

國立臺灣大學大氣科學學系

碩士論文

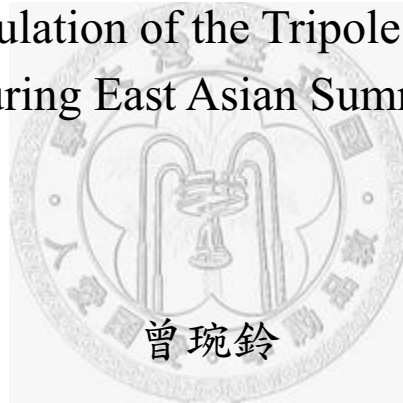
Department of Atmospheric Sciences

National Taiwan University

Master Thesis

東亞地區夏季降水三極結構之模擬研究

Numerical Simulation of the Tripole Rainfall Pattern
During East Asian Summer



Wan-Ling Tseng

指導教授：許晃雄 博士

Advisor: Huang-Hsiung Hsu, Ph.D.

中華民國 97 年 6 月

June, 2008

誌謝

第一次寫誌謝，才驚覺甚麼叫做「得之於人者太多，出之於己者太少」，需要感謝的人，受到幫助之處，實在是太多了。

謝謝許晃雄老師的指導，很喜歡老師的指導方式，很喜歡老師的為人處事，很喜歡老師對於學術研究的熱忱與堅持。關於研究的議題，老師總能適時的給予意見與提出豐富的想法。我想，我大概會永遠記得老師說過，「真理是最重要的」！

感謝莊秉潔老師給我去德國繼續學習模式的機會，老師的溫文儒雅讓我印象深刻，每每遇到程式有問題，老師的耐心回答都讓我相當感動。感謝我的口試委員：隋中興、陳正達、柯文雄老師，讓我了解對於論文研究，我還有很多不及之處，也提出很多建議與想法讓我重新思考。也謝謝林依依與其他給予指導與提供資料的老師們。

說到歡樂的動力氣候研究室。不管是在生活或研究上，資婷學姊總是我第一個諮詢的對象。每當程式有問題，衍明學長總是不遺餘力的幫忙並說：不要急，慢慢來！瓊文學姊、小悶學長、振翰學長、雲蘭學姊、明營學長、小童學長、朱兄，在你們身上我看到學術研究的光芒，也謝謝你們對於我研究的提點。大熊學長會適時的給與意見，沛語、櫻儒、佳容等可愛的助理們，讓研究室開心不少。還有吟晨、靜慧、芯穎學姊，在我碩一時就教我很多東西。還有還有親愛的孜孜、阿蘭、英婷、威凱，你們是我研究生活與玩樂的好夥伴，科科！

還有室友身兼同領域研究夥伴的郁潔，你大概是除了老師之外最了解我論文的人，與你討論也讓我獲益良多。當然還有其他的 114 與大氣系同學們，這兩年因為有你們而多彩多姿。

既然篇幅快滿了，而感謝太多，不能免俗的我就來謝天吧!!謝謝台大大氣系與大氣科學這片天空，讓我在這裡快樂有目標的生活著。

摘要

東亞地區夏季的年際降水變化，存在一個三極結構(tripole pattern)：當華中、日本一帶多雨時，華南及華北地區少雨，反之亦然。此三極結構為東亞地區夏季降水的年際變異的第一個 EOF。本研究因此以其 PC 為指標，來定義三極結構的強弱。Hsu and Lin (2007) 提到，此三極結構的正相位與負相位是不對稱的，其能量來源可能受南邊菲律賓海附近的異常加熱(Nitta 1987)，也可能受歐亞大陸、青藏高原的非絕熱加熱影響(Enomoto et al. 2003)，而此現象本身極可能是存在於大氣本質中的現象(intrinsic mode)，經由外界的擾動造成此現象的出現或幅度增強。

本篇研究運用模式資料驗證上述假說，所採用的模式分別為 SINTEX-F 與 ECHAM，將模式資料分成大氣與海洋耦合的模式，以此模式的海溫做為未耦合模式的邊界條件，再分為年際變化與氣候值海溫的驅動模式。

將有大氣與海洋耦合作用的模式資料與觀測資料對照，可發現模式資料(SINTEX-F、ECHAM)在 EOF1 可清楚模擬出三極結構，但模式資料看不出觀測資料中正負相位之不對稱性。在低層表現較高層模擬佳，有耦合的資料表現上勝於沒有耦合，有年際變化勝於氣候值。因此可看出海洋對大氣的交互作用在三極結構上有一定程度的重要性。

在海氣耦合模式中，海溫與降雨呈現負相關，未耦合模式中，海溫與降雨則為正相關，顯見兩種模式中的對流降雨機制並不相同。推測在有海洋的模式中海溫是海氣交互作用下的產物。此海溫在沒有海洋的模式中，卻成為直接影響降雨的重要因子，這個現象可能是由大氣主導而影響海洋。

Abstract

There is a tripole rainfall pattern in East Asia during the northern summer. The positive (negative) phase of the pattern is characterized by more (less) rainfall in central eastern China, Japan, and South Korea, and less (more) rainfall in northern and southern China. This rainfall pattern is the first EOF mode in East Asia interannual variability. Hsu and Lin (2003) pointed the positive and negative phases are asymmetric. It could be originated in the heating anomalies in the tropical Western Pacific, which in turn triggers a wave-like pattern emanating northward toward extra-tropical East Asia (Nitta 1987). It also could be originated in the heating over the eastern Tibetan Plateau, which induce the eastward-propagating wave-like structure (Enomoto et al. 2003). It is suggested that the tripole pattern is a result of the amplification of an intrinsic dynamic mode that can be triggered by various factors despite of their different origins.

This study uses numerical simulation data (SINTEX-F, ECHAM) to identify the hypothesis. There are two types of simulations in this experiment. The first type coupled with atmosphere and ocean model. The second type is AGCM forced by simulated SST, and AGCM forced by the simulated climatological SST.

SINTEX and ECHAM model could produce realistically the tripole rainfall pattern, which is the dominant pattern in East Asia. But there is no significant asymmetric phenomenon in model simulation data. The simulation of the N-S wave, which is affected by tropical heating, is better than the simulation of the E-W wave, which is affected by the wave activity in the Eurasian continent. Un-coupled simulation produces the tripole pattern, but not as distinct as coupled model. The simulation forced by the simulated interannual monthly SST is better than the one forced by the simulated

climatological monthly SST. Therefore the Ocean plays an important role in exciting the tripole pattern.

The relationship between SST and precipitation in coupled and un-coupled model is different. In coupled model, they had negative correlation; in un-coupled model, they had positive correlation. It maybe SST is the product after air-sea interaction in coupled model, but SST effects directly the rainfall in un-coupled model. Atmospheric effect dominates this structure.



目錄

誌謝.....	I
摘要.....	II
ABSTRACT	III
目錄.....	V
圖表說明	VII
前言.....	1
1.1 三極結構特徵與機制概述.....	1
1.2 研究動機與論文架構.....	3
第二章 研究資料與方法.....	5
2.1 使用資料.....	5
2.1.1 觀測資料.....	5
2.1.2 模式資料.....	5
2.2 資料處理.....	7
2.3 分析方法.....	7
2.3.1 經驗正交函數.....	7
2.3.2 乾濕年合成.....	8
2.3.3 Student-t 顯著性檢定.....	9
第三章 海洋對三極結構之影響.....	11
3.1 觀測與海氣耦合模式之比較.....	11
3.1.1 三極結構之定義.....	11
3.1.2 觀測與模式 EOF 之比較.....	12
3.1.3 觀測與模式環流場之比較.....	12
3.2 海氣耦合與未耦合模式之比較.....	14
3.2.1 SINTEX-F 之比較.....	14
3.2.2 ECHAM 之比較.....	15
第四章 海洋存在之重要性討論.....	16
4.1 模式機制.....	16

4.1.1 模式氣候場.....	16
4.1.2 模式降雨與海溫之關係.....	17
4.1.3 三極結構存在之成因探討.....	17
4.2 三極結構在海氣耦合與未耦合模式之比較.....	18
4.2.1 基本環流場討論.....	18
4.2.2 模式降雨機制之演繹.....	19
4.2.3 海氣耦合與未耦合模式之差異討論.....	21
第五章 綜合討論與結論.....	24
5.1 結果與討論.....	24
5.1.1 觀測與模式之三極結構比較.....	24
5.1.2 海洋對三極結構之重要性.....	24
5.1.3 海洋對三極結構之影響性.....	25
5.2 總結與未來展望.....	26
參考文獻.....	27
附錄-模式簡介.....	33
SINTEX-F.....	33
ECHAM5/MPI-OM.....	34
附圖.....	37

圖表說明

圖 2.1: SINTEX-F 模擬策略架構圖	37
圖 2.2: ECHAM 模擬策略架構圖	37
圖 2.3: Student-t 檢定，白色為未通過 90%信心度檢定，黃色為通過 90%信心度檢定之正距平，橘色為通過 95%信心度檢定之正距平，紅色為通過 99%信心度檢定之正距平；藍色與暖色系意義相同但為通過檢定之負距平。 37	
圖 3.1: 觀測資料(CRU)的東亞夏季降水量之 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。	38
圖 3.2: 觀測資料(CRU)的東亞夏季降水量之 EOF1 所對應之 PC1(經標準化)。 .38	
圖 3.3: SINTEX-F 有海洋耦合之模式資料東亞夏季降水量 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。	39
圖 3.4: ECHAM 有海洋耦合之模式資料東亞夏季降水量 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。	39
圖 3.5: 觀測之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	40
圖 3.6: 觀測之乾年年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	40
圖 3.7: SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	41
圖 3.8: SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	41
圖 3.9: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	42
圖 3.10: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。	42
圖 3.11: 觀測之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	43
圖 3.12: 觀測之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距	

	平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	43
圖 3.13:	SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	44
圖 3.14:	SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	44
圖 3.15:	ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	45
圖 3.16:	ECHAM 有海洋耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	45
圖 3.17:	觀測之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	46
圖 3.18:	觀測之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	46
圖 3.19:	SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	47
圖 3.20:	SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	47
圖 3.21:	ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	48
圖 3.22:	ECHAM 有海洋耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	48
圖 3.23:	SINTEX-F 大氣(未耦合) 有年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF，(a)為 EOF1，解釋度 16.3%，(b)為 EOF2，解釋度 13.2%，(c)為 EOF3，解釋度 8.6%，(d)EOF4，解釋度 8.0%。綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。	49
圖 3.24:	SINTEX-F 大氣(未耦合) 無年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF，(a)為 EOF1，解釋度 16.1%，(b)為 EOF2，解釋度 10.6%，(c)為 EOF3，解釋度 9.5%，(d)EOF4，解釋度 7.9%。綠色系代表正距平，棕色	

系代表負距平。	50
圖 3.25: ECHAM 大氣(未耦合) 有年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF, (a)為 EOF1, 解釋度 17.2%, (b)為 EOF2, 解釋度 11.8%, (c)為 EOF3, 解釋度 10.4%, (d)EOF4, 解釋度 7.2%。綠色系代表正距平, 棕色系代表負距平。	51
圖 3.26: ECHAM 大氣(未耦合) 無年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF, (a)為 EOF1, 解釋度 15.0%, (b)為 EOF2, 解釋度 10.5%, (c)為 EOF3, 解釋度 10.0%, (d)EOF4, 解釋度 8.0%。綠色系代表正距平, 棕色系代表負距平。	52
圖 4.1: 850hPa 流函數氣候場與雨量變異數, 等值線為 850hPa 流函數氣候場, 陰影為雨量變異數。(a)風場為 ERA40, 雨量變異為 CMAP (1979~2006), (b)為 SINTEX-F 海氣耦合模式, (c) 為 SINTEX-F 未耦合模式。	53
圖 4.2: SINTEX-F 海氣耦合模式之降雨與海溫 SVD。(a)、(b)為 SVD1, (c)、(d)為 SVD2, (a)、(c)為降雨量(單位 mm/day), (b)(d)為海溫(單位 $^{\circ}\text{C}$)。	54
圖 4.3: SINTEX-F 未耦合模式之降雨與海溫 SVD。(a)、(b)為 SVD1, (c)、(d)為 SVD2, (a)、(c)為降雨量(單位 mm/day), (b)(d)為海溫(單位 $^{\circ}\text{C}$)。	55
圖 4.4: SINTEX-F 未耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平, 等值線實線部分為雨量正距平, 虛線為負距平, 單位(mm/day), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3), 向量為 850hpa 風場。	56
圖 4.5: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均雨量、850hPa 風場距平, 等值線實線部分為雨量正距平, 虛線為負距平, 單位(mm/day), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3), 向量為 850hpa 風場。	56
圖 4.6: SINTEX-F 未耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場, 等值線實線部分為正距平, 虛線為負距平, 單位($1/\text{s} * 10^6$), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	57
圖 4.7: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場, 等值線實線部分為正距平, 虛線為負距平, 單位($1/\text{s} * 10^6$), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	57
圖 4.8: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場, 等值線實線部分為正距平, 虛線為負距平, 單位($1/\text{s} * 10^6$), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	58
圖 4.9: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場, 等值線實線部分為正距平, 虛線為負距平, 單位($1/\text{s} * 10^6$), 陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。	58
圖 4.10: 觀測之環流場合成, 等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$), 向量為 10 米風場(單位 m/s), (a)、(c)、(e)、(g)為濕年, (b)、(d)、(f)、(h)為乾年。陰影的部	

- 分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 $10^5 \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$)，向上為正，(c)、(d)為 CRU 雨量(單位 mm/day)，(e)、(f)為 ERA40 雨量(單位 mm/day)，淨地表短波輻射量(單位 $10^5 \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$)。..... 59
- 圖 4.11: SINTEX-F 之濕年模式環流場合成，等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)為海氣耦合模式，(b)、(d)、(f)為未耦合模式。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 W/m^2)，向上為正，(c)、(d)為雨量(單位為 mm/day)，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 W/m^2)。..... 60
- 圖 4.12: SINTEX-F 之乾年模式環流場合成，等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)為海氣耦合模式，(b)、(d)、(f)為未耦合模式。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 W/m^2)，向上為正，(c)、(d)為雨量(單位為 mm/day)，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 W/m^2)。..... 61
- 圖 4.13. 東經 130~160E 各項變數場平均，(a)、(b)為海氣耦合模式，(c)、(d)為未耦合模式，(a)、(c)為濕年，(b)、(d)為乾年。..... 62
- 圖 4.14. SINTEX-F 海氣耦合模式之三極結構示意圖，(a)為濕年，(b)為乾年。等值線為通過 90%檢定值的雨量，實線正值，虛線負值。綠色箭頭為環流場。紫色箭頭為潛熱通量，向上為正。白雲代表對流區。..... 63
- 圖 4.15. SINTEX-F 未耦合模式之三極結構示意圖，(a)為濕年，(b)為乾年。陰影為海表面溫度。等值線為通過 90%檢定值的雨量，實線正值，虛線負值。綠色箭頭為環流場。紫色箭頭為潛熱通量，向上為正。白雲代表對流區。..... 64
- 圖 4.16: SINTEX-F 海氣耦合模式之流函數場($\text{m}^2\text{m/s} \cdot 10^{-6}$)，等值線為濕年距平值，陰影為原始場。..... 65
- 圖 4.17: SINTEX-F 海氣耦合模式之流函數場($\text{m}^2\text{m/s} \cdot 10^{-6}$)，等值線為乾年距平值，陰影為原始場。..... 65
- 圖 4.18: SINTEX-F 未耦合模式之流函數場($\text{m}^2\text{m/s} \cdot 10^{-6}$)，等值線為濕年距平值，陰影為原始場。..... 66
- 圖 4.19: SINTEX-F 未耦合模式之流函數場($\text{m}^2\text{m/s} \cdot 10^{-6}$)，等值線為乾年距平值，陰影為原始場。..... 66

前言

1.1 三極結構特徵與機制概述

東亞地區夏季降水在空間上存在著明顯的年際變化，當華中、日本一帶多雨時，華南及華北地區通常少雨；反之亦然(Lau 1992, Tian and Yasunari 1992, Shen and Lau 1992, Nigam 1994, Weng et al. 1999, Hsu and Liu 2003)。這樣的雨量分佈，就稱作三極結構(tripole pattern)，又因其三胞的結構，亦稱三明治結構(sandwich pattern)。

影響東亞地區夏季降水年際變化的原因有很多。El Niño and Southern Oscillation(ENSO)與東亞地區夏季降水的相關性是其中之一。Tian and Yasunari (1992)提到中國大陸地區最主要的年際降雨變化為二到四年的週期，其時間序列與 SOI (Southern Oscillation Index)相關良好，且似乎是東亞地區的降雨領先 SOI。Weng et al. (1999)提出中國華北地區的夏季降雨量異常與熱帶東太平洋的海溫呈負相關，長江流域的夏季降雨量異常與副熱帶西太平洋的海異常呈正相關。Lau and Weng (2001)提出從 1958~1998 年間，中國地區的降雨變異為 ENSO 所主導，尤其在 97/98 年 El Niño 強盛期特別顯著。Chou et al. (2003)提到 ENSO 的發展年西北太平洋夏季季風較強，ENSO 衰退年西北太平洋夏季季風較弱。Feng and Hu (2004)則提出 ENSO 會先影響到印度夏季季風的環流結構，再透過其環流結構影響到華北的夏季降雨量。

菲律賓的海溫變化也有關。Nitta(1987)發現太平洋-日本型態(Pacific-Japan, 簡稱 P-J pattern)。意指當熱帶西太平洋海溫為正距平時，強對流區會北移至菲律賓海，因此在此會出現異常的熱對流區，降水量與雲量都增加，此一熱帶

地區的異常引發羅士培波，透過遙相關的機制，影響到副熱帶地區，此時日本地區的雲量與降水量都是負距平。這樣的型態在北半球夏季特別顯著，不但影響日本，也影響到長江流域一帶的降水量。此一羅士培波甚至沿西北太平洋向北傳至日本海再向北美傳遞。Nitta 之後引起許多學者對此現象的研究。Lau (1992)提出東亞季風的雨量變異歸因於垂直風切所引發的不穩定羅氏培波，並可連結到熱帶西太平洋暖池上的強對流區。Huang and Sun (1992)則認為當夏季西太平洋暖池海溫高時，暖池對流增強，太平洋副熱帶高壓延伸至華中地區，使華中、韓國、日本等地雨量偏少；當暖池海溫低時，菲律賓東南方海面海溫相對較高，使華中、韓國、日本等地雨量偏多。與Nitta相異的是，Nitta認為菲律賓海東方高海溫異常引發羅士培波列使日本地區高壓增強，而Huang 等人則認為西太平洋的暖池溫度增加，副高向西延伸，才是引發日本地區少雨的主因。Kosaka and Nakamura (2006)認為西太平洋海溫的異常增加，引發強對流異常，引發羅士培波向北傳播，由於西北太平洋位置特殊，低層會受到季風槽與副熱帶高壓影響，高層會受到青藏高原、亞洲噴流、中太平洋槽等影響，高低層間雖是正壓但同時向北傾斜，意指三極結構的發展與背景場有很大的關係。雖然這些研究結果各有異同，但都強調了熱帶西太平洋的海溫會影響到副熱帶東亞地區的降水。

另有研究指出東亞雨量變化與青藏高原的加熱相關，Liu et al. (2002)與Hsu and Liu (2003)都認為夏季青藏高原上的非絕熱加熱引發羅士培波向東北與東南方向傳遞能量，進而影響北半球夏季環流與降水量。當強的非絕熱加熱發生於高原上方時，會使華中地區降雨增加，反之則降水減少。Enomoto et al. (2003)則透過數值模擬結果指出，夏季歐亞大陸上的非絕熱加熱可加強上對流層的青藏高原及其北端的噴流，環流增強後增加的動能以羅士培波在高壓及噴流間沿著波導向東傳，影響日本的天氣，稱為絲路型態(Silk Road pattern)。

與 Ambrizzi et al. (1995)所說的羅士培波在北半球夏季時的傳播一致。這樣的結果都強調了不只海洋可以激發出羅士培波，陸地的非絕熱加熱同樣可以激發出羅士培波，且高原地形的加熱對激發羅士培波更為顯著。

Hsu and Lin (2007)提出三極結構並非是個對稱的結構，其正相位與負相位是不對稱的。當日本、韓國、華中一帶多雨，華北、華南少雨時，低層的南北向波列結構(類似 PJ pattern)較明顯，表示其受到菲律賓海附近對流異常產生向北傳播的羅士培波較顯著。當日本、韓國、華中一帶少雨，華北、華南多雨時，高層的東西向波列結構(類似 Silk Road pattern)較明顯，表示其受到歐亞大陸、青藏高原附近非絕熱加熱增加異常產生向東傳播的羅士培波較顯著。

Hsu and Lin (2007)在最後討論時提到三極結構這樣一個類似波動的結構，其產生的來源有很多。ENSO 作用、熱帶菲律賓海附近的對流異常、歐亞大陸與青藏高原等陸地的非絕熱加熱，這些都可能是三極結構形成的原因之一，並沒有一個很明確的主導因素。因此換個角度想，作者懷疑三極結構可能是存在夏季大氣環流場中的一個 intrinsic mode。意指此結構是存在於大氣本身中的自然模，若有適當的（外部或內部）擾動，都可能透過 normal mode 或 non-modal instability 觸發或增強了振幅，導致三極結構的產生(Simmons et al., 1983; Newman et al., 1997)。

1.2 研究動機與論文架構

前人研究指出海洋的重要性，而 Hsu and Lin (2007)認為三極結構即使沒有海洋的影響，該模（或三極結構）仍會存在。本研究的主要目的將探討此一假設的正確性，驗證海氣交互作用對三及結構的影響，以及在三極結構中，海

洋或大氣何者主導此結構發展較為顯著。由於無法從觀測資料中將海洋的影響部份隔離出來，因此本研究採用海氣耦合模式與純大氣模式，規劃模擬策略，試圖將海洋的影響孤立出來。模擬策略為比較有海洋與無海洋耦合的模擬結果，分析海洋的存在對於三極結構的影響。詳細方法將於第二章介紹。

本論文的架構如下：第一章為三極結構的特徵與機制簡介、相關研究、研究動機與論文架構，第二章為資料來源、模式簡介、模式處理方法、資料處理方法與分析方法介紹，第三章討論海洋對三極結構之影響，第四章討論海洋存在之重要性，第五章為綜合討論與結論。



第二章 研究資料與方法

2.1 使用資料

2.1.1 觀測資料

陸地降水量：CRU (Climate Research Unit, Mitchell et al, 2004)的月平均降水量，由全球陸地測站觀測資料內插而成，海面無資料，空間解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ，時間長度為 1901 年 1 月至 2002 年 12 月，單位為(0.1 mm/month)。

海表面溫度：HadISST (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature data set, Rayner et al, 2003)的月平均資料，空間解析度均為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ，時間長度為 1870 年 1 月至 2008 年 3 月

水平風場、雨量、潛熱通量：ECMWF Reanalysis 40yrs) (ERA40, Uppala et al. 2005 Uppala, S. M., and Coauthors, 2005: The ERA-40 Re-Analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961–3012.)的月平均資料，空間解析度均為 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ，時間長度為 1957 年 9 月至 2002 年 8 月。

2.1.2 模式資料

為了瞭解海洋對三極結構之影響，實驗設計的重點在於比對有海洋與無海洋耦合模式的差異，因此進行兩類模擬(如圖 2.1)。第一類為海氣耦合模式模擬，考慮海氣交副作用的影響；第二類為利用耦合模式模擬之海溫驅動大氣環流模式，只考慮海洋對大氣的影響。在第二類中，所使用的海溫，一為具有年際變化的逐年海溫，另一為只有長期平均的海溫季節變化(亦即每年海溫都一樣，僅隨季節變化)。比較第一與第二類，可以了解海氣交互作用的影響。第二類中不同海溫的模擬，則可以判斷海溫年際變化的影響。

此研究使用兩個模式，分別為 SINTEX-F CGCM 與 ECHAM/MPI-OM。此二個模式的介紹如下：

SINTEX-F CGCM 資料簡介: SINTEX-F 耦合模式(Luo et al. 2005) ，由日本 Frontier Research Center 所發展，為一個海洋大氣耦合模式。最初的版本為歐洲發展的 SINTEX 模式(Gualdi et al. 2003; Guilyardi et al. 2003)。海洋部分參考 OPA 的 8.2 版(Madec et al. 1998)，垂直解析度有 31 層，其中 19 層集中在頂端 400 公尺處。空間解析度為 2.5° (latitude) \times 2.5° (longitude)，在赤道附近解析度增加 0.5° 。而大氣的模式則是使用 ECHAM4.6 (Roeckner et al. 1996)，在這裡使用的水平解析度為 T106，約 $1.1^{\circ}\times 1.1^{\circ}$ ，垂直解析度為 19 層，海洋大氣每兩小時交換一次資料。除此之外亦加入了一些機制加強模擬，透過動量方程式中的垂直傳播項將海洋表面環流的動量傳遞到大氣以減少氣候值的偏差[the full coupled simulation (FCPL)]，模擬時間長度為 220 年，前 20 年不採用，共 200 年資料。資料由 Dr. Luo 所提供。

模擬策略如圖 2.1。除了耦合模式外，還以 SINTEX-F 模擬的海表面溫度做為 ECHAM4.6 的下邊界條件，驅動大氣環流模式進行長期模擬。作為下邊界條件的海表面溫度分為有年際變化的月海溫，與長期平均氣候值的月海溫資料。同樣採用水平 T106 與垂直結構 19 層的解析度，模擬時間長度為 50 年。

ECHAM5/MPI-OM 資料簡介: ECHAM5/MPI-OM 耦合模式 (Jungclaus et al. 2005)，這裡使用的海洋模式為 MPI-OM (Marsland et al. 2003)，水平解析度為 1.5° ，垂直解析度為 40 層。大氣部分使用 ECHAM5.2 版本，水平解析度為 T63，約 $1.875^{\circ}\times 1.875^{\circ}$ ，垂直解析度為 31 層。模擬時間長度為 225 年，但配合風場等變數場資料長度較短，只取前 115 年使用。該資料由 Dr. Noel Keenlyside (Leibniz-Institut fuer Meereswissenschaften) 與莊秉潔教授提供。

模擬策略如圖 2.2。其中未耦合模式的部分為作者利用國網中心的電腦進行模擬所得之資料。未耦合模式模擬以 ECHAM5/MPI-OM 模擬所得的海表面溫度做為邊界條件驅動全球大氣模式 ECHAM5.4。同樣進行了有年際變化月海溫與氣候值月海溫的模擬，採用 T63 與垂直結構 31 層的解析度，模擬時間長度為 50 年。

2.2 資料處理

此研究 Z 分析的變數都經過下列資料處理。計算夏季降水量年際變化，首先定義夏季為六、七、八月，對夏季三個月作季節平均，如此一來可得到一年一筆的夏季季平均。為方便看出變異的區域，再減掉此資料的平均值可得距平場。由於本研究的重點為年際變化，必須先去除資料的長期趨勢，並且濾除十年以上的訊號，因此將資料減去九年的移動平均。方法為先算出九年的移動平均，以第五年也就是中心年為準，前後各取四年共九年的的平均值，再以原始值減移動平均。經由這個過程，資料變異以年際變化為主。此一算法同時意味著前後共會損失八年的資料。後面章節所使用的合成分析，只要是距平場皆使用經由上述過程處理過的資料，只有原始場是直接使用原始資料。

2.3 分析方法

2.3.1 經驗正交函數

本研究使用經驗正交函數(Empirical Orthogonal Function, EOF，也稱主分量分析)分析，求取影響最大的空間特徵型態及其在時間上的變動。本文利用雨量的夏季季平均資料求取出之特徵向量為雨量的空間分布，每一個特徵向量

對應之解釋變異(方差)代表此分量對總變異的貢獻，單位以百分比(%)表示。第一個特徵向量解釋原始變數最多的變異，第二個特徵向量解釋次多的變異，以此類推。特徵向量振幅的時間序列稱為主成分(Principal Component，簡稱 PC)。

EOF 有兩種算法，一種是互變異矩陣算法(covariance matrix)，一種是相關矩陣算法(correlation matrix)。互變異算法所計算的是變數距平場，計算出的特徵向量會受到所選取的區塊(domain)當中正距平值較大(或負距平較小)之區域影響。相關矩陣算法計算標準化過後的變數場(距平場再除以該網格點的標準差)，計算出的特徵向量可以突顯區塊當中原來距平值相對於其他區域較小但對本身而言顯著的區域，因此可以將空間特徵顯示得更清楚。

以本文中所作的雨量 EOF 分析為例子，華北地區雨量氣候值原本就比華南少，標準差也比較小，若華北地區突然發生乾旱或是降水量偏多，該年雨量距平值也不會像華南發生乾旱或洪水時變化那麼的大。因此若使用互變異算法，華北地區雨量變化在計算時會被忽略。基於這個理由，本文採用相關矩陣算法，以便取得影響整個東亞區域夏季雨量分佈的最重要空間結構。

2.3.2 乾濕年合成

合成分析就是在眾多個案中，挑選出特徵特別明顯的個案，計算其平均值，以凸顯共同的特徵。以本文為例，若想利用合成分析探討夏季雨量三極型態和環流場的關係，就可先挑選出三極型態特別明顯年份之環流場距平加以平均。如果三極型態的強弱與環流場的距平高低在某處有關，選出的極端個案應在該處有共同的特徵。透過極端個案的選取，能突顯出與三極型態相關的環流場特徵，此為作合成分析的目的。

本研究定義三極型態正相位(華中、日本多雨，華北及華南少雨)特徵明顯

之年份為濕年（詳細之定義將在第三章詳述）；將屬於濕年之變數距平場作平均，得到濕年該變數的距平場，為濕年合成。三極型態反相位(華中少雨，華北及華南多雨)特徵明顯之年份則為乾年，選出乾年之變數距平場作平均，此為乾年合成。合成分析時若三極型態與環流場等變數間關係越好，那麼濕年與乾年之變數距平特徵越接近相反，但由於影響東亞夏季降水量的因素複雜(Hsu and Lin 2007)，因此濕年與乾年的合成分析的特徵也不會完全相反，兩者有差別。

2.3.3 Student-t 顯著性檢定

作合成分析時，檢定可以幫助我們辨別在統計上兩組樣本資料的平均是否有差異。以本文為例，由於在分析時都已經減去氣候值，因此母體平均為 0，當濕年(乾年的情況一樣)平均變數距平圖中有正(負)距平時，此正(負)距平在統計學上是否的確為正(負)距平[>0(或<0)，指高(低)於氣候值]？這就是統計檢定的目的。

Student-t 顯著性檢定公式：

$$T = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)}{S_p \sqrt{\left(\frac{1}{n_1}\right) + \left(\frac{1}{n_2}\right)}}$$

$$S_p^2 = \frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}$$

T 為 t 值， \bar{X}_1 為強(弱)年變數平均， \bar{X}_2 為氣候值， S_p 為母體變異數的粗略估計值(pooled estimator)， n_1 為強(弱)年個數， S_1 為 \bar{X}_1 的樣本變異數， S_2 為 \bar{X}_2 的樣本變異數。

當我們使用 t 檢定時，已經做了以下假設：

1. 虛擬假設：即 $\bar{X}_1 = \bar{X}_2$ 。
2. \bar{X}_1 (強(弱)年變數)與 \bar{X}_2 (氣候值) 為常態分配(normal distribution)。
3. n_1 (強(弱)年個數)為卡方分配(chi-square distribution)。
4. 因母體變異數(variance)未知，用 S_p^2 代替母體變異數(σ^2)。

T 檢定的目的就是利用統計上的常態分佈機率密度函數得知變數在該處在統計上確實高(低)於氣候值的機率，此機率稱為信心度；信心度越高，代表變數特徵對該處而言越明顯，是雜訊的機會越小。

本文使用雙尾檢定，正距平通過檢定表示該處正距平在統計上顯著；反之，負距平通過檢定則表示該處負距平在統計上顯著，本文所選用的信心度有三種，分別為 90%、95%、99%，信心度越高，顏色越深，正距平通過檢定以暖色(紅橘色)而負距平通過檢定則以冷色(藍色)表示(圖 2.3)。

第三章 海洋對三極結構之影響

3.1 觀測與海氣耦合模式之比較

3.1.1 三極結構之定義

本文以雨量資料經過季節平均及除去九年以上變化後，再經過標準化處理後，再使用 EOF 方法分析模式模擬之雨量三極結構。本文所指的東亞地區是指包含中國華北、華中、華南一帶、日本、韓國台灣等以陸地為主之地區，緯向從北緯 20 度到北緯 40 度，經向從東經 105 度到東經 145 度。以此代表東亞地區夏季降水量年際變化最主要的特徵。

利用觀測資料(CRU)的雨量所求出的 EOF1，可清楚的看出三極結構的配置（如圖 3.1）：正相位在日本中南部、韓國南部、華中地區(約 23°N)的雨量為負距平，華北(33°N 以北)及華南(23°N 以南)為雨量正距平；負相位則符號相反。此形態能解釋達 16.8%的降水量變異。

得到 EOF1 的同時可以得到一組對應的 PC1，如圖 3.2，此時間序列代表 EOF1 在各年的振幅。若 PC1 為正值，代表該年雨量分布接近 EOF1 的正相位；正值愈大，代表 EOF1 正相位的特徵愈明顯：華中、韓國及日本一帶的雨量負距平愈大，華北及華南的雨量正距平愈大。若 PC1 為負值則為相反之情況。本文就以此時間序列作為判斷三極結構強弱的指標。並且，以日本、華中一帶為中心做為參考，當 PC 為正值時，日本、華中一帶較乾燥，定義為乾年；PC 為負值時，日本、華中一帶較潮濕，定義為濕年。最後將 PC 標準化後取出超過正負一個標準差的年份，定義為乾濕年明顯的強個案，進行合成分析。CRU

雨量資料的 PC1 濕年有六年，1963、1965、1969、1980、1991、1993 年；乾年有七年，1966、1967、1973、1978、1990、1992、1994 年。

3.1.2 觀測與模式 EOF 之比較

首先必須確認海氣耦合模式模擬的東亞夏季降水的年際變化，是否也有三極結構？

圖 3.3 是 SINTEX-F 海氣耦合模式雨量的 EOF1，解釋變異度為 15.3%。緯向上，三極的結構與觀測差異不大，雖然華中一帶的負距平沒有觀測來的明顯。在 200 年資料中，超過正負一個標準差的強個案，濕年有 34 年，乾年有 31 年。

圖 3.4 是 ECHAM 海氣耦合模式的雨量的 EOF1，解釋變異度為 17.5%。緯向上，三極的結構與觀測相比較向北位移，日本一帶強度明顯偏弱。在 115 年資料中，超過正負一個標準差的強個案，濕年有 15 年，乾年有 15 年。

兩個海氣耦合的模式皆存在著三極結構，可以清楚看到降雨趨勢由南到北是正、負、正距平。在個案數來講，觀測值在 50 年中濕年有 6 年，乾年有 7 年。模式的個案比例也與觀測相似。因此可以說兩個海氣耦合模式都掌握到東亞地區夏季降水的最主要的年際變化結構。

3.1.3 觀測與模式環流場之比較

為了探討三極結構在乾、濕年的環流場結構，分別將乾、濕年大於一個標準差的個案挑出做合成分析。

圖 3.5 與圖 3.6 分別是觀測場的濕年與乾年合成圖，等值線是雨量距平，

向量是 850hPa 風場。從觀測場的資料，可以發現降雨量結構大致與 EOF1 相似，呈現三極結構的分布，乾濕年互為相反相位。850hPa 風場可以看出濕年時華中、日本一帶為西風異常。在日本以南、台灣以東的海域，可看到一個反氣旋的結構；乾年時在華中、日本一帶為東風異常。圖 3.7 與圖 3.8 分別為 SINTEX-F 模擬的乾年與濕年的環流場，說明部分同圖 3.5。雨量方面可以看到 SINTEX-F 無論是乾濕年皆可看到三極結構，但乾年在華中一帶通過檢定的區域明顯較少，且濕年位置較乾年向北位移。風場方面也是 30°N 附近有最大的風場距平，濕年西風異常，乾年東風異常。在日本以南、台灣以東的海域濕年有反氣旋的結構，乾年有氣旋的結構。圖 3.9 與圖 3.10 分別為 ECHAM5/MPI-OM 模擬的乾年、濕年的環流場，說明部分同圖 3.5。雨量方面可以看到 ECHAM5/MPI-OM 無論是乾濕年也可看到三極結構，但通過檢定的區域較 SINTEX-F 而言較少，似乎強度較弱，乾、濕年三極結構位置較觀測場向北位移。風場方面則在 35°N 附近有最大的風場距平，濕年西風異常，乾年東風異常。在日本以南、台灣以東的海域，濕年有反氣旋的結構，乾年有氣旋的結構。整體而言，兩個耦合模式都可以模擬出三極結構，風場、雨量場與觀測差異不大。

圖 3.11 與圖 3.12 分別是 850hPa 觀測場渦度的濕年與乾年合成圖，等值線是渦度距平。觀測中低對流層在東亞區域有明顯的南北向波列，而且乾年與濕年並非對稱結構，濕年的南北向波列比乾年結構完整清晰。圖 3.13 與圖 3.14 分別為 SINTEX-F 模擬的乾年、濕年的 850hPa 渦度場，亦有南北向波列的結構，乾濕年強度與結構都對稱。圖 3.15 與圖 3.16 分別為 ECHAM5/MPI-OM 模擬的乾年與濕年的 850hPa 渦度場，同樣有南北向波列的結構，通過檢定值比觀測場涵蓋的範圍大，乾濕年強度與結構較對稱。兩個模式都可以同樣看到南北向波列，但卻無法模擬出觀測場中乾濕年不對稱的情況。

圖 3.17 與圖 3.18 分別是 200hPa 觀測場渦度的濕年與乾年合成圖，等值線是渦度距平。觀測資料顯示，高對流層在東亞區域也有南北向波列，且值得注意的是在歐亞大陸上方有東西向波列的結構，而且乾年與濕年也非對稱結構，乾年的東西向波列比濕年結構清晰 (Hsu and Lin 2007)。圖 3.19 與圖 3.20 分別為 SINTEX-F 模擬的乾年與濕年的 200hPa 渦度場，亦有南北向波列的結構，但無東西向波列，乾濕年強度與結構都對稱。圖 3.21 與圖 3.22 分別為 ECHAM5/MPI-OM 模擬的乾年與濕年的 200hPa 渦度場，同樣有南北向波列結構，但無東西向波列，乾濕年強度與結構較對稱。兩個模式都可以模擬出南北向波列，卻無法模擬出東西向波列與觀測場中乾濕年不對稱的情況。

3.2 海氣耦合與未耦合模式之比較

本章比較海氣耦合模式與大氣(未耦合)模式的模擬結果，討論海洋對三極結構影響程度。以下將兩種模式分別比較：

3.2.1 SINTEX-F 之比較

圖 3.23 是年際變化海溫驅動的 ECHAM4.6 (即無海洋耦合的 SINTEX-F)，模擬雨量的 EOF 結果。從肉眼看出三極結構大致出現在 EOF2，解釋百分比為 13.2%。為了確認此 EOF 結果與海氣耦合模式的三極結構相似度，計算圖 3.3 與圖 3.23 各個 EOF 的型相關(pattern correlation)，結果為 EOF1 相關係數為 0.02、EOF2 相關係數為 0.77、EOF3 相關係數為-0.25、EOF4 相關係數為-0.07。此一結果與視覺判斷結論一致：EOF2 為三極結構。

圖 3.24 是氣候平均海溫驅動的 ECHAM4.6 模擬雨量的 EOF 結果，計算圖 3.3 與圖 3.24 各個 EOF 間的型相關，結果為 EOF1 相關係數為 0.52、EOF2 相

關係數為-0.31、EOF3 相關係數為 0.31、EOF4 相關係數為-0.29，顯示三極結構並非主要結構。

比較耦合與為耦合模擬結果，顯示在 SINTEX-F 系統中，海洋的確對三極結構有影響。雖然未耦合模式也可模擬出三極結構，但模擬結果不如海氣耦合模式。有年際變化海溫模擬的比沒有年際變化海溫結果較佳，沒有年際變化海溫的模擬幾乎看不出三極結構。

3.2.2 ECHAM 之比較

圖 3.25 是年際變化海溫驅動的 ECHAM5.4（即未耦合模式）模擬的雨量 EOF 結果。計算圖 3.4 與圖 3.25 各個 EOF 的型相關，結果為 EOF1 相關係數為-0.61、EOF2 相關係數為 0.60、EOF3 相關係數為 0.32、EOF4 相關係數為 0.24。佐以視覺判斷，EOF1 的特徵與三極結構較相似的特徵，但是帶狀結構較為鬆散，可能與其為 T63 較低解析度有關。

圖 3.26 是氣候平均海溫驅動的 ECHAM5.4（即未耦合模式）模擬的雨量 EOF 結果，計算圖 3.4 與圖 3.25 各個 EOF 的型相關，結果為 EOF1 相關係數為-0.63、EOF2 相關係數為-0.46、EOF3 相關係數為-0.03、EOF4 相關係數為 0.34。佐以視覺判斷，這四個 EOF 都不具三極結構特徵。


因此在 ECHAM 中，海洋也對三極結構有影響，因為雖然未耦合模式也可模擬出三極結構，但模擬結果明顯不如海氣耦合模式。有年際變化海溫模擬的比沒有年際變化海溫結果較佳，沒有年際變化海溫的模擬看不出三極結構。

第四章 海洋存在之重要性討論

在上一章分析結果顯示海洋對三極結構的影響性。這一章繼續分析海氣耦合與未耦合模擬結果的異同，進一步討論海洋影響東亞地區降雨的可能機制。由於 SINTEX-F 結果較佳，本章將針對 SINTEX-F 系統的模擬討論。由於在未耦合模式的模擬中，有年際變化海溫模擬的三極結構出現在 EOF2，無年際變化的海溫模擬沒有出現三極結構，因此以下用來比較的未耦合模式的三極結構，即指有年際變化海溫模擬的 EOF2。

4.1 模式機制

4.1.1 模式氣候場



首先驗證模式本身模擬氣候場的準確度，將模式的氣候場與觀測的氣候場做比較。圖 4.1 為夏季平均 850hPa 流函數與雨量變異數氣候場，(a)為 ERA40 的風場與 CMAP 的雨量變異，(b)為海氣耦合模式，(c)為未耦合模式。對照之下，模式的低對流層風場差異不大，太平洋副熱帶高壓與季風槽的位置都有模擬出，但季風槽在未耦合模式中較弱。CMAP 的雨量變異度在赤道西太平洋與菲律賓海一帶有較大值。海氣耦合模式與 CMAP 趨勢相近，但在赤道地區較強，這與模式較為偏西北的季風槽位置一致。未耦合模式在赤道西太平洋附近最大也有較大的變異度，但在南海與菲律賓海北部的變異相當明顯，比耦合模式大了許多，這是在 CMAP 中所觀察不到的。耦合與未耦合模擬結果的比較顯示，海氣交互作用降低了雨量的年際變異。

4.1.2 模式降雨與海溫之關係

為了確認模式在東亞地區降雨的機制與海溫的相關性，選取模擬的海溫與雨量的夏季平均，空間範圍為東經 100 到 160 度，北緯 0 到 60 度的範圍，作 SVD 的運算。圖 4.2 為海氣耦合模式的 SVD 結果，在海氣耦合模式中，無論是 SVD1 或 SVD2，雨量與海溫呈反相位的關係：雨量多的區域海溫較低，雨量少的區域海溫較高。圖 4.3 為未耦合模式的 SVD 結果，在未耦合模式中，SVD1 與 SVD2 的雨量與海溫呈正相關：雨量多的區域海溫較高，雨量少的區域海溫較低。

在此可以推測，在未耦合模式中，大氣直接受海溫驅動，因此海溫高的地方易形成對流，造成降水，故海溫與雨量為正相關，海溫是影響降雨的主因。然而在海氣耦合模式中，除了大氣影響海洋，海洋也會反饋回大氣，因此當對流形成，成雲降雨，雲量的增加造成吸收輻射量的減少，使得海溫反而下降，故海溫與雨量為負相關，也就是說在海氣耦合模式中海溫不是主導降雨的成因，而是海洋大氣最終平衡的結果，這與 Weng et al. (2005) 的結論一致。

4.1.3 三極結構存在之成因探討

由第三章的討論可知，三極結構在海氣耦合模式中表現極佳，與觀測資料接近，但在未耦合模式中，表現則稍不理想，顯見海氣交互作用的有無，必然影響到三極結構的發展。又在前述的討論中，了解到海氣耦合模式與未耦合模式降雨機制的不同。在未耦合模式中，雖然沒有海氣交互作用，但降水直接受到海溫影響，由海溫驅動，降水須被迫受海溫所主導。也因此這樣的情況下，可以推測前述的假設是成立的，三極結構主要受大氣所主導，大氣影響海洋機

制顯著。由於如此，在純大氣模式中，三極結構雖存在於大氣本身，卻由於降水主受海溫控制，即使產生三極結構，卻為了被迫受海溫影響降水，而改變其本身三極降水的結構，使得三極結構有所改變，也較為不顯著，也因此未耦合模式中三極結構出現在 EOF2。反之在海氣耦合模式中，存在著重要的海氣交互作用，不只是單方向的海洋影響大氣，大氣亦可向下影響海洋，因此一但三極結構在大氣中形成，便可透過此交互作用影響海洋，降雨不需要被海洋所主導，此時由大氣主導整個降雨過程，同時使得海溫亦出現變化，如此一來三極結構便可充份發展。因此討論至此可以認為海氣交互作用的确是重要，但對三極結構而言最重要的是大氣所主導去影響海洋。

4.2 三極結構在海氣耦合與未耦合模式之比較

4.2.1 基本環流場討論

為了進一步確認假設，在此對環流場做更詳細的分析。選取未耦合模式的三極結構的強個案，作環流場的合成。圖 4.4 與圖 4.5 分別為 850hPa 風場與雨量合成圖。與圖 3.8、3.9 比較，未耦合模式的三極結構與耦合模式類似，但通過檢定區域較耦合模式少，風場配置大致也和耦合模式一致。圖 4.6 與圖 4.7 分別為乾濕年的為 850hPa 渦度場。與圖 3.13 及圖 3.14 比較，在東亞地區一樣有南北向波列的結構，但乾濕年的強度較不對稱。圖 4.8 與圖 4.9 為 200hPa 渦度場，與圖 3.19 及圖 3.20 比較，未耦合模式的南北向波列位置較海氣耦合模式位置偏南，東西向波一樣沒有模擬出，乾濕年的強度也較不對稱，但與觀測相反的是模擬濕年的強度反倒比乾年更強。

未耦合模式與海氣耦合模式相較之下，未耦合模式在環流場也有模擬出三極結構的特徵，也同樣模擬不出高對流層東西向的波列，但主要位置並不完全

一致，較海氣耦合模式的三極結構偏南。在乾濕年之間的相位、強度較不對稱，但與觀測也沒有完全相符。

4.2.2 模式降雨機制之演繹

圖 4.10 是觀測乾濕年環流場的合成圖，等值線為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)、(g)為濕年，(b)、(d)、(f)、(h)為乾年。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 $10^5 \cdot \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$)，(c)、(d)為 CRU 雨量(單位 mm/day)，(e)、(f)為 ERA40 雨量(單位 mm/day)，由於 CRU 雨量只有陸地資料略嫌不足，因此多加 ERA40 雨量作為參考，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 $10^5 \cdot \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$)。濕年時，北緯 20~35 度附近有正海溫距平，潛熱通量為正距平(潛熱通量向上為正)，對應的雨量為負距平，與較大的短波輻射量。短波輻射通量增大，對海洋混合層有加熱作用，潛熱通量正距平有降溫作用。而此區的海溫為正距平，顯見對流不旺盛導致較多的短波輻射加熱作用大於潛熱通量的降溫作用。北緯 35 度以北海溫為負距平，雨量為正距平，潛熱通量與短波輻射在負海溫距平區皆為負距平。乾年時，北緯 10~30 度附近有負海溫距平，對應的雨量為正距平。短波負距平與潛熱通量負距平，搭配負海溫距平，與濕年的情況類似，短波降溫效應大於潛熱通量加熱效應。北緯 30~50 度海溫為正距平，雨量為負距平，潛熱通量皆不顯著。乾濕年的結果，都指向此一趨勢：在夏季的西北太平洋，大氣對海洋的影響勝於海洋對大氣的影響。

圖 4.11 為濕年模擬環流場合成圖，等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)為海氣耦合模式，(b)、(d)、(f)為未耦合模式。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 W/m^2)，(c)、(d)為雨量(單位為 mm/day)，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 W/m^2)。在海氣耦合模式，各項變數場皆呈現南北向波列結構，與觀測場十分相似。比如，北緯 15~30 度有一明顯的反

氣旋結構，此處的海溫為正距平、潛熱通量正距平、雨量負距平、淨短波輻射量為正距平。反氣旋結構的以南以北為海溫負距平、潛熱通量負距平、雨量正距平、淨短波輻射量為負距平。各項變數間的相互關係，也與觀測相同：短波加溫作用勝過潛熱通量的降溫作用，大氣的影響勝過海洋的影響。

在未耦合模式中，各項變數場亦有南北向波列之結構，但是較大的擾動出現在低緯度地區，而且各項變數間的相互關係也和觀測與耦合模擬結果不同。其中，做主要的擾動出現在北緯 25 度以南，該處的環流以反氣旋距平為主，海溫為負距平，潛熱通量為負距平，短波輻射為正距平。在北緯 25-35 的狹長海溫正距平區，各項變數符號則與熱帶地區相反。由於海溫是給定值，無法改變，潛熱通量與短波輻射對海溫皆無作用，但是正（負）雨量距平位於正（負）海溫距平區，顯示海溫距平扮演大氣下墊面的加熱與冷卻作用，直接影響大氣模式中的對流，形成雨量距平。然而，此一未耦合模式中的作用，不僅與耦合模擬結果不一致，更是與觀測背道而馳。亦即，此一形式的海洋對大氣影響，是不正確的，在實際大氣中並非是主導因素。

圖 4.12 為乾年模擬環流場合成圖，說明同圖 4.11。在海氣耦合模式，北緯 15~30 度有一氣旋結構，此處的海溫為負距平、潛熱通量負距平、雨量正距平、淨短波輻射量為負距平。反氣旋結構的以北為海溫正距平、潛熱通量正距平、雨量負距平、淨短波輻射量為正距平。各變數間的相互關係與濕年時一致。有趣的是，未耦合模式模擬的結果和耦合模式與觀測結果相當一致。濕年期間明顯的海洋對大氣的影響，在乾年期間並不明顯。亦即，給定海溫導致的模擬誤差似乎僅在濕年起作用，在乾年則較不明顯。

為了更清楚顯現此一有趣的差異，圖 4.13 選取環流場氣旋發生的區域(

東經 130~160 度)，比較各變數場隨緯度變化的情形。在海氣耦合模式中，乾濕年的海溫與降雨皆為負相關，潛熱通量、短波輻射、低層輻散、海溫皆與雨量距平反號。在未耦合模式中，濕年的海溫、降雨與潛熱通量是正相關，但是乾年則又是與耦合模式一致。造成此一有趣對比的可能原因，將在下一節探討。

4.2.3 海氣耦合與未耦合模式之差異討論

圖 4.14、圖 4.15 為在耦合模式與未耦合模式的三極結構示意圖。在海氣耦合模式中，低層氣旋(反氣旋)的生成位置，位於負(正)海溫距平上方，也正是強對流(下沉區)與降水正(負)距平區、潛熱通量與淨短波通量的正(負)距平區。在未耦合模式中，乾年與耦合模式的乾年示意圖定性上一致，但是在濕年，則是高(低)海溫區，對流強(弱)、降水多(少)、短波輻射與潛熱通量皆為負(正)距平。

推測在海氣耦合模式中(圖 4.14)，氣旋(反氣旋)生成造成對流(下沉)的發生，雲量與降雨量也同時增加(減少)，對流區的對流雲生成較多(少)讓短波入射減少(增加)，短波輻射量下降(增加)。海氣耦合模式中海洋大氣間有交互作用，大氣透過此交互作用影響海洋，輻射減少(增加)使得海溫下降(上升)，造成對流區下方是負(正)海溫的情況，也使得潛熱通量減少(增加)。潛熱通量減少(增加)有讓海溫上升(下降)的趨勢。但是，此一大氣影響海洋的機制，顯然為短波輻射所主宰。

為何未耦合模式模擬結果在濕年期間，和耦合模式與實際觀測相差最大？此一問題可以從下列推論中獲得初步線索。圖 4.16 與圖 4.17 分別為耦合模式中濕年與乾年的 850hPa 流函數場與相對應的距平場。距平場在赤道與北緯 40 度間的南北方向，呈現一個濕年與乾年反相位的三極結構。濕年時，副熱帶高

壓脊往西南伸展，季風槽偏弱。相對的，在東海、日本以東一帶，高壓則偏弱。此一環流特徵伴隨的是華南、台灣、北南海與菲律賓海，雨量偏少，華中、日本一帶雨量偏多。雨帶的北移導致入射北南海與菲律賓海海面的短波輻射量增加，海溫因此上升；在東海與日本東方太平洋，則入射量減少，海溫下降，形成海溫距平南正北負的情況。相反的，乾年時，強季風槽東伸至菲律賓海，副熱帶高壓脊北移，導致華南、台灣、北南海與菲律賓海，雨量偏多，華中、日本一帶雨量偏少，以及海溫距平南負北正的情況。

在未耦合模式中，當大氣的三極結構在季風槽一帶為反氣旋距平（季風槽因此減弱，圖 4.18），且北南海與菲律賓海海溫為負距平時，濕年的環流最容易發生。可能原因如下。以氣候平均而言，季風槽存在於高海溫附近，海溫偏低時，對流較弱，季風槽也偏弱。在此一狀態下，如果大氣的內部擾動（如三極結構的濕年相位）盛行時，促使季風槽更弱，西南氣流因此減弱，水氣輻合減小，對流更弱。在此一狀態下，海洋對大氣的影響與大氣的內部擾動形成加成作用，導致如圖 4.18 中極端減弱的季風槽，取而代之的則是向西南伸至南海的強高壓脊。此一過程可以解釋為何在為耦合模式中的擾動比耦合模式偏南，且強了許多。在實際大氣與耦合模式中，當對流減弱、短波輻射加強，對海溫有加溫作用，因此原本的負海溫距平為減小。亦即，大氣對海洋的影響是負回饋，但是在未耦合模式中，海溫是定值，無法被改變，大氣的負回饋無法發揮作用，反而加強了異常的降水與環流。由於，北南海與菲律賓海一帶，海溫最高、對流最強、氣旋式環流最強，因此可能是最敏感的區域。此一區域的變化可能透過子五環流的改變與羅士培波的作用主導了北方的變化。

在乾年時，大氣的內部擾動相位相反，在北南海與菲律賓海為氣旋式環流，加強季風槽（圖 4.19）。但是，此時搭配的海溫仍是負海溫。後者的作用在於降低對流活躍度與形成反氣旋距平，作用與大氣內部擾動帶來的變化趨勢相

反，有減弱大氣內部擾動的趨勢。此一相互牽制的作用，使得乾年相位的環流狀態比較接近實際觀測與海氣耦合模式的運作情況，亦即大氣與海洋的作用是互相牽制的。圖 4.18 與圖 4.19 的比較，顯示後者的擾動遠小於前者，與之前的推測一致：在未耦合模式中，濕年時，大氣擾動與海洋影響，由於欠缺大氣的回饋作用，不當的放大了海洋對大氣的影響程度；乾年時，大氣擾動與海洋的影響反相，互相抵銷，因此擾動較小，但也因此較接近實際觀測與耦合模擬結果。需要注意的是，此一看法無法解釋，為何未耦合模式中的乾年結構，在北南海與菲律賓海搭配的不是正海溫距平，而仍是微弱的負海溫距平。未來研究將繼續探討此一疑點。



第五章 綜合討論與結論

本文使用海氣耦合模式與未耦合模式，研究三極結構在不同的模式中如何表現，這裡所指的三極結構為東亞地區也就是日本、台灣、韓國、華北、華中、華南一帶，夏季降水的年際變化作 EOF 後所得的三胞降水結構，並將三極結構分為濕年與乾年不對稱之兩種型態(Hsu and Lin 2007)分別討論。

5.1 結果與討論

5.1.1 觀測與模式之三極結構比較

在同樣的分析方法下，觀測資料的三極結構，清楚的出現在 EOF1。比較 SINTEX-F 與 ECHAM 海氣耦合模式的三極結構，也都出現在 EOF1。顯見在海氣耦合模式中，皆可將三極結構模擬出。

但比較觀測與模式模擬三極結構之環流場，可發現模式中三極結構的乾濕年是對稱的，模式無法模擬出正負相位間的不對稱性。且在模式中的南北波，模擬得比東西波要佳，南北波主要是受到低對流層熱帶海洋加熱形成，東西波在高對流層受到歐亞大陸非絕熱加熱形成，或許是因為模式本身在海洋部分處理較佳，但在陸地部分處理較弱，沒有掌握到陸地非絕熱加熱的波動。

5.1.2 海洋對三極結構之重要性

欲了解海洋的重要性，比較海氣耦合模式與未耦合模式，SINTEX-F 未耦合模式三極結構出現在 EOF2，ECHAM5/MPI-OM 未耦合模式三極結構出現在 EOF1，但整體結構與觀測仍有差異，可知未耦合模式也可以模擬出三極結構，

但模擬的能力較海氣耦合模式差。

大氣模式中又分為有年際變化的海溫與氣候平均的海溫驅動。在 SINTEX-F 與 ECHAM5/MPI-OM 中，使用氣候平均值的模擬，皆看不出三極結構，因此在三極結構的模擬，海溫的年際變化也是很重要的存在。

整體而言，海氣耦合模式的表現勝於海溫給定的大氣模式，未耦合模式中有海溫年際變化的模擬則勝於無海溫年際變化的模擬。顯見海氣交互作用的存在對於三極結構的發展，扮演了重要的角色。

5.1.3 海洋對三極結構之影響性

海氣耦合模式與未耦合模式本身對於海溫與降雨機制的處理是不同的，海氣耦合模式中，海洋大氣可以交互作用，海溫與降雨成負相關；未耦合模式中，海洋只能單方向影響大氣，海溫與降雨成正相關。因此也影響到三極結構模擬的結果不同。

由圖 4.16 可以看到在海氣耦合模式中海洋大氣對流的過程發展，在海氣耦合模式中，海洋大氣具有交互作用，大氣透過此交互作用影響海洋，對流的形成反而造成海溫下降，這是大氣反饋給海洋的機制。在未耦合模式中(如圖 4.17)，三極結構的存在受到海溫干擾，反使得三極結構降水機制稍有改變，不過仍可看出此時大氣為主導降水的主因。

因此到此可以證實最初的假設是成立的，三極結構的確是大氣主導影響去海洋，未耦合模式中，降水須被迫受海溫所主導，而改變其本身三極降水的結構。海氣耦合模式中，由大氣主導整個過程，大氣亦可影響海洋。

在海氣耦合模式中，可以看到類似觀測的結果，短波加溫作用勝過潛熱通量的降溫作用，大氣的影響勝過海洋的影響。未耦合模式中，濕年期間明顯的可看到海洋對大氣的影響，但在乾年期間此特徵並不明顯。亦即，給定海溫導

致的模擬誤差似乎僅在濕年起作用，在乾年則較不明顯。推測是在未耦合模式中，濕年時，大氣擾動與海洋影響，都使得三極結構增強，由於欠缺大氣的回饋作用，不當的放大了海洋對大氣的影響程度；乾年時，大氣擾動與海洋的影響反相，互相抵銷，因此擾動較小，但也因此較接近實際觀測與耦合模擬結果。

5.2 總結與未來展望

本文在此盡量討論了海洋對三極結構的影響與重要性，但仍有很多值得思考之處，海洋大氣的交互作用相當複雜，可能不單是受這些因素影響。以及為何三極結構是由大氣主導去影響海洋？在此也無法得到證明，在此方面，仍有許多值得思考之處。

且模式中無法模擬出正負相位間的不對稱，也無法模擬出東西波等特性，顯示了模式無法掌握歐亞大陸的影響。這可能是因為氣陸交互作用仍模擬不正確，或者是無法模擬歐亞大陸上的某些自由擾動等。因此本文討論的重點就放在模擬較佳的海洋。如若能將陸地部分加以改善，相信可以有更多值得研究之處。

參考文獻

- Ambrizzi, T., B. J. Hoskins, H.-H. Hsu, 1995: Rossby Wave Propagation and teleconnection Patterns in the Austral Winter. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 3661–3672.
- Arakawa, A., and V. R. Lamb, 1977: Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. *Methods Comput. Phys.*, **17**, 173–265.
- Blanke, B., and P. Delecluse, 1993: Variability of the tropical Atlantic Ocean simulated by a general circulation model with two different mixed layer physics. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**, 1363–1388.
- Charnock, M., 1955: Wind stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **81**, 639–640.
- Chou, C., J. -Y. Tu, and J. -Y. Yu, 2003: Interannual Variability of the Western North Pacific Summer Monsoon: Difference between ENSO and Non-ENSO Years. *J. Climate*, **16**, 2275-2287.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **129**, 157-178.
- Feng, S., and Q. Hu, 2004: Variations in the Teleconnection of ENSO and Summer Rainfall in Northern China: A Role of the Indian Summer Monsoon. *J. Climate*, **17**, 4871-4881.
- Gent, P. R., and J. C. McWilliams, 1990: Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **20**, 150–155.
- Gent, P. R., J. Willebrand, T. McDougall, and J. C. McWilliams, 1995: Parameterizing

- eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 463–474.
- Griffies, S. M., 1998: The Gent–McWilliams skew flux. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 831–841.
- Gualdi, S., A. Navarra, E. Guilyardi, and P. Delecluse, 2003: Assessment of the tropical Indo-Pacific climate in the SINTEX CGCM. *Ann. Geophys.*, **46**, 1–26.
- Guilyardi, E., P. Delecluse, S. Gualdi, and A. Navarra, 2003: Mechanisms for ENSO phase change in a coupled GCM. *J. Climate*, **16**, 1141–1158.
- Hagemann, S., and L. Dümenil, 1998: A parameterization of the lateral waterflow for the global scale. *Climate Dyn.*, **14**, 17–31.
- , and L. Dümenil-Gates, 2003: An improved sub grid runoff parameterization scheme for climate models. *Climate Dyn.*, **21**, 349–359.
- Hibler, W. D., III, 1979: A dynamic thermodynamic sea ice model. *J. Phys. oceanogr.*, **9**, 815–846.
- Hsu, H. -H., and X. Liu, 2003: Relationship between the Tibetan Plateau heating and East Asian summer monsoon rainfall. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 206610.1029/2003GL017909.
- Hsu, H.-H., and Lin, S.-M., 2007: Asymmetry of the tripole rainfall pattern during East Asian summer. *J. Clim.*, **17**, 4443-4458.
- Huang, R. H., and F. Y. Sun, 1992: Impacts of the tropical western Pacific on the East Asia summer monsoon. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**, 243-256.
- Jungclaus JH, Keenlyside N, Botzet M, Haak H, Luo J, Latif M, Marotzke J, Mikolajewicz U, Roeckner E, 2006 Ocean Circulation and Tropical Variability in

- the Coupled Model ECHAM5/MPI-OM. *J. Climate*, **19**, 3952.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan (PJ) teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.
- Lau, K.-M., 1992: The East Asian summer monsoon rainfall variability and climate teleconnection. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**, 211-241.
- Lau, K.-M., and H. Weng, 2001: Coherent modes of global SST and summer rainfall over China: An assessment of the regional impacts of the 1997-98 El Nino. *J. Clim.*, **14**, 1294-1308.
- Lau, K.-M., K.-M. Kim, and S. Yang, 2000: Dynamical and boundary forcing characteristics of regional components of the Asian summer monsoon. *J. Clim.*, **13**, 2461-2482.
- Liu, X., W. Li and G. Wu, 2002: Interannual variation of the diabatic heating over the Tibetan plateau and the Northern Hemispheric circulation in summer. *Acta Meteorol. Sinica*, **60(3)**, 267-277.
- Louis, J. F., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound.-Layer Meteor.*, **17**, 187-202.
- Luo, J.-J., S. Masson, E. Roeckner, G. Madec, and T. Yamagata, 2005: Reducing climatology bias in an ocean-atmosphere CGCM with improved coupling physics. *J. Climate*, **18**, 2344-2360.
- Madec, G., P. Delecluse, M. Imbard, and C. Levy, 1998: OPA 8.1 ocean general circulation model reference manual. LODYC/IPSL Tech. Rep. Note 11, 91 pp.

- Marsland, S. J., H. Haak, J. H. Jungclaus, M. Latif, and F. Röske, 2003: The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates. *Ocean Modell.*, **5**, 91–127.
- Morcrette, J.-J., L. Smith, and Y. Fouquart, 1986: Pressure and temperature dependence of the absorption in longwave radiation parameterizations. *Beitr. Phys. Atmos.*, **59**, 455–469.
- Newman, M., P. D. Sardeshmukh, and C. Penland, 1997: Stochastic forcing of the wintertime extratropical flow, *J. Atmos. Sci.*, **54**, 435–455.
- Nigam, S., 1994: On the dynamical basis for the Asian summer monsoon rainfall-El Niño relationship. *J. Clim.*, **7**, 1750-1771.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Nitta, T., and Z.-Z. Hu, 1996: Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **74**, 425-445.
- Pacanowski, R. C., and S. G. H. Philander, 1981: Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 1443–1451.
- Redi, M. H., 1982: Oceanic isopycnal mixing by coordinate rotation. *J. Phys. Oceanogr.*, **12**, 1154–1158.
- Roeckner, E., and Coauthors, 1996: The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie Rep. 218, 90 pp.

- Roulet, G., and G. Madec, 2000: Salt conservation, free surface and varying volume: A new formulation for ocean GCMs. *J. Geophys. Res.*, **105**, 23 927–23 942.
- Shen, S., and K.-M. Lau, 1992: Biennial oscillation associated with the East Asian summer monsoon and tropical sea surface temperature. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **73**, 105-124.
- Simmons, A.J., J. M. Wallace, and G. W. Branstator, 1983: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363–1392.
- Tian, S.-F., and T. Yasunari, 1992: Time and space structure of interannual variations in summer rainfall over China. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **70**, 585-596.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Valcke, S., L. Terray, and A. Piacentini, 2000: The OASIS coupler user guide version 2.4. CERFACE Tech. Rep. TR/CGMC/00-10, 85 pp.
- Wang, B., Q. Ding, X. Fu, I.-S. Kang, K. Jin, J. Shukla, and F. Doblas-Reyes, 2005: Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15711
- Weng, H., K.-M. Lau, and Y. Xue, 1999: Multi-scale summer rainfall variability over China and its long-term link to global sea surface temperature variability. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **77**, 845-857.
- Wolff, J. O., E. Maier-Reimer, and S. Legutke, 1997: The Hamburg Ocean Primitive Equation Model HOPE. *Tech. Rep.* **13**, German Climate Computer Center

(DKRZ), Hamburg, Germany, 98 pp.



附錄-模式簡介

SINTEX-F

SINTEX-F CGCM 資料簡介: SINTEX-F 耦合模式(Luo et al. 2005) , 由日本 Frontier Research Center 所發展, 為一個海洋大氣耦合模式。最初的版本為歐洲發展的 SINTEX 模式(Gualdi et al. 2003; Guilyardi et al. 2003)。海洋部分參考 OPA 的 8.2 版(Océan Parallélisé; Madec et al. 1998), 使用 ORCA2 的結構: 用 Arakawa-C type 格點建立在 2 度的麥卡托網格。垂直解析度有 31 層, 其中 19 層集中在頂端 400 公尺處。空間解析度為 2.5° (latitude) \times 2.5° (longitude), 在赤道附近解析度增加 0.5° 。這裡採用與 SINTEX-F 使用的 OPA8.1 相同的模式物理機制, 除了自由表面的結構 (Roulet and Madec 2000), 及 Gent 與 McWilliams (1990) 的等密度混合系統。用 1.5 倍的紊流結束系統計算垂直的渦流擴散性與摩擦係數 (Blanke and Delecluse 1993)。比較之前的版本, 8.2 版採用較佳的徑流氣候值, 海岸線附近的封閉海域也有修正。

而大氣的模式則是使用經過平行化的 ECHAM4 (Roeckner et al. 1996), 在這裡使用的水平解析度為 T106, 約 $1.1^{\circ}\times 1.1^{\circ}$, 垂直解析度為 19 層(σ -pressure vertical coordinate), 近地表解析度較高。預報變數包括渦度、散度、溫度、地表氣壓、水氣及雲水含量。動量由地表的渦度與散度所計算, 加上地表摩擦力, 重力波拖曳力、積雲摩擦力。模式物理過程與 SINTEX 模式中的大氣模式 ECHAM4.0 是一樣的。包括 Tiedtke (1989)的積雲對流的體積質量通量方程, 與 Morcrette et al. (1986)的輻射部分。地表的紊流通量是根據體積氣動方程所計算, 此方程的拖曳係數是動量與熱量去估算且此能量計算是建立在 Richardson number 與粗糙度的近似分析方程上 (Louis 1979)。在開放水域, 氣

動方程動量粗糙度則是用渦度摩擦力計算 (Charnock 1955)。注意到在實際海洋中，不管是風應力的大小或方向都會被海洋狀態所影響，如表面波。適合的表面波動模式則是海洋大氣耦合模式 (AOGCMs)，所改善風應力在物理機制上的運算。

在此耦合場，海洋大氣每兩小時交換一次資料。使用 Atmosphere Sea Ice Soil (OASIS) 2.4 coupler (Valcke et al. 2000)。表面風應力、水及熱量通量從大氣內插到海洋的網格點，海溫、海冰覆蓋及表面環流從海洋內插到大氣網格點，接使用區域加權的方式。起始資料在大氣部分使用的是觀測的一年月平均海溫氣候值所驅動，海洋則是用速度為 0 的 Levitus 年平均氣候值。

除此之外亦加入了一些機制加強模擬，透過動量方程式中的垂直傳播項將海洋表面環流的動量傳遞到大氣以減少氣候值的偏差 [the full coupled simulation (FCPL)]，這不僅影響到表面風應力與熱量通量，也影響到全球角動量，模擬時間長度為 220 年，前 20 年不採用，共 200 年資料。資料由 Dr. Luo 所提供。

ECHAM5/MPI-OM

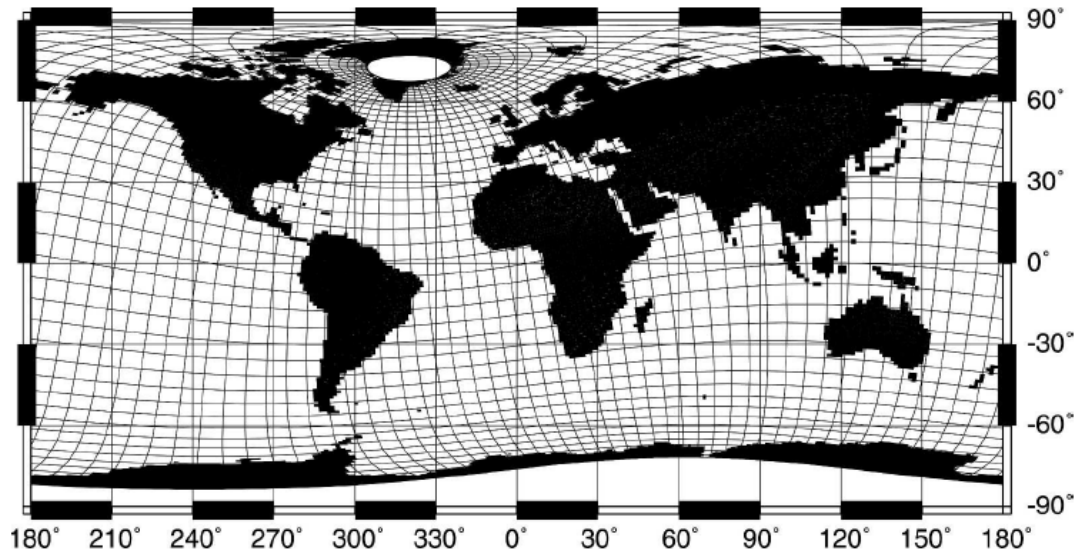
ECHAM5/MPI-OM 資料簡介: ECHAM5/MPI-OM 耦合模式 (Jungclaus et al. 2005)，這裡的大氣部分使用 ECHAM5.2 版本，水平解析度為 T63，約 $1.875^{\circ} \times 1.875^{\circ}$ ，垂直解析度為 31 層。海洋模式為 MPI-OM (Marsland et al. 2003)，水平解析度為 1.5° ，垂直解析度為 40 層。此海洋模式有加入海冰模式，參數化的過程使用的是 Hamburg Ocean Primitive Equation (HOPE) model (Wolff et al. 1997)。

初始方程在自由表面使用的是靜力布氏 (Boussinesq) 流體，垂直離散化在 z 層上，底部地形則由部分格點解析 (Wolff et al. 1997)。數量及向量在空間上

的排列由公式化在 C 格點上 (Arakawa and Lamb 1977)。沿著等密度線擴散遵循 Redi (1982) and Griffies (1998)的方法。未解決的渦漩在等密度線的追蹤混合的參數化使用 Gent et al.(1995)。垂直的渦流黏滯力與擴散在 Pacanowski and Philander (1981, hereafter PP)的 Richardson number-dependent 系統上。在典型的 PP 系統中，從低估的紊流混合到地表，有增加的風混合按比例的包含在單位體積 10 米風速，隨深度呈指數遞減。

靜力穩定度的存在，對流反轉，參數化使用加強的垂直擴散。傾斜的對流系統被包括在容許較佳的表現為靜力不穩定濃度較大的水流在基底上。海冰動力被黏滯力-可塑性的流變學方程化 (Hibler 1979)。熱力學關於改變海冰厚度平衡輻射、紊流與海洋熱量通量。海冰上的積雪的影響包括，順著冰-雪的轉變，因為雪的重量使冰-雪介面下沉到海平面之下，冰形成與融化的影響占模式中海冰鹽度 5 psu。

垂直曲線格點允許任意配置到極點上，如下圖，為了環流的設置，模式中的北極點被位移到格陵蘭島，南極點位移到南極大陸中央。這樣的近似不僅移除了在地理北極上經向輻合有關的數值奇點，也製造了較高的解析度在深水形成的區域，格陵蘭島附近 (Greenland Sea and Labrador Sea)與威爾德海 (Weddell Sea)。事實上，網格點空間在格陵蘭島附近最小約 15 公里，在太平洋附近最大約 184 公里。地形內插從 Earth Topography Five Minute Grid (ETOPO5; National Geophysical Data Center 1988) $1/12^\circ$ 的設定。特殊地形特徵如重要的溢流及通流管道，會調整到觀測的岩床深度。



大氣與海洋耦合的部份為 Ocean-Atmosphere-Sea Ice-Soil (OASIS) coupler (Valcke et al.)。海洋傳送到大氣的有海溫、海冰濃度、海冰厚度、雪深及海表面速度。徑流與冰川裂冰作用在大氣模式中被交互處理，並且各自的淡水通量會傳到海洋成為部份的大氣淡水通量場。陸地的水文模式包括河流路線模式 (Hagemann and Dümenil 1998; Hagemann and Dümenil-Gates 2003)。但冰川覆蓋的質量平衡未被計算在模式中。降雪落入冰川中就直接轉換至鄰近的海洋格點。

模擬時間長度為 225 年，但配合風場等變數場資料長度較短，只取前 115 年使用。該資料由 Dr. Noel Keenlyside (Leibniz-Institut fuer Meereswissenschaften) 與莊秉潔教授提供。

附圖

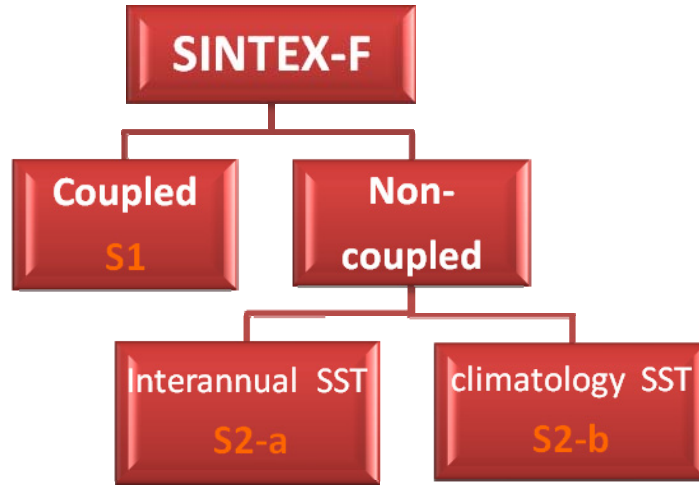


圖 2.1: SINTEX-F 模擬策略架構圖

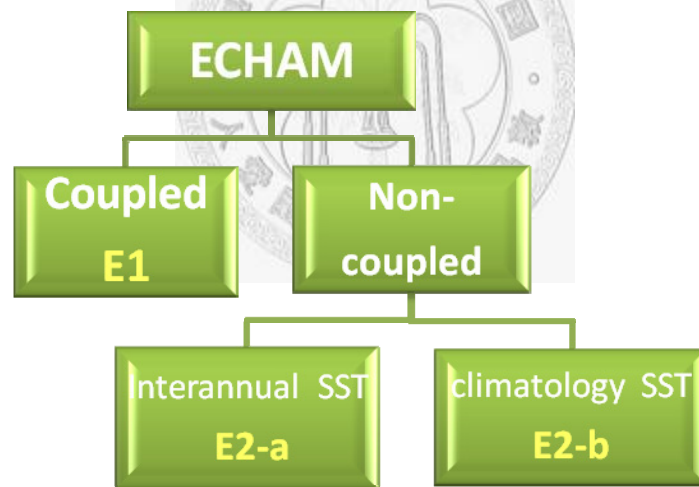


圖 2.2: ECHAM 模擬策略架構圖

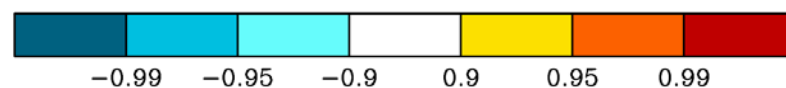


圖 2.3: Student-t 檢定，白色為未通過 90%信心度檢定，黃色為通過 90%信心度檢定之正距平，橘色為通過 95%信心度檢定之正距平，紅色為通過 99%信心度檢定之正距平；藍色與暖色系意義相同但為通過檢定之負距平。

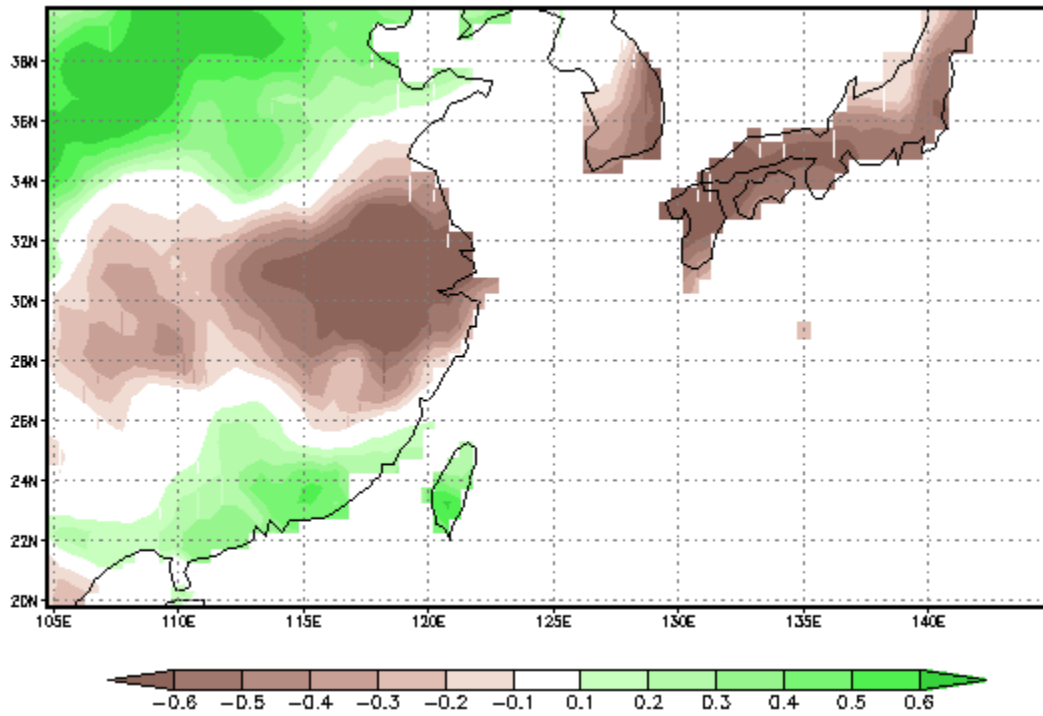


圖 3.1: 觀測資料(CRU)的東亞夏季降水量之 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

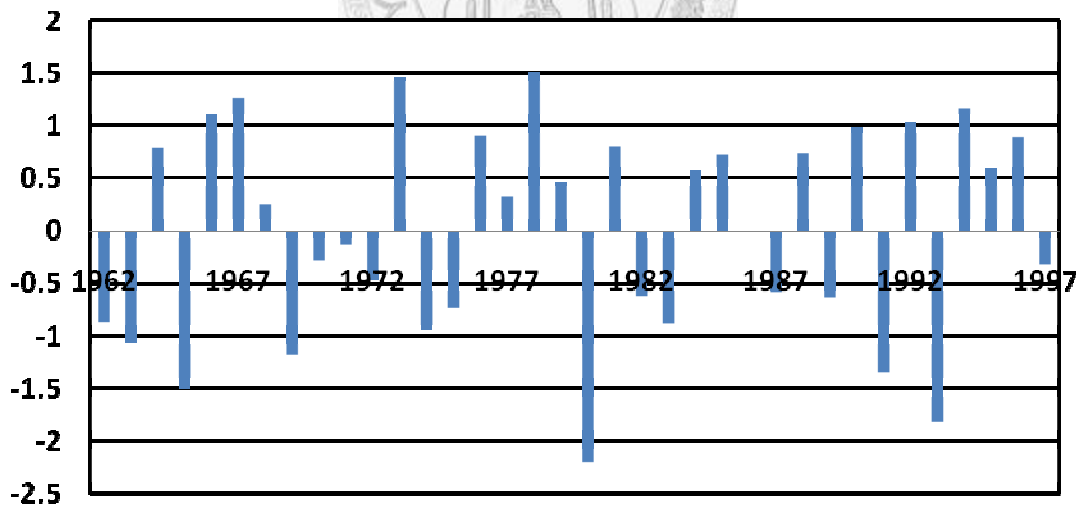


圖 3.2: 觀測資料(CRU)的東亞夏季降水量之 EOF1 所對應之 PC1(經標準化)。

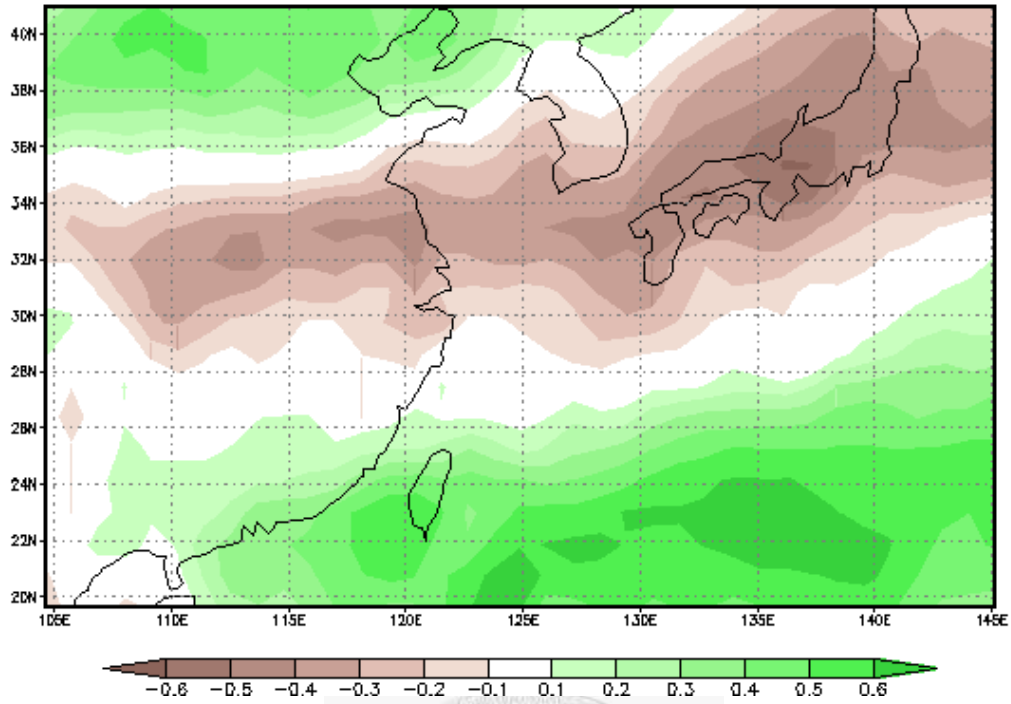


圖 3.3: SINTEX-F 有海洋耦合之模式資料東亞夏季降水量 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

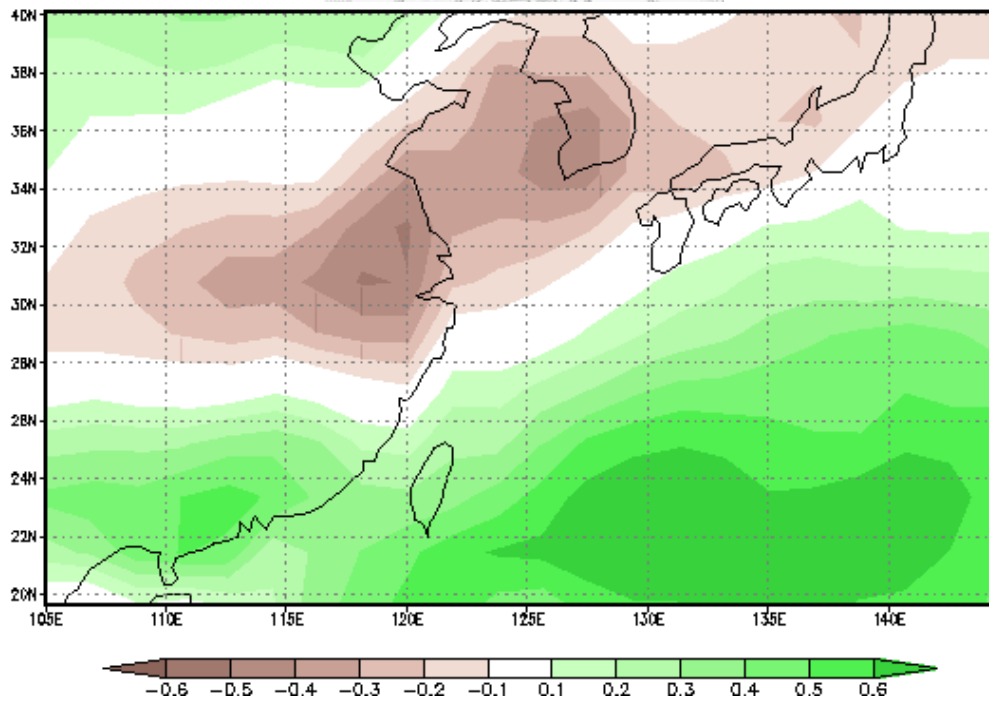


圖 3.4: ECHAM 有海洋耦合之模式資料東亞夏季降水量 EOF1 正相位，綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

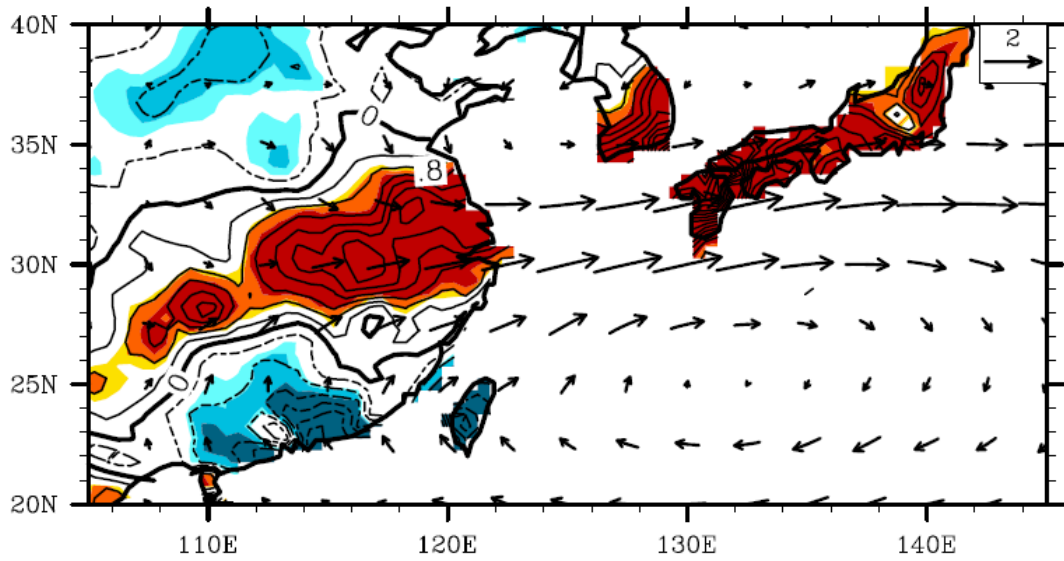


圖 3.5: 觀測之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

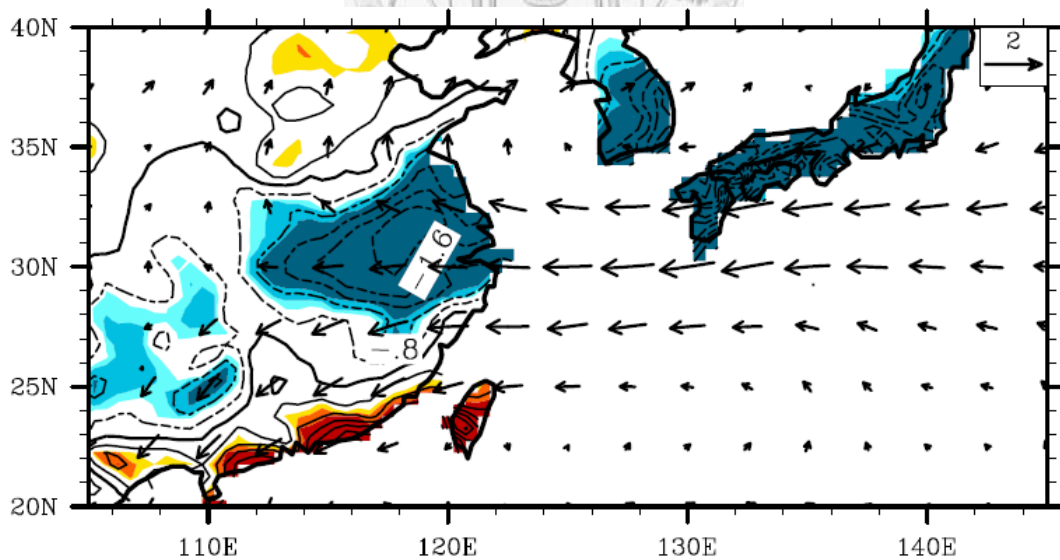


圖 3.6: 觀測之乾年年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

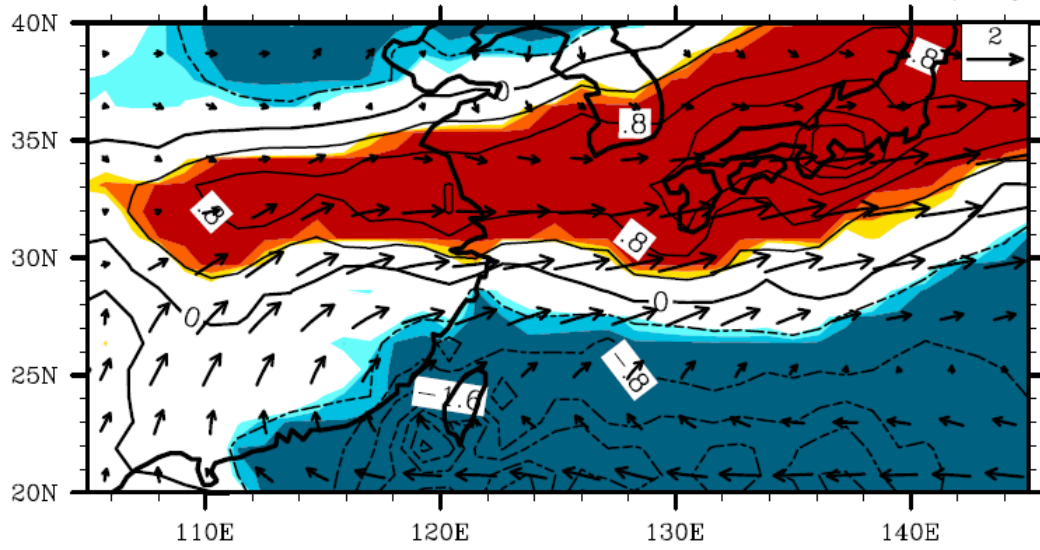


圖 3.7: SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

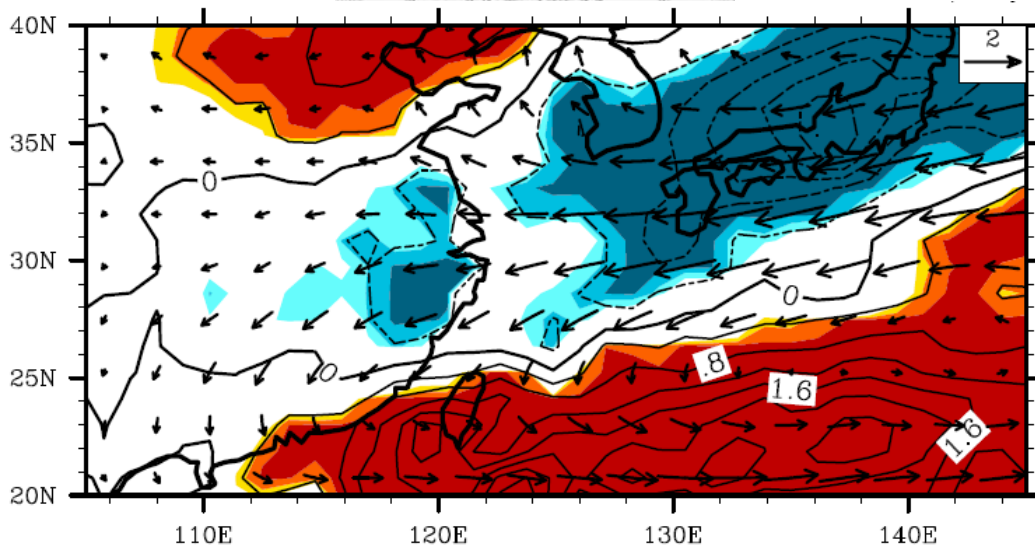


圖 3.8: SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

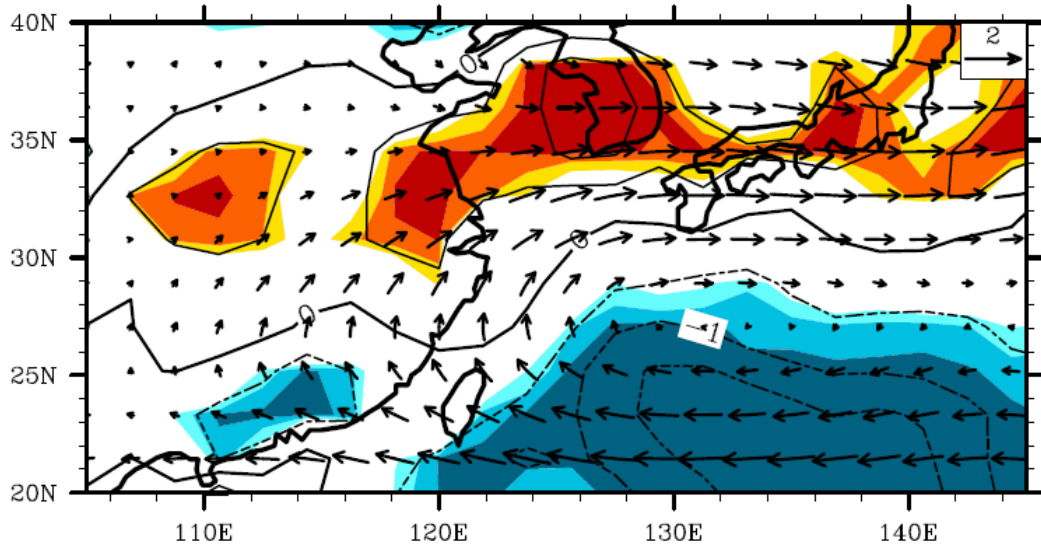


圖 3.9: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

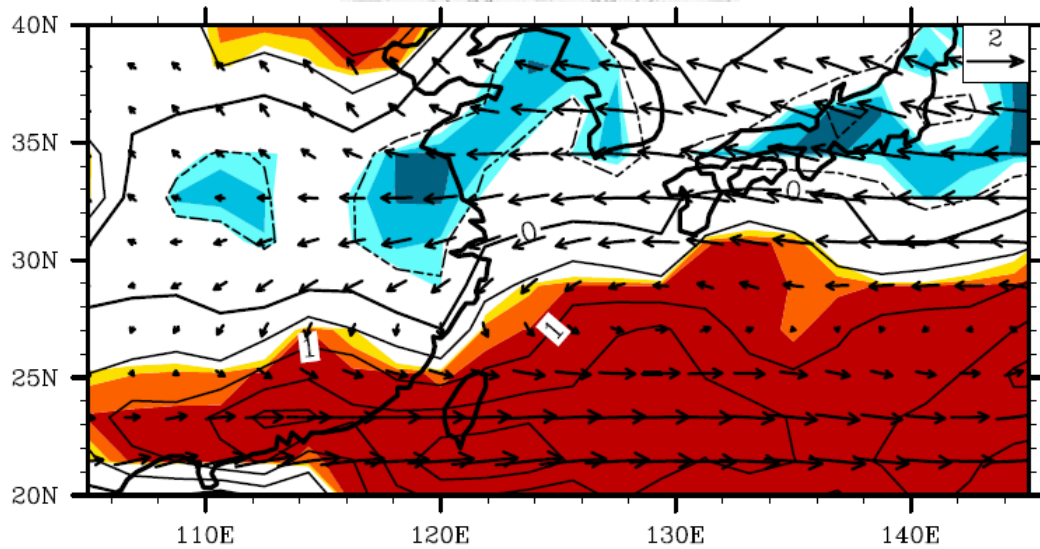


圖 3.10: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

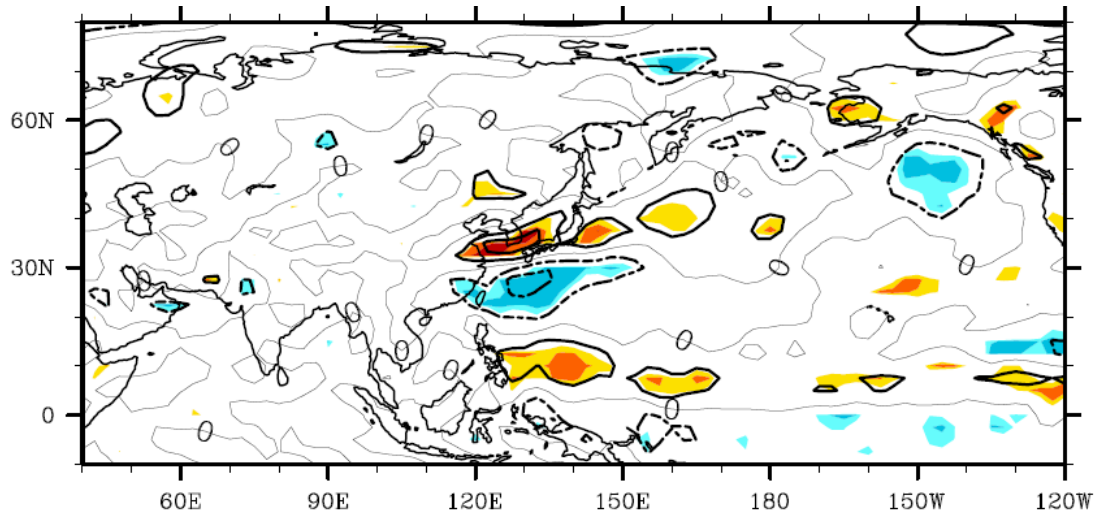


圖 3.11: 觀測之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

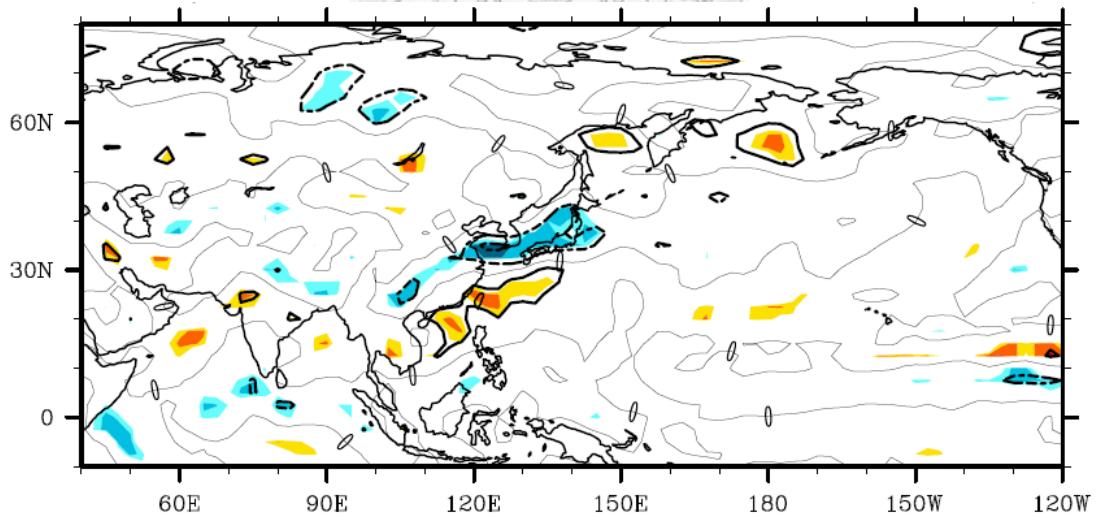


圖 3.12: 觀測之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

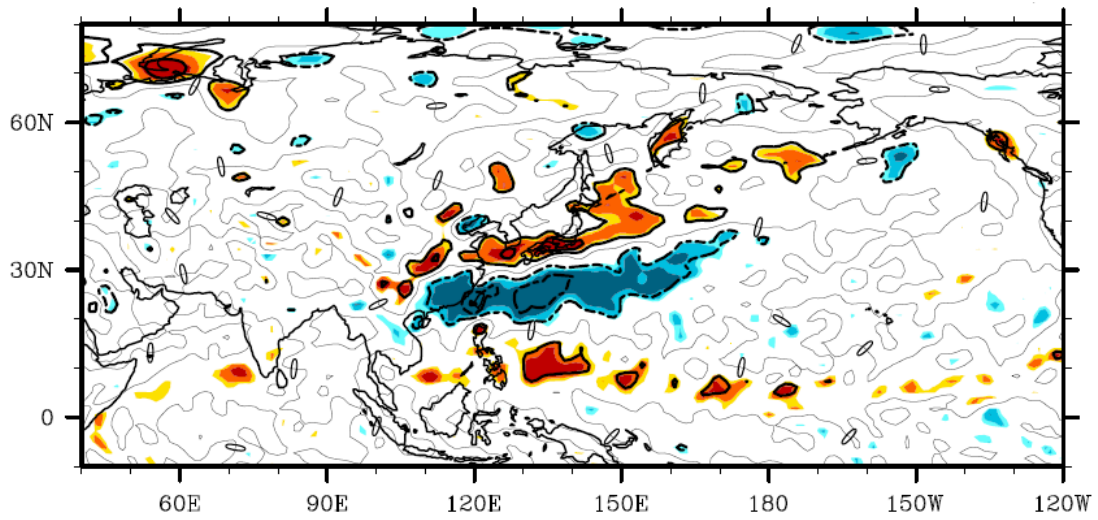


圖 3.13: SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

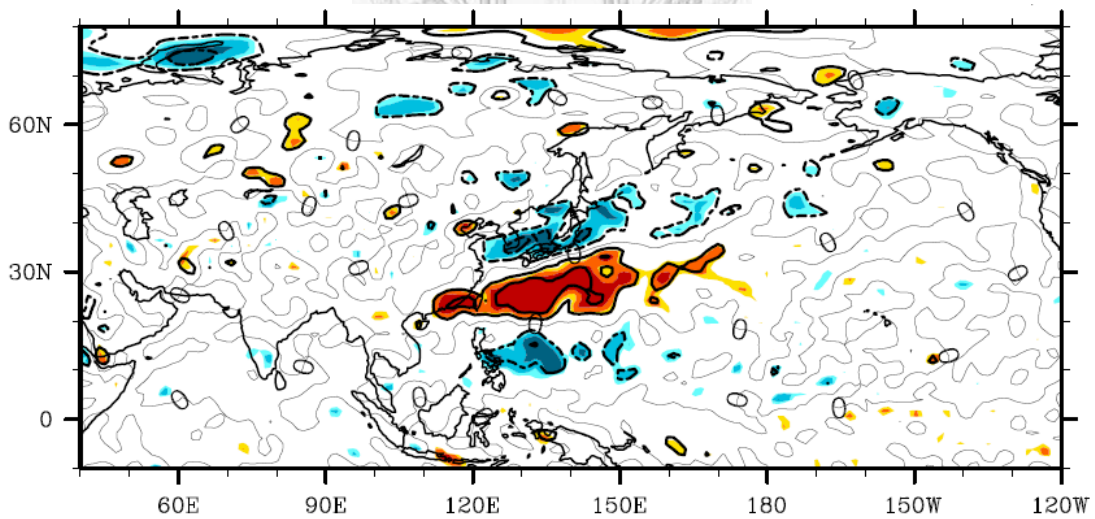


圖 3.14: SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

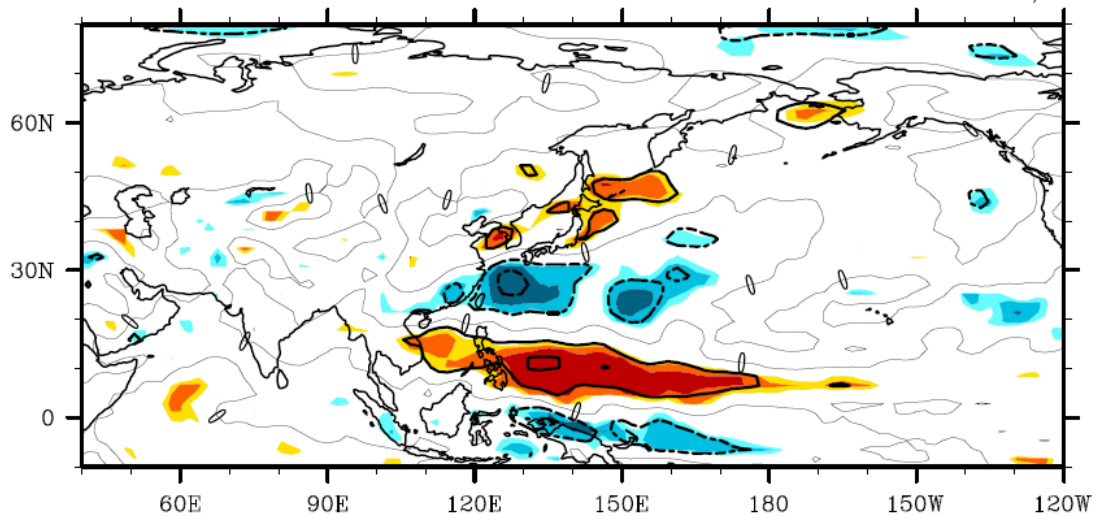


圖 3.15: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

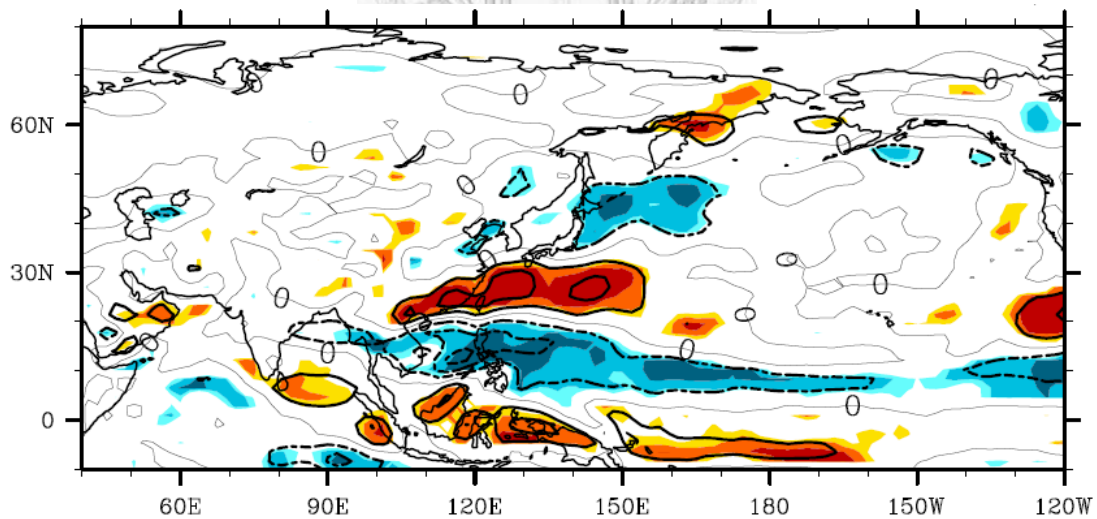


圖 3.16: ECHAM 有海洋耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

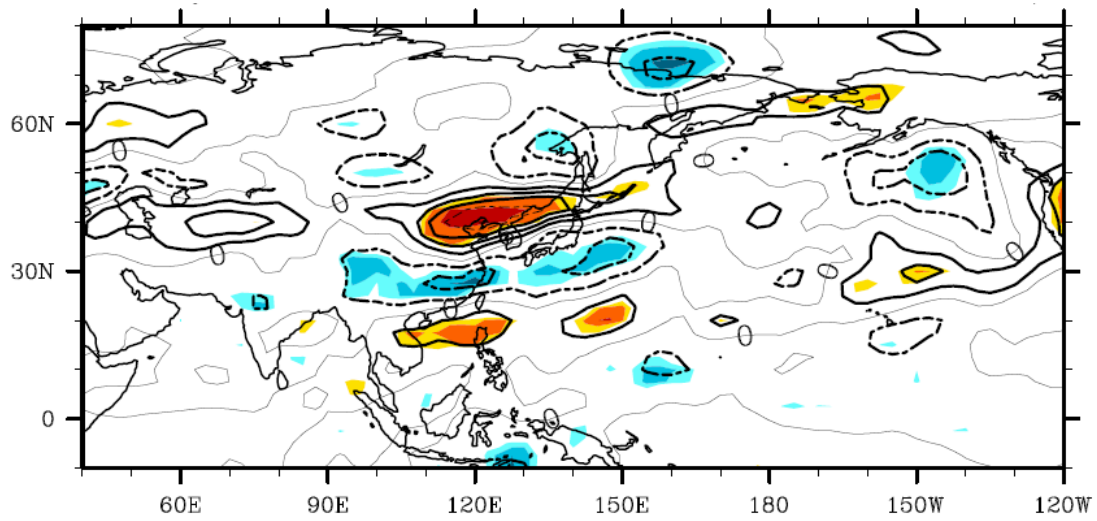


圖 3.17: 觀測之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

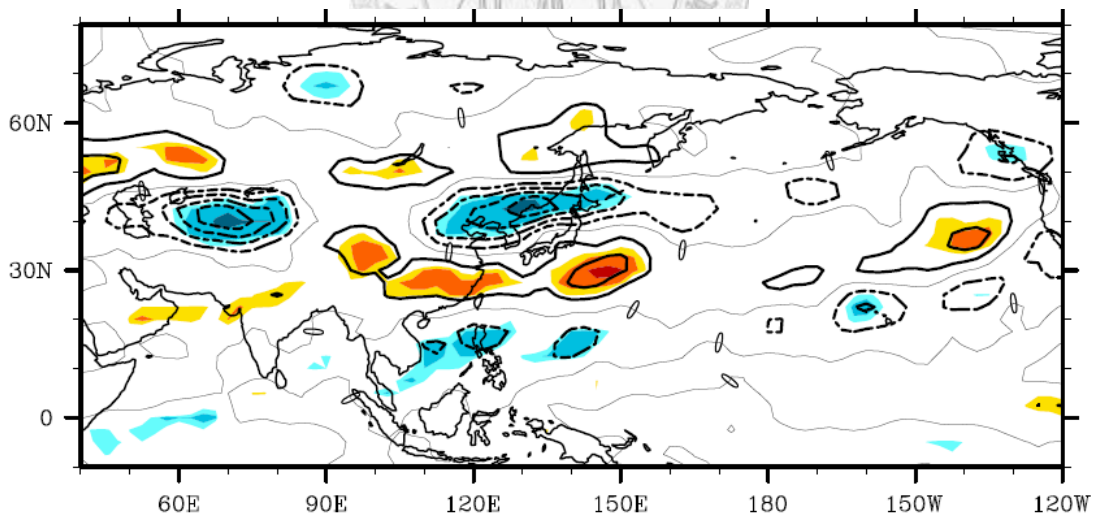


圖 3.18: 觀測之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

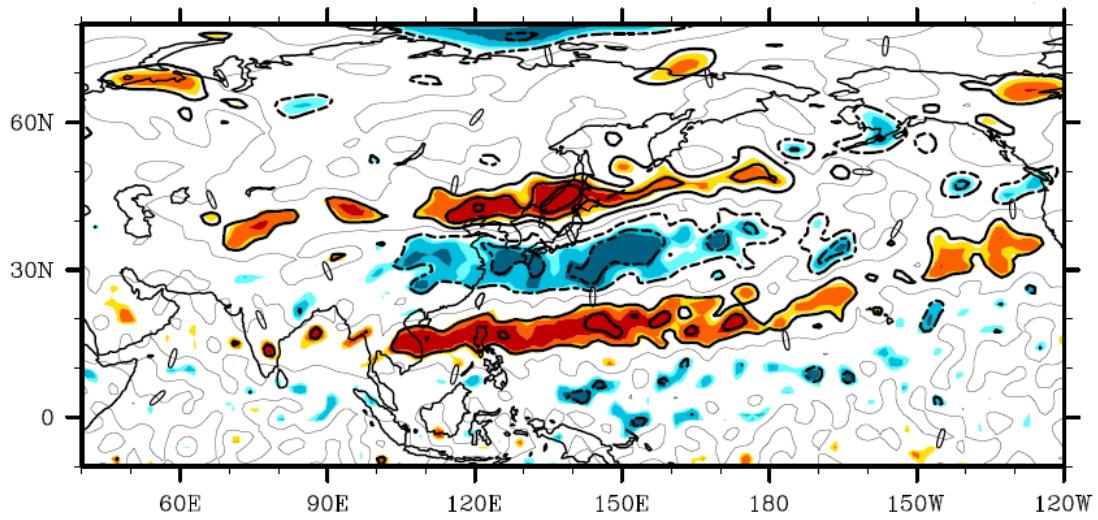


圖 3.19: SINTEX-F 有海洋耦合模式之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

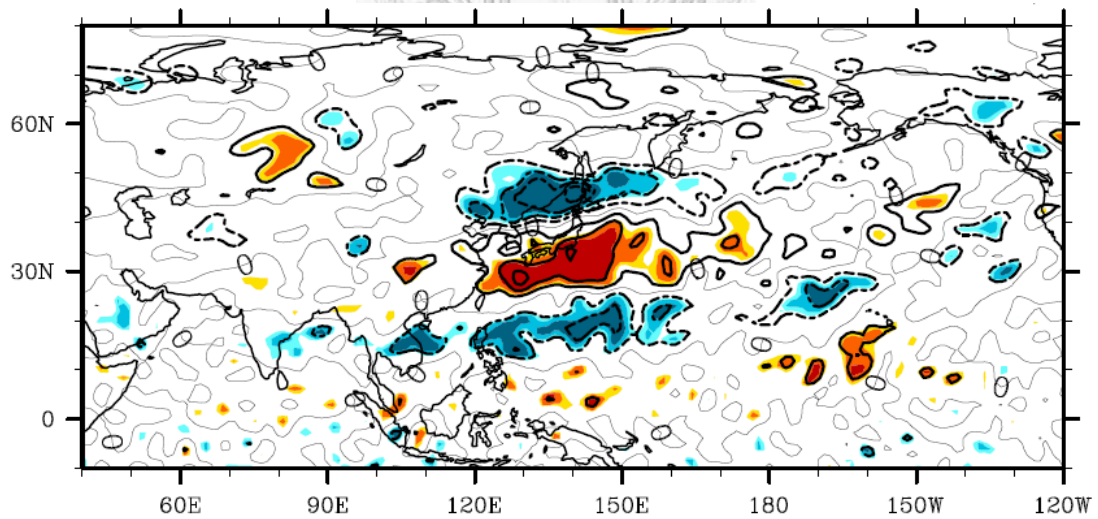


圖 3.20: SINTEX-F 有海洋耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

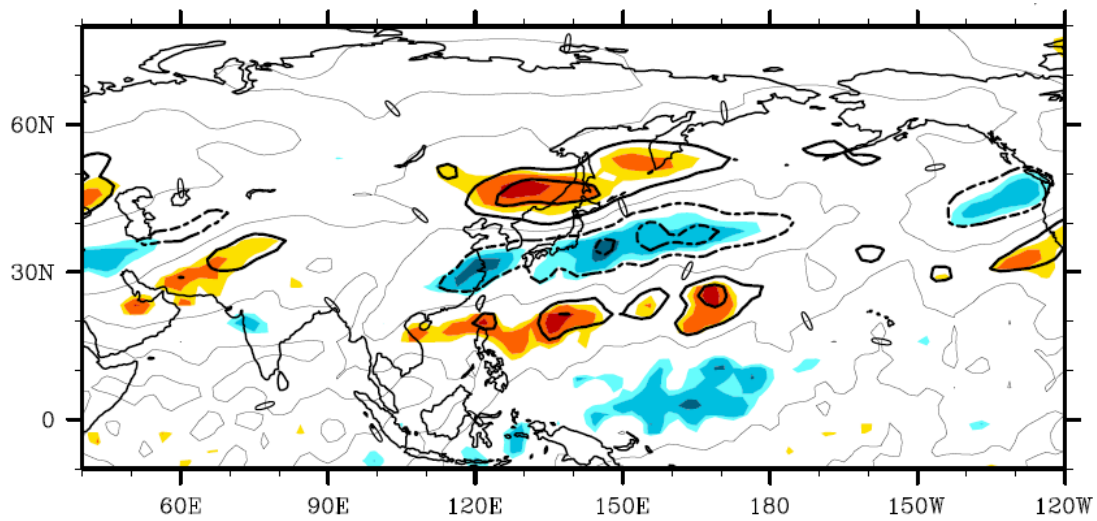


圖 3.21: ECHAM 有海洋耦合模式之濕年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

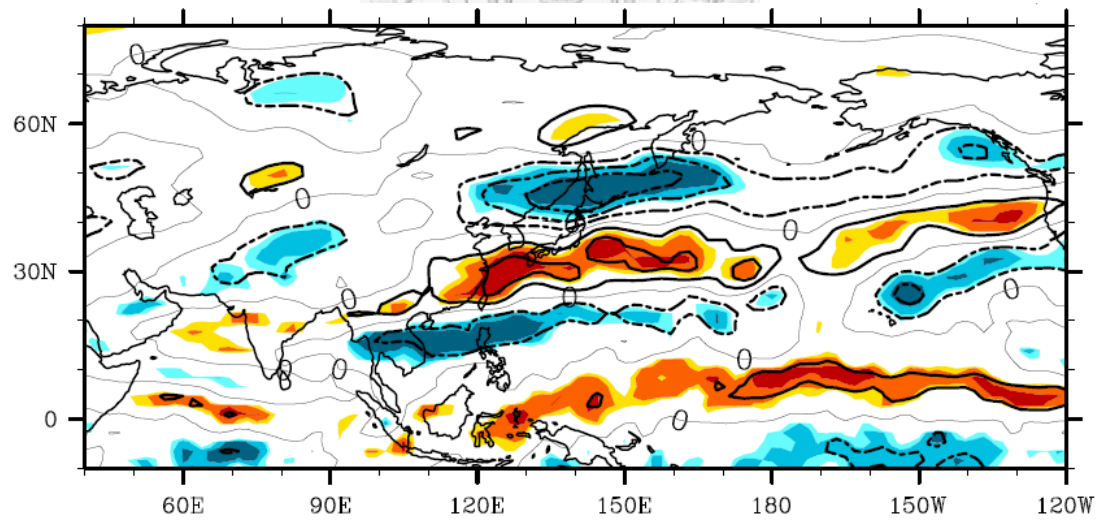


圖 3.22: ECHAM 有海洋耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

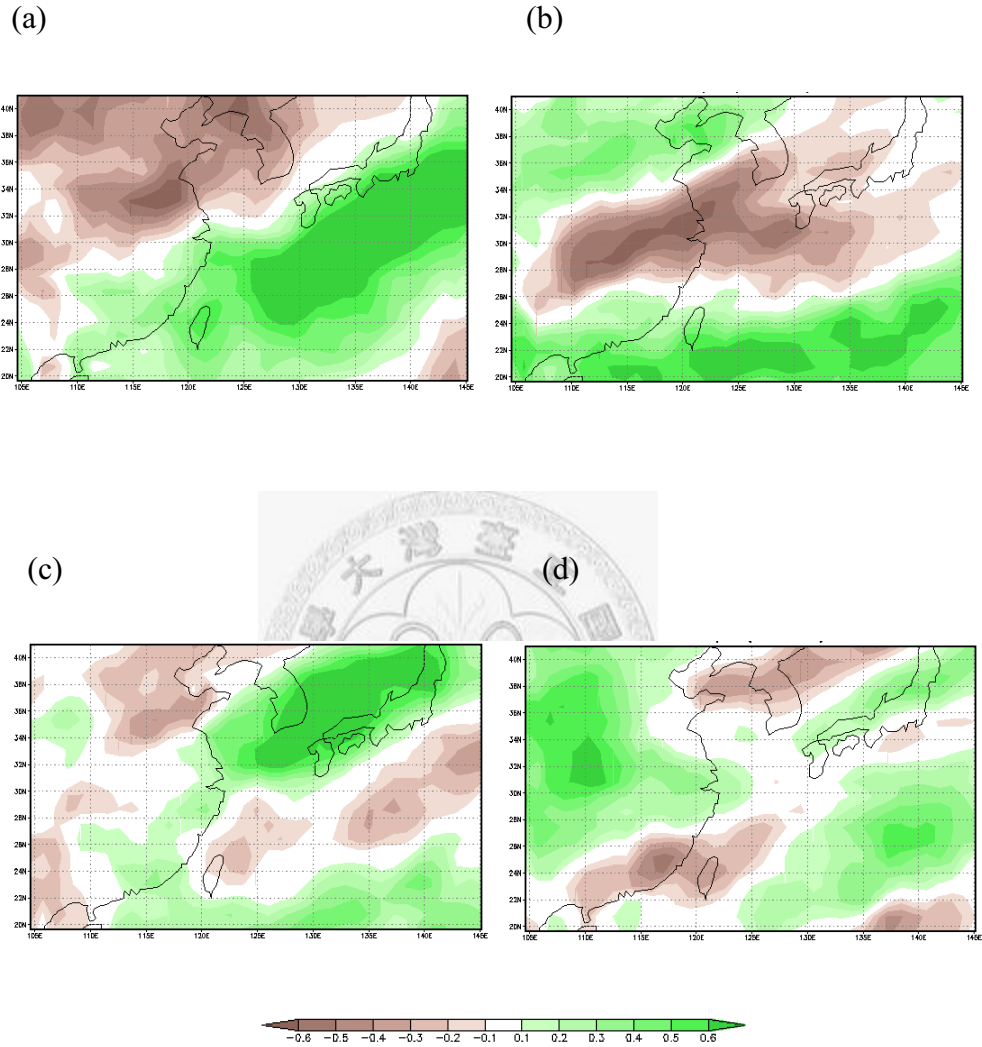


圖 3.23: SINTEX-F 大氣(未耦合) 有年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF，(a)為 EOF1，解釋度 16.3%，(b)為 EOF2，解釋度 13.2%，(c)為 EOF3，解釋度 8.6%，(d)EOF4，解釋度 8.0%。綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

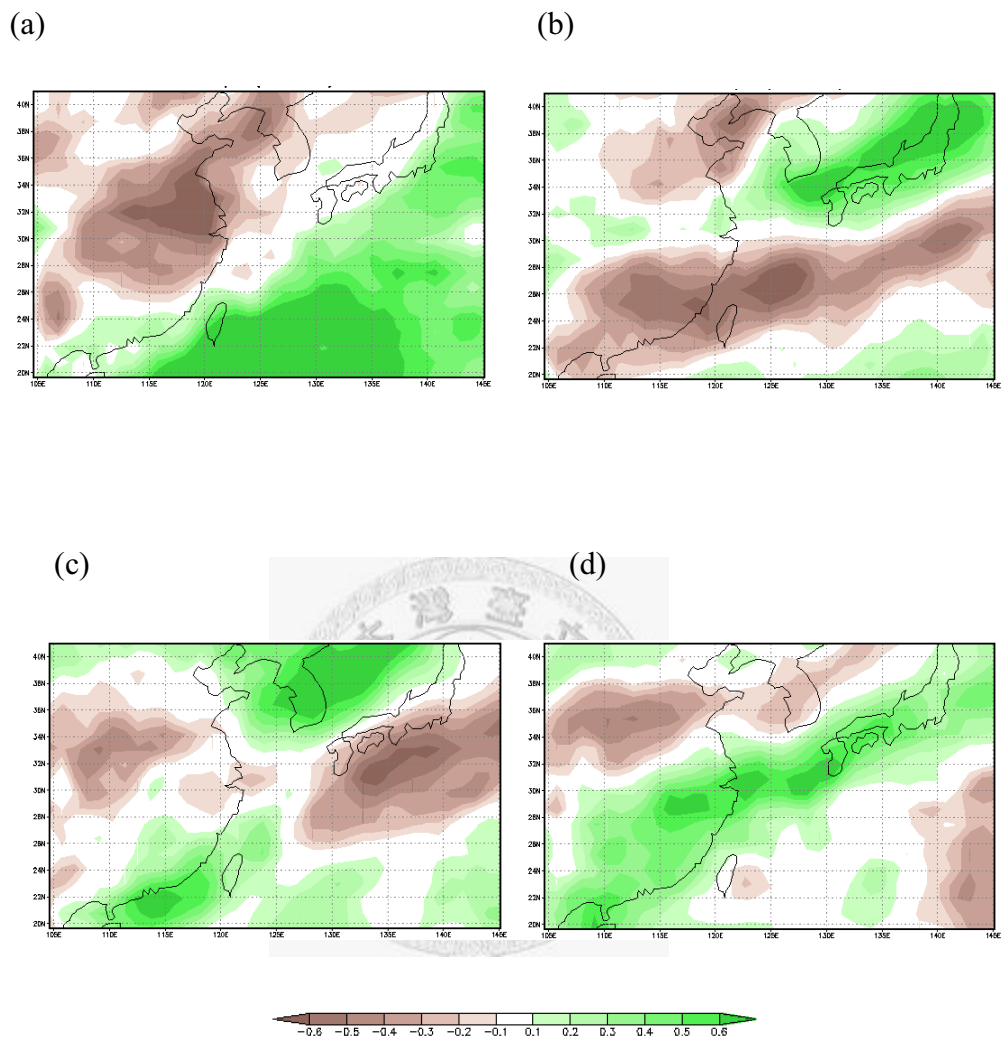


圖 3.24: SINTEX-F 大氣(未耦合) 無年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF，(a)為 EOF1，解釋度 16.1%，(b)為 EOF2，解釋度 10.6%，(c)為 EOF3，解釋度 9.5%，(d)EOF4，解釋度 7.9%。綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

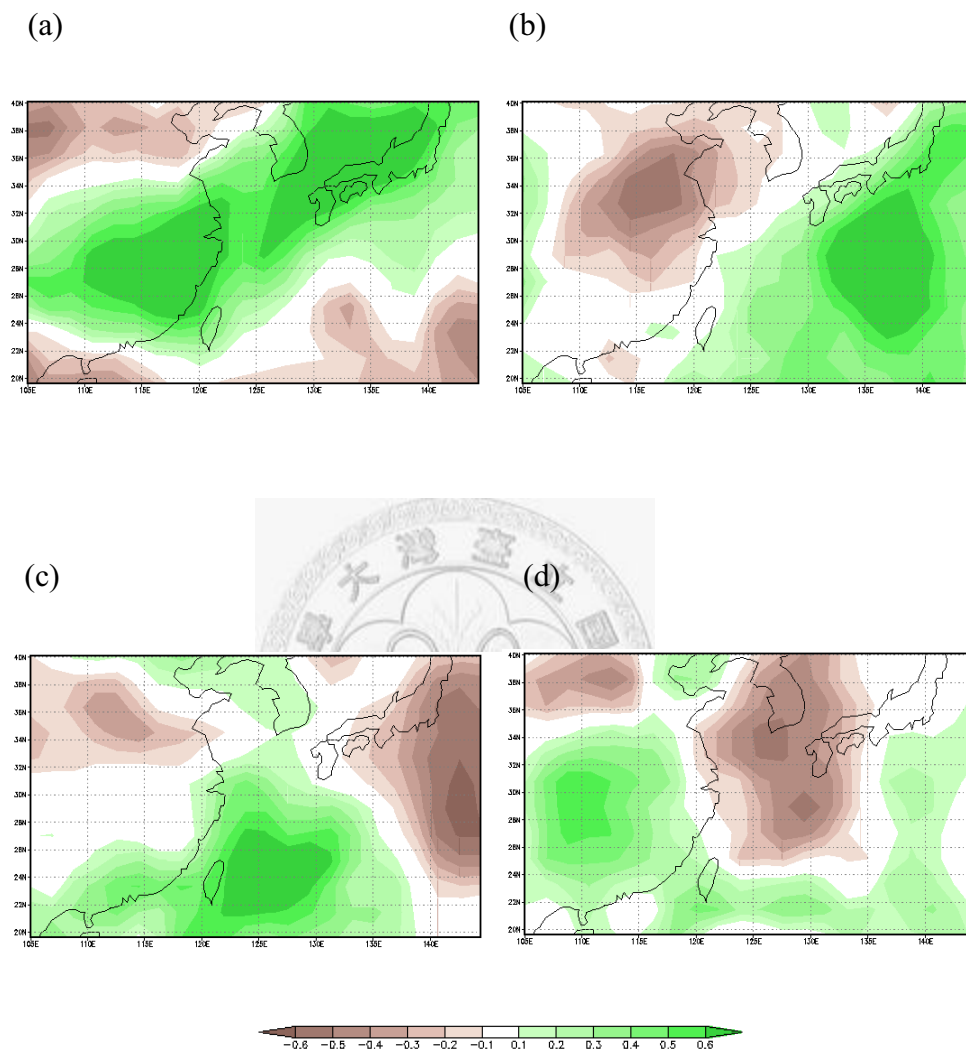


圖 3.25: ECHAM 大氣(未耦合) 有年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF, (a)為 EOF1, 解釋度 17.2%, (b)為 EOF2, 解釋度 11.8%, (c)為 EOF3, 解釋度 10.4%, (d)EOF4, 解釋度 7.2%。綠色系代表正距平, 棕色系代表負距平。

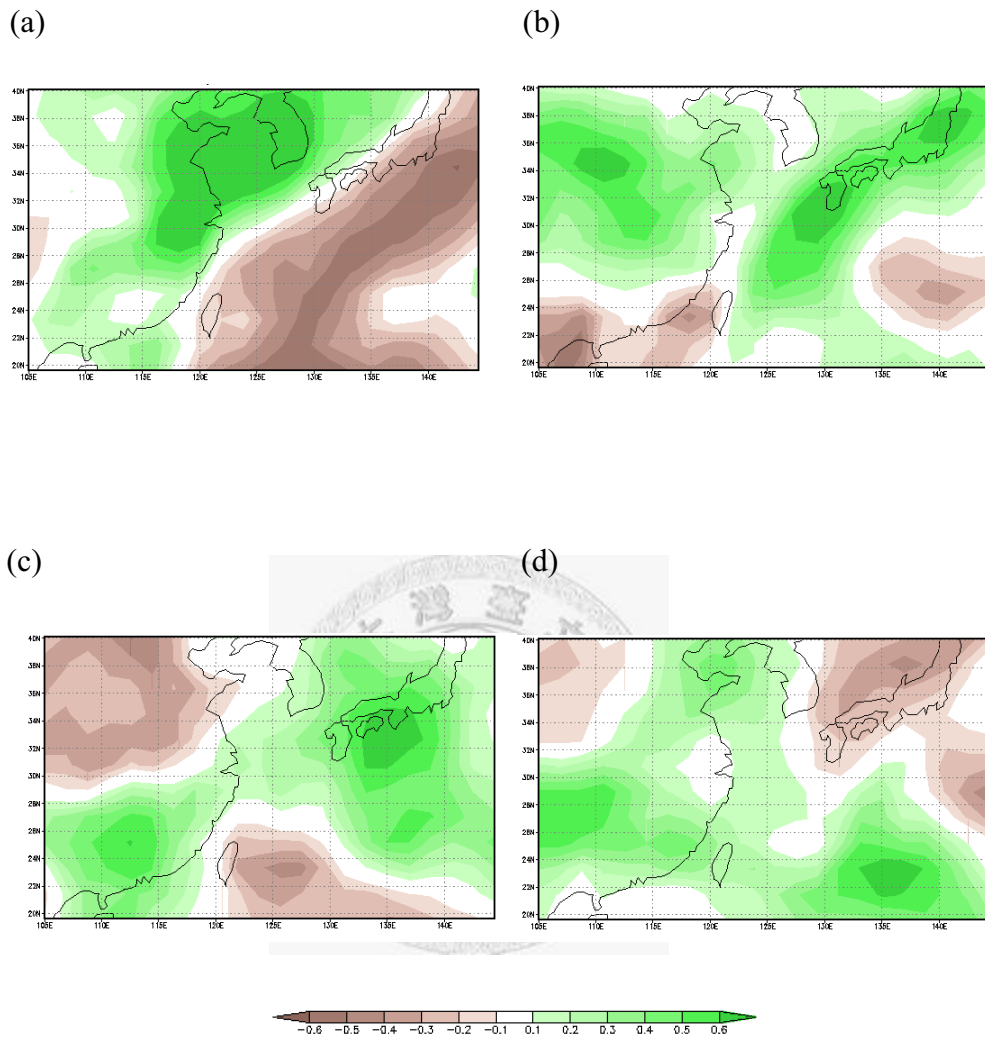


圖 3.26: ECHAM 大氣(未耦合) 無年際變化海溫驅動之模式資料東亞夏季降水量 EOF，(a)為 EOF1，解釋度 15.0%，(b)為 EOF2，解釋度 10.5%，(c)為 EOF3，解釋度 10.0%，(d)EOF4，解釋度 8.0%。綠色系代表正距平，棕色系代表負距平。

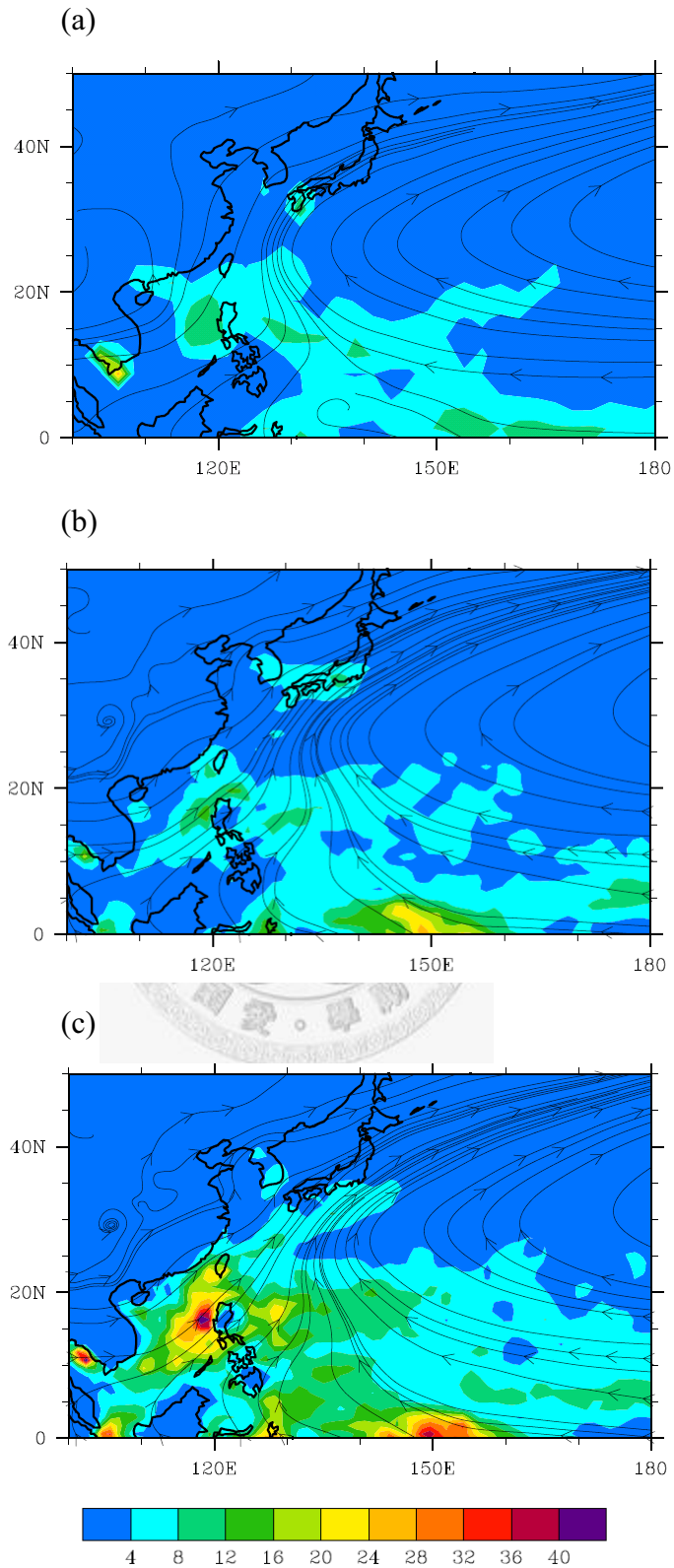


圖 4.1: 850hPa 流函數氣候場與雨量變異數，等值線為 850hPa 流函數氣候場，陰影為雨量變異數。(a)風場為 ERA40，雨量變異為 CMAP (1979~2006)，(b)為 SINTEX-F 海氣耦合模式，(c) 為 SINTEX-F 未耦合模式。

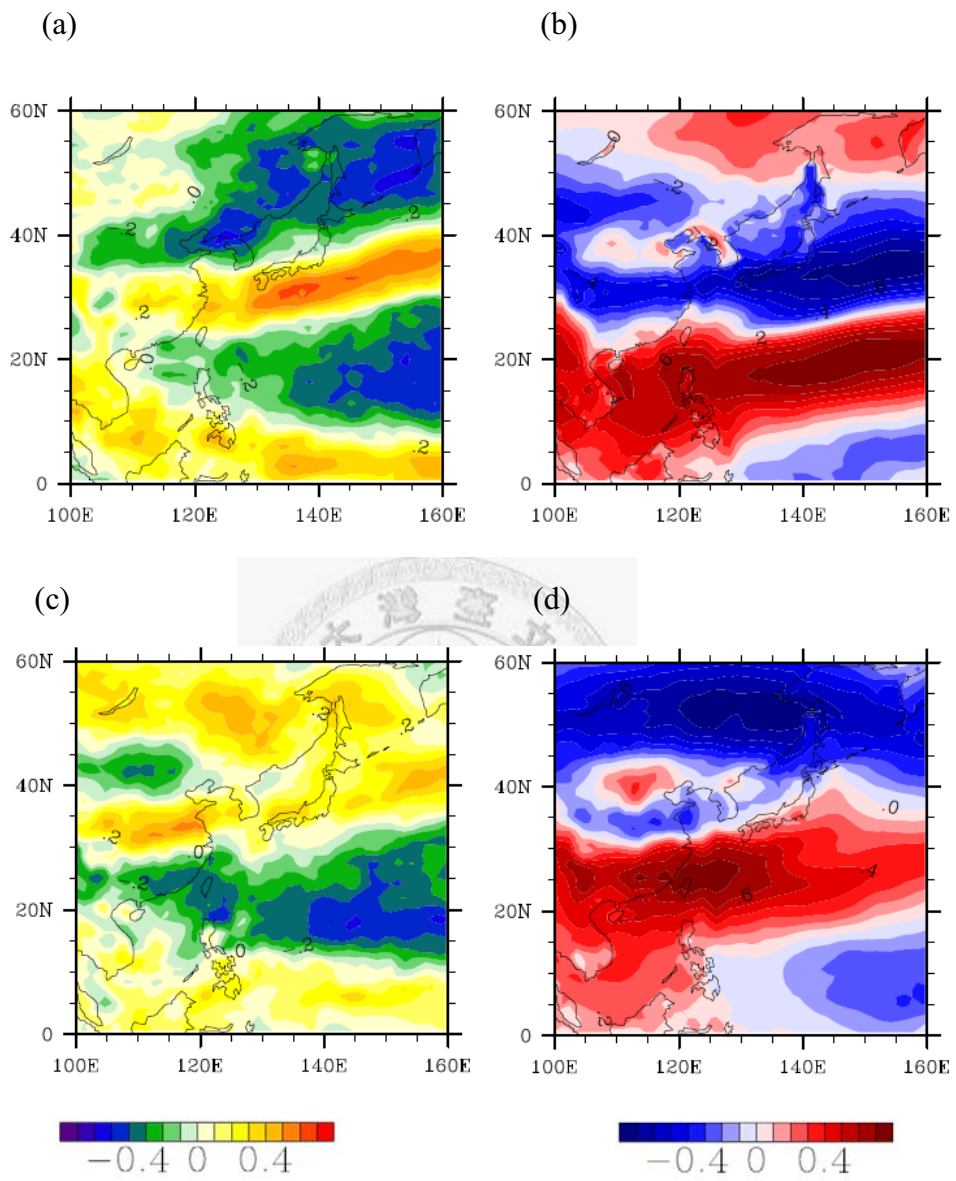


圖 4.2: SINTEX-F 海氣耦合模式之降雨與海溫 SVD。 (a)、(b) 為 SVD1，(c)、(d) 為 SVD2，(a)、(c) 為降雨量(單位 mm/day)，(b)(d) 為海溫(單位 °C)。

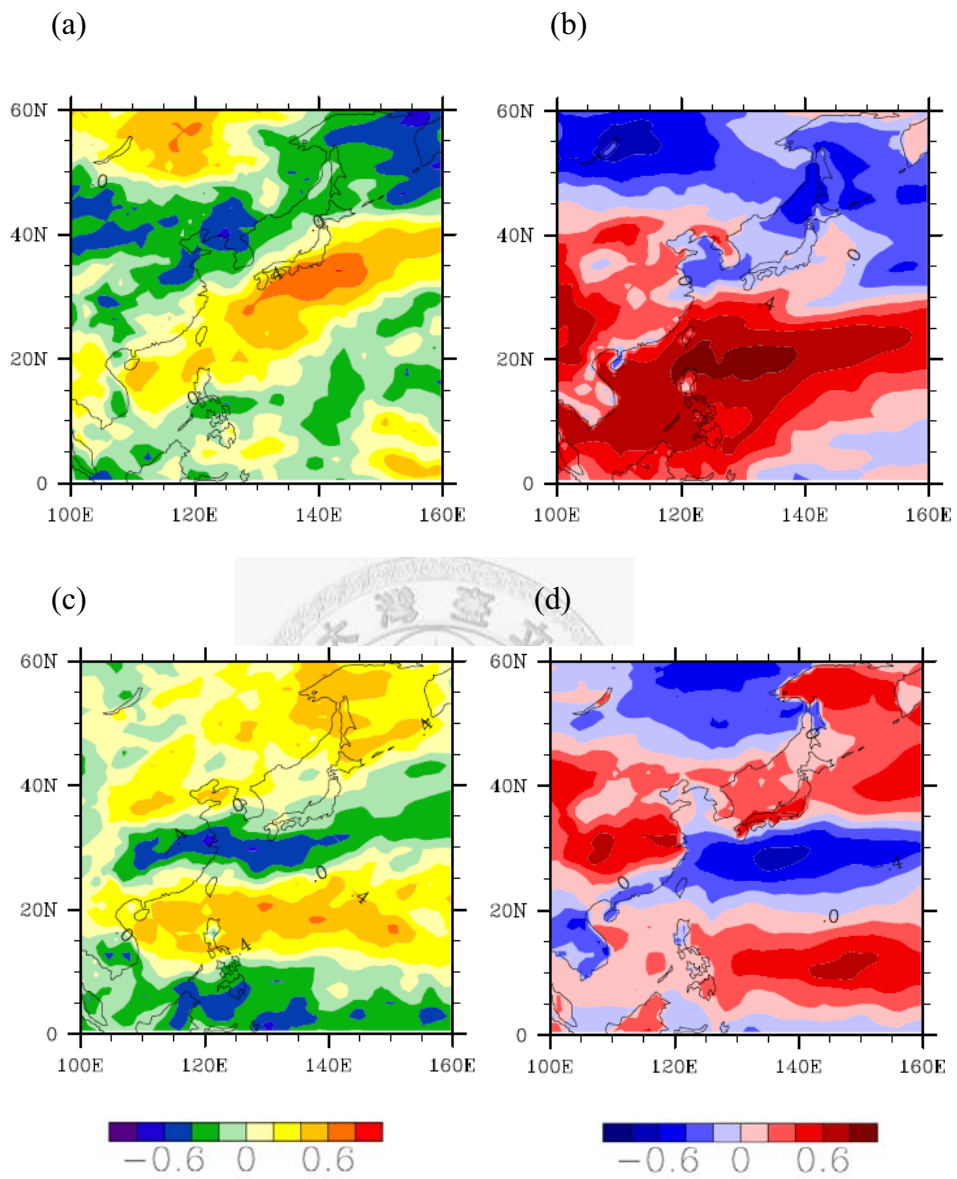


圖 4.3: SINTEX-F 未耦合模式之降雨與海溫 SVD。(a)、(b)為 SVD1，(c)、(d)為 SVD2，(a)、(c)為降雨量(單位 mm/day)，(b)(d)為海溫(單位 $^{\circ}\text{C}$)。

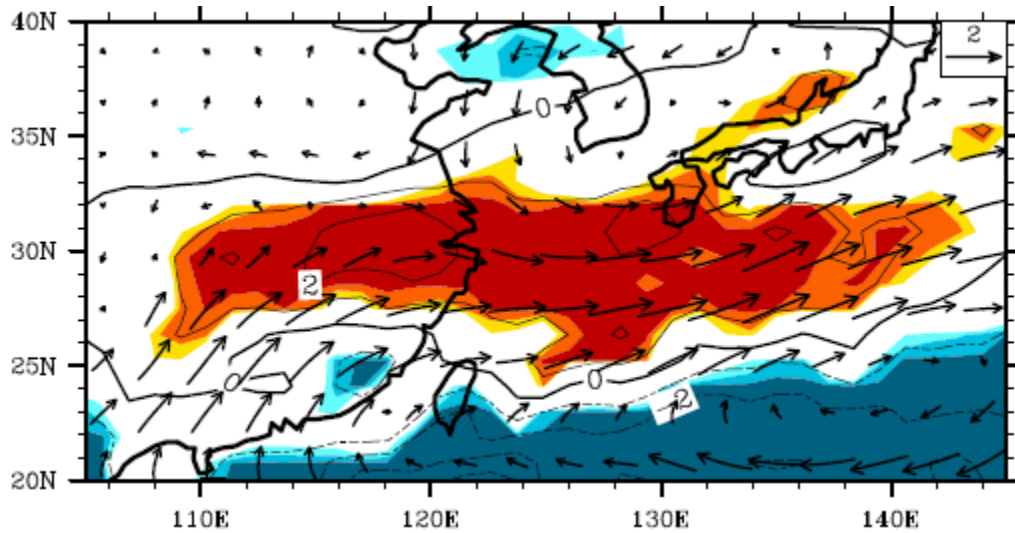


圖 4.4: SINTEX-F 未耦合模式之濕年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

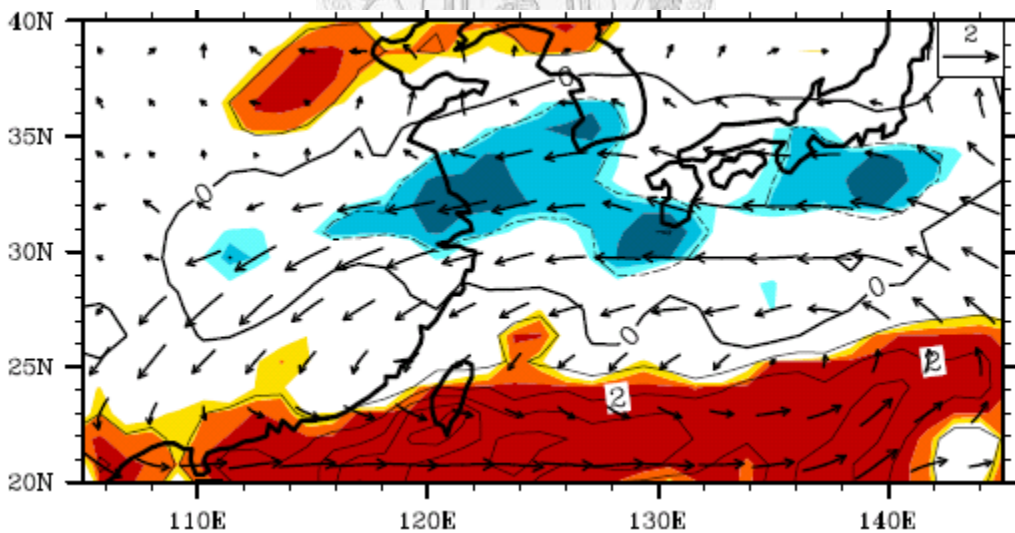


圖 4.5: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均雨量、850hPa 風場距平，等值線實線部分為雨量正距平，虛線為負距平，單位(mm/day)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)，向量為 850hpa 風場。

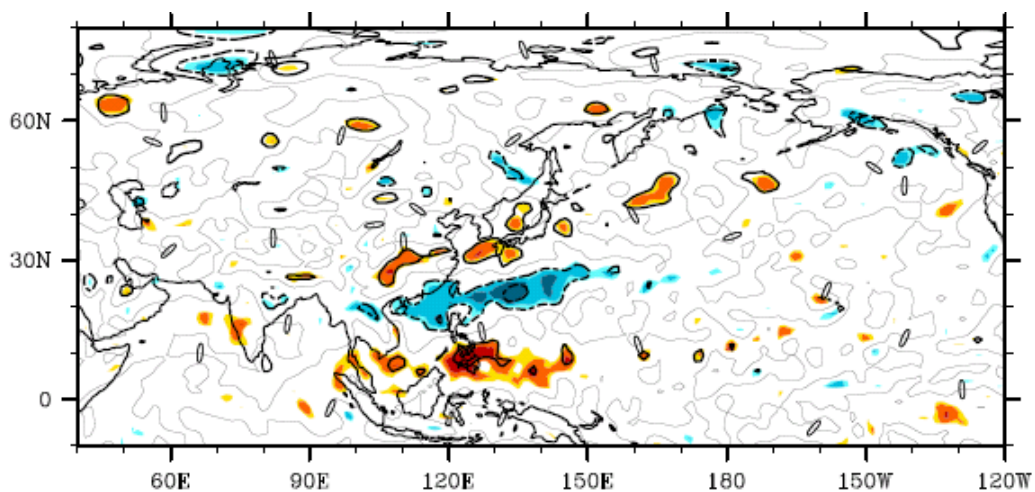


圖 4.6: SINTEX-F 未耦合模式之濕年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

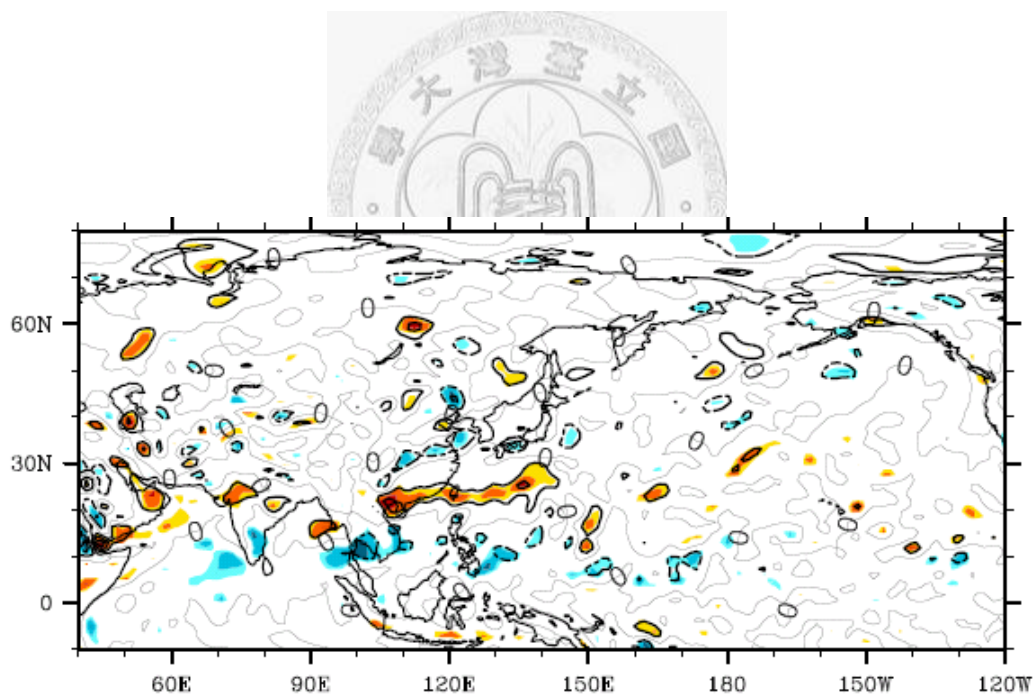


圖 4.7: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 850hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

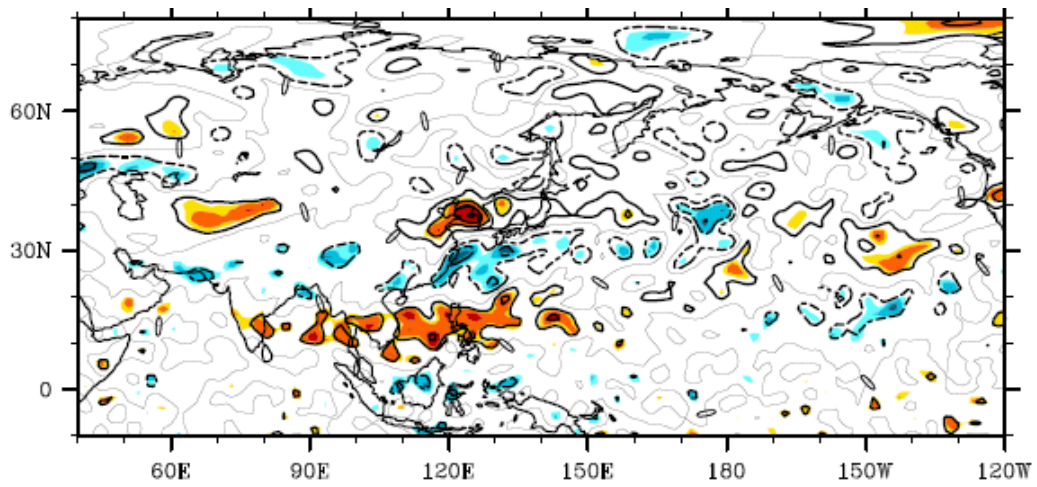


圖 4.8: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

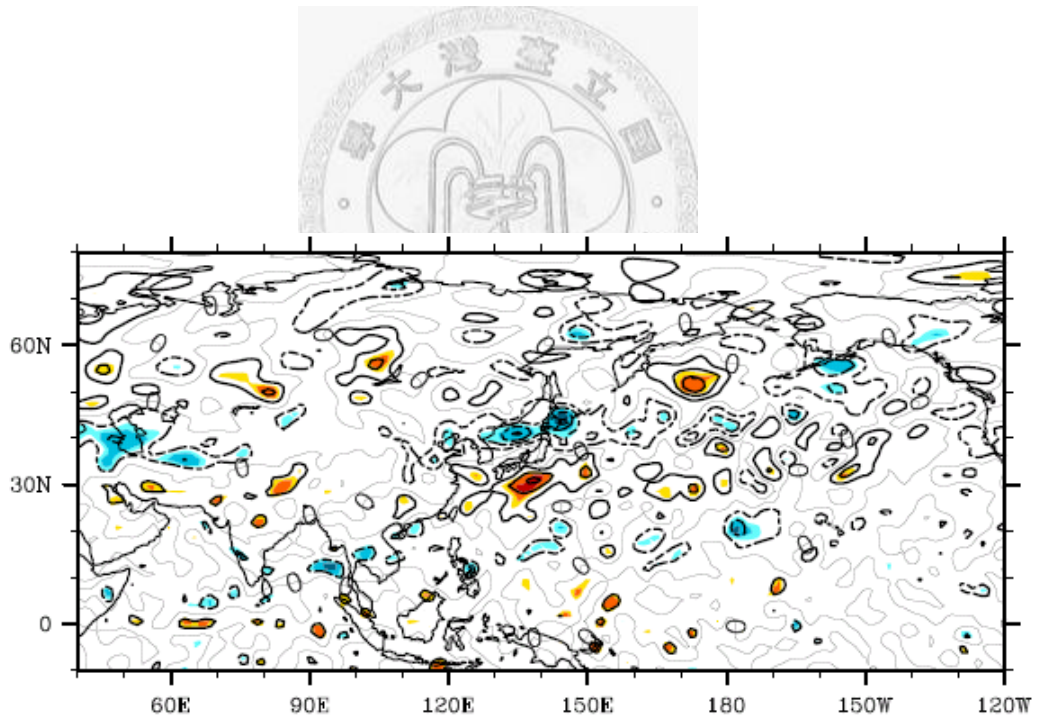


圖 4.9: SINTEX-F 未耦合模式之乾年平均 200hPa 渦度場，等值線實線部分為正距平，虛線為負距平，單位($1/s * 10^6$)，陰影為通過檢定處(參考圖 2.3)。

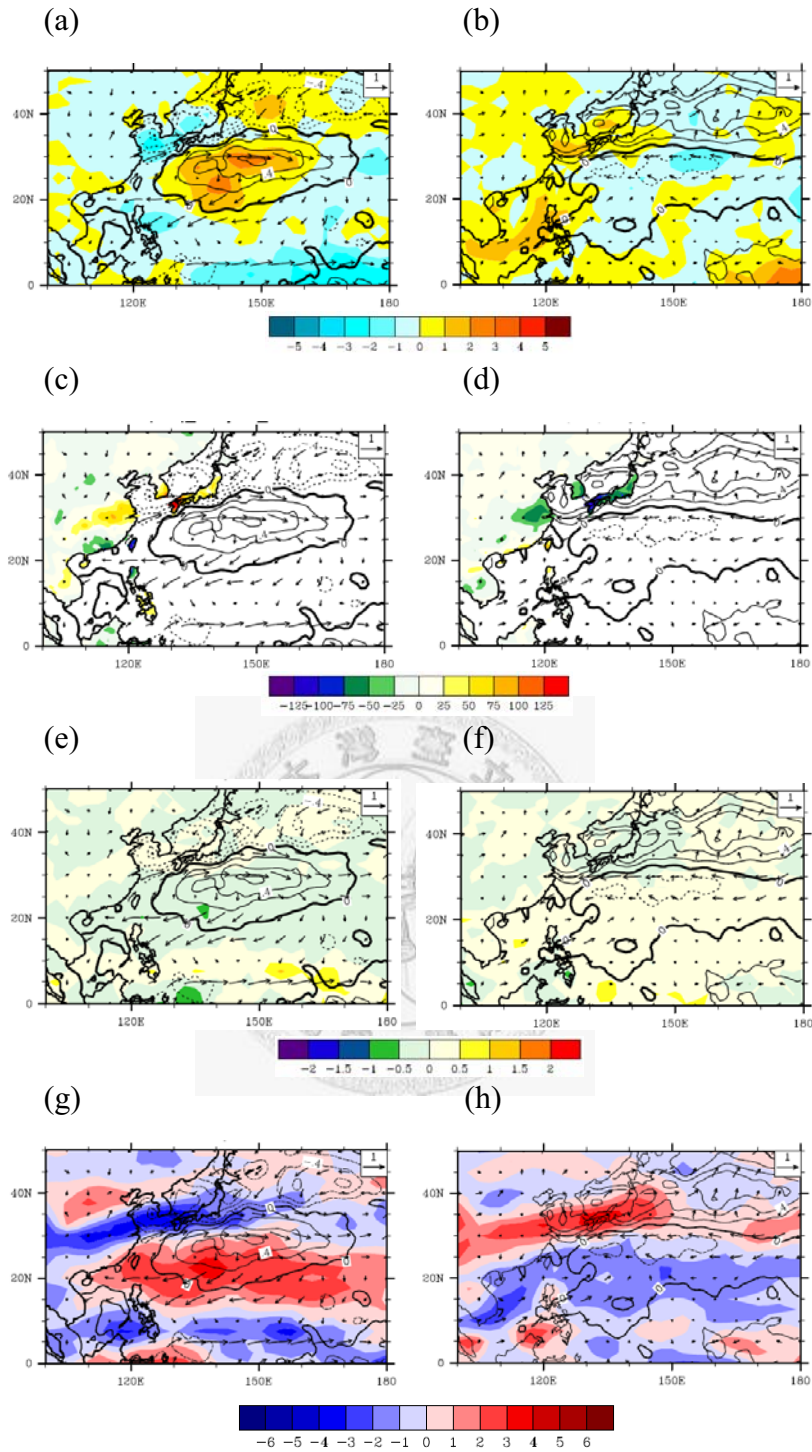


圖 4.10: 觀測之環流場合成, 等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$), 向量為 10 米風場(單位 m/s), (a)、(c)、(e)、(g)為濕年, (b)、(d)、(f)、(h)為乾年。陰影的部分, (a)、(b)為潛熱通量(單位 $10^5 \cdot \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$), 向上為正, (c)、(d)為 CRU 雨量(單位 mm/day), (e)、(f)為 ERA40 雨量(單位 mm/day), 淨地表短波輻射量(單位 $10^5 \cdot \text{W/m}^2 \cdot \text{s}$)。

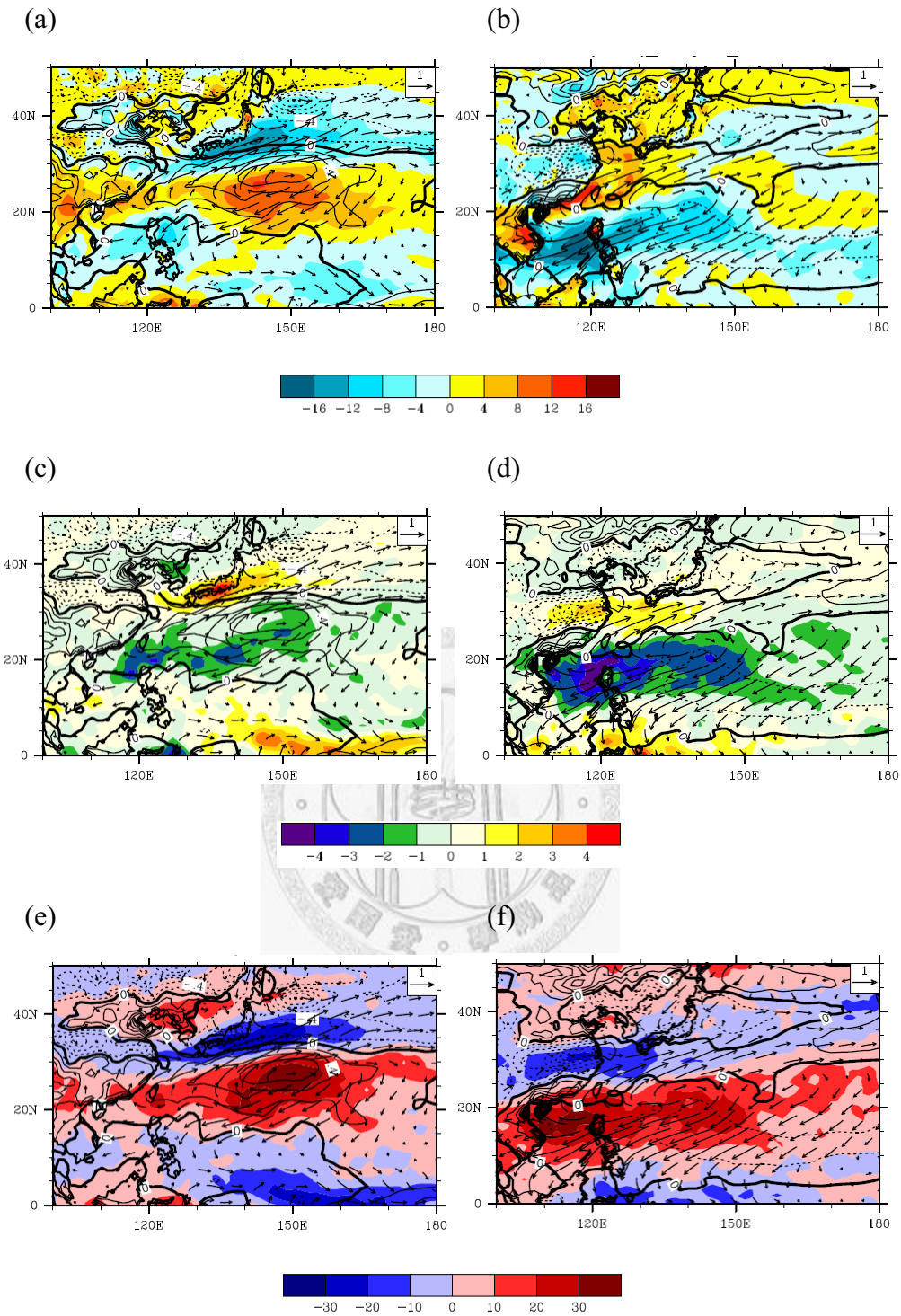


圖 4.11: SINTEX-F 之濕年模式環流場合成，等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)為海氣耦合模式，(b)、(d)、(f)為未耦合模式。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 W/m^2)，向上為正，(c)、(d)為雨量(單位為 mm/day)，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 W/m^2)。

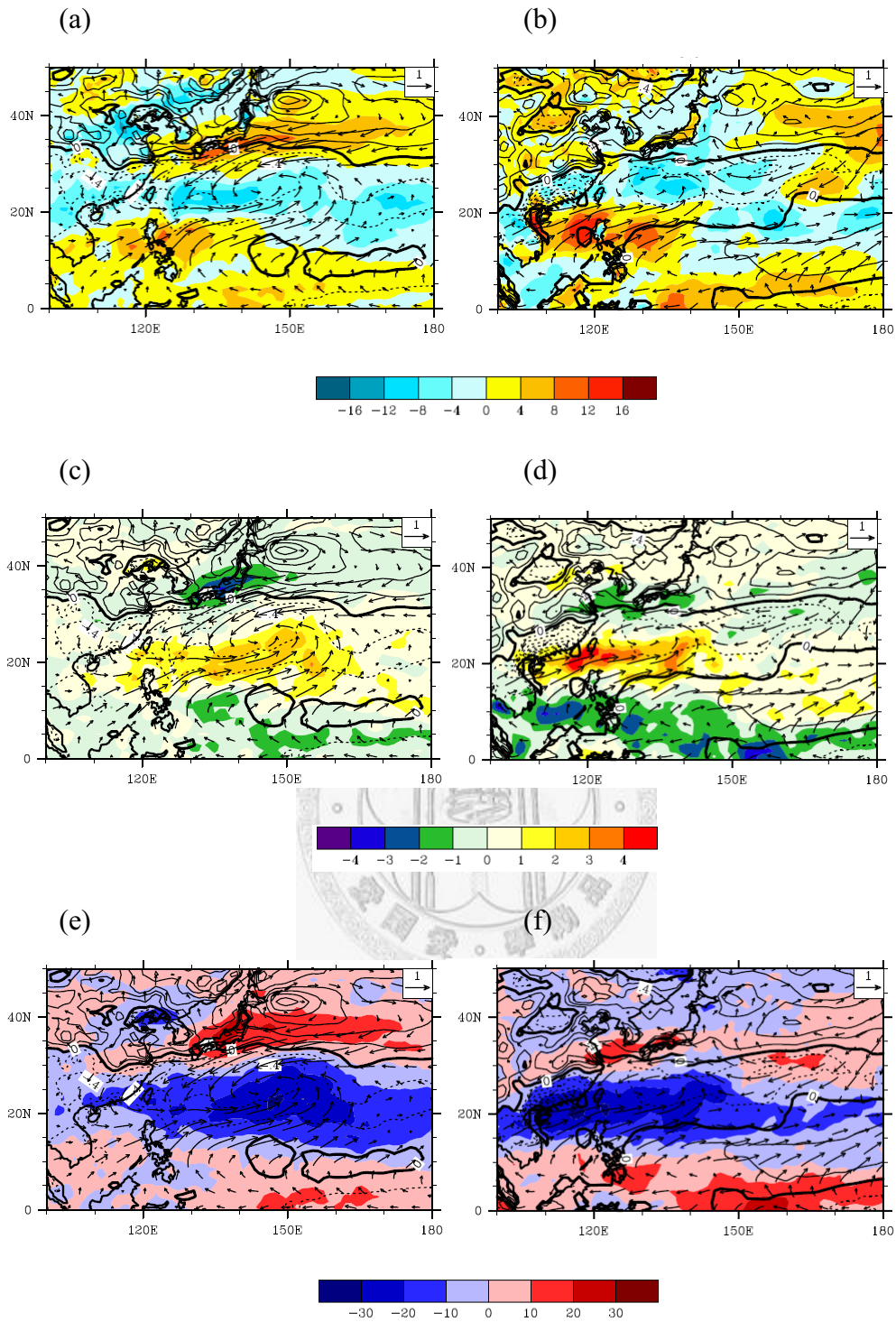


圖 4.12: SINTEX-F 之乾年模式環流場合成，等值線的為海溫距平(單位 $^{\circ}\text{C}$)，向量為 10 米風場(單位 m/s)，(a)、(c)、(e)為海氣耦合模式，(b)、(d)、(f)為未耦合模式。陰影的部分，(a)、(b)為潛熱通量(單位 W/m^2)，向上為正，(c)、(d)為雨量(單位為 mm/day)，(e)、(f)為淨地表短波輻射量(單位為 W/m^2)。

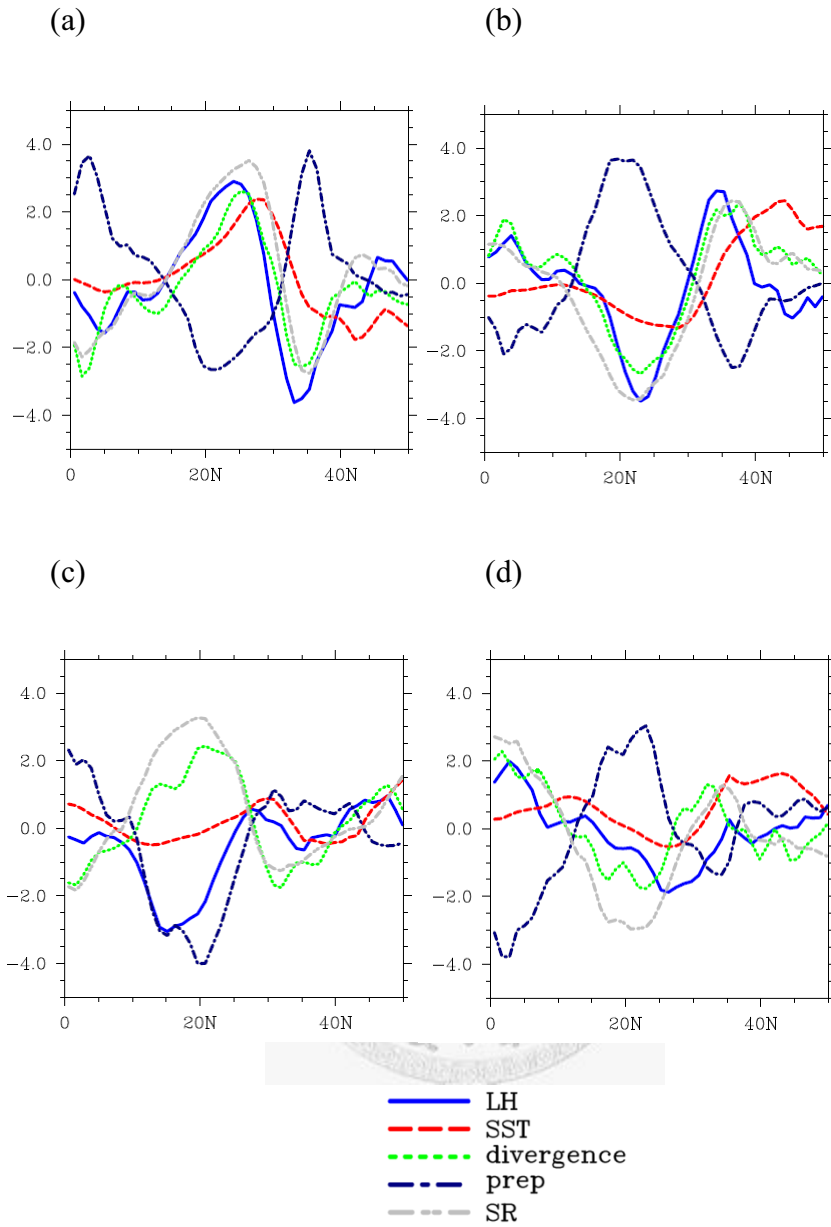


圖 4.13. 東經 130~160E 各項變數場平均，(a)、(b)為海氣耦合模式，(c)、(d)為未耦合模式，(a)、(c)為濕年，(b)、(d)為乾年。

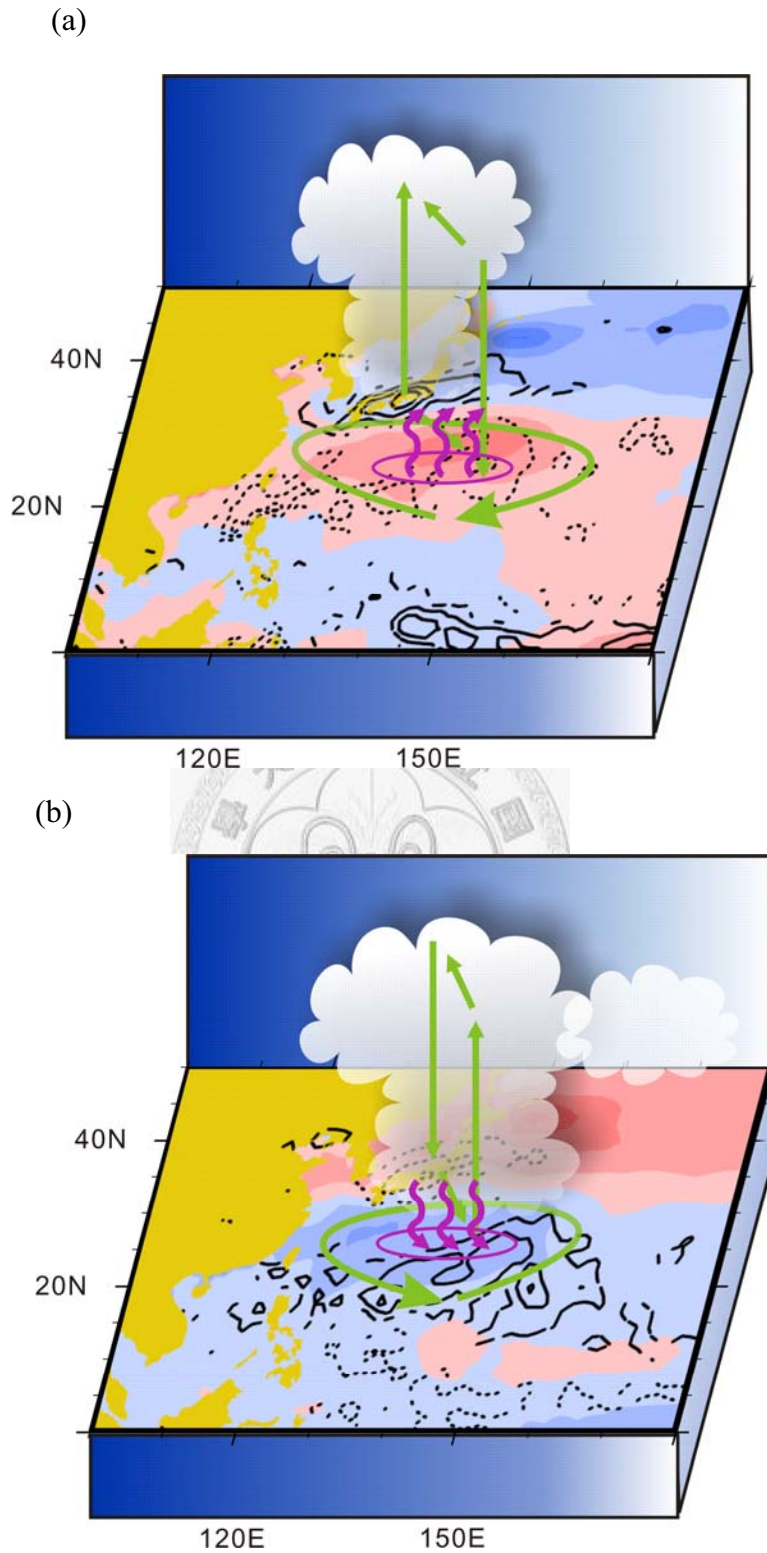


圖 4.14. SINTEX-F 海氣耦合模式之三極結構示意圖，(a)為濕年，(b)為乾年。等值線為通過 90%檢定值的雨量，實線正值，虛線負值。綠色箭頭為環流場。紫色箭頭為潛熱通量，向上為正。白雲代表對流區。

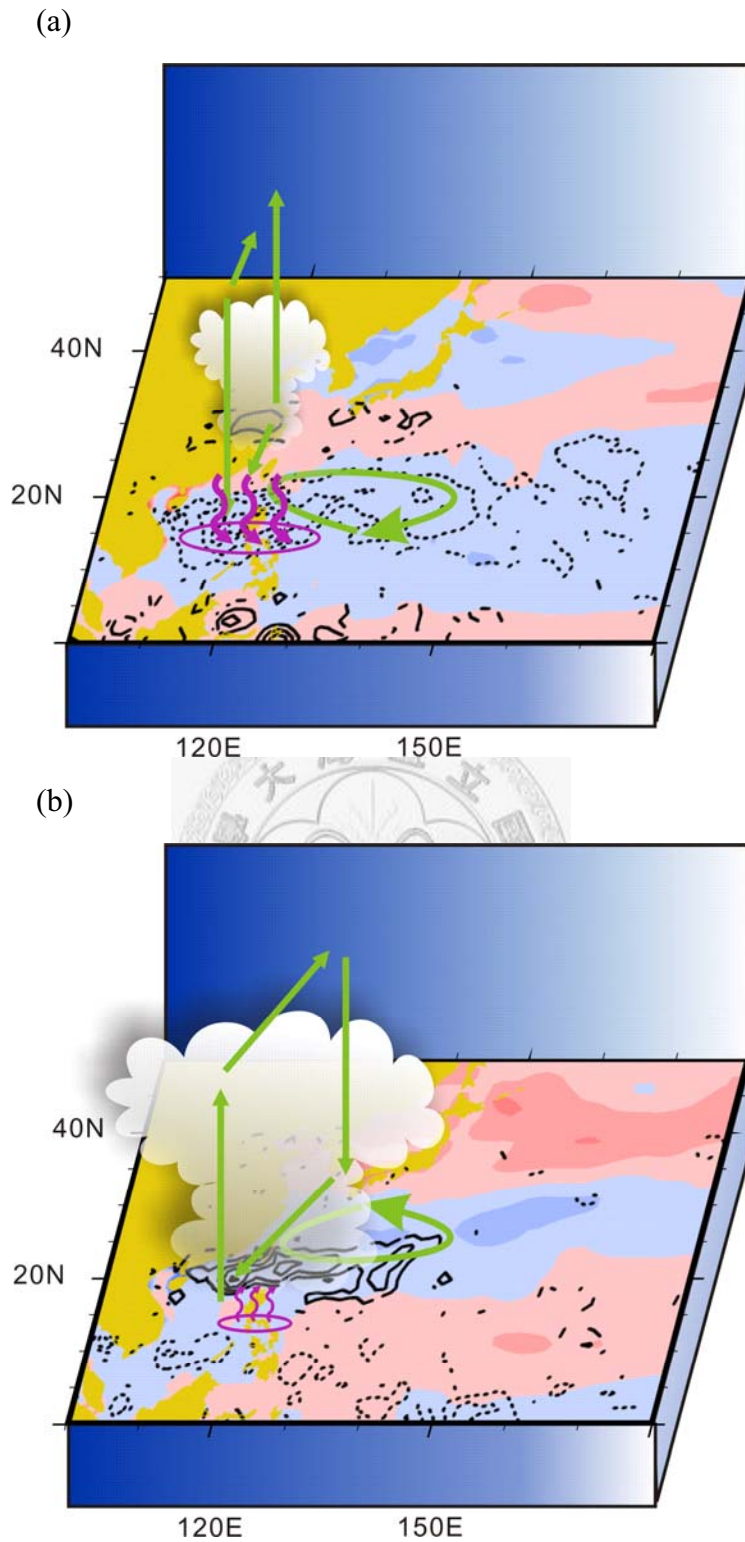


圖 4.15. SINTEX-F 未耦合模式之三極結構示意圖，(a)為濕年，(b)為乾年。陰影為海表面溫度。等值線為通過 90%檢定值的雨量，實線正值，虛線負值。綠色箭頭為環流場。紫色箭頭為潛熱通量，向上為正。白雲代表對流區。

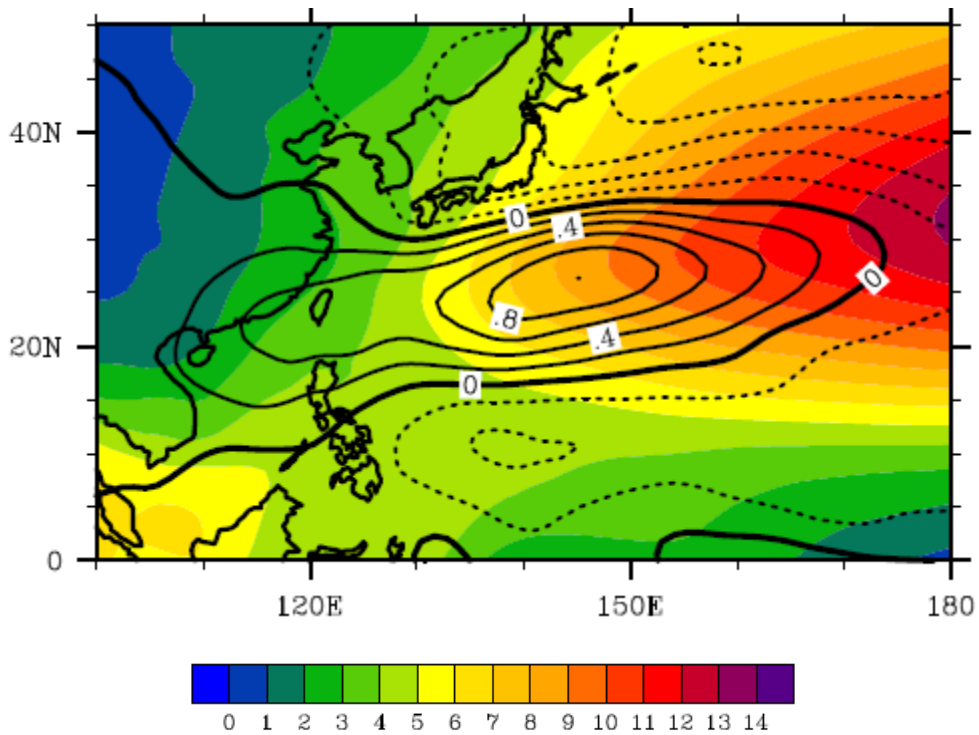


圖 4.16: SINTEX-F 海氣耦合模式之流函數場($m*s/10^6$)，等值線為濕年距平值，陰影為原始場。

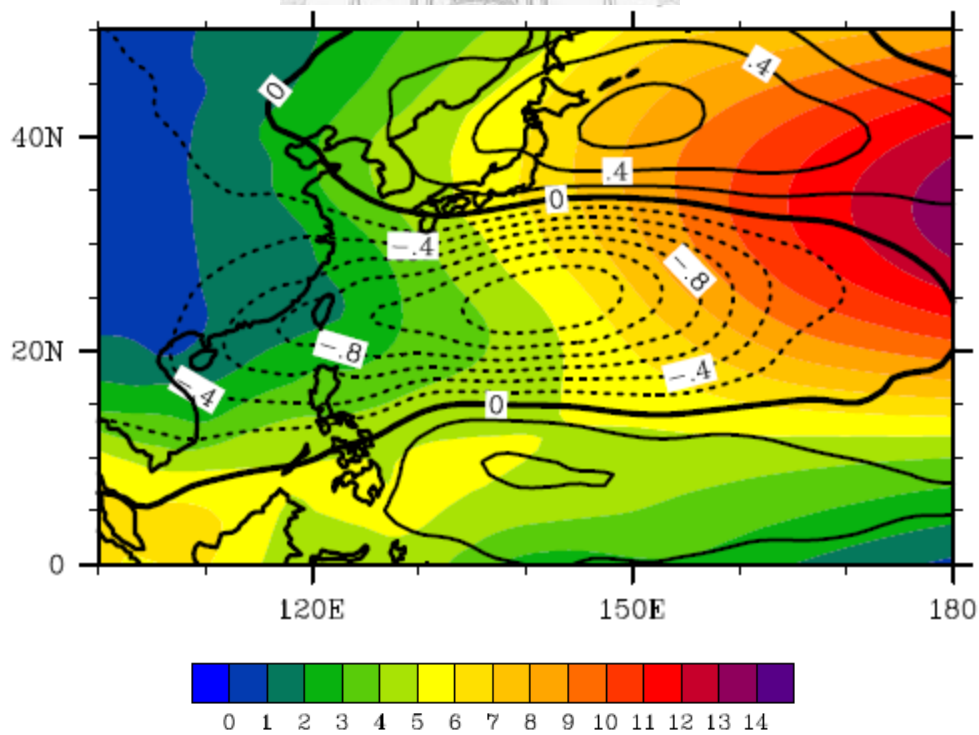


圖 4.17: SINTEX-F 海氣耦合模式之流函數場($m*s/10^6$)，等值線為乾年距平值，陰影為原始場。

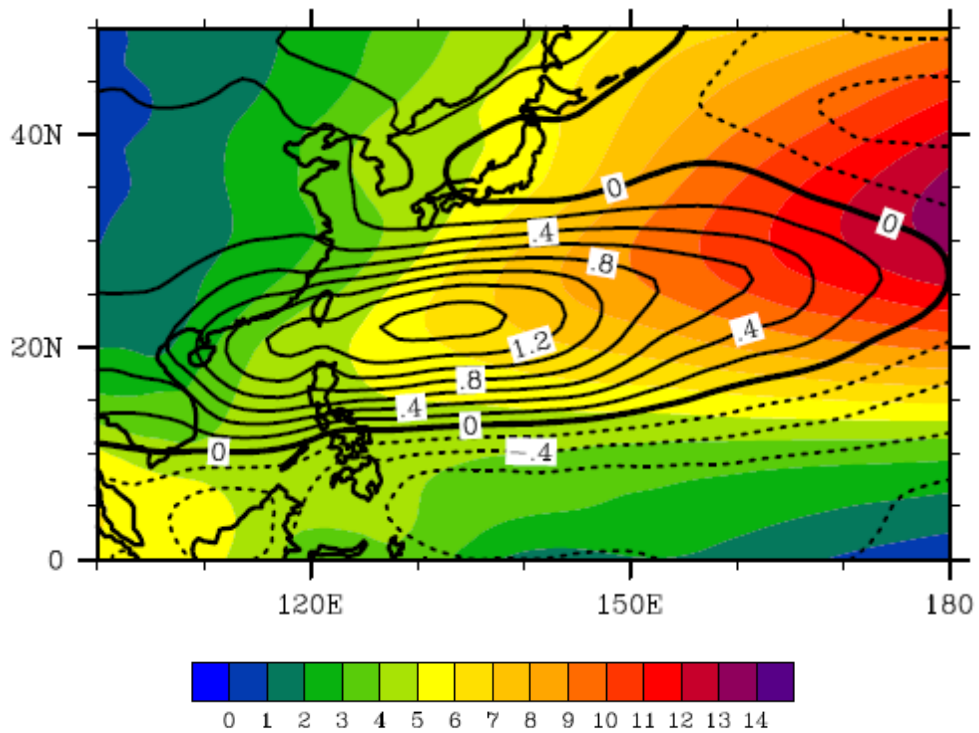


圖 4.18: SINTEX-F 未耦合模式之流函數場($m^2/s \cdot 10^{-6}$)，等值線為濕年距平值，陰影為原始場。

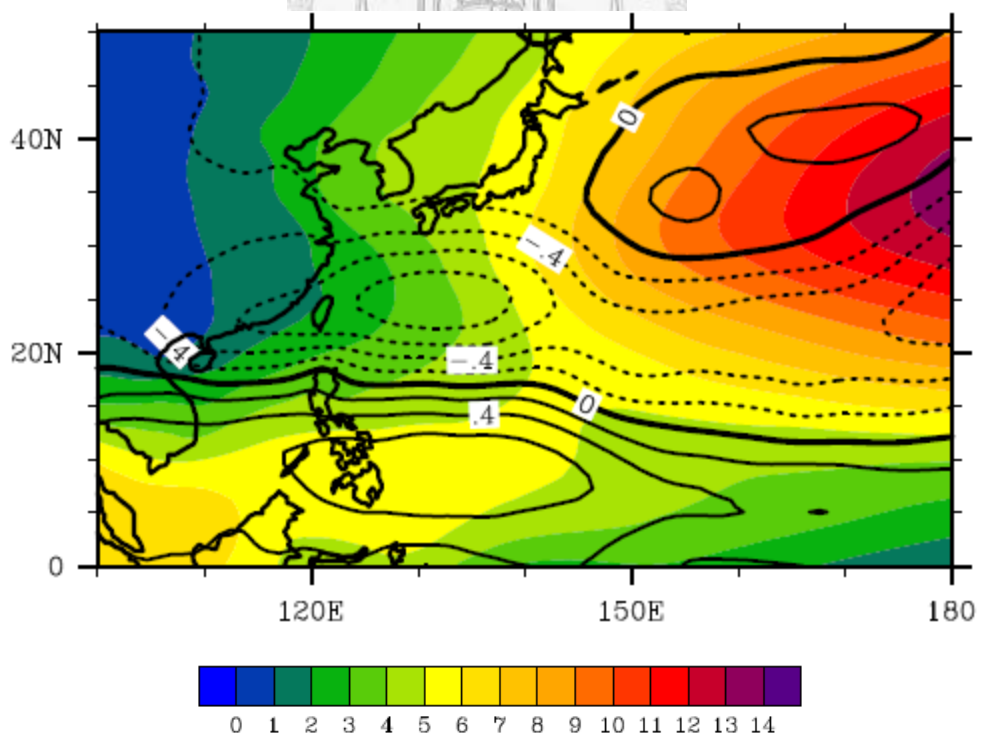


圖 4.19: SINTEX-F 未耦合模式之流函數場($m^2/s \cdot 10^{-6}$)，等值線為乾年距平值，陰影為原始場。