

# 全球增暖对 ENSO 影响的数值模拟研究

胡博<sup>1, 2</sup> 李维京<sup>3</sup> 陈鲜艳<sup>4, 5</sup> 木本昌秀<sup>5</sup>

1 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871

2 中国气象局, 北京 100081

3 国家气候中心, 北京 100081

4 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089

5 东京大学气候系统研究中心, 日本 277-8568

**摘要** 利用日本东京大学气候系统研究所、日本环境研究所和日本地球环境研究中心联合开发的海气耦合模式 MIROC3.2, 研究了全球变暖对 ENSO 年际变率的影响。该模式较好地模拟了 ENSO 循环的不同阶段表层和次表层海水温度变化, 海表温度最大振幅出现在 120°W 以东, 与观测一致, 表明模式可以较好地反映热带地区大气、海洋的动力、热力特征。研究还比较了控制试验和 CO<sub>2</sub> 浓度年增长 1% 的瞬时试验, 结果表明, 在全球变暖的大环境下 ENSO 事件发生频率没有显著变化, 但 ENSO 事件强度增大, 年际变率变大; 热带太平洋呈现整体增暖趋势, 表层温度尤其是热带中太平洋地区温度升高显著。敏感性分析表明, 年际 ENSO 变率的振幅增大的主要贡献来自于海洋。海水增温导致热带太平洋海温垂直梯度增大, 在热带西太平洋海温垂直温度梯度变化最为明显; 次表层海温对单位大气风应力变化的响应大于表层海温响应。当这种响应与热带太平洋赤道地区径向温度梯度变化的共同作用导致温室效应下 ENSO 振幅增大。

**关键词** 全球变暖 ENSO 热带西太平洋 温跃层

**文章编号** 1006-9895(2007)02-0214-08

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

## A Numerical Simulation Study of ENSO in Response to Global Warming

HU Bo<sup>1, 2</sup>, LI Wei-Jing<sup>3</sup>, CHEN Xian-Yan<sup>4, 5</sup>, and Kimoto Masahide<sup>5</sup>

1 Department of Atmospheric Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

4 Institute of Urban Meteorology, China Meteorological Administration, Beijing 100089

5 Center for Climate System Research, University of Tokyo, Chiba, 277-8568, Japan

**Abstract** A coupled general circulation model, MIROC3.2, is used to investigate the impacts of global warming on the El Niño - Southern Oscillation (ENSO) variability. The model, with relatively fine resolution, captures the tropical atmosphere and ocean dynamics well, simulating a realistic ENSO cycle as observed. When the atmospheric greenhouse gas concentration is gradually changed by the rise of CO<sub>2</sub>, the model shows an overall warm trend in the tropical Pacific under the greenhouse warming, particularly in the central equatorial Pacific. Superimposed on the positive trend of sea surface temperature is the increase in amplitude of interannual ENSO variability. A sensitivity analysis shows that ocean, rather than the atmosphere, seems to be responsible for the strengthening. Model simulations show that the rise of greenhouse gas tends to increase the surface waters more than the subsurface waters, leading to strengthened subsurface vertical stratification in the equatorial ocean. The strengthening of the subsurface

**收稿日期** 2005-10-24, 2006-04-11 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40375025

**作者简介** 胡博, 男, 1974 年出生, 工程师, 主要从事气象科技管理工作。E-mail: hubo7178@yahoo.com.cn

stratification is greater in the western equatorial Pacific. The subtle differences in the mean state of tropical Pacific under the warmed climate cause the subsurface temperature anomalies in the western Pacific ocean, which is more sensitive to the change of surface wind stress force, accompanying greater in-situ subsurface temperature response in the western Pacific ocean. This as well as the change of the mean meridional temperature gradient appears to be responsible for the increase in ENSO amplitude. However, the changes in climate are far beyond our expectations. The result presented here is believed to be one of the possible ENSO responses to the global warming. How the ENSO will behave in the future need more simulations and predictions of coupled general circulation models.

**Key words** global warming, ENSO, western tropical Pacific, thermocline layer

## 1 引言

已有的观测资料显示,上个世纪全球平均地表温度上升了  $0.3^{\circ}\text{C}\sim 0.6^{\circ}\text{C}$ ,人类活动在很大程度上影响和改变着气候变化<sup>[1,2]</sup>。一些气候现象也发生了变化,如,ENSO(厄尔尼诺/南方涛动)事件强度增加,如20世纪80~90年代发生的1982/1983、1997/1998两次El Niño事件是过去一个世纪以来最强的El Niño事件<sup>[3]</sup>。随着工业化程度的提高,温室气体排放增加,大气中CO<sub>2</sub>浓度不断上升,人们开始更加关注在全球变暖大环境下ENSO事件将发生怎样的变化。近年来,ENSO对温室气体响应的模拟给出了一些颇有争议的结果,Tett<sup>[4]</sup>、Meehl等<sup>[5]</sup>以及Knutson等<sup>[6]</sup>的研究结果认为,全球变暖对ENSO几乎没有造成变化;然而Timmermann等<sup>[7]</sup>和Collins<sup>[8]</sup>的研究结果则显示ENSO振幅将随着温室气体的增加而增加。所以,本文的目的就是利用一个耦合的高分辨率全球大气环流模式分析ENSO对温室气体增加后的响应变化,并试图分析和解释造成这种变化的原因。

本文所用数值模式是日本东京大学气候系统研究所、日本环境研究所和日本地球环境研究中心联合开发的MIROC3.2海气耦合模式,模拟区域为全球范围。模式由大气模式、陆地模式、河流模式、海洋模式和海冰模式5个部分组成。其中,大气模式为谱模式,水平分辨率为T106(约~110 km),垂直分层为56层,采用 $\sigma$ 坐标系(地形跟随坐标),模式顶约为40 km。海洋模式为静力和Boussinesq近似原始方程组模式,水平分辨率约为 $0.28^{\circ}$ (纬向) $\times 0.19^{\circ}$ (经向),垂直坐标采用 $\sigma-z$ 混合坐标,不等距分为48层。海气之间耦合没有采用任何通量调整。本文首先对模式积分即spin-up约100年,模式达到稳定态后,进行两个积分试验对比分析了全球变暖条件下ENSO变化。其一

为模拟试验(称为控制试验),以1900年大气中CO<sub>2</sub>浓度为标准,积分100年;另外一个是在控制试验CO<sub>2</sub>浓度基础上浓度逐年递增1%,积分90年(称为递增试验)。

## 2 ENSO 模拟

根据控制试验100年积分Niño3区( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ )海水温度距平对热带太平洋表层和次表层温度进行线性回归(见图1),时间间隔为6个月。回归结果表明,−12个月时,在热带西太平洋的次表层150 m处形成和发展一个正距平温度,但海表温度没有明显变化。之后,在西太平洋次表层发展起来的正距平沿着温跃层逐渐向东和向上传播,−6月时到达赤道太平洋东部表层洋面,标志着ENSO事件初始阶段开始。在其后的几个月中,热带东太平洋表层海水的暖位相发展,并逐渐向西扩展传播。随着这一特征的进一步加强,到滞后时间为0月时,热带东太平洋海表温度距平(SSTA)最大,整个热带东太平洋表层和次表层的海温正距平均达到最强,标志着通常人们所定义的El Niño事件的成熟期。但在赤道西太平洋次表层中,一个负温度距平开始形成并系统性的向东移动,随后El Niño事件开始衰退。+12个月时,热带东太平洋表层出现冷水,冷位相的出现表明一次El Niño循环结束。模式较好地模拟再现了El Niño循环中的初始、发展、成熟和衰退阶段,与观测结果吻合<sup>[9]</sup>。同时,模式结果表明热带西太平洋次表层海温异常超前于表层温度异常,并沿着气候平均的温跃层向东向上传播,与李崇银等<sup>[10]</sup>和巢纪平等<sup>[11,12]</sup>揭示的特征一致。

观测表明,在ENSO成熟期热带东太平洋SST正距平最大值位于 $120^{\circ}\text{W}$ 以东,而在以往很多耦合模式模拟中,ENSO成熟期时最大增暖区往往西偏<sup>[13]</sup>。从图1中可以看到,在MIROC3.2模式模

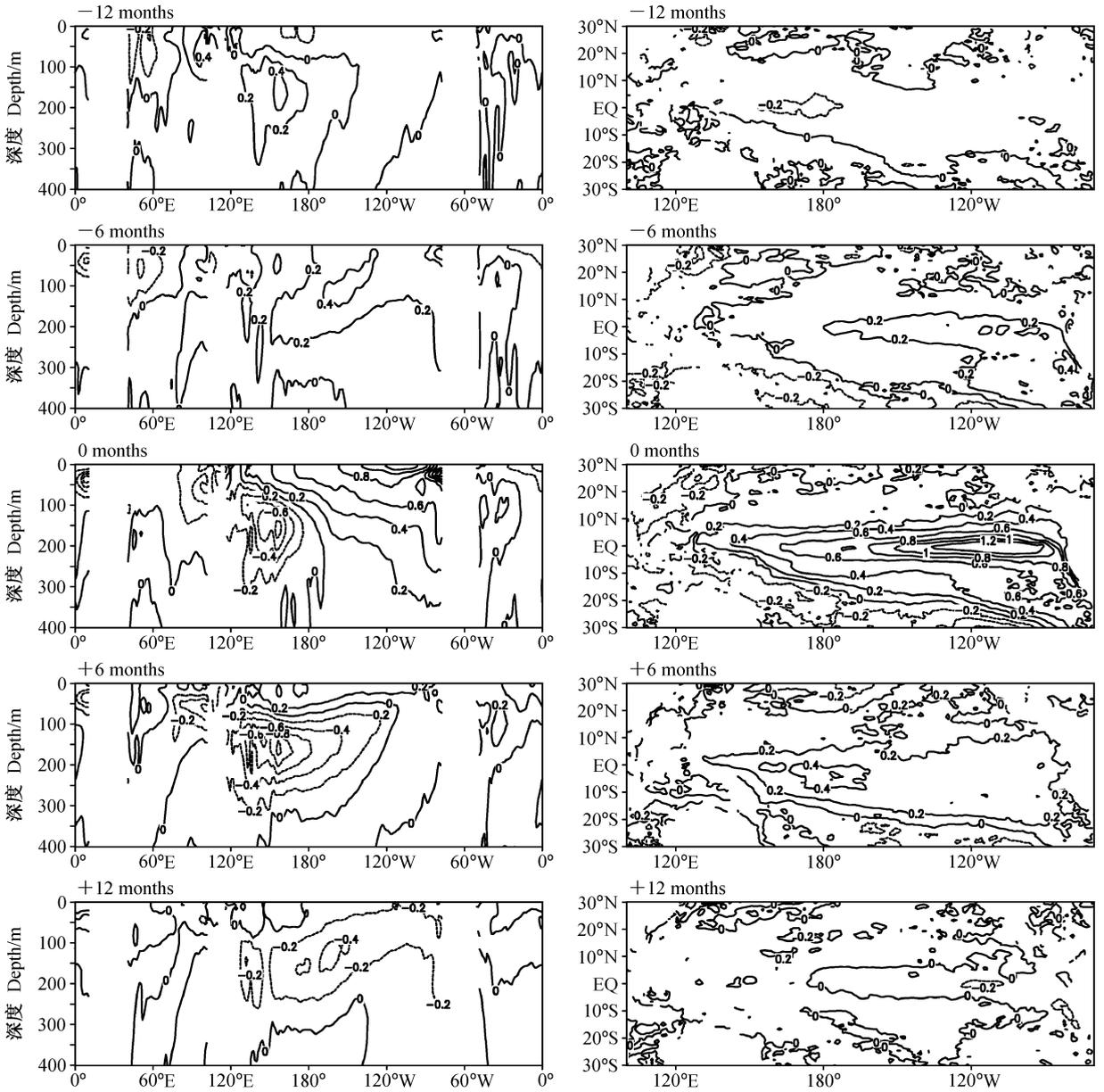


图1 Niño 3区海水温度距平回归系数分布。左列：沿赤道次表层海温距平的经度-深度剖面；右列：SSTA；时间间隔为6个月

Fig. 1 Regression coefficients of sea temperature anomalies in the Niño 3 region. Left column; longitude - depth cross sections along the equator for sea subsurface temperature anomalies; right column; SSTA (SST anomalies). The time interval is 6 months

拟得到的 ENSO 成熟期中（时间为 0 月的线性回归系数图），最大增暖区位于  $120^{\circ}\text{W}$  以东，与观测结果一致，表明模式比较成功地反映热带地区大气、海洋的动力学特征，较好地模拟了 ENSO 循环中温跃层的变化。需要指出的是，虽然模式水平分辨率的提高极大地改进了 ENSO 模拟，但模式模拟得到的 ENSO 强度与观测相比弱得多。例如，HadISST 海温资料结果显示，在 1901 年至 2000 年这 100 年间，Niño 3 区的 SSTA 均方差为  $0.79^{\circ}\text{C}$ ，而模式控

制试验的 Niño 3 区的 SSTA 均方差仅为  $0.33^{\circ}\text{C}$ ，这可能是由于海洋模式中垂直分辨率未明显提高，模拟得到的温跃层垂直温度梯度与观测结果相比偏弱，导致 ENSO 年际变率较弱。这是目前国际上无通量调整耦合气候模式尚未解决的问题之一<sup>[14, 15]</sup>。

### 3 ENSO 对温室气体浓度增加后的响应

为便于分析，本文采用国际上普遍用于 ENSO 事件研究的 Niño 3 区 SSTA 年际变化作为 ENSO

变率的参考。图 2 给出了模拟得到的控制试验和 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验的 Niño 3 区 SSTA 的时间序列, 对比两个时间曲线不难看出, 在 CO<sub>2</sub> 递增试验中, SSTA 随着温室气体浓度的增加逐渐上升。图 2b 是 CO<sub>2</sub> 递增试验去除线性趋势后的 SSTA 时间序列, 与控制试验结果相比较可以看出 ENSO 年际变率逐渐增强, 特别是积分 70 年以后, 此时大气中的 CO<sub>2</sub> 浓度约为控制试验的 2 倍, CO<sub>2</sub> 递增瞬时试验的 ENSO 的振幅增大, 变率明显增强。图 3 给出

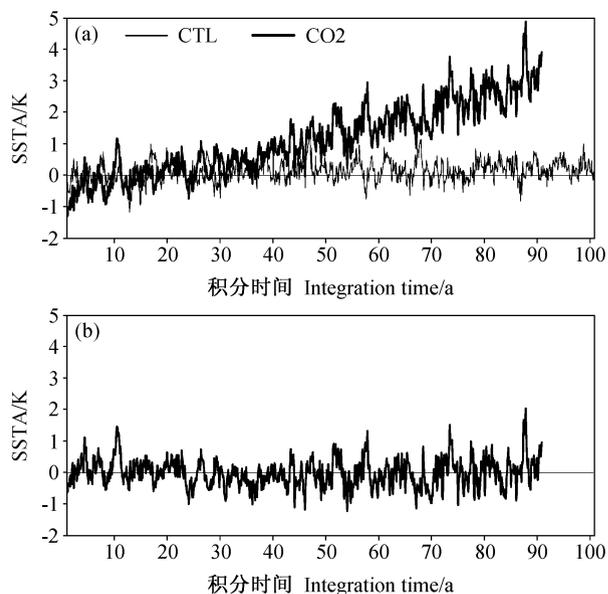
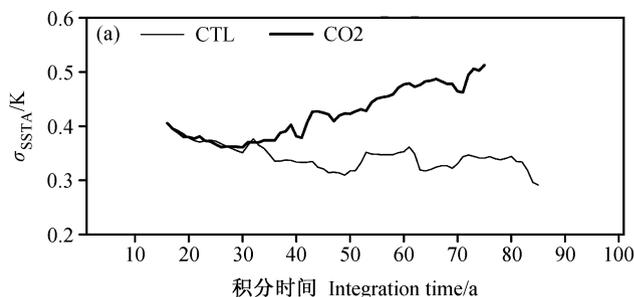


图 2 模式控制试验 (CTL) 和 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验 (CO<sub>2</sub>) 的 Niño 3 区 SSTA 时间序列 (a) 以及去除线性趋势后的 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验的 SSTA 时间序列 (b)

Fig. 2 Simulated SSTA in the Niño 3 region: (a) The control run (CTL) and the CO<sub>2</sub> concentration increase test (CO<sub>2</sub>); (b) linearly detrended SSTA for the CO<sub>2</sub> concentration increase test



了两个积分试验冬季 (12、1、2 月) Niño 3 区 SSTA 均方差和夏季 (6、7、8 月) Niño 3.4 区 (5°S ~ 5°N, 170°W ~ 120°W) SSTA 均方差, 结果表明温室气体浓度增大后, ENSO 变率增强。图 3a 中显示积分 70 年后, 递增试验中 SSTA 均方差比控制试验的 Niño 3 区 SSTA 均方差大 40%; Niño 3.4 区 SSTA 均方差的变化亦可得到相似结论 (图 3b)。为了进一步确认 CO<sub>2</sub> 浓度和 ENSO 变率的关系, 我们还根据 IPCC<sup>[3]</sup> 假定的 CO<sub>2</sub> 浓度排放条件 A1B, 从 2001 年至 2100 年进行了 100 年时间长度的积分试验。在那个试验中, ENSO 振幅随 CO<sub>2</sub> 浓度增加而增强得更明显 (图略)。由此表明, 全球变暖背景下, ENSO 发生的强度增大, 年际变率变大。

对控制试验和递增试验 Niño 3 区 SSTA 进行功率谱分析, 并与 1950~1999 年观测资料进行比较 (图 4), 发现除了准两年周期和 10~20 年的年代际周期外, 观测资料表明 ENSO 事件的显著周期约为 3.7 年和 5.5 年 (通过 95% 信度检验)。与观测资料相比, 由于气候平均温跃层垂直层结比观测值弱, 模式模拟得到的 SSTA 功率要比观测 SSTA 功率弱。但从图 4 中可以看出, 控制试验和递增试验 SSTA 功率主周期集中于 2~7 年, 其中控制试验的峰值约在 2.8 年左右 (通过 95% 信度检验), 全球变暖下递增试验的周期略有偏移, 其功率峰值集中于 3.4 年左右 (通过 95% 信度检验), 表明全球变暖背景下 ENSO 事件发生频率没有明显变化。

对 90 年积分长度的 CO<sub>2</sub> 递增试验计算了海表层温度和次表层温度及风应力的线性趋势 (见图

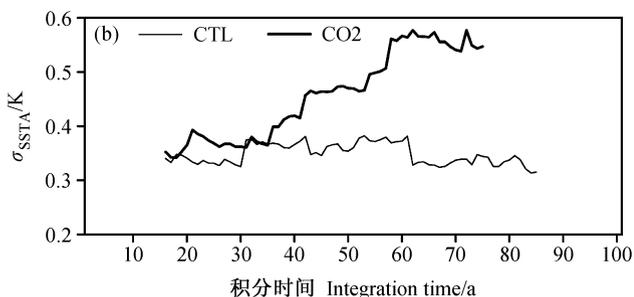


图 3 利用 30 年滑动窗口计算的控制试验和递增试验 SSTA 均方差 ( $\sigma_{SSTA}$ ): (a) 冬季 (12、1、2 月) Niño 3 区; (b) 夏季 (6、7、8 月) Niño 3.4 区

Fig. 3 Mean-square deviations of SSTA ( $\sigma_{SSTA}$ ) in the Niño 3 (a) and Niño 3.4 (b) regions in the control run and the CO<sub>2</sub> concentration increase test; (a) Dec, Jan, Feb (DJF); (b) Jun, Jul, Aug (JJA). Standard deviations are calculated using a sliding window of 30 years

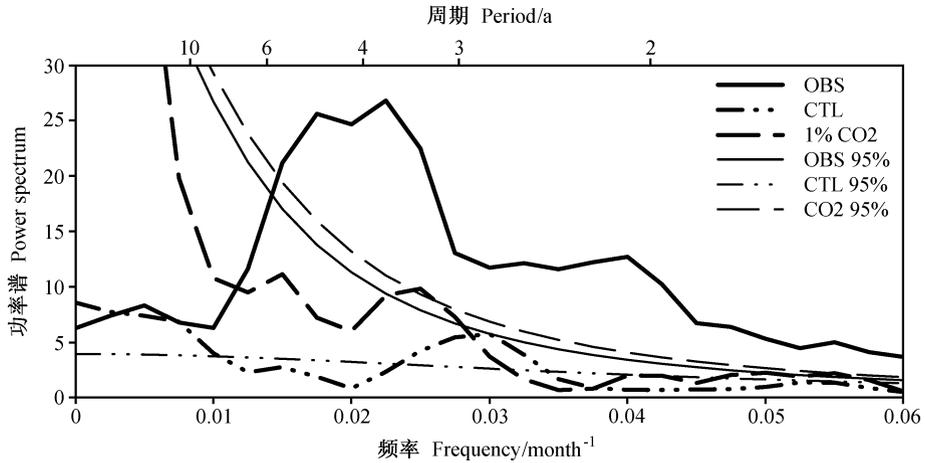


图 4 观测 (OBS) 和模拟的 Niño 3 区 SSTA 功率谱及其对应的 95% 信度值

Fig. 4 Observed (OBS) and simulated power spectra of SSTA in the Niño 3 region and the corresponding 95% confidence threshold

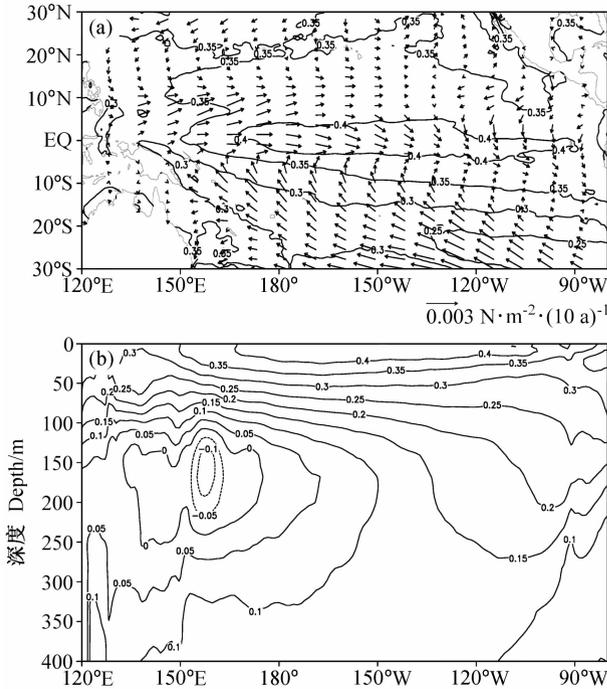


图 5 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验 90 年积分长度的海水温度和风应力趋势: (a) SST (单位: 0.05 K/10 a) 和风应力; (b) 次表层海水温度 (单位: 0.05 K/10 a)

Fig. 5 Simulated sea temperature and wind stress trends from the 90-year integration of the CO<sub>2</sub> concentration increase test: (a) SST (0.05 K/10 a) and wind stress; (b) sea subsurface temperature (0.05 K/10 a)

5)。总体上说, 温室气体将使海面气温升高, 东风信风减弱。由图 5 可见, 赤道地区海面温度整体上升, 最大的增温区发生在赤道中太平洋。风应力的变化主要表现为与海面温度相对应的正距平变化,

其中赤道中-西太平洋区域变化最显著, 这表明全球变暖下热带太平洋赤道地区的信风将减弱。但其中需要注意的是, 在热带西太平洋次表层区域有一个负的温度变化区, 其负中心位于 150°E 以东、160°E 以西气候温跃层深度。由此带来一个问题, 在热带海洋基本为增暖趋势下, 这个负异常是如何形成的? 全球变暖后这个负异常区域对 ENSO 变率又有怎样的影响?

我们分别计算了控制试验和 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验最后 20 年热带中太平洋地区 (5°S~5°N, 160°E~140°W) 的平均 SST 纬向梯度, 发现在控制试验中热带中太平洋地区的平均 SST 纬向梯度为 -0.038°C/100 km, 而递增试验中, 同期 (此时, 大气中 CO<sub>2</sub> 浓度约是控制试验的 2 倍) 热带中太平洋地区的平均 SST 纬向梯度减弱, 为 0.034°C/100 km。平均 SST 纬向梯度减弱表明热带太平洋东-西热力差异减小, 热力环流随之减弱, 即赤道地区的纬向大气环流 (Walker 环流) 减弱 (图 6) 并进一步导致沿赤道东南信风张弛。计算结果也表明在控制试验中, 热带中太平洋地区的纬向风应力为 -0.0361 N/m<sup>2</sup>, 而在递增试验中纬向风应力值为 -0.0258 N/m<sup>2</sup>, 说明全球变暖下热带太平洋东西热力差异减小引起纬向风应力的减弱。如图 6 所示, 递增试验中印度尼西亚上空的上升气流减弱, 而热带中-西太平洋的上升气流增强, 从而引起 Walker 环流减弱东移, 东风异常减弱驱动热带西太平洋的暖水东移, 温跃层坡度减小, 即热带西太

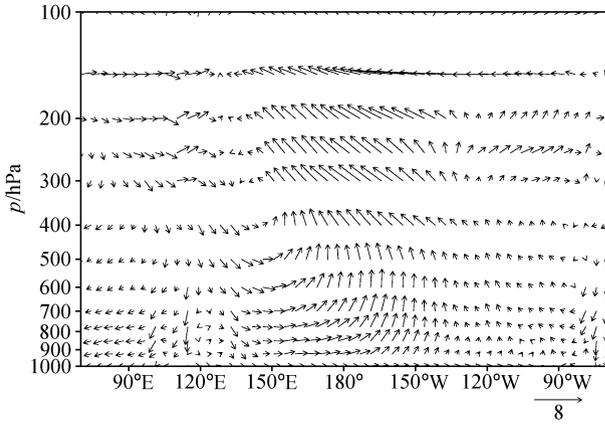


图 6 模式积分后 20 年 (1971~1990 年, 此时递增试验中大气 CO<sub>2</sub> 浓度含量约为控制试验的 1 倍) CO<sub>2</sub> 递增试验和控制试验平均沿赤道纬向垂直环流差值。纬向风单位为 m/s, 垂直速度单位为  $-10^{-4}$  hPa/s

Fig. 6 Walker circulation difference between CO<sub>2</sub> run and CTL run over the period of model years 1971 - 1990 when the atmospheric CO<sub>2</sub> content of CO<sub>2</sub> run almost doubles that of CTL run. Units are m/s for zonal velocity, and  $-10^{-4}$  hPa/s for vertical velocity

平洋地区上层海水的热容量减少 (温跃层变浅), 东太平洋上层海水的热容量增多 (温跃层加深), 从而西太平洋次表层温跃层海温出现负异常。

对应于热带中太平洋地区的显著升温, 该地区对流活动也明显增强。递增试验和控制试验 1971~1990 年同期降水差值图 (图略) 表明, 全球变暖下, 沿赤道特别是增温最为明显的中太平洋地区降水增多; 但在赤道外地区以及印度尼西亚、东澳大利亚等升温幅度较小的区域, 降水减少。

#### 4 次表层温度变化的作用

前面分析已经指出, 在全球变暖环境下, 表层海水增暖幅度明显大于次表层海水, 由此, 上下层海水的温度差增加, 导致气候温跃层层结增强。赤道西太平洋次表层海水的温度负异常使该地区海水温度垂直梯度进一步加强, 导致赤道西太平洋次表层海水的垂直层结比东太平洋强。Timmermann 等<sup>[7]</sup>推测认为温跃层的层结可能会影响 ENSO 的年际变率。Meehl 等<sup>[16]</sup>在模拟试验中, 发现温跃层越浅, ENSO 振幅越大。沿用 Timmermann 等<sup>[7]</sup>的定义, 我们首先分析了海表温度对大气风应力强迫的响应和大气风应力对海表温度的响应, 并称之为海洋敏感度和大气敏感度 (图 7)。其中, 海洋敏感

度定义为 Niño 3 区 SSTA 和中太平洋地区纬向风应力距平的协方差与中太平洋地区 ( $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ ,  $150^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$ ) 纬向风应力距平自方差的比值, 单位为 K/Pa。大气敏感度定义为 Niño 3 区 SSTA 和中太平洋地区纬向风应力距平的协方差与 Niño 3 区 SSTA 的自方差之比值, 单位为 Pa/K。计算结果表明, 随着温室气体的增加, 大气敏感度没有发生显著变化, 但海洋敏感度则有显著变化, 尤其是积分 60 年后海洋敏感度显著增加, 这表明在全球变暖环境下, 海洋对应于单位大气风应力变化产生的响应将会增大。这个结果与 Timmermann 等<sup>[7]</sup>得到的结论一致, 表明温跃层层结的变化会影响海洋对大气的响应。显然, 在全球变暖下赤道西太平洋次表层海温的变化对 ENSO 变率的变化起关键作用。

由于温跃层深度的变化可以很好地反映出海洋上层热容量, 而热容量又与大气中风应力的变化紧密相关。如果用单位风应力作用于海洋, 其强迫造成的热容量变化应该是相同的, 温跃层深度的变化也相同, 但如果基本场不相同, 则不同基本场得到的强迫响应场也不相同。基于这个考虑, 我们对控制试验和递增试验分别进行了表层和次表层海水温度对相同风应力变化的响应试验。图 8 给出的是控制试验和递增试验表层和次表层海水温度对大气风应力变化响应的回归系数, 单位为 K/Pa, 从图中可以看出, 总的来说, 海水温度对大气风应力变化的响应表现为热带东太平洋表面为正响应, 西太平洋次表层即通常 ENSO 事件中初始扰动最先发展起来的温跃层区为负响应值区。但是从图 8 中, 不难发现递增试验也就是在全球变暖的条件下, 海洋的响应要大于控制试验中海洋的响应, 特别是赤道西太平洋次表层区尤为明显。在递增试验中, 太平洋表层温度响应为 +6 K/Pa, 比控制试验响应值大 20% (+5 K/Pa)。而其西太平洋温跃层区的海温响应极值为 -4 K/Pa 位于  $158^{\circ}\text{E}$ , 120~160 m 深处, 这比控制试验的响应值增大了 33% (-3 K/Pa)。这表明, 由于海水垂直温度梯度的增加, 层结加强后的赤道西太平洋温跃层在其上下涌动的过程中对大气风应力的响应更为敏感。随后, 西太平洋次表层的温度响应沿温跃层向东传播, 到赤道东太平洋时强迫信号达到赤道东太平洋表层, 并与东太平洋的涌升流相结合, ENSO 的振幅加大。由此认为, 年

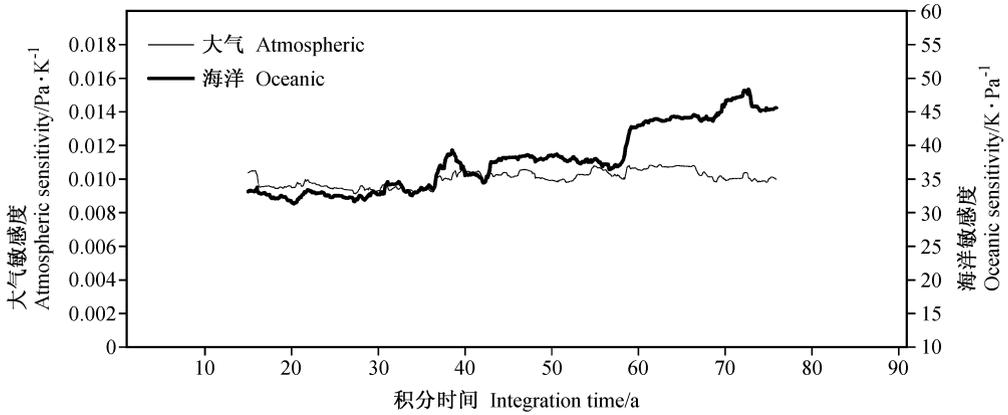


图 7 CO<sub>2</sub> 浓度递增试验中大气和海洋的敏感度  
Fig. 7 Atmospheric and oceanic sensitivities in the CO<sub>2</sub> concentration increase test

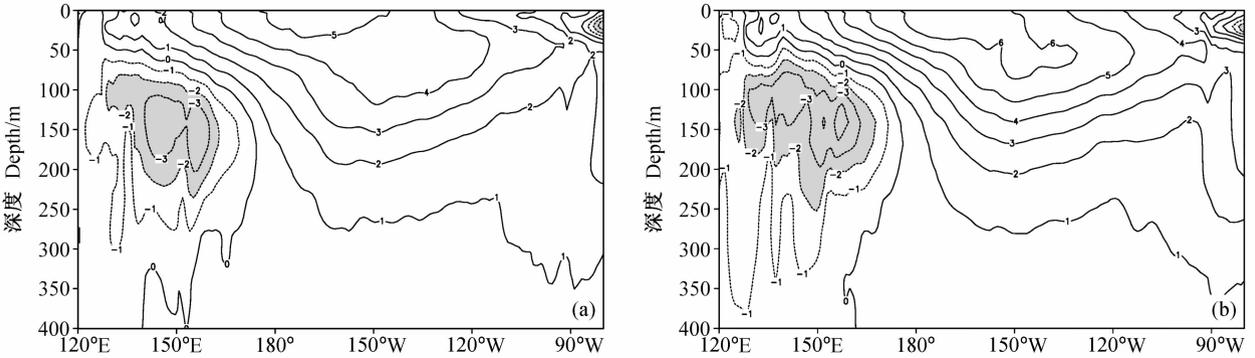


图 8 海水温度对中太平洋地区 (2°S~2°N, 150°E~150°W) 纬向风应力的响应回归系数 (单位: K/Pa): (a) 控制试验; (b) 递增试验。  
响应回归系数数值小于-2 用阴影表示  
Fig. 8 Ocean subsurface temperature anomalies regression maps against zonal wind stress anomalies in the central Pacific (2°S - 2°N, 150°E - 150°W): (a) The control run; (b) the CO<sub>2</sub> concentration increase test. Anomalies less than -2 K/Pa are shaded

际 ENSO 变率的振幅增大的主要贡献来自于赤道西太平洋次表层。

另外, 观测分析表明, 热带东太平洋上空受东南信风作用, 形成赤道东太平洋南美沿岸至中太平洋的冷舌。当全球变暖后热带海洋上升温度最明显的地区是沿赤道, 特别是赤道中-东太平洋地区, 而赤道外地区的增温较弱, 从而近赤道地区南北平均经向温度梯度 ( $\partial T/\partial y$ ) 减弱。Kang 等<sup>[17]</sup> 研究认为,  $-\overline{v'\partial T/\partial y}$  对 ENSO 有负反馈作用, 经向温度梯度的减弱使得负反馈作用也随之减弱, 从而增强 ENSO 变率<sup>[18]</sup>。由此可见, 全球增暖环境下在温跃层层结增强, 赤道西太平洋次表层对大气风应力强迫响应增强以及表层经向温度梯度减弱的共同影响下, ENSO 事件变率增强。

### 5 结语

本文分别积分了控制模拟试验和 CO<sub>2</sub> 浓度年递增 1% 试验, 并对结果进行对比分析以研究全球变暖后 ENSO 事件的年际变率及振幅变化。结果表明, 全球变暖后, 热带太平洋表层温度总体升高, 尤以赤道中-东太平洋地区最为明显。在西太平洋次表层气候温跃层区, 有一个温度负异常即降温中心。伴随着温度变化可导致热带太平洋东-西热力差异减小, 赤道地区纬向大气环流即 Walker 环流减弱, 从而热带太平洋上空的信风减弱。信风张弛导致赤道西太平洋暖水东移, 强对流区随之东移, 沿赤道特别是热带中太平洋地区的降水显著增加, 但在赤道外地区以及印度尼西亚、东澳大利亚

等升温幅度较小的区域, 降水减少。

模拟结果还发现, 全球变暖后 ENSO 的年际变率增加, ENSO 事件振幅增大。分析表明, 一方面, 海洋表层海水增暖大于次表层海水增暖使得热带太平洋海水的垂直温度梯度增加, 热带西太平洋次表层气候温跃层区的负异常使该区域海水层结显著增强, 层结增强后的温跃层在其上下涌动过程中对大气风应力的变化响应更加敏感, 响应振幅大于热带中-东太平洋, 该响应信号沿温跃层向上向东传播到热带东太平洋时, 在涌升流的共同作用下导致 ENSO 变率增强。另一方面, 赤道中东太平洋 SST 增温大于赤道外地区 SST 增温导致近赤道地区南北平均经向温度梯度减弱, 减弱了对 ENSO 事件的负反馈, 也有利于增强 ENSO 事件的年际变率。

由于气候模式的不确定性, 本文所给出的结果只是全球变暖下热带太平洋年际变率变化的一种可能响应结果, 研究结果有待更多模式模拟结果的验证。

### 参考文献 (References)

[1] IPCC. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 26pp

[2] Cane M A, Clement A C, Kaplan A, et al. Twentieth-century sea surface temperature trends. *Science*, 1997, 275: 957~960

[3] IPCC. *Climate Change 2001: The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 103pp

[4] Tett S. Simulation of El Niño-Southern Oscillation-like variability in a Global AOGCM and its response to CO<sub>2</sub> increase. *J. Climate*, 1995, 8: 1473~1502

[5] Meehl G A, Washington W M. El Niño-like climate change in a model with increased atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. *Nature*, 1996, 382: 56~60

[6] Knutson T R, Manabe S, Gu D. Simulated ENSO in a global coupled ocean-atmosphere model: Multidecadal amplitude modulation and CO<sub>2</sub> sensitivity. *J. Climate*, 1997, 10: 138~161

[7] Timmermann A, Obelhuber J, Bacher A, et al. Increased El

Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, 1999, 398: 694~697

[8] Collins M. The El Niño-Southern Oscillation in the second hadley centre coupled model and its response to greenhouse warming. *J. Climate*, 2000, 13: 1299~1312

[9] Ishii M, Kimoto M, Kachi M. Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. *Mon. Wea. Rev.*, 2003, 131: 51~73

[10] 李崇银, 穆明权. 东亚冬季风-暖池状况-ENSO 循环的关系. *科学通报*, 2000, 45: 678~685  
Li Chongying, Mu Mingquan. The relationship between eastern Asian winter monsoon, warm pool, and ENSO cycle. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2000, 45: 678~685

[11] 巢纪平, 陈鲜艳, 何金海. 热带西太平洋对风应力的斜压响应. *地球物理学报*, 2002, 45: 176~187  
Chao Jiping, Chen Xianyan, He Jinhai. The baroclinic response of western tropical Pacific to wind stress. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 2002, 45: 176~187

[12] 巢纪平, 陈鲜艳, 何金海. 风应力对热带斜压海洋的强迫. *大气科学*, 2002, 26: 577~594  
Chao Jiping, Chen Xianyan, He Jinhai. The wind stress force upon the tropical baroclinic ocean. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, 26: 577~594

[13] AchutaRao K, Sperber K R. Simulation of the El Niño Southern Oscillation: Results from the coupled model intercomparison project. *Climate Dyn.*, 2002, 19: 191~209

[14] Mechoso C R, Robertson A W, Barth N, et al. The seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models. *Mon. Wea. Rev.*, 1995, 123: 2825~2838

[15] Latif M, Sperber K, Arblaster J, et al. ENSIP: the El Niño simulation intercomparison project. *Climate Dyn.*, 2001, 18: 255~276

[16] Meehl G A, Gent P R, Arblaster J M, et al. Factors that affect the amplitude of El Niño in global coupled climate models. *Climate Dyn.*, 2001, 17: 515~526

[17] Kang I-S, An S-I, Jin F-F. A systematic approximation of the SST anomaly equation for ENSO. *J. Meteor. Soc. Japan*, 2001, 79: 1~10

[18] An S-I, Timmermann A, Bejarano L, et al. Modeling evidence for enhanced El Niño-Southern Oscillation amplitude during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 2004, 19: PA4009