

## 第二章、資料來源、研究方法、與模式介紹

### 2.1 資料來源

本文採用之資料包括美國國家環境預測中心（National Centers for Environmental Prediction，簡稱 NCEP）再分析大氣與海溫資料、及聯合環境資料分析中心（Joint Environmental Data Analysis Center，簡稱 JEDAC）提供之次表層海溫資料等，以下將根據本文研究使用之資料來源、總類、格式及資料起迄時間作一簡述。

#### 2.1.1 大氣資料

爲了探討相關大氣場之物理特性，本文採用美國國家環境預測中心(NCEP)所提供之再分析(Re-analysis)資料。該資料之水準解析度，於近地面採高斯網格平面，近似 $1.9^{\circ}\times 1.9^{\circ}$ 經緯網格，而高空場爲 $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ ，垂直共分17層，最高至10百帕(hPa)，範圍涵蓋全球，資料起迄時間從1948年至2007年。由於本研究專注於海氣間交互作用，因此大氣場取1000hPa等壓面資料，而所選取資料包括：風場、降水、速度位、及流函數，資料起迄時間1949~2000年，共52年。

#### 2.1.2 海溫資料

洋面溫度資料採用美國國家環境預測中心(National Centers for Environmental Prediction，NCEP)提供之最佳化內差月平均海溫資料(Reynold Optimum Interpolation SST，OI SST；Reynolds and Smith 1994)，該資料爲利用船舶與浮標觀測及NOAA繞極衛星監測資料透過客觀分析而得。資料空間解析度爲 $1.0^{\circ}\times 1.0^{\circ}$ 經緯網格，起迄時間爲1982至2007年。由於該資料乃經由衛星觀測反演而得，因此對海面溫度的空間分佈以及海溫梯度掌控均有相當大的幫助，相對的準確度亦較高，使其成爲目前最常被使用的海溫資料之一。

由於OI SST之資料長度僅從1982至2007年，而吾人之研究爲較長週期之

年代研究，為討論長時間之海溫變化特徵，故採用 NCEP 所提供之重建海溫資料 (Reconstructed SST)，該資料為利用 OI SST 1982 至 1993 年共十年的月平均資料為氣候平均，做經驗正交函數展開，並將函數展開所得之分佈模態當作空間基礎方程，在利用船舶與浮標等觀測資料反演以得到更長時間之海溫時空分佈 (Reynolds et al. 1996)，該資料範圍涵蓋全球 ( $90^{\circ}\text{S}\sim 90^{\circ}\text{N}$ ,  $1^{\circ}\text{E}\sim 359^{\circ}\text{E}$ )，其中南北方向只有在  $45^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{N}$  範圍內具有海溫距平，其餘地區則為氣候平均值，資料起迄時間從 1860 年至 2007 年，空間解析度為  $2.0^{\circ}\times 2.0^{\circ}$  經緯網格。

### 2.1.3 次表層海溫資料

次表層海溫資料採用聯合環境資料分析中心 (Joint Environmental Data Analysis Center, 簡稱 JEDAC) 提供之再分析海溫資料，該資料主要為利用船舶觀測所得資料，再透過客觀分析而得。其資料提供海溫場、鹽度場與混合層深度，其水平空間解析度為  $5^{\circ}\times 2^{\circ}$ ，資料範圍包含  $60^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{E}\sim 30^{\circ}\text{E}$ ，在垂直解析度上，有海表面溫度、海面下 20 公尺、40 公尺、60 公尺、80 公尺、120 公尺、160 公尺、200 公尺、240 公尺、300 公尺及 400 公尺。資料起迄時間從 1955 年至 2003 年。

## 2.2 研究方法

為了聚焦在年際和年代變化訊號，月平均資料場皆經過季節變化訊號之濾除。濾除方法為：將一月之月平均資料減去一月長期氣候值、二月之月平均資料減去二月長期氣候值、.....，依此類推到十二月，此種濾除季節訊號方法為多數氣候分析者所使用，其優點為可保留時間上解析度。本文所使用主要的研究方法包括奇異值分解法 (Singular Value Decomposition, 簡稱 SVD)、表層能量收支 (surface energy budget) 等。以下針對各方法之原理與應用作一簡單介紹，其餘方法如：相對均方根誤差 (Relative Root Mean Square Error, 簡稱 RRMSE) 和距

平相關係數 (Anomaly Correlation Coefficient, 簡稱 ACC), 請分別參見附錄 A 和附錄 B。

### 2.2.1 奇異值分解法

本研究採用奇異值分解法 (Singular Value Decomposition, 簡稱 SVD), 奇異值分解法和經驗正交函數法是目前氣候研究的重要分析工具, 由於兩者採用的數學原理相近, 因此前者可視為後者之廣義應用。但不同於經驗正交函數法僅適用於單變數時空變異分析, 奇異值分解法可用於探討雙變數 (或多變數) 時空交互變異特徵, 因此經常被用來作為分析大氣與海洋大尺度耦合特徵之工具 (Bretherton et al. 1992 ; Syu and Neelin 1995 ; 張和余 2003)。有關奇異值分解法之數學原理說明如下：

假設  $\mathbf{a}$ 、 $\mathbf{b}$  兩個物理量 (觀測場) 分別由  $l$  和  $m$  個網格點 (測站) 所組成, 我們可將其距平值 (減去氣候平均) 表示成下列矩陣形式：

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{a}_1(t_1) & \mathbf{a}_1(t_2) & \dots & \mathbf{a}_1(t_n) \\ \mathbf{a}_2(t_1) & \mathbf{a}_2(t_2) & \dots & \mathbf{a}_2(t_n) \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \mathbf{a}_l(t_1) & \mathbf{a}_l(t_2) & \dots & \mathbf{a}_l(t_n) \end{bmatrix}, \mathbf{B} = \begin{bmatrix} \mathbf{b}_1(t_1) & \mathbf{b}_1(t_2) & \dots & \mathbf{b}_1(t_n) \\ \mathbf{b}_2(t_1) & \mathbf{b}_2(t_2) & \dots & \mathbf{b}_2(t_n) \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \mathbf{b}_m(t_1) & \mathbf{b}_m(t_2) & \dots & \mathbf{b}_m(t_n) \end{bmatrix} \quad (2-1)$$

其中  $t_1, t_2, \dots, t_n$  代表共有  $n$  個時間觀測值。

為瞭解  $\mathbf{A}$  和  $\mathbf{B}$  間的整體關連性, 可藉由奇異值分解法計算  $\mathbf{A}$  和  $\mathbf{B}$  之交互協方差矩陣 (cross-covariance matrix) 的「奇異值」(singular value) 和「奇異向量」(singular vector), 求取兩物理量間的耦合型態。 $\mathbf{A}$  和  $\mathbf{B}$  交互協方差矩陣  $\mathbf{C}$  可表示為

$$C = AB^T = \begin{bmatrix} \sum_{i=1}^n a_1(t_i) \mathbf{b}_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_1(t_i) \mathbf{b}_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_1(t_i) \mathbf{b}_m(t_i) \\ \sum_{i=1}^n a_2(t_i) \mathbf{b}_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_2(t_i) \mathbf{b}_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_2(t_i) \mathbf{b}_m(t_i) \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \sum_{i=1}^n a_l(t_i) \mathbf{b}_1(t_i) & \sum_{i=1}^n a_l(t_i) \mathbf{b}_2(t_i) & \dots & \sum_{i=1}^n a_l(t_i) \mathbf{b}_m(t_i) \end{bmatrix} \quad (2-2)$$

上式中  $B^T$  為  $B$  之轉置 (transport),  $C$  為  $l \times m$  矩陣。在氣候研究上我們通常採用距平值來計算交互協方差矩陣 (2-2), 其主要目的為聚焦在氣候變異特徵。

奇異值分解法第一個步驟為分解交互協方差矩陣  $C$  成爲

$$C = U W V^T \quad (2-3)$$

其中  $U$  為  $l \times m$  矩陣,  $V^T$  為  $m \times m$  矩陣, 且  $U$  和  $V$  必須滿足下列正交特性:

$$U^T U = V^T V = 1 \quad (2-4)$$

方程式 (2-3) 中之  $W$  爲「斜對角矩陣」(diagonal matrix):

$$W = \begin{bmatrix} w_1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & w_2 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \cdot & 0 \\ 0 & 0 & 0 & w_m \end{bmatrix} \quad (2-5)$$

其中斜對角係數即爲奇異值, 代表每一個奇異向量所佔變異量, 具有  $w_1 > w_2 > \dots > w_m \geq 0$  之排列特徵。

奇異值分析法之最後步驟爲利用下列二式以求取奇異向量:

$$F = A^T U = \begin{bmatrix} \mathbf{a}_1^T \mathbf{u}_1 & \mathbf{a}_1^T \mathbf{u}_2 & \dots & \mathbf{a}_1^T \mathbf{u}_l \\ \mathbf{a}_2^T \mathbf{u}_1 & \mathbf{a}_2^T \mathbf{u}_2 & \dots & \mathbf{a}_2^T \mathbf{u}_l \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \mathbf{a}_n^T \mathbf{u}_1 & \mathbf{a}_n^T \mathbf{u}_2 & \dots & \mathbf{a}_n^T \mathbf{u}_l \end{bmatrix} \quad (2-6)$$

$$\mathbf{G} = \mathbf{B}^T \mathbf{U} = \begin{bmatrix} \mathbf{b}_1^T \mathbf{v}_1 & \mathbf{b}_1^T \mathbf{v}_2 & \dots & \mathbf{b}_1^T \mathbf{v}_m \\ \mathbf{b}_2^T \mathbf{v}_1 & \mathbf{b}_2^T \mathbf{v}_2 & \dots & \mathbf{b}_2^T \mathbf{v}_m \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \mathbf{b}_n^T \mathbf{v}_1 & \mathbf{b}_n^T \mathbf{v}_2 & \dots & \mathbf{b}_n^T \mathbf{v}_m \end{bmatrix} \quad (2-7)$$

(2-6) 和 (2-7) 之「欄」(columns) 分別代表  $\mathbf{A}$  和  $\mathbf{B}$  時間序列在空間之「投影」(projections)，其中第一欄代表最顯著之空間投影，即所謂的「第一奇異向量」(1<sup>st</sup> singular vector)，第二欄代表「第二奇異向量」，...，依此類推。

每個奇異向量所解釋「平方協方差百分比」(percentage of the Square Covariance Fraction，簡稱 SCF 百分比) 為

$$SCF_k = (w_k^2 / \sum_{k=1}^m w_k^2) \times 100\% \quad (2-8)$$

每個奇異向量之「主分量」(Principle Component，簡稱 PC) 可由奇異向量與對應之觀測場距平乘積獲得：

$$PC(t) = \sum_{i=1}^{nm} \mathbf{S}_i(t) \times \mathbf{O}_i(t) \quad (2-9)$$

其中  $PC(t)$  為主分量時間序列， $\mathbf{S}$  為奇異向量 (亦即  $\mathbf{F}$  和  $\mathbf{G}$  矩陣之列)， $\mathbf{O}$  為觀測場距平 (亦即  $\mathbf{a}$  和  $\mathbf{b}$  減去氣候平均)， $nm$  為網格點 (測站) 數。另外，我們可透過求取兩主分量時間序列之相關係數獲知兩奇異向量間之耦合程度。

在本文本計算海平面溫度與近地面風場交互協方差矩陣時，先將去除季節訊號之海溫距平寫成一個矩陣，然後將去除季節訊號之緯向風 ( $u$ ) 和經向風 ( $v$ ) 距平合併成爲另一個較大矩陣 (先放  $u$  再放  $v$ )，最後在用上述奇異值分解法求取海溫和風場之奇異向量和其他相關重要參數。

由於奇異向量空間上相對大小才具有意義，因此本文將奇異向量除以最大奇異向量值，以獲得常態化 (normalized) 之奇異向量分佈。另外爲方便計算起見，本文中大氣與海溫資料統一內差爲  $5^\circ \times 5^\circ$  經緯網格，研究範圍緯向 (東西向) 包含全球，經向 (南北向) 涵蓋南緯  $45^\circ$  到北緯  $60^\circ$  間。

### 2.2.2 熱帶海氣回饋機制

熱帶地區大氣之濕靜能 (moist static energy) 方程可寫為：

$$\partial_t \langle q + T \rangle + \langle \mathbf{V} \cdot \nabla (q + T) \rangle + \langle \omega \partial_p (q + T) \rangle = \frac{\mathbf{g}}{P_T} F^{\text{net}} \quad (2-10)$$

$$F^{\text{net}} = S_i^\downarrow - S_i^\uparrow - S_s^\downarrow + S_s^\uparrow - R_r^\uparrow - R_s^\downarrow + R_s^\uparrow + E + H \quad (2-11)$$

其中 $q$ 為濕度， $T$ 為空氣溫度， $\mathbf{V}$ 為水平風場， $\omega$ 為垂直風場， $F^{\text{net}}$ 為對流雲區之熱通量，如(2-11)，其中 $S_i^\downarrow$ 為短波輻射於雲頂之入射通量， $S_i^\uparrow$ 為短波輻射於雲頂之反射通量， $S_s^\downarrow$ 為短波輻射於雲底之射出通量， $S_s^\uparrow$ 為短波輻射於雲底之反射通量， $R_r^\uparrow$ 為長波輻射於雲頂之射出通量， $R_s^\downarrow$ 為長波輻射於雲底之反射通量， $R_s^\uparrow$ 為長波輻射於雲底之入射通量， $E$ 為潛熱， $H$ 為可感熱。

透過Betts (1985) 所提出之對流準平衡假設，如(2-12)，其中， $M$ 為濕穩定度，其物理量意義代表大範圍氣團之穩定度 (Yu and Neelin 1997)。

$$\langle \omega \partial_p (q + T) \rangle \cong M \mathbf{V} \cdot \vec{\mathbf{V}} \quad (2-12)$$

透過長時間平均(2-10)式，與潛熱與可感熱參數化，在深對流地區之能量方程可得(2-13)式，其中， $r_0$ 與 $\varepsilon_0$ 皆為參數化中常數， $T_s'$ 為海表面溫度距平，因此在深對流地區大氣與海洋交互作用關係如(2-14)式，為大氣輻散場與海表面溫度變化成正比，與該區濕穩定度成反比。

$$M \mathbf{V} \cdot \vec{\mathbf{V}} \cong (1 + r_0) \varepsilon_0 T_s' \quad (2-13)$$

$$\nabla \cdot \vec{\mathbf{V}} \propto \frac{1}{M} T_s' \quad (2-14)$$

### 2.2.3 海表層能量收支

為探討海平面溫度於年代與年際尺度變化中，海溫變化特徵之貢獻來源，故使用能量收支方程診斷其影響海溫變化之貢獻向為何。POP海洋環流模式之熱力方程可寫成

$$\frac{d\phi}{dt} = Q \quad (2-15)$$

$$\phi = \text{位溫}, Q = Q_T \quad (2-16)$$

$$\phi = \text{鹽度}, Q = Q_S \quad (2-17)$$

其中 $\phi$ 為位溫與鹽度， $Q_T$ 為海洋表層受大氣之熱通量（包含，長波輻射、短波輻射、潛熱釋放與可感熱之收支通量）。 $Q_S$ 為海洋表層受淡水淡化之通量（包含，降水、蒸發、河流流水、海冰之淡水通量）。

但熱通量與淡水通量之影響僅作用於海洋之表面層，當海洋深度低於表面，其 $Q_T$ 、 $Q_S$ 無作用。方程亦表示為：

$$\frac{d\phi}{dt} = 0 \quad (2-18)$$

海洋質量守恆方程（連續方程），非常接近不可壓縮流體，其數學形式為：

$$\nabla \cdot \vec{U} = 0 \quad (2-19)$$

其中 $\vec{U} = u\hat{i} + v\hat{j} + w\hat{k}$ 。

將熱力方程與乘以 $\phi$ 之連續方程可得到流體運送方程(tracer transport equation)：

$$\frac{\partial}{\partial t} \phi + \nabla \cdot u\phi + \frac{\partial}{\partial z} w\phi = \nabla \cdot F + \frac{\partial}{\partial z} F_V \quad (2-20)$$

$$\nabla \cdot F = \text{水平頻散} = D_H \quad (2-21)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} F_V = \text{垂直頻散} = D_V \quad (2-22)$$

若要討論海洋上層與大氣、淡水通量之收支，則需用上式於海表面積分（即由 $-h_1$ 到 $\eta$ ，其中 $h_1$ 為海面下第一層之深度， $\eta$ 為海波浪至表面之高度），其積分式為：

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-h_1}^{\eta} dz \phi + \nabla \cdot \int_{-h_1}^{\eta} dz u\phi + w(\eta)\phi(\eta) - w(h_1)\phi(h_1) = \nabla \cdot \int_{-h_1}^{\eta} dz F + F_V(\eta) - F_V(h_1) \quad (2-23)$$

由於上式代入表面線性化模式，其為表層（ $z=0$ 與 $z=\eta$ ）之水平平流通量與水平頻散通量皆為0，以及 $w(\eta)$ 於表面無流體平流（ $w(\eta) = -q_w$ ，其中 $q_w$ 為降水、

蒸發、河流流水、海冰之淡水通量)，故上式為：

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-h_1}^{\eta} dz \varphi + \nabla \cdot \int_{-h_1}^0 dz u \varphi - w(h_1) \varphi(h_1) = q_w \varphi(\eta) + \nabla \cdot \int_{-h_1}^0 dz F + F_V(\eta) - F_V(h_1) \quad (2-24)$$

此方程亦考慮透過海氣交互作用所得到之流體通量(tracer flux)，海洋模式之表層所得到之流體通量(tracer flux)表示為：

$$F_T = q_w \varphi(\eta) + F_V(\eta) \quad (2-25)$$

其中  $\varphi(\eta)$  表式為海表面之流體集中(tracer concentration)，而  $q_w \varphi(\eta)$  為由於淡水通量造成之相對海表面之海洋平流項。

此外，由大氣進入海洋之通量可表式為：

$$Q_T = q_w \varphi_w + Q_\varphi \quad (2-26)$$

其中  $\varphi_w$  海洋受到淡水影響之流體狀態， $Q_\varphi$  為加入流體狀態之通量（包含，長波輻射、短波輻射、潛熱釋放與可感熱之收支通量）。

為滿足邊界層通量守恆，

$$F_T = Q_T = q_w \varphi(\eta) + F_V(\eta) = q_w \varphi_w + Q_\varphi \quad (2-27)$$

將此上式代入表面流體傳輸之表面積分式，即可得：

$$\begin{aligned} (\eta + h_1) \frac{\partial}{\partial t} \varphi + \varphi \frac{\partial}{\partial t} (\eta + h_1) + h_1 \varphi_1 \nabla \cdot u_1 + h_1 u_1 \nabla \cdot \varphi_1 - w_1 \varphi(h_1) \\ = Q_\varphi + h_1 \nabla \cdot F_1 - F_V(h_1) + q_w \varphi_w \end{aligned} \quad (2-28)$$

因為本實驗忽略表層波浪影響： $\eta = 0$  與連續方程： $\frac{\partial}{\partial t} (h_1) + h_1 \nabla \cdot u_1 = 0$ ，故上式

可得：

$$h_1 \frac{\partial}{\partial t} \varphi = Q_\varphi - h_1 u_1 \nabla \cdot \varphi_1 + w_1 \varphi(h_1) + h_1 \nabla \cdot F_1 - F_V(h_1) + q_w \varphi_w \quad (2-29)$$

其中等號左項  $h_1 \partial \varphi / \partial t$  為流體趨勢項(tracer tendency term)，等號右項之  $Q_\varphi$  為海表面熱通量(surface heat flux term)， $-h_1 u_1 \nabla \cdot \varphi_1 + w_1 \varphi(h_1)$  為水平與垂直平流項(advection term)， $h_1 \nabla \cdot F_1 - F_V(h_1)$  為水平與垂直頻散項(dissipation term)， $q_w \varphi_w$  為淺水通量，但本實驗中並無考慮此項之貢獻，故此項為0。

## 2.3 數值模式簡介

### 2.3.1 經驗大氣模式

由於本文探討近海平面大氣風場與海溫間之關係，採用資料包括 NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) 再分析資料之月平均 1000hPa 風場，空間解析度為  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  經緯度，研究之時間為 1949~2000 年，共 52 年。海平面溫度方面採用同時期重建最佳化海溫資料，空間解析度為  $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$  經緯度。此外為了減少計算時間與資源，本文所分析之網格資料解析度統一為  $5.0^{\circ} \times 5.0^{\circ}$  經緯度。

為了解兩物理量之時間與空間特徵，本文採用奇異值分解法 (SVD)，透過求解兩變數 (或多變數) 空間與時間資料之交叉協方差矩陣 (cross co-variance matrix) 獲得兩變數 (或多變數) 間最高相關係數下之時空分佈特徵，亦即呈現此兩變數 (或多變數) 間之主要耦合型態 (Bretherton et al 1992 ; Syu and Neeln 1995 ; 張和余 2003)。透過 SVD 統計計算結果，得知兩物理場具有相當高之相關係數，其計算結果之前七個模態之可解釋變異分量總和超過 90%，其表示主要之氣候變化特徵皆包含在此前七模態中，故本研究藉由其一物理場透過奇異值分解法結果之基礎函數，反求另一物理場 (Syu and Neeln 1995)。

一但利用 SVD 法建立起 SST 和風場之基礎函數，經驗大氣模式可利用已知之海溫分佈反求風場分佈，其步驟如下：

- 1) 將模式 (或觀測) 海溫投影至第一個 SST 奇異值向量，以獲得  $T_1$ 。
- 2) 將  $T_1$  除以第一個 SST 奇異值向量之方差 (variance)，以達到常態化效果。
- 3) 將常態化後之  $T_1$  乘以第一個風場奇異值向量，以得到風場  $W_1$ 。
- 4) 重複 1) ~ 3) 步驟直至所需之模數 (mode)。
- 5) 將所得之風場值累加 ( $W = W_1 + W_2 + W_3 + \dots$ )，並乘上一「投影係數」 (Projection Coefficient,  $\mu$ )，以得到最終之風場分佈。

經驗大氣模式中之投影係數需透過和觀測資料之比較，以調校出最佳數值，本文

取前 7 個 SVD 模數作為基礎函數，建議採用最佳數值為  $\mu = 6.6 \times 10^{-4}$ 。

### 2.3.2 Cane-Zebiak 海洋模式

為了解海氣交互作用於長時間氣候變化之影響，並為了能模擬出海洋表面溫度之變化，故本研究使用 Schopf and Cane (1983) 所發展之 2 又 1/2 層海洋模式，此模式最早為 Cane 在 1979 所發展，其為 1 又 1/2 層海洋模式，主要在模擬在赤道地區透過風場驅動之海溫反應，其垂直架構為海面下一層海洋厚度且深度為定值，以及一僅吸收作用力而不反應之邊界層。但由於缺乏海洋中逸入作用之參數化，故在海表面溫度與觀測值有較大之誤差。至 1983 年發展出 2 又 1/2 層海洋模式，其中海洋內部包含混合層與斜溫層與僅吸收作用力之海綿層。此模式由於加入海洋內部之逸入作用參數化，得以能較完整模擬出海洋表面之溫度變化，以及更接近觀測之氣候狀態。

該模式空間範圍為南緯 30°S 至北緯 30°N，東西向為全球範圍，本研究使用之水平空間解析度為  $2^\circ \times 1^\circ$  (lon. by lat.)，垂直解析度為 2 又 1/2 層，圖 2.1 為該模式之垂直剖面解析圖，由圖可見海洋分為混合層 (Mixed layer) 與斜溫層 (Thermocline layer) 以及僅吸收作用力之海綿層 (Deep resting layer)。而混合層與斜溫層間有逸入 (Entrainment) 過程使兩層間能有熱量交換作用。其海洋動力方面，以一般座標計算之，由靜力方程描述各層流體之原始方程。其中假設密度隨溫度增加而線性化減少，鹽度方面在此模式中並不考慮。

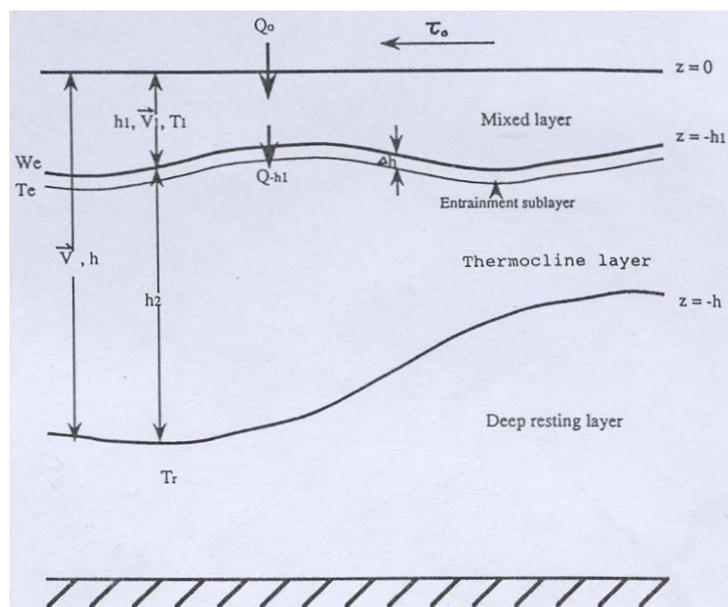


圖 2.1：Cane-Zebiak 模式之垂直剖面示意圖（圖摘自 Seager et al 1988）

該模式方程包含靜力方程、動量方程、連續方程、傳輸方程等（Schopf and Cane 1983），茲分述如下：

靜力方程可寫成

$$\frac{\partial p}{\partial z} = b = \alpha g(T - T_r) \quad (2-30)$$

動量方程可寫成

$$\frac{\partial}{\partial t} \mathbf{V} + \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{V} + w \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} + f \mathbf{k} \times \mathbf{V} = -\nabla_z P + \frac{1}{\rho_r} \frac{\partial \tau}{\partial z} + \mu \nabla^2 \mathbf{V} \quad (2-31)$$

連續方程可寫成

$$\nabla_z \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (2-32)$$

傳輸方程可寫成

$$\frac{\partial}{\partial t} T + \mathbf{V} \cdot \nabla T + w \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\rho_r C_w} \frac{\partial Q}{\partial z} + \mu \nabla^2 T \quad (2-33)$$

其中  $b$  為浮力； $\alpha = 2.5 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$  為海水膨脹係數； $g$  為重力； $f$  為科氏參數； $\rho_r = 10^3 \text{ kgm}^{-3}$  為海水之參考密度； $C_w = 4.2 \times 10^7 \text{ Jg}^{-1} \text{ K}^{-1}$  為水之熱容； $\mu = 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$  為水平擾動係數； $Q$  為向下熱通量； $\tau$  為垂直風切； $P$  為壓力； $\mathbf{V}$  與  $w$  分別為水平與垂直速度。

模式中熱通量  $Q_0$  之收支平衡表示如下，

$$Q_0 = F_{sw} - F_{lw} - F_l - F_s \quad (2-34)$$

其中  $F_{sw}$  為太陽短波輻射，參數化採用 Berliand (1952) 其表示為，

$$F_{sw} = Q_s [1 - (a_1 + a_2 n)] (1 - A) \quad (2-35)$$

$Q_s$  為採用 Budyko and Miller (1974) 所計算月平均最大太陽通量； $n$  為月平均雲量參數； $A$  為海洋洋面反照率，其值為 0.8； $a_1$  與  $a_2$  為擾動係數。而長波輻射參數化如下，

$$F_{lw} = \varepsilon \sigma T_a^4 \left( 0.39 - 0.05 e^{1/2} \right) (1 - a_3 n^2) + 4 \varepsilon \sigma T_a^3 (T_1 - T_a) \quad (2-36)$$

$T_a$  與  $e$  分別為表層大氣溫度與水氣壓； $\varepsilon$  為海洋紅外線放射參數，其值為 0.97； $\sigma$  為 Stefan-Boltzman 定值； $a_3$  為隨緯度改變之影響輻射傳輸雲量係數 (Budyko and Miller 1974)。潛熱  $F_l$  與可感熱  $F_s$  表示如下，

$$F_l = \rho_a C_E L V (q_s - q_a) \quad (2-37)$$

$$F_s = \rho_a C_E C_p V (T_1 - T_a) \quad (2-38)$$

其中  $L = 2.5 \times 10^6 \text{ Jkg}^{-1}$ ， $C_p = 1004 \text{ Jkg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ， $C_E = 1.5 \times 10^{-3}$  為熱傳輸係數， $q_s$  為飽和濕度； $T_1$  為混合層溫度； $q_a$  與  $T_a$  為海表面空氣作用於海面之濕度與溫度，其為經驗試，表示如下，

$$q_a = [0.972 \times T_1 - 8.92] \times 10^{-3} \quad (2-39)$$

和

$$T_a = 1.03 \times T_1 - 1.32 \quad (2-40)$$

在海洋下，層與層間之逸入作用參數化是採用 Niller-Kraus scheme(1977)，來交換兩層間之能量，其參數化如下。

$$W_e \kappa (W_e) h_1 \alpha g (T_1 - T_e) = 2 m_s u_*^3 - \frac{h_1}{2} [(1 + m_b) B_0 - (1 - m_b) |B_0|] - \frac{\alpha g}{\rho_r C_w} \left( h_1 - \frac{2}{\gamma} \right) I_0 \quad (2-41)$$

其中  $u_*$  為表層摩擦速度； $B_0$  因表層冷卻而濾除可用位能之表層通量，

$B_0 = (\alpha g / \rho_r C_w)(Q_0 - I_0)$  ;  $I_0 = (1 - R)F_{sw}$  ;  $I_0$  為太陽輻射通量 ;  $R = 0.55$  和  $\gamma = 0.04\text{m}^{-1}$  分別為太陽輻射參數係數與衰減參數 ;  $F_{sw}$  為表面接收之向下太陽輻射通量 ;  $m_s$  與  $m_b$  為由於風場活躍與輻合運動造成之混合擾動參數 , 其值分別為 1.25 與 0.4 。

模式計算之時間積分為跳蛙法 (leapfrog scheme) , 本研究採用時間間隔 (time step) 為 6 小時。初始場資料方面 , 本研究採用 1982 至 2001 年 NCEP 之海平面溫度月平均資料 , 由於尚須海面下斜溫層溫度 , 故本研究以 NCEP 之 1990 年月平均 1000hPa 風場資料驅動海洋 , 並未求穩定與達平衡狀態 , 本研究使用月平均風場驅動調整 (Spin up) 12 個月。

### 2.3.3 Los Alamos Parallel Ocean Program (POP) 海洋環流模式

為了探討海洋與大氣交互作用之物理過程 , 與長週期之年代變化特徵以及其對較短週期之年際變化影響。由於現有之海洋觀測資料較為缺乏 , 又因海洋之物理架構於長時間週期震盪之變化中 , 扮演關鍵性之角色 , 因此除透過觀測資料分析外 , 仍須透過較複雜之模式模擬 , 方能得到較完整之物理場資料 , 進而加以診斷與分析。本論文採用美國 Los Alamos 國家實驗室於 2002 年春天發展出來之全球海洋環流模式 (OGCM) - Parallel Ocean Program (POP) 1.4.3 版。其於 1994 年發展第一版之 POP 模式 , 而當時即得到 1994 年計算機世界榮譽獎 : 21 世紀成就獎-科學獎 (Computerworld Honors, 21st Century Achievement Award, Science, 1994)。而 1.4 版除改進為可進行平行化運算 , 減少運算時間與增加空間解析度外 , 更成為美國國家大氣研究中心 (The National Center for Atmospheric Research, NCAR) 所發展之社區氣候系統模式 (The Community Climate System Model, CCSM) 之海洋分量。

該模式空間尺度涵蓋全球 , 本研究使用之水平空間解析度為  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lon. by lat.) , 垂直解析度為 33 層 , 由海平面 0 公尺至海底 5500 公尺深。其海洋動力方面 , 以一般座標計算之 , 由靜力方程與布氏尼克斯趨近 ( Boussinesq

approximations)描述 3-D 各層流體之原始方程。

本模式原始方程包含動量方程、連續方程、靜力方程、狀態方程、傳輸方程等 (Semtner 1986, Pacanowski and Griffies 2002)，茲分述如下：

動量方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} u + L(u) - \frac{(uv \tan \phi)}{a} - fv = -\frac{1}{\rho_0 a \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + F_{Hx}(u, v) + F_V(u) \quad (2-42)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} v + L(v) - \frac{(u^2 \tan \phi)}{a} + fu = -\frac{1}{\rho_0 a} \frac{\partial p}{\partial \phi} + F_{Hy}(u, v) + F_V(v) \quad (2-43)$$

其中，

$$L(\alpha) = \frac{1}{a \cos \phi} \left[ \frac{\partial}{\partial \lambda} (u\alpha) + \frac{\partial}{\partial \phi} (\cos \phi v\alpha) \right] + \frac{\partial}{\partial z} (w\alpha) \quad (2-44)$$

$$F_{Hx}(u, v) = A_M \left\{ \nabla^2 u + \frac{u(1 - \tan^2 \phi)}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} \right\} \quad (2-45)$$

$$F_{Hy}(u, v) = A_M \left\{ \nabla^2 v + \frac{v(1 - \tan^2 \phi)}{a^2} - \frac{2 \sin \phi}{a^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right\} \quad (2-46)$$

$$\nabla^2 \alpha = \frac{1}{\alpha^2 \cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \alpha}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \left( \cos \phi \frac{\partial \alpha}{\partial \phi} \right) \quad (2-47)$$

$$F_V(\alpha) = \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial}{\partial z} \alpha \quad (2-48)$$

連續方程：

$$L(1) = 0 \quad (2-49)$$

靜力方程：

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (2-50)$$

狀態方程：

$$\rho = \rho(\theta, S, p) \rightarrow \rho(\theta, S, z) \quad (2-51)$$

傳輸方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} \varphi + L(\varphi) = D_H(\varphi) + D_V(\varphi) \quad (2-52)$$

其中，

$$D_H(\varphi) = A_H \nabla^2 \varphi \quad (2-53)$$

$$D_v(\varphi) = \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial}{\partial z} \varphi \quad (2-54)$$

其中， $\lambda$ ， $\psi$ ， $z=r-a$  為經度，緯度與相對於海平面  $r=a$  之深度。 $g$  為重力加速度， $f=2\Omega\sin\psi$  為科氏參數， $\rho_0$  為水密度， $u$  與  $v$  分別為東向與北向之速度分量， $w$  為垂直速度，壓力為  $p$ ，密度為  $\rho$ ，位溫為  $\theta$ ，鹽度為  $S$ ，而下標  $H$  表示水平方向，下標  $V$  為垂直方向之運動。 $A_H$  與  $A_M$  為水平頻散與黏滯係數， $k$  與  $\mu$  為依據局部 Richardson 數之垂直混合常數 (Pacanowski and Philander, 1981)。

該模式之空間網格為 B-grid 配置 (見圖 2.2)，於座標中  $X$  方向以向左為正向增加， $Y$  方向為向上為正向增加，實線部分為 T-cell，斜線部分為 U-cell，模式物理量 ( $T$ ， $S$ ， $p$ ， $\rho$ ) 皆位在 T-points (實點) 上，亦在 T-cell 之中心。水平向量之 ( $u_x$ ， $v_x$ ) 位於 U-points (交叉點)，以位於 U-cell 中心。

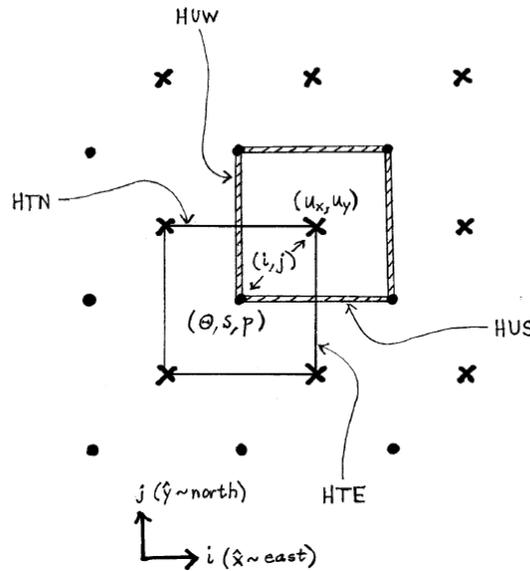


圖 2.2：水平 B-grid 分佈，於座標中方向以向左為正向增加， $Y$  方向為向上為正向增加，實線部分為 T-cell，斜線部分為 U-cell，HTN，HTE，HUW，HUS 為模式物理量之變化範圍指標。

模式計算之時間積分為跳蛙法，模式中之計算時間間隔需依照網格點大小判斷，本研究採用時間間隔為 1.2 小時。邊界條件之海陸分佈，由於初始海溫資料取 World Ocean Atlas 2005 (WOA2005) 之氣候平均值，因此由海溫值判斷，有值部分為海洋，而有特別值部分則為陸地，以達到計算時一致之效果。而海底地

形部分，在本論文則無討論之，即在本模式中並無海底地形之設定。

初始場資料方面，由於模式僅可讀取用 BIN 檔案作平行化運算，因此，所有輸入資料之檔案格式皆為 BIN 格式。而所需之物理場為海洋位溫與塩度，因此本論文取 World Ocean Atlas 2005 (WOA2005)提供之海溫、塩度之氣候平均值輸入，但由於 WOA2005 之資料解析度較高，為 (360\*180\*49)，吾人需先將其降解析度為 (144\*72\*33)，並於垂直解析度方面，先將 WOA 資料內差為每公尺一個值，在依模式需要，放入所需之位置之物理值。

除模式基本設定以外，由於本論文主探討海洋之長週期震盪變化特徵，故，需加入部分動力驅動過程，本模式中共三部分需物理參數化過程，包含水平傳輸擴散項，水平黏滯項，垂直混合項。本研究在水平傳輸擴散項採用 Laplacian Horizontal Diffusivity 其表示法如下：

$$D_H(\phi) = \frac{1}{\Delta_y} \delta_x \left( \overline{A_H^x} \Delta_y \delta_x \phi \right) + \frac{1}{\Delta_x} \delta_y \left( \overline{A_H^y} \Delta_x \delta_y \phi \right) \quad (2-55)$$

而水平黏滯項採用 Laplacian Horizontal Viscosity 其表示法如下：

$$\nabla \cdot A_M \nabla u = \frac{1}{\Delta_y} \delta_x \left( \overline{A_M^x} \Delta_y \delta_x u \right) + \frac{1}{\Delta_x} \delta_y \left( \overline{A_M^y} \Delta_x \delta_y u \right) \quad (2-56)$$

垂直混合項採用 Richardson Number Dependent Mixing(1979)，在垂直擴散係數與垂直黏滯係數皆依據 Richardson Number 而定，Richardson Number 如下：

$$\begin{aligned} Ri &= -g \frac{(\rho_k^* - \rho_{k+1})}{\frac{1}{2} (dz(k) + dz(k+1))} \left( \frac{\partial V}{\partial z} \right)^{-2} \\ &\quad - g dz_{k+\frac{1}{2}} (\rho_k^* - \rho_{k+1}) \\ &= \frac{-g dz_{k+\frac{1}{2}} (\rho_k^* - \rho_{k+1})}{\left( (u_k - u_{k+1})^2 + (v_k - v_{k+1})^2 + \varepsilon \right)} \end{aligned} \quad (2-57)$$

垂直擴散係數為：

$$k = k_{\text{bkgnd}} + (\mu_{\text{bkgnd}} + \text{Rich\_mix} / (1 + 5Ri)^2) / (1 + 5Ri) \quad (2-58)$$

垂直黏滯係數為：

$$\mu = \mu_{\text{bkgnd}} + \text{Rich\_mix} / (1 + 5Ri)^2 \quad (2-59)$$

而為求海面持續接收太陽短波輻射與熱量維持，本研究採用 NCEP 所提供之短波輻射、長波輻射驅動之，由於本研究針對風場變化影響海洋專題討論，故在輻射方面以氣候平均值驅動模式，以減少風場以外之物理量變化影響。此外，為求模式穩定，由 NCEP 再分析資料之 1000hPa 風切應力氣候月平均值，調整 (Spin up) 12 個月。

本論文為探討長週期之年代變化特徵以及其對較短週期之年際變化影響之海洋所扮演之角色，但又缺乏觀測資料分析，因此，本論文使用 NCEP 提供之觀測大氣 1000hPa 風切應力資料驅動海洋，在討論其架構變化與影響。驅動時間根據 Nathan(1997)討論之年代震盪區間 1925、1947、1977 年，因此本論文取由 1949 年至 2000 年，其中包含一完整之年代震盪週期。而風切應力資料為月平均資料，由模式內部線性內差為一天驅動一次海洋模式 (模式之設定簡表詳見附錄 C)。

#### 2.3.4 Community Climate System Model 模式簡介

為能完整模擬大氣、海洋系統之氣候變化，本論文採用能夠模擬大氣、海洋、地表變化、與海冰氣候變化之複雜耦合模式-Community Climate System Model 第三版 (CCSM 3.0)，CCSM 是美國國家大氣科學研究中心(National Center for Atmospheric Research, 簡稱 NCAR)所發展之氣候系統模式，該模式由大氣、海洋、陸地、與海冰，四個模式所組成，能夠模擬過去、現在、與未來氣候之耦合模式。CCSM 最早版本為 Community Climate Model (CCM)，其為一模擬全球氣候之大氣模式。是由 Australian Bureau of Meteorology Research 與 U. S. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory 所發展，至 1983 年將模式轉移至 National Center for Atmospheric Research (NCAR)，並朝向氣候耦合模式發展。於 1994 年在 National Science Foundation 提議下完成第一個包含大氣、海洋、陸地、與海冰四個模組之完全耦合模式-Climate system model (CSM)，其示意圖如圖 2.3，包含大氣(atm)模式、海洋(ocn)模式、陸地(lnd)模式、與海冰(ice)模式，各自計算後

再透過耦合模式(cpl)交換物理量，以達到各環境間交互作用之效果。於 1996 年對外公開第一版 CSM1.0，並用此模式實驗二氧化碳(CO<sub>2</sub>)逐年增加 1%，至百年後之氣候狀態，此篇論文於 1998 年發表於 *Journal of Climate*，此也是 CCSM 模式第一次完整發表之研究成果。在 1998 年六月 NCAR 公布了 CSM1.3 版，其模式中修定了，空氣與冰之拖曳係數、液態水之參數化以及大氣中多種氣體之交換參數化。於 2002 年公布了 CCSM2.0 版本，此版本主要修改了各模組間計算與交換參數之方法，以減少模式運算時間。於 2004 年六月公布加入平行運算方式之 CCSM3.0 版本，大大節省模式模擬時間，以有助於一般學校或研究單位使用。本研究即使用 CCSM3.0 版本，以模擬百年氣候之變化，進而討論海氣交互作用對於年代震盪之影響。

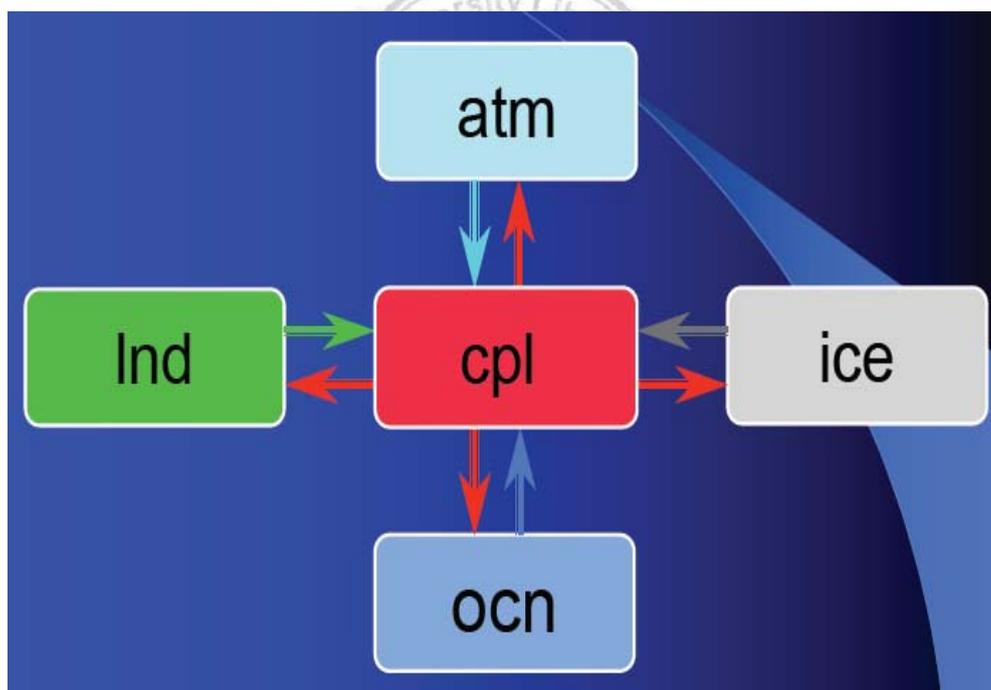


圖 2.3：CCSM 耦合模式示意圖，其中包含大氣(atm)模式、海洋(ocn)模式、陸地(lnd)模式、海冰(ice)模式，與交換各環境場物理量之耦合模式(cpl)

在 CCSM3.0 模式中包含了大氣模式-Community Atmosphere Model 3.0 (CAM)、陸地模式-Community Land Model 3.0 (CLM)、海洋模式-Parallel Ocean

Model 1.4.3 (POP)、與海冰模式-Community Sea-Ice Model 5.0 (CSIM)。在大氣模式方面，空間解析度有 T31- $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$  (lon. by lat.)與 T-85- $1.41^{\circ} \times 1.41^{\circ}$  (lon. by lat.)，垂直方向共分 26 層，除了原始動量方程、連續方程、靜力方程外，主要透過 Collins(2001)雲參數化法與(2002)長波輻射與短波輻射與空氣間水氣交互作用參數化法、懸浮微粒影響對流層熱通量變化之參數化、以及 Barth(2000)空氣中硫物質循環參數化法、懸浮微粒傳輸參數化法，模擬大氣中雲與降雨過程、輻射過程、溫度、風速、輻散過程以及懸浮微粒傳播過程。陸地模式之空間解析度與大氣模式相同，其主要是藉由積雪、覆雪、植物林地與土地利用計算大地反照率之參數化(Oleson et al. 2003)模擬陸地釋放出潛熱與可感熱多寡，進而影響大氣環境場。海洋模式方面主要原始方程與參數化法介紹請參見 2.3.3 節，而空間解析度方面，由於本模式為複雜耦合模式，故其解析度較 2.3.3 節介紹之 POP 模式低，於本模式中，水平解析度為  $3^{\circ} \times 3^{\circ}$  (lon. by lat.)，垂直分層為 25 層。海冰模式空間解析度與海洋模式相同，主要模擬海面上冰層之反照率與影響海洋鹽度。

本研究所採用之空間解析度為 T31\_gx3v5，大氣與陸地模式空間解析度為  $3.75^{\circ} \times 3.75^{\circ}$  (lon. by lat.)，垂直共分 26 層，海洋與海冰模式空間解析度為  $3^{\circ} \times 3^{\circ}$  (lon. by lat.)，垂直分層為 25 層。大氣與陸地模式中之計算時間間隔(timestep)設定為 30 分鐘，海洋與海冰計算時間間隔為 1 小時，而 24 小時四個模式交換一次物理量，以達耦合效果。初始場資料方面，採用模式內建之 1990 年大氣與海洋場資料，為求模式穩定，模式調整 (Spin up) 時間最少需時 12 個月。