

第三章 模式之結果與討論



3.1 比較與驗證

令人信服的數值模式需要能成功地重建 (reproduce) 觀測資料結果。因此模式的建立過程中需要與觀測資料進行比對與驗證的工作，以確定模式之準確性與通用性。

3.1.1 南海流況

模式結果 (圖 3-1) 顯示，南海表層流況有明顯的季節性變化。夏季 (8 月) (圖 3-1(a)) 時西南季風盛行，南海海盆呈現北為逆時鐘、南為順時鐘兩個不同的環流系統，且於越南東南側 ($11^{\circ}\text{N}\sim 14^{\circ}\text{N}$ 間) 有東向的噴流，噴流之北方有一冷渦，此時，海水面高度呈現東南高、西北低之趨勢。冬季 (12 月) (圖 3-1(b)) 時轉為東北季風，故整個海盆以一氣旋式環流系統為主體，呂宋海峽的西南方有一冷渦。海水面高度呈現西南高、東北低之趨勢；此外於南海北部，有一夏季較冬季微弱且終年存在的氣旋式環流。前述結果與 Wyrcki (1961)、Shaw and Chao (1994)、Chao 等 (1995)、Wu 等 (1999)、Ho 等 (2000)、Chern and Wang (2003) 及 Liu 等 (2004) 研究相符。另外，南海區域之年平均流況以東北季風為主，此與過去研究結果 (Wyrcki, 1961) 亦相同。

3.1.2 流速比較

SCS2 (15.30°N、115.21°E) 及 SCS3 (12.78°N、114.40°E) 兩站位於南海海盆中央較深處 (見圖 2-3)。圖 3-2 為兩站 1999 年 4 月至 12 月 30~50 公尺垂直平均流速棍棒圖，從圖中可見 SCS2 及 SCS3 兩站之模式與觀測結果在方向上或速度上都頗為接近，尤其以 SCS3 站之季內變化較為明顯。

T1 站 (20.86°N、113.70°E) 位於南海北部較淺處 (見圖 2-3)。圖 3-3 為 2001 年 11 月至 2002 年 3 月 T1 站 48 小時低頻過濾 (low-pass filtered) 10~70 公尺流速垂直剖面圖，圖 3-4 為 T1 站 48 小時低頻過濾 50~70 公尺垂直平均流速棍棒圖。由圖 3-3 及圖 3-4 可發現，模式模擬之海流與觀測資料相當符合，且都有明顯的季內變化。其中較特別的是，東北季風盛行時期，除了順風流以外 (圖 3-3 中藍色部分)，仍有逆風流 (圖 3-3 中黃綠色部分) 出現。前述現象在圖 3-4 中更顯而易見，東北流的極大值約在 2002 年 1 月中旬發生，西南流的極大值約在 2002 年 2 月中旬發生。此部份 (逆風流) 留至後面章節再做較詳細的探討。

3.1.3 溫度比較

SEATS 站 (18.25°N、115.67°E) 位於南海海盆北部 (見圖 2-3)，為

一重要的長時間序列測站，提供較長期之觀測資料於北南海海洋學研究之用。圖 3-5 為 SEATS 站 2001 年溫度垂直剖面圖，(a)與(b)分別為觀測資料與模式結果。在上層海洋的溫度方面，模式結果與觀測資料，皆呈現明顯地季節變化，夏季溫度較暖（可達 30 度左右）、冬季溫度較冷（約 25 度）；50 公尺以下較無明顯之季節變化，而是呈現較高頻率的季內變化。

3.2 結果與討論—初探南海暖流

3.2.1 模式重現

圖 3-6 為模式 2002 年 1 月平均流場之結果。此時位於 100~300 公尺等深線間，可見一股由西南向東北的逆風流，正是南海暖流。我們在橫越南海暖流方向上取兩站，即 T1 (20.86°N、113.70°E)、T2 (20.36°N、114.20°E) (見圖 3-7)，來描述南海暖流之特性，其中 T1 位於水深較淺處（約 79 公尺），T2 站位於水深較深處（約 131 公尺）。

圖 3-8 為 T1、T2 兩站 2002 年 1 月之風應力棍棒圖，由於圖中紅、藍兩色棍棒分布方向、強度相近，因此，可假定兩站之風應力大致相同。另可發現東北季風在 2002 年 1 月 16 日左右有明顯變小，甚至轉為南風的情形，到 2002 年 1 月 20 日時則有明顯增強的情形。

圖 3-9(a)之箭頭為模式 2002 年 1 月 0~50 公尺之平均流場，底色為 2002 年 1 月 100 公尺之平均溫度場。圖中顯示，南海暖流之流速較大處

皆與 100 公尺溫度場溫度較高處位置相符，此結果與 Guan (1981) 之論述相同，也就是說，南海暖流之流速較強處與溫度較高處之水平分布位置相符。

由 2002 年 1 月 0~50 公尺之平均流場 (圖 3-9(a)) 顯示，南海暖流之範圍約在等深線 100~300 公尺之間，十分明顯易見。東北季風增強時 (例如：2002 年 1 月 20 日，圖 3-9(c))，南海暖流之流速雖較東北季風減弱時 (例如：2002 年 1 月 16 日，圖 3-9(b)) 稍小，但仍持續流向東北方，並未因東北季風增減而明顯地改變流速或流向。

3.2.2 南海北部淺處與深處比較

圖 3-9 顯示出淺於 100 公尺等深線 (無底色覆蓋之部份) 之流場，呈現隨風 (東北—西南) 往返之現象，圖 3-9(b) 以流向東北為主，圖 3-9(c) 以流向西南為主。於東北季風強勁時 (圖 3-10(b))，溫度場因受到艾克曼效應影響較大，溫度場亦有暖水向岸移動之現象 (與圖 3-10(a) 比較)。且由垂直流速剖面 (圖 3-11) 可發現，當風場增強時，淺於 100 公尺等深線處之海流有明顯反向，由東北流轉為西南流 (紅色轉為藍色)，但 100~300 公尺等深線間之海流仍持續向東北 (仍為紅色)，並未隨增強之風場而反向。在東北季風較強的時期，南海暖流受到艾克曼效應的影響，流軸往下沉，此時的混合層較深。

另外，比較圖 3-10 及圖 3-11 可發現 100~300 公尺等深線間之速度場與溫度場隨深度變化趨勢有良好的一致性，此與 Kwan (1978)、Guan (1981)、Guan (1985) 及 Guo 等 (1985) 研究符合。綜合 3.2.1 及 3.2.2 節可知，南海暖流所在區域之流場與溫度場，無論在水平方向或是垂直方向之變化趨勢，皆有良好的一致性。

3.2.3 風場是南海暖流主要的動力機制嗎？

現階段對於南海暖流的形成機制，仍欠缺合理的解釋。有學者認為風應力為南海暖流形成機制之一，例如：Chao 等 (1995) 認為南海暖流與風應力鬆弛加上地形阻擋有關；Zhai 等 (2004) 主張南海北部反氣旋風應力旋度可引起南海暖流。然而風場真是南海暖流形成之主要與唯一的動力機制嗎？

圖 3-12 為東北季風強度不同時，沿斜線（見圖 3-7）之海平面高度變化情形，圖中顯示 2002 年 1 月 16 日（紅色）之海水面高度呈現東南高、西北低之趨勢；但在 2002 年 1 月 20 日（藍色）卻呈現淺於 100 公尺等深線處為西北高、東南低，而 100~300 公尺等深線間仍維持東南高、西北低之趨勢。此處可呼應前述圖 3-9 中淺於 100 公尺等深線處之流向有隨風往返之現象，但 100~300 公尺等深線間之海流則持續為東北流。至此我們可推論淺處之海流流向受風影響較為明顯，而南海暖流與風場變化之

關係較小，風應力應該不是南海暖流形成的主要動力機制。

為了證實推論，我們將 T1 與 T2 兩站 2001 年 12 月至 2002 年 2 月間之東北—西南向的流速與風應力做相關，得到相關係數分別為 0.70、0.22（圖 3-13）。因此我們更進一步地證明了，風應力其實是直接影響 T1 站流場之主要因素，而風應力的變化並沒有立即地影響南海暖流（T2 站）。

3.2.4 風應力、南海暖流及壓力梯度力間的關係

另外，由圖 3-12 亦可發現，淺於 100 公尺等深線區域之海平面高度斜率的變化較南海暖流區域大，甚至有斜率相反之情形。其中 T2 站 2001 年 12 月至 2002 年 2 月間之東南—西北向的壓力梯度力與東北—西南向的流速之相關係數為 0.34（表 3-2(a)），大於流速與風應力之相關係數 0.22。

圖 3-14(a)為 T2 站 2001 年 12 月至 2002 年 2 月間東北—西南向風應力（紅色）與東南—西北向壓力梯度力（藍色）之時間序列，這兩個時間序列之相關係數達 0.59（見表 3-2(b)、圖 3-14(b)）。此外，由圖中可約略看出風應力與壓力梯度力似乎有延遲（lag）效應存在，因此，我們將兩者做延遲測試得到以下的結果：

東北風增強，1 天後壓力梯度力減弱（見表 3-2(c)、圖 3-15），其原因可能是由於東北風造成艾克曼效應，使得海水向岸堆積（西北高、東南

低)，因此當東北風增強時，會使壓力梯度力減小（即變平緩）。換句話說，當東北風增強後 1 天，負的壓力梯度力異常會隨之產生，使得東南—西北向之壓力梯度力減小。

3.2.5 南海暖流形成機制的試驗

3.2.3 節中已排除風應力為南海暖流主要形成機制，為了能更了解南海暖流形成機制，我們進行以下的試驗：

a.) 試驗一：不同風應力對南海暖流的影響

固定以 2002 年 1 月 16 日之邊界條件，改變其表面外力，分別為兩種不同強度的風應力，即 2002 年 1 月 16 日與 2002 年 1 月 20 日，待執行穩定後，繪出圖 3-16。雖然 2002 年 1 月 20 日（圖 3-16(b)）之東北季風增強，但南海暖流仍然存在。因此，若邊界條件不改變，而只改變風應力，南海暖流並不會因此消失，呼應了 3.2.3 節中風應力不會立即影響南海暖流。

b.) 試驗二：海南島對南海暖流有影響嗎？

過去有學者認為東北季風持續吹拂，使海水由東北向西南方流，流至西側岸邊堆積，使得西南海平面升高；待東北季風稍減弱，壓力梯度力使海水由西南向東北流動而形成南海暖流。目前多認為是在海南島東南方堆積，故我們將海南島從地形上除去。模式結果可發現無論風強（圖 3-17(a)）

或是風弱（圖 3-17(b)），移去海南島後仍有南海暖流之存在，並不會受到海南島除去之影響而消失。不過南海暖流之位置有離岸向外移動之現象（與圖 3-18（原始地形）比較）。

因此我們可說，或許東北季風變弱後，海水會在岸邊堆積，使得海平面升高，海水回流進而形成南海暖流。但是經由試驗二可得知，並不是在海南島東南方堆積。

3.3 結果與討論—渦旋脫離（eddy shedding）

3.3.1 渦旋之形成與脫離

圖 3-19 為渦旋脫離示意圖。由於岸邊摩擦力的關係，使得離岸流與靠岸流的速度場不一樣，引致正壓不穩定，而造成了一個逆時鐘的渦旋。在南海北部區域內也有這樣的現象，此外，逆時鐘的渦旋會脫離原本的流軸然後向西傳播，進而影響南海內部的水文及流況。

3.3.2 渦旋之運動

圖 3-20(a)~(d)分別為模式 2001 年 2 月 9 日、2001 年 2 月 25 日、2001 年 3 月 8 日及 2001 年 3 月 24 日之海平面高度異常值。於 2001 年 2 月 9 日時，可看見 A 渦旋位於 17.5°N 、 115.5°E 開始向西遠離 SEATS 站，此時在 SEATS 站東北方存在另一渦旋 B (20°N 、 119°E)，至 2001 年 3 月

8 日時 SEATS 站剛好夾在 A、B 兩個渦旋之間，2001 年 3 月 24 日時 B 渦旋已經很接近 SEATS 站了（圖 3-20(a)-(d)）。前述結果與 SEATS 站觀測資料之溫度場（圖 3-20(e)）變化非常符合，當渦旋接近時溫度降低，渦旋遠離後則溫度上升。換句話說，當冷渦旋接近 SEATS 站時，會使得 SEATS 站的等溫線向表面上升，即固定深度之溫度值因冷渦旋的接近而下降；反之，當其遠離後則溫度上升。由此可知，冷渦旋的西傳會直接或間接地影響南海內部之水文場。

利用圖 3-20(a)~(d) 渦旋 A 與渦旋 B 之行進，可大致計算出渦旋之行進速度。渦旋 A 從 17.5°N、115.5°E（2001 年 2 月 9 日）向西移動至 17.5°N、112°E（2001 年 3 月 24 日），以及渦旋 B 從 20°N、119°E（2001 年 2 月 9 日）向西移動至 19°N、116.1°E（2001 年 3 月 24 日），可估算出渦旋向西行進的速度大約是 0.09~0.1 公尺/秒。

3.3.3 渦旋脫離週期

為了更進一步了解渦旋脫離之週期變化，除使用模式結果外，亦利用 AVISO（Archivage Validation Interprétation des données des Satellites Océanographiques，取自 <http://www.aviso.oceanobs.com>）多衛星海面高度異常資料（Sea Level Anomalies）進行比較。AVISO 為一整合了 Topex/Poseidon、Jason-1、ERS-1、ERS-2、EnviSat 及 Doris 等衛星測

高資料之資料庫。AVISO 之多衛星海面高度異常資料分 near-real time 及 delayed time 兩種，本研究使用 delayed time 之資料，其時間解析度為 7 天一筆，空間解析度為 $1/3^\circ \times 1/3^\circ$ 。

模式及 AVISO 之海面高度異常(表一)皆顯示出 1999 至 2003 年間，冬季 (October、November、December; OND) 產生渦旋之頻率較夏天 (June、July、August; JJA) 大，約為 4.5~5 倍，平均一年 5~5.6 次 (約 65~73 天)。

我們可利用渦旋脫離理論，來推估渦旋形成之週期：

$$S_t = \frac{w}{T \times U} = 0.163 \pm 0.01 \quad (\text{Sarpkaya and Isaacson, 1981})$$

其中 S_t 代表 Strouhal number， T 是渦旋脫離之週期， w 是呂宋海峽的寬度 (~350 公里)， U 是平均流速。根據圖 3-21 得到，夏季的平均流速為 20~30 公分/秒、冬季的平均流速為 50~60 公分/秒，經由渦旋脫離理論可得到夏季的週期約為 90~120 天、冬季的週期約為 40~50 天。此結果與 SEATS 站觀測資料之溫度場經過波譜分析的結果 (圖 3-22) 相當接近。由於冬季時渦旋脫離產生的渦旋個數，遠比夏季來的多，因此可得知此與冬季時黑潮入侵的機會比夏季多之現象有關。

3.3.4 分析渦旋

為了更了解此區域渦旋之時空變化，將呂宋島與臺灣附近範圍內的海

平面高度異常值經 EOF 分析及去 365 天之波譜分析，得到圖 3-23。其中 mode1 及 mode3 是屬於靜態模(stationary mode)。不過有趣的是 mode2 及 mode4 之波譜分析皆有 60 天左右的峰 (peak) 值 (圖 3-24(a))。而空間也都有負、正、負相似的分布，看起來像 mode4 左邊的低壓 (20°N,119.5°E)，會向西運動到 mode2 左邊低壓 (20.5°N,118.5°E) 的位置，其中相隔約 1.1 度 (圖 3-25(b))。另外 mode2 與 mode4 之時間序列 (見圖 3-26(a)) 有平移 (shfit) 現象。另外我們將 mode2 與 mode4 之時間序列做延遲相關，得到 12 天時相關最高，係數成長十倍之多 (見圖 3-27)，且圖 3-26(b) 中的時間序列高點與低點的對應時間亦十分符合。由此可見 mode4 是領先 mode2 約 12 天的。

前述現象顯示 mode2 與 mode4 表現出呂宋海峽附近的渦旋其西移特徵，也就是說 mode2 與 mode4 為渦旋的行進模 (propagating mode)。利用此行進模來計算渦旋的行進速率可得到：

$$110/12 \text{ (公里/天)} = 9.2 \text{ (公里/天)} = 0.11 \text{ (公尺/秒)}。$$

接著利用 Maloney 合成方法 (Maloney and Hartmann, 1998) 將行進模分為 9 個相位 (phase)，來進一步探討此行進模之移動過程。此方法於現今已被廣泛運用在探討季內震盪 (intraseasonal oscillation，例如：Madden-Julian Oscillation, MJO) 的移行研究。此方法使用之先決條件是資料經 EOF 分析後，其中兩模之時間序列有延遲現象、空間分布有移

行現象。再利用此兩模之時間序列來合成指標 (Index)，指標的時間序列中，以 1 個標準差為界線，找出所有大於此界線的鋒值，這些時間點就是相位 5，從中就可選出要用以合成的個案。以相位 5 為基準，找出其時間前後的兩個局部極小值，即為相位 1 與相位 9。相位 1 與相位 5、相位 5 與相位 9 之間都會通過零，而這些通過零的時間點就是相位 3 與相位 7。再將相位 1、3、5、7、9 的時間內插，就能得到相位 2、4、6、8。

圖 3-28 為利用 Maloney 合成方法所得到之渦旋行進模移動過程，由圖中可顯示出相位 1~3 為渦旋之發展期；相位 4 之後渦旋開始逐漸脫離呂宋海峽並向西傳播；至相位 9 渦旋已離開此範圍，此時位於呂宋海峽附近另一新的渦旋則開始發展，整個循環（相位 1~9）約 60 天。另繪出切於 20°N 之 Hovmöller（經度—延遲天數）圖（圖 3-29），由圖中可看出渦旋隨時間增加，向西行進。

3.3.5 渦旋之行進速率

綜和前述結果，渦旋之移動速率約為 0.09~0.11 公尺/秒，此速率與此區域之第一斜壓羅士培波(1st baroclinic Rossby wave)的速率(約 0.1 公尺/秒)相當接近 (Wu et al., 2005)。因此我們可推論此區的渦旋，主要是搭乘羅士培波之向西行進，進而影響南海內部之水文及流況。