

亞洲大陸下墊面特性變化對東亞夏季季風影響之探討

吳福山

曾仁佑

空軍氣象中心 國立中央大學大氣物理系

摘要

本研究的目的除了評估 NCAR 大氣環流模式 (CCM2) 對東亞夏季季風模擬的能力，並探討大陸下墊面特性變化對亞洲夏季季風之影響。分析中一共比較了四種模組實驗結果，分別為(1) Control run，(2) BATS run，(3) Heavy snow run，及(4) Light snow run；所謂 Control run 為不更改模式的基本假定所作的氣候模擬，而 BATS run (Biosphere - Atmosphere Transfer Scheme, BATS) 則為加入地表植被特性及植物與大氣交互作用之氣候模擬，兩模組各做十年的積分模擬；至於 Heavy snow run 與 Light snow run 則為對歐亞大陸冬季地表多雪與少雪情況下所作的模擬。針對亞洲夏季季風期間氣候基本場的特徵，測試 CCM2 模式加入植被特性 (BATS run) 之後對模式的改善程度，以及對歐亞大陸地區更改雲參數的設定後對模式的影響，其中並討論季風爆發前大陸地表多雪與少雪對季風環流與降水所造成的影響。

一、前言

影響亞洲夏季季風大尺度系統，包括南亞高壓，太平洋副高、鄂霍次克海阻塞高壓、高層西風噴流及低層西南風；而伴隨季節的演進南亞高壓、太平洋副高及高層的西風有明顯的北跳 (Ding, 1992; 王等, 1992 和其他)。He et al. (1987) 診斷東亞季風肇始前後大氣環流在變化上一些明顯特徵，並探討西藏高原的熱力作用對環流之改變；結果發現大氣特徵在此期間中發生兩次突發性變遷，第一次變遷發生在五月中旬；稱為東亞季風的肇始；第二次變遷發生在六月中旬，稱作印度季風的肇始。

青藏高原之熱源變化也與冬季的降雪有明顯的關係，因此冬季降雪量的多寡直接影響到季風環流的強弱。Meehl (1994)，利用數個環流模式探討地面反照率與土壤水含量對季

風強弱的關係。其模擬結果指出若季風環流有較強的環流強度時則海陸溫度對比必大，積雪覆蓋面積大且土壤水含量也較高，然而這兩者對季風的作用正好相反，所以冬季降雪對季風的影響仍有待進一步的評估。Vernekar et al. (1995) 以 COLA (Center for Ocean - Land - Atmosphere Studies) GCM 模擬歐亞大陸雪覆蓋量對印度季風的影響指出，若冬季歐亞大陸有較高的雪覆蓋量會使夏季印度季風的降水減少，季風環流減弱，少雪則有較強的季風。

基於亞洲夏季季風對亞洲季風區內的短期氣候有重要的影響，且經由遙相關的作用可影響亞洲季風區以外的地區 (Nitta, 1987; Lau, 1992)，所以需要開發並研究一套適合我國使用的氣候模式，便於有效的模擬影響亞洲夏季季風的可能因子，並作充分的探討，必然有助於增進東亞地區的短期氣候預報及了解亞洲季風對季風區以外地區的影響。

二、模式與模擬設計

本研究所使用的氣候模式為美國國家大氣研究中心 (The National Center for Atmospheric Research) 在 1993 年所發展的共用氣候模式第二版 (Community Climate Model, Version 2)，簡稱為 CCM2，CCM2 為全球氣候模式 (Global Climate Model, GCM) 之一，為一變通性佳且設計良好的模式，足以擔任各種氣候變遷方面的模擬與研究，因此受到各國氣象界的廣泛使用。

它主要的組織架構與方法是承襲 CCM1 (1987 公布) 而來，所不同的是其使用的物理參數法已做大幅地更改 (曾, 1994)。由於具有很高的轉移性 (portability)，因此可以方便的移植到任何一種工作站上執行。接著 NCAR 又在去年 (1996) 五月公布了其第三代氣候模式 (CCM3)，此模式可與海洋圈、生物圈冰河圈及海冰等不同氣候系統相互耦合應用，使氣候模擬結果更加臻於完善之境。

以下就標準版 CCM2 作一扼要之介紹：本模式為一全球性波譜模式，水平方向採用三角形截斷於波數 42 (T42)，水平解析度為 2.81° (緯向) $\times 2.8125^\circ$ (經向)，故水平間距約為 300 公里左右；垂直方向共分為 18 層，擺放資料採用 P、 σ 混合座標 ($\sigma = p/p_s$) 方式，關於詳細之 CCM2 所用之積分方程及數值方法已由 Hack et al. (1993) 詳盡描述過，在此僅擇其重點說明。

三、資料與分析方法

本研究所使用的資料分觀測資料及模式輸出資料兩部份：觀測資料包括有：(一) ECMWF (European Center for Medium Range Weather Forecasts) $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 之風場、高度場、溫度場及垂直速度場 (1980 - 1995)。(二) 外逸常波輻射 OLR 資料為 NOAA $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網

格資料 (1980 - 1992)。(三) 降水資料則是用美國國家環境預報總中心 (NCEP) $1.87^\circ \times 1.91^\circ$ 四維同化 reanalysis 模擬輸出資料 (1979 - 1989)。

本研究分析時間為 4 月 16 日至 7 月 4 日，以候平均 (五日平均) 為時間單位，共計 16 候 (表一)；分析區域為 $20^\circ \text{S} - 50^\circ \text{N}$ ， $40^\circ \text{E} - 180^\circ \text{E}$ 。為使不同網格資料能夠清楚比較其差異性，因此使用四點內差方式將不同網格資料轉換成 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 經緯網格資料以作相減運算。

四、CCM2 模式對亞洲夏季季風模擬結果之評估

利用五日平均結果對 1980 ~ 1995 年 4 月 16 日到 7 月 29 日，吾人分析探討了東亞夏季季風大尺度場長時間平均的氣候特徵，同時也比較了 He et al. (1987) 以 1979 年資料的分析結果；大致上可以歸納出，沿 15°N 緯度上亞洲夏季季風期間，低層有較大的西南風，組織性的降水活動以及高層東風層皆曾出現兩階段的急遽變化，在約 80°E 以東 5 月中旬出

週期 (候)	日期
1	4/16 - 4/20
2	4/21 - 4/25
3	4/26 - 4/30
4	5/01 - 5/05
5	5/06 - 5/10
6	5/11 - 5/15
7	5/16 - 5/20
8	5/21 - 5/25
9	5/26 - 5/30
10	5/31 - 6/04
11	6/05 - 6/09
12	6/10 - 6/14
13	6/15 - 6/19
14	6/20 - 6/24
15	6/24 - 6/29
16	6/30 - 7/04

表一 分析資料時間，每五日為一週期。

現出現第一次季風肇始(東亞季風),隔約一個月後,即六月中旬以後,在約 80° E 以西的地區出現第二次季風肇始(印度季風),而夏季季風演變過程可以顯現在兩次經向溫度的逆轉特徵上,且南亞高壓的北跳和西移的現象也是相當重要的特徵。

以下將分兩部份來比較分析各實驗模組的模擬結果;(-)是以氣候平均場的特性,對 Control run、BATS run 的模擬結果做比較。亦即比較模式的原始設定與植被加入後的積分結果,以確定地表植被作用改善模擬的程度。(二)將對模式於歐亞大陸地區修正雲滴輻射特性,以降低北半球陸地對太陽短波輻射的吸收能力,藉此改善模式中對短波輻射反應過強的缺

點(Hack, 1994);並加入冬季多雪與少雪個案的模擬,比較歐亞大陸地區在多雪與少雪情況是否影響青藏高原熱低壓的強度,以及會對季風環流造成甚麼樣的影響,以此作為 CCM2 模式對短期天氣系統預報可行性之評估。

(-) CCM2 模式對亞洲夏季季風模擬結果之評估:

圖 1 為模組實驗週期 1 到 16 候, 850hpa 西南風場沿 15° N 的時序變化圖, (a) Control run 模組、(b) BATS run 模組的模擬結果。比較圖(a)與(b), 兩模組的模擬結果都可以把季風兩階段的肇始時間正確的模擬出來,不過模擬的西南風速均較實際值偏高, 70°-80° E 之間

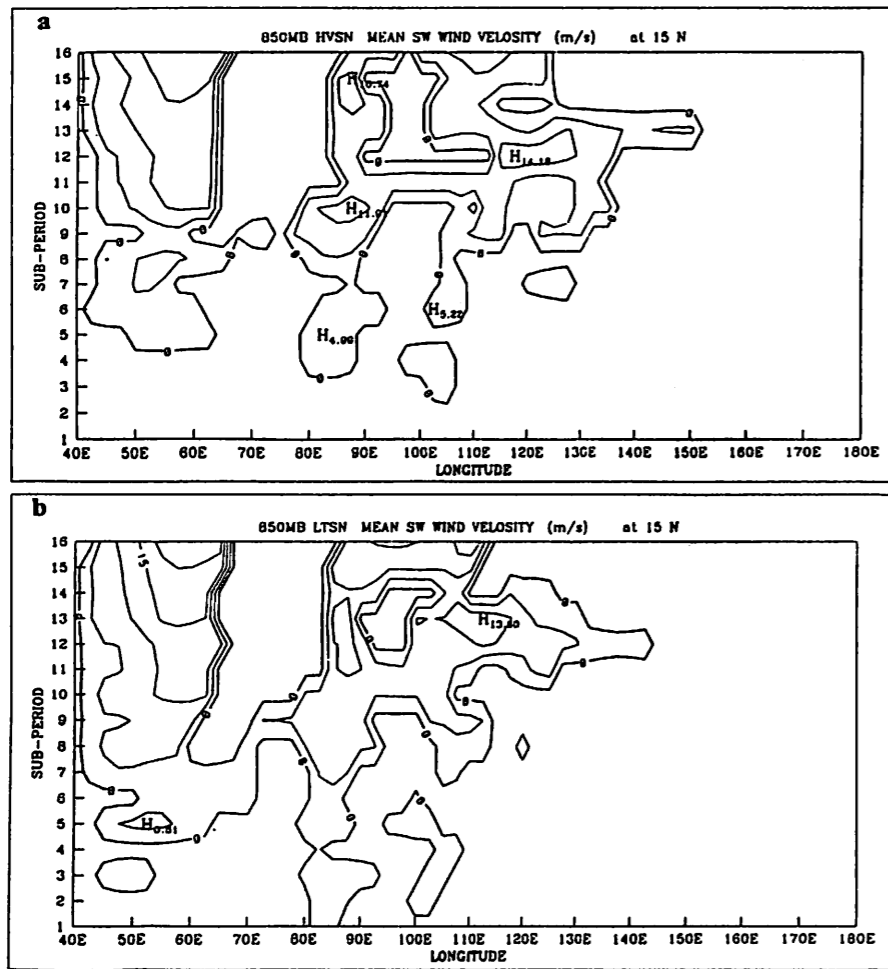


圖 1 模組實驗週期 1 到 16 候, 850hPa 西南風場沿 15° N 的時序變化圖, (a) HVSN run 模組、(b) LTSN run 模組的模擬結果。等風速線間隔為 5 m/s。

區域內(印度陸塊上)的西南風則未能顯現出來。以下為比較模組在 200hPa 高度面上, 南亞高壓隨季風演變向北躍進並向西擴展的演變情形以及 850hPa 高度面上副高脊線隨季風變化東退, 強度減弱的特徵。圖 2 及圖 3, 分別為 Control run、BATS run 模組實驗 200hPa 高度場一至三階段的合成水平風場分布圖。探視

圖中南亞地區等高線的變化情形, 可以清楚的看到南亞高壓於第二階段時在青藏高原上方建立, 到印度季風爆發後, 南亞高壓又向西擴展至伊朗一帶。由兩圖對實際南亞高壓分布的比較, 得知 BATS run 的結果因東西向的伸展較長, 顯示南亞高壓範圍及勢力均能符合實際的情況。檢視沿 32.5° N 的時序分布情形(圖 4

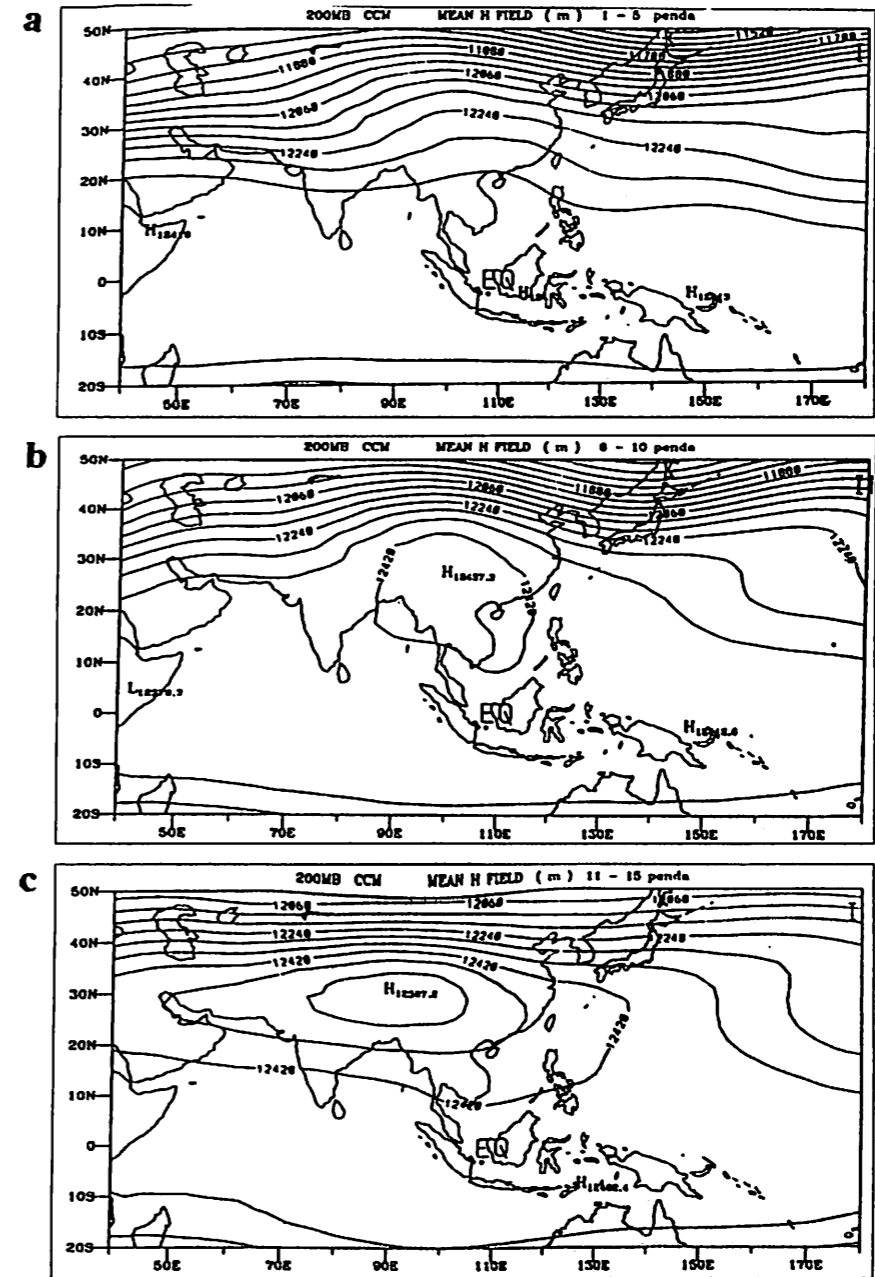


圖 2 Control run 模組實驗 200hPa 高度場一至三階段的合成水平風場分布。(a) 1-5 候, (b) 6-10 候, (c) 11-15 候。間距為 60m。

)，在 Control run 中，80 - 105° E 為青藏高原所在經度，由圖中可以發現高原對太陽短波輻射加熱作用較實際情形（第五候開始）就提早反應且增溫情況很強，顯示了模式對青藏高原可感熱作用的過於高估，致使產生較多的熱量改變季風環流的強度。BTAS run 的情形是兩階段的肇始時間模擬的相當正確，但是過度

增溫效應仍然無法有效的予以改善，引起模式的這種增溫過強的情形，唯有調整模式中所使用的雲參數化法，因為我們在模式中雲滴的有效半徑選擇 10 μ m，這個值經證明其誤差太大，且太透明了 (Hack, 1994)，才會使青藏高原上的熱低壓過強影響模擬的結果，所以造成模擬誤差的結果可歸因於模式本身設計上的

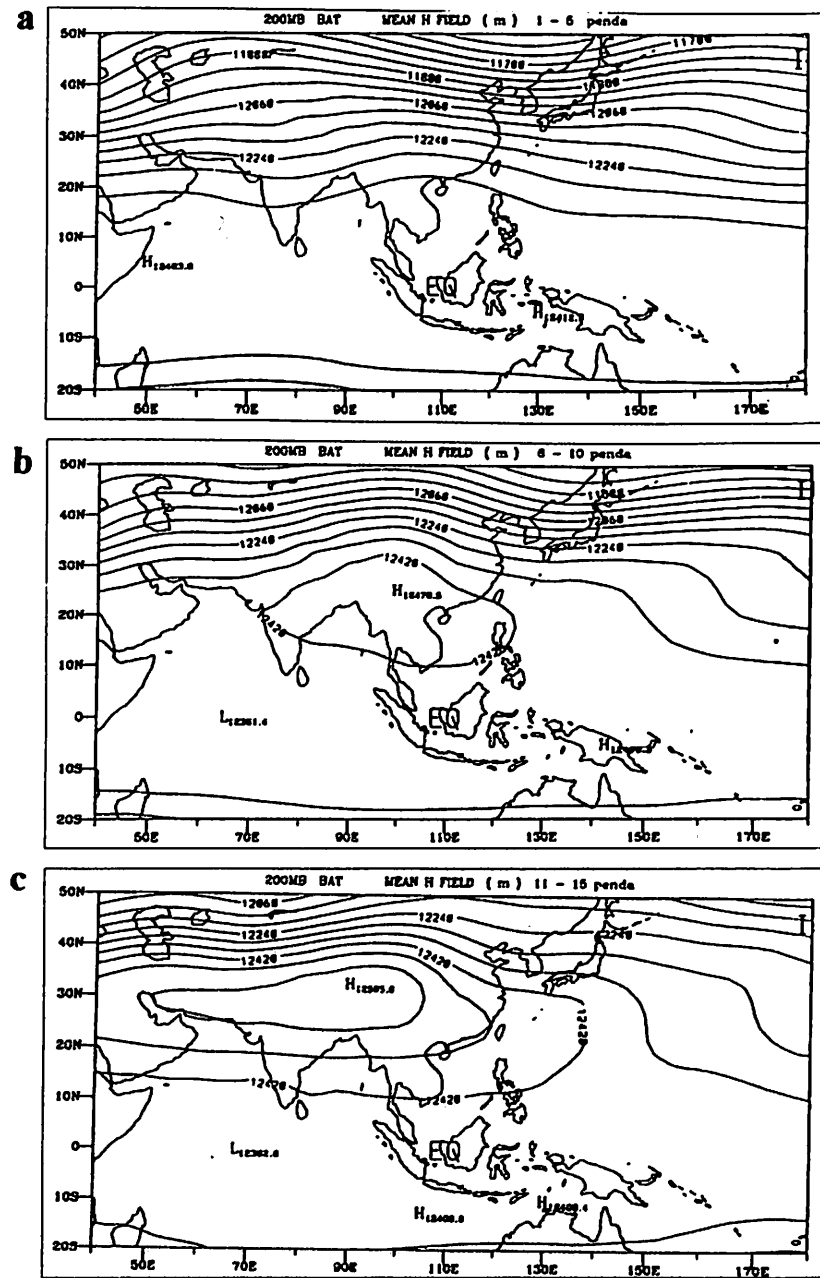


圖3 同圖2，但為 BATS run 模組實驗結果。

特性問題。BTAS run 的結果因有考量到地表植被的問題，對於過強的輻射反應可透過水循環、反照率及能量收支等的調節作用，獲得一部份的改善，但是入射短波輻射的問題卻仍一直存在，所以一旦進入夏季太陽短波輻射變得很強以後，調節的作用仍抵擋不住雲參數的效應，發展出過強的熱低壓環流。

(二)多雪與少雪實驗對季風環流影響之比較

經由上述對模式特性的探討，發現陸地上夏季的誤差主要是歸因於模式中雲中水滴的光學特性的誤差所造成的影響。由於雲中水滴有效直徑取的過大，且雲的透明度太過於透明，所以針對此參數更改其設定，將歐亞大陸地區的雲滴有效半徑改為 5 μ m，並減半其透明度，如此將可減少太陽短波穿透雲層進入地表的

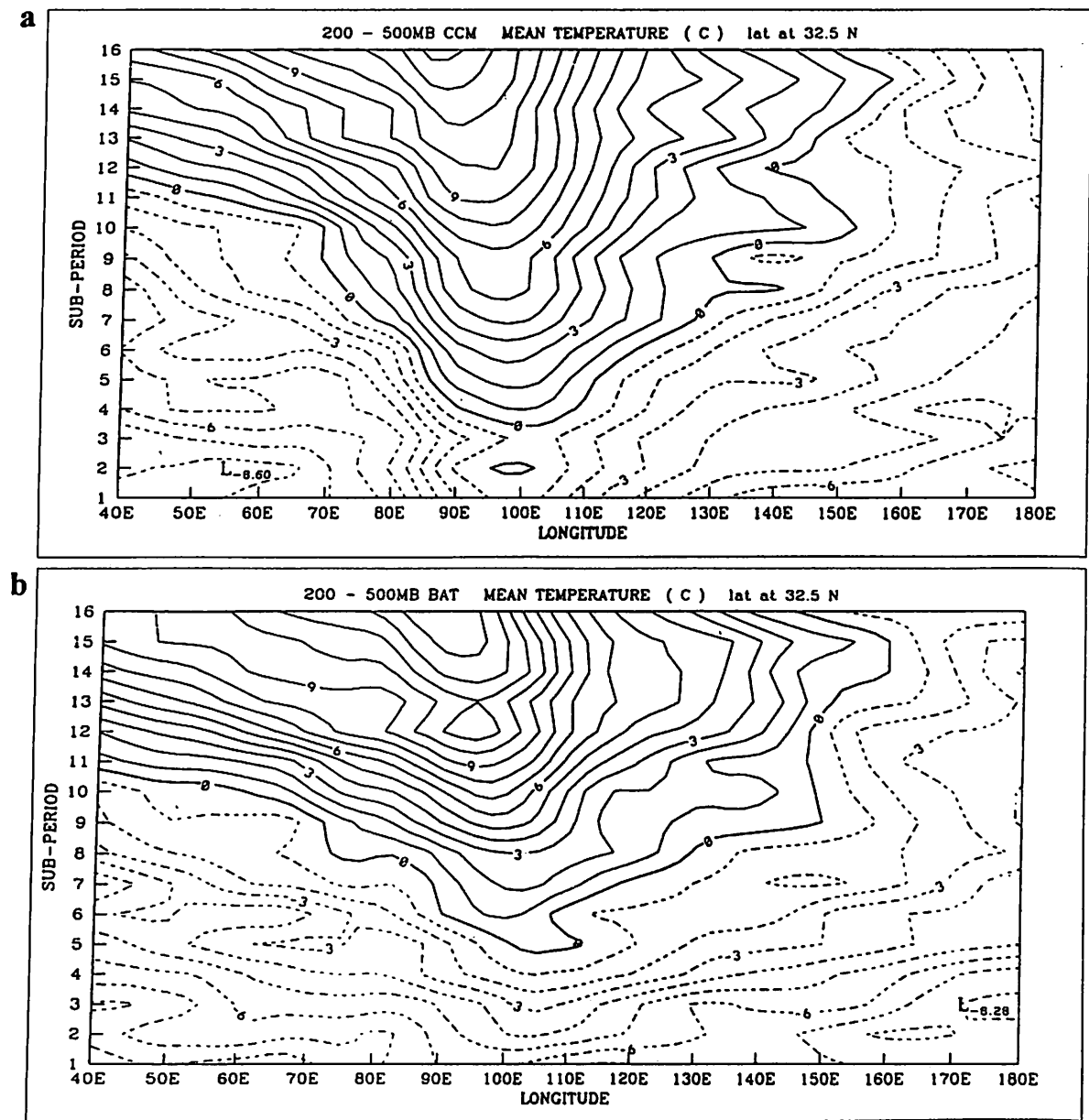


圖4 模組實驗週期1到16候，200-500hPa 經向平均溫度 32.5° N 的時序分布圖，(a) Control run、(b) BATS run 的模擬結果。間隔為 1°C。

能力，使歐亞大陸的增溫能力減低；另一方面，模式積分過程中加入冬季二月期間的多雪時與少雪時的平均降雪量，以模擬多雪情況與少雪情況對夏季季風環流所造成的影響為何？

圖5為200-500hPa層內平均溫度沿5-25°N的時序變化圖，(a) HVSN run 模組、(b) LTSN run 模組的模擬結果。比較結果發現，LTSN run 增暖效應約提早五天出現，兩階段

變化於80°E經度上的劃分較為明顯，說明了少雪年對流層溫度增暖較快，季風肇始日期會提早發生以及東亞季風有較明顯的環流。

圖6為模組80天(4月16日到7月29日)的400hPa平均垂直速度場分布(a) HVSN run 模組、(b) LTSN run。其中 ω 小於0的地區表示這裡有上升運動發生，反之則有下沉運動發生，藉此比較上升與下沉運動的大小，以

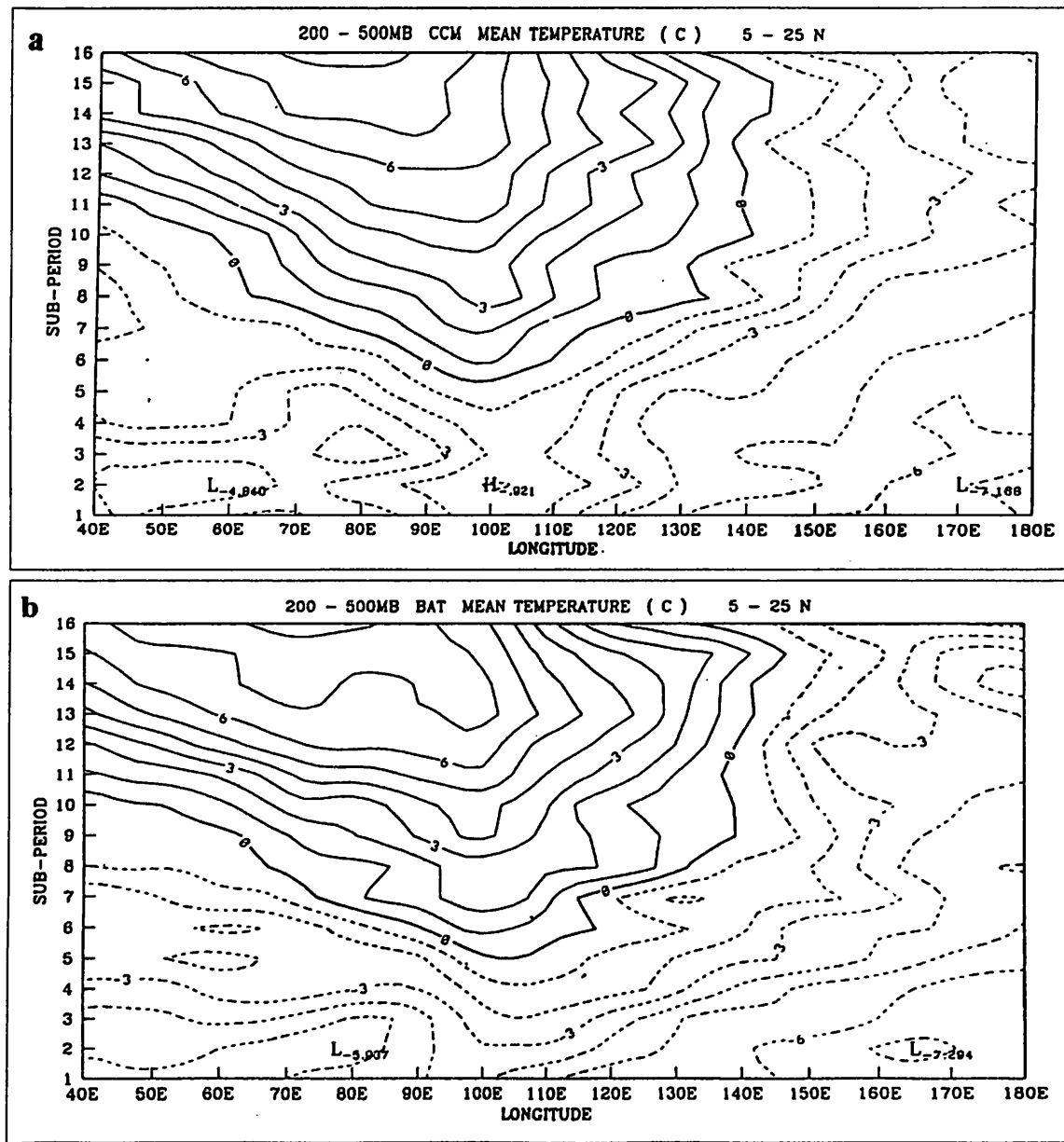


圖5 模組實驗週期1到16候，200-500hPa層內平均溫度沿5-25°N的時序變化圖，(a) HVSN run 模組、(b) LTSN run 模組的模擬結果。

探查季風環流的強弱。由圖中我們可以很明顯的看到兩個主要的上升區，呈現東西向長條狀，分別位於35°N(青藏高原及鄰近區域)及10°N(印度洋到南海之季風雨帶)，中間的區域則為下沉氣流所在，包括高原南側的乾燥地區，印度北部，伊朗，阿富汗及沙烏地阿拉伯等沙漠國家。由比較結果可知少雪年季風雨帶區及青藏高原東側其上升運動較強，因此引

發較強的季風環流，多雪年的季風環流明顯的偏弱。

季風環流的強弱關係著降水的分布與多寡，以下便是要比較降水在三階段的分布與差異情形。圖7及圖8，分別為HVSN run與LTSN run 模組一至三階段的平均降水量水平空間分布，在華南地區，少雪年模組因東亞季風環流較強，故降水比多雪年為多，區域也較廣

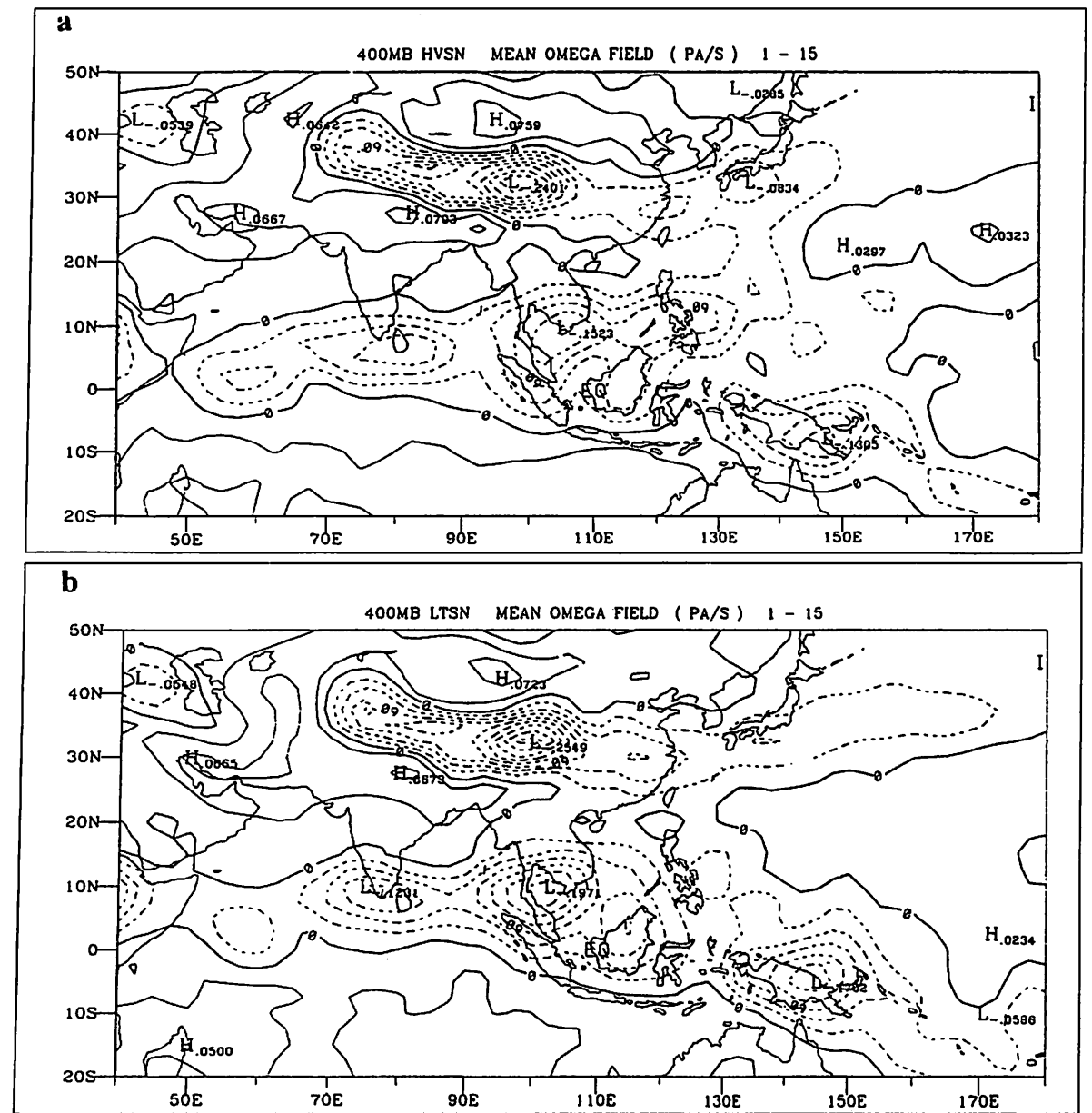


圖6 模組80天(4月16日到7月29日)的400hPa平均垂直速度場分布(a) HVSN run、(b) LTSN run。單位為PA/s。

。理論上認為冬季多雪情況，在夏季會因雪大量融化之後產生較多的土壤水含量，有較充足的水汽供應量，其釋出的凝結潛熱將對季風環流有正貢獻的影響；在這裡比較看不出其貢獻

率有多少，所以季風環流增強的原因主要歸因於地表對太陽短波幅射的反應程度，這跟積雪的反照率與地表可感熱通量有密切的關係，故季風環流的增強與吸收過多的短波幅射有關。

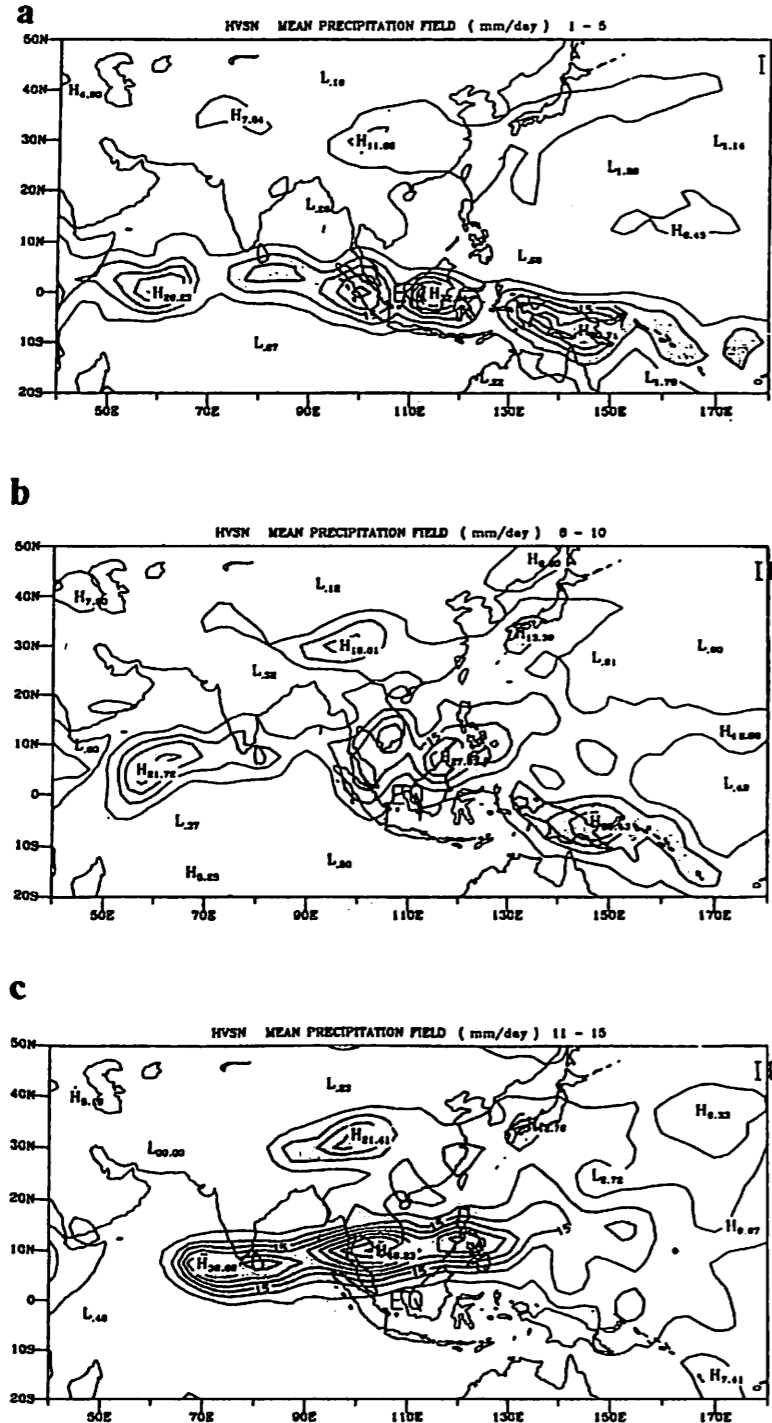


圖7 HVSN run 模組一至三階段的平均降水量水平空間分布。(a) 1-5 候，(b) 6-10 候，(c) 11-15 候。單位為 mm/day。P > 10 mm/day 為陰影區。

五、結論

經由本文吾人利用模式結果探討了不同下墊面條件對亞洲夏季季風的表現，所獲結論如

下：

(-)模式能夠合理的把東亞夏季季風中幾個重要的特徵表現出來，包括：沿 15° N 850hPa 西南風、200hPa 的東風氣流，高降雨量、低

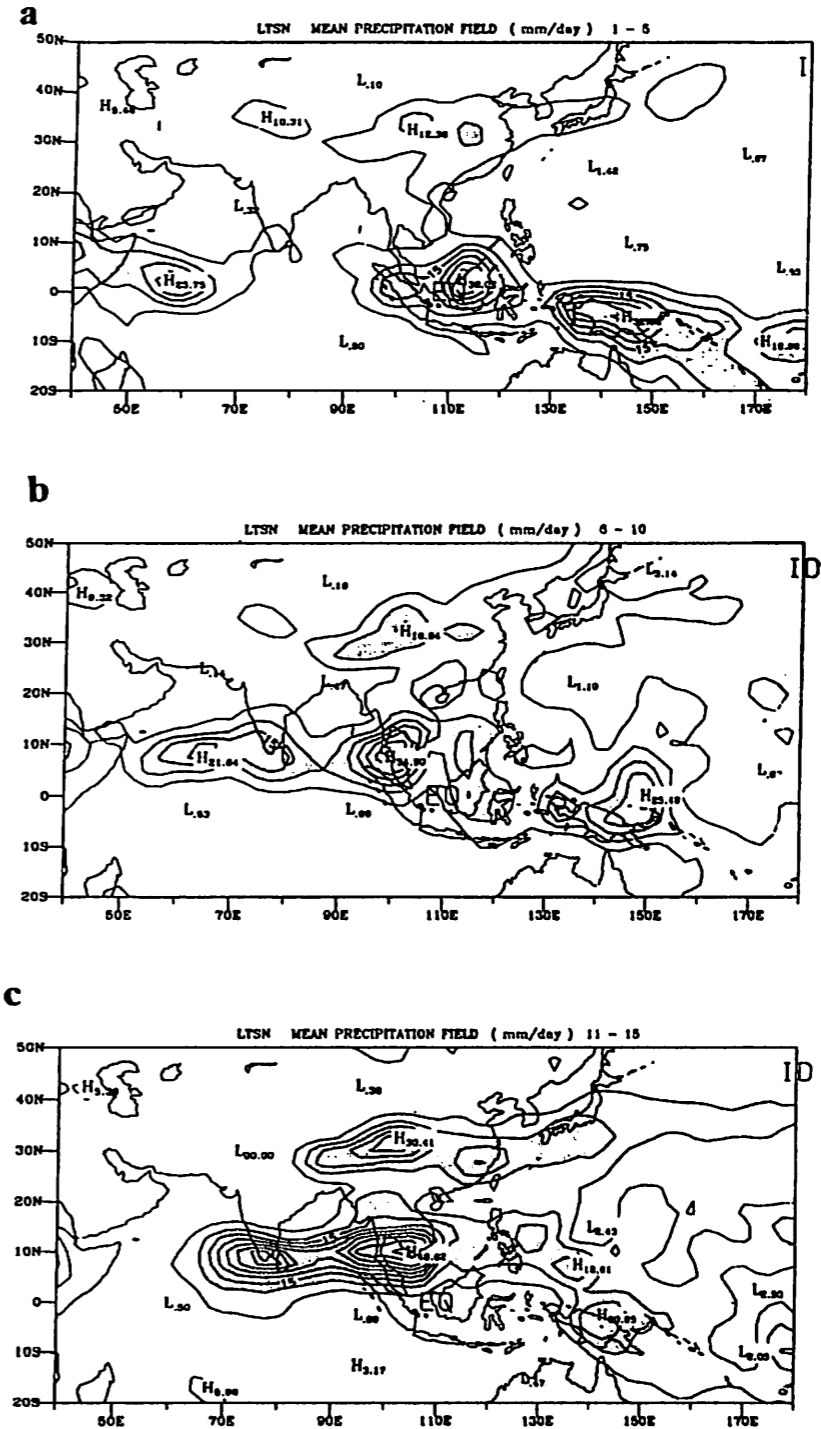


圖8 同圖7，但為 LTSN run 的結果。

OLR、15–25°N 經向溫度反轉之兩階段變化，而且也能掌握到副熱帶噴流的北跳，南亞高壓的演變以及副高脊線的變化等特徵。另一方面，由於模式對青藏高原熱源效應過於高估，致使季風環流產生一些偏差，使印度洋中廣泛出現越赤道流，西南風場的模擬亦不盡理想。

(二) BATS run 的模擬結果較 Control run 的結果更接近實際氣候資料。原因是 BATS run，由於陸地包含植被的作用，適當地提供水氣循環、反照率及能量收支等之調節作用，可以紓解一部份因雲參數化所造之輻射量，但是一旦進入夏季太陽輻射作用增強的情況下，陸地上的水分蒸發掉調節作用也將失去，仍會形成過強的熱低壓，曲扭季風環流，這是模式本身設計上所造成系統誤差。

(三)在多雪與少雪的模組實驗中，歐亞大陸冬季若為多雪情況，因為陸地的積雪量多、分布範圍廣的反照率 (albedo) 因而大幅提高，使青藏高原增暖作用減低；所以模式在多雪年時，對流層 200–1000hPa 的平均溫度明顯的偏低，使東亞夏季季風肇始時間發生延遲，而且季風環流的強度也相對的減弱，造成降水量的偏少。而在少雪情況，地表加熱快，反應在大氣加熱的能力也快，因而有較強的夏季季風環流，使華南及印度洋地區有明顯較多的降水量。

致謝

本文之完成須感謝中央大學大氣物理研究所電腦系統的支援；在資料方面感謝胡志文博士對 EC 氣候平均資料的提供，及美國 NCAR 之李燕輝博士協助取得 CCM2-Control run 及 BATS run 資料；另 EC/WMO 及 EC/TOGA 資料取自於國科會副熱帶資料庫，在此一併致謝。本研究在國科會專題研究計劃 NSC 86-2621-P008-014 及 NSC 86-2111-M008-016-AGT 經費支援下方能順利完成。

參考文獻

- 王作臺，黃志銘與胡志文，1992：乾濕梅雨季東亞環流特性之研究。大氣科學，20，267–294。
- Ding, Y. - H., 1992: Summer monsoon rainfalls in China. *J. Meteor. Soc. Japan.*, 70, 373–396。
- Hack, J. J., 1994: Parameterization of moist convection in the NCAR community climate model (CCM2). *J. Geophys. Res.*, 99, 5551–5568。
- Hack, J. J., Boville, B. P., Briegleb, J. T., Kiehl, P. J., Rasch, and D. L. Williamson, 1993: Description of the NCAR community climate model (CCM2). NCAR/TN-382+STR, 108pp。
- He, H., W. Mcginnis, Z. Song, And M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1966–1994。
- Lau, K. - M., 1992: East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70, 211–242。
- Meehl, G. A., 1994: Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External conditions versus internal feedbacks. *J. Climate*, 7, 1033–1049。
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373–390。
- Vernekar, A. D., J. Zho, and J. Shukla, 1995: The effect of Eurasian snow cover on the Indian monsoon. *J. Climate*, 8, 248–266。