

俞永强, 宋毅. 2013. 海洋环流对全球增暖趋势的调制: 基于 FGOALS-s2 的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 37 (2): 395–410, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12306. Yu Yongqiang, Song Yi. 2013. The modulation of ocean circulation to the global warming trend: Numerical simulation by FGOALS-s2 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 395–410.

海洋环流对全球增暖趋势的调制: 基于 FGOALS-s2 的数值模拟研究

俞永强¹ 宋毅^{1,2}

¹ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG), 北京 100029

² 中国科学院大学, 北京 100049

摘 要 在工业革命以来全球长期增暖趋势背景下, 全球平均表面气温还同时表现出年代际变化特征, 二者叠加在一起使得全球平均气温在某些年份增暖相对停滞 (如 1999~2008 年) 或者增暖相对较快 (如 1980~1998 年)。利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 发展的耦合气候模式 FGOALS-s2 历史气候和典型路径浓度 (RCPs) 模拟试验结果研究了可能造成全球增暖的年代际停滞及加速现象的原因, 特别是海洋环流对全球变暖趋势的调制作用。该模式模拟的全球平均气温与观测类似, 即在长期增暖趋势之上, 还叠加了显著的年代际变化。对全球平均能量收支分析表明, 模拟的气温年代际变化与大气顶净辐射通量无关, 意味着年代际表面气温变化可能与能量在气候系统内部的重新分配有关。通过对全球增暖加速和停滞时期大气和海洋环流变化的合成分析及回归分析, 发现全球表面气温与大部分海区海表温度 (SST) 均表现出几乎一致的变化特征。在增暖停滞时期, SST 降低, 更多热量进入海洋次表层和深层, 使其温度增加; 而在增暖加速时期, 更多热量停留在表层, 使得大部分海区 SST 显著增加, 次表层海水和深海相对冷却。进一步分析表明, 热带太平洋表层和次表层海温年代际变化主要是由于副热带—热带经圈环流 (STC) 的年代际变化所致, 然后热带太平洋海温异常可以通过风应力和热通量强迫作用引起印度洋、大西洋海温的年代际变化。在此过程中, 海洋环流变化起到了重要作用, 例如印度尼西亚贯穿流 (ITF) 年代际异常对南印度洋次表层海温变化起到关键作用, 而大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 则能直接影响到北大西洋深层海温变化。

关键词 气候系统模式 全球增暖 年代际变化 副热带—热带经圈环流 (STC) 印度尼西亚贯穿流 (ITF) 大西洋经圈翻转流函数 (AMOC)

文章编号 1006-9895(2013)02-0395-16

中图分类号 P467

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12306

The Modulation of Ocean Circulation to the Global Warming Trend: Numerical Simulation by FGOALS-s2

YU Yongqiang¹ and SONG Yi^{1,2}

¹ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

² University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Along with the long-term global warming trend since the industrial revolution, observations of global

收稿日期 2012-10-08, 2012-11-12 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究计划项目2010CB950502, 中国科学院战略性先导科技专项XDA05110302, 公益行业 (气象) 科技专项GYHY200906020, 国家高科技发展计划 (863计划) 项目2010AA012304, 国家自然科学基金项目40975065

作者简介 俞永强, 男, 研究员, 博士, 主要从事海洋模式和耦合模式研发、海气相互作用研究。E-mail: yyq@lasg.iap.ac.cn

averaged surface air temperature have also shown a decadal variability. Superimposing the climate variations with two time scales above can result in reduced or no warming in some decades such as 1999–2008 and increased warming in other decades such as 1980–1998. The main goal of this study was to explore the reasons that may cause the warming hiatus or accelerated warming periods by using a coupled global climate model (GCM) FGOALS-s2, developed at the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Beijing, China. The model reproduces not only the long-term warming trend, but also significant decadal variability. The global mean energy budget analysis indicates that the decadal variability of the global mean surface temperature is independent of the net top-of-atmosphere (TOA) radiation flux, implying that it may be associated with the re-distribution of heat in the climate system. Using composite analysis and regression analysis, the decadal characteristics of the global surface temperature and sea surface temperature (SST) were very similar in most regions: during the hiatus period, the SST decreased, and more heat flux penetrated into the subsurface or deep ocean; during the acceleration period, more heat was trapped in the upper ocean and the SST increased. Furthermore, on a decadal timescale, the climate variability of the Subtropical–Tropical meridional Cells (STC) played a crucial role in modulating the SST and the subsurface temperature in the Pacific Ocean. Remote responses of the anomaly wind stress and the net surface heat flux to the SST anomalies in the tropical Pacific can induce the decadal changes of sea temperature in the Indian Ocean and the Atlantic Ocean. In the processes associated with decadal variability, ocean circulations also play important roles, e.g., the Indonesian Throughflow (ITF) has a great impact on the changes of the subsurface sea temperature in the South Indian Ocean at decadal time scales, and the deep-ocean temperature in the Atlantic can be directly affected by the Atlantic Meridional Overturning Current (AMOC).

Keywords Climate system model, Global warming, Decadal variability, Subtropical–Tropical Cell (STC), Indonesian Throughflow (ITF), Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC)

1 引言

全球变暖已成为各国政府和科学界共同关心的重大问题。2007 年发表的政府间气候变化委员会 (IPCC) 第四次报告 (AR4) 指出, 20 世纪下半叶的全球变暖很有可能是人类活动所引起的, 随着温室气体排放量的增加, 有学者认为全球变暖存在加速的趋势 (IPCC, 2007)。然而, 最新的观测事实表明, 1999~2008 十年期间, 大气中温室气体浓度比以往更快的速率单调上升, 但 HadCRUT3 观测数据显示 1999~2008 年全球平均气温增量为 0.07 ± 0.07 °C/10a, 显著低于 1979~2008 年的 0.18 °C/10a, 更低于 IPCC AR4 预估的未来 20 年增暖为 0.2 °C/10a (Knight et al., 2009)。随后, 对不同来源的观测资料分析也证实了最近十年全球平均气温确实出现了增暖停滞现象 (Easterling and Wehner, 2009)。

对于全球气温在最近十年中增暖停滞的原因, 研究者有着不同的观点。Kaufmann et al. (2011) 通过统计模式分别分析了人为因素与自然因素对全球表面气温的贡献, 指出碳燃烧的增加 (尤其 2003~2007 年来自中国的排放), 不仅使得大气中二氧化碳等温室气体浓度增加, 而且伴随着大量气溶胶的排放, 通过反射短波辐射抵消了温室气体带

来的增暖。Lean and Rind (2009) 通过统计模式模拟了 20 世纪温度变化, 分析指出, 在 1999~2008 年期间, ENSO 及太阳辐射带来的降温在相当程度上抵消了人类活动造成的变暖, 因此近 10 年出现增暖停滞现象。Solomon et al. (2010) 从平流层水汽的变化对近 10 年全球增暖停滞进行了解释, 通过对比试验表明, 2000 年之后平流层水汽的减少, 导致全球表面气温相比仅有温室气体气溶胶产生的变暖降低了 25%。

另外, 也有一些学者从能量收支的角度对该问题进行了分析及探讨。卫星观测数据表明在 2000~2004 年大气顶净辐射通量仍为正, 有大约 0.9 W m^{-2} 辐射通量进入气候系统 (Trenberth et al., 2009), 而全球表面气温却呈现增暖停滞或者略微减小趋势, 并且最近观测表明海洋上层 700 m 热含量、以及全球平均海平面高度在 2003~2010 年同样处于缓慢增长阶段 (Levitus et al., 2009; Ishii and Kimoto, 2009; Lyman et al., 2010; Knox and Douglass, 2010)。因此就出现了疑问, 大气顶净辐射通量没有使全球表面气温增加, 没有加热上层海洋, 那么剩下的可能性就是用于融化海冰或者进入深海。Trenberth (2009), Trenberth et al. (2009), Trenberth and Fasullo (2010) 通过进一步分析指出, 冰雪融化所吸收的热量相当于全球平均 0.015 W m^{-2} 左右的加热率。由

于目前对全球气候变化的观测不够充分,特别是缺乏长期的深海观测资料,使得人们无法对气候系统能量收支进行系统和全面分析。Palmer et al. (2011)、Meehl et al. (2011)、Trenberth and Fasullo (2011)、Katsman and van Oldenborgh (2011) 分析指出,在全球表面气温增暖停滞时期,地气系统丢失的热量很有可能进入到了深海,即加热深海。Katsman and van Oldenborgh (2011) 指出,海洋上层 700 m 热量损失的 35% 被储存在深海,深海的变暖可能是由于大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 强度减弱所导致的; 45% 由于热带太平洋海温在年代际尺度的变化使大气层顶向外的辐射增多所致。

考虑到观测资料的缺乏和不确定性,无法用来研究气候系统整体的能量收支以及深海环流的变化,因此很多研究者也试图利用数值模式来讨论引起年代际增暖停滞现象的原因。Easterling and Wehner (2009) 通过从 CMIP3 (Coupled Model Inter-comparison Project 3) 中选取的一个模式,以排放情景 A2 作为强迫来模拟整个 21 世纪全球表面气温的变化,分析表明,在全球变暖的大趋势下,仍然会出现某几个变暖停滞的 10 年。同样, Knight et al. (2009) 与 Hawkins (2011) 分别利用不同的模式及不同的强迫方案都模拟出了全球变暖下的增暖停滞现象,类似于 1999~2008 年的增暖停滞,说明出现这种现象的原因可能是由于自然内部变率的作用。Meehl et al. (2011) 利用 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 气候模式 CCSM4 (Community Climate System Model version 4) 基于 RCP4.5 情景进行了分析,研究表明,在辐射强迫下,全球表面气温呈现一致增暖,但是仍然存在个别 10 年增暖停滞,或者略微降温现象。通过合成分析表明,大气顶净辐射通量在增暖停滞时期与其他正常年基本没有差别,而海洋中 0~300 m 及 300 m 以下的热含量变化却发生了明显不同,在增暖停滞时期,更多的热量进入到了深海,即加热深海。分析还发现增暖停滞时期全球表面气温变化趋势类似于太平洋年代际涛动 (PDO) 的负位相,猜测可能与热带与副热带海气相互作用有关。

由于深海观测数据缺乏,而且样本长度有限,这对研究气候系统长期增暖趋势与年代际气候变化特征和机理造成了巨大的困难。考虑到耦合气候模式已经可以较好地重现 20 世纪增暖趋势及年代际气候变化的基本特征。本文将利用耦合模式

FGOALS-s2 二十世纪气候试验和 RCP4.5、RCP8.5 典型浓度情景试验三个样本的模拟结果 (积分总长度为 900 年),分析模式中年代际气候变化对全球平均气温的影响以及物理机制。希望借助对数值模拟结果的分析,增加对自然气候变率与人类活动对气候变化影响的认识和理解。本文将首先分析数值模拟结果中的年代际增暖停滞和增暖加速现象,进而分析其中的物理机制,特别是海洋环流在年代际变化中的作用和贡献。

本文其余章节安排如下:第 2 部分介绍资料及模式;第 3 部分描述全球变暖背景下,海温和风应力在年代际增暖停滞及增暖加速时期的分布特征;第 4 部分主要是讨论海洋环流年代际变化与表层和次表层海温之间的联系,以及大气遥相关过程在海洋环流年代际变化中的作用。第 5 部分对本文进行总结和讨论。

2 资料和模式介绍

本文用到的耦合模式 FGOALS-s2 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的全球海洋—大气—陆面气候系统模式 (Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System model, version s2, 英文缩写为 FGOALS-s2) (Bao et al., 2013), 其中大气环流模式 (Liu et al., 2013) 和海洋环流模式 (Liu et al., 2012; Lin et al., 2012) 都是 LASG 科学家自行研发的,海冰和陆面模式分别是美国国家大气研究中心 (NCAR) 引进的陆面模式 (Oleson et al., 2004) 和海冰模式 (Briegleb et al., 2004)。FGOALS 系列耦合模式在 LASG 灵活的全球耦合气候系统 (Flexible Global Circulation Models, 简称 FGCM) 的基础上发展起来 (Yu et al., 2002, 2004, 2007), 目前已经有 FGOALS-g1.0 (Yu et al., 2008)、FGOALS-g1.1 (Yu et al., 2011)、FGOALS-s1 (周天军等, 2005)、FGOALS-gl (Zhou et al., 2008)、FGOALS-g2 (Li et al., 2013) 和 FGOALS-s2 (Bao et al., 2013) 等若干个版本,这些版本都是基于 NCAR 耦合器建立起来,但是所采用的分量模式和耦合器版本都随时间推移而不断更新,有关细节可以参见上面列出的参考文献。其中 FGOALS-s2 目前已按照国际耦合模式比较计划第五阶段 (CMIP5) 的要求 (Taylor et al., 2009), 完成了工业革命前对照试验 500 年积分、20 世纪历史气候模式试验、未来气候变化试验

(包括典型浓度情景 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 试验)等主要的模拟试验。对模拟结果的初步分析表明, FGOALS-s2 尽管如大部分耦合模式一样仍然存在比较明显的热带模拟偏差, 但可以较真实地重现当代气候的许多基本特征, 例如亚澳季风环流、ENSO、北大西洋涛动 (NAO) 等现象, 同时也可以较好地模拟过去 100 多年来的全球平均气温的变化趋势 (Bao et al., 2013)。与 FGOALS 的早期版本相比, FGOALS-s2 能更好地模拟出大尺度三维海洋环流结构, 并且在环流强度方面也有一定的改善。首先, FGOALS-s2 的海洋分量模式 LICOM 2.0 比早期版本 LICOM1.0 在模拟海洋环流 (如 AMOC、ITF、STC 等) 方面有了一定改进, 例如 LICOM2.0 模拟的平均态 AMOC 的最大值约为 18 Sv, 比 LICOM1.0 偏高约 2 Sv, 而模拟的穿过 26.5°N 的输送强度为 14 Sv (Liu et al., 2004, 2012), 略低于目前观测数据 RAPID (the UK Natural Environment Research Council's Rapid Climate Change Program) 得到的 18.5 ± 5.6 Sv (Cunningham et al., 2007)。LICOM1.0 模拟的穿过 IX1 断面 TF 输送量为 13.0 Sv (Liu et al., 2004), 与仅有的观测结果较为接近。同时气候平均态北太平洋 STC 的模拟在两个版本中最大值均约为 26 Sv (Liu et al., 2004, 2012)。而对应的耦合模式也相应地有了一定改进, 例如针对 AMOC 强度的模拟, FGOALS-s1 模拟强度显著偏强 (周天军等, 2005), FGOALS-g1 则显著偏弱 (Yu et al., 2011; Schneider et al., 2007), 而本文使用的 FGOALS-s2 模拟的穿过 26.5°N 的输送强度为 21.1 ± 2.7 Sv, 略微高于 RAPID 的结果。FGOALS-s2 模拟的 ITF 输送量为 17.9 Sv, 较单独海洋模式 LICOM1.0 有所偏强, 而气候平均态 STC 最大值的模拟与单独海洋模式一致, 约 26 Sv。

本文所用资料主要有两类: 一类资料是逐月全球表面气温的观测资料, 包括: (1) HadCRUT3, 水平分辨率是 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$, 本文所用时间段为 1850~2010 年 (Brohan et al., 2006); (2) NCDC 序列, 水平分辨率是 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$, 本文所用时间段为 1880~2010 年 (Smith and Reynolds, 2005); (3) NASA-GISS 序列, 水平分辨率是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 本文所用时间段为 1880~2010 年 (Hansen et al., 2001)。另一类资料就是上述耦合气候模式 FGOALS-s2 的 20 世纪历史气候试验、RCP4.5 和 RCP8.5 这三组数值试验结果, 其中每组试验各有三个样本, 每个样本的积分

时间长度约为 100 年, 所有数据时间长度总计为 900 年。本文将利用这三组数值试验结果进一步讨论年代际气候变率与长期气候增暖趋势的相互联系和作用。

本文使用的统计方法包括合成分析、带通滤波及回归分析方法。由于本文关注年代际时间尺度的气候变化, 除对全球表面气温年代际变化的线性趋势分析之外, 其他分析都是在对原始月平均数据进行 7~20 年带通滤波处理之后的基础上进行的, 即主要关注年代际尺度上的大气和海洋环流变化特征及其机理。

3 全球增暖的年代际停滞和加速现象

图 1a 给出三套观测资料 HadCRUT3、NCDC 序列及 NASA-GISS 序列逐年全球平均气温变化曲线, 三套资料均一致呈现出全球变暖现状, 如 HadCRUT3 资料显示的 20 世纪 70 年代至今全球表面气温线性变化趋势为 $+0.16^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 观测资料还同时表现出在全球变暖的长期趋势下, 叠加有年代际尺度上的增暖停滞及增暖加速现象, 如 1999~2008 年的全球表面气温增暖停滞现象, 其变化趋势为 $+0.07^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, 1974~1983 年的增暖加速现象, 变化趋势为 $+0.41^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。图 1b、c、d 分别给出了 FGOALS-s2 在历史气候模拟、RCP4.5、RCP8.5 试验模拟的全球平均气温变化曲线。20 世纪历史气候模拟试验中模式不仅可以重现观测全球平均气温长期增暖的趋势, 而且也能模拟出叠加在长期趋势之上的年代际尺度气温变化, 即某些年份出现增暖停滞现象, 而另外一些年份出现增暖加速现象。在模拟将来气候变化的 RCP4.5 及 RCP8.5 试验中, 同样有增暖停滞现象和增暖加速现象的出现。由于 RCP4.5 试验中外强迫更接近于当今气候的变化背景, 因此我们选取历史试验及 RCP4.5 试验数据进行分析。通过对两个试验的全球平均温度序列计算滑动 10 年线性趋势, 我们挑选出了 11 个增暖停滞时期的样本, 其 10 年线性变化趋势小于 0°C 。同样, 用于对比分析, 我们挑选了 10 个增暖加速时期的样本, 其 10 年线性变化趋势大于 0.4°C , 样本详细介绍见表 1。在选择样本时值得注意的是, 针对本文使用的历史试验及 RCP4.5 试验数据, 挑选的样本时间段主要集中在 1950~2070 年期间, 在试验设计中, 该时期外强迫一直处于缓慢增长过程。

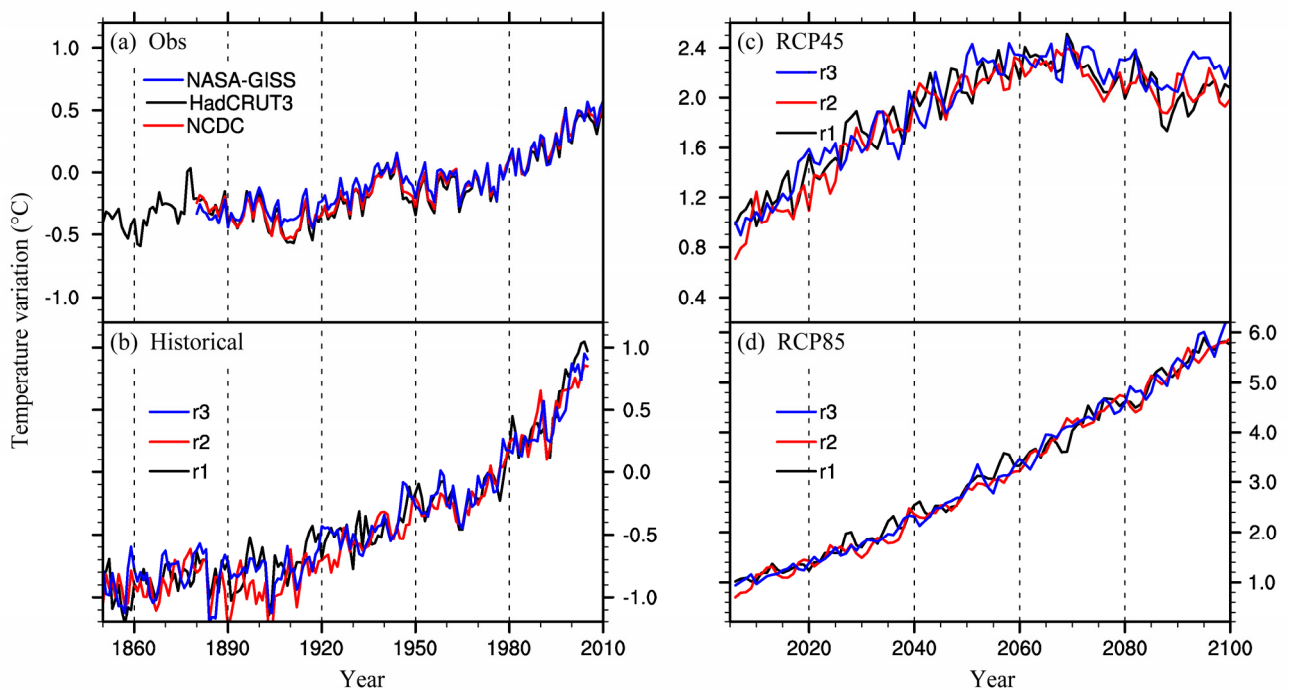


图 1 逐年全球平均气温相对于 1961~1990 年平均的变化曲线：(a) 观测；(b)、(c)、(d) 分别为历史气候模拟试验、RCP4.5 及 RCP8.5 试验，黑、红、蓝分别表示在不同初始条件下的三个试验结果。单位：°C

Fig. 1 Time series of annual mean globally mean surface air temperature (units: °C) relative to 1961–1990: (a) Observations from HadCRUT3 (black line), NCDC (red line), and NASA-GISS (blue line); (b) the historical runs for three ensemble members (black, red, and blue lines); (c) same as (b), but for the simulations of RCP4.5; (d) same as (b), but for the simulations of RCP8.5

表 1 利用历史气候模拟试验和 RCP4.5 试验结果挑选的增暖停滞和增暖加速时期的样本

Table 1 The cases of the hiatus and acceleration periods selected by the simulation results of the historical and RCP4.5 runs					
时期	试验	成员	样本	总数	
增暖停滞时期 ($<0\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)	历史气候	r1	1957~1966, 1984~1993, 2027~2036, 2042~2051, 2059~2068	11	
		r2	1958~1967, 2049~2058		
		r3	1957~1966, 2028~2037, 2050~2059, 2059~2068		
增暖加速时期 ($>0.4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{a}$)	历史气候	r1	1976~1985, 1992~2001, 2021~2030	10	
		r2	1972~1981, 1992~2001, 2020~2029		
		r3	1993~2002, 2011~2020, 2035~2044, 2045~2054		

首先考察整个气候系统能量收支，来自于大气上界的太阳短波辐射，主要用于加热海洋，其余的部分用于加热陆面以及大气，海洋在吸收短波辐射之后再将能量进行重新分配，用于加热大气或者融化全球海冰（IPCC，2007）。因此，本文首先计算了大气顶（TOA）净辐射通量的收支情况，发现在增暖停滞及加速时期进入地气系统的总能量基本相当，均有约 $+3.0\times10^{22}\text{ J a}^{-1}$ 的能量进入整个气候系统，相当于全球平均 $+1.87\text{ W m}^{-2}$ 的加热率。这个数值显然比 Trenberth et al. (2009) 给出的 2000~2004 年卫星观测结果大一倍，其原因可能是多方面的。首先由于模式在计算过程中不能完全保证能量守恒，即使在工业革命前的对照试验全球平均气温

没有长期趋势的情况下模式大气顶的能量也没有完全守恒，仍旧有大约 $+0.5\text{ W m}^{-2}$ 的盈余；其次，模式在 20 世纪的全球平均表面气温增加趋势明显大于观测，说明模式的气候敏感度偏高；当然，观测资料本身也存在一定的不确定性。尽管模式本身存在一定偏差，但是从增暖停滞或者加速时期大气顶的能量输入没有显著变化这一事实，还是可以推断出叠加在全球增暖趋势的年代际变率特征可能与大气上界能量收支变化无关，而是与能量在气候系统内重新分配有关。

为了考察海表温度（SST）及次表层海温的变化与全球平均表面气温变化之间的关系，基于上述挑选的增暖停滞及加速时期的样本，利用合成分析

的方法,给出了海表面风应力及 SST 的 10 年变化趋势,在停滞(加速)时期,全球海洋 SST 表现出显著降温(增暖)趋势,其中在热带太平洋、热带印度洋及热带大西洋变化最为明显,而在中纬度北太平洋、北大西洋则为增温(降温)趋势,即在太平洋大致对应于太平洋年代际震荡(PDO, Pacific Decadal Oscillation)的负(正)位相(图 2),这些结果与 Meehl et al. (2011) 从 NCAR 耦合模式 CCSM4 得到的结论基本一致。并且对应于海表面风应力的变化也同样存在年代际变化特征,例如在增暖停滞(加速)时期,赤道太平洋东风显

著增强(减弱),中纬度北太平洋西风增强(减弱),反气旋(气旋)增强,阿留申低压减弱(增强)。

由于海洋 SST 表现出显著的年代际变化特征,但是如前所述大气上界能量收支变化无法解释 SST 的年代际变化,因而有必要进一步分析在增暖停滞和加速时期海洋次表层及深层海温的变化趋势,根据图 2 中 SST 增暖加速和停滞时期的主要分布特征,选取了 5 个 SST 变化显著的关键区域,分别为热带太平洋(30°S~30°N, 120°E~80°W),热带印度洋(30°S~30°N, 30°E~120°E),热带大西洋

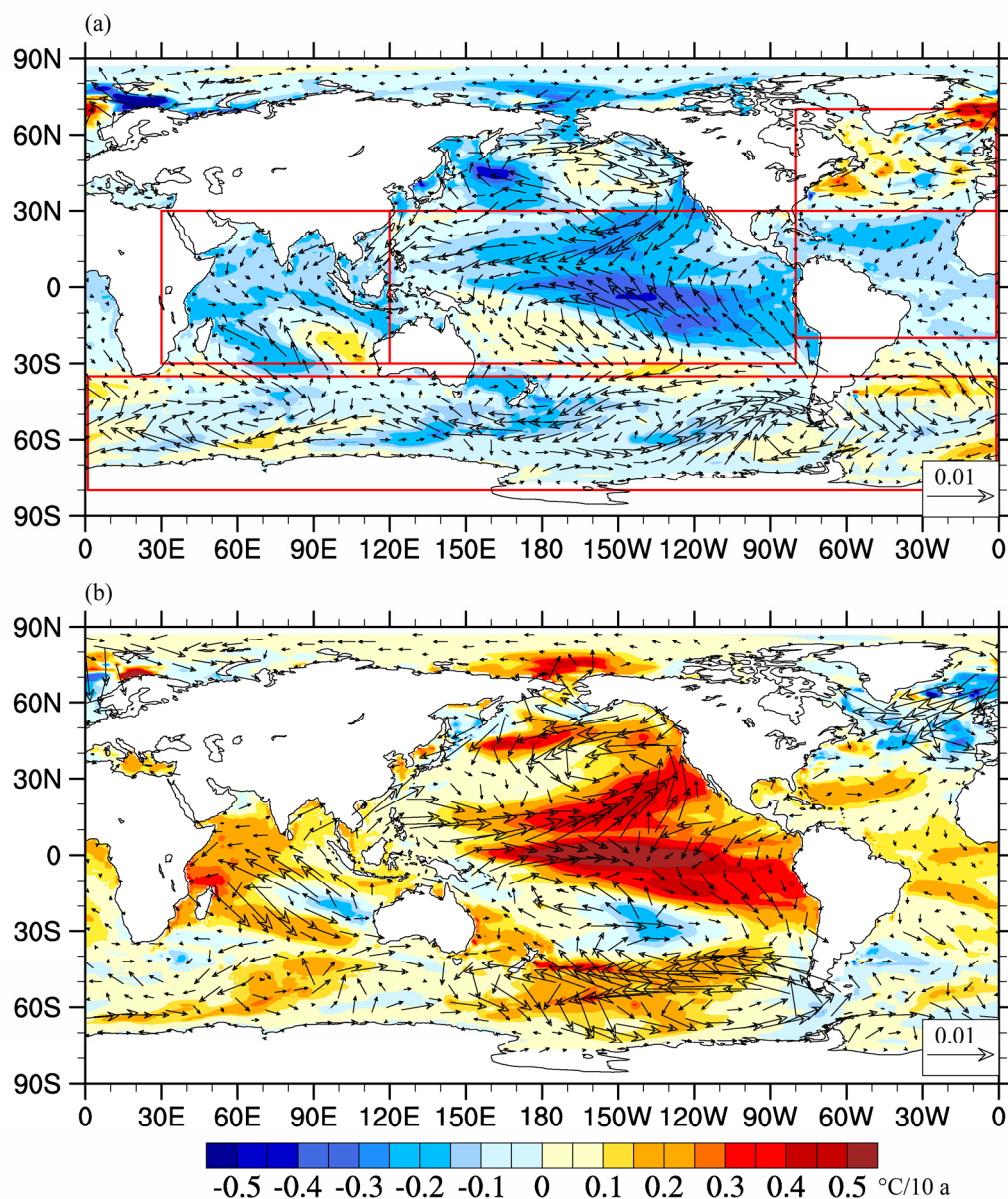


图 2 增暖停滞时期 (a) 和增暖加速时期 (b) 合成的 SST 和风应力变化趋势图。填色表示 SST 的变化趋势 ($^{\circ}\text{C}/10\text{a}$), 矢量表示风应力变化趋势 ($\text{N m}^{-2}/10\text{a}$), (a) 中红色方框区域为接下来分析的关键区域

Fig. 2 Composite global SST (shade, units: $^{\circ}\text{C}/10\text{a}$) and wind stress (vector, units: $\text{N m}^{-2}/10\text{a}$) linear trends for (a) the hiatus periods and the (b) acceleration periods. The regions marked by red rectangle are key regions used in following analysis

($20^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{W}\sim 0^{\circ}$), 北大西洋 ($30^{\circ}\text{N}\sim 70^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{W}\sim 0^{\circ}$) 及南大洋 ($78^{\circ}\text{S}\sim 35^{\circ}\text{S}$), 基于 7~20 年带通滤波后的海温数据, 利用合成分析方法分析了全球海洋平均及各个关键区域平均的海温变化趋势随深度的变化。在增暖停滞时期 (图 3a), 全球海洋、热带太平洋、热带印度洋及热带大西洋均呈现出表层降温趋势, 次表层和深层增暖趋势, 北大西洋则为表层增温趋势、次表层降温趋势和底层略有增温趋势, 南大洋则几乎整层均表现出降温趋势; 在上层 100 m 范围内, 热带太平洋表现出最大的降温趋势, 在次表层 100~700 m 深度, 热带太平洋的增温趋势也最为显著; 深海 (700~3000 m 范围内), 全球海洋、北大西洋、热带印度洋及热带太平洋也均呈现增暖趋势, 其中北大西洋的变化趋势最为显著, 南大洋则表现为降温趋势; 深海 (3000 m 以下), 北大西洋及南大洋的降温趋势最为显著, 而热带太平洋及印度洋变化很小。在增暖加速时期 (图 3b), 总体特征与增暖停滞时期相反, 表现为上层海洋一致变暖, 次表层及深海的一致变冷, 在 0~700 m 深度热带太平洋的贡献仍然占据主要地位, 在深海主要受北大西洋及南大洋的变化主导。根据海温随深度在不同时期的变化特征, 可以发现, 在年代际尺度上的增暖停滞时期, 除北大

西洋外海洋表层温度均降低, 更多的热量被带入到深海, 加热深海; 在增暖加速时期, 更多热量则停留在表层, 海表增暖显著, 而深海相对变冷。因此, 海表温度变化和次表层或者深层海温在年代际尺度上呈现出明显的反位相关关系, 要深入理解其中的原因和物理机制, 一定需要进一步分析与之相联系的海洋环流年代际变化特征。

4 海洋环流变化对增暖年代际变化趋势的影响

图 2 的 SST 分布表明, 不同海盆之间的 SST 年代际异常具有相同的变化趋势, 这可能是由于不同海盆之间可通过“大气桥”及海洋环流进行物质及能量的交换。许多研究已经表明, 赤道中东太平洋强劲的年际变率信号 ENSO 事件, 在印度洋、热带大西洋和北大西洋都存在着显著的相关, 这意味着这些区域的海温变化, 通过“大气桥”及海洋环流, 受到来自热带太平洋的强迫影响 (Latif and Barnett, 1995; Lau, 1997; 吴国雄和孟文, 1998; Alexander et al., 2002)。因此, 我们在下面的分析中首先考察不同海区之间海温年代际变化的相关特性。基于图 2a 给出的关键区域, 图 4 为 7~20 年带通滤波的月平均 SST 在关键区

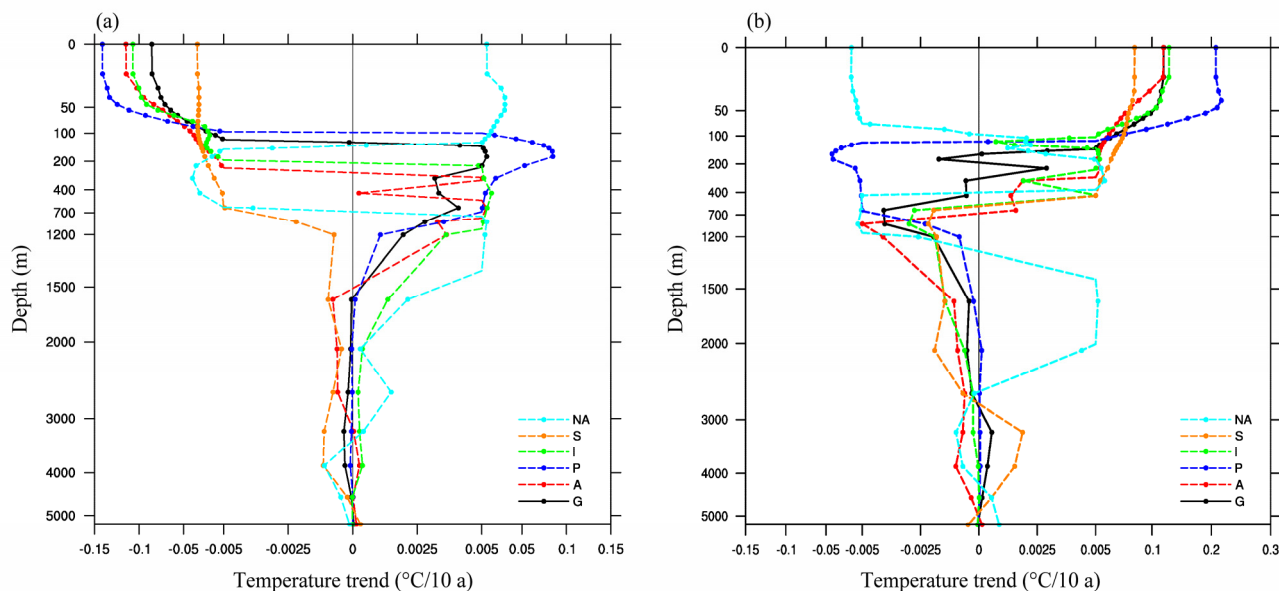


图 3 增暖停滞时期 (a) 和增暖加速时期 (b) 合成分析的海温 10 年线性趋势随深度的廓线 ($^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)。图中 G 为全球海洋 (Global Ocean), A 为热带大西洋 (Tropical Atlantic Ocean), P 为热带太平洋 (Tropical Pacific Ocean), I 为热带印度洋 (Tropical Indian Ocean), S 为南大洋 (Southern Ocean), NA 为北大西洋 (North Atlantic Ocean)

Fig. 3 Composite temperature linear trends (units: $^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$) as a function of depth (0–5600 m) during (a) the hiatus periods and (b) the acceleration periods in global ocean (G), tropical Atlantic Ocean (A), tropical Pacific Ocean (P), tropical Indian Ocean (I), Southern Ocean (S), and North Atlantic Ocean (NA)

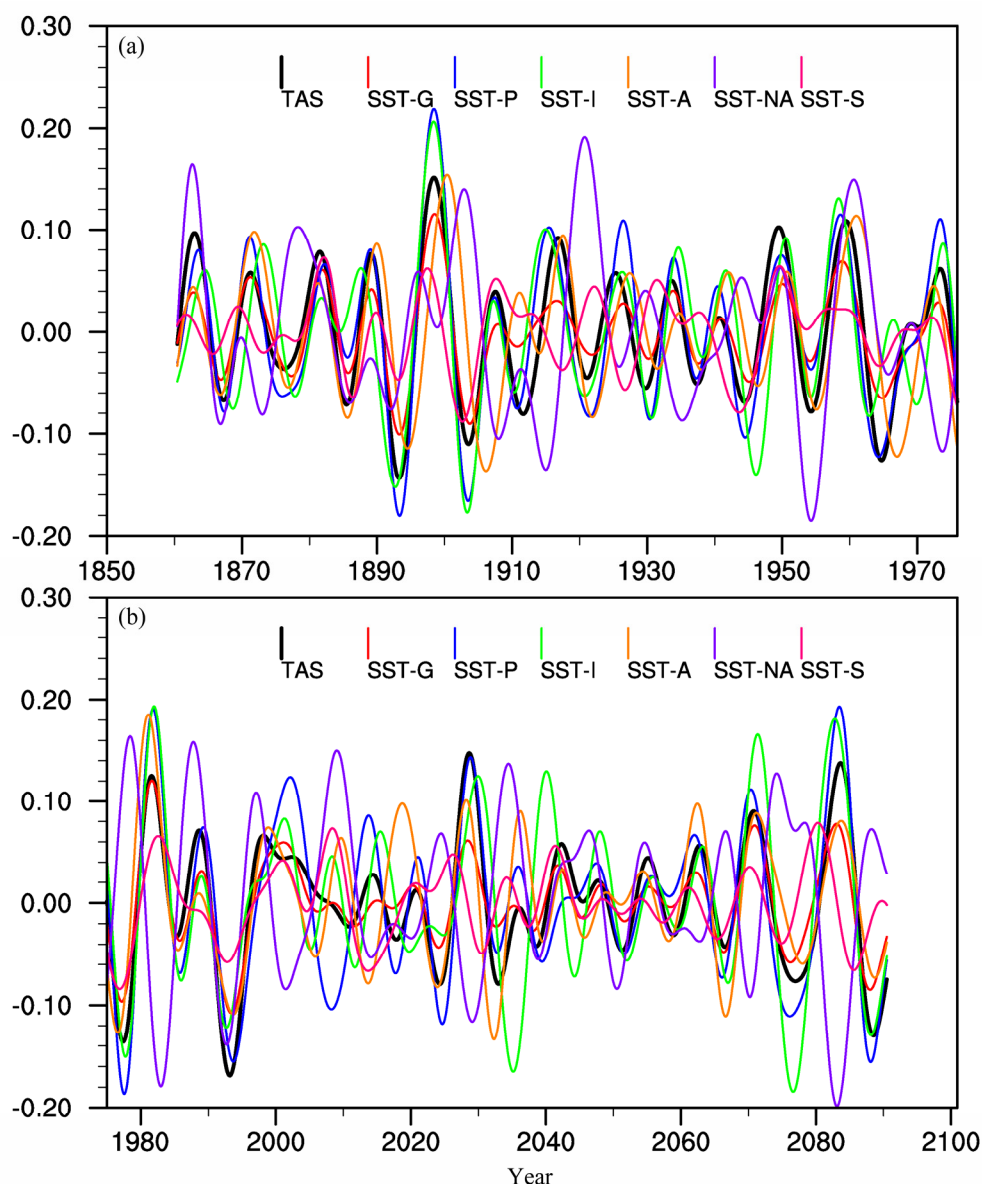


图 4 7~20 年带通滤波的全球月平均表面气温 (TAS)、全球平均 SST (SST_G)、热带太平洋 SST (SST_P)、热带印度洋 SST (SST_I)、热带大西洋 SST (SST_A)、北大西洋 SST (SST_NA)、南大洋 SST (SST_S) 的变化曲线: (a) 中时间段为 1850~1975 年; (b) 为 1975~2100 年。单位: $^{\circ}\text{C}$

Fig. 4 7~20-year band-pass filtered monthly mean globally averaged surface air temperature (TAS) and globally averaged sea surface temperature (SST_G), and regionally averaged sea surface temperature in tropical Pacific Ocean (SST_P), tropical Indian Ocean (SST_I), tropical Atlantic Ocean (SST_A), North Atlantic Ocean (SST_NA), and Southern Ocean (SST_S): (a) 1850~1975; (b) 1975~2100

域平均的时间序列, 首先, 从图 4 中, 全球表面气温 (TAS)、全球海洋表面温度 (SST_G)、热带太平洋 SST (SST_P)、热带印度洋 SST (SST_I) 及热带大西洋 SST (SST_A) 变化具有一致的对应关系, 其彼此超前/滞后相关系数见表 2, 热带太平洋 SST 与全球表面气温及全球海洋 SST 的同时相关系数最强, 可以达到 0.9, 热带印度洋 SST 在滞后一个月时相关系数达到最大, 热带大西洋 SST 则在滞后约六个月时达到最大, 其相关系数均通过了 99% 的显著性检验。其次, 从图 4 中,

全球表面气温与北大西洋 SST (SST_NA) 及南大洋 SST (SST_S) 存在明显的超前/滞后关系, 对应于表 2, 可以看出, 南大洋 SST 的变化均超前于其他各个海盆 SST 的变化, 北大西洋 SST 则在滞后其他海盆约一年时负相关系数达到最大。在接下来的分析中, 我们主要基于热带太平洋 SST 的变化, 去分析热带印度洋 SST、北大西洋 SST 及热带大西洋 SST 的变化。至于南大洋 SST 的变化为什么超前于其他海盆, 限于篇幅本文不做进一步讨论。

表 2 7~20 年带滤波的全球月平均表面气温 (TAS)、全球平均 SST (SST_G)、热带太平洋 SST (SST_P)、热带印度洋 SST (SST_I)、热带大西洋 SST (SST_A)、北大西洋 SST (SST_NA)、南大洋 SST (SST_S) 最大超前滞后相关。表中 0 表示同时相关, +表示左侧序列超前于上边序列, -表示上侧序列超前于左侧序列

Table 2 The maximal leading-lag correlation coefficients among the series of Fig. 4. Positive values in brackets indicate the months of the left variables leading the top variables, while negative values in brackets indicate the months of the left variables lag the top variables. Zero values indicate no leading or lag relationship

	TAS	SST_G	SST_P	SST_I	SST_A	SST_NA	SST_S
TAS	\	0.92(0)	0.89(0)	0.73(+1)	0.66(+6)	-0.14(+11)	0.49(-13)
SST_G		\	0.91(0)	0.80(+1)	0.74(+6)	-0.25(+12)	0.59(-10)
SST_P			\	0.77(+2)	0.58(+5)	-0.40(+8)	0.47(-17)
SST_I				\	0.45(+6)	-0.38(+0)	0.42(-16)
SST_A					\	-0.12(+16)	0.34(-19)
SST_NA						\	-0.26(-31)
SST_S							\

4.1 热带太平洋

在热带太平洋年代际气候变率中,太平洋“副热带—热带经圈环流”(Subtropical-Tropical meridional Cell, STC)起到重要作用(Klinger et al., 2002; McPhaden and Zhang, 2002; Nonaka et al., 2002; Solomon et al., 2003)。STC 将副热带地区潜沉(subduction)的冷水团输送至热带次表层,随后在赤道地区上翻到海表,上翻的海水被向下的短波辐射加热而变暖,随后通过表层的极向 Ekman 流返回副热带,从而闭合 STC。STC 的作用使得海洋热量从赤道向两极输送,同时也使得表层与次表层进行了热量的交换。有观测证据显示 STC 在最近几十年有减弱的趋势(McPhaden and Zhang, 2002; Zhang and McPhaden, 2006; Wang and Cane, 2011),结果赤道区域的冷水上翻减弱,使得赤道中东太平洋的表层海温呈现出年代际尺度上的增暖。McPhaden and Zhang (2004)指出最近观测显示,1998 年以来 STC 强度则有所回升。在耦合模式中热带太平洋海温异常也与 STC 变化表现出密切的联系,图 5 为耦合模式模拟的热带太平洋 SST 异常与 STC 的回归系数,可以发现在 SST 异常增暖时(即增暖加速时期),STC 发生明显减弱,其最大强度变化为 8 Sv °C⁻¹。STC 强度的减弱,造成赤道地区冷水上翻减弱,赤道中东太平洋的 SST 呈现出一定的增暖

(图 2b),南北纬副热带地区海水下沉也减弱,使次表层海温降低(图 3b)。太平洋 STC 在赤道地区上翻的冷水主要通过 Ekman 流的形式向副热带输送,因此海表面风应力的变化会对 STC 产生重要影响。通过将风应力与热带太平洋 SST 序列求回归发现(图 6),当 SST 增暖时,赤道东风明显减弱(与图 2 合成分析的结果一致),东风减弱造成上层向极地的 Ekman 输送减弱;同时赤道外出现异常的气旋式风应力旋度,根据 Sverdrup 平衡关系次表层向赤道的地转流减弱。最后两者的综合作用造成 STC 强度减弱,向极地的经向热输送减弱,更多热量留在热带太平洋上层,有利于 SST 增暖(图 5)。在海气相互作用中影响 SST 变化的另一个重要指标是海表净热通量。将海表净热通量与热带太平洋 SST 时间序列回归(图 6),结果显示当 SST 增暖时,热带太平洋海表净向下热通量呈现明显减少趋势,即海洋失去热量,净海表热通量起到负反馈作用。

4.2 热带太平洋对印度洋的影响

大量工作已经证实,在年代际尺度上,热带太平洋 SST 增加会引起印度洋海盆一致的变暖(Nigam and Shen, 1993; Klein et al., 1999; Liu and Alexander, 2007),但南北印度洋变暖机制却并不相同。在北印度洋,主要通过大气环流的变化,改变了云量及蒸发潜热,而导致净海表热通量发生变化,从而引起 SST 的变化。我们将印度洋净海表热通量与热带太平洋 SST 进行回归(图 7a),在增暖加速时期,北印度洋得到的净海表热通量显著增加,特别在阿拉伯海、索马里半岛东海岸及苏门答腊岛西海岸达到峰值。在南印度洋,20°S 以南,同样表现为海洋得到净热通量,而在赤道以南到 20°S 则对应于净海表热通量的损失,表明南印度洋 SST 的变化并非是非是海表热力强迫作用的结果。

将海表面风应力、温跃层厚度(本文定义为 20°C 等温线所在深度)与热带太平洋 SST 时间序列回归(图 7b),异常纬向风主要发生在赤道以南,并在 15°S 南北附近,出现反气旋式风应力异常。在增暖加速时期,南印度洋东边界附近,异常负涡度导致 Ekman 抽吸速度为负,即产生下沉运动,使该区域温跃层厚度加深(图 7b),在东边界 Ekman 抽吸产生的下沉运动会激发出下沉的西传 Rossby 波,将变暖信号输送到西边界,而使整个南印度洋出现一致变暖现象。因此,在南印度洋 SST 的变化

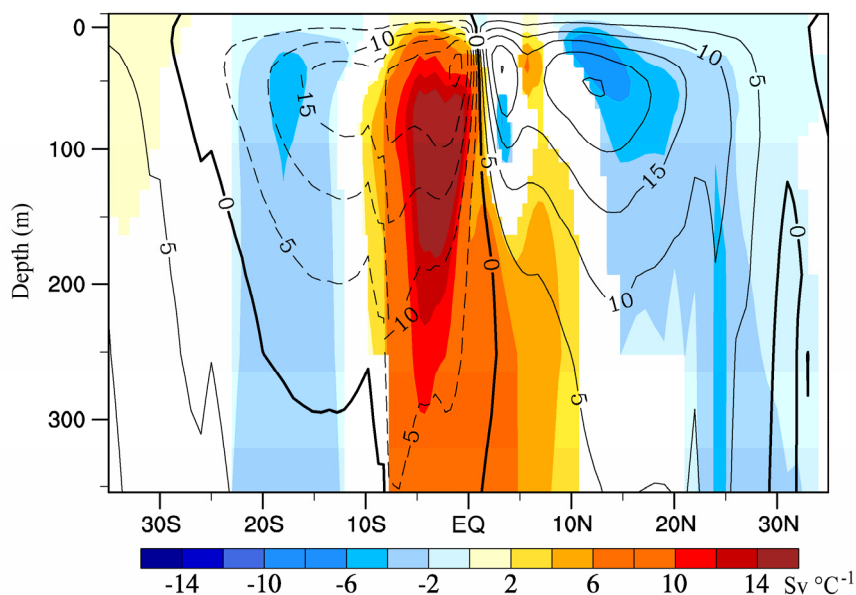


图5 热带太平洋 SST 与副热带—热带环流 (STC) 的回归系数 (阴影, $\text{Sv } ^\circ\text{C}^{-1}$)。等值线为 STC 气候态 (Sv)。阴影部分为通过了 5% 的显著性检验

Fig. 5 Regression coefficients of Subtropical–Tropical meridional Cell (STC) in Pacific Ocean with the regionally averaged tropical Pacific SST (shade, units: $\text{Sv } ^\circ\text{C}^{-1}$). The contour is for the climatology of STC (units: Sv). The shade regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test

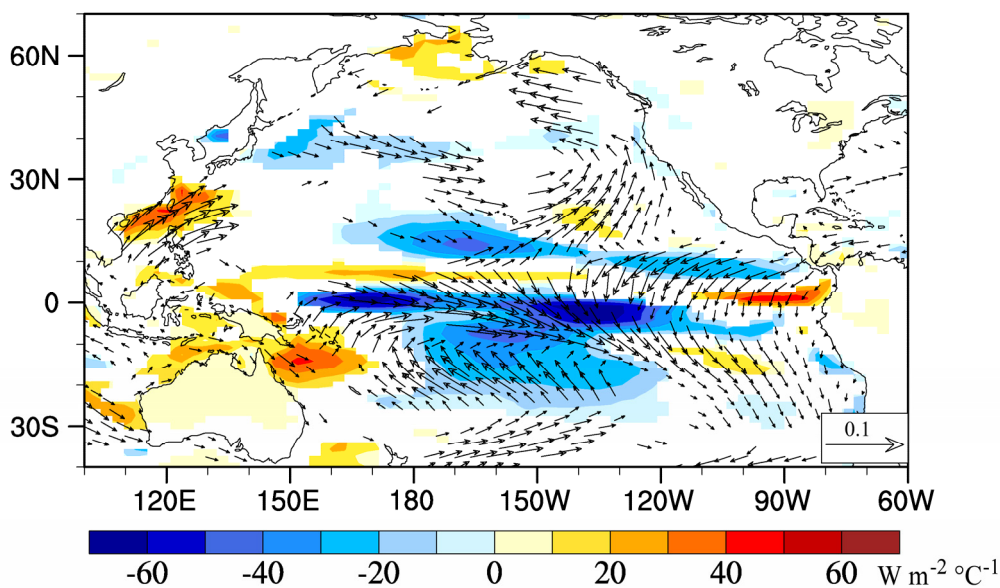


图6 热带太平洋 SST 与风应力 (vector, $\text{N m}^{-2} ^\circ\text{C}^{-1}$)、净海表热通量 (shade, $\text{W m}^{-2} ^\circ\text{C}^{-1}$) 回归系数, 正值表示海洋得到热量。图中风应力及净海表热通量回归系数均通过了 5% 显著性检验

Fig. 6 Regression coefficients of wind stress (vector, units: $\text{N m}^{-2} ^\circ\text{C}^{-1}$) and net sea surface heat fluxes (shade, units: $\text{W m}^{-2} ^\circ\text{C}^{-1}$) in Pacific Ocean with the regionally averaged tropical Pacific SST. The positive values are for heat fluxes absorbed by the ocean. The vectors for wind stress and the shade regions for net heat fluxes are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test

主要受海洋动力过程调整所致, 该机制在年际尺度上已经被观测 (Xie et al., 2002) 及模式模拟 (Murtugudde et al., 2000; Behera et al., 2000) 所证实。

印度尼西亚贯穿流 (Indonesian Throughflow, ITF) 作为连接太平洋与印度洋之间的海流, 同样

会影响到两大洋之间的质量、温度和盐度的分配。在年际变化中, ITF 输送量与 ENSO 相关较明显, ENSO 暖事件对应于 ITF 流量较小 (Clarke and Liu, 1994; Meyers, 1996), 这是因为在暖事件时赤道西太平洋温跃层变浅、海面高度为负异常, 从而导致

印尼贯穿流出口和入口处压力梯度减弱, ITF 流量减小。在年代际尺度上, 我们计算了穿过 IX1 断面 (6.8°S , 105.2°E)~(31.7°S , 114.9°E) 的整层 ITF 流量, 发现在增暖停滞 (加速) 时期, ITF 输送量明显增加 (减弱)。将次表层 500 m~3000 m 平均的海温与 ITF 输送量进行回归 (图 8), 结果表明, 当 ITF 流量增加时 (对应于增暖停滞时期), 在南印度洋 20°S 以南, 次表层海温出现显著的增暖, 结合停滞时期 SST 的变冷可知, 在停滞时期, 海洋表层

温度降低, 更多的热量则集中在次表层。在增暖加速时期则相反。

4.3 热带太平洋对大西洋的影响

在年代际时间尺度上, 模式模拟的大西洋冬季 SST 经 EOF 分解得到的第一模态同样呈现出类似于年际变率的三核型 SST 分布, 即自北向南出现的“一+一”的海温变化 (图略), 该模态能够很好地反映图 2a、b 中大西洋 SST 变化特征。北大西洋涛动 (North Atlantic Oscillation, NAO) 是北大西洋

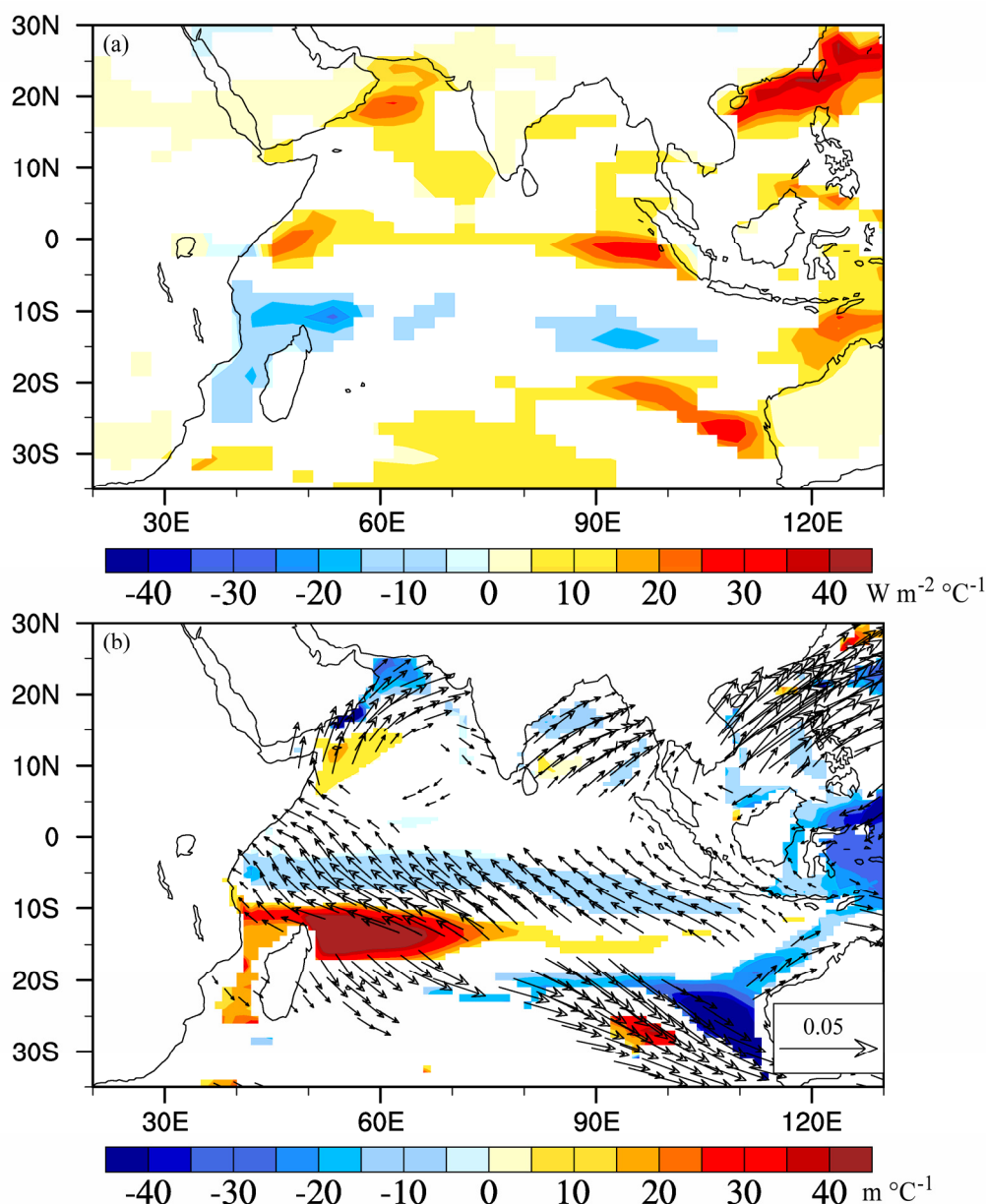


图 7 热带太平洋 SST 与印度洋净海表热通量、风应力及温跃层深度回归系数: (a) 净海表热通量回归系数 ($\text{W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), 海洋得到热量为正; (b) SST 与风应力 (vector, $\text{N m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) 及温跃层深度 (填色, $\text{m }^{\circ}\text{C}^{-1}$) 的回归系数。(a) 和 (b) 中阴影区域及风矢量为通过了 5% 的显著性检验

Fig. 7 Regression coefficients of (a) net sea surface heat fluxes (units: $\text{W m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$), (b) wind stress (vector, units: $\text{N m}^{-2} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) and 20°C isotherm depth (shade, units: $\text{m }^{\circ}\text{C}^{-1}$) in Indian Ocean with the regionally averaged tropical Pacific SST. The positive values in (a) are for heat fluxes absorbed by the ocean. The shade regions and vectors in (a) and (b) are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test

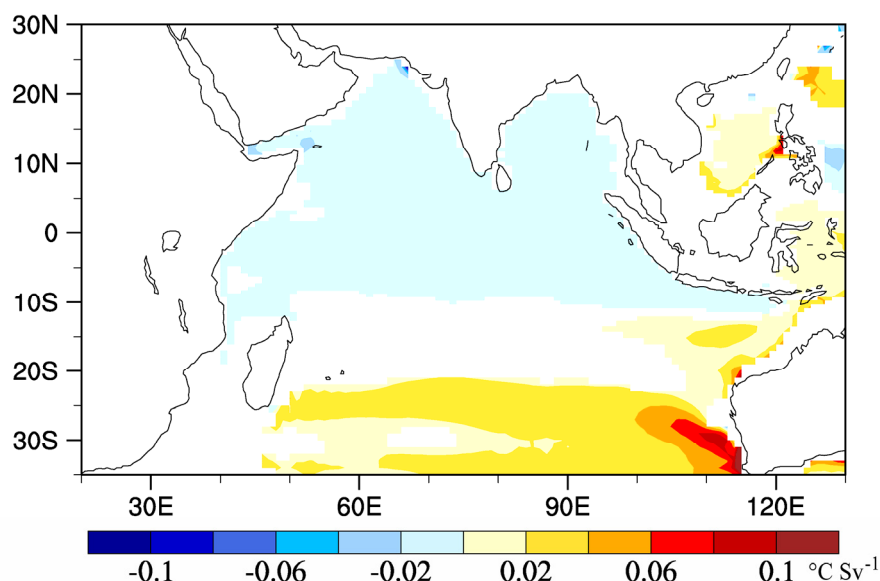


图 8 ITF 输送 (IX1 断面) 与印度洋次表层 (500~3000 m) 海温的回归系数 ($^{\circ}\text{C Sv}^{-1}$)。阴影部分为通过了 5% 的显著性检验

Fig. 8 Regression coefficients of vertically averaged sea temperature (units: $^{\circ}\text{C Sv}^{-1}$) between 500 m and 3000 m in Indian Ocean with the ITF. The shade regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test

大气活动主要特征, 大量观测和数值模拟研究表明, 三核型 SST 的变化对应于 NAO 位相的变化, 主要受大气强迫的作用 (Deser and Blackmon, 1993; Kushnir, 1994)。同样, 通过“大气桥”作用, 热带太平洋 SST 对大西洋大气环流异常和海温异常有重要影响 (Lau, 1997; Lau and Nath, 2001; Pozo-Vázquez et al., 2001; 周天军等, 2006)。

图 2 和表 2 都表明在年代际时间尺度上, 模拟的热带太平洋海温异常与北大西洋高纬度海温异常存在负相关关系。为了解释联系赤道太平洋和大西洋 SST 年代际变化的物理机制, 图 9 给出了热带太平洋 SST 异常与全球冬季海平面气压 (SLP) 的相关系数及与北大西洋海表温度、盐度、热通量、风应力和淡水通量的回归系数。在热带太平洋, SLP 的变化在热带表现为南方涛动 (SO) 的负位相, SLP 在赤道西太平洋地区为正异常, 在赤道东太平洋为负异常。在北半球中高纬度, 从太平洋沿岸、北美大陆到北大西洋的北美沿岸, SLP 呈现出“一十”的分布, 表现为 PNA 型的波列特征, 而在北大西洋表现出类似于 NAO 负位相的特征 (图 9a)。作为对 NAO 负位相的响应, 沿着 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 的中纬度大洋西风加强, 即亚速尔高压减弱, 导致海表感热和潜热通量损失增多, 从而导致中纬度大洋大范围内净海表热通量的减少, 使 SST 降低。在副极地大洋, 异常东风使冰岛低压减弱, 气旋性环流减弱, 来自高纬的冷空气

减少, 表面风速降低, 大洋感热通量损失减少, 对应于该区域 SST 的增加。而在赤道地区, 由于赤道东风减弱, 蒸发减小、净热通量增加, SST 为暖异常。综上所述, 在增暖加速 (停滞) 时期, 热带太平洋 SST 的增暖 (降低), 会在太平洋—北美沿岸激发出 PNA 遥相关型, 在北大西洋产生类似于 NAO 负 (正) 位相的气压分布型, 使大西洋海温呈现“一十” (“一十”) 的三核型海温分布。

大气环流 NAO 异常的强迫, 不仅影响到海表温度、风应力和热通量, 同时还影响到海表盐度和淡水通量的变化。对应于 NAO 负位相, 由于北大西洋高纬度风速减弱、蒸发减小, 导致进入海洋的淡水通量增加、盐度降低 (图 9c 和 d)。根据海水密度方程, 在 0°C 附近, 海水密度主要是由盐度决定, 因此盐度减小可以使得密度垂直层结增加, 静力稳定度增加, 有利于大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 的减弱。热带太平洋 SST 与 AMOC 的回归系数证实了这一猜想 (图 10), 即在增暖加速时期, AMOC 强度明显减弱, 从热带向极地的极向热输送、以及表层海水和深层的对流也随之减弱, 因此进入深海的热量减小。

5 总结和讨论

自工业革命以来, 全球平均表面气温不仅表现出长期增暖的趋势, 而且也同时具有显著的年代际

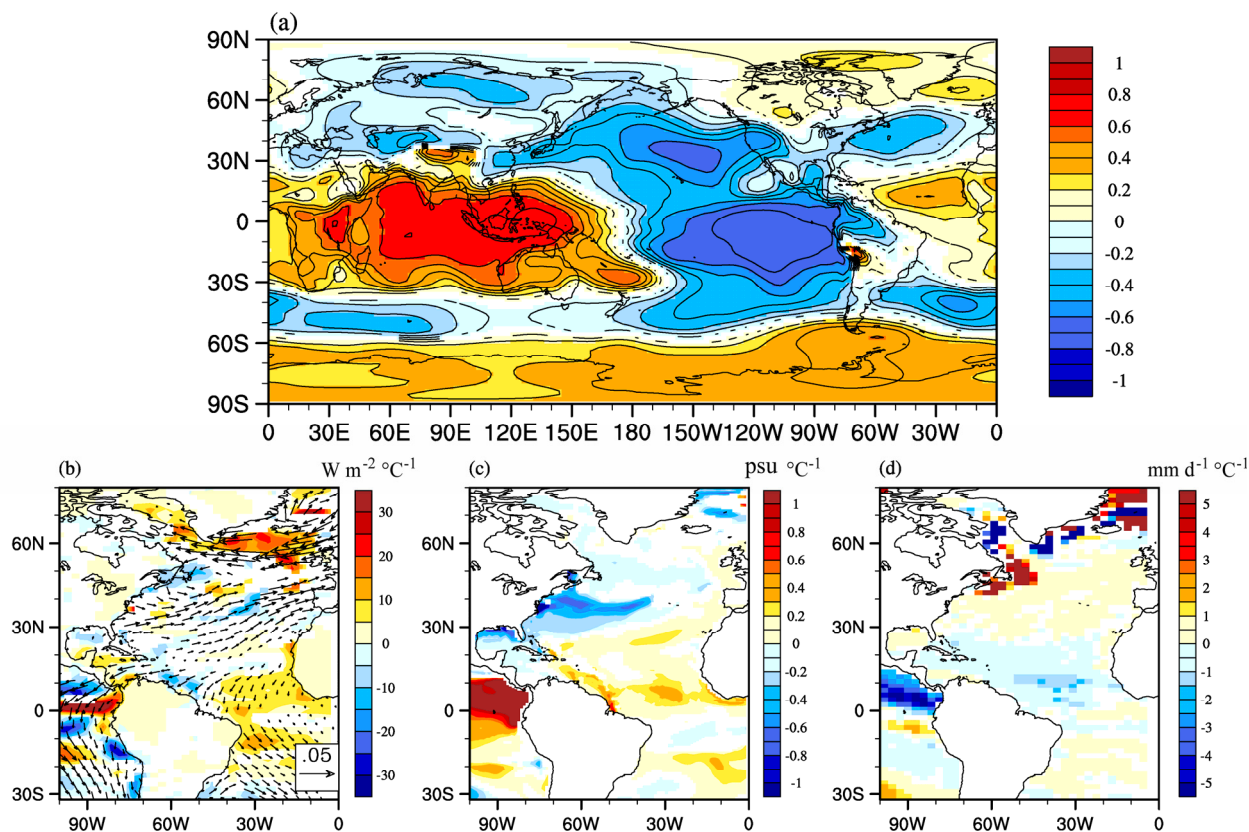


图9 热带太平洋 SST 与全球冬季海平面气压 (SLP) 相关系数及与大西洋风应力、净海表热通量、表面盐度及淡水通量的回归系数: (a) SST 与冬季 SLP 的相关系数; (b) SST 与风应力回归系数 ($\text{N m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) 及净海表热通量的回归系数 ($\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$); (c) SST 与表面盐度的回归系数 ($\text{psu } ^\circ\text{C}^{-1}$); (d) SST 与淡水通量的回归系数 ($\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)。 (a) 中阴影区域为通过了 5% 的显著性检验; (b)、(c) 和 (d) 中阴影区域及风矢量为通过了 10% 的显著性检验

Fig. 9 (a) Correlation coefficients of globally mean sea level pressure in winter with the regional averaged tropical Pacific SST; regression coefficients of (b) wind stress (vector, units: $\text{N m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) and (b) net sea surface heat fluxes (shade, units: $\text{W m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), (c) sea surface salinity (units: $\text{psu } ^\circ\text{C}^{-1}$), and (d) freshwater fluxes (units: $\text{mm d}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) in Atlantic Ocean with the regionally averaged tropical Pacific SST. The positive values in (b) are for heat fluxes absorbed by the ocean. The shade regions in (a) are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test. The shade regions and vectors in (b), (c), and (d) are statistically significant at the 10% significance level according to the Student's t test

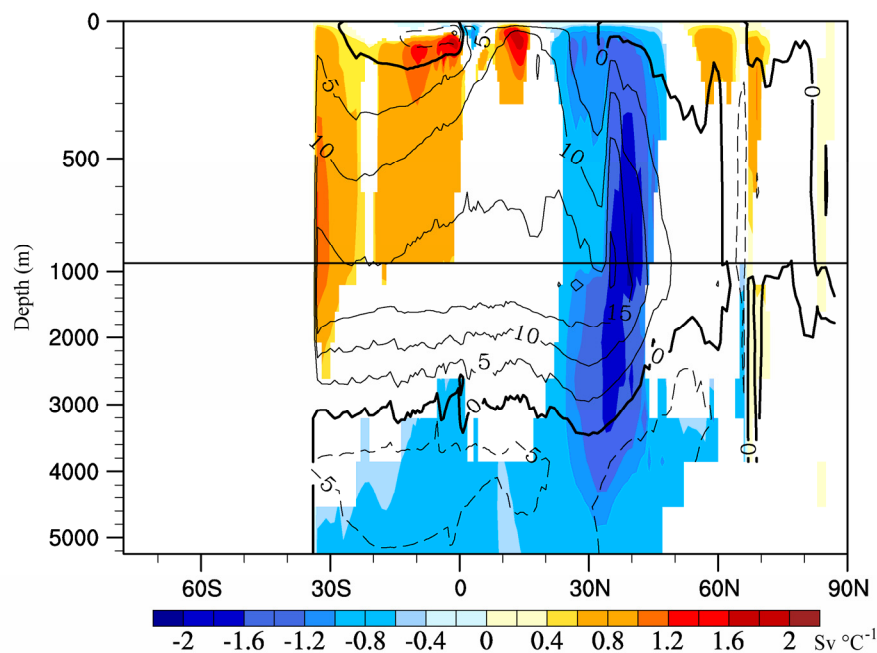


图10 热带太平洋 SST 与 AMOC 的回归系数 (阴影, $\text{Sv } ^\circ\text{C}^{-1}$), 等值线为 AMOC 气候态。阴影区域为通过了 5% 显著性检验

Fig. 10 Regression coefficients of AMOC (shade, units: $\text{Sv } ^\circ\text{C}^{-1}$) with the regionally averaged tropical Pacific SST. The contour is for the climatology of AMOC (units: Sv). The shade regions are statistically significant at the 5% significance level according to the Student's t test

变化特征,二者叠加在一起可以引起某些年代增暖加速,另外一些年代增暖停滞甚至降温。绝大多数研究结果已经证实,人类活动是导致全球长期增暖趋势的主要原因。但是对于全球平均气温年代际变化的原因,目前尚无统一的结论,众说纷纭。考虑到观测资料时空分布的局限性,本文利用大气物理研究所发展的耦合气候模式 FGOALS-s2 历史气候模拟试验、RCP4.5 和 RCP8.5 试验模拟结果,分析了全球平均表面温度年代际及以上时间尺度的变化特征,发现模拟的全球平均气温除了表现出人为温室效应导致的长期增暖趋势之外,还表现出显著的年代际变化特征,即出现与观测类似的年代际增暖停滞或者增暖加速现象。利用合成分析和回归分析,本文分析了海表温度变化、次表层和深层海水温度变化以及大气和海洋环流变化之间的联系,揭示海气耦合系统年代际变化的物理机制,及其对全球变暖趋势的影响,并得到以下主要结论:

(1) 利用合成分析方法,大气顶净辐射通量在增暖停滞及加速时期基本相当,然而全球表面气温却呈现出不同的年代际变化特征,因此,叠加在全球增暖趋势的年代际变率特征可能与大气上界能量收支变化无关,而是与能量在气候系统内重新分配有关。各个海盆均表现出几乎一致的海温分布特征,即增暖停滞时期,SST 降低,更多热量被带入到深海,加热深海;在增暖加速时期,更多热量停留在表层,SST 增加,而深海相对变冷。

(2) 太平洋海盆海温随深度的分布主要由于风应力年代际变化引起的 STC 变化所致。在增暖加速时期,赤道东风的明显减弱造成表层向极地的 Ekman 输送减弱;同时赤道外出现异常的气旋式风应力旋度,根据 Sverdrup 平衡关系次表层向赤道的地转流减弱,两者的综合作用造成 STC 强度减弱,向极地的经向热输送减弱,更多热量留在热带太平洋上层,有利于 SST 增暖。在增暖停滞时期则刚好相反。

(3) 热带太平洋 SST 年代际异常能够通过大气环流遥相关影响印度洋、大西洋 SST 的变化。热带太平洋 SST 的变化对印度洋的影响主要通过海洋动力调整及大气热力强迫分别影响到南北印度洋 SST 的变化。在增暖加速时期,南印度洋东边界附近,异常负涡度产生下沉运动,将表层暖水向下输送到次表层,使该区域温跃层厚度加深,下沉运动

会激发出向西传播的 Rossby 波,将变暖信号输送到西边界,从而使整个南印度洋一致变暖。北印度洋在增暖加速时期海洋得到的净海表热通量显著增加,从而使北印度洋海温显著升高。ITF 年代际变率对印度洋次表层海温变化起到关键作用。在增暖停滞(加速)年份,ITF 输送量明显增加(减弱),次表层海温出现显著的增暖(降温),即加热(冷却)深海。

热带太平洋 SST 对大西洋的强迫主要通过大气桥作用,在北大西洋产生 NAO 型的大气环流异常,引起表面净海表热通量和淡水通量的变化,不仅使得大西洋 SST 呈现出三核型海温分布,而且使得北大西洋高纬度地区盐度减小,从而引起静力稳定度增加以及海洋环流 AMOC 的年代际变化,最终影响到深层海温的变化。

应该指出的是,本文的研究工作主要基于 FGOALS-s2 耦合气候模式结果分析海洋环流对于全球表面气温年代际变化和长期增暖趋势的作用。但是众所周知,气候模式本身具有不确定性,特别是耦合模式对于高纬度海水深对流参数化过程并不完美,因而模拟的热盐环流尤其具有较大的不确定性。很多研究也说明,模式在极地区域模拟偏差较大,在热带和中纬度地区模式模拟能力相对较好。另外,相对于 CMIP5 其他耦合模式,FGOALS-s2 的气候敏感性偏强,特别是在 RCP4.5 试验中 2050 年之后出现独特的降温趋势^①,是否对本文的结论有影响尚需进一步研究。不过,最近 Meehl et al. (2013) 利用 CCSM4 模拟结果讨论了年代际增暖停滞和增暖加速现象,也得到了与本文类似的结论,说明海洋环流对全球变暖起到重要的调制作用。但是为了尽量减小模拟结果的不确定性,在下一步研究工作中,一方面需要将模式结果与观测结果进行全面对比分析;另外一方面还必须利用耦合模式比较计划 CMIP5 的模拟结果,进行多模式对比分析和评估工作。

致谢 感谢 LASG 气候模式团队提供本文研究所需要的数据。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Blade I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans [J]. *J. Climate*, 15: 2205–2231.
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The Flexible Global Ocean–

^① 包庆,个人通讯。

- Atmosphere–Land System model, Spectral Version 2: FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atm. Sci.* In press.
- Behera S K, Salvekar P S, Yamagata T. 2000. Simulation of interannual SST variability in the tropical Indian Ocean [J]. *J. Climate*, 13: 3487–3499.
- Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, version three [R]. NCAR Tech. Note, NCAAR/TN-463+ STR, 70 pp.
- Brohan P, Kennedy J J, Harris I, et al. 2006. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 [J]. *J. Geophys. Res.*, 111: D12106, doi:10.1029/2005JD006548.
- Clarke A J, Liu X. 1994. Interannual sea level in the northern and eastern Indian Ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 24: 1224–1235.
- Cunningham S A, Kanzow T, Rayner D, et al. 2007. Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26°N [J]. *Science*, 317: 935–938, doi:10.1126/science.1141304.
- Deser C, Blackmon M L. 1993. Surface climate variations over the North Atlantic Ocean during winter: 1900–1989 [J]. *J. Climate*, 6: 1743–1753.
- Easterling D R, Wehner M F. 2009. Is the climate warming or cooling? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (8): L08706.
- Hansen J, Ruedy R, Sato M, et al. 2001. A closer look at United States and global surface temperature change [J]. *J. Geophys. Res.*, 106 (D20): 23947–23963.
- Hawkins E. 2011. Our evolving climate: communicating the effects of climate variability [J]. *Weather*, 66 (7): 175–179, doi:10.1002/wea.761.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis [M]. Solomon S, Qin M, Manning Z, eds. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 940.
- Ishii M, Kimoto M. 2009. Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections [J]. *J. Oceanogr.*, 65: 287–299.
- Katsman C A, van Oldenborgh G J. 2011. Tracing the upper ocean's "missing heat" [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38: L14610.
- Kaufmann R K, Kauppb H, Mann M L, et al. 2011. Reconciling anthropogenic climate change with observed temperature 1998–2008 [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 108(29): 11790–11793.
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. *J. Climate*, 12: 917–932.
- Klinger B A, McCreary J P Jr, Kleeman R. 2002. The relationship between oscillating subtropical wind stress and equatorial temperature [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 32: 1507–1521.
- Knight J, Kennedy J J, Folland C, et al. 2009. Do global temperature trends over the last decade falsify climate predictions? [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90 (8): S22–S23.
- Knox R S, Douglass D H. 2010. Recent energy balance of earth [J]. *International Journal of Geosciences*, 1 (3): 99–101, doi:10.4236/ijg.2010.13013.
- Kushnir Y. 1994. Interdecadal variations in North Atlantic sea surface temperature and associated atmospheric conditions [J]. *J. Climate*, 7: 141–157.
- Latif M, Barnett T P. 1995. Interactions of the tropical oceans [J]. *J. Climate*, 8: 952–964.
- Lau N C. 1997. Interactions between global SST anomalies and the midlatitude atmospheric circulation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 21–33.
- Lau N C, Nath M J. 2001. Impact of ENSO on SST variability in the North Pacific and North Atlantic: Seasonal dependence and role of extratropical sea–air coupling [J]. *J. Climate*, 14: 2846–2866.
- Lean J L, Rind D H. 2009. How will Earth's surface temperature change in future decades? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (15): L15708, doi:10.1029/2009GL038932.
- Levitus S, Antonov J I, Boyer T P, et al. 2009. Global ocean heat content 1955–2007 in light of recently revealed instrumentation problems [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36: L07608, doi:10.1029/2008GL037155.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model: Grid point version 2: FGOALS-g2. *Atmos. Adv. Sci.* In Press.
- Lin P F, Yu Y Q, Liu H L. 2012. Long-term stability and oceanic mean state simulated by the coupled model FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, doi:10.1007/s00376-012-2042-7.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 675–690.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012a. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 26 (3): 318–329, doi:10.1007/s13351-012-0305-y.
- Liu J L, Alexander M. 2007. Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections [J]. *Rev. Geophys.*, 45: RG2005, doi:10.1029/2005RG000172.
- Liu Y M, Hu J, He B, et al. 2013. Seasonal evolution of the subtropical anticyclones in a climate system model FGOALS-s2 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, (Submitted).
- Lyman J M, Good S A, Gouretski V V, et al. 2010. Robust warming of the global upper ocean [J]. *Nature*, 465 (7296): 334–337, doi:10.1038/nature09043.
- McPhaden M J, Zhang D X. 2002. Slowdown of the meridional overturning circulation in the upper Pacific Ocean [J]. *Nature*, 415: 603–608.
- McPhaden M J, Zhang D X. 2004. Pacific Ocean circulation rebounds [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L18301, doi:10.1029/2004GL020727.
- Meehl G A, Arblaster J M, Fasullo J T, et al. 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods [J]. *Nature Climate Change*, 1 (7): 360–364.
- Meehl G A, Hu A, Arblaster J M, et al. 2013. Externally forced and internally generated decadal climate variability associated with the Interdecadal Pacific Oscillation [J]. *J. Climate*, submitted.
- Meyers G. 1996. Variation of Indonesian throughflow and the El Niño–Southern Oscillation [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (C5): 12255–12263, doi:10.1029/95JC03729.
- Murtugudde R, McCreary J P Jr, Busalacchi A J. 2000. Oceanic processes associated with anomalous events in the Indian Ocean with relevance to 1997–1998 [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (C2): 3295–3306.
- Nigam S, Shen H S. 1993. Structure of oceanic and atmospheric low-frequency variability over the tropical Pacific and Indian oceans. Part

- I: COADS observations [J]. *J. Climate*, 6: 657–676.
- Nonaka M, Xie S P, McCreary J P. 2002. Decadal variability in the subtropical cells and equatorial Pacific SST [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (7): 1116.
- Oleson K W, Bonan G B, Levis S, et al. 2004. Technical description of the Community Land Model (CLM) [R]. NCAR/TN-461+STR.
- Palmer M D, McNeall D J, Dunstone N J, et al. 2011. Importance of the deep ocean for estimating decadal changes in Earth's radiation balance [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (13): L13707, doi:10.1029/2011GL047835.
- Pozo-Vázquez D, Esteban-Parra M J, Rodrigo F S, et al. 2001. The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region [J]. *J. Climate*, 14: 3408–3420.
- Schneider B, Latif M, Schmittner A. 2007. Evaluation of different methods to assess model projections of the future evolution of the Atlantic meridional overturning circulation [J]. *J. Climate*, 20: 2121–2132. doi:10.1175/JCLI4128.1.
- Smith T M, Reynolds R W. 2005. A global merged land–air–sea surface temperature reconstruction based on historical observations (1880–1997) [J]. *J. Climate*, 18: 2021–2036.
- Solomon A, McCreary J P Jr, Kleeman R, et al. 2003. Interannual and decadal variability in an intermediate coupled model of the Pacific region [J]. *J. Climate*, 16: 383–405.
- Solomon S, Rosenlof K H, Portmann R W, et al. 2010. Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming [J]. *Science*, 327 (5970): 1219–1223, doi:10.1126/science.1182488.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2009. A summary of the CMIP5 experiment design [J]. http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf.
- Trenberth K E. 2009. An imperative for climate change planning: Tracking Earth's global energy [J]. *Current Opinion in Environmental Sustainability*, 1 (1): 19–27, doi:10.1016/j.cosust.2009.06.001.
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2010. Tracking earth's energy [J]. *Science*, 328 (5976): 316–317, doi:10.1126/science.1187272.
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2011. Tracking earth's energy: From El Niño to global warming [J]. *Surv. Geophys.*, 33: 413–426, doi:10.1007/s10712-011-9150-2.
- Trenberth K E, Fasullo J T, Kiehl J. 2009. Earth's global energy budget [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90: 311–323.
- Wang D W, Cane M A. 2011. Pacific shallow meridional overturning circulation in a warming climate [J]. *J. Climate*, 24: 6424–6439, doi:10.1175/2011JCLI4100.1.
- 吴国雄, 孟文. 1998. 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件. I. 资料分析 [J]. *大气科学*, 22 (4): 470–480. Wu Guoxiong, Meng Wen. 1998. Gearing between the Indo-monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO. Part I: Data analyses [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 22 (4): 470–480.
- Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. 2002. Origin and predictability of South Indian Ocean climate variability [J]. *J. Climate*, 15 (8): 864–874.
- Yu Y Q, Zhang X H, Guo Y F. 2004. Global coupled ocean–atmosphere general circulation models in LASG/IAP [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 444–455.
- Yu Y Q, Yu R C, Zhang X H, et al. 2002. A flexible coupled ocean–atmosphere general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19: 169–190.
- Yu Y Q, Zheng W P, Zhang X H, et al. 2007. LASG coupled climate system model FGCM-1.0 [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 50: 1677–1687.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25: 641–654.
- Yu Y Q, Zheng W P, Wang B, et al. 2011. Versions g1.0 and g1.1 of the LASG/IAP flexible global ocean–atmosphere–land system model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (1): 99–117, doi:10.1007/s00376-010-9112-5.
- Zhang D X, McPhaden M J. 2006. Decadal variability of the shallow Pacific meridional overturning circulation: Relation to tropical sea surface temperatures in observations and climate change models [J]. *Ocean Modelling*, 15: 250–273.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63: 702–715. Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. 2005. The climate system model FGOALS-s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 63: 702–715.
- Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 655–672.
- 周天军, 宇如聪, 郜永琪, 等. 2006. 北大西洋年际变率的海气耦合模式模拟 II: 热带太平洋强迫 [J]. *气象学报*, 64 (1): 18–30. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Gao Yongqi, et al. 2006. Ocean–atmosphere coupled model simulation of North Atlantic interannual variability. II: Tropical teleconnection [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 64 (1): 18–30.