

MCS 中長生命期飈線系統之觀測結果及理論探討

謝安邦
空軍氣象中心

摘要

本文將以 Ogura and Liou (1980) 和 Rotunno et al. (1988) 的文章為主體，對長生命期飈線系統在生成與維持上，熱力及動力機制所扮演的角色做一些探討。Ogura and Liou (1980) 曾對美國奧克拉荷瑪 (Oklahoma) 密集探空觀測飈線個案的資料做合成分析顯示，飈線內由低層內流至高層的上衝流是呈反風切向傾斜的。高層最大輻散中心位於低層輻合中心後約 70 公里處。最特別的是，沿上衝流至高層的氣流於中層和由飈線後方進入的氣流相遇，而形成中層的輻合中心，其輻合所產生之高層上升氣流，將可維持更寬廣的飈線結構。上衝流下方的冷池則是由降雨蒸發冷卻形成的。

Rotunno et al. (1988) 對長生命期飈線系統的研究更確切指出，長生命期飈線系統可由兩種不同的動力過程產生。第一種，短生命期對流胞的下衝外流和環境場的低層風切相輻合，其所產生之上升運動將於舊胞前緣不斷的生成新對流胞而形成長生命期飈線系統。另一種，風切與飈線之夾角呈 45 度產生互相獨立的穩定超大胞所形成之長生命期飈線系統。雖然，飈線前方環境場的低層風切和長生命期飈線系統有密不可分的关系，但其環境場對流不穩定大氣也是維持長生命期飈線系統的一種重要熱力條件。

一、前言

飈線最簡單的定義是一連串排列成線狀的對流胞，因此，要瞭解飈線就是從單一對流雷雨胞開始。Byer and Braham (1949) 首先對雷雨胞的生命史提出他們的發現，雷雨胞內因上升凝結而有降水，降水的堆積至上衝流無法負載時就產生下衝流，下衝流可抑制對流，最後消散，其所需時間約 30-60 分鐘 (如圖 1)。Newton (1950) 認為飈線是伴有上、下衝流的對流胞排列於垂直風切方向的系統，而對流胞內的下衝流在順風切邊緣能和環境風切輻合，而於對流胞的前緣產生新對流胞，而在反風切邊的下衝流輻散將抑制舊胞對流 (如圖 2)。如此新、舊胞不斷的生成與消散就形成了長生命期飈線系統。Ludlam (1963) 及 Newton (1966) (以後簡稱 LN 模式) 皆提出另一種不同的長生命期飈線系統，強上衝流以逆風切向上升，由於上衝流無法負載降雨，而在上衝流的下方有因降雨產生的下衝流，如此上、下

衝流不斷的產生就形成了長生命期飈線系統 (如圖 3)。Thorpe et al. (1982, 以後簡稱 TMM) 認為長生命期飈線系統是由於對流內的下衝外流和環境的低層風切不斷激發新對流胞的結果。

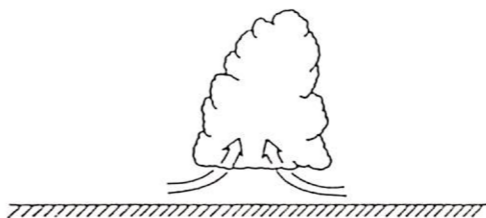
Ogura and Liou (1980, 以後簡稱 OL80) 利用美國奧克拉荷瑪 (Oklahoma) 密集探空觀測飈線個案的資料做合成分析顯示，底層之濕空氣沿上衝流上升，飈線中層有由後方進入低相當位溫之乾空氣及在飈線後方上衝流下方有強下衝流等特徵，和 Newton (1967) 所提出的飈線特徵相一致。

Lilly (1979) 利用二維模式模擬長生命期對流胞發現，TMM 長生命期對流胞可於模式內產生，但 LN 模式卻無法於模式內產生。Browning (1964) 及 Klemp and Wilhelmson (1978a) 利用三維模式模擬長生命期對流胞，不但於模式中產生 TMM 的長生命期對流胞，並且得到 LN 模式中的穩定之超大對流胞。因此，Lilly (1979) 推測，由

穩定超大胞排列所形成之飈線，其環境場風切方向和飈線呈一小於 90 度的夾角，且每個對流胞之環流彼此互不干擾。

本文將對長生命期飈線系統的維持做理論上的探討，第二節將闡述 OL80 合成分析的結果，第三節將簡略說明 Rotunno et al. (1988, 以後簡稱 RKW) 對長生命期飈線系統模擬的結果，第四節將對長生命期飈線系統做理論的探討，第五節將做總結與討論。

(a)



(b)



圖 1 (a) 由於空氣輻合而形成的對流雲
圖 1 (b) 雷雨胞內降水的堆積至上衝流無法負載時就產生下衝流。

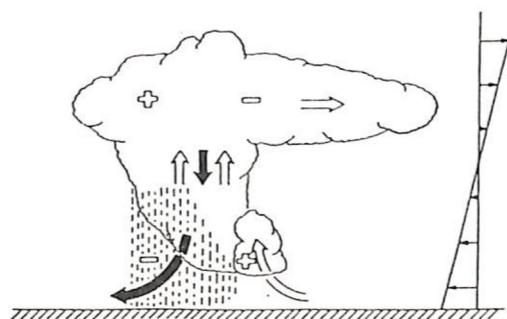


圖 2 對流胞內的下衝流能和環境風切輻合而於對流胞的前緣產生新對流胞，而在反風切邊的下衝流輻散將抑制舊對流胞。

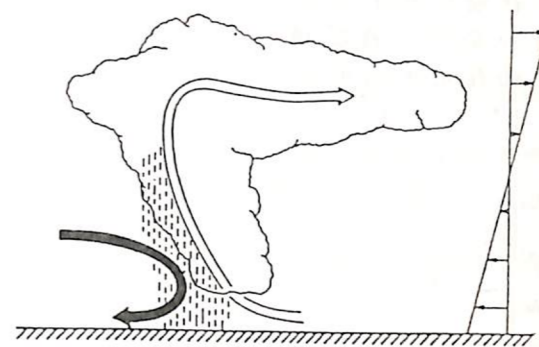


圖 3 上衝流無法負載降雨而在上衝流的下方有因降雨產生的下衝流，如此上、下衝流不斷的產生就形成了長生命期飈線系統。

二、探空觀測合成分析的結果

(圖 4) - (圖 11) 是 Ogura and Liou (1980) 利用 1976 年 NSSL (National Severe Storms Laboratory) 在奧克拉荷瑪 (Oklahoma) 的春季實驗計畫中探空觀測飈線的資料合成分析的結果。

(圖 4) 為相對飈線運動東西風場 (u) 垂直剖面圖，圖中顯示在飈線的前緣有低層的内流進入飈線 (X=0 處)，而在飈線後方則有強度相當的外流，位於內、外流之間則是近似滯留的氣流，於飈線前方的高層 (約 200mb) 有相對最大的外流，其垂直厚度約 250mb，而在中層的後方 (約 500 - 600mb) 有由環境進入飈線的氣流。在圖中最突出的特點是沿上衝流其東西風場近似不變。

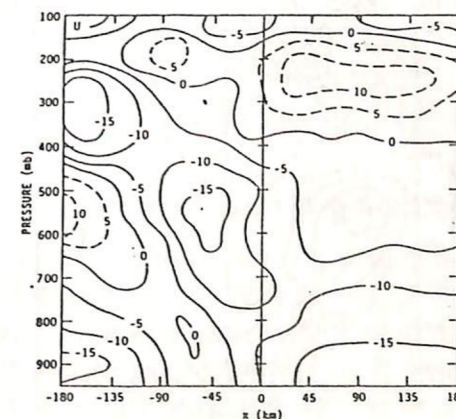


圖 4 為相對胞線運動東西風場 (u) 垂直剖面圖

(圖5)為颶線南北風場(V)垂直剖面圖，在圖中顯示颶線中的上衝流其南北風場是近似不變，在環境約750mb以上幾乎為零，而在左方的中、低層則是北風。

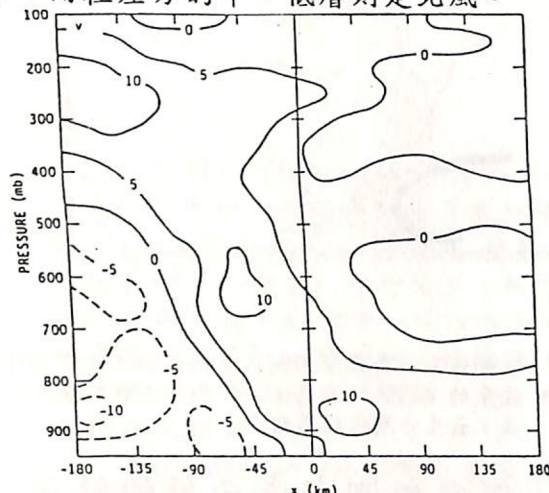


圖5 為颶線南北風場(V)垂直剖面圖

(圖6)為颶線輻散場(D)垂直剖面圖，圖中顯示在颶線前緣的低層是輻合，而在低層輻合區的後方則是輻散區，颶線後方的高層(約200-300mb)有輻散區。值得注意的是在颶線後方中層(約550mb)有一最大的輻合中心，由圖可知此輻合中心是由於颶線前緣向上、向後的內流在中層和由颶線後方進入之氣流輻合的結果。

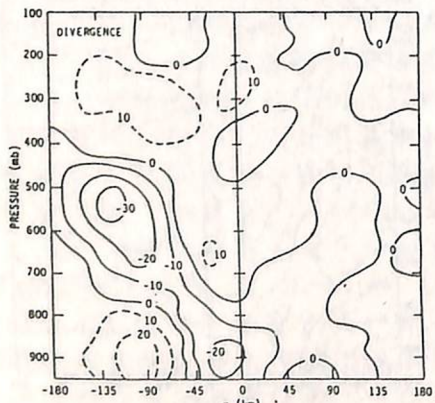


圖6 為颶線輻散場(D)垂直剖面圖

(圖7)為颶線垂直速度(W)垂直剖面圖，圖中顯示在颶線上方約700mb的高度以及颶線後方約400mb的高度分別有最大的上衝流中心，而在颶線後方約750mb的中層有最大的下衝流中心，此特徵和(圖6)的輻散場剖面相一致。

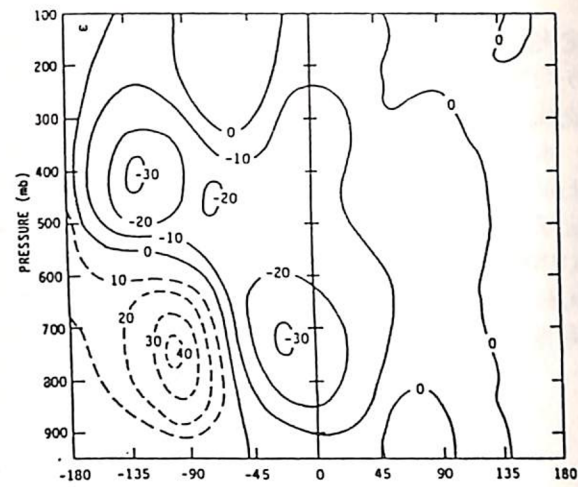


圖7 為颶線垂直速度(W)垂直剖面圖

(圖8)為(圖4)及(圖7)結合成的颶線內部的氣流垂直剖面圖，圖中顯示在颶線後方的下衝流不僅源於後方中層的內流，同時亦包括颶線前緣低層的溼空氣。

(圖9)為颶線垂直渦度分量(ζ)垂直剖面圖，圖中顯示在高層是反氣旋式渦度，而在中、低層則是氣旋式渦度，此圖的分析和(圖6)相一致。

圖10為颶線相當位溫分布(θ_e)垂直剖面圖，圖中顯示在颶線前緣約800mb的低層環境場有高的相當位溫分布，而再後方約700mb的下方有相對較低的相當位溫分布，而於颶線的前緣約550mb的環境場處於對流不穩定狀態。

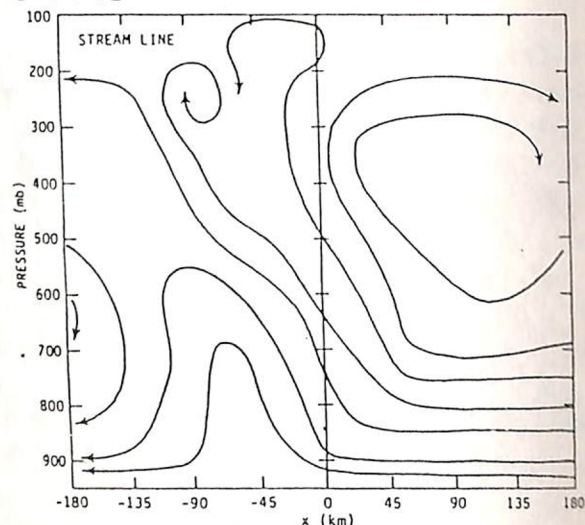


圖8 為(圖4)及(圖7)結合成的颶線內部的垂直剖面圖

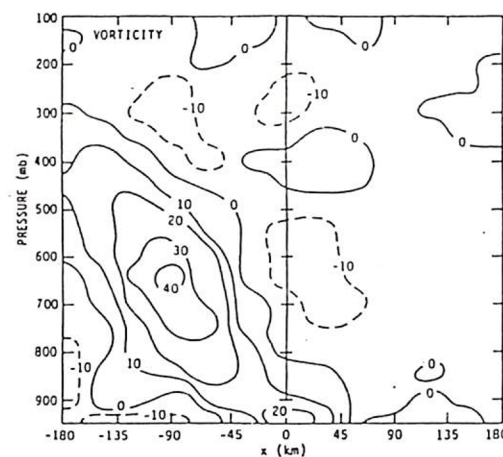


圖9 為颶線垂直渦度分量 ζ 垂直分布圖

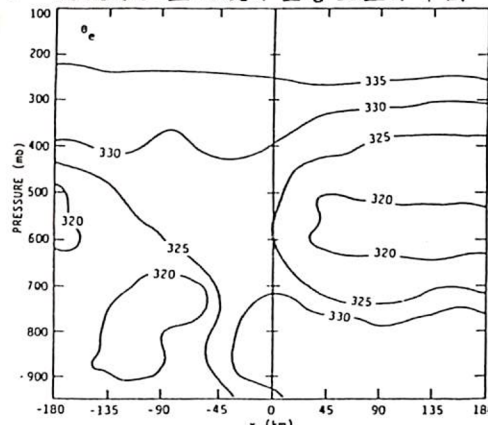


圖10 為颶線相當位溫分布 θ_e 垂直剖面圖

(圖11)為颶線的混合比分布垂直剖面圖，圖中顯示有一溼舌向上、向後傾斜，此傾斜溼舌的位置和(圖6)上衝流的位置一致，証明了上衝流將低層濕空氣帶上高層，而在下衝流區域其混合比很小，但在下衝流區的底層，其混合比大致和環境場相同，說明了下衝流並未完全到達地面就外流出去了，也証明(圖8)的氣流場是正確的。

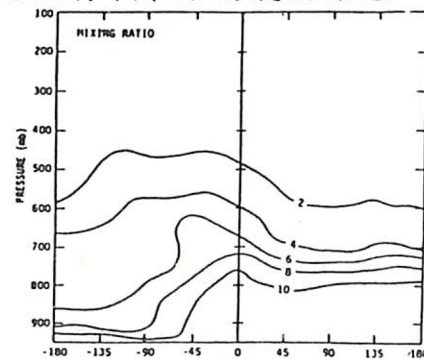


圖11 颶線的混合比分布垂直剖面圖

由以上的結果我們可對颶線內部結構歸納出以下幾點：

1. 颶線的上衝流是呈逆風切向傾斜。
2. 颶線東方的西風以及西方的東風似乎是由下衝流導引出的。
3. 沿上衝流上升的空氣塊其水平動量近似守恆，顯示在水平方向無任何外力的作用。
4. 颶線前緣的對流不穩定大氣提供颶線為維持的能量來源。

第四節將就維持長生命期颶線的機制做更進一步的理論探討。

三、長生命期颶線模擬的結果

Rotunno et al.(1988)利用Klemp and Wilhelmson(1978a)的雲模式模擬颶線，其初始場是選用一般典型中緯度颶線來臨時的环境場探空區線分布圖(如圖12)，以下將分別對二維及三維模擬的結果做扼要說明：

a、淺風切的二維模擬

RKW的二維模擬除了以(圖12)為初使場外，又加入正交於颶線的低層風切環境場。

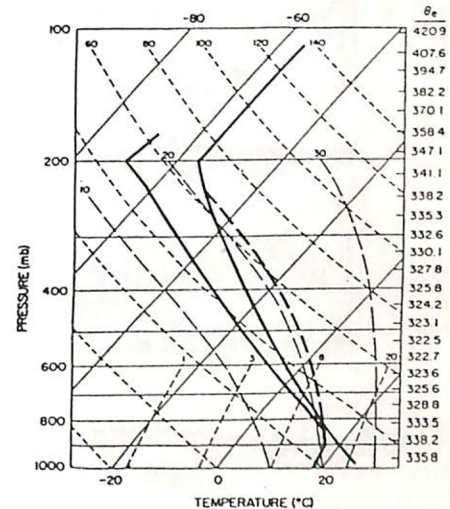


圖12 典型中緯度颶線來臨時的环境場探空曲線分布圖

(圖13)的(a)~(b)代表颶線維持時單一對流胞的生命史，圖中顯示當上衝流完全發展時，具有較多水汽的空氣塊沿上衝流及降雨帶則呈順風切向傾斜(如圖13a空氣塊D及B)，而由於降雨帶的蒸發作用，使得由前方進入的低層空氣穿越降雨帶(如圖

13b 空氣塊 C)，但中層進入之乾空氣則下降進入低層 (如圖 13b 空氣塊 A)，這兩種空氣塊貢獻給冷池 (cold pool)，而冷池之下衝流和環境場的低層風切輻合又激發另一新對流胞 (如圖 13C、D)。如此的單一對流胞不斷循環就構成了長生命期颶線系統。當時間繼續演進，由於下衝流的冷池越來越冷而漸漸的征服了低層風切影響 (如圖 14a)，而降雨的蒸發作用也使得在颶線後方中層的乾空氣受導引而下降 (如圖 14b 空氣塊 A 及 F)，最後在颶線後方的空氣完全進入颶線下方 (如圖 14C、D)。

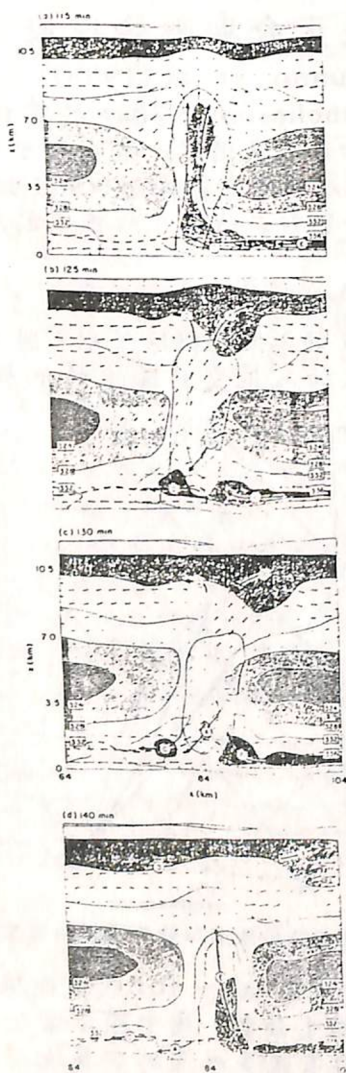


圖13 (a) ~ (b) 代表颶線維持單一對流胞的生命史
圖13 (c) ~ (d) 冷池之下衝流和環境場的低層風切輻合又激發另一新對流

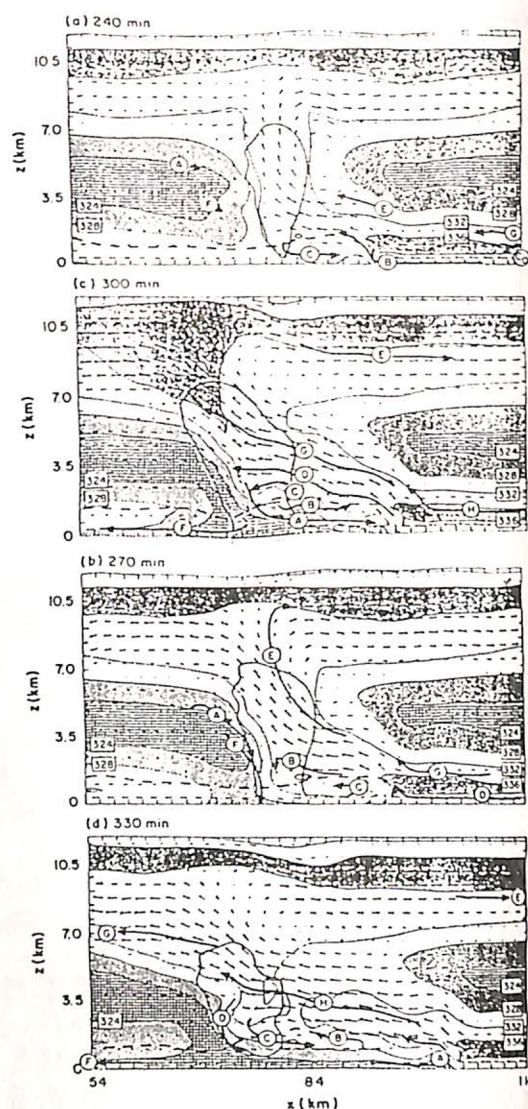


圖14 (a) 顯示下衝流的冷池越來越冷而漸漸克服了低層風切影響
圖14 (b) 降雨的蒸發作用導致颶線後方中層乾空氣下降
圖14 (c ~ d) 颶線後方的空氣完全進入颶線下方

b、淺風切的三維模擬

RKW 的三維模擬其環境場和二維模擬相同，只是多增加了一個空間的自由度。

(圖 15a) 顯示三維模擬出的 $\Theta_e = 335K$ 面立體圖，(圖 15b) 為沿風切方向之上衝流剖面圖 (平面 A)，圖中顯示出和 (圖 13a) 相同的型態，上衝流及降雨區均為順風切向傾斜。(圖 15c) 則為沿風切方向下衝流區的垂直剖面圖 (平面 B)，圖中的型態和圖 13c 類似，由於颶線前緣的中層有低相當位

溫的空氣塊向下內流，而冷池之下衝流由和環境的低層風切作用而激發另一新的對流胞，如此的循環就成長生命期颶線系統。當冷空氣越來越冷而漸漸的征服了低層風切，就形成了類似二維模擬的減弱至消散過程 (圖 16a-c)。

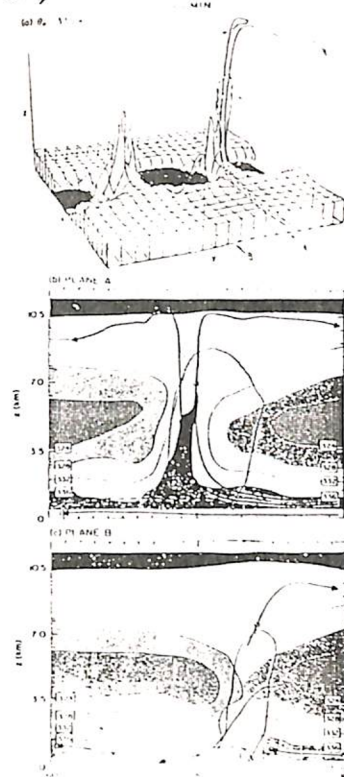


圖15 (a) 顯示了維模擬出的 $\Theta_e = 335^\circ K$ 面立體圖
圖15 (b) 為沿風切方向上衝流剖面圖 (平面 A)
圖15 (c) 則為沿風切方向下衝流區的垂直剖面圖 (平面 B)

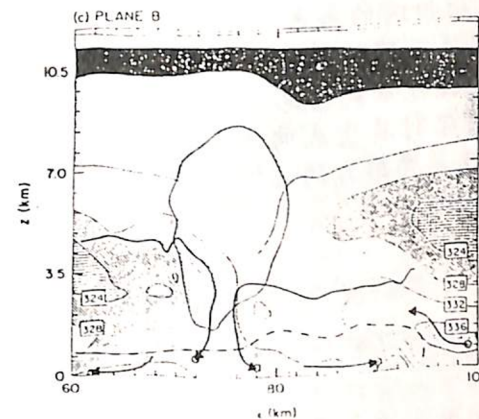
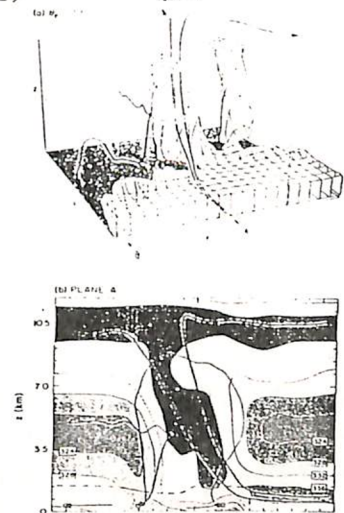


圖16 (a) ~ (c) 當冷空氣越來越冷而漸漸的克服了低層風切，就形成了類似 2-D 模擬的減弱至消散過程

c、和颶線呈 45 度的深、強風切之三維模擬

RKW 將環境場的风切加深及加強，然後和颶線呈一小於 90 度的夾角，由此可得另一長生命期颶線系統。(圖 17) 是此颶線系統的示意圖，由圖中可見到一穩定的對流系統，而 4Km 的风場有旋轉的上衝流，以及陣風鋒面有類似弧形的結構，這些特徵和超級對流胞對流系統幾乎相同，也證明了 Lilly (1979) 推測是正確的。

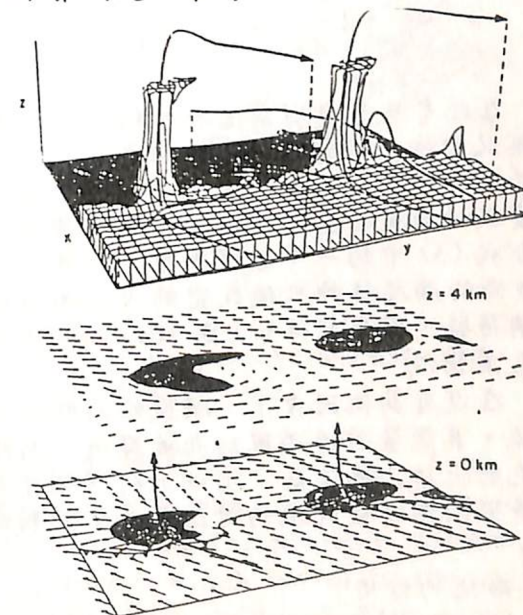


圖17 颶線系統的示意圖顯示環境場的风切加深及加強，然後和颶線呈一小於 90° 的夾角。

四、理論的探討

a、風切扮演的角色

在第三節的模擬中不論二維或三維的長生命期飈線系統其最初都是順風切向傾斜，以下將探討其生成的原因。考慮一 Boussinesq 及無摩擦力的一維 (y 方向) 渦度方程式：

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\eta}{\rho} \right) = \frac{dB}{dx} \quad (1)$$

$$\eta \equiv \frac{du}{dz} - \frac{dw}{dz} \quad (2)$$

在此 η 為 y 沿方向的渦度； $\rho(Z)$ ，是基本狀態密度；B，總浮力；u，東西方向的風速；W，垂直速度。

(圖 18a) 為無風下的一個熱胞，由方程式 (1) 可得在熱胞的右方有正渦度，而在熱胞左方是相當大小的負渦度，因此上衝流是比直向上的，當環境場加入低層風切時，因為環境場的低層風切有正渦度 (y 方向) $\eta =$ ，所以當環境場有低層風切時，上衝流會向順風切向傾斜 (如圖 18c)。

同理，三維的熱力胞其控制方程式如下：

$$\rho \frac{d}{dt} \left(\frac{\eta}{\rho} \right) = \xi \frac{dV}{dx} + \eta \frac{dV}{dy} + \zeta \frac{dV}{dz} - \frac{dB}{dx} \quad (3)$$

在此 ξ 及 ζ 分別為 x 及 y 的渦度分量。於無風切時也將於順風切方向產生正渦度，而於逆風切方向產生相當的負渦度。若具有低層風切渦度的空氣塊沿 $y=0$ 中心線上升，方程式 (3) 中的一、三項為零，而第二項為 y 方向的渦度拉伸只能改變的大小而不能改變其符號，因此可得如 (圖 18c) 的順風向傾斜之上衝流。

在沒有其他因素下，順風切向傾斜的上衝流，其能量將透過風切而被釋放，而降雨區也將位於上衝流區。由以上的結果可知，低層風切對非超大胞的對流將產生不利的作用。

b、冷池的作用

當對流發展時會有冷下衝外流產生，也因此產生了冷池。考慮一無環境風切的冷池

由於冷池的前緣會產生負渦度而使得上衝流呈逆風切方向傾斜 (如圖 18b)，這種傾斜方式使得不穩定的濕空氣沿溼絕熱上升時，受到下衝流影響只會穿過對流區，而無法提供能量給對流區 (如圖 14)。因此，由於冷池導引出的逆風切向傾斜也將不利於對流發展。

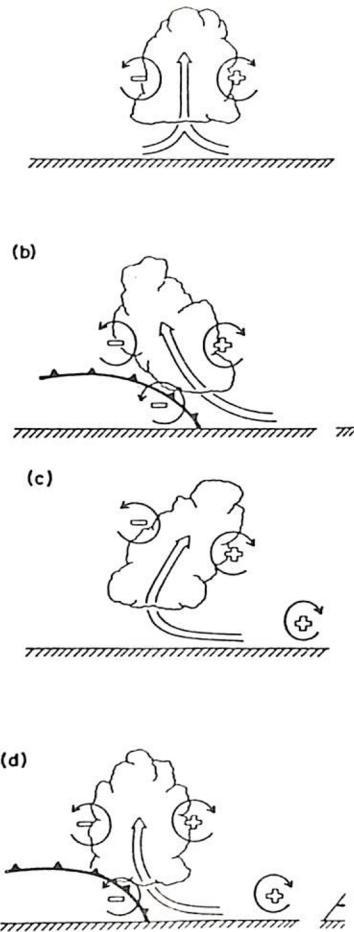


圖 18 (a) 為無風下的一個熱胞
 圖 18 (b) 考慮無環境風切的冷池，由於冷池前緣會產生負渦度而得上衝流呈逆風切方向傾斜。
 圖 18 (c) 當環境場有低層風切時，上衝流會向順風切向傾斜。
 圖 18 (d) 低層風切和冷池都存在，且伴隨之正、負渦度大小相當時，可使得上衝流又回復到幾乎垂直

c、低層風切和冷池的關係

由前面兩章節可知，低層風切所產生的正渦度以及冷池產生的負渦度皆不利於對流發展，可是若低層風切和冷池都發生，且伴隨之正、負渦度大小相當時，可使得上衝流

又回復到幾乎垂直 (如圖 18d)，這種垂直的上衝流可維持較久的對流。此時我們定義其為“最佳狀態” (Rotunno et al. 1988)。此時下衝外流可有效的低層風切作用而激發另一新對流。

除了以上的非超大胞長生命期飈線系統其維持機制為，當環境場有較強且深的風切，而風切和飈線呈一夾角時，上衝流透過風切產生的旋轉向上的力將空氣塊帶上高層。如此上、下衝流的下斷循環維持了穩定對流胞，而形成了長生命期飈線系統 (如圖 3)。

五、總結與討論

由 Ogura and Liou (1980) 和 Rotunno et al. (1988) 所得的結果可知，長生命期對流系統是對流胞和環境場風切交互作用的結果。

OL80 所得的觀測結果和其它的觀測結果相一致，其中最顯著的特徵為水平動量幾乎守恆，因為在雲中受雲粒子運動的關係會有水平動量的改變，這種水平動量的守恆顯示垂直速度很大。

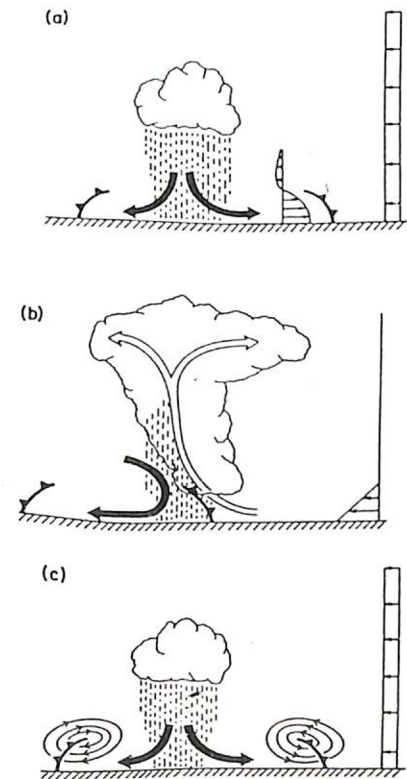


圖 19 冷池與低層風切作用產生新對流胞

RKW 利用 klemp-Wilhelmsen 雲模式模擬飈線的結果顯示，有兩種基本的長生命期飈線系統：普通對流胞不斷重覆從生到死的循環以及穩定超大對流胞系統；前者主要是冷池與低層風切作用新對流胞的結果 (如圖 19)；而後者主要是由於風切產生的旋轉向上以維持對流，且每一個對流胞其環流互不干擾 (如圖 20)。

雖然，環境場的風切很重要，但是也必須環境場有對流不穩定配合才行，如此沿上衝流上升至高層的空气塊才具有對流可用位能 (CAPE) 供給對流所須之動能。

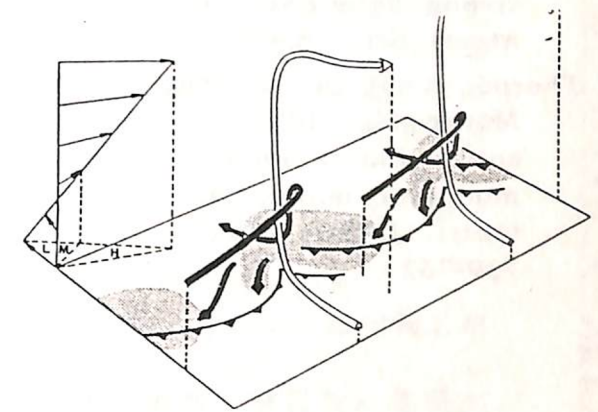


圖 20 風切產生的旋轉向上以維持對流，且每一個對流胞其環流互不干擾。

六、參考文獻

Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the mean wind. J. Atmos. sci., 21, 634-639.