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,這是因爲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 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, MFDP/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(即暖區變爲對稱 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,因爲從許多的觀測個案 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一簡單冰相 (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)2.5×2.5 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:

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

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

其中, θ_e 是相當位溫, ς 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:

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

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

MPV1 表示慣性穩定性($\varsigma + f$)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,可再區分爲濕斜壓第一項 (*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 PVU=10⁻⁶ K m² kg⁻¹ 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:

$$\frac{g}{\overline{\theta_e}} \frac{\partial \theta_e}{\partial z} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} + 2f_0 \frac{\partial M}{\partial z} \frac{\partial^2 \psi}{\partial y \partial z} - f_0 \frac{\partial M}{\partial y} \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} = -2f_0 \left(\frac{\partial u_g}{\partial y} \frac{\partial v_g}{\partial z} - \frac{\partial v_g}{\partial y} \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) - \frac{g}{f_0} \frac{\partial \dot{\theta_e}}{\partial y}$$
(5)
$$= 2f_0 Q_{yz} - \frac{g}{f_0} \frac{\partial \dot{\theta_e}}{\partial y}$$

其中, θ_e 是相當位溫, $\overline{\theta}_e$ 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 $\frac{g}{\overline{\theta}_{e}}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial z} \equiv N^{2}$ 是對流穩定度(或潛在穩 定度), $f_{0}\frac{\partial M}{\partial z} = -\frac{f_{0}g}{\overline{\theta}_{e}}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial y} \equiv S^{2}$ 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 $\frac{\partial v_{g}}{\partial z} = \frac{g}{\overline{\theta}_{e}}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial x}$ 和 $\frac{\partial u_{g}}{\partial z} = -\frac{g}{\overline{\theta}_{e}}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial y}$, 可以寫爲 $Q_{yz} = -\frac{\partial u_{g}}{\partial y}\frac{\partial v_{g}}{\partial z} + \frac{\partial v_{g}}{\partial y}\frac{\partial u_{g}}{\partial z} \equiv \frac{g}{\overline{\theta}_{e}}[-\frac{\partial u_{g}}{\partial y}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial x} + \frac{\partial v_{g}}{\partial y}\frac{\partial\theta_{e}}{\partial y}]$

假設 $\mathbf{M} \cdot \boldsymbol{\theta}_{e}$ 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,

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

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

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

(7)式左邊()內與濕位渦成正比,在北半球, $f_0 > 0$,所以濕位渦爲正値,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} 爲負時,鋒面次環流爲熱力直接環流, 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 日本氣象聽 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一西南走向,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,呈東北一西南走向,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。



圖 3 同圖 2,但為 1998 年 3 月 19 日 12Z。

3月20日00Z(圖4)鋒面系統低壓中心繼續加深為982hPa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850hPa西南氣流已減弱到10ms⁻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 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。因爲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上受武夷 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 110



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 ℃)、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 値大於 5 K (100km)⁻¹的區域呈現約有 400 km 寬



CTRL, Height, Temp, UV 1998031900Z +24h 850hPa



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 ℃)、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。

九十七年六月

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

CTRL.PV 1998031900Z+12h 850hPa



圖 8 850 hPa 等壓面上的位渦場,等值線間距為 0.5 PVU,陰影區為正位渦區域,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。

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 値線是 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 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,爲過山頂前;虛線:模擬 12-24h,爲
過山頂後;點線:模擬 24h-,爲滯留階段。

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),逐漸轉變爲東-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一西走向,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 爲單純,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 較弱的下沈運動。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℃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 ≧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 者的等値線近乎平行,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4K)、位溫場(虛線,等値 線間距4K)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(600hPa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,起始値 0.1 g kg⁻¹)及雲水(實 線,等値線間距 0.1 g kg⁻¹,起始値 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



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,而且切變項的極値比 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 ($\partial v / \partial y \otimes \partial \theta_e / \partial y$ 分別可達-4×10⁻⁴ s⁻¹、-2×10⁻⁴ K m⁻¹),導致鋒面前緣 850 hPa 以下對鋒生有強烈 的貢獻(可達 8×10⁻⁸ K m⁻¹ 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 4×10⁻⁸ K m⁻¹ 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)(其最大値約為 5×10⁻⁸ K m⁻¹ 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、冷側空氣下沈,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,鋒後冷空氣下沈增溫並且激發鋒 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濕空氣造成 19 日 12Z 時之鋒前的對流穩定度(N²)為負値(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 10×10⁻⁶ s⁻²之外, 鋒面帶上的斜壓性大致都維持在 2~3×10⁻⁶ 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, 治 120°E 之南北向垂直剖面上的 (a) N^2 分布(陰影區間距 1×10⁻⁵ s⁻²) (b) F^2 分布(陰影區間距 1×10⁻⁹ s⁻²) (c) S^2 分布(陰影區間距 1×10⁻⁶ 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 正値區),同時,鋒面帶中 的水平風切(垂直相對渦度)大,會使絕對渦度 也有很大的正値(最大可達 2.4×10⁻⁴ s⁻¹),這兩者 的共同作用,就使鋒面帶的濕位渦(正壓項, MPV1)成為強烈的正値區(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 負値 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),因為 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 $\partial u / \partial z$ 為正値,由於冷鋒面帶中的 $-\partial \theta_e / \partial y$ 為正値(約 為 1.2×10⁻⁴ K m⁻¹),所以使 MPV22 成為負値,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)皆爲正値,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)分布卻為負值,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 成為負值的主要原因。

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 濕位渦正値區(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 成為負値的主要因子,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 負値,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($-\partial \theta_e / \partial y$)皆為正値,所以在 鋒面帶上的 MPV22 會因為東西向風的垂直風切 $(\partial u / \partial z > 0)$ 而變成很大的負値。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=310K所定義的鋒面位置。(a)MPV1 (b)MPV21 (c)MPV22 (d)合成,粗實線區域為N² <0,點線區域為約06 (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 値)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 的強烈正値減弱,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 (PI)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55kmh⁻¹漸減到25kmh⁻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,沿著鋒面上升而逐漸達到飽和;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爲鋒面帶上的鋒生作 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. Lalaurette, 1995a: Meso-β-scale circulations in realistic fronts. I: Steady basic state. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 1255-1283.
- Fischer, C., and F. Lalaurette, 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. William 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 prediction within baroclinic disturbances. *Quart. J. Roy. Met. 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

124

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 mountaion 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