

梅雨季低層噴流及數值模擬

林 和

台大天氣科學系

一、前 言

梅雨季掌握豪雨觸發的關鍵極為困難，原因係梅雨系統包括了各種尺度運動的交互作用，從行星尺度（超長波，副熱帶高壓），綜觀尺度（梅雨鋒），中尺度（MCS，低層噴流）以迄於雷雨胞，皆能於極短期間內，透過非線性項快速交換能量，其組合的形式，繁複而多變化，個案研究，不易歸納成典型的範例。根據過去預報員的經驗，（陳正改 1979，Matsumoto 1974）低層噴流（Low Level Jet LLJ）是預告豪雨的良好指標，此處 LLJ 具有下列特性：

- (1) 非地轉風（ageostrophic wind）的分量很大。
- (2) 水平、垂直方向的風切顯著；從 700-900mb 間，風速可達 25-50 Kts.
- (3) 有顯著暖舌伴隨 LLJ，華南及台灣區 LLJ 皆為強盛的西南氣流，空氣暖濕且潛在不穩定（potentially unstable），暖舌所在位置，與 LLJ 軸頗為一致，或略偏向軸線南方。LLJ 發生之初期及末期，非地轉向量微弱，根據熱力風關係，LLJ 軸隨高度向北傾斜，LLJ 旺盛時，地轉調適決定 LLJ 軸向，亦可能與高層噴流入區、出區的質量調整有關。

(4) 低層噴流與梅雨鋒切面的次環流密切相關，加上積雲因素，可能產生鋒面 - CISK（Frontal - CISK）的機制。

然而，LLJ 確實的結構尚未明瞭，一般測站分佈約在 200 - 400 Km 左右，標準層（地面、850 mb、700mb）的垂直解析度亦甚粗疏，很難藉一般天氣圖分析 LLJ，預報上 LLJ 的存在多半由單站的探空資料決定，所以須使用客觀分析的種種技巧，加

上數值模式輔助，以求得最佳（optimized）結果。

目前我們對 LLJ 的形成存有很大的分歧，其形成原因約有下列三種看法：(a)（Uccellini and Johnson, 1979）透過質量調整過程，造成在噴流入區各件有一熱力間接與直接環流，而在出區間接環流的下支迴流造成該處的低層噴流。(b)（Matsumoto and Ninomiya, 1969；Ninomiya, 1971；Akiyama, 1973；Ninomiya and Akiyama, 1974）認為 LLJ 的形成為積雲對流之動量下傳。(c)（Chou et al., 1982）認為在梅雨鋒面形成後，其所伴隨垂直環流的對流潛熱釋放導致南方又生成一垂直熱力環流，環流的下支迴流（方向約為向北），透過柯氏力的作用造成西風的加速形成 LLJ。

以上說法，第一說與第三說相似之處，皆強調上升運動，因對流及潛在不穩定性而加強，促使低層的地轉調整，藉助非地轉風 V_a 加速公式：

$$du / dt = f \cdot V_a$$

產生 LLJ。本文將針對第一說理論，採用 Mathur（1983）的 quasi-Lagrangian 模式，證實在副熱帶區單站（台北）探空曲線狀況下，如果有理想的高空輻散場配合，LLJ 即可生成。

二、模式架構

2.1 控制方程式及數值方法

水平運動方程式

$$\frac{DU}{Dt} = \left[f + v \frac{\partial m}{\partial x} - u \frac{\partial m}{\partial y} \right] v - \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} - m \frac{\partial \phi}{\partial x} - m C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + F u \sigma \dots\dots\dots(1)$$

$$\frac{DV}{Dt} = \left\{ f + V \frac{\partial m}{\partial x} - u \frac{\partial m}{\partial y} \right\} u - \sigma \frac{\partial v}{\partial \sigma} - m C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + F_v \sigma \dots\dots\dots(2)$$

熱力方程式

$$\frac{D\theta}{Dt} = -\sigma \frac{\partial \theta}{\partial \sigma} + \frac{\theta}{C_p T} H + F_\theta \sigma \dots\dots\dots(3)$$

水汽方程式

$$\frac{Dq}{D\sigma} = -\sigma \frac{\partial q}{\partial \sigma} + M + F_q \sigma \dots\dots\dots(4)$$

靜力方程式

$$\frac{D\phi}{D\sigma} = -\frac{RT}{\sigma} = C_p \theta \frac{\partial \pi}{\partial \sigma} \dots\dots\dots(5)$$

地面氣壓預報方程式

$$\frac{D\ell_n P_{stc}}{Dt} = -\nabla_\sigma \cdot V / -\frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} \dots\dots\dots(6)$$

及 Poisson 方程式

$$\pi = \frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{1000} \right)^k \dots\dots\dots(7)$$

方程式(1)–(7)其中各符號的意義參見附錄。

變數的放置，在水平方向為無交錯 (Nonstaggered) 方式，網格間距為 125 公里，網格區域為 41 × 33，而在垂直方向採交錯 (staggered) 放置。整個垂直空間變數的配置如圖 1，時間間距為 150 秒，此模式的差分法是利用拉格藍基的觀念，故在數學差分法時，對時間的微分項用全導數 (total derivative)，在此情形下平流項與時間的偏微分項無法分開。

2.2 積雲參數化

積雲參數化利用郭氏積雲參數化 (Kuo, 1965, 1974) 潛熱釋放總量是由下邊界層水汽輻合的垂直積分來決定，而潛熱的垂直分布則由積雲內溫度減去周圍環境的溫度差值的垂直分布來決定，同時此模式也考慮非對流潛熱釋放。

2.3 初始條件

初始狀態下噴流條的水平結構，我們採用 (Andrew et al., 1982) 的流線函數 (stream function)

$$\phi = \phi_0 \left\{ \tan^{-1} \left[\frac{y}{L(x)} \right] / \tan^{-1} \left[\frac{D}{L(x)} \right] \right\} \dots\dots\dots(8)$$

其中 $L(x) = a - b \cos(2\pi \ell^{-1} x)$

$$l = 400 \text{ 公里}, \quad a = 833.3 \text{ 公里}$$

$$b = 458.2 \text{ 公里}, \quad D = 1900 \text{ 公里}$$

由(8)式我們可算出非輻散風場的平分量

$$u = -\frac{\partial \phi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \phi}{\partial x} \dots\dots\dots(9)$$

由(9)式，可得到各層的高度場的擾動值與溫度場的擾動值，其次我們採用 [6/3 水災] 豪雨前 (73 年 6 月 2 日 20L) 台北的探空資料 (如圖 2) 作為每一高度層的平均值，噴流條的最大風速垂直分布的特徵：(個案一) 是高低層均有噴流，(個案二) 是僅有高層有噴流，(個案三) 是僅有低層有噴流，(個案四) 與個案一同，但高層噴流最大風速點西方 375 公里，(個案五) 與個案一同，但加有水汽，考慮積雲參數化。圖 3 表示各個個案最大風速的垂直分布，圖 4 是利用(8)，(9)所得到 850 mb 上噴流的水平結構，其半寬度約為 500 公里。

2.4 邊界條件

(1) 垂直方向：

在 $P = P_0$ (1000 mb) 及 $P = P_T$ (0 mb) 兩層上 $\omega = 0$

(2) 側邊界條件

在最靠近側邊界的五格網格點我們採用海棉 (sponge) 邊界條件，而在側邊界上我們令邊界值固定。

三、數值實驗與結果的討論

以下皆以模式 12 小時的預報來作討論

3.1 ω 場

3.1-1 個案一 是高低層均有噴流，高層的噴流在 200 mb，低層的噴流在 850 mb，在整個數值模擬中，個案一 是控制實驗，將與其他個案做比較。

A. 水平方面

a. $k = 2$. (850 mb) (如圖 5.a)

在噴流的右前方與左後方有下降運動，左前方與右後方有上升運動，特別值得注意的是左前方最大上升運動的數量在 $-3.0 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ 以上，比右後方的上升運動要大很多。

b. $K = 3$ (700mb) (如圖 5.b)

與 $K = 2$ 時圖形相似，然而數量稍小，同樣有興趣的是左前方的最大上升運動在 $-2.0 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ ，幾乎是右後方上升運動的一倍。

c. 由此二圖發現越是低層，其上升、下降速度越大。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (如圖 5.c)

噴流指出紙，垂直運動最大值集中於低層，噴流的左方為下降運動，右方為上升運動，垂直運動可發展至極高層，此為熱力直接環流。

b. $I = 27$ (出區) (如圖 5.d)

噴流指出紙，垂直運動最大值集中於低層且較入區為大，噴流的左方為上升運動，右方為下降運動，恰與入區相反，此為熱力間接環流。

c. 由此二圖發現於出區必發展出貫穿整個垂直剖面的垂直次環流，於低層加強水平分量。

3.1-2 個案二是只有高層有噴流

A. 水平方面

a. $K = 2$ (850mb) (如圖 6.a)

與個案一 $K = 2$ 圖 5.a 相似，但在數量方面幾為個案一的一半，同樣地，出區的數值是入區的一倍。

b. $K = 3$ (700mb) (如圖 6.b)

與圖 6.a 相似且數值相似。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (如圖 6.c)

在低層方面與個案一類似，但數值上小了一半以上，在高層方面，垂直速度較個案一稍大。

b. $I = 27$ (出區) (如圖 6.d)

在低層方面與個案一類似，數量小了一半以上，在高層垂直速度較個案一稍大。

c. 由此二圖顯示，僅高層有噴流時，高空動量會下傳，造成低層水平動量增加，但是數量較個

案一時為小。

3.1-3 個案三為僅低層有噴流

A. 水平方面

a. $K = 2$ (850mb) (如圖 7.a)

與個案一類似，但在噴流的右前方與左前方數量上小了 $1/3$ 以上。

b. $K = 3$ (700mb) (如圖 7.b)

噴流的右方為下降運動，左方為上升運動。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (如圖 7.c)

在低層噴流右方有上升區域，左方有下降區域。在高層噴流右方有下降區域，噴流左方有上升區域，且數量上最大值僅有 $-1.4 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ 。由此可得知僅有 LLJ 時入區之直接環流只局限於低層。

b. $I = 27$ (出區) (如圖 7.d)

低層噴流右方有下降運動，左方有上升運動。高層正相反，但微弱許多，數量最大值 $-2.4 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ ，幾乎為入區的一倍，同時也可看出出區的垂直間接環流只發展至 500mb 左右。

c. 由此二圖顯示，僅低層有噴流時仍有微弱的垂直運動，但被限制在低層。

3.1-4 個案四將高層噴流與低層噴流傾斜。結果在水平方面 $K = 2$ (圖 8.a)， $K = 3$ (圖 8.b)

。垂直方面 $I = 21$ (入區，圖 8.c)， $I = 27$ (出區，圖 8.d) 在圖形與數量方面均與個案一相似。在低層左前方的上升運動比個案一強。同時高層的上升與下降速度也較個案一稍大。

3.1-5 將個案一加入水汽

A. 水平方面

a. $K = 2$ (850mb) (如圖 9.a)

圖形與個案一類似，但左前方之上升區域最大值為 $-3.4 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ ，較右前方之下降區域最大值 $2.4 \times 10^{-4} \text{ mb/sec}$ 為大，出區亦比入區為大。

b. $K = 3$ (700mb) (如圖 9.b)

圖形與數量與圖 9.a 類似。

c. 大致上與個案一相似，唯上升速度較大較

集中，而下降速度有明顯的減弱。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 9.c)

無論高低層，垂直速度均較個案一為大，最大值為 3.6×10^{-4} mb/sec。噴流右方為上升運動，左方為下降運動，且貫穿整層。

b. $I = 27$ (出區) (如圖 9.d)

與入區恰好相反，噴流右方為下降運動，左方為上升運動。

c. 與個案一比較，上升運動區之加強是水汽分布，積雲潛熱釋放所導致，且發展至高層。

3.2 輻散場

3.2-1 個案一高低層均有噴流

A. 水平方向

a. $K = 1$ (950mb) (如圖 10.a)

在噴流的右前方及左後方為輻散，左前及右後為輻合，出區最大值為 $3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 為入區的一倍半。

b. $K = 2$ (925mb) (如圖 10.b)

在噴流的右前方及左後方為輻散，左前及右後為輻合，出區的右方其輻散最大值為 $2.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 比其他象限大。

c. $K = 4$ (700mb) (如圖 10.c)

與 $K = 1$, $K = 2$ 恰相反，噴流的右前及左後為輻合，左前及右後為輻散，且數量變小，最大值為 $1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 10.d)

噴流右方， $K = 1$ 至 $K = 3$ 為輻合，最大值為 $-2.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， $K = 4$ 至 $K = 5$ 為輻散，最大值為 $0.9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， $K = 6$ 至 $K = 7$ 又為微弱輻合， $K = 8$ 至 $K = 10$ 微弱輻散。噴流左方， $K = 1$ 至 $K = 3$ 輻散最大值為 $2.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， $K = 4$ 至 $K = 5$ 輻合最大值為 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， $K = 6$ 至 $K = 7$ 微弱輻散， $K = 8$ 至 $K = 10$ 微弱輻合。

b. $I = 27$ (出區) (圖 10.e)

噴流左方 $K = 1$ 至 $K = 3$ 輻散，最大值為 $3.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， $K = 4$ 至 $K = 8$ 微弱輻合，最大值僅 $-0.9 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。噴流右方 $K = 1$ 至 $K = 3$ 輻合

，最大值為 $-3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，高層為微弱輻散。

c. 由此二圖發現圖形如此分配，實因高低層均有噴流所致。

3.2-2 個案二僅高層有噴流

A. 水平方面

a. $K = 1$ (975mb) (圖 11.a)

與個案一 $K = 1$ 圖形相似，然而數量卻小了一半，左前方的輻合為 $-1.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $K = 2$ (925mb) (圖 11.b)

與個案一 $K = 2$ 圖形相似，然而數量小了一半，左前方的輻合為 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

c. $K = 4$ (700mb) (圖 11.c)

與 $K = 1$, $K = 2$ 恰好相反，噴流左前及右後為輻散，右前及左後為輻合，左前的輻散量最大值為 $0.36 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 11.d)

Jet 的右後方與個案一的圖形同，但 $K = 4$ 至 $K = 5$ 的輻合輻散轉弱，噴流的左後方低層為輻散，高層的輻合，最大值為 $-10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $I = 27$ (出區) (圖 11.e)

$K = 1$ 至 $K = 3$ 噴流的左後方低層為輻散，最大值為 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，右邊為輻散最大值為 $1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，高層輻合場較個案一為強約 $-0.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，在此垂直剖面上只有二個胞構造。

3.2-3 個案三僅低層有噴流

A. 水平方面

a. $K = 1$ (975mb) (圖 12.a)

與個案一 $K = 1$ 的圖形，數量均相同，最大值為 $1.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $K = 2$ (925mb) (圖 12.b)

與個案一 $K = 2$ 的圖形相同，但數量小了 $1/3$ ，左前方輻合最大值為 $-1.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

c. $K = 4$ (700mb) (圖 12.c)

與個案一 $K = 4$ 的圖形相似，右前方及左後方輻合場較強，最大值為 $-1.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 12.d)

在 $K = 5$ 以下圖形，數量與個案一同，然而 $K = 5$ 以上幾乎無輻合、輻散場。

b. $I = 27$ (出區) (圖 12.e)

在 $K = 5$ 以下圖形，數量與個案一同，然而 $K = 5$ 以上幾乎無輻合、輻散場。

3.2-4 個案四，高層噴流與低層噴流傾斜

A. 水平方面

與個案一幾乎一致，僅 $K = 1$ 右前方之輻散場較強，最大值為 $3.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (個案一為 $3.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 13.d)

在低層與個案一完全一致， $K = 6$ 至 $K = 8$ 輻合場最大值為 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $I = 27$ (出區) (圖 13.e)

低層與個案一同，高層輻合，輻散場較個案一大一倍，高層的輻散場最大值為 $0.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

3.2-5 個案五為個案一加水汽

A. 水平方面

a. $K = 1$ (975mb) (圖 14.a)

較個案一小 $1/6$ ，右前方輻合場最大值為 $-2.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $K = 2$ (925mb) (圖 14.b)

左前及右後之輻合區與個案一同，然而右前及左後之輻散場有顯著減弱之勢(右前最大值為 $1.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ；個案一為 $2.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$)。

c. $K = 4$ (700mb) (圖 14.c)

與個案一同，但數量顯著減小一半，右後方之輻散場僅為 $0.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

B. 垂直方面

a. $I = 21$ (入區) (圖 14.d)

在 $K = 5$ 以下，噴流左成爲微弱輻散，右邊爲強輻合，最大值為 $-2.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

在 $K = 5$ 以上，噴流左方爲輻合，最大值為 $-1.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，右方爲強輻散，最大值為 $2.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

b. $I = 27$ (出區) (圖 14.e)

$K = 3$ 以下，噴流左方爲強輻合，最大值為 -2.8

$\times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ，右方爲輻散，最大值為 $2.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

$K = 3$ 以上爲微弱輻合、輻散場。

c. 在高層的輻合與輻散皆較個案一大。

四、總 結

從以上所作12小時數值模擬實驗，我們可得到下列幾點結果。

1. 一般而言，不管噴流的位置在何處，在低層相對噴流的出區左前方皆有上升運動區產生，若此時環境有足夠的水汽，則此區將有利積雲的發展。

2. 當低層噴流與高層噴流同時存在時，其上升運動遠較單一噴流存在爲大。若考慮水汽時，則潛熱的釋放將使上升速度增至最大。

3. 只有低層噴流時，出區左前方的上升運動，還不太能延伸發展至高層，被限於低層發展。

4. 在所有實驗中，下層的上升運動以只有高層噴流時爲最弱。

5. 若高低層噴流在垂直分布上有傾斜產生，則上升運動在低層比沒有傾斜時強。

6. 在噴流入區的右後方也有上升運動產生，唯其速度較出區左前方爲弱，然而若水汽的分布使噴流的右後方易有積雲發展時，則此區的垂直速度變得比出區大。

7. 在所有實驗模擬中，低層相對噴流的出區左前方皆有輻合區，而以個案二的輻合最弱。

8. 個案一、四與五的輻合與輻散場在噴流的出入區的垂直分布大致相同，唯個案一高層的輻合輻散場均較個案四與五弱，而以個案五的數量最大。

9. 只有高層噴流出入區的輻合輻散場的垂直分布有很明顯的二個胞的構造。

10. 只有低層噴流時，噴流出入區的輻合、輻散場的垂直分布皆在 500mb 以下，500mb 以上的輻合輻散皆非常之小。

我們要在這裡指出，中緯度地區垂直運動的強弱，多半取決於高空流場的配合。例如溫帶鋒面的垂直結構，上達平流層，因平流層靜力穩定度逆轉，而使溫度風在對流層頂累積成噴氣流。若流速不

均勻，質點加（減）速而使噴氣流條進口右側、出口左側出現輻散區，有利於鋒面發展。

但在華南梅雨鋒生成時，高空的副熱帶噴射流已分為兩支或北跳，噴氣流在江浙沿岸或膠東半島出海，對鋒生影響不大。200mb等壓面上，青康藏高原激發的背風槽可提供較佳的輻散場。但短波東行的速度很快，很難長期維持有效的鋒生環境，造成鋒面不穩定或MSC的機會反而較大。

當高空輻散場薄弱，梅雨鋒的垂直運動，需要靠對稱不穩定度 (Symmetric instability) 與水汽來加強，對稱不穩定度在李查森係數 $R_i = N^2 / (\partial U / \partial Z)$ 與絕對穩定度 η 的乘積小於 f 時發生，

$$R_i \times \eta < f$$

上式又可寫成

$$R_i < 1 / (1 + R_0)$$

因 $R_0 = \omega / f$ (Rossby number R_0 可視為相當渦旋度與 f 的比值)，所以當 R_i 在 0.95 與 0.25 之間時，氣塊呈現慣性 (inertial) 不穩定。鋒面發展的理論顯示，沿鋒面及鋒前緣， R_0 值可達 1.5 倍之多， N^2 的氣候值在副熱帶區約為

$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} = \frac{9.8}{310} \frac{25}{10} = 0.8 \times 10^{-4}$$

當垂直運動開始發展， N^2 應減少，新的不等式顯示：

$$\begin{aligned} \left| \frac{\partial U}{\partial Z} \right| &> \sqrt{N^2 (1 + R_0)} \\ &= \sqrt{0.8 \times 10^{-4} \times 1.5} = 1.09 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1} \\ &= \text{Scritical} \end{aligned}$$

即垂直風切小於臨界值 $\text{Scritical} = 1.09 \times 10^{-2}$ m/s 時，絕對不穩定度即將發生。 Scritical 相當於 850mb 等壓面的噴氣流約 32.7Kts，在梅雨季節時，低層噴流可輕易到達此臨界值。

上面公式，若考慮到水汽，可以做適度修正，即採用相當位溫代替位溫，結果將使系統更趨近不穩定狀況。LLJ 約在 25Kts 左右，Symmetric instability 就將發生，聯合梅雨鋒面上的次環流，構成 Symmetric CISK，LLJ 的強度逐漸加強，這是我們下一次分析的重點。（註：本文部分結果已發表在柯文雄、林和、沈鴻禧 1986 及 LinHo & W.S. Kau (1986) 兩文中。）

參考文獻

1. 陳正改, 1979: 梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和臺灣地區豪雨之關係。大氣科學, 6, 1, 29 ~ 37。
2. 吳宗堯, 王時鼎, 1985: 變易季節臺灣北部地形加刻鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會, 73 ~ 88。
3. Akiyama, T., 1973: Ageostrophic low level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area. J. Meteor. Soc. Japan 51, 205-208.
4. Andrew H. Van Tuyl and John A. Young, 1982: Numerical Simulation of Nonlinear Jetstream Adjustment. Mon. wea. Rew., 110, 2038-2054.
5. Chou, L.C., R.T. Williams and C.P. Chang, 1982: Numerical simulation of east Asia "Mei-Yu" fronts. Proc. Regional Sci. Conf. on Tropical Meteor., Tsukuba, Japan, 18-22 Oct. MSJ/JMA/WHO/AMS, 147-148.
6. Matur, M.B., 1983: A quasi-Lagrangian regional model designed for operational weather prediction. Mon. Wea. Rev., 111, 2087-2098.
7. Matsumoto, S., 1974: Dynamics and structure of the lowlevel jet stream, Tech. Rep. No. 86, JMA, 122-135.
8. Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1969: On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave. J. Meteor. Soc. Japan, 47, 75-85.

9. Ninomiya, K., 1971: Mesoscale modification of synoptic situation from thunderstorm development as revealed by ATS III and aerological data. *J. Appl. Meteor.*, 10, 1103-1121.
10. Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 52, 300-313.

11. Uccellini, L.W., and D.R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streams and implication for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

附 錄 :

C_p : 定壓比熱
 C_v : 定容比熱
 F_{so} : 渦流交換項 (Vertical turbulence exchange)
 H : 潛熱
 M : 水汽量
 P_s : 地面壓力
 P_0 : 常數 (= 1000 毫巴)
 R : 氣體常數
 T : 氣溫
 f : 科氏參數
 m : 地圖放大率
 P : 氣壓
 q : 水汽混合比
 q_a : 調整後水汽混合比
 q_s : 飽和水汽混合比
 t : 時間
 u : X方向的速度
 u_g : 地轉風X方向的速度
 V : Y方向的速度
 V_g : 地轉風Y方向的速度
 x : 東西方向的獨立變數
 y : 南北方向的獨立變數
 K : 常數 (0.286)
 σ : 垂直坐標 (= P/P_s)
 σ : 方向的速度
 π : (P/P_0)^{0.286}
 θ : 位溫

ϕ : 高度場
 τ_0 : 應力 (Stress) (Q 爲 u, v , 或 q)
 ρ : 密度
 Δx : 網格間距
 $\partial/\partial\sigma$: 對 σ 的偏微分
 Δ_σ : 在等 σ 面上的運算子
 D/Dt : 全微分

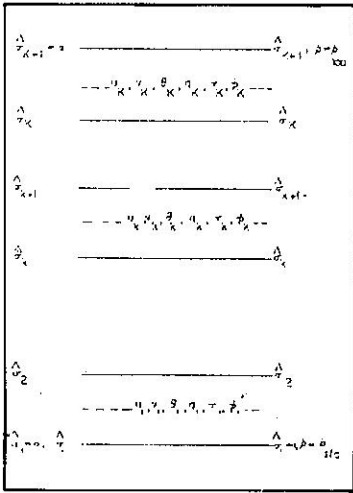


圖 1 垂直空間變數的配置圖
〔摘自Mathur, 1983〕

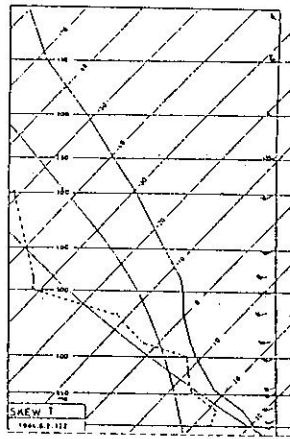


圖 2 〔6.3水災〕前，
73年6月2日20L，
臺北站的探空資料
〔摘自吳宗堯，王時鼎，
74年天氣分析與預報研
討會〕

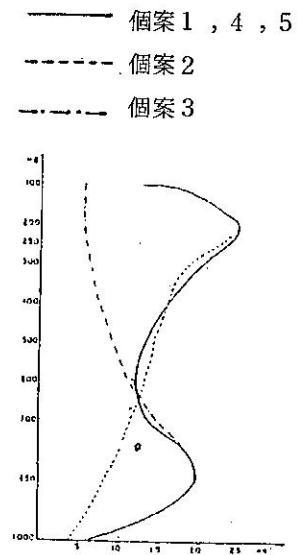


圖 3 表示各個個案最大
風速的垂直分析

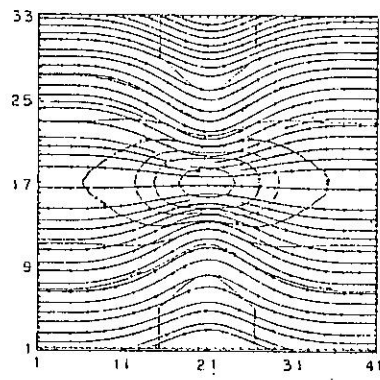
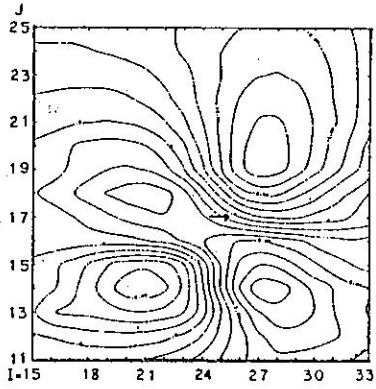
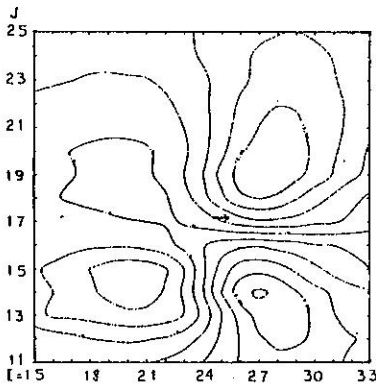


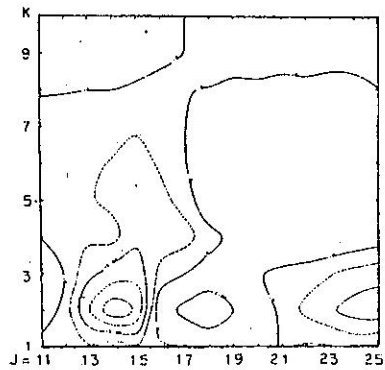
圖 4 850mb上噴流的水平結構 (41 × 33)



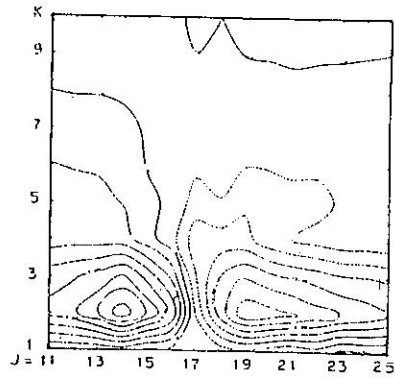
5. a



5. b



5. c



5. d

圖5 個案一高低層均有噴流，12小時預報 ω 場，實線表正值，虛線表負值，間隔為

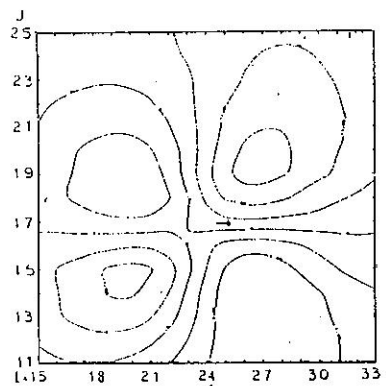
$0.5 \times 10^{-4} \text{ mbs}^{-1}$ → 表噴流心所在位置

(a) $k = 2$ ，850mb，水平圖

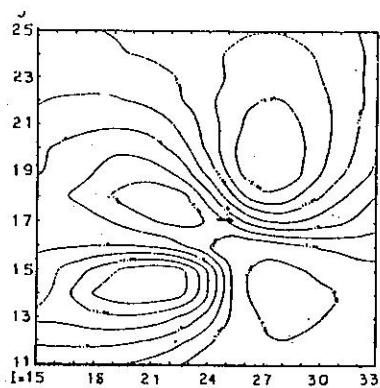
(b) $k = 3$ ，700mb

(c) 入區的垂直剖面圖， $I = 21$ ，噴流心位於
 $J = 17$ ，指出紙

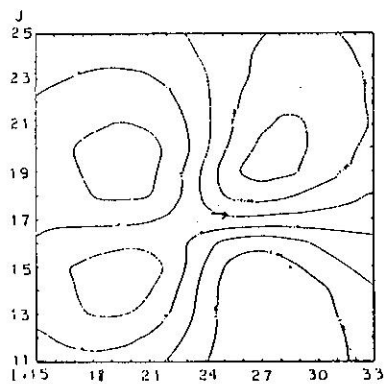
(d) 出區的垂直剖面圖 $I = 27$



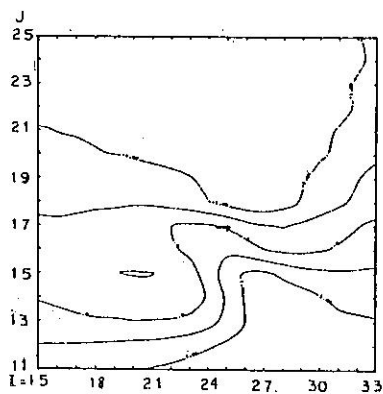
6.a



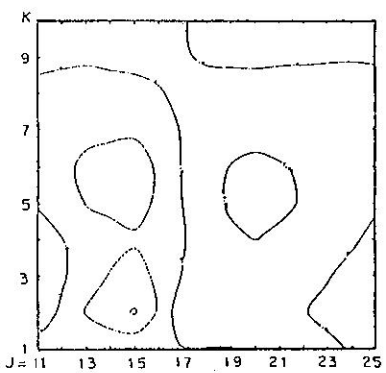
7.a



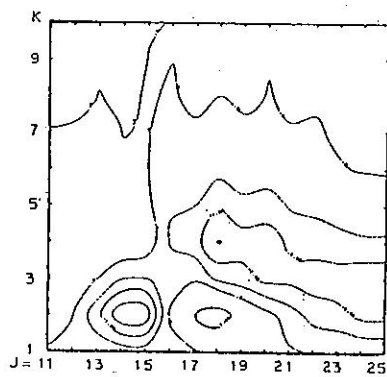
6.b



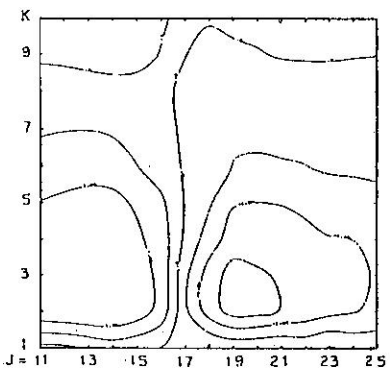
7.b



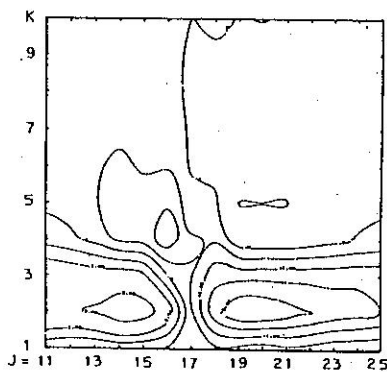
6.c



7.c



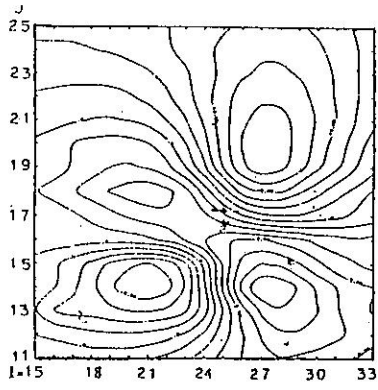
6.d



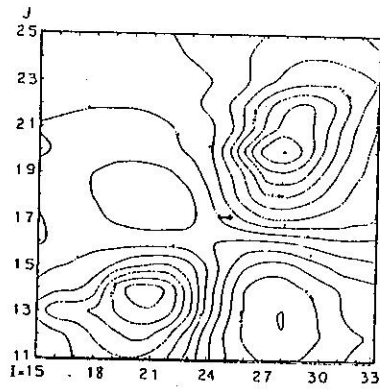
7.d

圖 6 個案二僅高層有噴流 (a)(b)(c)(d) 同圖 5

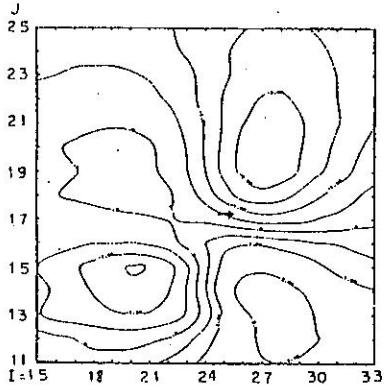
圖 7 個案三僅低層有噴流 (a)(b)(c)(d) 同圖 5



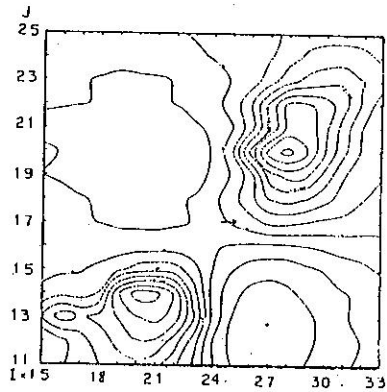
8.a



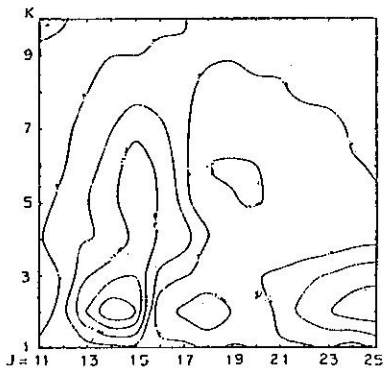
9.a



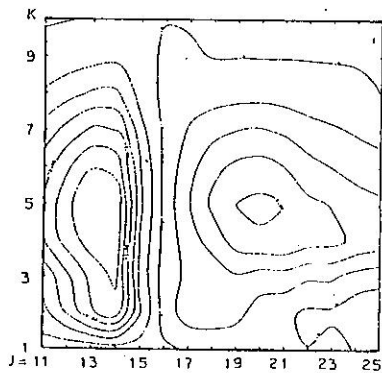
8.b



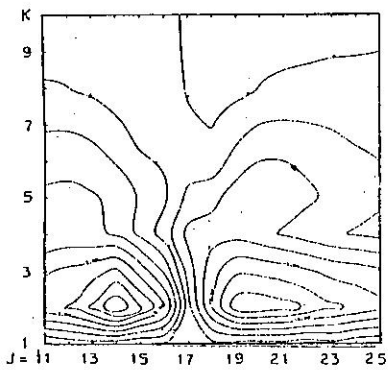
9.b



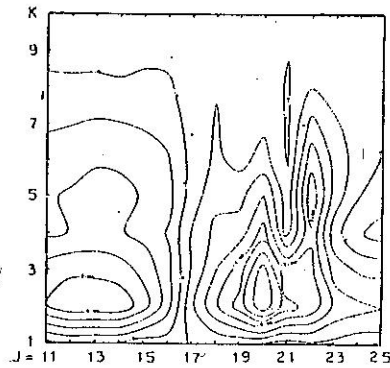
8.c



9.c

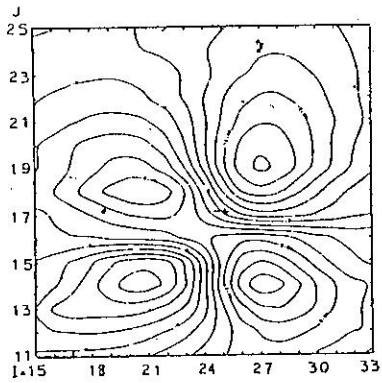


8.d

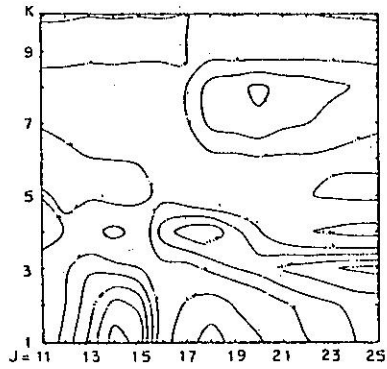


9.d

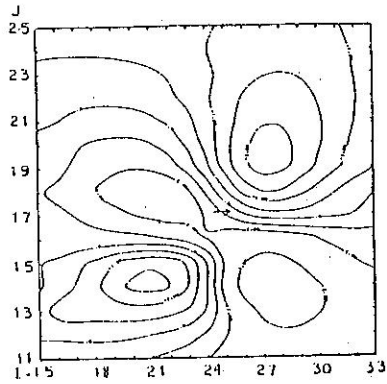
圖 8 個案四高低層噴流有傾斜 (a)(b)(c)(d) 同圖 5 圖 9 個案五為個案一加水汽 (a)(b)(c)(d) 同圖 5



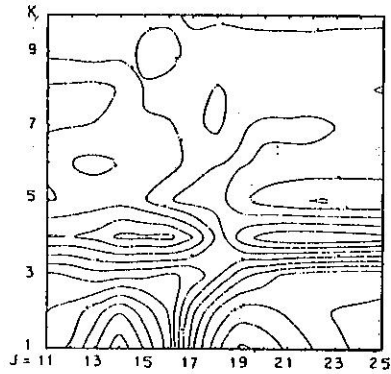
10 . a



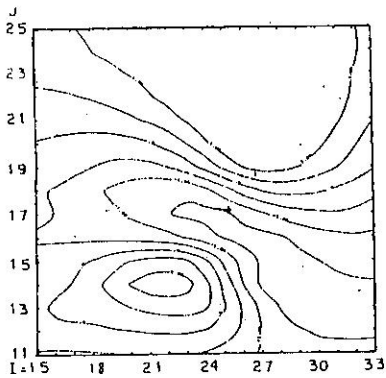
10 . d



10 . b

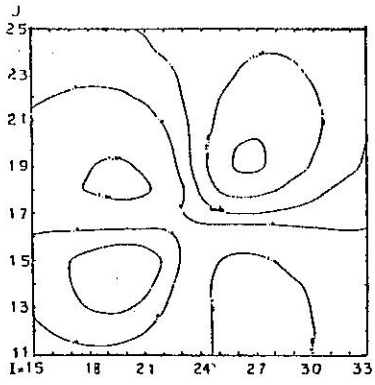


10 . e

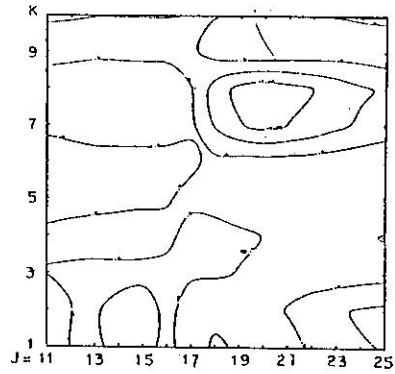


10 . c

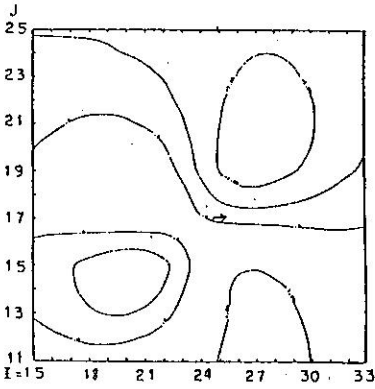
圖 10 個案一高低層均有噴流，12 小時預報輻散場，實線表正值，虛線表負值，間隔為 $0.5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ ， \rightarrow 表噴流心所在位置
 (a) $k = 1$ ，975mb
 (b) $k = 2$ ，925mb
 (c) $k = 4$ ，700mb
 (d) 入區的垂直剖面圖， $I = 21$ ，噴流心位於 $J = 17$ ，指出紙
 (e) 出區的垂直剖面圖， $I = 27$



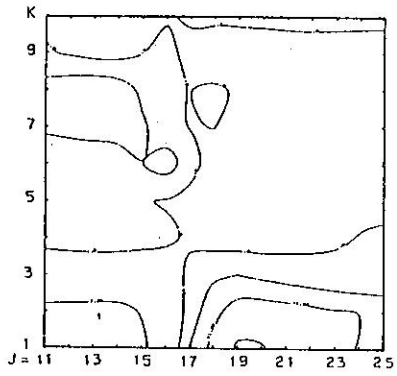
11.a



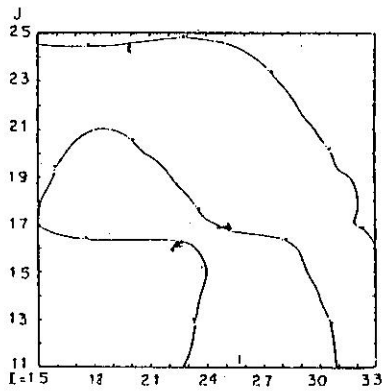
11.d



11.b

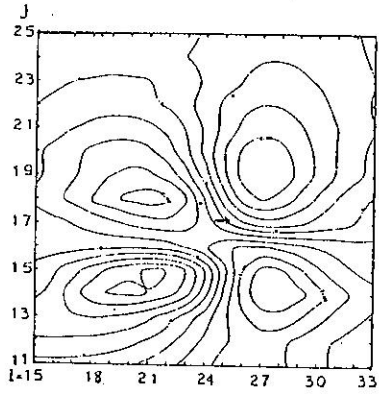


11.e

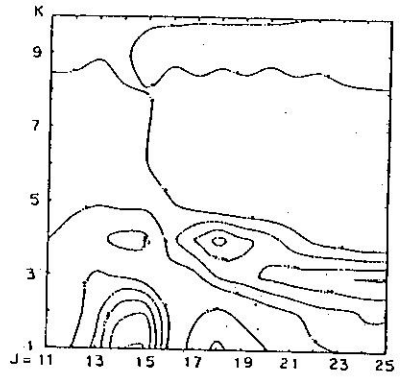


11.c

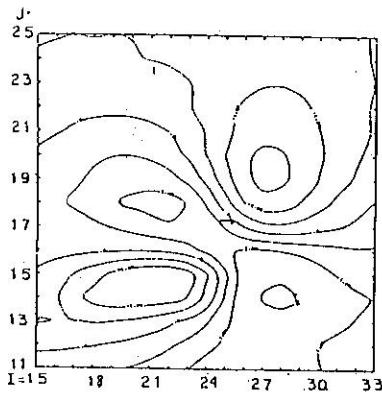
圖11 個案二僅高層有噴流 (a)(b)(c)(d)(e)同圖10



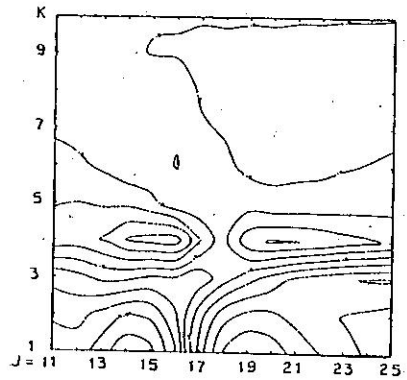
12 . a



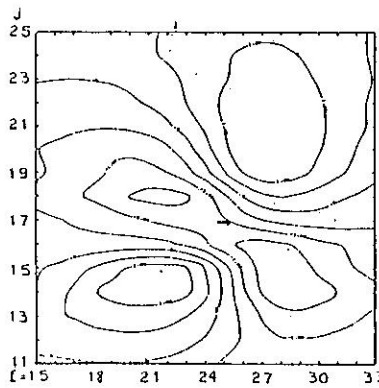
12 . d



12 . b

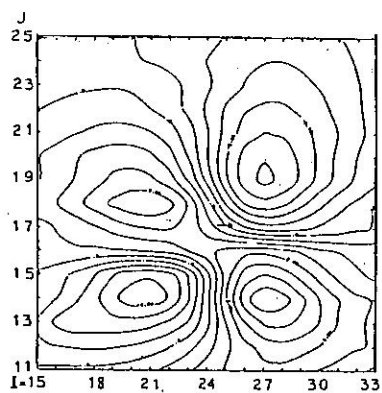


12 . e

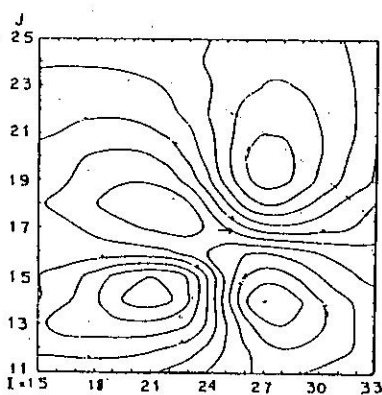


12 . c

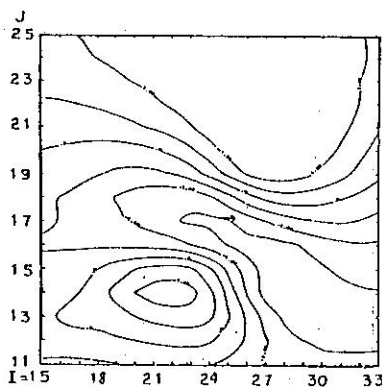
圖12 個案三僅低層有噴流 (a)(b)(c)(d)(e)同圖10



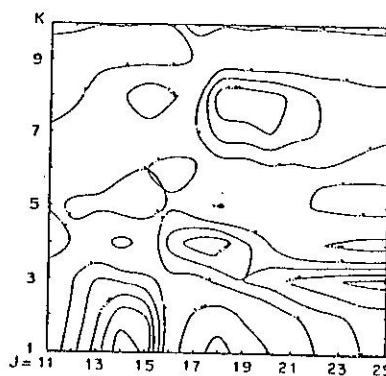
13 . a



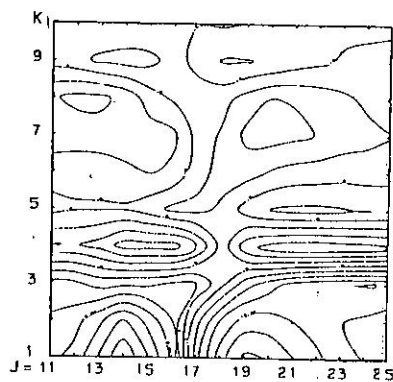
13 . b



13 . c

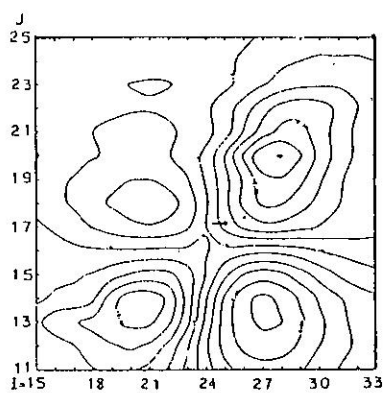


13 . d

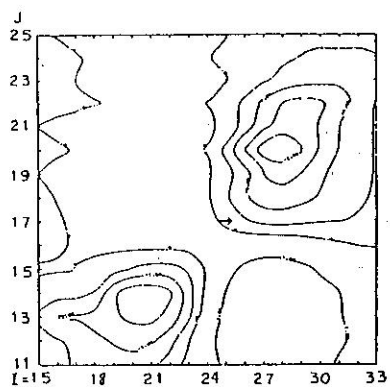


13 . e

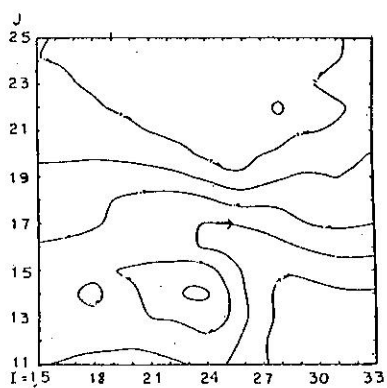
圖 13 個案四高低層噴流有傾斜 (a)(b)(c)(d)(e)同圖 10



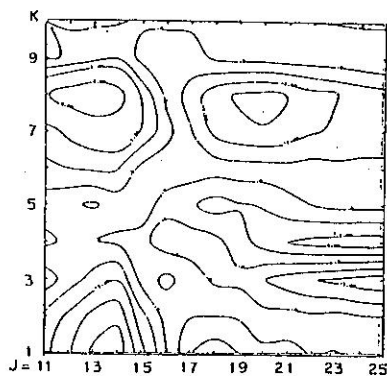
14.a



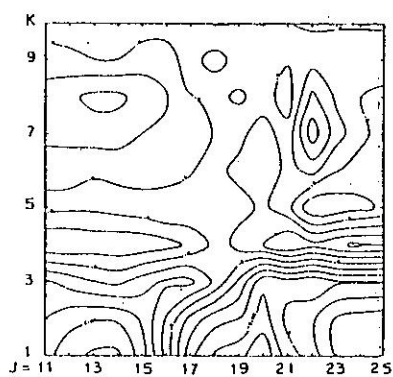
14.b



14.c



14.d



14.e

圖 14 個案五為個案一加水汽 (a)(b)(c)(d)(e)同圖 10