

中央氣象局委託研究計畫成果報告

東亞夏季季風於全球環流模式之研究—
1997 年的模擬探討
The Study of East Asian Summer Monsoon with the
Use of GCM—the Simulation of 1997 Summer
Monsoon

計畫類別：國內 國外

計畫編號：CWB87-2M-05

執行期間：86 年 7 月 1 日至 87 年 6 月 30 日

計畫主持人：柯文雄教授

執行單位：台灣大學大氣科學系

中華民國 87 年 7 月

目錄

目錄頁	1
摘要	2
一. 前言	3
二. 1997 年東亞夏季季風之模擬	7
(a) 控制模擬	7
(b) 模擬二	10
(c) 模擬三	11
(d) 模擬四	11
三. 台灣地區之降雨模擬	13
四. 討論與結論	16
參考文獻	20
圖	22

摘要

亞洲夏季季風包含了印度季風及東亞季風。東亞季風與印度季風之最大差異在於東亞季風從五月初起延續了將近兩個月，從華南北移至華北，且伴隨之大量降雨亦隨著北移，但印度季風之降雨只持續了一至二星期從南印度北移至北印度為止。東南亞西南季風為東亞季風之初期，而台灣及華南梅雨降雨與此西南風有密切關係。同時透過資料分析亦顯示在這段期間內 $0^{\circ} \sim 50^{\circ}$ N, $40^{\circ} \sim 150^{\circ}$ E 範圍內高層大氣環流有兩次短時間的急遽變化：第一次為東南亞夏季季風的開始，第二次為印度夏季季風的開始。東南亞夏季季風約肇始於五月中旬左右，此時正逢台灣地區進入梅雨季，東亞夏季季風比起印度季風要多變且複雜，因而影響東亞夏季季風的肇始及其演化為本研究之重點。

由 NTUGCM 之 AMIP 十年積分結果顯示對上述大氣環流之二階段突變過程已有不錯之模擬，然而比較其細節則又不盡然雷同。影響此差異的物理因子相當多，此報告著重於初始場與海溫邊界條件對東亞夏季季風環流及台灣附近降雨之影響研究。我們針對 1997 (聖嬰現象為本世紀之最) 進行了四個模擬實驗 (每個實驗之差異在於初始場或海溫)，結果顯示利用 1997 年之觀測週海溫為邊界條件配合中央氣象局 1997.4.1.00Z 之分析資料當作初始場的控制模擬與實際觀測最吻合，其中六月中旬至八月之模擬台灣降雨與台灣 25 個測站平均之觀測值相當的一致。同時亦顯示出對不同的模擬實驗海溫的影響重於初始場。

東亞夏季季風於全球環流模式之研究一

1997 年的模擬探討

一. 前言：

近年來許多氣候之模擬研究大部份全採用全球環流模式 (Schlesinger and Mitchell 1985; Wetherwald and Manabe 1986; Rind 1987; Mitchell et al. 1987; Schlesinger and Mitchell 1987; Meehl, 1994; Sperber et al. 1994, Wang et al. 1996)。利用 GCM 來做氣候模擬首先必須針對 GCM 所積分產生之時空平均，代表模式氣候狀況之氣象變數與實際觀測平均之真實氣候至狀況相比對，其中包括了如海平面氣壓，風速，溫度，降雨及雲量等 (Schlesinger and Mitchell 1985, Pitcher et al. 1983)。同時亦需針對 GCM 所模擬之區域性氣候之能力作比對 (Wilson and Mitshell 1987; Kim et al. 1984)。雖然比對 GCM 所模擬之區域性氣候與實際觀測平均之區域性氣候有許多困難 (Karl et al. 1990)，然而這工作亦相當有意義，它可提供 GCM 修訂之方向並進而瞭解影響 GCM 氣候之原因，且它可幫助瞭解一些氣候變遷因子對模擬氣候之影響，同時它亦可讓我們瞭解 GCM 對每日瞬變之某種天氣系統與相對之氣候變化之複製能力。

台灣位處於東南亞的亞熱帶地區，天氣與氣候變化皆相當複雜，不僅受到中、低緯大氣交互作用的影響，更受到鄰近的複雜地形(如，青康藏高原)及海陸分佈的影響。影響台灣最大的大尺度大氣系統莫過於東亞季風，冬季的主要現象為東北季風及寒潮。夏季則為西南季風、豪雨及颱風，整體而言，冬季季風的變化較小，所帶來的損害也較少；夏季季風則相對而言十分善變，所帶來的損害（如豪雨、颱風）相當巨大。東亞夏季季風的空間及時間尺度遠比豪雨、

颱風尺度大，其影響範圍較大，變化也較慢。但是，無庸置疑的，東亞夏季季風是影響豪雨、颱風的主要背景環流。它的變化間接影響了豪雨及颱風的發生。

東亞夏季季風的環流，在低對流層主要為亞洲低壓及太平洋副熱帶高壓，在高對流層主要為南亞高壓。它同時也處於北半球夏季降水最多的地區，釋放出大量的非絕熱熱量，是北半球夏季主要的能量來源之一。東亞夏季季風並非是單獨的個體，它是亞洲夏季季風的一部份，因此它與印度季風息息相關卻又非密不可分。它的特性受到大氣、海洋、陸地三大氣候分量的影響，是三者交互作用的產物。東亞地區的海、陸地分佈、地形皆與南亞地區大不相同，其夏季季風特性自然有其獨特性。但印度及東亞夏季季風都受到整體的海、陸分佈及青康藏高原附近複雜地形的影響，兩者亦有共通之處。

東亞夏季季風之所以如此多變、複雜，除了亞洲地區複雜的海陸分佈及地形之外，是因為鄰近的海洋及熱帶雨林提供了無限的水汽，促成了旺盛的對流。此一特點在世界上其他地區並不存在。地表的熱效應加上水汽凝結釋放出的潛熱是維持夏季季風的主要能量來源。因此要瞭解東亞夏季季風必須掌握水循環、能量分佈及轉換過程，及其與大尺度環流之間的交互作用。

我們知道東亞夏季季風的複雜性，但是對其背後的機制運作的瞭解仍舊殘缺不全，這也是長期預測準確率不高的主要原因之一。我們認為如果要完全掌握東亞夏季季風的變化，必須瞭解下列特性：

(a) 不同尺度大氣環流之間的交互作用產生了極其複雜的東亞夏季季風。譬如，季節變化與季內震盪影響夏季季風的肇始，但是每年的季節變化與季內震盪的特性又各自不同。單是這個現象

涵蓋了至少有 4 個時間尺度的現象，即，瞬變、季內、季節及年際變化。如果以目前瞭解的程度之深淺排列，依序為季節變化、年際變化、季內變化及瞬變。尤其是後二者的相關理論，目前仍甚缺乏。即使，在資料分析方面，各個時間尺度之間的統計關係也尚不明顯。

(b) 許多研究指出海面溫度、地表狀況是影響年際變化的
主要因素。但是，下墊面的狀況及能量通量的分佈及大小卻又受大
氣的影響。下墊面也影響到東亞夏季季風的肇始，比如，Hsu and
Chen(1996)認為必須考慮環流與下墊面能量通量的交互作用，南海
季風實驗則強調南海的重要性。

(c) 維持或改變季風環流的能量主要來源之一是下墊面提
供的能量通量，其中尤其以潛熱通量為最大。即使知道下地面能量
通量的分佈，我們仍須掌握這些能量通量如何在大氣中被釋放出來，
他們的淨效應如何，才能瞭解其對季風環流的可能影響。

對於亞洲夏季季風的肇始，He 等人 (1987)，使用 FGGE II-b
資料分析 1979 年四月中至七月初，亞洲大尺度環流的發展。他們分
析風場、溫度場、降水、外逸長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation)
通量和加熱及水汽收支，研究赤道至 50° N, 40° E- 130° E 導致夏
季季風肇始的環流變化，以及青康藏高原在此轉換期期間內所扮演
的角色。結果指出，在此研究期間，大尺度環流有兩個明顯的轉換
期導致東南亞和印度夏季季風在夏初降雨的肇始。第一個轉換期發
生在五月，低層西南風發生於 80° E 以東 (孟加拉灣及南海)，導致
初夏降雨擴展至印度阿薩姆省、孟加拉灣、馬來半島、泰國、印尼
和南韓。 200 hPa 的南亞高壓中心由 10° N 迅速北移至 20° N，同時
青康藏高原東部高對流層溫度也增加，高原南側的南北溫度梯度也
逆轉。第二個轉換期發生在六月，阿拉伯海的西南風形成，季風降

雨也沿著印度西岸發生。200 hPa 高壓新的中心位於沙烏地阿拉伯、伊朗一帶，且由此地區至高原西側地區，高對流層溫度也大幅增加。對印度季風而言，在青康藏高原西側、伊朗、阿富汗一帶因下沉氣流產生的絕熱增溫，是主要的作用力。故第一個轉換期的熱力特性與第二個轉換期由絕熱造成對印度季風的影響是非常不同的。Hsu et al. (1998)的研究指出，在第一次轉換期期間，有顯著的海氣交互作用現象，尤其是孟加拉灣地區。印度中南半島的水汽與陸地質量，則可能形成影響第一次轉換期的發生。較不同的是，他們的研究發現，青康藏高原有助於建立高層反氣旋中心，影響亞洲夏季季風第一次轉換期的肇始，但未必是最重要的、唯一的因素。反觀，青康藏高原南側強烈的非絕熱加熱及孟加拉灣的暖海水，可能更為重要。

利用 NTUGCM 所作之 AMIP 十年積分取 10° N 至 20° N 之雨量平均從 30° E 至 180° E 隨著時間演變之平均雨量分佈圖示於圖 1，而相對應之 OLR 觀測氣候平均分佈圖則示於圖 2，比對此二圖可見 NTUGCM 對東亞夏季季風期間之二次突變皆有模擬出來，至於年際變化之模擬則示於圖 3，在圖 3 中黑直線為 CWB 所公佈之大量降雨出現（台灣入梅）的日期。大體而言 NTUGCM 似可以掌握一些東亞夏季季風肇始之演變。

1997 年聖嬰現象為本世紀之最，全世界各地之天氣異常亦頻頻傳出，同時海溫對短期氣候的影響—尤其是熱帶地區，更廣為被研討。本報告仍針對海溫變化對積雲對流及東亞夏季季風的影響進行模擬探討，以 1997 年四月至八月為模擬期間，並強調台灣地區之環流與降雨之分析及比對。

二. 1997 年東亞夏季季風之模擬

1997 年是有氣象記錄以來最暖的一年，主要原因是聖嬰現象的增溫作用。赤道太平洋印度洋溫度升高。圖 4 為 1997 年 5 至 8 月的月平均海溫與同時間的氣候月平均海溫的分佈，圖 5 為 1997 年月平均減去氣候月平均五至八月的海溫異常分佈圖，從此圖可清楚看出海溫增暖之區域。赤道太平洋與東太平洋、南美南部普遍多雨。美國東南各州的雨量是氣候平均值的二至三倍。台灣於 1998 年二月以後雨量頻頻創新高，嘉義二月的雨量高達氣候值的九倍多，而赤道西太平洋普遍乾旱，印尼 1997 年 6 至 12 月雨量比氣候平均值少 699—800 豪米，造成乾旱與森林大火。世界各地之異常天氣亦接二連三的發生。本報告藉由 NTUGCM 的全球波譜模式 (T42, L13) 利用 1997 年 4 月 1 日 00Z 之中央氣象局分析資料當作初始場，配合 NCEP 所整合之觀測週海溫當作邊界條件進行五個月之數值積分，同時我們亦改變初始場或利用氣候平均海溫分別進行另外三個數值模擬積分 (見表一)，以探討及瞭解不同初始條件及海溫對東亞夏季季風環流及台灣附近降雨之影響。

表一

海溫 初始場	1997SST	氣候平均海溫
1997.4.100Z	控制模擬 (ba7t)	模擬三 (ba70)
氣候平均 4.100Z	模擬四 (bc7t)	模擬二 (bat)

(a) 控制模擬

利用 1997,4,1,00zCWB 的分析資料為初始場配合 1997NCEP 之

觀測週海溫所做之東亞季季風之模擬當作控制實驗。圖 6 為利用 SSM/I 所估算五至七月之全球降雨分佈圖及其與氣候平均相減之異常圖。圖 7 同圖 6 但為控制模擬之模擬結果，其中圖 7.b 為模擬月平均降雨減去 AMIP (十年積分) 相同月份之月平均降雨 (即模式之氣候平均月雨量)。比對圖 7 與圖 6 可見有不錯之一致性，尤其是東亞及南亞區域，孟加拉灣及印度半島五月時雨量皆不多，但六月以後迅速遽增。東亞及台灣附近降雨之變化趨勢亦都能被模式所模擬出來。從圖 7.b 及圖 6.b 比對可見降雨異常區域的分佈模式亦大都能掌握，以六月為例，SSM/I 所推算出於台灣及孟加拉灣皆有較多的降雨而模式亦能模擬出此現象。模式較大缺失的地方為赤道中太平洋換日線附近。

圖 8 為 NCEP 所分析於 850hpa 上五至七月的風速向量圖及其與氣候月平均之異常圖，圖 9 同圖 8 但為模式之模擬結果。隨著亞洲陸地熱源與低壓的建立與加強。850hpa 環流主要的的變化為：(1) 東亞季風槽的發展。(2) 太平洋副高的東退，(3) 赤道印度洋順時鐘向渦流的發展及(4) 30° - 60° E 及 100 - 120° E 跨赤道南風氣流及印度西風氣流明顯加強。四月時孟加拉灣槽線的發展不明顯到五月時孟加拉灣夏季季風槽開始建立，六月後季風槽完整建立，太平洋副高壓脊退至 120° E 以東，西南氣流發展至華中，華北及韓國、日本一帶。印度洋赤道順時鐘向渦流的發展，由南半球至北半球的跨赤道氣流到六月時的發展非常強盛，索馬利噴流已明顯存在。比對圖 8 及圖 9，在東亞及南亞有不錯之一致性。

圖 10 為 NCEP 所分析 200hpa 於七月之速度位及流函數與模式模擬之比對圖，由圖中可見模式所模擬之速度位極小區及南亞高壓的位置與分析場相當一致，速度位差異較大之區域為東太平洋南美

洲附近。綜合上述各圖之比對我們可以看出模式的控制模擬與 NCEP 在月平均之分析上有不錯的一致性。

上節為月平均之比對分析，接下來我們將討論分析模式每五日平均之演變情形，圖 11 與圖 12 分別為控制模擬所模擬出五月及六月於 850 hpa 每五日平均氣流線圖及降雨分佈（陰影區），從圖中可見南海地區於 5 月 21 至 5 月 25 日左右才有明顯的西南氣流發生，降雨亦隨之而來，同時亦可看到副高脊東退出南海區域。圖 13 及圖 14 同圖 11 及圖 12 但為 200 hpa 之流線與降雨分佈圖，由圖上可見南亞高壓於 5 月 21 至 5 月 25 日左右出現於中南半島，隨後不斷擴張並向西北移動。綜合圖 11 至圖 14 我們可歸納出模式所模擬東亞夏季季風之演變如下：在高對流層 200 hpa 為：(1) 南亞高壓於季風肇始後，勢力增強，並隨時間演變逐漸向北移動。(2) 西風噴流北退至 30° N 以北。(3) 東風噴流在赤道至 10° N 間形成。(4) 季風肇始後，高層跨赤道氣流強盛。(5) 西太平洋高空槽隨著季風的建立而形成。低對流層 850 hpa 為：(1) 隨著季風的肇始，太平洋高壓逐漸東退。(2) 季風槽在中南半島、孟加拉灣一帶形成。(3) 跨赤道氣流隨著赤道印度洋上順鐘向窩流的增強而增強。(4) 跨赤道氣流進入北半球後，其西風及南風分量影響著南亞及東亞，此強大的西南氣流提供了這些地區大量的水汽。此水汽則又提供了此區降水的機制。

根據 Hsu(1995)提出東亞夏季季風在氣候上大約肇始 (onset) 於五月中旬（比起印度季風約提早兩個星期），季風起始時大尺度環流有突發急驟之改變，其主要特徵歸納如下：

- (1) 於南亞及北印度在 850 hpa 上有氣旋環流發展，此氣旋環流會加強索馬利亞噴流及吹越印度洋至中南半島及南海的西南氣

流。

- (2) 太平洋副高壓在四月及五月初原本西伸至南海但季風開始時卻突然東退，不再籠罩此區域。
- (3) 四月初時蘇門達臘及馬來半島本來就有強對流發展，隨著時間演變時對流系統會沿著東岸向北移進。
- (4) 200 hPa 上有反氣旋於中南半島向西北移動，同時有跨越赤道之北風出現於南海及東印度洋。
- (5) 在阿拉伯半島於 200 hPa 上亦有反氣旋發展。
- (6) 於四月及五月初在孟加拉灣至南阿拉伯海之海溫有逐漸上升，但當東亞季風起始後海溫卻開始冷卻下來。

模式對 1997 年東亞夏季季風肇始的指標分析結果示於圖 15，此處共標示了三個肇始指標即：

- (1) 850hpa 上於 110° - 130° E 之平均西南氣流，(2) 10° - 15° N 間南海區域間之平均雨量，(3)850hpa 於 5° N- 15° N 間之平均西風達至最東邊之時間與緯度的剖面，由這些指標可判定 1997 夏季季風肇始的日期約為五月二十日左右。

(b) 模擬二

本實驗是以氣候平均氣象場 (4.1.00z) 為初始場且以氣候平均之月海溫當作邊界條件進行如同控制實驗之數值積分，圖 16 為模擬二所模擬五、六、七月及夏季於 850hpa 的平均氣流線及其與控制實驗之差異圖。從夏季 (JJA) 之差異圖明顯可見東海附近有一氣旋環流顯示出 1997 年同此位置之氣旋環流較氣候狀況強，此亦可解釋為 1997 年之副高偏弱。在孟加拉灣我們可見一反氣旋環流顯示出控制實驗之反氣旋較強。圖 17 同圖 16 但為 200 hpa。由此圖可見實驗二所模擬之南亞高壓較控制實驗強，且所佔面積亦較大。另外於華北

及韓國、日本附近 200hpa 之風速場有較大之差異。

圖 18 為控制實驗與實驗二所模擬於五、六、七及夏季之降雨差異圖，陰影區表示控制實驗有較多的降雨。由此圖可見夏季平均降雨對控制實驗於台灣附近及其東北有較多的雨量而孟加拉灣附近則雨量較少，此與前段所述之副高偏強及孟加拉灣反氣旋偏強有關。實驗二所模擬東亞夏季季風肇始之分析示於圖 19，從此圖可見所模擬季風肇始日期約在 5 月 16 日，此與氣候平均是相當一致的，但與控制實驗比對則約早了一星期。

(c) 模擬三 (ba70)

本實驗是以氣候平均海溫當作邊界條件並以 CWB1997 4.1. 00z 之分析當作初始場所做之數值模擬，此實驗與實驗二之差異在於不同之初始場，圖 20 為所模擬 850hpa 之流線圖，其與實驗二及控制實驗之差異示於圖 21，與實驗二所模擬之主要差異在於五月時赤道印度洋西風偏弱，七月時副高位置偏南。此實驗與控制實驗之差異在於邊界條件海溫的設定，由於海溫之差異所造成之影響主要在於六月台灣及大陸之南風偏弱，阿拉伯海西風亦較弱，七月時副高偏南，印度洋西風偏弱。圖 22 為此實驗與控制模擬之雨量差，由此圖可見因海溫差異造成台灣及其以東太平洋夏季平均降雨減少，華中及日本附近多雨，孟加拉灣多雨而印度半島少雨之現象。圖 23 為 200hpa 之模擬氣流線及其與控制實驗之差異圖，由此圖可見五月時二者差異不大但六月以後則有較大差異，主要在西北太平洋。

(d) 模擬四 (bc7t)

此實驗是以 1997 年觀測過海溫為邊界條件，以氣候平均四月一日 00z 為初始場，所模擬於 850hpa 之氣流線示於圖 24，本實驗與控制實驗之差異在於初始場，而與實驗三之差異在於海溫邊界條件。

圖 25 為此模擬與其他二個實驗於 850hpa 之差異圖，因初始場不同所造成之差異於五月時赤道印度洋西風偏強，西北太平洋西南氣流亦較強，六月時東北季風偏強。因海溫之差異所造成之影響主要於六月時中南半島、南海附近西南氣流偏強及七月時西北太平洋副高偏南。圖 26 為控制實驗與本實驗所模擬雨量之差異圖，最明顯之差異在於六月時本實驗於台灣附近之降雨較多而其他月份時則偏少，至於印度半島則整個夏季雨量偏少。圖 27 為 200hpa 之模擬氣流線及其與控制實驗之差異。由此圖可見二者主要之差異在於西北太平洋，對整個夏季而言華北及西北太平洋之高層噴流較控制實驗強。

三. 台灣地區之降雨模擬

陳(1987)利用台灣地區降水量選取乾濕梅月，以分析 5~6 月平均環流之特徵及乾濕梅月之環流條件，研究結果指出低對流層氣流之源地及強度，為台灣地區梅雨季 5、6 月雨量多寡之決定因素，當低層流場源自孟加拉灣一帶，並為較強之西南氣流控制時，該月屬於濕梅月；若為西太平洋高壓脊環流之東南、南或西南氣流，或東亞主槽後之大陸性西北氣流控制時，則該月傾向於乾梅月。此外，並指出太平洋高壓脊、東亞主槽、鄂霍次克海阻塞高壓乃為影響低對流層氣流之源地和強度之四個行星尺度環流系統。陳與周 (1989) 探討台灣梅雨期大尺度剖面結構之年際變化與梅雨活躍度之相關，認為決定台灣梅雨活躍度的先決條件為太平洋副熱帶高壓之強度與位置，而中緯度冷空氣南侵以維持梅雨鋒面為其中必要條件。此外，在梅雨顯著時，東亞地區哈德里環流較強，表示有較強的中緯度交互作用。由此可知低層西南氣流的源地及強度，深受副高發展的強度及位置所影響，該作用力的強弱和位置為決定梅雨其與量多寡的主要因子之一。但由許與王 (1990) 的研究，太平洋副高與梅雨其與量在延遲 (Lag) 相關上的關係，以 500 hPa 副高作指數，其與台灣地區雨量之相關係數為 0.6，顯然副高的位置並不是唯一的作用力，應仍有其他的作用力會影響梅雨系統的異常發展。Chen and Jou(1988)分析 1975-1984 年台灣梅雨期活躍年和不活躍年的鋒面活動頻率及東亞地區的環流特徵。就濕梅年，鄂霍次克海附近會有一上層阻塞高壓形成，並伴隨中緯度地區風場強度減弱，由近西伯利亞一帶，而副高的位置呈現偏南的傾向，且東西向之高壓脊線也比正常年微弱；對乾梅年而言，鋒面所在位置比平均位置偏北 5-6 個

緯度，同時伴隨西太平洋副高亦北平均位置偏北數個緯度，且強度明顯增強，此乾、濕梅年的分佈恰成一明顯的對比。王等（1992）探討台灣乾濕梅雨期東亞環流的整體特徵，指出在台灣的濕梅年由於南亞高壓於梅雨期間呈現較強態勢，其向西北發展比乾梅年明顯，再配合副高的弱勢，使得源自孟加拉灣一帶之西南氣流，能充足地向東亞地區供應水汽。而在乾梅年由於梅雨期間南亞高壓與西太平洋副熱帶高壓之合併現象，導致該年梅雨不顯著現象的發生。

本節針對前章所做四個實驗模擬之結果，討論各個實驗所模擬於台灣附近的降雨情形，我們同時藉由中央氣象局所設全台 25 個雨量觀測站之觀測值作測站平均作為與模擬實驗之比對觀測值，模式所設定之台灣區域定為 120° E— 125° E, 20° N— 26° N 間，圖 28 為模擬台灣區域降雨與氣象局觀測之比對圖（單位為豪米/天），圖中之粗線為模式之模擬而細線則為觀測值，由圖中可見控制模擬於 6 月中旬至八月底與觀測值非常吻合，而在東亞夏季季風肇始前後則有較大之差異這可能與東亞季風肇始之特性有關，及多重尺度之交互作用其他實驗則明顯的不如控制實驗之模擬結果，與觀測值差異相當大，其中實驗四似乎對東亞季風肇始前後有較好的模擬。圖 29 為每個實驗與控制實驗之降雨比較圖（粗線為各個實驗之模擬而細線為控制實驗之模擬），由此圖可見實驗二（氣候海溫，氣候初始場(bat)）與實驗四（1997 年海溫，氣候初始場(bc7t)）於七月後雨量皆偏小（此二實驗模擬皆有相同之初始場），控制實驗與實驗四(bc7t)（初始場不同，海溫同）之降雨較接近（除了五、六月有較大之差異），而控制實驗與實驗三（ba70）其初始場是相同的但海溫不同，模擬結果顯示出五月底以前二者之降雨大致相同但五月下旬後降雨就有很大之差異。控制模擬與實驗二(bat)之海溫與初始場皆不同，

雨量之模擬亦不同，但六月中下旬二者之差異較小。由上述之模擬實驗可推論出 NTUGCM 對台灣區域之降雨模擬與海溫有較密切關係而與初始場之關聯較弱。

四. 討論與結論

4月至6月，亞洲地區，最主要的季節變化是夏季環流的建立，包括了：(1)由於輻射的季節變化、垂直沉降運動的絕熱增溫及上升運動的潛熱釋放，北半球大氣顯著增溫，最高溫度由4月的赤道地區移到印度半島、孟加拉灣及中南半島，南北溫度梯度逆轉，大氣對流不穩定度增加，深對流開始發展，雲帶由赤道地區北移至此。(2)伴隨北半球陸地熱源的發展，亞洲陸地塊低層有氣旋有距平環流，赤道印度洋地區有順時鐘向距平環流。索馬利亞噴流發展，西南氣流由阿拉伯海、印度半島、中南半島、大陸東南海岸一直到日本東方海面。(3)高層大氣在青康藏高原東、西兩側最大增溫處，發展了南亞及西亞高壓，中心分別位於中南半島及伊朗。

由合成分析的結果看到，亞洲夏季季風的第一次肇始是阿拉伯海、孟加拉灣及南海地區最高溫的形成、南北溫度梯度逆轉及大氣垂直穩定度減少，深對流開始發展，這和 He et al.(1987)，定義亞洲夏季季風第一次肇始是 90° E 與 120° E 之間與 25° N 和 5° N 之間南北溫度梯度逆轉的情形一致。首先在中南半島、孟加拉灣有深對流、低層西風距平及高層輻散氣流的發展，5至10日後，深對流、低層西風距平及高層輻散氣流像東發展南海，南海季風肇始，西南氣流由阿拉伯海一直延伸至日本東南外海。

在季風肇始前，由於季節轉換的因素，赤道及北半球陸地先開始了熱對流的發展。赤道馬來西亞與蘇門達臘之間存在深對流。200hpa 在中南半島與大陸東南陸地：廣東、福建等區域存在輻散氣流。受到青康藏高原的阻擋，氣流爬升的潛熱釋放，中南半島、孟加拉灣已經開始了非絕熱的加熱，500hpa 最高的溫度在青康藏高原的南

端以及孟加拉灣建立。200hpa 位於伊朗輻合區受到中南半島輻散氣流的增強而增強，而形成東西方向的環流這個時候的高於 300K 的海溫存在於阿拉伯海、孟加拉灣、馬來西亞及蘇門達臘之間。

季風肇始時，原先存在於阿拉伯海的氣旋式距平氣流向東及向北的移到中南半島，由阿拉伯海孟加拉灣區之間均發展出了西風距平環流。此時，孟加拉灣區的海水溫度非常暖，有充分的水汽供給，發展出了非常旺盛的對流，中南半島上層輻散氣流加強。原先存在於廣東，福建上層的的輻散場移到東南沿海區，與日本連成一帶狀輻散區，在低層則由日本至台灣之間存在一個氣旋是環流。透過中南半島深對流的潛熱釋放與伊朗高原高層輻合氣流的沈降絕熱增溫，最高溫度在孟加拉灣、阿拉伯海及南海地區形成，加速夏季季風環流快速建立。

季風值肇始後，爪哇以西的深對流，離開赤道移至南海、中南半島與阿拉伯海，這和 Lau (1994) 認為雲帶北移至北半球視為季風肇始指標的結論一致。低層由阿拉伯海一直延伸至日本東方海面均盛行西南氣流，非洲東岸跨越赤道西風氣流明顯，索馬利亞噴流形成。由日本東方海面一直延伸至南海均被高層輻散氣流與深對流籠罩 (滕，1996)。實驗二之模擬大致掌握了上述的環流演變。

本報告利用 NTUGCM 進行了四個東亞夏季季風的模擬實驗，以 1997 年四月至八月為模擬期間。1997 是有氣象記錄以來最暖的一年，聖嬰現象亦是本世紀之最。因而模擬 1997 夏季季風主要在於瞭解海溫對短期氣候之影響—尤其是熱帶地區。四個不同的模擬實驗（表一）在於不同的初始場與不同海溫邊界條件的組合。控制實驗(ba7t)模擬出 1997 年之東亞夏季季風肇始日期為 5 月 20 日以後，此與氣候平均值差約一星期左右。從此四個模擬結果可看出若以相

同的 1997 年觀測週海溫為邊界條件，而初始條件不同，則 850hpa 速度場之主要差異在於西北太平洋，同時在五月時對初始場為氣候平均場之模擬則赤道印度洋西風偏強，六月台灣及大陸沿海其西南氣流偏強同時雨量亦偏多。至於在台灣地區降雨隨時間變化，二者雖有差異但仍有某些一致性，顯示出初始場雖不同但若海溫之外力作用同則其變異便非很大。而若初始場相同但海溫不同則模擬結果顯示出四月及五月上旬的差異雖不大，但五月中旬以後差異性則急速加大，對整個夏季平均降雨控制實驗於西太平洋之降雨多於實驗三，表明即使有相同的初始場但若海溫不一致所模擬出之亞洲夏季季風亦不會相同，且這在台灣區域之降雨變化有相當大之差異。整體而言本報告之模擬實驗可歸納出下面六項結論，此即

1. 利用 NCEP 整合之週海溫當作 NTUGCM (T42 L13) 之海溫邊界條件進行短期氣候監測模擬之系統已建置於台大大氣研究所。每五個月之模擬約需 18 小時的 DEC- α Station 之 CPU time。
2. 針對 1997 年夏季藉由(1)之模擬顯示 NTUGCM 可以掌握因 ENSO 變化所引起之環流改變及雨量異常之分佈。
3. 利用 1997.4.1.00z 為初始場條件所做之模擬於台灣地區實際觀測雨量之比對可見六月中旬至七月底之模擬雨量雨觀測非常吻合。
4. 不同初始場但相同之海溫條件下對台灣地區之降雨模擬在東亞季風肇始前後有較大之差異而當南亞季風建立後則趨於一致。
5. 對台灣地區之降雨模擬海溫邊界條件之影響大於初始場之差異。

6. 四個模擬結果之資料分析，目前只進行非常粗糙之討論，更進一步之詳細亦分析將有助於 NTUGCM 對東亞夏季季風之模擬及物理機制之了解。
7. 東亞季風肇始期間之模擬與實際狀況仍有較大之差異，提高 NTUGCM 之空間解析度及物理過程之改進應為下一步驟。

參考文獻

- 陳泰然，1987：台灣乾濕梅雨期之平均環流特徵。大氣科學，15，17-30。
- 陳泰然與周仲島，1989：大尺度環流剖面結構之年際變化與台灣梅雨之活躍度。大氣科學，17，223-2235。
- 許子乾與王作台，1990：台灣地區春夏季乾濕年受長週期擾動影響之研究。大氣科學，18，85-110。
- 王作台，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。
- Chen, G. T., and B, J, D, Jou, 1988: International variation of the relevant large-scale circulation during the Taiwan Mei-Yu seasons. Papers. Meteor. Res., 11, 119-147.
- He, H., J. W. McGinnis, Z. Song, and M. Yanai, 1987: Onset of the Asian summer monsoon in 1979 and the effect of the Tibetan Plateau. Mon. Wea. Rev., 115, 1966-1995.
- Hsu, H. H., and C. T. Chen, 1997: Evolution of Large-scale Circulation during the first Transition of Asian Summer Monsoon, (Submitted to Journal Climate)
- Karl, T. R., W. C. Wang., M. E. Schelesinger., R. W. Kinght., D. Portman, 1990: A Method of Relating General Circulation Model Simulated Climate to the Observed Local Cliate. Part I: Seasonal Statistics. American Meteorological Society, 1990, volume 3, 1053-1079.
- Kim, J. W., J. -T. Chang , N. L. Baker, D. S. Wilks and W. L. Gates, 1984: The statistical problem of climate inversion: Determination of the relationship between local and large-scale climate. Mon. Wea, Rev., 112, 2069-2077.
- Meehl, G. A. 1994: Influence of the land surface in the Asian summer monsoon: External Conditions versus internal feedbacks. J. Climate, 7, 1033 – 1049.
- Mitchell, J. F. B., C. A. Wilson and W. M. Curnington, 1987: On CO_2 climate sensitivity and model dependence of results. Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 113, 293-322.

- Rind, D., 1987: The doubled CO_2 climate: Impact of the sea surface temperature gradient. *J. Atmos. Sci.*, 44, 3235-3268.
- Ronghui, H.m and S. Fengying, 1992: Impacts of the Tropical Western Pacific on the East Asian Summer Monsoon. *J. Atmos. Sci.*, 70, 243-256.
- Schelesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1985: Model projections of the equilibrium climate response to increased CO_2 . Projecting the Climate Effect of Increasing Carbon Dioxide, M. C. MacCracken, F. M. Luther, eds. 81-147. U.S. Department of Energy, Washington D. C., 1985. [Available as NTIS DOE / ER-0237 from Natl. Tech. Inf. Serv., Springfield, VA]
- Schelesinger, M. E., and J. F. B. Mitchell, 1987: Climate model simulations of the equilibrium climate response to carbon dioxide. *Rev. Geophys.* 25, 760-798.
- Sperber, K. R. , H. Sultan., P. Gerald., and B. James., 1994: Simulation of the northern summer monsoon in the ECMWF model: Sensitivity to horizontal resolution. *Mon. Wea. Rew.*, 122, 2461-2481.
- Wang, W. -C., H. -H., Hsu, W. -S. Kau, X. -Z. Laing, Lino, C. -T. Chen, A. N. Samel, C. -H. Tsou, P. -H. Lin, and K. -C. Ko, 1996: GCM simulations of the East Asia climate. Submitted to "Proceedings of the third Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate".
- Wetherwald, R. T., and S. Manabe, 1986: An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing. *Climate Change*, 8, 5-24.
- Wilson, C. A., and J. F. Mitchell, 1987: Simulated climate and CO_2 -induced climate change over Western Europe. *Climate Change*, 10, 11-42.

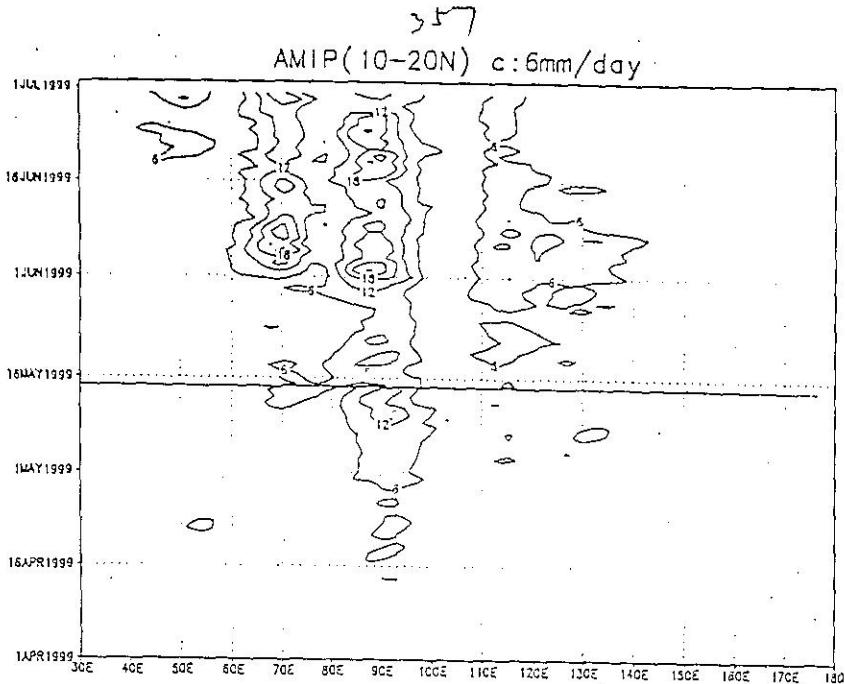


圖 1: NTUGCM 之 AMIP 積分所模擬於 $10\text{--}20^\circ\text{ N}$ 間從四月一日
七月一日間由 30° E 至 180° E 平均降雨量。

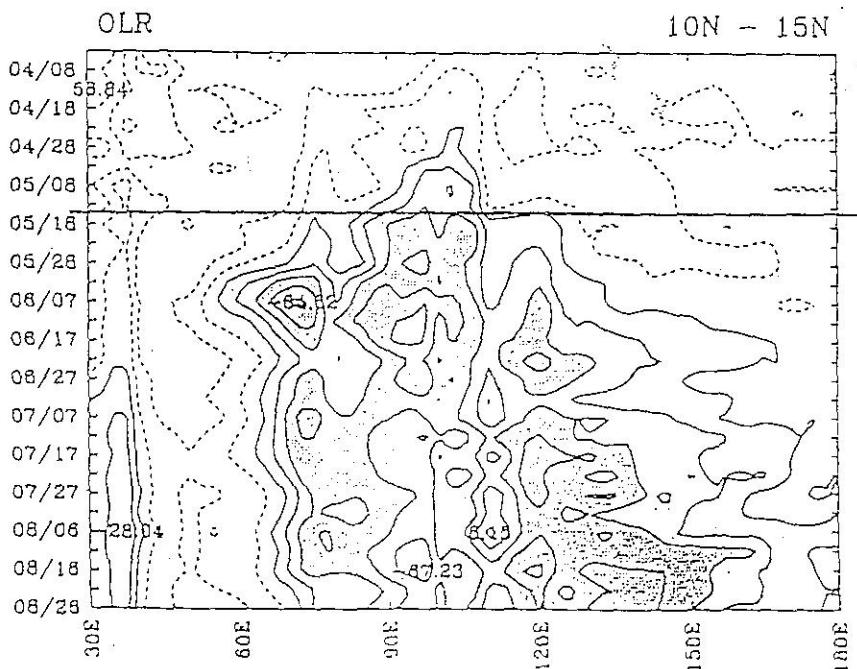


圖 2: OLR 氣候平均於 30° E 至 180° E 間之時間與經度剖面圖，
平均之區域為 10° N - 15° N 。

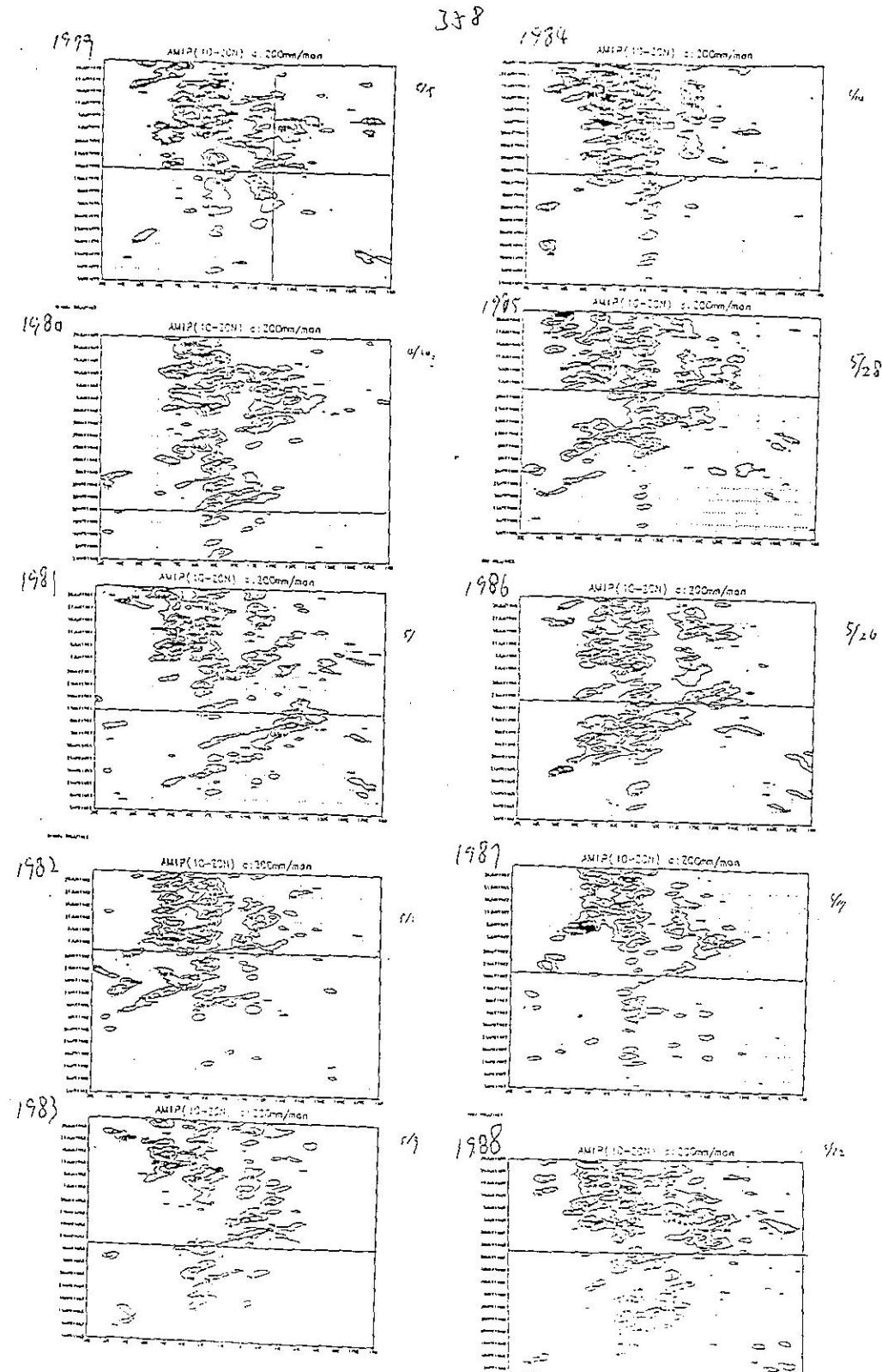
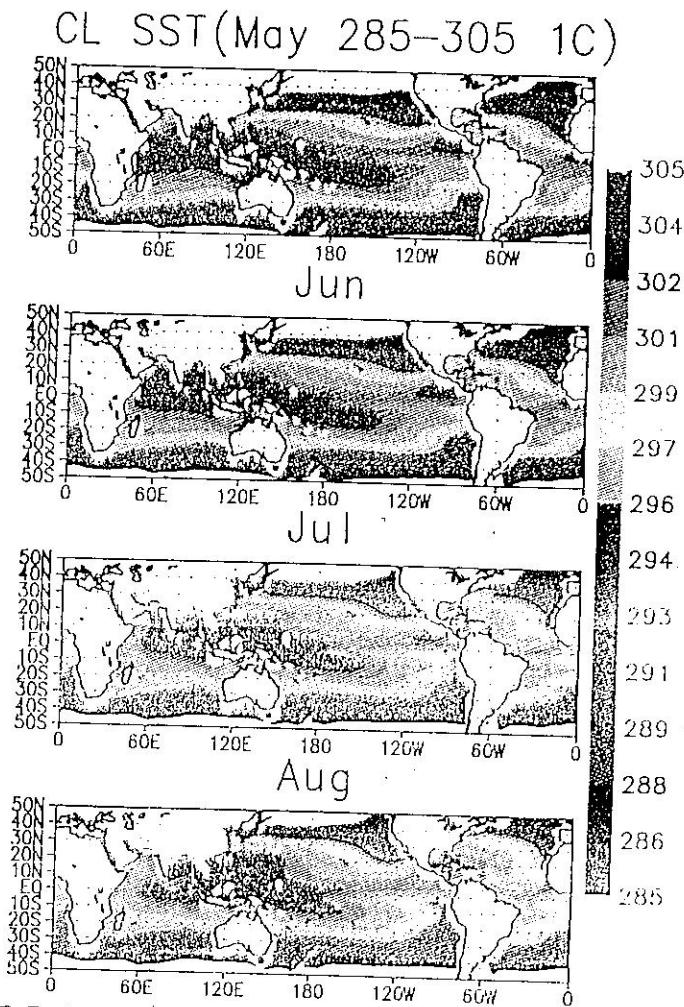
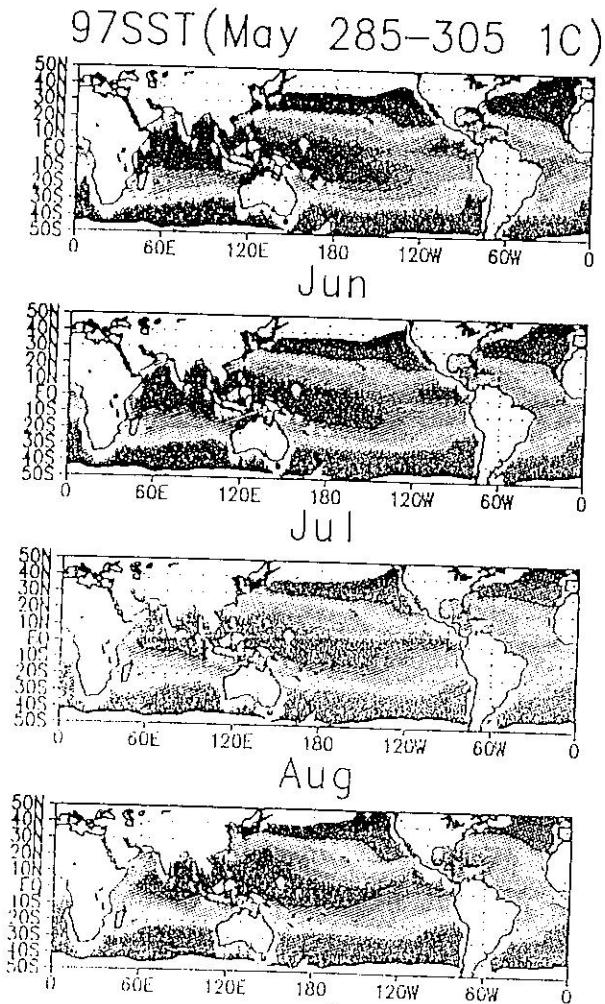


圖 3：同圖 1，但為每年之模擬



GRADS: COLA/ICES

圖 4：1997 年 5 至 8 月的月平均海溫與同時間的氣候月平均海溫。

97-SST(May -5, 5 0.5°C)

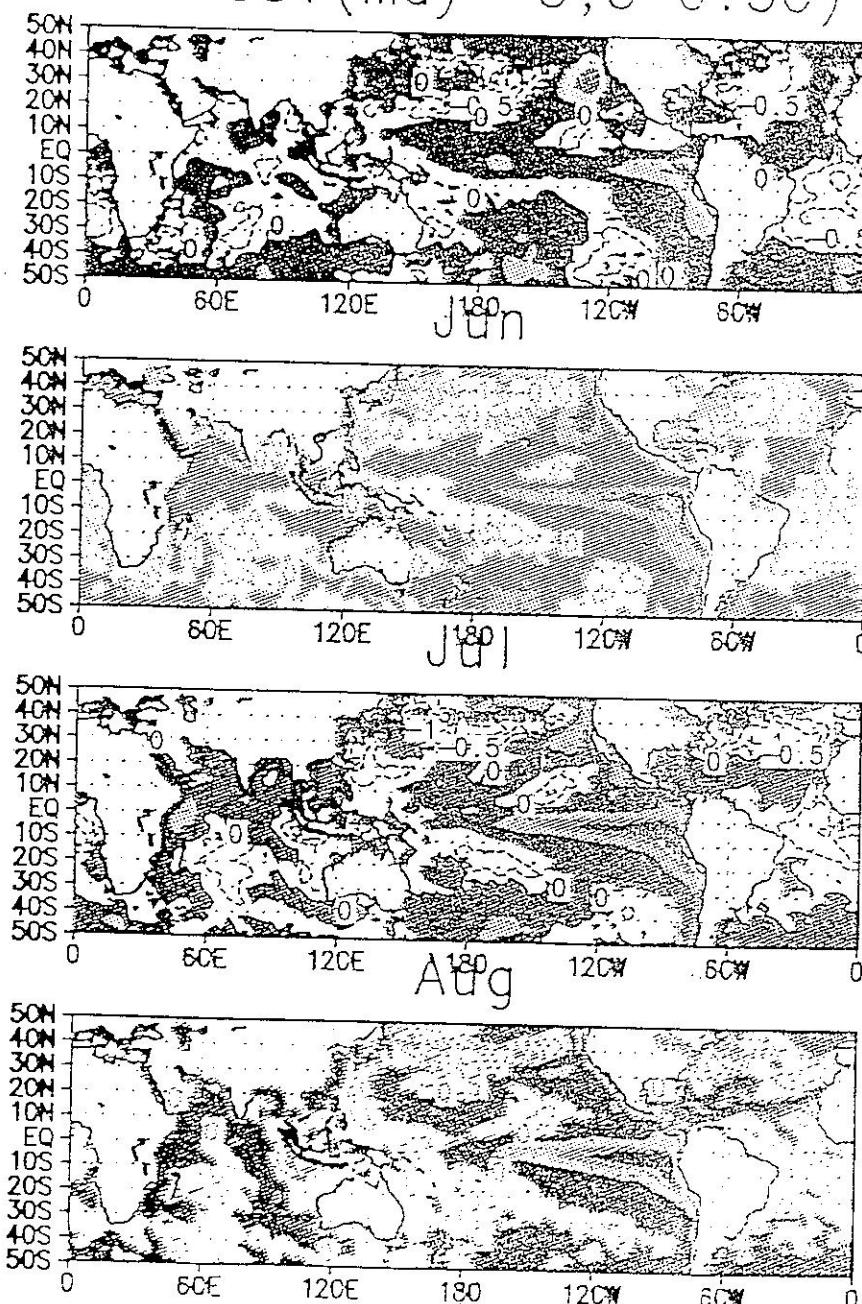


圖 5：1997 年 5 至 8 月海溫異常的月平均分佈。

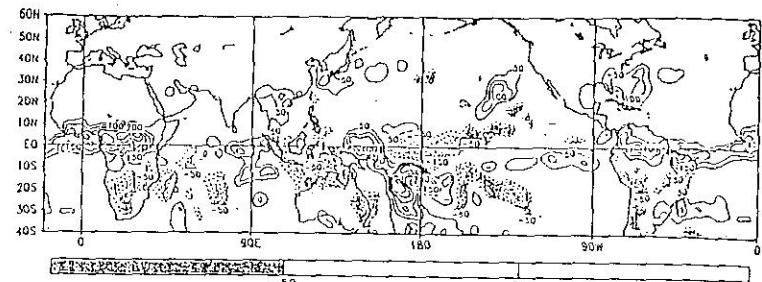
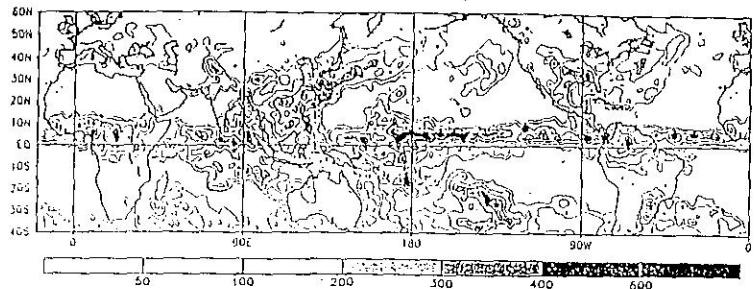


Figure T25. Estimated rainfall (top) (mm) and anomaly (bottom) (mm) for MAY 1997 using the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) precipitation index (Grody 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 7421-7433). Contour interval for means (anomalies) is 100 (50) mm. Anomalies are computed from the July 1927 - June 1996 base period means. Anomalies have been smoothed for display purposes.

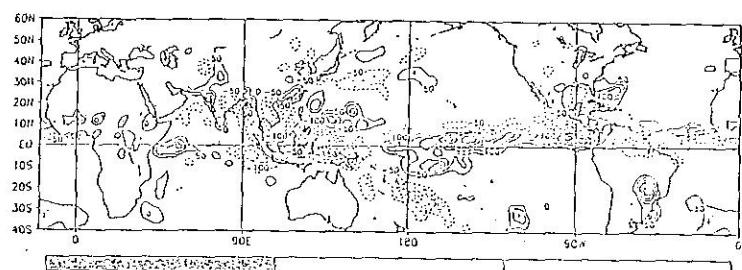
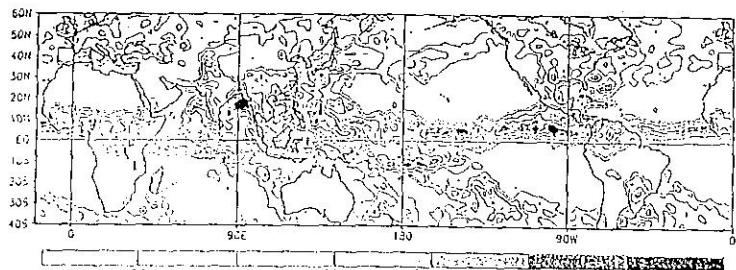


Figure T25. Estimated rainfall (top) (mm) and anomaly (bottom) (mm) for JUN 1997 using the Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) precipitation index (Grody 1991, *J. Geophys. Res.*, 96, 7421-7433). Contour interval for means (anomalies) is 100 (50) mm. Anomalies are computed from the July 1927 - June 1996 base period means. Anomalies have been smoothed for display purposes.

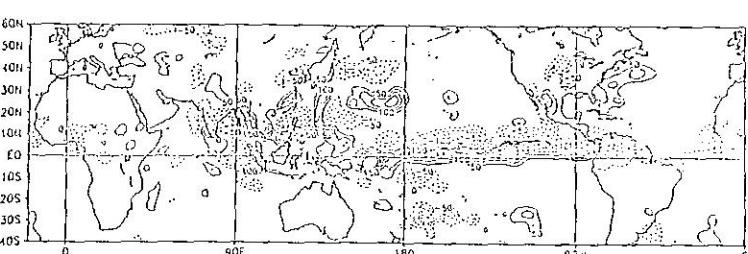
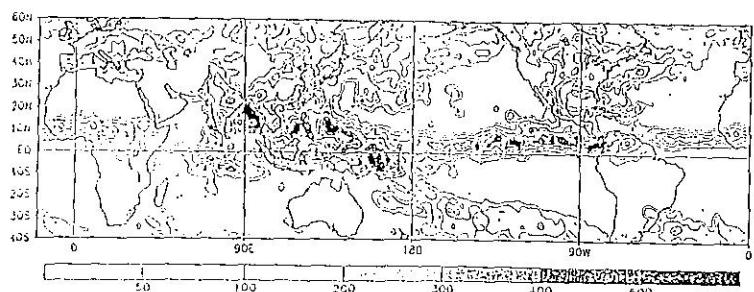
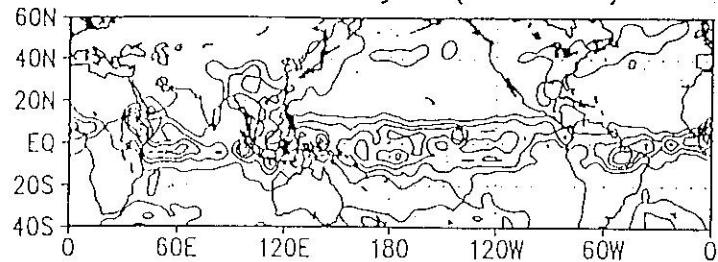
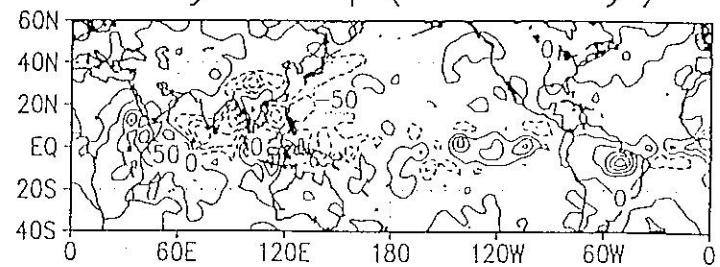


圖 6：利用 SSM/I 所估等 5 至 7 月的全球降雨分佈及其與氣候平均之異常分佈。

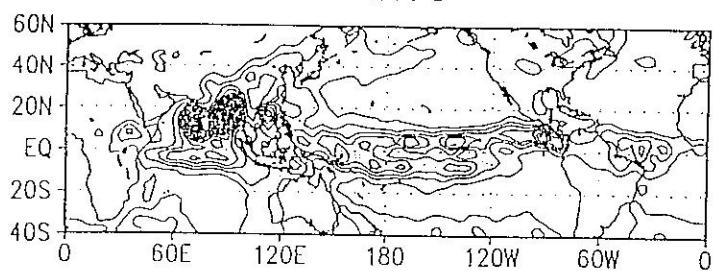
ba7t May (50mm)



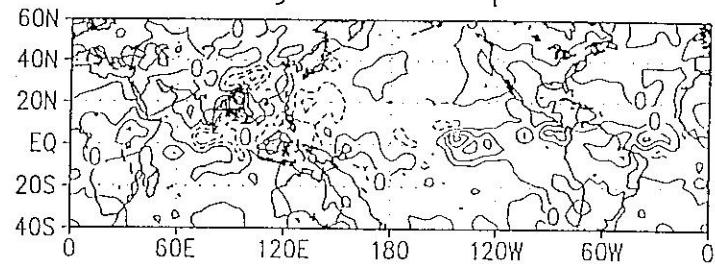
may-amip (anomaly)



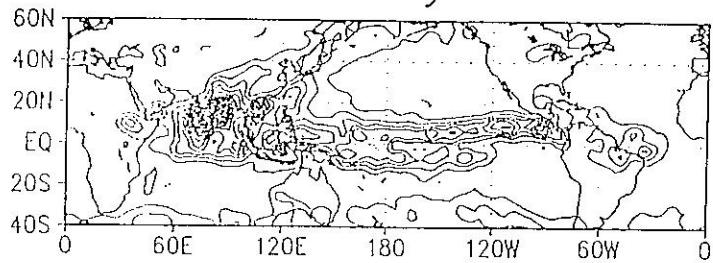
June



jun-amip



July



july-amip

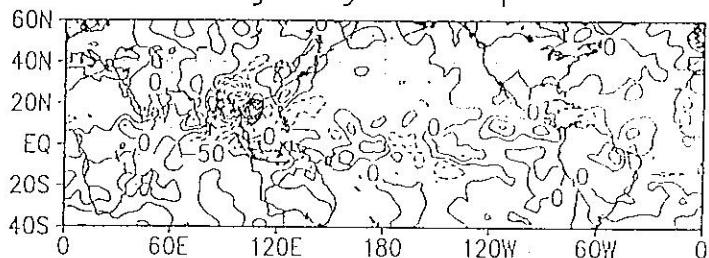


圖 7：控制模擬所模擬 1997 年 5 至 7 月之降雨分佈及其與 AMIP 氣候模擬之雨量異常。

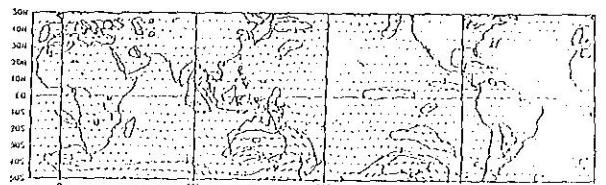
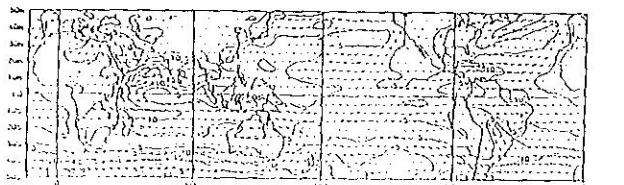
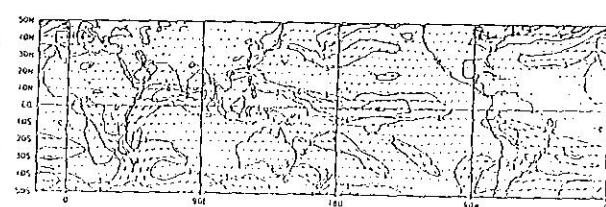
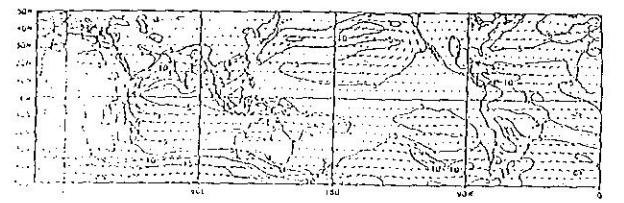
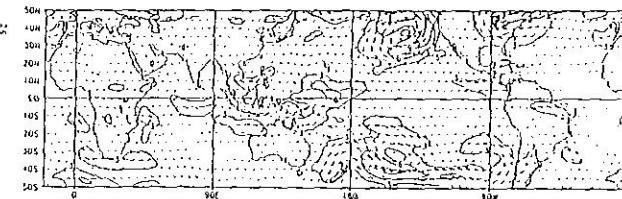
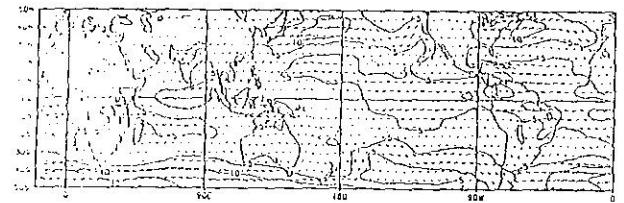
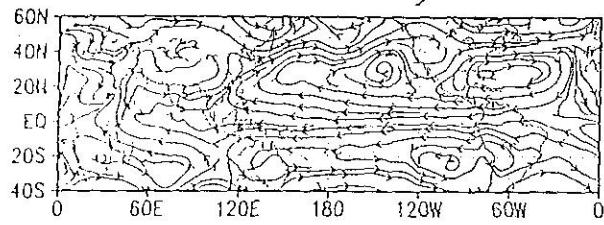
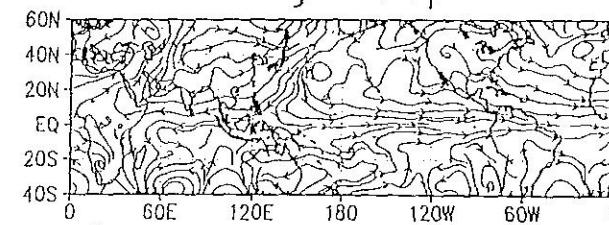


圖 8：NCEP 分析 1997 年 5 至 7 月 hpa 上的風速向量分佈及其
與氣候月平均之異常。

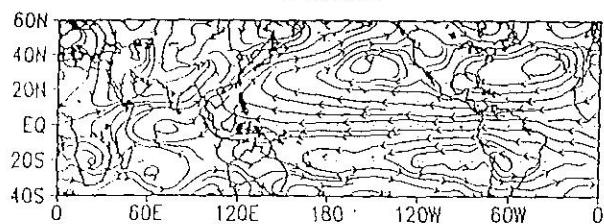
ba7t May



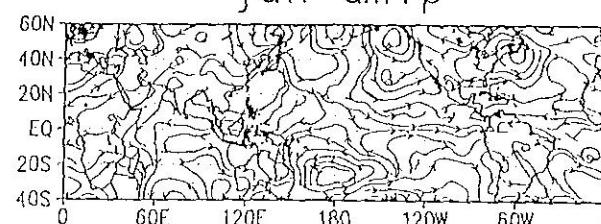
may-amip



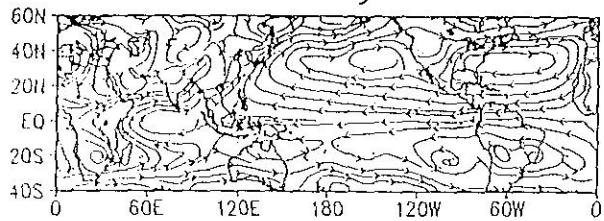
June



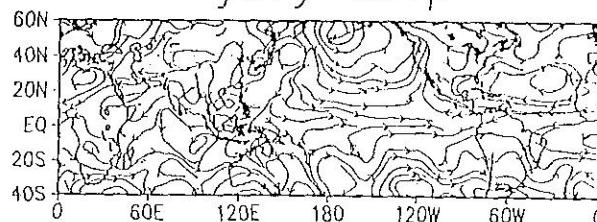
jun-amip



July



july-amip



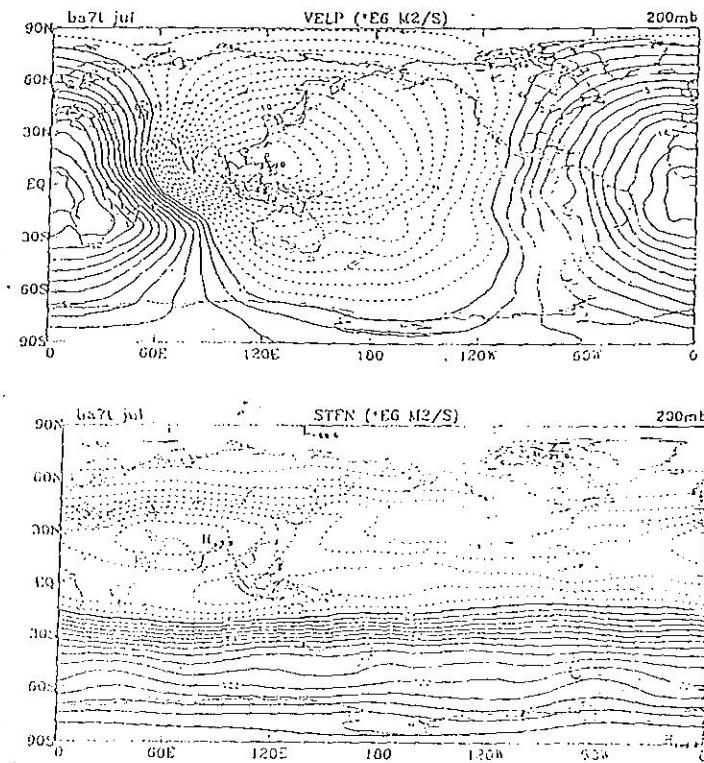
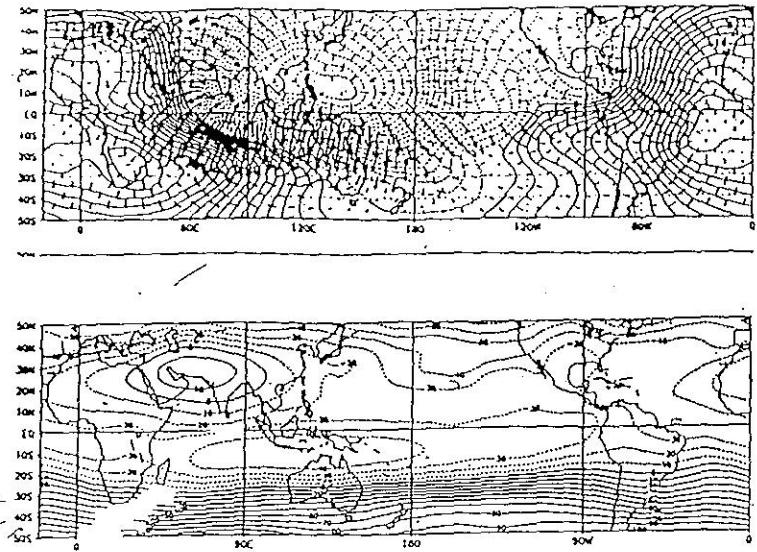
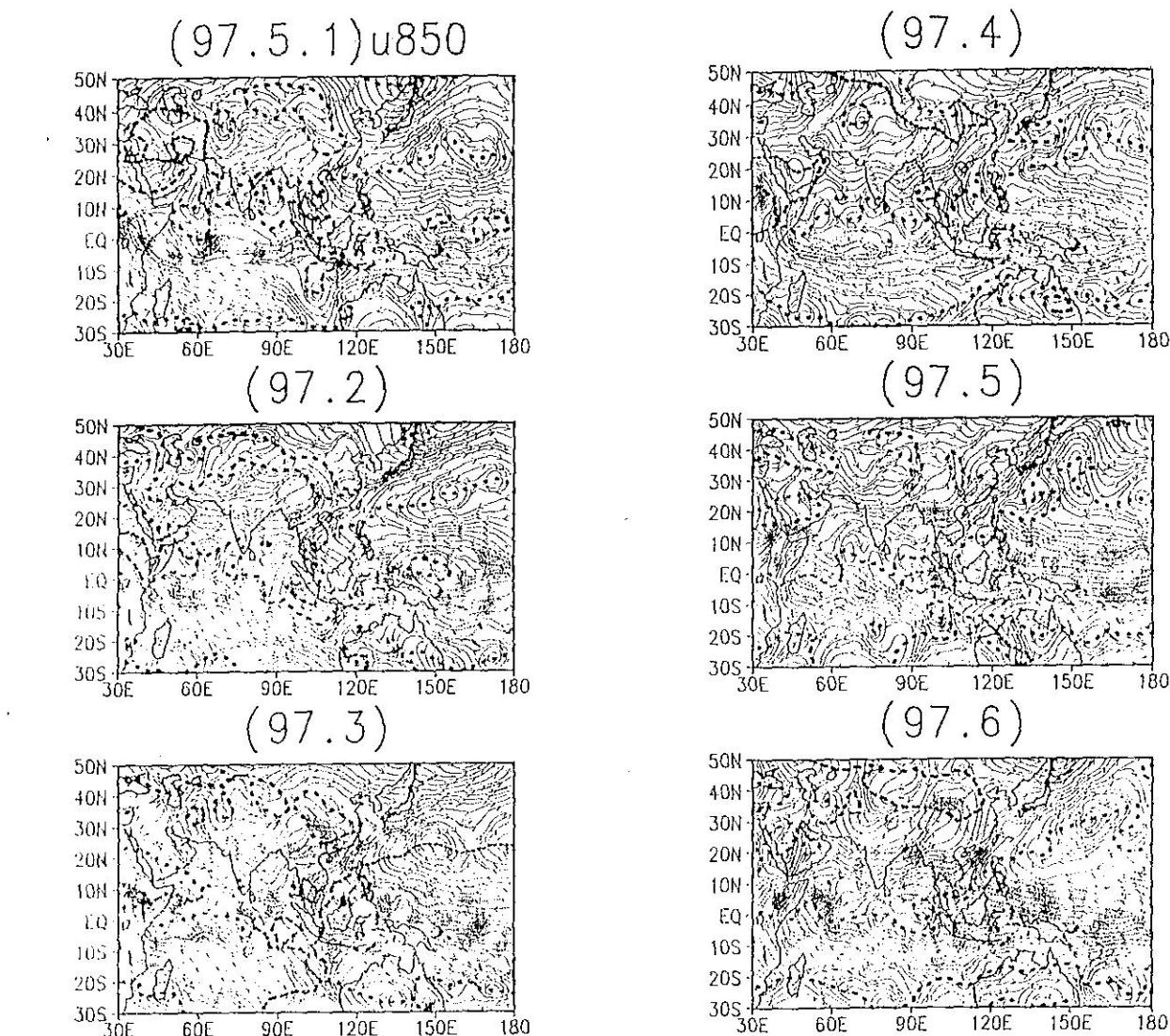


圖 10：NCEP 分析 1997 年 7 月於 200 hpa 上的速度位及流函數
與相對應控制模擬之比對。

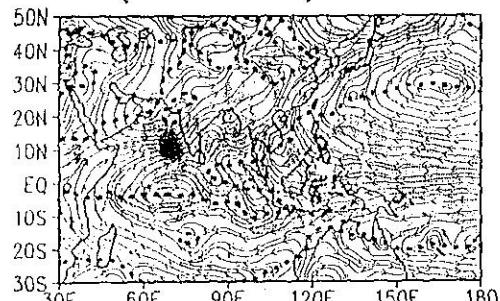


COLA/IGES

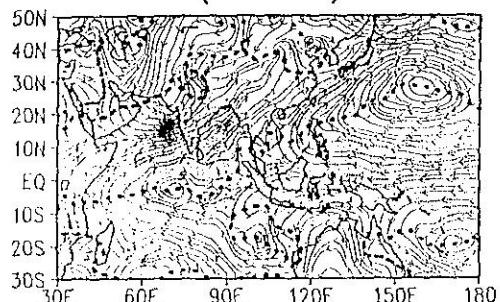
圖 11：控制模擬模擬 1997 年 5 月於 850 hpa 上每五日平均的氣

流線及降雨分佈（陰影區為降雨大於 4mm/d）

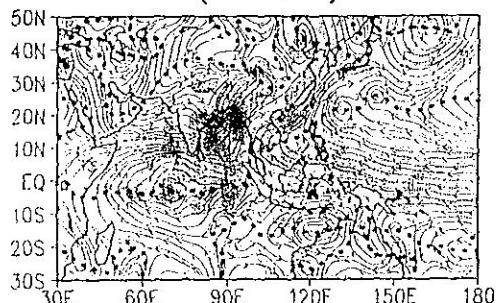
(97.6.1)u850



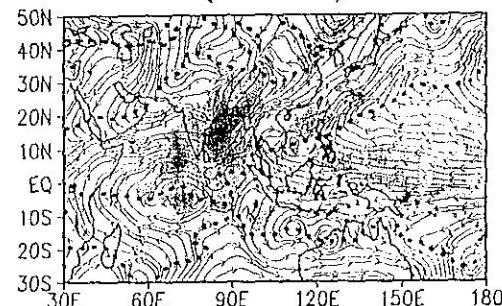
(97.2)



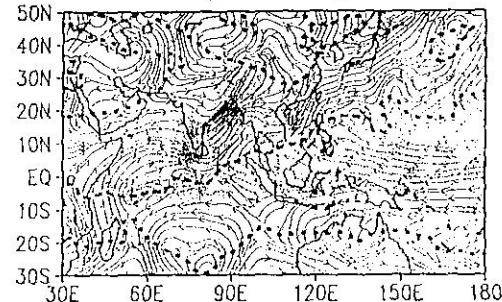
(97.3)



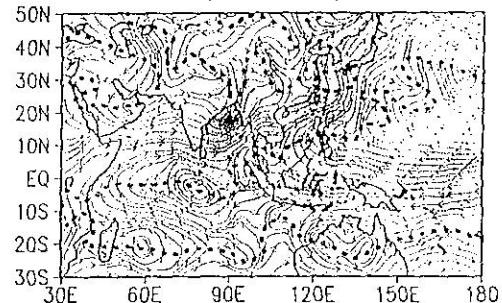
(97.4)



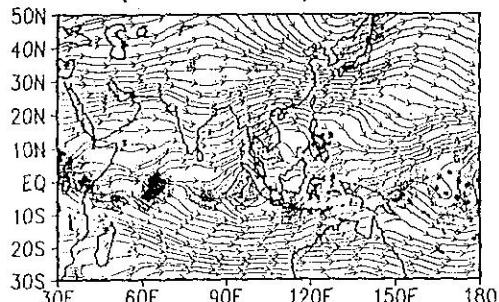
(97.5)



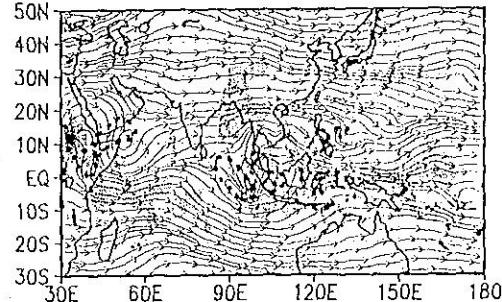
(97.6)



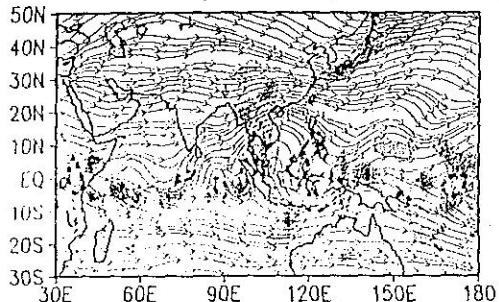
(97.5.1)u200



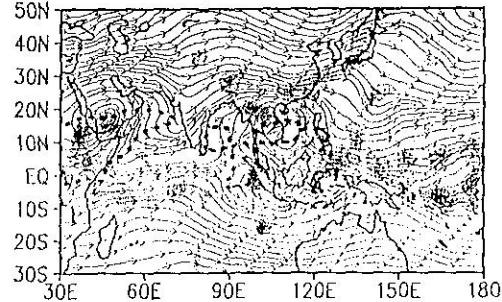
(97.4)



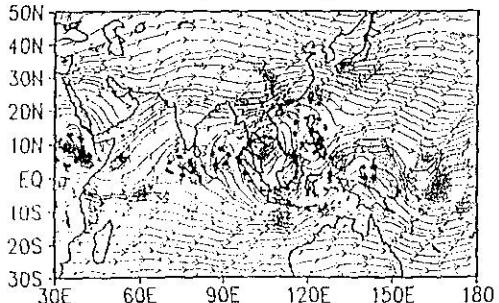
(97.2)



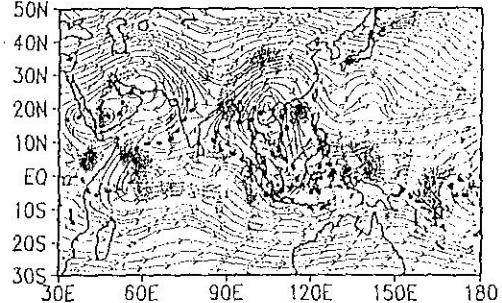
(97.5)



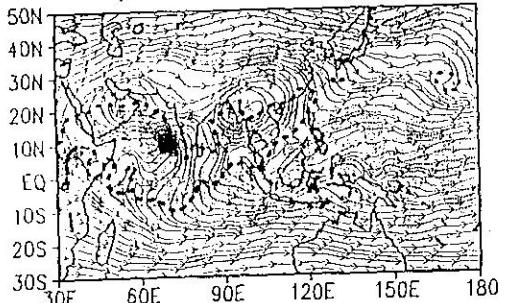
(97.3)



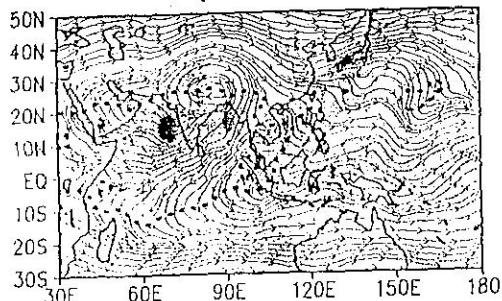
(97.6)



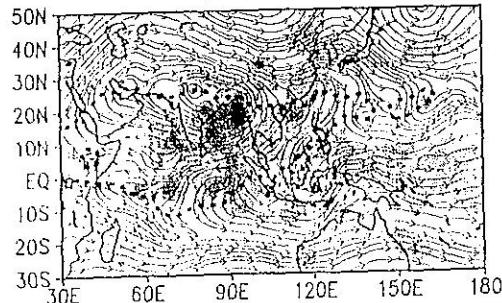
(97.6.1)u200



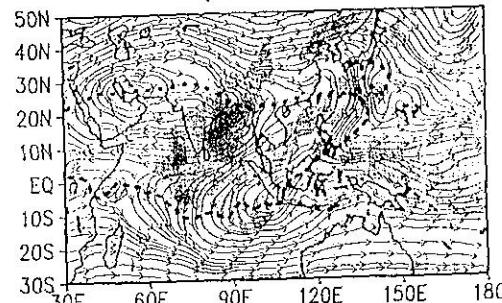
(97.2)



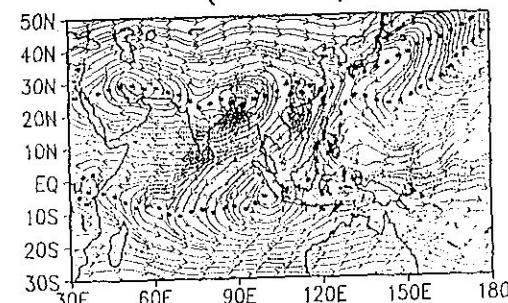
(97.3)



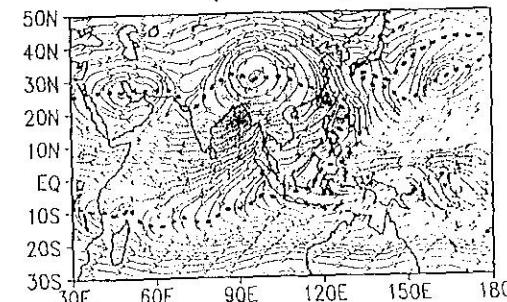
(97.4)

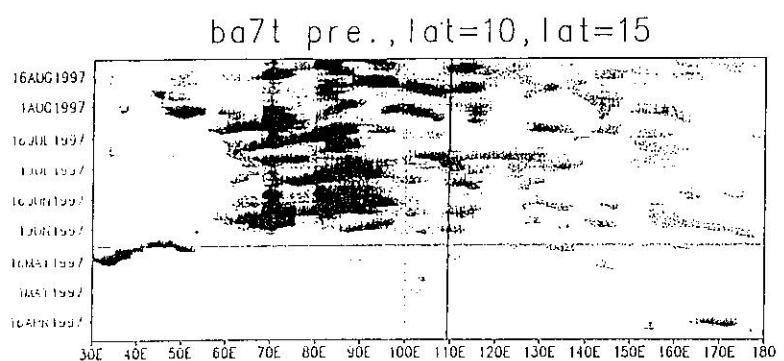


(97.5)

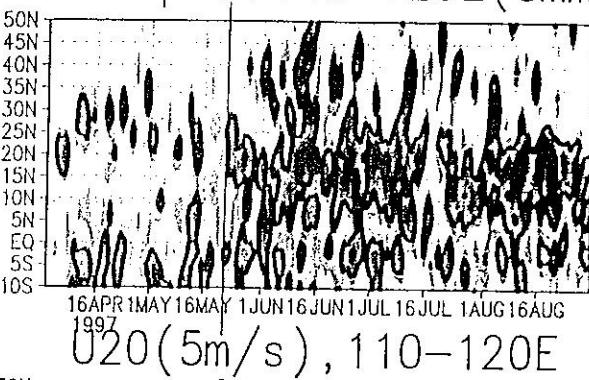


(97.6)

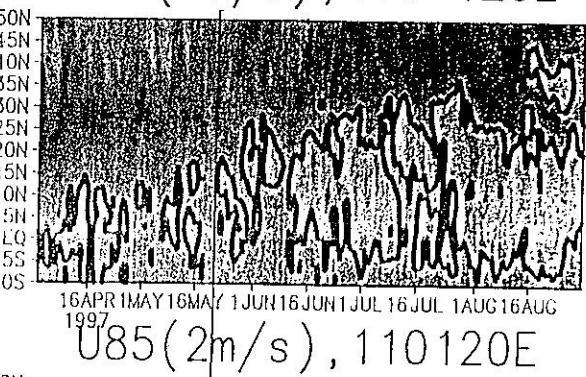




ba7t pre. 110–120E (5mm)



U20(5m/s), 110–120E



U85(2m/s), 110–120E

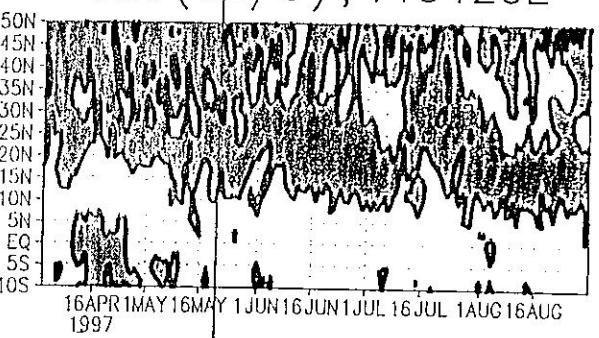
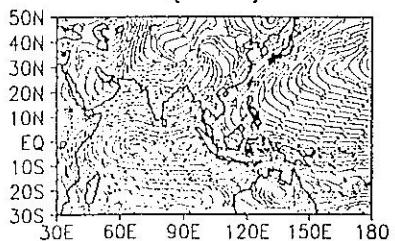
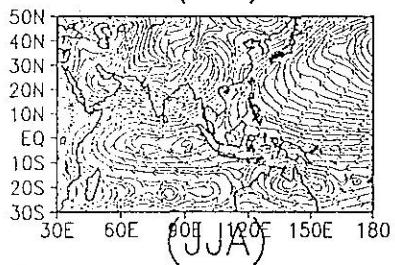
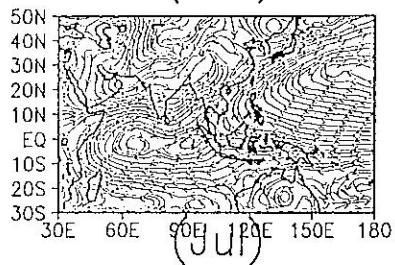
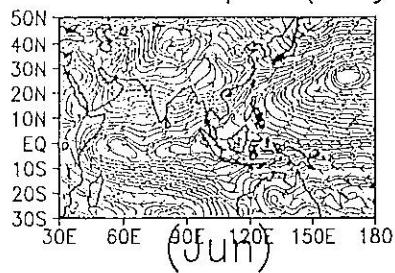


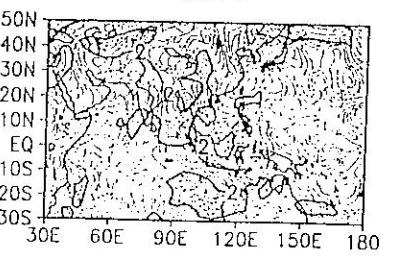
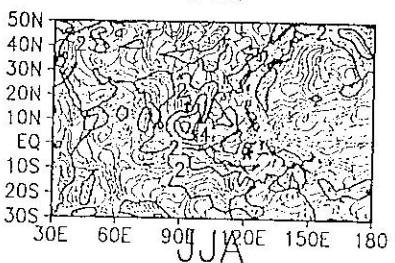
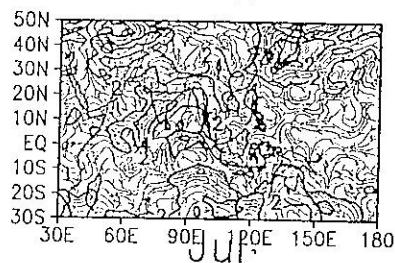
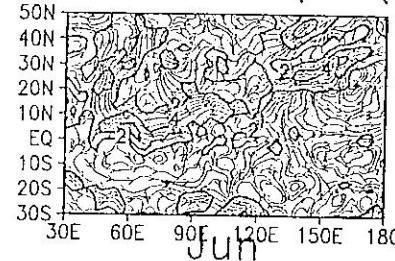
圖 15：控制模擬模擬 1997 年東亞夏季季風肇始期間相關之四個

剖面。

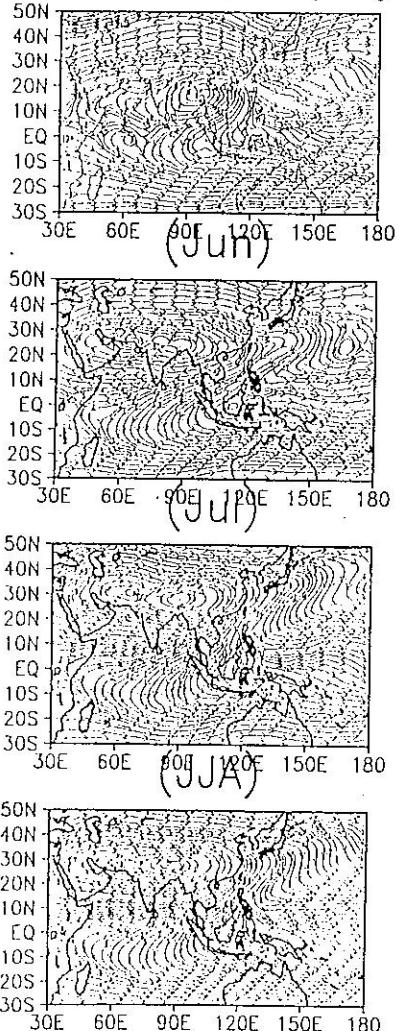
bat 850hpa (May)



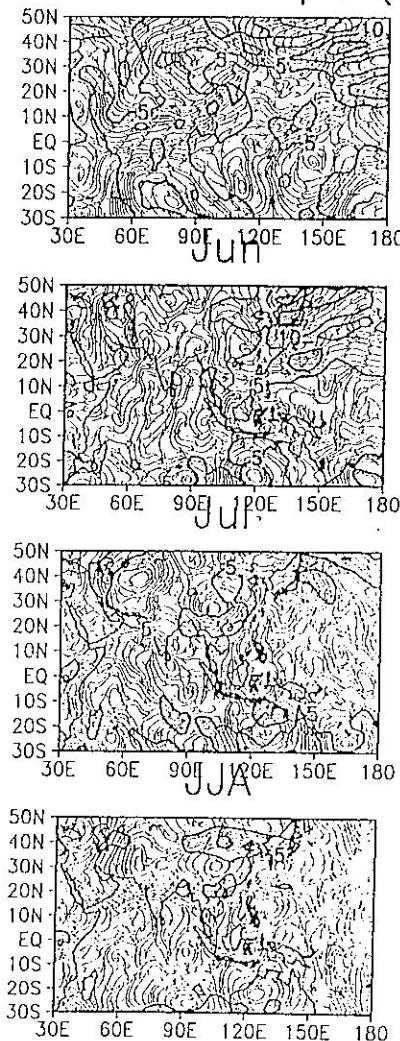
ba7t-bat 850hpa (May)



bat 200hpa (May)



ba7t-bat 200hpa (May)



prec. (ba7t-bat) May mm/d

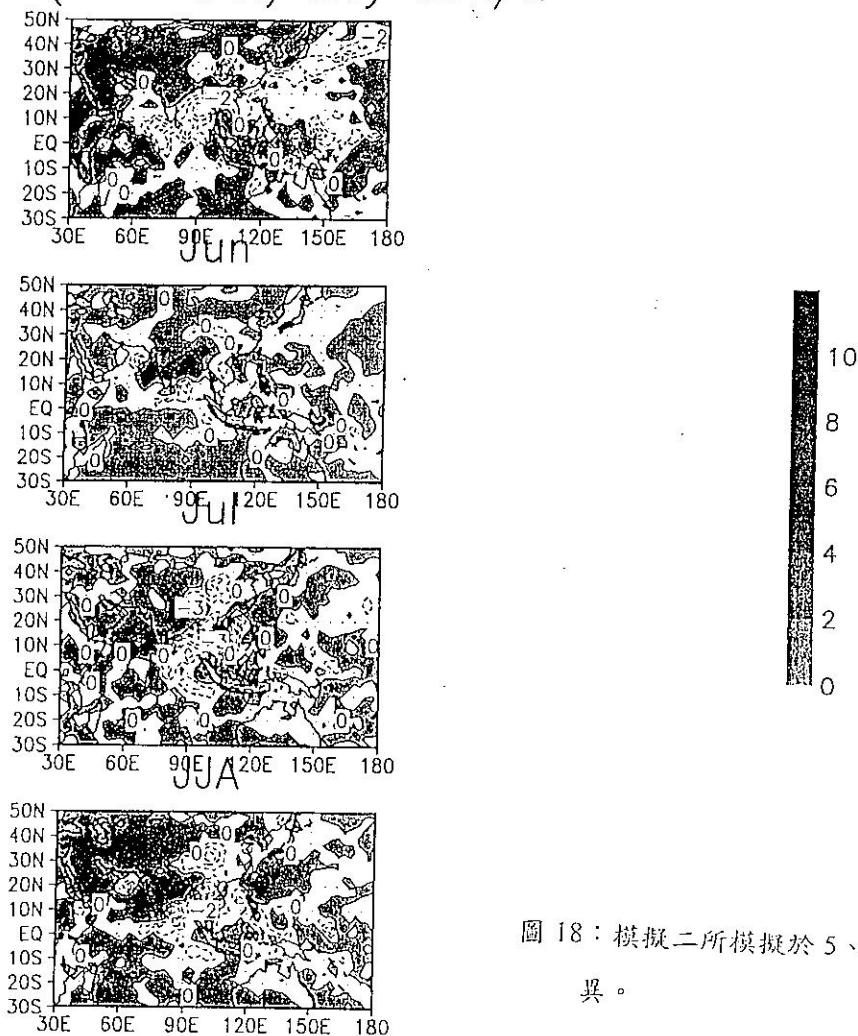
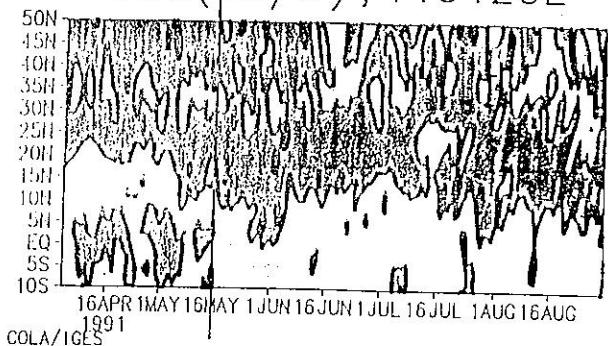
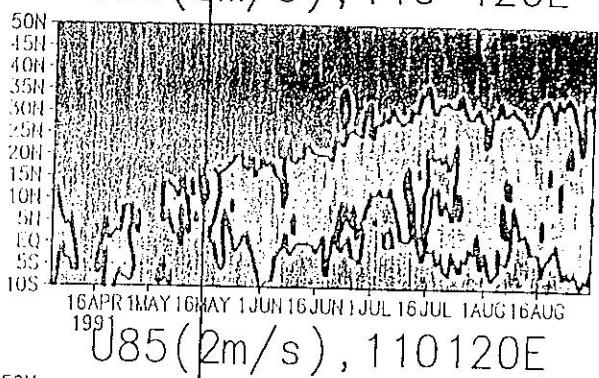
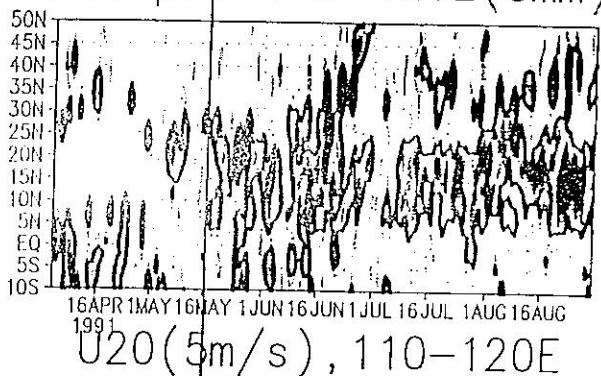


圖 18：模擬二所模擬於 5、6、7 月及夏季與控制模擬之降雨差異。

bat pre. 110-120E (5mm)



bat pre., lat=10, lat=15

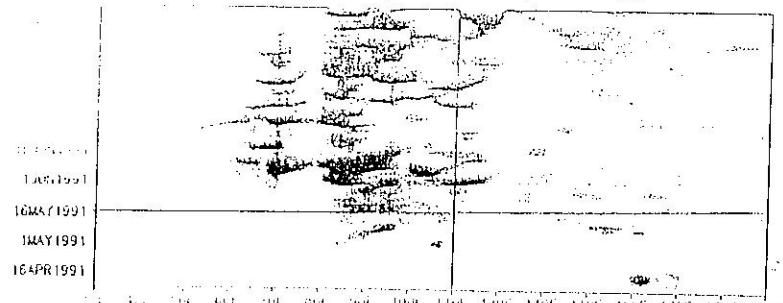
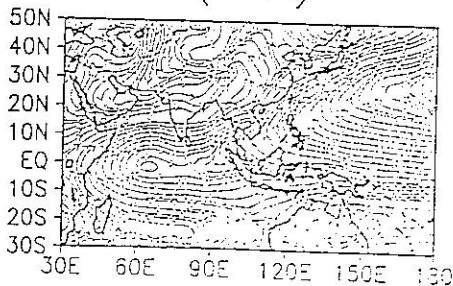
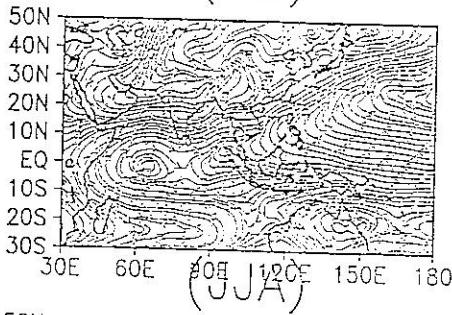
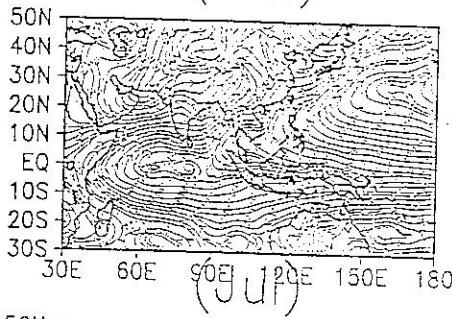
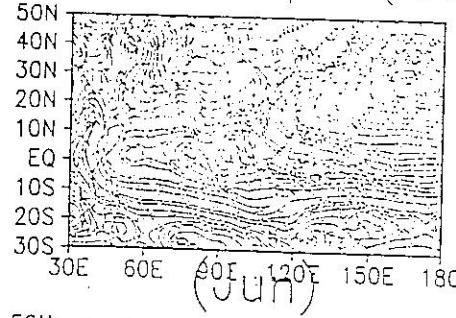


圖 19：圖 15 與為模擬。

174

ba7o 850hpa (May)



GrADS: COLA/IGES

圖 20：模擬三所模擬於 5、6、7 月之夏季平均在 850 hpa 的氣流線。

ba7t-ba7o 850hpa (May) bat-ba7o 850hpa (May)

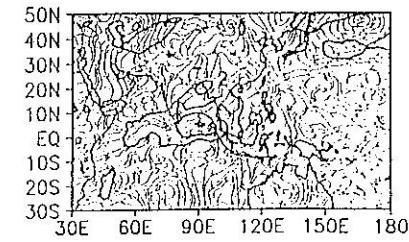
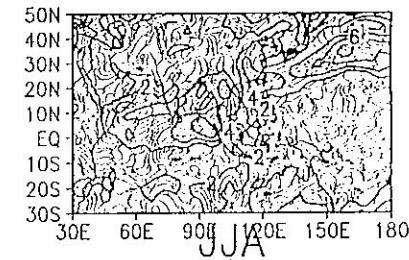
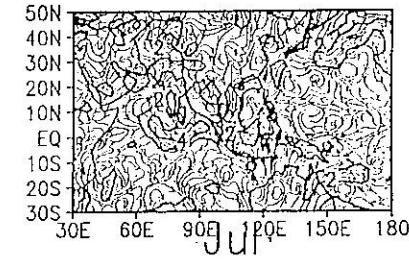
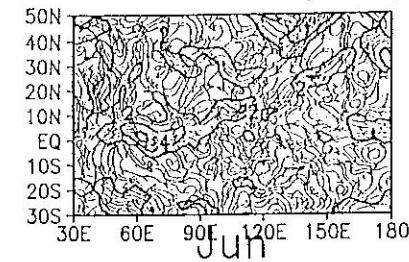
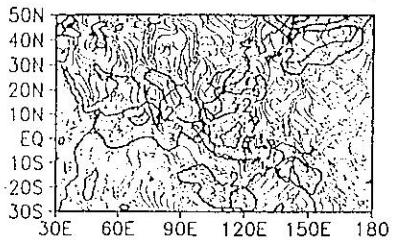
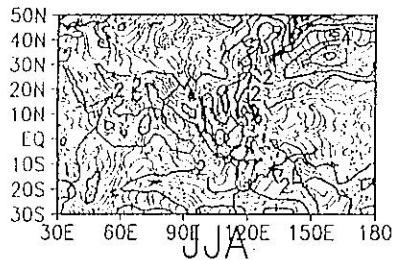
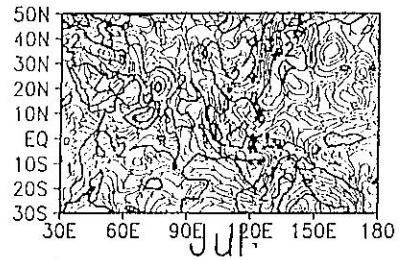
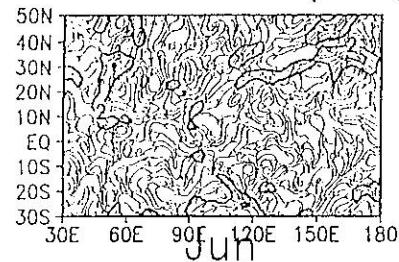


圖 21：模擬三所模擬於 5、6、7 月及夏季平均在 850 hpa 與控制

模擬及模擬二氣流線的差異。

prec. (ba7t-ba7o) May mm/d

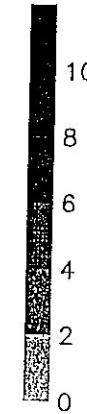
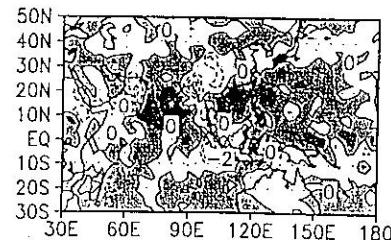
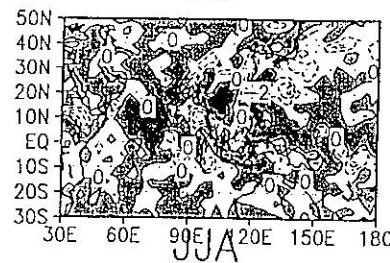
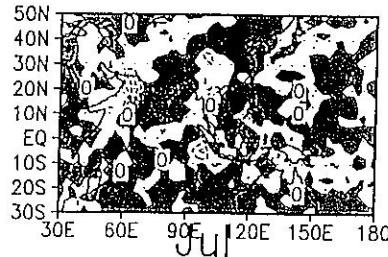
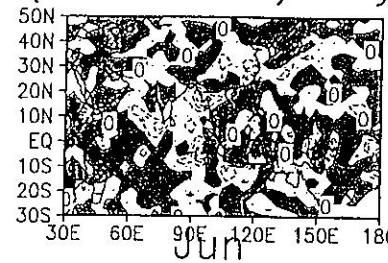
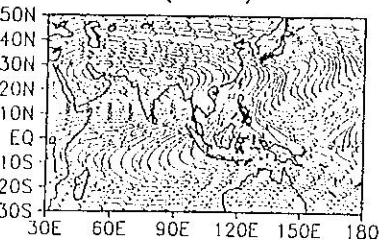
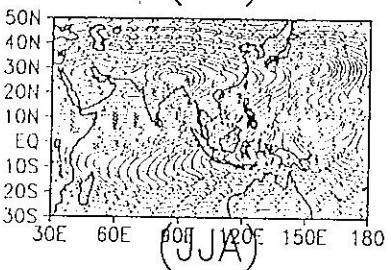
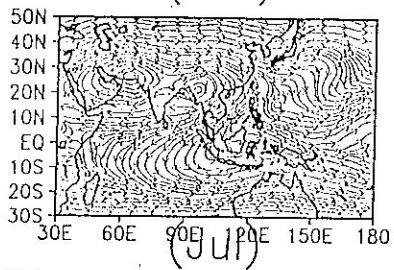
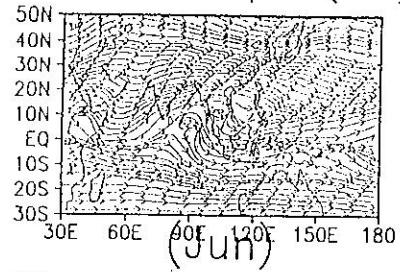


圖 22：同圖 18 但為模擬三。

ba7o 200hpa (May)



ba7t-ba7o 200hpa (May)

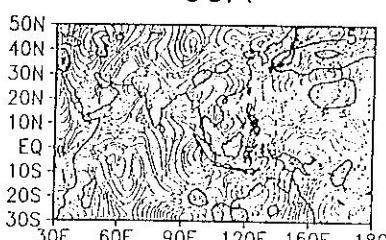
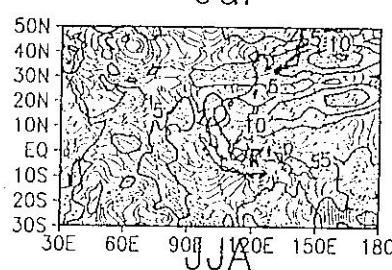
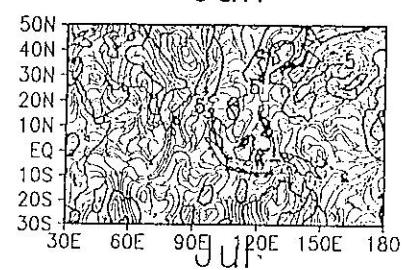
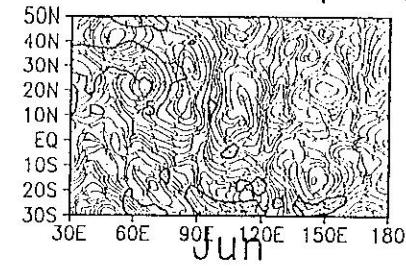
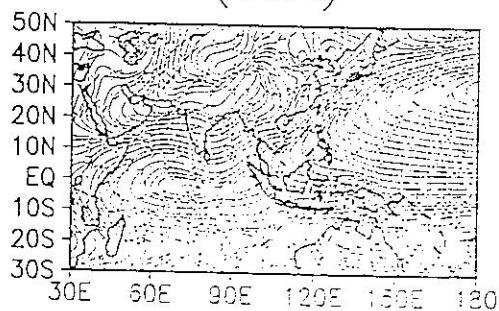
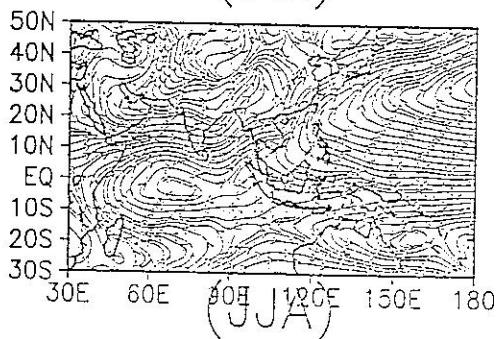
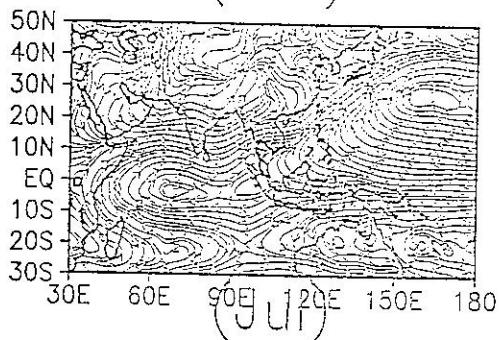
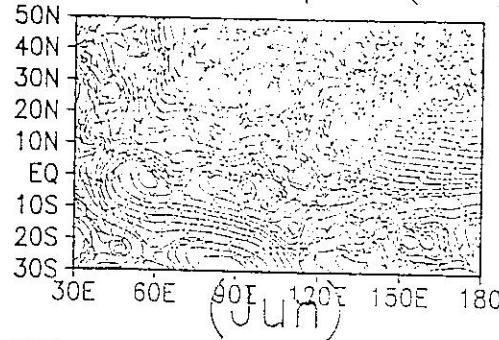


圖 23：模擬三所模擬於 5、6、7 月及夏季於 200 hPa 之氣流線及

bc7t 850hpa (May)



GrADS: COLA/IGES

圖 24：同圖 20 但為複數圖

ba7t-bc7t 850hpa (May) bat-b7ct 850hpa (May)

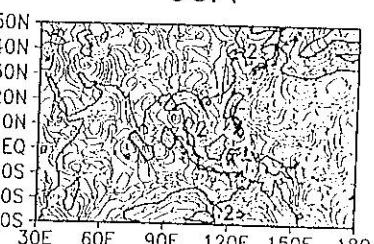
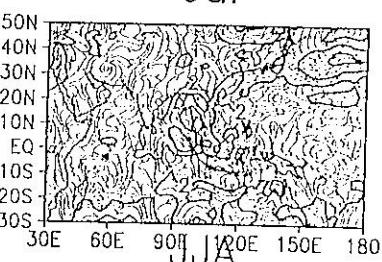
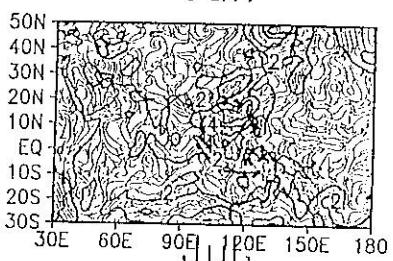
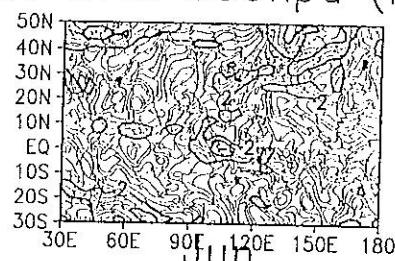
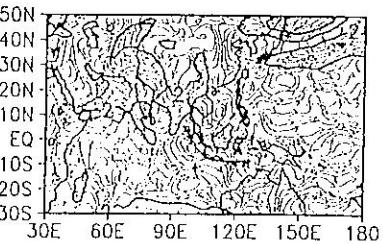
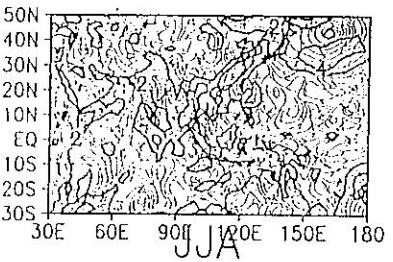
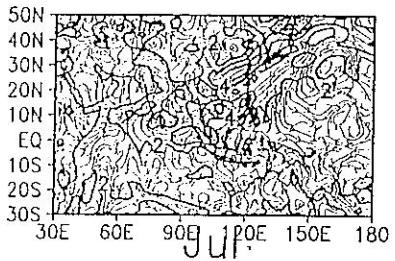
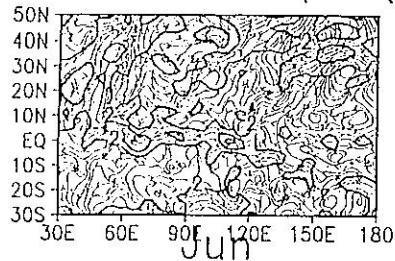


圖 25：模擬四所模擬於 5、6、7 月及夏季平均在 850 hpa 與控制

模擬及模擬三氣流線的差異。

prec. (ba7t-bc7t) May mm/d

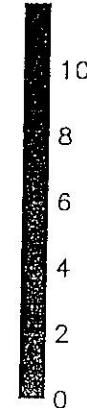
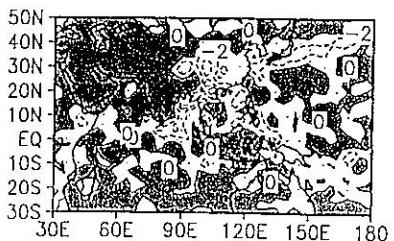
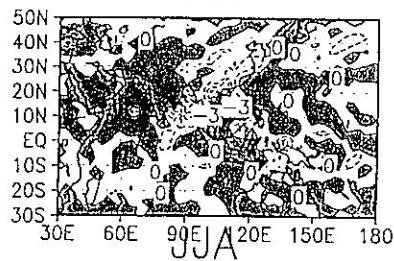
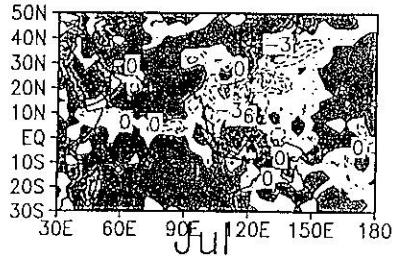
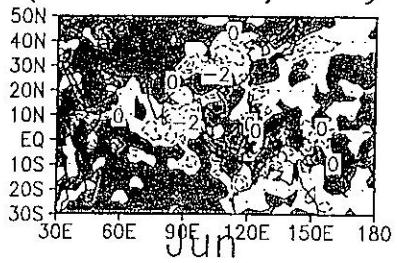
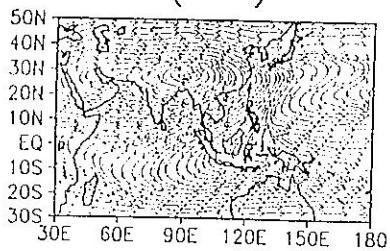
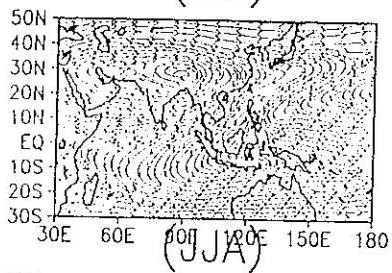
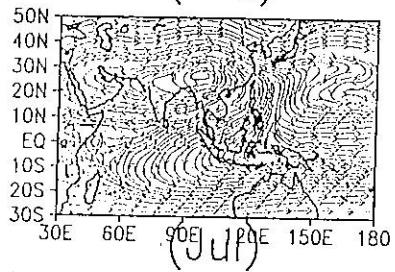
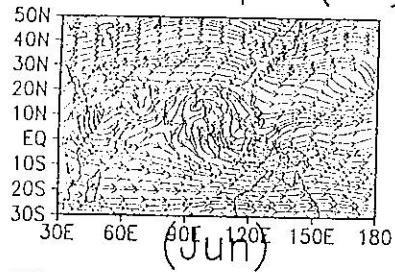
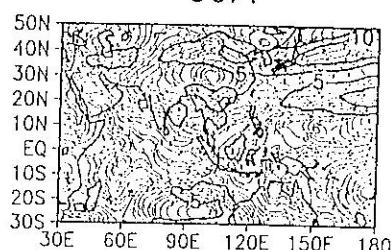
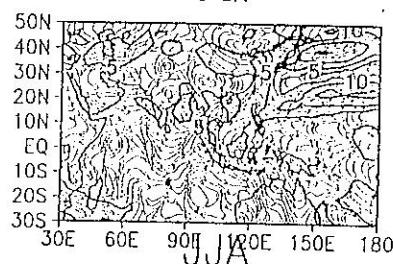
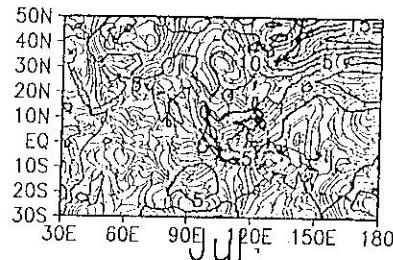
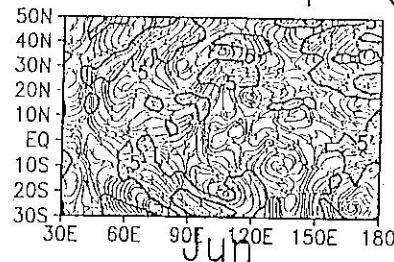


圖 26：同圖 18 但為模擬四。

bc7t 200hpa (May)



ba7t-bc7t 200hpa (May)



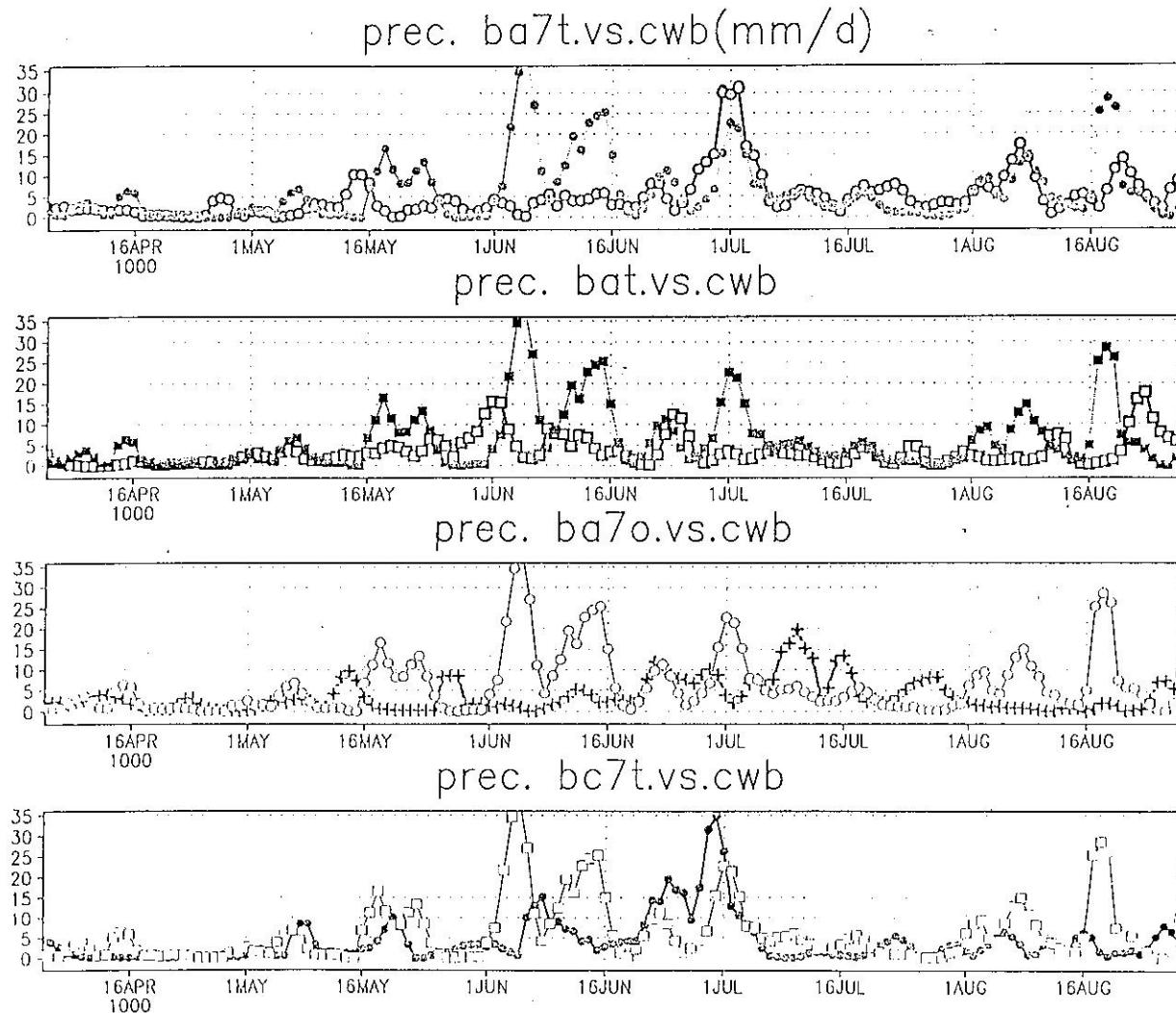
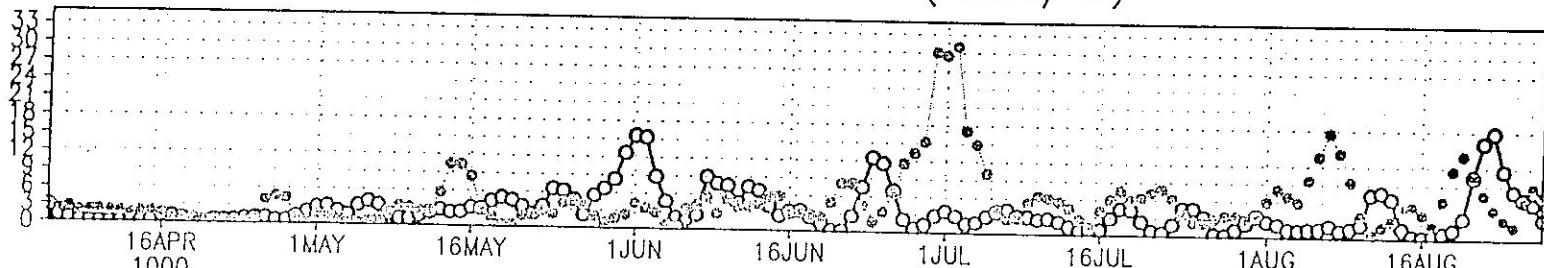
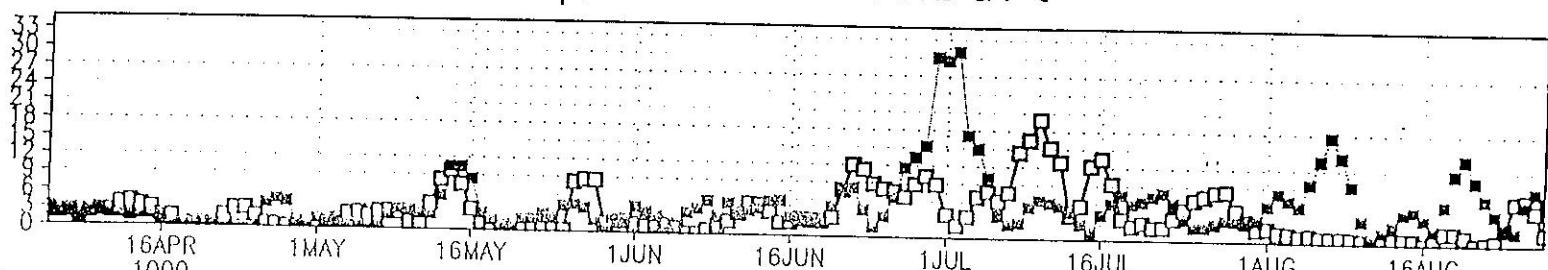


圖 28：四個模擬實驗所模擬台灣地區 (120° E- 125° E/ 12° N- 16° N) 與中央氣象局地面側站所觀測
1997 年 4 至 8 日之地面降雨比對圖（細線為氣象局之觀測）

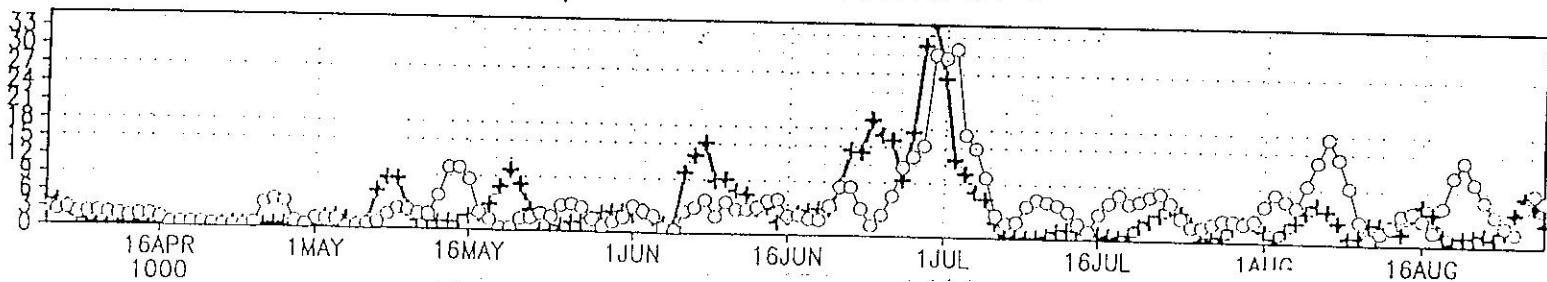
prec. bat.vs.ba7t(mm/d)



prec. ba7o.vs.ba7t



prec. bc7t.vs.ba7t



GrADS: COLA/IGES

圖 29：同圖 28 但為每個實驗模擬與控制模擬之比對（細粗線為
控制模擬）