

NCEP GSM 的夏季下墊面熱通量與 環流特性：氣候與年際變化

郭漱冷¹ 呂芳川¹ 陳昭銘² 莊漢明³ 王金慶¹

¹國防大學中正理工學院應用物理系

²中央氣象局科技中心

³美國環境預報中心

(中華民國九十年三月八日收稿；中華民國九十一年元月三日定稿)

摘 要

本研究的主要目的在了解美國國家環境預報中心(NCEP)全球波譜模式(GSM)的氣候特性,可藉此評估運用該模式於氣候研究等之適宜方式,本文選取之分析標的是模式的夏季熱源與環流,探討的重點為模式對氣候海溫與 Nino3.4 區海溫變化之反應特性,此分析結果可供下游的區域模式使用 GSM 的模擬結果從事夏季區域氣候預報時的參考。因此,吾人分別設計了氣候實驗與年際變化實驗,並將實驗結果與 NCEP 的逐月分析資料以及 Xie 和 Arkin 所分析的全球月降水資料作比對。

氣候實驗結果顯示, NCEP GSM 對夏季的下墊面熱源收支各項皆能有效掌握。在熱帶地區,潛熱通量是夏季下墊面的主要熱源,並將明顯影響降水的模擬,而模式降水的強度與空間分布將進一步影響模式對環流系統的模擬。整體而言,模式的模擬能力不錯,下墊面熱源與低層大氣環流的模擬結果與 NCEP 分析場間的相關係數大都高達 0.9 以上,但對亞洲夏季季風的降水之模擬仍有待加強。

年際變化實驗結果分析顯示,模式對 Nino3.4 區海溫年際變化的反應,不論是下墊面熱源、降水與環流都有相當正面的模擬能力。當 Nino3.4 區海溫偏暖時,觀測分析顯示,其主要的作用是增加該區的潛熱通量,導致該區偏西側的熱帶中太平洋上的降水強度加強,但在模式中的作用則是直接加強了該區的降水強度。模擬結果與分析結果皆顯示, Nino3.4 區海溫的年際變化主要影響的是東太平洋上的環流系統,較高緯度太平洋上的環流系統因受到熱帶環流的動力驅動,間接地亦受到 Nino3.4 海溫變化的影響,但西太平洋至印度洋等地區的環流受到 Nino3.4 海溫變化的影響間接而不明確。

關鍵字：下墊面熱源收支, 潛熱通量, 海溫

一、前言

氣象與民生息息相關，科技愈進步，人們對氣象預報服務的要求也愈高，不僅要求現有的天氣預報要更精準，對預報的項目也有更多的需求，例如：即時的劇烈天氣預報與季節至年際的氣候預報，後者更對民生發展策略之擬訂有重大影響。

由於大氣具有高度非線性動力性質，初始值的微小差異在非線性動力作用下將快速成長，當其振幅成長至相當的程度時，此非線性系統的演變將失去其確定性（deterministic）。傳統對可預報度（predictability）的研究即是考慮此種初始值微小差異的成長率，如 Lorenz（1965；1982）的研究即認為：大氣綜觀天氣尺度系統的可預報度，大致限於五至七天之內。

近廿年來，受到聖嬰－南方振盪（ENSO）現象的啟發與探討，許多研究（Shukla, 1984；Goswami and Shukla, 1991；Chen and Van der Dool, 1997）對大氣的潛在可預報度（potential predictability）重新思考，Palmer and Anderson（1994）即指出，雖然個別的綜觀尺度系統之確定可預報度有平均極限，但此種極限仍有可能超越，一個理由是：大氣具有一些較大尺度的環流系統，這些系統本身的可預報度較長，因此經過時間平均後（濾除時間尺度較短的天氣擾動）的大氣環流平均狀態，將較特定時間的狀態可預報；另一個原因是當大氣對緩慢且可預報的下墊面變化（特別是海面溫度）敏感時，邊界條件的影響將可能超過初始值的影響，大氣可預報度將因此提升；後者便是大氣可預報度能延伸到季節至年際等短期氣候的主要立論基礎。

Charney and Shukla（1981）利用數值模

擬的結果證明：僅改變初始條件，卻不改變下墊面的條件下，在中高緯度，模擬結果的變異量與觀測相當，但在低緯度，模擬的變異量卻遠不及觀測的變異量，並認為熱力驅動的直接環流系統，如哈德雷環流、沃克環流與季風環流等，其平均氣候變化與緩慢變化的下墊面狀態關係密切；Gill（1980）的研究認為，大尺度熱帶直接環流系統大都可以線性模描述；這都說明了熱帶大氣的非線性特性較弱，熱帶大氣對下墊面作用的反應相對敏感。

影響大氣環流的下墊面熱源，如海溫、土壤溫溼度、積雪深度等等，其中振幅較大且影響顯著的當屬聖嬰現象，也就是換日線以東的赤道太平洋海面溫度，約3至6年的類週期變化現象（Trenberth, 1997）。聖嬰現象與各地氣候異常關係之研究甚多，但台灣氣候與聖嬰關係的研究則是最近幾年的事（如盧，2000），國內氣象界的學者專家亦正積極地探討台灣區域氣候預報的可能性。目前，區域氣候預報的主要觀念，不論是使用統計的降尺度（downscaling）理論（Goyette and Laprise, 1996）或使用區域氣候模式（Giorgi et al., 1996），都是以全球模式了解大尺度環流對下墊面熱源的反應，再進一步配合區域性更細緻的資訊，如地理位置、地形與下墊面性質等，分析大尺度環流之變異受到區域特性的影響下，當地可能出現的氣候性質，如氣溫的偏冷或偏暖，降水的偏多或偏少等。

美國國家環境預報中心（NCEP）的區域波譜模式（RSM, Juang and Kanamitsu 1994）引進國內已有數年，在天氣預報上有相當不錯的表現（如王等，1998；呂等，1998）。近來，則有不少的學者專家開始注意RSM在區域氣候預報上的潛力，如Hong & Leetmaa（1999）即指

出 RSM 以預報擾動場分量的方法，與其他有限區域模式相比，更具有區域氣候預報上的優越性；然而，有關的研究都是使用理想的大氣環流背景場，即觀測分析場，但在實際應用時卻須配合全球模式的模擬預報結果，正因 RSM 在區域氣候預報上的優勢是預報擾動場分量，因此，使用 RSM 作區域氣候預報，必然對全球模式的模擬預報結果有更深的倚賴。

全球模式在短期區域氣候預報上，地位重要，因此在世界氣候研究計畫（World Climate Research Programme, WCRP）與美國氣候模式診斷與評比計畫（Program for Climate Model Diagnosis and Inter-comparison, PCMDI）的共同支持下，一個經由對各個大氣模式系統能力的評比計畫 — 大氣模式評比計畫（Atmospheric Model Inter-comparison Project, AMIP）於焉展開（Gate, 1992），評比重點即放在季節至年際尺度，每個模式皆以共同的逐年觀測海溫與海冰的資料為模式下墊面條件，作長達二十年以上的積分；計畫的基本目的在於提供一套能深入診斷各個模式系統特性的模式模擬資料，可針對不同的大氣物理與動力現象，如水文循環過程等，分析模式系統特性，並可比較彼此的差異性與相似性，藉以瞭解每個模式對不同的氣候議題之模擬特色，提供研究者選擇模式與使用模式模擬資料的參考。

國內常見的全球模式包括中央氣象局的全球預報系統、美國國家大氣研究中心（National Center for Atmospheric Research, NCAR）的 CCM3 以及台灣大學的全球波譜模式，每個模式各有其特點（Chen et al. 1999；Hack et al. 1994；Kau, 1998）；但在考慮美國國家環境預報中心的全球波譜模式（NCEP GSM）與 RSM 有相同的動力與物理，且其在 AMIP 的評估報

告中（Lau et al., 1995）大致表現不錯，因此，本研究的主要目的即是探討 NCEP GSM 是否能適當的模擬聖嬰現象對夏季大尺度環流的影響；作為未來進一步使用 RSM 作季節至年際氣候預報時，選擇 NCEP GSM 為 RSM 的上游模式之參考。探討的重點既是海溫效應，吾人認為海溫效應直接影響的就是下墊面熱源的分布，但在 AMIP 的相關分析研究中，大都著重在模式的降水分布與大氣環流受海溫變異的影響，因此吾人認為有必要先對 NCEP GSM 的下墊面熱源收支模擬的系統特性作分析，並了解模式中下墊面熱源的分布如何影響降水與大氣環流，依據此結果，再進一步分析模式對海溫變異的反應特性。

本文第二章將簡介 NCEP GSM 的物理、動力與數值結構，並說明實驗設計，其中包括氣候實驗與年際變化實驗；第三章討論氣候實驗結果，以了解模式對下墊面熱源的模擬特性，及模式大氣對下墊面熱源分布的熱動力反應，分析重點包括降水與低層大氣環流系統；第四章則根據第三章的結果，進一步討論在年際變化實驗中，模式對 Nino3.4 海溫變化影響降水與低層大氣環流系統的模擬能力與模擬特性；第五章則是結論。

二、模式簡介與實驗設計

（一）NCEP GSM

NCEP GSM 是原始方程模式，包括輻散方程、渦度方程、熱力方程、地面氣壓方程與水汽方程等五個預報方程，預報變數包括：水平輻散場、絕對渦度場、虛溫場、比溼場、與地表氣壓等，模式並以靜力方程與 ω 方程等兩個診斷方程計算重力位高度場與垂直速度。

NCEP GSM 是波譜模式，水平採用三角形截斷，波數為 62，在高斯格點空間中，經度向是均勻格點，為 192 點，高斯緯度格點計有 94 點。垂直座標採用 28 層 (layer) 29 階 (level) 的 σ 座標，在 850mb 以下的邊界層有 8 層，可以更細緻的解析邊界層的結構。模式的物理包括輻射、降水、邊界層過程與重力波拖曳等。

模式的輻射部分是採用 GFDL 發展的方式，並考慮日夜變化；短波部分的輻射傳遞過程，以吸收與反射為主，短波吸收氣體包括臭氧、二氧化碳、與水汽等，短波反射則考慮不同的雲與地表的反射性質 (Lacis and Hansen, 1974)；長波部分的主要輻射傳遞過程，則以吸收與放射為主，吸收與放射氣體 (物質) 包括水汽、二氧化碳、臭氧、與雲等 (Fels and Schwarztopf, 1975)；輻射過程中考慮的雲，是由相對濕度、垂直速度及對流降水等決定雲量與雲型，其中雲型包括：低、中、高及直展性等四種型態。

降水過程包括兩種型式：一種形式是當大氣在條件性不穩定，且有水汽輻合時，將發生積雲對流降水，模式中使用的是 Simplified Arakawa-Schubert Scheme (Grell, 1993)；另一種型式則是在成層穩定的大氣環境下，當有強迫舉升作用發生時，大氣因飽和而產生的大尺度降水。

模式的邊界層物理，包括地表與相鄰大氣間的可感熱、水汽與動量通量的交換，通量的大小除與當時的大氣、地表間相關物理量的差異梯度成正比外，並與大氣穩定度及風速有關 (Businger et al., 1971)；而地表層上的行星邊界層則是依據 Richardson Number 計算小尺度渦流垂直傳送的熱能、水汽、與動量通量；模

式中也包括了淺對流造成的水汽與熱量輸送過程 (Tiedtke, 1983)。模式也考慮了穩定成層大氣中，因為地形阻斷小尺度重力波造成的重力波拖曳 (gravity drag) 效應，這與山區地形的變異量有關 (Palmer et al., 1986)；水平雜波則由雙拉普拉斯型式的擴散項控制。另外，為了節省計算時間，加長積分步長，模式以緯流阻尼 (zonal wind damping) 的方式降低噴流的風速，以換得積分穩定。

模式中並引入簡單的地表—大氣交互模式，除了海溫、海冰資料是每 12 小時輸入模式外，其餘如土壤溫濕度 (共計三層)、積雪深度等，只需輸入初始資料，模式將依據能量與水文收支平衡的原則自行計算；另外，模式在計算物理過程中的相關通量與降水等，亦每隔 12hr 與大氣預報變數一起輸出，以資分析利用。

有關 NCEP GSM 的動力、物理與數值方法可參考 Documentation of the Research Version of The NMC Medium Range Forecasting Model (1988) 與 Kanamitsu (1989) 的說明。

(二) 實驗設計

為了探討 NCEP GSM 在夏季期間對 El nino 現象的反應特性，圖 1 分析 Nino3.4 區 (5°S - 5°N, 120°W - 170°W)，自 1979 年至 1998 年夏季該區平均海溫之年變化，Nino3.4 區可視為 El nino 現象指標區 (Trenberth, 1997)，圖中顯示，1987 年與 1998 年在 Nino3.4 區的海溫有明顯的對比，1987 年該區海溫平均高達 28.9°C，因此吾人選擇 1987 年為海溫偏暖之代表年；而 1998 年該區平均海溫僅 26°C，因此選擇 1998 年為海溫偏冷之代表年。圖 2 則顯示此兩年海溫差異 (1998 年減 1987 年) 的分佈情形，圖中可明顯看到東太平洋赤道區域 (Nino3.4 區) 是

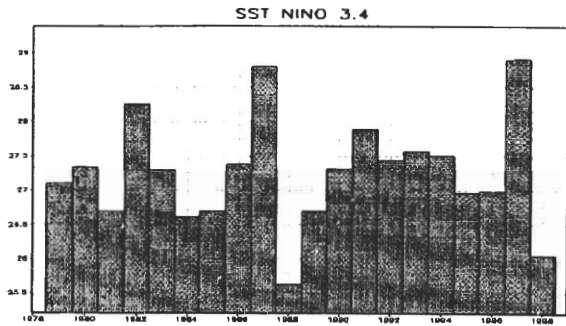


圖 1 Nino3.4 (5°S – 5°N, 120°W – 170°W) 區之夏季 (6 月至 8 月) 平均海溫, 自 1979 年至 1998 年的年變化。

最大負值區, 差異量可達 4°C 以上, 而西太平洋赤道區域的海溫則為正值區, 此正值區並分別向東北與東南方向延展, 只是海溫差異不大; 在印度洋則呈現北正南負的分布, 但海溫差異相當有限。

在了解模式對海溫年際變化的反應之前, 需先了解模式模擬下墊面熱源與大氣環流的夏季氣候特性, 因此設計了氣候實驗, 既然海溫是影響大氣氣候年際變化的最主要因素, 所以

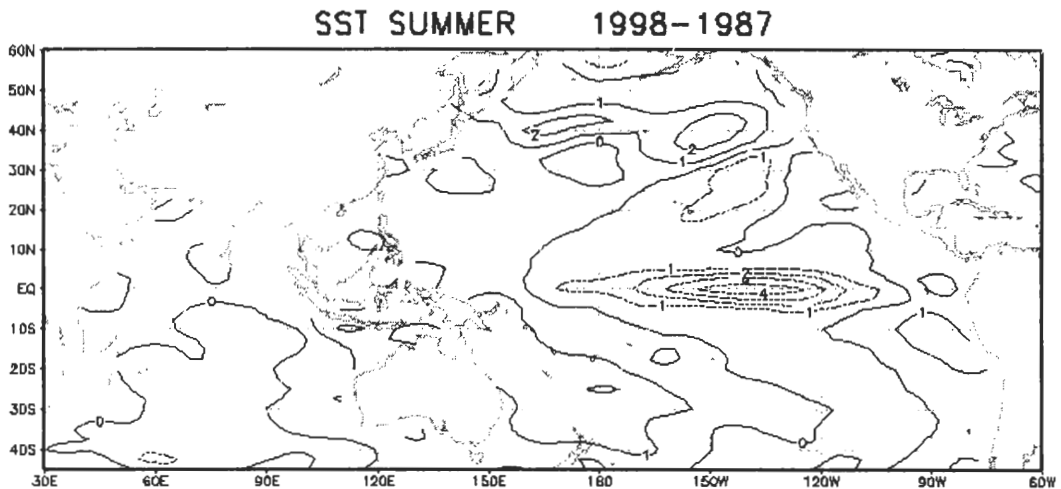


圖 2 1998 年與 1987 年夏季平均海溫的差異。

吾人將以氣候海溫輸入模式, 爲了減少模式內部非線性動力產生的雜波訊號, 吾人參考 Li (1999) 的研究結果, 將取五個系集模擬的平均, 又爲了避免此氣候偏向特定年, 因此, 氣候實驗將分別以 1998 年與 1987 年的 4 月 1 日至 5 日逐日 00Z 的 NCEP 觀測分析場作爲初始場輸入模式, 再配合 NCEP 氣候海溫資料, 積分至八月底, 將每年六至八月的五組模擬結果作系集平均, 分別命名爲「氣候 87」與「氣候

98」(請參考表一), 將「氣候 87」與「氣候 98」兩者再平均作爲模式氣候。選擇自 4 月初即開始積分, 是希望模式有足夠的時間起轉 (spin up)。爲了對照模式氣候, 吾人取 NCEP 的氣候逐月分析資料中的六至八月平均視爲真實氣候。

爲了分析模式對海溫效應的反應, 吾人設計了年際變化實驗, 分別以 1998 年與 1987 年的 4 月 1 日至 5 日逐日 00Z 的 NCEP 觀測分析場作爲初始值輸入模式, 並配合 NCEP 每日的

表一 本文中各實驗之說明，包括各組模式大氣名稱及使用的初始值、海溫、與處理方式。

	名稱	初始值	海溫	處理方式
氣候實驗	氣候 98 (C98)	19980401 至 05 逐日 00ZNCEP 分析場 (共計 5 個 run)	NCEP 逐月氣候海溫	共計 5 個 run 的六至八月三個月之平均
	氣候 87 (C87)	19870401 至 05 逐日 00Z NCEP 分析場 (共計 5 個 run)	NCEP 逐月氣候海溫	共計 5 個 run 的六至八月三個月之平均
年際變化實驗	年際 98 (Y98)	19980401 至 05 逐日 00ZNCEP 分析場 (共計 5 個 run)	配合 NCEP 逐日分析海溫	共計 5 個 run 的六至八月三個月之平均
	年際 87 (Y87)	19870401 至 05 逐日 00Z NCEP 分析場 (共計 5 個 run)	配合 NCEP 逐日分析海溫	共計 5 個 run 的六至八月三個月之平均

分析海溫，同樣積分至八月底，將各年六至八月的五組模擬結果作系集平均為該年夏季的模式大氣，並分別命名為「年際 87」與「年際 98」。另一方面，取當年度 NCEP 六至八月的分析資料作平均，視為該年度夏季的真實大氣以與模式大氣作對比。

由上述的說明，可歸納本文包括了兩種實驗：氣候實驗與年際變化實驗。在氣候實驗中，將分析模式氣候與真實氣候的異同，以了解模式模擬下墊面熱源與大氣環流的夏季氣候特性；而年際變化實驗將分別對模式大氣與真實大氣在 1998 年與 1987 年的差異作比較，以了解模式對 Nino3.4 區海溫的年際變化之模擬反應。實驗中的各個模式大氣之名稱，及其初始場、海溫特性與處理方式等皆歸納在表一。

本文除了使用 NCEP 的分析資料檢驗模式之模擬結果外，亦考慮到在熱帶地區非絕熱加

熱項是熱帶大氣環流的主要驅動能源，而降水量與降水的分布對大氣中的非絕熱加熱項有一定程度的代表性，因此，吾人為了比較模式降水的特性，採用了 NCEP 氣候預報中心 (Climate Prediction Center) 的全球月降水資料，此資料是 Xie & Arkin (1997) 綜合了傳統雨量計與衛星反演 (包括 IR、OLR 與微波) 的降水資料分析而來，解析度是 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，資料時間起自 1979 年至 1998 年。

三、氣候實驗

本章將檢驗氣候實驗之模擬結果，以了解模式的夏季氣候特性，檢驗的重點有三個部分：下墊面熱源收支、降水與大氣環流，細節討論分述如下。

(一) 下墊面熱源收支

對流層大氣環流的主要熱能來源來自於下墊面，因此，吾人先探討模式對下墊面各項熱通量的模擬，並用下式表示地表熱源的收支

$$HT=LW + SW + LH + SH$$

其中，HT 為地表熱源的總收支，LW、SW

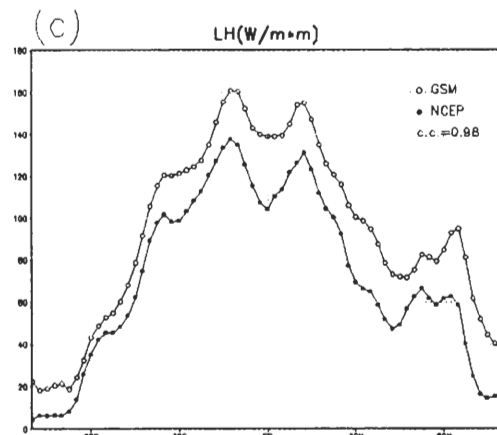
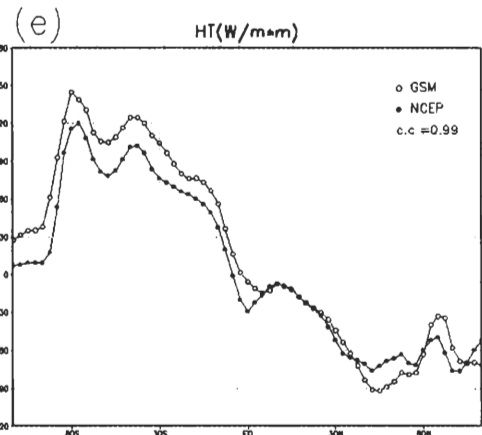
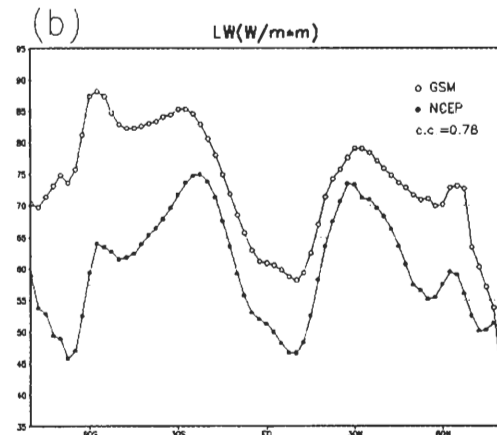
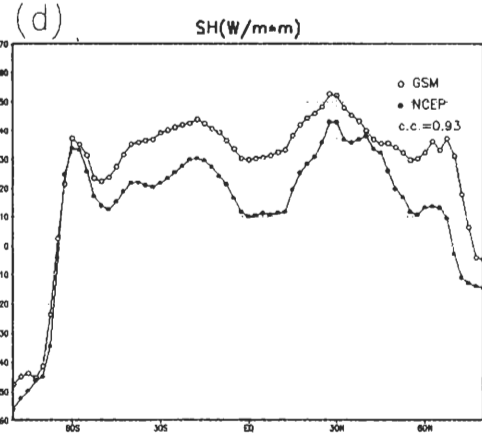
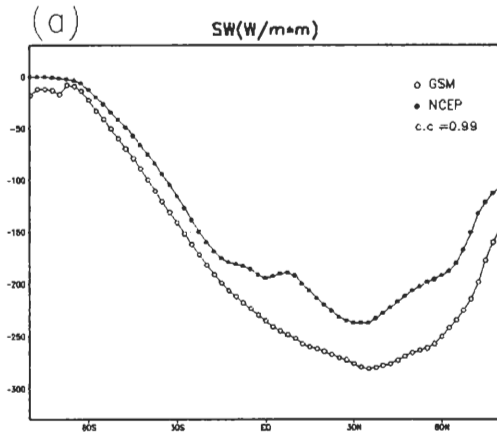


圖 3 GSM 模式氣候與 NCEP 分析場氣候的各熱源收支項緯度平均分布之比較 (單位為 Wm^{-2}) : (a) 短波輻射通量, (b) 長波輻射通量, (c) 潛熱通量, (d) 可感熱通量, 與 (e) 熱源總收支。

分別為長波與短波的輻射通量，LH、SH 則分別是潛熱與可感熱通量；上述各項，正值代表通量方向向上輸入大氣，負值代表通量方向向下進入地表。

爲了了解模式對於下墊面熱源收支各分量的模擬能力，吾人先將各分量的緯向平均分布型態與 NCEP 分析場間作比較，如圖 3 所示，並將各分量的模擬結果與分析場間的相關係數標示在各分量圖的右上角，整體而言，除長波輻射通量的緯向平均型態與分析場間的相關性較低，僅 0.78，其餘各分量皆高達 0.9 以上，而地表熱源的總收支項更高達 0.99，這說明模式對各項通量的緯度分佈特徵皆能有效掌握，因此，模式的地表熱源總收支及各項通量之緯度分布模擬應可接受。

綜觀圖 3，可了解短波輻射通量（圖 3 (a)）是地表熱量的來源，在夏季時，太陽赤緯在北半球，副熱帶高壓區穩定晴朗，短波輻射通量在此區有接近 300Wm^{-2} 的最大向下通量。地表向上的長波淨輻射通量（圖 3 (b)）則與地表溫度、地表放射率、氣溫、雲量與大氣組成有關，尤其是與後兩者的關係較密切，因此地表長波淨輻射通量的較大值是出現在較乾燥、雲量較少的中高緯度，平均值約在 60 至 70Wm^{-2} 之間。地表輸往大氣的潛熱通量（圖 3 (c)）與水汽供應、風速、及地表與大氣的溫度有關，因此，地表潛熱通量集中在熱帶地區，而赤道南北兩側在信風吹拂下，有相對極大值，約在 150Wm^{-2} 左右。地表可感熱輻射通量（圖 3 (d)）以北半球副熱帶高溫的地表具有較大的向上可感熱輻射通量，而高緯度則是由大氣向溫度低的地表輸送，但可感熱輻射通量都在 50Wm^{-2} 以下。

上述各項的加總即是下墊面熱源總收支項（圖 3 (e)），由於夏季時太陽直射北半球，大量的短波輻射通量使得北半球有進入地面的淨能量，而南半球則經由上述各項能量傳輸過程，有淨能量自下墊面輸入大氣，南北半球間能量

的交換主要是靠洋流與大氣環流完成，以維持地球—大氣系統的能量平衡。整體而言（參考圖 3），模式中各收支項的量，不論是向上或向下，其強度都是偏強的，而在熱源總收支中（圖 3 (e)），模式較分析場的絕對值雖略偏高，但相當有限。

由上面的敘述可以了解，對流層大氣環流的主要熱能來源是來自下墊面，由下墊面輸往大氣的熱通量是以潛熱通量（也就是水汽的蒸發）爲主，而熱帶則是提供潛熱通量的最主要區域。

海陸分布、地形與地貌將影響熱源總收支的分布特性，也因此影響了行星尺度環流，因此，吾人認爲值得進一步探討模式氣候的熱源總收支之全球分布，並與實際氣候場作比較，圖 4 顯示的是全球地表熱源總收支的模式模擬結果、分析場與兩者間之差異。圖中可看出，模式與分析場兩者型態相近，相關係數達 0.93（參考表二），兩者型態都顯示：北太平洋與北大西洋兩區域，是主要的往下熱通量高值區，換句話說，大部份的向下熱通量將在這兩個區域中被儲存於海洋，而模式對此兩區域中的往下熱通量明顯被高估，參考各項熱通量分析結果（未顯示）後認爲，主要的原因是模式中短波輻射通量在此區被明顯高估。

在熱帶，東南亞、大洋洲一帶與東太平洋赤道附近、南半球的南美至非洲等地，則是向上通量偏強，但印度洋南部與赤道中太平洋的向上熱通量則被低估，這些地區大致都在熱帶，日照充足，且幾乎都在水汽供應無虞的洋面上。參考各項熱通量分析結果（未圖示），潛熱通量強度強烈受到海陸分布與大氣系統分布的影響，區域上的差異相對重要，也是造成模式模

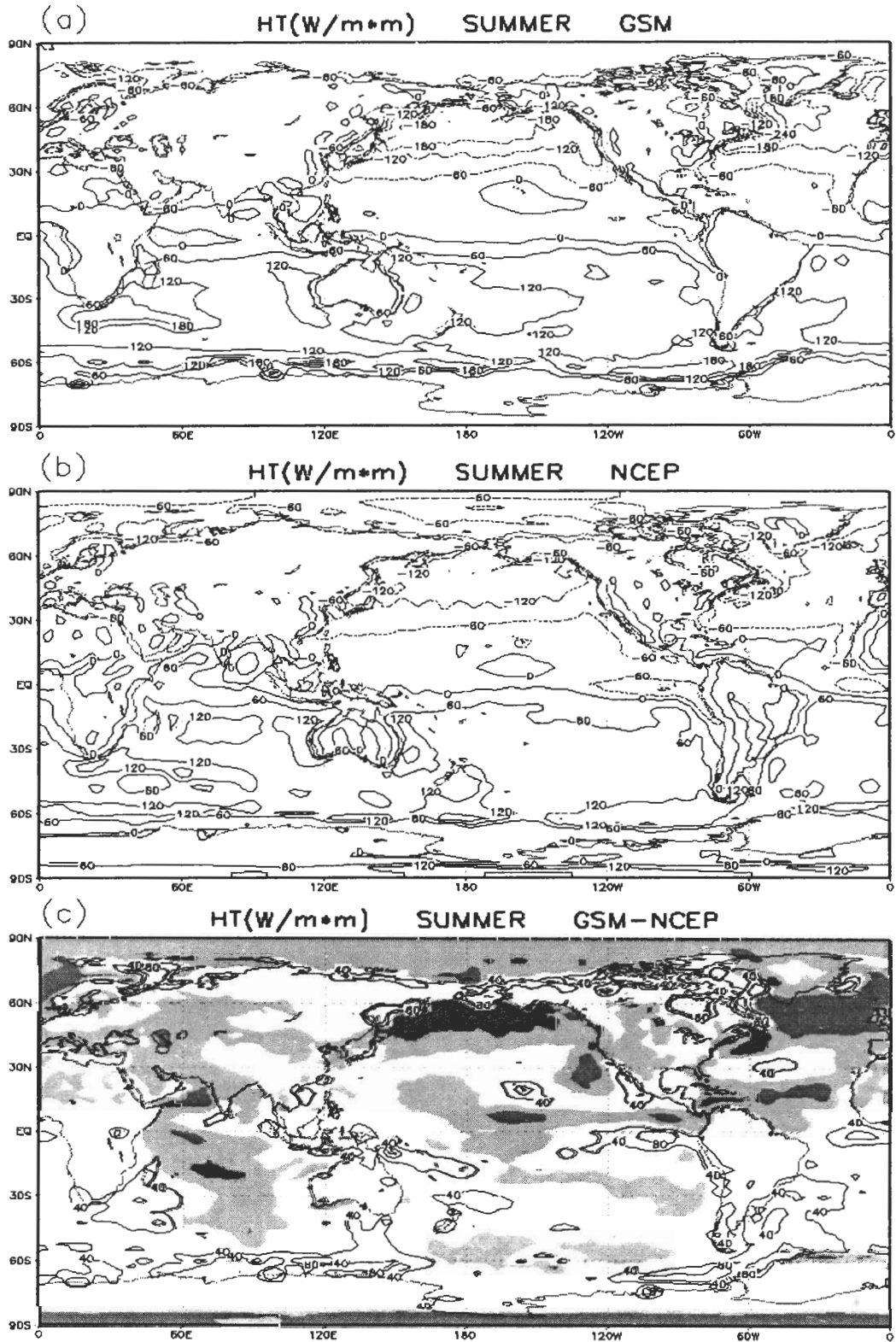


圖 4 夏季地表熱源總收支分布 (單位為 Wm^{-2}): (a) GSM 模式氣候, (b) NCEP 分析場氣候, (c) 為 (a) - (b)。 (a) (b) 兩圖中等值線間距為 60, (c) 圖中等值線間距為 40, 大於 40 者以實線標示, 小於 40 者以陰影顯示, 零值線未標出。

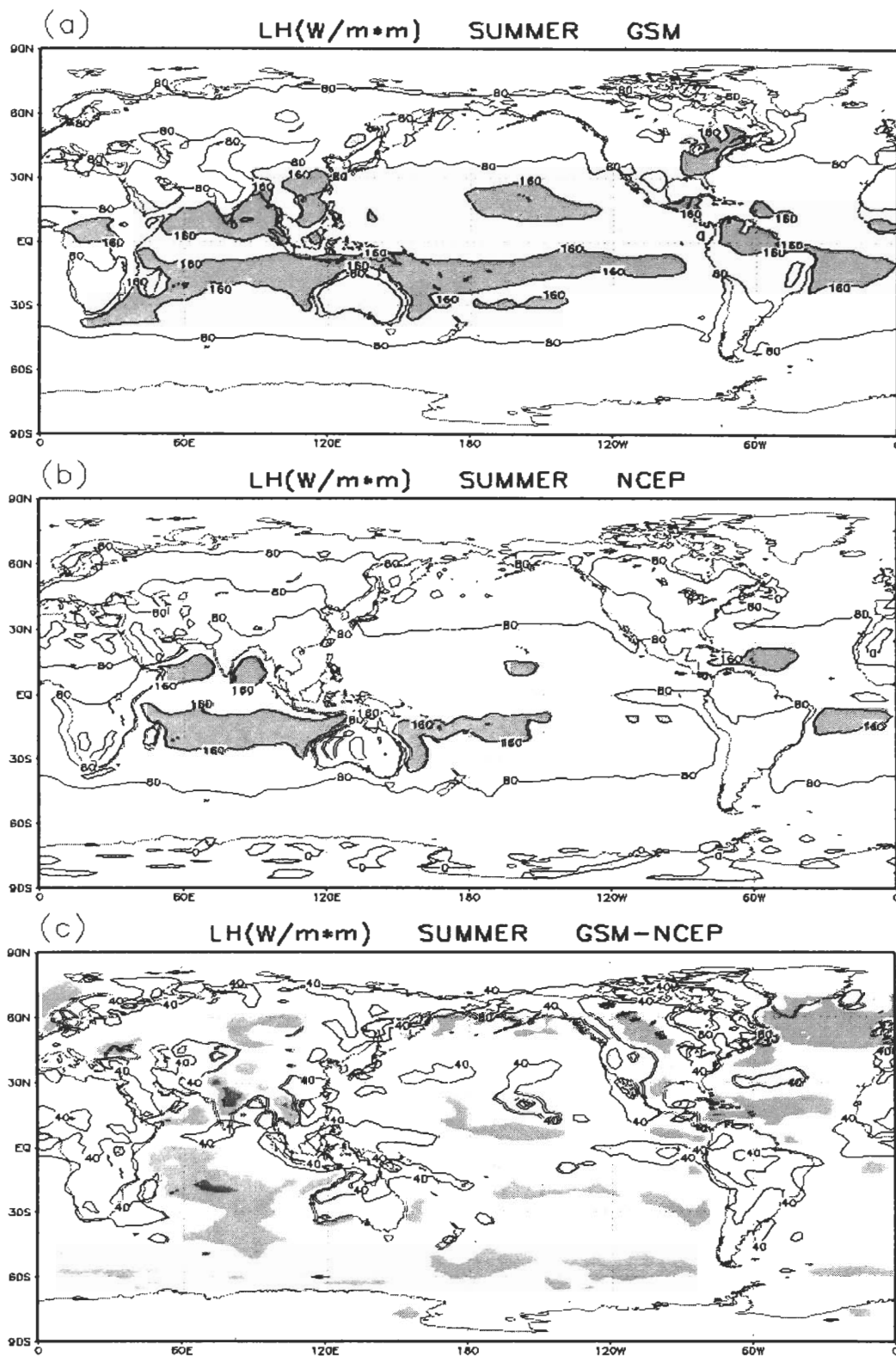


圖 5 夏季地表潛熱通量分布 (單位為 Wm^2) : (a) GSM 模式氣候, (b) NCEP 分析場氣候, (c) 為 (a) - (b)。(a) (b) 兩圖中等值線間距為 80, (c) 圖中等值線間距為 40, 大於 40 者以實線標示, 小於 40 者以陰影顯示, 零值線未標出。

擬上述地區熱源總收支偏差的主因。

圖 5 (a) 與 (b) 分別是模式與觀測分析場的潛熱通量分布，圖 5 (c) 則是兩者的差異。圖中可看出，模式能模擬如南北大洋上的信風區及亞洲季風區的洋面上，因高壓籠罩，在晴朗的日照與較高的風速條件下，水汽大量蒸發，遂有高潛熱通量；另如陸地上的赤道雨林區，模式也能模擬出因強烈的蒸散作用，造成這些地區亦具有相當高的潛熱通量之現象。圖 5 (c) 是模式與觀測分析場的潛熱通量分布的差異，乍看下即能發現，差異明顯的主要地區如熱帶太平洋與印度洋等，與圖 4 (c) (即模式與觀測分析場的熱源總收支之差異) 非常相像，模式與分析場的潛熱通量分布相關係數也接近熱源總收支的結果，為 0.92 (參考表二)，也就是說，熱帶地區的熱源總收支模擬之良窳，潛熱通量之模擬應是關鍵。

(二) 降水

潛熱通量代表了地表蒸發的水汽，隨著大氣環流的輸送，在合適的條件下被舉升，成雲致雨，這些潛熱在大氣中重新分布，並改變大氣的熱力結構，進一步影響大氣環流系統。在熱帶，降水量可定性的代表輸送至中高層大氣的潛熱能量。

圖 6 是模式降水的緯度分布與分析場之比較，包括了赤道南北兩側的降水極大值 (在北半球的熱帶降水有最大值)，以及中高緯度的極鋒區降水等，都能有效模擬，相關係數可達 0.95。降水的全球分布特性顯示在圖 7，圖 7 (a) 及 (b) 分別是模式與分析場的夏季氣候平均降水分布，圖中可看出模式對於 ITCZ、SPCZ、季風降水與大陸東岸降水較多之特性，大都有能力模擬，但相關係數僅有 0.74 (參考表二)，

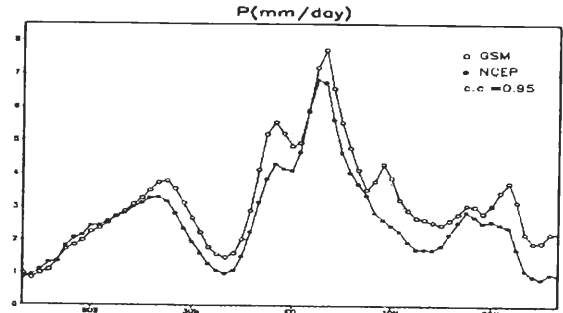


圖 6 GSM 模式氣候降水與 Xie & Arkin 分析之降水的緯度平均分布之比較 (單位為 mm day^{-1})。

遠低於降水緯度分布之模擬，說明了降水的模擬明顯受到海陸分布與地形等的影響。

圖 7 (c) 顯示模式降水與分析場間的差異，圖中可看到模式模擬的西太平洋上之 ITCZ 降水最大值位置偏東，移至中太平洋，使得西太平洋降水低於分析場甚多；而澳洲北部的 SPCZ 降水卻偏高；另外，模式的亞洲季風降水也過於集中恆河三角洲與印度、中南兩半島西南側的迎風面，這也造成模式在兩半島中部與東部的降水大量減少，南海地區之降水也遠不及分析場。Lau et al. (1996) 的分析也指出：許多模式對西太平洋與印度洋地區的降水模擬普遍表現較差，這可能受到此區特殊的海陸分布與複雜地形的影響。

雨量豐沛的熱帶系統性降水，如 ITCZ 與亞洲夏季季風降水等，其強度與空間分布對大氣的熱力結構有重要影響，因此，降水模擬的偏差將影響模式對大氣環流的模擬。

(三) 環流場

模式對環流場的模擬如何呢？圖 8 (a) 及 (b) 分別是模式與分析場 850 mb 的速度位 (velocity potential) 駐留渦流分布，由表二知

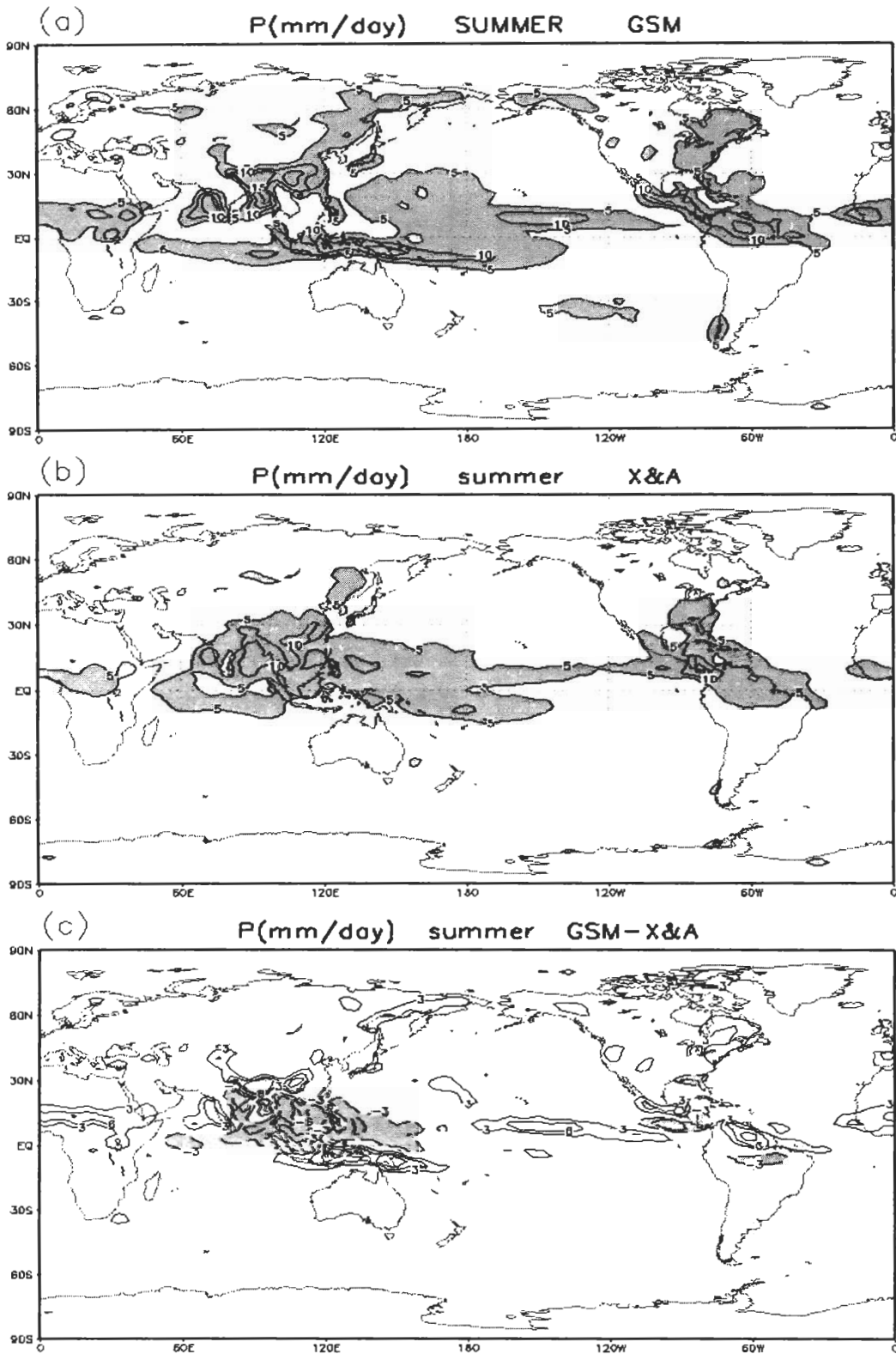


圖 7 夏季降水分布 (單位為 mm day^{-1}): (a) GSM 模式氣候, (b) Xie & Arkin 分析之降水, (c) 為 (a) - (b)。 (a) (b) 兩圖中等值線間距為 5, (c) 圖中等值線間距為 3, 大於 3 者以實線標示, 小於 3 者以陰影顯示, 零值線未標出。

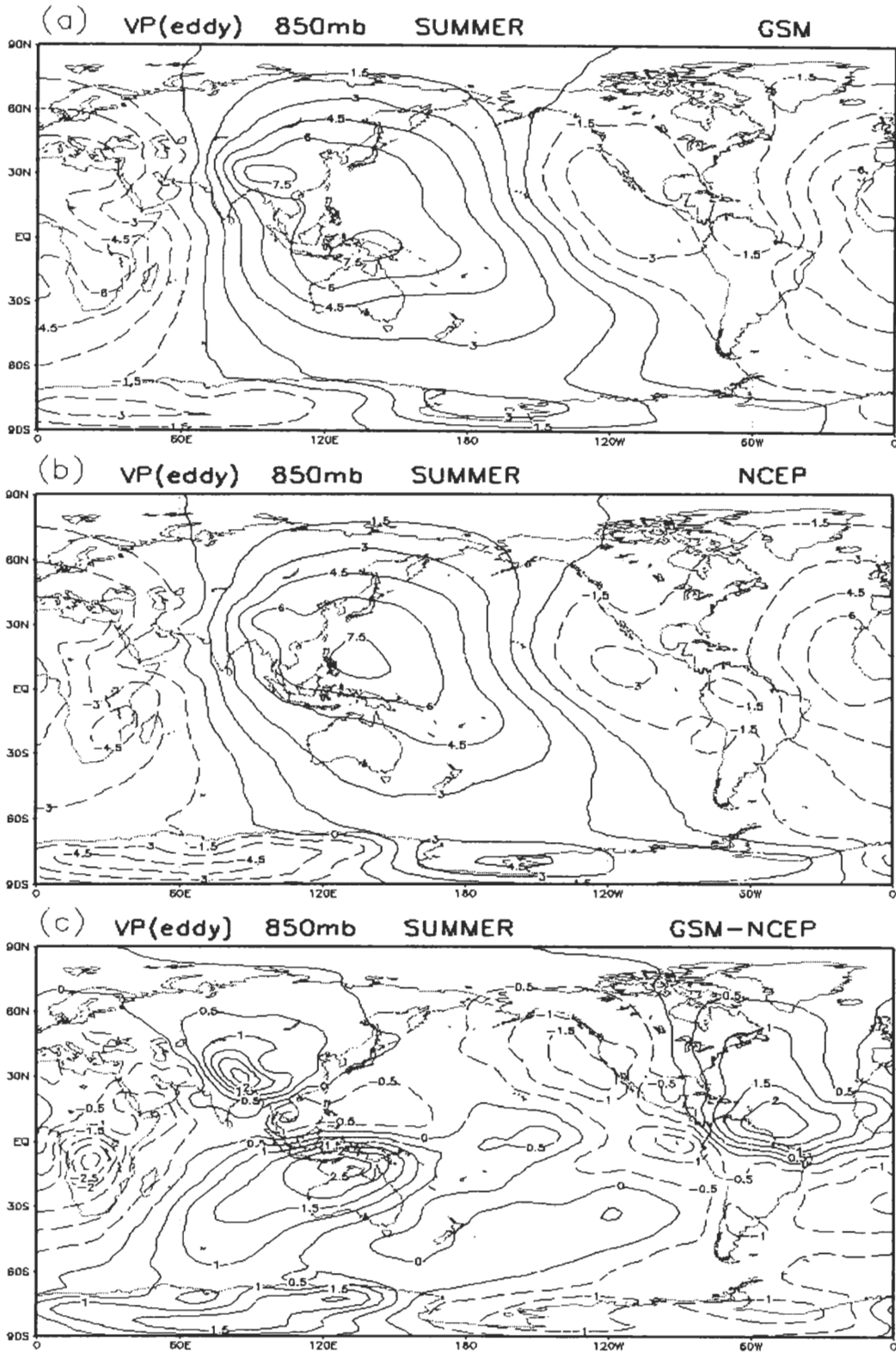


圖 8 夏季低層 (850mb) 速度位駐留渦流分布 (單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 正值以實線標示, 虛線為負值): (a) GSM 模式氣候, (b) NCEP 分析場氣候, (c) 為 (a) - (b)。 (a) (b) 兩圖中等值線間距為 1.5, (c) 圖中等值線間距為 0.5。

表二 GSM 模式氣候（即 C98 與 C87 的平均）之各分析量與 NCEP 分析場氣候之各分析量間的相關係數。

	短波 輻射	長波 輻射	可感 熱	潛熱	熱源淨 收支	降水	速度 位	流函 數	海平面 氣壓
模式氣候 vs NCEP 分析場氣候	0.97	0.84	0.83	0.92	0.93	0.74	0.97	0.92	0.90

道，兩者的相關係數高達 0.97，型態皆是明顯的一波結構：主要的輻合中心在熱帶西太平洋，輻散中心則在非洲西岸。

圖 8 (c) 顯示的是模式與分析場的差異，包括由南美北部大西洋岸延伸至非洲的地區，模式模擬的低層輻散場偏弱，配合降水差異的分析（參考圖 7 c），模式在該區的降水偏強，消滅了該區低層的輻散強度；另一方面，西太平洋的輻合中心在分析場的中心位置是位於菲律賓東側的洋面上，而模式模擬的中心，則分別向西北偏至恆河三角洲附近，與偏南至澳洲北部與印尼群島間，這與降水差異的分析（參考圖 7 c）中模式降水在這兩區域明顯偏高是一致的。

上述的分析說明了，熱帶地區的降水在大氣中釋放潛熱，增暖大氣，維持並引導了大氣環流的分布，模式能模擬這種低層輻合區與熱帶降水區互相配合的現象，但因為模式在西太平洋與亞洲南部降水區的模擬偏差，導致了低層輻合場的模擬有了偏差。

下墊面與降水提供予大氣的熱能，藉著輻散場而轉變為旋轉分量駐流渦流之動能，圖 9 (a) 及 (b) 是模式與分析場流函數駐留渦流之分布，由表二知道，兩者的相關係數亦可達 0.92；吾人可觀察到，熱帶低層大氣向熱源輻合，

並向較高緯度分流，這使得旋轉分量以熱帶西太平洋輻合區為中心（參考圖 8），呈現四極（quadruple）極性相反對稱的現象，也就是說，北半球的中心西側是逆時鐘旋轉，而東側則是順時鐘旋轉；在南半球則與北半球的偶極相反，中心西側是順時鐘旋轉，而東側則是逆時鐘旋轉，這種 Gill 式型態（1980），模式的模擬結果與分析場是一致的。

但因模式的輻合中心與分析場的差別，模式的流函數駐留渦流項也將有所差異，圖 9 (c) 顯示的是模式與分析場之差異，圖中值得注意的是：受到西太平洋輻合場強度差異的影響，模式的西太平洋副熱帶高壓環流呈現過於圓形對稱的型態，這與分析場中的太平洋副高呈現西南—東北傾斜的型態不同，並將不利於模式中大氣的西風動量自熱帶向極地的輸送，這可能是造成模式的北半球中緯度西風噴流明顯偏弱（未圖示）的原因之一；另一個受到西太平洋輻合場強度差異造成的影響是，模式中印度洋上過赤道氣流（Somali jet）偏弱，因此，亞洲夏季季風的強度之模擬也受到影響。

由上述的分析中，吾人認為，模式有能力模擬下墊面熱源收支，在熱帶地區，潛熱通量是主要熱源，也是影響熱源收支模擬的主要關鍵；潛熱通量亦代表了降水的水汽供應來源，

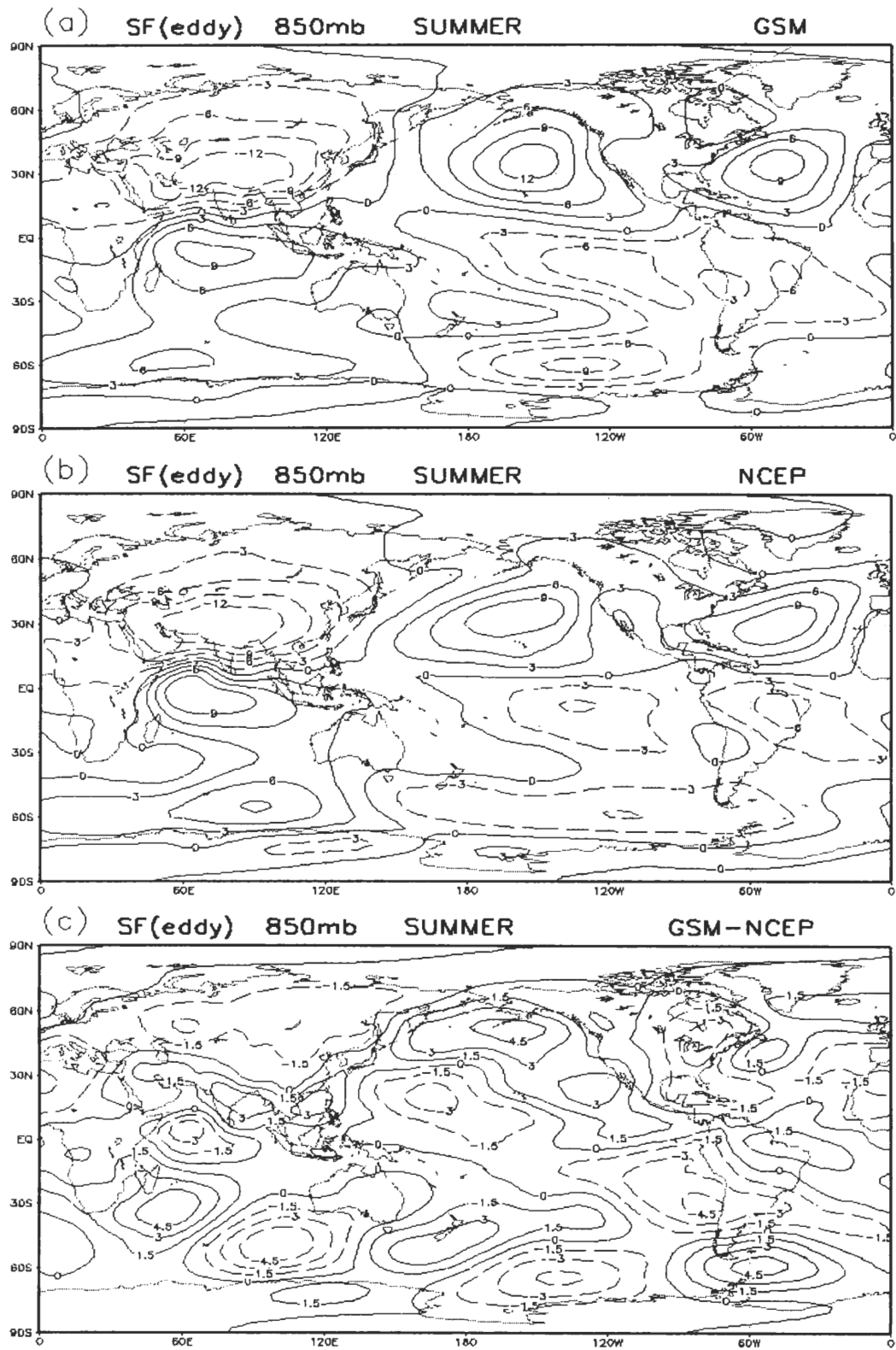


圖9 夏季低層(850mb)流函數駐留渦流分布(單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 正值以實線標示, 虛線為負值): (a) GSM 模式氣候, (b) NCEP 分析場氣候, (c) 為 (a) - (b)。(a) (b) 兩圖中等值線間距為 3, (c) 圖中等值線間距為 1.5。

因此，亦將影響模式對降水的模擬。分析結果顯示，模式的大氣環流場對大氣熱力結構的反應機制合理，因此，熱帶降水產生的潛熱釋放，其空間分布與強度上的模擬與分析場的差異，使得模式對西太平洋與印度洋上的大氣環流之模擬產生偏差，這意謂著模式對複雜地形之模擬仍有亟需改進的空間。

四、年際變化實驗

本章將討論 GSM 模擬 Nino3.4 區海溫變異對大氣影響之反應，考慮的範圍西自 30°E，東至 60°W；南自 45°S，北迄 60°N，主要以熱帶太平洋海域為主。

NCEP GSM 是否能適當的反應海溫變異對大氣的影響？這可由表三的資料獲得初步的肯定：1998 年與 1987 年兩年間分析場的差異，與模式使用氣候海溫模擬的該兩年夏季之差異（即氣候 98 減氣候 87）的相關係數幾乎為零，毫無相關可言；但與模式使用當年實際海溫模擬的該兩年夏季之差異（即年際 98 減年際 87）的相關係數，則明顯地提高很多，尤其是潛熱通量，下墊面熱源總收支，降水與大尺度環流（包括海平面氣壓、以及 850mb 的速度位與流函數場的駐留渦流）等，皆大幅地提高了四成。這說明了模式反應海溫變異對大氣的影響基本上是正面且接近真實的，因此，利用 NCEP GSM 探討海溫對大氣的影響應有一定程度的可行性。

在第三章的討論中可以了解，下墊面熱源是大氣能量的主要來源，進入地表的短波太陽輻射通量，主要以轉變為潛熱通量的方式向大氣輸送，經由大氣環流系統的輻合舉升，在大

氣的中高層凝結，釋放這些潛熱，此過程主要發生地區是熱帶，並以大範圍的對流性降水為主，是熱帶大氣非絕熱能量中最為重要的來源，對直接熱力環流的維持與發展有重要的影響。

當檢視 1998 年與 1987 年兩年間地表各項熱通量的差異時，吾人發現，不論是分析場或模式模擬結果，地表熱源總收支的主要差異發生在熱帶海洋（圖略），分布型態與兩年間潛熱通量差異的分布型態十分接近，在定量上，兩年間潛熱通量的差異值也佔地表熱源總收支差異值的 80% 以上；因此，參考前述的概念，吾人認為，1998 年與 1987 年兩年間海溫的差異，主要造成了兩年間熱帶地區的潛熱通量之差異，這將影響大氣的穩定性與輻合降水的分布，而降水分布的改變，使得熱帶大氣的中高層非絕熱熱源分布隨之改變，也因此將調變熱力直接環流的強度與位置。

下面將詳述此種現象，並分析模式模擬兩年間海溫差異的反應模擬特性。

（一）潛熱與降水

海溫變異直接影響潛熱通量，圖 10 (a) 及 (b) 分別是分析場與模式結果在 1998 年與 1987 年兩年度的潛熱通量差異，圖中可看到分析場潛熱通量的反應在 Nino3.4 區與海溫差異的分布接近，也就是說 1998 年該區海溫偏低，潛熱通量也偏低，兩年間潛熱通量的差值，高達 80W/m^2 ，但模式模擬的最大差值中心位置則較分析場偏東約 10 個經度，並略偏南，最大差值亦高達 80W/m^2 。

在高緯度的北太平洋上，模式在該區的潛熱通量效應似乎直接反應海溫的差異，雖然該區兩年間海溫差異亦達 2°C ，但受到 Clausius -

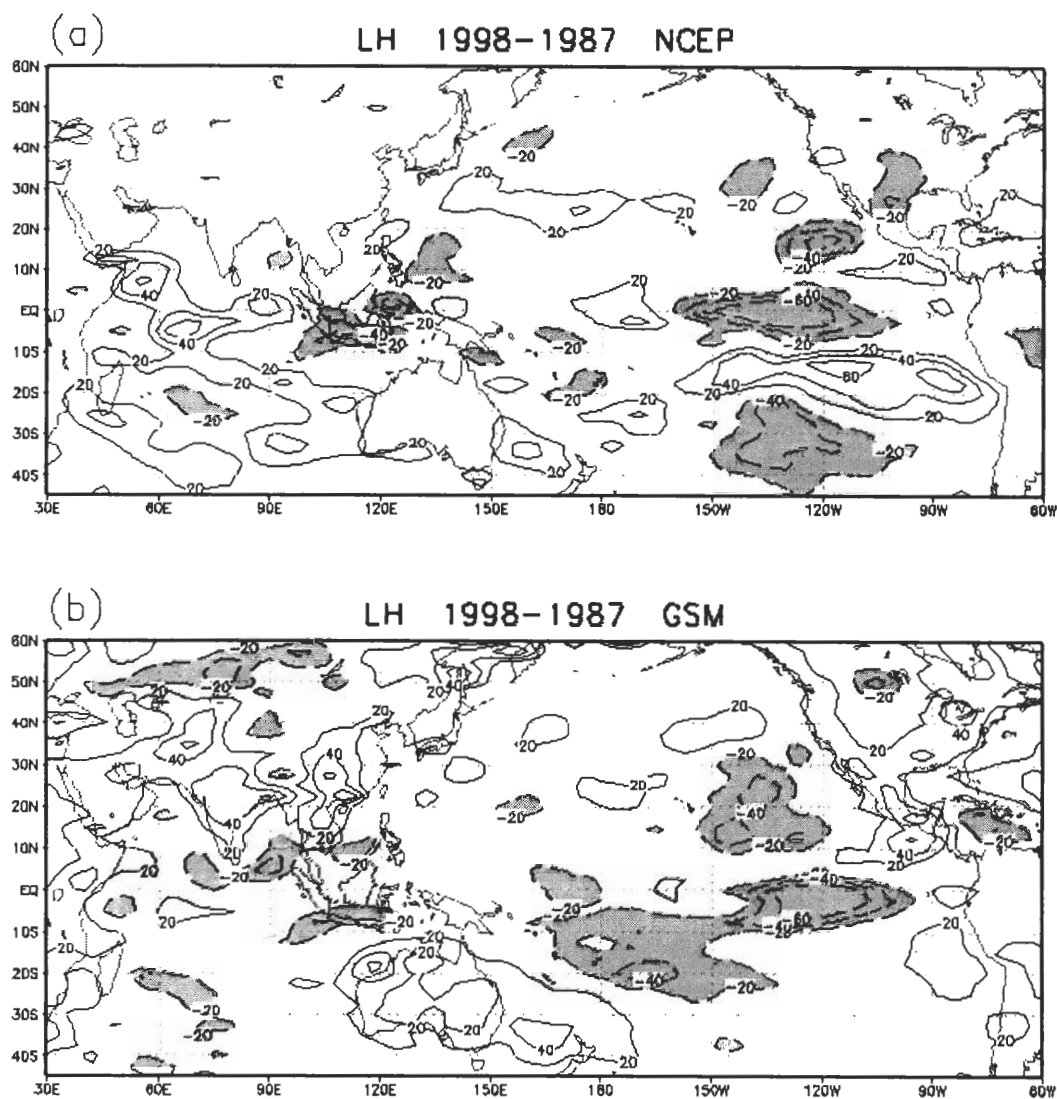


圖 10 1998 年與 1987 年夏季之潛熱通量差異分布 (單位為 Wm^{-2}): (a) NCEP 分析場, (b) GSM 模式模擬結果 (Y98-Y87)。等值線間距為 20, 大於 20 者以實線標示, 小於 20 者以虛線及陰影顯示, 零值線未標出。

Clayperon 方程的影響, 潛熱通量差異量僅達 $20 W/m^2$, 有趣的是, 分析場的潛熱通量差異不僅未配合海溫的差異, 甚至呈現相反的現象, 也就是說在該區海溫偏高的 1998 年, 其潛熱通量反而較低, 這說明了較高緯度的潛熱通量與當地海溫的相關性較小, 一來是高緯度海溫較低, 其海溫變化也較小, 對潛熱通量的影響較小,

二來是大氣環流系統 (如當地的日照、風速與海氣間的溫差等) 對較高緯度的潛熱通量的影響是不能忽略的。

當吾人參考表三時可以發現, 在 1998 年與 1987 年兩年間海平面氣壓的差異, 氣候海溫模擬的結果與分析場幾乎沒有相關可言, 但當使用觀測海溫模擬時, 相關係數明顯地提高很

表三 1998 年與 1987 年各分析量之差異在氣候海溫實驗資料組 (C98 - C87) 以及年際變化實驗資料組 (Y98 - Y87) 分別與 NCEP 分析場 (NCEP(1998 - 1987)) 間之相關係數的比較。

1998 - 1987	短波 輻射	長波 輻射	可感 熱	潛熱	熱源淨 收支	降水	速度 位	流函 數	海平面 氣壓
(C98 - C87) vs NCEP(1998 - 1987)	0.10	0.05	-0.02	0.00	-0.06	0.00	0.35	0.14	0.06
(Y98 - Y87) vs NCEP(1998 - 1987)	0.26	0.13	0.09	0.3	0.35	0.40	0.72	0.55	0.54

多，這表示海平面氣壓的差異來自於海溫差異的影響仍是不能忽略的，事實上，不論是分析場與模式模擬的結果都顯示，1998 年北太平洋海域上的海平面氣壓較 1987 年明顯偏高（圖略），這說明了較高緯度間接環流與熱帶直接環流的差異：在熱帶，下墊面熱源直接影響大氣環流的強度與位置；而較高緯度的大氣環流卻受熱帶環流的動力間接驅動，因此，在 1998 年，縱使如模式中的北太平洋潛熱通量增強，而分析場中的潛熱通量減弱，卻都反應了（熱帶）海溫的效應，使得 1998 年北太平洋的海平面氣壓偏高，只是模式受到 1998 年北太平洋潛熱通量增強的影響，海平面氣壓偏高的幅度未如分析場的明顯。

降水，是下墊面的熱量輸送至大氣最主要的途徑，圖 11 (a) 及 (b) 分別是分析場與模式結果在 1998 年與 1987 年兩年度的降水差異，圖中顯示，分析場在 1998 年的降水明顯偏少區，位於西經 150° 的赤道（即海溫差異最大中心的西側），並以此為中心，略偏北的向西延伸至菲律賓，而模式降水在兩年間的差異則顯示，1998 年在 Nino3.4 區是最大雨量偏少區，此雨量偏少區亦向西延伸至約 100°E，而在換日線附近，則有一分支如同分析場是略偏北的向西延伸至台

灣附近，兩年度間降水的差異之相關係數可達 0.4。

對照潛熱通量差異時（圖 10）可以發現：在最大海溫差異的 Nino3.4 區，模式直接反應在降水的差異上，且此差異區相當集中在 Nino3.4 區，而潛熱通量的最大差異區則發生在 Nino3.4 區的偏東與偏南側；而分析場對 Nino3.4 區海溫差異的反應卻是在潛熱通量的差異上，最大降水差異區是在 Nino3.4 區的偏西側，並明顯地向西延展相當大的範圍。吾人認為，這種模式偏差的機制與圖 7 中看到的模式對 ITCZ 降水區的模擬明顯偏東的現象可能是一致的，即模式在下墊面提供多量的水汽時較容易在當地即引起降水，如模式中的間熱帶輻合區（ITCZ）在換日線以東即產生降水，並掠奪大氣中的水汽，對西太平洋降水強度造成影響。

在西太平洋與印度洋海域附近的降水差異比較上，圖 11. 中可看到，在 1998 年，分析場在西太平洋 ITCZ 的降水是偏弱的，而 SPCZ 與印度洋上整體偏強；但模式模擬的差異分布型態較複雜，在 1998 年，西太平洋 ITCZ 的降水差異並不明顯，而 SPCZ 的北部偏弱，但南部卻明顯的偏強，印度洋上也是偏強、偏弱互見。由於 Nino3.4 區海溫的年際變化對西太平洋

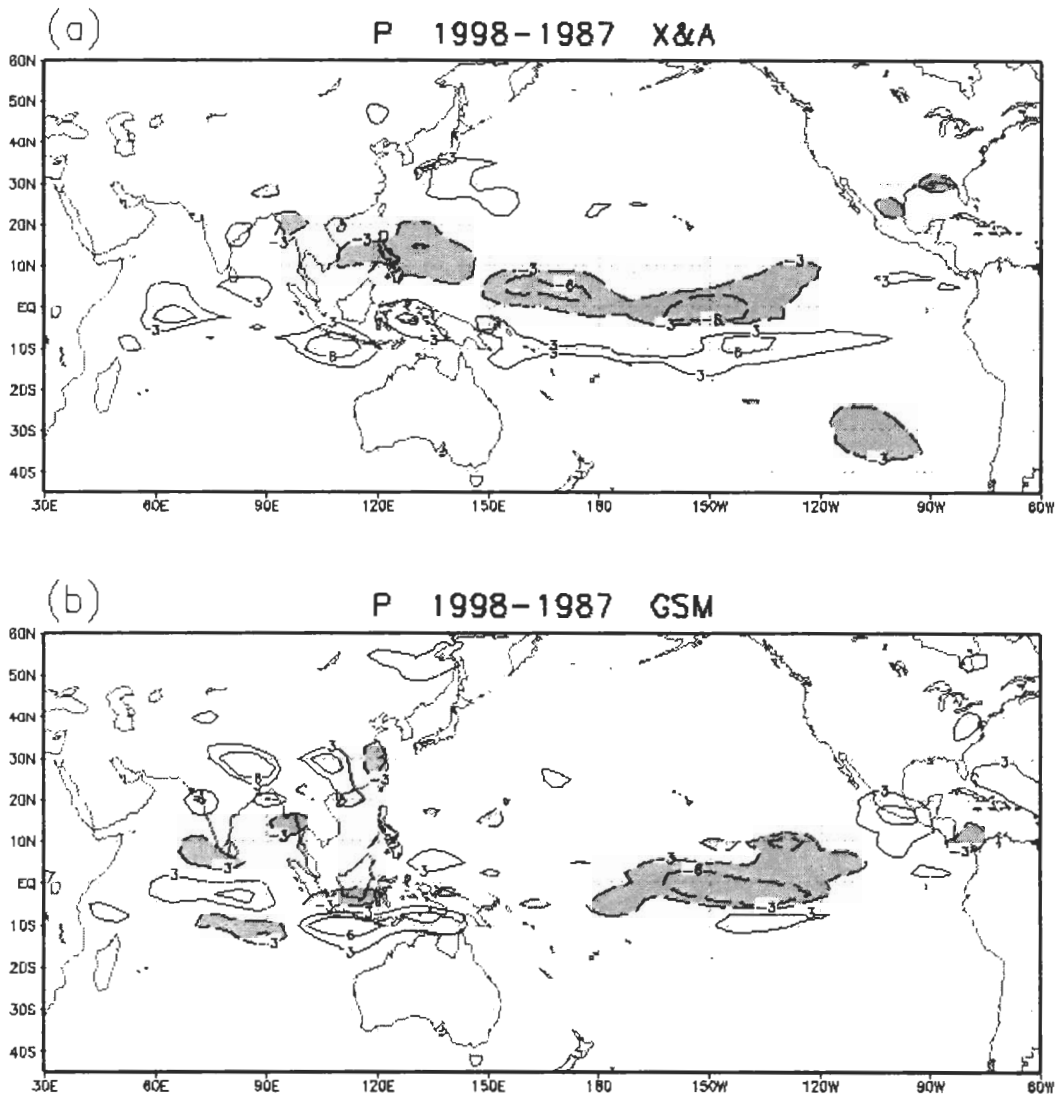


圖 11 1998 年與 1987 年夏季之降水差異分布 (單位為 mm day^{-1}): (a) Xie & Arkin 分析之降水, (b) GSM 模式模擬結果 (Y98-Y87)。等值線間距為 3, 大於 3 者以實線標示, 小於 -3 者以陰影顯示, 零值線未標出。

ITCZ、SPCZ 與亞洲夏季季風降水區等地區的影響已是間接, 因此模式模擬因 Nino3.4 海溫的年際變化對這些地區降水的影響就不明確了。

(二) 環流場

在上節中已說明了模式能模擬 Nino3.4 區海溫的年際變異對熱帶的中及東太平洋上降水的影響, 這種大尺度降水差異對大氣中高層非

絕熱熱源分布的影響勢必影響大氣環流。圖 12 (a) 及 (b) 分別是分析場與模式結果在 1998 年與 1987 年兩年間的 850mb 速度位駐留渦流的差異, 圖中顯示, 不論是分析場或模式大氣, 東太平洋的低層輻散在 1998 年較強, 差異中心軸呈現西北-東南走向, 而西太平洋至南亞則是 1998 年的輻合較強, 差異中心位於澳洲與印尼中西部。

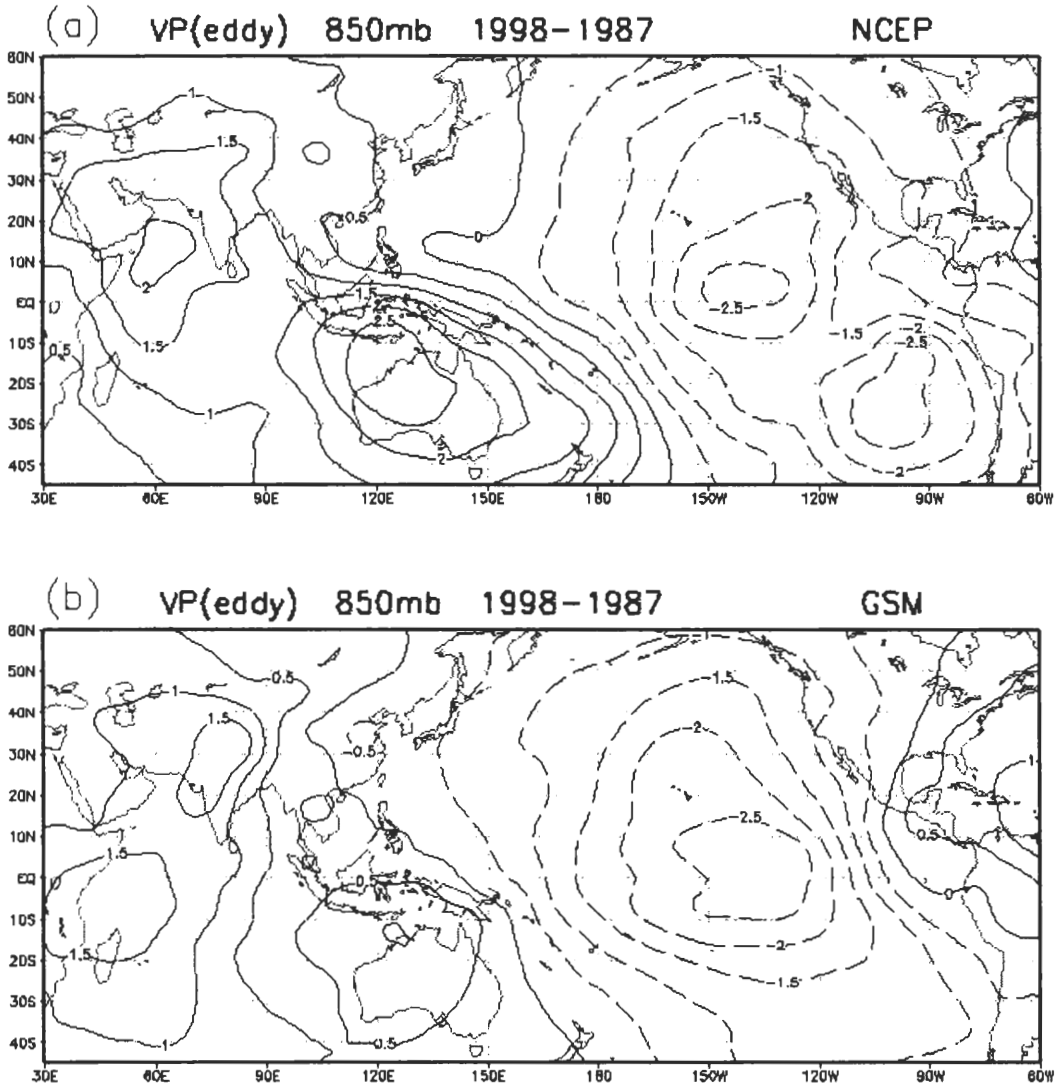


圖 12 1998 年與 1987 年夏季之低層 (850mb) 速度位駐留渦流分布 (單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$): (a) NCEP 分析場, (b) GSM 模式模擬結果 (Y98-Y87)。等值線間距為 0.5, 零值線與正值皆以實線標示, 虛線為負值。

在 1998 年, 分析場的東太平洋低層輻散較強的中心有兩個, 分別位於海溫最大差異區 (參考圖 2) 的東南側以及略偏北側, 而模式模擬的結果則顯示了此輻散較強的中心約正位於海溫最大差異區, 換個角度說, 不論是分析場或模式, 在 1998 年的輻散較強區皆與該年降水偏弱的地區相配合 (參考圖 11), 在最大差異幅

度上, 模式與分析場的中心皆達 $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; 另一方面, 在 1998 年, 西太平洋至南亞地區的輻合較強區, 模式模擬的差異中心位置與分析場相近, 都在澳洲西北至印尼中西部, 但差異幅度未如分析場般高達 $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 僅達 $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 配合降水差異的分析 (圖 11), 可觀察到分析場在 1998 年, 澳洲西北至印尼中西部的降水全面偏高, 而模式中印尼中西部的

降水卻明顯偏少，因此模式中該區在 1998 年的輻合差異低於分析場。

圖 13 (a) 及 (b) 分別是分析場與模式模擬的結果在 1998 年與 1987 年兩年間的 850mb 流函數駐留渦流的差異，圖中可觀察到分析場的流函數駐留渦流，在以 1998 年的輻散較強區 (參考圖 12a) 為中心的西側，北半球是呈現順

時鐘環流加強，而南半球則是加強了逆時鐘環流，這亦符合 Gill (1980) 的結果；西太平洋雖在 1998 年輻合較強，但其範圍較小，且因主中心偏向南半球，僅南半球輻合較強中心的西側，順時鐘環流增強，因此兩年度間旋轉分量的駐留渦流差異主要還是反映兩年間東太平洋速度位的差異。

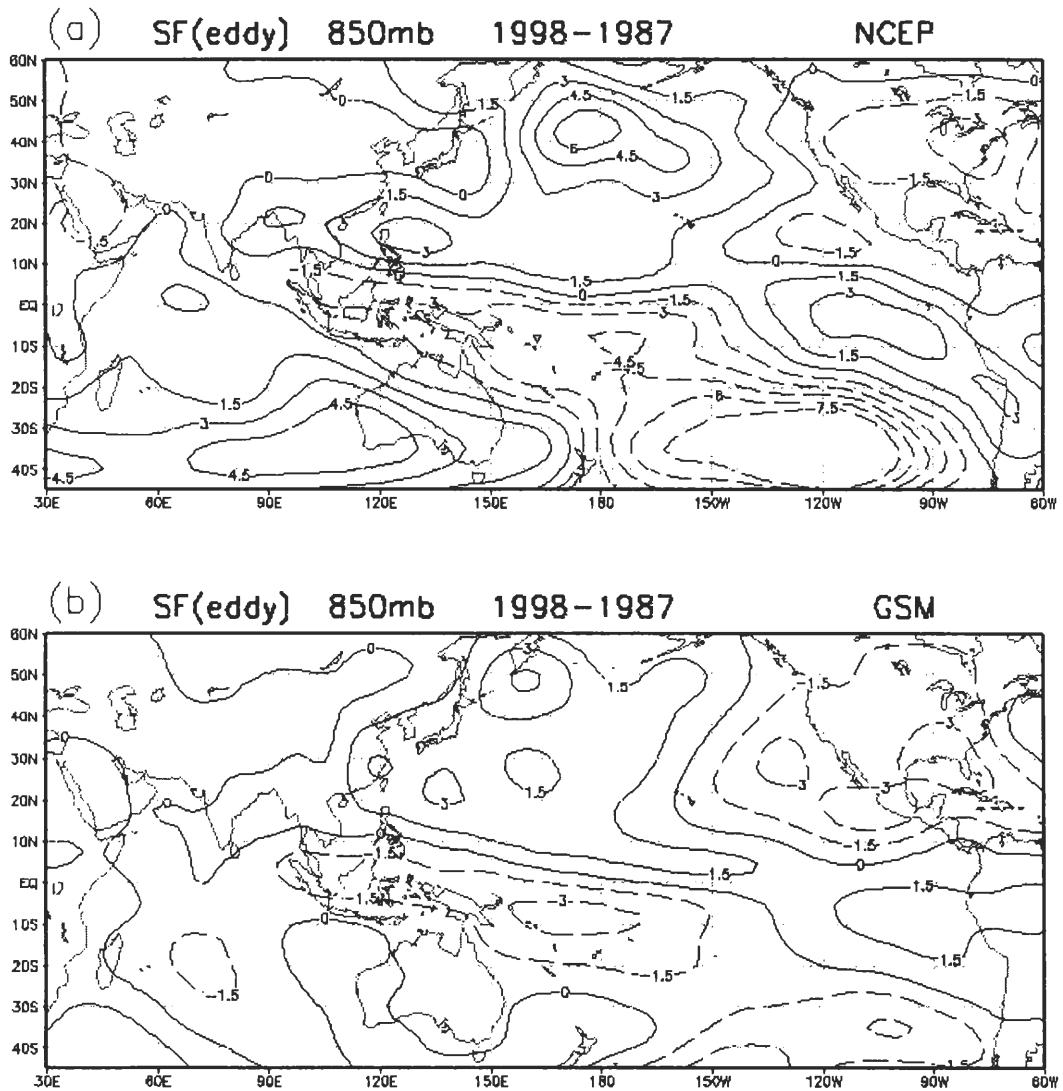


圖 13 1998 年與 1987 年夏季之低層 (850mb) 流函數駐留渦流分布 (單位為 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$): (a) NCEP 分析場, (b) GSM 模式模擬結果 (Y98-Y87)。等值線間距為 1.5, 零值線與正值以實線標示, 虛線為負值。

模式模擬兩年間 850mb 流函數駐留渦流的差異，在 1998 年，亦配合模式位於赤道 120°W - 150°W 的最大輻散較強中心區（參考圖 12b），且模式流函數駐留渦流差異的配置亦符合 Gill 式型態，西太平洋上環流場的反應並不顯著，模式模擬的兩年間流函數駐留渦流差異，也以反映兩年間東太平洋速度位的差異為主。

從上述年際變化實驗的分析中，吾人認為，Nino3.4 區海溫的年際差異對下墊面熱源的影響主要在潛熱通量上，在 Nino3.4 區海溫偏暖的 1987 年，觀測分析場顯示降水增強的現象發生在該區較偏西側的熱帶中太平洋上，而模式模擬的結果卻直接在 Nino3.4 區附近加強了降水強度。隨著熱帶大範圍降水強度的改變，改變了中高層大氣的非絕熱熱源分布，也調變了大氣環流場，不論是觀測分析場或模式結果都顯示，Nino3.4 區海溫的年際變化對低層大氣環流的影響，主要是反應在熱帶中至東太平洋上，對西太平洋至印度洋上環流的影響則是間接而不顯著。

五、結 論

本文的主要目的在了解 NCEP GSM 夏季熱源與環流的氣候特性，藉以提供運用該模式作氣候研究者之參考，並進一步探討模式對 Nino3.4 區海溫變化影響夏季氣候的反應特性與模擬能力，分析結果可提供下游區域波譜模式使用 GSM 的模擬結果從事夏季區域氣候預報時的參考。因此，吾人分別設計了氣候實驗與年際變化實驗，以氣候實驗了解模式模擬夏季氣候的特性與能力，而以年際變化實驗進一步地了解模式對海溫變化影響大氣環流的模擬能力，並探討海溫變化影響大氣環流的性質與機

制。

吾人分析氣候實驗的結果後認為，NCEP GSM 對夏季的下墊面熱源收支特徵皆能有效掌握，在熱帶，潛熱通量是地表輸往大氣的主要熱源，模式下墊面熱源總收支模擬的良窳，潛熱通量的模擬是關鍵，而潛熱通量不僅影響大氣的穩定度，且提供水汽的來源，經由凝結過程，在中高層大氣產生降水，釋放潛熱，維持熱帶的熱力直接環流。模式對降水緯度分布之模擬，與 Xie & Arkin 的分析場比較，相關係數高達 0.95，但全球分布的模擬與分析場比較，相關係數僅 0.74，這表示模式降水的模擬明顯受到海陸分布與地形的影響，

模式的模擬顯示，模式在東太平洋赤道兩側的潛熱通量偏強，使得間熱帶輻合區（ITCZ）在中太平洋即產生過多的降水，而澳洲北部的 SPCZ 降水亦明顯偏多，亞洲夏季季風降水也過於集中恆河三角洲，這都影響了南海與西太平洋地區降水強度的模擬。分析的結果亦顯示，模式大氣對熱帶降水產生的大量潛熱釋放之熱動力反應機制是合理的，因此，降水模擬的偏差使得西太平洋低層輻合強度偏弱，進一步影響了旋轉分量場，模式中的西太平洋副高脊環流與印度洋上過赤道氣流的偏弱，可能皆與降水模擬的偏差有關。

在年際變化實驗的分析中，當模式使用氣候海溫模擬夏季大氣環流時，對下墊面熱源、降水與低層環流等，模式結果與真實分析場的年際差異間幾無相關可言；但模式以觀測海溫作模擬時，各項相關係數即明顯地提高四成，這表示模式對海溫年際變異的反應，具有相當正面的模擬能力，因此使用 NCEP GSM 探討海溫的年際變化影響夏季大氣環流的性質及機制，應有相當的可信度。

由年際變化實驗結果分析，Nino3.4 海溫的年際變化，主要的影響即是潛熱通量，這將使得中至東太平洋上的降水強度隨之改變，影響熱帶大氣中高層非絕熱熱源的強度分布，調變了熱帶直接環流強度。分析結果亦說明了：1998 年夏季，Nino3.4 海溫偏低，使得 Nino3.4 區附近的低層輻散增強，導致 Gill 式的旋轉駐留渦流場的改變，加強了西北太平洋上的反氣旋強度，並影響西北太平洋上海平面氣壓偏高，吾人認為，較高緯度的環流受到熱帶環流的動力驅動，亦將間接地受到熱帶海溫變化的影響。

探討模式對海溫年際變異的影響之模擬能力時，模式對下墊面熱源、降水與低層環流等因海溫造成的影響，都有能力模擬，顯示模式的物理與動力機制都相當不錯。然而，吾人的分析亦指出：模式對海溫變異的反應似乎過強，因此，Nino3.4 區的海溫變化，在分析場是反映在潛熱通量強度上，而模式中則已直接影響降水強度，另如 1998 年，模式也因對西北太平洋上的偏高海溫反應了較高的潛熱通量，影響了模式對西北太平洋上海平面氣壓在該年夏季時偏高強度的模擬。

另一方面，不論是觀測分析場或是模式結果都顯示，Nino3.4 海溫的變化對大氣環流的影響，主要還是反映在中至東太平洋上，模式的熱源、降水與環流等受到 Nino3.4 海溫變化影響之模擬，以中至東太平洋上的表現較佳，而西太平洋至印度洋等地區受 Nino3.4 區海溫變化，對降水與環流的影響不如中至東太平洋上的直接，因此模式模擬該區受 Nino3.4 海溫變化的影響，效果並不顯著。由於台灣正位於西太平洋的邊緣地帶，夏季時，台灣主要受到太平洋副高與西南氣流的影響，吾人認為，除了台灣附

近海域的海溫變化對台灣氣候的影響值得進一步探討外，如何使用全球模式的結果作台灣區域氣候的模擬，需要審慎地研究。

誌 謝

本文的完成，首先感謝海軍專案引進 NCEP 的全球波譜模式與區域波譜模式，與國推會專案計畫 NSC 90-2623-7-014-016 的支持。並感謝柯文雄教授、許晃雄教授與盧孟明博士對本研究若干觀念的提示與指正。

參考文獻

- 王金慶、呂芳川、陳曉華、何台華、郭漱冷、于宜強、莊漢明、蘇良石，1998：巢狀波譜預報模式對冷高壓南下現象之探討。中央氣象局天氣分析與預報研討會論文集編，231-236。
- 呂芳川、王金慶、郭漱冷、何台華、陳曉華、于宜強、莊漢明，1998：區域波譜模式在颱風軌跡預報上的應用。航空氣象分析與預報研討會論文集編，61-67。June 8, 1998, Taipei.
- 盧孟明，2000：聖嬰現象與台灣異常氣候關係之探討。大氣科學，28，91 - 114。
- Barnet, T. P., 1995：Monte Carlo climate forecasting. *J. Climate*, 8, 1005-1022.
- Businger, A., J.C. Wyngaard, y. Izumi and E.F. Bradley, 1971：Flux-Profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- Charney, J. G., and J. Shukla, 1981：Predictability of monsoon, J. Lighthill and R. Pearce, Eds., *Monsoon Dynamics*, Cambridge University Press, pp. 99-110.
- Chen, J.-M., C.-T. Fong, F.-J. Wang, C.-H. Shiao, J.-H. Chen and M.-D. Cheng, 1999：Climate Characteristics of the CWB global forecast system：hydrological processes and atmospheric Circulation. *TAO*, 10, 737-762.

- Chen, W. Y., and H.M. Van den Dool, 1997 : Atmospheric predictability of seasonal, annual, and decadal climate means and the role of the ENSO cycle : a model study. *J. Climate*, **10**, 1236-1254.
- Fels, S.B., and M.D. Schwarzkopf, 1975 : The simplified exchange approximation : A new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1475-1488.
- Gates, W. L., 1992 : AMIP, The Atmospheric Model Intercomparison Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1962-1970.
- Gill, A. E., 1980 : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **106**, 447-462.
- Gjorge, G., L.O. Means, C. Shields, and L. Mayer, 1996 : A regional model study of the importance of local versus remote controls of the 1988 drought and the 1993 flood over the central United States. *J. Climate*, **9**, 1150-1162.
- Goswami, B. N., and J. Shukla, 1991 : Predictability of a coupled ocean-atmosphere model. *J. Climate*, **4**, 3-22.
- Goyette, S., and J. P. R. Laprise, 1996 : Numerical investigation with a physically based regional interpolator for off-line downscaling of GCMs : FIZR. *J. Climate*, **9**, 3464-3495.
- Grell, G.A., 1993 : Prognostic evaluation of assumption used by cumulus parameterization. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 764-787.
- Hack, J. J., B. A. Boville, J. T. Kiehl, P. J. Rasch, and D. L. Williamson, 1994 : Climate statistics from the National Center for Atmospheric Research community climate model CCM2. *J. Geo. Res.*, **99**, 785-813.
- Hong, S-Y, and A. Leetmaa, 1999 : An Evaluation of the NCEP RSM for Regional Climate Modeling. *J. Climate*, **12**, 592-609.
- Juang, H.-M. H., and M. Kanamitsu, 1994 : The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 3-26.
- Kanamitsu Masao, 1989 : Description of the NMC Global Data Assimilation and Forecast System. *Wea. Forecasting*, **4**, 335-342.
- Kau, Wen-Shung, 1998 : The NTUGCM's AMIP simulation on the East Asian summer monsoon. *TAO*, **9**, 197-238.
- Lacis, A., and J.E. Hansen, 1974 : A parameterization of the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118-133.
- Lau, K.-M., J.H. Kim, and Y. Sud, 1996 : Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 2209-2227.
- Li, Z.-X., 1999 : Ensemble atmospheric GCM simulation of climate interannual variability from 1979 to 1994. *J. Climate*, **12**, 986-1001.
- Lorenz, E. N., 1965 : A study of the predictability of a 28 variable atmospheric model. *Tellus*, **17**, 321-333.
- Lorenz, E. N., 1982 : Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, **34**, 505-513.
- Palmer, T. N., and D. L. T. Anderson, 1994 : The prospects for seasonal forecasting – a review paper. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **120**, 755-793.
- Palmer, T.N., G.J. Shutts and R. Swinbank, 1986 : Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction through an orographic gravity drag parameterization. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112**, 1001-1039.
- Shukla, J., 1984 : Predictability of time average, Part II: The influence of the boundary forcing, D. M. Burridge and E. Kallen, Eds., *Problems and Prospects in Long and Medium Range Weather Forecasting*, Springer-Verlag, New York. Pp. 155-206.
- Tiedtke, M., 1983 : The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. *Workshop on Convection in Large -Scale Numerical Models*. ECMWF, 297-316.
- Trenberth, K. E., 1997 : The definition of El Nino. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2771-2777.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1996 : Analyses of global monthly precipitation using gauge observations, satellite estimates, and numerical model predictions, *J. Climate*, **9**, 840-858.

The Characteristics of NCEP GSM on Lower Boundary Heat Flux and Circulation in Summer : The Climate and Interannual Variability

**Shu-Ling Kuo¹ Fang-Chuan Lu¹ Jau-Ming Chen²
Hann-Ming H. Juang³ Jim Chihing Wang¹**

**¹Dept. of Applied Physics, Chung Cheng Institute of Technology,
National Defense University**

²Central Weather Bureau

³National Centers for Environmental Prediction, USA

(Manuscript received 28 March 2001 ; in final form 03 January 2002)

ABSTRACT

The main purpose of this study is to investigate the characteristics of NCEP GSM on climate and interannual variability during summer. We take the aim upon how the surface heat sources and the lower level circulation respond to the Nino3.4 SST. The climate and interannual experiment are designed. The results are compared with the NCEP monthly data and the global precipitation estimates compiled by Xie and Arkin. We hope this study is helpful to assess the way to downscale to the regional climate forecast.

The results of climate experiment show that NCEP GSM can simulate the surface heat budget components well. In the tropic, the latent heat flux is the main heat source and plays a key role to affect the precipitation simulation. The intensity and the spatial distribution of precipitation will, in turn, affect the simulation of circulation. Most of the correlation coefficient of the heat budget components and the lower level circulation patterns between the model output and analysis data have the value more than 0.9. The skill to simulate the precipitation of Asian summer monsoon needs to improve further.

The results of interannual experiment show that NCEP GSM can positively reflect the Nino3.4 SST variability on the surface heat sources and circulation. There somewhat defect is noticed. When Nino3.4 SST is above normal, the latent heat flux is enhanced over Nino3.4 area and the precipitation is enhanced over the west of Nino3.4 area in analysis data whereas the precipitation is enhanced directly over Nino3.4 area in the model. The model results as well as the analysis data also show that the Nino3.4 SST variability directly affect the tropical circulation around middle to east Pacific. Also, The middle to high latitude circulation is affected by Nino3.4 SST variability indirectly via the dynamic drive. But, the effect of Nino3.4 SST variability on the circulation around west Pacific and Indian Ocean is not evident, especially in the model.

Key words : Surface heat budget, Latent heat flux, SST