國立臺灣師範大學地球科學系

碩士論文

不同颱風生成指數對西北太平洋颱風生成數的突變之評估

Estimate Abrupt Change of Typhoon Numbers Over the Western North Pacific by Different Genesis Potential Index

指導教授： 鄒治華 教授

研究生： 姜欣妤

中華民國 105 年二月

摘要

西北太平洋颱風生成數於1990年代有突變的現象，1994年以後的颱風生成數目大幅減少。大尺度環境參數是影響颱風生成的因素。因此本研究採用兩種包含不同環境因子的颱風生成指數(GPI 與χGPI)，以推估影響西北太平洋颱風活動突變特徵的主要環境因素。其中，χGPI中的參數χ代表自由對流層的飽和差。本研究並將 GPI 與χGPI 的渦度項作了修正，發展新的颱風生成指數(modified-GPI與modified-χGPI)，以期生成指數能反應實際颱風活動特徵。

分析結果顯示，GPI與χGPI皆未能掌握後期颱風生成數目大幅減少的特徵，而modified-GPI與modified-χGPI皆掌握1994年後颱風生成數目減少之趨勢。造成後期 GPI(χGPI)總值增加與實際颱風生成數目相反的因素，主要來自 600百帕相對濕度(χ)與垂直風切的貢獻。而造成後期 modified-GPI 與 modified-χGPI 總值減少，與實際颱風生成數目的變化一致，主要貢獻皆為相對渦度，即後期颱風生成數目大幅減少的趨勢，主要是受到季風槽減弱的影響，而非導致GPI(χGPI)指數增加的相對濕度(χ)效應。

本研究評估了上述四個指數的CMIP5模式系集結果，採用全球大氣環流模式(AGCM)中六個模式historical run的部分。評估模式系集之生成指數的變化特徵，發現GPI、χGPI與modified-GPI皆無法反應兩階段颱風生成數目的變化，僅modified-χGPI則掌握了1990年代以後颱風生成數目減少的趨勢。此外，模式系集之 modified-χGPI 也掌握了兩階段颱風生成之空間分佈。因此，modified-χGPI的表現最佳，且可反應實際颱風生成數目之氣候特徵與1990年代的突變現象。

關鍵字：西北太平洋、颱風潛在生成指數、CMIP5模式

致謝

在碩士研究生涯中，首先要感謝我的指導老師—鄒治華教授，在研究上所給予的建議及指導，得以讓此篇論文順利完成，也讓我在研究過程中受益良多。另外，感謝論文口試委員陳正達教授與許晃雄博士不吝給予建議，使本篇論文更臻完備。

在兩年半的求學過程中，感謝美鳳學姐幫忙處理行政上大大小小的事情，也謝謝沛語學姐、孟光學長、騰平學長、世豪學長、彥超、鳳茹、璧瑜，無論是程式上的問題，亦或課業上的討論，他們都給予極大的幫助。感謝從大學時期陪我一路走來的摯友—雅惠，不僅在學業上給予幫助，閒暇時一起運動、放鬆身心，點點滴滴皆銘記於心。也感謝敏儀一路的陪伴與默默支持，讓我在研究生活中並不孤單。另外，感謝余嘉裕教授在大學時期的教導，奠定我研究的基礎，以及振瑋學長、曉薇學姊、品竣學長、立朋學長在我學習程式的過程中給予的協助。

特別感謝我的家人，無條件給予支持與鼓勵，讓我能毫無後顧之憂，專心於研究之中。感謝淳皓不離不棄的陪伴，常常在危急時刻拯救我的電腦，使我的研究成果得以安然無恙。最後，再次由衷感謝所有曾在研究這條路上，給予我幫助的人，謝謝你們。

目 錄

摘要. I

致謝. II

目錄. III

圖表目錄. IV

第一章 前言. 1

第二章 資料模式、與研究方法. 5

2.1 資料介紹. 5

2.2 颱風生成指數介紹. 7

第三章 颱風生成數與生成指數之氣候分佈. 11

3.1 大尺度環境場之氣候分佈. 11

3.2 颱風生成指數之氣候分佈. 13

第四章 颱風生成數與生成指數之突變. 16

4.1 颱風生成指數之突變. 16

4.2 大尺度環境場之突變. 19

第五章 CMIP5 模式模擬. 25

5.1 大尺度環境場之模式評估. 25

5.2 颱風生成指數之模式評估. 26

第六章 結論. 30

參考文獻. 34

附圖表. 38

圖表目錄

表說明

表 2.1 CMIP5 模式介紹. 38

圖說明

圖 3.1 1979-2008 年颱風季(6-11 月)氣候平均的空間分佈圖(a)颱風生成數(單位:個數/每年),(b)、(c)分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的 850hPa 風場(單位：m/s)。. 39

圖 3.2 1979-2008 年颱風季(6-11 月)環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)絕對渦度(單位：s^{-1})、(b)相對渦度(單位：s^{-1})、 (c)海表面溫度(單位：℃)、(d)颱風潛在強度(PI)、(e)600hPa 相對溼度(單位：%)、(f)850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. . . 40

圖 3.3 1979-2008 年颱風季(6-11 月)環境參數的氣候平均空間分佈圖,(a)χ、(b)1000hPa 的飽和熵、 (c)600hPa 的飽和熵、(d)600hPa 的熵，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 41

圖 3.4 1979-2008 年颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的 GPI，以此類推，(c)、(d)為 modified-GPI，(e)、(f)為 XGPI，(g)、(h)為 modified-XGPI，等值線為平均颱風生成-數的空間分佈(單位：個數/每月)，紅色數字為生成指數與颱風生成數之空間相關係數。. 42

圖 4.1 西北太平洋每年累計颱風生成數的距平值,x 軸為年份,y 軸為距平值，黑色實線為 11 年滑動平均，(a)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月) IBTrACS 資料，(b)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月)JTWC 資料。. 43

圖 4.2 1979-2008 年颱風季(6-11 月)不同颱風生成指數的距平值,x 軸為年份，(a)、(b)的 y 軸分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的每年累計的區域平均 GPI 值，區域平均範圍為 0°-40°N、100°E-180°，黑色實線為 11 年的滑動平均，以此類推，(c)、(d)為 XGPI。. 44

圖 4.3 同圖 4.2，差異為(a)、(b)為 modified-GPI，(c)、(d)則為 modified-XGPI。. 45

圖 4.4 兩階段颱風季(6-11 月)颱風生成數氣候平均的空間分佈圖，(a)、(b)分別為 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風的平均生成位置，(c)為後期(b)減前期(a)之差異圖(單位：個數/每年)。. 46

圖 4.5 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的 GPI，以此類推，(c)、(d)為 XGPI，(e)、(f)為 modified-GPI，(g)、(h)為 modified-XGPI，等值線 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 47

圖 4.6 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)熱力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的海表面溫度(單位：°C)，以此類推，(c)、(d)為颱風潛在強度(PI)，(e)、(f)為 600hPa 相對溼度(單位：%)，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 48

圖 4.7 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)動力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的絕對渦度(單位：s^{-1})，以此類推，(c)、(d)為相對渦度(單位：s^{-1})，(e)、(f)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 49

圖 4.8 兩階段颱風季(6-11 月)動力與熱力環境參數的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(a)為海表面溫度(單位：°C)相減圖，(b)為為颱風潛在強度(PI)相減圖，(c)為 600hPa 相對溼度(單位：%)相減圖，(d)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})相減圖，(e)為相對渦度(單位：s^{-1})相減圖，(f)為 χ 相減圖，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 50

圖 4.9 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)熱力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)為前期與後期的 χ，以此類推，(c)、(d)為 1000hPa 飽和熵，(e)、(f)為 600hPa 飽和熵，(g)、(h)為 600hPa 熵，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 51

圖 4.10 (a)為兩階段颱風季(6-11 月)GPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(b)~(e)改變一個變數為後期氣候值之 GPI 與前期之 GPI 的氣候平均相減圖，(b)為改變 PI，(c)為改變相對濕度，(d)為改變絕對渦度，(e)為改變 850-200 百帕之垂直風切，(b)~(e)皆固定其他三個變數為前期氣候值，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 52

圖 4.11 同圖 4.10，差異為此為 modified-GPI，(d)為改變相對渦度。. 53

圖 4.12 (a)為兩階段颱風季(6-11 月)χGPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(b)~(e)改變一個變數為後期氣候值之χGPI 與前期之χGPI 的氣候平均相減圖，(b)為改變 PI，(c)為改變χ，(d)為改變絕對渦度，(e)為改變 850-250 百帕之垂直風切，(b)~(e)皆固定其他三個變數為前期氣候值，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。. 54

圖 4.13 同圖 4.12，差異為此為 modified-χGPI，(d)為改變相對渦度。. 55

圖 5.1 1979-2008 年颱風季(6-11 月)觀測資料與 1979-2005 年颱風季模式系集環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)與(b)分別為觀測資料(等值線為 NCEP-R1 資料、彩色陰影為 ERAITM 資料)與模式系集之海表面溫度(單位:°C)，以此類推，(c)、(d)為颱風潛在強度(PI)，(e)、(f)為 600hPa 相對溼度(單位：%)。. 56

圖 5.2 同圖 5.1，差異為(a)、(b)是絕對渦度(單位：s^{-1})，(c)、(d)為相對渦度(單位：s^{-1})，(e)、(f)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})。. 57

圖 5.3 同圖 5.1，差異為(a)、(b)是χ，(c)、(d)為 1000hPa 的飽和熵，(e)、(f)為 600hPa 的飽和熵，(g)、(h)為 600hPa 的熵。. 58

圖 5.4 1979-2005 年颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的模式系集氣候平均空間分佈圖，(a)為模式系集之 GPI，等值線為平均颱風生成數的空間分佈(單位：個數/每月)，(b)為 XGPI，(c)為 modified-GPI，(d)為 modified-XGPI。. 59

圖 5.5 (a)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月)JTWC 資料之西北太平洋每年累計颱風生成數的距平值，x 軸為年份，y 軸為距平值，黑色實線為 11 年滑動平均，(b)-(e)為 1979-2005 年颱風季模式系集之不同颱風生成指數的距平值，(b)為每年累計的區域平均 GPI 值，區域平均範圍為 0°-40°N、100°E-180°，以此類推，(c)為 XGPI，(d)為 modified-GPI，(e)為 modified-XGPI。. 60

圖 5.6 1979-1993 年(前期)與 1994-2005 年(後期)颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的模式系集氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的 modified-XGPI。. 61

圖 5.7 兩階段颱風季(6-11 月)動力與熱力環境參數的模式系集氣候平均相減圖(1994-2005 年減掉 1979-1993 年)， (a)為海表面溫度(單位：°C)相減圖，(b)為為颱風潛在強度(PI)相減圖，(c)為 600hPa 相對溼度(單位：%)相減圖，(d)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms-1)相減圖，(e)為相對渦度(單位：s-1)相減圖，(f)為 χ 相減圖。. 62

第一章　前言

熱帶氣旋為劇烈的天氣系統，強勁的風速與豐沛的雨量皆可能為我們帶來生命財產的危害，台灣位處於眾多熱帶氣旋生成的西北太平洋，平均每年約有 27 個熱帶氣旋在此洋面生成，而會侵襲台灣的熱帶氣旋約有 3-5 個，因此了解與研究熱帶氣旋的活動對我們極其重要。

近年來，隨著全球暖化的議題受到大眾的關注，全球暖化對颱風活動帶來的影響也成了學者們研究的熱門課題，過去研究指出海溫高於 26℃ 是現今氣候情境下熱帶氣旋生成的條件(Gray 1968;Lighthill et al 1994)，學者們認為全球暖化造成的海溫增加與熱帶氣旋的生成頻率及強度有因果關係(Trenberth 2005;Emanuel 2005;Webster et al. 2005)，除了海溫之外，尚有許多環境因子影響了颱風生成頻率的變化，像是垂直風切(Palmen 1956;McBride and Zehr 1981)、中對流層相對溼度(Bister and Emanuel 1997)等，這些大尺度環境參數在熱帶氣旋的生成上扮演著舉足輕重的角色。Gray (1979)首先提出了包含數個影響颱風生成之環境因子的指數，這些環境因子包括了海溫、高低層的垂直風切、環境場的渦度以及自由對流層的濕度。其後，學者們也紛紛利用這些環境因子發展出幾個指數以推估颱風活動，Emanuel and Nolan(2004)提出了颱風潛在生成指數(genesis potential index,GPI)，該指數與 Gray(1979)的指數在熱力項有著重要的差異，Gray 的指數使用了海溫 26℃作為其熱力門檻，以及海表面與 500hPa 相當位溫的垂直梯度，Royer et al.(1998)指出該海溫門檻限制了 Gray 的指數，Emanuel et al.(2004)亦認為該海溫門檻將隨著全球氣候變遷而有所改變，因此在 GPI 中的熱力項使用了 Bister and Emanuel(1998)所提出之潛在強度(potential intensity,PI)，該潛

在強度是由 Emanuel(1995)提出的計算方法，其中包含海表面溫度、海平面氣壓與大氣溫度和濕度的垂直剖面，其大小主要是基於海表面溫度與邊界層氣塊絕熱舉升至中性浮力層的溫度之間的差值。Murakami and Wang (2010)認為原始 GPI 在生成頻率上有低估的現象，因此將 GPI 做了些微修正，其中考慮了垂直運動的影響。

隨著全球暖化，Knutson et al.(2010)使用全球氣候模式模擬的結果中，上述的環境因子隨著氣候暖化的改變會導致全球熱帶氣旋個數減少， Emanuel(1995)指出這可能來自於自由對流層飽和差的增加，並定義了一個無因次參數 χ，該參數 χ 可解讀為使對流層飽和的表面通量與使整個對流層熱力平衡的海洋表面通量之比值，當中層對流層越乾則該參數之值則越大，在現今氣候情境下，χ 主要受到相對濕度的變化所主導，然而在全球暖化的情境下，χ 的改變來自飽和比濕，相對濕度則幾乎沒有改變(Emanuel et al.2008)。因此 Emanuel(2010)提出新的颱風生成指數(本篇研究中將其稱為 χ GPI)，保留了原始 GPI(Emanuel and Nolan2004)中絕對渦度、潛在強度(PI)與垂直風切項，以參數 χ 取代相度濕度。

儘管理論與模式結果顯示潛在強度(PI)與 χ 等熱力條件皆會隨著全球平均溫度上升而增加，並可預期風暴的強度將增強，我們仍需要依賴數值模擬的結果，以得到全球暖化下大尺度環流動力與熱力變化對熱帶氣旋活動的影響。過去學者使用三種不同方法以推估全球模式中的熱帶氣旋，其中包括了直接模擬、動力降尺度與生成指數，Knuston et al.(2010)歸納了上述三種方法的應用至 CMIP3 氣候模式(Coupled Model Intercomparison Project 3-generation) 的結果，並指出全球低強度的熱帶氣旋生成數減少，高強度的熱帶氣旋生成數則增加，接著其他學者使用 CMIP5 模式模擬全球與北大西洋熱帶氣旋的生成頻率(Villarini and Vecchi

2012;Camargo 2013;Knuston 2013)，發現模擬中熱帶氣旋的生成頻率並未減少。

低解析度氣候模式能產生熱帶氣旋結構(Manabe et al. 1970;Bengtsson et al. 1982;Vitart et al. 1997;Carmago et al. 2005)，這些模式中熱帶氣旋的空間分佈與觀測的熱帶氣旋相似，但低解析度模式在模擬氣旋強度上有所限制，由於低解析度使得模式中熱帶氣旋比觀測弱且大，低解析度模式模擬GPI的結果較直接模擬氣旋生成為佳(Walsh et al. 2013)，雖然PI和χ等熱力條件隨著全球暖化增加，但模式中的GPI卻無法掌握全球暖化下颱風生成頻率減少之特性(Camargo et al.2012)。

過去研究中紛紛指出西北太平洋的颱風數目與颱風特性(像是強度、路徑等)有年代際變異(Matsuura et al. 2003;Ho et al. 2004;Wu et al. 2005;Chan 2008;Yeh et al. 2010;Tu et al. 2011;Yokoi and Takayabu 2013;Liu and Chan 2013)，Hsu et al.(2014)研究西北太平洋10-12月颱風數發現在1995年存在突變，1995年後西北太平洋東南區塊的颱風生成數目大幅減少，Liu and Chan(2013)也指出1998年至2011年是西北太平洋颱風生成的不活躍期。而颱風的變異性與大尺度環境場的變異性有關，颱風的動力條件如渦度、垂直速度與垂直風切是造成西北太平洋近年颱風生成減少的關鍵因素(Liu and Chan 2013;Hsu et al. 2014)。

綜合以上敘述，由於低解析度模式模擬颱風上有所限制，對於模擬大尺度環境場的表現較佳，且大尺度環境參數的變異與颱風生成的變異息息相關，而颱風生成指數考量了不同環境參數之影響，故本篇研究選擇颱風生成指數以評估模式模擬的結果。由於前人研究中指出模式中生成指數並未能掌握全球暖化情境下，未來颱風模擬之生成頻率減少，因此本研究中對生成指

數做部分修正，期望能使生成指數掌握住西北太平洋熱帶氣旋之空間分佈與生成數之突變。

本篇研究所使用之觀測資料、再分析資料、模式介紹與颱風生成指數的計算方法將於第二章詳細介紹。第三章為熱帶氣旋生成數、環境參數與不同生成指數在空間上之氣候評估。第四章為評估生成指數是否能掌握熱帶氣旋生成數的年代際變化，並分析各變數場之貢獻。第五章則為評估模式結果。第六章為結果與討論。

第二章 資料、模式與研究方法

本章首節介紹熱帶氣旋觀測資料、各環境場觀測資料與使用模式資料。次節介紹本研究中所使用颱風生成指數之詳細內容。

2.1 資料介紹

2.1.1 熱帶氣旋觀測資料

本研究中使用 JTWC(Sampson et al. 2006)與 IBTrACS(Knapp et al. 2010)兩筆颱風觀測資料以相互驗證。第一筆颱風資料為聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)之最佳軌跡資料(Best Track Data)，資料中包含生成位置、強度(最大 10 分鐘持續風)與每六小時一筆的最小表面氣壓。為了研究近 30 年熱帶氣旋之突變，並與颱風生成指數作比較，故本研究中採用 1979-2013 年颱風季(6-11 月)之資料。

第二筆颱風資料 IBTrACS (International Best Track Archive for Climate Stewardship)為世界氣象資料中心(The World Data Center for Meteorology, WDC)結合了全世界區域氣象中心(Regional Specialized Meteorological Centers, RSMC)與其他單位之颱風資料，所產生之全球颱風最佳路徑分析資料，資料中包含生成位置、最大持續風、最小中心氣壓及氣旋名稱。本研究採用 IBTrACS v03r07 版本，用來與 JTWC 資料驗證西北太平洋熱帶氣旋之氣候特徵與變化，採用年份範圍與 JTWC 資料相同。

2.1.2 環境場觀測資料

本研究使用兩筆環境觀測場資料來計算颱風生成指數，以驗證不同資料所得到的生成指數是否有相似特性。其中一筆為美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)之 Reanalysis 1 資料(Kalnay et al. 1996)，水平空間解析度為 2.5°X2.5°，垂直採等壓座標共分十七層(1000hPa-10hPa)。本研究中為與颱風生成數作比較，採用 1979-2008 年的 6-11 月平均資料，使用的參數場為：溫度場、海平面氣壓場、比濕場、相對濕度場、水平風場與垂直風場。在計算颱風潛在強度(PI)的過程中需要海表面溫度場，則採用英國氣象局哈德利中心(UK Met Office Hadley Center)所發展的 Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature(HadISST)第一版(Rayner et al. 2003)之海表面溫度(Sea Surface Temperature,SST)資料，水平空間解析度為 1°X1°，採用年份範圍與上述相同。

第二筆環境場資料使用的是歐洲中期天氣預報中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF)所發展之 ERA-Interim 資料(Dee et al. 2014)，水平空間解析度為 0.75°X 0.75°，垂直採等壓座標共分三十七層(1000hPa-1hPa)。本研究採用年份範圍與 NCEP-R1 相同，使用之參數場為：海表面溫度場、溫度場、海平面氣壓場、比濕場、相對濕度場、水平風場與垂直風場。

2.1.3 模式資料

本研究中為評估模式資料是否能反應颱風生成數目突變之特性，故採用世界氣象組織(World Climate Research Programme, WCRP)之耦合模擬工作小組(Working Group on Coupled Modelling, WGCM)所推動的藕合模式比較計劃第五階段(Coupled Model Intercomparison

Project Phase 5, CMIP5)，其中多達 60 個模式參與，本研究採用與 Emanuel(2013)相同的六個模式，分別是 CCSM4、CM3、HADGEM2-ES、MPI-ESM-MR、MIROC5 及 MRI-CGCM3，並且為了與颱風生成數目作比較，故選用全球大氣環流模式(Atmosphere Global Circulation Model; AGCM)中 historical run 的部分(Gate et al. 1992)，六個模式的介紹如表 2.1。本研究中為使模式時間統一並配合計算颱風生成指數的年份範圍，故採用年份範圍為 1979-2005 年 6-11 月。

2.2 颱風生成指數介紹

2.2.1 Genesis Potential Index

本篇研究中使用 Emanuel and Nolan(2004)提出之颱風潛在生成指數(genesis potential index, GPI)，其公式如下：

$$GPI = \left|10^5 \eta\right|^{\frac{3}{2}} \left(\frac{H}{50}\right)^3 \left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3 \left(1+0.1V_{shear}\right)^{-2} \quad (2.1)$$

η 為 850hPa 的絕對渦度，H 為 700hPa 的相對濕度，V_{pot} 為熱帶氣旋最大潛在強度，而 V_{shear} 為 850hPa 和 200hPa 之間的垂直風切。其中熱帶氣旋潛在強度(potential intensity, PI)為 Bister and Emanuel(1998)所提出，其定義如下：

$$V_{pot}^2 = \frac{C_K}{C_D}\frac{T_S}{T_0}\left(CAPE^* - CAPE^b\right) \quad (2.2)$$

C_K 為熱量交換，C_D 為風拖曳係數，T_S 為海面的平均輻散溫度，T_0 為中性穩定層的平均輻散溫度，$CAPE^*$ 為地面飽和氣塊的可用位能，$CAPE^b$ 為當地可用位能。

2.2.2 χ Genesis Potential Index

除了上述生成指數外，本研究中還使用了 Emanuel(2010)所提出之新颱風生成指數(本篇研究中將其稱為χGPI)，其公式如下：

$$\chi GPI = |\eta|^3 \chi^{-4/3} MAX\left((V_{pot} - 35ms^{-1}),0\right)^2 \left(25ms^{-1} + V_{shear}\right)^{-4} \quad (2.3)$$

η 為 850hPa 的絕對渦度，χ 為中對流層的飽和差，V_{pot} 為熱帶氣旋最大潛在強度，而 V_{shear} 為 850hPa 和 250hPa 之間的垂直風切。與式(2.1)比較，除了各參數的權重做了調整之外，水氣的供給項也由相度濕度替換成一個新參數—χ，此參數χ為 Emanuel(1995)所提出，其定義如下：

$$\chi = \frac{s_b - s_m}{s_0^* - s_b} \quad (2.4)$$

S_b為邊界層的熵，S_m為中對流層(600hPa)的熵，S_0^*為海表面的飽和熵。由於對熱帶氣旋敏感的區域中，大氣近似中性濕對流且對流層遞減率接近濕絕熱(Emanuel et al. 2008)，故將：

$$S_b \cong S^* \quad (2.5)$$

S^*為邊界層以上對流層之飽和熵，其隨高度近似於常數，故與 S_m 同樣選擇 600hPa。利用 Emanuel(1994)對熵的定義，將式(2.4)的分子項近似如下(Emanuel et al. 2008)：

$$S_b - S_m \cong S^* - S_m = \frac{L_v q^*}{T}(1-H) + R_v H q^* \ln H \quad (2.6)$$

L_v 為汽化潛熱，q^*為飽和比濕，T 為溫度，H 為相對溼度。Emanuel et al.(2008)認為在現今

氣候情境下，式(2.6)中 S_b-S_m的季節與空間變異由相對濕度的變化所主導，然而在全球暖化情境下，大部分的氣候模式皆顯示χ的變異將由 q^*的改變所主導，而相對濕度幾乎沒有改變，故在χGPI 中以參數χ取代相對濕度項。

2.2.3 Modified Genesis Potential Index

原本颱風生成指數中以絕對渦度作為颱風生成之動力貢獻項，然而 f 效應之貢獻使得絕對渦度隨緯度遞增，並不符合實際颱風生成位置，經分析後發現相對渦度的空間分佈較符合實際颱風生成位置，因此本篇研究中修正了颱風生成指數如下：

(1)將颱風生成指數中絕對渦度項更換為相對渦度項

(2)假設：若相對渦度小於零，則令生成指數為零

(3)假設：若緯度低於 2.5°N，則令生成指數為零

上述三項修正皆為使生成指數更貼近實際熱帶氣旋生成條件。

式(2.1)經上述修正後將其稱為 modified-GPI，公式如下：

$$ModifiedGPI = \left|10^5 MAX(\zeta,0)\right|^{\frac{3}{2}}\left(\frac{H}{50}\right)^3\left(\frac{V_{pot}}{70}\right)^3(1+0.1V_{shear})^{-2} \qquad (2.7)$$

ζ 為 850hPa 的相對渦度，H 為 700hPa 的相對濕度，V_{pot}為熱帶氣旋最大潛在強度，而 V_{shear}為 850hPa 和 200hPa 之間的垂直風切。

此外，式(2.3)經修正後稱為 modified-χGPI，其公式如下：

$$Modified\ \chi GPI = |MAX(\zeta,0)|^3 \chi^{-4/3} MAX\left((V_{pot} - 35ms^{-1}),0\right)^2 \left(25ms^{-1} + V_{shear}\right)^{-4} \quad (2.8)$$

ζ 為 850hPa 的相對渦度，χ 為中對流層的飽和差，V_{pot} 為熱帶氣旋最大潛在強度，而 V_{shear} 為 850hPa 和 250hPa 之間的垂直風切。

本研究中將分別評估 GPI(式 2.1)、χGPI(式 2.3)、modified-GPI(式 2.7)與 modified-χGPI(式 2.8)是否掌握了西北太平洋颱風生成數之氣候特徵與突變。

第三章 颱風生成數與生成指數之氣候分佈

由於大尺度環境場的變化與颱風生成頻率的變化息息相關(Emanuel 2005; Trenberth 2005;Webster et al. 2005;Palmen 1956;McBride and Zehr 1981; Bister and Emanuel 1997)，本章首節將探討 1979-2008 年 6-11 月各變數場氣候平均的空間分佈，颱風生成指數中考量多個環境因子以評估颱風活動(Emanuel and Nolan2004; Murakami and Wang2010; Emanuel 2010)，次節將比較颱風生成數與不同颱風生成指數的空間分佈。

3.1 大尺度環境場之氣候分佈

圖 3 為 1979-2008 年 6-11 月的熱帶氣旋生成位置的分佈。如圖 3.1 a 所示，在觀測上，熱帶氣旋的生成區域涵蓋了 5°N-30°N、110°E-180°，大部分的氣旋生成落在 160°E 以西，而主要生成的區域集中在 5°N-20°N、110°E-160°E，約為菲律賓東方海面與南海一帶，無論是 NCEP-R1 或是 ERAITM 的 850hPa 風場圖(圖 3.1 b 與圖 3.1 c)，都顯示該區恰為季風合流區及季風槽，提供了低層正渦度，配合該區域的暖海溫，在動力與熱力的條件下，使得該區較易驅動熱帶氣旋生成。

依據前人的研究顯示，幾個大尺度的環境因子影響了熱帶氣旋的生成(Gray 1979)，其中包含了低層的渦度、中層的濕度、低層的海溫以及垂直風切等，圖 3.2 所示為計算颱風生成指數中所使用的各項環境參數。圖 3.2 a 與圖 3.2 b 分別為 850hPa 的絕對渦度和相對渦度，如圖所示，兩筆資料的絕對渦度皆隨緯度增加，亦即受到 f 效應的主導，在相對渦度項則可看到主要正渦度區落在 5°N-20°N 之間，恰好是觀測上熱帶氣旋生成的主要區域，而 NCEP-R1 的渦

度較 ERAITM 來的大。

在前人研究中指出海溫大於 26°C 是熱帶氣旋生成的條件之一(Gray 1968;Lighthill et al. 1994)，如圖 3.2ｃ 所示，30°N 以南的海溫皆高於 26°C，ERAITM 的海溫又較 NCEP-R1 高一些。圖 3.2ｄ則為颱風潛在強度(PI)，值越大代表越有利於熱帶氣旋發展，其分佈類似海溫分佈，潛在強度的大小隨著緯度減小。水氣的供給也影響熱帶氣旋的發展，圖 3.2 ｅ所示為 600hPa 的相對濕度，高濕度區從中國大陸一路延伸到暖池區，在太平洋高壓處的相對濕度則較小，且 ERAITM 所反應出的濕度較 NCEP-R1 高。另外，在動力項的部分，除了渦度以外，高低層的垂直風切亦是影響熱帶氣旋發展的因素，從前人研究可知，垂直風切越小越有利於熱帶氣旋生成，圖 3.2ｆ為 850hPa 與 200hPa 的垂直風切，如圖所示，25°N 以南的垂直風切較小，又 NCEP-R1 的風切較 ERAITM 小。

綜合以上環境參數，並與觀測(圖 3.1ａ)作比較，發現無論是海溫、颱風潛在強度、600hPa 濕度，或是垂直風切的分佈，皆較符合熱帶氣旋實際的生成位置，而絕對渦度項由於隨緯度增加的特性，較不利於實際的熱帶氣旋生成。

圖 3.3 為計算χGPI 中的參數χ與計算χ的各項環境變數。Emanuel(1995)提出一個無因次參數χ，代表自由對流層的飽和差。χ值越大即代表中對流層越不飽和，反之，其值越小則中對流層越接近飽和。圖 3.3ａ為 1979-2008 年颱風季χ的氣候平均，如圖所示，兩筆資料皆顯示越低緯度的χ值越小，NCEP-R1 的值又較 ERAITM 小，χ的計算中包含三個參數，分別為 1000hPa 的飽和熵(圖 3.3 ｂ)、600hPa 的飽和熵(圖 3.3 ｃ)和 600hPa 的熵(圖 3.3 ｄ)，如圖所

示，1000hPa 的飽和熵在西北太平洋面上隨著緯度有減小趨勢，而 600hPa 的飽和熵之空間分佈在颱風主要生成區域有最大值，600hPa 之熵的空間分佈則相似於 600hPa 相對濕度場(圖 3.2 e)。上述三個參數中，NCEP-R1 與 ERAITM 的結果相似，但 NCEP-R1 的數值較 ERAITM 大，利用此三個參數及式(2.4)可得 χ 之結果(圖 3.3 a)，由於 600hPa 之熵在 0°-15°N、100°E-160°E 呈一帶狀大值區，使得式(2.4)的分子項較小，而以致 0°-15°N、100°E-160°E 範圍內之 χ 較小，亦即此範圍之中層對流層較為接近飽和，為有利於熱帶氣旋生成條件之一。

綜合以上敘述，氣候上的海溫、熱帶氣旋潛在強度(PI)、600 百帕相對濕度、垂直風切、χ 與相對渦度之空間分佈皆利於颱風生成。由於颱風生成並非受單一環境條件影響，因此發展颱風生成指數以考量不同參數對颱風生成的影響，將能對颱風活動有更佳的推估，在過去學者所提出的不同颱風生成指數中，皆使用了絕對渦度項作為其動力貢獻之一，然而，從圖 3.2 b 可發現相對渦度的分佈較接近熱帶氣旋的生成分佈，故本篇研究試圖將颱風生成指數中的絕對渦度項更換為相對渦度。

3.2 颱風生成指數之氣候分佈

如首節所提到，本研究欲將颱風生成指數中絕對渦度項替換成相對渦度，以期望能使颱風生成指數更佳掌握西北太平洋之颱風活動，故本篇研究中做了生成指數修正如下：

(1)將生成指數中之絕對渦度項更換成相對渦度項

(2)假設：若相對渦度小於零，則令 GPI 為零

(3)假設：若緯度低於 2.5°N，則令 GPI 為零

上述修正皆為使生成指數更貼近實際熱帶氣旋生成條件，其中包括正渦度利於旋生以及超過2.5°N之科氏力提供旋轉分量，本研究中分別探討GPI與χGPI之氣候分佈，經此修正後之生成指數分別稱為modified-GPI與modified-χGPI。

圖3.4為1979-2008年颱風季(6-11月)颱風潛在生成指數之氣候平均空間分佈，圖3.4a與圖3.4b分別為NCEP-R1與ERAITM之GPI，如圖所示，GPI大致掌握住熱帶氣旋生成的位置，GPI與熱帶氣旋生成數目之空間相關係數也皆達到0.6以上。但NCEP-R1之GPI的大值區域分佈較為偏北，而NCEP-R1之modified-GPI(圖3.4c)經過修正後改善了大值區域偏北的問題，也使空間相關係數提高至0.68。ERAITM之modified-GPI(圖3.4d)雖修正了大值偏北的問題，卻也使得生成指數的大值區域範圍較小且較偏東。

NCEP-R1與ERAITM之χGPI(圖3.4 e與圖3.4 f)的大值區分佈皆偏北，並未掌握住實際熱帶氣旋生成之位置，空間相關係數僅有0.3，另外NCEP-R1的數值較ERAITM大。採用NCEP-R1的modified-χGPI與ERAITM的modified-χGPI(圖3.4 g與圖3.4 h)大幅修正了原本χGPI偏北的問題。NCEP-R1(圖3.4g)對熱帶氣旋生成位置分佈的掌握提高，空間相關係數也由0.3提高至0.63。然而ERAITM(圖3.4 h)雖改善了生成指數偏北的問題，卻也使得生成指數的大值區域範圍較小且較偏東，因此空間相關並未提高，與modified-GPI的結果一致。

綜合以上敘述，GPI對於颱風生成位置已有良好掌握，而χGPI卻有整體偏北的情形，無論是GPI或是χGPI，經過修正後皆能改善生成指數較實際颱風生成位置偏北的問題。採用NCEP-R1資料，計算所得新的生成指數分佈皆較原先生成指數符合颱風生成分佈情形，然而，

採用 ERAITM 資料，計算所得新的生成指數雖改善了原先生成指數偏北的問題，卻也使得生成指數的大值區域範圍較小且較偏東。

第四章 颱風生成數與生成指數之突變

前人研究中發現西北太平洋 10-12 月颱風數在 1990 年代有突變現象，1995 年以後西北太平洋颱風生成數目大幅減少(Hsu et al. 2014;Liu 和 Chan 2013)，本章首節將評估颱風生成指數是否能掌握颱風生成數之突變特徵，次節則分析大尺度環境場的貢獻。

4.1 颱風生成指數之突變

圖 4.1 為西北太平洋每年累計颱風生成數之距平圖。研究範圍是根據 Camargo et al.(2007)之定義，西北太平洋為 0°-40°N、100°E-180°，如圖所示，無論是 IBTrACS 資料(圖 4.1 a)或是 JTWC 資料(圖 4.1 b)，其 11 年滑動平均皆呈現一明顯趨勢，在 1994 年前後颱風生成數目呈現兩個不同階段，1994 年以前颱風生成數目較多，而 1994 年以後生成數目減少。本研究中為研究颱風生成數之突變特徵，選擇 1979-2008 年共三十年作為研究範圍，將 1979-1993 年定義為前期，1994-2008 年定義為後期，上述兩筆資料中皆顯示出後期的颱風生成數目有減少趨勢。

本研究中試圖評估不同的颱風生成指數是否能掌握颱風生成數的突變特徵，圖 4.2 為 1979-2008 年颱風季中不同生成指數之距平值，圖 4.2 a 與圖 4.2 b 分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 資料的每年颱風季累計的區域平均 GPI 值，如圖所示，兩筆資料的每年累計 GPI 值於後期皆呈現增加趨勢，並未能掌握實際颱風生成數之後期減少趨勢，而 χGPI(圖 4.2 c、圖 4.2 d)雖未如 GPI 呈現明顯增加趨勢，但也並未掌握颱風生成數之減少趨勢，因此兩種生成指數皆未能表現出實際颱風生成數之突變特徵。

在第三章中曾將上述兩種生成指數做了修正，以期能掌握颱風生成數目分佈情況。本章也將探討經修正之生成指數是否能掌握此突變特徵，圖 4.3 為 modified-GPI 和 modified-χGPI 的每年累計之區域平均值，圖 4.3 a 與圖 4.3 b 分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的 modified-GPI，如圖所示，兩筆資料之生成指數於後期皆出現減少趨勢，雖然減少的幅度並不大，但已明顯改善原始 GPI 中後期增加的反應，使得生成指數更能反應出颱風生成數的變化。兩筆資料(圖 4.3 c、圖 4.3 d)中之 modified-χGPI 更明顯呈現後期減少趨勢，已掌握住颱風生成數目之突變特徵，由此可見，modified-GPI 和 modified-χGPI 皆能改善原始生成指數後期增加的問題。因χGPI 本身後期上升的趨勢不明顯，經修正後的 modified-χGPI 於後期更是呈現減少趨勢，該生成指數對於颱風生成數之突變特徵有較佳掌握。

圖 4.4 為兩階段颱風生成數的氣候平均空間分佈。圖 4.4 a 為 1979-1993 年(前期)的每年平均颱風生成數，如圖所示，主要的颱風生成區域在 5°N-15°N、145°E-155°E 之間，而 1994-2008 年(後期)的主要生成(圖 4.4 b)則落在 5°N-15°N、130°E-145°E 之間，亦即前期的颱風生成位置較為偏東，而後期大部份的颱風則集中在菲律賓東側一帶生成。由後期颱風生成數減掉前期颱風生成數之空間分佈圖(圖 4.4 c)可明顯看到，5°N-20°N、140°E-160°E 之間為主要的負值區，代表該處於後期生成的颱風數目較少，顯示出前期颱風生成的位置較偏東，另外，由相減圖中也可發現呈現負值的區域較多，即表示後期的颱風總生成數目較前期少，符合前段所述兩階段之後期颱風生成數減少。

圖 4.5 為兩階段颱風生成指數之氣候平均空間分佈。圖 4.5 a 與圖 4.5 b 分別為前期與後期的 GPI，如圖所示，兩筆資料之前期皆反應出 GPI 大值區域較偏東，而後期的大值區則靠近

菲律賓東側，GPI 中掌握住了颱風兩階段的空間分佈。然而，後期 GPI 的總值較大，符合前段所提到 GPI 每年累計數目在後期是增加的，無法反應颱風生成數於後期的減少趨勢，亦即 GPI 雖然掌握了颱風兩階段的空間分佈，卻無法掌握颱風生成數目於兩階段之變化特徵。圖 4.5 c 與圖 4.5 d 分別為前期與後期的χGPI，如圖所示，兩階段之χGPI 空間分佈相似，但後期的總值稍大於前期，因此不符合兩階段颱風生成數於後期減少之趨勢。此外，主要大值區域不符合實際颱風生成位置。

圖 4.5 e 與圖 4.5 f 分別為前期與後期之 modified-GPI，如圖所示，兩階段 modified-GPI 皆改善了北方大值區的問題，使得生成指數較符合實際颱風生成位置，此外，前期 modified-GPI 主要大值區落在 5°N-15°N、150°E-160°E 之間，而後期 modified-GPI 的主要大值區則在菲律賓之西側洋面，符合前期颱風生成位置偏東之特性。另外，由圖可見，前期 modified-GPI 的總值較後期大，亦反應出後期颱風生成數較少之特性，modified-GPI 在兩階段空間分佈與突變特徵的掌握都比 GPI 表現為佳。圖 4.5 g 與圖 4.5 h 分別為前期與後期之 modified-χGPI，如圖所示，其空間分佈皆較χGPI 符合實際颱風生成位置，前期於東側也有較大值區域，與前期颱風數目較後期多的結果一致。對於兩階段空間分佈與突變特徵的掌握也較χGPI 為佳。

綜合以上敘述，西北太平洋颱風生成數目在 1990 年代有突變現象，1994 年後颱風生成數目明顯減少，GPI 與χGPI 皆未能掌握颱風生成數目之突變特徵，modified-GPI 與 modified-χGPI 皆掌握了後期颱風生成數目減少之趨勢。在兩階段颱風生成的空間分佈上，前期的颱風生成位置較為偏東， GPI、modified-GPI 與 modified-χGPI 皆能掌握此空間分佈特徵，但 GPI

未能掌握後期颱風生成數目減少的趨勢。modified-GPI 與 modified-χGPI 對於颱風兩階段之空間分佈與突變特徵的掌握皆佳。

4.2 大尺度環境場之突變

為了解大尺度環境場在生成指數中之貢獻，故本節中將討論大尺度環境場之突變特徵。圖 4.6 為兩階段環境參數的氣候平均空間分佈。圖 4.6 a 與圖 4.6 b 分別為前期與後期之海表面溫度場，如圖所示，兩階段海表面溫度隨著緯度遞減，海溫最大值區域幾乎涵蓋了整個颱風生成區域，過去研究中指出海表面溫度大於 26℃為有利熱帶氣旋生成之條件，在前期與後期中 30°N 以南洋面皆大於 26℃，越南邊之洋面海溫甚至更高，兩階段的海溫並未有明顯差異，但後期的颱風生成數是減少的，因此，海溫可能不是影響颱風生成數目減少之關鍵因素。圖 4.6 c 與圖 4.6 d 為前期與後期之 PI 空間分佈，其分佈與海表面溫度場相似，其值亦隨著緯度增加而遞減，其值越大越有利颱風生成，但在兩階段中並未有明顯差異，後期之 PI 值也並未比前期大，非影響兩階段颱風生成數目差異之關鍵因素。中對流層的濕度也是影響颱風生成之條件，當中層濕度越高則越有利颱風生成，圖 4.6 e 與圖 4.6 f 分別為兩階段之 600 百帕相對濕度場，如圖所示，兩階段中 600 百帕相對濕度的分佈極為相似，因此相對濕度可能不是影響颱風生成數目減少之關鍵因素。

在動力條件上，正渦度為有利於颱風生成條件之一，原始的 GPI 與χGPI 中皆使用絕對渦度作為其動力貢獻，圖 4.7 a 與圖 4.7 b 分別為前期與後期之絕對渦度場，如圖所示，兩階段中絕對渦度皆隨著緯度增加而遞增，絕對渦度場主要反應出科氏效應之貢獻，兩階段中並無明

顯差異。在颱風主要生成的低緯度地區中，絕對渦度反而較高緯度地區小，不利於颱風生成，故本研究中修正之生成指數使用了相對渦度項以取代絕對渦度項，圖 4.7ｃ與圖 4.7ｄ分別為前期與後期之相對渦度場，如圖所示，兩階段中 5°N-15°N、110°E-180°範圍內皆為正渦度區，恰好與颱風生成區域吻合，且前期的相對渦度大值區較為偏東，符合兩階段中前期的颱風生成位置偏東之特性，此外，前期之正渦度值也較後期大，使得前期較有利於颱風生成，亦符合前期的颱風生成數目較多之特性，故相對渦度在兩階段颱風生成數目之空間分佈與突變特徵上可能扮演著關鍵角色。圖 4.7ｅ與圖 4.7ｆ分別為前期與後期之垂直風切場，如圖所示，兩階段中颱風主要生成區域範圍內之風切皆較小，有利於颱風在該區生成，然而兩階段中風切並未有顯著差異，因此垂直風切可能不是影響後期颱風生成數目減少之關鍵。

圖 4.8 為生成指數中各變數場之兩階段相減圖(後期減前期)，圖 4.8 ａ為兩階段海表面溫度之差異，如圖所示，NCEP-R1 資料在整個西北太平洋海域內皆呈現後期海溫較高之情況，而 ERAITM 資料也與 NCEP-R1 相同，在大部分西北太平洋區域呈現後期海溫較高情況。此外，在 5°N-15°N 範圍內，後期海溫增加之幅度於 120°E-150°E 也較 160°E-180°大，亦即後期海溫整體增加，後期之颱風生成數卻是減少的。由此可見，海溫也許不是影響颱風生成突變之關鍵。在兩階段 PI 之差異中(圖 4.8ｂ)可發現，在颱風主要生成區域內，兩階段的 PI 沒有明顯差異，因此 PI 並非影響後期颱風生成數目減少之關鍵因素。

圖 4.8ｃ為兩階段 600 百帕相對濕度之差異，如圖所示，在熱帶氣旋主要生成區域中，呈現後期相對濕度較高之情況，與後期颱風生成數目減少之特性相反，因此 600 百帕相對濕度可能是導致 GPI 在後期未減小的主要貢獻之一。而由高低層垂直風切(圖 4.8ｄ)來看，兩階段中

垂直風切並未有明顯差異，非造成後期颱風生成數減少之關鍵。

本研究中認為相對渦度較絕對渦度更符合實際颱風之生成位置，因為 f 不隨時間改變，兩階段絕對渦度之差異與相對渦度之差異相同，圖 4.8e 為相對渦度之兩階段差異圖，如圖所示，在颱風主要生成區域一帶皆呈負值區，代表於該區域中後期之渦度皆小於前期，即後期較不利於颱風之生成。因此相對渦度為影響後期颱風生成數目減少之關鍵因素，故生成指數中渦度之修正使得生成指數掌握了颱風生成數之突變特徵。

在 χGPI 使用了無因次參數 χ 取代了 600 百帕相對濕度項，其中考慮了對流層之飽和差，前人認為在全球暖化的情境下，比濕項將佔有主導地位，因此除了相對濕度的貢獻之外，還加入了比濕項在新的參數中。圖 4.9a 與圖 4.9b 分別為前期與後期之 χ，如圖所示，在颱風主要生成區域之 χ 值較小，代表其中層越飽和，越有利於颱風生成，然而兩階段中並未有明顯差異，非造成後期颱風生成數目減少之關鍵因素。χ 代表著 1000 百帕飽和熵(圖 4.9c、圖 4.9d)、600 百帕飽和熵(圖 4.9e、圖 4.9f)與 600 百帕熵(圖 4.9g、圖 4.9h)三者之間的比值關係，如圖所示，兩階段中這三者皆未有顯著差異，而 600 百帕熵的空間分佈與 600 百帕相對濕度場(圖 4.6 e、圖 4.6 f)相似，這也說明了在現今氣候情境下，χ 主要由 600 百帕相對濕度項主導。

圖 4.8f 為兩階段 χ 之差異，如圖所示，颱風主要生成區域皆為負值，代表後期之 χ 較前期小，即後期之中對流層較為接近飽和，應較有利於颱風生成，與觀測的後期颱風生成數目減少相反，因此 χ 可能是導致 χGPI 在後期未減小的主要貢獻之一。

在 GPI 計算中包含了颱風潛在強度(PI)、600 百帕相對濕度、絕對渦度與 850 與 200 百帕之垂直風切(式 2.1)，為定量計算兩階段的生成指數中各單一變數場之貢獻，本研究將生成指數中固定三個變數為前期氣候值，改變一個變數為後期氣候值，圖 4.10 b~圖 4.10 e 為以此方式計算單一變數改變之 GPI 減去前期之 GPI 結果。圖 4.10 b 為改變 PI 之 GPI 減去前期 GPI，以此類推，圖 4.10 c 為改變 600 百帕相對濕度，圖 4.10 d 為改變絕對渦度，圖 4.10 e 為改變垂直風切。圖 4.10 a 為兩階段颱風季(6-11 月)GPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，如圖所示，西北太平洋東南區域為負值，這代表後期的 GPI 在西北太平洋東南區域較小，與兩階段颱風生成分佈的變化相似，但大多數區域的後期 GPI 總值較前期 GPI 大。

改變 PI 之 GPI 減去前期之 GPI 後(圖 4.10 b)，在西北太平洋颱風生成區域為正值區，這說明了 PI 的改變與實際兩階段颱風變化相反，是造成兩階段 GPI 空間分佈與實際兩階段颱風空間分佈差異的主要因素之一，而改變絕對渦度(圖 4.10 d)與垂直風切(圖 4.10 e)之結果都使西北太平洋東南區域呈現負值，代表這兩項變數，可能導致後期 GPI 在西北太平洋東南區域減少，但後期之相對濕度(圖 4.10 c)與垂直風切可能導致後期 20°N 以北的 GPI 增加。後期 GPI 總值增加的原因主要來自 600 百帕相對濕度與垂直風切。歸納以上結果，造成後期 GPI 總值增加的原因主要是 PI、600 百帕相對濕度與垂直風切的貢獻，改變絕對渦度則使得 GPI 總值減少。

在 modified-GPI 計算中包含了颱風潛在強度(PI)、600 百帕相對濕度、相對渦度與 850 與 200 百帕之垂直風切(式 2.7)，圖 4.11 b~圖 4.11 e 分別為改變 PI、600 百帕相對濕度、相對渦度及垂直風切之 modified-GPI 減去前期之 modified-GPI 結果。圖 4.11 a 為兩階段颱風

季(6-11 月) modified-GPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，如圖所示，西北太平洋東南區域為負值，這代表後期的 GPI 在西北太平洋東南區域較小，與兩階段颱風生成分佈的變化相似，且圖中負值區域較正值區域大，代表後期 modified-GPI 總值較前期 modified-GPI 小，與兩階段實際颱風生成數目變化相同。

改變 PI、600 百帕相對濕度、相對渦度與垂直風切之結果都使西北太平洋東南區域呈現負值(圖 4.11 b~圖 4.11 e)，代表這四項變數皆導致後期 modified-GPI 在西北太平洋東南區域減少。改變 PI、600 百帕相對濕度與相對渦度之結果都使 modified-GPI 負值區域大於正值區域，代表後期 modified-GPI 總值減少的原因主要來自 PI、600 百帕相對濕度與相對渦度。

在 χGPI 計算中包含了颱風潛在強度(PI)、χ、絕對渦度與 850 與 250 百帕之垂直風切(式 2.3)，圖 4.12 b~圖 4.12 e 分別為改變 PI、χ、絕對渦度及垂直風切之 χGPI 減去前期之 χGPI 結果。圖 4.12 a 為兩階段颱風季(6-11 月) χGPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，如圖所示，西北太平洋東南區域為負值區，20°N 以北為正值區，這代表後期的 χGPI 在西北太平洋東南區域較小，與兩階段颱風生成分佈的變化相似。但後期 χGPI 總值較前期 χGPI 大，與兩階段實際颱風生成數目變化相反。

如圖所示，改變 PI、絕對渦度與垂直風切等三項參數都使後期 χGPI 在 20°N 以南減少，與兩階段颱風生成分佈的變化相似。但四項參數導致後期 20°N 以北的 χGPI 增加。造成後期 χGPI 總值增加的原因主要是 χ 與垂直風切的貢獻。

在 modified-χGPI 計算中包含了颱風潛在強度(PI)、χ、相對渦度與 850 與 250 百帕之

垂直風切(式 2.8)，圖 4.13 b~圖 4.13 e 分別為改變 PI、χ、相對渦度及垂直風切之 modified-χGPI 減去前期之 modified-χGPI 結果。圖 4.13 a 為兩階段颱風季(6-11 月)modified-χGPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，如圖所示，西北太平洋東南區域為負值區，這代表後期的 modified-χGPI 在西北太平洋東南區域較小，且圖中負值區域較正值區域大，代表後期 modified-χGPI 總值較前期 modified-χGPI 小，與兩階段颱風生成數目變化相同。

改變 PI、600 百帕相對濕度、相對渦度與垂直風切之結果都使西北太平洋東南區域呈現負值(圖 4.13 b~圖 4.13 e)，代表這四項變數皆導致後期 modified-χGPI 在西北太平洋東南區域減少。改變相對渦度之結果使 modified-χGPI 負值區域大於正值區域，代表後期 modified-χGPI 總值減少的原因主要來自相對渦度的貢獻。

綜合以上敘述，造成後期 GPI 總值增加的主導因子為 600 百帕相對濕度與垂直風切，使得兩階段 GPI 的變化與兩階段颱風生成數目的變化相反。造成後期χGPI 總值增加的主導因子為χ與垂直風切，使得兩階段χGPI 的變化與兩階段颱風生成數目的變化相反。造成後期 modified-GPI 總值減少的主導因子為相對渦度，使得兩階段 modified-GPI 的變化與兩階段颱風生成數目的變化相同。造成後期 modified-χGPI 總值減少的主導因子為相對渦度，使得兩階段 modified-χGPI 的變化與兩階段颱風生成數目的變化相同。由以上敘述可知，GPI 與χGPI 主要受到水氣項(600 百帕相對濕度與χ)和垂直風切的影響，modified-GPI 與 modified-χGPI 則受到相對渦度的主導。

第五章 CMIP5 模式模擬

全球暖化對颱風活動造成的影響是現今重要的議題，我們需要仰賴數值模擬的結果以得到未來熱帶氣旋活動特徵，在此之前必須先評估模式對現今氣候的模擬是否掌握現今氣候特徵，低解析度模式在模擬颱風的強度上受到限制，但模擬大尺度環境場的表現較佳，因此本章首節將評估 CMIP5 模式模擬大尺度環境場之結果，次節評估模式系集之生成指數是否能掌握實際颱風生成數目之特徵。

5.1 大尺度環境場之模式評估

本研究中採用與Emanuel(2013)相同的模式，分別為CCSM4、CM3、HADGEM2-ES、MPI-ESM-MR、MIROC5、MRI-CGCM3 共六個模式系集之結果，與觀測之結果(NCEP-R1 資料、ERAITM 資料)作比較。圖 5.1 為觀測資料與模式系集之環境參數的氣候平均圖，圖 5.1 a 與圖 5.1 b 分別為觀測資料與模式系集之海表面溫度的氣候空間分佈，如圖所示，模式系集之海溫較 Hadley 與 ERA-Interim 觀測的海溫為高，且在 10°N 以南有一大值區高於 29℃，颱風潛在強度(PI)之空間分佈與海表面溫度相似，模式結果掌握觀測之分佈特性，模式系集之結果(圖 5.1 d)也較觀測結果(圖 5.1 c)大，圖 5.1 e 與圖 5.1 f 則為觀測資料與模式系集之 600 百帕相對濕度，如圖所示，模式對 600 百帕相對濕度的分佈亦有良好掌握，模式結果在高相對濕度區域其值較觀測高，而在絕對渦度的部分(圖 5.2 a 與圖 5.2 b)，模式之氣候分佈也與觀測結果相似，然而模式系集之相對渦度(圖 5.2 d)正值區位置較觀測資料(圖 5.2 c)偏北，在觀測上正渦度大值區由西太平洋延伸至中太平洋，而在模式上主要大值區則僅止於西太平洋， 在絕對渦度項並

未發現此差異，乃因絕對渦度主要受到科氏效應主導，因此在颱風生成指數計算上，使用絕對渦度項還是相對渦度項即可能產生不同結果，而在 850 與 200 百帕間的垂直風切項中，可發現模式集合(圖 5.2 f)與觀測結果(圖 5.2 e)之空間分佈相似，且風切大小也並未有明顯差異，可見風切項的模擬良好。

在 χGPI 中用以取代 600 百帕相對濕度的 χ 項，其模式系集之分佈(圖 5.3 b)也與觀測結果(圖 5.3 a)相似，皆隨緯度增加而遞增，但模式系集中 χ 的小值區較觀測偏北一些，亦即模式中低緯度區中層最潮濕的區域偏北，而在 1000 百帕飽和熵中，觀測與模式系集(圖 5.3 c 與圖 5.3 d)並未有明顯差異，但在 600 百帕飽和熵中，模式系集(圖 5.3 f)中最大值區域的範圍較觀測(圖 5.3 e)小，且模式中該最大值區域在 15°N 以北，600 百帕熵中，模式系集(圖 5.3 h)與觀測結果(圖 5.3 g)兩者的分佈與量值相似，但模式中最大值區域一路延伸至 180°，較觀測結果往東延伸，綜合 600 百帕飽和熵與 600 百帕熵之結果，可發現模式中 χ 的分子項(式 2.4)的小值會較偏北且往東延伸，即模式中較潮濕區域偏北且延伸至 180°，此結果則反應在 χ 中。

綜合以上敘述，模式系集結果對各變數場之空間分佈皆有不錯掌握，唯海表面溫度、颱風潛在強度、600 百帕相對濕度稍有高估情形，而相對渦度中，正渦度區域與 χ 的小值區位置皆較偏北，亦即有利於氣旋發展的正渦度與中層潮濕之條件皆較觀測偏北。

5.2 颱風生成指數之模式評估

由上節中可知模式對各變數場的模擬良好，本節中將評估由不同變數計算所得之颱風生成指數是否能掌握實際颱風生成。圖 5.4 為 1979-2005 年颱風季模式系集之各生成指數的氣候分

佈圖，圖 5.4 a 為模式系集之 GPI，黑色實線為平均颱風生成數，如圖所示，模式系集之 GPI 與颱風生成數目的空間相關係數為 0.66，模式雖掌握颱風生成的大致位置，但 GPI 大值區較颱風生成大值區偏北，在 GPI 的計算中模式模擬之颱風潛在強度、相對濕度與垂直風切等項利於颱風生成之區域皆較觀測偏南，因此造成模式模擬之 GPI 大值偏北的原因可能來自絕對渦度，而模式系集之χGPI(圖 5.4 b)的大值區也較實際颱風生成位置偏北，模式系集之χGPI 與颱風生成數目的空間相關係數為 0.52，在χGPI 的計算中模式模擬之颱風潛在強度與垂直風切利於颱風生成之區域皆較觀測偏南，模式模擬之χ則較觀測偏北，造成模式模擬χGPI 較觀測偏北的原因可能來自絕對渦度與χ的貢獻。經過渦度修正後的 modified-GPI(圖 5.4 c)、modified-χGPI(圖 5.4 d) 與颱風生成數目的空間相關係數分別為 0.55 和 0.60，颱風潛在強度、相對渦度、600 百帕相對濕度與垂直風切等因素在西北太平洋東南區域恰好皆利於颱風生成，造成 modified-GPI 在西北太平洋東南區域有大值區，較觀測的主要颱風生成位置偏東，使得 modified-GPI 與颱風生成數之空間相關係數較 GPI 低。modified-GPI 與 modified-χGPI 兩者的大值區域皆較往南偏，較符合颱風主要生成區域與觀測結果，由此可知，以相對渦度取代絕對渦度後，所有變數之大值區皆較偏南，與颱風生成的位置較相似，因此使得修正的生成指數較符合實際颱風生成位置。

除了空間分佈外，本節也將評估模式生成指數之變化特徵，圖 5.5 a 為 1979-2013 年颱風季每年颱風生成數的距平值，如前章所述，在 1994 年前後，颱風生成數呈現兩個階段，前期的颱風生成數目較多，而後期則有減少趨勢，圖 5.5 b 與圖 5.5 c 分別為模式系集之 GPI 與χGPI 距平值，如圖所示，兩者並未展現出前期較多且後期較少之特性，並未反應出颱風生成數

目在 1990 年代突變的現象。前述提到，經修正後的指數皆較符合颱風生成之空間分佈，然而 modified-GPI(圖 5.5 d)也同樣反應不出後期颱風數目明顯減少的現象，而 modified-χGPI(圖 5.5 e)則可明顯看到後期有減少趨勢。因此，無論是對颱風生成數的空間分佈或兩階段生成數之變化，模式系集的 modified-χGPI 皆有較好表現。

由前述已知 modified-χGPI 在兩階段颱風生成總數的模擬良好，因此將評估其在兩階段空間分佈的模擬，如前章提到兩階段中，前期的颱風生成位置較為偏東(圖 4.4)且生成數目較多，而後期大部分的颱風生成侷限在菲律賓東側一帶，圖 5.6 a 與圖 5.6 b 分別為 1979-1993 年(前期)與 1994-2005 年(後期)模式系集之 modified-χGPI 氣候空間分佈，如圖所示，前期的大值區域明顯較為往東延伸，因此 modified-χGPI 也掌握了兩階段實際颱風生成的空間分佈。

由前章的結果可知，觀測資料的 modified-GPI 與 modified-χGPI 皆可掌握兩階段颱風生成數目的變化，但模式系集的結果僅 modified-χGPI 能掌握兩階段颱風生成數目的變化，因此比較觀測資料(圖 4.8)與模式系集的各變數場兩階段相減圖(圖 5.7)，如圖所示，模式系集之大部分區域的海表面溫度皆為正值(圖 5.7 a)，即後期海溫較前期高，而兩階段的 PI 則沒有明顯差異(圖 5.7 b)，與觀測的海溫與 PI 結果一致，因此海溫與 PI 並非造成模式系集之 modified-GPI 未能掌握颱風數目變化的關鍵因素。

圖 5.7 c 為模式系集的兩階段 600 百帕相對濕度之差異，如圖所示，在熱帶氣旋主要的生成區域，呈現後期相對濕度較高的情況，與觀測之相對濕度結果相同。由兩階段的高低層垂直

風切來看(圖 5.7 d)並未有明顯差異，與觀測資料的兩階段垂直風切結果一致。圖 5.7 e 為模式系集之兩階段相對渦度差異，如圖所示，在颱風主要生成區域皆呈負值區，即該區域的後期渦度小於前期，與觀測中兩階段相對渦度的結果一致，但模式系集之後期相對渦度的變異量較觀測小。

圖 5.7 f 為模式系集兩階段 χ 之差異，如圖所示，在颱風生成的部分區域呈現正值，即後期之中對流層較不接近飽和，不利於後期颱風生成，與觀測中兩階段 χ 的結果相反。由以上結果可知，模式的 modified-GPI 未能減少的原因可能來自 600 百帕相對濕度以及相對渦度，此外，模式系集中兩階段 χ 的變化與颱風生成數目的變化相同，因此使得 modified-χGPI 更能反應兩階段颱風生成數目之變化。

綜合以上敘述，無論是颱風生成數的氣候分佈、兩階段的生成數變化或是兩階段的空間分佈，模式系集之 modified-χGPI 相較於另外三者皆有較佳表現，並可反應實際颱風生成之特徵與 1990 年代的突變現象。

第六章 結論

過去研究指出高海溫是熱帶氣旋生成的條件之一，除此之外，像是中層的相對濕度、高低層垂直風切與低層正渦度也是影響颱風生成之因素(Emanuel 2005; Trenberth 2005;Webster et al. 2005;Palmen 1956;McBride and Zehr 1981; Bister and Emanuel 1997)，學者們也發現西北太平洋颱風生成數在 1990 年代有突變現象，1990 年代以後西北太平洋颱風生成數目明顯減少(Hsu et al.2014;Liu 和 Chan 2013)，颱風的變異性與大尺度環境的變異性之間的關係更是密不可分。由於颱風生成並非只受單一環境因素影響，為了考量不同環境參數對颱風生成的影響，過去學者們紛紛提出不同颱風生成指數以推估颱風活動特徵(Gray 1979;Emanuel and Nolan2004; Murakami and Wang2010; Emanuel 2010)。

然而這些生成指數中皆使用絕對渦度作為動力貢獻，本研究中分析了大尺度環境場的氣候空間分佈，發現高海溫、垂直風切小與 600 百帕相對濕度高等皆有利於颱風生成。絕對渦度因受 f 效應主導而隨著緯度增加，與實際颱風生成位置不符。相對渦度在季風槽區的正渦度區卻更符合實際颱風生成區域，而副熱帶高壓負渦度區則不利於颱風生成。因此本研究認為相對渦度比絕對渦度更適合用來推估颱風活動，將 GPI(Emanuel and Nolan2004)與χGPI(Emanuel 2010)的渦度項作了修正，期盼找到一種生成指數能掌握西北太平洋颱風生成數之氣候特徵與突變。

本研究中評估了 GPI、χGPI、modified-GPI 與 modified-χGPI 之氣候空間分佈，發現 GPI 已掌握住颱風生成數的空間分佈，χGPI 則未能掌握實際颱風生成的空間分佈，

modified-GPI 與 modified-χGPI 皆改善了大值區域偏北的問題，較符合實際颱風生成位置。但 ERAITM 的 modified-GPI 和 modified-χGPI 雖改善了原先指數偏北的問題，卻也使得生成指數的大值區域較小且較偏東。

本研究中也評估了不同的颱風生成指數是否能掌握颱風生成數的突變特徵，從觀測中發現，西北太平洋颱風生成數於 1994 年前後有突變的現象，1994 年以後颱風生成數目明顯減少，與前人研究結果一致(Hsu et al.2014;Liu and Chan 2013)，GPI 於 1994 年以後呈現增加趨勢，χGPI 也未能掌握颱風生成數目減少之趨勢，兩者皆未能掌握颱風生成數的突變特徵，modified-GPI 與 modified-χGPI 皆掌握後期颱風生成數目減少的趨勢。

在兩階段颱風生成的空間分佈上，1994 年以後(後期)西北太平洋東南區域的生成數目大幅減少，與前人結果一致(Hsu et al. 2014)，GPI、modified-GPI 與 modified-χGPI 皆能掌握兩階段颱風生成之空間分佈特徵，但 GPI 未能掌握後期颱風生成數目減少的趨勢，因此 modified-GPI 與 modified-χGPI 對於颱風生成數兩階段之空間分佈與突變特徵的掌握皆佳。

分析大尺度環境參數對生成指數兩階段差異的貢獻，發現後期 GPI 總值增加，與實際颱風生成數目相反，其主要貢獻來自 600 百帕相對濕度與垂直風切，後期χGPI 總值增加，與兩階段颱風生成數目的變化相反，主要貢獻來自χ與垂直風切。後期 modified-GPI 與 modified-χGPI 總值減少，與兩階段颱風生成數目的變化相同，主要貢獻來自相對渦度，即後期颱風生成數目大幅減少的趨勢，主要是受到季風槽減弱的影響，而非導致 GPI(χGPI)指數增加的相對濕度(χ)效應。

過去學者為了得到全球暖化下熱帶氣旋活動的確切反應，使用直接模擬、動力降尺度與生成指數等方法以推估全球模式中的熱帶氣旋，然而低解析度模式模擬大尺度環境場的表現較直接模擬颱風為佳，因此本研究中也評估 CMIP5 模式模擬大尺度環境場之結果，模式系集結果對各變數場之空間分佈已有不錯掌握，模式系集之海表面溫度、颱風潛在強度、600 百帕相對濕度稍有高估情形，值得一提的是模式系集之絕對渦度分佈與觀測結果相似，但模式系集之相對渦度正值區位置較觀測偏北，此外 χ 的小值區位置也較偏北，亦即有利於氣旋發展的正渦度與中層潮濕之條件皆較觀測偏北。

過去學者指出模式模擬的 GPI 無法掌握颱風生成頻率減少之特性(Camargo et al.2012)，前述提到，modified-χGPI 能掌握颱風生成數兩階段之空間分佈與突變特徵，因此本研究中也評估模式系集之生成指數是否能掌握颱風生成數目之氣候特徵與突變現象。在氣候空間分佈中，模式系集之 GPI 大值區較颱風生成大值區偏北，造成模式模擬之 GPI 大值偏北的原因可能來自絕對渦度，模式系集之 χGPI 的大值區也較實際颱風生成位置偏北，模式模擬 χGPI 較觀測偏北的原因可能來自絕對渦度與 χ 的貢獻，經渦度修正後，所有變數之大值區皆較偏南，因此模式系集之 modified-GPI 與 modified-χGPI 兩者的大值區域皆較往南偏，較符合颱風主要生成區域與觀測結果。對於 1994 年後颱風生成數目大幅減少的現象，模式模擬之 GPI、χGPI 與 modified-GPI 皆無法反應此突變特徵，模式模擬之 modified-χGPI 則可明顯看到後期有減少趨勢，因此模式模擬的 modified-χGPI 不僅能掌握颱風生成數目的氣候空間分佈，亦能掌握颱風生成數的突變特徵。

由前述所知，在模擬颱風生成數之氣候空間分佈與突變特徵中，模式系集之 modified-χ

GPI 相較於另外三個指數有較佳表現，並評估其在兩階段空間分佈的模擬，發現模式模擬之 modified-χGPI 也掌握了兩階段實際颱風生成的空間分佈，因此相較於以往的生成指數，modified-χGPI 能更佳掌握西北太平洋颱風生成數目之氣候特徵與 1990 年代的突變現象。

參考文獻

Bengtsson, L., H. Böttger, and M. Kanamitsu, 1982: Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. *Tellus*, **34**, 440–457.

Bister, M.,and Emanuel,K.,1997:The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modelling study. *Mon Weather Rev,* **125**,1397-1413.

____,M., and Emanuel,K.,1998:Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteor. Atm. Phys.* **52**, 233–240.

Camargo, S. J., A. G. Barnston, and S. E. Zebiak, 2005: A statistical assessment of tropical cyclone activity in atmospheric general circulation models. *Tellus*, **57A**, 589–604.

____, S. J., Emanuel, K. A., and Sobel, A. H., 2007: Use of a genesis potential index to diagnose ENSO effects on tropical cyclone genesis. *Journal of Climate*, **20(19)**, 4819-4834.

____, S. J., M. K. Tippett, A. H. Sobel, G. A. Vecchi, M. Zhao, and I. M. Held, 2012: Analysis of tropical cyclone genesis indices for climate change using the HIRAM model. Preprints, *30th Conf. on Hurricanes andTropical Meteorology,* Ponte Vedra Beach, FL, Amer. Meteor. Soc., 4B.1.

____, S. J., 2013: Global and regional aspects of tropical cyclone activity in the CMIP5 models. *J Clim.*, **26**, 9880–9902.

Chan, 2008: Decadal variations of intense typhoon occurrence in the western North Pacific. *Proc. Roy. Soc. London*, **464A**, 249–272.

Dee, D. P., Balmaseda, M., Balsamo, G., Engelen, R., Simmons, A. J., and Thépaut, J. N., 2014: Toward a consistent reanalysis of the climate system. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95(8)**, 1235-1248.

Emanuel, K.A., 1994: Atmospheric Convection. Oxford University Press,580pp.

_____, K.A.,1995: The behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud-layer entropy equilibrium. *J. Atmos. Sci.*,**52**:3959–3968.

____, K. A., 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *J. Atmos. Sci.*,**52**, 3969–3976.

____, K. A. and Nolan, D. S., 2004: Tropical cyclone activity and global climate. Proceedings of 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami, Florida, *American Met. Soc*, 240–241.

____, K. A.,2005: Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature,* **436**, 686–688.

____, K. A., Sundararajan, R., Williams, J.,2008: Hurricanes and global warming: Results from downscaling IPCC AR4 simulations. *Bull Am Meteorol Soc*,**89**:347–367.

____, K. A., 2010: Tropical cyclone activity downscaled from NOAA-CIRES reanalysis, 1908-1958. *J Adv Model Earth Sys*, **2**, 1–12.

____, K. A., 2013: Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **110(30)**, 12219-12224.

Gates, W. L., 1992: AMIP: The atmospheric model intercomparison project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73(12)**, 1962-1970.

Gray, W. M., 1968: Global Viewof The Originof Tropical Disturbancesand Storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669–700.

____,W.M., 1979: Hurricanes: their formation structure and likely role in tropical circulation. Meteorology Over the Tropical Oceans (ed. D. B. Shaw), *Royal Meteorological Society*, 155–218.

Ho, C.-H., J.-J. Baik, J.-H. Kim, D.-Y. Gong, and C.-H. Sui, 2004: Interdecadal changes in summertime typhoon tracks. *J. Climate*, **17**, 1767–1776.

Hsu, P.-C., Chu, P.-S., Murakami, H.,and Zhao, X., 2014: An abrupt decrease in the late-season typhoon activity over the western North Pacific. *J. Climate,* **27**, 4296–4312 .

Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., ... and Zhu, Y., 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American meteorological Society*, **77(3)**, 437-471.

Knapp, K.R., Kruk, M.C., Levinson, D.H., Diamond, H.J., Neumann, C.J., 2010:International Best Track Archive for Climate Stewardship (IBTrACS): unifying tropical cyclone best track data. *Bull Am Meteor Soc*,**91**,363–376.

Knutson, T.R., McBride, J.L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J.P., Srivastava, A.K., Sugi, M., 2010: Tropical cyclones and climate change. *Nat Geosci*, **3**, 157–163.

____, T.R., Sirutis, J.J., Vecchi, G.A., Garner, S.T., Zhao, M, Kim, H-S, Bender, M.A., Tuleya, R.E., Held, I.M., Villarini, G.,2013: Dynamical downscaling projections of 21st century Atlantic hurricane activity: CMIP3and CMIP5 model-based scenario. *J Clim*, **26**.

Lighthill, J., G. Holland, W. Gray, C. Landsea, G. Creig, J. Evans, Y. Kurikara, and C. Guard., 1994: Global climate change and tropical cyclones. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 2147-2157.

Liu, K. S., and J. C. L. Chan, 2013: Inactive period of western North Pacific tropical cyclone activity in 1998–2011. *J. Climate*, **26**, 2614– 2630.

Manabe, S., J. L. Holloway, and H. M. Stone, 1970: Tropical circulation in a time-integration of a global model atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **27**, 580–613.

McBride, J.L., Zehr, R., 1981: Observational analysis of tropical cyclone formation. Part II: comparison of non-developing versus developing systems. *J Atmos Sci*, **38**, 1132–1151.

Matsuura, T., M. Yumoto, and S. Iizuka, 2003: A mechanism of interdecadal variability of tropical cyclone activity over the western North Pacific. *Climate Dyn.*, 21, 105–117.

Murakami, H., and B. Wang, 2010: Future Change of North Atlantic Tropical Cyclone Tracks: Projection by a 20-km-Mesh Global Atmospheric Model. *J. Climate*, **23**, 2699–2721.

Palmen, E.,1956: A review of knowledge on the formation and development of tropical cyclones. Proceedings of Tropical Cyclone symposium, Brisbane, Australian Bureau of Meteorology, P.O. Box 1289, Melbourne, Victoria, Australia,213–232.

Rayner, N. A., Parker, D. E., Horton, E. B., Folland, C. K., Alexander, L. V., Rowell, D. P., ... and Kaplan, A. 2003:Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature sincethelatenineteenth century.*Journalof Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)*, **108(D14)**.

Royer, J.-F., Chauvin, F., Timbal, B., Araspin, P. and Grimal, D., 1998: A GCM study of the impact of greenhouse gas increase on the frequency of occurrence of tropical cyclones. *Climatic Change* **38**, 307–343.

Sampson, C. R., J. S. Goerss, and H. C. Weber, 2006: Operational performance of a new barotropic model (WBAR) in the western North Pacific basin. *Wea. Forecasting*, **21**, 656–662.

Trenberth, K. E., 2005:Uncertainty in hurricanes and global warming, *Science*, **308**,1753–1754.

Tu, J.-Y., C. Chou, P. Huang, and R. Huang, 2011: An abrupt increase of intense typhoons over the western North Pacific in early summer. *Environ. Res. Lett.*, **6**, 034013.

Vitart, F., J. L. Anderson, and W. F. Stern, 1997: Simulation of interannual variability of tropical storm frequency in an ensemble of GCM integrations. *J. Climate*, **10**, 745–760.

Villarini ,G., Vecchi, G.A.,2012: Twenty-first-century projections of North Atlantic tropical storms from CMIP5 models. *Nature Clim. Change,* **2**,604–607.

Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H.-R. Chang, 2005: Changes in tropical cyclone number, duration, and intensity in a warming environment. *Science*, **309**, 1844–1846.

Wu, L., B. Wang, and S. Geng, 2005: Growing typhoon influence on East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18703.

Walsh, K., Lavender, S., Scoccimarro, E., and Murakami, H., 2013: Resolution dependence of tropical cyclone formation in CMIP3 and finer resolution models.*Climate dynamics*, ***40***(**3-4**), 585-599.

Yeh, S.-W., S.-K. Kang, B. P. Kirtman, J.-H. Kim, M.-H. Kwon, and C.-H. Kim, 2010: Decadal change in relationship between western North Pacific tropical cyclone frequency and the tropical Pacific SST. *Meteor. Atmos. Phys.*, **106**, 179–189.

Yokoi, S., and Y. N. Takayabu, 2013: Attribution of decadal variability in tropical cyclone passage frequency over the western North Pacific: A new approach emphasizing the genesis place of cyclones. *J. Climate*, **26**, 973–987.

表 2.1 CMIP5 模式介紹

模式名稱	模式來源	水平解析度
CCSM4	National Center for Atmospheric Research(NCAR)	1.25°X 0.94°
CM3	NOAA Geophysical Fluid Dynamics Laboratory(GFDL)	2.5°X 2.0°
HADGEM2-ES	Met Office Hadley Center(MOHC)	1.875°X 1.25°
MPI-ESM-MR	Max Planck Institute for Meteorology(MPI)	1.875°X 1.865°
MIROC5	Atmosphere and Ocean Research Institute(The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies, and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology(MIROC)	1.41°X 1.40°
MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute(MRI)	2.81°X 2.79°

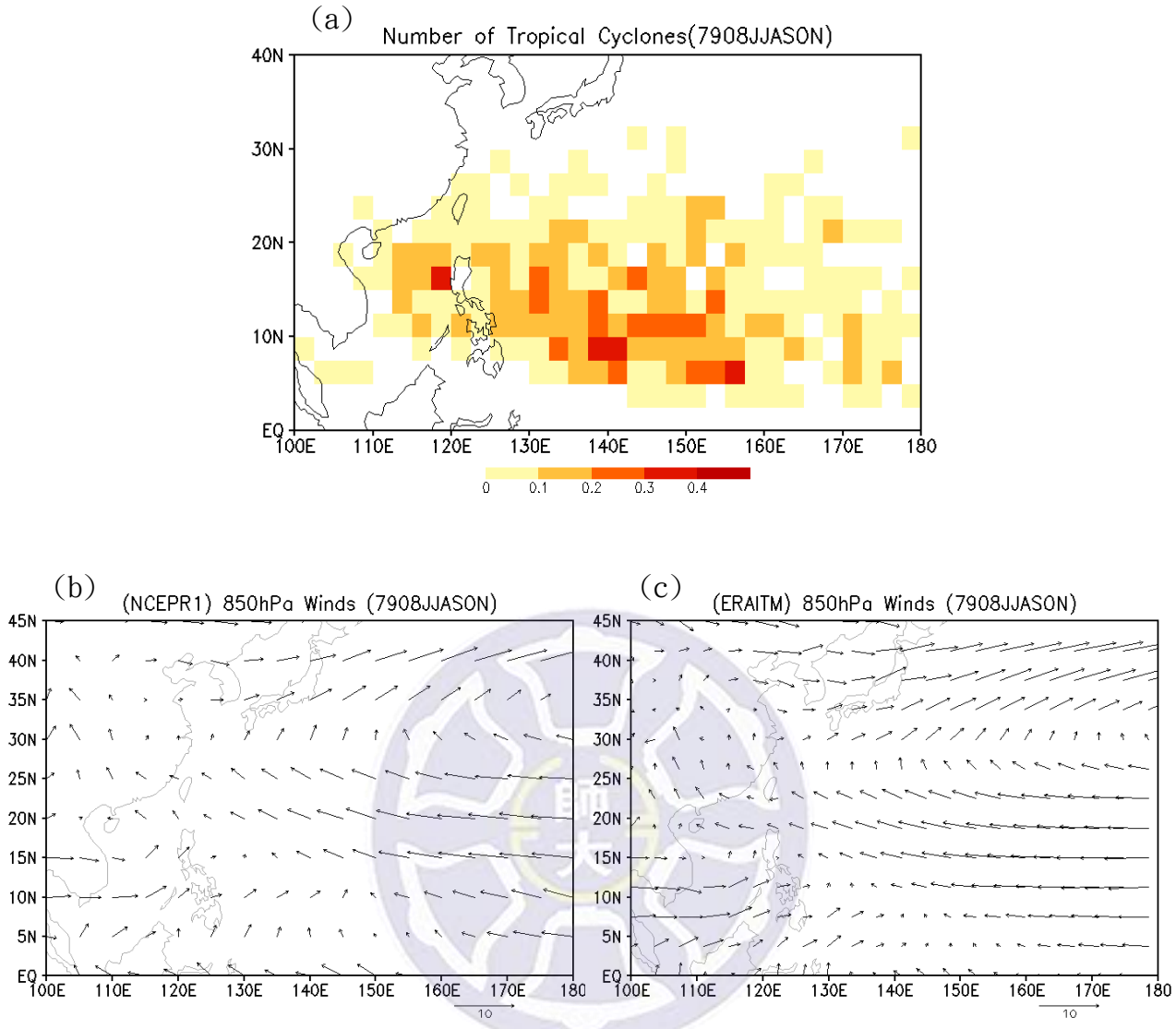


圖 3.1 1979-2008 年颱風季(6-11 月)氣候平均的空間分佈圖(a)颱風生成數(單位：個數/每年)，(b)、(c)分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的 850hPa 風場(單位：m/s)。

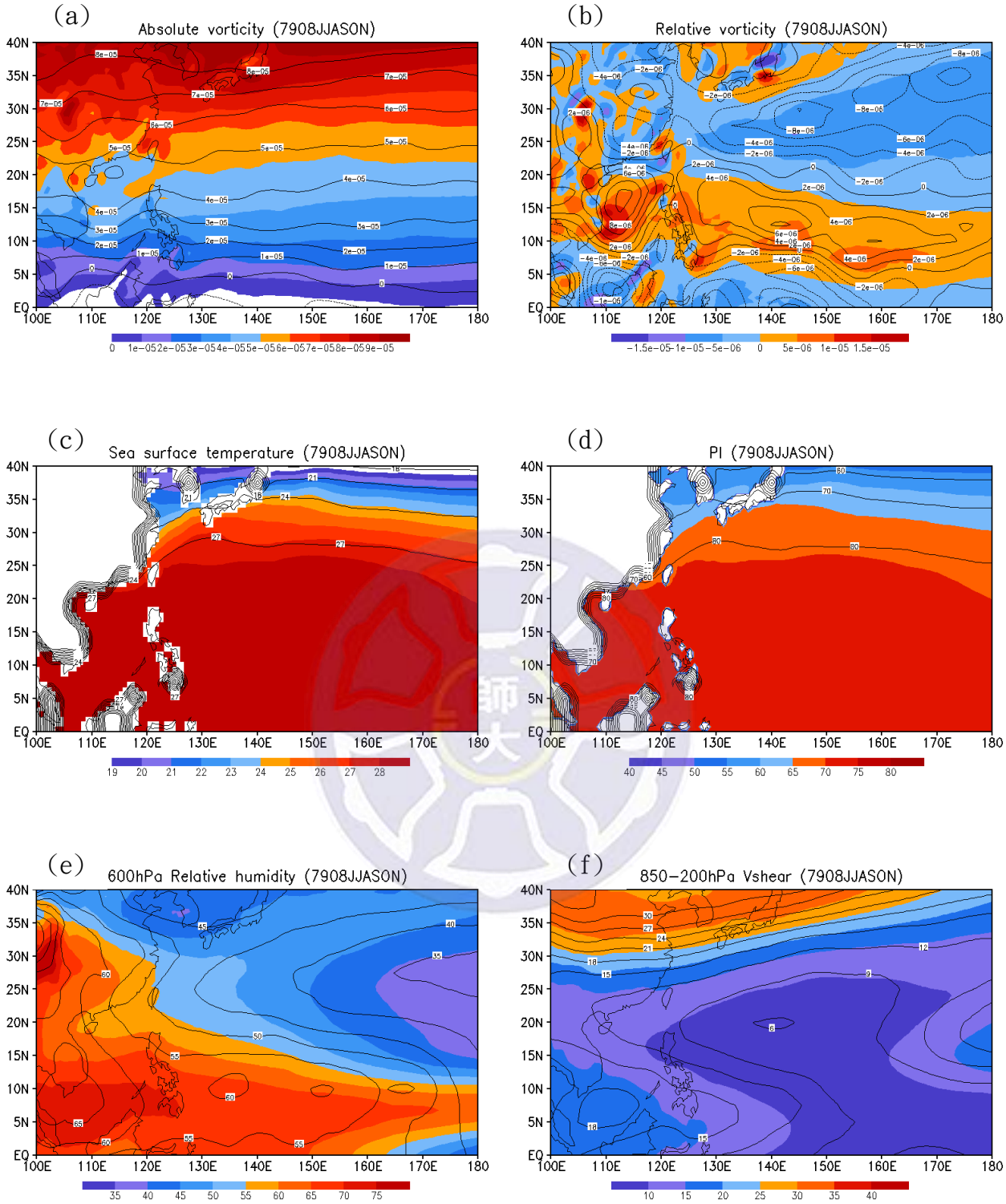


圖 3.2 1979-2008 年颱風季(6-11 月)環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)絕對渦度(單位：s^{-1})、(b)相對渦度(單位：s^{-1})、 (c)海表面溫度(單位：℃)、(d)颱風潛在強度(PI)、(e)600hPa 相對溼度(單位：%)、(f)850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

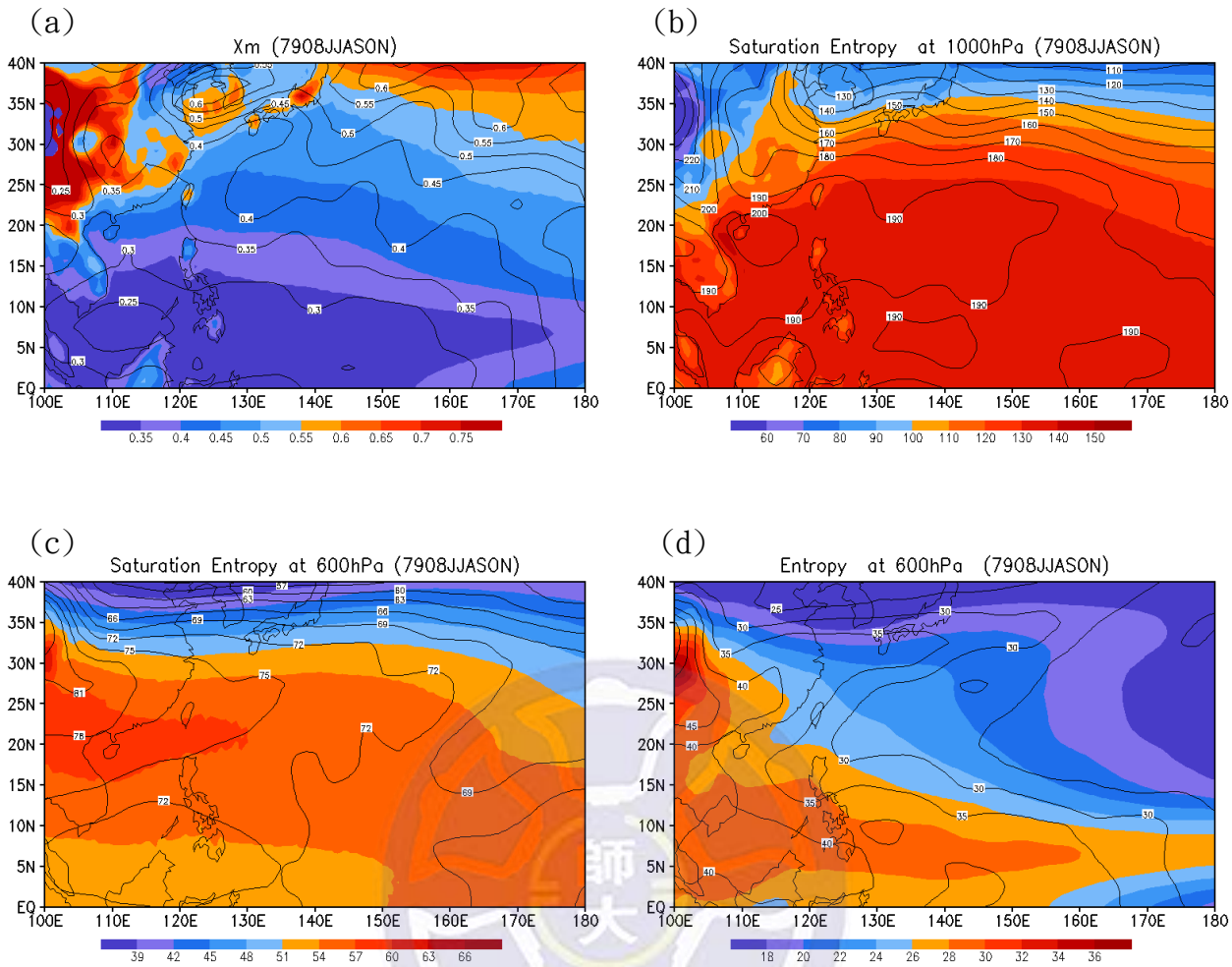


圖 3.3 1979-2008 年颱風季(6-11 月)環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)χ 、(b)1000hPa 的飽和熵、(c)600hPa 的飽和熵、(d)600hPa 的熵，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

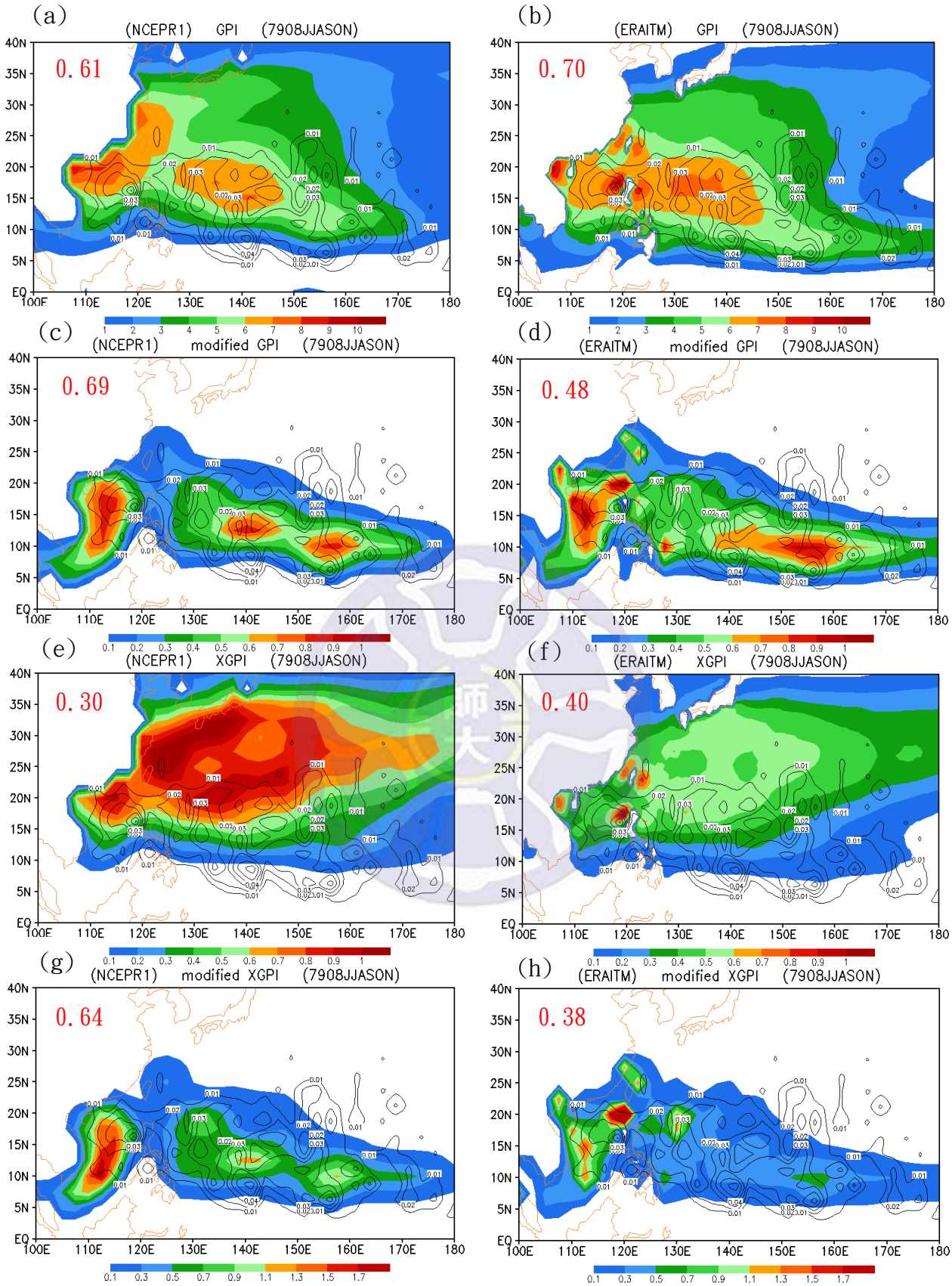


圖 3.4 1979-2008 年颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的 GPI，以此類推，(c)、(d)為 modified-GPI，(e)、(f)為 XGPI，(g)、(h)為 modified-XGPI，等值線為平均颱風生成-數的空間分佈(單位：個數/每月)，紅色數字為生成指數與颱風生成數之空間相關係數。

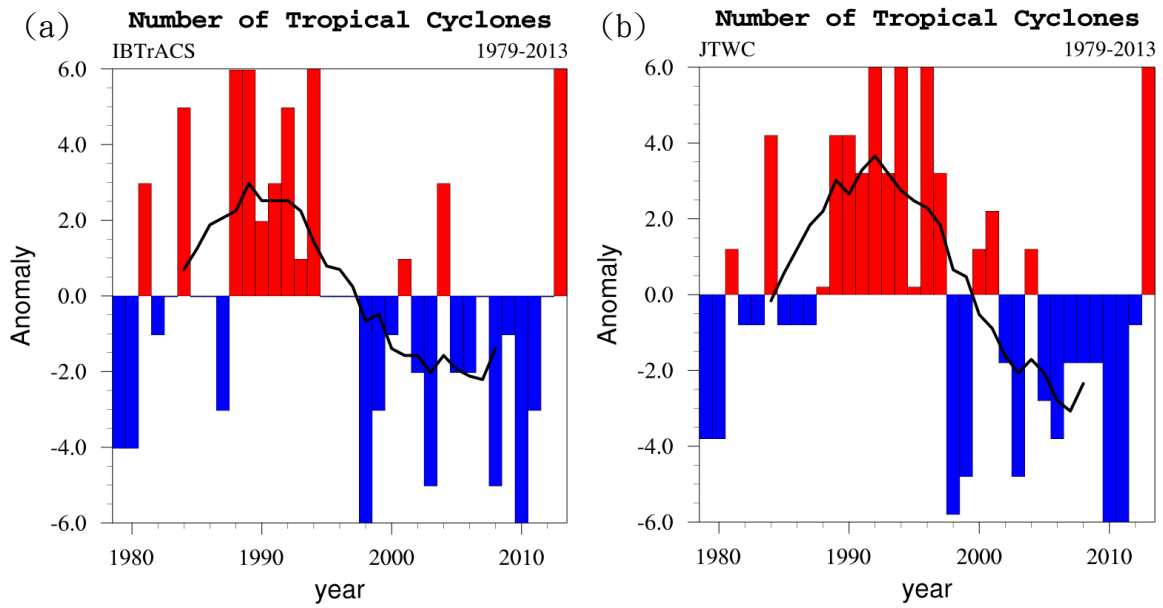


圖 4.1 西北太平洋每年累計颱風生成數的距平值，x 軸為年份，y 軸為距平值，黑色實線為 11 年滑動平均，(a)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月) IBTrACS 資料，(b)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月)JTWC 資料。

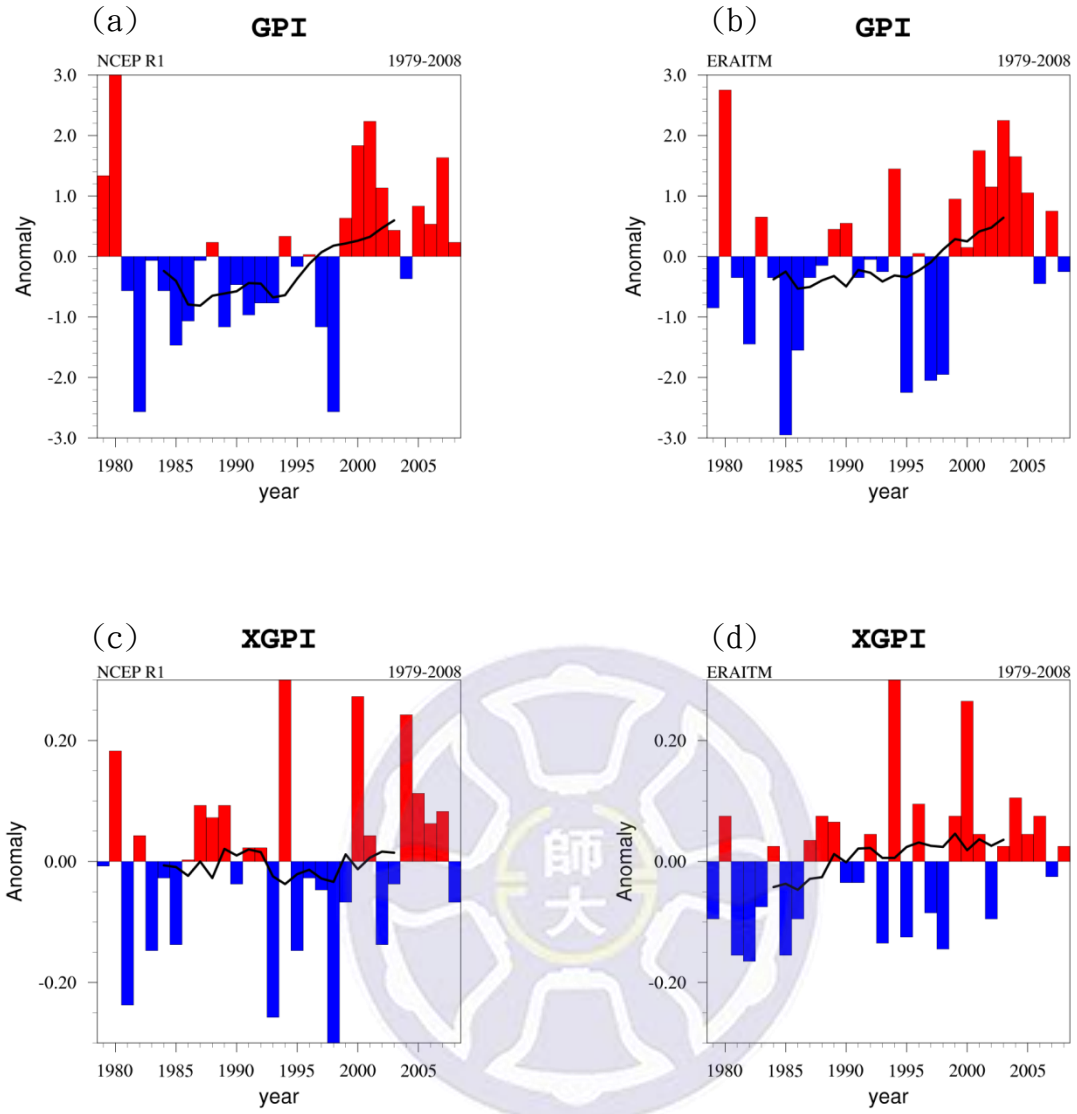


圖 4.2 1979-2008 年颱風季(6-11 月)不同颱風生成指數的距平值，x 軸為年份，(a)、(b)的 y 軸分別為 NCEP-R1 與 ERAITM 的每年累計的區域平均 GPI 值，區域平均範圍為 0°-40°N、100°E-180°，黑色實線為 11 年的滑動平均，以此類推，(c)、(d)為 XGPI。

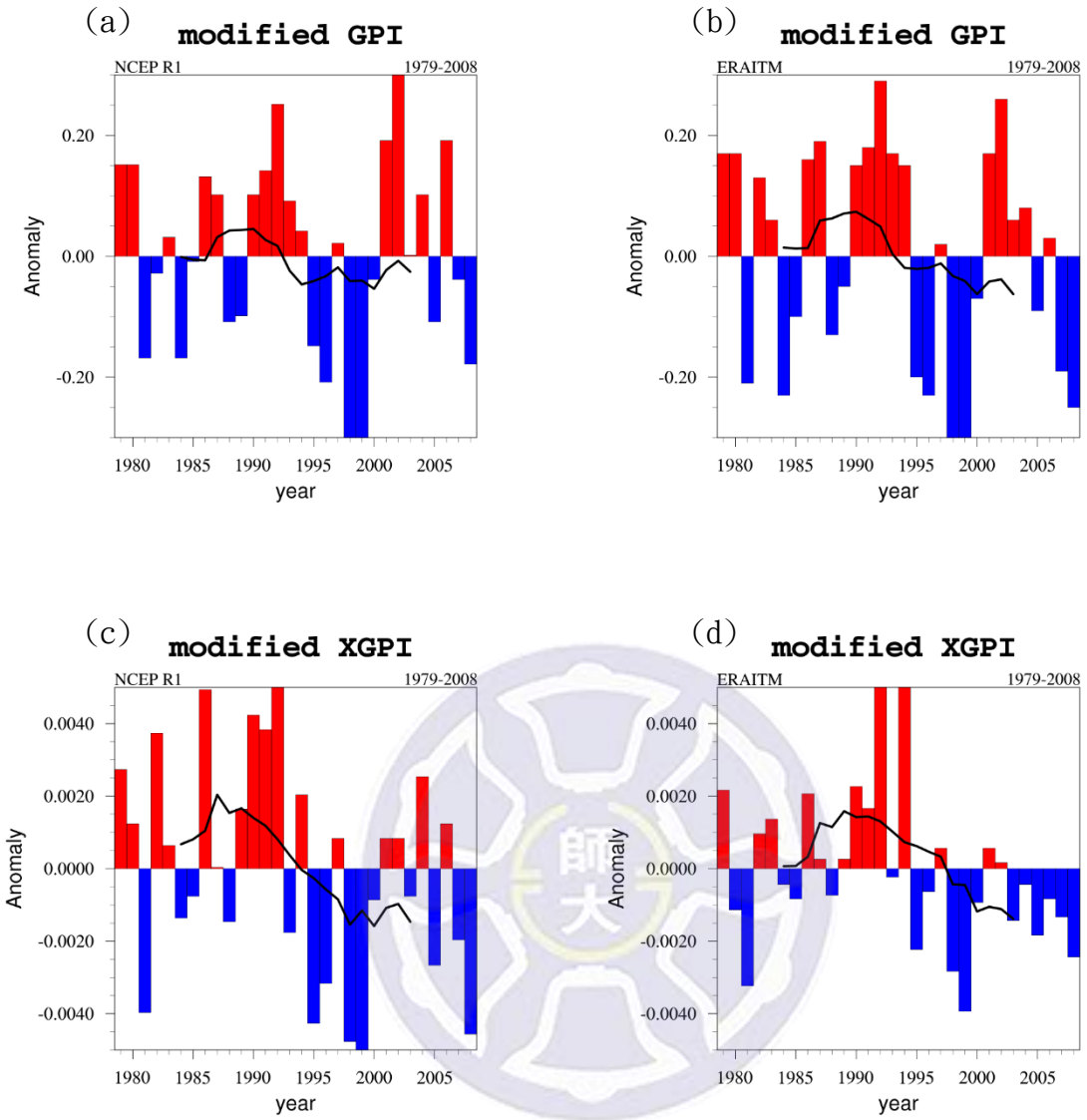


圖 4.3 同圖 4.2，差異為(a)、(b)為 modified-GPI，(c)、(d)則為 modified-XGPI。

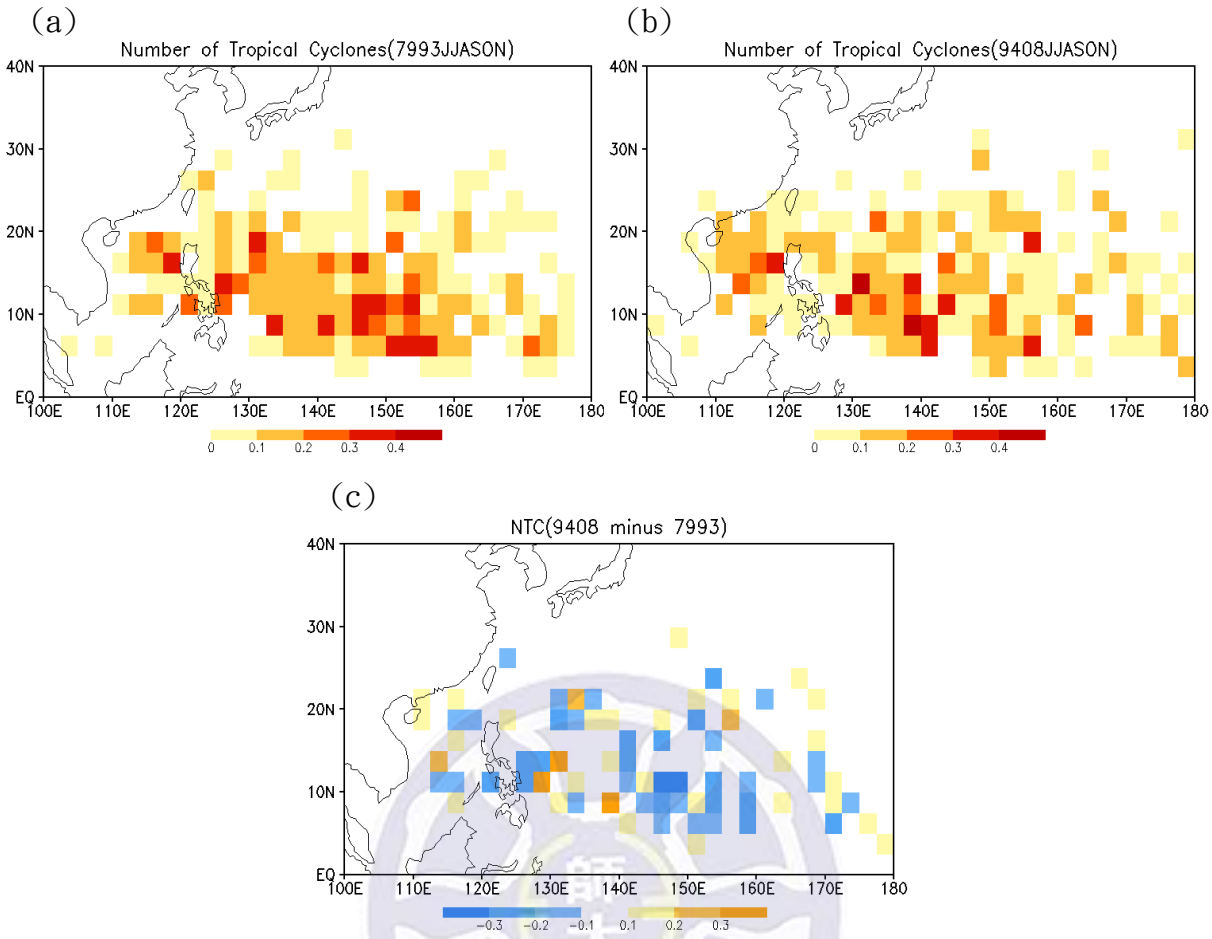


圖 4.4 兩階段颱風季(6-11 月)颱風生成數氣候平均的空間分佈圖，(a)、(b)分別為 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風的平均生成位置，(c)為後期(b)減前期(a)之差異圖(單位：個數/每年)。

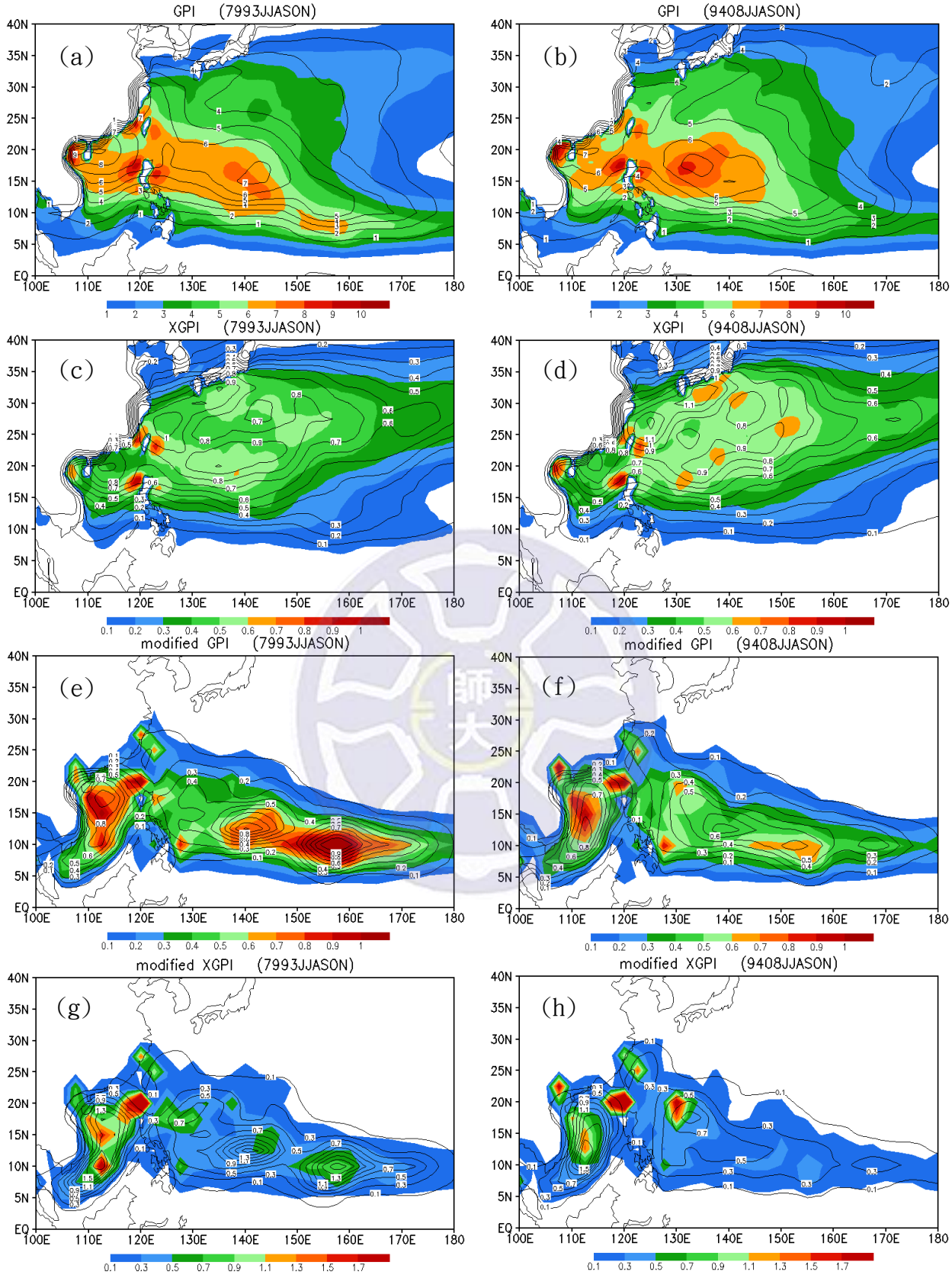


圖 4.5 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的 GPI，以此類推，(c)、(d)為 XGPI，(e)、(f)為 modified-GPI，(g)、(h)為 modified-XGPI，等值線 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

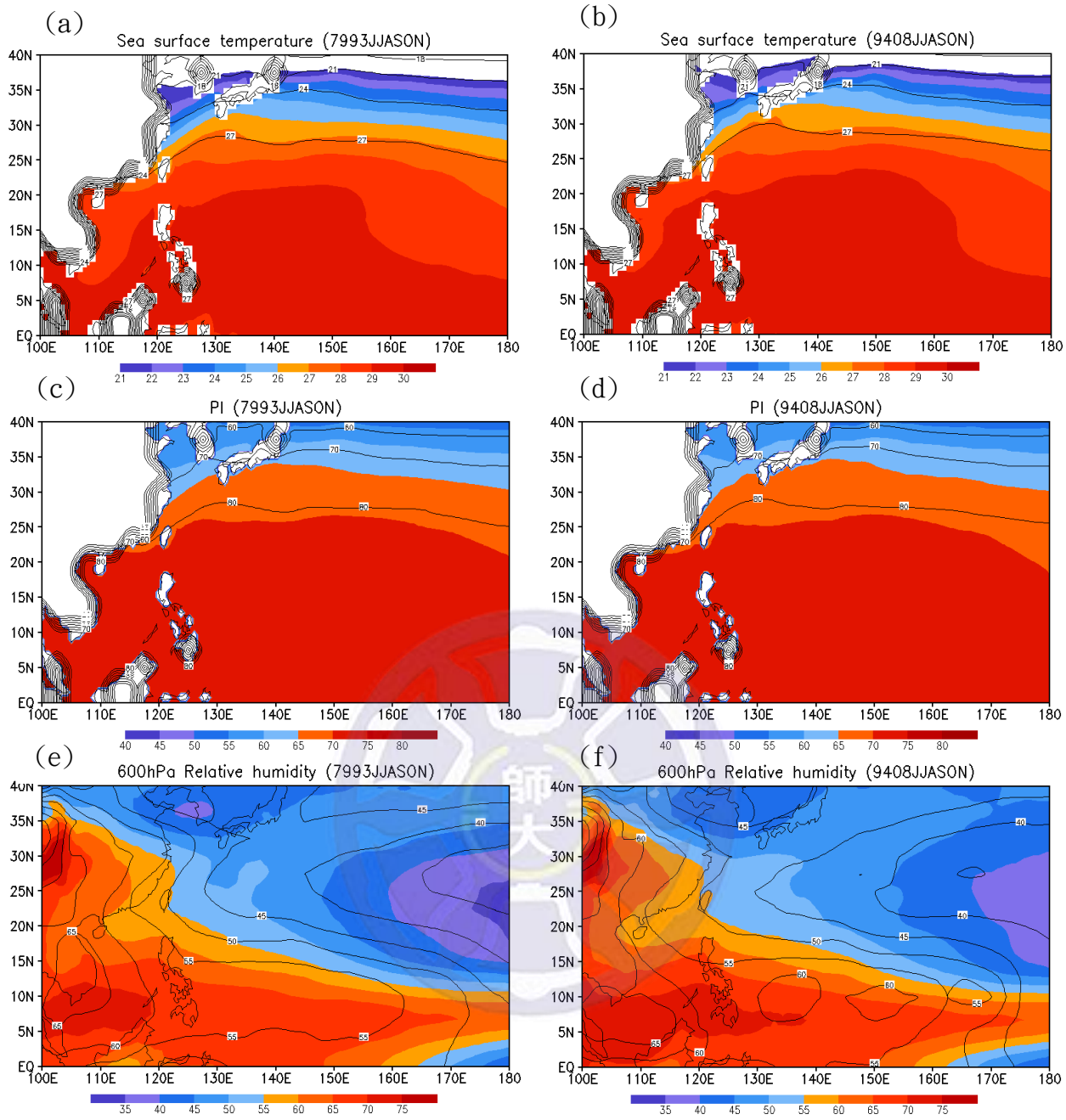


圖 4.6 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)熱力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的海表面溫度(單位：℃)，以此類推，(c)、(d)為颱風潛在強度(PI)，(e)、(f)為 600hPa 相對溼度(單位：%)，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

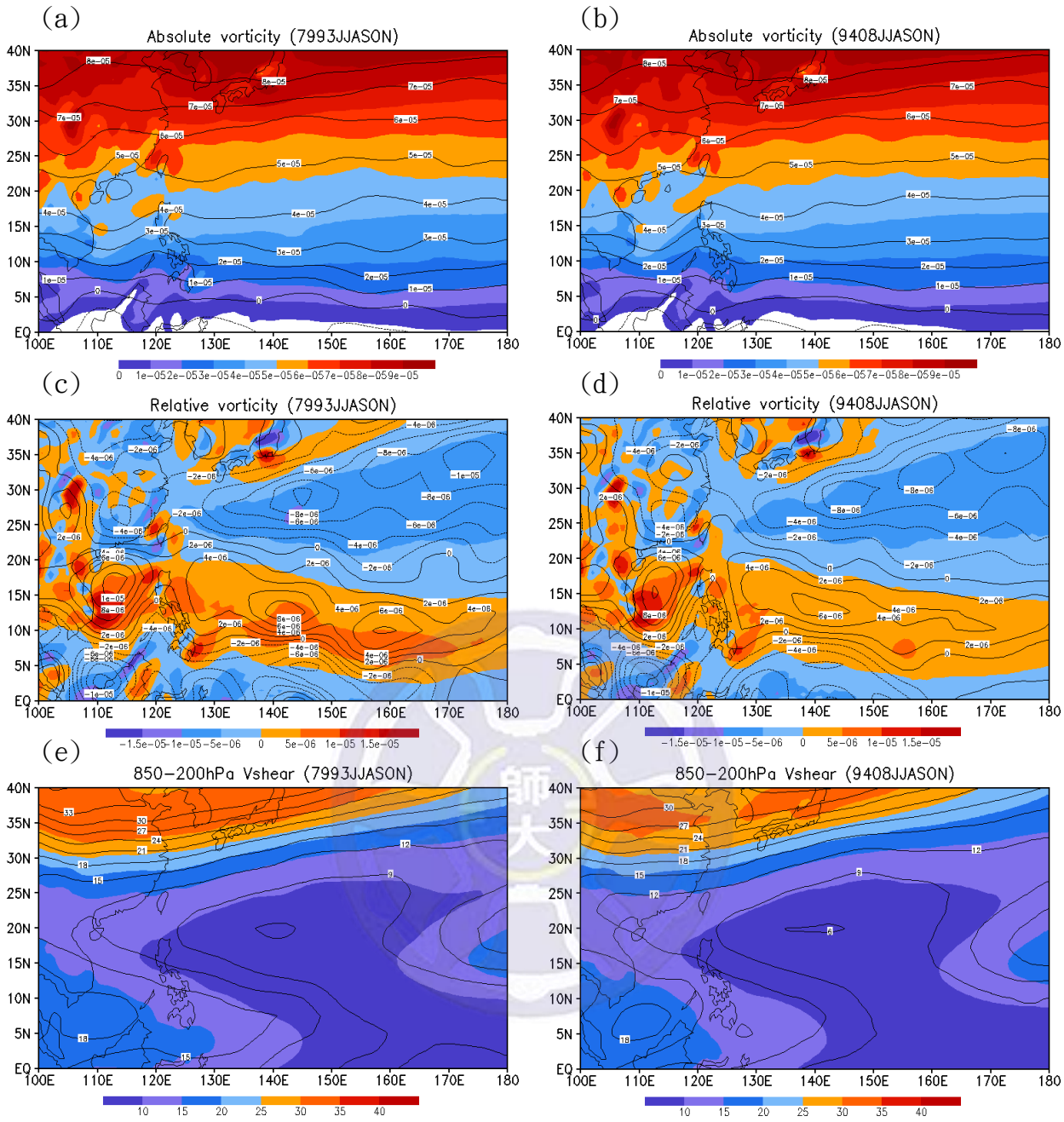


圖 4.7 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)動力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的絕對渦度(單位：s^{-1})，以此類推，(c)、(d)為相對渦度(單位：s^{-1})，(e)、(f)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

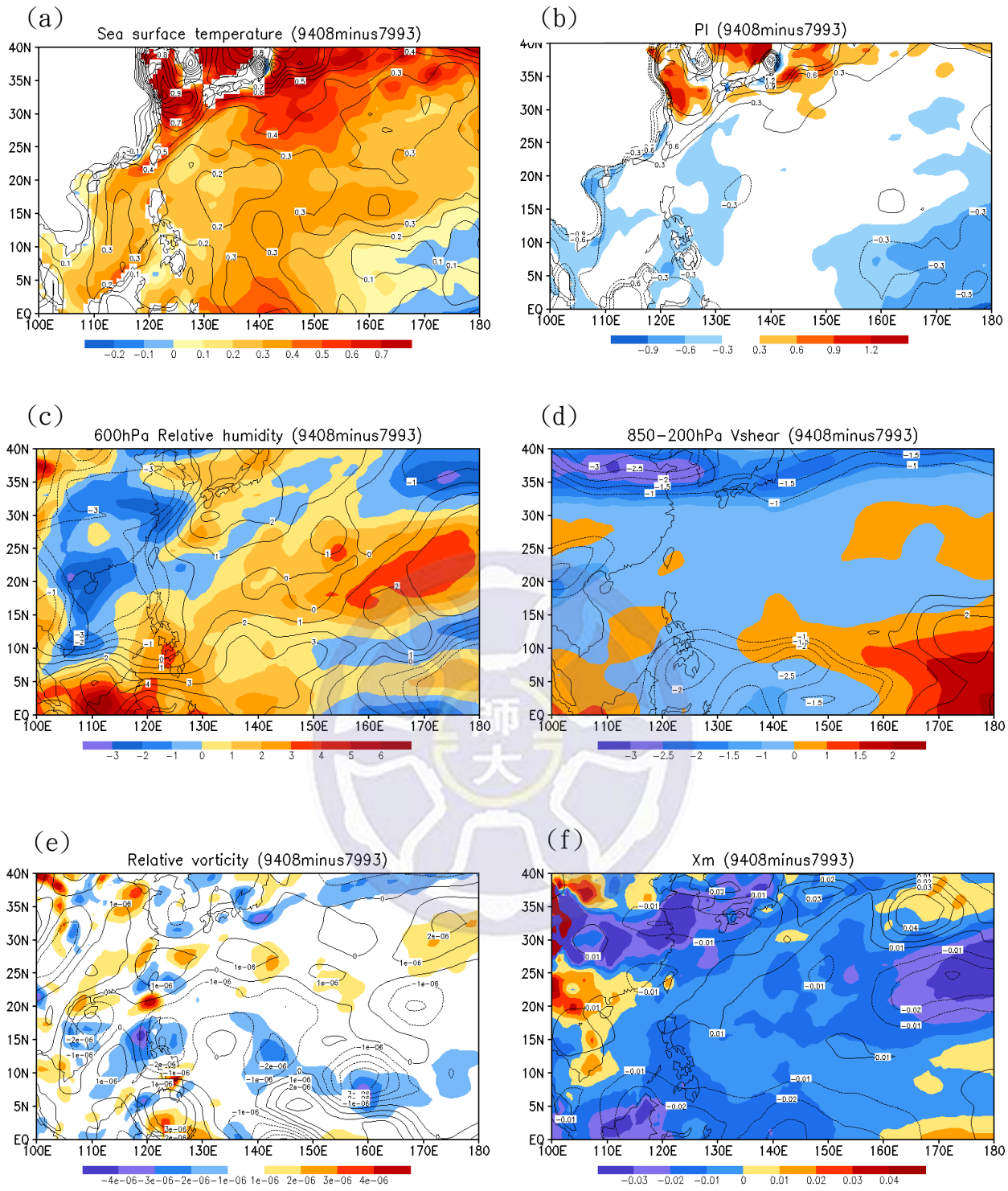


圖 4.8 兩階段颱風季(6-11 月)動力與熱力環境參數的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(a)為海表面溫度(單位：℃)相減圖，(b)為為颱風潛在強度(PI)相減圖，(c)為 600hPa 相對溼度(單位：%)相減圖，(d)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})相減圖，(e)為相對渦度(單位：s^{-1})相減圖，(f)為 χ 相減圖，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

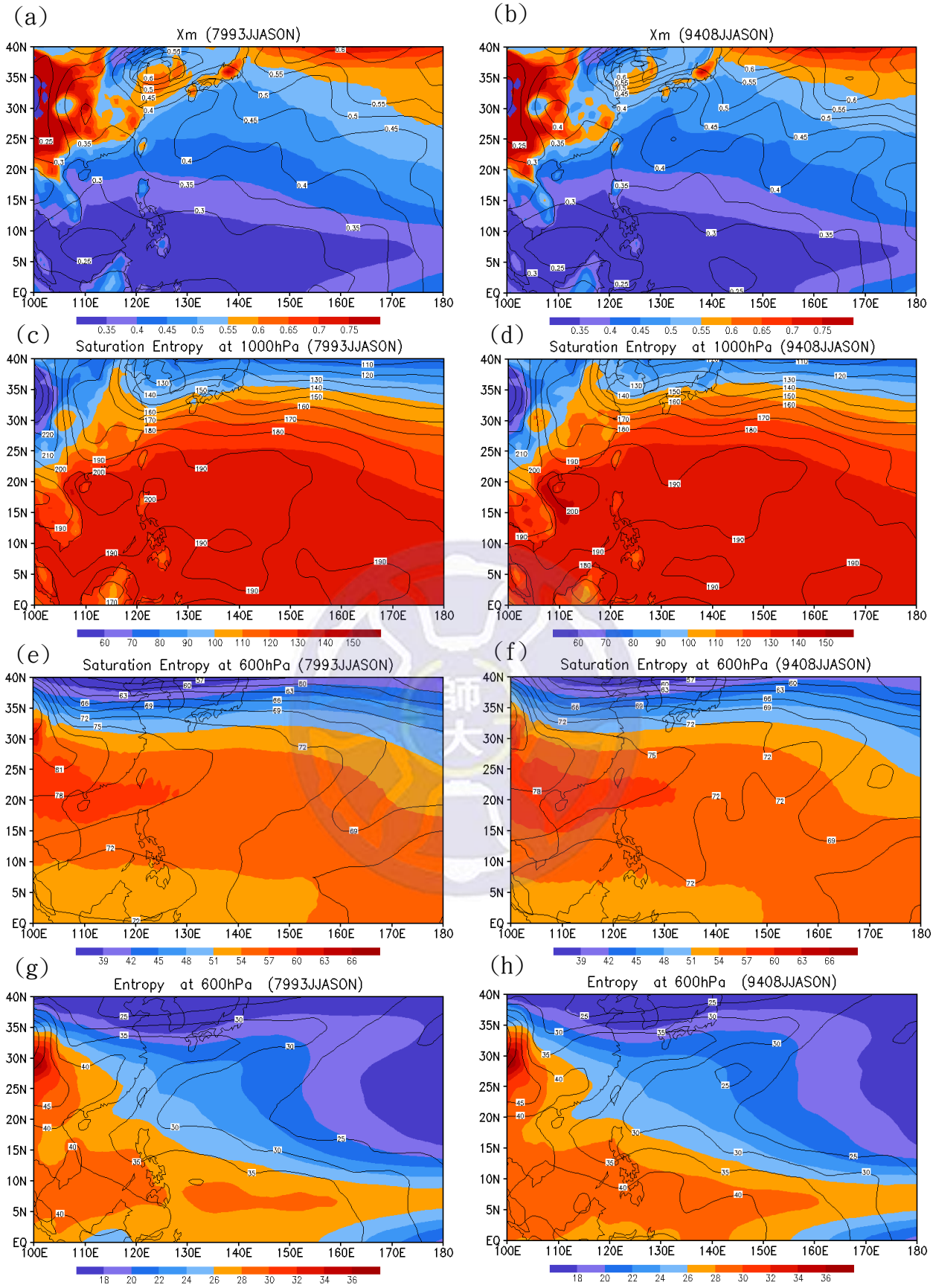


圖 4.9 1979-1993 年(前期)與 1994-2008 年(後期)颱風季(6-11 月)熱力環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)為前期與後期的 χ，以此類推，(c)、(d)為 1000hPa 飽和熵，(e)、(f)為 600hPa 飽和熵，(g)、(h)為 600hPa 熵，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

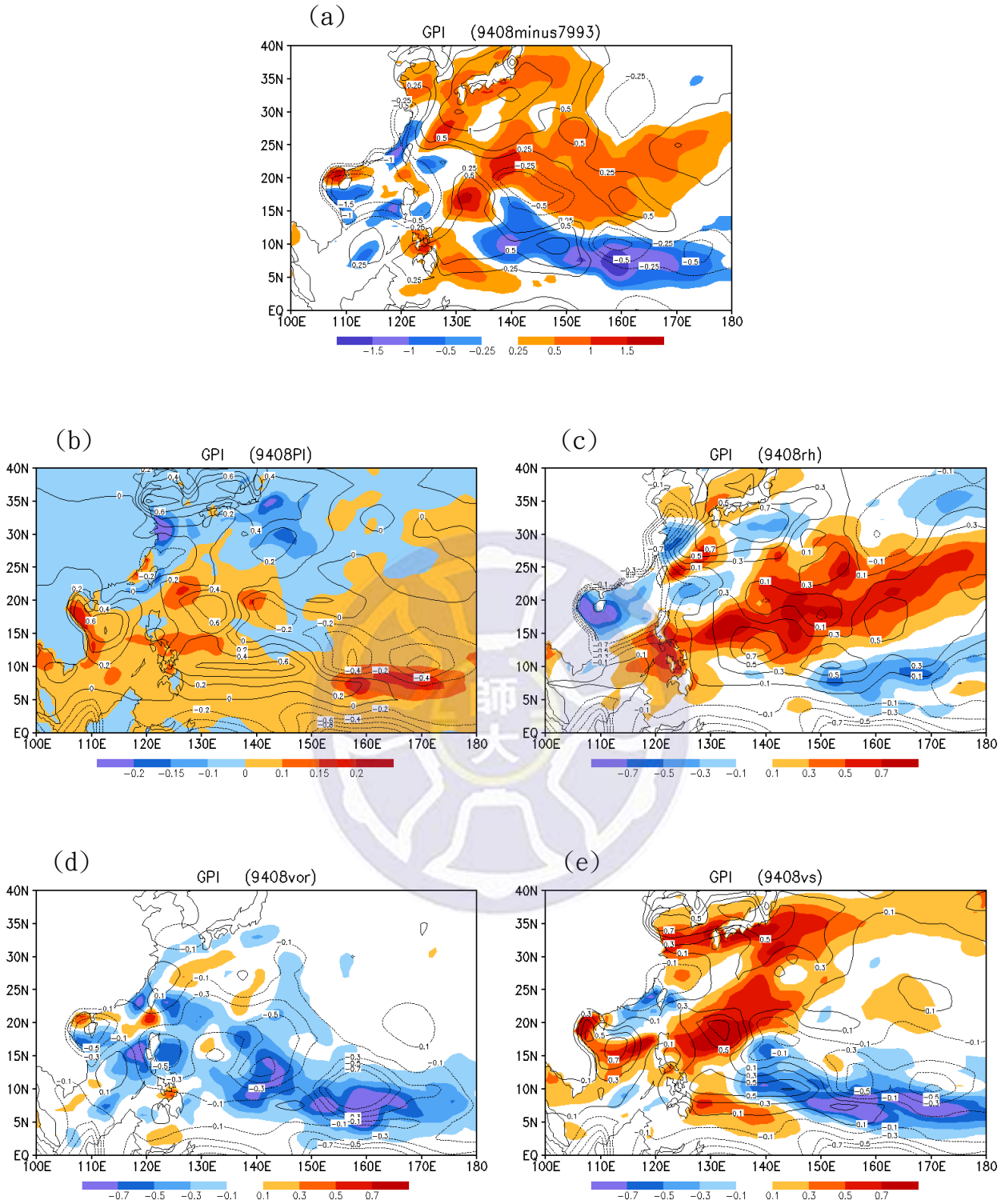


圖 4.10 (a)為兩階段颱風季(6-11 月)GPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(b)~(e)改變一個變數為後期氣候值之 GPI 與前期之 GPI 的氣候平均相減圖，(b)為改變 PI，(c)為改變相對濕度，(d)為改變絕對渦度，(e)為改變 850-200 百帕之垂直風切，(b)~(e)皆固定其他三個變數為前期氣候值，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

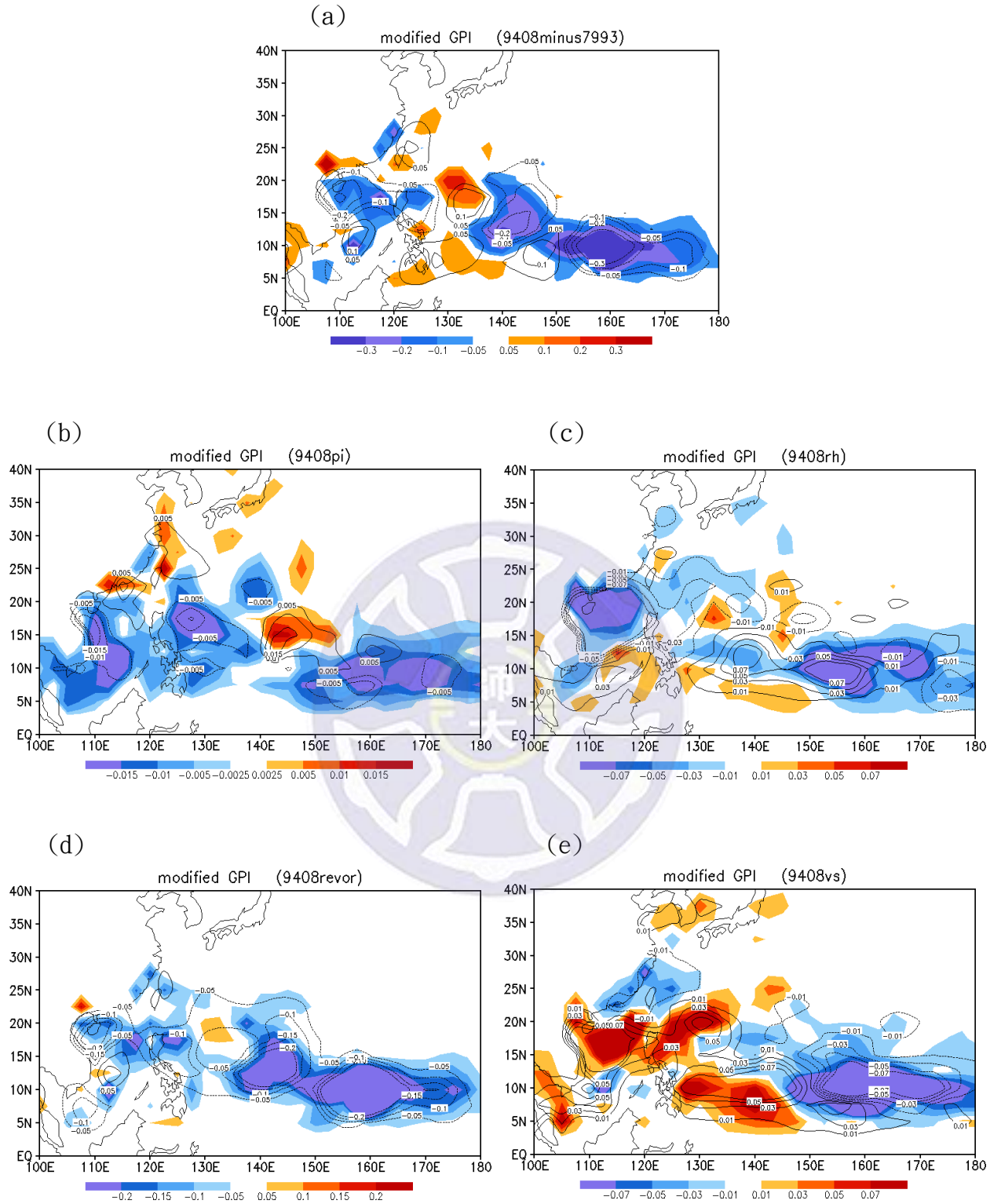


圖 4.11 同圖 4.10，差異為此為 modified-GPI，(d)為改變相對渦度。

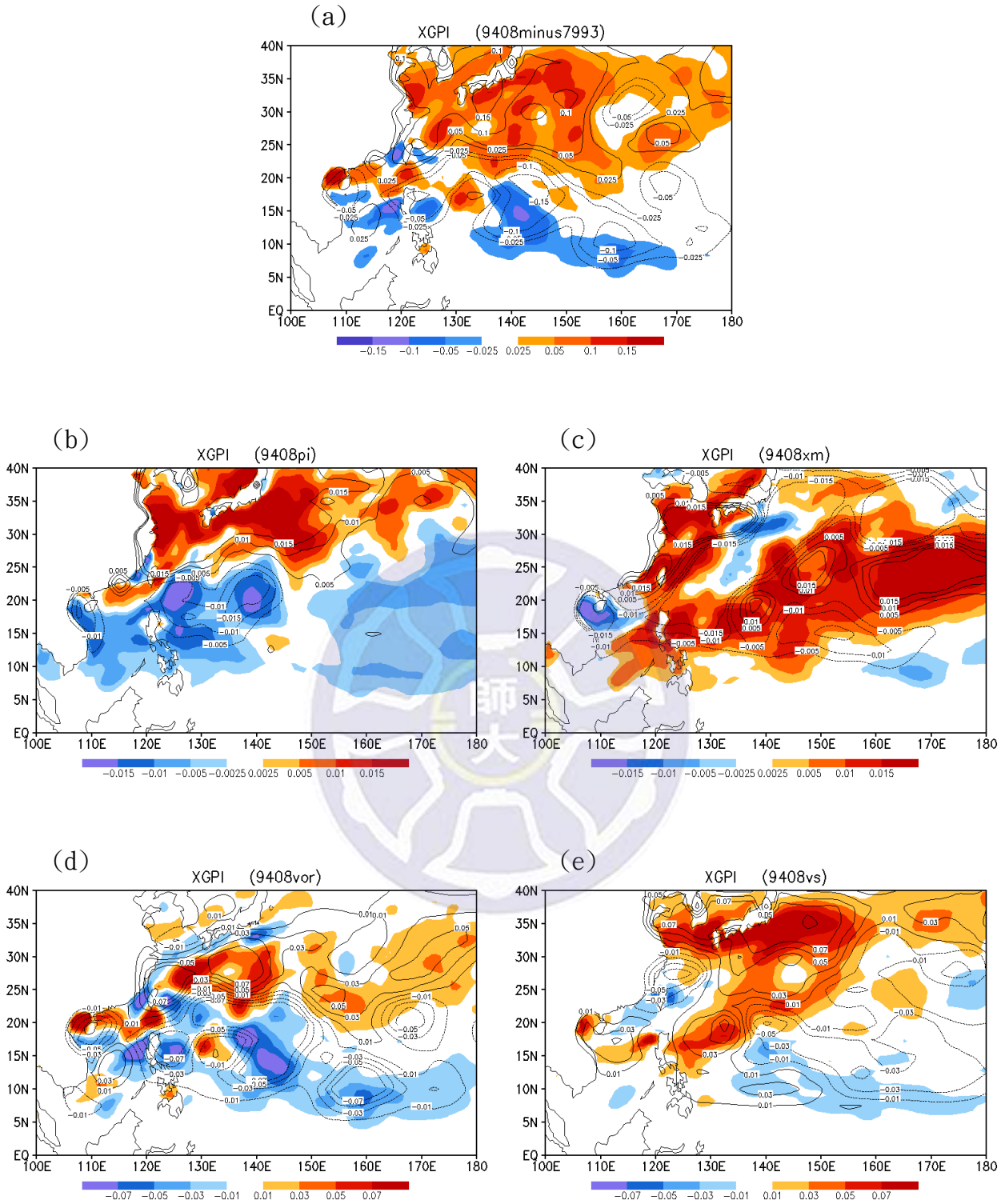


圖 4.12 (a)為兩階段颱風季(6-11 月)χGPI 的氣候平均相減圖(1994-2008 年減掉 1979-1993 年)，(b)~(e)改變一個變數為後期氣候值之χGPI 與前期之χGPI 的氣候平均相減圖，(b)為改變 PI，(c)為改變 χ，(d)為改變絕對渦度，(e)為改變 850-250 百帕之垂直風切，(b)~(e)皆固定其他三個變數為前期氣候值，等值線為 NCEP-R1 資料，彩色陰影為 ERAITM 資料。

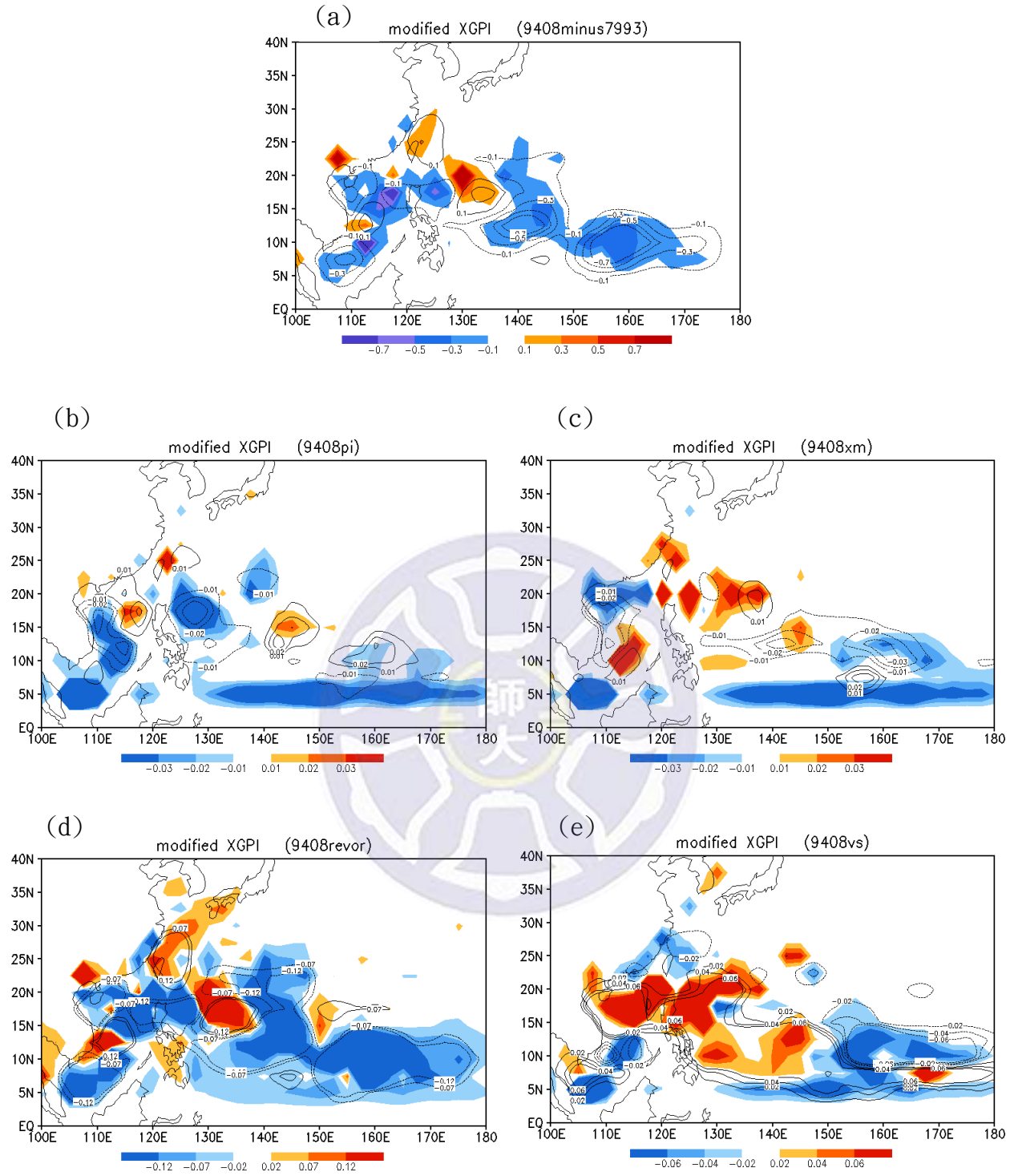


圖 4.13 同圖 4.12，差異為此為 modified-χGPI，(d)為改變相對渦度。

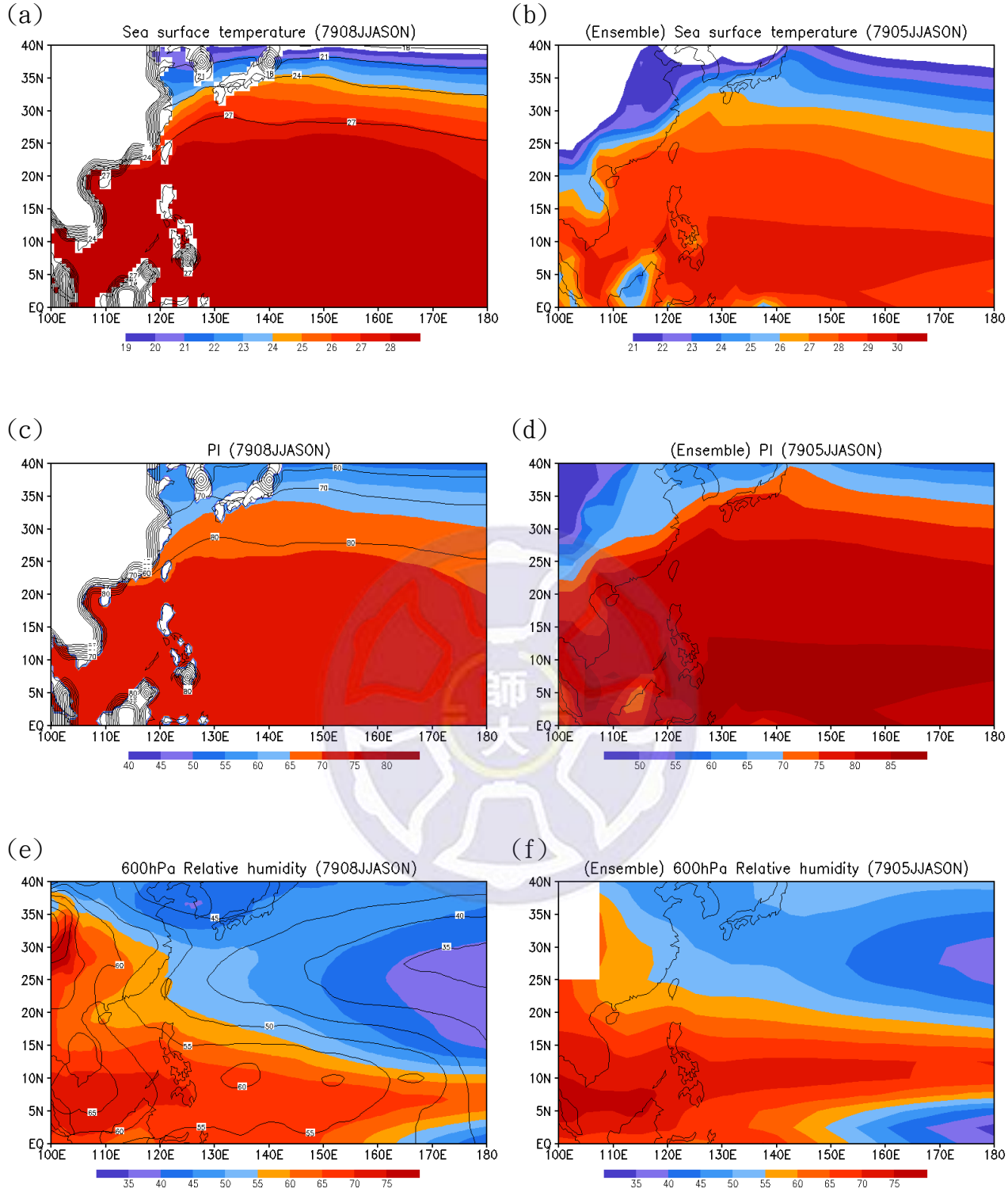


圖 5.1 1979-2008 年颱風季(6-11 月)觀測資料與 1979-2005 年颱風季模式系集環境參數的氣候平均空間分佈圖，(a)與(b)分別為觀測資料(等值線為 NCEP-R1 資料、彩色陰影為 ERAITM 資料)與模式系集之海表面溫度(單位：℃)，以此類推，(c)、(d)為颱風潛在強度(PI)，(e)、(f)為 600hPa 相對溼度(單位：%)。

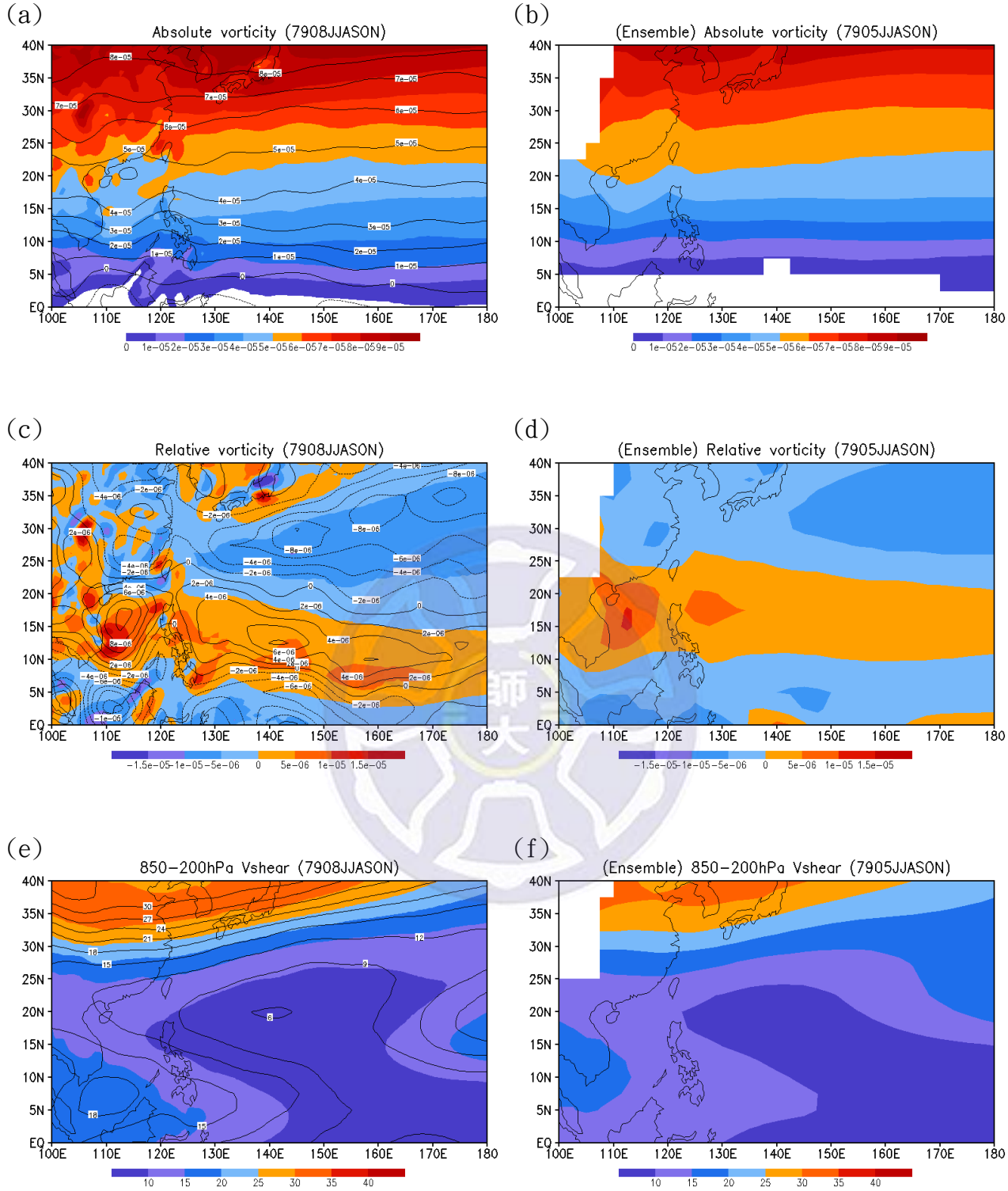


圖 5.2 同圖 5.1，差異為(a)、(b)是絕對渦度(單位：s^{-1})，(c)、(d)為相對渦度(單位：s^{-1})，(e)、(f)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})。

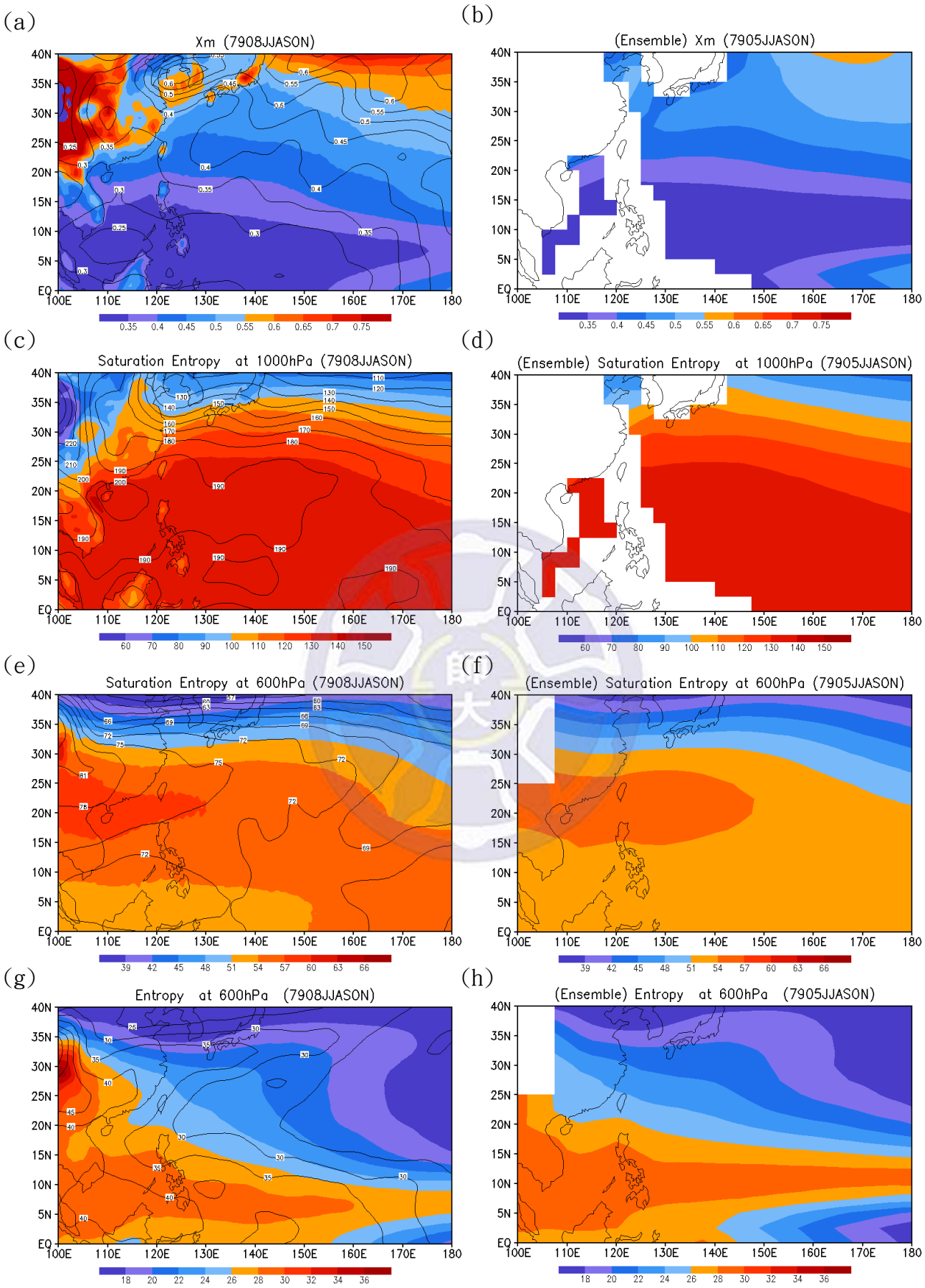


圖 5.3 同圖 5.1，差異為(a)、(b)是 χ ，(c)、(d)為 1000hPa 的飽和熵，(e)、(f)為 600hPa 的飽和熵，(g)、(h)為 600hPa 的熵。

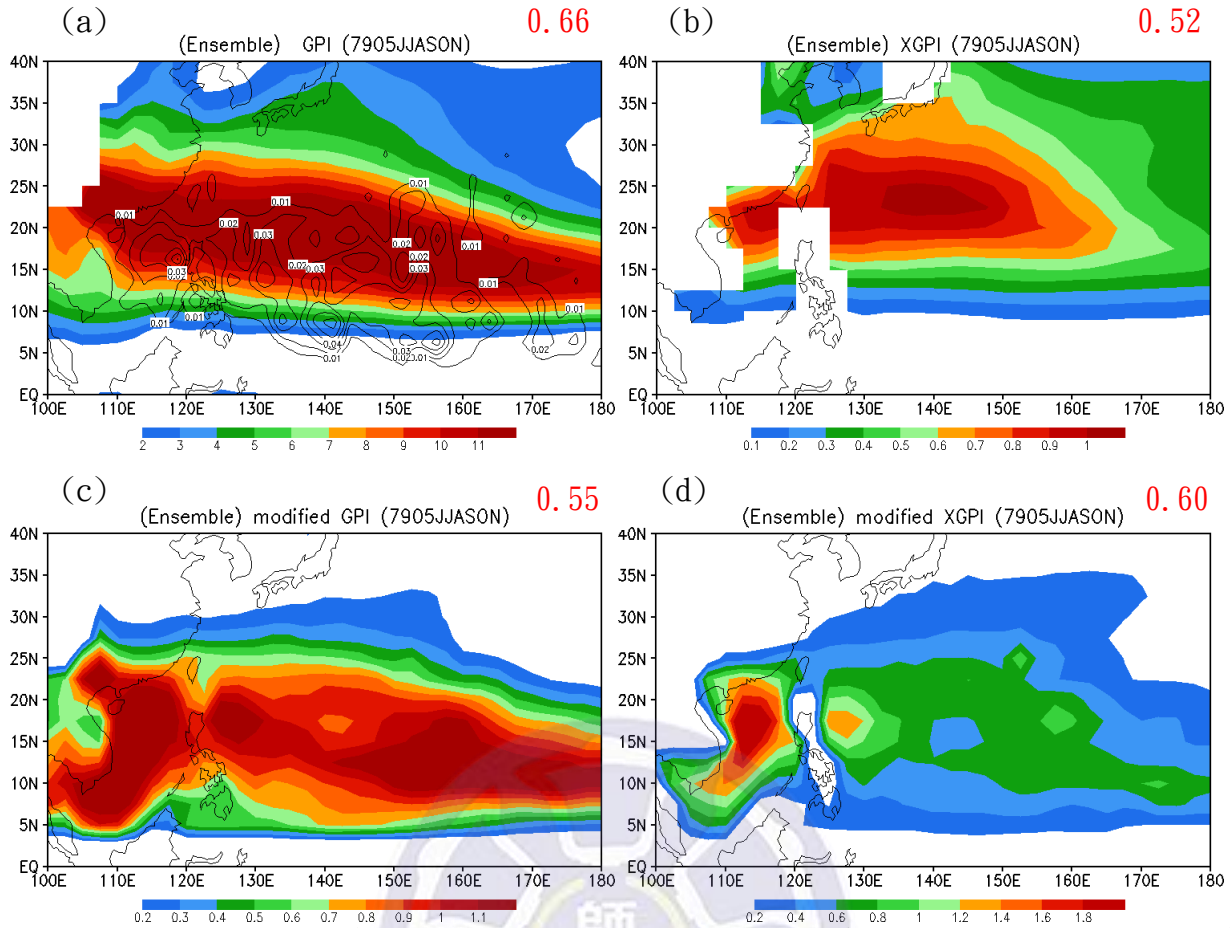


圖 5.4 1979-2005 年颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的模式系集氣候平均空間分佈圖，(a)為模式系集之 GPI，等值線為平均颱風生成數的空間分佈(單位：個數/每月)，(b)為 XGPI，(c)為 modified-GPI，(d)為 modified-XGPI。

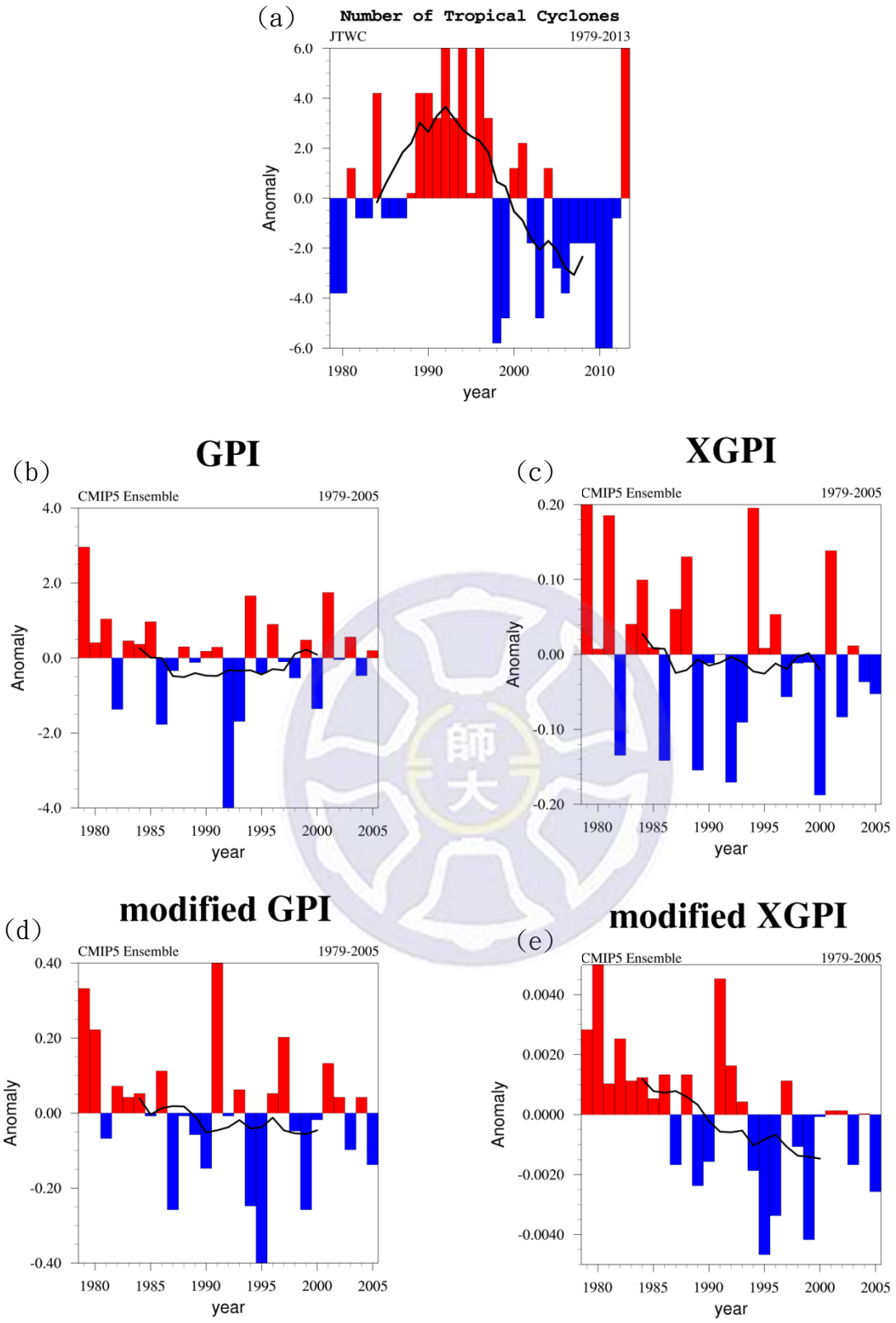


圖 5.5 (a)為 1979-2013 年颱風季(6-11 月)JTWC 資料之西北太平洋每年累計颱風生成數的距平值，x 軸為年份，y 軸為距平值，黑色實線為 11 年滑動平均，(b)-(e)為 1979-2005 年颱風季模式系集之不同颱風生成指數的距平值，(b)為每年累計的區域平均 GPI 值，區域平均範圍為 0°-40°N、100°E-180°，以此類推，(c)為 XGPI，(d)為 modified-GPI，(e)為 modified-XGPI。

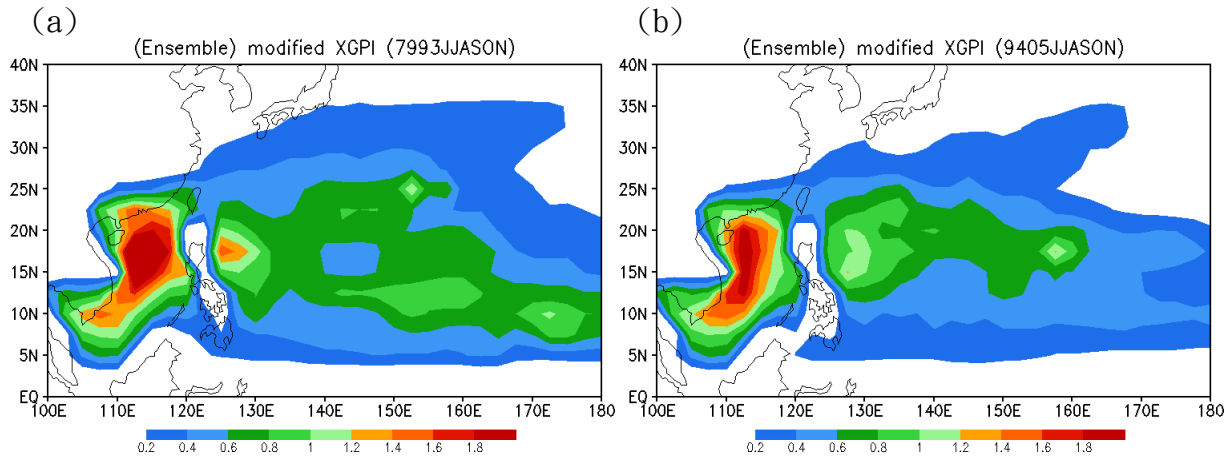


圖 5.6 1979-1993 年(前期)與 1994-2005 年(後期)颱風季(6-11 月)颱風潛在生成指數的模式系集氣候平均空間分佈圖，(a)、(b)分別為前期與後期的 modified-XGPI。

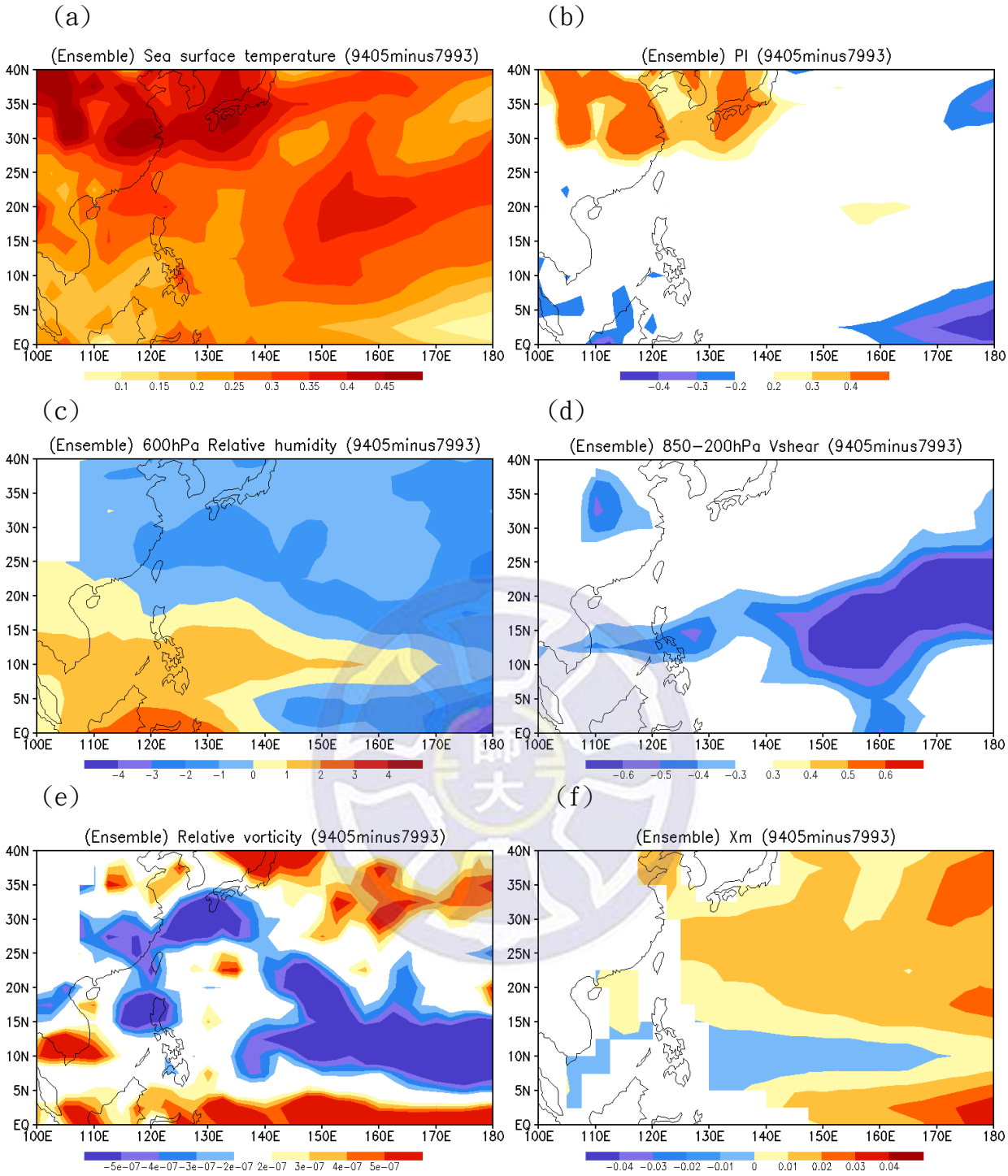


圖 5.7 兩階段颱風季(6-11 月)動力與熱力環境參數的模式系集氣候平均相減圖(1994-2005 年減掉 1979-1993 年)，(a)為海表面溫度(單位：°C)相減圖，(b)為為颱風潛在強度(PI)相減圖，(c)為 600hPa 相對溼度(單位：%)相減圖，(d)為 850-200hPa 垂直風切(單位：ms^{-1})相減圖，(e)為相對渦度(單位：s^{-1})相減圖，(f)為 χ 相減圖。