

季風環流圈環境下之熱帶氣旋形成初步研究

李清勝^{1,2} 楊智堯¹ 陳柏孚¹ 謝宜桓¹

¹國立台灣大學大氣科學系

²國家實驗研究院台灣颱風洪水研究中心

(中華民國一〇五年九月二十九日收稿；中華民國一〇五年十一月十四日定稿)

摘 要

本研究目的在分析季風環流圈中之熱帶氣旋形成過程。分析 NCEP-FNL 網格資料及紅外線衛星雲圖顯示，2000~2009 年間於西北太平洋形成之 290 個熱帶氣旋中，共有 10 個熱帶氣旋於季風環流圈中形成，佔所有個案之 3.4%。在所分析之 6 個水平尺度大於 2500 公里的季風環流圈中，每個季風環流圈皆有兩個低壓擾動先後於季風環流圈之西側與東側形成，若無其他不利因素影響，兩者將於 48 小時內先後形成熱帶氣旋。所分析之 10 個熱帶氣旋中，其中 8 個個案屬單一季風環流圈中所形成之雙熱帶氣旋之一；其餘 2 個個案則屬一個季風環流圈形成單一熱帶氣旋之類型。結果亦顯示，於季風環流圈中所形成之熱帶氣旋常有較大之暴風半徑。

本研究亦利用 WRF 模式模擬分析 2004 年 Mindulle 颱風及 Tingting 雙颱風於季風環流圈中形成之過程。結果顯示，先(後)形成之 Mindulle 颱風(Tingting)颱風之初始擾動受季風環流圈南側強風軸風切帶(東側合流區)之綜觀環境強迫條件影響而形成。後因擾動低層環流之建立，外在環境之影響漸漸遠離擾動中心。結果亦顯示，季風環流圈西側(東側)之 Mindulle (Tingting)初始擾動發展為熱帶氣旋之關鍵在擾動中心西北側(東南側)之對流爆發，此對流爆發將導致颱風切向風風場之建立及垂直延伸。本研究亦模擬分析 2006 年 10 月季風環流圈中形成雙颱風(Bebinca 颱風及 Rumbia 颱風)之過程，並獲得相似之分析結果。

關鍵字：颱風、颱風形成、季風環流圈

一、前言

熱帶洋面常出現直徑達數百公里之熱帶雲簇，但大部分熱帶雲簇生命期都不長，約在 24~36 小時左右(Lee, 1989)，僅有少部分熱帶雲簇能維持並進一步發展成熱帶氣旋。過去研究(Ooyama, 1982; Hack and Schubert, 1986)指出由於熱帶地區之 f 值小且熱帶雲簇相對渦度值小，故羅士比變形半徑大，加熱效率低，因此熱帶氣旋之形成過程（由熱帶雲簇發展為熱帶氣旋）為熱帶氣旋生命史中的瓶頸階段。而相較於熱帶氣旋的形成，熱帶氣旋的發展或增強隨機性相對較低，熱帶氣旋一旦形成後每兩個即有一個能發展至颱風的強度（李，1988）。另須注意，因熱帶氣旋之形成為一連續且隨機的過程，難以定義所謂形成點；為求分析上之一致性，研究時一般採用 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，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。

Zehr (1992)與 Gray (1998)研究指出，熱帶氣旋形成過程常有兩階段的對流爆發；第一階段因環境強迫輻合(Externally Forced Convergence)機制，使原先結構鬆散的熱帶雲簇發展得較有組織，並伴隨許多中尺度對流系統，建立具有較大慣性穩定度之初始擾動。第二階段的對流爆發，伴隨初始擾動內持續且劇烈的對流活動，擾動逐漸進入內在強迫輻合(Internally Forced Convergence)機制，系統不再需要外在環境的強迫作用，由內在物理過程主導其發展。

為了解環境強迫作用對熱帶氣旋形成過程之影響，Briegel and Frank (1997)分析熱帶氣旋形成時之風場特徵，結果顯示在熱帶氣旋形成時，常

伴隨有外部環境條件提供上升作用，如高對流層槽線、低層風場爆發、或東風波等。Ritchie and Holland (1999)分析西北太平洋颱風形成環境顯示，有利颱風形成之環境共有五種類型：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%)。本研究目的即在探討熱帶氣旋於上述五種有利環境之季風環流圈環境影響下之形成過程。季風環流圈為水平尺度約 2500 公里之氣旋式環流區，環流圈南側伴隨強西風，出現頻率約兩年一次。Lander (1994)針對 1991 年於季風環流圈形成之熱帶氣旋進行個案分析，顯示季風環流圈主環流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)亦指出在此季風環流圈東側，透過環流圈南側強西風區「overshooting」過程，有利另一熱帶氣旋形成。Wu et al. (2013)使用低頻(low-pass) Lanczos 濾波法濾除週期小於 10 天之風場資訊，並利用濾波後之低頻(週期大於 10 天)風場挑選西北太平洋之季風環流圈與分析及結構演變。其結果顯示，季風環流圈之中心與東側常有利熱帶氣旋形成。Wu et al. (2013)及 Liang et al. (2014)進一步利用理想模式模擬分析季風環流圈中之熱帶氣旋形成過程，並指出在季風環流圈中心形成一熱帶氣旋後，季風環流圈南側之強風區將經由羅士比波能量頻散過程向東移動，並有利另一熱帶氣旋在季風環流圈東側形成。相較於季風環流圈中颱風形成之綜觀與大尺度過程，目前較少有研究著重在季風環流圈中颱風形成之中尺度過程。

有關熱帶氣旋形成之中尺度過程方面，Ritchie and Holland (1997)及 Simpson et al. (1997)

指出熱帶雲簇中之初始擾動發展時，雲簇中之中尺度對流系統(Mesoscale Convective System, MCS)常伴隨中尺度對流渦旋(Mesoscale Convective Vortices, MCV)出現在中層；這些中層 MCV 會彼此互繞並合併渦度，逐漸形成一個集中的渦度區，使擾動逐漸增強。Hendricks et al. (2004)和Montgomery et al. (2006)更進一步指出，當初始擾動發展至一定強度後，系統對流區低層開始有旋轉性的對流上升區出現，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)。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，最後終究形成一夠強之位渦核(PV core)，使擾動能增強至熱帶氣旋強度。

本研究目的在探討於季風環流圈影響下之熱帶氣旋形成過程，尤其是重要的中尺度過程及其在熱帶氣旋形成中所扮演的角色。雖然在季風環流圈中形成之熱帶氣旋只占西北太平洋全部熱帶氣旋的 3% (Richie and Holland, 1999)，但此類颱風似常有較大暴風半徑，且較易於外圍伴隨劇烈中尺度對流。本研究將挑選 2000~2009 年間所有季風環流圈個案，並分析其中之渦度集中與熱帶氣旋形成過程，並探討重要物理機制。本文第二節將透過網格資料及觀測資料挑選季風環流圈個案並分析其綜觀特徵；第三節及第四節則以數值模式分別對 2004 年與 2006 年兩次季風環流圈中形成雙颱風的過程進行模擬分析，並進一步探討在季風環流圈中之熱帶氣旋形成機制。最後一章為則為討論與總結。

二、季風環流圈之挑選與初步分析

(一) 季風環流圈之挑選

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，使用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最佳路徑資料(http://www.usno.navy.mil/NOOC/nmfc-ph/RSS/jtwc/best_tracks/wpindex.php)。分析時將最大風速達 25 kt 且其後風速持續增加的時間點，定為形成參考點(Lee et al., 2006)，簡稱為形成點。本研究亦使用 NCEP-FNL (National Centers for Environmental Prediction/Global Forecasting System/Final)的網格資料計算及分析大氣環境特徵；NCEP-FNL 時間解析度為 6 小時，空間解析度為 1 度×1 度經緯網格，26 層垂直層。在衛星資料方面，本研究使用 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) GridSat (Gridded Satellite) IR1 (雲頂亮度溫度， T_b) 資料以及 QuikSCAT (Quick Scatterometer)海表面風場資料進行分析。GridSat IR1 空間範圍為南緯 70 度至北緯 70 度、時間解析度為 3 小時，空間解析度為 0.07 度×0.07 度；QuikSCAT 海表面風場資料空間解析度為 0.5 度×0.5 度，約每 12 小時觀測一次。

Lander (1994)指出西北太平洋夏季，有時會在季風槽之東側，獨立形成一空間及時間尺度較大之低壓環流，並有利熱帶氣旋連續形成；此種環流系統出現頻率約為兩年一次。因此本研究參考 Lander (1994)之方法，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。本研究使用之季風環流圈定義如下：

1. 低層橢圓形低壓環流，系統短軸與長軸比應大於 0.5。

2. 海平面氣壓之最外圍封閉等壓線及 850hPa 流線場中之低壓環流，長軸長需大於 2500 公里。
3. 在低壓環流西側，有南北向的低層高壓脊，分隔季風槽與季風環流圈。
4. 低壓環流區須有持續的對流雲系。
5. 滿足上述條件之時間需大於五天以上。

根據上述篩選條件，2000 至 2009 年間西北太平洋地區共曾出現 6 個季風環流圈，並有 10 個熱帶氣旋於其中形成，占 10 年間總熱帶氣旋個案數（290 個）的 3.44%（表 1）。由於這些個案分別發生於 2001 年 8 月、2004 年 6 月、2006 年 8 月、2006 年 10 月、2009 年 8 月、及 2009 年 9

月，故以 MG-2001AUG、MG-2004JUN、MG-2006AUG、MG-2006OCT、MG-2009AUG、及 MG-2009SEP 簡稱之。六個季風環流圈中有四個季風環流圈皆伴隨兩個熱帶氣旋連續形成，分別為 2004 年 Mindulle 颱風和 Tingting 颱風（圖 1，a 與 b）、2006 年 Bebinca 颱風和 Rumbia 颱風（圖 1，c 與 d）、2009 年 Goni 颱風和 Morakot 颱風（圖 1，e 與 f）以及 2006 年 Saomai 颱風和 Bopha 颱風。而 2009 年 Dujan 颱風（圖 2，a 與 b）及 2001 年 Pabuk 颱風（圖 2，c 與 d）則屬單一季風環流圈形成單一熱帶氣旋之情況。值得一提的是，2006 年之 Bopha 颱風及 Bebinca 颱風與 2009 年 Morakot 颱風於形成前皆未發佈熱帶氣旋生成警

表 1 2000~2009 年於季風環流圈中形成之熱帶氣旋資訊，灰/白網底標示形成於同一季風環流圈中之熱帶氣旋個案。R15_{TS} 及 R15_{TY} 為 Lee et al. (2010)所計算之熱帶風暴及颱風 15 m/s 暴風半徑，粗體字標示 R15_{TS} 或 R15_{TY} 為 Lee et al. (2010)所有樣本中前 33%者。

颱風名稱	季風環流圈 代號（形成時間）	颱風形成時間	形成 時差	形成 經度	形成 緯度	R15 _{TS} （度）	R15 _{TY} （度）
PABUK	MG-2001AUG (2001 8/11 00Z)	2001 8/13 06Z	-	145.6	17.5	5.7	4.8
MINDULLE	MG-2004JUN	2004 6/23 06Z	42 hr	143.5	16.2	1.8	3.4
TINGTING	(2004 6/20 12Z)	2004 6/25 00Z		153.3	11.6	2.4	4.4
SAOMAI	MG-2006AUG	2006 8/04 18Z	24 hr	149.5	8.8	1.0	1.3
BOPHA	(2006 8/1 12Z)	2006 8/05 18Z		132.0	21.2	1.2	-
BEBINCA	MG-2006OCT	2006 10/03 06Z	36 hr	132.6	17.2	5.4	-
RUMBIA	(2006 9/30 00Z)	2006 10/04 18Z		152.3	22.7	-	-
GONI	MG-2009AUG	2009 8/02 06Z	36 hr	117.6	17.3	1.4	-
MORAKOT	(2009 7/29 12Z)	2009 8/03 18Z		136.0	21.2	3.5	4.6
DUJUAN	MG-2009SEP (2009 9/01 06Z)	2009 9/03 18Z	-	128.8	17.2	2.7	-

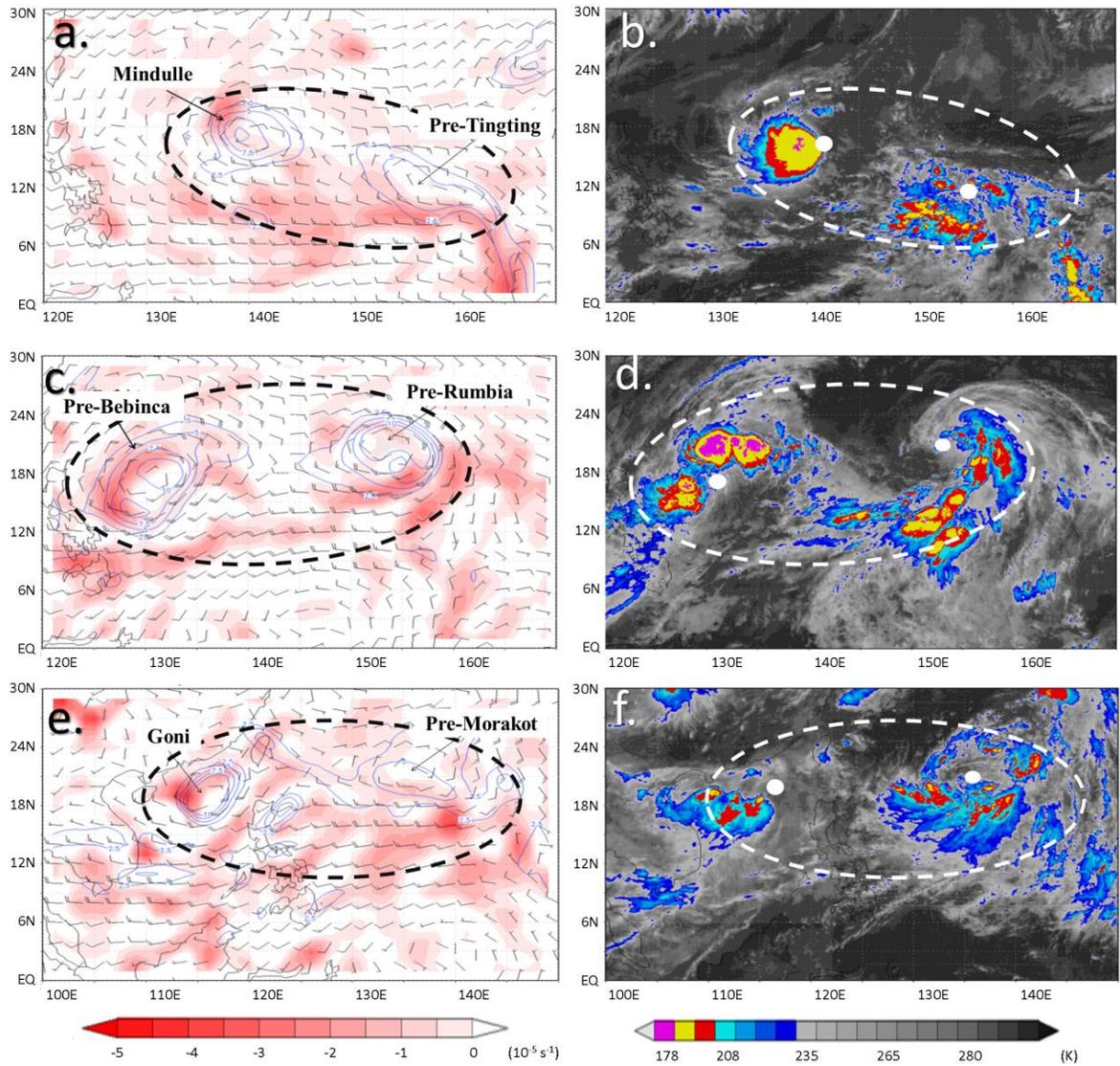


圖 1 (a 與 b) 2004 年 6 月 24 日 0000UTC 之(a) NCEP-FNL 850hPa 風場 (m/s, 風標)、輻散場 ($10^{-5}s^{-1}$, 如左下色階)、及渦度場 (等值線, $10^{-5}s^{-1}$) 與(b)紅外線衛星雲圖 (K, 如右下色階)。圖中粗虛線約略標示季風環流圈之位置；圖(a)中標籤與箭頭指出形成於季風環流圈中之熱帶擾動或颱風，圖(b)白點為根據圖(a)所標記之系統環流中心。(c 與 d) 同 (a 與 b) 但為 2006 年 10 月 3 日 1800UTC, Bebinca 颱風及 Rumbia 颱風所形成於之季風環流圈。(e 與 f) 同 (a 與 b) 但為 2009 年 8 月 3 日 0600UTC, Goni 颱風及 Morakot 颱風所形成於之季風環流圈。

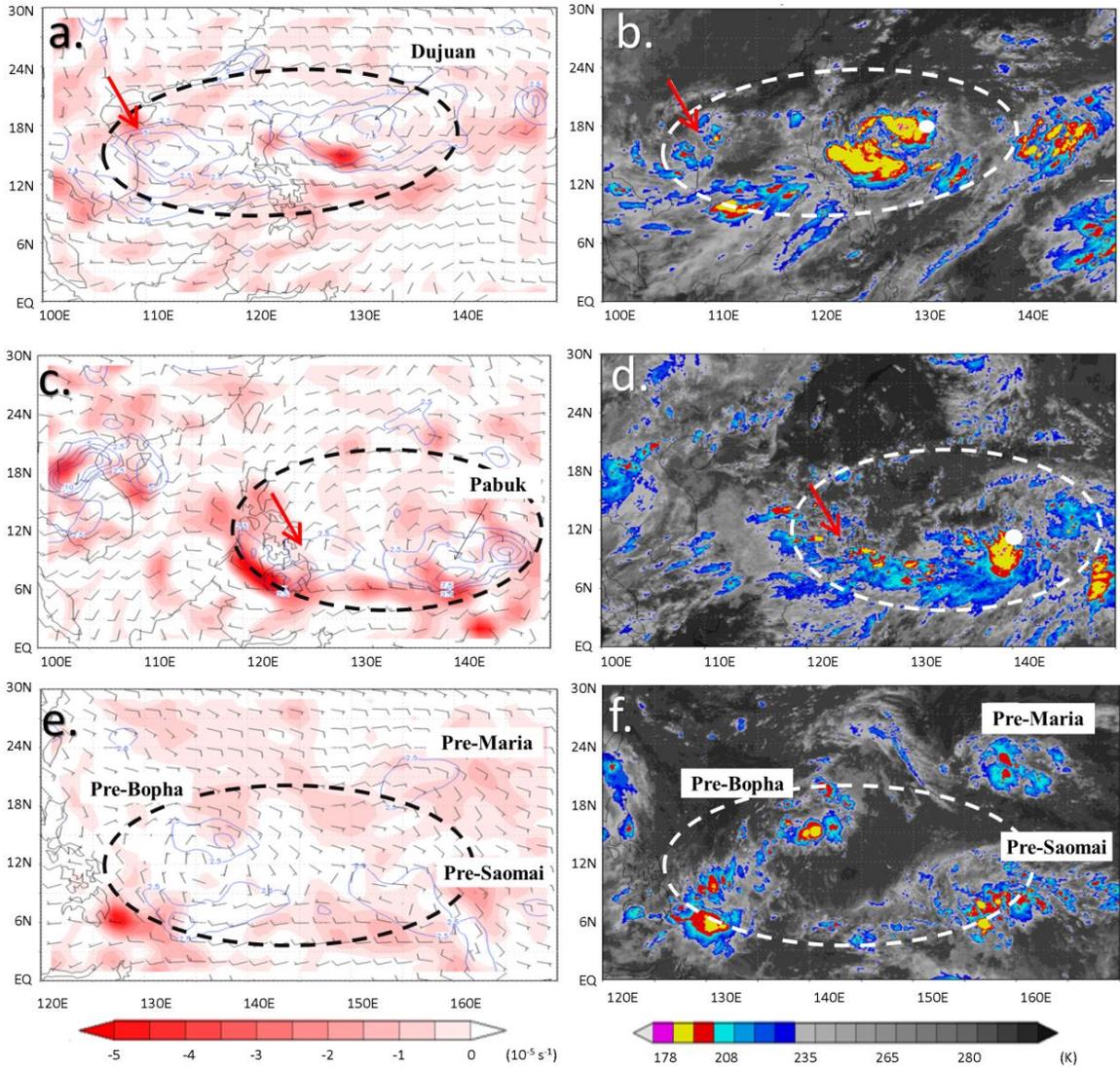


圖2 (a與b) 2009年9月2日1800UTC之(a)NCEP-FNL 850hPa風場(m/s, 風標)、輻散場($10^{-5}s^{-1}$, 如左下色階)、及渦度場(等值線, $10^{-5}s^{-1}$)與(b)紅外線衛星雲圖(K, 如右下色階)。圖中粗虛線約略標示季風環流圈之位置;圖(a)中黑色標籤(紅色箭頭)指出形成於季風環流圈中颱風(未發展之熱帶擾動),圖(b)白點為根據圖(a)所標記之系統環流中心。(c與d)同(a與b)但為2001年8月11日0600UTC, Pabuk 颱風所形成於之季風環流圈。(e與f)同(a與b)但為2006年8月2日0600UTC, Bopha 颱風及 Saomai 颱風所形成於之季風環流圈。

告(TCFA)，佔季風環流圈中形成熱帶氣旋的30%。相較於2000至2009年間所有颱風中僅有9%於形成前未發佈TCFA，季風環流圈環境下所形成之熱帶氣旋在實際預報作業上有較高比例無法事先預期，值得進一步分析及研究。

(二) 個案分析

分析 NCEP-FNL 資料及紅外線衛星雲圖顯示，MG-2004JUN (圖 1, a 與 b)、MG-2006OCT (圖 1, c 與 d)、及 MG-2009AUG (圖 1, e 與 f) 中東西兩側皆有兩個渦度擾動，相距約 2000 公里遠，季風環流圈南側之輻合場亦較北側顯著。另外，這三個季風環流圈中東西兩個渦度擾動最終皆形成熱帶氣旋(表 1)；Mindulle 颱風與 Tingting 颱風在 MG-2004JUN 中形成，形成時間相距 42 小時；Bebinca 颱風與 Rimbi 颱風 a 在 MG-2006OCT 中形成，形成時間相距 36 小時；Goni 颱風與 Morakot 颱風在 MG-2009AUG 中形成，形成時間相距 36 小時。MG-2009SEP (圖 2, a 與 b) 及 MG-2001AUG (圖 2, c 與 d) 則屬於一個季風環流圈形成一個熱帶氣旋的季風環流圈個案。值得注意的是這兩個季風環流圈東西兩側同樣有兩個渦度擾動，但西側之渦度擾動分別受中南半島或菲律賓地形影響，而無法發展成熱帶氣旋。MG-2006AUG (圖 2, e 與 f) 則是較特殊的季風環流圈個案，除了季風環流圈東側的 Saomai 颱風和西側的 Bopha 颱風有發展至熱帶氣旋強度外，因受到東風波移入之影響，季風環流圈北側另有一 Maria 颱風形成。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 渦度場之

北緯 5~20 度緯向平均，分析其隨時間的變化(圖 3)。結果顯示 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 MG-2004JUN (圖 3a)；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數百公里的強渦度區。西側的強渦度區形成 Mindulle 颱風；並於 42 個小時內延伸至東側並集中成另一強渦度區，形成 Tingting 颱風。在 2006 年 10 月上旬，季風環流圈 MG-2006OCT (圖 3b) 於西側及東側先後集中成兩個強渦度區，西側擾動，形成 Bebinca 颱風；而東側擾動則於西側形成 36 小時後，在東側形成另一熱帶氣旋 Rumbia 颱風。

而在 2009 年 Goni 颱風和 Morakot 颱風所形成之 MG-2009AUG (圖 3c, 注意虛線方框標示菲律賓地形所在經度) 中，同樣有一西移之正渦度區，並且於南海及台灣東南方海面上，先後形成兩個熱帶氣旋；同樣在 Dujuan 颱風所形成之 MG-2009SEP 中 (圖 3d)，季風環流圈西側亦有另一低壓擾動形成，雖然此低壓擾動較杜鵑之前期低壓擾動早形成，但應形成初期太接近陸地，故在杜鵑颱風形成後 5 天方於季風環流圈西側(杜鵑颱風西側)發展至熱帶氣旋強度。雖然 MG-2009AUG 及 MG-2009SEP 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 Goni 初始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。

整體來說，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，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

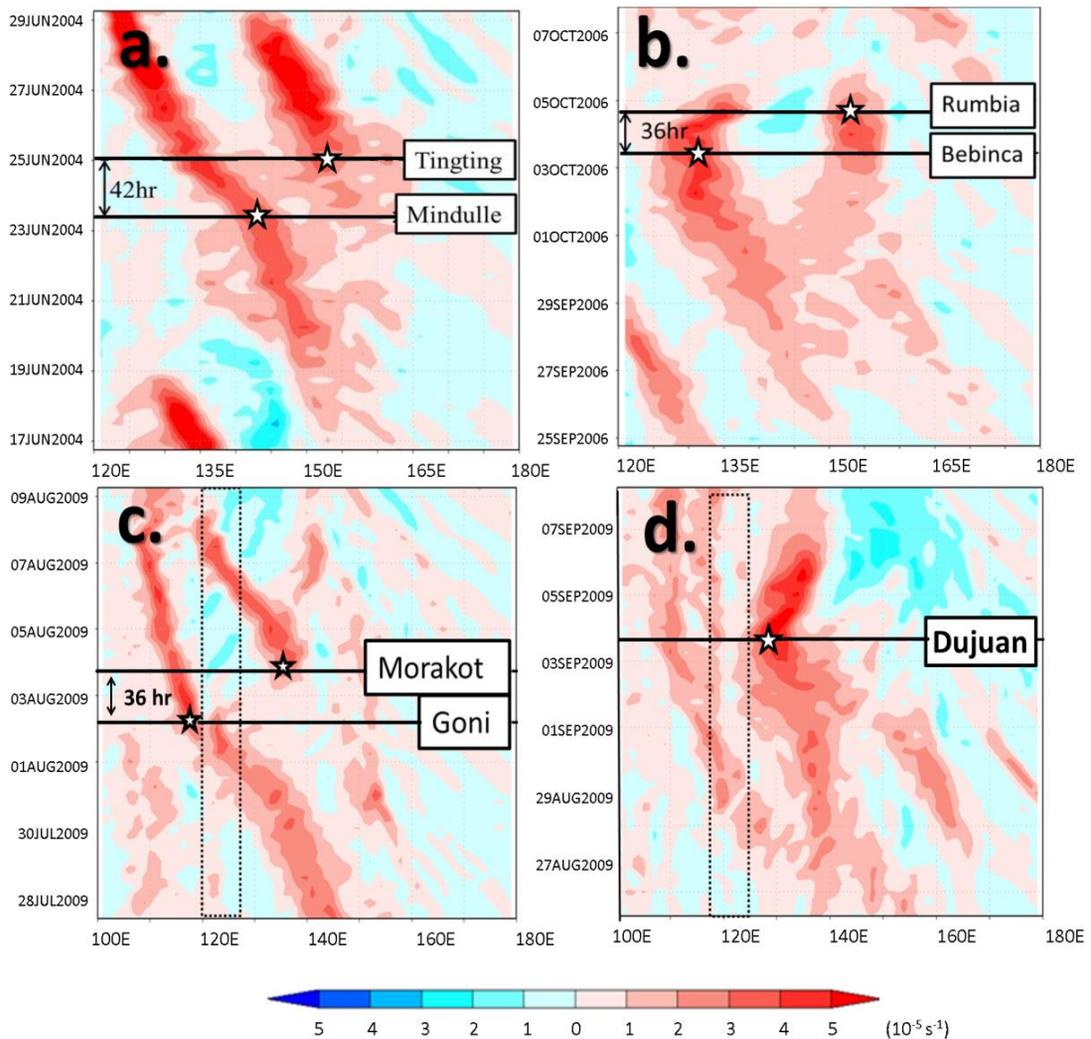


圖 3 (a) 2004 年 Mindulle 颱風及 Tingting 颱風形成期間之 850hPa 緯向平均 ($5^{\circ}N \sim 20^{\circ}N$) 渦度場 ($10^{-5} s^{-1}$, 如左下色階) 之哈默圖, X 軸為經度、Y 軸為時間。(b) 同(a), 但為 2006 年 Bebinca 颱風及 Rumbia 颱風形成期間。(c) 同(a), 但為 2009 年 Goni 颱風及 Morakot 颱風形成期間。(d) 同(a), 但為 2009 年 Dujan 颱風形成期間。圖中之星號與黑線標記颱風形成之時間與經度, 雙箭頭標記兩颱風形成時間之差異, 虛線方框為台灣與菲律賓地形所在之範圍。

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渦度擾動, 並伴隨強對流於此二處集中, 若無不利條件情況下, 將逐漸增強並形成熱帶氣旋。而接連形成的兩個熱帶氣旋中心通常距離約 20 個經度。另外, 表 1 中亦列出六個季風環流圈之

形成時間, 季風環流圈約在季風環流圈中第一個颱風形成前之 3 天左右達到本研究之篩選標準。故一般而言, 在西北太平洋夏季季風槽盛行期間, 一季風環流圈率先形成, 而後在環流圈內有熱帶氣旋形成, 隨後其東側又另有一熱帶氣旋形成之過程時間約為一周左右。

由於季風環流圈環境下所形成之颱風常在富有低層渦度之環境下發展，故本研究亦想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。本研究根據 Lee et al. (2010)，利用 QuikSCAT 海表面風場計算熱帶氣旋在熱帶風暴 (TS)及颱風(TY)時期之 15 m/s 暴風半徑。Lee et al. (2010)將 1999~2005 年所有在西北太平洋地區形成的熱帶氣旋分成小中大三類，在熱帶風暴強度時，小於 1.1 度為半徑小的 TS；大於 1.8 度為半徑大的 TS。達到颱風強度時，小於 1.8 度為半徑小的 TY；大於 2.6 度為半徑大的 TY。結果顯示(表 1)，除 2006 年 Saomai 颱風和 Bopha 颱風 (MG-2006AUG 伴隨三個熱帶氣旋形成)、及 2009 年 Goni 颱風(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)在 TS 及 TY 階段暴風半徑較小外，其餘個案皆為暴風半徑較大之個案(前 33%)。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。

三、2004 年 Mindulle 颱風及 Tingting 颱風之形成過程

(一) WRF 模式之設定與校驗

透過分析衛星觀測資料及模式網格資料有助於了解在季風環流圈環境下形成之熱帶氣旋之綜觀環境場特徵以及對流雲系分布，但受限於海洋地區的觀測資料不足，仍無法呈現完整的熱帶氣旋形成之過程。故本研究選取在 MG-2004JUN 及 MG-2006OCT 中形成之兩組不受地形影響之熱帶氣旋，利用 Weather Research and Forecasting Model (WRF 模式)進行模擬分析，本章先探討 2004 年 Mindulle 颱風和 Tingting 颱風在季風環流圈下之形成過程。

研究過程中使用不同初始時間、初始資料、網格設計和物理參數化針對 MG-2004JUN 進行模擬，並選擇最接近真實熱帶氣旋的模擬結果為控制組並進行分析和討論。控制組模擬自 2004 年 6 月 21 日 0000UTC 開始積分 120 小時至 26 日 0000UTC 結束。網格設計採用三層巢狀網格，解析度分別為 45、15 和 5 公里，涵蓋範圍分別為 10530 公里×8145 公里(234 點×181 點)、6495 公里×4965 公里(433 點×331 點)、及 3335 公里×1640 公里(667 點×328 點)，而時間步長各為 180、60、及 20 秒，垂直方向使用 η 座標，共 28 層。物理參數化方面，雲微物理參數化採用 WSM5 法、積雲參數化使用 Kain-Fritsch scheme、邊界層參數化採用 Yonsei University scheme、長波參數化採用 Rapid Radiative Transfer Model、短波參數化採用 Dudhia scheme，其中第三層不使用積雲參數法。

比較模式積分 24 小時之 850hPa 環境風場和 NCEP-FNL 環境風場顯示(圖 4a 與 b)，模擬之擾動環流中心位於東經 143 度、北緯 12 度，而季風環流圈南側伴隨有一東西約 2500 公里之強風區(> 13 m/s)，分析 NCEP-FNL 亦有相似特徵。但因網格解析度的差異，模式所模擬之季風環流圈強風區風速偏強約 5m/s。若比較積分 60 小時之模式模擬 10 米風場與 QuikScat 海表面風場顯示(圖 4c 與 d)，WRF 模式合理模擬 Mindulle 颱風(於 6 月 23 日 000UTC，模式積分第 60 小時形成)形成初期之低層環流特徵，包含颱風中心東西側之風速不對稱、及颱風南側 500 至 1000 公里之大範圍西風季風。而比較同時間之模擬雲頂溫度與同步衛星觀測雲頂溫度則顯示(圖 4e 與 f)，Mindulle 颱風中心西側的強對流與外圍的帶狀對流也可以在模擬中清楚呈現。另一方面，在

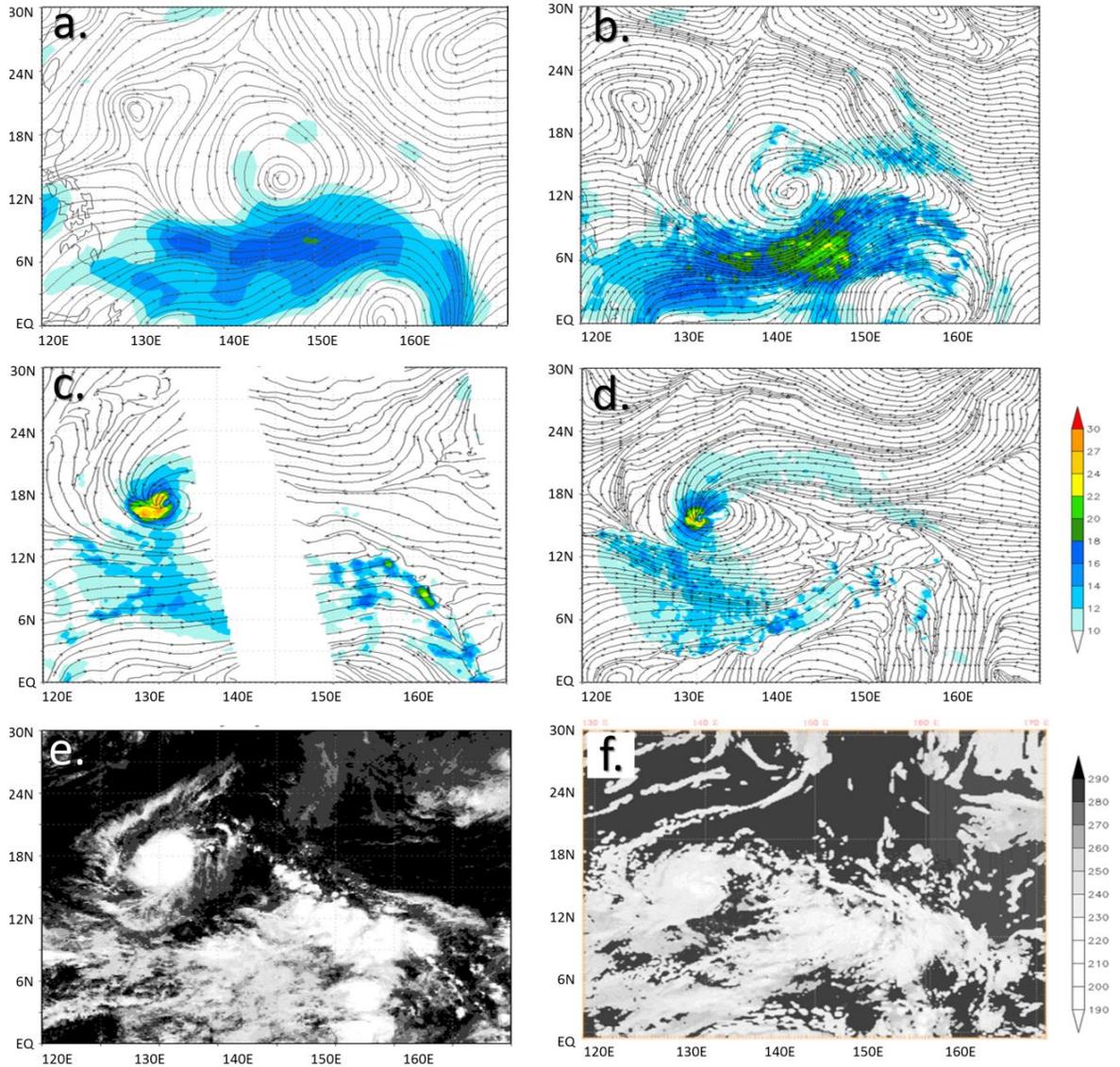


圖 4 WRF 模式模擬結果之校驗。(a、c、及 e) 為重分析與觀測資料，(b、d、及 f) 為 WRF 模式模擬結果。(a) 2004 年 6 月 22 日 0000UTC 之 NCEP-FNL 850 hPa 風場 (m/s, 右側色階) 及流線場。(c) 2004 年 6 月 23 日 1200UTC 之 QuikSCAT 海平面風場 (m/s, 右側色階) 與流線場。(e) 2004 年 6 月 23 日 1200UTC 之 IR1 雲頂溫度 (K, 右下色階)。(b、d、及 f) 如 (a、c、及 e) 但為對應時間 (模式模擬 24 小時與 60 小時) 之 WRF 模擬結果。

季風環流圈東側 Tingting 颱風形成前的大範圍對流雲簇也相當類似。整體而言，模式能掌握颱風形成前季風環流圈之綜觀環境特徵。

由於 JTWC 未提供熱帶氣旋形成前之完整資料，故本研究比較日本氣象廳地面天氣分析圖之海平面最低氣壓與模擬之海平面最低氣壓以了解模式對 Mindulle 颱風及 Tingting 颱風形成前之掌握情況（圖 5）。結果顯示，Mindulle 颱風在形成時的中心氣壓為 993 hPa 較分析值 997 hPa 低，但整體趨勢在形成及發展過程是相似的；Tingting 颱風在形成前後中心氣壓都比觀測值低。這樣的差異應是受限於海上觀測資料之不足，在形成前若無觀測，只能透過同步衛星及船舶資料來推估其中心風速及氣壓。另一方面，先形成的 Mindulle 颱風其增強速度比較快，而在東側後形成的 Tingting 颱風其氣壓下降速度緩慢。圖 6 為 WRF 模式模擬之 Mindulle 颱風及 Tingting 颱風形成期間之 850hPa 緯向平均(10°N~18°N)渦度場與雷達迴波之哈默圖；與圖 3(a)比較顯示，兩熱帶擾動在達形成參考點後（2004 年 6 月 23 日 0600 UTC 及 2004 年 6 月 25 日 0000 UTC）渦度值及對流活動皆有增加之趨勢。值得注意的是於季風環流圈西側（東側）形成之 Mindulle (Tingting) 颱風所伴隨之對流有偏向系統中心西側（東側）之不對稱分布特徵（圖 6 等值線）。進一步比較兩颱風達形成參考點時之中尺度對流特徵（圖 7）顯示，WRF 模式掌握了初始擾動發展為熱帶氣旋時之中尺度對流爆發過程，Mindulle 颱風伴隨低層環流中心西側活躍且集中之對流，而 Tingting 颱風則伴隨低層環流中心東側（南側）之近中心對流（外圍對流）活動。整體而言，模式掌握了兩個颱風的發展趨勢，故本研究在後續分析中使用模擬第 54 hr (96 hr) 做為 Mindulle (Tingting) 颱風

之形成參考點。

(二) Mindulle 颱風與 Tingting 颱風形成過程分析

本研究進一步利用模擬資料，分析 Mindulle 颱風與 Tingting 颱風之形成過程，並著重分析兩個颱風形成期間渦度擾動組織的過程及對流活動可能扮演的角色。本研究使用模擬第 54 hr (96 hr) 做為 Mindulle (Tingting) 颱風之形成參考點。

模式積分 12 小時（圖 8 a、b、與 c），於東經 140°E~155°E、北緯 5°N~10°N 850 hPa 有一明顯強風區，最大風速約為 22~24 m/s，在強風軸的北側及東側伴隨有明顯的對流。對流拉伸所造成的許多局部強渦度區分布於季風環流圈環流中心南側，並往東西方向延伸呈帶狀分布。24 小時後（積分 36 小時，圖 8 d、e、與 f），Mindulle 初始擾動在季風環流圈環流中心建立，具 300 公里左右之渦度核(vorticity core)且封閉流線場較 24 小時前更為顯著，原本季風環流圈南側之東西向對流區（強風區）向南遠離擾動中心。然而在擾動西北側，有一條南北走向的深對流帶建立並伴隨擾動西北側的風速增強。模式積分第 48 小時（圖 8 g、h、與 i），位於擾動中心西側的強對流持續發展，擾動中心渦度核尺度增加至約 500 公里，西側最大風速約為 27~30 m/s。雖然伴隨此渦度擾動之對流與風速都顯著不對稱，但系統仍持續發展，6 小時後（23 日 0600 UTC），Mindulle 颱風於 140°E、15°N 附近形成熱帶氣旋。

另一方面，模式積分第 36 小時（圖 8 d、e、與 f）季風環流圈東側與東風合流處形成東南—西北走向的對流帶（渦度帶）。至第 48 小時（圖 8 g、h、與 i），合流區與季風環流圈南側強風區出區接近，使季風環流圈東側出現大範圍對流。積分 72

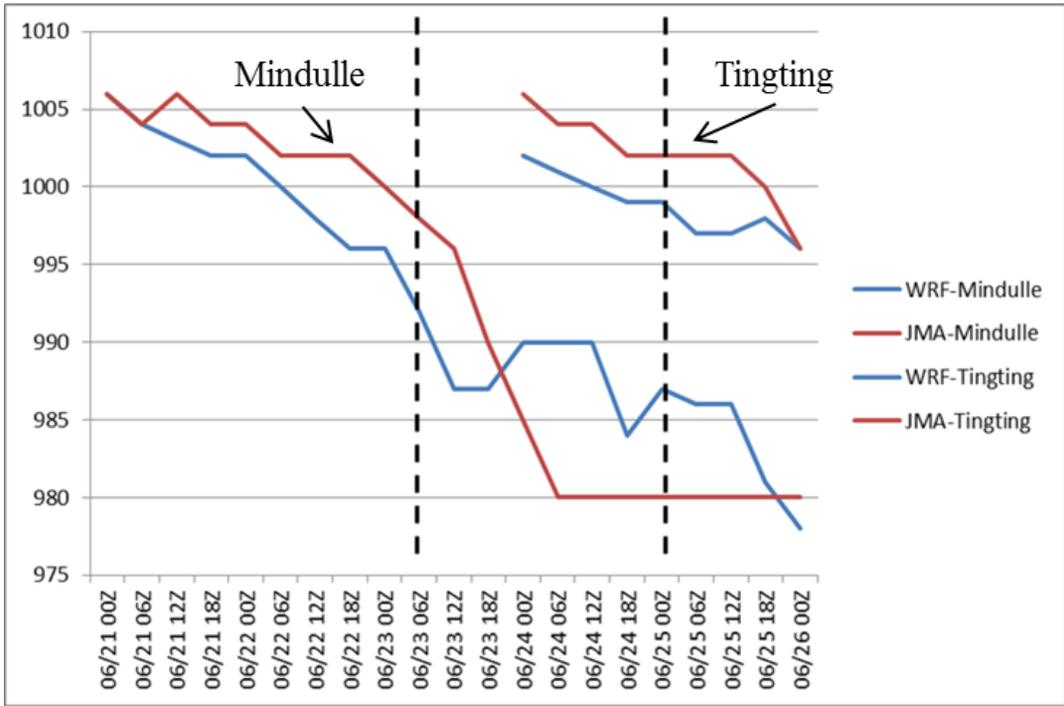


圖 5 日本氣象廳分析之颱風近中心最低氣壓（紅線，hPa）及 WRF 模式模擬之海平面最低氣壓（藍線，hPa）之時間序列。左側（右側）虛線標示 Mindulle（Tingting）颱風之形成時間。

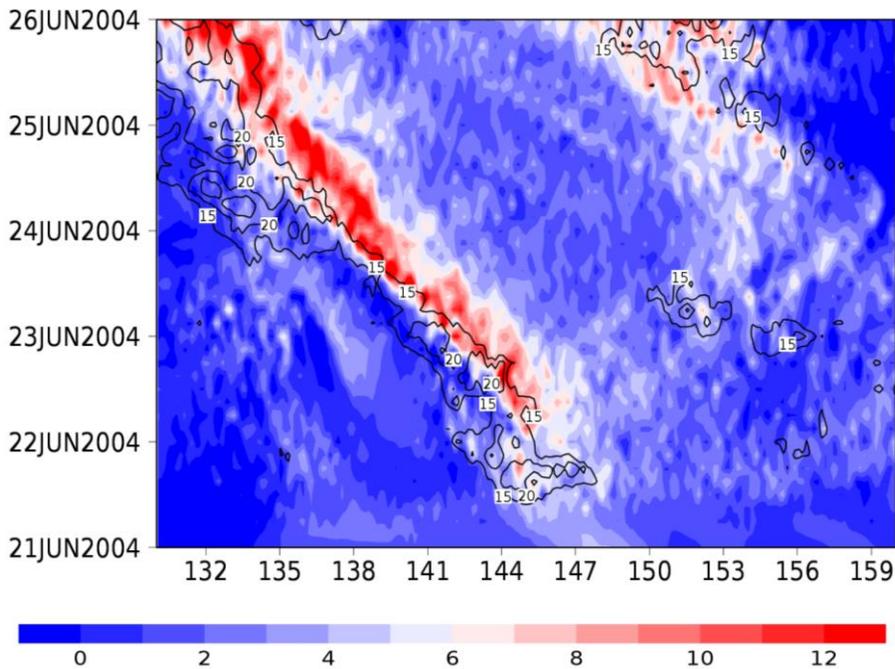


圖 6 WRF 模式模擬之 Mindulle 颱風及 Tingting 颱風形成期間之 850hPa 緯向平均（10°N~18°N）渦度場（ $10^{-5}s^{-1}$ ，如下方色階）與雷達迴波（dBZ，等值線）之哈默圖，X 軸為經度、Y 軸為時間。

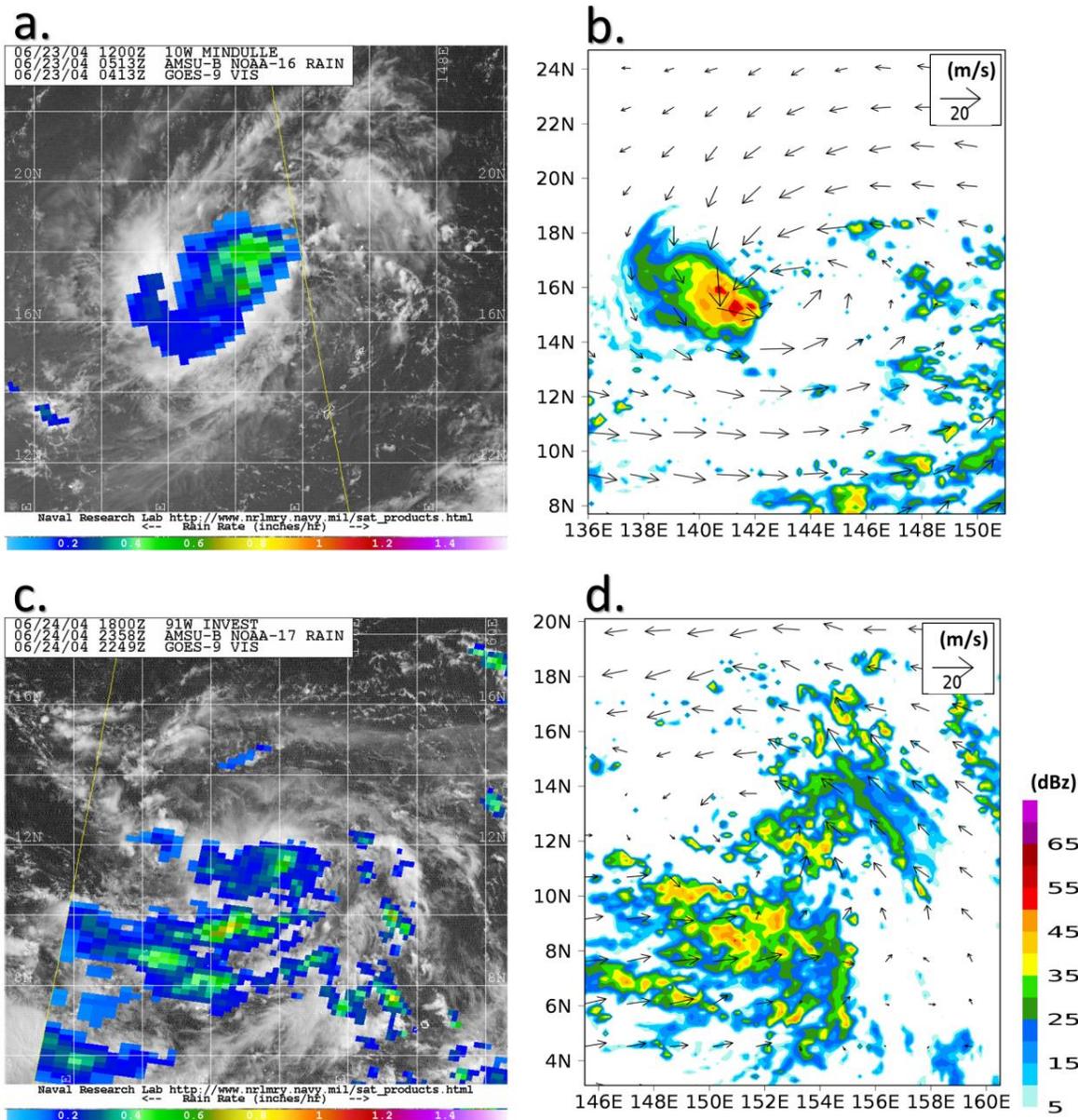


圖 7 (a) 2004 年 6 月 23 日 0513UTC (Mindulle 颱風形成參考點) 之 AMSU 微波頻道衛星觀測之降雨率與紅外線衛星雲圖 (取自美國海軍實驗室颱風網頁: <http://www.nrlmry.navy.mil/TC.html>)。 (b) 對應時間之 WRF 模式模擬雷達迴波 (dBZ, 如右下色階) 與地面風場 (如圖右上風標)。 (c 與 d) 同 (a 與 b), 但時間為 2004 年 6 月 24 日 2358UTC (Tingting 颱風形成參考點), 另須注意 (d) 圖為較 (c) 圖晚 3 小時之模擬結果。

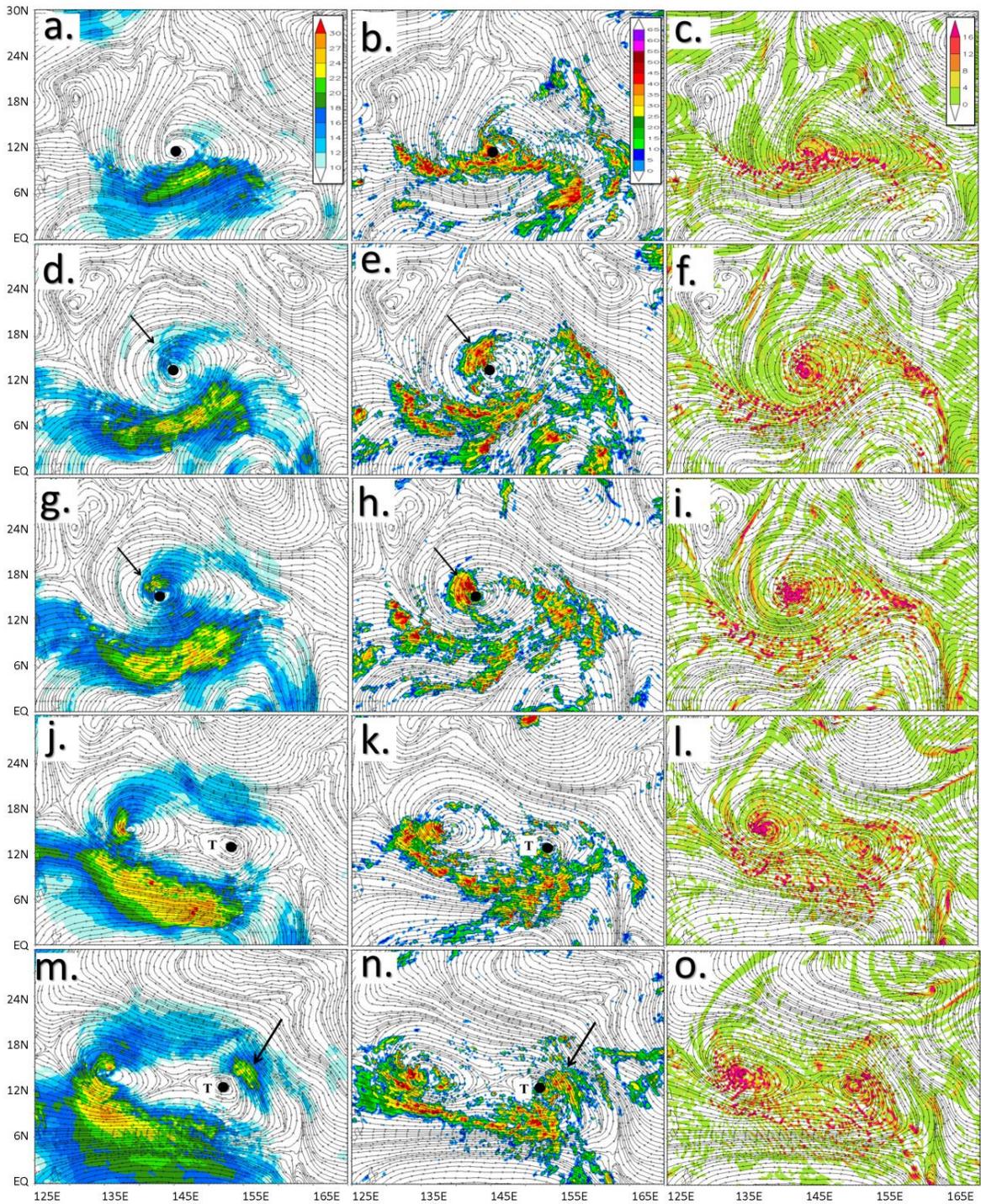


圖8 (a、d、g、j、及m) 模式模擬第12、36、48、72、及96小時之850 hPa風速(m/s, (a)圖色階)及流線場。(b、e、h、k、及n)如(a、d、g、j、及m)但為最大雷達回波值(dBZ, (b)圖色階)及流線場。(c、f、i、l、及o)如(a、d、g、j、及m)但為850 hPa渦度場(10^{-5}s^{-1} , (c)圖色階)及流線場。圖中黑點標記熱帶擾動之低層環流中心, 箭頭則標記中尺度對流爆發之位置。

小時時(圖 8j、k、與 l)，繼 Mindulle 颱風於季風環流圈環流中心形成並西移後，另一 Tingting 初始擾動(圖 8 中標示為“T”)於季風環流圈東側形成，具有約 500 公里之封閉流線區。在積分第 96 小時(圖 8m、n、與 o)，Tingting 颱風於 152.5°E、12°N 形成，分析的 72~96 小時之對流活動則顯示，Tingting 初始擾動形成後，東西風合流區(季風環流圈強風區出區)即向西南(南)方遠離擾動中心，而在擾動中心東北側發展之明顯對流(伴隨風速增加至 22 m/s)，似對 Tingting 颱風之形成有重要貢獻。

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(Lee, 1989)。為了解熱帶氣旋在季風環流圈中之形成過程，以模擬之 850hPa 環流中心定義為擾動中心，透過圓柱座標轉換，計算各層切向風及徑向風，並計算南半圓及北半圓之平均切向風分析颱風形成過程。Mindulle 颱風形成前 42 小時(圖 9a 與 b)，南北半圓切向風場有明顯南北風速差異，南側以季風環流圈之強風為主，位於擾動中心 300~800 公里並在 500hPa 以下，北側沒有明顯之強風速區存在。然而在 Mindulle 颱風形成前 18 小時(圖 9c 與 d)，因季風環流圈強風區與擾動中心分別向南北分離，南側之最大切向風距離中心大於 600 公里；值得注意的是，颱風北側 300 公里內因擾動中心西側之對流活動(圖 8e 與 h)，有顯著切向風建立並向上發展至 300hPa。當 Mindulle 颱風達形成參考點時，最大切向風已向中心集中至 100 公里以內，低層入流及高層外流明顯(圖未示)，在南北兩側近中心之切向風速差異減小，由南北不對稱之切向風，逐漸轉為近中心軸對稱之風場(圖 9e 與 f)，但南北之不對稱性仍然顯著。

針對 Tingting 颱風之形成過程，本研究比較東半圓及西半圓之切向風風場剖面來分析其結構變化。在 Tingting 颱風形成前 24 小時(圖 10a 與 b)東西半圓之強切向風皆分佈於距離中心 400~800 公里、500hPa 以下。12 小時後(圖 10c 與 d)，東側之切向風速明顯增強，範圍往中層延伸。在 Tingting 颱風達形成點時(圖 10e 與 f)，東側風速有顯著增強(分佈於 200~400 公里)且風速區有顯著之垂直延伸，。西側風速亦因軸對稱化過程在 200~300 公里之低層有增加趨勢。

本章結果顯示，於 MG-2004JUN 季風環流圈西側先形成之 Mindulle 颱風之初始擾動在季風環流圈南半部強風軸之北側形成，似與強風軸北側強風切渦度帶伴隨之對流活動有關。後因擾動中心低層環流之建立，強風軸北側之外在強迫條件漸漸遠離擾動中心。而初始擾動之發展則可能與擾動中心西北側之對流爆發有關，此對流爆發似導致颱風切向風強風區之建立與垂直延伸。另一方面，於 MG-2004JUN 季風環流圈東側後形成之 Tingting 颱風之初始擾動則在季風環流圈東側合流區形成，此區亦為季風環流圈南半部強風區之出區。在擾動中心低層環流建立後，外在綜觀強迫條件亦漸漸遠離擾動中心。而 Tingting 初始擾動之發展與 Mindulle 初始擾動有相似之處，皆與低層綜觀環境強迫減弱後近擾動中心之對流爆發有關，但 Tingting 初始擾動之對流爆發是在中心之東南側且距中心較遠。

四、2006 年 Bebinca 颱風及 Rumbia 颱風之形成過程

除利用 WRF 模式模擬分析 MG-2004JUN 中 Mindulle 颱風和 Tingting 颱風之形成過程外，本研究亦針對 MG-2006OCT 中 Bebinca 颱風與

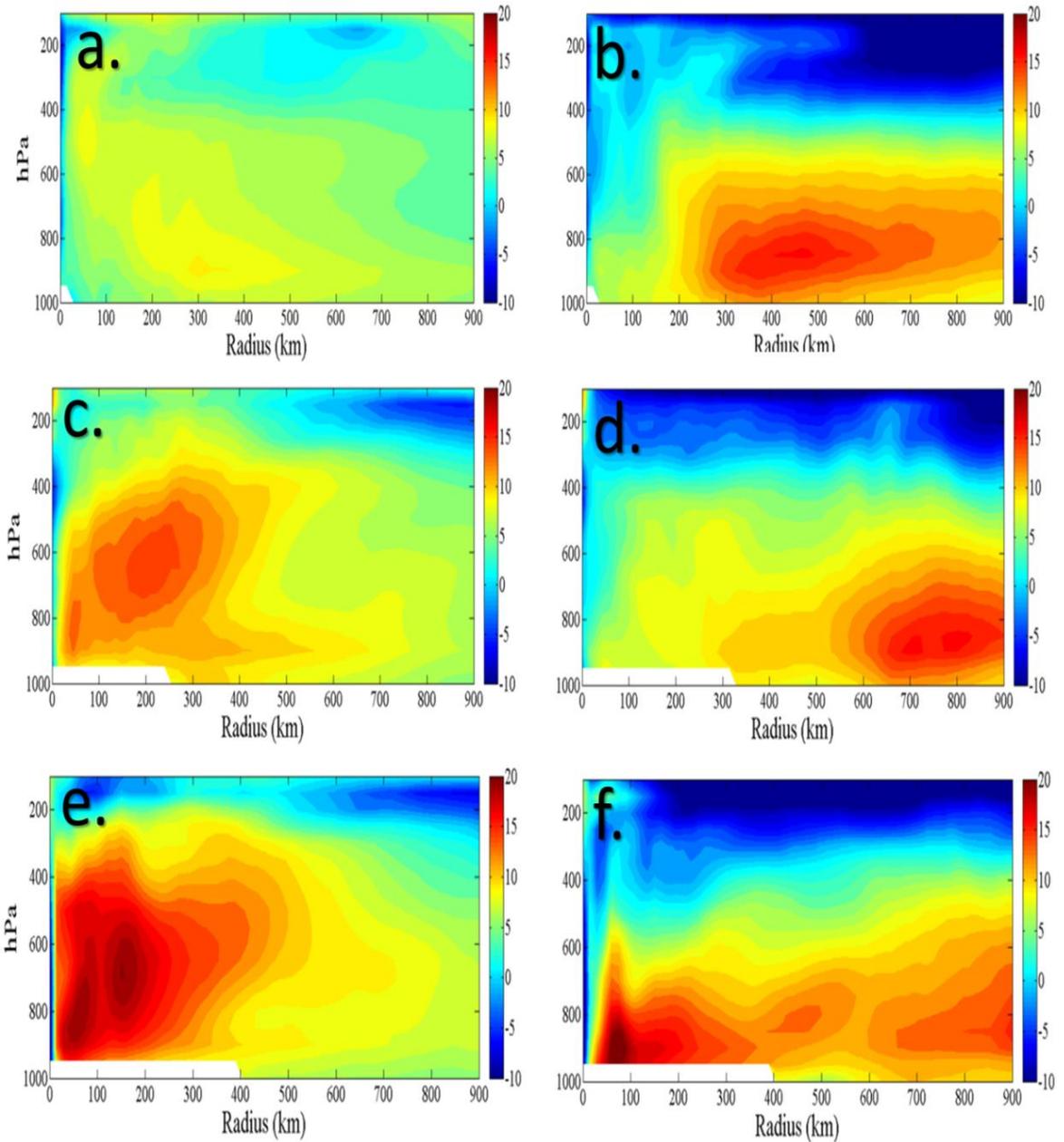


圖 9 2004 年 Mindulle 颱風達形成點 (2004 年 6 月 23 日 06UTC) 前 42 小時(a)、18 小時(c)、及 0 小時(e)之擾動中心北側半圓平均切向風風速 (m/s, 色階) 垂直剖面 (Y 軸為等壓座標), X 軸為距擾動中心的距離(km)。 (b、d、及 f) 如 (a、c、及 e) 但為擾動中心南側半圓平均切向風風速。

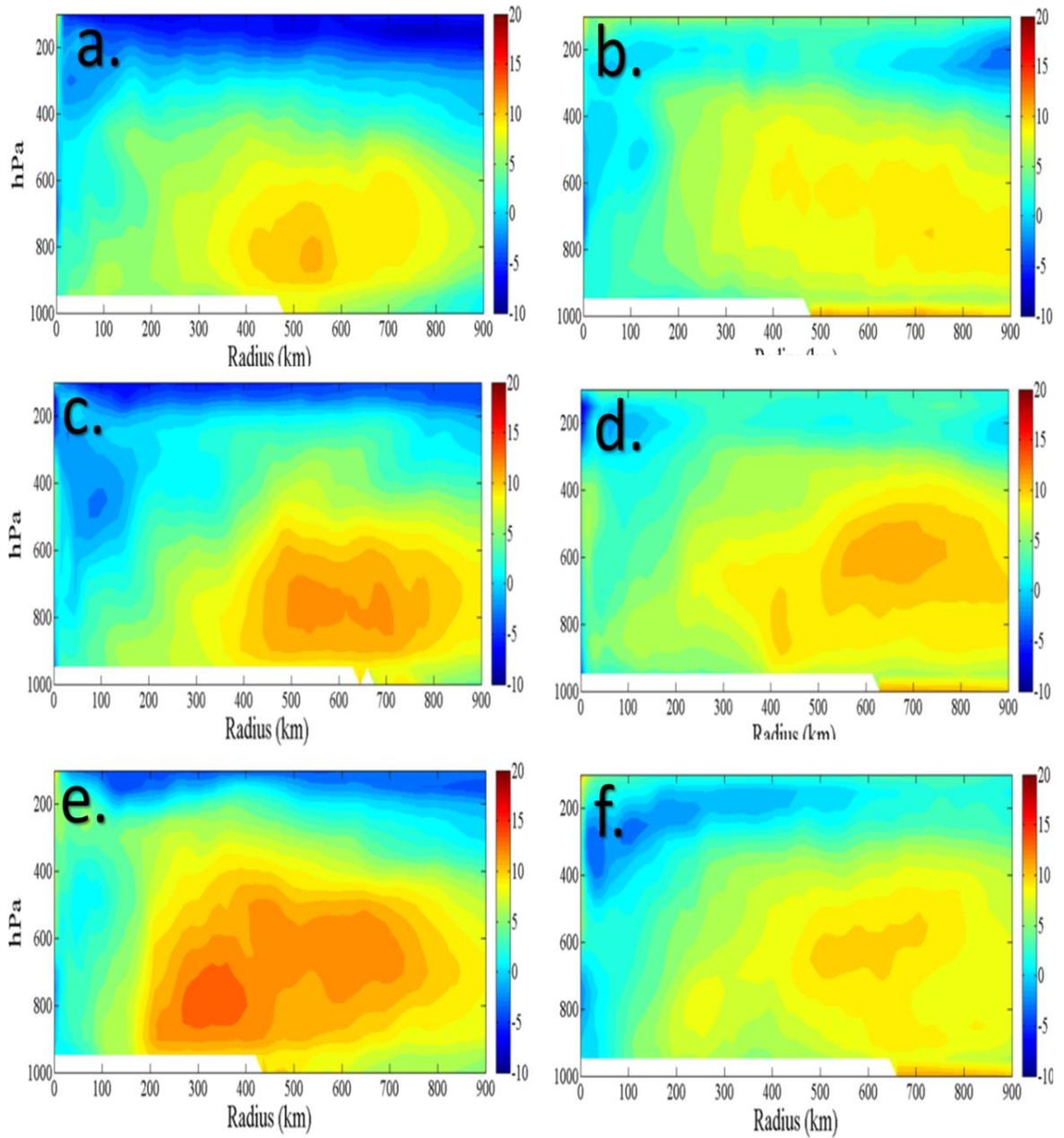


圖 10 2004 年 Tingting 颱風達形成點 (2004 年 6 月 25 日 00UTC) 前 24 小時(a)、12 小時(c)、及 0 小時(e)之擾動中心東側半圓平均切向風風速 (m/s, 色階) 垂直剖面 (Y 軸為等壓座標), X 軸為距擾動中心的距離(km)。 (b、d、及 f) 如 (a、c、及 e) 但為擾動中心西側半圓平均切向風風速。

Rumbia 颱風之形成過程進行模擬分析，並與第三節之結果相互比較。控制組模擬自 2006 年 10 月 2 日 0000UTC 開始積分 96 小時至 6 日 0000UTC 結束，其餘模式設定大致與第三章所述者相同。

WRF 模式對 MG-2006OCT 的掌握大致合理，包括季風環流圈整體 流場配置、南半部強風區之位置與移動、及相關高低壓之演變（圖未示）。圖 11a 為日本氣象廳地面天氣圖之海平面最低氣壓與模擬海平面最低氣壓，比較結果顯示，於季風環流圈西側先形成之 Bebinca 颱風在 2006 年 10 月 3 日 0600UTC（根據 JTWC 路徑資料所訂之形成參考點，模擬第 30 小時）形成時中心氣壓觀測及模擬皆為 990hPa，整體趨勢在形成及發展過程也都相似；而於季風環流圈東側後形成之 Rumbia 颱風在 2006 年 10 月 4 日 1800UTC（根據 JTWC 路徑資料所訂之形成參考點，模擬第 66 小時）形成前的氣壓趨勢也相似，但模式對 Rumbia 颱風形成後之海平面氣壓升高則掌握較差。

圖 11b 與 c 顯示，在積分 12 小時時，季風環流圈可分為西側擾動（先形成之 Bebinca 颱風，圖中代號 B）及東側擾動（後形成之 Rumbia 颱風，圖中代號 R）兩個擾動中心（圖 11b）。環流圈南側有一明顯的強西風區（圖 11c），極值分別位於兩擾動中心的南側，而對流則呈東西向分布於西風區北側之強風區切渦度區（圖未示）。至模擬第 30 小時（圖未示），西側之擾動 B 因中心西（北）側之對流爆發伴隨近中心風速增強，此擾動低層環流增強並逐漸與西風區南北分離，形成 Bebinca 颱風。而至模擬第 60 小時（圖 11d 與 e），即 Rumbia 形成參考點前 6 小時，東側擾動 R 之東側近中心處有活躍之對流發展，所產生之強渦度由中心東（南）側逐漸旋入中心。另外，此時之 Bebinca 颱風對流結構仍然相當不對稱，對流

活動集中於中心北側。比較 MG-2006OCT 與 MG-2004JUN 中之雙颱風形成過程顯示，在季風環流圈環境下颱風初始擾動之形成與綜觀環境強迫作用有關，如季風環流圈南側之強風區。但在擾動中心低層環流建立後，外在綜觀強迫條件將漸漸遠離擾動中心。而西側先形成（東側後形成）之颱風個案之形成則與擾動中心西北側（東南側）之對流爆發有密切關係。

五、總結與討論

雖然熱帶洋面常出現直徑達數百公里之熱帶雲簇，但由於熱帶地區 f 值小且熱帶雲簇相對渦度值小，羅士比變形半徑大，加熱效率低，故熱帶雲簇發展為熱帶氣旋之過程通常牽涉多重尺度過程且具相當程度之隨機性，一向都是颱風研究的重要議題之一。Ritchie and Holland (1999) 指出，西北太平洋有利颱風形成之環境可分為五種類型：季風風切線、季風合流區、季風環流圈、東風波、羅士比波能量頻散。而本研究目的即是分析季風環流圈中之熱帶氣旋形成過程。雖然季風環流圈發生頻率不高（平均約兩年一個），故在季風環流圈中形成之熱帶氣旋僅佔所有西北太平洋熱帶氣旋之 3% (Ritchie and Holland, 1999)，但每個季風環流圈中皆有至少一個熱帶氣旋形成，故仍具研究價值。

本研究利用 NCEP-FNL 網格資料，參考 Lander (1994) 之定義，選取 2000~2009 年間所有西北太平洋之季風環流圈個案。季風環流圈為尺度大於 2500 公里之低壓環流，且此低壓必須與季風槽有所區隔，同時伴隨持續的深對流，並且滿足上述條件達五天以上。結果顯示，2000~2009 十年間共有 6 個季風環流圈，與 Lander (1994) 兩年一個的頻率相近。且所分析之 6 個季風環流圈

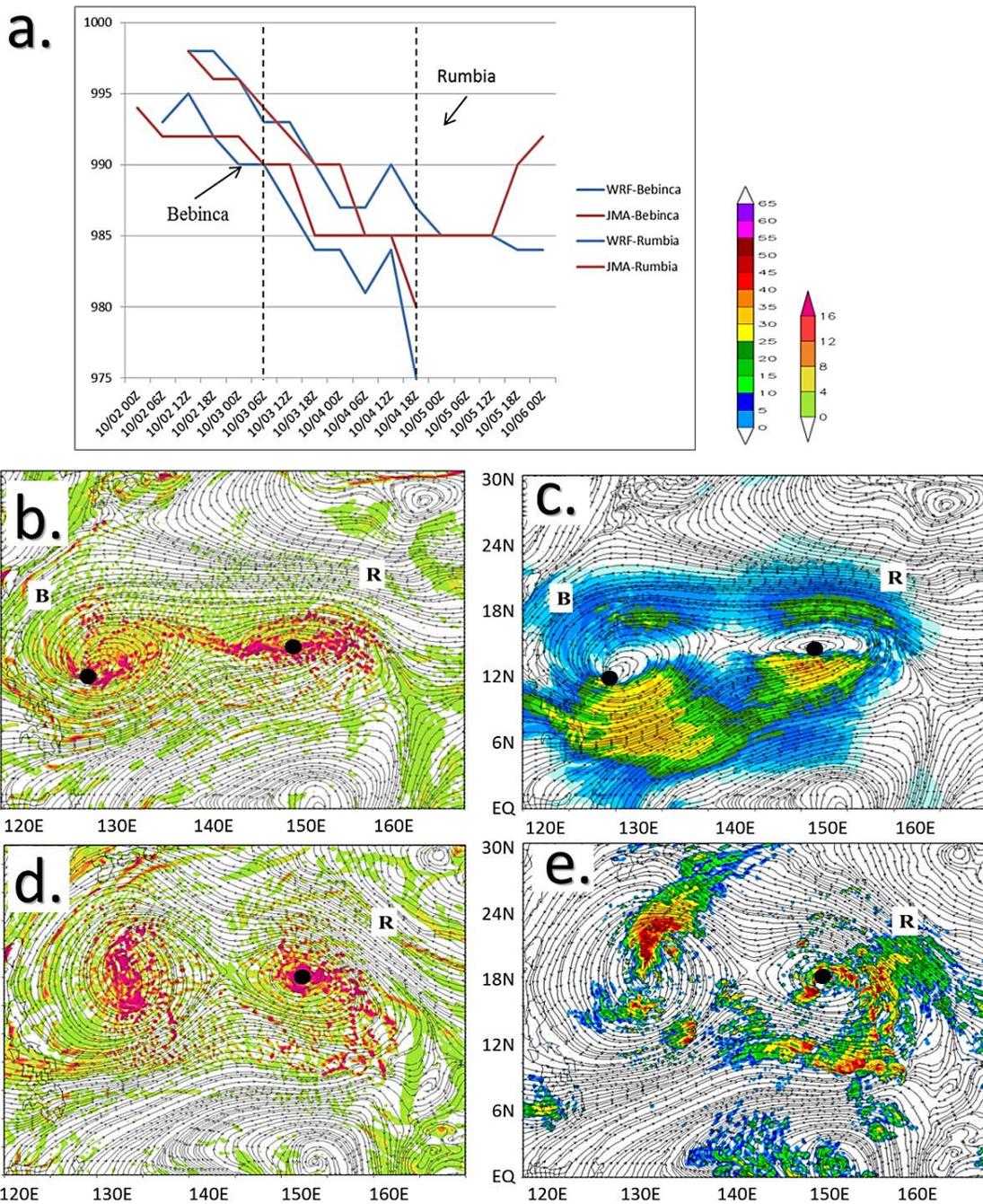


圖 11 (a)日本氣象廳分析之颱風近中心最低氣壓(紅線, hPa)及 WRF 模式模擬之海平面最低氣壓(藍線, hPa)之時間序列。左側(右側)虛線標示 Bebinca (Rumbia)颱風之形成時間。(b 及 d) 模式模擬第 12 及 60 小時之 850 hPa 渦度場 ($10^{-5}s^{-1}$, 色階) 及流線場。(c)模式模擬第 12 小時之 850 hPa 風速 (m/s, 色階) 及流線場。(e)模式模擬第 60 小時之最大雷達回波值 (dBZ, 色階) 及 850 hPa 流線場。圖中黑點標記熱帶擾動之低層環流中心。

皆有兩個尺度 500~1000 公里的低壓擾動先後於季風環流圈之西側與東側形成，若無其他不利因素影響，兩者將於 48 小時內、相距約 20 度經度的距離先後形成熱帶氣旋。2000~2009 年間共有 10 個熱帶氣旋 (3.4%，10/290) 在季風環流圈中形成中，其中 8 個屬單一季風環流圈中所形成之雙熱帶氣旋之一；其餘 2 個熱帶氣旋則屬單季風環流圈中形成之單一熱帶氣旋個案。

結果亦顯示，季風環流圈中形成之熱帶氣旋有 66% 個案 (6/9，見表 1) 暴風半徑較 Lee et al. (2010) 所定義之大颱風標準 (前 33%) 為大，顯示在季風環流圈中形成之熱帶氣旋常有較大的暴風半徑。如 2009 年侵襲台灣之 Morakot 颱風，該颱風達颱風強度時之 R15 即屬 1999~2009 年間所有個案之前 3%。雖然莫拉克颱風中心通過台灣北部，但其外圍旺盛的西南氣流，導致台灣中南部山區之破紀錄降雨 (Lee et al., 2011)。此劇烈降雨事件之發生便可能與 Morakot 颱風在季風環流圈中發展出之龐大環流結構有間接關係。

本研究亦利用 WRF 模式針對 2004 年與 2006 年兩個季風環流圈進行模擬分析。這兩個季風環流圈皆各有兩個颱風在其西側與東側先後形成。結果顯示，於季風環流圈西側先形成之颱風 (2004 年 Mindulle 颱風及 2006 年 Bebinca) 之初始擾動在季風環流圈南半部強風區之北側形成，似與強風區北側強風切渦度帶之對流活動有關。後因擾動中心低層環流之建立，綜觀尺度之外在強迫條件漸漸遠離擾動中心。而此初始擾動之發展則與擾動中心西北側之對流爆發有關，對流爆發將導致颱風切向風場之建立與垂直延伸。結果亦顯示於季風環流圈東側後形成之颱風 (2004 年 Tingting 颱風及 2006 年 Rumbia 颱風) 之初始擾動之形成也與綜觀環境強迫作用有關 (季風環流

圈東側合流區或強風軸北側強風切渦度帶)，但外在綜觀強迫條件同樣在擾動中心低層環流建立後漸漸遠離擾動中心。另外，季風環流圈東側初始擾動之發展與西側個案有相似之處，皆與近擾動中心之對流爆發有關，但東側初始擾動之對流爆發是在中心之東南側且距中心較遠。

本研究所模擬分析之季風環流圈熱帶氣旋形成過程符合 Zehr (1992) 與 Gray (1998) 研究提出之兩階段颱風形成概念模式。第一階段因季風環流圈南側強風區風切帶 (或季風環流圈東側合流區) 之環境強迫輻合機制，使原先結構鬆散的熱帶雲簇發展得較有組織，形成颱風初始擾動。第二階段則是待擾動中心低層環流建立後，季風環流圈西側先形成 (東側後形成) 之擾動中心在中心西北側 (東南側) 有對流爆發，擾動進入內在強迫輻合機制，此時系統不再需要外在環境的強迫作用，由內在物理過程主導其發展。未來研究將著重分析影響第二階段對流爆發之物理機制，包含分析初始擾動之三維結構，以期了解初始擾動如何與環境風場 (如：垂直風切) 交互作用而導致對流爆發。而在中尺度至對流尺度過程方面，則應探討對流爆發伴隨之層狀降水區 (Ritchie and Holland, 1997; Bister and Emmanuel, 1997; Houze et al., 2009) 及渦度熱塔 (Hendricks et al., 2004; Montgomery et al., 2006; Nolan, 2007; Houze et al., 2009) 對初始擾動發展為熱帶氣旋的貢獻。

致謝

本研究由論文第二作者之碩士論文改寫，並在科技部支持下完成，計畫編號為 MOST-104-2111-M-002-003 與 MOST-105-2111-M-002-004。

參考文獻

- 李清勝, 1988: 颱風之生成和發展。大氣科學, 237-252。
- Bister, M. and K. Emmanuel, 1997: The genesis of Hurricane Guillermo: TEXMEX analyses and a modeling study. *Mon. Wea. Rev.*, 125, 2662-2682.
- 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.
- Gray, W. M., 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. 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., 1989: Observational analysis of tropical cyclogenesis in the western north pacific. 2. budget analysis. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2599-2616.
- 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.
- Lee, 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.
- Lee, C. S., C. C. Wu, T. C. C. Wang, and R. L. Elsberry, 2011: Advances in understanding the “Perfect Monsoon-influenced Typhoon”: Summary from International Conference on Typhoon Morakot (2009). *Asia Pac. J. Atmos. Sci.*, 47, 213-222.
- Liang, J., L. G. Wu, and H. J. Zong, 2014: Idealized Numerical Simulations of Tropical Cyclone Formation Associated with Monsoon Gyres. *Adv. in Atmos. Sciences*, 31, 305-315.
- 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.
- Nolan, D., 2007: What is the trigger for tropical cyclogenesis? *Aust. Met. Mag.*, 56, 241-266.
- 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.
- Ritchie, E. A. and G. J. Holland, 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.
- Wu, L. G., H. J. Zong, and J. Liang, 2013: Observational analysis of tropical cyclone formation associated with monsoon gyres. *J. Atmos. Sci.*, 70, 1023-1034.
- Zehr, R., 1992: Tropical cyclogenesis in the western north pacific. NOAA Technical Report NESDIS, 16, 181pp.

A Preliminary Study of TC Formations in a Monsoon Gyre

Cheng-Shang Lee^{1,2} Chih-Yao Yang¹ Buo-Fu Chen¹ Yi-Huan Hsieh¹

¹Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University, Taipei, Taiwan

²Taiwan Typhoon and Flood Research Institute, National Applied Research Laboratories, Taiwan

(manuscript received 29 September 2016 ; in final form 14 November 2016)

ABSTRACT

The tropical cyclones (TCs) formation in monsoon gyres is examined based on NCEP-FNL grid data and infrared satellite observation. From 2000 to 2009, 10 TCs of 290 (3.4%) western North Pacific TCs are formed in six monsoon gyres, which have to be larger than 2500 km in horizontal scale. Each of the six monsoon gyres embedded two tropical disturbances that would develop to TCs at the west and the east side within the monsoon gyre with a 48-hr delay if no unfavorable factors for TC formation was present. Furthermore, eight of the 10 TCs were embedded in monsoon gyres within where two TCs formed, while the other two TCs were embedded in monsoon gyres with single TC formation. Results also show that TCs formed in monsoon gyres tended to have large sizes.

The earlier formation of Typhoon Mindulle (2004) and the later formation of Typhoon Tingting (2004) within the same monsoon gyre are examined with Weather Research and Forecasting Model simulation. Results show that the TC precursor of Mindulle (Tingting) forms under the synoptic-scale forcing of a region with strong horizontal wind shear (confluence region) at the center (eastern part) of the monsoon gyre. After the establishments of TC low-level circulation, convection associated with the synoptic-scale forcing described above occurs away from the centers of the low-level circulation. Results also show that the critical process for Mindulle (Tingting) formation is the convective burst at the northwest (southeast) side of the low-level circulation center, which results to the development and vertical extend of the tangential wind of the TC, after the synoptic-scale-forcing convection is away.

Key Words: Typhoon, Tropicle cyclone formation, Monsoon gyre

