

一維海氣偶合模式研究

賈新興¹ 吳清吉²

中央氣象局預報中心¹

國立台灣大學大氣科學系²

摘要

許多大氣海洋交互作用的研究多注重大尺度的觀點，在偶合模式對海洋的處理方法較簡單，最近考慮整個海洋的環流模式偶合系統，已廣泛被使用，但模式的結果有氣候變移(climat drift)的現象，其主要的原

因可能源自無法合理處理海面淨熱通量和SST間的關係所致。因此，對於這樣複雜的過程，除了分析觀測資料外，利用模式研究也是一個很好的方法。

本文利用一維海氣偶合模式，模擬海面溫度(Sea Surface Temperature; SST)的變化並和偶合前模擬的結果比較。模式的預報變數包括大氣的相當位溫、總水汽含量、水平風速，以及海洋水平流速、海溫和鹽度。同時，模式中包含大氣輻射和海洋輻射參數化，SST則由海面能量收支預報。

模擬的結果顯示，能量收支方程所預報的SST呈現日夜變化，其日夜差距約在0.4°C左右，和觀測相近。偶合模式模擬的SST亦比未偶合前更接近觀測值。在赤道附近，一維模式模擬風場有許多的困難，如何在模式中考慮大尺度的氣壓梯度力是值得更深入的研究。由於熱帶溫暖潮濕的大氣，以及海氣界面間明顯的溫度和水汽梯度，因e型連續吸收效應增加低邊界層紅外線熱放射，會使得長波輻射冷卻率偏強，對熱帶地區邊界層的模擬影響很大。

關鍵詞：大氣邊界層、海洋混合層、海氣偶合模式、海面溫度

一、前言

熱帶太平洋海面溫度(Sea Surface Temperature; SST)的變化，會影響全球天氣和氣候型態，最顯著的例子如聖嬰現象。早期，即有學者認為熱帶大氣與海洋之間的交互作用，會影響全球的氣候變化(Walker, 1928; Bjerknes, 1966)。因此，欲瞭解全球的氣候變化，研究熱帶大氣與海洋之間的交互作用是一重要的課題。廣義而言，具有紊流性質的大氣邊界層(Atmospheric Boundary Layer; ABL)和海洋混合層(Oceanic Mixing Layer; OML)，以及近似地轉、非紊流性質的自由大氣和海洋之間的物理交換過程，都是海氣交互作用探討的課題。海氣界面間不同尺度間的動量、能量和質量交換，經由ABL和OML的渦流傳送機制，會影響大氣和海洋的環流結構，進一步會影響天氣、氣候的變化。這個觀念相當地簡單，但當我們探究海氣偶合系統時，便發現我們對海氣偶合系統的瞭解相當地有限(Kraus and Businger, 1994; Rogers, 1995)。

許多大氣海洋交互作用的研究多注重大尺度的觀點，在偶合模式對海洋的處理方法較簡單。最近考慮整個海洋的環流模式偶合系統，已廣泛被使用，但模式的結果有氣候變移(climat drift)的現象，其主要的原

因可能源自無法合理處理海面淨熱通量和SST間的關係所致。Betts and Ridgway(1989)的發現SST和海氣界面的渦流通量有密切的回饋關係，這個回饋過程是經由低層大氣和SST間的調整過程。若忽略了低層邊界層和SST之間的調整過程，將會改變SST和海氣界面渦流通量的關係。如何處理海氣界面的渦流通量，以及對ABL和OML的處理一直困擾著大氣、海洋的科學家。對於這樣複雜的過程，除了分析觀測資料外，利用模式研究也是一個很好的方法。COARE海氣通量研究群，決議成立偶合邊界層研究小組，進行一維海氣偶合邊界層的研究(Bradley et al. 1997)。

本文利用一維海氣偶合模式，模擬SST的變化並和偶合前模擬的結果比較。文中第二部份描述所使用的模式，第三部份為結果討論，最後部份為結論。

二、模式描述

大氣的水平風速(U, V)、相當位溫(θ_e)和總水汽量(Q_w)之基本控制方程式為：

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{u'w'} + v \frac{\partial U}{\partial z}) \quad (2-1a)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{v'w'} + v \frac{\partial V}{\partial z}) \quad (2-1b)$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'\theta'_e}) - W \frac{\partial \theta_e}{\partial z} - \left(\frac{\theta}{T}\right) \left(\frac{1}{\rho C_p}\right) \frac{\partial F}{\partial z} \quad (2-1c)$$

$$\frac{\partial Q_w}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'q_w}) - W \frac{\partial Q_w}{\partial z} \quad (2-1d)$$

紊流動能方程式為

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial t} = & \frac{g}{\theta_0} (\overline{w'\theta'_v}) + \overline{-u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial V}{\partial z} \\ & - \frac{\partial}{\partial z} [\overline{w'(e' + p'/\rho)}] - \epsilon \end{aligned} \quad (2-1e)$$

海洋的水平流速(U_s, V_s)、海溫(T_s)和鹽度(S)之基本控制方程式為

$$\frac{\partial U_s}{\partial t} = fV_s - \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P_s}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{u'_s w'_s} + v \frac{\partial U_s}{\partial z}) \quad (2-2a)$$

$$\frac{\partial V_s}{\partial t} = -fU_s - \frac{1}{\rho_s} \frac{\partial P_s}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{v'_s w'_s} + v \frac{\partial V_s}{\partial z}) \quad (2-2b)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T_s}{\partial t} = & \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'_s T'_s} + v T \frac{\partial T_s}{\partial z}) \\ & - W_s \frac{\partial T_s}{\partial z} + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial I}{\partial z} \end{aligned} \quad (2-2c)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} (-\overline{w'_s S'_s}) - W_s \frac{\partial S}{\partial z} \quad (2-2d)$$

渦流動能方程式為

$$\begin{aligned} \frac{\partial E_s}{\partial t} = & \beta g (\overline{w'_s T'_s}) + \lambda g (\overline{w'_s S'_s}) - \overline{u'_s w'_s} \frac{\partial U_s}{\partial z} - \overline{v'_s w'_s} \frac{\partial V_s}{\partial z} \\ & - \frac{\partial}{\partial z} [\overline{w'_s (e'_s + p'_s / \rho_s)}] - \epsilon_s \end{aligned} \quad (2-2e)$$

因為一維模式，假設水平均勻，故氣壓梯度力為零。但在赤道地區，必須考慮氣壓梯度力。氣壓梯度力的處理，利用每三小時觀測的探空風場，當作強迫項(forceing term)加入方程式(2-1a)和(2-1b)

中。模式的網格結構、邊界條件和初始條件、大氣和海水輻射通量參數化詳細的說明請參考賈(1999)。海洋模式的部份亦曾用來模擬一維 OML 之變化，模式可以成功模擬 SST 和 OML 的日夜變化，詳細的討論可參考賈與吳(1998)。

三、結果與討論

模擬的 SST 日夜變化十分清楚其大小約為 0.4°C (圖1)，模式前兩天模擬 SST 的大小比觀測結果大，17 日之後模擬的 SST 比未偶合前的結果更接近觀測值。基本上，偶合模式可以合理模擬 SST 日夜變化的現象，顯示偶合模式仍值得發展。模擬的 25 公尺氣溫變化(圖略)有日夜變化，SST 和氣溫日夜變化有些微相位差，大氣領先 SST。模擬的平均海氣溫差大小約 1.8°C (圖略)，和觀測值很接近，海氣溫差較高頻的變化模式則無法模擬。

SST 是由海面能量收支方程直接預報，收支項包括太陽短波輻射、大氣向海洋長波輻射、海面向大氣長波輻射、海面潛熱通量、可感熱通量、海洋熱通量以及海水輻射吸收。以上各項隨時間變化示於圖 2.a 和 2.b 中。各收支項大於零表示為加熱海洋，反之為冷卻海洋。由圖 2.a 中可見，太陽的短波輻射通量項(曲線 1)在中午 12 時最大，約 900 W m^{-2} 左右，晚上為零，它是 SST 和邊界層日夜變化的主要驅動力。大氣向海面的長波輻射通量(曲線 2)約在 380 W m^{-2} 左右，不太隨時間改變，海面向大氣的長波輻射通量(曲線 3)主要受 SST 控制，因此和 SST 有相同的變化趨勢，也有些微日夜變化(圖中因尺度關係不易看出)。可感熱通量比較小(曲線 4)，隨時間變化不大約為 -15 W m^{-2} 。潛熱通量約在 $50 \sim 100 \text{ W m}^{-2}$ 左右(曲線 5)，遠比可感熱通量大。以上五項的和示於曲線 6 中，白天最大約為 700 W m^{-2} ，夜間負最大值約為 200 W m^{-2} ，和一般的觀測結果相近。

海水輻射吸收通量和海洋紊流熱通量示於圖 2.b 中，海水輻射吸收通量(曲線 1)和海面的輻射通量有關，呈現日夜的變化。海洋紊流熱通量(曲線 2)和海洋垂直溫度梯度以及穩定度有關，也呈現日夜變化，白天值較小夜間值變大。海面的淨能量收支(曲線 3)呈現日夜正負周期性變化，在白天加熱海洋晚上冷卻海洋，使得 SST 也有日夜變化的現象。觀測和模擬的風應力大小之比較示於圖 3.a。觀測的風應

力隨時間的變化相當大，在16日、18日和20日，出現明顯的高值。模擬的風應力在前兩天明顯偏小，之後和觀測值很接近，模式也能模擬18日和20日的高值。赤道地區大尺度的氣壓梯度力扮演重要的角色，當模式加入大尺度的氣壓梯度力時，風應力的模擬結果有很大的改善。

模擬可感熱通量明顯比觀測結果大約在 15 W m^{-2} (圖3.b)，由於海氣溫差有日夜變化，所以可感熱通量亦具有些微日夜變化。模擬潛熱通量(圖3.c)的大小比觀測值小約一半左右，其原因可能和模擬海氣水汽差偏小有關(圖略)。淨輻射通量的比較亦顯示，模擬白天海面的最大淨輻射通量比觀測的值平均略大 25 W m^{-2} ，最大值出現的時間約在中午左右，夜間淨輻射通量和觀測相當接近(圖3.d)，但模擬和觀測的結果有些微相位差。模擬的海面淨熱通量(圖略)在前兩天亦比觀測結果略大，也是使得模擬SST在前兩天比觀測SST大的原因之一。

四、結論

研究過程中發現，熱帶溫暖潮濕的大氣，由於e型連續(e-type continuum)吸收效應會增加低對流層紅外線熱放射通量(thermal emission)，若忽略此一效應，會使得長波輻射冷卻率偏強。當加入大尺度的氣壓梯度力時，模擬的風應力明顯改善，使得SST的模擬亦改進。能量收支方程所預報的SST呈現日夜變化，其日夜差距約在 0.4°C 左右，和觀測的結果相近，亦是使偶合模式模擬的SST比單獨的海洋混合層模式的模擬結果較接近觀測的原因。

致謝

本研究是在國科會研究計畫編號 NSC88-2111-M-002-005-AP3 的支助下完成，特此致謝。另外，特別感謝馮欽賜博士提供的長波輻射參數法的程式和討論，使得本文得以順利完成。

參考文獻：

- 賈新興, 1999: 熱帶西太平洋海-氣通量和邊界層特性之研究, 國立台灣大學大氣科學研究所博士論文。
- 賈新興與吳清吉, 1998: 熱帶西太平洋海-氣通量和一維海洋混合層之模擬, *大氣科學*, 26, 157-179.
- Betts. A. K., and W. Ridgway, 1989: Climatic equilibrium of the atmospheric convective boundary layer over a tropical ocean. *J. Atmos. Sci.*, 46, 2621-2641.
- Bjerknes, J., 1966: A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820-829.
- Bradley, F., M. Moncrieff and R. Weller, 1997: Joint workshop of the TOGA COARE flux and oceans working groups and the GEWEX cloud systems study working group 4, Boulder, Colorado, USA, 14-16 May 1997.
- Kraus, E. B., and J. A. Businger, 1994: Atmosphere-Ocean Interaction, *Clarendon press*, Oxford, 362pp.
- Rogers, D. P., 1995: Air-sea interaction: connecting the ocean and atmosphere. *Rev. Geophys.*, supp. 1377-1383.
- Walker, G. T., 1928: World weather, III. *Mem. R. Meteor. Soc.*, 2, 97-106.

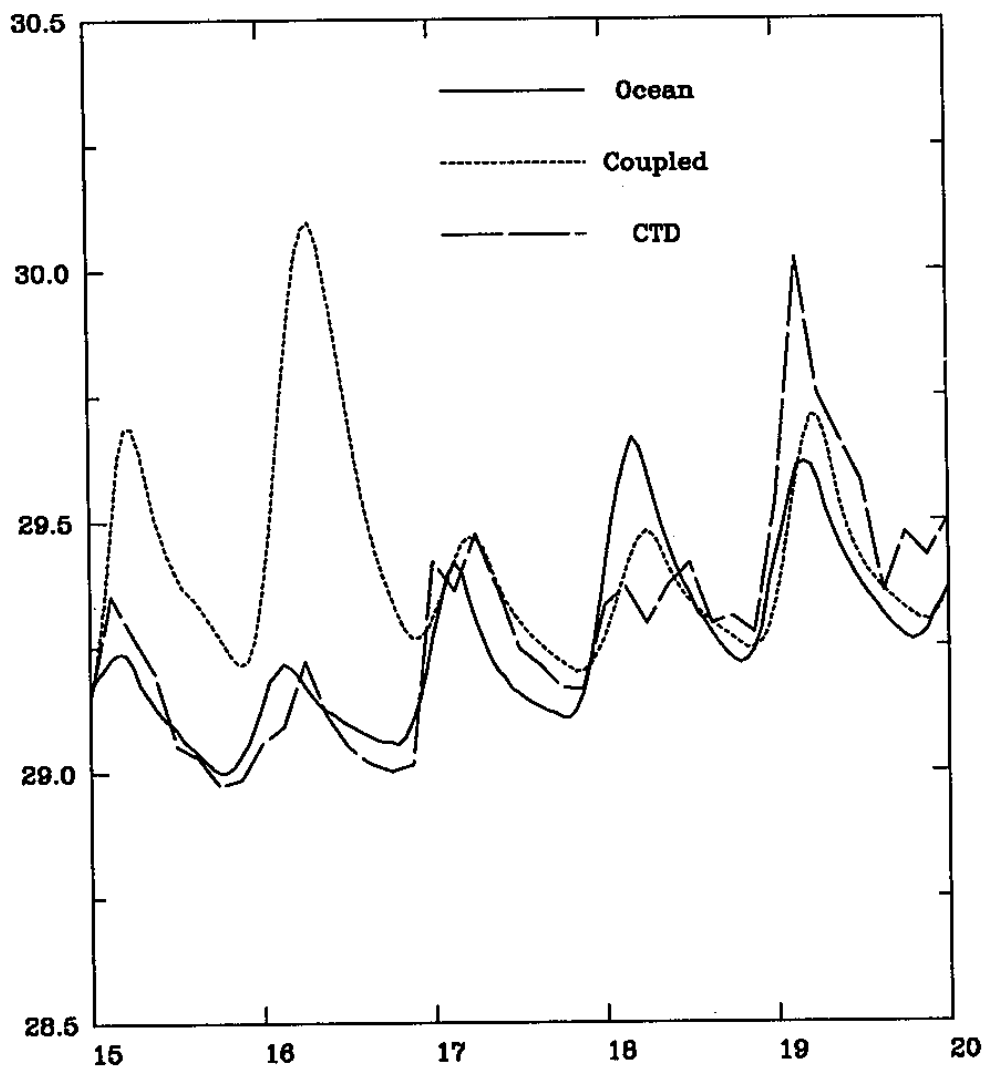


圖 1 1992 年 11 月 15 日至 20 日偶合模式模擬的 SST、量桶海溫和未偶合前模擬 SST 的時間變化。

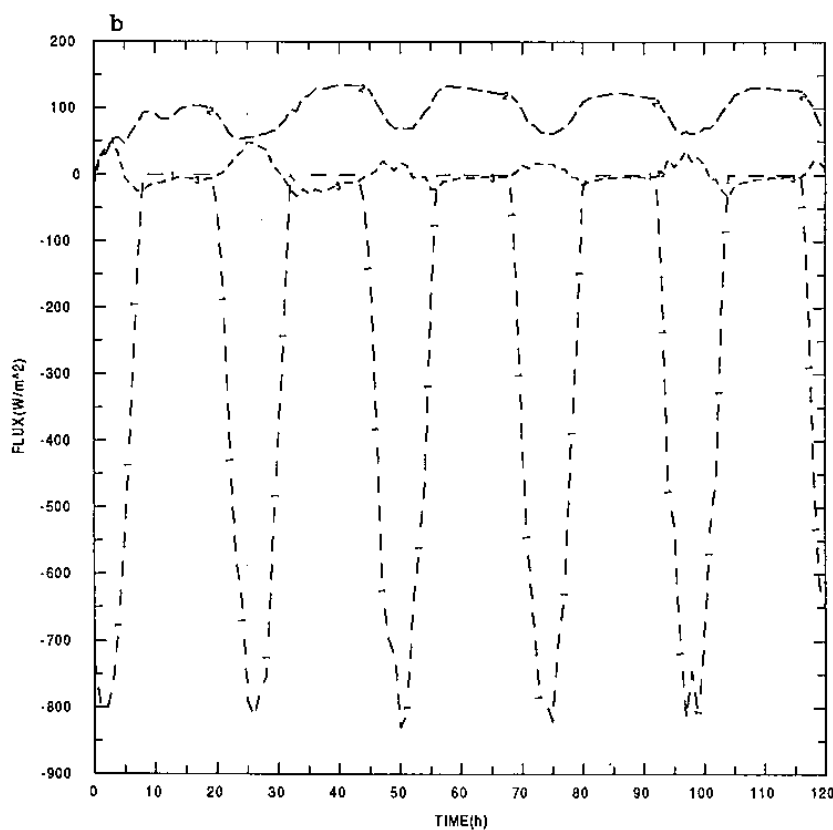
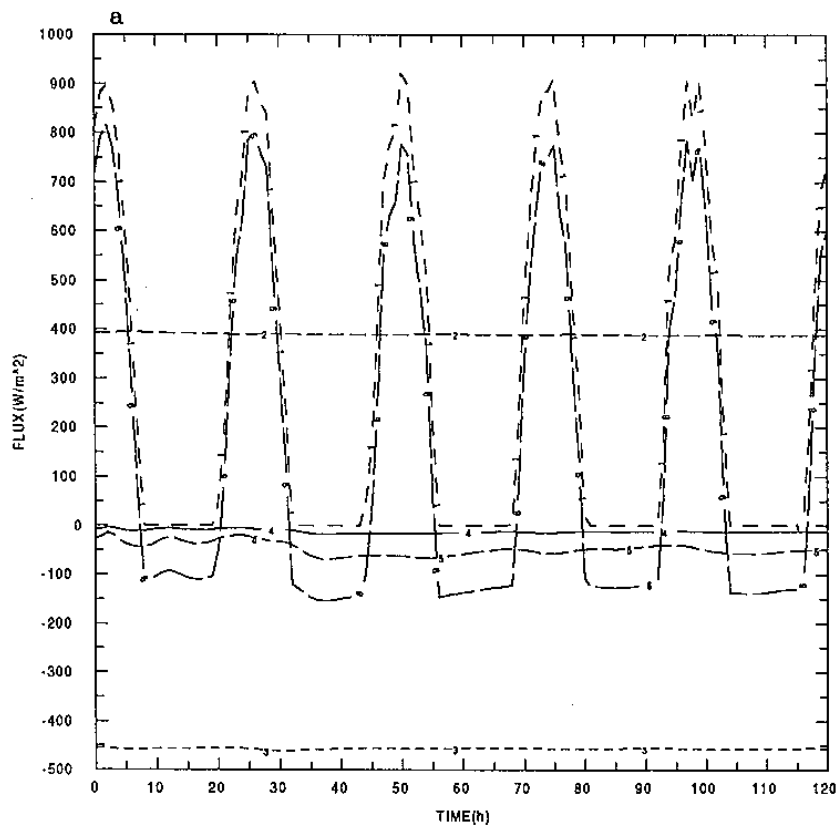


圖 2 a 為偶合模式模擬的海面能量收支項，曲線 1 為太陽的短波輻射通量、曲線 2 為大氣向海面的長波輻射通量、曲線 3 為海面向大氣的長波輻射通量、曲線 4 為可感熱通量，曲線 5 為潛熱通量，曲線 6 則為以上各項之總和。b 為海水輻射吸收通量和海洋紊流熱通量項，曲線 1 為海水輻射吸收通量、曲線 2 為海洋紊流熱通量，曲線 3 則為海面淨能量收支。

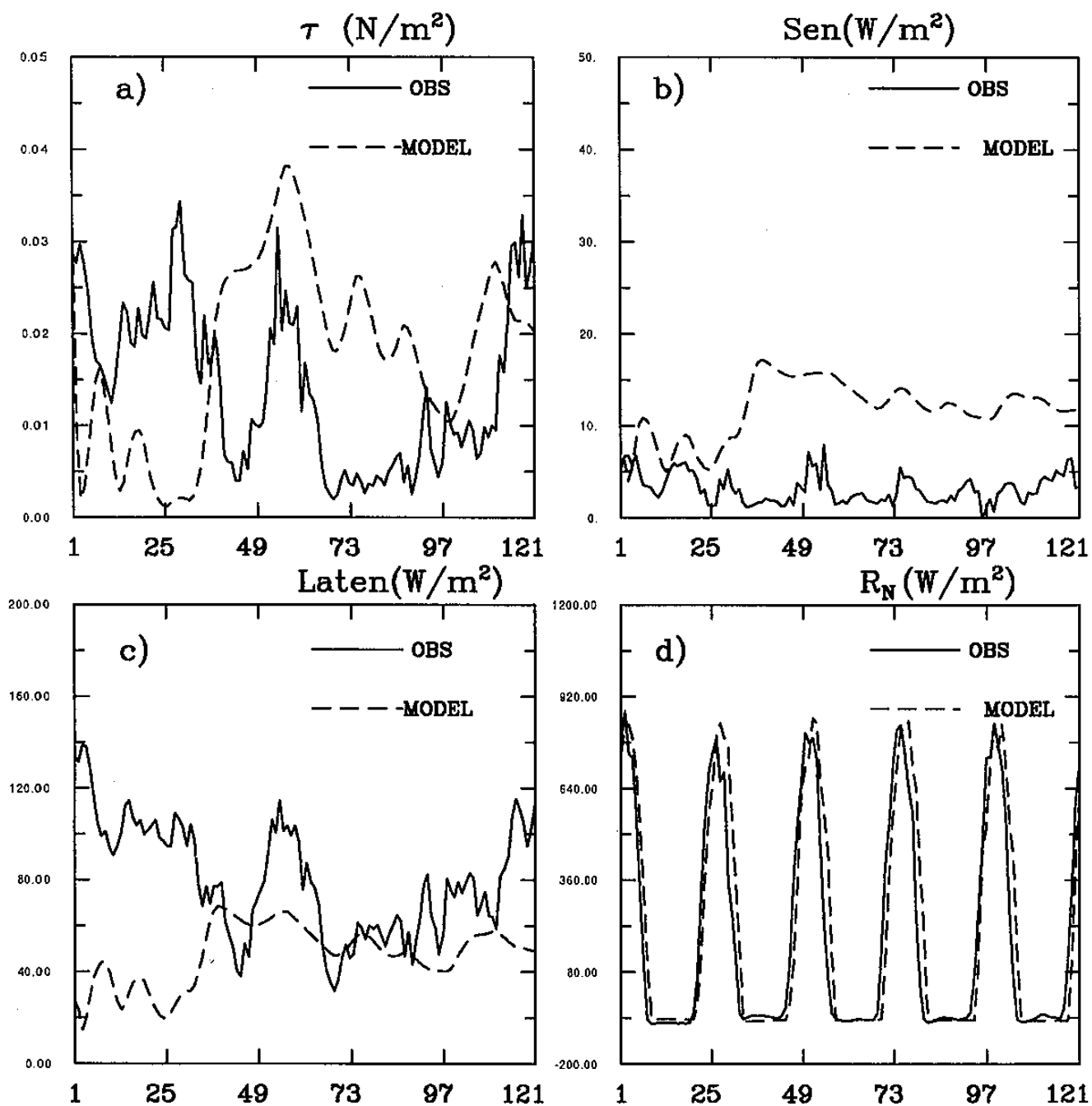


圖 3 觀測和模擬的海氣通量之比較，a 為風應力、b 為可感熱通量、c 為潛熱通量，d 則為海面淨輻射通量。