

暖季降水個案於青藏高原之數值模擬研究

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) 模式模擬暖季降水個案 (2002 年 5 月 3 日至 5 日)，以探討該個案於日間之高原受太陽加熱而產生大範圍的上升運動，有利於激發對流系統；反之，夜間之青康藏高原冷卻時，上升運動則發生在高原東側低地區域，當對流雲系於夜間東移至該區域時，將有助於對流系統的增強及維持。模擬結果發現，對流雲帶及降水區的東移速度約為 12.2 m s^{-1} ，與 GMS 之 5 公里衛星雲頂溫度及 TRMM 0.25° 衛星推估之降水圖所見者相似。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，且呈現出明顯的反相位特徵。另外，為瞭解青藏高原的太陽輻射能量，與雲雨過程對於對流系統的結構及強度的影響及重要性，本研究透過不考慮輻射能量 (no-radiation; NR) 及不考慮雲微物理 (no-microphysics; NM) 兩組敏感度實驗，與上述之控制組 (CT) 實驗進行比較與探討；於 CT 及 NR、NM 實驗之區域平均資料結果得知，NR 與 NM 於高原東側及下坡低地區域的低層環流強度較 CT 實驗來得弱 (NR 約為 44 ~ 56 %; NM 約為 67 ~ 88 %)。於敏感度實驗結果發現，對流雲系之結構及發展除了綜觀環境所提供的有利機制以外；青藏高原東側之地形局部環流強度，以及對流雲系本身與局部環流間之交互作用皆扮演重要的角色。

一、前言

目前世界各國針對暖季的豪 (大) 雨量降水預報 (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。Wang et al. (2004, 2005) 使用 GMS 衛星 5 公里資料，針對東亞大陸地區做暖季降水東移及其日夜變化的分析，發現，東亞大陸地區的暖季降水亦有明顯的

東移現象，且於青藏高原地區呈現出規律的日夜反相位變化情形；另外，透過雨量 (Yu et al. 2007) 及 TRMM 衛星 (Johnson 2010) 觀測資料的分析，皆得到雷同的研究結果。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 12-60 h (5 月 3 日 0000 至 5 月 5 日 0000 UTC) 期間之結果，與 GMS T_{BB} 5 公里及之 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) 3B42 之 0.25° 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} 。

於控制組 (CT) 實驗 45 km 的低層大氣之垂直速度場、輻合散場分佈的比較，得知，CT 實驗成功模擬出高原東側地區之局部環流日夜變化情形。CT 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低地區域之 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 (如圖 2 及圖 3 所示)。

由上述之觀測與 CT 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，本實驗進一步透過 CT 與不考慮輻射能量 (NR) 及不考慮雲微物理過程 (NM) 實驗之區域平均資料 (如圖 4a 所示) 的比較，以探討青藏高原東側陡坡區域之局部環流強度對於降水系統的增強及發展，所扮演的角色及重要性。由圖 4b,c 可看出 CT 實驗之高原東側區域 (eastern plateau; EP) 於白天之低層大氣有明顯上升運動及輻合，反之，夜間則位於低地區域 (leeside lowland; LL)；圖 4d 之 CT 與 NM 實驗之陡坡區域 (leeside slopes; LS) 於白天之近地面上坡風，以及夜間之近地面下坡風強度與 EC 觀測資料相近，而 NR 實驗由於不考慮輻射能量，所以模擬結果則較 CT 實驗偏弱，使得對流系統發展強度亦偏弱 (如圖 2c 及表 1 所示)。而 NM 實驗雖不考慮雲微物理過程之潛熱釋放能量，但在 EP 至 LL 區域區之局部環流強度 (圖 4c,d 之輻合場與風場及表 1 比較) 則依然與 CT 實驗相近，顯示陡坡區域之日夜局部環流強度對於降水系統的發展及強度維持的重要性。

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.
- , 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.
- , 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.
- Johnson, R. H., 2010: Diurnal cycle of monsoon convection. The Global Monsoon System: Research and Forecast, C.-P. Chang et al., Eds., World Scientific Publication Co. inpress.
- 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.
- Wang, C.-C., G. T.-J. Chen, and R. E. Carbone, 2005: Variability of warm-season cloud episodes over East Asia based on GSM infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 1478-1500.
- , —, and —, 2004: A climatology of warm-season cloud patterns over East Asia based on GSM infrared brightness temperature observations. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1606-1629.
- Yu, R., T. Zhou, A. Xiong, Y. Zhu, and J. Li, 2007: Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L01704, doi:10.1029/2006GL028129.
- 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 CT 與 NR 敏感度實驗於 LL 及 EP 區域之垂直速度 (w ; cm s^{-1}) 與降水 (mm h^{-1}) 區域平均。其中，夜間資料選取時間為 0000 ~ 0600 LST；日間資料選取時間為 1200 ~ 1800 LST。LL 及 EP 區域的選取如圖 4a 所示。

模擬實驗		CT	NR	NM
LL 區域 (00~06 LST)	垂直速度 w (cm s^{-1})	5.75	3.23	3.85
	降水 (mm h^{-1})	1.85	0.93	—
EP 區域 (12~18 LST)	垂直速度 w (cm s^{-1})	6.01	2.64	5.26
	降水 (mm h^{-1})	0.53	0.31	—

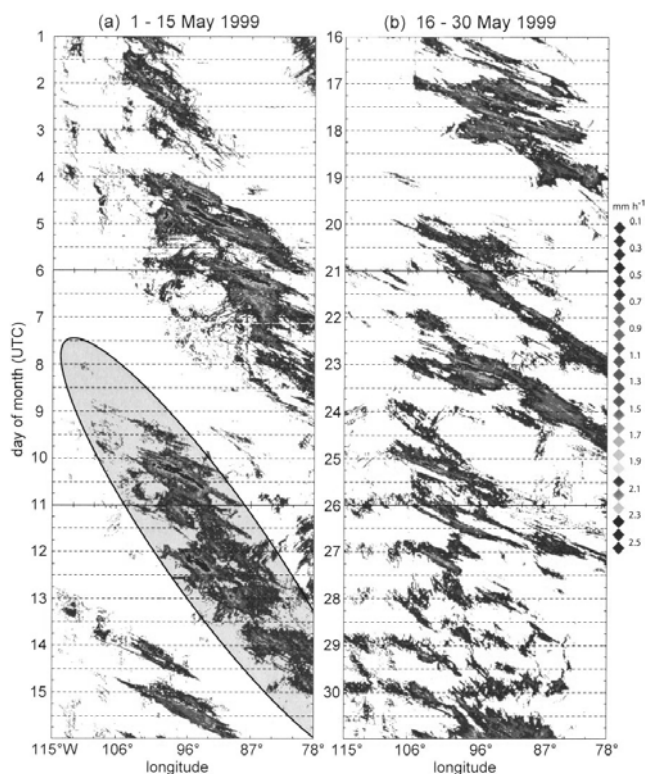


圖 1 美國大陸地區暖季期間，以雷達回波反演之對流降水強度(mm h^{-1}) 在經度－時間二維剖面中之分佈。南北向平均範圍為 30° - 48° N，經度為 78° - 115° W。左側為 1999 年 5 月，右側為 1998 年 7 月。(from Carbone et al. 2002)

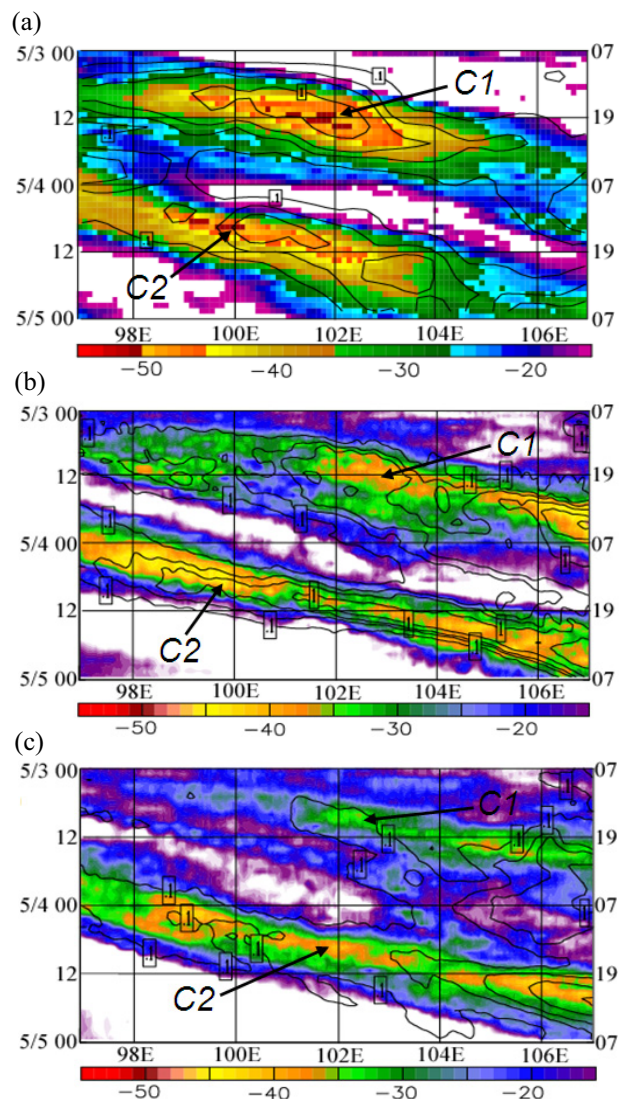


圖 2 2002 年 5 月 3 日 0000 UTC 至 5 月 5 日 0000 UTC 於(a) GMS-5 衛星之紅外線 *TBB* 資料 ($^{\circ}\text{C}$)、TRMM 的 0.25° 降水強度，與 WRF 模式模擬 5 km 網域資料之(b)CT，及(c)NR 實驗之雲頂溫度與每小時降水(mm h^{-1})，在東亞大陸地區之經度－時間剖面分佈圖。其中，資料計算範圍為 30° - 40° N， 97° - 107° E；縱軸左側為 UTC，右側為 LST。

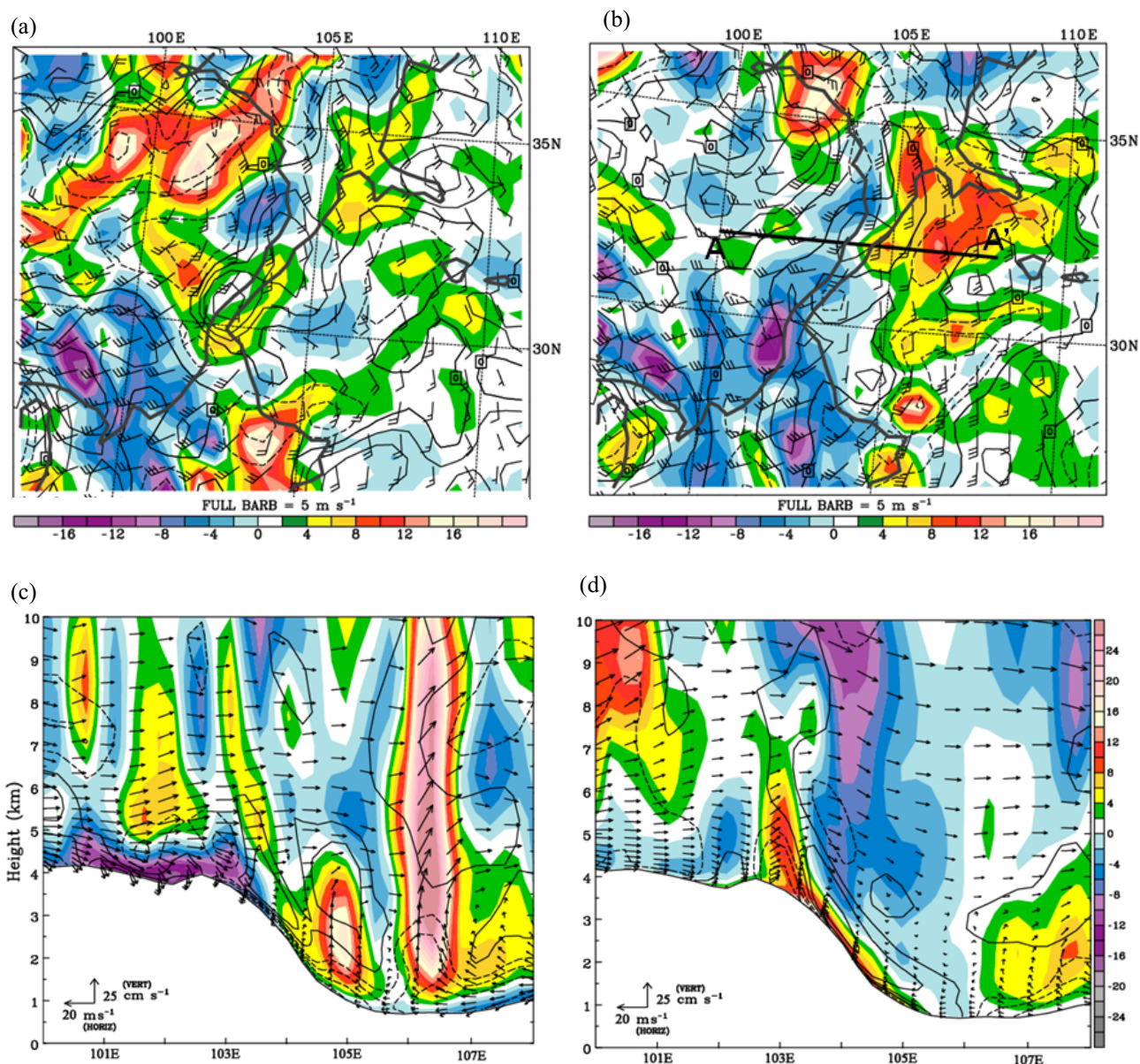


圖 3 CT 實驗之 45 km 模擬結果於 2002 年 5 月(a) 3 日 1800 UTC、(b) 4 日 0600 UTC 於 $\sigma = 0.85$ 垂直速度(w ; cm s^{-1})、水平風場(m s^{-1})及風場輻合散(10^{-5} s^{-1})水平分佈圖; 2002 年 5 月(c) 3 日 1800 UTC、(d) 4 日 0600 UTC 之垂直速度(w ; cm s^{-1})、水平風場(m s^{-1})及風場輻合散(10^{-5} s^{-1})，沿 32°N ， $100^\circ - 108^\circ \text{E}$ 所切之垂直剖面分佈圖。其中，剖面設定如圖 b 之 AA' 直線所示。其中，色階為垂直速度分佈，等值線為風場輻合分佈，間距為 0, ± 2 , ± 4 , ± 8 及 $\pm 16 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ；圖 a, b 之灰色粗線為 3000 及 1500 m 地形高度線。

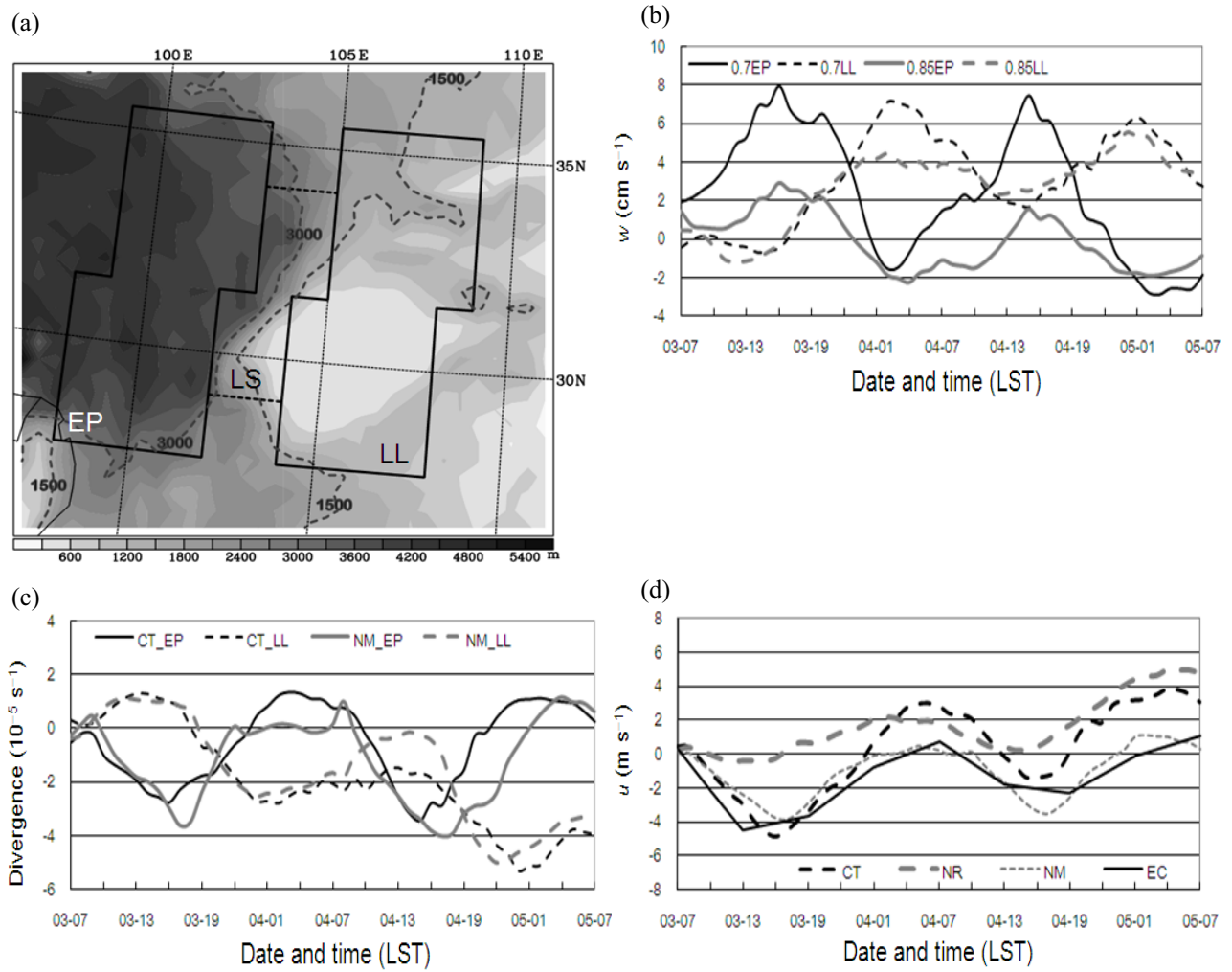


圖 4 (a)高原東側 EP、陡坡 LS 及低地 LL 區域計算範圍選取；(b) CT 實驗之 $\sigma = 0.85$ 與 0.7 之垂直速度於 EP 及 LL 區域，(c) CT 與 NM 實驗之 $\sigma = 0.92$ 之輻合場於 EP 及 LL 區域，與(d) ECMWF 地面及 CT、NR、NM 實驗於 $\sigma = 0.97$ 之東西方向風場於 LS 區域計算之時間序列分布圖。