國立臺灣大學理學院大氣科學研究所

碩士論文

Department of Atmospheric Sciences College of Science National Taiwan University Master Thesis

上層海洋熱力結構對颱風強度變化之影響

—海氣耦合模式實驗研究

Impact of the Upper-Ocean Thermal Structure on Typhoon Intensity Change - Synergy of EnKF Data Assimilation and a Coupled Atmosphere-Ocean Model

Shao-Liang Sung

宋紹良

指導教授: 吴俊傑 博士

Advisor: Chun-Chieh Wu, Ph.D.

中華民國 99 年 6 月

June, 2010

致謝

首先我要感謝指導教授吳俊傑老師。從大學時代到碩士班時代,您不只在課業上、 研究上給予我許多協助,更時時關心我們的生活。謝謝您總是認真、有耐心地教導我相關 知識,提供我充足的研究資源與自由揮灑的空間,一步步帶領我踏上颱風研究之路,並費 心地替我安排更多的學習與交流機會,不斷鼓勵我勇於接受挑戰。從您身上,不只學到如 何發現問題、思考問題,也學到從事科學研究應具有的態度。

感謝 University of Miami 的 Prof. Shuyi Chen 提供海氣耦合模式,並適時給予我許多 寶貴的建議,讓我能順利進行此研究。感謝林依依老師教導我使用衛星資料,讓我有機會 在研究中運用如此強大的工具,也謝謝您不時提供的關懷、建議與鼓勵。感謝李清勝老師、 隋中興老師與曾于恆老師撥冗擔任我的口試委員,並提出不少關鍵的問題與意見,提供我 後續思考與改進的方向。

特別感謝佳穎學姐在海氣耦合模式使用上的鼎力協助,以及國淵學長在 EnKF 程式及 WRF 模式使用上的大力幫助。有了你們,本研究才得以順利完成。謝謝你們百忙之中還 抽空教我跑模式、提醒我該注意的小細節、協助處理程式或資料的問題,甚至和我分享你 們的經驗,讓我省下不少嘗試錯誤的時間。

感謝一起同甘共苦的好夥伴呂易,你總是能在我面對很複雜的問題時,用簡單的幾 句話就幫我理清頭緒,還能在忙得焦頭爛額時,依然不厭其煩地聽我抱怨並幫我加油打氣。 另外,也謝謝你協助解決研究室工作站的大小問題,讓我們都能無後顧之憂地跑模式與分 析資料。感謝同樣使用海氣耦合模式進行研究的朝淵,跑模式時偶爾會碰到奇怪的程式問 題,但詢問你之後往往都能加以解決。

感謝自雄學長、昆炫學長、忠權學長、樁喜學長、占慧學姐、光前學長、崑皇學長、 婉婷學姐、怡瑄學姐、苡珊學姐及新淦學長在研究與生活上的經驗傳承,不論是程式撰寫 或使用的指導,還是不時提供的鼓勵、建議與經驗分享都讓我獲益良多,你們認真的學習 與研究態度也一直是我的榜樣。謝謝可愛又活潑的學弟妹們:詩潔、元銘、閤萱、啟雲、 偉聰及宗翰,在忙碌的生活中有你們的陪伴總是能讓我緊張的心情放鬆不少。感謝曾擔任 助理的如茵及婉禎學姐努力讓研究室井井有條。很高興能身為TDRC的一員,待在這裡, 就好像待在一個溫馨的大家庭一樣。

感謝臺大大氣系的師長們傳授我各項知識,讓我具備了做研究的基礎。感謝南區氣 象中心的秦新龍主任,在墾雷實習的三週讓我更想了解瞬息萬變天氣的奧妙,也讓我更堅 定自己的選擇。謝謝一起奮鬥、一同成長的大氣 B93 及 R97 同學,和你們相處的時光是 一段很美好的回憶。謝謝和我一樣熱愛天文、大氣、海洋及地質的 AUMBS 夥伴,從高中 開始,每次見到你們就讓我全身充滿了活力,你們真誠的關心給了我堅持下去的勇氣。還 有許許多多曾經幫助我、鼓勵我的人,謝謝你們一路上的支持!

我要把對爸爸、媽媽的感謝當成壓軸,因為這是無可取代的。謝謝你們把我帶大, 給予我滿滿的照顧與關懷,並支持我作的每個決定,在我面對壓力、心情不好時總是為我 加油打氣。雖然為了做研究得經常待在學校,但家永遠是我最溫暖的避風港。

摘要

儘管已有許多研究定性解釋了海表面冷卻、海洋暖渦及整個上層海洋熱力結 構對於颱風強度的影響,但對於其影響程度目前仍缺乏明確解答。為了定量瞭解 上層海洋熱力結構於實際個案中對於颱風強度的影響程度,本研究利用含有完整 物理過程的海氣耦合模式,模擬具有明顯海洋特徵的辛樂克颱風(2008)。辛樂克 颱風為 T-PARC 實驗的關鍵個案,共使用四架飛機進行聯合觀測,具有大量的投落 送觀測資料。正式使用海氣耦合模式進行模擬前,我們特別使用新的 EnKF 資料同 化方法進行颱風初始化,以建構出更接近觀測的初始颱風強度與結構。得到更合 理的大氣初始場後,我們進行了不同初始海洋混合層厚度及不同初始海溫的高解 析度敏感性實驗,以釐清耦合模式中混合層厚度及海溫對於颱風強度變化扮演的 角色。本研究亦進行了模式中加入冷渦的實驗,以定量評估冷渦對於辛樂克強度 變化的影響。

我們藉由海表面溫度回饋因子及混合層厚度回饋因子定量評估海表面冷卻的 效應及不同暖水層厚度的效應,並利用修改後的渦流回饋因子評估冷渦對於海表 面冷卻負回饋作用及颱風強度的影響程度。此外,我們新設計了和颱風最大潛在 強度(MPI)相關的回饋因子,以評估上層海洋熱力結構對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度。

控制實驗結果顯示,考慮了海表面冷卻的實驗模擬出的辛樂克強度變化趨勢 較接近觀測,其強度比未考慮海表面冷卻的實驗弱了約40%。多組敏感性實驗結 果顯示,初始混合層厚度最厚的 OC (ML80)實驗比其它幾組混合層厚度較薄的實 驗有明顯較弱的海表面冷卻負回饋作用,模擬出的辛樂克強度較強。OC (ML80) 實驗之海洋對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度較其它幾組混合層厚度較薄的實驗 小。OC (ML80CE)實驗中的辛樂克於通過冷渦期間強度減弱了約15%,這段通過 冷渦期間的強度變化量中,約有80%是由於模式中加入冷渦造成。OC (ML60CE) 實驗中的辛樂克於通過冷渦期間強度減弱了約7%,但是在沒有冷渦的 OC (ML60) 實驗中,同時段之辛樂克強度卻繼續增強。

根據本研究的實驗結果,我們認為,海氣耦合模式結合以 EnKF 資料同化方法 為基礎的颱風初始化有助於在實際個案中定量評估上層海洋熱力結構對於颱風強 度的影響程度。藉由針對辛樂克颱風的研究基礎,後續研究亦可採用類似的方法 模擬並深入探討其它颱風個案,以了解在不同的大氣環境之下,上層海洋熱力結 構對颱風強度的影響程度是否有所差異。本研究的成果將有機會整合到 2010 年夏 季的大型海洋觀測實驗 ITOP,為 ITOP 建置良好的測試平台,後續研究可望利用 數值模擬結果和 ITOP 的實際觀測資料進行比對與驗證。

關鍵詞:颱風強度、上層海洋熱力結構、海氣耦合模式、海洋冷渦、海表面冷卻、 系集卡爾曼濾波器



Abstract

Even though the roles of SST cooling, warm ocean eddies, and upper-ocean thermal structure (UOTS) on TC intensity have been qualitatively demonstrated in extant studies, impact of UOTS on TC intensity remains to be quantified. To extend our understanding more thoroughly and quantitatively, we use a comprehensive full-physics coupled atmosphere-ocean model to simulate Typhoon Sinlaku (2008), the case with special and significant characteristics of ocean. Besides, in the case of Sinlaku, unprecedented dropwindsonde data were obtained from four airplanes during T-PARC. In order to have a reasonable initial storm structure and intensity, a new method of TC initialization based on ensemble Kalman filter (EnKF) is applied before conducting the coupled model simulation. The high-resolution sensitivity experiments with different initial ocean mixed layer depth (ML) and SST are performed to identify the roles of these two ocean variables on TC intensity in the coupled model. The experiments with cold eddies are also conducted to quantitatively evaluate the impact of cold eddies on the intensity change of Sinlaku.

The SST feedback factor and the ML feedback factor are calculated to quantitatively assess the effect of ocean cooling and different ML. The modified eddy feedback factors are also calculated to investigate the impact of cold eddies on SST feedback and TC intensity. Besides, a new MPI-related factor is defined to estimate the contribution of UOTS to prevent the typhoon from reaching MPI.

It is found that the intensity of Sinlaku in the coupled run is closer to JTWC best track data and weaker than that in the uncoupled run by as much as 40%. In OC (ML80) run, the experiment with the deepest initial ML, the intensity of Sinlaku is stronger, and the SST feedback is weaker than that in the other experiments with shallower initial ML.

It is also shown that the contribution of ocean which would prevent the typhoon from reaching MPI in OC (ML80) run is less than that in the other ML runs. In OC (ML80CE) run, the storm intensity decreases by about 15% when Sinlaku passes a cold eddy, and 80% of the intensity change in this period is likely due to the presence of cold eddy. In OC (ML60CE) run, the storm intensity decreases by about 7% when Sinlaku passes a cold eddy, while Sinlaku intensifies in the same period in the simulation without cold eddy.

From the results of this study, we believe that synergy of TC initialization based on EnKF data assimilation and a coupled atmosphere-ocean model can help us quantitaively evaluate the impact of UOTS on TC intensity. More typhoon cases could be simulated and analyzed with the method used in this study, and the impact of UOTS in different atmospheric environments could be investigated in follow-up research. In addition, results from this study would set up a solid basis for the follow-up researches with the field program of ITOP in 2010. It would be a good chance to use in-situ ocean data to validate the results of coupled model simulation.

Key words: tropical cyclone intensity, upper-ocean thermal structure, coupled atmosphere-ocean model, cold eddy, SST cooling, ensemble Kalman filter

致謝			I		
摘要					
AbstractIV					
目錄VI					
圖 目 錄VIII					
表目錄XIII					
第一章	前言		1		
1.1	文獻	回顧	1		
	1.1.1	颱風最大潛在強度	1		
	1.1.2	限制颱風發展的因素			
	1.1.3	海洋表面冷卻現象	4		
	1.1.4	上層海洋熱力結構與颱風強度	4		
	1.1.5	數值模擬實驗回顧	6		
	1.1.6	海洋影響颱風強度之定量估計	6		
1.2	研究	動機與目的	7		
第二章	研究	工具與方法	9		
2.1	大氣	海洋耦合模式簡介	9		
	2.1.1	大氣模式	9		
	2.1.2	海洋模式			
2.2	模擬	個案簡介	11		
2.3	颱風	初始化方法			
	2.3.1	進行初始化之目的			
	2.3.2	利用系集卡爾曼濾波器同化颱風特殊觀測量			
	2.3.3	辛樂克颱風初始化設計			
	2.3.4	辛樂克颱風初始化結果	14		
2.4	模式	設定	15		
2.5	實驗	設計	16		
2.6	海洋	對於颱風強度變化影響程度之定量估計方法	17		
	2.6.1	海表面溫度回饋因子	17		
	2.6.2	上層海洋熱力結構回饋因子			
	2.6.3	海洋貢獻程度因子			
第三章	控制	實驗結果			
3.1	颱風	路徑與上層海洋反應			
3.2	颱風	強度變化			
3.3	海表	面冷卻負回饋作用之定量評估			
3.4	討論	·			

第四章	改變初始混合層厚度及海表面溫度實驗結果	27
4.1	改變初始混合層厚度及海表面溫度之效應比較	27
	4.1.1 颱風路徑	27
	4.1.2 颱風強度變化	28
4.2	不同初始混合層厚度實驗之比較	29
	4.2.1 颱風強度變化	29
	4.2.2 海表面溫度回饋因子與海表面冷卻程度	30
	4.2.3 混合層厚度回饋因子	31
	4.2.4 海洋貢獻程度因子	33
	4.2.5 平均焓通量	35
第五章	冷渦實驗結果	37
5.1	OC (ML80)實驗和 OC (ML80CE)實驗比較	37
5.2	OC (ML60)實驗和 OC (ML60CE)實驗比較	40
5.3	综合比較	44
第六章	總結	46
6.1	結論	46
6.2	未來展望	47
參考文獻	<u>स</u>	49
附圖		56
附表		87

圖目錄

圖	1:辛樂克颱風的海洋特徵。(a)颱風通過前(9月9日)的海表面高度變異。(b)
	颱風通過後(9月13日)的海溫。(c)9月12日與11日海溫差值。(d)9月13
	日與9日海溫差值。56
圖	2:利用 EnKF 進行辛樂克颱風初始化之巢狀網格範圍示意圖。兩層網格位置皆
	固定,不隨時間改變。57
圖	3:辛樂克颱風初始化階段結束時(即正式模擬之初始時間9月9日06Z)參考
	美軍 C-130 飛機穿越偵察觀測資料所給定的地表軸對稱切向風速剖面。藍線
	代表 C-130 機載 SFMR 測得的海表面風速,紅線代表同化至模式中的風速剖
	面,咖啡色正方形標記為 JTWC 的 34 kts 及 50 kts 風速之暴風半徑估計,紫
	色正方形標記為 JTWC 的近中心最大風速估計。
圖	4:辛樂克颱風初始化階段(9月8日00Z至9日06Z)模擬之系集平均路徑(綠
	線)與 JTWC 最佳路徑(紅線)之比較。圖中每個綠點(或每個紅點)之間
	隔為6小時。
啚	5:辛樂克颱風初始化階段(9月8日00Z至9日06Z)模擬之(a)中心氣壓與(b)
	近中心最大風速。橫軸為模擬時間,0小時代表9月8日00Z。圖中咖啡色正
	方形標記為 JTWC 最佳路徑資料之颱風強度估計,伴隨菱形(◆)標記的深
	藍色實線代表內層網格之颱風強度,伴隨X形標記的實線(a圖為紫線,b圖
	為淺藍線)代表外層網格之颱風強度。60
啚	6:利用大氣海洋耦合模式模擬辛樂克颱風之巢狀網格範圍示意圖。最內兩層
	網格會跟隨颱風中心移動,圖中所示網格位置為模擬初始時間(9月9日06Z)
	之位置。61
啚	7:控制實驗的初始海洋場。(a)海表面溫度場 (單位:℃)。(b)海洋混合層厚度
	場 (單位:m)。
圖	8:冷渦實驗的初始海洋混合層厚度設計。(a) OC (ML80CE)實驗。(b) OC
	(ML60CE)實驗。62
圖	9:海洋貢獻程度因子(Foc)示意圖。62
圖	10:控制實驗模擬之辛樂克颱風路徑(綠圓點為 UC 實驗, 藍方格為 OC (CTRL)
	實驗)與JTWC 路徑(紅圓點)之比較。圖中颱風路徑上每個標記相隔 6 小
	時,黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日
	06Z的辛樂克颱風中心位置。63
圖	11:控制實驗模擬之辛樂克颱風路徑誤差(相較於 JTWC 路徑,單位:km)。
	綠線為 UC 實驗,藍線為 OC (CTRL)實驗。橫軸為模擬時間,其中 0 小時代
	表模擬初始時間9月9日06Z。64
圖	12: OC (CTRL)實驗模擬之辛樂克颱風六小時平均移動速度隨時間變化圖。黑
	色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。

- 圖 14:OC (CTRL)實驗模擬之混合層厚度(單位:m)。(a)模擬時間 24 小時(9 月 10 日 06Z)。(b)模擬時間 48 小時(11 日 06Z)。(c)模擬時間 72 小時(12 日 06Z)。(d)模擬時間 96 小時(13 日 06Z)。圖中颱風路徑上每個點相隔 6 小 時,有正方形標記的點代表該時刻模擬之辛樂克颱風中心位置。......66
- 圖 15:OC (CTRL)實驗模擬之海溫與初始時間海溫(9月9日06Z)的差值(單位:℃)。(a)模擬時間24小時(10日06Z)。(b)模擬時間48小時(11日06Z)。(c)模擬時間72小時(12日06Z)。(d)模擬時間96小時(13日06Z)。圖中颱風路徑上每個點相隔6小時,有正方形標記的點代表該時刻模擬之辛樂克颱風中心位置。

- 圖 19:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍方格)與未進行颱風 初始化(綠圓點)模擬之辛樂克颱風路徑與 JTWC 路徑(紅圓點)之比較。
 圖中颱風路徑上每個標記相隔 6 小時,黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別 代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z 的辛樂克颱風中心位置。…………70
- 圖 20:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍線)與未進行颱風初 始化(綠線)模擬之辛樂克颱風路徑誤差(相較於 JTWC 路徑,單位:km)。 橫軸為模擬時間,其中0小時代表模擬初始時間9月9日 06Z。......70
- 圖 22:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍線)與未進行颱風初 始化(綠線)模擬之辛樂克颱風近中心最大風速隨時間變化圖。實線代表最 外層網格(解析度 12 公里),虛線代表最內層網格(解析度 1.33 公里),黑色

- 圖 23:(a)不同初始混合層厚度實驗模擬之辛樂克颱風路徑。(b)不同初始海溫實驗 模擬之辛樂克颱風路徑。圖中亦包含兩組控制實驗路徑(綠圓點為 UC 實驗, 空心藍方格為 OC (CTRL)實驗)及 JTWC 最佳路徑(紅圓點)。颱風路徑上每 個標記相隔 6 小時,黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z 的辛樂克颱風中心位置。......72
- 圖 25:控制實驗及不同初始混合層厚度實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變 化圖。深藍色實線為 OC (CTRL)實驗,紅色實線為 UC 實驗,淺藍色實線、 黑色實線、綠色實線、粉紅色實線分別為 OC (ML40)、OC (ML50)、OC (ML60)、 OC (ML80)實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。74

- 圖 29:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、 ML50、ML60、ML80 實驗)之混合層厚度回饋因子 F_{ML}隨時間變化圖。黑色、 紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。 76
- 圖 30:控制實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓與 MPI (Emanuel 1995、1997;Bister and Emanuel 1998)之比較。黑色實線為 MPI,藍色實線為 OC (CTRL)實驗, 紅色實線為 UC 實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。 77
- 圖 32:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、

- 圖 36:有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML80) 實驗(粉紅線)之混合層厚度回饋因子 F_{ML} 隨時間變化圖。兩條垂直綠線分 別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。
 80
- 圖 37: OC (CTRL)實驗(深藍線)、有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線) 及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之海洋貢獻程度因子 Foc 隨時 間變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離 開(12 日 21Z)冷渦的時刻。......81

- 圖 40:(14)式與(15)式中各項符號代表意義之示意圖。下標1及2分別代表有加入(圖中以綠色代表)及沒有加入(圖中以粉紅色代表)渦流的實驗,下標 in及 out分別代表辛樂克颱風進入與離開渦流之時刻。(a)以 OC (ML80CE)實 驗及 OC (ML80)實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓為例,兩條垂直藍線分別代

- 圖 43:有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML60) 實驗(粉紅線)之混合層厚度回饋因子 F_{ML} 隨時間變化圖。兩條垂直綠線分 別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。

- 圖 46:比較有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗求 出之渦流回饋因子 F_{EDDY-S} 隨時間變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂 克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。………86

表目錄

表	1:利用大氣海洋耦合模式模擬辛樂克颱風之實驗設計(初始時間海洋場)。實
	驗名稱以 UC 為首代表未耦合海洋模式(即未考慮海表面冷卻)之實驗,以
	OC 為首代表耦合海洋模式(即考慮了海表面冷卻)之實驗。87
表	2:在模式中辛樂克颱風強度隨時間變化較小時刻(9月11日18Z)與海表面
	冷卻負回饋作用最顯著時刻 (9月12日18Z), 不同初始混合層厚度實驗之海
	表面溫度回饋因子 Fsst、混合層厚度回饋因子 FML、海洋貢獻程度因子 Foc 與
	距颱風中心 25~150 公里半徑範圍內的平均焓通量。
表	3: 有加入及沒有加入冷渦的實驗在辛樂克颱風離開冷渦時刻的各項回饋因子
	及平均焓通量比較。OC (ML80CE)及 OC (ML60CE)實驗為有加入冷渦的實驗,
	OC (ML80)及 OC (ML60)實驗為沒有加入冷渦的實驗。



第一章 前言

1.1 文獻回顧

最近數十年來由於數值模式的發展、電腦運算速度的增加及大量遙測資料的 取得,颱風的路徑預報技術已有顯著改進,但是準確預報颱風強度至今仍是極大 挑戰。颱風的運動主要由大尺度環境駛流控制,現今的數值模式已能充分掌握綜 觀天氣系統的變化,因此在大多數情形下,颱風路徑皆能準確預測。然而,颱風 強度的變化卻受到許多複雜因素影響,不論是環境場,或是颱風本身的結構,都 有可能造成颱風強度顯著改變,加上我們目前對於一些中、小尺度的過程所知有 限,使得颱風強度的預報相當困難。過去雖然已有不少研究試圖探討影響颱風強 度的機制,但大多數仍只停留在定性解釋,缺乏對於這些機制影響程度的定量計 算,這也是長久以來一直有待突破的一環。

海洋與大氣息息相關、互相影響。颱風於廣大洋面生成與發展,海洋提供了 颱風發展所需的能量與水氣,其熱力與動力結構不只受到颱風的影響,亦會顯著 影響颱風強度與結構的變化。若要充分掌握颱風強度的變化,海洋是不可忽略的 一環。因此,本研究欲進一步探討海洋對於颱風強度的影響程度。以下首先針對 過去已提出的颱風最大潛在強度(maximum potential intensity; MPI)理論、海洋 對於颱風強度變化扮演的角色、探討海洋影響程度的數值實驗研究等相關議題作 簡要回顧。

1.1.1 颱風最大潛在強度

Emanuel 和 Holland 等人(Emanuel 1986、1988、1991、1995、1997; Holland 1997; Bister and Emanuel 1998)曾經利用不同方法推導出成熟颱風理論上所能達到的最大潛在強度。根據他們提出的 MPI 理論,可以由大氣與海洋的熱力結構,

計算出解析解以代表最理想狀況下颱風所能達到的最低中心氣壓或最大切向風速。

在Emanuel 較早期所提出的 MPI 理論(Emanuel 1986、1988、1991)中,將 成熟颱風視為一個卡諾熱機(Carnot engine)。卡諾熱機的效率和海表面溫度(sea surface temperature; SST;簡稱海溫)及對流層頂溫度有關,此效率決定了颱風理 論上所能達到的最低中心氣壓,當海溫愈高或對流層頂溫度愈低時,颱風中心氣 壓的理論下限也就愈低。此外,環境的相對溼度、海表面氣壓亦會顯著影響根據 理論計算出的颱風最低中心氣壓。

為了使理論推導出的 MPI 更接近數值模擬的結果, Emanuel 等人 (Emanuel 1995、1997; Bister and Emanuel 1998) 修正了較早期的 MPI 理論,進一步考慮了 颱風眼動力 (eye dynamics) 及大氣邊界層的耗散加熱 (dissipative heating),以得 到更適切的 MPI。修正過後的 MPI 大致可以寫成下面的形式 (Bister and Emanuel 1998):

$$V^{2} = \frac{T_{s} - T_{o}}{T} \frac{C_{k}}{C_{p}} (k^{*} - k)$$

(1)

其中,V為颱風理論上所能達到的最大切向地表風速,T_s為海溫,T_o為對流層頂溫度,C_k為焓交換係數(enthalpy exchange coefficient),C_D為和地表粗糙度有關的拖曳係數(drag coefficient),k^{*}為海表面的飽和焓(saturation enthalpy),k為邊界層大氣實際具有的焓,k^{*}和k的差值代表海表面蒸發作用的程度。由(1)式可得知,除了較早期理論已考慮到的海溫和對流層頂溫度等因素外,C_k和C_D的比值也會顯著影響根據修正後理論所計算出的MPI。

儘管 MPI 代表颱風強度的理論上限, Persing and Montgomery (2003) 卻發現 在利用軸對稱颶風模式(Rotunno and Emanuel 1987)所作的高解析度數值模擬中, 模擬的颱風強度有機會超過根據 Emanuel 理論所計算出的 MPI, 甚至可超越理論 上的最大切向風速達 40%。他們將這種超越 MPI 的颱風強度稱作「superintensity」, 並認為此現象是由於颱風眼內的高熵空氣(high entropy air)逸入(entrain)到眼 牆所致。

然而,Bryan and Rotunno (2009) 在數值模式中將颱風眼內的高熵空氣移除進 行實驗,模擬出的最大軸對稱切向風速卻只比沒有移除高熵空氣實驗模擬的風速 減弱了約4%。他們並發現颱風得到的全部地表熵(surface entropy)中,僅僅只有 約3%來自颱風眼內。這顯示了高熵空氣由颱風眼輸送到眼牆的影響相當小,不足 以解釋 superintensity 現象。因此,Wang and Xu (2010)進行了更詳細的數值實驗 及定量計算,他們發現在颱風最大風速半徑附近的摩擦耗散率(frictional dissipation rate)比能量產生率 (energy production rate)大了約25%,而在眼牆外的能量產生 率則比耗散率大,顯示眼牆外的能量提供扮演了重要的角色。

雖然一些高解析度的數值模擬中有 superintensity 的現象,但是若要估計成熟 颱風在最理想狀況下所能達到的最大強度,MPI 仍然是目前主要可以計算出解析 解且具有物理意義的指標,也普遍使用於實際個案,來代表颱風強度的理論上限。 因此,本研究亦採用了 Emanuel 等人修改過後的 MPI (Emanuel 1995、1997; Bister and Emanuel 1998),作為理論上颱風最大強度的計算標準。

1.1.2 限制颱風發展的因素

DeMaria and Kaplan (1994)及Emanuel (2000)曾經針對過去數十年大西洋 地區及西北太平洋地區的實際颱風個案進行統計分析,他們根據Emanuel 的理論 計算出 MPI,並和實際颱風強度比較,發現僅僅只有大約半數的颱風其強度可以 達到理論最大強度的 50%以上,只有極少數(約 20%以下)的颱風其強度可以達 到 MPI 的 80%以上。由於 MPI 代表的是最理想情況下颱風可能達到的最大強度, 上述結果顯示真實環境中有許多不利颱風發展的因素,阻礙颱風繼續增強至其理 論的強度上限。 過去有許多研究提出了限制颱風發展的因素,並針對這些不利因素加以探討, 試圖了解它們對於颱風強度的影響。這些可能阻礙颱風發展的因素大致包括:大 尺度環境的垂直風切、颱風內部動力、對流層的水氣分布及颱風經過造成的海洋 表面冷卻現象等(Emanuel 2000; Emanuel et al. 2004; Wang and Wu 2004; Chen et al. 2007)。本研究的重點放在海洋表面冷卻現象對於颱風強度的影響。

1.1.3 海洋表面冷卻現象

Price (1981)利用海洋中浮標 (buoy) 的觀測資料與三維海洋數值模式進行 研究,發現颱風通過時,會藉由逸入 (entrainment)與湧升 (upwelling) 兩種主要 機制將下層較冷的海水帶到表層,造成海溫降低。對於快速移動的颱風,逸入作 用較顯著,造成的海洋表面冷卻集中在颱風路徑的右側;對於移動較慢(小於4m/s) 的颱風,則是湧升作用較顯著,海洋表面冷卻的空間分布較為對稱。

一般颱風造成的海溫降低約在1℃至6℃之間(Black 1983)。當颱風中心附近 的海溫降低超過 2.5℃以上,颱風從海洋得到的能量供應即很有可能完全中斷 (Gallacher et al. 1989; Emanuel 1999; Emanuel et al. 2004)。這種海洋表面冷卻是 一種負回饋作用,會阻礙颱風繼續發展。

1.1.4 上層海洋熱力結構與颱風強度

颱風強度變化不僅僅只由海溫決定,而是和整個上層海洋熱力結構 (upper-ocean thermal structure; UOTS)有密切關係,尤其是颱風通過具有明顯熱 力特徵的海域時,其強度常常會在短時間內快速變化。過去已觀測到颶風 Opal (1995)、Mitch(1998)、Bret(1999)、颱風梅米(Maemi; 2003)、尹布都(Imbudo; 2003)、颶風 Katrina (2005)、熱帶氣旋 Nargis (2008)等許多颱風在經過海洋暖 渦(warm eddy)時快速增強,甚至導致嚴重災情(Hong et al. 2000; Shay et al. 2000; Goni and Trinanes 2003 ; Lin et al. 2005 ; Scharroo et al. 2005 ; Lin et al. 2009 ; McPhaden et al. 2009) °

海洋暖渦是海洋表面暖水層較厚的區域,其海溫卻和周圍環境差異不大,無 法只由衛星遙測的海溫資料辨認出暖渦,但是近年來已可利用衛星觀測到的海表 面高度變異(sea surface height anomaly; SSHA)資料確定暖渦位置。在西北太平 洋,有兩個較常觀測到冷渦(cold eddy)與暖渦的區域,較北的位於黑潮延伸區域 (Kuroshio extension region; 30~40°N, 140~180°E; Yasuda et al. 1992),較南的位 於北太平洋副熱帶反流區(subtropical countercurrent region; 18~25°N, 122~160°E; Qiu 1999; Roemmich and Gilson 2001; Hwang et al. 2004)。上述區域亦是颱風經常 通過的區域,對於西北太平洋地區颱風強度變化扮演了重要角色。

Lin et al. (2005)提出了和以往不同的新看法,將海洋暖渦視為絕緣層,較厚 的暖水層使下方較冷的海水不易被颱風引發的混合作用帶到表層,減少海溫降低, 可有效抑制颱風造成的海洋表面冷卻負回饋作用。因此,暖渦有助於颱風維持其 強度,甚至有機會達到更大的強度。

目前普遍認為海溫在 26℃以上是颱風生成的必要條件之一,因此除了上述已 提到的海溫與 SSHA 外,26℃等溫線深度(D26)及利用 26℃等溫線深度定義出 來的「上層海洋熱含量」(upper-ocean heat content; UOHC;又稱 tropical cyclone heat potential; TCHP)也成為評估上層海洋熱力結構的指標(Shay et al. 2000; Goni and Trinanes 2003)。UOHC 代表單位面積由 D26 積分至海表面的相較於 D26 熱含量超 額量 (heat content excess),在沒有實際觀測的上層海洋溫度剖面時,亦可利用衛 星觀測的海溫、SSHA 及由氣候統計得到的經驗式加以估算 (Shay et al. 2000)。

雖然上述許多研究已將上層海洋熱力結構對於颱風強度的影響作了完整的定 性解釋,但目前對於上層海洋熱力結構影響颱風強度的程度、海洋造成實際颱風 增強的貢獻程度等問題,卻缺乏明確的解答。為了詳細地定量計算海洋中各項影 響因子的貢獻程度,更深入探討其對於颱風強度變化的影響,唯有藉由數值模式 進行敏感性實驗。

1.1.5 數值模擬實驗回顧

過去大多數的數值實驗研究是利用較簡單的模式進行理想實驗(Schade and Emanuel 1999; Emanuel et al. 2004; Lin et al. 2005; Wu et al. 2007; Lin et al. 2008), 只有少數研究利用含有完整物理過程(full-physics)的大氣海洋耦合模式(coupled model)針對實際颱風個案進行探討(Bender and Ginis 2000; Hong et al. 2000)。

Hong et al. (2000)利用海氣耦合模式模擬 1995 年的 Opal 颶風,分別進行了 有暖渴及沒有暖渴的實驗,探討暖渴對於颱風強度的影響程度,此研究使用的海 洋模式為地球物理流體動力實驗室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory;GFDL) 的 MOM2 模式(Modular Ocean Model version 2),垂直方向共有 20 層,大氣模式 最內層及海洋模式的空間解析度皆為 0.2°。Bender and Ginis (2000)則利用耦合了 普林斯頓海洋模式(Princeton Ocean Model; POM)的海氣耦合模式,針對幾個不 同的颶風個案,進行有考慮與未考慮海表面冷卻的實驗,大氣模式最內層及海洋 模式的空間解析度皆為 1/6°。本研究亦將利用含有完整物理過程的海氣耦合模式, 並進行比 Hong et al. (2000)及 Bender and Ginis (2000)更高解析度的數值實驗, 加以探討海洋對颱風強度的影響。

1.1.6 海洋影響颱風強度之定量估計

Wu et al. (2007)使用了「海溫回饋因子」(SST feedback factor;修改自 Schade and Emanuel 1999)以定量計算海表面冷卻負回饋作用的影響程度,表示如下:

$$F_{SST} = \frac{\Delta p_{coupled} - \Delta p_{uncoupled}}{\Delta p_{uncoupled}} \tag{2}$$

(2)式中Δp代表理想實驗中颱風中心氣壓達穩定態時的氣壓與模擬初始時間颱風 中心氣壓的差值。Fsst利用有考慮及未考慮海表面冷卻的實驗模擬出的颱風強度差 值代表負回饋作用的程度,一般情形下,Fsst為負值,其絕對值愈小代表上述負回 饋作用愈小,絕對值愈大則負回饋作用愈大。

此外,為了定量計算冷渦或暖渦影響颱風強度的程度,Wu et al. (2007)亦定 義了兩種「渦流回饋因子」(eddy feedback factors): F_{EDDY-S}代表渦流(eddy)影響 理想實驗中穩定態颱風強度的程度,F_{EDDY-T}代表颱風在通過渦流的一段有限時間 內強度變化的程度。渦流回饋因子可表示如下:

$$F_{EDDY-S} = \frac{\Delta p_{EDDY} - \Delta p_{NO-EDDY}}{\Delta p_{NO-EDDY}}$$
(3)
$$F_{EDDY-T} = \frac{\Delta p_{out} - \Delta p_{in}}{\Delta p_{in}}$$
(4)

(3)式與(4)式中的 Δp 同樣代表颱風中心氣壓與模擬初始時間中心氣壓的差值,下標 EDDY 及 NO-EDDY 分別代表有加入及沒有加入渦流的實驗,下標 out 及 in 分別代表颱風離開及進入渦流的時刻。若 F_{EDDY-S}或 F_{EDDY-T}為正值代表暖渦的影響, 負值則代表冷渦的影響,F_{EDDY-S}或 F_{EDDY-T} 的絕對值愈大代表影響程度愈大。

本研究亦使用類似上述的方法,定量計算海表面冷卻負回饋作用及渦流對於 颱風強度變化的影響程度,但另外特別將各項回饋因子的定義方式加以修正以符 合實際颱風個案的情形。回饋因子的修正方式將於 2.6 節詳細說明。

1.2 研究動機與目的

如 1.1 節所述,儘管已有許多研究定性解釋了上層海洋熱力結構對於颱風強度 的影響,但對於其影響颱風強度變化的程度、海表面冷卻對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度等問題,目前仍缺乏明確解答。為了更深入探討上述問題,唯有藉由 數值模擬進行敏感性實驗,定量計算不同海洋條件的影響程度。然而,過去大多 數的數值實驗是利用較簡單的模式進行理想實驗,這些實驗雖然容易區分各項因 素的影響程度,但結果可能和真實狀態有所落差。

因此,本研究使用含有完整物理過程的大氣海洋耦合模式,選定具有明顯海 洋特徵且在 2008 年的 T-PARC (the Observation System Research and Predictability Experiment - Pacific-Asian Regional Campaign; THORPEX-PARC; Elsberry and Harr 2008; Weissmann et al. 2010; Wu et al. 2010c)實驗中取得大量大氣觀測資料的辛 樂克颱風 (Sinlaku; 2008; Wu et al. 2010b) 加以模擬。我們於模擬初始時間建構 出強度和結構較接近真實狀態的颱風後,在大氣狀況較貼切的情形下,進行一連 串比過去更高解析度的敏感性實驗,並透過一些回饋因子的計算,以更深入地定 量探討上層海洋熱力結構的影響程度。研究目的包括:(1) 釐清耦合模式中幾個 關鍵的海洋變數 (如海溫、混合層厚度等)對於颱風強度變化扮演的角色;(2) 設計適當的指標,在實際個案中定量估計上層海洋熱力結構對於颱風強度變化的 貢獻程度。

後文內容概述如下:第二章介紹本研究所使用的大氣海洋耦合模式、辛樂克 颱風的大氣與海洋特徵、颱風初始化之方法、實驗設計及回饋因子的計算等研究 工具與方法。第三章為控制實驗的結果,比較有考慮與未考慮海表面冷卻作用的 兩組實驗,定量計算海表面冷卻負回饋作用的影響程度。第四章比較不同初始混 合層厚度與不同初始海溫的實驗結果。第五章探討模式中加入冷渦造成的影響。 第六章包括結論與後續研究可進行的方向。

第二章 研究工具與方法

2.1 大氣海洋耦合模式簡介

本研究使用 Chen 等人所發展的大氣海洋耦合模式 (Chen et al. 2007;但未包含波浪模式)進行實驗,此模式耦合了含有完整物理過程的大氣區域模式 WRF (Weather Research and Forecasting)及 PWP (Price-Weller-Pinkel)上層海洋模式 (Price et al. 1986、1994)。透過此耦合模式,我們可以在接近觀測的大氣條件下, 定量探討海洋對於颱風強度的影響。

2.1.1 大氣模式

大氣模式以 Advanced Research WRF (ARW)模式第 2.2 版 (Skamarock et al. 2005)為基礎,該模式主要由美國國家大氣研究中心 (National Center for Atmospheric Research; NCAR)的中小尺度氣象部門 (Mesoscale and Microscale Meteorology Division; MMM)所發展,近幾年來仍不斷改進與更新,可適用於數 公尺至數千公里尺度天氣現象之模擬,為目前世界上許多研究及作業單位使用的 大氣區域共用模式。

ARW 模式使用三維、完全可壓縮 (fully compressible)、非靜力的原始方程, 其水平網格型態為 Arakawa-C 格式,時間積分使用三階準確的 Runge-Kutta 格式, 並採用分割的時間步長 (time-split),以較小時步處理聲波及重力波。此模式支援 實際大氣狀態的模擬及理想模擬,並具有雙向回饋的多重巢狀網格及隨渦旋中心 移動的巢狀網格 (vortex-following moving nest)功能,可以針對颱風內部結構進 行更高解析度的模擬。

ARW 模式的垂直座標採用跟隨地形的靜力氣壓座標(terrain-following hydrostatic-pressure coordinate)η,定義如下(Skamarock et al. 2005):

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \tag{5}$$

其中,ph為氣壓的靜力分量,phs和 pht分別代表地表及上邊界(即模式頂層)之氣 壓。此座標之定義和使用在許多靜力大氣模式的傳統σ座標一致。

2.1.2 海洋模式

PWP 模式為具有多垂直層、採用原始方程的靜力上層海洋模式,完整的三維 PWP 模式(Price et al. 1994)包含了垂直混合、水平平流、垂直平流和氣壓梯度力 等物理過程,但模式中沒有海岸、海底地形及大尺度海洋環流的資訊。本研究使 用的大氣海洋耦合模式只耦合了一維的 PWP 模式(Price et al. 1986),使用的方程 只考慮了垂直混合之效應,未考慮平流作用、氣壓梯度力等物理過程的影響,因 此模擬出的海溫冷卻代表洋流流切(current shear)導致逸入作用之影響。

一維 PWP 模式使用的主要方程如下所示 (Price et al. 1986):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{-1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial H}{\partial z} \tag{6}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial E}{\partial z} \tag{7}$$

$$\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = -f \,\mathbf{k} \times \mathbf{V} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau}{\partial z} \tag{8}$$

$$\rho(z) - \rho_0(z) = \alpha(T - T_0) + \beta(S - S_0)$$
(9)

(6)至(8)式為描述溫度、鹽度及動量收支的方程式,式中的 z 代表深度,向下為 正,H、E 及 τ 分別代表熱通量、鹽通量及垂直動量通量,這些通量在海表面的值 由海氣交換公式 (air-sea exchange formulas)決定,其垂直分布則由上層海洋垂直 混合的參數化加以描述。(9)式代表擾動密度,可由線性狀態方程式求出,式中的 T₀及 S₀為初始溫度及鹽度, α 及 β 則為溫度及鹽度的展開係數 (thermal and haline expansion coefficients)。在模式中,上層海洋的密度及流速會垂直混合以滿足下列 穩定度準則 (Price et al. 1986):

$$\frac{\partial \rho}{\partial z} \ge 0 \tag{10}$$

$$R_b = \frac{g\Delta\rho h}{\rho_0 \left(\Delta \mathbf{V}\right)^2} \ge 0.65 \tag{11}$$

$$R_{g} = \frac{g\partial\rho/\partial z}{\rho_{0}(\partial \mathbf{V}/\partial z)^{2}} \ge 0.25$$
(12)

(10)式代表靜力穩定度(static stability),需滿足上方海水的密度較小。(11)式中的h為混合層厚度,Δ代表混合層及混合層下方的差,該式之意義為混合層穩定度(mixed layer stability),需滿足混合層流速與混合層下方流速的差異不能過大。
(12)式則代表流切穩定度(shear flow stability),需滿足流速隨深度變化不能過大。

2.2 模擬個案簡介

為了定量評估上層海洋熱力結構對於颱風強度的影響程度,本研究選定具有 明顯海洋特徵的辛樂克颱風,利用大氣海洋耦合模式進行數值實驗。圖 1 顯示辛 樂克颱風之海洋環境特徵。辛樂克颱風形成時位於暖水層較厚的正 SSHA 區域, 在經過較厚暖水層(圖 1 a 藍框以南)的時期快速增強,於9月9日 06Z 至9月 10日 12Z 之間,每 24 小時增強 50 kts (圖 17 黑色圓圈)。辛樂克颱風於9月 11 日 06Z 至 12日 06Z 通過海洋冷渦(圖 1 a 藍框內),辛樂克進入海洋冷渦之後, 其強度開始減弱(圖 16 及圖 17 黑色圓圈),並在冷渦區域造成顯著的海表面冷 卻現象,9月 11 日單日海溫降低超過4℃(圖 1 c),整個辛樂克生命期的海溫降 低超過 5℃(圖 1 b、d)。

此外,辛樂克颱風亦是 2008 年 T-PARC 實驗的關鍵個案,具有大量飛機觀測 資料(Wu et al. 2010b)。由於有四架飛機密集地針對辛樂克颱風進行觀測,使我們 可以更清楚地了解辛樂克的結構演變過程。根據飛機與低軌道衛星觀測資料,辛 樂克颱風大約在9月10日至11日發生眼牆置換過程,11日辛樂克呈現明顯的雙 眼牆結構(Wu et al. 2010b; Huang et al. 2010),同時伴隨著強度些微減弱(圖 16 及圖 17 黑色圓圈)。這顯示了辛樂克颱風強度變化受到許多複雜因素影響,除了 上層海洋熱力結構可能有顯著影響外,辛樂克本身的內部動力亦可能扮演重要角 色。在許多複雜因素同時影響的情況下,各項因素的影響程度相當令人好奇。在 本研究中,我們利用大氣海洋耦合模式進行高解析度的敏感性實驗,在大氣背景 環境條件大致相同的情形下,定量評估上層海洋熱力結構的影響程度。

2.3 颱風初始化方法

2.3.1 進行初始化之目的

本研究中,大氣模式的初始場及邊界場使用美國國家環境預報中心(National Centers for Environmental Prediction; NCEP)的全球最終分析資料(Final Operational Global Analysis data; FNL),水平解析度為1°×1°,每六小時一筆。由於1°×1°的解析度過低,不足以解析出接近觀測的合理渦旋結構,且NCEP FNL 資料於模擬 初始時間的辛樂克颱風強度也明顯比實際強度弱,若是直接使用 NCEP FNL 資料 作為初始場,模擬出的辛樂克颱風強度偏弱,與實際強度差異較大,不足以代表 實際颱風的強度變化情形(見34節)。因此,為了能在正式模擬之前,建構出接 近觀測的初始颱風強度與結構,以得到更接近實際觀測、更具有代表性的模擬,本研究特別利用建立在系集卡爾曼濾波器(ensemble Kalman filter; EnKF; Evensen 1994、2003)基礎上的快速更新週期(Rapid Update Cycle; RUC)同化方法(Wu et al. 2010a)進行颱風初始化。

2.3.2 利用系集卡爾曼濾波器同化颱風特殊觀測量

系集卡爾曼濾波器最早由 Evensen (1994)提出,可應用在非線性模式上,計算上較四維變分資料同化容易,近年來廣泛應用在大氣與海洋相關研究中。本研究使用的 EnKF 資料同化系統建立在 Advanced Research WRF(ARW)模式第2.2.1

版(Skamarock et al. 2005)上,最初由 Zhang et al.(2006)與 Meng and Zhang(2007) 所發展,Wu et al.(2010a)另外於此系統中新設計了描述颱風渦旋的三項特殊觀 測算符,並加入處理巢狀網格架構的能力。

利用傳統的渦旋植入方法進行颱風初始化,由於強制改變了颱風初始場,往 往容易造成模式不平衡,在模擬初期需要一段調整時間才能使模式達到平衡。然 而,利用 EnKF 同化颱風特殊觀測量之方法進行颱風初始化,可望得到和模式動力 相容、平衡性較佳的分析場,有機會減少模擬初期因改變初始場造成模式不平衡 所需的調整時間。此外,EnKF 方法還具有較容易掌握大尺度環境駛流、可適用在 地形附近等優點。基於上述理由,本研究亦採用 EnKF 同化颱風特殊觀測量之方法 進行颱風初始化。

本研究在颱風初始化階段所同化的颱風特殊觀測量與 Wu et al.(2010a)相同, 包括了颱風中心位置、移動速度及地表軸對稱切向風速剖面等一般常用來描述颱 風渦旋之參數。颱風中心位置觀測值使用美軍聯合颱風警報中心(Joint Typhoon Warning Center; JTWC)發布之最佳路徑(best track)資料,並利用該資料求出颱 風的移動速度觀測值。地表軸對稱切向風速剖面觀測值參考 C-130 飛機觀測資料, 並利用 Willoughby et al. (2006)的片段連續剖面(sectionally continuous profile) 公式加以給定。利用 EnKF 方法進行辛樂克颱風初始化時所同化的地表軸對稱切向 風速剖面將於 2.3.3 節介紹。

2.3.3 辛樂克颱風初始化設計

正式利用大氣海洋耦合模式進行辛樂克颱風模擬之前,我們使用 2.3.2 節所述 之 EnKF 方法進行 30 小時的颱風初始化。初始化階段自 9 月 8 日 00Z 起,進行至 9 日 06Z 止,初始化階段的前 3 小時(8 日 00Z 至 03Z)為預跑階段,這段期間內 未同化任何觀測資料,預跑之後的 27 小時內,每 30 分鐘同化一次颱風特殊觀測 量,包括颱風中心位置、移動速度及地表軸對稱切向風速剖面。

初始化階段使用兩層固定位置之巢狀網格,外層之水平解析度為36公里,位 於辛樂克颱風附近的內層則使用較高的12公里水平解析度,外層網格範圍3960× 3312公里,內層網格範圍1584×1728公里,網格位置如圖2所示。本研究使用的 EnKF 狀態變數與Wu et al. (2010a)相同,其中水象粒子包含水汽(water vapor)、 雲水(cloud water)、雲冰(cloud ice)、雨(rain)、雪(snow)及霰(graupel)六 種,為了配合 EnKF 狀態變數之設計,颱風初始化階段 ARW 模式之雲微物理過程 採用 WSM (WRF Single-Moment) 6-class graupel scheme,與使用耦合模式進行正式 模擬時採用的雲微物理過程(見2.4節)不同。

由於颱風初始化階段結束時(即正式模擬之初始時間9月9日06Z)正好具有 美軍 C-130 飛機穿越偵察 (reconnaissance) 任務取得之海表面風速觀測資料,我 們參考此風速資料,決定 Willoughby et al. (2006) 片段連續剖面公式之中的各項 參數,以在初始化階段結束時得到接近觀測的地表軸對稱切向風速剖面,並將此 風速剖面同化至模式中。上述飛機觀測風速資料為 C-130 利用步進頻率微波輻射 計(Stepped Frequency Microwave Radiometer; SFMR; Uhlhorn et al. 2007) 於9 日 01Z 至 10Z 之間所量測,我們可將其視為9日06Z 辛樂克颱風之軸對稱風速結 構,如圖 3 藍線所示。9日06Z 同化至模式之軸對稱風速結構如圖 3 紅線所示, 在距離颱風中心 300 公里半徑內,此風速結構和飛機觀測的風速結構(圖 3 藍線) 相當一致。

2.3.4 辛樂克颱風初始化結果

初始化階段模擬之辛樂克颱風系集平均路徑如圖 4 綠線所示。在初始化階段 剛開始進行時,模擬之路徑和 JTWC 的最佳路徑(圖 4 紅線)有較大差異,但在 初始化階段結束時(9月9日 06Z),模式中的辛樂克颱風中心位置已和 JTWC 最 佳路徑的中心位置非常接近(圖 11,模擬初始時間的中心位置差異小於 10 公里)。

初始化階段模擬之辛樂克颱風強度隨時間變化情形如圖 5 所示,圖 5(a)為中 心氣壓,圖 5(b)為近中心最大風速。在初始化階段結束時(9 日 06Z),模式內層 網格的辛樂克颱風中心氣壓已下降至約 974.8 hPa,近中心最大風速已達到約 30 m s⁻¹,皆相當接近 JTWC 最佳路徑資料的颱風強度。

2.4 模式設定

得到較接近觀測的辛樂克颱風初始強度與結構之後,由9月9日06Z 開始利 用大氣海洋耦合模式進行四天的高解析度正式模擬。正式模擬使用三層巢狀網格 (最內兩層會跟隨颱風中心移動,使颱風中心附近能保有較高解析度),水平解析 度由外層至內層分別為12、4及1.33 公里,最外層網格範圍 3960×3312 公里,中 層網格範圍 600×600 公里,最內層網格範圍 200×200 公里,網格位置如圖 6 所示。 最外層網格的模擬初始時間為9日06Z,最內兩層網格的模擬初始時間皆為10日 06Z,皆模擬至13日06Z止。

大氣模式共有 35 個垂直層,由最下層至最上層的 WRF 垂直坐標 η 分別為: 1.000、0.998、0.993、0.983、0.970、0.954、0.934、0.909、0.880、0.845、0.807、 0.765、0.719、0.672、0.622、0.571、0.520、0.468、0.420、0.376、0.335、0.298、 0.263、0.231、0.202、0.175、0.150、0.127、0.106、0.088、0.070、0.055、0.040、 0.026 及 0.000。海洋模式共 30 個垂直層,最上層深度為 5 公尺,往下每層依次增 加 10 公尺至第 20 層 (195 公尺),第 21 層深度為 210 公尺,接著往下每層依次增 加 20 公尺,最下層 (第 30 層)深度為 390 公尺。

大氣模式使用的設定如下:最外層網格的積雲參數化使用 Kain-Fritsch (new Eta) scheme,最內兩層網格不使用積雲參數化,採用顯式的 cloud-resolving mode。 雲微物理過程使用 WSM (WRF Single-Moment) 5-class scheme。長波輻射參數化使

用 RRTM scheme。短波輻射參數化使用 Dudhia scheme。近地層(surface layer)參 數化使用 Monin-Obukhov scheme。地表模式(land surface model)使用 thermal diffusion scheme。邊界層參數化使用 YSU (Yonsei University) scheme。

大氣模式的初始場及邊界場使用 NCEP FNL 資料,使用於正式模擬階段的初 始場已先利用 EnKF 同化颱風特殊觀測資料之方法進行颱風初始化,並得到較接近 觀測的辛樂克颱風初始強度與結構(詳見 2.3 節所述)。海洋模式的初始場包含海 表面溫度、海洋混合層厚度、溫度與鹽度垂直剖面等資料,初始海流則設為 0。海 表面溫度資料主要使用 TMI 及 AMSR-E 衛星觀測資料經處理後得到的微波波段理 想內插海溫資料 (Microwave Optimally Interpolated SST; OI SST),水平解析度為 0.25°×0.25°,但在陸地邊緣缺乏衛星觀測資料的海域,則使用 NCEP FNL 資料。 海洋混合層厚度及溫鹽垂直剖面使用氣候值,溫度與鹽度垂直剖面資料來源為 LEVITUS94 (World Ocean Atlas 1994)的月平均資料。

2.5 實驗設計

本研究利用大氣海洋耦合模式進行的實驗如表 1 所示。為了定量評估海溫冷 卻之負回饋作用對於颱風強度的影響,我們進行了未耦合海洋模式的控制實驗(UC 實驗)及耦合海洋模式的控制實驗 (OC (CTRL)實驗)。在 UC 實驗中,每次積分 時不會計算新的海溫,而是將海溫設定為定值,亦即未考慮海溫冷卻的效應;在 OC (CTRL)實驗中,則透過海洋模式計算出新的海溫,回傳給大氣模式,亦即考慮 了海溫冷卻的效應。控制實驗的初始海溫使用衛星觀測的 OI SST,初始海洋混合 層厚度使用氣候值,如圖 7 所示。

此外,為了釐清耦合模式中幾個關鍵的海洋變數(如海溫、混合層厚度等) 對於颱風強度變化扮演的角色,本研究設計了四組相同初始海溫、不同初始混合 層厚度(40m、50m、60m及80m)的實驗,以及三組相同初始混合層厚度、不 同初始海溫(29℃、30℃及 31℃)的實驗。為了排除因颱風所在位置不同,造成 海溫或混合層厚度不同所產生的影響,在設計不同的初始海溫或初始混合層厚度 實驗時,將每個網格點的初始海溫或混合層厚度設為相同的值。

根據圖 1(a)及 2.2 節所述,辛樂克颱風於 9 月 11 日 06Z 至 12 日 06Z 通過一 個明顯的海洋冷渦,這也是此個案最重要的上層海洋熱力結構特徵。為了在模式 中定量探討冷渦影響颱風強度的程度,本研究亦進行了雨組海洋初始場中包含冷 渦(海洋混合層厚度較淺區域)的實驗,其初始混合層厚度如圖 8 所示。在原本 OC (ML60)實驗的海洋初始場中加入冷渦進行之模擬稱為 OC (ML60CE)實驗,在 原本 OC (ML80)實驗的海洋初始場中加入冷渦進行之模擬稱為 OC (ML60CE)實 驗。冷渦實驗的設計參考了 Lin et al. (2008)所使用大量實際觀測的海洋溫度垂直 剖面資料,根據這些實際觀測資料,80 m 大約是西北太平洋的環流中心區域(gyre central region; 10~21°N, 121~170°E) 中,正 SSHA 區域的混合層厚度(約為 70 至 80 m),而 60 m 大約是環流中心區域中,SSHA 接近零值區域的混合層厚度。 比環流中心區域更北邊的南渦旋區域(south eddy zone; 21~26°N, 127~170°E)中, SSHA 接近零值區域的混合層厚度約為 30 至 40 m,因此本研究以 30 m 及更淺的 混合層厚度代表冷渦的最核心部分(圖 8)。

2.6 海洋對於颱風強度變化影響程度之定量估計方法

2.6.1 海表面温度回饋因子

海溫回饋因子Fsst之定義如1.1.6節(2)式所示,其代表之意義如1.1.6節所述。 (2)式中,下標 coupled 及 uncoupled 分別代表有耦合海洋模式的實驗及沒有耦合 海洋模式的實驗。根據 Wu et al. (2007)的原始定義,海溫回饋因子代表理想實驗 中颱風中心氣壓達穩定態時計算得到的海表面冷卻負回饋作用定量影響程度。本 研究亦採用海溫回饋因子定量評估負回饋作用的程度,但因實際個案中颱風強度 不可能達到穩定態,在此將(2)式中Δp之定義修改為各時間點的中心氣壓與模擬 初始時間中心氣壓的差,並計算每個時間點的 Fssr值,以代表不同時刻海表面冷 卻之負回饋作用對於颱風強度變化的定量影響程度。

2.6.2 上層海洋熱力結構回饋因子

如 2.5 節所述,本研究設計了四組相同初始海溫、不同初始海洋混合層厚度的 實驗。為了比較此四組實驗的模擬結果,以定量評估混合層厚度對於颱風強度的 影響程度,我們使用類似渦流回饋因子 FEDDY-S (1.1.6 節(3)式)的概念,定義了 「混合層厚度回饋因子」,表示如下:

$$F_{ML} = \frac{\Delta p_{ML_chg} - \Delta p_{CTRL}}{\Delta p_{CTRL}}$$

(13)

此處我們將原本(3)式之中比較有加入渦流及沒有加入渦流實驗的概念,修改為比 較不同初始混合層厚度實驗和控制實驗(OC(CTRL)實驗,該實驗的初始混合層厚 度使用氣候值)的模擬結果。(13)式中Δp之定義為各時間點的颱風中心氣壓與模 擬初始時間中心氣壓的差,下標 ML_chg 代表其中一組不同初始混合層厚度實驗, 下標 CTRL 代表 OC (CTRL)實驗。不同時間點的 F_{ML} 值代表不同時刻暖水層的效 應對於颱風強度變化的定量影響程度,F_{ML} 若為正值代表較厚暖水層的影響,負值 則是較薄暖水層的影響,其絕對值愈大代表影響程度愈大。

為了比較有加入冷渴實驗及沒有加入冷渴實驗之模擬結果,以定量評估冷渴 對於颱風強度的影響程度,本研究亦使用 Wu et al. (2007)定義的渴流回饋因子 FEDDY-S 及 FEDDY-T (1.1.6 節(3)式及(4)式)作為影響程度的指標。然而,根據 1.1.6 節所述的渴流回饋因子原始定義,(4)式僅代表颱風通過渦流的期間內,強度變化 量占颱風進入渦流時強度的比例,不代表這段時間內的強度變化量完全由於模式 中加入渦流所致。因此,我們結合了(3)式及(4)式的概念,利用有加入渦流及沒 有加入渦流實驗所模擬出的颱風強度差異,設計一個新的指標,以直接代表模式 中加入渦流所造成的定量影響程度。此指標表示如下:

$$F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2} = \frac{\Delta p_{out,1} - \Delta p_{out,2}}{\Delta p_{in}}$$
(14)

(14)式中Δpin代表颱風進入渦流時刻之中心氣壓與模擬初始時間中心氣壓的差值, Δpout 代表颱風離開渦流時刻之中心氣壓與模擬初始時間中心氣壓的差值,下標 1 及2分別代表有加入及沒有加入渦流的實驗。(14)式的意義為颱風通過渦流的期 間內,由於模式中加入渦流造成的強度變化量占颱風進入渦流時強度的比例,若 為正值代表暖渦的影響,負值則代表冷渦的影響。

由(14)式求得模式中加入渦流所造成的定量影響程度之後,我們可以透過和 颱風通過渦流期間總強度變化量的比較,求出渦流對於颱風通過渦流期間強度變 化的貢獻程度:

$$\frac{F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}}{F_{EDDY-T,1}} = \frac{p_{out,1} - p_{out,2}}{p_{out,1} - p_{in}}$$
(15)

(15)式的下標意義和(14)式相同,(15)式代表颱風通過渦流的期間內,由於模式 中加入冷渦造成的強度變化量占該時段內總強度變化量的比例。

2.6.3 海洋貢獻程度因子

如 1.1.2 節所述,真實環境中存在許多限制颱風發展的不利因素,阻礙颱風達 到理論上的最大潛在強度。為了定量評估在所有阻礙颱風達到 MPI 的不利因素中, 海表面冷卻負回饋作用的貢獻程度,本研究設計了新的「海洋貢獻程度因子」,可 表示如下:

$$F_{oc} = \frac{\text{OCEAN}}{\text{TOTAL}} = \frac{p_{coupled} - p_{uncoupled}}{p_{coupled} - p_{MPI}}$$
(16)

此處將有耦合海洋模式的實驗視為已考慮所有不利因素的情況,模擬出的颱風強度與 MPI (Emanuel 1995、1997; Bister and Emanuel 1998)的差值即代表所有不

利因素的影響程度(圖 9 紫虛線、(16)式的分母)。有耦合與未耦合海洋模式實驗 模擬出的颱風強度差值則代表海表面冷卻負回饋作用的影響程度(圖 9 藍虛線、 (16)式的分子)。因此,Foc即代表海洋對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度。若 Foc 愈接近1,代表颱風之所以無法達到 MPI,幾乎是由海表面冷卻之負回饋作用所導 致,其它不利因素的貢獻程度非常小;若 Foc愈接近0,代表海表面冷卻負回饋作 用的貢獻程度非常小,颱風無法達到 MPI 主要歸因於其它不利因素。

本研究將 MPI 視為完全沒有限制颱風發展的不利因素時,颱風理論上所能達 到的最大強度,當我們將不利因素納入考慮時,颱風實際上能達到的強度與 MPI 會出現差距,這段差距即代表不利因素對颱風強度的影響程度。因此,我們在計 算 MPI 時使用的海溫為發生海表面冷卻之前的海溫,以避免在進行理論上颱風最 大強度的計算時,已將海表面冷卻負回饋作用阻礙颱風發展的效應納入考慮。在 辛樂克颱風的數值實驗中,我們使用正式模擬初始時間(9月9日06Z)的海溫作 為上述發生海表面冷卻之前的海溫,針對模擬時段中,辛樂克颱風各時刻所在位 置進行 MPI 的計算,代入(16)式分母的 PMPI 中,求出各時刻的 Foc 值。

第三章 控制實驗結果

本研究進行了兩組控制實驗,如表 1 所示。OC (CTRL)為有耦合海洋模式的 控制實驗,亦即積分時考慮了海表面冷卻之負回饋作用,而 UC 實驗則未考慮此負 回饋作用,將海溫視為定值。我們透過這兩組實驗的比較,藉以定量評估此海表 面冷卻之負回饋作用對辛樂克颱風強度的影響程度。

3.1 颱風路徑與上層海洋反應

雨組控制實驗模擬出的辛樂克颱風路徑如圖 10所示,錄圖點標記及藍方格標 記分別代表每隔六小時 UC 實驗及 OC (CTRL)實驗模擬的辛樂克颱風中心位置。 UC 實驗與 OC (CTRL)實驗模擬之辛樂克路徑相當接近,模擬初始時間 9 月 9 日 06Z 辛樂克位於菲律賓東方海面,之後向北或北北西方向移動,約在 10 日 06Z 開 始向東轉向,11 日 06Z 再向北轉向,12 日 06Z 由向北移動轉為向北北西方向移動, 靠近臺灣。雨組控制實驗之模擬路徑皆和 JTWC 路徑 (圖 10 紅圓點標記)相當接 近 (圖 11,模擬時間 60 小時內的路徑誤差皆小於 80 公里),只在模擬後期 (12 日 06Z 之後)與 JTWC 路徑出現較大差異,模擬之路徑較偏東方且移動速度較快, 但路徑誤差仍在 140 公里以內 (圖 11)。由於 UC 實驗與 OC (CTRL)實驗模擬之 路徑相當一致 (圖 24 綠線,模擬時間 72 小時內的路徑差異小於 20 公里,72 小 時之後的路徑差異小於 40 公里),兩組實驗的大氣背景環境條件大致相同,其模 擬結果之辛樂克強度差異主要由海表面冷卻負回饋作用所造成,我們可以在此基 礎下,定量探討此負回饋作用的影響程度。

圖 13 為 OC (CTRL)實驗模擬的海表面洋流,辛樂克颱風通過時,在其路徑右 側海面引發較左側強之洋流,且洋流之流向受科氏力影響隨時間向右偏轉。在 OC (CTRL)實驗中,辛樂克颱風於 9 月 10 日 18Z 以前持續增強(圖 16、圖 17),海 表面洋流的流速亦隨之增加(圖 13 a、b),辛樂克的近中心最大風速於 10 日 18Z 達最大值約65ms⁻¹之後,皆維持在約55至60ms⁻¹之間(圖 17),此時段辛樂克 引發之洋流流速最大可達 1.8ms⁻¹以上(圖 13b、c、d)。OC(CTRL)實驗模擬的 辛樂克颱風於9月10日03Z至11日12Z大幅度轉向時,移動速度非常緩慢(小 於2ms⁻¹,圖 12),且在這段接近滯留的期間,辛樂克於轉向地點附近海面引發 了較強的洋流(圖 13b),因此上層海洋產生了顯著的垂直混合,使轉向地點附近 的海洋混合層厚度增加(圖 14a、b),12日06Z該處的混合層厚度最大可達105 公尺以上(圖 14c)。

上述由洋流流切引發的上層海洋垂直混合使較深處之冷海水逸入到表層,在 辛樂克移速減慢及大幅度轉向地點附近造成顯著的海表面冷卻(9日06Z至12日 06Z之間海溫降低超過2.5℃,圖15b、c)。12日12Z之後,雖然辛樂克路徑右側 海表面洋流流速仍有1.6ms⁻¹以上(圖13d),但由於辛樂克移動速度稍微增加(圖 12),造成的上層海洋垂直混合較不明顯(圖14d),因此海表面冷卻較之前轉向 時小,9日06Z至13日06Z之間海溫降低小於2℃(圖15d,代表辛樂克中心位 置的正方形標記旁)。

3.2 颱風強度變化

圖 16為UC實驗(紅線)與OC(CTRL)實驗(藍線)模擬之辛樂克颱風中心 氣壓,模擬初期仍有一段時間的調整過程,辛樂克之中心氣壓在一開始略微減弱, 這可能由於初始化階段每30分鐘即同化一次軸對稱切向風速強迫調整颱風強度與 結構,但在正式模擬中已不再同化任何觀測資料所致。上述調整過程持續時間不 長,大約只有7小時,從9日13Z起,辛樂克之中心氣壓即開始快速下降,雖然 模擬之中心氣壓仍較JTWC之中心氣壓略高,但兩組控制實驗皆能掌握10日18Z 之前辛樂克快速增強的趨勢。UC實驗與OC(CTRL)實驗模擬之辛樂克中心氣壓在 10日18Z分別可達到936 hPa與943 hPa,此強度雖然仍較JTWC之強度弱,但已 足以引發明顯的上層海洋冷卻反應(如3.1節所述),我們可以藉由此模擬結果,
探討上層海洋熱力結構對於辛樂克颱風強度的影響程度。

10 日 03Z 開始出現海溫降低 0.5℃以上區域之後(圖 15 a),兩組控制實驗模擬之辛樂克強度亦開始出現差距,OC (CTRL)實驗的中心氣壓較 UC 實驗高(圖 16)。OC (CTRL)實驗中的辛樂克於 10 日 18Z 之後開始減弱,和 JTWC 中心氣壓的變化趨勢相似,但 UC 實驗沒有顯示此強度減弱的趨勢,辛樂克於 10 日 18Z 之後仍繼續增強至 12 日 06Z。

模擬之近中心最大風速隨時間變化圖(圖 17)亦呈現出和中心氣壓類似的強 度變化特徵,且兩組控制實驗的最內層網格皆可模擬出接近 JTWC 最佳路徑資料 之最大風速。OC (CTRL)實驗可掌握到 10 日 18Z 之後的強度減弱趨勢,但 UC 實 驗則否,使得 OC (CTRL)實驗在整個模擬時間的強度變化趨勢和 JTWC 非常接近, UC 實驗於 11 日 12Z 之後皆高估了最大風速。

模式模擬之近中心最大風速往往在短時間內有較大變化,其隨時間變化圖呈 現出較大震盪,且在不同水平解析度的網格所能找到的最大風速值有明顯差異(圖 17實線與虛線),若水平解析度較低,所能找到的最大風速值亦較低。此外,模式 中的近中心最大風速值決定方式和一般作業單位之定義並不完全相同,例如圖 17 之虛線代表在特定時間由模式水平解析度為1.33 公里的各網格點找到的最大 10 公 尺高度風速值,而作業單位發布的近中心最大風速通常代表一分鐘(如JTWC)或 十分鐘(如中央氣象局及日本氣象廳)平均的最大 10 公尺高度風速估計值。由於 模式中的近中心最大風速值對於水平解析度相當敏感、隨時間變化容易出現較大 震盪,且其決定方式目前仍缺乏統一的標準,使得在本研究中定量計算上層海洋 熱力結構影響程度時,較難以使用模擬之近中心最大風速值作為代表颱風強度的 指標。相較於最大風速值,模式中的颱風中心氣壓隨時間變化較為穩定,不會出 現大幅度的震盪情形,且在不同水平解析度的網格求得的中心氣壓相當一致。因 此,本研究比照 Wu et al. (2007),在進行定量計算、分析與討論時,皆使用中心

23

氣壓代表颱風強度。

3.3 海表面冷卻負回饋作用之定量評估

為了定量評估海表面冷卻之負回饋作用對於辛樂克颱風強度的影響程度,我 們根據(2)式計算海溫回饋因子 F_{SST},以代表負回饋作用的強弱(詳見1.1.6節)。 (2)式中的下標 coupled 及 uncoupled 在此處分別代表有考慮負回饋作用的 OC (CTRL)實驗及未考慮負回饋作用的 UC 實驗。本研究已將(2)式中 Δp 之定義修改 為各時間點的中心氣壓與模擬初始時間中心氣壓的差值(詳見 2.6.1 節),不同時 刻的海溫回饋因子 F_{SST}如圖 18 所示。

模擬初期辛樂克颱風的中心氣壓和模擬初始時間中心氣壓很接近,且這段期 間海表面冷卻仍不明顯,兩組控制實驗模擬之辛樂克中心氣壓幾乎沒有差別,(2) 式的分子與分母皆很小,導致此時段計算出的 Fssr 值往往非常大且隨時間變化很 劇烈。因此,模擬初期的 Fssr 值缺乏實質意義,本研究不討論模擬時間 24 小時以 內(9月9日 06Z 至 10 日 06Z,圖 18 灰底部分)的 Fssr 值變化情形。

雨組控制實驗模擬之辛樂克颱風於9月10日18Z之前快速增強(圖 16)。在 快速增強之後的10日18Z,F_{SST}的絕對值約為0.2(圖 18),代表此時OC(CTRL) 實驗模擬的辛樂克強度比 UC 實驗弱了約 20%。隨著海表面冷卻逐漸變得明顯, 兩組控制實驗模擬辛樂克強度之差距逐漸增加,10日18Z之後,OC(CTRL)實驗 中的辛樂克開始減弱,但 UC 實驗中的辛樂克卻繼續增強(圖 16),造成 F_{SST}的 絕對值隨時間增加(圖 18),顯示海表面冷卻之負回饋作用隨時間增強。F_{SST}的絕 對值於12日18Z 增加達到最大值約 0.4,代表考慮海表面冷卻負回饋作用的 OC (CTRL)實驗在影響最顯著時模擬的辛樂克強度比未考慮的 UC 實驗弱約 40%。

3.4 討論

如 2.3.4 節所述,我們利用 EnKF 進行颱風初始化之後,在正式模擬的初始時 間得到了較接近觀測的辛樂克颱風中心位置與強度。OC (CTRL)實驗結果顯示,在 海氣耦合模式中使用上述接近觀測的大氣初始場進行正式模擬,足以模擬出接近 JTWC 最佳路徑資料的辛樂克颱風路徑 (見 3.1 節,圖 19 藍線),並可充分掌握辛 樂克颱風的強度變化趨勢(見3.2節,圖21藍線、圖22藍色虛線)。 未使用 EnKF 進行颱風初始化(即直接使用 NCEP FNL 資料作為大氣初始場)但其他設定皆與 OC (CTRL)實驗相同所模擬出的辛樂克颱風路徑、中心氣壓與近中心最大風速分別 如圖 19、圖 21 及圖 22 之綠線所示。雖然未進行颱風初始化的實驗模擬之辛樂 克颱風移速較 OC (CTRL)實驗更接近 JTWC 的移速,使未進行颱風初始化的實驗 在模擬時間 42 至 84 小時之間的路徑誤差較 OC (CTRL)實驗更小 (圖 20, 兩者差 距在 50 公里以內),但圖 19 顯示未進行颱風初始化的實驗無法在正式模擬階段充 分掌握辛樂克颱風的兩次明顯轉向趨勢,致使模擬之路徑出現明顯偏差。儘管 OC (CTRL)實驗模擬之辛樂克颱風移速與JTWC 略有差距,致使路徑誤差較大,但OC (CTRL)實驗模擬之辛樂克颱風行經區域在模擬時間84小時之內皆和JTWC相當一 致(圖19)。此外,未進行颱風初始化的實驗中,不僅模擬初始時間的辛樂克強 度明顯較 JTWC 弱(圖 21、圖 22),模擬初期也無法掌握辛樂克的快速增強過程, 增強速率較慢,且辛樂克颱風在整個模擬期間持續增強,與實際觀測的強度變化 趨勢不符,模擬之辛樂克強度最大值也明顯小於實際觀測。上述結果顯示在正式 使用海氣耦合模式進行模擬前,有必要利用 EnKF 進行颱風初始化,如此我們得以 在大氣條件較接近觀測的基礎之下,透過各組敏感性實驗定量評估上層海洋熱力 結構對於辛樂克颱風強度的影響程度,以得到較具有意義的結果。

由於本研究使用的海洋模式是一維的 PWP 模式,只考慮了垂直混合之效應, 未考慮水平平流、垂直平流及氣壓梯度力等物理過程的影響,可能會低估海表面

25

冷卻的程度。Yablonsky and Ginis (2009)曾經針對一維及三維海洋模式模擬之上 層海洋反應進行比較,根據其結果,當颱風移動速度小於2ms⁻¹時,一維模式低 估颱風引發之海溫降低可超過50%。本研究使用的一維PWP模式低估海表面冷卻 的程度和 Yablonsky and Ginis (2009)相當接近,辛樂克颱風在10日03Z至11日 12Z之間移動速度緩慢,小於2ms⁻¹(圖 12),在辛樂克通過期間,衛星觀測的海 溫降低最大可達5℃至7℃(圖 1 d),而OC (CTRL)實驗模擬的最大海溫降低僅 2.5℃至3℃(圖 15 d),大約只有衛星觀測的一半。由於模式低估了辛樂克颱風引 發之海溫降低,故模擬之海表面冷卻負回饋作用對於辛樂克颱風強度的影響程度 應該小於實際影響程度。儘管如此,我們仍然可以透過敏感性實驗,定量評估僅 由垂直混合作用造成的海表面冷卻對於辛樂克颱風強度的影響程度。各組敏感性 實驗的模擬結果將於第四章與第五章詳細討論。



第四章 改變初始混合層厚度及海表面溫度實驗結果

本研究進行了四組相同初始海溫、不同初始混合層厚度的實驗(以下簡稱 ML 實驗),以及三組相同初始混合層厚度、不同初始海溫的實驗(以下簡稱 SST 實驗), 如表 1所示。我們藉由比較 ML 實驗與 SST 實驗的模擬結果,嘗試釐清耦合模式 中的混合層厚度及海溫對於模擬之辛樂克颱風強度變化扮演的角色,並進一步分 析不同 ML 實驗的模擬結果差異,透過回饋因子的計算,以定量瞭解上層海洋熱 力結構對於辛樂克颱風強度的影響程度。

4.1 改變初始混合層厚度及海表面溫度之效應比較

4.1.1 颱風路徑

ML實驗與SST實驗模擬之辛樂克颱風路徑如圖 23 所示。不同 ML實驗的路徑 (圖 23 a)相當一致,且非常接近兩組控制實驗的路徑 (圖 24 藍線,相較於 OC (CTRL)實驗的路徑差異在模擬時間 78 小時內皆小於 20 公里),僅在模擬後期 12 日 12Z 之後才略有差異,但相較於 OC (CTRL)實驗的路徑差異仍在 30 公里以 內 (圖 24 藍線)。不同 SST 實驗的路徑 (圖 23 b)雖然在模擬初期很接近,但在 10 日 06Z 辛樂克大幅度轉向之後,卻出現較大的差異 (圖 24 紅線),尤其是 OC (ML60 SST29)實驗與 OC (ML60 SST31)實驗,在模擬後期明顯和其它 SST 實驗及 兩組控制實驗之路徑不一致 (圖 24 紅線,相較於 OC (CTRL)實驗的路徑差異在模擬時間 48 小時之後隨時間快速增加),OC (ML60 SST29)實驗之路徑過於偏向東側, OC (ML60 SST31)實驗之路徑則過於偏向西側,甚至登陸臺灣。

不同 SST 實驗之路徑具有較大差異的原因可能是我們強迫改變了模擬初始時 間的海溫場,造成模式中海表面的能量顯著改變,但大氣邊界層的狀態卻沒有隨 之改變,使原本已達平衡的海氣通量需要一段時間的調整才能重新達到平衡。這 段調整期間模式容易產生不穩定,可能會使颱風路徑改變,但確切的原因於本研究中尚無法完整解釋,仍需藉由後續研究詳細檢視模擬初期海氣通量的變化情形、 大氣邊界層的狀態、對流的情況等,進一步地檢驗。

由於不同 SST 實驗之路徑在模擬後期有較大差異,這段期間的辛樂克颱風強 度變化不能完全歸因於初始海溫的影響,亦需考慮颱風位置不同造成的影響,例 如 OC (ML60 SST31)實驗模擬之辛樂克颱風在 12 日 21Z 之後強度突然顯著減弱 (圖 26 粉紅色實線),其它 SST 實驗則無此現象,此強度突然減弱主要由於 OC (ML60 SST31)實驗之路徑偏向臺灣,受臺灣地形影響所致。至於不同 ML 實驗之 路徑則相當一致,僅在 12 日 12Z 之後略有差異,因此各組 ML 實驗的大氣背景環 境條件大致相同,其模擬結果之差異可視為不同的初始混合層厚度造成的影響。

4.1.2 颱風強度變化

ML 實驗與 SST 實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓如圖 25 與圖 26 所示。改變 初始混合層厚度與改變初始海溫,對於耦合模式中辛樂克颱風強度變化的影響有 顯著的不同。不同 ML 實驗在模擬初期的辛樂克強度幾乎沒有差別,直到 10 日 03Z 開始出現海溫降低 0.5℃以上區域之後(圖 15 a),各組 ML 實驗模擬之強度才開 始有所差異,中心氣壓的最大差異在 10 hPa 之內(圖 25);但不同 SST 實驗之辛 樂克強度卻從模擬一開始即出現差異,隨著辛樂克逐漸增強,各組 SST 實驗模擬 之強度差異變得更加明顯,中心氣壓的最大差異約達 30 hPa (圖 26)。

上述結果反映了耦合模式中的海溫及混合層厚度對於模擬之辛樂克颱風強度 變化扮演的角色。改變初始海溫代表直接改變了 MPI,由於在模擬初始時間海洋 提供給大氣的能量即已顯著不同,造成不同 SST 實驗模擬的辛樂克颱風強度一開 始即有較顯著的差異。改變初始混合層厚度則代表改變了海表面下方的海洋熱力 結構,但海表面的熱力條件保持一致,只有在颱風造成明顯的上層海洋垂直混合 使海溫降低時,才會因為海表面冷卻程度不同,使不同 ML 實驗模擬的辛樂克颱風強度出現差異。

西北太平洋的低緯度地區在夏季時海溫普遍偏高,且此區域海溫的空間分布 相當均勻,不同地點的海溫差異非常小,但此區域卻存在不少海洋暖渦及冷渦, 不同地點的暖水層厚度經常有很大的差異。因此,在實際個案中,颱風往往經過 非常相似的海溫場,但常通過具有不同暖水層厚度的海域,例如本研究模擬的辛 樂克颱風,其通過的海溫場相當均勻,幾乎都介於29℃至30℃之間(圖 7 a),但 其通過的SSHA 場卻相當複雜(圖 1 a)。本研究設計的各組 ML 實驗較各組 SST 實驗更能充分反映上述實際個案常見之情況,透過更深入地分析不同 ML 實驗的 模擬結果差異(4.2 節),我們可以在 MPI 固定的情形下,探討因混合層厚度不同 導致的海表面冷卻程度差異對於辛樂克颱風強度變化的定量影響。

4.2 不同初始混合層厚度實驗之比較

4.2.1 颱風強度變化

ML實驗與兩組控制實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓如圖 25 所示。10 日 03Z 海表面冷卻開始變得明顯之後,各組 ML 實驗模擬之辛樂克強度開始出現差異, 且皆較未考慮海表面冷卻的 UC 實驗弱。所有 ML 實驗中,初始混合層厚度設成最 深的 OC (ML80)實驗模擬出的辛樂克強度 (圖 25 粉紅色實線)在 12 日 12Z 之前 的大部分時段皆明顯大於其它幾組初始混合層厚度較淺的實驗,且較接近 UC 實驗 模擬之強度。然而,除了 OC (ML80)實驗之外的其它幾組 ML 實驗模擬之強度並 沒有很清楚的關係,亦即初始混合層厚度設為 40 公尺、50 公尺和 60 公尺的差別 不明顯,未必是初始混合層厚度愈厚,辛樂克的強度就愈強。此外,OC (ML80) 實驗的辛樂克在 10 日 18Z 之後仍能維持其強度,其它幾組 ML 實驗的辛樂克從 10 日 18Z 之後強度皆開始減弱。12 日 12Z 之後,OC (ML80)實驗與 OC (ML60)實驗 模擬之辛樂克強度幾乎相同,且明顯大於 OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (CTRL)實驗,但 OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (CTRL)實驗模擬之強度 並沒有明顯的關係。

初始混合層厚度和模擬之辛樂克強度關係不明顯的原因可能是海表面冷卻的 程度不單單只由混合層厚度決定,風速、颱風移速等因素也都會影響海表面冷卻。 我們認為在目前各組實驗模擬的辛樂克颱風強度條件下,初始混合層厚度需深達 80 公尺以上,才能有效抑制颱風藉由垂直混合使較冷的下層海水逸入表層,讓辛 樂克得以在10日18Z之後維持其強度,但這項推測仍有待未來的後續研究進一步 分析上層海洋之反應加以驗證。

4.2.2 海表面温度回饋因子與海表面冷卻程度

圖 28 為根據(2)式求出的各組 ML 實驗及 OC (CTRL)實驗之海溫回饋因子 FssT 隨時間變化圖,FssT 代表之意義如 11.6 節及 2.6.1 節所述。(2)式中的下標 coupled 在此處代表有考慮海表面冷卻負回饋作用的 OC (CTRL)實驗及各組 ML 實 驗,下標 uncoupled 則代表未考慮海表面冷卻負回饋作用的 UC 實驗。圖 28 顯示 在辛樂克颱風強度變化較小的時段(11 日 18Z 前後),初始混合層厚度設成最深的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之 FssT 值約為-0.15,較其它幾組初始混合層厚度較淺 的 ML 實驗之 FssT 值(約-0.2)及 OC (CTRL)實驗之 FssT 值(約-0.3)大,代表在 此時段 OC (ML80)實驗之海表面冷卻負回饋作用明顯小於其它幾組 ML 實驗及 OC (CTRL)實驗。在上述時段中,OC (ML80)實驗之負回饋作用程度大約只有 OC (CTRL)實驗的一半,其它各組 ML 實驗之負回饋作用程度和 OC (CTRL)實驗較接 近,但皆小於 OC (CTRL)實驗。

OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (ML60)實驗之海溫回饋因子 F_{SST}與其初始混合層厚度之間沒有清楚的關係,未必是初始混合層厚度愈厚,F_{SST}的絕對值

30

就愈小。12 日 00Z 之前此三組實驗的 Fsst 值非常接近,差異在 0.05 以內,但 12 日 00Z 之後此三組實驗的 Fsst 值隨時間變化較大,三組實驗的 Fsst 值開始出現較 顯著差異,最大差距可達約 0.2。12 日 06Z 之後,OC (ML60)實驗之 Fsst 值和 OC (ML80)實驗相近,明顯大於 OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (CTRL)實驗 之 Fsst 值。在海表面冷卻負回饋作用最強的時間(即 Fsst 之絕對值出現極大值的 時間,約為 12 日 18Z), OC (ML80)實驗(圖 28 粉紅線)及 OC (ML60)實驗(圖 28 綠線)之 Fsst 值約為-0.2,較 OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (CTRL) 實驗之 Fsst 值(約介於-0.3 至-0.4 之間)大。然而,由於模擬後期(12 日 12Z 之 後)各組 ML 實驗之辛樂克路徑略有差異,ML 實驗之路徑和兩組控制實驗之路徑 亦略有差異(圖 23 a),這段期間各組 ML 實驗的 Fsst 值差異也可能包含因颱風位 置不同造成的影響。相較於初始上層海洋熱力結構不同造成的影響,模擬後期颱 風路徑些微差異對於 Fsst 值造成的影響可能很小,但確切的影響程度目前仍無法 加以估計。

對照海表面冷卻的程度(圖 27)可發現,OC (ML80)實驗於9月9日06Z 至 13日06Z 之間的海溫降低較其它幾組 ML 實驗少,在海表面冷卻最明顯的區域海 溫降低仍不超過 2.5℃(圖 27 d),其它幾組 ML 實驗的最大海溫降低皆超過 2.5 ℃(圖 27 a、b、c)。此外,圖 27 顯示模擬之海表面冷卻範圍與初始混合層厚度 有關,在初始混合層厚度愈小的 ML 實驗中,辛樂克颱風引發的海表面冷卻範圍 愈大,OC (ML80)實驗的海表面冷卻範圍明顯小於其它幾組 ML 實驗。

4.2.3 混合層厚度回饋因子

圖 29 為根據(13)式求出的各組 ML 實驗及 OC (CTRL)實驗之混合層厚度回 饋因子 F_{ML}隨時間變化圖, F_{ML}代表之意義如 2.6.2 節所述。(13)式中的下標 CTRL 在此處代表初始混合層厚度使用氣候值的 OC (CTRL)實驗,下標 ML_chg 則代表 各組 ML 實驗。OC (CTRL)實驗的初始混合層厚度在辛樂克颱風通過之區域約為 30 至 40 公尺 (圖 7 b),圖 29 顯示初始混合層厚度明顯大於 OC (CTRL)實驗的 OC (ML80)實驗及 OC (ML60)實驗在整個模擬期間之 F_{ML}值皆為正值,代表較厚暖 水層的效應。初始混合層厚度與 OC (CTRL)實驗相差不大的 OC (ML40)實驗及 OC (ML50)實驗之 F_{ML}值則隨時間變化較大,雖然在大部分時段 F_{ML}皆為正值,但在 10 日 18Z 之前的 F_{ML}為接近零的負值 (絕對值小於 0.1),顯示 10 日 18Z 之前具 有微弱的較薄暖水層效應。

圖 29 顯示在辛樂克颱風強度變化較小的時段(11 日 18Z 前後),初始混合層 厚度設成最深的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之 F_{ML}值約為 0.3,亦即此實驗模擬的 辛樂克強度比 OC (CTRL)實驗強了約 30%。OC (ML80)實驗之 F_{ML}值較其它幾組 初始混合層厚度較淺的 ML 實驗之 F_{ML}值(約 0.15)大,代表在此時段 OC (ML80) 實驗之較厚暖水層效應明顯大於其它幾組 ML 實驗。在上述時段中,OC (ML80) 實驗之較厚暖水層效應大約有其它 ML 實驗的兩倍,其它各組 ML 實驗之暖水層 效應則相當接近。

OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (ML60)實驗之混合層厚度回饋因子 F_{ML} 與其初始混合層厚度之間沒有清楚的關係,未必是初始混合層厚度愈厚, F_{ML} 值就愈大。12 日 00Z 之前此三組實驗的 F_{ML} 值非常接近,差異在 0.05 至 0.1 之間, 但 12 日 00Z 之後此三組實驗的 F_{ML} 值隨時間變化較大,三組實驗的 F_{ML} 值開始出 現較顯著差異,最大差距可達約 0.3。12 日 06Z 之後,OC (ML60)實驗之 F_{ML} 值和 OC (ML80)實驗相近,明顯大於 OC (ML40)實驗及 OC (ML50)實驗之 F_{ML} 值。在海 表面冷卻負回饋作用最強的時間 (即 F_{SST} 之絕對值出現極大值的時間,約為 12 日 18Z,見圖 28),OC (ML80)實驗 (圖 29 粉紅線)及 OC (ML60)實驗 (圖 29 綠 線)之 F_{ML} 值亦達到極大值,略大於 0.3,較 OC (ML40)實驗(小於 0.15)及 OC (ML50) 實驗 (小於 0.05)大。

4.2.4 海洋貢獻程度因子

本研究利用新設計的海洋貢獻程度因子定量評估在所有阻礙辛樂克颱風達到 MPI 的不利因素中,海表面冷卻負回饋作用的貢獻程度。海洋貢獻程度因子 Foc 表示如(16)式,其代表的意義如2.6.3 節所述。辛樂克颱風在不同時間之 MPI 如 圖 30 黑色實線所示,未考慮海表面冷卻的 UC 實驗(圖 30 紅色實線)模擬之辛 樂克強度與 MPI 有所差距,這段差距可視為除了海表面冷卻負回饋作用以外的各 項阻礙颱風發展因素之影響程度(圖 9 深紅虛線)。在圖 30 中,藍色實線與紅色 實線的差距為 OC (CTRL)實驗與 UC 實驗辛樂克中心氣壓的差,即(16)式的分子, 代表海表面冷卻負回饋作用的影響程度(圖 9 藍虛線),而藍色實線與黑色實線的 差距為 OC (CTRL)實驗辛樂克中心氣壓與 MPI 的差,即(16)式的分母,代表所有 阻礙辛樂克達到 MPI 之不利因素的影響程度(圖 9 紫虛線)。我們利用(16)式針 對 OC (CTRL)實驗及各組 ML實驗求出不同時間之海洋貢獻程度因子 Foc,如圖 31 所示。

隨著 OC (CTRL)實驗及各組 ML 實驗中海表面冷卻之負回饋作用於 10 日 18Z 至 12 日 00Z 之間顯著增強(圖 28,各組實驗 F_{SST}之絕對值隨時間增加),OC (CTRL) 實驗及各組 ML 實驗的海洋貢獻程度因子 F_{OC} 亦隨時間增加(圖 31),代表對於辛 樂克無法達到 MPI,海洋因素占所有不利因素的比例隨時間增加。在 12 日 00Z 之 前,各組實驗的 F_{OC} 值皆小於 0.5,代表海洋因素對於辛樂克無法達到 MPI 的貢獻 程度雖然隨時間增加,但仍小於其它不利因素之貢獻程度,顯示這段期間辛樂克 未達到 MPI 主要歸因於其它不利因素。

圖 31 顯示在辛樂克颱風強度變化較小的時段(11 日 18Z 前後),初始混合層 厚度設成最深的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之 Foc 值約為 0.25,亦即海表面冷卻 負回饋作用對於辛樂克颱風無法達到 MPI 的貢獻程度約為 25%。OC (ML80)實驗 之Foc 值較其它幾組初始混合層厚度較淺的 ML 實驗之 Foc 值(約 0.4)及 OC (CTRL) 實驗之 Foc 值(約0.5)小,代表在此時段 OC (ML80)實驗之海洋對於辛樂克無法 達到 MPI 的貢獻程度明顯小於其它幾組 ML 實驗。

OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗及 OC (ML60)實驗之海洋貢獻程度因子 Foc 在 12 日 00Z 之前非常接近,差異在 0.05 之內,但 12 日 00Z 之後此三組實驗的 Foc 值隨時間變化較大,三組實驗的 Foc 值開始出現較顯著差異,最大差距可達約0.15。 12 日 06Z 之後,OC (ML60)實驗之 Foc 值和 OC (ML80)實驗相近,明顯小於 OC (ML40)實驗及 OC (ML50)實驗之 Foc 值。在海表面冷卻負回饋作用最強的時間(即 F_{SST} 之絕對值出現極大值的時間,約為 12 日 18Z,見圖 28),OC (ML80)實驗(圖 31 粉紅線)及 OC (ML60)實驗(圖 31 綠線)之 Foc 值約為 0.45,較 OC (ML40) 實驗、OC (ML50)實驗及 OC (CTRL)實驗之 Foc 值(約介於 0.55 及 0.6 之間)小。

由於模擬後期 MPI 突然出現較大變化,13 日 00Z 之後的 MPI 和 UC 實驗模擬 的辛樂克颱風強度非常接近(圖 30),使(16)式的分母變得很小,造成 Foc 值突 然變得很大(接近1,圖 31),若要將這段時間的變化解釋為海洋對於辛樂克無法 達到 MPI 的貢獻程度顯著改變並不合理。當(16)式的分母很小時,代表颱風強度 和 MPI 非常接近,亦即此時阻礙颱風達到 MPI 的不利因素很少,在這樣的情況下 討論海洋對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度似乎不具代表意義。

上述現象顯示了目前使用的海洋貢獻程度因子 Foc 可能仍存在一些問題。代表 颱風強度理論上限的指標定義方式會影響計算出的海洋貢獻程度,當 MPI 出現較 大改變時,也使得 Foc 值出現較大改變。但由於 MPI 是目前主要可以計算出解析 解且普遍使用於實際個案中代表理論上颱風最大潛在強度的指標,本研究仍使用 MPI 作為颱風強度理論上限的標準,加以探討海洋對於辛樂克颱風無法達到 MPI 的貢獻程度。

雖然我們因為實際颱風強度不會達到穩定態而在此處以 Foc 值隨時間變化圖 (圖 31)呈現,但由於 MPI 代表的是颱風理論上所能達到的最大潛在強度,其意 義比較接近在一個穩定狀態時颱風所能達到的強度,在比較實際颱風強度與 MPI 的差異時,應選擇颱風強度接近最大值且隨時間變化很小(接近理想實驗颱風強 度達穩定態的概念)的時期加以比較,並計算出此時期的 Foc值,才會較具有意義。 以本研究模擬辛樂克颱風為例,颱風強度變化較小的時間約在 11 日 18Z,討論此 時期計算出的 Foc 值可能較其它時段具有意義。

此外,海洋貢獻程度因子 Foc 的定義方式僅將所有阻礙辛樂克颱風達到 MPI 的不利因素區分為海表面冷卻負回饋作用之影響與其它不利因素之影響,但由於 實際大氣含有許多非線性的過程,這種簡單的線性切割方式可能存在一些問題。 我們目前對於非線性的影響程度仍不清楚,僅先提供了一階的計算方式以定量評 估海洋對於辛樂克颱風無法達到 MPI 的貢獻程度,未來仍有待後續研究更進一步 探討與改進。

4.2.5 平均焓通量

為了比較辛樂克颱風由海洋獲得的能量在不同 ML 實驗中的差異,我們計算 距辛樂克颱風中心25至150公里半徑範圍內的平均焓通量(average enthalpy flux)。 焓通量為可感熱通量 (sensible heat flux; SH) 及潛熱通量 (latent heat flux; LH) 的和,可感熱通量及潛熱通量分別表示如下:

$$\mathbf{SH} = C_k |\mathbf{V}| (T_s - T_a) \rho C_p \tag{17}$$

$$LH = C_k |\mathbf{V}| (q_s - q_a) \rho L_v \tag{18}$$

(17)與(18)式中,C_k為模式最低垂直層的焓交換係數,|V|為風速,T_s為海溫,T_a 為模式最低垂直層的氣溫,q_s為在T_s溫度下的水汽飽和混合比,q_a為模式最低垂 直層的水汽混合比, ρ、C_p及L_v分別為空氣密度、定壓下的空氣比熱及蒸發潛熱。

圖 32 為兩組控制實驗及各組 ML 實驗的平均焓通量隨時間變化圖。未考慮海 表面冷卻作用的 UC 實驗(紅線)之平均焓通量明顯高於其它幾組有考慮海表面冷 卻作用的實驗,在辛樂克颱風強度變化較小的時段(11 日 18Z 前後),UC 實驗與 初始混合層厚度設成最深的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之平均焓通量差距可達約 250 W m⁻²。在上述時段,OC (ML40)實驗、OC (ML50)實驗、OC (ML60)實驗及 OC (CTRL)實驗之平均焓通量差距不大,在 50 W m⁻²之內,但 OC (ML80)實驗的 平均焓通量卻高於其它幾組初始混合層較淺的實驗約 50 至 100 W m⁻²。

圖 32 顯示,在海表面冷卻負回饋作用最強的時間(即 F_{SST}之絕對值出現極大 值的時間,約為12日18Z,見圖 28),各組 ML 實驗的平均焓通量差距較大,平 均焓通量最大的 OC (ML80)實驗高於最小的 OC (ML40)實驗達150 W m⁻²。在12 日 18Z 前後,雖然 OC (ML60)實驗模擬之辛樂克強度與 OC (ML80)實驗幾乎相同 (圖 25),但由於 OC (ML80)實驗中的海溫降低較 OC (ML60)實驗少(圖 27 c d), OC (ML80)實驗之平均焓通量高於 OC (ML60)實驗約 50 W m⁻²。



第五章 冷渦實驗結果

本研究進行了兩組在模式中加入冷渦的實驗,如表 1 所示。我們藉由比較有 加入冷渦的實驗與沒有加入冷渦的實驗之模擬結果,並透過各項回饋因子的計算, 以定量瞭解冷渦對於辛樂克颱風強度的影響程度。本章共包含三部分,首先討論 OC (ML80)實驗和 OC (ML80CE)實驗模擬結果之差異,接著討論 OC (ML60)實驗 和 OC (ML60CE)實驗模擬結果之差異,最後綜合比較在 OC (ML80)實驗及 OC (ML60)實驗之初始海洋場中加入冷渦造成的影響特徵。

5.1 OC (ML80)實驗和 OC (ML80CE)實驗比較

OC (ML80CE)實驗之初始混合層厚度場如圖 8(a)所示,模擬初始時間辛樂克 颱風位於混合層厚度 80 公尺之區域。我們將初始混合層厚度 60 公尺及小於 60 公 尺 (在此以辛樂克初始中心位置之混合層厚度減少 20 公尺為標準,5.2 節討論 OC (ML60CE)實驗時,亦使用相同標準)之區域視為冷渦的範圍,當辛樂克中心位置 進入初始混合層厚度 60 公尺的區域時,視為其進入冷渦,而當辛樂克中心位置回 到初始混合層厚度大於 60 公尺的區域時,視為其離開冷渦。在 OC (ML80CE)實驗 中,辛樂克於 11 日 06Z 進入冷渦,於 12 日 21Z 離開冷渦。

圖 33 為有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)與沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗(粉紅線)中,辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。OC (ML80CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後,其中心氣壓開始比同時段 OC (ML80)實驗的辛樂克中心氣壓高,亦即有加入冷渦的實驗辛樂克強度較弱。在辛樂克離開冷渦的時刻, OC (ML80CE)實驗的中心氣壓比 OC (ML80)實驗高了約4 hPa。

OC (ML80)實驗及 OC (ML80CE)實驗中,13 日 06Z 與 9 日 06Z 的海溫差值如 圖 34(a)、(b)所示,同時段 TMI 及 AMSR-E 衛星實際觀測之海溫差值如圖 1(d)所 示。衛星觀測到海溫降低最多的區域即為冷渦所在位置(圖 1a 藍色方框內),該 區域海溫降低超過5℃。但是在OC (CTRL)實驗中,海表面冷卻最顯著的地方卻是 在辛樂克移速減慢、大幅度轉向的位置(圖 15 c、d),沒有加入冷渦的OC (ML80) 實驗在上述衛星觀測海溫降低最多之區域亦沒有特別明顯的海表面冷卻(圖 34 a)。 在模式中加入冷渦的OC (ML80CE)實驗則在冷渦位置模擬出較明顯的海表面冷卻, 海溫降低由原本OC (ML80)實驗的2至2.5℃之間(圖 34 a),增加為2.5至3℃之 間(圖 34 b)。

圖 35 為 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML80)實驗(粉紅線)之海表 面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間變化圖。OC (ML80CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後, 其 F_{SST} 的絕對值開始比同時段 OC (ML80)實驗的 F_{SST}絕對值大,亦即有加入冷渦 的實驗海表面冷卻之負回饋作用較強。在辛樂克離開冷渦的時刻,OC (ML80CE) 實驗的 F_{SST}絕對值比 OC (ML80)實驗大了約 0.1。

圖 36 為 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML80)實驗(粉紅線)之混合 層厚度回饋因子 F_{ML}隨時間變化圖。OC (ML80CE)實驗的辛樂克進入冷渴之後, 其 F_{ML}值隨時間保持不變,甚至變小,但 OC (ML80)實驗同時段的 F_{ML}值卻隨時 間增加,使得 OC (ML80CE)實驗的 F_{ML}值開始比同時段 OC (ML80)實驗的 F_{ML}值 小,亦即有加入冷渴的實驗中,較厚暖水層的效應較弱。在辛樂克離開冷渴的時 刻,OC (ML80CE)實驗的 F_{ML}值比 OC (ML80)實驗小了約 0.2。

圖 37為OC (ML80CE)實驗(淺綠線)與OC (ML80)實驗(粉紅線)之海洋 貢獻程度因子 Foc 隨時間變化圖。OC (ML80CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後,其 Foc 值在 6 小時後開始比同時段 OC (ML80)實驗的 Foc 值大,亦即有加入冷渦的實 驗海表面冷卻負回饋作用對於辛樂克無法達到 MPI 的貢獻程度較強。在辛樂克離 開冷渦的時刻,OC (ML80CE)實驗的 Foc 值比 OC (ML80)實驗大了約 0.1。

圖 38 為 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML80)實驗(粉紅線)的距辛 樂克颱風 25~150 公里半徑範圍內平均焓通量隨時間變化圖。OC (ML80CE)實驗的 辛樂克在進入冷渦之前,其平均焓通量即已比同時段 OC (ML80)實驗的平均焓通量小。但 OC (ML80CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後,其平均焓通量與 OC (ML80) 實驗的平均焓通量差距增加,亦即有加入冷渦的實驗中,辛樂克颱風從海洋得到 的能量較少。在辛樂克離開冷渦的時刻,OC (ML80CE)實驗的平均焓通量比 OC (ML80)實驗小了約 100 W m⁻²。

為了定量評估冷渦對於辛樂克颱風強度的影響程度,我們根據(3)式計算穩定 態的渦流回饋因子 F_{EDDY-S} (詳見 1.1.6 節)。(3)式中的下標 EDDY 及 NO-EDDY 在此處分別代表有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實 驗。由於實際個案中,颱風強度不可能達到穩定態,而是隨時間不斷變化,本研 究將(3)式中 Δp 之定義修改為各時間點的中心氣壓與模擬初始時間中心氣壓的差 值,各時間的 F_{EDDY-S} 值如圖 39 所示。圖 39 顯示,在 OC (ML80CE)實驗的辛樂 克進入冷渦之後,F_{EDDY-S} 為負值,且其絕對值隨時間增加,代表冷渦的影響程度 隨時間增加。在 OC (ML80CE)實驗辛樂克離開冷渦的時刻,F_{EDDY-S} 值約為-0.12, 顯示辛樂克通過冷渦之後的強度比同時間沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗模擬之 辛樂克強度弱了約 12%。

我們根據(14)式計算出在辛樂克颱風通過冷渦的期間,由於模式中加入冷渦 造成的強度變化量占辛樂克進入冷渦時強度的比例,並利用(15)式求出模式中加 入冷渦對於辛樂克通過冷渦期間強度變化的貢獻程度。(14)式及(15)式代表的意 義如 2.6.2 節所述,式中下標 1 及 2 在此處分別代表有加入冷渦的 OC (ML80CE) 實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗。(14)式及(15)式中各項變數之示意圖如 圖 40 所示,圖 40(b)、(c)的藍虛線代表辛樂克通過冷渦期間由冷渦造成的強度變 化量,紫虛線代表該時段內的辛樂克總強度變化量。根據圖 33 及圖 40(a),模擬 初始時間辛樂克中心氣壓為 974.8 hPa,進入冷渦時刻中心氣壓 pin 為 939.8 hPa, OC (ML80CE)實驗離開冷渦時刻中心氣壓 pout,1 為 945.2 hPa, OC (ML80)實驗離開 冷渦時刻中心氣壓 pout,2 為 940.9 hPa,將上述各項變數的值代入(14)式及(15)式求 得的結果如下:

$$F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2} = \frac{\Delta p_{out,1} - \Delta p_{out,2}}{\Delta p_{in}} = \frac{945.2 - 940.9}{939.8 - 974.8} = -0.123$$
(19)

$$F_{EDDY-T,1} = \frac{\Delta p_{out,1} - \Delta p_{in}}{\Delta p_{in}} = \frac{945.2 - 939.8}{939.8 - 974.8} = -0.154$$
(20)

$$\frac{F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}}{F_{EDDY-T,1}} = \frac{p_{out,1} - p_{out,2}}{p_{out,1} - p_{in}} = \frac{-0.123}{-0.154} = 0.799$$
(21)

(20)式為根據 Wu et al. (2007)原始定義(詳見(4)式及1.1.6節所述)針對 OC (ML80CE)實驗求出的渦流回饋因子 FEDDY-T,代表颱風在通過渦流的一段有限時間 內強度變化的程度,計算結果顯示辛樂克通過冷渦後,其強度比進入冷渦時刻的 強度減弱了約15%。然而,上述15%的強度變化量並非只由冷渦造成,而是考慮 了所有影響颱風強度因素之結果。(19)式則直接代表模式中加入冷渦所造成的定 量影響,(19)式顯示 OC (ML80CE)實驗之辛樂克颱風於通過冷渦的期間,冷渦導 致辛樂克強度比進入冷渦時刻的強度減弱了約12%。(21)式顯示 OC (ML80CE) 實驗之辛樂克颱風通過冷渦期間的強度變化量中,約有 80%是由於模式中加入冷 渦所造成。

5.2 OC (ML60)實驗和 OC (ML60CE)實驗比較

如 2.5 節所述,在西北太平洋的環流中心區域,正 SSHA 區域的混合層厚度約 為 80 m,而 SSHA 接近零值區域的混合層厚度約為 60 m。在 5.1 節我們已比較了 OC (ML80CE)實驗及 OC (ML80)實驗的模擬結果,定量評估在正 SSHA 區域加入 冷渦對於辛樂克颱風強度的影響程度。在本節中,我們使用相同的方法,比較 OC (ML60CE)實驗及 OC (ML60)實驗的模擬結果,以探討在 SSHA 接近零值區域加入 冷渦對於辛樂克颱風強度的影響。

OC (ML60CE)實驗之初始混合層厚度場如圖 8(b)所示,模擬初始時間辛樂克

颱風位於混合層厚度 60 公尺之區域。我們將初始混合層厚度 40 公尺及小於 40 公尺(以辛樂克初始中心位置之混合層厚度減少 20 公尺為標準,和 5.1 節討論 OC (ML80CE)實驗時一致)之區域視為冷渦的範圍,當辛樂克中心位置進入初始混合層厚度 40 公尺的區域時,視為其進入冷渦,而當辛樂克中心位置回到初始混合層厚度大於 40 公尺的區域時,視為其離開冷渦。在 OC (ML60CE)實驗中,辛樂克於 11 日 15Z 進入冷渦,於 12 日 18Z 離開冷渦。

圖 41 為有加入冷渴的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)與沒有加入冷渴的 OC (ML60)實驗(粉紅線)中,辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。OC (ML60CE)實驗的辛樂克進入冷渴之後,其中心氣壓在 6 小時後開始比同時段 OC (ML60)實驗的辛樂克中心氣壓高,亦即有加入冷渴的實驗辛樂克強度較弱。在辛樂克離開冷 渴的時刻,OC (ML60CE)實驗的中心氣壓比 OC (ML60)實驗高了約 5 hPa。

OC (ML60)實驗及 OC (ML60CE)實驗中,13 日 06Z 與 9 日 06Z 的海溫差值如 圖 34(c)、(d)所示。沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗中,海表面冷卻最顯著的地方 在辛樂克颱風移速減慢、大幅度轉向的位置(圖 34 c),最大海溫降低超過 2.5℃。 有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗模擬之海表面冷卻範圍及海溫降低程度(圖 34 d) 皆和 OC (ML60)實驗差異不大,在冷渦位置沒有造成更加明顯的海表面冷卻,甚 至在冷渦位置附近有少數區域 OC (ML60CE)實驗的海溫降低較 OC (ML60)實驗少, 但範圍非常小,且海溫降低的差異很小,皆在 0.5℃以內。

圖 42 為 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML60)實驗(粉紅線)之海表 面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間變化圖。OC (ML60CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後, 其 F_{SST} 的絕對值在 6 小時後開始比同時段 OC (ML60)實驗的 F_{SST}絕對值大,亦即 有加入冷渦的實驗海表面冷卻之負回饋作用較強。在辛樂克離開冷渦的時刻,OC (ML60CE)實驗的 F_{SST}絕對值比 OC (ML60)實驗大了約 0.15。

圖 43 為 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML60)實驗(粉紅線)之混合

層厚度回饋因子 F_{ML}隨時間變化圖。OC (ML60CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後, 其 F_{ML}值隨時間保持不變,甚至變小,但 OC (ML60)實驗同時段的 F_{ML}值卻隨時 間增加,使得 6 小時後 OC (ML60CE)實驗的 F_{ML}值已明顯比同時段 OC (ML60)實 驗的 F_{ML}值小,亦即有加入冷渦的實驗中,較厚暖水層的效應較弱。在辛樂克離 開冷渦的時刻,OC (ML60CE)實驗的 F_{ML}值比 OC (ML60)實驗小了約 0.2。

圖 44 為 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML60)實驗(粉紅線)之海洋 貢獻程度因子 Foc 隨時間變化圖。OC (ML60CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後,其 Foc 值在 6 小時後開始比同時段 OC (ML60)實驗的 Foc 值大,亦即有加入冷渦的實 驗海表面冷卻負回饋作用對於辛樂克無法達到 MPI 的貢獻程度較強。在辛樂克離 開冷渦的時刻,OC (ML60CE)實驗的 Foc 值比 OC (ML60)實驗大了約 0.1。

圖 45 為 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)與 OC (ML60)實驗(粉紅線)的距辛 樂克颱風 25~150 公里半徑範圍內平均焓通量隨時間變化圖。OC (ML60CE)實驗的 辛樂克在進入冷渦之前,其平均焓通量和同時段 OC (ML60)實驗的平均焓通量相 當一致。但 OC (ML60CE)實驗的辛樂克進入冷渦之後,其平均焓通量開始比 OC (ML60)實驗的平均焓通量少,較為接近 OC (CTRL)實驗的平均焓通量,亦即有加 入冷渦的實驗中,辛樂克颱風從海洋得到的能量較少。在辛樂克離開冷渦的時刻, OC (ML60CE)實驗的平均焓通量比 OC (ML60)實驗小了約 50 W m⁻²。

為了定量評估冷渦對於辛樂克颱風強度的影響程度,我們根據(3)式計算穩定 態的渦流回饋因子 F_{EDDY-S}(詳見 1.1.6 節)。(3)式中的下標 EDDY 及 NO-EDDY 在此處分別代表有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實 驗,不同時刻的 F_{EDDY-S} 值如圖 46 所示。圖 46 顯示,在 OC (ML60CE)實驗的辛 樂克進入冷渦之後,F_{EDDY-S} 由正值變為負值,變為負值後,其絕對值隨時間增加, 代表冷渦的影響程度隨時間增加。在 OC (ML60CE)實驗辛樂克離開冷渦的時刻, F_{EDDY-S} 值約為-0.15,顯示辛樂克通過冷渦之後的強度比同時間沒有加入冷渦的 OC

42

(ML60)實驗模擬之辛樂克強度弱了約15%。

我們根據(14)式計算出在辛樂克颱風通過冷渦的期間,由於模式中加入冷渦 造成的強度變化量占辛樂克進入冷渦時強度的比例,並利用(15)式求出模式中加 入冷渦對於辛樂克通過冷渦期間強度變化的貢獻程度。(14)式及(15)式代表的意 義如 2.6.2 節所述,式中下標 1 及 2 在此處分別代表有加入冷渦的 OC (ML60CE) 實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗。根據圖 41,模擬初始時間辛樂克中心氣 壓為 974.8 hPa,進入冷渦時刻中心氣壓 pin為 943.1 hPa,OC (ML60CE)實驗離開 冷渦時刻中心氣壓 pout,1 為 945.3 hPa,OC (ML60)實驗離開冷渦時刻中心氣壓 pout,2 為 940.1 hPa,將上述各項變數的值代入(14)式及(15)式求得的結果如下:

$$F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2} = \frac{\Delta p_{out,1} - \Delta p_{out,2}}{\Delta p_{in}} = \frac{945.3 - 940.1}{943.1 - 974.8} = -0.164$$
(22)

-53

$$F_{EDDY-T,1} = \frac{\Delta p_{out,1} - \Delta p_{in}}{\Delta p_{in}} = \frac{945.3 - 943.1}{943.1 - 974.8} = -0.069$$
(23)

$$\frac{F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}}{F_{EDDY-T,1}} = \frac{p_{out,1} - p_{out,2}}{p_{out,1} - p_{in}} = \frac{-0.164}{-0.069} = \frac{2.38}{-0.069}$$
(24)

(23)式為根據 Wu et al. (2007) 原始定義(詳見(4)式及 1.1.6 節所述) 針對 OC (ML60CE)實驗求出的渴流回饋因子 F_{EDDY-T},代表颱風在通過渴流的一段有限時間 內強度變化的程度,計算結果顯示辛樂克通過冷渴後,其強度比進入冷渴時刻的 強度減弱了約 7%。然而,根據(22)式,在辛樂克離開冷渦時刻,OC (ML60CE) 實驗與 OC (ML60)實驗模擬之辛樂克強度差值為進入冷渦時刻強度的 16%,大於 7%,使得(24)式計算結果大於 1。(24)式大於 1 代表 OC (ML60CE)實驗之辛樂克 颱風於通過冷渦期間強度減弱,但是在沒有冷渦的 OC (ML60)實驗中,同時段之 辛樂克強度卻繼續增強,兩組實驗的辛樂克強度變化趨勢相反。

5.3 綜合比較

在初始混合層厚度皆為 80 公尺的海洋加入冷渦(詳見 5.1 節),和在初始混合 層厚度皆為 60 公尺的海洋加入冷渦(詳見 5.2 節)造成的影響非常相似。在辛樂 克颱風進入冷渦的期間,OC (ML80CE)實驗及 OC (ML60CE)實驗之颱風中心氣壓、 海溫回饋因子 Fsst、混合層厚度回饋因子 F_{ML}、海洋貢獻程度因子 F_{OC}、平均焓通 量及穩定態的渦流回饋因子 F_{EDDY-S} 呈現出相似的隨時間變化趨勢。在辛樂克離開 冷渦的時刻,OC (ML80CE)實驗與 OC (ML80)實驗的上述各項變數差異,和 OC (ML60CE)實驗與 OC (ML60)實驗的上述各項變數差異亦非常接近。然而,對於海 表面冷卻的程度,以及根據(15)式求得的冷渦對於辛樂克通過冷渦期間強度變化 之貢獻程度,OC (ML60CE)實驗與 OC (ML80CE)實驗卻呈現出不同的特徵,分別 討論如下。

OC (ML80CE)實驗在冷渦的位置模擬出較 OC (ML80)實驗更為明顯的海表面 冷卻 (圖 34 a、b),但 OC (ML60CE)實驗在冷渦位置附近的海表面冷卻程度卻和 OC (ML60)實驗沒有太大差異,甚至有少數區域海溫降低較 OC (ML60)實驗少(圖 34 c、d)。此現象發生的原因可能為:在辛樂克進入冷渦時刻,OC (ML60CE)實驗 的辛樂克強度較 OC (ML80CE)實驗弱 (圖 41 及圖 33),辛樂克進入冷渦後,其 強度又繼續減弱 (圖 41),由於風速較低,OC (ML60CE)實驗引發的上層海洋垂 直混合作用較 OC (ML60)實驗及 OC (ML80CE)實驗弱,不足以有效地使混合層之 下較冷的海水逸入到表層,使海溫降低較少。本研究尚未完全證實上述推測,此 原因仍有待未來的後續研究進行更詳細的定量計算與分析加以驗證。

比較 OC (ML80CE)實驗與 OC (ML80)實驗,並根據(15)式求出的冷渦對於辛 樂克通過冷渦期間強度變化之貢獻程度小於 1 (0.799,如(21)式)。然而,比較 OC (ML60CE)實驗與 OC (ML60)實驗,並根據(15)式求出的冷渦對於辛樂克通過 冷渦期間強度變化之貢獻程度卻大於 1 (2.38,如(24)式)。上述結果顯示了模式 中加入冷渦對於辛樂克強度變化的兩種不同影響方式。當(15)式小於1,代表有加 入冷渦實驗及沒有加入冷渦實驗的辛樂克強度變化趨勢相同,例如OC (ML80CE) 實驗的辛樂克於通過冷渦期間強度減弱,同時段OC (ML80)實驗的辛樂克強度亦 減弱,但OC (ML80CE)實驗減弱較多,此時 pout,2 大於 pin,如圖 40(b)所示。當(15) 式大於1,代表有加入冷渦實驗及沒有加入冷渦實驗的辛樂克強度變化趨勢相反, 例如OC (ML60CE)實驗的辛樂克於通過冷渦期間強度減弱,但同時段OC (ML60) 實驗的辛樂克強度卻繼續增強,此時 pout,2 小於 pin,如圖 40(c)所示。



第六章 總結

6.1 結論

本研究特別結合了以 EnKF 資料同化為基礎的颱風初始化方法及含有完整物 理過程的海氣耦合模式,進行高解析度的敏感性實驗,定量評估上層海洋熱力結 構對於辛樂克颱風強度變化之影響程度。我們於颱風初始化階段同化了 JTWC 最 佳路徑資料的辛樂克颱風中心位置、移動速度,以及參考 C-130 飛機觀測資料設 計的地表軸對稱切向風速剖面。進行颱風初始化之後,在正式模擬的初始時間, 得到了更接近觀測且更合理的辛樂克颱風強度與結構。

利用上述較合理的辛樂克颱風初始強度與結構,本研究進行了有無考慮海表 面冷卻的控制實驗、四組改變初始混合層厚度的實驗、三組改變初始海溫的實驗, 以及兩組在模式中加入冷渦的實驗。透過修正後的海溫回饋因子(F_{SST})、混合層 厚度回饋因子(F_{ML})、渦流回饋因子(F_{EDDY-S}、F_{EDDY-T}、F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}、(F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2})/F_{EDDY-T,1}),以及新設計的海洋貢獻程度因子(F_{OC})等指標,我們定量 評估了不同時間的海表面冷卻負回饋作用影響程度、初始混合層厚度影響程度、 在模式中加入渦流的影響程度、海表面冷卻負回饋作用相較於其它可能使颱風無 法達到 MPI 之不利因素的貢獻比例等。

控制實驗結果顯示,若考慮海表面冷卻,模式較可掌握 JTWC 最佳路徑資料 的辛樂克颱風強度減弱趨勢,模擬出的強度最多可比未考慮海表面冷卻的實驗弱 40%。不同初始海溫實驗及不同初始混合層厚度實驗結果顯示,改變初始海溫造 成模擬初始時間的辛樂克颱風強度即已具有顯著差異,改變初始混合層厚度則只 有在辛樂克颱風造成明顯的海表面冷卻之後,才會使模擬的辛樂克強度出現差異。 我們更進一步分析了不同初始混合層厚度實驗的模擬結果差異,透過各項回饋因 子的計算,探討因混合層厚度不同導致的海表面冷卻程度差異對於辛樂克颱風強 度變化的定量影響。

在辛樂克強度隨時間變化較小之時刻(9月11日18Z)及海表面冷卻負回饋 作用最顯著之時刻(12日18Z),不同初始混合層厚度實驗的各項回饋因子及平均 焓通量如表2所示。各項回饋因子清楚呈現初始混合層厚度設為最厚的OC(ML80) 實驗和其它幾組較淺初始混合層實驗的模擬結果有明顯差異,OC(ML80)實驗模擬 出的辛樂克強度最強,具有最弱的海表面冷卻負回饋作用(Fsst之絕對值最小)與 最強的厚暖水層效應(FML值最大),且海洋對於辛樂克無法達到MPI的貢獻程度 最小(Foc值最小)。然而,OC(ML40)實驗、OC(ML50)實驗及OC(ML60)實驗的 辛樂克強度、各項回饋因子、平均焓通量和初始混合層厚度之關係卻不明顯。

有無加入冷渴的實驗在辛樂克颱風離開冷渴時刻的各項回饋因子及平均焓通 量如表 3 所示。在有加入冷渴的 OC (ML80CE)實驗中,辛樂克通過冷渴之後的強 度比同時間沒有加入冷渴的 OC (ML80)實驗模擬之辛樂克強度弱了約 12%。OC (ML80CE)實驗中的辛樂克於通過冷渴期間強度減弱了約 15%,這段通過冷渴期間 的強度變化量中,約有 80%是由於模式中加入冷渴所造成。此外,有加入冷渴的 OC (ML60CE)實驗中,辛樂克通過冷渴之後的強度比同時間沒有加入冷渴的 OC (ML60)實驗模擬之辛樂克強度弱了約 15%。OC (ML60CE)實驗中的辛樂克於通過 冷渴期間強度減弱了約 7%,但是在沒有冷渴的 OC (ML60)實驗中,同時段之辛樂 克強度卻繼續增強。

6.2 未來展望

本研究已針對具有大量飛機觀測資料且所處環境具有明顯上層海洋熱力結構 特徵的辛樂克颱風進行探討,定量評估上層海洋熱力結構對於其強度變化的影響 程度。藉由現階段針對辛樂克颱風的研究基礎,後續研究亦可採用類似的方法進 行大氣海洋耦合模式的高解析度模擬,並藉由本研究使用的回饋因子,深入探討 其它颱風個案,以了解在不同的大氣環境之下(例如強風切環境等),上層海洋熱 力結構對颱風強度的影響程度、海表面冷卻對於颱風無法達到 MPI 的貢獻程度是 否有所差異。

現階段我們只耦合了一維海洋模式,僅考慮上層海洋垂直混合引發的逸入作 用,容易低估海表面冷卻的程度,尤其是移動速度較慢的颱風,海表面冷卻的低 估更加明顯(Yablonsky and Ginis 2009)。因此,將來有必要使用完整的三維海洋 模式進行實驗,以探討平流作用、氣壓梯度力等物理過程對於海表面冷卻之影響 程度。後續研究亦可進一步使用在混合層有極高解析度的 HYCOM (HYbrid Coordinate Ocean Model; Bleck 2002; Chassignet et al. 2003、2007; Halliwell 2004) 海洋模式分析場作為海洋初始場,更適切地呈現實際個案中海洋的反應。

2010 年夏季將進行由臺灣、美國海軍及日本合作的大型海洋觀測實驗 ITOP (Internal wave and Typhoon-Ocean interaction Project),實驗進行期間於西北太平洋 颱風經常通過之區域設置許多錨碇(mooring)、漂流浮標(drifter)等海洋觀測儀 器,以取得大量的海洋觀測資料。本研究的成果將有機會整合到 ITOP 實驗,為 ITOP 建置良好的測試平台,未來的後續研究可望利用大氣海洋耦合模式的數值模擬結 果和 ITOP 的實際觀測資料進行整合、比對與驗證。

48

參考文獻

- Bender, M. A., and I. Ginis, 2000: Real-case simulations of hurricane-ocean interaction using a high-resolution coupled model: Effects on hurricane intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 917–946.
- Bister, M., and K. A. Emanuel, 1998: Dissipative heating and hurricane intensity. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **65**, 233–240.
- Black, P. G., 1983: Ocean temperature change induced by tropical cyclones. Ph.D. dissertation, Dept. of Meteorology, Pennsylvania State University, 278 pp.
- Bleck, R., 2002: An oceanic general circulation framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates. *Ocean Modelling*, **4**, 55-88.
- Bryan, G. H., and R. Rotunno, 2009: The influence of near-surface, high-entropy air in hurricane eyes on maximum hurricane intensity. *J. Atmos. Sci.*, **66**, 148–158.
- Chassignet, E. P., L. T. Smith, G. R. Halliwell, and R. Bleck, 2003: North Atlantic simulation with the HYbrid Coordinate Ocean Model (HYCOM): Impact of the vertical coordinate choice, reference density, and thermobaricity. *J. Phys. Oceanogr.*, 33, 2504-2526.
- —, H. E. Hurlburt, O. M. Smedstad, G. R. Halliwell, P. J. Hogan, A. J. Wallcraft, and R. Bleck, 2007: The HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) data assimilative system. *J. Mar. Sys.*, 65, 60-83.
- Chen, S. S., J. F. Price, W. Zhao, M. A. Donelan, and E. J. Walsh, 2007: The CBLAST-hurricane program and the next-generation fully coupled atmosphere-wave-ocean models for hurricane research and prediction. *Bull. Amer.*

Meteor. Soc., 88, 311–317.

- DeMaria, M., and J. Kaplan, 1994: Sea surface temperature and the maximum intensity of Atlantic tropical cyclones. *J. Climate*, **7**, 1324–1334.
- Elsberry R. L. and P. A. Harr, 2008: Tropical cyclone structure (TCS08) field experiment science basis, observational platforms, and strategy. *Asia-Pacific J. Atmos. Sci.*, **44**, 3, 209–231.
- Emanuel, K. A., 1986: An air–sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: Steady state maintenance. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 585–604.
- -----, 1988: The maximum intensity of hurricanes. J. Atmos. Sci., 45, 1143-1155.
- -----, 1991: The theory of hurricanes. Annu. Rev. Fluid Mech., 23, 179–196.
- —, 1995: Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. J. Atmos. Sci., 52, 3969–3976.
- —, 1997: Some aspects of hurricane inner-core dynamics and energetics. J. Atmos. Sci., 54, 1014–1026.
- —, 1999: Thermodynamic control of hurricane intensity. *Nature*, **401**, 665–669.
- —, 2000: A statistical analysis of tropical cyclone intensity. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1139–1152.
- —, C. DesAutels, C. Holloway, and R. Korty, 2004: Environmental control of tropical cyclone intensity. J. Atmos. Sci., 61, 843–858.
- Evensen, G., 1994: Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. J. Geophys. Res., 99,

10143-10162.

- _____, 2003: The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dyn.*, **53**, 343–367.
- Gallacher, P. C., R. Rotunno, and K. A. Emanuel, 1989: Tropical cyclogenesis in a coupled ocean-atmosphere model. Preprints, 18th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., 121–122.
- Goni, G. J., and J. A. Trinanes, 2003: Ocean thermal structure monitoring could aid in the intensity forecast of tropical cyclones. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, 84, 573–580.
- Halliwell, Jr., G. R., 2004: Evaluation of vertical coordinate and vertical mixing algorithms in the hybrid-coordinate ocean model (HYCOM). *Ocean Modelling*, **7**, 285-322.
- Holland, G. J., 1997: The maximum potential intensity of tropical cyclones. J. Atmos. Sci., 54, 2519–2541.
- Hong, X., S. W. Chang, S. Raman, L. K. Shay, and R. Hodur, 2000: The interaction between Hurricane Opal (1995) and a warm core ring in the Gulf of Mexico. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 1347–1365.
- Huang, Y.-H., C.-C. Wu, J.-H. Chen, and G.-Y. Lien, 2010: Concentric eyewall formation in Typhoon Sinlaku (2008) - Part II: Dynamical analyses. 29th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc., Session 10B.3.
- Hwang, C., C. R. Wu, and R. Kao, 2004: TOPEX/Poseidon observations of mesoscale eddies over the subtropical countercurrent: Kinematic characteristics of an

anticyclonic eddy and of a cyclonic eddy. J. Geophy. Res., 109, C08013, doi:10.1029/2003JC002026.

- Lin, I.-I., C.-C. Wu, K. A. Emanuel, I.-H. Lee, C.-R. Wu, and I.-F. Pum, 2005: The interaction of supertyphoon Maemi with a warm ocean eddy. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 2635–2649.
- —, —, I.-F. Pun, and D.-S. Ko, 2008: Upper-ocean thermal structure and the western North Pacific category-5 typhoons. Part I: Ocean features and category-5 typhoon's intensification. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3288-3306.

a 0/0/

- —, C.-H. Chen, I.-F. Pun, W. T. Liu, and C.-C. Wu, 2009: Warm ocean anomaly, air sea fluxes, and the rapid intensification of tropical cyclone Nargis (2008). *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L03817, doi:10.1029/2008GL035815.
- McPhaden, M. J., G. R. Foltz, T. Lee, V. S. N. Murty, M. Ravichandran, G. A. Vecchi, J. Vialard, J. D. Wiggert, and L. Yu, 2009: Ocean-atmosphere interactions during cyclone Nargis. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union*, **90**, 53–60.
- Meng Z., and F. Zhang, 2007: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 1403–1423.
- Persing, J., and M. T. Montgomery, 2003: Hurricane superintensity. J. Atmos. Sci., 60, 2349–2371.
- Price, J. F., 1981: Upper ocean response to a hurricane. J. Phys. Oceanogr., 11, 153–175.
- —, R. A. Weller, and R. Pinkel 1986: Diurnal cycling: observations and models of the upper ocean response to diurnal heating, cooling, and wind mixing. *J. Geophys.*

Res., 91, 8411-8427.

- —, T. B. Sanford, and G. Z. Forristall, 1994: Forced stage response to a moving hurricane. J. Phys. Oceanogr., 24, 233–260.
- Qiu, B., 1999: Seasonal eddy field modulation of the North Pacific Subtropical Countercurrent: TOPEX/Poseidon observations and theory. J. Phys. Oceanogr., 29, 1670-1685.
- Roemmich, D., and J. Gilson, 2001: Eddy transport of heat and thermocline waters in the north pacific: a key to interannual/decadal climate variability? *J. Phys. Oceanogr.*, **31**, 675-687.
- Rotunno, R., and K. A. Emanuel, 1987: An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part II: Evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. J. Atmos. Sci., 44, 542–561.
- Schade, L. R., and K. A. Emanuel, 1999: The ocean's effect on the intensity of tropical cyclones: Results from a simple coupled atmosphere-ocean model. J. Atmos. Sci., 56, 642-651.
- Scharroo, R., W. H. F. Smith, and J. L. Lillibridge, 2005: Satellite Altimetry and the intensification of Hurricane Katrina. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union, 86, 366–367.
- Shay, L. K., G. I. Goni, and P. G. Black, 2000: Effects of a warm oceanic feature on Hurricane Opal. Mon. Wea. Rev., 128, 1366–1383.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, J. G. Powers, 2005: A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech. Note, NCAR/TN-468+STR, 88 pp.

- Uhlhorn, E. W., P. G. Black, J. L. Franklin, M. Goodberlet, J. Carswell, and A. S. Goldstein, 2007: Hurricane surface wind measurements from an operational stepped frequency microwave radiometer. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 3070–3085.
- Wang, Y., and C.-C. Wu, 2004: Current understanding of tropical cyclone structure and intensity changes a review. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **87**, 257–278.
- —, and J. Xu, 2010: Energy production, frictional dissipation, and maximum intensity of a numerically simulated tropical cyclone. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 97–116.
- Weissmann, M., F. Harnisch, C.-C. Wu, P.-H. Lin, Y. Ohta, K. Yamashita, Y.-H. Kim, E.-H. Jeon, T. Nakazawa, and S. Aberson, 2010: The influence of assimilating dropsonde data on typhoon track and mid-latitude forecasts. *Mon. Wea. Rev.* (Accepted)
- Willoughby, H. E., R. W. R. Darling, and M. E. Rahn, 2006: Parametric representation of the primary hurricane vortex. Part II: A new family of sectionally continuous profiles. *Mon. Wea. Rev.*, **134**, 1102–1120.
- Wu, C.-C., C.-Y. Lee, and I.-I. Lin, 2007: The effect of the ocean eddy on tropical cyclone intensity. J. Atmos. Sci., 64, 3562–3578.
- ——, G.-Y. Lien, J.-H. Chen, and F. Zhang, 2010a: A new approach for tropical cyclone initialization based on the ensemble Kalman filter (EnKF). Submitted to *J. Atmos. Sci.*
- —, —, and Y.-H. Huang, 2010b: Concentric eyewall formation in Typhoon Sinlaku (2008) - Part I: Assimilation of T-PARC data based on the Ensemble Kalman Filter (EnKF). 29th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc., Session 10B.2.

- P.-H. Lin, K.-H. Chou, S. D. Aberson, S. Majumdar, C. A. Reynolds, M. S. Peng, T. Nakazawa, P. A. Harr, H. M. Kim, M. Weissmann, J.-H. Chen, and S.-G. Chen, 2010c: Targeted observation and its impact in DOTSTAR and T-PARC. 29th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc., Session 8A.4.
- Yablonsky, R. M., and I. Ginis, 2009: Limitation of one-dimensional ocean models for coupled hurricane-ocean model forecasts. *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4410–4419.
- Yasuda, I., K. Okuda, and M. Hirai, 1992: Evolution of a Kuroshio warm-core ring Variability of the hydrographic structure. *Deep-Sea Res.*, **39**, 131-161.
- Zhang, F., Z. Meng, and A. Aksoy, 2006: Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect model experiments. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 722–736.

附圖



圖 1:辛樂克颱風的海洋特徵。(a)颱風通過前(9月9日)的海表面高度變異。(b) 颱風通過後(9月13日)的海溫。(c)9月12日與11日海溫差值。(d)9月13日 與9日海溫差值。



圖 2:利用 EnKF 進行辛樂克颱風初始化之巢狀網格範圍示意圖。兩層網格位置皆 固定,不隨時間改變。 家 E. 1

飅

夓



圖 3:辛樂克颱風初始化階段結束時(即正式模擬之初始時間9月9日06Z)參考 美軍 C-130 飛機穿越偵察觀測資料所給定的地表軸對稱切向風速剖面。藍線代表 C-130 機載 SFMR 測得的海表面風速,紅線代表同化至模式中的風速剖面,咖啡色 正方形標記為 JTWC 的 34 kts 及 50 kts 風速之暴風半徑估計,紫色正方形標記為 JTWC 的近中心最大風速估計。






圖 5:辛樂克颱風初始化階段(9月8日00Z至9日06Z)模擬之(a)中心氣壓與(b) 近中心最大風速。橫軸為模擬時間,0小時代表9月8日00Z。圖中咖啡色正方形 標記為 JTWC 最佳路徑資料之颱風強度估計,伴隨菱形(◆)標記的深藍色實線 代表內層網格之颱風強度,伴隨X形標記的實線(a圖為紫線,b圖為淺藍線)代 表外層網格之颱風強度。



圖 6:利用大氣海洋耦合模式模擬辛樂克颱風之巢狀網格範圍示意圖。最內兩層 網格會跟隨颱風中心移動,圖中所示網格位置為模擬初始時間(9月9日06Z)之 位置。



圖 7:控制實驗的初始海洋場。(a)海表面溫度場(單位:℃)。(b)海洋混合層厚度 場(單位:m)。



圖 8: 冷渦實驗的初始海洋混合層厚度設計。(a) OC (ML80CE)實驗。(b) OC (ML60CE)實驗。



圖 9:海洋貢獻程度因子 (Foc) 示意圖。



圖 10:控制實驗模擬之辛樂克颱風路徑(綠圓點為 UC 實驗,藍方格為 OC (CTRL) 實驗)與 JTWC 路徑(紅圓點)之比較。圖中颱風路徑上每個標記相隔 6 小時, 黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z 的辛樂 克颱風中心位置。



圖 11:控制實驗模擬之辛樂克颱風路徑誤差(相較於 JTWC 路徑,單位:km)。 綠線為 UC 實驗,藍線為 OC (CTRL)實驗。橫軸為模擬時間,其中 0 小時代表模 擬初始時間 9 月 9 日 06Z。





圖 12: OC (CTRL)實驗模擬之辛樂克颱風六小時平均移動速度隨時間變化圖。黑 色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。



圖 13:OC (CTRL)實驗模擬之海表面洋流。箭頭為洋流向量,色階為洋流流速(單位:m s⁻¹)。(a)模擬時間 24 小時(9月 10日 06Z)。(b)模擬時間 48 小時(11日 06Z)。 (c)模擬時間 72 小時(12日 06Z)。(d)模擬時間 96 小時(13日 06Z)。圖中颱風路 徑上每個點相隔 6 小時,有正方形標記的點代表該時刻模擬之辛樂克颱風中心位置。



圖 14:OC (CTRL)實驗模擬之混合層厚度(單位:m)。(a)模擬時間 24 小時(9 月 10 日 06Z)。(b)模擬時間 48 小時(11 日 06Z)。(c)模擬時間 72 小時(12 日 06Z)。 (d)模擬時間 96 小時(13 日 06Z)。圖中颱風路徑上每個點相隔 6 小時,有正方形 標記的點代表該時刻模擬之辛樂克颱風中心位置。



圖 15:OC (CTRL)實驗模擬之海溫與初始時間海溫(9月9日06Z)的差值(單位:℃)。(a)模擬時間24小時(10日06Z)。(b)模擬時間48小時(11日06Z)。(c) 模擬時間72小時(12日06Z)。(d)模擬時間96小時(13日06Z)。圖中颱風路徑 上每個點相隔6小時,有正方形標記的點代表該時刻模擬之辛樂克颱風中心位置。



圖 16:控制實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。藍色實線為 OC (CTRL) 實驗,紅色實線為 UC 實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。 黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。



圖 17:控制實驗模擬之辛樂克颱風近中心最大風速隨時間變化圖。藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗,實線代表最外層網格 (解析度 12 公里),虛線代表最內層網格 (解析度 1.33 公里),黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風近中心最大風速。黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。



圖 18:OC (CTRL)實驗之海表面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間變化圖。黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。





圖 19:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍方格)與未進行颱風 初始化(綠圓點)模擬之辛樂克颱風路徑與 JTWC 路徑(紅圓點)之比較。圖中 颱風路徑上每個標記相隔 6 小時,黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z 的辛樂克颱風中心位置。



圖 20:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍線)與未進行颱風初 始化(綠線)模擬之辛樂克颱風路徑誤差(相較於 JTWC 路徑,單位:km)。橫軸 為模擬時間,其中0小時代表模擬初始時間9月9日 06Z。



圖 21:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍色實線)與未進行颱 風初始化(綠色實線)模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。



圖 22:利用 EnKF 進行颱風初始化(即 OC (CTRL)實驗,藍線)與未進行颱風初 始化(綠線)模擬之辛樂克颱風近中心最大風速隨時間變化圖。實線代表最外層 網格(解析度12公里),虛線代表最內層網格(解析度1.33公里),黑色圓圈為JTWC 最佳路徑資料之颱風近中心最大風速。



圖 23:(a)不同初始混合層厚度實驗模擬之辛樂克颱風路徑。(b)不同初始海溫實驗 模擬之辛樂克颱風路徑。圖中亦包含兩組控制實驗路徑(綠圓點為 UC 實驗,空心 藍方格為 OC (CTRL)實驗)及 JTWC 最佳路徑(紅圓點)。颱風路徑上每個標記相 隔 6 小時,黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z 的辛樂克颱風中心位置。



圖 24:UC 實驗(綠線)、不同初始混合層厚度實驗(藍線)與不同初始海溫實驗 (紅線)模擬之辛樂克颱風路徑相較於 OC (CTRL)實驗模擬路徑之差異(單位: km)。橫軸為模擬時間,其中0小時代表模擬初始時間9月9日06Z。





圖 25:控制實驗及不同初始混合層厚度實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變 化圖。深藍色實線為 OC (CTRL)實驗,紅色實線為 UC 實驗,淺藍色實線、黑色 實線、綠色實線、粉紅色實線分別為 OC (ML40)、OC (ML50)、OC (ML60)、OC (ML80)實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。



圖 26:不同初始海溫實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。綠色實線、 淺藍色實線、黑色實線、粉紅色實線分別為 OC (ML60)實驗、OC (ML60 SST29) 實驗、OC (ML60 SST30)實驗、OC (ML60 SST31)實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路 徑資料之颱風中心氣壓。



圖 27:不同初始混合層厚度實驗在模擬時間 96 小時 (9月13日06Z) 模擬之海 溫與初始時間海溫(9日06Z)的差值(單位:℃)。(a) OC (ML40)實驗。(b) OC (ML50) 實驗。(c) OC (ML60)實驗。(d) OC (ML80)實驗。圖中颱風路徑上每個點相隔 6 小 時,有正方形標記的點代表 13 日 06Z 模擬之辛樂克颱風中心位置。



圖 28:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、 ML50、ML60、ML80 實驗)及 OC (CTRL)實驗(深藍線)之海表面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間變化圖。黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、 12 日 06Z。



圖 29:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、 ML50、ML60、ML80 實驗)之混合層厚度回饋因子 F_{ML}隨時間變化圖。黑色、紅 色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。



圖 30:控制實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓與 MPI (Emanuel 1995、1997; Bister and Emanuel 1998)之比較。黑色實線為 MPI,藍色實線為 OC (CTRL)實驗,紅色實線為 UC 實驗,黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱風中心氣壓。



圖 31:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、 ML50、ML60、ML80 實驗)及 OC (CTRL)實驗(深藍線)之海洋貢獻程度因子 Foc 隨時間變化圖。黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、 12 日 06Z。



圖 32:不同初始混合層厚度實驗(淺藍線、黑線、綠線、粉紅線分別代表 ML40、 ML50、ML60、ML80 實驗)及兩組控制實驗(深藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗)中,距颱風中心 25~150 公里半徑範圍內之平均焓通量隨時間變化圖。 黑色、紅色、紫色箭頭所指之處分別代表 10 日 06Z、11 日 06Z、12 日 06Z。



圖 33:兩組控制實驗(深藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗)、有加入冷 渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗(粉紅線) 模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱 風中心氣壓。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開 (12 日 21Z)冷渦的時刻。



圖 34:有加入及沒有加入冷渦的實驗在模擬時間 96 小時(9月13日06Z)模擬 之海溫與初始時間海溫(9日06Z)的差值(單位:℃)。(a) OC (ML80)實驗。(b) OC (ML80CE)實驗。(c) OC (ML60)實驗。(d) OC (ML60CE)實驗。圖中颱風路徑上 每個點相隔6小時,有正方形標記的點代表13日06Z模擬之辛樂克颱風中心位置。



圖 35:OC (CTRL)實驗(深藍線)、有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線) 及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗(粉紅線)之海表面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間 變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。



圖 36:有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML80) 實驗(紛紅線)之混合層厚度回饋因子 F_{ML} 隨時間變化圖。兩條垂直綠線分別代 表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。



圖 37:OC (CTRL)實驗(深藍線)、有加入冷渦的OC (ML80CE)實驗(淺綠線) 及沒有加入冷渦的OC (ML80)實驗(粉紅線)之海洋貢獻程度因子 Foc 隨時間變 化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。



圖 38:兩組控制實驗(深藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗)、有加入冷 渦的 OC (ML80CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗(粉紅線) 中,距颱風中心 25~150 公里半徑範圍內之平均焓通量隨時間變化圖。兩條垂直綠 線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。



圖 39:比較有加入冷渦的 OC (ML80CE)實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML80)實驗求 出之渦流回饋因子 F_{EDDY-S}隨時間變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱 風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。





圖 40:(14)式與(15)式中各項符號代表意義之示意圖。下標1及2分別代表有加 入(圖中以綠色代表)及沒有加入(圖中以粉紅色代表)渦流的實驗,下標 in 及 out 分別代表辛樂克颱風進入與離開渦流之時刻。(a)以 OC (ML80CE)實驗及 OC (ML80)實驗模擬之辛樂克颱風中心氣壓為例,兩條垂直藍線分別代表模擬之辛樂 克颱風進入(11 日 06Z)與離開(12 日 21Z)冷渦的時刻。(b) pout,2 大於 pin 之示 意圖, OC (ML80CE)實驗及 OC (ML80)實驗之模擬結果即為此型態。(c) pout,2 小於 pin 之示意圖, OC (ML60CE)實驗及 OC (ML60)實驗之模擬結果即為此型態。



圖 41:兩組控制實驗(深藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗)、有加入冷 渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗(粉紅線) 模擬之辛樂克颱風中心氣壓隨時間變化圖。黑色圓圈為 JTWC 最佳路徑資料之颱 風中心氣壓。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開 (12 日 18Z)冷渦的時刻。



圖 42:OC (CTRL)實驗(深藍線)、有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線) 及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗(粉紅線)之海表面溫度回饋因子 F_{SST}隨時間 變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。



圖 43:有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML60) 實驗(紛紅線)之混合層厚度回饋因子 F_{ML} 隨時間變化圖。兩條垂直綠線分別代 表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。



圖 44:OC (CTRL)實驗(深藍線)、有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線) 及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗(粉紅線)之海洋貢獻程度因子 F_{OC} 隨時間變 化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。



圖 45:兩組控制實驗(深藍線為 OC (CTRL)實驗,紅線為 UC 實驗)、有加入冷 渦的 OC (ML60CE)實驗(淺綠線)及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗(紛紅線) 中,距颱風中心 25~150 公里半徑範圍內之平均焓通量隨時間變化圖。兩條垂直綠 線分別代表模擬之辛樂克颱風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。



圖 46:比較有加入冷渦的 OC (ML60CE)實驗及沒有加入冷渦的 OC (ML60)實驗求 出之渦流回饋因子 F_{EDDY-S}隨時間變化圖。兩條垂直綠線分別代表模擬之辛樂克颱 風進入(11 日 15Z)與離開(12 日 18Z)冷渦的時刻。

附表

表 1:利用大氣海洋耦合模式模擬辛樂克颱風之實驗設計(初始時間海洋場)。實驗名稱以 UC 為首代表未耦合海洋模式(即未考慮海表面冷卻)之實驗,以 OC 為 首代表耦合海洋模式(即考慮了海表面冷卻)之實驗。

實驗名稱	初始海表面温度	初始海洋混合層厚度
UC	衛星觀測(TMI 及 AMSR-E)	氣候值
OC (CTRL)	衛星觀測(TMI 及 AMSR-E)	氣候值
OC (ML40)	衛星觀測(TMI及 AMSR-E)	各網格設定為40m
OC (ML50)	衛星觀測(TMI及AMSR-E)	各網格設定為 50 m
OC (ML60)	衛星觀測(TMI及AMSR-E)	各網格設定為 60 m
OC (ML80)	衛星觀測(TMI及AMSR-E)	各網格設定為80m
OC (ML60 SST29)	各網格設定為29℃	各網格設定為 60 m
OC (ML60 SST30)	各網格設定為 30℃	各網格設定為 60 m
OC (ML60 SST31)	各網格設定為 31℃	各網格設定為 60 m
OC (ML60CE)	衛星觀測(TMI 及 AMSR-E)	60 m 及冷渦
OC (ML80CE)	衛星觀測(TMI及AMSR-E)	80 m 及冷渦

表 2:在模式中辛樂克颱風強度隨時間變化較小時刻(9月11日18Z)與海表面 冷卻負回饋作用最顯著時刻(9月12日18Z),不同初始混合層厚度實驗之海表面 溫度回饋因子 F_{SST}、混合層厚度回饋因子 F_{ML}、海洋貢獻程度因子 F_{OC} 與距颱風中 心 25~150 公里半徑範圍內的平均焓通量。

實驗名稱	F _{SST}		F _{ML}		F _{OC}		平均焓通量 (W/m ²)	
	9/11 18Z	9/12 18Z	9/11 18Z	9/12 18Z	9/11 18Z	9/12 18Z	9/11 18Z	9/12 18Z
OC (CTRL)	-0.3	-0.4			0.5	0.6	850	750
OC (ML40)	-0.2	-0.3	0.15	0.15	0.4	0.55	800	750
OC (ML50)	-0.2	-0.4	0.15	0.05	0.4	0.6	850	800
OC (ML60)	-0.2	-0.2	0.15	0.3	0.4	0.45	850	850
OC (ML80)	-0.15	-0.2	0.3	0.3	0.25	0.45	900	900

表 3:有加入及沒有加入冷渴的實驗在辛樂克颱風離開冷渦時刻的各項回饋因子 及平均焓通量比較。OC (ML80CE)及 OC (ML60CE)實驗為有加入冷渴的實驗,OC (ML80)及 OC (ML60)實驗為沒有加入冷渴的實驗。

En.

	OC (ML80)	OC (ML80CE)	OC (ML60)	OC (ML60CE)	
F _{SST}	-0.2	-0.3	-0.2	-0.35	
F _{ML}	0.3	0.1	0.3	0.1	
F _{OC}	0.3	0.4	0.4	0.5	
平均焓通量(W/m ²)	900	800	850	800	
F _{EDDY-S}	-0.	.12	-0.15		
F _{EDDY-T,1}	-0.	154	-0.069		
$F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}$	-0.	123	-0.164		
$\frac{F_{EDDY-T,1} - F_{EDDY-T,2}}{F_{EDDY-T,1}}$	0.7	799	2.38		