

武夷山地形對華南春季冷鋒結構影響之 個案模擬研究

高長霖^{1,2} 曾仁佑¹ 江火明¹

¹ 國立中央大學大氣物理所

² 中央氣象局第二組

(中華民國九十七年一月十二日收稿；中華民國九十七年六月八日定稿)

摘 要

台灣北部地區主要的降水期間是在 5~6 月間的梅雨、夏秋季的颱風及 2~4 月間的春雨。春季冷鋒是造成春雨的主要原因，本文選取 1998 年 3 月 17 日到 22 日期間，由華北地區南移到華南地區的鋒面系統，採用中尺度模式(MM5)進行模擬，以探討此春季冷鋒三維結構受武夷山區地形的影響及其演變過程。

鋒面南移到武夷山區時，地面鋒面會受到地形的阻擋作用而變形。鋒生函數分析的結果顯示，鋒面（低層）過山前會減弱，過山後又會再度加強。在這過程中，主要是扭轉項（也就是垂直運動）扮演了重要的角色。當鋒面過山時，雖然因地形影響改變了垂直運動場，造成鋒面爬山階段的鋒消，但是鋒面前的暖濕空氣卻會因鋒面的舉升作用而達到飽和；另外，鋒面的斜壓性不論是在過山階段，或是滯留階段，都可以維持在一個比較恆定的狀態。飽和的大氣環境與上述的環境條件，都符合條件性對稱不穩定（CSI）理論的基本假設。

透過濕位渦（MPV）的分析，可以瞭解在鋒面系統中處於飽和而且 $MPV < 0$ 的區域，若再配合地形與鋒面次環流的舉升運動，這些區域可能就會有 CSI 的發展。本個案中的 MPV 負區，主要分布在鋒前及鋒面帶上方的暖區中。而鋒前的暖濕空氣沿著鋒面爬升，在鋒面帶上形成飽和區，因此，本個案中適合 CSI 發展的區域，主要分布在鋒面帶中的暖側，並且呈帶狀分布。這些區域的形成都是因為鋒面帶上的鋒生作用造成，而地形造成的垂直運動場疊加在鋒生次環流上，又是使鋒面帶呈現鋒生、鋒消間隔式分布型態的主要原因。

關鍵字：地形作用，鋒生函數，對稱不穩定，濕位渦

一、前言

台灣地區的降雨主要集中在 2 至 4 月的春雨、5 至 6 月的梅雨、及 7 至 9 月的夏季颱風雨（吳，1992），其中以梅雨期和颱風期的降雨最多。可是當前一年梅雨及颱風雨量不足時，供應民生用水及春耕用水的水庫蓄水量將嚴重不足，因此，春季的降雨就顯得相當重要。由於鋒面在台灣上游區域的特性及結構，都可能直接或間接的影響鋒面南移至台灣附近的行為，其中又以地形及海陸分布對鋒面的影響最大，因此，有關華南地區地形對於春季鋒面特性的影響，是值得進一步探討的課題。

關於鋒面與地形的關係，早在 1920 年代，挪威學派即已瞭解山岳地形會影響鋒面的移動，並使鋒面帶變形。Bjerknes and Solberg (1921, 1922) 定性地指出地形會阻擋鋒面的移動，使鋒面帶扭曲、變形，因而改變了鋒面上原先的垂直運動場，以致雲系及降水型態也跟著產生變化。Bergeron (1937) 認為地形對鋒面的影響主要有以下幾點特性：1. 山地區域會阻擋所有類型的鋒面，並會引發背風旋生；2. 鋒面降水及雲系會在山前（迎風面）加強，在山後（背風面）減弱；3. 山脈會加強鋒面，甚至於有鋒生現象。

過去在此方面理論與概念模式上的研究，大多集中在一般氣流過山的行為，例如，背風旋生與重力波的激發等，並且大都根據傳統的觀測資料作分析，其中，又以對歐洲的阿爾卑斯山(Alps) 地區的研究成果最為豐富 (Egger and Hoinka, 1992)。由於此類問題的複雜性，直到 1980 年代才開始有人從動力的觀點探討地形效應對鋒面的影響。Bannon (1983) 探討由水平變形場強迫的準地轉鋒面經過二維山岳地形時的情形，發現

冷鋒接近山岳的時候會減弱，而當其越過山岳時則加強，這是因為鋒面熱力場與山岳原有的熱力場交互作用所造成的。

Zehnder and Bannon (1988) 使用半地轉 (semi-geostrophic) 模式 (Hoskins, 1975) 討論地形對鋒面的作用，結果顯示當鋒面接近山坡時，水平溫度梯度會減弱，反之，當鋒面移至背風坡時，溫度梯度則會加強。半地轉模式的模擬結果顯示，在準地轉 (quasi-geostrophic) 模式中 (Holton, 2004, p149) 被省略的非地轉平流作用是非常重要的而不可忽略的。

由觀測資料顯示，中緯度氣旋鋒面經常會伴隨中小尺度的帶狀雲雨結構 (Browning et al., 1973; Harrold, 1973; Hobbs, 1978)，而這些間距約 80~300 km 的雲雨帶大致平行於鋒面或熱力風方向。對這些雲雨帶的形成原因曾有許多的理論解釋，例如鋒生、邊界層不穩定、鋒面上之重力波不穩定、風切 (Kelvin-Helmholtz) 不穩定、條件性對稱不穩定 (Conditional Symmetric Instability, CSI) 造成的傾斜對流等 (Parsons and Hobbs, 1983; Emanuel, 1990)，其中以 CSI 理論比較廣泛的被大家所接受 (Schultz and Schumacher, 1999)。

所謂的 CSI，是在垂直方向上為對流穩定以及在水平方向上為慣性穩定的潮濕環境中，空氣塊沿鋒面做傾斜爬（上）升運動時，可能會出現的一種不穩定現象。定性而言，若等相當位溫面斜率大於等絕對動量 (absolute momentum, 本文使用 $M \equiv u - fy$, 正 y 指向冷區) 面斜率時，氣塊的傾斜位移可能會發生 CSI，也就是說，CSI 可以看做是等絕對動量面上的對流不穩定或是等相當位溫面上的慣性不穩定 (Schultz and Schumacher, 1999)。但是 Doswell (1987) 指出大氣

中生成(濕)對流的必要條件有三項：不穩定機制、水氣的供應及舉升作用，所以若大氣具有適合 CSI 發生的條件時，並不一定就會有傾斜對流發生，還須要看當時的大氣環境是否達到飽和狀態，以符合 CSI 理論的必要條件，並且還要有舉升的作用以釋放 CSI。

Bennetts and Hoskins (1979)以雷達與衛星的觀測資料分析鋒面雨帶結構，並與潮濕的斜壓大氣之 CSI 理論做了比較和驗證。他們提出鋒面降水帶形成的假說，包括下列三個階段：第一階段，當空氣塊在斜壓波中向北、向上移動時，沿熱力風方向上的水氣梯度或是其它非絕熱效應會使濕位渦呈現負值；第二階段，當氣塊經舉升達飽和時，即會有 CSI 產生，此種不穩定會造成沿熱力風方向的滾軸狀運動，形成帶狀雲結構；第三階段，此種滾軸狀運動在中對流層會引起條件性重力不穩定，並導致帶狀降水。之後經過許多學者的理論研究及個案分析(例如 Bennetts and Sharp, 1982; Seltzer et al., 1985; Emanuel, 1988; Byrd, 1989; Reuter and Yau, 1990, 1993; Reuter and Aktary, 1995)，一致認為 CSI 是鋒面降水帶形成的最主要機制之一。

Knight and Hobbs (1988)以二維靜力的原始方程模式研究濕大氣中鋒生問題。模擬結果顯示系統發展初期，在冷鋒暖區近地面附近會形成對流性穩定但卻是對稱不穩定的區域；藉著伴隨鋒生的非地轉環流而舉升，直到此區域中的空氣達飽和時，即形成第 1 個降水帶，此降水帶會引起輻合氣流而形成第 2、3 個降水帶，隨後移進濕位渦負區(位於中對流層)時，降水會有明顯的加強，這表示 CSI 對於降水帶的形成及加強有重要的影響。

對稱不穩定理論是假設鋒面處於恆定狀態(steady state)下的斜壓流場，探討與垂直風切(熱力風)平行之擾動的發展，並沒有考慮引起鋒生的綜觀尺度環境，以及鋒生次環流與中尺度系統之間的交互作用。可是，實際大氣中的情況，鋒面會受到大尺度風場的強迫和各種外在環境的影響(例如水氣的供應、地形的作用等)，使其結構和強度產生變化。同時，鋒生造成的次環流又會產生各種不穩定的條件和新的中尺度系統。例如，Fischer and Lalaurette (1995a,b)研究中尺度鋒面動力實驗(Mesoscale Frontal Dynamics Project, MFD/FRONTS87)期間的密集觀測個案，探討鋒生次環流與 CSI 釋放造成的垂直環流擾動成長所需時間，發現在恆定狀態下，擾動的成長要比實際情況緩慢許多，所以實際的鋒面系統並不完全是在恆定狀態，也就是說，鋒面附近的擾動成長除了可能是 CSI 造成的外，也可能是鋒生強迫造成的結果；因此，綜觀尺度鋒生強迫造成的次環流，應該與 CSI 釋放造成的垂直環流是息息相關的。

Emanuel (1985)、Thorpe and Emanuel (1985)及 Xu (1989)等學者使用理想化初始場做數值模擬，探討濕對稱穩定度與鋒生強迫的相互關聯，發現若鋒面暖區位渦趨近於零(即暖區變為對稱中性)，則上升氣流會變得強盛和狹窄，意即這時鋒面舉升(中尺度作用)的影響會比鋒生強迫(綜觀尺度作用)來得強，因而有產生中尺度降水帶的可能。所以，CSI 和鋒生過程之間的關係，其實是隱含在常用來描述鋒生次環流的 Sawyer-Eliassen 方程中，因為從許多的觀測個案顯示，微弱對稱穩定與鋒生過程是同時存在的(Emanuel, 1983, 1988; Sanders and Bosart, 1985; Reuter and Yau, 1990)。Schultz and Schumacher (1999)指出若外在的強迫大小相同，則在較弱的

對稱穩定環境中產生的上升氣流，會比在較強的對稱穩定環境中來得窄且強烈，而且鋒生強迫和 CSI 造成的傾斜對流都會形成帶狀降水。因此，Emanuel (1994, p412)指出在實際大氣中是無法將帶狀降水的成因，區分為純粹由 CSI 或是純粹由鋒生強迫所造成的。

由以上的回顧可知，許多的研究皆係設計理想的初始條件，在理想的地形邊界下，探討地形對鋒面的影響，較少人探討真實大氣的情況。由於華南地區的鋒面系統常會影響台灣的天氣，在華南地區的武夷山地形，對於鋒面有相當程度的阻擋作用，洪(2002)探討武夷山地形和海洋邊界層對鋒面的影響，但此研究是針對 1998 年梅雨季豪雨實驗中的個案進行研究，該個案係伴隨較強的中尺度對流系統，與春季冷鋒結構的特徵在熱力作用上有明顯的差異。另外，簡和林(2004)也探討了冬季冷鋒結構受台灣地形的影響，但並未探討鋒面在到達台灣之前、經過武夷山區時，鋒面結構可能會受到該地區地形的影響程度。

當大氣的條件（對流）穩定度夠小，水平位溫梯度（也就是水平風的垂直風切）夠大時，這樣的環境有利於 CSI 的發生。由於鋒面附近低層的輻合氣流可將鋒面前的暖濕空氣輸送至鋒面帶中，使原本甚平緩的等相當位溫面可以變得很陡，而噴流的存在亦可使原本呈垂直分布的等絕對動量面變得平緩，所以在鋒面系統中常有 CSI 發生的可能。此外，許多學者由觀測或數值模擬的研究證明，CSI 是造成鋒面系統帶狀降水的重要機制之一，但是這些研究大多著重於中高緯度地區的鋒面系統，對於低緯度地區的鋒面系統則很少探討。

洪(1998)針對梅雨鋒及冬季冷鋒個案的觀測

資料分析，發現梅雨季的滯留性鋒面斜壓性不強，但因有充足的水氣持續供應，以及鋒面前緣低層噴流的配合，使得鋒面冷側具有 CSI，但分佈範圍較低且淺薄；而斜壓性強的冬季冷鋒發生 CSI 的地方，主要在鋒面前的暖區，並且寬廣的分佈在中層大氣。除了梅雨鋒面及冬季冷鋒之外，是否春季冷鋒也具有上述類似的結構特徵？以及，當春季冷鋒經過武夷山地形時，受到地形影響的鋒生次環流結構特徵，和隱含其中且適合 CSI 發展的環境條件，也是本文將探討的課題之一。

二、研究方法

(一) 個案選取

針對前述的春季冷鋒受地形影響的研究課題來選取個案，選擇的標準為：1.由華北向華南移動且生命期長之春季常見的鋒面系統；2.鋒面帶上沒有明顯強烈的對流系統，也就是綜觀環境的水氣供應不是非常旺盛，如此，才不至於因為強烈對流潛熱釋放的熱力作用，遠大於地形對鋒面系統的動力作用。本文所選取的個案發生在 1998 年 3 月 17 日至 22 日，鋒面在華北生成後，逐漸向南移動，進入長江流域到華南一帶，到了 21 日 00Z，在台灣地區滯留 2 天之後，鋒面系統向東移出。

(二) 數值模式

為彌補綜觀觀測資料時空解析度的不足，並且可以進一步討論鋒面內詳細的三維結構及演變過程，本文使用一個發展成熟的中尺度數值模式來進行模擬研究，即美國賓州州立大學/國家大氣研究中心(Pennsylvania State University / National Center for Atmospheric Research, PSU/NCAR)發

展的第五代中尺度模式 (fifth generation of Mesoscale Model, MM5), 此模式為非靜力模式 (Grell et al., 1995)。Knight and Hobbs (1988)對於由對稱不穩定所造成之雲雨帶的模擬, 建議使用的水平網格間距應在 5~10 km 之間, 所以, 在本研究中, 數值模式採用三層巢狀網格, 網格間距分別為 81、27、9 km, 格點數分別為 105 x 80、151 x 151、148 x 148 點 (如圖 1a)。圖 1b 為第二

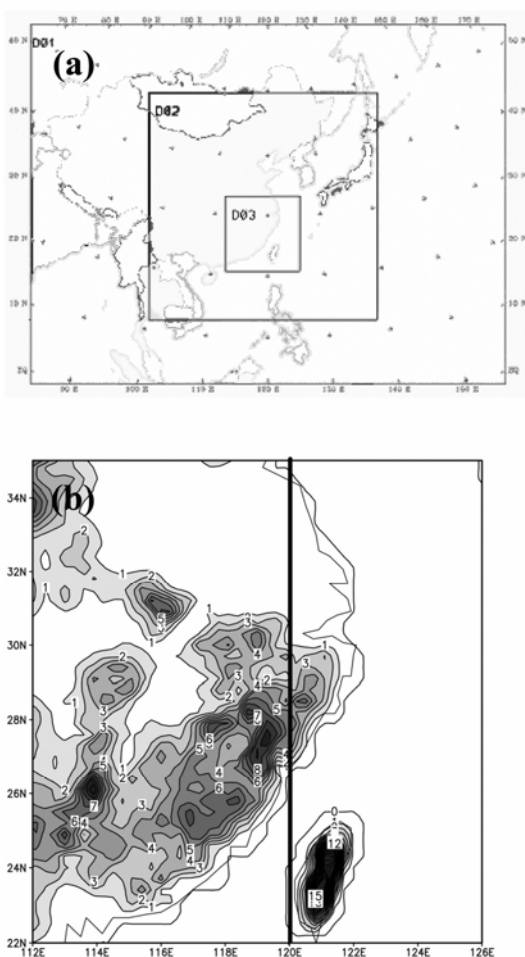


圖 1 (a)MM5 模式巢狀網格分布。D01 網格間距 81 km, D02 網格間距 27 km, D03 網格間距 9 km。 (b)D02 網格區域內的地形高度, 等值線間距 1, 單位 100 m; 粗實線為垂直剖面位置。

層網格內的地形分佈。垂直方向採追隨地勢座標, 有 25 層。本研究所選用之物理參數化方法, 積雲參數化第一層網格使用 Kuo (1974)方法、第二層網格使用 Grell (1993)方法, 第三層網格則採用直接計算水氣的方式(explicit method)。由於本研究的目的是在探討鋒面次環流的演變, 而不在詳細的雲物理方面, 所以降水物理方面, 三層網格皆採用包含冰相過程的顯性降水方式—簡單冰相 (simple ice) (Dudhia, 1993)。邊界層參數化使用 Blackadar (1976, 1979)的行星邊界層模式。第一層網格系統的初始場使用歐洲中期天氣預報中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecast, ECMWF)2.5x2.5 經緯度的分析場, 模式積分的開始時間為 1998 年 3 月 19 日 00Z, 積分時間為 60 小時。由於本文係著重於地形對鋒面次環流的影響, 以及判斷何處是適合 CSI 發展的環境, 因此僅先採用第二層網格的模擬結果作分析, 至於第三層網格的模擬結果將於另文探討鋒面附近低層、較小尺度的動力現象 (例如伴隨鋒面的密度流現象)。

(三) 分析方法

本文要探討鋒面受地形影響的鋒生過程及鋒面次環流的變化, 並探討個案中適合發生 CSI 的區域, 所使用的分析方法如下:

1. 鋒生分析

考慮有水氣作用的鋒生函數(Miller, 1948)可以由下式表示:

$$F = \frac{d}{dt} \left(-\frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right) = \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{d \theta_e}{dt} \right) \quad (1)$$

其中, θ_e 是相當位溫, u 是東西向水平風速, v 是南北向水平風速, w 是垂直速度, y 指向冷區

(北方)。上式右邊第一項為水平風切變形對於沿鋒面方向位溫梯度的扭轉作用(切變項),第二項為水平風使等位溫線聚集或分散的作用(輻合項),第三項為水平方向的垂直運動差異將垂直位溫梯度扭轉為水平位溫梯度的作用(扭轉項),第四項為非絕熱過程水平差異的作用(非絕熱項)。若 $F > 0$ 為鋒生,反之, $F < 0$ 則為鋒消。水平輻合有助於使溫度梯度增大,也就是鋒生。關於扭轉項的作用,當大氣在穩定的情況下, $\partial\theta_e/\partial z > 0$,若有熱力間接環流時($\partial w/\partial y > 0$),將有利於鋒生。至於非絕熱效應對於鋒生過程的作用,在有強烈對流且水氣供應豐富的個案(例如梅雨鋒面)是非常重要的,但本文為了探討在沒有強烈潛熱釋放之熱力作用下之動力的影響,特別挑選此水氣供應不多的個案,因此非絕熱項在本個案中是不重要的,林和王(1992)也指出在定性上的分析應不至於造成錯誤的結果,所以本文將不討論非絕熱的作用。

2. 濕位渦(Moist Potential Vorticity, MPV)分析

當環境大氣處於飽和狀態,且 $MPV < 0$ 的時候,有利於 CSI 的發生。濕位渦可表示為

$$MPV = \frac{1}{\rho}(\zeta + f_0) \frac{\partial\theta_e}{\partial z} + \frac{1}{\rho} \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial\theta_e}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right) \quad (2)$$

其中, θ_e 是相當位溫, ζ 是垂直相對渦度 ($\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$), $f_0 = 2\Omega \sin\phi$ 是科氏參數(本文取 $\phi = 29^\circ$)。吳等(1995)證明在絕熱、無摩擦的條件下,飽和空氣的濕位渦是保守的。為了進一步說明不同機制對於濕位渦的貢獻,可將濕位渦分為正壓項(MPV1)及斜壓項(MPV2)。定義如下:

$$MPV1 \equiv \frac{1}{\rho}(\zeta + f_0) \frac{\partial\theta_e}{\partial z} \quad (3)$$

$$MPV2 \equiv \frac{1}{\rho} \left(-\frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial\theta_e}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \right) \quad (4)$$

MPV1 表示慣性穩定性 ($\zeta + f$) 和對流穩定性 ($\partial\theta_e/\partial z$) 的作用,若在乾燥大氣中(此時的 $\theta_e = \theta$)則(3)式就是一般所稱的 Ertel 位渦(Holton, 2004, p96),在絕熱、無摩擦的環境大氣中具有嚴格的保守性。MPV2 表示水平風垂直風切(或大氣濕斜壓性)的影響,可再區分為濕斜壓第一項(MPV21) ($-(1/\rho)(\partial v/\partial z)(\partial\theta_e/\partial x)$)及濕斜壓第二項(MPV22) ($(1/\rho)(\partial u/\partial z)(\partial\theta_e/\partial y)$)。濕位渦的單位是 PVU ($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)。雖然本研究之數值模擬第三層網格的水平解析度達 9 km,但因受限於運算資源,垂直解析度無法達到 Persson and Warner (1993)所建議的 170 m 以下,所以僅使用濕位渦計算結果,配合飽和區域分布狀況及舉升機制,來探討鋒面帶附近適合 CSI 發生的區域。

3. 鋒面次環流診斷方程(Sawyer-Eliassen equation)

Sawyer (1956)是最早研究鋒面次環流的學者,而 Eliassen (1962)將 Sawyer 原先沒有考慮的位溫沿鋒面方向的變化納入,成為 Sawyer-Eliassen 方程,形式如下:

$$\begin{aligned} & \frac{g}{\theta_e} \frac{\partial\theta_e}{\partial z} \frac{\partial^2\psi}{\partial y^2} + 2f_0 \frac{\partial M}{\partial z} \frac{\partial^2\psi}{\partial y \partial z} - f_0 \frac{\partial M}{\partial y} \frac{\partial^2\psi}{\partial z^2} \\ & = -2f_0 \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) - \frac{g}{f_0} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \\ & = 2f_0 Q_{yz} - \frac{g}{f_0} \frac{\partial\theta_e}{\partial y} \end{aligned} \quad (5)$$

其中, θ_e 是相當位溫, $\bar{\theta}_e$ 是平均相當位溫, ψ 是流函數(stream function), $M \equiv u - f_0 y$ 是絕對動量, u_g 是東西向地轉風速、 v_g 是南北向地轉

風速， $\dot{\theta}_e = d\theta_e / dt$ 是非絕熱作用。等號左邊三項分別為 $\frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \equiv N^2$ 是對流穩定度（或潛在穩定度）， $f_0 \frac{\partial M}{\partial z} = -\frac{f_0 g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \equiv S^2$ 是濕斜壓性， $-f_0 \frac{\partial M}{\partial y} \equiv F^2$ 是慣性穩定度。而 Q_{yz} 則為 Q 向量(Q vector)的 y 分量，利用熱力風方程 $\frac{\partial v_g}{\partial z} = \frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial x}$ 和 $\frac{\partial u_g}{\partial z} = -\frac{g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$ ，可以寫為 $Q_{yz} = -\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} \equiv \frac{g}{\theta_e} \left[-\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right]$

假設 M 、 θ_e 和(5)式右邊的強迫項為已知，而且在 (y, z) 平面上到處滿足橢圓性邊界條件，

$$-\frac{f_0 g}{\theta_e} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \frac{\partial M}{\partial y} - \left(f_0 \frac{\partial M}{\partial z} \right)^2 \equiv N^2 F^2 - S^4 > 0 \quad (6)$$

則可以唯一地確定出 ψ 的分布。利用熱力風方程 $\partial M / \partial z = (-g / f_0 \bar{\theta}_e) (\partial \theta_e / \partial y)$ ，(6)式可以改寫成

$$\frac{f_0}{\theta_e} \left(-g \frac{\partial M}{\partial y} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} + g \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \frac{\partial M}{\partial z} \right) > 0 \quad (7)$$

(7)式左邊 () 內與濕位渦成正比，在北半球， $f_0 > 0$ ，所以濕位渦為正值，在這個橢圓性邊界條件下，可以確保鋒面次環流是由(5)式右邊的強迫項造成的(丁, 1991, p157)。若不考慮非絕熱作用，當 Q_{yz} 為負時，鋒面次環流為熱力直接環流，有鋒消作用。

三、結果

(一) 個案的綜觀天氣形勢分析

1998年3月18日00Z(圖略)在大陸東北有一低壓(中心氣壓為1008 hPa)，鋒面由低壓中

心向西南延伸，受到西伯利亞高壓南下的影響，此鋒面系統在隨後的幾天逐漸向南、向東移動；華南地區850 hPa盛行潮濕偏南風，700 hPa較乾燥，顯示水氣大多集中在700 hPa以下；500hPa溫度場冷心位在東北割離低壓(cut-off low)的西方，所以此系統可以很快的發展起來。

24小時後(3月19日00Z；圖2)鋒面系統自原來位置向南移動，且低壓中心加深為1004

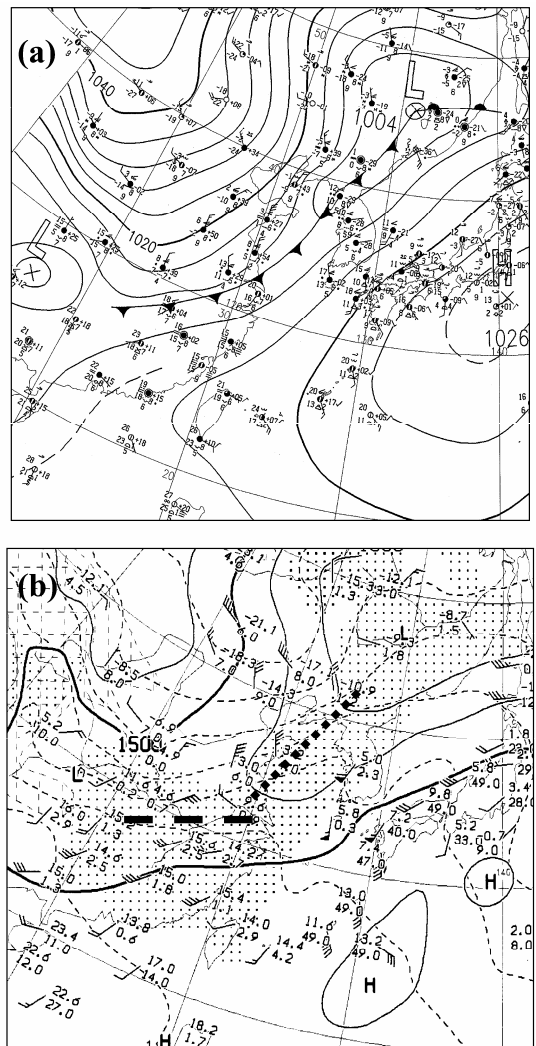


圖2 日本氣象廳1998年3月19日00Z之天氣圖(a)地面圖(b)850 hPa圖，圖中粗虛線為風切線的位置，粗點線為槽線位置。

hPa，鋒面西南段漸漸呈東北—西南走向，原先一直停留在日本海附近太平洋上的高壓開始逐漸向東移動。850 hPa 等壓面上，華南地區有甚強的鋒前西南氣流，風速達 15 m s^{-1} 以上，水平風切線位於長江中下游流域，呈東北—西南走向，與地面鋒面走向一致。再過 12 小時後(3 月 19 日 12Z; 圖 3) 鋒面系統南段已經進入華南的武夷山區，並且在逐漸東移的過程中漸漸呈東西走向。另外，華南地區 850 hPa 上的西南氣流也逐漸減弱。

3 月 20 日 00Z (圖 4) 鋒面系統低壓中心繼續加深為 982 hPa 且東移至庫頁島附近，鋒面南段已成為滯留鋒型態且橫亙在珠江流域與台灣之間。華南地區 850 hPa 西南氣流已減弱到 10 m s^{-1} 以下，太平洋上的高壓東移至 160°E 附近。3 月 20 日 12Z 以後，滯留鋒停留在台灣附近直到 22 日 00Z 才向東移出。

比較 850hPa 分析圖，20 日 00Z (圖 4b) 伴隨鋒面的風切線位置較 19 日 00Z 時 (圖 2b) 的

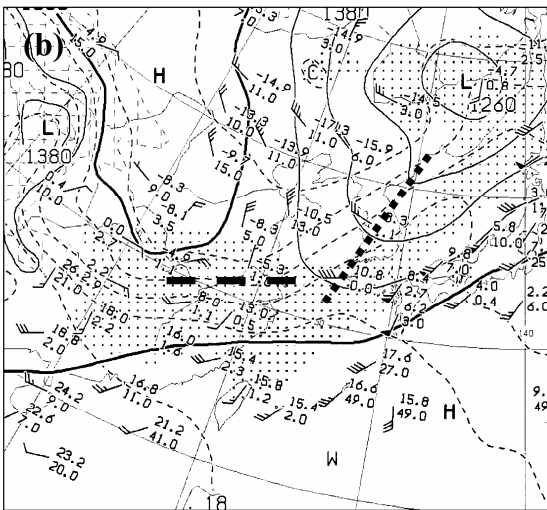
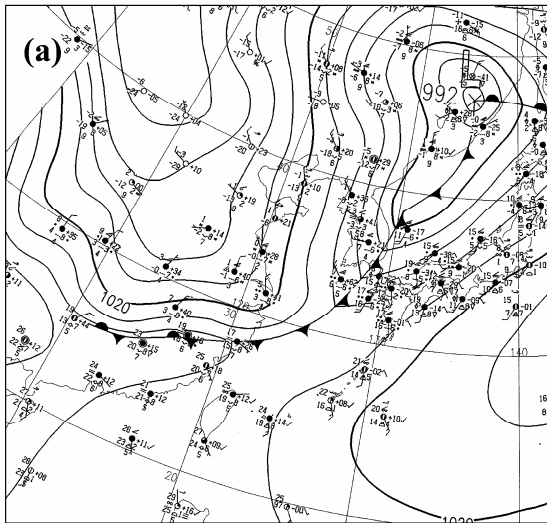


圖 3 同圖 2，但為 1998 年 3 月 19 日 12Z。

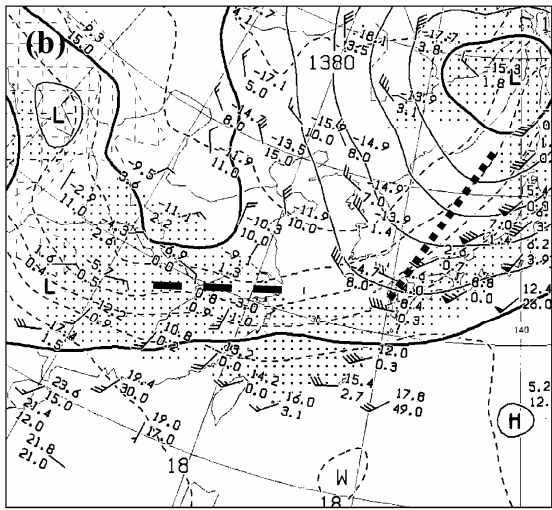
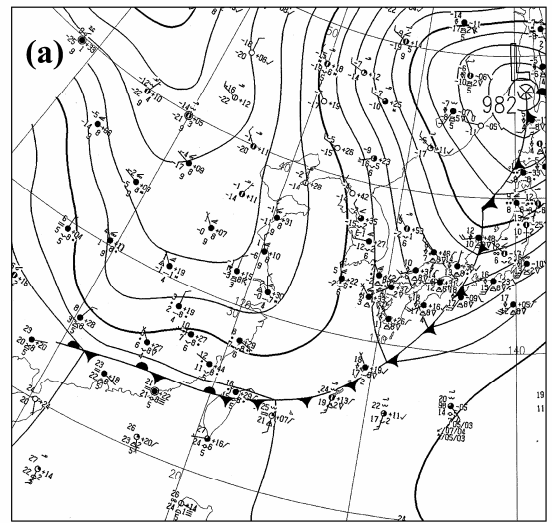


圖 4 同圖 2，但為 1998 年 3 月 20 日 00Z。

風切線位置偏南約 300 公里，但地面鋒面卻已向南移動 600 公里。也就是說，在鋒面向南行進的過程中，低層鋒面的斜率會逐漸變的比較小，這有可能是受到平均高度約 600 公尺的武夷山地形所影響。因為使鋒面斜率改變的因素有斜壓性及鋒面前後的水平風梯度，斜壓性越大，鋒面斜率越小；鋒面前後的水平風梯度越大，鋒面斜率越大。本個案綜觀環境的斜壓性變化不大，但是鋒面在經過山區時，鋒面帶低層（800 hPa 以下）的水平風梯度逐漸減小，所以使鋒面低層的斜率也逐漸減小。

從綜觀地面天氣圖（圖 2a、3a、4a）中各地面測站的填圖資料來分析，整個鋒面系統於 19 日 00Z 到 21 日 00Z 期間所伴隨的雲系，在鋒面前（南）方大多屬於低雲族的層積雲，在鋒面後（北）方大多是濃厚蔽光的高層雲（中雲族）或有著惡劣天氣的碎層雲（低雲族）；伴隨的天氣現象，在鋒面前大多是靄或輕霧，鋒面後則是間歇性小雨或降雪。由上述分析結果，綜合紅外線衛星雲圖（圖 5）來看，19 日 12Z 除了華北部分地區的層雲較高之外，整個大陸地區覆蓋著高度較低的層雲，沒有強烈的對流性雲系伴隨鋒面系統。隨後，在四川附近的鋒前西南氣流源源不絕地帶入暖濕空氣，在長江流域形成明顯呈東北—西南走向的雲系。但在 20 日 00Z 之後，四川北方的乾舌向東伸展，使華中雲系範圍變得較為狹長，並且向東伸展，由地面天氣圖填圖資料顯示該雲系屬於高雲族（卷雲類），沒有對流性的積雲及深對流。以上的分析顯示本個案並沒有伴隨非常劇烈的降水現象。本文希望藉著此類個案，在綜觀環境沒有持續且大量水氣供應的熱力作用影響下，來探討鋒面系統垂直結構在動力受武夷山地形影響下的演變過程。

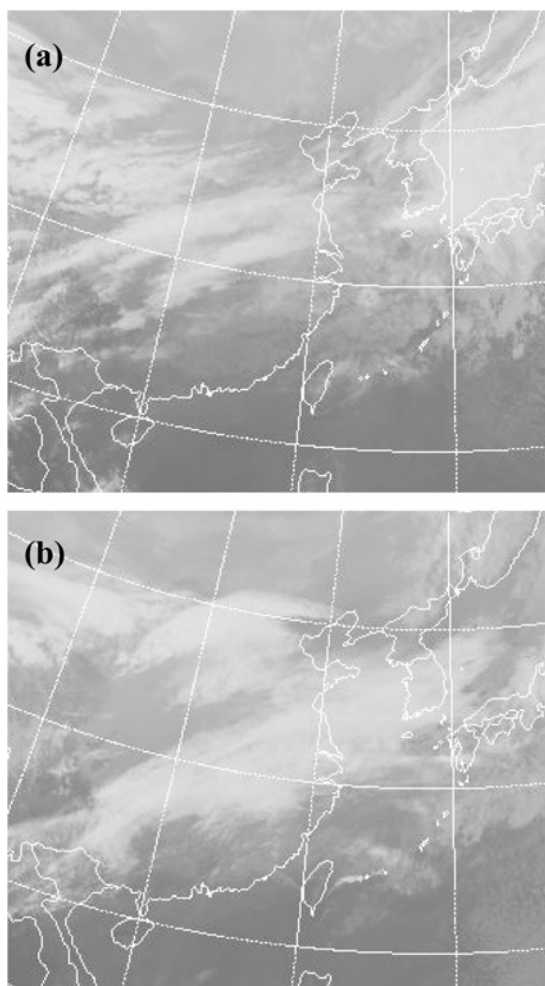


圖 5 紅外線衛星雲圖 (a)1998 年 3 月 19 日 1233Z
(b)1998 年 3 月 20 日 0033Z。

(二) 模擬的鋒面系統與鋒面的位置

在模擬 12 小時後（19 日 12Z）的海平面氣壓場、風場及溫度場如圖 6a 所示，圖中 1020 hPa 等壓線的位置及位於華中、華南地區的南北向氣壓梯度與分析場相當一致。模式也可以正確的模擬到長江流域一帶的南北溫度梯度。到了 20 日 00Z 時（圖 6b），1020 hPa 等壓線位置已經明顯受到武夷山區地形阻擋而變形成為 Ω 形，這與 Kurz (1990) 分析經過阿爾卑斯(Alps)山區的鋒面

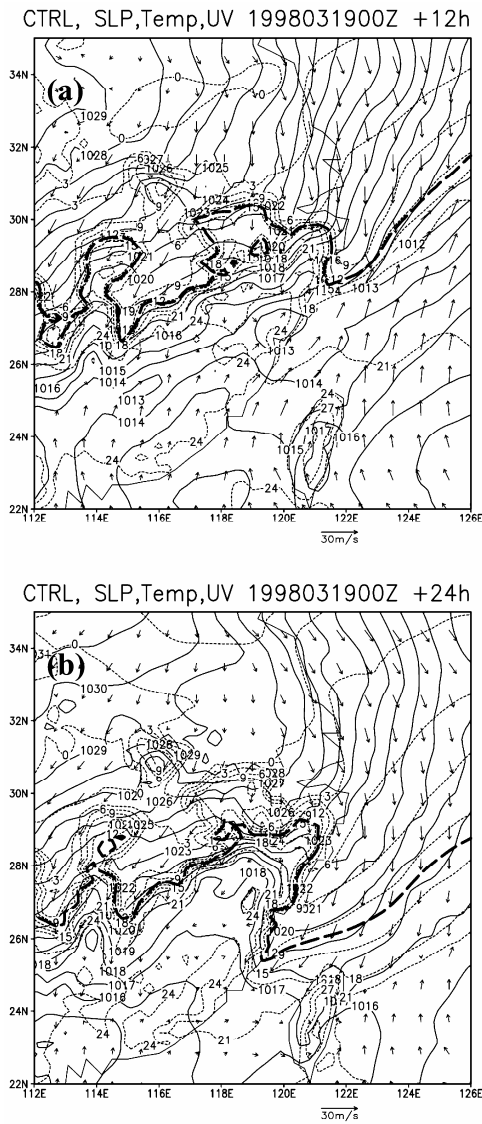


圖 6 模擬 1998 年 3 月 19 日 12Z 之 (a)海平面氣壓場 (實線, 等值線間距 1 hPa)、溫度場 (虛線, 等值線間距 3 °C)、風場 (單位為 $m s^{-1}$, 風矢線大小見圖下方所示), 粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。(b)同圖 (a)但為 1998 年 3 月 20 日 00Z。

變形現象相同。此外, 東海上有向南伸展的冷舌, 且形成高壓脊 (北風有加速現象), 此與簡和林 (2004) 在研究冬季冷鋒經過台灣時, 發現在東部海域有鋒面加速的現象類似。

圖 7 是模擬 850 hPa 等壓面上的高度場、溫度場、風場, 都與分析場 (圖略) 相當吻合, 圖中的陰影區是南北向相當位溫梯度的分布, 梯度值大於 $5 K (100km)^{-1}$ 的區域呈現約有 400 km 寬

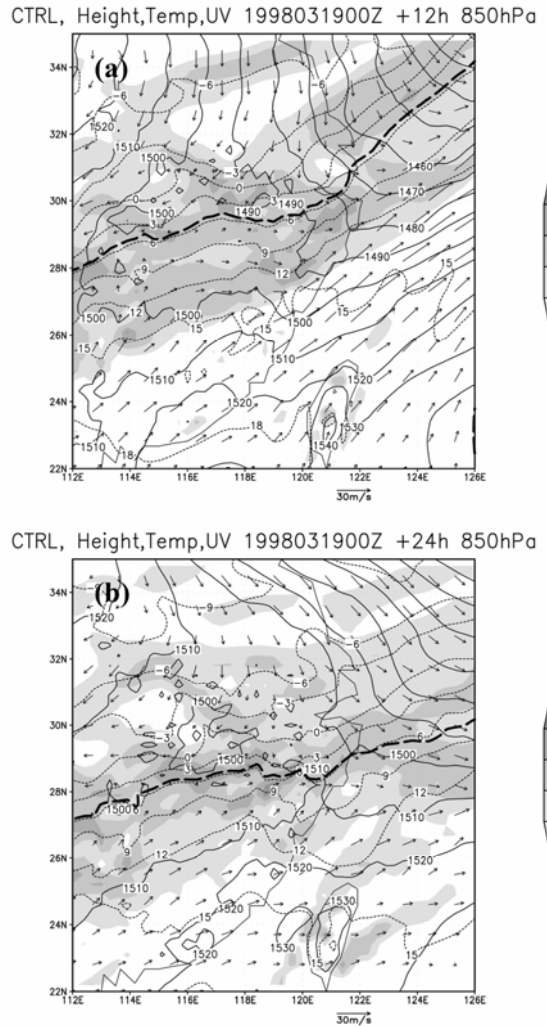


圖 7 模擬 1998 年 3 月 19 日 12Z 之 (a)850 hPa 高度場 (實線, 等值線間距 10 gpm)、溫度場 (虛線, 等值線間距為 3 °C)、風場 (單位為 $m s^{-1}$, 風矢線大小見圖下方所示)、相當位溫之南北向梯度 (陰影區域起始值為 $5 K (100km)^{-1}$, 間距 $5 K (100km)^{-1}$), 粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。(b)同圖(a)但為 1998 年 3 月 20 日 00Z。

的帶狀分布)。此外，在鋒面帶中的位渦（圖 8）也都是正值。

一般在分析鋒面的位置，是以鋒面帶中的南北向溫度梯度、南北向相當位溫梯度以及垂直相對渦度的極大值軸線來定義，經計算上述三個物

理量，顯示這三者與地面（高空）分析天氣圖中的鋒面（風切線）位置（圖 2~4）非常接近。因為本文也要考慮水氣的作用，所以使用相當位溫來定義鋒面的位置。將天氣圖（圖 2~4）與模擬場的數個南北向垂直剖面相比較，可以找到與地面鋒面及高空風切線位置非常接近的相當位溫等值線是 310 K（即本文附圖中所繪之粗虛線的位置），定義為模擬結果中的鋒面位置。

依據以上的定義，沿著 120°E 繪出南北向垂直剖面上每 3 小時之鋒面位置的變化（圖 9），可以將鋒面隨時間的移動（向南）大致分成三個階段：過山頂前（19 日 00Z 到 19 日 12Z）、過山頂後（19 日 12Z 到 20 日 00Z）及滯留階段（20 日 00Z 到 21 日 12Z）。取 900 hPa 面上的鋒面位置來估算鋒面的移動速度，得到在鋒面過山前（模擬 0~6 h）的平均移動速度約為 55 km h⁻¹，而鋒面過山期間（模擬 6~21h）的平均移動速度約為 25 km h⁻¹，顯示低層鋒面會受到武夷山區地形的阻擋作用而減速。

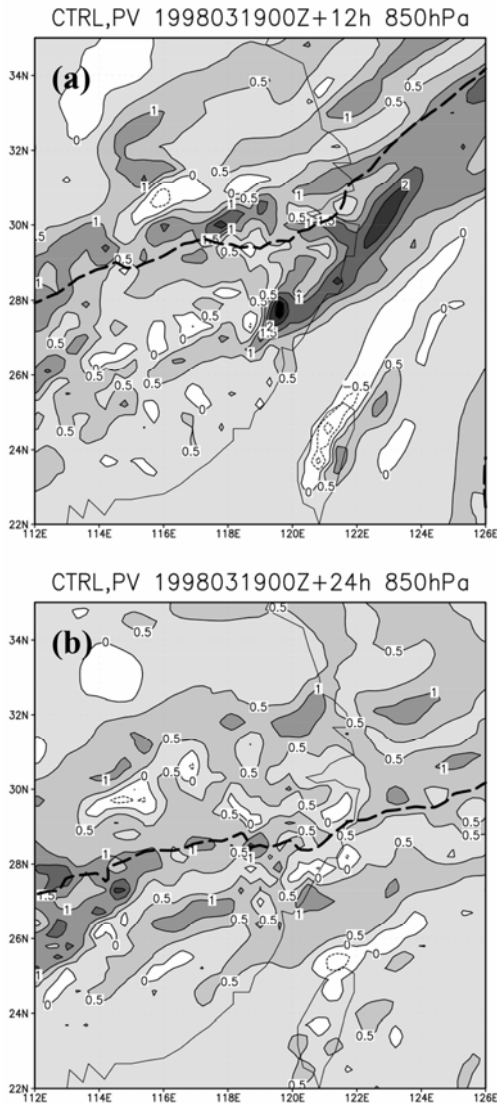


圖 8 850 hPa 等壓面上的位渦場，等值線間距為 0.5 PVU，陰影區為正值渦區域，粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。(a)1998 年 3 月 19 日 12Z (b) 1998 年 3 月 20 日 00Z。

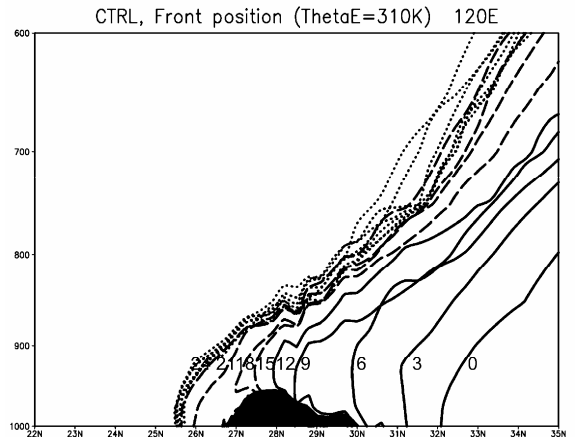
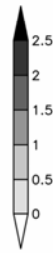
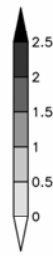


圖 9 沿 120°E 南北向垂直剖面，以相當位溫=310 K 定義的鋒面位置，每 3h 的變化。實線：模擬 0-12h，為過山頂前；虛線：模擬 12-24h，為過山頂後；點線：模擬 24h-，為滯留階段。

雖然鋒生函數 (1) 式中的 y 軸應該垂直於鋒面並且指向冷區，但是本文選取的鋒面系統西段，從 19 日 00Z 的東北-西南走向 (圖 2a)，在進入武夷山區開始受到地形影響時 (19 日 12Z，圖 3a)，逐漸轉變為東-西走向。隨後，在 20 日 00Z (圖 4a) 到 21 日 12Z 期間的滯留階段 (圖略)，鋒面系統也一直維持著東-西走向，因此本文沿著 120°E 選取的南北向垂直剖面，在鋒面系統演變期間的大部分時間應該是垂直於鋒面的。另外，這個剖面位置的選取也是考慮該處的地形較為單純，鋒面帶向南移動時在上坡之後隨即下坡，並且剖面位置接近台灣地區，以使本研究結果能夠對台灣地區的春雨預報有所助益。

(三) 垂直運動場與水氣分布

在南北向垂直剖面上的垂直運動分布 (圖 10) 顯示，在暖區沿著鋒面帶有上升運動，而在鋒後冷區 (圖 10a 及 10b 中的 C 區)，則是相對較弱的下沉運動。19 日 12Z 時，地面鋒面前緣 (圖 10a 中的 A 區) 有強烈的垂直上升運動，其強度隨高度增加，至 800 hPa 附近達到最大，約為 20 cm s^{-1} ，然後隨著高度增加而減小。這種位於地面鋒面附近強的垂直運動，與談 (2000) 的理論研究結果比較可知，應該是由地形與邊界層摩擦作用所造成。在鋒後約 400 km 處的鋒面上方暖區 (圖 10a 中的 B 區)，有大約為 5 cm s^{-1} 的上升運動。當鋒面過山後 (20 日 00Z，圖 10b)，地面鋒前的上升運動已經減弱許多，但在中對流層卻有強烈上升運動 (圖 10b 中的 D 區)，在地面鋒後的上方暖區中，垂直運動呈現上升、下降的間隔式分布，並且沿著鋒面傾斜漸漸向上、向北 (鋒後) 移動，會使鋒面次環流上部因而呈現波狀的型態，這與 Locatelli et al. (1994) 分析雷達觀測

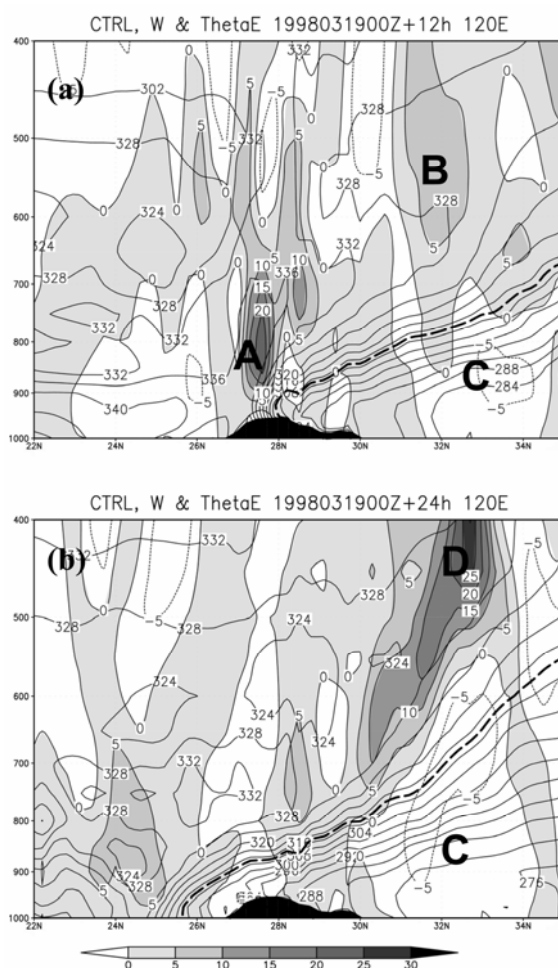


圖 10 沿 120°E 南北向垂直剖面之垂直速度場 (陰影區為上升運動區，等值線間距 5 cm s^{-1}) 與相當位溫場 (等值線間距 4 K)，粗虛線為使用相當位溫= 310 K 所定義的鋒面位置。(a) 1998 年 3 月 19 日 12Z (b) 1998 年 3 月 20 日 00Z。

資料的結果一致。此外，Gall et al. (1988) 曾指出鋒面過山後的低層鋒生可能會產生重力波，與上述的波狀運動型態很類似。

在 850 hPa 等壓面上，沿著 120°E 的垂直速度場時間序列 (圖 11) 顯示，最強的上升運動就發生在鋒面進入山區、開始爬坡的時候 (19 日

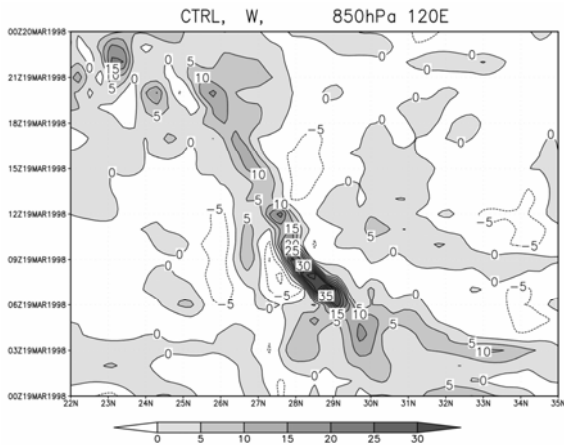


圖 11 850 hPa 等壓面上，沿 120°E 於 1998 年 3 月 19 日 00Z 至 20 日 00Z 期間之垂直速度場時間序列（陰影區為上升運動區，等值線間距 5 cm s^{-1} ）。

06Z、29°N）（圖中灰階最深的區域），可達 35 cm s^{-1} 。當鋒面過山後，鋒面帶前低層的上升運動也跟著減弱下來。

圖 12a 是本個案模擬的初始（19 日 00Z）熱力場，陰影區是相對濕度(RH)分布，顯示本個案初始環境的水氣並不多，除了鋒面附近外，只有在武夷山區南方的低層才有比較潮濕的環境(RH $\geq 90\%$)。當鋒面逐漸爬坡到山頂時（圖 12b），地面鋒前的空氣不斷的被強迫舉升達到飽和（圖中灰階最深的區域），飽和區會沿著鋒面向北、向上移動及擴展。到了 20 日 00Z（圖 12c），鋒面過山後開始進入滯留階段，飽和區仍舊伴隨在鋒面帶上，並且有向上伸展的趨勢。

若從位溫的分布（圖 12 中的虛線）來看，不管是在冷氣團或暖氣團中，大氣都呈穩定的狀態；但是從包含水氣變化的相當位溫（實線）分布來看，在對流層上部（500 hPa 以上）的乾燥區及鋒後（冷氣團）的乾燥區，位溫及相當位溫二者的等值線近乎平行，在較潮濕的區域（陰影

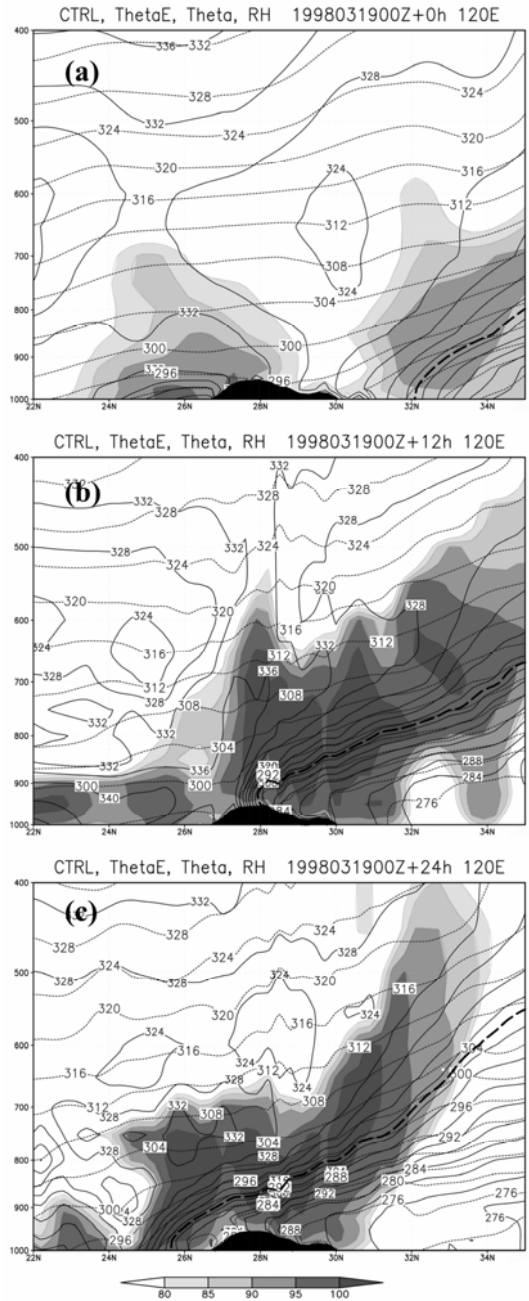


圖 12 沿 120°E 南北向垂直剖面之相當位溫場（實線，等值線間距 4 K）、位溫場（虛線，等值線間距 4 K）及相對濕度場（陰影區，間距 5%，起始值 80%），粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。(a)1998 年 3 月 19 日 00Z (b)1998 年 3 月 19 日 12Z (c)1998 年 3 月 20 日 00Z。

區)，等相當位溫線就變得更陡峭，使南北向的相當位溫梯度變大。

從雲水及雨水的垂直剖面分布來看，鋒面過山階段（19 日 12Z），雲水分布在山區上空的鋒面帶暖區（600 hPa 以下的區域）（圖 13a 中的 A 區），而且這個區域的 RH 都在 90% 以上（圖 12b）。當鋒面開始進入山區（19 日 06Z），鋒前

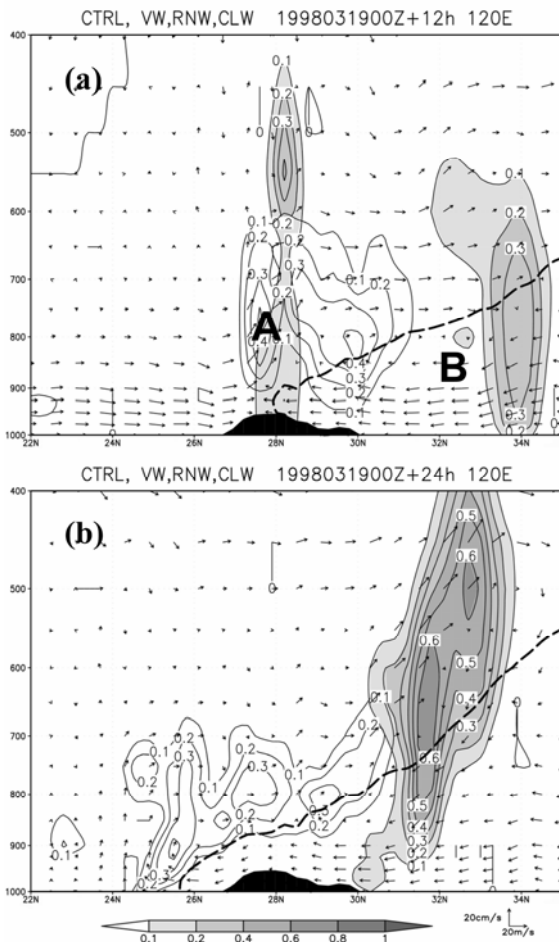


圖 13 沿 120°E 南北向垂直剖面之雨水（陰影區，間距 0.1 g kg^{-1} ，起始值 0.1 g kg^{-1} ）及雲水（實線，等值線間距 0.1 g kg^{-1} ，起始值 0.1 g kg^{-1} ），粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置 (a) 1998 年 3 月 19 日 12Z (b) 1998 年 3 月 20 日 00Z。

低層發生較強的上升運動（圖 11 中灰階最深的區域），同時伴隨的降水區垂直伸展到地面鋒上空 600 hPa 附近，降水範圍約 200 km，雨水極值約 1 g kg^{-1} ，隨著鋒面逐漸到達山頂（19 日 12Z，圖 13a），雨水極值減弱為 0.4 g kg^{-1} ，降水範圍也僅約 100 km。到了過山後的滯留階段（20 日 00Z），山區上空的上升運動減弱（圖 10b），沒有雨水的分布，但是這個較弱的上升氣流卻會使雲水從鋒面南方、低層的暖區，沿著鋒面向北、向上擴展開來。

在鋒面過山階段，因鋒面遭遇地形造成的垂直上升運動，會使飽和區域伸展的比較高，範圍也比較大；在鋒面滯留階段，因上升氣流減弱，飽和區域垂直範圍較小，但因鋒面舉升作用，又使飽和區的水平範圍比過山階段來得大些。飽和的大氣環境是發生 CSI 的必要條件之一（Bennetts and Hoskins, 1979），是否在鋒面帶上的這些飽和區，就是有利於 CSI 會發生的位置？第 (六) 節的濕位渦分析將會討論此種可能性。

(四) 鋒生分析

本個案的鋒面尚未到達山區以前，鋒生次環流是維持著熱力直接環流，即地面鋒附近有上升運動，鋒後遠處的冷氣團有下降運動。鋒生作用使水平位溫梯度增強的結果，會加強熱力風，此時，會在地面鋒附近產生較大的上升運動，以維持熱力風平衡。由上一節的分析知道，當鋒面進入山區開始爬坡時，受地形影響會在鋒前產生上升運動，此種上升運動與鋒生次環流舉升運動區疊加的結果，又會使地面鋒前的上升氣流增強。

圖 14 是鋒生方程各項在沿 120°E 南北垂直剖面上的分布。不論是過山階段或滯留階段的鋒生分布（圖 14a 及 14e），最大鋒生區都是在本文所

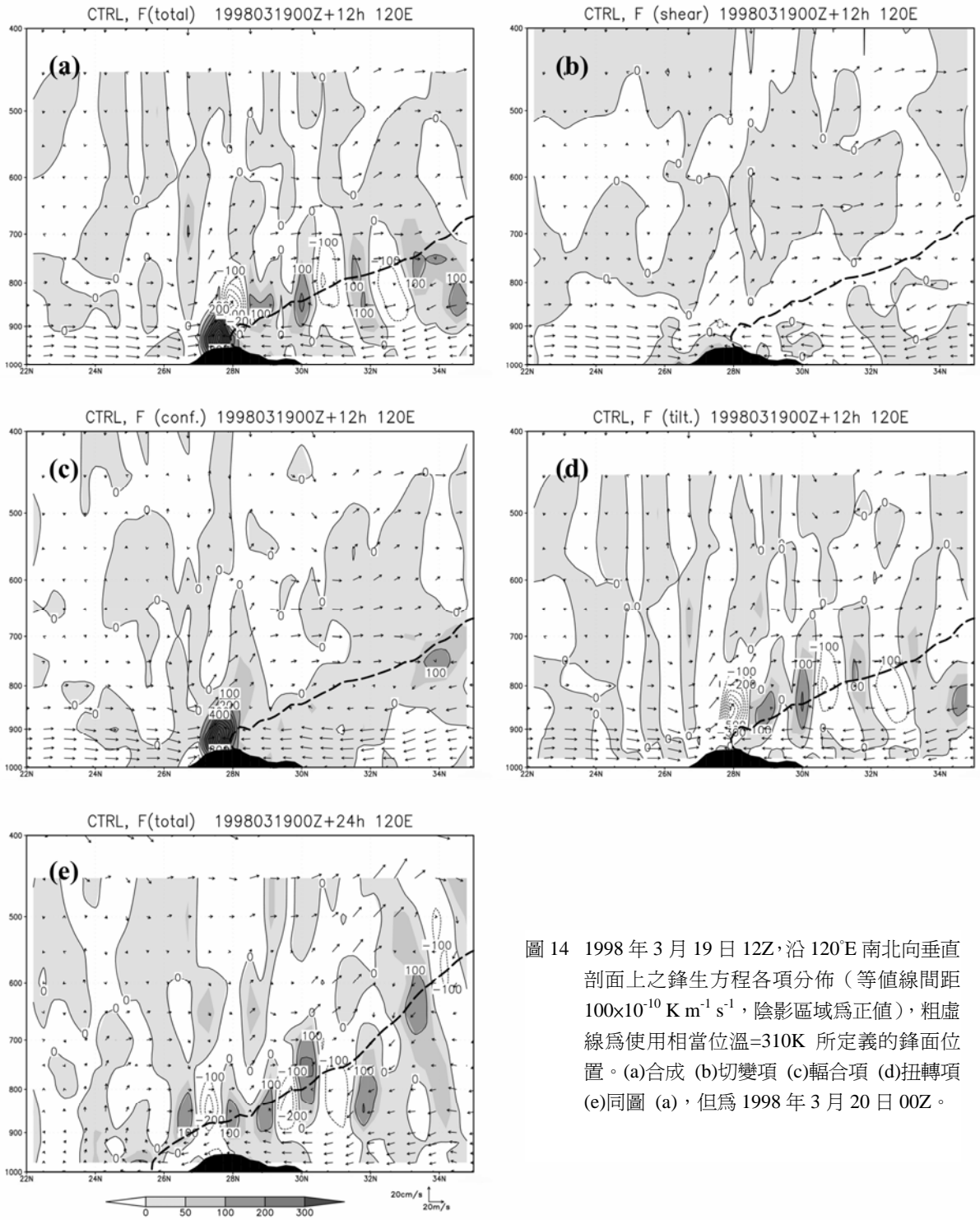


圖 14 1998 年 3 月 19 日 12Z，沿 120°E 南北向垂直剖面上之鋒生方程各項分佈（等值線間距 $100 \times 10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，陰影區域為正值），粗虛線為使用相當位溫=310K 所定義的鋒面位置。(a)合成 (b)切變項 (c)輻合項 (d)扭轉項 (e)同圖 (a)，但為 1998 年 3 月 20 日 00Z。

定義的鋒面位置上，而且，鋒後沿著鋒面上都呈現鋒生、鋒消的間隔式分布型態。在過山階段，近地面鋒面附近有強烈的鋒生，當鋒面移到 26°N 附近（馬祖外海）（圖 14e）時，開始呈現滯留狀態，近地面的鋒生也明顯減弱。接下來討論各項作用對於鋒生的貢獻。

本文所研究的鋒面呈東西走向，平行鋒面方向的位溫梯度 ($\partial\theta_e/\partial x$) 不大，雖然切變作用 ($\partial u/\partial y$) 在鋒面帶內很大，但切變項（圖 14b）對於鋒生的貢獻仍然很小，而且切變項的極值比輻合項或扭轉項小很多（約 10% 以下），可以忽略之。至於輻合項的作用，在鋒面過山階段（19 日 12Z）（圖 14c），地面鋒前有非常強烈的輻合（ $\partial v/\partial y$ 、 $\partial\theta_e/\partial y$ 分別可達 $-4\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 、 $-2\times 10^{-4} \text{ K m}^{-1}$ ），導致鋒面前緣 850 hPa 以下對鋒生有強烈的貢獻（可達 $8\times 10^{-8} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 以上）。當鋒面過山後，因武夷山前低層的南風被阻擋，使輻合作用 ($\partial v/\partial y$) 及南北向相當位溫梯度 ($\partial\theta_e/\partial y$) 稍微減弱，但最大鋒生區（可達 $4\times 10^{-8} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 以上）仍集中在鋒前 900 hPa 以下。

分析扭轉項的作用，發現當冷鋒移進武夷山區開始爬坡時，地面鋒前的垂直上升運動逐漸增強（圖 10a 及圖 11），造成鋒面前緣上方 850 hPa 附近 $\partial w/\partial y < 0$ ，也就是說，扭轉項有鋒消的作用（圖 14d）（其最大值約為 $5\times 10^{-8} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）。在過山階段，鋒前低層的輻合項與扭轉項對鋒生函數的貢獻是相反的，因為輻合作用大的地方，也就是鋒生的同時，會有較大的垂直上升運動，而由此造成的暖側空氣上升、冷側空氣下沉，在穩定大氣中又會減小水平位溫梯度，也就是鋒消。談(2000)以溫度(T)的觀點指出，在鋒面到達山頂開始下坡時，由於鋒前暖空氣開始下坡，出現絕熱增溫，而鋒後冷空氣仍處在迎風坡的上升冷卻

階段，使得扭轉項在山頂附近有利於鋒生；當鋒面開始下坡時，鋒後冷空氣下沉增溫並且激發鋒前暖空氣的上升運動，該項又成為鋒消作用。

從以上的分析可以瞭解，當冷鋒開始移進武夷山區時（圖 14a），鋒面帶中的南北風輻合作用使鋒前 900 hPa 以下有強烈鋒生，而且鋒面受地形影響產生的鋒前上升運動與鋒生次環流的上升運動區疊加在一起，使地面鋒前的暖空氣受到較大的舉升作用，經由扭轉項作用使冷鋒減弱（鋒消）。鋒面滯留階段（圖 14e），地面鋒前的輻合作用減弱許多，使近地面的鋒生作用也減弱下來。由於地面鋒後中層，垂直運動（圖 10b）是呈上升、下降的間隔式分布，使得沿著鋒面上也呈現鋒生、鋒消的間隔式分布型態。因此，鋒面過山時受地形影響所形成的垂直運動場分布型態，是導致鋒生、鋒消的最主要原因。

(五) 鋒面垂直剖面分析

從逐時的演變來看，從鋒面的過山階段，一直到最後的滯留階段，鋒生次環流始終維持上滑鋒面的運動型態（圖 14a,e），在地面鋒附近的上升運動可將地面鋒前具有不穩度的暖溼空氣舉升到中層，雖然如此，由於本個案水氣供應並不充足，所以鋒面帶附近都只是層狀雲系，並沒有發展出非常強烈的垂直對流及強烈降水現象。

鋒前暖區低層的南風帶來暖溼空氣造成 19 日 12Z 時之鋒前的對流穩定度 (N^2) 為負值（圖 15a），該區的 RH（圖 12b）皆未達飽和，所以是潛在不穩定(Potential Instability, PI)的地方，而且這個不穩定區會隨著鋒生次環流逐漸向北、向上爬升；到了鋒面滯留（圖 15b）階段，此不穩定區到達鋒面上方暖區 600~700 hPa 附近。上述現象與 Knight and Hobbs (1988) 用靜力模式研究

鋒生問題，顯示鋒前低層是對流穩定但卻是對稱不穩定的結果是不同的，本個案的鋒前暖區都是PI區。至於鋒面帶上的情況，由於鋒面下方是冷氣團、上方是暖氣團，使得鋒面帶是對流穩定度很大的地方（即 N^2 都是很大的正值）。

不論是在鋒面過山階段或是滯留階段，鋒面附近大致都是慣性穩定的（圖 15c）。而且從鋒面

過山階段直到滯留階段，除了在緊臨鋒面前緣低層（800 hPa 以下）斜壓性可達 $10 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ 之外，鋒面帶上的斜壓性大致都維持在 $2 \sim 3 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ （圖 15d），也就是說，鋒面的斜壓性可以維持在一個比較恆定的狀態，這正符合對稱不穩定理論的基本假設（Bennetts and Hoskins, 1979）。

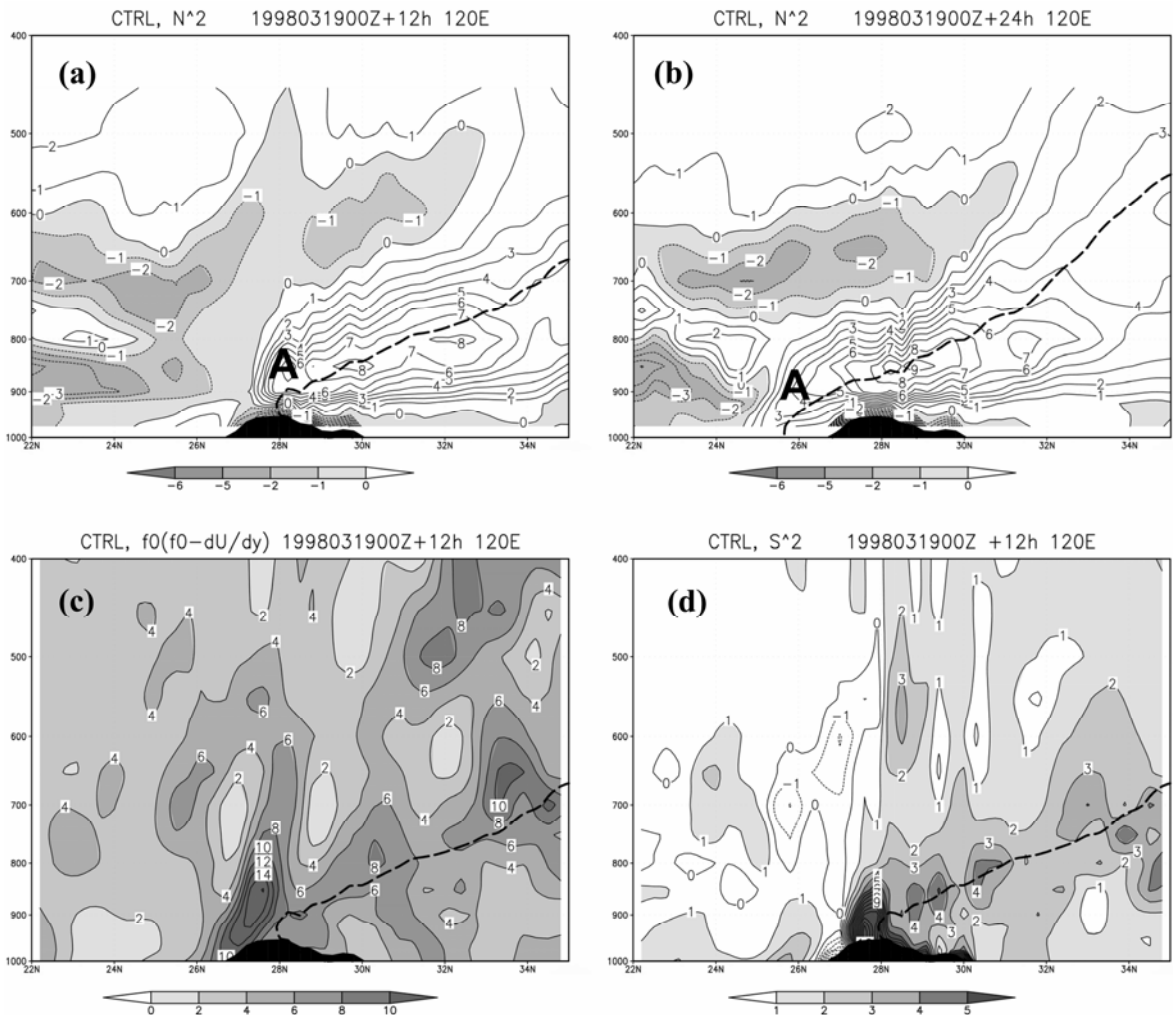


圖 15 1998 年 3 月 19 日 12Z，沿 120°E 之南北向垂直剖面上的 (a) N^2 分布（陰影區間距 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ）(b) F^2 分布（陰影區間距 $1 \times 10^{-9} \text{ s}^{-2}$ ）(c) S^2 分布（陰影區間距 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-2}$ ）(d) 同圖(a)，但為 1998 年 3 月 20 日 00Z，粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。

(六) 濕位渦分析

當鋒面過山時，雖然因地形影響改變了垂直運動場，造成鋒面爬山階段的鋒消（圖 14a），但是鋒面前的暖濕空氣卻會因鋒面的舉升作用而達到飽和（圖 12b）；另外，鋒面的斜壓性不論是在過山階段，或是滯留階段，都可以維持在一個比較恆定的狀態，此與 Fischer and Lalaurette (1995a,b)的研究結果不同。本個案中，鋒面帶附

近的大氣具有飽和狀態，並且具有恆定的斜壓性，這兩個環境條件，都符合 CSI 理論的基本假設。從 CSI 理論(Bennetts and Hoskins, 1979)得知，要判斷當時的大氣環境是否有 CSI 發展的可能，還必須分析 MPV 負值區的分布狀況。

1. 等壓面上的 MPV 分析

因為水氣多集中在低層，所以只分析 850 hPa 等壓面上的 MPV 分布（圖 16）。在鋒面過山階段

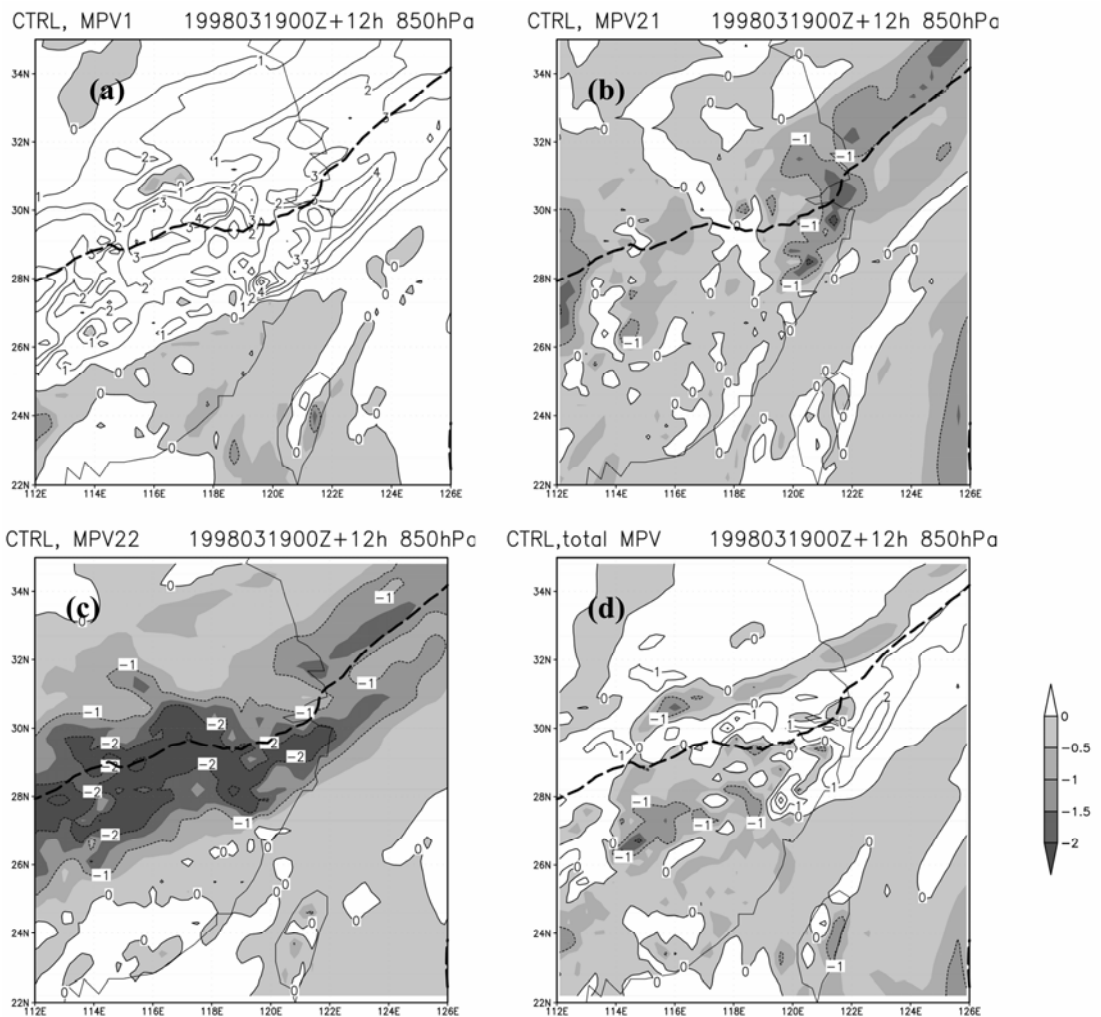


圖 16 1998 年 3 月 19 日 12Z，850hPa 等壓面 MPV 各項分布（等值線間隔 1 PVU，陰影區為負值，間距 0.5 PVU），粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置 (a)MPV1 (b)MPV21 (c)MPV22 (d)合成。

(19 日 12Z)，冷鋒面帶上是對流穩定的 ($\partial\theta_e/\partial z > 0$) (圖 15a 正值區)，同時，鋒面帶中的水平風切(垂直相對渦度)大，會使絕對渦度也有很大的正值(最大可達 $2.4 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$)，這兩者的共同作用，就使鋒面帶的濕位渦(正壓項，MPV1)成爲強烈的正值區(圖 16a)。

接下來看濕斜壓第一項(MPV21)，由於南北向風速隨高度增加而減弱($\partial v/\partial z < 0$)，且在東西走向鋒面附近的 $\partial\theta_e/\partial x$ 不大，所以 MPV21 負值的分布型態(圖 16b 的負區)主要是 $\partial v/\partial z$ 造成的。至於濕斜壓第二項(MPV22)(圖 16c)，因爲冷鋒帶附近的西風很強，若要維持熱力風平衡，西風風速勢必隨高度增加而增強，也就是 $\partial u/\partial z$ 爲正值，由於冷鋒面帶中的 $-\partial\theta_e/\partial y$ 爲正值(約爲 $1.2 \times 10^{-4} \text{ K m}^{-1}$)，所以使 MPV22 成爲負值，並且比 MPV21 大。

從合成分布(圖 16d)來看，在鋒面帶上，MPV1 與 MPV22 的作用大致是相互抵消的，但是在 30°N 到 32°N 之間，有一個與鋒面略呈平行的狹長負區，從 19 日 08Z 出現後，就一直維持到 19 日 20Z。由此判斷，適合發生 CSI 的環境似乎是位於地面鋒面後(約 200 km)的冷區中，但檢視該處的垂直運動場，正好鄰近鋒生次環流的下沈運動區(圖 13a 中的 B 區)，並且也是接近於飽和的區域(圖 12b)，所以此處出現濕位渦負區，應該是鋒面帶上方暖區內的降水(下沈運動)將該處的負位渦往下輸送所造成的。

從 850 hPa 等壓面上 MPV 的各項分布可以知道，鋒面帶中的濕正壓項(MPV1)皆爲正值，也就是冷鋒面本身具有強烈氣旋式風切的動力特徵，以及對流穩定的熱力特徵，共同維持冷鋒面的鋒生次環流型態爲橢圓形環流。但是，在鋒面附近

的濕斜壓項(MPV2)分布卻爲負值，從鋒生分析的結果知道，在 850 hPa 鋒面帶上(圖 14a)的南北向相當位溫梯度會增加(鋒生)，此時，若要維持熱力風平衡，則西風風速就要隨高度增加而增強，所以水平風的垂直風切(或濕斜壓性)是導致 MPV2 成爲負值的主要原因。

2. 南北向垂直剖面上的 MPV 分析

圖 17 及 18 分別是 19 日 12Z 及 20 日 00Z 時各分量的南北向垂直剖面。正壓項(MPV1)的分布與等壓面上的分析結果相同，鋒面帶上都是濕位渦正值區(圖 17a, 18a)。從 850 hPa 等壓面上的 MPV 分析知道，對流穩定度($\partial\theta_e/\partial z$)是使 MPV1 成爲負值的主要因子，但在鋒面帶及鋒面下方的冷氣團都是對流穩定的。另外，在鋒面的暖區(鋒面前及鋒面帶上方)(圖 17d 及 18d 粗實線所圍區域)可能會產生 PI。

濕斜壓第一項(MPV21)的分布，如同在等壓面上的分析類似，它的量值比 MPV1 要小，在鋒面過山階段(圖 17b)，南北向風的垂直風切($\partial v/\partial z$)變大，使得鋒面帶上 MPV21 項有較大的負值，當鋒面過山後(圖 18b)，南北向風的垂直風切減弱，MPV21 也就跟著減弱了。濕斜壓第二項(MPV22)的分布(圖 17c, 18c)，由於鋒面帶上的南北向位溫梯度($-\partial\theta_e/\partial y$)皆爲正值，所以在鋒面帶上的 MPV22 會因爲東西向風的垂直風切($\partial u/\partial z > 0$)而變成很大的負值。此外，MPV22 的垂直剖面分布顯示有數個負值極值中心，與鋒面帶上的鋒生區(圖 14a, 14e)位置相當一致，而地形造成的垂直運動場又是使鋒面帶呈現鋒生、鋒消間隔式分布型態的主要原因，因此，濕位渦斜壓項與地形作用有密切的關係。

從 MPV 的南北向垂直剖面合成分布(圖 17d,

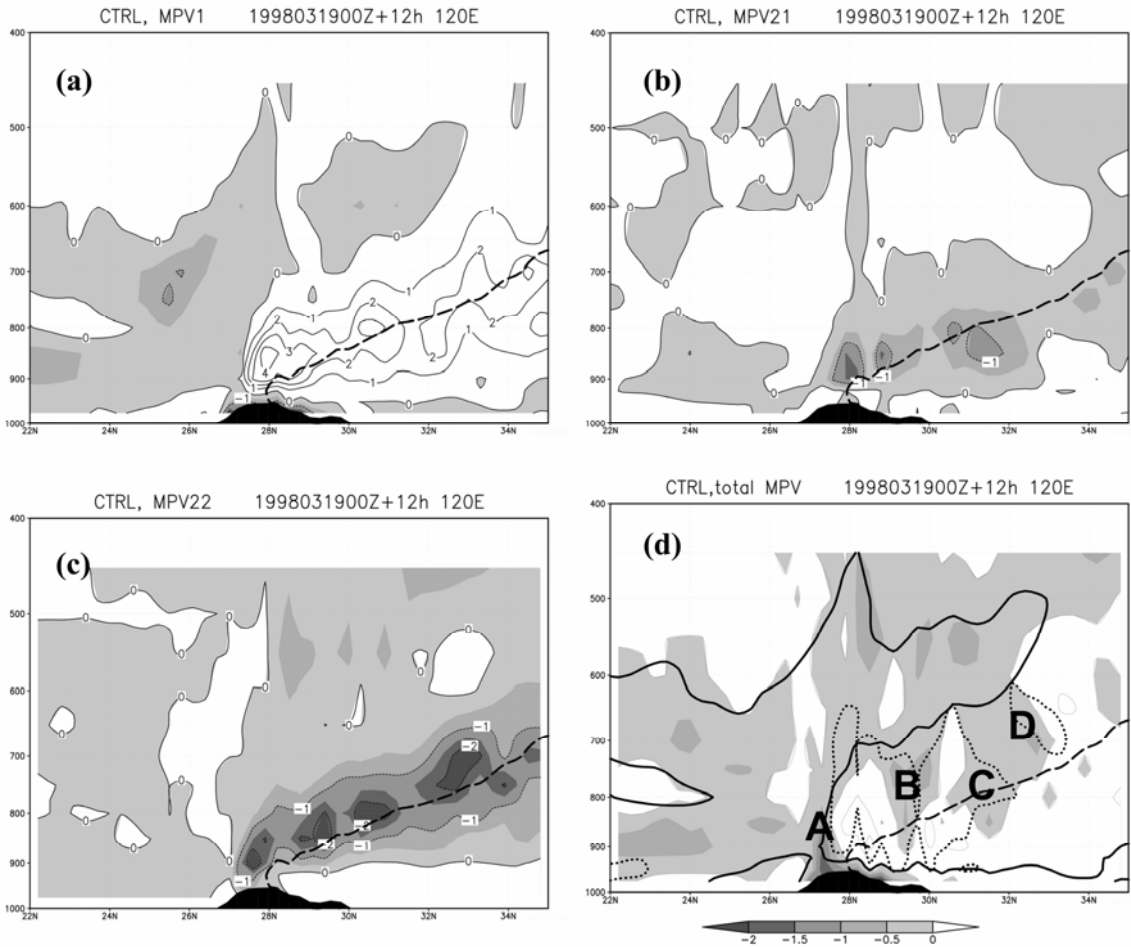


圖 17 1998 年 3 月 19 日 12Z 沿 120°E 之 MPV 各項垂直剖面分布 (等值線間隔 1PVU, 陰影區間距 0.5 PVU), 粗虛線為使用相當位溫=310 K 所定義的鋒面位置。(a)MPV1 (b)MPV21 (c)MPV22 (d)合成, 粗實線區域為 $N^2 < 0$, 點線區域為飽和區 (RH=100%)。

18d) 顯示, 在鋒面過山階段, 因為鋒面帶中、低層附近的南北向風的垂直風切 ($\partial v / \partial z$) 很大, 使 MPV21 有很大的負值, 它與同樣是負值很大的 MPV22 共同作用, 抵銷了鋒面帶中濕正壓項 (MPV1) 的強烈正值, 使鋒面帶上方暖區 700 hPa 以下的對流穩定區形成 MPV 負區 (圖 17d 中的 A, B, C, D 區)。當鋒面過山後, 雖然 $\partial v / \partial z$ 已明顯

減弱, 連帶使 MPV21 也減弱, 但在 MPV22 (負值) 的強度維持不變的情況下, 地面鋒附近低層的對流穩定度降低 (圖 15a, 15b), 導致該處 MPV1 的強烈正值減弱, 使地面鋒上方的對流穩定區也形成 MPV 負區 (圖 18d 中的 A 區), 而鋒面帶中層的 MPV 負區 (圖 18d 中的 B, C 區) 形成原因則與過山階段相同。

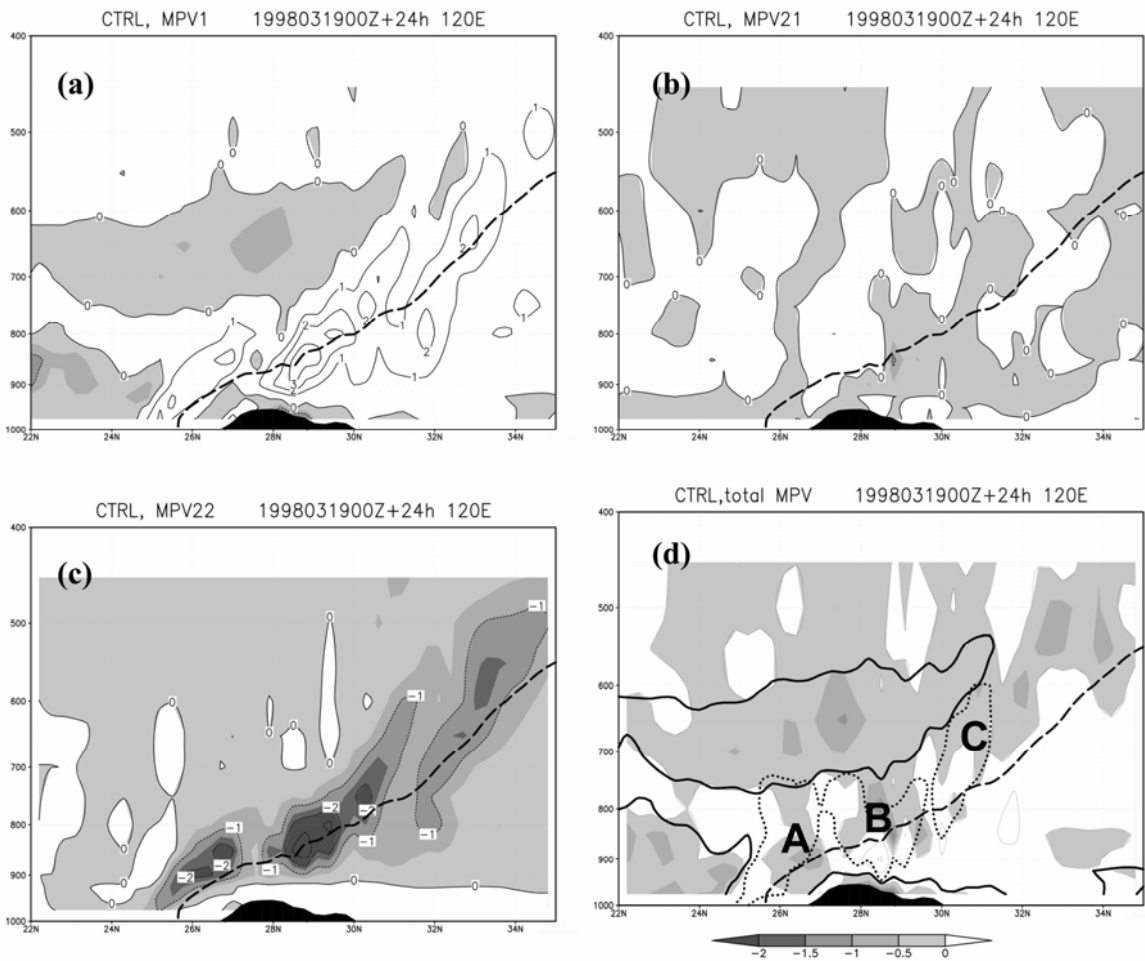


圖 18 同圖 17，但為 1998 年 3 月 20 日 00Z。

Emanuel (1994, p410)指出在對流穩定及對稱穩定的斜壓大氣，會因為垂直風切增加而變成不穩定，使得 CSI 會在條件性不穩定(Conditional Instability, CI)或 PI 之前發生。但是，在大氣環境逐漸滿足 CSI 條件的過程中，CI (PI)的條件也會逐漸達到，而且垂直對流比傾斜對流具有更大的成長率及能量釋放(Bennetts and Sharp, 1982)，所以在同時具有 CI 及 CSI 的區域，若有舉升作用釋放不穩定，則垂直對流會比傾斜對流更快、更早發生。

鋒面過山階段 (19 日 12Z)，在地面鋒前、

山區上空 (圖 17d 中的 A 區) 雖有 MPV 負區、飽和區重疊，顯示有發生 CSI 的可能，但因也有 CI，所以比較有利於垂直對流 (雨水) (圖 13a 中的 A 區) 的發展；在鋒面帶中層是對流穩定的 (圖 15a)，但卻是飽和且 MPV<0 的區域 (圖 17d 中的 B,C,D 區)，所以這裡就是 CSI 可能發展的地方。在鋒面滯留階段 (20 日 00Z)，整個鋒面帶都是對流穩定的 (圖 15b)，雖然穩定度較過山階段稍微弱一些，但也有飽和且 MPV<0 的區域 (圖 18d 中的 B,C 區)，是適合 CSI 發展的環境。

四、結 論

本文採用中尺度數值模式(MM5)來模擬研究鋒面在經過武夷山區時，鋒面結構可能會受到該地形的影響程度。為了避免強烈對流潛熱釋放的熱力作用，遮掩了地形對鋒面系統的動力作用，因此，特別選取在鋒面帶上沒有明顯強烈對流系統，由華北向華南移動且生命期較長的鋒面系統個案(1998年3月17日到22日期間)，來分析受地形影響的鋒面次環流結構特徵，以及隱含其中而且適合CI(PD)或CSI發展的環境條件。

當鋒面南移到武夷山區時，鋒面低層會受到地形的阻擋作用而變形(地面鋒面變成 Ω 形)，在東海區域形成冷舌及高壓脊。同時，鋒面移動速度也明顯減緩，從從 55 km h^{-1} 漸減到 25 km h^{-1} 。受武夷山區地形的影響，地面鋒前產生上升運動，並且與鋒生次環流的舉升運動疊加在一起，使地面鋒前的暖空氣受到較大的舉升作用。

鋒生函數分析的結果顯示，鋒面(低層)過山前會減弱，過山後又會再度加強。在這過程中，主要是扭轉項(也就是垂直運動)扮演了重要的角色。不論是過山或是滯留階段，在鋒面帶中層的垂直運動是呈上升、下降的間隔式分布，使得沿著鋒面上也呈現鋒生、鋒消的間隔式分布型態。因此，地形所造成的垂直運動場分布型態，是導致鋒生、鋒消的最主要原因。

本個案中，當鋒面過山時，雖然因地形影響改變了鋒面帶上的垂直運動場，造成鋒面爬山階段的鋒消，但是鋒面前的暖濕空氣卻會因鋒面的舉升作用，沿著鋒面而逐漸達到飽和；另外，鋒面的斜壓性不論是在過山階段，或是滯留階段，都可以維持在一個比較恆定的狀態。鋒面帶附近的大氣為飽和以及較為恆定的斜壓性綜觀環

境，使本文探討的個案符合CSI理論的基本假設。

透過濕位渦(MPV)的分析，可以瞭解在鋒面系統中處於飽和而且 $MPV < 0$ 的區域，若再配合地形與鋒面次環流的舉升運動，這些地方可能就會有CSI的發展。本個案中的MPV負區，主要分布在鋒前及鋒面帶上方的暖區中(圖17d, 18d的陰影區)。因為鋒前的暖濕空氣是沿著鋒面爬升，形成鋒面帶上的飽和區(圖17d, 18d中的點線區域)，所以適合CSI發展的區域就位在飽和區與MPV負區重疊的位置上。

但是在過山階段時的地面鋒前低層是CI區，由於在同時具有CI及CSI的區域，若有舉升作用釋放不穩定，則垂直對流會比傾斜對流更快、更早發生，所以此處就沒有傾斜對流的可能。因此，本個案鋒面系統中適合CSI發展的區域，主要分布在鋒面帶中的暖側，並且呈帶狀分布。這些區域的形成原因都是因為鋒面帶上的鋒生作用造成，而地形造成的垂直運動場疊加在鋒生次環流上，又是使鋒面帶呈現鋒生、鋒消間隔式分布型態的主要原因，因此，地形作用對於鋒面帶上可能產生CSI的位置就扮演重要的角色。

致 謝

感謝盛揚帆博士在中尺度模式(MM5)使用上的建議與協助，分析及模擬之初始資料是由國科會大氣研究資料庫所提供。本研究在國科會研究計畫編號NSC89-2111-M-008-004-AP6及NSC89-2111-M-008-040的支持下完成。感謝審查委員細心的審查本文，並提供許多寶貴的意見。

參考文獻

- 丁一匯，1991：高等天氣學。氣象出版社，792 頁。
- 吳明進，1992：台灣春雨之長期預報。大氣科學，20，199-216。
- 吳國雄，蔡雅萍和唐曉菁，1995：濕位渦和傾斜渦度發展。氣象學報（大陸），53，387-405。
- 李振軍和趙思雄，1996：東亞春季強冷鋒結構及其動力學診斷研究。大氣科學（大陸），20，662-672。
- 林松錦和王溫和，1992：梅雨鋒面之鋒生過程分析。大氣科學，20，63-79。
- 洪景山，2002：武夷山地形和海洋邊界層在梅雨鋒面南下過程中扮演的角色。大氣科學，30，275-290。
- 洪甄聲，1998：華南地區鋒面帶條件對稱不穩度的診斷分析。碩士論文，中央大學大氣物理研究所，104pp。
- 國立編譯館編訂，1998：氣象學名詞。317 頁。
- 談哲敏，2000：邊界層鋒面結構與動力學。博士論文，南京大學，184 頁。
- 簡芳菁和林勝峰，2004：冬季冷鋒個案之數值研究。大氣科學，32，141-160。
- Bannon, P. R., 1983: Quasi-geostrophic frontogenesis over topography. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2266-2277.
- Bennetts, D. A., and B. J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability - a possible explanation for frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 105, 945-962.
- Bennetts, D. A., and J. C. Sharp, 1982: The relevance of conditional symmetric instability to the prediction of mesoscale frontal rainbands. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 108, 595-602.
- Bergeron, T., 1937: On the physics of fronts. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 18, 265-275.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1921: Meteorological conditions for the formation of rain. *Geophys. Publ.*, 2, 1-69.
- Bjerknes, J. and H. Solberg, 1922: Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geophys. Publ.*, 3, 1-18.
- Blackadar, A. K., 1976: Modeling the nocturnal boundary layer. *Preprints of Third Symposium on Atmospheric Turbulence and Air Quality*, Raleigh, NC, 19-22 October 1976, Amer. Meteor. Soc., Boston, 46-49.
- Blackadar, A. K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, Pfafflin and Ziegler, Eds., Gordon and Breach Publ. Group, Newark, 50-85.
- Browning, K. A., M. E. Hardman, T. W. Harrold, and C. W. Pardoe, 1973: The structure of rainbands within a mid-latitude depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 215-231.
- Byrd, G. P., 1989: A composite analysis of winter season overrunning precipitation bands over the Southern Plains of the United States. *J. Atmos. Sci.*, 46, 1119-1132.
- Doswell, C. A. III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, 2, 3-16.
- Dudhia, J., 1993: A nonhydrostatic version of the

- Penn State/NCAR mesoscale model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- Egger, J. and K. P. Hoinka, 1992: Fronts and orography. *Meteor. Atmos. Phys.*, 48, 3-36.
- Eliassen, A., 1962: On the vertical circulation in frontal zones. *Geophys. Publ.*, 24, 147-160.
- Emanuel, K. A., 1983: On assessing local conditional symmetric instability from atmospheric soundings. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2016-2033.
- Emanuel, K. A., 1985: Frontal circulations in the presence of small moist symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062-1071.
- Emanuel, K. A., 1988: Observational evidence of slantwise convective adjustment. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1805-1816.
- Emanuel, K. A., 1990: Appendix to chapter 26b: Notes on the physical mechanisms of mesoscale precipitation bands. Radar in Meteorology: Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteorology Conference. D. Atlas, Ed., *Amer. Meteor. Soc.*, 473-476.
- Emanuel, K. A., 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580 pp.
- Fischer, C., and F. Lalauette, 1995a: Meso- β -scale circulations in realistic fronts. I: Steady basic state. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1255-1283.
- Fischer, C., and F. Lalauette, 1995b: Meso- β -scale circulations in realistic fronts. II: Frontogenetically forced basic states. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1285-1321.
- Gall, R. L., R. T. Williams and T. L. Clark, 1988: Gravity waves generated during frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2204-2219.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 764-787.
- Grell, G. A., J. Dudhia and D. R. Stauffer, 1995: A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note, NCAR/TN-398+ STR, 122pp.
- Harrold, T. W., 1973: Mechanism influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 232-251.
- Hobbs, P. V., 1978: Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 16, 741-755.
- Hobbs, P. V. and P. O. G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclone. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
- Holton, J. R., 2004: *An Introduction to Dynamical Meteorology*, 4th ed., Academic Press., 535pp.
- Hoskins, B. J., 1975: The geostrophic momentum approximation and the semi-geostrophic equations. *J. Atmos. Sci.*, 32, 233-242.
- Knight, D. J., and P. V. Hobbs, 1988: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XV: A numerical modeling study of frontogenesis and cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 45, 915-930.
- Kuo, H. L., 1974: Further studies of the parameterization of the effect of cumulus

- convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Kurz, M., 1990: The influence of the Alps on structure and behaviour of cold fronts over Southern Germany. *Meteor. Atmos. Phys.*, 43, 61-68.
- Locatelli, J. D., J. E. Martin and P. V. Hobbs, 1994: A wide cold-frontal rainband and its relationship to frontal topography. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 120, 259-275.
- Miller, J. E., 1948: On the concept of frontogenesis. *J. Meteorol.*, 5, 189-171.
- Parsons, D. B., and P. V. Hobbs, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XI: Comparisons between observational and theoretical aspects of rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2377-2397.
- Persson, P. O. G., and T. T. Warner, 1993: Nonlinear hydrostatic conditional symmetric instability: Implications for numerical weather prediction. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 1821-1833.
- Pierrehumbert R. T. and B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *J. Atmos. Sci.*, 42, 977-1003.
- Reuter, G. W., and N. Aktary, 1995: Convective and symmetric instabilities and their effects on precipitation: Seasonal variations in central Alberta during 1990 and 1991. *Mon. Wea. Rev.*, 123, 153-162.
- Ralph, F. M., Z. Mazaudier, M. Crochet and S. V. Venkateswaran, 1993: Doppler sodar and radar wind-profiler observations of gravity-wave activity associated with a gravity current. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 444-463.
- Reuter, G. W., and M. K. Yau, 1990: Observations of slantwise convective instability in winter cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 447-458.
- Reuter, G. W., and M. K. Yau, 1993: Assessment of slantwise convection in ERICA cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 375-386.
- Sanders, F., and L. F. Bosart, 1985: Mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1050-1061.
- Sawyer, J. S., 1956: The vertical circulation at meteorological fronts and its relation to frontogenesis. *Proc. Roy. Soc. London*, A234, 346-362.
- Schultz, D. M. and P. N. Schumacher, 1999: The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2709-2732.
- Seltzer, M. A., R. E. Passarelli, and K. A. Emanuel, 1985: The possible role of symmetric instability in the formation of precipitation bands. *J. Atmos. Sci.*, 42, 2207-2219.
- Smith, R. K. and M. J. Reeder, 1988: On the movement and low-level structure of cold fronts. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1927-1944.
- Thorpe, A. J., and K. A. Emanuel, 1985: Frontogenesis in the presence of small stability to slantwise convection. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1809-1824.
- Xu, Q., 1989: Frontal circulations in the presence of small viscous moist symmetric stability and weak forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 115, 1325-1353.
- Zehnder, J. A. and P. R. Bannon, 1988: Frontogenesis over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 45, 628-644.

The Effect of Topography on the Structure of Spring-time Cold Front

Chang-Lin Kao^{1,2} Ren-Yow Tzeng¹ Huo-Ming Jiang¹

¹Institute of Atmospheric Physics, National Central University

²Observation Division, Central Weather Bureau

(Manuscript received 12 January 2008; in final form 08 June 2008)

ABSTRACT

The PSU/NCAR mesoscale model (MM5) was used to investigate the topographical effect on the structure of a Spring-time cold front passing East China during 17-22 March 1998. The observational analysis shows that the surface frontal system will be retarded and deformed by the topography, when the cold front moves southward to the Wu-I Mountain Range. The cold front experiences a frontolysis process when it climbs up the mountain, and becomes frontogenesis after the cold front passes the mountains climax.

The lifting of the cold front by the mountains favors the moisture in the warm sector to reach saturation. Also, the baroclinicity of the cold front remains steady during and after the front passed the mountains. Both of these two conditions are all consistent with the conditional symmetric instability (CSI) theory.

Through the analysis of the moist potential vorticity (MPV), saturation condition and vertical motion, the result shows that the suitable regions for CSI to develop are distributed over the warm side of frontal band. So, the topographical effect plays an important role in the formation and distribution of CSI in frontal band.

Key words: Effect of topography, Frontogenesis/frontolysis, Conditional symmetric instability, Moist potential vorticity