

最近之梅雨研究回顧

陳 泰 然

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國九十六年六月八日收稿；中華民國九十六年十一月十二日定稿)

摘 要

梅雨為東亞之獨特天氣與氣候現象，而梅雨鋒面系統則是華南與台灣地區 5~6 月梅雨季造成季節性最大降水之主要天氣系統。本文目的在分析為期 10 年的台灣地區中尺度實驗 (TAMEX) 計畫對於華南與台灣地區梅雨研究之科學影響，並回顧最近 5~6 年來筆者針對構成梅雨鋒面系統主要分量的研究結果，包括鋒面中尺度結構與鋒面移動、鋒生、鋒面低壓發展及低層噴流形成等之機制。同時，也回顧在地形迎風面上游地形效應之觀測與模擬研究。

關鍵字：台灣地區中尺度實驗、梅雨鋒、鋒面低壓、中尺度低壓、地形效應

一、前言

過去 30 多年來,筆者的研究專注在華南與台灣地區的梅雨問題,曾撰寫回顧性文章,例如“台灣梅雨研究的回顧”(陳 1988),就台灣梅雨之氣候特徵、綜觀分析與診斷研究、梅雨季之豪雨、中尺度對流系統、中- α 尺度環流系統、地形效應及梅雨之年際變化等進行回顧;“近期梅雨鋒面研究之回顧”(陳 2004),就梅雨季降水與梅雨鋒之氣候特徵、台灣地區之梅雨鋒與降水、梅雨鋒之結構特徵及梅雨鋒生過程等進行回顧。1981 年「528」桃竹苗豪雨/暴洪事件之後,更專注在梅雨季的豪雨研究,也曾撰寫回顧性文章,例如“台灣梅雨季之豪雨研究”(陳 1994),就豪雨之氣候特徵、豪雨研究之方法與性質、鋒面系統與豪雨、低層噴流與豪雨、中尺度低壓與豪雨及地形效應與豪雨等進行回顧;“台灣豪雨研究回顧與展望”(陳 2000),就「台灣地區中尺度實驗」之前、期間及之後的梅雨季豪雨研究進行回顧並提出未來展望;“台灣地區之災變天氣與研究”(陳 2001),就台灣地區之災變天氣現象、災變天氣研究及氣象學術活動進行回顧。此外,並曾應邀於 World Scientific 出版社之專書撰寫有關梅雨研究回顧之章節(Chen 1998; 2002; 2004; 2007),就華南與台灣地區梅雨季一些重要中尺度現象、台灣北部地區梅雨鋒面影響下之對流與局部環流、過去四分之一世紀梅雨現象研究及積雲加熱在梅雨鋒面系統之演變與發展所扮演的角色等進行回顧。

1981 年「528」桃竹苗豪雨/暴洪事件,使氣象界、政府及社會大眾警覺到由於台灣經濟發展與經濟活動的轉型,也使氣象災害發生轉型,遂有為期 10 年(1983~1992)針對台灣梅雨季豪雨研究的台美大型合作計劃「台灣地區中尺度實驗」

(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)

(吳與陳 1983; 1988; 1989; 吳與陳等 1986; 陳 1985; 陳 1986a, b; 1987a, b, c; 1993; 陳、曲及俞 1991; 陳與吳 1985; 1987; 陳與張 1990; 陳、蔡及曲 1985; 陳與謝 1992a, b; 1993; 蔡、洪及陳 1988)。這個計畫的實地作業在 1987 年 5~6 月進行,至今已有 20 年。回顧過去 40 年來華南與台灣地區之梅雨研究,這個計畫的影響是廣泛及深遠的。以國際期刊發表的論文為例,1968~2007 年發表發生於 30°N 以南之華南與台灣地區梅雨現象相關之研究論文數,依期刊類別、研究對象、第一作者及 TAMEX 相關文章數之時間變化,分別如圖 1 至圖 4 所示。顯見, TAMEX 後梅雨論文總數急速增加,特別是發表於 Mon. Wea. Rev. 之文章(圖 1)。在這些文章裡,梅雨季所有中尺度現象之研究論文數,在 TAMEX 後急速增加,而在綜觀環境之研究論文,亦在 TAMEX 後穩定且較之前更為快速的增加(圖 2)。若以第一作者而言,在 TAMEX 後以美國作者增加最為快速,而台灣作者亦在 TAMEX 後穩定且較之前更為快速的增加(圖 3)。至於與 TAMEX 有關之梅雨研究文章,自 1989 年起至今,除 2004~2005 年外,每年均有論文發表,1991 年 11 月之 Mon. Wea. Rev. TAMEX 特刊,更使該年論文數達最高(圖 4)。

中華民國氣象學會為慶祝 TAMEX 20 週年(1987~2007),特別決定於 2007 年 12 月的「大氣科學」出版 TAMEX 20 週年專刊,主編廖宇慶教授轉達「大氣科學編輯委員會」決議,要筆者撰寫一篇文章,內容可以是與 TAMEX 相關的回顧文章,對未來台灣氣象發展的展望,或是筆者最新的研究成果。筆者才疏學淺考慮再三,最後覺得最近發表在國際期刊的一些研究成果,若能

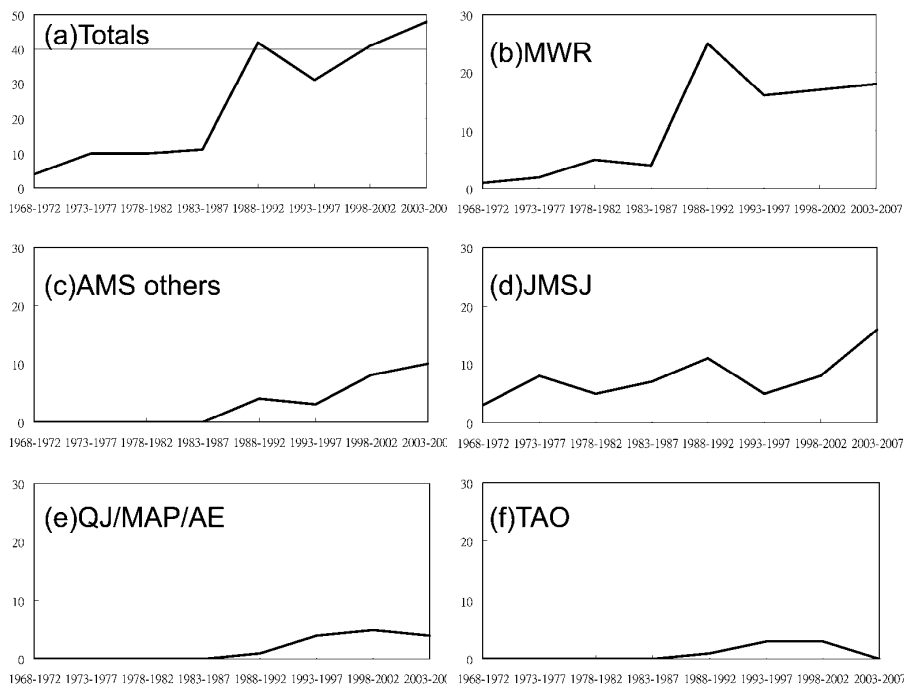


圖 1 1968~2007 年發表於(a)所有國際期刊(Totals)、(b) MWR (Monthly Weather Review)、(c) AMS (American Meteorological Society) (除 MWR 外)、(d) JMSJ (Journal of the Meteorological Society of Japan)、(e) QJ (The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society)、MAP (Meteorology and Atmospheric Physics)、AE (Atmospheric Environment)及(f) TAO (Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences)有關華南與台灣地區 $\leq 30^{\circ}\text{N}$ 之梅雨文章數每五年變化。

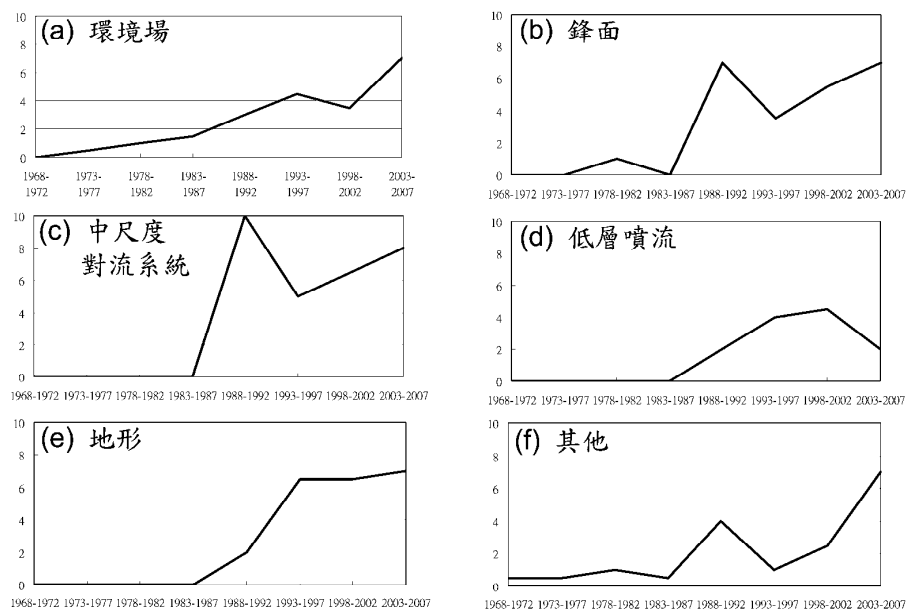


圖 2 同圖 1，但為以(a)環境場、(b)鋒面、(c)中尺度對流系統、(d)低層噴流、(e)地形及(f)其他分類之梅雨文章數每五年變化。

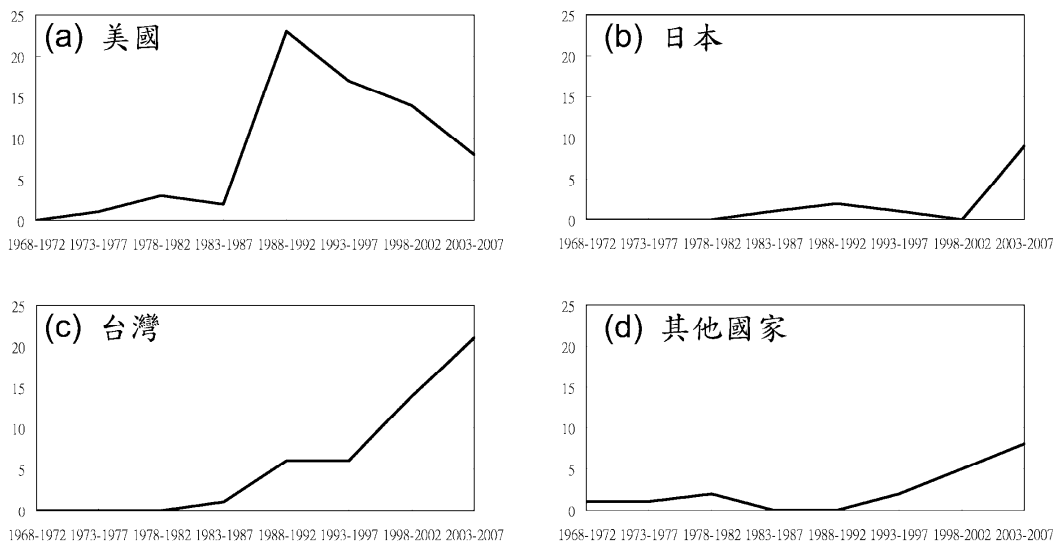


圖 3 同圖 1，但為以第一作者屬(a)美國、(b)日本、(c)台灣及(d)其他國家之梅雨文章數每五年變化。

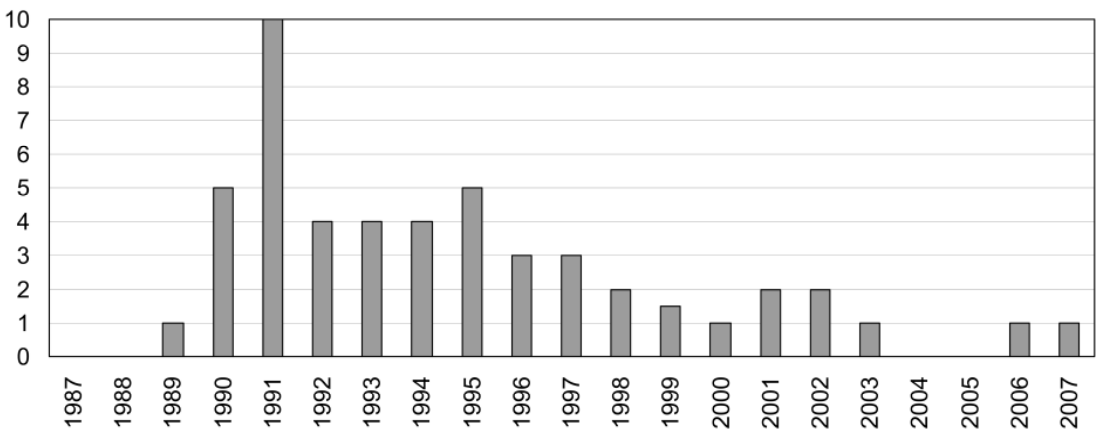


圖 4 1987~2007 年發表於國際期刊與 TAMEX 有關之梅雨文章數逐年變化。

整理回顧，或許可供國內氣象界同仁參考。因此，本文將僅就筆者近5~6年來(2002~2007)在梅雨鋒面結構、鋒生、鋒面移動、鋒面低壓、低層噴流及其他（例如中尺度低壓、地形效應）方面的研究成果，進行回顧。

二、梅雨鋒面

(一) 鋒面結構

陳(2004)針對梅雨鋒面之結構特徵進行回顧，特別是在強斜壓性與弱斜壓性之梅雨鋒面水平與垂直結構特徵（陳與蔡 1978；Chen and Chang 1980；Y. L. Chen et al. 1989；1994；Y. L. Chen and Hui 1990；Parsons et al. 1989；Trier et al. 1990）、垂直次環流性質（周等 1990；陳與紀 1978；C. Chen et al. 1998；Chen and Chang 1980；Y. L. Chen and Hui 1990；Y. L. Chen et al. 1994；Y. L. Chen and Tseng 2000；Chou et al. 1990；Hor et al. 1998；Li et al. 1997；Trier et al. 1990）及其與地形之交互作用（陳 1978；Chen 1979；Y. L. Chen et al. 1989；Yeh et al. 2002）等方面做了整理與回顧。Yeh et al. (2002) 利用 QuikSCAT 海上風場資料，探討海上鋒面結構，第一次能以觀測資料顯示台灣梅雨期鋒面之之中尺度風場與運動場之特徵，如圖 5 所示。顯見，傳統觀測資料之綜觀分析 2000 年 6 月 12 日 1200 UTC 梅雨鋒面（圖 5a），在加入 QuikSCAT 海上風場資料（圖 5b），提高海上觀測資料的解析度，發現台灣東側鋒面在鋒後有較強的北風分量，使東側鋒面移速較西側鋒面快，增加了分析海面上鋒面位置的準確度。在梅雨鋒面區內具有輻合與正渦度之氣旋式環流中尺度系統（圖 5b, c, d），此系統並伴隨人造衛星觀測之雲雨區。

(二) 鋒生

陳(2004)亦曾針對梅雨鋒生過程之研究進行回顧，特別是在弱斜壓鋒面之鋒生過程，即以位渦或相對渦度改變為指標之鋒生過程，探討積雲對流潛熱釋放在鋒生可能扮演的角色(Chen and Chang 1980; Chen et al. 2003; S. J. Chen et al. 1998; Cho and Chen 1995)。本節將相對而言屬強斜壓之梅雨鋒面以水平位溫梯度之改變作為鋒生指標，與弱斜壓鋒面以位渦改變做為鋒生指標的研究結果，再做一回顧。圖 6 至圖 9 為 Chen et al. (2003) 所分析於長江流域弱斜壓梅雨鋒面鋒生個案之片段位渦反演診斷分析。圖 6 顯示 1990 年 6 月 12 日 1200 UTC 至 13 日 0000 UTC 之 12 小時梅雨鋒面幾成東西走向且近似滯留，鋒生現象反映於氣旋式風切之增強。此外，鋒生期間鋒面南側低層噴流亦見形成。同時，鋒生現象反映在鋒上位渦之增強（圖 7）。將位渦擾動分解，400 至 200 hPa 之位渦擾動與 150 hPa 之位溫擾動定義為高層之分量(ul)，925 hPa 之位溫擾動定義為低邊界層的分量(lb)，850 至 500 hPa 與潛熱釋放有關（濕位渦）與無關（乾位渦）之位渦擾動(ms; mu)，經片段位渦反演（圖 8），結果發現此鋒面增強乃積雲對流(msd)與層狀雲(mss)之潛熱釋放而來，而在主要鋒生階段（6 月 12 日 1200 UTC 至 13 日 0000 UTC）則幾均由深對流(msd)之加熱而來。由圖 9 位渦反演所得之垂直速度、位渦傾向、高度傾向以及其他相關分析，發現最大上升運動與衛星雲圖上的對流雲一致，由於此時系統附近的低層大氣很潮濕，所以顯著的上升運動伴隨著大量的水氣凝結潛熱釋放。潛熱釋放的效應對應上層之位渦傾向是負的，而對應低層之位渦傾向是正的（圖 9.b），伴隨低層的高度下降，系統上方的高度增加（圖 9.c）。因此，在潛熱釋放最強時

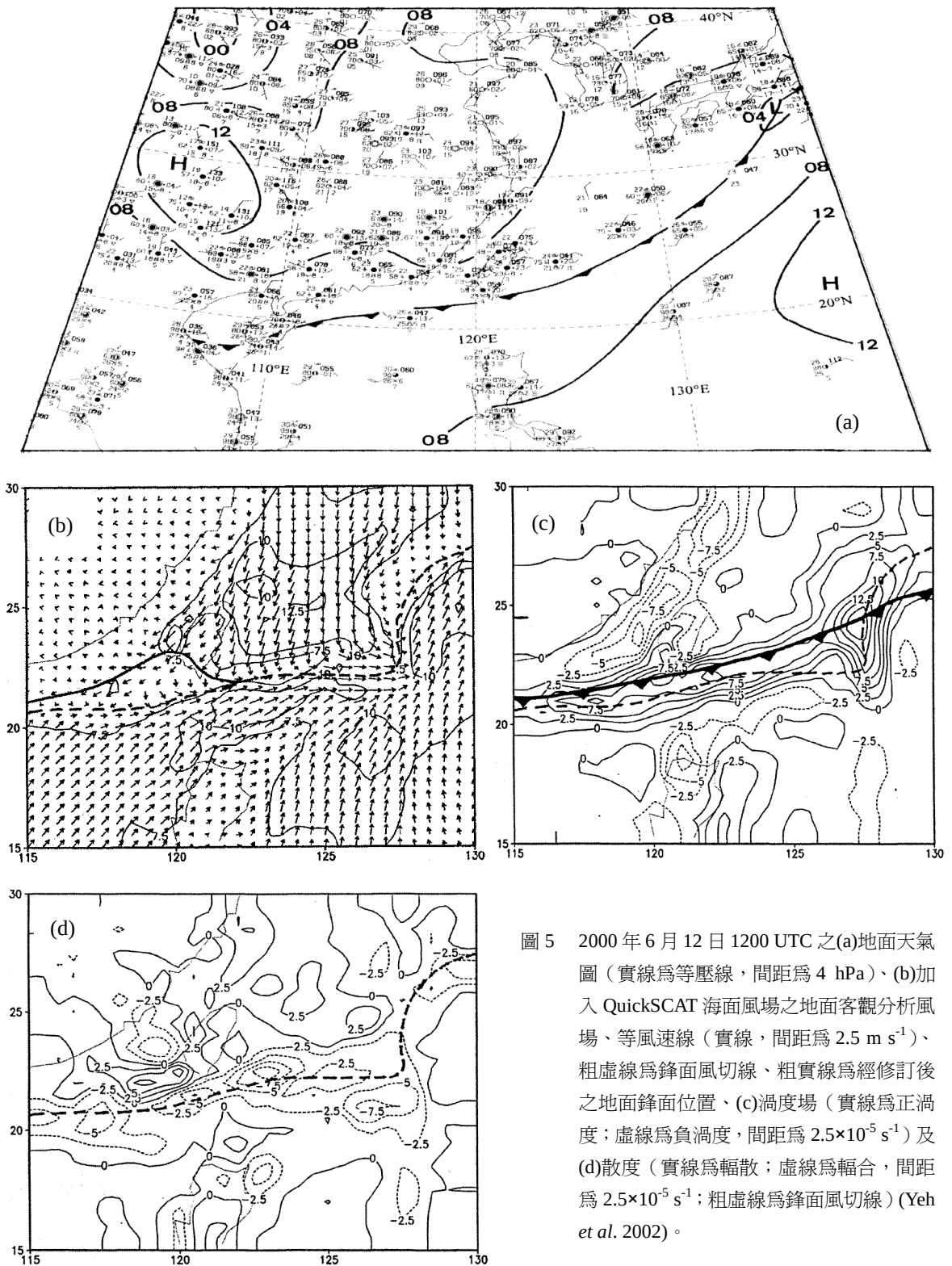


圖 5 2000 年 6 月 12 日 1200 UTC 之 (a) 地面天氣圖 (實線為等壓線, 間距為 4 hPa)、(b) 加入 QuickSCAT 海面風場之地面客觀分析風場、等風速線 (實線, 間距為 2.5 m s^{-1})、粗虛線為鋒面風切線、粗實線為經修訂後之地面鋒面位置、(c) 渦度場 (實線為正渦度; 虛線為負渦度, 間距為 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 及 (d) 散度 (實線為輻散; 虛線為輻合, 間距為 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; 粗虛線為鋒面風切線) (Yeh *et al.* 2002)。

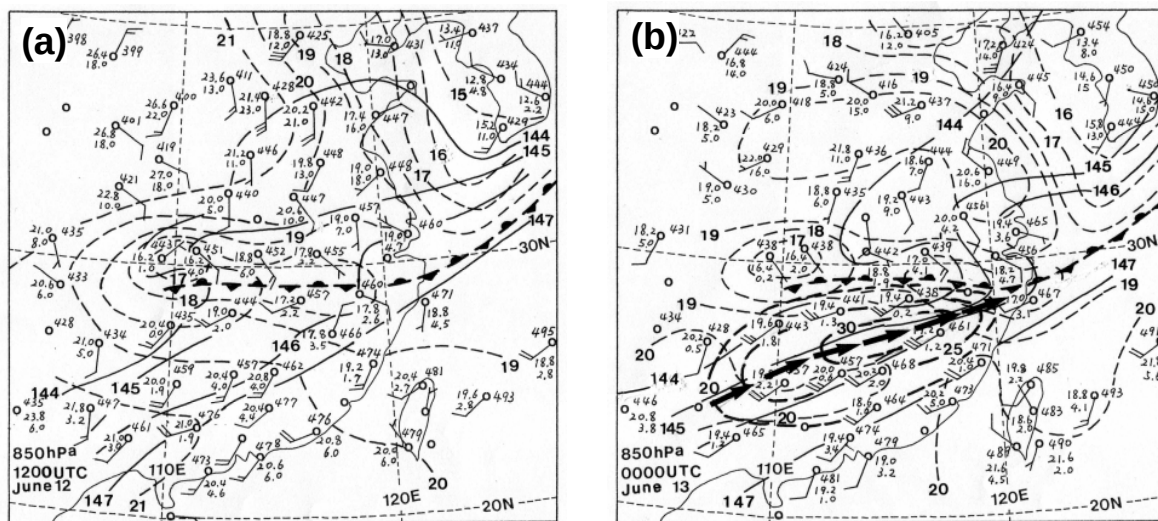


圖 6 1990 年 6 月(a) 12 日 1200 與(b) 13 日 0000 UTC 之 850 hPa 分析圖。實線為間距 10 gpm 之等高線，虛線為間距 1°C 之等溫線，粗虛線為自 $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ 起分析以 2.5 m s^{-1} 間距之等風速線，鋒面符號為梅雨鋒位置；粗箭頭為噴流軸 (Chen et al. 2003)。

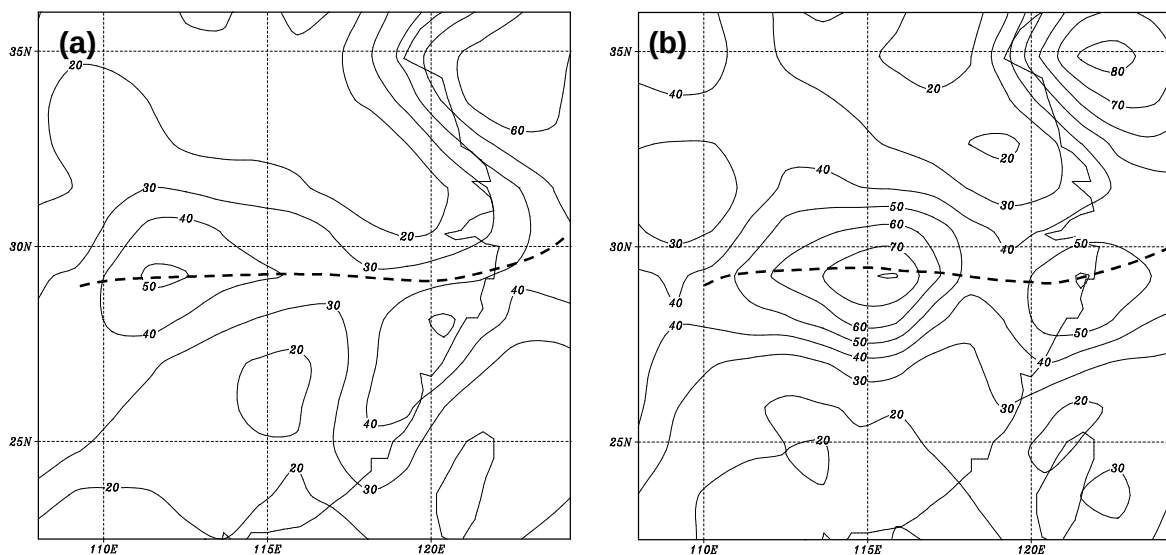


圖 7 1990 年 6 月(a) 12 日 1200 與(b) 13 日 0000 UTC 之 850 hPa 總位渦(10^{-2} PVU)。等值線以 10×10^{-2} PVU 間距分析($1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)，虛線為 850 hPa 梅雨鋒位置(Chen et al. 2003)。

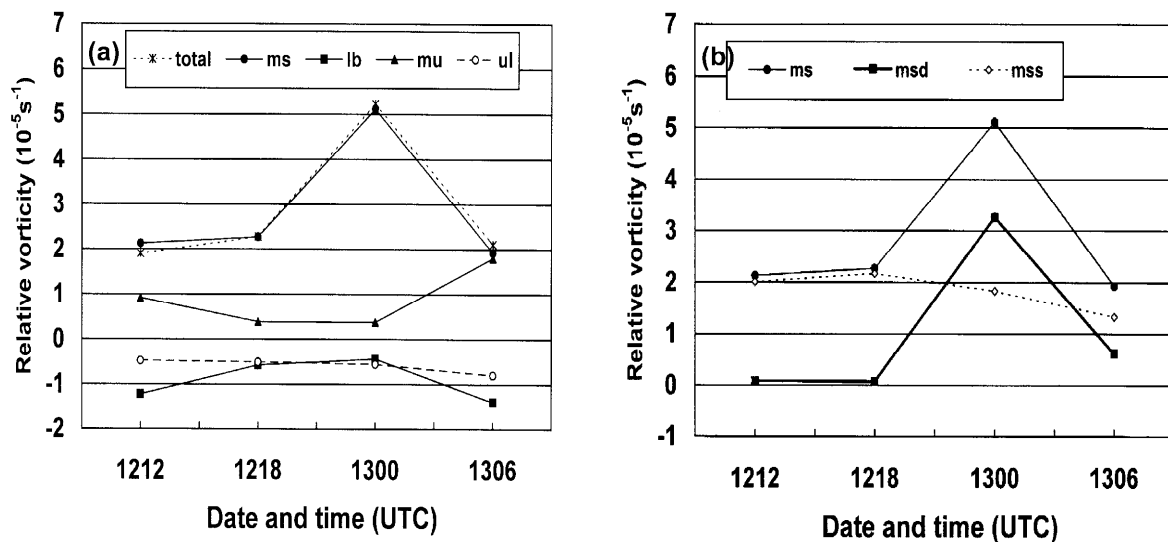


圖 8 990 年 6 月 12 日 1200 至 13 日 0600 UTC 之每 6 小時 (橫軸) 之 850 hPa 鋒面區($29.25^{\circ} \sim 30.375^{\circ} \text{N}$, $109.125^{\circ} \sim 117^{\circ} \text{E}$)平均相對渦度 (縱軸; 10^{-5} s^{-1}) 分布。(a) 各位渦擾動對相對渦度之貢獻與 (b) 濕位渦擾動(ms)分解為深對流(msd)及層狀雲(mss)對相對渦度之貢獻(Chen *et al.* 2003)。

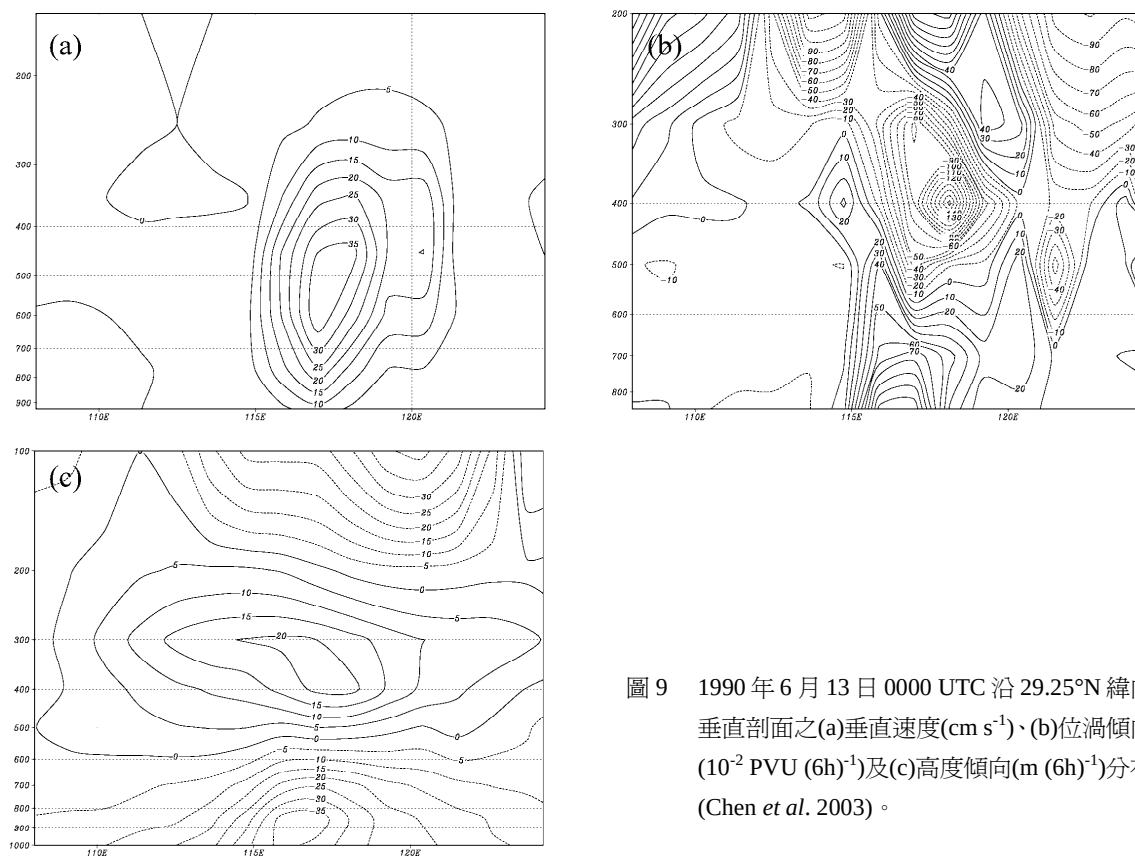


圖 9 1990 年 6 月 13 日 0000 UTC 沿 29.25°N 緯向垂直剖面之(a)垂直速度(cm s^{-1})、(b)位渦傾向($10^{-2} \text{ PVU (6h)}^{-1}$)及(c)高度傾向(m (6h)^{-1})分布(Chen *et al.* 2003)。

，低層的正位渦將大幅度的增強，而形成低層的強水平風切與低壓槽，顯示此鋒生乃透過低層位渦與積雲對流潛熱釋放之 CISK 機制而來。

最近 Chen et al. (2007)利用二維鋒生函數，探討一個相對而言屬強斜壓性梅雨鋒個案之鋒生過

程，圖 10 為該個案在梅雨季裡 500 hPa 阻塞在不尋常地理位置形成與深槽影響副熱帶時發生鋒生過程之綜觀形勢，6 月 8 日 0000 UTC 東亞主槽在大陸東北部，有另一短波槽位在華中地區，6 月 10 日 0000 UTC 高度脊在蒙古一帶增強並向東北

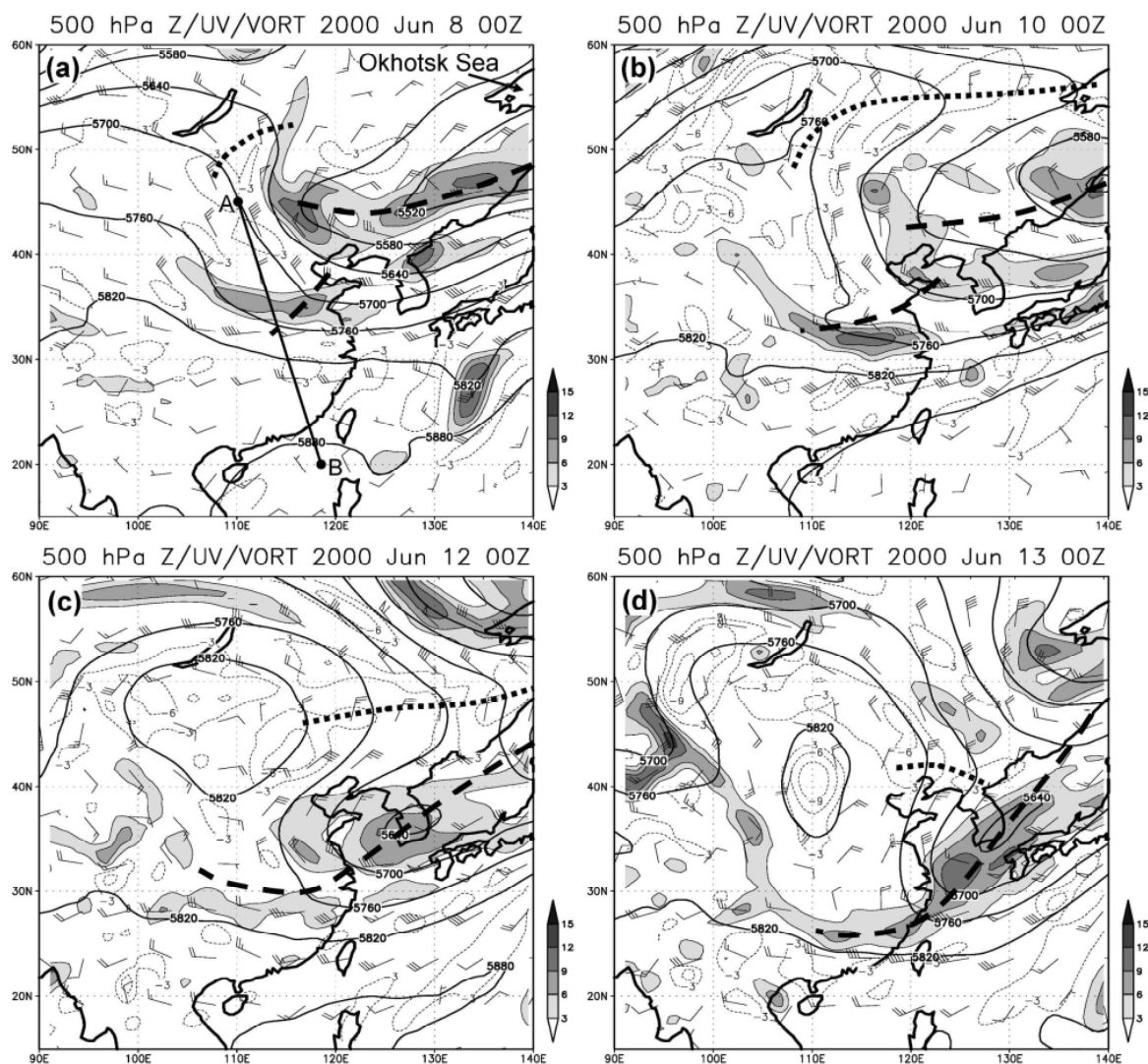


圖 10 2000 年 6 月(a) 8 日、(b) 10 日、(c) 12 日及(d) 13 日 0000 UTC 之 500 hPa 高度場（粗實線，間距為 60 gpm）、相對渦度場（間距為 $3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；實線陰影區為正值，虛線區為負值，零值線未示）及風場（全、半桿風標分別表示 5 、 2.5 m s^{-1} ）。粗虛線與粗點線分別為槽線與脊線(Chen et al. 2007)。

延伸至鄂霍次克海附近，主槽也隨之加深，6月12日 0000 UTC 華北地區有一阻塞高壓，韓國有一割離低壓形成，表示東亞主槽向南移動且加深，在長江口附近有大尺度合流現象，6月13日 0000 UTC 阻塞高壓向南移動並減弱，高壓脊也迅速的減弱，東亞主槽繼續向南移動，槽後仍有很強的北風。圖 11 為 925 hPa 分析，梅雨鋒面之溫度梯度由 6 月 8 日起增強，在 6 月 10 日 1200 UTC

達最強，之後維持相當強度至 6 月 12 日。沿鋒面於 $108^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 之平均鋒生函數及各貢獻項由鋒南 5.625° 至鋒北 7.875° 間之分布，如圖 12 所示。顯見，各不同鋒生過程在不同鋒生階段之貢獻亦有不同，但整體而言，鋒生函數分布顯示梅雨鋒生與強度維持主要由輻合與變形過程而來。

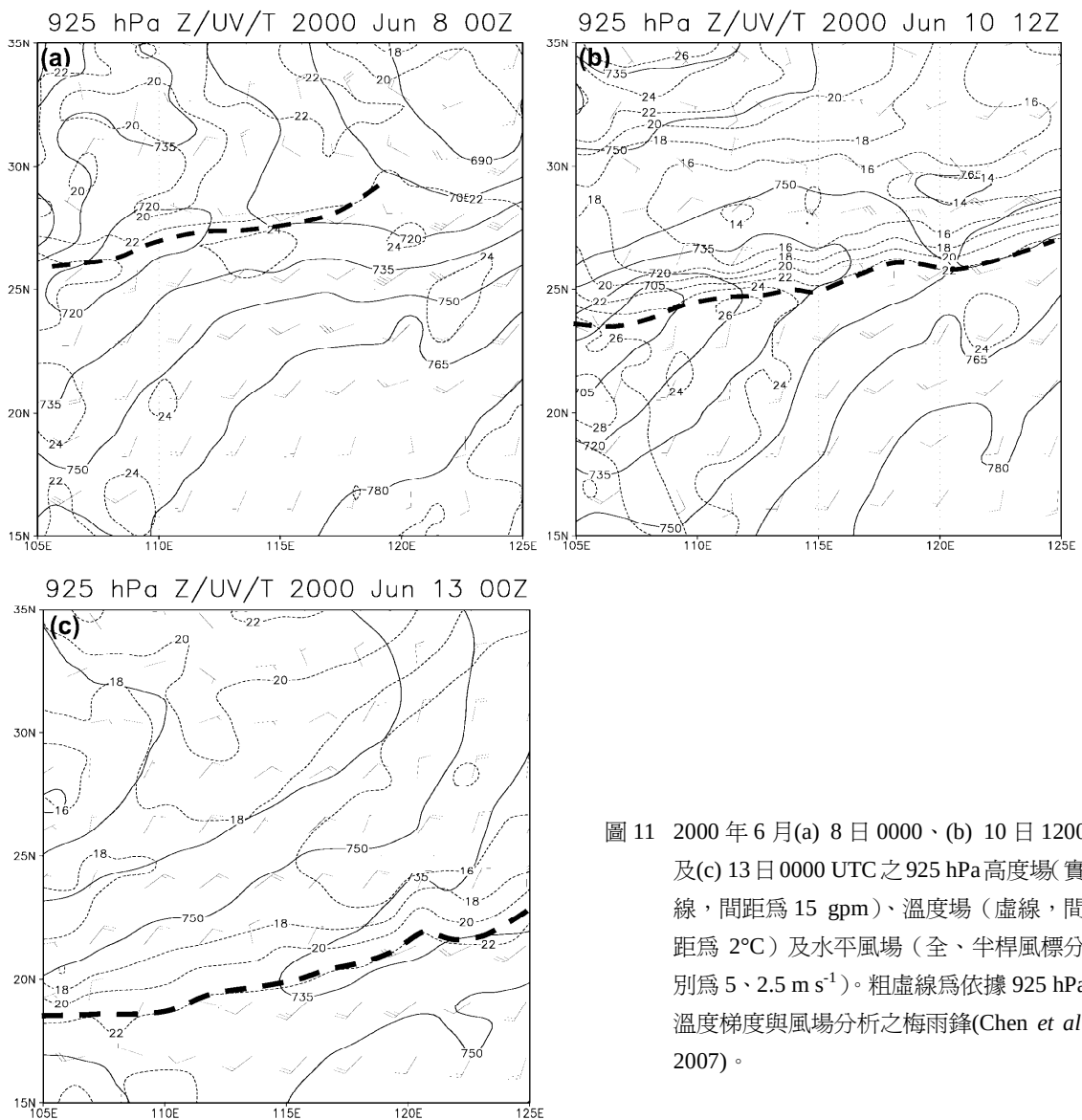


圖 11 2000 年 6 月(a) 8 日 0000、(b) 10 日 1200 及(c) 13 日 0000 UTC 之 925 hPa 高度場(實線，間距為 15 gpm)、溫度場(虛線，間距為 2°C)及水平風場(全、半桿風標分別為 5 、 2.5 m s^{-1})。粗虛線為依據 925 hPa 溫度梯度與風場分析之梅雨鋒(Chen *et al.* 2007)。

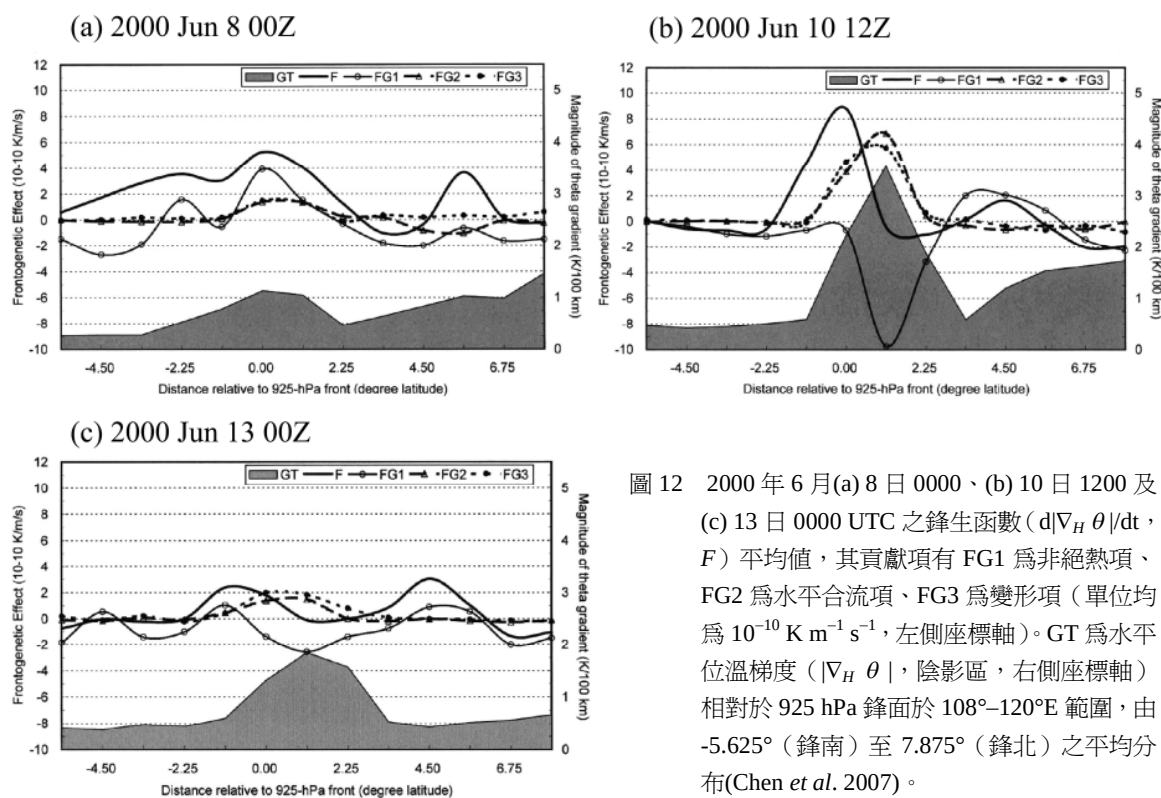


圖 12 2000 年 6 月(a) 8 日 0000、(b) 10 日 1200 及 (c) 13 日 0000 UTC 之鋒生函數 ($d|\nabla_H \theta|/dt$, F) 平均值, 其貢獻項有 FG1 為非絕熱項、FG2 為水平合流項、FG3 為變形項 (單位均為 $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 左側座標軸)。GT 為水平位溫梯度 ($|\nabla_H \theta|$, 陰影區, 右側座標軸) 相對於 925 hPa 鋒面於 $108^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$ 範圍, 由 -5.625° (鋒南) 至 7.875° (鋒北) 之平均分布(Chen *et al.* 2007)。

(三) 鋒面移動

當梅雨鋒面南移至台灣南部地區或巴士海峽後, 常減弱消散或北退再度影響台灣地區, 造成一道梅雨鋒面系統影響台灣地區二度降水高峯或豪(大)雨的現象(例如: 陳 2002)。因此, 鋒面北移現象與北退機制之了解在預報作業上與科學上均為一重要課題。Yeh and Chen (2004) 研究發生於 2001 年 5 月 28 日北退之梅雨鋒面個案, 梅雨鋒面通過台灣受到地形影響分成兩段, 在 5 月 28 日 0000 UTC 台灣東側鋒面之溫度梯度較西側鋒面弱, 移速較西側鋒面快, 5 月 28 日 1200 UTC 東側鋒面北退至台灣東北方海面, 呈現滯留狀態, 並產生擾動, 在東側鋒面的西側形成低壓, 增強鋒面環流, 造成宜蘭地區有最大日雨量 307

mm, 花蓮西南邊次之(日雨量大於 100 mm)。5 月 28 日 0000~1200 UTC 西側鋒面向南移動, 造成台灣西南部有零星降水。5 月 28 日 0000~1800 UTC 期間南海有一低壓系統生成、發展並持續向東北方移動, 造成台灣西南部山區有較大降水。該研究發現, 潛熱釋放可能為台灣東側鋒面北退與鋒面發展之主要原因。圖 13 為 850 hPa 分析, 顯示此豪雨事件不似於中央山脈以西發生者, 並無 LLJ 存在, 而於地面梅雨鋒面氣旋附近則有最大相對渦度。同時, 於地面鋒面北側之東北氣流並不存在於 850 hPa, 顯示冷空氣相當淺薄。Chen *et al.* (2006) 探討另一發生於 1998 年 6 月 7~8 日北退之梅雨鋒面個案, 6 月 7 日 1200 UTC 梅雨鋒面呈東-西走向位在台灣南端, 在台灣海峽南方的鋒面上產生擾動, 隨後發展並迅速向東北方移

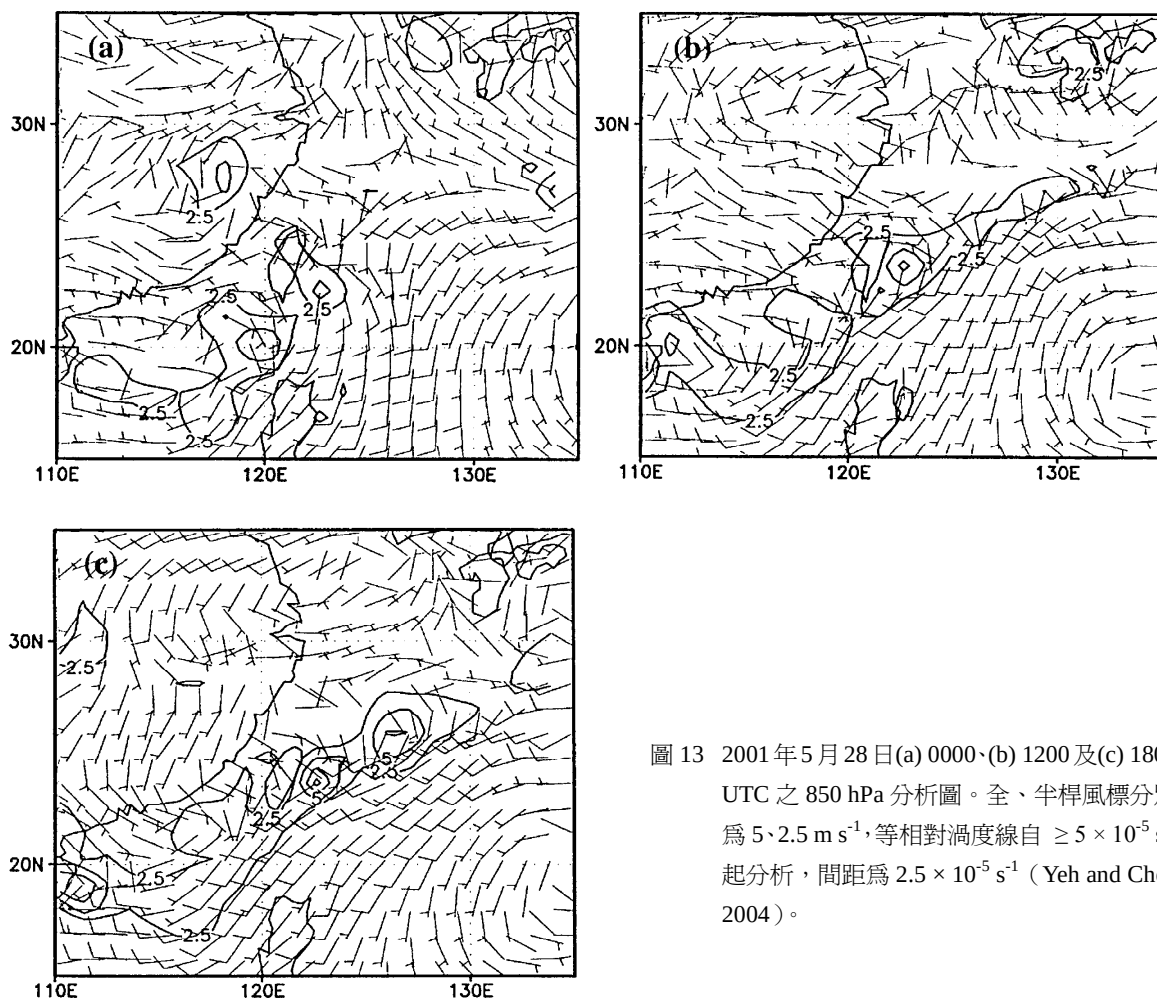


圖 13 2001 年 5 月 28 日(a) 0000、(b) 1200 及(c) 1800 UTC 之 850 hPa 分析圖。全、半桿風標分別為 5 、 2.5 m s^{-1} ，等相對渦度線自 $\geq 5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 起分析，間距為 $2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Yeh and Chen 2004)。

動，在 6 月 7 日 1800 UTC 移近台灣西南部海岸，於 6 月 8 日 0000 UTC 移至台灣東北部，導致台灣西南部豪大雨事件，最大降水出現在西南部海岸與中央山脈西南側，日雨量超過 200 mm，期間並於 6 月 7 日 1800 UTC 至 6 月 8 日 0000 UTC 之 6 小時內降下 357 mm。台灣東側鋒面於 6 月 8 日 0000~0600 UTC 期間持續北退，台灣西側鋒面呈現滯留狀態。圖 14 為 6 月 7 日 1200 UTC 至 8 日 0600 UTC 之 850 hPa 分析，位在台灣海峽的槽持續向東移動，並在台灣東部加深，伴隨風速增強，形成 LLJ，顯見此一鋒面北退並伴隨 LLJ

之形成。片段位渦反演結果顯示，伴隨中尺度對流系統之潛熱加熱產生低層正位渦擾動與高度場下降，而因高度梯度之增強產生向西北之非地轉風，此非地轉風透過科氏加速產生 LLJ，鋒面北退即由此非絕熱加熱的西南氣流增強而來（圖 15）。

圖 16 與圖 12 為相同個案，即相對而言較強斜壓性梅雨鋒沿鋒面平均之南北兩側鋒生函數 ($d|\nabla_H \theta|/dt; F$)、水平位溫梯度局部傾向 ($\partial|\nabla_H \theta|/\partial t; LT$)、水平位溫梯度平流 ($-\vec{V} \cdot \nabla_H |\nabla_H \theta|; ADV$) 及水平位溫梯度 ($|\nabla_H \theta|; GT$) 之時間分布。顯然，

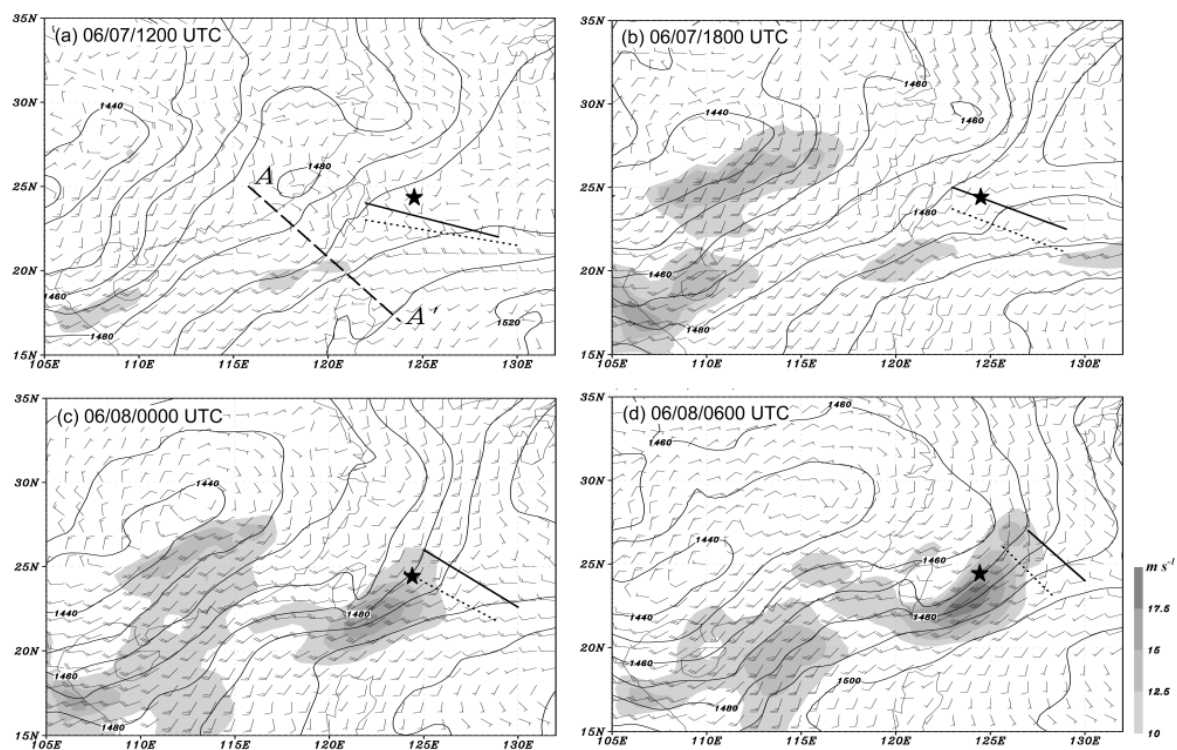


圖 14 1998 年 6 月 7 日(a) 1200、(b) 1800、8 日(c) 0000 及(d) 0600 UTC 之 850 hPa 高度場（實線，間距為 10 gpm）、風場（全、半桿風標分別為 5、2.5 m s^{-1} ，陰影區為風速 $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ）。粗實線（粗點線）為依據最大相當位溫梯度（相對渦度）所分析之梅雨鋒面位置，「★」為石垣島測站(Ishigakijima)位置(Chen *et al.* 2006)。

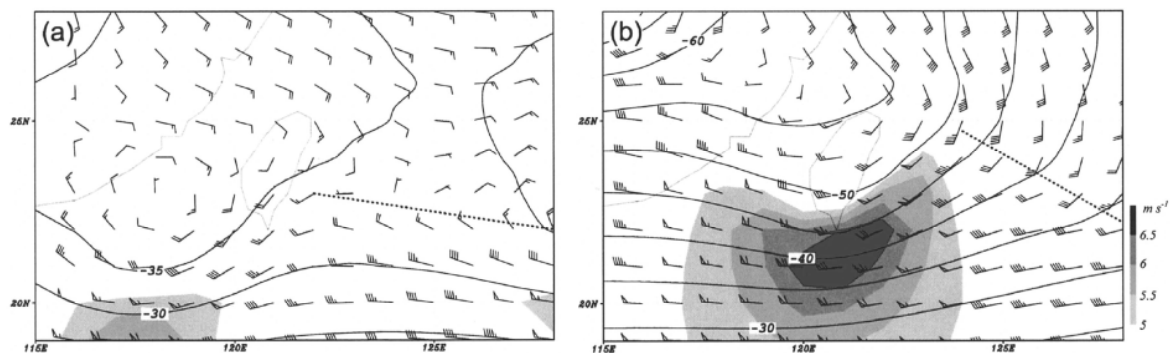


圖 15 2000 年 6 月(a) 7 日 1200 與(b) 8 日 0000 UTC 之 850 hPa 伴隨潛熱釋放之位渦擾動部分之非線性平衡高度場（間距為 5 gpm）與風場（全、半桿風標分別為 5、2.5 m s^{-1} ）。陰影區為風速 $\geq 5 \text{ m s}^{-1}$ ，點線為鋒面位置(Chen *et al.* 2006)。

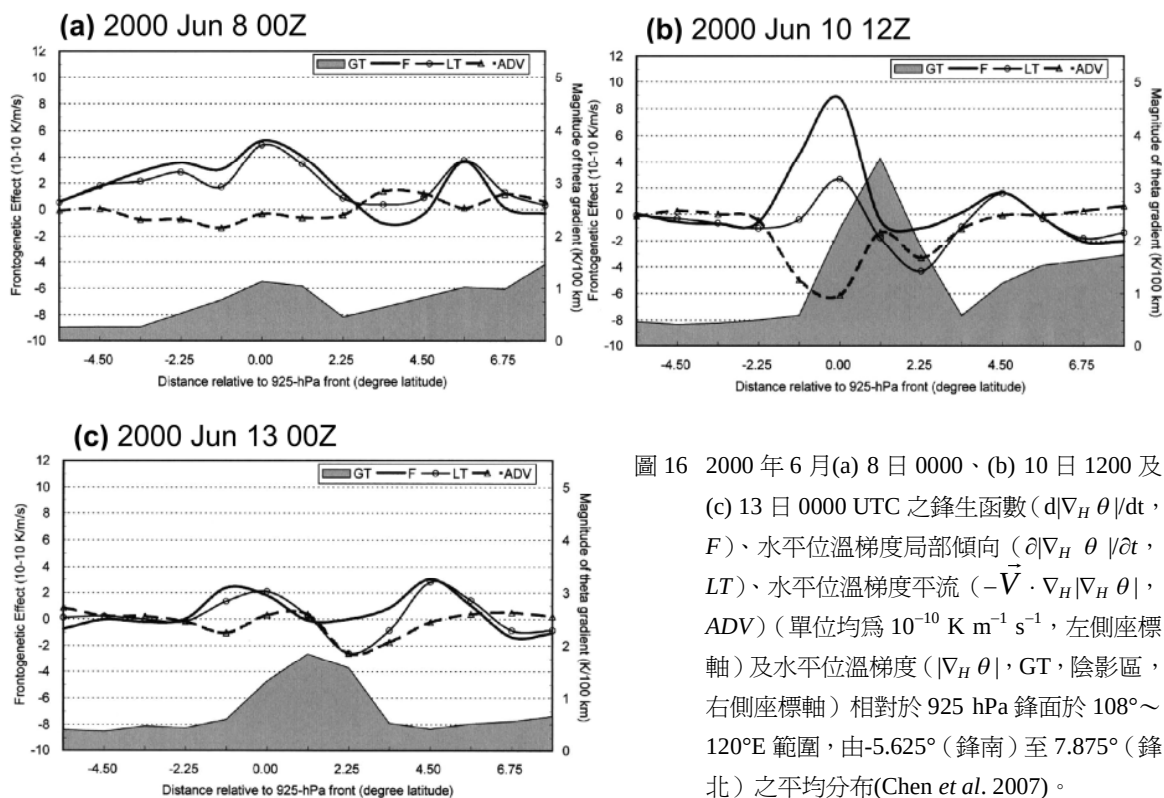


圖 16 2000 年 6 月(a) 8 日 0000、(b) 10 日 1200 及 (c) 13 日 0000 UTC 之鋒生函數 ($d|\nabla_H \theta|/dt$, F)、水平位溫梯度局部傾向 ($\partial|\nabla_H \theta|/\partial t$, LT)、水平位溫梯度平流 ($-\vec{V} \cdot \nabla_H |\nabla_H \theta|$, ADV) (單位均為 $10^{-10} \text{ K m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 左側座標軸) 及水平位溫梯度 ($|\nabla_H \theta|$, GT , 陰影區, 右側座標軸) 相對於 925 hPa 鋒面於 $108^\circ \sim 120^\circ \text{E}$ 範圍, 由 -5.625° (鋒南) 至 7.875° (鋒北) 之平均分布(Chen *et al.* 2007)。

當 LT 與鋒面區有相位差時, 則鋒面即有移動, 而此鋒面移動則可由 F 項之傳播(propagation)及平流(ADV)項之傳送而來。由不同時間各項分布之相對位置顯示, 對梅雨鋒面移動而言, 除鋒面北側冷空氣平流導致鋒面南移之外, 鋒生函數 F 在鋒面南側有最大值, 亦將導致梅雨鋒向南傳播。由此個案之診斷分析, 顯然, 梅雨鋒面移動可由動力上的傳播(propagation)及/或運動上之平流傳送(transport)而來。

三、低層噴流 (LLJ)

Chen (2004)曾針對梅雨季之 LLJ 研究進行回顧, 特別是在鋒面之水平與垂直結構(Chen 1977; Chen and Hsu 1997)、LLJ 與豪雨之關係(陳與紀 1978; Chen 1979; 1983; Chen and Yu

1988)、LLJ 之形成機制(陳與紀 1978; Akiyama 1973; Chen and Yu 1988; Q. Chen 1982; Y. L. Chen *et al.* 1997; Chou *et al.* 1990; Hsu and Sun 1994; Matsumoto and Ninomiya 1969) 等方面做了整理與回顧。最近, Chen *et al.* (2005)分析梅雨季台灣北部 LLJ 氣候特徵及其與豪雨事件之關係, 圖 17 為 1985~1994 年間影響台灣北部地區 30 個 LLJ 個案不同時間之空間頻率分布。顯見, LLJ 在青藏高原東側 $20^\circ \sim 30^\circ \text{N}$ 之華南形成, 最大頻率主軸呈東北-西南走向且約與地形平行。當 LLJ 東移, 其分布型態逐漸拉長且最大頻率主軸逐漸轉為東北東-西南西走向。圖 18 為不同類型 LLJ 所在高度之氣壓與最大風速頻率分布, 顯見單一噴流(SJ)與雙噴流(DJ)出現頻率最大高度皆在 900~925 hPa 與 825~850 hPa, 在 700 hPa 以上個案較

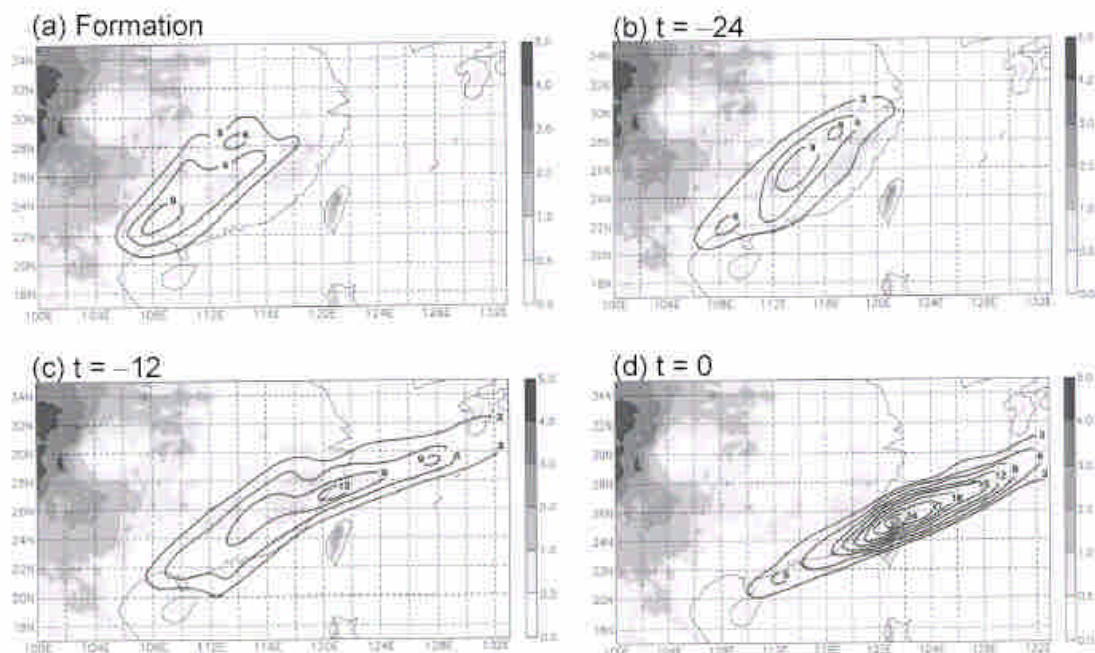


圖 17 1985~1994 年 5~6 月期間之 850 hPa 影響台灣北部地區(24°-26°N、120.5°-122.5°E)之 30 個低層噴流個案($\geq 10 \text{ m s}^{-1}$) 在(a)形成、(b)形成前 24 小時(-24)、(c)形生成前 12 小時(-12)及(d)移至台灣北部地區(0)之空間頻率分布。陰影表示地形,間距為 500 公尺(Chen *et al.* 2005)。

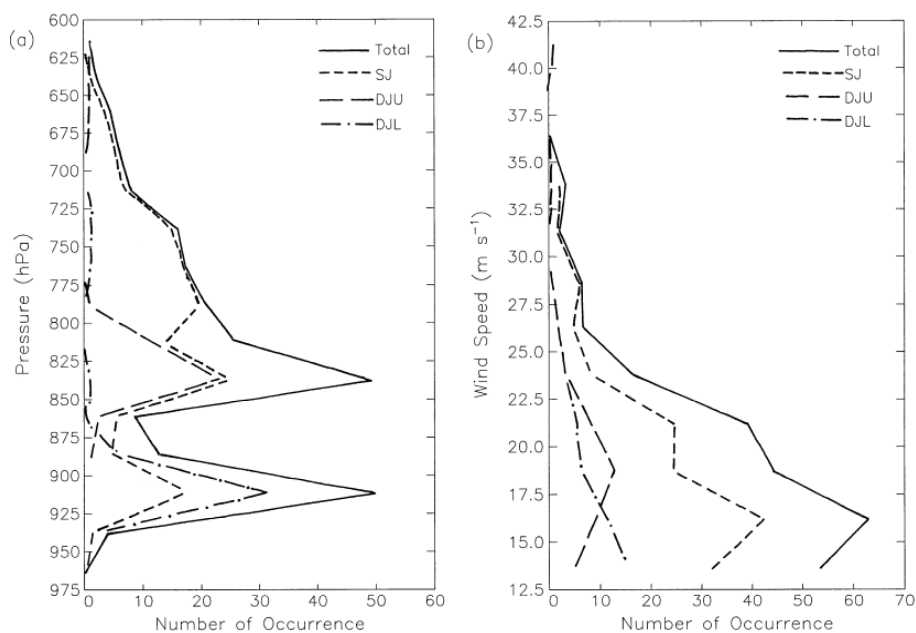


圖 18 1985~1994 年 5~6 月期間,台灣北部地區不同類型低層噴流之(a)氣壓(hPa)與(b)最大風速(m s^{-1})頻率分布。「SJ」為單一噴流、「DJU」與「DJL」分別為雙噴流之上層噴流與下層噴流(Chen *et al.* 2005)。

少。900 hPa 以上以 SJ 最常出現，特別是在 600 ~800 hPa。當 LLJ 風速大於 20 ms^{-1} 時，所有型態之 LLJ 頻率幾皆隨風速之增大而減少，DJL(雙噴流之下層噴流)個案並無超過 25 ms^{-1} 者，而其他型態則有少數超過 $30 \sim 40 \text{ ms}^{-1}$ 個案。圖 19 為 850 與 700 hPa LLJ 通過台灣北部前 24 小時至後 36 小時間之 A 型(單一測站 24 小時累積雨量 $\geq 100 \text{ mm}$) 與 B 型($100 \text{ mm} >$ 單一測站 24 小時累積雨量 $\geq 50 \text{ mm}$) 豪雨發生頻率，顯見兩型豪雨事件發生機率皆在 LLJ 抵達後增加，顯示 LLJ 與豪雨發生之密切關聯。該研究亦顯示，移行性

較非移行性 LLJ 具有較大尺度、較強、較深厚、較持續且與豪雨事件關係較密切。

如上章所述，Chen et al. (2006)研究的鋒面北退個案亦伴隨鋒南噴流之形成(圖 14)，該個案之非地轉風場、沿等高線方向之風向量局部傾向及其與 LLJ 之關係時間分布，如圖 20 所示。顯見，伴隨中尺度對流系統之潛熱加熱使低層高度場下降，而增強之高度梯度則產生向西北往中尺度對流區流動之非地轉風。因此，LLJ 遂透過科氏加速在中尺度對流系統之東南側形成。1998 年 6 月 8 日 0000 UTC 片段位渦反演的結果(圖 21)，

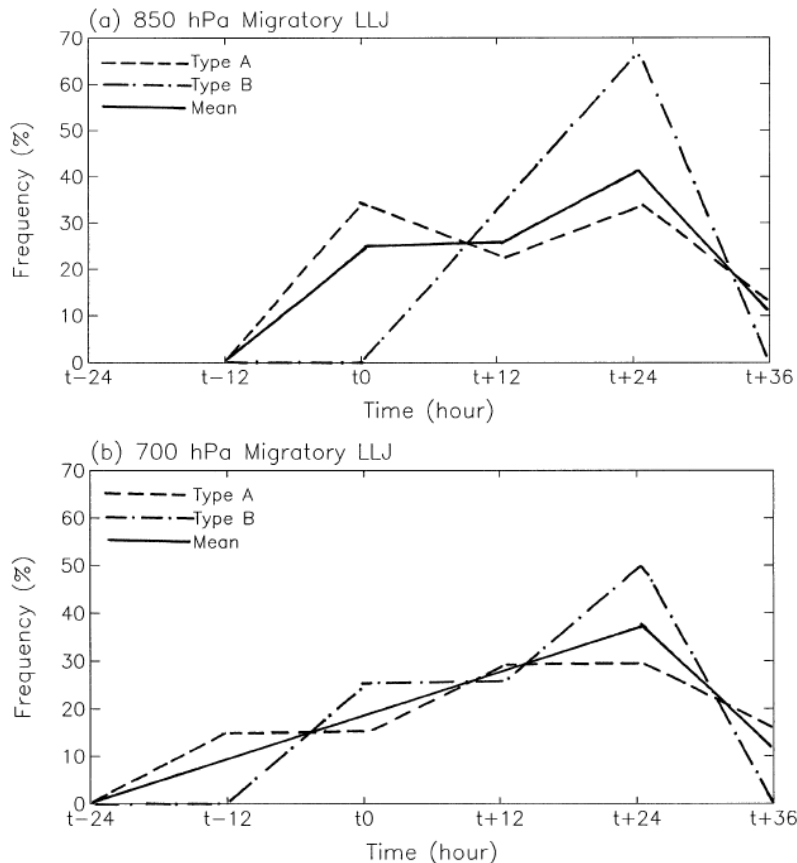


圖 19 當(a)850 hPa 與 700 hPa 之 A 型與 B 型低層噴流通過台灣北部地區 ($24^{\circ} \sim 26^{\circ} \text{N}$ 、 $120.5^{\circ} \sim 122.5^{\circ} \text{E}$) (即 t_0) 前 24 (t_{-24}) 小時至後 36 (t_{+36}) 小時之豪雨發生機率 (%) (Chen et al. 2005)。

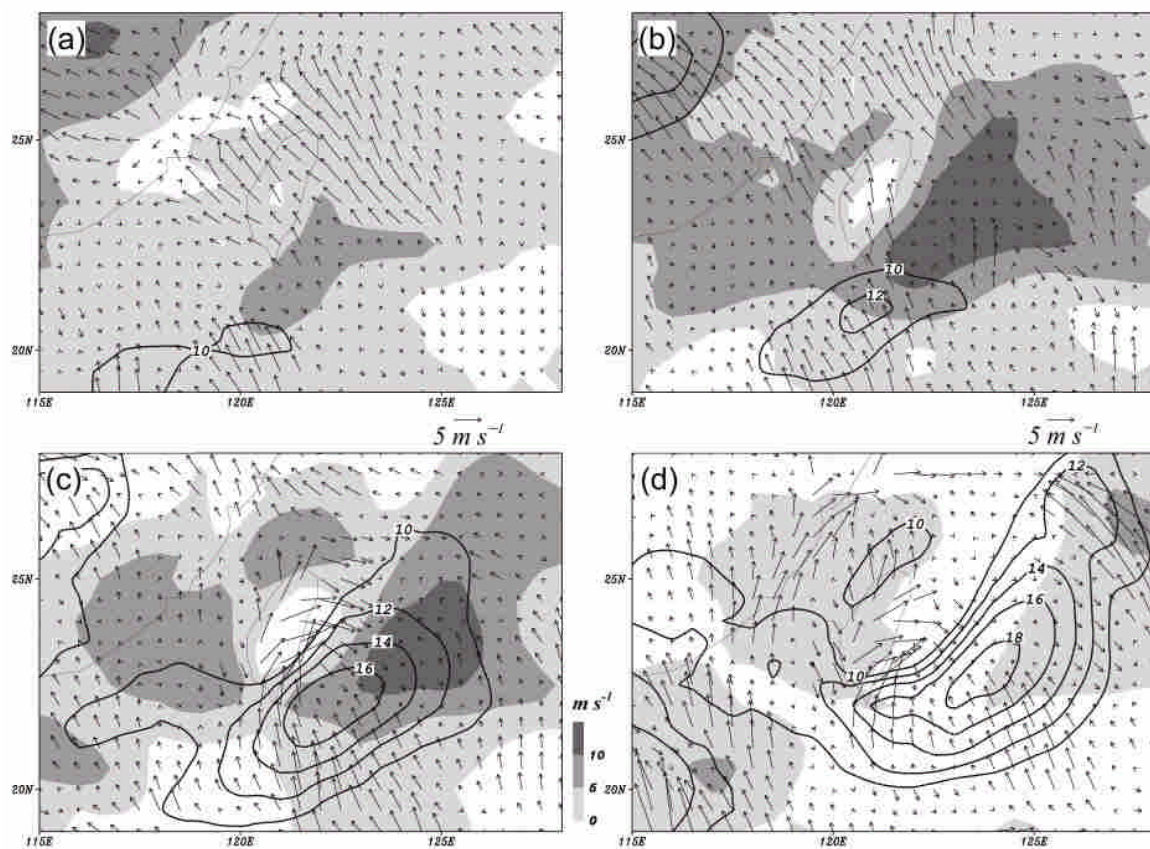


圖 20 1998 年 6 月 7 日(a) 1200、(b) 1800、8 日(c) 0000 及(b) 0600 UTC 之 850 hPa 垂直於等高線之非地轉風分量(箭頭, 單位為 m s^{-1})與沿等高線方向之風向量局部傾向(陰影區, 單位為 $\text{m s}^{-1} (12 \text{ h})^{-1}$)。粗實線為 850 hPa 低層噴流等風速線 ($\geq 10 \text{ m s}^{-1}$, 間距為 2 m s^{-1}) (Chen *et al.* 2006)。

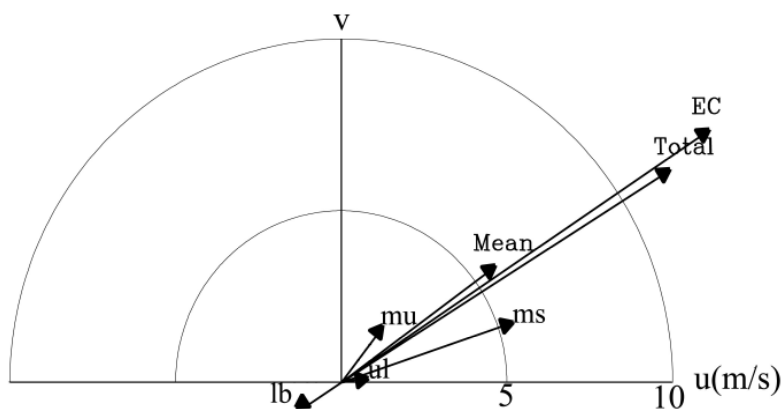


圖 21 1998 年 6 月 8 日 0000 UTC 之低層噴流區域平均風場圖。EC 為 ECMWF 網格分析資料風場、Total 為總位渦擾動反演之平衡風場, mean 為 1998 年 5 月 15 日至 6 月 15 日之平均風場。ul 與 lb 分別為上下邊界以及 ms 與 mu 分別為飽和與未飽和之位渦擾動反演風場(Chen *et al.* 2006)。

顯示 LLJ 之形成與增強實由於在平均背景西南季風氣流(mean: 6 ms^{-1})裡，疊加上由組織性中尺度對流系統之潛熱加熱效應產生之西南風(ms)而來。

四、鋒面低壓

Chen (2004)亦曾對梅雨季之低壓擾動進行回顧，特別是在梅雨鋒上發展且沿鋒面移行之中- α

與中- β 尺度低壓擾動之結構特徵(Chang et al. 1998; Ding 1992; Kuo et al. 1986)與旋生過程(S. J. Chen and Dell'Osso 1984; Chang et al. 2000; Kuo et al. 1988; Zhao et al. 1982)，唯這些低壓擾動皆屬發生於華中長江流域一帶較高緯度之梅雨鋒面上者。最近，Chen et al. (2007)選取發生於較低緯度之華南與台灣地區梅雨鋒上之低壓擾動發展個案(圖 22)，於 2003 年 6 月 6 日 0000 UTC 850 hPa 溫度梯度微弱，無顯著的鋒面特徵，低壓南側出

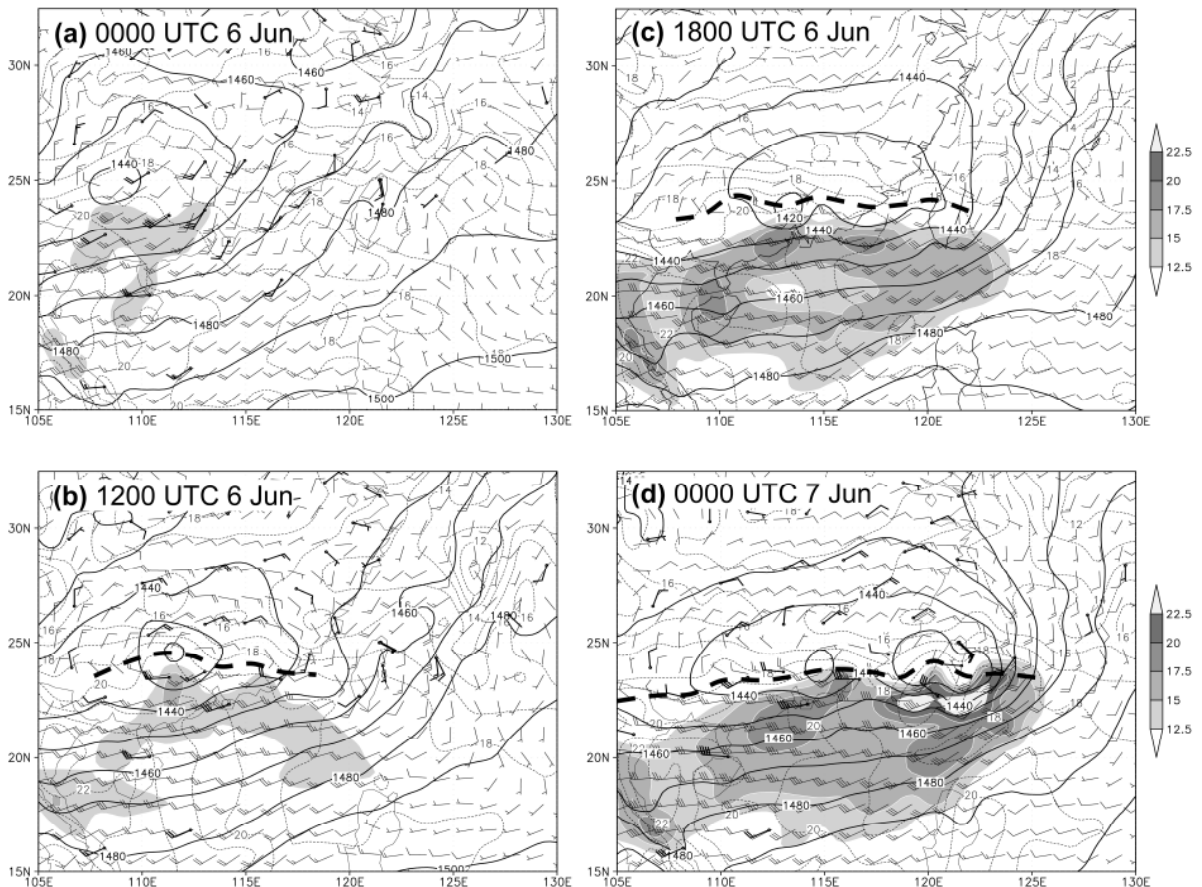


圖 22 2003 年 6 月 6 日(a) 0000、(b) 1200、(c) 1800 及 7 日(d) 0000 UTC 之 850 hPa 高度場（實線，間距為 10 gpm）、溫度場（虛線，間距為 1°C ）及風場（細風標，全、半桿分別為 5 、 2.5 m s^{-1} ，陰影區為風速 $\geq 12.5 \text{ m s}^{-1}$ ）之分布；粗風標為探空觀測，粗虛線為 850 hPa 梅雨鋒面位置(Chen et al. 2007)。

現大於 12.5 m s^{-1} 的西南風，6 月 6 日 1200 UTC 至 7 日 0000 UTC 有顯著的風切線且溫度梯度持續增強，鋒生效應伴隨低壓增強與低壓槽向東延伸，鋒面南側強風速區域擴大，形成 LLJ，氣旋式渦度在短短 24 小時內顯著增強。利用片段位渦反演以診斷分析此個案其旋生機制，該個案之鋒上低壓擾動伴隨之相對渦度分布，如圖 23 所示。顯見，低壓擾動在梅雨鋒上形成並呈現波狀分布，且沿鋒面向東移動發展。同時，鋒上低壓擾動南側亦伴隨有局部 LLJ 之形成與發展。片段位渦反演之診斷分析結果顯示，鋒面低壓之發展係由類似 CISK 機制，由鋒面位渦中心與積雲對流間非線性交互作用之正回饋機制而來。圖 24 為各位渦擾動分量對鋒面與鋒上擾動渦度變化之貢

獻，由 6 月 6 日 1800 UTC 至 7 日 0000 UTC 之擾動發展，幾皆由伴隨潛熱釋放之位渦擾動(ms)而來，顯示鋒面維持與發展，與潛熱釋放有密切的關係。與潛熱釋放有關之 850 hPa 位渦擾動與非線性平衡風場顯示，鋒面低壓環流於 7 日 0000 UTC 增強（圖 25），環繞位渦擾動區之南側、東側及東北側均有風速大於 7.5 m s^{-1} 之強風區，位渦擾動最大區之南側局部區域有最強風速區出現，顯示 LLJ 的發展與伴隨潛熱釋放之位渦擾動(ms)有密切關係，且其型態與強度皆與圖 22d 所示者相似。

五、地形效應

Chen (2004)曾針對台灣梅雨季由地形效應產

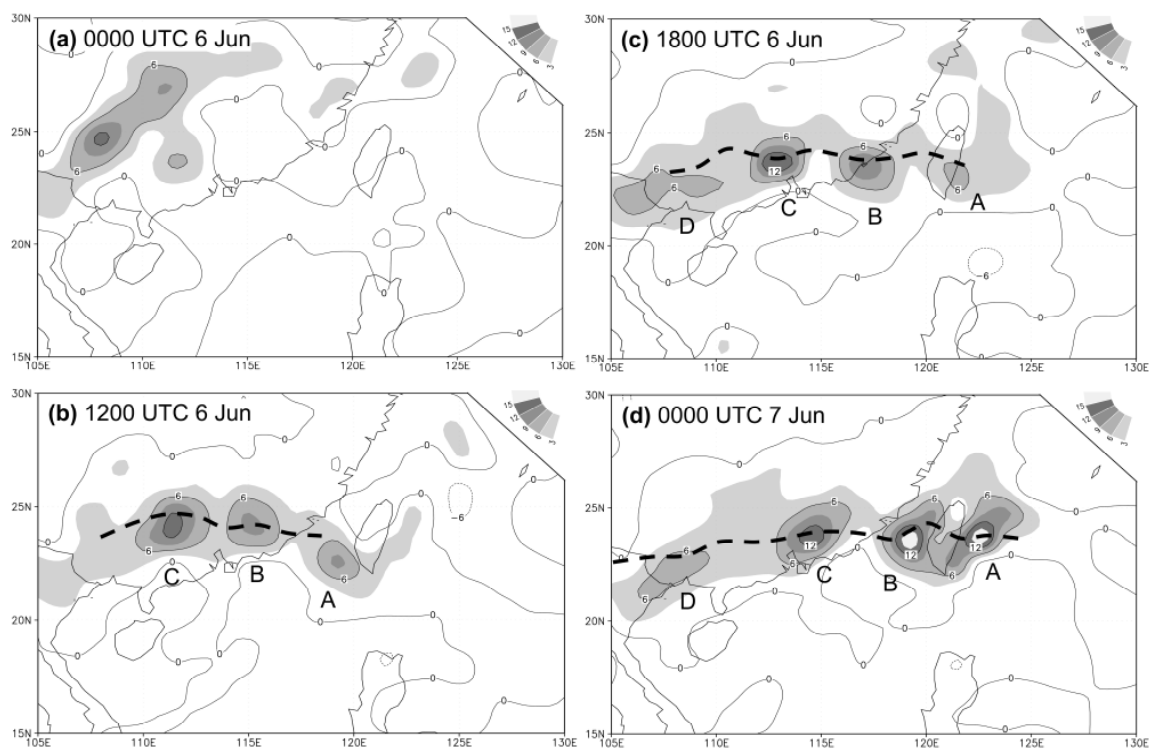


圖 23 2003 年 6 月 6 日(a) 0600、(b) 1200、(c) 1800 及(d) 7 日 0000 UTC 之 850 hPa 相對渦度分布（間距為 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，陰影區為 $\geq 3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）。粗虛線為 850 hPa 梅雨鋒面位置(Chen *et al.* 2007)。

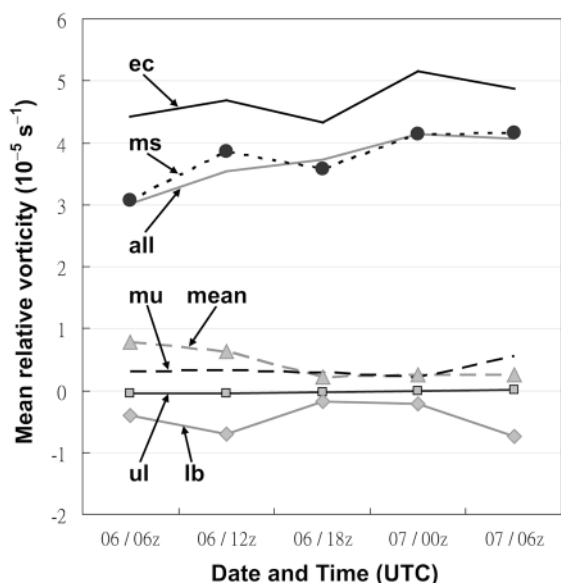


圖 24 2003 年 6 月 6 日 0600 至 7 日 0600 UTC，每 6 小時之 850 hPa 總位渦擾動反演(all)與各片段位渦擾動反演對梅雨鋒面區域平均相對渦度（單位為 10^{-5} s^{-1} ）之貢獻。各片段位渦擾動 ul、lb、ms 及 mu 分別為上邊界、下邊界、飽和與未飽和部分，mean 為 2003 年 5 月 15 日～6 月 15 日之平均，ec 為 ECMWF 網格分析風場(Chen *et al.* 2007)。

生中尺度低壓擾動進行回顧，特別是在其氣候特徵（陳 1978；1990、陳與紀 1980）、個案診斷分析(Chen 1979；陳與俞 1990；Kuo and Chen 1990)及其旋生機制（陳 1978；1990；陳與俞 1990；Y. L. Chen and Hui 1990；Y. L. Chen *et al.* 1989；Lin 1993；Wang and Chen 2002；2003）方面；亦曾針對地形對氣流產生之阻擋效應(Trier *et al.* 1990；Y. L. Chen and Hui 1990；Y. L. Chen *et al.* 1989)進行整理回顧。唯過去不論是觀測或模擬，均較少針對地形在迎風面上游氣流所造成影響方面進行研究。

最近 Wang *et al.* (2005)選取 2002 年 5 月 23 日發生在台灣海峽並造成台灣中北部地區豪雨之

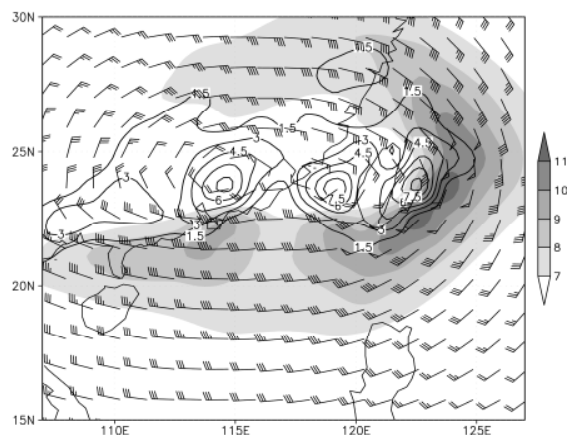


圖 25 2003 年 6 月 7 日 0000 UTC 之 850 hPa 與潛熱釋放有關之 850 hPa 位渦擾動 (0.1 PVU ； $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) 與非線性平衡風場（全、半桿風標分別為 2 、 1 m s^{-1} ，陰影區為 $\geq 5 \text{ m s}^{-1}$ ）(Chen *et al.* 2007)。

線狀對流個案，進行觀測與模擬研究。結果發現，中央山脈之地形阻擋效應使在地形迎風面上游之台灣海峽中北部產生線狀中尺度輻合帶以組織線狀對流。而地形對於上游低層輻合與產生之雲雨分布結果，可由示意圖 26 表示。顯然，當地形減半（Fr 增至約 0.5），雖地形阻擋效應仍在，但迎風面高壓與離岸流較弱，結果使上游低層輻合較弱且較靠近海岸，致使該區對流在抵達中央山脈迎風坡前無法充分發展，因此最大降水發生在山區而非本個案發生在沿海一帶。因此，在現有中央山脈地形影響下，其上游之台灣海峽中北部在盛行西南季風氣流裡可形成中尺度線狀輻合區以激發、組織或增強線狀對流系統。

六、總結與建議

梅雨鋒面系統是華南與台灣地區 5～6 月梅雨季產生季節性降水最大降水之主要原因，而構

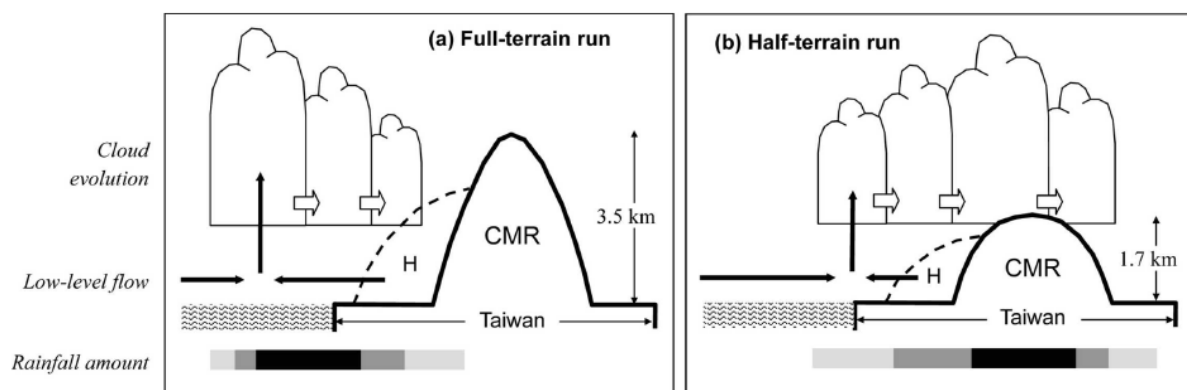


圖 26 以 CReSS 模式模擬台灣中部附近地形對低層輻合之效應、對流發展及降雨分布之結果示意圖。(a)為真實地形高度模擬與(b) 地形高度減半之模擬，陰影區為降雨量與發生位置，色階愈深，降雨量愈多 (Wang et al. 2005)。

成梅雨鋒面系統之主要分量包括梅雨鋒面、低層噴流、鋒面低壓擾動及伴隨梅雨季之地形效應產生之中尺度現象。這些主題在過去曾有很多研究，本文僅對近 5~6 年來筆者針對這些主題的研究結果做一回顧，特別是在海上鋒面的中尺度結構、強斜壓性與弱斜壓性鋒面之鋒生過程、鋒面移動機制、低層噴流之氣候特徵與形成機制、鋒面低壓旋生過程及地形上游區地形效應產生之中尺度現象等方面之研究。結果可摘要如圖 27 所示，梅雨鋒可分具強斜壓性 (∇T 大) 與弱斜壓性 (∇T 小) 兩類，唯均具強相對渦度 (ζ)、位渦 (q) 及水平風切 ($\frac{\partial \bar{V}}{\partial y}$)。梅雨鋒上低壓擾動可透過積雲對流潛熱釋放與低壓間交互作用之 CISK 機制而發展 (即旋生)，低壓發展提供之變形場可導致鋒面增強 (即鋒生)。對於弱斜壓性之梅雨鋒生 (以 ζ 、 q 之增大為參數) 而言，CISK 為有效機制。因此，不論變形場或 CISK，均可使 ∇T 及 / 或 ζ 、 q 、 $\frac{\partial \bar{V}}{\partial y}$ 增強，產生鋒面或使鋒面強度增強。

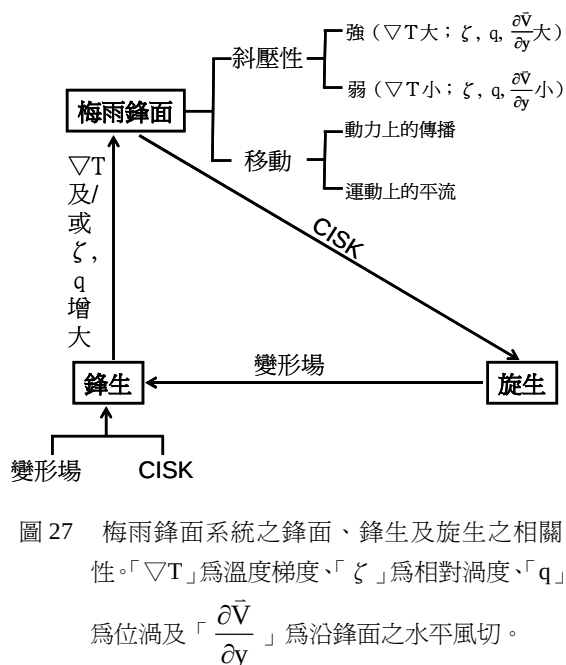


圖 27 梅雨鋒面系統之鋒面、鋒生及旋生之相關性。「 ∇T 」為溫度梯度、「 ζ 」為相對渦度、「 q 」為位渦及「 $\frac{\partial \bar{V}}{\partial y}$ 」為沿鋒面之水平風切。

筆者認為最近這些研究結果雖使我們對於鋒面移動、鋒生、低層噴流形成及鋒面低壓增強發展等機制增加許多了解，特別是在弱斜壓性梅雨鋒生方面，但是未來仍有賴更多的觀測診斷分析與模式模擬研究，以使我們對於這些現象之形成與增強機制有更深入確切的了解。

致 謝

感謝廖珮娟小姐在本文編輯方面之協助，並感謝國科會專案計畫 NSC 96-2111-M-002-010-MY3 與 NSC 96-2111-M-002-011 之支持。

參考文獻

- 吳宗堯與陳泰然，1983：台灣地區春至初夏之局部性豪雨研究。中央氣象局和台大大氣科學系。研究報告，90 頁。
- 吳宗堯與陳泰然，1988：台灣地區中尺度實驗後續研究推動計畫：計畫辦公室(一)。國科會，研究報告 NSC 77-0202-M052-08，34 頁。
- 吳宗堯與陳泰然，1989：台灣地區中尺度實驗後續研究推動計畫：計畫辦公室(二)。國科會，研究報告 NSC 78-0202-M052-07，16 頁。
- 吳宗堯、陳泰然等，1986：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫。第一階段實驗，國科會，防災科技研究報告 75-06，65 頁。
- 周仲島、洪景山及鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，18，239-264。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文集編，國科會，150-157。
- 陳泰然，1985：劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫之可行性研究。國科會，防災科技研究報告 73-42，32 頁。
- 陳泰然，1986a：台灣地區中尺度實驗(TAMEX)之實驗設計。國科會，防災科技研究報告 75-01，93 頁。
- 陳泰然，1986b：台灣地區中尺度實驗(TAMEX)之初步實地作業計畫。國科會，防災科技研究報告，75-02，100 頁。
- 陳泰然，1987a：「台灣地區中尺度實驗」(TAMEX)之科學管理。國科會，防災科技研究報告 76-26，77 頁。
- 陳泰然，1987b：「台灣地區中尺度實驗計畫(TAMEX)」之緣起規畫與實施。氣象預報與分析，113，7-34。
- 陳泰然，1987c：「台灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX)之回顧與展望。科學發展月刊，15，1740-1752。
- 陳泰然，1988：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1990：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特徵。大氣科學，18，73-84。
- 陳泰然，1993：「台灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX)：十年的回顧與展望。科學發展月刊，21，1002-1014。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之豪雨研究。大氣科學，22，455-477。
- 陳泰然，2000：台灣豪雨研究回顧與展望。科學發展月刊，28，103-106。
- 陳泰然，2001：台灣地區之災變天氣與研究。科學發展月刊，29，851-858。
- 陳泰然，2002：梅雨季豪（大）雨預報技術之發展與整合—子計畫：梅雨季豪（大）雨與定量降水預報之中尺度氣候研究(I)。台大大氣科學研究所，防災科技研究報告 NSC 90-2625-Z002-006，98 頁。

- 陳泰然, 2004: 近期梅雨鋒面研究之回顧。大氣科學, 32, 225-245。
- 陳泰然、曲克恭及俞家忠, 1991: 台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規劃與執行計畫: 預報實驗計畫辦公室(一)。國科會, 防災科技研究報告 80-06 號, 49 頁。
- 陳泰然與吳宗堯, 1985: 劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫之先驅研究。國科會, 防災科技研究報告 74-25, 108 頁。
- 陳泰然與吳宗堯, 1987: 台灣地區中尺度實驗計畫。國科會, 防災科技研究報告 76-19, 133 pp+五項附錄。
- 陳泰然與俞家忠, 1990: 鋒面與中尺度低壓在豪雨之角色: TAMEX 第一階段之兩個個案。大氣科學, 18, 129-147。
- 陳泰然與紀水上, 1978: 台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學, 5, 35-47。
- 陳泰然與紀水上, 1980: 台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓之研究。大氣科學, 7, 39-48。
- 陳泰然與張領孝, 1990: 台灣地區中尺度實驗後續研究推動計畫: 計畫辦公室(三)。國科會, 研究報告 NSC 79-0202-M052-07, 21 頁。
- 陳泰然與蔡清彥, 1978: 台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡 ω 值之分析。台大大氣科學系研究報告 Mei-Yu-002, 44 頁。
- 陳泰然、蔡清彥及曲克恭, 1985: 美國「PRE-STORM」實驗計畫及中美合作「台灣地區中尺度天氣實驗研究 TAMEX」之芻議。科學發展月刊, 13, 1426-1437。
- 陳泰然與謝信良, 1992a: 台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗之規劃與執行計畫: 預報實驗計畫辦公室(二)。國科會, 防災科技研究報告 81-12 號, 60 頁。
- 陳泰然與謝信良, 1992b: 台灣地區中尺度實驗計畫 1992 年預報實驗。台大大氣科學系, 交通部/國科會氣象科技合作研究推動方案 NSC 81-0202-M002-548, 25 頁。
- 陳泰然與謝信良, 1993: 台灣地區中尺度實驗計畫之整體檢討與評估: 計畫辦公室(三)。國科會, 防災科技研究報告 82-06 號, 159 頁。
- 蔡清彥、洪秀雄及陳泰然, 1988: TAMEX 後續研究之規畫。國科會, 研究報告 NSC-77-0202-M002-11, 39 頁。
- Akiyama, T., 1973: Ageostrophic low-level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area. *J. Meteor. Soc. Japan*, 51, 205-208.
- Chang, C. P., S. C. Hou, H. C. Kuo, and G. T. J. Chen, 1998: The development of an intense East Asian summer monsoon disturbance with strong vertical coupling. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2692-2712.
- Chang, C. P., L. Yi, and G. T. J. Chen, 2000: A numerical simulation of vortex development during the 1992 East Asian summer monsoon onset using the Navy Regional model. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 1604-1631.
- Chen, C., W. K. Tao, P. L. Lin, G. S. Lai, S. F. Tseng, and T. C. C. Wang, 1998: The intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 349-371.
- Chen, G. T. J., 1977: An analysis of moisture and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 1, 11, 1-21
- Chen, G. T. J., 1979: Mesoscale analyses for a

- Mei-Yu case over Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, 2, 63-74.
- Chen, G. T. J., 1983: Observational aspects of the Mei-Yu phenomenon in sub-tropical China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 61, 306-312.
- Chen, G. T. J., 1998: Some important mesoscale features over south China and Taiwan in the Mei-Yu season (May and June). *East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*, C. P. Chang, J. C. L. Chen, and J. T. Wang, Eds., World Scientific Publishing Co., 27-39.
- Chen, G. T. J., 2002: Convection and local circulations under the influence of Mei-Yu front over northern Taiwan. *World Scientific Series for Meteorology of East Asia Vol. 1, East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*, C. P. Chang, G. Wu, B. Jou, and C. Y. Lam, Eds., World Scientific Publishing Co., 275-292.
- Chen, G. T. J., 2004: Research on the phenomena of Meiyu during the past quarter century: An overview. *World Scientific Series for Meteorology of East Asia Vol. 2, East Asian Monsoon*, C. P. Chang, Ed., World Scientific Publishing Co., 357-403.
- Chen, G. T. J., 2007: The role of cumulus heating on the development and evolution of Meiyu frontal systems. *NTUAS 50-years Anniversary Book*, K. N. Liou, Ed., World Scientific Publishing Co. (in press)
- Chen, G. T. J., and C. P. Chang, 1980: The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over southeastern China and Japan. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 942-953.
- Chen, G. T. J., and Y. S. Hsu, 1997: Composite structure of a low-level jet over Southern China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 1003-1018.
- Chen, G. T. J., C. C. Wang, and D. T. W. Lin, 2005: Characteristics of low-level jets over northern Taiwan in Mei-Yu season and their relationship to heavy rain events. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 20-43.
- Chen, G. T. J., C. C. Wang, and L. F. Lin, 2006: A diagnostic study of a retreating Mei-Yu front and the accompanying low-level jet formation and intensification. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 874-896.
- Chen, G. T. J., C. C. Wang, and S. W. Chang, 2007: A diagnostic case study of Meiyu frontogenesis and development of wave-like frontal disturbances in the subtropical environment. *Mon. Wea. Rev.* (accepted)
- Chen, G. T. J., C. C. Wang, and S. C. S. Liu, 2003: Potential vorticity diagnostics of a Mei-Yu front case. *Mon. Wea. Rev.*, 131, 2680-2696.
- Chen, G. T. J., C. C. Wang, and A. H. Wang, 2007: A case study of subtropical frontogenesis during a blocking event. *Mon. Wea. Rev.*, 135, 2588-2609.
- Chen, G. T. J., and C. C. Yu, 1988: Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 884-891.
- Chen, Q., 1982: The instability of the gravity-inertia wave and its relation to low-level jet and heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 1041-1057.
- Chen, S. J., and Dell'Osso, 1984: Numerical predication of the heavy rainfall vortex over eastern Asia monsoon region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 730-747.
- Chen, S. J., Y. H. Kuo, W. Wang, Z. Y. Tao, and B. Cui, 1998: A modeling case study of heavy rainstorms along the Mei-Yu front. *Mon. Wea. Rev.*, 126, 2330-2351.
- Chen, Y. L., X. A. Chen, and Y. X. Zhang, 1994: A diagnostic study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 2257-2284.
- Chen, Y. L., X. A. Chen, S. Chen, and Y. H. Kuo, 1997: A numerical study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2583-2604.
- Chen, Y. L., and N. B. F. Hui, 1990: Analysis of a shallow front during Taiwan Area Mesoscale

- Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2649-2667.
- Chen, Y. L., and S. F. Tseng, 2000: Comments on "the intensification of the low-level jet during the development of mesoscale convective systems on a Mei-Yu front". *Mon. Wea. Rev.*, 128, 495-506.
- Chen, Y. L., Y. X. Zhang, and N. B. F. Hui, 1989: Analysis of a surface front during the early summer rainy season over Taiwan. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 909-931.
- Cho, H. R., and G. T. J. Chen, 1995: Mei-Yu frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 52, 2109-2120.
- Chou, L. C., C. P. Chang, and R. T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and the associated low level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Ding, Y. H., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 373-396.
- Hor, T. H., M. H. Chang, and B. J. D. Jou, 1998: Mesoscale structure of air flow in a Mei-Yu front leading edge observed by aircraft off the east coast of Taiwan during TAMEX IOP 9. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 473-496.
- Hsu, W. R., and W. Y. Sun, 1994: A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a meiyu system. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 324-340.
- Li, J., Y. L. Chen, W. C. Lee, 1997: Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1060-1082.
- Lin, Y. L., 1993: Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *Terr. Atmos. Ocean*, 4, 381-420.
- Kuo, Y. H., L. Cheng, and R. A. Anthes, 1986: Mesoscale analyses of the Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1984-2003.
- Kuo, Y. H., L. Cheng, and J. W. Bao, 1988: Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood. Part I: evolution of a mesoscale southwest vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2481-2504.
- Kuo, Y. H., and G. T. J. Chen, 1990: The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 71, 488-503.
- Matsumoto, S., and K. Ninomiya, 1969: On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave. *J. Meteor. Soc. Japan*, 47, 75-85.
- Parsons, D. B., S. B. Trier, and J. B. Klemp, 1989: Numerical simulations of frontal updrafts observed in subtropical and middle latitudes. *Proc. Workshop on TAMEX Preliminary Scientific Results, Taipei*, 22-30 June, 6-13.
- Trier, S. B., D. B. Parsons, and T. J. Matejka, 1990: Observations of a subtropical cold front in a region of complex terrain. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2449-2470.
- Wang, C. C., and G. T. J. Chen, 2002: Case study of the leeside mesolow and mesocyclone in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2572-2592.
- Wang, C. C., and G. T. J. Chen, 2003: On the formation of leeside mesolows under different Froude number flow regime in TAMEX. *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 339-365.
- Wang, C. C., G. T. J. Chen, T. C. Chen, and K. Tsuboki, 2005: A numerical study on the effects of Taiwan topography on a convective line during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 3217-3242.
- Yeh, H. C., and G. T. J. Chen, 2004: Case study of an unusual heavy rain event over eastern Taiwan during the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 320-337.
- Yeh, H. C., G. T. J. Chen, and W. T. Liu, 2002: Kinematic characteristics of a Mei-Yu front detected by the QuikSCAT oceanic winds. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 700-711.
- Zhao, S. X., X. P. Zhou, K. S. Zhang, and S. H. Liu, 1982: Numerical simulation experiment of the formation and maintenance of meso-scale low. *Scientia Atmospherica Sinica*, 6, 109-119 (in Chinese with English abstract)..

Review on the Recent Meiyu Research

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Science, National Taiwan University

(Manuscript received 08 June 2007; in final form 12 November 2007)

ABSTRACT

Meiyu is a unique synoptic and climatological feature in East Asia and Meiyu frontal system is the key synoptic system which causes the seasonal maximum rainfall. The purpose of this paper is to analyze the scientific influence of the Meiyu research by the 10-year TAMEX project and also to review the author's recent research (5~6 years) on major components of the Meiyu frontal systems. These include the mesoscale structure of the front and the mechanism of Meiyu frontogenesis, frontal movement, frontal cyclogenesis, and the formation of LLJ. Also, the observational and modeling studies of the upstream influence of the topographic effect is reviewed.

Key words: TAMEX, Meiyu front, Frontal cyclone, Mesoscale, Orographic effect