

東亞夏季季風期間雲輻射效應 影響低頻振盪的模擬研究

柯文雄¹ 吳奇樺¹ 鄒治華² 杜嘉修³

¹國立台灣大學大氣科學系

²國立師範大學地球科學系

³中央研究院應用科學及工程研究所

(中華民國九十一年十月二十八日收稿；中華民國九十二年二月二十一日定稿)

摘 要

研究大氣低頻振盪的重要目的，就是要將其結果用於長期天氣和短期氣候預報，大氣中季內振盪正是屬於短期氣候變化的問題。目前季內振盪的研究主要以分析 OLR 的資料為主，然而 OLR 值的大小與大氣輻射有直接的關係，所以要想對氣候研究找到較好的代表性，則需同時在對雲的水平雲量，垂直方向雲的分布、雲高、雲的光學性質有好的掌握。若數值模式能模擬季內振盪的強度，那麼也必能模擬較好的季風降雨，目前許多大氣環流模式並不能正確的模擬出亞洲季風的平均結構及其季內振盪的強度，可能與無法正確的模擬出此地區雲與輻射的特性有關。我們認為影響 OLR 及其季內振盪的強度最重要的因子就是雲的水平及垂直結構。透過 ERBE 與 ISCCP-D1 及 D2 的資料我們驗證了東亞夏季季風期間，強深對流區(孟加拉灣、南海及西北太平洋)的 OLR、高雲及雨量等三者有非常密切的關係，再透過濾波 20-80 天季內振盪的分析也得到 OLR 與高雲雲量的振幅變化是一致的。因而 GCM 對東亞夏季季風期間深對流區域的模擬，若高雲的模擬不正確則 OLR 就會有差錯，高雲的低頻擾動模擬的太小則 OLR 的擾動也會跟著降低。透過 NTU-GCM 的實驗模擬我們得到了控制實驗大致能模擬東亞夏季季風期間 OLR、高雲與雨量在深對流區的時空平均分佈，而且對季內振盪的變化亦可掌握。

另外由三個不同雲量設定的實驗模擬我們可以得到：(1)每個模擬對東亞夏季季風的動力場與雨量的平均狀態皆大同小異，且與其觀測的氣候平均差異不大，(2)由於雲量設定的不同會造成 OLR 的劇烈變化，控制實驗在孟加拉灣、南海及西北太平洋皆為低 OLR 值區(低於 210 w/m^2 以下)，但其餘三個實驗的值在此三個區域皆偏大(大於控制實驗 50 w/m^2 以上)，尤其是沒有雲量的模擬其 OLR 值為 $280(\text{ w/m}^2)$ 以上，(3)從 OLR 總變異量的比對中可以得到了控制實驗的模擬與觀測分析較接近外，其餘的三個實驗的總變異量皆非常小且無雲及固定月雲量實驗模擬的空間的分佈也不正確，(4)從 20-80 天變異量的比對中亦可得到如(3)的狀況，(5)由於固定月雲量實驗的雲量非由模式本身所產生的，因而所模擬的 OLR 較其他實驗較不一樣，進而影響到其他氣象場的分佈，再者因雲量變化的時間尺度為月，故 OLR 等的低頻變化非常小，(6)沒有中雲的實驗與控制實驗的結果較接近，但由於不考慮中雲故模擬的 OLR 值皆較控制實驗大，同時亦造成低頻的變異量大大減小，顯示出中雲的存在是必要的。有關雲的水平及垂直分佈的分析研究對了解東亞夏季季風是刻不容緩的，本研究只是初步的起始。

關鍵詞：東亞夏季季風、雲/輻射效應、低頻振盪、全球環流模式、OLR

一、前 言

雲是地表與大氣的輻射加熱、冷卻的主要調節器。雲對輻射的影響可區分成長波與短波兩個部份，在長波方面，雲會吸收輻射與放射出輻射，一般而言雲頂溫度會比雲下的大氣與地表溫度低，因此其放射出的外逸長波通量(OLR)便會小於晴空時的 OLR，並使地球-大氣系統間所吸收的長波通量增加，換句話說，雲會加強大氣所謂的「溫室效應」。對一個已給定雲量的雲而言，長波被「攔住」的通量會隨雲高與光程厚度的增加而增加，因此對高(冷)雲、光程厚的雲而言，所攔住的長波通量其幅度會較大；而對低(暖)雲、光程薄的雲所攔住的長波通量其幅度便較小。在短波方面，雲滴會有效地反射及散射短波輻射，因此有較多的太陽輻射被雲反射進入太空中，使得地球吸收的量減少。此種交互作用，一般稱為雲的反照率效應，此效應的強度，基本上對雲高不敏感，但卻是光程厚度、太陽天頂角、雲的幾何光學性質等的函數。雖然雲輻射效應的精確風貌還尚未能完全了解，但它對於全球能量的平衡、溫度的分佈及大尺度動力均會有重大的影響。且雲在短波「反射效應」與長波「吸收」兩者之間的消長亦會隨雲類、雲量分佈而改變。

Ramanathan(1987)提出，對於一個雲層厚度達 100~200mb 的綜觀尺度擾動而言，其雲輻射效應對大氣的加熱或冷卻率，可達到 5~10°C/day。Slingo & Slingo (1988)利用 NCAR、CCM1 模式，積分 510 天的結果指出，在熱帶地區長波雲輻射效應使高對流層增溫約 4°C，同時使低平流層冷卻約 6°C。Ou & Liou (1988)利用 1962 年美國標準大氣對雲/輻射效應的研究，顯示不同的雲種其長波輻射冷卻與短波的太陽

加熱率分別可達 10°C/day 以上。而 Kau & Wu (1993)對華南梅雨期的鋒面的雲/輻射效應研究亦顯示輻射非絕熱加熱(冷卻)率最大亦可達到 5°C/day 以上。Liou & Zheng (1984)、Zheng & Liou (1986)、Zheng & Liou (1988)利用全球環流模式(GCM)，考慮了雲、輻射與動力之間的交互作用發現：(1)在熱帶地區，Hardley 環流主要是由雲/輻射交互作用所維持，(2)若不考慮雲的存在，則 Hardley 環流可能反轉，(3)若忽略輻射過程，則熱帶地區的雲量可能減半，(4)輻射、凝結、可感熱的垂直傳送效應對東亞噴流的位置與強度的維持很重要。Cess et al. (1989, 1990)亦曾以氣候敏感度來比較 19 個 GCM 模式間的差異：發現在晴空下其氣候敏感度皆很相近，但若加入雲的回饋，則模式間的氣候敏感度會相差三倍左右，並由此更進一步指出雲是影響氣候敏感度的主因。此外有許多研究嘗試估算雲輻射效應的影響，如(Schneider 1972, Cess 1976, Hartmann and Short 1980, Ohring and Clapp 1980, Ohring et al. 1981, Charlock and Rammanathan 1985, Hartmann et al. 1986, Ramanathan et al. 1989, Hartmann and Doelling 1991)廣泛的將雲對輻射通量的影響量化，其中以雲輻射效應(cloud radiative forcing / CRF)的應用最為普遍，此乃利用有雲時候輻射通量的量測以及晴空狀況下輻射通量之間的差異，所用的三種輻射通量分別為短波、長波與淨輻射通量(長波 + 短波)。

時間尺度在 7~100 天的大氣運動的變化，一般稱為低頻變化，100 天以上的變化稱為極低頻變化。低頻變化的時間尺度小於 100 天，也稱為季內變化(ISO)，主要有 10~20 天和 30~60 天準週期振盪。研究大氣低頻振盪的重要目的，就是要將其結果用於長期天氣和短期氣候預

報，以提高預報準確率。大氣中季內振盪正是屬於短期氣候變化的問題。大氣的季內振盪最先在熱帶被發現，在熱帶地區，大氣季內振盪，具有明顯的地域特徵，同時在不同地方不同時間可有不同的傳播特徵。熱帶大氣季內振盪以亞洲季風區最明顯。季風區內季內振盪與熱帶低緯度地區季內振盪傳遞方式不盡相同。前者除了具有往東移行的特性外，在赤道印度洋與西太平洋地區亦具有向北移行的現象(Hsu and Wang, 2001)，北移現象與夏季印度季風的盛行、停歇，東亞梅雨季節的開始有關。季風區內的季內對流振盪往北移行的現象為季風地區之特有現象並僅發生在特定的時間。

季內振盪的活動與印度及亞洲夏季季風之肇始時間及強度變化不但有密切的關係(Krishnamurti and Sabrahmanyam, 1982; Lau and Chan, 1986; 鄒等, 2000)，季內振盪亦對夏季季風的爆發、活躍與中斷有明顯的影響。利用 CDC 所分析之 1979~1998 年共 20 年每日的 OLR，及 NCEP 重新分析之 1979~1998 年共 20 年每日 200mb、850mb 水平風場資料，並在頻率及時間域中皆有良好區域性的小波轉換，進行資料的濾波，分析季內振盪的活動及年際變化，鄒等(2000, 2002)指出亞洲季風區，季內振盪以 30~60 天波動的貢獻較大，其中孟加拉灣為全球 30~60 天變異量之冠。南海地區為東亞地區季內對流振盪變異量最大的地區，其 10~60 天(包括 30~60 天與 10~20 天振盪) OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數高達 0.7 以上。這表明著雖然南海季風存在著很大的年際變化，但各年季風對流之肇始時間、活躍與中斷的變化，與各年季內對流振盪開始、活躍與中斷的時間一致。南海季內對流振盪中又以 30~60 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係

數大於 0.6，而 10~20 天 OLR 波動與當地 OLR 原始值之相關係數卻僅達 0.3。

鄒等(2000, 2002)同時指出，南海地區之季內對流振盪與台灣地區豪(大)雨出現次數有相當大的關連。當南海地區 10~60 天季內對流振盪變異量為正距平時，台灣地區的豪(大)雨次數較多，反之南海地區 10~60 天季內對流振盪變異量為負距平時，台灣五、六、七月豪(大)雨次數偏少，即兩者呈正相關。30~60 天振盪與豪(大)雨關係之分佈形態與 10~60 天者十分相似，可推之南海地區季內振盪由 30~60 天週期主控；而 10~20 天對流振盪與台灣地區豪(大)雨兩者之間無顯著的相關性。

目前季內振盪的研究主要以分析 OLR 的資料為主，然而 OLR 值的大小與大氣輻射有直接的關係，其中不同的雲型對 OLR 值會有劇烈的改變。因而如 Mitchell (1989)所言要想對未來氣候找到較好的代表性，則需同時在對雲的水平雲量，垂直方向雲的分佈、雲高、雲的光學性質有好的掌握。有關雲/輻射效應對大氣環流的影響已有不少的研究，Neelin & Held (1987)認為赤道輻合區(TCZ)的低層輻合強度直接與大氣層頂的淨輻射量成正比，Bergman & Hendon (2000)指出 CRF 對低緯度對流層的環流改變有具體的貢獻，他們也同時指出 CRF 對低對流層環流的影響大於高對流層，且對局地環流的影響大於遠端。然而許多 GCM 並不能正確的模擬出亞洲季風的平均結構，可能原因或許是由於無法正確的模擬出此地區雲與輻射的特性，如 Bony et al. (1997)與 Weare (1997a)便曾指出關於環流模式無法正確模擬出雲與輻射特性的看法。Weare (1997b)也指出雲的長波輻射效應與高雲量的高度相關性，而短波部分則與高雲量以及較高的光程厚度有較好的關係。儘管低雲

量對於雲的長波輻射部分貢獻較少，但對短波部分卻也有實質的影響。Hartmann & Doelling (1991)便提及熱帶深對流地區的反照率與 OLR 皆明顯受到雲量等結構上變化的影響。另外季內振盪的模擬一直是 GCM 所極欲克服的問題。因為目前的 AGCM 大都無法模擬到季內振盪的主要週期，而且模擬出振盪的振幅較弱，空間上的分佈情形也與觀測不符。Slingo et al. (1996) 比較 15 個 GCM 顯示，模式模擬之季節變異很弱，且經常低估季內振盪的強度。他們認為若模式能模擬季內振盪的特性，那麼也必能模擬季風之降水，顯示季內振盪對季風對流的重要性。朱(2001)比較 AMIP(大氣模式比對計劃)模式中夏季季內振盪北移特性的模擬能力，利用夏季 OLR 變異量較大的區域進行波譜分析，指出模式中波譜強度較強的訊號集中在較低頻的波段，而屬於季內振盪的波段，大部分模式皆小於觀測值強度。從遙相關的分析中，也得知所有模式都沒有模擬到觀測中季內振盪的遙相關結構。

我們認為大氣模式對上述中所提及的亞洲季風及季內振盪模擬的缺失主要與雲量的模擬有關。Allan et al. (2002) 利用 Hadley Cnter Climate Model (HadAM3) 去探討氣候模擬指出，由於模式底層的海溫是用觀測海溫設定的，因而其所模擬熱帶大氣的垂直運動與觀測分析非常接近。然而進一步分析其 CRF 則發現模擬的 CRF 與 ERBE 的觀測值差異非常大，也就是在大氣層頂的長、短波雲輻射作用力的模擬是不正確的，因而他們認為氣候模式必須先對 CRF 有正確的模擬才能繼續探討其氣候模擬的結果。本文即在探討雲量對東亞夏季季風季內振盪的影響，將利用 NTU-GCM 進行雲/輻射效應對東亞夏季季風的敏感度模擬，以進一步了解

不同雲型所造成的影響。本文第二節為雲量與 OLR 在東亞夏季季風期間的分析，第三節為 NTU-GCM 的模擬，第四節則為結果與討論。

二、雲量與 OLR

(一) 資料

目前用於雲/輻射研究的資料大致可分為兩類，即輻射通量及雲量，輻射通量主要是 ERBE(Earth Radiation Budget Experiment)提供的月平均資料，網格間距為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，所量測包括大氣層頂(TOA)晴空與全天空各自長波與短波的部分，從1985年2月到1989年12月；而最新的資料可由NASA CERES(Clouds and the Earth's Radiant Energy System)取得，包括 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)於1998年的8個月，以及由2000年3月開始預計到2007年的部分，再加上ERBS(Earth Radiation Budget Satellite)的16年資料，共計超過22年(Wielicki et al. 2002)。雲量資料主要為ISCCP (The International Satellite Cloud Climatology Project)所提供，其所蒐集並分析的衛星觀測資料，包含了五個同步衛星與兩個繞極衛星。目前使用的版本為更新後的D1與D2，是由早期C1資料(Rossow and Schiffer 1991)修訂而來。D1時間與空間解析度分別為280公里與3小時，而D2則是將D1每3小時資料作月平均處理，所有資料長度皆從1983年七月開始到目前(ISCCP網站 <http://isccp.giss.nasa.gov>)。另外亦使用了CDC所分析的日平均OLR，時間自1974年6月到目前超過20年。雨量的資料是由CMAP的五天平均取得，空間解析度為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，時間自1979年1月至2001年12月。

(二) 雲量及 OLR的分析

配合ERBE(1985-1989年)TOA的長、短波輻射通量的資料，我們再加入同時段ISCCP-D1及D2的雲量資料進行東亞夏季季風期間的高雲及

OLR的初步分析，以便了解它們的特性，同時亦可作為第三節模式模擬的比對。(圖1)為1985-1989年JJA的平均OLR，高雲及雨量等三者的分

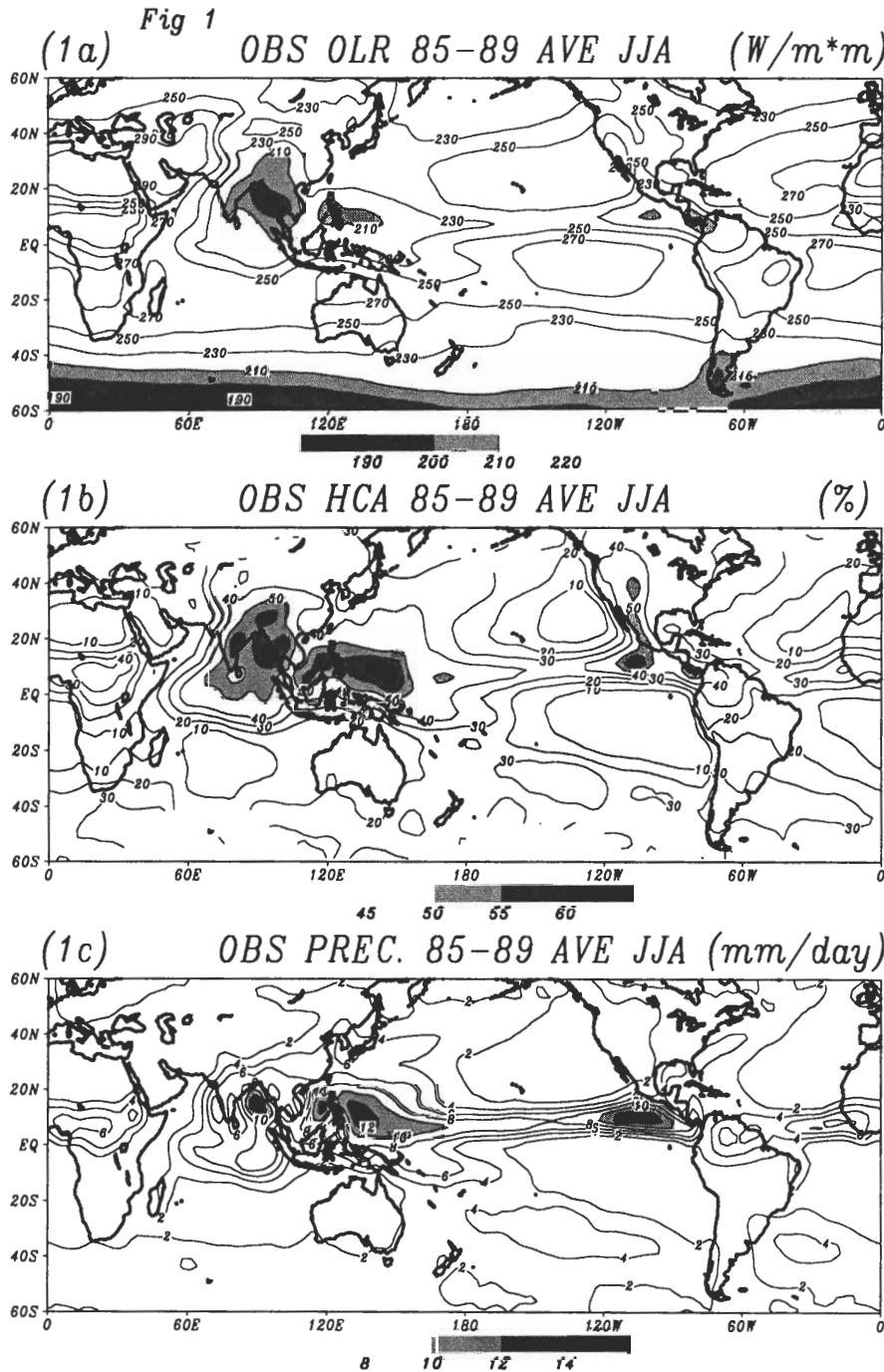


圖 1 1985-1989 年夏季 (JJA) 日平均觀測值，陰影區為極值處 (見括號內)，分別為 (a)OLR($\leq 220 W/m^2$)、(b)高雲量(HCA)($>45\%$)與(c)降水量($>8mm/day$)。

佈，從(1a)可見OLR低於 $210(w/m^2)$ 的區域集中於孟加拉灣、南海及西北太平洋區域，而(1b)也顯示此三區域為高雲大於50%的雲量極大值區，同時由(1c)亦清楚可見此三區為降雨最大值區(均大於 $12mm/day$)。因而我們得知此三區的降水、OLR及高雲量是密切相關的。(圖2)為同時段OLR及高雲的總變異量(total variance)與經

過20-80天濾波(翁2000)後的變異量分佈圖，由圖(2a)可見OLR總變異量的大值分佈區與該時間內其原始平均的低值分佈是一致的，而由圖(2b)亦可見20-80天低頻振盪變異量的大值區亦集中在孟加拉灣、南海及西北太平洋等三個區域。顯示此三區域中的總變異量主要由低頻振盪所主導的，此結果與鄒等(2000)的分析是一致的。

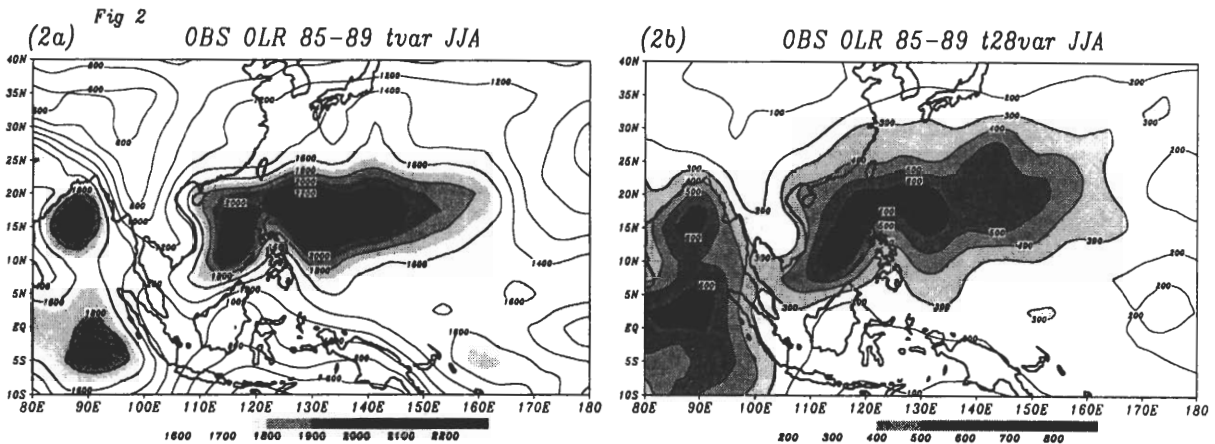


圖 2 1985-1989 年(JJA)日平均 OLR 的(a)總變異量,陰影區為變異值超過 1600 的部分,(b)經過 20-80 天濾波後的總變異量,陰影區為變異大於 200 處。

為了進一步了解OLR、雨量及高雲等三者在孟加拉灣、南海及西北太平洋等深對流地區彼此之間的關係，我們繪製了此三區域OLR、雨量及高雲等的區域平均隨時間變化的趨勢(圖3a)及其低頻趨勢圖(圖3b)。由圖(3a-c)可見在此三區域中，OLR、高雲及雨量有非常好的相關性，即低OLR值(小於 $210 w/m^2$)對應高雲量大於50%，同時降雨亦是高值(> $10mm/day$)，由圖(3d-f)可見低頻隨時間的變化，在南海及西北太平洋低OLR、高雲與降雨三者間的變化仍是非常一致，但孟加拉灣則呈現五月初高雲與雨量、低OLR值不同相位的狀況，顯示孟加拉灣與南海及西北太平洋有不一致的雲/輻射特性(Pai and Rajeevan 1998)。有關此三個區域的雲/

輻射效應的進一步分析請見(柯等，2002)。

(三) 雲診斷模式與輻射參數化

(a) 雲之診斷及設定

在本研究中雲量的取得是採用Slingo & Slingo(1991)的雲參數化模式，在其方法中雲量的模擬是由對流的降水速率、相對溼度、垂直速率以及大氣穩定度等等參數所決定(更進一步的說明將在第四節中描述)。在模式中模擬每一層雲量的同時，為了減低計算之複雜度，再依照每一層雲量的大小區分成三種雲種，即高、中、低雲種，模式中垂直共有12層，其中最高二層與最低三層設為無雲區，至於每一雲種之雲量設定在本文中採用Maximum scheme，即

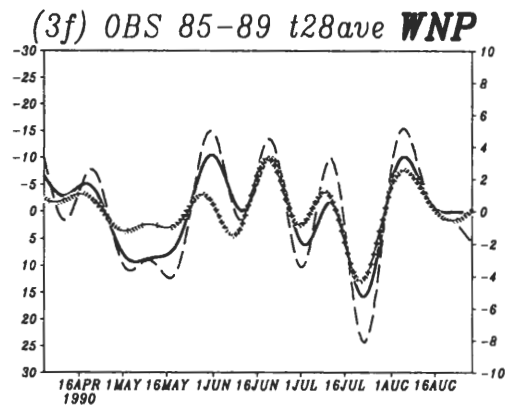
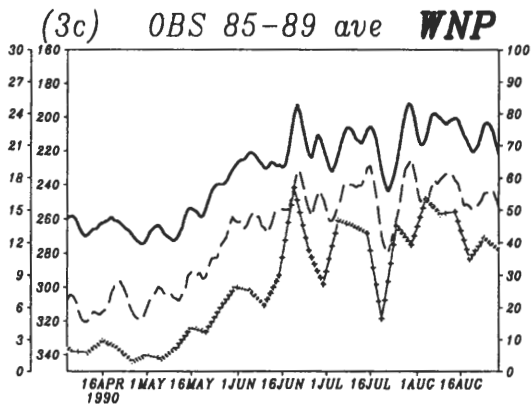
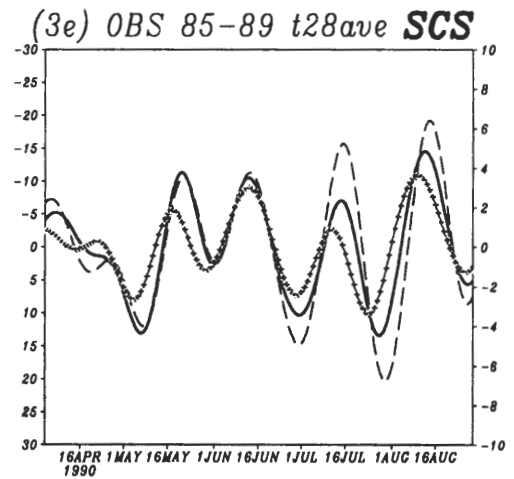
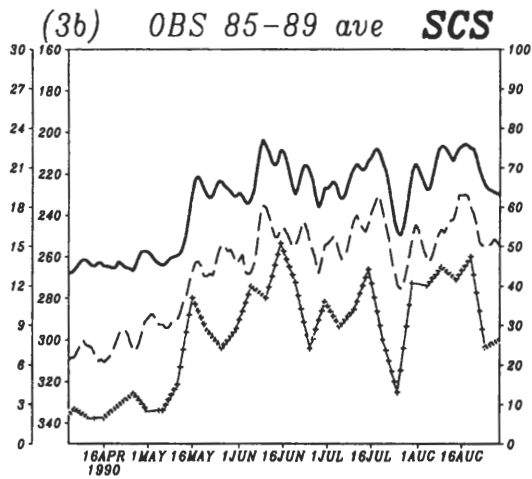
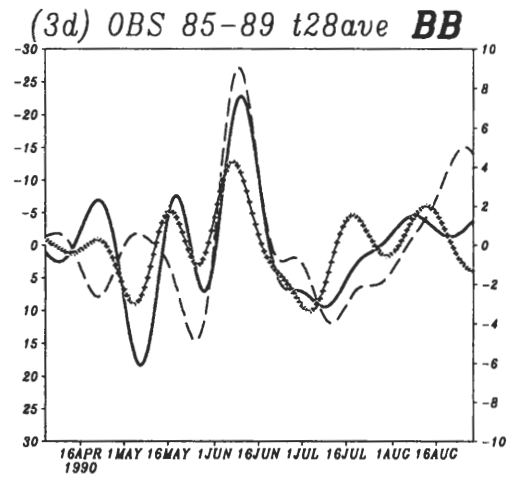
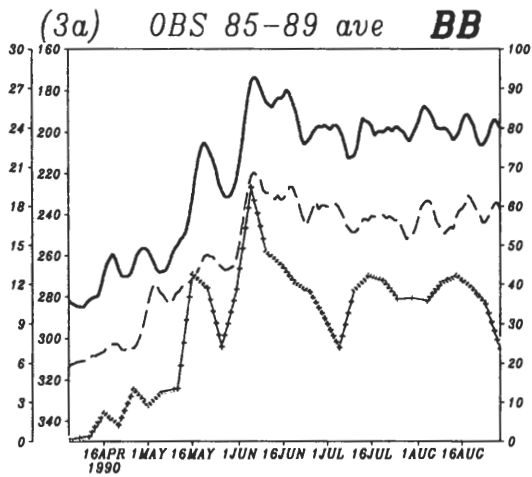


圖 3 1985-1989 年日平均的 OLR、高雲雲量及雨量等從 4 月 1 日至 8 月 31 日於 BB(孟加拉灣 85° E~95° E, 10° N~20° N)、(b)SCS(南海 110° E~120° E, 10° N~20° N)與(c)WNP(西北太平洋 125° E~135° E, 10° N~20° N)的區域平均隨時間變化圖。粗實線為 OLR(W/m^2)、細實線為降雨量(mm/day)、破折線為高雲雲量(%)。縱座標軸由左至右分別為降雨量、OLR 值與高雲量；(d)(e)(f)同(a)(b)(c)但為經過 20-80 天濾波後的低頻擾動值，縱座標軸左邊為 OLR、右邊為高雲量及雨量。橫座標為時間 4 到 8 月。

$$\eta_h = \max(\eta_3, \eta_4)$$

$$\eta_m = \max(\eta_5, \eta_6)$$

$$\eta_l = \max(\eta_7, \eta_8, \eta_9)$$

其中 η_h 、 η_m 、 η_l 分別為高雲雲量、中雲雲量及低雲雲量， $\eta_3 \sim \eta_9$ 代表模式中各層雲量。

由此除了決定高雲、中雲與低雲及其個別雲高外再由這三種雲組成7種不同雲貌(即 1.高雲, 2.中雲, 3.低雲, 4.高雲與中雲, 5.高雲與低雲, 6.中雲與低雲, 7.高、中、低雲同時存在), 另外加上晴空則有8種狀況, 且這8種雲貌對雲輻射效應皆不相同。

(b) 輻射參數化

本文所使用的參數是以Ou & Liou(1988)之雲/輻射參數化模式。Ou & Liou的方法是寬帶法(broadband method)來計算晴空與有雲大氣的長波輻射與短波輻射。在晴空大氣, 整個長波區域分成5個吸收帶, 包括3個水汽吸收帶, 一個二氧化碳吸收帶及一個臭氧吸收帶。而太陽短波區域則使用25個吸收帶, 包括6個水汽吸收帶, 一個二氧化碳與水汽 $2.7 \mu\text{m}$ 重疊吸收帶及18個臭氧吸收帶。在有雲大氣的長波傳遞方面, 將中雲與低雲當成是黑體, 而高雲為卷雲故高雲的長波寬帶放射率、反射率及透射率與太陽短波寬帶吸收、反射、透射的性質一樣, 當成僅是雲內冰晶或液態水垂直含量的函數, 以經驗參數來表示(Liou & Wittmain, 1979)。

三、NTU-GCM 的模擬

(一) NTU-GCM 及實驗設計

我們所使用的NTU模式為原始方程的全球波譜模式(Kau, 1998), 模式包含5個預報方程及

靜力方程。這些控制方程在水平方向是以三角截斷法(triangular truncation)作球面諧函數展開, 垂直方向則是用差分法表示。模式在計算非線性項及進行物理參數化時, 皆是用快速傅利葉轉換(Fast Fourier Transform)及高斯積分法轉換到物理空間網格點上做計算。在此模擬中水平截斷波是波數42, 故同一緯度圈上的網格點數取128, 南北方向上高斯緯度圈數取64, 所以水平解析度在東西方向約為2.8度, 南北方向則為南北半球對稱之高斯緯度分布。垂直共有12層, 在12個不連續層之間設有13個面(levels), 在層上考慮各種物理變數, 而在面上計算 σ (vertical velocity)。時間積分則採用半隱式格式(semi-implicit)。

模式的參數化包含四個部分, 一為邊界層參數化: 考慮了地表摩擦(surface friction), 地表可感熱通量及地表蒸發作用, 地表摩擦的考慮是利用整體(bulk formula)公式。二為水汽參數化: 水汽的處理包括了(a)積雲對流作用, 係利用修正的郭氏積雲參數化法, (b)為大尺度降水, 使達飽和且不穩定的大氣作調整。三為次網格尺度的消散作用參數化, 就物理過程而言, 是無法解析尺度的消散作用之計算; 就計算上而言, 是避免能量累積在最小可解析的尺度上。四為雲及輻射參數化; 即前面所介紹Ou & Liou的方法。

為了要了解雲/輻射效應對東亞夏季季風期間對低頻振盪的影響, 我們透過NTU-GCM進行模擬實驗。我們共進行了四個模擬: 即(1)控制模擬, (2)固定月雲量的模擬, (3)沒有雲量的模擬及(4)沒有中雲量的模擬。每個實驗皆進行十年(每日72個時間間距)的模擬積分, 然後取最後五年的4至8月的日平均作為分析比對的資料。

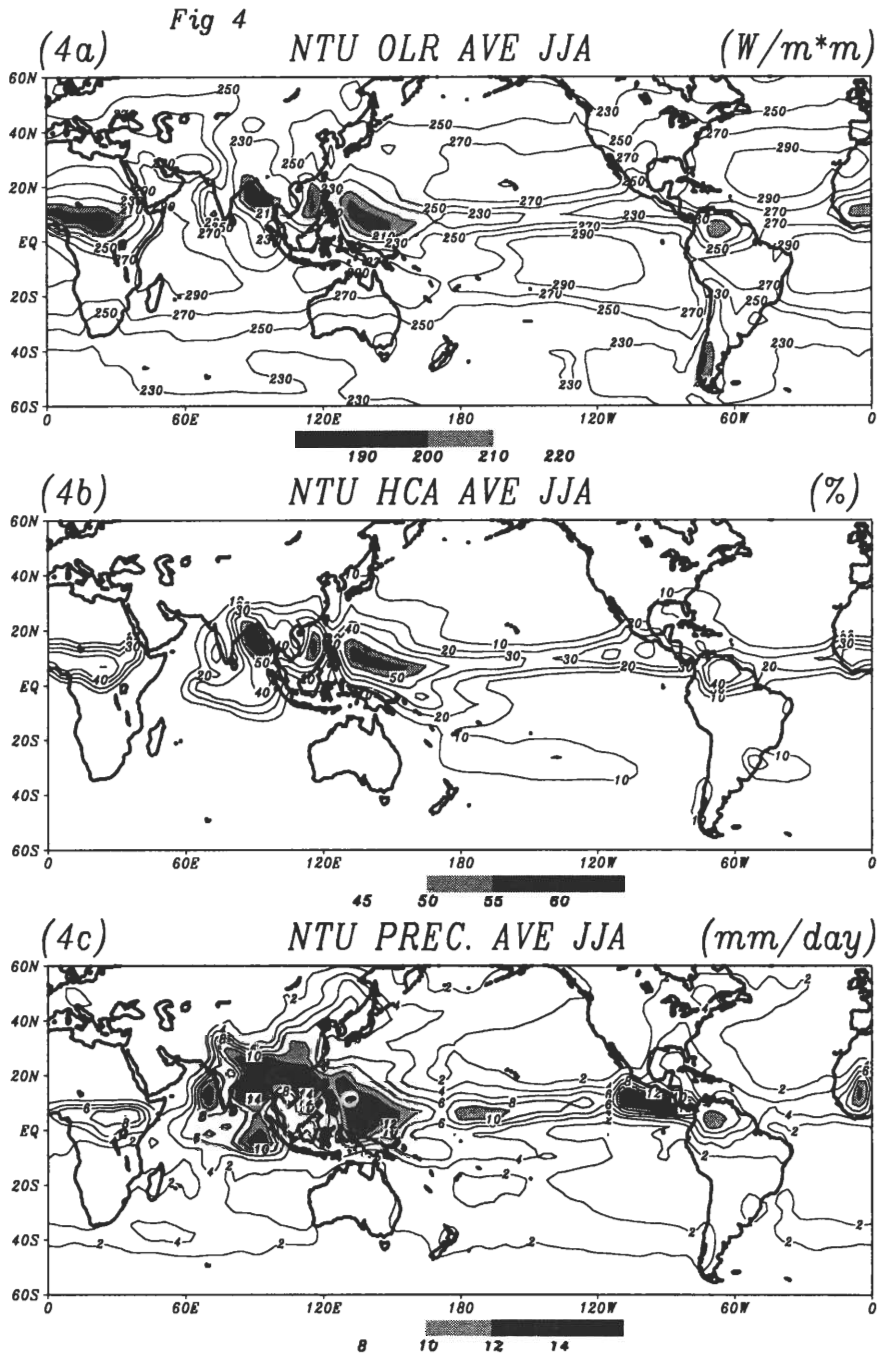


圖 4 同(圖 1)但為 NTU-GCM 模擬結果。

每個實驗模擬皆以 NTU-GCM 對 AMIP 模擬 (Kau, 1998) 所得的四月一日 00Z 的氣候值作為初始場，而海溫也皆為給定的觀測週氣候海溫 (1982 年至 1998 年觀測的週海溫平均)。

(二) 模擬結果與比對

本研究的控制實驗為利用 NTU-GCM 目前的版本所做的模擬。(圖 4) 為 NTU-GCM 控制模擬

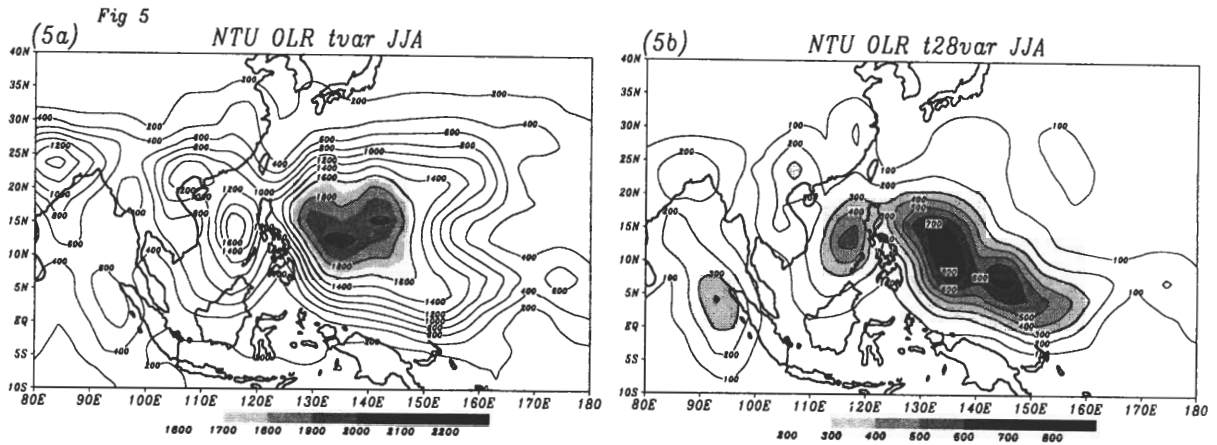


圖 5 同(圖 2)但為 NTU-GCM 模擬結果。

的OLR、高雲及降雨於JJA的分佈圖。同(圖1)的觀測分析相比較，顯示出NTU-GCM對孟加拉灣、南海及西北太平洋等深對流降雨區有不錯的掌握，即低OLR值、雲量大於50%的高雲區及較大降雨區。至於動力場與觀測分析的比對也顯示出索馬利噴流、太平洋副高、南亞高層反氣旋等皆有很好的模擬(圖未示)。(圖5)同(圖2)但為控制模擬的結果，比對圖(5a)與(2a)顯示模擬的OLR總變異量在南海、西北太平洋皆有較大值區，與觀測分析大約一致，唯觀測分析於西北太平洋區域大值區稍呈東北西南走向且範圍較大，而控制模擬則呈東西走向且範圍較小。至於孟加拉灣地區則模擬與觀測有較大差異。圖(5b)為20-80天低頻的總變異量分佈圖，由圖上可知孟加拉灣、南海與西北太平洋亦為較大值區，與圖(2b)的比較除了西北太平洋地區高值區的走向有差異外；大體上空間的分佈及量的大小皆有不錯的對應。由(圖4)、(圖5)與(圖1)及(圖2)的比對顯示出NTU-GCM除了對JJA東亞地區氣象場的氣候值的平均狀態有不錯的模擬外，亦能掌握OLR的總變異量及20-80天低頻的變異量。(圖6)為孟加拉灣、南海及西北太平洋三個地區的OLR、高雲及OLR 20-80天低頻擾動

隨時間變化的模擬與觀測分析的比對圖，從圖(6a)及(6b)可見OLR與高雲在此三區域隨時間的變化中模擬與觀測分析雖稍有差異，但大致上大小及趨勢是一致的，至於OLR20-80天的擾動(圖6c)，與觀測分析也呈現出有差異但振幅的大小及趨勢類似的情形。(圖7)為控制實驗所模擬於孟加拉灣、南海及西北太平洋三個地區的OLR、高雲及雨量等隨時間變化的趨勢及其20-80天的低頻變化趨勢圖，如同(圖3)的觀測分析，此三地區的OLR、高雲及雨量等三者隨時間的變化(圖7a)有很好的一致性，而20-80天低頻的變化(圖7b)顯示出OLR與高雲有很好的一致性，但雨量的振幅偏小(與圖3b比對)且與OLR及高雲的相位不太一致。

比較AMIP模式中夏季季內振盪(20-80天)的波譜強度朱(2001)指出大部分模式皆小於觀測值強度，因而我們亦做同樣的分析(示於圖8)來做比對，由(圖8)可見於印度洋(65-75E, 5-20N)區域NTU-GCM與觀測的最大頻率是一致的，集中於0.02左右(約為50天之週期)，而其它模式的最大頻率皆在0.02以下。(80-90E, 0-20N)地區NTU-GCM模擬的最大頻率介於0.2至0.3之間(即

Fig 6

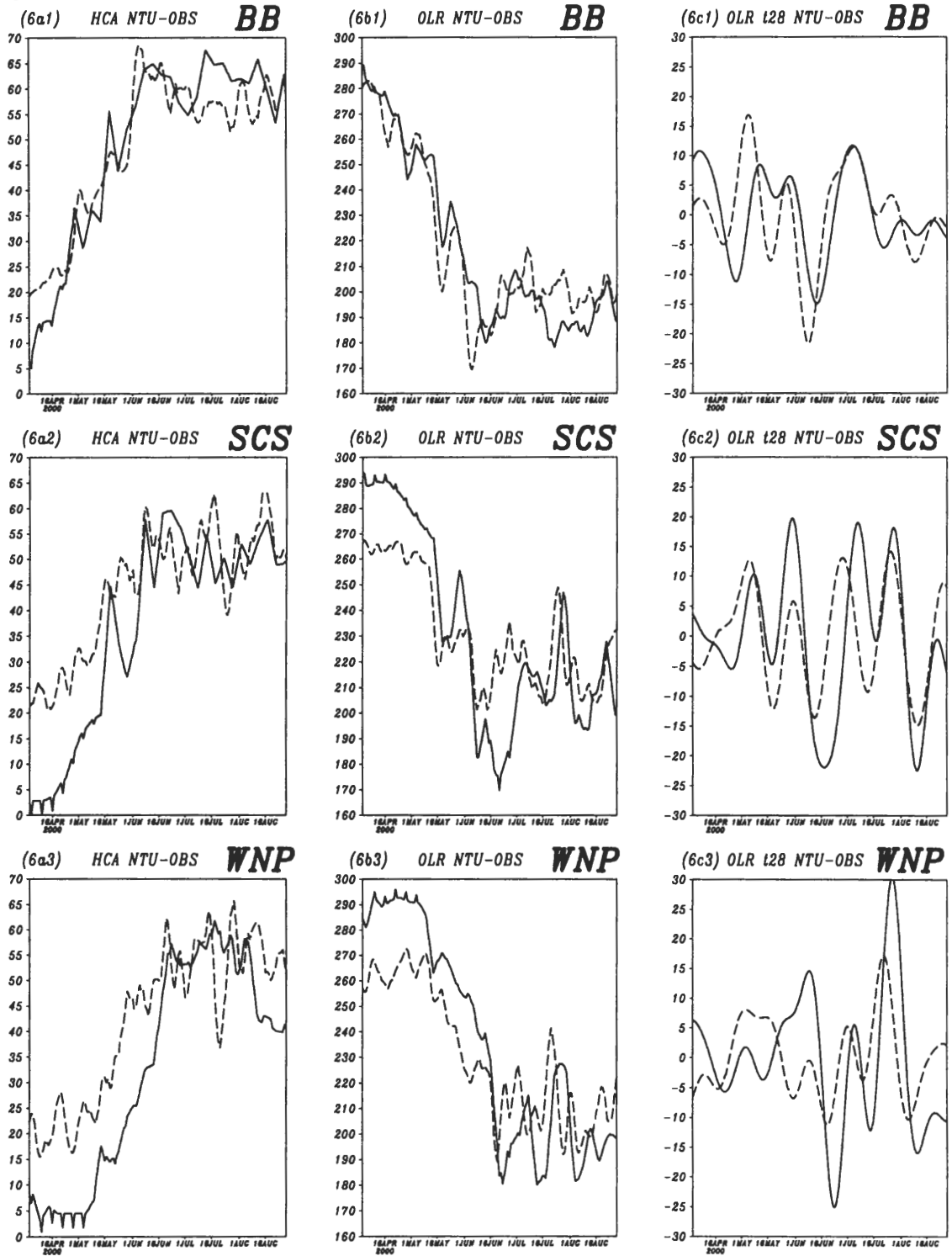


圖 6 BB、SCS 及 WNP 等的高雲量(%)、OLR(W/m^2)與 OLR 經過 20-80 天濾波的低頻擾動值等隨時間的分佈。粗實線為 NTU-GCM 模擬結果，細實線為觀測值。

Fig 7

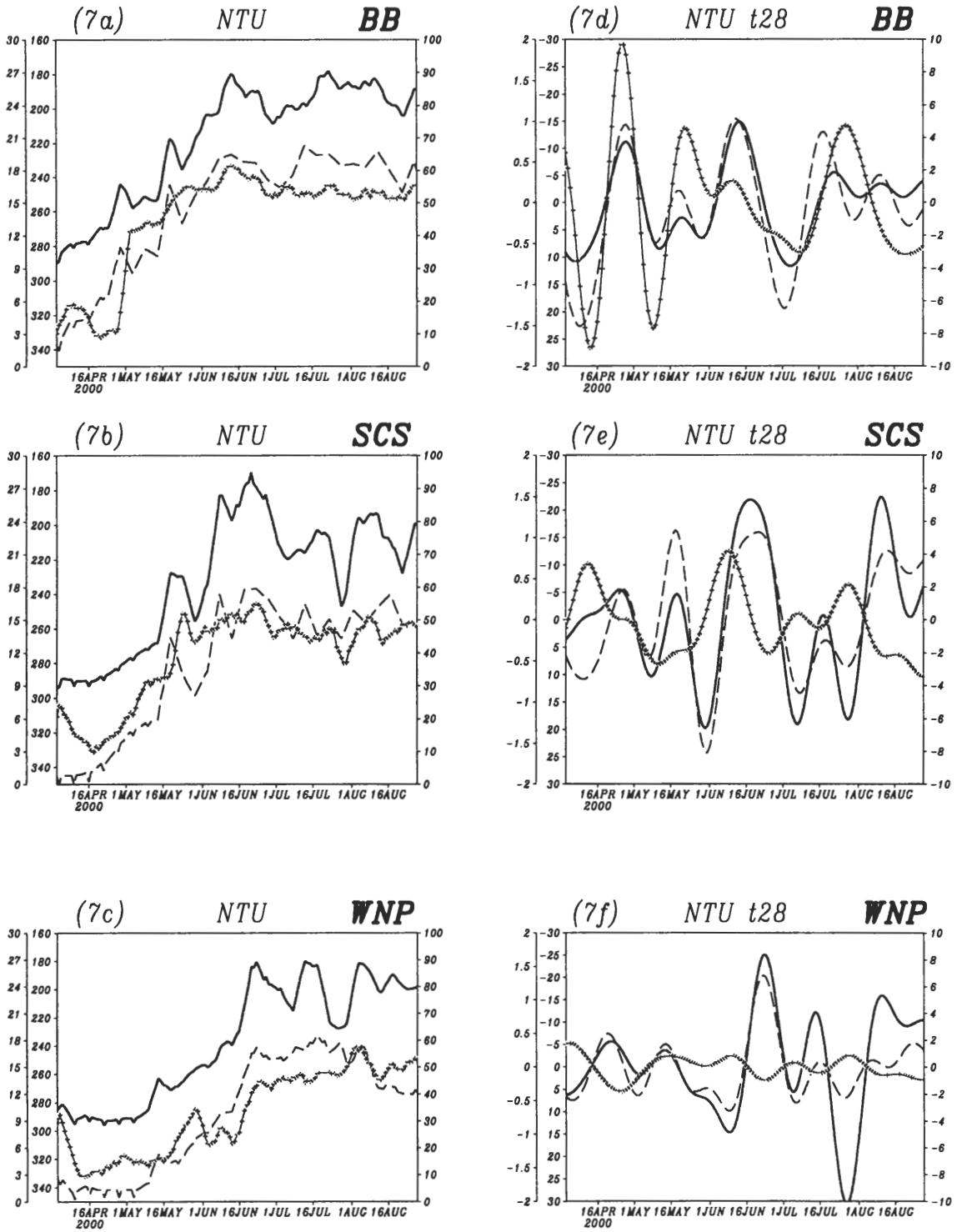


圖 7 同(圖 3)但為 NTU-GCM 模擬結果。

Fig 8

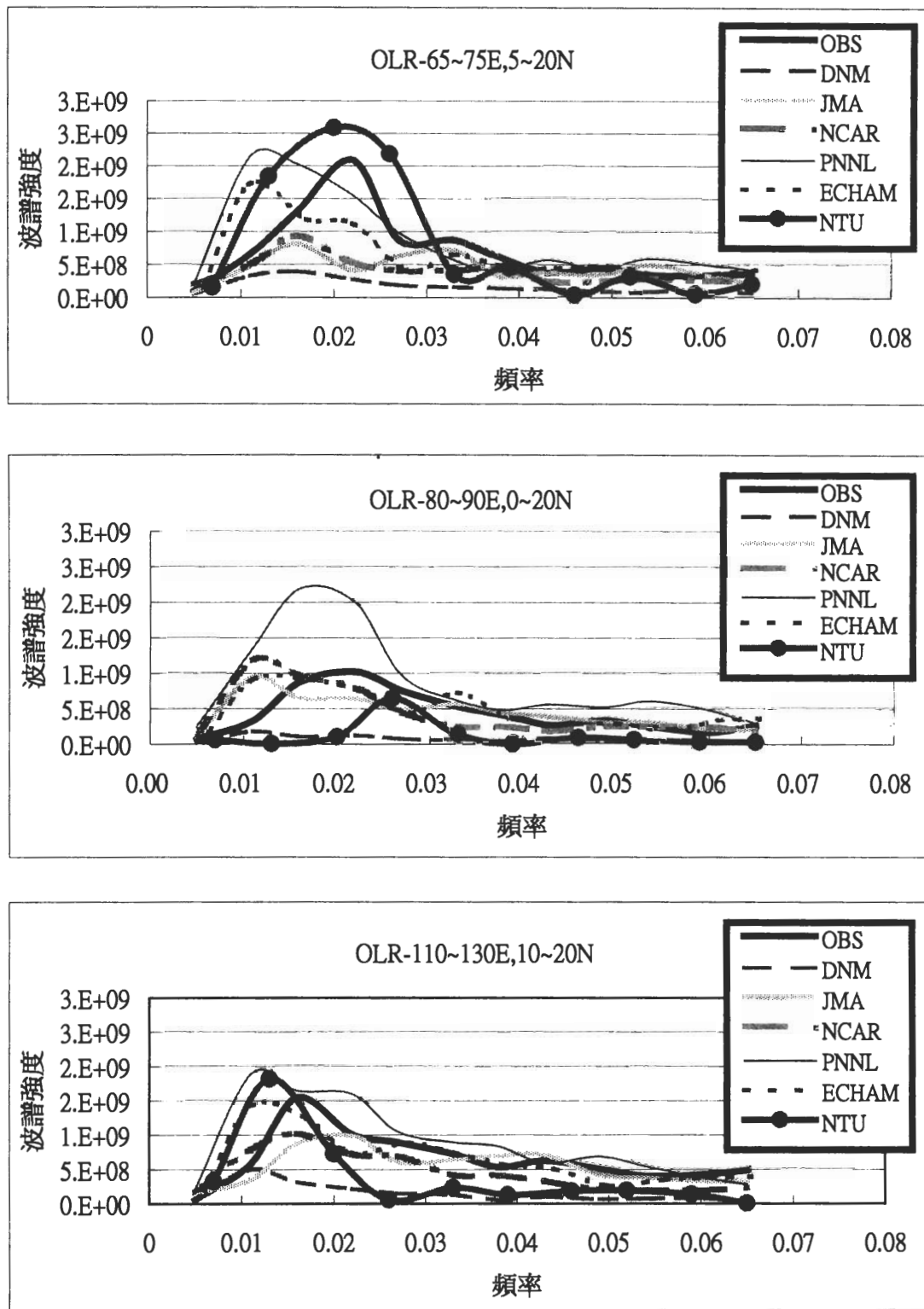


圖 8 AMIP 中不同模式 OLR 夏半年區域平均波譜分佈圖。由上而下分別為區域平均(65° E~75° E, 5° N~20°)、(80° E~90° E, 0° N~20°)及(110° E~130° E, 10° N~20° N)。

30-50天週期)，而觀測值仍集中於0.2附近，至於(110-130E, 10-20N)地區的模擬，模式的模擬最大週期為70~80天左右，較觀測值的週期50天左右稍長。大體上NTU-GCM的低頻模擬相對於其它模式，除了孟加拉灣外是優於其它模式的。

從上面對控制實驗的分析表明NTU-GCM能模擬出東亞夏季季風期間相關氣象場的平均狀態外，對OLR的20-80天振盪亦能掌握。為了進一步了解雲對雲/輻射效應的影響，我們透過另外三個實驗模擬來探討雲量對NTU-GCM的敏感性。其中固定月雲量(FC)的實驗如同控制實驗，但模擬時雲量為給定(給定的值是依照ISCCP-D2的月平均雲量，每月一筆；一年十二筆)，如此設定主要是因過去的GCM模擬往往把雲量用觀測的月平均雲量放入模式。沒有雲量(NC)的實驗即是將NTU-GCM中的雲量設為零，把雲對輻射的影響完全省略。至於沒有中雲(NM)的實驗是如同控制實驗，但模擬的中雲量強制設為0，以突顯中雲的影響(當高雲存在時，有無中雲對TOA的OLR值的變化相當劇烈(吳，1994))。

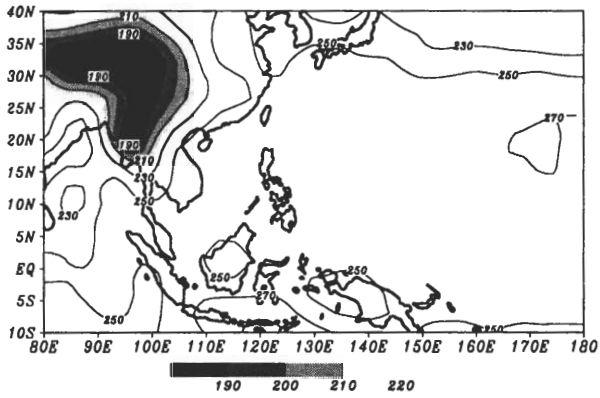
依照上述的實驗設計所模擬出的東亞夏季季風期間的雨量及相關風場及質量場等的平均狀態與控制實驗比較雖有差異，但大致上仍然大同小異(圖未示)。而最大的差異除了因雲量的不同外就是OLR的模擬。因而以下的分析主要以OLR及其變異量為主。(圖9)為FC、NC與NM實驗對JJA平均的OLR的模擬，與圖(1a)的觀測分析及圖(4a)控制實驗的比較可知FC的低OLR值區不再位於南海及西北太平洋，反而是移至陸地上，與實際情形有較大的差異。NC的模擬(圖9b)除了空間的分佈不正確外，OLR值也都大於

250(w/m^2)。至於NM的模擬(圖9c)雖顯示出與控制實驗相似的空間分佈，但OLR值在孟加拉灣、南海及西北太平洋皆偏大約50(w/m^2)以上。這顯示著(1)如雲量為給定而不配合模式本身的物理架構，則OLR的分佈會與氣候值有很大的差異，(2)如不考慮雲量則OLR的值皆很大，且空間上的分佈是不正確的，(3)如不考慮中雲量則OLR的空間分佈與控制實驗雖相似，但因無中雲的存在故OLR值不會降低，表明著深對流的不存在。分析此三實驗模擬的OLR總變異(圖未示)，可以得知它們的值皆非常低於控制實驗，FC及NC的OLR總變異量幾乎接近於0，而NM的總變異量在空間上的分佈仍是孟加拉灣、南海及西北太平洋為最大，但其值的大小只有控制實驗的3%以下。(圖10)為此實驗的20-80天低頻的變異量，同圖(2b)及(5b)比較可見FC及NC的低頻變異量不但空間的分佈不正確且其值也非常小於觀測及控制模擬，而NM的模擬較有空間上的結構但其它值皆偏低。

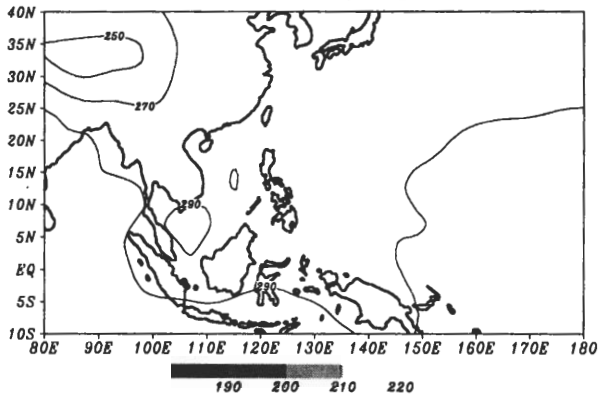
為了要更進一步了解因雲量的差異所造成動力上的影響，我們繪製了控制及NM模擬於200hPa速度位JJA的空間分佈及其相對應的總變異量於(圖11)，圖(11a)為控制實驗的模擬，由圖上可知速度位最大的地方位於西北太平洋附近，此處也正好是觀測分析200hPa速度位最大的區域，(圖11b)為其總變異圖，由圖可見總變異量最大的地方亦位於西北太平洋附近，與圖(11a)非常相似，圖(11c)為NM於JJA的平均分佈圖，與圖(11a)比對可見二圖的空間分佈幾乎一樣，但其絕對值比控制實驗小。(圖11d)為NM的總變異量分佈，與圖(11b)比較可見其在西北太平洋的大值區降為只有控制實驗的1/4左右，反而在孟加拉灣北部陸地上的大值區增強了很

Fig 9

(9a) NTU OLR **FC** JJA ave



(9b) NTU OLR **NC** JJA ave



(9c) NTU OLR **NM** JJA ave

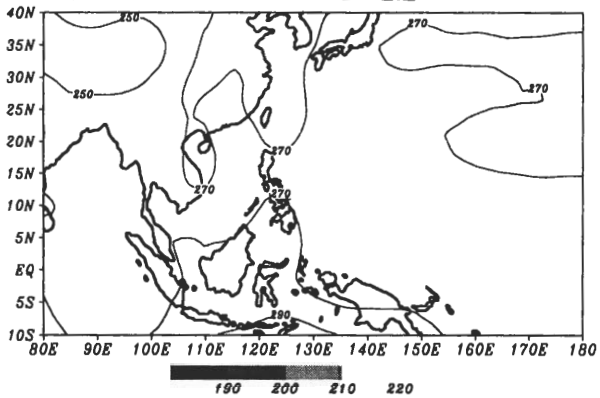
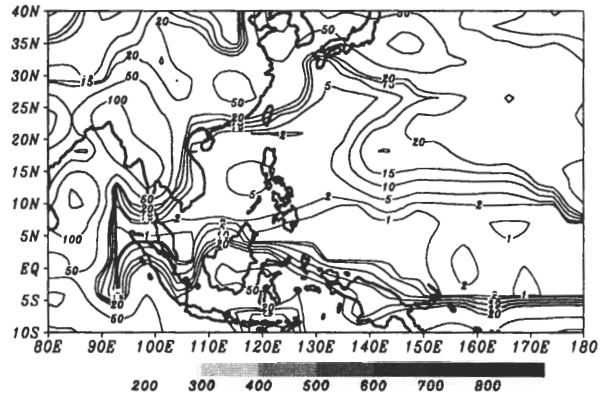
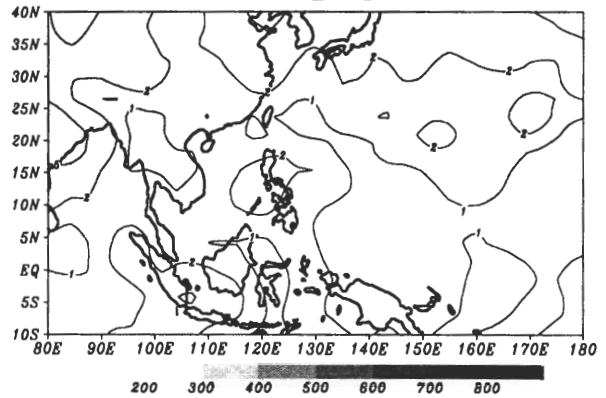


Fig 10

(10a) NTU OLR **FC** JJA t28var



(10b) NTU OLR **NC** JJA t28var



(10c) NTU OLR **NM** JJA t28var

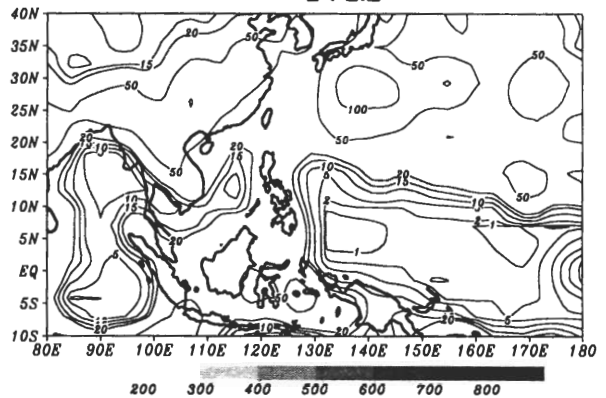


圖 9 同圖(4a)但分別為 FC(固定雲量)、NC(沒有雲量)以及 NM(沒有中雲)的模擬結果分佈。

圖 10 同圖(5b)但分別為 FC、NC 以及 NM 的模擬結果分佈。

Fig 11

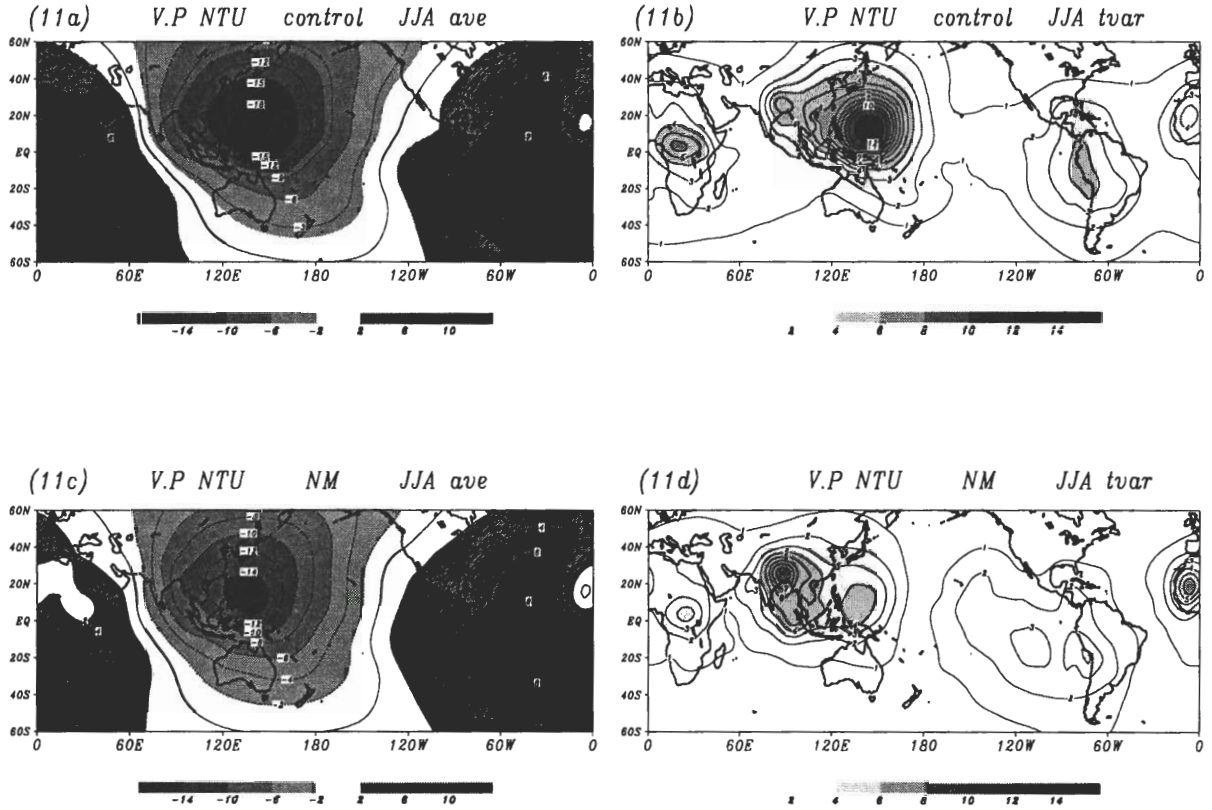


圖 11 NTU-GCM 所模擬於 JJA 在 200hPa 的速度位(Velocity Potential)平均場及總變異量分佈圖。
(a)(b)為控制實驗，(c)(d)為 NM 實驗。

多且大於控制實驗。至於 20-80 天低頻的變異量(圖未示)，控制實驗於西北太平洋的值約為其餘三個實驗的三倍。

四、結果與討論

大氣中季內振盪是屬於短期氣候變化的問題，對於低頻振盪的了解將有助於長期天氣和短期氣候的預報。目前季內振盪的研究以分析 TOA 的 OLR 的時空變化為主，但 OLR 值的變化與不同的雲型分佈有直接的關係，也即是雲的水平及垂直分佈會劇烈的改變 OLR 值。因而研

究 OLR 的低頻變化就避免不了要對雲量進行時間及空間上的探討。雲量觀測資料的取得一直是非常困難的，早期雖有 ISCCP-D2 的資料，但其時間的解析為每月故使用起來有其限制，最近 ISCCP-D1 的資料已公佈於網路上，其時間解析度提昇至一日以下，因而對低頻的研究將非常有助益(不過由於部份參數只提供少數同步衛星的觀測資料，故南亞地區如阿拉伯海與印度洋仍有資料缺失的問題)。除了利用 OLR 及雲量等資料進行低頻振盪的研究外，另外一個方法是藉助 GCM 的模擬來了解控制低頻振盪的機制，但目前的 AGCM 大都無法模擬到季內振盪

的主要週期，而且模擬出振盪的振幅較弱，空間上的分佈情形也與觀測不符。造成AGCM模擬的缺陷的原因很多，但最直接的原因我們認為是因對雲量模擬的缺失所造成的。故本研究利用NTU-GCM透過雲量的不同設定來了解其對季內振盪的影響。NTU-GCM的雲量設定是採用Slingo & Slingo(1991)的雲參數化模式，此模擬的雲種包括了高對流雲、高砧雲、中雲及低雲，其中高對流雲與高砧雲的設定與GCM的對流降雨有關，高對流雲雲量的決定主要是藉由GCM模式所計算出來的降雨率透過一經驗式轉換成高對流雲雲量。中雲與低雲雲量的決定則是由該層的相對溼度透過其相對應的經驗公式計算出雲量。但高砧雲的設定有兩種方式，除與對流降雨有關（必須高對流雲雲量大於30%）外，另一種方式則與相對溼度有關，然後取兩種設定中的較大值，因而當有對流降雨時高雲（高對流雲、高砧雲）就會出現，有了高雲OLR值就會降低（譬如 230 w/m^2 以下），故低OLR值、高雲的雲量與降雨是密切相關的，這與在深對流區的觀測也相當吻合（圖3a、3b及3c）。由圖（3d、3e及3f）可見OLR、高雲與降雨的20-80天低頻振盪亦是密切配置的（除了孟加拉灣於五月初時），因而要正確的模擬季內振盪就必須要掌握OLR、高雲及雨量的時空分佈，除了平均狀態要正確外，其低頻的變化亦要一致，如此才可能進一步推展至短期氣候的預報研究。

利用控制實驗的模擬，NTU-GCM大致能模擬OLR、高雲與雨量在深對流區的時空平均分佈，而且對季內振盪的變化亦可掌握（圖4、圖5及圖6）。透過OLR的波譜分析（圖8）亦可見其振幅與主導週期與觀測也非常相近，這些皆表明了NTU-GCM的控制模擬與實際觀測分析有很多

的一致性。另外由三個不同雲量設定的實驗模擬我們可以得到：(1)每個模擬對東亞夏季季風的動力場與雨量的平均狀態皆大同小異，且與其觀測的氣候平均差異不大，(2)由於雲量設定的不同會造成OLR的劇烈變化，控制實驗在孟加拉灣、南海及西北太平洋皆為低OLR值區（低於 210 w/m^2 以下），但其餘三個實驗的值在此三個區域皆偏大（大於控制實驗 50 w/m^2 以上），尤其是NC的模擬OLR值為 $280(\text{ w/m}^2)$ 以上，(3)從OLR總變異量的比對中可以得到了除了控制實驗的模擬與觀測分析較接近外，其餘的三個實驗的總變異量皆非常小且NC及FC模擬的空間的分佈也不正確，(4)從20-80天變異量的比對中亦可得到如(3)的狀況，即除控制模擬外其餘的三個實驗低頻的變異量皆非常小，而且NC及FC模擬的空間分佈也不正確，(5)由於FC實驗的雲量非由模式本身所產生的，因而所模擬的OLR較其他實驗較不一樣，進而影響到其他氣象場的分佈，再者因雲量變化的時間尺度為月，故OLR等的低頻變化非常小，(6)NC實驗因雲量設為0故模式內並無深對流的存在，因而模擬的OLR值皆很大，且其低頻的變化也幾乎趨近於0，(7)NM實驗與控制實驗的結果較接近，但由於不考慮中雲故模擬的OLR值皆較控制實驗大，同時亦造成低頻的變異量大量減小，顯示出中雲的存在是必要的。吳（1994）透過一維的雲/輻射參數化模式對雲種的敏感度測試指出在高雲存在時中雲的有無對OLR值的改變會有劇烈的影響，譬如只有高雲時OLR約在 230 W/m^2 左右，但當高中雲同時存在時則OLR可降低至 175 W/m^2 左右。因而NM實驗低頻變異量的大量減小與吳（1994）是一致的。當然對深對流而言中雲本來就應該存在，但中雲量的多寡會改

變OLR的大小。因而中雲量的設定有待更進一步的研究。

總而言之，透過本研究我們要指出在東亞夏季季風期間深對流區域OLR、高雲的雲量與雨量三者之間的關係是非常密切的(呈線性關係)，且它們的20-80天低頻擾動亦是如此。要正確的模擬它們除了平均狀態的空間分佈要正確外，低頻擾動也要一致。OLR與雨量的分析已大量被討論，但有關雲的分析卻很缺乏。高雲的重要性我們認為是控制OLR最主要的因子，故若高雲的模擬不正確則OLR就會有差錯，高雲的低頻擾動太小則OLR的擾動也會大量降低。再者高、中雲的組合對OLR值的大小會有很大的影響，雖然中雲的平均雲量在深對流區皆小於高雲量(大約為高雲量的1/3左右，見柯等(2002))，但它對OLR及其低頻擾動的大小有著重要的貢獻。看樣子有關雲的水平及垂直分佈的分析研究對了解東亞夏季季風是刻不容緩的，本研究只是初步的起始。

致 謝

首先感謝審查者們的寶貴意見及建議，使本文更能精準的呈現。本文研究期間與王維強教授、許見雄教授及周明達教授等的討論及所提供的幫助在此一併致謝。本文是在國科會計畫編號NSC89-2111-M-002-008-AGT及NSC -90-2111-M-002-020-AP1支持下完成的。

參考文獻

朱容練，2001：AMIP模式模擬之夏季季內振盪。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
吳仲昆，1994：NTU GCM對全球雲輻射效應的數值模擬。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。

翁春雄，2000：夏季季內海氣陸交互作用。國立台灣大學大氣科學研究所博士論文，102頁。

鄒治華、柯文雄、張卜仁，2000：利用 Wavelet 分析南海地區季內震盪與東亞夏季季風之研究，*大氣科學*，**28**，27-46。

鄒治華、徐邦琪、柯文雄，2002：台灣五~七月豪(大)雨之中長期變化與季內振盪，*大氣科學*，**30**，1-20。

Allan, R. P., A. Slingo, M. A. Ringer, 2002: Influence of dynamics on the changes in tropical cloud radiative forcing during the 1998 El Niño. *J. Clim.*, **15**, 1979-1986.

Bergman, J. W. and H. H. Hendon, 2000: The impact of clouds on the seasonal cycle of radiative heating over the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 545-566.

Bony, S., K. M. Lau, and Y. C. Sud, 1997: Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing. *J. Climate*, **10**, 2055-2077.

Cess, R.D., 1976 : Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1831-1848.

Cess, et al., 1989: Interpretation of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, **245**, 513-516.

Cess, R. D. and G. L. Potter, 1990 : Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.*, **95 (D)**, 16601-16617.

Charlock, T.P., and V. Ramanathan, 1985, The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1408-1429.

Hartmann, D. L., and D. A. Short, 1980 : On the use of earth radiation budget statistics for studies of clouds and climate, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1233-1250.

- Hartmann, D. L., V. Ramanathan, A. Berrior, and G. E. Hunt, 1986: Earth radiation budget data and climate research, *Rev. Geophys.*, **24**, 439-468.
- Hartmann, D. L., and D. Doelling, 1991 : On the net radiation effectiveness of clouds. *J. Geophys. Res.*, **96**, 869-891.
- Hsu, H.H., C.-H. Weng, 2001 : Contrasting characteristics and mechanisms between the northward and eastward propagation of the intraseasonal oscillation during the boreal summer. *J. Climate*.
- Kau, W. S., S. J. Wu, 1993: The budget study of cloud/radiation effects during the TAMEX IOP-2. *TAO*, Vol. 4, No. 2, 217-236.
- Kau, W. S., 1998 : The NTUGCM's AMIP simulation on Atmospheric General Circulation Model, NTU Technical Report, 95pp.
- Kau, W. S., C. H. Wu, C. H. Tsou, C. H. Tu, 2003 : The cloud radiative forcing over Asian-Pacific summer monsoon region. (submit to TAO)
- Krishnamurti, T. N., and D. Subrahmanyam, 1982 : The 30-50 day mode at 850 mb during MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2088-2095.
- Liou, K. N. and G. D. Wittman, 1979 : Parameterization of the radiative properties of cloud. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1261-1273.
- Lau, K. M. and P. H. Chan, 1986: Aspects of the 40-50 day oscillation during the northern summer as infrared from outgoing longwave radiation. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 1354-1367.
- Liou, K. N., and Zheng, 1984: A numerical experiment on the interactions of radiation, clouds and dynamics processes in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1513-1535.
- Mitchell, J., 1989 : The "greenhouse" effect and climate change. *Rev. Geophys.*, **27**, 115-140.
- Neelin, J. D., and I. M. Held, 1987: Modeling tropical convergence zone based on moist static energy budget. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 3-12.
- Ohring, G. and P. F. Clapp, 1980: The effect of changes in cloud amount on the net radiation at the top of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 447-454.
- Ohring, G., P. F. Clapp, T. R. Heddinghaus, and A.F. Krueger, 1981 : The quasi-global distribution of the sensitivity of the earth-atmosphere radiation budget to cloud, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2539-2541.
- Ou, S. C. and K. N. Liou, 1988 : Development of radiation and cloud parameterization program for AFGL global models. *AGFLTR-88-0018*.
- Pai, D. S., and M. Rajeevan, 1998 : Clouds and cloud radiative forcing over tropical Indian ocean and their relationship with sea surface temperature. *Curr. Sci.*, **75**, 372-381.
- Ramanathan, V., 1987 : Atmospheric general circulation and its low frequency variance: Radiative influences short and medium-range numerical weather prediction. Collection of papers presented at the WMO/IUGG NWP Symposium , Tokyo, 4-8 August 1986.
- Ramanathan, V., R. D. Cess, E. F. Harrison, P. Minnis, B. R. Barkstorm, E. Ahmad, and D. Hartmann, 1989 : Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment. *Science*, **243**, 57-63.
- Rossow, W. B. And R.A. Schiffer, 1991: ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2-20.
- Schneider, S. H., 1972 : Cloudiness as a global climate feedback mechanism: The effects on the radiation balance and surface temperature of variation in cloudiness. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1413-1422.
- Slingo, A. and Slingo, J. M. 1988: The response of a general circulation model to cloud longwave radiative forcing. 1 : Introduction and initial experiments. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **114**, 1027-1062.
- Slingo, A. and J.M. Slingo, 1991 : Response of the national center for atmospheric research community climate model to improvements in the representation of clouds. *J. Geophys. Res.*, Vol. **96**, No. D8, 15341-15357.

- Slingo, J. M., K. R. Sperber, J. S. Boyle, J.-P. Ceron, M. Dix, B. Dugas, W. Ebisuzaki, J. Fyfe, D. Gregory, J.-F. Gueremy, J. Hack, A. Harzallah, P. Inness, A. Kitoh, K.-M. Lau, B. McAvaney, R. Madden, A. Mathews, T. N. Palmer, C.-K. Park, D. Randall, N. Renno, 1996 : Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models : results from an AMIP diagnostic subproject. *Clim. Dyn.*, **12**, 325-357.
- Weare, B. C., 1997a: Climatic variability of cloud radiative forcing. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1055-1073.
- Weare, B. C., 1997b: Comparison of NCEP-NCAR cloud radiative forcing reanalyzes with observations. *J. Climate*, **10**, 2200-2209.
- Wielicki, Bruce A., T. Wong, R. P. Allan, A. Slingo, J. T. Kiehl, B. J. Soden, C. T. Gordon, A. J. Miller, S. K. Yang, D. A. Randall, F. Robertson, J. Susskind, H. Jacobowitz, 2002: Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget. *Science* **295**, 841-844.
- Zheng, Q., and K. N. Liou, 1986: Dynamic and thermodynamic influences if the Tibetan Plateau on the atmosphere in a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1340-1354.
- Zheng, Q., and K. N. Liou, 1988 : The role of clouds/radiation in long-range numerical weather predication. Personal report.

Simulation Studies of Cloud/Radiation Effects on Low Frequency Oscillation during the East Asian Summer Monsoon Season

Wen-Shung Kau¹ Chi-Hua Wu¹ Chih-Hua Tsou² Chia-Hsiu Tu³

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

²Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University

³Institute of Applied Science & Engineering Research, Academia Sinica

(Manuscript received 28 October 2002 ; in final form 21 February 2003)

ABSTRACT

The study of low frequency oscillations not only attempts to improve the forecast of long-term weather patterns and short-term climate change but also provides a better theoretical understanding when using numerical weather prediction guides. In general, the analysis of intra-seasonal oscillation (ISO) is based on OLR data and the magnitude of such data is strongly correlated with cloud structures in the atmosphere. Therefore, we can't ignore the detailed structure of clouds' vertical and horizontal distributions to gain a better representation of ISO. Currently, many models used by the atmospheric general circulation model (GCM) do not simulate the mean structure of the Asian summer monsoon with sufficient accuracy and especially ISO and could be due to accurately simulate cloud formations and the radiating properties of clouds. Analysis of the ERBE, ISCCP D1 and D2 data sets have revealed a strong correlation between high cloud amount, the OLR, precipitation and dense areas of convection in the Bay of Bengal, South China Sea and Western North Pacific during the Asian summer monsoon season. Using the 20-80 day filter method we can also find OLR and high cloud amount have similar phase structure and suggests that if we want to have a better simulation of ISO then the evolution of high clouds and cloud density are vital to improve the GCM.

In controlled experiment using the NTU-GCM, we can simulate the temporal and spatial patterns of OLR, high cloud amount, precipitation and ISO with reasonable accuracy. Based upon an other three

carefully experiments using different settings of cloud amounts, we obtained the following results:

- (1) Each experiment displays the same spatial patterns of wind field and precipitation when averaged over the whole summer and compared to observed climate averages.
- (2) In the control run, the value of OLR in areas exhibiting deep convection can be lower than 210 W/m^2 . The other three experiments the OLR display a much larger variance than in the control run with values exceeding 280 W/m^2 .
- (3) The total variance of OLR in the simulated control run is in good agreement with recorded observations. The other three experiments differ greatly from control experiment, not only in magnitude but also in spatial distribution.
- (4) Using the 20-80 day variance analysis for the four experiments, we can obtain the same results found in our third conclusion (3).
- (5) In the fixed cloud amount experiment, where the cloud amount is determined by the observed monthly mean data, the simulated OLR distribution is different from the other experiments.
- (6) In the no middle cloud experiment, the simulated result is very similar to the control run. As might be imagined, its OLR value is much higher than the control run and its OLR variance is greatly reduced and demonstrates the importance of middle cloud effects upon the magnitude of OLR in a deep convection system.

Clearly, the role of clouds played in the evolution of the East Asian summer monsoon season need more detailed study, in particular in the aspects of heating/cooling attributed to clouds. This study represents a starting point in the research of the radiating effects of clouds on an existing climate system.

Key words : East Asian Summer Monsoon, Cloud/radiation effect, Low frequency Oscillation, GCM, OLR.