

熱帶氣旋大小與壯度在暖化條件下特徵的探討

遲正祥¹周昆炫²

¹ 中國文化大學地學研究所

² 中國文化大學大氣科學系

摘要

近 30 年，越來越多的研究指出颱風大小與其所造成的災害之間有著密切地關係，以莫拉克 (2009) 颱風為例，暴風半徑涵蓋範圍較大，導致其強度雖然僅有中度颱風，但卻與西南氣流大範圍輻合，進而引發極端降水之現象。因此，在非線性和全球暖化條件下，了解熱帶氣旋大小與壯度的未來趨勢儼然成為一個重要的科學議題。

本研究中，使用 WRF 理想模式，以達到移除複雜環境條件影響之模擬結果，模擬在暖化條件下的不同變數之敏感度實驗，如海溫、二氧化碳。進一步使用前人對於熱帶氣旋大小和壯度的定義，以每秒 17 公尺平均軸對稱之切向風(R17)代表其大小，並以從熱帶氣旋中心 1 度到 2.5 度之間的軸對稱平均切向風代表其壯度(Weatherford and Gray 1988a, b)，來分析此特徵與差異。除此之外，在本實驗中，也將探討實際的颱風個案如彩雲(2009)，在這些極端的大氣條件實驗設計下的大小與壯度之演變。

初步研究分析結果顯示，在理想模式模擬下，不同海溫之敏感度實驗的熱帶氣旋呈現不同的大小，海溫越高則大小越大；然而相關於二氧化碳的敏感度實驗，熱帶氣旋之大小則無明顯差異，未來將更深入地探討造成此結果之動力機制及不同垂直大氣環境條件如位溫和水氣混合比等敏感度實驗對颱風大小的影響。

一、前言

熱帶氣旋的大小在近年來成為熱門的研究議題，取決於許多颱風及洪水災害的發生關鍵，不再只受限於其強度和路徑的關係，也有相當的因素是由於其較大的暴風範圍所導致，因此定義熱帶氣旋大小的方式則是必然的研究，主要有幾種客觀分析，例如：以最外層封閉等壓線 ROCI (Radius of Outer Close Isobar) 之平均半徑定義其大小 (Merrill 1984)。但在海上可提供作為熱帶氣旋研究所需之參考觀測數據非常稀少，早期由衛星資料所反演出來的氣壓值除了有不確定性外，由不同單位提供的 ROCI 也不完全相同，所定義出的熱帶氣旋大小也與其兩帶所影響的範圍有差異。另外有使用七級暴風平均半徑的方式來定義熱帶氣旋大小，但由於熱帶氣旋的大小的變化除了其本身的內部動力，還包括了外圍綜觀尺度的環境場所帶來的影響 (Liu and Chan 2002)，目前的技術並無法客觀且有效地將這

兩者分開，因此使用此方法定義熱帶氣旋的大小仍有相當多的挑戰。Liu and Chan (2002) 亦提出了以相對渦度大於 $1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 之平均半徑，目前僅以統計的方式歸納出不同綜觀環境條件下較容易生成之熱帶氣旋的大小，大的熱帶氣旋通常有強盛的西南氣流以及在颱風季晚期的綜觀環境條件，小的熱帶氣旋通常受到副熱帶高壓脊 (Subtropical ridge) 以及季風環流 (Monsoon gyre) 的綜觀環境條件影響。近年來定義熱帶氣旋的方式亦不斷進步，Xu and Wang (2010a,b) 以破壞風半徑 (25.7 m s^{-1} , Radius of Damaging-force Wind, RDW) 來定義內核的大小，這樣的優點是內核與破壞風會有密切的關係，但缺點是這樣定義沒有動力過程的根據。Chen et. al (2011) 以觀測資料為主，定義出參數 S 來區分熱帶氣旋結構分為緊湊 (Compact) 和非緊湊 (Incompact)。Chan and Chan (2012) 更進一步沿用 Weatherford and

Gray (1988a,b)計算熱帶氣旋從中心 1° - 2.5° 的軸對稱平均切向風速，藉以代表熱帶氣旋的壯度 (strength)，所計算的氣候平均壯度為 18.7 m s^{-1} ；分析 1999-2009 年西北太平洋的中心軸對稱平均風速 17 m s^{-1} 的風速半徑 (R17)，其計算結果為 2.13° 。而 Weatherford and Gray (1988a)所區分出的內核區 (00-10, Inner-core)通常包含了熱帶氣旋的最大暴風半徑 (Radius of Maximum Wind, RMW)，外核區 (1° - 2.5° , Outer-core)則是包含破壞風 (Damaging-force Wind, DW)和大風 ($17.5 - 24.2 \text{ m s}^{-1}$, Gale-force Wind, GW)。值得注意的是不同的定義方式也會導致得出不同的熱帶氣旋大小之結果 (Cocks and Gray, 2002; Liu and Chan 2002)，因此客觀且精準的觀測與定義對於此研究議題是至關重要。

Rotunno and Emanuel (1987) 和 Cocks and Gray (2002)均指出小的熱帶氣旋，在其生命週期發展的各個階段都會比中等或大的熱帶氣旋小，也就是初始渦旋的大小影響了其未來發展結果，但當時他們並不了解其物理機制為何，直到 Xu and Wang (2010a,b)透過軸對稱平均切向風方程計算動量收支，指出主導大小的機制為向內的角動量傳送，也就是絕對渦度和徑向流，並以此產生正回饋機制。

Kimball and Mulekar (2004)指出路徑轉向的熱帶氣旋，具備較大的大小，而 Heather et. al (2013)更進一步分析得到結果為每年的 8 到 11 月是最適合發展轉向路徑的熱帶氣旋，他們也認為這種類型的熱帶氣旋對於溫帶和太平洋地區會造成影響。另外 Dunion and Velden (2004)發現在大西洋較小的熱帶氣旋可能有部分原因是受到撒哈拉沙漠乾空氣 (Saharan Air Layer, SAL)之影響，而 Hill and Lackmann (2009)也檢視了相對溼度對於熱帶氣旋發展的差異，他們發現螺旋雨帶中的絕熱位渦，在水氣充足的條件下，切向風會向外擴展；Wang (2009)也做了相似的實驗，但他們還有模擬加熱率和冷卻率的敏感度實驗，這也是因為濕度會影響加熱率。

這些研究成果檢視了熱帶氣旋受到綜觀環境和本身內部動力影響的原因，並且生成位置不同所能發展的大小亦有差別 (Chan and Chan 2012)。而且這些成果

均解釋且探討控制不同的影響因子後，其結構的演變有何種差異，並且都一致地檢視出大小與強度相關性並不高，代表大的熱帶氣旋不一定具備較強的強度，反之亦然；並且大小與壯度的相關性較高。以莫拉克 (2009)颱風為例，其強度為中度颱風，近中心最大風速僅 40.0 m s^{-1} ，但卻因其大面積的範圍引導西南氣流導致降雨暴增，因此若能進一步掌握熱帶氣旋大小及壯度的演變，對於預報熱帶氣旋的精準度將有相當助益。

另一方面，在未來，全球氣候變遷下熱帶氣旋的大小和壯度又將如何？Chavas and Emanuel (2010)雖然也使用 QuikSCAT 以氣候尺度統計 1999 - 2008 熱帶氣旋大小發展的變化，雖然具有十年的時間長度，但仍舊無法代表整個氣候變遷的過程，因此得到的結果相當有限，另外他們認為由觀測結果得知生命週期早期的熱帶氣旋大小緩慢擴大，而後近乎維持在相同大小，直到受到外部環境因素的影響後所產生的變化才更加顯著，這點與 Xu and Wang (2010a,b)提出在模式中大的初始渦旋具備的正回饋機制也仍有相當爭議。Cocks and Gray (2002)發展了 ER04 (Radial Extent of the 1004-hPa Isobar)和 MCP (Minimum Central Pressure)計算出來的回歸方程，與 R15 有不錯的關連性，以此技術來探討氣候變遷條件下熱帶氣旋大小的問題是目前相當重要的科研議題。

二、模式與實驗設計

1. 模式與物理參數設定

本研究將採用 WRF (Weather Research and Forecasting) V3.4.1 版本，以彩雲颱風 (2009)為實驗個案，其優點為由生成到成熟期至消散期皆位於海上，在無地形以及弱風切環境條件影響下發展成強烈颱風，並且具有結構上的對稱性。WRF 模式是由 NCAR (National Center for Atmospheric Research)等團隊共同研發，為最新一代中尺度數值天氣預報系統，適用空間尺度從數十公尺到數千公尺。本研究使用 WRF 之 real 和 ideal 模式，其中 WRF-real 模式的網格設定是以 145°E ， 25°N 為中心的三層巢狀網格，投影法選用藍伯特投影法，所選定的不變形緯度為 15°N 、 25°N ，第一

層(D1)解析度 30 公里, 網格數為 250×190; 第二層(D2), 解析度 10 公里, 網格數為 141×186; 第三層(D3)解析度 3.33 公里, 網格數為 517×700, 垂直層為 28 層, 以 σ 為座標。三層積分的時間步長依次為 180、60 及 20 秒。三層的微物理參數法都選用 Goddard GCE 法; 積雲參數法在第一和二層選用 Kain-Fritsch, 第三層則無積雲參數法; 邊界層參數法三層都選用 Yonsei University (YSU); 長短波參數法三層都選用 Rrtmg, 以上設定如表 1。

除此之外, 本研究亦使用 WRF-ideal 理想模式進行模擬, 地球自轉固定為 f-plane, 初始渦旋強度為 25ms^{-1} , 最高空間解析度為 5 公里, 網格數為 402×402, 垂直層為 20 層, 以 σ 為座標。時間步長為 10 秒, 微物理參數法選用 Thompson; 積雲參數法選用 New GFS simplified Arakawa-Schubert; 邊界層參數法三層選用 Yonsei University (YSU); 長短波參數法選用 Rrtmg 以上設定如表 2。

2. 敏感度實驗

本研究之實驗設計, 分別在上述兩個模式下進行海表面溫度和二氧化碳的敏感度模擬實驗。WRF-real 之模擬時間為 72 小時, 並且在初始時間進行渦旋植入技術 (Chou and Wu 2008), 以增強初始場的颱風強度和結構。WRF-ideal 則模擬 144 小時。分別固定海表面溫度為 28°C 、 29°C 、 30°C 、 31°C 、 32°C , 五個實驗; 以 30°C 為控制組實驗 (CTL), 二氧化碳之設定為 2007 年 Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) 之報告 379 ppm; 第二部分的實驗設定二氧化碳分別為兩倍 (758 ppm) 與四倍 (1516 ppm) 之二氧化碳來進行模擬, 最後, 分別以 R17、R50 和 R64 分析其颱風的大小與結構, 在暖化條件下所產生的不同結果。

三、模擬結果與分析

1. 模擬結果

WRF-real 的模擬路徑如圖 1, 圖 1a 顯示海溫越低的環境下, 其颱風移動速度越快, 且越容易往北轉向; 而在圖 1b 的二氧化碳敏感度實驗的颱風路徑則是極為相似, 這隱含此實驗的三個模擬結果相近, 二氧化碳濃度所造成的差異並不大。

在強度演變方面, 圖 2a 顯示海溫越高的模擬使颱風強度越強, 然而圖 2b 的二氧化碳濃度實驗的結果雖然強度有些許差異, 但整體演變上極為相似。圖 3 的 WRF-ideal 的強度演變之結果與 WRF-real 一樣, 只是在 WRF-ideal 中, 經過模擬時間 36 小時後才達到穩定狀態, 因此以下的分析將著重於模擬中後期的颱風大小與結果。

2. 大小分析結果

以 WRF-real 的實驗來說, 因為使用渦旋植入技術, 使得颱風達到穩定成熟期之時間縮短, 因此中期的分析時間為模擬 24 小時至 48 小時, 後期為 48 小時至 72 小時; 而 WRF-ideal 的中期則為 72 小時至 96 小時, 後期為 120 小時至 144 小時。

在海表面溫度敏感度實驗中, 由圖 4 顯示中後期的近地面軸對稱平均切向風, 在 WRF-real 中(圖 4a,b), 海溫越高則颱風強度越強, 並使颱風壯度與大小都越大, 然而雖然在 WRF-ideal 中(圖 4c,d)的颱風大小與海溫一樣呈現正相關, 但眼牆結構卻是相反, 海溫越低的實驗眼牆則越緊湊。分析其大小隨時間的演變, 如圖 5 所示, 兩個模式都顯示海溫越高, 則颱風的大小越大, 注意圖 5a 後期 R17 的 32°C 海溫的實驗大小震盪是由於其實驗過於接近邊界所導致的計算誤差。

在二氧化碳濃度敏感度實驗中, 模擬之結果差異甚小, 理論上當二氧化碳濃度增加時, 短波或長波輻射項亦會增加, 然而不管從 WRF-real 或是 WRF-ideal 模式中都看不出顯著不同(圖 6), 圖 7 雖然在後期的 R15 分析中有些微變化, 但並無系統上的差異, 且整體結構與大小的演變都極為相近, 因此以 WRF 模式而言, 目前二氧化碳的實驗並無法反應出颱風大小的科學問題。

3. 其他分析結果

以海溫敏感度實驗進行軸對稱平均位溫以及軸對稱平均相對濕度的分析。圖 8a 至 e 的 WRF-real 實驗分析顯示, 海溫越高的實驗在颱風中心高空具有越高的位溫, 此結果與 WRF-ideal 相同(圖 8f 至 j); 對於相對濕度而言, 需注意在 WRF-real 模式實驗中, 颱風中心的位置由圖 9a 至 e 可發現海溫越高的實驗則相對濕度越低這可能是由於海溫高的實驗強度較強, 以至於

中心的下衝流較強所導致。除此之外，不管是 WRF-real 或是 WRF-ideal 的模式實驗分析結果皆呈現海溫較高的實驗具備較高的相對濕度。

四、總結與討論

利用 WRF-real 和 WRF-ideal 模式所設計的不同極端氣候之條件，分別在海溫及二氧化碳濃度敏感度實驗上進行模擬，以探討在未來可能出現的極端氣候條件下的颱風大小與其結構的差異。過去因為對於颱風大小的定義有諸多方式，且不同定義方式則導致不同的分析結果，加上長期的氣候資料難以統一且完整，以至於在探討颱風大小於長期氣候變化下的結果窒礙難行，因此針對颱風大小的研究也較集中於中短期、與環境的交互影響或是動力特徵研究，例如 Xu and Wang (2010b)亦設計了水氣敏感度實驗是如何改變渦旋的大小。

本研究之概念為避開資料難以分析的問題，設計未來可能發生的極端氣候條件，以海溫而言，在模式中最高設定固定為 32°C 為極限；二氧化碳的濃度的敏感度實驗則參考 Meinshausen et. al (2011)，設定二倍與四倍的條件進行模擬。以 WRF-ideal 而言，其結果顯示越高海溫的颱風其結構越不緊湊，但會導致較大的颱風，除此之外，具備較高的相對濕度以及在颱風中心之高空具備較高的位溫。另一方面，在 Bu et. al (2014)對於雲輻射強迫項的探討中指出此項對於颱風結構有相當影響，但本研究之實驗不論二氧化碳濃度如何變化，結果顯示對於颱風的大小並無顯著影響。以 WRF-real 模式而言，雖然增加了颱風路徑與位置的變因，但除了在海溫越高的實驗中會導致越強的眼牆有所差異之外，在颱風大小的分析中皆與 WRF-ideal 模式的結果相近。

本研究僅以初步的模擬與分析來探討未來可能的颱風情況，未來將進行相關的模擬，如大氣垂直層的敏感度實驗。亦將進一步分析這些結果的物理機制，並檢驗二氧化碳在當中所扮演的角色為何。

五、參考文獻

Bu, Y. P., R. G. Fovell, and K. L. Corbosiero, 2014: Influence of Cloud-Radiative Forcing on Tropical

- Cyclone Structure. *J. Atmos. Sci.*, 71, 1644–1662.
- Chan, K. T. F., and J. C. L. Chan, 2012: Size and strength of tropical cyclones as inferred from QuikSCAT data. *Mon. Wea. Rev.*, 140, 811–824.
- Chavas, D. R., and K. A. Emanuel 2010: A QuikSCAT climatology of tropical cyclone size, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L18816, doi:10.1029/2010GL044558.
- Chen, D. Y.-C., K. K. W. Cheung, and C.-S. Lee, 2011: Some implications of core regime wind structures in western North Pacific tropical cyclones. *Wea. Forecasting*, 26, 61–75.
- Chou, K.-H., and C.-C. Wu, 2008: Development of the typhoon initialization in a mesoscale model combination of the bogus vortex and the dropwindsonde data in DOTSTAR. *Mon. Wea. Rev.* 136, 865–879.
- Cocks, S. B., and W. M. Gray, 2002: Variability of the outer wind profiles of western North Pacific typhoons: Classifications and techniques for analysis and forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 1989–2005.
- Dunion, J.P., and C.S. Velden, 2004: The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 85, 353–365.
- Hill, K. A. and Lackmann, G. M., 2009: Influence of environmental humidity on tropical cyclone size. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 3294–3315.
- Kimball, S. K., and M. S. Mulekar, 2004: A 15-year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: Size parameters. *J. Climate*, 17, 3555 – 3575.
- Liu, K. S., and J. C. L. Chan, 2002: Synoptic flow patterns associated with small and large tropical cyclones over the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2134–2142.
- Meinshausen, M., et al., 2011: The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. *Climate. Change*, 109, 213–241.
- Merrill, R. T., 1984: A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1408–1418.
- Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987: An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos.Sci.*, 44, 542–561.
- Wang, Y., 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, 66, 1250–1273.

- Weatherford, C. L., and W. M. Gray, 1988a: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part I: Data analysis and climatology. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1032–1043.
- , and —, 1988b: Typhoon structure as revealed by aircraft reconnaissance. Part II: Structural variability. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1044–1056.
- Xu, J., and Y. Wang, 2010a: Sensitivity of tropical cyclone inner-core size and intensity to the radial distribution of surface entropy flux. *J. Atmos. Sci.*, 67, 1831–1852.
- , and —, 2010b: Sensitivity of the simulated tropical cyclone inner-core size to initial vortex size. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 4135–4157.

六、附錄(圖表說明)

Real Model			
Central point	WRFV3.4.1 with bogus scheme (Wu et. al 2001)		
Central point	145°E · 25°N		
Projection	Lambert projection, and standard parallels were 15°N, 25°N		
Feedback	2-way interaction		
Resolution	Domain1	Domain2	Domain3
	30 km	10 km	3-33 km
Grids number	250x190	141x186	517x700
Time step	180s	60s	20s
Micro physics	Goddard GCE	Goddard GCE	Goddard GCE
Long and short waves physics	rrtmg	rrtmg	rrtmg
Cumulus physics	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	None
Boundary layer	YSU(Hu et. al 2010)	YSU(Hu et. al 2010)	YSU(Hu et. al 2010)
Vertical layer	27 levels, σ coordinates		

表 1 WRF 之 real 模式設計。

Ideal Model	
Initial outer radius	WRFV3.4.1 with em tropical cyclone
Initial Vmax	412.5 km
geophysical fluid dynamics	25 m/s
Resolution	f plane
Resolution	Domain1
Grids number	5 km
Time step	402x402
Time step	10s
Micro physics	Thompson
Long and short waves physics	rrtmg
Cumulus physics	New GFS simplified Arakawa-Schubert
Boundary layer	YSU(Hu et. al 2010)
Vertical layer	20 levels, σ coordinates

表 2 WRF 之 ideal 模式設計。

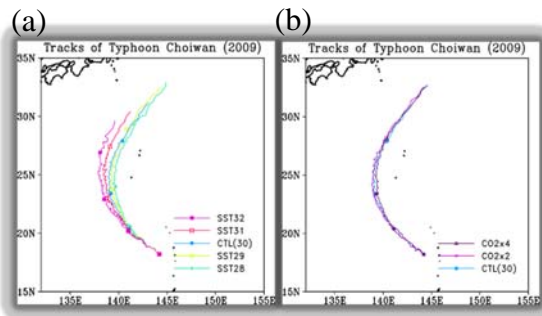


圖 1 WRF-real 模式之彩雲颱風 (2009) 個案實驗路徑。(a) 為海溫；(b) 為二氧化碳之敏感度實驗。

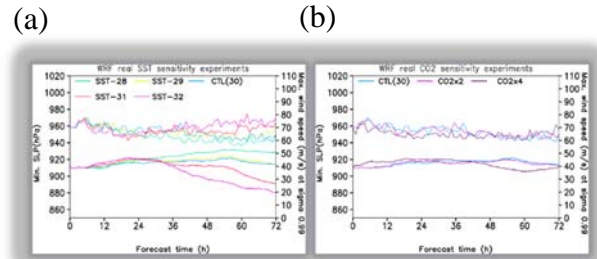


圖 2 WRF-real 模式之颱風強度演變。(a) 為海溫；(b) 為二氧化碳之敏感度實驗。

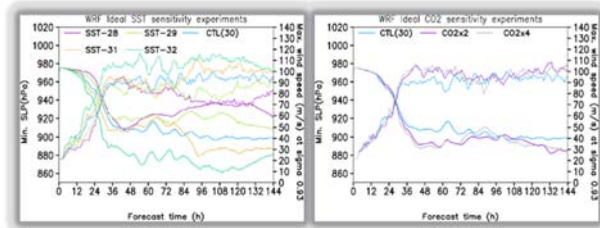


圖 3 WRF-ideal 模式之颱風強度演變。(a) 為海溫；(b) 為二氧化碳之敏感度實驗。

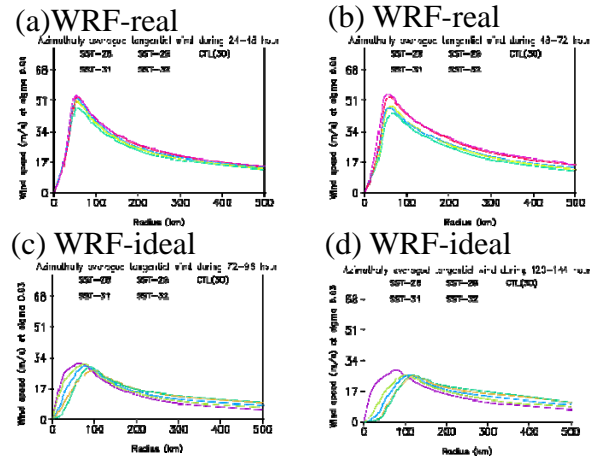


圖 4 海溫敏感度實驗之近地面軸對稱平均切向風分析。(a) 為 WRF-real 模式之模擬中期；(b) 為後期；(c) 為 WRF-ideal 模式之模擬中期；(d) 為後期。

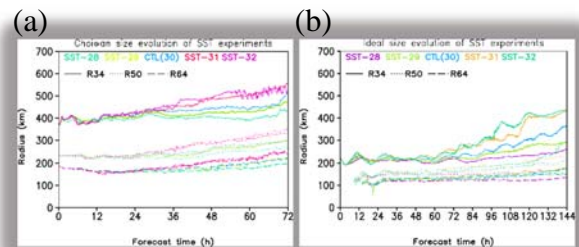


圖 5 海溫敏感度實驗之近地面 R15、R50、R64 距離颱風中心之半徑。(a) 為 WRF-real 模式；(b) 為 WRF-ideal 模式。

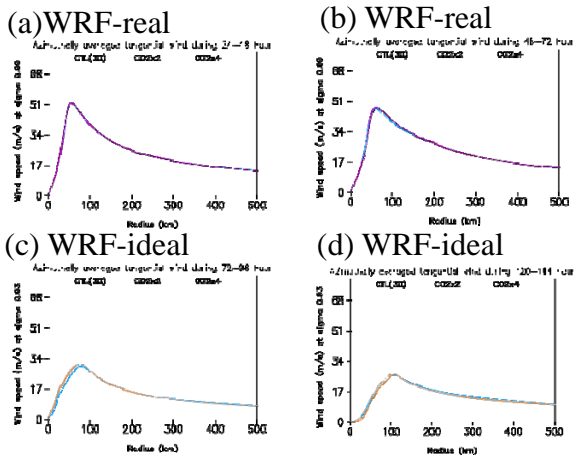


圖 6 二氧化碳敏感度實驗之近地面軸對稱平均切向風分析。(a)為 WRF-real 模式之模擬中期；(b)為後期；(c)為 WRF-ideal 模式之模擬中期；(d)為後期。

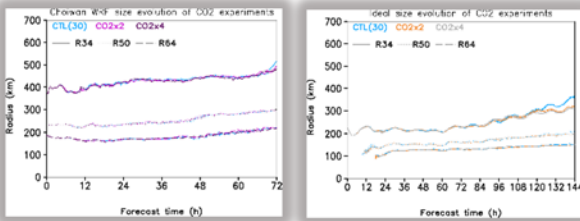


圖 7 二氧化碳敏感度實驗之近地面 R15、R50、R64 距離颱風中心之半徑。(a)為 WRF-real 模式；(b)為 WRF-ideal 模式。

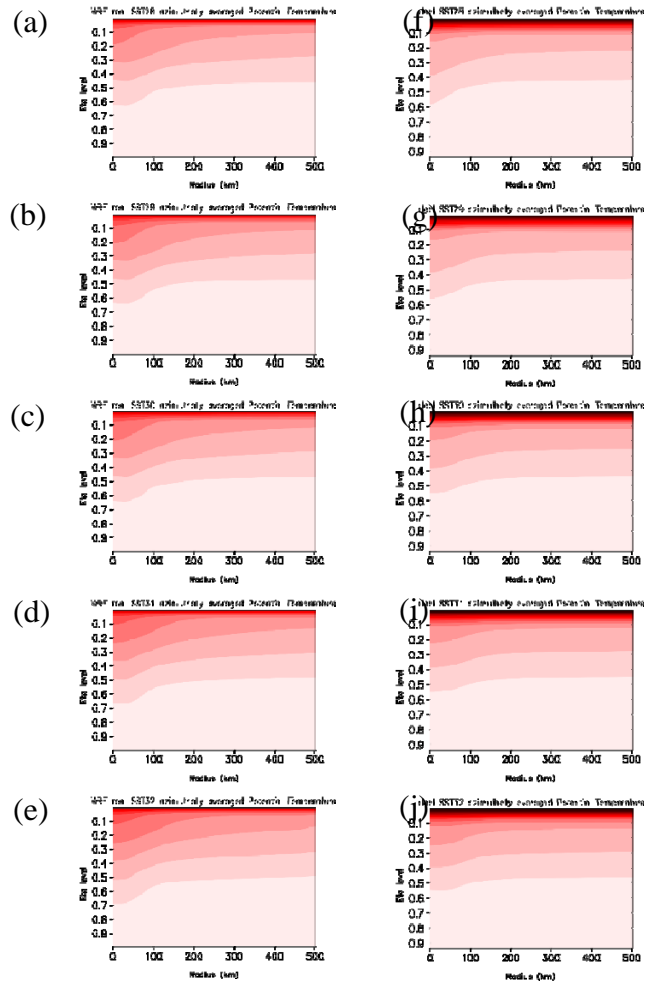


圖 8 海溫敏感度實驗之軸對稱平均位溫。(a)至(e)分別為 WRF-real 模式之 28°C 至 32°C 的實驗；(f)至(j)分別為 WRF-ideal 模式之 28°C 至 32°C 的實驗。

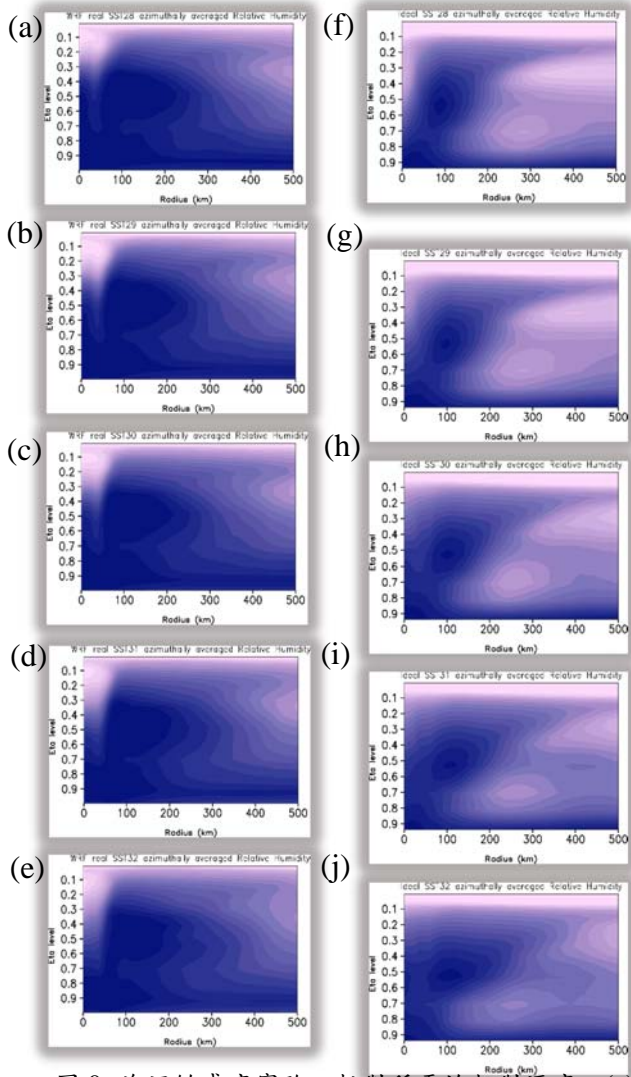


圖 9 海溫敏感度實驗之軸對稱平均相對溼度。(a) 至(e)分別為 WRF-real 模式之 28°C 至 32°C 的實驗；(f)至(j)分別為 WRF-ideal 模式之 28°C 至 32°C 的實驗。