

西行侵臺颱風過山後雨帶重建之分析

鄭光浩 李清勝

國立臺灣大學大氣科學研究所

摘要

部分颱風西行侵襲臺灣通過中央山脈後，其對流雨帶有重新組織發展的現象；例如凡那比颱風 (Fanapi, 2010) 西行侵襲臺灣期間，當其中心通過中央山脈後，在臺灣海峽南部有一東西走向雨帶重新組織發展，造成高雄地區劇烈降雨和淹水。本研究使用中央氣象局歷史颱風資料之雷達回波合成圖 (CV)，計算颱風內核區強回波像素比例之變化，選取西行經中央山脈後有內核雨帶重建之個案，分析其重要特徵。分析時亦選取西行過山但未發生內核雨帶重建之颱風個案，並與有發生雨帶重建之颱風進行比對分析。結果顯示，過山之後有雨帶重建之颱風，於侵台期間其環境有較強的850 hPa西南風分量，以及較強的深層 (200-850 hPa) 垂直風切之現象，而重建個案向西的移速分量亦較沒有重建之個案緩慢。

關鍵詞：颱風、地形、雨帶

一、前言

臺灣地區每年平均遭受 3~4 個颱風侵襲，其造成的災害損失往往佔全年氣象災害損失之半數以上，颱風侵襲期間又以豪雨所造成的災害最為嚴重。過去對於侵臺颱風降雨的相關研究甚多，但鮮少由颱風中心通過中央山脈以後，環流結構重新建立之角度探討劇烈降雨的議題。有鑒於過去研究較少探討颱風雨帶重建過程，且此現象對於西半部平原的劇烈降雨發生有明顯關聯，因此需要更多的研究瞭解其發生的環境特徵及物理機

制，以提升颱風降雨預警之能力，進而減低其所造成的災害。中央山脈南北貫穿臺灣本島，長度約 300 公里，東西寬約 60 公里，造就臺灣陡峭且複雜之地形，並對於鄰近臺灣之天氣系統有著顯著的影響，其中又以颱風最為明顯，包含颱風的路徑移動、環流結構及伴隨降雨之分布等，皆與臺灣地形有密不可分之關連 (王, 1992; 黃與許, 1998; 李與林, 1999; 吳等, 1999; 簡與李, 2002; 陳, 2004; 柳, 2006; Wu and Kuo, 1999)。此外，當颱風遠離臺灣時若伴隨較強的西南

氣流發生，容易會在中南部地區產生持續性豪大雨 (Chien et al., 2008; Lee et al., 2008; Chien and Kuo, 2011)。

回顧過去侵台颱風降雨的相關研究結果顯示，颱風在西半部造成的豪雨災害主要是因颱風外圍環流直接影響，或颱風引進西南氣流所產生的持續性豪大雨 (Chien et al., 2008; Lee et al., 2008; Chien and Kuo, 2011)，而探討颱風受到中央山脈破壞後，颱風環流結構重新建立的研究相對較少 (Chou et al., 2011)。由於颱風過山之後雨帶的重建與否，對西半部平地豪大雨的發生有較直接的關聯，故本研究將針對近年西行侵臺颱風進行客觀分析，分析颱風過山後具內核區 (inner-core) 雨帶重建的個案；探討此類型個案是否具有相似的綜觀環境、或路徑移動特徵，希望能藉此回答雨帶重建之颱風之綜觀環境、颱風結構及移動路徑有無相似特徵，且能與未發生雨帶重建之颱風進行區隔。

二、雨帶重建颱風之個案分類及分析

本章之目的在分析西行過山後雨帶有重新組織之颱風的特性及其伴隨環境特徵，以協助瞭解導致雨帶重建之重要機制，因此首先以中央氣象局定義之西行侵台颱風為基礎，將西元 2005~2010 年間登陸臺灣本島的颱風個案進行分類為是否有雨帶重建兩組個案。分析時利用中央氣象局雷達合成回波圖客觀判別颱風內核雨帶重建與否之方法，其

次利用 NCEP-FNL 全球網格資料、中央氣象局雷達合成回波及颱風最佳路徑等資料，分析西元 2005~2010 年間伴隨內核雨帶重建的颱風個案之環境特徵，以瞭解綜觀環境對於雨帶重建的可能影響。

為使挑選的雨帶重建個案較單純且能具有代表性，將先剔除符合下列條件之颱風—颱風中心離開臺灣陸地後，在臺灣海峽轉向東北遠離之颱風；登陸臺灣後減弱為熱帶性低氣壓的颱風，前者於轉向容易受到高空槽前輻散區影響，可能會使雨帶重建的機制較為複雜；後者則會缺少颱風減弱為熱帶性低氣壓之後的路徑定位資料，而無法進一步分析。滿足上述條件的颱風包含 2005 年海棠 (Haitang)、泰利 (Talim) 及龍王 (Longwang); 2006 年碧利斯 (Bilis)、凱米 (Kaemi) 及寶發 (Bopha); 2007 年帕布 (Pabuk)、聖帕 (Sepat) 及柯羅莎 (Krosa); 2008 年卡孜基 (Kalmeagi) 及鳳凰 (Fung-Wong); 2009 年莫拉克 (Morakot); 2010 年凡那比 (Fanapi)，共 13 個颱風。

其次，使用中央氣象局侵台颱風資料庫提供的雷達合成回波圖，挑選有雨帶重建之颱風。雷達合成回波圖為 GIF 點陣圖格式，使用藍伯特投影法，在經向上各緯度間有 52 個像素 (pixels)，緯向上各經度有 47~49 個像素，故回波圖像的水平解析度約為 0.02° 。圖像色階代表回波強度，其範圍從 0~65 dBZ，並以 5 dBZ 間距遞增，65 dBZ 以上則

為白色色階。由於圖像中各個回波強度使用的顏色互相獨立，因此可以藉由程式取得點陣圖中各個像素的紅色、綠色及藍色值(RGB 值)，進而獲得該像素對應的回波值強度。

根據中央氣象局提供的 3 小時颱風最佳路徑，將颱風中心位置內插至逐時位置，並定義中央山脈脊線為 25.0°N、121.5°E 與 22.0°N、120.5°E 兩點間的連線，以中心通過脊線後的第一筆定位資料時間為過山後第 0 小時。同時參考 Lee et al.(2010)利用 QuikSCAT 海表面風場資料，統計西北太平洋中等大小的熱帶風暴 15 ms⁻¹ 平均風半徑為 1.1°~1.8° 的結果，取其中間值並近似至半徑 1.5° 做為颱風內核的半徑範圍。本研究利用以上資料，在跟隨颱風中心的移動座標下，計算颱風內核區不同強度回波值的像素數目(以 5 dBZ 為間距)，以及該回波值佔內核區像素有效值之百分比。

此外，由於各颱風在侵襲臺灣期間存在明顯的移速差異，移速快的颱風會遠離臺灣陸地較快，反之較慢，若單純以過山參考時間探討內核區對流變化並不合理，故將颱風經過山脈脊線東側 2° 至西側 2° (即 25.0°N、123.5°E 與 22.0°N、122.5°E 至 25.0°N、119.5°E 與 22.0°N、118.5°E) 期間的距離進行標準化，如此能夠獲得所有個案在距中央山脈不同距離時的對流強度。因此，本研究將颱風過山後，強回波比例有再度增高者定義為有兩帶重建之颱風，並再以主觀方式藉由中

央氣象局雷達回波圖，確認前述方式獲得之對流重新增強為颱風螺旋內核兩帶所貢獻，且兩帶之回波值必須大於 25 dBZ (Jorgensen and Willis, 1982; Barnes et al., 1983; Barnes and Stossmeister, 1986)。本研究利用前述方法分析 2005~2010 年間之西行颱風，符合內核兩帶重建定義之颱風有海棠(2005)、卡玫基(2008)、鳳凰(2008)、柯羅莎(2007)及凡那比(2010)等 5 個颱風，而沒有內核兩帶重建則有泰利(2005)、龍王(2005)、碧利斯(2006)、凱米(2006)、寶發(2006)、帕布(2007)、聖帕(2007)和莫拉克(2009)颱風等 8 個颱風。

過去的研究顯示，颱風遠離臺灣時若伴隨較強的西南氣流發生，容易會在中南部地區產生持續性豪大雨 (Chien et al., 2008; Lee et al., 2008; Chien and Kuo, 2011)，本研究為瞭解颱風環境之西南季風強弱對兩帶重建之關連性，測試多種不同半徑範圍的組合後，最能夠凸顯出兩組個案之差異的為選擇颱風中心南半象限半徑 2°~5° 之範圍，計算中心過山前 6 小時到颱風過山後 18 小時平均之 850 hPa 西南風分量。此外，Wingo and Cecil (2010) 利用微波衛星降雨率統計垂直風切對熱帶氣旋降雨之影響，結果顯示強降雨區會朝深層風切(200~850 hPa)的下風切左側偏移，且降雨率亦會隨風切增強而變大。有鑑於此，亦計算中心過山後 0~18 小時，颱風中心半徑 2~6° 之 200hPa~850 hPa 平均

垂直風切。

結果顯示，兩帶重建個案均發生在颱風南半象限西南風分量較強之環境，重建個案中西南風最弱者為凡那比(2010)颱風，其 850 hPa 西南風風速亦達 15.0 ms⁻¹，西南風最強者為鳳凰(2008)颱風，其風速為 25.6 ms⁻¹，而兩帶未重建之個案，有 4 個個案的西南風風速小於 15.0 ms⁻¹。颱風中心過山後 0~18 小時之颱風中心半徑 2~6° 之 200~850 hPa 平均垂直風切強度，結果如圖 2.16b 所示。重建個案中垂直風切最小者為科羅莎(2007)颱風的 2.1 ms⁻¹，環境風切最強者為卡玫基(2008)颱風的 11.7 ms⁻¹，與無兩帶重建的莫拉克(2009)颱風並列。低層(500~850 hPa)垂直風切同樣計算過山後 0~18 小時，颱風中心半徑 2°~6° 之範圍(圖一)，兩帶重建個案中有 4 個個案(鳳凰、卡玫基、凡那比)的低層垂直風切大於 3.5 ms⁻¹；垂直風切小於 3.5 ms⁻¹ 僅 1 個(柯羅莎)兩帶重建個案，而有 5 個兩帶未重建個案。而兩帶重建個案的 200~850 hPa 垂直風切向量，主要分布在西北風風切至東北風風切之間(圖二 a)，其下風切左側即為颱風中心的南側及東側，亦為兩帶重建主要發生的象限。將前述之西南風分量與 200~850 hPa 垂直風切以散布圖呈現(圖三)，結果顯示颱風內核兩帶重建較有利在環境有較強西南風，或者環境西南風稍弱但有較強垂直風切條件下發生，同時像碧利斯(2006)及莫拉克(2009)颱風

等伴隨較寬廣環流的個案亦分布於此區域。

重建個案於過山前 12~6 小時移速較未重建個案慢(圖四)，但兩者差異在過山前 6 小時達最小；在過山前 6 小時至過山後 3 小時期間，重建個案移速從 6.2 ms⁻¹ 減慢至 3.3 ms⁻¹，比未重建個案的移速慢 1.9 ms⁻¹；而過山後 3~12 小時，重建個案移速再度增快至 5 ms⁻¹ 以上，且趨近未重建個案的移速。挑選個案在過山前後 12 小時內的向西移速分量變化(圖略)，過山前 12~6 小時重建個案較未重建個案慢 1.4 ms⁻¹，過山前 3 小時-過山後 3 小時重建個案較未重建個案慢 2.1 ms⁻¹，過山後 6~12 小時差異則減少至 1.5 ms⁻¹。由以上結果顯示，兩帶重建個案的平均向西移速分量在此期間較未重建的個案移動要緩慢，移速較慢之颱風可能因在中央山脈以西至中國沿海間停留較久時間，而較有利於兩帶之重建。

颱風過山前的強度變化如圖五所示，為了適當區隔出臺灣地形摩擦所造成的強度減弱，故以中心通過中央山脈以東 2° 的時間定為參考時間，計算參考時間前 24 小時至後 12 小時期間，近中心最大風速與通過參考時間時的差異。分析結果顯示，兩帶未重建個案在通過參考時間前 12 小時之後，強度均未再增強，另有 3 個個案(泰利、寶發及聖帕颱風)在接近臺灣前已處在減弱階段(圖 5a)；兩帶重建個案中，有 3 個個案(鳳凰、卡玫基及凡那比颱風)在參考時間前 12 小時

之後仍在增強，而海棠颱風則在減弱階段。顯示當颱風接近臺灣時，如果颱風是在持續增強的階段，表示環境有利颱風發展，而在中心過山之後可能較容易重新發展出環流結構；反之，若處於減弱階段的颱風則表示環境已經不利發展，受到臺灣地形破壞之後則更不易重新組織其結構。

三、討論與結論

本研究利用中央氣象局之雷達合成回波圖，針對西元2005~2010年間共13個西行且登陸的颱風進行分類，發現符合兩帶重建事件定義的颱風共5個個案，分別為海棠(2005)、柯羅莎(2007)、卡玫基(2008)、鳳凰(2008)及凡那比(2010)颱風。

為瞭解兩帶重建颱風的綜觀環境特徵，接著利用美國國家環境預報中心 $1^\circ \times 1^\circ$ 全球網格分析資料進行分析，結果顯示兩帶重建之颱風於侵台期間，颱風中心南半象限半徑 $2^\circ \sim 5^\circ$ 範圍之平均西南風分量，較兩帶未重建之個案要強；距中心半徑 $2^\circ \sim 6^\circ$ 範圍之平均深層(200~850 hPa)垂直風切，亦有較強之傾向，且西南風風速與垂直風切強度之間有良好的關連性。兩帶重建之個案傾向發生在環境有較強之西南風，或環境西南風較弱，但具有較強垂直風切之環境。前者可能表示環境較強西南風所帶來的水氣，是有助於供應兩帶重建時所需之潛熱來源；後者與Wingo and Cecil (2010)分析熱帶氣旋降

雨率及深層垂直風切強度的關聯相符。此外，分析中央氣象局颱風最佳路徑資料的結果顯示，兩帶重建之颱風在侵台期間的平均移速較無重建之颱風緩慢，尤其在颱風過山期間之差異最為明顯，顯示當颱風通過臺灣地形後若移速較慢，則可能因停留於臺灣海峽之時間較長，而較有利颱風結構重整。颱風侵襲前的近中心最大風速變化方面，兩帶重建的颱風於接近臺灣期間，多處於持續增強的階段；而兩帶未重建的颱風，其近中心最大風速在颱風在中心通過中央山脈以東 2° 之前12小時，即不再增強，顯示當環境是較有利颱風發展時，即使颱風結構受到地形破壞，仍有較高的機會在颱風離開地形之後，重新組織其環流。

本研究針對影響臺灣期間發生內核兩帶重建之颱風進行探討，受限於中央氣象局全台灣雷達觀測網建置的時間不長，難有足夠的個案數量來進行統計，僅能從少量的個案中尋找造成兩帶重建可能之原因。未來若能進一步利用模式進行個案模擬實驗，探討環境與颱風兩帶結構重建的影響，以及臺灣地形高度與重建兩帶之關連，對於兩帶重建的過程將會有更清楚的瞭解。

四、參考文獻

王時鼎，1992：侵台颱風路徑、強度、結構及風雨整合研究。國科會防災科技研究報告，80-73號，285頁。

黃清勇與許依萍，1998：臺灣地形對理想颱風環流變化之影響。大氣科學，26，281-324。

李清勝與林慧娟，1999：侵台歐菲莉颱風(1990)之數值模擬。大氣科學，27，235-256。

吳俊傑、卓瑜甄與王時鼎，1999a：葛拉絲颱風(1994)及其受到臺灣地形影響之研究 第一部分：觀測分析。大氣科學，27，1-27。

簡國基與李清勝，2002：楊希颱風(1990)侵台的數值模擬與分析。大氣科學，30，147-170。

陳熾竹，2004：桃芝颱風(Toraji, 2001)侵台初期之分析與模擬。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文，103頁。

柳懿秦，2006：敏督利颱風(2004)侵台期間伴隨之中尺度現象。國立臺灣大學大氣科學研究所碩士論文，136頁。

Chien, F. C., Y. C. Liu, and C. S. Lee, 2008: Heavy rainfall and southwesterly flow after the leaving of Typhoon Mindulle (2004) from Taiwan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86, 17-41.

-----, and H. C. Kuo, 2011: On the extreme rainfall of Typhoon Morakot (2009). *J. Geophys. Res.*, 116, D05104.

Chou, K. H., C. C. Wu, and Y. Q. Wang, 2011: Eyewall Evolution of Typhoons Crossing the Philippines and Taiwan: An

Observational Study. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.*, 22, 535-548.

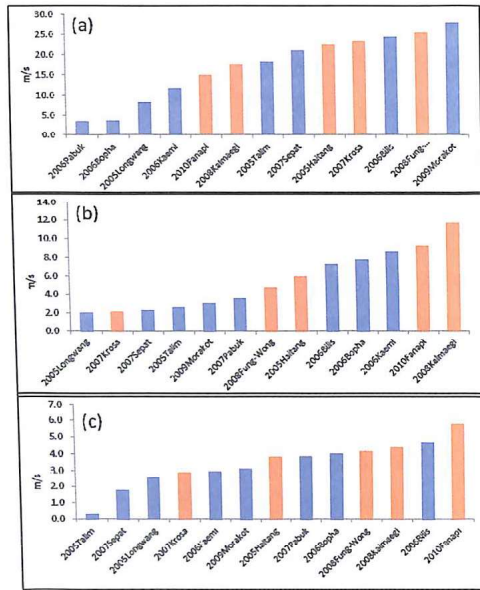
Corbosiero, K. L. and J. Molinari, 2002: The effects of vertical wind shear on the distribution of convection in tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 2110-2123.

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 Weather Rev*, 134, 3190-3208.

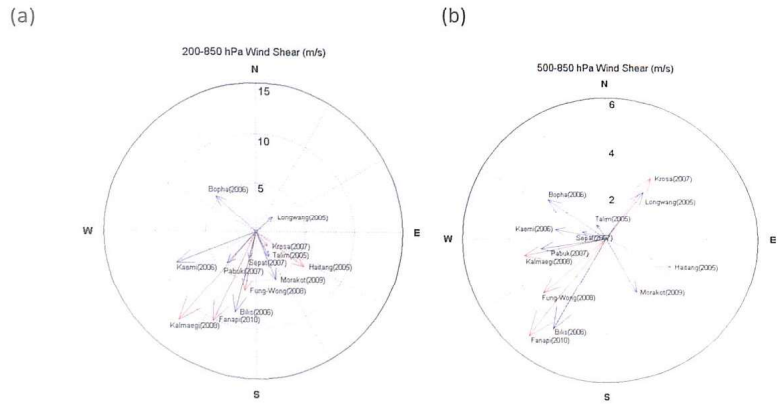
Lee, C. S., Y. C. Liu, and F. C. Chien, 2008: The secondary low and heavy rainfall associated with Typhoon Mindulle (2004). *Mon. Wea. Rev.*, 136, 1260-1283.

Ueno, M., 2007: Observational analysis and numerical evaluation of the effects of vertical wind shear on the rainfall asymmetry in the typhoon inner-core region. *J Meteor. Soc. Jpn.*, 85, 115-136.

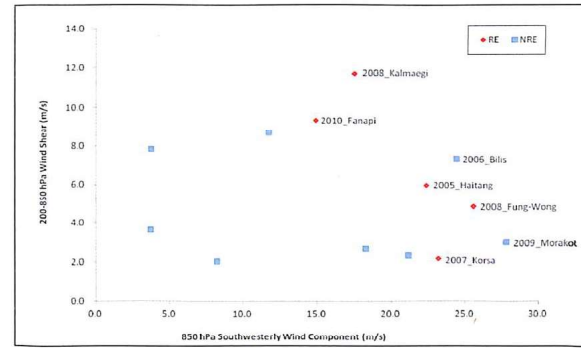
Wingo, M. T. and D. J. Cecil, 2010: Effects of Vertical Wind Shear on Tropical Cyclone Precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 645-661.



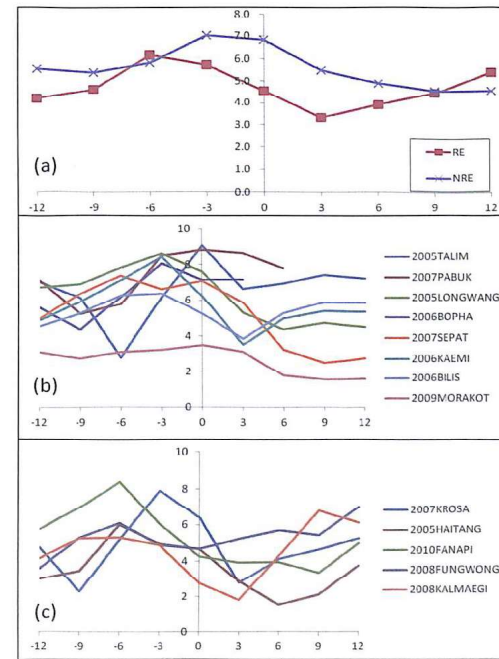
圖一、2005~2010 年西行登陸颱風之環境特徵，橘色為兩帶重建個案，藍色為兩帶未重建個案。(a) 過山前 6 小時至過山後 18 小時颱風南半象限半徑 $2\sim 5^\circ$ 範圍 850 hPa 平均西南風分量 (ms^{-1})；(b) 過山後 0~18 小時颱風半徑 $2\sim 6^\circ$ 範圍 200~850 hPa 平均垂直風切 (ms^{-1})；(c) 過山後 0~18 小時颱風半徑 $2\sim 6^\circ$ 範圍 500~850 hPa 平均垂直風切 (ms^{-1})



圖二、過山後 0~18 小時颱風半徑 $2\sim 6^\circ$ 範圍之 (a) 200~850 hPa, (b) 500~850 hPa 垂直風切向量 (ms^{-1})。兩帶重建個案為紅色，未重建個案為藍色。

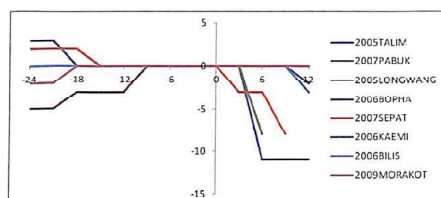


圖三、颱風南半象限半徑 $2^\circ\sim 5^\circ$ 之 850 hPa 平均西南風分量 (橫軸, ms^{-1}) 與颱風半徑 $2^\circ\sim 6^\circ$ 範圍 200~850hPa 平均垂直風切 (縱軸, ms^{-1}) 之散布圖，兩帶重建個案為紅色，兩帶未重建個案為藍色。

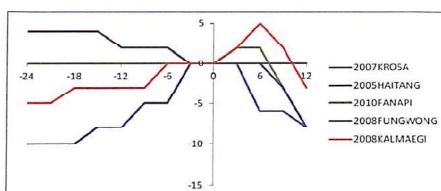


圖四、2005~2010 年西行登陸颱風之移動速率變化，橫軸為相對於過山時間 (hr)，縱軸為移速 (ms^{-1})。(a) 兩帶未重建 (紫色) 個案及兩帶重建 (紅色) 個案之平均值；(b) 所有兩帶未重建個案之向西移速分量；(c) 所有兩帶重建個案之向西移速分量。

(a)



(b)



圖五、近中心最大風速與中心過山前 2° 時之風速差異 (ms^{-1}) 的時序變化，橫軸表示相對於中心過山前 2° 之參考時間 (hr)，中心過山後之數值未繪出，(a) 所有雨帶未重建個案，(b) 所有雨帶重建個案。

The Reorganization of Typhoon Rainband after It Moved Over the Central Mountain Range of Taiwan

Kuang-Hao Cheng, Ching Sheng Li

Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

Abstract

A typhoon often loses its convective structure when it is moving across the Central Mountain Range (CMR) of Taiwan. The convections of some typhoons might reorganize after they moved over the CMR. In this study, the inner-core reorganization of westward-moving typhoons when they are located around the western coast of Taiwan is examined. The radar reflectivity images from Central Weather Bureau (CWB) are used to determine the reorganization of convection for 13 cases which affected Taiwan in 2005~2010. The result shows that the rainband reorganization cases are favorable in a condition of stronger southwesterly wind component at 850 hPa or vertical wind shear of 200-850 hPa. The westward component of translation speed of the reorganization case is slower than non-reorganization case in average.

Keyword: Typhoon, Rainband, Reorganization