

國立台灣大學理學院大氣科學研究所

博士論文

Department of Atmospheric Sciences

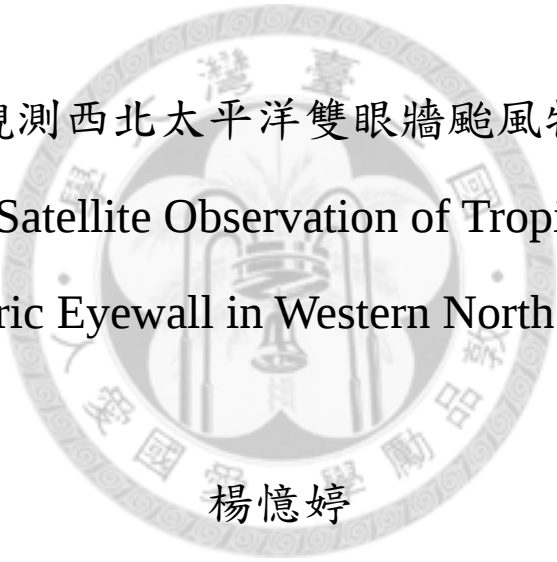
College of Science

National Taiwan University

Doctoral Dissertation

微波衛星觀測西北太平洋雙眼牆颱風特性之探討

Microwave Satellite Observation of Tropical Cyclone
with Concentric Eyewall in Western North Pacific Basin

The seal of National Taiwan University is a circular emblem. It features a central design with a bell and a torch, surrounded by the university's name in Chinese characters (國立台灣大學) and English (NATIONAL TAIWAN UNIVERSITY). The seal is faintly visible in the background of the page.

楊憶婷

Yi-Ting Yang

指導教授：郭鴻基 博士

Advisor: Hung-Chi Kuo, Ph. D.

中華民國 102 年 3 月

2013 March

國立臺灣大學博士學位論文
口試委員會審定書

本論文係 楊憶婷 君（學號 D97229001）在國立臺灣大學大氣科學學系、所完成之碩士學位論文，於民國 102 年 1 月 11 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

郭鴻基

（簽名）

（指導教授）

吳俊傑

周仲豪

游政谷

王國傑

楊明仁

李清陽

系主任、所長

吳俊傑

（簽名）

致謝

拿到博士學位的期間，很感謝許多人的幫忙。首先是郭鴻基老師一直以來的支持和鼓勵，不論在課業上或是生活上，即便在忙碌對我仍十分關心及照顧，有老師在旁邊的指導，是我的福氣。而張智北老師在研究上也教導我許多，很多做研究的態度和想法，老師都不吝於給我指教，我很幸運遇見兩位很好的老師。另外感謝李清勝老師、周仲島老師、吳俊傑老師、楊明仁老師、游政谷老師及王重傑老師的寶貴意見，讓我的論文可以更加完整。

此外，我還要感謝 CSU 的 Wayne Schubert 教授、Paul Ciesielski 以及所有在 CSU 的朋友們，在我千里馬訪問期間的照顧及指導，在 CSU 訪問期間，我的收穫良多。也感謝所有動力模擬實驗室的成員，一直以來的幫忙和照顧，謝謝小小明和珮雯學姊總是給我正面的力量和鼓勵，讓我可以堅持下去。更要謝謝雍嵐和懿秦，在博士班期間彼此互相打氣。另外，在 CAA 工作期間，同事們總是體諒我需要上課，常常給予我幫忙，幫助我完成學業，雖然當初邊上班邊念書很辛苦，但還好有你們的幫忙。

最後要感謝我親愛的家人和先生，這些年來不斷支持我的夢想，並且包容我的壞脾氣，也謝謝晨希，在媽媽寫論文的期間，沒有因為懷孕而受影響。反而順利在完成論文的同時，也生下健康可愛的妳！

楊憶婷

2013/03/01

摘要

本研究發展一客觀方法判斷雙眼牆結構。此法直接從 SSM/I 及 TMI 85GHz 衛星雲圖得到颱風的雲頂黑體輻射溫度，並設定標準判斷雙眼牆結構。透過這個方法我們一共分析了 1997 至 2011 年間西北太平洋 26774 張微波衛星雲圖，共判斷出 234 個雙眼牆微波衛星雲圖、77 個雙眼牆颱風以及 95 個雙眼牆颱風個案，其中包含了 16 個多次形成雙眼牆的個案。研究中包含：(1)西北太平洋 15 年間雙眼牆颱風的氣候統計、(2)雙眼牆形成後的結構變化，及(3)雙眼牆形成前的不對稱對流分析。

(1) 在氣候統計的研究中，我們將 Niño Index 達到 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 和 -0.5°C 連續 5 個月時，定義為暖期及冷期，比較了暖期和冷期形成的雙眼牆颱風。在暖期時，因為太平洋東側的海水相對溫度比平常時期高，雙眼牆颱風形成位置偏東，而且有較高比例的雙眼牆颱風生成，並且雙眼牆形成前後 24 小時期間可能因為沃克環流相對減弱，850-200 hPa 的垂直風切較弱，可能的原因是由於暖期的東側太平洋海水溫度較高，導致暖期的雙眼牆颱風強度較強，較能維持其強度。

(2) 雙眼牆的結構變化研究中發現，雙眼牆形成後不單只有一般所熟知的外眼牆內縮並取代內眼牆的眼牆置換過程(Eyewall replacement cycle, ERC)，有 23% 的雙眼牆颱風可以維持雙眼牆結構很長的時間(Concentric eyewall maintained, CEM)，另外約 24%個案是由外眼牆部分消散，而內眼牆仍然存在(No replacement cycle, NRC)。分析這 3 種結構特徵及環境因子隨時間變化，顯示 CEM 個案強度較強、兩個眼牆間的弱對流區(moat)及外眼牆較寬，根據正壓理論較為穩定，此外這一類個案形成於較好的環境，有利於其維持結構。NRC 個案則是平均形成位置較高緯度並且向北移動的速度較快，容易遭遇到強垂直風切等不利的環境，導致外眼牆部分開始消散。ERC 個案則因為環境因子沒有明顯的特徵變化，可能是由內在動力控制。本研究也發展了 T-Vmax 圖，將以颱風為中心的 $400\text{ km} \times 400\text{ km}$ 範圍內對流強度(Convection activity, CA)與強度隨時間變化同時包含於圖

中，希望可以提供颱風預報參考。

(3) 在雙眼牆形成前的不對稱對流分析中，我們發現對流分布都坐落在下風切處的左側，沒有形成雙眼牆的個案在垂直風切下風切處左側的不對稱對流，比雙眼牆的個案略強，可能的原因是沒有形成雙眼牆的個案垂直風切也較強的緣故。從雙眼牆生成季節來看不對稱對流的分布，我們發現 4-6 月及 7-9 月間，不對稱對流分布於東南側至南側，10-12 月間則分布於北側。將雙眼牆個案分為南側不對稱對流主宰及北側不對稱對流主宰，兩者的平均垂直風切方向分別為東北風及西風，南側主宰的個案颱風強度略強，但是在形成雙眼牆的地理位置上來看，形成的緯度沒有明顯的差異，形成的經度則是北側主宰偏東，南側主宰平均偏西，也處在較有利的環境下，可能也因此強度較強。

關鍵詞：雙眼牆、微波衛星觀測、眼牆置換、T-Vmax 圖、不對稱對流



Abstract

An objective method is developed to identify concentric eyewalls (CEs) for typhoons using passive microwave satellite imagery from 1997 to 2011 in the western North Pacific basin. There were 26,774 SSM/I and TMI satellite images examined. Out of these, 95 CE cases with 234 CE images were identified, including 16 cases of multiple CE formation. (1) The 15-years climatology, (2) CE structural changes and (3) Asymmetric convection before CE formation studies are included in this dissertation.

(1) We compared the typhoons with CE structure in the warm and cold episodes. (Warm and cold episodes based on a threshold of $+0.5^{\circ}\text{C}$ and -0.5°C for the Oceanic Niño Index, respectively). The SST in the eastern Pacific was warmer in warm episode resulted in that the CE structure tend to occur farther east in the basin. Moreover, the weaker vertical shear, which because of the weaker Walker circulation led the CE typhoons were with higher intensity and maintained the intensity in the warm episode.

(2) Three CE structure changes are identified: CE with an eyewall replacement cycle (ERC; 37 cases), CE with no replacement cycle (NRC; 17 cases), and CE is maintained for an extended period (CEM; 16 cases). The inner eyewall (outer eyewall) of the ERC (NRC) type dissipates within 20 h after CE formation. The CEM type has its CE structure maintained for more than 20 h (mean duration time is 31 h). The NRC (CEM) cases typically have fast (slow) northward translational speeds and encounter large (small) vertical shear and low (high) sea surface temperatures. The CEM cases have a relatively high intensity, and the moat size (61 km) and outer eyewall width (70 km) are approximately 50% larger than the other two types. Both the internal dynamics and environmental conditions are important in the CEM cases, while the

NRC cases are heavily influenced by the environment. The ERC cases may be dominated by the internal dynamics due to more uniform environmental conditions. We also develop the T-Vmax diagram (where T is the brightness temperature and Vmax is the best track estimated intensity) demonstrates structural and intensity changes of CE typhoons for a time sequence of the intensity and convective activity (CA) relationship.

(3) We compared the asymmetric convection which is between 150 km and 400 km from TC center 24 h before CE formation/the maximum intensity in CE typhoons/no-CE typhoons. The asymmetric convection was located in south to southwest region and downshear to the left region both in CE and no-CE typhoons. Our results also showed the asymmetric convection was located in south to southwest region between April and June, and between July and September. However, the asymmetric convection located in north region between October and December. We also compared the cases which the asymmetric convection located in the north and south. The intensity of south asymmetric convection dominated cases (SAC) is stronger than that of north asymmetric convection dominated cases (NAC). The SAC and NAC cases were with northeasterly and westerly windshear, respectively. The SAC cases occurred farther west in the basin and encourage favorable environment.

Key words : Concentric Eyewall, Microwave Satellite Observation, Eyewall

Replacement Cycle, T-Vmax diagram, Asymmetric Convection

目錄

摘要.....	I
Abstract.....	III
目錄.....	V
圖表目錄.....	VII
第一章、前言.....	1
1.1 雙眼牆颱風簡介.....	1
1.2 雙眼牆颱風生成理論回顧.....	2
1.3 雙眼牆颱風強度及結構變化研究回顧.....	5
1.4 研究目的及動機.....	7
第二章、資料說明及方法.....	9
2.1 資料來源.....	9
2.1.1 微波衛星資料.....	9
2.1.2 JTWC Tropical Cyclone Best Track 資料.....	11
2.1.3 STIPS 資料.....	15
2.2 衛星雲圖的資料處理與計算.....	16
2.3 衛星雲圖的雙眼牆結構判別.....	17
第三章、雙眼牆颱風氣候統計.....	20
3.1 雙眼牆颱風的氣候統計.....	20
3.2 雙眼牆颱風的強度變化統計.....	22
第四章、雙眼牆颱風的結構變化.....	28
4.1 雙眼牆颱風的結構變化.....	28
4.2 不同結構變化的特徵與環境因子的影響.....	32
第五章、雙眼牆颱風的形成前對流分布與分析.....	36
5.1 雙眼牆颱風形成前的對流分布.....	36

5.2 對流分布和季節與環境因子分析	38
第六章、結論	40
6.1 雙眼牆颱風的 15 年氣候統計	41
6.2 雙眼牆颱風的結構變化	42
6.3 雙眼牆颱風形成前的對流分布及分析	44
附錄一、加入 AMSR-E 與 SSMIS 衛星資料的測試	46
附錄二、颱風強度與位置測試	48
附錄三、雙眼牆颱風和均勻圓環颱風	52
附錄四、Categories 1-3 雙眼牆颱風的對流強度變化	54
附錄五、和 Kuo et al. (2009) 個案相比較	55
附錄六、Zeb 和 Alex 交互作用形成 CE 結構	57
附錄七、雙眼牆個案資料	60
附錄八、縮寫對照表	63
參考文獻	65

圖表目錄

表 2-1: TRMM/TMI 頻率與 footprint 對照表。(取自 Kummerow et al. 1998)	74
表 2-2: SSM/I 頻率與 footprint 對照表。(取自 Farrar and Smith 1992)	74
表 2-3: 被動微波輻射計資料對照表。(取自 Kidder et al. 2000)	75
表 2-4: AMSR-E 的相關資訊，以及和其他微波輻射計的比較。(取自 Fisher and Wolff 2010)	76
表 2-5: SSMIS 各頻道的相關資訊。(Poe et al. 2001)	77
表 2-6: SSM/I 與 TMI 衛星雲圖、判斷出的雙眼牆衛星圖片數目與個案數，以及重複形成雙眼牆的個數。	78
表 3-1: 1997-2011 年間，暖期、冷期及正常時期的月份數目，和雙眼牆的個案數目比較；及所有颱風在各時期發生次數和雙眼牆颱風數目比較。括號內的數目表示扣除了 1-3 月後的數目。	79
表 3-2: 在不同強度下的颱風，其 r_0 、 d_0 和 w_0 的平均值及標準差。	79
表 3-3: 在不同的強度變化分類下，雙眼牆形成時，與前後 24 h 的平均垂直風切、SST、低層及中層的 RH、OHC、MPI 和形成緯度，以及標準差。	80
表 4-1: ERC、CEM 及 NRC 個案在雙眼牆形成前後 24 h 期間，平均移動速度和標準差，以及分解成緯向、經向的移動速度和標準差。	81
圖 2-1: (a)和(b)是本研究使用方法的概念圖，以 1997 年 9 月 12 日 0051Z 的 Typhoon Oliwa 為例。一個 bin 定義為 5 個徑向像素平均。(c)8 個方向的平均 T_B 剖面。	82
圖 2-2: (a)1997 年 Typhoon Oliwa 和(b)2009 年 Typhoon Vamco 的微波衛星雲圖以及東西半邊各 4 個方位平均 T_B 剖面。其中的 Typhoon Oliwa 有達到每一個判別標準，而 Typhoon Vamco 雖然也被認定有兩個徑向外的 T_B 最小值，但是外圍的 T_B 最小值被判定為螺旋雨帶。(綠色實線：WNW，黃色實線：WSW，紅色實線：	

SSW, 藍色實線：NNW, 綠色虛線：ENE, 黃色虛線：ESE, 紅色虛線：SSE 及藍色虛線：NNE)。	83
圖 3-1：(a) 雙眼牆颱風形成位置及形成雙眼牆前後 24 小時路徑，圖中的綠色、紅色及藍色點分別表示 4 月至 6 月、7 月至 9 月，以及 10 月至 12 月的雙眼牆颱風；(b) 同(a)為雙眼牆颱風形成位置及形成雙眼牆前後 24 小時路徑，圖中的紅色、藍色及黑色點代表暖期、冷期與正常時期的雙眼牆颱風。中心的有打點表示颱風強度大於或等於 Category 4，中心沒有打點則表示小於 Category 4。三角形的點表示不同時期的颱風平均雙眼牆形成位置。	84
圖 3-2：雙眼牆個案數目隨年際的變化。紅、藍及黑色分別表示暖期、冷期及正常時期。	85
圖 3-3：雙眼牆颱風在不同月份下的數目隨強度分佈，以及不同月份下的形成緯度變化。長條圖的黑色、灰色及白色分別表示 Category 5、Category 4 以及小於 Category 4。百分比表示 Category 4 以上的雙眼牆個案在該月份的比例，黑色線表示強度在 Category 4 以上的平均形成緯度，灰色線表示 Category 2 和 3 的平均形成緯度。	86
圖 3-4：(a)雙眼牆颱風個數與其生命期最大強度。(b)雙眼牆颱風個數與形成雙眼牆的最大強度。	87
圖 3-5：moat 寬度(d_0)、內眼牆半徑(r_0)、外眼牆寬度(w_0)以及颱風形成雙眼牆時強度(V_{max})的關係圖。紅色、黑色及綠色分別表示 Category 5、Category 4 和 Category 3 以下。	88
圖 3-6：(a) 2000 年 Typhoon Sinlaku 及(b) 2009 年 Typhoon Nida 的衛星雲圖、強度變化及半邊平均的 T_B 剖面。上方小圖則為兩個案的強度變化。	89
圖 3-7：雙眼牆形成的時間和颱風最大強度的時間差，隨不同強度變化的個數。不同顏色表示不同的強度變化。負與正值分別表示雙眼牆形成時間比最大強度形成時間早與晚。	90

圖 3-8：無因此化的雙眼牆強度在 PP、PN、NN 和 NP 情形下隨時間變化。圓餅圖比是不同強度變化所占的比例及個數。“0”對到的強度是雙眼牆形成時的強度。	91
圖 3-9：有和沒有形成雙眼牆的強度(V)變化及無因次化強度(V*)變化。“0”對到的強度是雙眼牆形成時的強度，或是沒有形成雙眼牆颱風的最大強度。“total”是指 Category 2-5 的颱風。	92
圖 3-10：西北太平洋無因次化的雙眼牆颱風強度及沒有形成雙眼牆的颱風強度，圖中也包含 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強度，以及 Knaff and Kossin (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均無因次化強度。“0”對到的是雙眼牆形成的強度，或是沒有形成雙眼牆颱風的最大強度。	93
圖 3-11：(a)為暖期、冷期及正常時期雙眼牆颱風的強度變化。虛線為“Total”個案，實線為正常時期的個案。(b)則為無因次化的強度變化和 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強度，以及 Knaff et al. (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均無因次化強度。	94
圖 3-12：暖期、冷期和正常時期的雙眼牆颱風在 SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 相對溼度、850-500 hPa 相對溼度、OHC 和 MPI 隨時間的變化。	95
圖 4-1：(a) 2000 年 Typhoon Saomai-ERC, (b) 2005 年 Typhoon Haitang-NRC, (c) 2006 年 Typhoon Ewiniar- NRC, (d) 1997 年 Typhoon Winnie-CEM, (e) 2004 年 Typhoon Dianmu-CEM，和(f) 2004 年 Typhoon Chaba-CEM，衛星雲圖以及平均兩個最不對稱半邊的 T_B 剖面。	96-97
圖 4-2：ERC (藍色實線)，CEM (紅色實線)，NRC (綠色實線) 和 NCE (黑色實線) 的強及弱對流，在以颱風中心的 $400\text{ km} \times 400\text{ km}$ 範圍內百分比，其中強對流是指 $T_B \leq 230\text{ K}$ ，弱對流則為 $230\text{ K} < T_B \leq 270\text{ K}$ 。對雙眼牆颱風而言，中心時間 0 是雙眼牆形成的時	

間，對非雙眼牆的颱風而言，中心時間 0 是最大強度的時間，
數字表示每種個案的數目。98

圖 4-3：(a) ERC、CEM、NRC 和全部雙眼牆個案的強度及(b)無因次化
強度隨時間變化，(b)也包含 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及
西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強
度，以及 Knaff et al. (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均
無因次化強度。99

圖 4-4：沒有形成雙眼牆(NCE)的 Typhoon Rammasun (2008)、ERC
Typhoon Babs (1998)、CEM Typhoon Maemi (2003)以及 NRC
Typhoon Shanshan (2006)的 T-Vmax 圖。“T”是以颱風為中心在
400 km×400 km 範圍內平均每一 pixel 的 T_B 與背景 T_{B0} 的差
($CA \equiv -\overline{T_{B1} - T_{B0}}$)，背景的 T_{B0} 則為 160000 km² 範圍內最高 5 %
的 T_B 平均值。深藍色的數字是指兩張衛星雲圖之間的時間差(h)。
黑色和紅色箭頭分別表示形成雙眼牆前和後的 T_B 差以及強度
變化。但是 CEM 個案的 c 和 d 是第一張及最後一張雙眼牆結構
的衛星雲圖。圖中時間差的選擇多以 12 h 為主，但是為使圖的
趨勢清楚，部分時間差的選擇較長，尤其是 CEM 個案的時間差。
.....100

圖 4-5：沒有形成雙眼牆的颱風(NCE)、ERC、CEM 及 NRC 個案平均的
 T_B 和強度在最大強度(NCE)以及雙眼牆(ERC、CEM 及 NRC)形
成前後 48 小時變化。括號內為個案數。注意每張圖的橫軸縱軸
有些許不同。101

圖 4-6：moat 寬度與外眼牆寬度的關係圖。藍色、綠色及紅色圓圈分
別表示 ERC、NRC 和 CEM 個案。三角型則表示各類型的平均
值。102

圖 4-7：(a)所有雙眼牆個案、(b) ERC 個案、(c) CEM 個案與(d) NRC 個
案的無因次化的觀測 moat 寬度(d_0/r_0)及無因次化帶狀化區域寬
度(d_{ft}/r_0)關係圖。其中 d_0 、 r_0 和 d_{ft} 分別表示 moat 寬度、內眼
牆半徑及快速帶狀化的區域。103

圖 4-8：1997 至 2011 年雙眼牆颱風形成前後 24 小時的路徑，圓圈表示雙眼牆形成時，中心有圓點為雙眼牆形成時強度大於或等於 Category 4 (114 kts)，沒有圓點則是小於 Category 4。ERC、NRC 和 CEM 個案分別以藍色、綠色及紅色表示。三角型表示雙眼牆形成時和形成後 24 小時的平均位置。	104
圖 4-9：ERC (藍色)、CEM (紅色)、NRC (綠色)和所有雙眼牆個案(黑色)的 (a) SST，(b) 850-200 hPa 垂直風切，(c) 850-700 hPa 相對溼度，(d) 700-500 hPa 相對溼度，(e) OHC，以及(f) MPI 在雙眼牆形成前後 24 小時的變化。	105
圖 5-1：計算雙眼牆形成前 24 小時的對流分布示意圖。(a)為 2005 年 Typhoon Nesat 在雙眼牆形成前 24 小時，即 6 月 5 日 2203 Z 的衛星雲圖。(b)在 8 個方位剖面上，距離颱風中心 150-400 km 之間，即(a)圖兩個圓圈範圍內，該方位在該距離下，其 T_B 與平均值相差一個標準差以上($\overline{T_B} - T_B \geq SD$)，則計算 1 次，由此方法徑向外判斷後的計算次數分布。	106
圖 5-2：2006 年 Typhoon Ioke (ERC)、1997 年 Typhoon Oliwa(NRC)及 2007 年 Typhoon Sepat 颱風(CEM)的雙眼牆形成和形成前 24 小時的衛星雲圖，左側對應到的是該雙眼牆形成前 24 小時的對流分布。在衛星雲圖中，一個格子表示 2° ，每張圖裁剪的範圍大小不同。	107
圖 5-3：ERC、NRC 及 CEM 雙眼牆颱風，在雙眼牆形成前 24 小時，距離颱風中心 150-400 km 之間，平均不對稱對流在各方位分布情形。	108
圖 5-4：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，在雙眼牆形成前和最大強度前 24 小時，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。	109
圖 5-5：ERC、NRC 及 CEM 雙眼牆颱風，在雙眼牆形成前 24 小時，對齊垂直風切方向後，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。箭頭為下風切方向。	110

圖 5-6：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，在雙眼牆形成前和最大強度前 24 小時，對齊垂直風切方向後，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。箭頭為下風切方向。	111
圖 5-7：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 的 RH、700-500 hPa 的 RH、OHC 和 MPI 隨時間的變化。CE 颱風使用的是雙眼牆形成的時間為標準，No-CE 颱風則是以生命期最大強度的時間為標準。	112
圖 5-8：按照形成的月份分類後的雙眼牆颱風平均對流分布。	113
圖 5-9：(a)將對流分布分為北側及南側的平均對流分布情形，箭頭表示平均垂直方向的角度；(b)北側對流和南側對流主宰的平均雙眼牆強度變化,強度變化的標準差約 $10-15 \text{ m s}^{-1}$ 。	114
圖 5-10：(a)本節使用的 52 個個案雙眼牆颱風的形成位置，及前後 24 小時的路徑分布。綠色、紅色及藍色分別表示 4-6 月、7-9 月及 10-12 月，圓圈則表示北側不對稱對流主宰，三角型則是南側不對稱對流主宰。(b)形成雙眼牆前 24 小時北側及南側不對稱對流主宰的生成雙眼牆月份分布。	115
圖 5-11：將對流分布分為北邊及南邊後，SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 的 RH、700-500 hPa 的 RH、OHC 和 MPI 隨時間的變化。	116

一、前言

美國海洋與大氣管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 從 2009 年開始執行 HFIP (Hurricane forecast Improvement Project)，預期在 5 年內減少颶風預報的平均路徑誤差，以及在 5 年內減少 7 天以上 20% 強度誤差，10 年內則減少 50% 強度誤差。颶風預報的最重要挑戰之一是颶風強度的預報，從 1990 年至 2010 年來的颶風預報誤差統計，我們對於颶風路徑的預報從 1990 年 24 h 路徑預報約 100 n mi (185.2 km) 降為約 50 n mi (92.6 km)，而強度的預報則幾乎沒有改善。強度預報尤其困難主因在於強度會快速增強 (rapidly intensifying)，雖然海表面溫度 (sea surface temperature, SST)、垂直風切及陸地等因素都是會影響颶風強度的因子，但是利用這些因子往往較難完全對颶風強度進行預報，這是因為強度快速增強與中尺度系統動力過程有關。而雙眼牆 (Concentric Eyewall, CE) 結構在西北太平洋強颶風中為很常見的結構，此一結構對於颶風強度變化與結構改變有很大的影響，因此本研究主要研究目標放在以微波衛星遙測技術，結合其他觀測資料探討西北太平洋的 CE 颶風的特性。

1.1 雙眼牆颶風簡介

CE 颶風在徑向外方向包含兩個強對流區，分別為內、外眼牆，分隔著兩個眼牆的弱對流區，稱為 moat (本文皆以 moat 代表此區域)。1990 年後期，隨著衛星微波觀測技術的進步，我們可以更清楚的觀測到雙 CE 颶風結構，因此目前已經有許多的資料以及 CE 的觀測研究發表。Hawkins and Helveston (2004) 以及 Hawkins et al. (2006) 利用衛星微波觀測資料的研究中指出，強度超過 120 kts 颶風在西北太平洋出現 CE 結構的比例最高，約占 80%。Hawkins et al. (2006) 更注意到西北太平洋的 CE 颶風比大西洋大。Kuo et al. (2009) 則是發現 66% 的 CE 颶風出現在強度 Category 4 以上的強度。Willoughby et al. (1982) 利用飛機觀測資料指出，CE 颶風形成後，外眼牆會逐漸增強且內縮，內眼牆逐漸減弱，隨後外眼牆強度大於內眼牆並且持續內縮，最後內眼牆消失，外眼牆取代內眼牆，成為

一個比較大的單一眼牆，此一過程稱為眼牆置換(Eyewall Replacement Cycle, ERC)。在他們的研究當中指出，外圍第二個強切向風速區的內側風速會快速增強，進而外圍的強切向風區內縮並增強，內眼牆減弱並消失。這樣的 ERC 過程，在 Black and Willoughby (1992)、Kuo et al. (2009)、Sitkowski et al. (2011)等等的觀測上，都有類似的研究結果。除此之外，在過去的研究結果當中，例如：Barnes et al. (1983)、Barnes and Powell (1995)、Samsury and Zipser (1995)等等，也提到一般颱風低層水氣會隨著氣流徑向內補給予內眼牆，但是 CE 颱風的外眼牆對於水氣徑向內補給內眼牆是一個阻礙。在數值模擬中，ERC 過程的時間尺度約為 6-18 h，例如：Terwey and Montgomery (2008)、Qiu et al. (2010)、Zhou and Wang (2009)、Ortt and Chen (2008)。而在觀測方面，2001 年的 Typhoon Lekima 雷達觀測中顯示，ERC 的時間尺度約為 6 h (Kuo et al. 2004)，Willoughby and Black (1996) 同樣利用飛機搭載雷達觀測 Hurricane Andrew (1992)，發現其 ERC 約於 6 h 完成。

1.2 雙眼牆颱風生成理論回顧

許多理論研究提出綜觀尺度的環境因子及中尺度系統的動力過程都同時在影響 CE 颱風的生成，以及強度和結構的演變。我們將 CE 颱風的生成理論分為(1)環境因子的有利條件、(2)內部動力機制、及(3)環境因子及內部動力同時影響。

(1) 環境因子的有利條件

Nong and Emanuel (2003) 利用軸對稱實驗進行理想的數值模擬，提出 CE 形成可能是因為有利的外在環境因素，或是由 WISHE(wind-induced surface heat exchange)回饋機制，他們認為在颱風中心外邊界層的低層噴流產生海氣交互作用，使低層產生對流，再藉由正回饋作用使對流加強，利於外眼牆的生成。

Wang (2009) 以他所發展的熱帶氣旋模式(TCM4)模擬顯示環境的非絕熱作用有利於 CE 的生成，而環境的非絕熱作用和相對濕度有很大的相關，環境較大的相對濕度有利於氣旋外圍的潛熱釋放，進而有利於外眼牆的形成。因此環境

的濕度場可能會影響 CE 的生成。

Ortt and Chen (2008) 利用 the Hurricane Rainband and Intensity change experiment (RAINEX) 中所收集的觀測資料和 MM5 高解析度數值模擬分析比較有 CE 形成和沒有 CE 形成的 Hurricane Rita (2005) 和 Hurricane Katrina (2005)，他們的研究結果顯示，Rita 與環境間具有較大的水平水氣梯度，較有利 CE 結構的生成。他們的研究中強調了水氣梯度的重要性。

(2) 內部動力機制

颱風由內向外傳送的渦旋羅士比波(vortex Rossby wave)在臨界半徑(critical radius)產生波動能量累積(Montgomery and Kallenbach 1997, Peng et al. 2009)，透過軸對稱化過程形成 CE (Kuo et al. 2004, 2008)。Abarca and Corbosiero (2011)利用 WRF 模擬 Hurricane Rita (2005)和 Hurricane Katrina (2005)外眼牆的生成中，發現到外眼牆生成的位置和渦旋羅士比波的臨界半徑相似，他們的研究中強調了渦旋羅士比波可能對外眼牆的生成有直接的影響。

Kossin et al. (2000) 分析 Hurricane Gilbert (1988)的徑向結構，指出內外眼牆的相對渦度極大值外側分別有風速之極大值及次極大值；角速度則在中心有極大值，隨著遠離中心而變小。他們進一步定義 $d\omega/dr$ 為角速度的徑向變化，其中 ω 為平均角速度；而 moat 區的角速度隨徑向方向變化很大，所以存在於此區之對流便會被拉伸成帶狀，抑制對流形成。隨後 Rozoff et al. (2006) 以 Weiss (1981)提出之渦度梯度成長率，來解釋 moat 的形成。他們提出颱風最大風速半徑外側為一快速帶狀化區域 (rapid filamentation zone)，此區域受拉伸作用主宰，若快速帶狀化時間尺度小於濕對流翻轉(overtuning)的時間尺度，深對流發展會被抑制而形成 moat。

Wang (2008a) 以 TCM4 模擬 moat 發展，認為模擬結果中，沉降作用(subsidence)位置和 moat 較一致，因此沉降作用扮演 moat 形成之主要角色，快速帶狀化動力則為其次。Dodge et al. (1999) 分析 Hurricane Gilbert (1988) 之雷達

回波垂直剖面圖，發現 moat 亮帶下方存在伴隨弱沉降作用之層狀降水，而上方則是上升運動，此外，moat 的溫度露點差約為 8°C ，與颱風眼中心之情形相似，亦是下沉運動之跡象。Houze et al. (2007) 分析 moat 區垂直剖面的溫度及濕度結構，發現其和颱風眼垂直結構相似，進而推論此沉降作用來自內外眼牆的深對流。以上研究皆指出沈降作用的重要。Kuo et al. (2009)則利用微波影像估計颱風 moat 寬度，與快速帶狀化理論計算出的 moat 寬度作比較，發現在強的颱風情形下，無因次化的觀測 moat 寬度和理論估計的無因次化 moat 寬度相關性較好。可能是因為強的颱風，慣性穩定度大，沈降作用也會被侷限深對流的外側，帶狀化動力機制會對 moat 發展扮演重要角色。

Huang et al. (2011)則以邊界層非平衡動力的觀點，提出 CE 形成的動力機制。他們的研究中提到外眼牆形成之前，邊界層以上的切向風場在徑向方向增強且向外擴張，並且伴隨邊界層內流的增強及維持，切向風的增強在邊界層頂最明顯，導致梯度風不平衡，可能助於外眼牆生成。

(3) 環境因子及內部動力同時影響

Terwey and Montgomery (2008)研究也進一步提出 BSA 假說(β -skirt axisymmetrization formation hypothesis)，他們提到在颱風中心外部的帶狀化時間(filamentation time)短、對流可用位能(convective available potential energy, CAPE)大、對流抑制(convective inhibition, CIN)小，對流可以在該處發展，若其所在位置和颱風的核心渦度裙帶(core vorticity skirt region)重合，能量可以傳遞到較大尺度，形成低層噴流並透過 WISHE 機制形成外眼牆。

Kuo et al. (2004)則利用雙渦旋交互作用實驗，他們實驗中使用一小而強的渦旋外圍圍繞不對稱渦度區，透過拉伸作用形成 CE 結構，而中心渦旋除了自我維持，避免被合併外，更提供有效拉伸變形外圍渦度場以形成外眼牆，並組織穩定之，而 moat 的存在具有防止內外眼牆進一步合併。在他們的研究中指出，中心渦度要夠強，當中心渦旋和外圍的不對稱渦度區渦度比要達到 6:1 的情形下，有

機會生成 CE 結構。劉人鳳(2004)透過都卜勒雷達觀測 Typhoon Lekima (2001)的研究中也發現，Typhoon Lekima 在 CE 形成之前，具有大範圍的不對稱對流區，中心渦度與外圍的不對稱渦度區渦度比約為 7:1，此一不對稱對流區範圍約為四十公里，當 CE 形成後，中心渦度與外圍的不對稱渦度區渦度比約為 6:1。Kuo et al. (2008)更進一步將中心渦旋最大風速半徑外加上了渦度裙帶，來解釋颱風中心渦旋結構可能會影響 moat 大小。

Kuo et al. (2004) 的研究中也提到，中心周圍放多個對流尺度正渦度渦旋，容易混合而無法生成 CE 結構。Didlake and Houze (2009)以雷達觀測 Hurricane Katrina (2005)，他們的研究發現，在 Hurricane Katrina 的雨帶中，因為雨帶接近中心側的下沉運動(inner-edge downdraft)和雨帶徑向外側的水平次大風速區(secondary horizontal wind maximum)產生 3 個對流尺度的渦度，由內側徑向外分別為負正負渦度，約為數公裡的水平尺度。Moon et al. (2010)以 Didlake and Houze (2009)的研究為動機，在一強的渦旋中心周圍放多個對流尺度的 dipole 渦旋，實驗結果顯示這樣的渦旋分佈無法生成 CE 結構。Didlake and Houze (2009)研究中的渦度分佈與劉人鳳(2004)觀測 Typhoon Lekima 的不對稱對流區，是討論不同尺度的渦度分佈。

1.3 雙眼牆颱風強度及結構變化研究回顧

眼牆置換的過程直接影響了颱風的強度變化，對於 CE 颱風眼牆變化的了解有助於我們對於颱風強度的預報。Kuo et al. (2009) 利用 1997 至 2006 年微波衛星雲圖以及 JTWC best track 資料，研究西北太平洋颱風強度變化及 moat 的動力機制，發現 CE 形成前後 24 h 的強度變化可分為四類，CE 形成前後強度均增強的 PP、形成前強度增強形成後強度減弱的 PN、形成前強度減弱形成後強度增強的 NP、以及形成前後強度均減弱的 NN，他們的研究結果也顯示，大約有一半(51%)的 CE 個案，其強度變化和一般認知的 ERC 一致，在形成 CE 前 24 h 至形成 CE 時，強度在增強，形成 CE 至形成後 24 h，強度在減弱。但是有 26%的個

案在形成 CE 前強度在減弱，另外有 26%個案在形成 CE 後強度在增強。此外，Sitkowski et al. (2011) 利用飛機觀測資料發現 CE 颱風在 ERC 過程中會經過強度增強、減弱、以及再增強三個階段，且每一個階段的時間、切向風半徑變化，其標準差都比平均值要大，由以上可知，CE 颱風在強度、結構、變化時間上有很大的變異度。

CE 颱風最主要的特徵不只有是其強度變化，還包含它的結構變化。Maclay et al. (2008) 討論到 CE 的形成以及 ERC 的過程和颱風的動能轉變有關，當 ERC 發生時，TC 的強度減弱，而其動能及 TC 的大小在增加，因此 ERC 過程為一個影響颱風強度及大小的內在動力因素。而 TC 的強度及結構上的變化可以同時表現在 K-Vmax 圖，其縱座標是徑向方向 200 km 內的動能差(動能和最大風強度平方的回歸曲線，以及動能之間的差)，橫座標是 TC 強度(Maclay et al. 2008)。因此 K-Vmax 圖不但可以用來表示 CE 颱風在區域範圍內的動能變化，也可以用來表示與一般颱風相比的動能差。Sitkowski et al. (2011) 也提到重複 ERC 過程使得同一颱風多次形成 CE 後，內眼牆尺度比第一次形成 CE 的內眼牆要大，此一過程伴隨著颱風動能的改變。由以上討論可知，ERC 的過程可能是雙眼牆 TC 成長的機制，在此過程中 TC 大小和動能都會增加。而動能的計算一般都使用飛機觀測的資料，飛機觀測颱風資料在太平洋大多缺乏。而在 Maclay et al. (2008)和 Sitkowski et al. (2011)的研究當中都指出，ERC 過程可能是使得颱風成長的主要機制，動能與 TC 的大小都會在此過程中成長。

目前已經有許多數值模擬實驗成功模擬 CE 颱風的結構及強度演變(Wang 2008a, b; Terwey and Montgomery, 2008; Hill and Lackmann, 2009; Wang, 2009; Zhou and Wang 2009; Qiu et al., 2010; Martinez et al., 2011; Huang et al., 2011)。但是都限於模式模擬或是個案分析，仍然缺乏觀測資料對眼牆結構及強度變化的統計。本研究的研究重點之一為將討論在不同的 CE 結構變化下，其環境因子、moat 寬度以及強度變化有何不同，希望能對於 CE 颱風的強度預報有所助益。

過去對於 CE 結構的觀測只有派遣飛機觀測，或是當颱風接近陸地時，才能被詳盡的記錄與分析，Hawkins et al. (2001)的研究中指出，雖然紅外線及可見光雲圖提供很多颱風資訊，但是卻無法穿透高層雲而實際觀測颱風內部的對流雲區，但隨著衛星微波觀測技術的進步，微波資料卻可以針對大洋中的颱風，有效地分析颱風的對流結構，以彌補紅外線及可見光雲圖的不足。Hawkins and Helveston (2008) 列出不同的 CE 颱風型態，包含 Willoughby et al. (1982) 所提到典型的 ERC 以外，還包含(1) 颱風生命期中多次形成 CE 並且經歷多次 ERC；(2) ERC 因為颱風登陸或是強垂直風切而未完成；(3) 多眼牆，例如：McNoldy (2004) 發現 2003 年的 Hurricane Juliette 為一個三眼牆颶風；(4) CE 颱風的半徑很大；(5) CE 結構維持一段很長的時間；(6) CE 颱風半徑很小。CE 颱風的結構及變化仍有非常多類型，這些不同結構類型對於颱風強度變化及預報有非常大的影響。

1.4 研究目的及動機

本研究的研究動機在於，由於西北太平洋的飛機觀測資料有限，卻有很高的機率生成 CE 颱風，而這樣的結構很可能影響颱風的強度預報，因此我們使用客觀方法，透過微波衛星雲圖統計與量化 1997 年至 2011 年的 CE 颱風的結構及強度變化，此客觀方法可以有系統的從衛星雲圖中判別 CE 的個案，本研究想要探討的研究目標如下：

1. 探討西北太平洋 CE 颱風，15 年的氣候統計，形成位置、颱風強度是否與聖嬰現象有關。
2. 探討西北太平洋颱風 CE 形成之後的結構變化，以及所伴隨的強度變化。此外，何種因素主導 CE 颱風後續的結構變化。
3. 探討 CE 颱風在形成 CE 之前，其外圍的對流區特徵，以及與綜觀環境是否有關，與不同的 CE 結構變化是否有相關，或是與沒有形成 CE 的颱風是否有明顯差異。

我們將資料說明及研究方法於第 2 節說明、15 年的西北太平洋 CE 颱風的氣

候統計於第三節探討，第四節則是討論 CE 颱風的結構變化，及同時伴隨的強度變化，第五節將探討 CE 颱風形成前的不對稱結構，第六節則是結論。



二、資料說明及方法

2.1 資料來源

2.1.1 微波衛星資料

我們使用 1997 到 2011 年的 SSM/I 及 TMI 的微波衛星雲圖，衛星雲圖的資料來源為美國 Naval Research Laboratory，繞極軌道衛星 Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I) 以及 Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Microwave Imager (TMI) 85 GHz 衛星雲圖(Kummerow et al. 1998)。此衛星雲圖可以在 Naval Research Laboratory (NRL) Marine Meteorology Division in Monterey, California 的 Tropical Cyclone Web Page 網頁，即 http://www.nrlmry.navy.mil/tc_pages/tc_home.html 上下載(Hawkins et al. 2001)。兩種不同的衛星雲圖主要差別在：1. TMI 的衛星雲圖涵蓋範圍為 759 km 比 SSM/I (1394 km) 小；2. TMI 的衛星雲圖的解析度為 5-37 km 比 SSM/I 的 12.5-50 km 高(Kidder et al. 2000)。而 Kummerow et al. (1998) 介紹 TRMM 所搭載的觀測儀器包含 TMI 被動微波輻射計、PR 降雨雷達、以及紅外線與可見光掃描計(Visible and infrared scanner, VIRS)。其中，TMI 的接收頻率是以 SSM/I 為基礎並多增加 10.7 GHz 波段，同時都有垂直及水平偏極，觀測水氣的頻道從 22.235 GHz 換成 21.3GHz。各頻道相關資訊列於表 2-1。

85 GHz 的頻道的微波資料能有效的代表熱帶海洋上對流系統(例如：TC 和雷雨)在結冰高度以上的冰晶，進而判別其結構。例如：Spencer et al. (1989) 以降水如何影響微波輻射計所接收到的微波輻射作完整的解釋，在他的研究當中針對 19.35 GHz、37 GHz 以及 85.5GHz 三個頻率探討水滴及冰晶的吸收係數及體散射係數。他指出 ER-2 飛機搭載 Advanced Microwave Moisture Sounder (AMMS) 的黑體亮度溫度(blackbody brightness temperature, T_B) 和 CP-2 雷達觀測資料降雨強度結果相一致。且熱帶海洋上對流系統在 19.35 GHz T_B 變暖(由結冰層以下的雨

水滴放射有關)和 85.5 GHz T_B 變冷(由結冰層以上的冰晶散射有關)有很好的相關性。微波資料的解析度與波長成正比，與頻率成反比，SSM/I 固定接收天線大小為 1 公尺，所接收 4 個頻道的 footprint 如表 2-2 所示。以頻度最大的 85.5 GHz 解析度最高，最適合用來觀測 TC 或是雷雨等強對流系統在結冰層以上的冰晶情形，以及有效地代表對流區的所在位置，因此 85.5GHz 可以用來觀測雙眼牆的結構。

Kodama and Yamada (2005)利用 TRMM 的降雨雷達(Precipitation, PR)及紅外線資料針對 1998 年至 2002 年西北太平洋 61 個颱風、共 138 個個案的中心眼結構作分析及統計，其研究結果顯示，在降雨雷達的資料中有 89%可以明確的觀測到中心眼結構，但是在紅外線的資料中，卻只有 37%個案可以觀測到中心眼，甚至在 1999 年的 Typhoon Bart 可以清楚的看到雙眼牆結構，由以上可知，若使用紅外線雲圖觀測雙眼牆結構會因為高層雲的遮蔽，而無法有效地辨認雙眼牆結構。因此使用衛星搭載降雨雷達或是微波衛星輻射計，所顯示的資料有助於預報員對颱風強度、結構與中心位置的判斷。

SSM/I 是架設在 Defense Meteorological Satellite Program (DMSP)繞極軌道衛星上的被動微波輻射計。週期為 102 分鐘，所能觀測到的寬度為 1400 km，一共有 4 種固定頻率，分別為 19.35 GHz、22.235 GHz、37 GHz 及 85.5 GHz，除了 22.235 GHz 以外，其餘的都有垂直及水平的偏極，但因為繞極軌道衛星觀測範圍有限，同一衛星在 24 h 之內只能觀測同一個熱帶氣旋兩次，甚至只能觀測到一部分，因此 DMSP 將 SSM/I 放置在三個衛星上，分別為 F-11、F-13 以及 F-14，再合成全球的亮度溫度圖(Hawkins et al. 2001)。

除了 SSM/I 和 TMI 的衛星資料以外，其他的微波衛星資料如 Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSR-E)以及 Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)，分別是從 2003 年 10 月及 2005 年 8 月開始有資料，因為資料長度都比 SSM/I (1997 年起)和 TMI (1998 年起)短。此

外，SSMIS 和 AMSR-E 都沒有 85 GHz 頻道，而是分別使用 91 GHz 和 89GHz，而經過反轉至 85 GHz 會有 8-11K 的 T_B 誤差。本研究為了使用一致的資料進行 15 年的雙眼牆颱風氣候統計研究，因此只使用 SSM/I 和 TMI 的微波衛星雲圖資料。

目前搭載於衛星上的被動微波輻射計包含 SSM/T、SSM/T-2、SSM/I、TMI、MSU、AMSU-A 與 AMSU-B 等，其詳細相關資訊如表 2-3 (Kidder et al. 2000)，另外有 AMSR-E 和 SSMIS 的詳細資料在表 2-4 (Fisher and Wolff 2010)和表 2-5 (Poe et al. 2001)，但因為 SSM/I 及 TMI 的資料分別從 1997 年及 1998 年開始，屬於年代較早的被動輻射計，具有資料較多，較適合作統計分析。

本研究是利用 NRL Tropical Cyclone Web Page SSM/I 及 TMI 衛星雲圖，重複確認颱風是否形成雙眼牆結構，以減少繞極軌道衛星造成時間解析度的問題。

2.1.2 JTWC Tropical Cyclone Best Track 資料

本研究的颱風強度資料來源為美國聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)的 best track。根據 JTWC Tropical Cyclone Best Tracks, 1945-2000 (Chu et al. 2002) 的報告中指出，會影響 best track 資料校正的因素，最早只有從 1900 年代開始的航海日誌及地面觀測作校正，1930 年代開始則有無線電探空儀的觀測網，1940 年代至 1980 年代之間有軍方的飛機觀測，雖然研究飛機的觀測從 1950 年代開始到現在，但是其架次則不如軍方飛機觀測來得頻繁，雷達觀測網也是從 1950 年代起作為校正的資料。

以上大部份皆為陸地上的資料，對於在海上的熱帶氣旋(Tropical Cyclone, TC)，除非有船隻或飛機觀測，否則皆是一無所知，海面上的強度校正則是從 1970 年代海面浮標觀測資料列入，以及 Omega 和 GPS dropsondes 校正資料後才有全面的校正，隨後也利用海表面溫度分析作為校正資料。

對於熱帶氣旋的強度及位置分析最重要的衛星資料則是從 1960 年代起加入校正資料的行列，隨後包括 1990 年代的 SSM/I、QuikSCAT wind 及 MODIS。報告中也提到，目前 JTWC best track 的強度估計主要使用 Dvorak (1975) 發展的方

法，稱之為 Dvorak technique，此方法使用地球同步氣象衛星(Geostationary Meteorological Satellite, GMS)的紅外線及可見光雲圖，針對熱帶氣旋雲簇的特徵加以分類。利用中心特徵 (Central features, CF) 及外圍螺旋雨帶特徵 (Banding features, BF)，對照雲圖的範例特徵分析可得出 Tropical number (T-number)並由經驗關係表可求得當時近中心海平面氣壓，而 T-number 可以轉換為 Current Intensity number (CI-number)，並且也可以透過經驗關係求出當時的近中心地面最大風速，此外，利用前幾天的強度變化，透過典型的強度變化曲線可以進一步預報未來的強度。但上述分析方法需要主觀的判定，因此預報員需要有良好的訓練才能有效且準確的估計強度。而且對於正在減弱的 TCs，對流減弱的常比 Dvorak technique 對應的近中心地面最大風速要快，因此 T-number 估算會有較大誤差，不過對於增強及強度穩定的 TCs，此方法結果表現較佳。Erickson(1972)的研究結論中指出，用 CI-number 來估算近中心地面最大風速誤差約 11-16 kt，而且估算 TC 的強度變化比估算 TC 絕對強度要準確。在此值得一提的是，Dvorak (1973)曾提到最初開始發展衛星觀測得到的 CI-number，和 TC 近中心最大地面風速經驗關係時，主要都是使用西北太平洋的資料。在西北太平洋 TC 強度估計上，由 Guard et al. (1992)統計中可知，1972-1987 的 16 年間，西北太平洋的飛機觀測越來越少，1988 年後西北太平洋都沒有飛機觀測資料，因此 JTWC 主要使用 Dvorak technique 來估計西北太平洋颱風強度，直到 2003 年開始侵台颱風之飛機偵察及投落送觀測實驗(追風計畫)才開始有部分颱風的飛機觀測資料輔助校正。

Chu et al. (2002) 的 report 中提到，Dvorak technique 對於 TC 的強度估計相較於實地觀測資料如 (飛機觀測、投落送與地面觀測) 的準確度較低。Dvorak technique 並非直接量測 TC 強度，所以主要誤差來自兩個部分，第一是衛星遙測觀測到雲型態的變異度，第二是預報員主觀分析的誤差。而且 Dvorak technique 主要是使用可見光和紅外線雲圖，弱的颱風眼或是正在發展的颱風眼牆在雲圖上常都是覆蓋的整片的雲，而看不到眼或眼牆的結構，因此會低估 TC 的強度。此外，雙眼牆颱風 (Concentric Eyewall, CE) 以及眼牆置換過程 (Eyewall Replacement Cycles, ERC) 與 TC 強度變化有密切的關係，但是在可見光與紅外線雲圖中都較模糊，也沒有被包含在 Dvorak model 裡。

為了減少主觀分析的誤差，Velden et al. (1998) 發展了 objective Dvorak

technique (ODT)，將 Dvorak technique 的預報員主觀判斷雲型的過程建構到電腦系統來主觀分析，此主觀電腦分析系統稱為 Man-Computer Interactive Direct Access System (McIDAS)。只要將欲分析的颱風中心輸入電腦，電腦自動地讀入衛星當中的雲頂輻射出的紅外線資料，即為雲頂溫度，並分析及計算颱風強度，最後輸出的資料為估計的颱風強度。他們利用 10 個颱風，有 346 個時間點有飛機觀測的資料，與原始的 Dvorak Technique 及 ODT 的資料做比較，原始的方法是由熱帶分析中心(the operational tropical analysis centers, TAC)分析的結果，顯示主觀分析方法比實際觀測的強度偏弱許多，而若比較均方根，ODT 的均方根為 8.34 hPa，而主觀分析方法的均方根為 10.61 hPa，顯示 ODT 的分析較接近實際觀測。但此法缺點是對於弱颱風或熱帶低壓則無法分析，而且必須由使用者判斷及手動輸入 TC 位置。

Kossin and Velden (2004) 利用 ODT 估計的颱風中心地面氣壓及近中心地面最大風速與 best track 資料做比較；顯示當緯度愈低，估計值愈低，即颱風估計強度比實際強度愈強；緯度愈高，颱風估計強度比實際強度愈弱；在 23.3°N 則是最接近實際強度，也就是說高緯有低估的現象，低緯有高估的現象。其原因與對流層頂高度有關，緯度愈高，對流層頂愈低，因此對流層頂溫度愈高；前段提到利用電腦估計颱風強度，是由電腦讀入雲頂溫度做分析，而對流層頂則類似蓋子阻礙颱風中心的雲層往上發展，雖然不會抑制颱風強度，但是 ODT 是間接利用雲頂溫度估計颱風強度。因此，23.3°N 以北，對流層頂溫度較低，電腦讀取資料時，則只會顯示颱風中心雲頂相對較低，估計的颱風強度就較弱；相反地，23.3°N 以南，估計的颱風強度則較強相似的研究在 Landsea et al. (2004)曾提到，TC 的中心氣壓小於 975 hPa，用 Dvorak technique 估計 TC 強度在 25°N 以北會有高估的情形，他們推測是因為 TC 移動向高緯度時會遭遇到較冷的海表面溫度，並且在結構上轉變為溫帶氣旋，而且向北移動時科氏力增強也可能使實際切向風稍微減弱，因此導致高估 TC 強度。雖然這兩個研究的結果相反，但是都提到 Dvorak technique 估計的 TC 強度在不同的緯度下，會有誤差存在。Olander et al. (2004) 發展了 Advanced objective Dvorak technique (AODT)，可以估計 TC 全部生命期的強度，加入了 Dvorak technique 因為緯度產生的誤差調整，並且可以自動估計 TC 中心位置，其研究中指出 AODT 估計 TC 強度誤差較小。在 2004 年

以後，由於衛星觀測技術及電腦計算的不斷進步，JTWC 目前線上用來估計颱風強度的是 Advanced Dvorak technique (ADT)，是完全自動化、客觀的技術，其 T-number 和 CI-number 的估算都比 ODT 有明顯的改善(Velden et al. 2006; Olander and Velden 2007)。

Velden et al. (2006) 提到 Hurricane Charley (2004)在經歷 ERC，隨後眼牆內縮的過程中，由可見光及紅外線雲圖估算 TC 強度明顯低估，使得預報員一定要使用飛機觀測資料來校正結果，主要原因是這一類的結構變化在可見光與紅外線雲圖中不明顯，颱風中心附近多呈現多雲或是完全被雲覆蓋的情形。而這類的結構變化除了透過飛機觀測外，多是在微波衛星資料中被觀測到，因此現今有許多研究是針對微波衛星資料估算 TC 強度。Bankert and Tag (2002)利用 K 最近鄰法 (K-nearest neighbor, K-NN)演算法進行 TC 強度估計，他們使用 1988-1998 年北太平洋、大西洋及印度洋共 142 TCs 作為研究目標，其中 942 筆 SSM/I 微波衛星 85 GHz 資料作訓練，98 筆資料作 TC 強度估計測試，其估計值的 RMSE 為 19.8 kt，如果將該颱風之前的強度加入作訓練，則 RMSE 減為 18.1 kt。另外還有利用 Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU)發展估計 TC 強度的演算法(Brueske and Velden 2003; Herndon and Velden 2004; Demuth et al. 2004; Spencer and Braswell 2001)，此法是利用 AMSU 得到 TC 的暖心結構，再換算為 TC 強度，將此法使用在 2001 年的最低海平面氣壓誤差平均值為 11.5 hPa，誤差標準差為 12.3 hPa，其結果表現與 Dvorak technique 得到的相當，因此可以輔助校驗 AODT 估算的 TC 強度。Hoshino and Nakazawa (2007)則是分析發現 1999-2003 年 TRMM/TMI 的衛星微波亮度溫度與 JTWC best track 資料 TC 強度有很好的相關性，並且利用 QuikSCAT 風場資料進行比對，其研究判別了高相關係數時亮度溫度的特徵，進而用來估算 2004 年的 TC 強度。他們研究中發現，低頻的頻道如 10 GHz 或 19 GHz 的相關性最好，相關係數和 RMSE 分別為 0.7 和 6 m s^{-1} ，而且 TC 強度變化估計與 best track 相關性也非常好。但是此方法對於不對稱的 TC 結構、螺旋雨帶型態以及尺度很小的 TC 誤差會較大，因此對於 TC 形成以及消散階段，或是轉變為溫帶氣旋階段會有很大的誤差，而他們的研究中也包含雙眼牆個案。

本研究使用的強度資料來自 JTWC best track，而西北太平洋因為較缺乏飛機

觀測資料做校正，best track 強度估計多仰賴 Dvorak technique。但是可見光與紅外線雲圖較難清楚辨認出雙眼牆的結構變化，此種雲型態也沒有被包含在 Dvorak model 裡，故線上 TC 強度預報將來必會微波衛星資料加入，各種微波衛星資料估計 TC 強度方法多涵蓋了雙眼牆個案，誤差都不大。但是礙於微波衛星資料的時間上不連續，目前還沒有加入 JTWC 線上 TC 強度預報作業工具。不過利用 AMSU 的演算法已經從 2004 年開始在網頁上(<http://amsu.ssec.wisc.edu/>)提供 TC 強度估計給 National Hurricane Center (NHC)、JTWC、NOAA/SAB 和 Air Force Weather Agency (AFWA)作為參考以及請作業單位提供回饋意見，此外，其演算法中的 TC 大小資訊已經參考了 TRMM 和 SSM/I 雲圖，並加入了 automated tropical cyclone forecast (ATCF) package 裡(Brueske and Velden 2003)。相信在本研究的個案中，2004 年之後的個案可以減低雙眼牆颱風結構變化時的強度估計誤差，本研究也探討了其他官方資料與 JTWC 的強度和位置相比較於附錄二，其結果顯示，本研究使用 JTWC 資料具有參考的價值。

2.1.3 STIPS 資料

本研究另外使用 850-700 hPa 和 700-500 hPa 相對溼度(relative humidity, RH)，850-200 hPa 垂直風切、SST、海洋熱含量(Ocean Heat Content, OHC)及 Maximum potential intensity (MPI, Emanuel 1997)，資料來源為 Statistical Typhoon Intensity Prediction Scheme, STIPS) (Knaff et al. 2005)。

DeMaria and Kaplan (1994)發展一統計模式來預報大西洋的颶風強度在 12 h、24 h、36 h、48 h 及 72 h 變化，稱為 Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS)，主要預報 1989 年至 1992 年間，以及少數 1982 年至 1988 年間的個案強度變化。此法使用氣候與綜觀環境因子進行標準化複回歸(standard multiple regression)的方法進行預報，其預報因子包含颶風初始位置、強度、經向及緯向的風場分量、850-200 hPa 的垂直風切，以及 200 hPa 渦流角動量通量的輻合輻散場等。其 12 h 強度預報的結果平均強度比只用氣候因子來預報的結果減少了

10-15%的誤差，而在 24 h 以上的強度誤差預報也有改善，此一版本的 SHIPS 模式在 1993 年之後在 Hurricane Research Division 正式線上使用，在 1996 年之後也併入 NHC 的線上預報中。DeMaria and Kaplan (1999)將 SHIPS 模式更新並且使用至東太平洋，在舊版的 SHIPS 模式中，綜觀環境因子是初始場分析結果，但是在這一版的 SHIPS 模式則是使用全球模式分析場並移除了 TC 環流，以及包含了預報模式的綜觀環境場，其預報結果顯示比舊版的 SHIPS 減少 5%至 12%的誤差。DeMaria et al. (2005)又更新 SHIPS 模式，主要的改變是加入 TC 在陸地上時消散期預報，以及延長預報時間長度至 5 天。另外新版也加入 Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) channel 4 ($10.7 \mu\text{m}$)的亮度溫度資訊，以及衛星測高計所計算得到的海洋熱含量(Oceanic heat content, OHC)，但是 OHC 的資訊只有大西洋有被包含進模式。GOES 資料在東太平洋地區 12 h 至 72 h 預報改善了約 7%，而 GOES 和衛星測高計資料在 50°W 以西的範圍內，改善了大西洋在 72 h 後預報約 3.5 %的誤差。

Knaff et al. (2005)等人將同法延伸至西北太平洋颱風強度的預報，預報模式稱為 Statistical Typhoon Intensity Prediction Scheme (STIPS)，預報時間 5 天，時間間隔為 12 h，其環境及綜觀預報因子取自 Navy Operational Global Analysis and Prediction System (NOGAPS)，而其模式表現與 SHIPS 在大西洋的結果類似。因此本研究使用 STIPS 的相對溼度、垂直風切以及 SST 資料進行研究。

2.2 衛星雲圖的資料處理與計算

Poe (1990)利用 Backus-Gilbert theory 重新製作高解析度的微波衛星資料，85.5 GHz 的衛星資料解析度可以提高至 1-2 km，因此可以觀測到 TC 的內部結構(Hawkins et al. 2004, 2006)。此一重抽樣方法(resampling method)可以維持與輻射計採樣的資料相關之天線增益函數(antenna gain function)的空間解析度。這些衛星雲圖繪製成 800×800 pixel 的 jpeg 檔，並且是由紅色(R)、綠色(G)及藍色(B)三原色組成。由於繞極軌道衛星的行跡寬度(swath width)較小，微波衛星雲圖的

某些區塊可能會沒有資料，而缺資料的部分則由最接近時間的地球同步衛星雲圖的可見光或是紅外線頻道來填滿(Hawkins et al. 2001)。而這些缺漏的部分顯示的是灰階的色彩，灰階的顏色其 R、G 和 B 的值相同，另外海岸線以及經緯度線條為白色，其 R、G 和 B 的值均為 255，因此我們利用這個特性把微波衛星雲圖中的紅外線及可見光雲圖、海岸線及經緯度線移除。隨後，將每一個 pixel 的顏色轉換成 R、G 和 B 的分量，再藉由每張圖的色標對照出相對應的 T_B 。因此本研究可以判別出每張衛星雲圖在每個 pixel 上的 T_B 。

2.3 衛星雲圖的雙眼牆結構判別

為了進一步判別颱風的雙眼牆結構，本研究將每張圖的 T_B 從卡式座標 (Cartesian coordinate) 轉為以颱風中心為原點的極座標 (polar coordinate)。而颱風中心，即颱風眼的位置是參考 JTWC 的 best track 在最接近衛星雲圖時間點的位置，再稍微主觀微調。有些個案會因為颱風眼較大或是形狀不夠圓，較難判斷眼的正確位置，經過測試這一類型的颱風眼中心定義相差 5 個 pixel (即 10 km)，不會對於雙眼牆判定有影響，但是颱風強度太弱通常較難確定颱風眼位置，不過這時期的颱風通常發生在颱風生命期較前期或是末期，形成雙眼牆的機會較小。

為了進一步得到較平滑的資料來做後續分析，從中心以外每 5 個 pixel 稱為一個 bin 並作一次平均，每隔 45 度角再作一次平均，因此會得到 8 個不同方向的 T_B 徑向外平均值以及標準差(σ)。

本研究參考 Kuo et al.(2009)的研究，發展一客觀方法從 8 個不同方向資料判定雙眼牆颱風，依序按照下列 5 個標準：

- (1) 判別在每個方位，距離颱風眼的 150 km 範圍內，是否有一個 T_B 最大值(對流相對較弱區)位在兩個 T_B 最小值(對流相對較強區)之間。
- (2) 確認在滿足第(1)個標準的溫度徑向變化，其局部最大和最小值滿足 $T_{Bmax} \geq \sigma_{outer_min} + T_{Bouter_min}$ 和 $T_{Bmax} \geq \sigma_{inner_min} + T_{Binner_min}$ 。
- (3) 滿足第(1)和(2)個標準後，確認是否 $T_{Bouter_min} \leq 230K$ 。

(4) 確認至少要有 5 個方位達到以上 3 個標準。

(5) 達到以上 4 個標準後，每個已確認可能是雙眼牆的方位中，任 2 個較外面的 T_{Bouter_min} 徑向外距離差小於 50km。¹

其中， T_{Bmax} 為局部 T_B 最大值的 T_B ， T_{Bouter_min} (σ_{outer_min}) 為局部 T_B 外側最小值的 T_B (T_B 標準差)， T_{Binner_min} (σ_{inner_min}) 為局部 T_B 內側最小值的 T_B (T_B 標準差)。

第(1)個標準是為了確認在 8 個方位上，可能的 moat 以及雙眼牆結構；第(2)個標準是為了確認 moat 足夠明顯；第(3)個標準是為了確定外眼牆強度夠強(Kuo et al. 2009)；第(4)個標準是為了確定此一颱風是足夠軸對稱化的結構；第(5)個標準是為了確定外圍的強對流是眼牆而不是螺旋雨帶。

圖 2-1 是以 1997 年 9 月 12 日 0051Z 的 Typhoon Oliwa 為例之概念圖以及 8 條不同方位的 T_B 剖面圖，從圖 2-1(c)可以清楚看出兩個 T_B 極小值，分別為內外眼牆，被一個極大值分隔，此區域為 moat。注意因為風速剖面為較習慣用法，本研究為了可以相比較並使讀者容易閱讀，縱軸座標越向上越小，表示對流越強。圖 2-2 分別為有形成 CE 的 Typhoon Oliwa (1997)以及沒有形成 CE 的 Typhoon Vamco (2009)的衛星雲圖與 T_B 在 8 個方向的徑向剖面。從圖 2-2 中顯示，Oliwa 的 8 個 T_B 剖面滿足以上 5 個挑選 CE 的標準，而沒有形成 CE 的 Typhoon Vamco 則是不滿足第(5)個標準，外圍的對流被判斷為螺旋雨帶而非眼牆。

這個客觀的方法可以幫助我們從 15 年的衛星雲圖挑選雙眼牆颱風個案，表 2-6 為我們利用使用的 SSM/I 及 TMI 微波衛星雲圖，以及利用以上的方法判斷雙眼牆的雲圖數目和個案數，我們一共判斷了 26774 張微波衛星雲圖，共判斷出 234 個雙眼牆微波衛星雲圖、77 個雙眼牆颱風以及 95 個雙眼牆颱風個案，其中包含了 16 個 2 次或 3 次形成雙眼牆的個案。

¹ 本研究部分成果投稿後，根據審查者的建議測試過使用 $|R_2 - R_1| \leq R_1 \pm 25\%$ ，其中 R_2 和 R_1 分別為外眼牆和內眼牆，這樣的標準可以容許螺旋向外眼牆在大的颱風中，兩個外眼牆差距較大，相對的，在小的颱風中，兩者差距較小，經過我們測試，結果和我們使用(5)標準結果吻合，只有一個個案的雙眼牆時間有改變。

在軸對稱化標準的考量上，Hawkins et al. (2004)使用外圍環流達到半圓作為雙眼牆標準，本研究選擇 5/8 的標準比 Hawkins et al. (2004)的標準嚴苛，假如我們改用 6/8 為標準，只剩下 65 個個案會被判斷為雙眼牆颱風，我們考量到在足夠明顯的 moat 和夠強的外眼牆又不是螺旋雨帶的情形下，又必須夠對稱化且有足夠的雙眼牆颱風作統計，因此選擇 5/8 為標準。

為了進一步統計，本研究也定義了內眼牆半徑(r_0)、moat 寬度(d_0)以及外眼牆寬度(w_0)。由颱風中心徑向外，過了內眼牆 T_B 最小的位置後，到達 $T_B = 0.5 \times \sigma_{inner} + T_{Binner}$ 的點定義為內眼牆半徑。從此點徑向外過了 moat 的 T_B 最大位置，到達 $T_B \geq 0.5 \times \sigma_{outer} + T_{Bouter}$ 的位置，其間的距離定義為 moat 寬度，即 $T_B \geq 0.5 \times \sigma_{outer} + T_{Bouter}$ 和 $T_B \leq 0.5 \times \sigma_{inner} + T_{Binner}$ 之間。最後，從滿足 $T_B = 0.5 \times \sigma_{outer} + T_{Bouter}$ 開始，徑向外到 $T_B \leq 0.5 \times \sigma_{outer} + T_{Bouter}$ 的位置定義為外眼牆寬度。當確定該衛星雲圖的颱風已經是雙眼牆的颱風時，滿足以上 5 個標準的 T_B 剖面會分別計算內眼牆半徑(r_0)、moat 寬度(d_0)以及外眼牆寬度(w_0)，隨後平均得到雙眼牆颱風在該衛星雲圖時間的這三個值。 r_0 、 d_0 以及 w_0 也反應出颱風的大小。

三、雙眼牆颱風氣候統計

3.1 雙眼牆颱風的氣候統計

我們參考了NOAA公布的暖期(warm episode)及冷期(cold episode)的資料，與CE颱風進行 15 年的統計。當Niño Index²達到+0.5°C和-0.5°C 連續 5 個月時，定義為暖期及冷期，資料來源為NCEP 官方網站，

http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml。圖 3-1 為CE颱風形成位置在季節上(圖 3-1a)，以及暖期或冷期上的分布(圖 3-1b)，圖中顯示強的CE颱風多在西北太平洋較西側生成，可能的原因是颱風需要在海上待較長的時間以達到較大的強度，並且形成CE。另一方面，發生在夏季及暖期的CE颱風，大約有 60%發生在 150°E以東，此外，夏季月份以及暖期時，CE形成的經度變異度較大，標準差約 14°。推測在暖期的時候，太平洋東側海水相對比其他時期暖，因此有較多的機會形成較強的颱風或是CE颱風，而導致有較多的CE颱風形成於東側，並且其形成的經度變異度較大。另外，CE颱風生成的位置隨著季節也有緯度上的變化，在春秋兩季時，CE形成的平均緯度較低，夏季則形成的平均緯度較高。

圖 3-2 為 CE 颱風數目在 1997 至 2011 年間的年際變化，顏色分別代表暖期、冷期和正常時期。圖中顯示 CE 颱風數目較多生成於正常時期(如：2003 與 2005 等)、其次為暖期(如：1997、2002 與 2004 等)，發生在冷期的 CE 颱風數目偏少，即便 2000 年發生的 CE 颱風數目是冷期期間最多的，生成數目只有 5 個。表 3-1 更清楚顯示，暖期、冷期與正常時期的所有颱風數目、CE 颱風數目、個案數、月份數目，以及生成的比例。因為這 15 年的統計顯示，沒有 CE 颱風生成在 1-3 月，因此扣除這 3 個月後進行統計，暖期生成 CE 個案的比例約為正常時期的 1.5 倍，且約為冷期的 3.6 倍。雖然暖期生成颱風的數目最少，但是其發生的月份也最少，產生 CE 颱風的數目比例最高，而正常時期生成颱風的數目與發生的月份

² Niño 3.4 的區域裡 (5°N-5°S, 120°-170°W)計算 SST anomalies 3 個月的移動平均。

最多，但是在暖期 CE 颱風生成的比例為冷期的 2.2 倍，為正常時期的 1.24 倍，因此暖期較高比例可以生成 CE。推測由於暖期的太平洋東側海水相對比其他時期暖，即便發生暖期的月份較少，發生颱風的總數也較少，仍有較高比例的機會生成颱風，也有較高比例的機會形成 CE。除此之外，暖期平均每個月生成颱風約為 3 個，而冷期和正常時期則約為 2.5 個，但是暖期平均每個月生成 CE 颱風則是 1.2 個，冷期和正常時期則約為 0.4 個和 0.8 個，這個結果顯示，暖期雖然颱風生成比例較高，但是 CE 颱風的生成比例更高，環境及內在因子同時在影響 CE 颱風的生成。

圖 3-3 為生成的數目及平均緯度隨月份的變化，高比例的 CE 颱風(95 個 CE 颱風中一共有 73 個)生成在 7-10 月之間，且大部分(95 個 CE 颱風中一共有 60 個)的 CE 生成在 Categories 4 和 5 的強度。圖 3-3 的形成緯度隨月份變化中，也顯示不論是強或弱的 CE 颱風，形成的平均緯度在 7-9 月最高，春秋兩季較低，與圖 3-2a 結果一致。而在 5-9 月之間，強度較弱的 CE 颱風生成緯度比強颱風高，推測可能中緯度的大尺度系統對於 CE 颱風生成扮演一定的角色。

圖 3-4a 為 CE 個案在不同強度形成的數目。共有 347 個颱風在 1997-2011 年間生成，大約 22% (77 個颱風)生成 CE 颱風，其中 86% (66 個 CE 颱風)會達到 Categories 4 和 5，而有 53% 的 Category 4、80% 的 Category 5 颱風會在其生命期形成 CE 結構，圖中也顯示大約 34% (63%) Category 1 (Category 4) 以上的颱風形成 CE。此研究結果與 Kossin and Sitkowski (2009) 對大西洋的研究相似，他們發現約 1/3 的颶風會在生命期間生成至少一次 CE 結構，此外，約 70% 在 Categories 3-5 的颶風會在生命期間生成至少一次的 CE，他們的研究也發現，7-9 月比起其他月份較容易出現 CE 結構，這個結果和圖 3-3 相似。圖 3-4b 為 CE 颱風形成時的強度個數，圖中顯示 CE 可以在各個不同的強度下生成，由於本研究中有 7 個 CE 颱風在生命期間生成 2 次以上 CE，因此一共有 95 個個案，而圖 3-4a 有 77 個颱風。圖 3-4b 指出有 62% 的 CE 颱風在 Categories 4 和 5 形成，此百分比比圖

3-4a 要低，隱含 CE 結構不需要生成在生命期間的最大強度。生命期間最大強度及 CE 形成時的強度將在下一節作比較。

圖 3-5 為內眼牆半徑(r_0)、moat 寬度(d_0)、外眼牆寬度(w_0)與 CE 形成的強度($V_{\max}$)的關係圖。圖中顯示 4 個變數只有 d_0 和 w_0 有較佳的關係，其 coefficient of determination (R^2) 為 0.43，其他變數之間沒有明顯的相關性。除此之外，在圖 3-5d、圖 3-5e 和圖 3-5f 顯示 r_0 、 d_0 、 w_0 分別都沒有與 $V_{\max}$ 有好的相關性，但是都隨著 $V_{\max}$ 變大而變小，此現象更明確出現在表 3-2。除了 r_0 、 d_0 和 w_0 平均值隨著 $V_{\max}$ 變小以外，標準差(SD)也有類似的現象。顯示在比較強的 CE 颱風中，其大小平均偏小，在比較弱的 CE 颱風，平均大小偏大，而 SD 顯示有比較大的變異度。

3.2 雙眼牆颱風的強度變化統計

圖 3-6 為 2002 年 Typhoon Sinlaku 和 Typhoon Nida 的衛星雲圖及平均颱風兩側的 T_B 剖面，溫度剖面以有最大不對稱的兩個半面平均來顯示，另外圖中也顯示颱風的強度變化。兩個颱風都有 CE 結構，因此 T_B 剖面中都具有兩個 T_B 極小值中間一個極大值，圖中也顯示出眼牆結構的 ERC 變化，圖中顯示兩個個案雖然都有經歷過 CE 生成，並且外眼牆取代內眼牆的過程，但是 CE 形成前後 24 h 的強度變化卻完全不同，Typhoon Sinlaku 在形成 CE 前，強度沒有明顯的變化，在形成之後則強度減弱，如同我們一般認為的 ERC 模式(Black and Willoughby 1992)，而 Typhoon Nida 在形成 CE 前，強度明顯的減弱，在形成之後則強度增強，這與 Sitkowski et al. (2011)和 Kuo et al. (2009)研究中提及 CE 颱風的強度變化有很大的變異度相一致，因此此節後續將分析這 15 年西北太平洋 CE 颱風的強度變化統計。

為了進一步研究 CE 颱風的強度變化，我們將颱風形成 CE 前後 24 h 的強度變化分為 PN、PP、NP 和 NN。第一個字母的 P(N)表示 CE 形成前 24 h 至 CE 形成時的強度持平或增加(減弱)，第二個字母的 P(N)表示 CE 形成時至 CE 形成後 24 h 的強度持平或增加(減弱)，例如：PN 表示 CE 形成前 24 h 強度在增強，CE

形成後 24 h 強度在減弱。而這個部分的研究我們將颱風中心距離陸地 200 km 的個案剔除，避免 CE 颱風強度變化受地形影響，因此此節研究統計使用 81 個個案。圖 3-4 已提及 CE 形成的強度不一定要在颱風生命期的最大強度，因此我們將 CE 形成與生命期最大強度的時間差進行分類如圖 3-7，圖中顯示大約有 1/2 的 CE 個案(95 個中的 48 個)，CE 形成時間和生命期最大強度的時間差，在 18 h 之內，超過 1/3(35 個)的個案發生在時間差 30 h 以上，而其中的 31 個個案，是 CE 形成的時間超過生命期最大強度時間 30 h 以上，而這其中有 14 個是多次 CE 的個案，另外有 9 個個案 CE 形成時發生在生命期第二次最大強度的前後 24 h 內。而有 4 個個案 CE 形成時間在生命期最大強度之前 30 h 以上，這 4 個個案屬於 PP。

圖 3-8 為 PN、PP、NP 和 NN 這 4 種平均強度變化，圖中顯示約有 44% (36 個個案)屬於 PN 的類型，而其中的 27 個個案則為 Categories 4 和 5，並且其 CE 形成時的平均強度是 4 種類型中最強的，強度約比其他類型強 $6-10 \text{ m s}^{-1}$ ，因此隨後強度會減弱。而 PP 和 NN 類型的 CE 分別占 17 (21%)和 20 (25%)個個案，而 NP 的情形最少，只有 8 個(10%)個案。圖中顯示 NP 和 PP 的個案 CE 形成之後強度增加不顯著，24 h 趨勢強度在增強，但是 60 h 趨勢則是減弱。另外從 NN 和 NP 的個案在 CE 颱風形成前後 60 h 的時間範圍內，強度的最大值不存在或是不明顯，主要原因是這 2 類型的 CE 颱風生命期最大強度大多發生在 CE 形成前的 30 h。整體而言，大約 65% CE 颱風在 CE 形成前強度增強，而有 69%的 CE 颱風在 CE 形成後強度減弱。

在圖 3-6 中，Typhoon Sinlaku 和 Typhoon Nida 分別屬於 PN 和 NP 的類型，雖然在 CE 形成之後，內眼牆都被外眼牆所取代，但是如 Typhoon Nida 的 NP 類型，或是 PP 和 NN 都不是一般所認為的 CE 颱風強度變化。

颱風強度資料來自 JTWC 的 best track，雖然 JTWC 的颱風強度估計可能會對本研究這部分結果有影響，但是西北太平洋地區很少有飛機觀測的資料，而且

JTWC 在 2004 年之後使用 ADT 的技術估計颱風強度已經有很好的強度估計改善，並且多種利用微波衛星資料估計颱風強度的技術，也都列入 JTWC 作業參考，而微波衛星資料是可以判斷出 CE 的結構。關於 JTWC 的強度對於本研究中 CE 颱風的影響，可以參考附錄二。

表 3-3 顯示這 4 類 CE 颱風強度變化類型，STIPS 資料的垂直風切(850 -200 hPa)、SST、低層與中層 RH、OHC 和 MPI 在 CE 形成前後 24 h 的平均值與標準差，表中也列入 CE 颱風形成的平均緯度。在平均緯度上，NN 個案的形成緯度最高(22.3°N)且標準差(3.4°)最小，表示 NN 個案多集中在緯度較高的區域生成，而 PP 個案的形成緯度最低(18.8°N)，雖然如此，但是這 4 個類型實際在 SST 的比較上是沒有明顯的差異，只有 NN 類型在 CE 形成之後的 24 h 下降最多，約減少 1.2°C。在垂直風切上，雖然 NN 類型的形成緯度最高，但是其 CE 形成前和形成時遇到的垂直風切較小，而 NP 類型的平均是最小的，這個特性有利於 NN 和 NP 類型的 CE 颱風的生成，而 NP 類型在 CE 形成後的垂直風切增加量不如 NN 多，NP 和 NN 分別增加量為 8.5 m s^{-1} 和 1.5 m s^{-1} ，這可能是 NP 類型強度較能維持的原因。而 PP 和 PN 的個案在 CE 形成前所遭遇到的垂直風切都沒有明顯的變化，在 CE 形成後，都有增加的趨勢，但仍是 NN 增加的較多，NP 類型增加較少。在 RH 上，低層 RH 多落在 70-75 %，高層則多落在 60-65 % 之間，低層相對濕度較高的是 NP 類型，而其在 CE 形成前和形成時，中層的相對濕度也是最高，可能是有利於 CE 形成的環境，並且也有利於後續強度的增加，但是在 NN 類型中，CE 形成後 24 h 的平均 RH 都增加，而颱風強度依舊在減弱，其他環境因子可能對 NN 類型的強度變化有影響。在 OHC 上，在 PP 類型中，OHC 明顯比其他類型較大，到了 CE 形成時和形成後，NP 類型的 OHC 都僅次於 PP 類型，可能有利於強度的增強，但是 4 種類型都是隨時間一直減弱的。在 MPI 上，其結果和 OHC 非常相似，PP 類型的值最大，到了 CE 形成後的 24 h 則 NP 類型僅次於 PP 類型，但是 MPI 也是隨時間下降。從環境因子的平均及標準差中，

沒有很明顯的證據可以看出只有環境因子在影響 CE 颱風強度的變化。

CE 以及沒有 CE 的颱風強度比較如圖 3-9，沒有形成 CE 的颱風是以生命期最大強度為中心來比較，有形成 CE 的颱風則以形成 CE 時的強度作比較。圖 3-9a 和圖 3-9b 為強颱風(Categories 4 和 5)的強度變化，而圖 3-9c 和圖 3-9d 為弱颱風(Categories 2 和 3)的強度變化。圖中顯示，強的 CE 颱風和沒有形成 CE 的颱風相比，在趨勢上沒有很明顯的差異，但是有形成 CE 的颱風其形成前後的強度強度變化較小，而弱的 CE 颱風和沒有形成 CE 的颱風相比則有很大的不同，弱的 CE 颱風在形成前後的強度變化非常小，幾乎維持一定強度。而且弱的 CE 颱風比強的 CE 颱風，在形成後的強度變化上，減弱速度更緩慢。由圖 3-9 顯示，與沒有形成 CE 的颱風相比，CE 颱風相對維持長時間較強的強度，而非快速增強。

圖 3-10 為無因次化的西北太平洋在 15 年間形成 CE、沒有形成 CE 的個案，與 Emanuel (2000)探討扣除陸地及冷水影響的颱風，西北太平洋 72 個個案和大西洋 56 個個案，並以生命期最大強度進行無因次化相比較，另外也和 Knaff et al. (2003)的研究，探討 6 個大西洋均勻圓環颶風(annular hurricane, 本文皆以 annular hurricane 敘述)，以 annular 結構形成時間進行無因次化相比較。他們的研究中提出 annular hurricane 在減弱的階段其減弱較緩慢，但是在本研究中西北太平洋的 CE 颱風在 CE 形成後的 18 h 內，強度減弱比 annular hurricane 更緩慢，而沒有形成 CE 的颱風其強度變化趨勢與 Emanuel (2000)的研究結果相似，只有在減弱的階段比 Emanuel (2000)的研究結果，減弱率稍微大一點，圖中更清楚顯示，與沒有形成 CE 的颱風相比，CE 颱風相對維持長時間較強的強度。Kuo et al. (2004, 2008)的研究中提出小而強的渦旋外圍包圍不對稱的大範圍渦度區，透過軸對稱化過程形成 CE 結構，在 CE 形成前有一段較長的時間颱風強度較強，可能有利於軸對稱化形成 CE。我們也與 Hendricks et al. (2010)針對快速增強的 TC 個案相比，他們的研究中針對 2003 年至 2008 年，西北太平洋颱風強度增強速率大於 $19.5\text{ m s}^{-1}/24\text{ h}$ 稱為快速增強個案，共有 44 個颱風及 81 個個案。雖然有 38 個 CE

颱風與快速增強的颱風重複，但是在 24 h 內同時發生快速增強及 CE 的颱風只有 6 個，CE 發生時間多在快速增強之後，與圖 3-10 中，颱風形成 CE 前強度變化較小的結果相似。

圖 3-11 為暖期、冷期和正常時期的強度變化，暖期生成的 CE 颱風約占總數的 41%，其平均強度較強，正常時期生成的 CE 颱風約占總數的 42%，其在形成 CE 時的強度與暖期只有相差 0.5 m s^{-1} ，但是在 CE 形成前 24 h 和 48 h 時，暖期生成的 CE 颱風強度約強 1.6 m s^{-1} 與 5.7 m s^{-1} ，在 CE 形成後 24 h 和 48 h 時，暖期生成的 CE 颱風強度約比正常時期生成的 CE 颱風強 4 m s^{-1} 與 3.3 m s^{-1} 。而且在暖期生成的 CE 颱風強度在形成 CE 前的強度變化較小，形成 CE 後強度減弱速度也較慢，也就是說暖期生成的 CE 颱風除了強度較強以外，也較能維持其強度。冷期生成的 CE 颱風約占總數的 17%，其平均強度較弱，且在形成 CE 之前強度快速增強，形成 CE 後強度快速減弱，即冷期生成的 CE 颱風除了強度較弱以外，也較不能維持其強度。

圖 3-12 為各環境因子 SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 相對溼度，以及 850-500 hPa 相對溼度隨時間的變化，在海表面溫度上，暖期因為暖海水集中在東太平洋區域，西太平洋海水溫度較低，因此平均而言 CE 形成前後 24 h 的海表面溫度都較低，而隨著颱風平均向西北方向移行，其遭遇到的海水溫度不論是在什麼時期生成都是會減弱，而暖期溫度差異最小只有 0.9°C ，正常時期差異約為 1.3°C ，冷期溫度差異最大約有 1.7°C 。在垂直風切上，因為暖期的沃克環流減弱，因此垂直風切也減弱，在 RH 上，因為暖期海表面溫度比正常時期低，暖海水集中在東太平洋，不論是在中層或是低層的大氣 RH 也都偏低。

由以上環境場的分析及強度變化，我們推測，較多的 CE 颱風在暖期生成並且強度較強，由於暖海水區此時較集中在東太平洋區域，颱風生成後有比較長的時間在海洋上，雖然西太平洋的洋溫比正常時期低，但是差異在 1°C 以內，暖期海水溫度在 CE 形成前平均超過 28°C ，而且垂直風切減弱導致更多 CE 颱風生成

且強度較強。



四、雙眼牆颱風的結構變化

4.1 雙眼牆颱風的結構變化

為了研究 CE 結構變化，我們一共剔除了 25 個個案，包含颱風中心接近陸地約 200 km 的範圍內，以及衛星雲圖的時間解析度低於 12 h 的個案，因此一共有 70 個個案進行此部分的研究統計。本研究延伸 Hawkins and Helveston (2008)，一共歸納了 3 種不同的 CE 形成後的結構變化：

- (1) Eyewall replacement cycle (ERC)：內眼牆在 20 h 內被外眼牆取代。
- (2) No replacement cycle (NRC)：部分外眼牆、或部分外眼牆及內眼牆在 20 h 內消散。
- (3) Concentric eyewall maintained (CEM)：CE 結構維持超過 20 h，期間每張衛星雲圖的內眼牆大小相似，避免已經發生多次 CE 生成的現象。

本研究使用 20 h 為標準來分辨 CE 的結構變化是因為根據許多觀測結果(例如：Kuo et al. 2004, Willoughby et al. 1982, Willoughby and Black 1996)和模式模擬(例如：Ortt and Chen 2008, Terwey and Montgomery 2008, Qui et al. 2010, Zhou and Wang 2009)中，ERC 的過程都發生在 20h 以內。除此之外，Sitkowski et al. (2011) 研究中提到，透過飛機觀測 CE 的 ERC 過程平均時間約 36 h，而衛星觀測看到 CE 生成的時間比飛機觀測平均要慢 18 h，假設飛機觀測及衛星觀測 ERC 完成的時間是相同的，那衛星觀測 ERC 平均時間約為 18 h，因此我們設定 20 h 作為標準。

本研究中 ERC 個案一共有 37 個(53%)，CEM 有 16 個(23%)，而 NRC 有 17 個(24%)，其中有包含多次 CE 的個案，另外我們在附錄三中簡單討論了 CE 和 annular 結構。圖 4-1 為 3 種類型的 CE 結構變化衛星雲圖，及 T_B 剖面隨時間變化，其中 T_B 溫度剖面仍為最大不對稱的半邊平均。2000 年的 Typhoon Saomai 為 ERC 的個案，在 CE 形成後的 12 h 內眼牆便消散。2005 年的 Typhoon Haitang

及 2006 年的 Typhoon Ewiniar 為 NRC 個案，兩個案在 CE 形成後，外眼牆部分消散，內眼牆仍可見，沒有被外眼牆取代。NRC 的個案和 Hawkins and Helveston (2008)所提出的”風切作用停止眼牆取代”的個案相似。此外眼牆的部分消散和環境因子，如垂直風切可能有關，我們會在下一節進一步分析。1997 年的 Typhoon Winnie、2004 年的 Typhoon Dianmu 及 2004 年的 Typhoon Chaba 維持其 CE 結構都超過 24 h，甚至到 40 h 以上，本研究將在下一節分析 CEM 颱風的特徵。這一類的颱風和 Hawkins and Helveston (2008)所提出的”具有大的外眼牆並且維持雙眼牆一段較長的時間”相似，注意圖中多有不對稱的環流在 CE 形成前 12 h 出現在內眼牆附近，這與 Kuo et al. (2004)研究中所提到的 2001 年 Lekima 颱風雷達觀測相似。

圖 4-2 為 ERC、CEM、NRC 及沒有形成 CE 但是強度達到 Category 4 以上，並且在最大強度的前後 48 h 沒有碰到陸地的個案(NCE)，其(a)平均強對流($T_B \leq 230$ K)百分比，和弱對流的百分比($230 \text{ K} < T_B \leq 270 \text{ K}$)隨時間變化。而對流百分比的計算是以颱風為中心，400 kmx400 km 範圍內 $T_B \leq 230 \text{ K}$ ($230 \text{ K} < T_B \leq 270 \text{ K}$)的 pixel 所占的百分比為強(弱)對流百分比。圖中顯示，弱對流的百分比比強對流的百分比高，但是不論是強或弱對流百分比，在 CE 形成之後主要趨勢都是下降，並且沒有形成 CE 的颱風其強和弱對流的百分比，在最大強度之後也都會減少。雖然弱對流百分比在 ERC 和 CEM 的個案平均值都在減少，雖然在 CE 形成之後對流百分比的主要趨勢都是下降，但是 ERC 在強對流可以在 CE 形成後維持約 12 h，CEM 則是在 CE 形成後 24 h 仍在增強，隨後才開始下降。我們也測試了沒有形成 CE，而強度只有達到 Categories 1-3，並且在最大強度的前後 48 h 沒有碰到陸地的個案，其結果和 Category 4 以上的 NCE 個案類似，只是對流的百分比在各個時間均較弱。也就是說，比起 NCE 的颱風，CE 颱風的強或弱對流占的面積都較多，在附錄四中，有更詳細的討論。

圖 4-3 為 ERC、CEM 及 NRC 個案的平均強度及無因次強度變化，和圖 3-10

相似，也與 Emanuel (2000)探討扣除陸地及冷水影響的颱風，西北太平洋 72 個個案和大西洋 56 個個案，並以生命期最大強度進行無因次化相比較，另外也和 Knaff et al. (2003)的研究，探討 6 個大西洋 annular hurricane，以 annular 結構形成時間進行無因次化相比較。CEM 個案的平均強度不論在形成前或是形成後，明顯比其他類型的 CE 平均強度要強，並且其強度在 CE 形成後的 18 h 內都在增強，強度維持約 24 h，ERC 和 NRC 個案的平均強度變化在 CE 形成之前相似，然後 NRC 個案則在 CE 形成後快速減弱，但是 ERC 和 NRC 的個案在 CE 形成後的 48 h 都有再增強的現象。相較於 Emanuel (2000) 和 Knaff et al. (2003)的研究，在 CE 的個案中，CE 形成前維持一段相對較強的強度一段時間，Kuo et al. (2004, 2008)的研究中提出小而強的渦旋外圍包圍不對稱的大範圍渦度區，透過軸對稱化過程形成 CE 結構，在 CE 形成前有一段較長的時間颱風強度較強，可能有利於軸對稱化形成 CE。此外，Hence and Houze (2012)的研究中，利用 TRMM 的 precipitation radar (PR)頻道觀測 CE 颱風的垂直結構發現，外眼牆可能從低層的螺旋雨帶經過軸對稱化的過程，形成 CE 結構。Knaff et al. (2003)的研究中顯示，annular hurricane 的在最大強度之後減弱速度較緩慢，較可以維持強度，但是在 CEM 個案中，其強度在 CE 形成後的 18 h 內仍可以維持以外，至 36 h 前都比 annular hurricane 減弱速度慢。我們的結果顯示，CEM 個案有較強的強度並且在 CE 形成後更能維持強度及 convective activity (CA)一段時間。在圖 4-3 中還可以注意到一個有趣的現象，ERC 和 NRC 個案都有在 42 h 後再增強的情形，ERC 個案可以推測是因為眼牆在向內縮，為了保守角動量而強度增強，而 NRC 個案則應該是跟垂直風切減弱有關(圖中未展示這個結果)。

Sitkowski et al. (2011)提到CE的強度變化有很大的變異度，Musgrave et al. (2012)建議可以用K-Vmax圖來表示颱風的強度與結構變異度³。但是在西北太平

³ Musgrave et al. (2012)和 Maclay et al. (2008)所提到的 K-Vmax 圖有些許不同，Musgrave et al. (2012)是指橫座標為 TC 中心徑向方向 1000 km 內的動能，縱軸為 TC 的強度。Maclay et al. (2008)縱座標是徑向方向 200 km 內的動能差(觀測到的動能和最大風強度平方會得到回歸曲線，動能差是指動能和回歸曲線之間的差)，橫座標是 TC 強度。

洋上，因為飛機觀測資料很少，很少個案可以計算其動能變化，因此本研究利用 T-Vmax圖(T表示是用溫度表示Convective activity，即CA，而Vmax表示JTWC的 best track強度)來取代K-Vmax圖，圖中可以同時顯示颱風強度與CA隨時間變化。其中的CA表示以颱風為中心的 160000 km^2 範圍內，平均每一pixel的 T_B 與背景 T_{B0} 的差($CA \equiv -\overline{T_{B1} - T_{B0}}$)，背景的 T_{B0} 則為 160000 km^2 範圍內最高 5 %的 T_B 平均值，這個範圍通常已經涵蓋了所有的CE颱風，除了 1997 年的Typhoon Winnie及 Typhoon Amber因為颱風涵蓋較大，使用 600 km^2 的範圍。而較小的 T_B 是指較強的CA，區域平均的 T_B 減小和CA增加意味著深對流($T_B \leq 230\text{K}$)的涵蓋區域面積增加。

圖 4-4 以 ERC、CEM、NRC 及沒有形成 CE 的個案為例，用 T-Vmax 圖表示其結構與強度的變化，這 4 個個案分別為 1998 年 Typhoon Babs、2003 年 Typhoon Maemi、2006 年的 Typhoon Shanshan，及沒有形成 CE 的 2008 年 Typhoon Rammasun，其中 Typhoon Rammasun 為 Category 4 並且沒有在最大強度前後 24 h 內接近陸地。圖 4-4 指出 Typhoon Rammasun 的強度和 CA 在最大強度($135 \text{ kts} \sim 69.4 \text{ ms}^{-1}$)之前在逐漸增加，隨後雖然強度維持了 12 h，但是 CA 在逐漸變小，隨後兩者都變小。而 NRC 的個案 Typhoon Shanshan 在 CE 形成之後的 12 h，其強度與 CA 在快速減弱。另一方面，ERC 個案的 Typhoon Saomai 和 CEM 個案的 Typhoon Maemi 在 CE 颱風形成後，即便颱風強度在減弱，CA 都可以維持或是稍微增加。這個 CA 在 CEM 和 ERC 個案中的微微增加及維持的現象，表示由於深對流的範圍增加導致區域範圍內的平均 T_B 下降或動能增加可能會發生在 ERC 後，和 Maclay et al. (2008)提出，CE 颱風的結構變化過程可能導致 TC 成長相一致。

圖 4-5 顯示 ERC (37 個)、NRC (17 個)、CEM (16 個)及沒有形成 CE 的 Category 4 以上颱風 (9 個)，並且在最大強度前後 48 h，沒有受到陸地影響平均 T-Vmax 圖，圖中顯示的為最大強度或 CE 形成前後 48 h 的 T 和 $V_{\max}$ 變化。平均上來看，

CEM 和 ERC 個案的 CA 在 CE 形成後，CA 都較強，尤其是 CEM 個案的平均，CE 形成之後的 24 h，還有明顯的 CA 增強的現象。我們也測試了沒有形成 CE 的颱風，但是強度僅達到 Categories 1-3 的平均 T-Vmax 圖於附錄三，其結果與圖 4-5 中，沒有形成 CE 的颱風，但是強度達到 Category 4 的平均 T-Vmax 圖類似，僅差在颱風強度和 T 強度均較弱。

4.2 不同結構變化的特徵與環境因子的影響

為了進一步研究 CE 的結構特徵，是否對 ERC、CEM 及 NRC 這 3 種類型 CE 結構變化有影響，我們分析了其個別的 moat 寬度與外眼牆寬度關係，如圖 4-6。圖 4-6 指出外眼牆的寬度通常比 moat 寬度寬，且兩者有正相關， $R^2=0.5$ ，圖中也顯示所有的 CEM 個案 moat 寬度都大於 40 km，平均約 61 km，其外眼牆寬度也較寬，平均約 70 km，此外，其平均強度也較強，約為 63 m s^{-1} 。而 ERC 個案的平均強度、moat 寬度及外眼牆寬度分別約 59 m s^{-1} ，42 km 及 49 km，NRC 個案的平均強度、moat 寬度及外眼牆寬度則分別約 60 m s^{-1} ，44 km 及 47 km。所以 CEM 個案的平均 moat 寬度比 NRC 和 ERC 個案寬約 20 km。即便扣除了 1997 年的 Typhoon Winnie (moat 約為 138 km 寬)，其平均 moat 寬度仍比 NRC 和 ERC 寬 12 km 和 14 km。CEM 個案中有 4 個個案的強度為 Categories 2 和 3，但是這 4 個個案的 moat 寬度和外眼牆寬度都非常大，分別大於 60 km 和 80 km，平均來看，CEM 個案平均 moat 和外眼牆的寬度大約超過 ERC 和 NRC 個案者約 50% 以上。

Willoughby (1979) 說明平衡模式和橫向環流方程式(transverse circulation equation)尺度分析在 TC 的可用性。Rozoff et al. (2008) 則使用平衡模式和橫向環流方程式研究 ERC 的動力過程。在 CE 的平衡動力上，是各尺度相似(scale free)，也就是說只要平衡方程式的假設都成立，可以發生在任何尺度。因此較大的 CE 颱風需要花更長的時間內縮。他們的研究中也顯示，由於高層的暖心結構對於內眼牆有很大的穩定作用，而外眼牆相對較弱，導致內眼牆容易消散。但是暖心結

構的穩定作用無法解釋 CEM 個案的內眼牆可以維持較長時間。

Kossin et al. (2000)利用正壓無輻散的渦度方程式探討眼牆的穩定度，他們的研究提到兩種型態的不穩定，Type I 的不穩定是指外眼牆的不穩定，Type II 的不穩定是指 moat 的不穩定，這些不穩定可能會影響 CE 颱風的維持，CEM 個案的 moat 可能隱含兩種作用，第一種作用是會降低 Type II 不穩定成長率，有利於 CE 結構的維持，第二種作用是減弱中心渦旋對於外眼牆的穩定度(增加 Type I 不穩定成長率，例如：Fjørtoft sufficient condition)，而不利於 CE 的維持。如 Kossin et al. (2000)的研究結果，較厚的外眼牆較能穩定 Type I 不穩定成長率，進而維持 CE 結構。而本研究的觀測結果 CEM 個案具有較厚的外眼牆，可能對於 CE 結構的維持扮演重要的角色，而且大的 moat 可能會減弱兩個眼牆之間的對流或是下沉(subsidence)運動的互相影響，而且 CEM 個案颱風中心平均較強，可能有利於穩定 Type I 的不穩定度，即有利於穩定外眼牆。觀測中的 CEM 具有較強的強度、大 moat 和外眼牆，也許可以用正壓動力解釋 CE 的維持。但是關於大的 moat 對於 CEM 個案的影響可能需要夠多的模擬研究。

Rozoff et al. (2006)研究中提出一個強 TC 最大風半徑外圍快速帶狀化區域 (rapid filamentation zone)，此作用和下沉作用一樣，可能與 moat 生成有關。快速帶狀化區域是指當帶狀化時間尺度比濕對流翻轉時間(約 30 分鐘)短，則由拉伸作用在主宰。圖 4-7 為所有 CE、CEM、ERC 和 NRC 颱風觀測的無因次化 moat 寬度及無因次化帶狀化區域寬度關係圖。其中無因次化帶狀化區域寬度推導如下(參考 Kuo et al. 2009)：

我們已經得到 JTWC best track 的颱風強度 $V_{\max}$ 和衛星觀測的內眼牆半徑 r_0 ，因此渦度 $\zeta_0 = 2V_{\max}/r_0$ ，而拉伸率(strain rate) $S_1^2 + S_2^2 = [(1 + \alpha)/2]^2 \zeta_0^2 (r_0/r)^{2+2\alpha}$ ，其中 α 為 skirt parameter，當 α 值越小，中心渦旋的渦度裙帶則越大。根據 Rozoff et al. (2006)，當 $S_1^2 + S_2^2 > \zeta^2$ ，帶狀化時間尺度(filamentation time) $\tau_{\text{fil}} = 2(r/r_0)^{1+\alpha} / (\alpha^{1/2} \zeta_0)$ ，其中 ζ 為 moat 的渦度值，而對流時間尺度(convection time) $\tau_{\text{con}} = 30 \text{ min}$ 。

當對流時間尺度和帶狀化時間尺度相等時，定義此時的快速帶狀化半徑 r^* ，而對流時間尺度 $\tau_{\text{con}} = 2(r^*/r_0)^{1+\alpha}/(\alpha^{1/2}\zeta_0)$ ，而 $r^* = (\alpha^{1/2}\zeta_0\tau_{\text{con}}/2)^{1/(1+\alpha)}r_0$ 。快速帶狀化區域寬度為 $d_{\text{ft}} = r^* - r_0 = [(\alpha^{1/2}\zeta_0\tau_{\text{con}}/2)^{1/(1+\alpha)} - 1]r_0$ 。

圖 4-7 帶狀化寬度解釋超過 55 % 衛星觀測的 moat 變異度，而 CEM (NRC) 解釋了 54% (60%) 的變異度。但是這個結果不代表下沉作用對於 moat 生成和維持不重要，而在強的 TC 中，下沉作用會因為對流穩定度而被侷限在深對流的邊緣，而不是均勻的分布在整個 moat 區域裡 (Schubert et al. 2007)。Kuo et al. (2012) 利用飛機搭載雷達觀測 2008 年 Typhoon Sinlaku 結構資料發現，帶狀化動力對於抑制深對流及組織外圍螺旋雨帶可能很重要。圖 4-6 和圖 4-7 顯示 CE 颱風的內在結構，而 CEM 個案具有較強的強度、較大的 moat 寬度及外眼牆寬度，這些特徵有利於 CEM 維持其結構。

圖 4-8 為 CE 形成前後 24 h 的位置及路徑，圖中紅、藍和綠色分別表示 CEM、ERC 及 NRC，平均形成位置以及 CE 形成後 24 h 的平均位置則以三角形來表示。大部分的 CEM 個案為在 140°E 以西，而其向北的移動速度是三種類型中最小的，為 2.9 m s^{-1} ，相關的經向和緯向移動速度，以及標準差如表 4-1。CEM 類型的 CE 颱風多集中在西北太平洋西側形成，可能因為在海面上生存較長時間，導致颱風強度平均較強。另一方面，NRC 個案的向北移動速度較大，約為 4.8 m s^{-1} ，而且大部份的 NRC 個案都在比其他類型在較高緯度生成 (18°N 以北)，因此可能較容易受到大的垂直風切或是低的海表面溫度影響。

CE 形成前後 24 h 的 SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700hPa 以及 700-500 hPa RH、OHC 和 MPI 統計於圖 4-9，為了使圖較容易閱讀，我們沒有在圖上標明標準差，但是 CEM 個案在 SST、垂直風切、OHC 和 MPI 上，標準差都不大，分別約 0.5°C 、 2 m s^{-1} 、 22 kJ cm^{-2} 和 4 m s^{-1} ，相對在 NRC 個案中的 SST 和垂直風切上，標準差隨時間而變大，CE 形成後的 24 h，分別約 2°C 、 5 m s^{-1} 、 38 kJ cm^{-2} 和 22 m s^{-1} ，ERC 個案的標準差介在兩者之間，RH 的標準差變化都不大，約 6%

左右。平均上來看，SST、RH、OHC 和 MPI 分別都是隨時間減弱，而垂直風切則是隨時間增加，因為颱風平均向西北方向移動。NRC 因為具有較大的向北移動速度，以及形成 CE 時，多落在較高緯度，因此容易在 CE 形成後，遭遇到冷的 SST、較低的 RH，以及較大的垂直風切，這樣的環境可能與 NRC 個案的 CA 和颱風強度快速減弱有關。另一方面，CEM 個案生成大多是在較合適的環境下，例如：垂直風切小、SST 高、中和低層的 RH 高、OHC 較高和 MPI 較大。另外本研究也利用 AVISO (Archiving, Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic data) 資料庫的衛星測高儀(satellite altimeters)測量 delay-time 7 day merged 的海表面高度距平網格資料(Sea surface height anomaly, SSHA)，解析度為 0.25° ，AVISO 所提供的衛星測高任務包含不同的衛星，有 ERS-1 (1991/07/17-2000/03/31)、TOPEX/Poseidon (1992/08/10-2006/01/18)、ERS-2 (1995/04/21-2011/07/06)、GFO (Geosat Follow-on) (1998/02/10-2008/11/26)、Jason-1 (2001/07/12-now)、Envisat (2002/03/01-2012/04/08)和 Jason-2 (2008/06/20-now)。共有 4 個個案在 CE 形成後至 NRC 發生之前有經過 cold eddy 區域，而這 4 個個案中有 2 個的 850-200mb 垂直風切超過 5 m s^{-1} ，可能同時在影響 NRC 的發生，而只有 2 個個案沒有明顯的垂直風切影響，卻有經過 cold eddy 區域，這 2 個個案 cold eddy 可能對 NRC 有影響，分別為 1997 年 Typhoon Oliwa 以及 2006 年 Typhoon Ioke，兩個 CE 颱風發生位置分別在 141.4°E 及 152.4°E ，屬於偏向中太平洋的區域，此外，共有 12 個個案 850-200mb 垂直風切超過 5 m s^{-1} 。因此我們推測垂直風切可能才是造成大部分 NRC 個案的主要原因。除了結構以外，這些有利的環境因子可能都有利於 CEM 個案維持其結構。這樣的有利環境因子也與 Vigh et al. (2012)研究中提到，大西洋 TC 的眼牆形成和維持有類似的結果。因此我們的研究結果顯示，在 CEM 個案上，環境的因子和動力因素可能都對結構和強度變化有影響。而 NRC 個案可能多受到環境因子的影響，而 ERC 個案在環境因子上沒有顯著的影響，可能是有內在動力在控制。

五、雙眼牆颱風的形成前對流分布與分析

5.1 雙眼牆颱風形成前的對流分布

在西北太平洋的海域上，我們常見到在颱風附近常伴隨著不對稱對流區，這些對流區除了接近陸地常會伴隨著災害以外，也可能會與颱風有交互作用，進而形成 CE 結構(Kuo et al. 2004, 2008)。本研究進一步將 CE 形成前 24 h 的對流分布量化，並比較 CE 及沒有形成 CE 颱風的對流分布情形。

圖 5-1 為本研究用來量化颱風附近對流區的示意圖。圖 5-1a 為 2005 年 Typhoon Nesat 在 CE 形成前 24 h，即 6 月 5 日 2203 Z 的衛星雲圖。而圖 5-1b 為圖 2-1 中 8 個方位剖面上，距離颱風中心 150-400 km 之間，即 5-1a 圖兩個圓圈範圍內，該方位在該距離下，其 T_B 與平均值($\overline{T_B}$)相差一個標準差以上 ($\overline{T_B} - T_B \geq SD$)，則計算 1 次，由此方法徑向外判斷後的計算次數分布，數目越多表示在該方位的不對稱的強對流範圍較廣。這樣的計算方法類似將颱風 150-400 km 範圍內的對流減去平均對流，所剩餘的便是不對稱的強對流。在圖 5-1 中，可以看出 5-1b 可以表現出 5-1a 強對流區域範圍。

由以上的方法，我們進一步將這個方法應用在第四章，3 種 CE 颱風結構變化下，CE 在形成前 24 h 的平均對流分布情形。圖 5-2 各舉一個 ERC、NRC 和 CEM 的 CE 颱風例子及其對流分布情形。我們扣除了 CE 形成前 21-27 h 之間(24h $\pm$ 3h)沒有圖片的個案，分析 52 個 CE 颱風，以及 91 個沒有形成 CE 的颱風。圖 5-3 為 3 種結構變化的 CE 颱風，在形成前 24 h 的平均不對稱對流分布情形，圖中的數字表示不對稱對流在各方位的總數，數字越大表示不對稱對流範圍越大。圖中顯示 CE 颱風的不對稱對流區多半坐落在南側，CEM 個案多形成於西北太平洋較西側的區域，可能因為受到季風的影響，不對稱對流範圍較廣大，並且多在西南方向。ERC 和 NRC 個案的對流分布範圍大小相似，平均分布在東南側至

南側之間。CEM 個案在形成前的不對稱對流區分布大，可能有利於這類型個案在形成 CE 時，其範圍也較其他類型大。

CE 颱風(52 個個案)和沒有形成 CE 颱風(91 個颱風)，在 CE 形成前及生命期最大強度前 24 h 的對流分布情形比較，結果如圖 5-4。圖中顯示形成 CE 的個案，其平均對流分布多坐落在南側，但是在沒有形成 CE 的個案，其不對稱強對流分布也坐落於南側，兩者的主要差別在於平均的不對稱範圍，CE 的個案在形成 CE 前 24 h，比沒有形成 CE 的個案在最大強度前 24 h 不對稱對流區要廣。

Corbosiero and Molinari (2002, 2003)利用 1985 年至 1999 年的 35 個大西洋 TC 的閃電資料，針對移動方向及垂直風切方向的對流分布進行研究，研究發現眼牆的對流主要發生在風切方向的左側。我們將 ERC、NRC 及 CEM 的個案形成 CE 前 24 h，對齊 STIPS 的垂直風切方向，再得到距離颱風中心 150-400 km 之間的平均不對稱對流分布，其結果如圖 5-5。結果顯示，ERC、NRC 和 CEM 的 CE 颱風，對流都落在下風切處的左側，並且 CEM 個案下風切處的左側的不對稱對流比其他類型 CE 的颱風範圍較廣。我們進一步比較 CE 颱風在形成 CE 前 24 h，和沒有形成 CE 颱風達到最大強度前 24 h，對齊風切方向後，再得到距離颱風中心 150-400 km 之間的平均不對稱對流分布如圖 5-6。結果顯示，不論有或沒有形成 CE 颱風，對流都落在下風切處的左側，沒有形成 CE 的颱風，最大強度的 24 h 前，下風切處的左側的不對稱對流比有 CE 的颱風略明顯。由圖 5-6 顯示，在西北太平洋的海域上，不對稱對流區的分布與垂直風切有明顯的關係，這個現象和後續會不會生成 CE 結構沒有明顯的關係。在圖 5-7 中我們比較了 CE 及沒有形成 CE 的個案的 850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 的 RH、700-500 hPa 的 RH、OHC 和 MPI 隨時間的變化。圖中顯示 SST 沒有明顯差異，沒有形成 CE 的個案平均在 RH 上處於比較好的環境下，可是遭遇到較強的垂直風切及較弱的 OHC，OHC 較弱可能是 MPI 較小的原因。比較圖 5-6，略強的垂直風切可能造成，沒有形成 CE 的個案在垂直風切左側的不對稱對流也略強於 CE 的個案。

5.2 對流分布和季節與環境因子分析

在圖 3-1a 以及圖 3-3 中有提到，CE 颱風形成的位置有季節上的變化，在 7-9 月間 CE 颱風形成平均緯度較高，春秋兩季平均緯度較低。這一節將分析對流分布和季節的關係，以及與環境因子的關係。

在圖 5-8 中，我們將 CE 形成的月份分為 4-6 月(9 個個案)、7-9 月(28 個個案)及 10-12 月(15 個個案)，得到平均的 CE 形成前不對稱對流分布，結果顯示不對稱對流在 4-6 月及 7-9 月間主要分布在南側，尤其在東南方向的對流強度較強，而且 7-9 月間的不對稱對流分布比 4-6 月間範圍較廣。但是在 10-12 月間，不對稱的強對流平均分布在北側，且分布範圍比 4-6 月和 7-9 月更廣，南側的對流與北側相差較少，表示也有許多 10-12 月間的個案不對稱對流分布於南側。但是平均而言，4-6 月和 7-9 月間兩季不對稱對流偏向南側，10-12 月不對稱對流偏向北側。

我們進而將對流分布分為北側主宰(北側四個方位的不對稱對流總數比南側多)及南側主宰，分別為 21 個個案及 31 個個案，如圖 5-9a 所示，圖中也標示了平均垂直風切方向的角度，北側主宰的個案為 270° ，南側主宰的個案平均方向為 60° ，也就是說北側和南側主宰的個案分別由西風風切和東北風風切主宰。北側及南側主宰的颱風強度隨時間變化如圖 5-9b，圖 5-9b 顯示兩個方向不對稱對流主宰的 CE 颱風強度變化趨勢類似，南側主宰的個案颱風強度略強，但是差異不大，最大的差異只有約 1.5 m s^{-1} ，不論是北側或南側主宰，颱風強度的標準差約為 $10\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$ ，因此兩者強度沒有明顯的差異。本節討論的 52 個 CE 颱風形成位置及路徑於圖 5-10a，北側主宰的個案平均形成位置在(140°E , 20.5°N)，南側則在(136°E , 20.7°N)，緯度上沒有明顯差異，但是北側主宰的個案平均形成位置偏東，南側主宰的個案則較西側。而圖 5-10b 為各月份南北側不對稱對流主宰個數分布圖，圖中顯示，4-6 月間北側及南側不對稱對流主宰個案約各占一半，7-9 月間則是南側主宰的個案占約 71%，北側主宰個案則約 29%，到了 10-12 月間，

南側主宰個案為 40%，北側主宰的個案則為 60%。顯示在 7-9 月間主要多為南側主宰的個案，10-12 月間則多為北側主宰個案。

隨後我們將 STIPS 資料中的 SST、垂直風切、低層與中層的 RH、OHC 和 MPI 隨時間變化分析，結果如圖 5-11 所示。在 SST 分析中，不論南側或北側主宰，都是隨時間海表面溫度減弱，雖然南側主宰的 SST 較高，但兩者的差距最大只有 0.2°C 。在垂直風切上，南側主宰的個案沒有明顯的隨時間變化，而北側主宰的個案卻有明顯的隨時間變大。RH 上，不論是低層或是中層，南側主宰的個案相對濕度較高，低層幾乎沒有隨時間有明顯的變化，中層 RH 隨時間降低，但是在北側主宰的個案 RH 隨時間減弱較明顯。有趣的是，由以上的分析，環境因子上是南側主宰的個案處在較有利的環境下，而觀測上在圖 5-10b 也顯示南側對流主宰的個案颱風強度較強，但是在 OHC 和 MPI 分析上，不管是北側或南側主宰的個案，都隨時間減弱並且沒有明顯的差異，MPI 更顯示北側主宰的個案略強。而且南側主宰個案平均形成緯度略高，卻沒有因此在 SST、垂直風切及 RH 上顯示會遭遇到較差的環境，而其強度也略強。

由以上的分析，我們發現 4-6 月和 7-9 月的個案多為不對稱對流多分布南側，10-12 月則較多為北側主宰，南北側主宰的個案垂直風切方向分別為東北及西，並且不對稱對流主要分布在下風切的左側。南側和北側主宰的強度變化沒有明顯的差異，但是南側主宰的個案略強，除了 OHC 以外的環境因子也都有利於南側主宰的個案。在形成 CE 的地理位置上來看，形成的緯度沒有明顯的差異，形成的經度則是北側主宰偏東，南側主宰平均偏西，可能因此南側主宰的個案會因為環境因子較有利而略強。

六、結論

本研究使用客觀方法，透過微波衛星雲圖統計與量化雙眼牆(CE)颱風的結構及強度變化，此客觀方法可以有系統的從衛星雲圖中判別 CE 的個案，也被用來量化 CE 形成前的颱風周圍不對稱對流分布。我們想要探討(1)西北太平洋 CE 颱風，15 年的氣候統計，形成位置、颱風強度是否與聖嬰現象有關。(2)西北太平洋 CE 颱風形成之後的結構變化，以及所伴隨的強度變化。(3)CE 颱風在形成 CE 之前，其外圍的對流區特徵。

我們使用 1997 到 2011 年的 SSM/I 及 TMI 的 85 GHz 微波衛星雲圖，衛星雲圖的資料來源為美國 NRL 的 Tropical Cyclone Web Page 網頁上可提供下載。85 GHz 的頻道的微波資料能有效的代表熱帶海洋上對流系統(例如：TC 和雷雨)在結冰高度以上的冰晶，進而判別其結構。其他的微波衛星資料如 AMSR-E 以及 SSMIS，資料長度都比 SSM/I (1997 年起)和 TMI (1998 年起)短。此外也都沒有 85 GHz 頻道，而是分別使用 91 GHz 和 89GHz，而經過反轉至 85 GHz 會有 8-11K 的 T_B 誤差。本研究為了使用一致的資料進行 15 年的 CE 颱風氣候統計研究，因此只使用 SSM/I 和 TMI 的微波衛星雲圖資料。

微波衛星雲圖資料經過 Backus-Gilbert theory 重新製作高解析度的微波衛星資料，85.5 GHz 的衛星資料解析度可以提高至 1-2 km，因此可以觀測到 TC 的內部結構(Hawkins et al. 2004, 2006)。這些衛星雲圖繪製成 800× 800 pixel 的 jpeg 檔，並且是由三原色組成。我們將每一個 pixel 的顏色轉換成三原色的分量，再藉由每張圖的色標對照出相對應的黑體亮度溫度 T_B 。因此本研究可以判別出每張衛星雲圖在每個 pixel 上的 T_B 。隨後轉為以參考 JTWC 的 best track 作為颱風中心為原點的極座標。為了降低颱風眼中心定義誤差(約 5 個 pixel, 即 10 km)，且得到較平滑的資料來做後續分析，從中心以外每 5 個 pixel 稱為一個 bin 並作一次平均，每隔 45 度角再作一次平均，因此會得到 8 個不同方向的 T_B 徑向外平均值以及標準差。

本研究參考 Kuo et al.(2009)主觀分析方法，發展了客觀分析判斷 CE 的研究方法，並建立 5 個標準判斷 CE 結構，主要是為了找出在 8 個方位上，可能的 moat 以及 CE 結構位置，並且 moat 及外眼牆強度夠強，另外要有足夠軸對稱化的結構，並確定外圍的強對流是眼牆而非螺旋雨帶。利用以上的方法判斷 CE 的雲圖數目和個案數，我們一共判斷了 26774 張微波衛星雲圖，共判斷出 234 個 CE 微波衛星雲圖、77 個 CE 颱風以及 95 個 CE 颱風個案，其中包含了 16 個 2 次或 3 次形成 CE 的個案。

6.1 雙眼牆颱風的 15 年氣候統計

我們參考了 NOAA 公布的 Warm Episode (暖期)及 Cold Episode (冷期) (當 Niño Index 達到 $+0.5^{\circ}\text{C}$ 和 -0.5°C 連續 5 個月時，定義為暖期及冷期) 資料，與 CE 颱風進行 15 年的統計。我們的研究發現：

(1) 暖期時，因為太平洋東側的海水相對溫度比平常時期高，CE 颱風形成位置偏東，而且有較高比例的 CE 颱風生成，冷期生成的 CE 颱風比例最低。

(2) 暖期的 CE 颱風強度較強，較能維持其強度，透過 STIPS 的環境場因子在 CE 形成前後 24 h 的變化顯示，850-200 hPa 的垂直風切較弱，可能的原因是由於暖期的東側太平洋海水溫度較高，導致沃克環流相對減弱，垂直風切也因此較弱。這樣的環境因子可能使得這個時期的 CE 颱風在形成前後 24 h，都具有較強的強度，也不需要洋面上向西行進太遠，便已經維持一定強度一段時間，有利於颱風透過軸對稱化形成 CE 結構。

(3) CE 颱風的形成的緯度位置隨著季節而有變化，在夏季 CE 颱風生成的數目較多，其平均形成位置也較高緯度，但是在春季及秋季，CE 颱風生成平均位置則偏南。

(4) CE 未必要生成在生命期間最大強度的時期，超過 1/3(35 個)的個案發生在時間差 30 h 以上，而其中的 31 個個案是 CE 形成的時間超過生命期最大強度時間 30 個 h 以上，而這其中有 14 個是多次 CE 的個案，另外有 9 個個案 CE 形

成時發生在生命期第二次最大強度的前後 24 h 內。

(5) 在內眼牆、moat 及外眼牆寬度及颱風強度的統計分析中，顯示內眼牆、moat 及外眼牆寬度三者雖然沒有和 CE 颱風的強度有很好的相關性，但是可以看出三者都隨著颱風強度增強而減弱，也就是說強的 CE 颱風，颱風大小較小，弱的 CE 颱風，大小較大，此外大小的變異度也隨著颱風強度而變小。統計中也顯示，只有 moat 和外眼牆的寬度有較好的相關性，在 moat 較寬的情形下，外眼牆也是較寬， R^2 約為 0.43。

(6) 在 CE 颱風的強度統計分析中指出，CE 颱風的強度隨時間變化有很大的變異度，因此我們將 CE 颱風的強度變化分為 4 大類，PP、PN、NN 及 NP。有 65% 的個案在 CE 形成前強度在增強，有 69% 個案在 CE 形成後強度在減弱。但是透過 STIPS 的 SST、垂直風切、中低層 RH、OHC 和 MPI 的分析，沒有明確證據顯示環境因子直接影響到 CE 颱風強度變化的變異度。

(7) 我們將 CE 個案與 Hendricks et al. (2010) 針對快速增強(強度增強速率大於 $19.5 \text{ m s}^{-1}/24 \text{ h}^{-1}$ 稱為快速增強個案)的熱帶氣旋個案相比，共有 44 個颱風及 81 個個案。雖然有 38 個 CE 颱風與快速增強的颱風重複，但是在 24 h 內同時發生快速增強及 CE 的颱風只有 6 個，CE 發生時間多在快速增強之後。

(8) 從 CE 颱風、和沒有形成 CE 的颱風及 Knaff et al. (2003) 的研究中 6 個大西洋 annular hurricane 強度隨時間變化相比，顯示 CE 颱風在形成前，較強的強度維持較長時間，也和 Hendricks et al. (2010) 的研究比較相符合，這個現象有利於颱風透過軸對稱化形成 CE 結構。而 CE 颱風在形成 CE 後，也比沒有形成 CE 的颱風達到最大強度之後，更能維持其強度。

6.2 雙眼牆颱風的結構變化

為了研究 CE 颱風的結構變化，我們一共剷除了 25 個個案包含颱風中心接近陸地約 200 km 的範圍內，以及衛星雲圖的時間解析度低於 12 h 的個案，因此一共有 70 個個案進行此部分的研究統計。

(1) 此部分研究歸納了 3 種不同的 CE 形成後的結構變化：Eyewall replacement cycle (ERC)：內眼牆在 20 h 內被外眼牆取代；No replacement cycle (NRC)：部分外眼牆、或部分外眼牆及內眼牆在 20 h 內消散；Concentric eyewall maintained (CEM)：CE 結構維持超過 20 h，期間每張衛星雲圖的內眼牆大小相似，避免已經發生多次 CE 生成的現象。本研究中共有 37 個(53%)，CEM 有 16 個(23%)，而 NRC 有 17 個(24%)，其中有包含多次 CE 的個案。

(2) 我們分析了 ERC、CEM、NRC 及沒有形成 CE 的強颱風(NCE)計算以颱風為中心的 $400\text{ km} \times 400\text{ km}$ 範圍內平均強對流($T_B \leq 230\text{ K}$)百分比，和弱對流的百分比($230\text{ K} < T_B \leq 270\text{ K}$)隨時間變化。研究顯示強或弱對流百分比的對流在 CE 形成之後百分比都會減弱，並且沒有形成 CE 的颱風其對流百分比都比 CE 颱風要弱。而 ERC 在強對流可以在 CE 形成後維持約 12 h，CEM 則是在 CE 形成後 24 h 仍在增強。

(3) 在這 3 種結構變化的強度隨時間變化分析中，CEM 個案的平均強度不論在形成前或是形成後，都比其他類型的 CE 平均強度要強，並且其強度在 CE 形成後的 18 h 內都在增強，強度維持約 24 h，ERC 和 NRC 個案的平均強度變化在 CE 形成之前相似，然後 NRC 個案則在 CE 形成後快速減弱。

(4) 由於 CE 結構及強度有很大的變異度，本研究利用 T-Vmax 圖(T 表示 Convective activity (CA)，而 $V_{\max}$ 表示 JTWC 的 best track 強度)可以同時顯示颱風強度與 CA 隨時間變化。其中的 CA 表示以颱風為中心的 160000 km^2 範圍內，平均每一 pixel 的 T_B 與背景 T_B 的差($CA \equiv -\overline{T_{B1} - T_{B0}}$)，背景 T_{B0} 則為 160000 km^2 範圍內最高 5 % 的 T_B 平均值。區域平均的 T_B 減小和 CA 增加意味著深對流($T_B \leq 230\text{ K}$)的涵蓋區域面積增加。

(5) CEM 和 ERC 個案的 CA 在 CE 形成後都較強，尤其是 CEM 個案的平均，CE 形成之後的 24 h，還有明顯的 CA 增強的現象。

(6) 所有的 CEM 個案 moat 寬度都大於 40 km，平均約 61 km，其外眼牆寬

度也較寬，平均約 70 km，其平均強度也較強，約為 63 m s^{-1} 。而 ERC 個案的平均強度、moat 寬度及外眼牆寬度分別約 59 m s^{-1} ，42 km 及 49 km，而 NRC 個案的平均強度、moat 寬度及外眼牆寬度則分別約 60 m s^{-1} ，44 km 及 47 km。

(7) 推測 CEM 因具有較厚的外眼牆較為穩定，而且大的 moat 可能會減弱兩個眼牆之間的對流或是下沉(subsidence)運動的互相影響，此外，CEM 個案颱風中心平均較強，有利於穩定外眼牆。但是仍然需要更多的模式探討。(Kossin et al. 2000)

(8) 帶狀化寬度解釋超過 55 % 衛星觀測的 moat 變異度，而 CEM (NRC) 解釋了 54% (60%) 的變異度。

(9) 從 CE 形成位置及路徑上來看，大部分的 CEM 個案為在 140°E 以西，而其向北的移動速度是三種類型中最小的，為 2.9 m s^{-1} ，可能因為在海面上生存較強時間，導致颱風強度平均較強。大多是在較合適的環境下，例如：垂直風切小、SST 高、中和低層的 RH 高、OHC 較高和 MPI 較大。

(10) NRC 個案的向北移動速度較大，約為 4.8 m s^{-1} ，而且大部份的 NRC 個案都在比其他類型在較高緯度生成(18°N 以北)。因此容易在 CE 形成後，遭遇到冷的 SST、較低的 RH，以及較大的垂直風切，可能與 NRC 個案的 CA 和颱風強度快速減弱有關。

(11) 在 CEM 個案上，環境的因子和動力因素可能都對結構和強度變化有影響。而 NRC 個案可能多受到環境因子的影響，而 ERC 個案在環境因子上沒有顯著的影響，可能是有內在動力在控制。

6.3 雙眼牆颱風形成前的對流分布及分析

本研究進一步將 CE 形成前 24 h 的對流分布量化，並比較 CE 及沒有形成 CE 颱風的對流分布情形。8 個方位剖面上，距離颱風中心 150-400 km 之間，該方位在該距離下，其 T_B 與平均值相差一個標準差以上($\overline{T_B} - T_B \geq SD$)，則計算 1 次，由此方法徑向外判斷後的計算次數分布，數目越多表示在該方位的不對稱強

對流範圍較廣。這樣的計算方法類似將颱風 150-400 km 範圍內的對流減去平均對流，所剩餘的便是不對稱的強對流。

(1) CE 颱風的不對稱對流區多半坐落在南側，CEM 個案多形成於西北太平洋較西側的區域，可能因為受到季風的影響，不對稱對流範圍較廣大，並且多在西南方向。ERC 和 NRC 個案的對流分布範圍大小相似，平均分布在東南側至南側之間。

(2) CEM 個案在形成前的不對稱對流區分布大，可能有利於這類型個案在形成 CE 時，其範圍也較其他類型大。

(3) 對齊風切方向後，平均不對稱對流主要分布在垂直風切下風切處的左側，CEM 個案的不對稱分布最廣。並且在有或沒有形成 CE 的個案，對齊風切方向後，也有類似的結果。

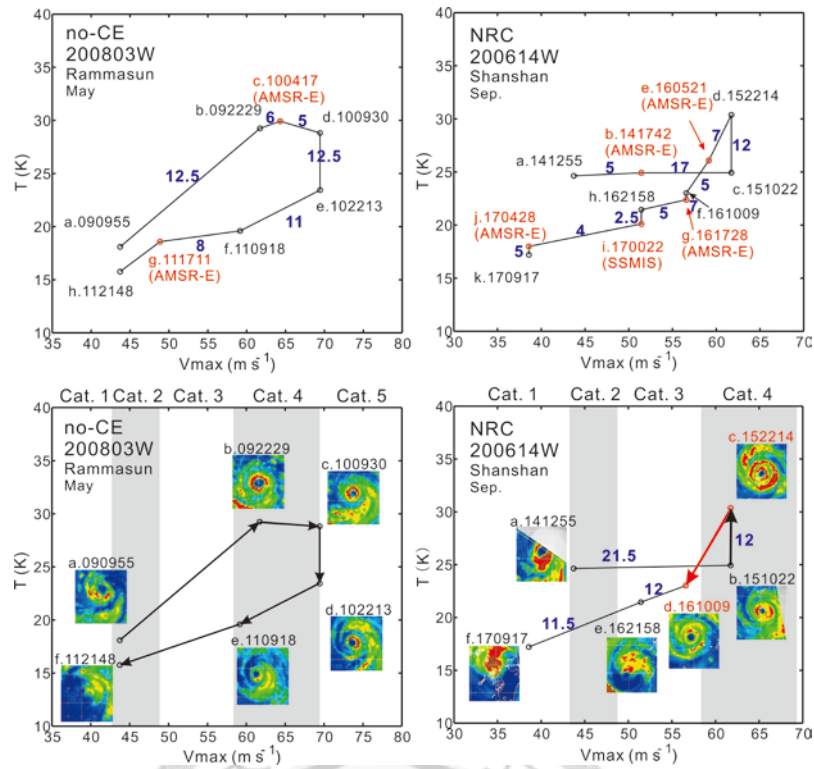
(4) 由季節上來看，不對稱對流在 4-6 月及 7-9 月間主要分布在南側，尤其在東南方向的對流強度較強，而且 7-9 月間的不對稱對流分布比 4-6 月間範圍較廣。但是在 10-12 月間，不對稱的強對流平均分布在北側，且分布範圍比 4-6 月和 7-9 月更廣，南側的對流與北側相差較少，表示也有許多 10-12 月間的個案不對稱對流分布於南側。

(5) 將對流分布分為北側四個方位的不對稱對流總數比南側多的北側主宰 (21 個個案)，反之則為南側主宰 (31 個個案)。從 CE 颱風形成位置及路徑來看，北側主宰的個案平均形成位置在 (140°E , 20.5°N)，南側則在 (136°E , 20.7°N)，緯度上沒有明顯差異，但是北側主宰的個案平均形成位置偏東，南側主宰的個案則較西側，此外在 7-9 月間主要多為南側主宰的個案，10-12 月間則多為北側主宰個案。

附錄一、加入 AMSR-E 與 SSMIS 衛星資料的測試

目前可以利用的微波衛星資料除了 SSM/I 與 TMI 以外，也包含 Advanced Microwave Scanning Radiometer - EOS (AMSR-E) 及 Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSMIS)。加入這兩種資料對於我們判斷 ERC、CEM 和 NRC 的類型不會有影響，因為研究中已扣除了 12 h 以上缺乏資料的個案，但是加入這兩種資料後，部分颱風因為時間解析度會增加，而可以用來協助判斷 CE 結構變化。AMSR-E 及 SSMIS 資料的時間分別是從 2003 年的 10 月及 2005 年的 8 月開始，本研究中 11 個沒有足夠時間解析度資料的個案，只有 4 個在 2003 年之後，4 個中有 2 個個案可以被判斷其 CE 後續變化，分別會多一個 ERC 和一個 NRC 個案。

我們將這兩種資料加入於 2008 年 Typhoon Rammasun 和 2006 年 Typhoon Shanshan 的 T-Vmax 圖，附錄圖 1-1 下方兩張與圖 4-4 相同，上方兩張為加入了 AMSR-E 及 SSMIS 增加時間解析度的結果。增加了時間解析度後，T-Vmax 圖的變化趨勢和原圖類似，不論在有或沒有形成 CE 的個案中，都沒有明顯的差異。為了使用長時間較完整的資料，本研究目前只有使用 SSM/I 及 TMI 的雲圖，將來可以加入 AMSR-E 及 SSMIS 進行需要高時間解析度的研究。而由附錄圖 1-1 顯示目前我們使用 SSM/I 及 TMI 計算得到的 T-Vmax 圖，不會與加入 AMSR-E 及 SSMIS 後有明顯的差異。



附錄圖 1-1：2008 年沒有形成 CE 的 Typhoon Rammasun 和 2006 年 NRC 的雙眼牆 Typhoon Shanshan 的 T-Vmax 圖。上兩張為加入了 AMSR-E 和 SSMIS 以增加時間解析度，下兩張為圖 4-4。

附錄二、颱風強度與位置測試

本研究使用的是 JTWC 的資料作為 CE 颱風的強度及形成位置參考，我們也有比較過 JMA 以及 STIPS 的颱風強度及位置資料。我們將 JMA 和 JTWC 的位置及強度平均差和標準差，以及 STIPS 和 JTWC 的位置及強度差和標準差列於下表附錄 2-2。

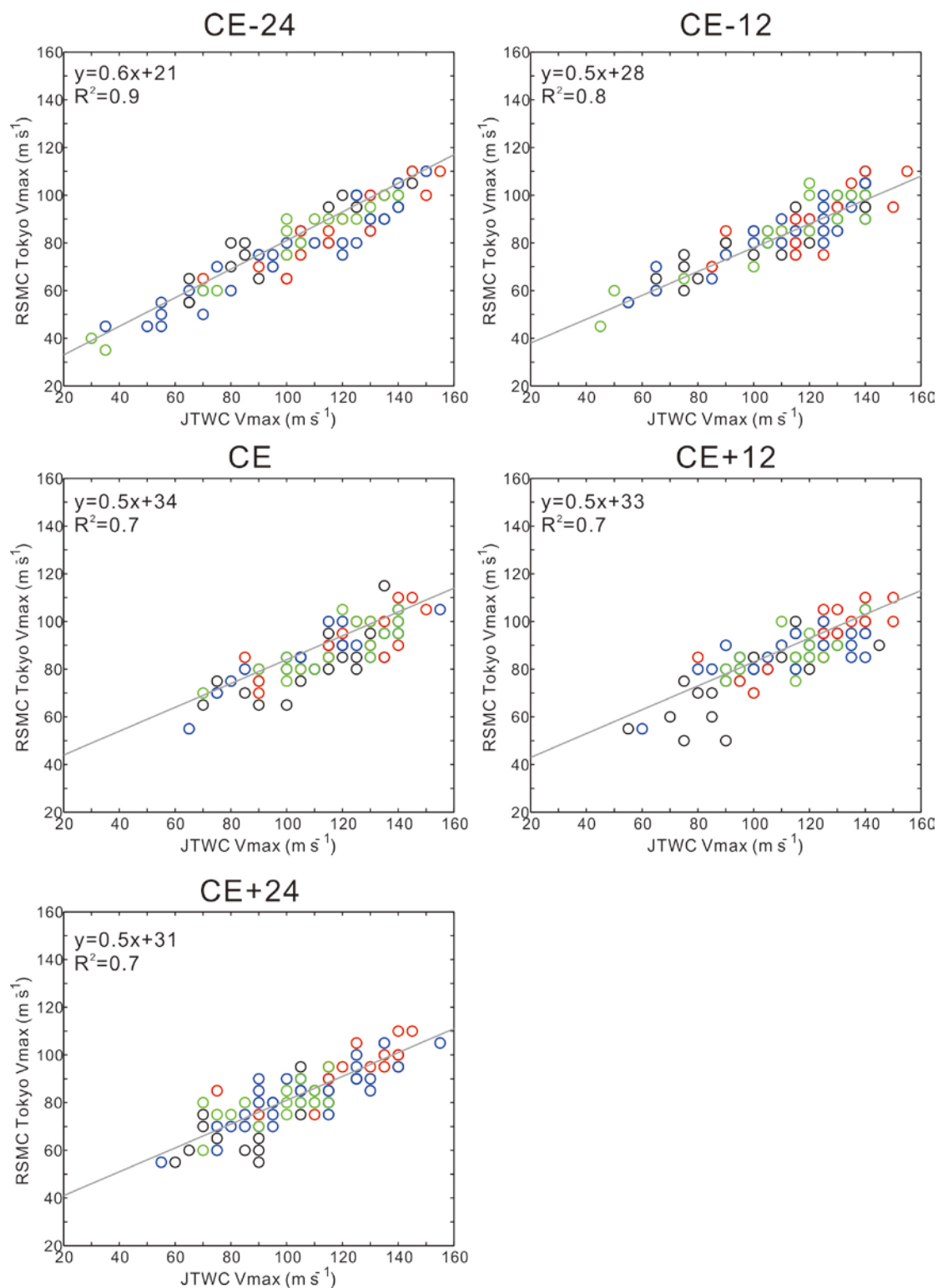
在強度方面，從附錄 2-1、附錄 2-2 CE 形成前後 24 h JMA 和 JTWC 的強度比較，以及附錄 2-3 中 CE 形成前後 24 h JMA 和 JTWC 的強度趨勢比較，都可以看出 JMA 的強度估計都比 JTWC 要弱。平均上來看，CE 形成時，兩者相差約 14.56 m s^{-1} ，主要原因是 JMA 使用 10 分鐘平均風速估計強度，而 JTWC 使用 1 分鐘平均風速估計。從附錄 2-2 中還可以注意到一個有趣的現象，JMA 和 JTWC 的強度估計在 CE 形成前， R^2 約為 0.8-0.9，而 CE 形成之後， R^2 約為 0.7，表示 CE 結構出現可能使得兩個預報中心對颱風強度估計誤差變大。但是在本研究當中，多使用相對的颱風強度或是使用強度變化趨勢。在附錄 2-3 中，即便使用 JMA 的颱風強度，雖然絕對強度有明顯的不同，但是強度趨勢變化結果類似，此外 CEM、NRC 與 ERC 的雙眼牆結構變化中，CEM 是三類型中強度最強的，隨後增強及維持其強度，而 NRC 在雙眼牆形成後強度減弱最多，這些結果在 JMA 也是可以觀察到。

在位置的差異上，與 JMA 相比差異約 0.12 度，大約為 10 km，與 STIPS 相比沒有差異。此外，在 Wimmers and Velden (2010) 提出 Automatic Rotational Center Hurricane Eye Retrieval (ARCHER) re-centering technique，研究中也提到在 Categories 1-5 的颶風中，颶風位置的均方根誤差 (root mean square error, RMSE) 約為 9 km，為了避免中心判定的誤差，本研究將中心徑向外每 5 pixels (10 km) 作一次平均，以降低中心判斷誤差。在附錄 2-4 中，我們也測試了 1998 年的 Typhoon Babs 和 2011 年的 Typhoon Sonca，使用 CE 形成前後一張的衛星雲圖一

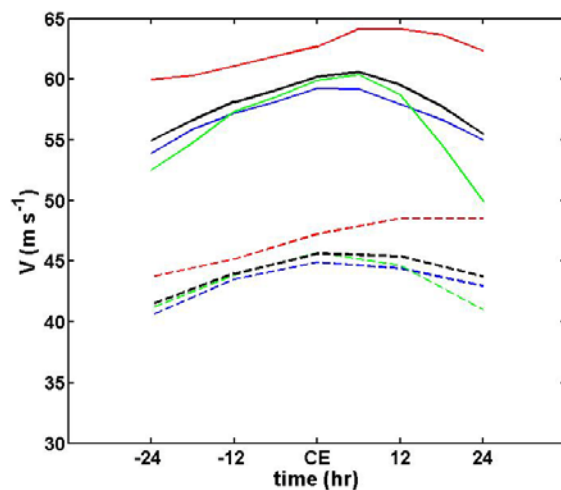
起平均，沒有使用 5 pixels 平均的 T_B 剖面，附錄 2-4a 中的時間解析度為 10 h，在 Typhoon Babs 中，可以看出 T_B 剖面在 CE 形成時仍有許多的雜訊，無法清楚判別 CE 結構，但是有些個案如 Typhoon Sonca， T_B 剖面沒有很多雜訊，可以清楚看出 CE 結構，而這個個案的時間解析度為 2 h 左右，因此在具有高時間解析度資料的個案，我們將使用三張連續時間的衛星雲圖來平均 T_B 剖面結果很好，但是若時間解析度不夠高，則無法使用這樣的方法，所以我們使用同一張衛星雲圖，並且為了降低中心判斷誤差，使用 5 pixels 平均的 T_B 剖面判斷雙眼牆形成。由以上討論可以知道，我們使用 JTWC 的颱風強度及位置，是具有參考性的。

附錄 2-1: JMA 和 JTWC 的位置及強度平均差和標準差，以及 STIPS 和 JTWC 的位置及強度平均差和標準差。

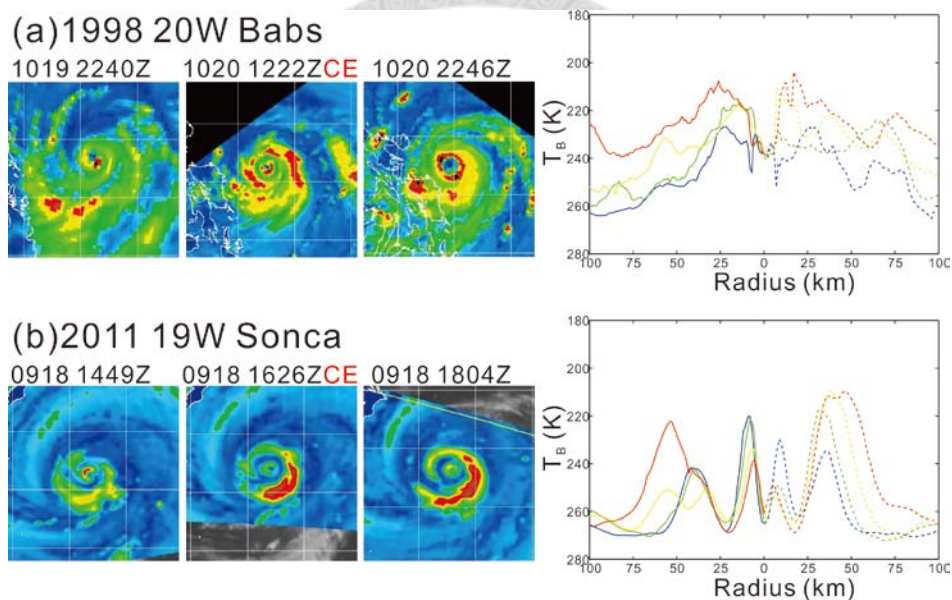
	JMA		STIPS	
	Mean	S.D.	Mean	S.D.
Δ location (degree)	0.12	0.08	0.00	0.03
Δ intensity (m s^{-1})	-14.56	6.64	0.16	2.65



附錄 2-2: CE 颱風在 CE 形成前 24 h、形成前 12 h、形成時、形成後 12 h 和後 24 h JMA 和 JTWC 強度比較。紅色、綠色、藍色及黑色點分別表示 CEM、NRC、ERC 被剔除判斷結構變化的雙眼牆個案。實線表示回歸線。



附錄 2-3: 綠色、紅色、藍色及黑色線分別表示 NRC、CEM、ERC 及全部的個案 CE 形成前後 24 h 平均強度。實線表示 JTWC，虛線表示 JMA。

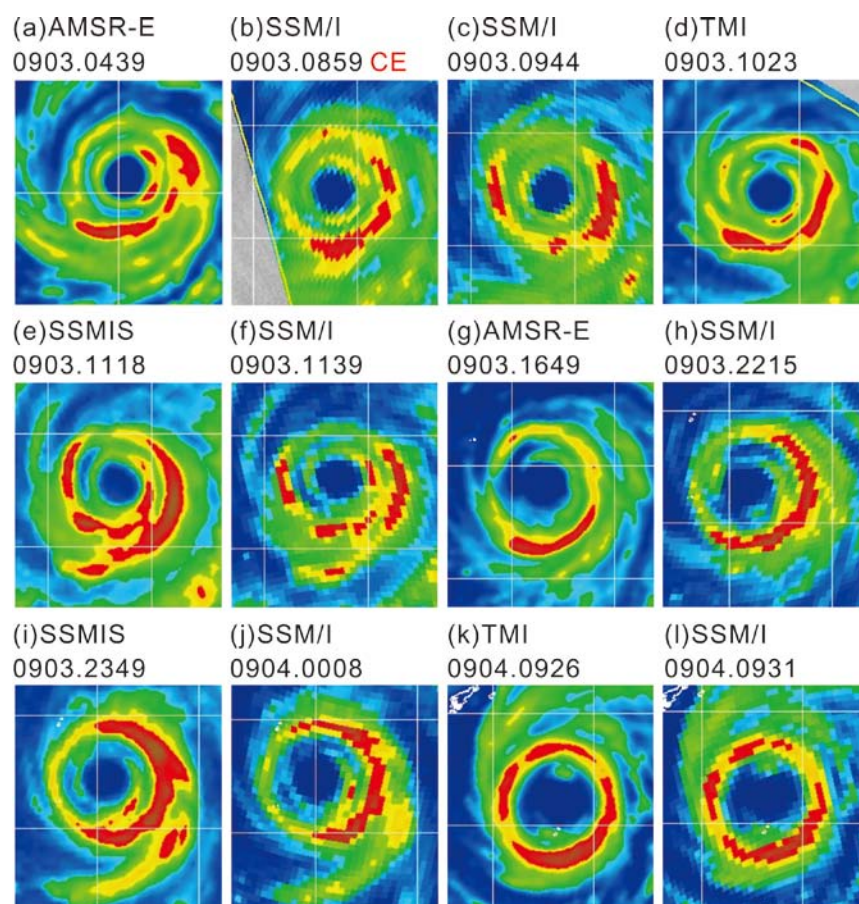


附錄 2-4: (a) 1998 年 Typhoon Babs 的衛星雲圖及三張衛星雲圖平均後，沒有作 5-pixels 的平均 8 個方位 T_B 剖面。(b)與(a)相同，除了是 2011 年的 Typhoon Sonca。

附錄三、雙眼牆颱風和均勻圓環颱風

標題所提到的均勻圓環颱風，意即與 Knaff et al. (2003) 研究中的 annular hurricane 相似結構的颱風，有這類型結構的 hurricane 在紅外線雲圖中，呈現均勻對稱的圓環，形成 annular 後的強度減弱較慢。

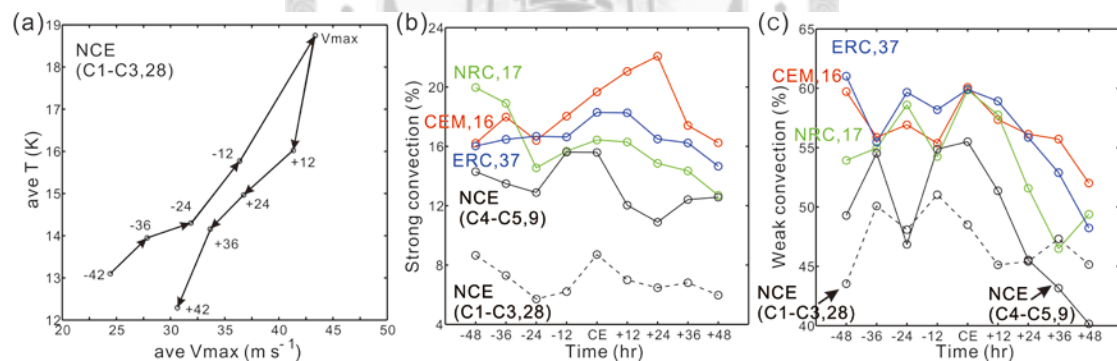
Knaff et al. (2003) 研究中提到 annular hurricane 的生成可能是經過眼牆和眼間有很強的混合作用產生。我們的研究中，試著加入了 AMSR-E 和 SSMIS 衛星雲圖來看 annular hurricane 和 CE 颱風是否有關係。附錄 3-1 為 2005 年 Typhoon Nabi 的衛星雲圖時間序列，最長的兩張雲圖時間差有 5 h。在附錄 3-1b 中，可以看出有 CE 的結構，而且 moat 的寬度很窄，從附錄 3-1g 中似乎有兩個眼牆開始合併的現象，到了附錄 3-1g 時，已經可以清楚看到 annular 結構，但是此一動力機制從目前我們有的衛星雲圖資料較難解釋，因為沒有足夠的時間解析度。另一方面，我們定義 CEM 和 NRC 兩種結構變化，不會影響到 ERC 類型中，有眼牆合併形成 annular 的可能性。



附錄 3-1：2005 年 Typhoon Nabi 的衛星雲圖時間序列，圖中包含 AMSR-E 及 SSMIS。

附錄四、Categories 1-3 雙眼牆颱風的對流強度變化

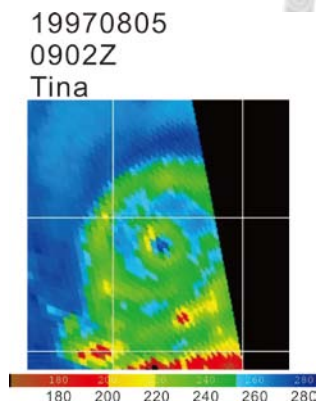
本研究在第四章節裡探討了 CE 颱風，和沒有形成 CE 強颱風(強度達到 Category 4 以上, NCE C4-C5)，其平均 T-Vmax 圖，及這兩類颱風強和弱對流隨時間的變化。但是沒有探討未形成 CE 的弱颱風(強度只有達到 Categories 1-3, NCE C1-C3)。在這類的颱風平均的 T-Vmax 圖中，其變化情形和圖 4-5a，NCE (C4-C5)，平均 T_B 與強度變化類似，只是 T_B 與強度值較弱。另外附錄 4-1 的(b)和(c)，與圖 4-2 相同除了多一條虛線表示 NCE (C1-C3)，其強和弱對流隨時間的差異。除了數值比較小以外，強對流的百分比隨時間的變化，結果和黑實線的 NCE (C4-C5)相似，弱對流則在達到颱風達到最大強度後，弱對流的百分比維持。



附錄 4-1：(a)沒有形成 CE 的颱風，且強度在 Categories 1-3 (NCE C1-C3)的平均 T_B 與強度變化。(b)和(c)同圖 4-2 但加入了 NCE C1-C3 的颱風，其強和弱對流強度變化如虛線，NCE (黑線)對應的是生命期最大強度的前後 48 h。

附錄五、和 Kuo et al. (2009)個案相比較

本研究中的 CE 個案和 Kuo et al. (2009) (簡稱 K09)使用主觀方法判別 CE 的個案，與我們使用主觀的方法相比，主觀的方法有一個個案被判定為 CE，但是本研究使用的客觀方法剔除掉的個案，是 1997 年的 Typhoon Tina (附錄 5-1)。其餘的差異主要在於判斷 CE 形成的時間點(差距多小於 12 h)，以及利用客觀方法比主觀方法個案較多。主要原因是 K09 主觀判定 CE 時，為確認為 CE 個案，使用非常明確的 CE 個案，扣除較為模擬兩可的個案，但是本研究使用客觀方法，在較為不明確的個案中，可以挑選出符合判定標準的個案。我們將 K09 及本研究判斷時間差超過 12 h 個案，以及本研究判定出有 CE 但是 K09 判定沒有的個案列於附錄 5-2。



附錄 5-1：1997 年 8 月 5 日 0902Z Typhoon Tina 的 SSM/I 衛星雲圖。

附錄 5-2：Kuo et al. (2009) (簡稱 K09)和本研究判斷 CE 個案，判斷時間超過 12 h 的個案、K09 判斷無 CE 生成，但是本研究判定 CE 生成的個案，以及 K09 判斷 CE 生成，但是本研究判定沒有的個案。

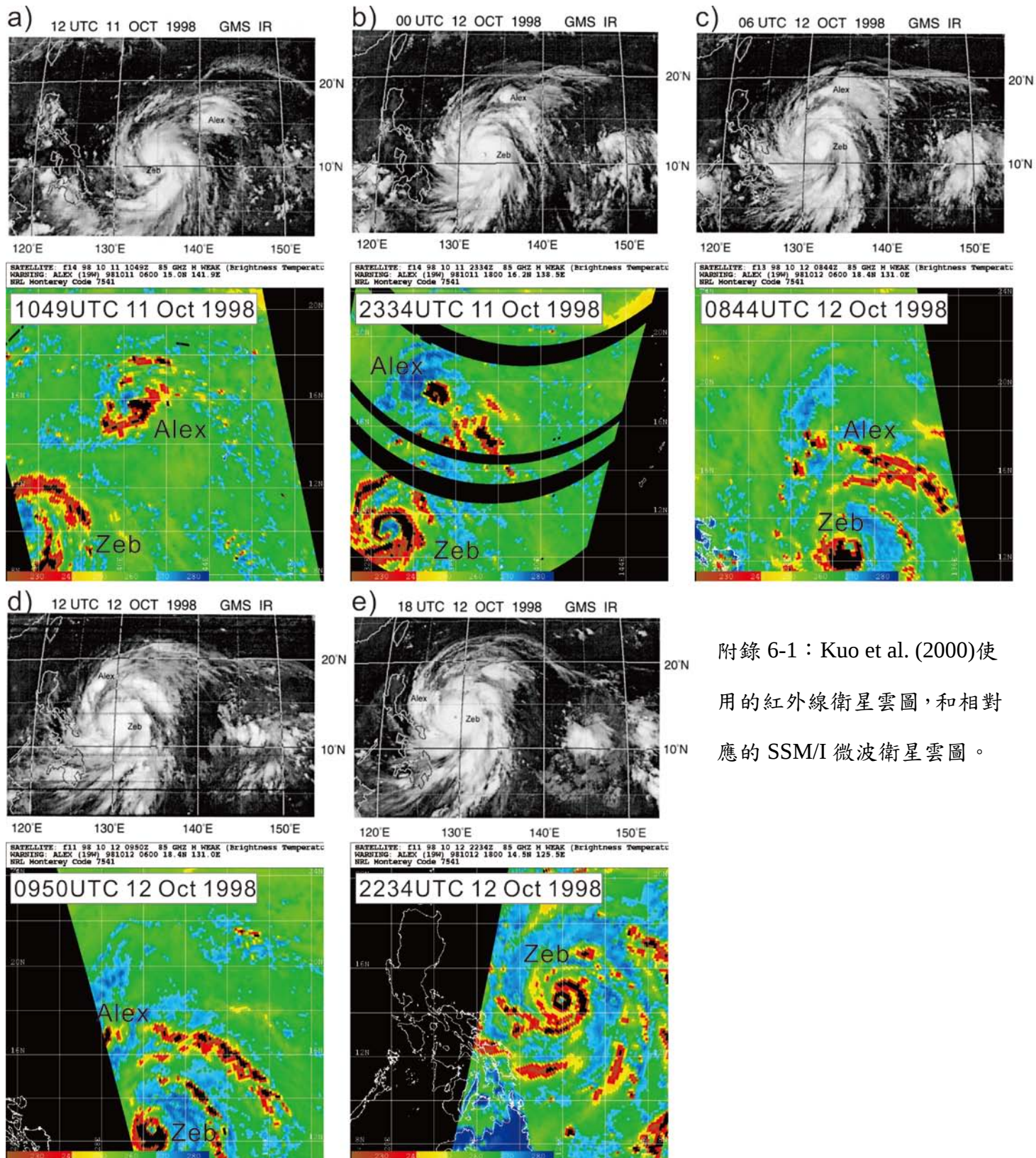
TC number	K09 判定 CE 時間	本研究判定 CE 時間	主要差異
1997-02C	0911-1218Z	0912-0051Z	判定 CE 時間點差超過 12h
1997-12W	0805-0902Z	無 CE	本研究判定無 CE
1997-14W	無 CE	0812-0042Z	K09 判定無 CE
1997-29W	1102-2036Z 1104-0058Z	1103-0922Z	K09 判定兩次 CE，本研究判定一次
2000-05W	0706-2132Z	0706-0903Z	判定 CE 時間點差超過 12h
2000-18W	0821-0918Z	0822-0341Z	判定 CE 時間點差超過 12h
2002-21W	0825-2354Z 0828-1018Z	0827-0936Z	K09 判定兩次 CE，本研究判定一次
2003-09W	無 CE	0721-2205Z	K09 判定無 CE
2003-20W	1021-1246Z	1024-1202Z	判定 CE 時間點差超過 12h
2003-26W	1126-1201Z	1125-2253Z	判定 CE 時間點差超過 12h
2003-26W	無 CE	1129-1102Z	K09 判定無 CE
2004-09W	0616-2158Z 0618-1202Z	0617-2143Z	K09 判定兩次 CE，本研究判定一次
2004-13W	0726-2142Z	0726-0826Z	判定 CE 時間點差超過 12h
2004-22W	無 CE	0831-0820Z	K09 判定無 CE

附錄六、Zeb 和 Alex 交互作用形成 CE 結構

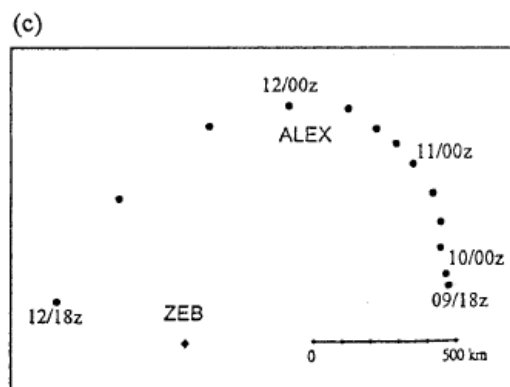
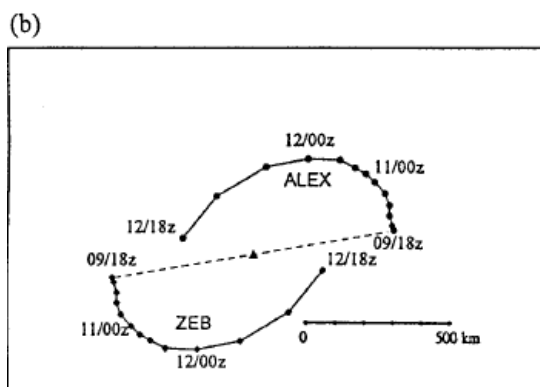
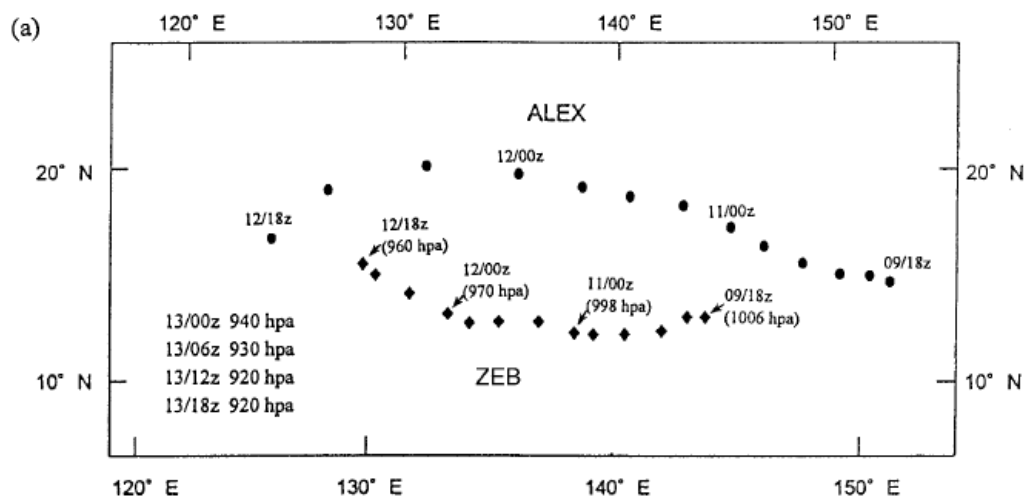
本研究在判別 CE 個案時，發現 1998 年 Zeb 和 Alex 的 merger 隨後 Zeb 增強並且形成 CE 結構的例子。Kuo et al. (2000) 曾經研究這個個案，他們使用 1998 年 10 月 9 日 1800 UTC 至 10 月 12 日 1800 UTC 期間，日本的 Geostationary Meteorological Satellite (GMS) 紅外線衛星雲圖，配合地面天氣圖分析兩個 TC 的位置進行分析。他們的研究結果顯示，兩個 TC 在 merger 過程發生位置和 Dritschel and Waugh (1992) 研究討論的 straining out 區域一致。在兩個 TC 向西行接近的同時，一邊互繞，Alex 很快被拉伸並且氣旋式旋入 Zeb，變成 Zeb 的螺旋雨帶。

本研究配合微波衛星雲圖重新來看這兩個個案，也可以觀測到逐漸接近並且氣旋式旋轉，隨後 Alex 成為 Zeb 的螺旋雨帶過程。在 Kuo et al. (2000) 的研究中因為使用紅外線衛星雲圖，因此觀測不到雙眼牆結構，1998 年 10 月 12 日 2234UTC 的微波衛星雲圖中，透過客觀方法判斷出此時已經形成 CE 結構。因此這是一個雙渦旋交互作用形成 CE (Kuo et al. 2004) 的實際例子。

附錄 6-1 為 Kuo et al. (2000) 使用的紅外線衛星雲圖，和相對應的 SSM/I 微波衛星雲圖。附錄 6-2 為 Kuo et al. (2000) 利用地面天氣圖分析 Zeb 及 Alex 的位置及路徑。



附錄 6-1：Kuo et al. (2000)使用的紅外線衛星雲圖，和相對應的 SSM/I 微波衛星雲圖。



附錄 6-2 為 Kuo et al. (2000)利用地面天氣圖分析 Zeb 及 Alex 的位置及路徑。(a) 為相對於地球的路徑；(b)相對於兩 TC 的中心位置的路徑；(c)相對於 Zeb 時，Alex 的路徑。

附錄七、雙眼牆個案資料

TC number	TC name	Satellite image time	Formation latitude	Formation longitude	Inner eyewall radius (km)	Moat width (km)	Outer eyewall width (km)	Intensity Change	Structural change
1997-02C	Oliwa	19970912-0051Z(SSMI)	21.3N	141.4E	13.0	45.0	30.0	PN	NRC
1997-05C	Paka	19971215-0733Z(SSMI)	12.7N	149.5E	21.0	48.0	48.3	PN	ERC
1997-10W	Rosie	19970723-0818Z(SSMI)	19.9N	131.9E	33.8	36.0	35.0	PN	No data
1997-14W(1)	Winnie	19970812-0042Z(SSMI)	17.2N	147.1E	16.7	56.7	40.0	PP	CEM
1997-14W(2)	Winnie	19970816-0154Z(SSMI)	23.8N	132.1E	55.0	137.0	137.1	NN	CEM
1997-18W	Amber	19970826-1126Z(SSMI)	18.4N	127E	40.0	73.8	124.2	NP	CEM
1997-19W	Bing	19970901-1237Z(SSMI)	25.2N	138.9E	15.6	52.0	38.0	PN	CEM
1997-24W	Ginger	19970926-1058Z(SSMI)	20.8N	160.1E	36.3	48.0	63.3	PP	No data
1997-27W(1)	Ivan	19971017-0948Z(SSMI)	14.5N	134.6E	13.3	36.7	55.0	PP	ERC
1997-27W(2)	Ivan	19971019-0901Z(SSMI)	17.6N	122.7E	20.0	40.0	41.3	NN	Landfall
1997-28W	Joan	19971021-0854Z(SSMI)	24.1N	137.4E	30.0	37.0	40.0	NN	NRC
1997-29W	Keith	19971103-0922Z(SSMI)	15.9N	139.2E	15.5	36.7	85.0	NP	ERC
1998-18W	Zeb	19981012-2234Z(SSMI)	14.8N	127.4E	16.0	44.0	35.0	PP	Landfall
1998-20W	Babs	19981020-1222Z(TMI)	12.2N	127.1E	20.0	40.0	42.0	PN	ERC
1999-06W	Maggie	19990604-2314Z(SSMI)	18.9N	124.5E	30.0	67.5	40.0	PN	Landfall
1999-24W	Bart	19990922-2123Z(SSMI)	27.9N	127.2E	13.0	50.0	48.0	NN	ERC
1999-26W	Dan	19991007-2339Z(SSMI)	21.8N	118.1E	57.1	55.0	58.6	PP	Landfall
2000-05W	Kirogi	20000706-2132Z(SSMI)	28N	136.7E	31.3	45.7	45.0	NN	No data
2000-13W	Jelawat	20000803-2038Z(SSMI)	25.3N	141.7E	25.7	42.5	40.0	NN	ERC
2000-18W	Bilis	20000821-0918Z(SSMI)	19.7N	126.1E	31.7	46.0	61.7	PP	CEM
2000-22W	Saomai	20000910-1117Z(SSMI)	24.2N	132.5E	15.0	35.0	35.0	PN	ERC
2000-26W	Shanshan	20000922-0939Z(SSMI)	25.5N	165.6E	20.0	35.0	37.5	NN	No data
2001-04W	Chebi	20010622-2103Z(TMI)	22.1N	119.4E	21.0	31.4	37.5	PN	No data
2001-12W	Man-Yi	20010805-1102Z(SSMI)	25.6N	143.9E	28.8	45.0	53.3	NP	ERC
2001-19W	Danas	20010904-2020Z(SSMI)	19.2N	151.3E	12.0	20.0	26.7	PP	ERC
2001-26W(1)	Podul	20011023-1939Z(TMI)	16.4N	157.5E	39.0	36.0	40.0	PP	ERC
2001-26W(2)	Podul	20011025-2308Z(SSMI)	21.9N	154E	26.3	45.0	27.5	PN	NRC
2001-33W	Faxai	20011222-2236Z(SSMI)	14.7N	150.2E	15.0	34.0	31.4	PN	ERC
2002-02C(1)	ELE	20020831-0424Z(TMI)	15N	177.6E	24.0	32.0	30.0	PN	NRC
2002-02C(2)	ELE	20020906-0347Z(TMI)	30.6N	173.1E	28.8	70.0	62.5	PN	No data
2002-10W	Halong	20020713-0047Z(SSMI)	18.7N	133.7E	31.3	35.7	36.3	PN	ERC
2002-12W	Fengshen	20020722-0755Z(SSMI)	23.3N	151.2E	30.0	50.0	58.0	NN	NRC
2002-19W	Phanfone	20020816-1158Z(SSMI)	25.9N	140.2E	25.0	35.0	48.8	PN	ERC

2002-21W	Rusa	20020827-0936Z(TMI)	24.3N	139.2E	41.3	64.3	88.3	NP	CEM
2002-22W	Sinlaku	20020901-0838Z(SSMI)	24N	145.6E	20.0	41.0	48.6	PN	ERC
2003-02W	Kujira	20030418-0929Z(SSMI)	13.6N	129.5E	26.0	41.0	52.0	PN	ERC
2003-07W	Soudelor	20030618-0003Z(SSMI)	25.2N	123.9E	28.3	43.0	48.3	PN	NRC
2003-09W(1)	Imbudo	20030720-2219Z(SSMI)	13.7N	128.2E	10.0	32.9	37.1	PN	NRC
2003-09W(2)	Imbudo	20030721-2205Z(SSMI)	16.4N	123E	15.0	52.0	68.8	NN	Landfall
2003-14W	DuJuan	20030901-0949Z(SSMI)	21.2N	121.8E	17.5	42.0	118.6	PN	Landfall
2003-15W	Maemi	20030910-0925Z(SSMI)	24.3N	126.1E	17.5	55.7	66.7	PN	CEM
2003-20W	Ketsana	20031024-1202Z(SSMI)	21.9N	134E	40.0	41.4	55.7	NN	ERC
2003-21W	Parma	20031029-2034Z(SSMI)	25.7N	149.2E	30.0	28.0	35.0	PN	ERC
2003-26W(1)	Lupit	20031125-2253Z(SSMI)	12.6N	136.7E	38.0	48.0	43.3	PP	CEM
2003-26W(2)	Lupit	20031129-1102Z(SSMI)	20.1N	130.9E	27.5	30.0	65.7	NN	ERC
2004-03W	Sudal	20040409-2108Z(SSMI)	10.9N	135.1E	26.0	35.0	42.0	PN	No data
2004-04W(1)	Nida	20040516-2232Z(SSMI)	13.9N	124.3E	67.5	120.0	70.0	PN	Landfall
2004-04W(2)	Nida	20040517-2217Z(SSMI)	16.9N	123.6E	31.7	38.6	37.5	NN	ERC
2004-04W(3)	Nida	20040518-2202Z(SSMI)	20.2N	125.2E	46.3	66.3	115.0	NN	NRC
2004-09W	Dianmu	20040617-2143Z(SSMI)	18.7N	131.5E	22.5	45.0	64.0	NP	CEM
2004-10W	Mindulle	20040628-1251Z(SSMI)	18.5N	125E	40.0	45.0	57.1	PP	ERC
2004-13W	Namtheun	20040726-0826Z(SSMI)	25.4N	147.8E	21.3	43.8	31.4	PP	NRC
2004-14W	Meranti	20040805-0954Z(SSMI)	27.1N	166.8E	21.7	58.6	33.3	PP	NRC
2004-16W	Rananim	20040811-2213Z(SSMI)	26.4N	123.8E	48.8	50.3	125.0	PN	Landfall
2004-19W(1)	Chaba	20040824-1145Z(SSMI)	18.8N	139E	27.1	44.3	24.2	NP	CEM
2004-19W(2)	Chaba	20040826-2203Z(SSMI)	26.2N	134.8E	50.0	70.0	85.0	NP	CEM
2004-22W(1)	Songda	20040831-0820Z(SSMI)	16.7N	148.5E	18.8	35.7	41.4	PP	ERC
2004-22W(2)	Songda	20040903-2229Z(SSMI)	23.3N	132.1E	38.8	65.0	56.0	PP	CEM
2004-27W	Tokage	20041017-0013Z(SSMI)	19.4N	131.8E	28.8	30.0	36.3	PN	No data
2005-04W	Nesat	20050606-2148Z(SSMI)	22.9N	134.2E	20.0	28.8	33.8	PN	ERC
2005-05W(1)	Haitang	20050716-0945Z(SSMI)	20.7N	127.7E	31.4	30.0	20.0	PN	NRC
2005-05W(2)	Haitang	20050717-1015Z(SSMI)	23N	124E	32.8	21.0	31.4	NN	Landfall
2005-12W	Guchol	20050823-1048Z(TMI)	33.5N	148.1E	25.0	45.0	54.3	PN	ERC
2005-13W(1)	Talim	20050829-1321Z(TMI)	21N	131.7E	23.3	55.0	54.3	PP	CEM
2005-13W(2)	Talim	20050830-2227Z(SSMI)	22.8N	125.1E	62.0	62.0	80.0	NP	Landfall
2005-14W(1)	Nabi	20050830-2047Z(SSMI)	15.2N	147.1E	35.7	45.0	36.7	PP	ERC
2005-14W(2)	Nabi	20050903-0859Z(SSMI)	22.5N	133.9E	58.8	33.3	53.3	NN	ERC
2005-15W	Khanun	20050910-0706Z(TMI)	24.2N	125.2E	28.6	65.7	55.7	PP	Landfall
2006-01C(1)	IOKE	20060829-2041Z(SSMI)	16.4N	171.9E	34.3	37.1	40.0	PN	ERC
2006-01C(2)	IOKE	20060901-0903Z(SSMI)	21.8N	162.3E	50.0	42.5	47.1	NN	ERC

2006-01C(3)	IOKE	20060903-0734Z(SSMI)	27.5N	152.4E	76.7	70.0	80.0	NN	NRC
2006-02W	Chanchu	20060516-1032Z(SSMI)	18.8N	115.2E	31.4	75.7	88.6	NN	Landfall
2006-04W(1)	Ewiniar	20060704-2122Z(SSMI)	17.9N	130.8E	20.0	30.0	45.0	PN	NRC
2006-04W(2)	Ewiniar	20060706-2339Z(TMI)	20.8N	127.7E	32.0	46.0	65.0	NN	NRC
2006-08W	Saomai	20060810-0558Z(TMI)	27N	121.1E	20.0	36.3	25.7	PN	Landfall
2006-14W	Shanshan	20060915-2214Z(SSMI)	24.9N	124.2E	40.0	41.4	43.3	PN	NRC
2006-16W	Yagi	20060920-0729Z(TMI)	19.6N	154E	30.0	42.9	28.0	PP	ERC
2006-18W	Xangsane	20060930-2105Z(TMI)	16N	108.6E	22.5	57.5	57.5	NN	Landfall
2007-02W	Yutu	20070518-2255Z(TMI)	15N	132.3E	11.4	31.7	67.0	PP	ERC
2007-09W	Sepat	20070816-0937Z(SSMI)	18.7N	125.6E	27.5	72.5	62.9	PN	CEM
2007-17W	Korosa	20071005-0118Z(TMI)	20.4N	125.2E	23.3	43.8	91.4	PN	CEM
2007-19W	Kajiki	20071020-1703Z(TMI)	26.1N	142.1E	16.3	31.8	41.7	PN	ERC
2008-06W	Nakri	20080528-2354Z(TMI)	16N	136.3E	13.3	50.0	41.4	PP	ERC
2008-15W	Sinlaku	20080911-1008Z(SSMI)	21.9N	124.8E	34.3	61.4	74.0	NN	ERC
2008-19W	Jangmi	20080927-1856Z(TMI)	17.7N	128E	22.5	41.4	40.0	PN	Landfall
2009-15W(1)	Choi-wan	20090916-2052Z(SSMI)	21.8N	123.7E	43.8	48.6	88.6	PN	No data
2009-15W(2)	Choi-wan	20090917-2036Z(SSMI)	22.5N	139.3E	46.0	77.9	77.1	NN	ERC
2009-20W	Melor	20091005-0922Z(SSMI)	20N	133.5E	35.0	30.0	72.0	NN	ERC
2009-22W(1)	Lupit	20091018-2102Z(SSMI)	18.5N	134.1E	12.9	35.0	45.7	PN	NRC
2009-22W(2)	Lupit	20091019-2155Z(SSMI)	20.2N	130.5E	43.8	40.0	57.5	NN	ERC
2009-26W	Nida	20091127-0815Z(SSMI)	17.8N	139.1E	16.3	45.0	51.3	NP	CEM
2011-04W	Sonda	20110526-2258(TMI)	18.2N	123.9E	34.0	33.0	46.0	PN	ERC
2011-11W	Muifa	20110803-0733(SSMI)	24.3N	132.0E	41.0	38.0	64.3	PN	ERC
2011-18W	Roke	20110920-0654(SSMI)	29.4N	132.5E	13.0	47.0	70.0	PN	NRC
2011-19W	Sonca	20110918-1626(TMI)	27.4N	143.4E	19.0	33.0	45.0	PN	No data

附錄八、縮寫對照表

縮寫	中英文解釋	
CE	Concentric Eyewall	雙眼牆
ERC	Eyewall Replacement Cycle	內眼牆在 20 h 內被外眼牆取代
NRC	No replacement cycle	部分外眼牆、或部分外眼牆及內眼牆在 20 h 內消散
CEM	Concentric eyewall maintained	CE 結構維持超過 20 h，期間每張衛星雲圖的內眼牆大小相似
PP	CE 形成前 24 h 至 CE 形成時的強度持平或增加，CE 形成時至 CE 形成後 24 h 強度持平或增加	
PN	CE 形成前 24 h 至 CE 形成時的強度持平或增加，CE 形成時至 CE 形成後 24 h 強度減弱	
NN	CE 形成前 24 h 至 CE 形成時的強度減弱，CE 形成時至 CE 形成後 24 h 強度減弱	
NP	CE 形成前 24 h 至 CE 形成時的強度減弱，CE 形成時至 CE 形成後 24 h 強度持平或增加	
r_0	Inner Eyewall radius	內眼牆半徑
d_0	moat width	moat 寬度
w_0	Outer Eyewall width	外眼牆寬度
$V_{\max}$	TC intensity	TC 強度
SST	Sea Surface Temperature	海表面溫度
OHC	Ocean Heat Content	海洋熱含量
MPI	Maximum potential intensity	
T_B	blackbody brightness temperature	黑體亮度溫度
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager	

TRMM/TMI Tropical Rainfall Measuring Mission/Microwave Imager

STIPS Statistical Typhoon Intensity Prediction Scheme



參考文獻

劉人鳳，2004：利奇馬颱風之都卜勒雷達分析。國立台灣大學大氣科學研究所碩士論文，98頁。

Abarca S. F. and K. L. Corbosiero, 2011: Secondary eyewall formation in WRF simulations of Hurricanes Rita and Katrina (2005). *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L07802.

Bankert, R. L., and P. M. Tag, 2002: An automated method to estimate tropical cyclone intensity using SSM/I imagery. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 461–472.

Barnes, G. M., M.D. Powell, 1995: Evolution of the inflow boundary layer of Hurricane Gilbert (1988). *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2348–2368.

——, E. J. Zipser, D. Jorgensen, and F. Marks Jr., 1983: Mesoscale and convective structure of a rainband. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 2125–2137.

Black, M. L., and H. E. Willoughby, 1992: The concentric eyewall cycle of Hurricane Gilbert. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 947–957.

Brueske, K. F., and C. S. Velden, 2003: Satellite-based tropical cyclone intensity estimation using the NOAA–KLM series Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Mon. Wea. Rev.*, **131**, 687–697.

Chu, J. H., C. R. Sampson, A. S. Levine, and E. Fukada, 2002: The Joint Typhoon Warning Center tropical cyclone best-tracks, 1945–2000. NRL/MR/7540-02-16.

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

——, ——, 2003: The relationship between motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366–376.

DeMaria, M., and J. Kaplan, 1994: A statistical hurricane intensity prediction scheme

- (SHIPS) for the Atlantic basin. *Wea. Forecasting*, **9**, 209-220.
- , and J. Kaplan, 1999: An updated statistical hurricane intensity prediction scheme (SHIPS) for the Atlantic and eastern north Pacific basins. *Wea. Forecasting*, **14**, 326-337.
- , M. Mainelli, L. K. Shay, J. A. Knaff, and J. Kaplan, 2005: Further improvement to the Statistical Hurricane Intensity Prediction Scheme (SHIPS). *Wea. Forecasting*, **20**, 531-543.
- Demuth, J. L., M. DeMaria, J. A. Knaff, and T. H. Vonder Haar, 2004: Validation of an Advanced Microwave Sounding Unit tropical cyclone intensity and size estimation algorithm. *J. Appl. Meteor.*, **43**, 282–296.
- Didlake, A. C., Jr., and R. A. Houze Jr., 2009: Convective-scale downdrafts in the principal rainband of Hurricane Katrina (2005). *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3269–3293.
- Dodge, P., R. W. Burpee, and F. D. Marks Jr., 1999: The kinematic structure of a hurricane with sea level pressure less than 900mb. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 987-1004.
- Dvorak, 1973: A technique for the analysis and forecasting of tropical cyclone intensities from satellite pictures. NOAA Tech. Memo. NESS 45, 19 pp.
- , 1975: Tropical cyclone intensity analysis and forecasting from satellite imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **103**, 420–430.
- Emanuel, K., 1997: Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1014–1026.
- , 2000: A statistical analysis of tropical cyclone intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1139-1152.
- Erickson, C. O., 1972: Evaluation of a technique for the analysis and forecasting of

- tropical cyclone intensities from satellite pictures. NOAA Tech. Memo. NESS 42, 28 pp.
- Farrar, M. R. and E. A. Smith, 1992: "Spatial resolution enhancement of terrestrial features using deconvolved SSM/I brightness temperatures," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, **30**, 349-355.
- Fisher, B. and D. B. Wolff, 2011: Satellite Sampling and Retrieval Errors in Regional Monthly Rain Estimates from TMI, AMSR-E, SSM/I, AMSU-B, and the TRMM PR. *J. Appl. Meteor. Climatol.* **50**, 994-1023.
- Guard, C. P., L. E. Carr, F. H. Wells, R. A. Jeffries, N. D. Gural, and D. K. Edson, 1992: Joint Typhoon Warning Center and the challenges of multi-basin tropical cyclone forecasting. *Wea. Forecasting*, **7**, 328–352.
- Hawkins, J. D., and M. Helveston, 2004: Tropical cyclone multiple eyewall characteristics. Preprints, 26th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., 276-277. [Available online at https://ams.confex.com/ams/26HURR/techprogram/paper_76084.htm.]
- , and ———, 2008: Tropical cyclone multiple eyewall characteristics. 28th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc., 6B.1. [Available online at http://ams.confex.com/ams/28Hurricanes/techprogram/paper_138300.htm]
- , ———, T. F. Lee, F. J. Turk, K. Richardson, C. Sampson, J. Kent, and R. Wade, 2006: Tropical cyclone multiple eyewall characteristics. Preprints, 27th Conf. on Hurricane and Tropical Meteorology, Monterey, CA, Amer. Meteor. Soc., 6B.1. [Available online at http://ams.confex.com/ams/27Hurricanes/techprogram/paper_108864.htm.]
- , T. F. Lee, F. J. Turk, C. Sampson, J. Kent, and K. Richardson, 2001: Real-time

- Internet distribution of satellite products for tropical cyclone reconnaissance. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **82**, 567-578.
- Hendricks, E. A., M. S. Peng, B. Fu, T. Li, 2010: Quantifying Environmental Control on Tropical Cyclone Intensity Change. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 3243–3271.
- Hence, D. A. and R. A. Houze, Jr., 2012: Vertical structure of tropical cyclones with concentric eyewalls as seen by TRMM Precipitation radar. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 1021-1036.
- Herndon, D., and C. Velden, 2004: Upgrades to the UW-CIMSS AMSU-based TC intensity algorithm. Preprints, *26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., 118–119.
- Hill, K. A., and G. M. Lackmann, 2009: Influence of environmental humidity on tropical cyclone size. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3294-3315.
- Hoshino, S., and T. Nakazawa, 2007: Estimation of tropical cyclone's intensity using TRMM/TMI brightness temperature data. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 437–454.
- Houze, R. A., Jr., S. S. Chen, B. F. Smull, W.-C. Lee, and M. M. Bell, 2007: Hurricane intensity and eyewall replacement. *Science*, **315**, 1235-1239.
- Huang, Y.-H., M.-T. Montgomery, and C.-C. Wu, 2011: Concentric Eyewall Formation in Typhoon Sinlaku (2008) Part II: Axisymmetric Dynamical Processes. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 662–674.
- Kidder, S. Q., M. D. Goldberg, R. M. Zehr, M. DeMaria, J. F. W. Purdom, C. S. Velden, N.C. Gordy, and S. J. Kusselson, 2000: Satellite Analysis of Tropical Cyclones using the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 1241-1259.
- Knaff, J. A., J. P. Kossin, and M. DeMaria, 2003: Annular hurricanes. *Wea. Forecasting*, **18**, 204-223.

- , C. R. Sampson, and M. DeMaria, 2005: An operational Statistical Typhoon Intensity Prediction Scheme for the Western North Pacific. *Wea. Forecasting*, **20**, 688-699.
- Kodama, Y.-M., and T. Yamada, 2005: Detectability and configuration of tropical cyclone eyes over the western north Pacific in TRMM PR and IR observations. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2213-2226.
- Kossin J. P., W. H. Schubert, and M. T. Montgomery, 2000: Unstable interaction between a hurricane's primary eyewall and a secondary ring of enhanced vorticity. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3893-3917.
- , and M. Sitkowski, 2009: An objective model for identifying secondary eyewall formation in Hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 876-892.
- , and C. S. Velden, 2004: A pronounced bias in tropical cyclone minimum sea-level pressure estimation based on the Dvorak technique. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 165-173.
- Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue, and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809-817.
- Kuo, H.-C., C.-P. Chang, and C.-H. Liu, 2012: Convection and rapid filamentation in Typhoon Sinlaku during TCS-08/T-PARC. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2806-2817.
- , ——, Y.-T. Yang, and H.-J. Jiang, 2009: Western North Pacific typhoons with concentric eyewalls. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 3758-3770.
- , L.-Y. Lin, C.-P. Chang, and R. T. Williams, 2004: The formation of concentric vorticity structures in typhoons. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2722-2734.
- , W. H. Schubert, C.-L. Tsai, and Y.-F. Kuo, 2008: Vortex interactions and barotropic aspects of concentric eyewall formation. *Mon. Wea. Rev.*, **136**,

5183-5198.

- Landsea, C. W., and Coauthors, 2004: The Atlantic hurricane database re-analysis project: Documentation for the 1851-1910 alterations and additions to the HURDAT database. *Hurricanes and Typhoons: Past, Present, and Future*, R. J. Murnane and K.-B. Liu, Eds., Columbia University Press, 177–221.
- Maclay, K. S., M. DeMaria, and T. H. Vonder Haar, 2008: Tropical cyclone inner-core kinetic energy evolution. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 4882-4898.
- Martinez, Y., G. Brunet, M. K. Yau, and X. Wang, 2011: On the dynamics of concentric eyewall genesis: Space-time empirical normal mode diagnosis. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 457-476.
- McNoldy, B. D., 2004: Triple eyewall in Hurricane Juliette. *Bull Amer. Meteor. Soc.*, **85**, 1663-1666.
- Montgomery, M. T., and R. J. Kallenbach, 1997: A theory for vortex Rossby-waves and its application to spiral bands and intensity changes in hurricane. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 435-465.
- Moon, Y., D. S. Nolan, and M. Iskandarani, 2010: On the Use of Two-Dimensional Incompressible Flow to Study Secondary Eyewall Formation in Tropical Cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3765-3773.
- Musgrave, K. D., R. K. Taft, J. L. Vigh, B. D. McNoldy and W. H. Schubert, 2012: Time evolution of the intensity and size of tropical cyclones. *JAMES*. Submitted.
- Nong, S., and K. A. Emanuel, 2003: A numerical study of the genesis of concentric eyewalls in hurricane. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 3323-3338.
- Olander, T. L., and C. S. Velden, and J. P. Kossin, 2004: The Advanced Objective Dvorak Technique (AODT)—Latest upgrades and future directions. Preprints, *26th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology*, Miami, FL, Amer. Meteor.

- Soc., 294–295.
- , and ——, 2007: The Advanced Dvorak Technique: Continued Development of an Objective Scheme to Estimate Tropical Cyclone Intensity Using Geostationary Infrared Satellite Imagery. *Wea. Forecasting*, **22**, 287–298.
- Ortt, D., and S. S. Chen, 2008: Effect of environmental moisture on rainbands in Hurricane Rita and Katrina (2005). *28th Conference on Hurricane and Tropical Meteorology, American Meteorological Society*, Miami, FL, Amer. Meteor. Soc., preprint 5C.5.
- Peng, J., T. Li, and M. S. Peng, 2009: Formation of tropical cyclone concentric eyewalls by wave-mean flow interactions. *Advances in Geosciences*, April 2009. Volume 10.
- Poe, G., 1990: Optimum interpolation of imaging microwave radiometer data, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **28**, 800–810.
- , K. Germain, J. Bobak, S. Swadley, J. Wessel, B. Thomas, J. Wang, and B. Burns, 2001: DMSP calibration/validation plan for the Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS). *Naval Research Laboratory Rep.*, 32 pp.
- Qiu, X., Z.-M. Tan, and Q. Xiao, 2010: The roles of vortex Rossby waves in hurricane secondary eyewall formation. *Mon. Wea. Rev.*, **138**, 209–2109.
- Rozoff, C. M., W. H. Schubert, and J. P. Kossin, 2008: Some dynamical aspects of hurricane eyewall replacement cycles. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **134**, 583–593.
- , W. H. Schubert, B. D. McNoldy, and J. P. Kossin, 2006: Rapid filamentation zones in intense tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **63**, 325–340.
- Samsury, C. E. and E. J. Zipser, 1995: Secondary wind maxima in hurricanes: Airflow and relationship to rainbands. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3502–3517.
- Schubert, W. H., C. M. Rozoff, J. L. Vigh, B. D. McNoldy, and J. P. Kossin, 2007: On

- the distribution of subsidence in the hurricane eye. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **133**, 595-605.
- Sitkowski, M., J. P. Kossin, and C. M. Rozoff, 2011: Intensity and structure changes during hurricane eyewall replacement cycles. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 3829-3847.
- Spencer, R., and W. D. Braswell, 2001: Atlantic TC monitoring with AMSU-A: Estimation of maximum sustained wind speeds. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1518-1532.
- , H. M. Goodman, and R. E. Hood, 1989: Precipitation Retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 254-273.
- Terwey, W. D., and M. T. Montgomery, 2008: Secondary eyewall formation in two idealized, full-physics modeled hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12112, doi:10.1029/2007JD008897.
- Velden, C. S., and Coauthors, 2006: The Dvorak tropical cyclone intensity estimation technique: A satellite-based method that has endured for over 30 years. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87**, 1195-1210.
- , T. Olander, and R. M. Zehr, 1998: Development of an objective scheme to estimate tropical cyclone intensity from digital geostationary satellite imagery. *Wea. Forecasting*, **13**, 172-186.
- Vigh, J. L., J. A. Knaff, and W. H. Schubert, 2012: A climatology of hurricane eye formation. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 1405-1426.
- Wang, Y., 2008a: Rapid filamentation zone in a numerically simulated tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1158-1181.
- , 2008b: Structure and formation of an annular hurricane simulated in a fully compressible, nonhydrostatic model-TCM4. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1505-1527.

- , 2009: How do outer spiral rainbands affect tropical cyclone structure and intensity? *J. Atmos. Sci.*, **66**, 1250-1273.
- Weiss, J., 1981: The dynamics of enstrophy transfer in two-dimensional hydrodynamics. *La Jolla Inst.*, LJI-TN-81-121.
- Willoughby, H. E., 1979: Forced secondary circulations in hurricanes. *J. Geophys. Res.*, **84**, 3173–3183.
- , and P. G. Black, 1996: Hurricane Andrew in Florida: Dynamics of a disaster. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 543-549.
- , J. A. Clos, and M. G. Shoreibah, 1982: Concentric eye walls, secondary wind maxima, and the evolution of the hurricane vortex. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 395-411.
- Wimmers, A. J. and C. S. Velden, 2010: Objectively determining the rotational center of tropical cyclones in passive microwave satellite imagery. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **49**, 2013–2034
- Zhou, X., and B. Wang, 2009: From concentric eyewall to annular hurricane: A numerical study with the cloud-resolved WRF model. *Geophys. Res. Letts.*, **36**, L03802, doi:10.1029/2008GL036854.

表 2-1：TRMM/TMI 頻率與 footprint 對照表。(取自 Kummerow et al. 1998)

TRMM/TMI					
Frequency (GHz)	10.65	19.35	21.3	37	85.5
Footprint (km×km)	63×37	30×18	23×18	16×9	7×5

表 2-2：SSM/I 頻率與 footprint 對照表。(取自 Farrar and Smith 1992)

SSM/I				
Frequency (GHz)	19.4	22.23	37	85.5
Footprint (km×km)	69×43	60×40	37×29	15×13

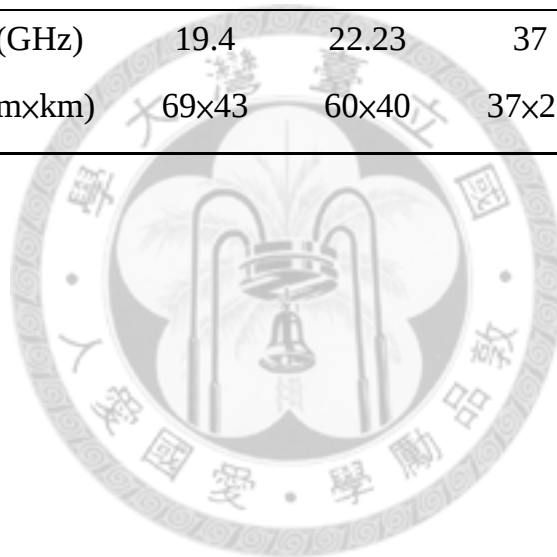


表 2-3：被動微波輻射計資料對照表。(取自 Kidder et al. 2000)

TABLE 1. Microwave instrument comparison [after Kidder and Vonder Haar (1995)]. TMI information from Kummerow et al. (1998).

Parameter	SSM/T	SSM/T-2	SSM/I	TMI	MSU	AMSU-A	AMSU-B
Satellites	DMSP	DMSP	DMSP	TRMM	<i>NOAA-6-14</i>	<i>NOAA-15+</i>	<i>NOAA-15+</i>
Channels	7	5	7	9	4	15	5
Frequency range (GHz)	50.5–59.4	91.6–183.3	19.35–85.5	10.65–85.5	50.3–57.95	23.8–89.0	89.0–183.3
NEΔT (K)	0.4–0.6	0.5	0.4–1.7	0.3–0.9	0.3	0.25–1.20	0.8
Beamwidth	14°	3.3°–6.0°	0.3°–1.2°	0.4°–3.7°	7.5°	3.3°	1.1°
Scan type	Cross track	Cross track	Conical	Conical	Cross track	Cross track	Cross track
Best ground resolution (km)	204	48–84	12.5–50	5–37	110	48	16
Scan steps	7	28	64–128	26–208	11	30	90
Swath width (km)	2053	2053	1394	759	2347	2179	2179



表 2-4：AMSR-E 的相關資訊，以及和其他微波輻射計的比較。(取自 Fisher and Wolff 2010)

Satellite	Sponsoring agency	Sensor type	Launch date	No. of channels	Frequency range (GHz)	Swath width (km)	Alt (km)
<i>F-13</i>	DMSP ^a	SSM/I	Mar 1997	7	19–85.5	1400	830
<i>F-14</i>	DMSP ^a	SSM/I	May 1997	7	19–85.5	1400	830
<i>F-15</i>	DMSP ^a	SSM/I	Dec 1999	7	19–85.5	1400	830
<i>N-15</i>	NOAA	AMSU-B	May 1998	5	89–183	1600	830
<i>N-16</i>	NOAA	AMSU-B	Sep 2000	5	89–183	1600	830
<i>N-17</i>	NOAA	AMSU-B	Jun 2002	5	89–183	1600	830
<i>Aqua</i>	NASA	AMSR-E	May 2002	12	6.9–89	1445	705
TRMM	NASA	TMI	Nov 1997	9	10–85.5	759	402
TRMM	NASA	PR	Nov 1997	—	13.8 ^b	215	402
TRMM	NASA	COM	Nov 1997	—	TMI-PR ^c	215	402

^a DMSP = Defense Meteorological Satellite Program.

^b Active precipitation radar.

^c Hybrid rain product that combines the rain information from the TMI and PR.



表 2-5：SSMIS 各頻道的相關資訊。(Poe et al. 2001)

Channel	Center frequency (GHz)	3-db width (MHz)	Frequency stability (MHz)	Polarization	NEDT (K)	Sampling interval (km)
1	50.3	380	10	V	0.34	37.5
2	52.8	389	10	V	0.32	37.5
3	53.596	380	10	V	0.33	37.5
4	54.4	383	10	V	0.33	37.5
5	55.5	391	10	V	0.34	37.5
6	57.29	330	10	RCP	0.41	37.5
7	59.4	239	10	RCP	0.40	37.5
8	150	1642 ^a	200	H	0.89	12.5
9	183.31±6.6	1526 ^a	200	H	0.97	12.5
10	183.31±3	1019 ^a	200	H	0.67	12.5
11	183.31±1	513 ^a	200	H	0.81	12.5
12	19.35	355	75	H	0.33	25
13	19.35	357	75	V	0.31	25
14	22.235	401	75	V	0.43	25
15	37	1616	75	H	0.25	25
16	37	1545	75	V	0.20	25
17	91.655	1418 ^a	100	V	0.33	12.5
18	91.655	1411 ^a	100	H	0.32	12.5
19	63.283 248±0.285 271	1.35 ^a	0.08	RCP	2.7	75
20	60.792 668±0.357 892	1.35 ^a	0.08	RCP	2.7	75
21	60.792 668±0.357 892±0.002	1.3 ^b	0.08	RCP	1.9	75
22	60.792 668±0.357 892±0.0055	2.6 ^b	0.12	RCP	1.3	75
23	60.792 668±0.357 892±0.016	7.35 ^b	0.34	RCP	0.8	75
24	60.792 668±0.357 892±0.050	26.5 ^b	0.84	RCP	0.9	37.5

^a NEDT for instrument temperature 0°C and calibration target 260 K with integration times of 8.4 ms for channels 12–16, 12.6 ms for channels 1–7 and 24, 25.2 ms for channels 19–23, and 4.2 ms for channels 8–11 and 17–18.

^b RCP denotes right-hand circular polarization.



表 2-6：SSM/I 與 TMI 衛星雲圖、判斷出的雙眼牆衛星圖片數目與個案數，以及重複形成雙眼牆的個數。

Total	images	CE images	CE cases	TC	Repeated CE formation cases	
SSM/I	16,431	234	95	77	Twice	14
TMI	10,343				3 times	2



表 3-1：1997-2011 年間，暖期、冷期及正常時期的月份數目，和雙眼牆的個案數目比較；及所有颱風在各時期發生次數和雙眼牆颱風數目比較。括號內的數目表示扣除了 1-3 月後的數目。

	Warm episode	Cold episode	Normal episode
Month	42 (32)	63 (45)	69 (55)
CE number	38	16	41
CE number / Month	0.90 (1.19)	0.25 (0.36)	0.59 (0.75)
Total TC number	98 (95)	115 (111)	134 (130)
Total TC number / Month	2.33 (2.97)	1.83 (2.47)	1.94 (2.36)
CE TC number	29	16	32
CE TC number / Total TC number	0.30 (0.31)	0.14 (0.14)	0.24 (0.25)

表 3-2：在不同強度下的颱風，其 r_0 、 d_0 和 w_0 的平均值及標準差。

	Inner eyewall width (r_0)				Moat width (d_0)				Outer eyewall width (w_0)			
	< C3	C4	C5	total	< C3	C4	C5	total	< C3	C4	C5	total
Mean	31.8	29.4	27.3	29.9	51.1	42.8	43.0	46.0	61.9	52.8	46.4	54.9
SD	14.5	14.3	10.7	13.7	21.2	15.8	12.2	17.7	27.8	22.4	17.7	24.2
Max	76.7	72.0	52.5	76.7	137.0	100.0	72.5	137.0	137.1	118.6	88.6	137.1
Min	11.4	10.0	12.9	10.0	20.0	16.3	21.4	16.3	26.7	25.7	20.0	20.0

表 3-3：在不同的強度變化分類下，雙眼牆形成時，與前後 24 h 的平均垂直風切、SST、低層及中層的 RH、OHC、MPI 和形成緯度，以及標準差。

Environmental factors		Vertical wind shear			SST (°C)			RH (%)			RH (%)			OHC (KJ cm ⁻²)			MPI (m s ⁻¹)			Formation latitude
		(kt) (850-200 hPa)						(850-700 hPa)			(700-500 hPa)									
		-24h	CE	24h	-24h	CE	24h	-24h	CE	24h	-24h	CE	24h	-24h	CE	24h	-24h	CE	24h	
PP	Ave	11.4	11.1	14.3	29.0	28.9	28.1	71.4	70.6	69.4	64.0	63.1	62.3	94.6	92.6	81.6	72.8	71.8	69.6	18.8
(17)	SD	5.3	5.9	12.2	0.2	0.4	2.2	8.5	7.3	7.1	11.3	11.8	11.8	22.5	25.1	26.5	3.8	3.1	4.6	4
PN	Ave	11.7	11.2	15.6	28.9	28.5	27.5	70.7	69.6	70.5	64.6	62.6	59.6	82.1	64.2	48.1	69.4	65.3	55.3	20.6
(36)	SD	6.1	6.0	10.8	0.6	0.7	1.8	9.7	8.2	8.2	12.3	12.5	11.8	31.2	31.1	35.6	6.3	9.0	18.2	5.4
NN	Ave	10.5	10.9	19.4	28.8	28.4	27.2	71.5	71.6	74.9	61.5	60.8	64.9	89.1	65	43	72.2	67.7	59.0	22.3
(20)	SD	5.7	6.6	11.2	0.5	0.9	1.9	6.4	6.3	6.0	9.5	7.7	7.1	13.3	16.3	23.7	3.7	6.1	14.6	3.4
NP	Ave	10.0	9.4	10.9	29.0	28.7	28.5	74.3	74.5	74.1	70.5	68.3	60.9	87.5	68.2	49.8	72.0	67.6	64.9	20.7
(8)	SD	4.7	4.6	4.2	0.2	0.4	0.3	4.2	4.3	1.5	5.5	13.0	5.9	28.5	26.6	20.6	4.4	3.7	4.2	4

表 4-1：ERC、CEM 及 NRC 個案在雙眼牆形成前後 24 h 期間，平均移動速度和標準差，以及分解成緯向、經向的移動速度和標準差。

		ERC	CEM	NRC
Zonal translation	Average	4.7	3.2	4.6
speed (m s^{-1})	SD	3.0	2.1	1.8
Meridional translation	Average	3.4	2.9	4.8
speed (m s^{-1})	SD	2.5	1.3	2.2
Averaged translation speed (m s^{-1})		5.9	4.4	6.4
	SD (m s^{-1})	2.9	1.5	2.6



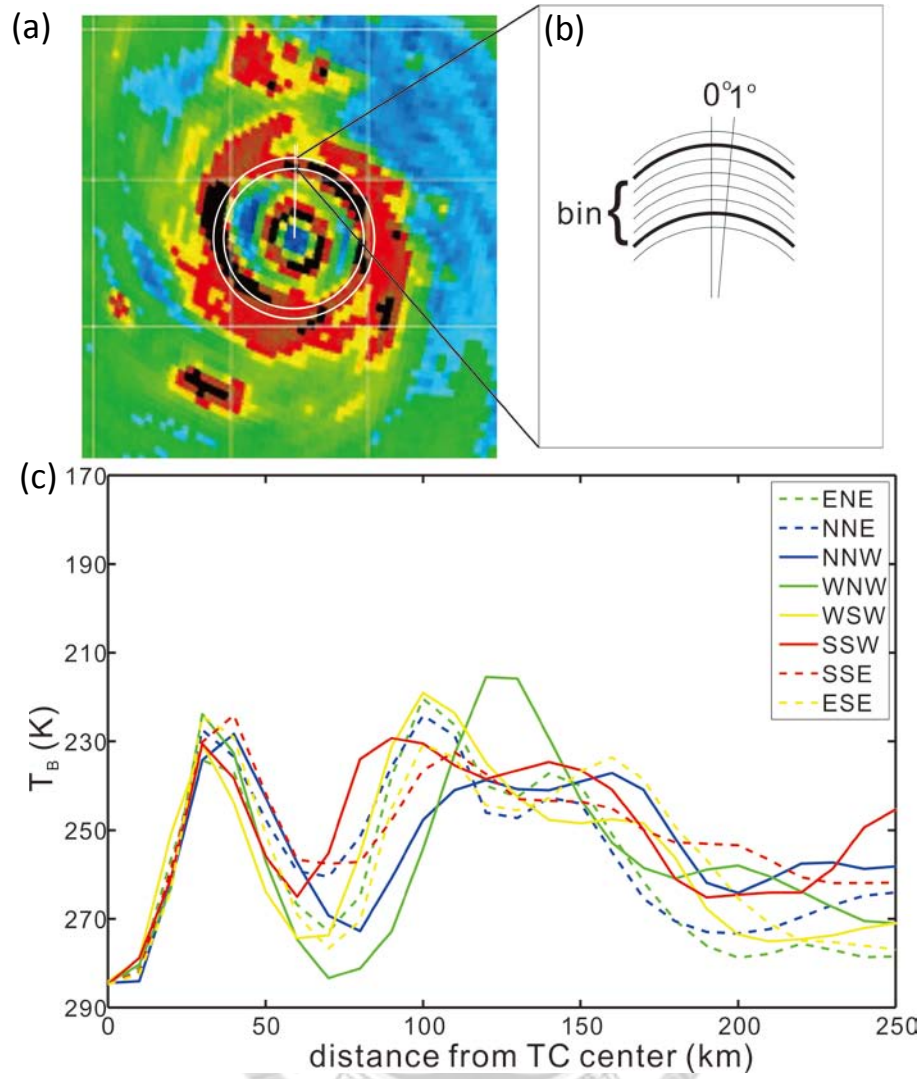
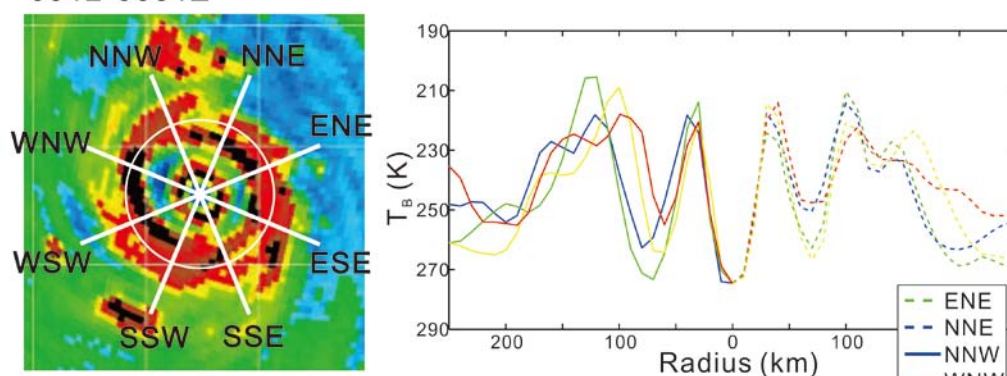


圖 2-1:(a)和(b)是本研究使用方法的概概念圖，以 1997 年 9 月 12 日 0051Z 的 Typhoon Oliwa 為例。一個 bin 定義為 5 個徑向像素平均。(c)8 個方向的平均 T_B 剖面。

(a) 1997 02C Oliwa
0912-0051Z



(b) 2009 11W Vamco
0824-2000Z

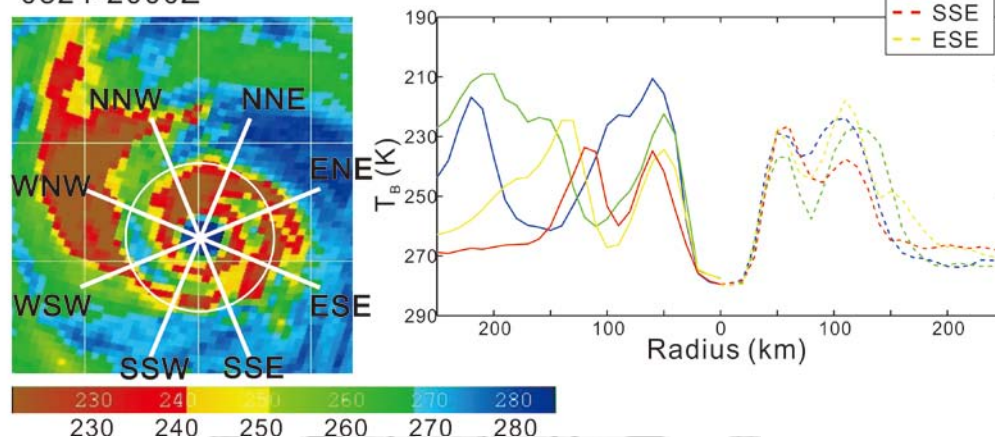


圖 2-2：(a)1997 年 Typhoon Oliwa 和(b)2009 年 Typhoon Vamco 的微波衛星雲圖以及東西半邊各 4 個方位平均 T_B 剖面。其中的 Typhoon Vamco 有達到每一個判別標準，而 Typhoon Oliwa 雖然也被認定有兩個徑向外的 T_B 最小值，但是外圍的 T_B 最小值被判定為螺旋雨帶。(綠色實線：WNW，黃色實線：WSW，紅色實線：SSW，藍色實線：NNW，綠色虛線：ENE，黃色虛線：ESE，紅色虛線：SSE 及藍色虛線：NNE)。

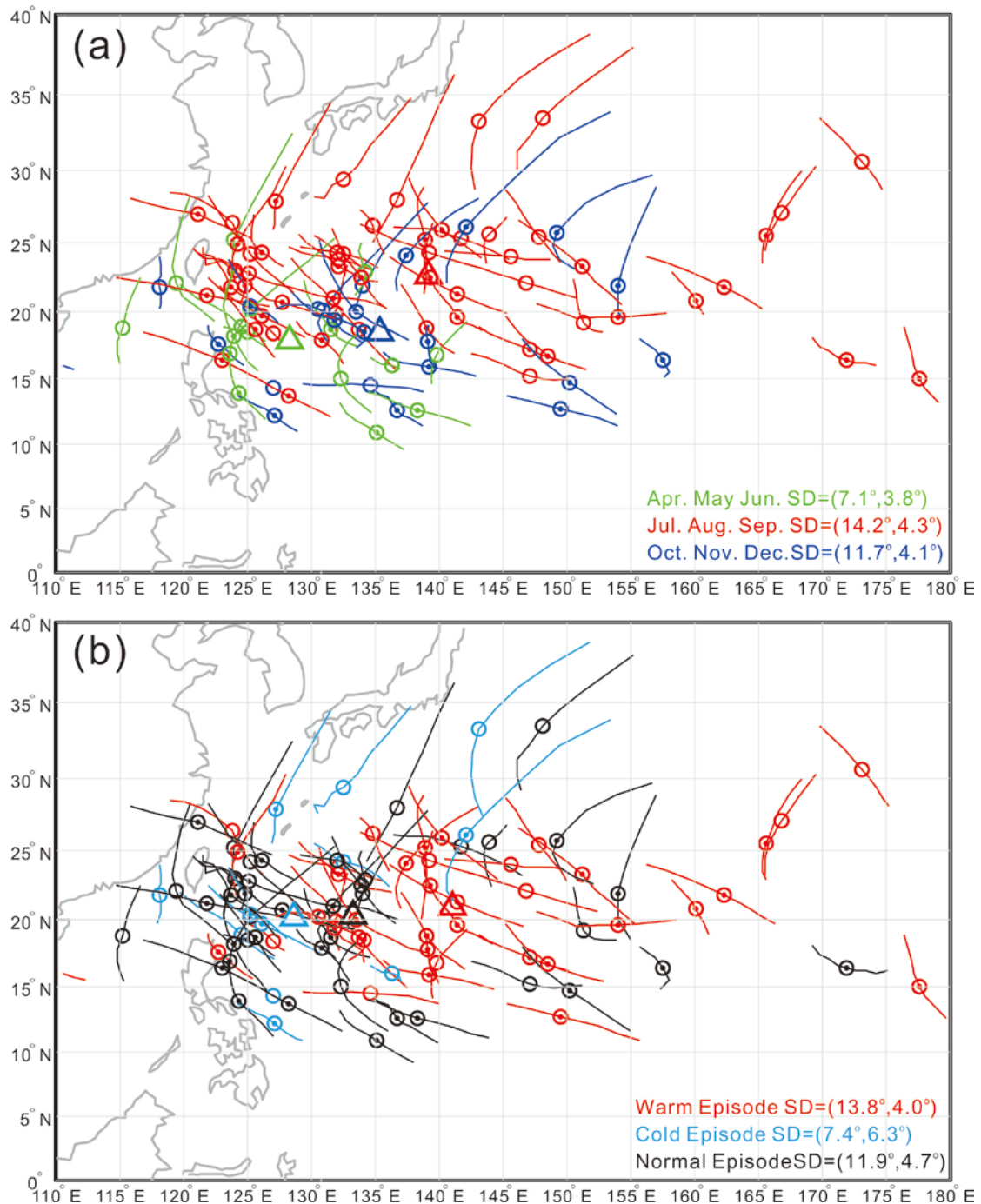


圖 3-1：(a) 雙眼牆颱風形成位置及形成雙眼牆前後 24 小時路徑，圖中的綠色、紅色及藍色點分別表示 4 月至 6 月、7 月至 9 月，以及 10 月至 12 月的雙眼牆颱風；(b) 同(a)為雙眼牆颱風形成位置及形成雙眼牆前後 24 小時路徑，圖中的紅色、藍色及黑色點代表暖期、冷期與正常時期的雙眼牆颱風。中心的有打點表示颱風強度大於或等於 Category 4，中心沒有打點則表示小於 Category 4。三角形的點表示不同時期的颱風平均雙眼牆形成位置。

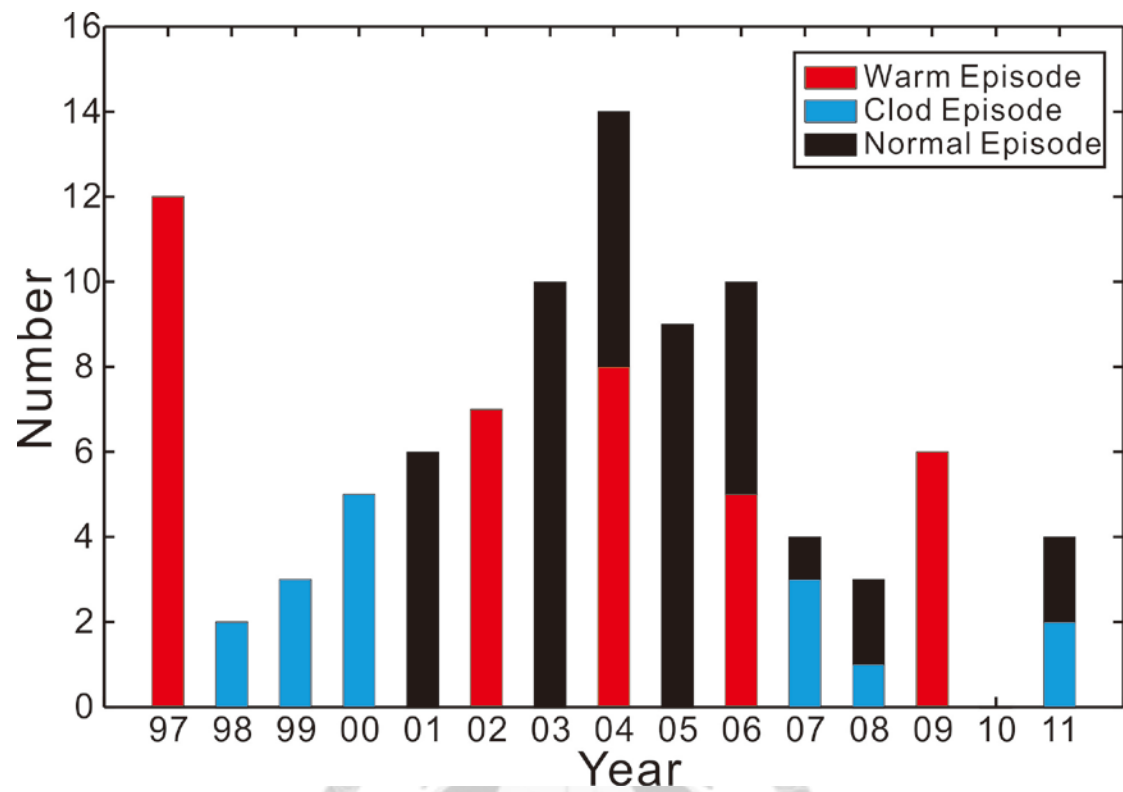


圖 3-2：雙眼牆個案數目隨年際的變化。紅、藍及黑色分別表示暖期、冷期及正常時期。



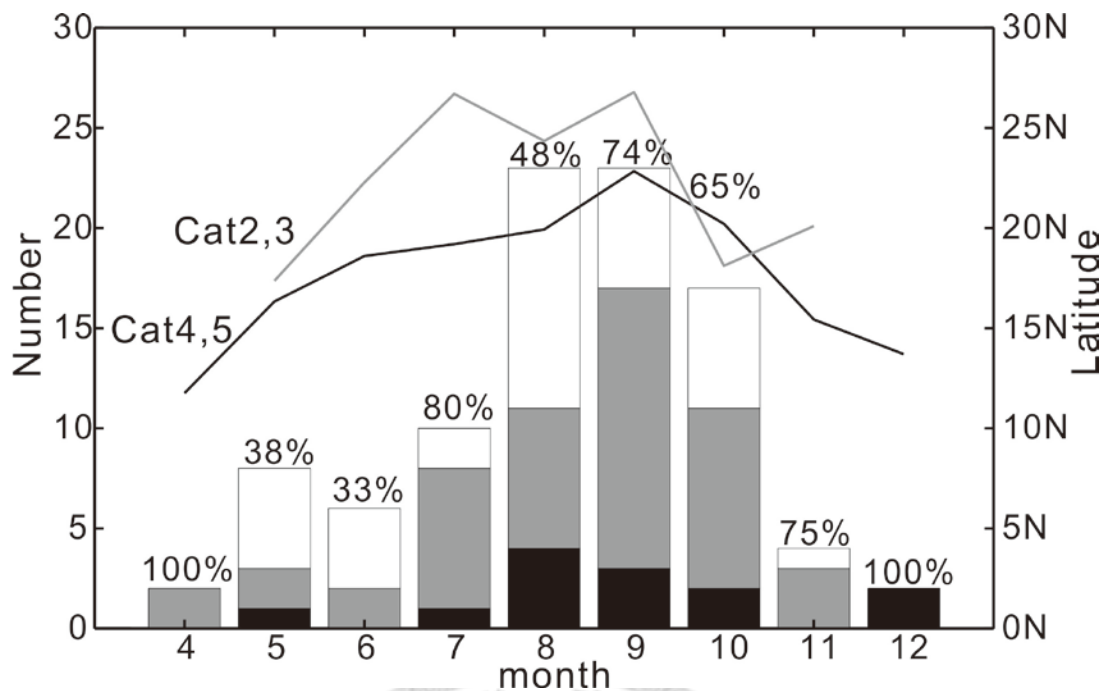


圖 3-3：雙眼牆颱風在不同月份下的數目隨強度分佈，以及不同月份下的形成緯度變化。長條圖的黑色、灰色及白色分別表示 Category 5、Category 4 以及小於 Category 4。百分比表示 Category 4 以上的雙眼牆個案在該月份的比例，黑色線表示強度在 Category 4 以上的平均形成緯度，灰色線表示 Category 2 和 3 的平均形成緯度。

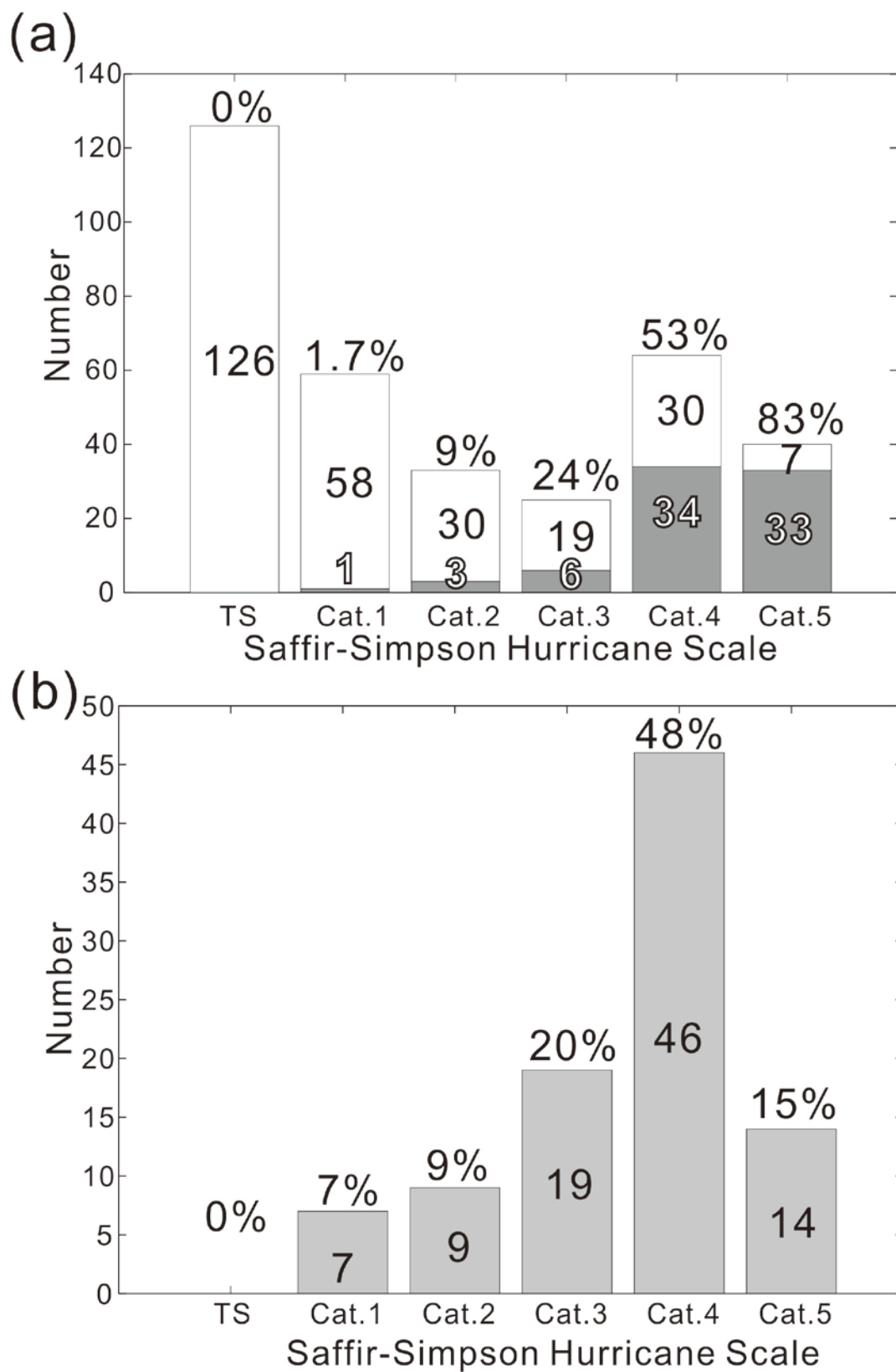


圖 3-4：(a)雙眼牆颱風個數與其生命期最大強度。(b)雙眼牆颱風個數與形成雙眼牆的最大強度。

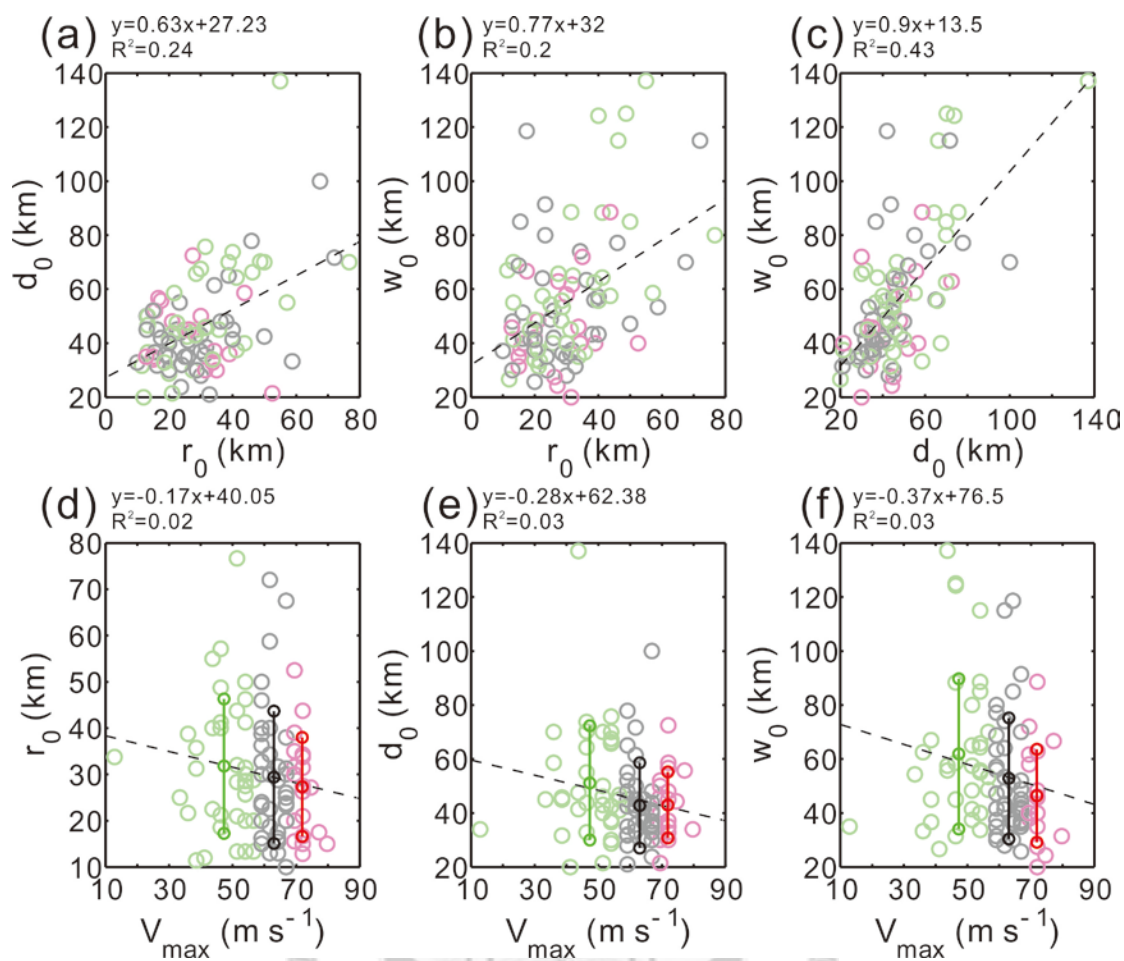


圖 3-5：moat 寬度(d_0)、內眼牆半徑(r_0)、外眼牆寬度(w_0)以及颱風形成雙眼牆時強度($V_{\max}$)的關係圖。紅色、黑色及綠色分別表示 Category 5、Category 4 和 Category 3 以下。

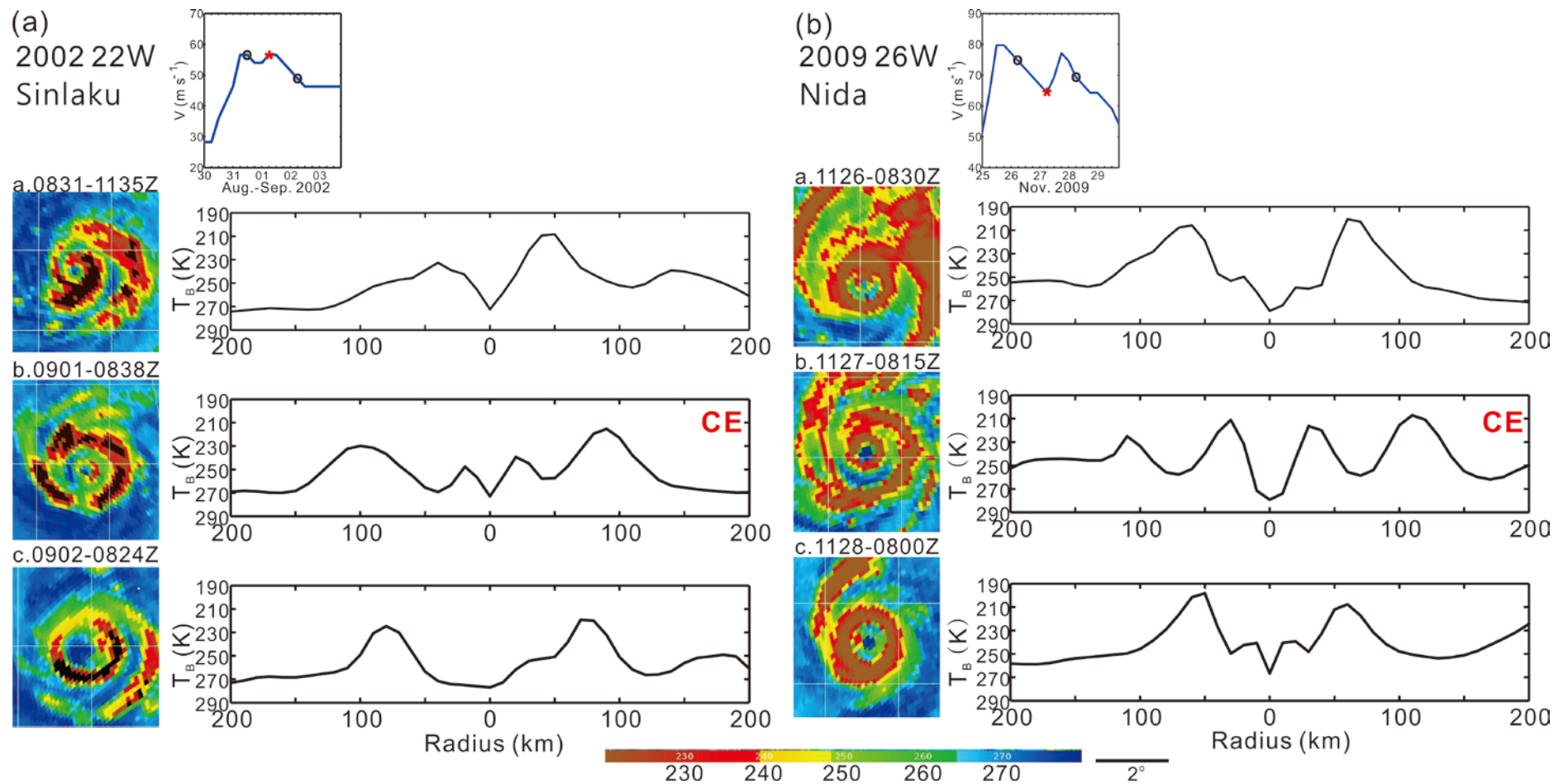


圖 3-6：(a) 2000 年 Typhoon Sinlaku 及(b) 2009 年 Typhoon Nida 的衛星雲圖、強度變化及半邊平均的 T_B 剖面。上方小圖則為兩個案的強度變化。

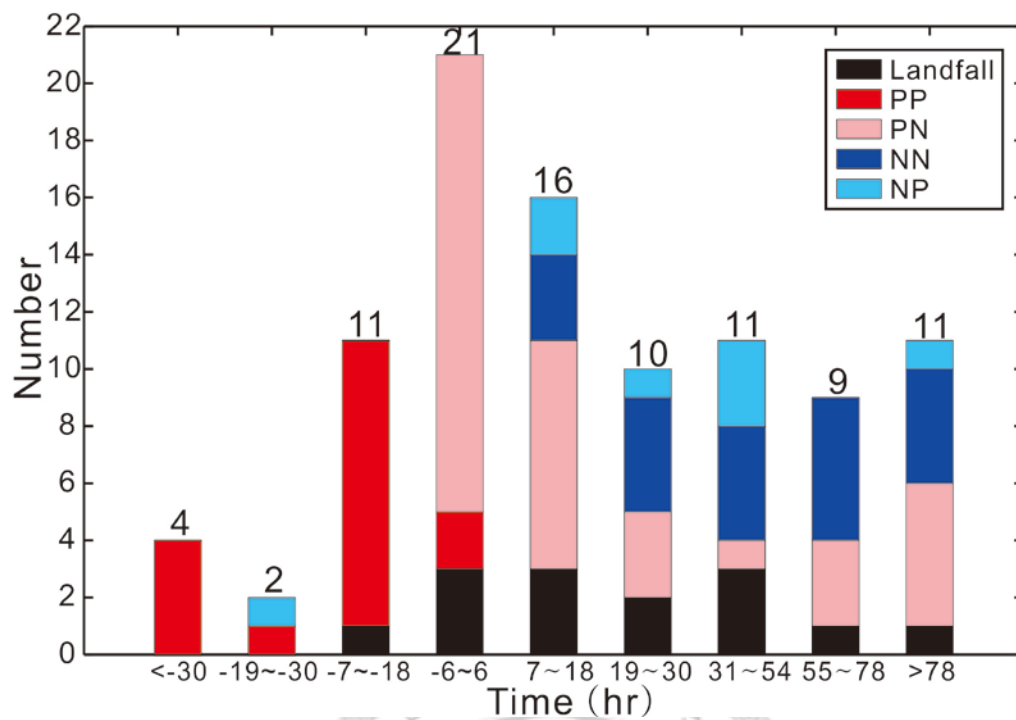


圖 3-7：雙眼牆形成的時間和颱風最大強度的時間差，隨不同強度變化的個數。不同顏色表示不同的強度變化。負與正值分別表是雙眼牆形成時間比最大強度形成時間早與晚。

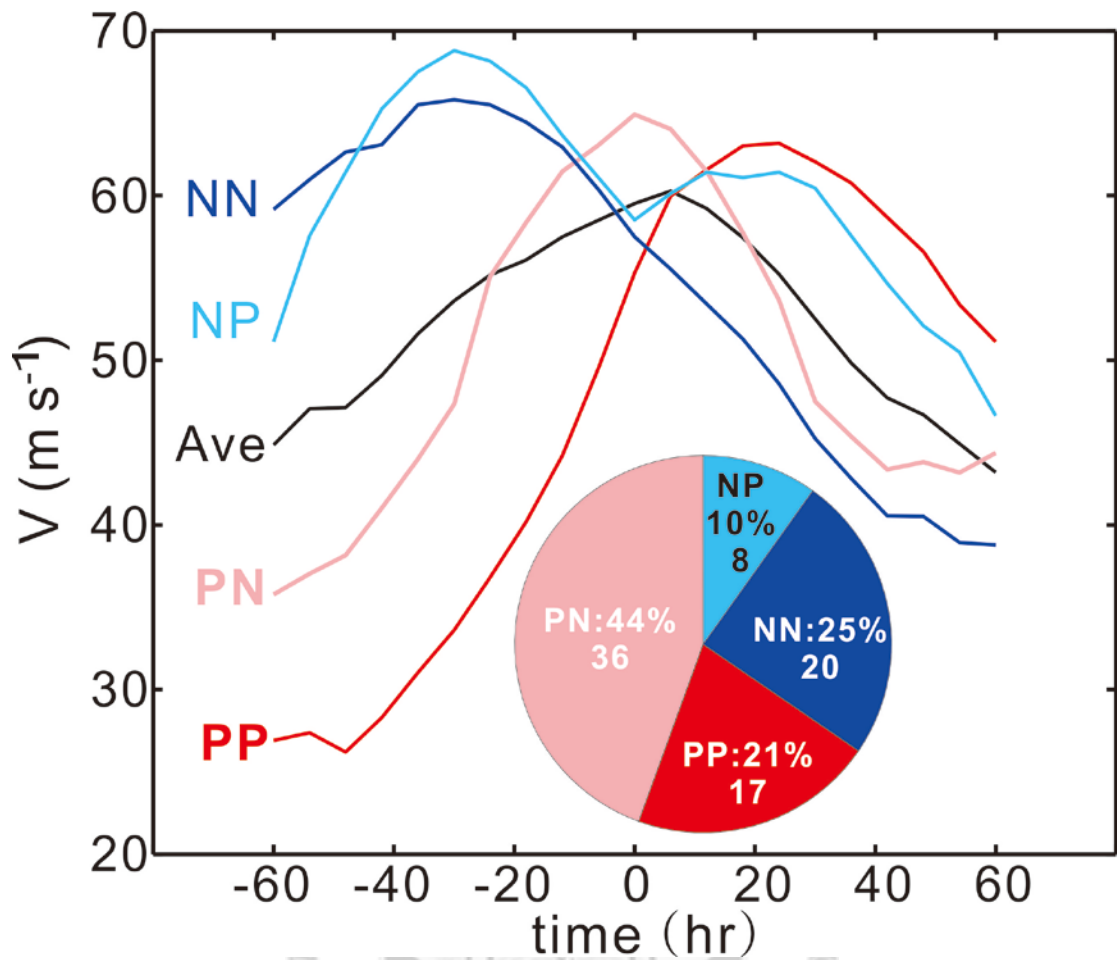


圖 3-8：無因此化的雙眼牆強度在 PP、PN、NN 和 NP 情形下隨時間變化。圓餅圖比是不同強度變化所占的比例及個數。“0”對到的強度是雙眼牆形成時的強度。

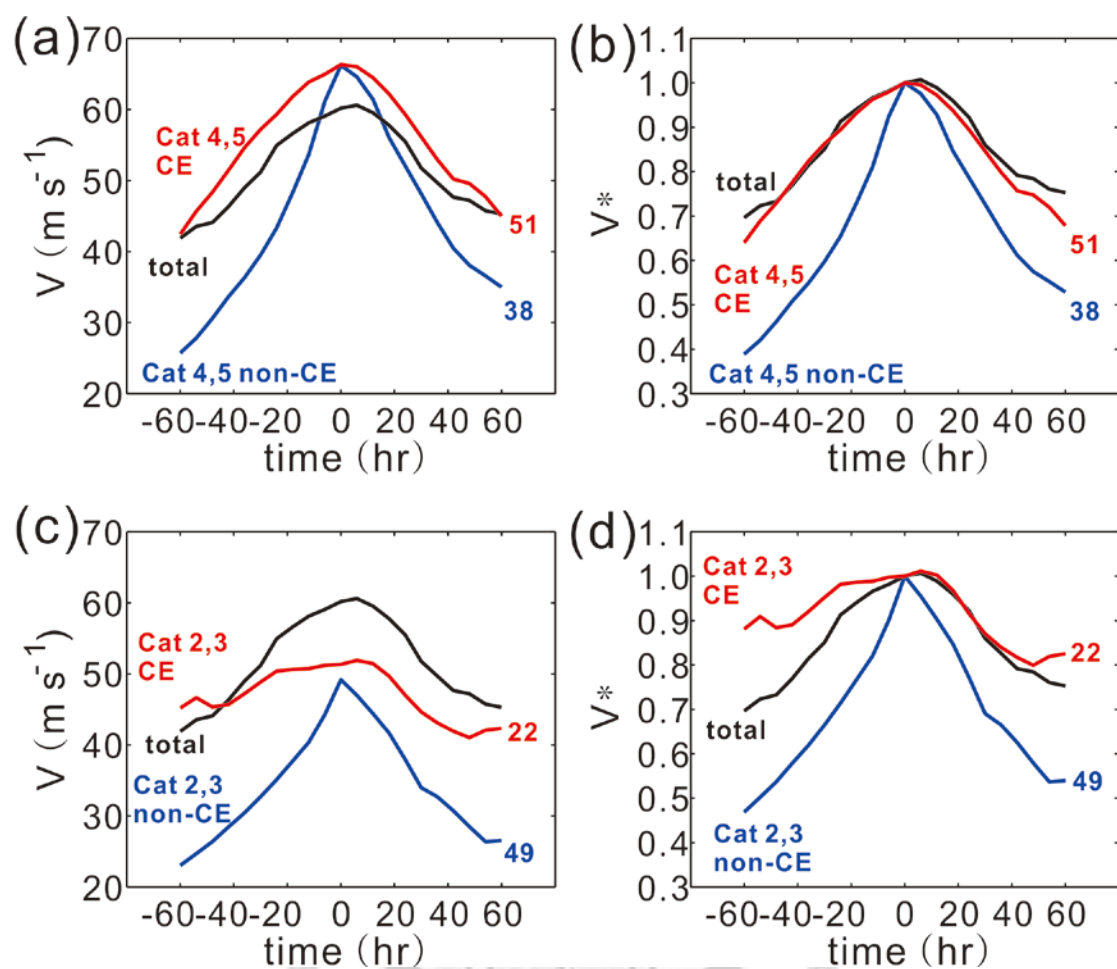


圖 3-9：有和沒有形成雙眼牆的強度(V)變化及無因次化強度(V^*)變化。“0”對到的強度是雙眼牆形成時的強度，或是沒有形成雙眼牆颱風的最大強度。“total”是指 Category 2-5 的颱風。

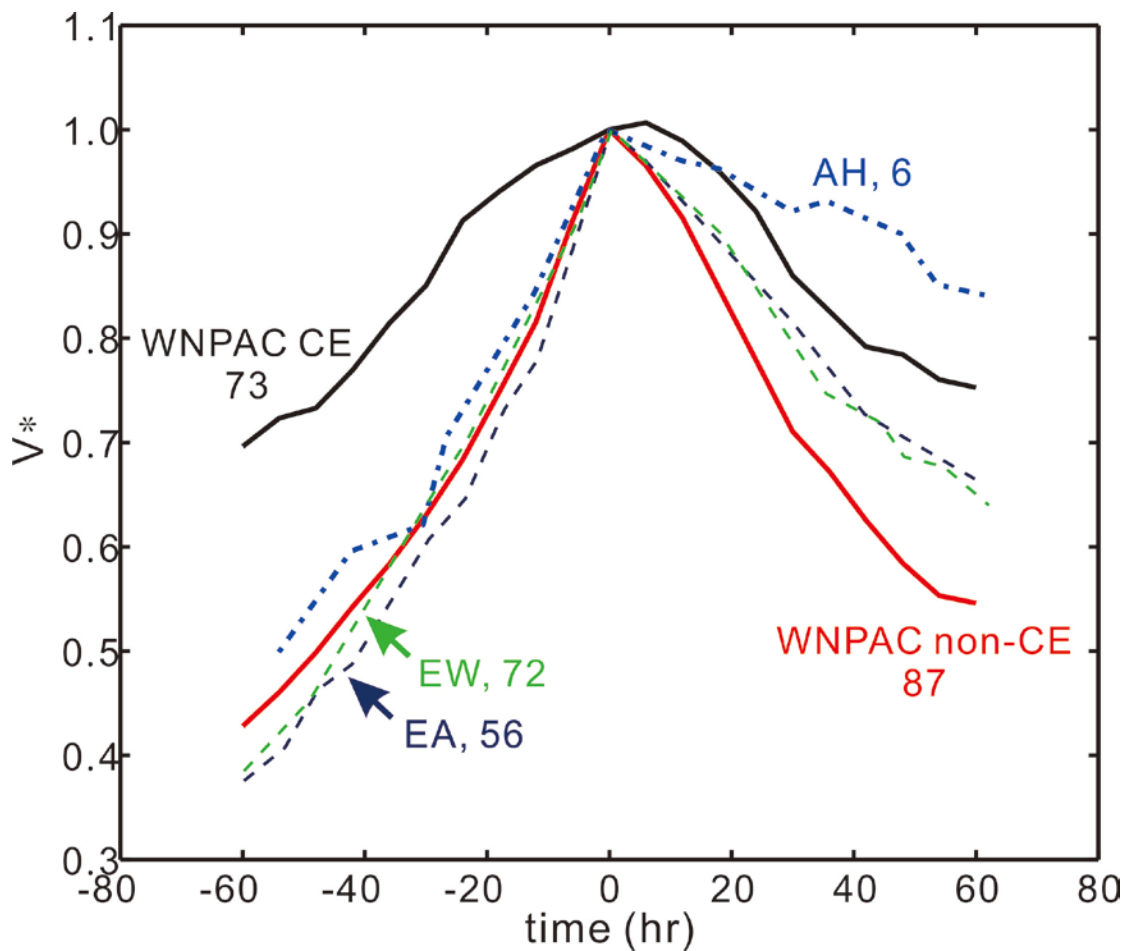


圖 3-10：西北太平洋無因次化的雙眼牆颱風強度及沒有形成雙眼牆的颱風強度，圖中也包含 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強度，以及 Knaff and Kossin (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均無因次化強度。”0”對到的是雙眼牆形成的強度，或是沒有形成雙眼牆颱風的最大強度。

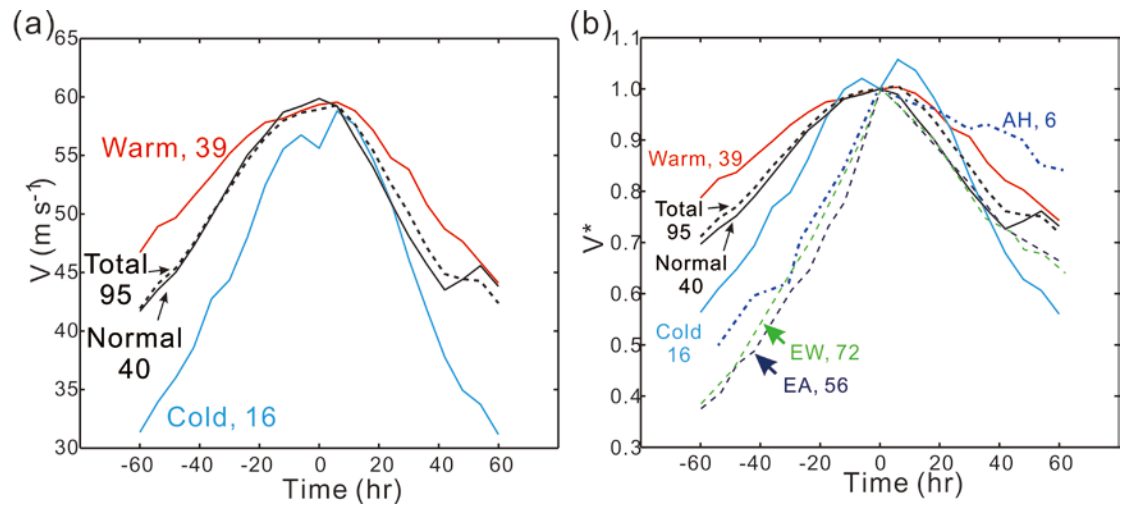


圖 3-11：(a)為暖期、冷期及正常時期雙眼牆颱風的強度變化。虛線為”Total”個案，實線為正常時期的個案。(b)則為無因次化的強度變化和 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強度，以及 Knaff et al. (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均無因次化強度。



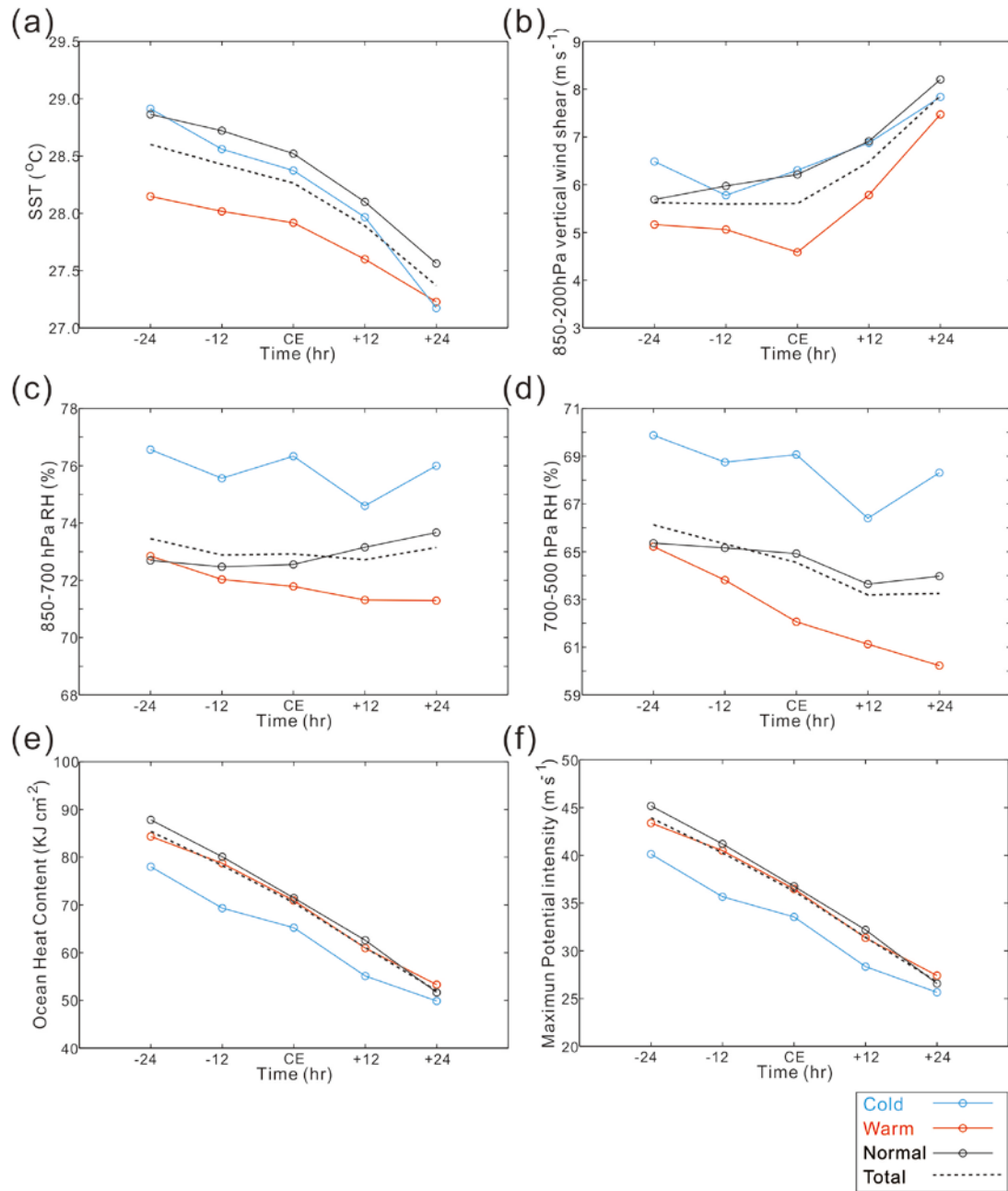


圖 3-12：暖期、冷期和正常時期的雙眼牆颱風在 SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 相對溼度、850-500 hPa 相對溼度、OHC 和 MPI 隨時間的變化。

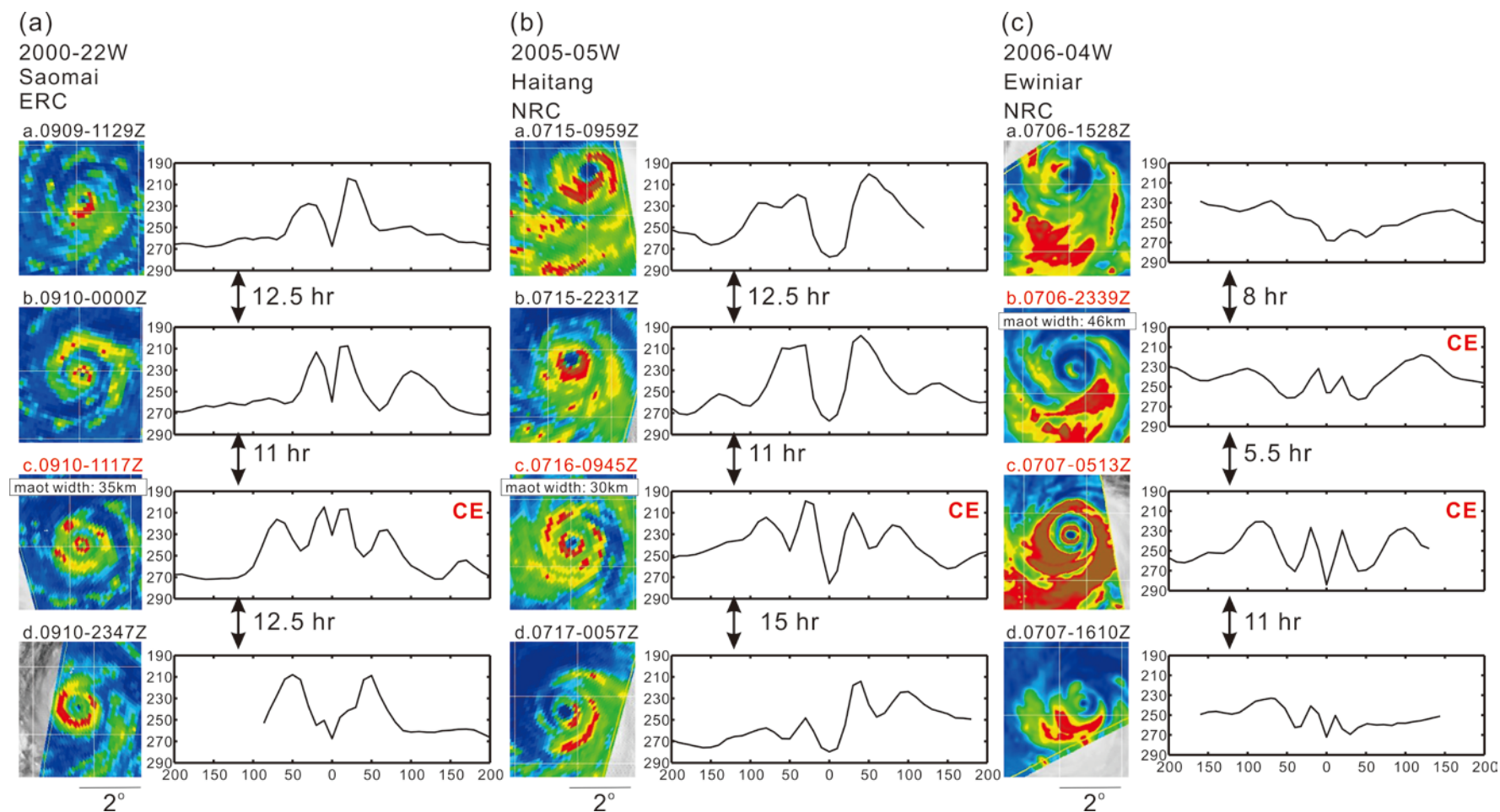


圖 4-1：(a) 2000 年 Typhoon Saomai-ERC, (b) 2005 年 Typhoon Haitang-NRC, (c) 2006 年 Typhoon Ewinar- NRC, (d) 1997 年 Typhoon Winnie-CEM, (e) 2004 年 Typhoon Dianmu-CEM，和(f) 2004 年 Typhoon Chaba-CEM，衛星雲圖以及平均兩個最不對稱半邊的 T_B 剖面。

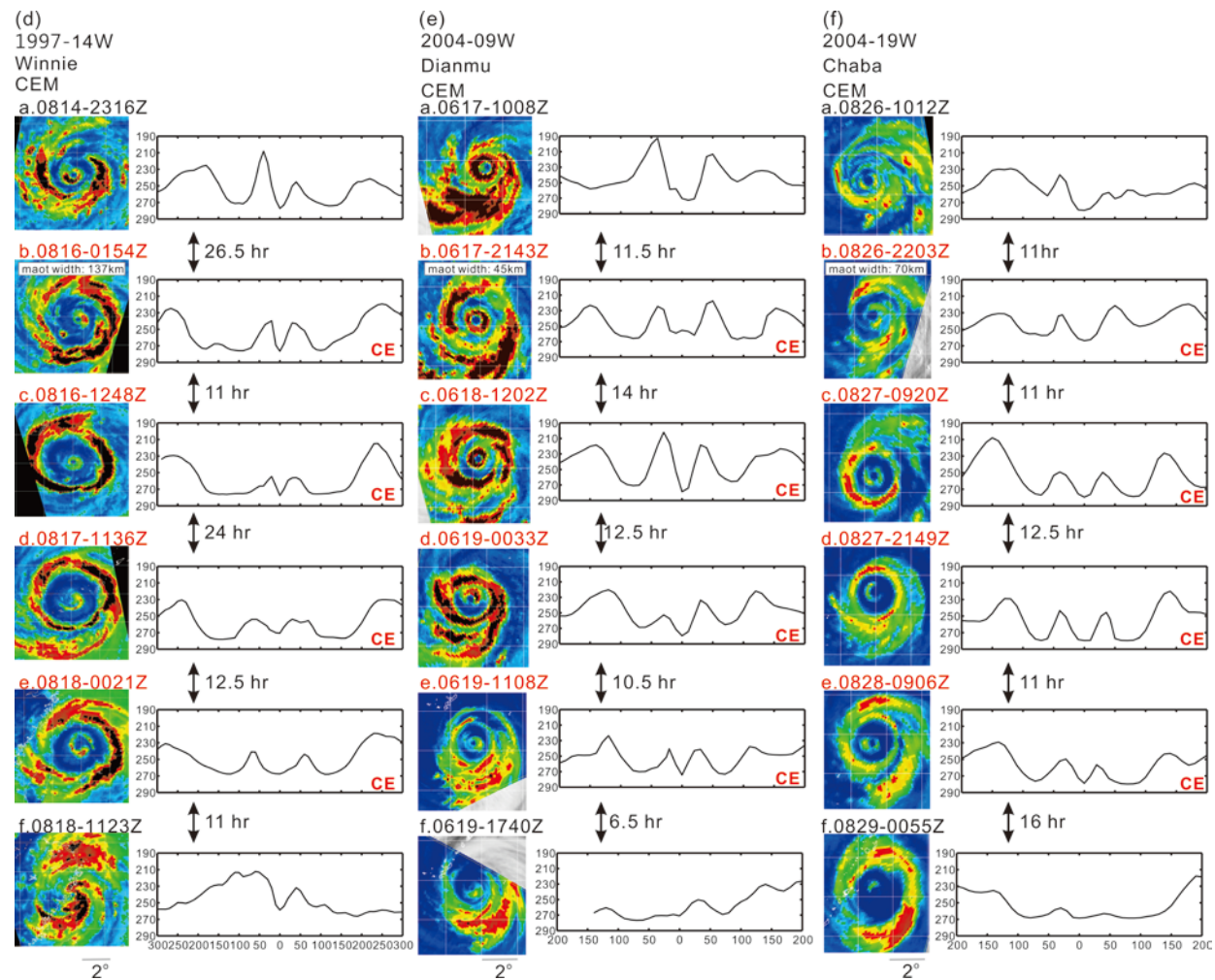


圖 4-1(續)。

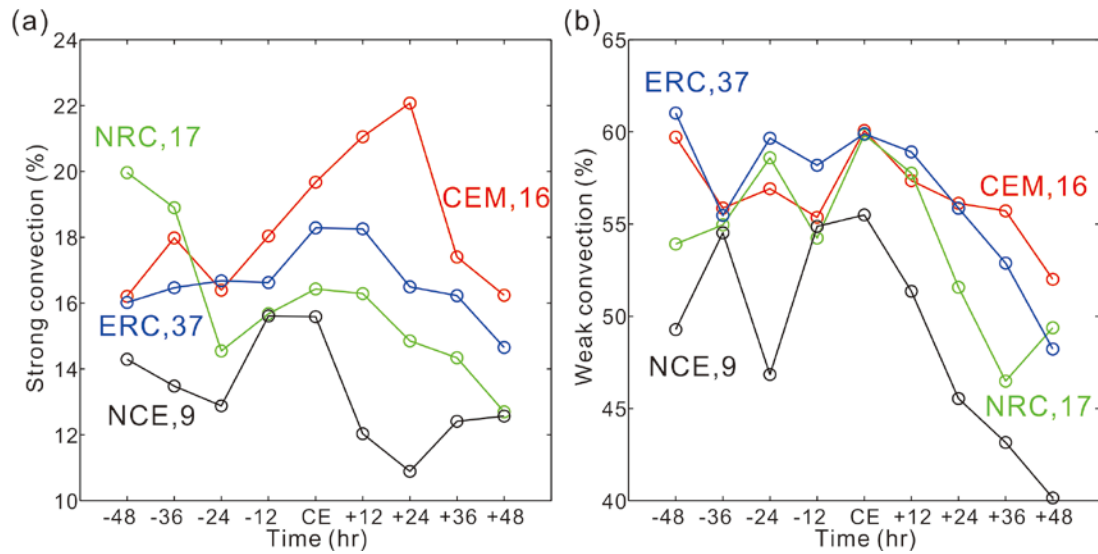


圖 4-2：ERC (藍色實線)，CEM (紅色實線)，NRC (綠色實線) 和 NCE (黑色實線) 的強及弱對流，在以颱風中心的 $400\text{ km} \times 400\text{ km}$ 範圍內百分比，其中強對流是指 $T_B \leq 230\text{ K}$ ，弱對流則為 $230\text{ K} < T_B \leq 270\text{ K}$ 。對雙眼牆颱風而言，中心時間 0 是雙眼牆形成的時間，對非雙眼牆的颱風而言，中心時間 0 是最大強度的時間，數字表示每種個案的數目。

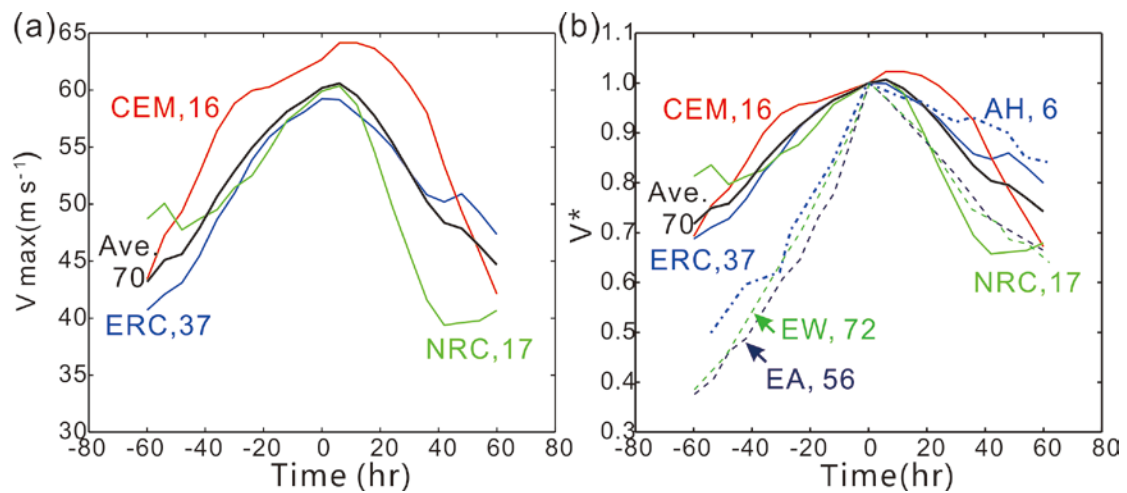


圖 4-3：(a) ERC、CEM、NRC 和全部雙眼牆個案的強度及(b)無因次化強度隨時間變化，(b)也包含 Emanuel (2000)研究大西洋(EA)及西北太平洋(EW)沒有遇到冷水及陸地的颱風平均無因次化強度，以及 Knaff et al. (2003)研究 annular hurricanes (AH)的平均無因次化強度。



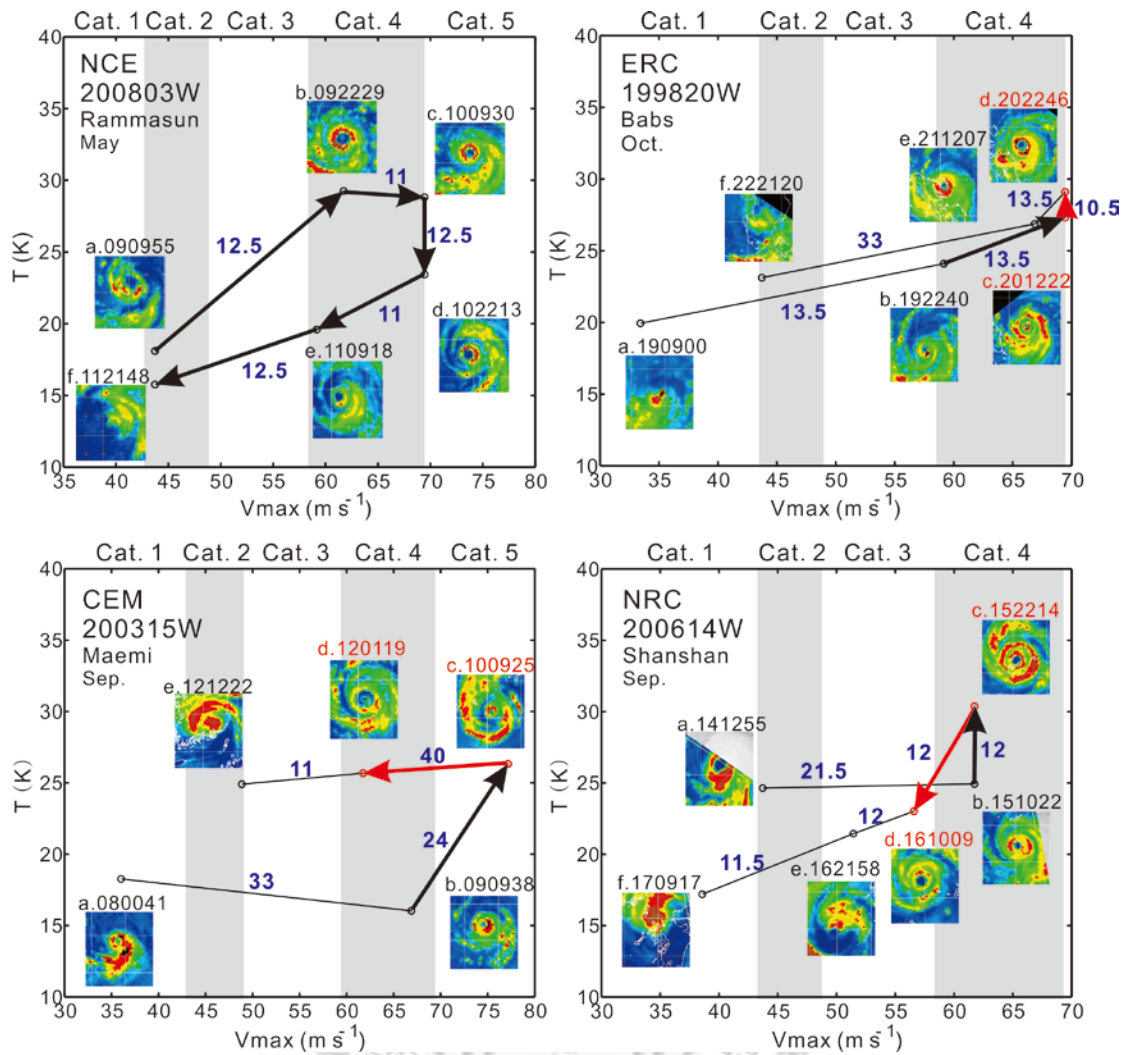


圖 4-4：沒有形成雙眼牆(NCE)的 Typhoon Rammasun (2008)、ERC Typhoon Babs (1998)、CEM Typhoon Maemi (2003)以及 NRC Typhoon Shanshan (2006)的 T-Vmax 圖。“T”是以颱風為中心在 $400 km \times 400 km$ 範圍內平均每一 pixel 的 T_B 與背景 T_B 的差($CA \equiv -\overline{T_{B1} - T_{B0}}$)，背景的 T_{B0} 則為 $160000 km^2$ 範圍內最高 5 % 的 T_B 平均值。深藍色的數字是指兩張衛星雲圖之間的時間差(h)。黑色和紅色箭頭分別表示形成雙眼牆前和後的 T_B 差以及強度變化。但是 CEM 個案的 c 和 d 是第一張及最後一張雙眼牆結構的衛星雲圖。圖中時間差的選擇多以 12 h 為主，但是為使圖的趨勢清楚，部分時間差的選擇較長，尤其是 CEM 個案的時間差。

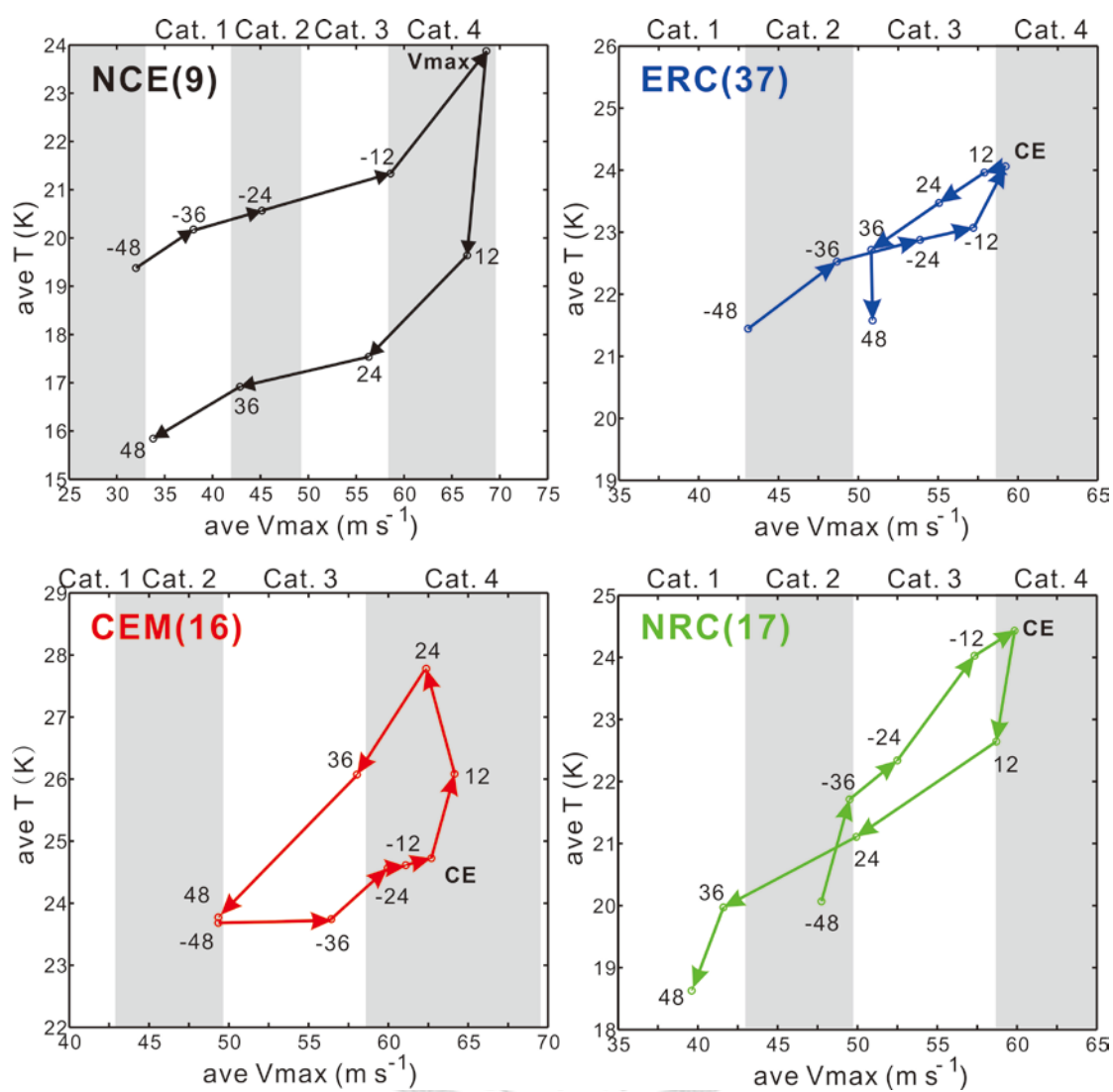


圖 4-5：沒有形成雙眼牆的颱風(NCE)、ERC、CEM 及 NRC 個案平均的 T_B 和強度在最大強度(NCE)以及雙眼牆(ERC、CEM 及 NRC)形成前後 48 小時變化。括號內為個案數。注意每張圖的橫軸縱軸有些許不同。

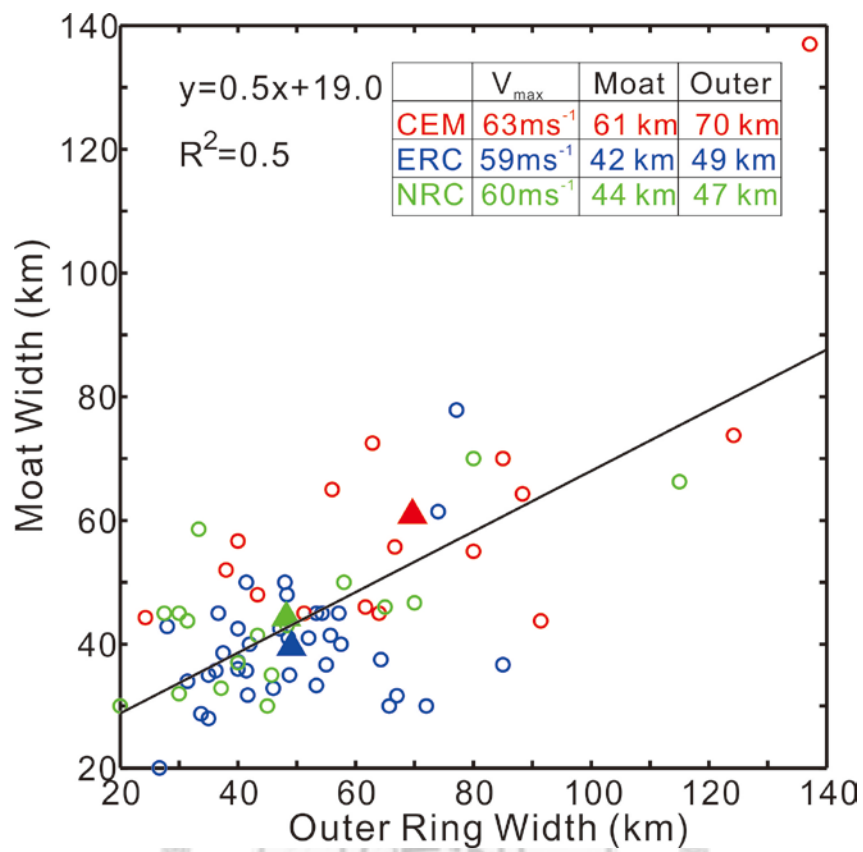


圖 4-6: moat 寬度與外眼牆寬度的關係圖。藍色、綠色及紅色圓圈分別表示 ERC、NRC 和 CEM 個案。三角型則表示各類型的平均值。

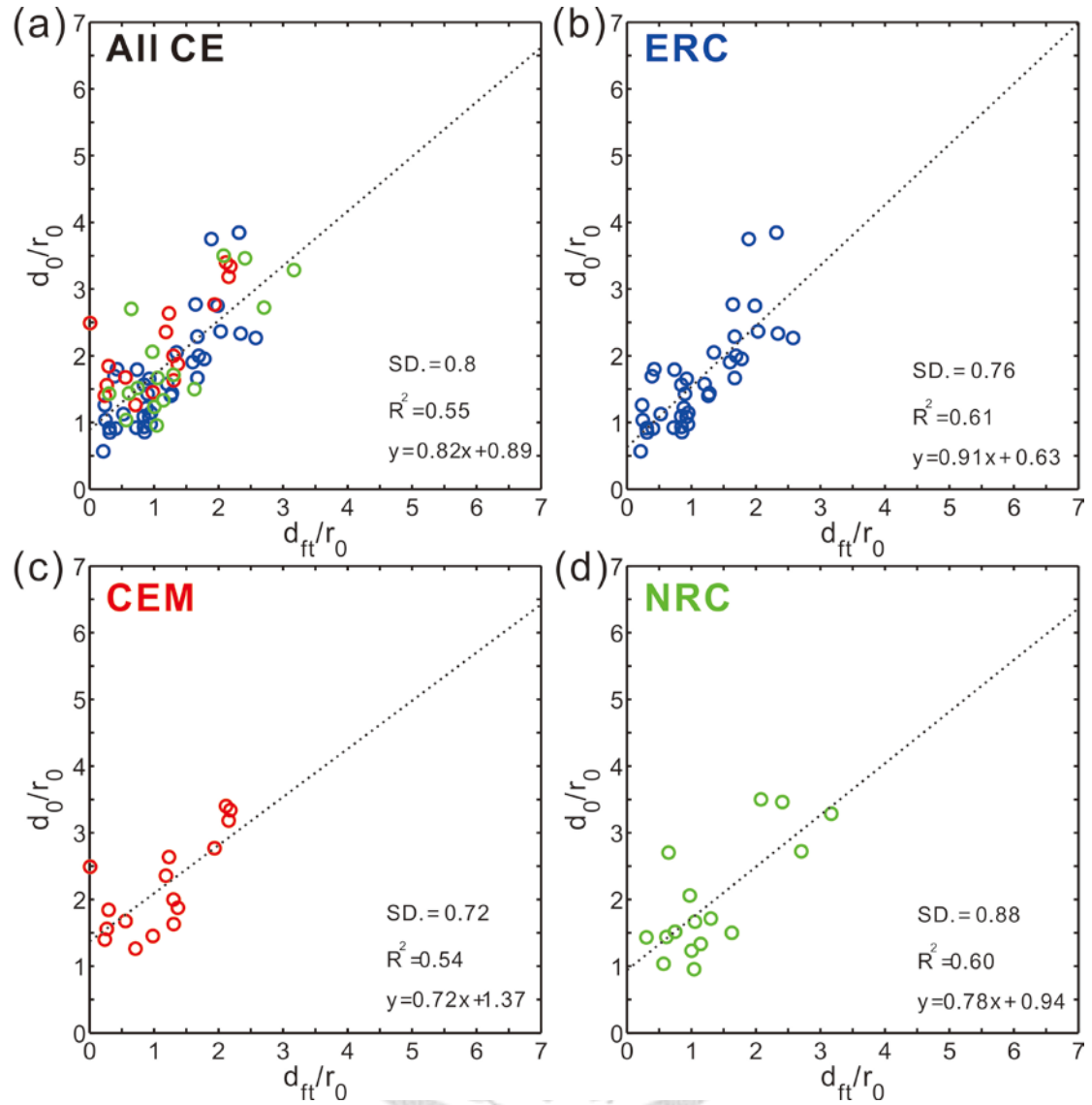


圖 4-7：(a)所有雙眼牆個案、(b)ERC 個案、(c) CEM 個案與(d) NRC 個案的無因次化的觀測 moat 寬度(d_0/r_0)及無因次化帶狀化區域寬度(d_{ft}/r_0)關係圖。其中 d_0 、 r_0 和 d_{ft} 分別表示 moat 寬度、內眼牆半徑及快速帶狀化的區域。

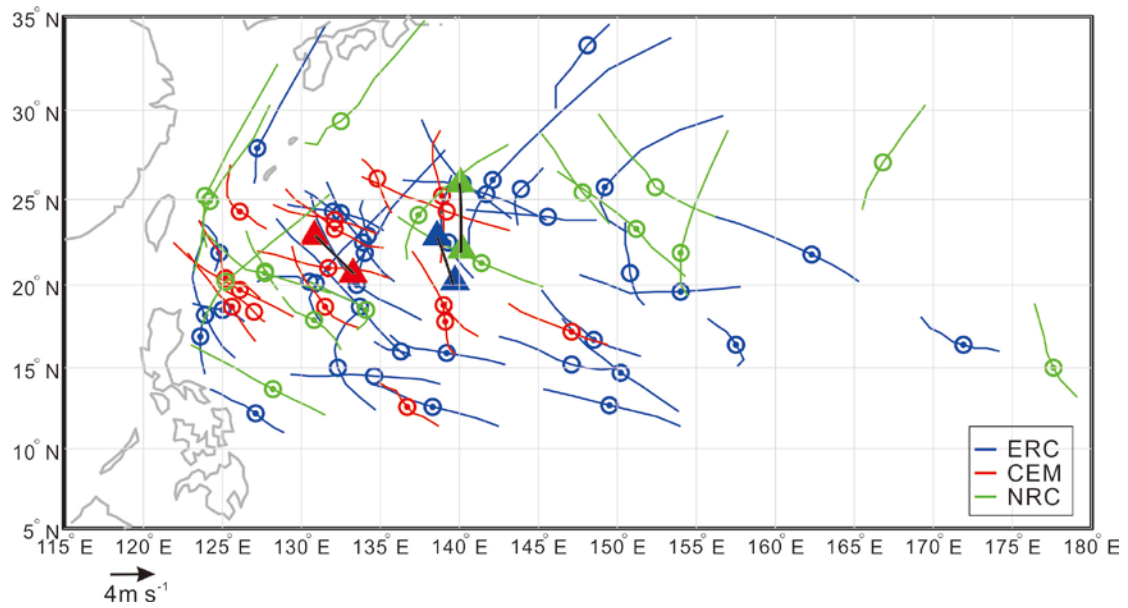


圖 4-8：1997 至 2011 年雙眼牆颱風形成前後 24 小時的路徑，圓圈表示雙眼牆形成時，中心有圓點為雙眼牆形成時強度大於或等於 Category 4 (114 kts)，沒有圓點則是小於 Category 4。ERC、NRC 和 CEM 個案分別以藍色、綠色及紅色表示。三角型表示雙眼牆形成時和形成後 24 小時的平均位置。

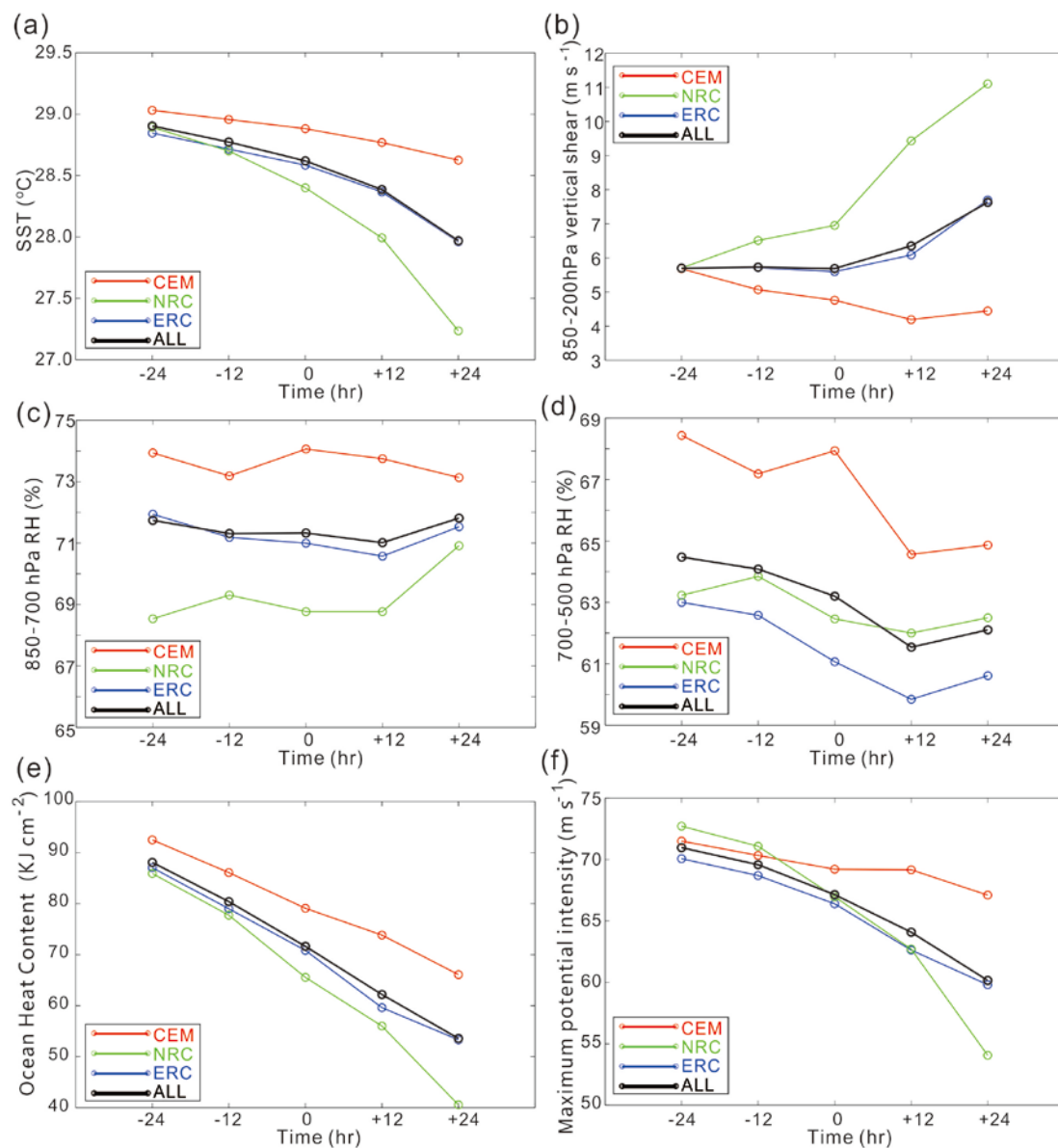
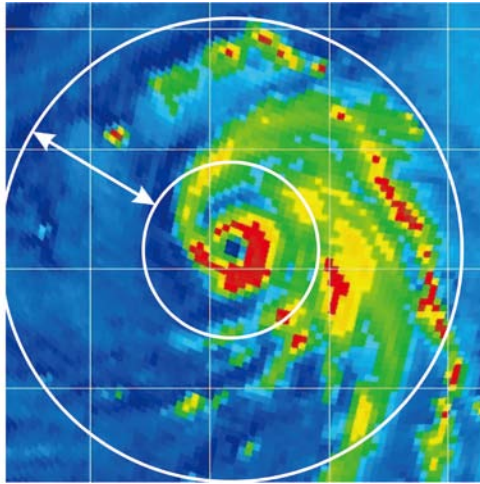


圖 4-9: ERC (藍色)、CEM (紅色)、NRC (綠色)和所有雙眼牆個案(黑色)的 (a) SST, (b) 850-200 hPa 垂直風切, (c) 850-700 hPa 相對溼度, (d) 700-500 hPa 相對溼度, (e) OHC, 以及(f) MPI 在雙眼牆形成前後 24 小時的變化。

(a)



(b)

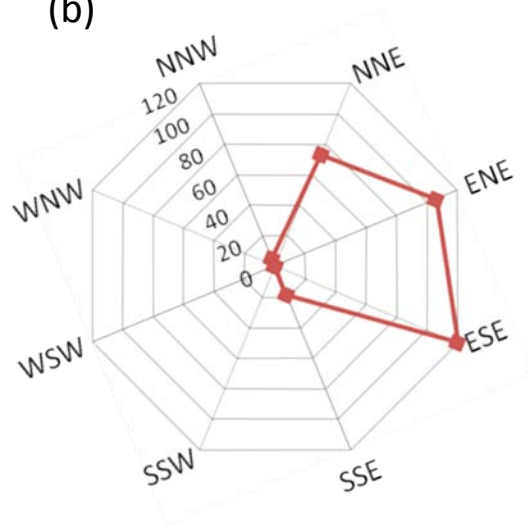


圖 5-1: 計算雙眼牆形成前 24 小時的對流分布示意圖。(a)為 2005 年 Typhoon Nesat 在雙眼牆形成前 24 小時, 即 6 月 5 日 2203 Z 的衛星雲圖。(b)在 8 個方位剖面上, 距離颱風中心 150-400 km 之間, 即(a)圖兩個圓圈範圍內, 該方位在該距離下, 其 T_B 與平均值相差一個標準差以上($T_B - \bar{T}_B \geq SD$), 則計算 1 次, 由此方法徑向外判斷後的計算次數分布。

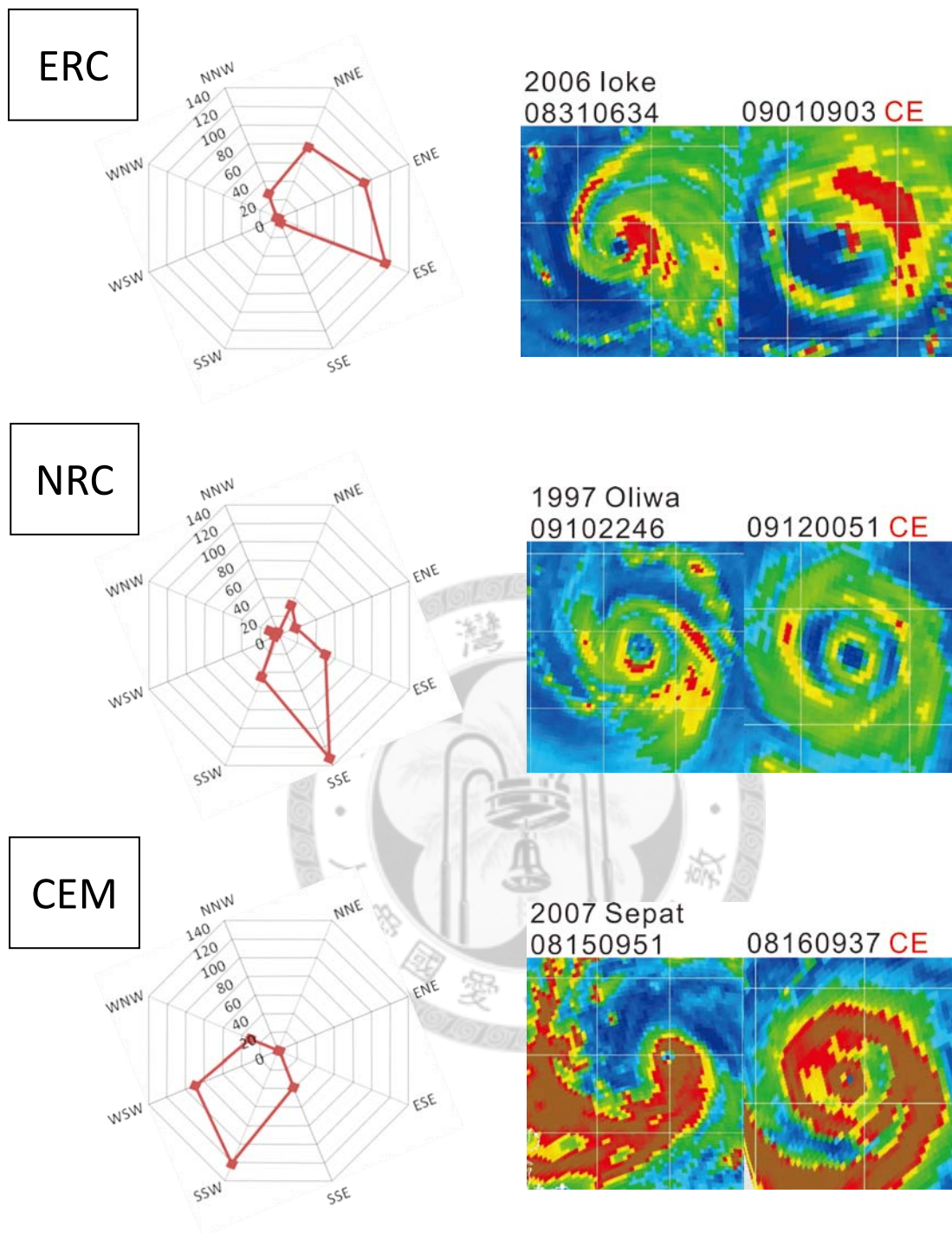
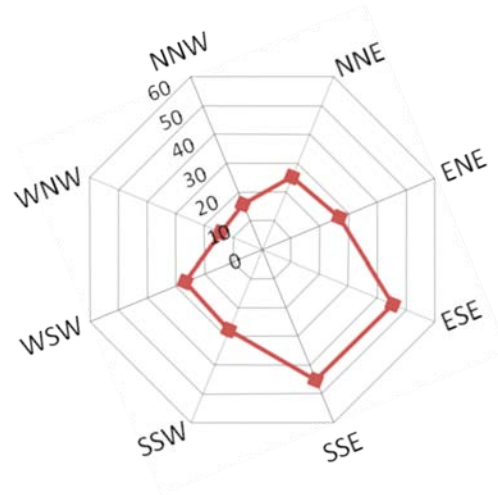
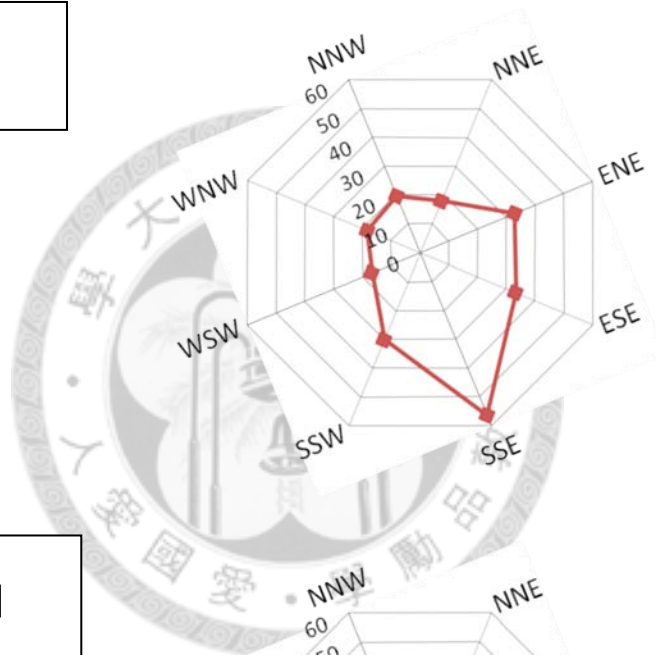


圖 5-2：2006 年 Typhoon Ioke (ERC)、1997 年 Typhoon Oliwa(NRC)及 2007 年 Typhoon Sepat 颱風(CEM)的雙眼牆形成和形成前 24 小時的衛星雲圖，左側對應到的是該雙眼牆形成前 24 小時的對流分布。在衛星雲圖中，一個格子表示 2° ，每張圖裁剪的範圍大小不同。

ERC



NRC



CEM

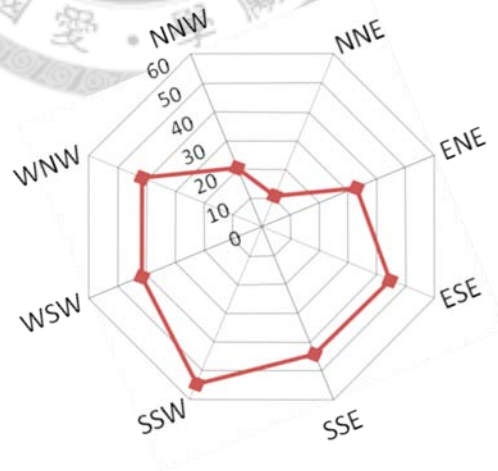
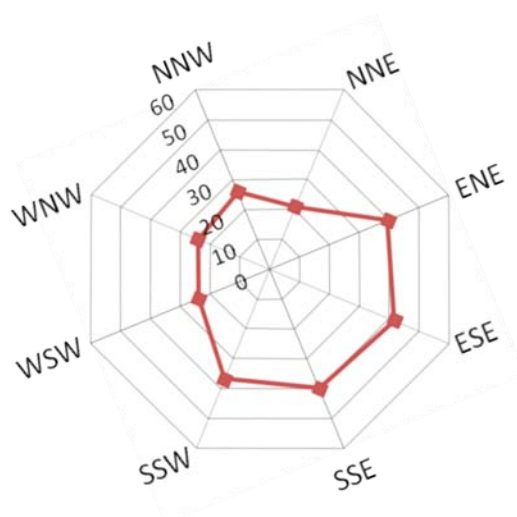


圖 5-3：ERC、NRC 及 CEM 雙眼牆颱風，在雙眼牆形成前 24 小時，距離颱風中心 150-400 km 之間，平均不對稱對流在各方位分布情形。

CE



No-CE

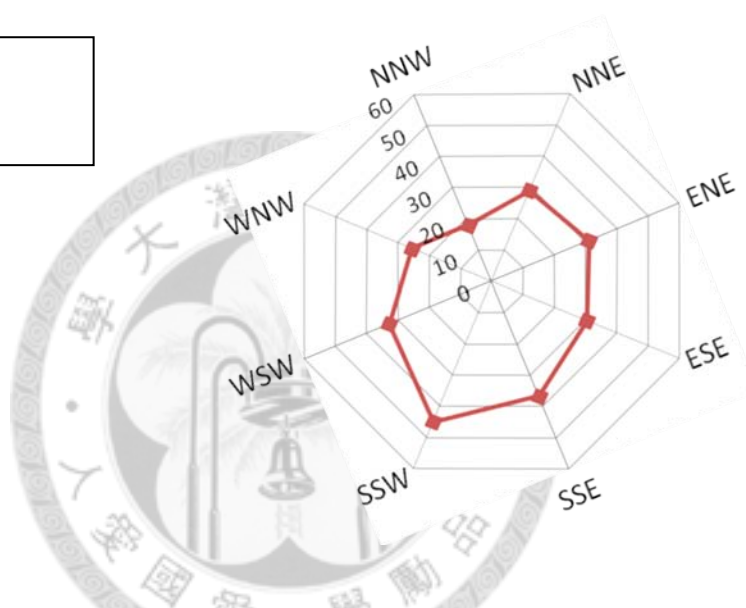
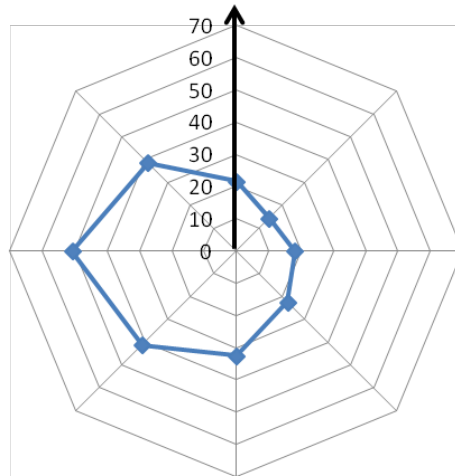
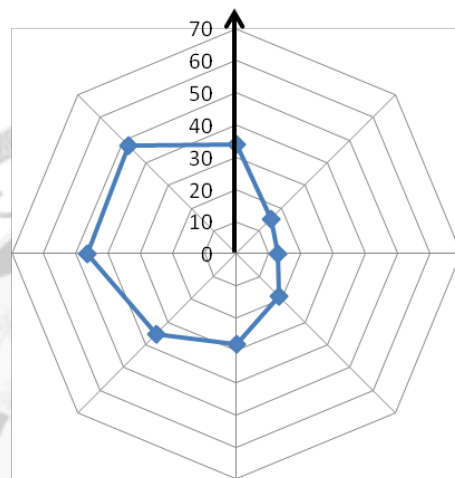


圖 5-4：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，在雙眼牆形成前和最大強度前 24 小時，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。

ERC



NRC



CEM

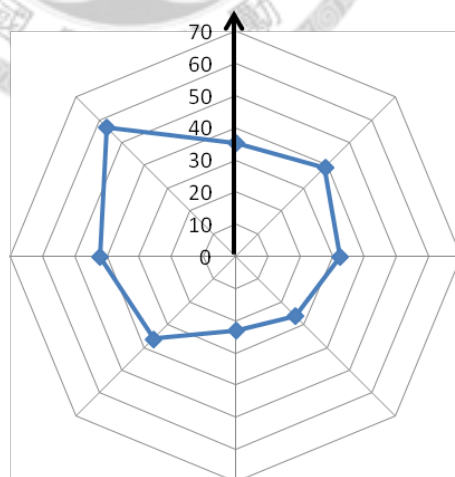
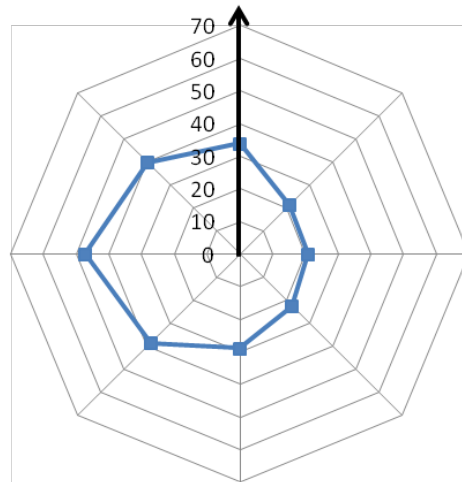


圖 5-5：ERC、NRC 及 CEM 雙眼牆颱風，在雙眼牆形成前 24 小時，對齊垂直風切方向後，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。箭頭為下風切方向。

CE



No-CE

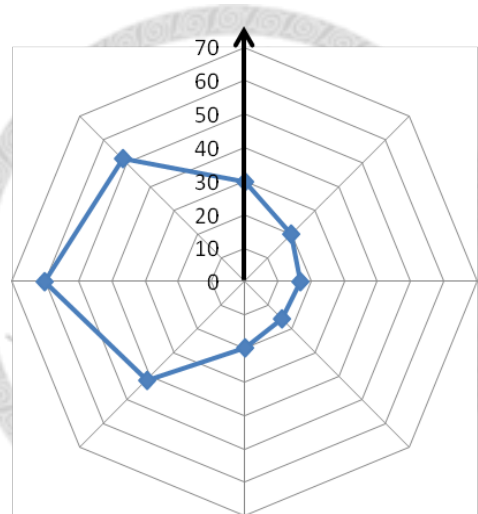


圖 5-6：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，在雙眼牆形成前和最大強度前 24 小時，對齊垂直風切方向後，距離颱風中心 150-400 km 之間，較強對流在各方位分布情形。箭頭為下風切方向。

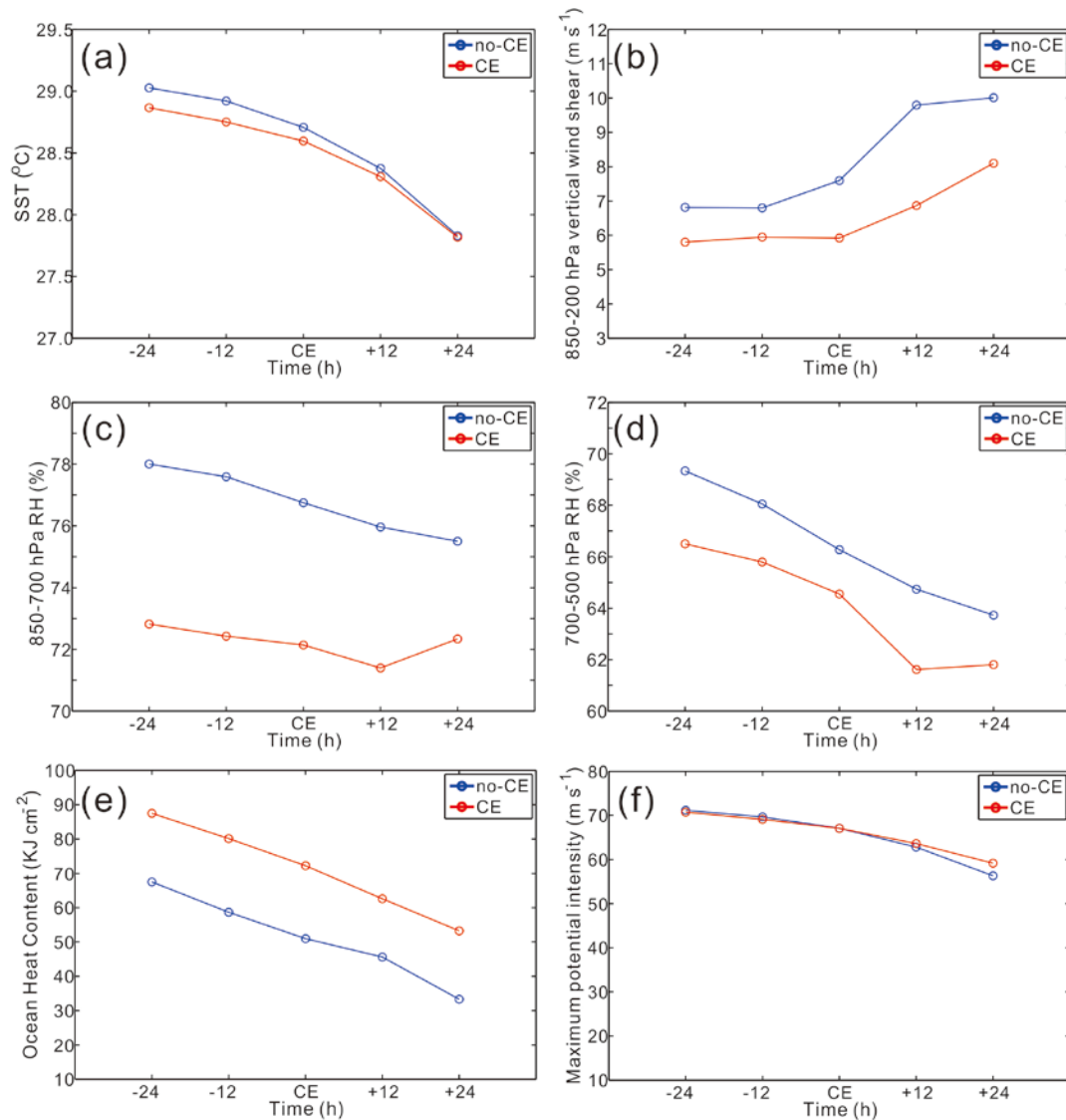
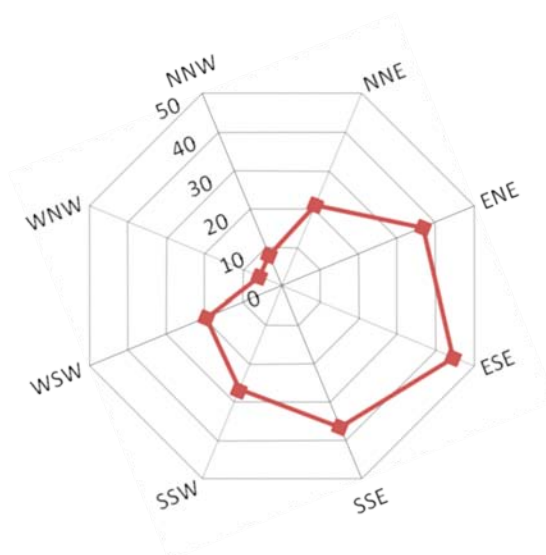
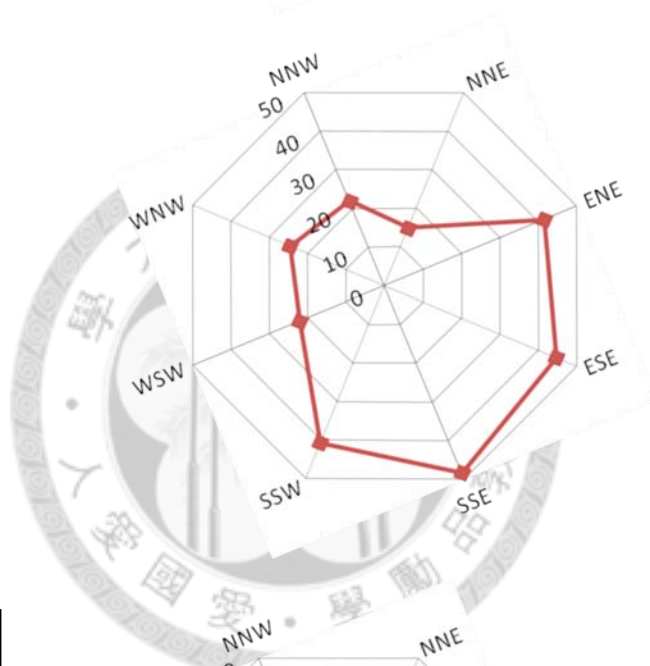


圖 5-7：雙眼牆颱風(CE)和沒有形成雙眼牆颱風(No-CE)，SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 的 RH、700-500 hPa 的 RH、OHC 和 MPI 隨時間的變化。CE 颱風使用的是雙眼牆形成的時間為標準，No-CE 颱風則是以生命期最大強度的時間為標準。

Apr, May, Jun



Jul, Aug, Sep



Oct, Nov, Dec

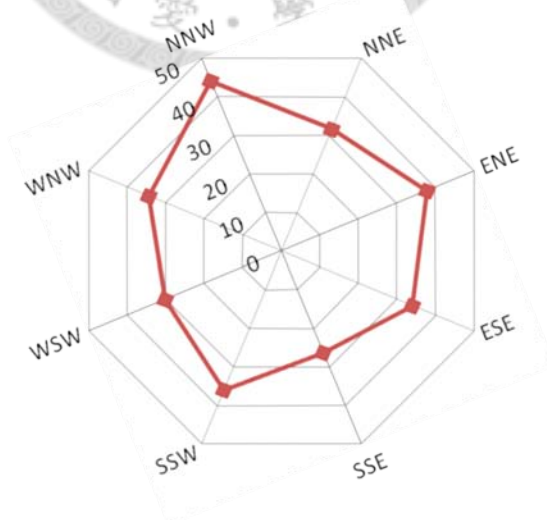


圖 5-8：按照形成的月份分類後的雙眼牆颱風平均對流分布。

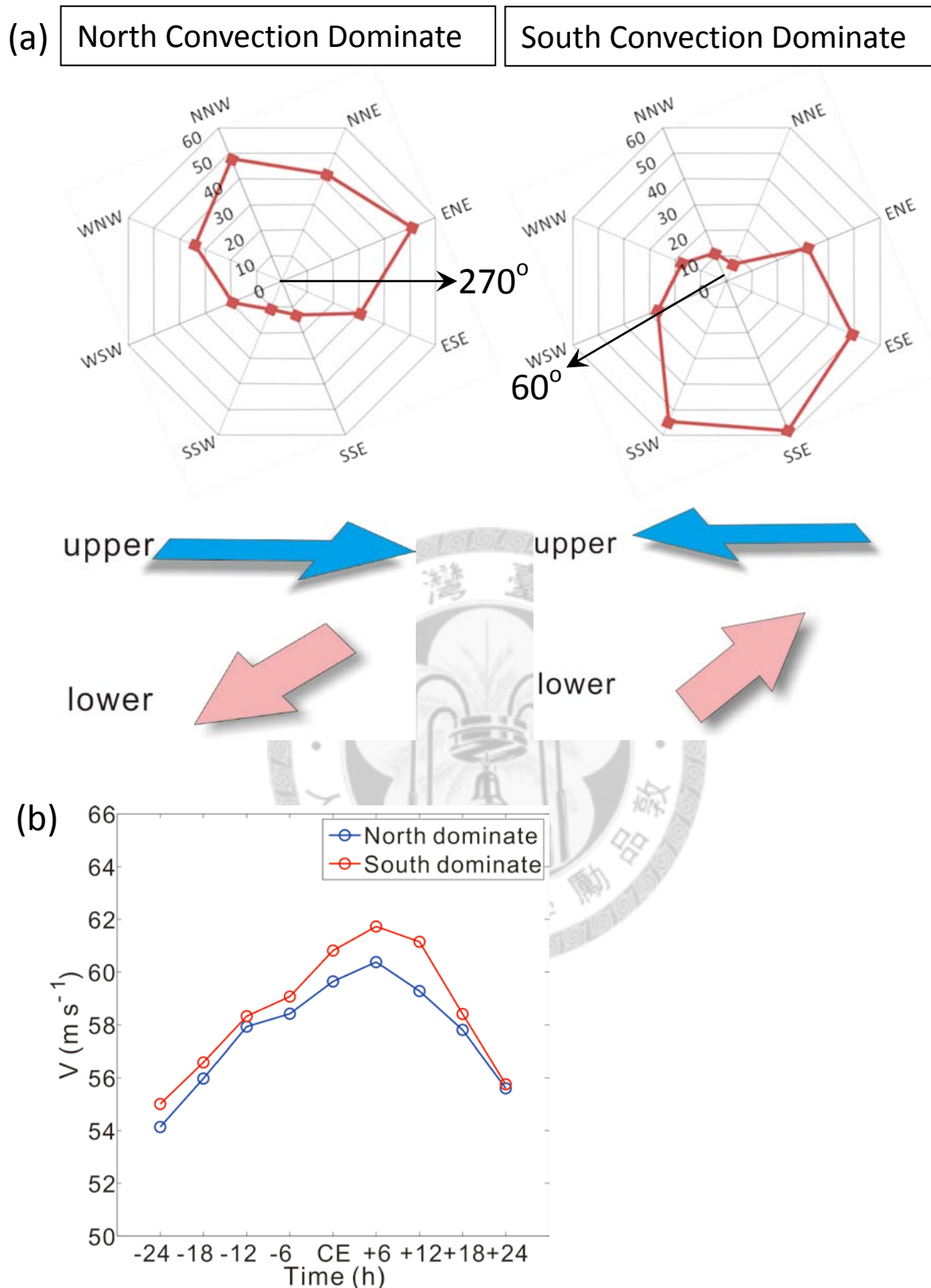


圖 5-9：(a)將對流分布分為北側及南側的平均對流分布情形，箭頭表示平均垂直方向的角度；(b)北側對流和南側對流主宰的平均雙眼牆強度變化，強度變化的標準差約 $10\text{-}15 \text{ m s}^{-1}$ 。

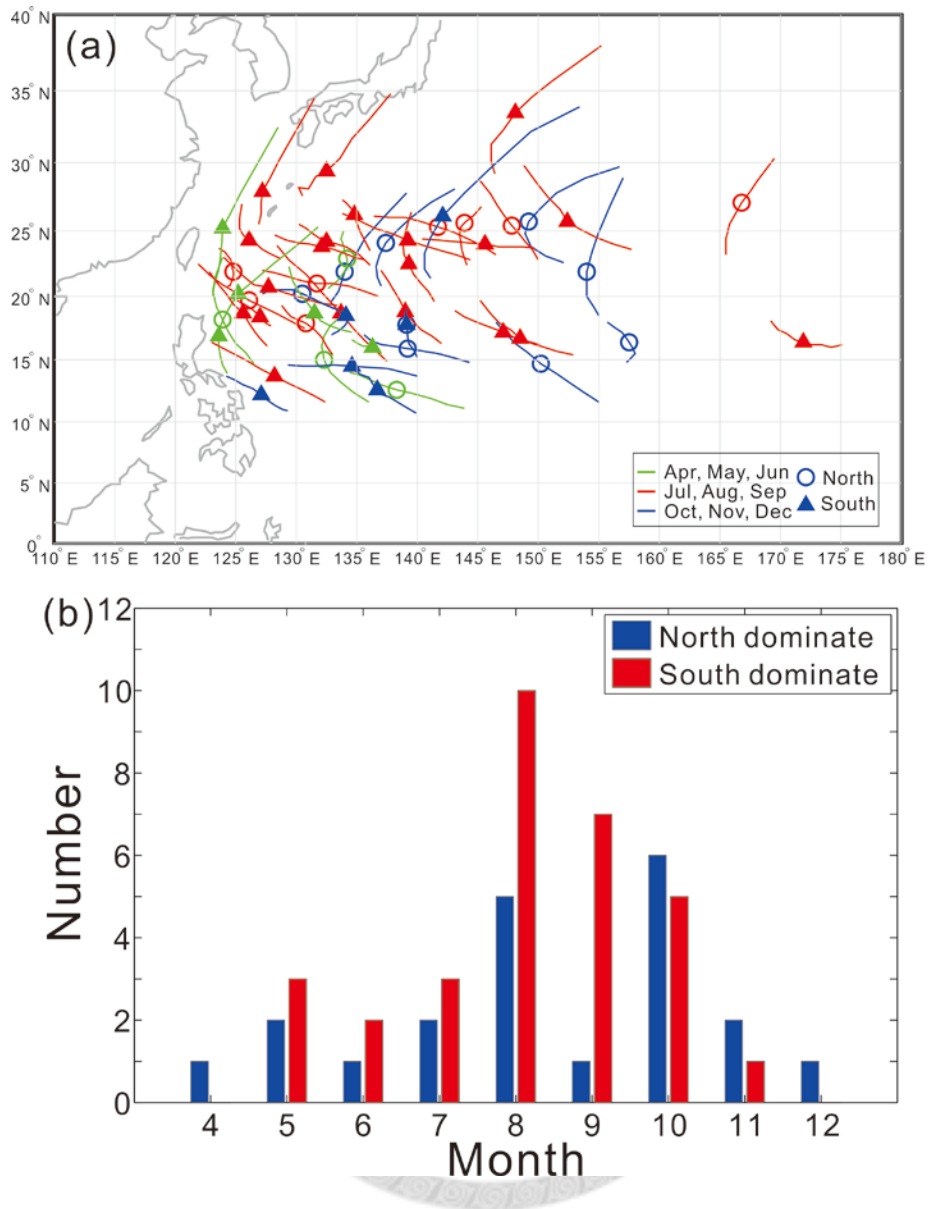


圖 5-10：(a)本節使用的 52 個個案雙眼牆颱風的形成位置，及前後 24 小時的路徑分布。綠色、紅色及藍色分別表示 4-6 月、7-9 月及 10-12 月，圓圈則表示北側不對稱對流主宰，三角型則是南側不對稱對流主宰。(b)形成雙眼牆前 24 小時北側及南側不對稱對流主宰的生成雙眼牆月份分布。

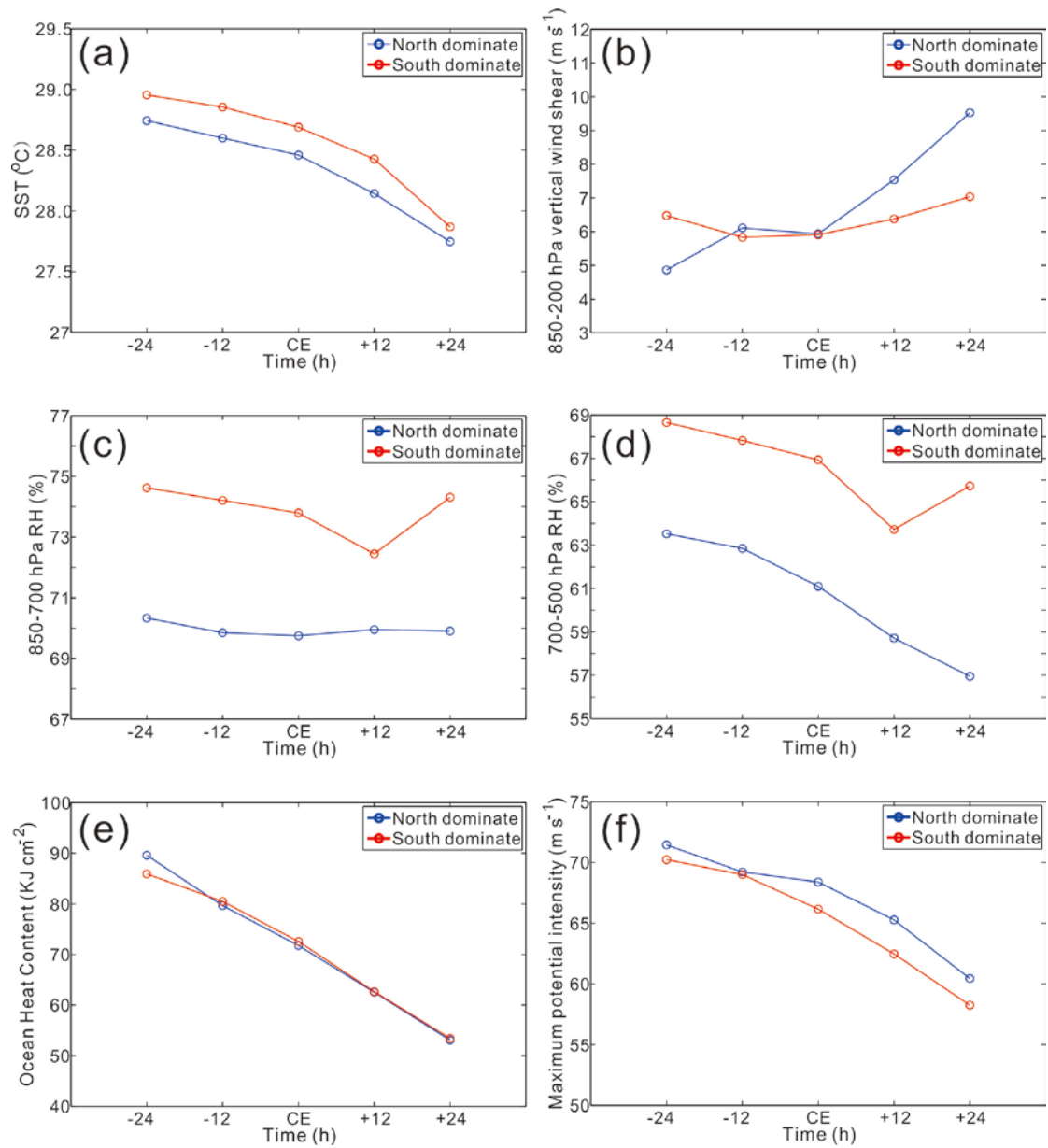


圖 5-11：將對流分布分為北邊及南邊後，SST、850-200 hPa 垂直風切、850-700 hPa 的 RH、700-500 hPa 的 RH、OHC 和 MPI 隨時間的變化。