

# 以熱帶海洋大氣耦合模式模擬 El Niño/Southern Oscillation (一) 耦合模式的建立與兩種型態 El Niño 的模擬

張欽雄 吳明進

國立臺灣大學大氣科學研究所

(中華民國八十五年十一月二十三日收稿；中華民國八十六年十月九日收稿)

## 摘 要

El Niño /Southern Oscillation(ENSO)現象，為現在所知影響大氣-海洋系統之氣候中最顯著的現象。為了模擬 ENSO 的形成與演化，本文採用淺水方程海洋模式與 Gill(1980)的大氣模式為基礎的海洋大氣耦合模式來模擬 ENSO；其中海洋藉表面溫度場參數化的加熱作用來驅動大氣，而大氣藉艾克曼層的摩擦過程，來吹送洋流的移動。海氣耦合模式即透過這種海洋與大氣間熱量與動量傳送過程，將海洋模式與大氣模式連結成一完整的封閉系統。模式中在處理海洋湧升流效應對海面溫度的影響時，同時考慮垂直溫度平流及斜溫層深度變化。

模式的主要架構為在大氣部份所使用的為單層大氣，海洋部份則包含了混合層與艾克曼層組成 $1\frac{1}{2}$ 層的海洋模式。

在耦合模式的發展過程中，吾人先單獨測試海洋模式與大氣模式的特性包含了：淺水重力波、凱爾文波和羅士貝波的模擬與邊界條件的測試，及 Gill(1980) 型態大氣的模擬；在海洋模式中為了能符合實際的邊界條件，故在南北方向上選擇海綿吸收邊界，而在東西方向上選擇反射邊界。

當把兩模式結合在一起，並在中太平洋給予一暖水異常擾動，則暖水異常會逐漸向東移動，而造成東太平洋的異常增溫，此與 1982/83 的 ENSO 個案相當類似。

當模式中給予西風爆發時，暖水異常迅速在東太平洋產生，並以羅士貝波的形式向西傳

至中太平洋，此亦與 1972/73 年的個案相似。

關鍵詞：海氣耦合模式、1972/73 El Niño、1982/83 El Niño

## 一、前 言

El Niño 的發生有二個相當典型不同的演化特徵的個案，可用來代表大部分 El Niño 形成過程。一者為 1972/73 年的 El Niño 個案，另一個為 1982/83 年的 El Niño 個案，兩者海溫異常首先發生的地方與演化的方向均不同。Rasmusson and Carpenter (1982) 作 1950-1973 年六個 El Niño 個案合成，指出由正的海平面溫度 (Sea Surface Temperature, SST) 距平顯示，異常增溫現象首先出現在熱帶太平洋南美洲海岸，而後往中太平洋傳播。在南美洲海岸的海溫異常和海溫的季節變化密切關聯。此以 1972/73 年的 El Niño 事件最具代表性。而 Gill and Rasmusson (1983) 則指出 1982/83 年的 El Niño 正 SST 異常增溫首先在中太平洋發生，並隨時間的演化 SST 正距平及其伴隨的外逸長波輻射 (Outgoing Longwave Radiation, OLR) 負異常，與西風異常隨時間逐漸東移。1986-87 年時 82/83 年型態的 El Niño 再度發生 (McPhadan et al., 1990)。

ENSO (El Niño / Southern Oscillation) 發生的機制，許多學者提出不同的假說。Philander (1990) 認為 ENSO 只是單純海洋動力的結果。Wyrski (1975) 則認為 ENSO 可能是西太平洋西風爆發的結果。而 Bjerkness (1969), Battisti et al. (1989) 則提出海氣交互作用的結果產生 ENSO；個別穩定的大氣與海洋結合後，卻可以形成不穩定的系統。

許多學者為了研究 ENSO 的形成機制與演化過程，而設計了海氣耦合模式：Philander et al. (1984) 以 Matsuno (1966) 淺水方程組設計了簡單的海洋機制模式，其以赤道  $\beta$  平面近似，來模擬赤道波動的特性；Gill (1980) 認為在固定的熱源加熱下，整個大氣所獲得的能量會與摩擦消耗的能量達成平衡，而解出這種不隨時間變化的大氣解析解，描繪出大氣對不同形狀加熱源所反應出的不同結構。後來的 Philander (1985), Hirst (1986), Zebiak and Cane (1987), Battisti (1988), Battisti et al. (1989) 等皆以淺水方程單層海洋模式與 Gill (1980) 的大氣模式為基礎結合成海氣耦合模式，試圖利用此簡單的機制模式，來了解海洋與大氣間能量傳遞，與探討 ENSO 發生的機制、原因，並從結果提出不同的海氣交互作用理論來解釋 ENSO 的發生。其中 Zebiak and Cane (1987) 在一切靜止的初始場中，在太平洋給予西風強迫，其宣稱其可模擬出 3 - 4 年的 ENSO 的週期振盪。另一方面提出熱帶海洋之赤道波動的傳播與反射間的交互作用，可模擬 ENSO 的週期特徵，而提出西風爆發可以促使 ENSO 發生的理論。

綜觀以上學者的模擬結果，可發現雖然所使用的基本的控制方程相似，但所使用熱力方程不同或不同的初始場，則模擬的 ENSO 的現象就不同，可見影響 ENSO 的形成原因很多。爲了印證不同 ENSO 形成理論，以及各種初始場下海氣系統的反應，本研究亦以淺水方程海洋模式與 Gill(1980)大氣模式爲基礎的海洋大氣耦合模式來模擬 ENSO。海洋包含混合層與艾克曼層。在處理湧升流效應時，同時考慮垂直溫度平流及斜溫層變化的影響。大氣模式中，爲了避免解 Gill(1980)橢圓方程的不便及節省海洋大氣同時做預報計算的時間，採用 Hirst(1985)之預報方程模式，讓大氣對固定熱源反應達穩定後，再作用在海洋上，即以預報方程做診斷方程的處理，而成擬 Gill(1980)的大氣模式。

本文主要介紹模式的架構與使用不同初始條件模擬 El Niño 事件的結果，探討不同型態 El Niño 的發生和海氣系統的初始擾動的關係，模式其他物理參數測試結果，因篇幅所限，列於下一篇"耦合模式進一步測試"中。

本文第二章爲描述此耦合模式的結構，第三、四章則討論以此耦合模式來模擬 1982/83 年型態 ENSO 個案和 1972/73 年類型 ENSO 個案的結果，第五章爲總結與討論。

## 二、海氣耦合模式介紹

簡單的海氣耦合機制模式主要由海洋模式、大氣模式以及耦合部份等三個架構組合而成；海洋模式與大氣模式分別爲用來控制海洋與大氣運動的方程組；而耦合部份爲描述二者之間如何交互作用，或是能量在二者間如何傳遞。海氣耦合機制模式的組織架構如圖 1 所示。

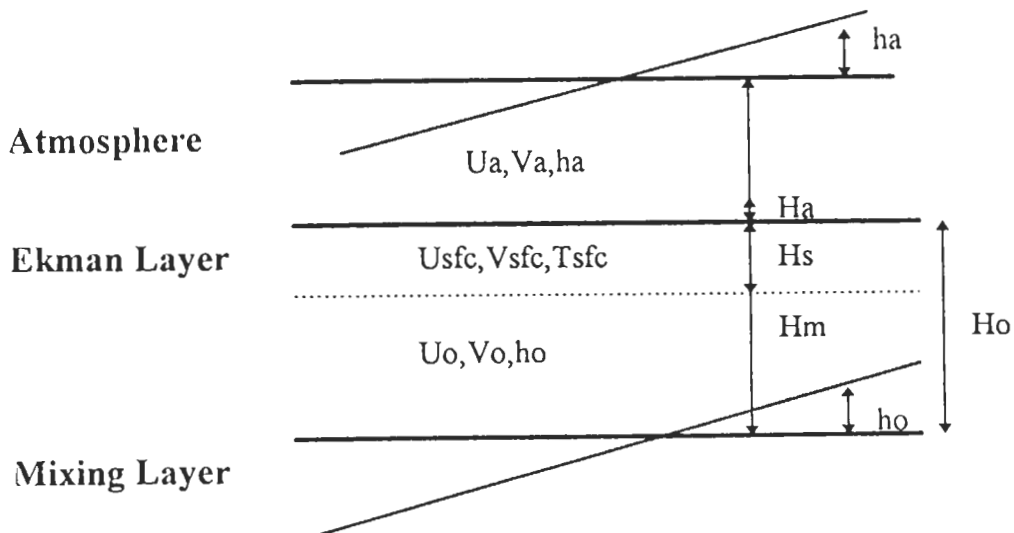


圖 1 海氣耦合模式架構示意圖。

在海氣交互作用的過程中，海水透過表面溫度來驅動大氣，而大氣藉由風場的吹送，來驅動表面海水的移動，再由表面層將動量下傳至混合層或斜溫層，所以艾克曼層(表面層)的模擬就顯得非常重要，由於艾克曼層的運動並不等於混合層的運動結果，故本模式特將艾克曼層獨立成半層，而成包含混合層和艾克曼層的 $1\frac{1}{2}$ 層海洋模式。

由於海洋與大氣皆為流體，且皆受科氏力的作用，所以基本上所使用的運動控制方程皆相似，不同處在於邊界與熱力效應的處理；因海洋的東西邊界為陸地，故選擇固定反射性邊界，而南北方向上因延伸至較高緯度故選用海綿吸收邊界，使波動在此不會產生反射。對大氣而言因其東西方向相連貫故選擇週期性邊界，而南北邊界則與海洋相同。

模式所模擬的區域範圍，海洋為從東經 120 度至西經 80 度，南北方向為南緯 20 度至北緯 20 度，即太平洋熱帶海域，各分成 160 點與 40 點，每點間隔為 1 度，模式中心位置為西經 160 度的赤道上其網格點為(81, 21)，大氣的區域在南北方向上與海洋相同，東西方向上則為整個緯度圈，大氣的網格間距為 2 度。

海洋模式中，斜溫層將混合層與深海的不動層分開，其混合層的動力方程組使用淺水方程海洋模式：

$$\frac{\partial U_o}{\partial t} = \beta y V_o - g' \frac{\partial h_o}{\partial x} + \frac{\tau^x}{\rho H_o} - \gamma U_o \quad (1)$$

$$\frac{\partial V_o}{\partial t} = -\beta y U_o - g' \frac{\partial h_o}{\partial y} + \frac{\tau^y}{\rho H_o} - \gamma V_o \quad (2)$$

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} = -H_o \left( \frac{\partial U_o}{\partial x} + \frac{\partial V_o}{\partial y} \right) - \gamma h_o \quad (3)$$

上述中的  $U_o$ 、 $V_o$ 、 $h_o$ 、 $H_o$  分別代表海洋混合層的緯向和經向流速、混合層厚度變化及包括混合層和艾克曼層的相當深度； $\tau^x = R_{cd} * U_a$ 、 $\tau^y = R_{cd} * V_a$  為緯向和經向水平摩擦力，其中  $U_a$ 、 $V_a$  為大氣風速，模式中  $R_{cd} = 6.4E-4$ ； $g'$ 、 $\gamma$  分別為縮減重力、阻尼參數化係數。

(1)、(2)式右側第一項為科氏力，因靠近赤道以  $\beta$  平面近似代替，第二項為壓力(重力)梯度力，第三項為摩擦應力，即風的吹送效應作用在整層水塊所產生的加速效果，最後項為阻尼項(damping term)，在此以  $\gamma U_o$ 、 $\gamma V_o$  來參數化其大小。

在將海洋模式與大氣模式結合前，我們曾對海洋模式以淺水重力波、赤道羅士貝波和凱爾文波分別對邊界做測試，發現結果在南北邊界不會有反射現象，而在東西邊界上有明顯反射，此與預期一樣。

大氣能量來源來自 SST 的加熱，與混合層的溫度沒有直接關連，故本海洋模式的熱力方程為艾克曼層(表面層)SST 熱力方程，以計算 SST 的變化，其為  $\frac{dT_{sc}}{dt} = Q$ ， $Q$  為非絕熱項，

可分為  $Q_1$  (加熱) 與  $Q_2$  (牛頓冷卻) 兩項。  $Q_2$  以 SST 參數化來取代，即  $Q_2 = \alpha T_s$ 。展開後

$$\frac{\partial(\bar{T}_{sfc} + T_s)}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial(\bar{T}_{sfc} + T_s)}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial(\bar{T}_{sfc} + T_s)}{\partial y} - W \frac{\partial(\bar{T}_{sfc} + T_s)}{\partial z} + Q_1 - \alpha T_s \quad (4)$$

上述中的  $U_{sfc}$ 、 $V_{sfc}$ 、 $W$ 、 $\bar{T}_{sfc}$ 、 $T_s$  分別代表海洋表面層的緯向和經向流速、垂直運動速度、海水表面平均溫度、海水表面溫度距平。對單層海洋模式的垂直溫度梯度以表面層與深洋層水溫 ( $T_o$ ) 的差來表示，即  $\frac{\partial(\bar{T}_{sfc} + T_s)}{\partial z} = \frac{\bar{T}_{sfc} - T_o}{H_o + h_o}$ 。在本文考慮平均海溫分佈為均一和

穩定。則方程式簡化為：

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = -U_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial x} - V_{sfc} \frac{\partial T_s}{\partial y} - W \frac{\bar{T}_{sfc} - T_o}{H_o + h_o} + Q_1 - \alpha T_s \quad (5)$$

上述方程式(5)為熱力方程，其右側前二項為平流效應，第三垂直平流效果，第四項為非絕熱項，第五項為消散作用。

表面層流速  $U_{sfc}$ 、 $V_{sfc}$  和混合層流速不同，可以下述方式求得：

混合層流速  $U_o$ 、 $V_o$  動力來源可分成兩部份：(1)由壓力梯度所造成部份  $U_p$ 、 $V_p$  (2)由艾克曼層風吹摩擦下傳部份  $U_E$ 、 $V_E$

$$U_o = U_p + U_E \quad (6)$$

$$V_o = V_p + V_E \quad (7)$$

艾克曼層流速  $U_{sfc}$ 、 $V_{sfc}$ ，亦可分為(1)由壓力梯度所造成部份  $U_p$ 、 $V_p$ ，此和混合層相同，(2)由風吹摩擦所造成部份  $U_s$ 、 $V_s$

$$U_{sfc} = U_p + U_s \quad (8)$$

$$V_{sfc} = V_p + V_s \quad (9)$$

艾克曼層的方程式為：

$$\gamma_s U_s - \beta y V_s = \frac{\tau^x}{\rho H_s} \quad (10)$$

$$\gamma_s V_s + \beta y U_s = \frac{\tau^y}{\rho H_s} \quad (11)$$

其中  $\gamma_s$  為艾克曼層的 Rayleigh 摩擦係數， $H_s$  為艾克曼層的厚度。

假設在斜溫層以上全部艾克曼傳輸(Ekman transport)與在表面層相同，則滿足  $H_o U_E = H_s U_s$  及  $H_o V_E = H_s V_s$  的關係(動量平均分配至整層)，由此我們可以得到混合層風吹摩擦流速  $U_E$ 、 $V_E$ ，以及表面層流速  $U_{sfc}$ 、 $V_{sfc}$ 。

海洋中層化結構非常強，斜溫層很明顯把海水分為上層暖水與下層冷水，彼此間不混合，在斜溫層中非常穩定，幾乎沒有垂直運動來破壞斜溫層，故垂直平流效應一般也相當小，只有在上層有強烈輻合或輻散時，產生沈降流(Downwelling Current)與湧升流(Upwelling Current)才明顯改變上下層的溫度；湧升效應是海洋動力中相當特殊的機制，其強度比其他的項大的多，且其除了直接改變局地的海水表面溫度外，其造成斜溫層的上升與下降亦是相當重要，故學者們認為暖池

(Warm Pool)的迅速移動與海洋湧升效應的關係相當密切，湧升效應與斜溫層厚度的模擬，成為海氣耦合模式成功與否的關鍵。

不同的學者對於單層海洋模式的湧升流的處理有不同的方法，Zebiak and Cane(1987)等使用直接處理的方法，即  $\frac{\partial T_s}{\partial t} \propto -\delta(W) \frac{\partial T_s}{\partial z}$ ，其主張在混合層，輻合、輻散所產生的垂直速度用來平流上下層的溫度差異，當垂直速度  $W > 0$  時  $\delta(W) = W$ ，產生湧升流將海底溫度向上平流；而當  $W < 0$  時產生沈降流，因對表層溫度沒有影響，故不做任何的處理  $\delta(W) = 0$ 。此種方法的優點為有實際計算湧升流的強度，缺點是沒有把斜溫層厚度變化的影響考慮進來，因為湧升效應除了受湧升流強度影響外，另一影響因子為混合層與深洋層的溫度梯度，其表徵在斜溫層的厚度上，故 Battisti(1988)以斜溫層深度來參數化湧升效應，

即  $\frac{\partial T_s}{\partial t} \propto \sigma h_o$ ，當斜溫層深度  $h_o$  增加時，海洋垂直溫度梯度變小，湧升的冷卻效應降低，故表面溫度應提高，反之湧升的冷卻效應加強，表面溫度便下降。以斜溫層深度來參數化湧升效應，其有掌握到斜溫層重要性的優點，除此之外，斜溫層深度變小代表產生上升運動，故也有將湧升流的特性考慮進來。其缺點為，其參數化的係數是未知的，必須經觀測或不斷的進行測試，以尋得最佳的參數強度；另外在水平溫度平流不強的時候，海面溫度變化幾乎由湧升效應主導，以此方法來處理，便會強迫溫度場與高度場的變化同相位，且因高度場是以波動的形式運動，因而產生一連串新的暖池與冷池，此亦不甚合理。(上述的論點在後面的模式測試中將予以證實)。

在本模式中，同時採用上述兩種方法來處理湧升流的作用，即

$$W \frac{\partial T_s}{\partial z} = 0.4 \delta(w) \frac{\bar{T}_{sfc} - T_o}{H_o + h_o} + 0.6 \sigma h_o \quad (12)$$

模式中令  $\bar{T}_{sfc} - T_o = 5^\circ\text{C}$ ，而  $\sigma$  取  $5\text{E-}6$ ，模式的結果，溫度場與混合層的厚度變化趨勢相似。

一般海氣耦合機制模式，大氣部份採用 Gill(1980)的模式。Gill(1980)型態大氣為單層的淺水方程，熱力效應直接吸收於高度方程中，由於其為海洋加熱與大氣摩擦消散及輻射冷卻等達平衡的解，所以系統不隨時間而改變，其方程式為

$$\gamma_a U_a - \beta y V_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial x} \quad (13)$$

$$\gamma_a V_a + \beta y U_a = -g' \frac{\partial h_a}{\partial y} \quad (14)$$

$$\gamma_a h_a + H_a \left( \frac{\partial h_a}{\partial x} + \frac{\partial h_a}{\partial y} \right) = -Q \quad (15)$$

上述中的  $U_a$ 、 $V_a$ 、 $h_a$  和  $H_a$  分別代表大氣模式中的緯向、經向風速、高度擾動及特徵厚度， $\gamma_a$  為摩擦消散係數、 $Q$  為海洋向大氣傳送之固定加熱。

海洋向大氣傳送能量方面，乃透過熱力來驅動大氣，其可有輻射傳送、可感熱傳送與潛熱釋放三種方法，此三種方式的大小皆與 SST 成正比，為了簡化模式，本模式以洋面溫度來參數化全部的加熱作用即  $Q = C_q T$ 。其中  $C_q$  為加熱參數， $T$  為海水表面溫度 (SST)。耦合模式使用的各種參數如表一所示。

表一 海氣耦合模式所使用的各類參數。

時間差分方法 : Leapfrog scheme	非絕熱加熱率 $Q = 0.00000001 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{每次}$
網格 : Arakawa C grid	湧升效應參數係數 $\delta = 1.0 \text{ E} - 6$
每 199 時間步 run Forward scheme	東西邊界 固定式反射性邊界
<b>海洋模式所採用的各類係數 :</b>	南北邊界 海棉吸收邊界
空間網格 $\Delta x = 110000.0 \text{ m}$	執行大氣模式時間 : 86400 秒執行一次
$\Delta y = 110000.0 \text{ m}$	
時間間隔 $\Delta t = 3600 \text{ sec}$	<b>大氣模式所使用各類參數</b>
海水密度 $\rho = 1024 \text{ Kg}/\text{m}^3$	空間網格 $\Delta x = 220000.0 \text{ m}$
阻尼係數 $\gamma = 1./ (100 \text{ day})$	$\Delta y = 220000.0 \text{ m}$
冷卻係數 $\alpha = 1./ (200 \text{ day})$	時間間隔 $\Delta t = 1200 \text{ sec}$
$\gamma_s = 1./ (3 \text{ day})$	衰減係數 $\gamma = 1./ (5 \text{ day})$
混合層相當深度 $H_o = 125 \text{ m}$	相當厚度 $H_a = 60 \text{ m}$
表面層深度 $H_s = 50 \text{ m}$	縮減重力 $G' = 1. \text{ m}/\text{s}^2$
混合層縮減重力 $G1' = 0.0232 \text{ m}/\text{s}^2$	加熱係數 $C_q = 5. \text{ E} - 5$
風切吹送係數 $Rcd = 6.4 \text{ E} - 4$	東西邊界 週期性邊界
	南北邊界 海棉吸收邊界

以 Gill(1980) 型態大氣來做為海氣耦合模式中的大氣模式有數項優點，其一為因其為診斷方程不須進行時間積分，故可以節省不少的電腦時間，其二為其不須進行時間積分，故沒有因數值積分而產生的誤差，本身也不會產生重力波以避免對系統運作的干擾。缺點為其一因其診斷方程為一階偏微分聯立方程組，要求各個變數對加熱的反應需解橢圓方程，要將其解法擺入數值模式中甚為不易；其二為此種大氣是被動的，上一時刻的大氣與下一時刻的大

氣彼此是無關的，而只是海洋結構的一種反應而已。

另一種大氣模式為保留時間變化項，而回到原始的預報方程，即 Hirst(1985)的預報方程。

$$\frac{\partial U_a}{\partial t} = \beta y V_a - g' \frac{\partial h_a}{\partial x} - \gamma U_a \quad (16)$$

$$\frac{\partial V_a}{\partial t} = -\beta y U_a - g' \frac{\partial h_a}{\partial y} - \gamma V_a \quad (17)$$

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} = -H_a \left( \frac{\partial U_a}{\partial x} + \frac{\partial V_a}{\partial y} \right) - \gamma h_o - Q \quad (18)$$

為了符合大氣變化快而海洋變化慢的特性，故必須縮短海洋數值積分的時間間隔。此種預報模式的優點，為其比較接近真實狀況；其缺點為積分時間縮短，而耗費電腦計算時間，且在積分過程中會有不可避免的計算性誤差與重力波等短波的產生，將嚴重破壞模式的結果。

本模式所採用的大氣模式為擬 Gill(1980)型態的大氣模式，即採預報方程的大氣模式，但並非同時進行海洋與大氣的時間積分，乃在海洋模式每執行一時間積分後，再將 SST 傳送至大氣，給它足夠時間對加熱做調整，即假設當  $t \rightarrow \infty$  時系統達平衡， $\frac{\partial U_a}{\partial t} = 0, \frac{\partial V_a}{\partial t} = 0, \frac{\partial h_a}{\partial t} = 0$  則原式變成方程式(19)、(20)、(21)，即為 Gill(1980)的大氣模式。利用上面方法以代替解橢圓方程，再將這樣的風場作用在海洋上。與同時對海洋與大氣做計算比較，由於海洋的調整速度遠慢於大氣，所以若海洋與大氣同時做時間積分，則海洋需較小的時間間隔來做調整，方能將大氣的吹送作用做充份的反應，如此將耗費大量的計算時間，同時也無可避免會產生因電腦計算所產生的計算性誤差與截斷誤差。但若將海洋與大氣分開處理，海洋的積分間隔可以由 60 秒延伸成 3600 秒，如此的海氣方程組約可以節省 70% 的計算時間，除此之外由於大氣乃對於海洋的海溫分佈做調整，每次計算皆從靜止開始，前一次的結果並不會影響下一次的計算，所以誤差並不會持續累積，可以避免計算性的誤差。

在太平洋中央赤道上置一對稱性熱源  $(2 \cos \frac{(x-81)\pi}{20} \cos \frac{(y-21)\pi}{20})$ ,  $x=71 \sim 91, y=11 \sim 31$  : 圖 2) 以本大氣模式對固定加熱源所反應的特徵如圖 3, (此與 Gill(1980)大氣的典型結構相似，證明本擬 Gill(1980)型態的大氣模式的確可以掌握 Gill(1980)型態的特徵。) 在高度場的結構方面，整個加熱區附近幾乎都是低壓區，在熱源東方有一南北對稱的低壓槽，其槽的位置在赤道上向東延伸，基本上它是凱爾文波的一種結構，槽區為東風愈靠近赤道與愈靠近熱源，其風速就愈強，且沒有南北風場；顯然在低壓槽的東邊有很強的輻散場，在西側有很強的輻合；在熱源西邊為南北對稱的二個低壓，低壓中



# OCE T

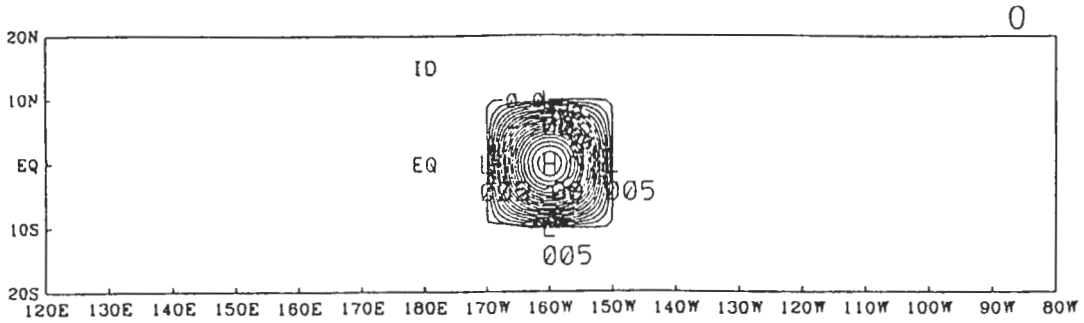


圖 2 太平洋中心加熱源，中心溫度距平為 2 °C。

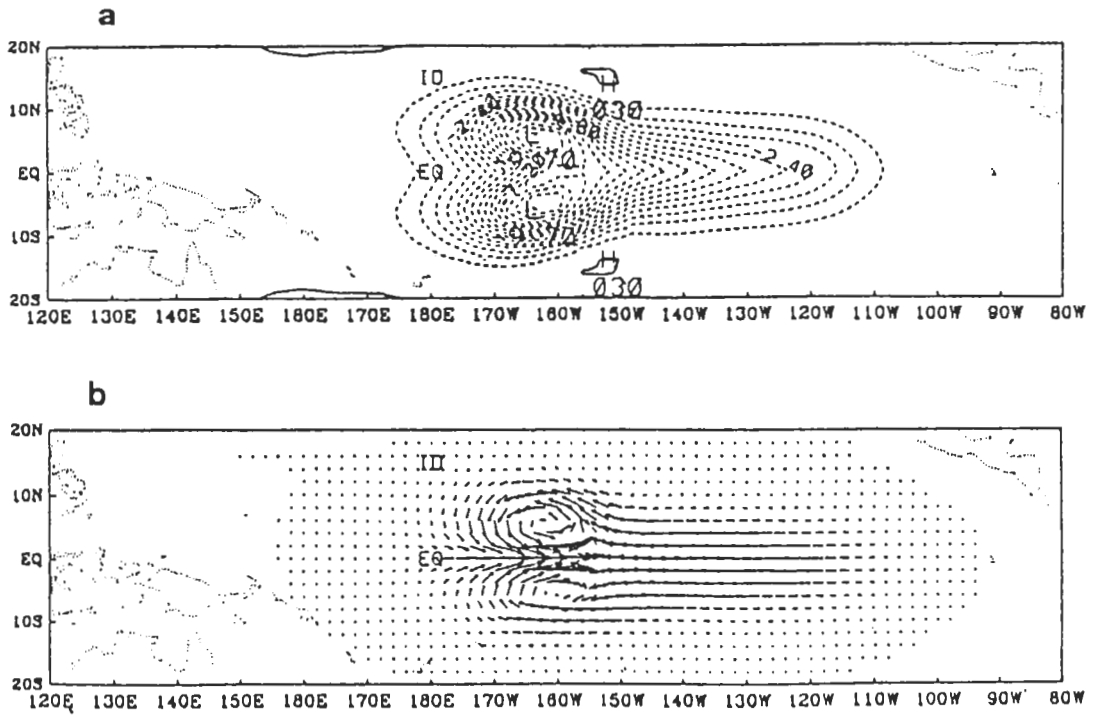


圖 3 大氣模式所模擬大氣對固定熱源加熱達平衡狀態的(a)氣壓距平場與(b)風場；最長風速箭頭相當於 10m/s。

心在五度附近，其為羅士貝波的一種結構，在低壓附近的風場為氣旋式，在南北低壓之間赤道上，有一道很強的西風，其越靠近赤道就越強，如同一道噴流，其強度要比低壓槽處的東風強，如此的風場結構，造成在熱源區有很強的輻合，而在熱源西方與遠處東方有很強的輻散；在低壓的位置，風場大致沿著等壓面吹送，在赤道附近則有跨越等壓線氣流向赤道輻合。

由於海洋的調整速度遠慢於大氣，故在系統運作過程中，當海洋運動至下一個時間步時，大氣再由 SST 的加熱而調整至平衡穩定狀態，也就是說只要能追蹤海洋的海面溫度場分佈便能了解大氣環流特徵，因此無論是從觀測或數值模擬，都以海面溫度的結構作為 ENSO 發生與否的指標，故在本模式中也將焦點放在暖池位置，與斜溫層深度的模擬。

### 三、1982/83 年型態 ENSO 之模擬

若在一一切都靜止的海氣系統中，在中太平洋給予一個中央  $2^{\circ}\text{C}$  距平的同心圓暖池作初始場(如圖 2)，在開始時這個暖池並不會對海洋動力有任合作用，而是先加熱驅動大氣，將大氣調整成典型的 Gill(1980) 型態大氣環流(圖 3)。如此的大氣風場藉艾克曼層作用將海洋的洋流場吹送成圖 4 的結構，即在北半球洋流場皆偏向風場的右方，此即為我們熟悉的艾克曼傳送(Ekman Transport)的效果。這樣的流場持續於海面上，在熱源處產生輻合故將使熱源處斜溫層深度加深，造成湧升效應降低使 SST 不會下降，而位於熱源的東西側則由於輻散將使斜溫層變淺，造成 SST 下降，故後來的海洋其暖池溫度繼續維持，而暖池東西側會有新的冷池產生。若將此模式積分比較長的時間，則可預期在熱帶洋面上，會有許多新的暖池與冷池陸陸續續誕生。

模式結果由洋流場造成的輻合、輻散場，所形成高度場的結構如圖 5 所示，經過平流與湧升流的效應(即斜溫層的深度加深時 SST 上升，反之下降)所導引的溫度場結構如圖 6 所示，在短時間內此種效應尚不明顯，但經過長時間的積分後，各個變數場的結構變成圖 7、圖 8 與圖 9，此與吾人的預期一樣；與初始場比較，暖池的溫度上升了，在暖池東西側各有冷池的產生，不過這二個冷池的結構與強度有些不同，在西側的冷池呈羅士貝波的結構(相對於赤道南北對稱、向西移)，

在南北五度附近有溫度極小值的對稱結構；而東側的冷池為凱爾文波的結構(波動在赤道上且向東移動)，其極小值在赤道上，這兩個冷池的產生為風場吹送洋流的結果；在冷池的南北兩側皆有暖舌的存在，分別向東及向西延伸著，其中西側冷池旁的暖舌比較長，也能延伸至較高的緯度，若由流場來看便能清楚知道，此暖舌乃同時由暖平流與負的湧升效應所造成的，而東側冷池旁的暖舌只為負的湧升效應所造成，由於大氣風場的結構中，原本羅士貝波的結構就比凱爾文波存在於較高的緯度，故西側的暖池要比東側延伸至較高緯度，可預期的當把湧升效應關掉時冷池會消失，而暖舌也只剩西側部份。

在參考場中，造成系統東移的主因，來自於海洋與大氣間的正回饋作用：透過海洋的加熱，使大氣形成 Gill(1980)型態的風場結構，而透過風場的吹送，使在暖池的東側產生向西的洋流，在西側產生向東的洋流，如此的洋流場，除了可以在暖池的位置產生輻合，來加

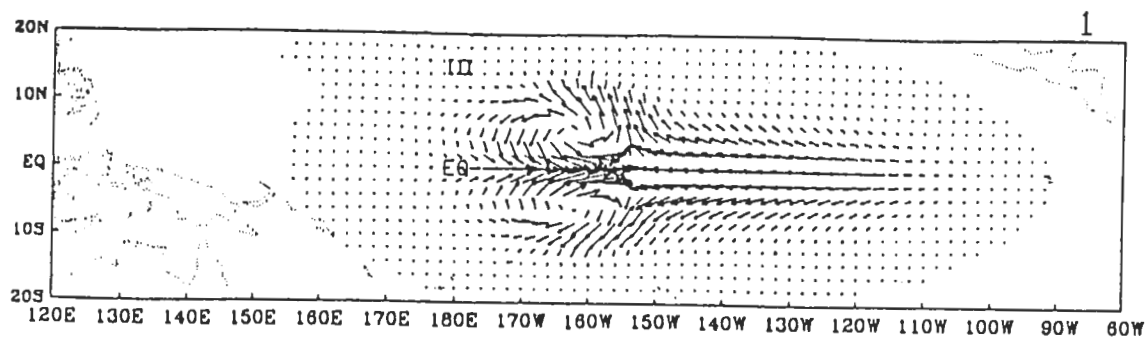


圖 4 1天後海洋上層洋流場。

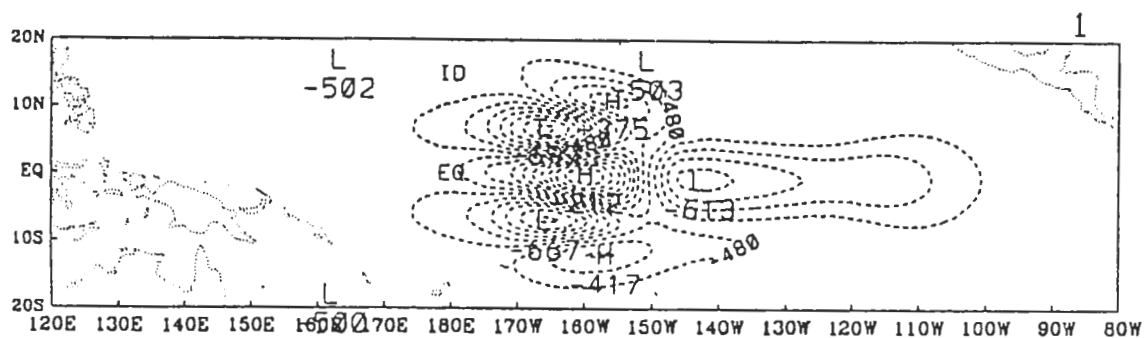


圖 5 1天後海洋混合層厚度距平場；單位= $10^{-2}m$ 。

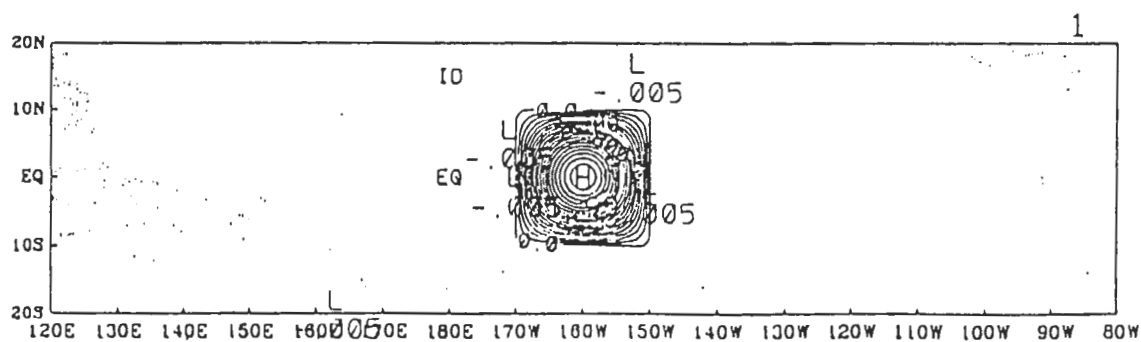


圖 6 1天後海水表面溫度場，單位 $^{\circ}C$ 。

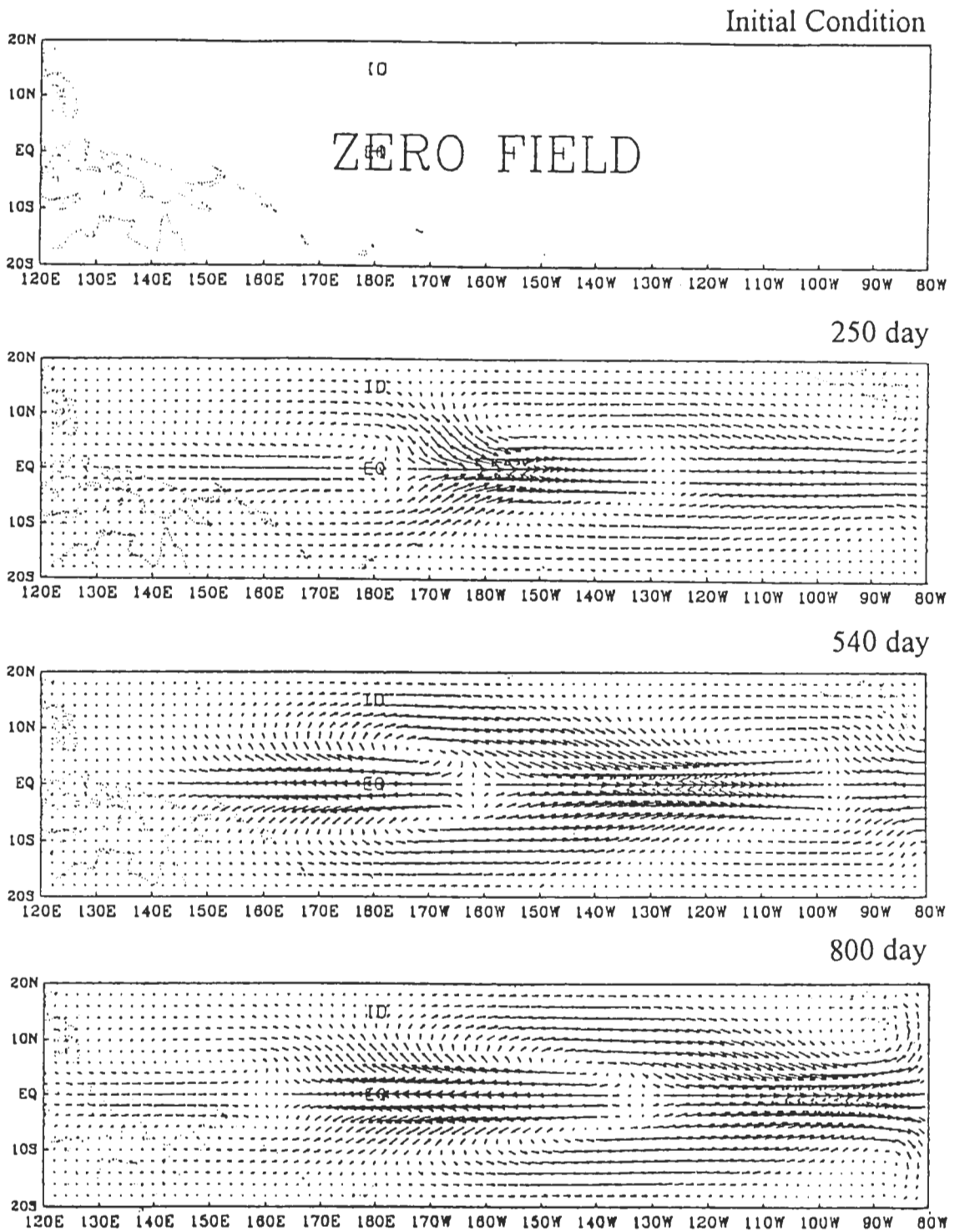


圖 7 大氣風場隨時間的演化，最長風速箭頭相當於 10m/s。

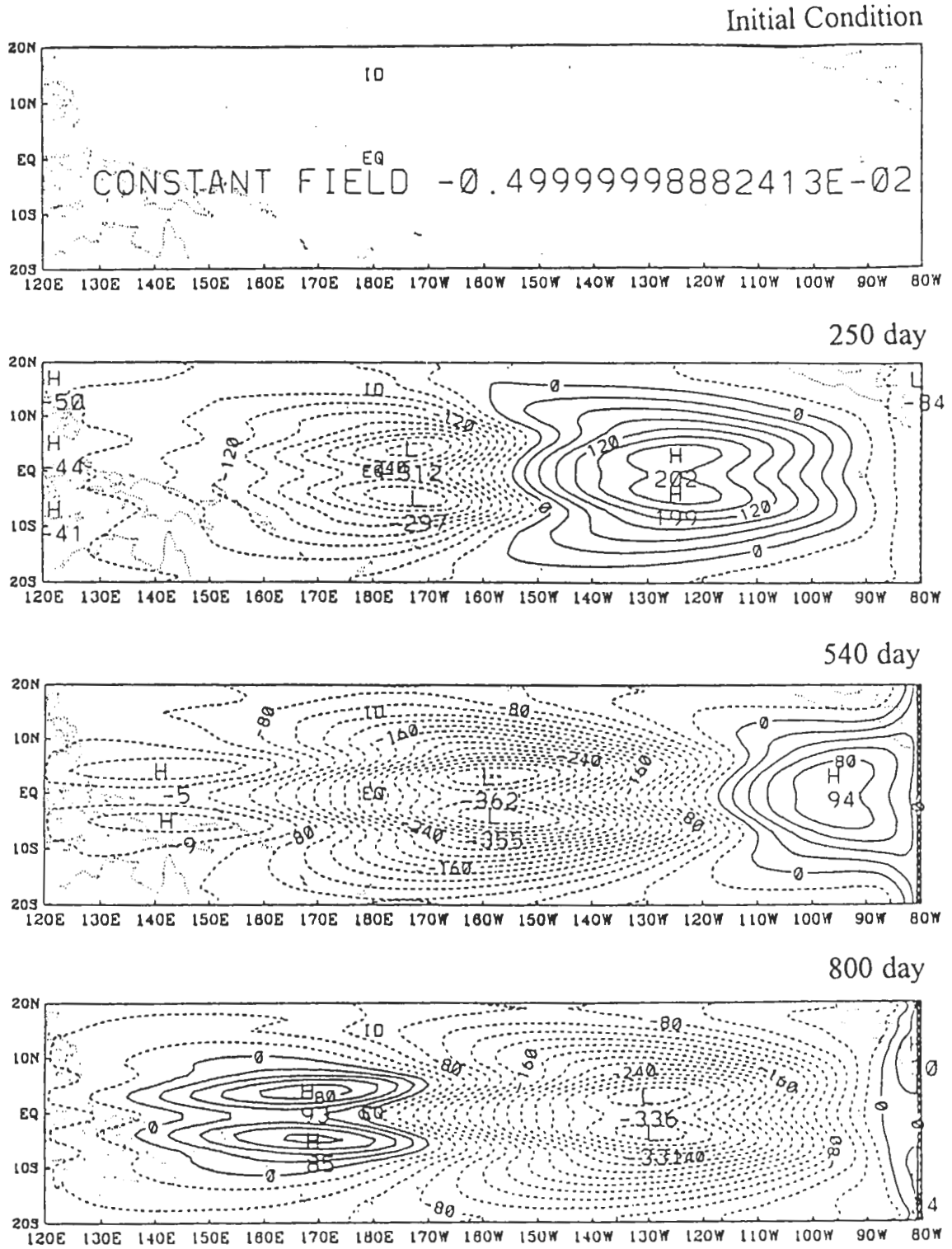
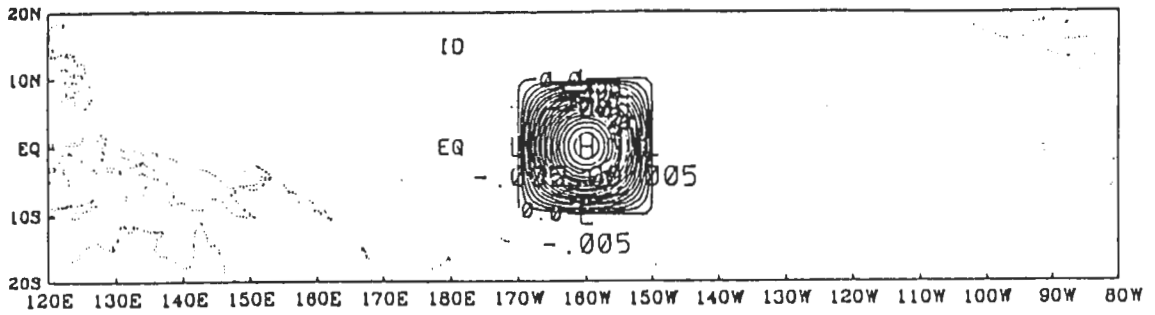
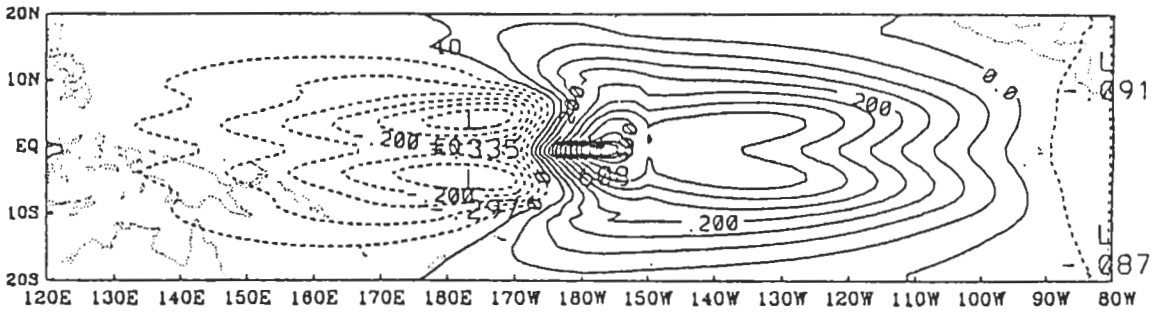


圖 8 海洋混合層厚度距平場隨時間的演化，單位  $10^2 m$ 。

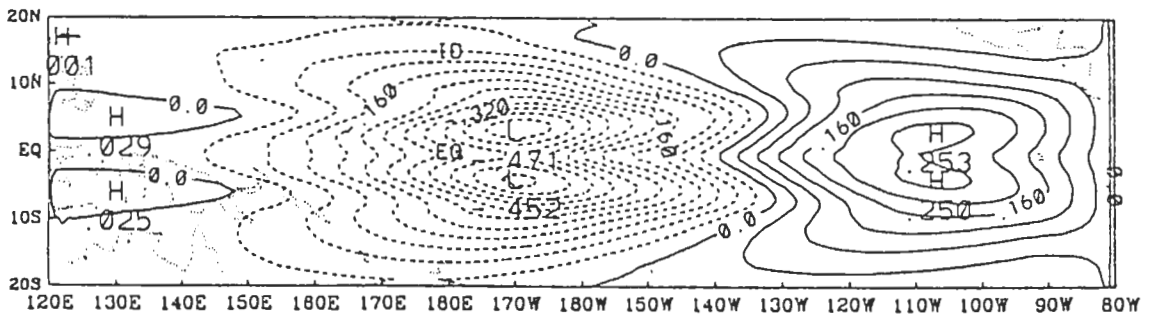
Initial Condition



250 day



540 day



800 day

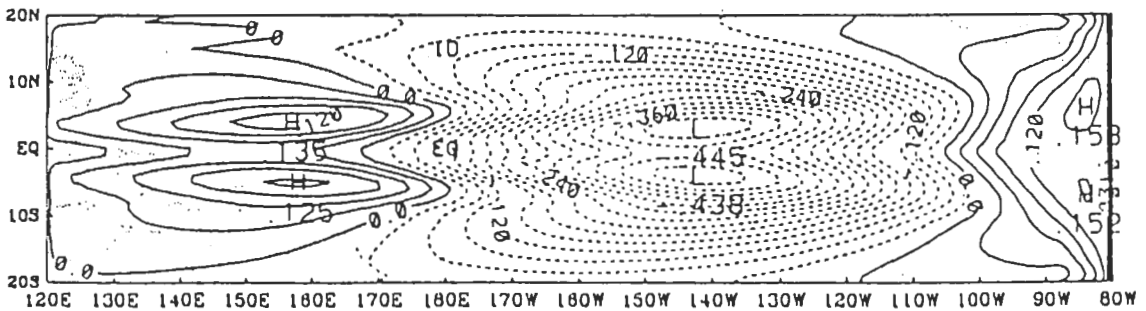
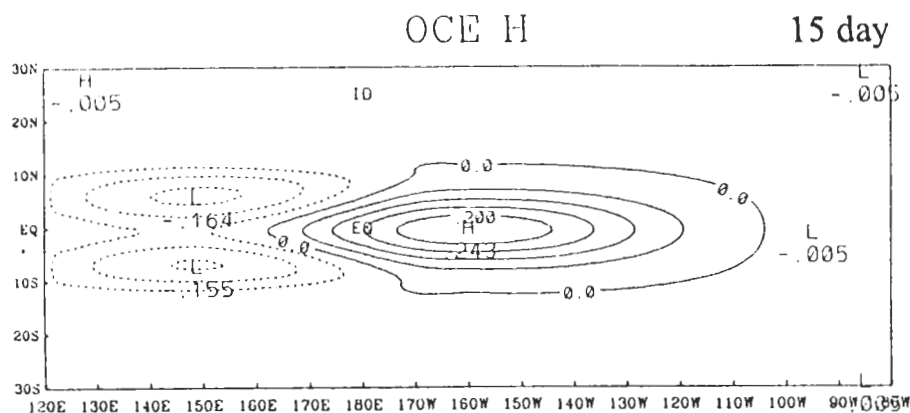


圖 9 海水表溫度距平場隨時間的演化，單位℃。

深斜溫層深度，使暖池得以維持而不會受破壞外，且由於西側的洋流遠比東側的洋流強，藉此東西洋流的不對稱，而造成系統的東移。如此的暖池與西風東移的現象與 1982/83 年 El Niño 發展的型態類似。

#### 四、1972/73 年型態 ENSO 之模擬

在一切靜止的基本場中在西太平洋熱帶洋面上給予 10 天的西風擾動 ( $U_a = 10 \cos \frac{(x-11)\pi}{20} \cos \frac{(y-21)\pi}{20}$ ,  $x = 1 \sim 21, y = 11 \sim 31$ ) 強迫後，模式的結果如圖 10、圖 11 所示，在一開始西風迅速激發凱爾文波向東太平洋傳送，造成斜溫層迅速在東太平洋加深，由於湧升效果受抑制，SST 場在東邊界也有異常增溫現象，且無論是混合層的厚度場亦或 SST 場，隨著時間的演進，一部份形成邊界凱爾文波的形式傳向高緯，且在南北邊界流出模擬的區間，另一部份則以類似羅士貝波的形式，向西傳至中太平洋的附近。然而隨著時間繼續的演化，此異常部份不再向西傳播，反而逐漸的向東退卻。此種隨時間的演化很明顯的與 1972/73 年型態的 El Niño 個案 (Rasmusson and Carpenter, 1982) 相當類似，這說明西風爆發應是促使此種個案發生的主因。其物理機制一部份如 Wyrtki (1975) 所述：東風的突然消失或西風的突然爆發，使原本海水所建立的海平面東低西高的結構，所累積的位能得以釋放，而藉類似凱爾文波的逆流流回東邊界，造成東邊界在西風爆發後海平面突然增高，以及斜溫層迅速加深。凱爾文波抵達東邊界後，一部份以邊界凱爾文波方式流出南北邊界，一部份反射成羅士貝波向西傳至中太平洋；到此為止系統主要以單純的海洋模式的動力主導一切。至於暖水異常會退回東邊界，主要為耦合模式本身為東移的系統，故此系統後來的演化如同典型的耦合系統 (如 1982/83 El Niño 個案)，逐漸東移至東邊界。



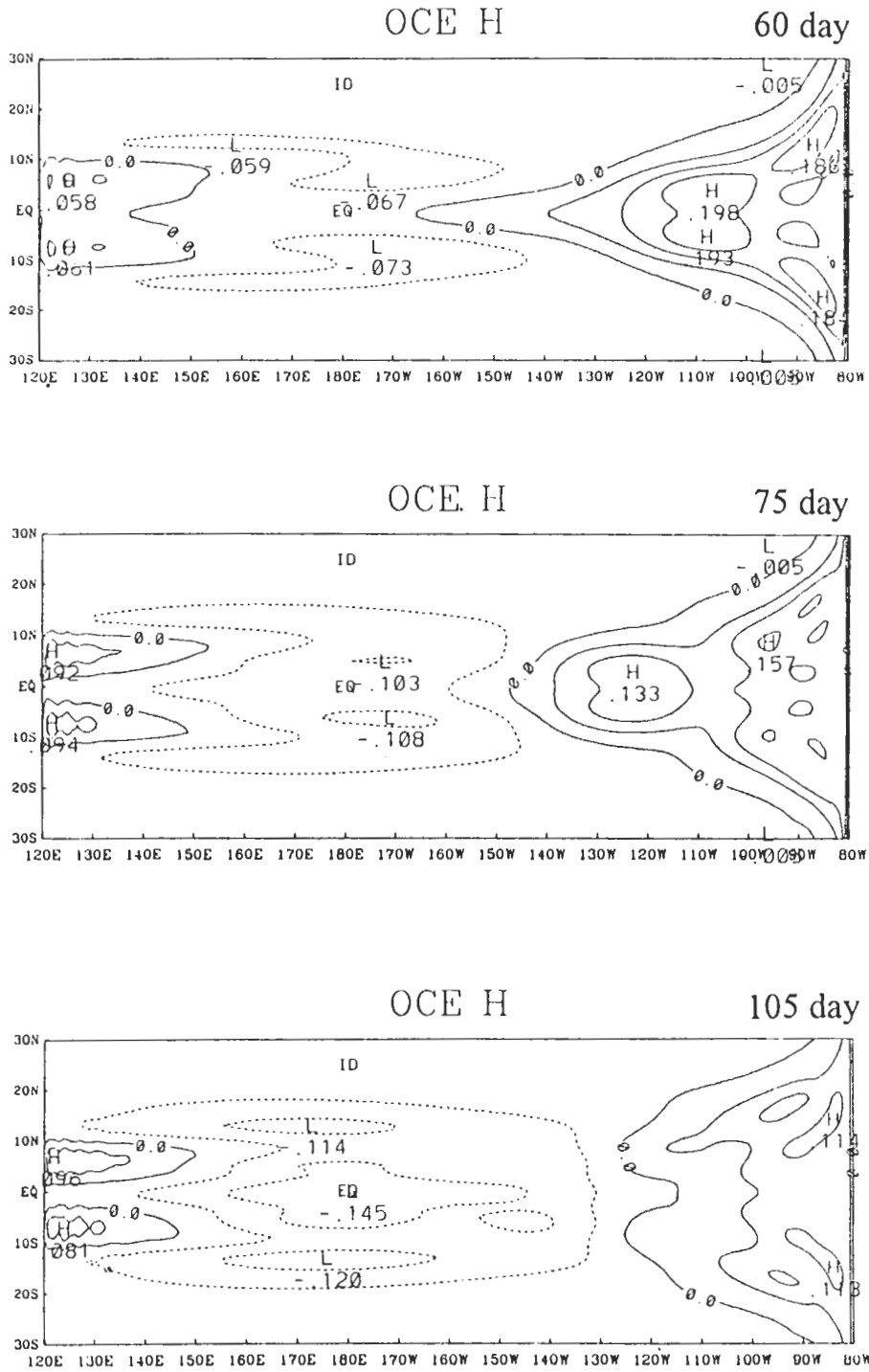


圖 10 10天的西風強迫後；海氣模式所模擬混合層高度距平場隨時間的演化，單位為  $10^{-2}m$ 。



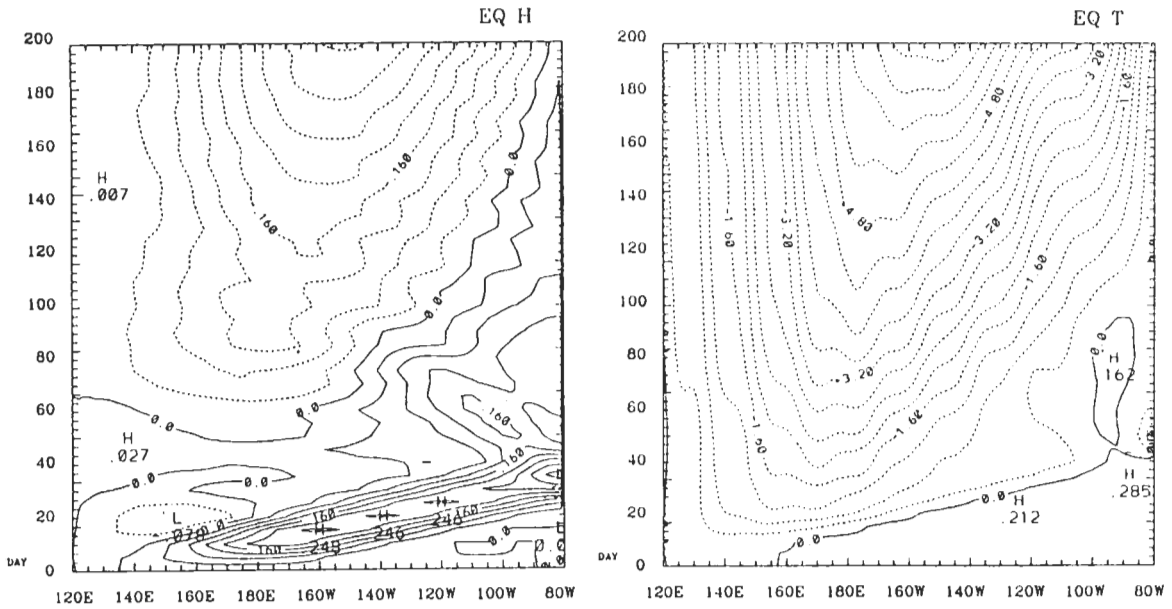


圖 11 10 天的西風強迫後； a. 赤道混合層厚度距平場 ( $10^2\text{m}$ ), b. 海面溫度場 ( $^{\circ}\text{C}$ ) 隨時間的演化。

### 五、結論與討論

在本文中吾人試圖以海氣耦合機制模式，來模擬 1972/73、1982/83 此兩種不同典型的 El Niño 個案，其中 1972/73 的個案，吾人在靜止的大氣與海洋為基本場，在沒有海溫異常之下，給予 10 天的西風吹送，則可以在東邊界迅速出現斜溫層加深及 SST 增暖的現象，這個異常會一部份沿著赤道傳播至中太平洋，一部份則沿著東邊界傳播至高緯並在南北邊界離開模擬的區域；值得一提的是傳播至中太平洋的異常部份會逐漸衰減並退回東邊界。將模擬的結果與觀測的資料做比較，發現除了在時間長短有所差異外其他的主要特徵都相當類似，由模式的架構可知，向西傳播的部份為羅士貝波的結果，而沿著東邊界向高緯度傳播部份應為凱爾文波的结构；事件過程為：西風爆發迅速激起凱爾文波向東傳播(此與 Wyrski(1975) 的看法相同)。而此凱爾文波傳至東邊界後，一部份以加深斜溫層深度的方法降低湧升效應，使東邊界的海溫上升，並且其能量一部份反射成羅士貝波，沿著赤道西傳至中太平洋，而另一部份成為邊界凱爾文波，沿著東邊界傳出南北邊界，這就是為什麼在觀測上在熱帶東太平洋海面有向南、北的洋流及有異常海水增溫和斜溫層有加深的現象，而這現象比赤道振幅來的小且發生較晚。至於為什麼西傳的異常會消散與後退的解釋：其主因如同 1982/83 El Niño 的個案一樣，乃由於整個海氣耦合模式的結果為東移的因素。

至於 1982/83 年的個案，為從事海氣耦合模式研究者(如 Philander et al.1984)最常模擬到的現象，主要在一切皆呈靜止的基本場給予一個暖的溫度距平擾動，且在處理湧升流的部份是以斜溫層的深度來參數化湧升效應，即可獲得一個系統向東移動的結果，其原因乃在於在科氏力存在下，暖池對大氣強迫的結果為在西側的西風比東側的東風強，形成東西風場不對稱所造成。又因這種的風場結構，有助於將暖的海水集中在一區域內而不會散掉；此與 Bjerknes(1969)，Battisti et al.(1989)提到暖的 SST 異常造成西風異常，並藉此吹送洋流而維持或加強暖水的觀點一樣，也因此暖水在不散開的情況下向東移；由於受到這種結構的風場的吹送，在暖池的東西側因輻散而造成湧升冷卻，使在東西二側各出現新的冷池，並且也跟著系統向東移，其中東側的冷池，由於在此區的輻散場比西側弱，也因東傳的凱爾文波在東邊界反射成羅士貝波傳回來時會抵消或減弱此現象，而在西側冷池處如同 Battisti(1988，1990)所提：羅士貝波在西邊界反射成湧升的凱爾文波將加強此處的冷卻作用。故一般觀測上東側的冷池不如西側來得明顯；在西側的新的冷池對大氣的貢獻為冷卻作用，此恰與暖池的作用相反，故在其西側所產生的新風場不再是西風噴流，而是東風噴流，這也就是在觀測上，為何在西風後側會跟隨著東風場。簡單言之，1972/73 年的個案為東風突然消失或西風爆發導致海水逆流所造成；而 1982/83 年的 El Niño 則為海氣耦合系統本身即有東移的性質所造成。

雖然在模式初期，由於尚未調至平衡狀態，而有顯著的凱爾文波與羅士貝波產生，且如同 Battisti(1988，1990)所提的在東、西邊界上有反射波產生，但隨著積分時間久後，系統達成平衡後，不再明顯激發凱爾文波與羅士貝波，故主宰系統的演化的動力不同於 Battisti (1988，1990)所言的由凱爾文波與羅士貝波所主導，而主要由於大氣不對稱風場的正回饋所造成，所以本模式的結果較符合 Bjerknes (1969)，Hirst(1985)所提出的理論，而較不同於 Battisti(1988，1990)的結果。

至於 ENSO 之所以有 3-4 年週期的問題，在本模式中只要給予適當的等參數，模式亦可模擬到如同 Battisti(1988，1990)模擬太平洋三個 Niño 區域成四年的週期變化的現象(圖 12)，此與 Zebiak and Cane(1987)所提：ENSO 振盪週期的長短與是否穩定依賴於參數的選取和其物理過程的看法一致；就以模擬 1982/83 年的這樣的個案而言，在本系統之所以會有週期性，乃在於風場的吹送造成海面有輻合、輻散場，而造成湧升與沈降運動，而在原先的暖池西側陸陸續續產生新的冷池與暖池，而這些冷暖池如同波動隨時間向東移，故有週期性的變化。此雖不同於 Battisti(1988，1990)的機制，但其結果卻相當接近。

雖然本模式與 Battisti(1988，1990)的模式結果，都有模擬到 ENSO 呈四年週期振盪的特徵，但所模擬與 Philander et al.(1984)的結果一樣，都是 1982/83 這種 El Niño 暖水東移的個案，然而就 Rasmusson and Carpenter(1982)所分析的個案中，如 1972/73 年的 El Niño 個案，是 ENSO 擬週期發生的主要案例，因此西風的週期性爆發可能是 ENSO 成週期性的重要原因之一。

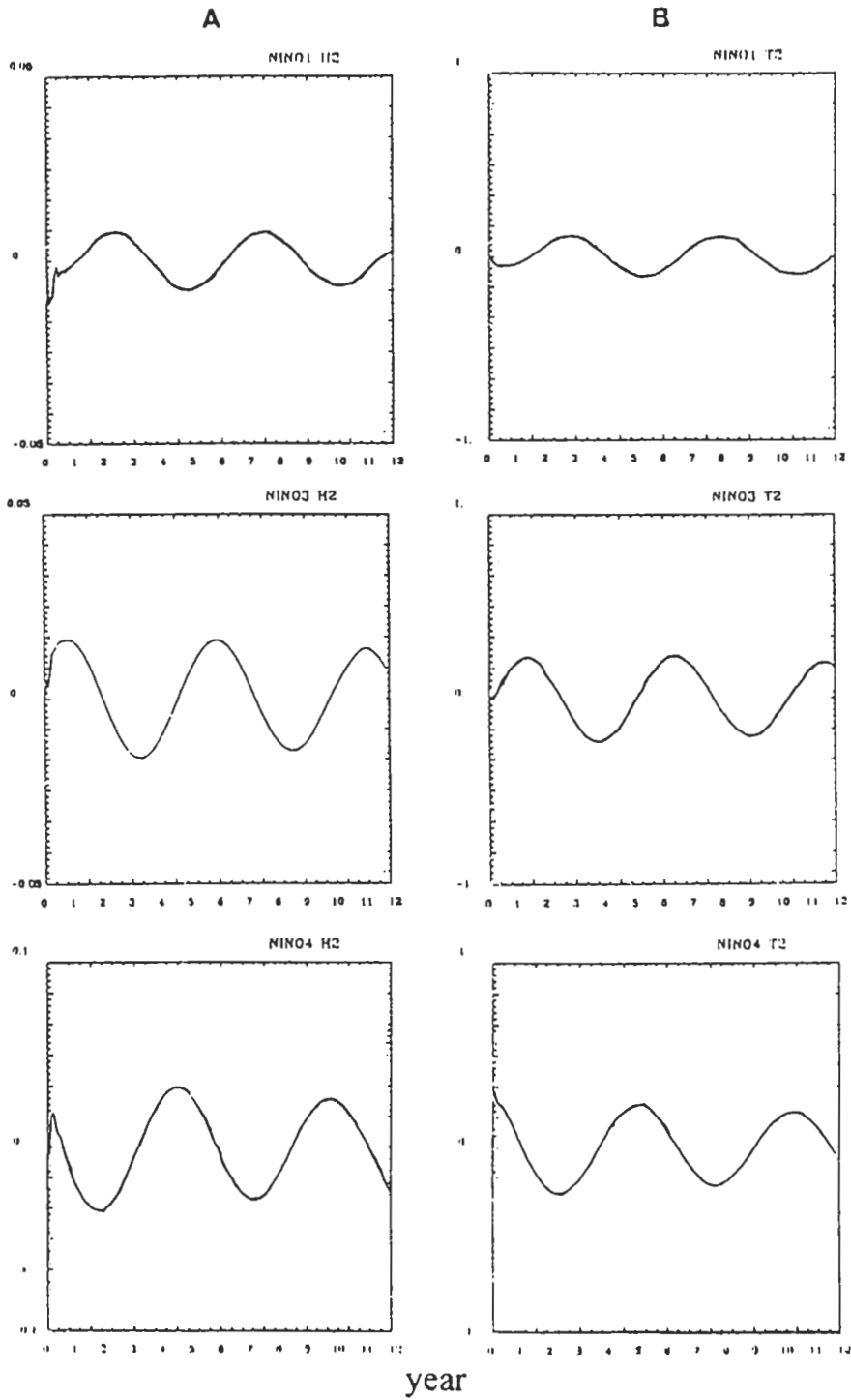


圖 12 本模式仿 Battisti(1988)模擬三個區域 a.混合層厚度(m),b.海溫(°C) 異常隨時間的演化，橫座標為年

雖然模式中可以模擬中太平洋暖異常的演化，也可以模擬東風突然減弱或西風爆發後系統的變化，然而模式中卻無法模擬在單獨的熱帶太平洋中，為何會有西風的爆發，所以若只以單獨的熱帶太平洋海洋與大氣的交互作用，所設計的數值模式所模擬到 ENSO 具有 3-4 年的週期，只能解釋現象的一部份，而尚未掌握 ENSO 形成主要的原因。

氣候上在中、東太平洋赤道上為東風盛行區，造成如此的風場乃由於地表吸收太陽的短波輻射，在低緯與高緯有強烈差異，所建立的大氣環流中屬哈德里環流(Hadley cell)中的一部份，故赤道上的東風帶，為大尺度動力的結果，其增強與衰減必伴隨於大尺度系統的改變，而非僅是熱帶海氣交互作用所能獨自調整。所以要想知道赤道太平洋東、西風異常的原因，可能需從更大尺度系統中去尋找。

## 誌 謝

作者感謝二為論文審查者費心審查及提供寶貴的批評與建議。本研究是由國科會計畫 NSC81-0202-M002-04, NSC82-0202-M002-084, NC83-0202-M002-072, NSC85-2111-M-002-017AGT, NSC86-2621-9-P-002-060, NSC87-2621-P-002-010 所支持。

## 參考文獻

- Battisti, D. S., 1988: Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere - ocean model. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889-2919.
- Battisti, D. S., A. C. Hirst And E. S. Sarachik, 1989: Instability and predictability in coupled atmosphere - ocean model. *Phil. Trans. R. Soc. Land.*, **329**, 237-247.
- Battisti, D. S., 1990: Interannual variability in coupled tropical atmosphere - ocean models. *M. E. Schlesinger(editor), Climate - Ocean Interaction*, 127-159.
- Bjerknes, J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 3, 163-172.
- Gill, A. E. 1980: Some simple solution for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **106**, 447-462.
- Gill, A. E. and E. Rasmusson, 1983: The 1982-83 climate anomaly in the equatorial Pacific. *Nature*, **306**, 229-234.
- Hirst, A. C., 1985: Free equatorial instabilities in simple coupled atmosphere - ocean models. *J.C.J. Nihoul(editor), Coupled Ocean - Atmosphere Models*, 153-165.
- Hirst, A. C., 1986: Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean - atmosphere models. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 606-630.

- Matsuno, T., 1966: Quasi-geostrophic motions in equatorial area. *J. Met. Soc. Japan.*, **44**, 25-42.
- Mcphaden, M.J., S.P. Hayes, L.J. Mangum and J.M. Toole, 1990: Variability in the western equatorial Pacific ocean during the 1986-1987 El Niño / Southern Oscillation events, *ibid* 41-58.
- Philander, S. G. H., T. Yamagata and R. C. Pacanowski, 1984: Unstable air - sea interactions in tropics. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604-613.
- Philander, S. G. H., 1985: El Niño and La Niña. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2652-2662.
- Philander, S. G. H., 1990: Oceanic Adjustment I. Philander (editor), *El Niño and La Niña, and the southern oscillation*, 103-156.
- Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation and El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Wyrtki, K., 1975: El Niño - The dynamic response of the equatorial Pacific ocean to atmospheric forcing. *Atmos. Sci.*, **5**, 572-584.
- Zebiak, S. E. and M. A. Cane., 1987: A model El Niño - Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262-2278.

**On the Simulation of El Niño /Southern Oscillation  
with An Ocean - Atmospheric Coupled Model  
Part I: Construction of the Coupled Model and Simulations  
of Two Types El Niño**

**Ching-Shung Chang      Ming-Chin Wu**

**Department of Atmospheric Sciences, National Taiwan University**

## ABSTRACT

El Niño /Southern Oscillation (ENSO) is known up to now as the most significant phenomena which affect the climate of atmosphere-ocean system. In this paper , a coupled model based on a shallow water equations of oceanic model and an atmospheric model of Gill(1980) is applied to simulate ENSO. In this model , ocean drives the atmosphere by differential surface heating which is parameterized by sea surface temperature (SST) , while the atmosphere drifts the ocean current by the friction in the Ekman layer. The ocean-atmospheric coupled model is linked to form a complete closed system through the momentum and energy transfer among the ocean and atmosphere.

In the model , both vertical temperature advection and thermocline depth are considered in coupling the SST variation caused by oceanic upwelling.

The main frame of the coupled model in the atmosphere is a single layer model, while those in the ocean include mixing and Ekman layers as an  $1\frac{1}{2}$  layer model.

In the developing this coupled model, the various characteristics of the ocean and atmosphere have been tested separately. In the ocean model an absorbed sponge boundary condition in the north and south boundaries , and a reflection boundary condition in the east and west boundaries are adapted to fit the real ocean situation .

If a warm surface water anomaly is applied on the Central Pacific, the coupled system shows that warm anomaly will move to the east gradually and cause an extraordinary warming in the Eastern Pacific . These situations are like those in the 1982/83 El Niño.

When a westerly wind burst is applied to the coupled model, the results show that warm anomaly appears fast in the Eastern Pacific and propagates westward to the Central Pacific by the Rossby Wave form. These situations are like those in the 1972/73 El Niño.

**Key words:** Ocean-atmospheric coupled model, 1972/73 El Niño, 1982/83 El Niño