

在季風環流圈環境下之熱帶氣旋形成過程

楊智堯 李清勝

國立臺灣大學大氣科學研究所

摘要

本研究之目的在分析於季風環流圈中形成熱帶氣旋之過程，並探討其中的重要物理機制。利用 NCEP-GFS 經緯網格資料，分析顯示在 2000~2009 年間西北太平洋，共有 290 個熱帶氣旋形成，其中 10 個熱帶氣旋於季風環流圈中形成，佔所有個案之 3.4%，且於季風環流圈中形成之熱帶氣旋，其暴風半徑一般都偏大。此外，在所選取的季風環流圈個案中可分為兩類，第一類為一個季風環流圈形成單一熱帶氣旋；第二類為一個季風環流圈形成兩個熱帶氣旋。透過渦度場之緯向平均隨時間的變化圖中發現，尺度大於 2500 公里的季風環流圈，逐漸東西分為兩個颱風尺度的低壓擾動，若無其他因素影響，兩者將以間隔 48 小時內、約 20 個經度的距離先後形成熱帶氣旋。

關鍵字：熱帶氣旋、形成、季風環流圈、渦度收支

一、前言

熱帶洋面常會出現直徑達到數百公里的熱帶雲簇，大部分熱帶雲簇的生命期都不長，大約在 24~36 小時左右 (Lee, 1989)；只有少部分的熱帶雲簇會維持較長生命期，並進一步發展成熱帶氣旋。此外，李 (1988) 分析美軍聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 的颱風報告資料顯示，每 2 個熱帶氣旋中，就有一個能發展至颱風的強度。上述觀測分析顯示，熱帶雲簇如果能夠發展成熱帶氣旋【一般定義為最大

風速達 25kts (Lee et al., 2006)】，就極有可能持續發展至颱風強度；因此，如何由熱帶雲簇發展成熱帶氣旋，是颱風發展的關鍵過程。

早年，Yanai (1961) 認為熱帶對流提供的潛熱釋放是提供熱帶氣旋發展的能量來源；Charney and Eliassen (1964) 進一步提出第二類條件不穩定理論 (Conditional Instability of Second Kind, CISK)，他們認為積雲對流尺度和熱帶氣旋尺度間非線性交互過程為熱帶氣旋主要發展機制，兩者相互提供所需能量，致使氣旋系統發展。然而，CISK 理論模式中

假設初期熱帶氣旋已存在，且環流風場處於梯度風平衡，故一般認為 CISK 只能解釋形成後熱帶氣旋之發展過程 (Ooyama, 1982, Hack and Schubert, 1986)。

雖然原始的 CISK 理論有其爭議存在 (David and Emanuel, 1988)，但就尺度間的非線性交互作用而言，CISK 理論仍有很高的參考價值。Ooyama (1982) 進一步提出熱帶氣旋發展概念模式，指出熱帶地區之 f 值小且熱帶雲簇相對渦度值小，故羅士比變形半徑 (Rossby Radius of Deformation) 大；當變形半徑大於系統尺度時，地轉調整過程主要由質量場調整至風場，加熱效率低，此時熱帶雲簇發展屬於隨機過程，故形成熱帶氣旋的機率不高。當系統相對渦度逐漸增加，使得羅士比變形半徑小於系統尺度，地轉調整改變為風場調整至質量場，加熱效率高，此時熱帶雲簇發展屬於物理決定過程，CISK 理論方可適用。

Hack and Schubert (1986) 即利用 Eliassen 平衡渦旋模式，說明加熱效率之非線性作用在熱帶氣旋發展過程中之重要性。目前認為當熱帶氣旋發展至相當強度後 (即進入物理決定過程)，除非受地形破壞或有其他不利持續發展之因素，不然皆能發展至其 MPI (Maximum Potential Intensity) 估計之強度。就動力過程而言，熱帶氣旋形成雖為一隨機過程，但有利於熱帶氣旋形成之環境及形成時之中尺度過程，仍為現今研究之重

點。如前所述，熱帶雲簇發展至熱帶氣旋，可視為從隨機過程轉變至物理決定過程；在觀測上，可視為由結構鬆散的熱帶雲簇發展成為熱帶氣旋的過程 (Gray, 1989, Zehr, 1992)。熱帶氣旋形成之過程為一連續且隨機的過程，難以定義所謂形成點 (Ooyama, 1982)；為了分析上的一致性，在此採用 JTWC 之最佳路徑資料中強度達到 25kt 之時刻，將此視為形成參考點 (簡稱形成點)，而分析的重點則是形成前 1 至前 3 天之時段，尤其是當 JTWC 發佈 TCFA (Tropical Cyclone Formation Alert) 前後，更是特別強調時段。1-1 影響熱帶氣旋形成之文獻回顧

Gray (1968) 提出 6 個有利於熱帶氣旋形成之環境條件：海表面溫度高於 26°C 、大氣屬於條件性不穩定、相對濕度高的中對流層、低層的相對渦度大、擾動中心附近的垂直風切較小、以及足夠的科氏力；而上述條件僅為熱帶氣旋形成之必要非充分條件。Zehr (1992) 與 Gray (1998) 的研究指出，熱帶氣旋形成之過程會有兩階段的風場爆發；第一階段因環境強迫輻合 (Externally Forced Convergence, EFC) 機制，使原先結構鬆散的熱帶雲簇較有組織，並伴隨許多中尺度對流系統發展，讓中低層出現較強的渦度；此過程將增強中層環流，具有較大慣性穩定度，抑制中層輻合作用。第 2 階段的風場爆發，將引發中尺度對流系統內的小尺度強對流胞爆發，若對流胞的渦度值夠大，擾

動則進入內在強迫輻合 (Internally Forced Convergence, IFC) 機制, 系統不需要外在環境的強迫作用, 轉而由系統內在物理過程主導。

為了解環境強迫作用對熱帶氣旋形成過程之影響, Love (1985) 利用合成資料分析, 結果指出西北太平洋熱帶氣旋形成之大尺度環流中, 其中一種為來自相反半球之跨赤道流, 跨赤道流會將角動量通量輸入擾動, 使擾動發展成熱帶氣旋。李 (1988) 與侯 (2001) 進而使用 MM5 數值模式, 模擬強跨赤道流影響下之熱帶氣旋形成過程; 結果顯示, 擾動南方之跨赤道流會與北方信風形成強風切渦度區, 加強系統的低層輻合, 並提升加熱效率, 使得擾動迅速增強。另一方面, Lee (1986) 指出, 西北太平洋超級颱風 Vera (1979) 形成前 3 天, 擾動中心北方有大範圍的信風爆發, 隨著系統的發展, 在形成時達到最大值。Lee and Lee (2002) 使用 MM5 模擬伴隨信風爆發之熱帶氣旋形成過程; 結果顯示, 信風強度隨時間逐漸增強, 並以氣旋式軌跡進入擾動中心, 提供渦流絕對渦度通量, 有效激發熱帶氣旋形成。

Briegel and Frank (1997) 分析熱帶氣旋形成時之大尺度風場特徵, 結果顯示在熱帶氣旋形成時, 常伴隨有利的環境條件, 此環境的外部作用力可提供一個強的上升作用, 如高對流層槽線、低層風場爆發、事先存在的氣旋或東風波等, 而有利於熱帶氣旋之形

成。Ritchie and Holland (1999) 的分析結果顯示, 有利熱帶氣旋形成之環境有五種類型: 季風風切線 (monsoon shear, 42%)、季風合流區 (monsoon confluence, 29%)、季風環流圈 (monsoon gyre, 3%)、東風波 (easterly wave, 18%)、羅士比波能量頻散 (rossby energy dispersion, 8%), 並探討在不同環境下, 熱帶氣旋形成之可能物理機制。

Lander (1994) 利用同步衛星對 1979 年~1993 年季風環流圈進行分析, 結果顯示季風環流圈的水平尺度約為 2500 公里, 環流圈南側有較強之西南季風, 且出現頻率約兩年一次, 主要發生在 7 月至 9 月。Lander 針對 1991 年於季風環流圈形成之熱帶氣旋進行個案分析, 顯示在季風環流圈環境下之熱帶氣旋形成可以分為兩個類型, 第 1 類型為小熱帶氣旋的形成, 此類個案發生在季風環流圈之東南側, 由一些小渦旋形成熱帶氣旋, 形成之後便很快移出季風環流圈系統。第 2 類型為暴風半徑較大之熱帶氣旋形成, 季風環流圈主環流中心若長時間存在於海面上, 近中心風速會逐漸增強, 並形成暴風半徑較大的熱帶氣旋, 此外, Lander (1994) 發現在此熱帶氣旋之東側, 透過環流圈南側強西風 overshooting 的過程, 在東側另外形成 1 個熱帶氣旋; 此類型之熱帶氣旋, 主要強風都在較外圍的區域, 較不易往中心集中。

除綜觀環境場可能影響熱帶氣旋之形成, 更長時間尺度的大氣震盪現象亦可能影

響熱帶氣旋形成之機率。Maloney and Hartmann (2001) 之資料分析及模擬結果顯示, 西北太平洋地區在熱帶氣旋形成過程中, 如伴隨 MJO (Madden-Julian Oscillation) 低頻率震盪, 將導致 850hPa 西風異常, 平均動能轉換為擾動動能, 有利於熱帶氣旋形成。

就另一角度而言, 近 10 年來透過軌道衛星資料及觀測實驗, 得以研究熱帶氣旋形成時的中尺度特徵 (Ritchie and Holland 1997; Simpson et al. 1997); 簡要歸納這些研究結果後, 可將系統渦度增強之過程分成 “top-down” 和 “bottom-up” 兩種。所謂的 “top-down” 過程, 指在熱帶氣旋形成前, 中尺度對流系統 (Mesoscale Convective System, MCS) 之中層常伴隨中尺度對流渦旋 (Mesoscale Convective Vortices, MCV) 的出現; 這些中層 MCV, 透過彼此合併渦度, 並繞著低壓中心旋轉, 逐漸形成一個集中的渦度區, 使擾動逐漸增強並形成熱帶氣旋。而 “bottom-up” 過程是 Hendricks et al. (2004) 和 Montgomery et al. (2006) 所提出的論點, 他們認為在系統對流區低層, 存在有數個具有旋轉性的對流上升區, 其空間尺度約 10~20 公里且具較大渦度值, 稱之為渦度熱塔 (Vortical Hot Towers, VHTs)。他們認為透過低層位渦互繞、合併之過程, 逐漸增強局部地區之位渦, 使得對流能夠激發之個別位渦強度越來越強。當擾動之正位渦增強後, 其垂直方向之穿透厚度亦逐漸增大, 最後終究形成一鈎

強之位渦, 能夠向上影響到中層, 使擾動能成長至熱帶氣旋強度。

最近, Houze et al. (2009) 利用 RAINEX (Hurricane Rainband and Intensity Change Experiment) 實驗期間、機載雷達觀測和投落送 (Dropsonde) 等觀測資料, 研究颶風 Ophelia (2005) 之形成過程。他們的分析結果顯示, Ophelia 形成前, 低壓內包含數個處於生命期不同階段之深對流系統, 而處於生命期後期的對流系統會形成層狀雲; 此層狀雲在對流消失後仍持續存在並保留其正渦度, 逐漸形成 MCV。中層 MCV 可透過中層之融化冷卻而增強, 不一定需要強對流的支持。而新生之對流系統, 則是透過 “bottom-up” 之過程, 逐漸將正渦度匯集至擾動中心, 進而形成熱帶氣旋。簡要而言, 熱帶氣旋主要是由 “bottom-up” 過程而發展, 中層之 MCV 則可能扮演輔助角色, 提供中層正渦度而有利於系統的垂直發展, 逐漸發展達到熱帶氣旋強度。

1-2 研究動機

過去的研究結果已顯示熱帶氣旋形成之重要環境特徵和重要的物理過程, 但仍有許多尚待進一步分析的議題, 例如是否在相似的環境場下形成的熱帶氣旋, 其形成時的中尺度過程或對流變化特徵亦相似?

本研究的目的是在探討於季風環流圈影響下之熱帶氣旋形成過程, 尤其是其中的重要中尺度過程及此中尺度過程在熱帶氣旋形成

中所扮演的角色。過去研究指出，雖然西北太平洋，季風環流圈形成之熱帶氣旋只占全部的 3% (Richie and Holland, 1999)，但此類颱風似乎有暴風半徑較大，且較易於外圍伴隨中尺度對流之現象；然而過去的研究僅描述其特徵，並沒有詳細探討其物理機制 (Lander, 1994)。因此本研究將針對 2000~2009 年間所有於季風環流圈形成之熱帶氣旋，分析在水平尺度達 2500 公里的大低壓環流中之渦度集中過程，並探討其中的重要物理機制。在第二段中將透過網格資料及觀測資料分析，了解季風環流圈的綜觀特徵；最後一章為討論與總結。

二、季風環流圈環境下之形成個案綜觀分析

本研究分析之對象為 2000 至 2009 年在季風環流圈環境下形成之熱帶氣旋；有關熱帶氣旋之資料，則根據美國聯合颱風警報中心 (Joint Typhoon Warning Center, JTWC) 發佈之西北太平洋熱帶氣旋報告。JTWC 之最佳路徑每 6 小時一筆定位資料，分析時將最大風速達 25kt 且其後風速持續增加的時間點，定為形成參考點 (Lee and Lin, 2006)，簡稱為形成點。

2-1 使用資料

分析的環境參數使用 NCEP/GFS (National Centers for Environmental Prediction /Global Forecasting System) 的網格分析資料，時間解析度為 6 小時，空

間解析度為 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯網格，26 層垂直層。此外，由於最佳路徑資料常不包含形成前之資料，因此，本研究亦使用內插至經緯網格之 QuikSCAT (Quick Scatterometer) 近地面 (約距離海平面 10 公尺) 風場資料進行分析；時間解析度為 12 小時，空間解析度為 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。由於 MTSAT (Multi-functional Transport Satellite) 之觀測範圍無法涵蓋至換日線，為求資料的一致性，衛星資料採用 NOAA/GridSat (National Oceanic and Atmospheric Administration/Gridded Satellite) IRI (雲頂亮度溫度, T_b) 資料，空間範圍為南緯 70° 至北緯 70° 、時間解析度為 3 小時，空間解析度為 $0.07^{\circ} \times 0.07^{\circ}$ 。

2-2 個案挑選

Lander (1994) 分析 1979 至 1993 年的季風環流圈，並針對 1991 年於季風環流圈形成之熱帶氣旋個案進行分析，指出在西北太平洋的夏季，有時會在季風槽之東側，分離形成一個空間及時間尺度較大之低壓環流，且有利熱帶氣旋連續形成；有別於季風低壓 (monsoon cyclone)，Lander 採用較為嚴格篩選條件以選取此系統，並將其命名為季風環流圈 (monsoon gyre) 結果顯示，此種環流系統出現頻率約為兩年一次。而 Chen et al. (2004) 參考 Lander (1994) 的結果，進一步分析 1979~2002 年間的季風環流圈個案，由於篩選條件的差異，其結果顯示在西北太平洋地區約 70% 的熱帶氣旋形成與季風環流

圈有關。因此本研究參考 Lander (1994) 及 Chen et al. (2004) 的分析結果，挑選 2000 至 2009 年間，西北太平洋在季風環流圈環境下形成之熱帶氣旋個案。

挑選季風環流圈定義如下 (如圖 2-1)

1. 低層近乎圓形的氣旋式環流場。
2. 海平面氣壓之最外圍封閉等壓線及 850hPa 流線場中，低壓環流區直徑需大於 2500 公里。
3. 在低壓系統西側，有南北向的低層高壓脊，分隔季風槽與海上的季風環流圈。
4. 低壓環流區須有持續的深對流雲系。
5. 滿足上述條件之時間需大於五天以上。

本研究也測試在不同挑選條件下，個案數會有些微不同，如選擇尺度為 2000 公里，則生命期中大於該尺度之時間常少於 5 天。為了使挑選出的季風環流圈個案特徵明確，因此本研究使用較嚴苛的篩選條件；雖個案數較少，但藉此能去除部分尺度較小、生命期較短的個案。

於 2000~2009 年間，在西北太平洋地區共有 290 個熱帶氣旋形成，而根據上述條件挑選，共有 6 個季風環流圈，且形成 10 個熱帶氣旋，占 10 年間總熱帶氣旋個案數的 3.44%。JTWC 之最佳路徑資料顯示，滿足上述季風環流圈條件，便有熱帶氣旋在此環境下形成，如表 2-1 所示，分別為 2004 年 Mindulle 和 Tingting、2006 年 Saomai 和 Bopha、2006 年 Bebinca 和 Rumbia、以及 2009

年 Goni 和 Morakot，皆為在同一個季風環流圈，先後形成兩個熱帶氣旋個案；而 2001 年 Pabuk 及 2009 年 Dujan 颱風，則在季風環流圈東側，形成單一熱帶氣旋。值得一提 2006 年 Bopha 和 Bebinca 和 2009 年 Morakot 於形成前皆未發佈熱帶氣旋生成警告 (Tropical Cyclone Formation Alert, TCFA)，10 個個案有 3 個未發佈 TCFA 便形成熱帶氣旋；然而，290 個熱帶氣旋中，僅有約 9% 於形成前未發佈 TCFA，顯示在實際預報作業上，在此季風環流圈環境下形成之熱帶氣旋，有較高的比例無法預期，因此值得進一步的分析及研究。

2-3 綜觀分析

進一步利用 NCEP-GFS 資料分析熱帶氣旋於季風環流圈之形成過程，除 2006 年 Saomai 和 Bopha 於形成過程中，受到東風波移入之影響，先於季風環流圈的東側形成 Saomai、北側形成 Maria 和西側形成 Bopha，兩天內於同一季風環流圈中連續形成 3 個熱帶氣旋個案外，其餘連續形成個案，皆於 48 小時內，於季風環流圈西側及東側，先後連續形成 2 個熱帶氣旋。

為了解於季風環流圈環境下，是否容易形成暴風半徑較大之熱帶氣旋，延續 Lee et al. (2010)，利用 QuikSCAT 近海表面風場，計算熱帶氣旋在熱帶風暴 (TS) 及颱風 (TY) 時期大於 15ms^{-1} 的半徑變化，由於繞極衛星每 12 小時一筆觀測，且受限於掃描範圍，若資

料過少則不予採計。若將所有在西北太平洋地區形成的熱帶氣旋分成小中大，在熱帶風暴(TS)強度時，小於 1.1° 為半徑小的TS；大於 1.8° 為半徑大的TS。達到颱風(TY)強度時，小於 1.8° 為半徑小的TY；大於 2.6° 為半徑大的TY。

結果顯示(如表2-1)，除2006年Saomai(半徑 0.97°)和Bopha(半徑 1.15°)於形成過程中，受到東風波之影響而同時形成三個熱帶氣旋個案；和2009年Goni(半徑 1.44°)移入南海地區後形成之個案，易受周圍地形及海洋本身範圍之影響，使得這些個案於在TS及TY階段半徑較小外，其餘個案皆為暴風半徑較大之個案。顯示若無其他不利因素時，於季風環流圈之環境下，易形成暴風半徑較大之颱風個案。

進一步以東側後形成之熱帶氣旋形成經緯度為基準點，計算形成時中心與西側先形成熱帶氣旋(低壓)之距離，在經向上兩者中心平均間隔約 20° 個經度。若對每一個季風環流圈做850hPa渦度場緯向平均，分析其隨時間的變化，圖2-2顯示2004年6月下旬，西北太平洋海面上，有一東西超過2500公里之季風環流圈系統；隨著時間演進，由原先較為寬大之低渦度帶，逐漸在季風環流圈的西側及東側先後集中成一個數百公里的強渦度區。西側的強渦度區形成熱帶氣旋Mindulle；並於42個小時內，在季風環流圈南側之強西風軸上，伴隨著帶狀對流以及渦

度塊，平流至東側的強渦度區並且集中，形成熱帶氣旋Tingting。在2006年10月上旬(圖2-3)，一季風環流圈於西側及東側先後集中成兩個強渦度區，西側一樣是透過近中心的對流爆發，形成熱帶氣旋Bebinca；東側的強渦度區則是高層有一槽線靠近，提供良好的輻散場，並透過南側及東側的對流，於西側形成36小時後，在東側形成熱帶氣旋Rumbia。

而在其餘個案中也有相同的過程發生，如2009年的Goni和Morakot(圖2-4)，同樣由一西移之季風環流圈中，於南海及臺灣東南方海面上，先後形成兩個熱帶氣旋；同樣在Dujuan形成前(圖2-5)，於環流圈西側有一低壓擾動形成，但隨後西側擾動並沒有形成熱帶氣旋。如圖2-4、圖2-5所示，2009年的兩個季風環流圈之西側低壓擾動皆受到菲律賓地形的影響，但pre-Goni擾動在通過菲律賓地形之前，其渦度值較大、結構較為完整，因此仍可以於通過陸地後發展至熱帶氣旋。綜上，過去10年共6組季風環流圈個案，除2006年之Saomai和Bopha於形成過程中受東風波影響，於同一季風環流區形成三個熱帶氣旋外，其餘個案皆在同一空間尺度較大的季風環流中，先後於48小時內，於季風低壓西側及東側，先後集中形成兩個寬約數百公里之低壓擾動，並伴隨強對流於此二處集中，若無不利條件情況下，逐漸增強擾動近中心風速，形成熱帶氣旋。

2-4 合成分析

雖在季風環流圈環境下之熱帶氣旋形成過程，可能受地形及多重因素影響而有些差異，為突顯共同特性，本研究利用NCEP-GFS網格資料及GridSat IR1網格資料，參考850hPa環流中心及渦度場定義擾動中心，將其定為原點，分別合成西側及東側擾動於形成前48小時至形成時之對流及大尺度環流特徵(圖2-6~圖2-9，圖2-10~圖2-13)。

合成結果顯示，於季風環流圈西側形成之個案，在TC形成前48小時(圖2-6)，低層已建立大範圍之低壓環流，環流中心具有氣旋式環流，並伴隨著大範圍的對流形成，且於擾動南側有一較強之西風帶，而主要的強對流區位於中心偏西的位置。在TC形成前24小時(圖2-7)，擾動南側的西風帶風速持續增強，此時對流分為靠近擾動中心之深對流區，及擾動東方 10° 以外之深對流區。在TC形成前12小時至形成時(圖2-8~圖2-9)，擾動北側的風速稍微的增強，南側的強西風帶除了風速增強之外，強風速區隨著時間往東側延伸，擾動中心的對流範圍也縮小至數百公里，東側的對流區持續地往東移動。

另一方面，於季風環流圈東側形成之個案，在TC形成前48小時(圖2-10)，距離擾動中心西邊約 20° 個經度附近，有一低壓環流存在，南側有一強西風帶，自季風環流圈之西邊延伸而來，強風之極值位於中心西南

方，同時南側也伴隨較為廣大的深對流區。在形成前24小時(圖2-11)，擾動北側的風速變化不大，南側的強風軸除風速增強外，極值往東移動至擾動中心的南方，同時對流逐漸往中心集中；一直到TC形成時(圖2-12~圖2-13)，南側的強西風帶，隨著時間有顯著增強之趨勢，並以氣旋式方向往北延伸，而對流也逐漸集中於擾動南側，且向低壓環流中心發展。

由上述資料顯示2000~2009年間，若西北太平洋有季風環流圈系統發生時，此系統會形成熱帶氣旋，且在無不利氣旋發展因素或地形影響之下，於季風環流圈中皆會形成較大的熱帶氣旋。此外，季風環流圈有於短時間(小於48小時)連續形成熱帶氣旋的特性，而接連形成的兩個熱帶氣旋，兩者中心的距離大約為 20° 個經度，先形成之個案形成於季風環流圈的主要環流中，環流圈南側的風速隨著時間逐漸增強，對流中心起初位於環流中心的西側，隨著時間逐漸靠近並形成熱帶氣旋；而後形成之個案，形成於季風環流圈的東側，季風環流圈的南側強風軸伴隨著強對流，逐漸往東移動同時風速增強，沿著擾動中心以氣旋式方向逐漸向擾動中心集中，快速形成熱帶氣旋。限於觀測資料不足，無法詳細解析過程，因此本研究將針對2個季風環流圈個案進行模擬與分析。

三、總結及討論

2009 年莫拉克颱風侵襲臺灣，雖然中心通過臺灣北部，但其外圍旺盛的西南氣流，在臺灣中南部山區降下破觀測紀錄的龐大雨量，此颱風即是在季風環流圈中形成之個案。Lander (1994) 研究中，有別於俗稱的季風低壓，利用較嚴苛的標準，尺度更大，生命期更長，出現頻率約為 2 年一個，稱之為季風環流圈 (monsoon gyre)，並針對 1991 年的季風環流圈個案進行分析。其結果指出季風環流圈之環流中心，會透過較長時間的風速增強，形成一個尺度較大的熱帶氣旋，並且透過 overshooting 的現象，在其東側形成另一個熱帶氣旋，此環境下較易於形成尺度較大之熱帶氣旋，本文之目的即在探討在季風環流圈環境中，熱帶氣旋形成之可能過程。由於季風環流圈發生頻率不高 (平均約兩年一個)，占有利熱帶氣旋形成之環境場比例僅有 3% (Ritchie and Holland, 1999)，因此本研究分析 10 年的資料找出季風環流圈之個案，找出其共同特性及現象。受限於觀測資料有限，本研究利用 WRF 中尺度數值模式，模擬熱帶氣旋形成過程，並利用模擬結果，分析探討在季風環流圈環境下之熱帶氣旋形成過程。

首先，利用 NCEP 之全球網格資料，選取 2000~2009 年間西北太平洋有季風環流圈存在的個案，參考 Lander (1994) 及 Chen (2004) 之定義，以 850hPa 風場、海平面氣

壓場及 GridSat IR 雲頂溫度資料進行挑選。選取的個案需為尺度大於 2500 公里之低壓環流，此低壓必須與季風槽有所區隔，同時伴隨著持續的深對流雲，並且滿足上述條件達到五天以上。分析結果顯示，10 年間有 6 個季風環流圈的個案，與 Lander (1994) 兩年 1 個的頻率接近，且皆有熱帶氣旋形成於這 6 個季風環流圈；過去 10 年間，共有 10 個在季風環流圈中形成，佔 290 個熱帶氣旋中 3.4% (10/290)。在個案數目上，與 Ritchie and Holland (1999) 的 3% 接近，顯示挑選方式及結果應當合理。此外，過去 10 年熱帶氣旋於形成前 JTWC 沒有發 TCFA 的比例為 9%，在季風環流圈環境中的比例高達 30%。顯示在此環境之熱帶氣旋形成過程無法事先預期。

在所選取的季風環流圈個案中，可分為單一熱帶氣旋個案及複數 (成對) 熱帶氣旋之季風環流圈個案。分析指出，2 者皆在季風環流圈中，形成 2 個初始渦旋，但前者季風環流圈在位置上較偏西，西側初始渦旋較易受到地形的影響及破壞，僅東側擾動能夠順利形成熱帶氣旋；後者則是於同一個季風環流圈先後形成兩個熱帶氣旋，其主要環流會先形成一個熱帶氣旋，並於 48 小時內在其東側約 20° 的距離再形成一個熱帶氣旋。利用 Lee et al. (2010) 的研究，計算熱帶氣旋在不同強度時，大於 15m/s 風速半徑之大小，顯示除了受地形影響之 Goni (2009)、受東風波因素影響之 Saomai、Bopha

(2006)，其餘於季風環流圈形成之熱帶氣旋的暴風半徑皆屬於大的個案，顯示在季風環流圈中，有利形成較大暴風半徑之颱風。在 NCEP 850hPa 風場、渦度場及 GridSat IR 雲頂溫度顯示，在季風環流圈的主要環流中，原先西側存在持續的對流，隨著時間與渦度中心合併，增強地面風場形成熱帶氣旋；而在季風環流圈的南側有一強西風帶存在，伴隨著對流及正渦度帶，延伸至季風環流圈東側且向中心集中，增強低層低壓環流，於東側形成另一熱帶氣旋個案。

觀測上發現，在強盛且活躍的季風槽風切帶中，有大量的中尺度渦旋產生 (Lander and Holland, 1993)，在中尺度的交互作用後，有些會發展為熱帶氣旋；因此中尺度渦旋在某些熱帶氣旋形成的過程可能扮演相當重要的角色。在熱帶低緯地區，羅士比變形半徑很大，加熱效率不顯著，若有大範圍的動量強迫風場，將能夠有效的激發擾動區的對流，同時亦增加低層的渦度，使羅士比變形半徑變小，加熱變得有效率，可能使得系統的發展由隨機階段進入 CISK 主宰之物理決定過程，導致熱帶氣旋的形成。Lee (1989) 認為，氣旋發展的基本過程，為低層風場的發展，由非對稱性的氣流 (風切渦度) 變成對稱性的環流 (曲率渦度) 的過程。因此，在季風環流圈南側具有強西風帶的綜觀環境條件下，此不對稱環境風場會在環流中心具有最大的風切渦度，環流中心西側合流區可

能較易出現深對流，且距離渦度中心較近，能有效加熱，進而形成熱帶氣旋；另外，在環流圈的東側合流區，環境在強風軸末端的動量強迫機制能有效的使此區域內的羅士比變形半徑變小，加熱變得較有效率，使系統可逐漸的發展，並形成熱帶氣旋。

四、參考文獻

- 李清勝, 1988: 颱風之生成和發展。大氣科學, 237-252。
- 侯嘉榮, 2001: 強跨赤道流影響下之熱帶氣旋形成過程。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文, 84pp。
- Briegel, L. M. and W. M. Frank, 1997: Large-scale influences on tropical cyclogenesis in the western north pacific. *Mon. Weather Rev.*, 125, 1397-1413。
- Charney, J. G. and A. Eliassen, 1964: On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, 21, 68-75。
- Chen, T. C., S. Y. Wang, M. C. Yen, and W. A. Gallus, 2004: Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Weather Forecast.*, 19, 776-785。
- Davis, C. A. and K. A. Emanuel, 1988: Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Weather Rev.*, 116, 2649-2659。
- Gray, W. M., 1968: Global view of origin

- of tropical disturbances and storms. *Mon. Weather Rev.*, 96, 669-700.
- , 1989: Tropical cyclone formation. Invited paper presented at the international workshop on tropical cyclones, Manila, Philippines, Proceedings of 2nd WMO Sponsored Workshop on tropical cyclones, Issued by WMO, Nov. 25-Dec. 7, pp. 95-121.
- , 1998: The formation of tropical cyclones. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 67, 37-69.
- Hack, J. J. and W. H. Schubert, 1986: Nonlinear response of atmospheric vortices to heating by organized cumulus convection. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1559-1573.
- Hendricks, E. A., M. T. Montgomery, and C. A. Davis, 2004: The role of "vortical" hot towers in the formation of tropical cyclone Diana (1984). *J. Atmos. Sci.*, 61, 1209-1232.
- Houze, R. A., W. C. Lee, and M. M. Bell, 2009: Convective Contribution to the Genesis of Hurricane Ophelia (2005). *Mon. Weather Rev.*, 137, 2778-2800.
- Lander, M. and G. J. Holland, 1993: On the interaction of tropical-cyclone-scale vortices. I. observations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 1347-1361.
- Lander, M. A., 1994: Description of a monsoon gyre and its effects on the tropical cyclones in the western north pacific during August 1991. *Weather Forecast.*, 9, 640-654.
- Lee, C. S., 1986: An observational study of tropical cloud cluster evolution and cyclogenesis in the Western North Pacific. Dept. of Atmos. Sci. Paper, No. 403, 250pp.
- , 1989: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western north pacific. 2. budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2599-2616.
- Lee, C. S. and C. H. Lee, 2002: A numerical simulation of the environmental momentum influences on typhoon formation. Proceedings of the Fourth Conference on East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate. World Scientific, Singapore, 261-271.
- Lee, C. S., Y. L. Lin, and K. K. W. Cheung, 2006: Tropical cyclone formations in the South China Sea associated with the mei-yu front. *Mon. Weather Rev.*, 134, 2670-2687.
- Lec, C. S., K. K. W. Cheung, W. T. Fang, and R. L. Elsberry, 2010: Initial Maintenance of Tropical Cyclone Size in the Western North Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 138, 3207-3223.
- Love, G., 1985: Cross-equatorial interactions during tropical cyclogenesis. *Mon. Weather Rev.*, 113, 1499-1509.
- 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.
- Montgomery, M. T., M. E. Nicholls, T. A. Cram, and A. B. Saunders, 2006: A vortical hot tower route to tropical cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*, 63, 355-386.
- Ooyama, K. V., 1982: Conceptual evolution of the theory and modeling of the tropical cyclone. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 60, 369-380.
- Ritchie, E. A. and G. J. Holland, 1997: Scale interactions during the formation of typhoon Irving. *Mon. Weather Rev.*, 125, 1377-1396.
- , 1999: Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Weather Rev.*, 127, 2027-2043.
- Simpson, J., E. Ritchie, G. J. Holland, J. Halverson, and S. Stewart, 1997: Mesoscale interactions in tropical cyclone genesis. *Mon. Weather Rev.*, 125, 2643-2661.
- Yanai, M., 1961a: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39, 187-213.
- , 1961b: dynamical aspects. *J. Meteor. Soc. Japan*, 39.
- Zehr, R., 1992: Tropical cyclogenesis in the western north pacific. NOAA Technical Report NESDIS, 16, 181pp.

表 2-1 2000~2009 年於季風環流圈中形成之熱帶氣旋資訊，TS size 及 TY size 為參考 Lee et al. (2010) 所計算之大於 15m/s 之暴風半徑。灰底為形成兩個熱帶氣旋之個案，粗體字為暴風半徑在氣候值較大之個案。

熱帶氣旋名稱	年份	形成時間 (UTC)	兩個個案之時間差 (hr)	形成經度	形成緯度	TS size (°)	TY size (°)
PABUK	2001	8/13 06Z	-	145.6	17.5	5.7	4.77
MINDULLE	2004	6/23 06Z	42	143.5	16.2	1.8	3.44
TINGTING	2004	6/25 00Z		153.3	11.6	2.44	4.37
SAOMAI	2006	8/04 18Z	24	149.5	8.8	0.97	1.27
BOPHA	2006	8/05 18Z		132.0	21.2	1.15	-
BEBINCA	2006	10/03 06Z	36	132.6	17.2	5.41	-
RUMBIA	2006	10/04 18Z		152.3	22.7	-	-
GONI	2009	8/02 06Z	36	117.6	17.3	1.44	-
MORAKOT	2009	8/03 18Z		136.0	21.2	3.48	4.62
DUJUAN	2009	9/03 18Z	-	128.8	17.2	2.7	-

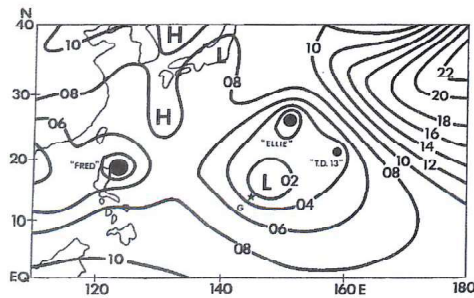


圖 2-1 1991 年季風環流圈個案之海平面氣壓場示意圖，此低壓環流尺度大於 2500 公里，1006hPa 等氣壓線之範圍，東西橫跨 20 個經度，與季風槽有所區別。(摘自 Lander, 1994)

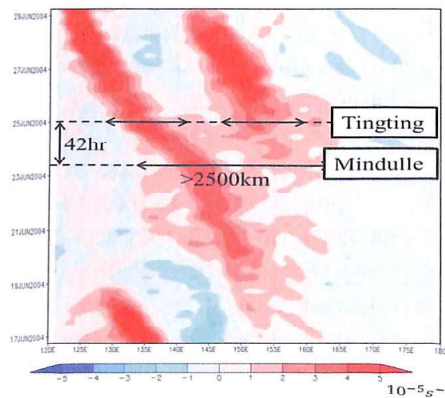


圖 2-1 2004 年 Mindulle-Tingting 之 850hPa 緯向平均(5° N~20° N) 渦度場(10⁻⁵s⁻¹)隨時間的變化。x 軸為經度、y 軸為時間。

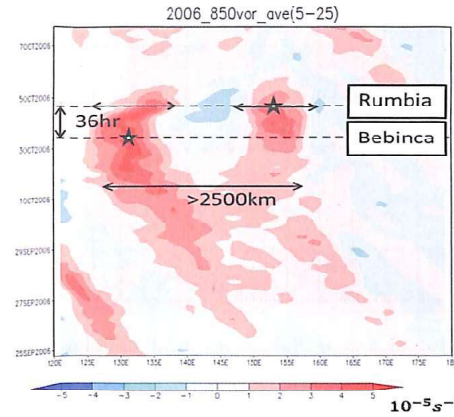


圖 2-3 2006 年 Bebinca-Rumbia 之 850hPa 緯向平均(5° N~25° N) 渦度場(10⁻⁵s⁻¹)隨時間的變化。x 軸為經度、y 軸為時間。

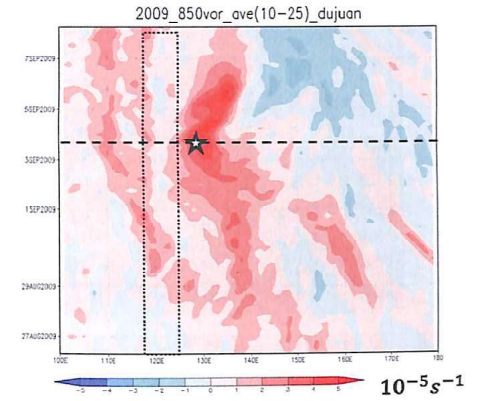


圖 2-5 2009 年 Dujan 之 850hPa 緯向平均(10° N~25° N) 渦度場(10⁻⁵s⁻¹)隨時間的變化。x 軸為經度、y 軸為時間。虛線方格是表示菲律賓籍臺灣地形。

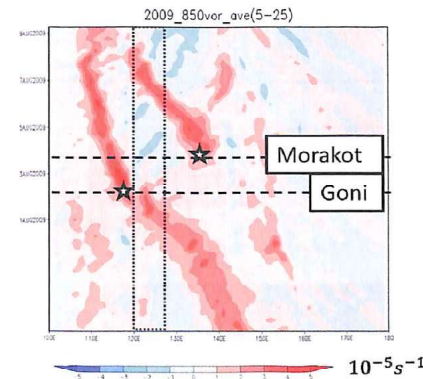


圖 2-4 2009 年 Goni-Morakot 之 850hPa 緯向平均(5° N~25° N) 渦度場(10⁻⁵s⁻¹)隨時間的變化。x 軸為經度、y 軸為時間。虛線方格是表示菲律賓及臺灣地形。

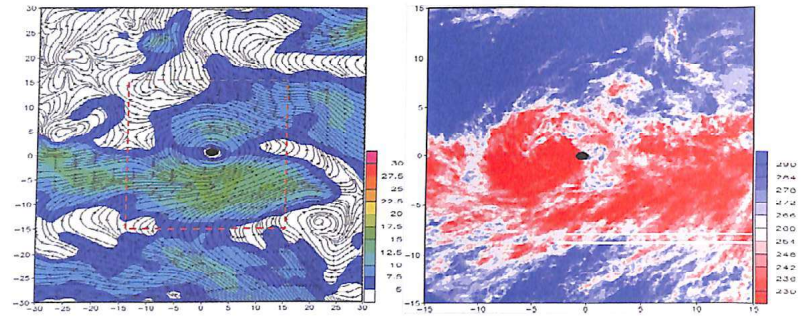


圖 2-6 以西側形成之擾動中心為原點，25kt 前 48 小時合成分析圖。(a) NCEP 850hPa 風速 (m/s) 及流線場，範圍為中心往外 30°，60°x60°的網格；(b) GridSat 雲頂溫度 (K)，範圍為中心往外 15°，30°x30°的網格。紅色虛線方框為右圖之範圍。黑點為合成原點。

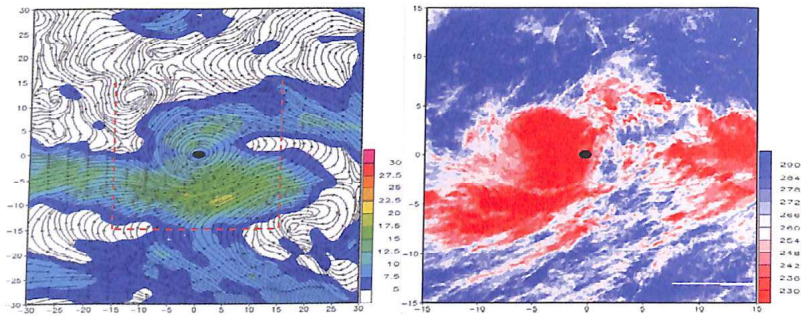


圖 2-7 同圖 2-6，但為 25kt 前 24 小時合成分析圖

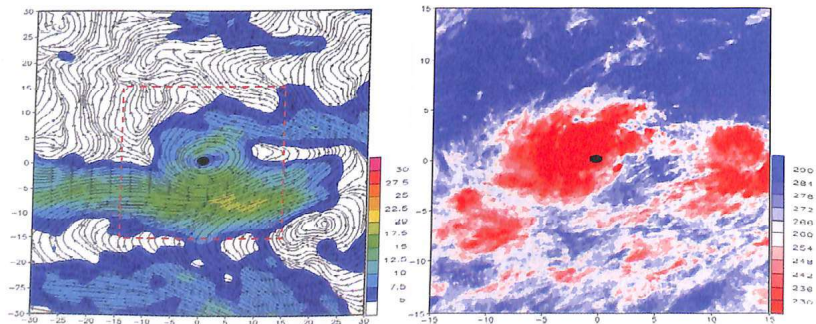


圖 2-8 同圖 2-6，但為 25kt 前 12 小時合成分析圖。

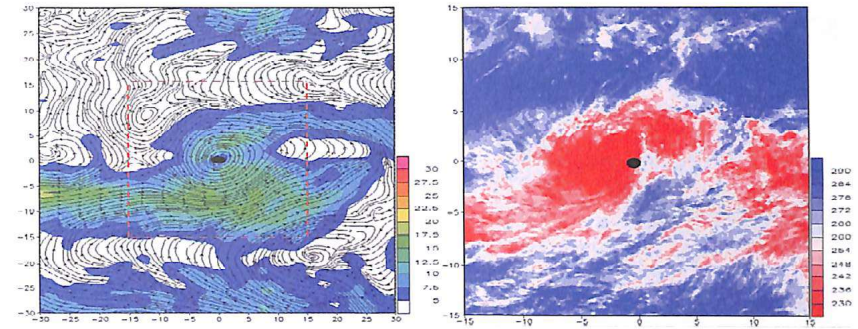


圖 2-9 同圖 2-6，但為 25kt 時合成分析圖。

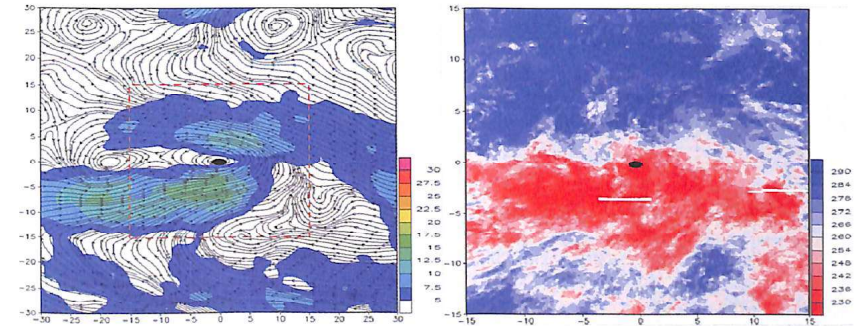


圖 2-10 以東側形成之擾動中心為原點，25knots 前 48 小時合成分析圖。(a) NCEP 850hPa 風速 (m/s) 及流線場，範圍為中心往外 30°，60°x60°的網格；(b) GridSat 雲頂溫度 (K)，範圍為中心往外 15°，30°x30°的網格。紅色虛線方框為右圖之範圍。黑點為合成原點。

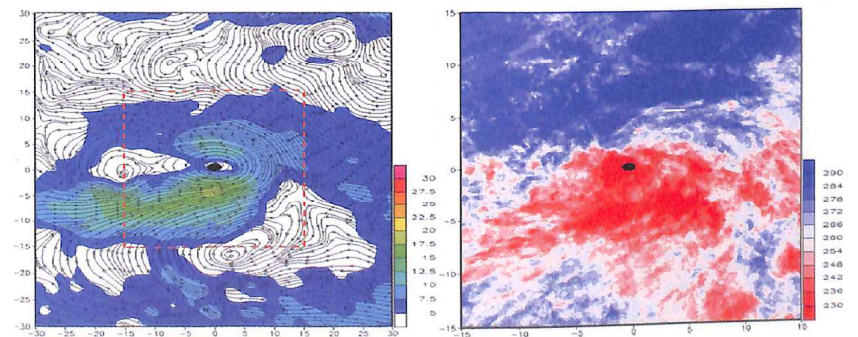


圖 2-11 同圖 2-10，但為 25kt 前 24 小時合成分析圖。

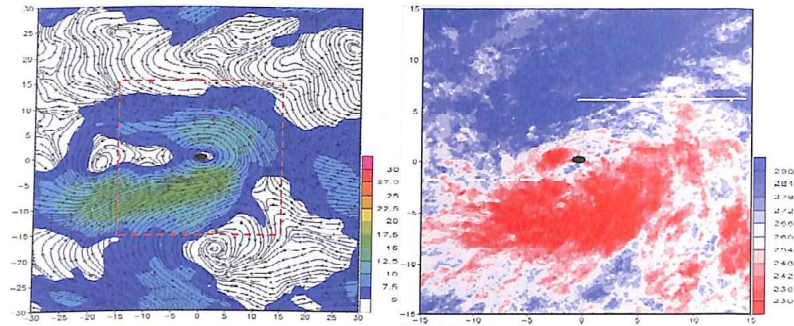


圖 2-12 同圖 2-10，但為 25kt 前 24 小時合成分析圖。

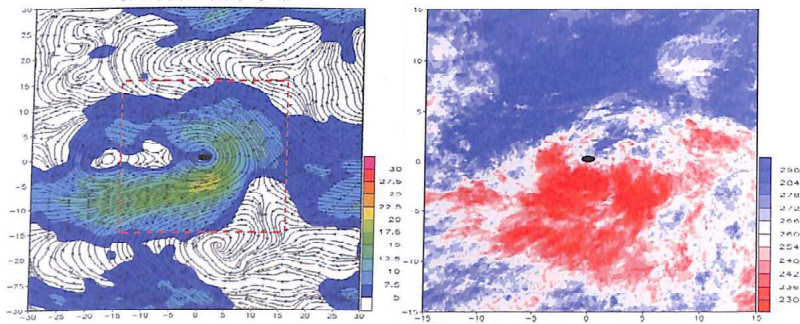


圖 2-13 同圖 2-10，但為 25kt 前 24 小時合成分析圖。

The Process Of Tropical Cyclones Formation In The Monsoon Gyres

Chih-Yao Yang, Ching-Sheng Li

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

Abstract

This study focus on the process of tropical cyclones formation in the monsoon gyres in the western North Pacific, and discuss the important physical mechanisms. From 2000 to 2009, there are 10 out of 290 (3.4 %) tropical cyclones (TCs) formed in the monsoon gyres environment in the western North Pacific. Based on QuikSCAT oceanic wind field analysis (Lee et al. 2010), the monsoon gyre is favourable for forming larger TCs. In Hovmöller diagram analysis, the spatial scale of positive vorticity is from about 2500km. As time goes by, it becomes two small but strong positive vorticity area. If TC forms in the western side of the monsoon gyre, another TC will form in the eastern side of the monsoon gyre in less than forty-eight hours.

Keywords : tropical cyclone 、 formation 、 monsoon gyre 、 vorticity budget 。