

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

平均流場與海氣交互作用的關係—亞洲夏季季風槽之影響

**Association of Atmosphere-Ocean Interaction with
Mean Circulation —
Impact of the Asian Summer Monsoon Trough**

薛郁潔

Yu-Chieh Hsueh

指導教授：周佳博士

Advisor: Chia Chou, Ph.D.

中華民國 97 年 7 月

July, 2008

口試委員會審定書



誌謝

終於到了寫誌謝的這一刻！之前總覺得有千言萬語，真要提筆一時之間反而語塞。

首先，也是最要感謝的，當然是辛苦指導我的周老師。感謝老師勞心勞力、為我的研究費神。我並不是聰穎的學生，每每都需老師一而再再而三的建立我的概念，有時在百忙中還得受我的「糾纏」。還要感謝余老師、許老師、陳老師及柯老師願意抽空前來擔任口委，並點出我的錯誤、不足之處，及給予許多的建議與期許，在口試期間，和各位老師討論愉快。

當然也要謝謝昭安，時常提供點心救濟，並擔任我的 GrADS 顧問；遇到 Fortran 問題，總得靠嘉偉解決，並提供許多寫程式的小技巧；揚蕙教我執行 QTCM，還得充當英文小老師；佳慧不時在我腰痠背痛、情緒枯竭時，幫我按摩助我放鬆。瑪格則總是擔任救火隊，好幾次危急時刻，多虧了你的幫忙，讓我得以安然度過。還有大家提供許多過來人的寶貴經驗，使我不致彷惶無措。

研究所期間最快樂的事，莫過於與「114」姐妹們—琬鈴、小 A、Vicky、筱晴，及偶爾加入的姊姊一起聊天、吃宵夜、玩樂。壓力、煩惱在此宣洩，使研二生活雖然忙碌卻非常愉快。研究後期及趕論文期間，身與心皆拉伸到一極致，還好有小 A 資助的維他命、卓文提供的音樂做為身、心的補給，幫助我抵抗極度的疲累。

口試前及當天也謝謝琬鈴、姊姊、瑪格、志瑋、南瓜為我張羅點心、茶水，還為粗心忘記借教室而臨時更改口試地點的我跑上跑下。還有我親愛的家人，尤其媽媽和妹妹，你們一直是我的精神支柱！

還有許許多多關心我、協助我的人，在此一併表示感謝。深深覺得自己多麼幸運，得以受各方如此多的恩惠。再次向各位致上最深的謝意！

摘要

在西北太平洋夏季時(7-8月)，大氣與海洋的交互作用相當複雜，除了一般認為的大氣與海洋耦合的作用外，大氣的平均流場也扮演了重要的角色。為此，本研究特別針對西北太平洋的夏季降水，檢視其次季節(sub-seasonal)變化及年際變化，分析它們與其他變數場的關係，並利用一中型的大氣模式—QTCM 測試在不同平均流場狀態下，對降雨模擬的影響。

從觀測資料顯示，在次季節變化方面：SST 變化及大氣柱淨熱通量(F_{net})變化的空間分佈(pattern)與雨量的並不完全相同，且潛熱通量(LHF)在雨量上升的區域反而是下降的，因此推論雨量的次季節變化無法單靠局部區域(local)的機制，尚需大尺度的動力過程驅動。



在年際變化方面：不論哪個季節，對流區域的雨量距平大致與淨地表熱通量距平(F_{snet})呈正相關，顯示雨量的年際變化可能主要由地表熱通量距平所影響。另外，在7、8月時，雨量與SST大致為負相關，與風速則有明顯正相關，表示雨量距平並非由SST距平所驅動，而是由大氣(風場距平)來主宰。1997/98年之ENSO個案顯示，7、8月時在冷/暖SST上方、風速距平為正/負的區域，其雨量是增加/減少的，因為風速的貢獻比SST(透過水汽項)的貢獻大。

當風速距平主宰雨量變化時，平均流場的正確與否變得相當重要。利用QTCM 測試平均流場的狀態—有、無季風槽對降雨模擬的影響，並分為固定雲輻射(即雲量固定)的情況與正常雲輻射(雲量會隨時間改變)的情況。檢視1998年的7、8月份，當沒有季風槽時，雨量距平主要受SST距平影響；加入季風槽後，在菲律賓附近可掌握到風速下降的趨勢，且讓負雨量距平得以西伸而位於暖SST之上，並且也使得太平洋上之反氣旋距平向西移、更接近觀測。而正

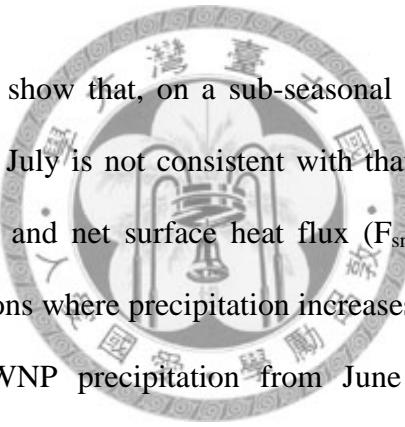
常雲輻射情況下的風速及雨量距平比固定雲輻射的大一些，因此結果也較好，顯示雲輻射也扮演了一些角色。大體而言，加入季風槽後，比起沒有季風槽的情形，有向觀測接近的趨勢，顯示較好的平均流場可以改善西北太平洋夏季降雨年際變化的模擬。

關鍵字：平均流場、海氣交互作用、季風槽、年際變化、西北太平洋



Abstract

Atmosphere-ocean interaction is very complex over the western North Pacific (WNP) in summer. A model with atmosphere-ocean coupling processes is one way to improve the simulation in the interannual variability over the WNP. The mean flow (monsoon trough), on the other hand, also plays an important role in simulating the interannual variation. This study first analyzed observations for possible local effects that can induce sub-seasonal and interannual variations of summer precipitation over the WNP. Then, a climate model was used to examine the influence of mean flow, monsoon trough is particular, on precipitation.



The observation data show that, on a sub-seasonal time scale, the change of precipitation from June to July is not consistent with that of the net heat flux into atmospheric column (F_{net}) and net surface heat flux (F_{snet}), since latent heat flux (LHF) decreases over regions where precipitation increases, i.e., the WNP. Thus, the abrupt increase of the WNP precipitation from June to July is not directly contributed to by local heat fluxes. Large scale dynamics may be important for the sub-seasonal variation of rainfall over the WNP.

On an interannual time scale, precipitation over convective regions is generally consistent with F_{snet} . This implies that local heat fluxes may be the major factor to affect precipitation over the WNP. Observations show that the precipitation over the WNP is negatively correlated with SST in July and August, but positively correlated with low-level wind speed. In the 1997/98 El Niño, precipitation in July and August increases (decreases) over cold (warm) ocean surface where surface wind speed is enhanced (reduced), resulting in a greater contribution to LHF from wind speed than

from SST.

Since precipitation anomaly is more associated with wind speed anomaly in the interannual time scale over the WNP, how good the mean flow is simulated in climate models becomes critical. Model experiments indicate that surface wind speed and precipitation anomalies are closer to observations when the summer monsoon trough is prescribed. In other words, the mean state of the WNP monsoon trough can affect the interannual variation of precipitation over the WNP.

Key words: mean flow; atmosphere-ocean interaction; monsoon trough; interannual variability; western North Pacific.



目錄

口試委員會審定書.....	I
誌謝.....	II
摘要.....	III
ABSTRACT	V
目錄.....	VII
圖目錄.....	IX
第一章 前言.....	1
第二章 研究方法.....	5
2-1、觀測資料	5
2-2、模式與實驗設計	5
2-2-1. QTSM 介紹.....	5
2-2-2. 热通量的修改.....	7
2-2-3. 實驗設計.....	8
2-3、估計水氣/SST/風速對蒸發量的貢獻	9
2-4、水汽與濕靜能的收支平衡	11
第三章 西北太平洋夏季之次季節變化	13
3-1、流場及雨量變化	13
3-2、影響雨量變化的因子	13
3-2-1. SST 變化.....	13
3-2-2. 水汽平流項與大氣柱淨熱通量變化.....	14
3-2-3. 地表熱通量與流場變化.....	15
3-2-4. SST 梯度變化.....	17
第四章 西北太平洋夏季之年際變化	18
4-1、觀測資料的分析	18

4-1-1. 影響西北太平洋降雨年際變化的因子.....	19
(a) 雨量與淨地表熱通量的關係.....	19
(b) 雨量與 SST 的關係.....	20
(c) 雨量與風速的關係.....	20
(d) 討論.....	21
4-1-2. ENSO 對西北太平洋夏季的影響.....	21
4-1-3. 小結.....	24
4-2、氣候模式的模擬	25
4-2-1. ENSO 個案的探討—針對 1998 年 7、8 月	26
(a) 固定雲輻射.....	26
(b) 正常雲輻射.....	28
4-2-2. 1982~2006 雨量變化與降雨因子之相關性.....	29
(a) 固定雲輻射.....	29
(b) 正常雲輻射.....	31
4-2-3. 小結.....	32
第五章 結論.....	34
第六章 問題與討論.....	37
參考文獻.....	39
圖表.....	43
附錄.....	82

圖目錄

圖 1-1：全球熱帶洋面(40°S~40°N) SST 與 OLR 之散布圖。疊加上的粗線是每 0.5°C SST 間之 OLR 的平均值。(Lau et al., 1997)	43
圖 1-2：不同對流活動下，熱帶地區(20°S~20°N) SST 與 OLR 之關係(每 0.5°C SST 間之 OLR 的平均值)。I 至 III 代表強上升運動至弱上升運動；IV 代 表對流活動不明顯；V 至 VII 代表弱沈降運動至強沈降運動。Error bar 是每個 0.5°C SST 區間內之 OLR 的標準差。(Lau et al., 1997)	43
圖 1-3：不同季節 EECRA (Extended Edited Cloud Report Archive)觀測船所觀測 之擾動通量(turbulent heat flux)對 SST 的回饋(正值代表負回饋)。(Park et al., 2005)	44
圖 1-4：與圖 1-3 同，唯是輻射通量(radiative heat flux, ISCCP 資料)對 SST 的 回饋。(Park et al., 2005)	44
圖 1-5：夏季(JJA) CMAP 雨量(1979-1999)與五個模式之雨量系集平均(ensemble mean)的相關係數。五個模式分別為 Natinal Center for Environmental Prediction (NCEP)、Japan Meteorological Agency (JMA)、Center for Ocean-Land-Atmosphere (COLA)、National Aeronautical Space Agency (NASA)，及 Seoul National University /Korean Meteorological Administration (SNU/KMA)。(Wang et al., 2005).....	45
圖 1-6：(a)觀測及 (b)AGCM 模擬之夏季雨量與 SST 的相關係數(塗色)。等值 線是 JJA 雨量的氣候平均值(單位：mm/day)。觀測資料來自 CMAP 雨量 及 Reynolds SST (1982-2001)，模式資料則是圖 1-5 中五個模式的系集平 均。(Wang et al., 2005).....	45
圖 1-7：(a)觀測資料之月平均雨量與 SST 的延遲相關(lag correlation)。頂層為 雨量提早 SST 一個月；中層為雨量與 SST 同時；底層為雨量延後 SST 一個月。(b)與(a)同，唯資料來源是 ECHAM AGCM 與海洋模式耦合之	

結果。(c)與(a)同，唯資料來源是 ECHAM AGCM 不與海洋模式耦合之
結果。(Wang et al., 2005) 46

圖 2-1：在青藏高原上額外提供之熱源的 (a)位置及 (b)強度(月平均值)。 47

圖 2-2：1988-2004 年 (a) 1 月份及 (b) 7 月份(E2.8)式誤差的檢視。X 軸為等號
左側—蒸發量距平 LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之和
 $\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 。 48

圖 2-3：1997 年 6 月 (a) LHF' 及 (b) $\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 之分佈情形。單位為
 W/m^2 。時間平均長度為 1988-2004。 48

圖 2-4：1988~2004 年 $100\sim180^\circ E$ 、 $-10\sim50^\circ N$ 之 (a)5~6 月及 (b) 7~8 月 (E2.8)
式誤差的檢視(應用於次季節變化)。X 軸為等號左側—蒸發量的變化
 LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之和

$\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 。此處之平均項 ($\overline{}$) 為年平均，擾動項 (\prime) 為與年平均
的差距。 49

圖 3-1：(a)-(d)分別為 5~8 月 1988-2004 年的氣候平均場。綠色線為氣流線。藍
色線為等雨量線(間距 $4mm/day$)。 50

圖 3-2： $10\sim25^\circ N$ 間之平均雨量隨時間(Pentad)變化的情形。橫軸為經度，縱軸
為時間。雨量單位為 mm/day 。 50

圖 3-3：SST (shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月
平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。SST 單位： $^\circ C$ ；雨量單位：
 mm/day 。 51

圖 3-4：1988-2004 年 $10\sim25^\circ N$ 平均 (a)雨量及 (b)SST 隨時間(月份)的變化。
橫軸為經度，縱軸為月份。雨量單位為 mm/day ，SST 單位為 $^\circ C$ 。以上均
用月平均資料。 52

圖 3-5：水汽平流項 $-V \cdot \nabla q$ (shaded) 與雨量 (contour) 之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。 $-V \cdot \nabla q > 0$ 代表濕平流； $-V \cdot \nabla q < 0$ 代表乾平流。 53

圖 3-6：大氣柱淨熱通量 (shaded) 與雨量 (contour) 之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。淨熱通量單位： W/m^2 ，進入大氣為正；雨量單位： mm/day 。 54

圖 3-7：淨地表熱通量 (shaded) 與雨量 (contour) 之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。淨地表熱通量單位： W/m^2 ，向上為正；雨量單位： mm/day 。 55

圖 3-8：潛熱通量 (shaded) 與雨量 (contour) 之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。潛熱通量單位： W/m^2 ，向上為正；雨量單位： mm/day 。 56

圖 3-9：7~8 月減去 5~6 月之 (a) 蒸發量變化 ($LHF'_{JA} - LHF'_{MJ}$) (b) 風速項 ($\frac{U'_{JA} - U'_{MJ}}{\bar{U}} \overline{LHF}$) (c) 水汽項 ($\frac{\Delta q'_{JA} - \Delta q'_{MJ}}{\Delta q} \overline{LHF}$) (d) 非線性項 ($\frac{(U'_{JA} - U'_{MJ})(\Delta q'_{JA} - \Delta q'_{MJ})}{\bar{U} \cdot \Delta q} \overline{LHF}$)。單位皆為 W/m^2 ，向上為正。 57

圖 3-10：氣流場之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。 58

圖 3-11：15~20°N 間 SST 的東西向梯度隨時間之變化。 59

圖 4-1：雨量與淨地表熱通量年際變化的相關係數 (塗色)。淺紅色及淺藍色代表達 5% 顯著程度、深紅色及深藍色代表達 1% 顯著程度。綠色粗線為該月雨量的氣候平均值。黑色虛線為雨量的變異係數。(a)-(f) 分別為 1~6 月。 60

圖 4-2：同圖 4-1，唯(a)-(f) 分別為 7~12 月。 61

圖 4-3：雨量與 SST 年際變化的相關係數 (塗色)。其餘與圖 4-1 同。 62

圖 4-4：與圖 4-3 同，唯(a)-(f)分別為 7-12 月。	63
圖 4-5：雨量與風速年際變化的相關係數(塗色區域)。淺紅色及淺藍色代表達 5% 顯著程度、深紅色及深藍色代表達 1% 顯著程度。綠色粗線為該月雨量的氣候平均值。黑色虛線為雨量的變異係數。(a)-(f)分別為 1-6 月。	64
圖 4-6：與圖 4-5 同，唯(a)-(f)分別為 7-12 月。	65
圖 4-7：1997 年 (a) 7 月與 (b)8 月之風速距平(塗色區域)、流函數距平(黑色等值線)，及流函數氣候平均值(綠色等值線，間距為 2)。風速單位：m/s、流函數單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。	66
圖 4-8：1997 年 (a) 7 月與 (b)8 月之 SST 距平(塗色區域)、風速距平(黑色等值線)，及雨量距平(綠色等值線)。SST 單位： $^\circ\text{C}$ 、風速單位：m/s、雨量單位： mm/day 。	67
圖 4-9：1997 年 7 月(a)風速項及(b)水汽項對蒸發量距平的貢獻。單位： W/m^2 。	68
圖 4-10：同圖 4-9，唯時間為 1997 年 8 月。	68
圖 4-11：1998 年 (a) 7 月與 (b)8 月之風速距平(塗色區域)、流函數距平(黑色等值線)，及流函數氣候平均值(綠色等值線，間距為 2)。風速單位：m/s、流函數單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。	69
圖 4-12：1998 年 (a) 7 月與 (b)8 月之 SST 距平(塗色區域)、風速距平(黑色等值線)，及雨量距平(綠色等值線)。SST 單位： $^\circ\text{C}$ 、風速單位：m/s、雨量單位： mm/day 。	70
圖 4-13：1998 年 7 月(a)風速項及(b)水汽項對蒸發量距平的貢獻。單位： W/m^2 。	71
圖 4-14：同圖 4-13，唯時間為 1998 年 8 月。	71
圖 4-15：QTCM 的模擬結果—雲量固定、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平(單位：m/s)，黑色等值線為流函數距平(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，綠色等值線為流函數的氣候平均值。 .	72

圖 4-16：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-15 同。	72
圖 4-17：QTCM 的模擬結果—雲量固定、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為 SST 距平(單位： $^{\circ}\text{C}$)，黑色等值線 為風速距平(單位： m/s)，綠色等值線為雨量距平(單位： mm/day)。.....	73
圖 4-18：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-17 同。	73
圖 4-19：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽) 的差異。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平差 異(單位： m/s)，黑色等值線為雨量距平差異(單位： mm/day)。.....	74
圖 4-20：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平(單位： m/s)，黑色等值線 為流函數距平(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，綠色等值線為流函數的氣候平均值。.	75
圖 4-21：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)。其餘同圖 4-20。	75
圖 4-22：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為 SST 距平(單位： $^{\circ}\text{C}$)，黑色等值線 為風速距平(單位： m/s)，綠色等值線為雨量距平(單位： mm/day)。.....	76
圖 4-23：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-22 相同。	76
圖 4-24：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)與控制組(無季風 槽)的差異。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距 平差異(單位： m/s)，黑色等值線為雨量距平差異(單位： mm/day)。.....	77
圖 4-25：QTCM 的模擬結果—固定雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與 SST 的 相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達 10%、通過 10%、5%、	

1%顯著程度。黑色虛線為雨量的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為7月的情形，(b)為8月的情形。	78
圖4-26：與圖4-25同，唯此為實驗組(有季風槽)。	78
圖4-27：QTCM的模擬結果—固定雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與風速的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達10%、通過10%、5%、1%顯著程度。黑色虛線為風速的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為7月的情形，(b)為8月的情形。	79
圖4-28：與圖4-27同，唯此為實驗組(有季風槽)。	79
圖4-29：QTCM的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與SST的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達10%、通過10%、5%、1%顯著程度。黑色虛線為雨量的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為7月的情形，(b)為8月的情形。	80
圖4-30：與圖4-29同，唯此為實驗組(有季風槽)。	80
圖4-31：QTCM的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與風速的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達10%、通過10%、5%、1%顯著程度。黑色虛線為風速的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為7月的情形，(b)為8月的情形。	81
圖4-32：與圖4-31同，唯此為實驗組(有季風槽)。	81

附圖1：1988~2004年(E2.6a)式等號右側各項的情形(應用於次季節變化，且不含係數C)。(a)、(b)為 $U'\overline{\Delta q}$ 項；(c)、(d)為 $\overline{U}\Delta q'$ 項；(e)、(f)為 $U'\Delta q'$ 項；(g)為 $\overline{U'\Delta q'}$ 項。(a)、(c)、(e)為5~6月平均；(b)、(d)、(f)為7~8月平均。此處之平均項($\overline{ }$)為年平均，擾動項($'$)為與年平均的差距。

附圖2：1988~2004年60~180°E、-10~50°N之(a)5~6月及(b)7~8月(E2.8)式誤差的檢視(應用於次季節變化)。X軸為等號左側—蒸發量的變化

LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之和 $\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 。此處之平均項 $(\overline{})$ 為年平均，擾動項 $(')$ 為與年平均 的差距。	83
附圖 3：同附圖 2，唯 Y 軸多加了非線性項 $\frac{U' \Delta q'}{U \Delta q} \overline{LHF}$	83
附圖 4：進入大氣的長波輻射(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月 平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。長波輻射單 位： W/m^2 ；雨量單位： mm/day 。	84
附圖 5：進入大氣的短波輻射(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月 平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。短波輻射單 位： W/m^2 ；雨量單位： mm/day 。	85
附圖 6：雨量變異量(variance)大處(圖中黑色框框)之區域平均雨量與各點之淨 地表熱通量(F_{snet})年際變化的相關。淺紅色及淺藍色代表達 5% 顯著程 度、深紅色及深藍色代表達 1% 顯著程度。(a)-(d)分別代表 5-8 月。	86
附圖 7：1988~2004 年 ENSO 發展年之 (a) 5~6 月及 (b) 7~8 月西北太平洋的情 形。塗色區域為冬季 NINO3.4 之 SST 與前一個夏季之風速的相關係數， 顏色由淺至深分別代表顯著程度在 10% 以下、達 10%、5%、1% 顯著程 度。箭號為冬季 NINO3.4 SST 與前一個夏季的風場作迴歸所得之斜率。 綠色等值線為流函數場的氣候平均值($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。	87
附圖 8：與附圖 7 同，唯塗色區域是 NINO3.4 與雨量的相關。	87
附圖 9：1988~2004 年 ENSO 消退年之 (a) 5~6 月及 (b) 7~8 月西北太平洋的情 形。塗色部份為冬季 NINO3.4 之 SST 與下一個夏季之風速的相關係數， 顏色由淺至深分別代表顯著程度在 10% 以下、達 10%、5%、1% 顯著程 度。箭號為冬季 NINO3.4 SST 與下一個夏季的風場作迴歸所得之斜率。 綠色等值線為流函數場的氣候平均值($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。	88
附圖 10：與附圖 9 同，唯塗色區域是 NINO3.4 與雨量的相關。	88

附圖 11：1988~2004 年 (a) 7 月及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位： mm/day)，黑色等值線為流函數(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。 ...	89
附圖 12：固定雲輻射、沒有季風槽情況下，模式模擬之 1982~2006 年 (a) 7 月 及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位：mm/day)，黑色等值線為 流函數(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。	90
附圖 13：與附圖 12 同，唯此為有季風槽的情形。	91
附圖 14：正常雲輻射、沒有季風槽情況下，模式模擬之 1982~2006 年 (a) 7 月 及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位：mm/day)，黑色等值線為 流函數(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。	92
附圖 15：與附圖 14 同，唯此為有季風槽的情形。	93



第一章 前言

在海氣的交互作用上，一般而言，SST 是扮演主動的角色，即它是一個驅動項。暖 SST 常與輻合區、對流加熱有些關聯，這也是為何一般簡單的兩層模式以給定的 SST 來驅動就可大致掌握出熱帶地區大氣變化的特性。除此之外，Rind and Rossow (1984) 曾發現在他們的模式中只要靠給定的 SST 來驅動，就可維持住如哈德里胞(Hadley cell)、沃克環流(Walker circulation)等的基本結構。亦有許多研究指出在赤道中至東太平洋上的大氣變化，大氣模式(AGCM)可以模擬得很好(Wang et al., 2005; Wu et al., 2006; Wu and Kirtman, 2007)。



SST 對大氣的影響包括透過熱通量的傳遞、質量的輻合及對流活動等等。與 ENSO 相關的 SST 變化對大氣的影響是最明顯的現象—因 SST 變化對大氣的作用使得沃克環流產生改變，以及使大氣產生了類似 Gill's solution (1980) 的結構，進而改變了整個熱帶地區(及熱帶以外)的流場、降雨分佈。除此，Chang et al. (2000) 發現熱帶大西洋近地面大氣的變化，主要來自當地 SST 的變化，尤其在西赤道大西洋，暖 SST 透過地表熱通量給予大氣更多能量，進而產生較強的對流活動。而 SST 的分佈情形(SST 梯度)也可能對大氣造成影響。Chang et al. (2000) 指出在大西洋赤道兩側的 SST 距平差異($6\text{--}24^\circ\text{N}$ 平均 SST 距平減去 $6\text{--}24^\circ\text{S}$ 平均 SST 距平)可能與當地 ITCZ 的位置及強度有關。在太平洋上，Lindzen and Nigam (1987) 指出 SST 之梯度對於熱帶地區低層流場及低層輻合扮演很重要的角色，比起 SST 本身的絕對值影響還大。而東西向之 SST 梯度又比南北向重要(雖然前者要後者小很多)，尤其在 SPCZ 附近更是如此。

然而，SST 對大氣的影響並非簡單的線性關係可描述，有時是非常複雜的，即使是局地的影響(local effect)亦是如此。例如，Lau et al. (1997) 研究 OLR 與其

下邊界之 SST 的關係(如圖 1-1)，發現當 SST 在 18~26°C 時，OLR 隨 SST 上升而上升(約 $1.8\text{--}2.5 \text{ Wm}^{-2}/^\circ\text{C}$)，代表對流運動減弱，此情況大多發生在沈降區域(圖 1-2 中 V 到 VII)；當 SST 在 26.5~29.5°C 時，OLR 隨 SST 上升而下降，代表對流運動增強，尤其在較強的上升運動區域(圖 1-2 中 I 到 II)，在 SST 27~28 °C 間 OLR 的變化率可高達 $-15.2 \text{ Wm}^{-2}/^\circ\text{C}$ 。 27°C 大約是沈降運動與上升運動的轉換點。而當 SST 大於 29.5°C 時，雖然在大部份的情況下對流活動會減弱，但在較強的上升運動區域 OLR 仍可能隨 SST 增加而降低(對流活動增強)。Sud et al. (2008)也利用模式模擬出上述的 SST 與雨量的非線性關係，其他如垂直速度、邊界層的水汽輻合也大約都在 SST 達 27°C 前隨 SST 上升而減少， 27°C 後隨 SST 上升而迅速上升；然而蒸發量在 SST 達 27°C 以前則大致隨著 SST 上升而上升。



SST 對大氣變化的驅動不容忽視，但大氣亦會給予 SST 回饋，甚至轉變成驅動 SST 變化的角色。了解熱通量對 SST 的回饋是了解海氣交互作用中很重要的一環。直觀而言，地表熱通量對 SST 的回饋應為很強的負回饋，亦即 SST 上升，使得潛熱通量及長波輻射上升，對 SST 而言是散失能量，進而抑制 SST 上升。然而，在暖 SST 上方也可能因為近地表空氣溫度或水汽增加，使得擾動通量(turbulent flux)的負回饋減弱(Barsugli and Battisti, 1998)。還有三種可能會使得熱通量的負回饋減弱：一、風速下降(正的擾動通量回饋)；二、雲量減少使得反照率下降(正的短波輻射回饋)；三、大氣中的水汽上升(正的長波輻射回饋)。Frankignoul and Kestenare (2002)和 Park et al. (2005)發展出一套估計地表熱通量對 SST 之回饋的方法，並指出在北太平洋及大部份的大西洋上以負回饋為主，且主要是由擾動通量(turbulent flux)所主宰(如圖 1-3 和圖 1-4)。擾動通量包含潛熱通量與可感熱通量，而潛熱通量遠大於可感熱通量，一般而言前者約是後者的 7 倍。在淨地表熱通量(net surface heat flux, F_{net})的收支上，潛熱通量亦扮演舉足輕重之角色。Chou, S. H. et al. (2004)根據 1997 年 10 月至 2000 年 9 月之衛星資料指出，雖然太陽短波輻射的絕對值大於潛熱通量，但潛熱通量的

空間變化明顯大於太陽短波輻射，即 F_{snet} 在季節上及年際上的空間變化，是由潛熱通量所主宰。且在季節變化尺度上， F_{snet} 與 SST 的變化率(dT/dt)有明顯的相關性(除了赤道西太平洋之外)。

綜合而言，海洋與大氣的交互作用可分為兩部份：SST 的變化透過蒸發及低層水氣輻合影響對流活動，亦即由 SST 來驅動大氣(SST forcing)，此時 SST 與雨量是正相關；另外，對流活動的變化再透過蒸發、雲輻射及海洋動力等影響 SST，亦即由大氣來驅動海洋(atmospheric forcing)，此時 SST(或 SST 的變化趨勢)與雨量為負相關。Wu and Kirtman (2007)依據 SST 驅動和大氣驅動的重要性定義了幾個區域：赤道中至東太平洋、西赤道印度洋等主要是 SST 驅動大氣；在熱帶印度洋至西太平洋地區，則隨時間有些不同—在乾冷的季節，以 SST 驅動為主；在暖濕的季節，以大氣驅動為主。



近幾年來有許多的研究在比較耦合模式(CGCM)與不耦合的大氣模式(AGCM)的模擬。一般而言，由於 CGCM 能反應大氣對海洋的回饋，所以大致上較能掌握大氣的變化。而 AGCM 有些區域可模擬得很好—如赤道東太平洋，有些區域則否—如夏季的西北太平洋(Kang et al., 2002; Wang et al., 2005; Wu et al., 2006; Wu and Kirtman, 2007)。大致而言，AGCM 在 SST 驅動主宰的區域可以模擬得很好，而大氣驅動主宰的區域則不好，因此他們認為造成此錯誤之原因為 AGCM 缺乏大氣對海洋的回饋作用，如 CGCM 就能模擬出較正確的西北太平洋夏季雨量變化。以 Wang et al. (2005)之研究為例，他們將五個 AGCM 以給定的 SST (prescribed SST)來執行，將其所模擬出之夏季降雨與觀測資料作相關(correlation)的結果，發現在西北太平洋上之相關性很弱，甚至偏負(如圖 1-5)。而分別將觀測資料及模式模擬之夏季降雨與 SST 作相關，發現觀測資料在西北太平洋上有明顯的負相關，然而模式在所有洋面上幾乎都為正相關(如圖 1-6)。他們進一步將雨量與 SST 作延遲相關(lag correlation)，並與耦合模式之結

果比較(如圖 1-7)：觀測資料顯示雨量提早 SST 一個月時有較強的負相關，而當雨量晚 SST 一個月時只有微弱的正相關，這代表此時期是大氣影響 SST 的變化(大氣驅動)，即海氣的回饋機制在此扮演了一些角色；耦合的情況與觀測類似；而無耦合的情況則全都顯示為正相關，且在雨量與 SST 同時時，正相關最大，代表在模式中，大氣很快就對 SST 的強迫(forcing)有反應。基於此，他們認為 AGCM 無法妥善模擬西北太平洋夏季降雨的原因，即是缺乏大氣給予海洋的回饋，因此提出唯有海氣模式耦合才能模擬此時期之降雨。

但海氣模式耦合真是唯一的方法嗎？由於降雨與海氣的熱通量交換有關，而熱通量又可能受平均流場的影響，因此，平均流場的狀態對的降雨的模擬是否也會有影響？AGCM 無法模擬西北太平洋夏季降雨年際變化，會不會是因為平均流場模擬得不好？吾人推測，若能改善 AGCM 的平均流場，說不定就可以改善此地降雨變化的模擬。因此，本研究將針對西北太平洋夏季的降雨，先對觀測資料作分析，檢視當地的影響(local effect)對降雨變化的貢獻，再者利用一大氣模式，來測試平均流場的狀態對降雨年際變化模擬的影響。

欲了解年際變化，必先了解其平均狀態。以下(第二章)將介紹本論文所使用的資料、模式、實驗設計及方法。第三章先就觀測資料之平均流場、雨量等，檢視其次季節變化(sub-seasonal change)，並針對影響雨量變化的因子作分析。第四章進入雨量的年際變化，第一部份先探討觀測資料，除分析降雨因子與雨量的相關性外，亦會檢視 ENSO 對西北太平洋夏季的影響。再者利用氣候模式，測試平均流場不同時—即季風槽的有無，對西北太平洋夏季降雨模擬的影響。第五章為結論。第六章為問題與討論。

第二章 研究方法

2-1、觀測資料

本研究所使用的資料，SST 為 OISST V2 (NOAA optimum interpolation version 2 monthly mean SST; Reynolds et al., 2002)， $1^\circ \times 1^\circ$ ，1982-2005。雨量採用 GPCP (Global Precipitation Climatology Project) 月平均資料(GPCP Monthly Precipitation Dataset Version 2; Adler et al., 2003) 及候平均資料 (GPCP Pentad Precipitation Dataset; Xie et al., 2003)，兩者皆為 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，1979/01-2005/12。地表熱通量使用 HOAPS3 (Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data version 3; Andersson et al., 2007)， $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，1987/07-2005/12，包括潛熱通量(LHF)、可感熱通量(SHF)、近地表風速(10m WS)、海氣濕度差異(dq)。輻射資料使用 ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project; Zhang et al., 2004)， $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，1983/07-2004/12，包括淨地表長波輻射(LW_s)、淨大氣層頂長波輻射(LW_t)、淨地表短波輻射(SW_s)，及淨大氣層頂短波輻射(SW_t)。向量風場則使用 NCEP R2 (National Centers for Environmental Prediction Reanalysis-2; Kanamitsu et al., 2002)， $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ ，1979/01-2006/12。

以上除 GPCP 有用到候平均資料外，其餘皆以月平均資料為主。時間長度則取所有資料之交集，即 1988-2004 年。

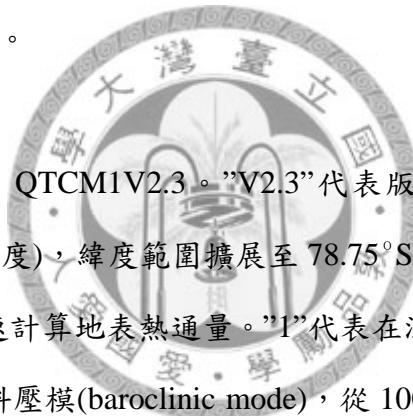
2-2、模式與實驗設計

2-2-1. QTCM 介紹

本研究使用一氣候模式來進行西北太平洋夏季降雨的實驗。QTCM

(Quasi-equilibrium Tropical Circulation Model; Chou, C. et al., 2001; Neelin and Zeng, 2000; Zeng et al., 2000) 是一中型的氣候模式，介於複雜的 GCM (General Circulation Model)和簡單模式(Simple Model)之間。部份物理過程用參數簡化，但仍能掌握熱帶動力的過程及氣候型態。其精確度較簡單模式高，而計算速度又較 GCM 快。因此，方便使用者更改參數、進行一連串實驗。

QTCM 在深對流的處理上遵守準平衡熱力守恆(quasi-equilibrium thermodynamic closures)，並以 Betts-Miller 水氣對流調節法(Betts-Miller moist convective adjustment scheme; Betts and Miller, 1993)為基礎，將深對流的溫度、風場、及水氣的垂直結構設定為 Galerkin expansion (Chou, C. et al., 2001; Yu and Neelin, 1994)的基本函數。



本研究所使用的為 QTCM1V2.3。”V2.3”代表版本 2.3，水平解析度為 $5.625^{\circ}\text{ x }3.750^{\circ}$ (經度 x 緯度)，緯度範圍擴展至 $78.75^{\circ}\text{S}/^{\circ}\text{N}$ 。本版本包含一簡單邊界層，利用邊界層風速計算地表熱通量。”1”代表在深對流區域，其溫度、濕度之垂直結構為單一層斜壓模(baroclinic mode)，從 1000mb 計算到 150mb。此種簡化可加速模式的計算，且對於熱帶對流區域氣候的模擬仍有一定的精確性。至於在非對流性區域，QTCM1 為一高度截斷蓋勒肯代表量(highly truncated Galerkin representaitive)，類似兩層模式(two layer model)。對於輻射的處理，使用的是由完整輻射法(full radiation schemes; Fu and Liou, 1993; Harshvardhan et al., 1987)簡化而來的雲輻射法(cloud-radiation scheme; Chou, C. and Neelin, 1996; Zeng et al., 2000)，其中深對流雲及卷積雲、卷層雲的分量採用經驗參數法(empirical parameterization; Chou, C. and Neelin, 1999)來估計。

在模擬大氣與陸地的交互作用上，使用的是一中型的地表模式(Zeng et al., 2000)，計算單一層地表的蒸散量、表面水文能量與水氣淨量等過程。此模式不

含雪及海冰的回饋機制，地形也被忽略，但對一些較高大的地形—如青藏高原對氣候所造成的影响，模式仍有涵蓋，然而是透過熱力機制，而非動力機制。

模式亦可選擇與混合層海洋模式(mix-layer ocean model)耦合或不耦合。無耦合時，可選擇以 SST 之實際值或氣候平均值驅動。SST 使用 Reynolds 的月平均資料(Reynolds and Smith, 1994)，包含 Reynolds Reconstructed SST (1950/01-1981/10) 及 Reynolds Optimum Interpolated SST (1981/11 之後)。

2-2-2. 热通量的修改

在開始實驗前，吾人先對 QTCM 進行了一些修改。計算蒸發量(潛熱通量，latent heat flux)的方法，常用的為 Liu et al. 1979 所提出之公式(bulk aerodynamic formulas)：

$$LHF = \rho L_e c_e U (q_s - q_a) = \rho L_e c_e U \Delta q \quad (\text{E2.1})$$

其中 ρ 是空氣密度， L_e 是水氣的蒸發潛熱， c_e 為一交換係數， U 為近地面風速， q_s 為 SST 的飽和比濕， q_a 則是近地表空氣的比濕， q_s 與 q_a 之差異則為 Δq 。由於 ρ 、 L_e 、 c_e 等項在年際的尺度上變化並不大，可視為定值，則上述公式可簡化為：

$$LHF = C U \Delta q \quad (\text{E2.2})$$

其中 C 為一常數。1995 年 Mahrt 和 Sun 指出，因全球模式無法解析細網格資料，常會發生計算出之風速遠小於實際風速的情況，這是因為向量風經過空間平均後，很可能互相抵消。為避免風向相抵消造成風速減小而低估蒸發量，模式常會加上一「最小風速」(minimum wind， V_{smin})，使 $U = \sqrt{u^2 + v^2 + V_{smin}^2}$ 。此時蒸發量公式可寫成：

$$\begin{aligned}
 LHF &= C\sqrt{u^2 + v^2 + V_{s\min}^2} \Delta q \\
 &\approx C(V_{s\min} \Delta q + \sqrt{u^2 + v^2} \Delta q)
 \end{aligned} \tag{E2.3}$$

由(E2.3)可看出，此時蒸發量可分為兩部份，一是 $V_{s\min} \Delta q$ ，此部份只受水汽差異的變化影響(因為 $V_{s\min}$ 為定值)，另一是 $\sqrt{u^2 + v^2} \Delta q$ ，此部份則受水汽差異及風速的變化影響。由於 QTCM 的 $V_{s\min}$ 為 4.5，遠大於模式本身風速的變異量(在西北太平洋夏季，風速變異量約 2 以下)，如此可能會造成 SST 變化的貢獻(主要透過 $V_{s\min} \Delta q$ 項)遠大於風速變化的貢獻(透過 $\sqrt{u^2 + v^2} \Delta q$ 項)。為避免此問題，本研究將 QTCM 之 $V_{s\min}$ 降低至接近零(0.0001)，並將因此而減少的蒸發量(LHF_{fix})以氣候平均值的方式加回，即

$$LHF \approx LHF_{fix} + C(\sqrt{u^2 + v^2} \Delta q) \tag{E2.4}$$

如此，便可排除 $V_{s\min}$ 對 SST 變化貢獻的放大，並使整體之蒸發量不致偏離模式原始之蒸發量太遠。



另外，原始模式並無考慮青藏高原對大氣的熱力機制。為使模式能更接近真實情況，因此，吾人在青藏高原上提供一額外的熱通量(Chou, C. 2003)，其強度會隨時間變化。此熱通量的空間分佈及強度如圖 2-1。

2-2-3. 實驗設計

本研究利用 QTCM 進行實驗，檢視大氣模式不與海洋模式耦合時(forced run; prescribed SST)，在不同的平均流場狀態下，對西北太平洋夏季降雨的模擬會有何影響。

實驗將分為兩大部份：一是無季風槽的情況，另一則為有季風槽的情況。QTCM 本身之氣候場並無季風槽，是為控制組(control run)。而實驗組則是在西

北太平洋上給一額外的熱源，使七、八月份時，在菲律賓海附近會有季風槽伸出。所加的熱源區域為 $120\text{--}180^\circ\text{E}$ 、 $9\text{--}30^\circ\text{N}$ ，加熱時間從每年 7 月 5 日起至 9 月 8 日止，加熱強度固定為 125W/m^2 。無論實驗組或控制組，都有考慮到青藏高原的熱力效應。另外，為排除雲輻射的影響，使能量收支的變化更加單純，本研究亦會測試在雲輻射的變化為零的狀況下(假設雲量不隨時間改變)，有、無季風槽所造成的效應，再將之與正常雲輻射的情況做比較。

每一組實驗都會更改不同的初始條件，重覆執行十次，再將這十組結果進行系集平均(ensemble mean)。模式使用 Reynolds Optimum Interpolated SST 月平均資料來驅動，模擬的時間從 1982 年 1 月起至 2006 年 12 月止，共 25 年。

2-3、估計水氣/SST/風速對蒸發量的貢獻

蒸發量的計算公式已如(E2.1)及(E2.2)所述。為估計風速(U)及水氣差異(Δq)對蒸發量的貢獻，參考 Saravanan and Chang (2000)的方法，將(E2.2)式進一步分成平均項(氣候平均)及擾動項(年際變化)，如下：

$$\overline{LHF} = \overline{CU} \cdot \overline{\Delta q} + \overline{CU' \Delta q'} \quad (\text{E2.5a})$$

$$LHF' = CU' \overline{\Delta q} + \overline{CU} \Delta q' + CU' \Delta q' - \overline{CU' \Delta q'} \quad (\text{E2.6a})$$

其中(E2.5a)式及(E2.6a)式右側之非線性項 $CU' \Delta q'$ 及 $CU' \Delta q'$ 在年際變化的尺度上遠較其他項小，因此可忽略不計。即

$$\overline{LHF} \approx \overline{CU} \cdot \overline{\Delta q} \quad (\text{E2.5b})$$

$$LHF' \approx CU' \overline{\Delta q} + \overline{CU} \Delta q' \quad (\text{E2.6b})$$

將(E2.6b)除以(E2.5b)，得：

$$\frac{LHF'}{LHF} \approx \frac{U'}{U} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \quad (\text{E2.7})$$

因此，

$$LHF' \approx \frac{U'}{\bar{U}} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF} \quad (E2.8)$$

如此便可估計風速項($\frac{U'}{\bar{U}} \overline{LHF}$)及水汽項($\frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$)對蒸發量變化的貢獻。

圖 2-2 是為檢視此法之誤差程度，X、Y 軸分別為(E2.8)式等號左側及右側。由圖可知，兩者雖有誤差，但仍在容許範圍內(此處以 1 月份及 7 月份為代表)。任舉一例來進一步檢視兩者，圖 2-3 (a)、(b)分別為 1997 年 6 月(E2.8)式等號左側及右側的分佈情形，可看出兩者之空間分佈非常接近，且值亦大致相符。因此，(E2.8)式是合理的。



由於水汽差異 $\Delta q = q_s - q_a = q_s(SST) - q_a$ ，當 q_a 之變化很小時， Δq 則主要受 SST 主宰。此時蒸發量的變化便可歸結於受兩項因素影響—SST 的變化及風速的變化。因此，本研究將著重於此兩項因素來探討蒸發量的變化。

以上針對的是年際變化。若欲將(E2.8)式套用在次季節變化上，是否可行？此時平均項為一整年的平均值，擾動項為各個月份減去年平均值。經檢視(E2.5a)及(E2.6a)式之 $C\bar{U}'\Delta q'$ 項，發現其值很小，且遠較(E2.5a)中之 $C\bar{U}\cdot\bar{\Delta q}$ 小，因此(E2.5b)式可成立。而(E2.6a)中之 $C\bar{U}'\Delta q'$ 項雖然在某些區域可能很大(如 7~8 月份的印度洋，參考附圖 1~附圖 3)，但在西北太平洋上就小很多，即此時(E2.6b)可成立。因此，(E2.8)式在夏季的西北太平洋上仍適用於次季節變化。針對西北太平洋地區，模仿圖 2-2 繪圖，可得圖 2-4，由圖可看出它的誤差亦在可接受的範圍內。

2-4、水汽與濕靜能的收支平衡

在 QTCM 模式裡，根據準平衡(quasi-equilibrium)狀態的假設，水汽變化之收支平衡可寫成下式：

$$P' \approx \bar{M}_q \nabla \cdot V'_1 + M'_q \nabla \cdot \bar{V}_1 - \langle V \cdot \nabla q \rangle' + E' \quad (\text{E2.9})$$

其中 P' 為降雨； V' 為水平風速； E' 為蒸發量(潛熱通量)； q 為絕對濕度，但為能量單位(將潛熱 L 吸收)。 V_1 為斜壓模的風場，而 $\nabla \cdot V_1 > 0$ 代表低層輻合、高層輻散。 $M_q = \langle \Omega \partial_p q \rangle$ ，此處之 Ω 為斜壓模垂直速度的垂直分佈，為氣壓 p 之函數。

因為雨量的變化主要受到水汽輻合的影響，即(E2.9)式中， P' 主要是由 $\bar{M}_q \nabla \cdot V'_1$ 所主宰。再者，在熱帶地區，對流是造成垂直運動的主要原因，所以輻合項 $\nabla \cdot V_1$ 可用濕靜能(moist static energy, MSE)的收支平衡式來估計：

$$\bar{M} \nabla \cdot V'_1 \approx -M' \nabla \cdot \bar{V}_1 - \langle V \cdot \nabla (T + q) \rangle' + F'_{net} \quad (\text{E2.10})$$

其中 T 為氣溫，但為能量單位(即將 C_p 吸收)； $M' = -\langle \Omega \partial_p h \rangle$ ， h 為濕靜能， $h = s + q$ ； s 為乾靜能； F_{net} 為大氣柱淨熱通量：

$$F_{net} = F_{snet} - F_{tnet} \quad (\text{E2.11})$$

其中 F_{snet} 為淨地表熱通量：

$$F_{snet} = E + H + LW_s + SW_s \quad (\text{E2.12})$$

F_{tnet} 為淨大氣層頂熱通量：

$$F_{tnet} = LW_t + SW_t \quad (\text{E2.13})$$

且

$$LW = LW_s - LW_t \quad (\text{E2.14})$$

$$SW = SW_s - SW_t \quad (\text{E2.15})$$

其中下標 s 代表地表、下標 t 代表大氣層頂； H 為可感熱通量、 LW 為長波輻射、 SW 為短波輻射。以上均向上為正。綜合(E2.11)至(E2.15)，得 F_{net} 可表示為：

$$F_{net} = E + H + LW + SW \quad (\text{E2.16})$$

由於(E2.10)式中， $-M'\nabla\cdot\bar{V}_1$ 較其他項而言也較小，綜合上述，(E2.10)式可改寫成：

$$\nabla\cdot V'_1 \approx \frac{1}{M} \left[-\langle V\cdot\nabla(T+q) \rangle' + F'_{net} \right] \quad (\text{E2.17})$$

當雲量被固定時，也就是說讓雲造成的輻射效應不變(fix-cloud-radiation run)，此時長波輻射的變化 $LW' \approx 0$ 、短波輻射的變化 $SW' = 0$ ，又因可感熱通量的變化很小，因此大氣柱淨熱通量的變化 F'_{net} 近似於蒸發量(潛熱通量)的變化 E' ，則

$$\nabla\cdot V'_1 \approx \frac{1}{M} \left[-\langle V\cdot\nabla(T+q) \rangle' + E' \right] \quad (\text{E2.18})$$

本研究即針對平流項 $-\langle V\cdot\nabla(T+q) \rangle'$ 較小之處，即由熱通量變化(主要為 E')主宰降雨變化的區域，分析 SST 及風速的變化所造成的貢獻。



第三章 西北太平洋夏季之次季節變化

要探討年際變化，必先對氣候平均場的狀態有些了解。因此，以下會先檢視西北太平洋夏季時，各氣候場的次季節變化。

3-1、流場及雨量變化

以月平均資料來看，5、6 月時(圖 3-1 (a)、(b))，西北太平洋上尚未有季風槽，太平洋高壓的脊線伸至菲律賓海，對流降雨區域多集中在 10°N 以南；7、8 月時(圖 3-1 (c)、(d))，季風槽東伸，太平洋高壓脊線被抬升至台灣、日本一帶，對流降雨區域突然北躍， 8 mm/day 等雨量線可達 20°N 以北。為了更清楚檢視此處之雨量變化，因此將 $10\text{--}25^{\circ}\text{N}$ 間之雨量做平均，繪製其隨時間(pentad)的變化，則得圖 3-2。由圖可看出， 120°E 以東，在第 41 pentad (7/20-7/24) 前雨量大多小於 4 mm/day ，但第 41 pentad 後雨量快速上升並往東擴張，尤其 8 mm/day 等雨量線是在約第 41 個 pentad 時突然出現，持續至第 50-53 個 pentad 以後(約 9 月初至 9 月中)。雨量何以在七月底短短幾個 pentad 內快速上升，使得 5-6 月與 7-8 月之表現很不相同？而其他氣候場是否亦存在此次季節變化以支持雨量的增加？因此，以下會將各種因子的 5-6 月份與 7-8 月份分別平均，檢視從 5-6 月到 7-8 月的變化，並與雨量做比較。

3-2、影響雨量變化的因子

3-2-1. SST 變化

一般而言，雨量上升與其下邊界 SST 變暖使得熱通量上升有關，因此，首先檢視 SST 的變化。圖 3-3 為 SST 與雨量之次季節變化。從氣候平均值的部

份(圖 3-3 (a)及(b))來看，雨量與 SST 的分佈還滿一致的，6 mm/day 的等雨量線幾乎與 29.2°C 以上的 SST 相符；但當把 7~8 月份減去 5~6 月份時(圖 3-3 (c))，就可看出兩者的變化情形不太相同：雨量上升最大的區域約在 120~160°E、10~25°N 內，但此處的 SST 變化較傾向隨緯度分佈，越高緯上升越多。大體而言，降雨和 SST 的絕對值有較大的關係，但和 SST 變化的關係較小。

再來將 10~25°N 間的雨量及 SST 做平均，繪製其隨時間的變化，比較兩者的變化情形。從圖 3-4 (a)來看，120°E 以東處，雨量在 6 月至 7 月間快速上升；而圖 3-4 (b) SST 快速上升的時間則在 6 月之前，6 月至 7 月間只大約從 29°C 上升至 29.5°C。由此可看出，雨量的變化與 SST 的變化似乎不甚相符。Lau et al. 1997 及 Sud et al. 2008 皆曾指出，雨量與 SST 的關係並非線性，會因 SST 的絕對值而異，其中大約在 24~29.5°C 時，雨量會有隨著 SST 上升而增加的趨勢。雖然圖 3-4 亦顯示在 SST 到達極大值(7 月)前，雨量是和 SST 呈正相關，但並非線性關係。而在 SST 達到極大值後，降雨仍持續增加，這表示 SST 的變化開始和雨量有著不同的關係。由此可知，雨量的次季節變化與當地(local) SST 的變化關係相當複雜，也就是說，並非完全直接由當地 SST 的變化導致雨量變化；相反的，雨量的次季節變化可能與大尺度下的動力機制較有關，特別是在季風槽形成後。

3-2-2. 水汽平流項與大氣柱淨熱通量變化

從濕靜能的收支平衡式(E2.10)可知，對流活動的變化可能與大氣柱淨熱通量的變化 F'_{net} 及溫度與水汽的平流項變化 $-\langle V \cdot \nabla(T + q) \rangle'$ 有關，而本研究有興趣的主要是在平流項影響較小的地區。由於在熱帶及副熱帶地區，夏季的溫度梯度變化並不大，因此上述溫度與水汽的平流項變化接近水汽的平流項變化 $-\langle V \cdot \nabla q \rangle'$ 。圖 3-5 (a)、(b)分別是 5、6 月及 7、8 月水汽平流項之氣候平均值(塗

色)，正值代表濕平流、負值代表乾平流，從圖可知在這幾個月份中，熱帶洋面上以乾平流為主。圖 3-5 (c)是 5、6 月至 7、8 月水汽平流項的次季節變化(塗色)，可看到在 25°N 以北變化很大。接著檢視 F_{net} 的變化。圖 3-6 (a)、(b)是 5、6 月及 7、8 月 F_{net} 的氣候平均值(塗色)，正值代表進入大氣。從氣候平均場看來，雨量(等值線)與 F_{net} 的分佈並不太符合。圖 3-6 (c)是 F_{net} 的次季節變化(塗色)，從圖可看到 $20\text{~}35^{\circ}\text{N}$ 附近 F_{net} 大增，但雨量增加並不顯著，甚至變少，可能是因水汽平流項大量減少的關係。另一個 F'_{net} 與雨量變化異號的地方，約在 140°E 以東、 $5\text{~}15^{\circ}\text{N}$ 間， F'_{net} 為負值，而雨量變化為正值，此處的平流項變化主要為正。平流項變化相對較小的區域大約在西北太平洋上 20°N 附近，雖然這些區域雨量變化與 F'_{net} 同號，但可看出兩者並非簡單的線性關係。另外在 $125\text{~}145^{\circ}\text{E}$ 、 $10\text{~}20^{\circ}\text{N}$ 間，此區大約是雨量上升最多的區域，而 F'_{net} 亦為正號，有助於正雨量距平的維持。



3-2-3. 地表熱通量與流場變化

至於淨地表熱通量 F_{snet} 在 5、6 及 7、8 月份時(圖 3-7 (a)、(b)塗色區域)在西北太平洋上都是負值(向下)，主要是因為太陽短波輻射的關係。至於其次季節變化(圖 3-7 (c))與 F_{net} 的變化非常相似，皆在 $20\text{~}35^{\circ}\text{N}$ 間大增，在 140°E 以東、 $5\text{~}15^{\circ}\text{N}$ 間減少，與雨量變化的分佈情形不完全一致。而在西北太平洋暖池的地表熱通量收支中，不管是季節變化還是年際變化，淨地表熱通量變化的空間分佈主要由潛熱通量的變化所主宰(Chou, S. H. et al., 2000; Chou, S. H. et al., 2004)。因此，接著檢視潛熱通量的變化。以氣候平均值來看(圖 3-8 (a)、(b))，雨量大的區域，潛熱通量相對而言是較小的。將 7~8 月減去 5~6 月(圖 3-8 (c))，發現在雨量增加的區域，潛熱通量反而減少，即潛熱通量並不足以支持雨量的上升。前述 F_{net} 與 F_{snet} 在 $5\text{~}15^{\circ}\text{N}$ 、 140°E 以東的區域變化為負，即是因潛熱通量大量減少所致。至於在 $125\text{~}145^{\circ}\text{E}$ 、 $10\text{~}20^{\circ}\text{N}$ ，即雨量上升最多的區

域，潛熱通量的變化為負，但前一節中此區之 F_{net} 却是增加的，這可能是受長波輻射的影響。然而，因為我們只能看到平衡後的結果，因此該區很可能是因雲量、雨量增加而導致進入大氣的長波輻射增加。

至於潛熱通量為何在 125°E 以東、 $5\text{~}20^{\circ}\text{N}$ 間大量減少？吾人以第二章(E2.8)式來看水汽及風速的貢獻。由於所針對的為 5~6 月至 7~8 月的變化，因此(E2.8)式將變成：

$$LHF'_{JA} - LHF'_{MJ} = \frac{U'_{JA} - U'_{MJ}}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'_{JA} - \Delta q'_{MJ}}{\Delta q} \overline{LHF} \quad (\text{E3.1})$$

圖 3-9 (a)為 5~6 月份到 7~8 月份的蒸發量變化，即(E3.1)式之等號左側；(b)、(c)、(d)則分別為風速項((E3.1)式等號右側第一項)、水汽項((E3.1)式等號右側第二項)、及非線性項的貢獻。由此可看出， $5\text{~}20^{\circ}\text{N}$ 之間潛熱通量大量下降的原因，主要是因為風速下降所致，雖然水汽差異亦微有下降，但貢獻不多，而在菲律賓附近，水汽項的貢獻才比較重要；另外，在 20°N 以北地區潛熱通量大量增加，則主要因水汽差異大增所導致。

圖 3-10 是氣流場的次季節變化，可看到 5~6 月時太平洋高壓脊伸至菲律賓海(圖 3-10 (a))，7~8 月時菲律賓海上季風槽伸出(圖 3-10 (b))，因此從 5~6 月至 7~8 月，在台灣東方洋面上有一氣旋式距平(圖 3-10 (c))，此氣旋式距平與 5~6 月之太平洋高壓脊相抵消，造成前面所提及的風速在 130°E 以東、 $5\text{~}20^{\circ}\text{N}$ 之間大量減少，使得蒸發量大減，並進而使得淨地表熱通量、大氣柱淨熱通量都下降。因此，地表熱通量的變化並不足以直接造成雨量的上升，亦即，西北太平洋夏季雨量的次季節變化無法單純只靠地表熱通量的變化，還受到其他原因如大尺度之動力機制(dynamic mechanism)之控制。

3-2-4. SST 梯度變化

影響雨量在西北太平洋夏季之次季節變化的動力機制為何並非本研究之重點，因此並無深入探討，但吾人初步想到 Lindzen and Nigam (1987) 提出，在熱帶洋面上，由 SST 梯度(特別是緯向梯度)造成的低層輻合是很明顯的，猜測是否可能藉由 SST 梯度造成的低層輻合進而有利引發對流活動，因此試著檢視 SST 的梯度分佈的情形。從圖 3-3 (a)、(b) 可看出，5~6 月時，SST 的東西向梯度在 $15\text{--}20^\circ\text{N}$ 間較大的值約位於 130°E 以東，南北向梯度較大的值約位於 20°N 以北，此時對流性降雨被侷限在熱帶地區；至 7~8 月時， $15\text{--}20^\circ\text{N}$ 間較大的東西向梯度已東退至 150°E 以東，較大的南北向梯度則北退至 25°N 以北，對流性降雨亦跟著東伸、北擴。圖 3-11 是 $15\text{--}20^\circ\text{N}$ 平均東西向 SST 梯度隨時間的變化，可以更清楚的看到東西向梯度東退的情形。因此，吾人猜想，可能在 5~6 月份時，SST 梯度造成的低層輻合較靠近陸地，不利於進一步產生對流活動，而 7~8 月時，由於此處之海水非常溫暖，大氣本來就比較不穩定，因此 SST 梯度造成的低層輻合就有可能有利於對流活動的產生、進一步成雲致雨。

然而，此處僅是提出一想法，表示 SST 梯度可能與雨量之次季節變化有些關聯，至於是否真是如此，還得進一步透過模式測試才行。

第四章 西北太平洋夏季之年際變化

前一章分析了西北太平洋夏季雨量及其他氣候場之平均狀態與次季節變化，本章便要進入年際變化的部份。前面曾提及，許多研究皆指出，單一的大氣模式無法妥善模擬西北太平洋夏季降水之年際變化(Wang et al. 2005; Wu et al. 2006; Wu and Kirtman 2007)，他們認為是因為缺乏海氣交互作用所致，Wang et al. (2005)並強調必須要與海洋模式耦合才行，但吾人認為，除了海氣交互作用，對於西北太平洋夏季降雨的模擬，平均流場可能亦扮演了重要的角色，也就是說大氣模式可能是因為平均流場模擬不夠完美，才無法妥善模擬降雨的變化。因此，欲改善氣候模式的模擬，必先了解降雨變化與其他因子間的關係才行。以下會先針對觀測資料做分析，從中獲取影響西北太平洋夏季降雨年際變化的可能因素，再利用模式進行實驗及模擬，以驗証吾人之假設。

4-1、觀測資料的分析

吾人會先將 1988~2004 年(共 17 年)雨量的年際變化與其他因子作點對點的相關分析，並做 t 檢定(student's t-test)，檢視這些因子對其上方雨量變化的影響。首先檢視雨量與淨地表熱通量的關係。再者，由於淨地表熱通量的變化主要由潛熱通量主宰，又潛熱通量主要受下列兩個項的影響—SST(透過水汽差異)及風速(參見第二章第三節)，因此，再來分別檢視雨量與 SST、雨量與風速的相關性。由於所有年份(指 1988~2004 年)的訊號會較雜，可能包含弱年際變化的干擾，而 ENSO 是最顯著的年際變化，所以吾人進一步分析在這段期間內最強的 ENSO 個案—即 1997-1998 之 El Niño，如此可排除弱年際變化的干擾，以得到比較單純的結果。吾人分別檢視 El Niño 發展年(1997 年)及消弱年(1998 年)7、8 月之 SST、風速及雨量的變化情形，因為發展年及消弱年在菲律賓海上會有不

同方向的流場距平。

4-1-1. 影響西北太平洋降雨年際變化的因子

(a) 雨量與淨地表熱通量的關係

將各個月的雨量年際變化與淨地表熱通量作相關分析，如圖 4-1 ((a)-(f)分別代表 1-6 月)及圖 4-2 ((a)-(f)分別代表 7-12 月)。圖中塗色區為雨量與淨地表熱通量的相關係數(達 95% 信心水準以上)；黑色虛線為雨量的變異係數；綠色等值線代表各個月份雨量的氣候平均值，用以標示出雨量較大的地區(4 mm/day 以上)，在熱帶及副熱帶地區大致可代表對流性降雨區域。首先可以看到在 1-6 月時，西北太平洋上的對流性降雨區多在 10°N 以南，7、8 月份時突然北移， 4 mm/day 等雨量線可達 25°N 以北， 8 mm/day 等雨量線區域變大，最北也可達 20°N ，此時在西北太平洋上的熱帶及副熱帶區域($120\text{--}180^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}30^\circ\text{N}$)，主要都是由對流降雨所主宰。9 月以後， 8 mm/day 等雨量線區域縮小很多， 4 mm/day 等雨量線也開始逐漸南退，直至 12 月時又退回 10°N 附近。而雨量與淨地表熱通量的相關性，在 1~5 月時，強的正相關多侷限在赤道附近，6 月時，雖然西北太平洋上的對流性降雨區域仍偏南，而 $120\text{--}150^\circ\text{E}$ 的正相關區域已向北伸至 20°N 附近，但它與雨量變異度大的區域是大致符合的，且對流性降雨區域內仍以正相關為主；7、8 月份在 $120\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $5\text{--}25^\circ\text{N}$ 內主要都是正相關，此區域的雨量變異度也相對較大，且亦是對流性降雨主宰的區域。9 月份以後正相關區域已逐漸南退至赤道附近。由上可知，雖然並不是整個對流降雨區域的雨量都與淨地表熱通量呈正相關，表示其中仍存在一些區域上的差異，但正相關區大致上都落在對流性降雨以及雨量變異度較大的地區內，並有跟著對流性降雨區作季節性移動的趨勢。總結來說，不論在哪個月份，對流性降雨區域的雨量年際變化大致上與淨地表熱通量呈正相關，即淨地表熱通量上升有助於雨量的上升。這也顯示雨量的年際變化與次季節變化不太相同，前者受當地熱通量的

影響較大，與熱力機制較有關，比後者單純一些。

(b) 雨量與 SST 的關係

圖 4-3 及圖 4-4 為雨量的年際變化與 SST 之相關分析，同樣的，塗色區為相關係數，黑色虛線為雨量變異係數，綠色實線為雨量氣候平均值。由圖可看出，在西北太平洋上的對流降雨區域且雨量變異度大之處，在 4 月之前(圖 4-3 (a)-(d))，雨量的變化大致與 SST 呈正相關，這代表 SST 變暖可能有助於給予大氣更多的能量，造成雨量增加。此時 SST 是個強迫項(forcing term)，即由海洋來驅動大氣(降雨)的變化(SST forcing dominates)。5、6 月起(圖 4-3 (e)-(f))，此區雨量與 SST 的相關性減弱，雖然在換日線附近有一些正相關，但該地之雨量變異度相對較小，在變異度較大的區域內大多都沒什麼相關性。至 7、8 月時(圖 4-4 (a)-(b))，西北太平洋對流降雨區域北躍，在其中雨量與 SST 出現負相關，雖然通過檢定的面積並不大，代表仍有一些區域性的變化，但這些負相關大致都位在雨量變異度大的區域內，如 7 月時在 $130\text{--}140^\circ\text{E}$ 、 $15\text{--}25^\circ\text{N}$ 、8 月時在 $130\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $10\text{--}20^\circ\text{N}$ 。雨量與 SST 呈負相關代表雨量增加時，其下邊界的 SST 反而是變冷的(不利於提供能量給大氣)。9 月時，在對流降雨區且雨量變異度大的地方，雨量與 SST 的相關性很微弱，10 月時在菲律賓東方又有負相關，至 11 月後雨量與 SST 的負相關幾乎消失，12 月時又轉回以正相關為主。雨量變化與 7、8 月之 SST 呈負相關，代表 SST 在 7、8 月時並非強迫項，而是另有其他因子在影響雨量的變化。

(c) 雨量與風速的關係

圖 4-5 及圖 4-6 為雨量的年際變化與近地表風速之相關分析。圖 4-5 (a)-(e) 顯示，在 1~5 月時，西北太平洋對流性降雨區域內，雨量的變化與風速的相關性很弱，僅有一小部份的區域相關性通過檢定，且大多為負相關。6 月時(圖 4-5

(f))，在 $140\text{--}150^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}10^\circ\text{N}$ 有面積稍大的正相關出現，且該處之雨量變異度也不小。至 7、8 月(圖 4-6 (a)-(b))時，對流降雨區域內雨量與風速呈正相關的地區變多且較廣，尤以 8 月最為明顯。7 月份正相關主要在 $130\text{--}150^\circ\text{E}$ 、 $20\text{--}30^\circ\text{N}$ 附近，8 月份主要在 $125\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $10\text{--}20^\circ\text{N}$ 附近，這些區域雨量的變異度亦不小。9 月時(圖 4-6 (c))，西北太平洋 8 mm/day 等雨量線周圍仍有較明顯的正相關分佈。10 月以後(圖 4-6 (d)-(f))，對流降雨區域雨量與風速的正相關又逐漸減弱，直至幾乎與風速無關。

(d) 討論

針對 7、8 月西北太平洋對流降雨區內雨量與風速的正相關區域，對照前述雨量與淨地表熱通量的相關性(圖 4-2 (a)、(b))、雨量與 SST 的相關性(圖 4-4 (a)、(b))，可以發現在這些區域雨量與淨地表熱通量大致為正相關、與 SST 大致為負相關。這說明在 7、8 月時，風速增強可能是造成潛熱通量上升、有利於給予大氣能量、使得雨量增加的原因，而非由 SST 造成(因為該地雨量上升，SST 則是變冷的，不利提供能量)；也因為熱通量上升的緣故，對 SST 而言是散失能量，所以 SST 才會變冷。另外，因雲雨增加遮擋住太陽輻射，也更利於 SST 變冷。反之，當風速減小，則熱通量減少、雨量下降、SST 增加。因此，西北太平洋在 7、8 月時是由大氣來驅動大氣的變化(atmospheric forcing dominates)，SST 反而是受大氣影響後的結果。

4-1-2. ENSO 對西北太平洋夏季的影響

圖 4-7 是 1997 年 7、8 月的情形。可看到在 1997 年 7 月時(圖 4-7 (a))，受 ENSO 影響，在菲律賓海上往東北延伸有一負的流函數距平(黑色等值線，虛線代表負值)，中心值約 $-1.2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，其為一氣旋式的距平。綠色等值線是 1000hPa 流函數的氣候平均場，太平洋高壓脊線大約可伸至台灣附近，而季風槽從

1000hPa 的流函數場看起來比較不明顯。此時氣旋式距平流場與背景流場相加，使得菲律賓海上 $130\text{--}140^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}20^\circ\text{N}$ 附近的風速變大。對照到圖 4-8 (a)，此區域的 SST(塗色)是變冷的，但其上方的雨量(綠色等值線)大致上是增加的。進一步檢視風速變化及水汽差異變化對蒸發量變化造成的貢獻(圖 4-9 (a)、(b))，可以看到在該區，風速的貢獻是正的，大約可達 20 W/m^2 以上，同一區域水汽項的貢獻為負，強度大多小於 20 W/m^2 ，可見此時由風速變大造成的正貢獻，比 SST 變冷、導致水汽差異減小造成的負貢獻還大，因此有利於蒸發量變大、使得雨量上升，所以圖 4-8 (a)中該處之雨量正距平應該是由風速增強而造成。

圖 4-7 (b)是 1997 年 8 月的情形。從圖可看到在此時，太平洋高壓脊已向後退至 130°E 以東，季風槽則非常明顯， $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 的等值線可伸至 140°E 。而西北太平洋上的流函數距平幾乎都是負值，在菲律賓東方(約 120°E 以東、 $5\text{--}25^\circ\text{N}$ 處)的氣旋式流函數距平，變得比 7 月時更低、更深(7 月時氣旋式負距平中心約 $-1.2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，8 月時則為 $-4.2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，等值線也更密集，表示氣旋式距平更強；且 7 月時菲律賓海上 $-0.6 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 的等值線大約西伸至 130°E ，8 月時 $-0.6 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 等值線已與陸地接觸。氣旋式距平流場與季風槽相加的結果使得台灣附近及菲律賓海大片區域之風速都增強，對照圖 4-8 (b)，該區下邊界的 SST 此時是變冷的，然而上方的雨量大致是增加的。同樣檢視風速變化與 SST 變化對蒸發量所造成的貢獻(圖 4-10 (a)、(b))，可看到從台灣往東南延伸至 170°E ，風速的貢獻為正，且普遍都在 20 W/m^2 以上，有些地區亦可達 40 W/m^2 ，然而水汽的貢獻為負，且大多不及 -20 W/m^2 。由此可知風速大量上升使得它對蒸發量的正貢獻很大，同時，該區水汽項的負貢獻並不大，因此，最後造成蒸發量上升，雨量增加。回到圖 4-8 (b)，可明顯看出，由台灣附近往東南延伸有一條帶狀的正雨量距平，它的分佈與正的風速距平還滿符合的，雖然有一些偏移，關係也並非非常線性，但因為風速的貢獻，使得其下的 SST 雖然變冷，但

仍然可維持其上方的正雨量距平。由於該區(氣旋式距平西側)蒸發量上升、雨量上升，有利於氣旋式距平的維持，而氣旋式距平本身也有利於降雨，降雨增加再支持氣旋式距平，此為正回饋機制的海氣交互作用。

圖 4-11 是 1998 年 7、8 月(El Niño 消弱年)的情形。1998 年 7 月(圖 4-11 (a))時，其流函數的氣候平均場已如前述。在流函數距平場方面(黑色等值線)，受 ENSO 影響，可以看到在菲律賓附近(約 $110\text{--}150^\circ\text{E}$ 、 $10\text{--}25^\circ\text{N}$)有一反氣旋式的流函數距平。它與背景流場相抵消的結果，使得菲律賓附近的風速大量下降(從圖可看出菲律賓附近皆為深藍色)，同時，對照圖 4-12 (a)，此區的 SST 是變暖的(淺紅色)，其上方之雨量是減少的(綠色虛線)。比較風速項及水汽項對蒸發量的貢獻(圖 4-13 (a)、(b))，發現該區風速減少造成的負貢獻可超過 -40W/m^2 ，而水汽差異增加造成的正貢獻大多在 20 W/m^2 或以下，所以風速的負貢獻比水汽的正貢獻大得多，可能因此使得該處之蒸發量減少，進而使得雨量(圖 4-12 (a))減少。



1998 年 8 月時(圖 4-11 (b))，其流函數之氣候平均場已如前述。在流函數距平場方面，台灣及菲律賓附近仍有一反氣旋式的流函數距平。將其與 7 月(圖 4-11 (a))相較，可看到在 7 月時，流函數距平 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 的等值線原先並未接觸大陸(大約在 110°E 附近)，8 月時則已接觸大陸，表示反氣旋距平有向西延伸的趨勢。而此時之季風槽又很明顯，兩者相抵消的結果使得風速下降的區域更廣，南從 0°N 起，北至 35°N ，台灣附近及菲律賓海上大部份區域風速都是變弱的(藍色)。由圖 4-12 (b)可看到，在台灣東方及東南方海域整片的 SST 都是變暖的(紅色)，尤其在南海上 SST 變暖的幅度並不小，可達 1.5°C 以上；但這一片暖 SST 上方的風速距平大致為負，兩者分佈情形還很類似，雨量距平亦以負值為主。同樣考慮此區域的風速項及水汽項的貢獻(圖 4-14 (a)、(b))，可發現雖然水汽差異造成的正貢獻也不小，大多可達 20W/m^2 ，尤其在南海上還可超過 40W/m^2 ；

但風速的負貢獻很大，許多區域都在 $-40 \sim -60 \text{ W/m}^2$ 間，因此可能是造成此區蒸發量減少、進而有利於雨量減少的原因，而造成圖 4-12 (b) 中台灣及菲律賓附近的負雨量距平。所以此時雨量的年際變化是比較符合風速之年際變化的。該區(反氣旋距平西側)蒸發量減少、雨量減少，同樣的可能透過降雨減少對反氣旋距平的正回饋機制，而有利於反氣旋距平的維持，即使此時東太平洋近赤道地區和 El Niño 相關的暖海水已幾乎不存在。

4-1-3. 小結

由 1988~2004 年所有年份雨量年際變化與各種因子的相關性，可知在西北太平洋對流降雨區內，不論哪個季節，雨量的變化大多會受到淨地表熱通量的變化影響，顯示其與熱力過程有關。7、8 月之前(無季風槽)，雨量變化與 SST 大多呈正相關，與風速較無關；7、8 月時(有季風槽)，雨量變化則大致與 SST 呈負相關，與風速呈正相關。



在 1997/98 年的 ENSO 情況下時，不論 7、8 月都可在菲律賓海一帶發現一氣旋式流場距平(1997 年、El Niño 發展年)／反氣旋式流場距平(1998 年、El Niño 消弱年)。7 月份時季風槽很弱，流場距平與背景風場相加的結果，風速距平的強度及區域較小；8 月時季風槽伸出，流場距平與背景風場相加的結果，使得風速距平的強度及區域變大，對蒸發量的貢獻也比 7 月時大，且 8 月的流場距平也有比 7 月西伸的傾向。7、8 月時，雖然風速增加／減少的區域其下之 SST 是變冷／變暖的，然而此時風速對蒸發量變化的貢獻足以抵抗水汽的貢獻，有利於蒸發量及雨量增加／減少，再透過正回饋機制進而支持氣旋式距平／反氣旋式距平的存在。此正回饋機制在 98 年時更顯重要，因為此時與 El Niño 相關的 SST 變化已幾乎不存在。

綜合上述，在西北太平洋夏季時(特別是 7、8 月)，SST 對降雨變化的影響並不如風速重要；換句話說，此時之雨量變化並非由 SST 驅動，而是由大氣(風速)來驅動，SST 甚至可能是一個平衡後的結果。另外，從上述分析可知，此時降雨年際變化主要是受到風速變化的影響，而風速變化與平均流場的正確與否關係很大，因為風場具有方向性，同樣的氣旋式距平(如 1997 年 7-8 月)在季風槽出現、背景風場亦偏向氣旋式時，風速會增加；反之，反氣旋式的距平(如 1998 年 7-8 月)在季風槽出現時，風速則減少，如此之下風速對蒸發量的貢獻就會完全反向，進而影響雨量的變化。既然風速對雨量的影響與平均流場有關，所以平均流場的正確性很重要。

4-2、氣候模式的模擬



從上述分析已知風速變化對於雨量變化扮演重要角色，尤其 7、8 月份菲律賓海上有季風槽，季風槽的有無或位置會對風速距平影響很大。另外，從濕靜能的收支平衡式(E2.10)可知，對流活動的變化與 F_{net} 的變化有關，而 F_{net} 的變化又與潛熱通量(E)、可感熱通量(H)、長波輻射(LW)、短波輻射(SW)等的變化有關(E2.16)。若將雲量固定，則由雲造成的輻射效應便大致上不隨時間變化(即 $LW' \approx 0$ 、 $SW' = 0$)，可得 $F'_{net} \approx E' + H'$ 。由於 H' 較 E' 小很多，所以 $F'_{net} \approx E'$ ，因此最後對流活動的變化主要是受蒸發量變化(包括風速與 SST 的影響)及平流項變化的影響(E2.18)。因此，以下將利用 QTCM 進行實驗，分別檢視固定雲輻射時(能量收支較單純)，及正常雲輻射時(能量收支較接近真實情況)，有、無季風槽下對模擬結果的影響。

首先探討強的年際變化—ENSO 個案的情形。模式模擬的 1982~2006 年間，較強的 ENSO 個案有 1982/83 年及 1997/98 年之 El Niño，雖前者較後者強，但為了能與觀測資料比較，因此選擇 1997/98 年之 El Niño 個案，並針對 98 年

(El Niño 消弱年)7、8 月做探討。最後再檢視 1982~2006 年的雨量年際變化與 SST 及風速間的關係。

4-2-1. ENSO 個案的探討—針對 1998 年 7、8 月

(a) 固定雲輻射

i. 控制組—無季風槽的情形

圖 4-15 是 1998 年(ENSO 消弱年)7、8 月風速距平(塗色)、流函數距平(黑色等值線)，及流函數氣候平均值(綠色等值線)。圖中顯示未加季風槽時，模式之太平洋高壓脊線伸達南海。雖然模式模擬出之流函數平均場較觀測(圖 4-11)要大得多，但西北太平洋上的反氣旋式流函數距平卻較觀測小—如觀測資料中 7、8 月的正流函數距平可達 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 以上，然而模式中只有 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，約為觀測的一半；且模式的距平中心位置也偏東很多—觀測約在 $130\text{--}140^\circ\text{E}$ 附近，而模式約在 $160\text{--}170^\circ\text{E}$ 附近。另外，從模式中還可以看到，在沒有季風槽的情況下，反氣旋距平與太平洋高壓脊之下緣因風向相符，造成在西北太平洋上 15°N 以南的地區風速幾乎都增強。圖 4-17 是控制組的 SST 距平(塗色)、風速距平(黑色等值線)、雨量距平(綠色等值線)。由圖可看出，不論 7 月或 8 月，在未加季風槽時，熱帶地區雨量距平與 SST 距平的分佈都還滿符合的，如 160°E 以東有一片 SST 距平為負的區域，其上方雨量也是以負距平為主； 160°E 以西 SST 距平為正，雨量也是正距平。

ii. 實驗組—有季風槽的情形

從圖 4-16 可看到，7 月份菲律賓海上有微弱的季風槽伸出，太平洋上有一反氣旋式的流函數距平。由於季風槽伸出，反氣旋距平與季風槽相抵消的結果，在菲律賓附近已有一小區域($120\text{--}140^\circ\text{E}, 5\text{--}15^\circ\text{N}$)的風速是下降的。8 月份季風槽更加明顯，風速下降的區域也有往東伸一些(約 145°E 附近)。而圖 4-18 是實

驗組 7、8 月之 SST 距平(塗色)、風速距平(黑色等值線)、雨量距平(綠色等值線)，圖中顯示，雖然無法在整個負風速距平區之上都有負雨量距平(例如 8 月份)，但負雨量距平區已可明顯越過 155°E (大約是冷、暖 SST 距平交界處)，而位於暖 SST 之上。

iii. 實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的相異情形

比較兩者，可發現實驗組在西北太平洋上的反氣旋距平比控制組明顯西移了許多—控制組 7、8 月的反氣旋距平中心大約位於 $160\text{--}170^{\circ}\text{E}$ ， $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 等值線約在 130°E 左右；實驗組 7、8 月的反氣旋距平中心分別位於 145°E 、 155°E 附近， $0.3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 等值線已與陸地連接。實驗組的反氣旋距平強度也稍有變強，從控制組的 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 微微上升至 $1.8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。因此實驗組不論在反氣旋的位置或強度，都比控制組接近觀測一些。再者，實驗組因有季風槽，能與反氣旋距平西南緣之流場相抵消，在菲律賓附近已有一小區域($120\text{--}140^{\circ}\text{E}$ 、 $5\text{--}15^{\circ}\text{N}$)的風速是下降的，且也使得熱帶地區之正風速距平面積縮小， 0.5 m/s 之值由原先的 130°E 附近東退至 140°E 以後，正風速距平強度也明顯變弱。雖然與觀測相較下，風速下降的區域仍然太小，但比起控制組，仍有改善。另外，熱帶地區雨量距平的零等值線比控制組向西移了一些，由原先之 $150\text{--}160^{\circ}\text{E}$ 間，向西擴及 140°E ，甚至伸向菲律賓附近風速距平為負的地方。而圖 4-19 是將實驗組的風速及雨量距平減去控制組的結果，塗色者為風速距平的差異，等值線為雨量距平的差異。如圖，在熱帶地區，不論 7、8 月，實驗組與控制組的風速距平差異都以負值為主，代表實驗組之風速距平傾向於往負的方向移動，即負距平增強、正距平減弱。因此，可能使得蒸發量距平亦偏負(因為 SST 是給定的，所以兩者的 SST 並沒有差別，對蒸發量的貢獻相同)，且此兩組實驗的雨量變化主要受蒸發量及平流項的影響(因為雲輻射不變)，所以在平流項小的地方，雨量變化就受蒸發量主宰，進而使得雨量距平也向負方向移動。總而言之，雖然加了季風槽後仍無法模擬出如觀測場(圖 4-12)大面積的負雨量距

平，但仍然有掌握到趨勢。

(b) 正常雲輻射

i. 控制組—無季風槽的情形

圖 4-20 與圖 4-15 同，唯前者為正常雲輻射之控制組的情形，其大致與後者(固定雲輻射之控制組)類似，然而兩者不同的是在正常雲輻射下風速增強的程度較大—當固定雲輻射時，熱帶地區的正風速距平最大值約 2 m/s，而正常雲輻射下可增強至 2.5 m/s，8 月時還可達 3 m/s。正常雲輻射的反氣旋距平也稍強一些—當固定雲輻射時，7、8 月正流函數距平中心之值約 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ，正常雲輻射時 7、8 月分別為 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、 $2.1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。圖 4-22 是正常雲輻射下控制組之 SST 距平(塗色)、風速距平(黑色等值線)、雨量距平(綠色等值線)，與固定雲輻射(見圖 4-17)相較，同樣可看到在熱帶地區，雨量距平較受 SST 距平的影響，受風速距平的影響相對弱很多。但兩者不同的是，正常雲輻射下熱帶地區的雨量距平較強，尤其 160°E 以東的負雨量距平增強的程度更大。因為在正常雲輻射下，長波輻射會隨時間改變，雨量的變化可能會受到長波輻射的影響—例如：雨量及雲量減少，使得進入大氣的長波輻射減少，再造成雨量減少，反之，雨量及雲量增加，使得進入大氣的長波輻射增加，再造成雨量增加(正回饋機制)。因此，可能是透過長波輻射的正回饋作用，使得反氣旋距平及雨量距平的強度變得較強些。

ii. 實驗組—有季風槽的情形

從圖 4-21 可看到，加入季風槽後的情形大致與固定雲輻射時相同(圖 4-16)，然而兩者不同的是，正常雲輻射下 7 月和 8 月的季風槽都比較明顯，向東伸的程度較多，而反氣旋距平中心大致上有西移的趨勢(8 月份的反氣旋距平也變得較強)，使得菲律賓旁的負風速距平都較強，可達 -1.5 m/s (固定雲輻射時

為-1 m/s)，尤其 8 月份負風速距平增強的幅度更多。這可能也是因前述長波輻射變化造成的正回饋機制所導致。圖 4-23 是正常雲輻射實驗組之 SST 距平(塗色)、風速距平(黑色等值線)、雨量距平(綠色等值線)，同樣的，其情形大多與固定雲輻射時(圖 4-18)類似，然而前者的負雨量距平較後者強，也有偏西的趨勢。雖然就雨量的零值線來看，正常雲輻射下並沒有較往西伸，但以-2 mm/day 的等值線為例，固定雲輻射時都在 150°E 以東，而正常雲輻射時可西伸達 140°E ，且因為 8 月的負風速距平更強，對雨量的影響更大，-2 mm/day 的等值線西伸的程度更明顯。

iii. 實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的相異情形

由上述分析可知，在正常雲輻射下，有、無季風槽的影響大致與固定雲輻射時相同，然而，就變化的程度而言，不論是負風速距平的增強或正風速距平的減弱，正常雲輻射都比固定雲輻射強。將實驗組與控制組之風速距平及雨量距平相減，如圖 4-24，塗色者是風速距平的差異，等值線是雨量距平的差異，同樣可看到有季風槽的情形比起無季風槽的情形，在熱帶地區的風速及雨量都有減少的趨勢，但與固定雲輻射的情況(圖 4-19)相比，可發現正常雲輻射的減少趨勢較大—固定雲輻射時，風速最多可下降 2 m/s，雨量最多可下降 4 mm/day；而正常雲輻射時，風速最多可下降 2.5 m/s，雨量最多可下降 8 mm/day。因此，雖然正常雲輻射下加入季風槽後，風速的負貢獻仍無法抵抗暖 SST 的正貢獻，然而其向觀測接近的趨勢比固定雲輻射時還多，顯示雲輻射(主要是長波輻射)的正回饋機制在此發揮了作用。

4-2-2. 1982~2006 雨量變化與降雨因子之相關性

(a) 固定雲輻射

i. 控制組—無季風槽的情形

圖 4-25 是控制組的 25 年雨量與 SST 的相關係數(塗色)。由於 QTCM 所模擬出的氣候平均場比起觀測仍有些偏差，因此標示出雨量的氣候平均值，作為判斷模式之對流性降雨區的位置(綠色實線)。黑色虛線是雨量的變異係數。可看到 7、8 月模式在熱帶西北太平洋上的雨量比起觀測是有點偏多的，極大值約位在 $160\text{--}180^\circ\text{E}$ 、 $-5\text{--}5^\circ\text{N}$ 間。不論 7 月或 8 月，在整片西北太平洋上，雨量與 SST 都是正相關。此與觀測資料很不相同，因為觀測顯示這兩個月在對流降雨區域的雨量與 SST 是呈負相關的，但模式掌握不到此現象。圖 4-27 是雨量與風速的相關係數(塗色)，綠色實線仍是雨量的氣候平均值，黑色虛線則是風場的變異數。圖中 $130\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}20^\circ\text{N}$ 的區域，雨量與風速為正相關。此看似合理，接近觀測，但其實是因為該處風速與 SST 為正相關，雨量又與 SST 呈正相關，導致產生雨量與風速呈正相關的現象，但其實在本研究所關心的區域，風速應與 SST 呈負相關，例如暖 SST 上有負風速距平。所以目前的結果是與觀測不符的。



ii. 實驗組—有季風槽的情形

圖 4-26 是固定雲輻射之實驗組的情形。如圖，7、8 月西北太平洋雨量的極大值約落在 10°N 附近，至於值則過份高估，可達 16 mm/day 以上，約是觀測的兩倍。不論 7、8 月，雨量與 SST 仍都是正相關。圖 4-28 是雨量與風速的相關情形。在熱帶雨量較多的地方，於菲律賓附近隱約有出現一點負相關，雖然並不能通過檢定(10% 顯著程度以下)，其東邊 $130\text{--}155^\circ\text{E}$ 間雨量與風速以正相關為主，再往東以負相關為主。

iii. 實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的相異情形

比較兩者，可知加了季風槽後，雨量較多的地區(8 mm/day 以上)，從原先的 140°E 以東向西擴展至菲律賓以西，雨量的極大值區也從原先的換日線附近西移到菲律賓附近。雖然加了季風槽，雨量與 SST 仍有很強的正相關，可

能是因為風速的距平太弱，無法抵消 SST 距平的貢獻。在雨量與風速的相關性方面，乍看之下加了季風槽後，熱帶地區雨量與風速的正相關區域似乎縮小了，菲律賓附近的正相關性也下降，甚至有負相關的趨勢，似乎與觀測不符。這是因為加了季風槽後，菲律賓附近可能會出現與控制組反向的風速距平(可看到在 8 月份時，實驗組在 130°E 、 10°N 附近風速的變異度上升了)，例如，1998 年 7、8 月時，控制組在菲律賓附近的風速距平為正、實驗組為負，而其下之 SST 皆為正距平，此時在控制組中風速距平與 SST 距平同號、實驗組則異號。因此實驗組已使得風速距平不再與 SST 都是正相關。然而，因為風速距平太弱無法打破雨量與 SST 的正相關，造成雨量與風速的相關性減弱。

(b) 正常雲輻射

i. 控制組—無季風槽的情形

圖 4-29 (a)、(b)分別是控制組 1982~2006 年 7、8 月雨量與 SST 的相關係數(塗色)，綠色實線是雨量的氣候平均值，黑色虛線為雨量的變異係數。此時有考慮長波輻射的變化，因此熱帶地區的雨量較固定雲輻射時多、變異度也較大。但不論 7 月或 8 月，雨量與 SST 的關係和固定雲輻射時一樣，都是強正相關。而雨量與風速的關係，如圖 4-31，其情況也與固定雲輻射時非常類似，唯正常雲輻射在熱帶雨量多的地方，風速變異度(黑色虛線)變大了。

ii. 實驗組—有季風槽的情形

加了季風槽後，雨量與 SST 的關係如圖 4-30，大部份情況與固定雲輻射時相同，然正常雲輻射所模擬出的雨量氣候平均值則過份高估，雨量的變異度也比固定雲輻射時大。雖然雨量與 SST 的關係仍都是正相關，但 8 月時在熱帶的高降雨區，已有一小塊區域($140\sim160^{\circ}\text{E}$ 、 $0\sim10^{\circ}\text{N}$)的正相關無法通過檢定(10% 顯著程度以下)，這在固定雲輻射的情況下看不到。而雨量與風速的關係，如圖

4-32。7月時在雨量極大值附近(約 $115\text{--}135^\circ\text{E}$ 、 10°N 上下)，雨量與風速有很微弱的負相關，進入8月時，此區的風速變異度變大，0.3等值線往東移動至 150°E 附近，並往南、北拓展到 5°N 及 15°N ，這些變化都要比固定雲輻射時明顯得多。

iii. 實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的相異情形

在正常雲輻射下，當加入季風槽後，雨量與SST的相關性在熱帶西北太平洋上有比控制組減弱的趨勢，尤其8月之 $140\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}10^\circ\text{N}$ 內相關性減弱得更加明顯，反觀固定雲輻射時則幾乎沒有減弱。回顧模式1998年8月之SST及雨量距平場(圖4-23(b))，雖然此區($140\text{--}160^\circ\text{E}$ 、 $0\text{--}10^\circ\text{N}$)之SST距平以正值為主，但雨量的負距平已可延伸至此。雨量與風速的相關性方面，雖然加了季風槽前後，都無法顯示出類似觀測資料的相關性，然而正常雲輻射情況下風速變異度變大的程度比固定雲輻射時多。另外，雖然在加入季風槽後， 130°E 至菲律賓間雨量與風速轉為有負相關之傾向，但前面曾提及這隱含著風速距平已與SST距平不同向，較接近觀測。由於正常雲輻射下，菲律賓附近的負相關區域比固定雲輻射時大，因此代表風速距平改善的程度較多。

4-2-3. 小結

以1998年夏季之ENSO個案為例，分析了固定雲輻射及正常雲輻射的情況後，發現模式模擬出之流函數平均場都較觀測要大，但西北太平洋上的流函數距平(反氣旋距平)卻都較觀測小。兩者在未加季風槽前，熱帶地區都有大片正風速距平；加了季風槽後，菲律賓海附近出現負風速距平。雖然兩者的負風速距平區域都遠比觀測小、強度也較小，無法抵抗SST上升造成的貢獻，以致模擬不出大片的負雨量距平，但實驗組的確使得菲律賓海附近的雨量下降了，且也使得反氣旋距平向西移、更接近觀測，比沒有季風槽的情況好。另外，在

1982~2006 年雨量與 SST 或雨量與風速的相關係數上，由於不如單一 ENSO 個案單純，其包含了更多的干擾(如微弱的年季際變化)，以致加了季風槽後，仍無法掌握出較正確的相關性。雖然加了季風槽後有使得局部區域之雨量與 SST 的正相關減弱，但區域太小。而雨量與風速在菲律賓附近有負相關的傾向，這是因 SST 距平與風速距平異號、而雨量距平又與 SST 呈正相關所致。這些可能都是因為風速距平太弱、不足以抵抗 SST 距平的貢獻而造成。

然而正常雲輻射的結果又比固定雲輻射好一些，前者不但使 98 年 7、8 月太平洋上的反氣旋距平有增強的趨勢，且在加入季風槽後，在熱帶地區風速和雨量下降的趨勢都較固定雲輻射時多。以 1982~2006 年雨量與 SST 的相關係數來看，正常雲輻射情況下，加入季風槽後改善的程度也比較明顯些，代表風速的距平強度變得較強，能抵抗較多的 SST 的貢獻。由於此兩種雲輻射情況最大的差異是在長波輻射的變化(LW')，固定雲輻射時 $LW' \approx 0$ ，正常雲輻射時 LW' 會隨時間和雲量變化，因此表示長波輻射的正回饋機制可能有一些貢獻。



第五章 結論

前人研究指出，若全球大氣環流模式(AGCM)不與海洋模式耦合(couple)，便無法妥善模擬西北太平洋夏季降水年際變化：觀測資料及耦合模式顯示雨量的變化與 SST 呈負相關，而 AGCM 則呈正相關。因此 Wang 等人(2005)認為非耦合模式無法模擬西北太平洋夏季降水的變化。但海氣耦合是否是唯一方法？模式之平均流場是否可能亦會對降雨變化產生影響？針對此，本研究先對西北太平洋夏季各種因子的次季節變化作分析，再者分析年際變化，並以氣候模式模擬當平均流場狀態不同時—即菲律賓海上有、無季風槽，對降雨及其他因子的影響。



在次季節變化上，月平均資料顯示：5、6月時，西北太平洋上尚未有季風槽，對流降雨區多集中在 10°N 以南；7、8月時，季風槽東伸，對流降雨區突然北躍， 8mm/day 等雨量線可達 20°N 以北。一般而言，雨量上升可能與SST變暖、地表熱通量上升有關，所以首先檢視SST的變化。但SST變化的空間分佈(pattern)與雨量的變化並非線性，顯示雨量的上升並不是直接導因於SST的變化。大氣柱淨熱通量的變化在平流項小的地區，有利於支持雨量上升，然而兩者亦非簡單的線性關係，且因大氣柱淨熱通量包含長波輻射的影響，所以它的增加也有可能是因雨量增加才造成。淨地表熱通量的分佈與大氣柱淨熱通量類似。而在淨地表熱通量收支中很重要的一項—潛熱通量在雨量上升的區域反而是下降的，進一步分析發現是該區風速下降導致潛熱通量減少。因此，7、8月的雨量上升並不是直接受地表熱通量造成。至此，我們推測雨量的次季節變化並非純粹透過局部地區的熱通量就能引起，還需要某些較大尺度的動力過程驅動。

在年際變化上，分為觀測資料的分析和模式的模擬：觀測資料顯示不論哪

個季節，在對流降雨區域的雨量距平大致與地表熱通量距平呈正相關，顯示雨量的年際變化可能主要由地表熱通量距平所貢獻，此點與次季節變化的機制不太相同。由於此時淨地表熱通量的變化主要受潛熱通量主宰，因此進一步分析潛熱通量的兩個主要項—SST(透過水汽差異)及風速與雨量的相關性，結果顯示：冬、春季時，對流降雨區域的雨量與 SST 大致呈正相關，這表示 SST 上升可能是造成熱通量上升、雨量上升的主因，即由海洋來驅動大氣的變化；但在 5、6 月時，雨量與 SST 之正相關減弱，至 7、8 月雨量與 SST 轉為負相關，且與風速有明顯正相關(其他月份雨量與風速相關性並不好)。此結果說明在 7、8 月時，雨量距平並非由 SST 距平所驅動，反而是由大氣(風場距平)來主宰，SST 則是大氣回饋後的結果—即風速上升(下降)導致地表熱通量上升(下降)，使得雨量增加(減少)，SST 則因能量散失較多(較少)而降低(提高)。以 1997 年之 ENSO 個案來看，可看到 7、8 月時在冷 SST 上方、風速距平為正的區域，其雨量是增加的，因為風速的正貢獻比 SST(透過水汽項)的負貢獻大。並且可看到 8 月份的氣旋式距平較 7 月份強一些，推測可能是因蒸發量上升、雨量上升，有助於支持氣旋式距平(正回饋機制)。同樣的，在 1998 年 7、8 月時，在暖 SST 上方、風速下降的區域，雨量也以下降為主，因此時風速的負貢獻大於 SST(透過水汽項)的正貢獻。8 月份之反氣旋式距平亦較 7 月份西伸，推測可能透過正回饋機制使得反氣旋式距平得以西進。

當風速距平主宰雨量變化時，因風場具有方向性，平均流場(如季風槽位置)的正確與否便變得相當重要。根據此概念，利用 QTCM 進行實驗，測試有、無季風槽情形下，對其降雨變化的影響。控制組(Control run)沒有季風槽；實驗組則是在局部區域加上一熱源，使季風槽伸出。另外也分別進行固定雲輻射(簡化情形，大氣柱淨熱通量變化由潛熱通量變化主宰)及正常雲輻射(實際情形，大氣柱淨熱通量變化主要受潛熱通量及長波輻射變化影響)的模擬。檢視 1998 年 (El Niño 消弱年) 的 7、8 月份，此時西北太平洋上有一反氣旋距平，當沒有季

風槽(控制組)時，反氣旋距平與高壓脊相加，風速上升；有季風槽(實驗組)時，在菲律賓附近風向相抵消使風速下降。雖然此負風速距平的區域及強度都遠較觀測資料小，但仍能抓到風速下降的趨勢，且讓負雨量距平得以西伸而位於暖SST之上，並且也使得反氣旋距平向西移、更接近觀測。而正常雲輻射的風速及雨量距平比固定雲輻射的大一些，因此結果也較好。然而，在雨量與 SST 及風速的 25 年相關係數上，仍掌握不到正確的相關性，除可能導因於風場距平太弱，模式本身有許多待改進之處，未來將思考並改進之(詳見第六章)。

綜合上述，可歸納出以下結論：

1. 降雨之次季節變化與局部地表熱通量的直接關係較小。
2. 降雨之年際變化與地表熱通量變化有關。
3. 7、8 月時，雨量的年際變化與 SST 為負相關，與風速有明顯正相關，顯示雨量距平並非由 SST 距平所驅動，而是由大氣（風場距平）來主宰。
4. 模式結果顯示，加入季風槽後，可改善風場距平及雨量距平，並且也可使 ENSO 造成的氣旋／反氣旋距平向西移動，使之更接近觀測。

第六章 問題與討論

一、雨量的次季節變化

在西北太平洋夏季雨量的次季節變化上，本研究已知光靠局部地區的熱通量並不足以直接造成雨量的上升，可能需要一些動力過程。至於這些動力過程為何，由於不是目前本研究的重點，因此未加深入探討，未來可針對觀測資料作更多的分析與研究。但吾人初步猜測 SST 梯度的變化可能是原因之一。因為在 6 月底至 7 月中，此時此地之 SST 已非常溫暖，大氣亦處於條件性不穩定的狀態，此時若有個小擾動，如由 SST 梯度造成的低層輻合，可能就有利於進一步引發對流活動。對流活動造成潛熱釋放，加熱大氣，大氣益加不穩定，對流活動更容易發展，因此可能有機會發展成深對流。當然，此部份還只是吾人的假設，在未來的研究上，可進一步利用模式來測試，即在模式參數化過程中，考慮 SST 梯度引發的低層輻合，以檢驗此假設是否成立。

二、模式對雨量年際變化的模擬

雖然模式結果顯示，季風槽的有無對西北太平洋上之風速距平、雨量距平，以及氣旋／反氣旋距平的維持有影響，但模式之風速距平太弱，無法抵銷 SST 的變化，以致仍無法模擬出 7、8 月雨量與 SST 的負相關，及與風速的正相關。推測可能由下列原因造成：

1. 模式本身的不足：

模式本身之氣候平均場並不臻完善，而風速距平又受平均場影響很大。另外，ENSO 情況下在西北太平洋產生的氣旋／反氣旋距平位置太偏東，強度又比觀測小得多，約只有觀測之一半。氣旋／反氣旋距平強度太小的原因可能是因為模式是考慮整個對流層的積分，而 ENSO SST 的強迫作用 (forcing) 要反應在一整層的大氣上，強度就會較弱。

2. 季風槽加熱的時間、強度及位置：

季風槽加熱的時間、強度及位置都會對氣候平均場造成影響，本研究雖有測試不同加熱區域，亦有測試不同的加熱強度，但採取的加熱情形是較簡化的一即在加熱期間、加熱區域內其強度固定不變。因此，未來除了可再測試其他區域、時間外，更可進一步使加熱的強度隨時間、空間變化。

雖然目前模擬之結果不甚理想，但仍有掌握到正確的趨勢。未來若針對以上問題設法改進，並進行更多觀測資料的分析，或許可以獲得更好的結果。



參考文獻

- Adler, R. F., G. J. Huffman, A. Chang, et al., 2003: The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *J. Hydrometeor.*, **4**, 1147-1167.
- Andersson, A., S. Bakan, K. Fennig, H. Grassl, C. P. Klepp, and J. Schulz, 2007: Hamburg Ocean Atmosphere Parameters and Fluxes from Satellite Data – HOAPS-3 – monthly mean. *World Data Center for Climate*. doi: 10.1594/WDCC/HOAPS3_MONTHLY.
- Barsugli, J. J. and D. S. Battisti, 1998: The Basic Effects of Atmosphere-Ocean Thermal Coupling on Midlatitude Variability. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 477-493.
- Betts, A. K. and M. L. Miller, 1993: The Betts-Miller Scheme. Chapter in: The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models of the Atmosphere. *American Meteorological Society*.
- Chang, P., R. Saravanan, L. Ji, and G. C. Hegerl, 2000: The Effect of Local Sea Surface Temperatures on Atmospheric Circulation over the Tropical Atlantic Sector. *J. Climate*, **13**, 2195-2216.
- Chou, C., 2003: Land-Sea Heating Contrast in an Idealized Asian Summer Monsoon. *Climate Dynamics*, **21**, 11-25. DOI 10.1007/s00382-003-0315-7.
- Chou, C. and J. D. Neelin, 1996: Linearization of a Longwave Radiation Scheme for Intermediate Tropical Atmospheric Models. *J. Geophys. Res. - Atmospheres*, **101**, 15129-15145.
- Chou, C. and J. D. Neelin, 1999: Cirrus Detrainment-Temperature Feedback. *Geophysical Research Letters*, **26**, 1295-1298.
- Chou, C., J. D. Neelin, and H. Su, 2001: Ocean-Atmosphere-Land Feedbacks in an Idealized Monsoon. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 1869-1891.

- Chou, S. H., M. D. Chou, P. K. Chan, P. H. Lin, and K. H. Wang, 2004: Tropical Warm Pool Surface Heat Budgets and Temperature: Contrasts between 1997/98 El Niño and 1998/99 La Niña. *J. Climate*, **17**, 1845-1858.
- Chou, S. H., W. Zhao, and M. D. Chou, 2000: Surface Heat Budgets and Sea Surface Temperature in the Pacific Warm Pool during TOGA COARE. *J. Climate*, **13**, 634-649.
- Frankignoul, C. and E. Kestenare, 2002: The Surface Heat Flux Feedback. Part I: Estimates from Observations in the Atlantic and the North Pacific. *Climate Dynamics*, **19**, 633-647.
- Fu, Q. and K. N. Liou, 1993: Parameterization of the Radiative Properties of Cirrus Clouds. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 2008-2025.
- Gill, A. E., 1980: Some Simple Solutions for Heat-Induced Tropical Circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Harshvardhan, R. Davies, D. A. Randall, and T. G. Corsetti, 1987: A Fast Radiation Parameterization for Atomoshperic Circulation Models. *J. Geophys. Res. - Atmospheres*, **92**, 1009-1016.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S-K Yang, J.J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter, 2002: NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **83**, 1631-1643.
- Kang, I. S., K. Jin, K. M. Lau, J. Shukla, V. Krishnamurthy, S. D. Schubert, D. E. Waliser, W. F. Stern, V. Satyan, A. Kitoh, G. A. Meehl, M. Kanamitsu, V. Y. Galin, A. Sumi, G. Wu, Y. Liu, and J. K. Kim, 2002: Tntercomparison of GCM Simulated Anomalies Associated with the 1997-98 El Niño. *J. Climate*, **15**, 2791-2805.
- Lau, K. M., H. T. Wu, and S. Bony, 1997: The Role of Large-Scale Atmospheric Circulation in the Relationship between Tropical Convection and Sea Surface Temperature. *J. Climate*, **10**, 381-392.

- Lindzen, R. S. and S. Nigam, 1987: On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2418-2436.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger, 1979: Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722-1735.
- Mahrt, L. and J. Sun, 1995: The Subgrid Velocity Scale in the Bulk Aerodynamic Relationship for Spatially Averaged Scalar Fluxes. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3032-3041.
- Neelin, J. D., and N. Zeng, 2000: A quasi-equilibrium tropical circulation model - formulation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1741-1766.
- Park, S., C. Deser, and M. A. Alexander, 2005: Estimation of the Surface Heat Flux Response to Sea Surface Temperature Anomalies over the Global Oceans. *J. Climate*, **18**, 4582-4599.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *J. Climate*, **15**, 1609-1625.
- Rind, D. and W. Rossow, 1984: The effect of physical processes on Hadley Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 479-507.
- Saravanan, R. and P. Chang, 2000: Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. *J. Climate*, **13**, 2177-2194.
- Sud, Y. C., G. K. Walker, Y. P. Zhou, and W. K.-M. Lau, 2008: Influence of local and remote sea surface temperatures on precipitation as inferred from changes in boundary-layer moisture convergence and moist thermodynamics over global oceans. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **134**, 147-163.
- Trenberth, K. E., G. W. Branstator, D. Karoly, A. Kumar, N. C. Lau, and C.

- Ropelewski, 1998: Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures. *J. Geophys. Res.*, **103**, 14291-14324.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I.-S. Kang, K. Jin, and J. Shukla, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophysical Research Letters*, **32**, L15711. doi: 10.1029/2005G1022734.
- Wang, B., R. Wu, and W. Fu, 2000: Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J. Climate*, **13**, 1517-1536.
- Wu, R. and B. P. Kirtman, 2007: Regimes of seasonal air-sea interaction and implications for performance of forced simulations. *Clim. Dyn.*, **29**:393-410.
- Wu, R., B. P. Kirtman, and K. Pegion, 2006: Local Air-Sea Relationship in Observations and Model Simulations. *J. Climate*, **19**, 4914-4932.
- Xie, P. P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, et al., 2003: GPCP Pentad Precipitation Analyses: An Experimental Dataset Based on Gauge Observations and Satellite Estimates. *J. Climate*, **16**, 2197-2214.
- Yu, J. Y. and J. D. Neelin, 1994: Modes of Tropical Variability under Convective Adjustment and the Madden-Julian Oscillation. Part II: Numerical Results. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 1895-1914.
- Zeng, N., J. D. Neelin, and C. Chou, 2000: A quasi-equilibrium tropical circulation model – implementation and simulation. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1767-1796.
- Zhang, U., W. B. Rossow, A. A. Lacis, V. Oinas, M. I. Mishchenko, 2004: Calculation of Radiative Fluxes from the Surface to Top of Atmosphere Based on ISCCP and Other Global Data Sets: Refinement of the Radiative Transfer Model and the Input Data. *J. Geophys. Res.*, **109**, D19105. doi: 10.1029/2003JD004457.

圖表

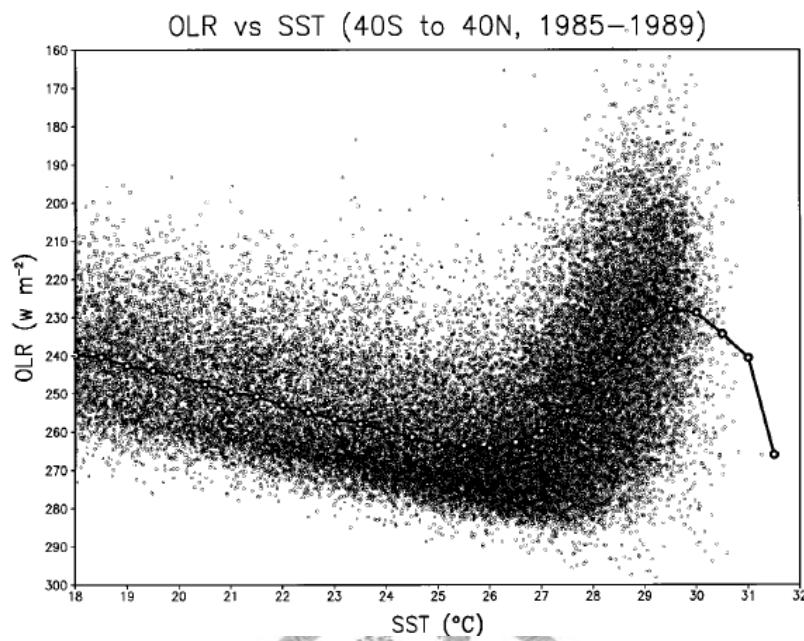


圖 1-1：全球熱帶洋面(40°S ~ 40°N) SST 與 OLR 之散佈圖。疊加上的粗線是每 0.5°C SST 間之 OLR 的平均值。(Lau et al., 1997)

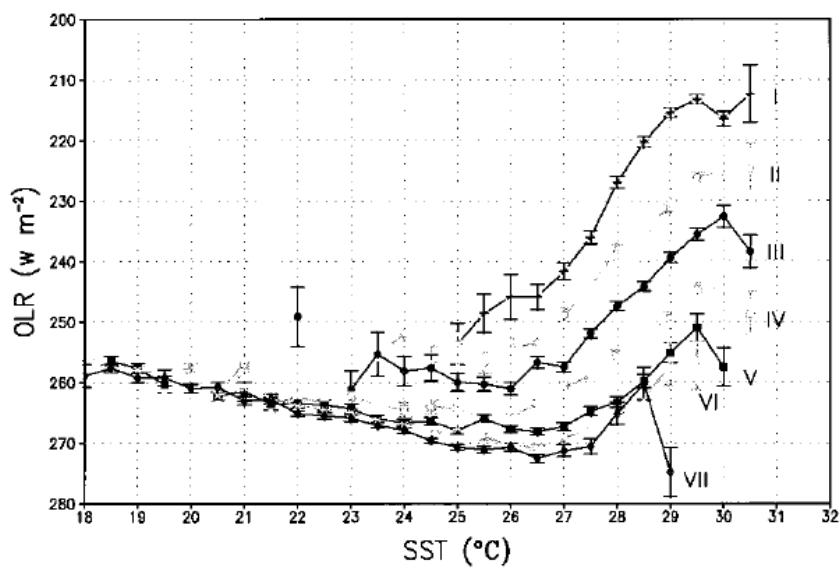


圖 1-2：不同對流活動下，熱帶地區(20°S ~ 20°N) SST 與 OLR 之關係(每 0.5°C SST 間之 OLR 的平均值)。I 至 III 代表強上升運動至弱上升運動；IV 代表對流活動不明顯；V 至 VII 代表弱沈降運動至強沈降運動。Error bar 是每個 0.5°C SST 區間內之 OLR 的標準差。(Lau et al., 1997)

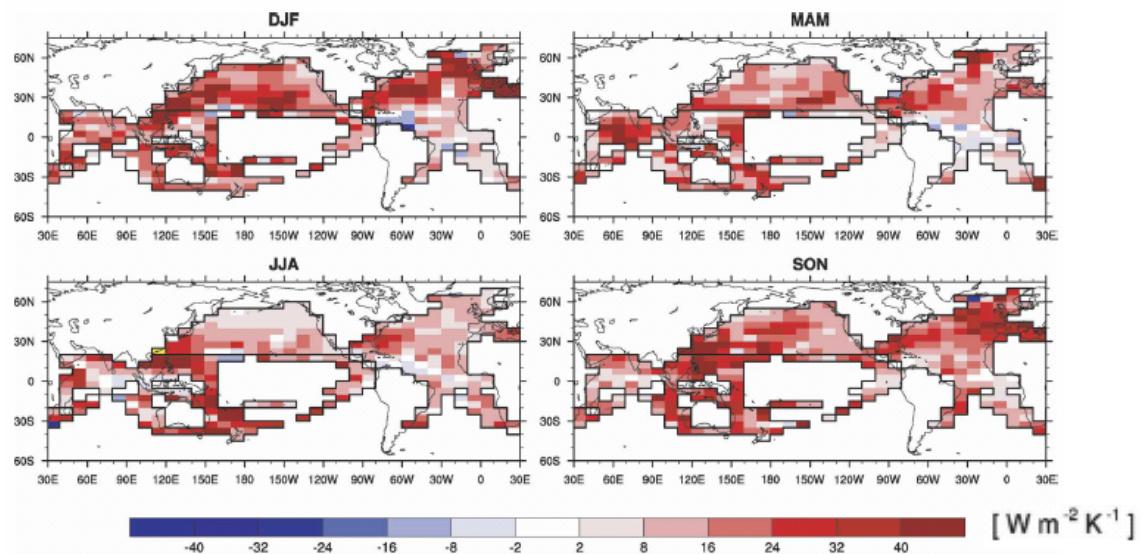


圖 1-3：不同季節 EECRA (Extended Edited Cloud Report Archive) 觀測船所觀測之擾動通量(turbulent heat flux)對 SST 的回饋(正值代表負回饋)。(Park et al., 2005)

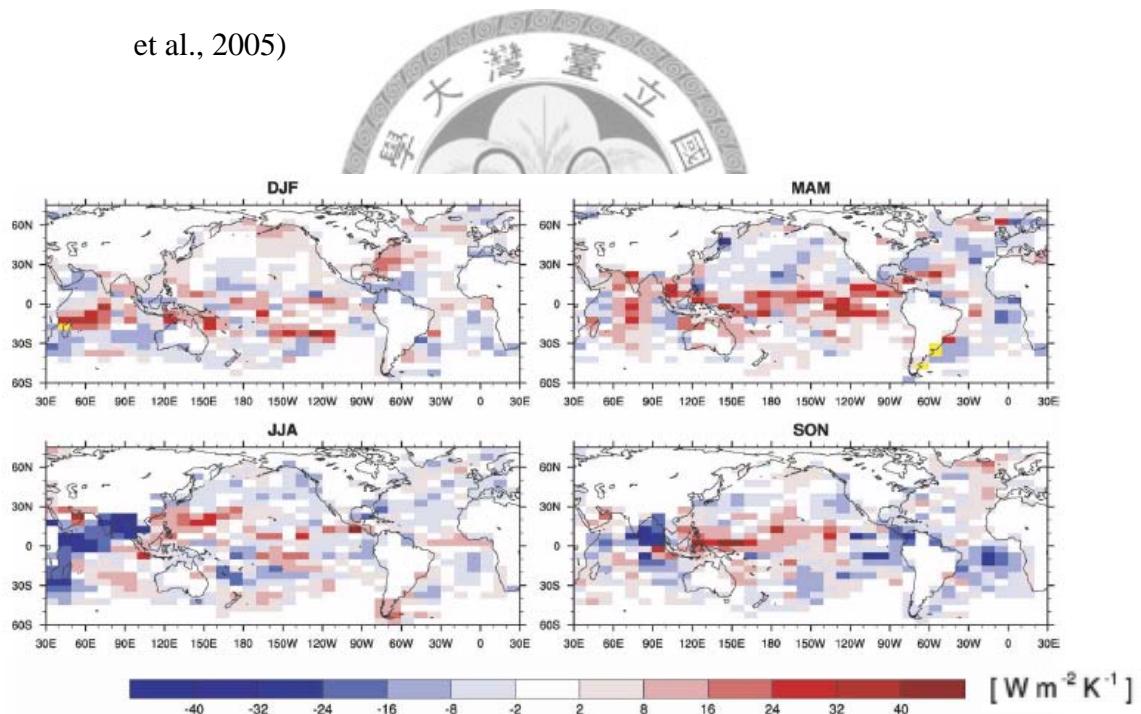


圖 1-4：與圖 1-3 同，唯是輻射通量(radiative heat flux, ISCCP 資料)對 SST 的回饋。(Park et al., 2005)

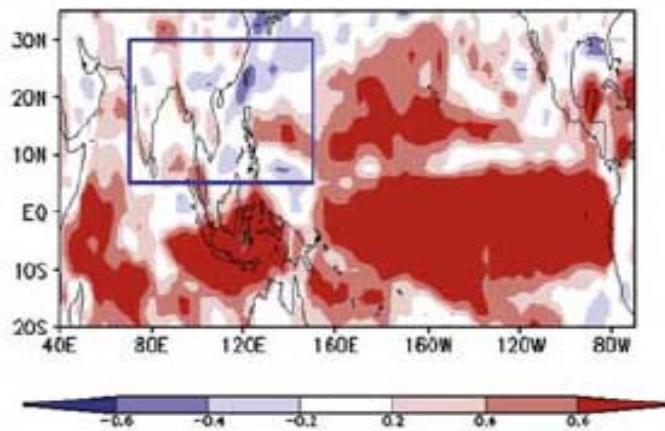


圖 1-5：夏季(JJA) CMAP 雨量(1979-1999)與五個模式之雨量系集平均

(ensemble mean)的相關係數。五個模式分別為 Natinal Center for Environmental Prediction (NCEP)、Japan Meteorological Agency (JMA)、Center for Ocean-Land-Atmosphere (COLA)、National Aeronautical Space Agency (NASA)，及 Seoul National University /Korean Meteorological Administration (SNU/KMA)。(Wang et al., 2005)

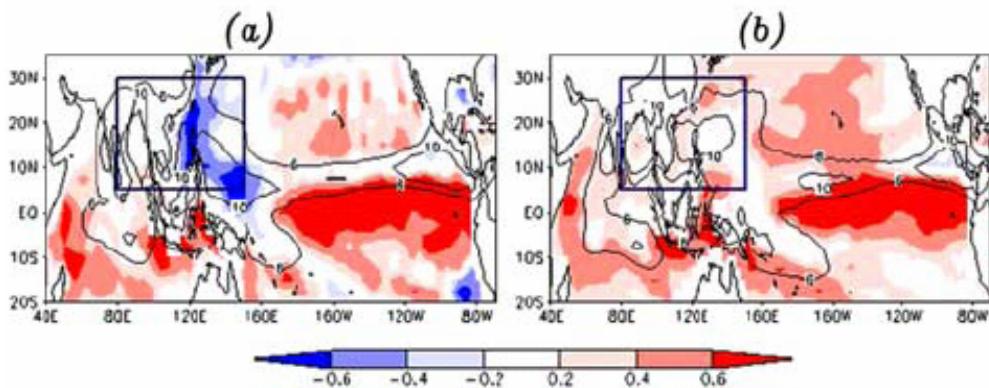


圖 1-6：(a)觀測及 (b)AGCM 模擬之夏季雨量與 SST 的相關係數(塗色)。等值線是 JJA 雨量的氣候平均值(單位： mm/day)。觀測資料來自 CMAP 雨量及 Reynolds SST (1982-2001)，模式資料則是圖 1-5 中五個模式的系集平均。(Wang et al., 2005)

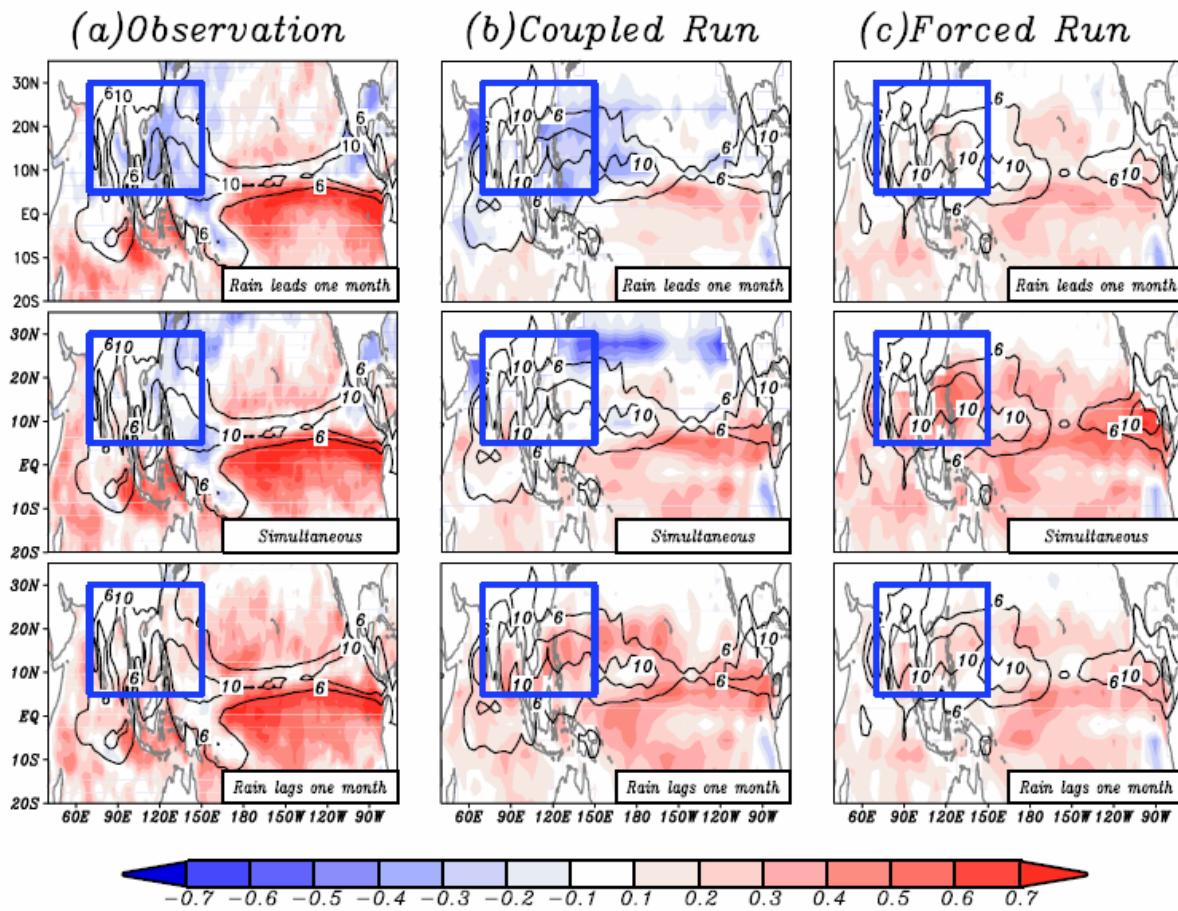


圖 1-7：(a)觀測資料之月平均雨量與 SST 的延遲相關(lag correlation)。頂層為雨量提早 SST 一個月；中層為雨量與 SST 同時；底層為雨量延後 SST 一個月。(b)與(a)同，唯資料來源是 ECHAM AGCM 與海洋模式耦合之結果。(c)與(a)同，唯資料來源是 ECHAM AGCM 不與海洋模式耦合之結果。(Wang et al., 2005)

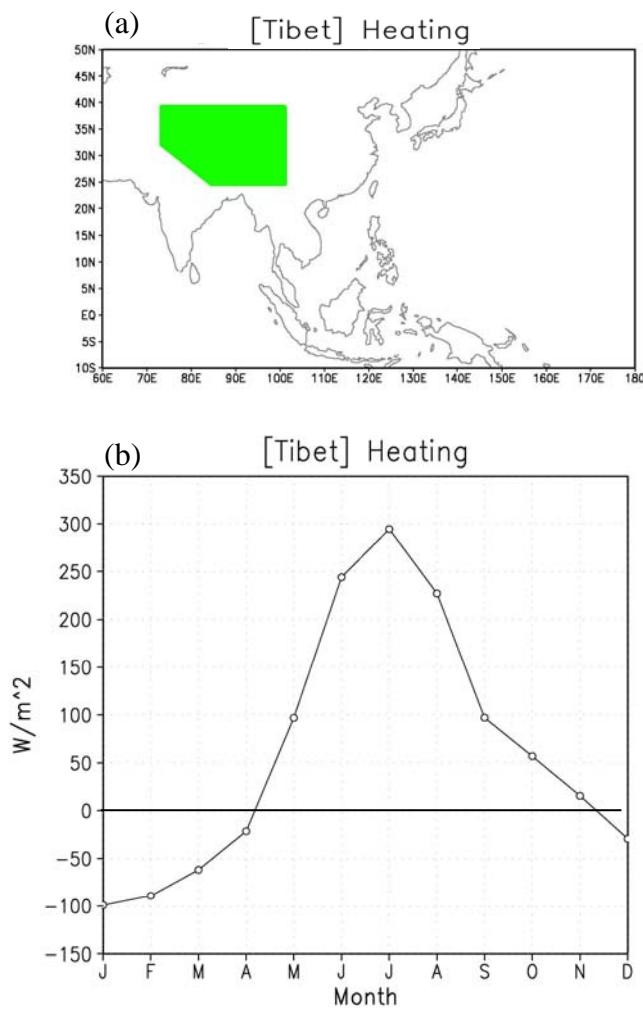


圖 2-1：在青藏高原上額外提供之熱源的 (a)位置及 (b)強度(月平均值)。

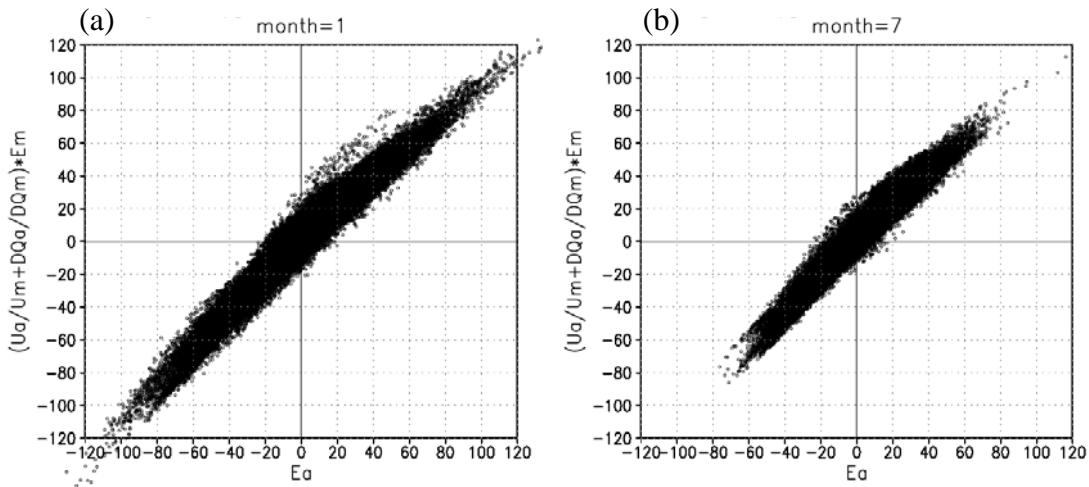


圖 2-2：1988-2004 年 (a) 1 月份及 (b) 7 月份(E2.8)式誤差的檢視。X 軸為等號左側—蒸發量距平 LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之

$$\text{和 } \frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$$

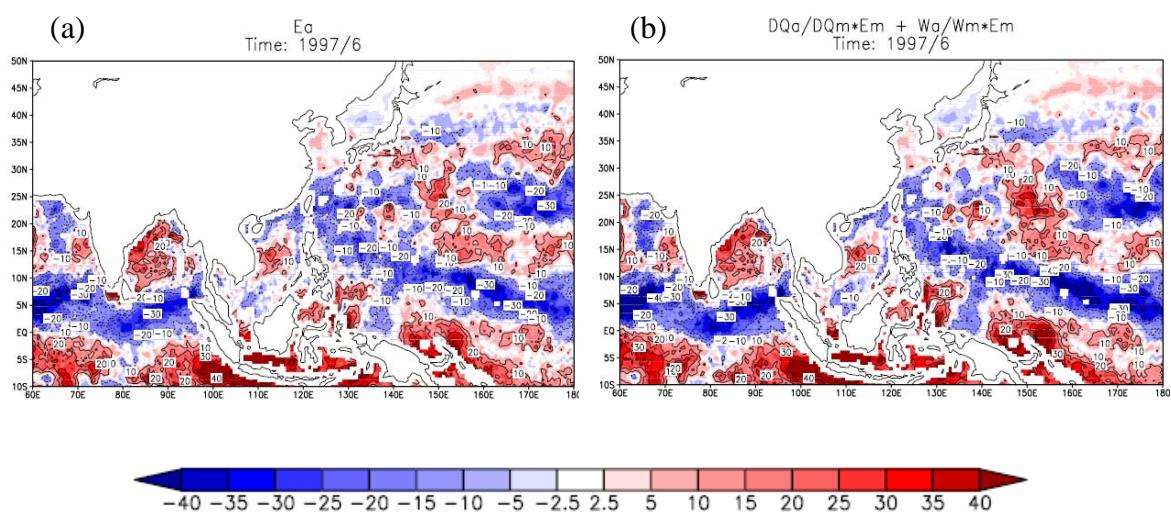


圖 2-3：1997 年 6 月 (a) LHF' 及 (b) $\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 之分佈情形。單位為 W/m^2 。時間平均長度為 1988-2004。

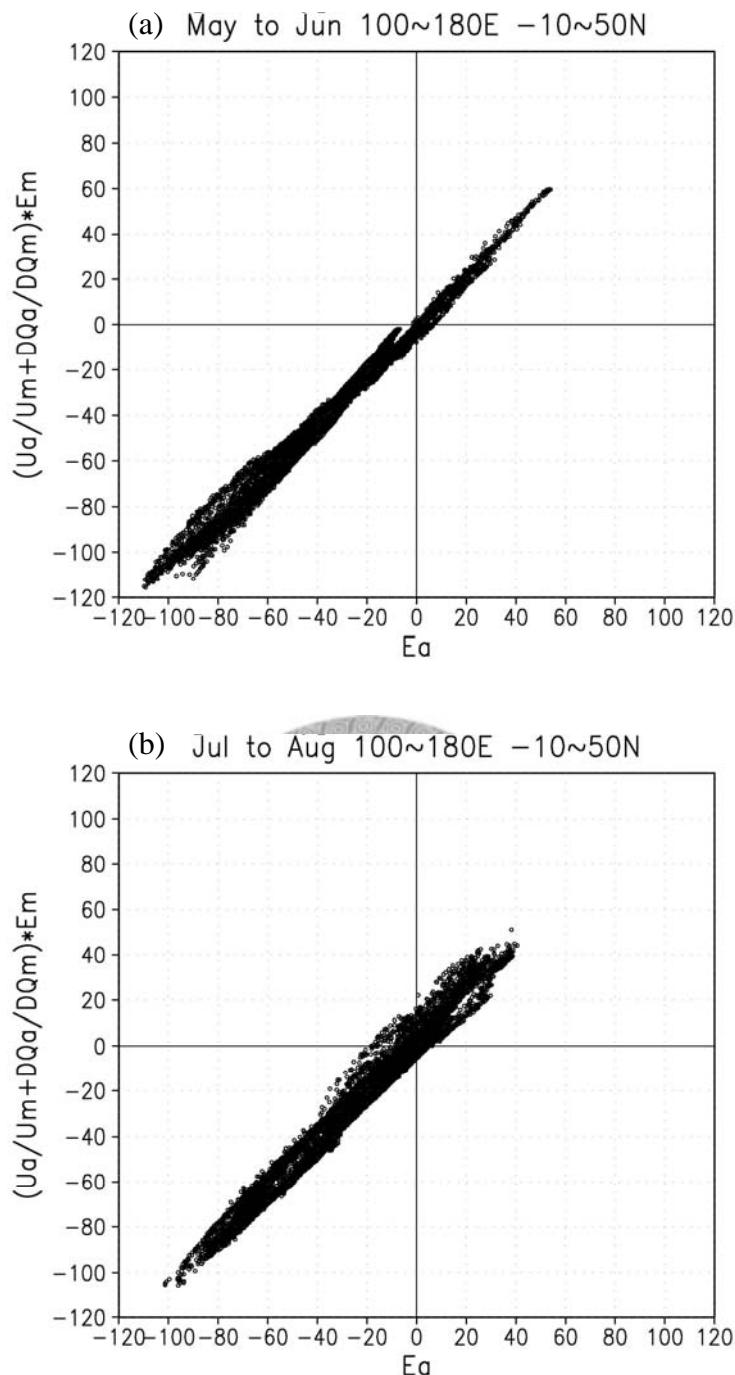


圖 2-4：1988~2004 年 100~180°E、-10~50°N 之 (a)5~6 月及 (b) 7~8 月 (E2.8)

式誤差的檢視(應用於次季節變化)。X 軸為等號左側—蒸發量的變化

LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之和

$\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 。此處之平均項 $(\bar{})$ 為年平均，擾動項 $(')$ 為與年

平均的差距。

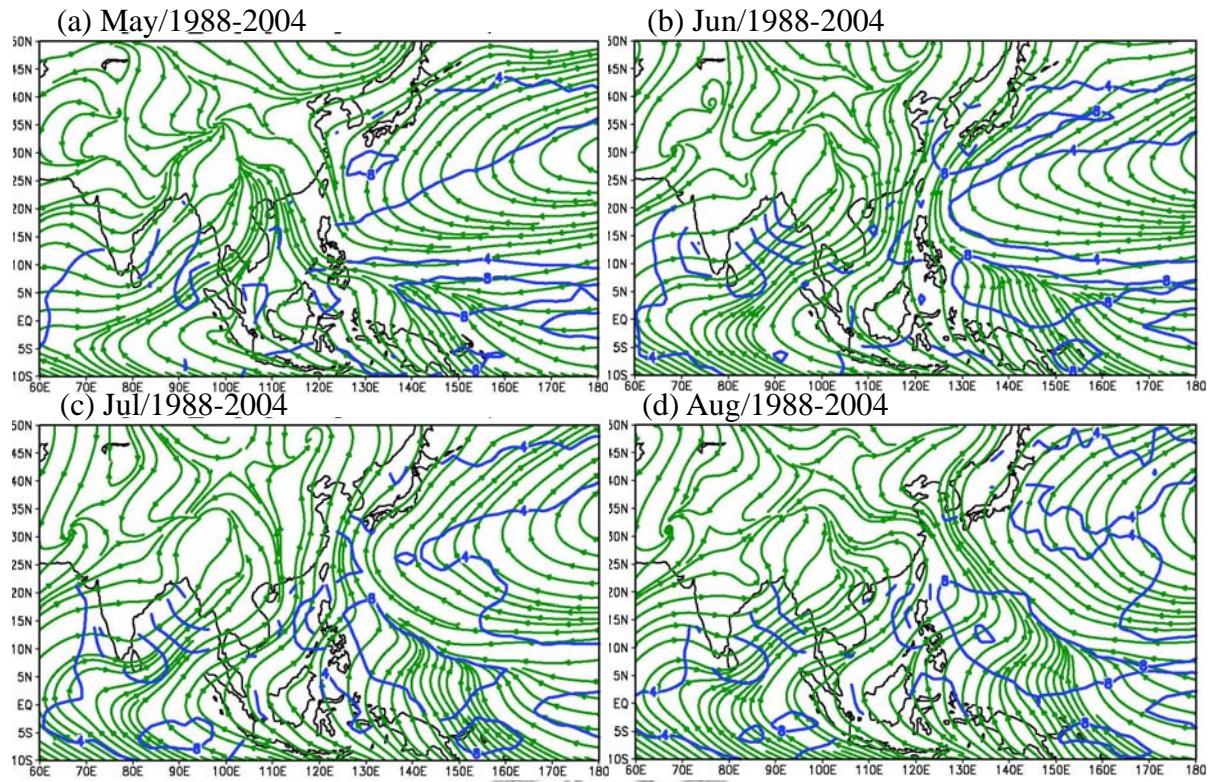


圖 3-1：(a)-(d)分別為 5-8 月 1988-2004 年的氣候平均場。綠色線為氣流線。藍色線為等雨量線(間距 4mm/day)。

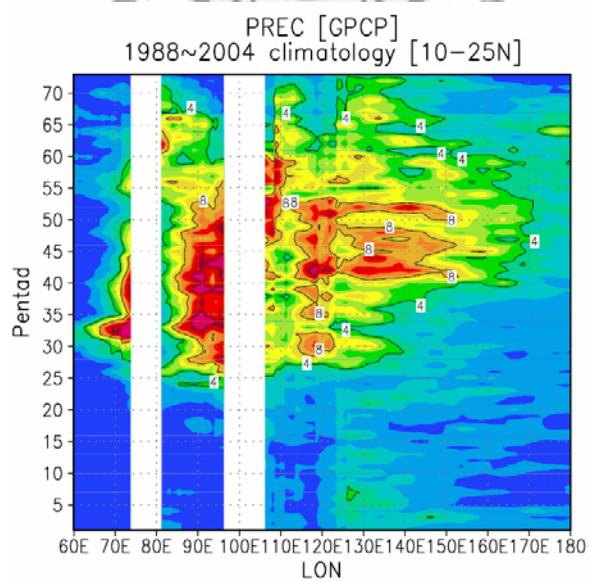


圖 3-2：10~25°N 間之平均雨量隨時間(Pentad)變化的情形。橫軸為經度，縱軸為時間。雨量單位為 mm/day。

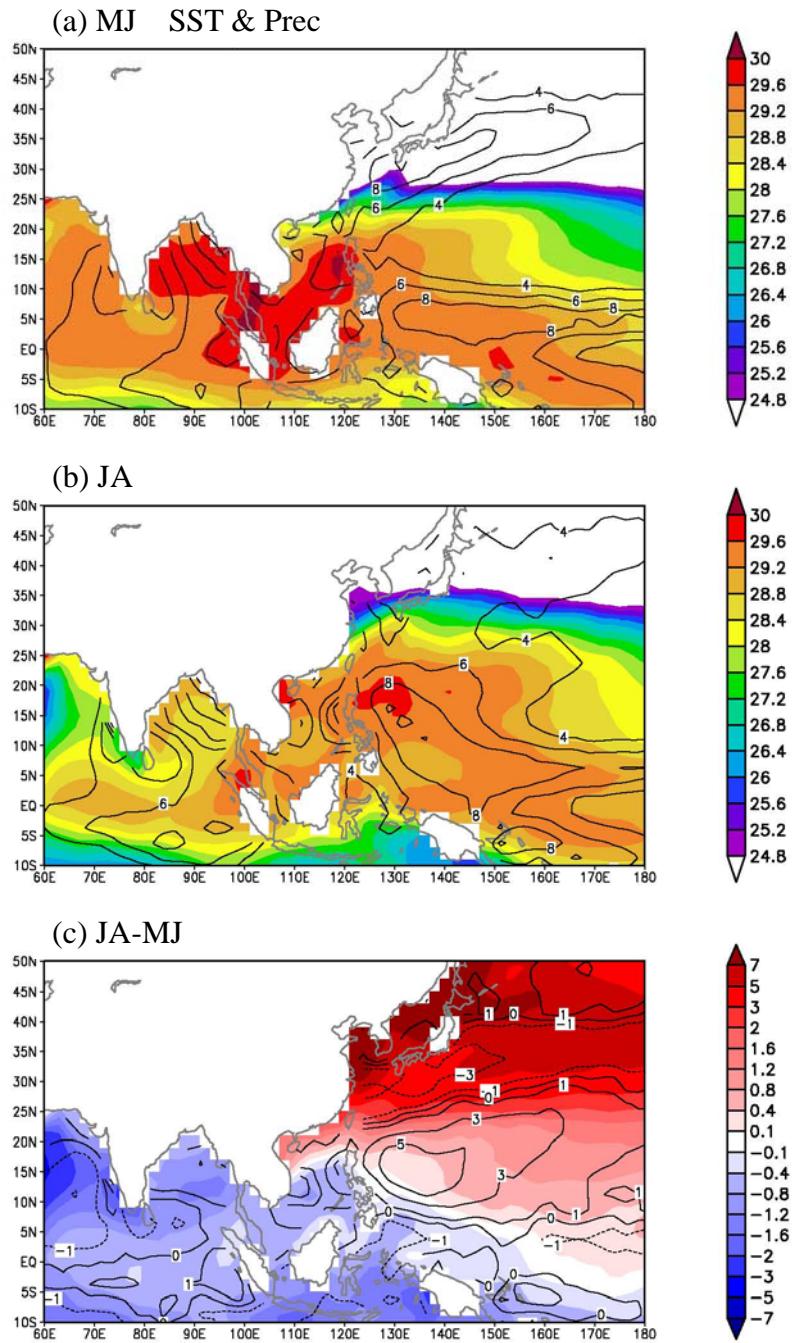


圖 3-3：SST (shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。SST 單位： $^{\circ}\text{C}$ ；雨量單位： mm/day 。

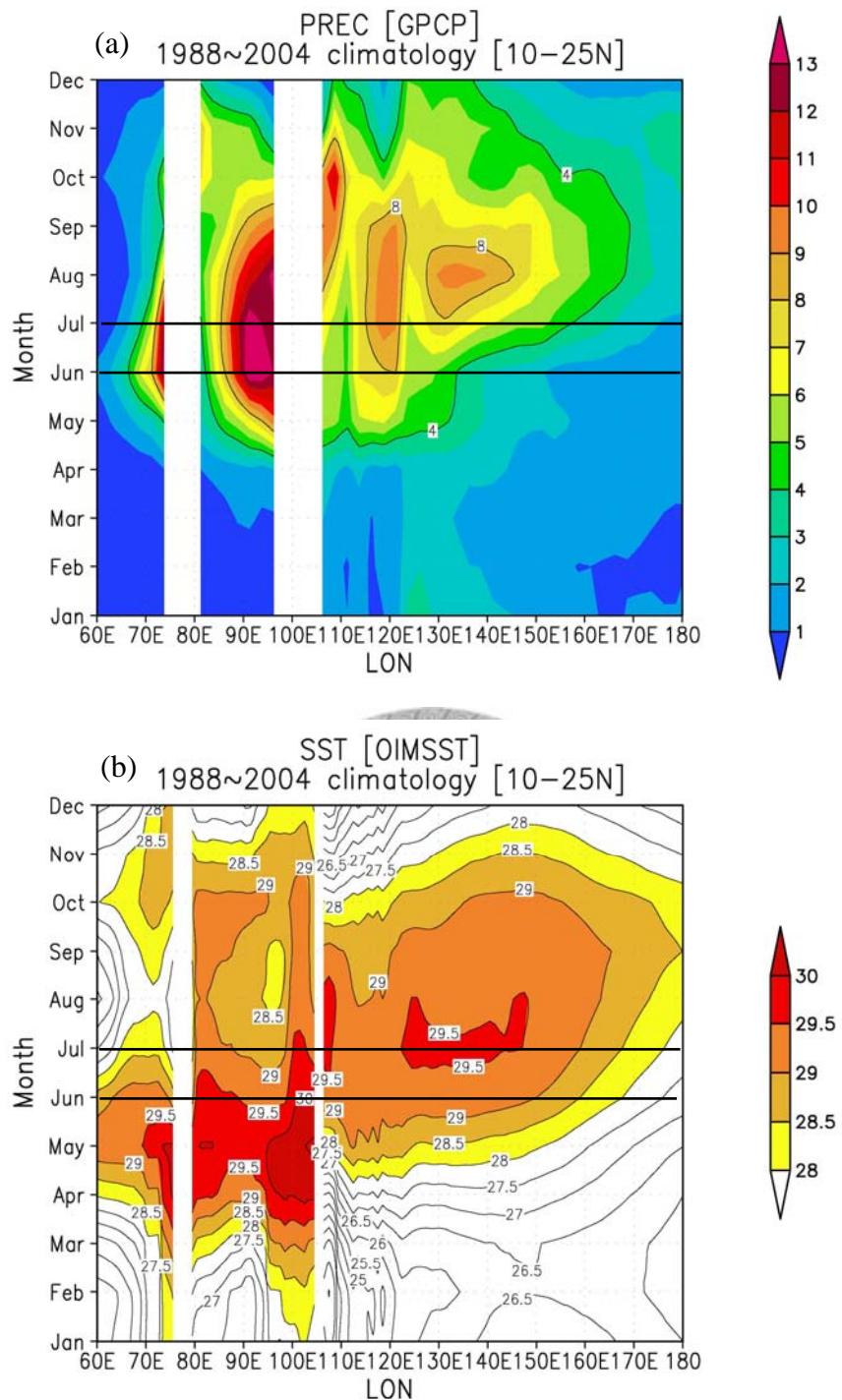


圖 3-4：1988-2004 年 10°N ~ 25°N 平均 (a)雨量及 (b)SST 隨時間(月份)的變化。

橫軸為經度，縱軸為月份。雨量單位為 mm/day，SST 單位為°C。以上均用月平均資料。

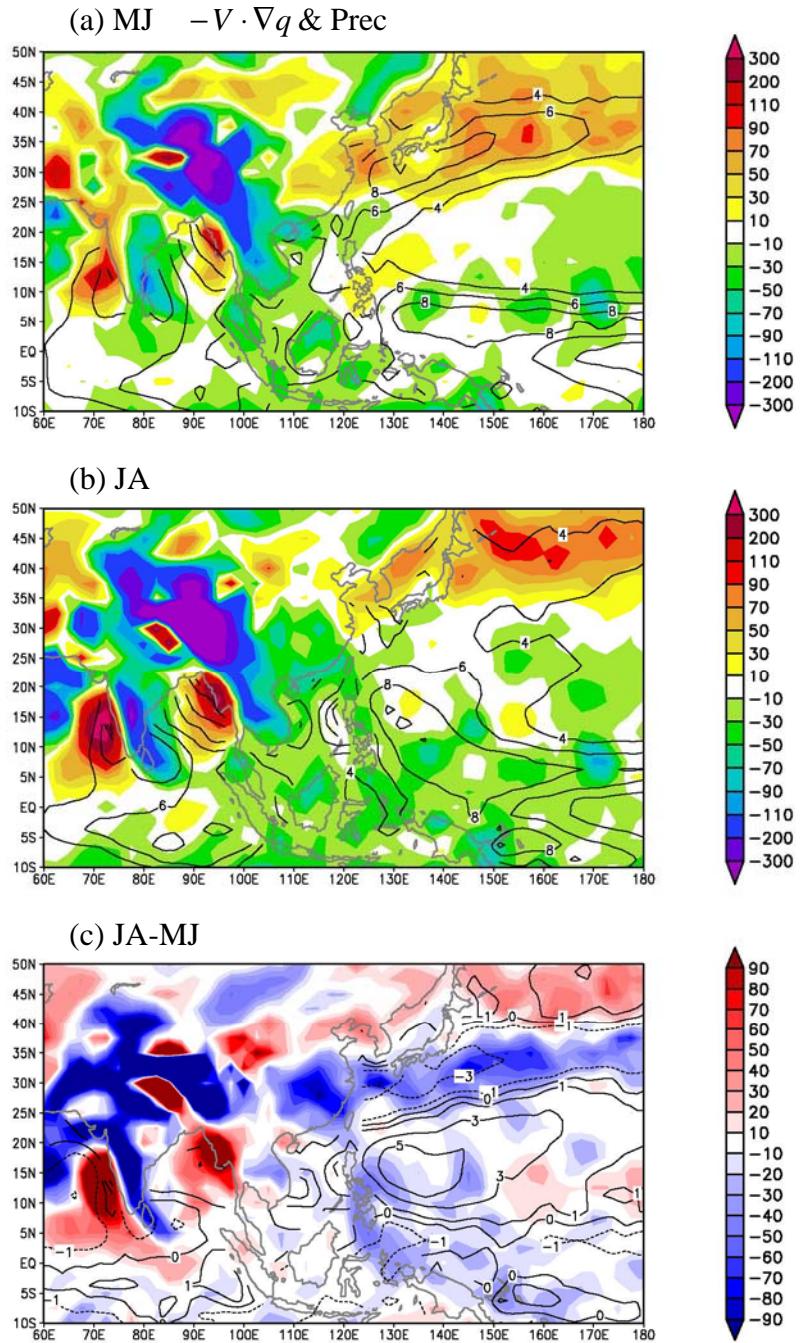


圖 3-5：水汽平流項 $-V \cdot \nabla q$ (shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。 $-V \cdot \nabla q > 0$ 代表濕平流； $-V \cdot \nabla q < 0$ 代表乾平流。

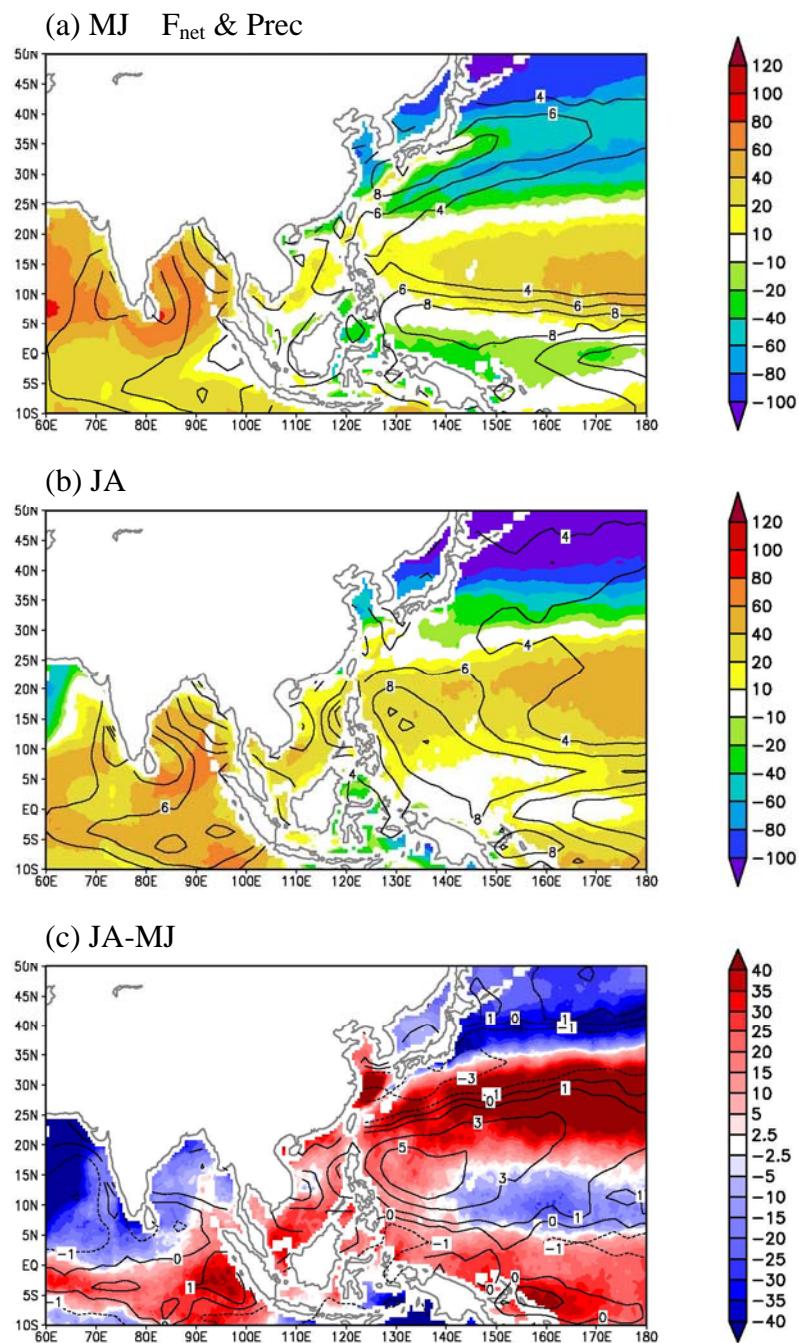


圖 3-6：大氣柱淨熱通量(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。淨熱通量單位： W/m^2 ，進入大氣為正；雨量單位： mm/day 。

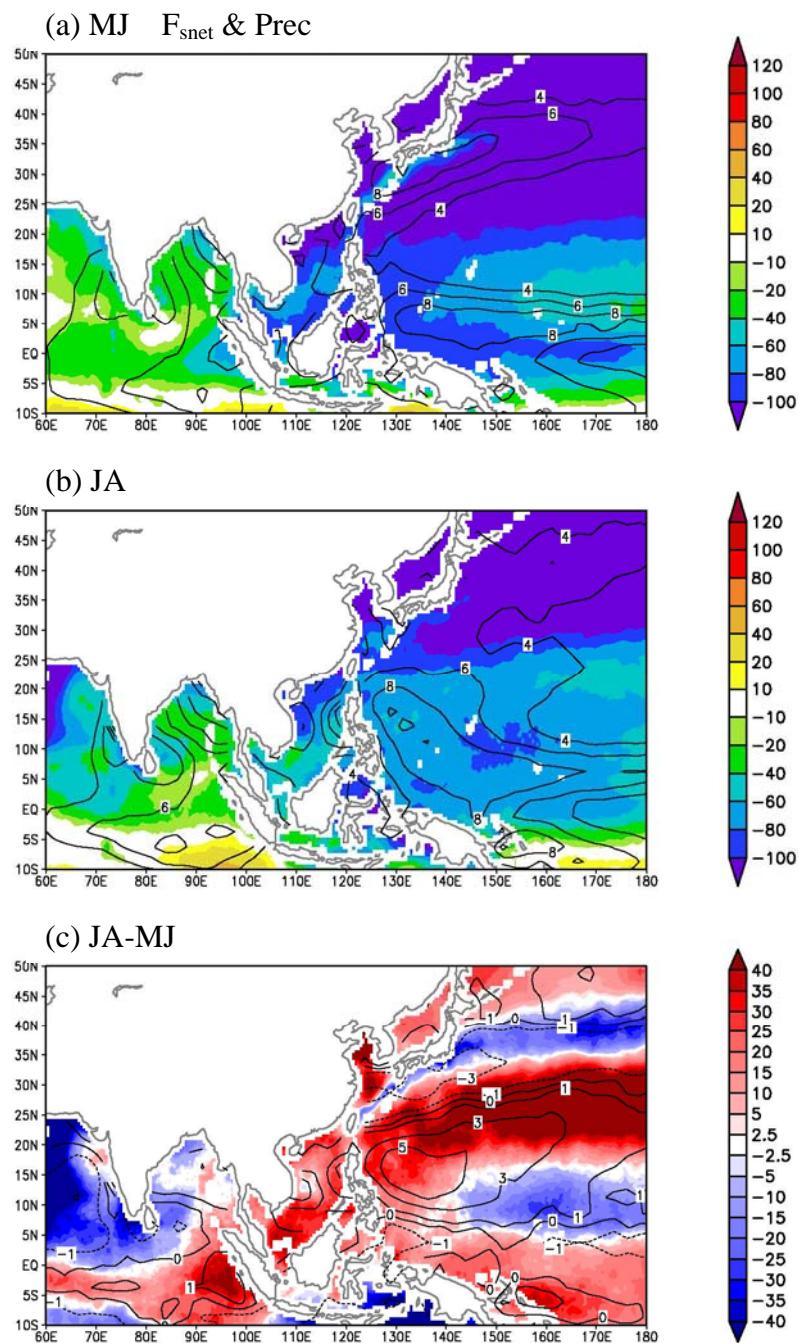


圖 3-7：淨地表熱通量(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；
(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。淨地表熱通量
單位： W/m^2 ，向上為正；雨量單位： mm/day 。

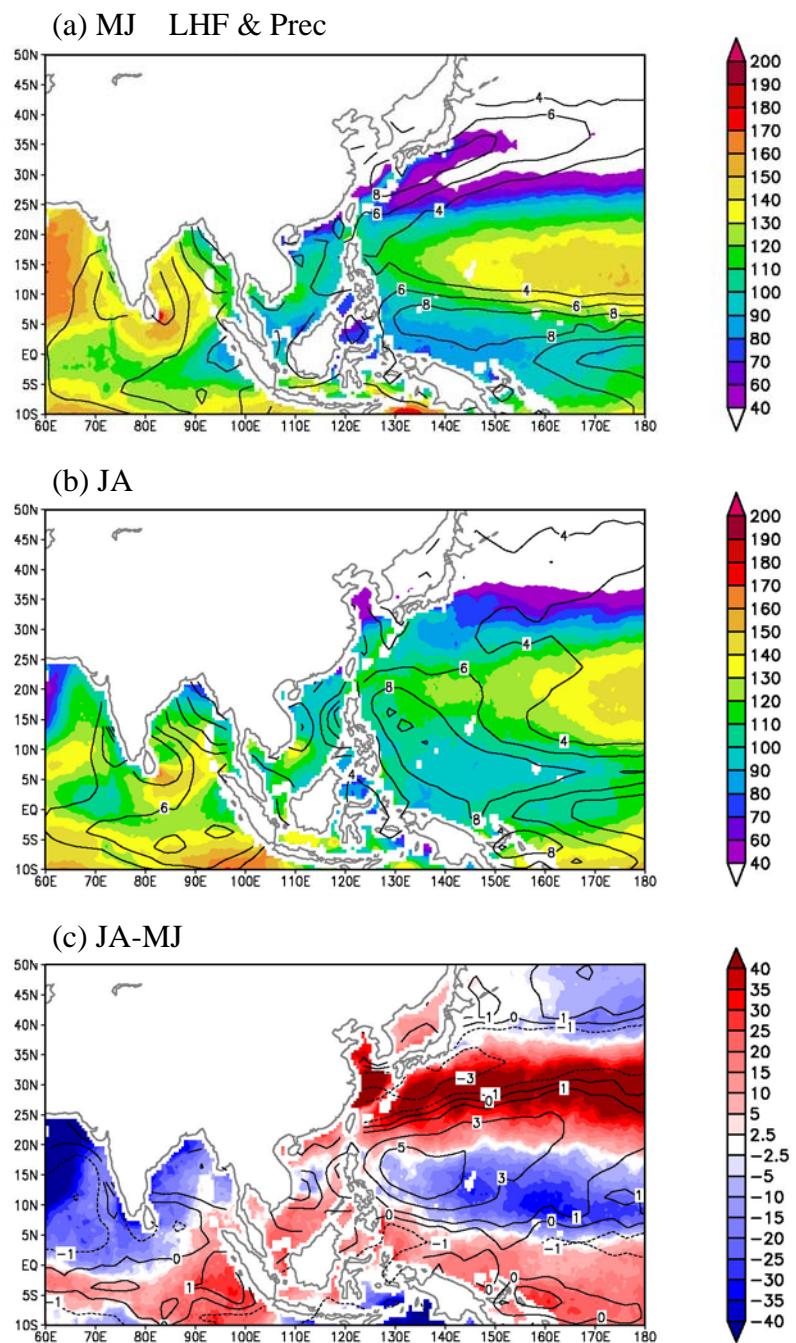


圖 3-8:潛熱通量(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。潛熱通量單位： W/m^2 ，向上為正；雨量單位： mm/day 。

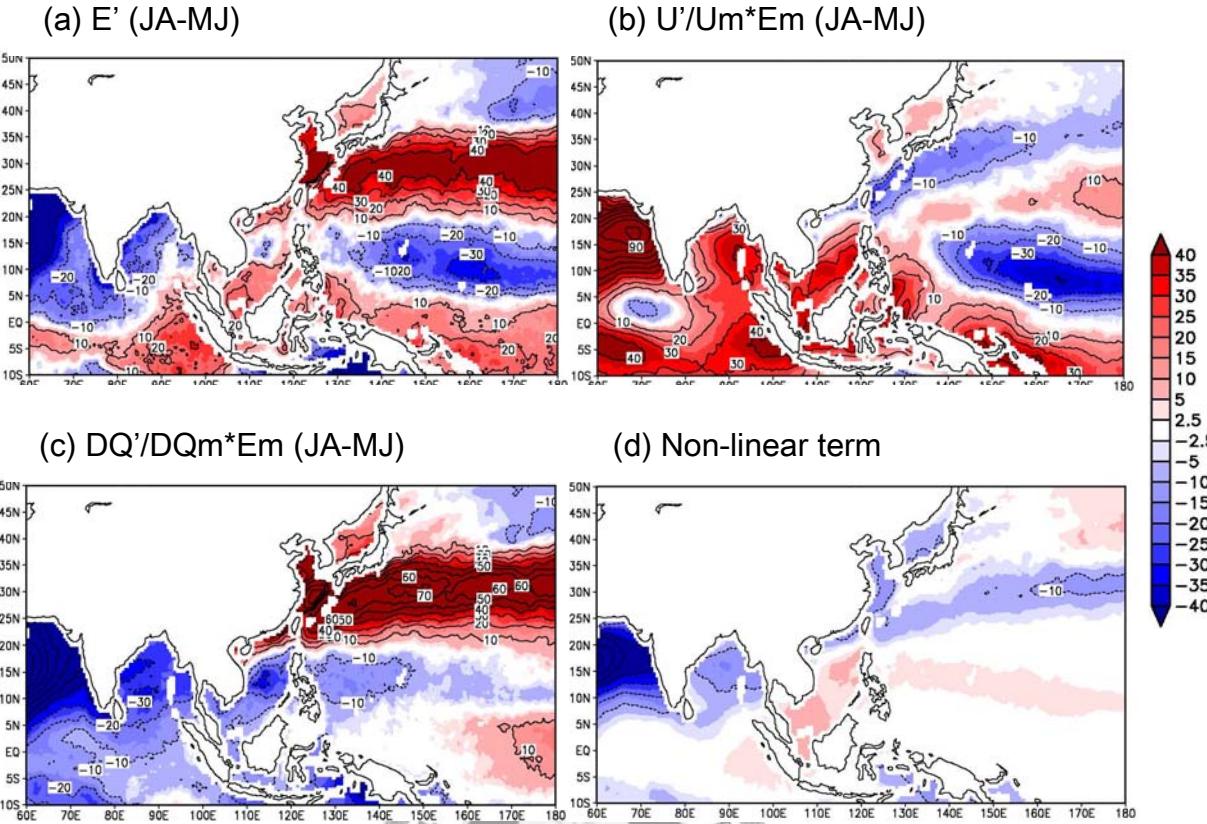


圖 3-9：7~8 月減去 5~6 月之 (a)蒸發量變化($LHF'_{JA} - LHF'_{MJ}$) (b)風速項

$$\left(\frac{U'_{JA} - U'_{MJ}}{\bar{U}} \frac{1}{LHF} \right)$$

(c)水汽項 ($\frac{\Delta q'_{JA} - \Delta q'_{MJ}}{\Delta q} \frac{1}{LHF}$) (d)非線性項

$$\frac{(U'_{JA} - U'_{MJ})(\Delta q'_{JA} - \Delta q'_{MJ})}{\bar{U} \cdot \Delta q} \frac{1}{LHF}$$
。單位皆為 W/m^2 ，向上為正。

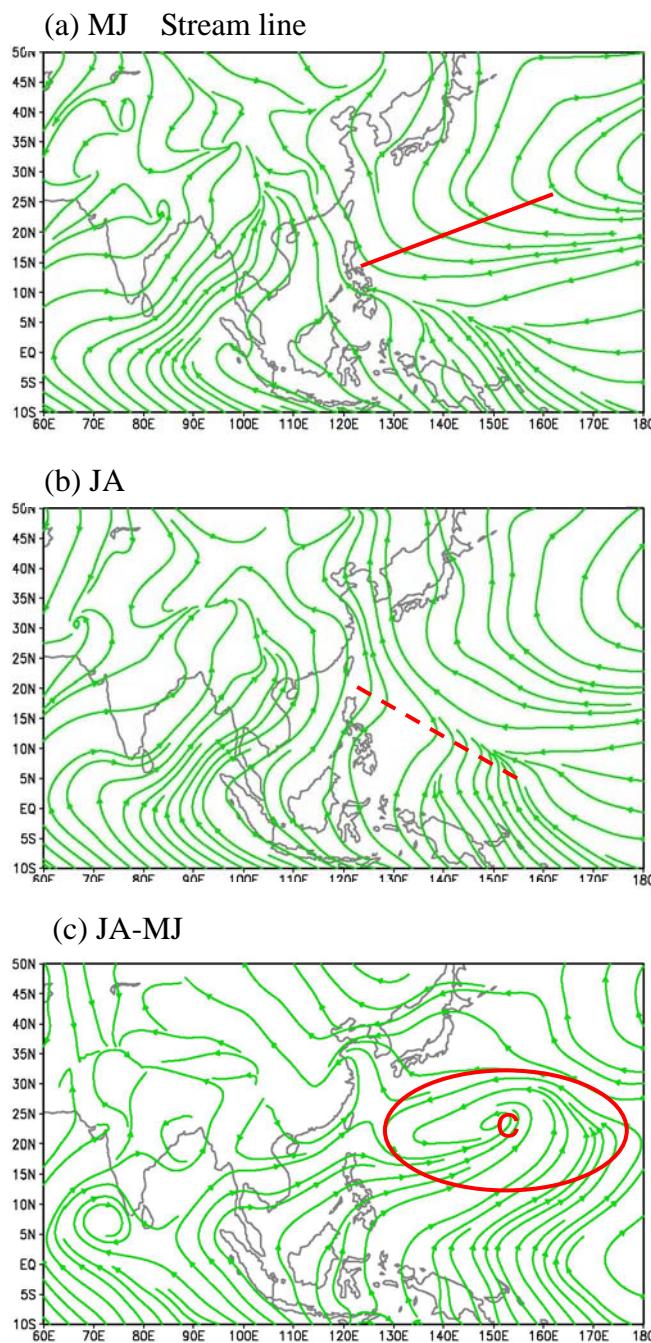


圖 3-10：氣流場之次季節變化。(a) 5~6 月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。

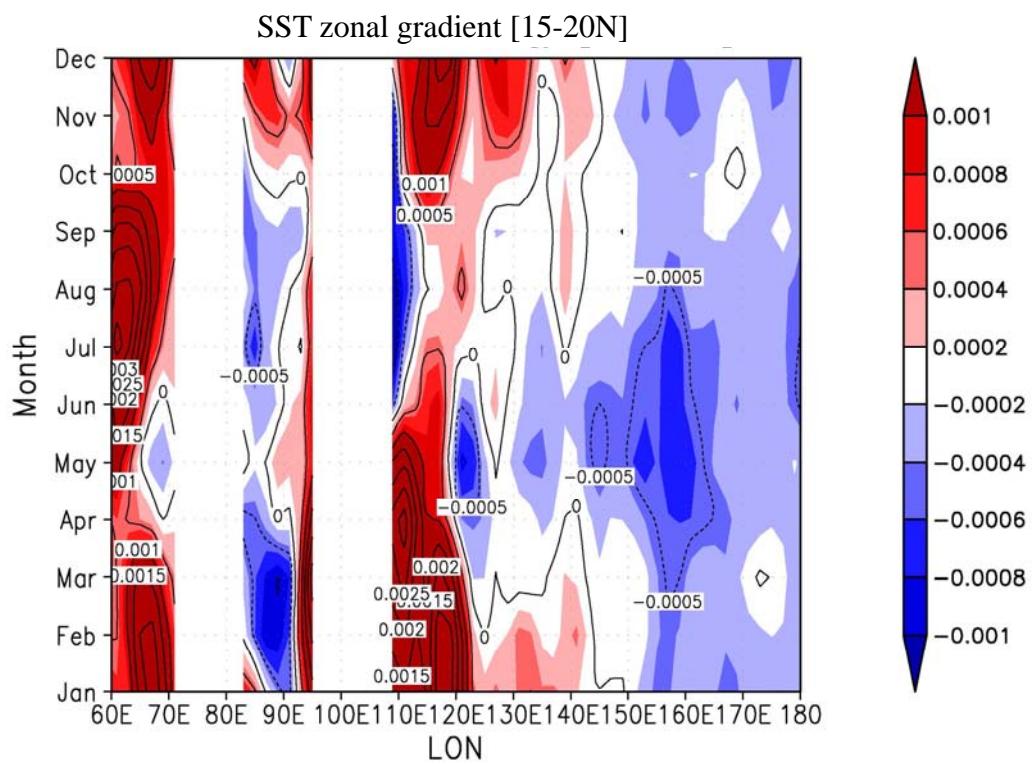


圖 3-11：15~20°N 間 SST 的東西向梯度隨時間之變化。



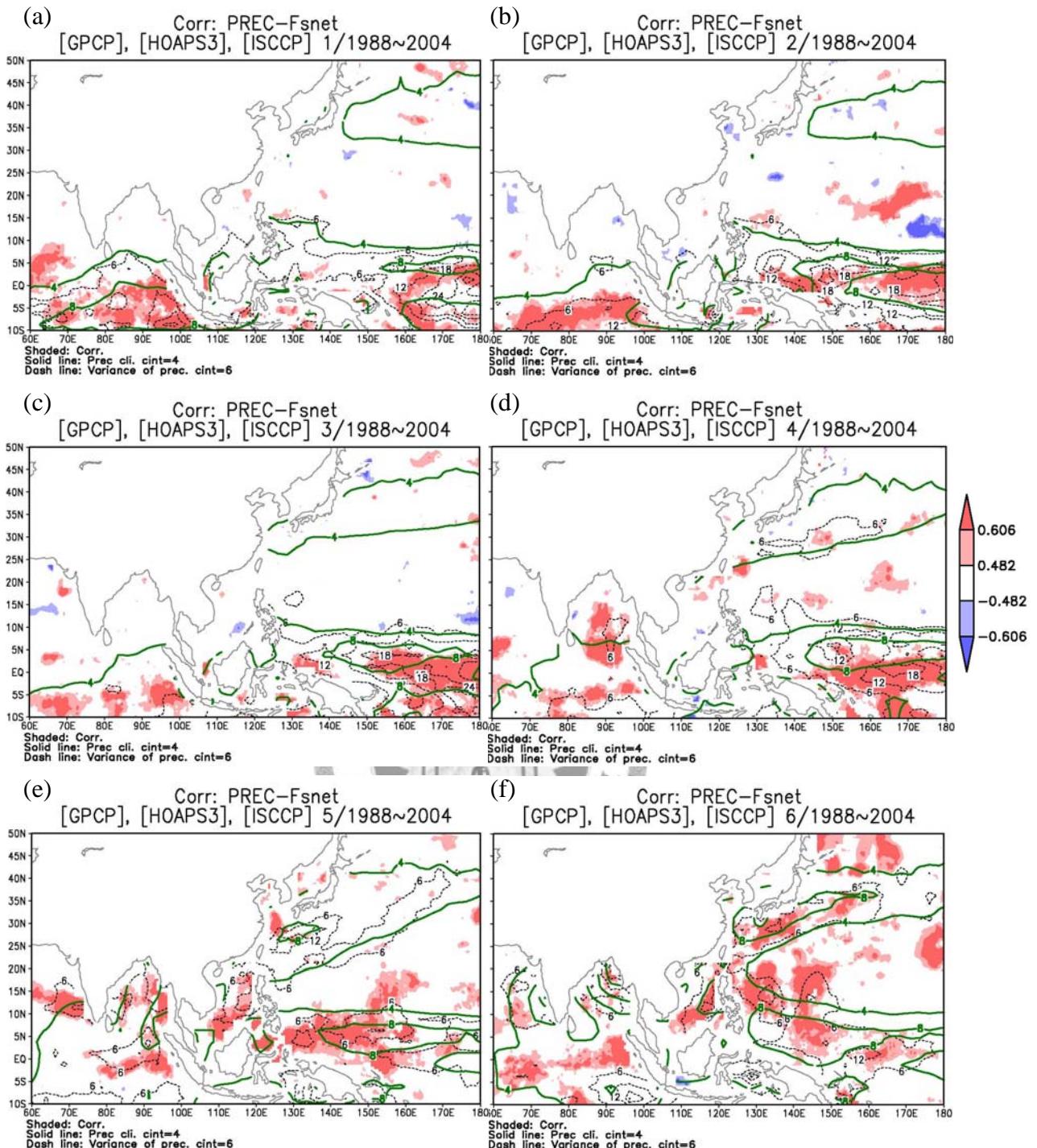


圖 4-1：雨量與淨地表熱通量年際變化的相關係數(塗色)。淺紅色及淺藍色代表達 5% 顯著程度、深紅色及深藍色代表達 1% 顯著程度。綠色粗線為該月雨量的氣候平均值。黑色虛線為雨量的變異係數。(a)-(f)分別為 1-6 月。

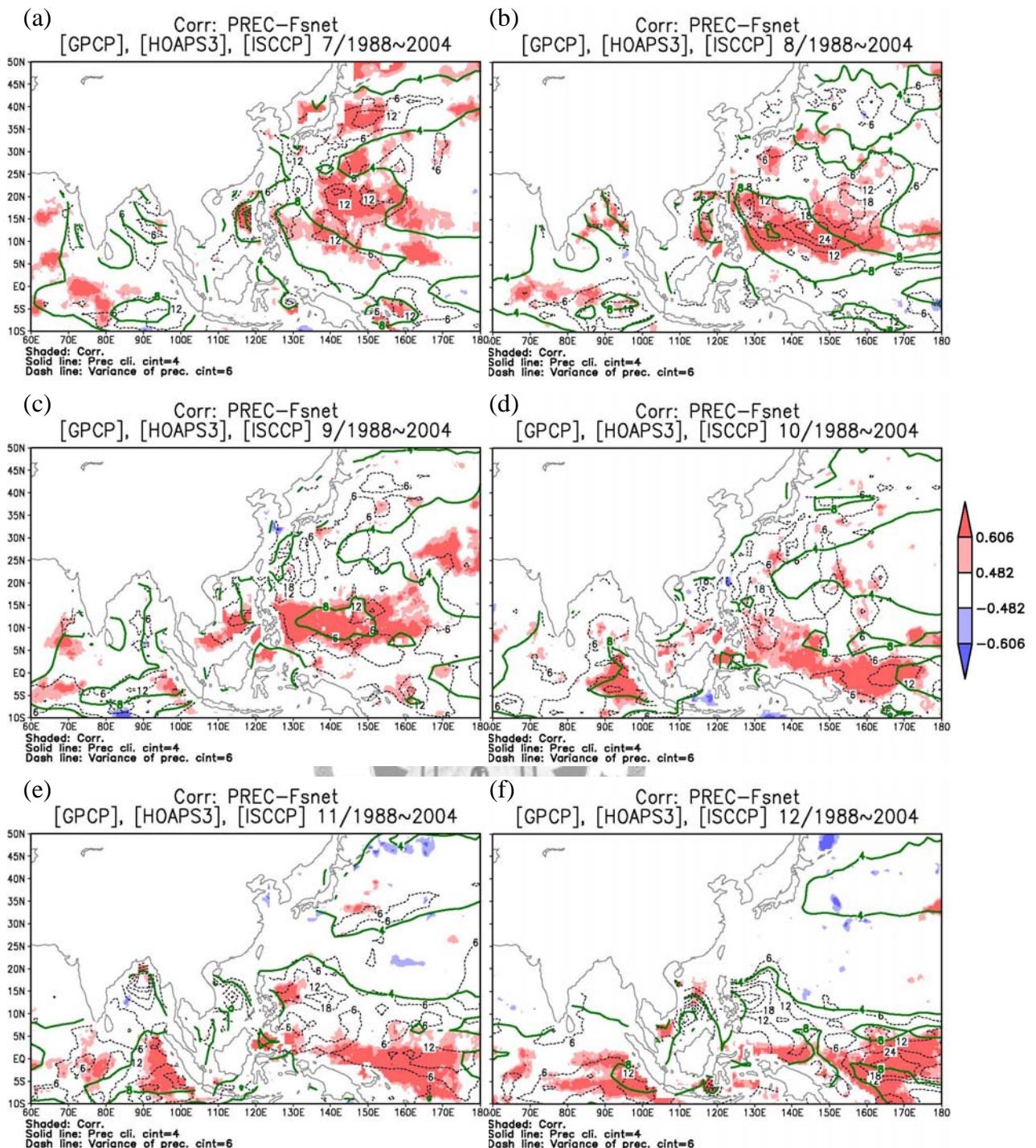


圖 4-2：同圖 4-1，唯(a)-(f)分別為 7-12 月。

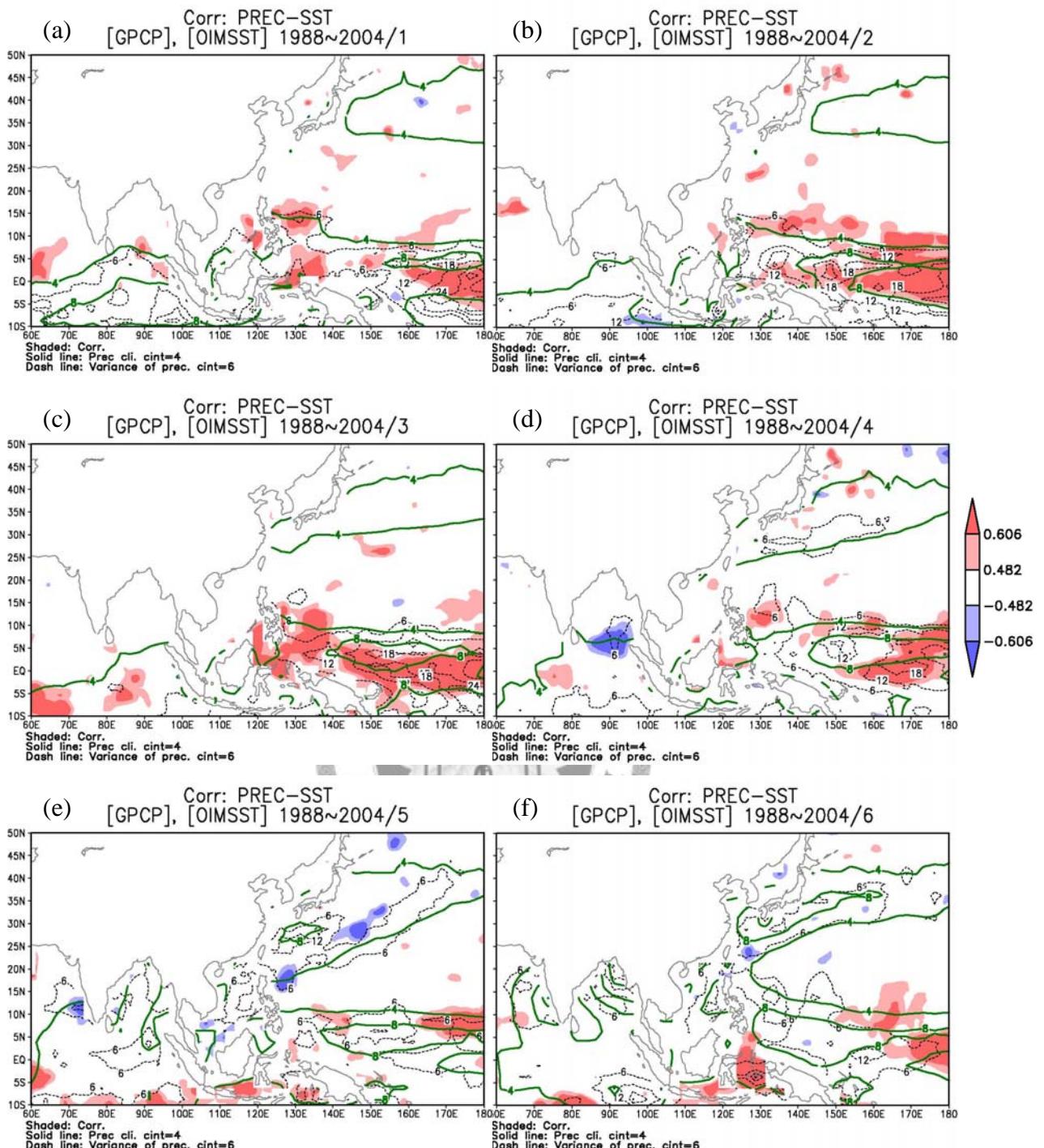


圖 4-3：雨量與 SST 年際變化的相關係數(塗色)。其餘與圖 4-1 同。

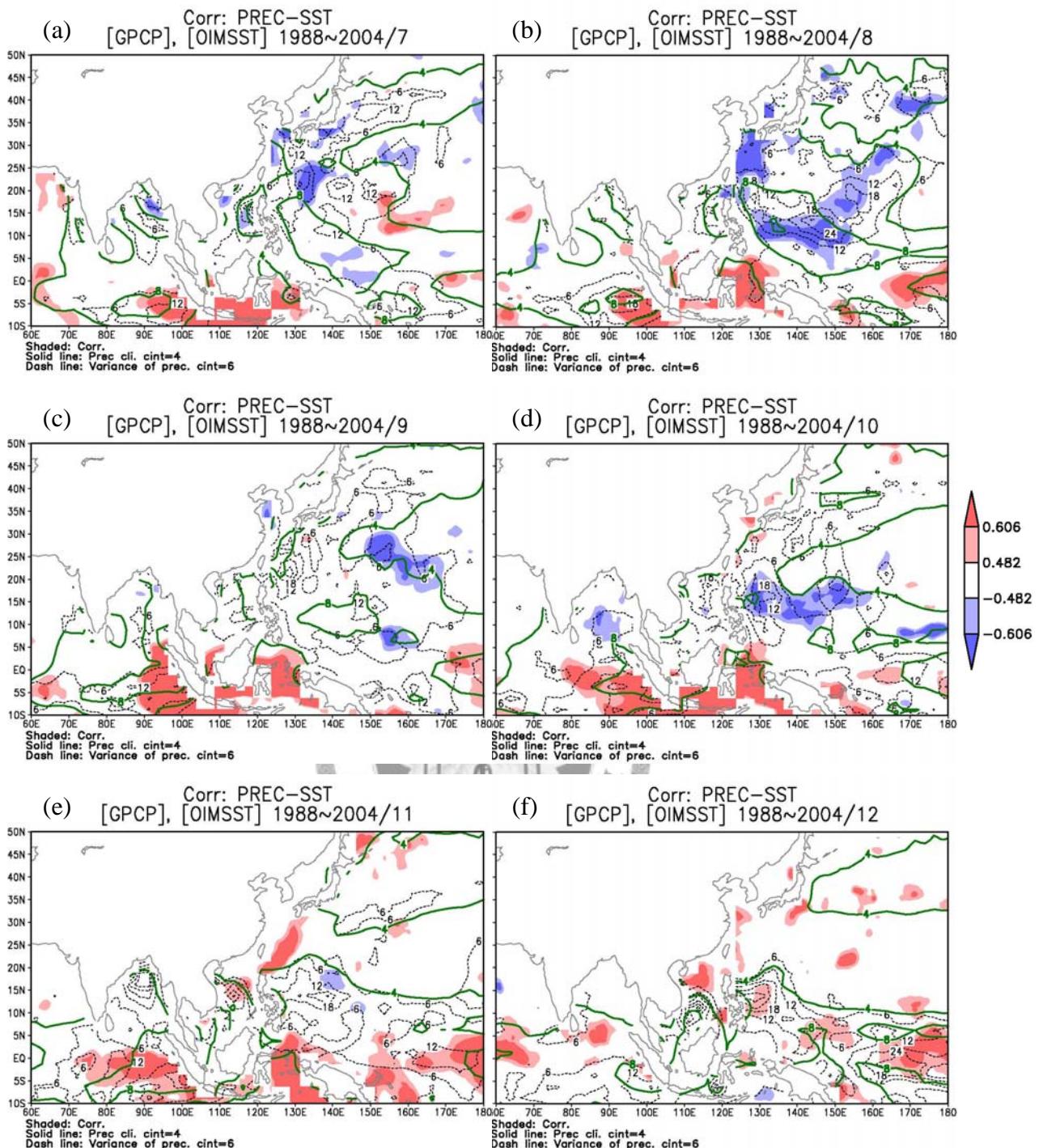


圖 4-4：與圖 4-3 同，唯(a)-(f)分別為 7-12 月。

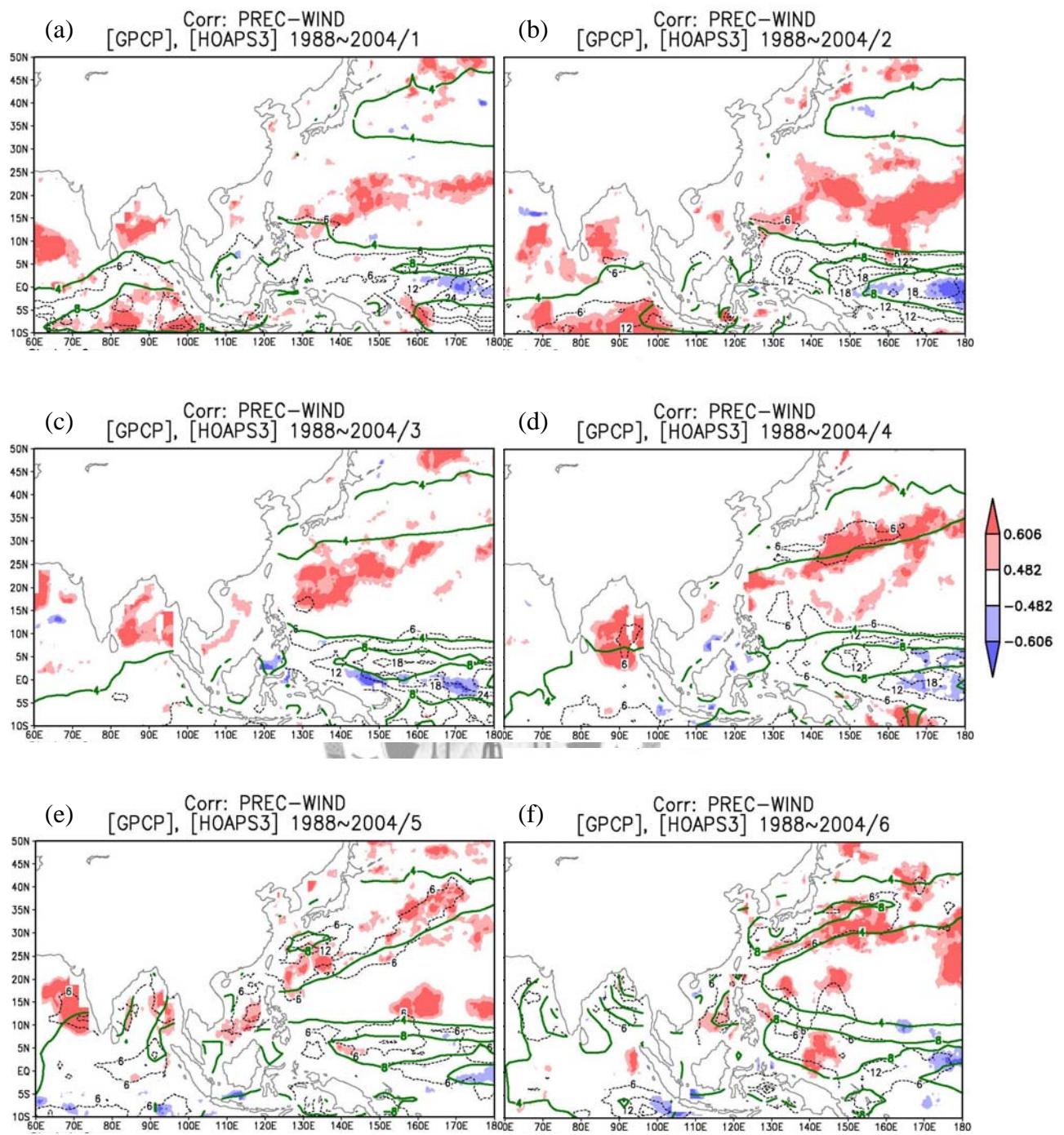


圖 4-5：雨量與風速年際變化的相關係數(塗色區域)。淺紅色及淺藍色代表達 5%顯著程度、深紅色及深藍色代表達 1%顯著程度。綠色粗線為該月雨量的氣候平均值。黑色虛線為雨量的變異係數。(a)-(f)分別為 1-6 月。

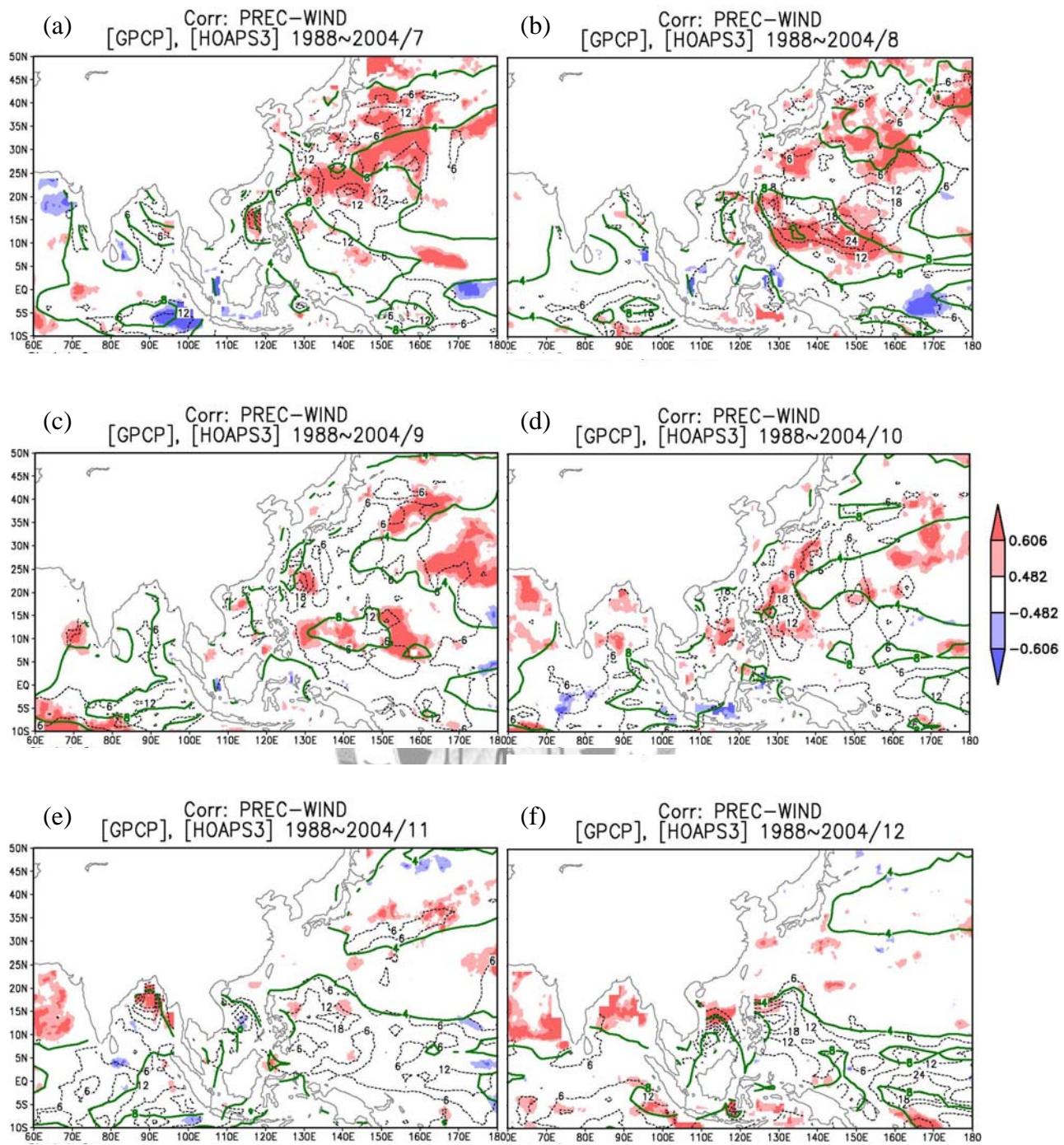


圖 4-6：與圖 4-5 同，唯(a)-(f)分別為 7-12 月。

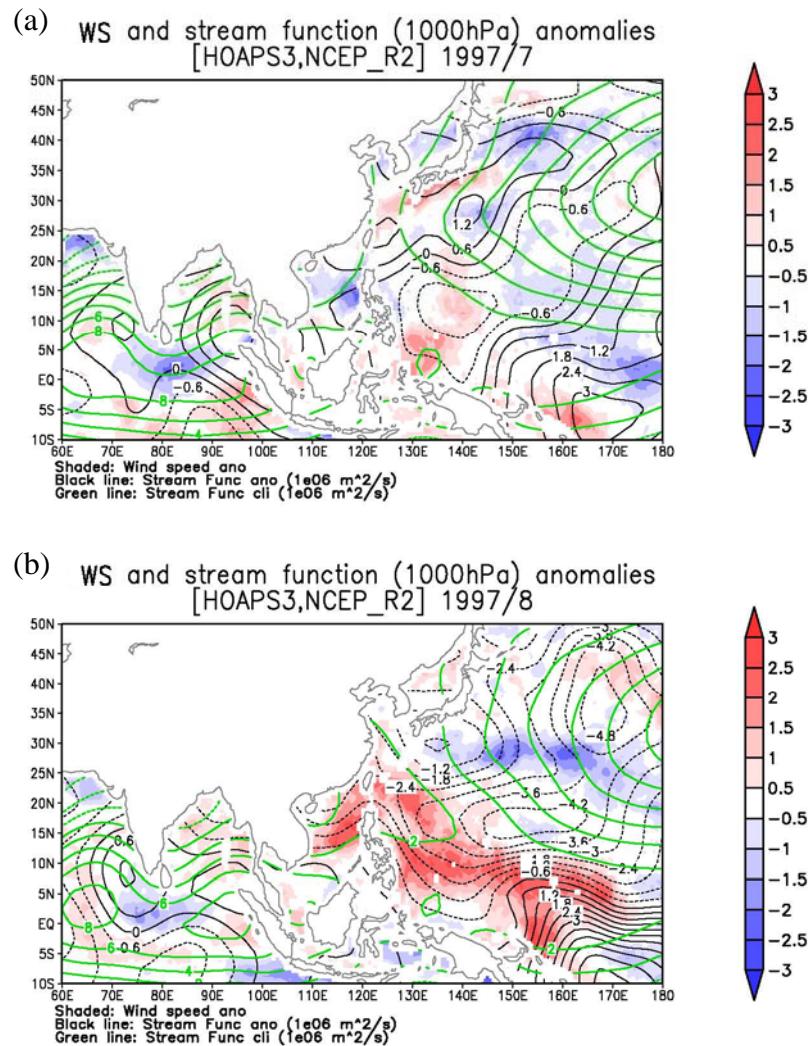


圖 4-7: 1997 年 (a) 7 月與 (b)8 月之風速距平(塗色區域)、流函數距平(黑色等值線)，及流函數氣候平均值(綠色等值線，間距為 2)。風速單位：
m/s、流函數單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

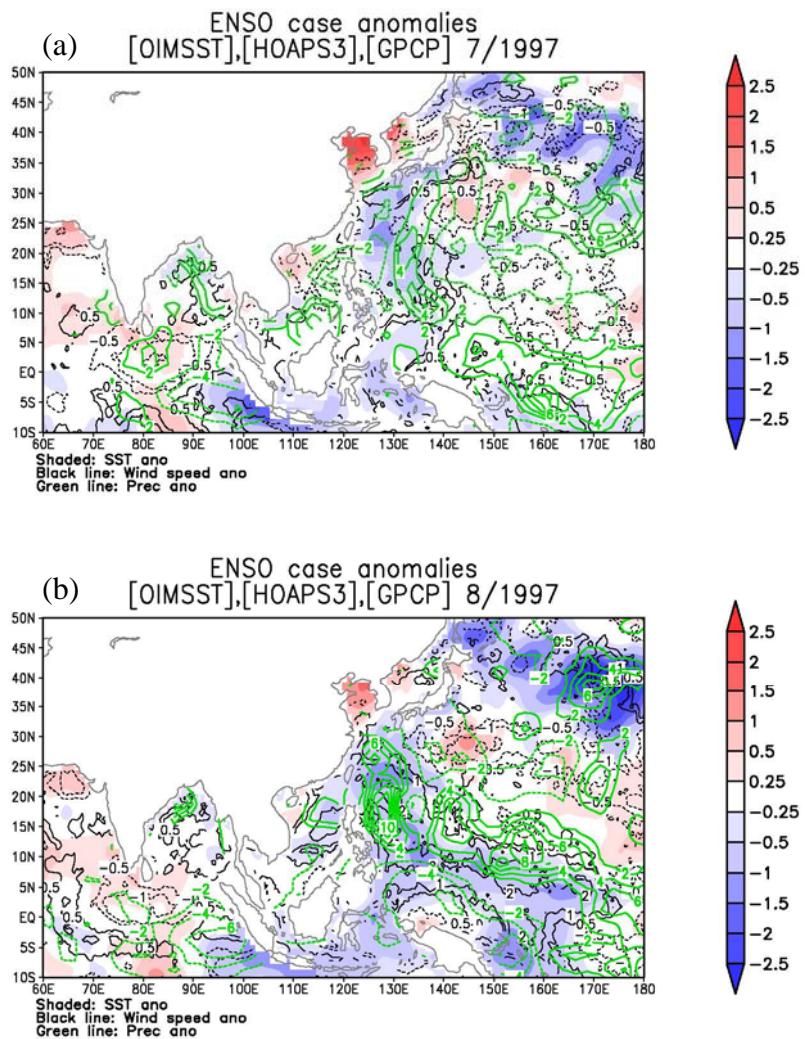


圖 4-8：1997 年 (a) 7 月與 (b)8 月之 SST 距平(塗色區域)、風速距平(黑色等值線)，及雨量距平(綠色等值線)。SST 單位： $^{\circ}\text{C}$ 、風速單位： m/s 、雨量單位： mm/day 。

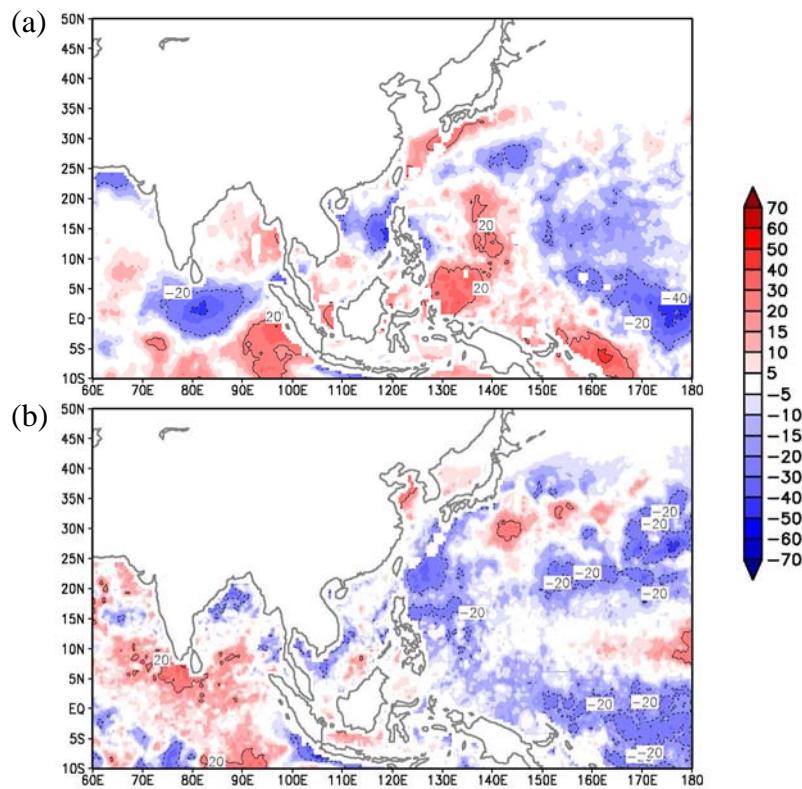


圖 4-9：1997 年 7 月(a)風速項及(b)水汽項對蒸發量距平的貢獻。單位： W/m^2 。

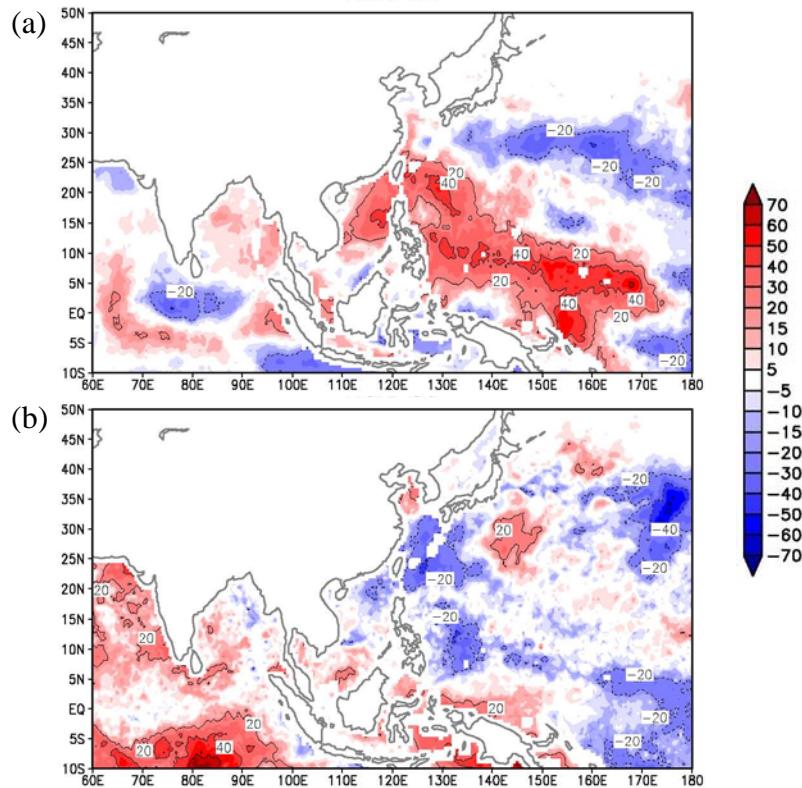


圖 4-10：同圖 4-9，唯時間為 1997 年 8 月。

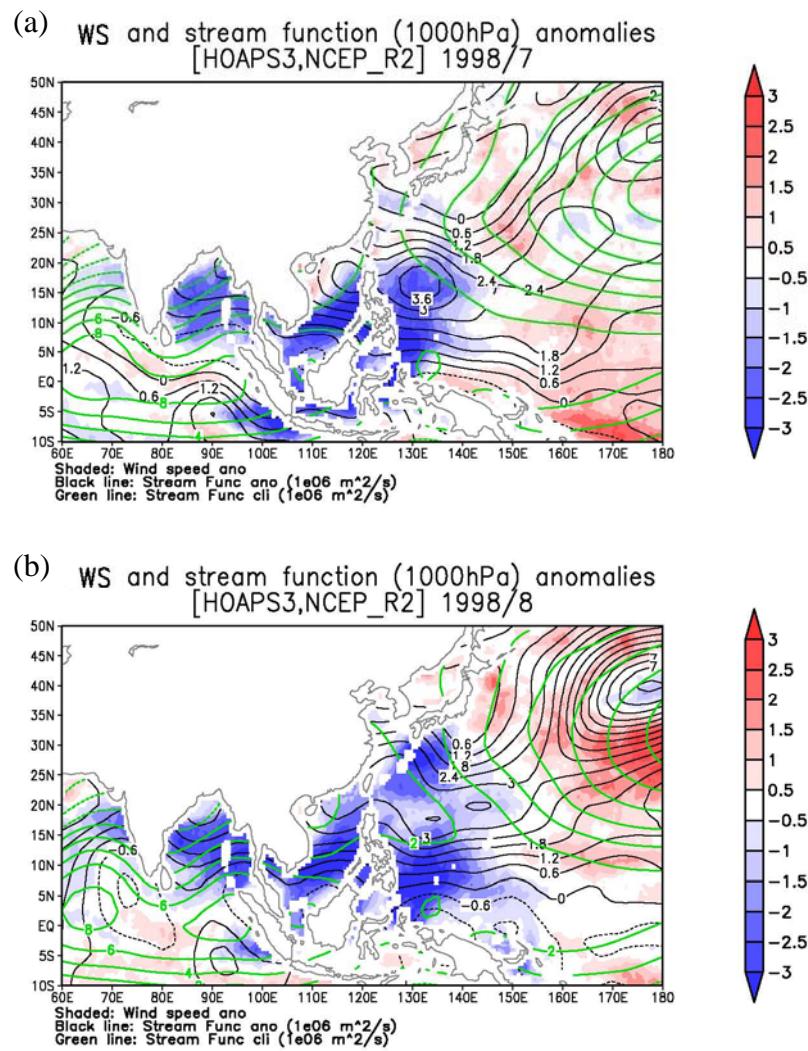


圖 4-11：1998 年 (a) 7 月與 (b)8 月之風速距平(塗色區域)、流函數距平(黑色等值線)，及流函數氣候平均值(綠色等值線，間距為 2)。風速單位：
m/s、流函數單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

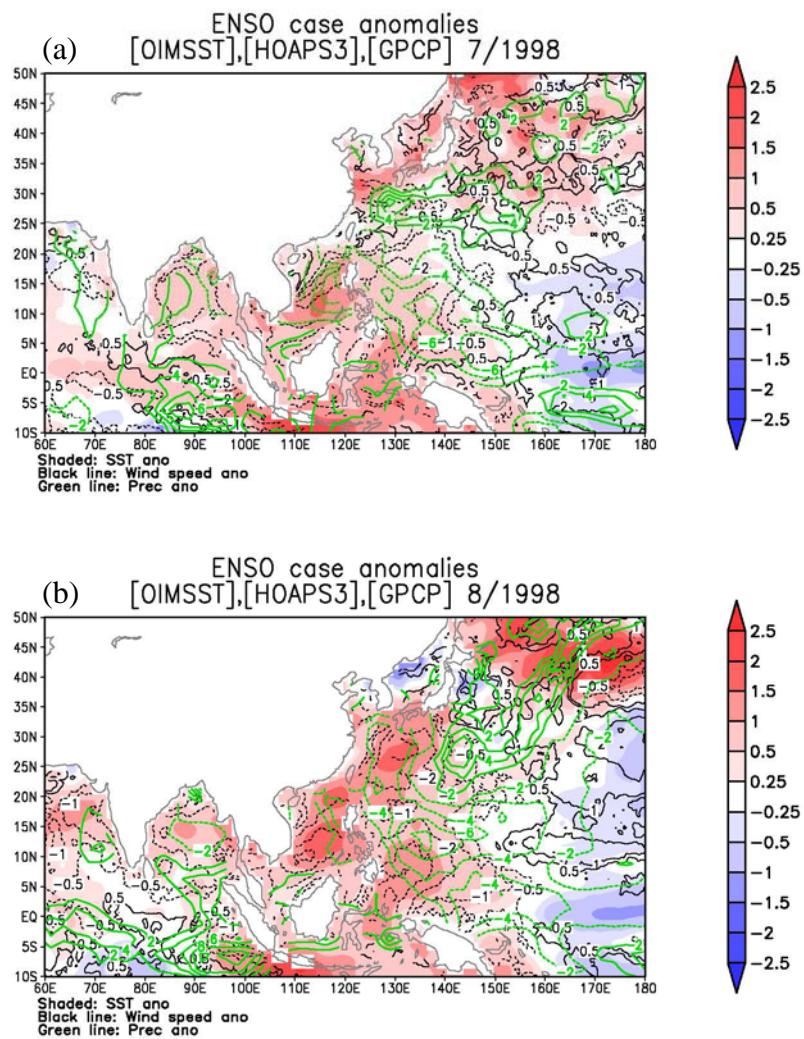


圖 4-12：1998 年 (a) 7 月與 (b)8 月之 SST 距平(塗色區域)、風速距平(黑色等值線)，及雨量距平(綠色等值線)。SST 單位： $^{\circ}\text{C}$ 、風速單位： m/s 、雨量單位： mm/day 。

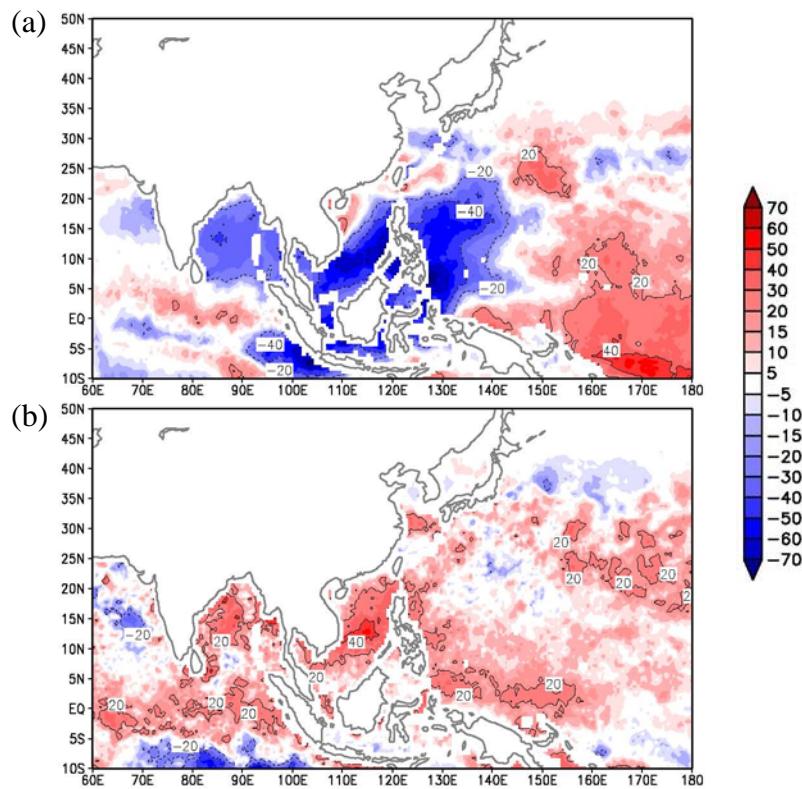


圖 4-13: 1998 年 7 月(a)風速項及(b)水汽項對蒸發量距平的貢獻。單位： W/m^2 。

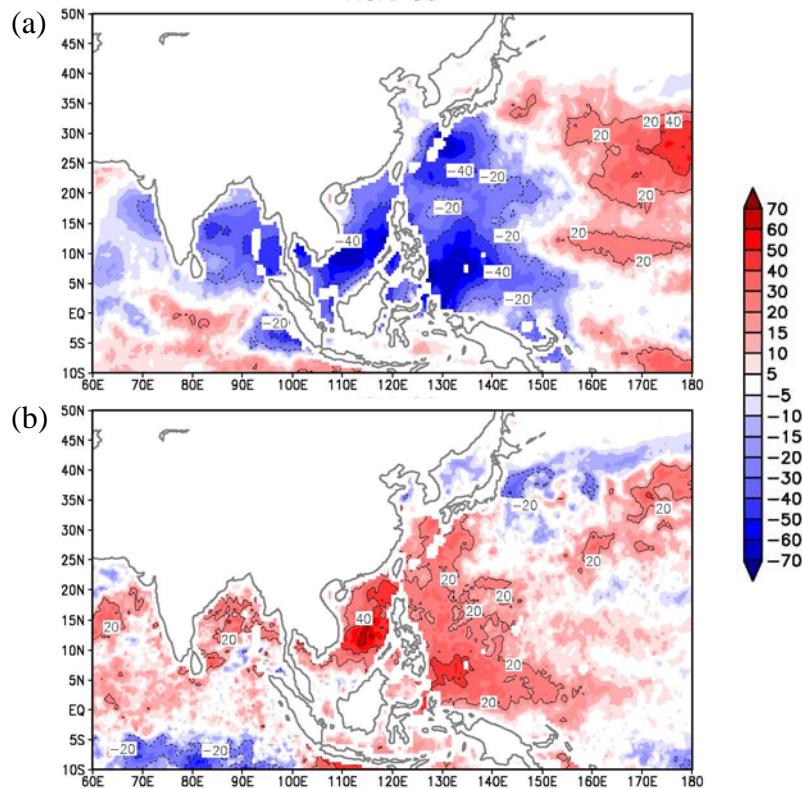


圖 4-14：同圖 4-13，唯時間為 1998 年 8 月。

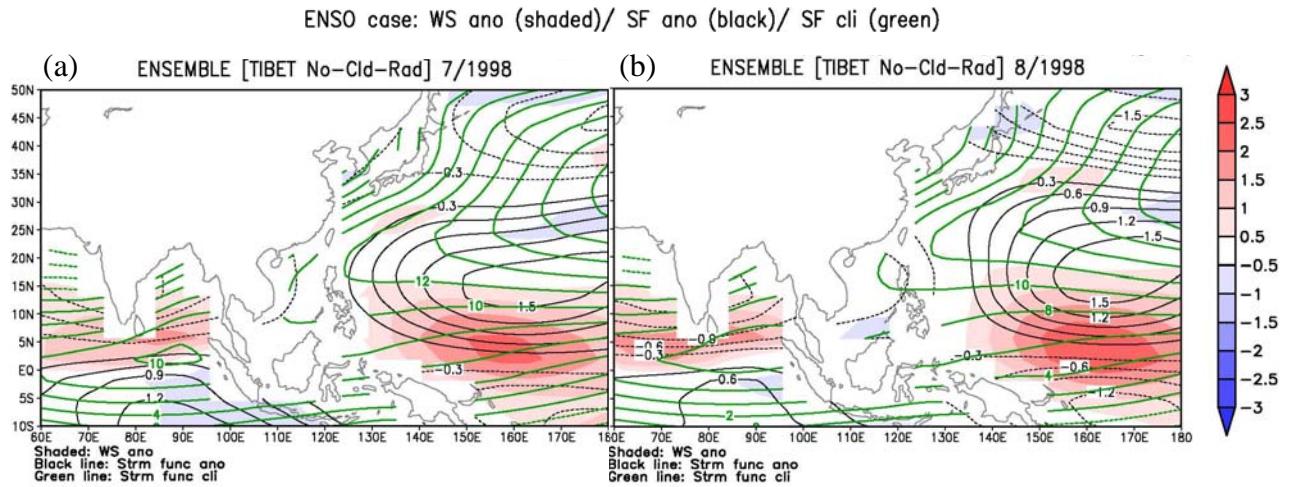


圖 4-15：QTCM 的模擬結果—雲量固定、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平(單位： m/s)，黑色等值線為流函數距平(單位： $10^6 m^2/s$)，綠色等值線為流函數的氣候平均值。

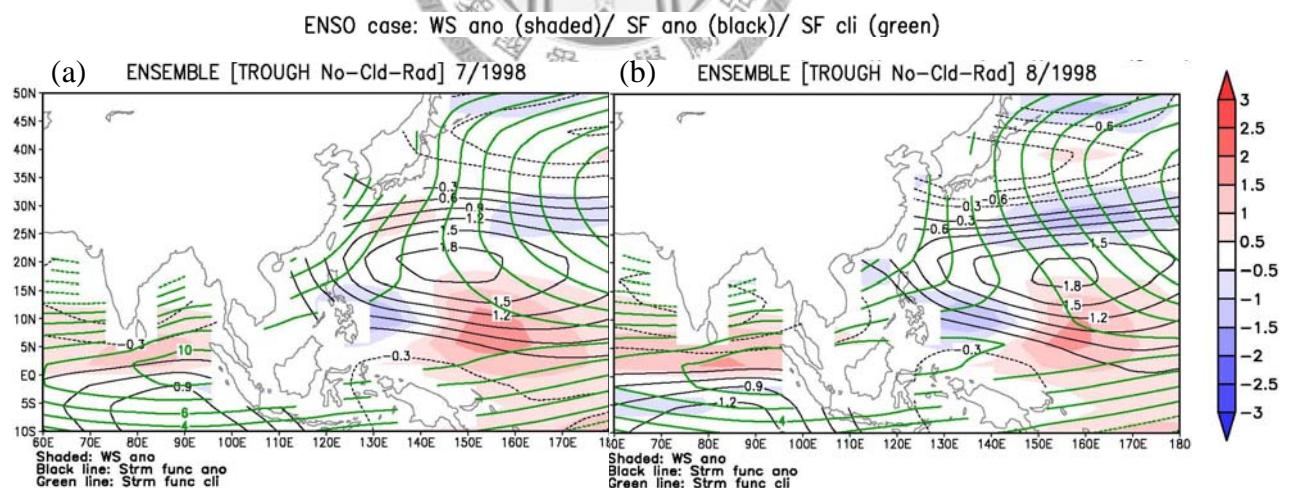


圖 4-16：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-15 同。

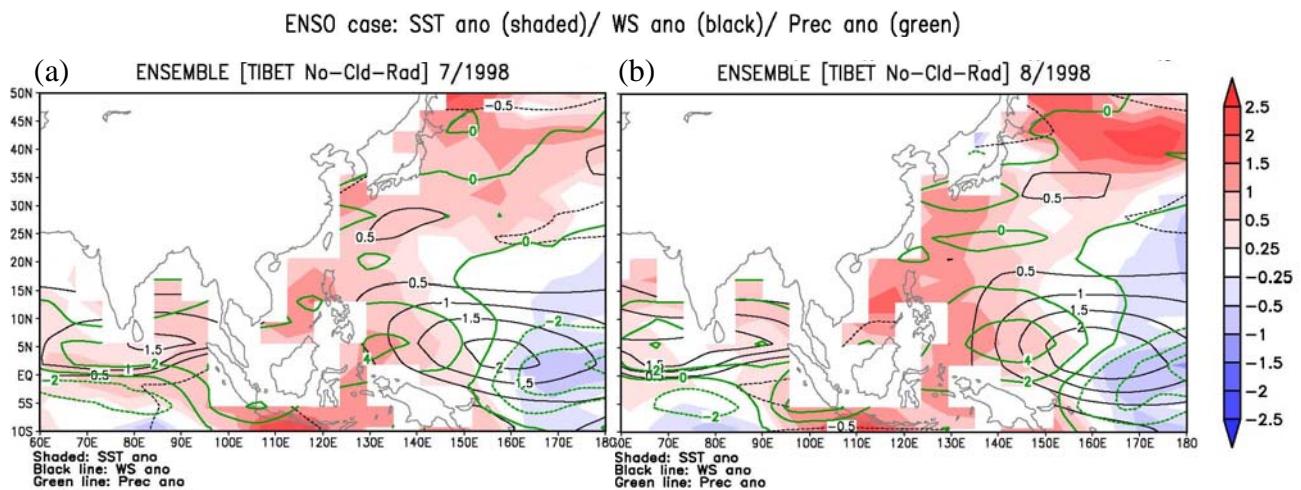


圖 4-17：QTCM 的模擬結果—雲量固定、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為 SST 距平(單位： $^{\circ}\text{C}$)，黑色等值線為風速距平(單位： m/s)，綠色等值線為雨量距平(單位： mm/day)。

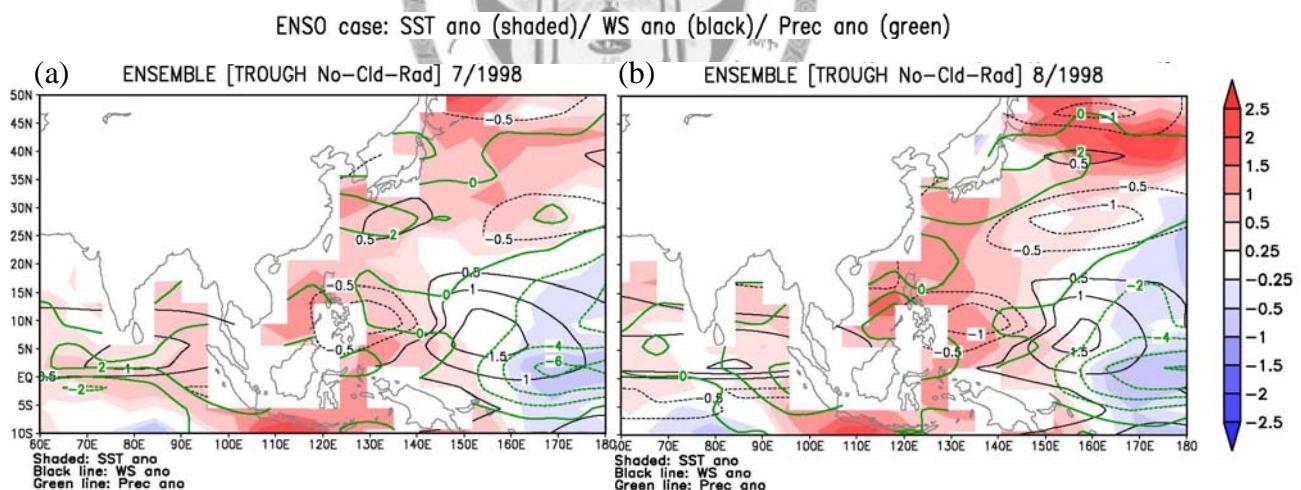


圖 4-18：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-17 同。

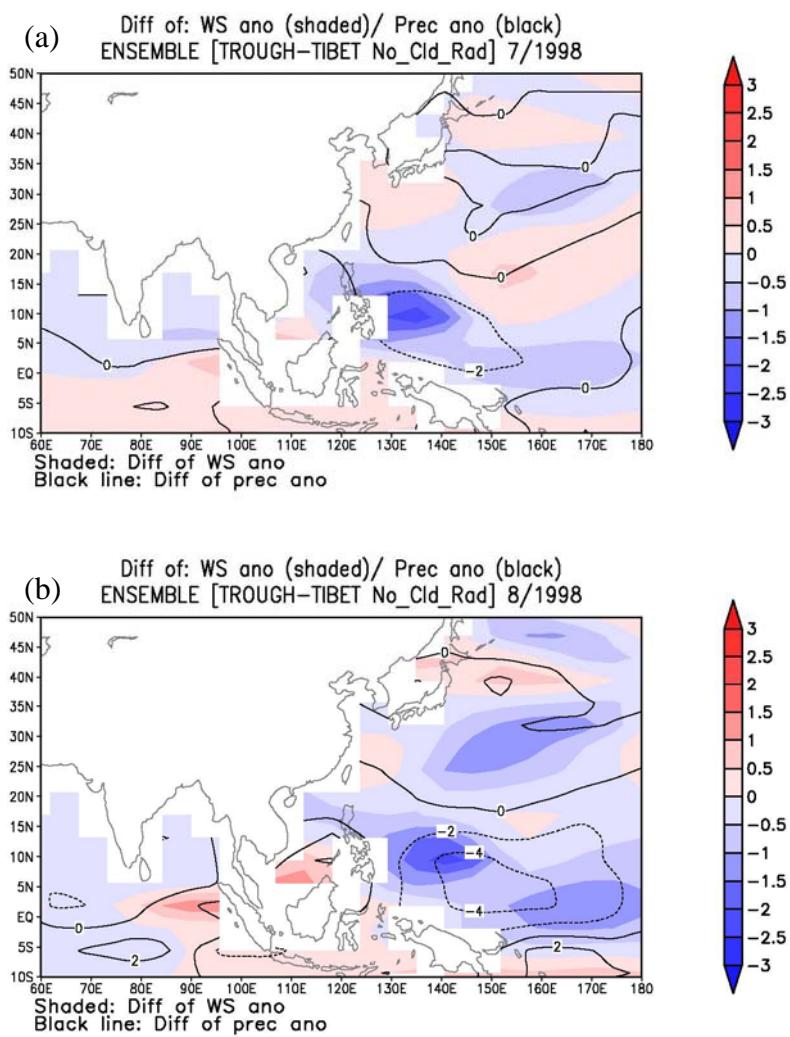


圖 4-19：QTCM 的模擬結果—雲量固定、實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的差異。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平差異(單位： m/s)，黑色等值線為雨量距平差異(單位： mm/day)。

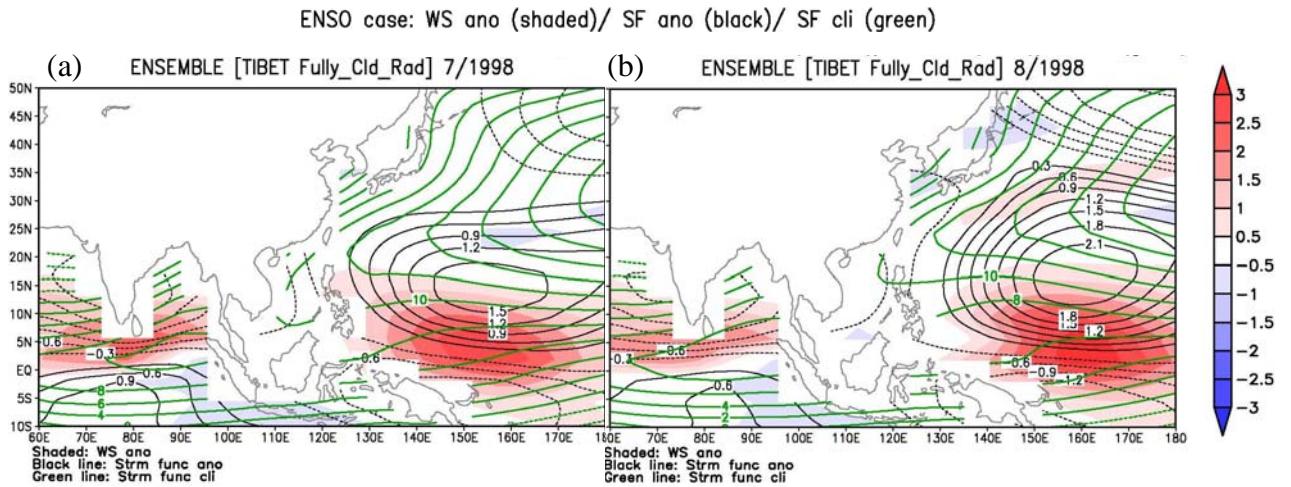


圖 4-20：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年

7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平(單位： m/s)，黑色等值線為流函數距平(單位： $10^6 m^2/s$)，綠色等值線為流函數的氣候平均值。

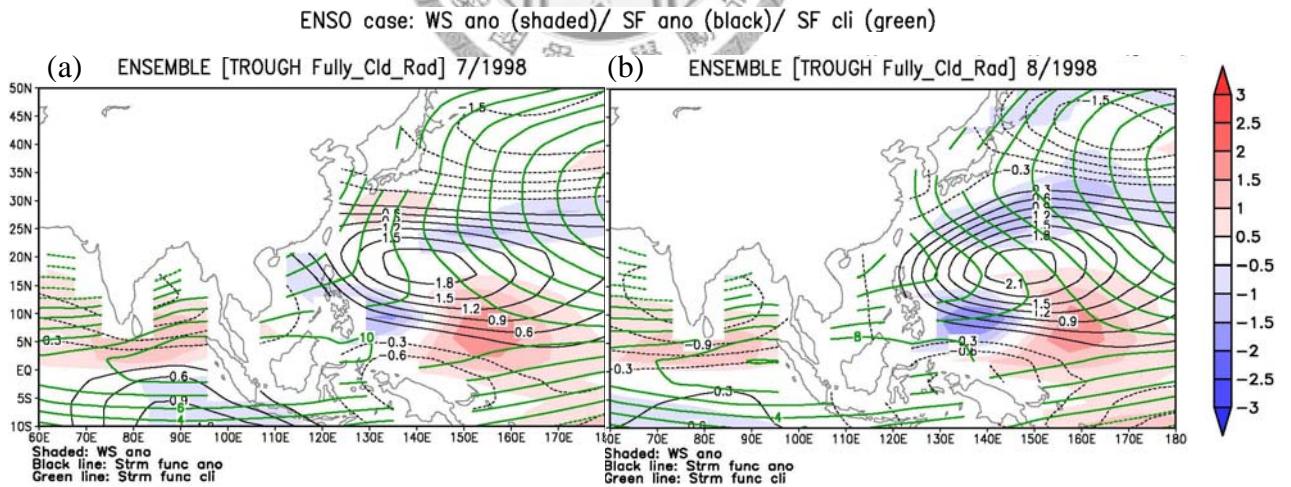


圖 4-21: QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)。其餘同圖 4-20。

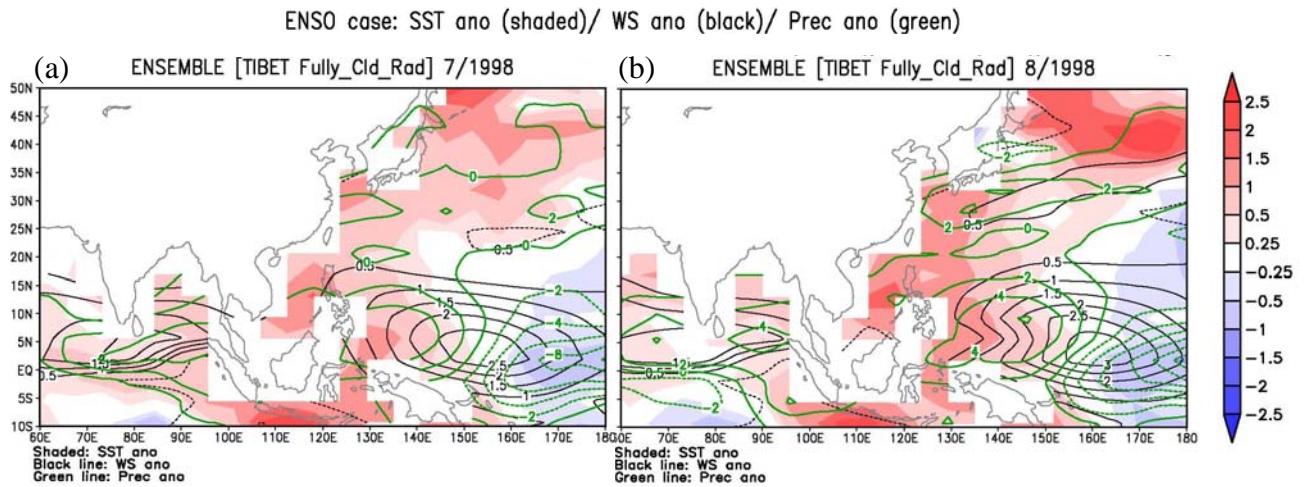


圖 4-22：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)。(a)為 1998 年

7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為 SST 距平(單位： $^{\circ}\text{C}$)，黑色等值線為風速距平(單位： m/s)，綠色等值線為雨量距平(單位： mm/day)。

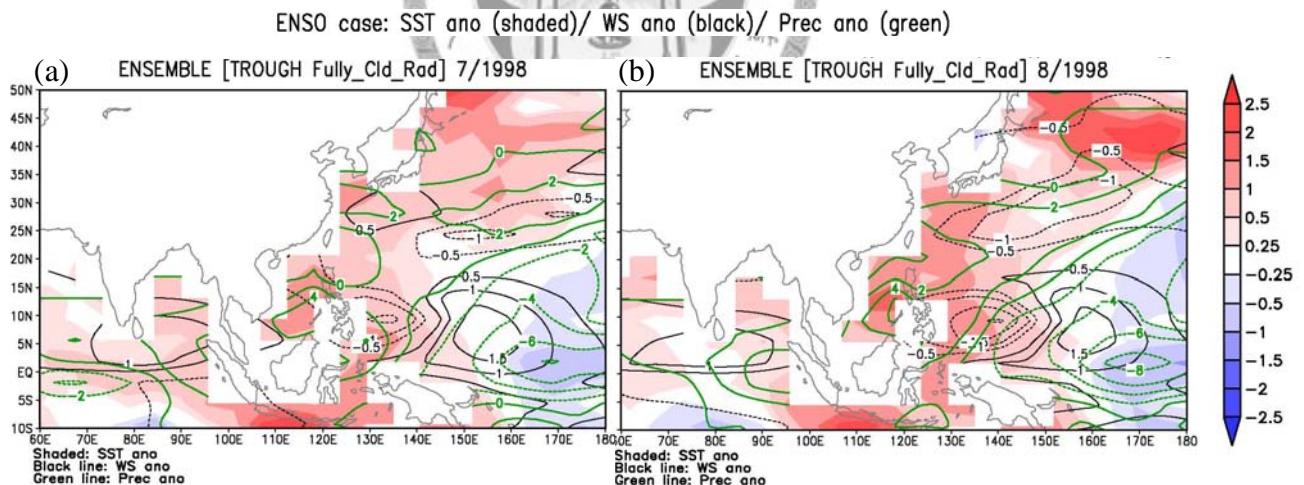


圖 4-23：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)。其餘與圖 4-22

相同。

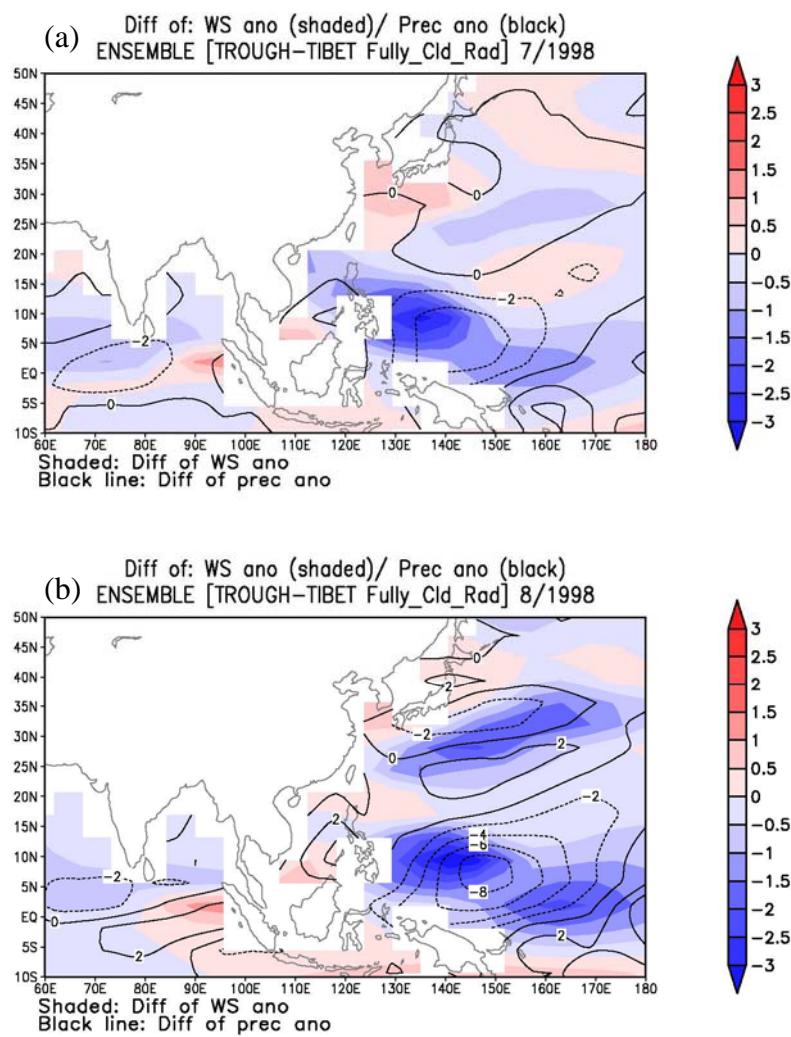


圖 4-24：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、實驗組(有季風槽)與控制組(無季風槽)的差異。(a)為 1998 年 7 月，(b)為 1998 年 8 月。塗色區域為風速距平差異(單位:m/s)，黑色等值線為雨量距平差異(單位:mm/day)。

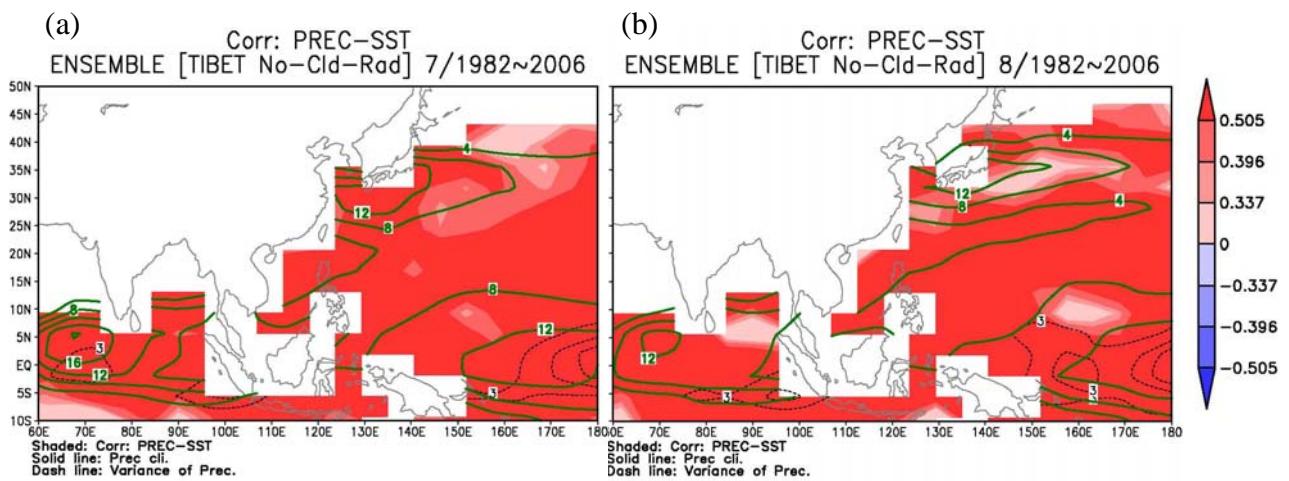


圖 4-25：QTCM 的模擬結果—固定雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與 SST

的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達 10%、通過 10%、5%、1% 顯著程度。黑色虛線為雨量的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為 7 月的情形，(b)為 8 月的情形。

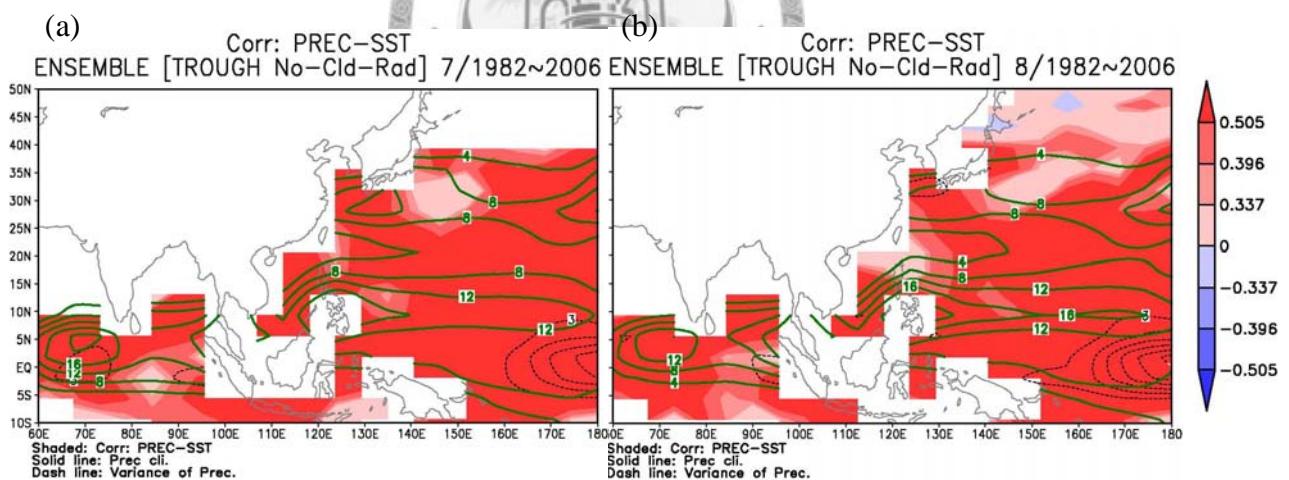


圖 4-26：與圖 4-25 同，唯此為實驗組(有季風槽)。

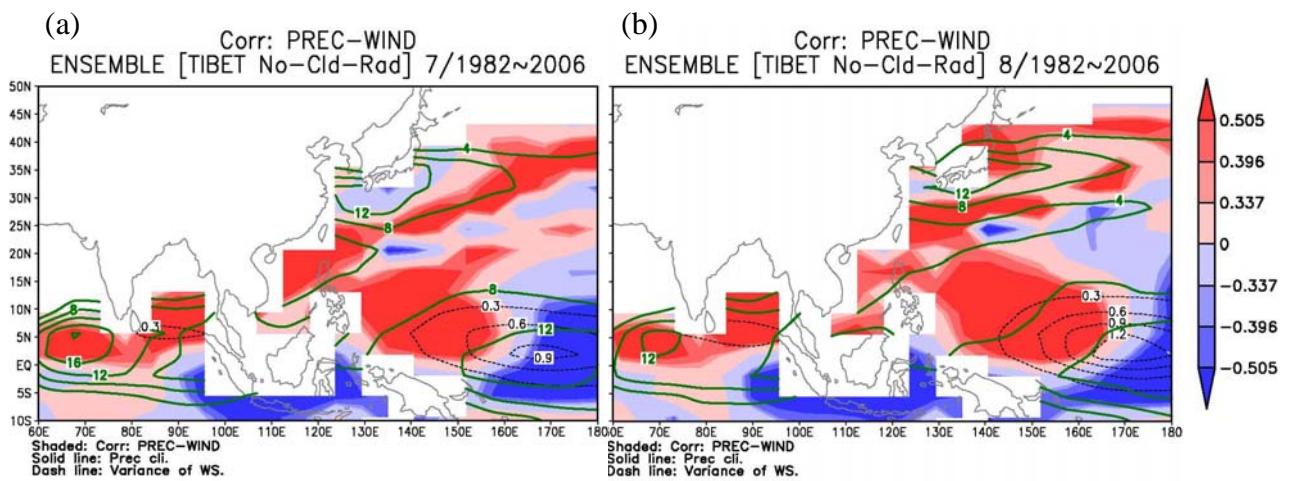


圖 4-27：QTCM 的模擬結果—固定雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與風速的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達 10%、通過 10%、5%、1% 顯著程度。黑色虛線為風速的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為 7 月的情形，(b)為 8 月的情形。

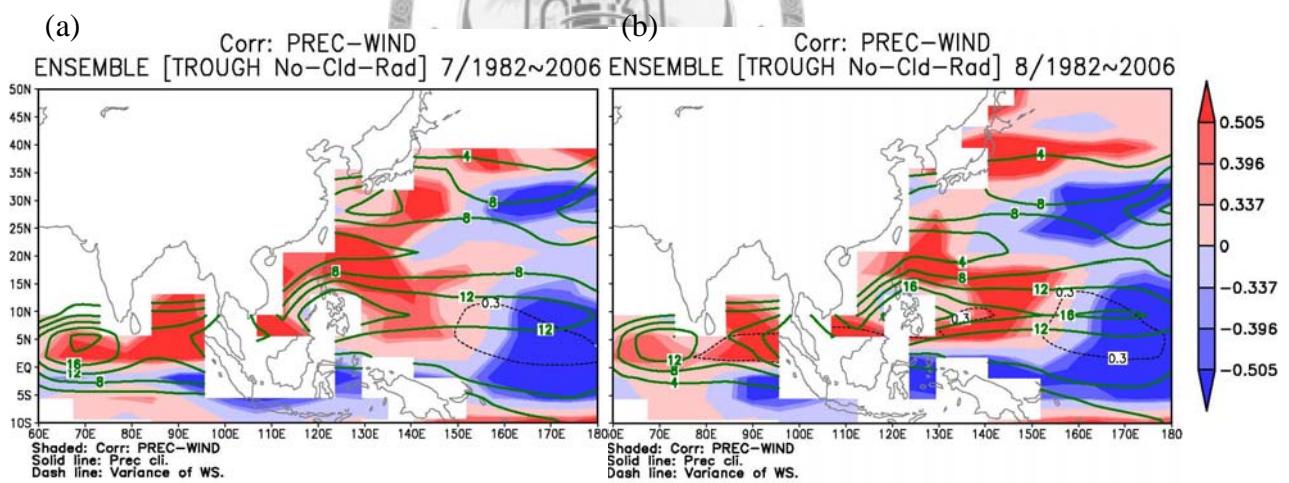


圖 4-28：與圖 4-27 同，唯此為實驗組(有季風槽)。

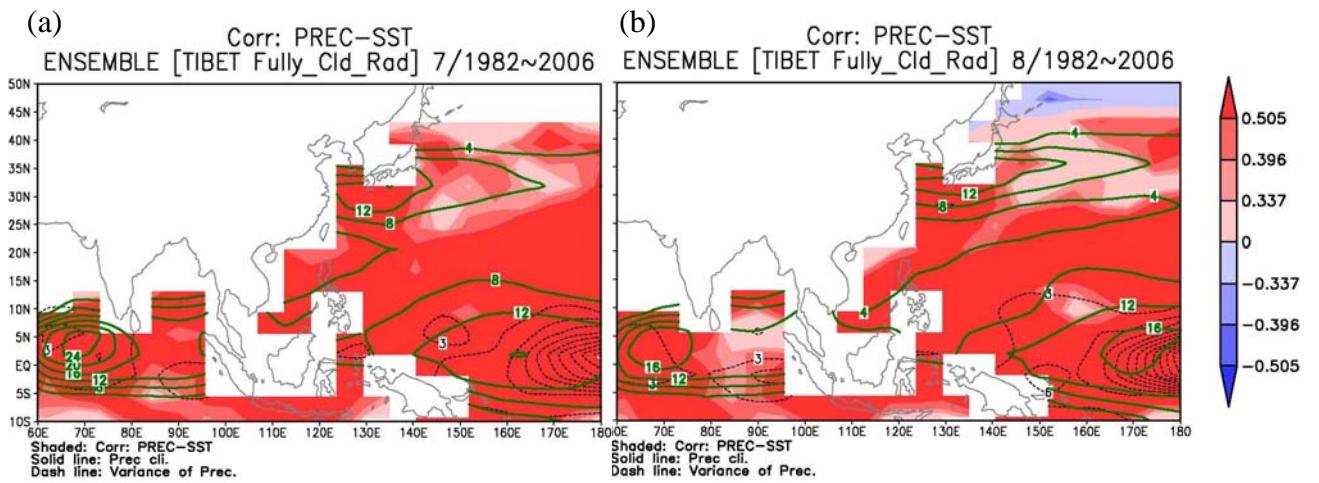


圖 4-29：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與 SST

的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達 10%、通過 10%、5%、1% 顯著程度。黑色虛線為雨量的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為 7 月的情形，(b)為 8 月的情形。

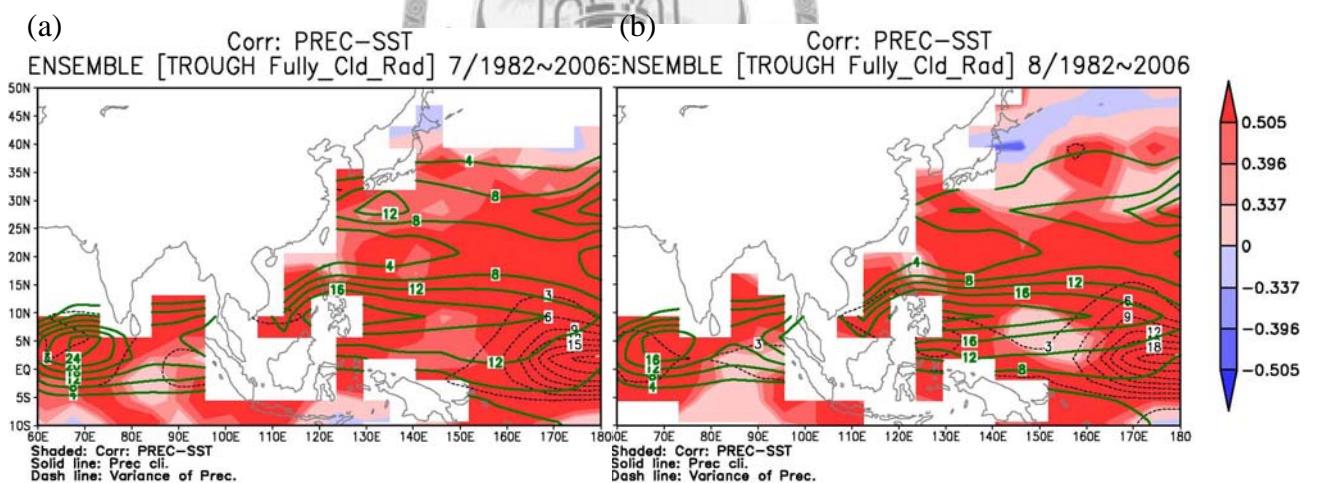


圖 4-30：與圖 4-29 同，唯此為實驗組(有季風槽)。

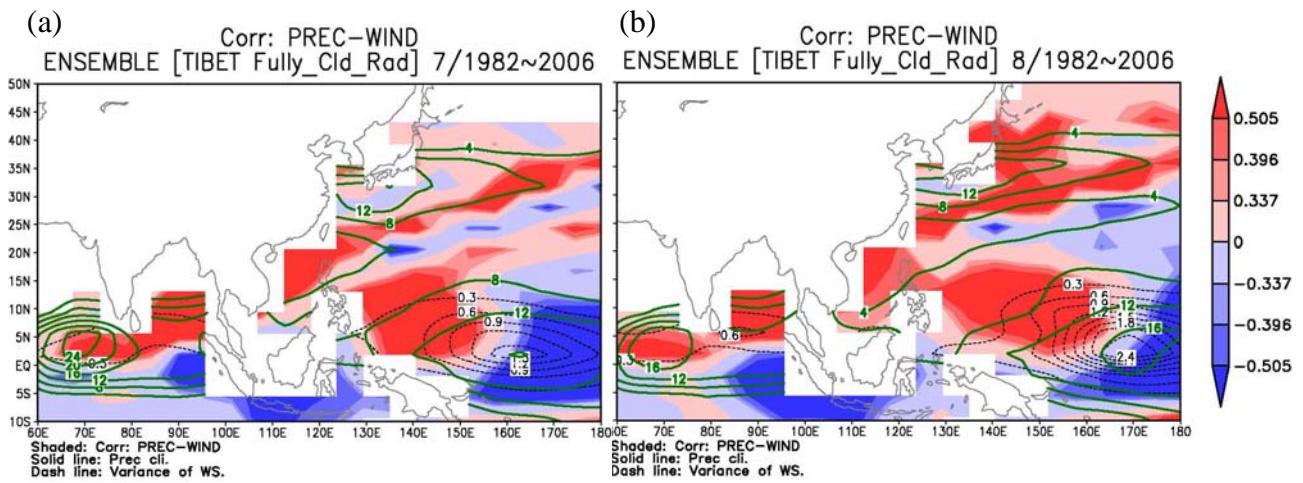


圖 4-31：QTCM 的模擬結果—正常雲輻射、控制組(無季風槽)之雨量與風速的相關係數(塗色區域)，色階由淺至深分別代表未達 10%、通過 10%、5%、1% 顯著程度。黑色虛線為風速的變異數。綠色實線為雨量的氣候平均值。(a)為 7 月的情形，(b)為 8 月的情形。

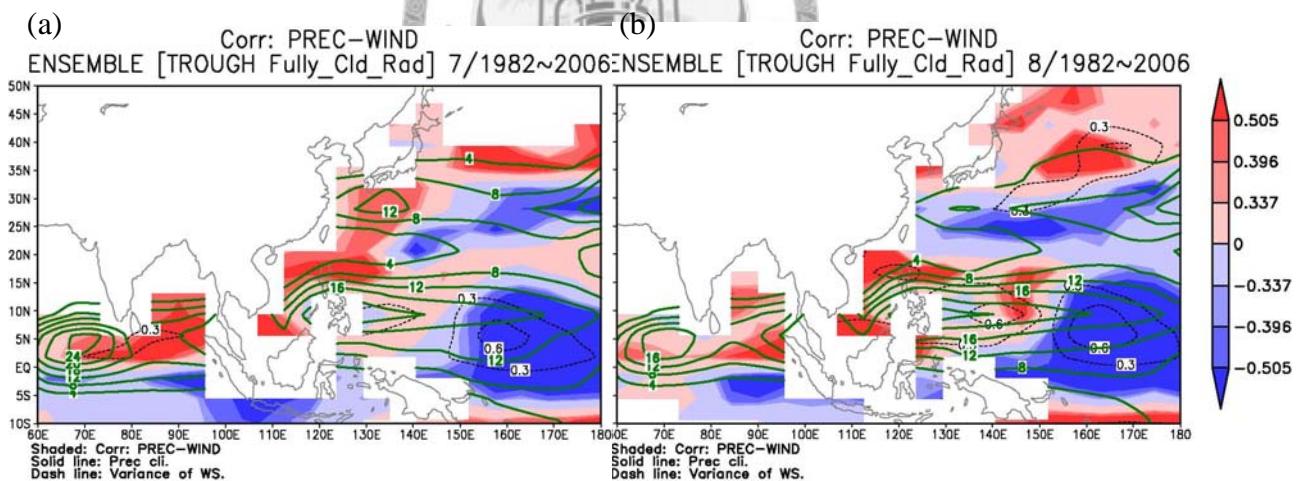
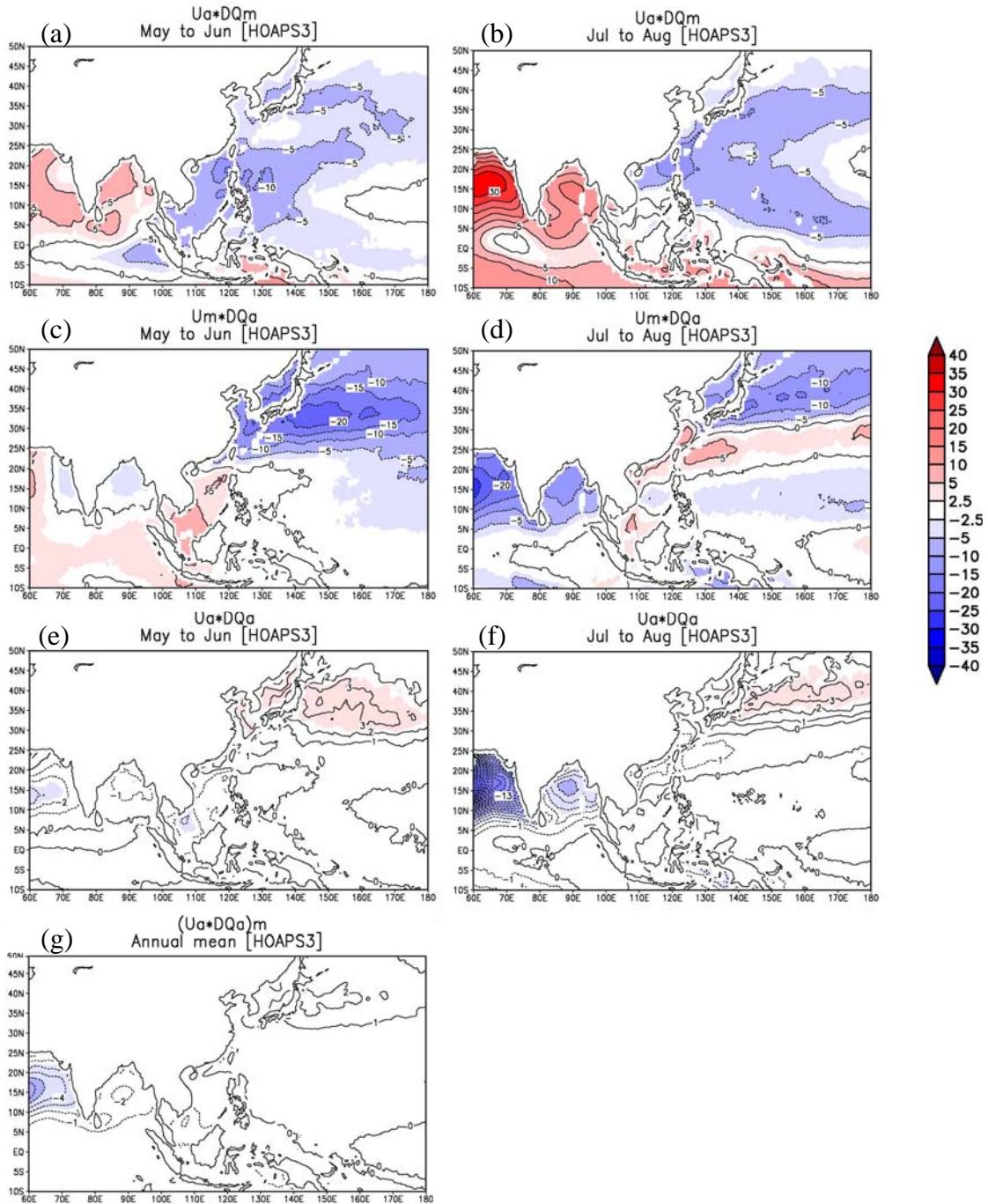


圖 4-32：與圖 4-31 同，唯此為實驗組(有季風槽)。

附錄

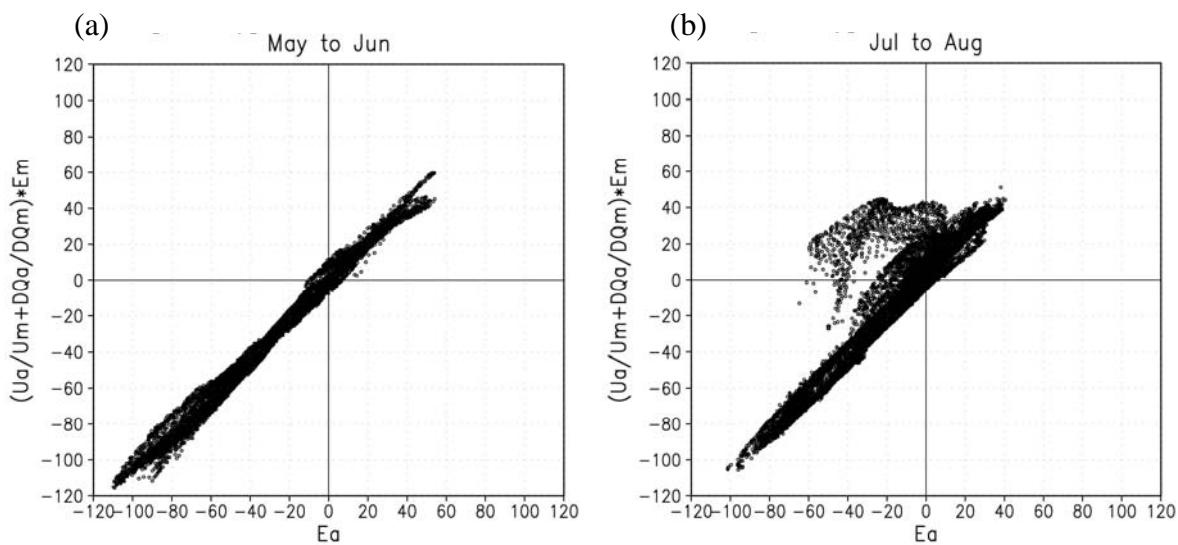


附圖 1：1988~2004 年(E2.6a)式等號右側各項的情形(應用於次季節變化，且不

含係數 C)。(a)、(b)為 $U' \overline{\Delta q}$ 項；(c)、(d)為 $\overline{U} \Delta q'$ 項；(e)、(f)為 $U' \Delta q'$ 項；

(g)為 $\overline{U' \Delta q'}$ 項。(a)、(c)、(e)為 5~6 月平均；(b)、(d)、(f)為 7~8 月平

均。此處之平均項()為年平均，擾動項(')為與年平均的差距。

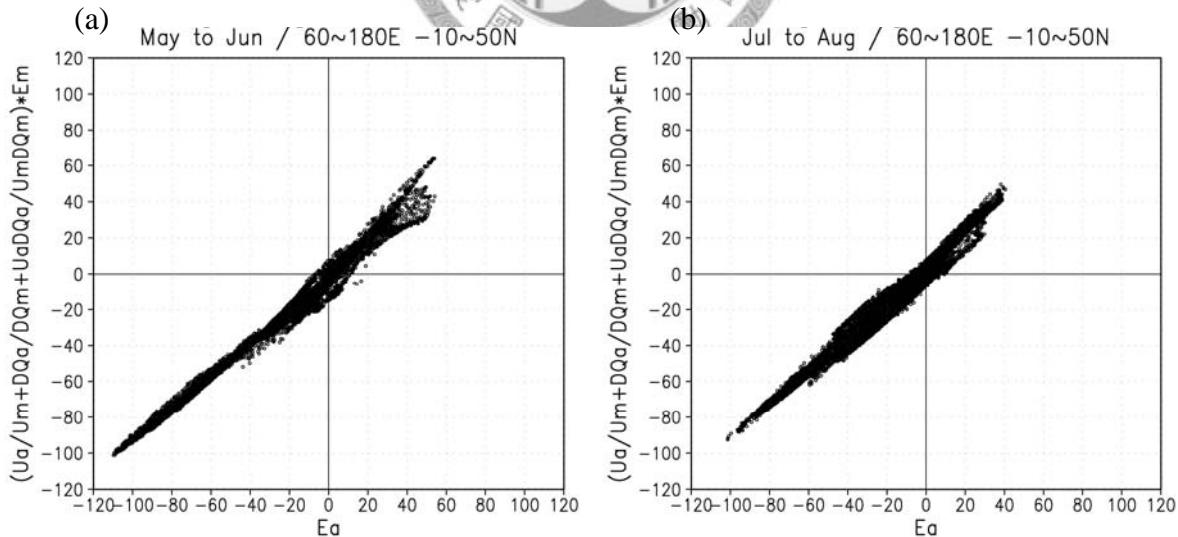


附圖 2：1988~2004 年 60~180°E、-10~50°N 之 (a)5~6 月及 (b) 7~8 月 (E2.8)

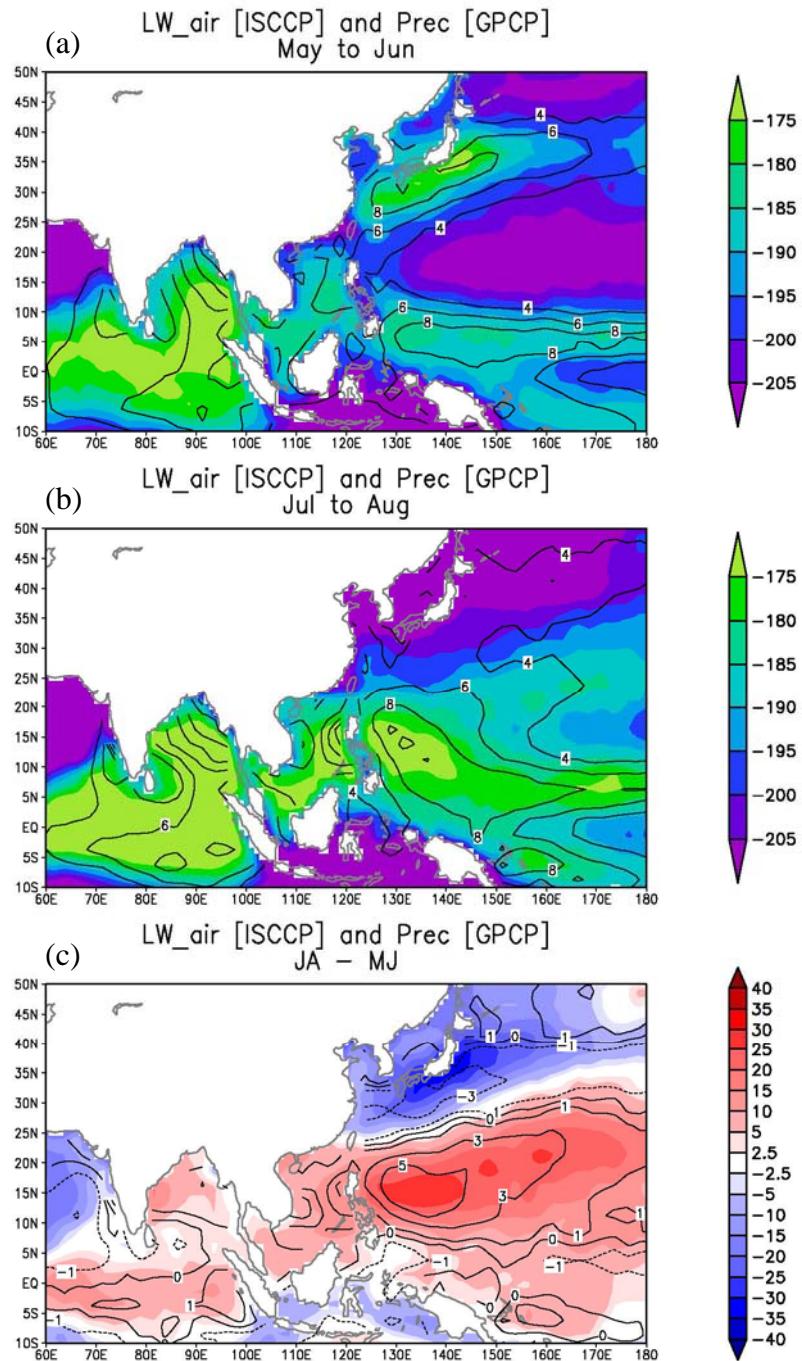
式誤差的檢視(應用於次季節變化)。X 軸為等號左側—蒸發量的變化

LHF' ；Y 軸為等號右側—風速項及水汽項貢獻之和

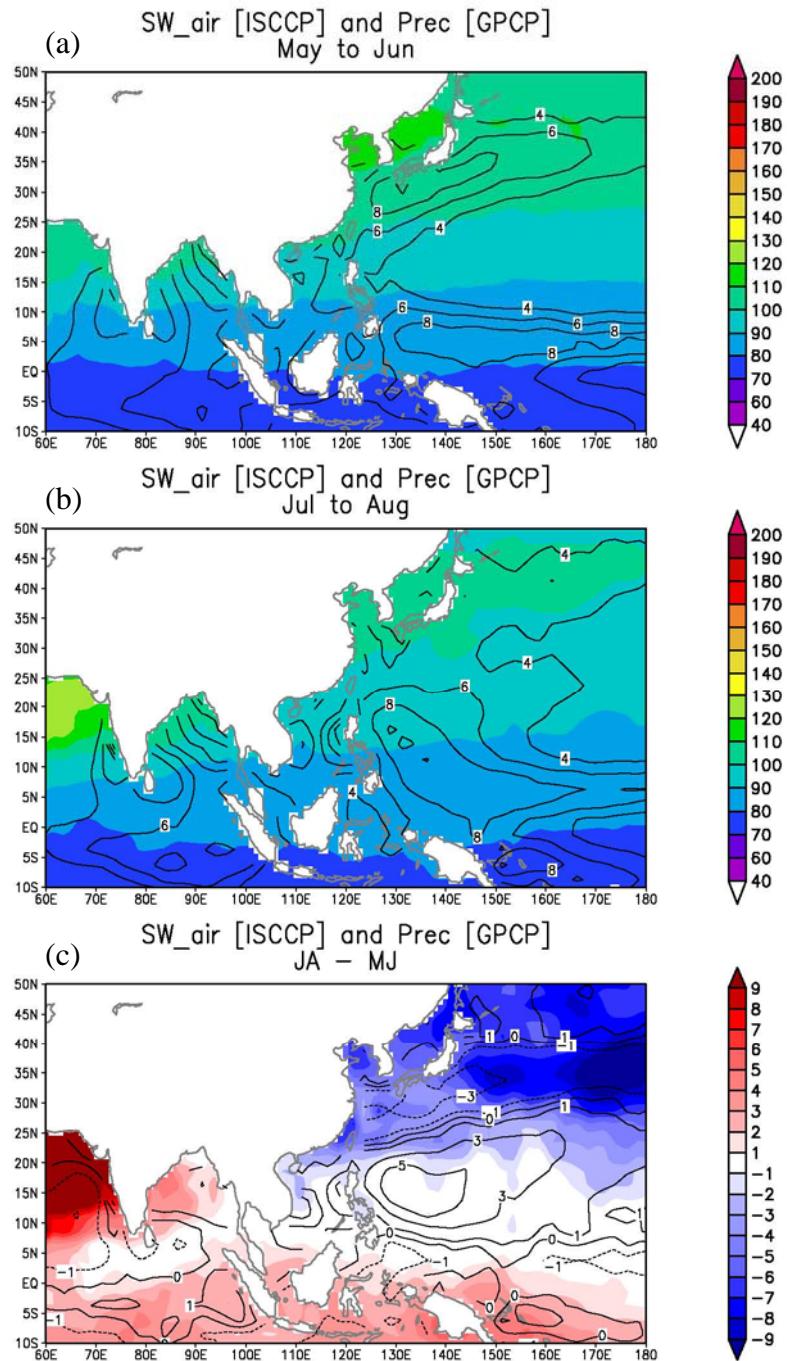
$\frac{U'}{U} \overline{LHF} + \frac{\Delta q'}{\Delta q} \overline{LHF}$ 。此處之平均項 ($\overline{}$) 為年平均，擾動項 ($'$) 為與年平均的差距。



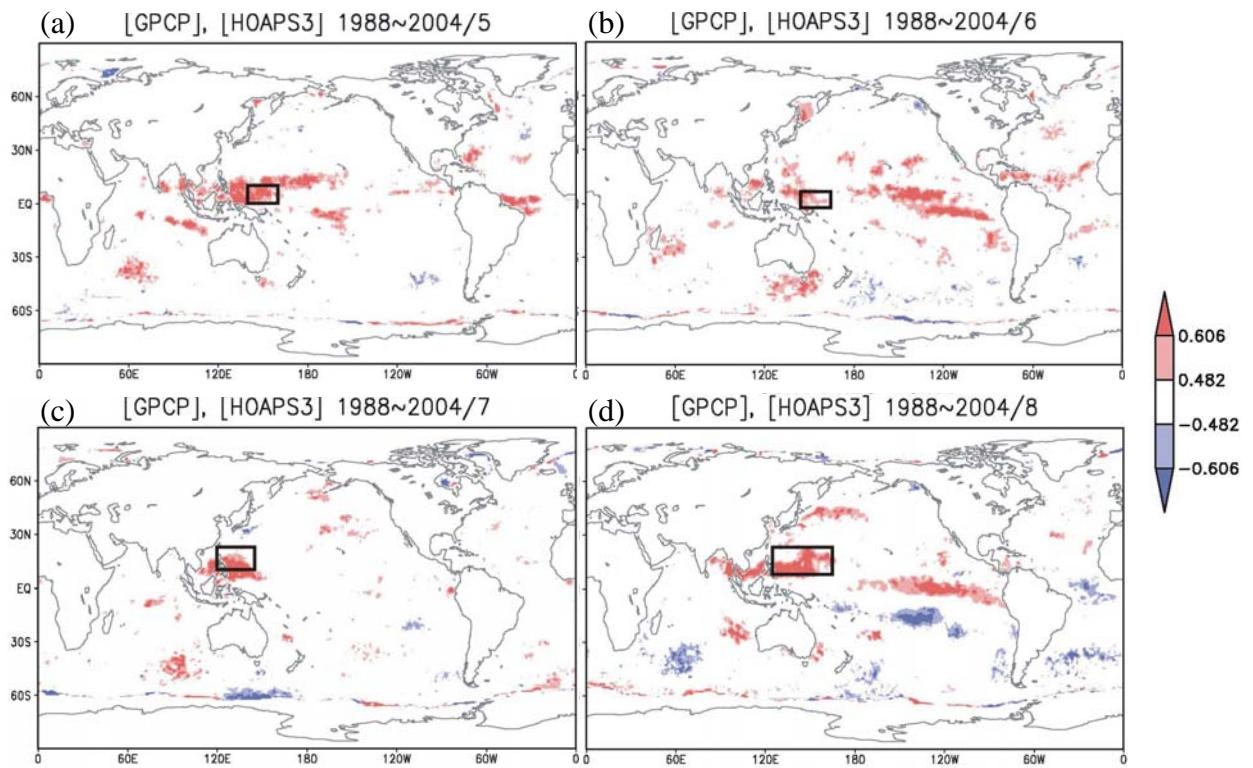
附圖 3：同附圖 2，唯 Y 軸多加了非線性項 $\frac{U'\Delta q'}{U\Delta q} \overline{LHF}$



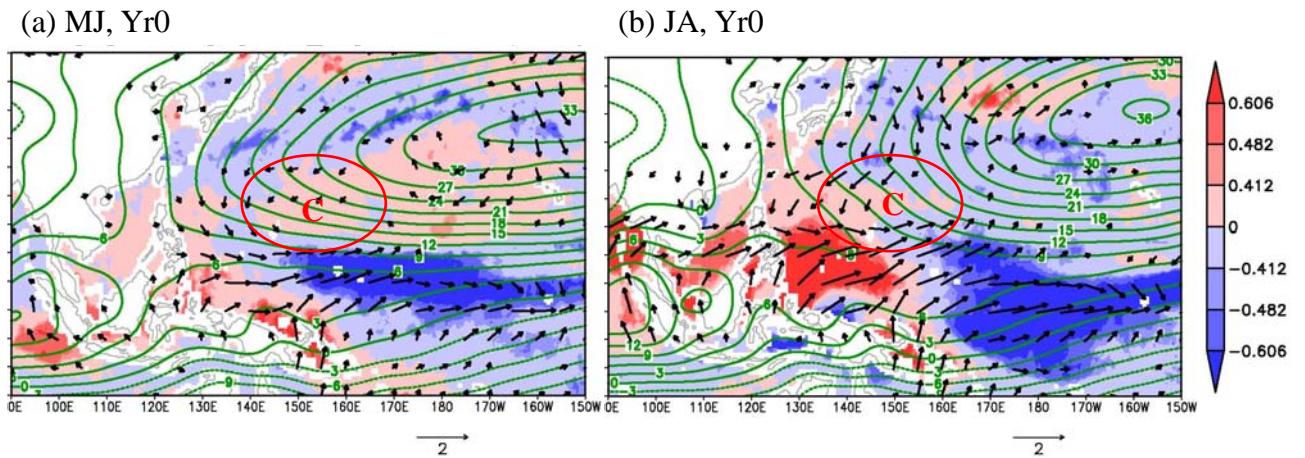
附圖 4：進入大氣的長波輻射(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6
月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。長波
輻射單位： W/m^2 ；雨量單位： mm/day 。



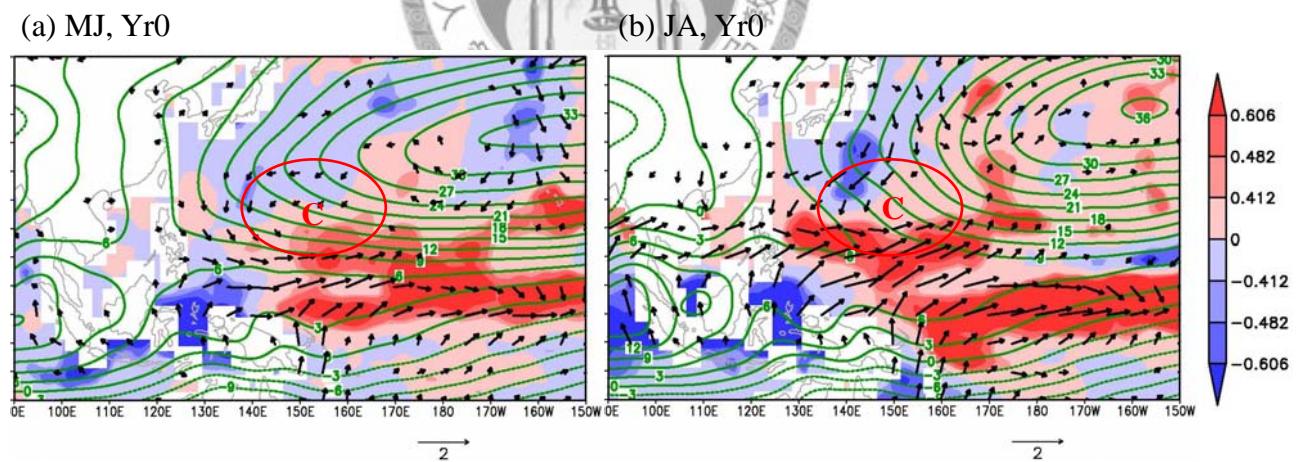
附圖 5：進入大氣的短波輻射(shaded)與雨量(contour)之次季節變化。(a) 5~6
月平均；(b) 7~8 月平均；(c) 7~8 月平均值減去 5~6 月平均值。短波
輻射單位： W/m^2 ；雨量單位： mm/day 。



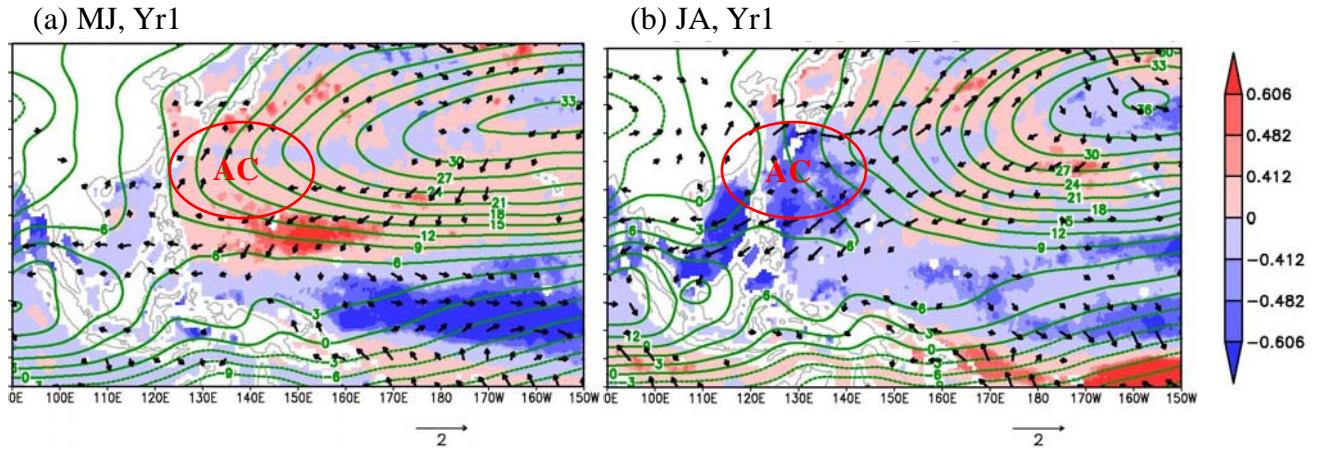
附圖 6：雨量變異量(variance)大處(圖中黑色框框)之區域平均雨量與各點之淨地表熱通量(F_{snet})年際變化的相關。淺紅色及淺藍色代表達 5% 顯著程度、深紅色及深藍色代表達 1% 顯著程度。(a)-(d)分別代表 5-8 月。



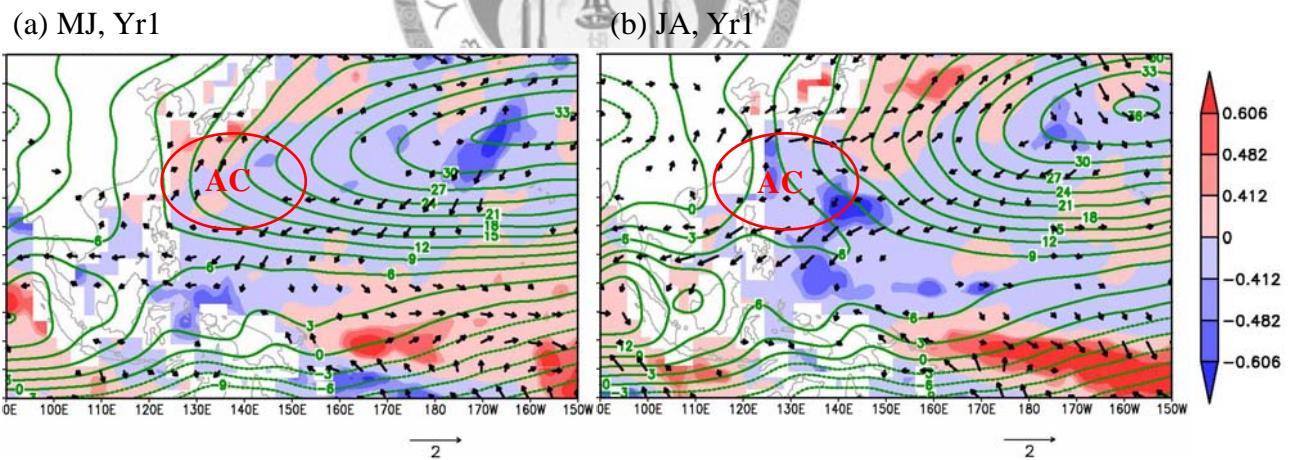
附圖 7：1988~2004 年 ENSO 發展年之 (a) 5~6 月及 (b) 7~8 月西北太平洋的情形。塗色區域為冬季 NINO3.4 之 SST 與前一個夏季之風速的相關係數，顏色由淺至深分別代表顯著程度在 10% 以下、達 10%、5%、1% 顯著程度。箭號為冬季 NINO3.4 SST 與前一個夏季的風場作迴歸所得之斜率。綠色等值線為流函數場的氣候平均值($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。



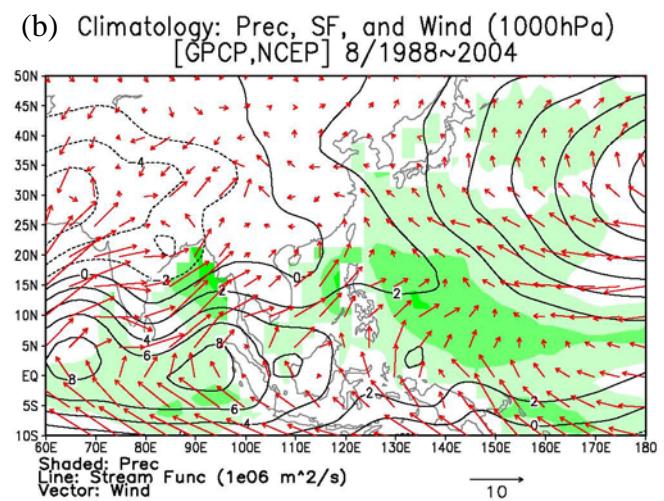
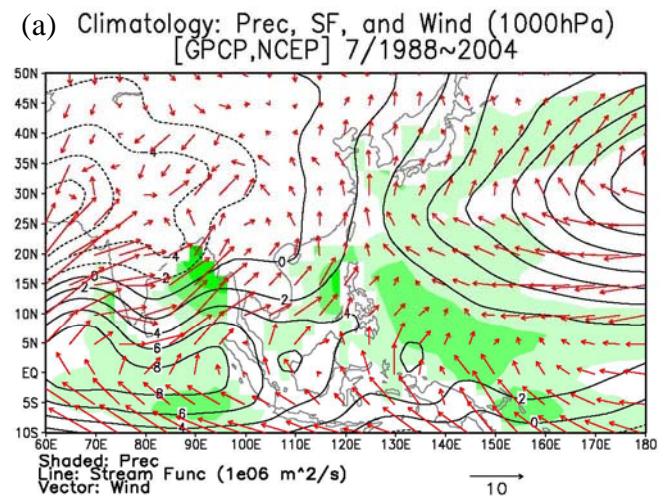
附圖 8：與附圖 7 同，唯塗色區域是 NINO3.4 與雨量的相關。



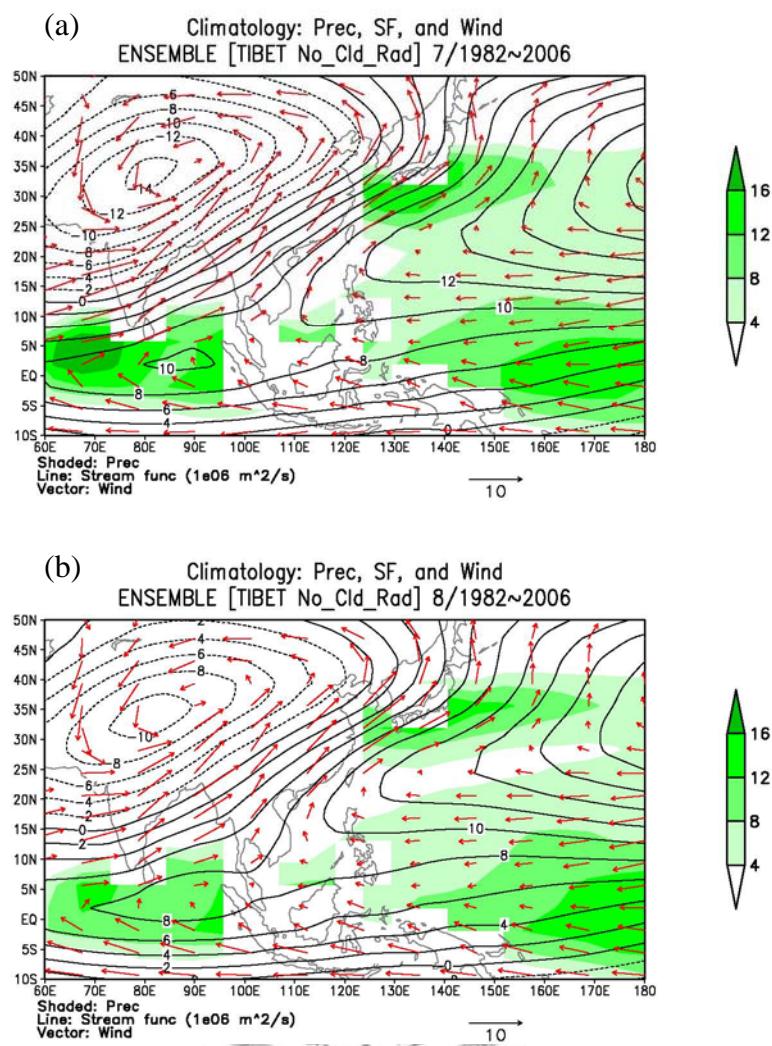
附圖 9：1988~2004 年 ENSO 消退年之 (a) 5~6 月及 (b) 7~8 月西北太平洋的情形。塗色部份為冬季 NINO3.4 之 SST 與下一個夏季之風速的相關係數，顏色由淺至深分別代表顯著程度在 10% 以下、達 10%、5%、1% 顯著程度。箭號為冬季 NINO3.4 SST 與下一個夏季的風場作迴歸所得之斜率。綠色等值線為流函數場的氣候平均值($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)。



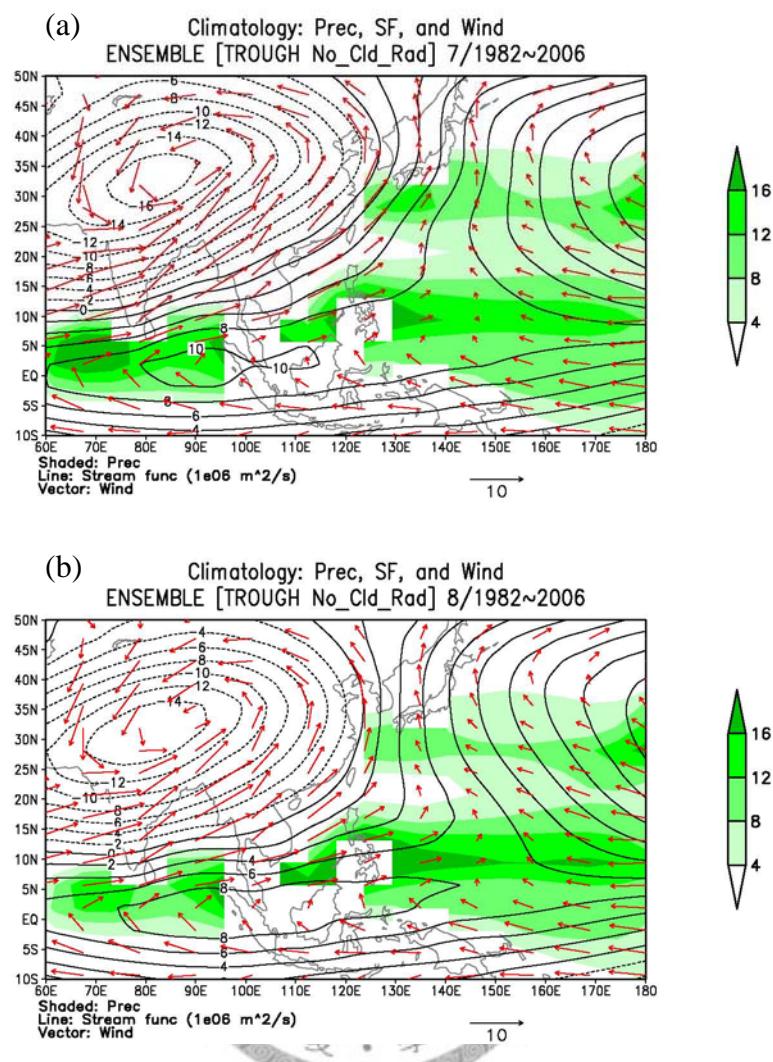
附圖 10：與附圖 9 同，唯塗色區域是 NINO3.4 與雨量的相關。



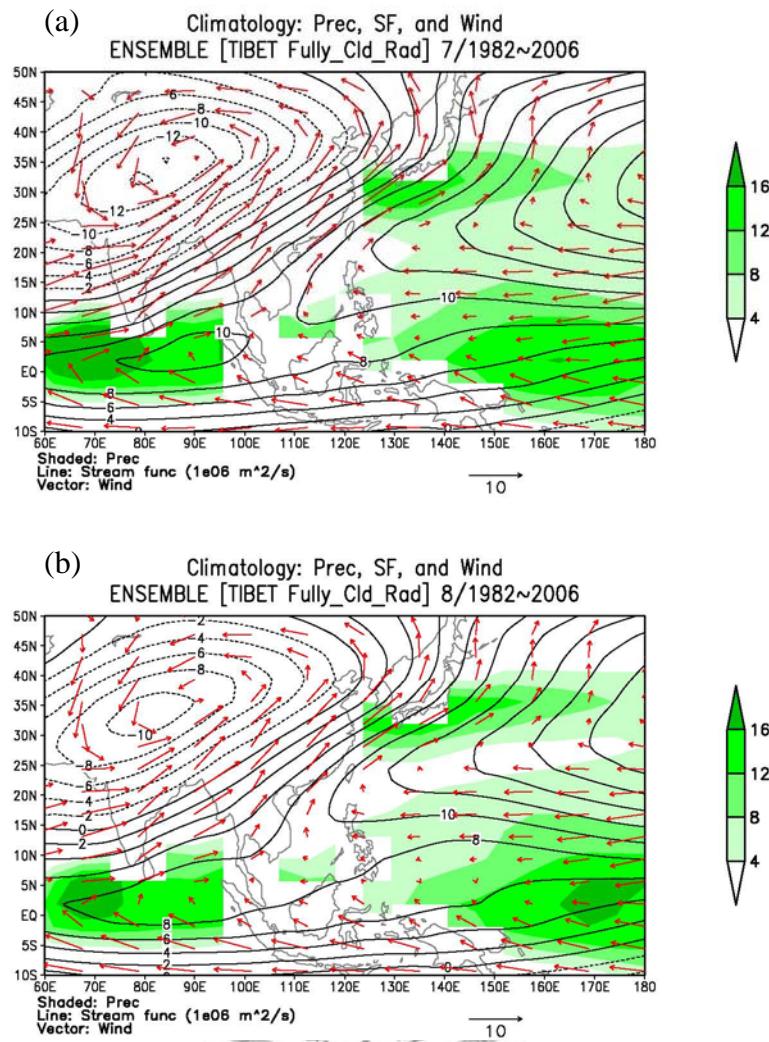
附圖 11：1988~2004 年 (a) 7 月及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位：
 mm/day)，黑色等值線為流函數(單位： $10^6\text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。



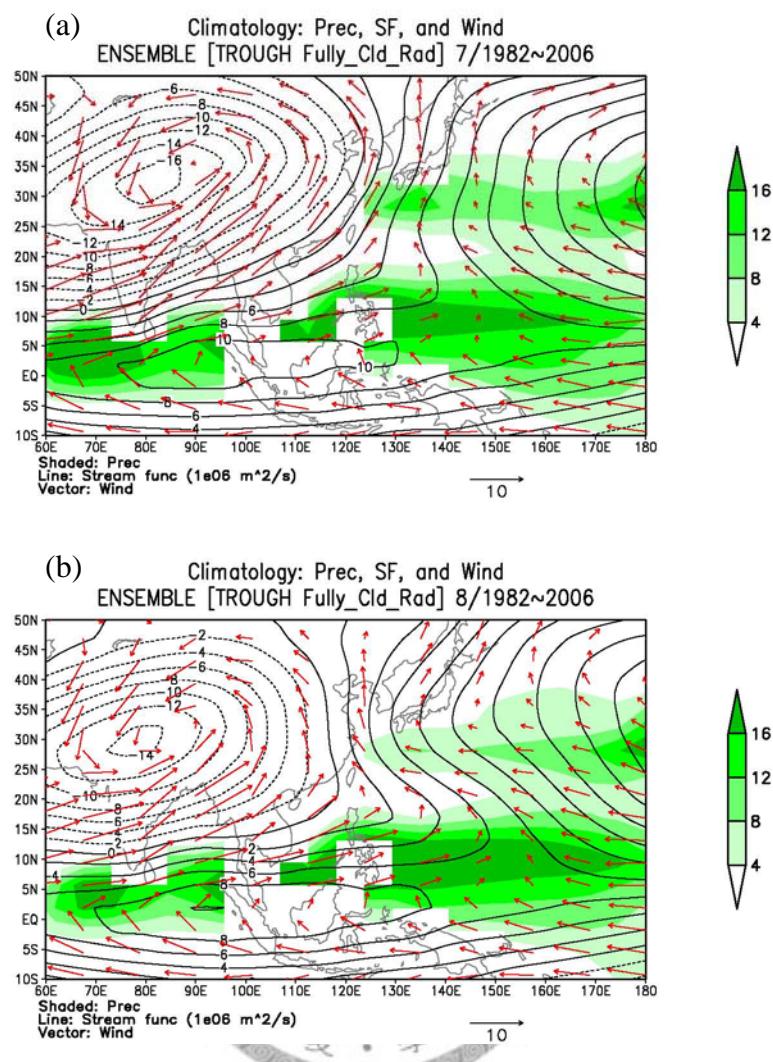
附圖 12：固定雲輻射、沒有季風槽情況下，模式模擬之 1982~2006 年 (a) 7 月及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位： mm/day)，黑色等值線為流函數(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。



附圖 13：與附圖 12 同，唯此為有季風槽的情形。



附圖 14：正常雲輻射、沒有季風槽情況下，模式模擬之 1982~2006 年 (a) 7 月及 (b)8 月之氣候平均場。塗色者為雨量(單位： mm/day)，黑色等值線為流函數(單位： $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)，紅色箭頭為風場。



附圖 15：與附圖 14 同，唯此為有季風槽的情形。