

# 海气耦合模式 CESM1 中热带印度洋 SST 模拟偏差的来源分析

胡 运<sup>1,2</sup>, 宋振亚<sup>1,2</sup>, 宋亚娟<sup>1,2</sup>

(1. 国家海洋局 第一海洋研究所, 山东 青岛 266061;

2. 青岛海洋科学与技术国家实验室 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266237)

**摘 要:**热带海表温度(SST)模拟偏差是困扰海气耦合模式发展的经典问题之一,其原因仍不完全清晰。针对海气耦合模式 CESM1(Community Earth System Model version 1)模拟的热带印度洋 SST 偏差,我设计了单独大气-陆面模式、单独海洋-海冰模式以及海气耦合模式等一系列数值实验。在此基础上,采用大气-陆面模式和海洋-海冰模式隐式(implicit)SST 偏差的分析方法,诊断了 CESM1 模拟的热带印度洋 SST 偏差的来源,并分析了大气模式和海洋模式中影响热带印度洋上层海温模拟的主要因素。通过分析热带印度洋不同地区 SST 的模拟偏差来源,发现耦合模式 CESM1 中孟加拉湾 SST 模拟偏冷主要是由海洋-海冰模式中过强的垂直混合、平流作用等海洋动力偏差引起的。在阿拉伯海和赤道西印度洋,过多的潜热释放导致 SST 降低,大气-陆面模式模拟误差是这两个海域 SST 冷偏差的主要来源。对于赤道中印度洋,潜热通量偏差和垂直混合、平流作用等模拟误差共同影响上层海水温度,潜热释放偏少、海水垂直混合偏弱以及经向平流向南输送过多暖水使耦合模式模拟的赤道中印度洋 SST 出现暖偏差,而在赤道东印度洋,模拟的 SST 偏冷是由大气-陆面模式中短波辐射偏少和海洋-海冰模式中海水垂直混合过强引起的,潜热通量偏差影响较小。分析表明,耦合模式中海气相互作用只影响 SST 模拟偏差的大小,但不是引起 SST 偏差的根本原因。

**关键词:**热带印度洋 SST 偏差;隐式 SST 偏差;海气耦合模式 CESM;大气-陆面模式;海洋-海冰模式

**中图分类号:**P731.11

**文献标识码:**A

**文章编号:**1671-6647(2017)03-0350-12

**doi:**10.3969/j.issn.1671-6647.2017.03.005

印度洋作为亚洲季风区下垫面的重要组成部分,其上层海水的热力状况作用于西南季风和东亚季风过程,对我国夏季降水和气温变化有着重要的影响<sup>[1-6]</sup>。当前,海气耦合模式是研究气候变化、开展短期气候预测和长期气候预估的核心工具之一,诊断分析海气耦合模式对提高印度洋海温的模拟能力,加深对海气耦合系统的理解,提高气候模式对我国气候的模拟和预测能力具有重要的意义。

自 Manabe 和 Bryan<sup>[7]</sup>的开拓性工作以来,海气耦合模式已得到了极大发展,模式对海洋、大气的气候态、多年季节平均和年循环的基本特征具备一定的模拟水平<sup>[8-9]</sup>,但模式的模拟结果仍存在如东太平洋冷舌过冷、虚假的双赤道辐合带、热带印度洋南部海表温度(SST)偏高北部偏低等热带共性偏差问题<sup>[10-11]</sup>。美国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)研发的先进的海气耦合模式 CCSM/CESM(Community Climate System Model/Community Earth System Model)系列对热带印度洋 SST 的模拟也存在类似的偏差:在热带印度洋地区表现出了明显的南暖北冷的模拟偏差,在赤道印度洋地区模拟的 SST 偏暖,使得印度洋经向温度梯度过强和越赤道风模拟过弱,纬向东风模拟偏强,进而会影响西南季风和降水的模拟<sup>[12-15]</sup>。

已有研究认为,海气耦合模式中印度洋 SST 的模拟偏差主要来自于大气模式<sup>[12-20]</sup>,如赤道印度洋地区

**收稿日期:**2016-05-19

**资助项目:**国家自然科学基金项目——海气耦合模式中热带 SST 偏差的来源与发展过程研究(41476023)

**作者简介:**胡 运(1991-),男,山东烟台人,硕士研究生,主要从事气候诊断分析方面研究. E-mail: huy@fio.org.cn

(李 燕 编辑)

的 SST 暖偏差与夏季风时期模拟的云量偏少有关<sup>[14,17-18]</sup>,同时,大气模式误差会引起北阿拉伯海 SST 模拟偏冷,进而会加强经向温度梯度和减弱夏季风,导致赤道印度洋纬向温度差异<sup>[12,19,21]</sup>。另一些研究者认为热带印度洋 SST 偏差是倾斜的赤道印度洋温跃层与东风异常、纬向温度梯度偏差在 Bjerknes 正反馈作用下增强的结果<sup>[13,15-16,22]</sup>;潜热通量偏差也是造成赤道印度洋 SST 偏差的重要来源,过多的潜热释放产生负的净热通量,引起强对流混合,混合层加深,出现负的 SST 偏差<sup>[23-26]</sup>。此外,也有研究认为模式的分辨率不足是造成耦合模式中印度洋 SST 模拟偏差的主要原因<sup>[27-28]</sup>,如大气模式中青藏高原过于平滑的地形。虽然增加模式分辨率能够在一定程度上减小 SST 的模拟偏差,但偏差依然存在<sup>[27,29-31]</sup>。

已有的关于海气耦合模式的结果分析多是基于模式已经完全调整好并达到准平衡态的结果。在海气耦合系统中,通过海气相互作用,海洋模式的偏差会影响到大气模式的模拟结果,反过来大气模式的偏差也会影响到海洋模式的模拟结果。在达到准平衡态时,整个海气耦合系统是自洽协调的,因此从准平衡态的模拟结果中确定热带 SST 偏差的发展过程是比较困难的。同时,在以往研究中,对印度洋 SST 偏差来源与发展过程分析时,多采用单独大气/海洋模式的模拟结果与海气耦合模式的模拟结果进行对比分析的研究方法。但是,在分析大气环流模式对热带 SST 偏差的贡献时,通常只对大气环流模式自身的变量(如风场、热通量等)进行诊断分析与评估,并未将大气模式偏差与 SST 偏差直接联系起来;而在分析海洋环流模式对热带 SST 偏差的贡献时,通常对 SST(或上混合层)进行诊断分析。虽然可以定量评估海洋环流模式偏差对热带 SST 偏差的贡献,但是在单独海洋环流模式的模拟时,短波和长波辐射来自于观测,而其他 2 种热通量——潜热和感热通量则通过块体公式进行计算,在这种情况下海洋模式的 SST(和上混合层)最终会向观测的大气表层温度恢复<sup>[31]</sup>,相当于存在一个负反馈机制使得 SST(和上混合层)的变化被抑制(若海洋模式采用恢复性边界条件,同样存在一个类似的负反馈机制),因此导致以往研究中多认为海洋环流模式的偏差只在近岸地区(相对大洋地区,在近岸地区海洋模式本身偏差非常大)对热带偏差的贡献比较大,而在大洋中热带偏差多来自于大气环流模式。这种对比分析不同模式准平衡态的模拟结果的方法,增加了诊断分析偏差的难度。我们针对 CCSM/CESM 中印度洋 SST 模拟偏差问题,基于 Song<sup>[32]</sup>提出的实验方案,通过分析初始耦合阶段模拟偏差发展的过程,采用隐式 SST 的诊断方法将大气热通量模拟偏差和海洋动力过程模拟偏差与 SST 模拟偏差合理的联系起来,探讨大气模式和海洋模式模拟偏差对耦合模式 SST 模拟偏差的贡献。

## 1 模式介绍与实验设计

### 1.1 模式介绍

CESM(The Community Earth System)是美国国家大气研究中心(NCAR)在 2010-06 推出的通用地球系统模式,它是在 CCSM 4.0 基础上发展的地球系统模式。CESM 模式是以海洋、大气、陆面和冰圈等为研究主体,并考虑大气化学、生物地球化学和人文过程的地球气候系统模式。在气候与环境的演变机理、自然和人类与气候变化的相互作用以及气候变化的研究和预测等诸多方面广泛应用。本文研究采用的是 CESM 1.1 版本,数值实验采用了其默认配置,即不考虑生物地球化学过程。

### 1.2 实验设计

本文主要研究大气模式和海洋模式初始耦合阶段 SST 偏差的发展过程,因此设计了表 1 中的 3 组实验:1)单独大气-陆面模式实验(EXP\_ATM)。由观测的 SST 作为强迫场驱动大气模式 CAM4 和陆面模式 CLM4 运行 30 a,取后 10 a 的结果进行分析,大气模式和陆面模式的水平分辨率为  $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。2)单独海洋-海冰模式实验(EXP\_OCN)。以 COREv2(version 2 forcing for Common Ocean-ice Reference Experiments)资料作为强迫场驱动海洋模式 POP2 和海冰模式 CICE4,完成 210 a 积分并取后 10 a 的结果进行分析,海洋环流模式和海冰模式水平分辨率为  $gx1v6$ ,即  $1.1^{\circ} \times (0.54^{\circ} \sim 1^{\circ})$ 。3)耦合实验(EXP\_CPL)。利用海气耦合

模式 CESM1.1 开展数值实验,大气和陆面模式分辨率与 EXP\_ATM 相同,海洋和海冰模式分辨率与 EXP\_OCN 相同。考虑到海气耦合模式冷启动时前期的调整时间较长,不容易跟踪和分析偏差的发展过程,因此在本文中采用了热启动的方式进行积分,即大气模式 CAM4 和陆面模式 CLM4 初始场来自于 EXP\_ATM,海洋模式 POP2 和海冰模式 CICE4 初始场来自于 EXP\_OCN。为了减少耦合模式对初值的不确定性,EXP\_CPL 采用集合的方式运行,分别选取 EXP\_ATM 和 EXP\_OCN 不同时刻作为初始场,比如 EXP\_CPL\_01 分别选用 EXP\_ATM 第 21 年 1 月 1 日和 EXP\_OCN 第 201 年 1 月 1 日的模式场作为初值,EXP\_CPL\_02 分别选用第 22 年 1 月 1 日和 EXP\_OCN 第 202 年 1 月 1 日的模式场作为初值。实验中集合成员数目为 10 个,取集合平均作为 EXP\_CPL 的模拟结果。

表 1 大气-陆面实验(EXP\_ATM)、海洋-海冰实验(EXP\_OCN)、耦合实验(EXP\_CPL)基本信息

Table 1 Brief description of numerical experiments

实验名称	EXP_ATM (大气-陆面模式实验)	EXP_OCN (海洋-海冰模式实验)	EXP_CPL (耦合实验)
模式	大气模式 CAM4 陆面模式 CLM4	海洋模式 POP2 海冰模式 CICE4	CESM1
水平分辨率	1.9°×2.5°	1.1°×(0.54°~1°)	1.1°×(0.54°~1°)
初始场	多年平均的观测	WOA09	EXP_ATM 和 EXP_OCN 最后 10 a 的 积分结果
强迫场	观测的气候态月平均 SST	COREv2 通量数据	—

注:“—”表示无数据

## 2 隐式 SST 方法

为了更加准确合理地定量评估大气模式和海洋模式模拟偏差对热带 SST 偏差的贡献,本文采用了隐式 SST 偏差<sup>[32]</sup>,即大气隐式 SST 偏差和海洋动力偏差(海洋隐式 SST 偏差)的分析方法对印度洋 SST 进行诊断分析。该分析方法能够合理反映大气和海洋模式偏差与 SST 偏差之间的关系,即大气隐式 SST 可以将大气模式偏差与 SST 偏差的关系进行量化,海洋动力偏差反映了海洋模式本身即海洋动力过程的偏差。

### 2.1 大气隐式海表温度偏差

在以往研究中,多认为热带偏差主要来自于大气环流模式偏差,但只是进行了定性分析,并没有给出定量的评估。这是因为,在以往研究中,只对大气环流模式自身的变量进行诊断分析与评估,未直接将大气模式偏差与 SST 偏差联系起来<sup>[12,15-20]</sup>。为了更好地理解和量化分析大气模式模拟偏差对 SST 的影响,Song 等<sup>[32]</sup>提出了大气隐式海表温度偏差(implicit SST bias),即

$$\Delta T_{\text{EXP\_ATM}}(t) = \int_0^t \frac{Q_{\text{NET}}[\text{EXP\_ATM}] - Q_{\text{NET}}[\text{OBS}]}{\rho_w C_{\text{pw}} D} dt, \quad (1)$$

式中, $\rho_w$ 是海水密度, $C_{\text{pw}}$ 是海水比热容, $D$ 是混合层深度(比表层温度低 0.5 °C 的温度所在的深度), $Q_{\text{NET}}[\text{EXP\_ATM}]$ 和  $Q_{\text{NET}}[\text{OBS}]$ 分别是大气模式实验(EXP\_ATM)和观测资料(如 COREv2)的净热通量。式(1)表示若大气模式与一个完美的海洋模式进行耦合,经过时间  $t$  之后,大气模式的净热通量偏差会导致海洋上混合层出现  $\Delta T_{\text{EXP\_ATM}}$  的偏差,考虑到海洋混合层中温度差别较小, $\Delta T_{\text{EXP\_ATM}}$  可以近似理解为海表温度的偏差,由于在 EXP\_ATM 实验中,因为 SST 强迫场是给定的观测资料,大气模式的这种热通量偏差并不

会改变模式的 SST,因此,称之为大气隐式海表温度偏差。

## 2.2 海洋动力偏差(海洋隐式 SST 偏差)

如前面所述,对于海洋环流模式,热通量中的短波和长波辐射来自于观测,而潜热和感热通量则通过块体公式进行计算,海洋模式的 SST(和上混合层)最终会向观测恢复,相当于存在一个负反馈抑制 SST(和上混合层)的发展。因此,为了更好的理解和量化海洋内在的偏差,Song 等<sup>[32]</sup>提出海洋模式的隐式海表温度偏差,即海洋动力偏差(Ocean Dynamics Bias)。

式(2)给出了一个海洋上混合层的控制方程:

$$\frac{\partial \Delta T_m}{\partial t} = -\Delta \left( u_m \frac{\partial T_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial T_m}{\partial y} + w_e (T_m - T_e) \right) + \frac{Q_{NET}[EXP\_OCN] - Q_{NET}[OBS]}{\rho_w C_{pw} D}, \quad (2)$$

式中, $\Delta T_m$ 是海洋模式中上混合层的温度偏差, $u_m$ 和 $v_m$ 是上混合层中的水平流速, $w_e$ 是混合层底冷水上涌速度(entrainment rate), $T_e$ 是上混合层底的温度, $\rho_w$ 是海水密度, $C_{pw}$ 是海水比热容, $D$ 是混合层深度, $Q_{NET}[EXP\_OCN]$ 和 $Q_{NET}[OBS]$ 分别是海洋模式实验(EXP\_OCN)和观测资料(如 COREv2)的净热通量。根据物理含义,式(2)中右端前三项 $-\Delta \left( u_m \frac{\partial T_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial T_m}{\partial y} + w_e (T_m - T_e) \right)$ 可以看作海洋模式动力过程的偏差,那么对式(2)进行积分后可以得到式(3):

$$\begin{aligned} \Delta T_{EXP\_OCN} &\equiv - \int_0^t \Delta \left( u_m \frac{\partial T_m}{\partial x} + v_m \frac{\partial T_m}{\partial y} + w_e (T_m - T_e) \right) dt = \\ &\Delta T_m - \int_0^t \frac{Q_{NET}[EXP\_OCN] - Q_{NET}[OBS]}{\rho_w C_{pw} D} dt, \end{aligned} \quad (3)$$

式中, $\Delta T_{EXP\_OCN}$ 即是海洋模式的隐式海表温度偏差——海洋动力偏差,它反映了海洋模式中包括对流、混合等动力过程的内在偏差,可以更好的表征海洋模式本身的偏差。

## 2.3 热收支计算

为了揭示海洋动力过程对模拟的 SST 变化的贡献,本文使用了基于海洋温度方程的上混合层热收支方法进行诊断分析<sup>[33-34]</sup>:

$$T_i = F, \quad (4)$$

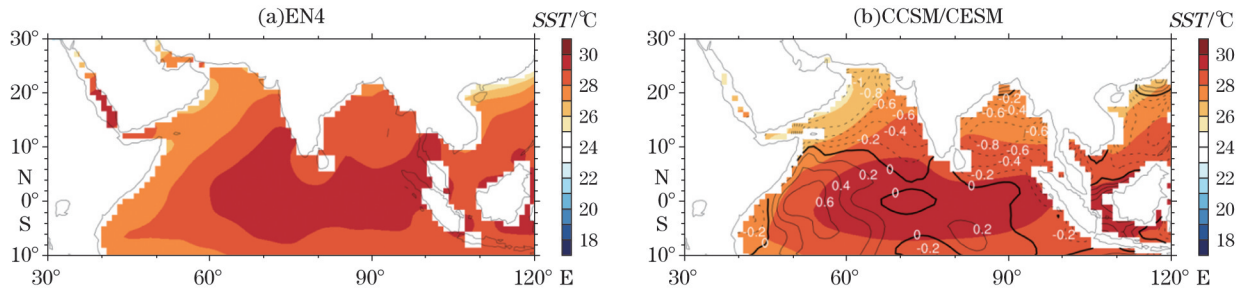
以及

$$F = Q_u + Q_v + Q_w + Q_q + Q_{zz}, \quad (5)$$

式(4)的 $T_i = \partial T_a / \partial t$ ,是温度 $T_a$ 的变化趋势, $a$ 代表海洋表层到混合层深度 $D$ 的平均值。式(5)中 $Q_u = -u \partial T_a / \partial x$ 为纬向平流项, $Q_v = -v \partial T_a / \partial y$ 为经向平流项, $Q_w = -(\partial D / \partial t + v_D \cdot \nabla D + w_D) \partial T / \partial z$ 为垂直混合项, $Q_q = Q_{adj} / (\rho_w C_{pw} D)$ 为净热通量项, $Q_{zz} = Q_{diff} / (\rho_w C_{pw} D)$ 为垂直热扩散项, $w_D, v_D$ 是混合层底垂向速度和水平速度,而净热通量项的 $Q_{adj}$ 表示为净热通量与穿过混合层的短波辐射通量的差值, $Q_{diff}$ 是混合层底的热扩散。

## 3 结果分析

图 1 是 EN4 观测资料和 CCSM/CESM 模拟的 1949—2005 年多年平均 SST 以及其 EN4 的偏差在印度洋的空间分布。从图 1 可以看出,无论观测还是模式模拟的多年平均气候态的 SST 在 $10^\circ\text{S}$ 以北的印度洋地区均呈现西低东高的趋势,但 CCSM/CESM 模拟的 SST 仍存在较大偏差,SST 偏差在空间上主要呈现南暖北冷的空间分布特征,极大值位于赤道西印度洋地区,超过了 $0.6^\circ\text{C}$ 。

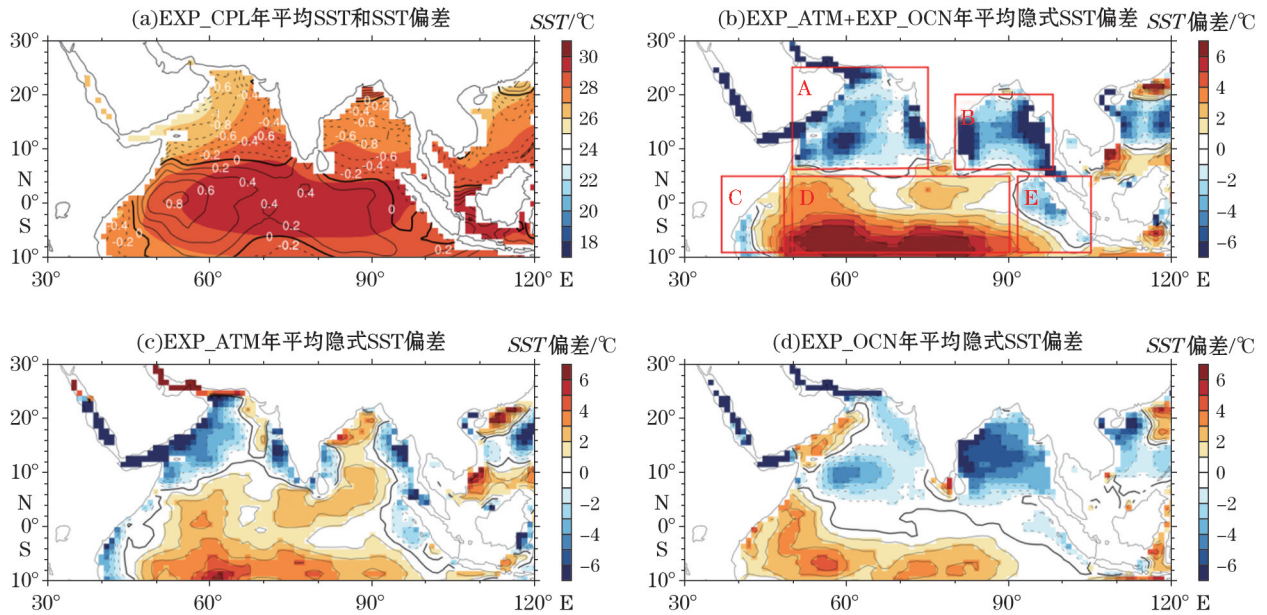


注:图 b 中等值线为 SST 偏差(°C)

图 1 多年(1949—2005 年)平均 SST 和 SST 偏差在印度洋的分布

Fig.1 Climatological (1949—2005) annual mean SST and its bias in tropical Indian Ocean

图 2a 给出了耦合实验模拟的第一年(以下简称 EXP\_CPL)热带印度洋地区年平均 SST 及其与观测(EN4)的偏差。从图中可以看到,与 CCSM/CESM 多年平均模拟结果类似,EXP\_CPL 模拟的 SST 在印度洋赤道地区出现了高温表层水,SST 偏差主要呈现南暖北冷的空间分布特征,极大值区也位于赤道西印度洋(图 2a)。这说明耦合模式 CESM1 中印度洋 SST 的偏差在大气-陆面模式和海洋-海冰模式耦合后很快形成了,因此下文中主要对耦合模式中第一年 SST 模拟结果进行诊断分析。



注:图 a 中等值线为 SST 偏差(°C)

图 2 实验结果的第一年年平均 SST、SST 偏差和年平均隐式 SST 偏差的分布

Fig.2 Annual mean SST, SST bias and implicit SST bias based on the first year simulation of experiments.

图 2b 是大气-陆面模式中大气隐式偏差与海洋-海冰模式中海洋隐式偏差之和(以下简称 EXP\_ATM+EXP\_OCN),这反映了在不考虑海气反馈作用的情况下,大气-陆面模式与海洋-海冰模式直接进行耦合后,耦合模式应出现的 SST 偏差,即分量模式内在偏差对耦合模式 SST 偏差的贡献。从图中可以看出,EXP\_ATM+EXP\_OCN 的 SST 偏差在北印度洋阿拉伯海和孟加拉湾地区为负,而在赤道印度洋地区隐式偏差为正,主要呈现南暖北冷的空间分布特征,与 EXP\_CPL 模拟的 SST 偏差分布特征基本一致(图 2a)。EXP\_CPL 和 EXP\_ATM+EXP\_OCN 模拟的 SST 偏差空间分布的相似性说明耦合模式 CESM 中热带印度洋

SST 偏差可能主要是直接由耦合模式中大气-陆面模式和海洋-海冰模式的模式误差引起的。图 2c 是大气-陆面模式(EXP\_ATM)净热通量模拟偏差引起的年平均隐式 SST 偏差,在印度洋大部分地区为暖偏差,在印度洋西边界沿岸(特别是阿拉伯半岛沿岸)和印度洋半岛南端两侧沿岸地区为冷偏差。图 2d 中海洋-海冰模式(EXP\_OCN)模拟的隐式 SST 偏差在孟加拉湾整个海区为负,而在 EXP\_ATM 中隐式 SST 偏差为正,这表明耦合模式在孟加拉湾地区的 SST 冷偏差可能主要来源于海洋-海冰模式。而在阿拉伯海西部地区,耦合模式模拟的 SST 冷偏差可能主要来源于大气-陆面模式。在赤道印度洋地区,SST 暖偏差很大程度上是由大气-陆面和海洋-海冰模式共同造成的。由于印度洋不同地区 SST 偏差的来源不尽相同,为了更清晰地认识引起 SST 偏差的原因,本文将印度洋分为了 5 个区域(图 2b 中红色方框 A~E),分别对不同区域 SST 偏差的来源进行诊断分析。

### 3.1 阿拉伯海海域(区域 A)

比较图 2a 和图 2b,可以看出 EXP\_CPL SST 冷偏差与 EXP\_ATM+EXP\_OCN SST 冷偏差空间分布相似,68°E 附近的偏差较小,其东西两侧偏差较大。进一步比较 EXP\_ATM 与 EXP\_OCN 隐式 SST 偏差可以看出,在阿拉伯海西部沿岸地区,海洋模式偏差(EXP\_OCN)为正,大气模式偏差(EXP\_ATM)为负且较大,因此耦合模式在该区域的冷偏差应该主要是由大气模式偏差引起的。而在阿拉伯海 68°E 附近大气模式偏差为正,海洋模式偏差为负,因此耦合模式在该区域冷偏差主要是由海洋模式引起的,并且由于两者误差量级基本相当,耦合模式在此区域的冷偏差较小。在阿拉伯海其余地区,海洋模式和大气模式偏差都为负,进而使得耦合模式模拟的 SST 呈现出冷偏差。但总体来看,耦合模式中阿拉伯海 SST 相对于观测偏差的空间分布特征和 EXP\_ATM 的隐式 SST 冷偏差更为一致且量值较大,因此该海域 SST 模拟偏差应该主要源于大气-陆地模式模拟误差。

图 3 是由 EXP\_ATM 中的短波辐射通量、潜热通量、长波辐射通量引起的年平均隐式 SST 偏差。由于热带大洋感热交换(特别是夏季)向大气输送的热量,占辐射平衡热盈余比重较小,本文暂不考虑。从图 3a, 3c 中可看出,短波辐射偏差在阿拉伯海造成隐式 SST 冷偏差,阿拉伯海中部海域(60°~70°E, 8°~9°N)降温幅度最大,长波辐射偏差造成大面积隐式 SST 暖偏差(绝对值比前者小约 1 °C),仅在阿拉伯海西北部有隐式 SST 冷偏差,两者空间分布特征反映出大气-陆面模式在阿拉伯海海域模拟的短波辐射偏少,在阿拉伯半岛沿岸模拟的长波辐射偏多,其他地区的长波辐射偏少,一部分的短波辐射缺失抵消了长波辐射变化对 SST 造成的影响,会导致 SST 冷偏差强度增大。对比图 3b 与图 2c 可看出,潜热通量偏差与净热通量偏差导致的年平均隐式 SST 偏差的空间分布特征十分相似,该海域东西两侧沿岸地区为冷偏差,中部偏东一侧(68°E 附近)的海域为暖偏差,因此潜热通量偏差是该区域大气-陆面模式模拟误差的主要来源,短波辐射偏差一定程度上加强了 SST 冷偏差强度。

### 3.2 孟加拉湾海域(区域 B)

从图 2c 中可以看出,大气-陆面模式的净热通量会引起大范围的 SST 暖偏差,EXP\_CPL 模拟的孟加拉湾 SST 和观测相比偏冷(图 2),因此,海洋动力偏差应是孟加拉湾海域 SST 模拟偏差形成的主要原因。

图 4 是 EXP\_OCN 海洋动力过程(纬向平流、经向平流、垂直混合、垂直扩散)和净热通量引起的年平均热收支状况。纬向平流引起 EXP\_OCN 中孟加拉湾西侧沿岸及东南部海域 SST 变冷,中部海域变暖,而经向平流使得孟加拉湾西部海域变冷,东部海域变暖(图 4a, 4b)。垂直混合作用使得孟加拉湾东西两侧沿岸的上层海水冷却,而中部地区海水垂直混合不足,海表热量向下输送减弱而使得 SST 出现暖偏差趋势(图 4c)。在孟加拉湾最北端上层海水向下的热扩散减小,引起海水升温(图 4e)。在海洋模式中,净热通量尤其是潜热和感热通量是由大气和海洋的状态进行计算的,因此,净热通量总是与海洋 SST 的变化相反,即其作用是使得大部分地区的 SST 出现升温趋势(图 4d)。

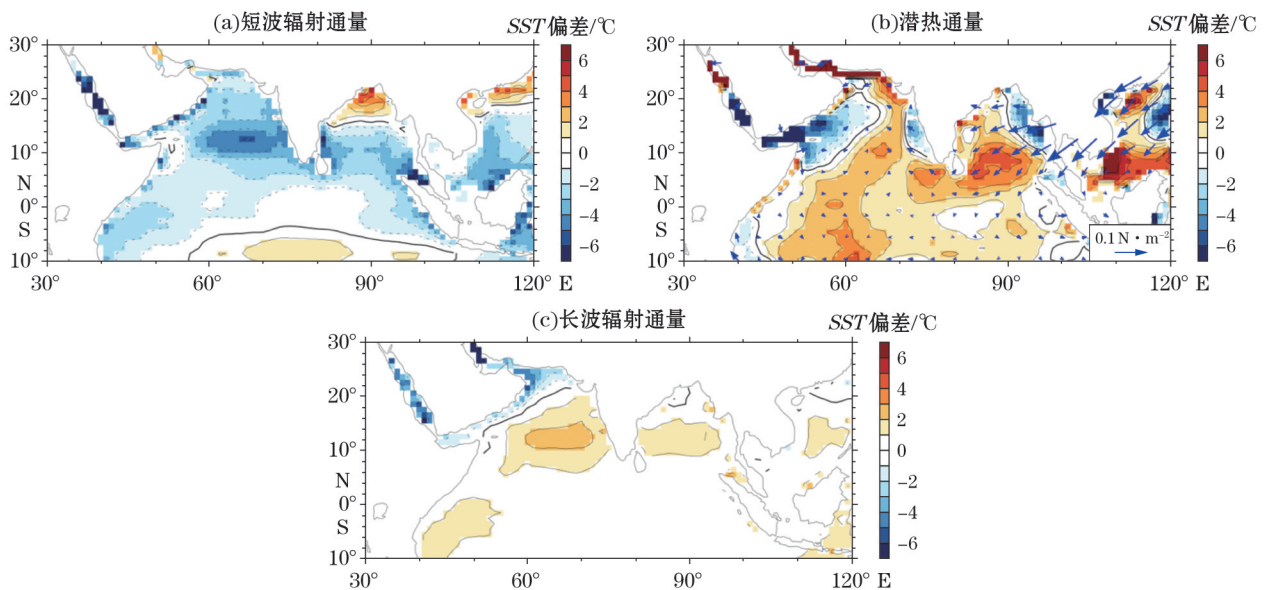


图 3 EXP\_ATM 中各辐射通量偏差引起的年平均隐式 SST 偏差及表面风场偏差  
 Fig.3 Annual mean implicit SST biases due to radiation flux biases and associated surface wind stress biases in EXP\_ATM

综上所述,平流作用对孟加拉湾西侧地区海水有增暖作用,对东侧地区海水有一定的降温作用,垂直混合相比于平流作用,对孟加拉湾西侧地区上层冷海水的贡献更大,从图 4 中看出孟加拉湾东侧 SST 冷偏差是由垂直混合与平流共同作用的结果。

### 3.3 赤道西印度洋海域(区域 C)

在赤道西印度洋近岸海域( $0\sim 10^{\circ}\text{S}$ ),EXP\_CPL 中 SST 偏差与 EXP\_ATM+EXP\_OCN 中 SST 偏差均为负(图 2a,2b),而离岸较远海域偏差为正,说明模式是否耦合对 SST 偏差的空间分布特征影响不明显,因此海气耦合作用的偏差可能不是 SST 模拟偏差的根本来源。EXP\_OCN 中西南印度洋存在 SST 暖偏差,而 EXP\_ATM 中近岸为 SST 冷偏差,离岸海域 SST 偏差为正,说明大气-陆面模式模拟误差是造成赤道西印度洋近岸 SST 冷偏差形成的主要原因,而离岸海域暖偏差由大气-陆面模式和海洋-海冰模式误差共同影响的。

进一步对大气模式进行分析表明,EXP\_ATM 中该海域沿岸海区模拟的潜热释放过多,出现 SST 冷偏差(图 3b),短波辐射和长波辐射模拟偏少,造成隐式 SST 冷偏差(与阿拉伯海海域相同)和暖偏差,这 2 种偏差的绝对值分布状况相近,差值为  $1^{\circ}\text{C}$ (图 3a,3c)。所以,耦合模式赤道西印度洋 SST 偏差的形成原因与阿拉伯海相同,潜热通量偏差是该区域大气-陆面模式模拟误差的主要来源,短波辐射偏差加强了 SST 冷偏差的强度。

### 3.4 赤道中印度洋海域(区域 D)

在赤道中印度洋,图 2b~2d 大部分区域为 SST 暖偏差,极大值区位于  $5^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{S}$  附近,图 2a 中 SST 暖偏差极大值区位于赤道西印度洋,大气-陆面模式和海洋-海冰模式中 SST 暖偏差极大值均位于西部,因此耦合模式赤道中印度洋 SST 模拟偏差应主要由两者共同造成,海气耦合反馈作用仍然对耦合模式结果造成了影响。耦合模式模拟西侧地区 SST 升温幅度总体高于东侧地区(图 2b),而观测中赤道印度洋年平均 SST 分布特征为西冷东暖(图 1a),年平均风场为西风,SST 增温幅度的区域性差异使得纬向温度梯度减弱,西风

减弱,表层暖水在赤道印度洋西部海域堆积,出现图 2a 中位于赤道印度洋西侧海域的 SST 暖偏差极值区(与印度洋偶极子发生初期和发展阶段的热带印度洋 SST 异常的空间分布和形成类似<sup>[35-36]</sup>)。海气耦合反馈作用在该海域并不是耦合模式 SST 偏差的来源,它只影响了 SST 偏差的量值。

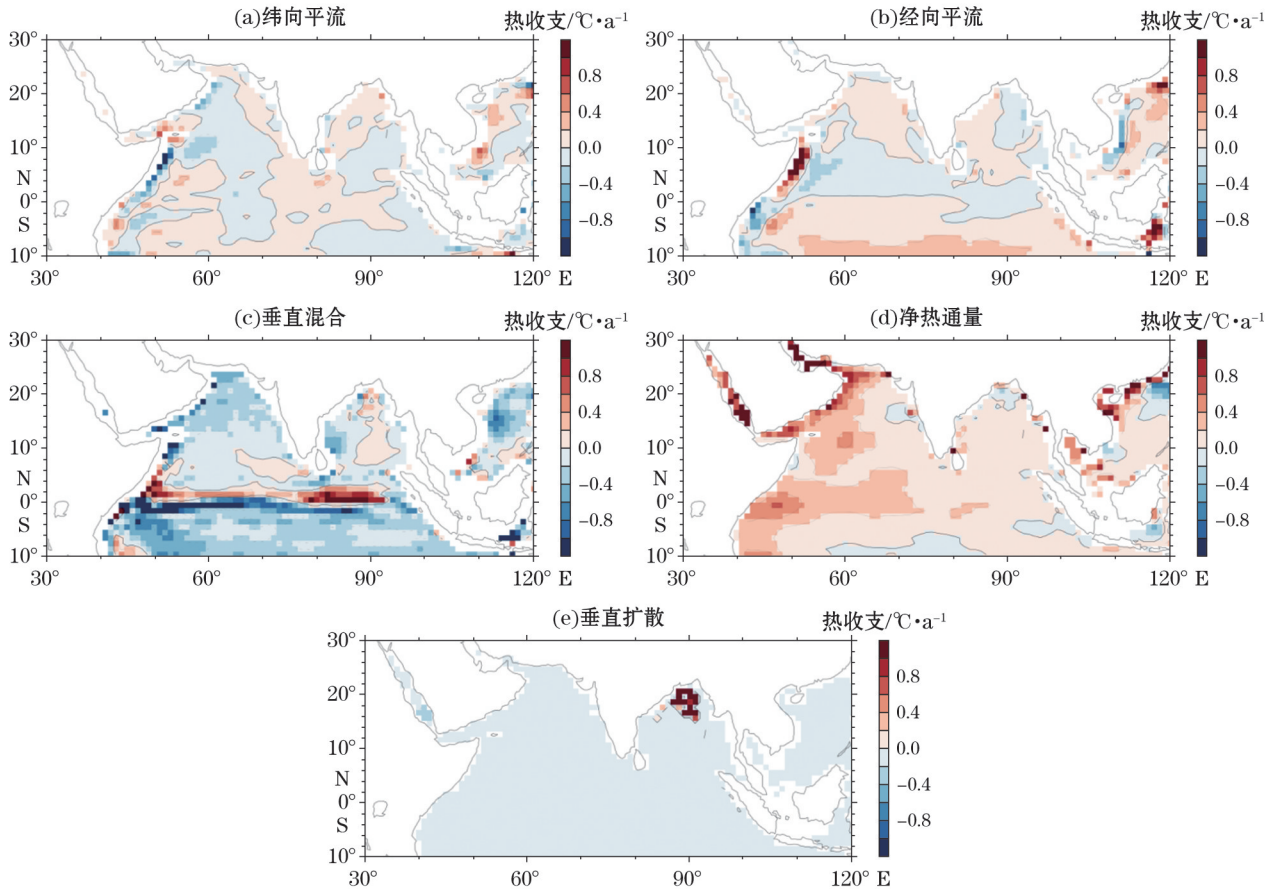


图 4 EXP\_OCN 中上混合层热收支各项的分布

Fig.4 Contributions of different terms to heat budget of ocean upper mixed layer in EXP\_OCN

从图 3b 中可看到,大气-陆面模式模拟的潜热释放偏少,造成 SST 暖偏差,且在西侧海域偏大(与图 2b 相同)。长波辐射偏差也会造成 SST 暖偏差,但强度较小。短波辐射偏差仅在南部区域引起 SST 暖偏差,西部海域主要表现为 SST 冷偏差(图 3a)。整体而言,净热通量偏差会使得赤道中印度洋海洋上层海水所获得的热量增多,SST 增高(图 2c),其中潜热通量偏差是大气-陆面模式在赤道印度洋模拟误差的主要原因。而在海洋-海冰模式,SST 偏高只可能有两个原因,一是经向平流向南输送较多的暖水(图 4b),另一个是垂直混合作用偏弱,SST 降温幅度小。从热带印度洋年平均流场上分析,赤道印度洋南部海域海洋流动为一个闭合反气旋式海洋环流,赤道印度洋纬向温度梯度减弱导致西风偏弱,纬向平流减弱,表层暖海水在赤道印度洋(特别是赤道西印度洋)汇聚,海洋环流异常使得上层暖水的南北热输送更容易通过经向平流表现出来;另一方面,该海域温跃层和混合层较深,不利于上层暖水和下层冷水的混合,海洋混合层内的海洋垂向动力过程对上层海洋热力状况影响不明显。

### 3.5 赤道东印度洋海域(区域 E)

从图 2b~2d 中可看出,大气-陆面模式和海洋-海冰模式隐式 SST 偏差在苏门答腊岛沿岸也均为负,与耦合模式 CESM SST 偏差相似(图 2a),说明海气相互作用也不是引起赤道东印度洋 SST 模拟偏差的主要

原因。潜热通量偏差引起的 SST 冷偏差在区域 E 内范围很小,该地区 SST 冷偏差是短波辐射通量偏差的结果(图 3a,3b)。苏门答腊岛东侧沿岸模拟的上升流偏强,冷海水上涌,SST 降温幅度大,海洋-海冰模式中对垂直混合作用的模拟误差可能是引起 SST 偏差的主要原因。

## 4 结 论

本文针对海气耦合模式 CESM1 的热带印度洋偏差,基于 Song 等<sup>[32]</sup>提出的数值实验方法,通过分析初始耦合阶段模拟偏差发展的过程,采用隐式 SST 的诊断方法将大气热通量模拟偏差和海洋动力过程模拟偏差合理的与耦合模式 SST 模拟偏差联系起来,分析了大气-陆面模式和海洋-海冰模式模拟偏差对耦合模式热带 SST 模拟偏差的贡献。数值模拟结果表明,CESM1 能较真实地模拟出热带印度洋多年平均 SST 的空间分布特征,但也存在着与大多数耦合模式相同的模拟误差,即模拟的热带印度洋北部海域 SST 偏冷,赤道印度洋 SST 偏暖。进一步分析表明,在热带印度洋,大气-陆面模式和海洋-海冰模式模拟误差是耦合模式 SST 偏差的主要来源。在热带印度洋地区,大气-陆面模式中短波辐射、长波辐射和潜热通量模拟偏差,对净热通量的模拟影响较大;海洋-海冰模式中,热带印度洋上层海洋热力状况主要受净热通量和海水垂直混合作用控制,前者主要会使海水升温,而后者会冷却上层海水,平流作用对 SST 变化也有一定的影响。

在不同区域,大气-陆面模式和海洋-海冰模式模拟偏差的贡献不尽相同:

1)大气-陆面模式的净热通量偏差极大影响了耦合模式在阿拉伯海海域和赤道西印度洋近岸海域 SST 的模拟,主要原因可能是潜热释放过多,同时短波辐射模拟偏少,一定程度上加强了 SST 冷偏差强度,净热通量作用下 SST 降低。

2)耦合模式中孟加拉湾 SST 和观测相比偏低,这主要是海洋-海冰模式的模拟误差导致的。该海域上层海洋热力状况对海洋动力偏差较为敏感,海洋模式中模拟的混合层深度比观测结果深,混合作用偏强,混合层夹卷过程描写不真实,造成了孟加拉湾 SST 模拟偏冷。此外,东部海域的平流作用也一定程度上降低了海水温度。

3)大气-陆面模式和海洋-海冰模式模拟误差共同影响着赤道中印度洋至赤道东印度洋 SST 的模拟。在赤道中印度洋,大气-陆面模式模拟的潜热释放偏少,海洋-海冰模式垂直混合作用偏弱、纬向平流作用向南输送暖水,引起赤道中印度洋 SST 偏暖,而在赤道东印度洋近岸海域,模拟的 SST 则偏冷,潜热释放和垂直混合增强,短波辐射模拟偏少,是导致 SST 偏冷的主要原因。

我们通过对大气-陆面模式、海洋-海冰模式中模拟误差进行诊断分析,给出了耦合模式 SST 偏差的来源和不同海区引起 SST 偏差的主要因素。但本文中并未讨论 SST 偏差的发展过程,耦合模式印度洋年平均 SST 偏差很可能来源于夏季风时期的 SST 偏差,在某些地区,大气-陆面模式春季的净热通量模拟误差与海洋-海冰模式夏季的海水垂直混合模拟误差都能对夏季印度洋上层海水温度的模拟造成影响,另外,春季或夏季时,海气耦合反馈作用也可能是某些地区 SST 偏差的主要来源。为了进一步理解耦合模式 SST 偏差,这些问题将在今后的工作中继续研究。

## 参考文献(References):

- [1] YANG M Z, DING Y H. A study of the impact of South Indian Ocean Dipole on the summer rainfall in China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Science, 2007, 31(4): 685-694. 杨明珠, 丁一汇. 中国夏季降水对南印度洋偶极子的响应研究[J]. 大气科学, 2007, 31(4): 685-694.
- [2] TANG W Y, SUN Z B. Effect of Indian Ocean SSTA on China temperature anomaly[J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology, 2007, 30(5): 667-673. 唐卫亚, 孙照渤. 印度洋海温异常与中国气温异常的可能联系[J]. 南京气象学院学报, 2007, 30(5): 667-673.
- [3] YANG M Z, DING Y H, LI W J, et al. Leading model of Indian Ocean SST and its impacts on Asian summer monsoon[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2007, 65(4): 527-536. 杨明珠, 丁一汇, 李维京, 等. 印度洋海表温度主模态及其与亚洲夏季季风的关系[J]. 气象学报,

- 2007, 65(4): 527-536.
- [4] XIAO Z N, YAN H M, LI C Y. The relationship between Indian Ocean SSTA dipole index and the precipitation and temperature over China[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2002, 18(4): 335-344. 肖子牛, 晏红明, 李崇银. 印度洋地区异常海温的偶极振荡与中国降水及温度的关系[J]. *热带气象学报*, 2002, 18(4): 335-344.
- [5] LIU Y L, LÜ L G, SHU Q, et al. Seasonal variation of heat content and its influence factors in the upper northeastern Indian Ocean[J]. *Advance in Marine Science*, 2009, 27(4): 434-443. 刘延亮, 吕连港, 舒启, 等. 东北印度洋上层海水热含量及其影响要素的季节变化[J]. *海洋科学进展*, 2009, 27(4): 434-443.
- [6] XU Z Q, FAN K. Possible process for influences of winter and spring Indian Ocean SST anomalies interannual variability mode on summer rainfall over eastern China[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2012, 36(5): 879-888. 徐志清, 范可. 冬季和春季印度洋海温异常年际变率模式对中国东部夏季降水的可能影响过程[J]. *大气科学*, 2012, 36(5): 879-888.
- [7] MANABE S, BRYAN K. Climate calculation with a combined ocean-atmosphere model[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1969, 26(4): 786-789.
- [8] COVEY C, ACHUTARAO K M, CUBASCH U, et al. An overview of results from the coupled model intercomparison project[J]. *Global and Planetary Change*, 2003, 37(1): 103-133.
- [9] MEEHL G A, COVEY C, MCAVANEY B, et al. Overview of the coupled model intercomparison project[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2005, 86(1): 89-93.
- [10] FLATO G, MAROTZKE J, BABATUNDE A, et al. Evaluation of Climate Models[C]// *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. STOCKER T F, QIN D, PLATTNER G K, et al. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 2014.
- [11] SONG Z Y, QIAO F L, YANG Y Z, et al. An improvement of the too cold tongue in the tropical pacific with the development of an ocean-wave-atmosphere coupled numerical model[J]. *Progress in Natural Science*, 2007, 17(5): 576-583.
- [12] MARATHAYIL D, TURNER A G, et al. Systematic winter sea-surface temperature biases in the northern Arabian Sea in HiGEM and the CMIP3 models[J]. *Environmental Research Letters*, 2013, 8(1): 1880-1885.
- [13] CAI W, COWAN T. Why is the amplitude of the Indian Ocean Dipole overly large in CMIP3 and CMIP5 climate models?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(6): 1200-1205.
- [14] LI G, XIE S P. Origins of tropical-wide SST biases in CMIP multi-model ensembles[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(22): 703-708.
- [15] LI G, XIE S P, DU Y. Monsoon-induced biases of climate models over the tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28(8): 3058-3072.
- [16] KRISHNA K K, HOERLING M, RAJAGOPALAN B. Advancing dynamical prediction of Indian monsoon rainfall[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(8): 704-707.
- [17] LI G. Trend variability in air-sea fluxes and their relationship with SST[D]. Anhui: University of Science and Technology of China, 2012. 李根. 海气界面热通量变化趋势及其与 SST 的关系[D]. 安徽: 中国科学技术大学, 2012.
- [18] PRODHOMME C, TERRAY P, MASSON S, et al. Impacts of Indian Ocean SST biases on the Indian monsoon: as simulated in a global coupled model[J]. *Climate Dynamics*, 2012, 42(1-2): 271-290.
- [19] LEVINE R C, TURNER A G, MARATHAYIL D, et al. The role of northern Arabian Sea surface temperature biases in CMIP5 model simulations and future projections of Indian summer monsoon rainfall[J]. *Climate Dynamics*, 2013, 41(1): 155-172.
- [20] LEVINE R C, TURNER A G. Dependence of Indian monsoon rainfall on moisture fluxes across the Arabian sea and the impact of coupled model sea surface temperature biases[J]. *Climate Dynamics*, 2012, 38(11-12): 2167-2190.
- [21] SANDEEP S, AJAYAMOHAN R S. Origin of cold bias over the Arabian sea in climate models[J]. *Scientific Reports*, 2014, 4: 6403-6403.
- [22] ANNAMALAI H, LIU P, XIE S P. Southwest Indian Ocean SST variability: its local effect and remote influence on Asian monsoons\*[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(20): 4150-4167.
- [23] CAI W, SULLIVAN A, COWAN T, et al. Simulation of the Indian Ocean Dipole: a relevant criterion for selecting models for climate projections[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(3): 250-257.
- [24] CHOWDARY J S, PAREKH A, OJHA S. Role of upper ocean process in the seasonal SST evolution over tropical Indian Ocean in climate forecasting system[J]. *Climate Dynamics*, 2015, 45(9-10): 2387-2405.
- [25] CHOWDARY J S, PAREKH A, OJHA S, et al. Impact of upper ocean process and air-sea fluxes on seasonal SST biases[J]. *International Journal of Climatology*, 2015, 36(1): 188-207.
- [26] SPENCER H, SUTTON R T, SLINGO J M, et al. Indian Ocean climate and dipole variability in the Hadley Centre coupled GCMs[J].

- Journal of Climate, 2005, 18(13): 2286-2307.
- [27] BOOS W R, HURLEY J V. Thermodynamic bias in the multi-model mean boreal summer monsoon[J]. Journal of Climate, 2013, 26(7): 2279-2287.
- [28] SHANSHIKANTH K, SALVI K, GHOSH S, et al. Do CMIP5 simulations of Indian summer monsoon rainfall differ from those of CMIP3?[J]. Atmospheric Science Letters, 2014, 15(2): 79-85.
- [29] GENT P R, YEAGER S G, NEALE R B, et al. Improvements in a half degree atmosphere/land version of the CCSM[J]. Climate Dynamics, 2010, 34(6): 819-833.
- [30] KIRTMAN B P, BITZ C, BRYAN F, et al. Impact of ocean model resolution on CCSM climate simulations[J]. Climate Dynamics, 2012, 39(6): 1303-1328.
- [31] NEALE R B, RICHTER J, PARK S, et al. The mean climate of the community atmosphere model (CAM4) in forced SST and fully coupled experiments[J]. Journal of Climate, 2013, 26(14): 5150-5168.
- [32] SONG Z Y, LEE S K, WANG C, et al. Contributions of the atmosphere-land and ocean-sea ice model components to the tropical Atlantic SST bias in CESM1[J]. Ocean Modelling, 2015, 96: 280-290.
- [33] HUANG B Y, XUE Y, WANG H, et al. Mixed layer heat budget of the El Niño in NCEP climate forecast system[J]. Climate Dynamics, 2012, 39(1-2): 365-381.
- [34] HUANG B Y, XUE Y, ZHANG D X, et al. The NCEP GODAS ocean analysis of the tropical pacific mixed layer heat budget on seasonal to interannual time scales[J]. Journal of Climate, 2010, 23(18): 4901-4925.
- [35] LI D H, ZHANG M, ZHANG G, et al. The study of the occurrence and evolution mechanism of the tropical Indian Ocean Dipole[J]. Advance in Marine Science, 2005, 23(2), 135-143. 李东辉, 张铭, 张瑰, 等. 热带印度洋偶极子发生和演变机制的数值研究[J]. 海洋科学进展, 2005, 23(2): 135-143.
- [36] LIU H F, ZHANG X M, TANG Y M, et al. A review of the studies on Indian Ocean Dipole and its predictability[J]. Advance in Marine Science, 32(3): 405-414. 刘华峰, 章向明, 唐佑民, 等. 印度洋偶极子及其可预报性研究进展[J]. 海洋科学进展, 2014, 32(3): 405-414.

## Analysis of Biases of the Simulated Tropical Indian Ocean SST in CESM1

HU Yun<sup>1,2</sup>, SONG Zhen-ya<sup>1,2</sup>, SONG Ya-juan<sup>1,2</sup>

(1. *The First Institute of Oceanography, SOA, Qingdao 266061, China*

2. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266063, China*)

**Abstract:** Bias in simulated tropical sea surface temperature (SST) is one of common problems in coupled ocean-atmosphere models, and the reason for it is still not clear. In order to identify the causes of the SST bias in Community Earth System Model version 1 (CESM1), three numerical experiments based on atmosphere-land model, ocean-sea ice model and ocean-atmosphere coupled model are designed. Then implicit SST biases in atmosphere-land and ocean-sea ice model are utilized to analyze the source of SST biases in the tropical Indian Ocean. Results show that both the atmosphere-land model and ocean-sea ice model of CESM1 contain large errors and contribute to SST biases in different regions of the Indian Ocean. The biases related to ocean dynamics, vertical entrainment and advection in ocean-sea ice model, lead to cold SST biases in the Bay of Bengal. While excessive release of latent heat in the atmosphere-land model is the major source of cold SST biases in the Arabian Sea and western tropical Indian Ocean. In the central equatorial Indian Ocean, less latent heat release in the atmosphere-land model, weaker vertical entrainment and meridional advection in the ocean-sea ice model cause the warm SST biases, while the less shortwave radiation and stronger vertical entrainment is the main cause of cold SST biases in eastern tropical Indian Ocean. Further analysis shows that the air-sea feedback can only influence the magnitude of SST biases but not the fundamental source of SST biases.

**Key words:** tropical Indian Ocean SST bias; implicit SST bias; the ocean-atmosphere coupled model CESM; atmosphere-land model; ocean-sea ice model

**Received:** May 19, 2016