

環境風切引發之颱風對流不對稱研究-衛星資料分析及數值模式模擬

江孟恆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

本研究透過美國氣候預測中心變形技術(Climature Prediction Center MORPHing technique, CMORPH)整合之衛星反演降雨率資料針對颱風之對流不對稱進行分析, CMORPH 衛星反演降雨率源自於 DMSP、NOAA、NASA Aqua 與 TRMM 等低軌道衛星之微波觀測, 透過整合之技術可以避免衛星掃描帶不足造成之影響, 並可進行時空解析度更連續且完整之個案分析。

研究中選取 2010 至 2012 年西北太平洋地區共 43 個颱風來進行分析, 藉由美國國家環境預測中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)風場資料計算環境垂直風切, 並結合 CMORPH 衛星反演降雨率計算颱風對流中心偏移, 亦將環境垂直風切與颱風強度進行分類, 以分析環境垂直風切、颱風強度與環境垂直風切對於颱風之對流不對稱之影響。

資料分析結果顯示颱風之對流不對稱主要發生在下風切方向, 且下風切方向左側最為明顯, 與過去研究結果一致, 表示 CMORPH 衛星資料相當能夠掌握颱風水平結構上的分布情形。本文亦透過 WRF 數值模式進行強風切條件下之個案模擬, 利用數值模式高解析度之優勢, 檢視颱風受環境垂直風切影響後, 其水平及垂直結構上分布情形, 更深入了解造成颱風對流不對稱之機制。

關鍵字：颱風對流不對稱、環境垂直風切。

一、前言

颱風為一內部動力與熱力過程複雜之跨尺度大氣與海洋系統, 同時也是一個非常具有破壞力的劇烈天氣系統, 在西北太平洋地區平均每年有 26.5 個颱風生成, 而台灣正好位於西北太平洋颱風的主要移動路徑上, 所以每年約有 3 至 4 個颱風會侵襲台灣。由於台灣高聳的地形經常造成颱風的降水極大值出現在山區, 顯然台灣地形與颱風的交互作用對於颱風所帶來之降水是不可或缺的機制。Wu et al. (2002) 透過數值模式對賀伯颱風(1996)進行地形敏感度實驗, 發現中央山脈之存在對於颱風之降水有加強的效果。

然而近幾年的研究指出颱風本身不對稱結構對於颱風登陸後所帶來之豪大雨分布也有相當大的影

響。如莫拉克颱風(2009)及凡那比颱風(2010)皆因為颱風登陸前之不對稱結構, 為台灣南部地區帶來局部性強降水, Lin(2011); 沈(2012)。隨著觀測技術科技的進步, 陸地上擁有完整的雷達觀測資料, 海面則可以利用機載雷達、投落送以及衛星進行觀測。然而過去受限於衛星的掃描帶不足, 導致無法了解整個颱風生命期之變化過程, 但隨著衛星整合資料的出現, 將多個衛星觀測資料整合成一筆完整且連續的資料, 以利於追蹤整個颱風生命期之變化過程, Joyce et al. (2004)。另一方面數值模式的發展以及應用, 亦可以利用其解析度高之優勢更深入了解許多觀測上的現象, 並能透過改變其物理過程與環境條件, 獲得更多不同情況下的颱風發展情形, 對於颱風預報的改善以及學術研究皆有很大的幫助。

Gray (1968, 1979)提出有利颱風生成的六個條件，溫暖(26.5°C)且足夠的深度(約 50 m)的海水、大氣不穩定度高、相對潮濕的中層空氣、低層本身存在足夠的渦度與輻合、弱的環境垂直風切(小於 10 m s^{-1})、距離赤道約 500 公里以上的距離。但隨著颱風的移動以及環境條件的改變，颱風的強度也會跟著產生變化。Tang and Emanuel (2012)認為環境垂直風切會影響颱風強度，尤其是結合其他大氣條件，如：低海溫與中層乾空氣。

颱風之對流不對稱結構的原因可以分為內部與外部動力過程。內部動力過程最明顯的機制為渦旋羅士比波，當颱風出現波數1的波動時，在內核區即會產生強弱差異之對流不對稱特徵，且此一波動會隨著颱風環流被平移，並不會固定出現在颱風的特定象限，Rogers et al. (2003)；Braun et al. (2006)。外部動力過程包括環境垂直風切、颱風移動及乾空氣逸入等因素，本研究主要著重在垂直風切對於颱風對流不對稱結構的影響。Frank and Ritchie (2001)利用MM5模式討論垂直風切與颱風結構之間的關係，指出當環境存在 15 m s^{-1} 垂直風切時颱風結構將被破壞且強度持續下降直到消散，當環境垂直風切值越大(越小)颱風的結構被破壞得越快速(緩慢)，受到垂直風切影響，高層位渦與相當位溫會被平流至下風切方向，導致颱風上層暖心結構平移至眼牆區域，垂直結構變得傾斜，為符合熱力風平衡而產生新的垂直運動在下風切方向，因而造成颱風不對稱降水的出現。許多數值模擬研究也指出當環境存在垂直風切，颱風上層暖心結構向下風切方向傾斜，並在低層產生較強的內流，形成一種高層輻散、低層輻合的現象，且在下風切方向會出現明顯的上升運動以及降水，上風切方向則有明顯的下沉運動。Davis et al. (2008)利用WRF模式對六個颱風進行分析，討論不同的環境垂直風切影響下，颱風結構、潛熱以及降水分布之變化。葉(2014)利用WRF模式探討南瑪都颱風(2011)對於台灣之不對稱降水，指出環境垂直風切增強導致南瑪都颱風之對流不對稱為造成台灣地區不對稱降水的主要原因。

Reasor et al. (2013)透過機載雷達觀測分析指出，環境風切所造成的颱風不對稱對流以及降水會出現在下風切方向，然而其發生的順序為下風切右側接近

颱風內核區的部分會先激發垂直運動，接著受到颱風環流的平移，導致降水最明顯的區域會出現在下風切方向左側。Chen et al. (2006)透過 TRMM 衛星降雨率分析全球五個海域之颱風，並指出當颱風受到垂直風切影響時，其降雨多出現在下風切方向至下風切方向左側；Hence and Houze (2011)利用 TRMM 衛星降雨雷達分析 1998 至 2007 年大西洋颱風之垂直結構，垂直風切導致下風切方向右側激發新的對流，下風切方向左側則會出現較明顯之降水回波值。Wingo and Cecil (2010)透過 SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager)、TMI(TRMM Microwave Imager)及 AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)衛星降雨率資料進行分析，並分別比較颱風強度以及風切大小之間的關係，指出颱風受風切影響之不對稱降雨多出現在下風切方向左側，當颱風強度較強時，降雨越接近颱風中心且分布較集中，而當颱風強度較弱時，降水較遠離颱風中心且分布較分散，認為強度越強之颱風其抵抗垂直風切影響的能力優於強度較弱之颱風。

二、 資料來源與研究方法

2.1 資料來源

2.1.1 CMORPH 衛星反演降水率

氣候預測中心變形技術(Climatic Prediction Center MORPHing technique, CMORPH)是將多個衛星反演降水率資料整合成一筆完整且連續的全球資料，發展於美國國家海洋暨大氣總署 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)，其空間解析度 $0.08^\circ \times 0.08^\circ$ ，時間解析度 30 分鐘。

目前 CMORPH 整合的衛星資料利用 SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager)、AMSU-B (Advanced microwave sounding unit-B)、AMSR-E(Advanced Microwave Scanning Radiometer for EOS)、TMI(TRMM Microwave Imager)等低軌道衛星(low orbiter satellite)觀測之微波進行估算，當微波觀測資料不足時則使用地球同步軌道衛星(geostationary satellite)觀測之紅外線資料，衛星估算降水率源自於 Ferraro(1997)所發展之 SSM/I 衛星降雨率、Ferraro et al. (2000)發展之 AMSU-B

衛星降雨率及 Kummerow (2001)發展之 TMI 衛星降雨率。

2.1.2 NCEP FNL 分析場

美國國家環境預測中心(National Centers for Environmental Prediction, NCEP)透過全球資料同化系統(Global Data Assimilation System, GDAS)不斷收集全球觀測資料，而產生出全球分析資料(NCEP Final Analysis, FNL)，其空間解析度 $1^\circ \times 1^\circ$ ，時間解析度為 6 小時，垂直分層由地表至 10 hPa 共 27 層，其觀測資料包含海水溫度、海平面氣壓、風場及高度場等變數。

2.2 研究方法

2.2.1 觀測分析

為瞭解環境垂直風切與颱風對流不對稱之間的相關性，本章節透過 NCEP FNL 風場資料以及 CMORPH 衛星反演降雨率進行垂直風切與颱風對流偏移之計算。資料定位颱風中心位置，為避免颱風低層受到摩擦作用而導致其中心定位上產生誤差，因此圖 1a 利用 NCEP 中層(700 hPa)流場進行颱風中心之定位。圖 1b 計算距離颱風中心 5 度範圍內降雨率大於 2 mm hr^{-1} 之降水中心偏移大小與方向以及距離颱風中心 2 至 8 度範圍內，200 hPa 與 850 hPa 間風場差異之環狀平均所得之環境垂直風切。

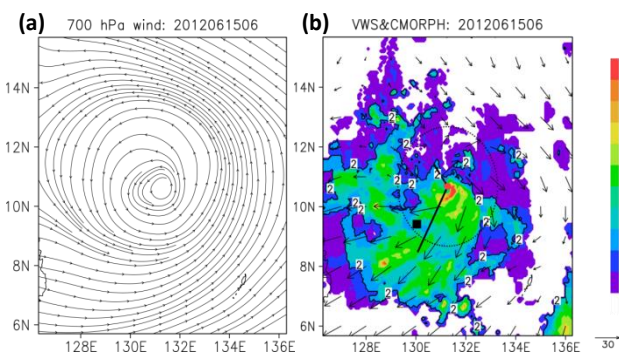


圖 1a, 700 hPa 流線場；圖 1b, 色階為 CMORPH 衛星降雨率，箭頭為環境垂直風切，黑實線為風切方向與大小，黑方點為對流中心偏移方向與距離。

2.2.2 模式設定與分析

除了透過觀測分析的方式，本研究亦利用 WRF

數值模式進行環境存在強垂直風切條件下之個案模擬，並探討環境之垂直風切對於颱風結構造成的影響。

本研究使用之 2 層巢狀網格，由外層(D01)至內層(D02)水平解析度分別為 45 公里及 15 公里，垂直分層為 27 層，長波及短波輻射過程選用 FLG(UCLA) scheme，雲微物理過程選用 Goddard scheme，積雲參數法選用 Kain-Fritsch scheme，邊界層參數法選用 YSU scheme。

模擬結果之分析方法類似於觀測分析所使用之方法，利用模擬之 700 hPa 流場進行颱風中心之定位，並計算模式中之環境垂直風切、垂直運動中心與降水回波中心。降水回波中心取距離颱風中心 5 度內回波值大於 10 dBZ 區域相對於颱風中心之平均中心位置，垂直運動則是計算距離颱風中心 5 度內之垂直運動速度大於 0.5 m s^{-1} 區域相對於颱風中心之平均中心位置，並分別計算兩者偏移之角度與距離。

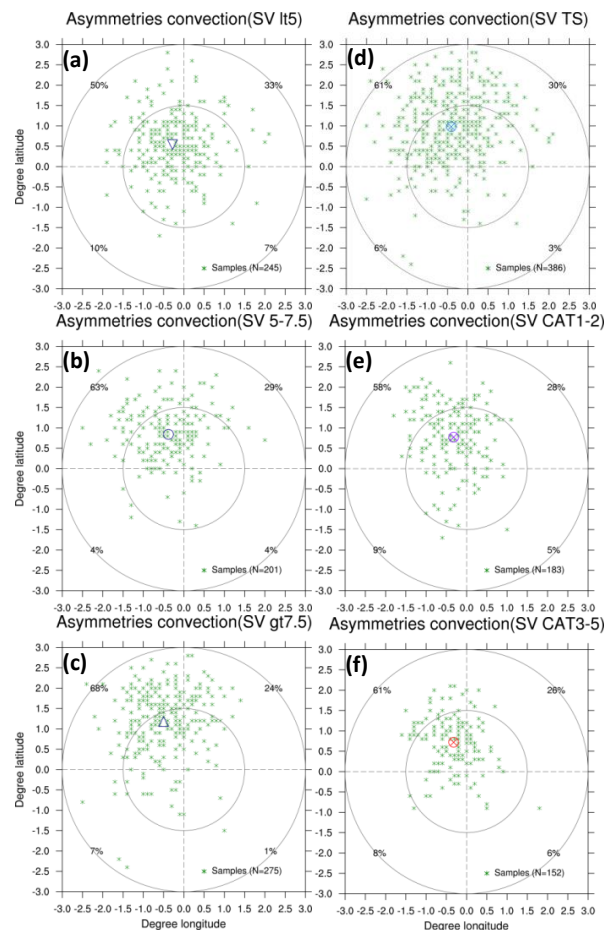


圖 2, 對流中心偏移分布。圖 2a, 弱風切($< 5 \text{ m s}^{-1}$)；圖 2b, 中等風切($5-7.5 \text{ m s}^{-1}$)；圖 2c, 強風切($> 7.5 \text{ m s}^{-1}$)；圖 2d, 熱帶風暴(Tropical Storm, TS)；圖 2e, 1 至 2 類颱風(category 1-2, CAT 1-2)；圖 2f, 3 至 5 類颱風(category 3-5, CAT 3-5)。綠點為每筆樣本之對流中心，風切方向由圖下方吹往上方。

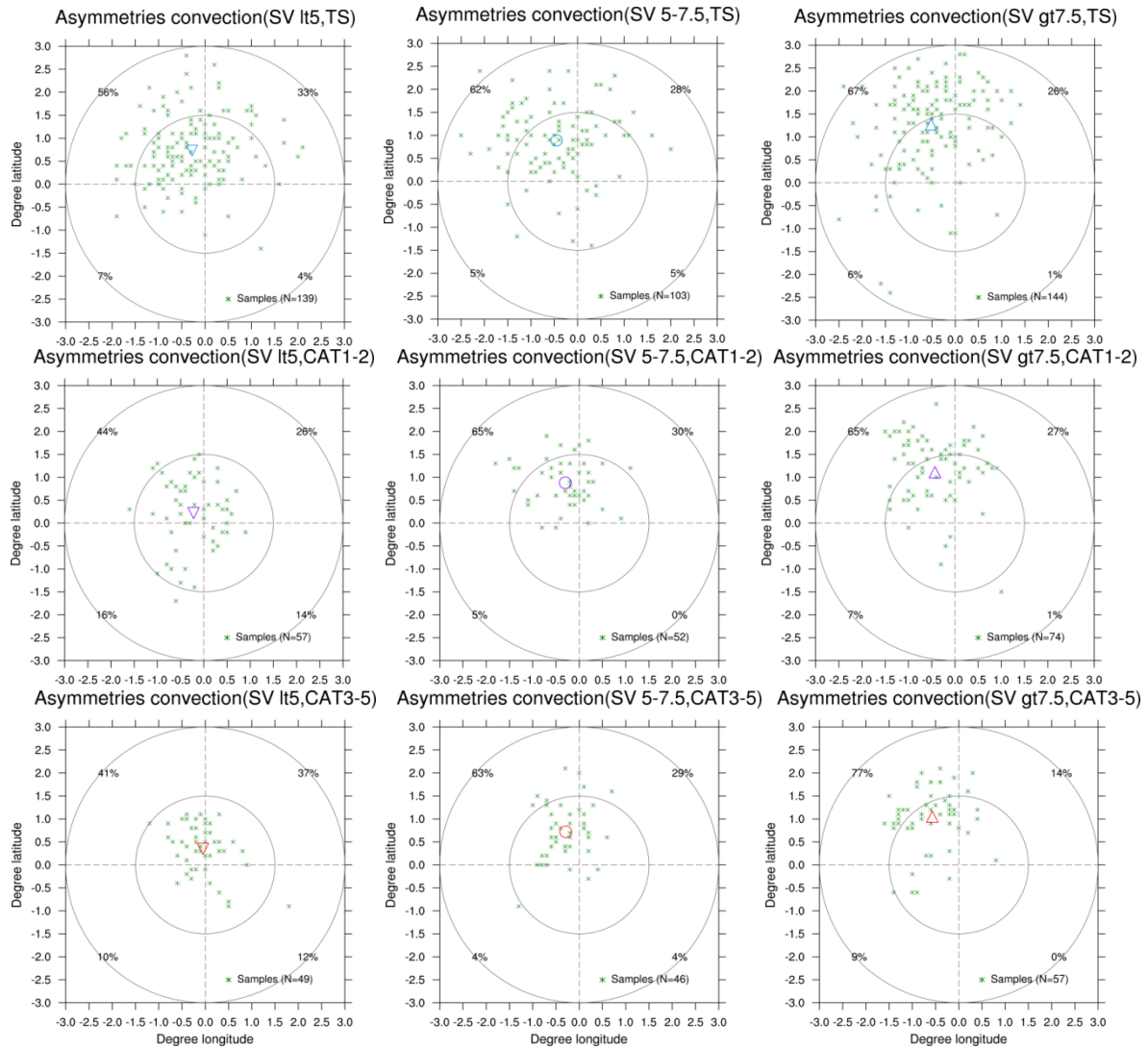


圖 3，相似於圖 2，將兩種分類方式合併。

三、 衛星資料分析

本研究利用聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)所提供之颱風最佳路徑資料以及美國國家颶風中心(National Hurricane Center, NHC)之颱風強度分級方法進行篩選，選取 2010 至 2012 年間西北太平洋地區近中心平均最大風速達 63 km h^{-1} 以上之熱帶風暴(Tropical Storm, TS)進行分析，為避免受到地形影響，本研究選用登陸前與未登陸之颱風進行分析。

透過上述篩選方法，在 2010 至 2012 年期間共有 43 個颱風符合以上條件，藉由每 6 個小時之 NCEP FNL 風場資料結合 CMORPH 衛星反演降雨率將其作為一

筆樣本，共有 721 筆樣本以供我們進行分析。我們引用 Chen(2006)之研究方法，依據美國國家颶風中心之颶風強度分級方法，將颶風分級為熱帶風暴(Tropical Storm, TS)、第 1 至 2 類颶風(category 1-2, CAT 1-2)以及第 3 至 5 類颶風(category 3-5, CAT 3-5)，亦將不同強度之環境垂直風切分類為，弱風切(風切小於 5 m s^{-1})、中等風切(風切介於 5 至 7.5 m s^{-1})以及強風切(風切大於 7.5 m s^{-1})以利得到多種不同條件組合下之分析。

為瞭解環境垂直風切大小與颶風強度分別對於颱風對流中心之影響，圖 2 將環境垂直風切(圖 2a-c)以及颶風強度(圖 2d-f)各分為三類以進行分析，圖 2a 為弱風切條件下對流中心之分布，由於風切較小因此

對流中心分布較接近颱風中心，並且有部分對流中心發生於上風切方向。圖 2b 為中等風切條件下對流中心之分布，相較於圖 2a，下風切方向左側之百分比明顯增加，上風切方向之百分比則有些許減少，且下風切方向之分布有往颱風外圍區域擴散之趨勢。圖 2c 為強風切條件下對流中心之分布，由於受到強風切之影響，因此整體分布明顯偏向下風切方向左側，且多分布在颱風之外圍區域。圖 2d 為颱風強度 TS 之條件下對流中心之分布情形，由於颱風強度較弱且結構較為鬆散，並容易受到環境垂直風切之影響，導致整體分布偏向颱風之外圍區域，圖 2e 為颱風強度 CAT1-2 之條件下對流中心之分布情形，其分布情形明顯較圖 2d 集中於颱風之內核區域，原因為颱風強度增強使其整體環流結構較扎實且完整，因此較不容易受到環境垂直風切之影響，圖 2f 為颱風強度 CAT3-5 之條件下對流中心之分布情形，雖然其整體對流分布中心與圖 2d 接近，但分布情形較為集中，且更趨近於颱風中心，可見其結構非常完整，因此較能抵抗環境垂直風切之影響。

圖 3 為不同環境垂直風切與颱風強度得到的九種分類之對流中心分布情形，當環境垂直風切固定，隨著颱風強度增強(圖上至下)，其對流中心分布會往颱風之內核區集中，且在弱風切條件下，其對流分布最接近颱風中心，強風切條件下時，則會越遠離颱風中心。另外，將颱風強度固定，隨著環境垂直風切增強(圖左至右)，其對流中心分布越偏向颱風之外圍區域，且在颱風強度為 TS 之條件下，所受到環境垂直風切影響最為明顯，此時對流中心分布最偏向颱風之外圍區域，且多發生在下風切方向左側，然而在颱風強度為 CAT3-5 之條件下，其抵抗環境垂直風切之能力最佳，因此就算在強風切條件下，其對流中心偏移程度也不會太大。

四、 模式結果分析

雖然透過觀測分析的結果已能大致了解環境垂直風切與颱風強度對於颱風對流不對稱分布之關係，但本研究亦想利用數值模式高解析度之優勢，進行強風切條件下之個案模擬，檢視颱風受環境垂直風切影響後，其水平及垂直結構上分布情形，便能更

深入了解造成颱風對流不對稱之機制。為避免受地形影響破壞颱風結構，故選用沒有登陸的2012年谷超颱風進行模擬，其生命期為6月13日1200 UTC至6月20日0000 UTC，JTWC發布之颱風最低中心氣壓為926 hPa。

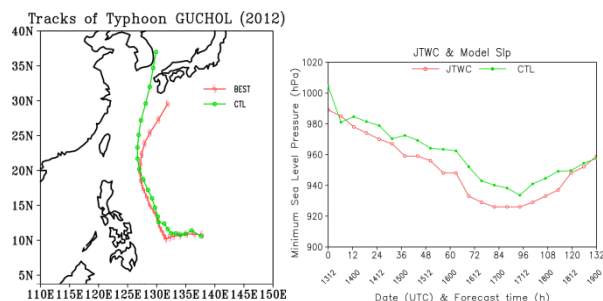


圖 4，圖左為颱風路徑，圖右為強度趨勢。紅線為 JTWC 所發布之最佳路徑與強度，綠線為模擬之路徑與強度。

圖 4 為模擬結果與 JTWC 所發布之颱風最佳路徑與強度趨勢，模擬時間為 2012 年 06 月 13 日 1200 UTC 至 06 月 19 日 0000 UTC，雖然模擬後期之颱風路徑並不理想，但由於本文主要著重於環境垂直風切與颱風強度對於颱風對流不對稱性之影響，因此只要颱風沒有登陸以及強度達到 CAT3-5 之條件即可進行分析。

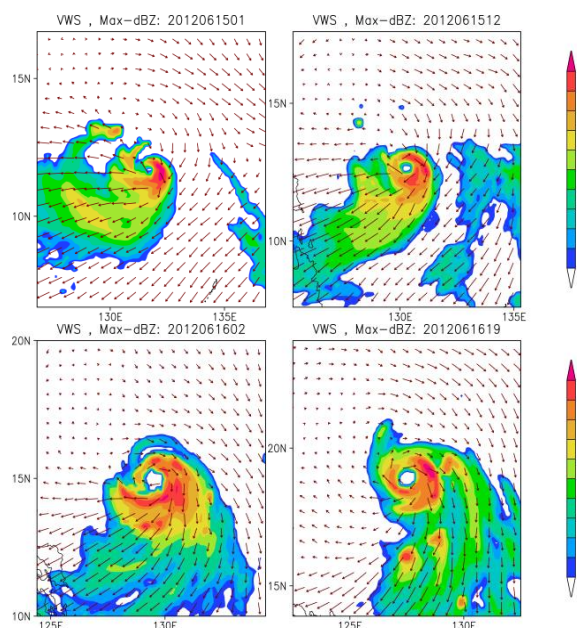


圖 5，模擬之環境風切與颱風水平結構之關係。紅色箭頭為垂直風切，單位： $m s^{-1}$ ；色階為降水回波，單位：dBZ。

圖 5 為模式中之環境垂直風切與颱風之水平結構之關係，紅色箭頭為模擬之環境垂直風切，色階為模擬之回波。圖中可明顯看到颱風隨著強度的強，由最初結構不完整的颱風演變至一個結構完整且有明顯

颱風眼之颱風，其對流不對稱也隨之慢慢減少。模式中其生命期都伴隨著相當強的環境垂直風切，由於受到環境垂直風切之影響，且在下風切方向會出現明顯的強回波值。

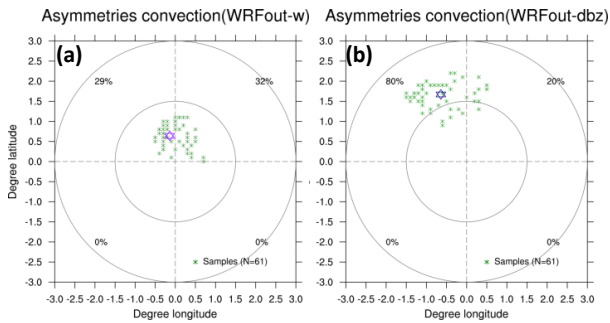


圖 6，模擬之颱風垂直運動與降水回波分布。圖 6a 為垂直運動中心；圖 6b 為降水回波中心。

過去研究指出當颱風受到環境垂直風切影響，首先會在下風切方向右側之颱風內核區域產生強的垂直運動，降水回波則會受到颱風環流之影響，被平移至下風切方向左側之颱風外圍區域。圖 6a 為模擬之颱風垂直運動分布中心，整體分布接近颱風之內核區域，且都位於下風切方向，圖 6b 之降水回波中心分布多在下風切方向左側外圍區域，相較於垂直運動中心之位置明顯在下風切方向有往左且往外圍移動的趨勢，此次的模擬結果與過去研究之結果相當一致。

五、結論與展望

透過 CMORPH 降雨率分析顯示，當環境存在垂直風切時，颱風之對流不對稱會出現在下風切處左側。且當颱風強度較強時，其本身結構完整，較能抵抗環境風切所帶來的影響，因此當強的颱風受到環境風切影響時，其強對流之偏移多分布在接近颱風中心之區域，而弱的颱風其結構相對較鬆散，因此受到環境風切影響時，其強對流多分布在外圍之區域，且分布較為分散。

模式之結果也顯示環境垂直風切造成颱風產生對流不對稱，當颱風受到風切影響時會在下風切處產生垂直運動激發對流，接著降水回波會受到颱風本身環流影響，被平移至風切左側外圍區域，此一結果也

與過去之研究相當一致。

未來亦可以利用 CMORPH 衛星降雨率高時間解析度之優勢，對於颱風水平結構變化進行更深入的分析，亦可提高模式之解析度，以對於颱風之內部對流過程以及其結構變化能有更深入之了解。

六、參考文獻

- Chen, S. Y. S., J. A. Knaff, and F. D. Marks, 2006: Effects of vertical wind shear and storm motion on tropical cyclone rainfall asymmetries deduced from TRMM. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 3190–3208.
- Davis, C. A., S. C. Jones, and M. Riemer, 2008: Hurricane vortex dynamics during Atlantic extratropical transition. *J. Atmos. Sci.*, 65, 714–736.
- Frank, W. M., and E. A. Ritchie, 2001: Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2249–2269.
- Hence, D. A., and R. A. Houze Jr., 2011: Vertical structure of hurricane eyewalls as seen by the TRMM Precipitation Radar. *J. Atmos. Sci.*, 68, 1637–1652.
- Reasor, P. D., R. Rogers, and S. Lorsolo, 2013: Environmental flow impacts on tropical cyclone structure diagnosed from airborne Doppler radar composites. *Mon. Wea. Rev.*, 141, 2949–2969.
- Rogers, R., S. S. Chen, J. E. Tenerelli, and H. E. Willoughby, 2003: A numerical study of the impact of vertical shear on the distribution of rainfall in Hurricane Bonnie (1998). *Mon. Wea. Rev.*, 131, 1577–1599.
- Tang, B., and K. Emanuel, 2012: Sensitivity of tropical cyclone intensity to ventilation in an axisymmetric model. *J. Atmos. Sci.*, 69, 2394–2413.
- Wingo, M. T., and D. J. Cecil, 2010: Effects of vertical wind shear on tropical cyclone precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 645–662.
- Wu, T.-H. Yen, Y.-H. Kuo, and W. Wang, 2002: Rainfall simulation associated with Typhoon Herb (1996) near Taiwan. Part I: The topographic effect. *Wea. Forecasting*, 17, 1001–1015.