CMIP5模式对西北太平洋SST的模拟偏差及可能成因分析

王晨琦^{1,2}, 邹立维^{1,3*}, 周天军^{1,2,3}

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. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;

3. 江苏省气候变化协同创新中心, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: zoulw@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2017-05-19; 收修改稿日期: 2017-11-01; 接受日期: 2018-01-26; 网络版发表日期: 2018-03-20

国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0604004)和公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201506012)资助

摘要 利用参加第五次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5, CMIP5)的21个全球耦合气候模式的输出结果, 利用海表热收支诊断方法, 讨论了CMIP5模式对西北太平洋海表面温度(SST)的模拟偏差及其可能成因. 结果表明, 大部分CMIP5模式模拟的西北太平洋SST在全年都有持续的冷偏差, 且在夏季最大, 在冬季最小. CMIP5模式模拟的西北太平洋SST冷偏差是海盆尺度的, 并且主要分布在中低纬度海洋内区. 混合层热收支诊断分析研究表明, 大气过程所致的海表净热通量模拟偏少是造成西北太平洋SST模拟冷偏差的主要原因, 其中大气过程导致的潜热通量模拟偏多是造成冬、春、秋三季SST模拟冷偏差的最主要因素, 而在夏季海表短波辐射模拟偏少和潜热模拟偏多对SST模拟冷偏差均有重要贡献. 进一步分析表明, 冬、春季西北太平洋低层风速偏大可能与海洋大陆区域的正降水偏差有关, 而夏、秋季风速偏差则可能与热带辐合带的模拟偏差有关. 冬、春季海洋大陆区域的正降水异常及夏、秋季ITCZ的模拟偏差使得北太平洋地区产生东北风异常, 该东北风异常叠加在气候态风场上, 使得北太平洋地区风速增强, 造成海表潜热通量模拟偏多, 海温模拟偏冷.

关键词 CMIP5多模式集合, SST偏差, 混合层海表热收支诊断, 大气过程

1 引言

西北太平洋区域包括热带西太平洋、中国近海以及日本海, 是全球海气相互作用较显著的区域之一, 在全球气候系统中扮演着十分重要的角色(Philander, 1983; Cane和Zebiak, 1985; Weisberg和Wang, 1997). 西

北太平洋海表温度(SST)的变化对中国沿岸气候、海洋生态以及渔业资源等都有着十分重要的影响(宋春阳等, 2016). 例如, 西北太平洋夏季暖海温异常造成长江中下游夏季降水偏多(李春, 2008); 西北太平洋SST上升造成西北太平洋柔鱼的潜在栖息地有明显向北极移动的现象(徐洁等, 2014).

中文引用格式: 王晨琦, 邹立维, 周天军. 2018. CMIP5模式对西北太平洋SST的模拟偏差及可能成因分析. 中国科学: 地球科学, 48: 792-804, doi: [10.1360/N072017-00161](https://doi.org/10.1360/N072017-00161)

英文引用格式: Wang C Q, Zou L W, Zhou T J. 2018. SST biases over the Northwest Pacific and possible causes in CMIP5 models. Science China Earth Sciences, 61: 792-803, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9171-8>

研究表明, 现今耦合模式对SST的模拟较之观测仍存在一定的偏差或漂移. 例如, CMIP5模式中存在的西北太平洋冷偏差、赤道太平洋冷偏差、北大西洋冷偏差、赤道东太平洋暖偏差等(de Szoeko和Xie, 2008; de Szoeko等, 2010; Zheng等, 2011, 2012; Li和Xie, 2012, 2014; Wang等, 2014; Zhang和Zhao, 2015). 耦合模式SST偏差对全球各大海区以及沿岸的气候模拟有着不同程度的影响. 阿拉伯海作为印度夏季风最重要的水汽源地, 模式对该地区海温的模拟性能将影响其对印度和东亚夏季气候的模拟(Levine和Turner, 2012; Levine等, 2013; Prodhomme等, 2014; Li等, 2015). 研究表明, 耦合模式中阿拉伯海春季SST冷偏差减弱了向印度地区的水汽输送进而减弱了印度夏季降水(Levine和Turner, 2012). 另外, 耦合模式在阿拉伯海地区模拟的SST冷偏差会减弱增暖情景下模式预估的印度夏季降水增加, 对模式预估印度夏季风变化带来不确定性(Levine等, 2013). 因此, 改善耦合模式SST的模拟偏差有助于减少模式对气候系统的模拟和预估的不确定性.

SST的变化主要受大气过程和海洋动力作用两种因素共同影响(Xie等, 2010; Dong和Zhou, 2014; 刘博等, 2015). 大气过程指的是包括海表净短波辐射通量、净长波辐射通量、感热通量和潜热通量在内的净海表热通量的作用, 海洋动力过程则代表由于海洋平流、对流和混合过程造成的海洋热输送效应. 围绕着耦合模式中SST偏差的特征及形成机理, 前人做了大量的研究工作. Marathayil等(2013)的研究指出, CMIP3模式中阿拉伯海冬季SST冷偏差与模式模拟的南亚冬季风偏强有关. 偏强的东北风, 一方面将阿拉伯海北部陆地偏干偏冷的空气输送到阿拉伯海, 另一方面叠加在南亚气候态东北风上增加了海表风速, 二者共同导致模拟的海表潜热偏多, 使模拟SST出现冷偏差. Han等(2012)探讨了区域海气耦合模式FROALS对阿拉伯海地区SST模拟冷偏差的成因. 其研究表明, 模式中, 阿拉伯海表面干冷的气温偏差导致净向上的感热通量和潜热通量增加是促使阿拉伯海SST冷偏差产生的原因之一. 前人研究发现, CMIP3的大部分模式中, 秋季赤道东南太平洋SST存在超过 2°C 的暖偏差(de Szoeko等, 2010; Zheng等, 2011), de Szoeko等(2010)认为该区域暖偏差与模式中太阳辐射通量偏多及表层蒸发偏强有关. Zheng等(2011)的研究则发现,

在该区域模式模拟的净向下海表热通量偏少, 大气过程不是导致暖偏差的主要原因, 沿岸地区Ekman流及上升流的减弱以及内区暖平流的增强是暖偏差产生的原因.

相比印度洋、赤道太平洋, 前人对耦合模式中北太平洋SST偏差的分析相对较少. Zhang和Zhao(2015)指出CMIP5模式中北大西洋SST冷偏差可以通过大西洋经圈翻转环流(AMOC), 对北太平洋SST产生影响. 赤道外北大西洋SST冷偏差导致的阿留申低压异常以及向南的Ekman输运和亲潮冷对流, 都使得耦合模式模拟的北太平洋SST偏冷. 刘博等(2015)利用混合层热收支诊断的方法研究了区域海气耦合模式FROALS中的西北太平洋SST偏差, 发现在冬夏季, 大气过程总是使黑潮流经区域的海温倾向出现负偏差, 海洋过程使其出现正偏差; 而在海洋内区, 大气过程总是使海洋内区海温倾向出现正偏差, 海洋过程则相反. 不同区域大气模式与区域海洋模式耦合后, 在西北太平洋地区的海温模拟偏差与其在观测海温驱动下单独区域气候模式模拟的海表热收支偏差有关(邹立维和周天军, 2012).

西北太平洋地区海气相互作用强烈, SST和降水、环流等气象要素联系紧密. Song和Zhou(2014)指出, 相比非耦合大气模式, 耦合模式对夏季西北太平洋副热带高压位置与强度的模拟改进与其在西北太平洋地区模拟的SST冷偏差有关, 但该研究没有探讨耦合模式中SST冷偏差的成因. 鉴于西北太平洋地区SST对东亚季风的显著影响, 本文使用CMIP5耦合模式数据, 利用热收支诊断分析方法, 通过对比观测资料, 重点回答如下两个科学问题: (1) CMIP5模式模拟的西北太平洋SST偏差的时空分布如何? (2) SST偏差的维持及变化机理是什么?

2 资料和方法

2.1 CMIP5模式

本文共选取了CMIP5中具有代表性的21个模式(表1), 并选用了历史气候模拟(historical)试验第一个集合成员1984~2005年的结果进行分析. CMIP5模式的水平分分辨率各不相同, 为便于处理, 使用双线性插值方法将所有CMIP5模式数据都插值到 $2.8^{\circ}\times 2.8^{\circ}$ 的规则网格上. 其中, 多模式集合平均(MME)指所有21个CMIP5模

表1 本文使用的21个CMIP5 CGCMs模式数据

模式机构	模式名	经纬度网格点	编号
CSIRO and BoM	ACCESS1.0	144×192	M1
CSIRO and BoM	ACCESS1.3	144×192	M2
CCCma	CanESM2	64×128	M3
NCAR	CCSM4	192×288	M4
NSF DOE and NCAR	CESM1-BGC	192×288	M5
NSF DOE and NCAR	CESM1-CAM5	192×288	M6
NSF DOE and NCAR	CESM1-CAM5.1-FV2	192×288	M7
LASG and CESS	FGOASL-g2	64×128	M8
IAP	FGOASL-s2	108×128	M9
NOAA/GFDL	GFDL-ESM2M	90×144	M10
NASA GISS	GISS-E2-H	90×144	M11
NASA GISS	GISS-E2-R	90×144	M12
INM IPSL	INM-CM4	120×180	M13
MIROC	MIROC5	128×256	M14
MIROC	MIROC-ESM	64×128	M15
MIROC	MIROC-ESM-CHEM	64×128	M16
MPI-M	MPI-ESM-LR	96×192	M17
MPI-M	MPI-ESM-MR	96×192	M18
MRI	MRI-CGCM3	160×320	M19
NCC	NorESM1-M	96×144	M20
NCC	NorESM1-ME	96×144	M21

式的数学平均, 各个模式的权重相同。

2.2 观测资料

为了同模式的结果进行比较, 本文用到如下观测数据: (1) 英国Hadley中心提供的再分析数据HadISST1(Rayner等, 2003), 该数据水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$; (2) 美国伍兹霍尔海洋研究所(WHOI)提供的OAFIux数据集中的月平均湍流热通量(潜热通量、感热通量)(Yu和Weller, 2007; Yu等, 2008), 水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$; (3) ISCCP月平均海表长、短波辐射通量(Zhang等, 2004), 水平分辨率为 $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ 。根据Liu等(2010)的研究, 将ISCCP在 $50^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ 的短波辐射通量减小5%; (4) ERA-interim再分析资料中的风场和湿度场资料(Dee等, 2011), 水平分辨率为 $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$; (5) GPCP降水资料(Adler等, 2003), 水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。资料的时间跨度均为1984~2005年。为讨论方便, 文中将再分析资料均统称为“观测资料”。

2.3 方法

本文利用混合层热收支诊断方法, 定量地分析了造成CMIP5模式SST模拟偏差的各个因素。SST的变化方程可以表示为

$$C \frac{\partial T'}{\partial t} = D'_0 + Q'_{\text{net}}, \quad (1)$$

式中, T' 代表SST的变化(文中指SST模拟偏差), $C = c_p^0 \rho_0 H$ 是混合层热容量, c_p^0 为混合层比热(假设混合层压力定常), ρ_0 为海水密度, H 为混合层深度, Q'_{net} 代表从海表面进入海洋内部的净热通量(向下为正), D'_0 表示由于海洋平流、对流和混合过程造成的海洋热输送效应(本文称为海洋过程)。由于分析模式在气候态尺度上的平均模拟偏差, $\frac{\partial T'}{\partial t}$ 约等于0(Xie等, 2010; Schneider和Fan, 2012), 因此, 式(1)可简化为

$$D'_0 = -Q'_{\text{net}}. \quad (2)$$

这是本文使用的一个较为便捷的诊断关系, 不需要明确计算所有的海洋对流和混合运动就可以从海表面净热通量来推断海洋过程的热输送效应。

海表热通量包含四个基本物理量: 短波辐射通量(Q_s), 长波辐射通量(Q_l), 感热通量(Q_h)和潜热通量(Q_e)。研究SST的变化不能将潜热通量看作单一的物理量, 它是SST反馈和大气强迫共同作用的结果。例如, 在其他气象要素保持不变的情况下, 风速减小造成蒸发减弱, 海洋会通过升高SST来释放对应的潜热通量以保持平衡。这种风-蒸发-SST(WES)反馈调节机制证明, 表层蒸发潜热是海洋过程和大气强迫共同作用的结果。因此, 为了得到SST的变化, 将海表潜热通

量的变化(Q'_E)分解为海洋响应(Q'_E)和大气强迫(Q'_a)两部分(Xie等, 2010; de Szoeke等, 2007; Du和Xie, 2008). Q'_E 实际上代表了牛顿冷却效应:

$$Q'_E = \alpha \overline{Q}_E T', \quad (3)$$

式中, 牛顿冷却系数 $\alpha \overline{Q}_E$ 代表海洋通过蒸发(表面空气湿度差、表面风速等变量的控制)来限制SST变化的能力. 和大气过程有关的海表潜热通量可以表示为

$$Q'_E = Q'_E - \alpha \overline{Q}_E T', \quad (4)$$

从而, 大气过程的效应(Q'_a)可以表示为

$$Q'_a = Q'_s + Q'_L + Q'_H + Q'_E. \quad (5)$$

式中, Q'_s 、 Q'_L 和 Q'_H 分别代表海表面短波辐射、长波辐射和感热通量的变化. 最终SST的变化可以通过计算与大气过程有关的海表热通量的变化和海洋热输送的变化得到(Xie等, 2010). 因此可以得到SST的变化公式:

$$T' = \frac{(D'_o + D'_a)}{\alpha \overline{Q}_E}, \quad (6)$$

式中, 系数 α 是根据Clausius-Clapeyron方程计算得到, 本文中 α 约为 0.06K^{-1} .

3 结果

3.1 CMIP5模式中西北太平洋SST偏差的时空分布特点

图1给出了CMIP5模式MME模拟的北太平洋SST偏差空间分布. 由图可见, CMIP5模式MME在北太平洋地区存在海盆尺度的SST冷偏差, 且随季节变化明显. 就西北太平洋而言, 冬季, SST冷偏差范围最小, 强度也最弱, 主要集中在 30°N 以南的区域. 春季, 冷偏差仍然主要集中在 30°N 以南, 但强度增强, 并且呈东西带状分布. 夏季, 冷偏差范围最大且强度明显增强, 达到一年中的最大值, 且集中在海洋内区. 秋季, SST冷偏差强度减弱, 范围缩小.

为了研究CMIP5模式对西北太平洋区域(10°N ~ 30°N , 120°E ~ 180°)海表面温度模拟偏差如何, 图2给出CMIP5各个模式及其模式集合平均在该区域的SST偏差年循环. 就MME结果来看, 西北太平洋SST冷

图1 CMIP5模式MME中四季的SST偏差空间分布
打点区域代表通过95%的显著性检验. 单位: K

偏差全年存在, 并且在夏季达到最大值, 其峰值出现在六月和七月, 约为 -1.43K , 在冬季达到最小值, 其峰值出现在一月, 约为 -0.77K . 从冬季到夏季再到次年冬季, SST冷偏差呈现先增大后减小的整体趋势. 大部分模式的SST偏差年循环都呈现出夏季冷偏差最大, 冬季冷偏差最小, 或是暖偏差的特点, 典型的模式包括ACCESS1-0(M1)、MIROC-ESM(M15)、NorESM1-M(M20)等. 同时, 少部分模式呈现春季冷偏差最大, 夏末秋初冷偏差最小, 例如FGOALS-g2(M8)、GFDL-ESM2M(M10)、MPI-ESM-MR(M18). MRI-CGCM3

图2 CMIP5模式模拟的西北太平洋(10°N~30°N, 120°E~180°)SST偏差年循环

黑线代表MME的结果, 彩线代表21个模式的结果. 单位: K

(M19)冬季冷偏差最大, 夏季冷偏差最小.

泰勒图(Taylor, 2001)可以定量表征模式模拟的SST和观测的SST的空间相似程度. 在泰勒图中, 以原点为圆心的弧线对应的坐标轴上的值表示模式模拟的空间变化标准差与观测的空间变化标准差的比值, 各点对应的大弧上的值表示模式与观测的空间相关系数, 各点与REF点的距离表示均方根误差(RMSE). 从空间变化来看, 冬、春季(图3a和b)大部分模式的空间变化都和观测较为接近, 模式的空间分布归一化标准差都介于0.5~1.5, 说明CMIP5模式对冬、春季SST都有相对较好的模拟能力. 而在夏秋季(图3c和d), 除了FGOALS-s2(M9)、MIROC-ESM(M15)和MIROC-ESM-CHEM(M16), 大部分模式的空间变化都大于观测, 空间分布归一化标准差都大于1.25, 尤其在夏季, 所有模式的空间分布归一化标准差都大于1.5, 说明CMIP5各个模式对夏、秋季SST的模拟能力都相对较差. 从空间相关系数来看, 冬、春季所有模式模拟的西

图3 CMIP5模式模拟的西北太平洋(10°N~30°N, 120°E~180°)SST泰勒图

横纵坐标为标准差, 弧度轴为空间相关系数, 各点与REF点的距离为均方根误差(RMSE)

北太平洋SST的空间相关系数都在0.9以上, 且大部分超过0.95, 而夏、秋季部分模式的空间相关系数小于0.9, 说明CMIP5模式对冬、春季SST有相对较好的模拟能力而对夏、秋季SST的模拟能力相对较差. 综合而言, MME及CESM1-CAM5(M6)、MPI-ESM-MR(M18)对西北太平洋SST模拟技巧较高.

3.2 CMIP5模式中西北太平洋SST偏差的成因分析

图4分别给出了CMIP5模式MME中海洋热输送过

程及大气过程造成的净海表热通量的模拟偏差及二者之和. 由图可见, 海洋和大气合过程的模拟偏差(图4a、d、g、j)与SST模拟偏差空间分布相似, 空间相关系数($10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)在0.90以上. 从大气过程和海洋过程两方面来看, 冬、春季低纬度地区的SST冷偏差主要由大气过程造成的海表热通量的模拟偏差引起的(图4b和e), 海洋过程的模拟偏差倾向于造成SST暖偏差(图4c和f). 夏季, 大气与海洋过程的模拟偏差均减弱, 但大气过程的模拟偏差仍是影响SST模

图4 CMIP5模式MME中大气过程造成的净海表热通量((b)、(e)、(h)、(k))和海洋热输送过程((c)、(f)、(i)、(l))及二者之和偏差((a)、(d)、(g)、(j))的空间分布

正值代表加热作用, 负值代表冷却作用. 从上到下分别为: 冬季、春季、夏季和秋季. 左列括号内的数字代表大气过程与海洋过程之和造成的海表热通量偏差同SST模拟偏差的空间相关系数. 单位: W m^{-2}

拟的主要因素(图4h), 而海洋过程对 $20^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 区域的SST冷偏差亦有贡献(图4i). 秋季, 虽然海洋过程对 160°E 以东地区SST冷偏差有贡献, 但总体而言, 大气过程的模拟偏差仍是影响西北太平洋地区SST模拟的最主要因素(图4k和l).

图5给出CMIP5各个模式及模式平均模拟的西北太平洋SST偏差和大气过程造成的净海表热通量偏差的散点图. 由图可见, 各个季节的大气过程造成的净海表热通量偏差和SST偏差之间都具有显著的相关关系, 冬春夏秋四季的相关系数分别为0.78、0.74、0.43、0.68. 最小的相关关系出现在夏季, 但也通过了95%的显著性检验. 表明CMIP5模式中, 大气过程造成的净海表热通量负偏差是造成西北太平洋SST冷偏差的主要原因.

为探讨模式中与大过程有关的海表热通量的各项分量的模拟偏差对SST模拟的影响, 图6给出了与大

气过程有关的海表热通量各个分量的模拟偏差空间分布. 由图可见, 大气过程最主要的两个分量为海表净短波辐射和海表潜热. 在四个季节, 模式对大气过程有关的潜热通量模拟均偏多, 且在冬春两季尤为明显, 这是造成SST模拟冷偏差的主要原因之一. 但是, 海表净短波辐射的偏差对SST偏差的贡献在各季节有较大差异. 冬季, 海表净短波辐射通量正偏差在一定程度上抵消了潜热通量偏多造成的冷却作用(图6a和b). 夏季, 140°E 以东的大部分区域, 海表净短波辐射通量偏少, 对SST冷偏差的贡献与潜热通量偏差的贡献相当(图6i).

图7分别给出CMIP5各个模式及模式平均对西北太平洋冬季(图7a)、春季(图7b)、秋季(图7d)的潜热通量大气强迫部分的模拟偏差和大气过程造成的净海表热通量模拟偏差散点图, 夏季短波辐射通量和潜热通量大气部分模拟偏差之和同大气过程造成的净海表热

图5 CMIP5模式西北太平洋($10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$)四季的大气过程造成的净海表热通量偏差和SST偏差的散点图及相关系数

图 6 CMIP5模式MME中与大气过程有关的海表热通量各分量模拟偏差的空间分布图

短波辐射通量(第1列)、长波辐射通量(第2列)、感热通量(第3列)和潜热通量大气部分(第4列). 正值(红)代表加热作用, 负值(蓝)代表冷却作用. 从上到下分别为: 冬季、春季、夏季和秋季. 单位: W m^{-2}

通量模拟偏差散点图(图7c). 除夏季外, 与大气过程有关的净海表热通量模拟偏差与模式模拟的与大气过程有关的潜热通量偏差呈现显著的正相关关系, 这意味着模式对SST模拟冷偏差大小主要取决于模拟的净向上的与大气过程有关的潜热通量偏差. 而在夏季, 与大气过程有关的净海表热通量的负偏差是由短波辐射通量负偏差和净向上的潜热通量大气部分正偏差共同引起的.

图8a定量的给出了各个季节西北太平洋(10°N ~ 30°N , 120°E ~ 180°)平均的SST偏差及大气过程和海洋过程对SST偏差的贡献. CMIP5 MME全年均表现为冷偏差, 夏季SST冷偏差达到最大值, 约为 -1.33K . 从混合层热收支诊断的观点来看, 与大气过程有关的海

表热通量的模拟偏差是导致西北太平洋SST全年冷偏差的主要原因, 海洋过程的偏差则倾向于造成SST暖偏差. 大气过程偏差对SST冷偏差的贡献在冬季最大(-3.32K), 而海洋过程则倾向造成SST暖偏差(2.50K), 最终二者造成 -0.82K 偏差. 而在夏季, 大气过程对SST冷偏差的贡献虽然最小(-2.03K), 但海洋过程的增暖作用微弱, 使得SST冷偏差达到最大值. 图8b给出大气过程中的短波辐射通量、长波辐射通量、感热通量和潜热通量的大气部分模拟偏差对SST偏差的贡献. 潜热通量模拟偏差是导致SST模拟冷偏差的最重要因素, 春季其贡献最大, 约在 -4.34K . 值得注意的是, 从春季到夏季, 短波辐射通量偏差对SST偏差的贡献从 1.77K 变为 -0.16K , 这种季节性变化是导致夏季SST冷

图7 CMIP5模式西北太平洋(10°N~30°N, 120°E~180°)四季的潜热通量大气部分偏差及夏季的短波辐射通量偏差同大气过程造成的净海表热通量偏差的散点图及相关系数

(a) 冬季、(b) 春季、(d) 秋季潜热通量大气部分偏差和大气过程造成的净海表热通量偏差的散点图及相关系数. (c) 夏季短波辐射通量偏差和潜热通量大气部分偏差之和同大气过程造成的净海表热通量偏差的散点图及相关系数

图8 CMIP5模式MME中西北太平洋(10°N~30°N, 120°E~180°)平均的SST偏差及大气过程和海洋过程对SST偏差的贡献柱状图

(a) SST偏差(黑条)及大气过程造成的净海表热通量(绿条)和海洋热输送过程(蓝条)对SST偏差的贡献, 单位: K. (b) 短波辐射通量(红条)、长波辐射通量(黄条)、感热通量(棕条)和潜热通量(灰条)的模拟偏差对SST偏差的贡献值, 单位K

偏差达到最大值的原因之一。

为了探究造成模式中潜热通量模拟偏差的主要原因, 图9给出观测和模拟的冬、春、夏、秋季气候态1000hPa风场、降水量和海温空间分布. 由图可见, 观测中, 北太平洋低纬度区域为东北信风控制, 而中高纬度地区为西风, 西边则主要受季风的影响. 西北太平洋区域的海温、降水及1000hPa风场偏差是北太平洋地区系统性偏差的一部分(图9e~h). 从冬季到秋季(图9e~h), 模式模拟的1000hPa风场在北太平洋的大部分区域均呈现出反气旋式的环流偏差. 该反气旋式的风场偏差叠加在气候态东北风上, 造成模式模拟的低层

风速在北太平洋大部分区域内较观测偏大(图未给出). 偏大的风速造成海表蒸发增强, 潜热通量模拟偏多, 使得模式模拟SST偏冷.

冬、春季西北太平洋风场模拟偏差可能与海洋大陆区域(15°S~15°N, 120°E~140°E)的降水模拟偏多有关, 海洋大陆区域的正降水异常激发出西太平洋暖池区域东风异常, 进而使得局地风速增强(图9e和f). 各模式模拟的冬、春季海洋大陆区域的降水偏差和西太平洋暖池区域的风速偏差的相关关系分别为0.54(图10a)和0.55(图10b). 夏、秋季, 太平洋低纬度东北风偏差则可能与热带辐合带(ITCZ)模拟偏差有关(图10c和

图9 观测((a)~(d))的气候态1000hPa风场(矢量)、降水量(填色)、海温(线条)空间分布以及CMIP5模式MME和观测的偏差((e)~(h))

风场单位: m s^{-1} ; 降水量单位: mm d^{-1} ; 海温单位: K. 从上到下分别为: 冬季、春季、夏季和秋季. 打点区域代表降水偏差通过95%的显著性检验. 红色方框为西北太平洋区域(10°N~30°N, 120°E~180°)

图 10 CMIP5模式低纬度区域降水偏差和西北太平洋区域低层风速偏差散点图及相关系数

(a)冬季、(b)春季海洋大陆区域降水偏差和西太平洋暖池区域风速偏差散点图及相关系数。(c)夏季、(d)秋季热带辐合带(ITCZ)的模拟偏差和北太平洋中低纬度地区风速偏差散点图及相关系数

d), ITCZ模拟偏北、偏强, 低层辐合偏强导致中低纬度地区的东北风异常(图9g和h)。各模式模拟的东北风偏差与降水($5^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $160^{\circ}\text{E}\sim 150^{\circ}\text{W}$)偏差的相关关系分别为0.41、0.5, 且都通过了95%的显著性检验。因此, CMIP5模式对西北太平洋SST模拟冷偏差可能与其对热带地区降水的模拟偏差有关。

4 结论

本文通过对比21个CMIP5模式和观测资料的结果, 考察了模式模拟的西北太平洋SST偏差的时空分布特征, 并使用混合层热收支诊断的方法讨论了导致模式模拟误差的可能原因。结论如下:

(1) CMIP5模式对冬、春季西北太平洋SST空间分布有较好的模拟能力, 对夏、秋季SST的模拟技巧较低。大部分CMIP5模式模拟的西北太平洋SST都有持续全年的冷偏差, 且夏季最大冬季最小。SST冷偏差是海盆尺度的, 在冬季主要分布在低纬度地区且量值较小, 夏季则主要集中在中纬度海洋内区且量值最大。

(2) 使用混合层热收支诊断的方法分析了CMIP5模式的SST模拟偏差来源, 结果表明, 西北太平洋持续全年的SST冷偏差主要是由大气过程导致的全年海表净热通量负偏差引起的, 而海洋过程在一定程度上削弱了大气过程的贡献。与大气过程有关的潜热通量模拟偏多是导致全年SST模拟冷偏差的最重要因素, 而夏季海表净短波辐射通的模拟偏少对SST模拟偏差亦

有贡献。

(3) 冬、春季西北太平洋低层风速偏大可能与海洋大陆区域的正降水偏差有关, 而夏、秋季风速偏差则可能与热带辐合带的模拟偏差有关。冬、春季海洋大陆区域的正降水异常及夏、秋季ITCZ的模拟偏差使得北太平洋地区产生东北风异常, 该东北风异常叠加在气候态风场上, 使得北太平洋地区风速增强, 造成海表潜热通量模拟偏多, 海温模拟偏冷。

需要指出的是, 本文只是对CMIP5模式西北太平洋SST模拟偏差成因的初步探讨, 并将西北太平洋SST模拟冷偏差归因于热带地区的降水模拟偏差。然而对于如何有效地缓解乃至消除SST模拟偏差并没有提出有效方法, 耦合模式的模拟偏差来源于大气、海洋分量模式自身, 亦可能来自海气耦合过程, 而造成模拟偏差的根本原因, 又因模式而异。未来需要针对单个模式, 通过敏感性试验, 探讨造成西北太平洋SST模拟冷偏差的根本原因。

参考文献

- 李春. 2008. 长江中下游夏季降水与西北太平洋海温的耦合模态分析. *热带海洋学报*, 27: 38–44
- 刘博, 周天军, 邹立维, 董璐. 2015. 区域海气耦合模式FROALS模拟的西北太平洋环流及其年际变率. *海洋学报*, 37: 17–28
- 宋春阳, 张守文, 姜华, 王辉, 王大奎, 黄勇勇. 2016. CMIP5模式对中国近海海表温度的模拟及预估. *海洋学报*, 38: 1–11
- 徐洁, 陈新军, 陈勇, 丁琪, 田思泉. 2014. 水温增加对西北太平洋柔鱼潜在栖息地的影响. *海洋学报: 中文版*, 35: 109–116
- 邹立维, 周天军. 2012. 一个区域海气耦合模式的发展及其在西北太平洋季风区的性能检验: 不同大气分量的影响. *中国科学: 地球科学*, 42: 614–628
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, Ferraro R, Xie P P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P, Nelkin E. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). *J Hydrometeorol*, 4: 1147–1167
- Cane M A, Zebiak S E. 1985. A theory for El Niño and the southern oscillation. *Science*, 228: 1085–1087
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer A J, Haimberger L, Healy S B, Hersbach H, Hólm E V, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally A P, Monge-Sanz B M, Morcrette J J, Park B K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 553–597
- de Szoeke S P, Xie S P. 2008. The tropical eastern Pacific seasonal cycle: Assessment of errors and mechanisms in IPCC AR4 coupled ocean-atmosphere general circulation models. *J Clim*, 21: 2573–2590
- de Szoeke S P, Xie S P, Miyama T, Richards K J, Small R J O. 2007. What maintains the SST front North of the Eastern Pacific equatorial cold tongue? *J Clim*, 20: 2500–2514
- de Szoeke S P, Fairall C W, Wolfe D E, Bariteau L, Zuidema P. 2010. Surface flux observations on the southeastern tropical Pacific Ocean and attribution of SST errors in coupled ocean-atmosphere models. *J Clim*, 23: 4152–4174
- Dong L, Zhou T J. 2014. The Indian Ocean sea surface temperature warming simulated by CMIP5 models during the Twentieth Century: Competing forcing roles of GHGs and anthropogenic aerosols. *J Clim*, 27: 3348–3362
- Du Y, Xie S P. 2008. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th Century in climate models. *Geophys Res Lett*, 35: L08712
- Han Z Y, Zhou T J, Zou L W. 2012. Indian Ocean SST biases in a flexible regional ocean atmosphere land system (FROALS) model. *Atmos Ocean Sci Lett*, 5: 273–279
- Levine R C, Turner A G. 2012. Dependence of Indian monsoon rainfall on moisture fluxes across the Arabian Sea and the impact of coupled model sea surface temperature biases. *Clim Dyn*, 38: 2167–2190
- Levine R C, Turner A G, Marathayil D, Martin G M. 2013. The role of northern Arabian Sea surface temperature biases in CMIP5 model simulations and future projections of Indian summer monsoon rainfall. *Clim Dyn*, 41: 155–172
- Li G, Xie S P. 2012. Origins of tropical-wide SST biases in CMIP multi-model ensembles. *Geophys Res Lett*, 39: L22703
- Li G, Xie S P. 2014. Tropical biases in CMIP5 multimodel ensemble: The excessive equatorial Pacific cold tongue and double ITCZ problems. *J Clim*, 27: 1765–1780
- Li G, Xie S P, Du Y. 2015. Monsoon-induced biases of climate models over the tropical Indian Ocean. *J Clim*, 28: 3058–3072
- Liu H, Lin W, Zhang M. 2010. Heat budget of the upper ocean in the South-Central Equatorial Pacific. *J Clim*, 23: 1779–1792
- Marathayil D, Turner A G, Shaffrey L C, Levine R C. 2013. Systematic winter sea-surface temperature biases in the northern Arabian Sea in HiGEM and the CMIP3 models. *Environ Res Lett*, 8: 014028
- Philander S G H. 1983. El Niño southern oscillation phenomena. *Nature*, 302: 295–301
- Prodhomme C, Terray P, Masson S, Izumo T, Tozuka T, Yamagata T.

2014. Impacts of Indian Ocean SST biases on the Indian Monsoon: As simulated in a global coupled model. *Clim Dyn*, 42: 271–290
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, Folland C K, Alexander L V, Rowell D P, Kent E C, Kaplan A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J Geophys Res*, 108: 4407
- Schneider E K, Fan M. 2012. Observed Decadal North Atlantic Tripole SST Variability. Part II: Diagnosis of Mechanisms. *J Atmos Sci*, 69: 51–64
- Song F, Zhou T. 2014. The climatology and interannual variability of East Asian Summer Monsoon in CMIP5 coupled models: Does air-sea coupling improve the simulations? *J Clim*, 27: 8761–8777
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *J Geophys Res*, 106: 7183–7192
- Wang C Z, Zhang L, Lee S K, Wu L, Mechoso C R. 2014. A global perspective on CMIP5 climate model biases. *Nat Clim Change*, 4: 201–205
- Weisberg R H, Wang C. 1997. A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-Southern oscillation. *Geophys Res Lett*, 24: 779–782
- Xie S P, Deser C, Vecchi G A, Ma J, Teng H, Wittenberg A T. 2010. Global warming pattern formation: Sea surface temperature and rainfall. *J Clim*, 23: 966–986
- Yu L, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air-sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005). *Bull Amer Meteorol Soc*, 88: 527–539
- Yu L, Jin X, Weller R A. 2008. Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and Sensible Heat Fluxes, Ocean Evaporation, and Related Surface Meteorological Variables Lisan Yu. OAFlux Project Tech. Rep. OA-2008-01
- Zhang Y, Rossow W B, Lacis A A, Oinas V, Mishchenko M I. 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model and the input data. *J Geophys Res*, 109: D19105
- Zhang L, Zhao C. 2015. Processes and mechanisms for the model SST biases in the North Atlantic and North Pacific: A link with the Atlantic meridional overturning circulation. *J Adv Model Earth Syst*, 7: 739–758
- Zheng Y X, Shinoda T, Lin J L, Kiladis G N. 2011. Sea surface temperature biases under the stratus cloud deck in the Southeast Pacific Ocean in 19 IPCC AR4 coupled general circulation models. *J Clim*, 24: 4139–4164
- Zheng Y, Lin J L, Shinoda T. 2012. The equatorial Pacific cold tongue simulated by IPCC AR4 coupled GCMs: Upper ocean heat budget and feedback analysis. *J Geophys Res*, 117: C05024

(责任编辑: 吴立新)