

西北太平洋多重尺度背景場對熱帶氣旋生成影響之分析

吳靜軒 隋中興 徐世裴 青麟

國立台灣大學大氣科學系

摘要

利用ECMWF-Interim再分析資料與NOAA每日OLR、海洋聖嬰指數ONI與時空濾波法，透過有發展與未發展熱帶擾動作對照，分析2000年至2009年西北太平洋（WNP）暖季（五至九月）大尺度背景場（ENSO、MJO及n=1 赤道羅士比波ER）對熱帶氣旋生成的影響。經過100天標準化的結果顯示，當WNP的低頻背景場為暖年或MJO對流活躍相位時，擾動有較高的生成機率【 $P_{TCG} = TC_d / (TC_d + TC_n)$ ，約40%】，但是總擾動數（ $TC_d + TC_n$ ）大致維持不變（每100天約31個）。ER正渦度區有更多擾動活動且ER可以更進一步增加或降低生成機率。

從擾動中心以ER渦度分類做合成，得到與理論ER不盡相同的結構。透過EOF分析與主觀分類，可找出水平上東北-西南延伸與接近理論結構的兩種ER類型，其伴隨之生成機率也不相同。

關鍵字：多重尺度背景場、熱帶氣旋生成、赤道羅士比波

一、前言

熱帶氣旋生成（tropical cyclone genesis, TCG）是指微弱的熱帶天氣尺度擾動發展至成熟氣旋的過程，並會受到多重尺度交互作用的影響，多年來已有許多在不同大尺度環境場與TCG的研究。

Ritchie and Holland (1999) 分析西北太平洋(western North Pacific, WNP)大尺度流場與TCG之間的關係，其中約70%的TC生成在與季風槽(monsoon trough)有關的大尺度流場特徵裡，主要是季風合流區(monsoon confluence region)及季風風切線(monsoon shear line)。在WNP的季風區，季風槽的氣旋式風切與緯向風的輻合會導致天氣尺度擾動透過波累積而使其尺度縮小與振幅增強，且擾動也能利用WNP暖池的充沛水氣與熱通量產生對流而增強。季風區的東風垂直風切也會導致某些熱帶擾動能量侷限在低層大氣，並透過邊界層輻合與對流過程而增強擾動。

TC生成過程會受到多重尺度震盪的影響，年際尺度的聖嬰現象(El Niño and Southern Oscillation, ENSO)對TC活動的影響已經有許多研究。Wang and Chan (2002) 統計了1965-1999年WNP熱帶風暴(tropical storm)等級以上的TC活動與ENSO之間的關係，他們確認ENSO對WNP全年的TC數量並無顯著影響，但在強的El Niño (La Niña)時有較多的TC出現在WNP的東南(西北)象限。許多研究已說明ENSO對

TCG的影響機制(Wang and Chan 2002, Chen et al. 2004, Camargo and Sobel 2005)，當中太平洋或東太平洋SST增暖發生時，El Niño引起的低緯度西風距平會增加低層水平風切，使WNP的季風槽增強並向東延伸，進而讓更多TC發生於WNP的東南象限。反之，當中太平洋或東太平洋SST降溫發生時，La Niña引起的低緯度東風距平增強熱帶信風，使WNP的季風槽向西退縮，讓較多TC發生在WNP的西北象限。

有關季內尺度的Madden and Julian Oscillation (MJO; Madden and Julian 1971)與TCG的研究也已有許多前人研究(e.g., Liebmann et al. 1994, Kim et al. 2008)。Liebmann et al. (1994) 分析印度洋與西太平洋MJO與TC之間的關係，他們發現，TC生成數量在溼相位時期多於乾相位時期(每100天之個數)，但是弱TC與強TC的比例在乾相位與溼相位是一致的，表示MJO對於已形成TC的後續發展影響並不明顯。Kim et al. (2008) 分析1979年至2004年夏季(六到九月)，WNP上MJO相位與TC活動的關係，結果顯示當MJO對流相位位於WNP時，TC生成數會增加。與El Niño的情形類似，MJO對流活躍相位引起的低緯度西風距平增加水平風切並強化季風槽，提供適合讓擾動發展成TC的環境。

熱帶行星尺度波動(包含赤道克爾文波equatorial Kelvin wave、羅士比波Rossby wave、混合羅士比-重力波mixed Rossby-gravity wave)以及天氣尺度波動與TC生成也有顯著關連(e.g., Frank and Roundy 2006, Molinari et al. 2007, Chen 2009, Ching et al. 2010)。

Wheeler and Kiladis (1999)分析顯示波動與對流偶合，並滿足線性波動理論的頻散關係(Matsuno 1966)，因此可使用波數-頻率波譜分析法，將大氣資料分解出各種熱帶波動訊號。Frank and Roundy (2006)利用 Wheeler and Kiladis (1999)提供的濾波方式，將MJO、ER、MRG-TD、Kelvin四種波動以TC生成時刻的中心位置進行合成，結果顯示MJO、ER及MRG-TD與TCG高度相關。

上述研究大多探討各別大尺度環境對TCG的影響，但TCG受多重尺度交互影響的研究較少。Ching et al. (2010)研究2004年六月WNP破紀錄颱風生成數的原因，他們指出發展中的El Niño、大振幅的MJO對流相位與活躍的熱帶波動提供了有利熱帶擾動發展成TC的背景環境。本研究延續類似熱帶波動與TCG的研究，使用多年資料進行更有系統的研究。

過去研究颱風的論文大多數都是討論有發展的TC，而討論沒有發展的熱帶擾動之研究相當稀少。Peng et al. (2012) 以及Fu et al. (2012)分別探討2003年至2008年七至九月北大西洋與西北太平洋地區，比較發展成TC與沒有發展成TC的擾動之綜觀環境條件。結果顯示有發展擾動的3-8天濾波850百帕相對渦度、SST、對流層中層溼度等動力或熱力條件均比未發展擾動更有利於持續發展，同時他們也量化不同環境參數的相對重要性，其結果指出在WNP動力條件比熱力條件對TCG過程更加重要。

每年有許多熱帶擾動出現在WNP區域，但只有部分擾動能發展成TC，究竟在何種多重尺度震盪的影響下，擾動可以發展成TC？綜合以上熱帶諸多不同時空尺度振盪或波動對TCG的討論，我們以有發展與未發展擾動做為對照，利用10個暖季(五月至九月)進行統計分析，進一步探討熱帶背景場的低頻振盪或波動如何影響TCG。

二、資料與研究方法

本研究使用ECMWF-Interim再分析資料與NOAA每日OLR資料，時間為2000年至2009年暖季(五月至九月)。利用Wheeler and Kiladis (1999)的波數-頻率波譜分析法濾出Interim及OLR資料中MJO與ER的訊號。利用ONI指標定義年際變化，2000、2007、2008為冷年，2001、2003、2005、2006為正常年，2002、2004、2009為暖年。

為了找出適合代表MJO對流活動於WNP的指標，將2000年到2009年暖季MJO波段的OLR面積平均距平值(範圍為0°-15°N、110°-170°E)與RMM指標(Real-time Multivariate MJO index)做比較。我們定義OLR距平值開始小於零之後的第四天為MJO活躍相位的起始日，OLR距平值大於零之前的第四天為MJO活躍相

位的結束日，中間時期即稱為MJO活躍相位，大致可對應RMM指標4、5、6相位。MJO活躍相位以外之剩餘時段則定義為MJO不活躍相位。

對850百帕渦度做3-8天時間濾波並根據以下定義找出熱帶擾動：(一) 3-8天時間濾波的850百帕相對渦度必須大於 10^{-5} s^{-1} (二) 大於 10^{-5} s^{-1} 相對渦度之最小面積 16000 km^2 (三) 持續時間至少連續72小時。若擾動之後發展為有命名的系統稱之為TC_d，以JTWC最佳路徑之第一筆時間與位置紀錄做討論。若擾動最終未能發展獲得命名稱之為TC_n，以3-8天時間濾波渦度最大值的時間與位置做討論。

三、熱帶背景場與擾動之統計關係

依照第二章定義的年際變化與MJO相位將TC_d與TC_n分組，並進行100天標準化，結果如表一所示。

首先從年際變化觀點，儘管只有十年暖季的資料，TC_d數量在暖年、正常年與冷年之間差異不大(年際變化統計分別為12、10、10個)，但TC_n數量由暖年往冷年稍微增加(年際變化統計分別為18、21、23個)，使得TC生成機率[$P_{TCG} = TC_d / (TC_d + TC_n)$]由暖年的40%遞減為冷年的31%。從MJO相位統計結果來看，活躍相位與不活躍相位的總擾動數量幾乎相等(分別為32、31個)，但活躍相位比不活躍相位有更多的TC_d(13個與9個)， P_{TCG} 為41%與30%，表示MJO活躍相位確實提供更好的背景環境讓更多擾動發展成TC_d。

結合年際變化和MJO相位時，我們發現不論暖年、正常年或冷年，在MJO活躍相位具有大致相等的總擾動數量(每100天皆為32個)及TC生成機率(P_{TCG} 分別為40%、40%、44%)。當MJO為不活躍相位時，TC_d(TC_n)數量由暖年往正常年和冷年遞減(遞增)，使得TC生成機率由暖年往冷年遞減(P_{TCG} 分別為40%、30%、23%)。我們也注意到暖年MJO不活躍相位也有和MJO活躍期大致相等的TC生成機率(P_{TCG} 分別為40%、41%)，而在冷年時，MJO活躍相位的 P_{TCG} 也有44%，MJO不活躍相位則僅有23%，表示只要年際變化或MJO相位其中一個為正貢獻(暖年或MJO活躍相位)，就能提高TC生成機率 P_{TCG} 。

在WNP，約70%的TC生成於季風槽相關的大尺度環流特徵(Ritchie and Holland 1999, Yoshida and Ishikawa 2013)，特別是西南季風與熱帶東風交會的季風合流區和季風風切線，因此季風槽的活躍程度會影響TC生成，而季風槽活躍度也會受到年際變化與MJO影響。

當WNP為暖年時，季風槽受到年際變化導致的低緯度西風距平影響，不論MJO相位為何，均可向東延伸至160°E附近(圖1.a, 1.b)。廣大的暖洋面與增強並延伸的季風槽提供熱帶擾動更好的發展環境，維持較

表1 TC_d 與 TC_n 在不同低頻背景場每100天的數量、總和與TC生成機率 P_{TcG} 。括號內前面數字表示 TC_d 的數量，括號內後面數字表示 TC_n 的數量。左下方數字為 TC_d 與 TC_n 在每100天的總和。百分比為 P_{TcG} 。

$(TC_d, TC_n)/100$ 天	MJO活躍相位	MJO不活躍相位	年際變化統計
暖年(三年)	(13,19) 32 41%	(11,17) 28 39%	(12,18) 30 40%
正常年(四年)	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(10,21) 31 32%
冷年(三年)	(14,18) 32 44%	(8,27) 35 23%	(10,23) 33 30%
MJO相位統計	(13,19) 32 41%	(9,22) 31 29%	(TC_d, TC_n) $TC_d + TC_n$ P_{TcG}

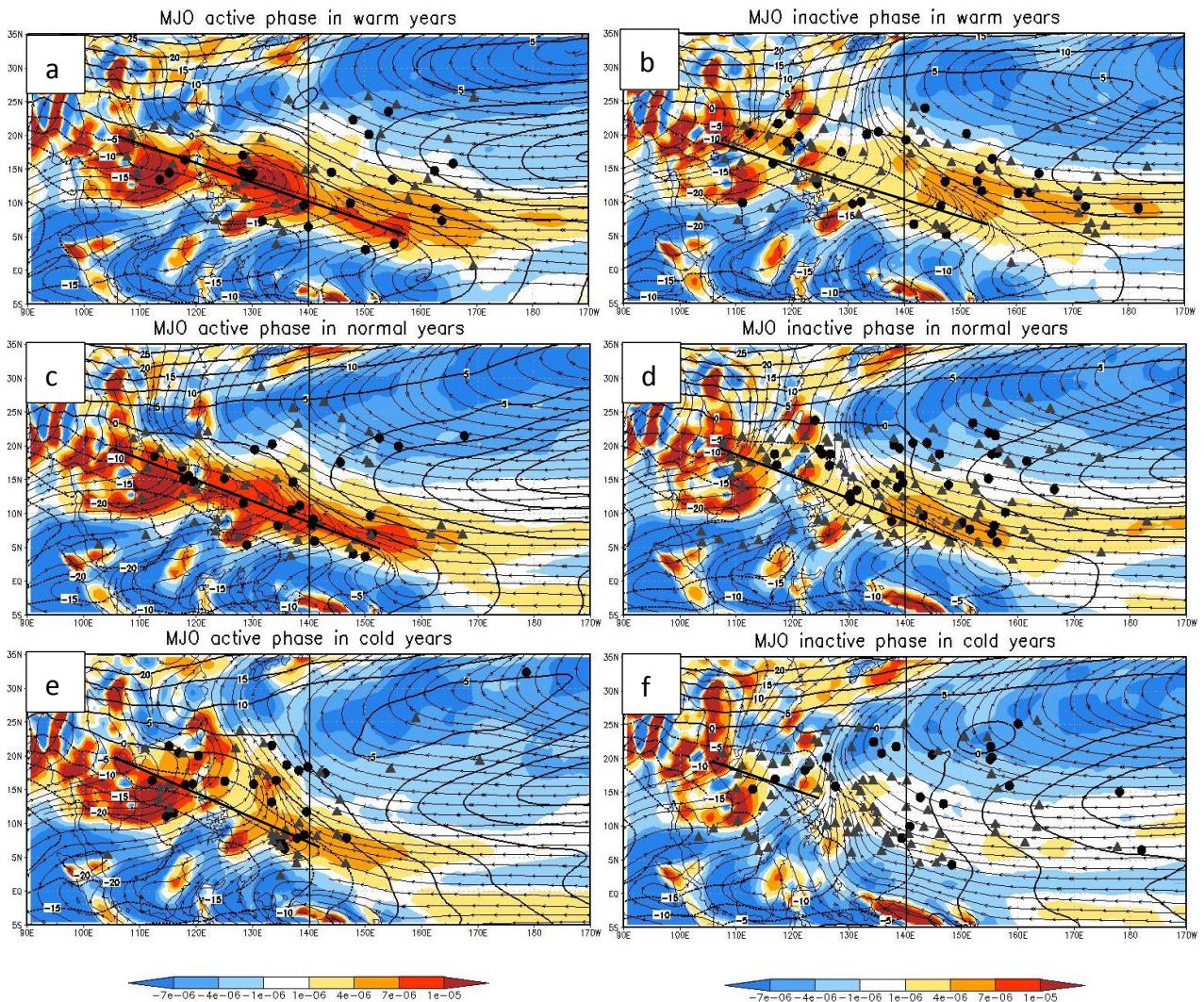


圖1 MJO活躍相位在(a)暖年、(c)正常年和(e)冷年以及MJO不活躍相位在(b)暖年、(d)正常年和(f)冷年之合成圖。色階為850百帕渦度，流線為850百帕風場，等值線為200百帕-850百帕緯向風垂直風切，虛線表示東風風切，間距是 5 m s^{-1} 。黑點為 TC_d 的對應位置，灰色三角形為 TC_n 的對應位置。垂直黑線為東經140度，斜黑線概略表示季風槽位置。

高的TC生成機率 ($P_{TcG}=40\%$)。當WNP為正常年時，季風槽強度受到MJO影響，在MJO活躍相位(圖1.c)可向東延伸至 150°E 並有較多的 TC_d ($P_{TcG}=40\%$)，在MJO不活躍相位(圖1.d)退至 145°E 且 P_{TcG} 降低至30%。當

WNP為冷年時，季風槽受到年際變化導致的低緯度東風距平影響，在MJO活躍相位時僅能向東伸展到 140°E (圖1.e)， TC_d 集中於季風合流區和季風風切線，生成位置也往東亞陸地靠近， P_{TcG} 在MJO活躍相位提

表2 將TC_d及TC_n以年際變化、MJO相位、ER渦度進行分組，所得到各組TC_d及TC_n數量與TC生成機率 P_{TcG} ，未進行100天標準化。

TC _d /TC _n	暖年		正常年		冷年		ER統計
	MJO活躍	MJO不活躍	MJO活躍	MJO不活躍	MJO活躍	MJO不活躍	
正ER渦度	14/17 45%	27/24 53%	19/25 43%	25/55 31%	20/18 53%	19/39 33%	124/178 41%
負ER渦度	9/17 35%	5/24 17%	7/14 33%	12/32 27%	5/14 26%	3/35 8%	41/136 23%
整體機率	23/34 40%	32/48 40%	26/39 40%	37/87 30%	25/32 44%	22/74 23%	TC _d /TC _n P_{TcG}

供的有利環境下仍可達44%。在MJO不活躍相位時(圖1.f)季風槽退縮至南中國海且難以辨認，在缺乏季風槽幫助下，擾動的發展受到不同尺度波動的影響，使得TC_d分散於整個WNP， P_{TcG} 僅有23%。整體而言，在MJO活躍相位時TC_d和TC_n會集中於季風合流區和季風風切線，特別是冷年。而在MJO不活躍相位時TC_d和TC_n則比較分散於整個WNP。

將ER渦度值納入考慮，結果如表2(未做100天標準化)所示。在暖年時，年際變化提供有利的大尺度條件，使MJO的影響不明顯，在MJO活躍相位時ER正渦度與負渦度的 P_{TcG} 分別為45%及35%，與MJO活躍相位的整體機率(40%)差異不大，但在MJO不活躍相位，ER正渦度的 P_{TcG} 是負渦度的三倍以上(分別為53%及17%)，且與不活躍相位的整體機率(40%)有顯著差異。在正常年時，MJO活躍相位時ER正渦度與負渦度的 P_{TcG} 分別為43%及33%，而MJO不活躍相位時則分別為31%及27%。冷年時，ER正渦度對 P_{TcG} 有顯著影響，在MJO活躍相位時整體機率為44%，ER正渦度時可達53%，MJO不活躍相位則從23%提升至33%；另一方面，ER負渦度則減低了 P_{TcG} ，MJO活躍相位時ER負渦度的生成機率不到ER正渦度機率的一半(26%)，而MJO不活躍相位時ER負渦度的機率僅僅8%。整體而言，ER的正渦度(負渦度)會進一步提高(降低) P_{TcG} ，若大尺度背景場提供有利環境時，在ER正渦度時 P_{TcG} 甚至可以超過50%，而在暖年及冷年的MJO不活躍相位，當ER負渦度時 P_{TcG} 分別只有17%與8%，遠低於整體機率的40%與23%。如果考慮ER統計結果，則ER正渦度比ER負渦度有更多的擾動存在(302:177)，且ER正渦度與ER負渦度時 P_{TcG} 分別為41%與23%，可見ER對於擾動能否發展成TC_d具有很大的影響。

四、ER與擾動的合成分析

在第三章，我們看到ER對擾動能否生成TC_d有明顯影響。在本章中，利用TC_d在JTWC最佳路徑的第一

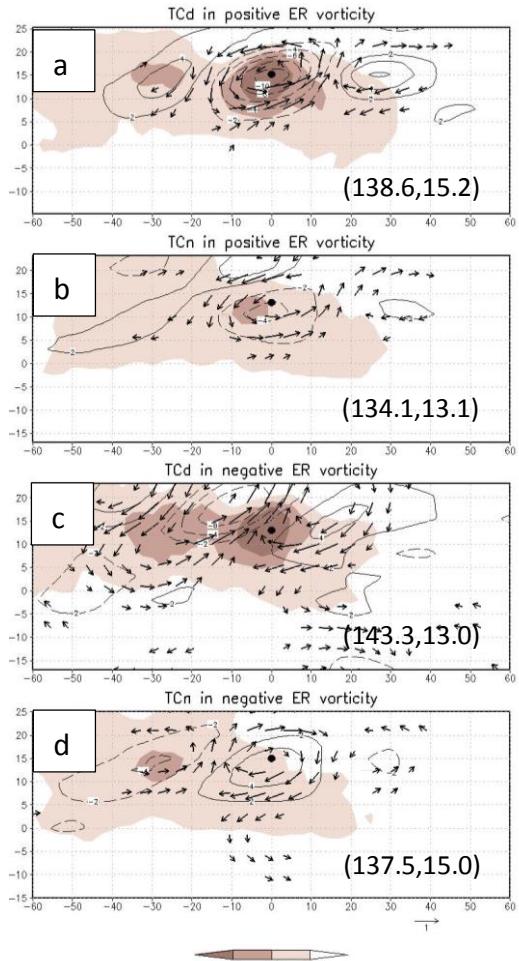


圖2 ER正渦度下的TC_d(a)、TC_n(b)及ER負渦度下的TC_d(c)、TC_n(d)。色階為230Wm⁻²以下的總OLR，等值線為ER波段OLR距平，箭頭為ER波段風場並省去小於0.3ms⁻¹之值，黑點為擾動中心，數值為平均經緯度。

筆記錄、TC_n在3-8天濾波相對渦度達最大值時的時間與位置，以ER正負渦度值分類，從擾動的角度來探討ER對TCG的影響。

ER正渦度的TC_d中心位於深對流區域內(圖2a)，同時也位於ER氣旋式風場和對流相位中心，表示此ER是處於對流耦合狀態。與圖2.a相比，圖2.b中TC_n雖

表3 Type 1與Type 2 ER的特徵分析。由時間-經度圖估計出來。

type	period	Wave length	Phase speed	Group speed	P _{TCG}
Type 1	~15 day	~50deg(5350km)	-4.64 m/s	+2.3 m/s	41/67(61.2%)
Type 2	~15 day	~50deg(5350km)	-4.33 m/s	+2.4 m/s	50/134(37.3%)

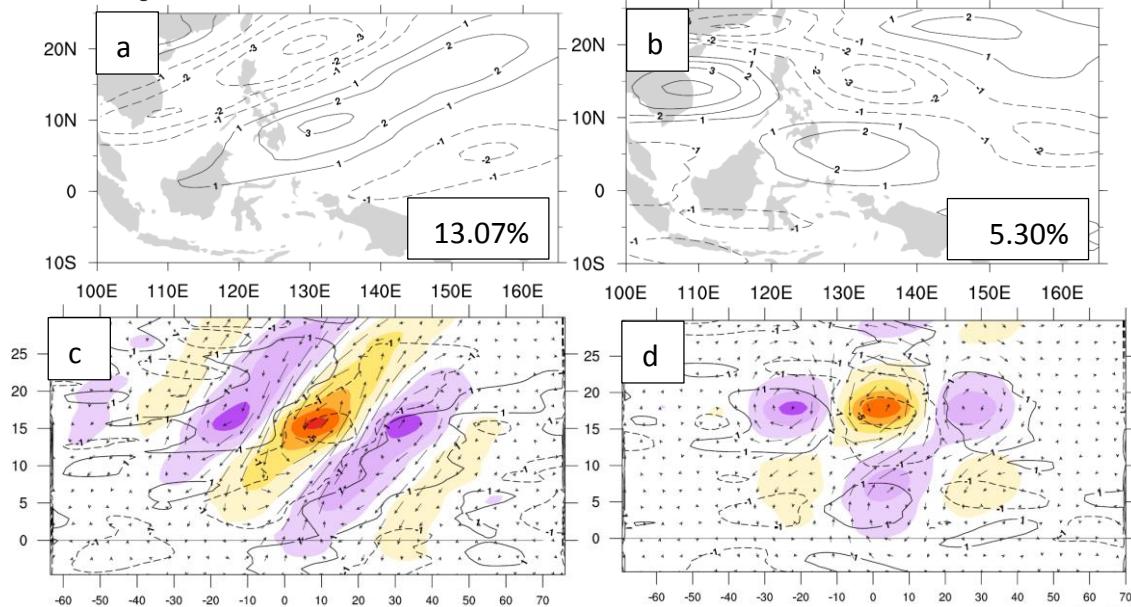


圖3 (a)及(b)分別為ER850hPa渦度EOF分析的第一及第三模態。(c)及(d)為對ER的外觀做主觀分類的合成結果，底色是ER渦度場($*10^{-6}s^{-1}$)，等值線為輻散場($*10^{-7}s^{-1}$)，箭頭為ER風場，參考風標為 $2ms^{-1}$ 。

然也在ER氣旋式環流內，但對流活動偏弱且位於擾動中心的西側，OLR負距平值也顯示ER對流耦合不強。在垂直剖面上(圖未貼出)，圖2a的ER有比圖2b之ER有更強的低層正(高層負)渦度並伴隨更強輻合(輻散)。ER負渦度的TC_d中心位於深對流區內部、ER反氣旋中心西南側之東南風與西南風合流區域(圖2c)。注意到等值線代表的ER波段OLR負距平(正距平)不完全覆蓋於ER氣旋式(反氣旋式)環流，而是稍微向南風(北風)區偏移。圖2d顯示TC_n中心位於低層ER反氣旋式環流中心，幾乎沒有對流活動，OLR正距平等值線也顯示擾動所處位置為ER對流抑制區，與圖2a的結構完全反向。

從圖2中可以看到ER的水平結構有東北-西南方向延伸與接近圓形的結構。為了了解這個結果，我們對 $25^{\circ}S$ 至 $25^{\circ}N$, $100^{\circ}E$ 至 $165^{\circ}E$ 做ER渦度的EOF分析，結果如圖3a及3b所示。圖3a為第一模態，具有明顯東北-西南方向延伸特徵；圖3b為第三模態，與線性理論結構較為類似。用主觀分類也可以找出類似的兩種結構(圖3c與3d)，將圖3c的ER稱為type 1，圖3d的ER稱為type 2。這個結果說明在WNP暖季有兩種水平結構的ER活動，但檢驗type 1及type 2的週期、波長、相位速度等特徵後(如表3)，顯示他們都是ER，只是水平結構與 P_{TCG} 有所不同。

注意到第一模態和第三模態的變異量有一定程度的差距，表示type 1振幅的變動度較大。我們檢驗了這些波動渦度達最大時所對應的加減15天平均之低頻場合成圖(圖未貼出)。我們發現type 1所對應的低頻場具有更加顯著的氣旋式距平環流存在於WNP，顯示type 1在與低頻場交互作用而成長比type 2要來的更強，也使得type 1所伴隨的擾動更有機會發展成TC。

五、 總結

我們使用十個暖季EC-Interim及NOAA-OLR資料(2000至2009每年五月至九月)分析WNP背景場對熱帶天氣尺度擾動發展成TC的影響。利用3-8天時間濾波找出熱帶天氣尺度擾動，以有發展擾動TC_d(有被命名)與未發展擾動TC_n(未被命名)做為對照，並以ONI指標定義出年際變化，且採用波數-頻率波譜分析法找出的MJO、ER訊號，以MJO波段在WNP的OLR面積平均距平值定義出MJO活躍與不活躍相位，並探討熱帶低頻振盪(年際尺度的ENSO和季內尺度的MJO)以及n=1的ER波動對於TCG的影響。

經過100天標準化後，我們發現不論在年際變化、MJO相位或結合兩者，總擾動數量(TC_d+TC_n)是相當

一致的(每100天的數量約為31個)。只考慮年際變化時,暖年的TC生成機率比正常年及冷年高(40%、33%與31%)。僅考慮MJO相位時,則活躍相位有較不活躍相位高的 P_{TcG} (41%與30%),顯示低頻背景場若提供有利環境會提高 P_{TcG} (總擾動數不變但 TC_d 增加)。若同時考慮年際變化與MJO相位,則MJO活躍相位時 P_{TcG} 在年際變化上差異不大,暖年、正常年、冷年分別為40%、40%、44%,但在MJO不活躍相位則由暖年往冷年遞減(40%、30%與23%)。結果顯示只要有一個低頻振盪為正貢獻時(暖年或MJO活躍相位)即可提升 P_{TcG} 。

若將ER加入考慮,我們發現,不論年際變化或MJO相位,當ER正渦度時 P_{TcG} 都會提高、ER負渦度時則降低,特別是暖年及冷年MJO不活躍相位時,分別從整體機率40%降至17%及整體機率23%降至8%。而在ER正渦度裡比在ER負渦度裡有更多擾動存在(302:177)。ER正渦度與負渦度的 P_{TcG} 分別為41%與23%,表示ER對擾動能否發展也有很大的影響。

從擾動中心合成ER結構,ER正渦度的 TC_d 有低層至高層都相當有利的環境, TC_n 結構類似但較弱。ER負渦度下的 TC_d 位於ER南風區、ER本身尚未與對流完全耦合; TC_n 則位於反氣旋環流內部,是完全不利於發展的環境。ER的合成結果顯示一些共同特徵,如緯向波數均為6-7(波長6000-7000公里),水平結構為東北-西南傾斜,垂直方向則向西傾斜、垂直結構為第一斜壓模,表示ER呈現不穩定狀態,透過轉換背景場可用位能至擾動動能或經由對流耦合而成長。

從EOF分析,我們發現ER存在兩種不同水平結構,第一種是東北-西南延伸(type 1)與較接近理論結構(type 2)。從時間-經度圖估計波動特徵,顯示他們都是ER。type 1伴隨的低頻場有較強的氣旋式距平環流,表示type 1與低頻場交互作用更強,伴隨之擾動亦有更高的生成機率。

六、參考文獻

- 吳靜軒,2014: “西北太平洋背景場對熱帶氣旋生成影響之分析”, 國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- 徐世裴,2015: “探討西北太平洋暖季赤道羅士比波的特性”, 國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文。
- Camargo, S. J., and A. H. Sobel, 2005: “Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO”. *J. Climate*, **18**, 2996–3006
- 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.

- Chen, G.H., 2009: “Three types of tropical waves related to tropical cyclogenesis over the western North Pacific”. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, **2**, 321–326.
- Ching, L., C.-H. Sui, and M.-J. Yang, 2010: “An analysis of the multiscale nature of tropical cyclone activities in June 2004: Climate background”. *J. Geophys. Res.*, **115**, D24108.
- Frank, W. M., and P. E. Roundy, 2006: “The role of tropical waves in tropical cyclogenesis”. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2397–2417.
- Fu, B., M. S. Peng, T. Li, and D. E. Stevens, 2012: “Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part II: Western North Pacific”. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1067–1080.
- 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.
- Liebmann, B., H. H. Hendon, and J. D. Glick, 1994: “The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden–Julian oscillation”. *J. Meteor. Soc. Japan*, **72**, 401–411.
- Madden, R. A., and P. R. Julian, 1971: “Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific”. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 702–708.
- Peng, M. S., B. Fu, T. Li, and D. E. Stevens, 2012: “Developing versus nondeveloping disturbances for tropical cyclone formation. Part I: North Atlantic”. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1047–1066.
- Richie, E. A., and G. J. Holland, 1999: “Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific”. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027–2043.
- Wang, B., and J. C. L. Chan, 2002: “How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific”. *J. Climate*, **15**, 1643–1658.
- Yoshida, R., and H. Ishikawa, 2013: “Environmental factors contributing to tropical cyclone genesis over the western North Pacific”. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 451–467.