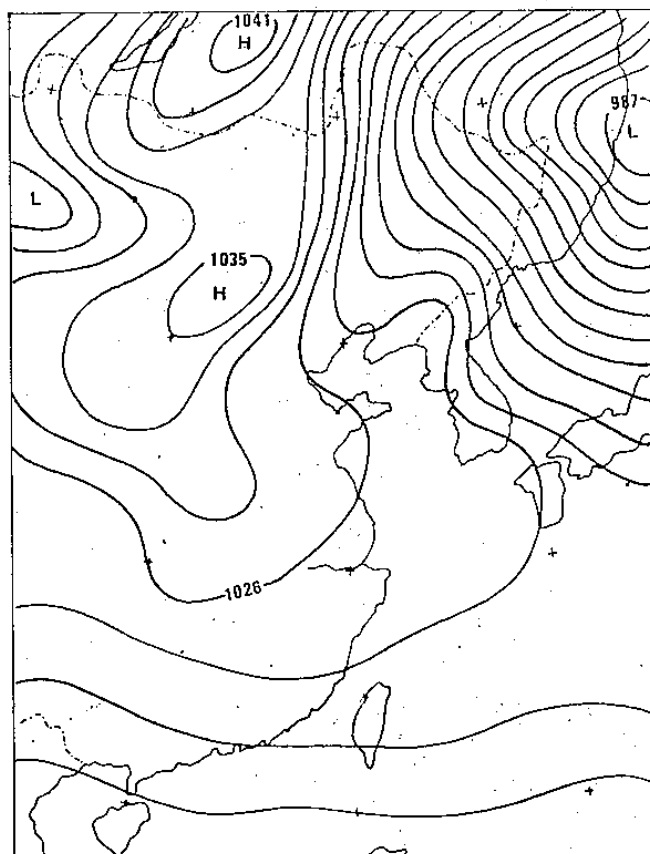


圖 4 69 年 12 月 13 日 1200Z 地面圖。  
（等壓線間隔 3 mb）

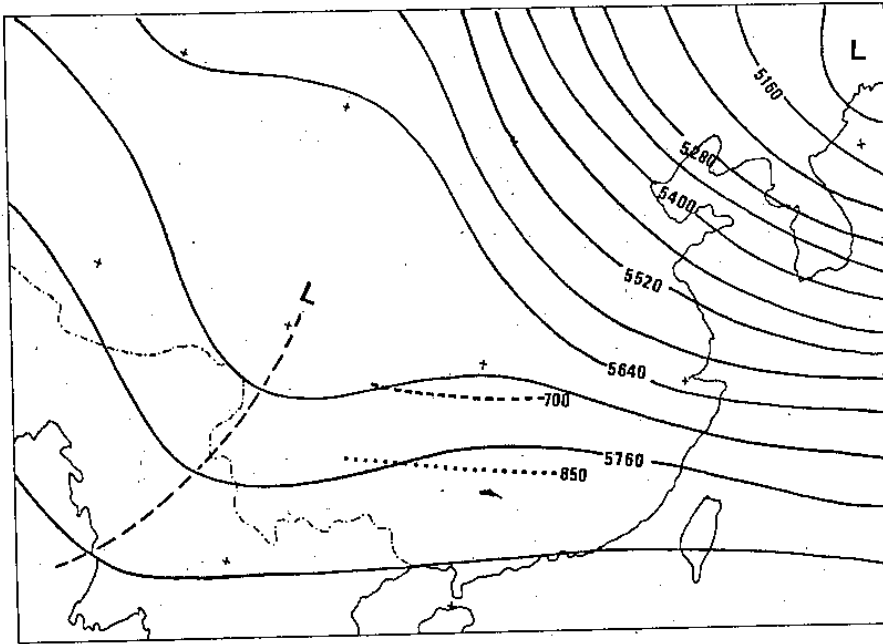


圖5 69年12月13日1200Z 500毫巴高空圖。  
(斷線分別代表850及700毫巴風切線)

69年12月13日0000Z(即華南雨區發生之前約15小時)，自廣州經郴縣、長沙、漢口至鄭縣的低空，900毫巴以下有一逆溫存在，逆溫層頂部約在900毫巴附近，由南而北呈近似水平狀態；且由圖11a之等濕球位溫縣分佈情況，可看出主要的梯度集中在地面到800毫巴高度之間。又由圖12a顯示，同一時刻，自貴陽經桂林、郴縣、贛州、廈門至台北的沿線，在850毫巴以下的等濕球位溫線相當之密集，且亦呈近似水平狀態。除貴陽上空900~800毫巴間的相對濕度達80%外，其餘各地上空之相對濕度均甚低；尤其是郴縣以東各站最為明顯；此反映出華南地區對流層下部空氣，具有相當之穩定性，此與三、(一)節所述之特徵一致。

12月14日0000Z華南地區(貴州、廣西及湖南一帶)出現大片的陰雨區(圖6)。由圖11c及圖12c發現，原密集於800毫巴以下的等濕球位溫線梯度顯著減小，在900毫巴附近，近似南

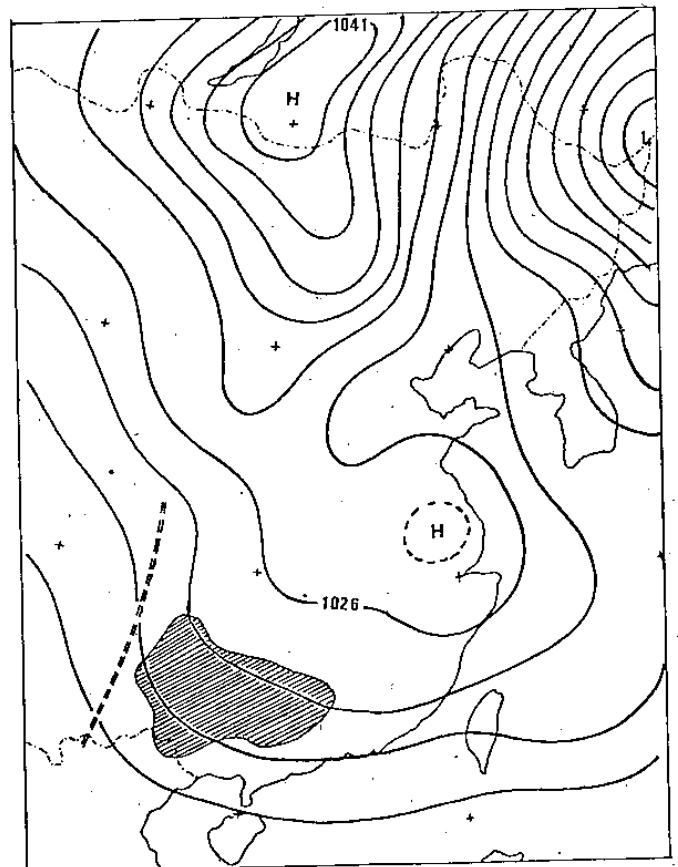


圖6 69年12月14日0000Z地面圖。(等壓線間隔3毫巴，斜線部份代表雨區，雙斷線表500毫巴槽線位置。)

北向的逆溫層頂，變為由南向北傾斜，其坡度約為 0.002，遠較一般之冷鋒或暖鋒面的坡度為小，且低層逆溫現象已不復存在。此時，貴陽、桂林至郴縣一帶上空相對濕度顯著增加，達 70% 以上，

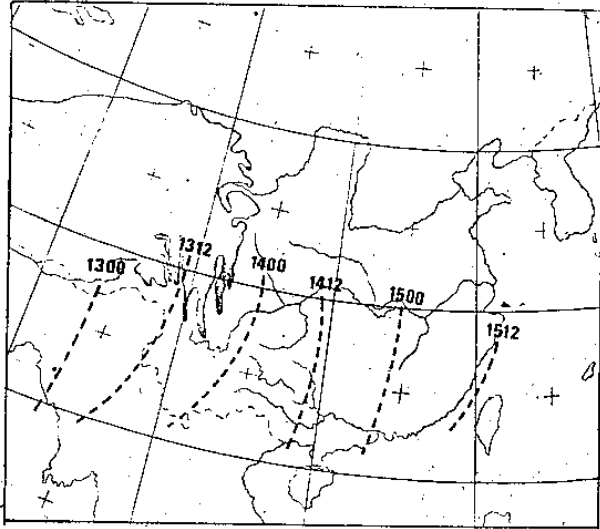


圖 7 69年 12月 13~15日 500毫巴槽線運動圖 (標示數字前二位表日期，後二位表格林威治時間。)

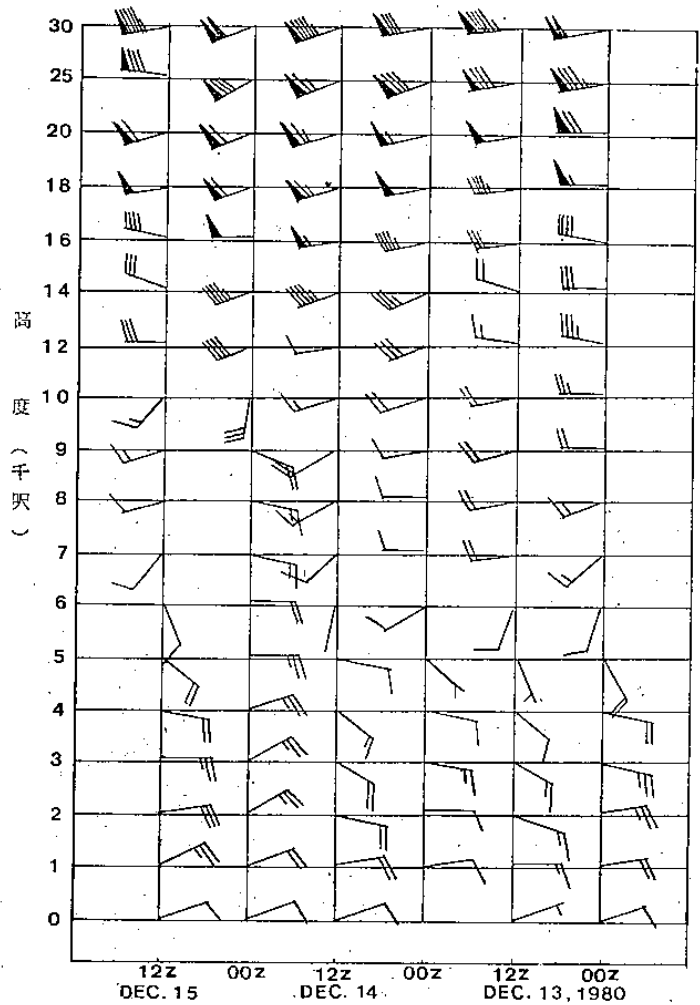


圖 9 69年 12月 13~15日台北高空風剖面圖。

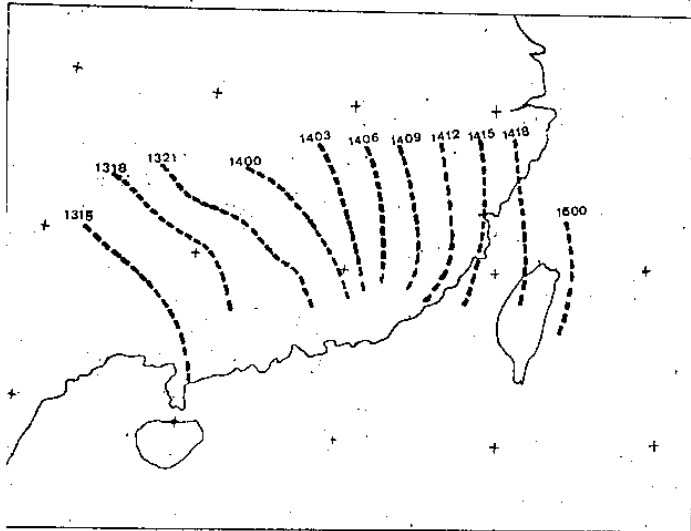


圖 8 69年 12月 13~15日華南雨區前緣運動圖 (標示之數字前兩位表日期，後兩位表格林威治時間。)

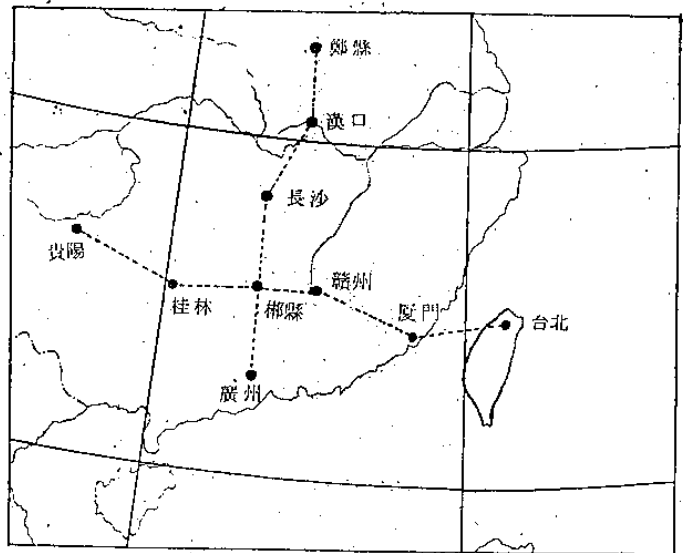


圖 10 分析南北及東西向濕球位溫垂直剖面選用之測站位置分佈。

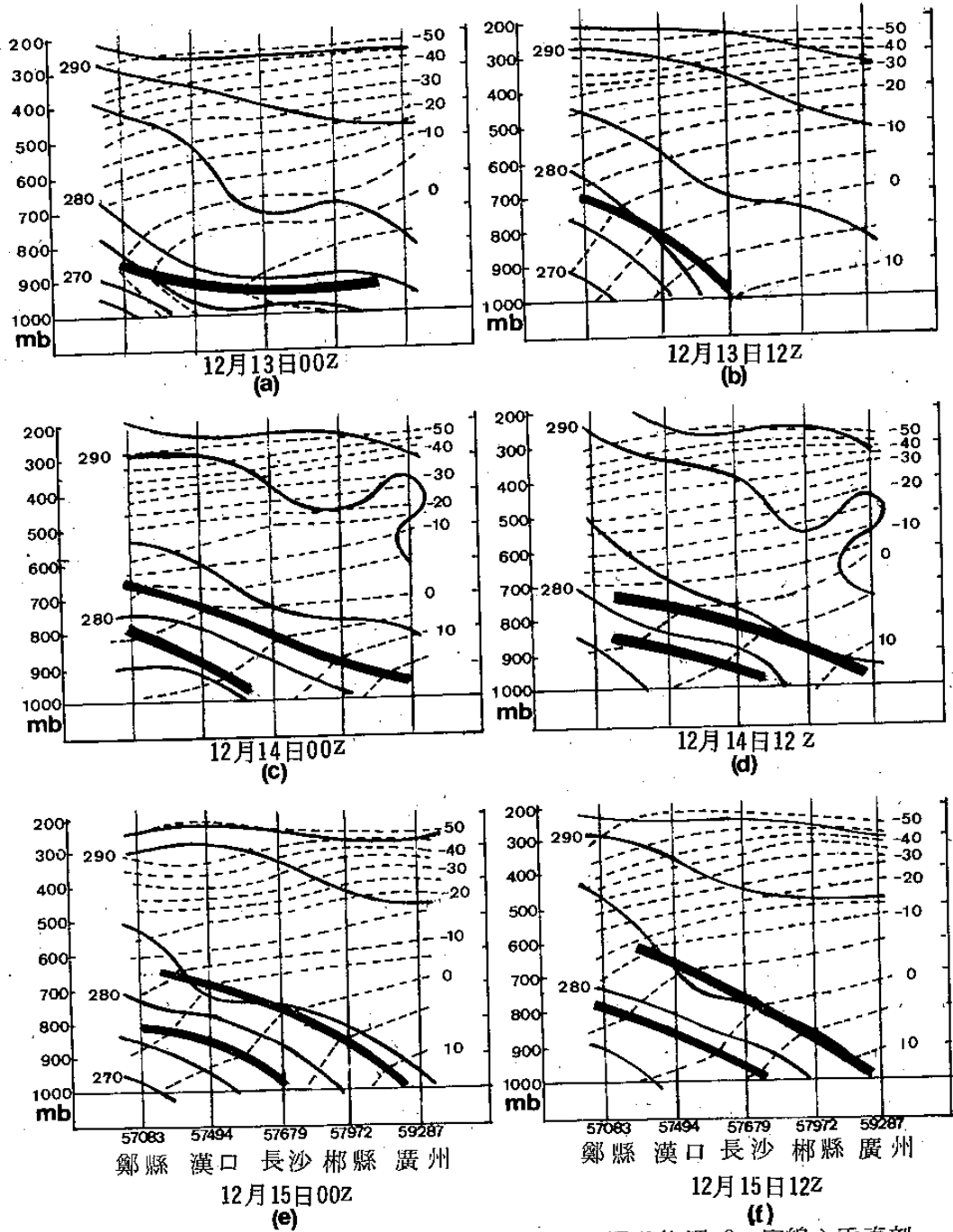


圖11. 69年12月13-15日溫度(°C斷線), 濕球位溫(°K實線)垂直剖面圖。粗實線表穩定空氣層界線。



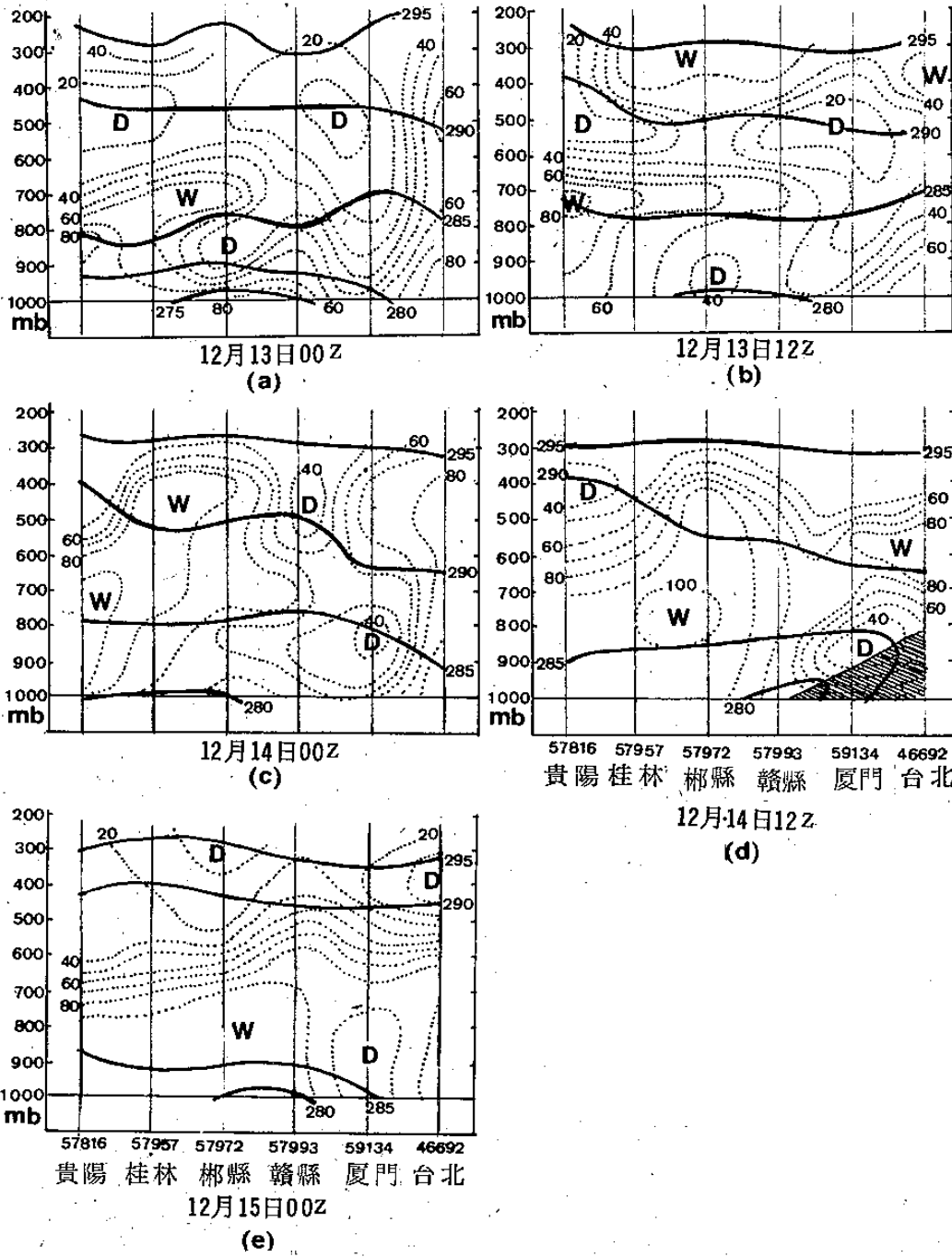


圖12. 69年12月13-15日濕球位溫(°K-實線), 相對濕度(%)垂直剖面圖。(陰影部份為潛在性不穩定區。)

，可知濕空氣層由西向東擴展。自同一時間之 850 ~ 500 毫巴厚度及合成風的分佈 (圖 13) 可清晰的看出降雨區上空有很強的暖平流存在。Holton (1972) 討論 Omega 方程中各項之物理意義，指出空氣上升運動與暖平流及正渦度平流隨高度的變率成正比例。又 Means (1952)、Ninomiya (1971) 強調差異之水平熱力與濕氣平流為導致空氣不穩定的主要因素。由圖 14，12 月 14 日 0000 Z 之 500 毫巴渦度場及 700 毫巴垂直速度場的分佈，可說明降雨區之發生，顯然與空氣上升運動有關係；而上升運動則主要是由於對流層中下部

之暖空氣平流加上正渦度平流之垂直差異兩種作用而產生。惟在本個例中，華南雨區上空 500 毫巴出現一頗強之負渦度中心 (圖 13、14)，由此推想，暖平流對產生上升運動的貢獻似乎較渦度的垂直差異平流來得重要。

在此華南天氣系統發生之過程中，發現有一值得一提的現象；於 12 月 14 日 12 Z，自贛州、廈門至台北沿線，850 毫巴以下低空有潛在性不穩定發生 (見圖 12 d 斜線部份)，由於潛在不穩定之釋放產生之對流作用，穿透其上之乾空氣層，可能為助長降水系統發展因素之一。

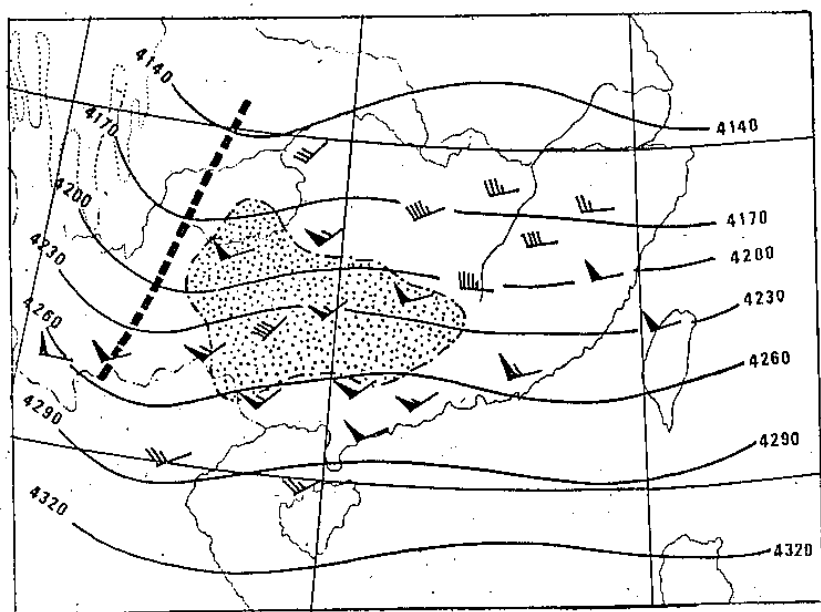
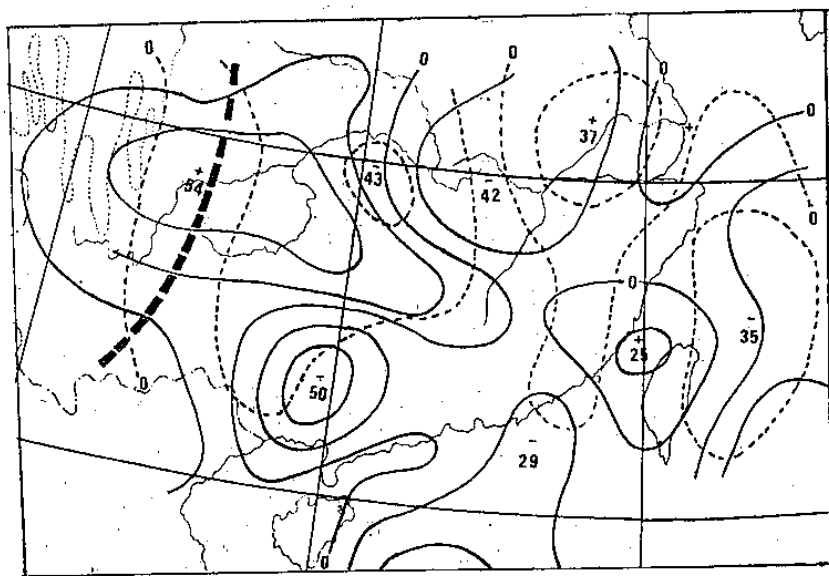


圖 13 69 年 12 月 14 日 00Z 850 ~ 500 毫巴厚度及合成分佈。(黑點區代表雨區，粗斷線表 500 毫巴槽線。)

圖 14 69 年 12 月 14 日 0000Z 500 毫巴渦度 (實線  $\times 10^{-6}$ ) 及 700 毫巴垂直速度 (虛線  $\times 0.1 \text{ mb/h}$ )。



## 五、結 論

由本項研究，歸納以下幾點結論：

(1) 華南雨區之產生與對流層中下部之暖平流有密切關係，可能為誘發降雨的重要機制。

(2) 華南雨區位於 850 (或 700) 毫巴風切線南側，其上空 500 毫巴伴隨有強風帶出現。

(3) 華南雨區之移動主要受 700~500 毫巴間高空風之導引 (與 850 毫巴之風向風速無明顯關係)，其移動速度，約分別為 700 及 500 毫巴平均風的 65% 和 40%。

(4) 華南雨區自出現開始東移至抵達台灣所需時間平均為 23.4 小時，影響台灣之期間為 27.7 小時。

## 參考文獻

王崇岳，民國 67 年：天氣學上冊，158~173，  
國立編譯館出版，正中書局印行。

戚啓勳，民國 59 年：東亞大氣環流研究，30~  
33 (台灣省氣象局颱風預報研習會教材)。

Austin, P.M., and R.A. Houze, 1972 :  
Analysis of the Structure of  
Precipitation pattern in New  
England, J. Appl. Meteor., 11,  
925-935.

Browning, K.A., and T.W. Harrold, 1969  
: Air motion and Precipitation  
growth in a wave depression,  
Quart. J. R. Meteor. Sec., 95,  
288-309.

Means, L.L., 1952 : On thunderstorm  
forecasting in the Central United  
States. Mon. Wea. Rev., 7,  
210-222.

Ninomiya, K., 1971 : Dynamical analysis  
of outflow from tornado-producing  
thunderstorms as revealed by  
ATS III Pictures. J. Appl.  
Meteor., 10, 778-798.

# A Preliminary Study of Non-frontal Mesoscale Precipitation Features over South China

Shinn-Liang Shieh      Ya-Tung Hu

Central Weather Bureau, R.O.C.

## Abstract

A preliminary study is presented which illustrates the characteristics and behavior of 12 selected mesoscale precipitation features not associated with surface frontal systems passing through South China in both winter and spring during 1976-1980. A detailed analysis of a chosen case in the period of 13-15 December 1980 was also carried out to obtain a better understanding of the nature and structure of the mesoscale precipitation system. Results show that the above-mentioned systems are usually accompanied by a mid-level subtropical jet stream, and that an E-W oriented shear line always exists to the north of the precipitation area at the 850 mb and/or the 700 mb level. Also, the movement of the precipitation systems shows a close relation to the upper winds between 700-500 mb level. It is hypothesized that the strong thermal advection and potential instability in the middle and lower troposphere might play an important role in these mesoscale precipitation phenomena.