

強環境風切引發谷超颱風(2012)對流不對稱研究

周昆炫¹ 江孟恆²

¹ 中國文化大學大氣科學系

² 中國文化大學地學研究所大氣科學組

摘要

本研究透過美國國家大氣研究中心(NCAR)發展之 WRF (Weather Research and Forecast model) 中尺度數值天氣預報模式進行強風切條件下之谷超颱風(2012)個案模擬, 發現隨著颱風強度之增強, 其降水分布結構則趨越於對稱, 並分析颱風降水回波以及垂直運動之分布關係, 發現當環境存在垂直風切時, 颱風之強垂直運動會出現在下風切方向, 而降水回波則會偏向風切方向左側。透過颱風之垂直剖面分析, 當颱風受到垂直風切影響時, 在下風切方向會出現明顯之低層內流(inflow), 以及高層外流(outflow), 此過程加強了風切方向之颱風次環流結構, 使颱風下風切方向更有利於對流之發展, 為颱風對流不對稱之主要原因。

關鍵字: 環境風切、對流不對稱、颱風次環流

一、前言

颱風強度持續減弱直至其消散, 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象限, 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象限, 因而造成颱風不對稱降水的出現。此與 Jones (1995) 所探討之颱風眼牆內熱力不對稱偏向傾斜方向論點一致。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。Corbosiero and Molinari (2002, 2003) 對大西洋 35 個颱風進行合成分析與統計的方法診斷颱風結構, 其利用閃電發生位置定義出颱風之深對流發展區域, 並區分出垂直風切與移動方向所造成的改變, 最後得到垂直風

切為主要影響颱風對流不對稱的原因, 且颱風之不對稱對流會在下風切方向左側最為明顯。

Jones (1995) 使用乾模式解釋這種不對稱垂直運動的形成, 為上升/下降等滴面反應於傾斜的氣旋環流, 發現眼牆周圍的旋轉風會沿著等滴面流動, 導致準平衡(quasi-balanced) 上升(下降)到垂直風切向量的右側(左側)。DeMaria (1996) 使用簡單的兩層診斷模式解釋風切效應, 當垂直環境上、下層風產生差異時, 渦旋環流垂直方向的位渦會產生傾斜, 在渦旋中心附近, 位渦的傾斜會使中層增溫, 減少對流活動並且抑制風暴發展, 並指出強烈熱帶氣旋受垂直風切影響往往低於較小和較弱風暴。

颱風之不對稱降水成因除了與地形之交互作用外, 在登陸前颱風本身結構不對稱也扮演著相當重要的角色, 過去研究也指出颱風之對流不對稱主要受背景流場與垂直風切所影響, 且主要發生於風切方向左側及移動方向右側。而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。本文藉由模擬谷超颱風(2012), 來探討環境風切作用下影響颱風之結構、對流與降水所造成之變化。

二、資料與研究方法

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) 與全球預報系統(NCEP Global Forecast System, GFS) 等多種產品。

NCEP FNL 分析資料相較於 NCEP GFS 同化了更多的觀測資料, 因此本研究選用 NCEP FNL 進行分析以及做為模式的初始場, 其空間解析度 $1^\circ \times 1^\circ$, 時間解析度為 6 小時, 垂直分層由地表至高層(10 hPa) 總共 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。為瞭解環境垂直風切與颱風對流不對稱之相關性, 本研究透過三層巢狀網格模擬實際個案中風切作用下颱風降水、垂直運動分布以及颱風內部結構所造成之影響。模式詳細設計及三層巢狀網格設計如表 1 與圖 1。

颱風之底層流場容易受到摩擦作用而導致其中心定位產生誤差, 因此本研究使用中層(700 hPa) 流場中心, 將其定義為颱風之中心。環境垂直風切計算方式為距離颱風中心 2 至 8 度半徑區域內, 高層(200 hPa) 與低層(850 hPa) 風場差異之環狀平均, 並得到風切方向與強度。颱風之垂直運動計算方式為距離颱風中心 5 度範圍內垂直運動速度大於 0.5 m s^{-1} 之區域, 其相對於颱風之平均中心位置, 並以十字標記表示颱風之垂直運動偏移距離與方向(圖 2), 若標記距離颱風中心越遠, 代表其偏移程度越大。模式降水中心計算方式為距離颱風中心 5 度範圍內, 降水回波值大於 10

dBZ 之區域, 其相對於颱風之平均中心位置, 並以叉標記表示模式之降水回波偏移距離與方向(圖 2), 若標記距離颱風中心越遠其偏移程度越大。

三、模式模擬結果分析

(一) 路徑與強度

本研究模擬之時間為 2012 年 6 月 13 日 0000 UTC 至 19 日 0000 UTC, 總共 6 天, 透過 JTWC 公布之谷超颱風(2012) 最佳路徑與模式模擬之颱風路徑(圖 3), 可以觀察到模式能夠掌握到谷超颱風之移動路徑, 首先為颱風初期之西行, 而後北轉通過呂宋島及臺灣之外海, 最終在沖繩地區減弱, 轉為溫帶氣旋並結束其生命期。藉由 JTWC 之谷超颱風(2012) 中心氣壓隨預報時間變化趨勢與模式之颱風中心氣壓變化(圖 4), 兩者之變化趨勢大致上相同, 前期之颱風強度持續增強, 直到預報時間第 96 小時達到其最大強度(926 hPa), 而模式則是在六小時後才到其最大強度(916 hPa), 兩者皆達到 CAT3-5 之強度, 以利我們分析模擬後期之強風切條件下, 颱風強度增強所造成之降水分布變化。然而在預報時間第 48 小時, 模式之颱風強度明顯減弱, 與 JTWC 之颱風強度有所差異, 此現象為模式中眼牆破裂過程(eyewall breakdown) 所產生結構變化導致。

由於本次模擬主要為探討強風切條件下之個案與其對流不對稱性, 透過 NCEP FNL 分析場風切(圖 5a), 可以明顯觀察到颱風生命期中一直存在相當大的環境垂直風切, 其風切最大值出現在 15 日 1800 UTC 達到 14.6 m s^{-1} , 接著便開始減弱且皆低於 11.5 m s^{-1} , 而谷超正好於風切減弱之期間(16 日 1800 UTC 至 17 日 0600 UTC) 達到其最大強度, 雖然環境垂直風切有減弱之趨勢, 但其最小值 8.8

$m\ s^{-1}$ 仍然屬於強風切之環境條件。谷超之生命期前期主要受到北北東方向之風切影響，並隨著颱風之北移逐漸轉為北風方向風切，因為颱風最終往西風帶接近，因此風切方向轉變為西北方向之風切。

模式之環境垂直風切(圖5b)相對於NCEP FNL分析場之風切(圖5a)均來的強，其原因為模式之空間解析度較高所導致，模式之前中期存在較強之環境垂直風切，其最大值出現於16日1800 UTC為 $14.9\ m\ s^{-1}$ ，在模擬後期當環境垂直風切明顯減弱，正好為颱風強度最強之時期。模式風切方向大致與NCEP FNL分析場之風切方向相同，前期風切方向主要為北北東方向與東北方向，並於17日0600 UTC逐漸轉為北風方向風切，由於模式之颱風移動速度較快，因此最終受到高緯地區之西風影響，導致其轉變為西南西方向風切，且風切強度更達到了 $15.6\ m\ s^{-1}$ ，其實NCEP FNL分析場於18日1800 UTC後也有出現相同之情形(圖未示)。

(二)水平結構分析

從谷超颱風(2012)之衛星微波影像圖(圖6)可以明顯觀察到其不對稱之對流都集中於颱風南側。前期颱風處於增強階段(圖6a)，其強度約為956 hPa (CAT2)，環境垂直風切為 $14.5\ m\ s^{-1}$ 之北北東方向風切(203.3度)，由於環境存在極大之垂直風切，加上颱風仍只是中等強度，因此可以看到強對流都集中在颱風之南側，北側則並沒有太明顯之對流。隨著颱風強度持續增強並達到最強之強度(圖6b、c)，可以觀測到清楚的颱風眼，雖然颱風還是處於強風切條件下，約為 $10\ m\ s^{-1}$ ，但仍能維持其內核結構，且並無減弱跡象，推測原因為較強

之颱風不易受風切影響所致，而下風切方向之颱風外圍區域還是會有明顯之對流產生。隨著颱風持續北移，其環境垂直風切方向開始改變(圖6d)，轉為 $8.9\ m\ s^{-1}$ 之北風方向風切(176.1度)，其強度維持926 hPa (CAT3)，相較於圖6c，雖然颱風強度相同，但風切稍有減弱，因此此時颱風之結構最趨於對稱，且下風切方向外圍之不對稱對流也略為減少。颱風後期衛星微波圖可以觀測到其不對稱性出現(圖6e)，此時颱風強度為937 hPa (CAT3)，環境垂直風切為 $10.5\ m\ s^{-1}$ 之北北西方向風切(155.7度)，而颱風強度減弱以及風切增強，都是造成颱風對流不對稱之原因，因此在下風切方向可以觀察到許多明顯的對流產生，且非常偏向颱風外圍區域。圖6f之颱風強度持續減弱至948 hPa (CAT2)，風切為 $8.5\ m\ s^{-1}$ 之西北方向風切(134.6度)，由於颱風強度為減弱之狀態，因此其眼牆區之對流相當不集中，且在下風切方向也能明顯觀測到不對稱對流之發生。

透過上述之衛星觀測微波圖分析顯示，谷超颱風(2012)之生命期皆伴隨相當明顯之對流不對稱性，且隨著風切之轉向而改變其分布，而其對流發生之最高頻率皆出現在下風切方向。

模式前期之環境垂直風切約為東北方向風切，透過颱風降水回波(圖7a)可以觀察到其降水分布相當不對稱，其中颱風強度與風切大小約966 hPa (CAT2)與 $13.3\ m\ s^{-1}$ ，在颱風之下風切方向左側可以觀察到相當明顯之降水回波，且內核區域並沒有太完整之眼牆結構，配合垂直運動分布情形可以觀察到，颱風之垂直運動與最強降水回波區分布位置並非完全重疊，垂直運動區域會出現在接近風切方向之位置，而強降水回波則會更

偏向左側。當颱風強度增強至933 hPa時(圖7b)，風切大小與方向並無太大之轉變，分別為 $14.3\ m\ s^{-1}$ 與東北方向風切(212.7度)，由於颱風強度已達CAT3，因此其內核結構相對較完整，但颱風仍持續受到風切影響，下風切方向還是有明顯之垂直運動發生，且強降水回波仍是偏向左側之區域。當颱風達到其強度最強之階段(圖7c、d)，其內核結構皆相當之完整，雖然颱風仍然受到強環境垂直風切之影響，但強降水集中於颱風之內核區域，整體分布也更趨於對稱。見圖7c，當颱風強度達到926 hPa (CAT4)，環境垂直風切為 $15.2\ m\ s^{-1}$ 之北北東方向風切(203.4度)，由於環境垂直風切相當強，雖然颱風之內核結構完整，但下風切方向外圍區域之降水回波還是明顯偏多，颱風之垂直運動還是多出現在下風切方向，而強降水回波會出現在更左側且外圍之區域。而後颱風強度持續增強(圖7d)，其強度為916.5 hPa (CAT4)，環境垂直風切為 $10.5\ m\ s^{-1}$ 之接近北風方向風切(185.5度)，此時風切強度稍有減弱，且正好達到颱風之最大強度，因此可以明顯觀測到颱風之結構相當對稱，且下風切方向外圍區域之不對稱降水回波明顯減少，垂直運動與降水回波分布也並無明顯之不對稱情形出現。模式後期階段，環境垂直風切由東北方向風切逐漸轉為北北西方向風切及西北方向風切，隨著風切之轉變，降水回波分布也明顯跟著風切方向一起轉變。如圖7e之環境垂直風切為 $9\ m\ s^{-1}$ 之北北東方向風切(154.3度)，其颱風強度為922.8 hPa (CAT4)，由於其颱風強度相當強，且風切相較於其他時間點較為減弱，因此其不對稱性只稍微偏向下風切方向，垂直運動也明顯分布於下風切方向。當颱風

強度減弱，且風向持續轉變(圖7f)，此時颱風強度為927.9 hPa (CAT3)，風切大小為 $9.2\ m\ s^{-1}$ 之西北方向風切(129.8度)，其颱風結構明顯較不完整，降水回波以及颱風之垂直運動也多分布於下風切之方向。

檢視一系列之衛星微波圖(圖6)以及模式之降水分布圖(圖7)，可以發現無論是透過觀測或是模式模擬之分析結果，颱風之強對流以及強降水之分布，與環境垂直風切大小及方向皆有相當大之關係，颱風之強對流以及降水皆在下風切方向有較廣泛之分布，且當環境垂直風切之方向開始改變，其分布方向即跟著轉變。

(三)對流不對稱分析

由上述之水平結構可以得知，颱風之垂直運動以及降水回波之分布與環境垂直風切有相當大之關係，本節將模擬的谷超颱風(2012)之垂直運動與降水回波分布中心進行合成分析，分析之時間為2012年6月15日0000 UTC至18日1200 UTC。

透過垂直運動中心分布之合成分析(圖8)，可以明顯觀察到，颱風之垂直運動中心分布多集中於下風切方向，且較接近颱風之內核區域，而在左側與右側之百分比分別為55%與45%，代表雖然颱風垂直運動發生在下風切方向，但並不偏向風切之某一側。降水回波之分布(圖9)就有較明顯之差異性，雖然還是都集中於下風切方向，但左側之百分比(88%)明顯高於右側之百分比(20%)，因此颱風之降水回波中心主要分布於下風切方向左側，且有明顯往颱風外圍區域偏移之趨勢。

透過上述垂直運動中心與降水回波中心分布之合成分析，得知颱風之垂直

運動會在下風切方向被激發，且受到颱風環流之影響，降水回波會被平移至下風切方向之左側，此結果與Reasor et al. (2013)透過機載雷達資料所進行之分析結果一致。

(四)次環流分析

過去研究指出環境垂直風切成因為高層與低層之風場差異，因此下風切方向低層之風會加強颱風之內流(inflow)，而高層之風則造成外流(outflow)增強，導致較強的颱風次環流結構在下風切方向形成，因此下風切方向之不對稱對流與降水明顯增加(周等2014)。因此本節欲利用平行與垂直風切方向之颱風垂直剖面(圖10-12)，針對颱風之降水回波、垂直運動以及其風場內外流情形進行颱風之內部結構討論。

當颱風處於中等強度(966 hPa)以及強風切(13.3m s^{-1})之條件下，平行於風切方向之垂直剖面圖(圖10a)，其降水回波明顯集中於下風切方向，且底層可以觀察到相當厚之內流層，高層則為明顯之外流，而最強之上升運動則出現在眼牆區域，形成一個相當強的颱風次環流過程，也是造成颱風之對流不對稱之主要原因。正交於風切方向之颱風垂直剖面(圖10b)，則可以清楚觀察到風切方向左側之垂直運動以及降水回波皆明顯高於上風切方向。

當颱風達到其最大強度916.5 hPa (CAT4)及相對減弱之風切(10.5m s^{-1})條件下，其平行於風切方向之颱風垂直剖面(圖11a)，雖然在下風切方向外側仍有較多的降水回波分布，但可以觀察到其眼牆區域之降水回波相當趨於對稱，且上風切方向也能觀察到明顯之颱風次環流結構，雖然相較於下風切方向其內流之厚度並不大，整體之次環流過程也相

對較弱，而造成此一對稱情形之主要原因為颱風強度增強且風切稍有減弱，因此本時間點之颱風較能抵抗風切所帶來之影響。而正交於風切方向之颱風垂直剖面(圖11b)，其降水回波分布情形也明顯趨近於對稱，雖然左側眼牆區域之降水回波較強，但兩側之分布範圍皆未向颱風之外圍區域發展，其主要因為颱風強度較強，降水回波分布情形主要由颱風環流所決定，因此會集中於颱風之內核區域。

颱風減弱之後，由平行於風切方向之颱風剖面(圖未示)，可以觀察到雖然風切方向轉變幅度相當明顯，但其降水回波於下風切方向還是最為明顯，且伴隨著明顯之次環流過程，只是其強度已減弱許多，且發展高度也明顯降低。而正交於風切方向之颱風垂直剖面(圖未示)，可以發現下風切方向左側之降水回波分布範圍仍然比右側廣泛，但因為颱風處於減弱之階段，因此無論是分布範圍亦或者是高度，皆比前面之時間點來的更弱。

透過一系列之颱風垂直剖面圖，可以發現當環境存在垂直風切時，在下風切方向及其左側降水回波之分布最為顯著，且隨著風切轉變，此一分布情形並無出現差異。當颱風受到環境垂直風切影響，其下風切方向會加強底層之內流以及高層之外流，有利於颱風之對流發展，此一颱風受環境風切所造成之次環流結構不對稱，與過去研究討論論點一致(周等2014)。

四、總結

本研究主要藉由WRF模式之模擬結果，探討環境垂直風切與颱風對流不對稱性之關係。透過NCEP FNL風場分析計算環境垂直風

切之大小與方向，並利用WRF模式進行強風切條件下之谷超颱風(2012)個案模擬，探討颱風受到環境垂直風切影響，颱風之垂直運動以及降水回波分布情形，並透過颱風之垂直剖面，了解造成颱風之對流不對稱之主要過程與原因。

透過合成分析之方法，探討強風切條件下模式之垂直運動以及降水回波中心分布情形，颱風之垂直運動主要會分布在下風切方向，而降水回波則會分布在下風切方向左側，且隨著風切增強(減弱)或颱風強度減弱(增強)，會有向颱風外圍(內核)區域偏移之趨勢。當環境存在垂直風切，颱風之對流會在下風切方向右側被激發，並受到颱風環流之影響，降水回波分布則會被平移至下風切方向左側。此結果與過去研究之論點一致(Corbosiero and Molinari 2002, 2003; Reasor et al. 2013; 周等2014)。

藉由模式之颱風垂直剖面，可以發現在颱風之下風切方向，存在較強且涵蓋範圍較廣之降水回波，上風切方向之降水回波明顯較弱且範圍較小。而下風切方向底層出現明顯內流以及高層外流，有利於颱風下風切方向對流發展，加強颱風次環流過程，為強降水回波集中於下風切方向之主要原因，此結果與周等(2014)提出之論點一致，環境垂直風切加強下風切方向之颱風次環流，造成颱風之對流不對稱發展。而透過正交於風切方向之颱風剖面圖，則可以明顯觀察到風切方向左側之降水回波明顯高於右側，且其分布範圍也較廣泛。

五、參考文獻

- (一)周昆炫、遲正祥、葉峻銘、沈逸翎：凡那比颱風(2010)侵臺期間降水與結構演變之數值模擬探討，2014。大氣科學，第四十二期，181-205頁。
- (二)Corbosiero, K. L., and J. Molinari,

2002: The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2110-2123.

(三)Corbosiero, K. L., and J. Molinari, 2003: The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, 60, 366-376.

(四)DeMaria, Mark, 1996: The Effect of Vertical Shear on Tropical Cyclone Intensity Change. *J. Atmos. Sci.*, 53, 2076-2088.

(五)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.

(六)Jones, S. C., 1995: The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121, 821-851.

(七)Lin, I.-I., M.-D. Chou, and C.-C. Wu, 2011: The impact of a warm ocean eddy on Typhoon Morakot (2009): A preliminary study from satellite observations and numerical modeling. *Terr. Atmos. Oceanic Sci.*, 22, 661-671.

六、附錄(圖表說明)

表1 WRF三層巢狀網格之詳細設定。

模式	WRF V3.4.1 版		
中心位置	北緯 25 度, 東經 130 度		
投影法	蘭伯特投影法, 不變形緯度為 15 25 度		
網巢回饋	雙向式		
垂直解析度	28 層, σ 座標		
	Domain 1	Domain 2	Domain 3
水平解析度	45 公里	15 公里	5 公里
網格數	211x150	361x361	682x682
積分步長	180 秒	60 秒	20 秒
微物理參數	GCE	GCE	GCE
積雲參數法	Kain-Fritsch	Kain-Fritsch	無
長短波輻射	FLG	FLG	FLG
邊界層參數	YSU	YSU	YSU

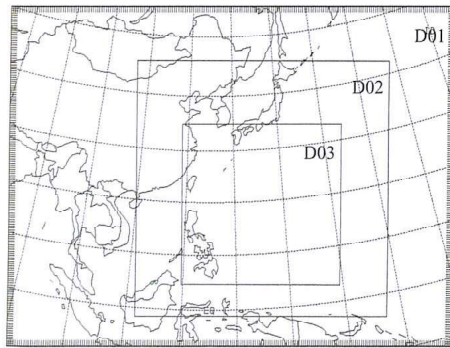


圖 1 巢狀網格點設計示意圖, 外層(D01)水平解析度為 45 公里, 網格點數為 211x160; 中層(D02)水平解析度為 15 公里, 網格點數為 361x361; 內層(D03)水平解析度為 5 公里, 網格點數為 682x682。

VWS, Ave.W, Max-dBZ: 2012061508

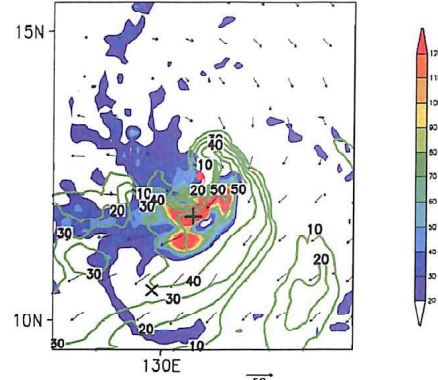


圖 2 降水回波與垂直運動中心及風切計算示意圖。色階為垂直運動, 單位 cm s^{-1} ; 等值線為最大降水回波, 單位為 dBZ; 箭矢為自颱風中心 2 至 8 度範圍內垂直風切之風向與風速; 十字標記為垂直運動中心; 叉標為降水回波中心。

Tracks of Typhoon GUCHOL (2012)

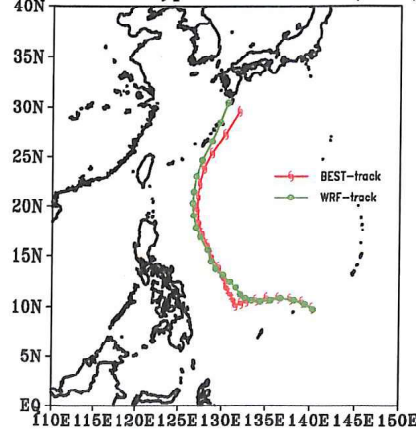


圖 3 JTWC 公布之谷超颱風(2012)最佳路徑與模式之路徑。紅線為 JTWC 之最佳路徑; 綠線為模式模擬之路徑。

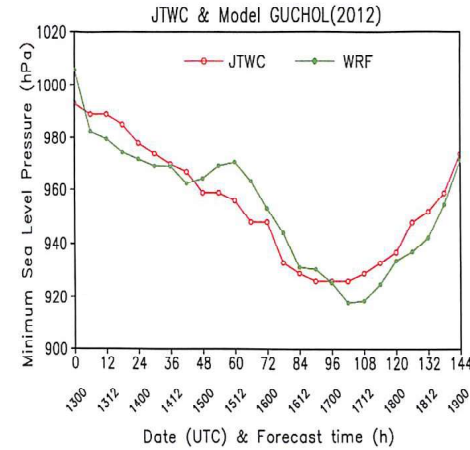


圖 4 谷超颱風(2012)中心海平面氣壓隨模擬時間變化圖。紅色為 JTWC 公布之強度; 綠線為模式之颱風強度。模擬時間自 2012/06/13 0000 UTC 至 2012/06/19 0000 UTC。

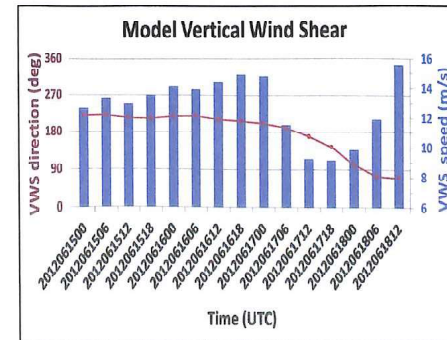
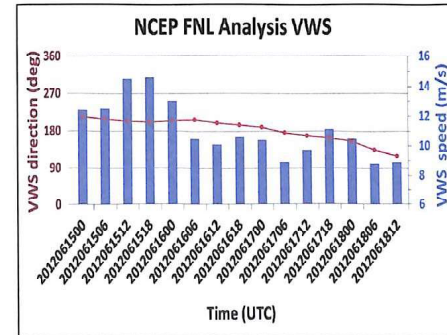


圖 5 觀測與模式之風切變化圖。時間為 2012/06/15 0000 UCT 至 2012/06/18 1200 UTC; 紅色曲線為風切方向, 單位為度, 180 度代表北風方向風切; 藍色直條圖代表風切大小, 單位為 m s^{-1} 。(a)為 NCEP FNL 分析風場之風切; (b)為模式模擬結果之風切。

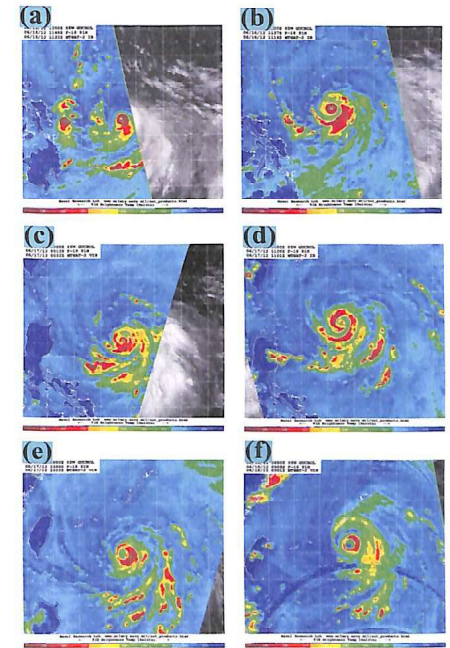


圖 6 谷超颱風(2012)生命期之 SSMIS 衛星微波影像, 單位 K。(a)為 2012 年 6 月 15 日 1200 UTC; (b)為 6 月 16 日 0600 UTC; (c)為 6 月 17 日 0000 UTC; (d)為 6 月 17 日 0600 UTC; (e)為 6 月 18 日 0000 UTC; (f)為 6 月 18 日 0600 UTC。

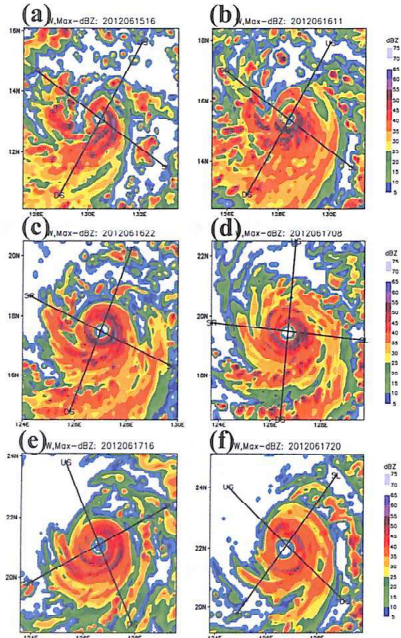


圖 7 谷超颱風(2012)模擬期間之降水回波與垂直運動分布。色階為最大降水回波，單位 dBZ；黑點為大於 4 m s^{-1} 之垂直運動，深灰為 $2-4 \text{ m s}^{-1}$ ，淺灰點則為 $1-2 \text{ m s}^{-1}$ 。US(上風切)-DS(下風切)連線為平行風切方向之剖面，SR(風切右側)-SL(風切左側)連線則為垂直風切方向之剖面，半徑為 3 度。

圖 8 颱風中心 3 度範圍內模式之垂直運動中心分布，風切方向朝向圖上方。N 為總樣本數；綠點為垂直運動中心位置。

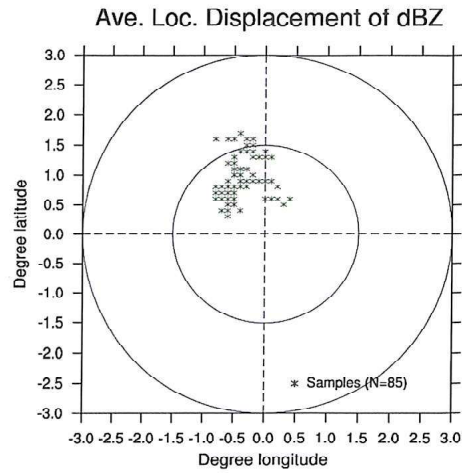


圖 9 颱風中心 3 度範圍內之模式降水中心分布，風切方向朝向圖上方。N 為總樣本數；綠點為模式之最大降水回波中心。

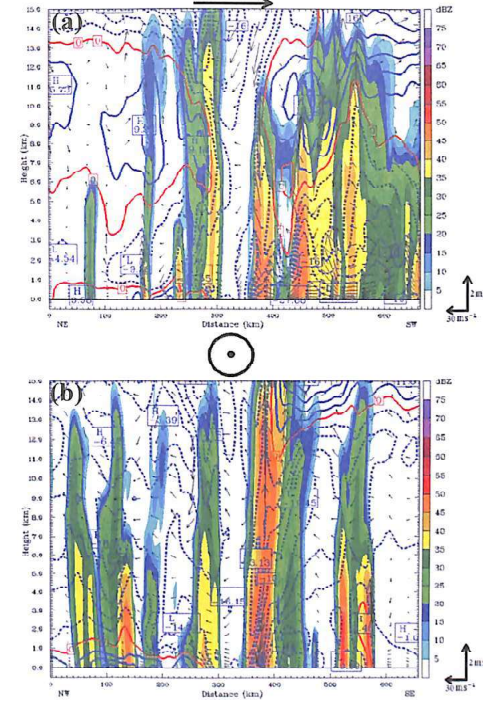
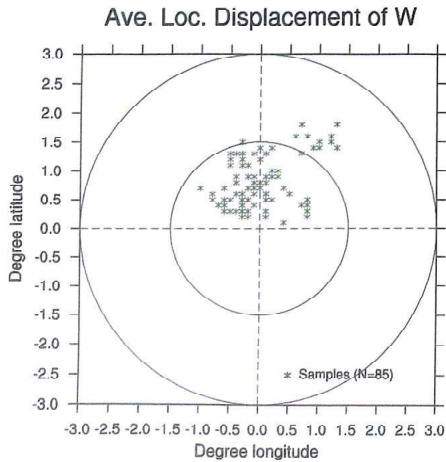


圖 10 模式之颱風垂直剖面結構，時間為 2012 年 6 月 15 日 1600 UTC。色階為降水回波，單位 dBZ；等值線為相對於切面之水平風分量，正值向右、負值向左、紅色為零值線，單位 m s^{-1} ；箭矢為風向風速，單位 m s^{-1} 。(a) 平行於風切之切面，箭頭為風切方向；(b) 正交於風切之切面，風切方向為吹出紙面；半徑 3 度。

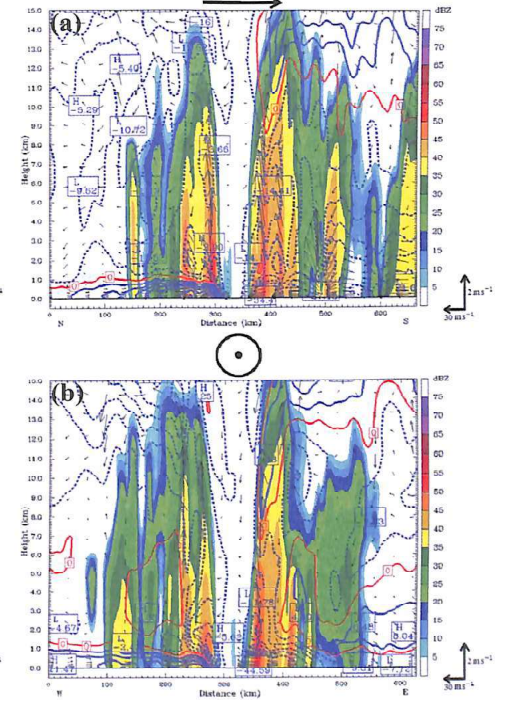


圖 11 模式之颱風垂直剖面結構，時間為 2012 年 6 月 17 日 0800 UTC。色階為降水回波，單位 dBZ；等值線為相對於切面之水平風分量，正值向右、負值向左、紅色為零值線，單位 m s^{-1} ；箭矢為風向風速，單位 m s^{-1} 。(a) 平行於風切之切面，箭頭為風切方向；(b) 正交於風切之切面，風切方向為吹出紙面；半徑 3 度。

The convective asymmetry of Typhoon Guchol (2012) induced by strong environmental wind shear

Kun-Hsuan Chou¹ and Meng-Hen Chiang²

¹Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

²Graduate Institute of Earth Science/Atmospheric Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

ABSTRACT

This study is conducted to simulate the intensity and precipitation pattern of Typhoon Guchol (2012) by Weather Research and Forecast (WRF) model. The simulation results show that the inner-core convection reveals much symmetric when storms stronger. The area of high vertical wind velocity was located in the downshear side, and the area of high reflectivity was located to the downshear-left side of tropical cyclone. Based on the relative flow analyses of the vertical cross-section, there is a strong and thick low-level inflow and upper-level outflow, thus increases the secondary circulation over the downshear side of storm. It is proposed that this dynamical forcing is the main factor that leads the storm to produce more convection and precipitation when the storm embedded in strong environmental wind shear.

Keywords: environmental wind shear, convective asymmetry, secondary circulation of tropical cyclone.