

CMORPH 衛星資料於垂直風切引發 之颱風對流不對稱研究

周昆炫¹ 林書正^{2*} 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

(中華民國一〇五年十一月二日收稿；中華民國一〇六年一月二十三日定稿)

摘 要

本文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 所整合之衛星反演降雨率源自於 DMSP (Defense Meteorological Satellite Program)、NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)、NASA Aqua (National Aeronautics and Space Administration Aqua)與 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission's)等低軌道衛星之微波觀測，其資料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。

本研究中選取 2010 至 2012 年西北太平洋地區共 43 個颱風進行分析，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，以分析環境垂直風切與颱風之對流不對稱之關係。在個案分析中透過 SSMIS (The Special Sensor Microwave Imager/Sounder)微波影像的觀測，發現 CMORPH 反演之降雨率對於颱風降雨結構的掌握度高，可以呈現同時間 SSMIS 觀測的颱風降雨特徵。由環境垂直風切方向與降水分布中心之合成分析，發現颱風之降水分布中心多集中於下風切方向左側，此結果與過去研究之論點一致。另外，針對不同強度之環境垂直風切與不同強度之颱風所造成降雨結構分布之差異，結果顯示當垂直風切強度相同而颱風強度較弱時，其本身結構鬆散且不完整，因此受到環境垂直風切作用後很容易就造成明顯的對流之偏移。當颱風強度越強時，其結構扎實且對流完整性較高，相對比較能抵抗環境垂直風切之影響，其強對流分布偏移的程度會趨於颱風內核區域。若固定颱風強度時，隨著垂直風切強度增強，颱風之強對流分布偏移程度也會越來越明顯。

*通訊作者：林書正，11114 台北市陽明山華岡路 55 號，中國文化大學地學研究所，
E-mail: book0922@yahoo.com.tw, TEL: (02)2861-0511 #25705

另外，為了確認衛星分析方法的準確性與合理性，研究中也作了幾個敏感度測試，針對颱風中心定位(C850)、降雨率門檻值(R4)及分析區域(Inner 和 Outer)等差異進行降雨中心位置分布的比較。測試結果發現，C850、R4 兩測試組與本實驗控制組(CTL)的降雨中心分布情形極為相似，且透過 Outer 測試組和 CTL 控制組比較發現，颱風降雨中心分布的變化主要是受外圍之降水分布的偏移所造成，而颱風內核區域(Inner)之降水偏移分布相較於外圍有更對稱之趨勢。整體而言，降水中心的偏移仍然偏好於下風切方向左側(均大於 50%)，不會因為研究方法的定義改變而產生太大的差異。

關鍵字：CMORPH、降水中心偏移、垂直風切、下風切方向左側

一、前言

隨著科技的進步，對於颱風之觀測技術日新月異，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。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，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)。

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 et al. 2011；周等 2014)。環境垂直風切長期以來被認為是不利於氣旋發展的重要原因之一，以往的經驗與研究也顯示隨著垂直風切越強，強度預報的系集就越擴散，環境的垂直風切會顯著地影響熱帶氣旋強度的可預報度，垂直風切越大，強度預報的不確定性越大。而關於垂直風切對於抑制颱風增強最早的解釋，是因為高低層流場的平流差異，讓高層暖心結構偏離低層環流中心，導致颱風強度減弱(Simpson and Riehl 1958)。DeMaria (1996)使用簡單的兩層診斷模式解釋垂直風切效應，當垂直環境上、下

層環流產生差異時，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。Jones (1995)使用乾模式解釋這種不對稱垂直運動的形成，為上升/下降等熵面反應於傾斜的氣旋環流，他發現眼牆周圍的旋轉風會沿著等熵面流動，導致準平衡(quasi-blanced)上升(下降)到垂直風切向量的右側(左側)。Corbosiero and Molinari (2002, 2003)對大西洋 35 個颱風進行合成分析與統計來診斷颱風結構，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，且颱風之對流不對稱會在下風切方向左側最為明顯。Reasor et al. (2013)透過機載雷達觀測分析指出，環境垂直風切所造成颱風的對流不對稱以及降水會出現在下風切方向，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。Xu and Wang (2013)指出當環境存在中至強的垂直風切時，眼牆會有不對稱的垂直運動產生，上升氣流(下沉氣流)在下風切(上風切)產生，由於下風切(上風切)處輻散(輻合)隨高度增加，使得眼牆邊緣產生

上升氣流（下沉氣流）。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)之衛星降雨率資料進行分析，並分別比較颱風強度以及垂直風切大小之間的關係，指出颱風受垂直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。

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，且主要發生於垂直風切方向左側及移動方向右側。雖然已有許多研究利用衛星觀測資料進行分析，但資料數往往因為衛星掃描帶不完整而減少，因此將多個衛星觀測資料進行結合，得到更高時間與空間解析度的資料，對於颱風結構之變化將能更清楚地掌握與分析。本研究主要目的希望透過 CMORPH 衛星反演降雨資料高時間與空間解析度的優勢，配合 NCEP-FNL 風場分析進行垂直風切與颱風對流不對稱之相關性探討，並且透過一系列的分析與比較，了解 CMORPH 衛星反演降

雨率資料是否有足夠能力掌握與評估颱風的降雨結構。本文第二章將介紹研究使用資料及相關分析之方法和定義；第三章將針對不同颱風及垂直風切強度條件下，進行個案觀測與分析的討論，並且透過一系列的合成分析，了解各種條件分類下的統計結果；最後一章則為結論與展望。

二、資料來源與研究方法

(一) 資料介紹與分析方法

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 整合的衛星資料包含 DMSP-13、14 及 15 (Defense Meteorological Satellite Program)搭載之 SSM/I，NOAA-15、16、17 及 18 (National Oceanic and Atmospheric Administration)搭載之 AMSU-B (Advanced microwave sounding unit-B)、NASA Aqua (National Aeronautics and Space Administration Aqua) 搭載之 AMSR-E、TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission's)搭載之 TMI (TRMM Microwave Imager)。衛星降水率估算首先利用低軌道衛星(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 et al. (2001)發展之 TMI 衛星降雨率。

為瞭解環境垂直風切與颱風對流不對稱之相

關性，本研究使用美國國家環境預測中心之全球預報系統的最終分析場(National Centers for Environmental Prediction/Global Forecasting System/Final, NCEP-FNL)格點資料進行風場分析，時間解析度 6 小時，空間解析度為 $1^\circ \times 1^\circ$ 經緯網格，26 層垂直層。透過 NCEP-FNL 風場分析作颱風中心定位和環境垂直風切之計算，並結合 CMORPH 衛星反演降雨率計算颱風降水中心偏移之距離與方向。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，因此本研究選用 NCEP-FNL 分析風場之中層(700 hPa)流場中心，將其定義為颱風之中心，以其颱風相對座標進行以下以個參數計算：

1. 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。
2. 颱風降水中心：以颱風環流中心搜尋方圓 5 個緯度範圍內之 CMORPH 的降雨率，並將大於 2 mm hr^{-1} 降雨率之格點計算其幾何中心，此幾何中心即為本研究之颱風降水中心之位置。
3. 颱風移動向量：計算方式為計算相較於前一個時間點之颱風中心位置的位移之距離與方向。

如圖 1 所示，由中心外延之實線箭頭表示垂直風切之方向以及大小，若實線越長（短）代表環境垂直風切越大（小）。黑點表示颱風降水中心的位置，若其距離颱風中心越遠（近）代表降水中心偏移越大（小）。由中心外延之虛線箭頭表示颱風中心位置移動的角度與速率，虛線越長（短）代表颱風過去六個小時內移動越快速（緩慢）且移動距離較遠（近）。點虛線圓圈為 10 m s^{-1} 之垂直風切大小及移動速率的量值參考。

(二) 敏感度測試設定

為檢驗本研究分析方法之合理性，因此對於 CMORPH 衛星分析進行敏感度測試，透過不同的颱風中心定位、降雨率、垂直運動與分析區域所得到之分析結果，檢視不同門檻值設定對於其降水分布情形之差異。本實驗將 CMORPH 衛星分析分為五個測試組：

1. CTL：為本研究之分析方式的控制組，其颱風中心之定義為中層(700 hPa)流場中心，並取距離颱風中心 5 度範圍內衛星降雨率大於 2 mm hr^{-1} 之區域進行降水中心偏移之計算。
2. C850：為改變颱風中心定義方式之測試，利用底層(850 hPa)流場中心進行分析，目的為討論不同的颱風中心定義方式是否會造成降水中心偏移分布之差異。
3. R4：為改變衛星降雨率門檻值之測試，取距離颱風中心 5 度範圍內衛星降雨率大於 4 mm hr^{-1} 之區域進行分析，以了解不同的降雨率設定對於分析結果產生之變化。
4. Inner：為改變颱風強水分析區域之測試，取距離颱風中心 0~1 度之間的區域，定義為颱風內核並討論其降水分布情形。
5. Outer：同 4. 之測試，但改取距離颱風中心 1~5 度之間的範圍進行分析，定義為颱風外圍並討論其降水分布情形。

三、CMORPH 衛星資料分析

(一) 樣本選取及分類

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,

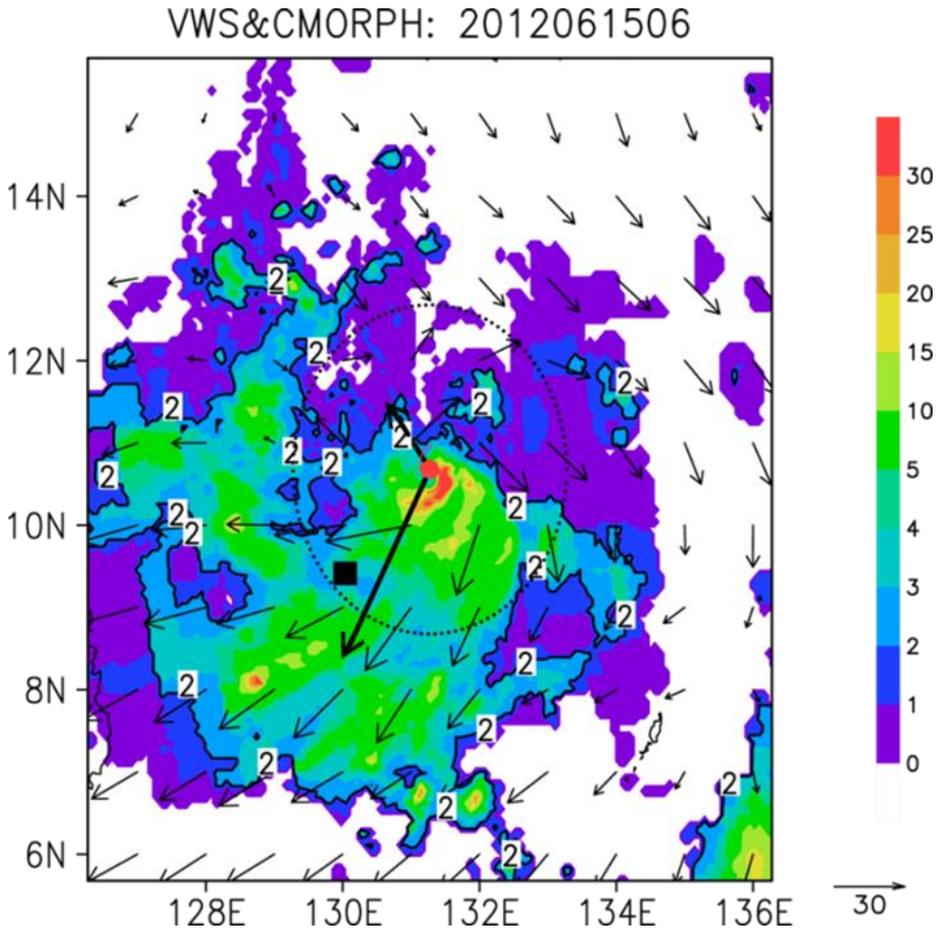


圖 1 谷超颱風(2012)之垂直風切與降水中心計算示意圖，時間為 2012 年 6 月 15 日 0600 UTC。色階為 CMORPH 衛星反演降雨率，單位為 mm hr^{-1} ；箭矢為 NCEP FNL 分析場垂直風切之風向風速，單位 m s^{-1} ；虛線圓圈代表自颱風中心半徑 2 度之範圍，該圓圈也是度量垂直風切大小及移動速率的參考(10 m s^{-1})；黑點為降水中心偏移程度與方向；實線為垂直風切大小與方向，長度越長即垂直風切越大；虛線為前一時間點至此時間點之颱風移動方向與距離。

NHC)之颱風強度分級方法進行篩選，選取 2010 至 2012 年期間西北太平洋地區近中心平均最大風速達 17.2 m s^{-1} 以上之熱帶氣旋，進行其降水中心分布、颱風強度以及環境垂直風切大小之相關性分析。而為了避免受到地形影響，本研究只選取登陸前與未登陸之颱風進行分析(圖 2)。期間共有 43 個颱風符合以上條件，詳細的颱風年份與名稱、分析時間及樣本數如表 1 所列，藉由每六小時之 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。

本文引用 Chen (2006)之研究方法，颱風強度對應之風速分別為：TS ($17.2\text{-}32.6 \text{ m s}^{-1}$)、CAT1-2 ($32.7\text{-}50.9 \text{ m s}^{-1}$)及 CAT3-5 ($\geq 51 \text{ m s}^{-1}$)，樣本數分別為 386、183 及 152 筆。亦將不同強度之環境垂直風切進行分類，各分類相對應之風速分別為：弱垂直風切(小於 5 m s^{-1} ，WS)、中等垂直風切(介於 5 至 7.5 m s^{-1} ，MS)以及強垂直風切(大於 7.5 m s^{-1} ，SS)，樣本數分別為 245、201 及 275

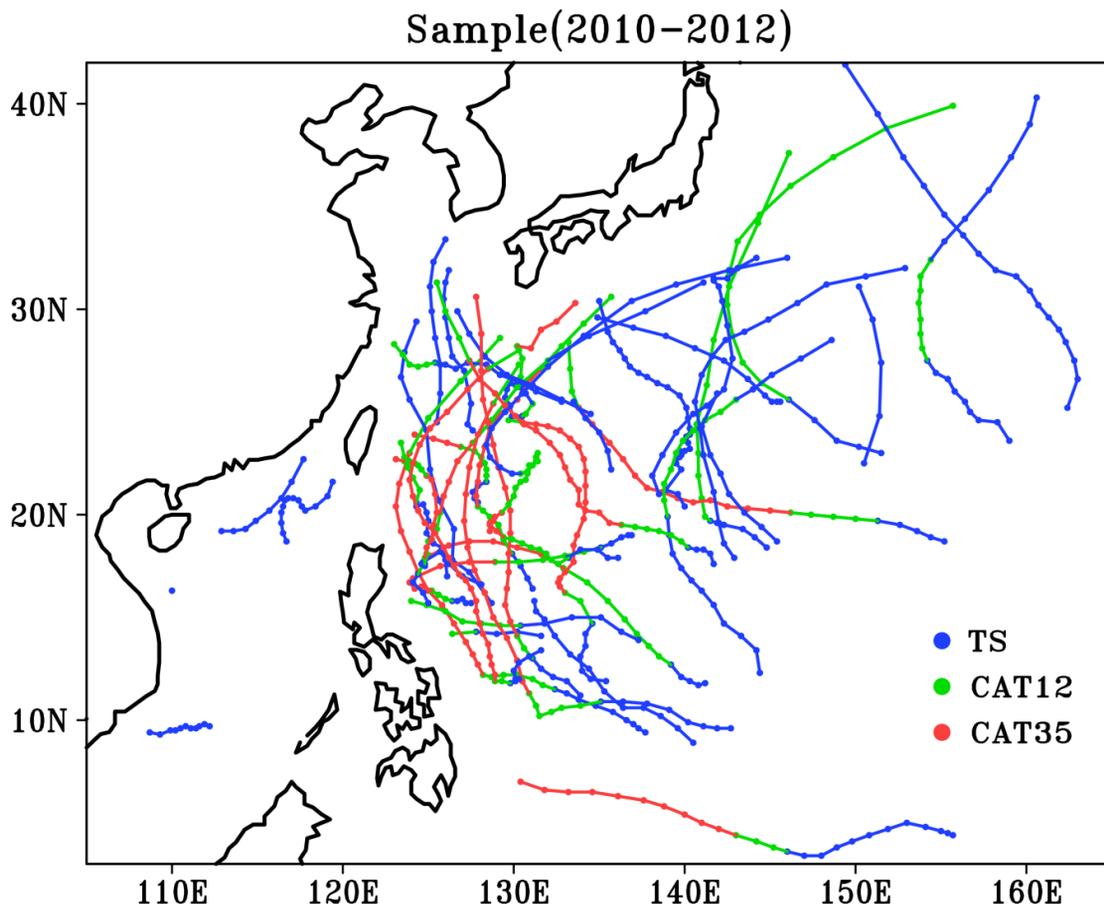


圖 2 本研究選取 2010~2012 年西北太平洋地區強度達 TS 之颱風的路徑分布，顏色代表不同的強度分級，共計 43 個颱風，721 筆樣本。

筆。由上述之定義可得到九種不同條件的颱風強度與垂直風切之分類，並挑選符合此九種分類之颱風個案加以討論，所選代表颱風個案如表 2 所示。

(二) 個案觀測與分析

圖 3 顯示背景存在弱環境垂直風切下三種颱風強度分類的結果，圖 3a 為 2011 年塔拉斯颱風，強度僅有 985 hPa，可明顯看出其結構較不完整，透過 NCEP 風場計算環境垂直風切約 4.6 m s^{-1} 。進一步地結合 CMORPH 衛星降雨率計算颱風之降水中心偏移（圖 3b），由於環境垂直風切較弱

的關係，因此降水中心偏移主要受颱風本身結構的影響，並未產生明顯之偏移，僅約 1.1 度。圖 3c 則為中等颱風強度的巴比倫颱風(2010)，中心氣壓約 970 hPa，由於颱風稍微較強已能觀測到明顯的颱風眼，且環境垂直風切也僅有 4.6 m s^{-1} ，因此颱風降水中心並無出現明顯之偏移（圖 3d），也僅偏移 1.1 度。同樣在弱垂直風切背景下，強颱風寶發(2012)之中心最低氣壓在此時達 925 hPa，雖然 SSMIS 沒有觀測到明顯的颱風眼（圖 3e），但仍然可以看到颱風之結構相當扎實，且強降雨多集中在內核區域，此時環境垂直風切為 4.3 m s^{-1} ，降水中心偏移更僅有 0.8 度（圖 3f）。

表 1 CMORPH 衛星資料分析選取個案之年份、名稱、分析起始時間、結束時間及樣本數。

Year	Name	Begin (UTC)	End (UTC)	Sample
2010	Omais	03/23/1800	03/25/1200	8
	Conson	07/11/1800	07/12/1800	5
	Dianmu	08/08/1800	08/10/1200	8
	Mindulle	08/23/0600	08/23/0600	1
	Lionrock	08/28/1200	08/31/1800	14
	Malou	09/03/1800	09/06/0000	10
	Fanapi	09/15/0600	09/18/1200	14
	Malakas	09/21/0600	09/25/0600	17
	Megi	10/13/0600	10/17/1200	18
	Chaba	10/24/1800	10/29/1800	21
2011	Songda	05/21/1200	05/28/1800	30
	Meari	06/22/1800	06/25/1800	13
	Ma-On	07/12/0600	07/18/0600	25
	Muifa	07/28/0600	08/04/0000	28
	Merbok	08/03/1800	08/09/0000	22
	Nanmadol	08/23/1200	08/26/0000	11
	Talas	08/25/1800	09/02/0000	30
	Noru	09/03/1200	09/04/1200	5
	Kulap	09/07/0600	09/08/1200	6
	Roke	09/15/1800	09/20/1200	20
	Sonca	09/16/0600	09/20/0000	16
	Nesat	09/23/1800	09/26/1200	12
	Nalgae	09/27/1800	09/30/1800	13
	2012	Pakhar	03/29/0600	03/31/1800
Sanvu		05/21/1800	05/27/1200	24
Mawar		06/01/1200	06/06/0000	19
Guchol		06/12/0600	06/18/1800	27
Talim		06/18/0600	06/20/0000	8
Khanun		07/16/1200	07/18/0000	7
Saola		07/28/1800	08/01/0600	15
Damrey		07/29/1200	07/31/1800	10
Haikui		08/04/0600	08/07/1200	14
Kirogi		08/05/1800	08/10/0000	18
Kai-Tak		08/13/0600	08/14/0600	5
Tembin		08/19/0600	08/23/0600	17
Bolaven		08/20/0600	08/27/1200	30
Sanba		09/11/0600	09/16/1200	22
Jelawat		09/20/1800	09/29/1200	36
Ewiniar		09/24/1800	09/28/1200	16
Maliksi		10/01/1200	10/03/0600	8
Prapiroon		10/07/1800	10/19/0600	47
Maria		10/14/1200	10/18/0600	16
Bopha		11/27/0600	12/03/0600	25

表 2 九種條件下之颱風個案，TS、CAT1-2 及 CAT3-5 代表颱風強度由弱至強，WS、MS 及 SS 代表環境垂直風切由弱至強。

	TS (17.2-32.6 m s ⁻¹)	CAT1-2 (32.7-50.9 m s ⁻¹)	CAT3-5 (≥ 51 m s ⁻¹)
WS (< 5 m s ⁻¹)	塔拉斯 (Talas)	巴比倫 (Prapiroon)	寶發 (Bopha)
MS (5-7.5 m s ⁻¹)	奇洛基 (Kirogi)	珊瑚 (Sanvu)	杰拉華 (Jelawat)
SS (> 7.5 m s ⁻¹)	瑪莉亞 (Maria)	布拉萬 (Bolaven)	谷超 (Guchol)

圖 4 為環境場存在中等垂直風切的三種颱風強度個案之情形，奇洛基颱風(2012)只有 996 hPa，環境垂直風切為 5.4 m s⁻¹ (圖 4a)，由於颱風強度較弱，因此其本身結構較不完整，且又受到環境垂直風切之影響，相較於弱垂直風切情況下之同強度等級颱風(圖 3a)，奇洛基颱風之降水中心位置偏離颱風中心的距離較大，CMORPH 降雨率計算之降水中心偏移有 1.7 度(圖 4b)。中等強度個案的珊瑚颱風(2012)中心氣壓約 970 hPa，其環境的垂直風切為 6.8 m s⁻¹ (圖 4c)，相對於弱環境垂直風切且強度同為 CAT1-2 之颱風(圖 3b)，珊瑚颱風的結構更不完整，較強的環境垂直風切，導致其發生明顯降水不對稱之現象，且降水中心位置皆位於下風切方向之左側，降水中心明顯偏移達到 1.9 度之遠(圖 4d)。杰拉華颱風(2012)是為強烈颱風並存在於中等垂直風切的個案(圖 4e)，中心強度為 926 hPa，當時環境垂直風切約為 6.0 m s⁻¹，由於颱風強度達到 CAT3-5 之等級，因此於 SSMIS 觀測中可以看到非常明顯的颱風眼，這也代表著其結構非常扎實，然而中等環境垂直風切，雖然在下風切方向之外圍區域造成許多明顯降水，卻無法對扎實且完整之颱風內核結構造成太大之影響，因此其颱風眼牆結構仍相當明顯，

降水中心偏移也僅為 0.9 度(圖 4f)。

圖 5 顯示環境流場存在強烈垂直風切的背景下，同樣三種颱風強度個案的情況。圖 5a 為瑪莉亞颱風(2012)，為一個僅有 993 hPa 之 TS 等級的熱帶氣旋，但周圍的垂直風切達 13.4 m s⁻¹，因此也可看到較大的降水中心偏移達 1.9 度，並在下風切方向左側出現(圖 5b)。圖 5c 為中度颱風布拉萬(2012)，此時之氣壓為 956 hPa，垂直風切有更是高達 15.7 m s⁻¹，雖然其颱風強度相較於同樣為中等颱風強度之弱垂直風切個案(圖 3c)與中等垂直風切個案(圖 4c)都要來得強，但結構卻是相當不完整，降水中心偏移更達到了 2.2 度(圖 5d)，主要原因為其環境垂直風切極大，造成整體颱風結構被破壞，導致其下風切方向出現最明顯之降水分布。最後一個分類，是在背景流場有強垂直風切下的強烈颱風谷超(2012)，其強度與環境垂直風切分別為 926 hPa 與 10.3 m s⁻¹ (圖 5e)，相較於強垂直風切情況下之中等颱風強度的布拉萬颱風，雖然都是屬於強垂直風切情況下之颱風個案，但谷超颱風之強度較強，因此在颱風內核區域仍然可以觀測到清楚的颱風眼，而颱風外圍區域明顯受到環境垂直風切之影響，降水回波被帶往下風切方向，與中等垂直風切條件下之強颱

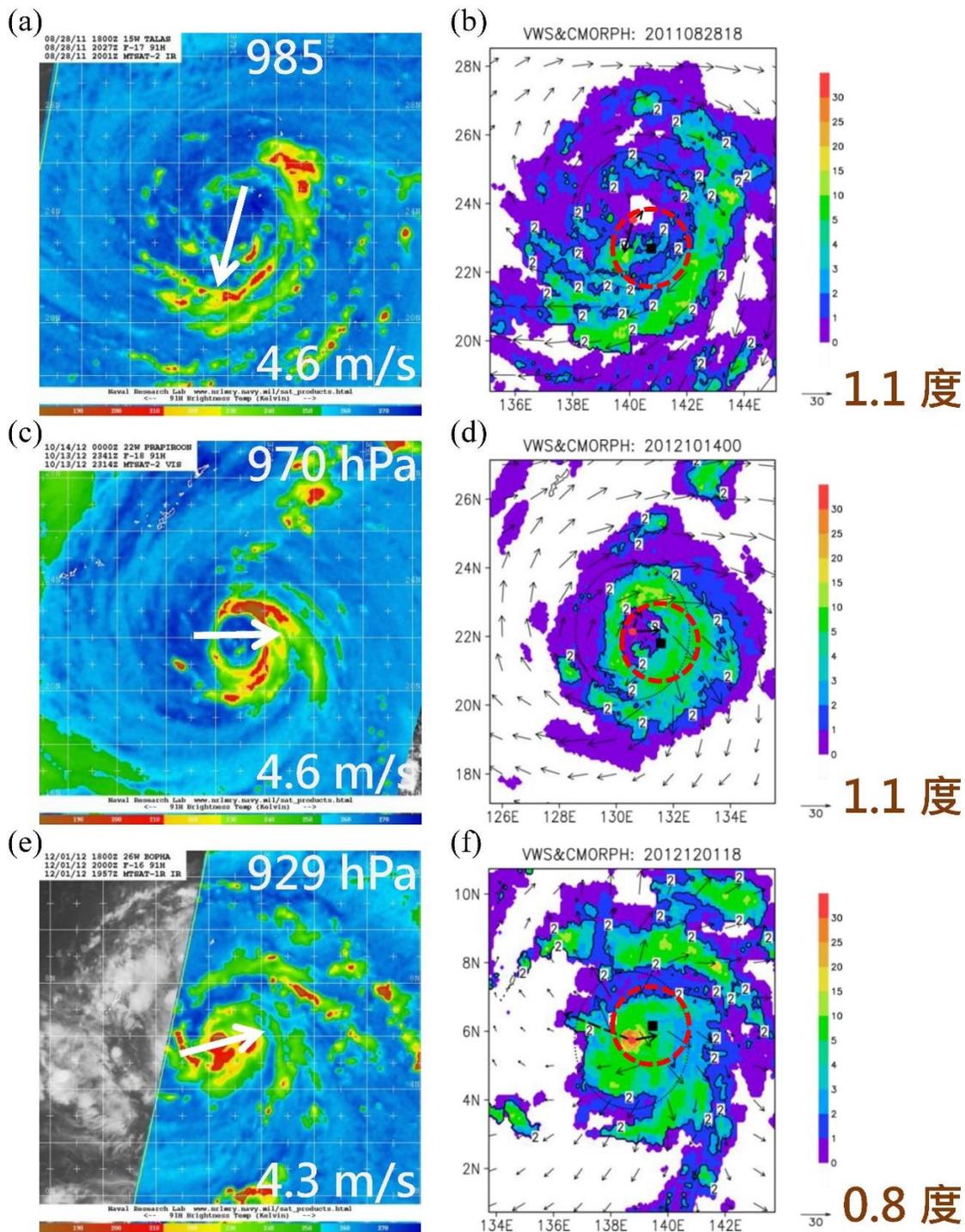


圖 3 弱垂直風切背景下，弱(a·b)、中(c·d)及強(e·f)三種 TC 強度等級的 SSMIS 衛星微波影像(a·c·e)與 CMORPH 衛星降雨率(b·d·f)比較。圖 a、c、e 中白色箭頭表示垂直風切方向，右上及右下分別標示當時颱風中心氣壓及背景垂直風切數值。圖 b、d、f 中紅色圈為強調降雨中心的偏移，右下標示降雨中心與颱風中心偏移的距離。

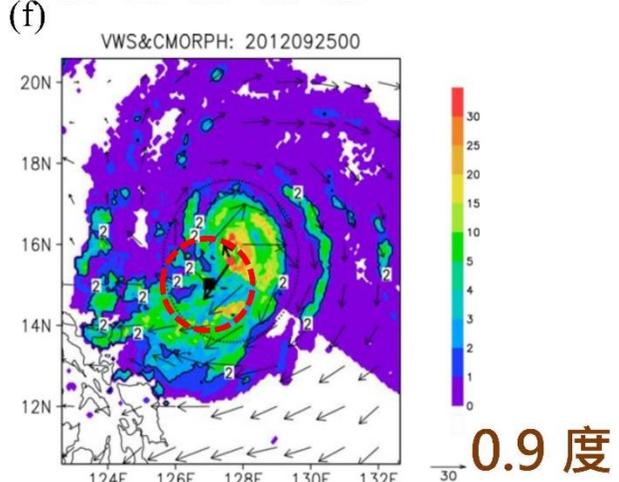
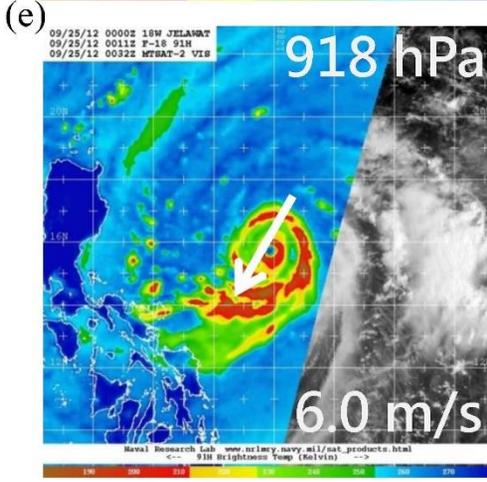
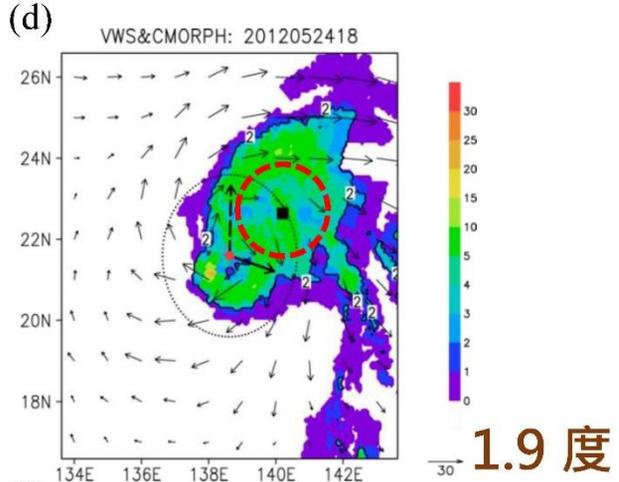
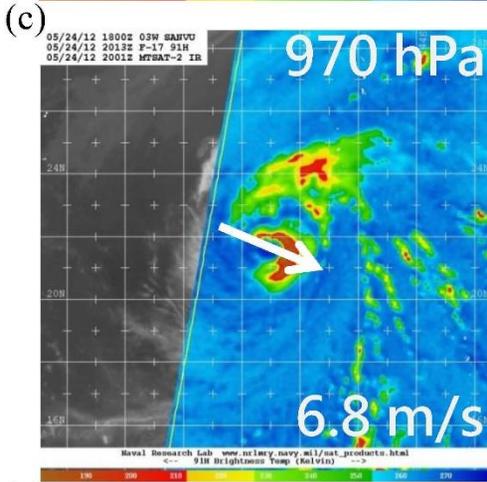
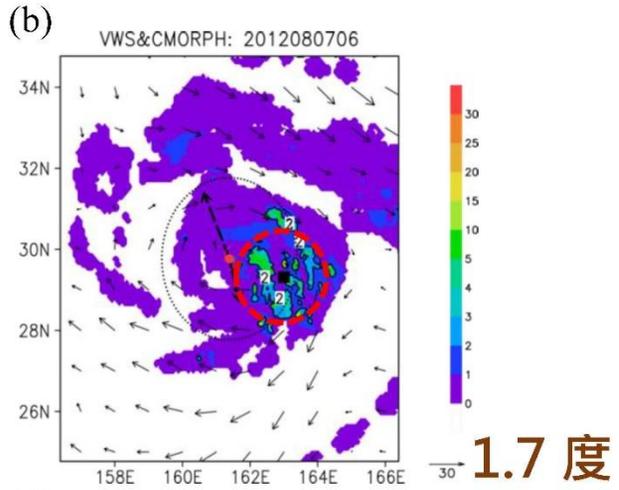
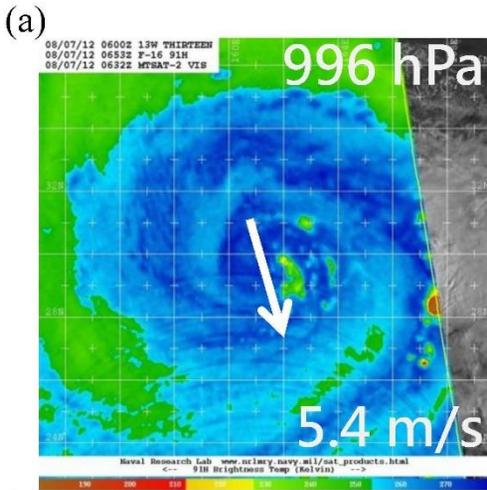


圖 4 同圖 3，但為中等垂直風切背景下的 SSMIS 衛星微波影像與 CMORPH 衛星降雨率比較。

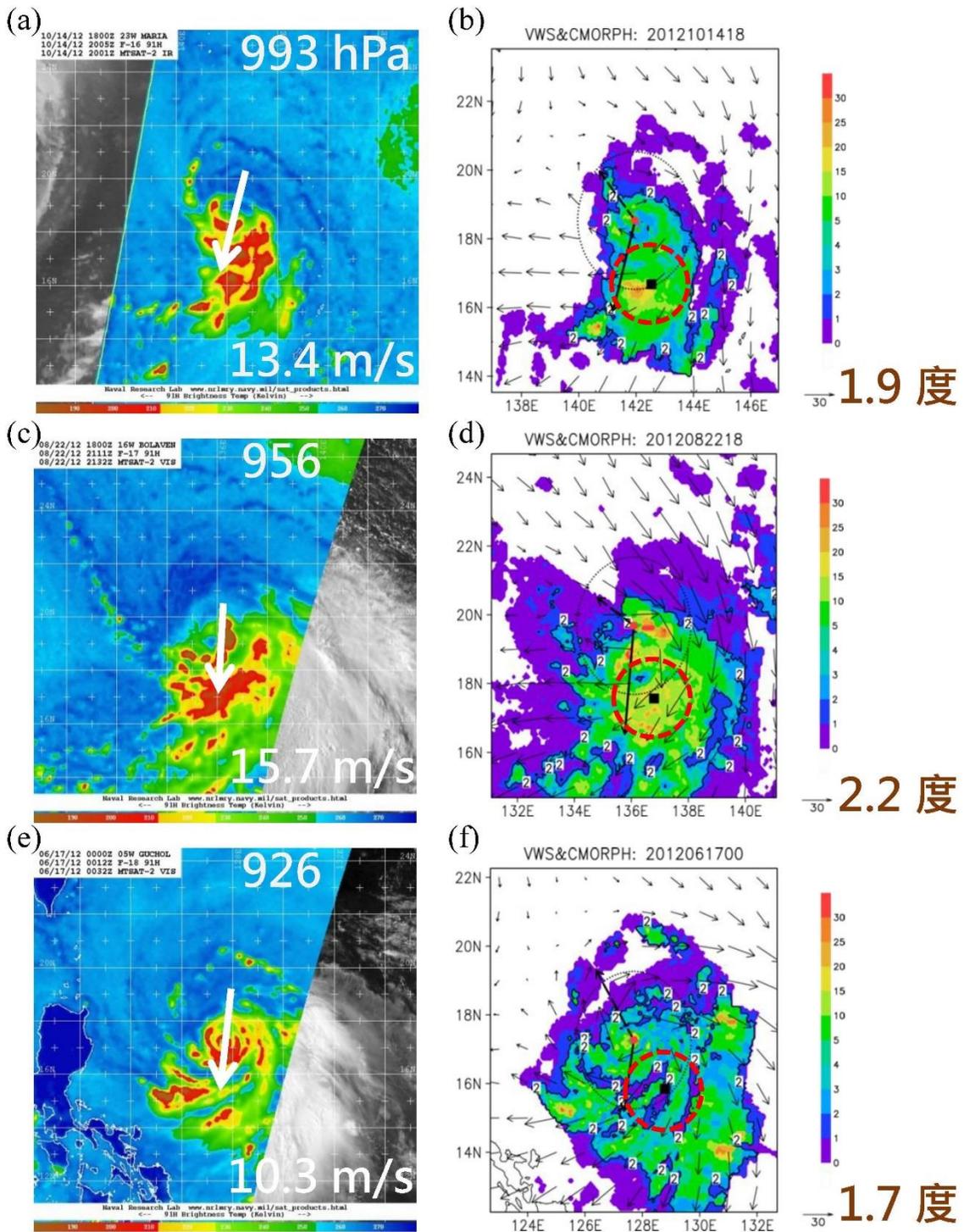


圖 5 同圖 3，但為強垂直風切背景下的 SSMIS 衛星微波影像與 CMORPH 衛星降雨率比較。

風個案(圖 4e)類似,但由於環境垂直風切更強,因此降水中心偏移量更大,約為 1.7 度(圖 5f),因而在颱風外圍區域可以觀察到明顯之降水回波。

此外,在颱風移動方向和降水分布之關係的分析中,關注幾個移動速率較大且方向與垂直風切相反的個案(圖 3f, 4b, 5a, 5f)。這幾個颱風個案的移動速率大約介於 $8-12 \text{ m s}^{-1}$ 之間,算是移動速率很快的颱風,但是降水中心偏移的位置仍然明顯由垂直風切主導,並未受移動向量的牽引

而偏往移動方向的右側。尤其如圖 3f 是相對較弱的垂直風切條件,整個 5 度範圍內的降水中心也是偏向下風切處,而非移動向量之方向。

(三) 合成分析

為了解各強度分類中更詳細的配置,本文將每筆樣本之環境垂直風切方向固定(朝向圖上方),並討論由颱風中心 3 度半徑範圍內的降水分布情形(圖 6)。整體顯示降水多分布於下風切方向且偏向左側,下風切方向佔了整體的 88%,上

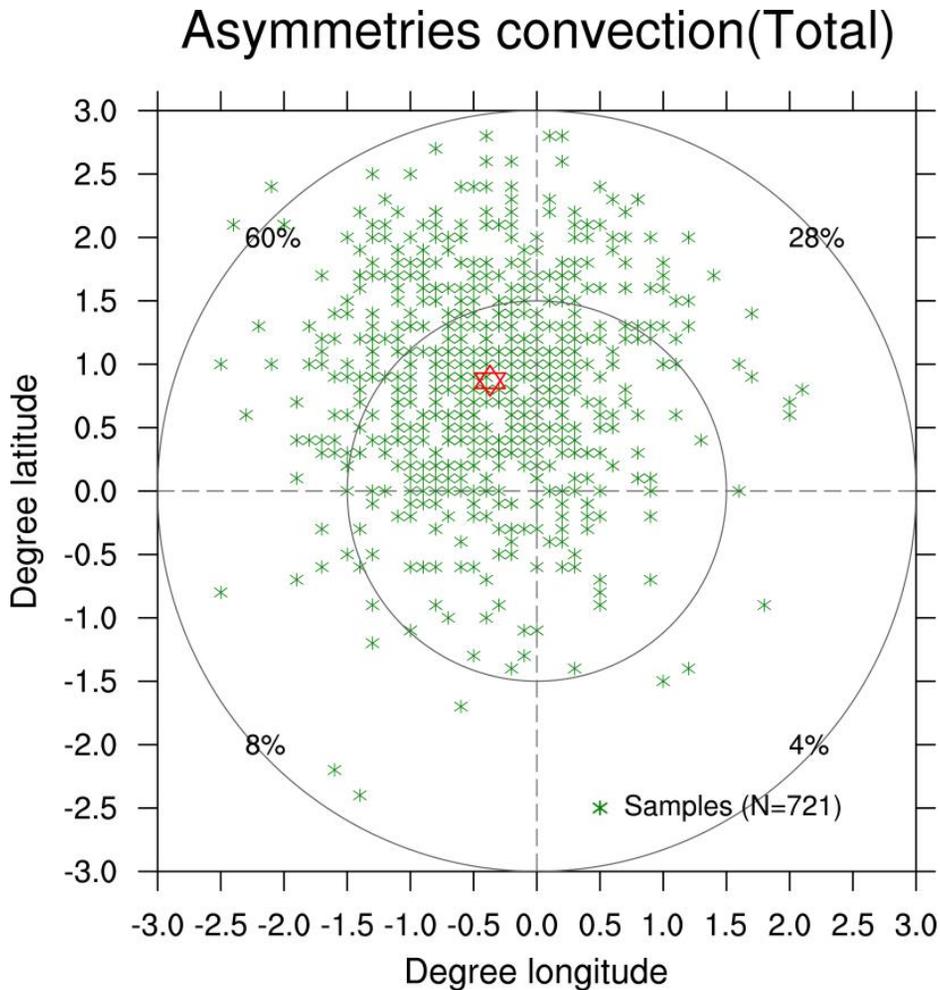


圖 6 颱風中心 3 度範圍內垂直風切與降水中心分布關係。圖中垂直風切方向朝向圖上方;N 為總樣本數;綠點為每筆樣本之降水中心分布位置;紅點為本圖所有樣本之平均分布中心;百分比為四個象限之分布比例。

風切方向僅 12%，但此結果並不代表颱風上風切方向不會有降水，而是指颱風下風切方向會有範圍較廣之降水。此結果並不能區分環境垂直風切大小與颱風強度所造成的降水分布，只能用來表示垂直風切方向與颱風降水中心位置分布之關係。

若將環境垂直風切依弱、中、強分類（圖 7），觀察到當垂直風切小（圖 7a）的颱風，整體降水之分布趨近於颱風內核區域（小於 1.5 度），較接近一般颱風環流所帶來之降水分布。隨著環境垂直風切的增強，下風切方向外圍區域（大於 1.5 度）之降水中心明顯增加（圖 7b, c），此種增加趨勢在強垂直風切情況下（圖 7c）最為顯著，其降水中心位置已非常偏向颱風之外圍區域，透過圖中標記之所有樣本平均位置也可以明顯地發現，降水中心位置隨著環境垂直風切增強而往外圍偏移之趨勢。此圖同時也顯示在弱、中和強垂直風切之上風切方向的降水中心所占比例分別為 17%、8% 和 8%，弱垂直風切環境下的降水中心出現在上風切方向之頻率比中等和強垂直風切來得多。

而依不同強度之颱風對於環境垂直風切所造成之降水中心分布（圖 8），當颱風強度較弱時（圖 8a），颱風環流結構尚未達到完整狀態，因此觀察到颱風之整體降水中心分布明顯偏向外圍區域且較為分散，比較中等強度颱風之降水中心分布情形（圖 8b），由於颱風結構相對較完整而扎實，降水中心位置分布也更趨近於颱風內核區域。強度最強之颱風（圖 8c）其降水中心位置分布又更加集中，降水中心位置分布在颱風外圍區域明顯減少，而在颱風近中心之區域明顯增加。雖然隨著颱風強度增強在上風切方向之降水中心分布並無明顯變化，但整體而言颱風降水中心分布隨著颱

風強度增強而明顯有向內縮的趨勢，這代表著當颱風強度越強，其內核結構越完整，且較能抵抗環境垂直風切之影響，降水中心位置分布並不會產生太大的變化。

透過更詳細地交叉比對三種颱風強度與三種環境垂直風切大小之間的關係，首先當環境存在弱的垂直風切時，其降水中心分布與颱風強度變化之關係（圖 9a-c），當颱風強度為 TS 強度等級時（圖 9a），降水中心分布較鬆散且偏向外圍區域，然而隨著颱風強度增強至 CAT1-2 強度等級（圖 9b），降水中心位置開始內縮至接近內核區域，當颱風強度達到 CAT3-5 強度等級時（圖 9c），其結構達到最完整且扎實之狀態，降水中心分布均集中在颱風內核區域。當環境存在中等垂直風切之條件下（圖 9d-f），降水中心分布與颱風強度之關係大致上與弱垂直風切情況下之分布情形相同，皆隨著颱風強度增強逐漸趨近於颱風內核區域，但在中等環境垂直風切之影響下，其降水中心分布相較於弱垂直風切條件下之分布情形皆有稍微向外圍偏移之趨勢。而在強環境垂直風切條件下之降水分布依然隨著颱風強度增強而產生明顯之內縮趨勢（圖 9g-i），但在強環境垂直風切影響下，其降水中心分布又比弱垂直風切及中等垂直風切更往颱風外圍偏移。

換個角度來看，當颱風強度固定時，隨著環境垂直風切之增強，降水中心分布也會跟著向颱風外圍區域偏移，但強度較弱的颱風（圖 9a、d、g）其降水分布偏移程度相對於強度較強之颱風（圖 9c、f、i）而言來得更加明顯，這表示強度較強的颱風較能抵抗環境垂直風切造成之影響，並能維持其結構不受到環境垂直風切影響之破壞。

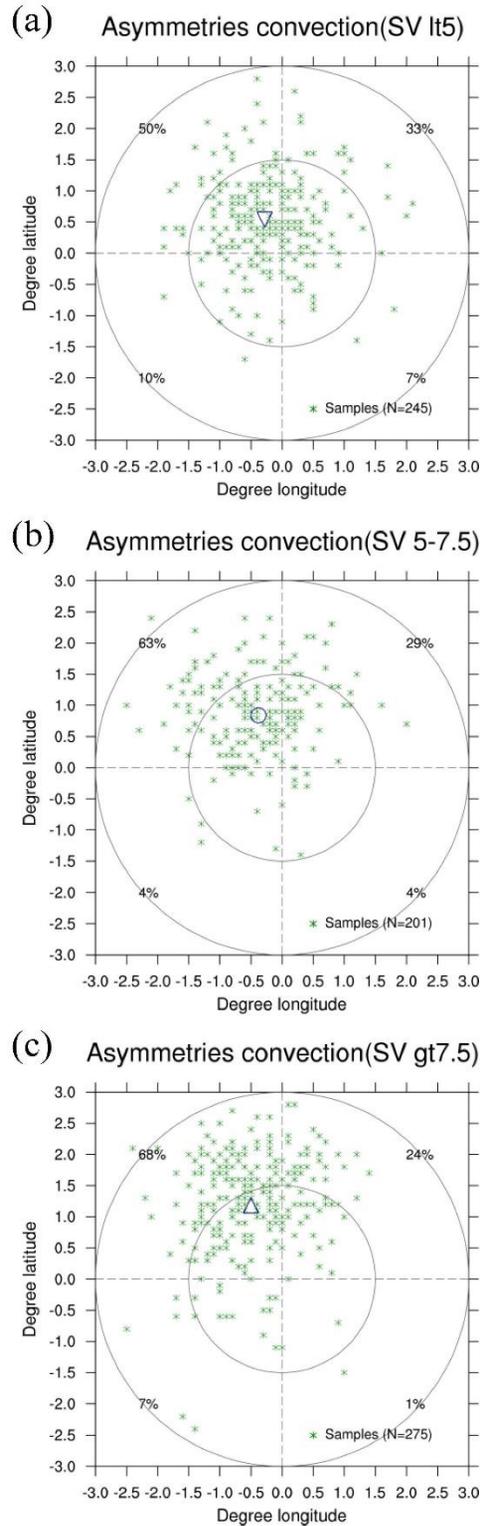


圖 7 同圖 6，但為不同垂直風切強度下之降水中心的分布關係。色標為三種類別(WS、MS 及 SS)之降水中心平均。(a)為弱垂直風切(WS)條件；(b)為中等垂直風切(MS)條件；(c)為強垂直風切(SS)條件。

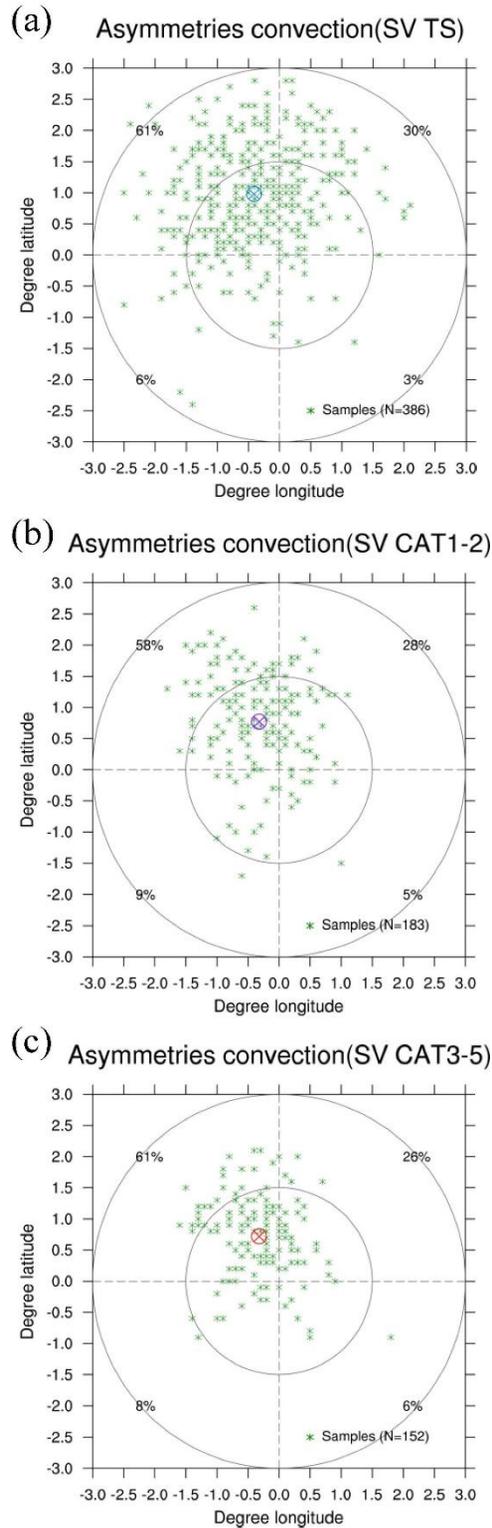


圖 8 同圖 6，但為不同颱風強度之降水中心的分布關係。色標為三種分類(TS、CAT 1-2 及 CAT 3-5)之降水中心平均。(a)為強度弱之颱風(TS)情況；(b)為中等颱風強度(CAT1-2)情況；(c)為強颱風(CAT3-5)情況。

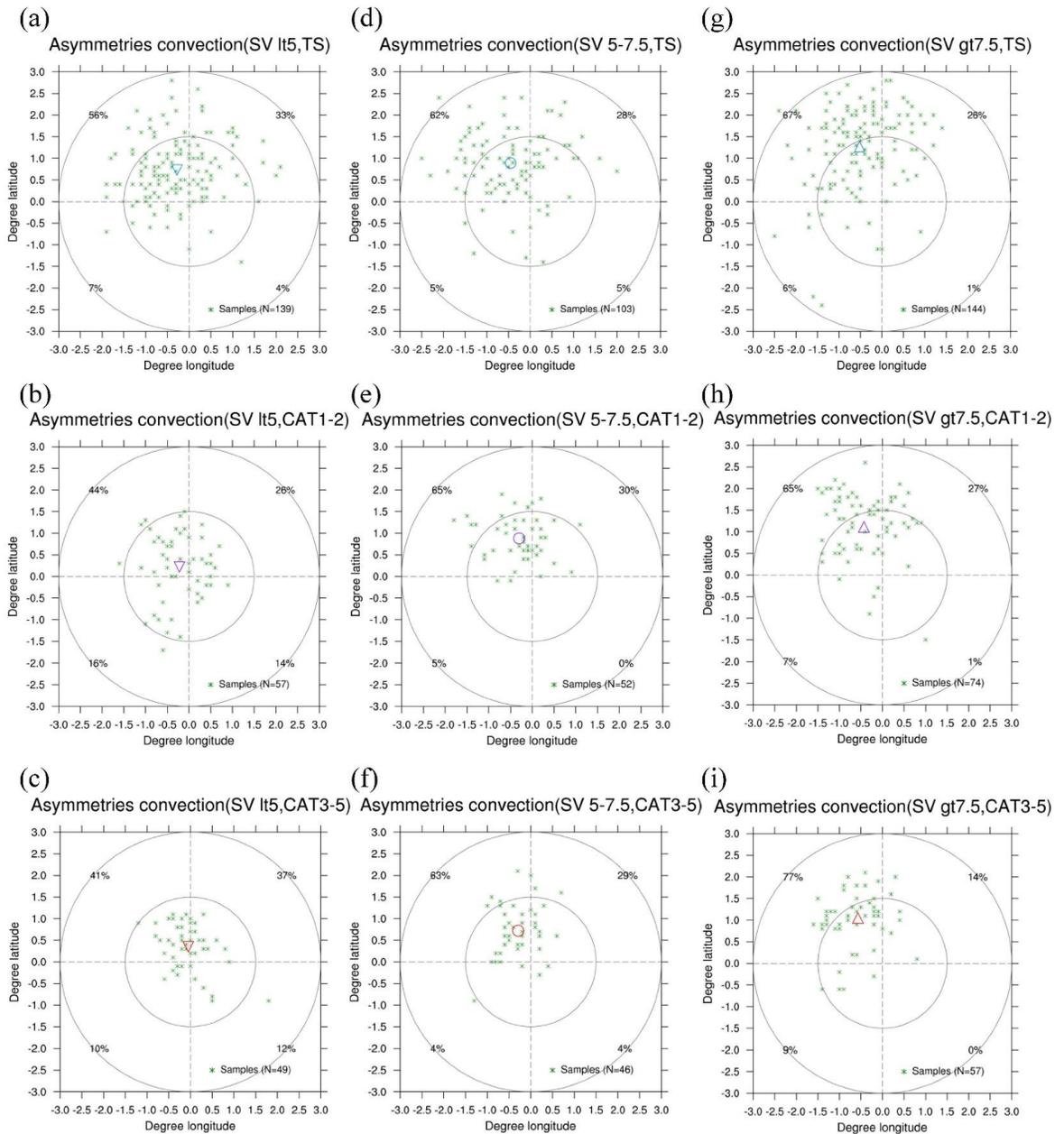


圖 9 同圖 6，但為九種不同條件下之降水中心的分布關係，色標為各個分類中之降水中心平均。(a)-(c)為弱垂直風切(WS)條件下，颱風強度由弱至強之分類；(d)-(f)為中等垂直風切(MS)條件下，颱風強度由弱至強之分類；(g)-(i)強垂直風切(SS)條件下，颱風強度由弱至強之分類。

(四) 衛星分析之敏感度測試結果

為檢驗衛星觀測分析方法之準確性，因此進行一系列之敏感性測試。考慮較弱之颱風結構相對鬆散，可能會提高分析時的不確定性。於是由表 2 選取其中強度至少達到 CAT1 以上之六個颱風個案。該六個颱風包含了強、中、弱三種不同垂直風切強度之環境條件，共 189 筆樣本進行分析（表 3），其中變數包含：颱風中心定義、降雨率門檻值以及分析區域，並討論不同的測試結果對於降水偏移分布情形產生之差異。

檢視 CMORPH 衛星分析敏感度測試之結果（表 4），CTL 控制組之降水偏移多分布在下風切方向，且於下風切方向左側(DSL)之分布百分比(61%)最高，而改變颱風中心定義方式與增加降雨率門檻值之 C850 與 R4 測試組相較於 CTL 控制組並無太大差異，降水偏移仍集中於下風切方向，最高之分布比例發生於下風切方向左側，而最低之比率則在上風切方向右側(USR)，且各個象限分布之比例均與 CTL 控制組相似。將分析區域區分為颱風之內核以及外圍區域，分別定義為 Inner

表 3 CMORPH 衛星分析敏感度測試選取個案之名稱、分析起始時間、結束時間與樣本數。

Name	Begin(UTC)	End(UTC)	Sample
2012 珊瑚(Sanvu)	05/21/1800	05/27/1200	24
2012 谷超(Guchol)	06/12/0600	06/18/1800	27
2012 布拉萬(Bolaven)	08/20/0600	08/27/1200	30
2012 杰拉華(Jelawat)	09/20/1800	09/29/1200	36
2012 巴比侖(Prapiroon)	10/07/1800	10/19/0600	47
2012 寶發(Bopha)	11/27/0600	12/03/0600	25

表 4 CMORPH 衛星分析敏感度測試結果於四個象限之分布情形與樣本數。其中 DSL 為下風切方向左側、DSR 為下風切方向右側、USL 為上風切方向左側、USR 為上風切方向右側。五種分類之定義請參考章節 2.2 敏感度測試設定。

	DSL	DSR	USL	USR	sample
CTL	114 (61%)	55 (30%)	13 (7%)	4 (2%)	186
C850	117 (62%)	53 (28%)	16 (9%)	2 (1%)	188
R4	108 (58%)	61 (33%)	15 (8%)	3 (1%)	187
Inner	82 (52%)	40 (26%)	18 (11%)	17 (11%)	157
Outer	114 (61%)	55 (30%)	13 (7%)	4 (2%)	186

與 Outer 測試組，並探討兩者之降水中心偏移分布關係。由於颱風內核結構比較不容易受到環境垂直風切破壞，因此在 Inner 測試組可以明顯觀察到雖然下風切方向之分布比例仍佔多數，但上風切方向之比例也有明顯增加之趨勢，又以上風切方向右側(USR)的增加最為明顯(11%)；相較於 Inner 測試組分布集中之情形，Outer 測試組之分布情形與 CTL 控制組情形比較類似，由此可見降水偏移之分布情形主要受颱風外圍之降水分布影響。

透過敏感度測試之降水中心偏移分布圖，其結果顯示 CTL、C850 與 R4 測試組並無太大之分布差異，其下風切方向皆有較明顯的降水中心偏移，上風切方向則較不明顯，最大之分布差異位於颱風之下風切方向左側與上風切方向右側(圖 10a-c)。Inner 測試組為颱風內核區域之降水偏移計算，由於颱風內核結構比較不容易受到環境垂直風切之破壞，因此其整體分布較集中於颱風中心位置，雖然上風切方向分布比例有些微增加之趨勢，但分布不對稱之情形於下風切方向仍然相當明顯(圖 10d)。透過 Outer 測試組之分布情形可以發現，其分布結果與 CTL 控制組一致，由於颱風外圍之降水分布受到環境垂直風切影響而發生偏移，所以在下風切方向會有明顯之降水中心偏移分布(圖 10e)，因此颱風對流不對稱偏向下風切方向，且主要由外圍之降水分布的偏移所造成。

綜合上述五種不同分析方法之敏感度測試的結果，降水中心偏移在每個組別中大部分都落於下風切方向，尤其於下風切方向左側所佔的比例最高，均超過 50%。這樣的結果顯示，本研究發現的降水中心偏移的趨勢及特徵，並不會因為研究方法的改變而造成太大的差異，也證實了本

研究之分析方法是可行且合理的。

四、總結與展望

本研究主要藉由 CMORPH 衛星反演降雨率，探討環境垂直風切與颱風對流不對稱性之關係。使用 NCEP-FNL 風場分析計算環境垂直風切之大小與方向，並結合 CMORPH 衛星反演降雨率計算颱風之降水分布中心，透過 2010~2012 年期間之颱風個案進行合成分析，且利用 Chen et al. (2006)之研究方法，將颱風與垂直風切強度進行分類，以探討不同強度之颱風與垂直風切所造成的分布差異。

由環境垂直風切方向與降水分布中心之合成分析，可以發現颱風之降水分布中心多集中於下風切方向左側，此結果與過去研究之論點一致(Corbosiero and Molinari 2002, 2003; Chen et al. 2006; Ueno 2007)。將颱風之強度與垂直風切大小進行分類，並比較不同強度之颱風(TS、CAT1-2 與 CAT3-5)，在不同強度之環境垂直風切條件下(WS、MS 與 SS)，其降水中心分布情形，結果顯示當環境垂直風切越強，降水越偏向下風切方向左側；而隨著颱風強度之增強，降水會越集中於颱風之內核區域。此種分布情形與(Frank and Ritchie 2001; Wingo and Cecil 2010)提出之論點一致，當環境垂直風切越強，颱風結構越容易被破壞，且在下風切方向會出現明顯降水，而颱風強度越強，其越能抵抗垂直風切之影響。另一方面，就本研究的合成分析中發現，當垂直風切強度達到一定程度時(約 5 m s^{-1})，降水中心於上、下風切處的分布比率就不再隨垂直風切增加而有所變化。但是垂直風切大小及颱風強度仍然影響各個降水中心之樣本散布程度，垂直風切越大或颱風強度越弱則降水不對稱之程度越大。

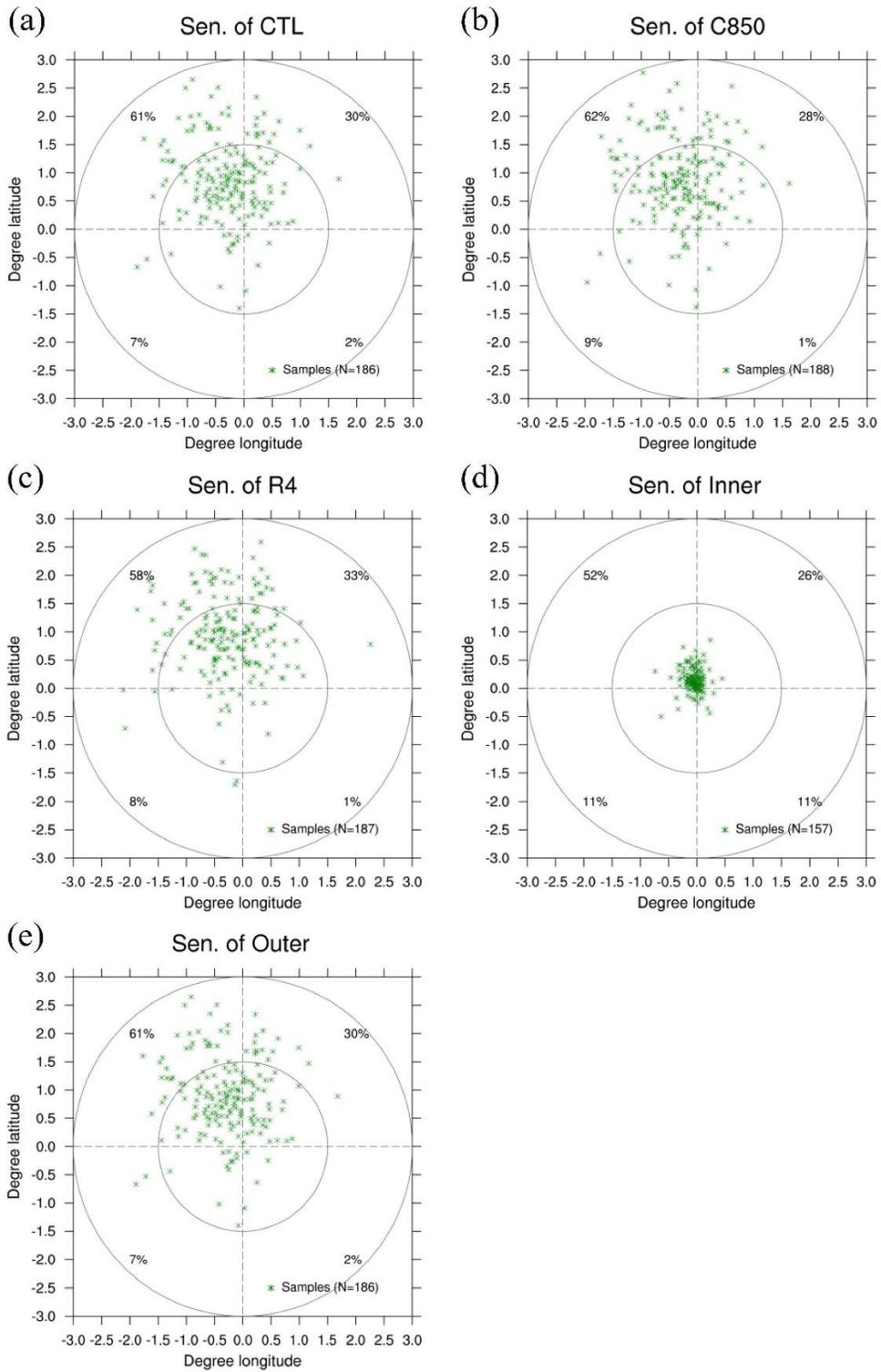


圖 10 同圖 6，但為 CMORPH 衛星分析敏感度測試之降水中心的分布關係。(a)為控制組；(b)為 C850 測試組；(c)為 R4 測試組；(d)為 Inner 測試組；(e)為 Outer 測試組。

經觀測分析之敏感度測試可以發現，改變颱風之中心定義方式(C850)與增加降水分析之門檻值(R4)並不會造成降水偏移分布產生太大的差異。透過外圍區域分析(Outer)與控制組(CTL)之比較，也間接證實降水偏移分布主要受颱風外圍之降水分布所影響。颱風內核區域(Inner)之降水偏移分布相較於外圍區域有更對稱之趨勢。整體而言，颱風降水中心之偏移大部分比例都落在下風切方向，又以下風切方向左側最多，此結果顯示研究結果並不會受到研究方法的改變而有所差異。

另外，事實上本研究發現 NCEP-FNL 環流中心與 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心有些許的偏差，但是有鑑於垂直風切計算資料源自於 NCEP-FNL，為了確保垂直風切計算的準確性，決定以 NCEP-FNL 的環流中心定位當作依據，如此可以比較合理地呈現每個分析時間點之垂直風切的現況。雖然降水分布中心偏移和垂直風切之間的關係相當合理，但我們仍不可忽視由於 NCEP-FNL 解析度不足造成颱風中心定義的偏差，可能影響一部分的分析結果。

通常在開放海域很少有雨量的觀測資料，經由本研究一系列的分析發現，CMORPH 衛星反演之降雨率資料具有相當程度之能力掌握颱風降雨的特徵，且它能夠提供的時間及空間解析度很高(30 分鐘及 8 公里)，對於颱風降雨結構分析與研判，提供了相當難得的參考依據。目前只選取了 2010-2012 年之颱風個案進行 CMORPH 衛星資料分析，未來會加入更多年的資料進行分析，使分析更具有統計性。另一方面 CMORPH 衛星反演降雨率為合成資料，當缺少微波觀測資料時，會透過紅外線觀測將其補足，因此某些時間點會出現明顯之資料不連續，往後在使用 CMORPH 衛

星資料進行分析時需要特別注意此種情況。此外，由於 NCEP-FNL 資料之 $1^\circ \times 1^\circ$ 空間解析度較低，颱風中心定位之可靠性有待評估，未來可透過 CFSR 之 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 空間解析度的資料來進行測試及檢驗。而降水中心之定義目前只測試 2 及 4 mm hr^{-1} 兩種降水強度的幾何平均。未來可考慮以不同降雨強度之權重平均計算其降水中心，期望將更有效地分辨對流不對稱性與颱風強度和垂直風切之間的關係。再者，也可加入其他颱風相關之參數進行分析，如颱風暴風半徑、最大風速半徑和季節差異等等，預期 CMORPH 資料於颱風結構之特徵分析，將可獲得更全面且完整的應用。而颱風之對流不對稱除了外部動力機制，還有許多內部熱力過程需要探討，未來將繼續進行更深入之內部熱力過程分析，並配合更多種類之衛星反演資料進行分析，利用衛星資料於海上觀測不受限制之優勢，將能更深入了解及探討颱風登陸以前其內部結構之變化過程。

致謝

本研究大部份研究文稿是由江孟恆之碩士論文編撰而成，並在科技部計畫 MOST 103-2119-M-034-001 及 MOST 104-2111-M-034-004 的支持下完成研究。另外，特別感謝 2 位審查委員之寶貴的建議與文圖修正，對於本論文之精進有很大的助益。

參考文獻

周昆炫、遲正祥、葉峻銘及沈逸翎，2014：凡那比颱風(2010)侵台期間降水與結構演變之數值模擬探討。大氣科學，42，181-205。

- 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.
- 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.
- 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.
- DeMaria, M., 1996: The effect of vertical shear on tropical cyclone intensity change. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2076-2087.
- Ferraro, R. R., 1997: SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications. *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 715-16 735.
- Ferraro, R. R., F. Weng, N. C. Grody, and L. Zhao, 2000: Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 2669-2672.
- 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.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D-B Shin, and T. T. Wilheit, 2001: Evolution of the Goddard profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1801-1820.
- 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.
- Jones, S. C., 1995: The evolution of vortices in vertical shear. I: Initially barotropic vortices. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 821-851.
- Joyce, R. J., J. E. Janowiak, P. A. Arkin and P. Xie, 2004: CMORPH: A Method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 487-503.
- Reasor, 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.
- Simpson, R. H., and H. Riehl, 1958: Mid-tropospheric ventilation as a constraint on hurricane development and maintenance. *Proc. Tech. Conf. on Hurricanes*, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., D4.1-D4.10.
- 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. Japan*, **85**, 115-136.
- Wingo, M. T., and D. J. Cecil, 2010: Effects of vertical wind shear on tropical cyclone precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 645-662.
- Xu, Y.-M., and Y. Wang, 2013: On the initial development of asymmetric vertical motion and horizontal relative flow in a mature tropical cyclone embedded in environmental vertical shear. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 3471-3491.

The Study of Vertical Wind Shear Induced Convection Asymmetry of Tropical Cyclone by CMORPH Satellite Data

Kun-Hsuan Chou¹ Shu-Jeng Lin² Meng-Hen Chiang²

²Department of Atmospheric Sciences, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

¹Graduate School of Earth Science, Chinese Culture University, Taipei, Taiwan

(manuscript received 2 November 2016 ; in final form 23 January 2017)

ABSTRACT

Climate Prediction Center MORPHing technique (CMORPH) produces global precipitation analyses at very high spatial and temporal resolution. This technique uses precipitation estimates that have been derived from low orbiter satellite microwave observations exclusively, and whose features are transported via spatial propagation information that is obtained entirely from geostationary satellite IR data. CMORPH incorporate precipitation estimates derived from the passive microwaves aboard the DMSP 13, 14 & 15 (SSM/I), the NOAA-15, 16, 17 & 18 (AMSU-B), and AMSR-E and TMI aboard NASA's Aqua and TRMM spacecraft, respectively. More continuous and complete information on the spatial-temporal resolution analysis through the integration of technology.

This study examines the environmental vertical wind shear (VWS) and the inner-core rainfall asymmetry of tropical cyclones (TCs) by the NCEP FNL operational global analysis data and the CMORPH global precipitation estimates from 43 TCs between 2010 and 2012 over the western North Pacific. In cases study sorted in different TC intensity, it is found that the features of rainfall rate from CMORPH retrievals are the same as the characteristics of convection depicted from the observation Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS). Based on a series of composite analyses, the most distributive centers of TC rainfall (DCTR) were concentrated in the down shear-left side of TC that is consistent with previous studies. In addition, this study investigates the differences of TC rainfall distribution in different strength of environmental VWS and TC intensity. Results show that the obvious displacement of DCTR occur easily within the same environmental VWS strength for weaker TCs. When the TC intensity becomes stronger, its compact structure and high integrity convection are relatively more resistant to the effect of VWS, the DCTR tends to locate in

the inner core of TC. As the VWS increases, the DCTR shifts more away from the inner core for the same TC intensity.

In order to confirm the accuracy and availability of the analytical method in this study, several sensitivity tests are implemented to compare to original metric (CTL), such as different definition of TC center (C850), threshold of high rainfall rate (R4), and regions of analysis (Inner and Outer). The compared results of the displacement of DCTR are very similar among C850, R4 and CTL. Moreover, it is found that the changes of DCTR are dominated by the rainfall of the outer spiral rain bands by comparing the results between Outer and CTL tests. The DCTR of Inner test shows more symmetric than that of Outer test. In overall, there are no obvious difference of DCTR among all sensitivity tests, and it is found that most displacement of DCTR were located at the downshear-left side of TC (more than 50%). This result also represents the composite of DCTR are not obviously influenced by the definition of the analytical method and demonstrates the finding of this study is reasonable.

Key Words: CMORPH, Distributive center of TC rainfall, Vertical wind shear, Downshear-left side.

doi: 10.3966/025400022016124404004