

# 低層低頻渦度對熱帶氣旋形成之研究

謝宜桓<sup>1</sup> 李清勝<sup>1,2</sup> 隋中興<sup>1</sup>

國立臺灣大學 大氣科學系<sup>1</sup>

財團法人國家實驗研究院 台灣颱風洪水研究中心<sup>2</sup>

## 摘要

為了解特定環境因素影響下、數值模式對熱帶氣旋形成之模擬能力與其中之原因，本研究利用 WRF 數值模式 3.2 版，採用最常使用的參數化方法，在相同模式設定下，模擬 2008-2009 年於西北太平洋形成之 52 個熱帶氣旋。此外，以不同時間尺度(低頻和高頻)之渦度值定量區分熱帶氣旋個案，將所有模擬個案區分為伴隨較強和較弱之低頻渦度兩類個案；本研究中並在此兩類個案中挑選 14 個極端個案，進行不同積雲參數化之敏感度實驗。結果顯示，伴隨較強低頻渦度之熱帶氣旋個案(如 2009 年 Dujuan 颱風)，所模擬之對流過程對積雲參數化並不敏感，實驗中都可模擬出熱帶氣旋之形成；反之，在伴隨低頻渦度較弱的環境下(如 2008 年 Nuri 颱風)，所模擬之對流過程的配置、位置對積雲參數化相當敏感，即積雲參數化顯著影響此類熱帶氣旋之可模擬程度。整體而言，在較強綜觀環境下形成之熱帶氣旋個案，其對流過程對此熱帶氣旋之形成過程較不具關鍵重要性，模式較易掌握其形成過程；反之，在弱綜觀環境下形成之熱帶氣旋個案，近中心之對流過程是氣旋系統主要之渦度來源，因此對流過程對此類形成過程中較為重要

關鍵字：熱帶氣旋、熱帶氣旋形成、WRF 模擬

## 一、前言：

過去數年間，關於西北太平洋地區熱帶氣旋形成之研究，已顯示影響西北太平洋熱帶氣旋形成的一些重要環境特徵和物理過程，如：顯著跨赤道流 (李與侯, 2004)、信風暴發 (Chang et. al 2010)及梅雨鋒面風切 (Lee et. al 2006)等。但在不同機制對熱帶氣旋形成之定量影響上，仍有相當大的侷限性。針對個別熱帶氣旋形成個案，常可同時分析出多種因子之影響；此外，在西北太平洋地區，不但觀測資料(TCS08 之觀測個案有限)不如大西洋豐富，季風系統更遠為複雜；分析時不但難以將此三個熱帶氣旋分類，在定量計算不同系統或作用的貢獻程度時，更難將其明顯分割。

隨著數值模式的快速發展，數值模擬對於熱帶氣旋形成研究上，已成為不可或缺的驗證平台，但在模擬(或預報)熱帶氣旋的形成過程時，有些熱帶氣旋形成個案在模式中較易被模擬(或預報)，而有些個案則幾乎無法掌握其形成過程。Tsai et al. (2013)利用歐洲

中長期預報中心之 32 天系集預報結果，分析 2009-2010 年間西北太平洋地區熱帶氣旋形成之可預報度；結果顯示，大部分之熱帶氣旋可在數週前之預報中掌握其形成訊號，但模式對於生命期較短、強度較弱之熱帶氣旋個案的掌握度較低。在大西洋地區之熱帶氣旋形成預報上，也有相似的情形(Elsberry et al., 2014)；而此預報難度差異現象，亦同樣出現於其他數值模式中(Nakano et al., 2015)。導致此種預報難度差異的原因，可能是模式本身的問題，包括模式參數化設定的差異、不同個案間物理條件之不同或初始資料之問題，也可能是影響熱帶氣旋形成之重要機制(如不同尺度過程)之可模擬程度的問題。因此，本研究將探討模式中對氣旋形成個案之掌握度，與其形成之環境條件是否有相當之關聯性。

## 二、研究方法：

### (一)、模式設定及實驗設計

為瞭解數值模式對不同環境流場的掌握程度，以協助探討 TC 形成過程之重要物理機制，及形成過

程之可預報程度或物理確定程度(*degree of deterministic nature*)，本研究針對 2008-2009 年於西北太平洋形成之熱帶氣旋，利用兩層槽狀網格 WRFV3.2 模式進行模擬。透過在同樣網格大小、解析度及設定下，定量計算模式對不同個案之模擬程度。在模式的設定上，則參考過去有關熱帶氣旋形成之個案模擬研究，選用目前較常被使用(即可能較合理)之積雲參數化(Kain and Fritsch scheme; Kain, 2004)、邊界層參數(Yonsei University planetary boundary parameterization, YSU scheme; Hong et al., 2006)以及輻射參數化(Rapid Radiative Transfer Model, RRTM scheme; Mlawer et al., 1997)等設定。

在實驗中，為了解不同熱帶氣旋個案在模式中表現程度之統計特性、及不同個案在模擬時間上之掌握程度，每一個案，以 JTWC 之 best-track 達到 25kts 之時間作為形成參考點 ( $t = 0$ )，分別透過四組不同初始時間 (-48、-72、-96 及 -120 小時)及兩組不同初始資料，共 8 種不同初始條件作為模式實驗成員；初始資料分別選用 ECMWF-YOTC (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Year of Tropical Convection) 和 NCEP-GFS (National Centers for Environmental Prediction Global Forecast System)。

## (二)、 模擬結果定義

在完成個案模擬後，先評估每個模擬對熱帶氣旋形成過程之模擬效果，然而過去關於熱帶氣旋形成模擬之分析研究，大多以單一個案為主，缺乏統一、客觀之模擬熱帶氣旋形成之定義；因此本研究評估時針對第二層網格之模擬結果(解析度 12 公里，時間解析度 6 小時)挑選最接近觀測之低層環流中心，且於形成前-12 至+12 小時間滿足下列條件者，定義為“有伴隨熱帶氣旋形成”之模擬。反之，不滿足下列條件之模擬結果，則定義為“無伴隨熱帶氣旋形成”之模擬。篩選條件如下：

- 距觀測中心 1500km 內，模擬結果於低層(850hPa)需有具明確環流中心之氣旋式環流
- 模擬之 850hPa 環流，半徑 1.5 度內之平均渦度需大於  $7.87 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
- 模擬之 850hPa 環流，半徑 3 度內之平均渦度需大於  $3.79 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，或半徑 5 度內之平均渦度需大於  $1.50 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

- 滿足上述條件須持續 12 小時以上

在決定上述 850hPa 渦度門檻值前，已先利用解析度最為接近(空間解析度為 0.25 度)之 ECMWF-YOTC 全球模式網格分析資料，選取所有個案形成時於觀測資料中，不同半徑下 850hPa、所有個案平均渦度減去一倍標準差作為渦度門檻值。

除了定義模擬結果中之熱帶氣旋外，本研究參考 Tsai et al. (2013)之分析方法，依 ECMWF-YOTC 全球模式網格分析資料中之系統中心為參考中心，計算模擬之熱帶氣旋在形成期間之路徑誤差，並依形成初期(-48 h 至 -18 h)及及形成後期(-12 h 至 +12 h)之路徑誤差值，以每 6 小時、所有模擬中路徑誤差之平均值為標準，將模擬結果區分為四類，分別為(圖 1)：

- 合理模擬熱帶氣旋形成之模擬結果：在熱帶氣旋形成期間，模擬結果中之熱帶氣旋，其路徑誤差皆小於平均值。
- 形成初期為較大系統誤差之模擬結果：在熱帶氣旋形成初期(-48 h 至 -18 h)，模擬結果中之熱帶氣旋，其路徑誤差大於平均值且超過 12 小時
- 形成後期為較大系統誤差之模擬結果：在熱帶氣旋形成後期(-12 h 至 +12 h)，模擬結果中之熱帶氣旋，其路徑誤差大於平均值且超過 12 小時。
- 形成全期為較大系統誤差之模擬結果：同時滿足 b 及 c 之模擬結果。

## 三、 綜觀環境對模擬之影響：

所有模擬結果顯示，大部分之無伴隨熱帶氣旋形成之模擬，皆集中於特定個案中，如：Nuri (2008)、TS 14w (2008)、Noul (2008)等，並非均勻分布於所有個案。而有熱帶氣旋形成之模擬，除集中於特定個案外，在時間上更有連續出現之情形，如 Dajuan (2009) 至 Ketsana (2009)期間，所有模擬皆有出現熱帶氣旋形成過程。

分析結果顯示，若熱帶氣旋形成於較強季風系統中，則模式較容易掌握其形成過程，但模擬之整體綜觀環境之誤差較大；反之，模式對於晚季形成之熱帶氣旋個案的掌握度較低，但在整體綜觀環境模擬上，卻有較佳之表現。因此，為量化西北太平洋季風系統及東風波系統之強度，本計畫參考近年之研究，以 850 百帕渦度作為量化標準(Ching et al., 2010, Fu et al.,

2012, Wu et al., 2013), 並以 10 天作為高/低頻區分標準, 針對 2000~2009 年所有熱帶氣旋形成前 48-24 小時期間, 計算低層環流中心 5 度半徑內、經時間濾子濾波後之 850 百帕平均渦度值(Duchon, 1979)。

圖 2 為 2000-2009 年、288 個熱帶氣旋形成前 48-24 小時期間, 850 百帕之低頻渦度與高頻渦度之散佈圖; 圖中顯示, 大多數之熱帶氣旋個案, 皆集中於一、四象限, 唯有少部分個案座落於二、三象限中。此結果顯示在熱帶氣旋形成期間, 系統之低層渦度須逐漸增大, 以克服地轉調整之負反饋作用。而計算不同半徑之渦度值顯示, 當縮小計算半徑時, 個案之高頻渦度也逐漸增加, 而低頻渦度部分則較無變化; 意即在熱帶氣旋形成期間, 不同個案之低頻渦度有較大之散佈程度( $-1.1 \times 10^{-5}$  至  $4.3 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ), 但在高頻部分則較為集中( $-0.9 \times 10^{-5}$  至  $2.7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )。因此, 本研究以不同個案之低層低頻渦度值為區分標準, 以  $1.15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  為界, 將已完成模擬之 52 個熱帶氣旋個案(2008-2009), 區分為 22 個伴隨較弱低頻渦度之熱帶氣旋個案(lower low-frequency vorticity, LTCs)及 22 個伴隨較強低頻渦度之熱帶氣旋個案(higher low-frequency vorticity, HTC)兩類進行分析(其中 8 個熱帶氣旋個案, 在不同分析資料計算下, 其低頻渦度有相當大之變化, 因此從分類中剔除)。此外, 分析結果顯示, 2008-2009 年之 55 個熱帶氣旋個案(如前所述, 有 3 個個案並未模擬), 其高/低頻渦度之散佈程度相似於 2000-2009 年之所有個案(圖 2 紅點, 通過 95%統計檢定), 即此兩年個案已具相當之代表性。

根據前述客觀定義, 本研究將 52 個熱帶氣旋個案、共 416 個模擬結果, 細分為五大類, 分別為: 無伴隨熱帶氣旋形成、合理模擬熱帶氣旋形成, 以及形成初期、後期及全期為較大系統誤差之模擬結果。圖 3 為 LTCs 與 HTCs 於不同初始時間、不同模擬結果之累積百分比圖; 圖中顯示, 大部分之無伴隨熱帶氣旋形成模擬結果, 集中於 LTCs 個案之模擬中, 顯示較強季風環境下, WRF 模式較易模擬出熱帶氣旋形成, 此和個案分析結果一致。而在合理模擬熱帶氣旋形成之模擬結果中, LTCs 之合理模擬熱帶氣旋形成的比例皆較高。若考慮有較大系統誤差之模擬結果(即形成初期、後期及全期有較大系統誤差之模擬結果的總和)之比例, 在 LTCs 中比例分別為 32%、32%、

25%及 25%, 而在 HTCs 中比例分別為 55%、66%、66%及 57%; 即對 LTCs 個案而言, 雖較不易模擬出熱帶氣旋形成, 但一旦模擬出熱帶氣旋形成, 則有較高之正確比例; 反之, 在 HTCs 中, 模式雖易模擬出熱帶氣旋形成, 但模擬結果之系統誤差相對較大。

#### 四、 積雲參數化之敏感度實驗

在目前模擬實驗設計下, 針對伴隨較強低頻渦度之熱帶氣旋個案(季風系統), 大部分模擬都可模擬出熱帶氣旋之形成, 但可能有較大的位置及系統誤差; 反之, 在低頻渦度較弱的環境下(東風波), 模式較不易模擬熱帶氣旋的形成, 但有較高正確率; 然而, 此為相同特定模式設定下之模擬結果, 並無法確定模擬結果是否會因模式設定而改變。因此本研究在 STCs 及 LTCs 個案中, 各挑選 7 個極端個案(lowest low-frequency LTC cases, LLTCs 及 highest low-frequency HTC cases, HHTCs)進行積雲參數化之敏感度實驗(CU\_EXP)。在積雲參數化之敏感度實驗中, 初始資料、積分時間及模式設定和先前實驗設定一致, 僅改變積雲參數化設定; 使用的參數化包含: Kain-Fritsch (Kain and Fritsch, 1993), Betts-Miller-Janjic (Janjic, 2000), Grell-Devenyi ensemble 和 Grell 3D ensemble (Grell and Devenyi, 2002)等四種積雲參數化, 故每個個案皆有 32 個模擬結果。

在積雲參數化之敏感度實驗中, 所有分析流程皆和前述分析流程相同, 同樣將模擬結果分為五大類, 唯有在路徑誤差的標準上, 採用 CU\_EXP 中之平均路徑誤差作為篩選標準。圖 4 為 LLTCs 及 HHTCs 於不同初始時間, 不同模擬結果之累積百分比圖, 圖中顯示, 雖在各模擬結果之比例在定量上和先前實驗不同(圖 3), 但在定性上的相對分佈上, 和 2008-2009 所有個案之模擬實驗中相似。無伴隨熱帶氣旋形成模擬結果皆集中於 LLTCs 個案之模擬中, 且比例有大幅增加之情形; 而伴隨較大系統誤差之模擬結果, 也皆集中於 HHTCs 中。在所有初始時間之模擬中, HHTCs 皆有較高比例之合理模擬熱帶氣旋形成之模擬結果, 推測這和此實驗挑選極端個案有關。對 LLTCs 而言, 因形成時低層渦度較小, 導致在特定積雲參數化下之模擬更不易形成熱帶氣旋, 大幅增加無伴隨熱帶氣旋

形成模擬結果比例。

## 五、 結論

本研究已針對 2008-2009 年之所有熱帶氣旋個案，完成系統性模擬(採用最常被使用的參數化方法)，並分析 YOTC 網格資料，配合 WRF 之系統性模擬分析，定量探討不同綜觀環境下數值模式對熱帶氣旋形成的可模擬程度；分析時以不同時間尺度(低頻和高頻)之過度值，將所有個案分為伴隨較強和較弱之低頻過度兩類，分析不同背景過度對模式可模擬程度的影響。結果顯示，伴隨較強低頻過度之熱帶氣旋個案(LTCs)，大部分模擬都可模擬出熱帶氣旋之形成，但有較大的位置及系統誤差。反之，在低頻過度較弱的環境下(STCs)，模式較不易模擬熱帶氣旋的形成，但有較高正確率。合成分析結果顯示，此兩類個案形成時之綜觀環境、分別為偏向季風槽和東風波系統兩類，即綜觀環境條件為影響熱帶氣旋形成模擬結果之重要因素。

## 六、 參考文獻

- 李清勝與侯嘉榮，2004：伴隨強跨赤道流之熱帶氣旋形成個案的分析與模擬。大氣科學，32，161-182。
- Chang, L.-Y., Kevin K. W. Cheung, and C.-S. Lee, 2010: The role of trade wind surges for tropical cyclone formations in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 4120-4134.
- 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.
- Duchon, C. E., 1979: Lanczos Filtering in One and Two Dimensions. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1016-1022.
- Elsberry, R. L., H.-C. Tsai, and M. S. Jordan, 2014: Extended-range forecasts of Atlantic tropical cyclone events during 2013 using the ECMWF 32-day ensemble predictions. *Wea. Forecasting*, **29**, 271–288.
- 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.
- Grell, G. A., and D. Dévényi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques, *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 1693.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, and J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 2318–2341.
- Janjić, Z. I., 2000: Comments on “Development and evaluation of a convection scheme for use in climate models.” *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3686–3686.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteor. Monogr., No. **46**, *Amer. Meteor. Soc.*, 165–170.
- 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. Wea. Rev.*, **134**, 2670–2687.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 663–16 682.
- Nakano, M., Sawada, M., Nasuno, T., Satoh, M., 2015: Intraseasonal variability and tropical cyclogenesis in the western North Pacific simulated by a global nonhydrostatic atmospheric model, *Geophys. Res. Lett.*, **42**, doi:10.1002/2014GL062479.
- Tsai, H.-C., R. L. Elsberry, M. S. Jordan, and F. Vitart, 2013: Objective verifications and false alarm analyses of western North Pacific tropical cyclone event forecasts by the ECMWF 32-day ensemble. *Asia-Pac. J. Atmos. Sci.*, **49**, 409–420.
- Wu, L., H. Zong, and J. Liang, 2013: Observational analysis of tropical cyclone formation associated with monsoon gyres. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1023–1034.

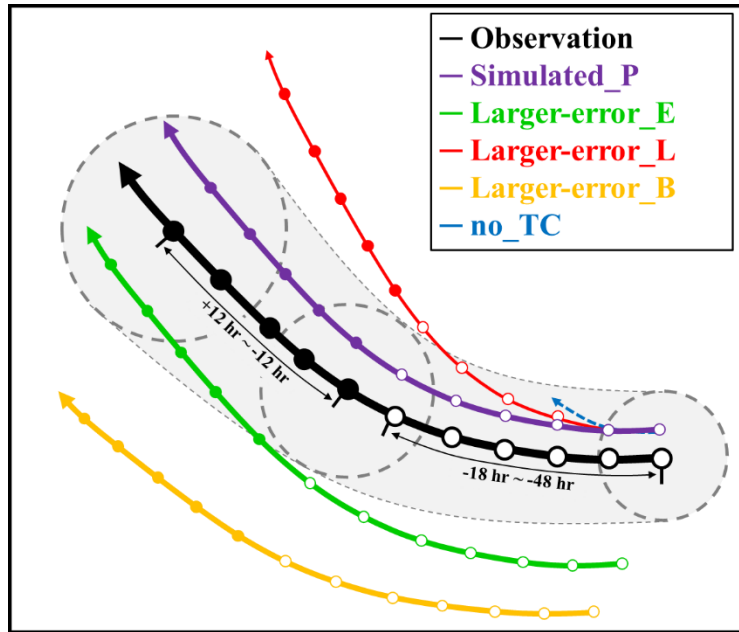


圖 1，熱帶氣旋形成模擬之不同模擬結果示意圖(依據模擬之熱帶氣旋路徑與觀測路徑之相對關係來做區分)。

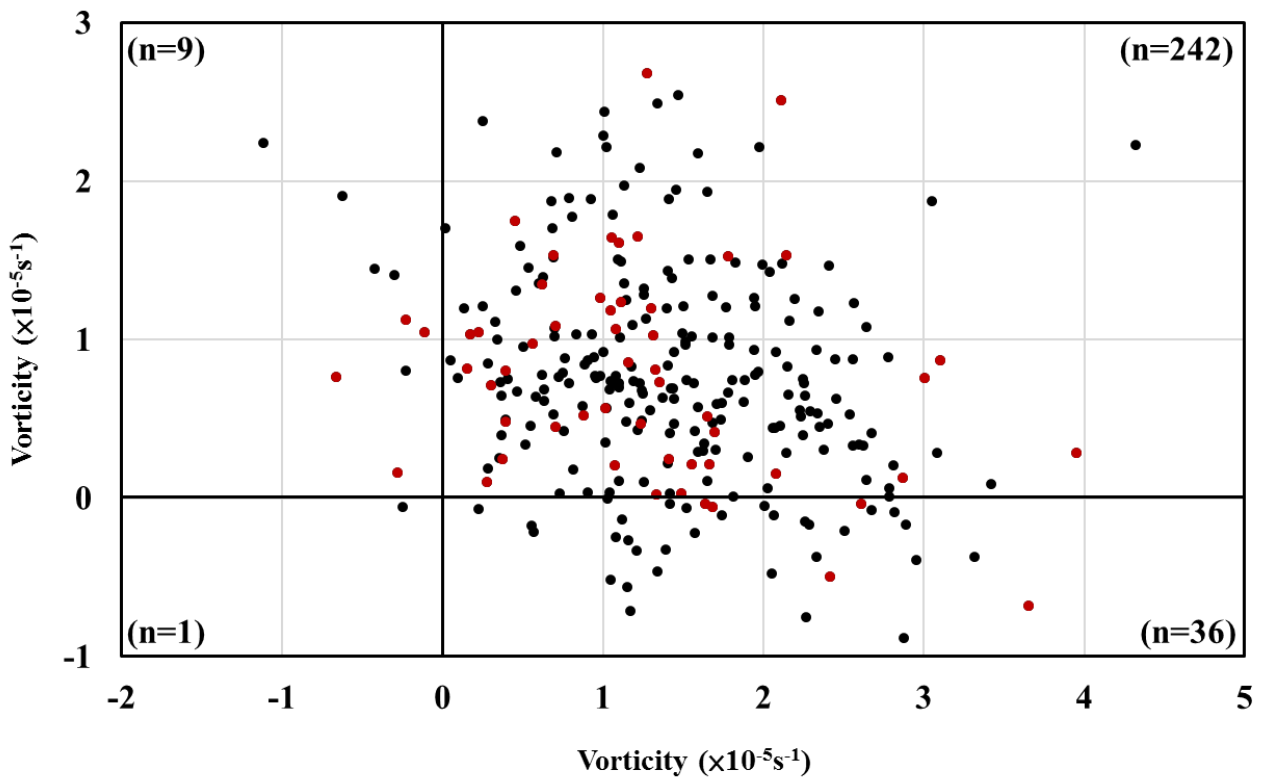


圖 2，2000-2009 年，288 個熱帶氣旋於形成期間，850 百帕之低頻渦度( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，橫軸)與高頻渦度( $\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ，縱軸)之散佈圖；圖中黑點為 200-2007 年之熱帶氣旋個案，紅點為 2008-2009 年之熱帶氣旋個案。

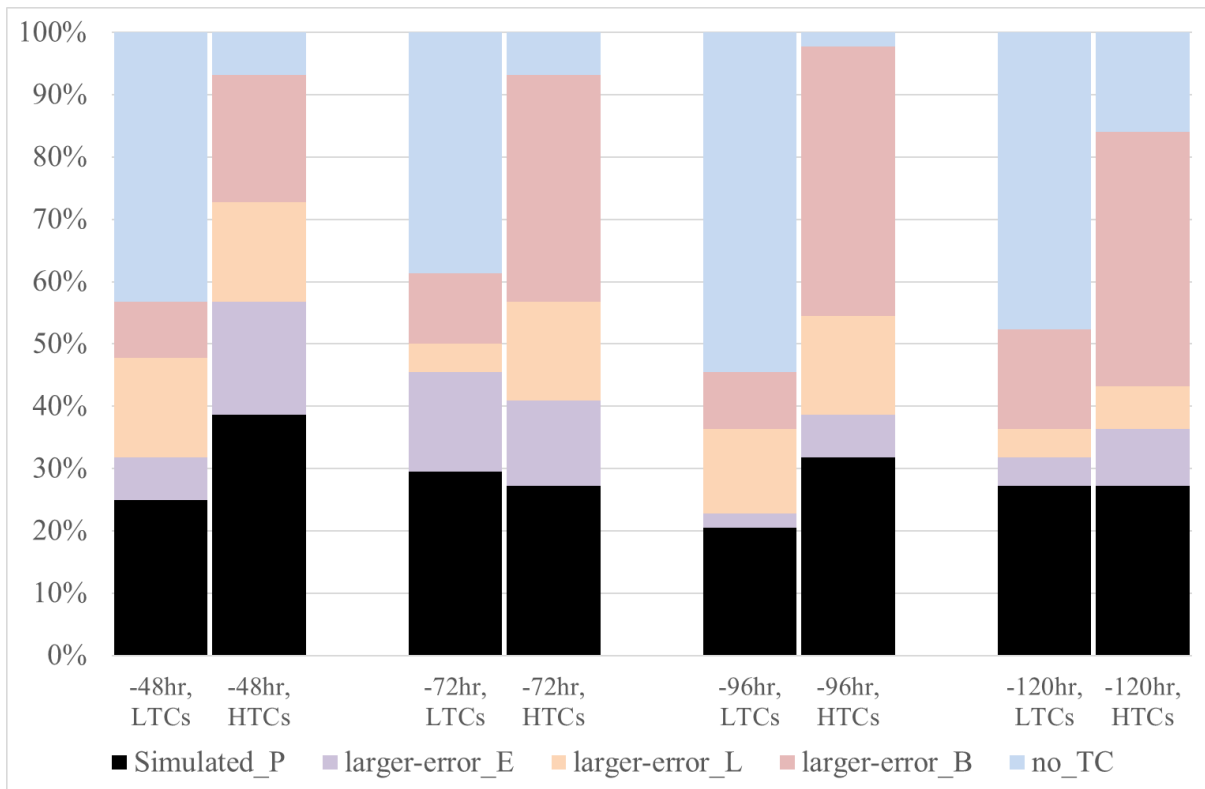


圖 3，伴隨較強低頻渦度之熱帶氣旋個案(HTCs)及伴隨較弱低頻渦度之熱帶氣旋個案(LTCs)，在不同初時時間下，模擬結果之累積百分比柱狀圖；圖中，黑色表示合理模擬熱帶氣旋形成之模擬結果比例、藍色為無法模擬熱帶氣旋形成之模擬結果比例，紫色、膚色及粉紅色分別為：熱帶氣旋形成初期、後期及全期為較大系統誤差之模擬結果比例。

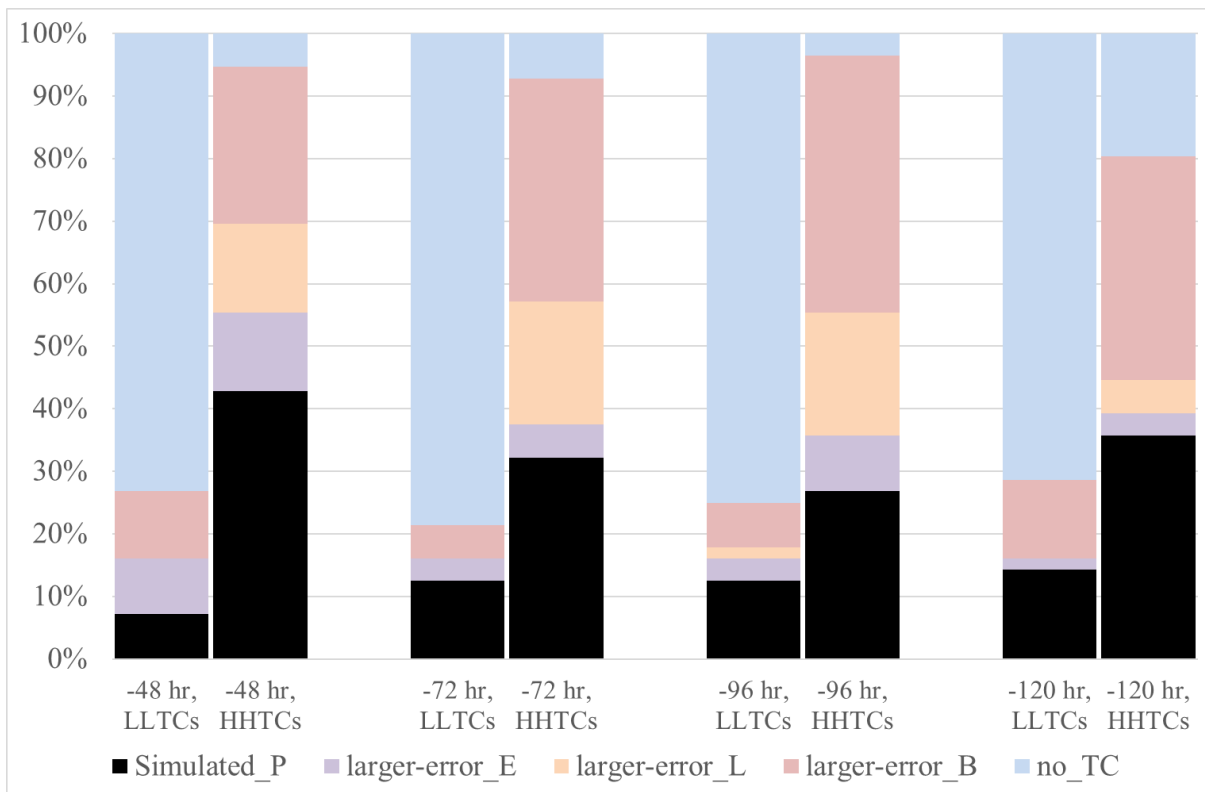


圖 4，同圖 3，但為積雲參數化敏感度實驗中，7 個極端伴隨較強(LLTCs)和 7 個極端較弱(LHTCs)低頻渦度之熱帶氣旋個案，不同初始時間下，不同模擬結果之百分比累積圖。