

全球暖化對熱帶氣旋強度與大小之影響研究

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

颱風眼、眼牆、螺旋雨帶，以及暴風為颱風的主要結構特徵，而這些特徵則構成颱風的大小，影響颱風大小的因素相當多元及複雜，因此對其有更完整認識以及推測在暖化條件下的可能變化趨勢是相當重要的。本文利用高解析度的理想化WRF模式，針對颱風在排除外在強迫因素(如：垂直風切、駛流。)下的大小變化進行研究。主要目的為瞭解主要大氣及海洋條件對颱風大小影響的特徵和物理機制，研究中設計五組敏感度實驗，包括：海表面溫度、大氣溫度、科氏參數(颱風所處緯度)、水氣混合比，以及二氧化碳濃度；第二，探討颱風強度、大小，與海表面熱通量(Sea surface heat flux, SSHF)間的關係；最後，模擬在暖化條件下颱風大小的發展特徵。

由高時間解析度的模擬資料顯示，各個實驗在模擬48小時後，颱風達到穩定成熟狀態，最大風速均達至 45 m s^{-1} 以上，且模擬期間並未出現雙眼牆或眼牆取代過程干擾。以軸對稱平均10公尺風場34 kt、50 kt、和64 kt定義颱風大小，其變化於各實驗均呈現系統性差異。海表面溫度之敏感度實驗呈現海表面溫度越高，颱風的強度與大小亦越強和越大；大氣溫度敏感度實驗呈現整層大氣溫度若降低，颱風亦越強和越大；科氏參數敏感度實驗呈現越高科氏參數(高緯度)所發展之颱風則越強和越大；水氣混合比敏感度實驗呈現颱風大小相似，但越多的水氣之颱風發展強度則越強；二氧化碳濃度敏感度實驗呈現颱風的強度與大小並無差異。

本研究的模擬結果也顯示，當海表面溫度較高和大氣溫度較低時，會使海洋提供較高的SSHF，但科氏參數較高時，雖然不會提供較高的SSHF，但由於與角動量成正比，因此仍然呈現較強和較大的颱風。同樣，對流層水氣較高時，對於SSHF沒有顯著影響，但卻能使大氣釋放更多潛熱，進而使颱風強度增加，但颱風大小無明顯改變。另外，在二氧化碳濃度加倍的情況，由於只有些微影響雲輻射，使得頂層外溢長波輻射略微減少，但在SSHF部份並沒有造成明顯改變，因此實驗結果呈現颱風強度與大小無明顯改變的情況。進一步分析SSHF收支，發現主要由潛熱通量(Latent Heat flux, LHF)主導，可感熱通量(Sensible heat flux, SHF)則較少，隨著颱風發展至成熟，可感熱通量佔其比例則逐漸增加。

本研究亦分析海SSHF與颱風強度和大小之間的關係，發現SSHF與颱風強度(最小中心氣壓)的相關係數為0.91，與颱風大小的相關係數為0.67；而軸對稱平均切向風，在內核區各實驗的風速差距約 10 m s^{-1} ，外圍風場約為 5 m s^{-1} ，代表SSHF增加颱風內核的風速大於增加外圍風場，即使在颱風發展期間，颱風強度和大小的發展都呈現增加，但從強度與大小演變之分析結果顯示，兩者之間無必然的因果關係。

本研究為探討全球暖化下西北太平洋海洋大氣熱力結構的改變情況，透過NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research)全球再分析資料進行分析。從1948年至2014年分成三階段，第一階段為1948年至1977年(S1)，第二階段為1978年至2007年(S2)，第三階段為2008年至2014年(S3)，計算各階段海表面溫度和大氣溫度以作為理想模式的背景場。模擬結果顯示，三個階段颱風的強度與海表熱通量有顯著的差別，且在模擬後期S3的颱風大於S1有半徑25公里，過去60年來西北太平洋海表面溫度暖化平均增加幅度約 $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ ，可能為差異的主要原因，因此可預期未來若全球暖化情況加劇的情境下，由熱力不平衡所造成的環境，將會有利於颱風強度與大小的發展，但若考慮動力過程，如：垂直風切、共伴作用，地形作用等因素後，是否會造成同樣的結果，仍待更多的研究深入探討。未來有必要利用氣候模式模擬之背景資料，透過具有完整物理過程的理想模式，模擬更實際的情境條件來探究上述各項作用對於颱風強度與大小的演變過程。

關鍵字：颱風大小、颱風強度、全球暖化

一、前言

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。

本研究簡化實驗的複雜度,使用理想化數值模擬,假設颱風為對稱結構,無駛流以及外圍流場干擾的情況(例如:垂直風切、中緯度槽線影響、高層外流...),並在固定科氏參數(Coriolis parameter)之 f -plane下,即不考慮 β -effect之影響,探討颱風大小受到之環境條件,如:海表面溫度、大氣溫度、科氏參數(颱風所處緯度)、水氣混合比、二氧化碳濃度的影響。此外,亦模擬分析分析暖化條件下,颱風大小的可能變化趨勢。

二、模式與實驗設計

(一)模式

本研究使用的理想化WRF(Weather Research and Forecasting)模式為em_tropical_cyclone,近年來已被廣泛地使用於氣象預報和大氣模擬研究上,是新一代的中尺度數值天氣預備系統,相關詳細之WRF模式介紹、物理過程與動力架構可參考Skamarock et al. (2008)。模式中的控制組(CTL)設定如表1,海溫為固定溫度30 °C,經過靜力平衡調整,初始風場會比設定值略低約 2 m s^{-1} ,大氣溫度和水氣混合比皆使用Jordan (1958)提出的熱帶探空資料,二氧化碳濃度數值參考政府間氣候變遷專門委員會(Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC)第四次的評估報告(Assessment Report 4, AR4),設定為379 ppmv (parts per million by volume),背景風場為 0 m s^{-1} ,即無駛流及垂直風切。另外,溫度場隨著渦旋在熱力風平衡下進行調整。

表1 理想化WRF模式設計與物理參數法

Ideal Model	WRF V3.4.1 with em tropical cyclone
Initial outer radius	412.5 km
Initial Rmax	82.5 km
Initial Vmax	25 m/s
Coriolis parameter	f -plane located at 20°N
Resolution	Domain1
	5 km
Model top	25 km
Grids number	401×401
Time step	10 s
Microphysics	Thompson
Long and short waves radiation	Rapid Radiative Transfer Model for General circulation models (RRTMG)
Cumulus parameterization schemes	New GFS simplified Arakawa-Schubert (NSAS)
Boundary layer parameterization	Yonsei University (YSU)
Surface layer	MM5 Similarity
Vertical level	60 levels, σ coordinates

(二)實驗設計

本研究設計五組敏感度實驗,分別為:海表面溫度(SST)、大氣溫度(AT)、科氏參數(颱風所處緯度, LAT)、水氣混合比(MR),以及二氧化碳濃度(CO_2)。此外,亦設計實際大氣背景場之過去66年三階段實驗分別為:S1(1948至1977年)、S2(1978至2007年)、S3(2008至2014年),如表2。此實驗除了固定 f 使其與CTL之設定相同外,其餘皆具備各自的大氣熱力背景場,並且根據Meinshausen et al. (2011)提出的二氧化

碳濃度資料，將三組實驗階段的二氧化碳濃度分別做平均。

表2 敏感度實驗與實際大氣熱力背景場實驗設計

	CO ₂	SST	MR	Lat	AT
CTL	379 ppmv	30°C	Jordan (1958)	20°N	Jordan (1958)
Carbon Dioxide (CO ₂)	758 ppmv	30°C	Jordan (1958)	20°N	Jordan (1958)
	1516 ppmv				
Sea Surface temperature (SST)	379 ppmv	28°C	Jordan (1958)	20°N	Jordan (1958)
		29°C			
		31°C			
		32°C			
Mixing Ratio (MR)	379 ppmv	30°C	Jordan (1958)-20% Jordan (1958)+20%	20°N	Jordan (1958)
Coriolis Parameter (LAT)	379 ppmv	30°C	Jordan (1958)	30°N 40°N	Jordan (1958)
Air temperature (AT)	379 ppmv	30°C	Jordan (1958)	20°N	Jordan (1958)-2°C Jordan (1958)+2°C
Real	S1 (319 ppmv)	S1	S1	20°N	S1
	S2 (357 ppmv)	S2	S2		S2
	S3 (391 ppmv)	S3	S3		S3

三、 模擬結果

在所有實驗均模擬144小時後，分析其SSHF、強度，大小的演變，圖1顯示SST的SSHF和強度演變情況，在模擬時間第24小時以前為渦旋發展與調整期，可發現初期強度於五組實驗皆相等，但由於海表面溫度的不同，由SST28至SST32的SSHF有系統性的差異。這代表SSHF扮演使颱風增強的角色，而SSHF和強度的持續增強與 Emanuel(1986) 提出的 WISHE (Wind-induced surface heat exchange) 和 Craig and Gray (1996) 探討颱風增強的機制一致。

圖2顯示颱風的大小有延遲反應的現象。SST32最先發展達到R64的風速，隨後其大小同樣呈現系統性的差異，隱含著在理想化颱風發展狀態，颱風強度

的增強與大小的增加皆受到SSHF的影響，但在颱風內核區的反應大於外核區。

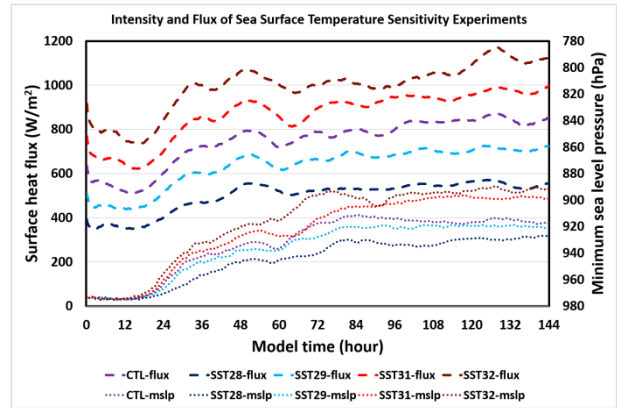


圖1 SST實驗之颱風強度演變與SSHF演變圖。

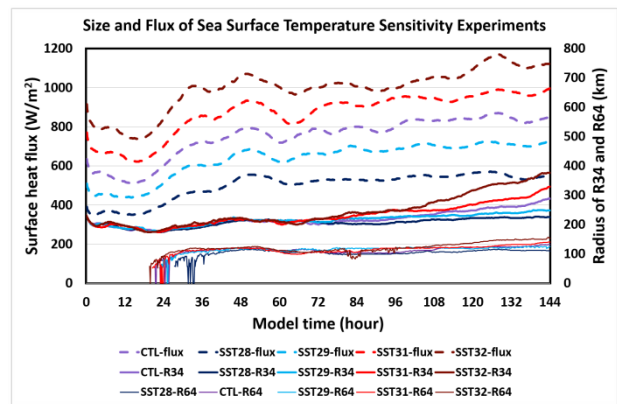


圖2 SST實驗之颱風大小與SSHF演變圖。

圖3(a)和圖3(b)為AT的SSHF和強度與大小演變情況，與上述SST實驗相仿，可感熱和潛熱的通量會收到溫度改變的影響，可感熱通量(Sensible heat flux, SHF)和潛熱通量(Latent heat flux, LHF)方程如下：

$$SHF = \rho C_p \overline{w' \theta'} \quad (1)$$

$$LHF = \rho L_v \overline{w' q'} \quad (2)$$

$$\overline{w' \theta'} = C_H |U| (\theta_s - \theta) \quad (3)$$

$$\overline{w' q'} = C_Q |U| A_m (q_s - q) \quad (4)$$

這裡 ρ 是空氣密度， w 為垂直風速， L_v 為水的蒸發潛熱， $\overline{w' \theta'}$ 和 $\overline{w' q'}$ 分別為其運動定義(kinematic definition)， $|U|$ 為高度為 z 的平均風速， θ_s 為地表位溫， θ 為高度為 z 的位溫， A_m 為水氣可用度(Moisture availability)，相當於地表飽和度(Zhang and Anthes 1982)，也可以理解為蒸發效率， q_s 為地面溫度的比濕，在本實驗即為海面， q 為高度為 z 的比濕。

從模式初期模擬開始已出現系統性差異，AT-2為最高，AT+2為最低，表示當大氣溫度與海表面溫度越相近時，越不利於LHF向上傳送，即 $q_s - q$ 減低，以至於使SSHf減低，代表若只增加大氣溫度，則會使颱風呈現較弱以及較小的趨勢。

圖3(c)和圖3(d)為LAT的SSHf和強度與大小演變情況，排除 β -effect和Rossby drift對颱風的發展影響，顯示在模擬時間第24小時以前的SSHf和颱風強度並無顯著差異，直到模擬第96小時後期才出現系統性差異，觀察圖3(d)的R64情況也可發現CTL先發展起來，LAT40最後才發展起來，也就是 f 較大的情況下，慣性穩定較大，颱風較不容易發展(Spin up)起來，這與Li et al. (2012)的研究結果一致。另一方面，由於LAT40的向內角動量傳送較大(圖未顯示)，因此其颱風的大小也呈現較大，此結果也與Xu and Wang (2010a,b)一致。

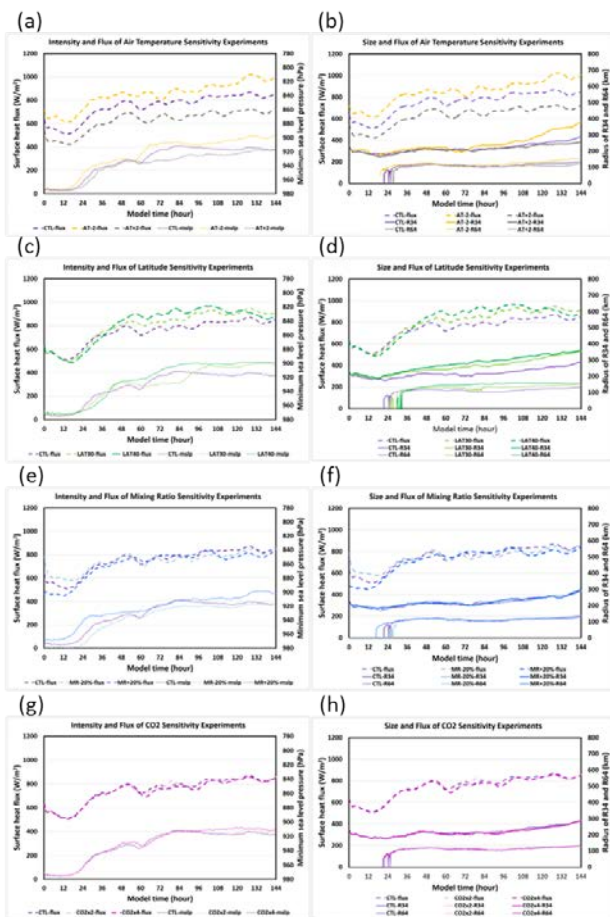


圖3 四組實驗之颱風SSHf、強度與大小演變圖。

上述實驗結果可發現調整SST和AT後，隨著時間水氣混合比亦會發生改變，為了釐清水氣在颱風發展中扮演的角色，在不調整加熱率和冷卻率的情況下模擬其結果，圖3(e)顯示MR+20%初始的颱風強度較強，MR-20%較弱，這裡須注意是因為模式初始的靜力調整結果，因此在颱風強度的比較上也須將此因素考慮進去。當MR-20%的 q 較低時，其SSHf也較高，反之亦然，然而在SST條件相同情況下，三組實驗的SSHf趨於一致，同樣地，圖3(f)三組實驗的R34和R64緩慢增加，但無明顯差異。

在大氣中， CO_2 扮演溫室氣體的角色，主要的作用為降低輻射冷卻效應，增加空氣和海水溫度(Solomon et al. 2007)，圖3(g)顯示無論 CO_2 濃度如何調整，其SSHf幾乎完全相同，僅透過輻射吸收些微影響颱風的強度。圖3(h)更可發現三組敏感度實驗無差異，與過去許多研究結果不一樣(Walsh et al. 2004, 2015; Oouchi et al. 2006; Yoshimura et al. 2006; Bengtsson et al. 2007; Knutson et al. 2010; Held and Zhao 2011; Murakami et al. 2011; Villarini and Vecchi 2013)，然而在此的模擬並未考慮 CO_2 長時間增加與反應所造成的海水升溫，或大氣溫度上升等連鎖效應，僅代表 CO_2 對於雲輻射冷卻的效應遠遠低於水氣。

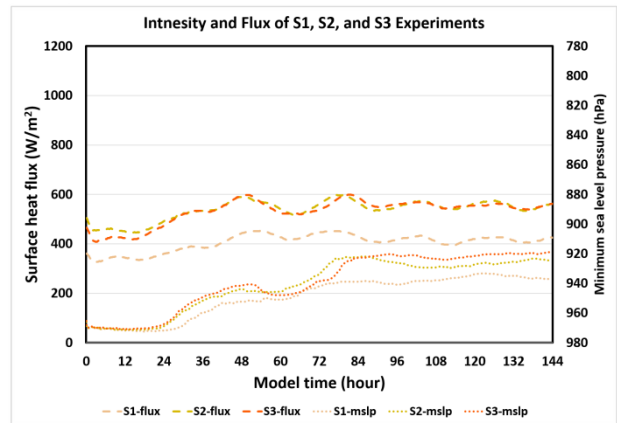


圖4 三階段實驗之颱風強度與SSHf演變圖。

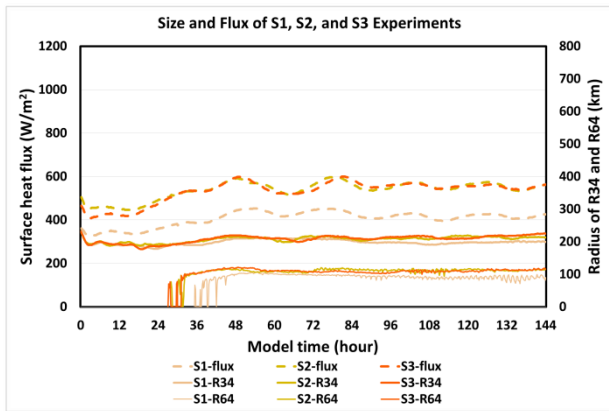


圖5 三階段實驗之颱風大小與SSHF演變圖。

模擬並分析暖化條件下的颱風發展情況，圖4顯示S3和S2的SSHF和颱風強度相近，且明顯大於S1；在颱風大小方面，由圖5顯示在模擬時間的96小時出現一些系統性差異，由大至小分別為S3、S2、S1。

四、 結論

了解颱風大小的特徵和其動力機制成為近年來研究颱風的一個重要的議題，因為它影響著暴風潮、降水量和降水區域，在颱風的潛在破壞力上為不能被忽略的角色，對台灣來說，颱風所造成的災害逐漸由風力破壞轉為水災、土石流，因此對颱風大小的掌握，有助於對颱風定量降水的預報。本研究分為兩個部分，分別探討「颱風大小的特徵與物理機制」與「未來全球暖化條件下的可能改變」。

由平均SSHF顯示，SST為主要來源，其次為AT，第三為LAT較高緯度之 f 所影響的動力因素，但是MR的減少也會使SSHF增加，而CO₂的輻射效應則是對SSHF影響微小。反應於颱風大小的平均結果，系統性差異的排序仍然分別為SST、AT、LAT、MR、CO₂。增加SST會使颱風強度增強，大小增加；增加AT會使其颱風強度減弱，大小減小，R64的發展速度較慢；增加LAT會使颱風強度增強，大小增加，這與過去的觀測結果一致(Chan and Chan 2012)，而眼牆大小會因著較高的慣性穩定使其內流不容易向颱風中心傳送而增加，即內核R64的發展速度較慢；增加MR會因著降低潛熱通量和 A_m ，抵消所增加的凝結潛熱釋放和降水，進而使颱風強度和大小無明顯改變；增加CO₂濃度雖然降低了輻射冷卻效應，但對颱風的

改變可以被忽略。須注意的是，雖然SST為熱力不平衡的主要影響颱風大小之關鍵因素，但其代表的意義為供應熱量，在實際大氣中，Lin et al. (2013)已指出OHC(Ocean heat content)對颱風的影響會大於SST。

透過分析SSHF和颱風強度的演變，初期在SSHF具備系統性差異下，颱風強度的反應延遲約24小時，各實驗中可發現由於海表風速的增加，使得SSHF持續增加，這代表SSHF與颱風風速的關係為因果關係以及正回饋機制，且颱風的內核區風速改變大於外核區，以熱力不平衡觀點而言，這很可能是在相似的颱風大小下，因著不同SSHF而颱風強度不同的原因之一。

根據NCEP/NCAR R-1的再分析資料分析過去1948年至2014年的西北太平洋SST、AT和MR並以此作為理想化WRF模式的大氣海洋背景場模擬颱風。結果顯示颱風的強度、大小和MR皆有增加的情況，而R64的發展速度也變為較快。這隱含著在全球暖化加劇之下，未來的環境條件將可能更有利於颱風的發展，其強度和大小皆增加。

過去研究對於全球暖化下颱風大小的分析普遍受限於粗糙的模式解析度，以及模擬的颱風強度偏弱導致難以進行精確的回溯性預報資料校驗，但本研究提供了直接設計理想化暖化條件進行高解析度模擬為相當重要的新概念。因此颱風大小不僅僅與颱風內部動力和外在天氣系統息息相關，由於環境條件之差異，在全球暖化的事實底下，颱風的熱力不平衡、海氣的交互作用等效應也扮演相當關鍵的因素。

參考文獻

- Bengtsson, K. I. Hodges, M. Esch, N. Keenlyside, L. Kornbluh, J.-J. Luo, and T. Yamagata, 2007: How may tropical cyclones change in a warmer climate? *Tellus*, 59A, 539–561, doi:10.1111/j.1600-0870.2007.00251.x.
- 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.

- Emanuel, K. A., 1986: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady-state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, 43, 585-605.
- Held, I. M., and M. Zhao, 2011: The response of tropical cyclone statistics to an increase in CO₂ with fixed sea surface temperatures. *J. Climate*, 24, 5353–5364, doi:10.1175/JCLI-D-11-00050.1.
- Jordan, C.L., 1958: Mean soundings for the West Indies area. *J. Meteor.*, 15, 91-97.
- Knutson, T. R., J. L. McBride, J. Chan, K. Emanuel, G. Holland, C. Landsea, I. Held, J. P. Kossin, A. K. Srivastava, and M. Sugi, 2010: Tropical cyclones and climate change, *Nature Geosci.*, 3, 157-163.
- Li, T., X. Ge, M. Peng, and W. Wang, 2012: Dependence of Tropical Cyclone Intensification on the Coriolis Parameter. *Tropical Cyclone Research and Review*, 1(2), 242-253.
- Lin, I.-I., G. A. Goni, J. A. Knaff, C. Forbes, and M. M. Ali, 2013: Ocean heat content for tropical cyclone intensity forecasting and its impact on storm surge. *Nat. Hazards*, 66, 1481-1500, doi:10.1007/s11069-012-0214-5.
- Meinshausen, M. et al., 2011: The RCP Greenhouse Gas Concentrations and their extension from 1765 to 2500. *Climatic Change (Special Issue on RCPs)*
- Murakami, H., B. Wang, and A. Kitoh, 2011: Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. *J. Climate*, 24, 1154–1169, doi:10.1175/2010JCLI3723.1.
- Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki, and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20 km mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 259-276.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X.-Y. Huang, W. Wang, and J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF version 3. NCAR technical note, NCAR/TN-475+STR.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. Averyt, M. M. B. Tignor, and H. L. Miller Jr., 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996 pp.
- Villarini, G., and G. A. Vecchi, 2013: Projected increases in North Atlantic tropical cyclone intensity from CMIP5 models. *J. Climate*, 26, 3231–3240, doi:10.1175/JCLI-D-12-00441.1.
- Walsh, K.J.E., 2015: Fine resolution simulations of the effect of climate change on tropical cyclones in the South Pacific. *Climate Dynamics*, DOI: 10.1007/S00382-015-2497-1.
- , K.-C. Nguyen and J.L. McGregor, 2004: Fine-resolution regional climate model simulations of the impact of climate change on tropical cyclones near Australia. *Climate Dynamics*, 22, 47-56.
- 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.
- Yoshimura, J., M. Sugi, and A. Noda, 2006: Influence of greenhouse warming on tropical cyclone frequency. *J. Meteor. Soc. Japan*, 84, 405–428, doi:10.2151/jmsj.84.405.