

不同水氣垂直結構的颶線模擬測試

林李耀 郭鴻基

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十八年三月十二日收稿；中華民國八十九年元月二十一日定稿)

摘 要

本文分析臺灣區域春季與梅雨季颶線生成個案的水氣垂直分佈特徵，並與典型中緯度颶線的水氣環境加以比較，結果發現臺灣個案中有低層水氣較多、中層水氣較少、與高層水氣較少三類不同的特徵。根據 Lin and Arakawa(1997a,b)的研究指出，積雲內部空氣逸入源主要來自雲頂發展高度以下的區域，且可能來自各種不同的環境高度，因此環境水氣的垂直分布情形對積雲結構的發展有重要影響。

我們利用 CSU-RAMS 模式的水平大區域颶線模擬實驗，探討當模式初始探空具有此三類水氣場特性時，透過各物理場的診斷分析比較，來探討模式颶線生成後的結構與典型中緯度颶線有何異同。

關鍵詞：颶線、水氣垂直分布、數值模擬研究

一、前 言

根據副熱帶台灣地區颶線系統生成的環境研究發現，春季與梅雨季生成個案的大氣對流可用位能(CAPE) 平均較典型中緯度地區氣候值為小 (鄧與陳, 1990 ; Chen and Chou, 1993) ; 而且就環境水氣的分布而言，低層水氣量明顯較中緯度氣候值為大，水氣垂直分佈上也有所差異 (陳與林, 1995 ; 謝, 1996) 。

在 Lin and Arakawa(1997a,b) 的積雲逸入空氣來源研究中指出，逸入源(Entrainment sources) 主要來自雲頂發展高度以下的區域，且可能來自各種不同的環境高度，因此水氣垂直分布對積雲結構的發展有重要的影響。

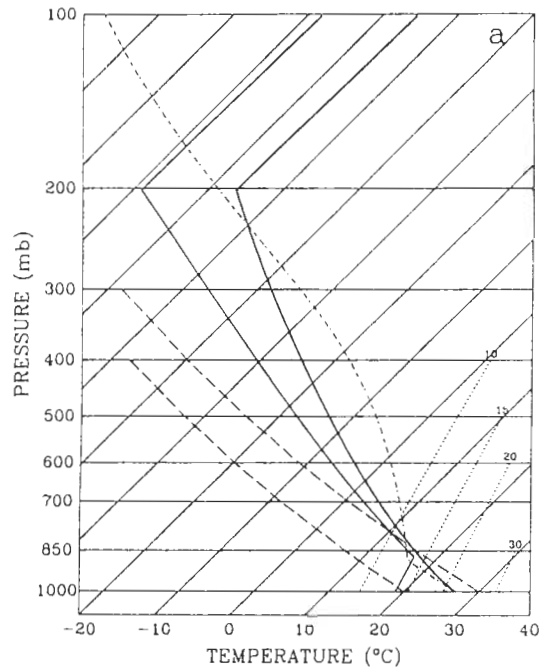
本文的目的將針對台灣地區春季與梅雨季典型颶線個案的水氣垂直分布特徵，探討在不同環境水氣垂直分布情形下，生成颶線的結構是否會有較大的差異。

我們利用 CSU-RAMS 非靜力平衡雲模式來進行數值模擬，在實驗設計上採取水平大區域範圍(大約 4400 公里)的數值模擬設計，以避免不必要的邊界非物理性干擾。另外透過觀測得知成熟線可為近似二維形式的系統，且在本模擬研究中並不探討如地形影響、或必須顧慮到實際三維環境場情況的個案模擬，根據此一基本需要，本研究採用二維模擬方式來完成。

在有關線基本結構的模擬研究方面，我們已透過各種比較分析證實模擬線與觀測線定性上具有相同的行為特徵，並且在各種物理場的定量分析上，也說明模擬線的合理性(林與郭, 1999)，因此對於我們將要探討的水氣垂直分布與線結構問題而言，無疑的可以增加許多信心。

二、台灣區域典型線個案之探空特性分析

根據過去對中緯度線個案的研究指出(Weisman and Klemp, 1982; Barnes and Sieckman, 1984; Bluestein and Jain, 1985)，線發生環境的氣候特性具有以下幾個特徵：在近地層附近大氣的位溫與水氣混合比近乎常數，具有均勻混合邊界層的特性，另外舉升凝結高度(LCL)較低，低層大氣的相當位溫隨高度減小，具有對流不穩度大氣的特徵。在水氣垂直分布方面，混合層以上相對溼度隨高度逐漸減少，平均大氣可用位能(CAPE)大約 $2200 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ 左右。圖 1a 即為經函數平滑後所得典型中緯度線生成之環境熱力場(Weisman and Klemp, 1982)，這也是我們控制組模擬(實驗 CTL)所使用的環境初始熱力場。



INITIAL VERTICAL WIND PROFILE

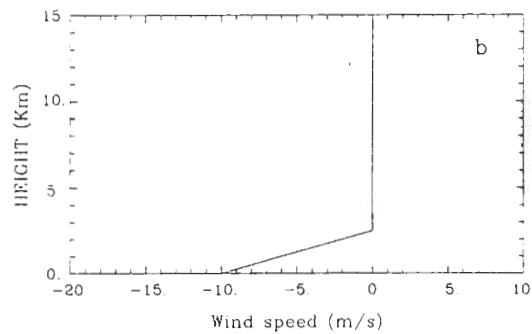


圖 1 線控制組實驗(實驗 CTL)的環境初始熱力剖線(圖 1a)與垂直風場結構(圖 1b)。

圖 2a 與圖 2b 為台灣梅雨季線發生個案中，兩個典型個案(陳與林, 1995)的探空熱力場結構，在這兩個探空與中緯度典型氣候場(圖 1a)的特性比較中，除了對流可用位能均較中緯度為小外(圖 2a 之 CAPE 為 $1629 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$; 圖 2b 之 CAPE 為 $1319 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$)，在我們關心的水氣垂直分布特徵方面，圖 2a 探空之低層相對溼度(超過 90%)

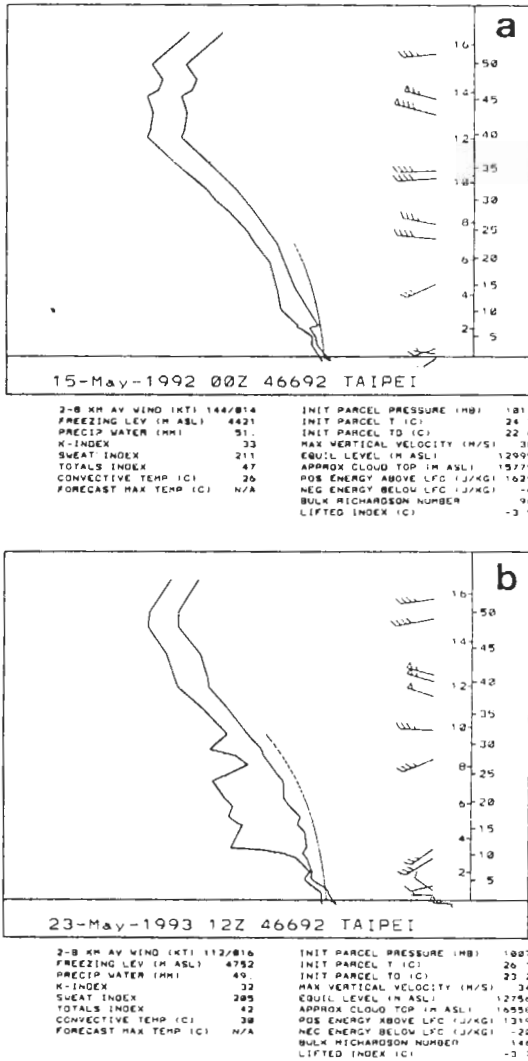


圖 2 台灣梅雨季颱風線發生個案觀測之探空分析圖。圖 2a 為 1992 年 5 月 15 日的颱風個案。圖 2b 為 1993 年 5 月 23 日的颱風個案。

明顯較中緯度氣候值(60%左右)為大,至於圖 2b 個案之水氣特徵,則是中對流層(3-8 公里高度)相對濕度(平均大約 25%)明顯較中緯度颱風線生成之氣候值為小,這兩種水氣垂直分布特徵在台灣梅雨季颱風線發生個案的環境熱力場中為非常普遍的現象。

除了台灣梅雨季外,春季也是颱風線生成頻率較高的季節。根據(謝, 1996)春季颱風線兩個不同個案的探空分析中可以發現,台灣春季颱風線生成之環境對流可用位能,隨個案可有較大的差異性。至於在水氣垂直結構特徵方面,兩個個案均可發現 5 公里高度以上,水氣量有迅速減少的現象。此點與中緯度典型探空也有所不同。

經由以上的比較我們可以發現,中緯度颱風線的環境水氣垂直結構與台灣區域颱風線個案可有較大的差異存在,本文即針對此水氣垂直分布不同的特性,利用數值模擬方式探討颱風線結構改變的情形,並提供作為研究台灣區域颱風線結構之參考。

三、模式實驗設計與結果分析

根據研究目的,我們的控制組實驗採用典型中緯度探空進行模擬研究,其它的實驗設計則改變典型中緯度探空水氣場的垂直結構,使其呈現台灣梅雨季與春季颱風線個案環境水氣場的特徵。其中實驗 A 代表低層(2 公里以下)水氣較多個案,實驗 B 代表高層(5 公里以上)水氣較少個案,實驗 C 則是中層(3-5 公里)水氣較少的個案,個別實驗設計的細節容後詳述。透過這種理想化的假設,將有助於探討單獨水氣因子對颱風線結構的影響。

(一) 控制組實驗(實驗 CTL)

在控制組實驗設計方面,模式 x 軸代表颱風線移行方向, y 軸代表平行颱風線方向,根據二維之假設, y 軸方向的變化不加以考慮,所以本研究模擬的颱風線為沿颱風線進行方向的垂直剖面結構。模式初始環境場假設為水平均勻(horizontal

homogeneous)，根據我們的研究目的，有關大氣輻射作用、科氏力作用、地面摩擦作用都加以省略以簡化問題。

在模式網格設計上，垂直方向我們採用伸展式網格(stretch grids)的設計，最低層網格(Δz)大小為 200 公尺，在此高度以上網格大小則以 1.055:1 的方式增加，直到網格大小大於 1000 公尺後固定為 1000 公尺(Fovell and Ogura , 1988)，所以本模擬之垂直方向共 38 層，模式頂端大約為 21.5 公里。至於水平網格設計方面，為了減小側邊界對流線對流之影響，本研究採用較大的水平模擬範圍，水平網格共 2200 點，網格大小(Δx)為 2000 公尺，因此模式水平範圍為 4400 公里。在模式時間積分方面則採用時間分離方法(Time-splitting scheme)以增加模式效率，其中大的時間積分步長為 6 秒，小的時間積分步長為 2 秒。

控制組實驗使用的初始環境熱力剖面如圖 1a 所示，其 CAPE 大小約為 $2200\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 。至於環境基本風場則採用垂直於飢線之低層風切($10\text{ms}^{-1}/2.5$ 公里)如圖 1b 所示，至於其它有關模式如水凝結相與微物理參數等細節部份可參考林與郭(1999)。

圖 3a-d 為實驗 CTL 之飢線模擬達到準平衡後，各物理場相對系統 1 小時(4-5 小時)的時間平均分析圖。其中圖 3a 為飢線擾動位溫場分析，實線與虛線分別表示位溫正、負距平，飢線冷池與低層環境間有局部最大的溫度梯度，冷池內溫度可下降達 10°C 左右(大約 110 公里處)。另外在飢線雲區 5-10 公里高度間為局部最大的位溫正距平區，擾動位溫可上升達 $5-6^\circ\text{C}$ 。圖 3b 為水氣場(water vapor)相對初始狀態之距平分析，其中實線與虛線分別表示正、負距平，我們

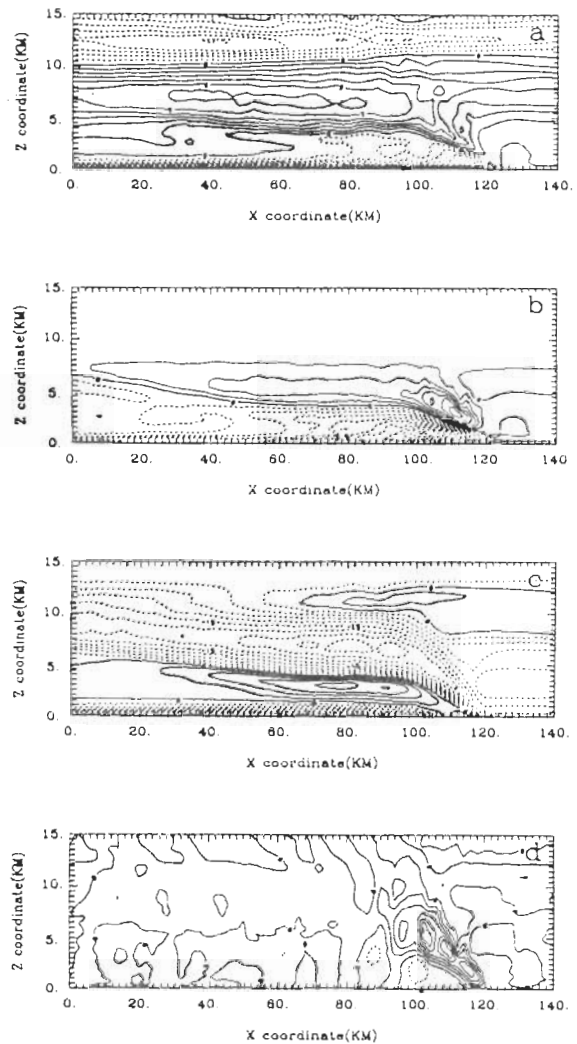


圖 3 實驗 CTL 之各物理場相對系統時間平均距平圖，圖中實線為正值而虛線表負值。圖 3a 為位溫距平圖，等值線距為 1K 。圖 3b 為水氣場距平圖，等值線距為 0.7gkg^{-1} 。圖 3c 為水平速度分析場，等值線距為 3ms^{-1} 。圖 3d 為垂直速度分析場，等值線距為 1ms^{-1} 。

可以由此圖得知透過飢線對流可將低層水氣帶至中高層，使得飢線內部中高層水氣增加，至於飢線對流區後側以及層狀降水區內低層，則因中層乾空氣下沉而使水氣量減少。圖 3c 為水平速度場分析，其中實線與虛線分別表空氣向飢線前

緣與後緣運動，雲區內空氣主要由前緣向後運動 (front-to-rear)，此為飆線之傾斜上衝流部份，飆線後緣雲底附近空氣由飆線後側向前運動 (rear-to-front)，此為飆線後側內流部份。圖 3d 為垂直速度場分析，實線與虛線分別表示正、負距平，其主要特徵為飆線前緣具有胞狀的對流結構，其中平均最大上升速度大約 6 ms^{-1} ，而層狀雲區內則為廣大區域的微弱上升運動，平均而言，都小於 1 ms^{-1} 。

圖 4 為實驗 CTL 相對飆線系統的雷達回波垂直結構分析，圖中可以看出模擬飆線具有兩個局部較大區域 (大於 35dBZ)，分別為主要對流降水區內之降水回波 (90-110 公里間)與層狀降水區內之融解層亮帶 (Bright band)回波 (40-80 公里間)。

在控制組實驗的熱與水氣收支分析方面，圖 5a 與圖 5b 分別為實驗 CTL 的 Q_1 (apparent heat source)與 Q_2 (apparent moisture sink)分析結果，收支計算的細節部份可參考附錄 A。在 Q_1

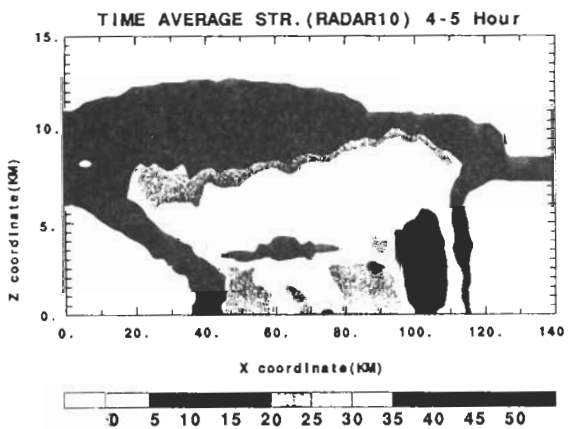


圖 4 實驗 CTL 之雷達回波分析圖。圖中可以看出模擬飆線具有兩個局部較大區域 (大於 35dBZ)，分別為主要對流區內之降水回波 (100-110 公里間)與層狀雲區內之融解層亮帶 (Bright band)回波 (40-80 公里間)。

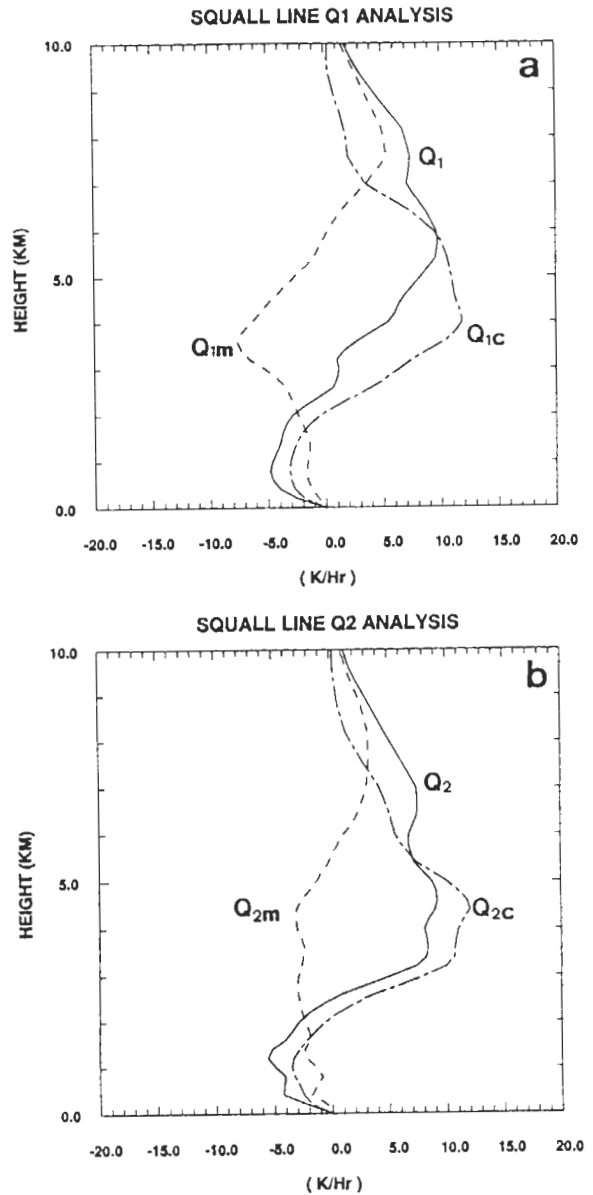


圖 5 圖 5a 為實驗 CTL 的 Q_1 分析，其中實線代表整體飆線，點虛線代表飆線對流區 (Q_{1c})，虛線代表層狀雲區 (Q_{1m})。圖 5b 則為 Q_2 分析結果。

的結構分析方面(圖 5a)，飆線系統總體 Q_1 的最大加熱率(大約 10K/hr 左右)發生在大約模式 6 公里高度左右，此分析結果事實上為飆線對流區 Q_1 (以下以 Q_{1c} 表示) 的極值(大約 4 公里高度)，

與層狀降水區 Q_1 (以下以 Q_{1m} 表示) 的極值(大約 7-8 公里高度)合成所產生,這樣的垂直結構與 Chong and Houser (1990) 及 Gallus and Johnson (1991) 的颶線分析結果極為類似。另外在 Q_2 的結構分析方面(圖 5b), 颶線系統總體 Q_2 的垂直分佈可明顯看出其雙峰型結構, 颶線對流區 Q_2 (以下以 Q_{2c} 表示) 的水氣凝結極值發生在大約 4-5 公里間的高度上, 層狀降水區 Q_2 (以下以 Q_{2m} 表示) 的水氣凝結極值發生在 7-8 公里的高度左右。

(二) 低層水氣增加實驗(實驗 A)

實驗 A 將控制組(實驗 CTL) 初始探空 2 公里以下的相對濕度增加至 96%, 使其符合低層水氣較多個案(相對濕度大於 90%) 的特徵, 模式環境初始的熱力剖線結構如圖 6 所示。由於達到準平衡所須之積分時間較長, 圖 7a-d 為實驗 A 模擬之颶線各物理場相對系統 1 小時(8-9 小時)

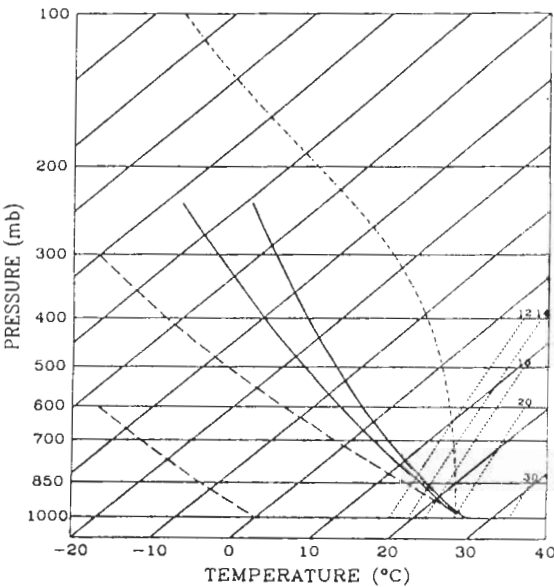


圖 6 實驗 A 的模式初始探空熱力結構, 其特徵為水氣較控制組為多(低層 2 公里以下的相對濕度為 96%)。

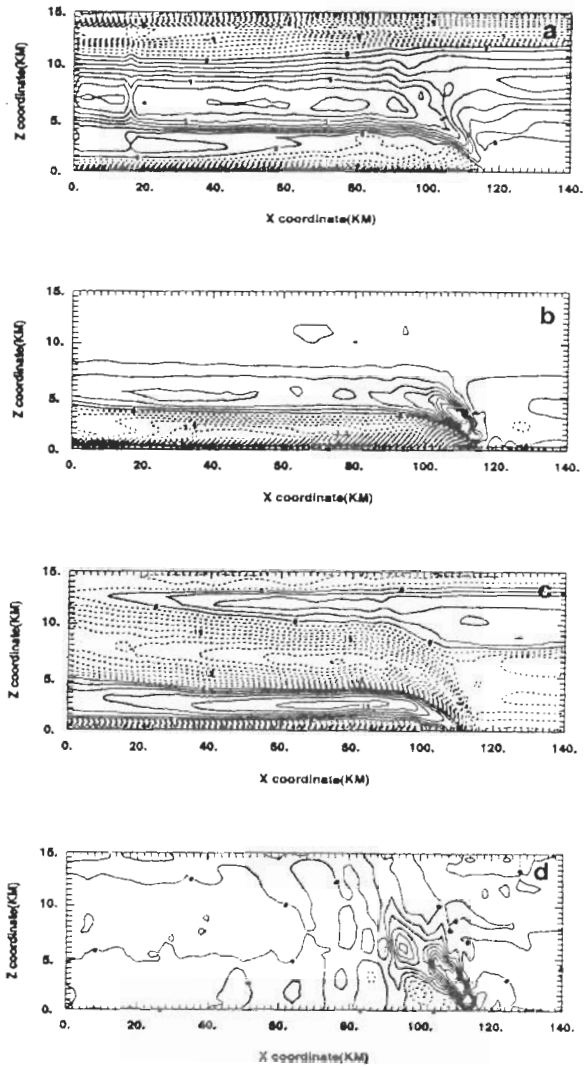


圖 7 實驗 A 之各物理場相對系統時間平均距平圖, 圖中實線為正值而虛線表負值。圖 7a 為位溫距平圖, 等值線距為 1 K。圖 7b 為水氣場距平圖, 等值線距為 0.7 $g\ kg^{-1}$ 。圖 7c 為水平速度分析場, 等值線距為 3 ms^{-1} 。圖 7d 為垂直速度分析場, 等值線距為 1 ms^{-1} 。

的時間平均分析圖, 以下我們將對此模擬做診斷分析, 並與控制組模擬實驗之時間平均結果(圖 3a-d) 加以比較。

首先在熱力場與水氣分析方面, 圖 7a 為

飆線系統之擾動位溫場分析，飆線前緣冷池地面溫度最大可下降 11.5°C(圖 7a 大約 110 公里處)，比控制組實驗之地面最大降溫多 1-2°C，除此之外，飆線雲區內的擾動位溫上升方面，也比控制組實驗多 1°C 以上。另外在擾動水氣場分析方面(圖 7b)，飆線系統低層的水氣減少量與飆線中高層的水氣增加量均比控制組要來的多，顯示飆線對流除了傳送較多的水氣進入中高層外，也有較多的中層乾空氣進入飆線低層。

至於在飆線的運動場分析方面，我們由圖 7c 中發現飆線水平速度場之強度部份較控制組模擬實驗增加大約 25%，而在垂直速度場的診斷分析上(圖 7d)，也有相同的情形，時間平均後之最大上升速度(8.52ms⁻¹)，也比控制組實驗(6.20 ms⁻¹)增加大約 37%。

在飆線雷達回波的強度分析方面，圖 8 為實驗 A 的雷達回波結構分析，我們可以發現實驗 A 飆線回波的水平範圍與垂直發展高度均較控制組實驗為大，其中在水平範圍大小方面，實驗 A(大約 120 公里)較控制組實驗(大約 80 公里)的

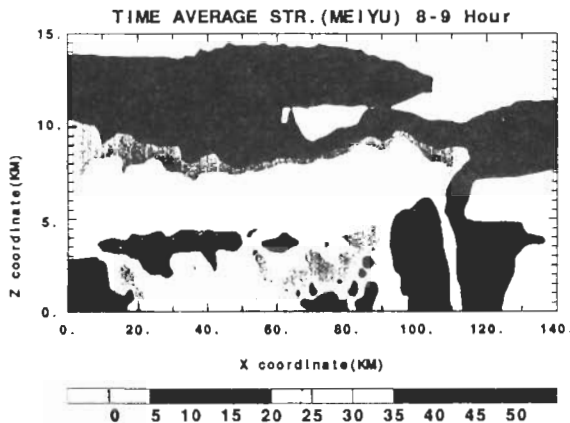


圖 8 實驗 A 之雷達回波分析圖。我們可以發現實驗 A 飆線回波的水平範圍與垂直發展高度均較控制組實驗為大。

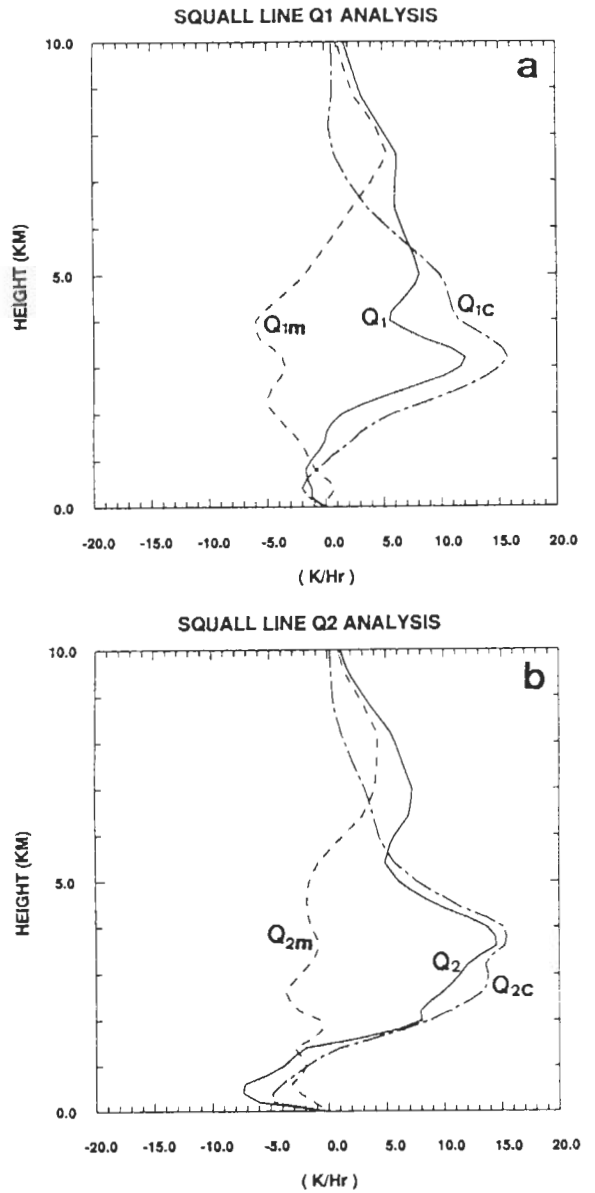


圖 9 圖 9a 為實驗 A 的 Q1 分析，其中實線代表整體飆線，點虛線代表飆線對流區 (Q1c)，虛線代表層狀雲區 (Q1m)。圖 9b 則為 Q2 分析結果。

結果增加 50%，此增加的部份主要來自層狀雲區範圍之擴大，同時在整體雲高之發展方面，實驗 A (大約 14 公里) 也比控制組實驗 (大約 12 公里) 高約 2 公里。

在颶線系統整體的熱與水氣收支分析方面,圖 9a,b 分別為實驗 A 之 Q_1 與 Q_2 分析結果,在 Q_1 的分析方面(圖 9a),颶線整體之最大加熱率(實線)為 12K/hr 左右,較控制組實驗(圖 5a)之最大加熱率高大約 2°C ,至於整體加熱高度的比較上,實驗 A 的最大加熱率高度較控制組偏低(大約在 3-4 公里間),其主要原因為實驗 A 颶線對流區 Q_{1c} 最大加熱率高度較低(點虛線)之影響。另外在 Q_2 的分析方面(圖 9b),實驗 A 的垂直結構與控制組實驗大致相同,均呈現明顯的雙峰型結構,只是實驗 A 的最大加熱率較控制組實驗為大。

(三) 高層水氣減少實驗(實驗 B)

實驗 B 將控制組(實驗 CTL)初始探空 5 公里以上的相對濕度減少至 25%,使其符合高層水氣較少個案(相對濕度大約 25%)的特徵,實驗

B 環境初始的熱力剖線如圖 10 所示,圖 11a-d 為實驗 B 模擬之颶線達到準平衡後,各物理場相對系統 1 小時(4-5 小時)的時間平均分析圖,以下我們將對此模擬做診斷分析,並與控制組模擬實驗之時間平均結果(圖 3a-d)加以比較。

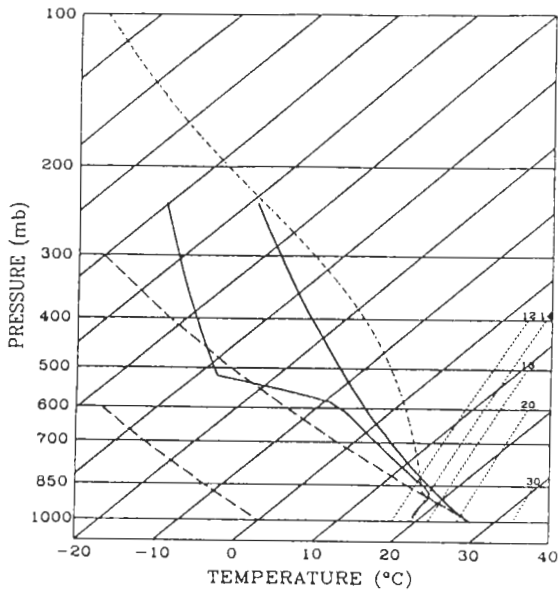


圖 10 實驗 B 的模式初始探空熱力結構,其特徵為高層水氣較控制組為少(5 公里以上的相對濕度為 25%)。

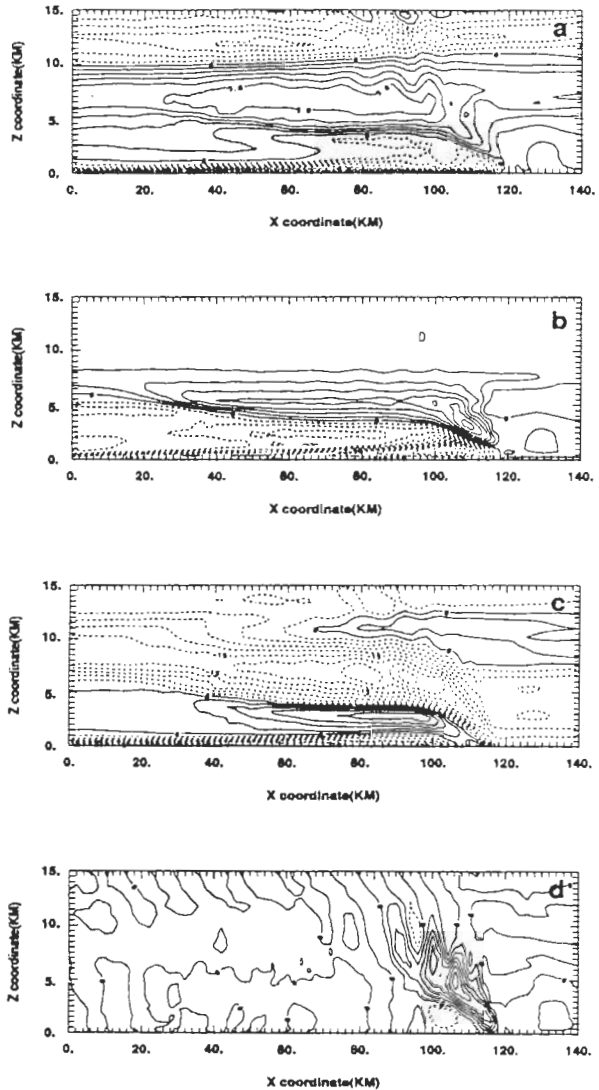


圖 11 實驗 B 之各物理場相對系統時間平均距平圖,圖中實線為正值而虛線表負值。圖 11a 為位溫距平圖,等值線距為 1 K。圖 11b 為水氣場距平圖,等值線距為 0.7 gkg^{-1} 。圖 11c 為水平速度分析場,等值線距為 3 ms^{-1} 。圖 11d 為垂直速度分析場,等值線距為 1 ms^{-1} 。

首先在熱力場與水氣分析方面，圖 11a 為颶線系統之擾動位溫場分析，颶線前緣冷池地面溫度最大可下降 9.0°C ，比控制組實驗之地面溫度的溫度下降 (-9.5°C) 減少 0.5°C ，除此之外，颶線雲區內的擾動位溫上升方面，也比控制組實驗小 1°C 左右，至於在颶線雲區的正位溫距平範圍上則沒有顯著的變化。另外在擾動水氣場分析方面 (圖 11b)，颶線系統低層的水氣減少量及颶線中高層的水氣增加量與控制組實驗相差不多，顯示我們將高層水氣減少後，颶線中低對流層的水氣變化情形不大。

至於在颶線的運動場分析方面，我們由圖 11c 中發現颶線水平速度場之強度與控制組實驗相差不多，而在垂直速度場的診斷分析上 (圖 11d) 也有相同的情形，時間平均後之最大垂直上升速度 (6.05ms^{-1})，與控制組實驗 (6.20ms^{-1}) 比較僅有些微的減小。

在颶線雷達回波的強度分析方面，圖 12 為實驗 B 的雷達回波結構分析，我們可以發現實

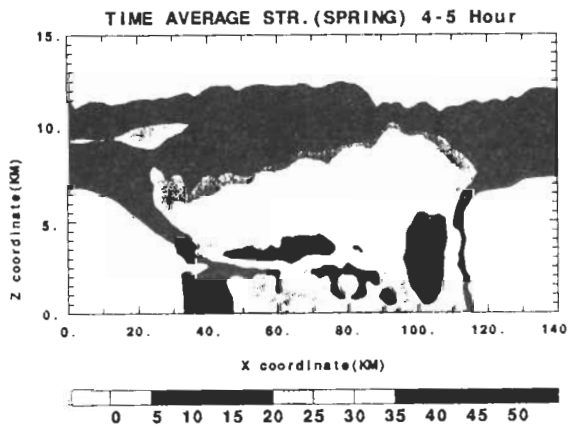


圖 12 實驗 B 之雷達回波分析圖。我們可以發現實驗 B 颶線的水平範圍與控制組實驗的結果大致相同，至於在整體雲高之發展方面，則比控制組實驗略微降低。

驗 B 颶線的水平範圍大小 (大約 80 公里)，與控制組實驗的結果大致相同，至於在整體雲高之發展方面 (大約 11.5 公里)，則比控制組實驗 (大約 12 公里) 略微降低 0.5 公里。

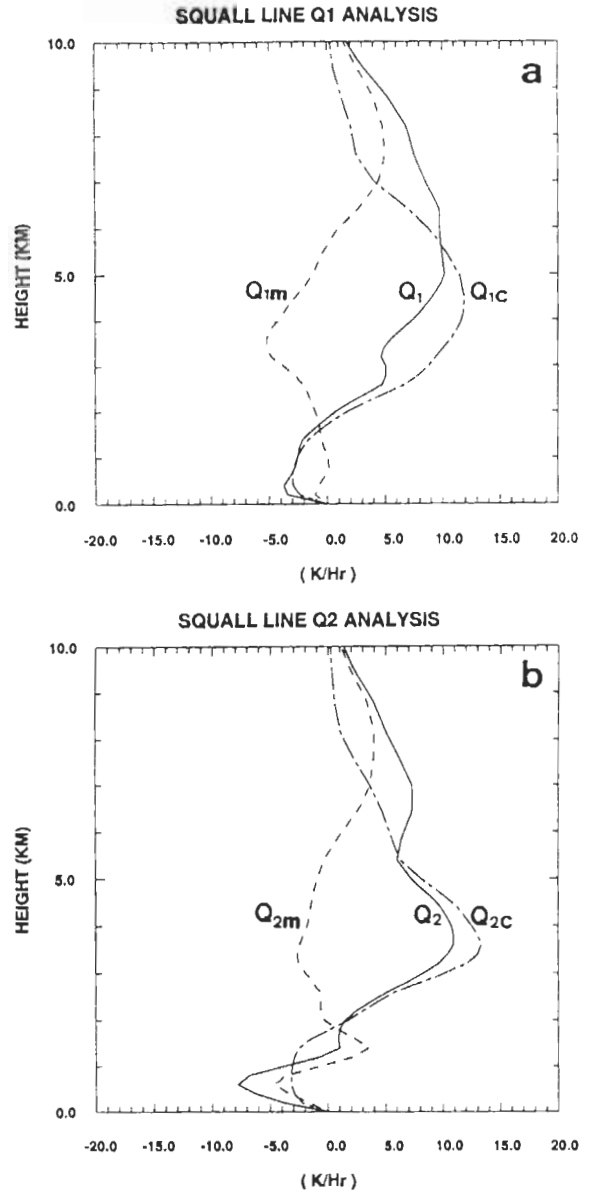


圖 13 圖 13a 為實驗 B 的 Q_1 分析，其中實線代表整體颶線，點虛線代表颶線對流區 (Q_{1c})，虛線代表層狀雲區 (Q_{1m})。圖 13b 則為 Q_2 分析結果。

在颶線系統整體之熱與水氣收支分析方面，圖 13a,b 分別為實驗 B 之 Q_1 與 Q_2 分析結果，在 Q_1 的分析方面(圖 13a)，颶線整體之最大加熱率(實線)為 10K/hr 左右，與控制組實驗(圖 5a)之最大加熱率相當，至於整體加熱高度的比較上，實驗 B 的最大加熱率高度也與實驗 CTL 高度差不多，大約在 6 公里高度左右。另外在 Q_2 的分析方面(圖 13b)，實驗 B 與控制組實驗均有明顯的雙峰型結構，在最大加熱率方面也沒有太大的變化。

(四)中層水氣減少實驗(實驗 C)

實驗 C 將模式控制組(實驗 CTL)初始探空 3-5 公里高度的相對濕度減少至 25%，使其符合中層水氣較少個案的特徵，模式環境初始的熱力剖面結構如圖 14 所示。圖 15a-d 為實驗 C 模擬之颶線達到準平衡後，各物理場相對系統 1 小時(4-5 小時)的時間平均分析圖，以下我們將對

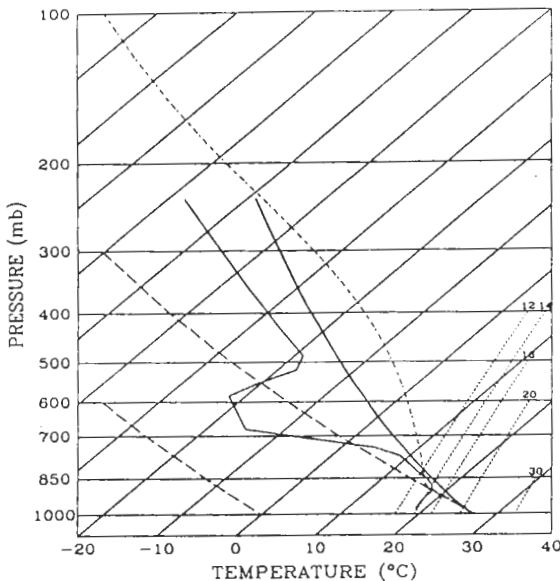


圖 14 實驗 C 的模式初始探空熱力結構，其特徵為中層水氣較控制組為少(3-5 公里高度間的相對濕度為 25%)。

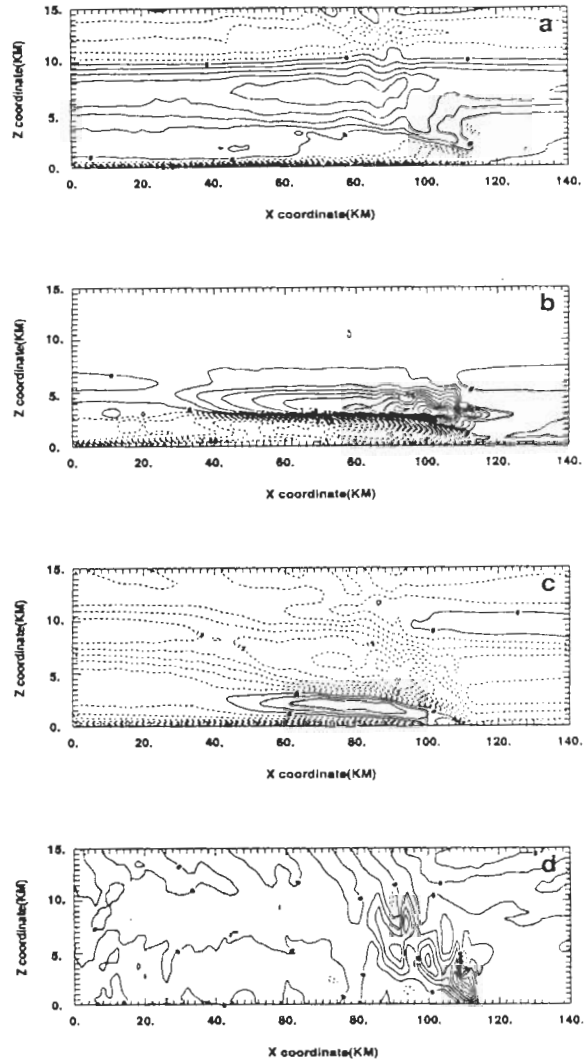


圖 15 實驗 C 之各物理場相對系統時間平均距平圖，圖中實線為正值而虛線表負值。圖 15a 為位溫距平圖，等值線距為 1 K。圖 15b 為水氣場距平圖，等值線距為 0.7 gkg⁻¹。圖 15c 為水平速度分析場，等值線距為 3 ms⁻¹。圖 15d 為垂直速度分析場，等值線距為 1 ms⁻¹。

此模擬做診斷分析，並與控制組模擬實驗之時間平均結果(圖 3a-d)加以比較。

首先在熱力場與水氣分析方面，圖 15a 為颶線系統之擾動位溫場分析，颶線前緣冷池地面

溫度最大可下降 8.4°C (圖 15a 大約 110 公里處)，比控制組實驗之地面溫度下降少 1°C 左右，除此之外，飈線雲區內的擾動位溫上升方面，也比控制組實驗小 1°C 左右。另外在擾動水氣場分析方面(圖 15b)，飈線系統低層的水氣減少量沒有多大的變化，但飈線中層的水氣增加量則比控制組要來的多，其原因為中層較乾空氣的逸入有助於較多的蒸發作用。

至於在飈線的運動場分析方面，我們由圖 15c 中可發現飈線水平速度場之強度部份較控制組模擬實驗減少大約 50%，而在垂直速度場的診斷分析上(圖 15d)，也有相同的情形，時間平均後之最大上升速度(4.82ms^{-1})，也比控制組實驗(6.20ms^{-1})減小大約 23%。

在飈線雷達回波的強度分析方面，圖 16 為實驗 C 的雷達回波結構分析，我們可以發現實驗 C 飈線回波的水平範圍與垂直發展高度均較控制組實驗為小，其中在水平範圍大小方面(大約 65 公里)，較控制組實驗(大約 80 公里)之

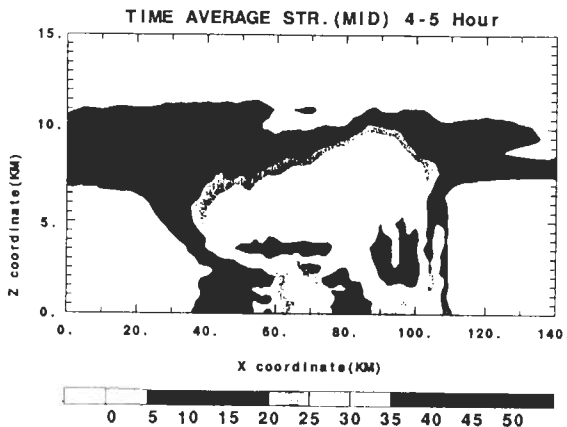


圖 16 實驗 C 之雷達回波分析圖。我們可以發現實驗 C 飈線回波的水平範圍與垂直發展高度均較控制組實驗為小。

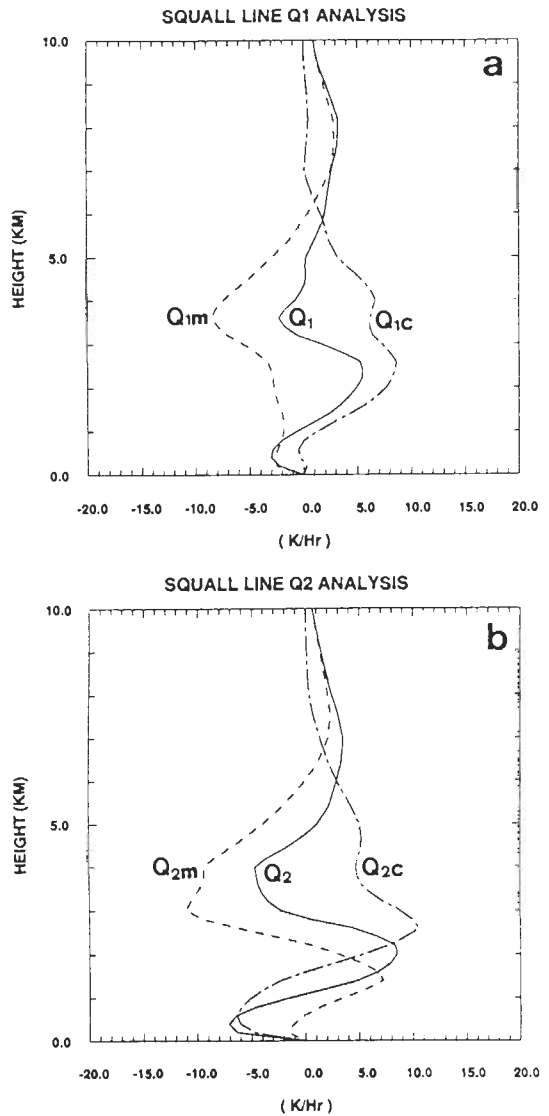


圖 17 圖 17a 為實驗 C 的 Q1 分析，其中實線代表整體飈線，點虛線代表飈線對流區 (Q1c)，虛線代表層狀雲區(Q1m)。圖 17b 則為 Q2 分析結果。

結果減少 20%，此減少的部份主要來自層狀雲區範圍之縮小，同時在整體雲高之發展方面，實驗 C (大約 11 公里)，也比控制組實驗 (大約 12 公里) 低約 1 公里。

在飈線系統整體之熱與水氣收支分析方

面，圖 17a,b 分別為實驗 C 之 Q_1 與 Q_2 分析結果，在 Q_1 的分析方面(圖 17a)，颶線整體之最大加熱率(實線)為 6K/hr 左右，較控制組實驗之最大加熱率小大約 4°C ，至於整體加熱高度的比較上，實驗 C 的最大加熱率高度較控制組偏低(大約在 2 公里高度左右)，其主要原因為實驗 C 颶線對流區 Q_{ic} 與層狀降水區 Q_{im} 3-5 公里間之加熱率均有顯著的降低現象之影響。另外在 Q_2 的分析方面(圖 17b)，實驗 C 的垂直結構與控制組實驗有顯著的差異，我們可以看到無論在對流區或是層狀雲區的 3-5 公里間，均有明顯的水氣蒸發效應，足見中層乾空氣影響之重大。

四、結論與討論

逸入積雲內部的空氣來源特性對積雲發展有重要的影響，因此環境水氣的垂直分布情形，似乎扮演決定對流結構的重要指標。在 Lin and Arakawa(1997a,b) 利用氣塊軌跡分析法探討積雲氣塊逸入源的研究中指出，逸入氣塊主要來自積雲雲頂發展高度以下不同的環境高度。在我們針對成熟颶線系統的逸入氣塊研究中則發現(林, 1997)，進入颶線系統前緣與後緣的環境氣塊有相當大的差異性，圖 18a,b 為利用 Schlesinger (1980) 之氣塊時間回溯軌跡分析(backward trajectory)法，將颶線前後緣大氣 0-10 公里各分成 10 層，每層間隔 1 公里，利用這樣的定義，我們追蹤空氣塊由積分時間 300 分鐘回溯 1 小時判斷空氣塊原屬的高度層，來定量估計逸入颶線系統的前緣與後緣環境大氣空氣塊分佈比例。其中縱軸為各高度層(例如縱座標 3 公里表示 2-3 公里的高度層)，橫軸為各層佔總逸入氣塊的百分率。圖 18a 為相對颶線系統前緣環境各高度層逸入氣塊的百分比分析，由圖中可知颶線前緣逸入

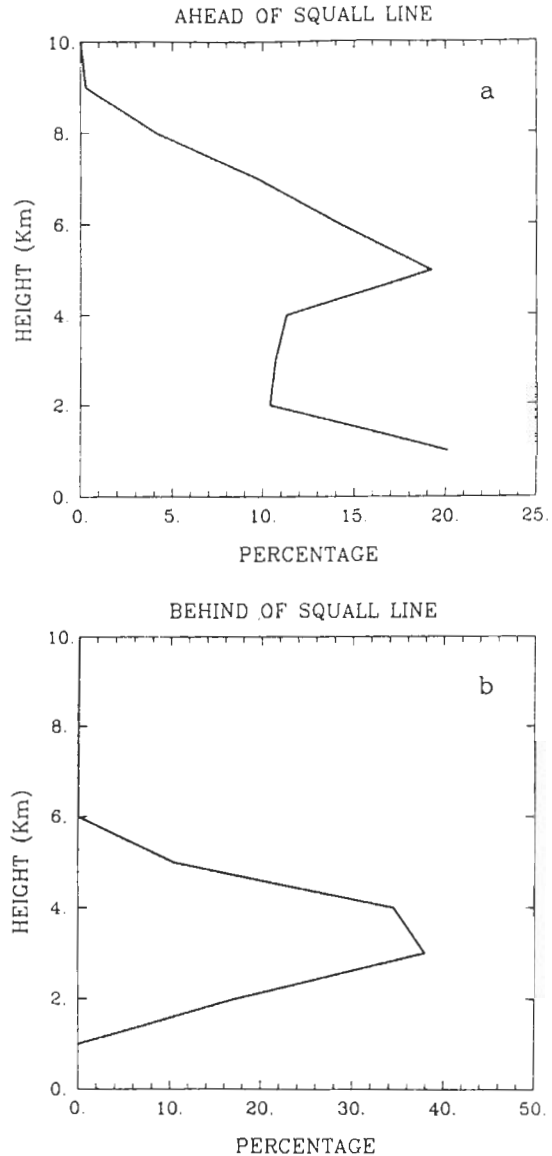


圖 18 颶線逸入氣塊之比例分析圖，其中縱軸為各高度層(例如縱座標 3 公里表示 2-3 公里的高度層)，橫軸為各層佔總逸入氣塊的百分率。圖 18a 為颶線前緣大氣之逸入百分率，圖 18b 為颶線後緣大氣之逸入百分率。

的空氣主要來自 1 公里高度以下(大約 20%)與 4-5 公里高度附近(大約 19%)，超過 8 公里高度以上僅有極少的氣塊進入系統內部。圖 18b 則是

相對颶線系統後緣的逸入率分析，由圖中可知颶線後緣逸入的空氣主要集中在 2-4 公里高度間 (超過 70%)，1 公里高度以下與 6 公里高度以上區域則幾乎沒有氣塊進入系統內部，這些分析結果將有助於以下我們探討颶線系統強度變化的

原因。

爲了能更清楚的表示不同水氣結構模擬結果的差異性，以下將上述各實驗的平均特徵綜合如表一所示：

表一 不同颶線模擬實驗的輸出物理量場比較。

	$\theta'(K)$	$R_C(\text{mm/h})$	$R_m(\text{mm/h})$	$A_C(\text{km})$	$A_m(\text{km})$	$C_{\text{top}}(\text{km})$	$W_{\text{max}}(\text{m/s})$
實驗 CTL	-9.5	35.4	8.5	20	80	12	6.20
實驗 A	-11.5	35.8	8.5	20	100	14	8.52
實驗 B	-9.0	32.9	6.6	16	80	11.5	6.05
實驗 C	-8.4	12.2	6.3	10	65	11	4.82

其中 θ' 爲地面冷池之最大下降溫度， R_C 爲對流區之平均降雨強度， R_m 爲層狀雲區之平均降水強度， A_C 爲對流區的水平尺度， A_m 爲層狀區的水平尺度， C_{top} 爲雲高， W_{max} 爲平均最大上升速度。

經由表一的結果分析我們可以發現，低層 (2Km 以下) 水氣量增加時 (實驗 A)，颶線系統整體的強度也相對增加。而當模式高層 (5Km 以上) 水氣量減少至相對濕度爲 25% 時 (實驗 B)，颶線系統整體的強度並沒有多大的變化，至於模式中層 (3-5 公里間) 水氣量減少時 (實驗 C)，颶線系統整體的強度相對變弱。

首先在實驗 A 系統增強之原因討論方面，低層水氣增加後提供潛熱釋放的水氣增多，颶線

對流區垂直速度增大，整體降水量也增加，另外根據氣塊軌跡分析研究結果 (林,1997)，大部分地面冷池的空氣塊來源爲透過颶線後側下沉內流所引入的中層乾空氣，因此後側下沉內流增強與降水量增多可加強冷池蒸發冷卻的效果，所以地面冷池強度增加，颶線整體強度也增加。

另外實驗 B 系統強度爲何沒有顯著變化，我們根據圖 18a 與圖 18b 的分析結果認爲應該與 5 公里高度以上空氣塊較少逸入颶線系統有關，逸入颶線前緣對流區 5 公里高度以上空氣塊，僅佔 20% 左右，並且在颶線後緣的層狀雲區域內，更是減少到 10% 以下，因此，在實驗 B 中，僅有極少數 5 公里以上空氣塊可以直接影響到近地面的冷池強度，較大部份僅透過乾空氣逸入雲內

的影響，造成微弱的對流抑制作用，影響較高層雲的發展。

至於在實驗 C 系統減弱之原因討論方面，根據圖 18a 的分析結果可知，颶線前緣 3-5 公里高度的大氣為颶線對流區空氣的重要來源，整體而言，可達逸入氣塊的 30% 左右，所以大量的乾空氣進入對流區後導致對流減弱、降水減少、連颶線後側下沈內流的強度也隨之減弱，因此，在實驗 C 中，雖然因中層水氣減少的結果，可提供較多乾空氣來源而有利於蒸發冷卻，但同時因對流減弱後造成降水減少，相對可提供蒸發冷卻的水滴也減少，並且受到颶線的後側下沈內流強度減弱的影響，相對也無法提供較大的下降速度。所以總體效應而言較控制組實驗不利於蒸發冷卻作用，因此地面冷池強度變弱，颶線整體強度也隨之變弱。

最後值得一提的是，我們在 Q_1 計算分析中發現，實驗 A 與實驗 CTL 在 Q_{1c} 的極值大小與所在高度有相當的差異存在，實驗 A 中 Q_{1c} 的相對極值(大約 16K/Hr)比實驗 CTL 之相對極值(大約 12K/Hr)大，且極值所在高度(大約 3 公里)也比實驗 CTL 之高度(大約 4 公里)低。但是觀察回波分析結果，實驗 A 與實驗 CTL 在對流雲區結構上並沒有太大的差異，似乎有些違背直覺的推測，其可能原因根據作者的推測，實驗 A 中低層的水氣較多可提供較大的潛熱釋放，低層相對濕度較高，所以氣塊較早達到飽和，局部極值高度也較低，因此若扣除此低層有利的加熱因子所造成之影響(大約 3 公里高度)後，實驗 A 整體 Q_{1c} 的垂直結構則與實驗 CTL 差不多，這也是為何在回波分析圖上，實驗 A 與實驗 CTL 之對流雲區除了在 3-4 公里的極值有些差異外，看起來整體並沒有太大的差異的原因。

五、參考文獻

- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The environment of fast and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- Bluestein, H. B., and M. H. Jain, 1985: Formation of mesoscale lines of precipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1711-1732.
- Chen, G. T. J., and H. C. Chou, 1993: General characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 726-733.
- Chong, M., and D. Hauser, 1990: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west Africa. Part III: Heat and moisture budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1696-1706.
- Fovell, R. G., and Y. Ogura, 1988: Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3846-3879.
- Gallus, W. A, Jr., and R. H. Johnson, 1991: Heat and moisture budgets of an intense midlatitude squall line. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 122-146.
- Klemp, J. B., and D. K. Lilly, 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 78-107.
- Lin, C., and A. Arakawa, 1997a: The macroscopic entrainment process of simulated cumulus ensemble. Part II: Testing the entraining-plume model. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1027-1043.
- Lin, C., and A. Arakawa, 1997b: The macroscopic entrainment process of simulated cumulus ensemble. Part I: Entrainment source. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1044-1053.
- Schlesinger, R. E., 1980: A Three-dimensional model of an isolated thunderstorm. Part II: Dynamics of updraft splitting and mesovortex couplet evolution. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 395-420.
- Weisman, M. L., and J. B. Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storm on wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 504-520.

- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颱風線之環境分析。大氣科學，18，149-157。
- 謝禎俊，1996：台灣春季颱風線個案研究。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 陳泰然與林宗嵩，1995：台灣地區梅雨季中尺度現象之氣候研究（二）。台大大氣科學研究所研究報告，NTUATM-1995-001，124頁。
- 林李耀，1997：颱風線的數值模擬研究。國立臺灣大學大氣科學研究所博士論文。
- 林李耀與郭鴻基 1999：颱風線基本結構的數值模擬研究。大氣科學，27，319-340。

附錄 A 模式颱風線的 Q_1 、 Q_2 計算分析方法

本研究根據 Q_1 與 Q_2 的定義，以位溫與水氣混合比的方式表示，如下列 (A1) 式與 (A2) 式：

$$\frac{Q_1}{C_p} = \pi \left(\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (A1)$$

$$\frac{Q_2}{C_p} = -\frac{L_v}{C_p} \left(\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} \right) \quad (A2)$$

其中 θ 為位溫， q 為水氣混合比， π 為無因次壓力， π 之定義如 (A3) 式所示：

$$\pi = \frac{T}{\theta} = \left(\frac{P}{P_0} \right)^k \quad (A3)$$

並且由於模式為 Arakawa-c 式網格，其網格結構如下所示：

$T_{i-1,k+1}$	$U_{i-1,k+1}$	$T_{i,k+1}$	$U_{i,k+1}$	$T_{i+1,k+1}$	$U_{i+1,k+1}$
$W_{i-1,k}$		$W_{i,k}$		$W_{i+1,k}$	
$T_{i-1,k}$	$U_{i-1,k}$	$T_{i,k}$	$U_{i,k}$	$T_{i+1,k}$	$U_{i+1,k}$
$W_{i-1,k-1}$		$W_{i,k-1}$		$W_{i+1,k-1}$	

因此，模式中 Q_1 與 Q_2 之網格運算方法如下所示，其中 j 表時間變數 ($j=1, 7; \Delta t=600$ 秒)； i 為水平網格數 ($i=1, 101; \Delta x=2$ 公里)； k 表垂直網格數 ($k=1, 37$ ；網格非等間距，最小網格為 200 公尺，最大為 1 公里)。

在 Q_1 的計算方面，本研究將計算其中各項的離散方法 (discrete method) 介紹如下：首先，在位溫的局部變化項計算如 (A4) 所示：

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t}\right)_{i,k}^j = \frac{\theta_{i,k}^{j+1} - \theta_{i,k}^j}{\Delta t} \quad (\text{A4})$$

其中 ($j=1, 6; i=1, 101; k=1, 37$)。

至於位溫的水平速度平流計算方面，其方法如以下 (A5)-(A7) 式所示，其中 u 為相對系統之水平速度：

$$\begin{aligned} \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)_{i,k}^j &= \left(\frac{\partial(u\theta)}{\partial x} - \theta \frac{\partial u}{\partial x}\right)_{i,k}^j \\ &= \frac{\left[u_{i,k}^j \left(\frac{\theta_{i,k}^j + \theta_{i+1,k}^j}{2}\right) - u_{i-1,k}^j \left(\frac{\theta_{i,k}^j + \theta_{i-1,k}^j}{2}\right)\right]}{\Delta x} - \frac{\theta_{i,k}^j (u_{i,k}^j - u_{i-1,k}^j)}{\Delta x} \end{aligned} \quad (\text{A5})$$

其中 ($j=1, 7; i=2, 100; k=1, 37$)。

$$\text{而其中 } \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)_{1,k}^j = \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)_{2,k}^j \quad (\text{A6})$$

$$\text{與 } \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)_{101,k}^j = \left(u \frac{\partial \theta}{\partial x}\right)_{100,k}^j \quad (\text{A7})$$

在位溫的垂直速度平流計算方面，其方法如以下 (A8)-(A10) 式所示：

$$\begin{aligned} \left(w \frac{\partial \theta}{\partial z}\right)_{i,k}^j &= \left(\frac{\partial(w\theta)}{\partial z} - \theta \frac{\partial w}{\partial z}\right)_{i,k}^j \\ &= \frac{\left[w_{i,k}^j \left(\frac{\theta_{i,k}^j + \theta_{i,k+1}^j}{2}\right) - w_{i,k-1}^j \left(\frac{\theta_{i,k}^j + \theta_{i,k-1}^j}{2}\right)\right]}{\Delta z} - \frac{\theta_{i,k}^j (w_{i,k}^j - w_{i,k-1}^j)}{\Delta z} \end{aligned} \quad (\text{A8})$$

其中($j=1,7$; $i=1,101$; $k=2,36$)。

$$\text{而其中 } \left(w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i,1}^j = \left(w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i,2}^j \quad (\text{A9})$$

$$\text{與 } \left(w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i,37}^j = \left(w \frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_{i,36}^j \quad (\text{A10})$$

將(A4)式-(A10)式之結果代入(A1)式中，並將結果所得 Q_1 內差至模式 w 網格點上如(A11)式所示。

$$Q_{1i,k}^j = \frac{Q_{1i,k}^j + Q_{1i,k+1}^j}{2} \quad (\text{A11})$$

其中($i=1,101$; $k=1,36$; $j=1,6$)

$$\text{而 } Q_{1i,37}^j = Q_{1i,36}^j \quad (\text{A12})$$

最後將所得 Q_1 內差至等間距網格，並做 1 小時之時間平均(time average)，如(A13)式所示：

$$q_{1i,k} = \frac{1}{6} \sum_{j=1}^6 Q_{1i,k}^j * 3600(\text{K/hr}) \quad (\text{A13})$$

如此即可求出相對模式時間平均各網格點之 Q_1 值。

至於 Q_2 之計算方法與 Q_1 大致相同；在(A4)至(A13)式將 θ 取代為 q ，再代入(A2)式計算即可。

另外，為了求取總線對流區與層狀降水區對總體 Q_1 與 Q_2 之個別貢獻，本研究參考 Chong and Hauser (1990) 熱帶總線觀測實驗中所使用的分解方法，對模式總線之總體 Q_1 與 Q_2 加以分解，其方法如(A14)至(A16)式所示：

$$q_{1C}(k) = \frac{A_C}{A} \frac{1}{b-a+1} \sum_{i=a}^b q_{1i,k} \quad (\text{A14})$$

$$q_{lm}(k) = \frac{A_m}{A} \frac{1}{a-c} \sum_{i=c}^{a-1} q_{l,i,k} \quad (\text{A15})$$

$$q_l(k) = q_{lc}(k) + q_{lm}(k) \quad (\text{A16})$$

其中 A_c 表對流降水區大小($A_c = b - a$, 以網格點數目來代表), 而 A_m 表層狀降水區大小($A_m = a - c$), 且($A = A_c + A_m$)。 q_{lc} 為對流降水區之 Q_l , q_{lm} 為層狀降水區之 Q_l , q_l 為代表總颶線區域之 Q_l , 而 b 、 a 、 c 分別表由模擬之雷達回波所定義之颶線對流區前緣、颶線層狀區前緣、與颶線層狀區後緣位置。

Sensitivity of Squall Line Characteristics to Different Vertical Water Vapor Profiles

Lee-Yaw Lin Hung-Chi Kuo

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 12 March 1999 ; in final form 21 January 2000)

ABSTRACT

The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) is used to study the effect of vertical water vapor on the development of the squall lines. Specifically, typical moisture profiles of Mei-Yu periods other than the typical mid-latitude profiles are used in this study. The results indicate that the squall line systems are stronger with the increasing of water vapor in the lowest kilometer of atmosphere. The decreasing of water vapor in the height of 3 to 5 kilometer lead to a weaker development of squall line system. The decreasing of water vapor above 5 kilometer level has less impact on the development of the squall line system.

Key words : Squall line, Vertical water vapor profiles, Numerical simulation.