

台灣北部冬季豪雨個案研究 --東風擾動的結構、演變與降水的關係

賴曉薇 周仲島

國立台灣大學大氣科學研究所

(中華民國九十二年八月十三日收稿；中華民國九十三年二月十日定稿)

摘 要

2000年12月12日至13日台灣北部地區發生豪雨事件，強降水區由東北部往西移向北部山區及西北海岸。綜觀環境顯示降水期間是在大陸冷高壓的籠罩下，低對流層盛行東風，東風氣流內存在明顯的風場擾動。為了解擾動的結構特徵、變化，並討論其對降水的影響，本文使用台灣及附近四個探空測站資料，以線性擾動法求得東風氣流內各氣象參數基本場的合成和擾動在時空上的演變，並以運動學法求取測站所圍成區域之散度、垂直速度以及渦度的分布特徵。

東風擾動存在於低對流層 $800hPa$ 以下的東風氣流內，東風氣流呈噴流形式，風速最大值出現在 $925hPa$ $25^{\circ}N$ 附近；東風擾動最大平均振幅發生在噴流南側的氣旋式風切區中，高度與噴流高度一致。本個案東風擾動並沒有週期出現，也未有完整的波形；由擾動的槽到脊估計其半個波長大約是 $200\sim 250$ 公里左右。東風擾動前期移速約 $3.9 m\cdot s^{-1}$ 向西；當擾動與 $700hPa$ 西風短波槽偶合，移速轉為 $3.6 m\cdot s^{-1}$ 向東。東風擾動槽東有正渦度，但由於中層以下皆為輻散，大氣是下沉的；槽底至槽西移至台灣附近時渦度變大，同時受到中層短波槽移近的影響，中低層有明顯的輻合和上升運動。

東北部地區12月12日位於東風擾動槽東偏南氣流、大氣主要在下沉區域中。雷達資料顯示低層在蘭陽平原和其東方海面持續有垂直海岸線（東北東—西南西）的中 γ 尺度淺對流窄雨帶存在。窄雨帶發展的高度和移速分別與東南氣流的厚度和低層平均風速相對應，且伴隨帶狀的強風速擾動。而 $700hPa$ 西風帶持續存在的潛在不穩定層及中尺度舉升，維持了中層的層狀降水過程，為北部及西北海岸帶來長延時的層性降雨。

關鍵詞：台灣冬季豪雨，東風擾動，東風噴流，中 γ 尺度淺對流窄雨帶。

一、前言

2000年12月12~14日台灣地區連續三天各地都有降水；12及13日局部地區累積雨量更超過豪/大雨的標準（依據中央氣象局定義，日雨量50mm以上為大雨，日雨量130mm以上為豪雨），12月12日的強降水發生在東北部地區（宜蘭146.5 mm、蘇澳156.0 mm）；12月13日降水最大值由東北部向西移向北部（陽明山山區及基隆150.5 mm）及西北部地區（淡水90 mm）。

統計資料顯示台灣北部測站12月間要發生豪雨的機會十分少。劉等（1984）分析冬季台灣北部豪雨（其豪雨定義為日雨量100mm以上）統計1974至1981年間北部七個測站（台北、基隆、淡水、彭佳嶼、竹子湖、鞍部、宜蘭）的降雨資料，12月間只有一次豪雨發生於基隆（1974年）。由中央氣象局網頁（<http://www.cwb.gov.tw/>）氣候資料統計前述七個測站在1996至2002年中12月間發生豪雨者共六個站次，扣除2000年12月12、13日的四個站次（竹子湖、鞍部、宜蘭、基隆），另外只有兩次豪雨事件發生（竹子湖1999及鞍部2000年）；由此可知2000年12月12、13日發生了範圍較大且降水較強的豪雨事件（在此將其定為本研究的豪雨個案，下文簡稱為『本個案』）。

Chen and Liu (1981) 針對台灣1969~1980年11個冬半年（10月~3月）所做的統計研究當中，收集236天（站）次的異常降水案例（其定義為日雨量大於氣候平均日雨量值達2個標準差），發現異常降水所伴隨不同綜觀環流形勢中，以東北季風型占最多，達39%，其次才是由鋒面引起之異常降水，佔24%。本個

案發生前，12月10日鋒面經過台灣，低層受到大陸性冷氣團的影響，大範圍盛行東北風至東風；而12、13日發生異常降水事件時附近並沒有顯著的天氣系統。

由於台灣處於東亞季風區，冬季在大陸冷氣團影響之下，盛行東北季風。冬季當大陸性冷氣團向南移動，行經東海廣大較暖洋面或受日本南方黑潮影響，洋面的水氣及可感熱通量等海氣交互作用過程造成「氣團變性」，到台灣附近時已溫濕俱增（Min and Horn 1974；Chen et al. 1983；Chen et al. 1985），在邊界層可產生層積雲，中層以下甚至存在對流不穩度，有機會產生胞狀對流（Fielder 1984；Yuen 1985；Sun and Hsu. 1988），使得局部地區出現較劇烈的降水。

陳等（1980）及李與陳（1983）分別研究了台灣北部地區1979年12月15~17日及1980年11月19日兩個冬季豪雨個案，認為造成個案中尺度異常降水之有利條件包括：東北部沿海因海陸摩擦差異產生之低層局部輻合、500hPa以下之深厚潛在不穩定大氣、以及低對流層暖平流。除了有利的環境之外，這兩個個案在700hPa以下之低對流層均有動力強迫上升運動，以激發中尺度對流系統發展，因此低對流層短波槽脊系統顯然為中尺度豪雨的激發機制；所不同的是，前者是在700hPa西風短波槽以東產生異常降水，而後者異常降水是發生在700hPa東風短波脊東及850hPa槽東。2000年12月12~13日台灣北部局部地區發生異常降水期間，觀測到低對流層盛行東風偏北的氣流內有擾動發生，低層先是東—東南風，後轉為北風，是東風擾動槽的特徵；而700hPa有西風短波槽接近。

受到地形舉升的影響，台灣冬季異常降水主要發生在北部及東北部的迎風面，其發生機率遠大於背風面的台灣西部（陳等，1980；Chen and Liu 1981）；不同以往的，本個案除了迎風面的北部及東北部發生豪雨，在背風面的西北部亦有異常降水發生。Browning et al. (1974) 認為丘陵上劇烈降水除了跟低層迎風地形上的降雨有關，也受到存在於中對流層的潛在不穩定層的影響。本個案中發現在 700hPa 附近持續存在潛在不穩定層。

中層短波槽移近和持續存在的潛在不穩定層似乎為豪雨提供有利環境，而低對流層的東風擾動更可能是造成豪雨及其局部差異的決定因素。本研究主要想分析探討本個案低層東風氣流內擾動的結構、與中層短波槽偶合前後的演變特徵，以及擾動對降雨的影響，期能對冬季在東北季風影響下造成台灣北部異常降水的原因有更進一步的了解。

二、個案概述

（一）降水型態

2000 年 12 月 12 及 13 日台灣東北部及北部局部地區出現豪／大雨事件，期間台灣各地出現強降水的時序並不相同。12 日全日東北部蘭陽平原地區有最大的降水強度及累積雨量；12 月 13 日東北部仍持續有降雨，但降水強度較大的地區由東北部向西移至北部及西北部（參考圖 1）。除了偶而有較強的陣性降水之外，各地平均時雨量並不大。東北部的較強陣性降水（大於 8 mm-hr^{-1} ）所造成的累積雨量約佔總累積雨量的一半；北部及西北部地區的陣性降水強度較小，整個降水期間是以層狀降水為主。由於各地降水的延時皆在 40 小時以上，使得累積雨量達到豪／大雨的標準。因此本個

案中除了東北部地區有強陣性降水的因素，台灣北部發生豪雨主要與長的降水延時有關。

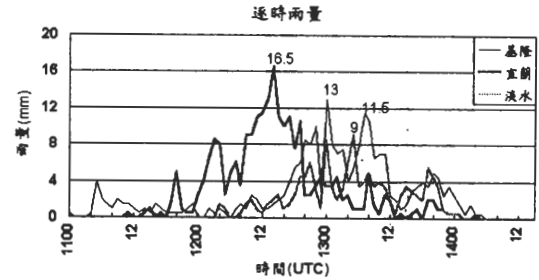


圖 1 2000 年 12 月 11 日 0000UTC 至 14 日 1500UTC 逐時雨量。(單位為 mm/hr, 粗黑線為宜蘭、細黑線為基隆、淺線為淡水)

（二）衛星雲圖與雷達回波特徵

豪雨期間，由 GMS 紅外線衛星雲圖顯示持續存在之組織鬆散的雲系橫跨在日本南方海面至華南及南海之間（參考圖 2），在台灣北至西北方海面間或出現雲頂溫度較低的雲（小於 -43.2°C ），但並沒有移進台灣。台灣上空雲系的雲頂溫度大部分都大於 -31.2°C ，約屬中對流層的層狀雲系特徵。

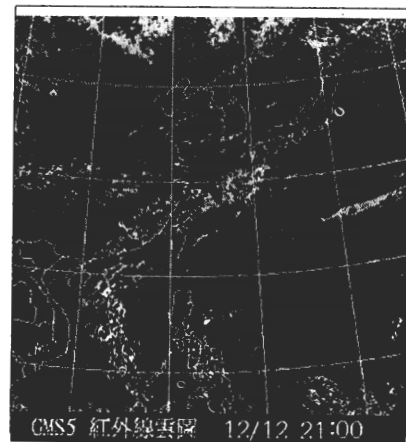


圖 2 2000 年 12 月 12 日 1300UTC 東南亞地區色調強化的紅外線衛星雲圖。(取自中央氣象局網頁 <http://www.cwb.gov/>)

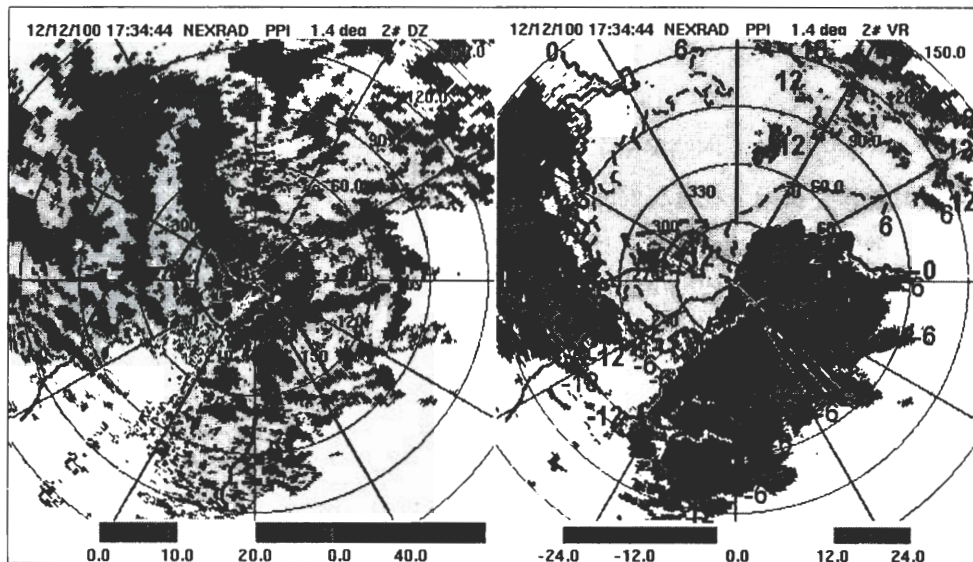


圖 3 2000 年 12 月 12 日 1733UTC 的雷達 1.4°仰角之降水回波 (左) 及徑向風場 (右)

由五分山雷達回波顯示豪雨期間台灣的西北至北方海面持續有大範圍的層狀降水回波，朝東北方移動；但這持續的大範圍中層降水回波大都在海面上，少部分會移經西北海岸及台北盆地。此層狀降水回波並沒有組織良好的特徵，亮帶約在在 4~5 公里間，低層回波並不常有大於 35dBZ 的情況 (參考圖 3 左)。

雷達回波亦發現 12 日全日在蘭陽平原附近至其東方海面上持續有東北東—西南西方向中尺度尺度的窄雨帶形成，相嵌於大範圍雨區之中；窄雨帶原先僅出現在東北部海岸附近，而後也移至北部基隆地區。除了降水回波呈帶狀之外，雷達低層的徑向風場也有帶狀的擾動型態 (圖 3 右)，此時低層平均風場為東南—東風。窄雨帶出現的範圍侷限於雷達掃瞄的東南象限，大致朝向西北 (或北北西) 方向移動，與向東北移行之大範圍雨區垂直。將雨帶以其移行的方向做垂直切面，其降水回波呈現垂直發展，類似淺的對流型態，雷達徑向風場資料

顯示窄雨帶伴隨帶狀的強風速擾動，雨帶位於強風速擾動的稍前方 (圖 4)。窄雨帶發展的高度及水平尺度分別與東南風層的厚度及帶狀強風場擾動的尺度相對應，其移速則與低層平均東南風速相當。當南風分量減弱，環境轉為東風之後，窄雨帶及強風場擾動皆減弱消失。雷達站以西未曾有窄雨帶回波出現。

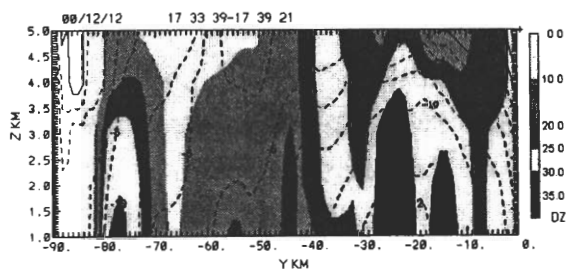


圖 4 雷達資料 150 度方位角的垂直剖面。(橫座標為距雷達站的距離，縱座標為距平均海平面的高度，單位為 km；陰影為回波值，單位為 dBZ；虛線為徑向風場，單位為 $m \cdot s^{-1}$ 。)

三、綜觀天氣形勢

豪雨期間台灣附近在大陸性冷氣團的籠罩

下，近地層大範圍盛行北北東至東北風。低對流層東風氣流內有風向擾動，由 12 月 12 日 2138UTC 左右 QUIKSCAT 資料反演的海面風場（圖 5）發現在台灣東方海域（22°N~26°N，122°E~129°E）風向由東至西有東北風轉為東南東風的情形，13 日 1001UTC 時風場的擾動向東偏移約 2~3°。由地面綜觀資料顯示台灣東方海上的石垣島測站地面風向隨時間順轉的情形：在 12 月 13 日前為東北風，13 日 0000UTC 時轉為東風，1200UTC 轉為東南風。豪雨期間台灣中部以北地面氣壓持續降低，至 13 日 0800UTC 氣壓降至最低，1200UTC 在台灣東方海面上分析出封閉等壓線的低壓，中心氣壓為 1012hPa，低壓向東北東方向遠離，並沒有顯著增強。

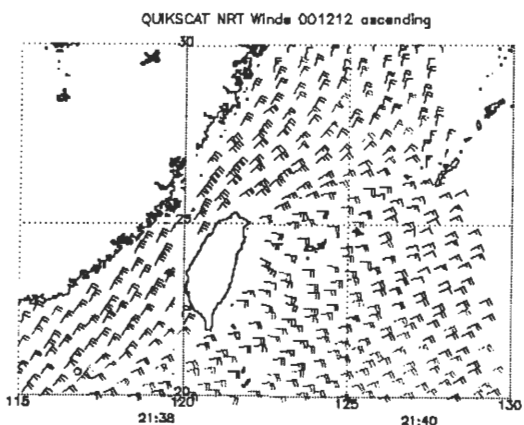


圖 5 QUIKSCAT 2000 年 12 月 12 日向上繞行之海面風場（10m 高度）反演。（取自 NOAA 網頁：<http://manati.wwb.noaa.gov/quikscat/>）

12 月 12 日 1200UTC，850hPa 的低對流層顯示出有綜觀尺度的氣旋式風切（參考圖 6a，板橋測站為東南東風，廣州測站為北北東風）。13 日氣旋式風切更為明顯（板橋測站為東南東風，花蓮為南風，而兩廣一帶為北風），此氣旋式風切造成水平風切變形，且風向與等

溫線幾呈垂直，因此在台灣附近有暖平流，而大陸東南沿岸有冷平流，使得台灣北邊至華南一帶的等溫線變密，溫度梯度增加。客觀分析顯示 850hPa 有明顯的鋒生現象，溫度梯度的絕對值由 12 日 00Z 的 1.6°C/100km 增至 12 日 12Z 的 2.3°C/100km，再增至 13 日 00Z 的 2.6°C/100km。850hPa 鋒面約在 14 日通過台灣中部以北。

12 月 12 日 700hPa 有短波槽由華南向東移近台灣，台灣北部為槽前的西南風；1200UTC（圖 6b）板橋和花蓮甚至出現南風，風向與等溫線呈垂直，有強的暖平流。台灣附近由溫度槽的情況，至 13 日 0000UTC 轉為溫度脊。

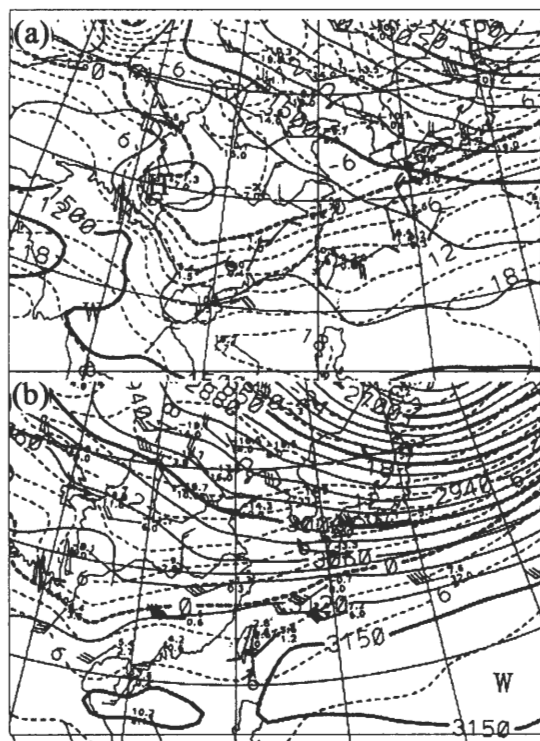


圖 6 中央氣象局 2000 年 12 月 12 日 1200UTC 高空天氣圖。(a)850hPa 天氣圖，(b)700hPa 天氣圖。（實線為等高線，虛線為等溫線）

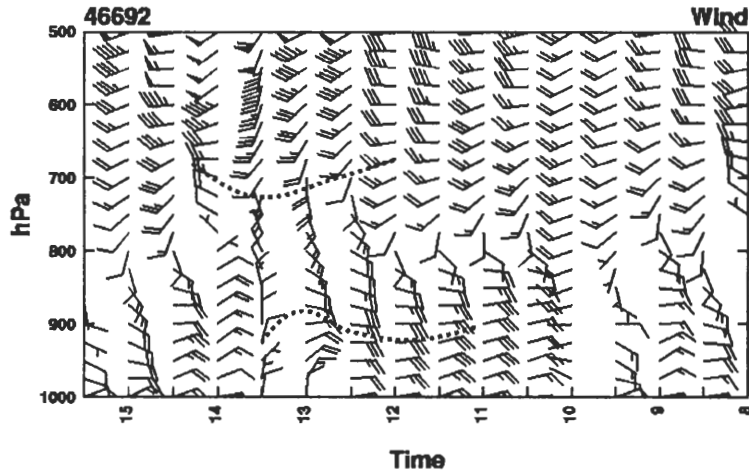


圖 7 板橋測站 2000 年 12 月 8 日至 15 日的水平風場時間序列。虛線示意中低層風場的擾動。

由板橋探空資料顯示 12 月 12 日中層以下的溫度濕度開始逐增加，近地層亦存在有一淺薄的潛在不穩定層；700hPa 附近從 12 月 11 日至 14 日則一直持續存在潛在不穩定層。

板橋探空各層水平風場的時間序列（圖 7）可清楚地看到中低層不同風場的演變。12 月 12 日 800hPa 以下主要為東風氣流，擾動的槽（東風氣流由偏南轉變成偏北）約在 13 日 0000UTC 通過板橋測站。700hPa 附近西風氣流內也有短波槽，槽前為西南風，13 日 0000UTC 在 700~800hPa 之間出現很強的南風（ $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ），可能與 800hPa 的東南風與 700hPa 的西南風疊加有關。而南風的增強與中低層溫濕增加的情形相對應。西風短波槽約在 13 日 1200UTC 通過板橋測站。石垣島測站低層東風擾動的幅度較板橋測站明顯（圖未示），甚至在近地層也可見到東南風。

五分山雷達提供較密集的风場觀測，以廣泛式速度方位顯示方法（extended velocity azimuthal display, EVAD）計算距雷達 60 km 半徑內的平均風場（圖未示）顯示出與板橋探空

（參考圖 7）類似的風場型態：12 月 11 日以前 2 公里以下原來盛行東風偏北的氣流，2~3 公里為東南風至南風氣流，在 12 日以後有隨時間發展的趨勢，東南—南風層隨時間增強，且向上下增厚，12 日 1800UTC 左右發展至 3.5 公里的高度，至 13 日 0000UTC 發展到最高，將近 4 公里。對應前述窄雨帶的發展，中低層的東南風高度與窄雨帶組織所能發展的最大高度一致，且窄雨帶的移動速度也跟東南風層的平均速度相當，約 $7\sim 8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

窄雨帶只出現在東北部地區、位於東風擾動槽東特徵的東南風氣流中，它顯然直接影響東北部的異常降水。中對流層槽前西南風帶來的暖濕平流造成之 700hPa 附近持續的潛在不穩定層，加上低層東南風增厚並中層西風短波槽偶合，亦可能與台灣北部豪雨有關。因此下一節欲針對低對流層東風擾動的結構特徵以及其與中層短波槽偶合前後的演變情形做分析研究。

四、東風擾動的結構分析

（一）分析方法

以下的分析主要使用台灣的板橋測站 (46692)、花蓮測站 (46699)，以及附近的石垣島 (47918)、福州測站 (58847) 的探空資料。

風場的分析主要將風場分為緯向風及經向風兩個分量來討論；並使用線性擾動法，將其分為基本場及擾動場。由於個案期間低層受到大陸性冷高壓東移的影響，主要是盛行東北風至東風，僅局部測站在短暫期間有東南東至東南風出現的情形。線性擾動法分析除了用以顯示平均流場的特徵，並將扣除平均流影響而分離出來的擾動情況清楚地表現出來。但在此其基本場並非空間的平均，而是假設觀測期間擾動在緯向上的移動速度為常數，即 $x - Ct = const.$ (其中 C 為相位速度)，取單一測站的時間平均，利用時間-空間轉換原則將之視為緯向平均。實際風扣除基本場即為擾動場。基本場在此取12月10日1200UTC (前一道鋒面移出台灣之後) 至12月14日0000UTC (海上封密低壓形成後) 期間內的平均。為了凸顯重力位高度及溫濕度的變化，其分析亦採用擾動法。

測站間的平均水平散度、水平渦度以及垂直運動速度的計算如下；由於東風擾動並未到達福州測站，在此只計算板橋、花蓮和石垣島測站所圍成的三角形區域。在三個測站相連的線段 (l) 上進行徑向風 (\vec{V}_n) 的線積分以求取各層三角形區域內的平均水平散度 (D) (Bellamy 1949)。

$$D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = \frac{1}{A} \int_A \nabla \cdot \vec{V} dA = \frac{1}{A} \oint \vec{V}_n dl \quad (1)$$

同樣，以線段上切向風 (\vec{V}) 的線積分來求取平均水平渦度 (ζ)。

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\delta C}{\delta A} = \frac{1}{A} \oint \vec{V} dl \quad (2)$$

而以運動學法透過連續方程積分得到各層的垂直運動速度 (w)。

$$w_{i+1} = w_i - \overline{D} \Delta Z \quad (3)$$

\overline{D} 為兩等壓面間的平均散度， ΔZ 為兩等壓面間的平均厚度；令 $i = 0$ 為 $1000hPa$ 的高度，並令其垂直速度為零，由下往上積分至 $300hPa$ 。

由於影響本個案的擾動主要發生於中低層，故接下來只討論 $500hPa$ 以下的結果。對照五分山雷達以 EVAD 方法計算距雷達 $60 km$ 半徑內的平均風場、水平散度、水平渦度及垂直速度；兩者的型態相類似，且有相同的數量級。

(二) 風場的基本狀態

各測站的平均風場顯示子午方向上平均緯向風分佈大致於 $800hPa$ 以下為東風，以上為西風 (圖8)。板橋測站 ($25^\circ N$ 附近) 的東風層較深厚且風速較大。東風氣流內存在類似低層噴流的結構； $900 \sim 950hPa$ 在 $25^\circ N$ 附近平均風速

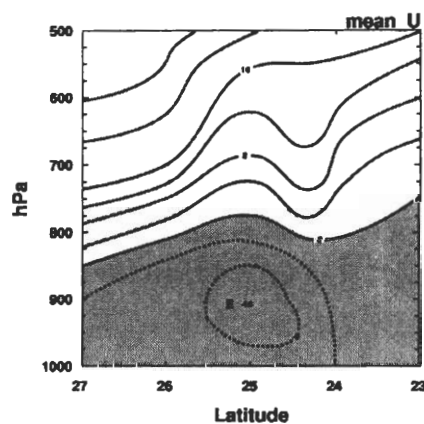


圖 8 2000 年 12 月 10 日 1200UTC 至 14 日 0000UTC 平均緯向風的合成在經向上的分佈。(虛線為東風，實線為西風，等值線間格為 $4 m \cdot s^{-1}$ 。)

為 $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。計算各測站間低層的平均東風氣流的風切渦度 $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ ，以及其在子午方向上的梯度 $-\frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)$ 。發現在噴流南側的氣旋式風切區中，其平均風切在100公里內約可達到 $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上。而在板橋與花蓮兩測間的平均渦度梯度是由 800 hPa 向下逐漸增加的，最大渦度梯度發生在 1000 hPa ，與噴流高度並不一致，其值為 $2.6 \times 10^{-9} \text{ m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ ；渦度梯度往北遞減，但並未見到有變號的情形。

計算各測站 800 hPa 以下東風氣流內之經向風的平均擾動 $\left(\overline{(v-\bar{v})^2}\right)^{1/2}$ 。各測站的最大振幅皆發生在 $900 \sim 925 \text{ hPa}$ 的高度；觀測最大平均擾動振幅發生於 24.33°N (石垣島)，約大於 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。平均經向風擾動並有向西遞減的趨勢，福州測站的擾動振幅小於 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。也就是說，東風氣流內經向風的擾動主要位於台灣以東、噴流南側的氣旋式風切區。

(三) 東風擾動垂直結構隨時間的變化

板橋探空風場的緯向風分量在垂直方向隨時間的演變 (圖9) 顯示低對流層有持續48小時超過 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的東風，12月11日0000UTC 900 hPa 出現最強的東風，風速達 $15.45 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。東風層隨時間逐漸向上增厚，最厚可到達 725 hPa (13日0000UTC)；增厚的同時低層東風有減弱的趨勢。隨後轉變成西風動量由中層向下沿伸，東風層變薄、風速變弱。

板橋測站擾動風場分布隨時間的變化可見到低對流層風向擾動由北風轉為南風再轉回北風。板橋測站最強的擾動北風 (參圖10) 出現在11日0000UTC 925 hPa 的高度，而最強的擾動

南風出現在12日1200UTC 850 hPa 的高度，13日之後擾動南風減弱北風漸增；花蓮及石垣島測

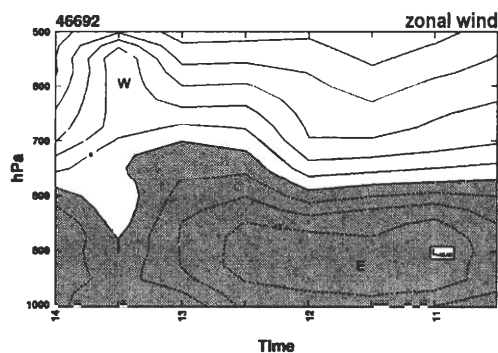


圖9 板橋測站2000年12月10日1200UTC至14日0000UTC緯向風垂直分布的演變。(虛線為東風，實線為西風，等值線間格為 $4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。)

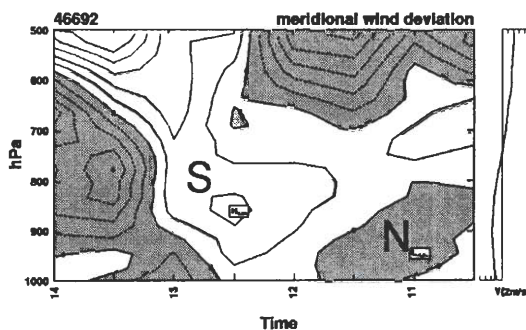


圖10 板橋測站2000年12月10日1200UTC至14日0000UTC經向風擾動垂直分布的演變。(虛線為擾動北風，實線為擾動南風，等值線間格為 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。右側是平均緯向風的垂直分布，格距單位為 $2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。)

站探空經向擾動風的分布與板橋測站相仿 (圖未示)，皆顯示最強北風擾動高度較低，最強南風擾動較高；福州測站則並未有類似的經向風擾動。除此之外，圖10亦顯示12日1200UTC之前 800 hPa 以下的風場擾動似自成一格，擾動隨高度向前一個時間傾斜；隨後，擾動向上與中層相連偶合，延伸至 500 hPa ，且擾動則是隨高度向後一個時間傾斜。將板橋測站探空的重

力位高度場亦做擾動分析，也有相似的傾斜現象（圖未示）；只是前後傾分界的時間較風場擾動晚，為13日0000UTC；影響的高度也較風場擾動深厚，向前傾的高度達500hPa，向後傾的高度達300hPa以上。在南暖北冷的斜壓大氣下，擾動是隨高度向西傾斜；因此當擾動隨高度向後一個時間傾斜時，代表擾動向東移動，反之，則代表擾動向西移動。意即前期低層的東風擾動向西移動，而後期中層的短波槽移近並與低層的擾動偶合形成低壓後，系統變深厚、擾動的振幅也變大且向東移動。

由板橋、花蓮和石垣島三個測站的探空資料計算其間的中尺度渦度場變化如圖11。圖中顯示大約也以800hPa為界，分為上下層不同的系統；800hPa以上的系統約以12日為界，由負渦度轉變為正渦度；低層800hPa以下則是在整個期間都為正渦度，低層最大渦度（ $1.6 \times 10^{-4} s^{-1}$ ）發生在12日1200UTC的925hPa。整個低層的渦度場雖然持續為正，但可以發現在11日0000UTC至12日1200UTC之間有渦度增加的情形（ $\frac{\partial \zeta}{\partial t} > 0$ ），36小時的渦度變化 $\Delta \zeta = 6.8 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，之後渦度逐漸減小（ $\frac{\partial \zeta}{\partial t} < 0$ ）；渦度變化以900~925hPa附近較為明顯，與東風氣流中風場擾動最大振幅的位置一致。700hPa附近由11日1200UTC至13日1200UTC亦有渦度增加的情形，渦度由負轉正，48小時的渦度變化 $\Delta \zeta = 2.16 \times 10^{-4} s^{-1}$ ，變化幅度較低層明顯，最強的正渦度發生在13日1200UTC，為 $1.0 \times 10^{-4} s^{-1}$ 。在同時，550hPa附近有更強的正渦度，但其演變並未像700hPa的變化為一致。中層的渦度增加應與短波槽移進及低壓生有關。

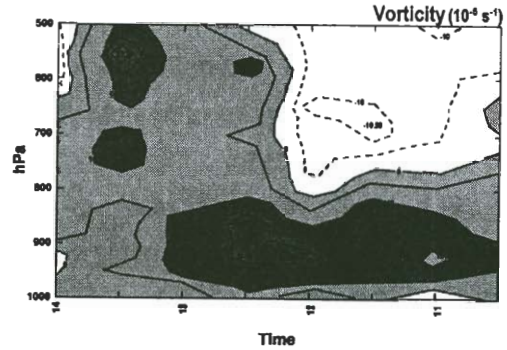


圖 11 板橋、花蓮和石垣島三個測站間的中尺度渦度場。(等值線間格為 $5 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，實線為正，虛線為負，陰影區為正區。)

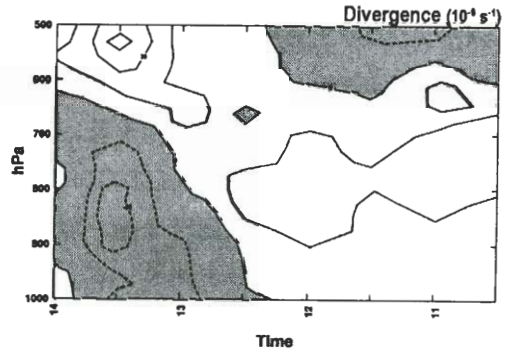


圖 12 板橋、花蓮和石垣島三個測站間的中尺度散度場。(等值線間格為 $10 \times 10^{-5} s^{-1}$ ，實線為正，虛線為負，陰影區為負區。)

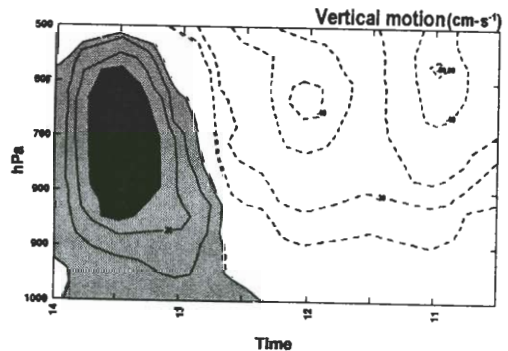


圖 13 板橋、花蓮和石垣島三個測站間的中尺度垂直運動場。(等值線間格為 $10 cm \cdot s^{-1}$ ，實線為正，虛線為負，陰影區為正區。)

輻散場及垂直運動場的變化如圖12及圖13。12日以前中低層主要是輻散的，12日1200UTC近地層開始出現很弱的輻合（ $-8.5 \times 10^{-6} s^{-1}$ ），其上仍是輻散；13日輻合迅速增強（ $-1.9 \times 10^{-4} s^{-1}$ ），並增厚至800hPa以上，1200UTC低壓形成後，700hPa以下皆為輻合，最強輻合由近地層向上抬升至850hPa，達 $-2.4 \times 10^{-4} s^{-1}$ ；14日之後輻合的高度開始降低（圖未示），而後減弱。垂直運動是以連續方程向上積分求取的，故與輻散場相對應；雖然800hPa以下整體為正渦度，但12日以前700hPa皆為輻散的，因此下沉運動明顯。12日以後垂直運動由負轉正，1200UTC低層開始有輻合及微弱的上升運動；600hPa以下「擾動」上升運動顯著（ $\frac{\partial w}{\partial t} > 0$ ），且持續增強。隨著低層輻合增強，中高層的輻散也增加，上升運動隨時間向上發展並增強，13日1200UTC低壓形成後，700hPa附近有最大上升運動，約 $49.3 cm \cdot s^{-1}$ 。

（四）東風擾動水平結構隨時間的變化

由前述我們看到最強的東風及東風氣流中平均經向擾動振幅最大的高度大致發生在900~925hPa之間，因此接下來我們將焦點放在925hPa的風場及其它氣象參數在空間上的分佈隨時間的變化；在此取由福州測站（58847）經板橋測站（46692）至石垣島測站（47918）之的切面（參圖14a）。

緯向風（圖14b）顯示在12月10日之前大致都是弱的西風，當鋒面過後東風迅速增強，正如前述，強的東風發生在台灣北部附近（ $121 \sim 122^\circ E$ ），持續將近48小時。在11日前後，較強的東風是隨時間向西延伸形；12日以後強東

風則隨著時間往東延續。強東風持續至13日，隨後逐漸減弱，而弱東風仍持續往東伸。

經向風場的擾動（圖14c）可看到台灣附近與其東側（即 $121^\circ E$ 以東）皆有兩次由擾動南風轉為擾動北風的型態，石垣島（ $124.17^\circ E$ ）的擾動振幅較大。12日以前 $121^\circ E$ 以東是強的擾動北風（ $-4 \sim -6 m \cdot s^{-1}$ ）， $121^\circ E$ 以西是弱的擾動南風（ $0 \sim 4 m \cdot s^{-1}$ ），且擾動是隨時間向西延伸；及至13日，擾動南風由西逐漸向東延伸，且風速遞增，台灣以西則逐漸被弱的北風所取代。發現風場擾動的移動與強的東風氣流的位置頗為一致。石垣島的擾動南風在低壓生成後（13日1200UTC）一度達到 $16 m \cdot s^{-1}$ ；隨後又迅速轉為強的北風。

925hPa 重力位高度顯示 $122^\circ E$ 以西在鋒面移經後 11 日是受到高壓的影響（圖 14d）。台灣附近的氣壓隨著時間逐漸降低，低壓區朝東西闊展。13 日台灣附近氣壓降至最低之後，低壓區主要亦是向東伸。溫度場顯示與高度場相符的情形（圖 14e）；高壓區較冷，其變化類似冷舌；低壓區較暖、類似暖舌。12 日以後台灣附近逐漸變暖（ $\frac{\partial T}{\partial t} > 0$ ），且溫度梯度增加（ $\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right) > 0$ ），13 日台灣附近溫度梯度增至最大，隨後暖區東移。而台灣附近在整個分析期間低層都是非常潮濕的，溫度露點差皆小於 $3^\circ C$ 。而溫度露點差小於 $1^\circ C$ 是發生在鋒面過後及槽低至槽通過之後。850hPa 的溫濕場演變（圖未示）與 925hPa 相仿，唯 850hPa 濕區在鋒面上的梯度甚大，溫度露點差小於 $1^\circ C$ 的潮濕區範圍亦較 925hPa 大。

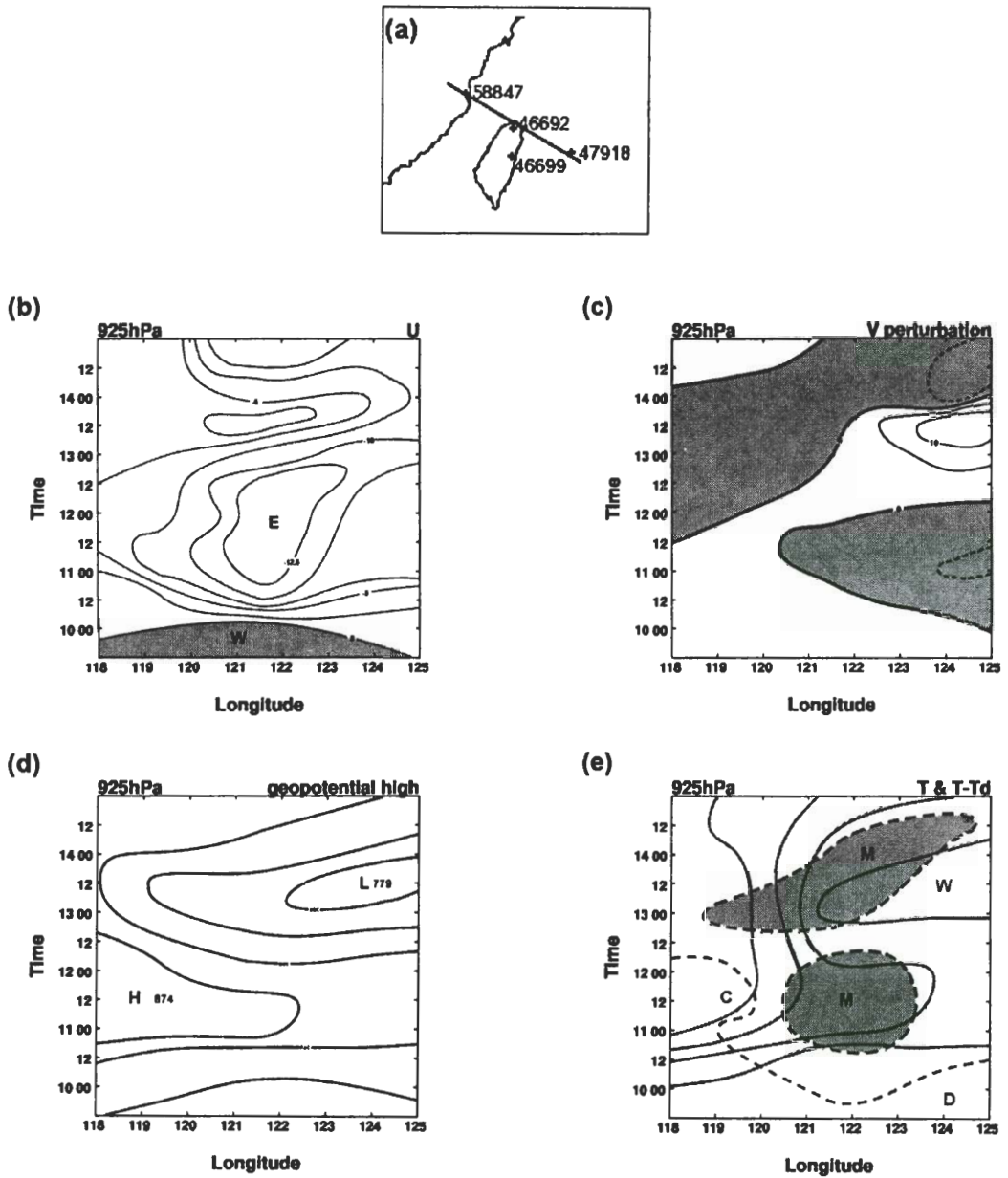


圖 14 2000 年 12 月 10 至 14 日 925hPa 擾動的演變。(a)分析測站的相對位置；(b)緯向風（陰影區為西風，等值線間距為 $2.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；(c)經向風擾動（陰影區為擾動北風，等值線間距為 $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）；(d)重力位高度（等值線間距為 20m ）；(e)溫度（實線，等值線間距為 3°C ）及溫度露點差（虛線，等值線間距為 2°C ，陰影區為溫度露點差小於 1°C ）。

五、討 論

2000年12月12日及13日台灣北部地區發生豪雨事件。綜觀環境顯示豪雨發生時是位在大陸性冷氣團內，低層盛行東—東北風，地面並無可辨認的天氣系統存在。分析發現在低對流層 $800hPa$ 以下以東風為主的氣流中有風場擾動，在東西方向上，台灣東側有從東北風轉為東南風的情況，台灣西側仍是東北風，因此台灣大約是位在東風擾動槽東至槽底的位置。從風場隨時間演變看來台灣北部低對流層先受到東風擾動東側南風分量的影響，而後是東風，最後轉成東北風；東風擾動的槽底大約在13日0000UTC通過板橋測站，意即板橋測站擾動南風減弱北風漸增。李與陳（1983）所研究的台灣北部地區冬季豪雨個案中低層亦有東風擾動，並認為中低對流層短波槽脊系統為中尺度豪雨的激發機制。

有關東風擾動的研究，最初是在北半球夏季期間在西非和東大西洋被觀測到，又稱「東風波」，它是存在於熱帶對流層中，平均氣流為深厚之東風下（從近地層至 $100hPa$ ）向西傳送的擾動。東風波的槽東常伴隨深對流，甚至發展成為熱帶風暴或颶風。而在本個案中，東風擾動存在於低對流層 $800hPa$ 以下很淺的東風氣流內；即使如此，仍有可觀的降水發生於東風擾動槽的附近，且擾動在移出台灣後在洋面上生成具封閉等壓線的低壓。

Reed *et al.*（1977）以合成分析描繪赤道東風波的特徵，其平均波長約為 2500 公里，平均週期為 3.5 天，以 $8 m\cdot s^{-1}$ 的速度向西傳送。本個案的東風氣流是存在於大陸性冷氣團之中，大陸性冷氣團東移期間並沒有週期性的擾

動出現，不但如此，也未曾見到一個完整的波形（參圖 5）。由擾動的槽到脊估計它的半個波長大約是 200~250 公里左右。在前期低層的東風擾動是向西移動的，移速約 $3.9 m\cdot s^{-1}$ ；隨著大陸性冷氣團東移，東風擾動與中層的短波槽偶合，便轉為向東移動，移速約 $3.6 m\cdot s^{-1}$ （參圖 14c）。

Reed *et al.*（1977）歸納出赤道東風擾動最大振幅是位於 $650hPa$ 東風噴流南側的氣旋式風切帶，擾動的振幅亦是在 $650hPa$ 最強。東風噴流與撒哈拉沙漠低對流層強烈的地面加熱有關，由赤道向 $25^{\circ}N$ 產生了強大的正值溫度梯度，熱力風使 $16^{\circ}N$ 附近 $650hPa$ 的高空產生了強烈的東風噴流軸心。Reed *et al.*（1977）及 Norquist *et al.*（1977）發現東風噴流具備正壓不穩定的條件，可提供波動生成與發展的能量來源，並認為低對流層中強烈垂直風切造成的斜壓不穩定似乎也在東風波的能量轉換過程中扮演了某種角色。Norquist *et al.* 又指出，擾動進到在洋面上時是透過降雨對流系統的非絕熱加熱成為其主要能量來源，因為它在沒有強烈平均風切時卻仍然持續存在；但令人意外的是非絕熱加熱過程竟然不利於波動在陸地上的成長。本個案的氣流結構與赤道東風擾動截然相反，東風氣流只侷限在低層， $800hPa$ 以上已皆為西風，這是由於低層的溫度梯度方向是相反的，熱力風為西風。 $925hPa$ 在 $25^{\circ}N$ 附近存在強風速的東風氣流，亦呈噴流形式，噴流軸心平均風速與赤道東風噴流相仿，大於 $12 m\cdot s^{-1}$ 。由於本個案的空間尺度較小，相形之下其水平風切就明顯較為強烈。東風噴流南側的氣旋式風切區有顯著的水平風切，最大東風擾動即發生在此區，且擾動在水平面上的位置與噴流西伸或東移有一致關係；經計算後卻發現

850hPa 以下絕對渦度的梯度在經向上沒有變號的情形，因此並沒有滿足正壓不穩定的條件。擾動雖然是發生在噴流南側的氣旋式風切區，且最大平均擾動振幅的高度與噴流高度也是一致，但實際上最大擾動北風和最大擾動南風是發生在不同的高度的，前者約在 925hPa 而後者卻是在 850hPa，因此低層強烈的水平風切可能確實並未提供擾動的能量來源。陸地上長時間的降雨潛熱釋放造成局部氣壓下降，使風場擾動變為質量場及溫度場的擾動，並使其振幅加深。而北台灣附近原就是南暖北冷的斜壓大氣，加上南風帶來的暖平流而使局部溫度梯度增加，造成的垂直風切大於 $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{km}^{-1}$ ，與赤道東風波的垂直風切相仿，推論斜壓不穩定的能量轉換過程可能提供部分擾動發展的能量來源。但後兩者的能量轉換過程主要作用於擾動的發展和加強階段；對於初始擾動生成的能量來源在此並無法給予確切的論述。

Reed *et al.* (1977) 合成分析發現東風波槽東雖有較潮濕的大氣，但主要的降水是發生在槽底至槽西的，這是因為附近有比較顯著的上升運動。李與陳 (1983) 研究的個案中，其異常降水是發生在 700hPa 東風短波脊東及 850hPa 槽東。在本個案的整個豪雨期間，大氣相當潮濕，中低層的溫度露點差皆小於 3°C ；但由 850hPa 或 925hPa 的溫度露點差小於 1°C 的區域顯示出槽底至槽西更為潮濕，是主要的降水區。槽東雖有正渦度，環境也很潮濕，但由於中層以下皆為輻散，大氣是下沉的，並不有利於降水，此時降水應主要來自東南風在迎風面所造成的低層地形雨。隨著槽底移進，有正渦度平流，中低層開始有輻合，上升運動迅速增加，降雨增強。在東風擾動的槽西有最顯著的上升運動；但在本個案中上升運動的加強同

時與中層短波槽移進、系統偶合有關。

豪雨期間的雨量資料顯示存在連續降水內偶而出現強陣性降水，雨強甚至曾超過 $10 \text{ mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ ，與暖季午後雷陣雨的雨強相當 (張, 1998)。Browning and Harrold (1969)、Austin and Houze (1972)、Houze *et al.* (1976) 以及 Hobbs and Locatelli (1978) 曾揭示伴隨溫帶氣旋的鋒面系統包含數個較小中尺度及積雲尺度的降水中心 ($10\text{-}100 \text{ km}^2$)；謝 (1976) 及 Hobbs *et al.* (1979) 認為溫帶氣旋之鋒面雨帶的主要降水是源自於中尺度對流性降水或相嵌於較大尺度之雨帶中的積雲尺度及小尺度的降水中心；而其間則是非常弱的連續性降水。12 月 12 日東北地區位於東風擾動槽東偏南氣流的區域中，雷達資料顯示低層在蘭陽平原附近至其東方海面上持續大致垂直海岸線 (東北東 - 西南西方向) 的中 γ 尺度窄雨帶形成，相嵌於大範圍雨區之中。窄雨帶的移速與低層平均東南風速相當；且其發展的高度與水平尺度亦與東南風層的厚度及帶狀強風速擾動相對應。當東風擾動槽逐漸移近時，擾動南風加強、東南風層增厚，低層輻合及上升運動速度也開始增加，窄雨帶的高度隨東南風發展變得較長且寬；但隨著槽底移進，環境轉為東風之後，窄雨帶便不復存在。推論窄雨帶與強陣性降水有關，其生成和發展受到低層風向、風速和地形迎風面的交互作用的影響。

Browning *et al.* (1974) 認為中對流層的潛在不穩定層對於降水的總量伴演了重要的角色，因為它能對低層由地形舉升的淺雲有種雲的作用，為丘陵上帶來劇烈的降水。本個案中 700hPa 附近持續存在潛在不穩定層；隨著中層短波槽的移近，在低層的東風擾動槽之上，800 ~ 700hPa 之間有暖平流，700hPa 以上有明顯

的正渦度平流，中低層擾動偶合，上升運動由低層向上發展並加強；先存的中層潛在不穩定層加上中尺度舉升，使得中層的降水過程變得明顯；但在同時窄雨帶也逐漸消失，因此中層降水可能無法對低層降水有明顯的加成作用。由 $850hPa$ 溫度露點差小於 $1^{\circ}C$ 的潮濕區範圍甚至比 $925hPa$ 大看來，中層降水在落到地面的過程中顯然有蒸發。但即便是層性降水，它仍然為局部地區帶來可觀的累積雨量。Holgate (1973) 曾表示長時間的強降水比起雷雨活動更可能是導致水災的主要原因。

Nitta and Ogura (1972)、Gambo (1976)、Chen *et al.* (1983) 及 Chen *et al.* (1985) 對於 AMTEX (Air Mass Transformation Experiment) 期間中間尺度氣旋形成初期的研究發現，低層擾動所伴隨潛熱釋放的非絕熱效應對於擾動的加深起著非常重要的作用；暖平流引發輕微舉升使低層擾動中的產生降雨潛熱釋放，有助於地面氣壓槽初始發展，加上與中層短波偶合及洋面供給的熱通量，使擾動得以發展為具斜壓性的中間尺度氣旋。本個案有長時間的降雨，所伴隨的潛熱釋放及中層顯著的暖平流使得地面氣壓擾動加強，當中低層擾動偶合後由陸地移到台灣東方海面上時，便加深成為一個具有斜壓特性的低壓系統。 $700hPa$ 附近的垂直運動可達 40 cm-sec^{-1} 以上，北部及西北海岸的降水會一度增強，但由於低壓形成後台灣位在低壓的西側，低層引進強的北風，地面降雨趨緩。低壓則向東遠離。

六、結 論

2000 年 12 月 12 日及 13 日台灣北部地區發生豪雨。分析顯示豪雨期間是在大陸冷高壓的影響下，低對流層盛行東風氣流內存在風場

的擾動，中期之後亦受 $700hPa$ 短波槽移近的影響，擾動最後發展成為低壓。本研究使用四個探空資料東風擾動的結構特徵及演變做氣象參數各種維度的分析，為台灣附近在盛行東風情況下的降水提供了一個參考輪廓。

東風擾動存在於低對流層 $800hPa$ 以下很淺的東風氣流內； $925hPa$ 在 $25^{\circ}N$ 附近存在強風速的東風氣流，呈噴流形式。東風擾動最大平均擾動振幅的高度與噴流高度一致，位於噴流南側的氣旋式風切區中，但最大擾動北風和最大擾動南風的高度並不相同。本個案東風擾動並沒有週期出現，也未有完整的波形。由擾動的槽到脊估計它的半個波長大約是 $200\sim 250$ 公里左右。在前期東風擾動的移速約 3.9 m-s^{-1} 向西；中期以後東風擾動與中層的短波槽偶合，移速轉為 3.6 m-s^{-1} 向東。東風擾動槽東有正渦度，但由於中層以下皆為輻散，大氣是下沉的，不利於降水，此時降水應主要來自低層東南風在地形迎風面所造成的地形雨。東風擾動槽底至槽西移至台灣附近時，亦受到西風短波槽移進的影響，中低層有明顯的輻合和上升運動。斜壓不穩定能量轉換及降水潛熱釋放的過程都有助於本個案擾動的加強和發展，而正壓不穩定能量轉換過程似乎並未在本個案中伴演相關角色。

宜蘭地區 12 月 12 日位於東風擾動槽東偏南氣流的區域中，雷達資料顯示低層在蘭陽平原附近至其東方海面上持續大致垂直海岸線（東北東—西南西方向）的中 γ 尺度窄雨帶形成，相嵌於大範圍雨區之中。窄雨帶發展的高度及其移速分別與及東南風層的厚度和低層平均風速相對應；窄雨帶同時伴隨帶狀的強風速擾動；當環境轉為東風之後，窄雨帶便不復存在。因此推論窄雨帶的生成和發展與低層風向

風速和地形迎風面的交互作用有關。700hPa 附近持續存在的潛在不穩定層加上中尺度舉升，有助於中層的層狀降水過程的維持，為北部及西北海岸帶來的長延時的層性降雨。

本研究分析了東北季風影響下造成台灣北部豪雨之低層東風擾動的結構特徵與中層短波槽偶合前後的演變情形，以推論不同時期擾動對降雨的影響。但限於資料的不足，無法適切計算各種通量的量值，對於擾動發展的能量轉換過程只能定性討論，且沒有足夠的證據對初始擾動形成的能量來源與過程做完整的討論。因此利用數值模式進行個案模擬以彌補資料不足之處，並對擾動的生成原因有較深入的研究，使得伴隨豪雨的機制能有更確切的探討，將是下一階段研究的重點，而大氣邊界層、地形以及各種通量所扮演的角色將會是低對流層東風擾動形成與發展研究中的重要挑戰。

致 謝

本研究承國科會計劃 NSC 92-2111 -M-002-020-AP2 的支助下完成。感謝審察者細心審察本文，給予具體建議並指出文稿疏失之處，在此一併致謝。

參考文獻

- 李金萬與陳泰然，1983：台灣北部地區 1980 年 11 月 19 日異常降水個案研究。大氣科學，10，25-38。
- 張茂興，1998：台灣中部山區中尺度對流系統之雷達分析。國立中正理工學院國防科學研究所博士論文，18-20。
- 陳泰然、李金萬與劉廣英，1980：冬季東北季風影響下之台灣北部異常降水之初步研究。大氣科學，7，73-84。
- 謝信良，1976：囚錮鋒面系統之中範圍降水型態。大氣科學，3，12-27。
- 劉潤華、徐天樂與范坤炎，1984：冬季台灣北

部豪雨垂直結構分析。氣象預報與分析，99，35-42。

- Austin, P. M., and R. A. Houze, 1972: Analysis of the structure of precipitation patterns in New England. *J. Appl. Meteor.*, **11**, 926-935.
- Bellamy, J. C., 1949: Objective calculation of divergence, vertical velocity and vorticity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **30**, 45-49.
- Browning, K. A., F. F. Hill and C. W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **100**, 309-330.
- Browning, K. A., and T. W. Harrold, 1969: Air motion and precipitation growth in a wave depression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 288-309.
- Chen, G. T. -J. and K. -Y. Liu, 1981: On the winter abnormal heavy rainfall (AHR) over Northern Taiwan. *Papers in meteorological research*, **4**, 1-12.
- Chen, T. -C., C. -B. Chang, and D. J. Perkey, 1983: Numerical study of an AMTEX'75 oceanic cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1818-1829.
- Chen, T. -C., C. -B. Chang, and D. J. Perkey, 1985: Synoptic study of a medium-scale oceanic cyclone during AMTEX'75. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 349-361.
- Fielder, B. H. 1984: The mesoscale stability of entrainment into cloud-topped mixed layers. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 92-101.
- Gambo, K., 1976: The instability of medium-scale disturbances in moist atmosphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **54**, 191-207.
- Holgate, H. T. D., 1973: Rainfall forecasting for river authorities. *Met. Mag.*, **102**, 33-38.
- Houze, R. A., J. D. Locatelli, and P. V. Hobbs, 1976: Dynamics and cloud microphysics of the rainbands in an occluded frontal system. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 1921-1936.
- Hobbs, P. V., and A. L. Rangno 1979: Comments on the climax and wolf creek pass cloud seeding experiments. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1233-1236.

- Hobbs, P. V., and J. D. Locatelli, 1978: Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 230-241.
- Nitta, T. and Y. Ogura, 1972: Numerical simulation of the development of the intermediate-scale cyclone in a moist model atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1011-1024.
- Norquist, D. C., E. R. Ernest, and R. J. Reed, 1977: The energetics of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 334-342.
- Min, K. D., and L. H. Horn, 1974: The generation of available potential energy by sensible heating along the east coasts of Asia and North America. *J. Meteor. Soc. Japan*, **52**, 204-217.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.
- Sun, W. -Y., and W. -R. Hsu, 1988: Numerical study of a cold air outbreak over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1205-1227.
- Yuen, C. -W., 1985: Simulations of cold surges over oceans with application to AMTEX'75. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 135-154.

Observational Study of a Wintertime Heavy Rain Event in Northern Taiwan

Xiao-Wei Lai Ben Jong-Dao Jou

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 13 August 2003 ; in final form 10 February 2004)

ABSTRACT

In this study, a wintertime abnormally heavy rain (AHR) event in northern Taiwan is investigated. During the heavy rain period, the prevailing flow underneath 800 hPa was easterly and with pronounced wind disturbances embedded in. The low-level easterly flow had a jet-like structure. The jet axis was located at latitude north of 25N and altitude 950-925 hPa. The amplitude of the jet reached 10 m s^{-1} with significant vertical and lateral shears. The wind disturbance was about 100 km south of the jet axis and had its maximum amplitude at 925 hPa. The heavy rain event occurred when the maximum southerly component of wind disturbance encountered the east coast of Taiwan. Warm and moisture advections associated with the southerly flow produced an unstable atmospheric condition favorable for mesoscale precipitation system to develop.

The precipitation characteristic of AHR is also analyzed by using WFS Doppler radar data. It is shown the larger scale precipitation was stratiform in nature and embedded within meso- γ -scale narrow and shallow convective rainbands. The orientation of these bands was approximately east to west. These convective rainbands had their maximum reflectivity below 3 km and propagated at a speed similar to the wind speed of southeasterly. The convective bands formed at the leading edge of wind disturbances embedded within the prevailing southeasterly.

Keywords : Taiwan winter time heavy rainfall, Easterly jet, Easterly disturbance, Meso- γ -scale shallow narrow convective rainbands.