

梅雨期水氣效應對低層噴流影響性之探討

宋偉國¹ 陳泰然²

¹空軍航空技術學校氣象組

²國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十八年六月一日收稿；中華民國八十八年七月七日定稿)

摘 要

本文利用 MM5 中尺度模式進行 1987 年 TAMEX 期間 5 月 15-16 日之個案模擬研究，探討去除潛熱效應時，水氣存在與 LLJ 的相關性。模式物理過程完整的 CNR 實驗模擬結果顯示，850 hPa LLJ 隨時間往東南移動並發展為近乎 2000 公里長的強風帶，此均和觀測接近。降水模擬，在初期落後於衛星觀測的 MCS，此種現象主要是在模式預報初期需一段物理調整時間，唯大致上強降水系統分佈和衛星顯示的 MCS 接近。

敏感度測試實驗顯示，去除潛熱效應但保留水氣之 FAK 實驗，LLJ 強度比完全無水氣之實驗 DRY 實驗強許多，此意味著 MCS 潛熱釋放對於 LLJ 的加強有顯著貢獻外，LLJ 強度之所以被維持，另有其它物理過程。LLJ 可平流水氣提供水氣來源，同時於 LLJ 在其下游提供舉升運動，使水氣形成雲區；雲區擋住白天太陽短波輻射，使地面溫度無法升高。LLJ 東南側則在副熱帶太平洋高壓影響下，不易形成雲區，因此地面溫度隨時間上升。此種 LLJ 區域南北兩側雲區有無的差別，使得 LLJ 兩側地面具顯著溫度梯度，透過靜力平衡反應，850 hPa 之 LLJ 區域南北兩側具顯著重力位高度梯度，經由地轉調整過程，因而維持 LLJ 強度。

此外，實驗結果亦顯示水氣被西南氣流帶到 LLJ 區域時，由於南北兩側水氣造成的虛溫差距很小，反映到 850 hPa 時，並無明顯之重力位高度梯度的存在，因此本個案水氣的虛溫效應對 LLJ 強度並無明顯貢獻。

關鍵詞：低層噴流、虛溫效應、短波輻射

一、前言

東亞是世界上季風活躍區，由冬季東北季風轉變到夏季西南季風的過渡時期，是為該區梅雨期。梅雨期低層噴流 (low level jet; LLJ) 一般出現在 850-700 hPa 之鋒面/槽線南側 (陳 1988)，具有顯著水平風切與垂直風切。Chen and Yu (1988) 研究顯示，臺灣北部地區豪雨發生前 12 小時，LLJ 出現的機率為 84%；陳 (1979) 分析 1968-1977 年臺灣北部日雨量超過 50 mm 以上的 25 次大雨個案中，前一天 850 hPa 天氣圖上 20~30 °N，110~130 °E 區域內，伴有 LLJ 者有 23 次，機率高達 90% 以上，顯示 LLJ 對豪雨發展有重要角色。Matsumoto (1972) 研究顯示，LLJ 伴隨的垂直次環流，其上升運動區可以引發中尺度對流系統 (mesoscale convective system; MCS)。Chen (1977) 個案分析顯示，LLJ 可快速恢復環境的潛在不穩度，並在其下游形成輻合帶，以激發 MCS 的形成。由這些研究顯示，LLJ 對於豪雨的產生有重要的角色，如果對 LLJ 的發展過程有進一步了解，將能提高對豪雨的預報能力。

在 LLJ 形成機制方面的研究，日本地區的 LLJ 因有很強的非地轉分量，故有些學者推論可能由於 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 et al. 1971; Matsumoto 1972; Ninomiya and Akiyama 1974)。蔡與鄭 (1987) 之合成個案則顯示華南與臺灣地區 LLJ 兼具地轉與非地轉分量。陳 (1988) 曾提及 1985 年 5 月 28 日豪雨個案，當 LLJ 通過臺灣北部時，板橋探空於豪雨前後之 850 與 700 hPa 之非地轉分量均大於地轉風分量，顯示臺灣地區 LLJ 亦具強

非地轉性。然而臺灣地區對流發展之前，通常 LLJ 即已存在 (陳與紀 1978)，且 LLJ 之位置及強度通常又可決定有利於 MCS 發展之區域 (Chen 1977; 丘與廖 1984; 陳與蒲 1985)。Chen and Yu (1988) 由臺灣地區 1965-1984 年 5-6 月北部發生的 35 個豪雨個案研究，亦顯示 LLJ 存在於 MCS 發生之前，故在華南與臺灣地區 LLJ 可能為 MCS 形成的原因而非其結果。華南地區 LLJ 之形成，可因氣壓梯度力增強，透過地轉反映而來。例如陳與蒲 (1985) 以及蒲與陳 (1986) 個案分析顯示，四川低壓及雲貴低壓的生成與太平洋高壓脊西伸，造成大尺度氣壓梯度增強，透過地轉反映加強 LLJ。

過去許多研究均顯示 LLJ 形成與演變，均和對流密切關係，Hsie et al. (1984) 研究對流和鋒面環流及 LLJ 間的交互作用，比較乾、濕模式結果，發現濕模式的潛熱釋放，造成 LLJ 速度較顯著，非地轉次環流較強，並在鋒前出現帶狀垂直運動，乾模式則無此現象。Chen and Yu (1988) 豪雨個案分析中，顯示 MCS 可勻滑上下層風場，以減小垂直風切，減弱當地 LLJ 原有之強度。Chou et al. (1990) 數值模擬顯示，LLJ 可因潛熱釋放導致之垂直次環流透過柯氏加速而來。Hsu and Sun (1994) 模擬 LLJ 的發展，顯示 LLJ 的演變和中、低層的層雲的潛熱釋放有密切關係。宋等 (1997) 研究 TAMEX 期間 5 月 15-16 日 LLJ 的發展，顯示 MCS 的潛熱釋放對於 LLJ 強度增強有顯著貢獻。這些研究均說明水氣凝結之潛熱釋放，增溫大氣後，經由低層氣流輻合，配合柯氏加速過程可加強 LLJ 強度。另一方面，華南梅雨季時，南來氣流源源不斷地輸送水氣至該區，使鋒面具有顯著的水氣梯度。水氣進入空氣後，直接效應是使環境空氣重量發生改變，間接效應則可以成雲後

引發其他熱力與動力過程。除了潛熱釋放效應外，水氣存在導致的質量場轉變過程，是否可以有效地反映到風場，形成對 LLJ 演變的影響，為一值得研究的議題。本文目的即在針對宋等 (1997) 所選取之 1987 年 5 月 15-16 日 LLJ 個案，利用 MM5 模式模擬結果，以探討水氣效應對於 LLJ 的影響。

二、資料處理及模式簡介

使用 TAMEX 綜觀天氣圖集 (喬 1988)，分析 1987 年 5 月 15-16 日 LLJ 演變，850 hPa LLJ 是以 10 ms^{-1} 以上的西南風為定義。運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，分析 MCS 分佈及演變，並參照可見光雲圖，以區別高層卷雲。所採用之 MM5 中尺度非靜力方程模式，物理架構(表一)與宋等 (1997) 之 MM4 大致相同，但 MM4 為靜力方程。水平網格間距 60 為公里，水氣處理用顯式方程，60 公里以下的次網格用 Grell scheme (Grell et al. 1988)，邊界層用高解析行星邊界層 (Planetary Boundary Layer; PBL) 參數化 (Blackadar 1979; Zhang and Anthes 1982) 處理，側邊界採用漸緩式 (Davies and Turner 1977)，模式垂直方向有 24 層。初始場方面，本文 MM5 則與宋等(1997)用 MM4 不同，宋等 (1997)MM4 是以歐洲中期天氣預報中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecasting; ECMWF; EC) 2.5x2.5 經緯度網格點資料加上探空觀測值做初始場，本文 MM5 則是直接以 EC 資料做初始場，因此 MM4 初始場比 MM5 包含較多中尺度訊息。將風場等變數內差到隨地形起伏之 σ 座標後，提供模式模擬研

表一 MM5 模式物理選項。

項 目	性 質
初始場資料來源	EC 2.5x2.5 度經緯網格風場、溫度、濕度
水平網格間距	60 公里
水平網格數	61x61
垂直層數	24
時間間距	180 秒
水氣處理	顯式網格預報方程(Hsie et. al., 1984)
次網格積雲參數化	Grell scheme(Grell et. al., 1991)
行星邊界層	高解析度 PBL 參數化(Zhang and Anthes, 1982)
積分時間	24 小時

表二 模式中與水氣相關性之敏感度測試。CNR 為模式控制實驗，FAK 為不含潛熱效應實驗，DRY 為完全沒有水氣存在之乾模式實驗，NRD 為保留水氣但不含潛熱和去除雲對地表輻射效應之實驗。

實驗項目	水氣	潛熱效應	雲對地表輻射
CNR	有	有	有
FAK	有	無	有
DRY	無	無	無
NRD	有	無	無

究的初始值及側邊界條件。時間間距 MM5 為 180 秒，比 MM4 的 90 秒增加一倍，因此 MM5 電腦計算所需時間比 MM4 節省一倍。為了測試水氣對 LLJ 效應，除了模式控制實驗 (Control Run; CNR) 外，還進行不含潛熱效應之 FAK 實驗 (Fake Run; FAK)、完全沒有水氣存在之乾模式 DRY 實驗 (Dry Run; DRY) 以及保留水氣

但不含潛熱和去除雲對地表輻射效應之 NRD 實驗 (No Radiation Run; NRD)。透過四者的比較(表二), 希望能定量探討水氣效應對於低層噴流的影響。

三、低層噴流伴隨之綜觀形勢

5月15日0000 UTC 850 hPa 天氣圖(圖1a)顯示, 青藏高原東側存在一低壓槽, 低壓中心位於雲南、貴州。此低壓槽與副熱帶太平洋高壓脊間形成一東北-西南走向之顯著高度梯度區, LLJ即位於此高度梯度區。5月15日1200 UTC(圖1b), 太平洋高壓減弱, 移動性高壓移至青藏高原東北側, 原青藏高原東側之低壓槽迅速東移至 115° E附近, LLJ往東南側移動。5月16日0000 UTC時(圖1c), 青藏高原東北側的移動性高壓向東南擴展, 原位於 115° E之低壓槽持續東移至 120° E, 太平洋高壓增強, 華南沿海高度梯度增強, 西南氣流也在該區發展成主軸2000公里以上的LLJ。5月16日1200UTC以後(圖略), 梅雨鋒後冷高壓南下至華南, 華南沿海高度梯度減弱, 大範圍之LLJ消失。

衛星觀測的(圖2)對流雲演變顯示, 5月15日0000 UTC時(圖2a), 四川、貴州附近存在對流雲 MCS-A, 水平範圍約500公里, 並在地面及850hPa低壓槽(梅雨鋒)上發展, LLJ則位於MCS-A南側。1200UTC時(圖2b), MCS-A東移並往西南發展, 範圍涵蓋江蘇、浙江、福建及廣東一帶, 成東北-西南走向, 並移至850 hPa及地面鋒前, LLJ則和MCS-A位置一致(圖1b), 顯示MCS-A和LLJ密切相關。另

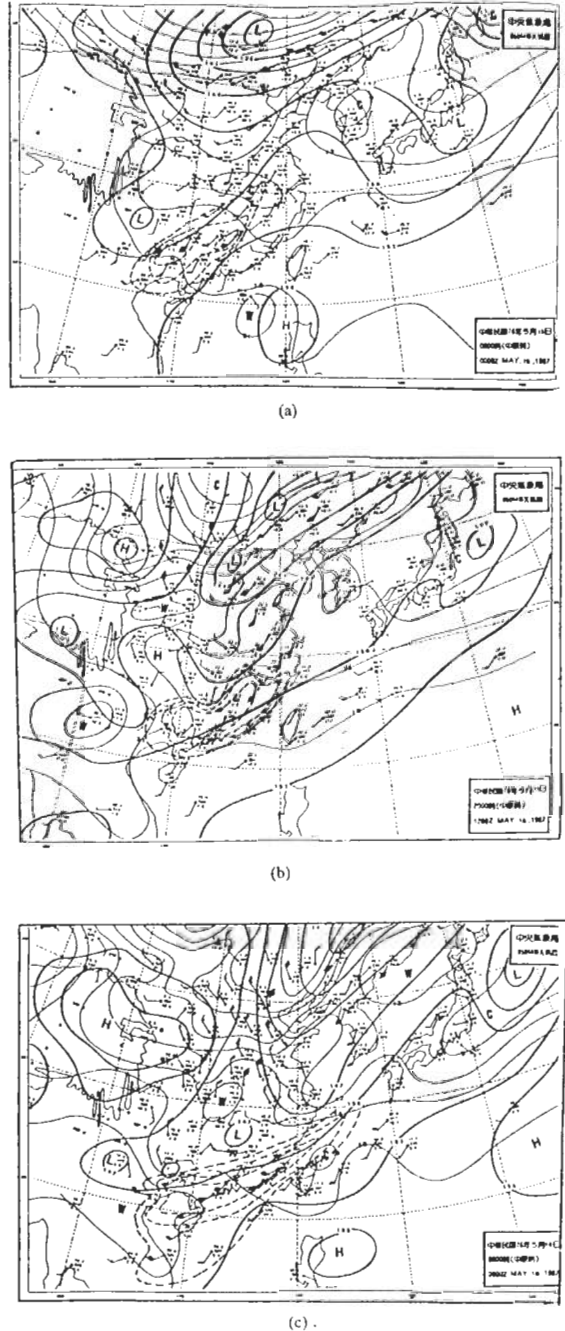


圖1 1987年5月(a)15日0000 UTC, (b)15日1200 UTC及(c)16日0000 UTC 850 hPa 天氣圖。粗實線為3 dam間距之等高線, 細實線為 3°C 間距之等溫線, 粗虛線為 10 ms^{-1} 以上風速之低層噴流區。

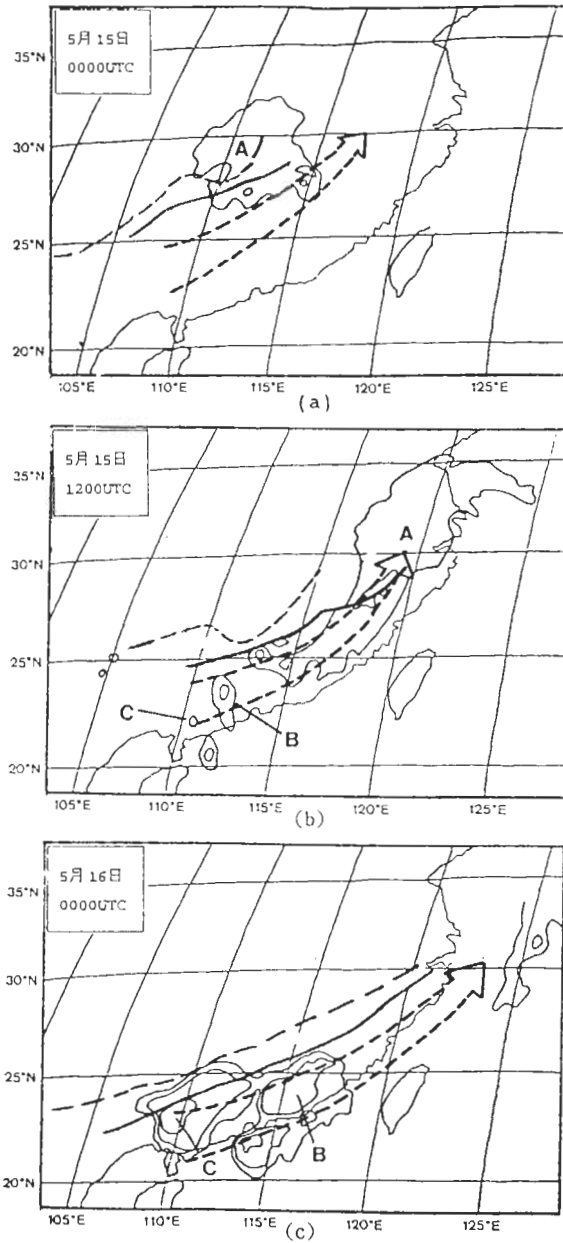


圖 2 1987 年 5 月 (a) 15 日 0000 UTC, (b) 15 日 1200 UTC 及 (c) 16 日 0000 UTC 紅外線色調強化衛星雲圖分析。等值線由外圍往內分別為雲頂溫度 < -32°C、< -52°C 及 < -62°C 以下之 MCS, MCS-A 發展於四川、貴州附近展, 廣東與廣西分別有零星對流雲系 MCS-B、C 形成。粗虛線箭頭為 850 hPa 低層噴流軸心, 粗實線為地面鋒, 粗虛線為 850 hPa 鋒面位置。

外, 廣東與廣西分別有零星對流雲系 MCS-B、C 形成。16 日 0000 UTC 時 (圖 2c), 原在廣東、廣西形成的 MCS-B、C 東移並持續在鋒前成長, 和 LLJ 位置一致, MCS-A 則已在東海消散。

5 月 15 日 1200 UTC 減去 0000 UTC 的 12 小時 850 hPa 觀測場重力位高度差 (圖 3) 顯示, 風速增強 5 ms⁻¹ 以上西南風區域, 位於江西、福建及廣東沿海一帶, 重力位高度均下降, 且位於傾向梯度最大區域。5 月 15 日 1200 UTC 時 LLJ 東南側之太平洋高壓雖然減弱, 但是 LLJ 西北側重力位高度下降更多。以 25° N, 115° E 至同緯度的 120° E 為例, 重力位高度分別下降約 35 gpm 及 15 gpm, 115° E 至 120° E 於東西間距 500 公里範圍內, 12 小時期間二者高度下降差距達 20 gpm, 反映到地轉風約為 6 ms⁻¹, 和此區 5 月 15 日 1200UTC 減去 0000UTC 的 850 hPa 風速差距接近, 顯示 LLJ 隨時間往南移動,



圖 3 1987 年 5 月 15 日 1200 UTC 與 0000 UTC 之 850 hPa 12 小時高度場差 (等值線間距為 5 gpm)。風標為 15 日 1200 UTC 風場, 長桿為 5 ms⁻¹, 短桿為 2.5 ms⁻¹, 粗虛線為 12 小時風速差 5 ms⁻¹ 範圍。

和該區氣壓梯度力增強，透過地轉調整反映到風場的過程有密切相關。

四、數值模擬

(一)觀測與模擬結果比較

控制實驗 CNR 模擬 12 小時的 850 hPa 風場顯示 (圖 4a)， 10 ms^{-1} 以上的 LLJ 隨時間往東南移動並發展，範圍近於 1000 公里，主軸呈東北-西南走向，噴流中心位於 25° N 附近。與觀測結果一致。24 小時後 (圖 4b)，LLJ 持續往東南移動並往下游發展伸入東海，浙江、福建、江蘇沿海西南風增強， 10 ms^{-1} 以上風速帶已擴展近兩千公里範圍，其主軸則南移，此結果均與觀測一致 (圖 1b、1c)，顯示模式 CNR 對 LLJ 的模擬有很好的掌握。

模式 CNR 實驗降水方面，由於無法取得大陸降水資料，因此引用衛星雲圖做為模式降水預報之驗證。5 月 15 日 0300-0600 UTC 之間 3 小時累積降水量顯示 (圖 5a)， 112° E 、 28° N 附近出現 4 mm 以上降水帶，與 5 月 15 日 0000 UTC 衛星雲圖深對流區一致 (圖 2a)。15 日 0900-1200 UTC 與 15 日 1500-1800 UTC 模式降雨量顯示 (圖 5b、5c)，降雨帶隨時間東移動並往西南發展，形成東北-西南走向之降水帶，此亦與衛星觀測之 5 月 15 日 1200 UTC 深對流系統分布一致 (圖 2b)，唯模式整個雨帶隨時間的移動較觀測的對流系統約晚 3-6 小時，MM4 模擬亦有此種現象 (宋等，1997)，此時間落差可能是衛星看到的對流雲為即時系統，模式預報的降水是三小時的累積降雨量，二者間有時間落差。另一方面則是為因本模式採用 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯度直角網格資料做初始場，模式需要一段時間調整，才能激發出強降水現象。唯 6-12 小時後模式內部動力過程已可合理激發強降水現象，模式 CNR 實驗的降水分佈與移行特徵仍

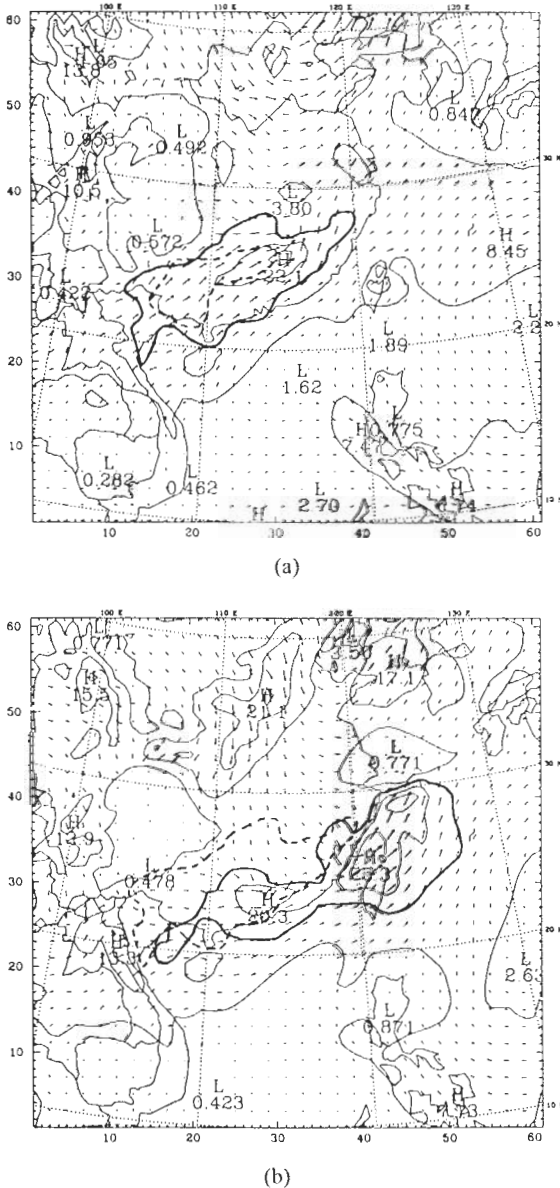


圖 4 1987 年 5 月 15 日 0000 UTC 為初始值所模擬的 (a) 12 小時與 (b) 24 小時之模式 CNR 實驗之 850hPa 風場。等風速線間距為 5 ms^{-1} ，粗實線與粗虛線分別為當時與前 12 小時 10 ms^{-1} 以上風速區。

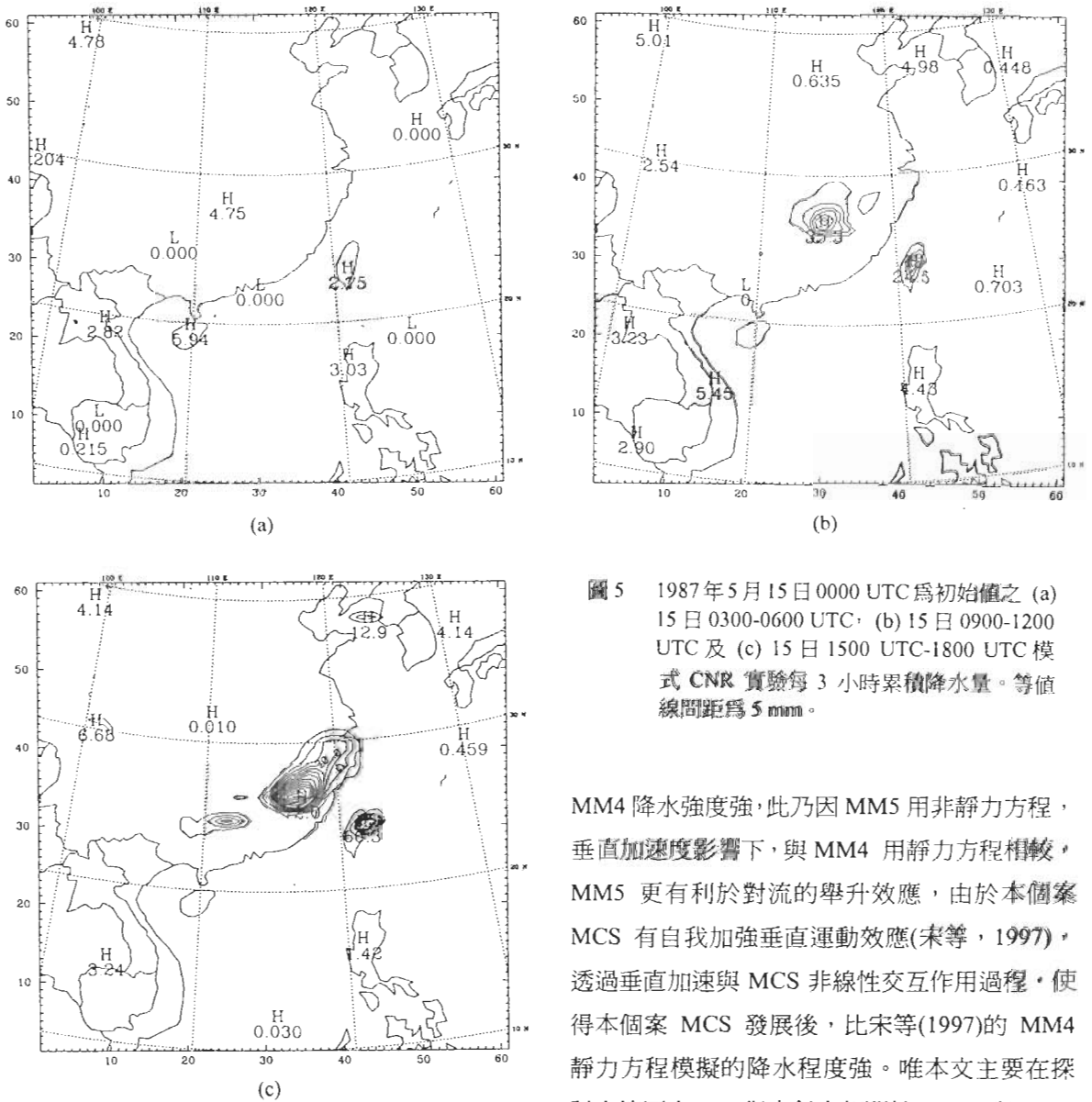


圖 5 1987 年 5 月 15 日 0000 UTC 為初始值之 (a) 15 日 0300-0600 UTC, (b) 15 日 0900-1200 UTC 及 (c) 15 日 1500 UTC-1800 UTC 模式 CNR 實驗每 3 小時累積降水量。等值線間距為 5 mm。

MM4 降水強度強,此乃因 MM5 用非靜力方程,垂直加速度影響下,與 MM4 用靜力方程相較,MM5 更有利於對流的舉升效應,由於本個案 MCS 有自我加強垂直運動效應(宋等,1997),透過垂直加速與 MCS 非線性交互作用過程,使得本個案 MCS 發展後,比宋等(1997)的 MM4 靜力方程模擬的降水程度強。唯本文主要在探討大範圍之 LLJ 與水氣之相關性,MM5 與 MM4 局部強降水區之差異性並不影響本文所探討的現象。

(二)個案診斷分析

CNR 實驗模擬 12 小時後,和不含潛熱效應的 FAK 實驗模擬之 850 hPa 高度差顯示(圖 6a),華南地區高度差均為負值,反映潛熱效應使 850hPa 高度下降。CNR 和 FAK 實驗模擬的

和衛星觀測的對流系統相當一致。另外,MM4 局部強降水區(宋等,1997)比 MM5 較早形成,此乃因宋等(1997)用 MM4 初始場除了 EC 2.5*2.5 網格點資料外,尚加入探空資料,本文 MM5 則僅用 EC 資料而已,因此 MM4 客觀分析後的初始值會比 MM5 保有較多的中尺度訊息。但降水區發展至一定強度後,MM5 會比

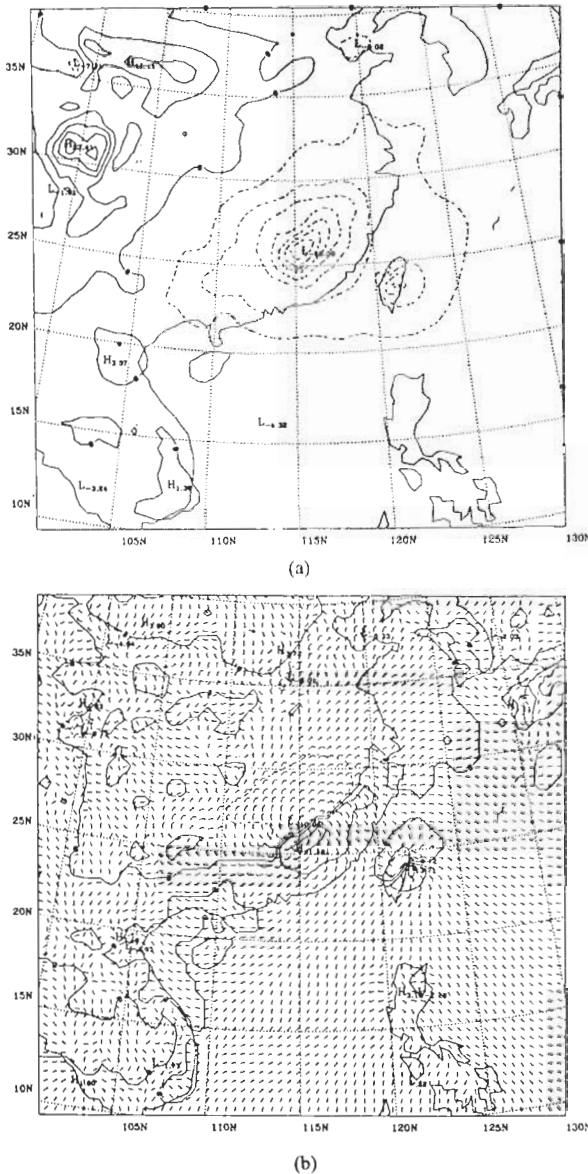
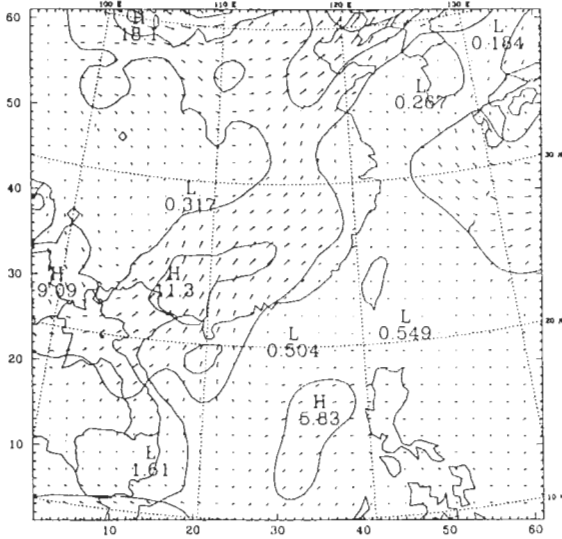


圖 6 1987 年 5 月 15 日 1200 UTC 模式 CNR 和 FAK 實驗所模擬之 850 hPa (a) 高度差(等值線間距為 5 gpm) 與 (b) 風向量差(等風速線間距為 5 ms^{-1})。

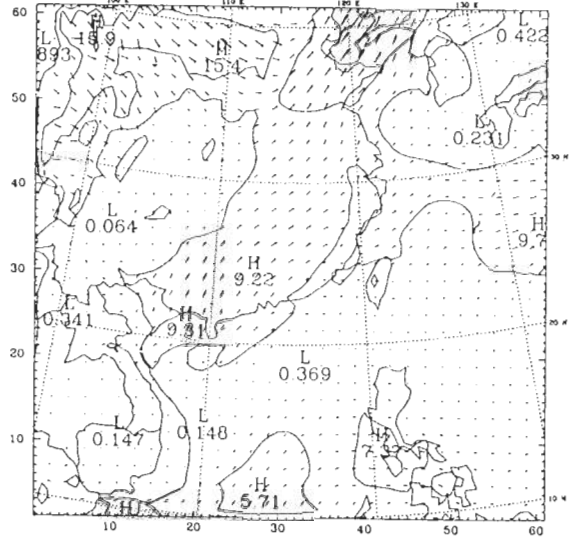
850 hPa 風向量差 (圖 6b)，顯示 CNR 實驗模擬的 LLJ 區域均具南風增量，局部地區如江西等地，其風速差在 5 ms^{-1} 以上，差異風場均往強降水區輻合。由 CNR 與 FAK 實驗模擬之風場與高度場之差異顯示，MCS 潛熱釋放對於 LLJ

強度有顯著貢獻，此種物理過程在宋等 (1997) 亦有詳細之探討。由於本個案 LLJ 隨時間往東南發展，並形成長度近 2000 公里以上的強西南風區，MCS 潛熱釋放過程對 LLJ 雖有顯著影響，但是 LLJ 所在區並非均為深對流區，應該有其他物理過程，使 850 hPa 大範圍重力位高度下降，形成高度梯度的加強，導致 LLJ 發展成 2000 公里的範圍。

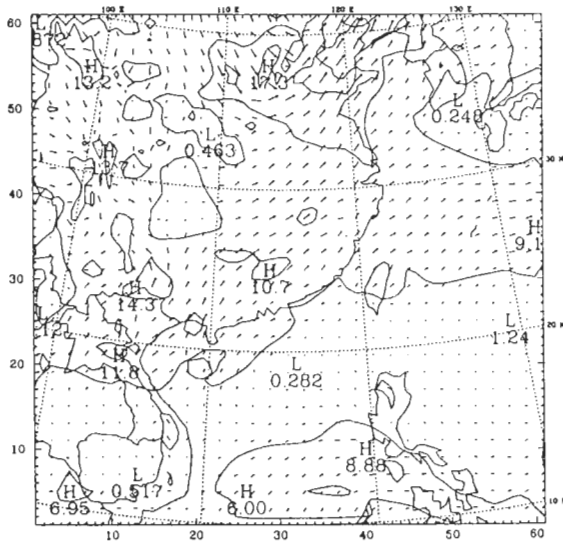
每 6 小時乾模式 DRY 實驗的 850 hPa 風場模擬結果顯示 (圖 7)，5 月 15 日 0000 UTC 初始風場 10 ms^{-1} 以上的西南風呈東北-西南走向 (圖 7a)，範圍近一千公里。5 月 15 日 0600 UTC 與 1200 UTC 時 (圖 7b, 7c)，LLJ 範圍隨時間迅速減小，顯示缺乏水氣效應下，無法維持 LLJ 強度。與缺乏潛熱效應但保留水氣的 FAK 實驗比較 (圖 8)，5 月 15 日 1200 UTC 時 FAK 實驗模擬的西南風場 10 ms^{-1} 以上的範圍達 1000 公里以上，DRY 實驗模擬的風場雖然在華南盛行西南風 (圖 7c)，但是強度比 FAK 實驗弱許多， 10 ms^{-1} 以上的西南風範圍很零散。顯示除了潛熱效應外，水氣仍可透過其他物理過程維持 LLJ 強度。5 月 15 日 1200 UTC FAK 實驗減去 DRY 實驗 850 hPa 重力位高度差異顯示 (圖 9)，浙江、福建、廣東沿海一帶 FAK 實驗重力位高度較 DRY 實驗略高，華中一帶則 FAK 實驗重力位高度較 DRY 實驗為低，負值超過 5-10 gpm 以上。水氣的效應，使 FAK 實驗 LLJ 北側重力位高度下降，LLJ 南側則重力位高度升高，LLJ 北側至南側間的重力位高度梯度被增強，300-400 公里內重力位高度差距約 10 gpm，在 25°N - 30°N 範圍內，反映到地轉風約有 5 ms^{-1} 差距，約佔 FAK 實驗 LLJ 強度二分之一強 (圖 8)，顯示不僅是潛熱效應對 LLJ 有影響，去除潛熱後的水氣效應亦對 LLJ 有部分貢獻。



(a)



(b)



(c)

圖 7 1987 年 5 月 15 日 0000 UTC 為初始值 DRY 實驗所模擬的(a)初始場, (b) 6 小時 (0600 UTC) 及 (c) 12 小時 (1200 UTC) 之 850 hPa 風場。等風速線間距為 5 ms⁻¹。

FAK 實驗模擬 5 月 15 日 1200 UTC 850 hPa 混合比顯示 (圖 10a), 鋒面前緣伴隨豐富水氣, 鋒面帶有水氣梯度存在。廣東、廣西一帶水氣達 14 gkg⁻¹, 溼舌沿 LLJ 走向往東北延伸, 地面混合比則在 115° E, 25° -30° N 存在一溼舌往北延伸(圖 10b), 115° E, 25° N 的混合比最大值約 18 gkg⁻¹。以地面水氣最大值 18 gkg⁻¹

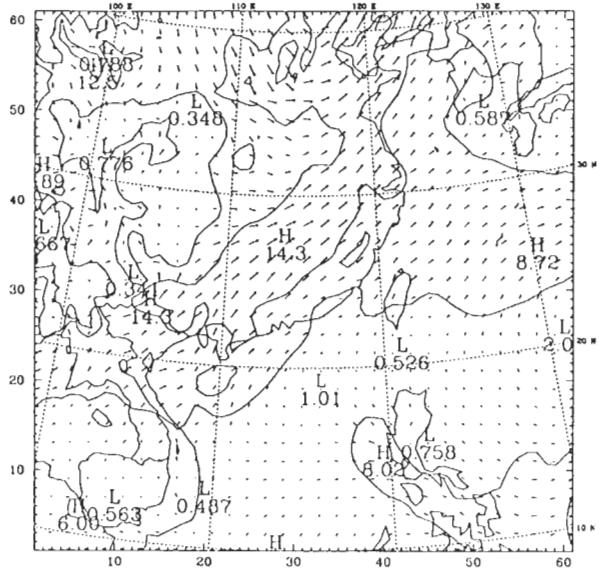


圖 8 1987 年 5 月 15 日 1200 UTC 模式 FAK 實驗模擬之 850 hPa 風場。等風速線間距為 5 ms⁻¹。

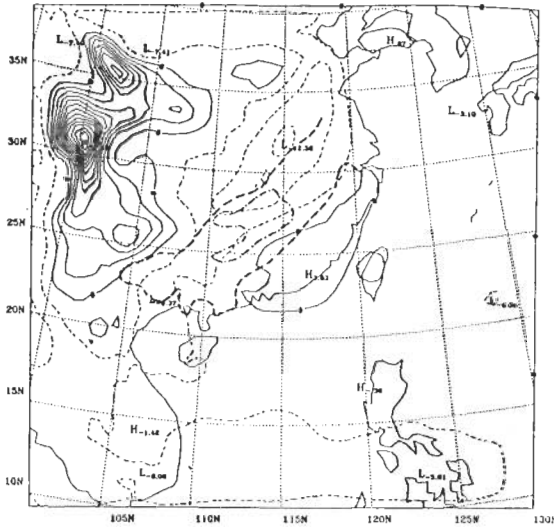
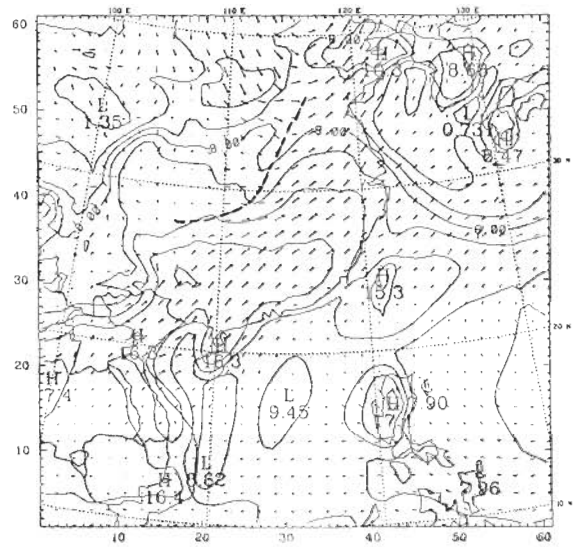
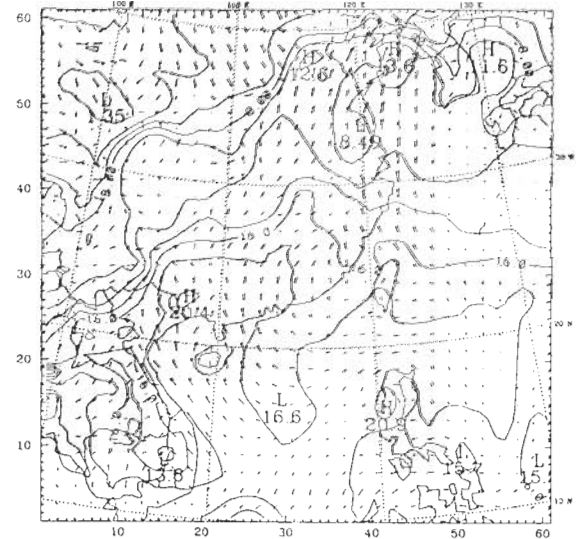


圖9 1987年5月15日1200 UTC 模式 FAK 和 DRY 實驗模擬之 850hPa 高度差 (等值線間距為 5 gpm)。粗虛線為 FAK 實驗之 LLJ 區域, 點虛線為 FAK 與 DRY 實驗之風速差 4 ms⁻¹ 以上範圍。

為例, 當水氣經由平流過程進入 LLJ 區域時, 引起該區質量場改變, 在密度減少下, 地面溫度為 17°C 時 (圖略), 造成的虛溫約增加 3°C。地面至 850 hPa 之厚度公式為 $\Delta Z = (RT_v / g) \ln (P_{sfc} / P_{850})$, R 為氣體常數=287 JK⁻¹kg⁻¹, T_v 為虛溫=293 K, g 為重力加速度=9.8 ms⁻², P_{sfc} 為地面氣壓, P₈₅₀ 為氣壓層=850 hPa, 以 120° E, 25° N 為例, 考慮水氣的存在, 得出 850 hPa 高度為 1345 gpm。完全沒有水氣時, 計算所得的 850hPa 重力位高度為 1331 gpm, 二者間相差 14 gpm, 在 25° N-30° N 範圍內此種重力位高度梯度的增加, 可有 6 ms⁻¹ 的地轉風速差值。但事實上 120° E, 25° N-30° N 範圍內混合比由 18 gkg⁻¹ 減少至 14 gkg⁻¹, 差異在 4 gkg⁻¹ 內, 此時 120° E, 30° N 的重力位高度約為 1342 gpm, 與 120° E, 25° N 的 1345 gpm 重力位高度差異僅 3 gpm 而已。此顯示地面或是 850 hPa



(a)



(b)

圖10 1987年5月15日1200 UTC 模式 FAK 實驗之(a) 850 hPa (粗虛線為 FAK 實驗模擬之鋒面位置)與 (b) 地面混合比。等值線間距為 2 gkg⁻¹。

水氣進入空氣後, LLJ 區域之南北側水氣雖有差異, 帶來的虛溫效應並不能完全可解釋何以 FAK 與 DRY 實驗南北重力位高度梯度差距 10

gpm 以上。更何況是，近地層水氣進入空氣後形成的虛溫效應，會使 850 hPa 重力位高度增加，但本個案顯示 FAK 實驗在 LLJ 區域的 850 hPa 重力位高度比 DRY 實驗為低，顯示 FAK 與

DRY 實驗重力位高度的差異應導源於有其他物理過程。

FAK 實驗模擬的 5 月 15 日 0600 UTC 地表短波輻射量顯示 (圖 11a)，白天華南鋒前與鋒後相較而言，鋒前伴隨較低的短波輻射量， 300 Wm^2 以下的極小值區為水氣豐富區 (圖 10)，顯示水氣成雲後，白天雲區吸收部份太陽短波輻射，使該區地表所接收的短波輻射，較其他無雲區輻射量為低。5 月 15 日 1200 UTC FAK 實驗減去 DRY 實驗的地面溫度顯示 (圖 11b)，華南地區短波輻射量 300 Wm 區域，FAK 實驗溫度均比 DRY 實驗低，安徽、湖南一帶差異最大可達到 8°C 以上。此乃是 FAK 實驗由於雲區擋住太陽短波輻射，使地面溫度增溫有限，DRY 實驗則無雲擋住太陽短波效應，白天地面溫度隨時間升高，形成 DRY 實驗地面溫度比 FAK 實驗為高。由於雲輻射對地面溫度造成的影響多在 5°C 以上，比水氣之虛溫效應約造成 3°C 差異為大，因此反應到地面至 850 hPa 空氣柱厚度時，FAK 實驗重力位高度比 DRY 實驗低許多。即使有水氣進入空氣中，水氣降低空氣密度，使空氣柱減輕的效應，並無法抵消雲對地表熱量的影響，使空氣重量增加，導致對流雲區 FAK 實驗在 850 hPa 重力位高度比 DRY 實驗小很多。

5 月 15 日 0600 UTC 無雲輻射效應之 NRD 實驗，模擬 850 hPa 風場顯示 (圖 12)，與 DRY 實驗模擬的結果很接近 (圖 7b)，顯示無水氣時 (DRY)，與雖保有水氣虛溫效應但無雲輻射過程之 NRD 一致。無雲輻射效應時，地面溫度將增暖並且無法形成顯著水平溫度梯度，因此無法反映到 850 hPa 形成顯著重力位高度梯度，導致華南地區無法維持住 LLJ 強度。FAK 實驗的模

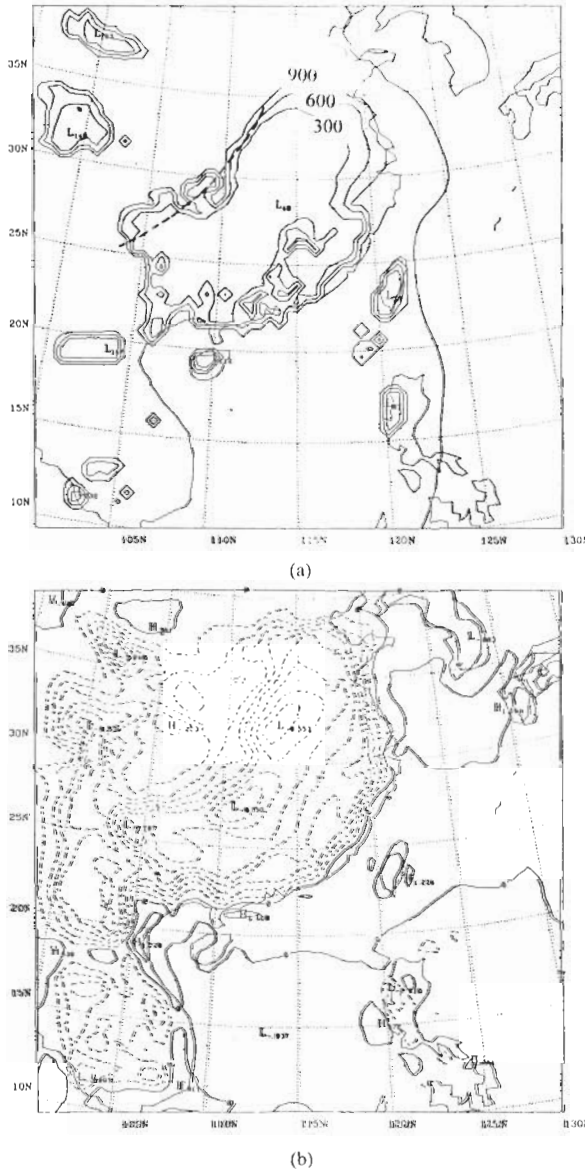


圖 11 1987 年 5 月 15 日模式 FAK 實驗模擬 (a) 0600 UTC 地表短波輻射量(粗虛線為 FAK 實驗之鋒面位置，等值線間距為 300 Wm^{-2}) 與 (b) 1200 UTC FAK 實驗減去 DRY 實驗之地面溫度 (等值線間距為 1°C)。

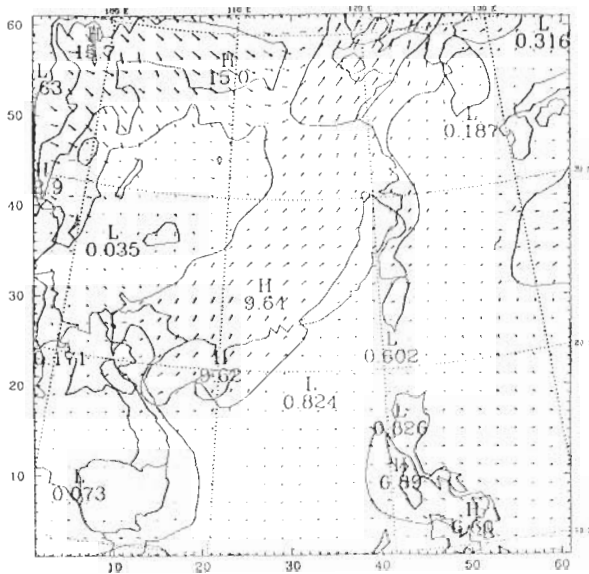


圖 12 1987 年 5 月 15 日 0600 UTC 模式 NRD 實驗模擬之 850 hPa 風場。等風速線間距為 5 ms^{-1} 。

擬，由於低層強西南氣流平流水氣到鋒面前緣，水氣成雲後擋住短波輻射，白天形成的南北溫度對比，透過靜力平衡反映到 850 hPa，加強南北重力位高度梯度，透過地轉調整過程維持 LLJ 的強度。

由本個案顯示，低層溫度本身，或者水氣成雲後影響到低層溫度，可透過靜力平衡反映到 850 hPa 重力位高度，南北溫差或是水氣差異均可能形成南北重力位高度差異，影響到 LLJ 的發展。由於本個案水平溫度梯度很弱，宋等 (1997) 計算溫度收支時，溫度平流效應很微弱，因此本個案 LLJ 與溫度平流的交互作用並不重要。相對的，水氣收支則顯示 LLJ 對水氣平流有貢獻，並且 LLJ 又提供水氣上升運動使水汽成雲，之後水氣回饋到 LLJ，使 LLJ 強度被維持，形成 LLJ 與水氣間有顯著的交互作用。

五、討論與總結

東亞梅雨期的特色，在於環境很潮濕，只要有適當的激發機制如梅雨鋒或 LLJ，配合環境的不穩度，極易形成中尺度對流系統 (MCS)。MCS 發展後，其水氣凝結所釋放出的潛熱，可以很有效的增溫到大氣環境，此種熱力場的變化，會引發動量的改變，使 LLJ 發生改變。因此過去許多學者研究 MCS 潛熱釋放對 LLJ 影響，結果也證明 MCS 的潛熱對 LLJ 有重要的貢獻。本研究之個案為 LLJ 持續發展並伴隨顯著 MCS 之個案，過去宋等 (1997) 曾用 MM4 模擬時，也確實顯示 MCS 潛熱對 LLJ 有很重要的貢獻。由於梅雨期水氣很豐富，過去研究常發現梅雨鋒伴隨顯著的水氣梯度，除了 MCS 潛熱效應外，我們亦同時思考水氣梯度的分佈是否也會對 LLJ 有影響。由於從觀測資料觀點來看，很難分離出水氣凝結潛熱釋放與水氣梯度二者如何分別影響 LLJ，因此借助 MM5 模式對本個案數值模擬，是一個比較可行的方式。得到的結果歸納下列幾點：

1. 模式驗證方面，模式模擬的結果顯示 850 hPa 之 LLJ 分佈和觀測接近。降水區的預報，初期落後於衛星觀測的對流系統，可能是衛星觀測為即時對流系統，模式降水則為一段時間之累積雨量，二者自有時間差。另一可能因素為，MM5 預報初期尚需一段物理調整時間。
2. 水氣潛熱對 LLJ 方面，個案模擬結果顯示，缺乏水氣潛熱效應下的 FAK 實驗，鋒前西南風強度確實較實際觀測弱，顯示潛熱對 LLJ 有影響，此與宋等 (1997) 結果一致。但是 FAK 顯示 10 ms^{-1} 以上的 LLJ 仍可發展至 1000 公里以上。

如果模擬完全沒有水氣的 DRY 實驗，則 LLJ 迅速減弱，只有零散強風區存在。顯示除了水氣潛熱釋放過程外，仍有其他物理過程影響 LLJ 強度。

3. 水氣虛溫對 LLJ 方面，當我們比較 FAK 實驗與 DRY 實驗之 850 hPa 重力位高度時，FAK 實驗之重力位高度梯度在 LLJ 區確實比 DRY 實驗大許多，但是在水氣豐富區 FAK 實驗之重力位高度反而比 DRY 實驗低。經過定量計算後亦顯示，雖然 FAK 實驗之 LLJ 區有水氣水平梯度存在，但是反映到虛溫後，南北溫差量很小，重力位高度梯度 300-400 公里內僅約 3 gpm，無法有效加強 LLJ，顯示虛溫對 LLJ 影響很小。

4. 水氣成雲對 LLJ 方面，本研究另一個實驗是除去潛熱與雲對地表短波輻射效應的 NRD 實驗，其結果與 DRY 實驗結果很接近，無法維持 LLJ 強度。顯示雲對地表輻射效應對 LLJ 有重要貢獻。當水氣形成雲時，白天可以吸收太陽短波輻射，使雲區低層溫度較低，此時地面至 850 hPa 空氣柱冷縮，850 hPa 重力位高度下降。FAK 實驗之 LLJ 南側則雖有水氣，但可能是副熱帶太平洋高壓影響，不易形成雲，僅透過虛溫效應造成重力位高度略較 DRY 實驗為高。此種 LLJ 南北有雲輻射效應與否的存在，使地面具水平溫度梯度，透過靜力平衡與地轉平衡，是 LLJ 被維持的主要原因。

致 謝

感謝氣象局提供的資料與台灣大學大氣科學研究所所提供的電腦資源。本研究在國科會專案計畫 NSC89-2111-M-344-001 與 NSC89-2111-M-002-015 支援下完成。

參考文獻

- 丘台光與廖學鎰,1984: 華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學, **11**, 85-100。
- 宋偉國, 陳泰然與郭英華,1997: 低層噴流和中尺度對流系統間的相關性研究。大氣科學, **25**, 2, 211-234。
- 陳正改, 1979: 梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和臺灣地區豪雨之關係。大氣科學, **6**, 1, 29-37。
- 陳泰然, 1988: 臺灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊, **16**, 2, 239-266。
- 陳泰然與紀水上,1978: 臺灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學, **5**, 1, 35-47。
- 陳泰然與蒲金標,1985: 華南春季低層噴流之形成與臺灣北部地區豪雨之個案分析。大氣科學, **12**, 23-32。
- 蒲金標與陳泰然,1986: 華南春季低層噴流之形成過程。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編。國科會,138-149。
- 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。
- 蔡清彥與鄭寶鳳, 1987: 臺灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學, **15**, 1,1-16。
- Blackadar, 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.
- Chen,G.T.J.,1977: An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Counc.*, **1**, **11**,1-21.
- 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.
- Grell, G., Y.-H. Kuo, and P. J. O'Gara, 1988 : Semi-prognostic tests of three cumulus parameterization schemes for mid-latitude convective systems. *Proceeding, Eighth Conference on Numerical Weather Prediction*. Baltimore, Amer. Meteor. Soc., 363-370.
- Hsie, E.-Y., R. A. Anthes, and D. Keyser, 1984 : Numerical simulation of frontogenesis in a moist atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2581-2594.
- Hsu, W.-R., and W.-Y. Sun, 1994 : A numerical study of a low-level jet and its accompanying secondary circulation in a Mei-Yu system. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 324-340.
- 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.
- 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.

A Study of the Moisture Effect on a Low-Level Jet during Mei-Yu Season

W. K. Soong ¹ G. T. J. Chen ²

¹Meteorological Division, Airforce Aeronautical and Technological School

²Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

(Manuscript received 1 June 1999 ; in final form 7 July 1999)

ABSTRACT

The purpose of this paper is to study the moisture effect on a low-level jet (LLJ) using the Penn/NCAR MM5 mesoscale model. The case used in this study occurred on 15-16 May 1987 during TAMEX period. Results of the control run (CNR) show that the LLJ with a horizontal length of 2000-km moves southeastward and intensifies similar to the observations. At very early phase of the model run, the occurrence of precipitation lags behind the formation of MCSs revealed by GMS observations. This is probably due to the model adjustment process in the moisture field. Nevertheless overall precipitation distribution is similar to that of the MCS observed from satellite.

Besides the contribution of latent heating of the mesoscale convective system (MCS), LLJ was also intensified by the local rate of change of geostrophic gradient through geostrophic adjustment process. The moisture advection provided by the LLJ forms clouds and blocks the solar radiation which reduces the surface temperature during the day. In contrast, at the southeastern side of the LLJ, clouds does not develop due to the subsidence of subtropical Pacific high, and results in the increasing of surface temperature with increasing solar radiation in the daytime. The difference in cloud cover between the northern and southern sides of the LLJ produces stronger north-south surface temperature gradient and thus increases geopotential height gradient which leads to a greater intensity of the LLJ. It is also found that the virtual temperature effect due to the moisture difference on both sides of the LLJ is too small to produce significant geopotential hight gradient at 850 hPa. Hence the virtual temperature has no significant contribution to the intensification of the LLJ.

Key words : Low-level jet (LLJ), Virtual temperature effect, Solar radiation