

國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences

College of Sciences

National Taiwan University

Master Thesis

熱帶氣旋對大尺度環流的影響

Effect of Tropical Cyclone on Large-scale Circulation

王嫻蘭

Yen-Lan Wang

指導教授：許晃雄 博士，鄒治華 博士

洪志誠 博士

Advisor: Huang-Hsiung Hsu, Ph.D.

Chih-Hua Tsou, Ph.D. Chi-Cherng Hong, Ph.D.

中華民國 98 年 6 月

June, 2009

## 誌謝

感謝上帝，讓我得以進到研究所並且順利完成我的學業。雖然寫論文的期間總是有許多困難和辛苦，但真的要謝謝許多人的幫助，扶持和鼓勵，讓我更有勇氣的往前走。

謝謝親愛的指導老師許晃雄老師，從您身上我真的學到很多，不僅是在大氣研究中的深度和廣度，還有親切正直的態度和對於研究的堅持和熱情。也謝謝老師包容我在研究中的疏忽和迷糊，總是給予許多的建議和幫助。謝謝鄒治華老師不吝惜的給予我幫助和解惑，每次關心的問候都讓人更有動力。也謝謝洪志誠老師熱情的指導，從老師身上真的學到很多程式的技巧和做研究的思考，每次老師的問題都像棒槌一樣敲打我的腦袋，在震撼中也激發我學習獨立思考，真的讓我受益良多。也謝謝所有的口試委員的建議和指導，提出我沒想到的盲點，讓我的研究可以更完整。

也非常開心能加入 CDL 大家庭，資婷學姐，小悶、政翰、明營學長，每個學長姐身上好像都有十八般武藝可以好好學習，謝謝你們遇到問題總是願意給予我熱情的幫助。助理三人組孜孜、吟晨和婉鈴，是美食和玩樂的活字典，有你們在就有好康的。最佳戰友英婷和威凱，還好有你們可以互相鼓勵，一起火鍋，讓苦悶的研究生多了點生氣。還有可愛的學妹郭郭和萍遠，也讓我們多了點歡樂氣息，加油阿！

也要謝謝佳韻每個人的加油和鼓勵，”根基”好伙伴們彼此的打氣代禱，我親愛的小羊的關心和代禱，還有摯友亞灣的陪伴和鼓勵。你們真的是上帝給我的祝福。

還有午餐的好朋友蕭鋒，陪我度過許多煩悶的時光，還有大頭和頂扣扣，在需要的時候總是義氣相挺。

最後當然要謝謝我親愛的家人，謝謝爸爸媽媽無條件的支持，總是支持我鼓勵我默默為我禱告，讓我知道我不是一個人，我有你們的愛跟我一起。沒有你們就沒有現在的我，我所有的榮耀都是你們的，能成為你們的女兒真的很幸福。也謝謝遠在金門的哥哥和嫂嫂不時電話的關心。還有所有關心我的阿姨們，你們的鼓勵和禱告我都感受到了，真的謝謝你們。

最最後，還是要謝謝愛我的天父，給了我許多恩典，陪著我走過每個高山低谷，讓我得以樂觀的面對每個挑戰和困難，堅定的走在研究的路上。

## 摘要

過去有許多研究探討大尺度大氣環流對熱帶氣旋的影響，發現季風槽提供有助於熱帶氣旋生成與發展的環境，季內震盪也會影響熱帶氣旋生成。本研究則探討熱帶氣旋如何反饋影響大尺度環流。本研究分析 2004 年夏季熱帶氣旋對渦流-背景環流正壓能量轉換的貢獻，以及利用正壓模式探討熱帶氣旋引發的羅士培波對大尺度環流的影響。不論在能量診斷或是羅士培波模擬，都發現熱帶氣旋對大尺度環流的影響，與其所在環流場的配置有關係。熱帶氣旋會加強其經過區域的渦流-背景環流能量轉換，但是在不同的環境場帶來不同的影響。比如，在季內震盪活躍期，熱帶氣旋造成的能量轉換加強有利於熱帶氣旋發展的背景環流。相反的，在非季內震盪活躍期，能量轉換減小許多。熱帶氣旋移動時產生的羅士培波波源激發羅士培波往下游傳遞，熱帶氣旋越多激發的波動越強，對環境場的影響越大。季內震盪活躍時期的環境場也有助於熱帶氣旋波動的傳遞。本研究的結果發現熱帶氣旋和大尺度環流間形成一個正回饋的動力系統。

關鍵詞：熱帶氣旋 能量轉換 大尺度環流 羅士培波 季內震盪

## Abstract

The influence of large-scale circulation on tropical cyclone has been extensively studied. An Active monsoon trough provides a favorable environment for TC genesis and development. TC occurrences also are modulated by interseasonal oscillation. On the contrary, whether and how tropical cyclones affect the large-scale environment is hardly explored.

This study is aimed to explore the TC's effect on the large-scale circulation by studying the barotropic energy conversion between TC and background flow, and using a barotropic model to simulate the Rossby wave dispersion induced by TC. For the energy conversion study, TC circulations were removed from analysis and the difference between the original circulation and the TC-removed circulation is considered as TC impact on the large-scale circulation.

TC tends to enhance the energy conversion between the eddies and background circulation along its moving track. In the monsoon trough region, TC enhances energy convert from mean flow to synoptic eddy, but enhances energy conversion from synoptic eddy to mean flow in the subtropical anticyclonic ridge region. TC contribution to the energy conversion also depends on the nature of background flow. For example, when ISO is active, the monsoon trough is usually well developed and creates a favorable condition for TC genesis and development. At the same time, TC often acts to amplify the MKE conversions to EKE and strengthens the background flow that is favorable for TC..

Diagnostic and numerical results suggest that TC tends to generate downstream Rossby wave dispersion in the extratropical North Pacific toward North America. This effect is more efficient in the ISO active phase than in inactive phase. The ISO in the

active phase apparently provides a stronger waveguide for the downstream propagation of Rossby wave. The results of this study suggest that TC and large-scale background flow tend to form a positive feedback system which functions like mutualism.

Key words: tropical cyclone; large-scale circulation; barotropic energy conversion; Rossby wave; interseasonal oscillation



# 目錄

誌謝.....	ii
摘要.....	iii
Abstract.....	iv
目錄.....	vi
圖目錄.....	viii
<b>第一章 前言.....</b>	<b>1</b>
1.1 熱帶氣旋對大尺度環流場的相互影響.....	1
1.2 季內震盪與熱帶氣旋的關連.....	2
1.3 能量收支.....	3
1.4 研究動機.....	4
<b>第二章 資料分析與研究方法.....</b>	<b>5</b>
2.1 使用資料.....	5
2.2 使用資料的比較.....	5
2.3 資料處理.....	6
2.3.1 濾除熱帶氣旋的方法.....	6
2.4 能量診斷方程式.....	8
2.5 羅士培波波源.....	9
2.6 統計分析方法.....	10
2.6.1 偏態係數.....	10
2.7 模式簡介.....	11
<b>第三章 颱風對大尺度環流的影響.....</b>	<b>12</b>
3.1 去除颱風後的氣候場分析.....	12
3.2 能量收支.....	13
3.3 季內震盪下颱風和平均場的交互作用.....	17
3.3.1 季內震盪不同活躍度的比較.....	17

3.3.2 季內震盪不同狀態下颱風的影響.....	19
<b>第四章 颱風透過波動對大尺度環流的影響.....</b>	<b>20</b>
4.1 颱風所引起的波動.....	20
4.2 模式模擬狀況分析比較.....	21
<b>第五章 結論與討論 .....</b>	<b>23</b>
5.1 結論.....	23
5.1.1 能量診斷 .....	23
5.1.2 波動能量傳遞 .....	24
5.2 討論.....	24
<b>參考文獻.....</b>	<b>26</b>
<b>附圖.....</b>	<b>31</b>



## 圖目錄

圖 2.1	2004 年 6-10 月 850 百帕平均渦度場。單位為： $10^{-5}$ 1/s。(A) 為 NCEP 原始場的平均渦度。(B) 為 JRA 原始場的平均渦度。(C) 為 NCEP 移除颱風後的平均渦度。(D) 為 JRA 移除颱風後的平均渦度。.....	31
圖 2.2	2004 年 6-10 月不同資料 850 百帕的渦度變異量。(A) JRA 原始場和颱風路徑。(B) JRA 濾除颱風場。(C) NCEP 原始場和颱風路徑。(D) NCEP 濾除颱風場。.....	32
圖 2.3	JRA 和 NCEP 850 百帕渦度變異量的差值。(A) 原始場的差。(B) 濾除颱風場的差。....	33
圖 2.4	颱風造成的渦度變異量在總變異量中所佔的比例。色階為颱風變異量的比例，等值現為總變異量。(A) JRA。(B) NCEP。.....	34
圖 2.5	WU ETAL. (2002) 濾除颱風流程圖。.....	35
圖 2.6	2004 年 6 月 16 日 00Z 850 百帕的渦度場。單位為 $10^{-5}$ 1/s。.....	36
圖 3.1	2004 年 6-10 月 850 百帕渦度變異量。單位： <del>錯誤! 物件無法用編輯功能變數代碼來建立。</del> (A) 原始場。(B) 濾除颱風場。(C) 颱風貢獻的變異量和 6-10 月颱風的移行路徑。.....	37
圖 3.2	原始渦度場和濾除颱風後渦度場的差值。黑色框線為計算渦度分佈選取的區域，位置為 122E-132E，22N-32N。.....	38
圖 3.3	渦度分佈圖。長條圖表示每個渦度值在選定的區域內出現的次數。渦度單位： $10^{-5}$ 1/s。 折線圖（綠色座標）是原始場和濾除颱風後次數的差值。.....	38
圖 3.4	偏態係數。(A) 為原始場每個格點所計算出來的值。(B) 為濾除颱風後所計算出來的值。39	39
圖 3.5	6-10 月平均渦流動能。 $\frac{1}{2}(\overline{u^2} + \overline{v^2})$ 。單位： $\frac{m^2}{s^2}$ 。(A) 為 850 百帕原始場的渦流動能。 (B) 為 850 百帕濾除颱風後的渦流動能。(C) 是 200 百帕原始場。(D) 為 200 百帕濾除颱風場。.....	40
圖 3.6	850 百帕 6-10 月平均正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ (A) 為原始場的值。(B) 為濾掉颱風後的值。(C) 為原始場減去濾除颱風場後的差值，即為颱風貢獻的正壓能量轉換。.....	41
圖 3.7	200 百帕 6-10 月平均正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(A) 為原始場的值。(B) 為濾掉颱風後的值 (C) 為原始場減去濾除颱風場的差值，即為颱風貢獻的正壓能量轉換。.....	42
圖 3.8	850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-7} m^2 s^{-3}$ 。(A) 為原始場的值。 (B) 為濾掉颱風後的值。(C) 為颱風貢獻的能量變化和颱風路徑。.....	43

圖 3.9 原始場 850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位： $10^{-7} m^2 s^{-3}$ 。(A)

$$-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (B)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (C)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (D)} - \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。} \dots\dots\dots 44$$

圖 3.10 濾除颱風場 850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位： $10^{-7} m^2 s^{-3}$ 。(A)

$$-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (B)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (C)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (D)} - \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。} \dots\dots\dots 45$$

圖 3.11 850 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均緯向的風場 ( $\bar{U}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。(A)為原始場的值，等值線間距為 2 M/s。(B)為濾除颱風後的場，等值線間距為 1 M/s 值。.....46

圖 3.12 850 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均經向的風場 ( $\bar{V}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。(A)為原始場的值，等值線間距為 2 M/s。(B)為濾除颱風後的場，等值線間距為 1 M/s 值。.....47

圖 3.13 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^7 m^2 s^{-3}$ 。(A)為原始場 (B)為濾掉颱風後場 (C)為颱風貢獻的能量變化和颱風路徑。.....48

圖 3.14 原始場 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位： $10^{-6} m^2 s^{-3}$ 。(A)

$$-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (B)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (C)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (D)} - \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。} \dots\dots\dots 49$$

圖 3.15 濾除颱風場 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解。單位： $10^{-6} m^2 s^{-3}$ 。(A)

$$-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (B)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (C)} - \overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (D)} - \overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。} \dots\dots\dots 50$$

圖 3.16 200 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均緯向的風場 ( $\bar{U}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。等值線間距為 3M/s。(A)為原始場的值。(B)為濾除颱風後的值。.....51

圖 3.17 850 百帕的流線場。(A)為季內震盪活躍期 (B)為季內震盪不活躍期。.....52

圖 3.18 季內震盪不同時期高低層原始場的正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(A)為季內震盪活躍期 850 百帕的平均正壓能量轉換。(B)為季內震盪活躍期 200 百帕的正壓能量轉換。(C)為季內震盪不活躍期 850 百帕的平均正壓能量轉換。(D)季內震盪不活躍期 200 百帕的平均正壓能量轉換。.....53

圖 3.19 850 百帕季內震盪活躍期原始場的能量轉換分解項。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(A)  $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$

$$(B) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \quad (C) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (D) -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad \dots\dots\dots 54$$

圖 3.20 850 百帕季內震盪不活躍期原始場的能量轉換分解項。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(A)

$$-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (B) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \quad (C) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (D) -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \quad \dots\dots\dots 55$$

圖 3.21 200 百帕正壓能量轉換中  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  的分量和對應的基本場。色階表示基本場的平均緯向

風，等值線表示  $\overline{u'v'}$ 。(A) 為 ISO 活躍時的分量 (B) 為 ISO 不活躍時的分量。(C) ISO 活躍時的基本場配置。(D) ISO 不活躍時的基本場配置。.....56

圖 3.22 不同 ISO 活躍度颱風所貢獻的正壓能量轉換和颱風路徑。(A) ISO 活躍期 850 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(B) ISO 非活躍期 850 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(C) ISO 活躍期 200 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(D) ISO 非活躍期 200 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。.....57

圖 3.23 850 百帕的流線場。(A) 季內震盪活躍期原始場。(B) 為濾除颱風後季內震盪活躍期。(C) 原始場季內震盪非活躍期原始場。(D) 濾除颱風後季內震盪非活躍期原始場。.....58

圖 4.1 6-10 月平均羅士培波波源，單位： $10^{-11}$ 。(A) 為原始場所計算出的值。(B) 為濾除颱風後所計算出的值。(C) 為颱風所引起的羅士培波。.....59

圖 4.2 季節平均輻散風和絕對渦度。色階為絕對渦度的值，單位  $10^{-5} 1/s$ 。箭頭為輻散風風向和箭頭長度為大小。(A) 為原始場 (B) 濾除颱風場。.....60

圖 4.3 北緯 25 度-30 度間羅士培波波源在經度上隨時間的變化。(A) 六月。(B) 七月。(C) 八月。(D) 九月。(E) 十月。.....62

圖 4.4 ISO 活躍期颱風所引起的羅士培波。單位： $10^{-11}$ 。(A) 6 月 10 日-7 月 4 日。(B) 7 月 30-8 月 31 日。(C) 9 月 27 日-10 月 22 日。.....63

圖 4.5 ISO 不活躍期颱風所引起的羅士培波。單位： $10^{-11}$ 。(A) 7 月 5 日-7 月 29 日。(B) 9 月 1 日-9 月 29 日。.....64

圖 4.6 在模式中放入一理想熱源在東經 130 度，北緯 20 度所模擬出的流函數。(A) ISO 活躍期為背景場環流場。(B) ISO 不活躍期為背景場環流場。.....65

圖 4.7 放入不同的 RWS 在夏季氣候平均場中的模擬。(A) 放入活躍期颱風的 RWS 為 FORCING。(B) 放入非活躍期颱風的 RWS 為 FORCING。.....66

圖 4.8 放入 6-10 月平均的 RWS 在不同的背景場中模擬。(A) 背景場為 ISO 活躍時期。(B) 背景場



## 第一章 前言

夏季的西北太平洋地區，是颱風極活躍的區域。有許多學者都對此地區的颱風移行、強弱與大小有許多的研究。颱風的生成與發展和夏季的西北太平洋季風槽活躍性/位置、太平洋高壓脊強弱/位置和季內尺度的震盪有著密切的關係。颱風屬於高頻的天氣系統，颱風的渦度強，潛熱釋放旺盛，對背景環流而言是一個極強的擾動。它的出現，可能對於所經過區域的環流甚至更大範圍的環流產生影響，也可能影響渦流與背景環流間的能量轉換，因此對大尺度環流有所影響。夏季熱帶西北太平洋存在許多不同時間尺度得擾動，產生多重時間尺度的交互作用，使得這一地區的熱帶氣旋活動和大尺度環流之間的交互作用，變得非常的複雜。前人研究多著重於大尺度環流對颱風的影響，相對而言，吾人對颱風如何影響大尺度環流，則所知相當有限。本研究分析正壓能量轉換機制，並進行模式模擬，企圖瞭解颱風對大尺度環流的可能影響。

### 1.1 熱帶氣旋對大尺度環流場的相互影響

不管是颱風的生成或是移動，都深受大尺度環流的影響 (Liebmann et. al.1994 ,Gary 1998, Elsberry 2004)。許多研究發現大部分颱風都生成於季風槽較活躍的區域 (Gray 1979, Harr and Elsberry 1995, Holland 1995, Chan 2000,Elsberry 2004)。而 Gary(1998)提到季風槽會具有大尺度低層輻合風場和氣旋式渦度的特徵，這樣的動力機制有利於颱風生成。Harr and Elsberry(1995)和Camargo et. al.(2007a,b)將颱風的路徑分類成不同的群組，發現不同的颱風路徑型態會對應不同的大尺度環流配置 (例如季風槽或副熱帶高壓)。一些存在於環流中的波動也會影響颱風生成，Ko and Hsu(2006)的研究中定義一7-30天的波動，從新幾內亞東北側往東北移動到台灣和日本一帶的海域，當波動所引發的氣旋式環流移動到這個區域，有70%會引發颱風的生成。

夏季颱風生成移行和成長深受環境場的影響，相對的颱風的經過也會對大尺度環流產生回饋。Gao et al. (1988) 提出夏季颱風的生成可能是引發 ENSO 的重要事件。而後有些研究也指出颱風經過會加強赤道的西風 (Harrison and Giese 1991, Kindle and Phoebus 1995)。Sobel and Carmago (2005) 研究中利用颱風能量指標 (Accumulated Cyclone Index, ACE) 研究西北太平洋地區颱風對大尺度環流的影響，透過延遲回歸的方法，發現颱風過後 1-2 週 850 百帕的渦度呈現雙胞結構，負渦度位於赤道和北緯 10 度間正渦度位於北緯 10 度到 20 度間，這樣的配置可長達 7 週。Tim and Fu (2006) 觀察 2000-2001 年的颱風，指出有些颱風經過後東南方會產生羅士培波能量頻散，甚至引發新的颱風生成。而後 Krouse et al. (2008)，用簡單的淺水模式，加入一熱力的擾動模擬颱風的存在，發現颱風在不同的駛流場中移動會產生不同的波動。

Hsu et al. (2008) 利用人為移除熱帶氣旋在環流場中的訊號的方法，探討熱帶氣旋對於氣候平均場和變異度的影響。研究中指出颱風的經過會加強季節平均渦度，也會使季內尺度和年際的變異度都增強了高達六成的比例。

## 1.2 季內震盪與熱帶氣旋的關連

Madden and Julia (1971) 利用波譜的方法分析熱帶地區測站資料，發現大氣中存在一個週期約 41-63 天季內尺度的震盪訊號。他們認為熱帶地區的大氣中存在一向東移行的緯向環流，水平為行星尺度，之後統稱為 MJO。Gill (1980) 利用模式模擬，不考慮地形影響，在熱帶赤道地區加入熱源，可引發一對稱於赤道的大尺度波動，熱源東邊產生凱文波 (Kelvin Wave)，西北和西南則發展出羅士培波 (Rossby wave)，這樣的波動結構和觀測中的 MJO 極為相似，因此 MJO 可視為加熱所引發的赤道波動。

Nieto Ferreira et al. (1996) 指出 MJO 發生時，西北太平洋地區的西風增強使得赤道兩側產生氣旋式的風切，最大風切的北側位渦梯度反轉加強氣流的不穩定

性。Molinari et al.(1997)研究東太平洋地區的熱帶氣旋活動，亦提出相似的結論，認為緯向上的位渦梯度加強不穩定度。Dickson and Molinary (2002)認為西北太平洋高頻的MRG(mixed rossby Gravity wave)與TD-type disturbance 在ISO活躍時被加強，而 Matthews and Kiladis (1999) 提出 6-25 天高頻的擾動和 MJO 週期的季內震盪活動兩者會彼此交互作用。

廣義來說，存在於季節尺度內的訊號，即被稱為季內震盪 (Intraseasonal Oscillation, ISO)。熱帶氣旋的活動也受到季內震盪的影響 (Gary 1979, Nakazawa 1986, Liebmann et.al. 1994)，Nakazawa(1986)研究 1979 年的夏季，發現熱帶氣旋傾向於生成在 ISO 活躍的期間。之後，Ken (2006) 分析高頻熱帶擾動和季內震盪之間的關係，發現颱風路徑特徵和不同頻段的季內震盪有關連。而 Hsu et al.(2008) 針對 2004 年研究，發現 2004 年颱風個數多且季內震盪訊號強，而且颱風的生成數量和季內震盪的活躍性成現正相關。

### 1.3 能量收支

大尺度環流對颱風的影響，也可以從能量轉換瞭解。Maloney and Hartmann(2001)將夏季的 MJO 分成 9 個相位，透過動能方程式的拆解，探討在不同相位時擾動動能的來源和差異，發現在 MJO 西風相位 (正相位) 時，低層的渦流動能 (Eddy kinetic energy, EKE) 較大，且渦流動能主要由正壓能量轉換項提供。之後 Maloney and Dickinson (2003) 探討季內震盪和熱帶擾動活躍性的關係，研究中指出在 ISO 西風相位時，正壓和斜壓的能量轉換較強，大約是東風相位的三至四倍，有助於渦流擾動的成長和颱風的生成。

徐(2008)指出當颱風移動到高緯地區時，正壓能量會由渦流動能轉換成平均動能，而就垂直剖面來看，能量轉換到渦流的最大值是發生在低層(850mb-925mb)的區域。

## 1.4 研究動機

夏季颱風一直是我門所關注的議題，對於環境場如何影響颱風生成發展移動都有諸多的研究，但反過來探討颱風對於大尺度環流場的反饋相對來說較少，因此我們對於颱風對環流場的影響希望有更進一步的瞭解。

研究中以 2004 年的颱風季六月到十月為主要的研究時間，這一年是颱風極為活躍的一年，此年在西北太平洋生成的颱風數達 29 個，超過年平均的 22 個。不僅在颱風數量上，2004 年有另一特殊之處，則是該年颱風路徑群聚效應極其明顯，其中有 10 個對日本造成很大的影響，而且多集中於同一個時段且路徑類似。Hsu et. al. 發現該年熱帶西北太平洋的季內震盪極其活躍，對颱風產生明顯的群聚作用。本研究選擇颱風活躍且群聚的 2004 年夏季作人為移除颱風的分析，可以得到較大的差別以判定颱風對大尺度環流的影響。颱風對環境場而言是一個極大的擾動。由能量的觀點來看，ISO 的活躍性對於透過正壓能量的轉換也會影響颱風的活躍性，而颱風又會對 ISO 有怎樣的回饋，是我門所感興趣的。本研究欲透過能量診斷的觀點，來探討渦流動能在有無颱風下的差距來估計颱風的影響，也利用正壓模式模擬，探討颱風是否會透過波動的傳送，影響颱風位置以外的區域。論文架構如下：第一章為前言及簡介，第二章說明使用的資料和分析的方法，第三章針對能量收支討論颱風的影響，第四章討論颱風透過波動對環流場的影響，第五章為總結和討論。

## 第二章 資料分析與研究方法

### 2.1 使用資料

此研究所使用的資料是來自日本氣象局 (Japan Meteorological Agency, JMA) 所做的 25 年重分析資料, 稱為 JRA-25 (Japanese 25-year ReAnalysis, Onogiet. et. al. 2007)。分析的時間為 2004 年的 6-10 月, 每六小時一筆資料。使用的是 850 百帕和 200 百帕的風場資料, 空間網格解析度為  $2.5 \times 2.5$  度。

另外, 颱風的路徑資料使用是 Joint Typhoon Warning Center (JTWC) 的最佳路徑 (BEST TRACK), 時間也是 2004 年的 6-10 月, 每六個小時一筆, 我們利用颱風中心的定位資料來進行颱風渦度的濾除工作。

### 2.2 使用資料的比較

論文中所使用的重分析資料, 它是日本 2005 年所發表的, 資料時間為 1979 年到 2004 年, 而這組資料和一般所常用的 NCEP reanalysis data 在颱風模擬上有何不同? 因為我們在研究中欲利用原始場和濾除颱風後的環境場做比較, 在此先針對濾除颱風前後的差別, 取解析度同為  $2.5 \times 2.5$  的 JRA 和 NCEP 資料來做比較。

由圖 2.1 為兩組資料 6-10 月原始場的平均渦度和濾除颱風後的平均渦度。在兩組資料都可以看到低緯度有一極大的正渦度區, 並且濾除颱風後都可看到在東經 125 度, 北緯 25 度這一帶 (也就是台灣到日本間的海面) 的正渦度都消失。雖然 JRA 和 NCEP 平均渦度的分佈和量值有些許的不同, 但是沒有很大的差別。在西北太平洋 10N-20N 的正渦度帶的強度, 在濾除颱風後, 也明顯降低。濾除颱風對渦度變異量則有較為顯著的不同。原始場在 6-10 月的渦度變異量 (圖 2.2), 分佈的範圍都是在西北太平洋颱風常經過的路徑上, 但是 JRA 的變異量明顯比 NCEP 還要大, JRA 最大可達到 10 以上, 而 NCEP 的資料變異量只到 8。這可能是因為

JRA 資料處理過程中，特別強調颱風資料的同化。有趣的是，濾除颱風後兩組資料的變異量差別就不大，都可以明顯的看到變異度因著颱風的濾除小了許多，而減少部分也和颱風的路徑吻合。圖 2.3 透過兩組資料的差值可以明顯的看出有颱風時 JRA 資料的變異度比 NCEP 還要大，相差最大的區域和颱風所貢獻的變異度區域重疊。但在濾除颱風後兩者並沒太大分別，可見這兩組資料在颱風強度的模擬上 JRA 會顯的比較強。為了更明確的分析兩組資料在颱風模擬上的差異，我們計算颱風在變異量上的貢獻佔所有變異度的百分比。變異量大的地區，颱風所佔的百分比都有 50% 以上（如圖 2.4），而 JRA 的颱風變異量所佔的比率明顯比 NCEP 還高，而且集中的區域較為狹小。

由以上的分析可知 JRA 的颱風強度的模擬上是比 NCEP 還要強，當我們利用人為濾除颱風的方式想要探討颱風影響，使用 JRA 的資料相對於 NCEP 的資料在濾除颱風前後的分析可以有較大的差別，在定性上可以有更顯著的差異。以上分析比較也發現對颱風資料處理方式不同，會明顯改變大尺度環境場的特性。

## 2.3 資料處理

### 2.3.1 濾除熱帶氣旋的方法

本研究使用 Kurihara et al.(1993, 1995)所發展並由 Wu et al.(2002)加以修正的 GFDL 颱風濾除方法，將颱風的訊號從環流場當中濾除出來。

濾除颱風的主要的概念如下：

全球的環流場 = 基本場 + 擾動場

而擾動可分為颱風所帶來的擾動和非颱風的擾動。

擾動場 = 颱風分量 + 非颱風擾動分量

因此經過濾颱風的過程（如圖 2.5）我們可以把擾動場的颱風分量分別出來，再將非颱風擾動分量加回基本場成為環境場：

環流場 = 基本場 + 颱風擾動分量。

濾除颱風程序如下：先將原始資料利用一平滑算子針對經向和緯向的風場作處理，把環流場分為擾動場和基本場。參考 JTWC 每六小時一筆的颱風中心位置資料，在距離 1150 公里以內的範圍找尋擾動場中的颱風中心位置。定位擾動場的颱風中心後，以其為圓心選取半徑 1200 公里，圓心向外每 15 度劃分一方向角，共分出 24 個放射狀方向角。再根據每個方位角上的切向風場來劃定濾除的範圍，濾除的標準如表 2.1，只要切向風的資料通過表中三個條件之一，就定義為濾除颱風的範圍。濾除後的颱風範圍會在乘上 1.25 倍，以確保絕大部分的颱風分量都被濾除掉。

表 2.1 濾除颱風的通過條件

1	$V_{\tan} < 6 \text{ m/s}$	$-\frac{\partial V_{\tan}}{\partial r} < 4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$	$r \leq 1200 \text{ Km}$
2	$V_{\tan} < 3 \text{ m/s}$	$r \leq 1200 \text{ Km}$	
3	$3 \text{ m/s} < V_{\tan} < 6 \text{ m/s}$	$V_{\tan}(r+1, \theta) > V_{\tan}^*(r, \theta)$	$r \leq 1200 \text{ Km}$

去除颱風分量後，再使用最佳內差法 (optimum interpolation) 把內差值補入以去除颱風分量的格點。即根據濾除颱風值的網格點與相鄰二十四個格點，由距離長短取不同的權重平均後內插入網格點中。

颱風濾除的效果如何？圖 2.6 為 2004 年 6 月 16 日 00z 時 850 百帕的渦度場，颱風電母 (Dianmu) 位於菲律賓東方東經 136 度，北緯 14 度，由原始場的渦度 (如圖 2.6a) 可以看到菲律賓東方海面有一個極強的正渦度值，即為颱風電母的所在位置。把颱風濾除後 (如圖 2.6b)，颱風位置附近的渦度值明顯小了許多，其他區域則都沒有改變。原始場和濾除場的差值 (如圖 2.6c) 可以看到濾除出來完整的颱風渦度。此方法可除掉颱風分量，但不影響颱風以外的大尺度環流場。

利用此方法，我們濾除 2004 年 6-10 月所有颱風的風場分量，得到原始環流場和去除颱風後的環境場，比較這兩者的差異，視其為颱風所帶來的影響。

此濾除颱風的方式，有幾個產生誤差的可能。第一是在高層的風場，颱風在垂直的結構上不一定是完全垂直地表，而且高低層的颱風大小也會有所不同，在高層會造成些微的誤差。另外因為我們是利用 JTWC 的颱風中心作為濾除颱風的參考中心，可能會和資料中實際的颱風中心也會有所不同，但在檢查每個颱風的濾除狀況，我們認為這些誤差雖然會使濾除的精準度降低，但在本研究中比較著重在定性上颱風所帶來的影響，但不會對研究的結果造成太大的影響。

## 2.4 能量診斷方程式

本研究使用三度空間下開放系統的渦流動能(eddy kinetic energy ,EKE , $K'$ ) 方程式，分析渦流與平均場間的動能轉換。為了能計算經向和緯向上的變化，利用 Lorenz(1955)計算可用位能的概念，但是將渦流動能寫成時間的函數。

渦流動能為

$$K' = EKE = \frac{1}{2} \overline{(u'^2 + v'^2)} \quad (1)$$

其中  $u$  為經向的風場， $v$  為緯向的風場。“ $\overline{\quad}$ ”表示時間的平均，在本研究中為六至十月的平均。“ $'$ ”表示擾動，即原始值減去六到十月的平均值。

為了導出我們要的渦流動能方程式，將(1)式中的  $u'$  和  $v'$  用動量方程代換後，再利用連續方程和靜力平衡方程加以簡化，即為我們要的渦流動能診斷方程式，如(2)

$$\frac{\partial K'}{\partial t} = \underbrace{-\overline{(V_3' \cdot \nabla_3) \bar{V}}}_{C_K} - \underbrace{\frac{R}{P} \overline{T' \omega'}}_{C_E} - \underbrace{\overline{V_3' \cdot \nabla_3 K'} - \overline{V_3' \cdot \nabla_3 K'}}_{B_{K'}} - \underbrace{\overline{\nabla_3 \cdot (V_3' \phi')}}_{B_{\phi'}} + D \quad (2)$$

其中  $t$  為時間， $\frac{\partial K'}{\partial t}$  為渦流動能隨時間的變化。 $V$  為水平的風場， $\nabla$  表示計算水平梯度(若下標為 3 表示計算三維的梯度)。P 表示氣壓，T 為溫度，R 為

氣體常數。  $\phi$  是重力位高度。  $\omega = \frac{dP}{dt}$  表示垂直的速度。

此方程式可解釋渦流動能轉換的機制。  $C_K$  項表示正壓渦流能量的轉換從平均場 (MKE) 轉換到擾動場 (EKE)，  $C_E$  項表示斜壓能量轉換由可用位能轉換到渦流動能。而  $B_{\phi'}$  項表示由重力項帶來邊界上的通量，  $B_{K'}$  項則表示渦流動能在邊界上的傳送。  $D$  為摩擦所消耗的平均動能。

這個研究主要想探討颱風經過對於當地能量的轉換有何影響，並不考慮能量平流的作用，所以不考慮邊界上的通量。我們只選用 850 百帕和 200 百帕的風場，都是二維的資料所以沒有斜壓能量轉換項。所以在本研究中渦流動能的變化，只和  $C_K$  項 (即正壓能量的轉換) 有關。

我們針對原始場的風場和濾除颱風後的環境場分別計算他們的能量收支。利用  $u = \bar{u} + u'$ ，分成平均場和擾動場，進而計算他們的能量收支。我們著重在去除颱風的擾動對於整個能量變化有何改變，所以在濾除颱風場的部分，還是以原始場的平均風場作為它的平均風場，這樣可明顯的看出有無颱風擾動場的變化。概念如下

$$u_{\text{原始場}} = \bar{u}_{\text{原始場}} + u'_{\text{原始場}}$$

$$u_{\text{濾除場}} = \bar{u}_{\text{原始場}} + u'_{\text{濾除場}}$$

其中 “ $\bar{\quad}$ ” 為時間平均，“ $'$ ” 為擾動。

## 2.5 羅士培波波源

為了瞭解颱風如何透過波動影響大尺度環流，本研究中透過計算高層羅士培波波源的方式探討颱風的影響。

根據 Sardeshmukh and Hoskins (1988) 論文，羅士培波波源的方程式為

$$S = -v_{\chi} \cdot \nabla \zeta - \zeta D \quad (\text{i})$$

其中  $S$  為羅士培波波源， $v_{\chi}$  為水平輻散風，(一般水平的風場  $\mathbf{V}$ ，可分解成輻散風和旋轉風兩種分量)， $\zeta$  為絕對渦度， $D$  為輻散 (divergence)。

(i) 也可寫成 (註：這是上二項的和，並沒忽略第二項)

$$S = -\nabla \cdot (v_{\chi} \zeta) \quad (\text{ii})$$

在論文中即用 (ii) 式計算季節平均的波源。

另外我們也想知道羅士培波波源每天的變化為何，所以將(ii)式中每一項分成平均場 (mean) 和擾動場 (anomaly)，進而求出每天羅士培波波源的變化。

$$S' = -\nabla \cdot (v'_{\chi} \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{v}_{\chi} \zeta') \quad (\text{iii})$$

“ $\bar{\quad}$ ” 表示時間的平均，在此都為原始場六至十月的平均。“ $\prime$ ” 表示擾動 (anomaly)，即每天的值減去平均。

## 2.6 統計分析方法

### 2.6.1 偏態係數

當資料有不對稱的分配即為偏態。在分析一組資料時，想要知道資料分佈的情形，計算偏態係數可知資料的分佈是否是以中心點左右對稱的狀態。計算偏態的方法有很多，在此利用的是動差法計算資料的相對偏態量數。公式如下

$$Y = \frac{\sum (X_i - \bar{X})^3}{\sigma^3}$$

其中  $Y$  為偏態係數， $X_i$  為所有資料， $\bar{X}$  為所有資料的平均， $\sigma$  為資料的變異數。

當  $Y=0$  表示分佈為對稱分配， $Y>0$  則為右偏分配，也可稱為正偏態，表示資

料相對而言集中在中心的右邊（正）， $Y < 0$  則為左偏分配，也稱為負偏態。在此研究中，我們探討颱風的存在是否使得偏態情況更加明顯。

## 2.7 模式簡介

我們使用一個簡單的正壓模式，模擬羅士培波源（Rossby Wave Source, RWS）引發的波動的傳遞演變。方程式如下：

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = -\mathbf{V}' \cdot \nabla(\bar{\zeta} + f) - \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta' - k \zeta' - r \nabla^4 \zeta' + s' \quad (3)$$

“ $\bar{\quad}$ ”表示時間的平均。“ $\prime$ ”表示擾動（anomaly），即減去平均後的值。

$\zeta$  為 200 百帕的相對渦度。 $\mathbf{V}$  為二維風場。 $f$  為科氏參數。 $k$  為阻尼係數， $r$  為 biharmonic 擴散係數。

模式的水平解析度為 T42 (128x64)，在前人的研究中顯示這個模式對於羅士培波的傳遞有很好的模擬 (Hsu, 1994)。在本研究的實驗中，在模式中放入初始的 forcing，而 forcing 就是從高層所觀測的環境場計算出來的羅士培波源 ( $s'$ )。為了讓模式的模擬呈現性，我們將觀測場計算出的  $s'$  乘上  $10^{-5}$ 。

有很多天氣系統都會引發羅士培波，為了使模擬更精準，只針對颱風的影響來做模式的模擬，所以在模式中的 forcing 是用原始場的  $s'$  減去濾除颱風場的  $s'$ ，兩個的差值就很單純的是颱風的影響，這樣更能看出颱風對大尺度環流的影響。

實驗的設計部分，放入模式的 forcing 分為三種，第一種是理想的 forcing，看一個波源在大氣中所引發的波動。第二種和第三種分別為季內震盪 (ISO) 活躍時和不活躍時所計算出來的 RWS，以探討不同活躍度的 rws 對環流場的影響。在背景場的部分，也是有三種，第一個是七月到九月的長期平均。第二個是 6-10 月 ISO 活躍時環流場的合成，第三個是 ISO 不活躍時環流場的配置。

## 第三章 颱風對大尺度環流的影響

### 3.1 去除颱風後的氣候場分析

由洪（2007）的論文中可知颱風極大的正渦度會影響其所經過地區的季節平均場，若取長時間的平均亦能看見颱風的影響。850 百帕的平均渦度場（如圖 2.1c,d），原始場在低緯度 10 度到 20 度間可以看到有明顯正渦度區，是季風槽和颱風活躍的區域。而把颱風移除後的平均渦度（如圖 2.1d），正渦度明顯變小，特別是在颱風頻繁經過的區域。原始渦度場中在台灣東方海面的正渦度在濾完颱風後明顯變小甚至變為負的。由於颱風是正渦度極強的天氣擾動，在活躍區沒有任何擾動的負渦度可以與之匹敵。洪（2007）與 Hsu et al. (2008)指出颱風的存在會加大正、負渦度的差距，因此放大環流變異量。本研究利用 JRA 資料重新估計颱風對變異量的影響。由圖 3.1 可以看到原始變異度在台灣東方海面最大，也是 2004 年颱風路徑最密集的區域。濾除颱風後，可以看到整個變異度都變小了，可見颱風的經過會帶來極大的擾動。原始變異量與颱風濾除後變異量的差值最大區，也剛好是颱風經過最頻繁的區域。

颱風是個極強的正渦旋，當颱風經過某地區後會對當地貢獻無法被平衡的極大正值，因此渦度分佈應該具有正偏態特性。當我們把颱風的訊號移除後，減少了異常的極值，渦度的分佈應該會偏向於常態。我們選取一濾除颱風前後渦度相差最大的區域（如圖 3.2），計算在這個區域中每個格點的時間序列的渦度分佈。圖 3.3 為計算出來的渦度分佈，由原始的渦度分佈可以看到有極強的正渦度值出現，成現正偏態。濾除颱風後，極大的正渦度減少，接近零的渦度值次數增加，可見颱風的經過會帶來極大的正渦度，使得原本的渦度分佈向正的方向偏移。無颱風擾動的氣候場渦度分佈為一常態分佈，當颱風經過後渦度分佈偏向正偏態。

圖 3.4 為每個格點所計算出來的偏態係數。可以看到原始場的偏態係數在台灣東方一直到日本一帶都是呈現正偏態，而把颱風濾除後，偏態係數便小且接近於零，可視為是一常態分佈。這和計算出來的渦度變異度的區域一致，可見颱風

的經過對氣候場帶來極大的擾動和變異，它的強渦旋也會使的渦度分佈向正偏移。

### 3.2 能量收支

本節主要探討颱風的出現對於整個季節正壓能量轉換的影響。先就整個平均渦流動能在濾除颱風前後的差別分析。渦流動能的大小和擾動風場的大小有關，在低層原始場和濾除颱風場差異最大之處也是在於西北太平洋一帶（如圖 3.5），差異可達到  $30 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，可見颱風所貢獻的強烈擾動是整體渦流動能的主要來源。在高層風速大，渦流動能比低層環流強許多，颱風的影響相對小。因此，把颱風訊號濾除後，渦流動能減少相對較不顯著，但在台灣東方海面上（20N-30N 一帶）的動能仍可發現明顯的改變。

從 850 百帕季節原始環流場的平均正壓能量轉換（圖 3.6a），可以看到低緯的地區主要是正值，表示能量由平均場轉換到擾動場，而大約  $25^\circ \text{ N}$  以北的區域能量的轉換變小甚至反轉。低緯區域主要是夏季季風槽的活躍區，夏季季風槽的環境下，能量轉換有利於渦流擾動的成長。當把颱風的訊號濾除，正壓能量的轉換明顯變小。由圖 3.6c 可以看到原始場和濾除颱風場的差值是正的，表示颱風的經過使能量轉換變大了。在 200 百帕（圖 3.7），夏季的平均能量轉換在高層大部分都是負的，可知在高層的能量轉換和低層相反，主要是由渦流動能把能量轉換回平均動能。而在大約  $35^\circ \text{ N}$  以北，能量轉換轉為正的。比較原始場和濾除颱風後的能量差異（圖 3.7c），相減為正，所以濾除颱風後轉換到平均場的能量變小。此一結果顯示，颱風的影響在高低層是一致的，亦即加強原有渦度-背景場能量轉換的強度。

以上的討論可知，颱風對整個季節平均的能量轉換的影響就是加強原本的能量轉換過程。但颱風是天氣尺度的系統，單一颱風存在大氣的時間大約二週左右，而以上計算包括了所有時間尺度的渦流，為了去除低頻率擾動，我們做了 9 天高頻濾波（9-day high-pass filter），想要看颱風對於天氣尺度能量轉換的影響為何。

在 850 百帕 9 天以內的波段（圖 3.8）可以看到原始場和濾除颱風場最大的差異大約在日本以南西北太平洋一帶，其他區域幾乎沒有改變。而有趣的是，他們的差值不是呈現同號，而是有正有負。若看其相減的值和颱風路徑（圖 3.8c）可以看到其差值和颱風路徑是重疊的，可見颱風的經過，對於當地的能量轉換有很大的影響。

颱風是透過怎樣的機制在什麼環境下影響能量轉換的差異，是以下想討論的重點。正壓能量轉換可以分解成六個項， $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$ ， $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ ， $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$ ， $-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$ ， $\overline{u'\omega'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p}$ ， $\overline{v'\omega'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial p}$ ，第五項和第六項為風場垂直的變化，在此不考慮。第一項和第四項與擾動風場的大小和經向、緯向的風場輻合有關。在背景風場輻合區（ $\frac{\partial u}{\partial x} < 0$ ， $\frac{\partial v}{\partial y} < 0$ ），擾動的存在會轉換能量到擾動場。這和前人提到波動的  

  
 能量累積(wave accumulation mechanism)促進擾動成長(Sobel and Bretherton, 1999; Kuo et al. 2001; Tam and Li, 2006)相符合。第二和第三項與擾動風場大小和經向、緯向的風切有關，若基本場呈現 $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$ 或是 $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$ ，而且渦流往北傳送動量（即擾動呈現東北西南拉長的形狀），能量會從背景場動能轉換到渦流動能。當夏季季風槽明顯，南側西風與北側東風加強，經向上氣旋式的風切加強，有助於擾動動能的增加。相反的，若副熱帶高壓脊南偏，呈現南側東風/北側西風的反氣旋風切，則能量轉換從擾動到背景場，因此不利於渦流（或颱風）發展。但是，如果渦流往南傳送動量，則情況相反。

圖 3.9 和圖 3.10 在 850 百帕原始場和颱風濾除場，週期 9 天以內擾動的正壓能量轉換的四個分項。從原始場可以看到，四個項中較大較明顯的是第一項和第四項（圖 3.9a，圖 3.9d）。對照這兩項能量轉換的分佈可知其作用相反，兩項的值互相抵銷。濾除颱風後，第一項和第四項（圖 3.10a，圖 3.10d）雖然其值相對來說比原始場還要小，也呈現抵銷的狀態，可見無論是原始場或濾除颱風場影響正壓能量轉換的並不是值較大的第一與第四項，反而是值比較小的第二與第三

項。比較原始場（圖 3.9b，圖 3.9c）和去除颱風場(圖 3.10b，圖 3.10c)的第二和第三項，原始場在台灣東方都有能量的變化，但是颱風濾除後的這兩項幾乎沒有貢獻。由此可見，在低層颱風是透過  $-\overline{u'v'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  和  $-\overline{u'v'}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$  項，影響正壓能量的轉換，當颱風頻繁的經過也就透過這兩個風切項影響整個環流能量的轉換。因此，重點為瞭解颱風環流如何透過者兩項，強化動能轉換。

圖 3.11 為平均 U 場的分佈圖。在西北太平洋台灣東方，大約以北緯 25 度為分界，以南為東風，以北為西風，緯向上為一反氣旋式風場 ( $\frac{\partial u}{\partial y} > 0$ )，這個區域夏季也是副熱帶高氣壓盤據的的地方，可見副高的位置，影響風場分佈也影響能量的轉換。比較原始場和濾除颱風場  $\overline{u'v'}$  值的大小，原始場在風切處擾動極大，可達到  $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ，而濾除颱風後的擾動明顯小很多，使得濾除颱風後的  $-\overline{u'v'}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  這一項幾乎沒有值。有趣的是， $\overline{u'v'}$  在熱帶西北太平洋的大部分地區，都成現正值，亦即動量往北傳送，僅在副高脊西北角處，呈現往南傳送動量的負值。最值的注意的是，在菲律賓海由東南往西北延伸的正動量通量區，也剛好是颱風路徑的密集區。此一結果顯示颱風擾動整體而言是往北傳送動量。此一正通量區橫跨東方帶，因此在東風帶南側的能量轉換為從背景場到擾動場，在北側則為從擾動場到背景場。這也是為什麼在 10N-20N 的菲律賓海為正能量轉換，在台灣東方海上則為負能量轉換。

$-\overline{u'v'}\frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$  這一項，平均緯向風場在台灣東方海面大約在 135°E 以西為北風以東為南風， $\frac{\partial v}{\partial x} < 0$ ，原始場的  $\overline{u'v'}$  很大且大於 0，放大了風切的效應，使得在 125E-140E 副熱帶西北太平洋區域有正的能量轉換。而把颱風濾除後擾動場變很小，能量轉換的大小也小很多。再次顯示颱風強化能量轉換機制。

週期 9 天以內頻段渦流與背景環流間的正壓能量轉換( $C_k$ ) 在 200 百帕的分佈和低層很不同（圖 3.13）。在上對流層，能量轉換明顯比較大，呈現南北帶狀分

佈。相對而言，濾除颱風前後能量轉換的分佈幾乎沒有差別，只在颱風的路徑上，值變的比較小。能量的轉換呈現帶狀分佈，從台灣東邊大約 20 N 左右有一緯向帶狀的正值，以北轉換成負值。由圖 3.13c 颱風的經過加強正值處能量的轉換，也加強負值處能量的轉換，颱風在高層不會改變能量轉換的方向但會加強能量轉換的大小。

分析 200 百帕正壓轉換的四個項（圖 3.14，3.15），颱風通過對於 200 百帕的影響比起 850 百帕要來的小很多，但還是看到些微的改變。其四個項的特性與 850 百帕相似，原始場和濾除颱風場的第一項和第四項的值都呈現相互抵銷的狀態，而且在這兩個場中， $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$  這一項非常小幾乎沒有貢獻，因為高層主要都是吹西風，南北向的風場較小，所以主要的項在於  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ 。在基本場的環境中（圖 3.16），在東經大約 150-180 度，北緯 25-35 度緯向風場往北為負的梯度，即  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} < 0$ 。由於  $\overline{u'v'}$  在東風雨西風帶間為正的大值區，因此能量轉換為正。颱風濾除後的能量轉換仍舊清晰可見，僅比原始場弱一些，顯見颱風對能量轉換的影響在上對流層要比低對流層小很多。一般而言，夏季環流場在太平洋上方的低對流層為副熱帶高壓，高對流層通常為一槽線，前述  $\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  負梯度區正是上對流層槽線的位置。槽線的環境場會使能量由平均場轉換到擾動場，當颱風經過夏季高層槽線的區域，颱風帶來的極大擾動雖然影響比低對流層小，但是仍會增加轉換較多能量。

由以上的分析可知，夏季能量轉換的形式主要由基本環流場的配置決定，當背景環流場輻合，或是隨緯度變化的緯向風切為負，或經度變化的緯向風切為正，營造有利能量轉變到渦流的環境，而當颱風極大的擾動經過，就會釋放更多的能量轉換到擾動場。

### 3.3 季內震盪下颱風和平均場的交互作用

#### 3.3.1 季內震盪不同活躍度的比較

在過去的研究中，觀察到颱風傾向於集中在某一個期間生成 (Nakazawa, 2006)，這樣的群聚現象跟季風槽和夏季的副熱帶高壓彼此間消長的變化有著密切的關係 (McBride, 1995, Harr and Elsberry, 1998, Elsberry, 2004)。根據 Hsu et. al.(2008)的研究中指出 2004 這一年 ISO 的活躍性和颱風的生成有相當密切的關係，當 32-76 天頻段的季內震盪訊號強，颱風個數就多。在 Hsu et. al.的研究中以東亞季風槽的每日平均海平面氣壓當作指標(index)，當氣壓比平均值低，表示季內震盪是活躍的，反之當氣壓值比平均值高，季內震盪則為不活躍的狀態。這個指標也有 32-76 天的頻段的波動，表示季風槽的活躍度變化也有著 32-76 天季內震盪的週期。颱風的生成個數和季內震盪的活躍性呈現正相關，即當季內震盪活躍時，颱風生成的個數多。根據 JTWC 的資料在季內震盪活躍期生成的颱風數目有 17 個，在不活躍期生成的颱風只有 5 個。

本研究中使用 Hsu et. al.(2008)文中所定義的季內震盪 (ISO) 活躍期的時間，來看在 ISO 活躍和不活躍時，能量轉換上有何不同的表現。研究中定義的 ISO 活躍期時間如下表：

表 3.1 2004 年季內震盪活躍期的日期 (Hsu et.al., 2008)

<b>ISO active phase</b>	6/10-7/4	7/30-8/31	9/27-10/22
<b>ISO inactive phase</b>	7/5-7/29	9/1-9/26	

先來看在不同的 ISO 相位下的平均場有何不同，由圖 3.17 可以看到在季內震盪的活躍期，低層風場的季風槽的非常明顯，且向東南延伸；在不活躍的時期，

則是副熱帶高壓脊的影響。而在能量轉換的部分（如圖 3.18），不管在 850 百帕還是 200 百帕，ISO 活躍時正壓能量轉換明顯比不活躍時還要大很多。活躍期間，850 百帕的能量轉換的位置多集中在季風槽，大氣呈現較不穩定的狀態，能量由平均場轉換到擾動場，而在季風槽以北，台灣到日本一帶，能量的轉換不大。在 ISO 不活躍時期，在低緯也有正的能量轉換，但比活躍期來的小。應該是副熱帶高壓的環境配置的影響。在高層大約 35N 以南能量都是從擾動場傳到基本場，在 ISO 不活躍期整個能量的轉變變小，但在 35N 以北，能量轉換的方向改變，不活躍時的能量轉換較大。

颱風透過何種方式影響能量變化，把正壓能量轉換項拆解開來，在 850 百帕(如圖 3.19)可以看到在  $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$  和  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  這一項在 10N-20N 的地區有極大的正值，因為季風槽的環境是極大的緯向風場和 y 方向的風切，即能量由基本場轉換到擾動場，提高這個地區的不穩定度。在 ISO 不活躍期(圖 3.20)，整個能量轉換的配置大體上差不多但是變小很多，表示當 ISO 不活躍時，整個能量的轉換也跟著趨緩。高層和低層的整個風場配置很不一樣，高層的風是以西風為主，緯向風場隨經度的變化 ( $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$ )，提供了一個很好的基本環境讓能量從擾動場轉到平均場，在此我們不討論其他三項，因他們相對來說較不重要，單單來看  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$ ，由圖 3.21c 和圖 3.21d 可以看到造成此項不同的因素在於 ISO 活躍期和不活躍期西風擾動位置的不同，而且動量通量比較大。當 ISO 活躍時，西風噴流位置較低， $\overline{u'v'}$  的極大值出現在西風噴流南側 20N-30N 一帶，因此負能量轉換在此區最大。當 ISO 不活躍，副熱帶高氣壓強盛， $\overline{u'v'}$  的極大值出現在 35N-40N 一帶，使得在 35N 以北因為緯向風場的風切反轉加上擾動場變大，使得能量從平均場傳送到擾動場。相反的，在副熱帶地區，則因西風帶北移，動量通量較小，負能量轉換的強度反而變小。

### 3.3.2 季內震盪不同狀態下颱風的影響

當 ISO 活躍時，活躍的季風槽提高不穩定度有助於颱風的生成，反之則不利於颱風的生成。颱風生成後對於基本場的影響，是本節所要探討的。根據之前的分析知道颱風經過所帶來的強烈擾動會加強能量轉換的大小，但不改變能量轉換的方向。整體而言，颱風的存在使得擾動場在低對流層得到能量，在高對流層釋放能量回到平均場，此一結果可由圖 3.22 觀察到。在 850 百帕，原始場減去濾除颱風場的能量轉換差異是正值，亦即颱風的影響是吸取更多能量到擾動場。在 200 百帕，能量轉換差異為負值，亦即釋放更多能量回到基本場。當 ISO 活躍時環境場是不穩定，颱風生成的個數也增加，在低層轉換到擾動場的能量變多，在高層轉換到平均場的能量也變多。這些能量轉換的變化，因為主要貢獻為颱風，因此都是在颱風路徑上。

颱風的經過帶來強烈的擾動，不僅在能量轉換上有著顯著的影響，它對平均場也有回饋的作用。圖 3.23 分析在低層不同 ISO 活躍性有無颱風的環流場，比較這四張圖，可以看到在有颱風經過且 ISO 活躍時季風槽最強，把颱風濾除後季風槽變小，整個基本場也變的相對穩定。可見颱風的出現帶來的擾動吸收更多的能量，也讓季風槽變得更不穩定，有正反饋的作用。在 ISO 不活躍時，副熱帶高壓盤踞，這個時期生成的颱風相對來說少，在移除颱風後（圖 3.24d）整個環流沒有明顯的改變。

由以上的分析，颱風對於大尺度環流的影響受到季內震盪活躍度的調節。當季內震盪活躍，季風槽環境場有利於颱風生成，颱風的生成移行回饋到環境場加強季風槽的不穩定度，緯向風場的梯度增加（ $\frac{\partial u}{\partial y} < 0$ ），擾動場從平均場獲取更多能量，又有利於颱風生成。季內震盪不活躍時，環境場不利颱風發展，颱風的行經雖然會加強能量的轉換，但在 ISO 不活躍的環境下，熱帶氣旋少，對環境的回饋也相對小。

## 第四章 颱風透過波動對大尺度環流的影響

在之前的討論中，都是探討颱風對經過的區域上的影響。但颱風的強烈渦旋和潛熱釋放對於環境場而言是個極強的渦旋和熱源，不僅會在行經的地方帶來影響，也會透過波動傳送影響所在以外的地方。但實際上因為整個大氣環流受到很多天氣系統的影響，很難透過簡單的分析去定義颱風造成的影響。本章利用正壓模式探討颱風造成的羅士培波波源引發的羅士培波如何向下游傳播，影響遙遠地區的大尺度擾動。

### 4.1 颱風所引起的波動

首先計算有颱風的季節場和濾除颱風的季節場，在 200 百帕的羅士培波波源有何不同。氣候平均而言，RWS 在 20N-30N 間有一極大值區（圖 4.1a），這是因為此區為東亞/西北太平洋區域哈德理胞的下沈區，在上對流層為輻合帶，搭配正渦度，因此 RWS 為正。此區南方則為輻散區，因此 RWS 為副值（圖 4.2a）。濾除颱風之後，北正南負的 RWS 帶的基本架構不變，但是 RWS 正值帶明顯出現東西向扭曲的結構（圖 4.1b）。颱風貢獻的 RWS 在颱風路徑上多為正值，兩側則多為負值。若對照季節平均的輻散場和絕對渦度的分佈（如圖 4.2），在沒有颱風的環境場中，大約在北緯 25 度一帶，有比較強的輻散風輻合，從台灣一直延伸的東經 170 度左右，而在原始場比較沒有明顯的輻合，因颱風在低層輻合高層輻散，或許是因為颱風的經過抵銷原本高層的輻散風。

因六到十月有許多颱風經過西北太平洋地區，所引發的波動有可能會互相抵銷，故我們利用每一天羅士培波波源的變化來看颱風經過後的影響。圖 4.3 清楚的看到每一天在東經 100 度到 180 度間，北緯 25-30 度的平均羅士培波能量變化。在颱風經過的地區，都有明顯的 RWS 差值。以颱風 Maon 為例，存在時間為 10 月 4 號到 9 號，在 6 號時位於東經 133 度北緯 20 度向北移動，此時增強為強烈颱風。這段時間看到颱風造成的 RWS 往東移動 10 度以上的距離。

ISO 和颱風的交互作用在此也可以很明顯的看到。當 ISO 活躍時，大約是 6 月、8 月和 10 月，颱風的生成數多，產生的 RWS 較大(圖 4.4)。而當 ISO 不利於颱風生成，颱風個數少 (7 月、9 月)，RWS 也相對較小(圖 4.5)。ISO 活躍時，颱風生成多且呈現彎曲的路徑可以走到日本一帶 (Hsu et. al., 2008)，羅士培波源較廣較強，ISO 不活躍時颱風少，產生的波動範圍較侷限。

## 4.2 模式模擬狀況分析比較

針對在環境場時得到的初步結果，我們利用模式理想化的模擬來作分析。將觀測資料所計算出來的羅士培波波源放入模式中，在不同的背景場下看波動的情形。首先我們在模式裡放一個理想化的波源 (位於東經 120 度，北緯 20 度)，分別用觀測 ISO 活躍期和不活躍期的環流場當作背景場。隨時間積分後達到穩定的狀態，如圖 4.6。在不同的背景流場下，理想波源都可以引發一個完整的波列由波源的位置隨著流場往東北傳遞。當背景環流場活躍 (圖 4.6a)，有利於擾動生成，波源所產生的擾動較大。而當背景場不活躍，不利於擾動生成(圖 4.6b)，波源也會產生能量傳遞，但相對來說是比較微弱的。由初步的模擬顯示同一個擾動，在不同的基本場狀態下，對於環境所造成的影響不同，而影響的大小受控於環境場本身的活躍性。

為了釐清觀測中的現象，我們設計了兩個實驗，第一個是給定氣候平均 (climatology) 的背景場，放入計算出來的 ISO 活躍期和不活躍期颱風造成的羅士培波源，以瞭解不同相位波源在同一個背景場下的影響。第二個是同樣放入季節平均的羅士培波源，但分別為活躍和不活躍的背景場，來看背景場對擾動的影響。在第一個實驗中 (如圖 4.7)，同樣也可以看到波列往東方傳送，同樣條件下的背景場颱風在活躍的 ISO 下產生的羅士培波傳送比起來較大。由此可驗證當 ISO 活躍時，颱風生成較多，頻繁的經過西北太平洋地區，引發較強的羅士培波對整個環流場帶來較大的影響。

在第二個實驗（如圖 4.8），同樣的波源，在不同的環境場下亦有不同的表現。可以看到 ISO 活躍的環境場中，較強的西風噴流有助於擾動的生成，有小小的擾動波源出現就可以產生較強波動能量的傳送。反之，所產生的波動就比較弱。這和單一個波源（圖 4.6）做比較，可以同樣發現都是 ISO 不同活躍期的背景場，所產生的擾動大小不同。兩個實驗產生的流函數大小可差到 100 倍左右，雖然模式的模擬的量值不能完全反應實際狀況，但至少從流函數的大小可以推估，當夏季颱風頻繁的出現在西北太平洋，若背景流場也是有利於擾動生成的，颱風所帶來的影響比起單一颱風經過是來的大很多。

從模式的實驗中能夠定性的瞭解颱風和環流場之間的關係，活躍的環境場有利於波動的增長和傳遞，而頻繁的颱風帶來活躍的擾動也會加強能量的傳遞，颱風和環境場之間有著正回饋彼此影響的效果。



## 第五章 結論與討論

颱風相對於整個其他大尺度現象而言或許在範圍和時間上都不大，但卻可以對人類帶來極大的影響。環境場和颱風之間的交互影響一直都是人類想要探討的問題，透過本研究我們以氣候的角度欲知環境場如何受到這個小尺度的系統影響，透過能量的轉變和定性波動的分析 and 模擬試圖理解颱風的影響。透過人為濾除颱風的方法，分離出有颱風和無颱風影響的環境場，進而分析颱風所帶來的影響。

### 5.1 結論

#### 5.1.1 能量診斷

在正壓能量的轉換上，能量在低層傾向於由基本場傳送到擾動場，及平均動能轉換成擾動動能，高層則相反。颱風的經過會加強當地能量的轉換，但低層環流場較為複雜，颱風的影響因著環境場配置的不同有所不同，當颱風經過夏季季風槽緯向的風切環境場，颱風帶來極大的擾動，會使的在季風槽的能量更多被釋放到渦流，而這樣能量的釋放也能回饋促進颱風的生長。在副熱帶高壓脊一帶，環境場是有利於渦流動能轉換成平均動能，颱風經過擾動增加會使的擾動動能變少。在正壓能量方程的四個項中，風切項都是影響正壓能量轉換的主要的項。在 200 百帕主要是以西風吹佛，所以基本場的西風在緯向上的變化控制能量轉換的方向，在 30°N 以北能量從平均場轉變到擾動場，30°N 以南，西風向北增加，能量從擾動場轉換回到平均場，颱風的經過對高層的影響相對低層來說是比較小，但還是可以看到颱風加強能量的轉換。在高層負熱帶高壓槽現的位置，颱風經過更有利於能量轉換。

在季內震盪尺度下，當 ISO 活躍時，環境場的配置有助於颱風的生成，而颱風的行經時強烈的擾動在低層帶來更多的能量轉換到渦流動能高層也使更多能量

轉換回平均場。當 ISO 不活躍時，基本場呈現穩定的狀態，整個正壓能量的轉換比起活躍時減少，颱風的生成也相對的少。

### 5.1.2 波動能量傳遞

研究中透過計算高層羅士培波的方式，分析颱風波動如何影響大尺度環流。由觀測的資料可以確實看到颱風的經過會有波動能量的傳遞，隨著流場往東方傳送，強度越強的颱風所引發的羅士培波越大。而在 ISO 活躍時，颱風數目多，所引發的羅士培波也比較活躍。

透過簡單正壓模式的模擬，探討基本場和颱風間的交互作用。透過實驗的結果可以看到在同樣的背景下，當颱風經過的越多，所引發的波動傳送就越多，對整個大氣的影響也就比較大。而同樣的波源，在較活躍的環境場也會產生較大的波動傳送。由觀測場的分析 and 實驗的結果，颱風的形成和移行會對整個環流場造成影響，夏季颱風生成越頻繁對整個環流所帶來的影響越大，若此時環境場呈現活躍的，則會更增進颱風對環境場的影響。

透過不同的方法探討颱風對大尺度環流的影響，可以發現颱風的經過像是放大器對於能量轉換和波動都有加強的效果，而這樣的效果會增加環境場的不穩定性，使的環境場成爲更有利於颱風生成的環境。

## 5.2 討論

在本研究中使用的濾颱風的方法，是利用颱風在徑向上有極大的風速可作爲濾除颱風的標準，所以可以處理二維的資料，但在颱風貢獻的垂直資料上，因爲颱風所貢獻的垂直速度難以定義，所以無法透過此方法濾除垂直的分量，此研究中只探討颱風透過正壓能量轉換對大尺度環流的影響。但在能量平衡上，斜壓能量的轉換也扮演很重要的角色，由徐（2008）的分析，一般而言斜壓能量轉換的值和正壓是同一個數量級，但斜壓比正壓能量稍微大一些。由於颱風不僅有個強

渦旋，也有著顯著的垂直運動，可以推測颱風對於斜壓能量的轉換，應該有相當的影響力。



## 參考文獻

- 洪靜慧, 2007:西北太平洋地區熱帶氣旋活動對氣候變異度的影響。國立台灣大學碩士論文。
- 徐邦琪, 2008 : ENSO and Eddy Energetics along the Tropical Storm Track , 國立台灣師範大學博士論文。
- Dickinson, M., and J. Molinari, 2002: Mixed Rossby-gravity waves and western Pacific tropical cyclogenesis. Part I: Synoptic evolution. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2183-2196.
- Elsberry, R. L., 2004: Monsoon-related tropical cyclones in East Asia. In 'East Asian Monsoon', World Scientific Series on Meteorology of East Asia Vol. 2, Ed. C.-P. Chang, World Scientific, Singapore, 463-498.
- Ferreira, R.N., W.H. Schubert, and J.J. Hack, 1996: Dynamical Aspects of Twin Tropical Cyclones Associated with the Madden-Julian Oscillation. , **53**, 929-945.
- Gao, S., J. Wang, and Y. Ding, 1988: The triggering effect of near-equatorial cyclones on El Niño. *Adv. Atmos. Sci.*, **5**, 87-95.
- Gill, A., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- Gray, W. M., 1979: Hurricanes: their formations, structure and likely role in the tropical circulation. Supplement of Meteorology Over the Tropical Oceans. Published by RMS, James Glaisher House, Grenville Place, Bracknell, Berkshire, RG 12 1BX, D. B. Shaw, (ed.), 155-218.

- Harr, P. A., and R. L. Elsberry, 1998: Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part I: Spatial patterns and tropical cyclone characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1225-1246.
- Harrison, D. E., and B. S. Giese, 1991: Episodes of surface westerly winds as observed from islands in the western tropical Pacific. *J. Geophys. Res.*, **96**, 3221-3237.
- Hong, C-C, H-H Hsu, and H-H Chia, 2009: A Study of East Asian Cold Surges during the 2004/05 Winter: Impact of East Asian Jet Stream and Sub-tropical Upper-Level Rossby Wave Trains. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, Vol. 20, No. 2, 000-000
- Hsu, H. H., 1994: Relationship between tropical heating and global circulation: Interannual variability. *J. Geophys. Res.*, **99**, 10473-10489.
- Hsu, H.H., C.H. Hung, A.K. Lo, C.C. Wu, and C.W. Hung, 2008: Influence of Tropical Cyclones on the Estimation of Climate Variability in the Tropical Western North Pacific. , **21**, 2960–2975.
- Hsu, H.-H., Y.-L. Chen, A.-K. Lo, C.-H. Hung, W.-S. Kau, and C.-C. Wu, 2008: Intraseasonal Oscillation-Tropical Cyclone Coupling in the Western North Pacific during the 2004 Typhoon Season. To appear in “Recent Progress in Atmospheric Sciences: Applications to the Asia-Pacific Region”, World Scientific.
- Kindle J. C., and P. A. Phoebus, 1995: The ocean response to operational westerly wind bursts during the 1991-1992 El Niño. *J. Geophys. Res.*, **100**, 4893-4920.
- Ko, K.C., and H.H. Hsu, 2009: ISO Modulation on the Submonthly Wave Pattern and Recurring Tropical Cyclones in the Tropical Western North Pacific. , **22**, 582–599.

- Krouse, K.D., A.H. Sobel, and L.M. Polvani, 2008: On the Wavelength of the Rossby Waves Radiated by Tropical Cyclones. , **65**, 644–654.
- Kuo, H.C., J.H. Chen, R.T. Williams, and C.P. Chang, 2001: Rossby waves in zonally opposing mean flow: Behavior in Northwest Pacific summer monsoon.*J. Atmos. Sci.*, **58**, 1035–1050.
- Kurihara, Y., M. A. Bender, and R. J. Ross, 1993: An initialization scheme of hurricane models by vortex specification. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2030-2045.
- Lau, K.-H., and N.-C. Lau, 1992: The energetics and propagation dynamics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 2523-2539.
- Li, T., and B. Fu, 2006: Tropical cyclogenesis associated with Rossby wave energy dispersion of a preexisting typhoon. Part I: Satellite data analyses. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 1377–1389.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Ocean and the Madden-Julian oscillation.*J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401-412.
- Lorenz E. N., 1955: Available potential energy and the maintenance of the general circulation. *Tellus*, **7**, 157-167.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: Detection of a 40–50 day oscillation in the tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1972: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.

Maloney, E. D., and D. L. Hartmann, 2001: The Madden–Julian Oscillation, barotropic dynamics, and North Pacific tropical cyclone formation. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **58**,2545–2558.

Maloney, E. D., and M. J. Dickinson, 2003: The intraseasonal oscillation and the energetics of summertime tropical western North Pacific synoptic-scale disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 2153-2168.

Mattews, A. J., and G. N. Kilasis, 1999 : The tropical-extratropical interaction between high-frequency transients and the Madden-Julian oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **127**,661-677.

McBride, J. L., 1995: Tropical cyclone formation. Chap. 3, Global Perspectives on Tropical Cyclones, Tech. Doc. WMO/TD No. 693, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 63-105.

Molinari, J., D. Knight, M. Dickson, D. Vollaro, and S. Skubis, 1997 : Potential vorticity, easterly waves, and eastern Pacific tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**,2699-2708.

Nakazawa, 1986 : Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE year.*J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 17-34.

Nakazawa, T., 2006: Madden-Julian Oscillation Activity and Typhoon Landfall on Japan in 2004. *SOLA*, **2**, 136-139, doi:10.2151/sola.2006-035.

Sardeshmukh, P.D., and B.J. Hoskins, 1988: The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence. , **45**, 1228–1251.

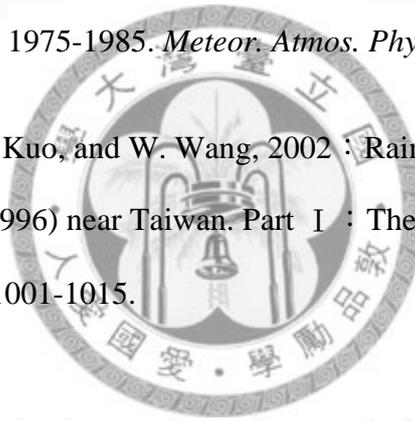
Sobel A. H., and C. S. Bretherton, 1999: Development of synoptic-scale disturbances over the summertime tropical northwest Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **56**,3106-3127.

Sobel A. H., and S.J. Camargo, 2005: Influence of western North Pacific tropical cyclones on their large-scale environment. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3396-3407.

Tam, C.-Y. and T. Li, 2006: The origin and dispersion characteristics of the observed summertime synoptic-scale waves over the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*,**134**, 1630-1646.

Wang, B., and H. Rui, 1990b: Synoptic climatology of transient tropical intraseasonal convection anomalies: 1975-1985. *Meteor. Atmos. Phys.*, **44**, 43-61.

Wu, C.C., T.-H. Yen, Y.H. Kuo, and W. Wang, 2002 : Rainfall simulation associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I : The topographic effect. *Wea. And Forecasting*, **17**, 1001-1015.



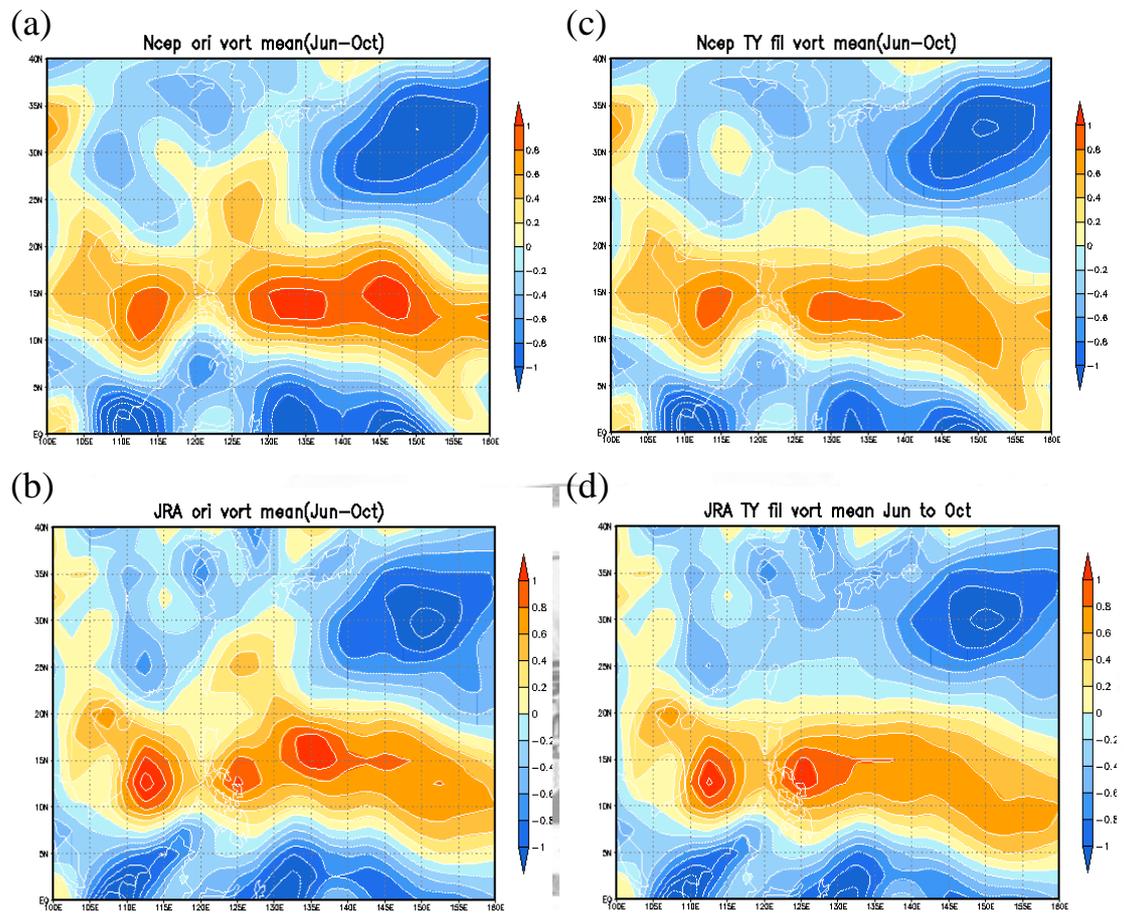


圖 2.1 2004 年 6-10 月 850 百帕平均渦度場。單位為： $10^{-5} \text{ 1/s}$ 。(a) 為 NCEP 原始場的平均渦度。(b) 為 JRA 原始場的平均渦度。(c) 為 NCEP 移除颱風後的平均渦度。(d) 為 JRA 移除颱風後的平均渦度。

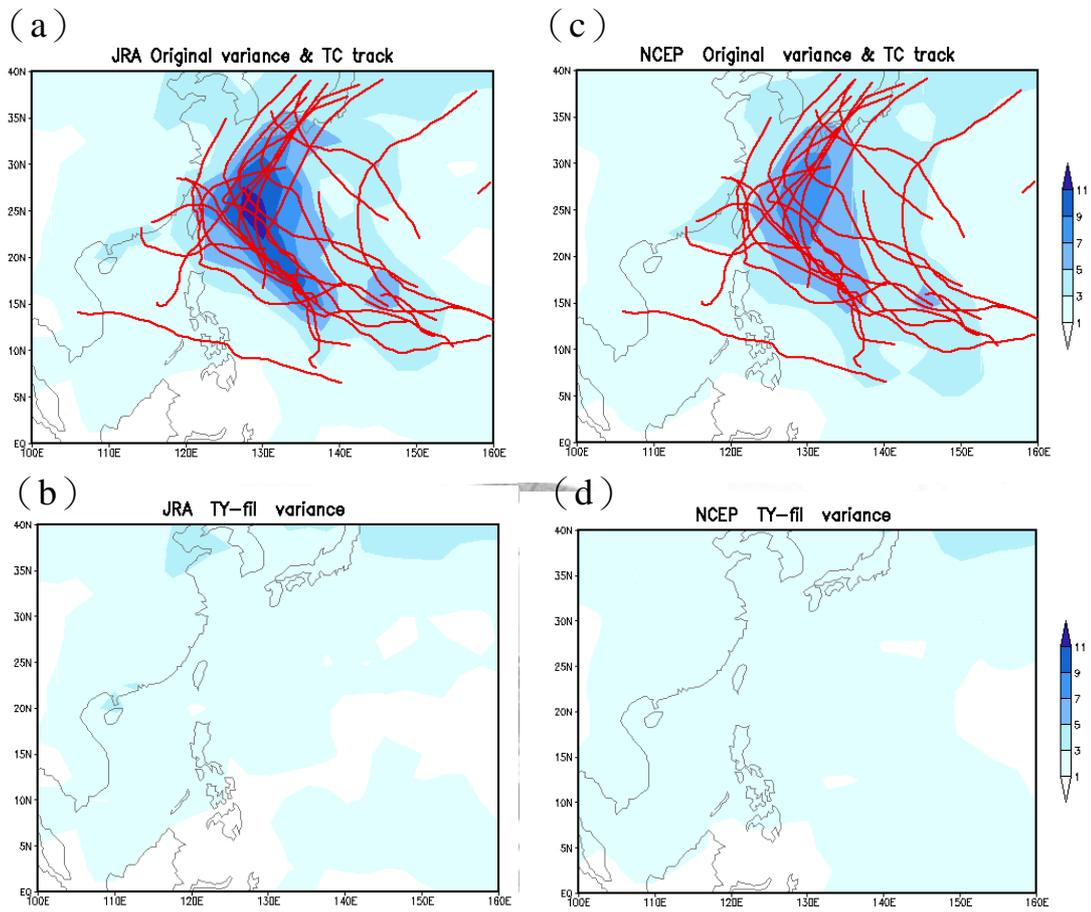


圖 2.2 2004 年 6-10 月不同資料 850 百帕的渦度變異量。(a) JRA 原始場和颱風路徑。(b) JRA 濾除颱風場。(c) NCEP 原始場和颱風路徑。(d) NCEP 濾除颱風場。

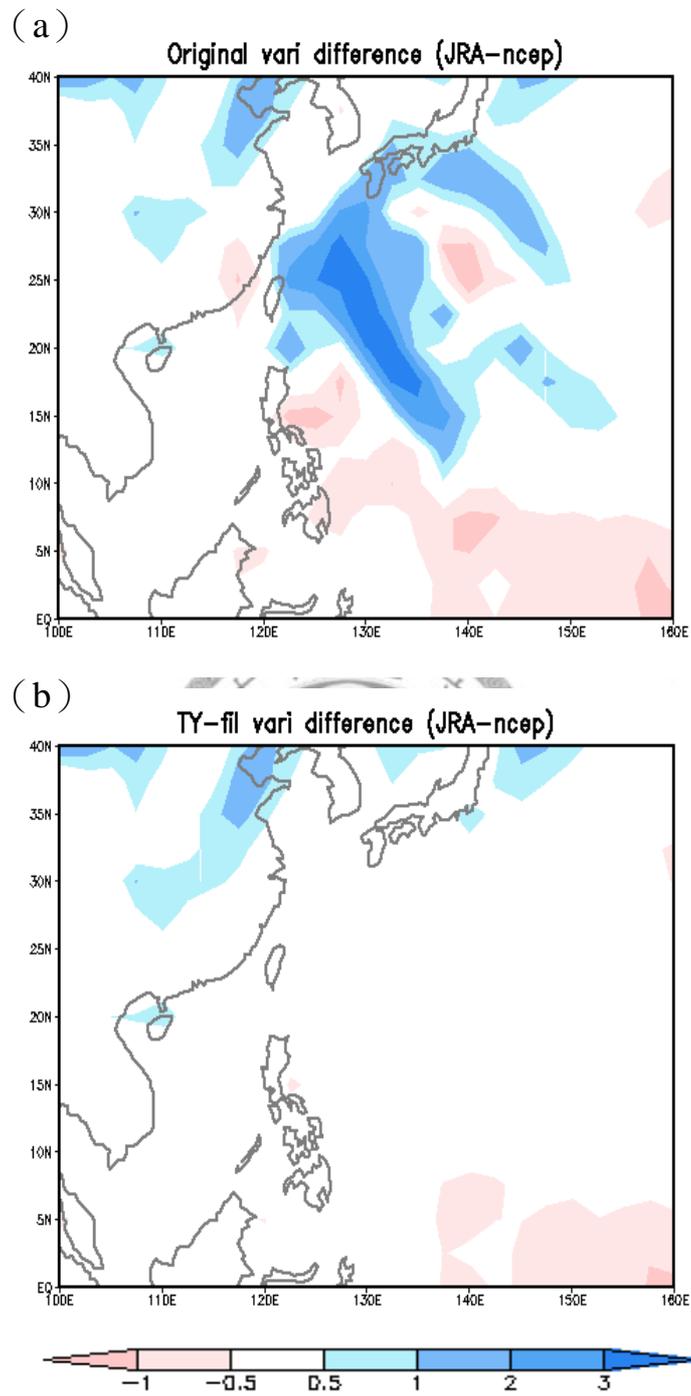
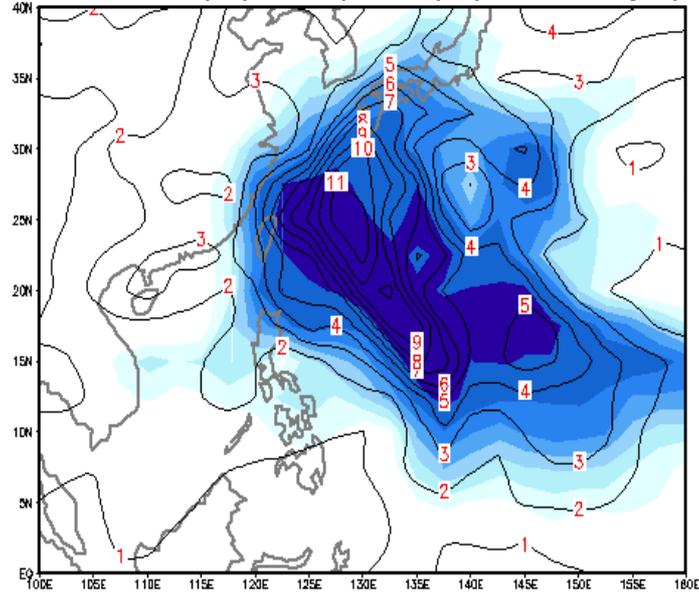


圖 2.3 JRA 和 NCEP 850 百帕渦度變異量的差值。(a) 原始場的差。(b) 濾除颱風場的差。

(a) JRA variance proportion (shaded:prop contour:origin)



(b) Ncep variance proportion (shaded:prop contour:origin)

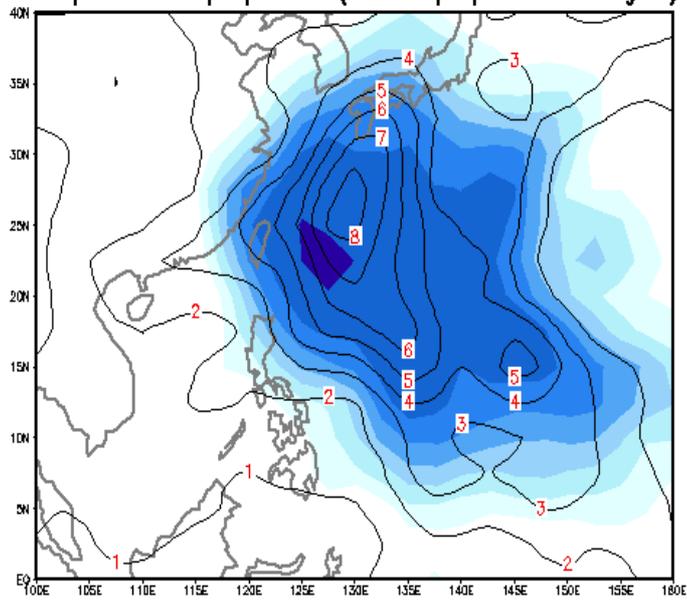


圖 2.4 颱風造成的渦度變異量在總變異量中所佔的比例。色階為颱風變異量的比例，等值現為總變異量。(a) JRA。(b) NCEP。

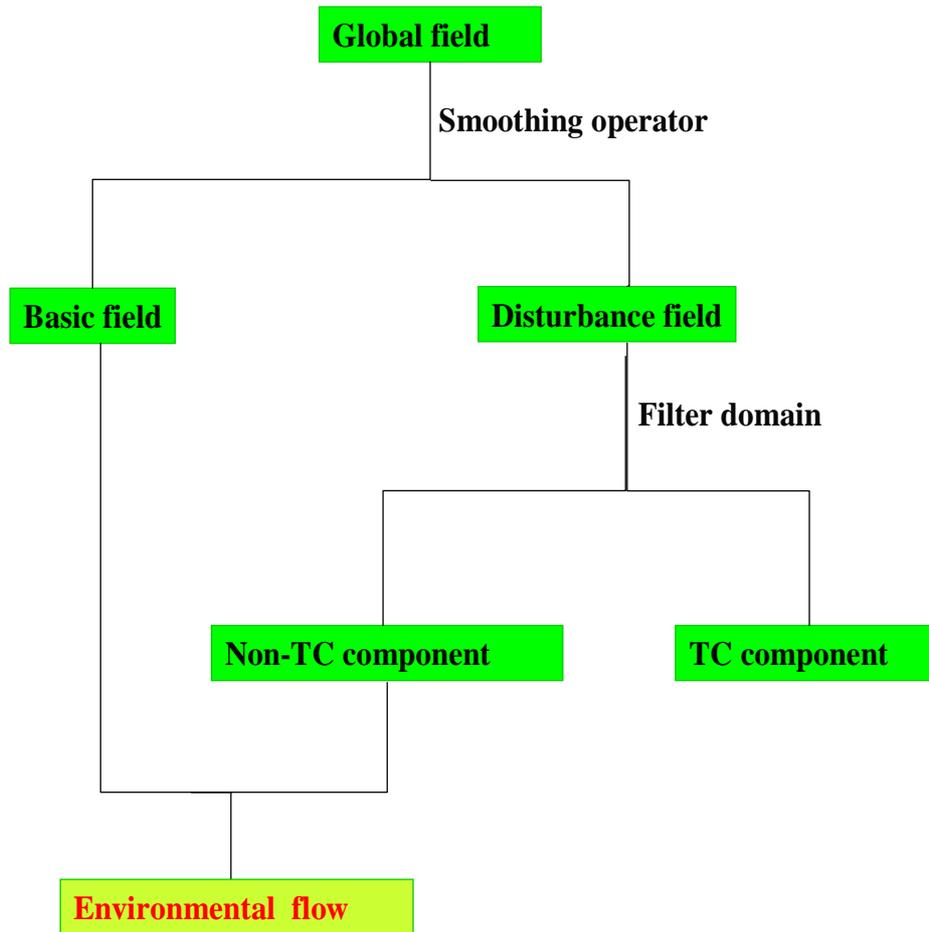


圖 2.5 Wu et al. (2002) 濾除颱風流程圖。

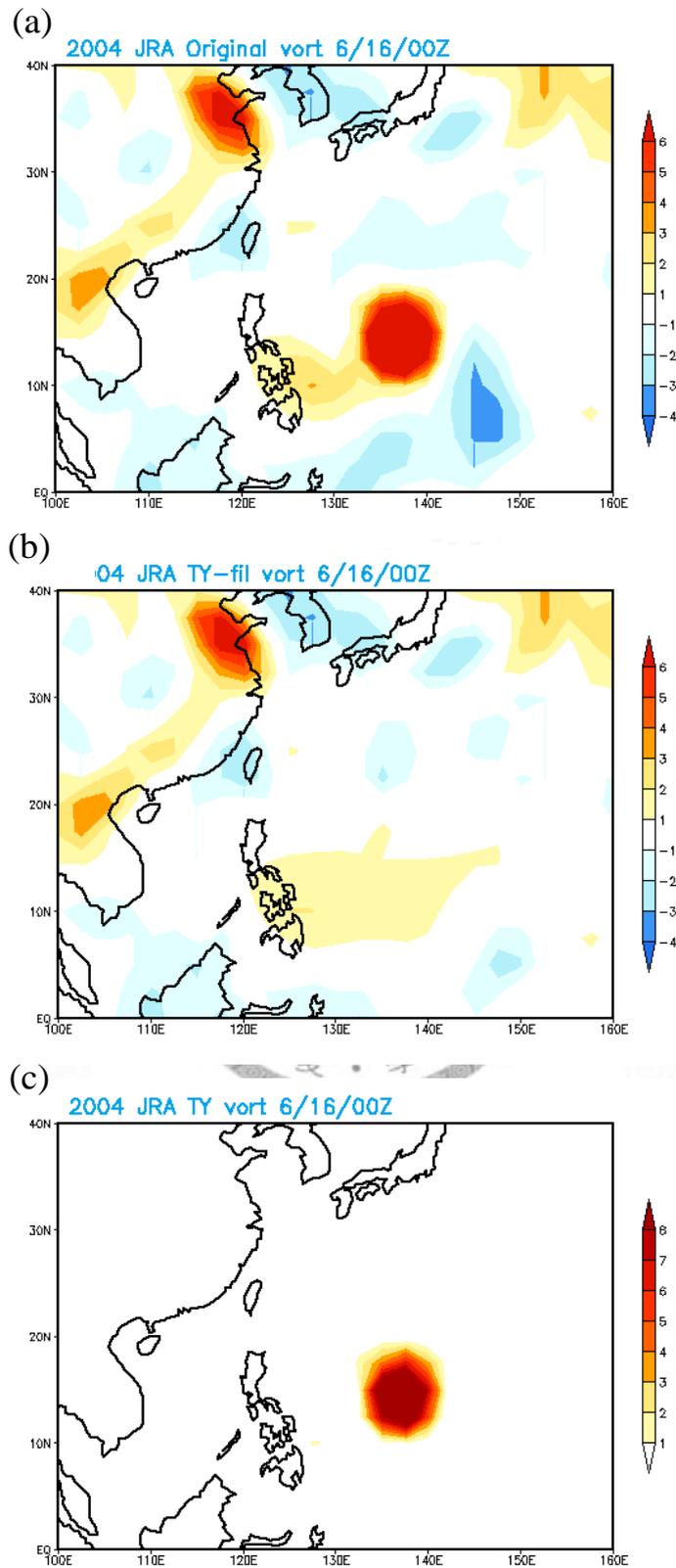


圖 2.6 2004 年 6 月 16 日 00z 850 百帕的渦度場。單位為 $10^{-5} \text{ 1/s}$ 。

(a) 為原始場的渦度。(b) 為濾除颱風分量後的渦度。(c) 為兩個相差的渦度值，即颱風的分量。

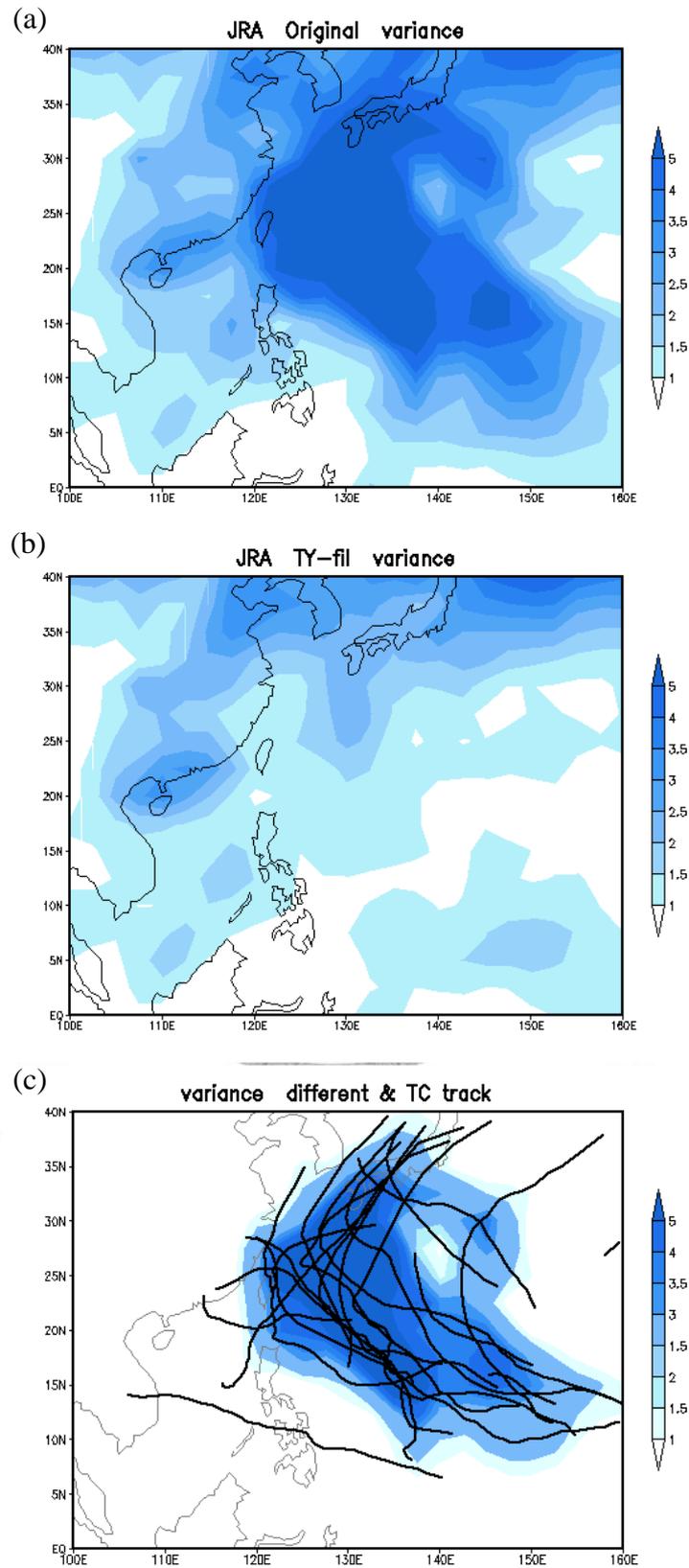


圖 3.1 2004 年 6-10 月 850 百帕渦度變異量。單位： $s^{-2}$ 。(a) 原始場。(b) 濾除颱風場。(c) 颱風貢獻的變異量和 6-10 月颱風的移行路徑。

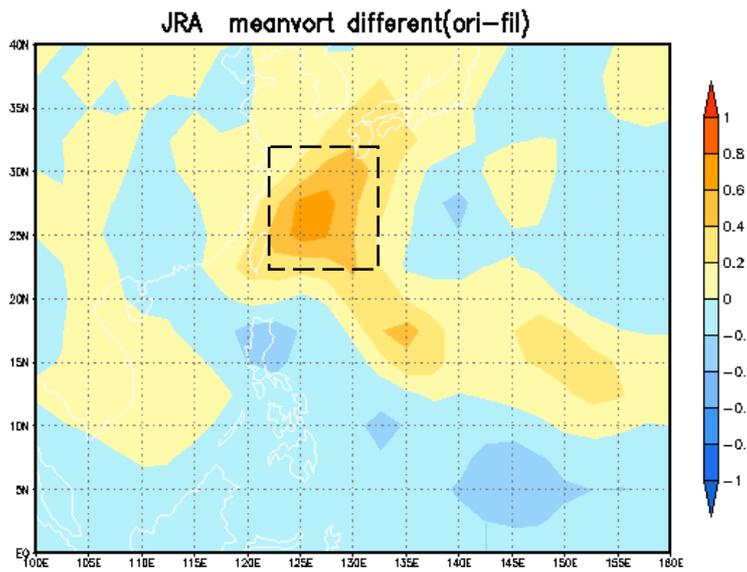


圖 3.2 原始渦度場和濾除颱風後渦度場的差值。黑色框線為計算渦度分佈選取的區域，位置為 122E-132E，22N-32N。

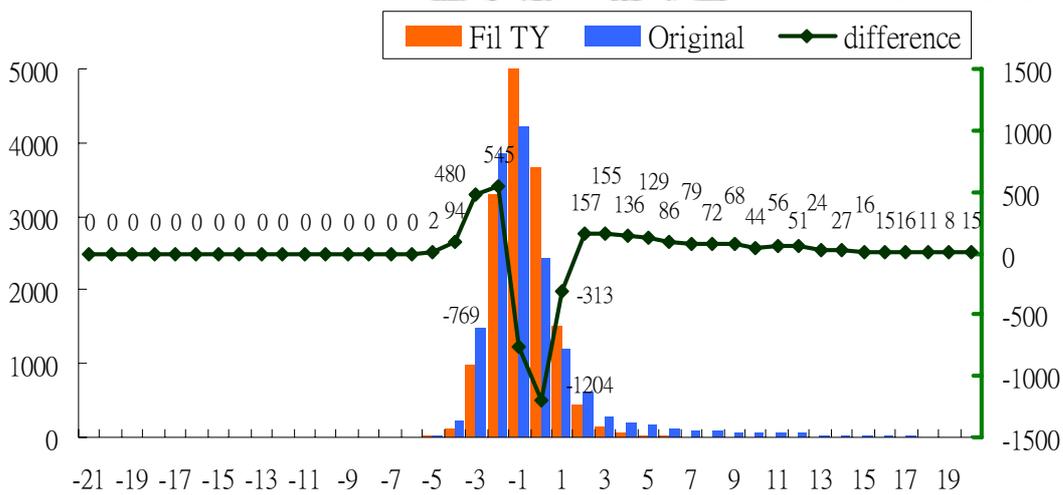


圖 3.3 渦度分佈圖。長條圖表示每個渦度值在選定的區域內出現的次數。渦度單位： $10^{-5} \text{ 1/s}$ 。折線圖（綠色座標）是原始場和濾除颱風後次數的差值。

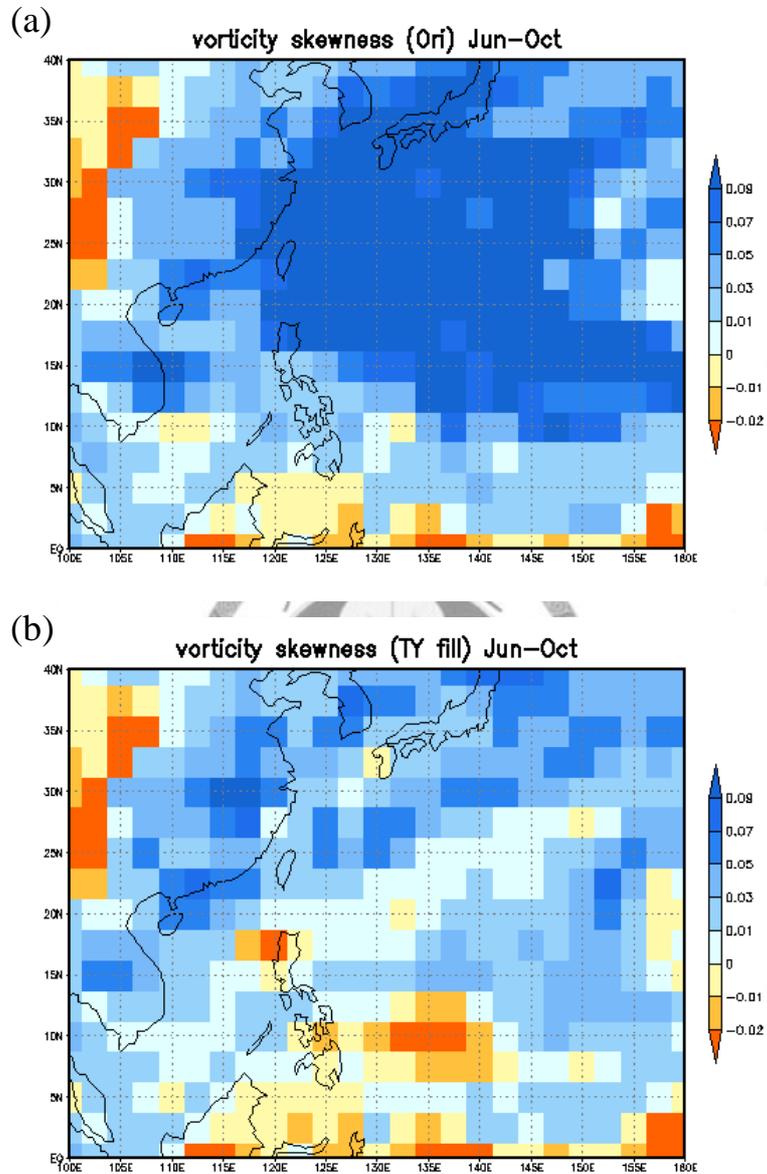


圖 3.4 偏態係數。(a)為原始場每個格點所計算出來的值。(b)為濾除颱風後所計算出來的值。

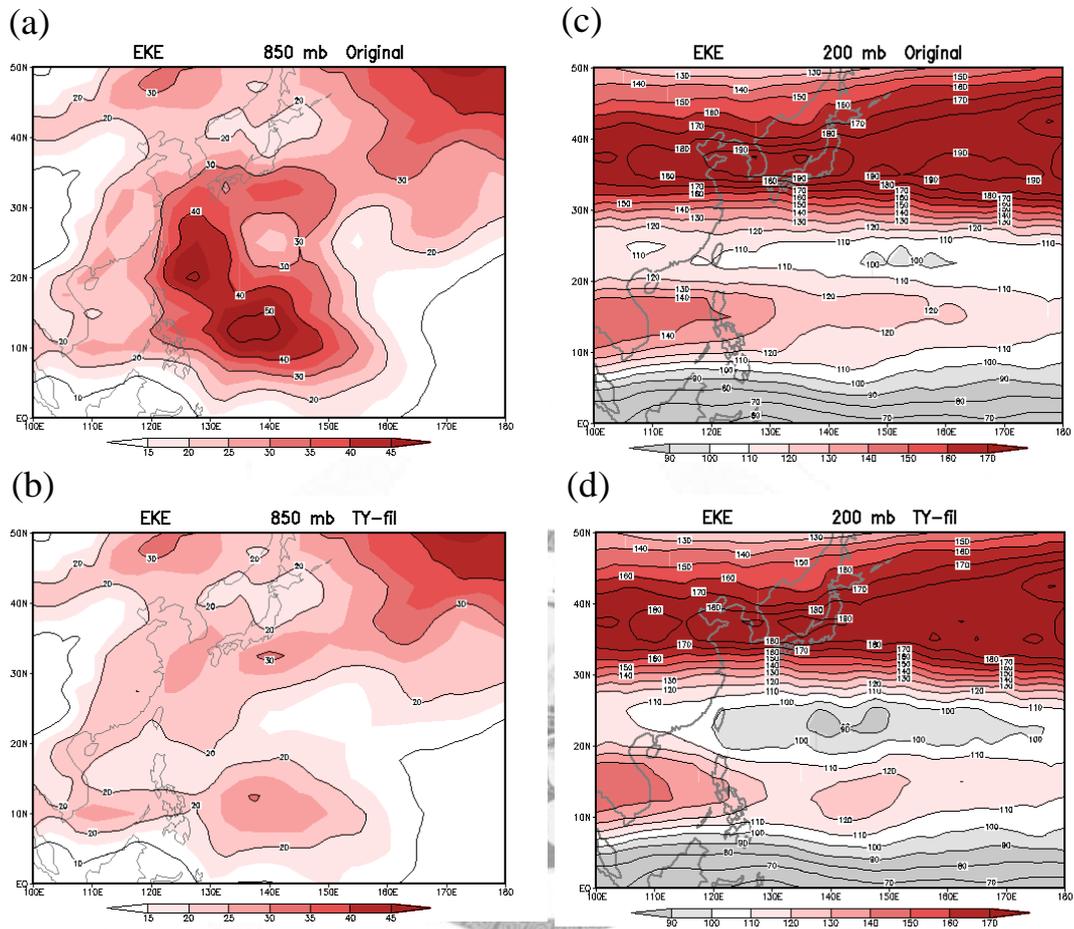


圖 3.5 6-10 月平均渦流動能。  $\frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2})$ 。單位： $m^2/s^2$ 。(a)為 850 百帕原始場的渦流動能。(b)為 850 百帕濾除颱風後的渦流動能。(c)是 200 百帕原始場。(d)為 200 百帕濾除颱風場。

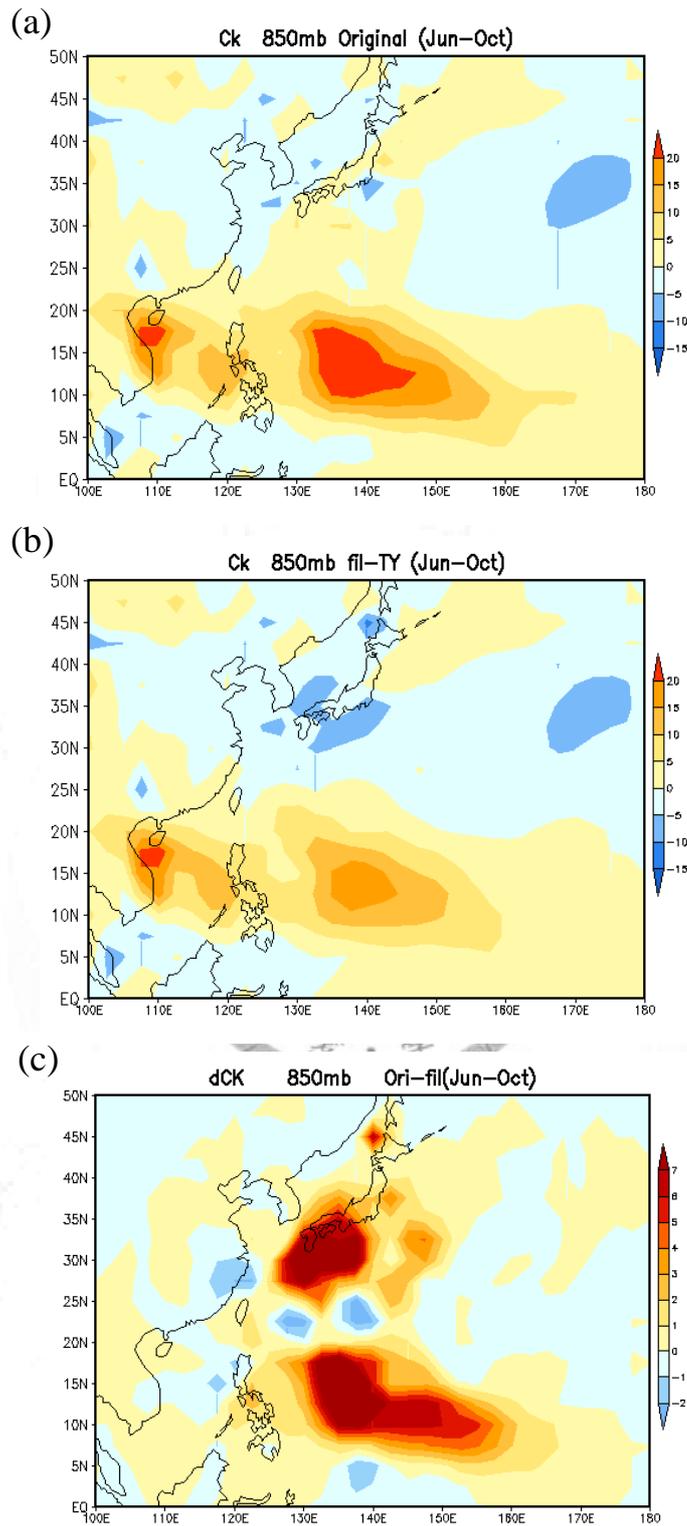


圖 3.6 850 百帕 6-10 月平均正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$  (a) 為原始場的值。(b) 為濾掉颱風後的值。(c) 為原始場減去濾除颱風場後的差值，即為颱風貢獻的正壓能量轉換。

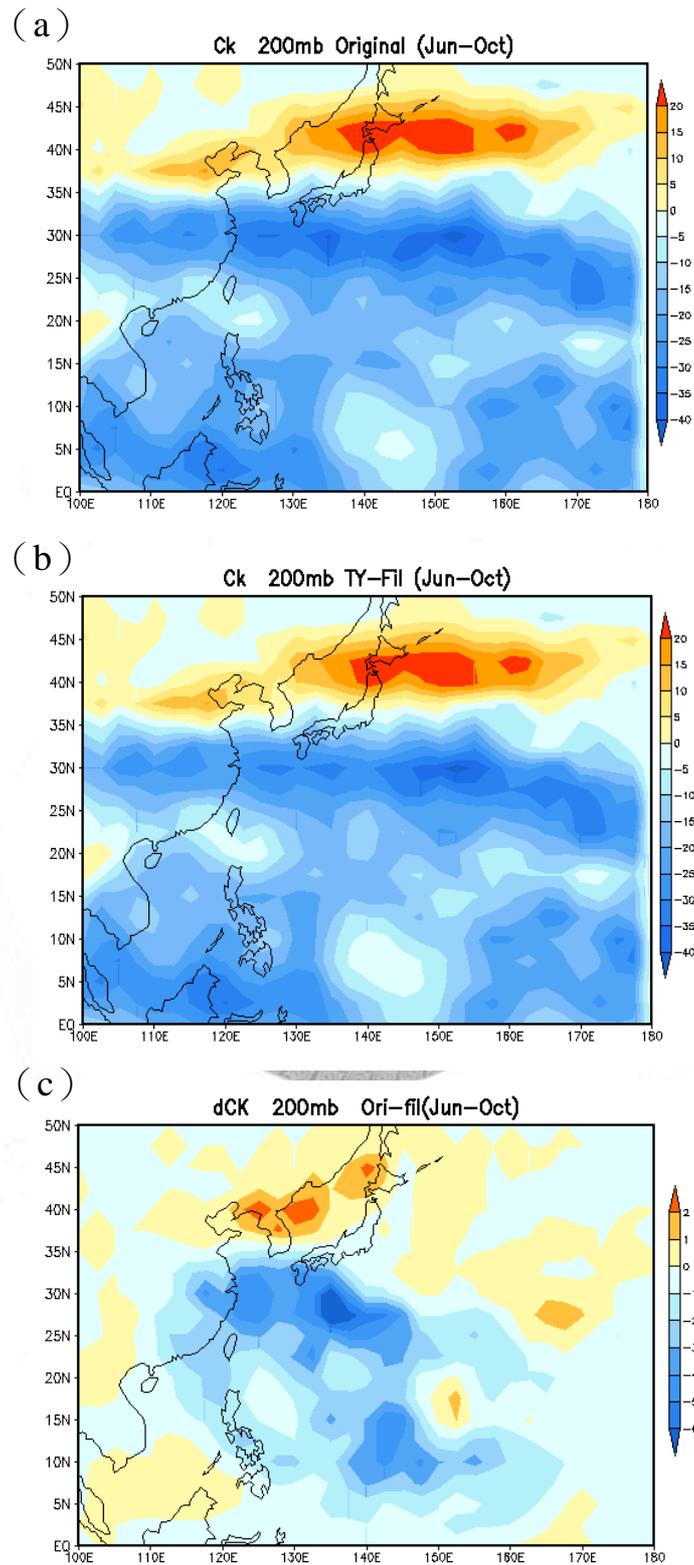


圖 3.7 200 百帕 6-10 月平均正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(a) 為原始場的值。(b) 為濾掉颱風後的值 (c) 為原始場減去濾除颱風場的差值，即為颱風貢獻的正壓能量轉換。

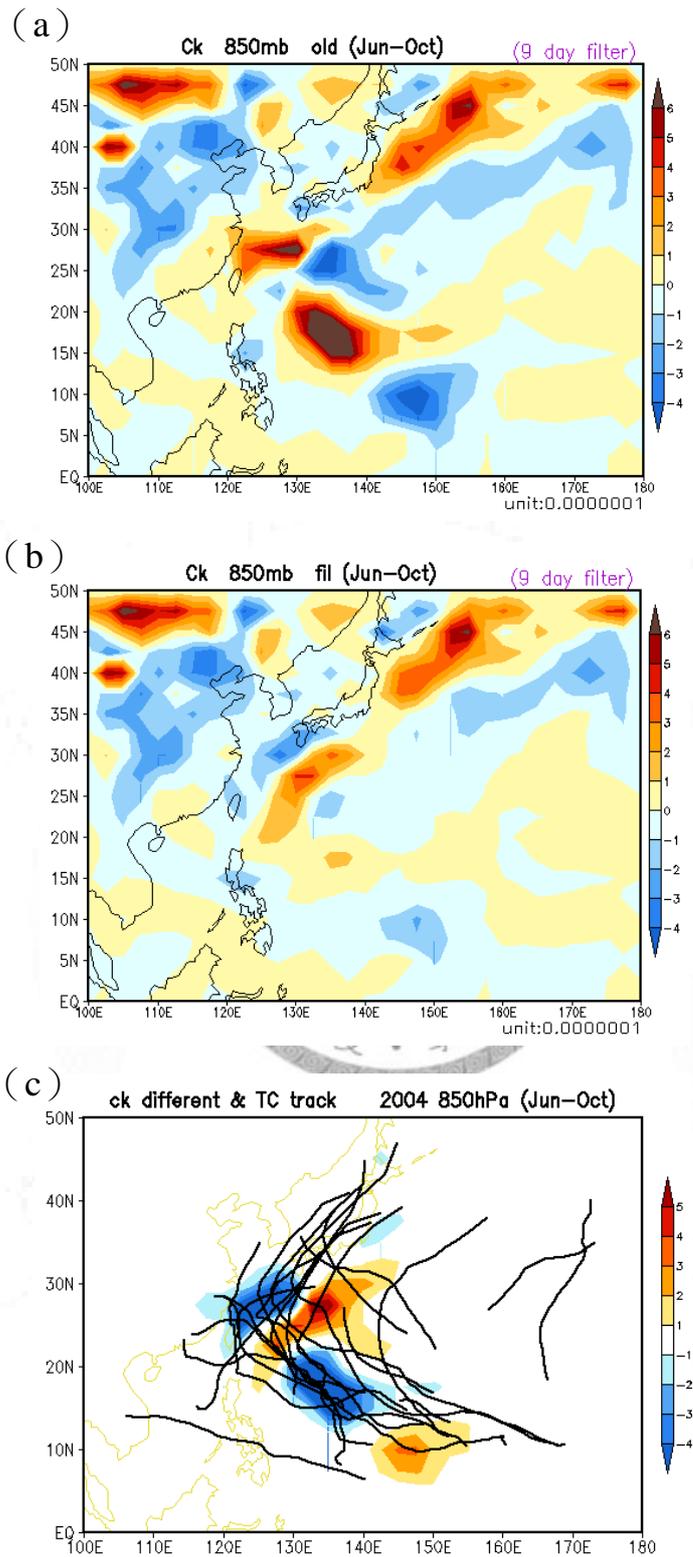


圖 3.8 850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^{-7} m^2 s^{-3}$ 。(a) 為原始場的值。(b) 為濾掉颱風後的值。(c) 為颱風貢獻的能量變化和颱風路徑。

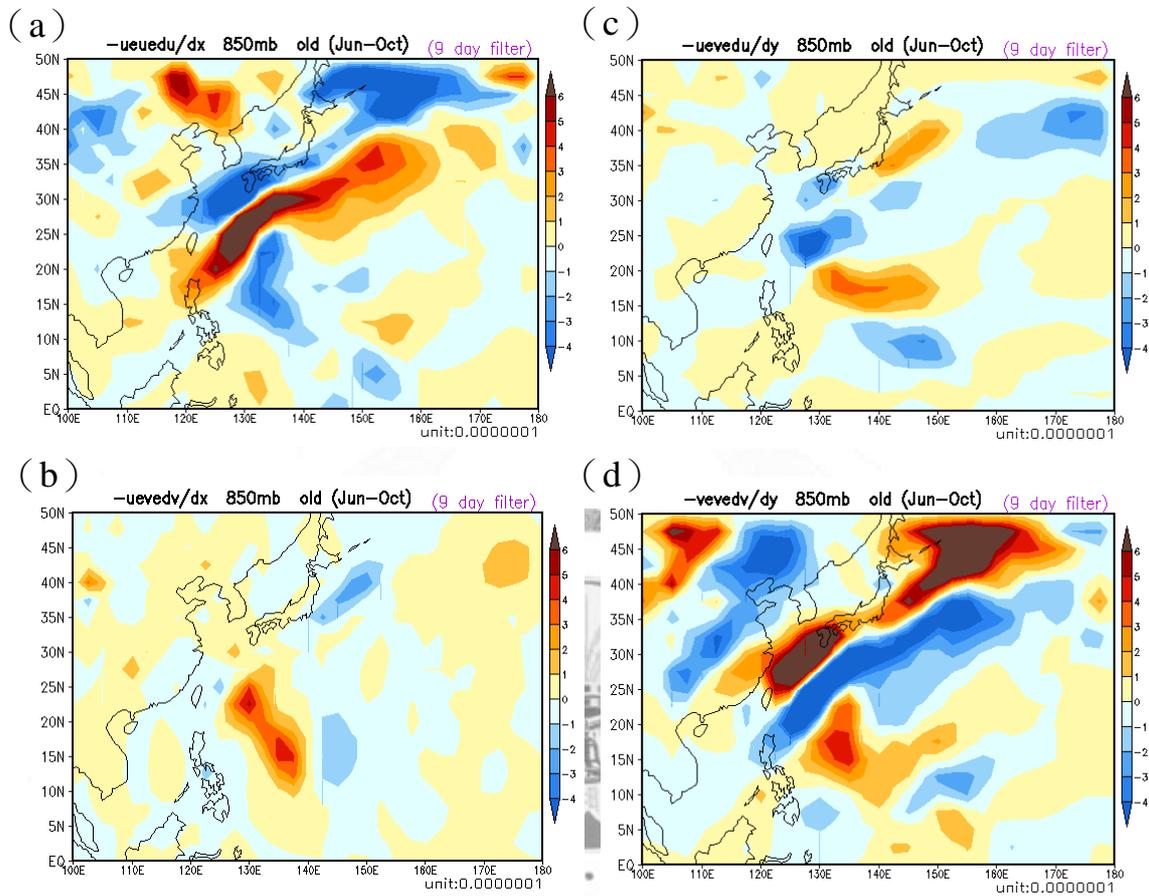


圖 3.9 原始場 850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位：

$$10^{-7} m^2 s^{-3} \circ (a) \quad -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (b) \quad -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \quad (c) \quad -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (d) \quad -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \circ$$

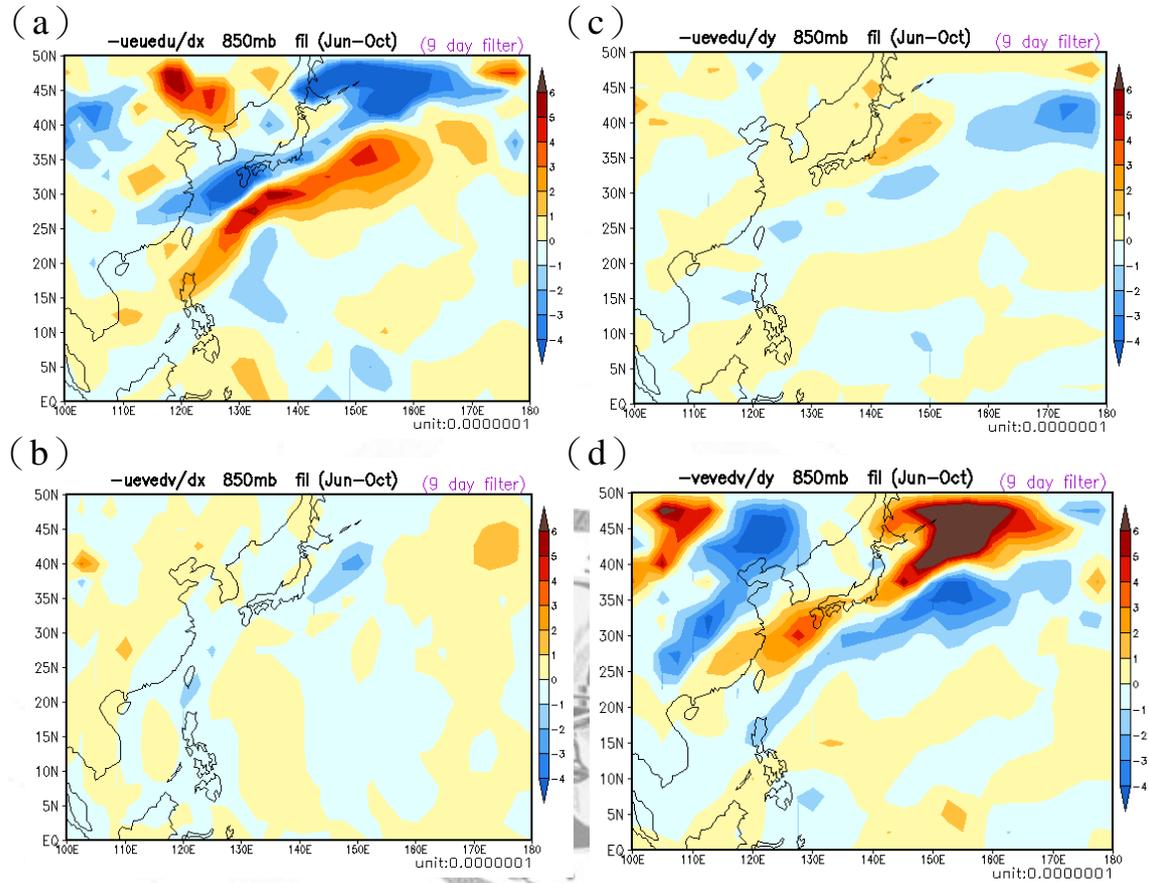


圖 3.10 瀆除颱風場 850 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位：

$$10^7 m^2 s^{-3} \text{。 (a) } -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (b) } -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (c) } -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (d) } -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。}$$

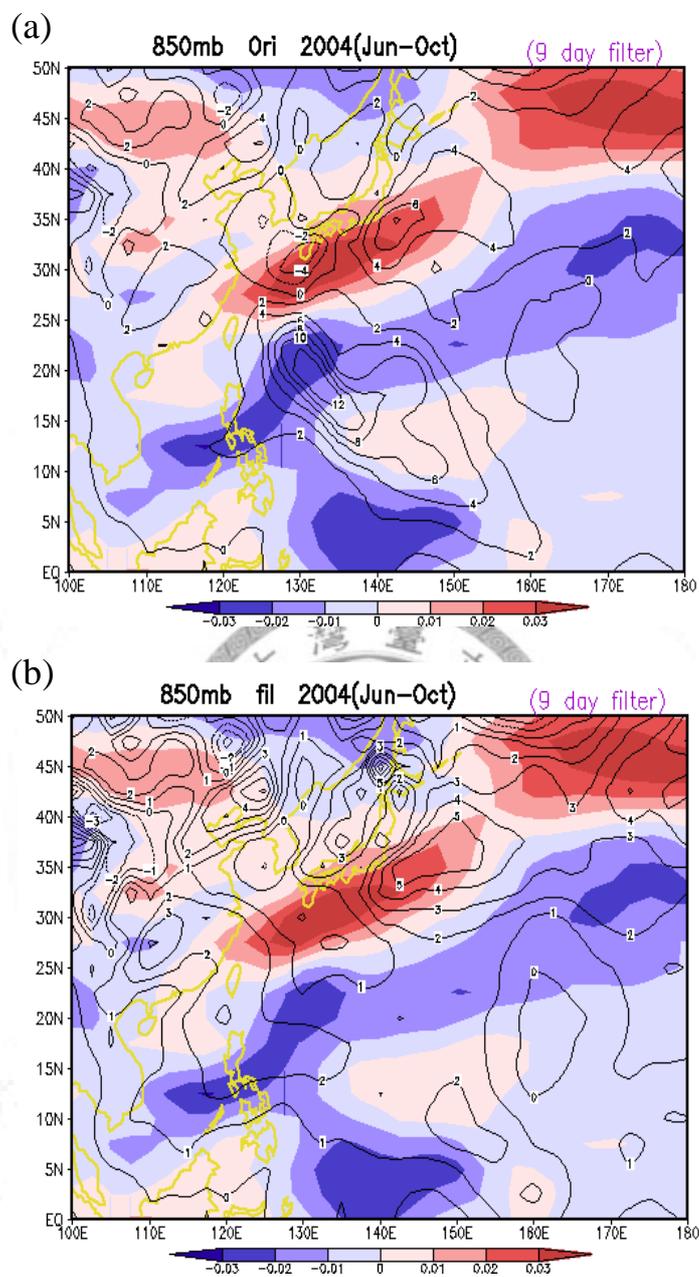


圖 3.11 850 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均緯向的風場 ( $\bar{U}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。(a)為原始場的值，等值線間距為 2 m/s。(b)為濾除颱風後的場，等值線間距為 1 m/s 值。

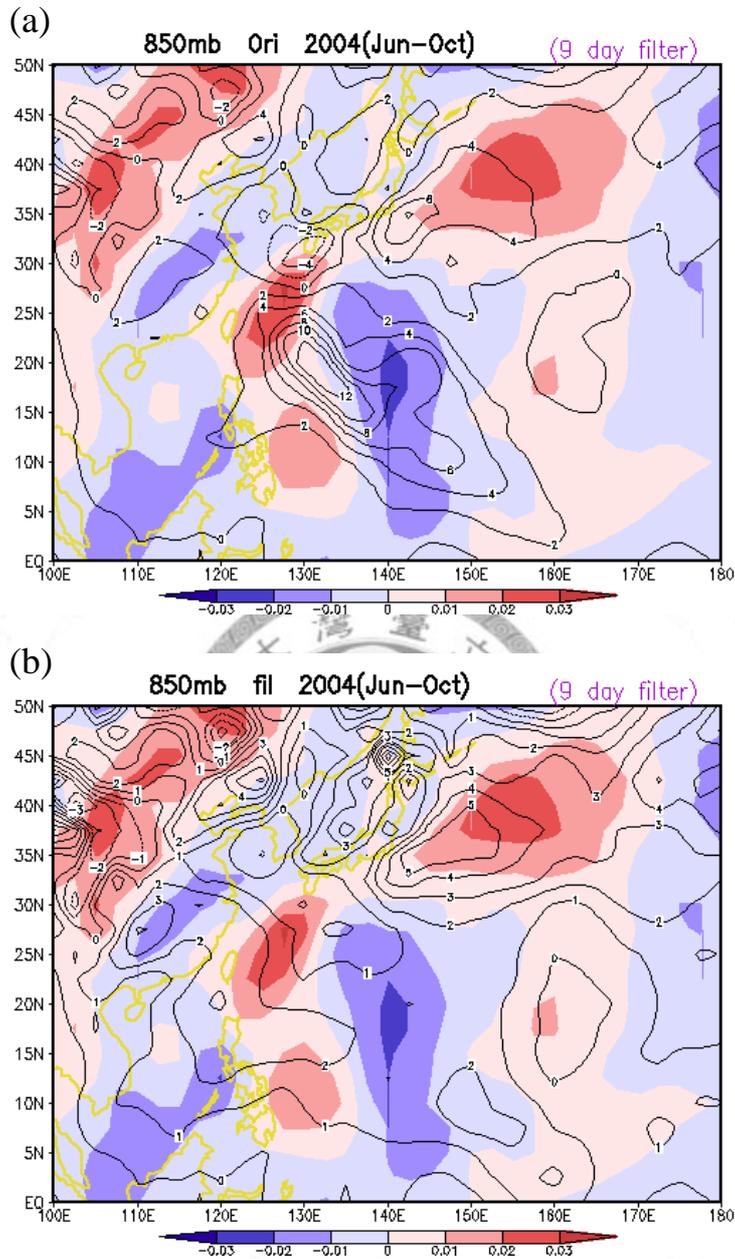


圖 3.12 850 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均經向的風場 ( $\bar{V}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。(a)為原始場的值，等值線間距為 2 m/s。(b) 為濾除颱風後的場，等值線間距為 1 m/s 值。

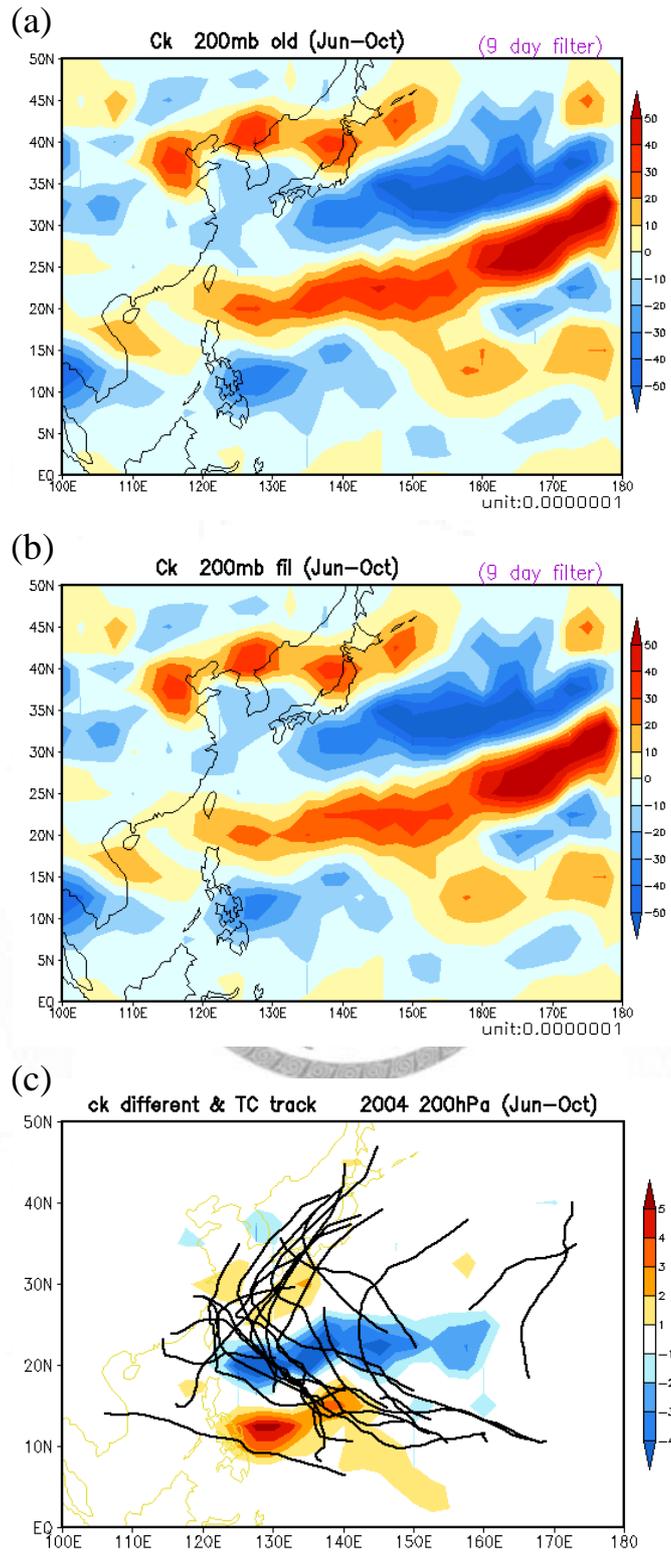


圖 3.13 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換 (CK)。單位： $10^7 m^2 s^{-3}$ 。(a) 為原始場 (b) 為濾掉颱風後場 (c) 為颱風貢獻的能量變化和颱風路徑。

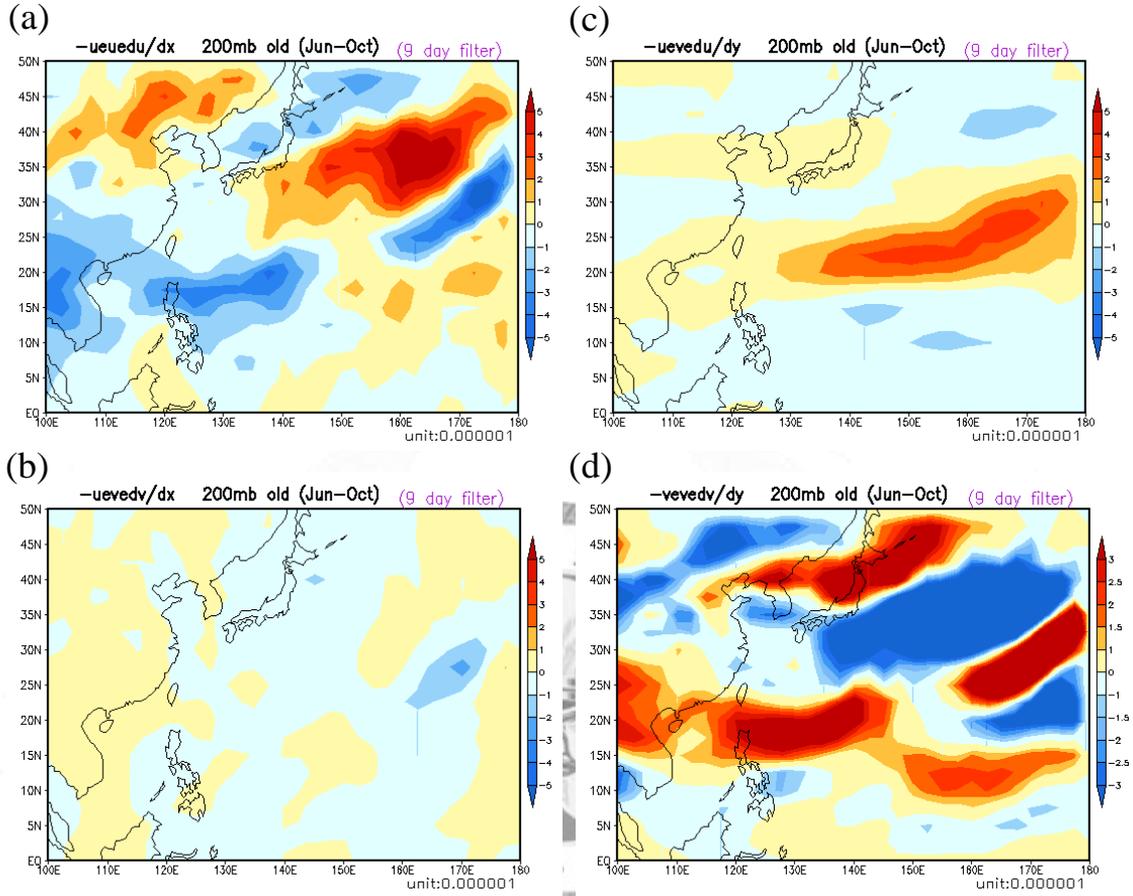


圖 3.14 原始場 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解的項。單位：

$$10^{-6} m^2 s^{-3} \circ (a) -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (b) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \quad (c) -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (d) -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \circ$$

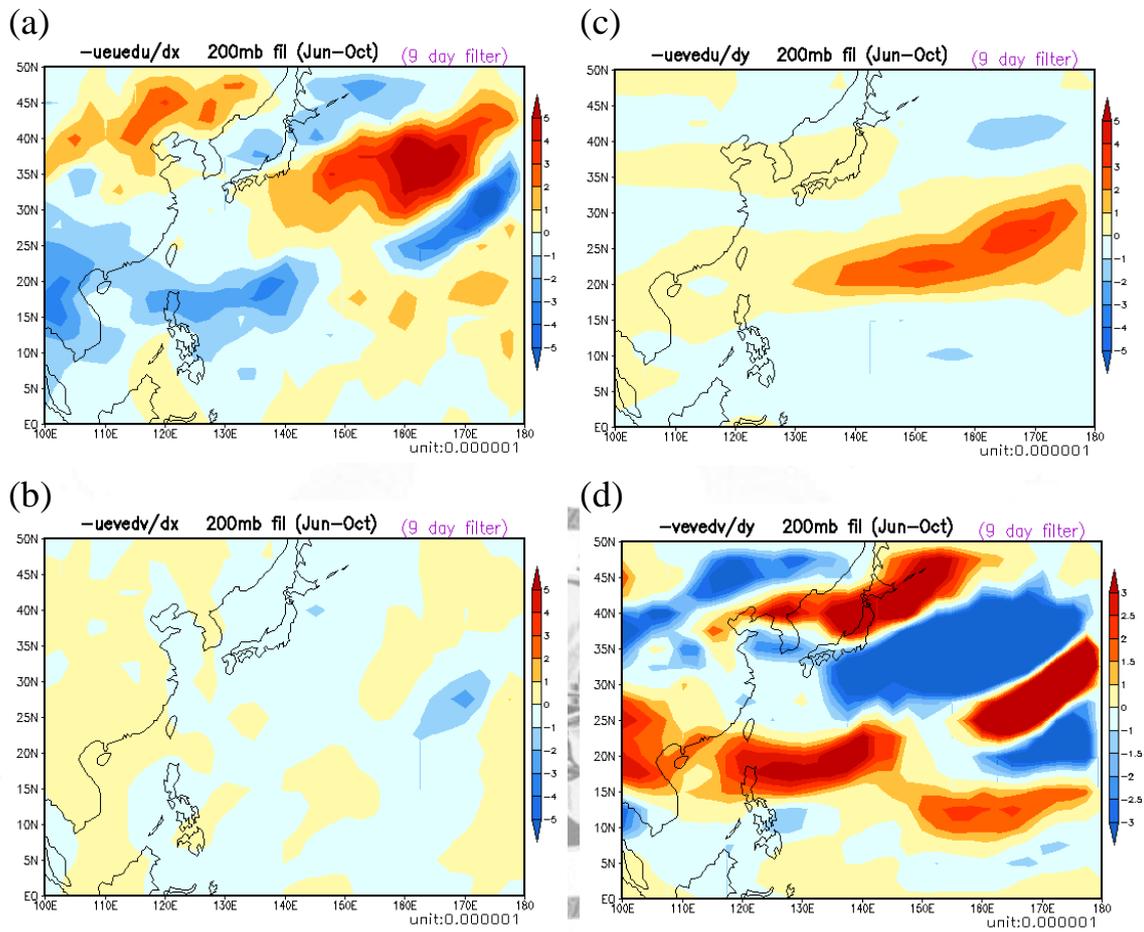


圖 3.15 濾除颱風場 200 百帕 9 天以內頻段的正壓能量轉換分解。單位：

$$10^{-6} m^2 s^{-3} \text{。 (a) } -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \text{ (b) } -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \text{ (c) } -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \text{ (d) } -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} \text{。}$$

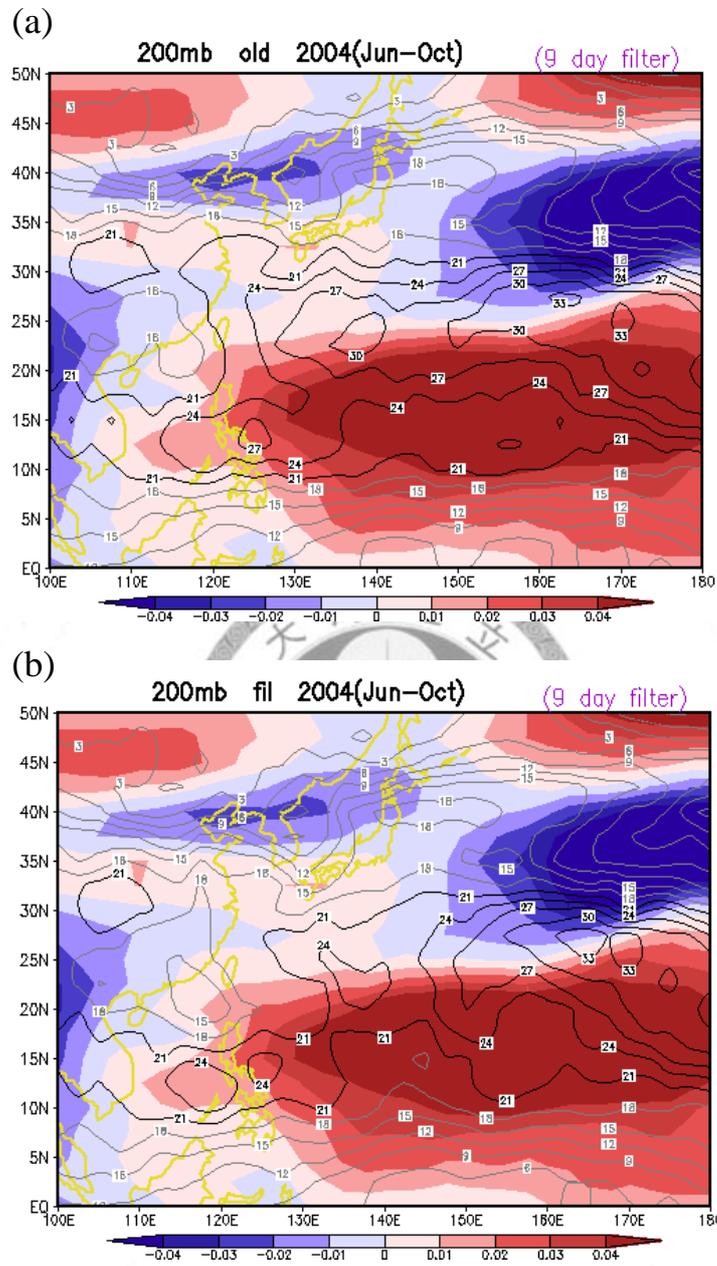


圖 3.16 200 百帕 9 天以內頻段的環境場。色階為平均緯向的風場 ( $\bar{U}$ )，等值線為  $\overline{u'v'}$ 。等值線間距為 3m/s。(a)為原始場的值。(b)為濾除颱風後的值。

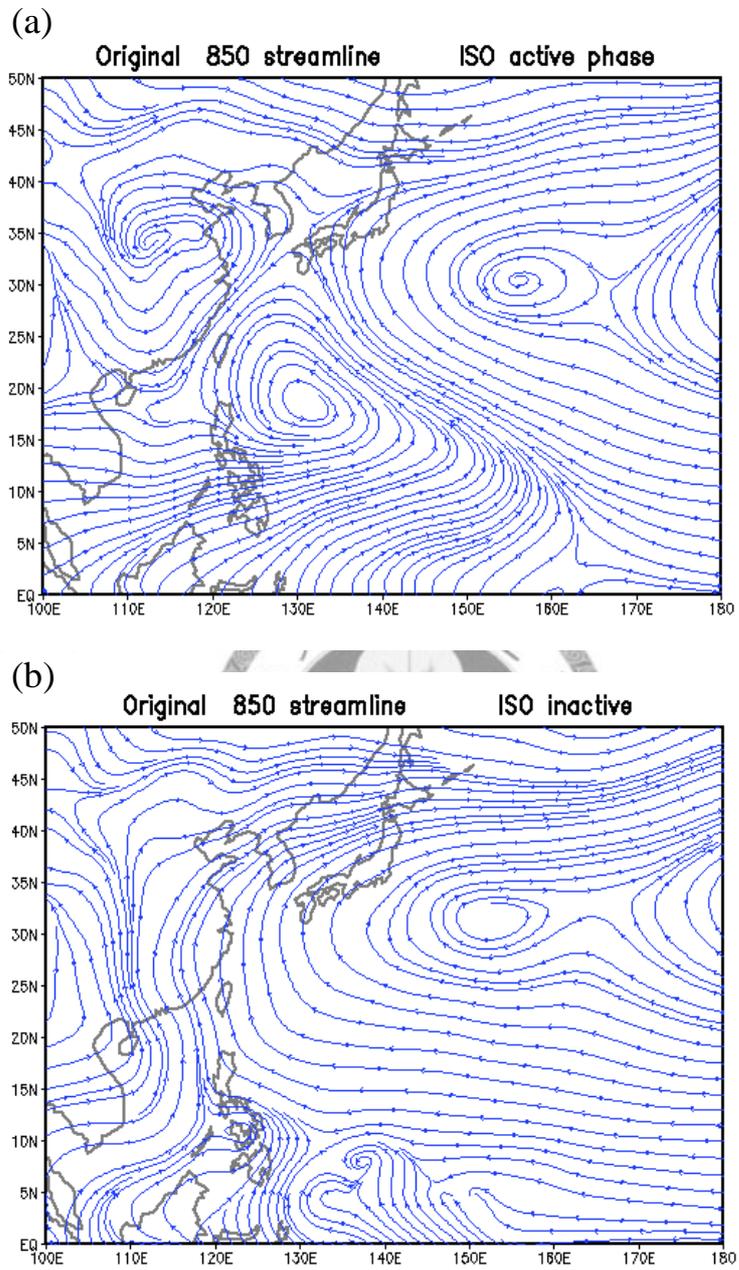


圖 3.17 850 百帕的流線場。(a)為季內震盪活躍期 (b) 為季內震盪不活躍期。

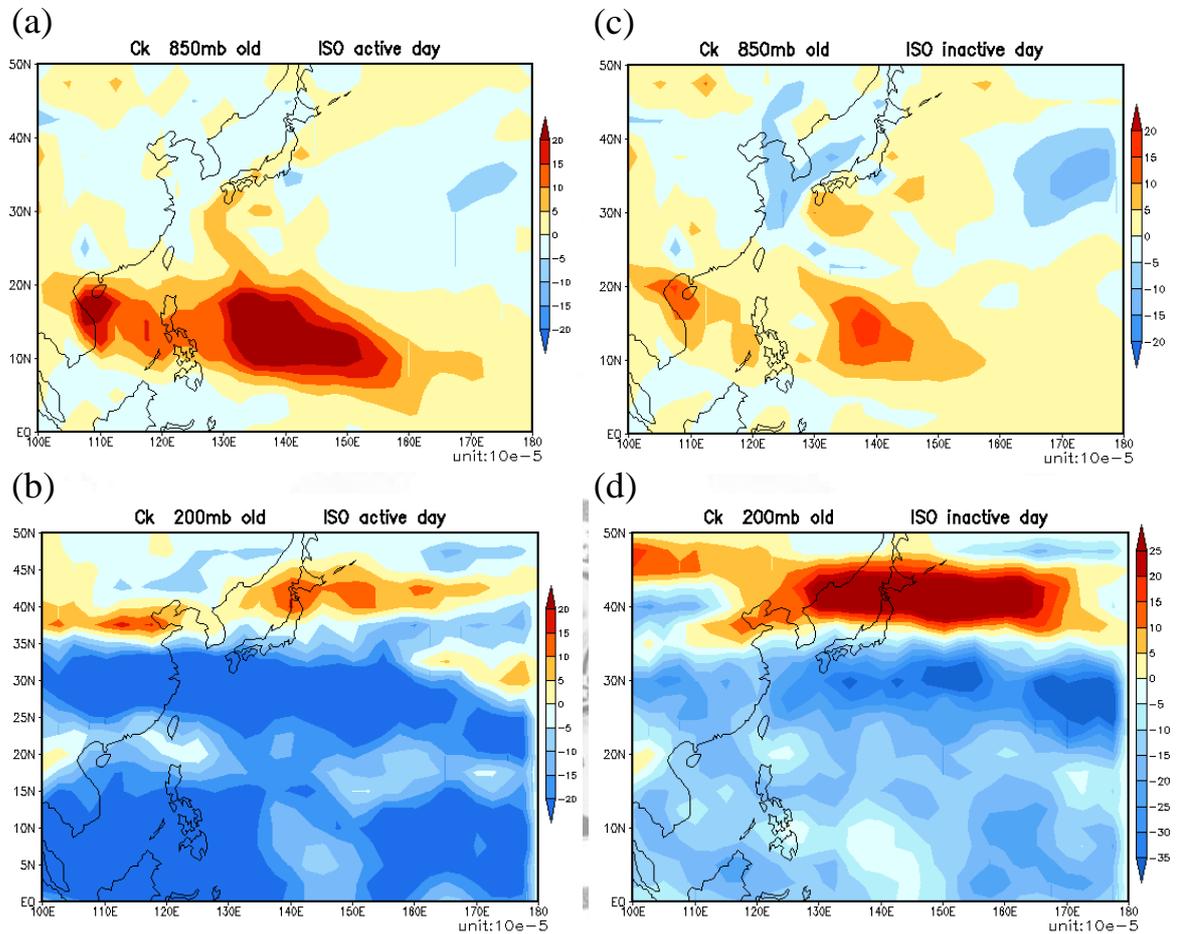


圖 3.18 季內震盪不同時期高低層原始場的正壓能量轉換 ( $C_k$ )。單位：

$10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。(a) 為季內震盪活躍期 850 百帕的平均正壓能量轉換。(b) 為季內震盪活躍期 200 百帕的正壓能量轉換。(c) 為季內震盪不活躍期 850 百帕的平均正壓能量轉換。(d) 季內震盪不活躍期 200 百帕的平均正壓能量轉換。

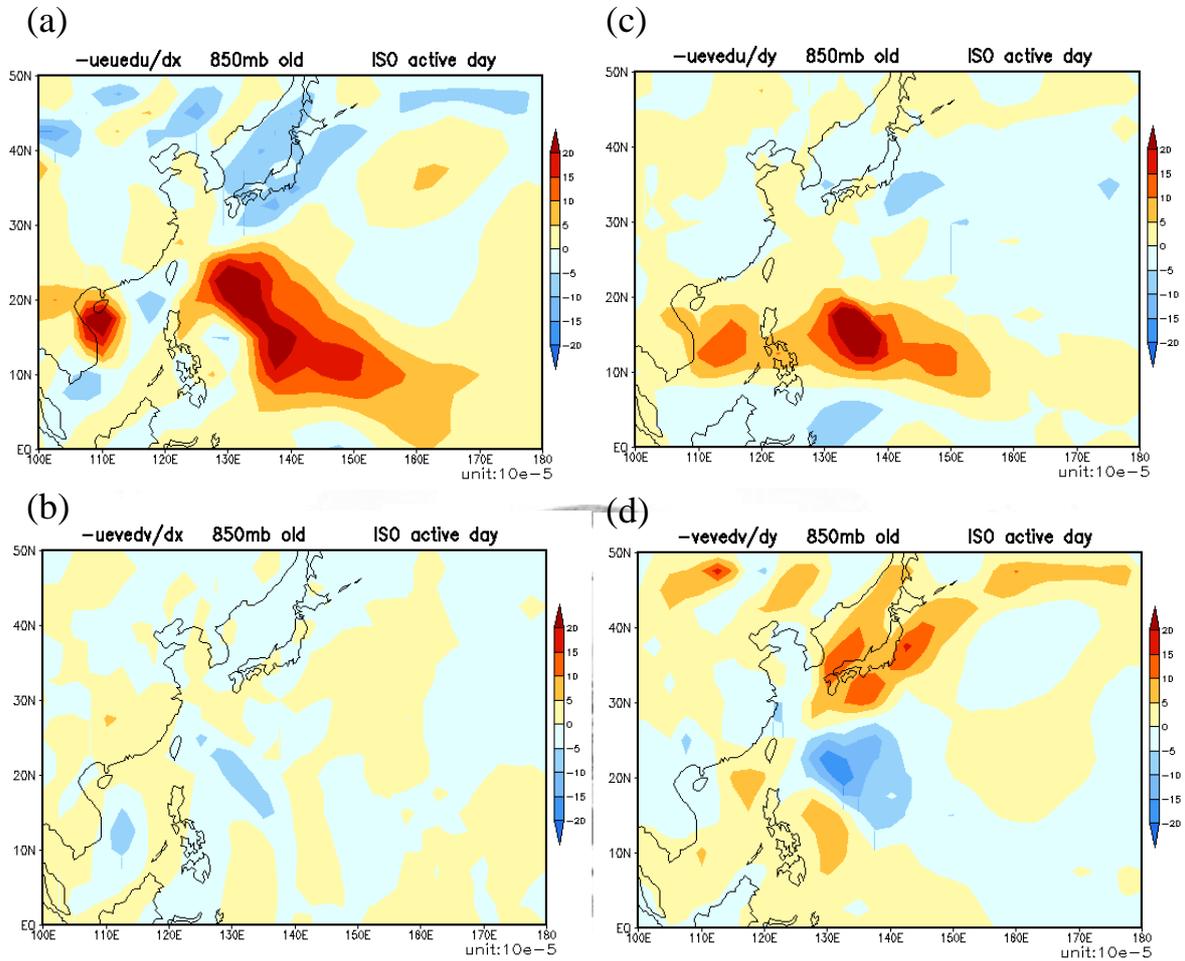


圖 3.19 850 百帕季內震盪活躍期原始場的能量轉換分解項。單位： $10^{-5} m^2 s^{-3}$ 。

$$(a) \quad -\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} \quad (b) \quad -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} \quad (c) \quad -\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \quad (d) \quad -\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} .$$

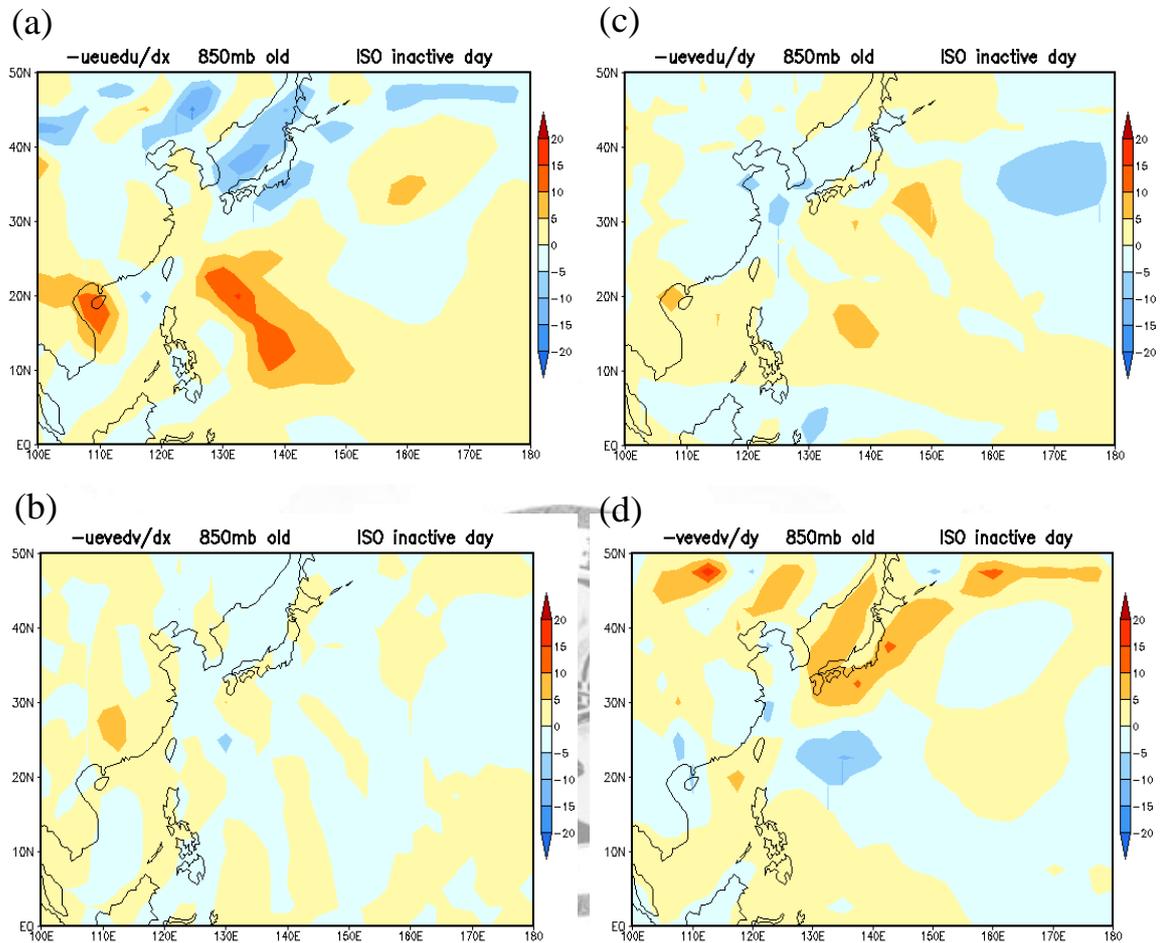


圖 3.20 850 百帕季內震盪不活躍期原始場的能量轉換分解項。單

位:  $10^{-5} m^2 s^{-3}$  。 (a)  $-\overline{u'^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}$  (b)  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial x}$  (c)  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  (d)  $-\overline{v'^2} \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}$  。

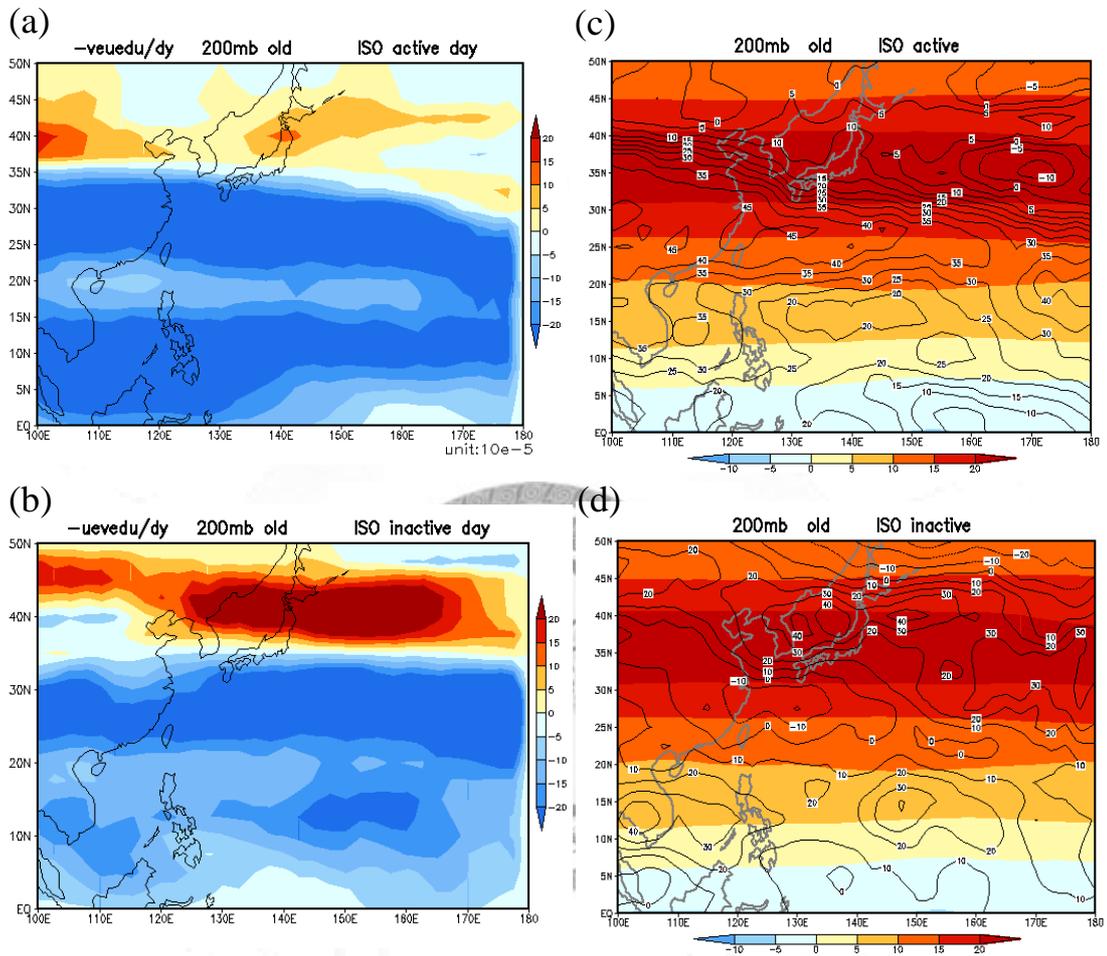


圖 3.21 200 百帕正壓能量轉換中  $-\overline{u'v'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}$  的分量和對應的基本場。色階表示基本

場的平均緯向風，等值線表示  $\overline{u'v'}$ 。(a) 為 ISO 活躍時的分量 (b) 為 ISO 不活躍時的分量。(c) ISO 活躍時的基本場配置。(d) ISO 不活躍時的基本場配置。

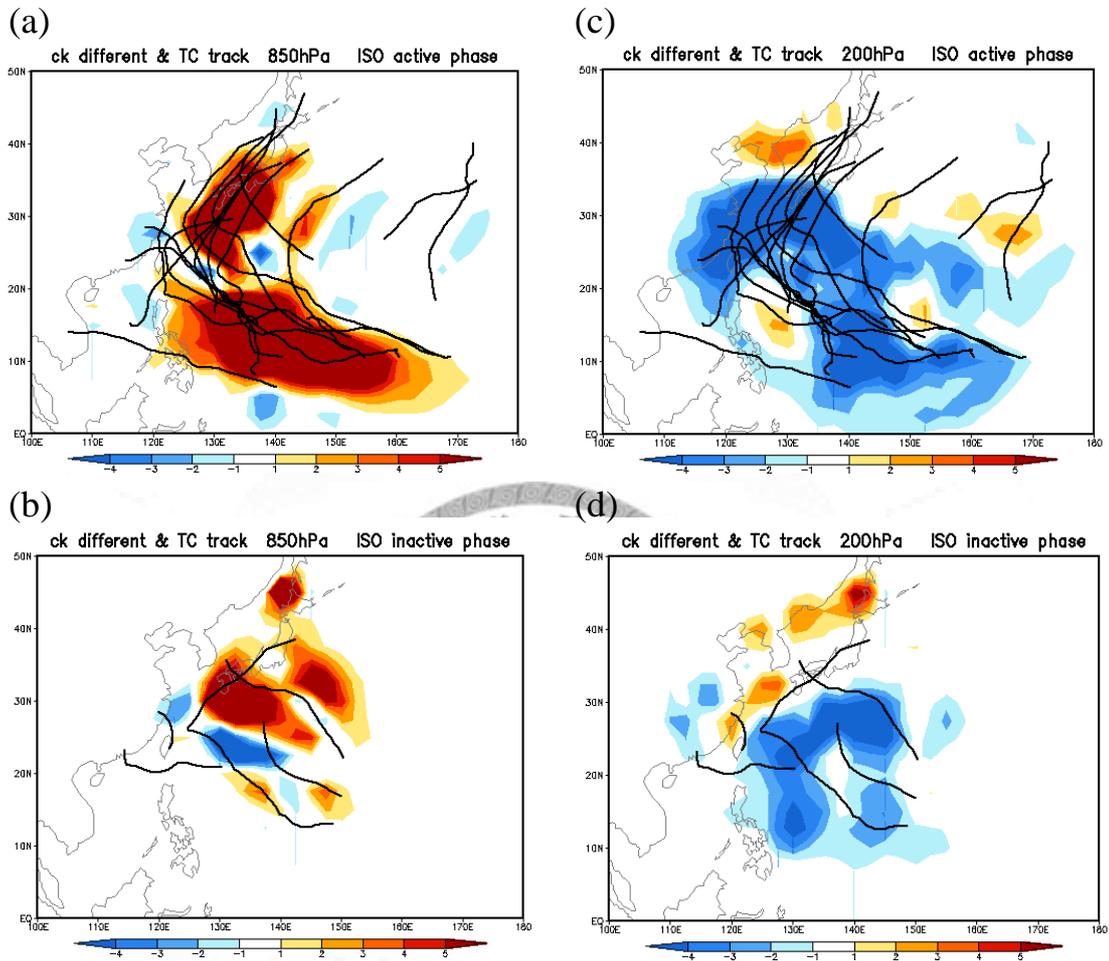


圖 3.22 不同 ISO 活躍度颱風所貢獻的正壓能量轉換和颱風路徑。(a) ISO 活躍期 850 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(b) ISO 非活躍期 850 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(c) ISO 活躍期 200 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。(d) ISO 非活躍期 200 百帕颱風貢獻的 CK 和生成的颱風。

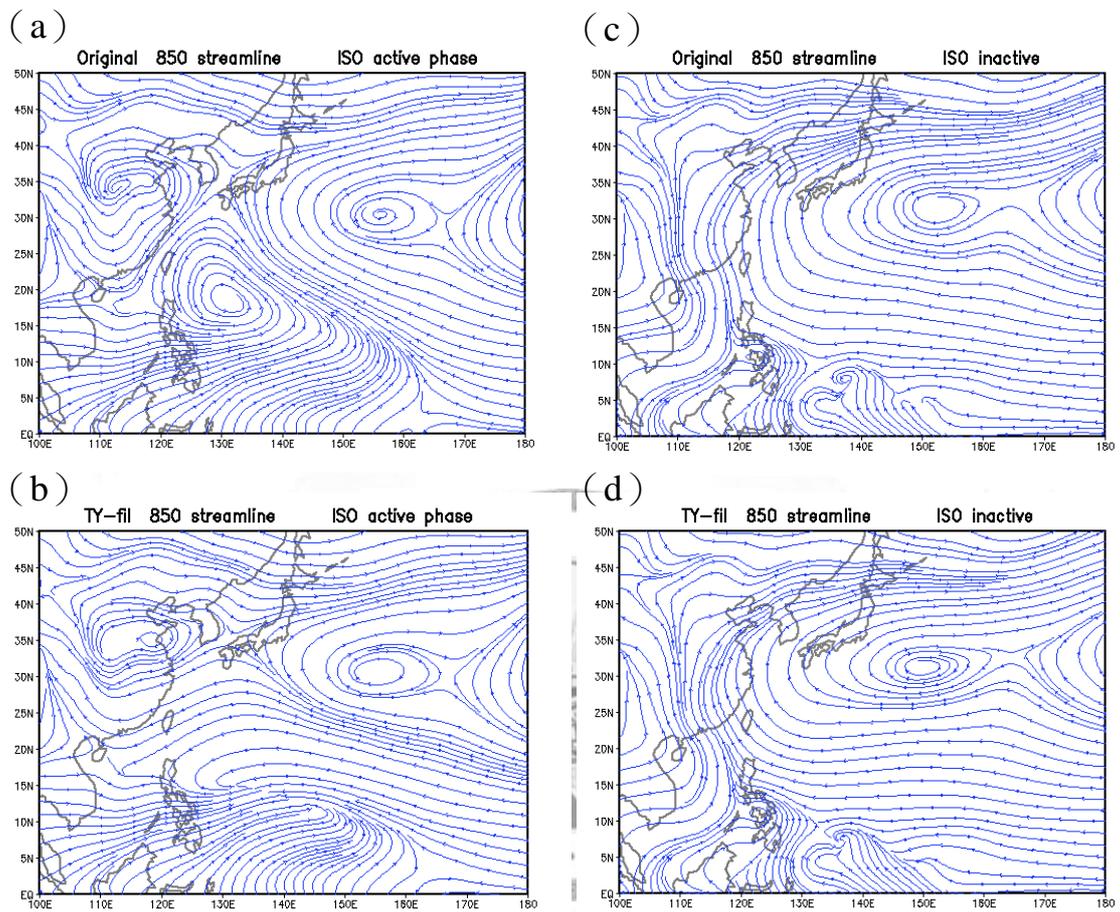


圖 3.23 850 百帕的流線場。(a)季內震盪活躍期原始場。(b) 為濾除颱風後季內震盪活躍期。(c) 原始場季內震盪非活躍期原始場。(d) 濾除颱風後季內震盪非活躍期原始場。

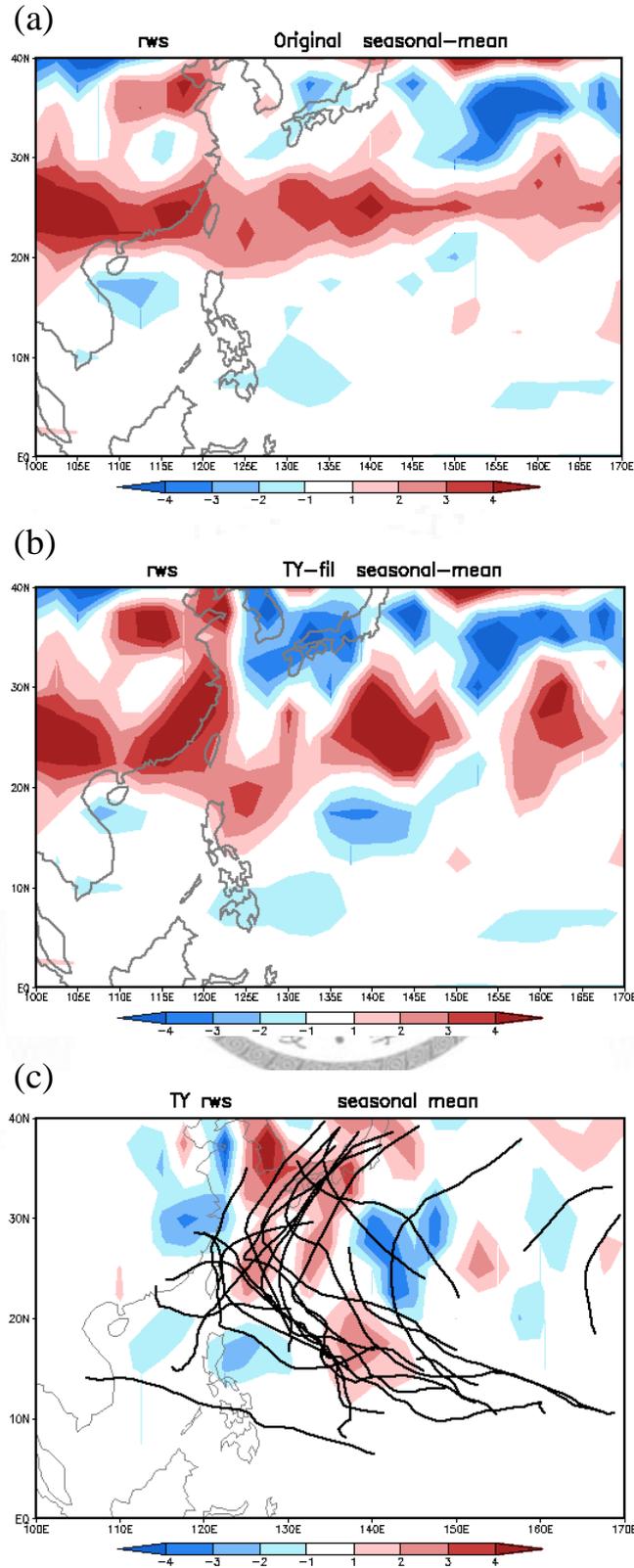


圖 4.1 6-10 月平均羅士培波波源，單位： $10^{-11}$ 。(a) 為原始場所計算出的值。(b) 為濾除颱風後所計算出的值。(c) 為颱風所引起的羅士培波。

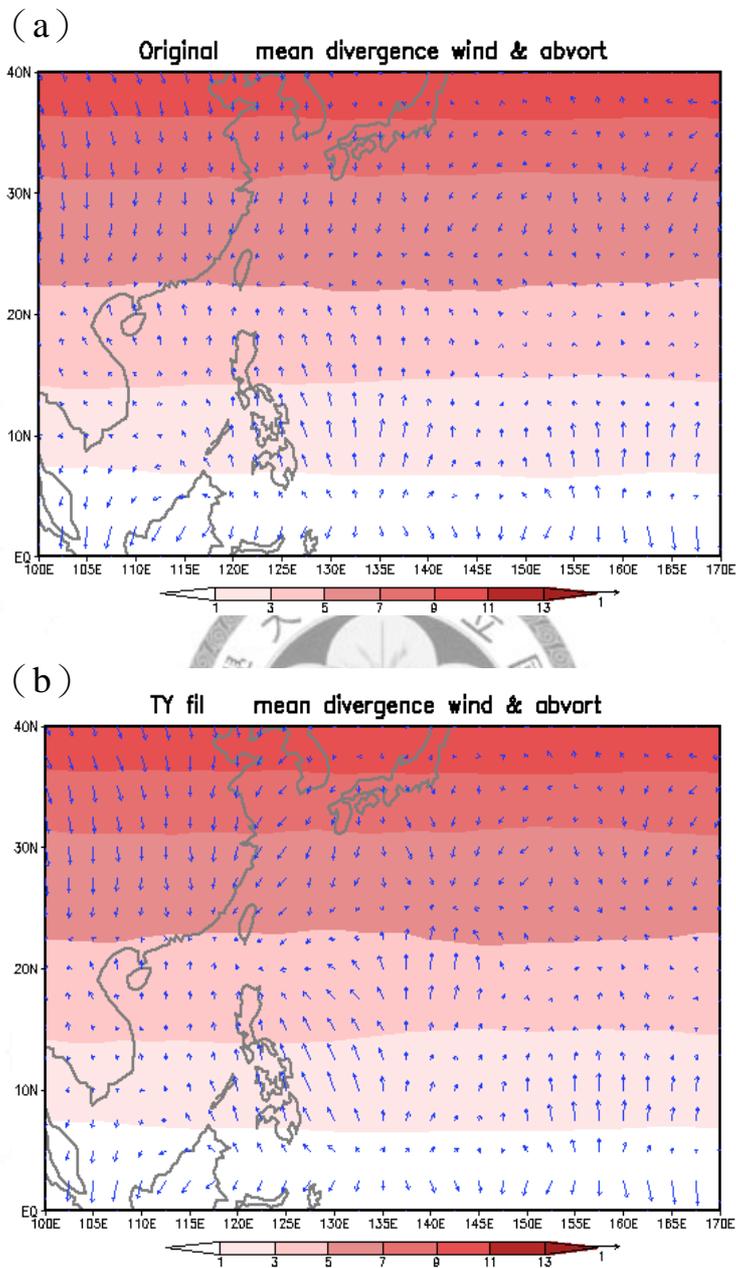
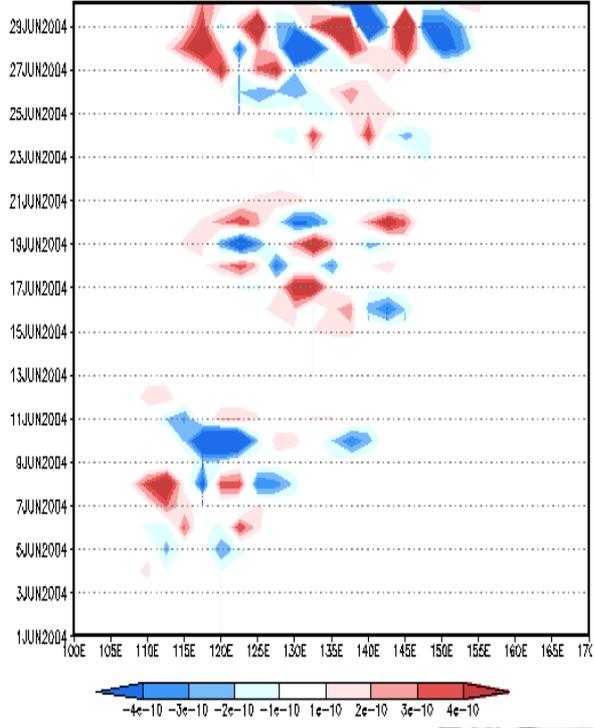
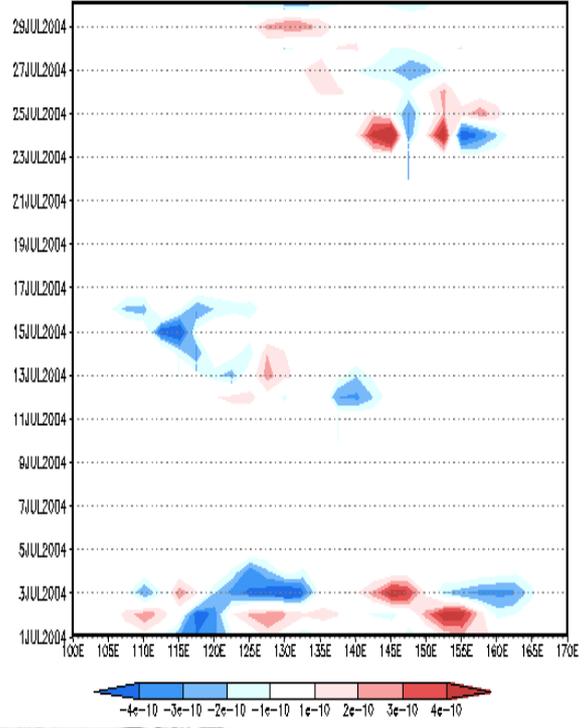


圖 4.2 季節平均輻散風和絕對渦度。色階為絕對渦度的值，單位 $10^{-5} \text{ 1/s}$ 。箭頭為輻散風風向和箭頭長度為大小。(a) 為原始場 (b) 濾除颱風場。

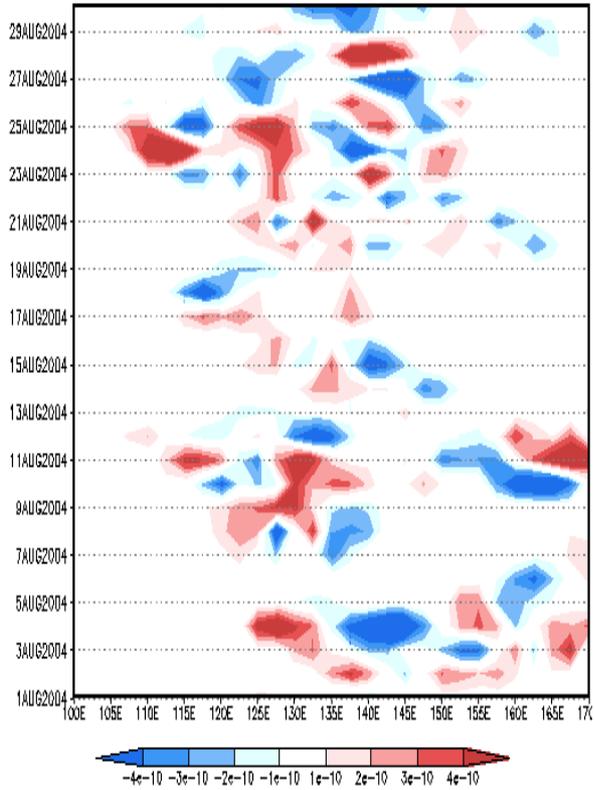
(a) 25N-30N average(JUN1-JUN30) rws difference



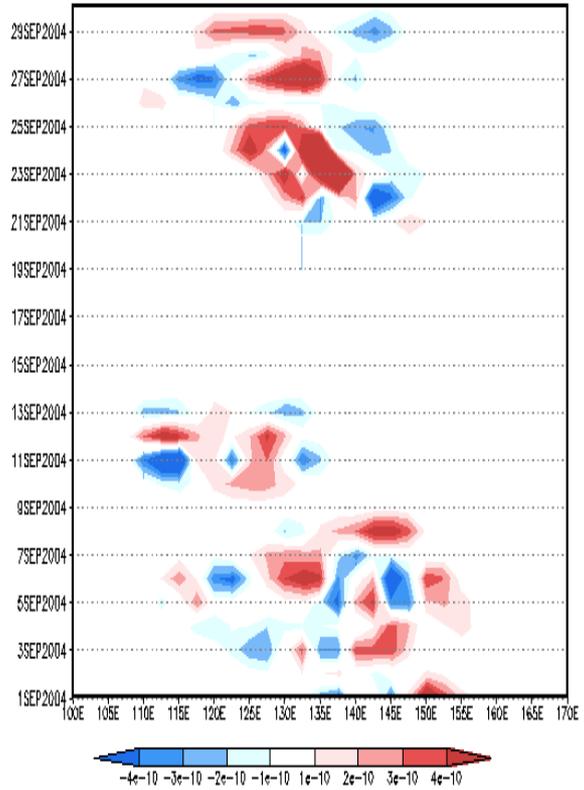
(b) 25N-30N average(Jul1-Jul30) rws difference



(c) 25N-30N average(Aug1-Aug30) rws difference



(d) 25N-30N average(Sep1-Sep30) rws difference



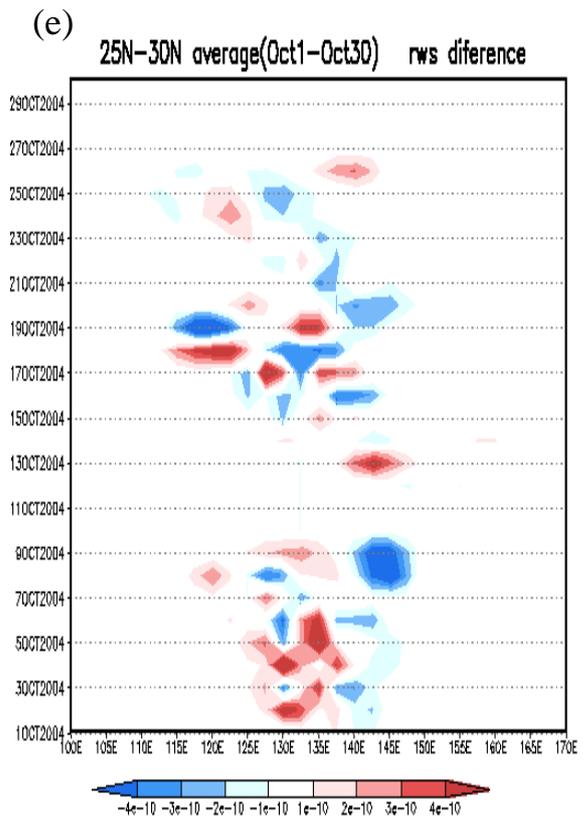


圖 4.3 北緯 25 度-30 度間羅士培波波源在經度上隨時間的變化。(a)六月。(b)七月。(c)八月。(d)九月。(e)十月。

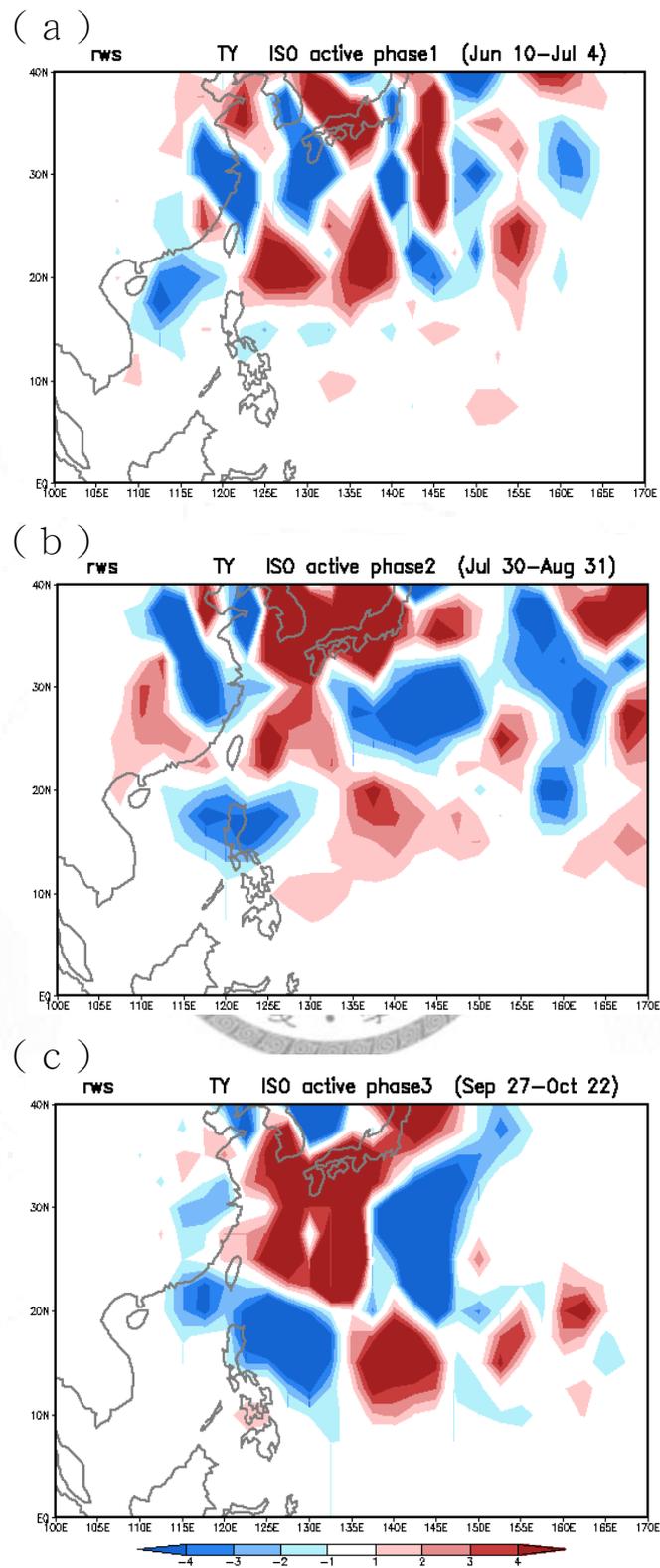


圖 4.4 ISO 活躍期颱風所引起的羅士培波。單位： $10^{-11}$ 。(a) 6 月 10 日-7 月 4 日。(b) 7 月 30-8 月 31 日。(c) 9 月 27 日-10 月 22 日。

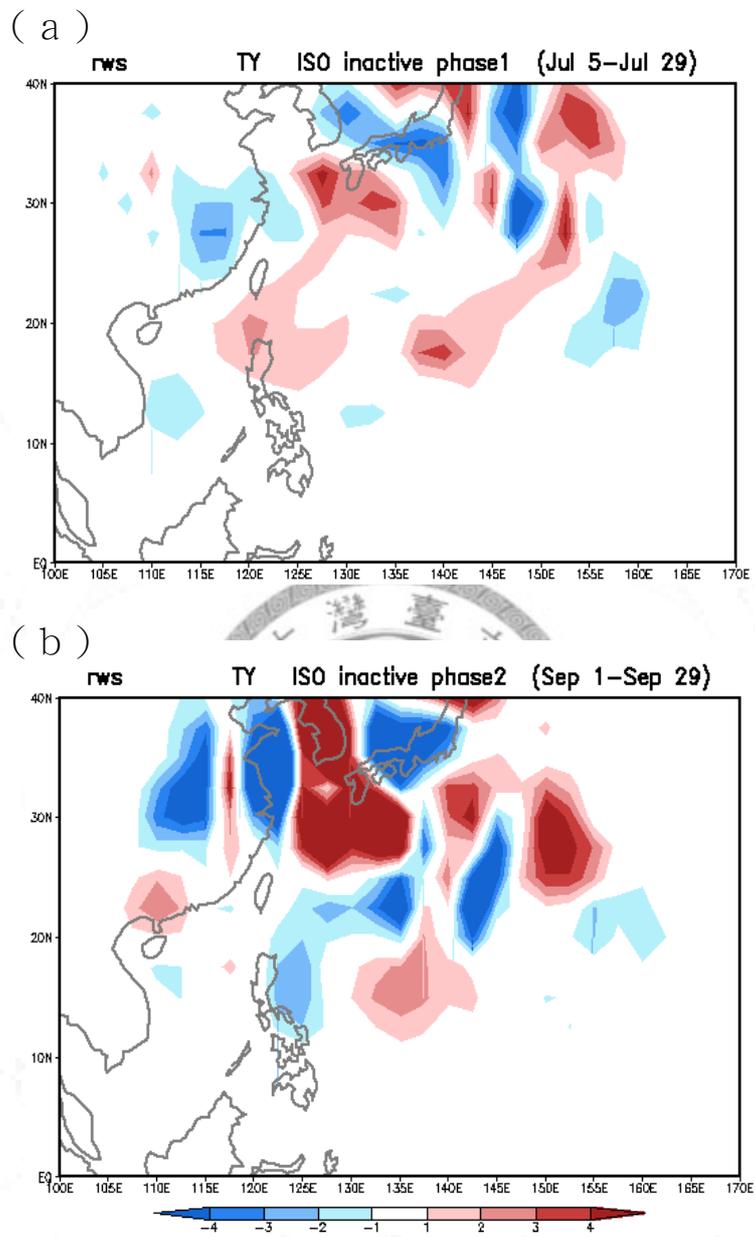


圖 4.5 ISO 不活躍期颱風所引起的羅士培波。單位： $10^{-11}$ 。(a) 7 月 5 日-7 月 29 日。(b) 9 月 1 日-9 月 29 日。

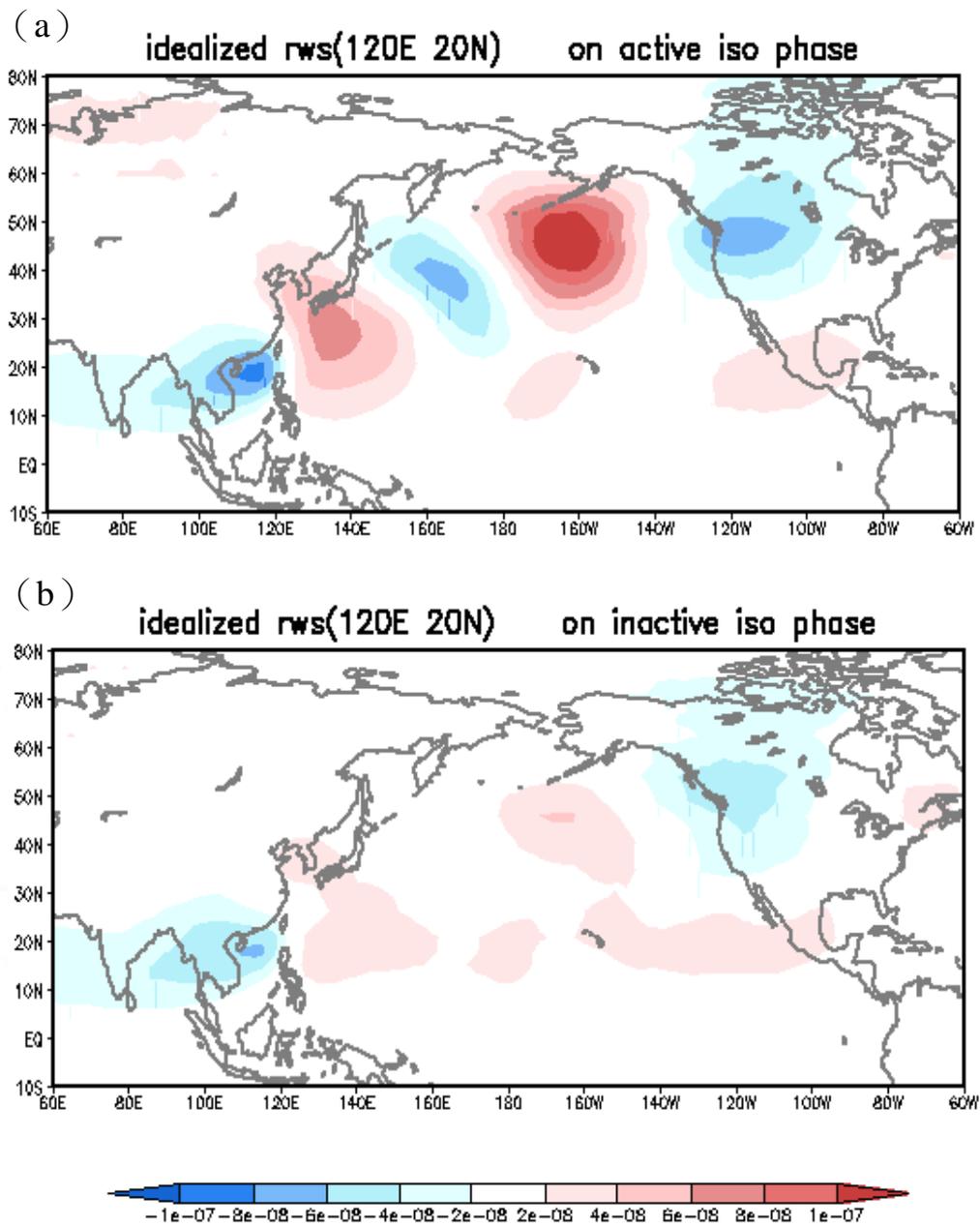


圖 4.6 在模式中放入一理想熱源在東經 130 度，北緯 20 度所模擬出的流函數。(a) ISO 活躍期為背景場環流場。(b) ISO 不活躍期為背景場環流場。

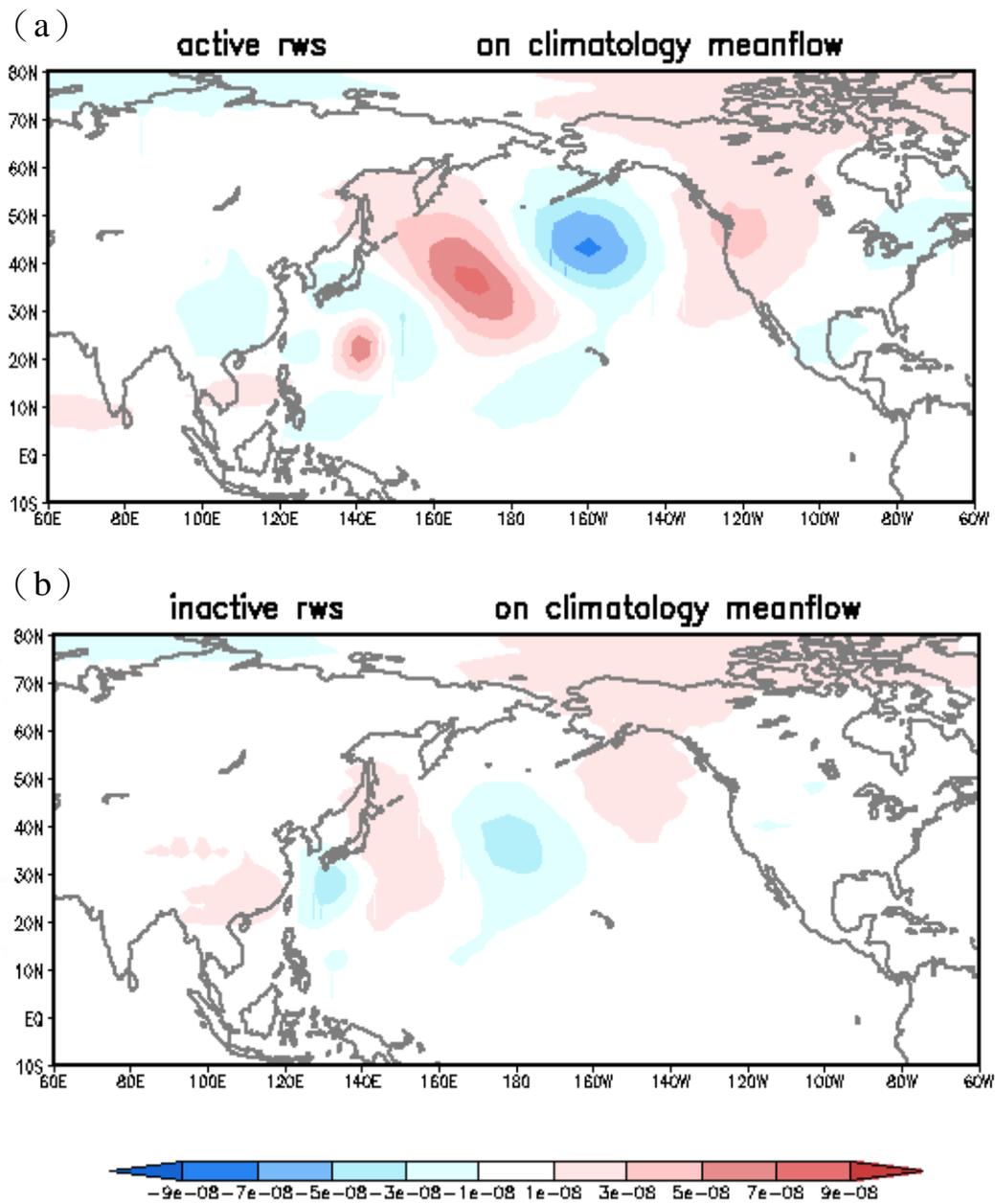


圖 4.7 放入不同的 rws 在夏季氣候平均場中的模擬。(a) 放入活躍期颱風的 rws 為 forcing。(b) 放入非活躍期颱風的 rws 為 forcing。

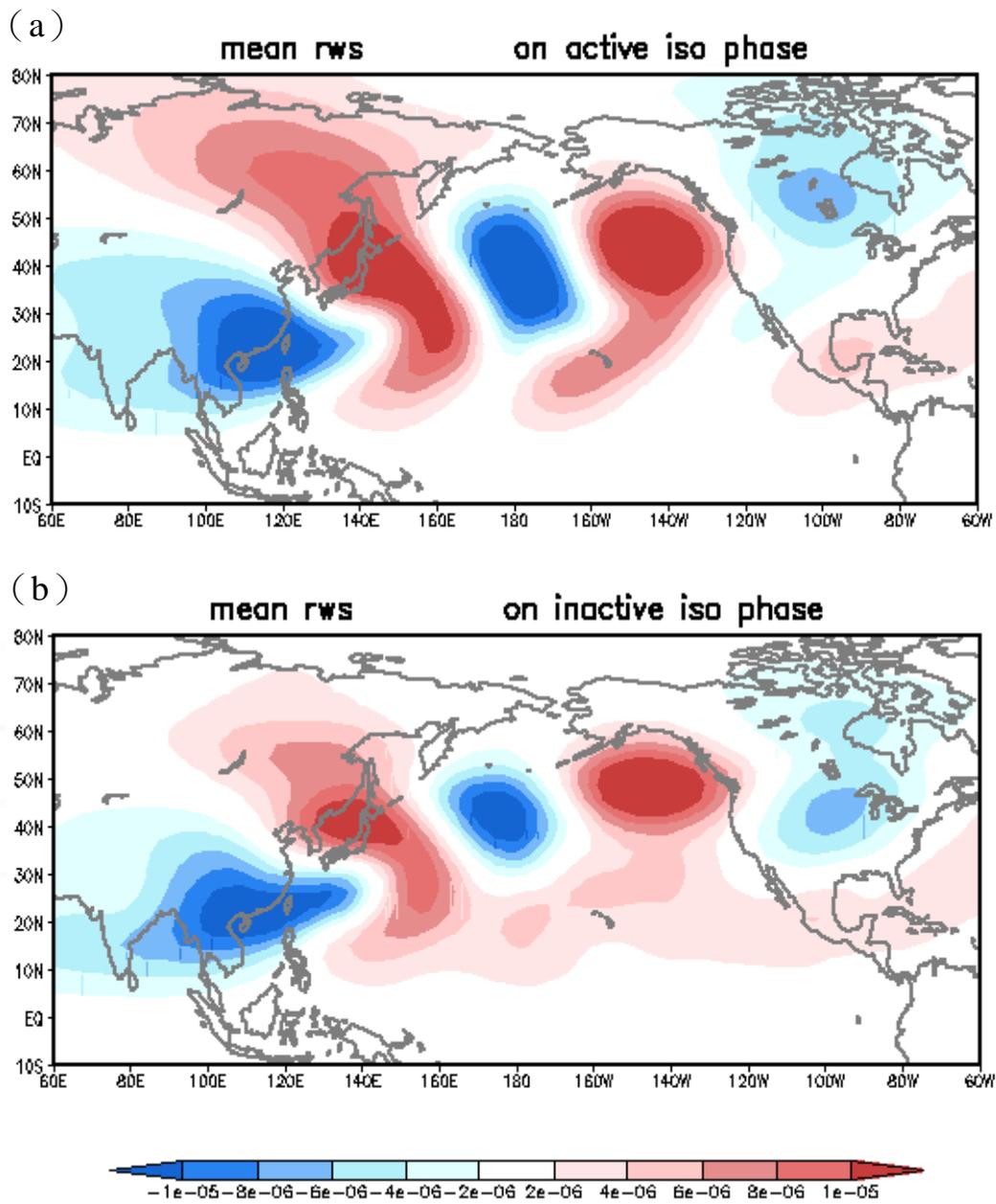


圖 4.8 放入 6-10 月平均的 rws 在不同的背景場中模擬。(a) 背景場為 ISO 活躍時期。(b) 背景場為 ISO 不活躍時期。