

青藏高原東側之局部環流日夜變化對暖季降水系統的影響

黃小玲¹ 王重傑² 陳泰然¹

1 台灣大學大氣科學所

2 師範大學地球科學所

Hsiao-Ling Huang¹, Chung-Chieh Wang², and George Tai-Jen Chen¹

1 Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

2 Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

摘要

本研究使用 Weather Research and Forecasting (WRF) 模式模擬 2002 年 5 月 3 日至 5 日期間的暖季移行性降水個案，並比較 5 km 之衛星觀測與模擬結果所呈現之暖季降水向東移行特性；以及 ECMWF 1.125° 觀測與 45 km 模擬實驗之低層大氣，於夜間及白天呈現出明顯的反相位現象，與青藏高原東側陡坡區域之局部環流場特徵。並透過減緩地形敏感度 (Reduced Terrain; RT) 實驗的比較，以進一步探討地形對局部環流及暖季降水系統發展的影響及重要性。

於 5 km 之衛星觀測與模擬結果，於東亞大陸地區之雲頂溫度、降水在經度—時間二維分佈所呈現之暖季降水向東移行特性，其移行速度約為 12.2 m s^{-1} 。於 ECMWF 1.125° 觀測與 45 km 模擬在低層大氣（如垂直速度場、風場、輻合場、位溫及風場距平等）中，顯示青藏高原東側陡坡區域（約 102-105°E，地形高度差約可達 2500 m）隨日夜變化伴有明顯的局部環流，呈現出明顯的反相位特徵。另外，為瞭解青藏高原東側之陡坡地形所扮演的角色及重要性，本研究透過地形減緩 (RT) 與控制組 (CTL) 實驗的模擬結果比較，得知，RT 敏感度實驗於夜間及白天之近地面局部環流場強度皆較 CTL 實驗偏弱，使得其對流雲系強度亦較偏弱，以致於 RT 實驗的降水強度約僅為 CTL 實驗的 40%；由 RT 實驗可看出青藏高原東側陡坡地形，對於低層局部環流與暖季降水對流系統發展的重要性。

一、前言

目前世界各國針對暖季的豪 (大) 雨定量降水預報 (quantitative precipitation forecasts; QPF) 技術普遍不足，較冷季甚至颱風季的技術得分明顯為低 (Olson et al. 1995; 陳等 1991)。有鑑於此，世界各先進國家的氣象研究與作業單位，莫不將暖季對流降水預報的改善，列為未來十年的重要工作之一 (Shapiro and Thorpe 2002)。Carbone et al. (2002) 分析美國大陸地區暖季 (5-8 月) 期間，以雷達回波反演之對流降水強度顯示於經度—時間二維剖面中 (Hovmöller 圖)，則可看出降水事件隨時間具有明顯的東移特性，如圖 1 所示；並針對此種降水事件東移現象作進一步的研究與探討 (例如 Carbone et al. 2005; 2006)。暖季降水

的時空尺度常遠較個別中尺度對流系統 (mesoscale convective systems; MCSs) 為大，甚至可超過 3000 km 與 60 h 的規模，因此在降水預報上具有應用的潛力與價值，若預報模式能適當掌握這些降水事件東移的機制，則可望能大幅改善暖季定量降水預報。而暖季降水資料的平均日夜變化顯示，對流降水事件隨經度的分佈並非完全隨機，而是傾向於一日當中之特定時間出現的特性 (Dai et al. 1999; Ahijevych et al. 2004)，於北美大陸地區的對流降水傾向於 0000 UTC (當地 1700 LST) 左右在 104°W 附近，即洛磯山脈的東側山坡上開始發展，隨後在夜間與凌晨時段向東移行經過大平原區，最後在隔日午後到達約 90°W 附近。對流在午後的發展，顯然與洛磯山脈顯著地形在日間具有較強的輻射加熱有關。因此，本研究藉由 WRF 模式

模擬 2002 年 5 月東亞大陸地區之暖季降水個案，以探討暖季降水於東亞大陸地區的東移特性，及青藏高原東側陡坡區域隨日夜變化所伴隨的局部環流，對於暖季降水系統之激發、強度維持及發展的重要性；更進一步透過地形減緩實驗以探討陡坡區域對局部環流的影響及所扮演的角色。

二、研究方法及實驗設計

本研究採用 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 V2.2 版本(Dec. 2006 Release)，模擬 2002 年 5 月暖季對流降水系統的強度及結構。實驗模擬的水平網域共 3 層，其網格大小分別為 45、15、及 5 公里，垂直的有 31 層。模擬時間為 2002 年 5 月 2 日 1200 至 5 日 1200 UTC，共 72 小時。模擬實驗之邊界層及初始場資料取自歐洲中期天氣預報中心 (European Center for Medium-Range Weather Forecast; ECMWF) 之 $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料。模擬實驗使用 Grell 積雲參數法(Grell 1993)，由於 5 公里網域已有能力解析中、小尺度的天氣現象，因此，Grell 積雲參數化方法僅使用於 45 公里及 15 公里網域；雲微物理過程則使用 Lin et. al (1983)參數化方法，邊界層參數化方法採用 YSU scheme、及 Dudhia (1989) 大氣輻射方法。而由於一般區域或中尺度模式在預報初期數小時內具有模式起轉 (spin-up) 的問題，故本研究使用 WRF 模式預報於 12-96 h (5 月 3 日 0000 至 5 月 6 日 1200 UTC) 期間之結果，與 GMS T_{bb} 衛星資料及歐洲中期天氣預報中心(ECMWF) $1.125^{\circ} \times 1.125^{\circ}$ 全球分析資料作校驗。

三、模擬實驗結果與討論

本研究之 GMS 衛星 5 km 及 WRF 模式 5 km 網域資料，於暖季降水個案的東亞地區經度—時間二維分佈的計算範圍分別為 30° - 40° N, 97° - 107° E，而模擬暖季降水個案期間(2002 年 5 月 2 日 1200 至 5 日 1200 UTC) 之降水事件的東移情形主要由中至高層大氣之綜觀環境所主導。如圖 2 之衛星雲頂溫度，與模擬雲頂溫度及每小時降水的 5 km 解析資料於經度—時間二維分佈的比較得知，模擬實驗結果與觀測資料分佈近似，其雲帶及降水東移速度皆約為 12.2 m s^{-1} 。

另於 850 hPa 的 ECMWF 與 45 km 之 $\sigma = 0.94$ 模擬資料之垂直速度場、輻合散場分佈的比較 (圖 3)，得知，CTL 實驗成功模擬出高原東側地區之局部環流日夜變化情形。實驗結果顯示本個案於夜間 (5 月 3 日 1800 UTC) 輻射冷卻且吹山風，於陡坡區域 (約為 102 - 105° E) 並有上升運動及風場輻合的加

乘，將有助於此時移行至陡坡區域之 C1 對流雲系結構的維持，甚或增強。而白天 (5 月 4 日 0600 UTC) 太陽加熱且吹谷風，於高原地區 (大於 3000 m 高度，約為 100 - 103° E) 之主要上升運動及風場輻合處則成為 C2 對流雲系加強及組織的重要機制。

由上述之觀測與模擬實驗的比對及校驗得知，WRF 模式的高解析網域對於暖季降水之對流雲系，於東亞大陸地區的移行性特徵及青藏高原陡坡區域的局部環流所呈現之日夜反相位情形，皆有相當不錯的掌握及潛在預報能力。因此，本實驗透過控制組 (CTL) 與地形減緩 (RT) 實驗的比較，以探討青藏高原地形所扮演的角色及重要性。圖 4 為兩組實驗於圖 3c 之 AA' 垂直剖面範圍，CTL 及 RT 實驗的陡坡地形高度差約分別為 3.5 及 2.5 km 高度；夜間 (5 月 3 日 1800 UTC) 之高原地區 (100° - 104° E) 呈現大範圍的下沉運動及下坡風，陡坡至低地區域 (C1 對流雲系統) 為主要上升運動區；而 RT 實驗的高原地區下坡風強度則較 CTL 實驗偏弱許多，且其 C1 對流雲系移行較 CTL 實驗稍快。白天 (5 月 4 日 0600 UTC) CTL 實驗之高原至陡坡區域 (101 - 105° E, C2 對流雲系統位置) 近地面為空氣上升運動區，在 103° E 附近的地形陡坡處有明顯的谷風上衝氣流，加強該區的風場輻合；而 RT 實驗的上升運動區約在 104° E，其垂直速度及風場輻合強度皆較 CTL 實驗偏弱。另於，CTL 及 RT 兩組實驗之 C1 及 C2 對流雲系的 6 小時降水 ($\text{mm}/6\text{h}$) 於對流雲系降水發生處做一區域平均，其呈現出的降水強度結果顯示 (如表 1 所示)，RT 實驗於日夜間之降水強度較 CTL 實驗偏弱許多，約為 CTL 實驗的 40 % 左右。由 CTL 及 RT 實驗於日夜間之垂直剖面比較結果發現青藏高原東側陡坡地形減緩後，將影響低層大氣之局部環流的強度，使得有利於對流雲系的結構維持、發展與增強的機制變弱；由此可瞭解地形對於局部環流及對流系統的影響及重要性。

四、未來展望

未來準備進行的研究工作將進一步研究青藏高原東側陡坡地形所伴隨局部環流的日夜變化，對其它暖季降水個案之結構與強度的影響；以探討地形、輻射能量等物理場，與其它類型暖季降水之相關，並作歸納及分析。

參考文獻

Ahijevych, D. A., C. A. Davis, R. E. Carbone, and J. D. Tuttle, 2004: Initiation of precipitation episodes

- relative to elevated terrain. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2763-2769.
- Carbone, R. E., D. A. Ahijevych, A. Laing, T. Lang, T. D. Keenan, J. D. Tuttle, and C.-C. Wang, 2006: The diurnal cycle of warm season rainfall frequency over continents. 27th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, 23-28 April, Monterey, California, USA, 13D.1, 1-5.
- Carbone, R. E., A. Laing, T. D. Keenan, C.-C. Wang, and G. T.-J. Chen, 2005: Conditions associated with warm season rainfall over Africa, Australia, China and the United States. Fifth International Scientific Conference on the Global Energy and Water Cycle. 20-24 June, Costa Mesa, California, USA, 256.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. Ahijevych, S. B. Trier, 2002: Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2033-2056.
- Dai, A., F. Giorgi, and K. E. Trenberth, 1999: Observed and model-simulated diurnal cycles of precipitation over the contiguous United States. *J. Geophys. Res.*, **104** (D6), 6377-6402.
- Dudhia, J. 1989: Numerical simulation of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Grell, G. A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Lin, Y. -L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of snow field in a cloud model. *J. Climate Appl. Meter.*, **22**, 1065-1092.
- Olson, D. A., N. W. Junker, and B. Korty, 1995: Evaluation of 33 years of quantitative precipitation forecasting at the NMC. *Wea. and Forecasting*, **10**, 498-511.
- Shapiro, M. A., and A. J. Thorpe, 2002: The observing system research and predictability experiment (THORpex). Proceedings, International Conference on Mesoscale Convective Systems and Heavy Rainfall/Snowfall in East Asia, 29-31 October, Tokyo, Japan, 1-12.
- 陳泰然、謝信良、陳來發及陳清得，1991：台灣地區現階段豪（大）雨預報能力。《大氣科學》，**19**，177-188。

表 1 CTL 與 RT 兩組實驗於 C1 及 C2 對流雲系之垂直速度 (cm s^{-1}) 與 6 小時降水 (mm 6h^{-1}) 區域平均。其中, 05/03 1800 UTC 資料選取時間為 1500 ~ 2100 UTC; 05/04 0600 UTC 為 0300 ~ 0900 UTC。

模擬實驗		CTL	RT
05/03 1800 UTC	垂直速度 w (cm s^{-1})	4.243	2.259
	6hr 降水 (mm 6h^{-1})	8.461	3.488
05/04 0600 UTC	垂直速度 w (cm s^{-1})	2.833	1.115
	6hr 降水 (mm 6h^{-1})	1.720	0.68

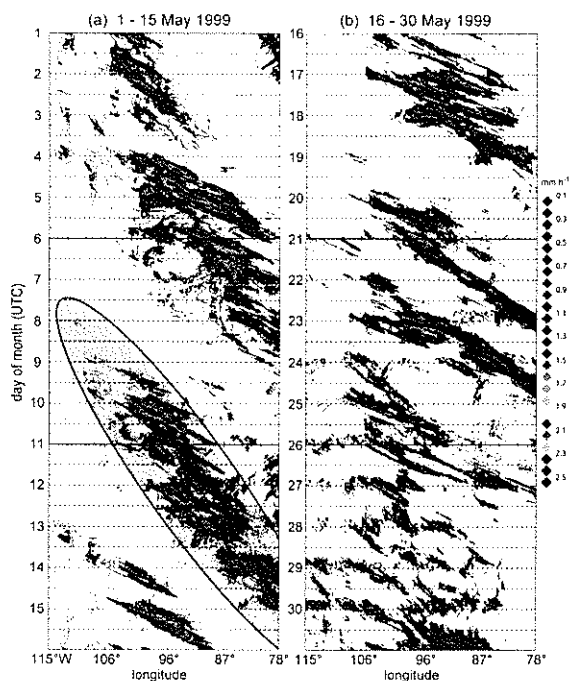


圖 1 美國大陸地區暖季期間, 以雷達回波反演之對流降水強度 (mm h^{-1}) 在經度-時間二維剖面中之分佈。南北向平均範圍為 30° - 48° N, 經度為 78° - 115° W。左側為 1999 年 5 月, 右側為 1998 年 7 月。(from Carbone et al. 2002)

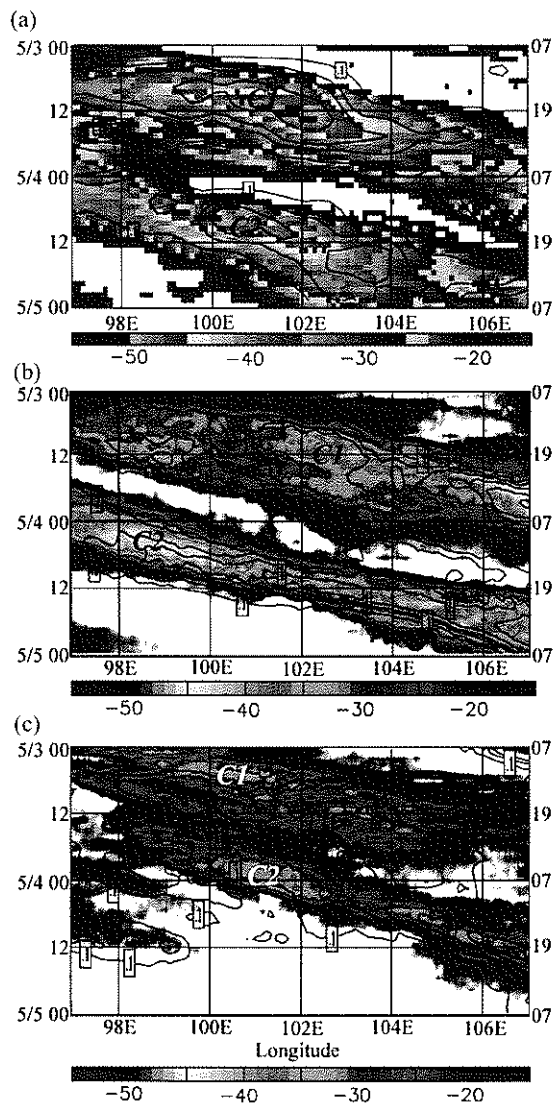


圖 2 2002 年 5 月 3 日 0000 UTC 至 5 月 5 日 0000 UTC 於 (a) GMS-5 衛星之紅外線 TBB 資料 ($^{\circ}\text{C}$)、TRMM 的 0.25° 降水強度, 與 WRF 模式模擬 5 km 網域資料之 (b) CTL, 及 (c) RT 實驗之雲頂溫度與每小時降水 (mm h^{-1}), 在東亞大陸地區之經度-時間剖面分佈圖。資料計算範圍為 30° - 40° N, 97° - 107° E。

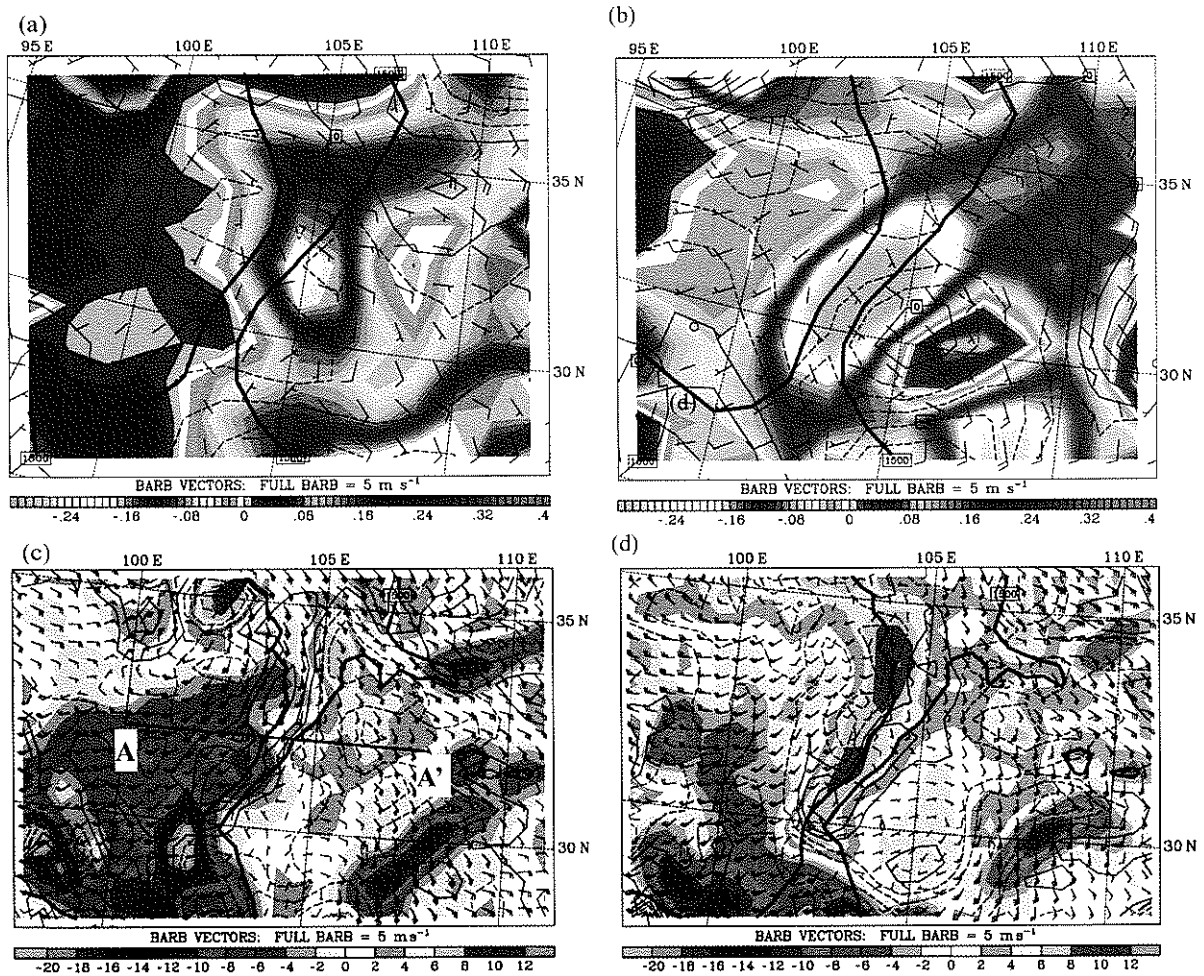


圖 3 ECMWF 1.125°於 2002 年 5 月(a) 3 日 1800 UTC, (b) 4 日 0600 UTC 之 850 hPa 垂直速度(ω ; Pa s^{-1})、水平風場(m s^{-1})及風場輻合散(10^5 s^{-1})分佈圖;與 CTL 實驗於 2002 年 5 月(a) 3 日 1800 UTC, (b) 4 日 0600 UTC 之 $\sigma = 0.94$ 垂直速度(w ; cm s^{-1})、水平風場(m s^{-1})及風場輻合散(10^5 s^{-1})分佈圖。其中,色階為垂直速度分佈, (a)、(b) 之等值線為風場輻合分佈, 間距為 $0.5 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$; (c)、(d)之等值線為風場輻合分佈, 間距為 $0, \pm 2, \pm 4, \pm 8$ 及 $\pm 16 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$; 黑色粗線為 3000 及 1500 m 地形高度線。(c)之 AA 直線為圖 4 的垂直剖面設定, 為 32°N , $100^\circ - 108^\circ \text{E}$ 。

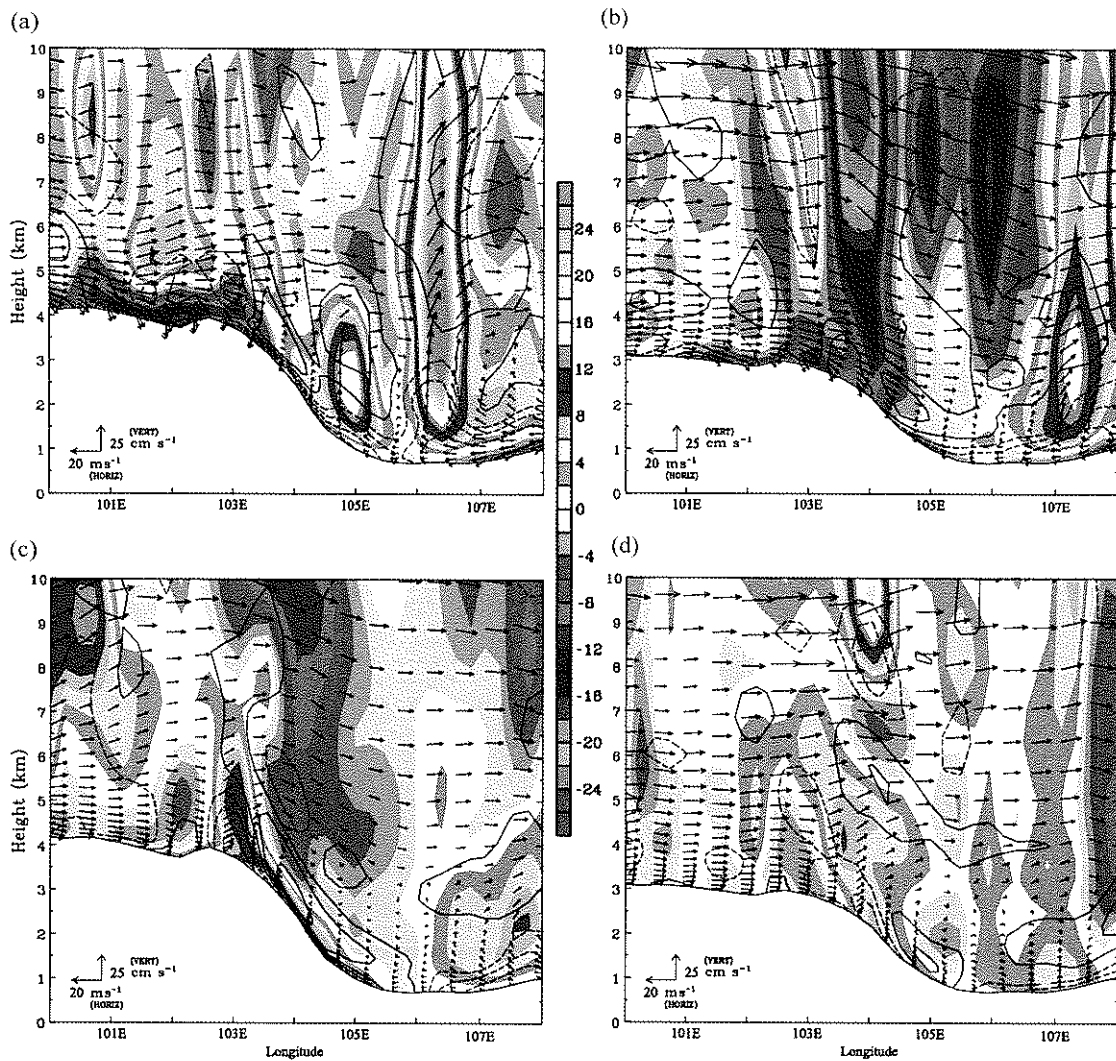


圖 4 2002 年 5 月(a) 3 日 1800 UTC, (c) 4 日 0600 UTC 於 CTL 實驗; 與(b) 3 日 1800 UTC, (d) 4 日 0600 UTC 於 RT 實驗之垂直速度(w ; cm s^{-1})、水平風場(m s^{-1})及風場輻合散(10^3 s^{-1})，沿 32°N ， $100^\circ - 108^\circ \text{E}$ 所切之垂直剖面分佈圖。其中，剖面設定如圖 3c 之 AA' 直線所示；色階及輻合風場等值線間距與圖 3(c),(d) 相同。