

## 平行化臺灣多重尺度海洋環流模式

簡睦樺

國立臺灣大學大氣科學研究所

摘 要

平行化臺灣海洋環流模式(Parallel Domain-decomposed Taiwan Multi-scale Community Ocean Model ,PD-TIMCOM)是希望研發海洋環流模式具有高效率且可攜性強的特，同時又能模擬不同邊界條件對海洋環流所造成的影響和不同時間尺度之海洋環流特徵。其中本研究特別關注的時間尺度在數天內海洋的亂流到時間尺度達數十年的溫鹽環流，以及不同時間尺度海洋環流間的交互作用。模式中使用兩種不同的平行演算法來解決計算流體模式中需要較多時間的壓力方程，其一為直接算法的誤差向量修正法(Stabilized Error Vector Propagating, SEVP)，和加入預先條件(Preconditioning)的穩定雙共厄梯度法(Bi-Cojugate Gradient Stabilized method, BiCGSTAB)，此兩種方法在平行網格分割上所減少計算時計憶體的使用量和提升計算效率皆有顯著的成效，因此模式可以執行渦解(eddy-resolving)解析度之實驗，並且可以提供氣候模式足夠的海洋邊界條件。在本篇研究當中，所展示的成果是以1/4度渦保(eddy-permitting)解析度的實驗結果。結果顯示模式可以模擬出海洋中長時間尺度的溫鹽環流特徵；也可以模擬出和衛星觀測相近的海表面溫度分布、海表面高度分部和海表面高度距平等特徵；也可以模擬出西方邊界流的特徵，其中西北太平黑潮的路徑特徵及其延伸流域的渦流等的模擬也相當接近衛星觀測的結果。

關鍵字：全球海洋環流模式、平行網格分割、矩陣解法

## 一、前言

過去二十年，海洋環流模式不管從數值方法、物理參數化、表面過程和地形處理各方面都有顯著的進步，讓我們所使用的數值模式可以更貼近真實海洋。此外，近年來超級電腦蓬勃發展，也讓我們可以提高模式的解析度，從渦解解析度(eddy permitting)換成渦解解析度(eddy-resolving)。Los Alamos 美國國家實驗室利用  $1/10^\circ$  的 Parallel Ocean Program (POP) 來模擬全球海洋環流，並估計全球主要洋流的質量和能量傳送[*Maltrud and McClean, 2005*]，除了北大西洋一部分的洋流之外，其模擬結果與觀測相符。另外日本的 Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMTEC)，在超級電腦地球模擬器(Earth Simulator)所執行的海洋環流模式 OFES(Ocean General Circulation Model for the Earth Simulator)是由美國 Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/National Oceanic and Atmospheric Administration (GFDL/NOAA) 所發展的 Modular Ocean Model(MOM3)，他們也使用  $1/10^\circ$  來模擬全球洋流。結果在空間分布和傳送量都與衛星的觀測有一致的結果，尤其是可以將黑潮區域複雜的渦流結果模擬得相當清楚[*Masumoto et al., 2004*]。另

一方面，*Nonaka et al. [2006]* 指出 OFES 的模式可以將黑潮區域的年代際震盪的現象清楚地模擬出來，這也代表要研究氣候變遷這種多重尺度的問題，模式必須要能同時解析極短時間和長時間尺度的問題。

也有研究指出黑潮區域的變化在中緯度地區的低頻震盪扮演很重要的角色[*Kwon and Deser, 2007; Pierce et al., 2001; Wu and Liu, 2005*]。而為了模擬不同空間尺度和時間尺度的大氣海洋交互作用，使用高解析度全球環流耦合模式是當今認為最適當的方法，而海洋在這模式中也扮演相當重要的角色，因為海洋能夠提供大氣對流發展的能量，也是能夠吸收大氣多餘熱量的儲存庫，而這樣複雜的過程勢必也需要相對多的資源來完成複雜的計算[*Dietrich et al., 2008; Masumoto et al., 2004*]。

## 二、資料收集及處理

模式中使用的控制方程是三維不可壓縮並滿足靜力平衡的流體方程式。水平的計算網格是在球面座標上的投影，經度方向的網格解析度是  $1/4^\circ$ ，網格點在東西方向和南北方向大小相等，所以緯度方向的網格點隨緯度增加。計算區域從南緯  $70^\circ$  到北緯  $70^\circ$  度，經度方向上共 1440 個網格點，緯度方向

為配合經度方向解析度，故隨緯度增加時緯度方向需要較多網格點，共 792 個網格點。在垂直座標上為卡式座標(Cartesian coordinate)，其網格分布位置成指數分布，距表面的網格密度較高，共 50 層，第一層厚度約 6 公尺，第 50 層厚度約 450 公尺，深度最深為 5000 公尺。

模式中使用非線性的狀態方程，利用溫度、鹽度和壓力深度來計算密度[*Tseng et al., 2005; Wright, 1997*]。用密度推得壓力，並以此壓力計算壓力梯度力，且利用平流項、科氏力來計算速度來代入連續方程(Continuity equation)中來修正壓力，此壓力方程為橢圓形的偏微分方程，必須考慮到全域的壓力誤差和邊界條件代入連續方程中來反推出速度。在模式中可以選擇兩種數值方法來解這個橢圓方程，其一是誤差向量修正法 (Stabilized Error vector propagation, SEVP)，此算法是一種快速的直接解法(direct method)，其優點是不需要經過疊代過程就可以求解，但求解的過程中需要較多矩陣的運算[*Madala, 1978; Tseng and Chien, 2011*]；另一個方法則是穩定雙共軛梯度法 (Bi-Conjugate-gradient stabilized method, BiCGSTAB) [*Vandervorst, 1992*]，並配合

Strongly implicit procedure(SIP) 的預先條件(Pre-conditioning)[*Ferziger and Perić, 2002*]，這個方法的優點是收斂的速度決定於系統的特徵值，因此當我們處理的表面邊界條件有改變的時候，使用穩定雙共軛梯度法會比較有效率。

模式中使用物理推導出來的垂直和水平渦流參數化，包括渦流所產生的黏滯力和耗散力。對垂直的參數化來說，我們使用 *Pacanowski and Philander [1981]* 的參數化方式，因為目前較流行的 Mellor-Yamada 在 SOMS (Sandia Ocean Modeling System) 裡面的垂直參數化計算過程較為複雜，時間尺度較短，所以我們僅使用 *Pacanowski and Philander [1981]* 的參數化。水平參數化則是使用 *Smagorinsky [1983]* 的公式，而在模式中可以自己選擇是否要啟動渦流參數化過程。

模式中所使用的地形邊界條件是美國海洋大氣中心(National oceanic and atmospheric administration, NOAA)水平解析度為  $1/60^\circ$  的 ETOPO1 (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>)。地形邊界由 ETOPO1 內插後並無做任何平滑或特別的處理。

本論文因為要研究接近氣候平衡態的海洋環流結構以及接近平衡時的不穩定過程，

所以表層的邊界條件盡量不希望受到低頻震盪或長期變化趨勢的氣候風場影響而超過本篇研究所討論的時間尺度，故使用長期氣候風場 *Hellerman and Rosenstein* [1983]，並藉由月份線性內插到每一個時間網格當中。模式也可以使用其它的氣候風場資料諸如 Scatterometer Climatology of Ocean Winds (SCOW, <http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/>) [Risien and Chelton, 2008]、ECMWF 或是 Navy's Operational Global Atmospheric Prediction System Model (NOGAPS) 等等。

模式使用 World Ocean Atlas 2009 (WOA09) 的月平均溫度場和鹽度場當作初始條件，並且可以選擇使用冷起始 (cold start) 或暖起始 (warm start) 來執行實驗，在本篇的研究當中，我們使用預跑 25 年的流場當作初始條件進行暖起始。此外，模式中南北邊界的邊界條件也是使用 WOA09 的資料並且使用約九十天的鬆弛時間 (relaxation time) 以非耗散的方法來修正模擬的溫度和鹽度場以避免氣候漂移的效應 [Dietrich et al., 2004]，這種方法能夠讓我們的溫度和鹽度有足夠的時間變化，又不至於讓模擬的結果離開氣候場太遠。

模式使用 Message Passing Interface (MPI)

進行平行化計算。將計算網格在水平網格上沿經度線和緯度線分割，使資料分散至各個計算核心來運算，網格切割和資料分散如圖三。為了減少記憶體用量和提升運算的速度，我們完全避免單一計算核心處理全區域的資料，讓每個計算核心只負責自己計算區域的資料，整體來說每個計算核心大約處理 1000 個網格點時可達最大計算效率。全球 1/4 度的模擬使用 384 個計算核心，在東西方向使用 32 個計算核心，南北方向使用 12 個計算核心。模式的輸出使用平行化的 NetCDF 格式 [Tseng and Ding, 2008]，來減少模式在輸入和輸出時前後處理所需要的時間。

模式平行化的效率可以從圖一看到計算時間隨計算核心增加時逐漸減少，但是在指數座標當中，所以當計算時間越接近橫軸時，計算時間減少的越少，因此大約在 100 個計算核心以內，平行化的效率符合預期，但隨著核心數目增加，計算時間仍可以減少，在一段時間內，計算時間除以計算核心的最佳計算核心大約是 200 個，若不計算核心數，大約 400 個計算核心可以在最短時間內完成最多運算。

### 三、全球海洋環流模擬結果

利用每個網格點的體積大小當作權重來

計算模式中動能、溫度和鹽度的加權平均時間序列來診斷模式是否達到一個準平衡態。在動能場方面，由於初始條件是暖起始，所以在動能場方面，由於初始條件是暖起始，所以模式初始動能並不為零。而從圖四中可以看出來一開始的時候動能是  $40-43 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ，經過五年的積分，平均動能在  $43-46 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ ，10 年後，動能就在  $41-45 \text{ cm}^2/\text{s}^2$  間震盪，整體來說沒有太大的遞增或遞減趨勢。

體積平均溫度從一開始的  $3.9^\circ\text{C}$  經過一段時間速度場的調整後，達到  $3.88^\circ\text{C}$ ，之後整體的趨勢以  $0.002^\circ\text{C}/\text{年}$  速度減少。和 *Maltrud and McClean* [2005] 的結果比較，溫度變化的幅度和他們模擬 50 年的結果相近。鹽度的時間序列則一直維持很小的範圍內震盪。從以上準平衡態診斷的結果可以了解到，在本研究執行的實驗當中，動能、溫度和鹽度都沒有偏離長時間的氣候平均太多，並維持在一定的範圍內震盪。

當確認模式達到準平衡態之後，接著要驗證模式模擬的全球尺度海洋環流，確認結果和觀測的結果一致。在這一段落之中，首先會驗證全球和大西洋的溫鹽環流結構，之後會進一步驗證模擬的海表面溫度、海表面高度和速度場等模擬的結果和觀測的結果是否一致。

緯向翻轉流函數 (meridional overturning circulation, MOC) 為模式中南北方向傳送量的積分 (圖五、圖六)，南北方向的質量傳送會緩慢地調整地球能量平衡，因此和長時間深層的洋流有極大的關係，也會直接影響到長期氣候狀態。換言之，因為 MOC 受到整體海洋的影響，所以 MOC 可以直接用來診斷模式中的全球海洋環流。

模擬的全球 MOC 中 (圖五)，顯示全球 1500 公尺以上有一個向南的傳輸量，僅有在南半球表面靠近赤道的地方有一個向北的傳送量，這個結果和赤道的洋流有關係；在 2000 公尺深的地方，則是有較小向南的傳送量，全球的结果和 *Colling and Open University. Oceanography Course Team.* [2001] 介紹的溫鹽環流的結構是接近的，並和 *Masumoto et al.* [2004] 的結果是一致的。大西洋是溫鹽環流最顯著的區域 (圖六)，模式的結果和 *Maltrud and McClean* [2005] 的結果同樣呈現在 3000 公尺以上有很大的向南傳送量，而在 3000 公尺以下則是有向北的現象，在赤道附近因太平洋強烈湧升流，南北半球淺層海水皆往赤道方向，在 *Maltrud and McClean* [2005] 和 *Masumoto et al.* [2004] 的海洋模式當中，大西洋的 MOC 的結果呈

現垂直分層明顯，上層洋流與下層洋流的方向相反，分別為North Atlantic Deep Water Cell與Antarctic Bottom Water Cell，南方在南緯50度出現強烈的南向洋流，為大西洋南方之Deacon Cell由於海水鹽度不同而回流南極，模式的結果與現今所認知的大西洋洋流結構相符合。

從海表面高度(圖八)可以觀察到像海表面溫度全球各主要洋流的特徵，大洋西方因為西方邊界流的緣故，有明顯的質量累積，且黑潮和墨西哥灣流的延伸區域，模擬的結果和 Masumoto *et al.* [2004]的結果相比，發現我們的海表面顯現和他們模擬在黑潮的相似度較高，但在其他西方邊界流諸如墨西哥灣流等區域仍有一些差異。

模擬的海表面高的距平值(圖十、圖十一)，代表不同的海表面距平所能提供的能量或動量通量不同。在此定義的長期平均是11-40年的平均海表面高，圖十是年平均的距平值，圖十一則是五日的距平值，從圖中可以看出模式中不僅短時間的距平，也有周期在一年以上的距平，其中五日的距平圖的距平值比一年的距平值大上許多。

海表面高度距平值的標準差(圖九)可以檢驗海洋表面的變化是否劇烈，和

Thompson and Demirov [2006]的研究中，利用衛星資料觀察海表面高度距平標準差，在西方邊界流區域有較大的值，從阿古拉斯暖流、東澳暖流、巴西暖流、墨西哥灣流和黑潮區域都有明顯的海表面高變異，這個結果和海表面高距平所呈現的結果一致。模擬的海表面高距平標準差在以上區域也有高變異的特徵，定性上發現各個區域的特徵類似，但仍有細微的差異。黑潮區域的海表面高變化範圍大約是北緯33-37度，東經135-150度，而模擬的結果也顯示海表面距平在此區域內變化較明顯。

#### 四、模擬區域洋流結果和討論

過去的研究如 Smith *et al.* [2000]; Masumoto *et al.* [2004]; Maltrud and McClean [2005]等研究中利用不同的海洋模式模擬大西洋或全球的海洋環流，因為這些環流對全球海洋環流的結構影響甚大，所以在本篇研究中希望能夠利用準平衡態的結果來檢驗全球主要環流間不同洋流之間的特徵。

圖十二為模擬結果在赤道地區不同經度混合層南北方向的垂直剖面。我們利用這個結果來了解赤道區域經向洋流的結構，從圖中可以看到赤道潛流(Equatorial Undercurrent, EUC)、北赤道洋流(North Equatorial Current,

NEC)、北赤道逆洋流(North Equatorial Countercurrent, NECC)、次表層逆流(Subsurface Countercurrents, SCCs)和南赤道流(South Equatorial Current, SEC)。由於這些主要洋流分別有不同的特徵，其強弱和位置的變異會對全球洋流和氣候造成不同影響。

赤道潛流的位置大約在東經150度，速度最大的經度是西經160度深度100公尺，和東經155度深度160公尺的位置。這結果和 Johnson *et al.* [2000]觀測的結果是一致的，而和 Masumoto *et al.*, [2004]模擬的結果有相同的赤道潛流的結構。另一個和新幾內亞潛流有關的赤道潛流速度的極大值發生在東經140度深度200公尺，向西的速度大約是50cm/s，這支洋流又和新幾內亞潛流有關。

在這個區域模擬的結果顯示模式有能力模擬出大洋中赤道區域的赤道潛流，也可以模擬出赤道附近的逆流，且模擬的結果和 Johnson and Moore [1997]所提出的結果一致，也和 Masumoto *et al.* [2004]的高解析模擬也將赤道區域的結果相當接近。

模擬的結果可以大致掌握到灣流的結構(圖十三、圖十四)。在墨西哥灣中，可以

灣流有向內延伸的現象。相較於其他模式的結果，我們的結果在北緯40度開始向東延伸，這部分的結果可以從圖十三中的直線看出模擬的墨西哥灣流的路徑在利用紅外線衛星觀測的墨西哥灣流路徑範圍內。

模式中海表面高距平標準差的結果顯示(圖十四)，在灣流的渦流也有很明顯的活動。比較 Thompson and Demirov [2006]的觀測結果(圖十五)，發現模擬的灣流海表面高距平的標準差相較於觀測結果分布範圍較廣，代表模式中的灣流南北方向的變異較大；而 Masumoto *et al.* [2004]的結果比較發現 PD-TIMCOM 模擬的結果在北美外海有一個區域的海表面高距平標準差較低的區域，這個區域在 Masumoto *et al.* [2004]的模擬結果中並沒有看到。可能是實驗使用的風場，在該區域的變異比較小，會產生一個半永久性的渦流駐留在北美外海，使得該區域的變異量較小。

圖十六、圖十七為模式中11-40年黑潮延伸流域的平均海表面高，模擬的海表面高(圖十六)沿著臺灣外海到日本南部，最後約在北緯35度的位置開始向東延伸，也和 Masumoto *et al.* [2004]的模擬結果一致。而此區域中，也可以很明顯看到海洋鋒面的結

構，和黑潮分歧的現象，這個結果顯示模式中地形的效應正確地對黑潮產生影響。而另一明顯的副極區的鋒面位置大約發生在北緯38-39度，因此黑潮和親潮混合作用最強的區域就在這兩個緯度之間。

圖十七為黑潮延伸流域衛星觀測資料和模式所模擬資料的海表面高距平標準差的結果，圖中值較大的區域代表海表面高起伏較劇烈，從圖中可以發現，黑潮所流經的位置變異較小，但起伏較大。此結果的原因可能來自使用氣候場的風場而非實際風場，實際風場驅動的效應包含各種時間尺度的震盪，而氣候風場僅包含一年之內的震盪，而海洋最直接的受到表面風場的驅動，因此模式的結果和實際風場所驅動的結果有很大差異。

圖十一中五天海表面高距平之結果，我們可以看出和上段所提到內容一致，我們可以很清楚的看到中尺渦流在黑潮延伸區域的活動，其中非常重要的渦流向日本本島靠近的渦流。從觀測資料中，可以發現到這些氣旋式和反旋式的度渦流被認為對黑潮變異和黑潮路徑影響甚大，而在我們模擬結果當中，也可以看到這個現象[Mitsudera *et al.*, 2001]。而從圖二十中可看到每年的海表面高距平標準差有年際之間的變化，每年的變

化量的最大值的量值和區域仍有不同。

圖十九為整理模擬結果之黑潮路徑，其紅線和藍線為11-40年時在300公尺深處之 $14^{\circ}\text{C}$ 和 $10^{\circ}\text{C}$ 之等溫線，黑線則是表面90公分的位置。在Masumoto *et al.* [2004]的研究當中提到， $10^{\circ}\text{C}$ 的等溫線指向東北方在北緯40度並經過Nintoku海底山脈；而 $14^{\circ}\text{C}$ 的等溫線向東延伸經過Hess Rise，從兩條線的距離遠近可以了解到不同年份之間，海洋存在著不同穩定度[Levine and White, 1983; Niiler *et al.*, 2003]。而此部分的結果也可以從海表面高所顯示的路徑圖當中可以看到，不同年份之間， $14^{\circ}\text{C}$ 和 $17^{\circ}\text{C}$ 的等溫線距離代表該年分中海洋的穩定度，我們可以發現在大部分年份，在東經135-150度的位置兩條線距離相當接近，而在22年以後，兩線在東經150度以東的地區距離仍相當的近。儘管模式中僅使用的氣候風場，仍可模擬出一年週期的上海表面高度變異。

從圖十九和圖二十可以看出在黑潮300公尺深處兩等溫線的位置距離的較近的區域，恰好也是海表面高距平標準差較高的區域，例如17年時，海表面高距平在遠離東經150度後，海表面高距平也隨之降低；在31年時，海表面高距平在離開東經150度

後，海表面高距平值較17年要來的大。

## 五、結論

在模式當中使用 DieCAST 的架構，並配合高效率的壓力方程式的演算法的 PD-TIMCOM，在這樣的計算架構、物理參數化、氣候平均的初始條件和邊界條件以及國家高速網路計算中心所提供御風者的計算資源中進行模擬。測試結果顯示，平行化的結果成功保留數值方法的一致性和提升計算的效率，使模式可以快速地得到高解析度的結果。另一方面，如果在模擬的過程中有過大的誤差或是濾波器，會使得擾動直接耗散掉而無法進行培養法的實驗。但是本篇研究成功在 PD-TIMCOM 加入培養法的實驗，一方面顯示從我們的模式能夠模擬海洋中重要的高頻震盪物，另一方面也顯示模式在任何時間尺度和空間尺度和真實海洋一致。

在氣候場的模擬結果當中，全球海表面溫度場和高度場距平標準差場等結果和觀測以及其他渦解解析度的海洋模式所模擬的結果大致相同，僅有小部分的差異，這些差異可能來自邊界條件或是考慮物理條件不同所產生；全球大尺度環流，MOC 呈現出溫鹽環流的結構，代表模式能夠模擬全球尺度的溫鹽環流，也代表模式也可以正確地模擬出

海洋深層的傳輸量，這在全球氣候的模擬上相當重要。在區域的結果方面，模式能夠模擬赤道地區東西方向流場，顯示模擬的結果在赤道地區有足夠的傳送量，來維持西北太平洋黑潮；墨西哥灣流區域也和觀測還有其他模擬結果在海表面高度的結構接近；並且在黑潮區域中，我們的模擬可以看到和觀測還有和高解析度模擬一樣的環流特徵，也可以看到黑潮不同年份之間路徑的改變。這代表理想實驗當中，可以用來探討黑潮的路徑變化，也代表我們的模式有足夠的能力來對黑潮區域進行更進一步的實驗。

## 六、參考文獻

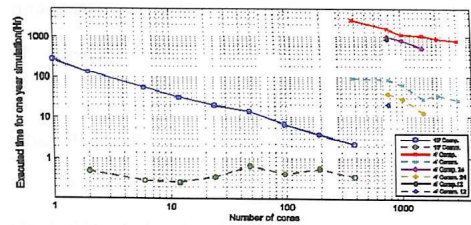
- Colling, A., and Open University. Oceanography Course Team. (2001), Ocean circulation, 2nd ed., 286 p. pp., Butterworth Heinemann, in association with the Open University, Boston.
- Dietrich, D. E., A. Mehra, R. L. Haney, M. J. Bowman, and Y. H. Tseng (2004), Dissipation effects in North Atlantic Ocean modeling, *Geophys Res Lett*, 31(5).
- Dietrich, D. E., Y. H. Tseng, R. Medina, S. A. Piacsek, M. Liste, M. Olabarrieta, M. J. Bowman, and A. Mehra (2008), Mediterranean Overflow Water (MOW)

- simulation using a coupled multiple-grid Mediterranean Sea/North Atlantic Ocean model, *J Geophys Res-Oceans*, 113(C7).
- Ferziger, J. H., and M. Perić (2002), Computational methods for fluid dynamics, 3rd, rev. ed., xiv, 423 p. pp., Springer, Berlin ; New York.
- Hellerman, S., and M. Rosenstein (1983), Normal Monthly Wind Stress over the World Ocean with Error-Estimates, *J Phys Oceanogr*, 13(7), 1093-1104.
- Johnson, G. C., and D. W. Moore (1997), The Pacific subsurface countercurrents and an inertial model, *J Phys Oceanogr*, 27(11), 2448-2459.
- Johnson, G. C., M. J. McPhaden, G. D. Rowe, and K. E. McTaggart (2000), Upper equatorial Pacific Ocean current and salinity variability during the 1996-1998 El Niño-La Niña cycle, *J Geophys Res-Oceans*, 105(C1), 1037-1053.
- Kwon, Y. O., and C. Deser (2007), North Pacific decadal variability in the Community Climate System Model version 2, *J Climate*, 20(11), 2416-2433.
- Levine, E. R., and W. B. White (1983), Bathymetric Influences Upon the Character of North Pacific Fronts, 1976-1980, *J Geophys Res-Oc Atm*, 88(Nc14), 9617-9625.
- Madala, R. V. (1978), Efficient Direct Solver for Separable and Non-Separable Elliptic Equations, *Mon Weather Rev*, 106(12), 1735-1741.
- Maltrud, M. E., and J. L. McClean (2005), An eddy resolving global 1/10 degrees ocean simulation, *Ocean Model*, 8(1-2), 31-54.
- Masumoto, Y., et al. (2004), A Fifty-Year Eddy-Resolving Simulation of the World Ocean, Preliminary Outcomes of OFES (OGCM for the Earth Simulator), *Journal of the Earth Simulator*, 1, 35-56.
- Mitsudera, H., T. Waseda, Y. Yoshikawa, and B. Taguchi (2001), Anticyclonic eddies and Kuroshio meander formation, *Geophys Res Lett*, 28(10), 2025-2028.
- Niiler, P. P., N. A. Maximenko, G. G. Panteleev, T. Yamagata, and D. B. Olson (2003), Near-surface dynamical structure of the Kuroshio Extension, *J Geophys Res-Oceans*, 108(C6).
- Nonaka, M., H. Nakamura, Y. Tanimoto, T. Kagimoto, and H. Sasaki (2006), Decadal variability in the Kuroshio-Oyashio Extension simulated in an eddy-resolving OGCM, *J Climate*, 19(10), 1970-1989.
- Pacanowski, R. C., and S. G. H. Philander (1981), Parameterization of Vertical

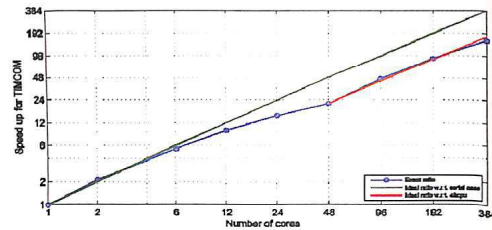
- Mixing in Numerical-Models of Tropical Oceans, *J Phys Oceanogr*, 11(11), 1443-1451.
- Pierce, D. W., T. P. Barnett, N. Schneider, R. Saravanan, D. Dommengot, and M. Latif (2001), The role of ocean dynamics in producing decadal climate variability in the North Pacific, *Clim Dynam*, 18(1-2), 51-70.
- Risien, C. M., and D. B. Chelton (2008), A Global Climatology of Surface Wind and Wind Stress Fields from Eight Years of QuikSCAT Scatterometer Data, *J Phys Oceanogr*, 38(11), 2379-2413.
- Smagorinsky, J. (1983), The Beginnings of Numerical Weather Prediction and General-Circulation Modeling - Early Recollections, *Adv Geophys*, 25, 3-37.
- Smith, R. D., M. E. Maltrud, F. O. Bryan, and M. W. Hecht (2000), Numerical simulation of the North Atlantic Ocean at 1/10 degrees, *J Phys Oceanogr*, 30(7), 1532-1561.
- Thompson, K. R., and E. Demirov (2006), Skewness of sea level variability of the world's oceans, *J Geophys Res-Oceans*, 111(C5).
- Tseng, Y. H., and C. Ding (2008), Efficient parallel I/O in community atmosphere model (CAM), *Int J High Perform C*, 22(2), 206-218.
- Tseng, Y. H., and M. H. Chien (2011), Parallel Domain-decomposed Taiwan Multi-scale Community Ocean Model (PD-TIMCOM), *Comput Fluids*, 45(1), 77-83.
- Tseng, Y. H., D. E. Dietrich, and J. H. Ferziger (2005), Regional circulation of the Monterey Bay region: Hydrostatic versus nonhydrostatic modeling, *J Geophys Res-Oceans*, 110(C9).
- Vandervorst, H. A. (1992), Bi-Cgstab - a Fast and Smoothly Converging Variant of Bi-Cg for the Solution of Nonsymmetric Linear-Systems, *Siam J Sci Stat Comp*, 13(2), 631-644.
- Wright, D. G. (1997), An equation of state for use in ocean models: Eckart's formula revisited, *J Atmos Ocean Tech*, 14(3), 735-740.
- Wu, L. X., and Z. Y. Liu (2005), North Atlantic decadal variability: Air-sea coupling, oceanic memory, and potential northern hemisphere resonance, *J Climate*, 18(2), 331-349.



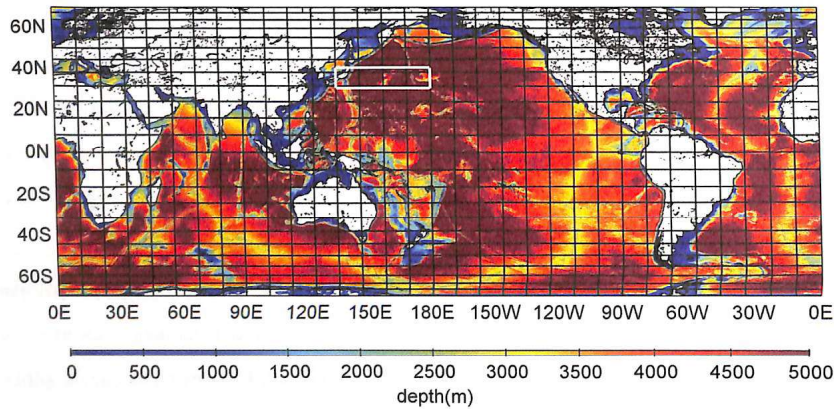
七、附圖



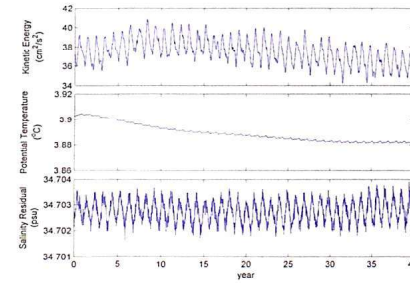
圖一、為模式執行時間和平行化資料交換時間，為模式積分一年所需要的計算時間以及花在平行化副程式所消耗的時間，右邊為1/4的模擬，左邊為1/16的模擬模式平行化優化效率為計算時間隨計算核心優化程度。



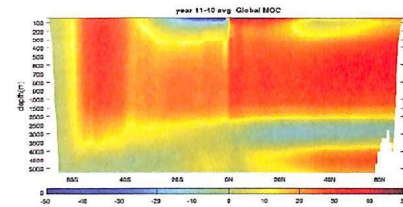
圖二、模式平行化優化效率為計算時間隨計算核心優化程度的示意圖，綠色實線代表理想優化效率，紅色實線則是相對於國家高速網路計算中心御風者主機架構之理想優化效率。



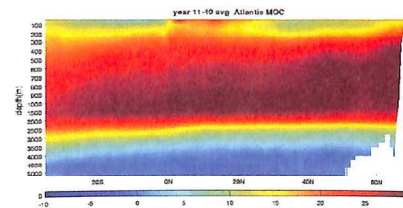
圖三、背景為模式使用內插ETOPO1 至模式計算網格當中；黑線為平行化計算時，每個計算核心所負責計算區域；白線區域為培養法實驗時，加入培養向量的區域。



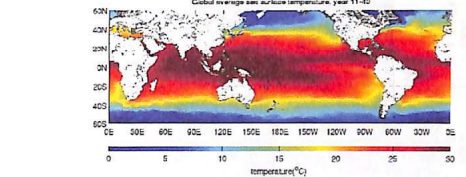
圖四、利用網格點體積大小當作權重所計算的加權平均時間序列，動能的時間序列在35-41cm<sup>2</sup>/s<sup>2</sup>震盪；位溫從一開始大約是3.90c到30年時是3.880c；鹽度的變化則在34.702-34.704psu 之間震盪。



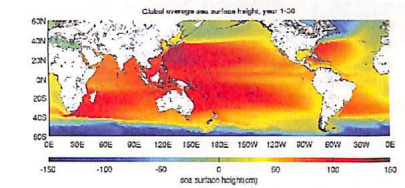
圖五、模式11-40年平均流所計算的全球MOC(Sv(106m<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>))，因為模式中並海底的邊界在5000公尺以下是使用開放的邊界條件，而不是計算實際海底的地形，在圖中的底層傳送量較小。



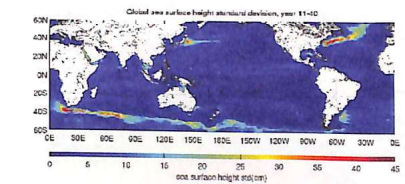
圖六、大西洋的MOC，圖中北方因為模式計算區域在70oS-70oN的關係，模式所使用的地形和實際的不同，以致模擬的結果和Masumoto et al. [2004]的結果在北方有些不同。



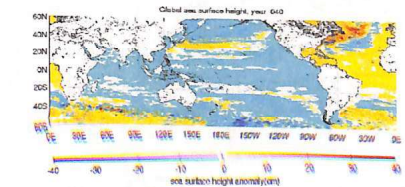
圖七、11-40年中全球平均海表面溫度。



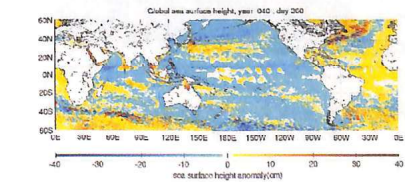
圖八、11-44年中全球平均海表面高度。



圖九、全球平均海表面高度距平標準差。

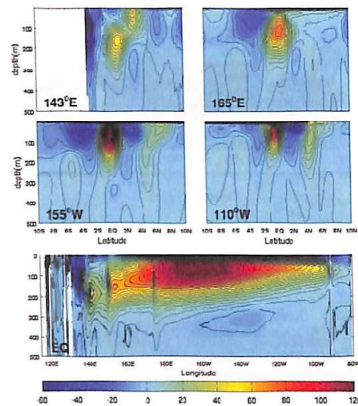


圖十、全球年平均海表面高距平。

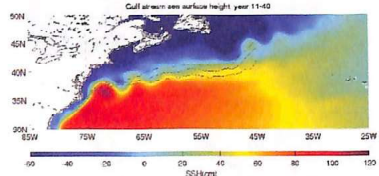


圖十一、五日全球平均海表面高距平。

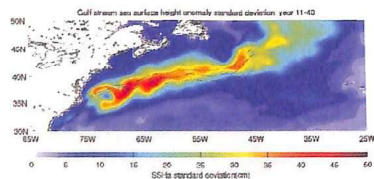




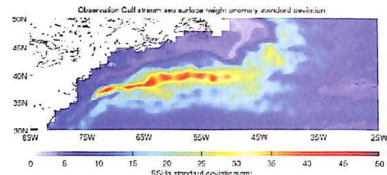
圖十二、模式模擬的赤道附近東西方向流速，赤道的圖是沿赤道方向的剖面，其餘則是垂直赤道剖面由西太平洋(143°E, 165°E)，中太平洋(155°W)和東太平洋(110°W)，圖中等值線間距為5cm/s。



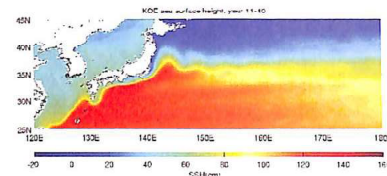
圖十三、模式模擬之墨西哥灣流之海表面高，圖中實線為Thompson and Demirov [2006]研究中，計算墨西哥灣流的平均路徑和其路徑偏移之標準差。



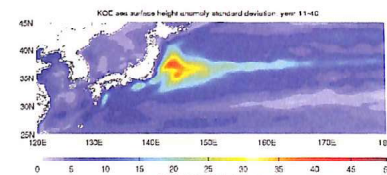
圖十四、模式模擬之墨西哥灣流之海表面高距平標準差。



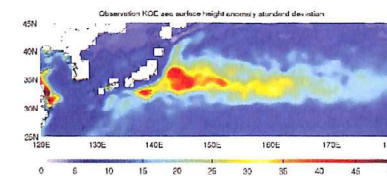
圖十五、Thompson and Demirov [2006]研究中，衛星觀測之海表面高距平標準差。



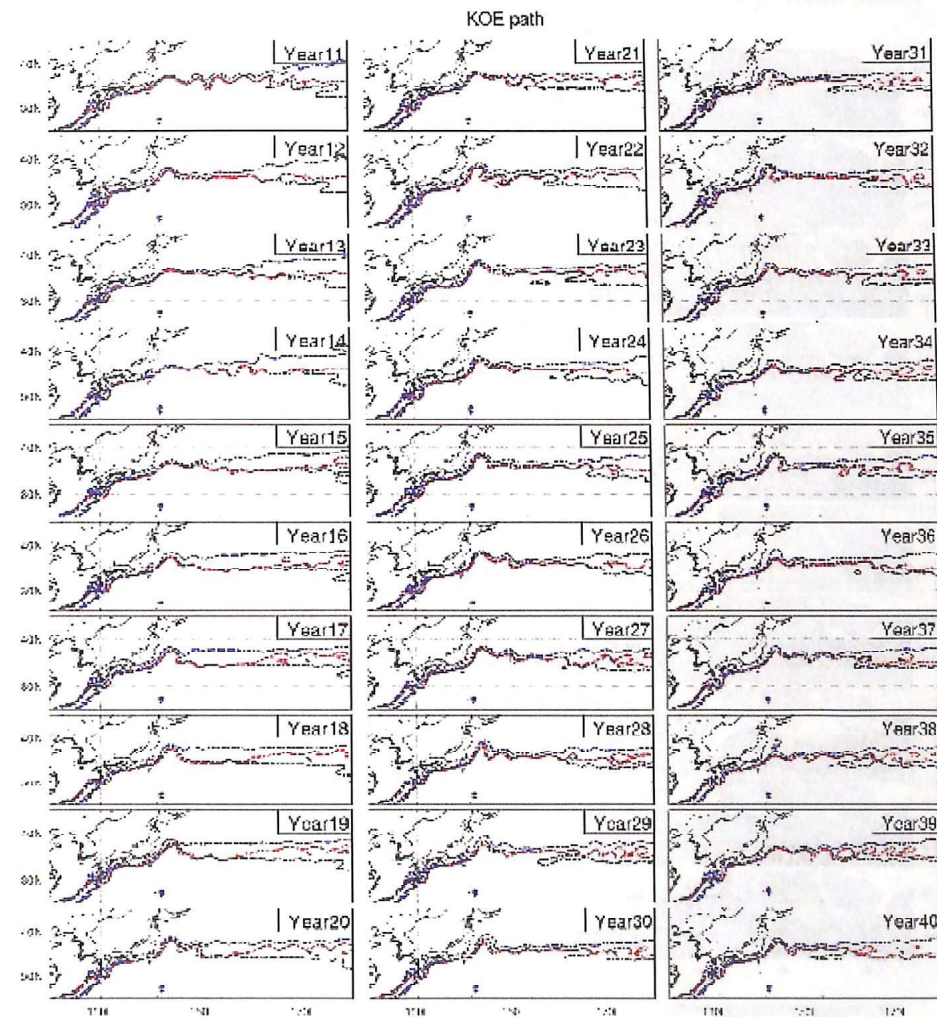
圖十六、模式模擬之黑潮海標面高。



圖十七、模式模擬之海表面告距平標準差。

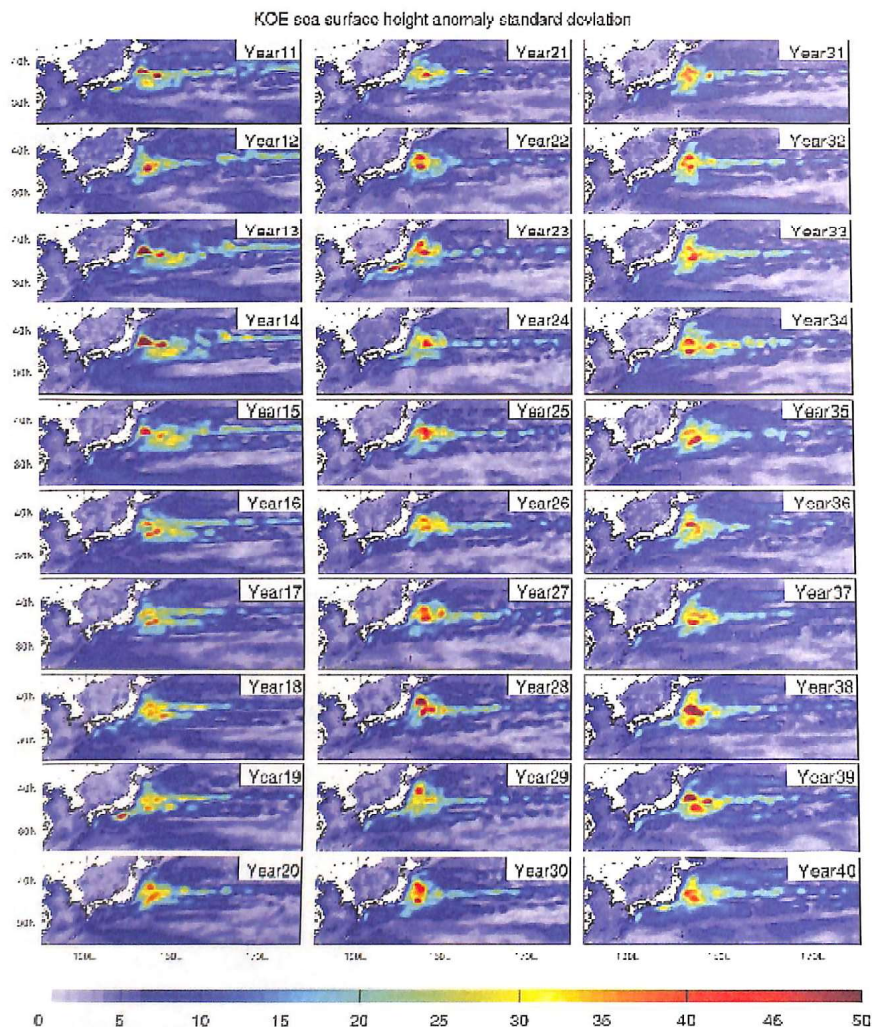


圖十八、利用衛星觀測之黑潮海表面高距平標準差。



圖十九、模式模擬11-40年之黑潮路徑示意圖，其中黑線代表年平均海表面高90公分等高線的位置；藍線為300公尺深年平均10°C等溫線；紅線為300公尺深年平均14°C等溫線。





圖二十、模式模擬11-40年之黑潮區域內海表面高距平標準差。

### Parallel Domain-decomposed Taiwan Multi-scale Community Ocean Model (PD-TIMCOM)

Chien, Mu-Hua<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Dept. of Atmospheric Sciences, National Taiwan University

The Parallel Domain-decomposed Taiwan Multi-scale Community Ocean Model (PD-TIMCOM) was developed to provide a flexible and efficient community ocean model for simulating a variety of idealized and real ocean flows over a wide range of scales and boundary conditions. The model is particularly targeted at resolving multi-scale dynamics in the ocean environment, ranging from small scale turbulence to the global circulation gyres. The novel parallel algorithm improves the efficiency of the Error Vector Propagating (EVP) method as well as parallel Bi-Conjugate Gradient Stabilize method for the typical pressure Poisson equations in the PD-TIMCOM. The new approaches are ideal for multiple processes and takes advantage of parallel domain-decomposition, which can significantly reduce the operational counts and computational costs simultaneously. The above implement makes the PD-TIMCOM a practical eddy-resolving global ocean model for climate projection. We illustrate the parallel performance based on the 1/4 degree global adaptation of PD-TIMCOM. Our results show accurate meso-scale variability, the reasonable separation of several western boundary currents from the coast, and the appropriate watermass distribution in the global ocean. Consistent with satellite altimetry, the results also show clear mean fronts in the Kuroshio Extension and extensive Kuroshio-Oyashio interaction. This leads to a quasi-equilibrium eddy field associated with three meandering jets in the Gulf Stream and Kuroshio Extension.

**Keywords : Ocean General Circulation Model, Domain-decomposition, Poisson solver**