

# 台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析 及其與發生豪雨的關係

蔡清彥 鄭寶鳳  
國立台灣大學大氣科學系 中央氣象局

(中華民國七十六年一月三日收稿；二月二十日定稿)

## 摘 要

低層噴流是指在 600mb 以下的低對流層中，風速在垂直及水平方向存在相對最大值，大於 20kts，的最大強風軸。它常伴隨台灣地區梅雨期間豪雨的發生。本文選取梅雨期間通過台灣附近的八個低層西南風噴流個案，作合成平均，探討其水平及垂直結構特性，並討論其與台灣地區發生豪雨的關係。

在水平方向，低層噴流發生在華南地區低壓槽的前方，呈東北東—西南西走向，隨著低壓槽線向東移動，水平尺度可隨時間而變，介於綜觀尺度與中尺度之間，風速兼有地轉與非地轉分量。當噴流軸心移到台灣附近時，風速可達最大值，此時伴隨噴流的暖、濕舌也漸趨明顯。暖舌的分佈與噴流軸線位置相當而略偏南方，相對濕度場則在出區左方與入區右方形成兩個潮濕中心。台灣的豪雨發生在噴流軸心移到台灣東北方的時候，所以降雨可能源自噴流入區右方的劇烈對流。

在垂直方向，測站低層西南風的增強，乃由於梅雨鋒面的移近，此時最大低層西南風所在高度略降，而鋒面遠離時，低層西南風減小，甚至轉變為東北風，最大風速所在高度提升。台灣豪雨發生前，低層西南風增到最強，大雨結束後，風速減小。

## 一、前言

台灣位處副熱帶地區，東臨太平洋，西傍歐亞大陸；冬季受大陸性高壓影響，吹東北風，夏季受太平洋高壓影響，盛行西南風。東北、西南季風交替期間，有梅雨鋒面在台灣附近滯留，造成的降水佔全省年雨量 $\frac{1}{4}$ 以上(陳與蔡，1979)，伴隨的豪雨更是帶來嚴重的災害，如 1984 年 6 月 3 日台北豪雨及 1985 年 5 月 28 日西部豪雨都造成數百億的財物損失。Chen and Yu (1986) 統計 1965 ~ 1984 年 5、6 月梅雨期間台灣北部發生的豪雨

雨共達 35 次，即全省每年受 1.8 次以上的豪雨侵襲，這對台灣社會、經濟的發展威脅頗大。國科會在 1983 年便把梅雨期間的豪雨研究列入大型防災科技研究計劃中，1987 年將進行的台灣地區中尺度實驗計劃(Taiwan Area Mesoscale Experiment, 簡稱 TAMEX)更是要加強研究以減少此種豪雨災害。

梅雨期間的豪雨屬於中尺度天氣現象，限於觀測的時間與空間解析度的不足，這種豪雨的激發機

制目前還不清楚，但是在有關梅雨期間的研究中，“低層噴流與發生豪雨的關係密切”的論點相繼被提出，如黃（1976）的研究發現：當低層噴流軸線經過台灣南部時屢次造成該區的惡劣天氣，陳（1979）分析梅雨季節內發生在台灣北部的25次大雨，得到大雨前24小時內，台灣附近850 mb出現西南強風（20 kts以上）的共有23次。Chen and Yu（1986）由35個北部豪雨個案分析，得出850或700 mb伴有噴流軸線通過台灣北部附近的頻率達84%。國外，Matsumoto（1974）的研究指出：日本梅雨期間，日雨量大於100 mm的降水之中84%伴有低層噴流。而美國在春夏之交，低層噴流由墨西哥灣快速傳送熱量、水汽，在南部大平原區造成強烈的降水。因此，要研究梅雨期間豪雨的發生，可以由低層噴流來著手。

美國大平原區低層噴流的發生主要是南風分量的增加，使得白天的次地轉風，到夜晚轉變成超地轉風，而清晨時刻在900 mb附近出現的最大風速可達50~80 kts（Bonner et al., 1968）。至於低層噴流的形成機制，Blackadar（1957）認為是邊界層擾動的變化透過非地轉風的慣性振盪所產生，Wexler（1961）主張是副熱帶高壓向西伸展所造成，Holton（1967）認為是斜坡地形的溫度日循環所影響，Naistar and Young（1973）及Newton（1967）主張是背風旋生導致的綜觀、次綜觀過程，最近Uccellini and Johnson（1979, 1980）經過數值模擬與觀測研究，提出低層噴流是伴隨高空噴流的輻散輻合場透過質量調整所強迫形成的說法，特別引起有關學者的注意。日本氣象界在1968年4月到1973年3月間，進行五年的劇烈暴風雨研究計劃（Severe Rainstorms Research Project），發現梅雨期間豪雨出現的頻率在低層噴流北方0到200公里之間最高，而降雨區低層風速的增強乃是積雲對流使高空動量下傳的結果（Matsumoto, 1973；Akiyama, 1973）。

儘管在亞洲與美國，豪雨的發生多伴有低層噴

流，各地的情況卻頗有差異：台灣與日本低層噴流軸心高度多在850 mb~600 mb之間，所以受邊界層擾動的影響較小，而且台灣與華南地區的低層噴流為西南風，與高空西風噴流的交角，遠不如美國高、低層噴流幾近正交的情況，所以Uccellini等提出低層噴流乃高空噴流之低層迴流的說法並不適用；至於Matsumoto所提出日本的低層噴流是豪雨過程中積雲對流使高空動量下傳的說法，與台灣附近所見低層噴流發生在豪雨之前又有差別。國內專家對低層噴流導致豪雨作較深入研究的也很多，如Chen and Tsay（1977）認為900 mb到600 mb之間，梅雨鋒面南方的西南噴流，可藉水汽輸送與形成氣旋式渦度場、輻合場的過程導致豪雨。或是在鋒面南方形成潛在不穩度，促使大幅度的連續上升氣流透過對流運動來釋放不穩度，而造成強烈降水（Chen, 1977）。Chen and Yu（1986）發現台灣北部豪雨發生前，附近出現低層噴流的頻率增加，隨風速的增強，低層噴流所在高度降低，豪雨發生時則可經由積雲對流來混合低層的動量，使低層噴流消失。Chou et al.（1982）經由模擬得到梅雨鋒面附近的強烈積雲對流在鋒面南方產生一個熱力直接次環流，環流的低層迴流透過柯氏效應加強西（南）風分量，而形成低層噴流。柯等（1986）對低層噴流作數值模擬，發現低層噴流伴有輻散、輻合場，在入區右方及出區左方容易形成對流降水。這些研究除了柯等及Chou et al.所作的模擬之外，大多偏重在豪雨的觀點作討論，而缺乏對低層噴流作較整體性的動力探討；著眼於在低對流層這麼大的風速與風切所蘊含的能量潛勢及其與發生豪雨的密切關係，本文希望經由八個個案的合成，來探討梅雨期間通過台灣附近的低層噴流的結構特性，及其中觸發豪雨的機制。

## 二、資料來源及研究方法

本文收集1979~1985七年梅雨期間的資料，空間範圍取北緯15°~35°，東經100°~135°。

2.1 資料來源及應用

資料來源有三：

(1)美國國家氣象中心 ( National Meteorological Center, NMC )——八角網格點上 850 與 700 mb 的高度、風場、溫度及 1002 與 666 mb 的相對濕度值。

(2)中央氣象局——850、700 mb 高空天氣圖上的高度、風向、風速、溫度值，日雨量、時雨量表及斜溫圖。

(3)台灣三處探空站 (台北、馬公及東港) 的探空資料——地面到  $6.5 \times 10^4$  呎 (約 70 mb) 的風向、風速、溫度及露點值。

本文分別由水平及垂直方向進行合成分析，水平方向是利用 NMC 八角網格點上的資料作初始值 ( Initial Guess )，比較其與氣象局天氣圖上對應的測站資料，找出數值差異大的測站，再由天氣圖上讀取該測站的資料，利用 Cressman 客觀分析方法修正到網格點上，以補充資料的準確度。因為這批 NMC 的資料只有 1002 mb 及 666 mb 的相對濕度，所以在 850 mb 的結構分析中，以 1002 mb 的相對濕度來代表 850 mb 這較低層的濕度場，其代表性未必合宜，而 700 mb 的合成則以 666 mb 的濕度場來討論，垂直方向是以探空資料來作合成。

2.2 研究方法

首先由探空資料著手，找出 600 mb ( 16000 呎 ) 以下各高度，出現大於 20 kts 並有垂直風切，且維持 24 小時以上的個案，檢查 850、700 mb 的天氣圖，剔除水平風切不明顯的案例，共選定八個低層噴流的個案，個案時間列於表 1。合成的時間標準是以 850 mb 低層噴流通過台灣以前，風速達最大值的時間定為  $T_{0(L)}$ ，另外為討論低層噴流與豪雨的關係，定義與豪雨 (時雨量大於 15 mm) 發生時間最近的觀測標準時 ( 00 Z 或 12 Z ) 為  $T_{0(R)}$ ；由  $T_{0(L)}$  及  $T_{0(R)}$  往前、往後各推延 4 個時段 ( 48 小時 ) 以定出  $T_{-4}$ ， $T_{-3}$ ， $T_{-2}$ ， $T_{-1}$ ， $T_0$ ， $T_1$ ， $T_2$ ， $T_3$ ， $T_4$  九個時間作合成。

水平方向分別在 850 mb 及 700 mb 上作合成—

表 1 合成所選個案的  $T_0$  時間

個案	年次	$T_{0(L)}$	$T_{0(R)}$
1	1979	6. 7.12Z	6. 8.00Z
2	1982	5.30.00Z	5.31.00Z
3	1982	6. 2.12Z	6. 2.00Z
4	1983	5.30.00Z	5.30.12Z
5	1983	6. 3.00Z	6. 3.00Z
6	1984	5.27.12Z	5.28.00Z
7	1984	6. 2.12Z	6. 2.12Z
8	1985	5.28.12Z	5.27.12Z

(1)在低層噴流的合成方面：選取 850 mb 的噴流軸心 (風速為  $V_M$ ) 所在位置為坐標中心點，南北方向各推展 4 個緯度，東西方向各以  $\frac{9}{10} V_M$ ， $\frac{8}{10} V_M$ ， $\frac{7}{10} V_M$  及  $\frac{6}{10} V_M$  所在位置來定坐標點，而定出  $9 \times 9$  的網格點分佈 (如圖 1)，再把測站上的氣象要素 (風向、風速、高度、溫度及相對濕度) 內插到這些點上以對  $T_{(L)}$  進行合成。

(2)在豪雨的合成方面：分別對  $T_{(R)}$  就

( i ) 各個經緯度求算各氣象要素的合成。

( ii ) 如(1)所述在  $9 \times 9$  個網格點上作合成。

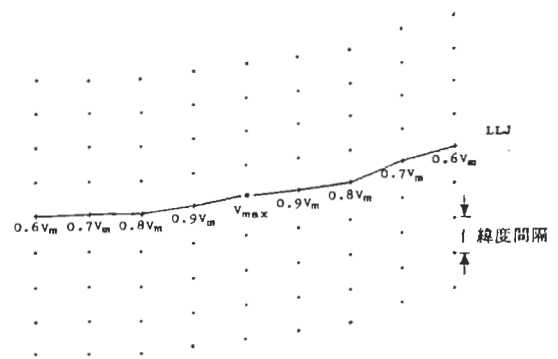


圖 1 以噴流軸系風速大小定義的網格坐標

垂直方向的合成——

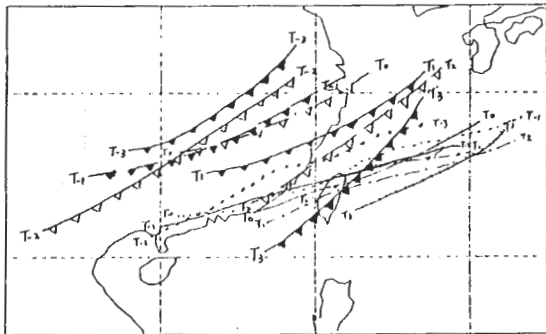
(1)就各站最大風速所在高度，往上、下各推展 7000 呎，在每 1000 呎層面對  $T_{(L)}$  作各層的合成平均。

(2)在豪雨分析方面，對  $T_{(R)}$  作各個觀測高度層的合成。

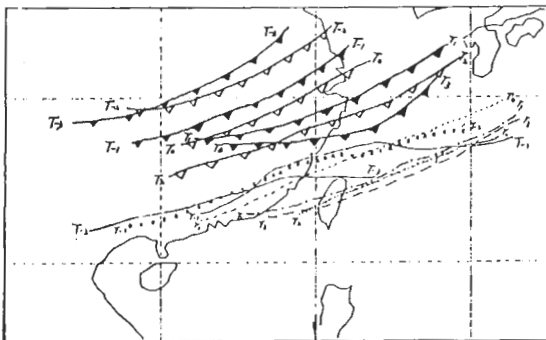
### 三、合成分析

#### 3.1 水平方向的合成



圖 2 a 與 2 b 分別是 850 與 700 mb 等壓面上槽線 (850 mb 為冷鋒) 及低層噴流軸線的合成位置隨時間的變化。如圖低層噴流位於槽前，呈東北東—西南西走向，伴著槽線隨時間往東或東南方移動，700 mb 的槽線與軸線稍落後於 850 mb 者，走向也較偏東西方向，但在  $T_{0(L)}$  前後 12 小時內，這些差異減小而顯示較強的正壓特性。



850 mb



700 mb

圖 2 低層噴流軸線與鋒面 (槽線) 合成位置隨時間的變化其中鋒面 (槽線) 以  或  表示

以下分別討論 3.1.1：在低層噴流消長期間，對各個  $T_{(L)}$ ，所作的低層噴流的結構合成。3.1.2：在豪雨發生前後，對各個  $T_{(R)}$ ，就華南、台灣地區的各氣象要素作合成。3.1.3：在豪雨發生前後作低層噴流的結構合成。

#### 3.1.1 低層噴流結構特性的合成

圖 3 與圖 4 分別表示 850 與 700 mb 等壓面上各氣象要素在圖 1 所定的  $9 \times 9$  個網格點的合成，由這些圖中獲知

(1) 850 mb,  $T_{0(L)}$  以前，高度梯度、地轉風與非地轉風速均隨時間而增大， $T_{0(L)}$  以後則減小，可見地轉風分量對低層噴流的加強、減弱略有影響，但主要還是非地轉風的貢獻。

(2) 低層噴流的範圍，大致與其增強、減弱的變化成正相關，以 20 kts 等風速線來看，它的長軸約為 2000 km，短軸約為 1000 km，屬於次綜觀到綜觀尺度的系統；出現的位置，則是由華南地區往東移動，最後消失於海上或者併入日本南方的環流系統中。

(3) 在 700 mb 等壓面上  $T_{-3}$  到  $T_{-1}$  期間噴流軸線左方因位於鋒面雲雨區，所以有較大的相對濕度， $T_0$  以後，軸線附近伴有走向與噴流軸相近的濕舌，尤其在  $T_0$ ，兩個潮濕中心分別位於噴流軸之左前方與右後方，而左後方與右前方則有較小的濕度值，這與伴隨噴流軸的輻散、輻合場伴有較低層的上升、下降運動所造成的潮濕與乾燥場相符合。850 mb 所用的相對濕度是以 1002 mb 的值取代，其與噴流的關係較不明顯。

(4) 溫度場在  $T_{-3}$ 、 $T_{-2}$  時顯示華南地區有一熱中心，往外溫度漸降；而  $T_{-1}$  以後 850 mb 的南北溫度梯度漸增，使地轉風速往上增加，尤其在  $T_0$  時，850 mb 等壓面上已有暖、冷舌分別出現在噴流軸的南、北方，兩者之間溫度梯度最大處位於噴流軸附近，造成當時噴流軸在 850 與 700 mb 的位置相近，類似相當正壓狀況；700 mb 的溫度梯度較不明顯。

#### 3.1.2 豪雨前後氣象環境的合成

由台灣豪雨前後在經緯度上對各氣象要素所作



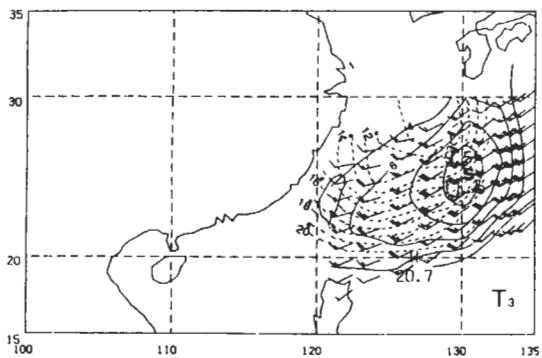
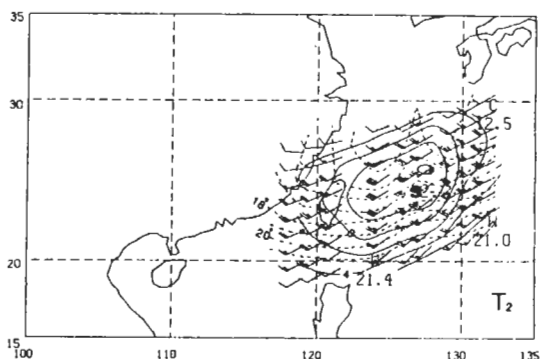
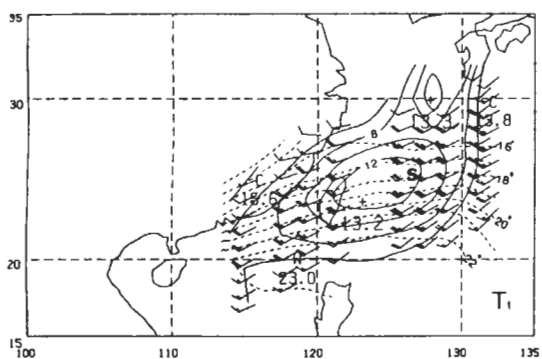
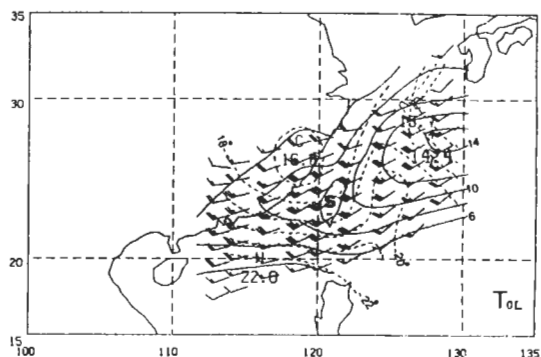
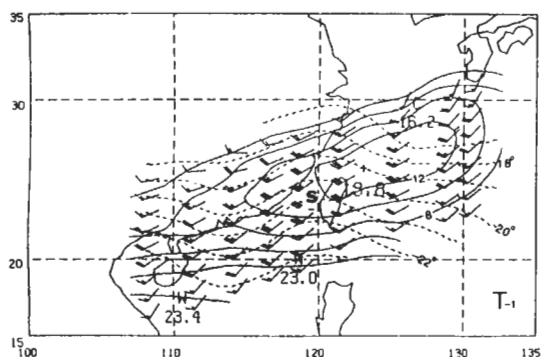
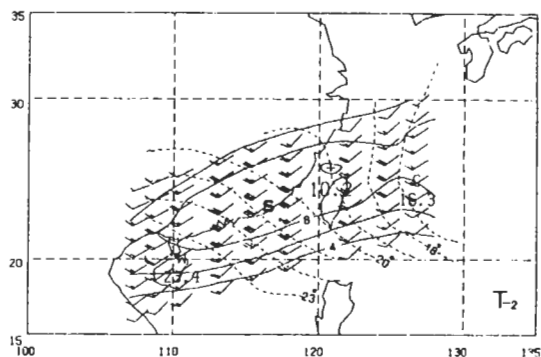
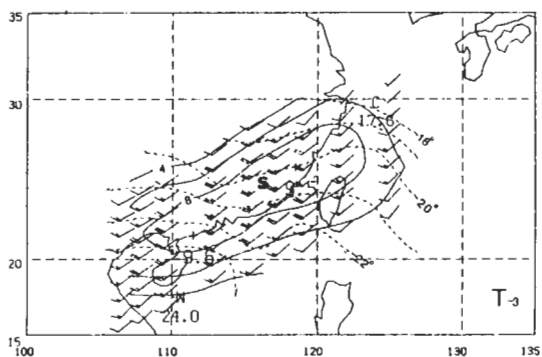


圖 3a 850 mb 低層噴流軸系的結構合成(I)  
 S 表示噴流軸心的位置，實際風（風標  
 ；長槓為 10kts，短槓為 5kts）  
 溫度（虛線；間距為 1°C）  
 地轉風速等值線（實線；間距為 2kts）

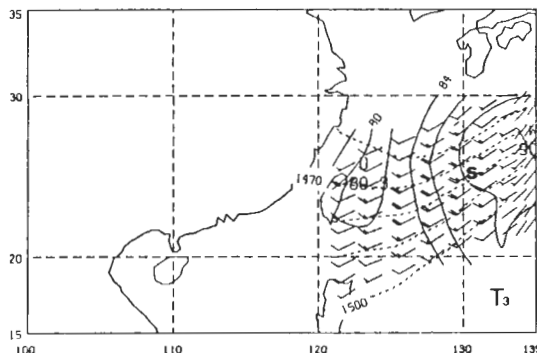
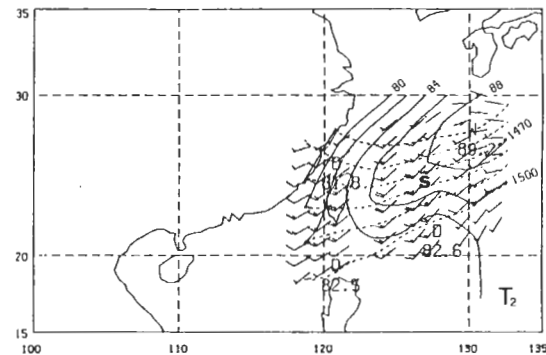
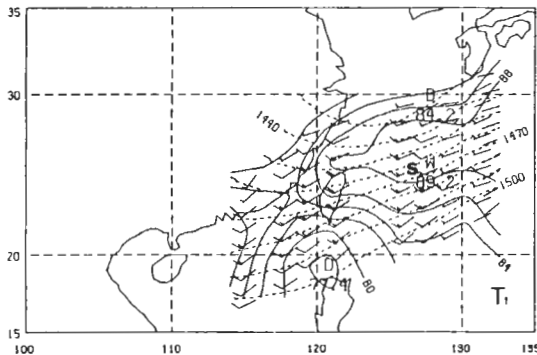
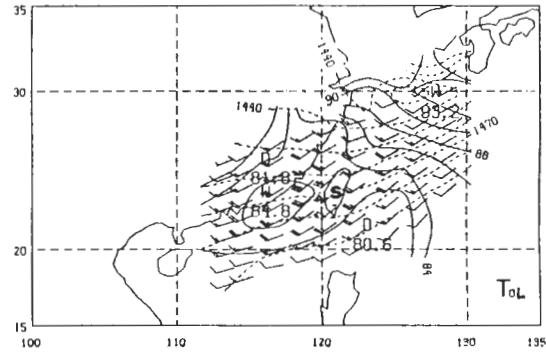
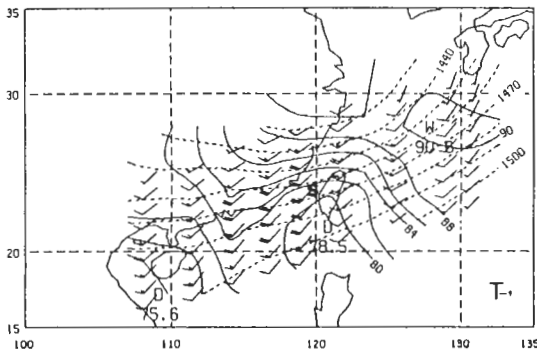
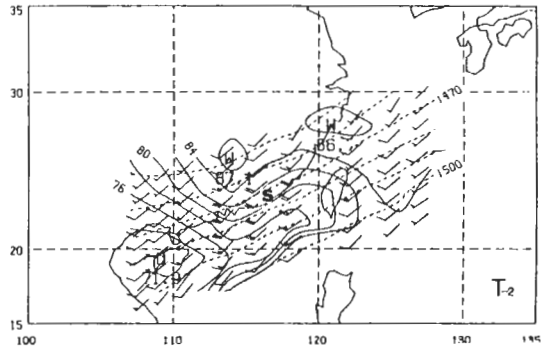
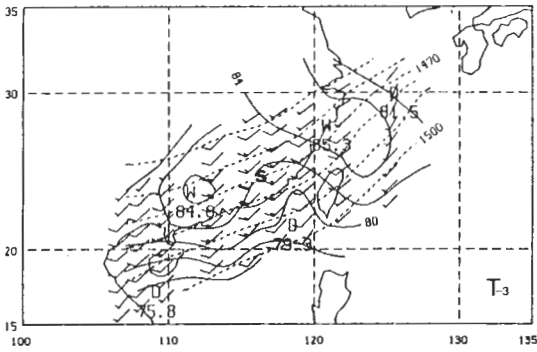


圖 3b 850 mb 低層噴流軸系的結構合成 (II)  
 非地轉風 (風標; 長槓為 10kts, 短槓為 5kts)  
 相對濕度 (實線; 間距為 2%)  
 高度 (虛線; 間距為 10 gpm)

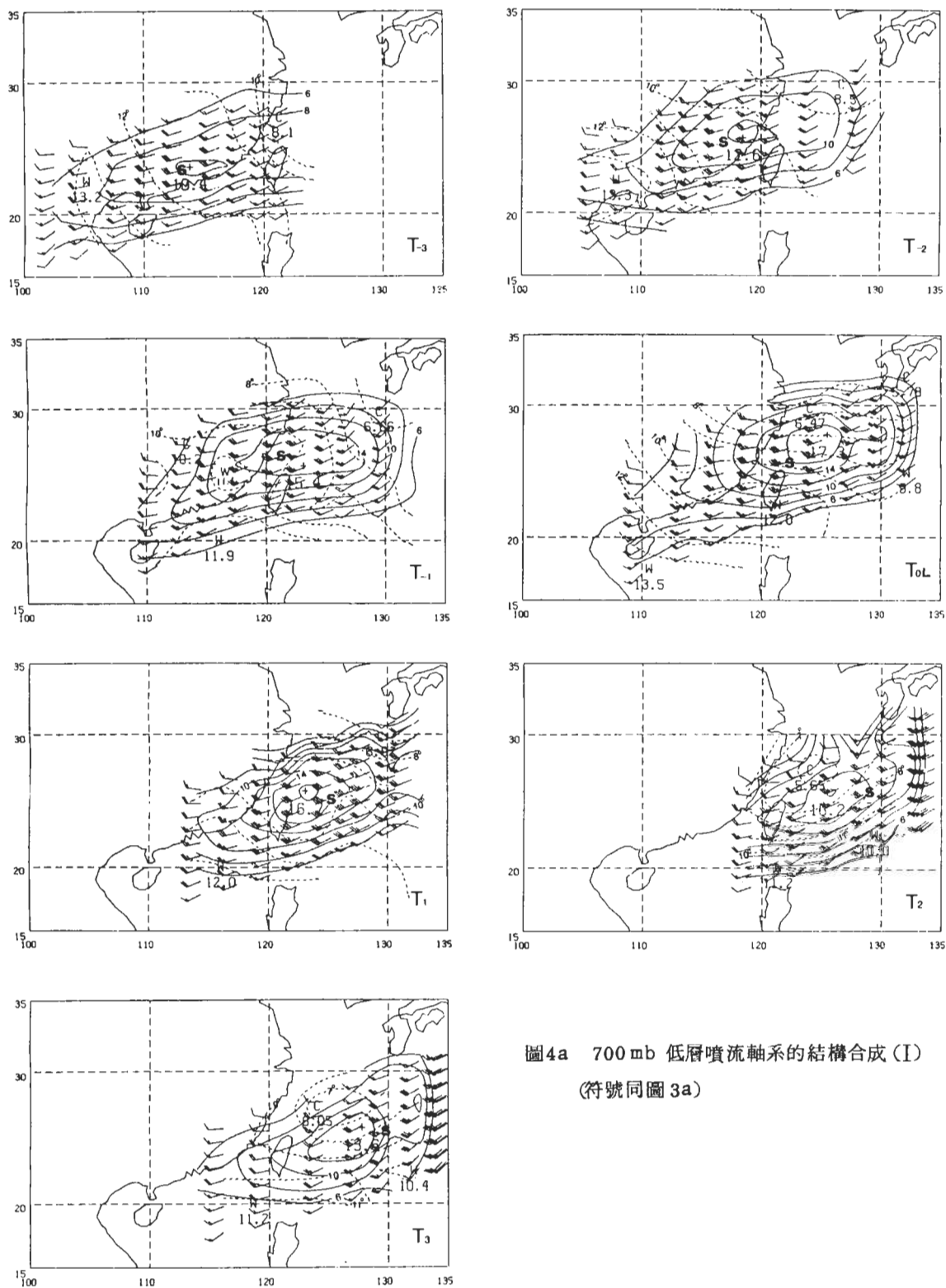


圖4a 700 mb 低層噴流軸系的結構合成 (I)  
(符號同圖 3a)

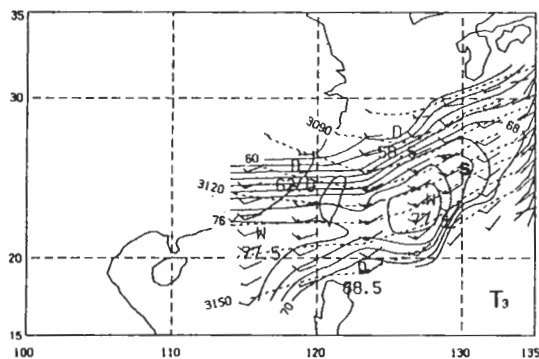
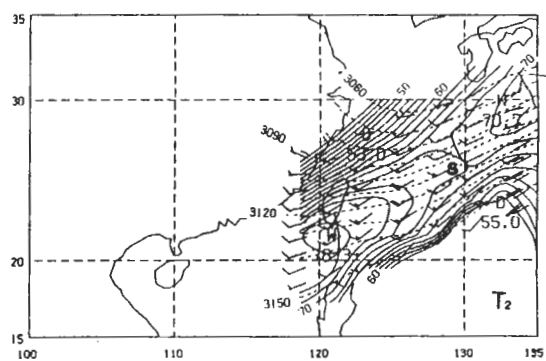
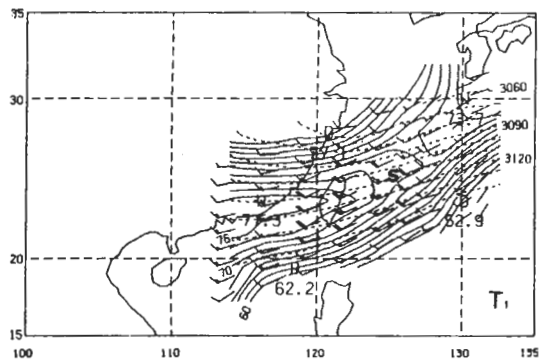
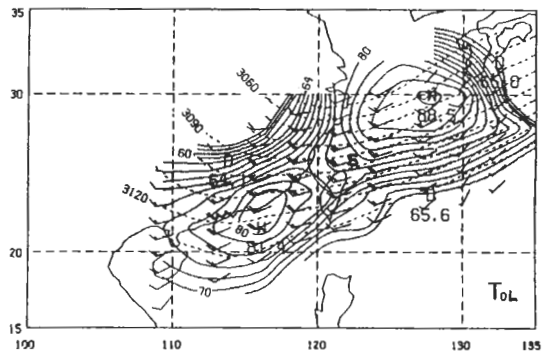
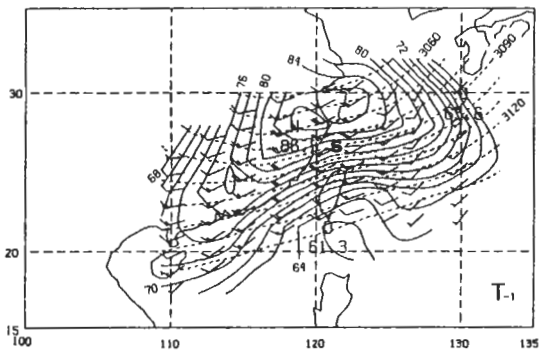
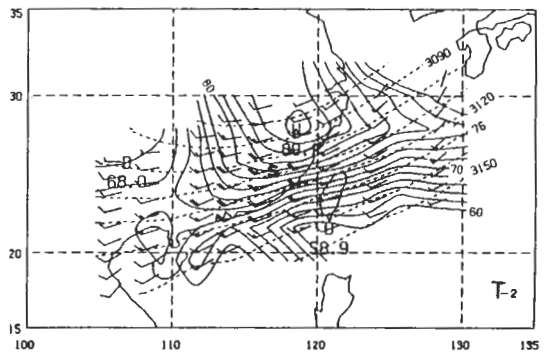
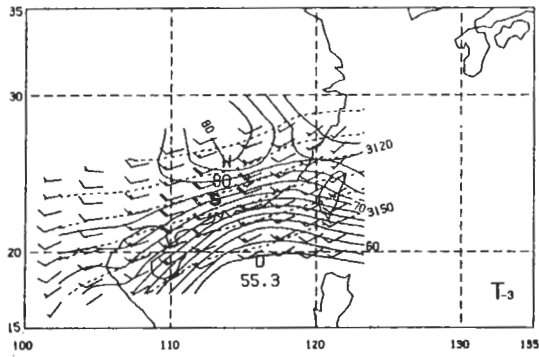


圖4b 700 mb 低層噴流軸系的結構合成 (I)  
(符號同圖 3b)

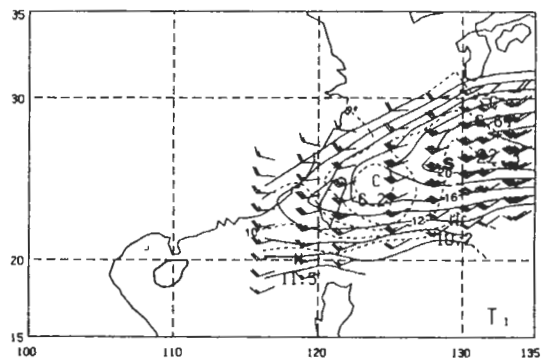
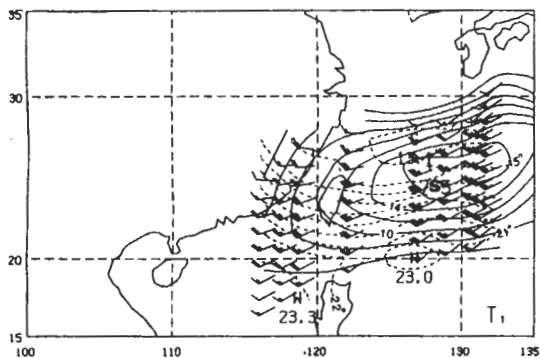
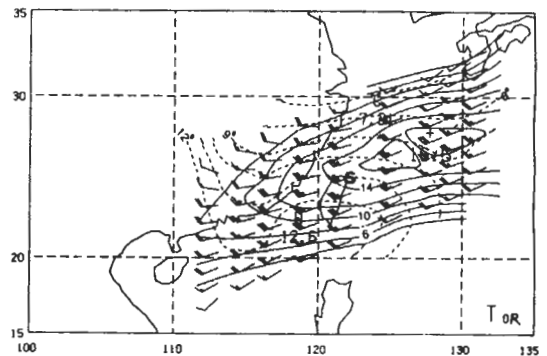
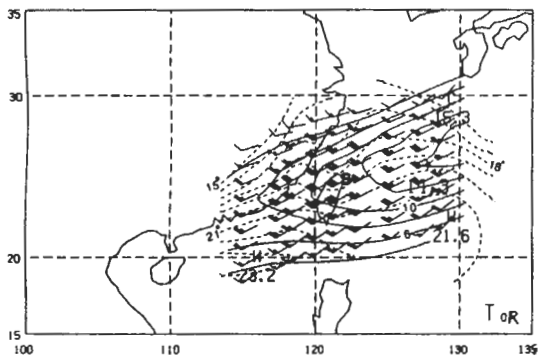
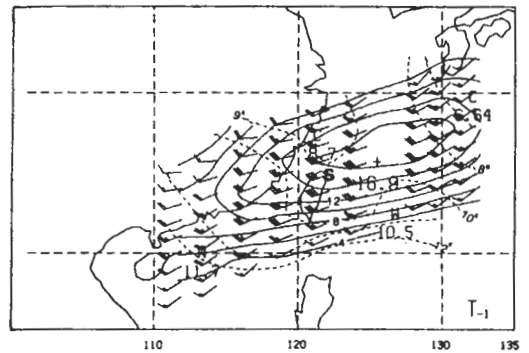
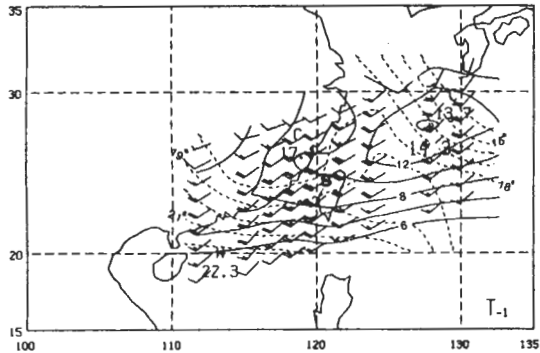


的合成(未附圖,可參考鄭, 1986, 圖8), 可以得知:

(1)豪雨發生前伴有冷鋒的低壓出現在華南, 隨時間漸往台灣移近, 在豪雨發生前後 12 小時內,

低壓達最大強度。

(2)豪雨之前 24 小時, 已有冷、暖舌的趨勢出現,  $T_0$  時冷、暖舌最為明顯, 豪雨之後 12 小時, 暖舌減弱。



5a. 850 mb

5b. 700 mb

圖5 豪雨前後低層噴流的風場與溫度場的合成  
 實際風(風標;長槓為10 kts,短槓為5 kts)  
 地轉風速等值線(實線;間距2 kts)  
 溫度(虛線;間距1°C)

(3) 豪雨發生之前 36 小時，台灣附近已有強風出現，直到豪雨發生時，低層噴流的軸心一直盤踞在台灣北部，這與 Chen and Yu (1986) 所作的豪雨前後低層噴流出現的頻率分佈相符。其中比較噴流軸心風速與非地轉分量最大中心的風速，可以得知非地轉分量佔低層噴流風速的 3/5 以上，且

兩者隨時間而增減的趨勢一致。

### 3.1.3 豪雨前後低層噴流結構的合成

依照豪雨前後各個時間對低層噴流系統的 9 × 9 個網格點所作的合成，顯示各氣象要素的分佈趨勢與 3.1.1 對低層噴流的消長週期合成所得相似：暖、濕舌隨低層噴流而消長，但是較不明顯，非地

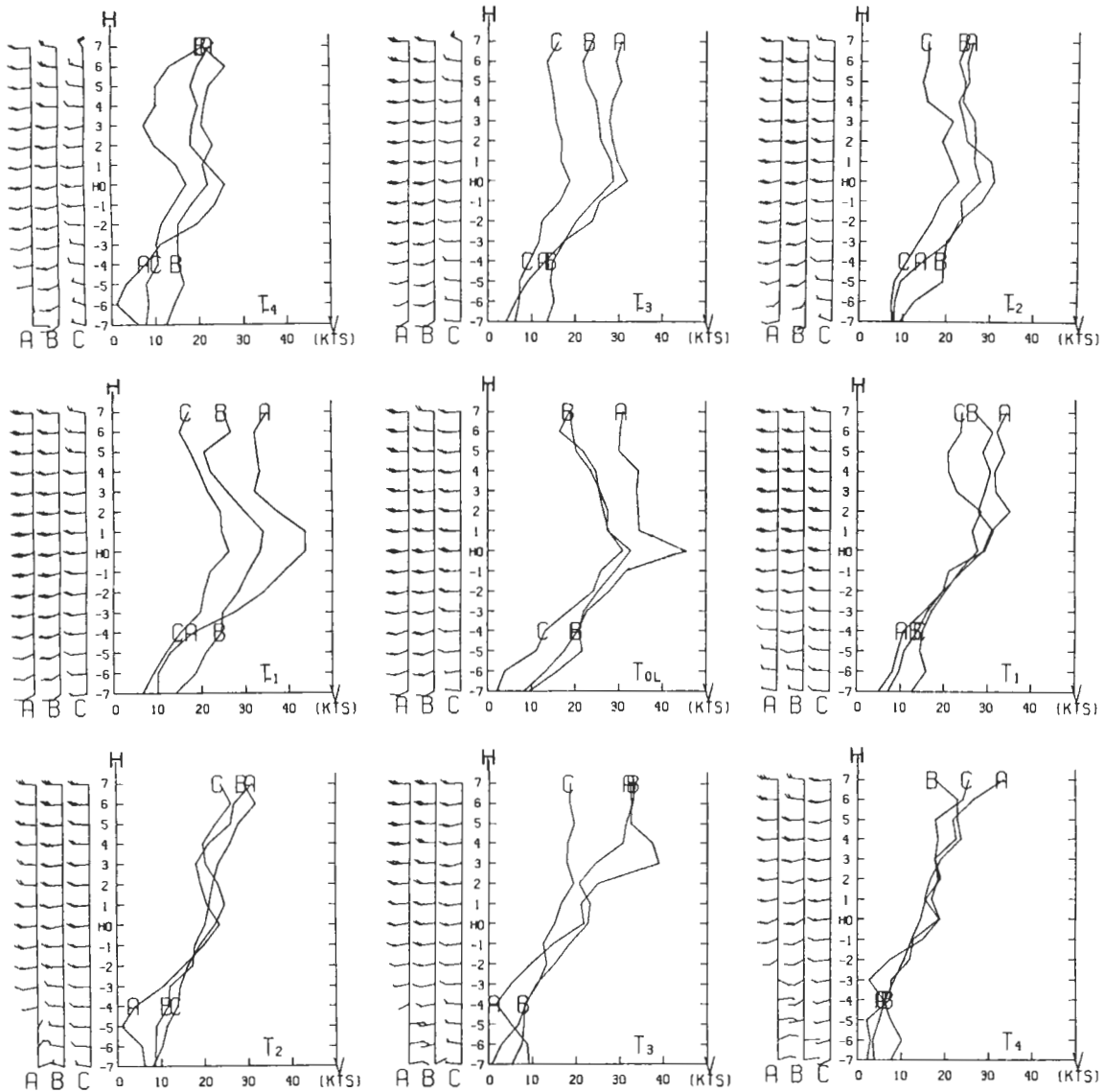


圖 6 低層噴流所在高度 (HO) 附近的合成風速隨低層噴流消長的變化

- A、台北
- B、馬公
- C、東港

轉風仍掌握噴流的強弱，溫度梯度在豪雨發生時增強，使得高層有較大的地轉風，促使垂直剖面上風隨高度增強而低層噴流消失。值得注意的是噴流軸心的合成位置在 $T_{-1} \cdot T_0$ 。（豪雨發生前）已移過台灣（如圖5），表示台灣的豪雨可能發生在噴流入區右方的對流運動中。

### 3.2 垂直方向的合成

垂直方向分別在3.2.1討論以600 mb以下，最大西南風速所在高度 $H_0$ 為基準，所作這高度上下7000呎的風向、風速對 $T_{(L)}$ 的合成，及在3.2.2討論豪雨前後，各個 $T_{(R)}$ 在各觀測高度的合成風場。

#### 3.2.1 低層噴流垂直結構的合成

圖6中，A是台北的合成結果，可見在這段期間內， $H_0$ 上下7000呎之間，大多吹西南或西風，風向由下往上順轉，表示其間有暖平流，而 $T_2$ 、 $T_3$ 與 $T_4$ 時，近地面的風向則由西南轉變為東或東北，這是因為低層冷鋒通過測站所致。垂直風切在 $T_0$ 有最大值： $H_0$ 以上約為 $-1.8 \times 10^{-2} S^{-1}$ ，以下約為 $2.1 \times 10^{-2} S^{-1}$ 。 $T_0$ 以後因850 mb的水平溫度梯度增大，而加強高層地轉風，加上高層漸增的非地轉風，使得 $H_0$ 以上的風速不再往上驟減。圖6中，B與C分別是馬公與東港對 $T_{(L)}$ 所作的風速合成，其中 $H_0$ 的風速都比台北來得小，表示低層噴流軸心通過台灣北部的機會比中、南部來得多。

#### 3.2.2 豪雨前後風場垂直剖面的合成

圖7是民國45年到70年，桃園、馬公、東港三個探空站5~6月風速剖面的合成（引用劉等，1985），其中除了地面附近受地形摩擦及鋒後東風的影響之外，2000呎到20000呎（500 mb）之間都是西南風，風速小於20 kts，亦即5、6月份的氣候平均，在這三個測站並沒有低層噴流的現象存在。

圖8中，A是台北的風速剖面分佈，在豪雨發生之前48小時，由地面到25000呎都是西南風，整個剖面的最大風速出現在40000呎，是37 kts的西北風，之後低層風速漸增，西南風層愈厚，高

層強風略減；豪雨即將發生之前（ $T_{-1}$ ），低層風速最大，在8000呎處風速達37 kts，而且整個低層都是大風，由表2的標準差，可見低層噴流所在高度變動很大，因此在觀測高度上所作的合成，比圖6在最大風速層所得的垂直風切來得小。豪雨發生後，低層風速減弱，中高層風速增加，這現象發生的原因可能是(1)伴隨豪雨的大範圍對流，把低層噴流的動量傳到高層。(2)斜壓系統移動的效應，使高空的強風發生在低層強風之後。

## 四、結論與建議

本文由1979~1985七年的梅雨期間，選擇八個顯著的低層噴流個案來作合成，希望了解它的結構特性，及其與發生豪雨的關係。

合成結果顯示，低層噴流發生在低壓槽前，形成之後，隨著槽線向東移動並且增強，軸心風速在台灣附近可達最大強度，然後伴隨低壓槽的減弱，低層噴流消失或併入日本南方的環流系統；在這過程中低層噴流伴有暖舌在其軸線南方，噴流最強的時候暖舌也最明顯，而850 mb溫度梯度最大的地方位於噴流軸線附近，所以當時噴流軸心隨高度幾乎沒有傾斜；在噴流加強過程中，濕區由噴流軸線北方的鋒面雲雨帶移到軸線附近，而在噴流軸線入區右方及出區左方的輻散區形成兩個潮濕中心。由高度場的變化可得出低層噴流的形成與加強，兼具地轉與非地轉風分量的增加，而非地轉風佔有相當大的份量。

以豪雨發生時間對低層噴流的結構特性作合成，更可發現豪雨即將發生的時候，噴流軸心已移到台灣東北方，亦即台灣梅雨期間的豪雨似乎得自於噴流入區右方的輻散場所伴隨的劇烈對流。這與日本低層噴流是豪雨的結果，且位於雨區以南的情況顯然不同。垂直方向，在低層噴流增強過程中，最大風速所在高度降低、風速增加，垂直風切可達 $10^{-2} S^{-1}$ 。豪雨發生在低層噴流達最大強度以後，豪雨結束後，風場垂直剖面顯示低層風速減弱，高空風速略增。

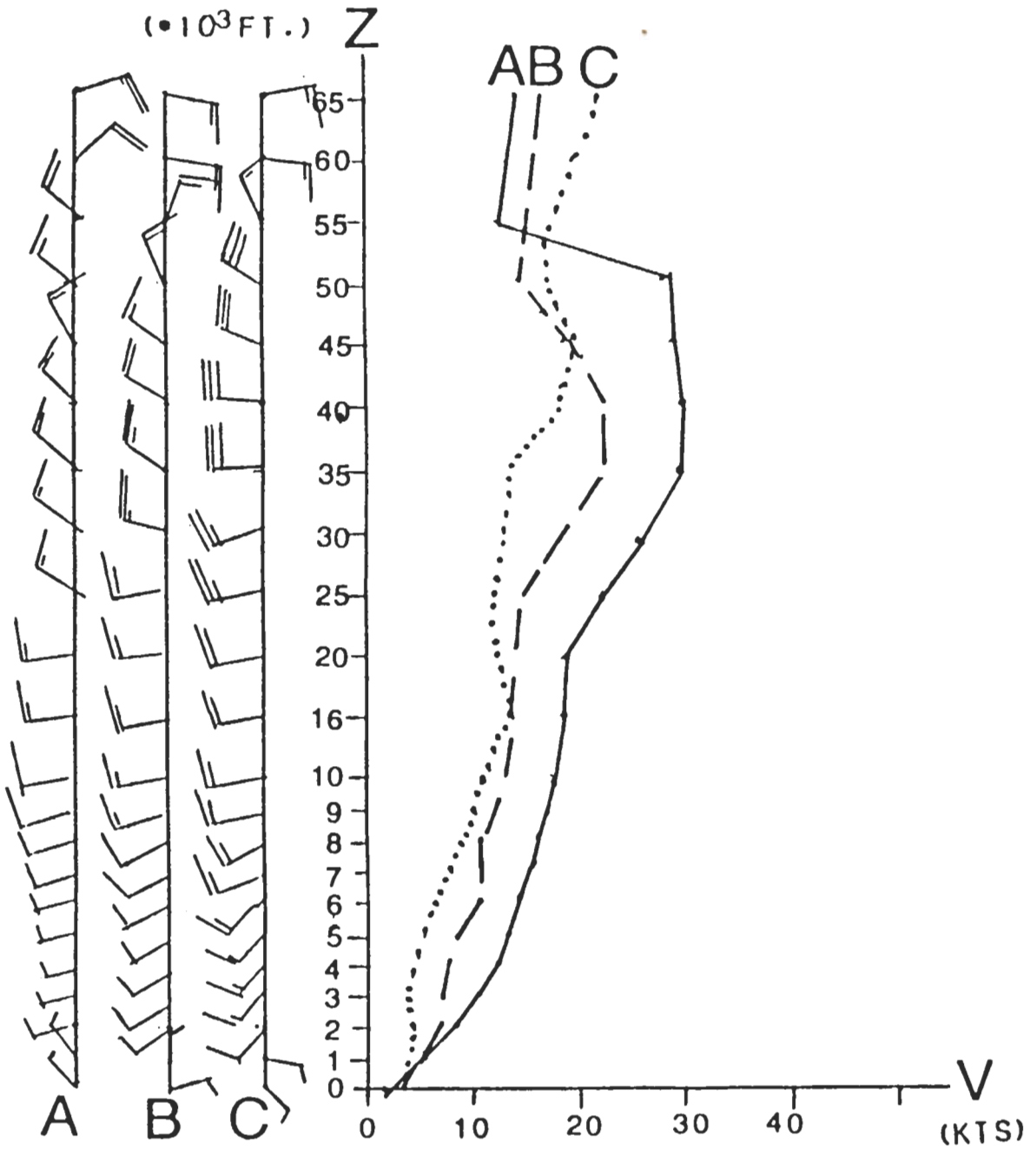


圖7 5、6月風場垂直剖面的氣候平均

A、台北

B、馬公

C、東港

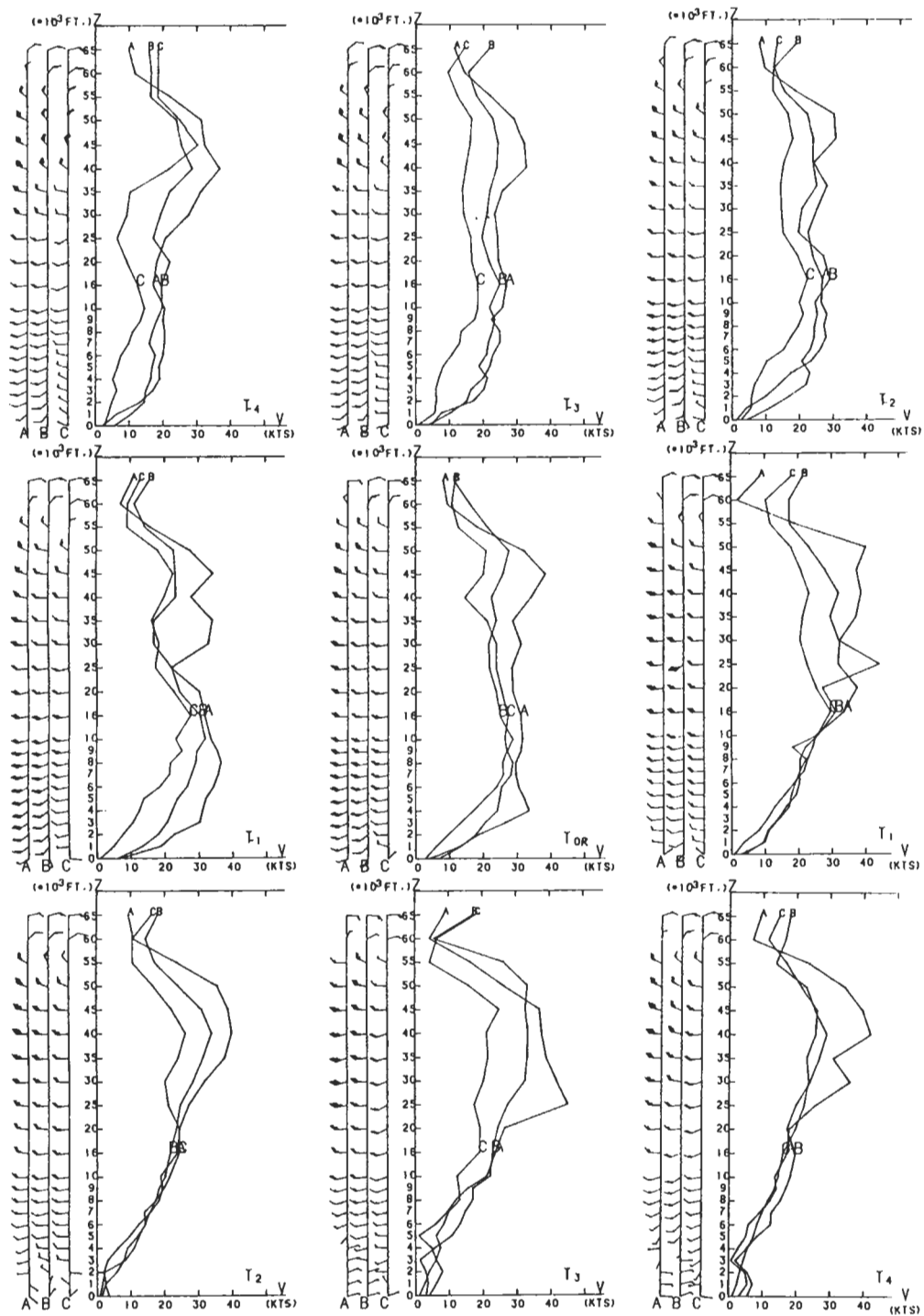


圖8 豪雨前後風場剖面的合成

- A、台北
- B、馬公
- C、東港



表 2 低層噴流所在高度及風速大小的平均值 ( X ) 及標準差 ( S )  
( 高度單位：千呎，風速單位： kts )

時間		T <sub>-4</sub>	T <sub>-3</sub>	T <sub>-2</sub>	T <sub>-1</sub>	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>
高度	X	6.83	8.02	9.13	8.00	7.45	9.60	7.88	10.25	9.28
	S	2.8	1.47	1.90	2.29	2.33	2.60	2.71	2.59	1.67
風速	X	28.67	27.50	31.63	37.88	45.13	40.00	32.25	22.85	20.50
	S	11.37	7.89	8.05	19.74	15.77	8.46	4.79	4.26	2.29

(a) 台北

時間		T <sub>-4</sub>	T <sub>-3</sub>	T <sub>-2</sub>	T <sub>-1</sub>	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>
高度	X	8.42	8.33	7.88	9.38	7.88	8.05	9.00	10.10	11.25
	S	2.04	1.88	2.80	2.45	2.37	3.44	4.09	1.80	1.48
風速	X	23.67	23.00	30.00	32.88	36.75	33.38	32.13	25.40	29.50
	S	5.57	11.43	9.99	6.57	9.58	8.50	3.89	4.50	3.20

(b) 馬公

時間		T <sub>-4</sub>	T <sub>-3</sub>	T <sub>-2</sub>	T <sub>-1</sub>	T <sub>0</sub>	T <sub>1</sub>	T <sub>2</sub>	T <sub>3</sub>	T <sub>4</sub>
高度	X	10.71	10.88	9.56	9.56	8.89	10.89	10.11	10.33	10.33
	S	2.83	0.93	1.55	0.92	2.13	2.64	1.92	0.98	1.51
風速	X	21.71	21.00	20.56	25.04	34.56	36.44	30.00	26.00	32.17
	S	6.08	5.74	4.50	5.74	10.04	8.53	7.48	6.11	3.79

(c) 東港

究竟豪雨過後，低層風速減小而高空風速略增的現象，是經由何種過程所導致？而伴隨豪雨發生的低層噴流的非地轉風是透過何種機制以加強及減弱呢？由於目前資料的時間與空間解析度有限，本文尚無法對這些問題提出答案，唯有寄望於 1987 年將進行的 TAMEX 計劃，希望透過加強觀測以增加時間、空間的解析度，尤其是增加台灣四周臨近海域的 Dropsonde 觀測，以促進對伴隨豪雨的 Meso -  $\alpha$  尺度的環境條件的了解與掌握；屆時對

台灣地區低層噴流的結構、特性及與豪雨發生的關係想必能獲得更明確的認識。

## 致 謝

本研究在國科會專案計劃 NSC75-0202-M002-16 支援下完成，承蒙俞家忠及柳中明老師在分析及文字、圖片方面提供寶貴的意見，在此誌謝。

## 參考文獻

- 柯文雄、林和、沈鴻禧，1986：低層噴流之數值模擬。第四屆全國大氣科學學術研討會，61—75。
- 黃中成，1976：低層噴射氣流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析，68，37—45。
- 陳正改，1979：梅雨鋒面所伴隨之低層噴流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學，6，1，29—37。
- 陳正改、蔡清彥，1979：影響台灣北區之梅雨系統，大氣科學，7，49—58。
- 劉廣英、葉文欽、張儀峰，1985：台灣區探空氣象因子量氣候參考值之分析，國科會研究報告—013。
- 鄭寶鳳，1986：台灣梅雨期低層噴流的結構分析及其與豪雨發生的關係。台大大氣所碩士論文，81頁。
- Akiyama, T., 1973: Frequent occurrence of heavy rainfall along the north side to the low-level jet stream in the Baiu season. *Paper Meteor. Geophys.*, 24, 379-388.
- Blackadar, A.K., 1957: Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 38, 283-290.
- Bonner, W.D., S. Esbensen and R. Greenberg, 1968: Kinematics of the Low Level Jet. *J. App. Meteor.*, 7, 339-347.
- Chen, G.T.J., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council*, R.O.C., 1, 1-21.
- Chen, G.T.J., and C.Y. Tsay, 1977: A detailed analysis of a case of Mei-Yu system in the vicinity of Taiwan. *Tech. Rep. No. Mei-Yu-001, Dept. Atmos. Sci. Natl. Taiwan Univ.* 249 pp.
- Chen, G.T.J., and C.C. Yu, 1986: A Synoptic-Climatological Study of Low-Level Jet and Severe Heavy Rainfall in Mei-Yu Season. (To be published in *Mon. Wea. Rev.*).
- Chou, L.C., R.T. Williams and C.P. Chang, 1982: Numerical simulation of East Asia "Mei-Yu" Fronts. Regional Sci. Conf. on Tropical Meteor., WMO, Tsukuba, Japan, Oct. 18-22, 147-148.
- Holton, J.R., 1967: The diurnal boundary-layer wind oscillation above sloping terrain. *Tellus*, 19, 199-205.
- Matsumoto, S., 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity. *J. Met. Soc. Japan*, 51, 101-107.
- Matsumoto, S., 1974: Dynamics and Structure of the Low Level Jet Stream. *Tech. Rep. No., 86, J.M.A.*, 122-135.
- Naistar, R.J., and J.A. Young, 1973: A linear model of boundary layer flow applied to the St. Patrick's Day storm of 1965. *J. Appl. Meteor.*, 12, 1151-1162.
- Newton, C.W., 1967: Severe convective storms. *Advances in Geophysics*, Vol. 12, Academic Press., 257-303.
- Uccellini, L.W., and D.R. Johnson, 1979: The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Impluations for the development of Severe Convective Storm. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.
- Uccellini, L.W., 1980: On the role of upper tropospheric jet streaks and leeside cyclogenesis in the development of low-level jets in the Great Plains. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1689-1696.
- Wexler, H., 1961: A boundary layer interpretation of the low-level jet. *Tellus*, 13, 369-378.

A COMPOSITE STUDY OF LOW LEVEL JET AND IT'S RELATIONSHIP WITH  
HEAVY RAINFALL IN TAIWAN AREA DURING MEI-YU SEASON

*Ching-Yen Tsay*

Department of Atmospheric Sciences  
National Taiwan University

*Bao-Fong Chain*

Central Weather Bureau

(manuscript received January 6 1987; in final form February 20, 1987)

ABSTRACT

Low Level Jet (LLJ) is defined as an axis of maximum wind speed below 600mb, with the wind speed exceeds 10 m/s. LLJ in Mei-Yu season is usually accompanied by heavy rainfall in Taiwan. Eight cases of LLJ in the vicinity of Taiwan area in Mei-Yu season were selected for the composite study of the horizontal and vertical structure, as well as the relationship between LLJ and heavy rainfall.

Results showed that LLJ generally located at the southeast of the Mei-Yu trough in southeast China area. Its orientation was from northeast to southwest. The LLJ generally moved eastward with the Mei-Yu trough. Its horizontal scale was between synoptic and meso- $\alpha$  scales. The maximum wind speed had both geostrophic and ageostrophic components. As the jet core moved to the vicinity of Taiwan, the wind speed reached its maximum and accompanied warm/moist tongue intensified especially. There are two moist centers at the left side of jet exit area and at the right side of the jet entrance area. Heavy rainfall in Taiwan started as the jet core passed through the northeast corner of Taiwan. The heavy rainfall area was located at the right side of jet entrance area.

When the Mei-Yu front approached Taiwan area, the low level southwesterly jet intensified and the altitude of maximum wind speed level decreased. When the front left, the southwesterly jet weakened and the altitude of maximum wind level increased.