

# 利用對流—層狀分離法分析凡那比(2010)颱風之渦度收支

吳曜竹<sup>1</sup>

楊明仁<sup>1</sup>

Robert Rogers<sup>2</sup>

國立臺灣大學大氣科學系<sup>1</sup>

Hurricane Research Division, NOAA/AOML, USA<sup>2</sup>

## 摘要

凡那比(2010)颱風於9月19日0100 UTC從花蓮登陸，並於1200 UTC遠離臺灣陸地，造成台灣西南部嚴重豪雨。當凡那比颱風的環流在臺灣島上空，眼牆被中央山脈地形瓦解。凡那比颱風移動到中央山脈西側後，眼牆重新組織並在台灣西南部累積極端的降水。本研究探討中央山脈對於凡那比颱風過山後降水結構的演變以及不同降水類型的渦度結構。

使用水平最細1km、垂直55層高解析度WRF模擬，進行完整臺灣地形的控制組實驗(CTL)和無臺灣地形實驗(NTR)。本研究利用Didlake and Houze (2009)的對流—層狀分離法將降水區域分類成深對流、中度對流、淺對流、層狀區和弱/無回波區。在CTL實驗，凡那比颱風眼牆重建的過程中，深對流的比例由9%提升到20%。相反地，NTR實驗的凡那比颱風在通過平坦的臺灣島時，中度對流佔據了多數區域。分析CTL和NTR實驗不同降水區域對眼牆重建的渦度貢獻，NTR實驗在對流區、層狀區和弱回波區在低層總渦度抽拉項的量值是相當的，CTL實驗則是在對流區域有最大的低層總渦度抽拉貢獻。在凡那比颱風眼牆重建初期，中度對流的總渦度抽拉項比深對流所貢獻的大，隨著颱風雨帶和地形間的交互作用以及眼牆重新組織之後，深對流正的總渦度抽拉項貢獻後來超過中度對流的貢獻。NTR實驗沒有眼牆破壞和重建的過程，中度對流的總渦度抽拉項在颱風通過陸地的過程中是主要的貢獻。在NTR實驗中，深對流的正渦度抽拉項貢獻可以達到5公里高度，而CTL實驗大約只有2-3公里高。CTL實驗說明了凡那比颱風由下而上的眼牆重建過程，深對流扮演了重要的角色。

關鍵字：對流—層狀分離法、渦度收支、凡那比颱風

## 一、前言

Steiner et al. (1995)以雷達回波資料點為中心半徑10km內的回波場平均做為背景回波值，當資料點的回波值大於背景回波場或自訂的門檻值，即被分類為對流的中心。Didlake and Houze (2013)使用對流—層狀分離法，針對Katrina (2005)颶風內核雨帶的對流，分析邊界層的動量收支變化。Tao and Jiang (2015)和Fritz et al. (2016)利用回波頂(20dBZ)的高度作為門檻，將對流區再細分成淺對流、中度對流和深對流，前者使用6km和10km作為分界，後者使用4km和8km作為分界。

在中度垂直風切的環境下，Hermine (2016)颶風由熱帶低壓發展成颶風，Rogers et al. (2020) 使用對流—層狀分離法分類對流的型態，發展初期深對流是主要的對流型態，過渡時期則是中度對流為主。在

過渡時期，中度對流的平均渦度貢獻比發展初期的深對流還要顯著。

臺灣地形造成凡那比(2010)颱風眼牆結構破壞，並在中央山脈西側平原重建眼牆的過程有詳細的觀測紀錄與高解析模擬的研究。Liou et al. (2016)利用多雷達三維風場合成技術(WISSDOM)反演出凡那比颱風過山眼牆重建時的風場，並在重建中的眼牆記錄到VHTs (vortical hot tower)的出現。Yang et al. (2018)比較凡那比颱風登陸後臺灣陸地上和臺灣海峽海面上的VHTs特徵，發現陸地上的VHTs有較弱的垂直速度(7-8 m/s)，較窄的直徑(7-11.5 km)，以及較淺的深度(6.5-9 km)，西南側的VHTs經由氣旋式環流移入，豐富的氣旋式渦度透過VHTs由低層傳送至中層，完成凡那比颱風的眼牆重建。

本研究將凡那比颱風的降水類型進行分類，檢驗中央山脈地形對於降水類型的影響，並利用渦度收支分析不同降水類型對凡那比颱風眼牆重建過程的渦度貢獻。

## 二、方法

### (一) 模式設定

本研究使用ARW-WRF 3.3.1版本進行三層巢狀網格凡那比颱風的模擬，模擬時間由2010年9月18日00 UTC至9月20日00 UTC，共48小時，其間包含凡那比颱風通過中央山脈後眼牆瓦解以及重建的過程。水平的網格間距分別為9公里、3公里和1公里，垂直分層共有55層，內外層網格之間有考慮雙向交互作用。模式使用的物理參數化包含Grell-Devenyi系集積雲參數化方案，雙矩量Morrison微物理參數化方案，RRTM長波和短波輻射參數化方案，YSU邊界層參數化方案。積雲參數化只在9公里網格使用，假設3公里和1公里網格足夠解析對流尺度的現象。模式的初始和邊界條件使用ECMWF/TOGA分析場資料，經緯度網格1.125度，每六個小時更新邊界條件。除了控制組實驗(CTL)，也進行去除臺灣地形實驗(NTR)來檢驗地形對於凡那比颱風的深對流分佈和颱風過山的影響。模式的網格設置以及CTL實驗與觀測的驗證可以參考Yang et al. (2018)。

### (二) 對流—層狀分離法

本研究採用Didlake and Houze (2009)的方法，以高度2公里高的雷達回波場計算半徑10公里內平均的雷達回波作為局地背景回波值( $Z_{bg}$ )。經由式(1)透過局地背景回波值計算出對流中心標準( $\Delta Z_{cc}$ )，其中 $a=9$ ， $b=45$ 。當回波值高於 $Z_{bg} + \Delta Z_{cc}$ ，該點及判定為對流區，接著透過式(2)決定對流的半徑大小。

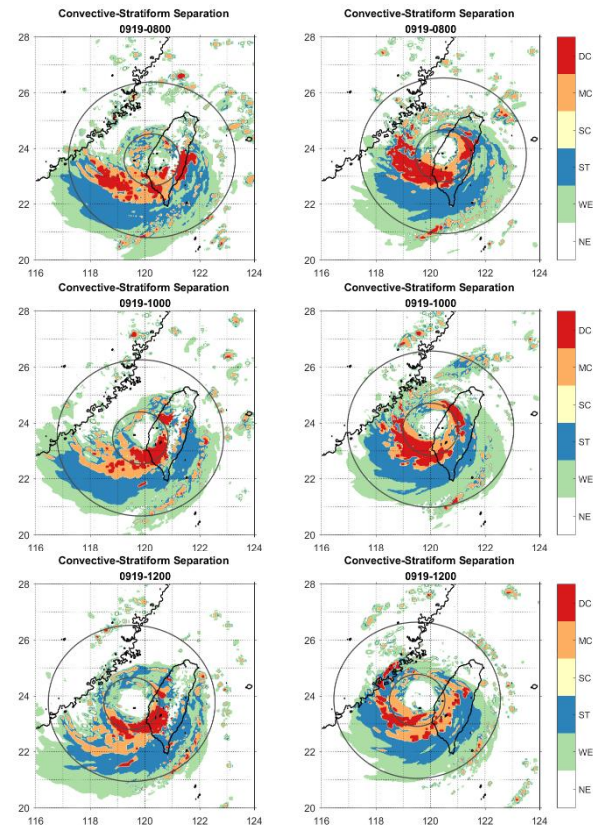
$$\Delta Z_{cc} = a \times \cos\left(\frac{1}{b} \frac{\pi Z_{bg}}{2}\right) \quad (1)$$

$$R = \begin{cases} 0.5, & Z_{bg} < 20 \\ 0.5 + 3.5 \left(\frac{Z_{bg}-20}{15}\right), & 20 \leq Z_{bg} < 35 \\ 4, & Z_{bg} \geq 35 \end{cases} \quad (2)$$

當回波值小於20dBZ時，判定為弱回波區，回波為負值視為無回波(NE)，不屬於對流區和弱回波區的範圍則為層狀區。經由Didlake and Houze (2009)的對流—層狀方法分離出的對流區，以20dBZ作為回波頂的標準，當回波頂的高度大於10公里為深對流區，介於4公里到10公里為中度對流，4公里以下為淺對流，確保淺對流是暖雨過程為主。

## 三、結果

### (一) 凡那比颱風的降水類型與結構特徵



圖一、CTL實驗(左)和NTR實驗(右)在08、10、12Z的對流—層狀分類的結果。DC為深對流、MC為中度對流、SC為淺對流、ST為層狀降水區、WE為弱回波區、NE為無回波區。

圖一為CTL實驗(左)和NTR實驗(右)在08、10、12Z的對流與層狀分類的結果，小圓為本研究定義的內核區，是以颱風中心100km為半徑的範圍，大圓是以颱風中心300km為半徑的範圍。CTL實驗中，08Z以中度對流為主，隨著雨帶由臺灣海峽移入，並受到中央山脈的地形抬升，10Z在中央山脈迎風側的對流以深對流為主，12Z逐漸完成眼牆重建。NTR實驗中，因為沒有中央山脈的地形破壞颱風眼牆，08Z的眼牆是以深對流為主，隨著颱風逐漸通過臺灣陸地，眼牆周圍的深對流逐漸轉變為中度對流，可能與陸地的摩擦以及水氣供應減少有關。

表一、CTL實驗之對流一層狀分類各別佔凡那比颱風內核區的面積比例。

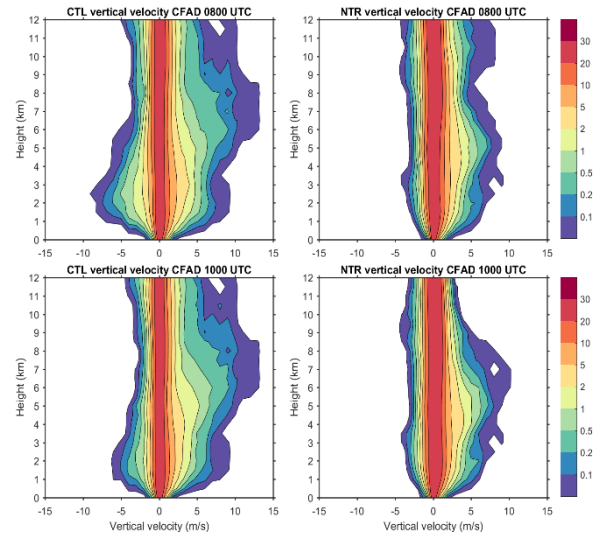
CTL inner core (%)					
Time	Stratiform	Weak/No Echo	Shallow Convection	Moderate Convection	Deep Convection
06:00	34.97	25.85	0.63	29.40	9.15
07:00	31.31	37.25	0.22	22.77	8.45
08:00	23.66	40.01	0.34	26.94	9.05
09:00	20.95	40.10	0.15	20.23	18.57
10:00	18.08	44.08	0.54	17.33	19.97
11:00	19.69	41.74	0.34	15.06	23.17
12:00	16.60	56.78	0.63	11.58	14.41
Average	23.61	40.83	0.41	20.48	14.68

表二、NTR實驗之對流一層狀分類各別佔凡那比颱風內核區的面積比例。

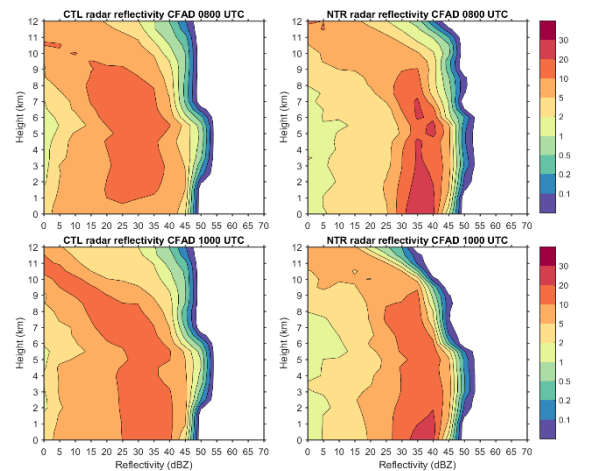
NTR inner core (%)					
Time	Stratiform	Weak/No Echo	Shallow Convection	Moderate Convection	Deep Convection
06:00	31.01	36.26	2.20	19.37	11.16
07:00	23.97	39.00	1.40	21.54	14.09
08:00	26.19	35.92	1.94	20.29	15.66
09:00	23.34	32.70	2.68	22.54	18.74
10:00	19.34	37.49	1.51	28.53	13.12
11:00	20.63	38.26	2.54	29.64	8.93
12:00	19.80	46.31	1.80	26.31	5.79
Average	23.47	37.99	2.01	24.03	12.50

將對流與層狀降水區域分類後，計算颱風內核區半徑100公里內的面積比例，CTL實驗呈現於表一，NTR實驗呈現於表二。CTL和NTR實驗的層狀區約佔

20-30%，弱回波及無回波區約佔40%，淺對流區皆小於3%。從表一中可以發現有地形的CTL實驗，深對流的佔比從大約9%增加至20%，同時中度對流從25%下降至12%。然而表二的無地形實驗則顯示，內核區深對流的佔比從15%下降至5%，而中度對流有些為提升且中度對流的佔比一直大於深對流。



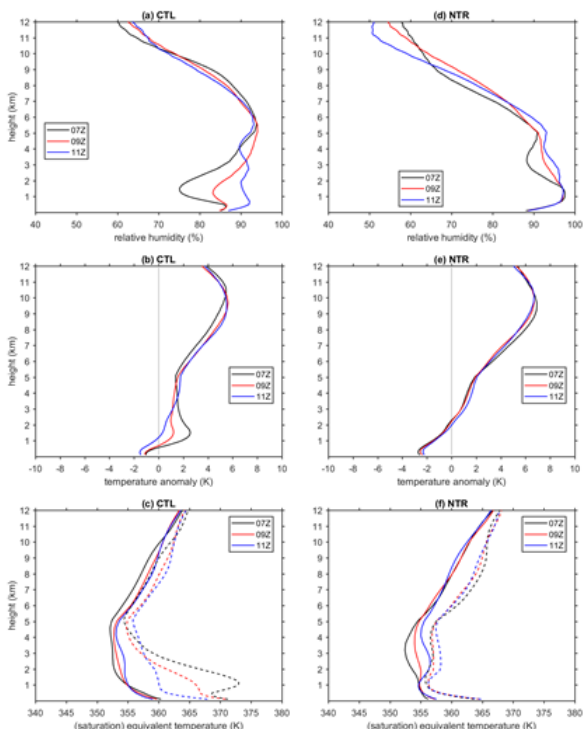
圖二、內核區的垂直速度CFAD。



圖三、內核區的雷達回波CFAD。

針對CTL和NTR實驗眼牆重建初期(08Z)和眼牆重建後期(10Z)兩個時間做內核區垂直速度的CAFD，結果如圖二所示。比較CTL實驗在眼牆重建前後兩個時間，兩者在2km及7km高度皆有強上升速度，08Z因為靠近地形，因此在2-3km的下降運動較強。NTR實驗在08Z和10Z之間的下垂垂直速度差異

不大，08Z的上升速度在9km高度仍可到達5m/s以上，而10Z沒有，因為10Z的深對流有減少的趨勢(表二)。比較08Z的CTL和NTR實驗，中央山脈的地形會使得大於5m/s垂直運動的發生頻率增加，高度4km以下的垂直速度也增加。眼牆重建後期(10Z)，CTL實驗和NTR實驗相比，上升運動的發生頻率增加是由於眼牆重建使得深對流比例增加造成(表一)，此時NTR實驗的凡那比颱風深對流比例逐漸下降，中度對流的比例提升(表二)。



圖四、CTL實驗以及NTR實驗07Z、09Z、11Z的熱力垂直結構。(a-c)為CTL實驗，(d-f)為NTR實驗。(a)和(d)為內核區( $r \leq 100\text{km}$ )的相對溼度，(b)和(e)為內核區與環境( $300\text{km} \leq r \leq 700\text{km}$ )的溫度差，(c)和(f)為內核區的相當位溫(實線)和飽和相當位溫(虛線)。

圖三為CTL和NTR實驗在08Z和10Z的雷達回波CFAD。在眼牆重建初期(08Z)，CTL實驗的回波結構因為地形破壞較鬆散，不同強度的回波發生頻率較分散，不如NTR實驗的回波發生頻率較集中；在眼牆重建後期(10Z)，CTL實驗的深對流區域的比例增加，使得雷達回波CFAD有明顯的對角化現象。NTR

實驗由於深對流比例減少，中度對流增加，所以雷達回波CFAD的對角化現象變得較不顯著。

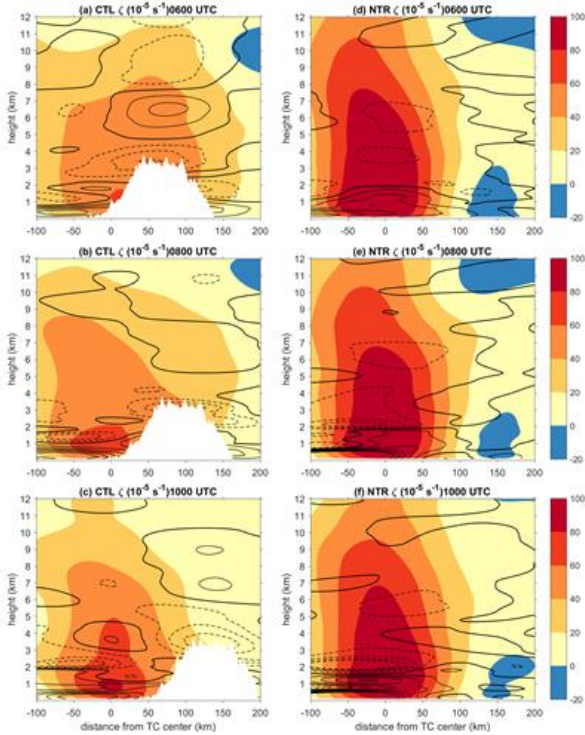
圖四為CTL和NTR實驗於07Z、09Z、11Z的垂直熱力結構。圖四a-c為CTL實驗，圖四d-f為NTR實驗的結果。圖四a和d為內核區( $r \leq 100\text{km}$ )的相對溼度，CTL實驗(圖四a)顯示凡那比颱風剛過山，使得中央山脈背風側沉降，造成07Z低層1-3km高度較乾。隨著颱風往西移動，颱風南邊的筆直雨帶建立，並伴隨凡那比颱風氣旋式環流移入內核區，降水使得低層濕度明顯增加。NTR實驗的垂直結構隨時間的差異較小(圖四d)。圖四b和e為內核區與環境( $300\text{km} \leq r \leq 700\text{km}$ )的溫度差，低層因為降雨蒸發冷卻造成溫度差為負值，中層則因為潛熱釋放使得溫度差為正值。CTL實驗的07Z在1-4km高度有很大的增溫，是由於地形抬升增加凝結所造成(圖四b)。NTR實驗在溫度差的垂直結構上沒有隨時間的變化(圖四e)。圖四c和f為內核區的相當位溫(實線)和飽和相當位溫(虛線)。CTL實驗不同時間的相當位溫剖面差異不大，低層具有潛在不穩定；低層的飽和相當位溫剖面顯示07Z高度1-2km對於飽和空氣塊是穩定的，在眼牆重建過程中，筆直雨帶的降水補充低層環境的濕度，使得穩定度變得不穩定，造成眼牆重建後期深對流的面積比例增加(圖四c)。NTR實驗顯示不同時間的飽和相當位溫剖面差異不大，但隨著颱風通過平坦的臺灣島減少了潛在不穩定，因此11Z的深對流面積比例減少，中度對流比例增加(圖四f)。

## (二) 渦度收支分析

透過追隨颱風中心的渦度收支方程式(式3)，分析凡那比颱風內核區不同降水類型對於颱風眼牆重建的渦度貢獻程度。 $\zeta$ 為垂直相對渦度，方程式各項依序為跟隨颱風中心的相對渦度變化，局地相對渦度趨勢項，扣除颱風移速(C)的水平平流項，垂直平流項，抽拉項(STR)，傾斜項(TIL)。水平和垂直平流

項的機制決定了渦度的空間分佈，因此渦度的生成和耗損是由抽拉項和傾斜項主導。

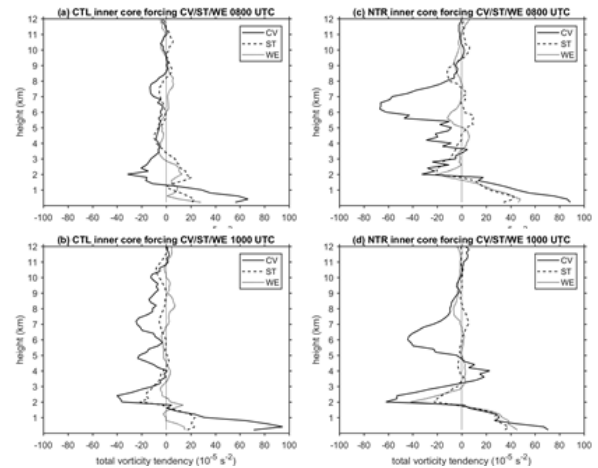
$$\begin{aligned} \frac{d\zeta}{dt} &= \frac{\partial\zeta}{\partial t} + (\vec{V} - \vec{c}) \cdot \nabla\zeta + w \frac{\partial\zeta}{\partial z} \\ &= -\zeta(\nabla \cdot \vec{V}) - \left( \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (3)$$



圖五、CTL實驗以及NTR實驗06Z、08Z、10Z以颱風中心南北各100km平均並用FFT濾除水平方向波長小於200km的渦度垂直結構，橫軸0值的位置為颱風中心。(a-c)為CTL實驗，(d-f)為NTR實驗。色階為垂直相對渦度(單位： $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )，等值線為抽拉項和傾斜項的和(單位： $10^{-8} \text{ s}^{-2}$ )，粗線為零值線，實線為氣旋式渦度貢獻，虛線為反氣旋式渦度貢獻，間距為 $20 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。

圖五為CTL實驗以及NTR實驗06Z、08Z、10Z使用FFT濾除水平方向波長小於200km的現象，並以颱風中心南北各100km取平均後得到的渦度垂直結構。在有地形的CTL實驗中，凡那比颱風的渦度受到地形摩擦的影響而減弱(圖五a-c)，渦度的量值皆明顯小於NTR實驗(圖五d-f)。圖五b顯示當颱風中心過山，渦

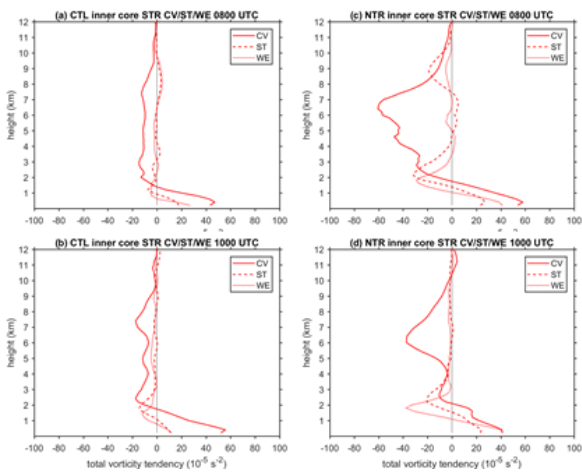
度的垂直結構向西側傾斜，高層的渦度中心與低層的渦度中心並不在一個鉛直線上，豐富的垂直渦度透過抽拉項和傾斜項在中央山脈西側的山腳下生成，在低層出現渦度的極值。當10Z深對流逐漸增加時，低層的渦度透過深對流將低層累積的渦度傳送到中層，同時高層和低層的渦旋中心逐漸重合，原先傾斜的渦度垂直結構又逐漸恢復較鉛直的情況(圖五c)。NTR實驗因為沒有地形的阻擋，颱風渦度的垂直結構較直立，且低層到中層的渦度都非常集中。



圖六、CTL實驗和NTR實驗08Z和10Z颱風內核的對流區(實線:CV)、層狀區(虛線:ST)、弱/無回波區(點線:WE/NE)總抽拉項和傾斜項所造成的渦度趨勢。(a)(b)為CTL實驗，(c)(d)為NTR實驗，(a)(c)為08Z，(b)(d)為10Z。

由於不同時間的降水類型佔颱風內核區的面積不同，分析渦度趨勢時，將該降水類型的渦度趨勢加總得到總渦度趨勢，能客觀呈現不同時間、不同降水型態整體對凡那比颱風的渦度貢獻。圖六為颱風內核的對流區(CV；包含深對流、中度對流、淺對流)、層狀區(ST)、弱/無回波區(WE/NE)透過總抽拉項和總傾斜項所造成的渦度趨勢垂直結構。總氣旋式渦度趨勢的主要訊號出現在高度2km以下的低層，高度2km以上則是較弱的反氣旋式渦度趨勢。圖六a和b分別為CTL實驗的眼牆重建初期和後期，在有地形的實驗中，對流區相較於層狀區和對流區，在低層提供了

較多的氣旋式渦度趨勢。在眼牆重建後期(10Z; 圖六b), 對流區低層的總氣旋式渦度的極值由 $60 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 增加至 $95 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ , 層狀區及弱/無回波區低層氣旋式渦度趨勢都維持在 $20 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 以下。NTR實驗中, 因為沒有地形影響, 對流區低層的極值可以達到 $70-90 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ , 層狀區和弱/無回波區可以達到 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ , 08Z和10Z的差異在於低層對流區的氣旋式渦度趨勢減少(圖六c和d)。比較CTL實驗和NTR實驗的對流區低層的總氣旋式渦度, 眼牆重建初期NTR實驗較大, 而在眼牆重建後期CTL實驗較大。



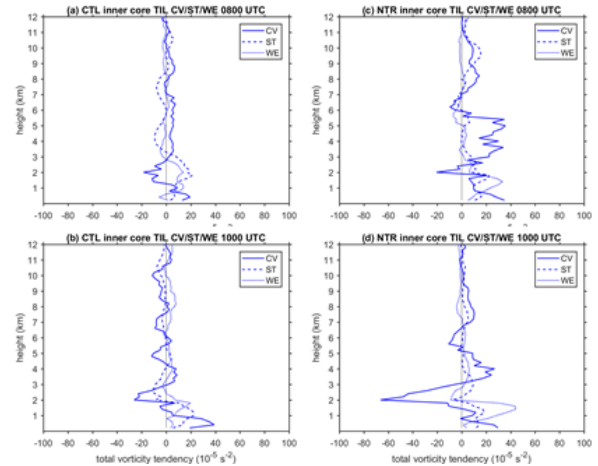
圖七、同圖六, 颱風內核的對流區(實線)、層狀區(虛線)、弱/無回波區(點線)總抽拉項所造成的渦度趨勢。

圖七為颱風內核區抽拉項所貢獻的總氣旋式渦度趨勢。對流區透過抽拉項的機制在低層提供氣旋式渦度趨勢, 在2km高度以上提供反氣旋式渦度趨勢。層狀區和弱/無回波區提供的渦度趨勢較小。CTL實驗中眼牆重建後期, 從對流區低層提供的氣旋式渦度趨勢增加, 但在NTR實驗對流區低層提供的氣旋式渦度趨勢在颱風離開臺灣島時是減少的。另外, NTR實驗對流區中層所提供的反氣旋式渦度趨勢比CTL實驗大。

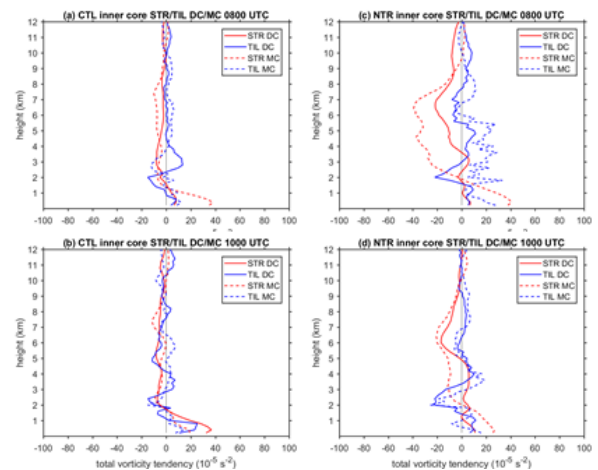
圖八為颱風內核區傾斜項所貢獻的總氣旋式渦度趨勢。在CTL和NTR實驗中, 傾斜項貢獻的總氣旋式渦度趨勢皆小於 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ , 同時對流區、層狀區和弱/無回波區的量值是差不多的。圖八c在NTR實驗

的對流區中層約3-6km高度, 有蠻大的總氣旋式渦度趨勢貢獻, 但由於抽拉項在這個高度區間為反氣旋式渦度貢獻(圖七c), 使得抽拉項和傾斜項兩機制加總之後仍為反氣旋式渦度趨勢(圖六c)。因此傾斜項對於整體颱風渦度的增強是次要的機制。

經過對流區、層狀區和弱/無回波區之間的渦度分析, 對流區在低層生成氣旋式渦度趨勢為最主, 層狀區和弱/無回波區為次要。抽拉項又比傾斜項在低層提供更多氣旋式渦度趨勢。



圖八、同圖六, 颱風內核的對流區(實線)、層狀區(虛線)、弱/無回波區(點線)總傾斜項所造成的渦度趨勢。



圖九、CTL實驗和NTR實驗08Z和10Z颱風內核的深對流區(實線)、中度對流區(虛線)、總抽拉項(紅線)和總傾斜項(藍線)所造成的渦度趨勢。(a)(b)為CTL實驗, (c)(d)為NTR實驗, (a)(c)為08Z, (b)(d)為10Z。

圖九為深對流和中度對流透過抽拉項和傾斜項的機制所提供的總渦度趨勢。圖九a顯示當凡那比颱風剛過山的時候，中度對流在低層透過抽拉項所提供的氣旋式渦度趨勢達到 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ，而深對流只有 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 。眼牆重建後期(10Z)，深對流透過抽拉項所提供的氣旋式渦度趨勢增加到 $40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 而中度對流下降至 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$  (圖九b)。高度2km以上，抽拉項提供較弱的反氣旋式渦度趨勢。NTR實驗在08Z和10Z都是中度對流在低層提供較多的氣旋式渦度趨勢，約 $30-40 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ ，而深對流所提供的氣旋式渦度趨勢約只有 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-2}$ 。深對流和中部對流區的傾斜項在低層皆小於抽拉項，中層由傾斜項提供的氣旋式渦度趨勢則被中層抽拉項的反氣旋渦度趨勢抵消。另外，NTR實驗中深對流提供的氣旋式渦度趨勢可以達到4-5km高度，而CTL在眼牆重建後期也只有達到2km高度。

CTL實驗08Z因為凡那比颱風剛過山，眼牆結構被破壞，對流以中度對流為主，因此凡那比颱風過山眼牆重建的初期，中度對流在低層增加氣旋式渦度趨勢。隨後筆直雨帶夾帶大雨透過凡那比颱風氣旋式環流從臺灣海峽移入，低層相對濕度增加使得環境熱力條件變得更不穩定，雨帶遇到中央山脈地形釋放潛在不穩定，造成深對流的比增加。眼牆重建後期，深對流在低層提供氣旋式渦度趨勢，讓低層大氣累積充足的渦度。NTR實驗由於颱風結構沒有被地形破壞，加上中層濕度增加，潛在不穩定減少，使得無地形實驗的凡那比颱風在離開臺灣島時深對流的比下降。08Z到10Z期間，NTR實驗颱風低層的氣旋式渦度趨勢是以中度對流為主。

## 四、結論

本研究利用ARW-WRF v3.3.1模擬凡那比(2010)颱風的眼牆結構被中央山脈破壞，隨後在地形西側進行眼牆重建的過程。除了完整地形的CTL實驗之外，也模擬去除臺灣地形高度的NTR實驗，檢驗地形對於

凡那比颱風的影響。透過Didlake and Houze (2009)的對流一層狀分離法以及20dBZ的回波頂高度，將凡那比颱風的降水類型區分成深對流、中度對流、淺對流、層狀降水區、弱回波區和無回波區。並分析不同降水類型區域的渦度收支，檢驗不同降水類型對於颱風系統的渦度趨勢貢獻。

中央山脈地形破壞凡那比颱風眼牆結構，渦度的垂直結構向西傾斜，低層環境較乾，此時中度對流佔的面積大於深對流，中央山脈西側低層產生的渦度主要由中度對流提供。主要雨帶的降水蒸發冷卻提供低層環境的水氣，使得低層濕度增加，不穩定度也提升。雨帶隨著颱風氣旋式環流遇上地形，激發的對流以深對流為主，造成深對流佔有的面積比例上升。眼牆重建後期深對流透過抽拉項在低層累積的氣旋式渦度趨勢超過中度對流，原先向西側傾斜的渦度垂直結構回復成較筆直的情況，因此深對流的抽拉項對於凡那比颱風由下而上的眼牆重建過程扮演重要的角色。

NTR實驗的凡那比颱風沒有受到地形破壞，眼牆結構保持完整，中層環境濕度增加，環境變得較為穩定，當颱風移出臺灣時中度對流的比增加，深對流的比減少。在颱風移出臺灣島的過程中，中度對流在低層透過抽拉項提供的氣旋式渦度趨勢一直是最主要的一項。

## 五、參考文獻

- Didlake, A. C., and R. A. Houze, 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3269–3293.
- Fritz, C., Z. Wang, S. W. Nesbitt, and T. J. Dunkerton, 2016: Vertical structure and contribution of different types of precipitation during Atlantic tropical cyclone formation as revealed by TRMM PR. *Geophys. Res. Lett.*, **43**, 894–901.
- Liou, Y.-C., Wang, T.-C. C., & Huang, P.-Y. (2016).

The inland eyewall reintensification of Typhoon Fanapi (2010) documented from an observational perspective using multiple-Doppler radar and surface measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **144**(1), 241–261.

Rogers, R. F., P. D. Reasor, J. A. Zawislak, L. T. Nguyen, 2020: Precipitation processes and vortex alignment during the intensification of a weak tropical cyclone in moderate vertical shear. *Mon. Wea. Rev.*, **148**, 1899-1929.

Steiner, M., R. A. Houze Jr., and S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978-2007.

Tao, C., and H. Jiang, 2015: Distributions of shallow to very deep precipitation–convection in rapidly intensifying tropical cyclones. *J. Climate*, **28**, 8791–8824.

Yang, M. J., Y. C. Wu, and Y. C. Liou, 2018: The study of inland eyewall reconstruction of Typhoon Fanapi (2010) using numerical experiments and vorticity budget analyses. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **123**, 9604-9623.