

國立臺灣師範大學  
海洋環境科技研究所  
碩士論文

呂宋海峽東側海表面高度變化  
之研究

A study on the sea surface height variability east of the Luzon Strait

研究生：肖征  
指導教授：吳朝榮 博士

中華民國一〇三年七月

## 致 謝

首先誠摯的感謝指導教授吳朝榮博士給我機會來此求學，吳老師不時的討論並指點我正確的方向，使我在這些年中獲益匪淺。老師對學問的嚴謹更是我輩學習的典範。也感謝口委鄭志文老師及郭南榮老師在論文審定上給予許多珍貴的意見與建議，使得本論文得以更完整而嚴謹。同時亦得感謝余英芬老師、張育綾老師和葉庭光老師在學業上的幫助。

兩年裡的日子，研究室裡共同生活的點滴歷歷在目，學術上的討論、言不及義、讓人又愛又怕的宵夜、趕作業的革命感情、因為睡的太晚而遮遮掩掩閃進研究室等等。感謝眾學長姐、同學及學弟妹的共同砥礪和墮落，你們的陪伴讓兩年的研究生生活變得絢麗多彩。

感謝林永福學伴在生活上的幫助，感謝汪佑霖學長不厭其煩的指出我研究中的不足，感謝陳侃鴻學長在最後衝刺階段的相互激勵，你們總能在我迷惘的時候帶來光明，也感謝黃茂成、陳思維、黃旭麒等同學的幫忙，恭喜我們順利走過這兩年。研究室的李博彥學長的搞笑令我銘感在心。

女朋友在背後的默默支持更是我前幾的動力，沒有她的體諒、包容，相信這兩年的生活將是很不一樣的光景。

最後，謹以此文獻給我摯愛的雙親和兄長。

## 摘要

地球暖化普遍引起了全球海平面的上升，其中西北太平洋是已知上升幅度快速的海域，然而此區域海表面高度的趨勢變化具有明顯的區域異質性，造成此現象的物理機制仍不明瞭。本研究藉由總經驗模態分解法分析了西北太平洋海域在過去 20 年期間衛星海高資料的長週期變化，結果顯示除了已知的西北太平洋大部分海域在過去 20 年期間呈現上升趨勢之外，進一步發現在 2003 年之後，西北太平洋暖池海域的海表面高度上升速率有增強的趨勢，而呂宋海峽東側有一條東西向帶狀的海域，其海表面高度呈現快速下降的趨勢。

呂宋海峽東側海域在 2003 年以後，海表面高度下降的原因主要來自水體冷卻引起的比容高度下降，研究中分別探討了幾種會造成此區水體冷卻的可能因素：表層熱通量變化、表面風造成的湧升或下沉、海洋中尺度渦漩的擾動以及風生大洋環流變異。研究結果支持 Sverdrup 風生環流理論為主要的影響因子，顯示北太平洋風場第一模態 (EOF1) 與亞熱帶環流的強度變化有關，第二模態 (EOF2) 則與亞熱帶環流的北側南北位移有關，第三模態 (EOF3) 則與下降期出現的“小型環流”有重要關聯。這些氣候因子共同影響了亞熱帶環流的強度與位置變化，使得 2003 年以後呂宋海峽東側海域逐漸變成亞熱帶環流的南邊界，於是海表面高度下降且相對較低溫。

關鍵字：海面高度、趨勢、西北太平洋

# 目 錄

致 謝 .....	I
摘 要 .....	II
目 錄 .....	III
圖目錄 .....	IV
表目錄 .....	V
第一章、 緒論.....	1
1.1 研究區域.....	1
1.2 文獻回顧.....	1
1.3 研究目的.....	2
第二章、 研究工具與方法 .....	5
2.1 分析方法.....	5
2.1.1 趨勢計算.....	5
2.1.2 總經驗模態分解 .....	7
2.1.3 EOF 分解 .....	8
2.1.4 比容高度異常計算 .....	8
2.1.5 Sverdrup 傳輸量流函數.....	9
2.2 資料來源.....	10
2.2.1 衛星測高資料 .....	10
2.2.2 海表面流速資料 .....	10
2.2.3 溫鹽觀測資料 .....	11
2.2.4 模式資料.....	11
2.2.5 風場資料.....	12
2.2.6 中尺度渦資料集 .....	12
第三章、 結果與討論 .....	15
3.1 SSH (Sea Surface Height) 本質趨勢 .....	15
3.2 比容高度異常.....	16
3.3 風致海洋環流變化 .....	18
3.4 中尺度渦旋影響 .....	19
3.5 討論.....	21
第四章、 結論與未來工作 .....	45
參考文獻 .....	47

## 圖目錄

圖 1-1	研究區域.....	4
圖 1-2	北太平洋海表面高度的線性趨勢.....	4
圖 2-1	線性趨勢受週期信號影響 .....	13
圖 3-1	西北太平洋海面高度異常網格化本質趨勢示意圖 .....	24
圖 3-2	R1 區域海面高度異常值 EEMD 分解.....	25
圖 3-3	不同時期絕對動力高度比較 (AVISO 資料).....	26
圖 3-4	不同時期絕對動力高度比較 (本質趨勢).....	27
圖 3-5	R1 區域比容高度異常值 EEMD 分解 (GODAS 資料).....	28
圖 3-6	R1 區域比容高度異常值 EEMD 分解 (Sub-TS 資料).....	29
圖 3-7	R1 區域溫鹽垂向分佈變化 (GODAS 資料).....	30
圖 3-8	R1 區域溫鹽垂向分佈變化 (Sub-TS 資料).....	31
圖 3-9	北太平洋 Sverdrup 傳輸量流函數.....	32
圖 3-10	Sverdrup 傳輸量流函數莫哈圖 (Hovmöller diagram).....	33
圖 3-11	北半球中尺度渦旋示意圖.....	34
圖 3-12	中尺度渦旋年際變化 .....	35
圖 3-13	北半球反氣旋中尺度渦旋自動偵測示意圖 .....	36
圖 3-14	中尺度渦旋引起的 R1 區域 SSH 年際變化 .....	37
圖 3-15	北太平洋風應力及風應力旋度分佈 .....	38
圖 3-16	北太平洋風應力異常 EOF 分解.....	39
圖 3-17	不同階段北太平洋 Sverdrup 傳輸量流函數變化.....	40
圖 3-18	不同時期流場變化 (OSCAR 資料).....	41
圖 3-19	不同時期流場變化 (GODAS 資料).....	42

## 表目錄

表 2-1	各趨勢類型判定.....	14
表 2-2	各趨勢類型意涵.....	14
表 3-1	R1 區域海表面高度不同時期的線性趨勢 .....	43
表 3-2	兩組資料在 R1 區域的比容高度比較 .....	43
表 3-3	R1 區域比容高度本質趨勢線性趨勢 (GODAS 資料).....	44
表 3-4	R1 區域比容高度本質趨勢線性趨勢 (Sub-TS 資料).....	44
表 3-5	中尺度渦漩數量不同時期線性趨勢.....	44

# 第一章、緒論

## 1.1 研究區域

本論文研究區域位於西北太平洋，範圍介於  $120^{\circ}\text{E}$  至  $180^{\circ}\text{E}$ ， $0^{\circ}$  至  $30^{\circ}\text{N}$  (圖 1-1)。在  $8^{\circ}\text{N}$  至  $20^{\circ}\text{N}$  自東向西流動的是北赤道洋流 (North Equatorial Current, NEC)，該股海流在民答那峨島 (Mindanao Island) 東側海域分成南北兩支洋流，向南的洋流稱為民答那峨洋流 (Mindanao Current)，向北的洋流為黑潮 (Kuroshio) (Nitani, 1972)。其中北赤道洋流和黑潮屬於北太平洋亞熱帶環流 (North Pacific Subtropical Gyre，簡稱亞熱帶環流) 系統，該環流系統呈反氣旋 (anticyclonic) 流動，其中心為艾克曼沉降 (Ekman downwelling) 區。在  $20^{\circ}\text{N}$  至  $25^{\circ}\text{N}$  則存在一股東向海流—亞熱帶回流 (Subtropical Countercurrent, STCC) (Talley et al., 2011)，該股海流僅存在於表層 200 公尺以上，在其下方為西向海流 NEC。流向相反的 NEC 與 STCC 形成斜壓不穩定 (baroclinic instability)，這使得  $20^{\circ}\text{N}$  附近海域擁有較高的海洋渦旋動能 (eddy kinetic energy, EKE) (Qiu et al., 2008)，稱為渦旋活躍區 (eddy rich zone)。

## 1.2 文獻回顧

海平面是海洋與大氣的交界面，海面受兩者影響，對氣候變化做出相應的反饋。因此現今的海平面上升是氣候變遷的一個重要指標 (Church et al., 2013)。自 20 世紀 90 年代以來，全球海平面上升速率約為  $3.1\text{ mm/year}$  (Church and White, 2011)。前人的研究結果認為全球海面長期趨勢變化主要與熱膨脹、陸地冰川質量減少及陸地水儲量有關，例如 Cazenave and Nerem (2004)、Meysignac and Cazenave (2012) 和 Nerem et al. (2006)。

同時全球海平面長時間變化趨勢分佈具有顯著的時空性特徵。例如在過去 20 年，西北太平洋熱帶海域海面上升速率約為 10 mm/year (圖 1-2)，為全球平均值的三倍 (Merrifield and Maltrud, 2011)。Church et al. (2013) 在政府間氣候變遷專門委員會 (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 報告中指出，使海平面變化具有區域異質性的原因有海表面風場的改變、熱膨脹、融冰、及其他區域性過程，例如地質沉降等。這些影響區域海表面高度 (sea surface height, SSH) 變化的因素可以分成兩類，一類是影響海水的質量變化和分佈，如風場變化、蒸發降水；另一類則是引起海水密度變化，如熱膨脹、海冰融化。針對西北太平洋熱帶海域海平面上升的原因，前人利用模式研究認為，風應力強迫可以解釋最近西北太平洋熱帶海域海平面上升 (Carton et al., 2005; Qiu and Chen, 2010)。Merrifield and Maltrud (2011) 進一步指出這個海域的海表面高度趨勢是由於北太平洋貿易風幾十年時間尺度的增強所引起的。

從時間尺度的角度來看，在短時間尺度上，影響海表面高度變化的有潮汐、風暴及氣候變化，如聖嬰-南方振盪現象 (EL Niño-Southern Oscillation, ENSO)；在長時間尺度上，則主要是氣候變遷，例如海水、陸冰體積的改變 (Church et al., 2013)。

### 1.3 研究目的

近年來的全球平均海平面是熱門議題之一，海平面變化的研究目的在於了解海平面變化規律，期望能進一步推估未來的海平面變化，了解其對人類生存環境的影響。西北太平洋海平面的快速上升也吸引眾多學者的關注，此區域的西北太平洋暖池區及南海的海表面高度，在季節、年際及年代際等時間尺度上的變化情況，在前人研究的部分已奠基

了相當詳細的研究成果，普遍認為整個西北太平洋是目前全球海面上升最快速的區域。然而如圖 1-1 所示，在趨勢上、呂宋海峽東側海域存在著一個東西向帶狀的海面下降區域，該現象在圖 1-2 及其他研究 (Merrifield, 2011; Merrifield and Maltrud, 2011; Pun et al., 2013; 韓飛, 2010) 均能被觀察到，但是其背後的物理機制仍不明瞭。這樣的變化差異說明了呂宋海峽東側海域海表面高度變化可能存著不同於暖池海域的變化機制，研究這些機制背後的物理意義將有助於了解不同氣候變遷因子如何對不同海域造成不同的影響。因此本研究選取了呂宋海峽東側海域來研究海平面的長週期變化，並討論造成這個海域在趨勢變化上與暖池不一致的物理機制。

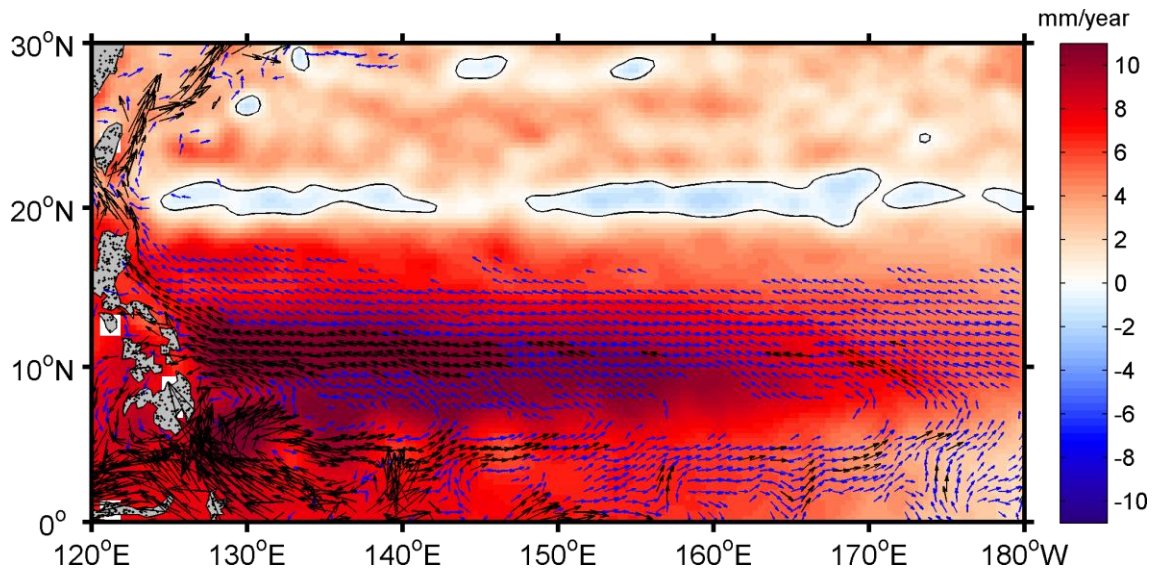


圖 1-1 研究區域

本論文的研究區域為 120°E 至 180°E, 0° 至 30°N。底圖顏色為用 AVISO 絕對動力高度計算的 1993 至 2012 年期間海平面高度線性趨勢 (單位 mm/year)，黑色等值實線為線性趨勢為零的區域。箭頭為用 OSCAR 海洋表層流速的 1993 至 2012 年長期平均流速，藍色箭頭為流速 0.1~0.2 m/s，黑色箭頭為流速大於 0.2 m/s。

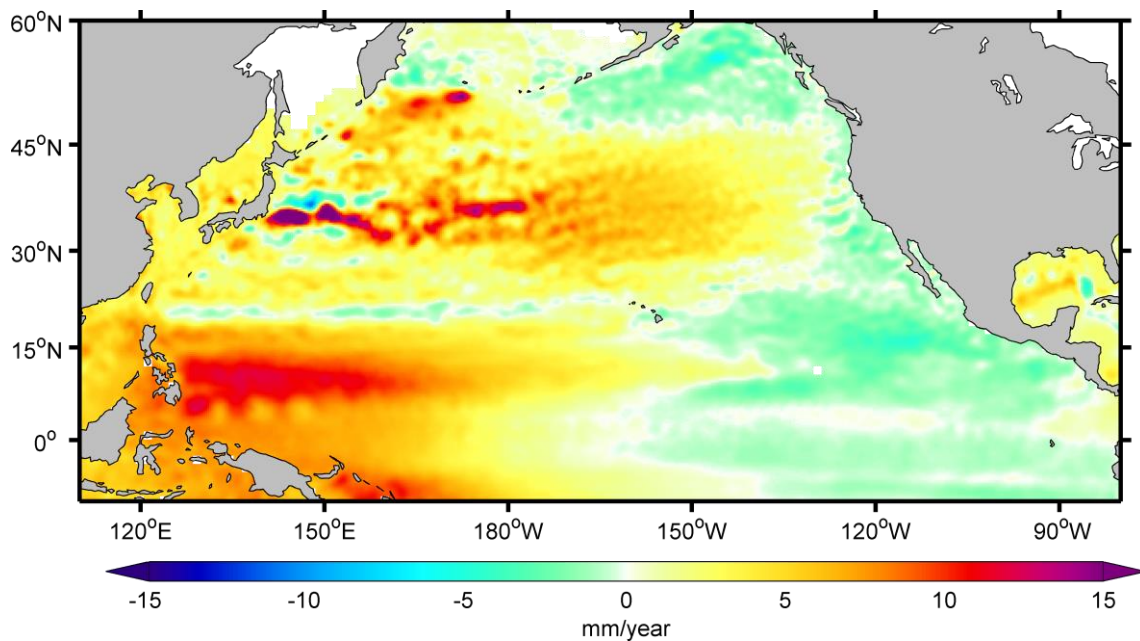


圖 1-2 北太平洋海表面高度的線性趨勢

北太平洋絕對動力高度在 1993 至 2012 年期間線性趨勢。資料為 AVISO 衛星高度計，與 Merrifield and Maltrud (2011) 類似。

## 第二章、研究工具與方法

### 2.1 分析方法

#### 2.1.1 趨勢計算

趨勢主要是指時間軸上的某個可見動向。線性趨勢是趨勢研究中最簡單也最直觀的呈現這種「可見動向」，因此它是趨勢研究中使用最為常見的一種方法。然而自然界的訊號組成大多為非穩態 (nonstationary, 亦稱為時變)、非線性過程，其「未來動向」未必是線性上升或下降，因此線性趨勢的使用有一定局限性。不僅如此，計算線性趨勢最常用的一次多項式最小平方法 (least squares) 擬合也存在不足之處，我們將通過一個小實驗來說明這個問題。首先定義信號  $f(t) = A \cdot \sin(\frac{2\pi}{T} \cdot t) + k \cdot t$  (圖 2-1 a 黑色曲線)。其中週期信號 (圖 2-1 a 藍色曲線) 的振幅  $A = 1$ ，週期  $T = 1\text{rad}$ ；線性趨勢  $k = 0.04\text{rad}^{-1}$  (圖 2-1 a 紅色直線)。然後用一次多項式最小平方法擬合，求得  $0 \sim t_1 (1 < t_1 < 20)$  期間的線性趨勢 (圖 2-1 b)。可以看出，當週期信號只有幾個循環 (cycle) 的時候 (如  $t_1 < 8$ )，週期信號對於線性趨勢的計算有非常明顯的干擾。隨著週期信號的循環次數增多，其影響也越來越小。但即使週期信號有 20 個循環 ( $t_1 = 20$ )，線性趨勢仍有一定程度的誤差。

在趨勢研究中也有使用最小平方法或最大似然法 (maximum likelihood fits)，配合不同的預設函數 (extrinsic functions)，如指數 (exponential)、雙曲基線 (hyperbolic baselines) 來得到非線性趨勢信號，並且與數據的擬合程度也很好。但是這種預設的非線性函數本身的非線性特性，或多或少會影響趨勢結果。尤其是對那些機制未知的趨勢，可能

需要用多個不同的預設函數來嘗試，並從選擇出最合適的擬合方式。而這個選擇的過程，存在不可避免的人為主觀因素 (Wu et al., 2007)。

Wu et al. (2007) 認為對於有限時間長度的資料而言，趨勢是指在觀測時期內具有單調性 (monotonic) 或僅有一個極值 (one extreme) 的時間序列。這種趨勢定義認為，用有限時間長度的資料，所能得到的「可見動向」除了包含傳統認知上的趨勢，如認為溫室氣體排放所造成的氣候變化，還應該含有更長週期 (longer-period components) 的分量。同時 Wu et al. (2007) 指出經驗模態分解 (empirical mode decomposition, EMD) 是獲得這種「趨勢」的有效方法。資料經 EMD 分解，扣除週期信號後的殘餘 (residual) 分量包含平均 (mean) 量、趨勢 (trend) 分量和更長週期的分量 (longer-period components) (Huang et al., 1998)，這正符合前面提出趨勢。在本研究參考 Wu et al. (2011) 的獲取趨勢方法，基於希爾伯特-黃變化 (Hilbert-Huang transform, HHT)，將信號拆解成不同週期分量后剩下殘餘 (residual) 的即為本質趨勢 (intrinsic trend)。

由於本質趨勢可以為一組具有曲線特徵的時間序列，無法像線性趨勢那樣用單一數值來表示趨勢變化的正負與變化量。因此本文針對本質趨勢的曲線特徵，結合二次多項式 (second degree polynomial) 擬合，將本質趨勢分成七種類型。首先定義二次方程  $y = a(t - b)^2 + c$ ，其中時間  $t = 0$  為時間序列的中間時刻；然後用最小平方法擬合本質趨勢，得到參數  $a$ 、 $b$ 、 $c$ ；最後通過參數  $a$ 、 $b$  來分類各種本質趨勢的類型 (trend type)。各趨勢類型定義與意涵見表 2-1 與表 2-2。這種趨勢類型的分類有助於研究者快速評估哪些區域的長週期變化是一致的、哪些區域是異質性的，方便篩選感興趣的區域進行進一步的研究。

### 2.1.2 總經驗模態分解

如上一小節所述，本質趨勢需要通過 EMD 分解來獲得。該方法基本原理是 Huang et al. (1998) 提出的希爾伯特-黃變換 (Hilbert-Huang transform, HHT)。Hsu (2006) 用多視窗譜分析法 (multi-taper spectral method, MTM) 和 HHT 分析法，分析水文 (hydrological)、氣候時間序列，如降雨、流、溫度、風速等時間序列。比較分析結果後認為 HHT 在研究環境有關的時間序列和水文時間序列的特徵上表現優秀，該方法在分析包含非線性 (non-linearity)、非穩態的自然信號時，不僅能獲得更精確的時間-頻率分佈，其結果在解釋背後動力過程時也更有物理意涵。

經驗模態分解基於 HHT，用包絡線局部平均方法，將時間序列分解成多個不同主頻率的本質模函數 (intrinsic mode functions, IMF) 及殘餘部份 (residual)。其中殘餘部份即本質趨勢。但是經驗模態分解存在著模態混疊 (mode mixing) 現象，這種現象是由於單個特例信號存在所造成的 (Huang et al., 1998)。此外，Huang et al. (1998) 還指出，這種模態混疊現象不僅會對時頻分佈造成嚴重影響，還會使得單個 IMF 缺乏物理意涵。經改進的總經驗模態分解 (ensemble empirical mode decomposition, EEDM) (Huang and Wu, 2008; Wu and Huang, 2009) 在 EMD 的基礎上，結合雜訊輔助分析方法 (noise-assisted data analysis, NADA) 來解決模態混疊的問題。演算法步驟如下：

1. 對原始數據加入常態分佈 (normal distribution) 的白色雜訊 (white noise)。
2. 進行 EMD 分解，得到各 IMF 分量。
3. 重複步驟 1、2，每次都加入新的常態分佈白色雜訊序列。

4. 將每次得到的 IMF 做集成平均處理後作為最終結果。

本研究使用 EEMD 實現希爾伯特-黃變化，進而獲取本質趨勢，其程式碼取自 [rcada.ncu.edu.tw/research1.htm](http://rcada.ncu.edu.tw/research1.htm)。程式使用過程的參數設置參考 Wu and Huang (2009) 的設置，重複次數 (ensemble number, NE) 為 100 次，白色雜訊與信號標準差的比例 (number of standard deviation, Nstd) 為 0.4。

### 2.1.3 EOF 分解

本文研究中分析過程中使用了經驗正交函數 (Empirical Orthogonal Function, EOF) 分解法對風場資料進行分析。該方法也稱為特徵向量分析 (eigenvector analysis)，或主成分分析 (principal component analysis)，它將原始資料分解為多組時間函數 (簡稱 PC) 和空間函數 (簡稱 EOF) 乘積之和。這是時間序列統計分析的一個重要方法，在海洋與大氣的研究中被廣泛應用與研究變量的主要時空分佈特徵。

### 2.1.4 比容高度異常計算

研究使用的計算比容高度異常公式為 2010 年國際海水狀態方程 (Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010, TEOS-10)，海水比容  $\alpha(S, t, p)$  與實用鹽度  $S$ (PSU)，溫度  $t$ (°C) 和海水壓力  $P$ (Pa) 的關係式為：

$$\alpha(S, t, p) = \alpha(S, t, 0) \cdot \left[ 1 - \frac{np}{K(S, t, p)} \right] \quad (2-1)$$

其中，壓力匹配因數  $n = 10^{-5}$ ， $\alpha(S, t, 0)$  為一個「標準大氣壓下」的海水比容， $K(s, t, p)$  為割線體積模量。

本文參照 Thomson and Tabata (1989) 比容計算公式：

$$Z_T = \frac{1}{g} \int_{z_{ref}}^z \left( \frac{\partial \alpha}{\partial T} \right) \Delta T dp \quad (2-2)$$

$$Z_S = \frac{1}{g} \int_{z_{ref}}^z \left( \frac{\partial \alpha}{\partial S} \right) \Delta S dp \quad (2-3)$$

$$Z_\alpha = \frac{1}{g} \int_{z_{ref}}^z \Delta \alpha dp \approx Z_T + Z_S \quad (2-4)$$

其中  $Z_T$  是熱比容海平面 (thermosteric sea level) 異常，由於熱膨脹引起； $Z_S$  是鹽比容海平面 (halosteric sea level) 異常，由鹽度變化引起的； $Z_\alpha$  是總的比容海平面高度異常，約等於熱比容海平面異常和鹽比容海平面異常之和； $\Delta$  表示研究時期的距平值； $z_{ref} = 1000\text{m}$  為參考深度，並假設該深度的壓力為常數 (constant)。

### 2.1.5 Sverdrup 傳輸量流函數

研究中使用 Sverdrup 傳輸量流函數 (Marshall and Plumb, 2008; Sverdrup, 1947) 來推估大洋環流，探討風場變化對海表面高度變化的影響。其計算公式為：

$$\Psi(x, y) = \frac{1}{\rho_{ref} \beta} \int_{\text{eastern bdy}}^x \hat{z} \cdot \nabla \times \tau_{wind} dx \quad (2-5)$$

其中  $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ ， $f$  為科氏參數， $\rho_{ref} = 1025\text{kg/m}^3$  為參考密度， $\tau_{wind}$  為風應力。

## 2.2 資料來源

### 2.2.1 衛星測高資料

本研究中採用的衛星測高資料是由法國 AVISO (Archiving Validation and Interpretation of Satellite Oceanographic) 所提供的產品。該中心產品經由 Ssalto (Ssalto multimission ground segment)/Duacs (Data Unification and Altimeter Combination System) 數據處理系統，整合來自於 Topex/Poseidon、ERS-1、ERS-2、EnviSat、Jason-1、Jason-2、Cryosat-2 等多個衛星測高數據。該系統提供了近即時 (near real time, NRT) 與延時 (delayed time, DT) 兩種類型資料。其中 NRT 可提供近幾日的海表面高度資料。DT 雖然會延遲約六個月，但其經過了更加嚴格的品質控制，該類資料目前更新至 2013 年 8 月。此外 DT 還細分為 Updated (Upd) 和 Reference (Ref) 兩個系列。Upd 系列整合了盡可能多的衛星資料，其資料的準確度更佳。但鑒於本研究側重於長時間趨勢的研究，我們選用的是一致性更好的 Ref 系列。

本研究使用海表面高度資料為絕對動力高度 (Absolute Dynamic Topography, ADT)，空間解析度為  $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$ ，一週一筆 (weekly) 的資料。空間範圍為  $120^{\circ}\text{E}$  至  $180^{\circ}\text{E}$ ， $0^{\circ}$  至  $30^{\circ}\text{N}$ ；時間範圍為 1993 年 1 月至 2012 年 12 月，共 20 年。取這 20 年絕對動力高度資料作距平值處理後得到海表面高度異常 (sea level anomalies, SLA)。

### 2.2.2 海表面流速資料

表層流速部份採用的是由美國國家海洋大氣管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA) 提供的近即時全球表面海流分析 (Ocean Surface Current Analyses Real-time, OSCAR) 資料。

OSCAR 結合了衛星高度計、衛星風場、衛星海表面溫度資料。其流速的計算基於一個準地轉流模式，結合基於風驅動的渦粘性 (eddy viscosity) 非地轉分量，以及熱成風 (thermal wind) 的矯正。該產品的流速資料代表的是海洋頂部 30 公尺的平均流速。詳細說明請參閱網站 ([www.esr.org/oscar\\_index.html](http://www.esr.org/oscar_index.html))。

OSCAR 時間範圍 1992 年 10 月至今。本研究中選取 OSCAR 資料時間範圍為 1993 至 2012 年，空間解析度為  $1/3^\circ \times 1/3^\circ$  月平均資料。

### 2.2.3 溫鹽觀測資料

客觀分析的 (objectively analyzed) 次表層溫鹽 (subsurface temperature and salinity, 簡稱 Sub-TS) 由 Frontier Research System for Global Change and Technology Center (2005) 提供。本文使用的 6.13 版本基於全球海洋數據庫/圖集 2005 (world ocean database/atlas 2005, WOD05/WOA05)、熱帶太平洋海表層鹽度 (tropical pacific ocean sea surface salinity, ds279.1)、全球溫度鹽度剖面項目 (global temperature - salinity profile program, GTSP) 等多個實測數據。該數據集覆蓋全球範圍，空間解析度為  $1^\circ \times 1^\circ$ ，上層 1500 公尺，垂直分層為 24 層，1945 至 2012 年。本文中該資料下載自網站 ([rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/](http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/))，使用的時間範圍為 1993 至 2012 年。

### 2.2.4 模式資料

本論文分析的模式資料為美國國家環境預報中心 (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) 的全球海洋數據同化系統 (Global Ocean Data Assimilation System, GODAS) 提供的月平均溫度、鹽度、流速資料。該數據基於 GFDL MOM. V3 模式，採用 NCEP 的再

分析資料作為大氣驅動，同化了 TAO/TRION 及其他大型觀測計畫的實測資料。其空間解析度為緯度  $1/3^\circ$ ，經度  $1^\circ$ 。時間範圍 1980 年 1 月至今，本研究採用的時間範圍為 1993 至 2012 年。

### 2.2.5 風場資料

本研究的風場資料為 NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) 的月平均海表面風應力 (surface wind stress)，亦稱為海面動量通量 (surface momentum flux)。其水準網格為 T62 高斯網格 (T62 Gaussian grid)，空間解析度約為  $2^\circ \times 2^\circ$ ，時間範圍 1948 年 1 月至今。本文採用的時間範圍為 1993 至 2012 年。詳情見網頁說明 ([www.esrl.noaa.gov/psd/data/grid-ded/data.ncep.reanalysis.derived.surfaceflux.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/grid-ded/data.ncep.reanalysis.derived.surfaceflux.html))。

### 2.2.6 中尺度渦資料集

研究中使用的中尺度渦旋統計資料來自 Chelton et al. (2011) 所提供的全球中尺度渦偵測結果。該資料集基於 AVISO Ref 系列的海表面高度場偵測而來，詳細的偵測方法可參考 Chelton et al. (2011)。本文論中採用的最新的第三版，在該版本中，所有被偵測出來的中尺度渦均需滿足生命週期 (lifetimes) 超過四週的限制，時間範圍為 1992 年 10 月至 2012 年 4 月。本文採用的時間範圍為 1993 年 1 月至 2011 年 12 月。

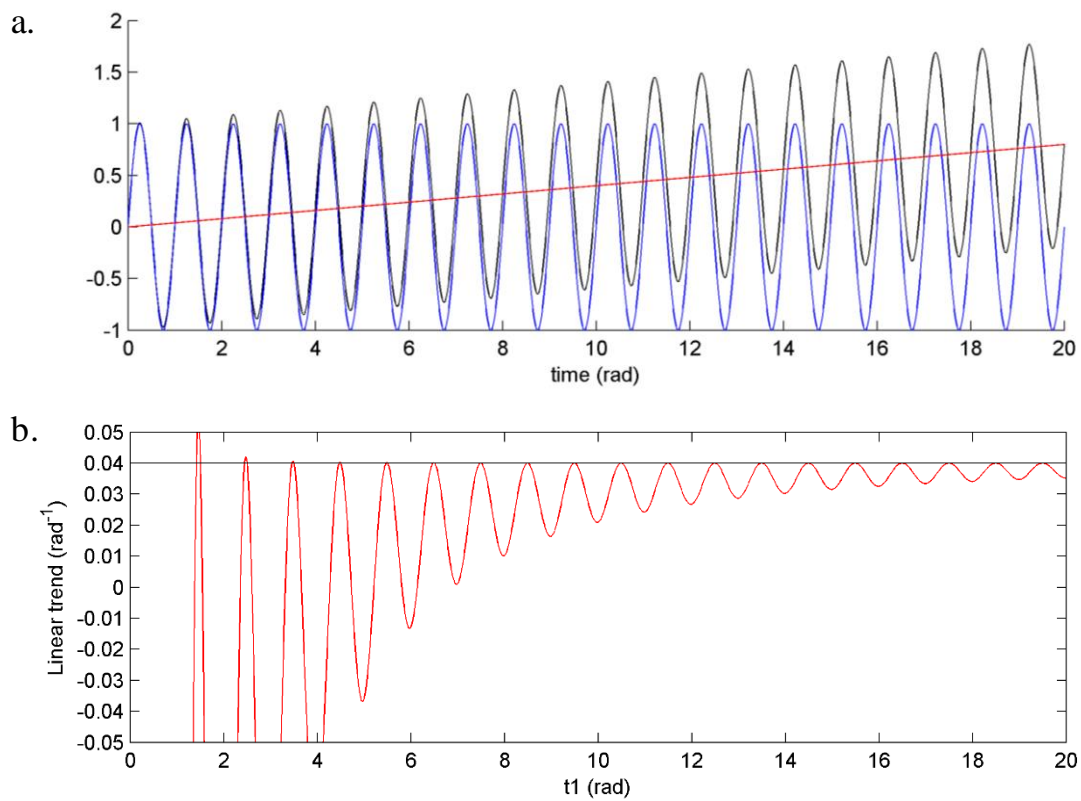









圖 2-1 線性趨勢受週期信號影響

a) 測試信號 (黑色曲線) 由週期為 1, 振幅為 1 的分量 (藍色曲線) 和斜率為 0.04 的「趨勢」分量 (紅色) 所組成。b) 測試信號時間 0 至  $t_1$  部份計算得到的線性趨勢 (紅色曲線); 黑色直線為 0.04 參考線。

表 2-1 各趨勢類型判定

參數 b	參數 a	
	本質趨勢類型	
$b \leq -1/6T$		
$b \geq 1/6T$		
$-1/6T \leq b \leq 1/6T$		
$\max(\text{data}) - \min(\text{data}) < 0.03 \text{ 公尺}$		

其中 T 表示資料時間長度，data 為本質趨勢時間序列。

表 2-2 各趨勢類型意涵

本質趨勢類型	名稱	意涵
	紅	增強的上升趨勢 (enhanced rise)
	橘	上升 (rise)
	黃	先下降後上升 (decline then rise)
	黑	變化振幅小 (slightly variability)
	青	先上升後下降 (rise then decline)
	水藍	下降 (decline)
	藍	增強的下降 (enhanced decline)

## 第三章、結果與討論

### 3.1 SSH (Sea Surface Height) 本質趨勢

西北太平洋 SSH 網格本質趨勢 (圖 3-1) 呈現了 SSH 本質趨勢在空間上的分佈情況:首先是西北太平洋大部份海域的 SSH 呈現上升趨勢 (圖 3-1 橘色區域)。其次 SSH 上升速率最快的海域在西北太平洋暖池,且上升趨勢在近年有增強的情形 (圖 3-1 紅色區域)。最後在呂宋海峽東側海域,即 21°N 附近的趨勢類型為先上升後而下降 (圖 3-1 青色區域)。此區域在整個西北太平洋均呈現 SSH 上升的情況下顯得特異,本研究選取這種本質趨勢集中的海域 (19°N 至 23°N, 125°E 至 150°E, 後續簡稱為 R1) 做進一步的分析。

將 R1 區域的平均海平面高度異常訊號利用 EEMD 分解成不同週期的信號 (圖 3-2),可觀察到 R1 海域的海平面高度具有明顯的季節變化和年際變化。本質趨勢時間序列 (圖 3-2 Residual) 顯示,該海域的 SLA 在 2003 年以前從 -30 mm 上升至 25 mm,2003 年之後則又下降至 -30 mm。將這個長週期變化細分為三個階段,第一階段為 1993 至 1996 年,第二階段為 2001 至 2004 年,第三階段為 2009 至 2012 年。三個階段分別取其平均值代表 R1 區域 SSH 上升前、升至最高點及下降後的平均狀態。並用 2001 至 2004 年平均值減去 1993 至 1996 年平均值、2009 至 2012 年平均值減去 2001 至 2004 年平均值來表示 1993 至 2002 年上升階段 (Ascending period)、2003 至 2012 年下降期 (descending period) 的變化情況。

R1 區域不同階段海表面高度本質趨勢線性回歸分析 (表 3-1) 顯示,在整個時期 (1993 至 2012 年) 的海表面高度變化趨勢為下降趨勢

(-0.43 mm/year)；上升期為 4.57 mm/year；下降期為 -5.42 mm/year。從整個西北太平洋不同階段的 SSH 分佈情況 (圖 3-3 a、b 和 c) 來看，從第二階段開始，R1 區域及其以東海域開始出現帶狀分佈的 SSH 較低區域 (圖 3-3 b 和 c)。對比上升期與下降期的 SSH 變化情況 (圖 3-3 d 和 e)，可看出上升期西北太平洋 SSH 的上升在空間上較為一致，僅呂宋海峽東側海域的變化略有不同。下降時期西北太平洋 SSH 的變化量則出現了完全不同的空間分佈，首先是西北太平洋暖池的區域，存在一個海盆尺度的 SSH 正異常極大值區域，這與前人的研究結果 (Carton et al., 2005; Merrifield, 2011; Qiu and Chen, 2010) 一致，其次是呂宋海峽東側海域，出現大片緯向帶狀分佈、SSH 負變化的區域，本質趨勢部份也呈現相似的結果 (圖 3-4)。

### 3.2 比容高度異常

海表面高度變化的原因有兩類：水體質量變化引起的體積變化與水體密度變化引起的體積變化。對於後者，主要包含熱膨脹效應 (thermosteric effect) 和鹽收縮效應 (halosteric effect)。兩者合稱為比容效應 (steric effect)。其引起的海表面高度異常分別稱為熱比容高度 (thermosteric height) 異常、鹽比容高度 (halosteric height) 異常和比容高度 (steric height) 異常，其計算方式見式 (2-2)、(2-3) 和 (2-4)。

R1 區域比容高度異常 EEMD 分解結果 (圖 3-5，圖 3-6) 顯示熱膨脹效應在任何時間尺度上都大於鹽收縮效應。GODAS 模式資料 R1 區域的熱比容高度異常與比容高度異常相關係數為 98.9%，Sub-TS 資料的結果中兩者相關係數為 95.8%。兩組資料的比容高度異常、熱比容高度異常和鹽比容高度異常相關係數則分別為 88.3%、90.2% 和 65.5%。總體而言，包括各 IMF 及本質趨勢在內，兩組資料比容高度異常分析

結果都有著相當高的一致性(表 3-2)。GODAS 模式資料 (Sub-TS 資料) 熱比容高度異常的本質趨勢顯示，在上升期從-10.6 mm (-3.8 mm) 上升至 18.8 mm (17.8 mm)，而後在下降期下降至-49.0 mm (-55.5 mm)。不論是 GODAS 模式資料還是 Sub-TS 資料，其原始時間序列及本質趨勢，均顯示出下降期的熱比容高度異常為負趨勢 (-6.8 ~ -8.5 mm/year)，該下降速率略大於 R1 區域 SSH 的下降速率。而在上升期，僅本質趨勢結果的上升趨勢較為顯著，其上升速率略小於 R1 區域 SSH 的上升速率。

如圖 3-7 和圖 3-8 所示，R1 區域的溫度變化在表層和次表層均存在一個變化極值中心。在上升期，海洋上層 100 公尺有明顯的增暖情況，而 250 至 900 公尺水層的溫度則總體呈現緩慢降溫的趨勢，例如 5°C 等溫線從 1995 年水深 814 公尺上升至 2010 年的 790 公尺。而在下降期，R1 區域的溫度正負異常中心似乎有下沉的情形，如 1996 年表層的溫度異常中心在表層 50 公尺處，2010 年則出現在 150 公尺附近。同時表層 (50 至 150 公尺) 和次表層 (250 至 900 公尺) 的溫度異常相位關係也有所變化，如 1996 年以前表層為負異常，次表層為正異常，而 2010 年表層和次表層均為負異常。在鹽度方面，雖然模式與觀測資料的結果差異較為明顯，但是在 250 至 900 公尺水層均出現等鹽度線有變淺跡象。

總體而言，比容高度的分析結果顯示，比容高度在上升期對海表面高度呈現正貢獻，其上升幅度略小於 SSH 上升幅度；在下降時期為負貢獻，下降幅度略大於 SSH 下降幅度。因此推斷應存在其他影響因素在整個時期均對海表面高度有正貢獻。溫度、鹽度垂直分佈情況的變化說明，這種正負貢獻的改變來自於表層水和中層水不同變化方式的共

同結果，而且前後的這種改變似乎來自於不同的控制因子，如垂向流速的變化，環流的變異等。

### 3.3 風致海洋環流變化

在大尺度上，環流的分佈情況與海表面高度有著很高的一致性，氣旋式的熱帶環流中心為輻散，對應著較低的海表面高度；反氣旋式的亞熱帶環流中心為輻聚，對應著 SSH 極大值中心。透過西北太平洋不同階段的 SSH 分佈情況 (圖 3-3 a、b 和 c) 及不同階段海表面高度本質趨勢分佈情況 (圖 3-4 a、b 和 c) 來看，西北太平洋的大洋環流在研究區間有變異的情形。而風是海水流動的重要驅動力之一，大尺度的風驅動海洋流動形成主要的大洋環流，海表面風場的變化對於風驅動的熱帶環流 (tropical gyre) 及亞熱帶環流強度的年代際變化是重要的 (Qiu and Chen, 2012)。

本研究藉由 Sverdrup 大洋環流理論，探討大尺度風場變化所引起的大洋環流變化，因此本文使用經度  $120^{\circ}\text{E}$  至  $80^{\circ}\text{W}$ ，緯度  $0^{\circ}$  至  $60^{\circ}\text{N}$  的 NCEP/NCAR 風應力量資料推估不同階段風場驅動下的大洋環流分佈情形 (未將整個計算範圍呈現在圖 3-9)。比較結果顯示在上升期風對 R1 區域的 SSH 影響為正異常；下降期則轉為負異常，且幅度要大於上升期的正異常 (圖 3-9 d、e)。同時在第三個階段， $19^{\circ}\text{N}$  附近有小型「環流」的形成 (圖 3-9 c)。

將  $\Psi_S$  沿著經度向取  $125^{\circ}\text{E}$  至  $150^{\circ}\text{E}$  平均、並進行 49 個月的滑動平均後得到 Sverdrup 傳輸量的緯度-時間變化情況 (圖 3-10)，以此檢視亞熱帶環流隨著在過去 20 年間的演變過程。其中  $\Psi_S = 0$  等值線可近似認為是環流的邊界。可以看出，在過去 20 年期間，亞熱帶環流的南邊

界位於 16°N 附近，無位移的情形出現；北邊界則有隨著時間的明顯變化，其 2002 年以前有明顯的北移情形，2002 年之後的北移現象則趨緩許多。在環流中心強度方面，在 2001 年以前呈現增強的趨勢，其後則有減弱的跡象。環流中心位置，亦  $\Psi_S$  極大值中心位置在 2004 年以前位於 28°N 附近，而到了 2010 年末已北移至 30°N 附近。本研究認為這種環流強度的變化及中心位置南北移動是 19°N 附近形成「小型環流」的主要原因。

### 3.4 中尺度渦漩影響

在大洋中普遍存在著中尺度渦漩 (mesoscale eddy, 簡稱為渦漩)，在衛星高度計資料中最直觀的特徵為閉合環狀的 SLA 等值線。根據渦漩旋轉的方向差異，可分為氣旋式渦漩和反氣旋式渦漩 (圖 3-11)，其中心分別對應著 SSH 正異常和負異常。R1 區域平均每年約有 42 個渦漩經過或生成，屬於渦漩活動非常頻繁的區域 (Qiu, 1999; Qiu and Chen, 2012; 楊光, 2013)。這些渦漩的水平尺度從數十公里到數百公里，生命週期從數周到數月，引起的 SLA 從幾公分到數十公分。因此有必要分析這些渦漩對 R1 區域 SSH 變化的影響。

統計結果顯示 (圖 3-12)，1993 至 2011 年期間，R1 區域出現的渦漩數量年平均為  $43.2 \pm 5.0$  個，其中氣旋式渦漩年平均為  $19.5 \pm 3.4$  個，反氣旋式渦漩為  $22.8 \pm 3.2$  個。在過去 20 年，渦漩數量有增多的趨勢，其中 SSH 負異常的反氣旋式渦漩線性趨勢為 0.28 個/年，氣旋式線性趨勢為負 (表 3-5)。不同時期的線性趨勢顯示，反氣旋式渦漩數量先呈現下降趨勢 (-0.27 個/年)，後轉而上升 (0.57 個/年)；氣旋式渦漩數量先緩慢增加 (0.10 個/年)，而後上升速率增快 (0.37 個/年)。綜合兩類渦漩數量的變化情況，可判斷渦漩在 1993 至 2002 年期間，對 R1 區域的

SSH 影響呈正趨勢，2003 至 2011 年則呈現負趨勢。這種先上升後下降的走勢與 R1 區域 SSH 本質趨勢相似。

需要注意的是，一、氣旋式渦旋數量 1993 至 2011 年線性趨勢為負，而 1993 至 2002 年和 2003 至 2011 年的線性趨勢均為正。造成這樣的結果可能是數據量較少，且有明顯的年際變化，而直接線性擬合的方法易受此影響。二、除了反氣旋式渦旋數量 1993 至 2011 年的正趨勢通過了 95% 的信度檢驗，其他線性趨勢的正負情況均不顯著。這主要是由於渦旋數量年變化大，且數據樣本稀少的緣故，不過其結果仍有一定的參考價值。

渦旋活動的變化走勢與 R1 區域的 SSH 本質趨勢相似，為了進一步量化 (quantitative) 渦旋所帶來的海表面高度影響，根據 Chelton et al. (2011) 的渦旋偵測模型 (圖 3-13) 來評估渦旋引起的海表面高度異常：

$$h(r) = A \exp[-r^2/(2L^2)] \quad (3-6)$$

其中  $r$  為距離渦旋中心的距離、 $A$  為渦旋垂直特徵參數、 $L$  為渦旋的水準特徵參數。進一步計算由渦旋所引起的水體體積異常：

$$\begin{aligned} V &= \int_0^{L_{eff}} 2\pi r h(r) dr \\ &= -2\pi AL^2 \{ \exp[-L_{eff}^2/(2L^2)] - 1 \} \end{aligned} \quad (3-7)$$

其中  $V$  為渦旋所引起的水體異常； $L \approx 0.04L_{eff}$ 。最後得到中尺度渦旋所引起的 R1 區域平均 SLA 表達式為：

$$SLA_{eddy} = V/S \quad (3-8)$$

其中  $S$  為 R1 區域面積。

量化分析結果 (圖 3-14) 顯示, 在 R1 區域由氣旋式渦漩 (反氣旋式渦漩) 引起的 SLA 平均值為  $36 \pm 8.8 \text{ mm}$  ( $-39 \pm 9.9 \text{ mm}$ )。雖然兩種渦漩都對 SSH 造成了可觀的影響。但兩者引起的海表面高度異常是相反的, 兩者作用相互抵消後, 對 R1 區域 SSH 的平均影響不足  $4.0 \pm 13.3 \text{ mm}$ 。儘管這種影響有著明顯的年際變化, 但是其線性趨勢不足  $\pm 1 \text{ mm/year}$ , 所以海洋渦漩活動的變化並非造成 R1 區域 SSH 本質趨勢呈現先上升後下降的主要原因。

### 3.5 討論

比容高度變化的結果顯示, R1 區域海表面高度先上升後下降的趨勢主要是由於該海域的溫度變化所引起的。這種溫度的變化, 這種溫度的變化並非單純始於近表層 (圖 3-7, 圖 3-8), 說明溫度變化的原因並非來自於表層熱通量的改變。西傳的海洋渦漩會帶來溫度、水體質量的變化, 但是氣旋式渦漩與反氣旋式渦漩所帶來的變化效應相反, 相互抵消後, 在長時間尺度的統計上其作用也不足以引起呂宋海峽東側海域海表面高度的這種變化趨勢。

正 (負) 的風應力旋度能引起海水的湧升 (下沉), 較冷的底層海水 (較暖的表層海水) 在湧升 (下沉) 的作用下同樣能夠引起某個海域水體的溫度變化。從不同時期的風應力與風應力旋度的變化情況 (圖 3-15) 來看, R1 區域在上升期風應力旋度正變化, 在下降期為負變化, 相應的水體溫度變化為降溫和增溫, 與真實的溫度變化情況相反。此外, 水體湧升或下沉所帶來的上層海洋溫度變化在垂直分佈上應該是一致的, 預期不會出現正負異常中心, 因此風致湧升或下沉也並非呂宋海峽東側海域溫度變化的原因。

區域性風場的改變可能會引起湧升或下沉，而大尺度風場的改變會引起大洋環流的變化，進而影響區域性的海表面高度分佈。西北太平洋 SSH 不同時期的變化情況顯示，2002 年之後西北太平洋的大洋環流形態似乎有所改變。基於 Sverdrup 理論推估的風致環流，結果顯示變化主要出現在亞熱帶環流， $19^{\circ}\text{N}$  附近出現一個「小型環流」以及亞熱帶環流中心的北移。對 R1 區域而言，風致環流所對應的海水堆積，在上升期為正變化，而下降期則為明顯增強的負變化。

為了進一步分析造成引起這樣環流異常的風場來源，本文對  $0^{\circ}$  至  $85^{\circ}\text{N}$ ， $120^{\circ}\text{E}$  至  $70^{\circ}\text{W}$ ，1950 至 2012 年的 NCEP/NCAR 風應力移除年循環後進行 EOF 分解。得到的前三個模態 (EOF1、EOF2、EOF3) 的解釋變異量分佈為 36.7%、16.1% 和 11.5%，其空間特徵如圖 3-16 a 至 c 所示，時序變化如圖 3-16 d 至 f 所示。

可以看出，第一模態 EOF1 特徵風場引起的環流變化，對亞熱帶環流的影響主要是強弱方面的影響。第二模態 EOF2 特徵風場引起的環流變化主要反應在  $42^{\circ}\text{N}$  附近存在一個南北向的極值中心，該模態的強弱變化能使得亞熱帶環流的中心發生南北向上的移動。將各模態空間分佈乘以其相應的時間序列，得到 EOF 各模態的風應力異常隨著時間變化情況。第一模態 EOF1 的風應力異常對亞熱帶環流的改變主要反應在強度方面 (圖 3-17 a、b)，上升期為正異常，下降期為負異常。第一模態 EOF1 和第二模態 EOF2 的風應力異常所帶來的環流異常 (圖 3-17 c、d)，在上升期變化的主要特徵為  $30^{\circ}\text{N}$  至  $48^{\circ}\text{N}$  正極值，其空間分佈特徵與 EOF2 相似，下降期亞熱帶環流則呈現下降變化，其空間分佈特徵與 EOF1 相似。將前三個模態 EOF1、EOF2 和 EOF3 的風應力異常合成，其相應的環流異常如圖 3-17 e、f 所示。可以發現在上升期，

北太平洋環流變化的空間分佈特徵仍與 EOF2 相似，而下降期則出現較大的變化。

以上比較結果表明，前三個模態中，在上升期第二模態 EOF2 是主控模態，該模態在此期間由負相位轉為正相位，使亞熱帶環流北邊界北移。在下降期第一模態 EOF1 則為主控模態，在此期間該模態對亞熱帶環流的影響為負。此外，下降期第三模態 EOF3 由正相位轉為負相位，並且這種變化要大於第一模態 PC1 和第二模態 PC2 在該時期的變化，因此在加入第三個模態 EOF3 後，該時期北太平洋環流變化分佈發生了很大的變化，亞熱帶環流的負極值中心南移至 24°N 附近，這是 2002 年之後，19°N 附近形成小型「環流」的重要原因。

此外，根據地轉流平衡的關係，本研究認為西北太平洋暖池海域海表面高度在過去 20 年的裡持續上升，呂宋海峽東側海域海表面高度在後 10 年轉而下降，這種本質趨勢的差異在南北向上形成了的壓力梯度會在 2002 年以後造成一個東向流速異常。在 2002 年後，呂宋東側海域約下降 6 cm，暖池海域則上升約 10 cm，兩個海域南北距離約 1200 km。根據地轉平衡東西向流速分量  $u = -\frac{g}{f} \frac{\partial \xi}{\partial y}$ ，可估算出東西向上的流速異常約為 3 cm/s。為了驗證該推測，我們利用衛星觀測的流速分析資料 OSCAR，比較不同時期表層流場變化情況（圖 3-18）。可以看到在下降期，16°N 附近存在一股由西向東的流速異常，流速異常約為 1~5 cm/s，與前文推估的結果基本相仿，模式資料的比較也支持了相似的結果（圖 3-19）。

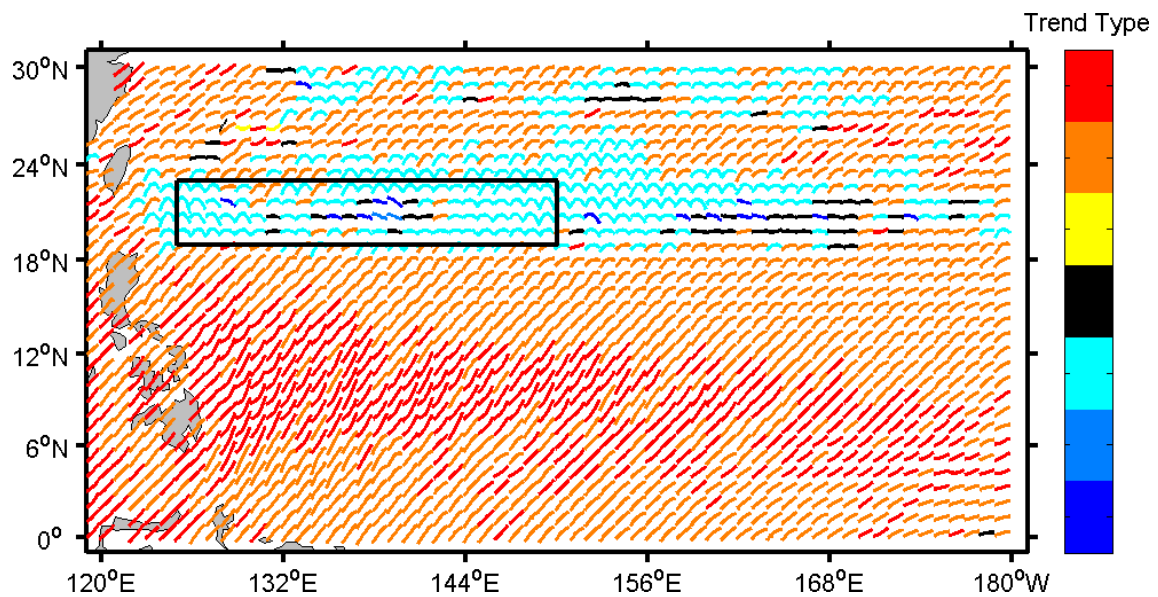


圖 3-1 西北太平洋海面高度異常網格化本質趨勢示意圖

西北太平洋逐點的 SLA 本質趨勢 (曲線), 各趨勢類型意涵見表 2-1 與表 2-2。黑色框為 R1 區域, 經度 125°E 至 150°E, 緯度 19°N 至 23°N。原始資料為 AVISO 高度計資料。

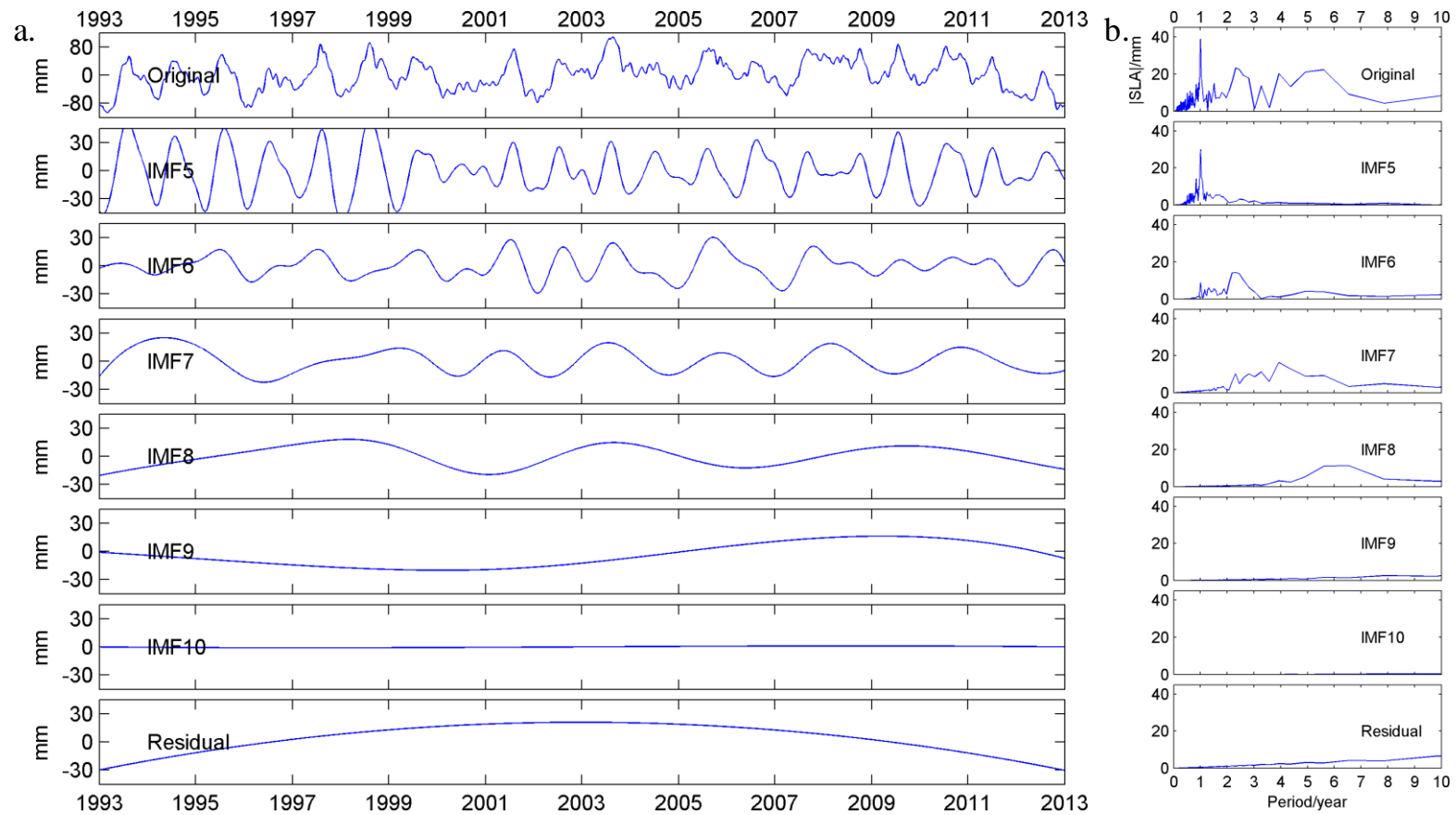


圖 3-2 R1 區域海面高度異常值 EEMD 分解

圖 a 為 R1 區域 (19°N 至 23°N, 125°E 至 150°E) 的平均 SLA 時間序列 (original), EEMD 分解結果。圖 b 為各分量頻譜圖, 橫軸為週期 (年)。原始資料為 AVISO 高度計資料。

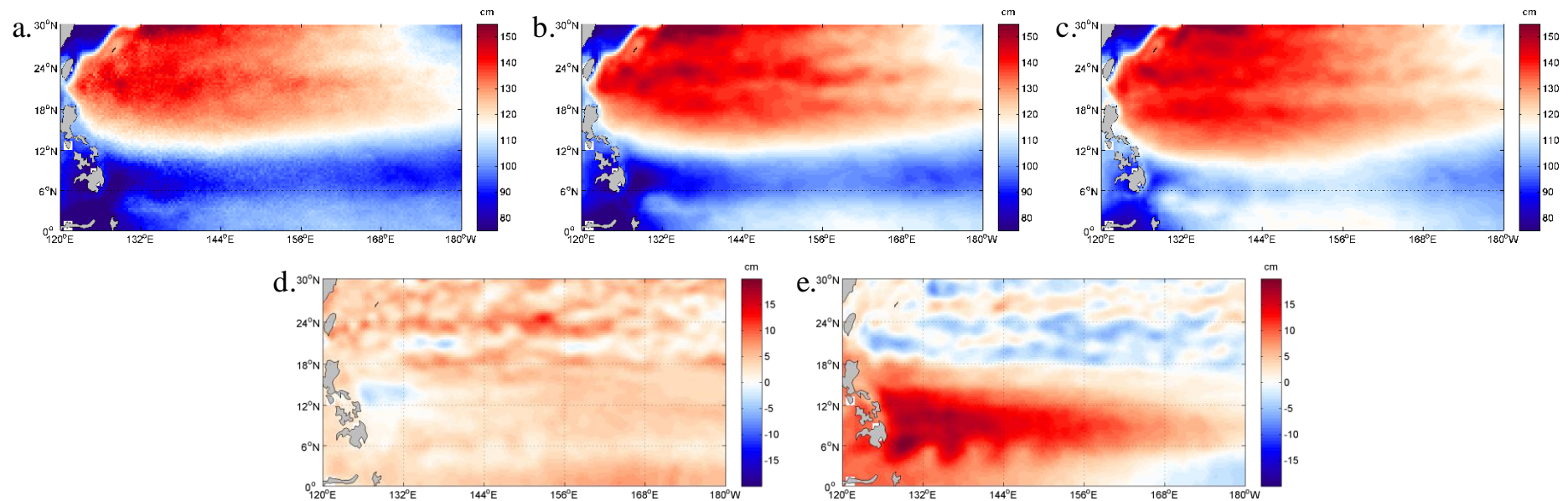


圖 3-3 不同時期絕對動力高度比較 (AVISO 資料)

圖 a 為 1993 年到 1996 年期間平均。圖 b 為 2001 至 2004 年期間平均。圖 c 為 2009 至 2012 年期間平均。圖 d 為圖 b 減圖 a。圖 e 為圖 c 減圖 b。原始資料為 AVISO 衛星高度計資料。

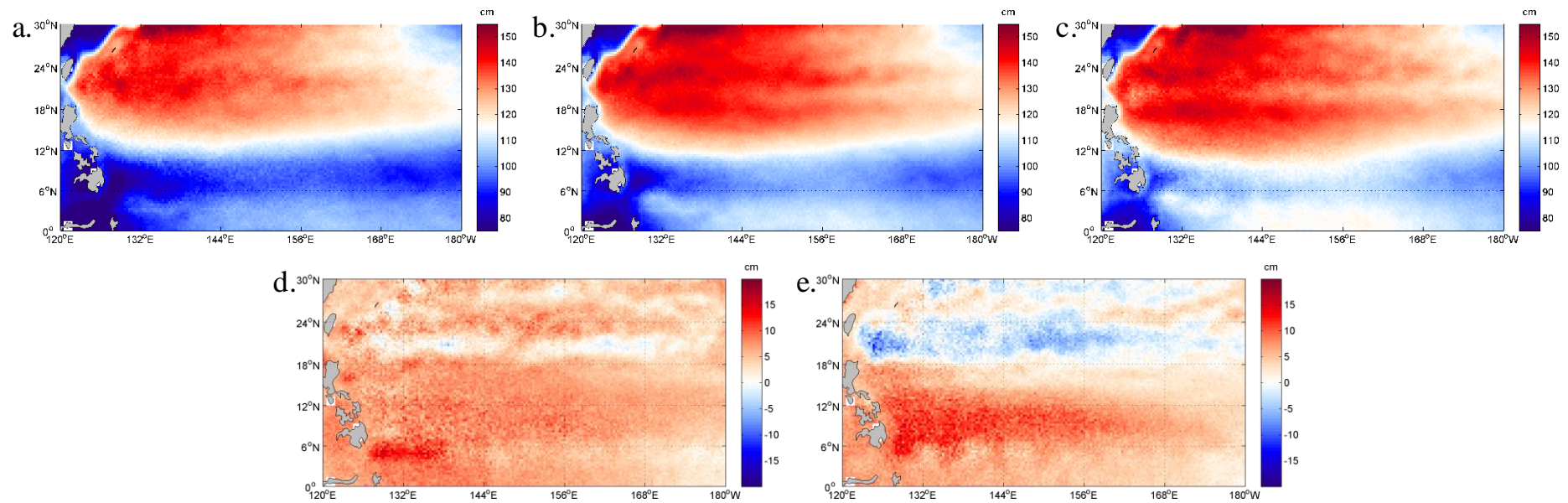


圖 3-4 不同時期絕對動力高度比較 (本質趨勢)  
 同圖 3-3，但物理量為本質趨勢。原始資料為 AVISO 衛星高度計資料。

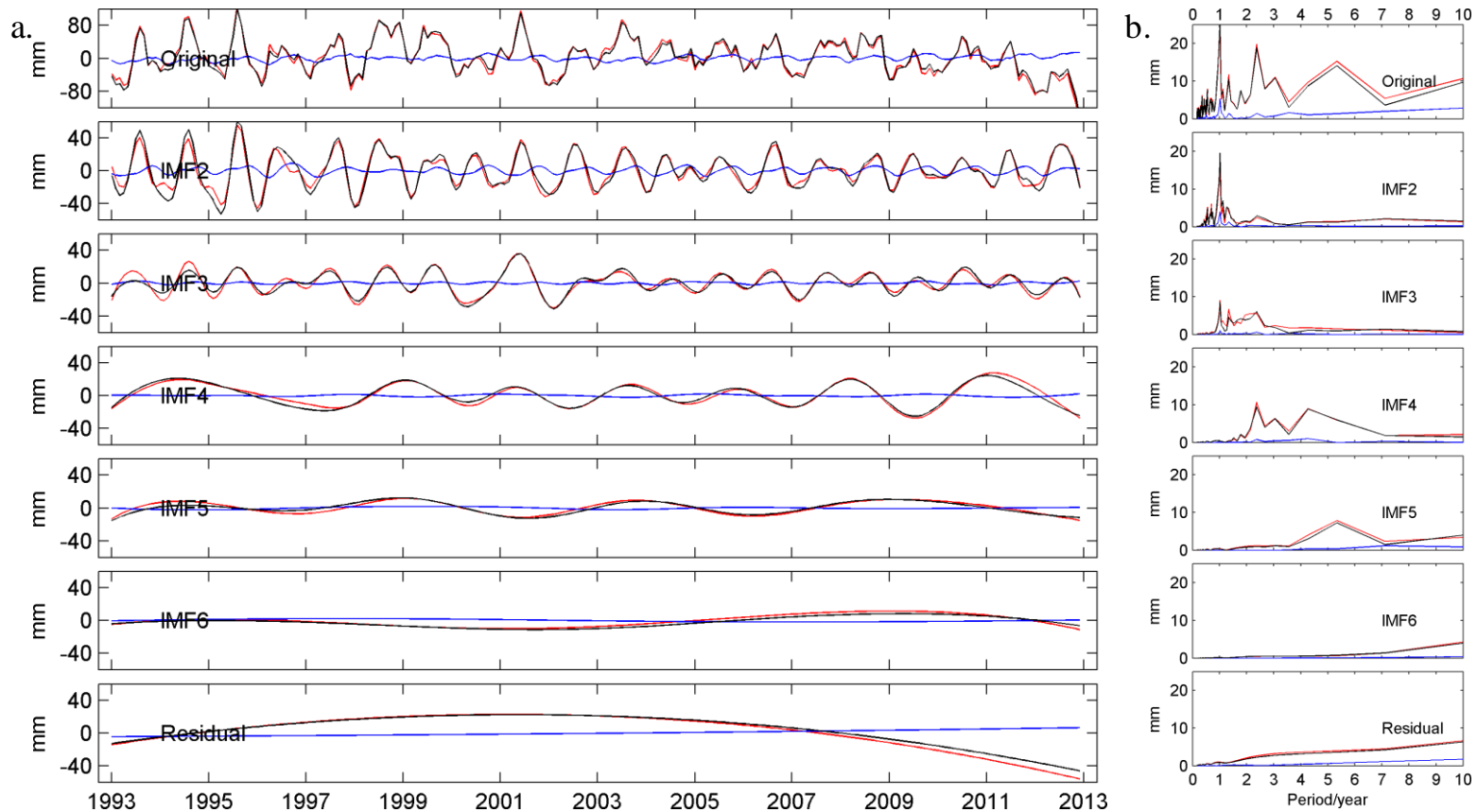


圖 3-5 R1 區域比容高度異常值 EEMD 分解 (GODAS 資料)

圖 a 為熱比容高度 (紅色曲線)、鹽比容高度 (藍色曲線) 和總比容高度 (褐色曲線) 的時間序列 (original), 及其 EEMD 分解結果。圖 b 為各分量頻譜分佈, 橫軸為週期 (年), 原始資料為 GODAS 模式資料。

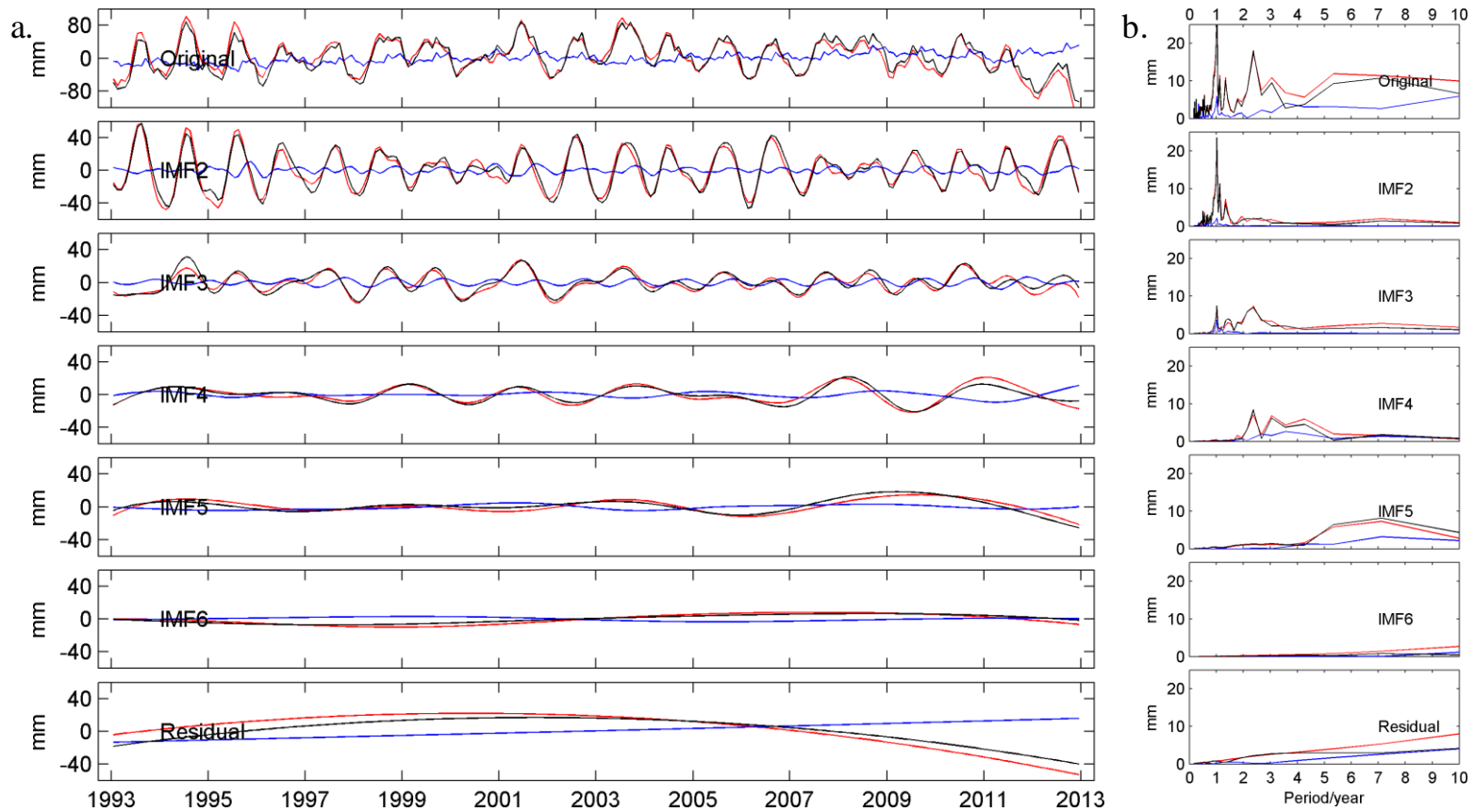


圖 3-6 R1 區域比容高度異常值 EEMD 分解 (Sub-TS 資料)  
 同圖 3-5，但原始資料為客觀分析的次表層溫鹽 (Sub-TS) 資料。

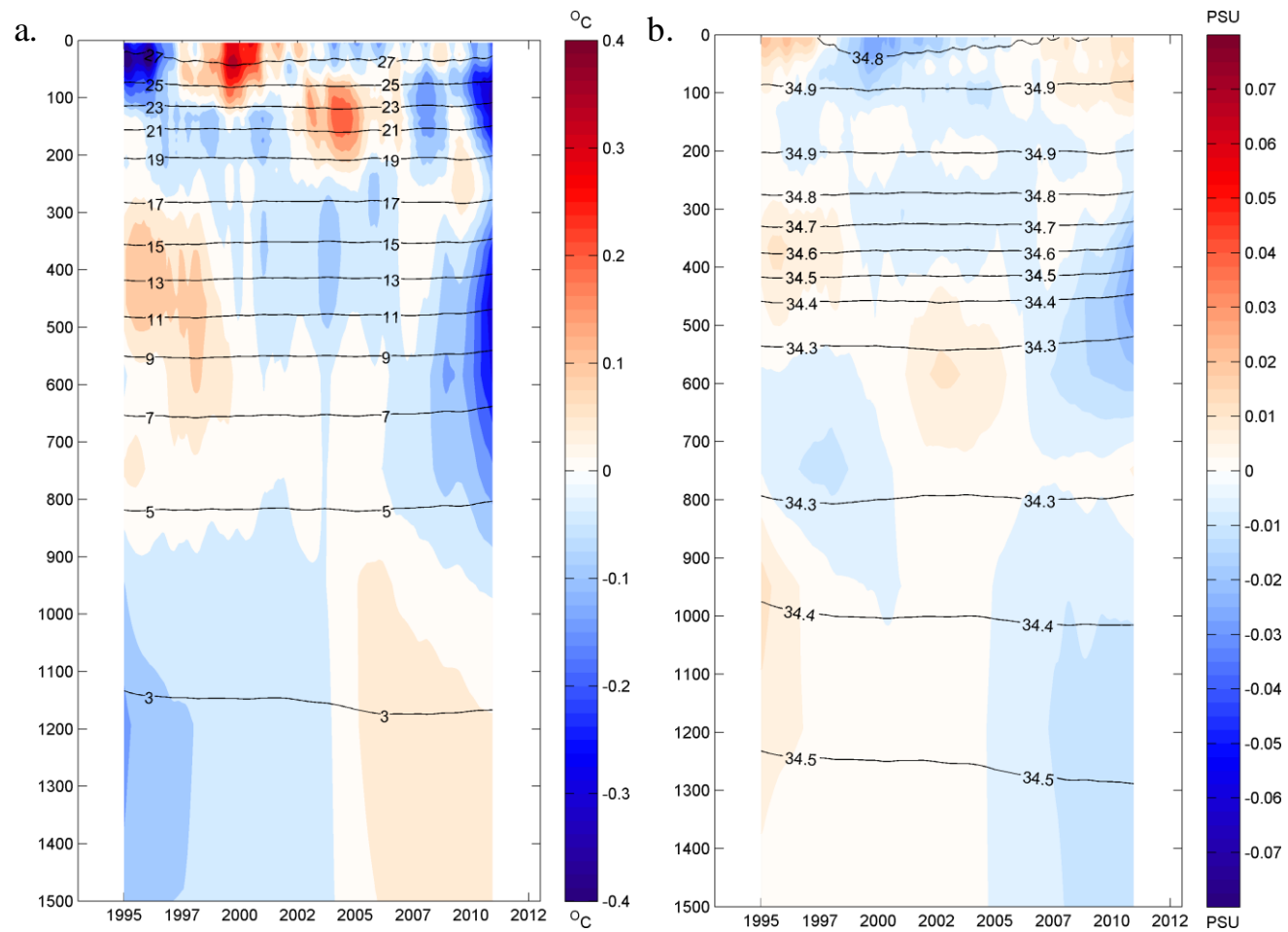


圖 3-7 R1 區域溫鹽垂向分佈變化 (GODAS 資料)

圖 a 為 R1 區域溫度平均，圖 b 為 R1 區域鹽度平均。資料經 49 個月滑動平均處理，等值線為平均值，色塊為距平均值，橫軸為時間 (年)，縱軸為深度 (公尺)。原始資料為 GODAS。

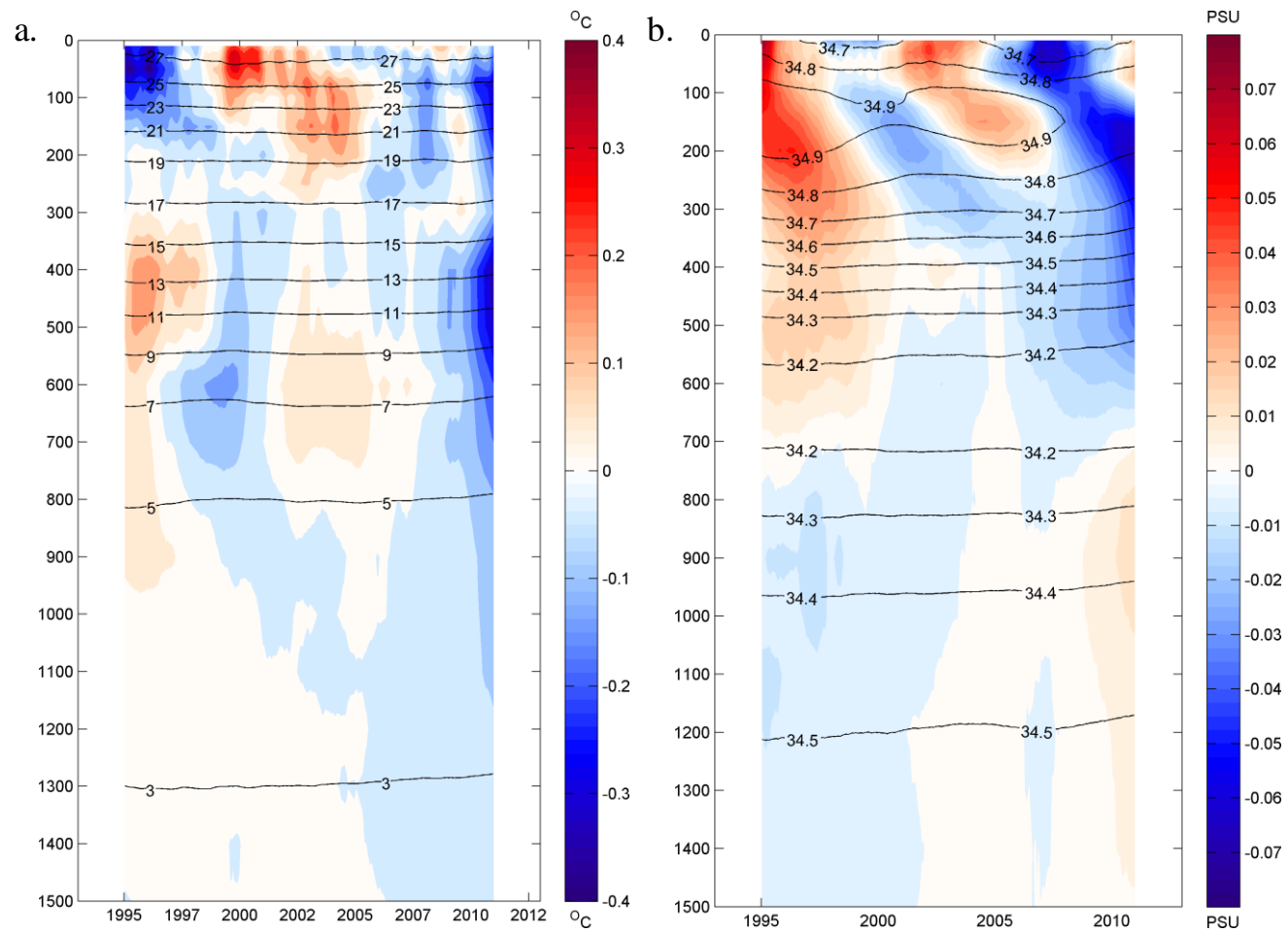


圖 3-8 R1 區域溫鹽垂向分佈變化 (Sub-TS 資料)  
同圖 3-7，但原始資料為 Sub-TS。

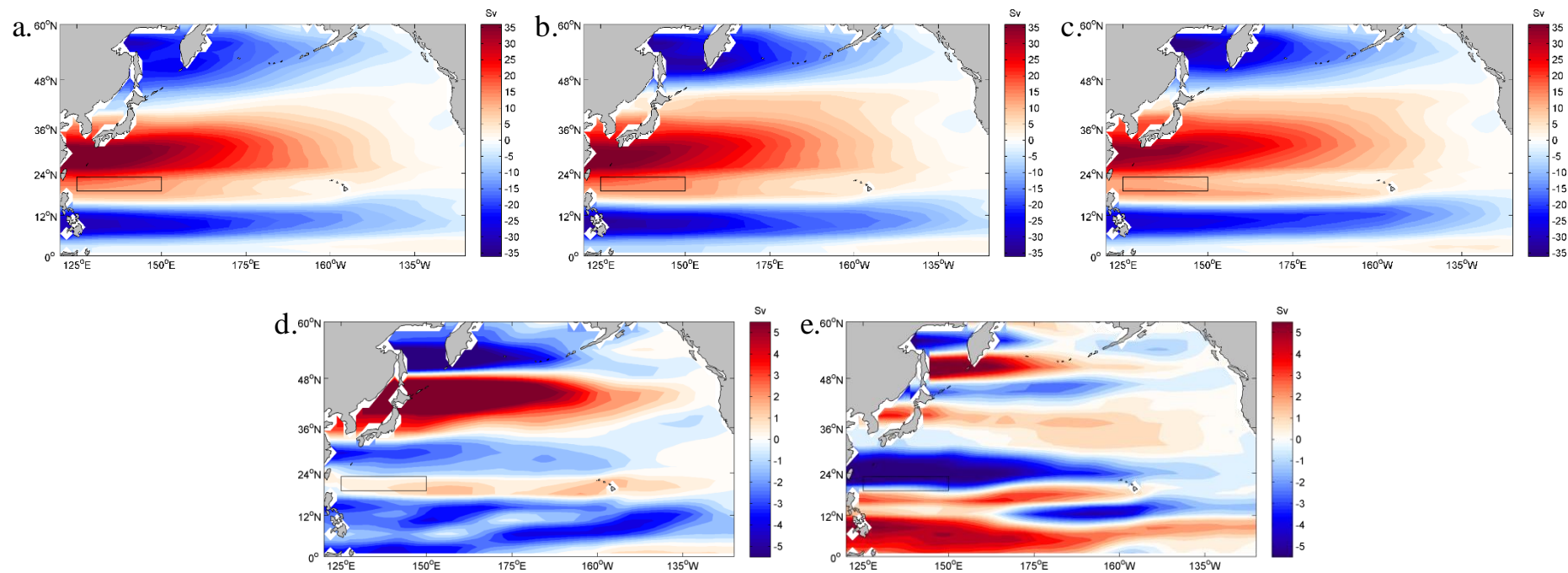


圖 3-9 北太平洋 Sverdrup 傳輸量流函數

同圖 3-3，但物理量為應用公式 Sverdrup 傳輸量流函數，計算所用的風應力資料為 NECP/NCAR 風場資料。黑色線框為 R1 區域。

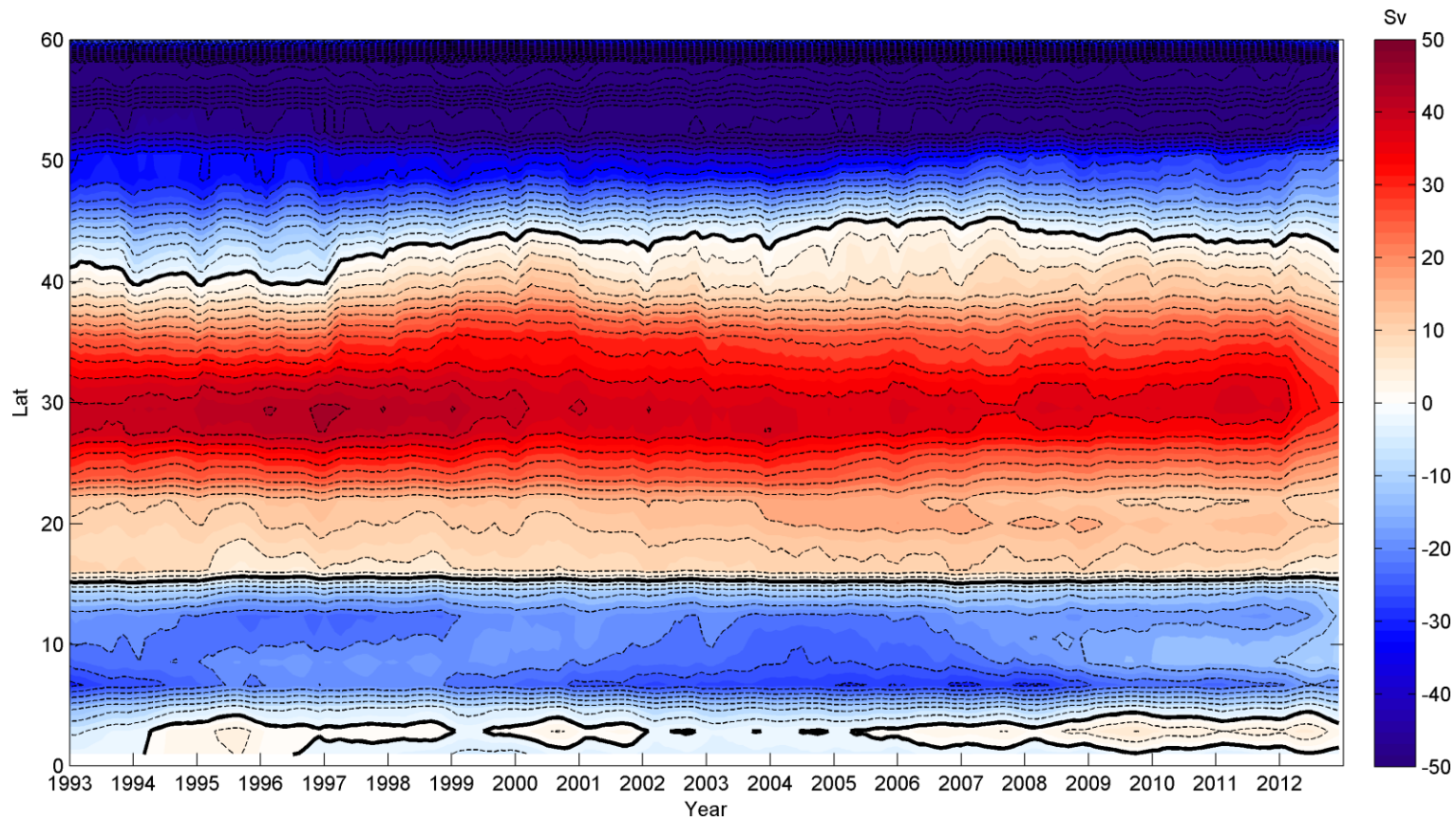


圖 3-10 Sverdrup 傳輸量流函數莫哈圖 (Hovmöller diagram)

Sverdrup 傳輸量流函數取 125°E 至 150°W 緯向平均 (zonal average)，經 49 個月滑動平均，顏色間隔為 2 Sv，等值線間隔為 4 Sv，粗實線為零值。原始資料為 NCEP/NCAR 風場資料。

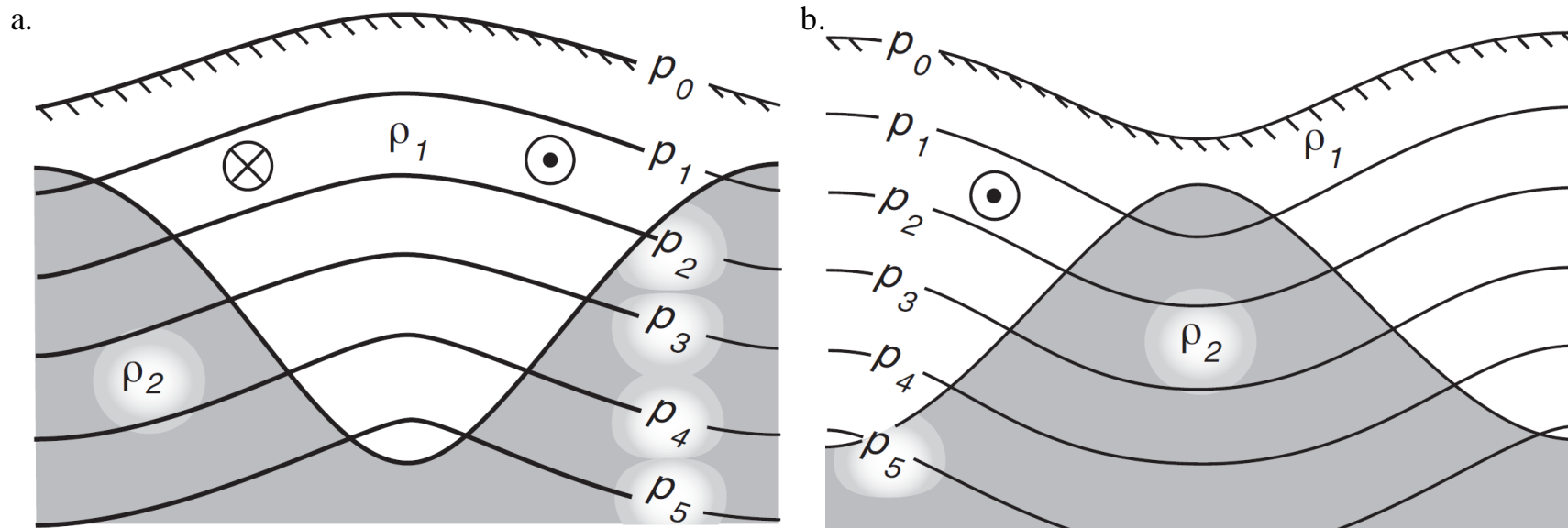


圖 3-11 北半球中尺度渦旋示意圖

圖 a 為氣旋式渦旋。圖 b 為反氣旋式渦旋。帶  $\odot$  的圓表示水流朝向讀者，帶  $\otimes$  的圓則表示相反方向。灰色區域溫度低於白色區域。本圖取自 Stewart (2008) 的 Figure 10.12

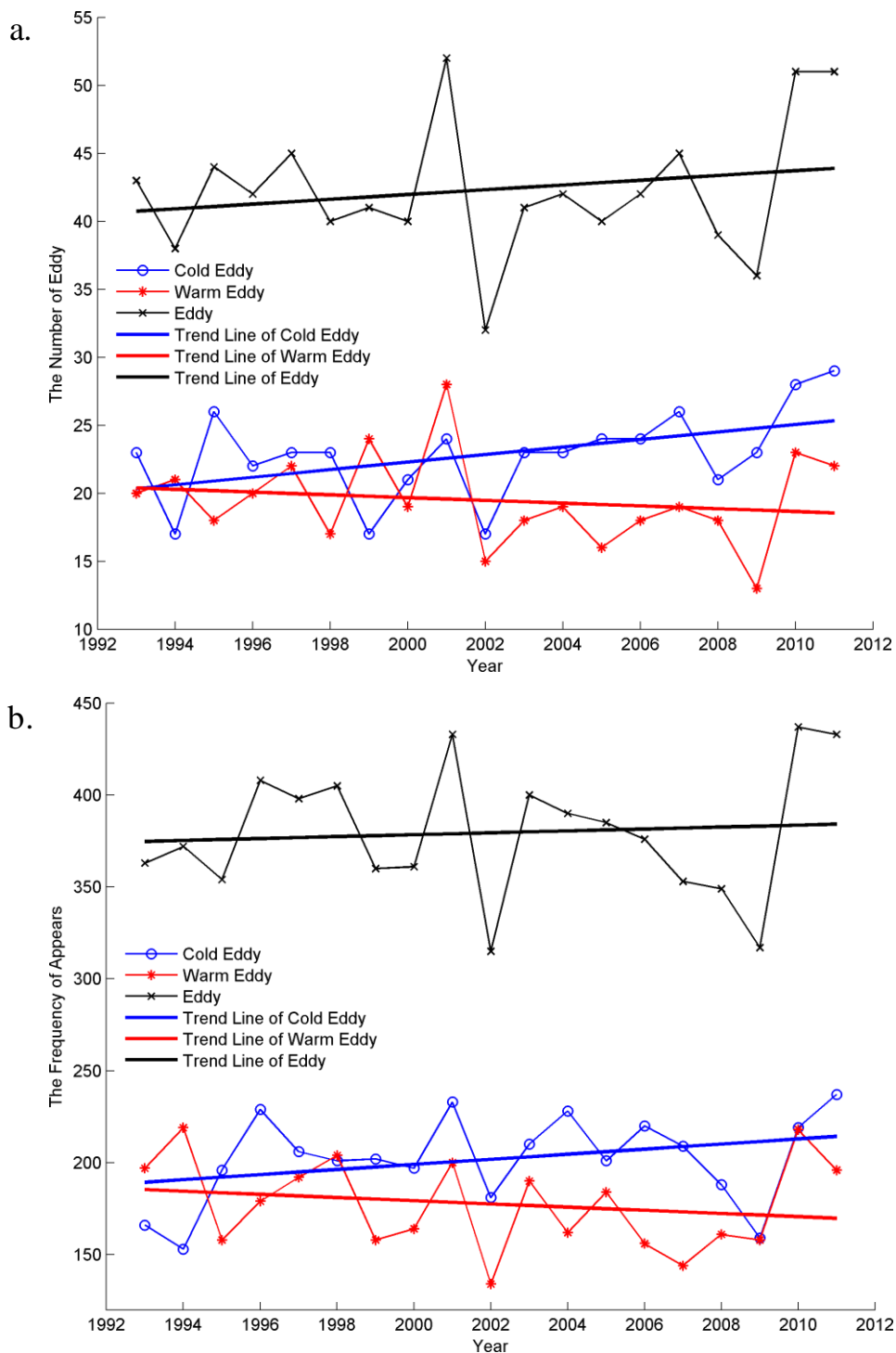


圖 3-12 中尺度渦漩年際變化

圖 a 為 R1 區域渦漩的數量年變化，縱軸單位為個數。圖 b 為 R1 區域渦漩出現密度的年變化，縱軸單位為 渦-周 (類似於 person-years 的概念)。黑色表示中尺度渦漩，紅色表示氣旋式渦漩，藍色表示反氣旋式渦漩。折線為統計結果，直線為線性擬合的趨勢線。原始資料為中尺度渦漩數據集。

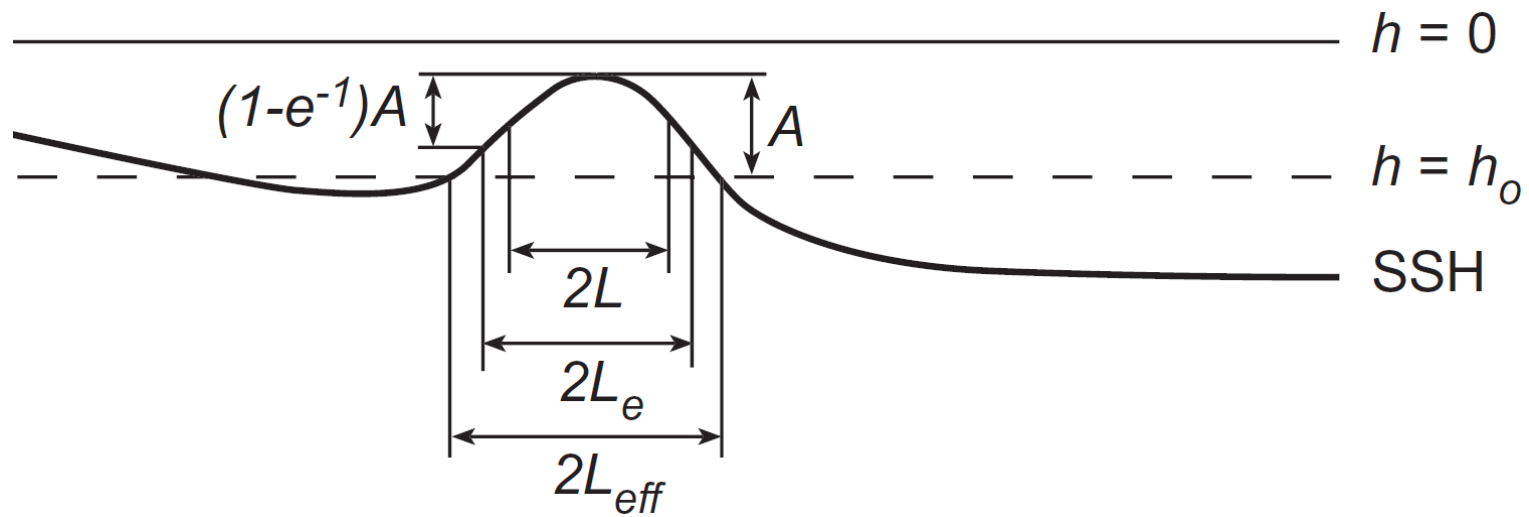


圖 3-13 北半球反氣旋中尺度渦漩自動偵測示意圖

引用自 Chelton et al. (2011) 的中尺度渦漩自動偵測程式示意圖。虛線高度  $h_0$  為偵測到海洋渦的邊界處高度； $A$  為 SSH 異常最大值； $L$  為海洋渦的水準尺度。其他參數物理意涵詳見該篇文章。

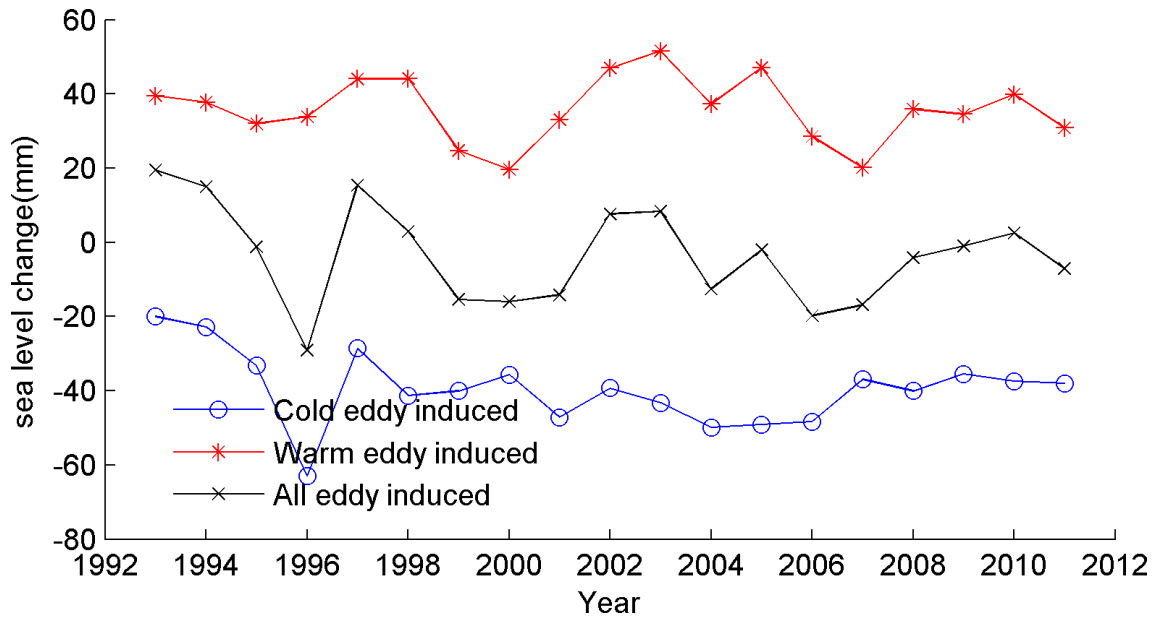


圖 3-14 中尺度渦漩引起的 R1 區域 SSH 年際變化  
 紅色曲線為氣旋式渦漩引起的 SSH 變化，藍色曲線為反氣旋式渦漩，  
 黑色曲線為兩者之和。原始資料為中尺度渦漩數據集。

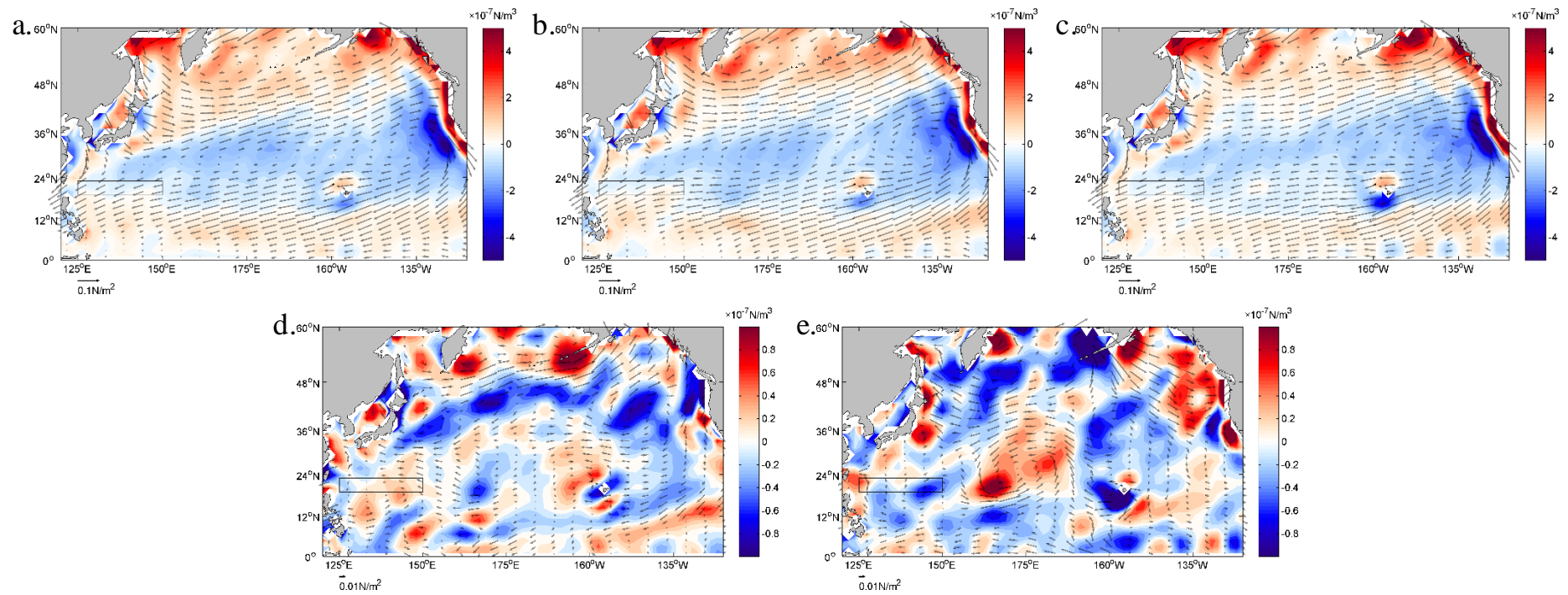


圖 3-15 北太平洋風應力及風應力旋度分佈

同圖 3-3，但箭頭表示風應力，色塊表示風應力旋度，黑色框为 R1 区域。原始資料為 NCEP/NCAR 風應力資料。

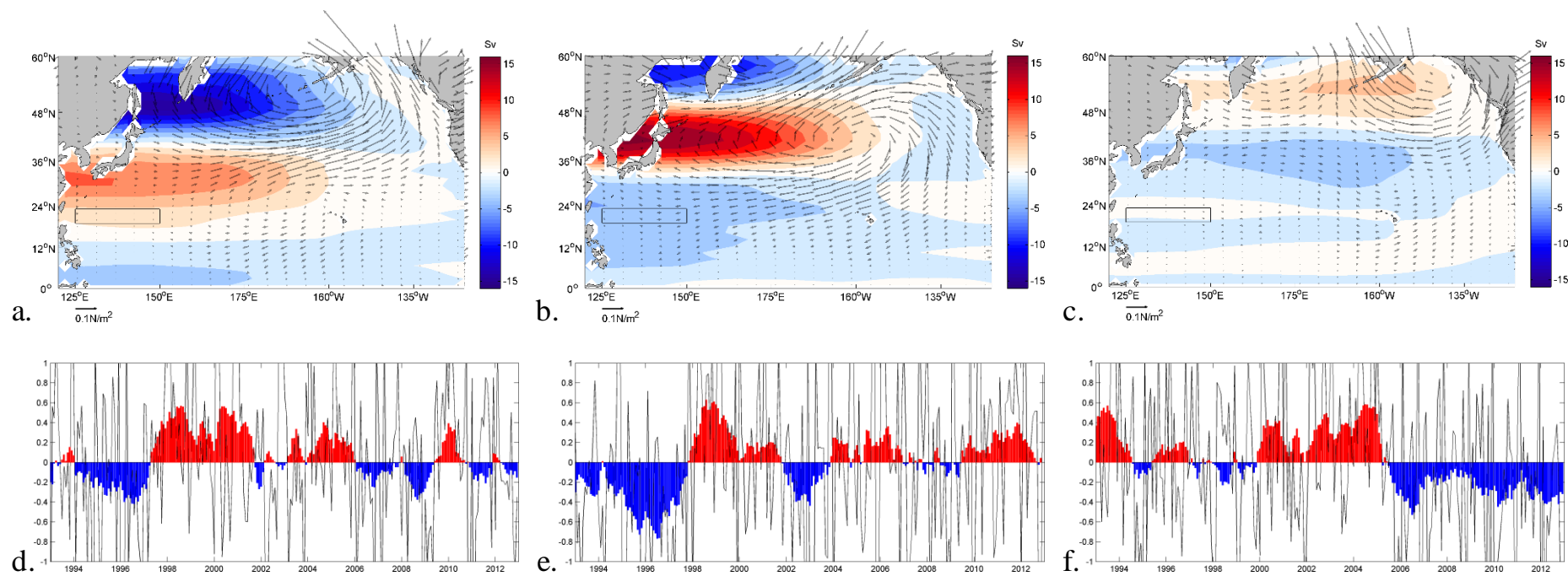


圖 3-16 北太平洋風應力異常 EOF 分解

移除年循環後的北太平洋風應力異常，經 EOF 分解得到 EOF1、EOF2、EOF3 的空間模態 (圖 a、b 及 c 的箭頭) 和時間序列 (圖 d、e 及 f 的黑色線)；以及個模態的特徵風應力所引起的 Sverdrup transport streamline (圖 a、b 及 c 的色塊)。圖 d、e 及 f 中色棒為 19 個月滑動平均後時間序列，紅色表示正相位，藍色表示負相位。

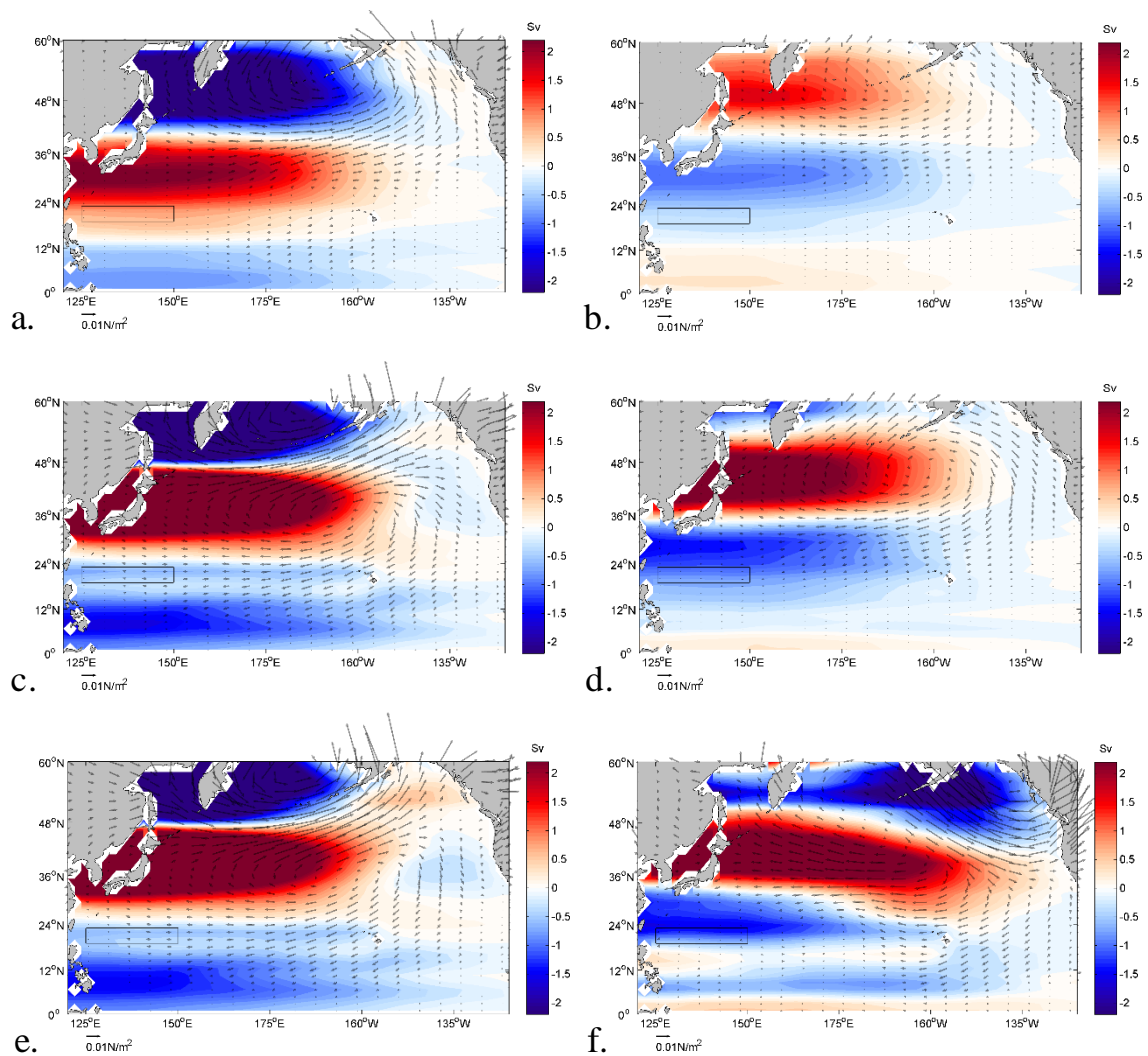


圖 3-17 不同階段北太平洋 Sverdrup 傳輸量流函數變化  
 圖 a 為 EOF1 風應力 (箭頭) 的 Sverdrup 傳輸量流函數 (色塊) 在上升期的變化量 (2001 至 2004 年平均減去 1993 至 1996 年平均)。圖 b 同圖 a，但為下降期的變化量 (2009 至 2012 年平均減去 2001 至 2004 年平均)。圖 c 和圖 d 同圖 a 和圖 b，但為 EOF1 加 EOF2。圖 e 和圖 f 同圖 a 和圖 b，但為 EOF1 加 EOF2 加 EOF3。黑色框為 R1 區域。原始資料為 NCEP/NCAR 風應力資料。

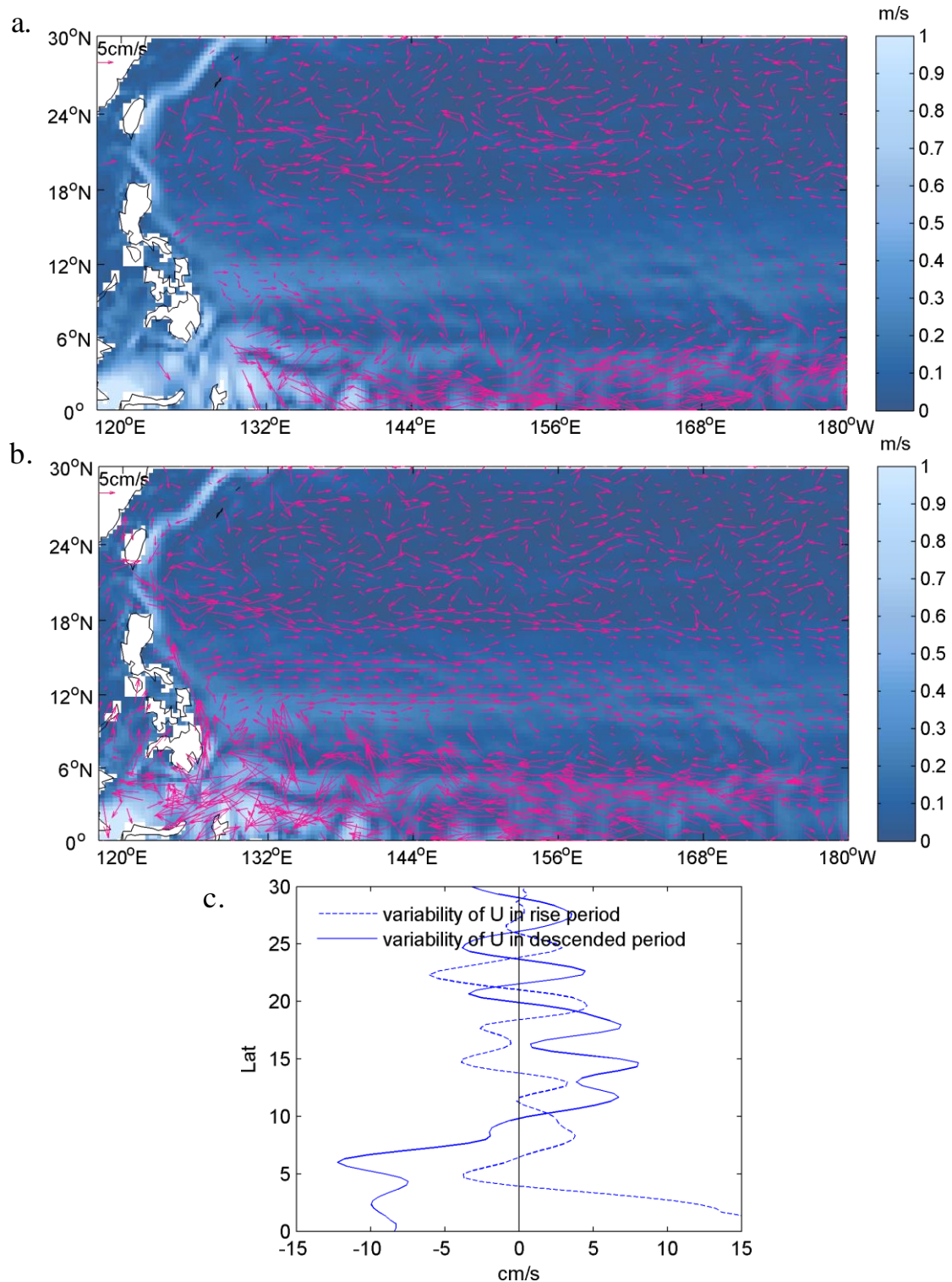


圖 3-18 不同時期流場變化 (OSCAR 資料)

圖 a 為 2001 至 2004 年平均表層流場與 1993 至 1996 年平均表層流場的差異。圖 b 為 2009 至 2012 年平均表層流場與 2001 至 2004 年平均表層流場的差異。圖 c 為圖 a (虛線) 和圖 b (實線) 的 125°E 至 150°E 緯向平均。

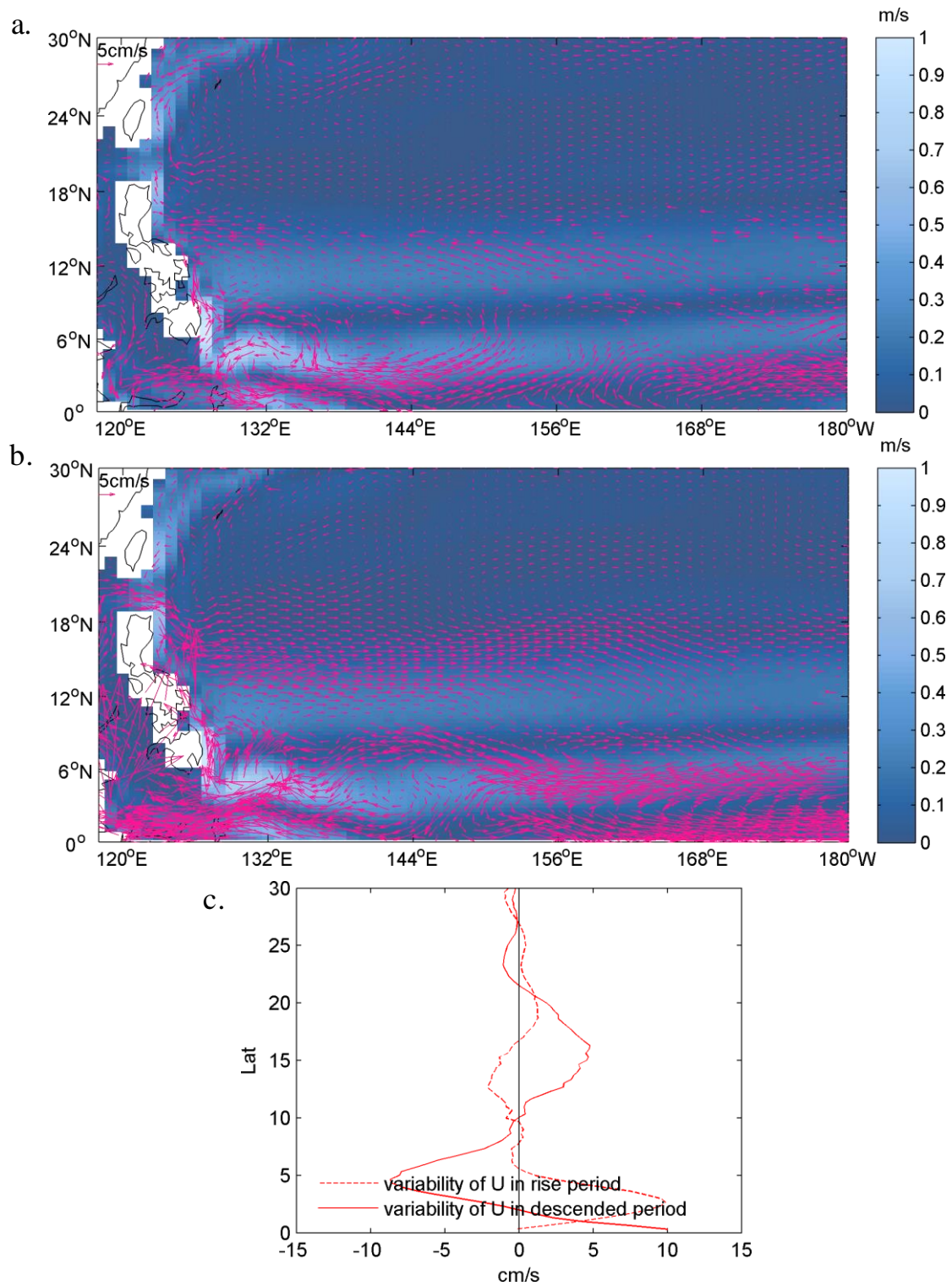


圖 3-19 不同時期流場變化 (GODAS 資料)  
 同圖 3-18，但物理量為 GODAS 的 45 至 50 公尺平均流場。

表 3-1 R1 區域海表面高度不同時期的線性趨勢

變數	時期	[1993-2012]	[1993-2002]	[2003-2012]
	線性趨勢 (mm/year) ±95% 置信區間			
平均海平面高度異常		1.20 ±0.44	1.80 ±1.21	-5.19 ±1.13
本質趨勢		-0.43 ±0.16	4.57 ±0.11	-5.42 ±0.11

原始資料為 AVISO 衛星測高資料。

表 3-2 兩組資料在 R1 區域的比容高度比較

相關係數 (%)	比容 高度異常	熱比容 高度異常	鹽比容 高度異常
原始時間序列	88.3	90.2	65.5
IMF 1	33.4	48.5	17.1
IMF 2	90.2	87.5	58.5
IMF 3	84.2	86.7	56.6
IMF 4	80.1	90.2	40.2
IMF 5	61.3	71.2	42.4
IMF 6	49.1	75.0	80.2
Residual (本質趨勢)	100.0	98.5	98.3

兩組資料指的是 GODAS 模式資料和 Sub-TS 資料。

表 3-3 R1 區域比容高度本質趨勢線性趨勢 (GODAS 資料)

變數	時期	[1993-2012]	[1993-2002]	[2003-2012]
	線性趨勢 (mm/year) ±95 置信區間			
	比容高度異常	-1.91 ±0.37	3.63 ±0.25	-6.82 ±0.24
	熱比容高度異常	-1.90 ±0.32	2.98 ±0.22	-7.63 ±0.29
	鹽比容高度異常	0.56 ±0.01	0.39 ±0.01	0.75 ±0.01

原始資料為 GODAS 模式資料

表 3-4 R1 區域比容高度本質趨勢線性趨勢 (Sub-TS 資料)

變數	時期	[1993-2012]	[1993-2002]	[2003-2012]
	線性趨勢 (mm/year) ±95 置信區間			
	比容高度異常	-1.41 ±0.29	3.03 ±0.21	-5.83 ±0.21
	熱比容高度異常	-2.62 ±0.32	2.19 ±0.23	-7.39 ±0.22
	鹽比容高度異常	1.27 ±0.00	1.34 ±0.00	1.20 ±0.00

原始資料為 Sub-TS 客觀分析資料

表 3-5 中尺度渦漩數量不同時期線性趨勢

變數	時期	[1993-2011]	[1993-2002]	[2003-2011]
	線性趨勢 (個/年) ±95% 置信區間			
	所有中尺度渦漩	0.18 ±0.37	-0.18 ±1.38	0.93 ±1.46
	反氣旋式渦漩	0.28 ±0.27	-0.27 ±0.84	0.57 ±0.68
	氣旋式渦漩	-0.10 ±0.25	0.10 ±0.99	0.37 ±0.91

## 第四章、結論與未來工作

本論文選擇呂宋海峽東側海表面高度變化趨勢作為研究對象。二十年高度計資料的線性回歸分析顯示，西北太平洋大部份海域海表面高度呈現上升趨勢，暖池海域上升速率大於 10 mm/year，然而呂宋海峽東側海表面高度卻呈現下降趨勢。藉由總經驗模態分解可觀察到此海域的海表面高度本值趨勢在 2002 年以前為上升趨勢，之後才轉而下降，2002 年之後的下降速率約 -5 mm/year。為了探討造成這種趨勢轉變的原因，本研究分別從比容高度、風場變化及中尺度渦旋三個因素來進一步討論動力機制。

各因素分析結果顯示，海洋渦旋對海表面高度的本質趨勢有小量的貢獻，約為  $\pm 1$  mm/year。比容高度在 1993 至 2002 年上升約 10 mm，在 2003 年之後以 -4 mm/year 的速率快速下降，接近海表面高度本質趨勢的結果，因此認為比容高度變化是呂宋海峽東側海表面高度本質趨勢的主要因素。比容高度的變化主要是由於溫度變化所引起的，其變化主要出現在 50 公尺附近的表層和 400 公尺附近的次表層。垂直方向的溫度變化顯示其並非由表層熱通量變化所引起的，也不是風致湧升或下沉所帶來的改變。基於 Sverdrup 理論的風致環流推估結果顯示，在過去 20 年裡亞熱帶環流存在多種變化特徵。其中亞熱帶環流的強度和中心位置變化由大洋尺度的 EOF1 風場與 EOF2 風場影響。而 2002 年以後在北緯 19°附近出現小型“環流”的形成與 EOF3 風場有關，在本研究中該小型環流的變異為引起呂宋海峽東側海域溫度變化的主要原因，其藉由南北向熱量傳輸的變化而影響呂宋海峽東側海域的溫度變化。

西北太平洋熱帶海域與呂宋海峽東側海表面高度變化趨勢的差異，使得 2002 年後在兩個海域中間形成海流的東向異常。這種流場的變化，通常伴隨著其他水文要素的變化，與其會影響該海域的生物地球化學循環。

本研究的未來工作。首先是趨勢類型的偵測改進及量化，將有助於研究區域範圍的選定。其次是流場變化、海表面高度變化、風場變化及比容高度變化之間的因果關係需要進一步釐清。一些還未考量進來的物理因素如降水蒸發等對於該海域的海表面高度影響也將納入分析。海表面高度趨勢的改變在時間上、轉變情形與目前全球暖化的「hiatus」出現時間點是一致的，推測兩者之間可能有所關聯，將在未來做進一步分析。

## 參考文獻

- Carton, J. A., Giese, B. S., and Grodsky, S. A. (2005). Sea level rise and the warming of the oceans in the Simple Ocean Data Assimilation (SODA) ocean reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 110(C9), C09006. doi: 10.1029/2004JC002817
- Cazenave, A., and Nerem, R. S. (2004). Present-day sea level change: Observations and causes. *Reviews of Geophysics*, 42(3), RG3001. doi: 10.1029/2003RG000139
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., and Samelson, R. M. (2011). Global observations of nonlinear mesoscale eddies. *Progress in Oceanography*, 91(2), 167-216. doi: 10.1016/j.pocean.2011.01.002
- Church, J., and White, N. (2011). Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century. *Surveys in Geophysics*, 32(4-5), 585-602. doi: 10.1007/s10712-011-9119-1
- Church, J. A., Clark, P. U., Cazenave, A., Gregory, J. M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M. A., Milne, G. A., Nerem, R. S., Nunn, P. D., Payne, A. J., Pfeffer, W. T., Stammer, D., and Unnikrishnan, A. S. (2013). Sea Level Change. In T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. M. B. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1137-1216). Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Frontier Research System for Global Change, J. M. S., and Technology Center, J. (2005). *Subsurface Temperature And Salinity Analyses by Ishii et al.* Retrieved from: <http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>
- Hsu, E.-C. (2006). *Hilbert-Huang transform analysis of hydrological and climatic time series*. (3259971 Ph.D.), Purdue University, Ann Arbor. Retrieved from <http://search.proquest.com/docview/305267705> ProQuest Dissertations & Theses A&I database.

- Huang, N. E., Shen, Z., Long, S. R., Wu, M. C., Shih, H. H., Zheng, Q., Yen, N.-C., Tung, C. C., and Liu, H. H. (1998). The empirical mode decomposition and the Hilbert spectrum for nonlinear and non-stationary time series analysis. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 454(1971), 903-995.
- Huang, N. E., and Wu, Z. (2008). A review on Hilbert-Huang transform: Method and its applications to geophysical studies. *Reviews of Geophysics*, 46(2), RG2006. doi: 10.1029/2007RG000228
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, R., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K. C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R., and Joseph, D. (1996). The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3), 437-471. doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2
- Marshall, J., and Plumb, R. A. (2008). *Atmosphere, ocean, and climate dynamics : an introductory text*. Amsterdam ; Burlington, MA: Elsevier Academic Press.
- Merrifield, M. A. (2011). A Shift in Western Tropical Pacific Sea Level Trends during the 1990s. *Journal of Climate*, 24(15), 4126-4138. doi: 10.1175/2011jcli3932.1
- Merrifield, M. A., and Maltrud, M. E. (2011). Regional sea level trends due to a Pacific trade wind intensification. *Geophysical Research Letters*, 38(21), L21605. doi: 10.1029/2011GL049576
- Meyssignac, B., and Cazenave, A. (2012). Sea level: A review of present-day and recent-past changes and variability. *Journal of Geodynamics*, 58(0), 96-109. doi: 10.1016/j.jog.2012.03.005
- Nerem, R. S., Leuliette, É., and Cazenave, A. (2006). Present-day sea-level change: A review. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(14–15), 1077-1083. doi: 10.1016/j.crte.2006.09.001

- Nitani, H. (1972). Beginning of the Kuroshio. *Kuroshio, its physical aspects*, 129-163.
- Pun, I.-F., Lin, I. I., and Lo, M.-H. (2013). Recent increase in high tropical cyclone heat potential area in the Western North Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, 40(17), 4680-4684. doi: 10.1002/grl.50548
- Qiu, B. (1999). Seasonal Eddy Field Modulation of the North Pacific Subtropical Countercurrent: TOPEX/Poseidon Observations and Theory. *Journal of Physical Oceanography*, 29(10), 2471-2486. doi: 10.1175/1520-0485(1999)029<2471:SEFMOT>2.0.CO;2
- Qiu, B., Scott, R. B., and Chen, S. (2008). Length Scales of Eddy Generation and Nonlinear Evolution of the Seasonally Modulated South Pacific Subtropical Countercurrent. *Journal of Physical Oceanography*, 38(7), 1515-1528. doi: 10.1175/2007JPO3856.1
- Qiu, B., and Chen, S. (2010). Interannual-to-Decadal Variability in the Bifurcation of the North Equatorial Current off the Philippines. *Journal of Physical Oceanography*, 40(11), 2525-2538. doi: 10.1175/2010jpo4462.1
- Qiu, B., and Chen, S. (2012). Concurrent Decadal Mesoscale Eddy Modulations in the Western North Pacific Subtropical Gyre. *Journal of Physical Oceanography*, 43(2), 344-358. doi: 10.1175/JPO-D-12-0133.1
- Stewart, R. H. (2008). *Introduction to physical oceanography* (September 2008 ed.): Texas A & M University.
- Sverdrup, H. U. (1947). Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 33(11), 318.
- Talley, L. D., Pickard, G. L., and Emery, W. J. (2011). *Descriptive physical oceanography : an introduction* (6th ed.). Amsterdam ; Boston: Academic Press.

- Thomson, R. E., and Tabata, S. (1989). Steric Sea Level Trends in the Northeast Pacific Ocean: Possible Evidence of Global Sea Level Rise. *Journal of Climate*, 2(6), 542-553. doi: 10.1175/1520-0442(1989)002<0542:SSLTIT>2.0.CO;2
- Wu, Z., Huang, N. E., Long, S. R., and Peng, C.-K. (2007). On the trend, detrending, and variability of nonlinear and nonstationary time series. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(38), 14889-14894. doi: 10.1073/pnas.0701020104
- Wu, Z., and Huang, N. E. (2009). Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 01(01), 1-41. doi: 10.1142/S1793536909000047
- Wu, Z. H., Huang, N. E., Wallace, J. M., Smoliak, B. V., and Chen, X. Y. (2011). On the time-varying trend in global-mean surface temperature. *Climate Dynamics*, 37(3-4), 759-773. doi: 10.1007/s00382-011-1128-8
- 韓飛. (2010). 西北太平洋海面變化及其影響因素. (碩士), 中國海洋大學.
- 楊光. (2013). 西北太平洋中尺度渦旋研究. (博士), 中國科學院研究生院 (海洋研究所).