

近地層水氣通量與熱通量 對梅雨鋒系統之影響

宋偉國
臺大大氣科學所

李東明
空軍氣象中心

摘要

本文選取1987年5月15日-16日梅雨鋒個案作數值模擬，探討地表可感熱及水氣通量對鋒面系統之影響。物理過程完整的中尺度模式MM4控制實驗CNR對於850hPa鋒面位置、LLJ分佈均和觀測接近，顯示模式合理的掌握梅雨鋒特徵。去除模式MM4中之地表可感熱及水氣上傳物理過程的模擬實驗NFX時，顯示850hPa鋒面移行將減緩，24小時約落後CNR 300-400公里左右。對流強度及其伴隨LLJ局部強風區亦較CNR減弱許多。鋒面斜壓性弱，伴隨的鋒後冷平流弱，但鋒面南移迅速，地表可感熱通量上傳，並非鋒面移行迅速之原因。水氣通量的上傳，提供對流系統發展所需的豐富水氣將有顯著影響，鋒前對流發展後，其潛熱釋放增溫大氣使低層氣壓下降，吸引北方氣流南下，和其前緣南風分量形成鋒面，使鋒面動力式南移。一旦對流無法發展，鋒面移動也就受到顯著減緩。而對流和低層噴流有正反饋過程，對流無法發展時，低層噴流也相對減弱。因此地表並非透過水氣或可感熱上傳去影響鋒面結構，而是水氣上傳提供對流發展，再透過對流對鋒面及低層噴流的作用，使鋒面移動減緩及低層噴流強度減弱。

一、前言

副熱帶東亞地區的梅雨季，常有近似滯留鋒(即梅雨鋒)由日本南方海面往西南延伸，經過臺灣至華南，鋒區伴隨狹長雲帶，寬數百公里，長數千公里，雲帶內之中尺度對流系統(mesoscale convective system; MCS)，往往伴隨顯著降水。當對流較強且持續時間較長時，往往可以對鋒面及低層噴流(low level jet; LLJ)造成影響，其間若形成正反饋，則可產生顯著降水，這種中尺度對流系統、鋒面及低層噴流交互作用是相當複雜而有興趣的問題。梅雨期華南地區大氣斜壓性較中緯地區為弱，也較冬季華南地區為弱，兼之對流旺盛，故此時該區鋒面結構和一般中緯鋒面的異同，也是值得探討的課題。

Chen and Chi(1980)以十年梅雨期資料作合成分析，顯示主要鋒生帶有二，一為 40° N以北，鋒面具顯著斜壓性，鋒面多往東移，為典型極鋒。另一帶為 35° N以南，鋒面斜壓性弱，鋒面常伴隨對流系統，並南下影響臺灣，此類鋒面即為梅雨鋒。Chen and Chang(1980)研究梅雨鋒個案，發現鋒面近似滯留，鋒面斜壓度弱，具顯著水平風切及輻合，在低對流層鋒面隨高度具相當垂直性。陳(1983)的個案合成分析，亦得到相似結果。Trier et al.(1990)透過台灣地區中尺度實驗計畫(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)密集觀測資料及都卜勒雷達

分析，發現梅雨鋒亦可具有顯著斜壓性，此種鋒面移行快速，但鋒面發展較淺，鋒面前緣有強窄上升區，此鋒面特徵和古典中緯極鋒相似(Carbon, 1982; Hobbs and Pesson, 1982)。Chen and Hui(1990)診斷TAMEX期間之淺乾梅雨鋒個案，亦得到類似結果。

鋒面和MCS的交互作用密切，由個案及合成分析均顯示MCS的發展，主要位於梅雨鋒及鋒前大尺度環流上升區(陳與紀, 1986; Chen and Chang, 1980)，伴隨鋒面的中尺度垂直次環流的上升運動，可為MCS的發展機制(陳和紀, 1978)。MCS的潛熱效應，對於鋒面強度的維持，則有顯著影響(丘, 1989; Chen and Chang, 1980; Kuo and Anthes, 1982; Chou et al, 1990)。另一方面，過去的研究，雖然讓我們了解到低層噴流和MCS的密切關係，但對其間因果關係則至今仍無一致的看法(陳和蔡, 1978; 陳和紀, 1978; 蒲與陳, 1988; Matsumoto, 1972; Chen, 1977; Chen and Chang, 1980; Chen and Yu, 1988)。Matsumoto(1972)研究顯示，LLJ伴隨的次環流，上升運動分支可以引發MCS; Chen(1977)個案顯示，LLJ可快速恢復環境的潛在不穩定度，並在其下游形成輻合帶，以激發MCS的形成。Tsay and Kau(1989)分析高、低對流層噴流之間的交互作用，發現高層噴流入區風場合流效應加強水平溫度梯度，經由為維持熱力風平衡所引發的垂直次

環流，可以加強 MCS，MCS 的潛熱釋放加大大氣，增強低層輻合，透過柯氏加速，以形成低層噴流。日本地區的 LLJ 因有很強的非地轉分量，故推論可能由於 MCS 發展旺盛，高層動量透過對流往下傳遞，以加強低對流層風場，形成該區之 LLJ (Matsumoto and Ninomiya, 1971; Matsumoto, 1972; Nino-miya and Akiyama, 1974)。但 Chen and Yu (1988) 由臺灣地區 MCS 和 LLJ 的研究顯示，LLJ 存在於 MCS 發生之前，顯然該區 LLJ 可為 MCS 形成的原因。他們的分析亦顯示 MCS 調勻上下層風場，以減小垂直風切，減弱 LLJ 的強度。

透過過去的研究，使我們瞭解梅雨鋒、MCS 及 LLJ 間的交互作用密切，梅雨鋒有的具弱斜壓度，但亦有具顯著斜壓度之個案。鋒面均有顯著水汽梯度，唯鋒面隨高度發展很淺，近地層可感熱及水汽通量上傳過程對於 850hPa 鋒面系統的影響，頗值得研究，過去這方面研究較為缺乏，主要是限於傳統探空觀測每 12 小時一次及測站垂直解析度在 850hPa 以下僅有地面一層資料，不易由觀測診斷分析方式深入了解近地層特性對鋒面之影響。利用中尺度模式的模擬結果，所提供的高度解析時間及空間資料作診斷分析，對於這些問題之了解將有相當助益。本研究之主要目的，乃是選取 TAMEX 期間鋒面個案 IOP-2 作診斷分析，透過 Penn/NCAR MM4 模式，模擬 IOP-2 鋒面個案，探討近地層可感熱及水汽通量對鋒面、MCS 與 LLJ 的作用。

二、資料處理及模式簡介

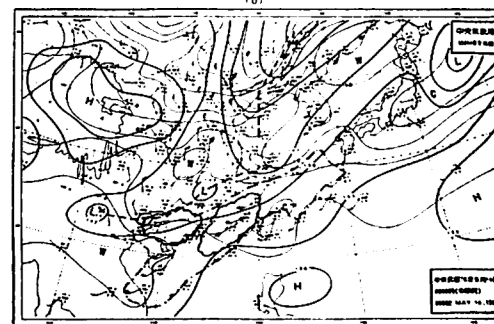
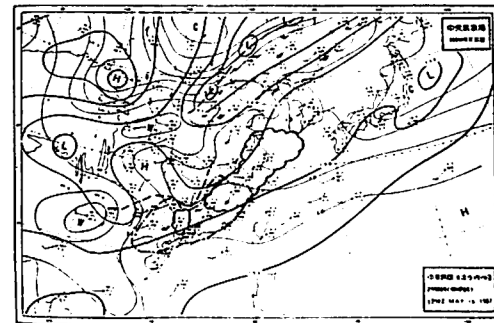
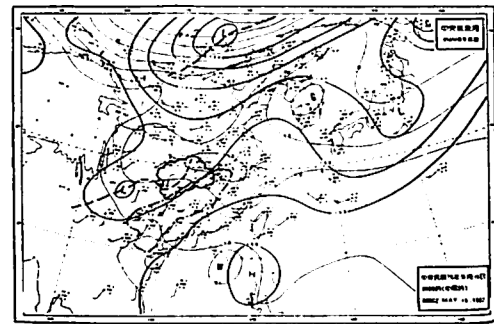
使用 TAMEX 綜觀天氣圖集(喬, 1988)，包含東亞地區每 12 小時地面、850、700、500、300 及 200hPa 探空站溫度、氣壓、重力位高度、溫度露點差及風場，分析鋒面結構演變，移動及綜觀環境。850hPa 鋒面是以水平風切線為定義。

使用中央氣象局提供的日本 GMS 每 3 小時紅外線、紅外線色調強化及可見光衛星雲圖，範圍為 0° - 70° N, 70° - 140° E。色調強化雲圖係以衛星數字化資料經修改的 MB 色調強化曲線處理而成，雲圖的灰暗度分七等，分別對應不同雲頂溫度，雲頂溫度可以做為對流強弱參考因子，而色調強化中低於 -32° C 及低於 -52° C 的雲系面積往往被視為對流強弱依據(Maddox, 1980)，本文即以 -32° C 及 -52° C 雲系面積，分析 MCS 分佈及演變，並對照可見光雲圖，以區別高層卷雲。

模式使用資料，乃利用歐洲中期天氣預報中心(European Center for Medium-Range Weather Forecasting; ECMWF)1987 年 5 月 15 日 0000 至 16 日 0000UTC 每 12 小時 2.5x2.5 經緯度全球網格點資料包含 1000、850、700、500、400、300、250、200、150 及 100hPa 各層溫度、風場、重

力位高度及相對濕度。經由 ECMWF 資料加入美國國家大氣研究中心(National Center for Atmospheric Research; NCAR)所提供的探空站資料作客觀分析後，做為模式模擬研究的初始值及側邊界條件。垂直層數有 24 層，水平網格間距 60 公里，網格數 65*85，時間間距 90 秒，模擬時間自 5 月 15 日 0000UTC-5 月 16 日 0000UTC，共 24 小時。水汽處理用顯式方程，60 公里以下的次網格用 Grell scheme，邊界層用高解析 PBL 參數化(Blackdar, 1979; Zhang and Anthes, 1986)，側邊界採用漸緩式(Davies and Turner, 1977)。除了控制模式 Control Run (CNR) 外，NFX 是去掉水汽及地表熱通量的效應，透過二者比較，分析近地層特徵對鋒面系統之影響。

三、綜觀環境分析



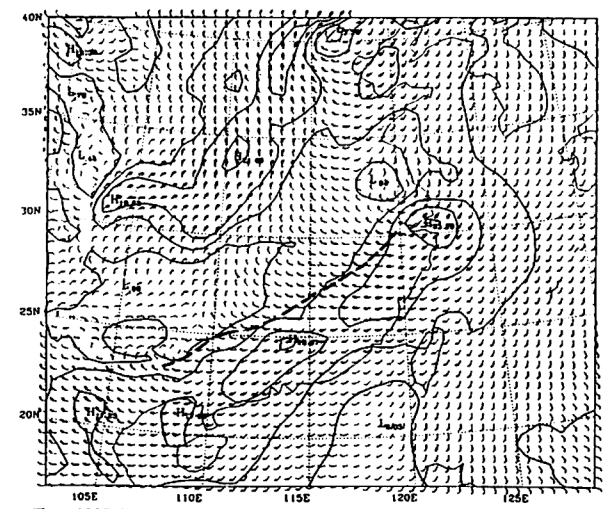
圖一 1987 年 5 月 (a) 15 日 0000UTC、(b) 15 日 1200UTC 與 (c) 16 日 0000UTC 850hPa 天氣圖。粗實線為 3dam 間距之等溫線，細實線為 3°C 間距之等溫線，粗虛線為 850hPa 鋒面位置，點虛線為低層噴流區，扇形區為雲頂溫度低於 -32°C 之 MCS。

5 月 15 日 0000UTC 850hPa 天氣圖(圖一 a)顯示，副熱帶太平洋高壓脊由東海往西南延伸到海南島附近，另一高壓位於青藏高原東側，在 30° N 以南此二高壓間的青藏高原東南側存在一低壓槽，低壓槽內有低壓中心位於雲南。位於湘西之低壓區附近並伴隨有中尺度對流系統，其南側伴隨低層噴流。另外，低壓槽以北有另一偏東西向的極鋒槽，低壓中心在 40° N 以北。

5 月 15 日 1200UTC(圖一 b)，青藏高原東北側存在高壓，40° N 以北的極鋒低壓槽由原東西向轉為偏南北向，北流分量明顯增強，強冷平流出現在 35° N 以北。青藏高原東南側之低壓槽已快速東移至 115° E，槽前伴隨 LLJ 及對流雲系，對流雲系原本位於 LLJ 北側，現已和 LLJ 一致。5 月 16 日 0000UTC 時(圖一 c)，青藏高原東北側的移動性高壓南移並往東擴展，其前緣為一千多公里的梅雨鋒，鋒上伴隨三個中小尺度氣旋擾動，鋒面斜壓度弱，對流雲系則持續存在於鋒面前緣，和 LLJ 位置一致。另一方面，梅雨鋒北方的極鋒槽斜壓度減弱，115° E 以東之極鋒和梅雨鋒間存在大範圍西北流，大尺度環流間形成的氣壓梯度力在 30° N 以南、120° E 附近加強，西南氣流也在該區發展成主軸 1000 公里以上的 LLJ，顯然 LLJ 和大尺度環流密切相關。

四、數值模擬

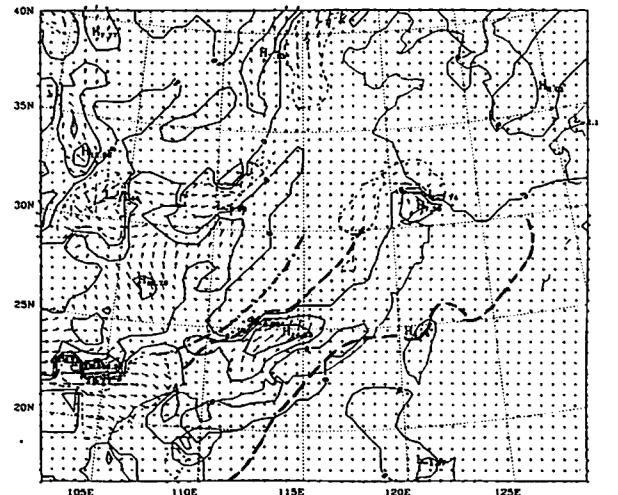
模式模擬 CNR 24 小時 850hPa 風場結果顯示(圖二)，LLJ 往南及往東海發展，廣西及中越交界具強著西南風，10m/s 以上之 LLJ 形成尺度達兩千公里以上的範圍，LLJ 主軸南移，模擬結果均和觀測一致(圖一 b)。另一方面，模式預報此時梅雨鋒面北側的北風強度也加強，大於 10m/s 之強風區可達 30° N，唯離鋒面仍有幾百公里遠，梅雨鋒已東南移(圖二)。模式預報的鋒後強盛北流強風區範圍及鋒面位置均和觀測一致，顯示模式 24 小時預報



圖二 1987 年 5 月 16 日 0000UTC 模式 CNR 之 850hPa 風場。等值線間距為 5m/s，粗虛線為 850hPa 鋒面位置。

結果對於風場、LLJ 發展及鋒面的移行均有合理掌握。

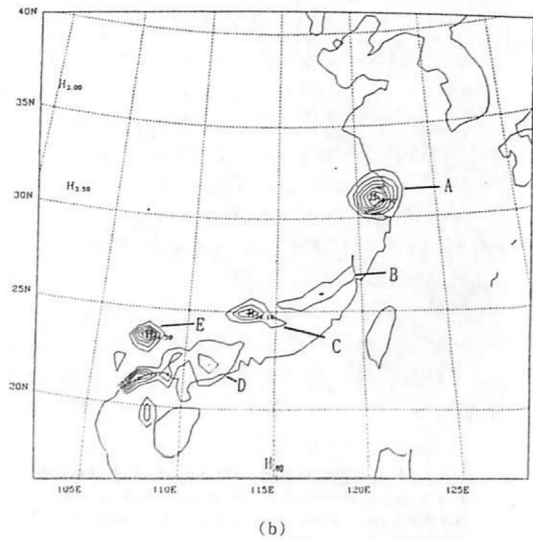
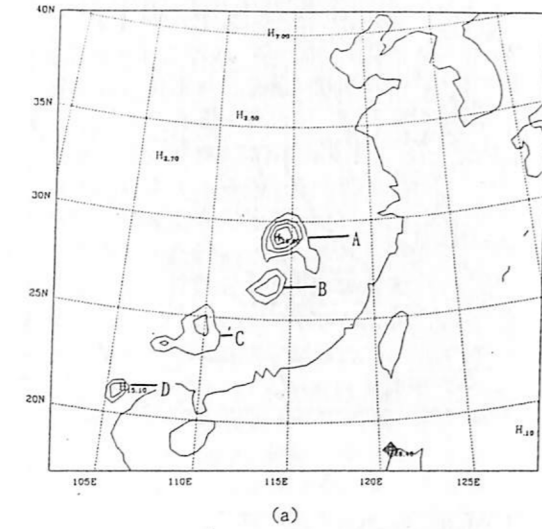
去除地表水汽通量及熱通量的模式 NFX 之 850hPa 風場結果顯示(圖三 a)，25° N 以北梅雨鋒位置落後 CNR 約 300-400 公里，NFX 之 LLJ 如 CNR 發展至 2000 公里以上的範圍，NFX 的 LLJ 分佈則較 CNR 均勻，但在 115° E 以東，25° N 以南 LLJ 範圍及強度均較 CNR 為弱(圖三 b)，顯示地表水汽通量及可感熱效應對鋒面及 LLJ 均有影響。



圖三 1987 年 5 月 16 日 0000UTC 模式 (a) NFX 之 850hPa 風場(等值線間距為 5m/s，粗虛線為 850hPa 鋒面位置)與 (b) CNR 與 NFX 風場差值(等值線間距為 5m/s，點虛線為 850hPa 鋒面位置，粗虛線為模式 CNR 西南風大於 10m/s 以上範圍)。

模式每 3 小時累積降水量顯示，5 月 15 日 0900-1200UTC 時(圖四 a)，華南出現一系列強降水區 A、B、C、D，由江西、湖北交界往西南延伸至中越邊界，形成東北-西南走向之降水帶，強降水中心均達每 3 小時 10mm 以上，位於 115° E，30

° N附近江西的最強降水中心A達25mm/h以上，亦即一天可達200mm雨量，已成為相當強的豪雨。唯此降雨帶並非持續於原區發展，2100UTC至16日0000UTC(圖四b)時，各降水中心已分別東北/東南移或東移，東南移入福建之降水區B之降水強度減弱，東北移入浙江區域降水系統A強度則增強，由廣西東移至廣東的降水系統C則顯著增強。廣西之降水系統E於1800UTC出現後(圖略)，持續於原區增強，形成顯著降水區。5月16日0000UTC 850hPa風場在LLJ區域15m/s以上強風區呈現較局部性(圖二)，其位置和強降水中心一致，顯示二者間關係密切。

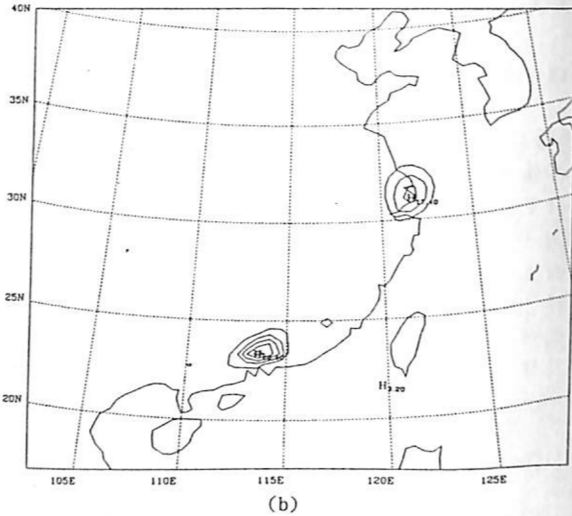
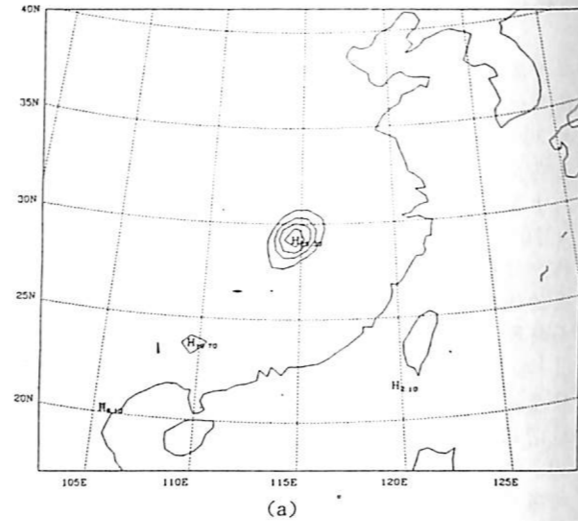


圖四 1987年5月(a)15日0900-1200UTC與(b)15日2100UTC-16日0000UTC 模式CNR每3小時累積降水量。等值線間距為5mm。

NFX的降水分佈則顯示(圖五)，5月15日1200UTC時CNR降水中心A、C、D均存在於NFX，只是降水系統C、D均較CNR為弱，另外，CNR降水系統B則不存在於NFX。5月16日0000UTC

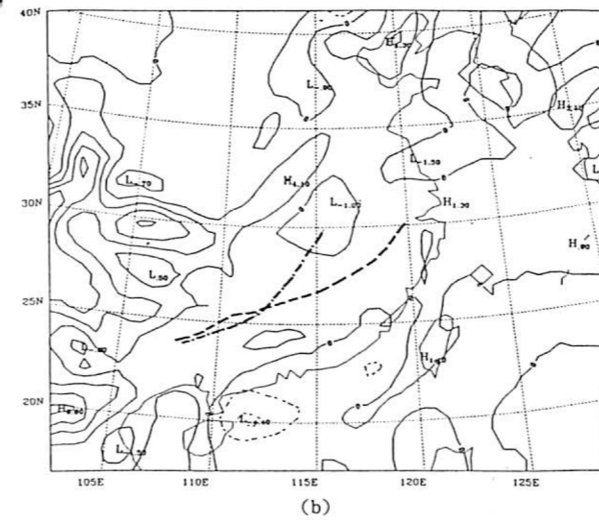
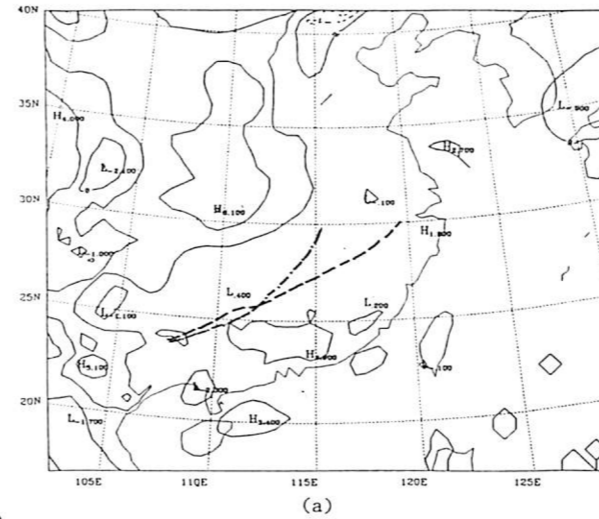
時，NFX降水系統亦東南移，降水中心A位置和CNR接近，強度則較CNR弱。降水系統C則較CNR之降水系統C偏南且範圍較大，但NFX並無CNR存在降水系統B、D、E。整體而言，NFX降水較CNR為局部分佈，強度也較CNR為弱，顯示近地層可感熱及水氣通量對降水系統亦有影響。

透過CNR及NFX的比較，顯示對於850hPa鋒



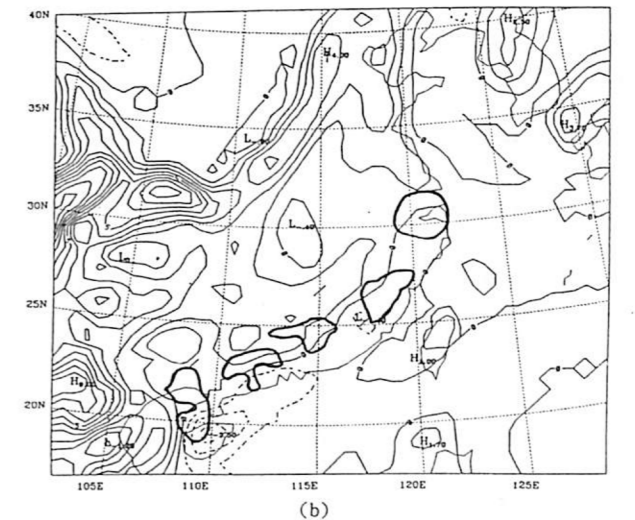
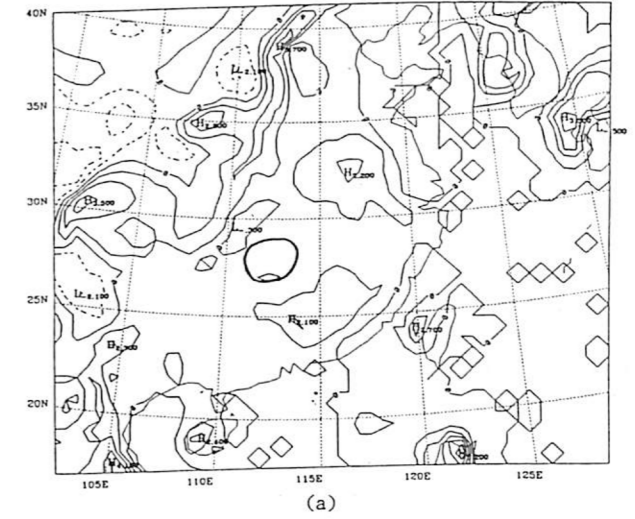
圖五 1987年5月(a)15日0900-1200UTC與(b)15日2100UTC-16日0000UTC 模式NFX每3小時累積降水量。等值線間距為5mm。

面位置、LLJ及降水系統均和地表可感熱及水氣通量的上傳有密切關係，具有可感熱通量上傳至850hPa時，鋒面即南移較為迅速，是否地表熱通量的上傳，加強鋒面水平溫度梯度，透過鋒後冷平流推動鋒面的南移，或是其他物理過程影響鋒面的移行，為一有趣之問題。透過5月16日0000UTC CNR和NFX之850hPa溫度差異顯示(圖六a)，CNR及NFX鋒面位置差距最大的115°E以東區域而言，溫度差值在1°C以下，5月16日0000UTC CNR和NFX混和比差異亦顯示二者混和比在115°E以東



圖六 1987年5月16日0000UTC 模式CNR和NFX之850hPa(a)溫度差值(等值線間距為2°C)與(b)混和比差值(等值線間距為2g/kg)。粗虛線為CNR 850hPa鋒面位置，點虛線為NFX 850hPa鋒面位置。

差值約1g/kg而已(圖六b)，顯示僅以模式模擬24小時的地表熱通量及水氣通量上傳與否，並不能合理解釋缺乏地表熱通量、水氣通量上傳至850hPa時，對於850hPa鋒面移行的差異性。唯115°E以東二者降水強度有顯著之差異，CNR之降水強度及範圍遠比NFX大，由於強降水系統可以代表MCS，可能是鋒前顯著之MCS透過對流潛熱釋放，造成低層氣壓下降，吸引鋒後北方氣流迅速南下，對於弱斜壓鋒移行有顯著影響，本個案鋒面斜壓度很弱(圖一)，鋒面則移行顯著，僅透過鋒面冷平流過程很難解釋鋒面的移動迅速，顯示鋒面的移行可能是和對流有密切關係。CNR和NFX於5月15日0600UTC及1800UTC之混和比差距顯示(圖七)，0600UTC時，華南地區湖南、江西、兩廣一帶尚未發生對流之範圍內，CNR和NFX之混和比差值為正值，顯示地表傳送水氣至850hPa。5月15日



圖七 1987年5月15日模式CNR和NFX之850hPa(a)0600UTC與(b)1800UTC混和比差值(等值線間距為1g/kg)。粗實線分別為CNR0600-0900UTC與1800-2100UTC降雨量5mm/3h以上區域。

1200UTC之後，MCS已在此區發展並東南移(圖四)，1800UTC CNR和NFX之混和比差距(圖七b)則顯示華南沿海伴隨顯著對流之福建、廣東一帶CNR混和比較NFX為低，顯示CNR透過強對流過程，將水氣往上传至850hPa以上，導致這些區域850hPa CNR水氣較NFX為少。115°E以東，MCS尚未發生前，NFX由於缺乏水氣上傳的供應，可能是導致對流系統發展受到限制的原因，對流無法發展下，在低層無法降壓，吸引北方氣流加速南下，使鋒面移動較為減緩。另一方面，25°N，110°E附近NFX LLJ風速較CNR為弱，主要也是該區對流系統缺乏近地層水氣供應下，對流無法發展，以致無法有效加強該區LLJ。

五、討論與結論

IOP-2個案於物理過程完整的控制實驗CNR模

擬中, 850hPa 鋒面位置、LLJ 分佈均和觀測接近, 顯示模式合理的掌握梅雨鋒特徵。去除地表可感熱及水氣上傳物理過程的模擬實驗 NFX 時, 顯示 850hPa 鋒面移行將減緩, 24 小時約落後 CNR 300-400 公里左右。另一方面, NFX LLJ 範圍大致和 CNR 接近, 但 NFX 對流強度及其伴隨 LLJ 局部強風區則較 CNR 減弱許多。透過 CNR 及 NFX 850hPa 水平溫度比較, 顯示鋒面區二者差值很小, 且 IOP-2 的鋒面斜壓性弱, 伴隨的鋒後冷平流弱, 僅由鋒後的冷平流推動鋒面南移的過程無法解釋鋒面何以移動迅速, 顯示地表可感熱通量上傳與否, 對於鋒面結構及移行並無顯著之影響。主要是水氣通量如果無法上傳, 對於對流系統發展將有顯著影響, 鋒面之南移乃是受到鋒前 MCS 潛熱釋放增溫大氣使低層氣壓下降, 吸引北方氣流南下, 和其前緣南風分量形成鋒面, 一旦對流無法發展, 鋒面移動也就受到顯著減緩。另外, 對流和低層噴流有正反饋過程, 對流無法發展時, 低層噴流也相對減弱。透過這些分析, 了解到近地層水氣通量對梅雨鋒面系統有顯著影響, 主要不是水氣或可感熱上傳去影響鋒面結構, 而是水氣上傳提供對流發展, 再透過對流對鋒面及低層噴流的作用, 使鋒面移動減緩及低層噴流強度減弱。

六、參考文獻

- 丘台光, 1989: 華南地區中尺度對流系統分析與模擬。博士論文。中央大學大氣物理研究所, 150 頁。
- 陳泰然, 1983: 華南、臺灣與日本地區梅雨系統之天氣與動力研究報告 NTUATM-1983-06, 84 頁。
- 陳泰然、紀水上, 1978: 臺灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學, 5, 1, 35-47。
- 陳泰然、蔡清彥, 1978: 臺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。臺大大氣科學系研究報告 Mei-Yu-002, 44 頁。
- 蒲金標、陳泰然, 1988: 華南地區低層噴流與中尺度對流系統之初步分析。氣象學報, 34, 285-297。
- 喬鳳倫, 1988: 臺灣地區中尺度實驗-資料處理 II 天氣圖集(第一冊)。國科會防災科技研究報告 77-11 號。
- Blackdar, A.K., 1979: High resolution models of the planetary boundary layer. *Advances in Environmental Science and Engineering*, 1, No.1, Pfaffin and Ziegler, eds., Gordon and Breach Sci. Pub., New York, 50-85.
- Carbone, R., 1982: A severe frontal rainband. Part I: Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 258-279.
- Chen, G.T.J., 1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime

in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, 1, 11, 1-21.

- 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 S.S. Chi, 1980: On the frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas. *Papers Meteor. Res.*, 3, 1, 31-42.
- 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.
- Chou, L.C., C.P. Chang and R.T. Williams, 1990: A numerical simulation of the Mei-Yu front and associated low-level jet. *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1408-1428.
- Davies, H.C., and R.E. Turner, 1977: Updating prediction models by dynamical relaxation: An examination of the technique. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 103, 225-245.
- Hobbs, P.V., and P.O.G. Persson, 1982: The mesoscale and microscale structure of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The substructure of narrow cold frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 39, 280-295.
- Kuo, Y.H., and T.A. Anthes, 1982: Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, 5, 15-36.
- Maddox, R.A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374-1387.
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 50, 194-203.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of "Baiu" front associated with heavy rainfall. *J. Meteor. Soc. Japan*, 49, 267-281.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo cluster associated with low-level jet stream. *J. Meteor. Soc. Japan*, 52, 300-313.
- Tsay, C.Y., and W.S. Kau, 1989: The coupling of upper-level and low-level jet streaks

during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, 3, 67-77.

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.

Zhang, D.-L., and R.A. Anthes, 1982: A high-resolution model of the planetary boundary layer-sensitivity tests and comparisons with SISAME-79 data. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1594-1609.

The Effect of the Surface Moisture and Heat Flux on a Mei-Yu Front System

Wei-Kuo Soong

Don-Min Lee

Department of Atmospheric
Sciences National Taiwan
University

Chinese Air Force
Weather Center

abstract

The purpose for this paper is to choose a Mei-Yu front case which is IOP-2 during TAMEX period to study the surface moisture and heat flux effect on the Mei-Yu front system. For a CNR run in the MM4 model simulation, the results show that the 850hPa frontal position and LLJ are similar with observation. It indicates that the model controls the Mei-Yu front characteristics well. For a NFX run which is without the physical process of surface sensible and moisture flux, it shows that the speed of the front is slower and the intensity of MCS and LLJ is weaker than that in CNR. The front baroclinity is weak and its associated cold advection behind the front is weak but front moves southward fast. It is hard to explain why the front moves fast only by the process of the cold front advection. The moisture flux transported upward supports the MCS development, then the MCS associated with latent heat releases to warm atmosphere, in turn it enforces low-level pressure to drop which effects push the northily flow southward and forms frontogenesis dynamically. Without the surface moisture effect, the MCS can not develop such that the intensity of the LLJ and the Mei-Yu front is reduced too. It indicates the surface moisture flux plays an important role to the Mei-Yu front system.