

尺度交互作用對夏與秋季颱風強度發展之影響

陳冠杰 鄒治華*

國立臺灣師範大學地球科學系

(中華民國 111 年 5 月 6 日收稿；中華民國 111 年 7 月 19 日定稿)

摘要

本研究利用綜觀尺度擾動(SSE)動能方程式，定量分析尺度交互作用對颱風強度發展的影響。研究結果發現，強烈颱風(C3-C5 等級，最大強度 ≥ 96 knots)的移動速度(發展時間)較弱颱風(C1-C2 等級，最大強度 64~95 knots)慢(長)，增強率較大。分析強颱移動速度較慢的原因，發現弱颱風與強烈颱風主要受到大尺度副高環流場的導引而移動。然而，強颱伴隨的駛流場較弱，其可能與副高環流場減弱及季風槽和季內震盪(ISO)氣旋式環流的增強有關。此外，強(弱)颱往西北方向(往西以及往北轉向)移動。而強颱增強率較強的原因為其東南-西北向的移動路徑，經過西北太平洋海溫最高、對流層頂溫度最低、垂直風切場最弱，以及 ISO 擾動動能最大的區域，有利強颱的強度發展。

SSE 動能方程式的研究結果顯示，在颱風從生成增強至最大強度的過程中，正壓能量轉換(CK 項)與斜壓能量轉換(CE 項)均是颱風強度增強的能量來源。CK 項中的 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 兩項均有正貢獻，即季節平均環流與 ISO 均傳送能量給颱風發展。然而，在颱風發展後期，強颱與弱颱 CK_{S-ISO} 差異大，強颱自 ISO 獲得較多能量。 CK_{S-ISO} 差異主要來源為 CK_{S-ISO} 中的 $-\overline{u'_s v'_s} \frac{\partial u'_l}{\partial y}$ 項，該項與強颱伴隨 ISO 氣旋式環流($-\frac{\partial u'_l}{\partial y} > 0$)的增強及強颱 $u'_s v'_s$ 向北傳送動量較多有關。因此，當 ISO 與颱風增強，強颱將自 ISO 獲得更多能量。此外，因強颱與伴隨強颱的 ISO 氣旋式環流移速較慢，在颱風發展後期，強颱與 ISO 氣旋式環流仍位在暖洋面上。而 ISO 氣旋式環流南側西南氣流所提供的水氣，亦有利強颱的潛熱釋放，將強颱可用位能轉換成更多的強颱動能。此正回饋效應，使強颱得到較多能量而強度較強。因此，尺度交互作用是颱風強度發展的重要機制。

關鍵字:熱帶氣旋、颱風、季內震盪、尺度交互作用、能量轉換

*通訊作者：鄒治華，國立台灣師範大學地球科學系 Email: chi@ntnu.edu.tw

一、前言

熱帶氣旋(Tropical Cyclone, 簡稱 TC)對於人民生活的影響甚鉅,其所伴隨的強風與豪雨嚴重威脅民眾的生命安全並造成經濟上的巨大損失。舉例來說,2009年的莫拉克颱風造成全台六百多人死亡,小林村慘遭活埋滅村(Chien and Kuo 2011)。2017年的4級颶風哈維侵襲美國,使許多地區的降雨量超過1000毫米,並且造成超過100人的傷亡人數以及超過1200億美元的經濟損失(Wolff et al. 2019)。而全球暖化下,未來登陸的颱風所伴隨的強風豪雨可能有所增強(Hsu et al. 2021)。因此,為了提高颱風預報的準確性,讓一般民眾與政府能夠提早因應和提供決策的參考,有必要深入了解颱風活動與強度發展的特性。

TC生成環境及其移動經過的大尺度環境場,為影響颱風強度的重要因素。過去學者們透過影響颱風強度的熱力環境場,整合發展出颱風的最大潛在強度理論(Potential Intensity, 簡稱 PI, Emanuel 1986; Bister and Emanuel 2002),該理論包含海表面溫度(Sea Surface Temperature, 簡稱 SST)、對流層上層溫度(Holland 1997; Zeng et al. 2007; Wang et al. 2014; Mei and Xie

2016),以及對流可用位能(convective available potential energy, 簡稱 CAPE)的變化(Garner 2015)。SST愈高愈有利於颱風的發展,而對流層上層溫度愈低或環境與邊界層的CAPE差異愈大,亦愈有利於颱風的發展。因此,當颱風經過較高的SST,或者對流發展愈高(對流層上層溫度愈低),高的環境CAPE差異,可以使颱風發展的強度越強。在全球暖化下,SST升高,可能使颱風強度在登陸前快速增強,增加人民生命與經濟的威脅性(Hsu et al. 2021)。

大尺度動力環境,也是影響颱風強度發展的重要環境場。當季風槽強度較強時,颱風生成位置偏東,有較長的時間位於溫暖的海洋上,使其發展的時間較長(Wang and Chan 2002; Camargo and Sobel 2005; Chen et al. 2006; Wang and Wu 2018)。Wang and Chan (2002)研究聖嬰南方震盪(El Niño-Southern Oscillation, 簡稱 ENSO)與颱風活動的關係,發現在聖嬰年期間,西北太平洋的颱風生成位置偏東南,有較長的時間位於溫暖的海洋上,使其發展的時間較長(Wang and Chan 2002; Camargo and Sobel 2005),強度也較強(Chan and Liu 2004; Camargo and Sobel

2005)。Wang and Wu (2018) 利用 CMIP5(the fifth Coupled Model Intercomparison Project)模式推估未來在全球暖化情境下，季風槽增強並且向東延伸，容易使颱風生成位置偏東，強度較強。此外，垂直風切也是影響颱風強度發展的重要環境場。當垂直風切較大，會限制颱風強度的發展(Paterson et al. 2005; Zeng et al. 2007; Wu et al. 2018)。Hsu et al. (2021) 利用超高解析度大氣模式推估在全球暖化下，未來颱風登陸東亞地區的強度變化。研究結果發現未來的颱風在登陸之前，經過較弱的垂直風切環境，使颱風能夠發展的強度較強，且在登陸時有較強的風速與較多的降雨，顯示垂直風切對於颱風強度的影響。

西北太平洋的大尺度環境場較複雜，季內震盪(Intraseasonal Oscillation，簡稱 ISO)與西北太平洋地區的颱風活動亦有相當大的關聯(Liebmann et al. 1994; Maloney and Hartmann 2001; Maloney and Dickinson 2003; Kim et al. 2008; Hsu et al. 2011; Li and Zhou 2013; Tsou et al. 2014; Chen et al. 2018)。前人文獻指出，在北半球的夏季，西北太平洋為 MJO (Madden-Julian Oscillation)之 850-hPa 西風

(東風)相位時，有(不)利於熱帶擾動的發展，進而有(不)利於颱風的形成 (Maloney and Hartmann 2001; Li and Zhou 2013)。Tsou et al. (2014)研究指出在北半球的秋季，西北太平洋 850-hPa 的 10-90 天 ISO 為西風相位時，熱帶擾動同時從季節平均環流與 ISO 氣旋式環流獲得更多能量發展，有利颱風的形成，颱風的生成數目較多。反之，當 ISO 為東風相位時，熱帶擾動從季節平均環流獲得較少能量，反而上傳能量給 ISO 反氣旋式環流，不利颱風的形成，颱風生成數目較少。

然而，過去文獻對於 ISO 與颱風強度發展關係的探討較少 (Klotzbach 2012; Li and Zhou 2013; Hong et al. 2018)。Klotzbach (2012) 研究大西洋的 TC 活動，發現當 MJO 在非洲以及西印度洋對流活躍的相位時，TC 快速增強的事件較多。而當 MJO 的對流活躍相位在熱帶太平洋地區時，TC 快速增強的事件則相對少許多。Li and Zhou (2013)的研究結果顯示，在西北太平洋 30-60 天 ISO 的氣旋式(反氣旋式)環流相位時期，每日的 ACE(Accumulated cyclone energy, Bell et al. 2000) 較氣候平均來得大(小)。Hong et al. (2018)的研究指出，90 年代後期西北太

平洋颱風強度增強的速度變快，與南海、菲律賓海地區的 ISO 強度增強，進而增加 ISO 與熱帶擾動的交互作用有關。近期的研究結果指出，全球暖化下，未來的颱風在侵襲台灣以及中國東岸之前，可以從 ISO 獲得更多的能量，使颱風的強度較強 (Hong et al. 2021; Hsu et al. 2021)。

大尺度季節環流與 ISO 均可能影響颱風強度，但有關 ISO 是如何影響颱風強度的發展，過去文獻探討較少，仍有待深入探討。本研究參考 Tsou et al. (2014)發展的多重尺度能量交互作用方法，可以定量分析討論季節環流與 TC 交互作用及 ISO 與 TC 交互作用對於 TC 強度發展的相對影響。本文中所採用的資料來源與研究方法將詳列於第二章節。而大尺度環境場與 TC 強度的關聯將列於第三章節。並於第四章節討論 ISO 與 TC 尺度交互作用及能量診斷。最後在第五章節進行總結。

二、資料與研究方法

(一) 資料來源

本研究之 TC 觀測資料採用聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, 簡稱 JTWC) 每 6 小時一筆的最佳

路徑資料。研究的 TC 為 1979-2008 年 6-11 月在西北太平洋生成的 TC 個案(0-40°N, 100°E -190°E)，其中 TC 生成位置的定義採用路徑資料的第一筆位置，並且僅採用 TC 生命期當中，近中心最大風速(lifetime maximum intensity, 簡稱 LMI) 高於 34 knots 的 TC 個案。

本研究所分析的大尺度環境場，採用 NCEP/CFSR 計畫(Climat Forecast System Global Reanalysis and Seasonal Reforecast project, 簡稱 CFSR)的高解析度重新分析資料 (Saha et al., 2010)。與 NCEP 的再分析資料版本 1 或 2 相比，此資料已被證實更接近實際的大氣觀測環境場(Wang et al. 2012; Chaudhari et al. 2015)。資料的經緯網格解析度為 0.5 度乘以 0.5 度，時間解析度為每六小時一筆資料。觀測海溫資料則採用哈德利氣候預測與研究中心(Met Office Hadley Centre)的月平均海溫資料 (Rayner et al. 2003)。資料的經緯網格解析度為 0.5 度乘以 0.5 度。

(二) 擾動動能診斷工具

為了深入探討 ISO 與 TC 活動的關係，本研究採用三維綜觀尺度擾動 (synoptic-scale eddy, 簡稱 SSE)動能方程

式(Tsou et al. 2014)定量評估季節平均環流、ISO 與熱帶 SSE 擾動之間的多重尺度交互作用。此方程式的推導原理為將環境場變數分成季節平均(以 $\bar{\cdot}$ 表示)與擾動(以 \cdot' 表示),並且將擾動進一步細分為 10-90 天季內尺度擾動(以下標 I 表示)以及 10 天以下綜觀尺度擾動(以下標 S 表示),故任意變數 A 可以表示如下:

$$A = \bar{A} + A'_I + A'_S \quad (1)$$

SSE 動能可表示如下:

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

其中 K'_S 為 SSE 動能, u'_S 為東西方向的 SSE 風場, v'_S 為南北方向的 SSE 風場。SSE 動能方程式詳細的推導過程可參考 Tsou et al. (2014), 其可表示如下:

$$\frac{\partial K'_S}{\partial t} = CK_{S-M} + CK_{S-ISO} + CE + BK + B_\phi + D \quad (3)$$

方程式等號右邊各項如下所示:

$$\begin{aligned} CK_{S-M} &= -\overline{V'_S \cdot [(V'_S)_3 \cdot \nabla_3] \bar{V}} \\ &= -\overline{u'^2_S \frac{\partial \bar{u}}{\partial x}} - \overline{u'_S v'_S \frac{\partial \bar{u}}{\partial y}} - \overline{u'_S v'_S \frac{\partial \bar{v}}{\partial x}} - \\ &\quad \overline{v'^2_S \frac{\partial \bar{v}}{\partial y}} - \overline{u'_S \omega'_S \frac{\partial \bar{u}}{\partial p}} - \overline{v'_S \omega'_S \frac{\partial \bar{v}}{\partial p}} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} CK_{S-ISO} &= -\overline{V'_S \cdot [(V'_S + V'_I)_3 \cdot \nabla_3] V'_I} \\ &= -\overline{u'^2_S \frac{\partial u'_I}{\partial x}} - \overline{u'_S v'_S \frac{\partial u'_I}{\partial y}} - \overline{u'_S v'_S \frac{\partial v'_I}{\partial x}} - \\ &\quad \overline{v'^2_S \frac{\partial v'_I}{\partial y}} - \overline{u'_S \omega'_S \frac{\partial u'_I}{\partial p}} - \overline{v'_S \omega'_S \frac{\partial v'_I}{\partial p}} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & -\overline{u'_S u'_I \frac{\partial u'_I}{\partial x}} - \overline{u'_S v'_I \frac{\partial u'_I}{\partial y}} - \overline{v'_S u'_I \frac{\partial v'_I}{\partial x}} - \\ & \overline{v'_S v'_I \frac{\partial v'_I}{\partial y}} - \overline{u'_S \omega'_I \frac{\partial u'_I}{\partial p}} - \overline{v'_S \omega'_I \frac{\partial v'_I}{\partial p}} \end{aligned} \quad (5)$$

$$CE = -\frac{R}{P} \overline{T'_S \omega'_S} \quad (6)$$

$$BK = -\overline{V_3 \cdot \nabla_3 K'_S} \quad (7)$$

$$B_\phi = -\overline{V_3 \cdot (V'_S \phi'_S)} \quad (8)$$

方程式中的 t 表示為時間, V 為水平風向量, ∇ 為水平梯度, 下標 3 代表三維分量, ω 為垂直速度, P 為氣壓, R 為氣體常數, T 為溫度, ϕ 為重力位高度。

方程式(3)為 SSE 動能隨時間的變化率, 可解釋能量的轉換過程。等號右邊第一、二項分別是 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 兩項, 其中 CK_{S-M} 是平均流動能和 SSE 動能的正壓能量轉換, CK_{S-ISO} 項則是 ISO 的擾動能量和 SSE 動能的正壓能量轉換。 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 兩項和為 CK 項, 即傳統的正壓能量轉換項。CE 項為斜壓能量轉換項, 為綜觀尺度可用位能與 SSE 動能的轉換。BK 和 B_ϕ 項分別為擾動動能的邊界通量以及擾動重力位的邊界通量, D 為擾動動能消散項, 此項為受到摩擦力和次網格尺度的影響而造成的消散。本研究主要探討 SSE

動能來源，包含正壓與斜壓能量轉換項，即 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 與 CE 項。

為了將 10 天以下 SSE 與 10-90 天 ISO (包含 10-20 天及 30-60 天) 的訊號濾出，本研究採用 Daubechies (1988) 所發展的正交小波函數作為濾波工具。小波轉換是以區域性效應增強及區域外效應快速減弱的函數為基底，對於時間域與頻率域皆具有良好的解析能力。

三、TC 強度與大尺度環境場

西北太平洋地區的 TC 活動特性，受到季節環流和 ISO 的影響。在第(一)小節中，我們將對於 TC 的氣候平均，以及不

同強度的 TC 活動特性進行比較。在第(二)小節中，我們將分析有利 TC 強度發展的大尺度環境場。

(一) TC 與氣候平均場

表 1 顯示在 1979-2008 年的 6-11 月期間，西北太平洋的 TC 活動特性。平均每年 6-11 月期間約有 22.2 個 TC 生成(第一欄)，占全年總數目的 84% 左右，每個 TC 在生命史中所能達到的最大強度(Lifetime Maximum Intensity, 簡稱 LMI) 平均約為 84 knots (第二欄)。我們先將 TC 分為熱帶風暴(Tropical Storm, 簡稱 TS, 最大強度 35~63 knots) 和颱風。為了探討弱颱風與強颱風

表 1: 1979-2008 年 6-11 月，西北太平洋地區熱帶氣旋(tropical cyclone; 簡稱 TC) 活動之氣候統計。

TS 為熱帶風暴，C1-C2 與 C3-C5 為使用 Saffir-Simpson 颶風等級分類之 TC。LMI(lifetime maximum intensity) 為 TC 生命史中達到之最大強度。

category	TC 生成個數 (每年)	平均 LMI (節)	從生成至 LMI	
			平均所需時間 (小時每 TC)	平均移動速度 (公里每小時)
All TC	22.2	84	135.4	16.8
TS	7.6	46	85.6	18.7
C1-C2	6.8	80	143.7	16.4
C3-C5	7.8	126	167.0	15.7

的差異，我們進一步根據 Saffir-Simpson 颶風風力等級表(Simpson and Riehl 1981) 將颶風分為弱颶風(C1-C2 等級，最大強度 64~95 knots)與強烈颶風(C3-C5 等級，最大強度 ≥ 96 knots)。各類強度的 TC 從 TS 到弱颶與強颶等級，平均每年分別有 7.6、6.8、7.8 個生成數目(第一欄)。比較各強度

等級的 TC 從生成到達 LMI 所花費的時間(第三欄)與移動速度(第四欄)，結果顯示 TC 強度等級越強，TC 成長的時間越長，移動速度越慢，弱颶風與強烈颶風的成長時間相差約一天左右。

一般而言，TC 的強度受到其生成、發展的位置和時間，以及增強率的多寡

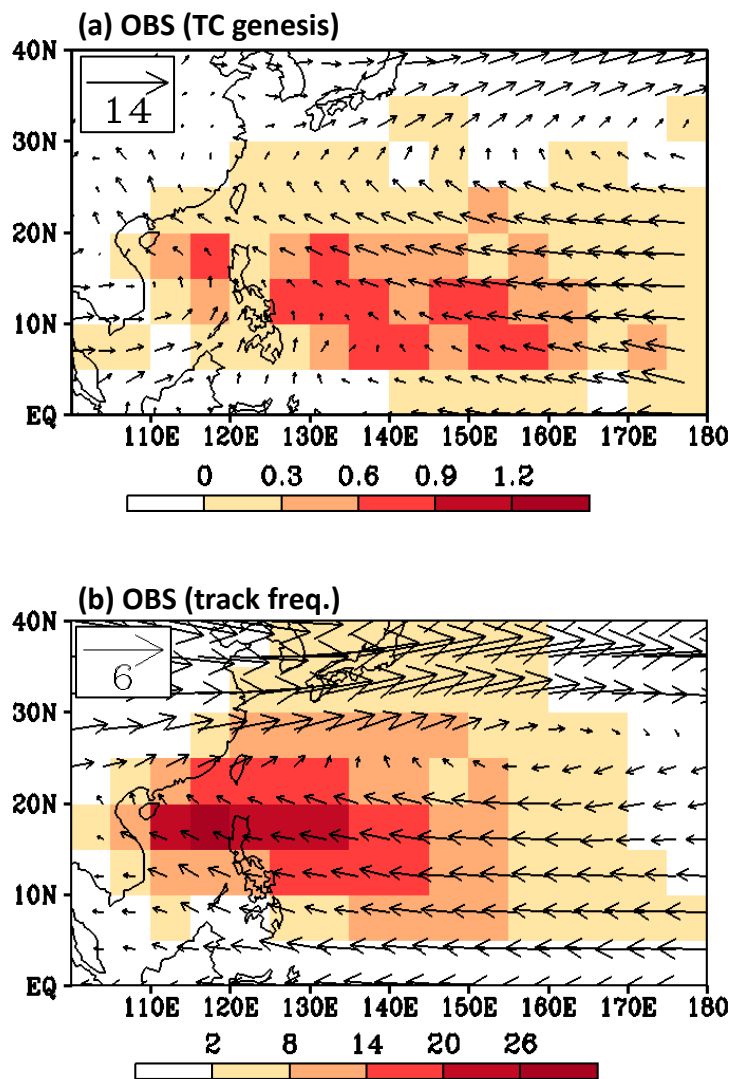


圖 1:1979-2008 年 6-11 月，TC 之(a)生成頻率(著色處，單位:每 5°經緯度的次數/年)與 850-hPa 氣候平均風場(向量風標，單位: ms^{-1})，(b)通過頻率(著色處，單位:每 5°經緯度的次數/年)與 850~300-hPa 垂直積分駛流場(向量風標，單位: 10^4ms^{-1})。

所影響(Camargo and Sobel 2005; Wu and Wang 2008; Wu and Zhao 2012)。同前述，強烈颱風的發展時間較弱颱風來得長，我們接著對於 TC 生成發展的位置與增強率進行分析比較。首先，分析所有 TC 生成位置與低層環流關係。圖 1 為西北太平洋 6-11 月氣候平均之 TC 生成頻率與 850-hPa 風場(圖 1a)，以及 TC 通過頻率與大尺度駛流場分布圖(圖 1b)，其中駛流場使用 850~300-hPa 的水平風場垂直積分。圖 1a 顯示西北太平洋的 TC 多數生成在季風槽區域，以及低層的東西風合流區(圖 1a)，其結果與過去文獻指出季風槽和低層風場合流是影響颱風生成與發展的重要因素相符(Holland 1995; Tam and Li 2006; Tsou et al. 2014)。當 TC 生成後，受到大尺度環境駛流場的導引(圖 1b)，使 TC 主要往西、西北以及往東北轉向三種方式移動(Wu and Wang 2004; Wu et al. 2005)，TC 在台灣東部海洋上、菲律賓海與南海地區有較多的通過頻率。

圖 2 為夏秋兩季弱颱風(C1-C2)與強烈颱風(C3-C5)的生成、通過頻率與達到 LMI 之位置分布圖。我們發現夏季與秋季的弱颱風與強颱風之活動特性相似，強颱風生成位置較弱颱風明顯偏東(圖 2a, 2d)。夏季與秋

季大部分的弱颱風生成在 160°E 以西至菲律賓海的位置(圖 2a, 2d)，南海地區也有相當數量的弱颱風生成。強烈颱風的生成位置比弱颱風偏東(圖 2b, 2e)，夏強颱風的位置主要在菲律賓海及其以東延伸至 170°E 的位置，秋強颱風的位置更向東延伸至 180°E 的位置，而在南海地區生成的強颱風數量則非常少。強颱風和弱颱風的移動方向也具有相當大的差異。當弱颱風形成後，主要的移動方向為往西以及往北轉向。當強烈颱風形成後，主要往西北方向前進。我們進一步將強烈颱風與弱颱風的生成位置和通過頻率相減(圖 2c, 2f)，可以發現強烈颱風整體的生成位置較弱颱風偏東，其生成位置偏東與發展時間較長的特性，與過去的研究結果相符(Wang and Chan 2002; Chan and Liu 2004; Camargo and Sobel 2005)。此外，強烈颱風東南-西北方向的通過頻率增加，呼應強烈颱風的偏東生成位置與主要往西北的移動路徑(圖 2c, 2f)。

由前述結果得知，弱颱風與強烈颱風之活動特性差異受到季節的影響較小，我們將夏秋兩季綜合分析(6-11 月平均，圖 3)，其結果亦可以掌握弱颱風與強颱風的活動特性差異，故接下來的部分皆以夏秋兩季平均結果進行分析討論。

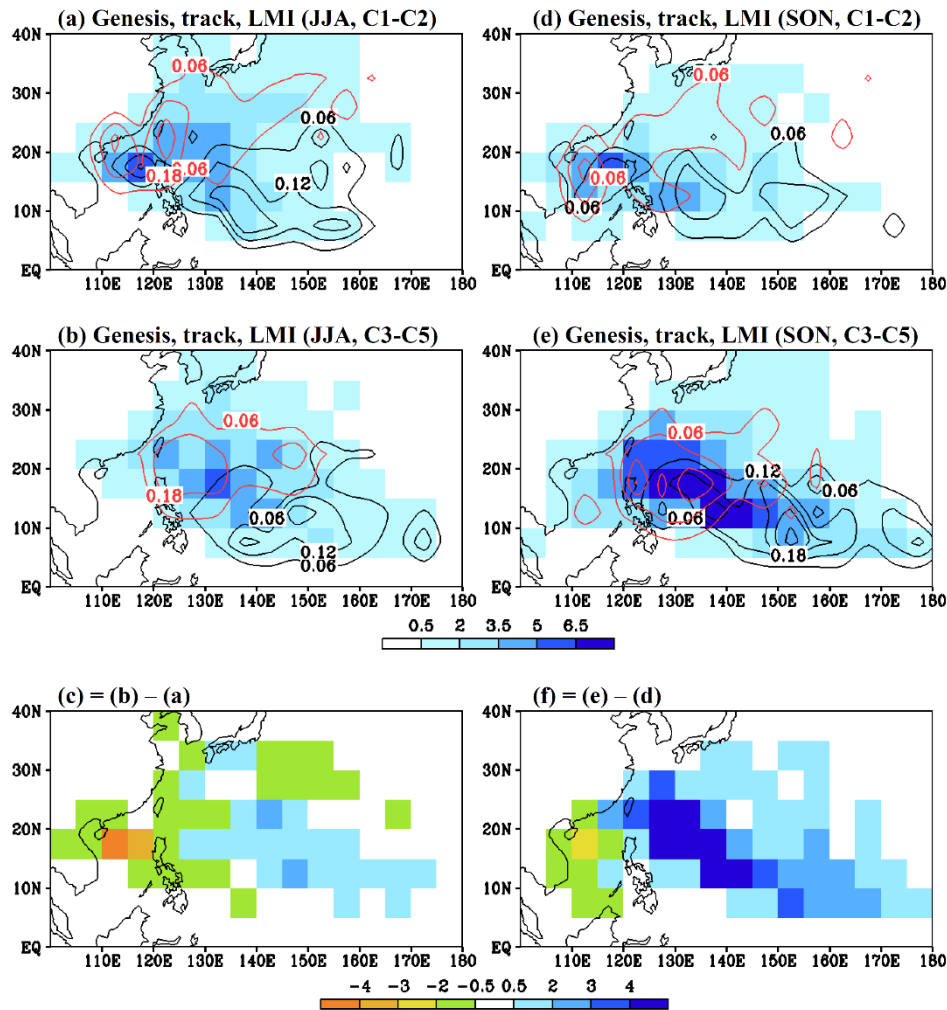


圖 2:(a)為夏季 C1-C2 強度 TC 之生成位置分布(黑色等值線)、通過頻率(著色處)、LMI 位置分布(紅色等值線)，其單位皆為:個數/年。(b)同(a)，但為 C3-C5 之 TC 結果。(c)為 C3-C5 強度減去 C1-C2 強度之 TC 通過頻率結果。(d)-(f)分別同(a)-(c)，但為秋季的結果。

分析弱颱風和強烈颱風的增強率之水平空間分布(圖 4)顯示，西北太平洋生成的弱颱風(強烈颱風)增強率主要發生在 30°N(25°N)以南的海洋上(圖 4a, 4b)，其大值區位於菲律賓海及其以東至 160°E，其中強烈颱風的增強率較弱颱風大。當颱風靠近陸地或者往高緯度地區移動時，增強率轉為負值，強度開始減弱。此外，在南

海地區有較不同的增強率分布，弱颱風的增強率整體呈現正值(圖 4a)，強烈颱風的增強率則較不顯著(圖 4b)。故弱颱風往西往北移動或者在南海地區生成之後，在東亞沿岸地區達到最大強度(圖 3a 紅實線)；而強烈颱風往西北方向前進之後，其 LMI 的位置主要集中在菲律賓海暖洋面上(圖 3b 紅實線)。比較強烈颱風與弱颱風的差

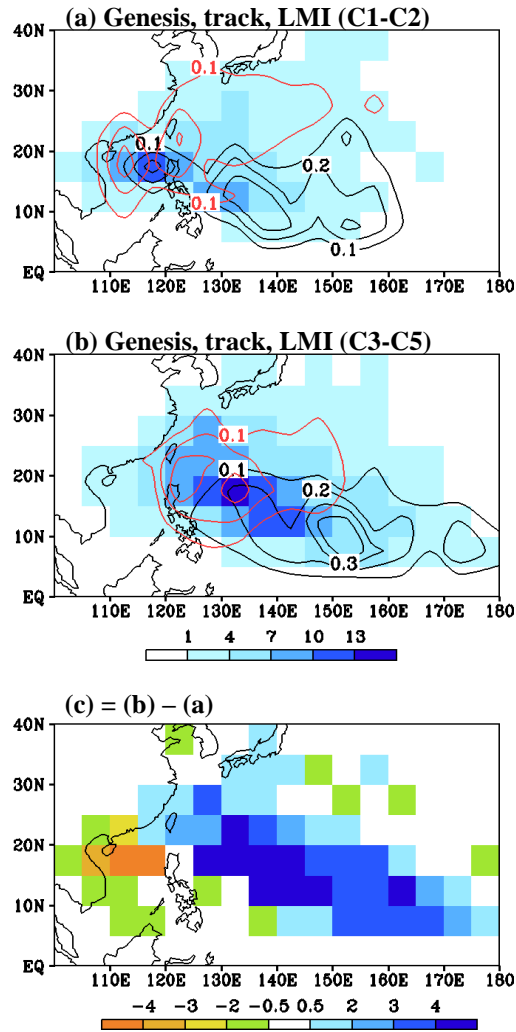


圖 3:同圖 2(a)-(c)，但為 6-11 月平均結果。

異(圖 4c)，可以更清楚發現，在這兩種等級颱風的主要路徑範圍中(125°E -160°E, 5°N -25°N)，強烈颱風平均有更強的增強率，與強烈颱風 LMI 位置較偏東且在暖洋面上相呼應，此現象可能與強烈颱風東南-西北方向的移動路徑相關(圖 3c)。

從前述結果可以發現，大多數的弱颱風與強烈颱風均在菲律賓海及其以東生成與發展，生成在南海地區的強烈颱風非常稀少，為了就共同的 TC 活動區域進行探

討，接下來的分析研究結果皆排除在南海地區生成的個案。

(二) TC 強度發展與環境場之關係

前面的研究結果顯示，強烈颱風較弱颱風的生成位置偏東，是影響 TC 強度的重要因素之一。TC 生成後，其移動路徑為決定 TC 發展的另一重要因素(Mei and Xie 2016; Wu et al. 2018)。當 TC 經過較有利發展的大尺度環境場時，TC 發展的強

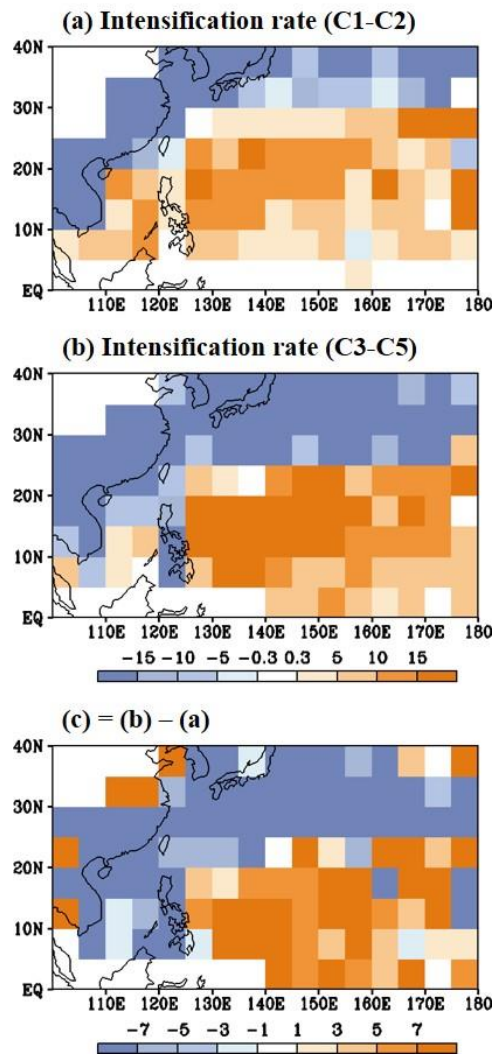


圖 4:(a)為沿著 C1-C2 強度 TC 軌跡之增強率(單位: 10^{-1} ms^{-1} 每 6 小時)。(b)同(a), 但為 C3-C5 之 TC 結果。(c)為 C3-C5 強度減去 C1-C2 強度之結果。

度較強。影響 TC 的熱力綜合指數之一為最大潛在強度(Potential Intensity, 簡稱 PI, Emanuel 1986; Bister and Emanuel 2002)。PI 數學式為:

$$V_{pot}^2 = \frac{T_S C_K}{T_O C_D} (CAPE^* - CAPE^b) \quad (9)$$

其中 V_{pot} 為 TC 最大潛在 T_o 分別為海表面溫度(Sea Surface Temperature, 簡稱 SST)及 TC 外流溫度(約 100-hPa 對流層頂溫

度)。 C_K 為焓交換係數, C_D 為拖曳係數, $CAPE^*$ 與 $CAPE^b$ 分別為環境與邊界層的對流可用位能。當海表面溫度越高, 或平均外流溫度越低(對流發展愈高), 亦或環境與邊界層的 CAPE 差異越大, 均會使 TC 的 PI 值越高, 可以發展的強度越強。

除了熱力環境場以外, 大尺度環流場(圖 1)和垂直風切也會影響 TC 強度的發展(Frank and Ritchie 2001; Paterson et al.

2005)。此外，ISO 擾動能量的傳遞亦是影響 TC 增強的重要因素(Tsou et al. 2014; Hong et al. 2021; Hsu et al. 2021)，有關 ISO 擾動能量如何影響 TC 強度的發展，會在第四章詳細探討。故以下就前述有利 TC 發展的大尺度環境場進行分析。

圖 5 為西北太平洋 6-11 月氣候平均

SST、100-hPa 空氣溫度、PI 值、垂直風切與 ISO 擾動動能分布圖。首先，就 SST 的結果分析(圖 5a)，在西北太平洋熱帶地區為全球海溫最高的地區，大值區在 125°E 以東大致呈現東南-西北向的分布，與強烈颱風的移動路徑相近。在對流層頂的溫度也有類似的現象(圖 5b)，較低的空氣溫度位於熱帶地區，並且低溫區呈現東南-西北

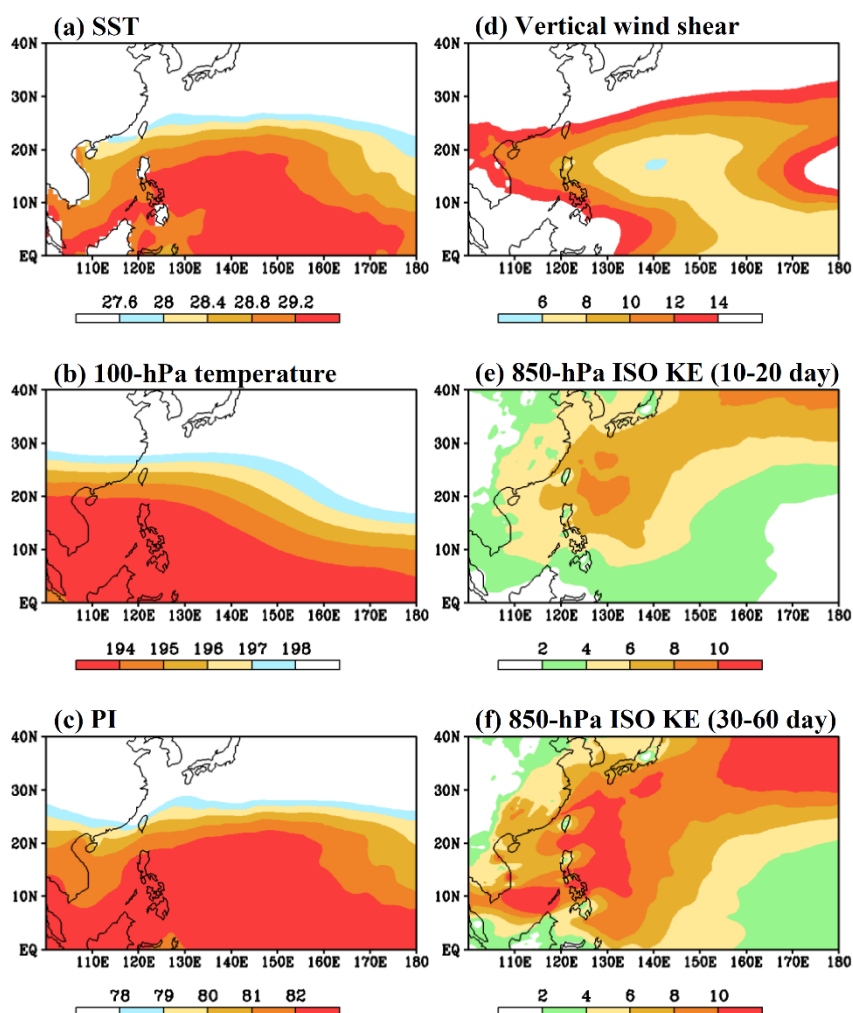


圖 5:1979-2008 年 6-11 月，大尺度環境場氣候平均之(a)海表面溫度(單位:°C)、(b)100-hPa 空氣溫度(單位:K)、(c)TC 最大潛在強度計算值(單位:ms⁻¹)、(d)850 與 200-hPa 之垂直風切(單位:ms⁻¹)、(e)850-hPa 之 10-20 天濾波 ISO 動能(單位:m²s⁻²)、(f)850-hPa 之 30-60 天濾波 ISO 動能(單位:m²s⁻²)。

向的分布。SST 配合對流層頂的空氣溫度，使得最大潛在強度 PI 在西北太平洋地區最強(圖 5c)，且亦有東南-西北分布的特性，與強颱風的移動路徑相近。垂直風切場在西北太平洋地區有較小的值(圖 5d)，其中在 130°E 以東有較弱的垂直風切並且呈現東南-西北向的分布，同樣與強烈颱風的移動路徑相近。此外，在強颱風東南-西北分布的路徑上，亦伴隨著較強的 10-20 天與 30-60 天 ISO 擾動動能，其動能在菲律賓海上達到最強(圖 5e, 5f)。比較強烈颱風與弱颱風的生成與移動路徑，顯示強烈颱風在成長的過程中，主要的移動路徑經過高海溫、低的對流層頂溫度地區，且有較弱的垂直風切場，以及較強的 10-20 天與 30-60 天 ISO 擾動動能。

四、尺度交互作用與能量診斷

經由前一個章節的比較結果得知，強烈颱風的生成位置較弱颱風偏東，生成後主要往西北的方向前進，增強率較大，並且移動速度較慢，發展的時間較長，其特性影響颱風強度的發展。為了瞭解造成強烈颱風與弱颱風移動速度與增強率差異的原因，我們比較兩種強度的颱風從生成至達到最大強度的過程中，其大尺度環流場

及主要能量來源的變化。因颱風發展的時間長度不同，本文採用相位合成法，將颱風從生成至達到最大強度的發展過程分為生成、達到 LMI 所花費時間之一半時的階段(簡稱 0.5 LMI)及 LMI 三階段。圖 6 為弱颱風與強烈颱風在生成位置、達到 0.5 LMI，以及達到 LMI 時的位置，分別疊加上大尺度 10 天以上濾波(包含季節環流與 ISO)的 850-hPa 風場合成圖。首先，在颱風生成的時候，弱颱風與強烈颱風均位在季風槽以及東西風輻合處(圖 6a, 6d)，並且受到大尺度副高環流場的牽引而向西或西北移動。比較強烈颱風與弱颱風的差異(圖 6g)，強烈颱風在 140°E -180°E 與 5°N -20°N 的位置上有氣旋式環流異常，與強烈颱風的生成位置偏東相呼應。此外，在副高環流場南側有西風異常與西側有北風異常，顯示副高環流場南側的東風或西側的南風較弱，使強烈颱風較不易往西或往北移動，有較慢的移動速度。

當颱風持續受到季風槽與副高環流場的導引而移動，到達 0.5 LMI 的時候，弱颱風的位置主要集中在菲律賓海一帶(圖 6b)，而強烈颱風的位置仍然偏東(圖 6e)。將強烈颱風與弱颱風的結果進行比對(圖 6h)，更清楚顯示強烈颱風的位置仍然偏東

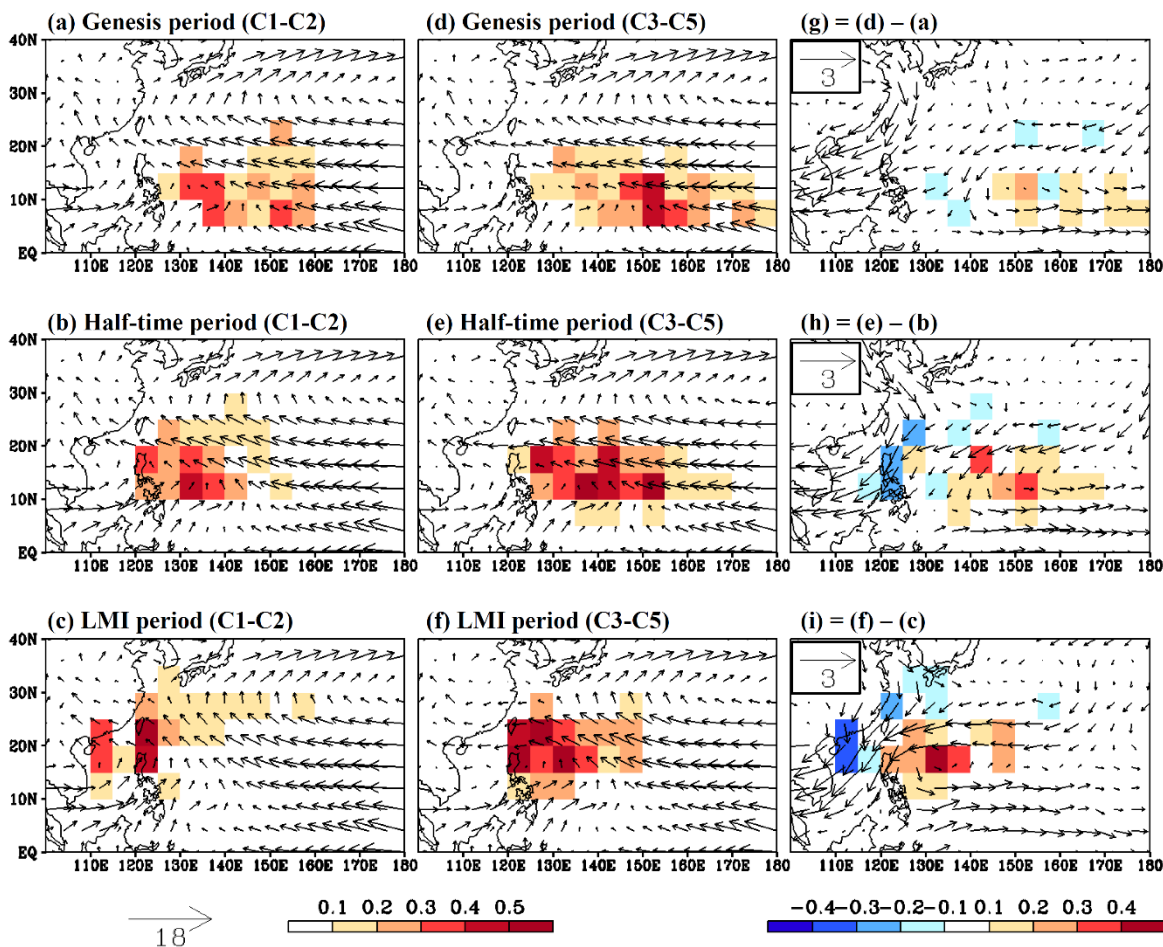


圖 6:(a)為 C1-C2 的 TC 生成位置(著色處,單位:個數/年)與 10 天以上濾波的 850-hPa 風場合成(向量風標,單位: ms^{-1}),合成時間為 TC 該位置當天與前後 1 天共 3 天的合成。(b)同(a),但為 TC 達到 LMI 之時間一半的位置。(c)同(a),但為 TC 達到 LMI 的位置。(d)-(f)分別同(a)-(c),但為 C3-C5 的結果。(g)-(i)分別為各時期 C3-C5 減去 C1-C2 的結果。

且伴隨更強烈的氣旋式環流異常,其西風與北風的異常讓強烈颱風的移動速度更慢。從 0.5 LMI 至 LMI 階段,弱颱風伴隨的季風槽強度明顯西退減弱許多(圖 6b, 6c),此時強烈颱風與弱颱風的移動速度有相當大的差異(圖 6e, 6f),其中弱颱風受到副高環流場的導引快速往西或往北移動。最終當颱風達到最大強度時(圖 6c),弱颱風往西移動至南海地區,往北則到達日本

南方海上。反之,強烈颱風伴隨的季風槽仍相當顯著(圖 6f),強颱風位置仍集中在菲律賓海暖洋面上,並且位在最有利 TC 強度發展的大尺度熱力環境區及 ISO 擾動動能區(圖 5)。比較兩種強度颱風的差異(圖 6i),更清楚顯示強烈颱風的位置仍位在最有利 TC 強度發展的大尺度熱力環境區(圖 5)及氣旋式環流異常區。綜觀 TC 從生成至達到最大強度的過程中,與弱颱風相

比，強烈颱風伴隨的大尺度環流場使強颱風移動速度較慢以及影響移動路徑，讓強烈颱風經過更有利 TC 強度發展的大尺度環境場，並且發展時間較長。

為了能夠定量了解季節環流、ISO 與

TC 的交互作用，我們利用 SSE 能量診斷方程式(Tsou et al. 2014)來進一步定量分析當 TC 在增強的過程中，ISO、季節平均環流與 SSE 的能量轉換關係。因 SSE 包含

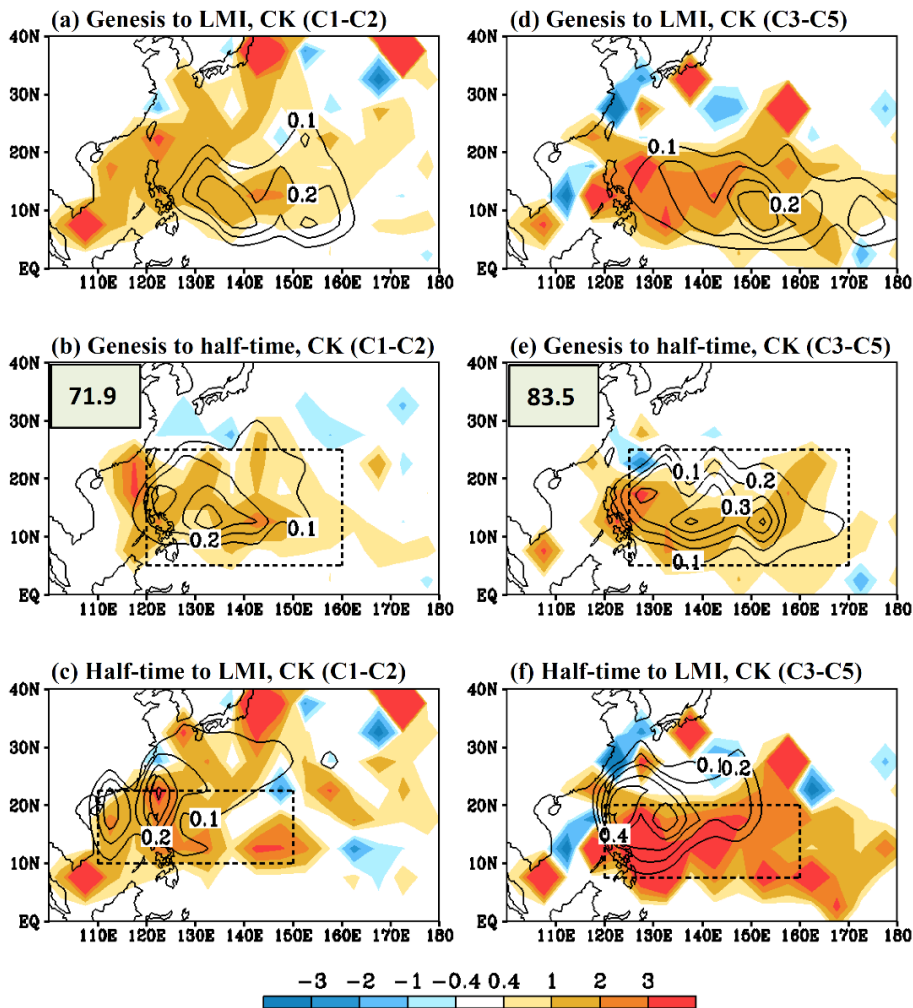


圖 7:(a)為 C1-C2 強度之 TC 沿著從生成至達到 LMI 時的通過位置之平均 850-hPa 正壓能量轉換合成(著色處，單位： $10^4 \text{m}^2 \text{s}^{-3}$)與 TC 生成位置分布(黑色等值實線，單位：個數/年)。(b)類似(a)，但為從生成至達到 LMI 之時間一半的正壓能量轉換(著色處)與 TC 達到 LMI 之時間一半的位置(黑色等值實線)分布，其中黑色虛線方框為主要通過頻率位置，左上角之數字為平均每個 TC 從生成至達到 LMI 之時間一半所經過的時間(單位：小時)。(c)類似(b)，但為從達到 LMI 之時間一半的時候為起始點，開始至達到 LMI 的正壓能量轉換與 TC 達到 LMI 的位置分布。(d)-(f)分別同(a)-(c)，但為 C3-C5 強度的 TC 結果。

所有綜觀尺度擾動，其中亦包含 TC 尺度的擾動，故 SSE 與 TC 有密切的關係(Hsu et al. 2009; Hsu et al. 2011; Tsou et al. 2014; Hsu et al. 2017)。為了探討跟 TC 有關的 SSE 變化，本研究的能量結果為沿著 TC 通過 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的網格上進行計算。圖 7 為分別沿著弱颱風與強烈颱風的增強路徑和時間上，局部地區的原始(未平滑化)平均正壓能量轉換(CK 項:包含 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO}) 分布圖。整體而言，弱颱風與強烈颱風從生成至達到 LMI 的過程中(圖 7a, 7d)，沿著 TC 移動的路徑上，平均都有正的正壓能量轉換值，顯示大尺度環流(ISO 與季節平均環流)傳送能量給 TC 發展，然而強烈颱風從大尺度環流獲得的能量較弱颱風多。比較從生成至 0.5 LMI (圖 7b)與從 0.5 LMI 到 LMI(圖 7c)兩時期，弱颱風和強烈颱風在後半段期間，TC 從大尺度環流獲得更多的能量發展(圖 7c, 7f)，表示大尺度環流與 TC 的交互作用隨著 TC 增強的過程中，有越來越重要的現象。然而，強烈颱風增強的時間較長，並且在增強的後半段期間，從大尺度環流場獲得的能量顯著較多(圖 7c, 7f)，使其能夠發展較強。此外，將能量結果分成夏季(附圖 1)與秋季(附圖 2)進行分析，顯示雖然夏秋兩季的大

氣平均環流有所差異，但兩個季節的大尺度環流與 TC 交互作用，均有隨著 TC 增強過程中越顯重要的現象，且強烈颱風在增強後半段期間，從大尺度環流場獲得的能量均較弱颱風多，表示大尺度環流與強、弱颱風交互作用的特性與差異，受到季節的影響較小。

為了比較 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 兩項的相對貢獻與斜壓能量轉換(CE 項)對於 TC 增強過程中的影響，我們分別將前半段與後半段期間的 TC 主要通過位置(圖 7 黑色方框處)，進行能量轉換的區域平均之定量分析(圖 8)。在 TC 增強至 LMI 的前半段期間裡(圖 8a)，CK 和 CE 均轉換能量給 TC 發展，顯示大尺度環流與 TC 可用位能均為 TC 增強發展的能量來源，與過去研究結果相符(Hsu et al. 2011; Tsou et al. 2014)，此時弱颱風與強烈颱風獲得的能量差異不大。CK 項中的 CK_{S-M} 和 CK_{S-ISO} 兩項均有正貢獻，顯示季節平均環流與 ISO 均傳送能量給弱颱風與強烈颱風發展，兩者對於 TC 強度的增強皆扮演重要的角色。

與前半段期間相比，TC 增強至 LMI 的後半段期間(圖 8b)，CK 與 CE 皆有更大的正值，顯示大尺度環流所提供的能量，

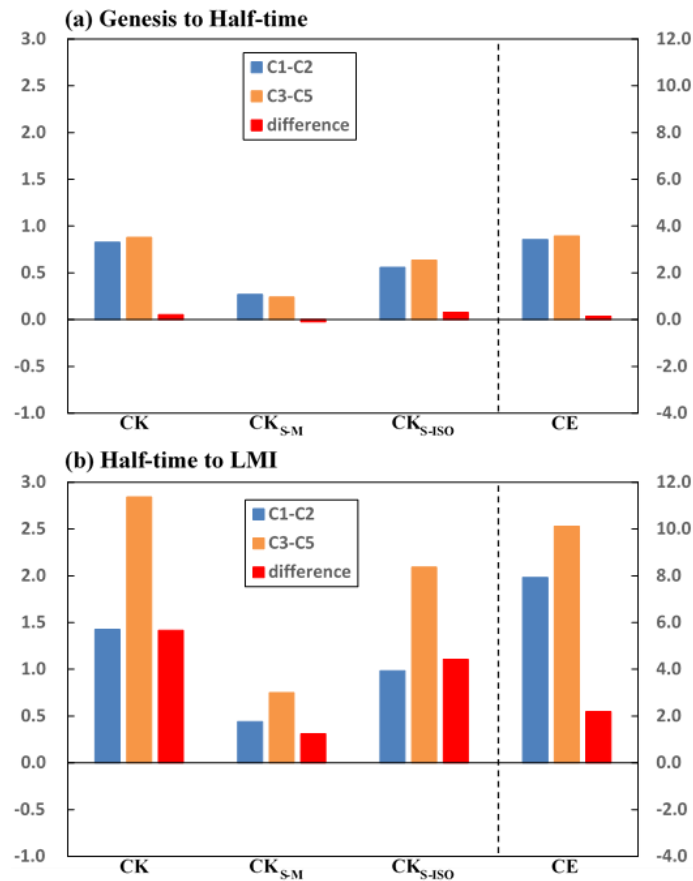


圖 8:(a)為 TC 從生成至達到 LMI 時間一半時的主要通過頻率位置(圖 7b, 7e 之黑色方框處)之區域平均正壓與斜壓能量轉換值(單位: $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$), 其中藍色(橘色)直條為 C1-C2(C3-C5)結果, 紅色直條為 C3-C5 減去 C1-C2 結果。(b)與(a)同, 但為從達到 LMI 之時間一半的時候為起始點, 開始至達到 LMI 時的主要通過位置(圖 7c, 7f 之黑色方框處)區域平均結果。

以及 TC 本身潛熱釋放均轉換更多的能量給弱颱風與強烈颱風發展。然而, 比較強烈颱風與弱颱風的差異, CK 與 CE 均轉換較多的能量給強烈颱風發展, 與其強度更強相符合。CK 差異的主要來源為 CK_{s-ISO} 項, 顯示 ISO 與 TC 交互作用對於 TC 強度增強的影響非常顯著。

由於 TC 增強的後半段期間中, CK_{s-ISO} 項是強颱與弱颱能量來源的主要

差異, 故本研究進一步分析 CK_{s-ISO} 與其各小項的能量轉換結果。圖 9 為沿著 TC 增強路徑上的 CK_{s-ISO} 能量轉換(圖 9a, 9f), 以及在增強後半段期間的 CK_{s-ISO} 各小項(圖 9b-e, 9g-j)之未平滑化分布圖。總體而言, 弱颱風與強烈颱風沿著 TC 移動的路徑, 從生成至達到 LMI 的過程中均有正的 CK_{s-ISO} 能量轉換值(圖 9a, 9f), 即 ISO 傳送能量給 TC 發展, 其中強烈颱風從 ISO

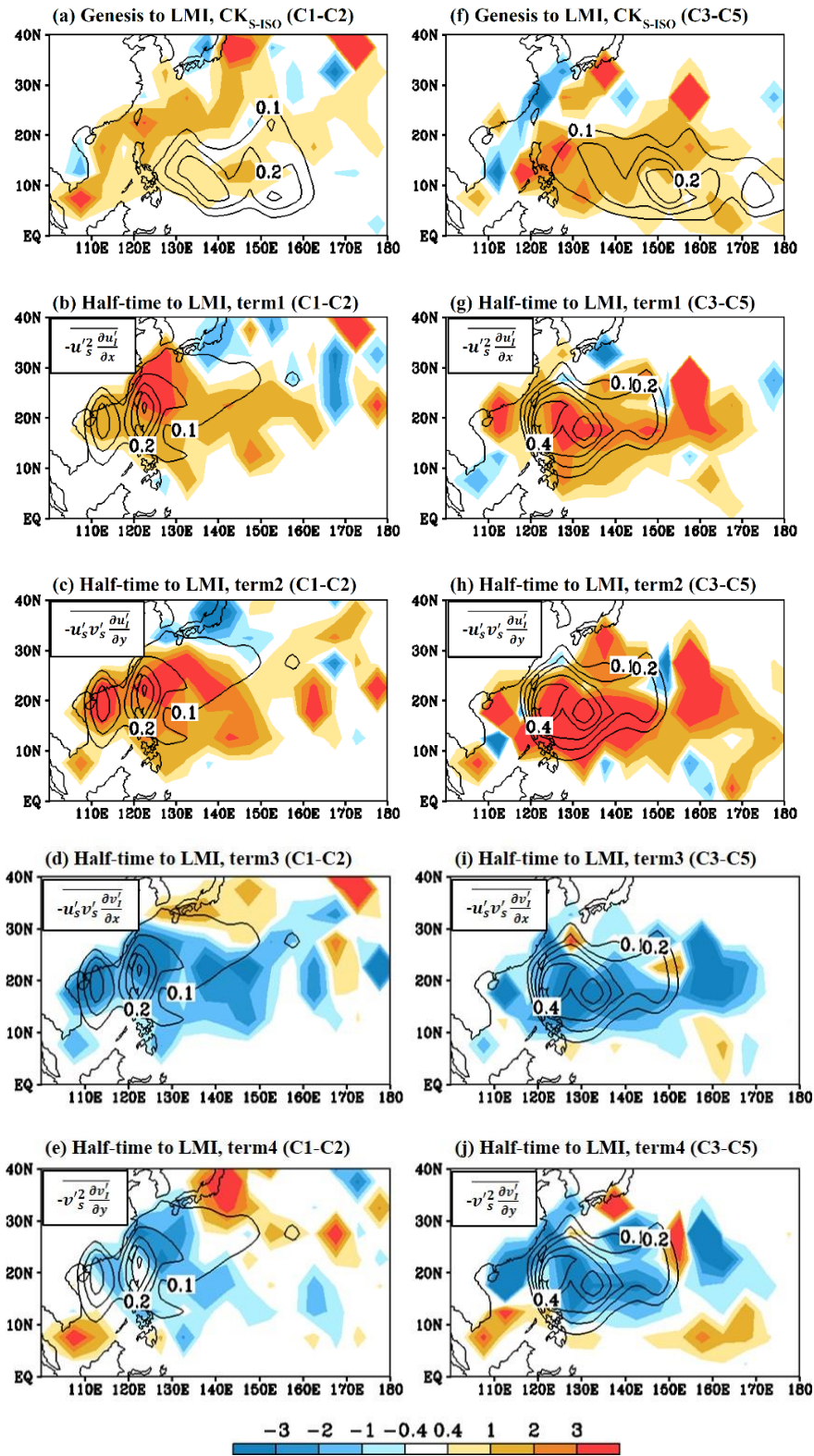


圖 9:(a)為 C1-C2 強度之 TC 沿著從生成至達到 LMI 時的通過位置之平均 850-hPa CK_{S-ISO} (著色處，單位： $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)與 TC 生成位置分布(黑色等值實線，單位：個數/年)。(b)類似(a)，但為從達到 LMI 之時間一半的時候為起始點，開始至達到 LMI 的 $-\overline{u_s'^2} \frac{\partial u_l'}{\partial x}$ 項(著色處，單位： $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)與 TC 達到 LMI 的位置(黑色等值實線，單位：個數/年)分布。(c)-(e)類似(b)，但分別為 $-\overline{u_s' v_s'} \frac{\partial u_l'}{\partial y}$ 、 $-\overline{u_s' v_s'} \frac{\partial v_l'}{\partial x}$ 、 $-\overline{v_s'^2} \frac{\partial v_l'}{\partial y}$ 項之結果。(f)-(j)分別同(a)-(e)，但為 C3-C5 強度的 TC 結果。

獲得的能量較弱颱風多。在 TC 增強的後半段期間，主要以 $-\overline{u_s'^2 \frac{\partial u_l'}{\partial x}}$ 和 $-\overline{u_s'v_s' \frac{\partial u_l'}{\partial y}}$ 兩項有正貢獻(圖 9b, 9c, 9g, 9h)，提供能量給 TC 發展。 $-\overline{u_s'^2 \frac{\partial u_l'}{\partial x}}$ 項與 ISO 東西向風場輻合 ($\frac{\partial u_l'}{\partial x}$) 及颱風強度 ($u_s'^2$) 相關，而 $-\overline{u_s'v_s' \frac{\partial u_l'}{\partial y}}$ 項與 ISO 氣旋式風切 ($-\frac{\partial u_l'}{\partial y}$) 及 SSE 動量傳遞 ($u_s'v_s'$) 相關。當 ISO 風場為輻合 ($\frac{\partial u_l'}{\partial x} < 0$) 與氣旋式風切 ($-\frac{\partial u_l'}{\partial y} > 0$) 的

情形時，有利 TC 發展。兩項中 $-\overline{u_s'v_s' \frac{\partial u_l'}{\partial y}}$ 的正貢獻較 $-\overline{u_s'^2 \frac{\partial u_l'}{\partial x}}$ 大，且強烈颱風從 $-\overline{u_s'v_s' \frac{\partial u_l'}{\partial y}}$ 項獲得的能量較弱颱風多(圖 9c, 9h)。前述 CK_{S-ISO} 與其各小項的分析結果，在夏秋兩季均有相同的特性(附圖 3, 4)，即 ISO 與 TC 的交互作用受到季節的影響較小。

由於 CK_{S-ISO} 小項中，與 ISO 風切相關的 $-\overline{u_s'v_s' \frac{\partial u_l'}{\partial y}}$ 項提供最多能量給颱風，我

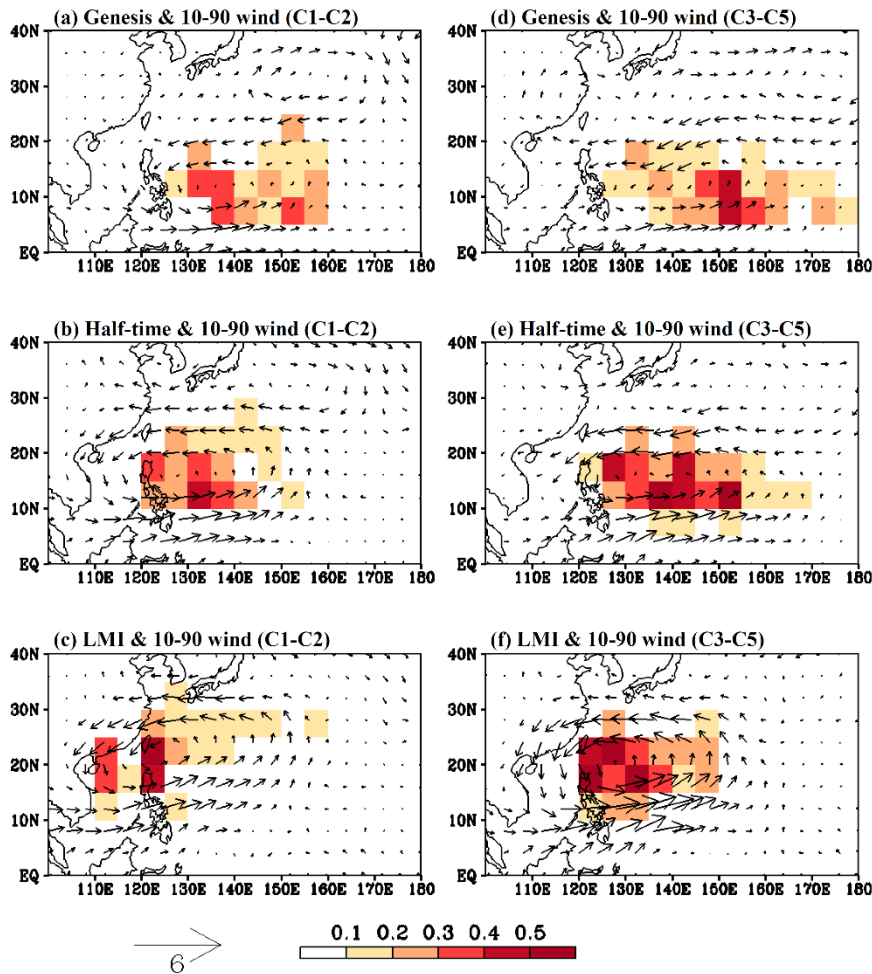


圖 10:同圖 6(a)-(f)，但風場為 10-90 天濾波的 ISO 風場合成。

們進一步分析在 TC 增強的過程中，ISO 風場與 TC 強度發展的關聯。首先，仿效圖 6 的方式，分析弱颱風與強烈颱風在三個時段前後的 10-90 天 ISO 風場(圖 10)。結果顯示在 TC 生成的時候(圖 10a, 10d)，弱颱風與強烈颱風的位置均伴隨著 ISO 氣旋式環流($-\frac{\partial u'_l}{\partial y} > 0$)，導致 CK_{S-ISO} 中主要貢獻項 $-\overline{u'_s v'_s} \frac{\partial u'_l}{\partial y}$ 有正貢獻，有利 TC 發

展。到了 0.5 LMI 的時候(圖 10b, 10e)，ISO 氣旋式環流增強並且北移，弱颱風與強烈颱風的位置均更集中在該環流上，顯示 ISO 氣旋式環流提供更多的能量給 TC，更有利於 TC 的強度發展。當 TC 達到 LMI 時(圖 10c, 10f)，伴隨弱颱風的 ISO 氣旋式環流快速向西北移動，其環流已逐漸接近陸地，而伴隨強烈颱風的 ISO 氣旋式環流則移速較慢並且顯著增強。此外，ISO 氣

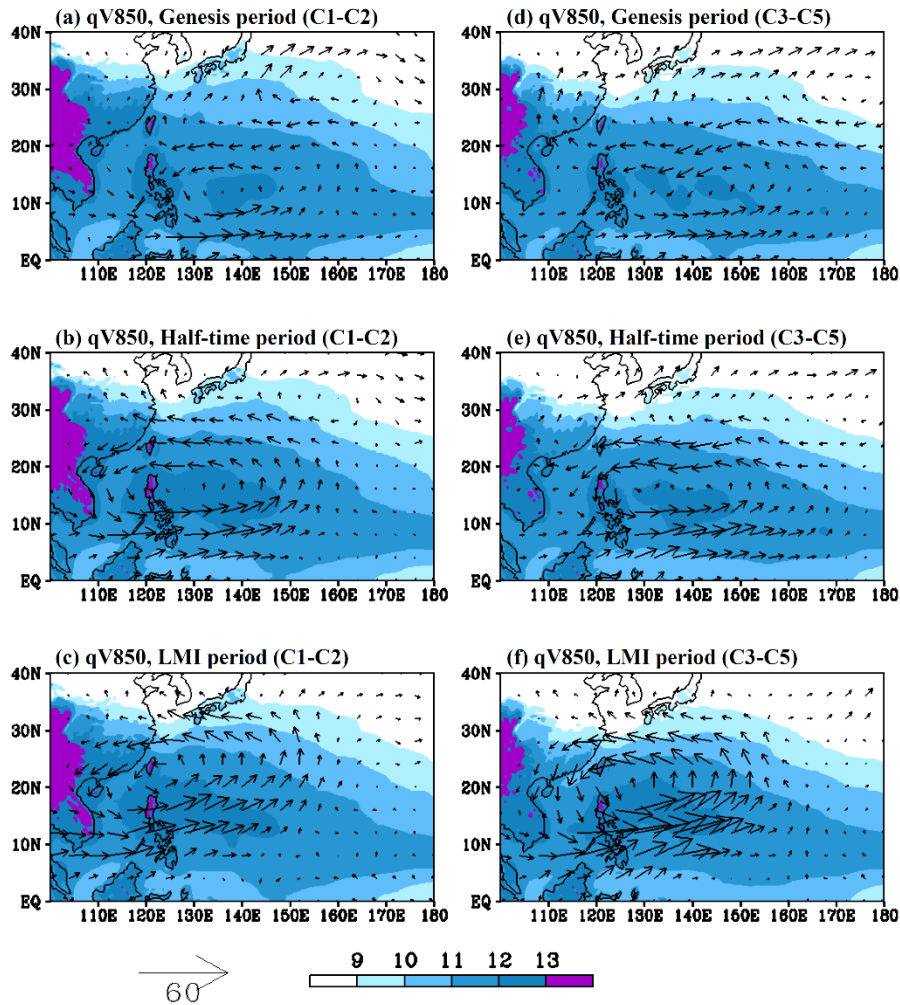


圖 11:類似圖 10，但為 850-hPa 的比濕(著色處，單位:gkg⁻¹)與 10-90 天濾波 ISO 的水氣通量(向量風標，單位:gkg⁻¹ms⁻¹)合成圖。

旋式環流南側的西南氣流，其提供的水氣亦可能有利於 TC 潛熱釋放，使 CE 增加。圖 11 為弱颱風與強颱風在生成位置、達到 0.5 LMI，以及達到 LMI 時的 850-hPa 比濕與 10-90 天 ISO 的水氣通量合成圖。結果顯示在 TC 生成的時候(圖 11a, 11d)，弱颱風與強烈颱風的位置均伴隨著高比濕與強烈 ISO 水氣通量，此 ISO 氣旋式環流南側的水氣通量隨 TC 增強而增強(圖 11b, 11e)。當 TC 達到 LMI 時，強烈颱風 LMI 與 ISO 氣旋式環流位置均在暖洋面上(圖 10f)，伴隨強颱風的水氣通量顯著增多(圖 11f)，更有利強颱風的潛熱釋放，使強颱風的斜壓能量轉換(CE)增加較弱颱風多(圖 8b)，將 TC 可用位能轉換成更多 TC 動能(圖 8b)，發展強度較強。上述結果顯示 ISO 與 TC 交互作用對於強烈颱風發展的重要性。強烈颱風得到較多能量而強度較強的原因，與其 TC 本身較強($u'_s v'_s$)及 ISO 氣旋式環流($-\frac{\partial u'_y}{\partial y}$)增強有關。

五、總結

由於西北太平洋地區的 TC 活動，同時受到季節平均環流以及 ISO 的影響，為了深入瞭解造成颱風強度發展差異的可能原因，本研究針對西北太平洋 6-11 月颱風

的活躍季節，將 TC 按照強度分為弱颱風與強烈颱風，進行弱颱風與強烈颱風活動特性和大尺度環境場的關係之探討，並且利用 SSE 擾動能量收支方程式(Tsou et al. 2014)，定量分析診斷季節平均環流、ISO 與 TC 的交互作用，其如何影響弱颱風與強烈颱風的強度發展。

本研究結果顯示，颱風強度的發展主要受到其生成的位置、發展的時間，以及移動經過的環境場所影響。強烈颱風的生成位置較氣候平均與弱颱風偏東，發展時間較長，移動速度較慢，以及增強率較大。比較這兩種強度颱風的移動差異，弱颱風主要往西以及往北轉向移動，強烈颱風則主要往西北方向前進。

分析強烈颱風移動速度較慢的原因，結果顯示在颱風生成發展的時候，弱颱風與強烈颱風均受到大尺度副高環流場的牽引而向西或西北移動。然而強烈颱風的季風槽及 ISO 氣旋式環流較強，伴隨的副高環流場較弱，其南側的東風與西側的南風較弱，使強烈颱風較不易往西或往北移動，而有較慢的移動速度。隨著颱風強度持續的發展，弱颱風伴隨的季風槽及 ISO 氣旋式環流強度明顯減弱，主要受到副高環流場的導引快速往西或往北移動，而強

烈颱風伴隨的季風槽及 ISO 氣旋式環流仍相當顯著，使強烈颱風移動速度較慢，其移動位置的分布均較弱颱風偏東。

分析有利 TC 強度發展(增強率)的大尺度環境場，結果顯示 SST 與對流層頂溫度分別在西北太平洋地區呈現東南-西北向的高溫與低溫分布，垂直風切場在西北太平洋地區亦呈現東南-西北向的弱風切分布，這些有利 TC 強度發展的熱力與動力環境分布皆和強烈颱風向西北的移動路徑相近。此外，在強颱風東南-西北向的路徑上，亦伴隨著較強的 10-20 天與 30-60 天 ISO 擾動動能，即強烈颱風在成長的過程中，主要的移動路徑經過高海溫、低的對流層頂溫度、較弱的垂直風切場，以及較強的 10-20 天與 30-60 天 ISO 擾動動能區域。故強烈颱風伴隨的大尺度環流場使其移動速度較慢，發展時間較長，並且讓強烈颱風經過更有利 TC 強度發展的大尺度環境場。

本研究進一步以 SSE 能量收支方程定量分析尺度交互作用對 TC 強度發展的影響。為了探討跟 TC 有關的 SSE 變化，本研究的能量結果沿 TC 通過 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 的網格上進行計算，並且採用相位合成法，將颱風從生成至達到最大強度的發展過程分為

生成、達到 LMI 所花費時間之一半時的階段(簡稱 0.5 LMI)及 LMI 三階段。診斷結果顯示，自生成至 LMI 的前半段過程中，正壓能量轉換項(CK)與斜壓能量轉換項(CE)均轉換能量給弱颱風與強烈颱風發展，即大尺度環流所提供的能量，以及弱颱風與強烈颱風本身的潛熱釋放均為增強的能量來源(Hsu et al. 2011; Tsou et al. 2014)。在 CK 項中，分成 CK_{S-M} 項與 CK_{S-ISO} 項，兩項均轉換能量給弱颱風與強烈颱風發展，表示季節平均環流(CK_{S-M} 項)與 ISO(CK_{S-ISO} 項)均傳送能量給弱颱風與強烈颱風發展。此階段，弱颱風與強烈颱風自季節平均環流與 ISO 獲得的能量差異不大。

在 TC 增強至 LMI 的後半段過程中，CK 與 CE 皆有更大的正值，表示大尺度環流與 TC 本身潛熱釋放皆轉換更多能量給 TC 發展。與弱颱風相比，大尺度環流場(CK)與 TC 可用位能(CE)均轉換較多的能量給強烈颱風發展，使強烈颱風強度更強。強颱風與弱颱風的 CK_{S-M} 與 CK_{S-ISO} 在後半段過程均增加，兩者的 CK 差異主要來源為 CK_{S-ISO} 項，即 ISO 與 TC 交互作用對於強颱風強度增強的影響最顯著。而兩者的 CK_{S-M} 差異則較小。

進一步分析 CK_{S-ISO} 各小項結果，顯示 $-\overline{u'_s{}^2 \frac{\partial u'_l}{\partial x}}$ 和 $-\overline{u'_s v'_s \frac{\partial u'_l}{\partial y}}$ 兩項有正貢獻，均提供能量給 TC 發展，其中 $-\overline{u'_s v'_s \frac{\partial u'_l}{\partial y}}$ 的正貢獻較 $-\overline{u'_s{}^2 \frac{\partial u'_l}{\partial x}}$ 大。弱颱風與強烈颱風在生成發展的過程中，均伴隨著 ISO 氣旋式環流 ($-\frac{\partial u'_l}{\partial y} > 0$)，使 CK_{S-ISO} 中主要貢獻項 $-\overline{u'_s v'_s \frac{\partial u'_l}{\partial y}}$ 有正貢獻，有利 TC 發展。強烈颱風從 $-\overline{u'_s v'_s \frac{\partial u'_l}{\partial y}}$ 項獲得的能量較弱颱風多，顯示 ISO 氣旋式環流 ($-\frac{\partial u'_l}{\partial y} > 0$) 與強烈颱風的動量傳遞 ($u'_s v'_s$) 是影響颱風強度的重要因素。在 TC 移動的過程中，ISO 氣旋式環流增強並且北移，提供更多能量給 TC 強度發展，且 TC 強度越強， $u'_s v'_s$ 向北傳送動量愈大，強颱風獲得能量較多。當 TC 達到 LMI 時，與弱颱風相比，伴隨強烈颱風的 ISO 氣旋式環流移速較慢且顯著增強，此時強颱風與 ISO 氣旋式環流均位在暖洋面上，ISO 南側西南氣流所提供的水氣，亦有利 TC 潛熱釋放，使 CE 增加，將 TC 可用位能轉換成 TC 動能，讓強烈颱風的強度增強。由於強烈颱風本身強度較強，伴隨的 $u'_s v'_s$ 較大，以及 ISO 氣旋式環流 ($-\frac{\partial u'_l}{\partial y}$) 增強，此正回饋效應，最終使

強烈颱風得到較多能量而強度較強，顯示 TC 與 ISO 尺度交互作用對於 TC 強度發展的重要性。

致謝

感謝兩位匿名審查者的建言，讓本研究的論述得以更加完善。同時感謝 Wiley Editing Services (<https://wileyeditingservices.com/en/>) 的英文摘要編修。本研究在科技部計畫編號 MOST 109-2111-M-003-002 與 MOST 110-2111-M-003-002 的資助下完成，特此感謝。

參考文獻

- Bell, G. D., and Coauthors, 2000: Climate assessment for 1999. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, S1–S50.
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 2002: Low frequency variability of tropical cyclone potential intensity: 1. Interannual to interdecadal variability. *J. Geophys. Res.*, 107, 4801,

- <https://doi.org/10.1029/2001JD000776>.
- Camargo, S. J., and A. H. Sobel, 2005: Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *Journal of Climate*, 18(15), 2996–3006. <https://doi.org/10.1175/JCLI3457.1>
- Chan, J. C. L., and K. S. Liu, 2004: Global warming and western North Pacific typhoon activity from an observational perspective. *J. Climate*, 17, 4590–4602.
- Chaudhari, H. S., S. Pokhrel, S. K. Saha, A. Dhakate, and A. Hazra, 2015: Improved depiction of Indian summer monsoon in latest high resolution NCEP climate forecast system reanalysis. *Int. J. Climatol.*, 35, 3102–3119.
- Chen, J. M., C. H. Wu, P. H. Chung, and C. H. Sui, 2018: Influence of Intraseasonal–Interannual Oscillations on Tropical Cyclone Genesis in the Western North Pacific. *Journal of Climate* 31, 12, 4949–4961.
- Chen, T. C., S. Y. Wang, and M. C. Yen, 2006: Interannual Variation of the Tropical Cyclone Activity over the Western North Pacific. *J. Climate.*, 19, 5709–5720.
- Chien, F. C., and H. C. Kuo, 2011: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, 116, D05104.
- Daubechies, I., 1988: Orthonormal bases of compactly supported wavelets. *Commun. Pure Appl. Math.*, 41, 909–996, doi:10.1002/cpa.3160410705.
- Emanuel, K. A., 1986: An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585–604, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF.2.0.CO;2
- Frank, W. M., and E. A. Ritchie, 2001: Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Monthly Weather Review*, 129, 2249–2269.

- Garner, S., 2015: The Relationship between Hurricane Potential Intensity and CAPE, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 72(1), 141-163. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0008.1>
- Holland, G. J., 1995: Scale interaction in the western Pacific monsoon. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 56, 57-79, doi: 10.1007/BF01022521.
- Holland, G. J., 1997: The Maximum Potential intensity of Tropical Cyclone. *J. Atmos. Sci.* 54, 2519-2540.
- Hong, C. C., C. H. Tsou, M. Y. Lee, C. C. Chang, H. H. Hsu, and K. C. Chen, 2018: Effect of ISO-SSE interaction on accelerating the TS to severe TS development in the WNP since the late 1990s. *Geophysical Research Letters*, 45, 12,008–12,014. <https://doi.org/10.1029/2018GL079548>
- Hong, C. C., C. H. Tsou, P. C. Hsu, K. C. Chen, H. C. Liang, H. H. Hsu, C. Y. Tu, and A. Kitoh, 2021: Future Changes in Tropical Cyclone Intensity and Frequency over the Western North Pacific Based on 20-km HiRAM and MRI Models. *Journal of Climate*, 34(6), 2235-2251. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0417.1>
- Hsu, P. C., C. H. Tsou, H. H. Hsu, and J. H. Chen, 2009: Eddy energy along the tropical storm track in association with ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87, 687–704.
- Hsu, P. C., K. C. Chen, C. H. Tsou, H. H. Hsu, C. C. Hong, H. C. Liang, C. Y. Tu, and A. Kitoh, 2021: Future changes in the frequency and destructiveness of landfalling tropical cyclones over East Asia projected by high-resolution AGCMs. *Earth's Future*, 9, e2020EF001888. <https://doi.org/10.1029/2020EF001888>
- Hsu, P. C., T. Li, and C. H. Tsou, 2011: Interaction between boreal summer intraseasonal oscillations and synoptic-scale disturbances over the western North Pacific. Part I:

- Energetics diagnosis. *J. Climate*, 24, 927–941.
- Hsu, P. C., T. H. Lee, C. H. Tsou, P. S. Chu, Y. Qian, and M. Bi, 2017: Role of scale interactions in the abrupt change of tropical cyclone in autumn over the western North Pacific. *Climate Dyn.*, 49, 3175–3192, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3504-x>
- Kim, J. H., C. H. Ho, H. S. Kim, C. H. Sui, and S. K. Park, 2008: Systematic variation of summertime tropical cyclone activity in the western North Pacific in relation to the Madden–Julian oscillation. *J. Climate*, 21, 1171–1191.
- Klotzbach, P. J., 2012: El Niño–Southern Oscillation, the Madden–Julian oscillation and Atlantic basin tropical cyclone rapid intensification. *J. Geophys. Res.*, 117, D14104, <https://doi.org/10.1029/2012JD017714>
- Li, R. C. Y., and W. Zhou, 2013: Modulation of western North Pacific tropical cyclone activity by the ISO. Part I: Genesis and intensity. *J. Climate*, 26, 2904–2918, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00210.1>
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: The relationship between tropical cyclones of the western North Pacific and Indian Oceans and the Madden–Julian oscillation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, 401–411.
- 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, 2845–2558.
- 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.
- Mei, W., and S. P. Xie, 2016: Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late

- 1970s. *Nature Geoscience*, 9, 753–757. doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo2792>
- Paterson, L. A., B. N. Hanstrum, N. E. Davidson, and H. C. Weber, 2005: Influence of Environmental Vertical Wind Shear on the Intensity of Hurricane-Strength Tropical Cyclones in the Australian Region, *Monthly Weather Review*, 133(12), 3644-3660. doi: <https://doi.org/10.1175/MWR3041.1>
- Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.* Vol. 108, No. D14, 4407. doi: <https://doi.org/10.1029/2002JD002670>
- Saha, S., and Coauthors, 2010: The NCEP Climate Forecast System reanalysis. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 91, 1015-1057, doi: [10.1175/2010BAMS3001.1](https://doi.org/10.1175/2010BAMS3001.1).
- Simpson, R. H., and H. Riehl, 1981: *The Hurricane and Its Impact*, Louisiana State University Press, Baton Rouge, 398 pp.
- Tam, C. Y., and T. Li, 2006: The origin and dispersion characteristics of the observed tropical summertime synoptic-scale waves over the western Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 134, 1630-1646, doi: [10.1175/MWR3147.1](https://doi.org/10.1175/MWR3147.1).
- Tsou, C. H., H. H. Hsu, and P. C. Hsu, 2014: The Role of Multi-scale Interaction in Synoptic-Scale Eddy Kinetic Energy over the Western North Pacific in Autumn. *J. Climate*, 27, 3750-3766.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *Journal of Climate*, 15(13), 1643–1658. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1643:HSEEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1643:HSEEAT>2.0.CO;2)

- Wang, C., and L. Wu, 2018: Future changes of the monsoon trough: Sensitivity to sea surface temperature gradient and implications for tropical cyclone activity. *Earth's Future*, 6, 919–936. <https://doi.org/10.1029/2018EF000858>
- Wang, J., W. Wang, X. Fu, and K. H. Seo, 2012: Tropical intraseasonal rainfall variability in the CFSR. *Clim. Dyn.*, 38, 2191–2207, doi: 10.1007/s00382-011-1087-0.
- Wang, S., S. J. Camargo, A. H. Sobel, and L. M. Polvani, 2014: Impact of the Tropopause Temperature on the Intensity of Tropical Cyclones: An Idealized Study Using a Mesoscale Model, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(11), 4333-4348. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-14-0029.1>
- Wolff, D. B., W. A. Petersen, A. Tokay, D. A. Marks, and J. L. Pippitt, 2019: Assessing Dual-Polarization Radar Estimates of Extreme Rainfall during Hurricane Harvey. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 36, 12, 2501-2520. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-19-0081.1>
- Wu, L., and B. Wang, 2004: Assessing impacts of global warming on tropical cyclone tracks. *J. Climate*, 17, 1686-1698, doi: 10.1175/1520-0442-(2004)017<1686:AIOGWO>2.0.CO;2.
- Wu, L., and B. Wang, 2008: What has changed the proposition of intense hurricanes in the last 30 years? *Journal of Climate*, 21, 1432–1439.
- Wu, L., B. Wang, and S. Geng, 2005: Growing influence of typhoon on East Asia. *Geophys. Res. Lett.*, 32:L18703. <https://doi.org/10.1029/2005gl022937>
- Wu, L., and H. Zhao, 2012: Dynamically derived tropical cyclone intensity changes over the western North Pacific. *Journal of Climate*, 25, 89–98.
- Wu, L., R. Wang, and X. Feng, 2018: Dominant role of the ocean mixed layer depth in the increased

proportion of intense typhoons during 1980–2015. *Earth's Future*, 6, 1518–1527.

<https://doi.org/10.1029/2018EF000973>

73

Zeng, Z., Y. Wang, and C. C. Wu, 2007:

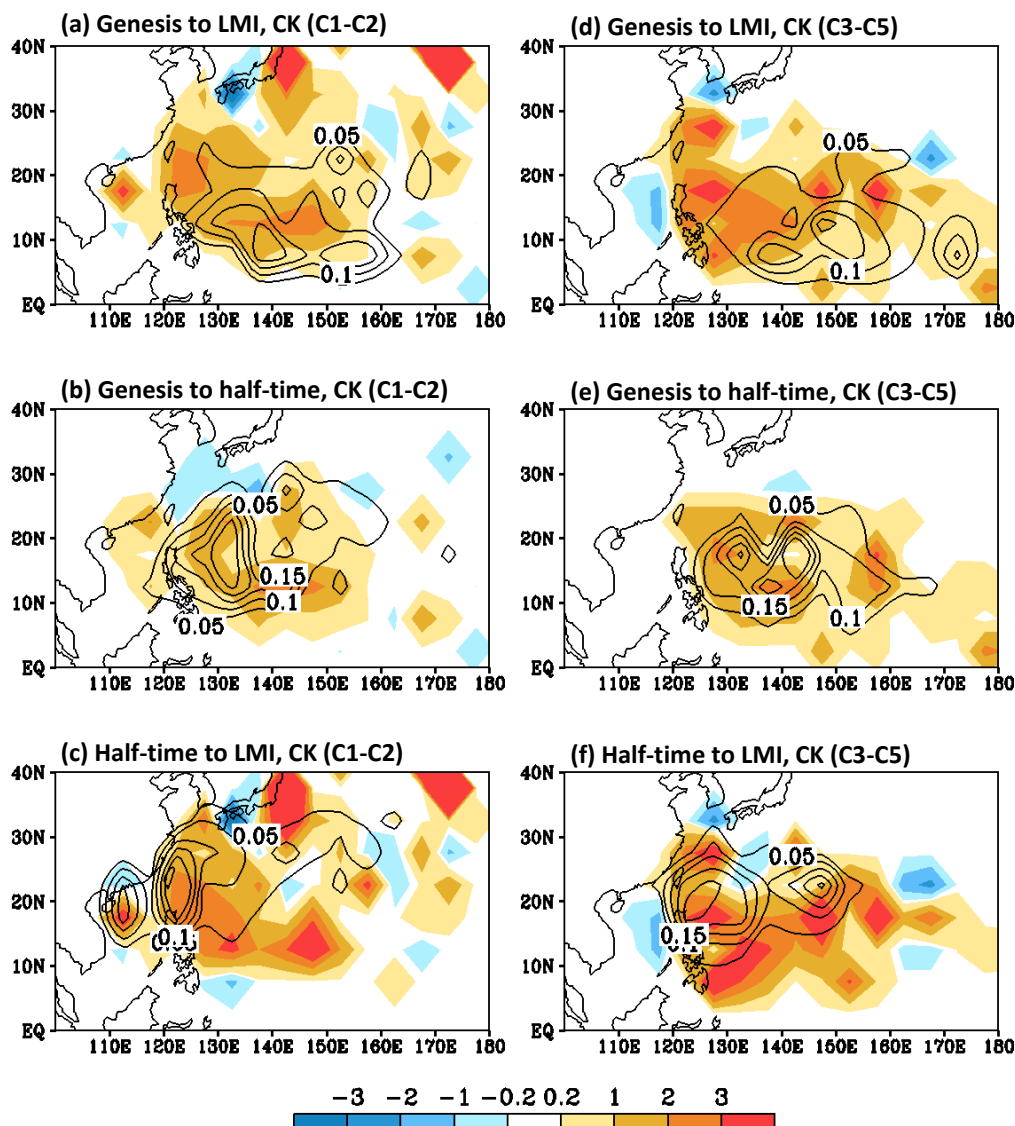
Environmental Dynamical Control of

Tropical Cyclone Intensity—An Observational Study. *Monthly Weather Review* 135, 1, 38–59.

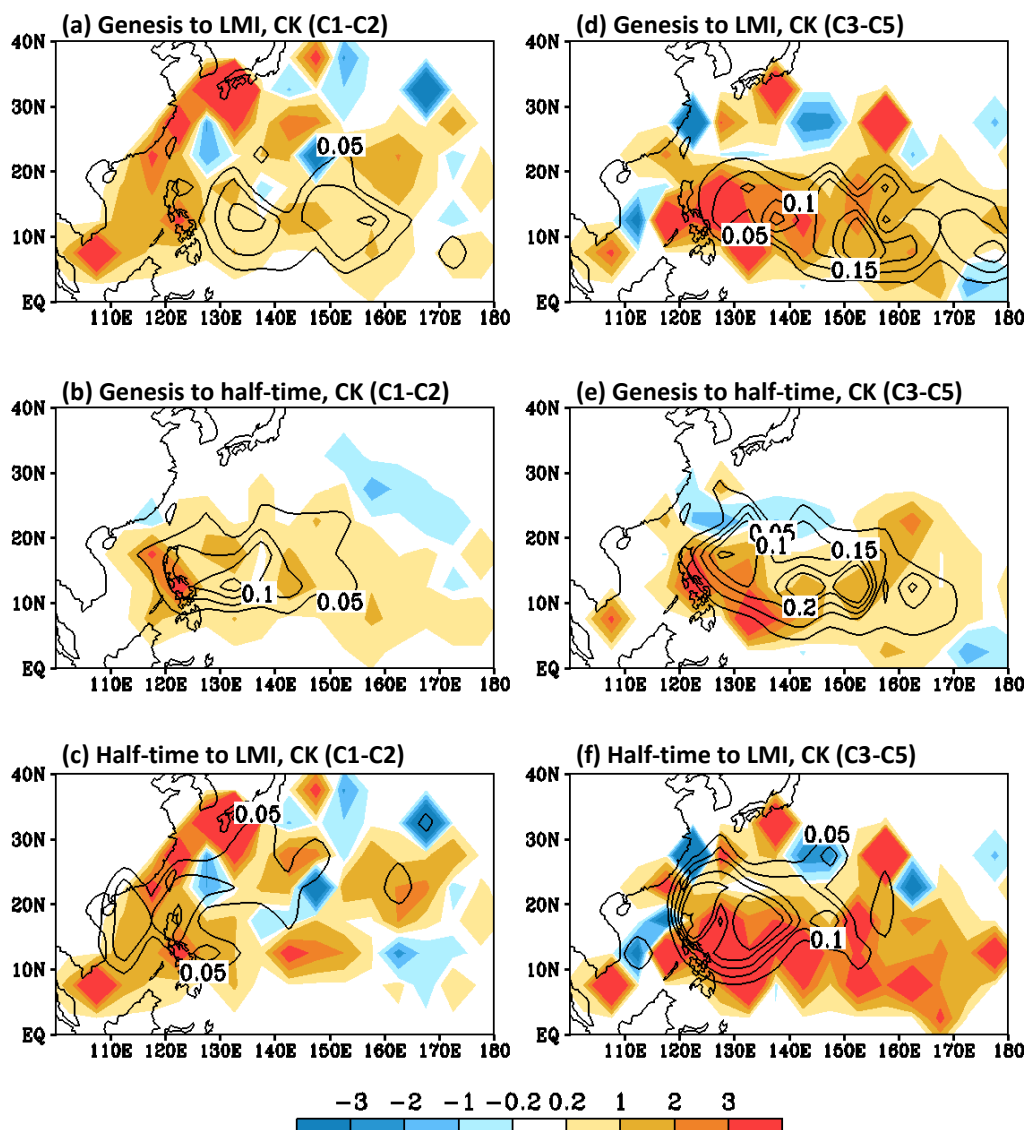
<https://doi.org/10.1175/MWR3278.1>

附錄

1. 夏季與秋季之弱、強颱風正壓能量轉換(CK)分布

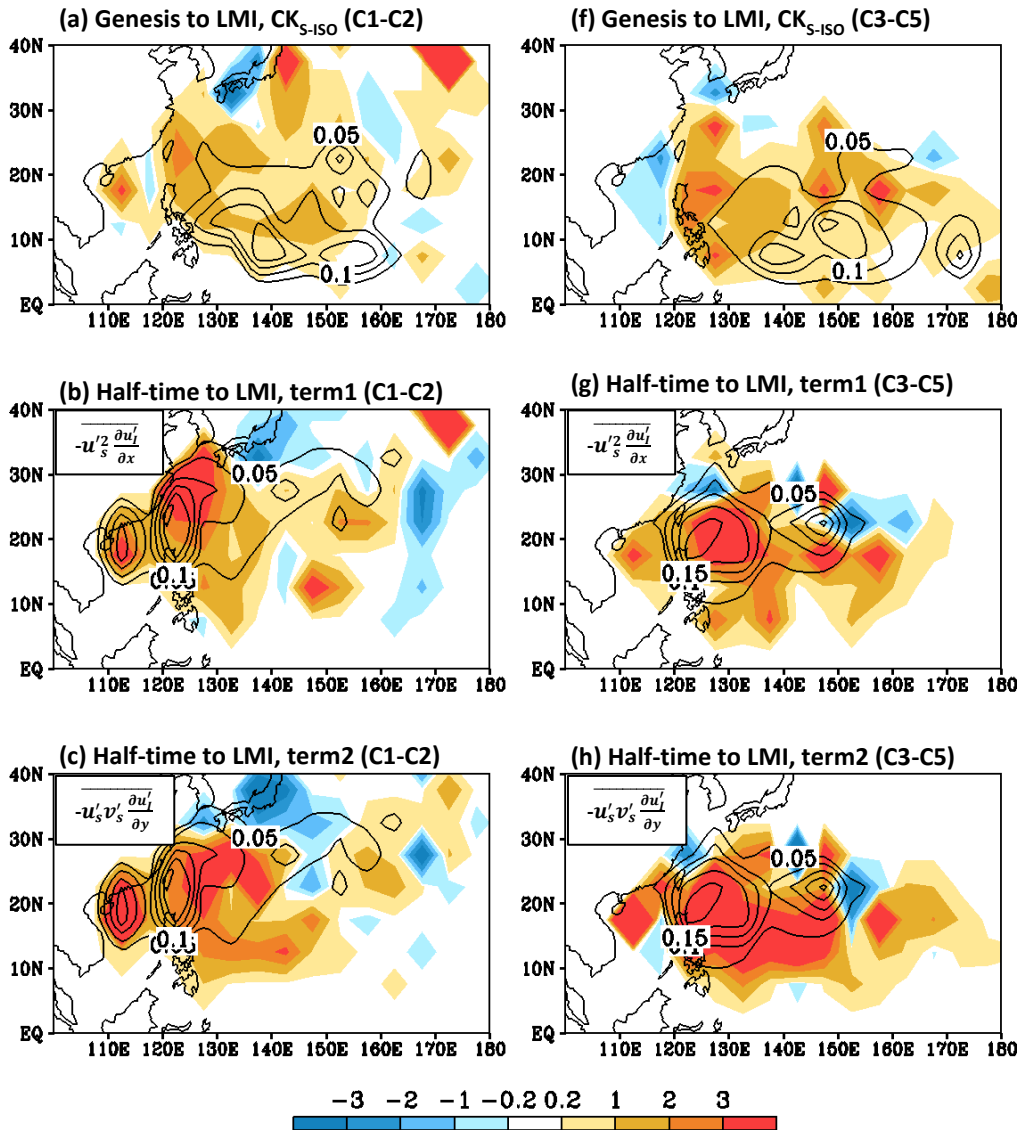


附圖 1: (a)為夏季 C1-C2 強度之 TC 沿著從生成至達到 LMI 時的通過位置之平均 850-hPa 正壓能量轉換合成(著色處, 單位: $10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-3}$)與 TC 生成位置分布(黑色等值實線, 單位:個數/年)。(b)類似(a), 但為從生成至達到 LMI 之時間一半的正壓能量轉換(著色處)與 TC 達到 LMI 之時間一半的位置(黑色等值實線)分布。(c)類似(b), 但為從達到 LMI 之時間一半的時候為起始點, 開始至達到 LMI 的正壓能量轉換與 TC 達到 LMI 的位置分布。(d)-(f)分別同(a)-(c), 但為 C3-C5 強度的 TC 結果。

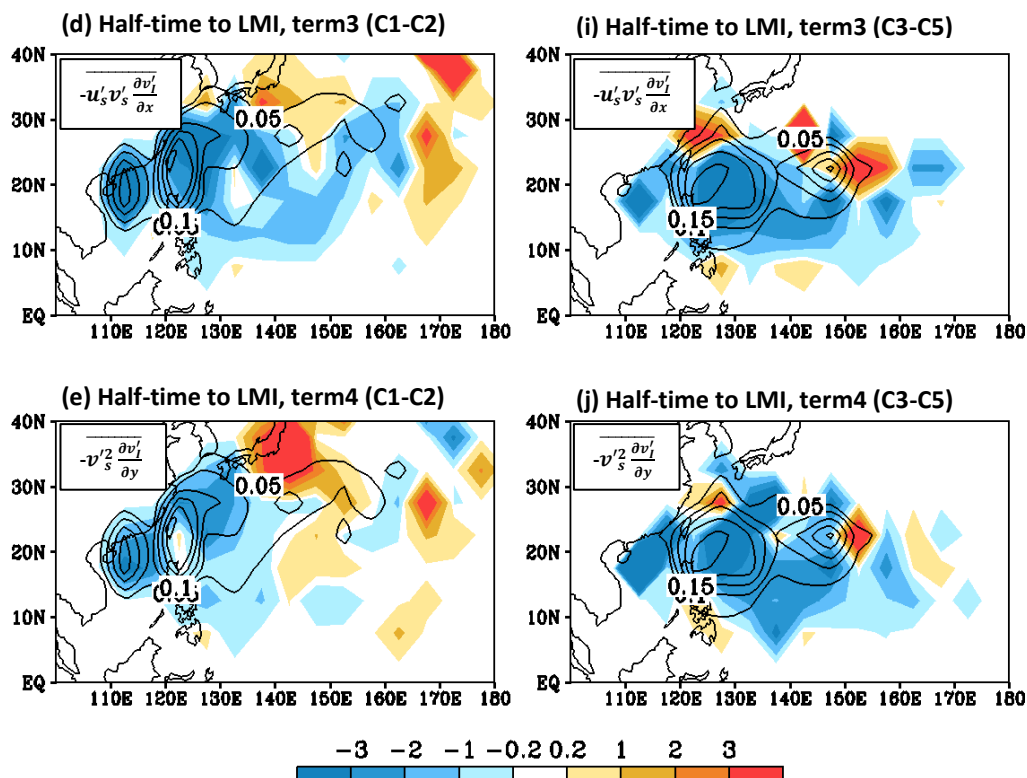


附圖 2:同附圖 1，但為秋季的結果。

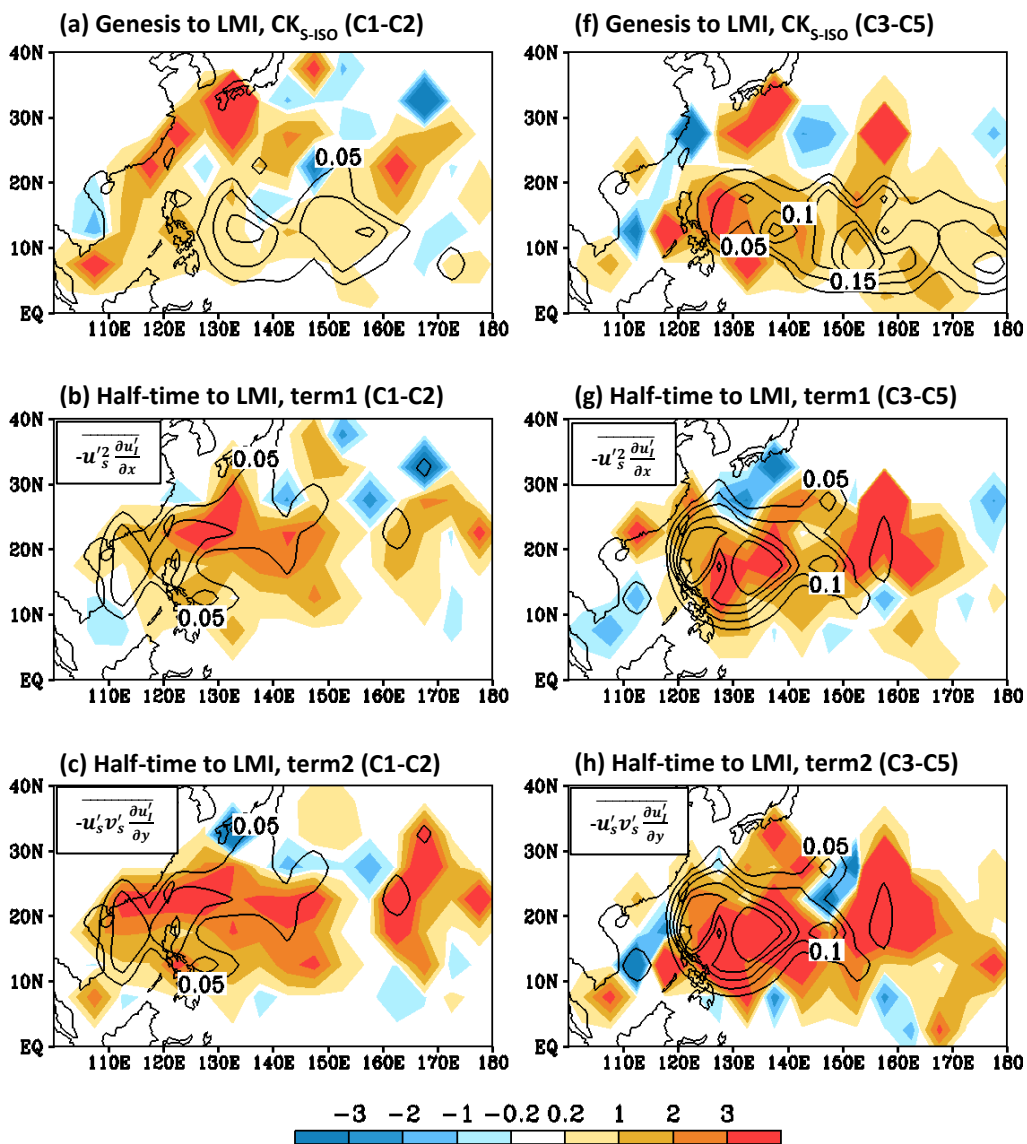
2. 夏秋兩季之弱、強颱風 CK_{s-ISO} 與其各小項能量轉換分布



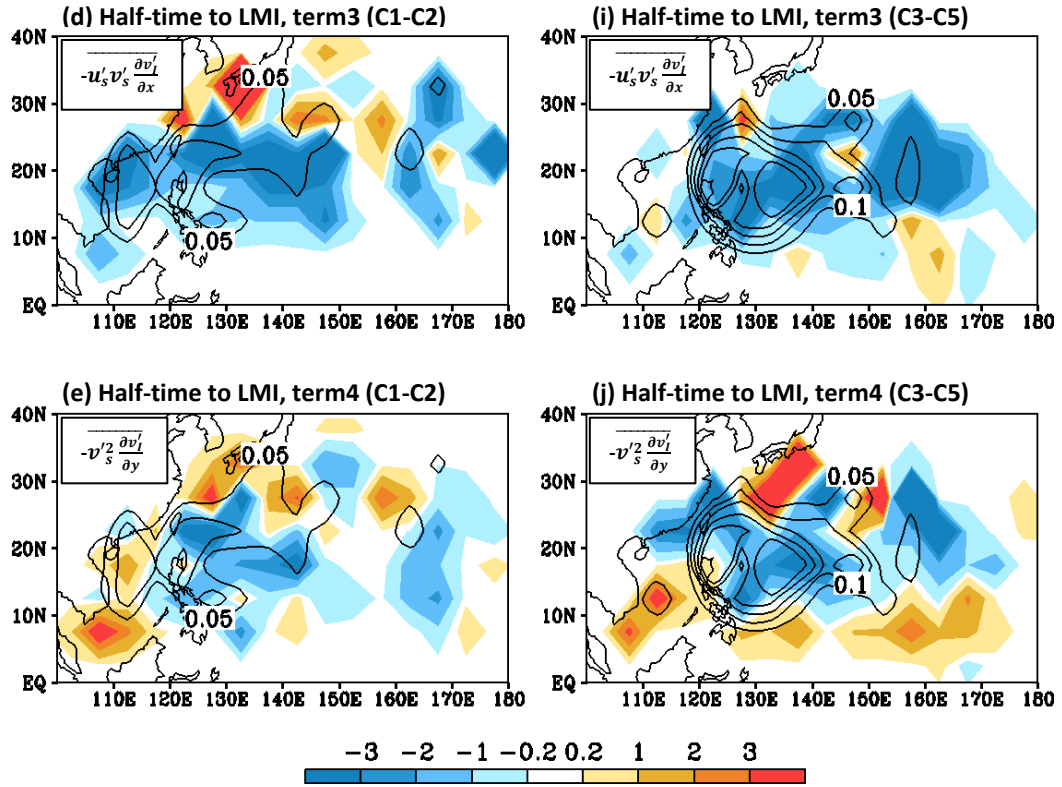
附圖 3:(a)為夏季 C1-C2 強度之 TC 沿著從生成至達到 LMI 時的通過位置之平均 850-hPa CK_{s-ISO} (著色處, 單位:10-4m²s⁻³)與 TC 生成位置分布(黑色等值實線, 單位:個數/年)。(b)類似(a), 但為從達到 LMI 之時間一半的時候為起始點, 開始至達到 LMI 的 $-u'_s{}^2 \frac{\partial u'_l}{\partial x}$ 項(著色處, 單位:10-4m²s⁻³)與 TC 達到 LMI 的位置(黑色等值實線, 單位:個數/年)分布。(c)-(e)類似(b), 但分別為 $-u'_s v'_s \frac{\partial u'_l}{\partial y}$ 、 $-u'_s v'_s \frac{\partial v'_l}{\partial x}$ 、 $-v'_s{}^2 \frac{\partial v'_l}{\partial y}$ 項之結果。(f)-(j)分別同(a)-(e), 但為 C3-C5 強度的 TC 結果。



續 附圖 3



附圖 4: 同附圖 3，但為秋季的結果。



續 附圖 4

Effect of scale interaction on the development of typhoon intensity in summer and autumn

Kuan-Chieh Chen, Chih-Hua Tsou*

Department of Earth Sciences, National Taiwan Normal University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 6 May 2022 ; in final form 19 July 2022)

ABSTRACT

This study quantitatively analyzed the influence of scale interaction on typhoon intensity by using the synoptic-scale eddy (SSE) kinetic energy equation. Our research showed that speed of movement, development time, and intensification rate of intense typhoons (categories 3–5 with maximum sustained wind speeds greater than 96 knots) are slower, longer, and larger, respectively, than those of weak typhoons (categories 1–2 with maximum sustained wind speeds between 64 and 95 knots). By analyzing the reasons for the slower speed of movement of intense typhoons, we discovered that weak and intense typhoons are mainly steered by large-scale subtropical high circulation during the intensification process. However, the steering flow of intense typhoons are much weaker which may result from the weakened subtropical high circulation, the enhanced monsoon trough and strengthened intraseasonal oscillation (ISO) cyclonic circulation. In addition, intense typhoons were steered northwestward, while weak typhoons moved westward or northward recurving. The northwestward propagation of intense typhoons experienced the highest sea surface temperature (SST), lowest tropopause temperature, weakest vertical wind shear, and largest ISO kinetic energy region over the western North Pacific (WNP). These large-scale environments were favorable for the growth (a larger intensification rate) of intense typhoons.

Further diagnosis of the SSE kinetic energy budget suggested that the enhancement of typhoon intensity is contributed by both barotropic (CK) and baroclinic (CE) energy conversions during the intensification process. The positive contributions of CK_{S-M} and

CK_{S-ISO} in the CK term indicate that both seasonal mean circulation and ISO flow provide energy to typhoons. However, intense typhoons gain more eddy kinetic energy from the ISO flow during the late period of typhoon development. This CK_{S-ISO} difference is dominated by the $-\overline{u'_s v'_s \frac{\partial u'_I}{\partial y}}$ term associated with the strengthened ISO cyclonic circulation ($-\frac{\partial u'_I}{\partial y} > 0$) and the greater momentum transport ($u'_s v'_s$) of intense typhoons. Thus, as ISO and typhoons intensified, intense typhoons gain more energy from ISO. In addition, both the intense typhoons and their accompanying ISO cyclonic circulation are still located over the warm ocean due to their slower speed of movement. The moisture provided by the southwesterly flows at the southern flank of this ISO cyclonic circulation was also favorable for the latent heat release of intense typhoons and converted more typhoon available potential energy into typhoon kinetic energy. This positive feedback causes intense typhoons to receive more energy and further results in more intensification of intense typhoons. This research indicates that scale interaction plays an important role in the development of typhoon intensity.

Key words: tropical cyclone, typhoon, intraseasonal oscillation, scale interaction, energy conversion. doi: 10.53106/025400022022075002003