

FGOALS 耦合模式对赤道太平洋海温和降水年循环的模拟评估

李恬燕^{1,2} 俞永强^{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 100039

摘要 本文评估了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)研发的全球气候系统模式(FGOALS)的4个版本(FGOALS-g2, s2, g3, f3-L)对赤道太平洋地区的海温、降水气候态和季节循环的模拟能力。本文从海气耦合机制和热量收支的角度对耦合模式结果和相应的大气模式比较计划试验(AMIP)进行了对比分析,探讨了造成这一地区海温和降水模拟偏差的原因。结果显示,上一代模式g2和s2的海表温度均方根误差大于2度,新一代模式g3和f3-L模拟的均方根误差降低50%,为1度左右。因为新版本中赤道太平洋地区的净短波辐射平均态误差的减小,海洋上层热量动力输送过程的改善和净短波辐射与海温回归关系改进,赤道太平洋地区海温的平均态,南北温度和降水的不对称性都更加接近观测。f3-L比g3在上述方面改进更多,海温也更加合理。但是新一代版本模拟的降水均没有显著改进,赤道北侧ITCZ的降水偏大4mm/day。对流降水带来的凝结潜热释放加强了南北非绝热加热梯度,越赤道南风偏差抵消了一部分因为短波辐射偏大带来的海温偏暖,这说明海温平均态的改善是模拟误差相互抵消的结果。在季节循环的模拟方面也存在类似的现象,f3-L和g3中的海温年循环有所改进但较观测振幅仍旧偏弱。这是因为f3-L和g3模拟的经向风和潜热的年循环振幅比前版本要偏强,误差加大的同时也更大地抵消短波辐射的年循环偏差。g2和s2模拟的海温在赤道东太平洋则存在一个虚假半年循环分量,这主要是由潜热通量半年循环偏差所引起的。

关键词 海气相互作用 模式评估 季节循环 气候系统模式

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Evaluation of FGOALS in Simulating the Annual Cycle of Tropical Pacific Rainfall and SST

Li Tianyan^{1,2} and Yu Yongqiang^{1,2}

¹Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

²University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 10049

收稿日期 2021-05-14; 网络预出版日期

作者简介 李恬燕, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候模拟和模式评估。E-mail:

litianyan@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略先导专项项目(XDA19060102和XDB42000000), 国家自然科学基金委项目 No. 91958201

Funded by Strategic pilot project of Chinese Academy of Sciences (Grants XDA19060102, XDB42000000), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants No. 91958201)

Abstract In this study ,we evaluated the ability of four versions of Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model (FGOALS-g2,s2,g3,f3-L) developed at State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics(LASG), Institute of Atmospheric Physics (LASG/IAP), Chinese Academy of Sciences in simulating climatology and seasonal cycle of tropical pacific precipitation and SST. This paper compared historical and AMIP simulations in terms of atmosphere-ocean feedback mechanisms and heat budget analysis to investigate the formation of precipitation and SST biases. The results exhibited notable improvements in FGOALS-g3 and FGOALS-f3-L compared with the previous versions ,such as a reduction of 50% of RMSE of SST decreasing from above 2 °C in FGOALS-g2 and FGOALS-s2 to 1 °C in FGOALS-f3-L. However, there are negligible improvements in precipitation. FGOALS-f3-L reproduces the climatology mean of SST,the meridional asymmetry of SST and precipitation in East Pacific well because of the reduction of errors in the mean state of shortwave radiation and its reasonable representations of ocean dynamic heat transport and surface shortwave radiation feedback. Yet FGOALS-f3-L shows better improvement in above sectors than FGOALS-g3.Moreover, excessive rainfall biases in the northern side of the equator become more severe than previous models, which is greater than 4mm/day. This overestimated convections bring latent heat which enhances the latitudinal diabatic heating gradient and strengthen the cross equatorial south wind. Errors in wind actually cancel out part of the warm biases of SST resulting from overestimation of shortwave radiation. Similar error sources existed in the simulated seasonal cycle , characterized by an improved annual cycle but a weaker overall amplitude in FGOALS-g3 and FGOALS-f3-L.This improved annual signal of SST results from stronger amplitude of annual cycle of meridional wind and latent heat flux. Actually, errors of wind and latent heat are bigger but cancel out the annual biases in short wave radiation flux. Therefore, the annual signal in SST seems to be enhanced than former versions. While the false semi-annual cycle of SST in FGOALS-g2 and FGOALS-s2 is mostly result from the semi-annual cycle of latent heat flux.

Key Words Air-Sea Interaction, Model Assessment, Seasonal Cycle, Climate System Model

1. 引言

赤道太平洋地区在地球气候系统的水分和能量循环中具有重要作用，赤道太平洋海洋和大气环流的季节循环特征形成机理和模拟偏差一直受到很多研究者的关注 (Jin, 2016; Jin et al., 1994; An and Choi, 2009; Tziperman et al., 1994)。赤道太平洋海洋和大气环流的季节循环除了受到太阳短波辐射调控之外，海气耦合机制也是赤道西太平洋和东太平洋的季节循环特征显著不同的主要原因。在赤道西太平洋，太阳短波辐射强迫的季节变化与海温的季节变化一致，雨带关于赤道也几乎是对称地并列存在的。但在赤道东太平洋，不对称的南北半球海岸线强迫出了关于赤道不对称的海温、雨带、海表风场(Xie, 2005; Gu and Philander 1995)，使南北不对称性加强，也使得赤道以南的海温年循环信号向西传播到赤道东太平洋。

学术界提出了三种海气耦合机制分别是蒸发-海温机制(Xie, 1994)，上翻流-海温机制(Chang and Philander, 1994a; Chelton et al., 2001)和层云-海温机制(Philander et al., 1996; Gordon et al., 2000)来解释这一不对称性的加强。由于赤道太平洋在整个气候系统中的重要性，季节变化特征及其海气耦合机制也是衡量气候模式性能的重要标准之一。Meehl et al.(1995)发现绝大多数未采用“通量订正”的耦合模式在赤道东太平洋区域具有相同的系统偏差，这些模式中赤道冷舌地区的平均态海温偏冷，范围偏窄，冷舌过于西伸。自 1995 年至今，参与国际耦合模式比较计划 CMIP3(Meehl et al., 2007)、CMIP5(Taylor et al., 2012)和 CMIP6(Eyring et al., 2016)中的耦合模式基本都表现出十分类似的“Double ITCZ”模拟偏差，尽管偏差的强度有所不同 (Tian and Dong, 2020; Zhou et al., 2020; Li and Xie, 2014)。

耦合模式对海温、降水和风场等海洋和大气环流要素的模拟偏差存在密切联系、互为因果，并且耦合机制复杂，不同模拟偏差有可能相互抵消、也可能因海气相互作用而进一步放大，使得确定耦合模式中误差的来源和模式改进非常困难(Xie, 2005; Xiang et al., 2017)。当代耦合模式模拟海温年循环仍然存在很多问题，研究者为了克服这一困难，采用了多种研究手段分析和理解上述模拟偏差形成的机理，例如多模式对比分析、模式物理参数化敏感性试验、热带海气相互作用理论与模拟的动力诊断分析等。

通过对比参与 CMIP3 的 14 个耦合模式中环境场的模拟偏差, 归纳模式的大气环流场偏差普遍具有的共同点, De Szoek and Xie(2008)确定了这些模式大气和耦合试验中需要改进的分量比如冬季美国中部的东北风和赤道的经向风。Chen and Jin (2017;2018)发展了一个线性耦合的动力诊断框架, 但是模式中的海温年循环偏弱(Chen and Jin, 2017)。

大气模式中的对流参数化方案夹卷率等参数的设置影响着赤道辐合带 (ITCZ) 的空间分布和强度 (Oueslati and Bellon, 2013), 但是中部降水依然偏多。而模式的其他参数比如分辨率不够也会影响对热带系统的气候态、季节循环的模拟(Wengel et al., 2019)。

Lin(2007)对比 AMIP 试验的结果和 OMIP 模式的结果, 分别评估给定海温强迫下的大气模式模拟结果的合理性并检验了和耦合机制有关的大气模式变量存在的误差。也有学者 Zhang and Song (2010)使用平板(slab)海洋模式和大气模式运行耦合试验检验海洋内部的热量动力输送过程在赤道辐合带 (ITCZ) 的季节变化中起到的作用。Xie et al.(2007)提出模式对风场或者层云的刻画不合理是海温误差的主要来源。Xiang et al. (2017)等人发现南半球降水偏多来源于大气模式中对热带地区净表面热通量的南北半球梯度的错误模拟。

综上所述, 目前绝大多数耦合模式无法准确地模拟赤道东太平洋大气和海洋环流的季节变化特征, 但是具体原因却因模式而异, 至今为止也未能找到一种可以彻底消除上述模式偏差的方案。本研究计划利用中国科学院大气物理所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室自主研发的耦合气候系统模式 FGOALS (Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System), 通过分别参与了 CMIP3、CMIP5 和 CMIP6 耦合模式比较计划的多个版本的对比分析探讨影响耦合模式(Yu et al., 2013; He et al., 2019), 全面评估 FGOALS 第二代和第三代耦合模式对热带太平洋气候平均态模拟能力, 认识和理解新版本耦合模式性能改进的原因和物理机理, 并为未来耦合模式的持续改进和发展提供借鉴。

2. 模式和数据介绍

FGOALS 各个版本是由海洋、大气、陆面、海冰四个相互作用的分量模式组成的全球耦合气候模式。本文评估对比了以下四个版本, 分别是 FGOALS-s2(后文中简称为 s2), FGOALS-g2(后文中简称为 g2), FGOALS-g3(后文中简称为 g3) FGOALS-f3-L(后文中简称为 f3-L)。所有的分量模式通过耦合器 (f3-L 和 g3 用的是 NCAR version 7 (Craig et al., 2012); g2 和 s2 用

的是 NCAR version 6(Craig et al., 2005))相互作用, 交换动量, 淡水通量和热量通量, 并不进行任何额外的通量订正。各版本模式用到的分量模式版本等细节信息参见表 1。使用到的变量有洋流速度, 海洋位温, 净短波辐射, 净长波辐射, 潜热通量, 感热通量, 净热量通量和降水。在本文中, 我们使用 f3-L、s2、g2、g3 月平均数据研究各个不同版本模式对海温降水气候态、季节循环的模拟以及双赤道辐合带问题的改进, 模式数据的时间跨度为 1985-2004 年, 我们需要用到四个版本模式的 historical 和 AMIP 试验 (后文中简称为 HIST 试验和 AMIP 试验) 结果。

表 1 FGOALS 四个版本模式采用的分量模式和耦合器

Table 1 Component models and coupled module used in four versions of FGOALS

模式名称	分辨率 (纬度 x 经度)	大气分量模式	海洋分量模式	陆面分量模式	海冰分量模式	耦合器
FGOALS-s2 (Bao et al., 2013)	108x128	Spectral Atmospheric Model of IAP/LASG, version 2.0 (SAMIL2)(Bao et al., 2010)	LASG/IAP Climate Sys- tem Ocean Model version 2.0(LICOM2) (Liu et al., 2012)	Community Land Model version 3 (CLM3) (Oleson et al., 2004)	Community Sea Ice Model version 5(CSIM5) (Briegleb et al., 2004)	NCAR version 6(Craig et al., 2005)
FGOALS-g2 (Li et al.,2013)	196x360	Grid-point Atmospheric Model of IAP LASG version 2.0 (GAMIL2.0) (Li et al., 2013)	同上	同上	sea ice component CICE4 (Community Ice Code)-LASG	同上
FGOALS-g3 (Li et al., 2010)	218x360	Grid-point Atmospheric Model of IAP/LASG 3.0(GAMIL3) (Li et al., 2013)	LASG/IAP Climate System Ocean Model version 3.0(LICOM3)(Lin et al., 2020; 俞	CAS-Land Surface Model (CAS-LSM) for the land (Xie et al., 2020)	Version 4 of the Los Alamos sea ice model for sea ice(http://climate.lanl.gov/Models/CICE)	NCAR version 7 (Craig et al., 2012)

永强等,2018)

FGOALS-f3-L (Guo et al.,2020)	218x360	Finite-volume Atmospheric Model of IAP/LASG 2.2(FAMIL) (Zhou et al., 2015; Bao et al., 2019; J. Li et al., 2019)	同上	Community Land Model, version 4(CLM4) (Oleson et al., 2010)	Community Code, version 4 (CICE4)(Hunke and Lipscomb, 2010)	Ice	同上
----------------------------------	---------	--	----	--	---	-----	----

为了评估模式数据, 本文还用到了 1985-2004 年的月尺度的观测资料或再分析资料, 其中降水资料使用的是 Global Precipitation Climatology Project(GPCP) (Adler et al., 2003); 海温资料使用的是 Hadley 中心的(Rayner et al., 2003); 辐射通量使用的是 Objectively Analyzed air-sea Fluxes (OAflux) for the global Oceans(Yu et al., 2008); 海洋位温和洋流速度的资料则是来自 NCEP GLOBAL OCEAN DATA ASSIMILATION SYSTEM (GODAS) (Behringer et al., 2004), 风场资料是 NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis(Kanamitsu et al., 2002)。选取 1985 年至 2004 年这个时间段一方面是因为卫星观测的辐射通量的资料时间范围有限, 另外一方面是为了同时覆盖 CMIP5 和 CMIP6 的试验时段。另外为了方便不同数据的比较, 在分析比较前进行了插值操作, 模式数据、观测数据和再分析资料数据均插值到 $1^{\circ}\text{F} \times 1^{\circ}\text{F}$ 的均匀经纬网格上。

3. 赤道东太平洋年平均气候态

图 1 给出的是海温场和降水场的 1985-2004 年气候态分布和模式相对于观测的偏差。海温的观测资料来自 Hadley 环流中心(Rayner et al., 2003), 与观测数据对比, g2 和 s2 模式中对海温的模拟偏差主要体现在两个方面, 第一是北半球中纬度地区海温偏冷, 第二是模式中存在存在秘鲁沿岸和向西延展的大片暖海温偏差区。g3 中仍然在秘鲁沿岸存在暖海温偏差, 范围相较于前版本有所减小; 在北半球中纬度地区海温偏冷, 但是在南半球中纬度由之前的 3°F 暖偏差转为 1.5°F 的冷偏差。f3-L 中只在智利北部沿岸的小区域有海温暖偏差,

其西部洋面为冷偏差, 西太平洋中纬度地区以冷偏差为主, 东太平洋中纬度地区则以暖偏差为主。本文主要想要探讨北美南美沿岸暖海温偏差的成因。参与 CMIP6 的两个版本 g3 和 f3-L 中的暖海温偏差和冷海温偏差相对于参加 CMIP5 的两个模式版本都有显著的减小。g2、s2、g3、f3-L 在 ($100^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{W}$, $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$) 区域的均方根误差分别是 2.62、2.08、0.8、 1.1°C 。f3-L 在秘鲁沿岸不存在暖偏差, 而是 1°C 以内的冷偏差, 其均方根误差比 g3 稍微偏高的原因主要是来自于中纬度地区的冷海温偏差。降水的观测资料来自 GPCPv2.3(Adler et al., 2003), s2、g3、f3-L、g2 在 ($100^{\circ}\text{E}-60^{\circ}\text{W}$, $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$) 区域的均方根误差分别是 1.86、1.65、1.48、 1.43mm/day 。总体来说, 新一代耦合模式相对其前一代模式对海温模拟偏差的改进十分明显, 但是对降水气候态改善则相对比较有限, 虚假的双赤道辐合带问题在所有版本模式都有不同程度的体现, 这个问题在当代耦合模式中是一直存在的棘手问题 (Mechoso et al., 1995; Delecluse et al., 1998; Stockdale et al., 1998; Latif et al., 2001; 李江龙等, 2002; 张学洪等, 2003; Zhang et al., 2019)。赤道以南的降水正偏差从太平洋南海地区一直延伸到南美洲西岸, 但只有 f3-L 模拟的南赤道辐合带降水正偏差位于 120°W 以西, 没有延展到南美沿岸。f3-L 改善了东太平洋地区以及秘鲁沿岸的降水和海温的气候态的模拟。另外, 在观测中, 海温暖的区域对应降水多, 参加 CMIP5 的 g2 和 s2 中在 120°W 以西的暖海温偏差和降水偏多对应关系和观测一致。g3 墨西哥沿岸的暖海温偏差对应的却是降水偏少, f3-L 则是在秘鲁智利沿岸出现冷海温偏差和降水偏多的对应。热带地区暖海温和降水偏多这一对应关系主要是因为局地海温主导热带对流系统的变化 (Gill and Rasmusson 1983), 然而除了局地海温, 大气底层的辐合也影响着热带降水分布 (Lindzen and Nigam 1987; Duffy et al., 2020)。Zhou et al.(2020)就指出 CMIP5/6 模式中普遍出现的冷海温偏差对应降水偏多的错误模拟是由海温经向特征的模拟偏差引起的风场辐合造成的。给出海表温度经向方向的二阶导数项的误差 (见图 s1), 可以发现在模式的冷海温对应降水偏多区域, 对应的是海表温度经向方向的二阶导数项的正偏差, 由此带来风场辐合偏差和降水偏多。

Philander et al.(1996), Xie(2005)指出南北半球地形的不对称将会强迫出海温和降水的南北不对称。关于定量衡量降水的不对称性, 不同的学者出于不同目的定义了不同的指数。Oueslati and Bellon(2015)使用太平洋东南部的平均降水量 ($150^{\circ}\text{W}-100^{\circ}\text{W}$, $20^{\circ}\text{S}-0$),

而 Hwang and Frierson(2013)使用半球降水不对称指数, 用北部 ($0-360^{\circ}\text{E}$, $0-20^{\circ}\text{N}$) 减去南部 ($0-360^{\circ}\text{E}$, $0-20^{\circ}\text{S}$) 热带地区的降水量, 得出的差值除以热带平均值 ($0-360^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$) 标准化。由于本文主要研究东太平洋的不对称性, 所以修改(Hwang and Frierson, 2013)的指数把经度范围缩小为 $110^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$ 定义了降水的不对称性指数 PAI 为用北部 ($110^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$, $0-20^{\circ}\text{N}$) 减去南部 ($110^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$, $0-20^{\circ}\text{S}$) 热带地区的降水量, 得出的差值除以热带平均值 ($110^{\circ}\text{W}-90^{\circ}\text{W}$, $20^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$) 标准化; 同理定义了海温的不对称性指数 SSTAI。计算得到, 观测、s2、g2、g3、f3-L 的降水不对称性指数分别是 1.58、0.99、0.8、1.27、1.33, 海温的不对称性指数分别是 0.14、0.11、0.07、0.11、0.12。图 2 给出了气候态年平均的 $5^{\circ}\text{S}-5^{\circ}\text{N}$ 平均的海温经向剖面 and $110^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{W}$ 平均的海温、降水, 1000hPa 经向风场纬向剖面。g2、g3、s2 三个版本中雨带在赤道以南和赤道以北分别存在两个峰值中心, 关于赤道几乎对称, 而在观测中雨带只有赤道以北的一个大值中心。f3-L 赤道以南的雨带减小到和观测一致, 但北侧雨带却显著增加 (图 2(a))。在 g2、g3、s2 中存在太平洋东部海温偏高, 西部偏低, 这会造成模拟的东西海温梯度偏低和太平洋东部降水偏多, f3-L 显著改善了东海岸的海温偏高 (图 2(b))。f3-L 较前三个版本显著改善了南半球的海温偏高 (图 2(c)), 从而改善了赤道的海温南北梯度。南北风场的模拟上, g2、g3、s2 的南风较观测偏弱, 而 f3-L 的跨赤道南风较观测偏强 (图 2(d))。总体来看, f3-L 在模拟东西海温梯度、南北海温不对称性、南北降水的不对称性等方面较前版本有明显的改善 (图 2), 但是 f3-L 模拟的赤道以北 ITCZ 降水中心要比观测大 $3-4\text{mm/day}$, 跨赤道南风也偏强。

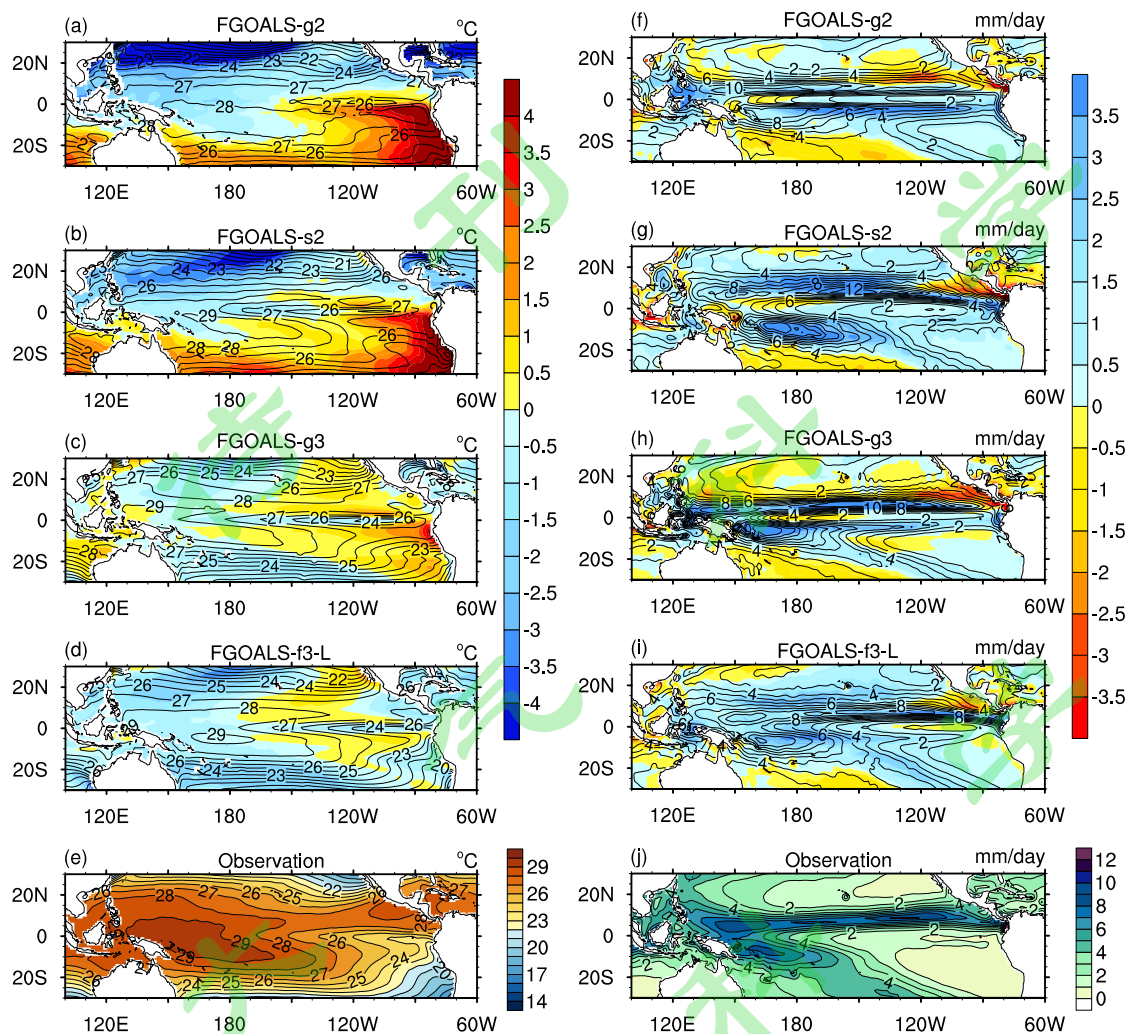


图 1.FGOALS-g2(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g3(c)(h), FGOALS-f3-L(d)(i)耦合试验中海温和降水的年平均气候态和 Hadley 海温(e)和 GPCP 降水(j)的年平均气候态分布 (等值线) 以及模式结果相对于观测的偏差场 (填色) 单位: $^{\circ}\text{C}$;mm/day。

Fig.1 Climatological annual mean precipitation (left panel)(contour,units:mm/day) from FGOALS-g2(a),FGOALS-s2(b),FGOALS-g3(c),FGOALS-f3-L(d)and their biases with observations(shading),the observed precipitation is from GPCP v2.3(e); Climatological annual mean sea surface temperature (right panel)(contour,units: $^{\circ}\text{C}$) from FGOALS-g2(f),FGOALS-s2(g),FGOALS-g3(h),FGOALS-f3-L(i)and their biases with observations(shading), the observed SST is from Hadley Center(j). Data used here are from HIST experiments.

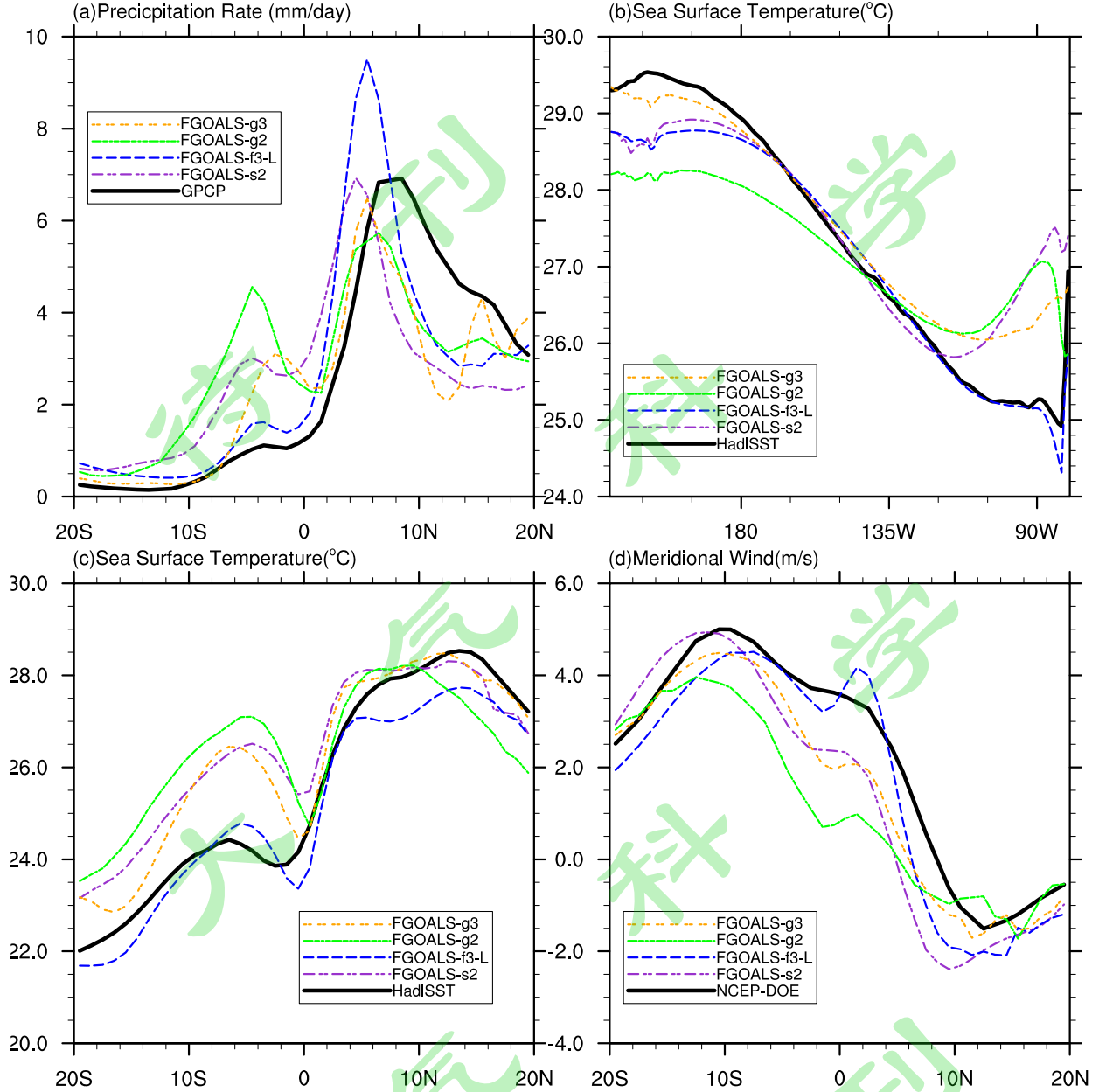


图 2. 年平均气候态降水场的沿经度 110°W - 90°W 平均经向剖面图(a)(mm/day); 年平均气候态海温场沿 5°N - 5°S 平均的经向剖面图(b)($^{\circ}\text{C}$) ; 平均纬向剖面图(c)($^{\circ}\text{C}$); 气候态经向风场沿 110°W - 90°W 平均的经向剖面图(d)(m/s)。模式数据为耦合实验结果。

Fig.2 Climatological annual mean(a) precipitation (units:mm/day),(c) Sea surface temperature(units: $^{\circ}\text{C}$),(d)1000-hPa meridional wind fields (units: m/s) averaged between 110°W and 90°W from observations(black and solid),FGOALS-s2(purple),FGOALS-f3-L(blue),FGOALS-g2(green)and FGOALS-g3(yellow). Climatological mean (b) SST (units: $^{\circ}\text{C}$) averaged between 5°N and 5°S is also given. Data used here are from HIST experiments.

如引言中提到太平洋东部海温受到三种机制的作用, 第一是层云和海温反馈机制(Li and Philander, 1996; Philander et al., 1996), 海温冷的时候有利于加强底层的稳定性, 在底层形成许多层云, 减少进入海洋的短波辐射通量, 维持冷海温, 这和西部太平洋地区的对流云对应暖海温不同。第二是越赤道经向风引起的海洋上翻和海温之间的反馈机制(Chang and Philander, 1994b), 冷海温强迫的南北海温梯度造成北风, 接着引起 Ekman 抽吸上翻流和冷水上翻, 从而加大海温梯度和北风。第三是风-蒸发-SST (Wind-Evaporation-SST, 简称 WES) 反馈机制(Li and Philander, 1996)。北风带来的蒸发吸热致冷也会加大南北海温梯度和北风, 普遍认为模式对这三种机制模拟的偏弱是导致模式中对称性偏强的原因(Mitchell and John, 1992; Nigam and Chao, 1996; Yu and Mechoso, 1999)。

下面将讨论新版本的模式中的耦合机制, 检验模式是否正确表征影响太平洋东部海温的海气相互作用过程。在热带海洋上, 年平均的净长波辐射通量大约为 $50\text{w}/\text{m}^2$, 感热通量只有 $10\text{w}/\text{m}^2$, 两者的空间变化都很小。潜热通量不小于 $100\text{w}/\text{m}^2$, 所以在热带海洋的热平衡中, 向下的短波辐射通量和向上的潜热通量是主要的。而模式模拟的年平均潜热通量偏差小, 所以下面研究年平均的净短波辐射对于年平均海温偏差的贡献。图 3 是 FGOALS 四个版本 HIST 试验和 AMIP 试验净短波辐射的气候态分布, g3 和 f3-L 相对于 s2 和 g2 而言, 海温和降水的平均态分布更加和观测相近, 但是实际上 g3 的改进没有 f3-L 改进明显, 赤道以北雨带和东南太平洋地区降水偏多的量级为 $3.5\text{mm}/\text{day}$, 这和参加 CMIP5 的模式量级差不多。短波辐射正偏差沿着海岸分布的特点在海温偏差上也有所体现, 海温和净短波辐射在太平洋东岸均为沿海岸线向西扩展的正偏差, 在北赤道辐合带地区则都是负偏差。这两个物理量的误差的空间分布之间的良好对应关系意味着净短波辐射通量的偏差对海温的偏差贡献大。HIST 试验的净短波辐射正偏差的范围和数值量级比 AMIP 试验中的净短波辐射正偏差的范围和数值量级更加大, AMIP 试验中的北美南美沿岸地区存在的净短波辐射误差, 被 HIST 试验中的海气耦合机制的偏差进一步放大, 呈现为 HIST 试验范围更大, 峰值更高的净短波辐射偏差。所以净短波辐射在 HIST 试验也呈现出在太平洋东海岸偏大的特点, 并使这一区域出现暖海温偏差, 对降水偏差也有贡献。很明显, f3-L 和 g3 中在东太平

洋地区气候态净短波辐射正偏差的减少将会带来气候态暖海温的改善。f3-L 中气候态净短波辐射正偏差比 g3 中小, 改善效果优于 g3。另外, 赤道以北的地区净短波辐射通量负偏差对应着这一地区雨带降水偏多。当北赤道辐合带降水为正偏差时, 降水释放的凝结潜热使南北非绝热加热梯度增加, 南风加强, 从而使得越赤道经向风加强。模式模拟的经向风的强度在赤道地区和太平洋东海岸地区普遍比观测偏强 (图 2(d)), 在太平洋中东部赤道以北地区存在狭长的南风偏差中心一直西伸至日界线附近 (图未给出), 南风偏差有利于海水的蒸发和冷水上翻过程, 和净短波辐射通量造成的暖海温偏差有一定的抵消作用。因此, 除了前文提及的东南太平洋地区净短波辐射通量正偏差减小, 伴随南风偏强的上翻和蒸发过程加强也会使得东南太平洋地区的海温暖偏差减少。所以, f3-L 的东太平洋平均态海温的偏差很小为正负 0.5°C 。g3 中净短波辐射的暖偏差也减小了, 但还是存在 3°C 的海温暖偏差。实际上, 海温和净短波辐射通量的线性关系在太平洋西部和中部地区为负相关, 在秘鲁沿岸和秘鲁以西大概 30 个经度范围内均为正相关 (图 4)。回归系数的峰值中心为 $20\text{W}/\text{m}^2/\text{K}$, 位于 90°W , 意味着每度的海温升温是由 $20\text{W}/\text{m}^2$ 的净短波辐射通量引起的。厄瓜多尔和哥伦比亚沿岸和其西侧 20 个经度范围的赤道地区也为正相关, g2 和 g3 中为错误的负相关区, 只有 s2 和 f3-L 模拟出了这一正相关区域, 但 s2 在太平洋中部和西部也模拟为正相关, 和观测不符。g3 中东南太平洋降水偏多的区域对应着净短波辐射偏多的区域, 且如前所述在赤道东南角区域海温和净短波辐射之间为负相关, 错误的海温辐射关系又进一步扩大了净短波辐射的偏差, 使得 g3 中的暖海温偏差和降水正偏差都比 f3-L 要大。综上, f3-L 中暖海温偏差的减小是 f3-L 所模拟净短波辐射的气候态偏差减小, 模式模拟的经向风偏强以及模式能够成功再现东太平洋地区海温和净短波辐射之间的关系等多种因素作用的结果。

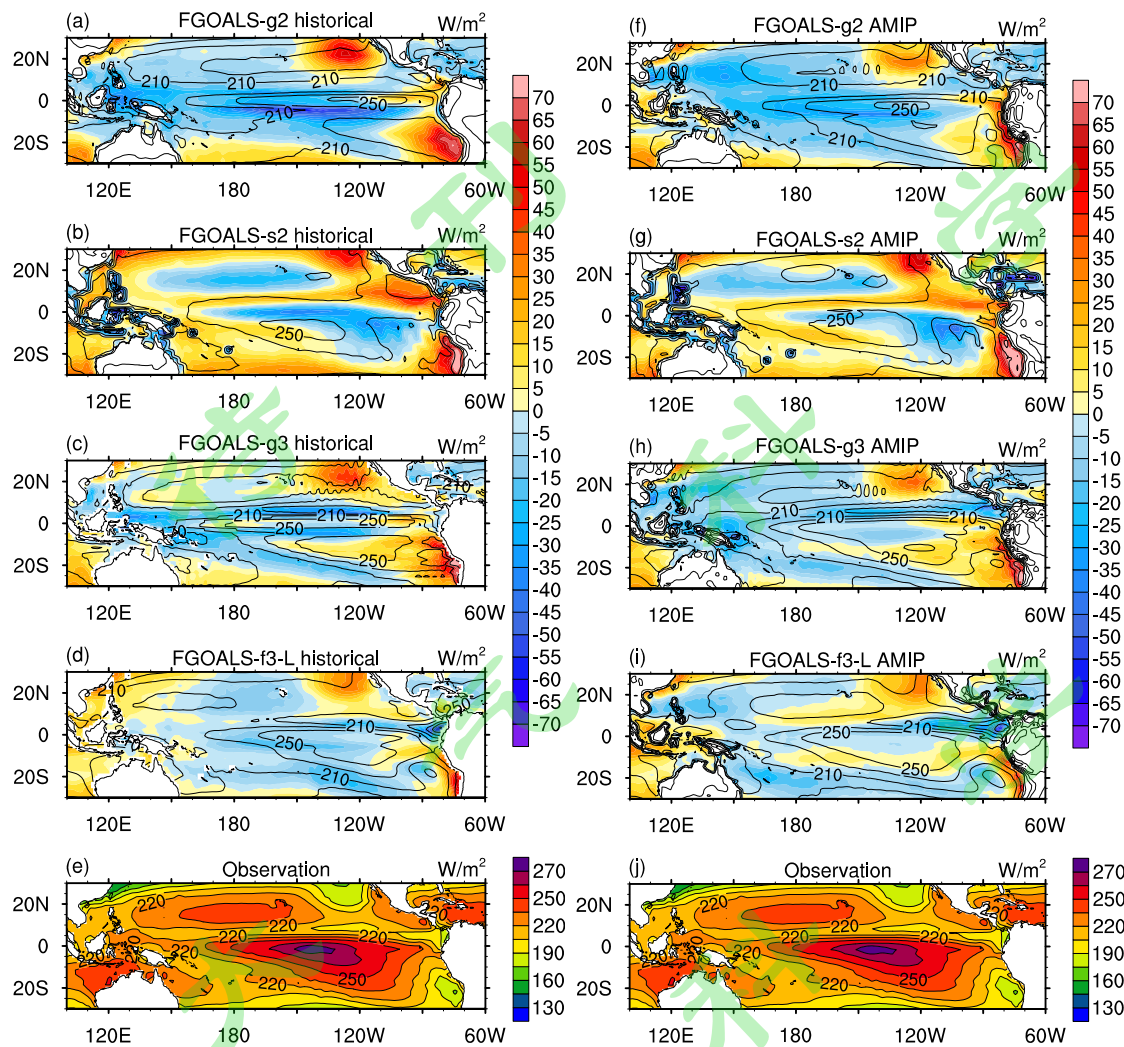


图 3.FGOALS-g2(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g3(c)(h), FGOALS-f3-L(d)(i)和 OAflux 净短波辐射的年平均气候态分布(e)(j) (等值线) 以及模式结果相对于观测的偏差场 (填色) 单位: W/m^2 ;左图为 HIST 试验的结果, 右图为 AMIP 试验的结果。

Fig.3 Climatological annual mean of net shortwave radiation flux field (contour, units: W/m^2) of FGOALS-g2(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g3(c)(h), FGOALS-f3-L(d)(i) and their biases with observations(shading)(e)(j),the observed shortwave radiation flux is from OAflux. The left panel shows results of HIST,and the right panel shows results of AMIP.

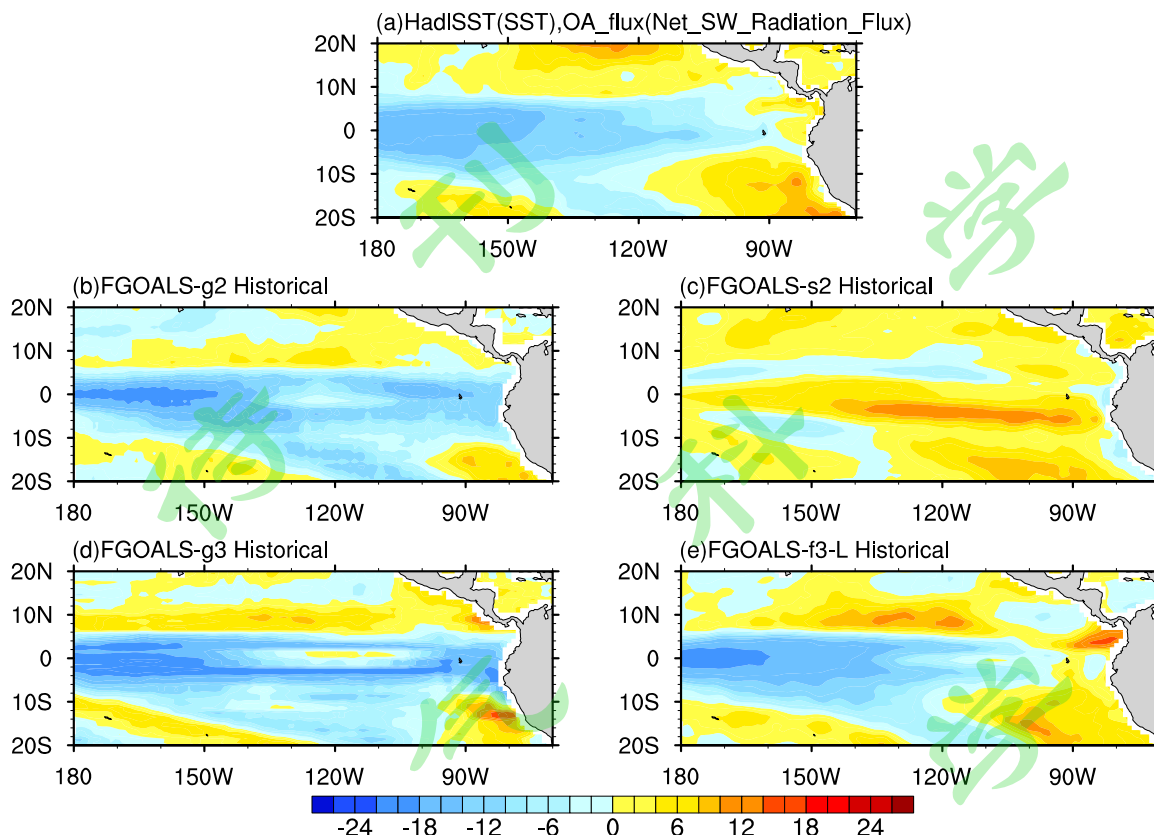


图 4. 观测资料, FGOALS-g2, FGOALS-s2, FGOALS-g3, FGOALS-f3-L 热带太平洋地区表面净短波辐射和海温之间的线性回归系数 ($W/m^2/K$)

Fig.4 Linear regression coefficients ($W/m^2/K$) of net surface shortwave radiation flux to SST over the tropical Pacific from (a) observations, (b) FGOALS-g2, (c) FGOALS-s2, (d) FGOALS-g3 and (e) FGOALS-f3-L. Model data are from HIST experiments.

已有研究指出, 除了和辐射通量有关的热力过程, 海洋热量动力输送过程对海温和降水的模拟也非常重要(刘海龙等, 2007; Song and Zhang, 2009; Zhang and Song, 2010)。分析夏季上层洋流和海温的 $180^{\circ}E-150^{\circ}W$ 平均的纬向截面 (图 5), 我们发现对应北赤道辐合带, 在观测中, 温跃层只有 $10^{\circ}N$ 一个单峰脊。脊的南侧大概 $10^{\circ}N-2^{\circ}S$ 的区域为向东的洋流, 洋流最大值为 $36m/s$, 中心在 150 米深度处; 再往南为流向西侧的南赤道流(SEC), 在 $2^{\circ}S-8^{\circ}S$ 有 $18m/s$ 的大值中心(图 5(a))。在 g2 和 g3 中, $2^{\circ}S-6^{\circ}S$ 也存在温跃层脊, 相对于赤道以北的脊对称分布。关于赤道对称的海洋温度场导致了对称的洋流, 南赤道流局限于

3°N-3°S, 在本该出现流向西侧的南赤道流(SEC)的位置为和北赤道逆流对称的向东的南赤道逆流 (SECC) 。g2 和 g3 中的南赤道流局限于赤道且比观测的量级大 12m/s,造成了赤道的冷舌偏差, 南赤道逆流把西太平洋暖池的暖水向东输送, 加剧了模式里东南太平洋海温偏暖, 降水偏多。 g3 中, 0-60 米深度海洋位温在赤道为冷偏差, 在赤道以南为暖偏差。g2 中没有出现暖偏差的原因是 10°S 的西向流比观测偏强 6m/s, 带来的冷水上翻过程偏强一定程度上抵消了暖偏差。s2 中温跃层深度从南到北单调递增, 在 10°N -2°S 为向东的洋流, 在 2°S-8°S为南赤道流(SEC) , 洋流和观测一致。但是 s2 中的南赤道流强度弱于观测, 冷水上翻强度不够, 所以在 0-60 米在 2°S-6°S范围内出现海温的暖偏差。对比以上各版本模式, f3-L 在上层洋流和海温的不对称和上层洋流的速度模拟上都有着很大的改进, 这意味着 f3-L 的海洋热量动力输送过程改善了。首先, 0-60 米海温和观测一致, 没有暖偏差或是冷偏差; 2°S - 6°S的温度脊幅度减小, 位于 2°S - 6°S的错误的南赤道逆流 (SECC) 几乎消失了, 南赤道流 (SEC) 的量级和观测一致, 中心最大值均为 18m/s。(Zhang and Song, 2010) 在讨论了不同对流参数化方案对双赤道辐合带模拟偏差的影响和机理, 曾提出南赤道辐合带中部地区降水偏多通过 Ekman 抽吸和风应力的改变强迫出错误的南赤道逆流 (SECC) , 加剧了南赤道辐合带地区的海温偏暖, 进一步使降水偏多。当 AMIP 试验中在南赤道辐合带有降水的正偏差, 位于 4°S的对流正偏差带来了风场的辐合, 对流中心左侧为西风偏差, 叠加在东风的背景场上会减弱原本的东风, 减弱的东风信风一方面减弱了西向的南赤道流, 另一方面和西风带一起组成气旋式切变, 和赤道东风带组成反气旋式切变, 对应着南侧海洋冷水上翻和温跃层抬升、表面海平面高度降低, 北侧下沉流和温跃层下沉, 海表高度升高, 这样北高南低的海平面高度将会导致南赤道逆流的出现, 上层洋流都关于赤道对称。南赤道逆流会把西太平洋暖水向太平洋中部地区输送, 造成太平洋中部地区的海温暖偏差, 降水正偏差进一步加强, 这一反馈机制是正反馈机制, 会放大 AMIP 试验中本身存在的降水误差, 使双赤道辐合带的问题更加严重。上述的模拟误差和形成机制并不是 FGOALS 所特有的, 其他耦合模式也有类似的特征(Zhang et al., 2019)。g2、g3 的 AMIP 试验的中部南赤道辐合带降水偏差,受到上述正反馈机制的作用, 在 HIST 试验中进一步扩大, 而 f3-L HIST

试验的南赤道辐合带在太平洋中部地区和 AMIP 试验相差不大（图未给出）。s2 中的耦合试验中的南赤道辐合带降水偏多则更多是因为南赤道逆流强度偏弱。

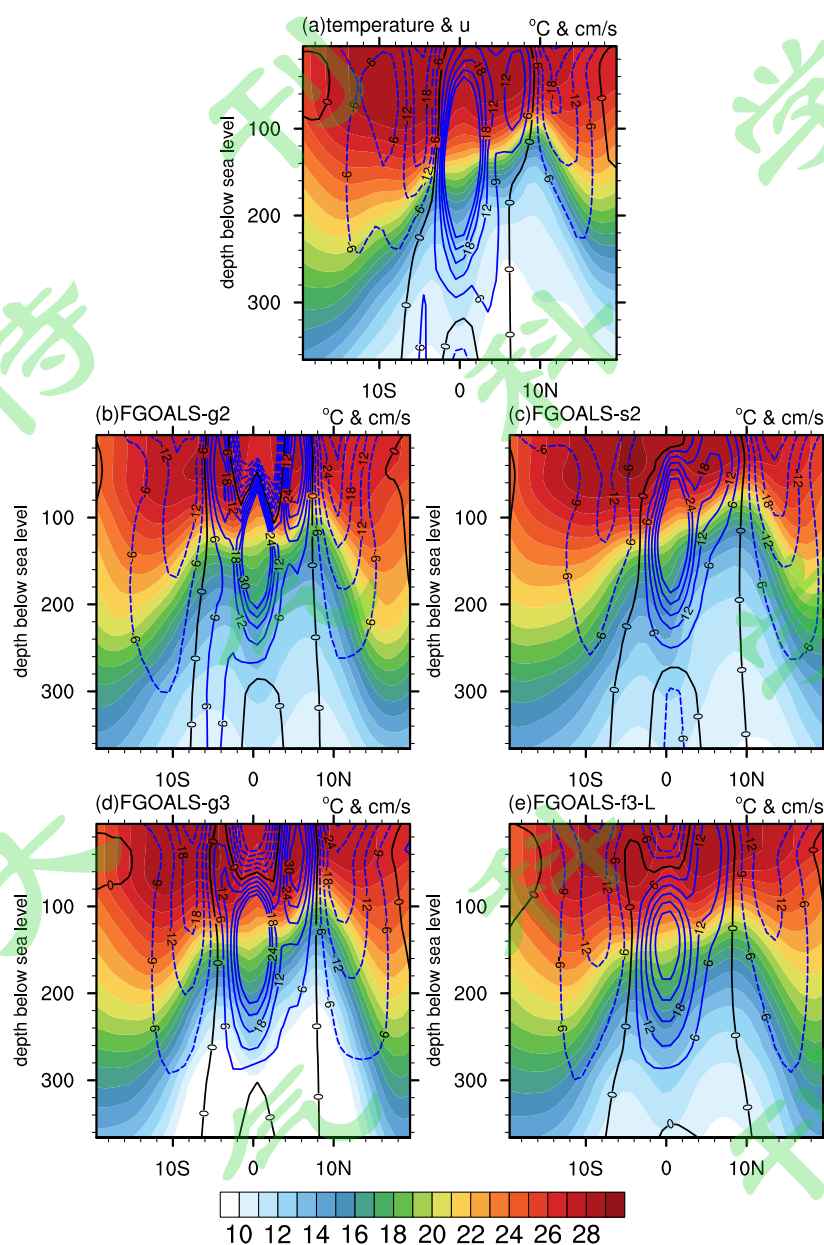


图 5. 夏季 (JJA) 平均的沿经向 180° - 150° W 平均的纬度-深度剖面, 填色为海洋位温 (单位: 摄氏度), 等值线为纬向速度 (虚线为向西, 实线为向东, 0 等值线加粗, 单位: 厘米/秒), 图中给出的分别是 GODAS (a), FGOALS-g2(b), FGOALS-s2(c), FGOALS-g3(d), FGOALS-f3-L(e) 耦合试验的结果。

Fig 5. Latitude–depth cross section of JJA mean ocean potential temperature (shaded, units: °C) and zonal current (white contours, eastward in solid and westward in dashed lines, solid and black lines are for

zero units:cm/s), averaged between 140°E and 90°W for (a) observations, (b) FGOALS-g2, (c) FGOALS-s2, (d) FGOALS-g3 and (e) FGOALS-f3-L. Model data used here are from HIST experiments.

总的来说, 模式中东南太平洋地区海温偏暖和降水偏多, 主要是净短波辐射通量偏大和 AMIP 试验的降水偏多导致的。其中 f3-L 中净短波辐射通量的偏差显著减小使海温的偏差减小, 海洋热量动力输送过程的改善避免了 f3-L 的 AMIP 试验本身具有的降水正偏差在海气相互作用下进一步变大。这些是 f3-L 的改进之处, 但是同时, 模式的经向风强度强于观测, 偏强的经向风误差也减小了海温的误差从而减小了降水的误差。考虑到经向风场的偏差抵消了一部分海温的偏差, f3-L 中海温和降水的气候态实际改善效果要比看上去的要小。

4. 海温和降水的季节循环

两个新版本耦合模式中海温和降水的季节变化改善显著, 尤其是 f3-L (图 6)。观测中, 海温年循环最大振幅位于秘鲁沿岸, 而在 s2 和 g2 两个版本中, 海温季节循环的振幅中心显著偏西大约 20-30 个经度, 而且旧版本模拟结果在秘鲁沿岸存在半年循环的分量。两个新版本 g3 和 f3-L 改善了在秘鲁沿岸海温年循环, 呈现和观测一致的年循环信号。f3-L 中东太平洋海温在 1-6 月为暖位相, 7-12 月为冷位相, 海温信号西传的速度也和观测相近, 但是 f3-L 模拟的振幅较观测偏弱。g3 虽然也模拟出了年循环信号, 但是高估了暖位相持续时间, 低估了冷位相持续时间。在 90°W , 暖位相出现的时间推迟了 4 个月。 90°W 以西的振幅也比观测弱。比较各版本模式模拟的东太平洋地区降水的季节循环, f3-L 和 g3 相比于 s2 和 g2 的改进主要体现在南赤道辐合带的模拟上。这一点主要体现为位于南半球 5°S 至 10°S 的降水正偏差的持续时间变短, 正偏差的覆盖范围减小到局限于 0° 至 20°S 以南。观测中南赤道辐合带只在春季 1-4 月出现, 参加 CMIP5 的两个模式中南赤道辐合带全年持续降水偏多, 并且南雨带在 3 或 4 月左右跨越赤道, 双赤道辐合带问题比较严重; g3 和 f3-L 中南雨带虽然量级上仍然比观测偏多, 但是 g3 中南雨带从 1-9 月持续了 9 个月, f3-L 中雨带从 1-6 月持续了 6 个月, 持续时间缩短。虽然南雨带的季节循环有显著改进, 但 f3-L 和 g3 中的北

赤道辐合带 4-12 月的峰值中心比观测偏大 3mm/day，正偏差数值比参加 CMIP5 的两个模式还要大。

为进一步确定赤道东太平洋地区海温和降水的季节变化可能和哪些因素的季节比哪部分有关，我们分别计算了海温倾向、降水、经向风、净短波辐射、潜热通量和净长波辐射通量在冷舌区域 ($6^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{S}$, $140^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) 平均的季节变化 (图 7)。海温倾向为年信号，分别在 2 月达到最大值，6 月和 7 月达到最小值。而 FGOALS 各版本模拟的海温倾向在春分秋分时期存在错误的双峰值结构，也就是半年信号。g2、f3-L 中增温趋势最大的月份和观测一致在 2 月，s2 和 g3 则落后观测 1 个月出现在 3 月。各版本都模拟出了海温降温趋势最大值所在月份 6-7 月。但所有模式中的增温趋势和降温趋势都弱于观测，这意味着所模拟的热带东太平洋海温季节变化的大小将小于观测。另外，我们发现降水的季节变化落后于海温倾向变化 1-2 个月，3 月降水达到最大值，8 月达到最小值。经向风的季节变化和降水的季节变化一致，同样落后于海温倾向变化一个月。环流场和降水场的季节变化更多是响应海温场的季节变化而不是驱动这一地区海温的季节变化。在 f3-L, g3, s2 中，模拟的夏秋季的南风分别比偏强观测 60%、55%、44%，模拟的春季的南风则弱于观测，甚至转变为北风。夏秋季南风偏强会使海温冷位相偏强，同理，春季南风的偏弱会使海温暖位相偏强，所以风场的误差在一定程度上反而会减小海温的偏差，是有利于海温的季节循环加强的。净长波辐射的季节变化和海温倾向的季节变化没有良好的对应关系，这意味着净长波辐射的季节变化对海温倾向的季节变化的影响小。净短波辐射通量在春分和秋分时期达到峰值，第一个峰值和海温的增暖同步，在 6 月和 7 月达到最小值，除了 s2 的其他 FGOALS 模式版本都很好的模拟了净短波辐射通量的季节循环。净短波辐射的季节变化是海温变化的一个原因，但净短波辐射在这一区域表现为半年信号解释不了海温季节循环的年信号。如果只考虑冷舌东部的区域平均，模式中所模拟的错误的海温的半年循环信号和降水偏多的现象会更加严重。在南赤道辐合带降水偏多的区域，则发现净短波辐射通量主导着海温倾向的变化。潜热通量的季节变化和海温趋势的季节变化位相相反，在 2 月为最小值，在 6 月为最大值。f3-L 和 g3 对潜热通量的季节变化的模拟在量级和位相上都要和观测更加接近，所以可以推断 f3-L 和 g3 中潜热通量季节变化有利于 SST 季节变化加强。因此接下来我

们将计算组成净热通量的各辐射通量在赤道太平洋冷舌区域 (6°N - 6°S , 140°W - 90°W) 的季节循环, 定量讨论不同辐射通量的贡献。

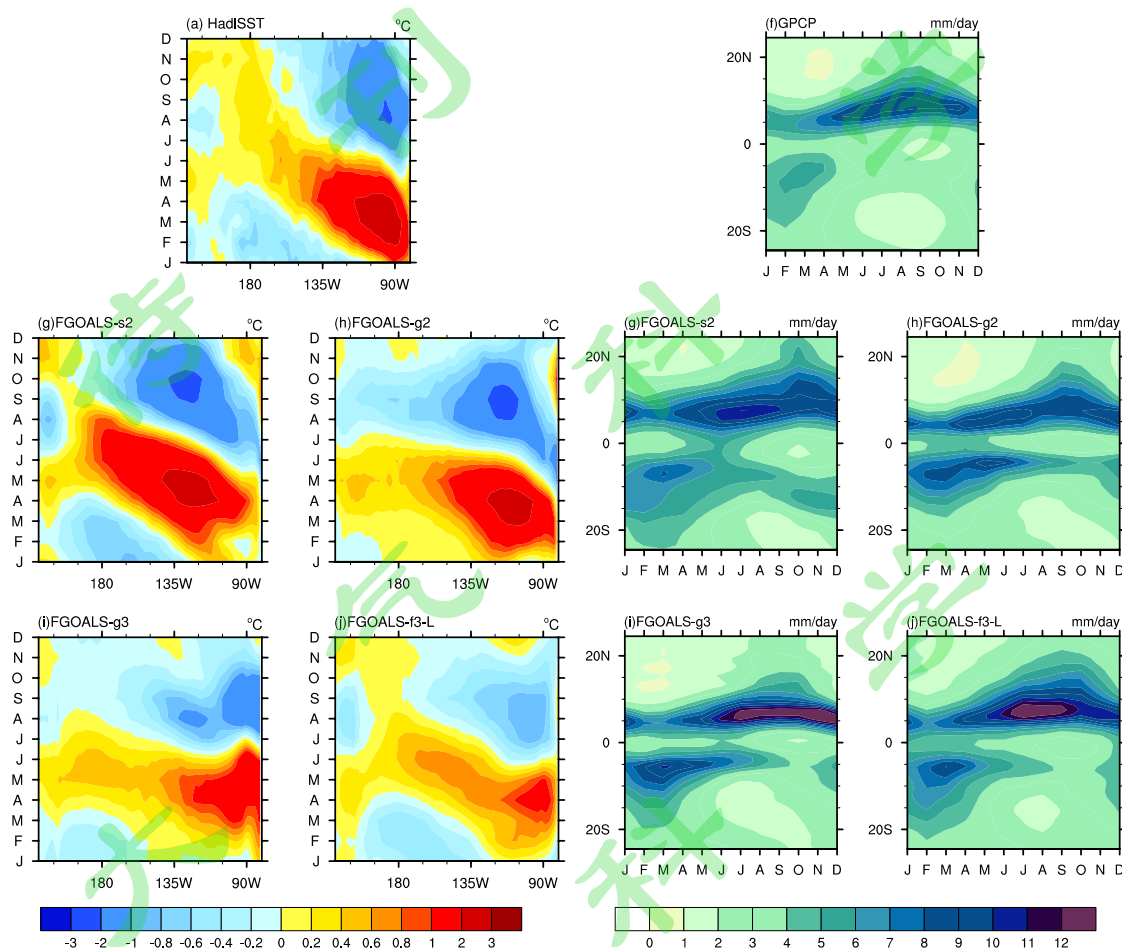


图 6. 观测(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g2(c)(h), FGOALS-g3(d)(i), FGOALS-f3-L(f)(j) 中赤道太平洋地区平均(140°E - 90°W) 的降水的时间-纬度剖面图, 单位: mm/day; 赤道平均(6°N - 6°S)的海温的时间-经度剖面图, 单位: $^{\circ}\text{C}$

Fig.6 Time-latitude cross section of tropical Pacific precipitation (units: mm/day) averaged between 140°E to 90°W and time -longitude cross section of tropical sea surface temperature (units: $^{\circ}\text{C}$) averaged between 6°N to 6°S from observations(a)(f),FGOALS-s2(b)(g),FGOALS-g2(c)(h),FGAOLS-g3(d)(i) and FGOALS-f3-L(f)(j). Model data used here are from HIST experiments.

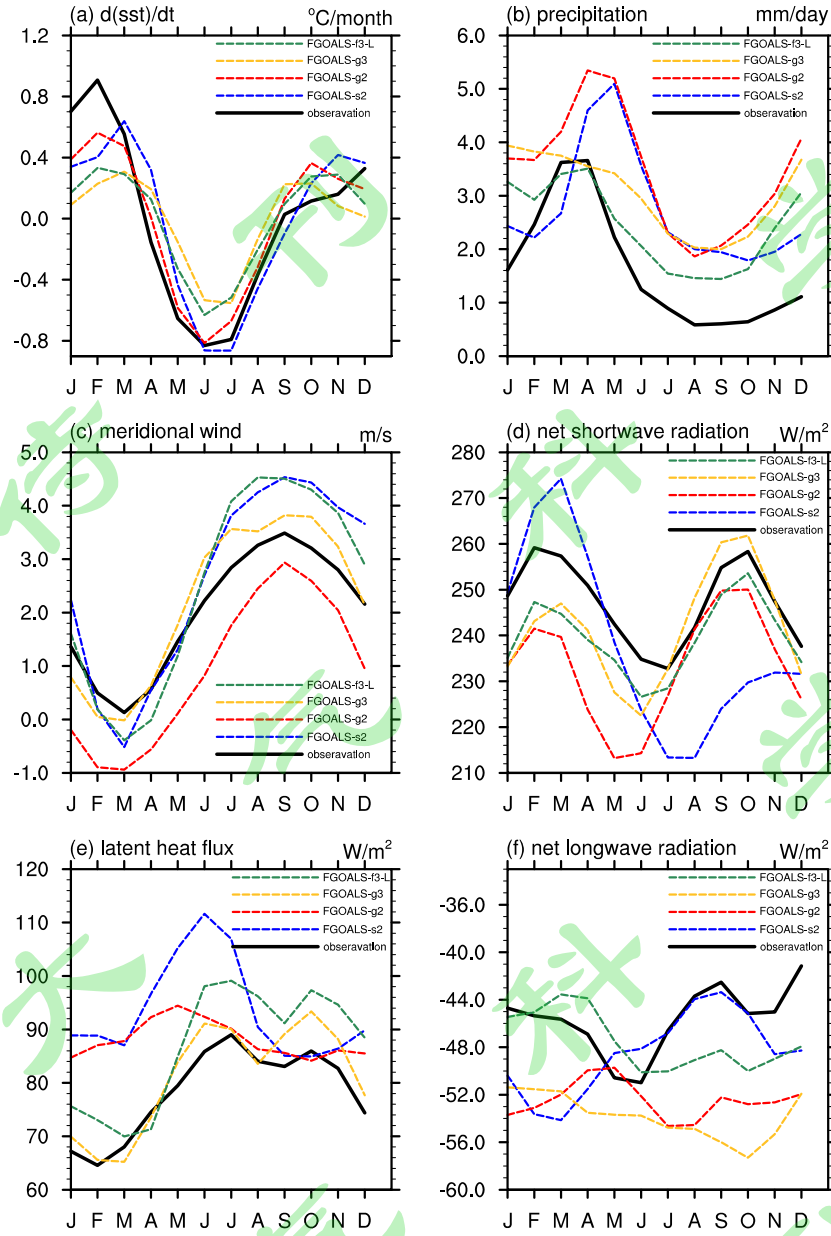


图 7. 观测, FGOALS-s2, FGOALS-g2, FGOALS-g3, FGOALS-f3-L 耦合试验中赤道东太平洋地区 ($6^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{S}$, $140^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) 海温倾向(a)、降水(b)、经向风(c)、净短波辐射通量(d)、潜热通量(e)和净长波辐射通量(f)的季节循环, 单位: $^{\circ}\text{C}/\text{month}$; mm/day ; m/s ; W/m^2

Fig.7 Seasonal cycle of SST tendency (units: $^{\circ}\text{C}/\text{month}$)(a), precipitation (units: mm/day)(b), meridional wind (m/s)(c), net surface shortwave radiative flux (units: W/m^2)(d), latent heat flux (units: W/m^2)(e) and net longwave radiative flux(f) (units: W/m^2) averaged over the east tropical Pacific ($6^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{S}$, $140^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) from observations

(black), FGOALS-s2(blue), FGOALS-g2(red), FGOALS-g3(yellow) and FGOALS-f3-L(green). Model data used here are from HIST experiments.

海表净热通量 \overline{Q} 的季节变化在很大程度上影响着海洋混合层热量的季节变化，主要由以下 4 项组成：

$$\overline{Q} = \overline{Q_{sw}} + \overline{Q_{lw}} + \overline{Q_{sh}} + \overline{Q_{lh}}$$

其中 $\overline{Q_{sw}}$ 、 $\overline{Q_{lw}}$ 、 $\overline{Q_{sh}}$ 、 $\overline{Q_{lh}}$ 分别是净短波辐射通量，净长波辐射通量、感热通量和潜热通量。在热带太平洋区域，净短波辐射通量 $\overline{Q_{sw}}$ 的数值最大，太平洋西岸是半年循环信号，在太平洋东岸是年循环信号，以 110°W 为界，西侧在春分和秋分达到最大值，在夏至和冬至达到极小值，和一年中太阳的南北移动有关。观测短波辐射季节变化更强且主要位于秘鲁沿岸(图 8(a))，海温和净短波辐射在东太平洋为正相关，在西太平洋为负相关（图 4(a)），东太平洋海温低于西太平洋。海温和净短波辐射之间的关系是分别不利于东太平洋海温偏冷和西太平洋暖池的维持的，但却有利于误差的减小，因为东太平洋海温偏低对应低云云量偏少，净短波辐射增多，冷海温则没有那么冷。一旦东太平洋海温偏暖出现海温暖偏差，将造成低云云量增多，进入海洋的净短波辐射则减少，海温暖偏差将减少，西太平洋同理。而如果模拟的东太平洋关系反相为负相关，海温暖偏差带来海温暖偏差带来低云云量减少，进入海洋的净短波辐射增加，海温暖偏差增加。综上，海温-净短波辐射关系一方面的作用是维持海域海温，同时这一关系错误的颠倒反相则会放大模式中的海温误差和净短波辐射偏差。图 4 中，g2 和 g3 在东太平洋将这一关系模拟反相，对应东太平洋净短波辐射偏差大，而 s2 中是西太平洋反相，则对应西太平洋净短波辐射偏差大。首先对比 HIST 试验和观测，四个版本耦合模式净短波辐射存在显著误差，观测短波辐射年循环最大振幅在秘鲁沿岸，模式均显著偏西，且振幅偏弱，这是耦合模式 SST 季节变化误差的主要原因。而新旧版本相比，无论是 AMIP 还是耦合模式的短波辐射季节循环没有明显改善（图 8），位相和实际观测存在明显差异。新版本海温的季节循环较旧版本季节循环有改进，但是新旧版本模拟的净短波辐射季节循环却改善甚微，这说明海温的季节循环改进的主要原因显然不是短波辐射。观测的感热通量分别在 1 月达到极小值，9 月达到极大值，对应赤道地区海洋在冬季释放热量，在夏季吸收热量。在太平洋东海岸，f3-L 对感热通量

季节循环的模拟基本和观测一致。但是感热通量的数值量级过小，也不太可能是模式改善的原因。净长波辐射通量在太平洋东岸的模拟位相完全颠倒，应该是正位相的地区模式模拟为负位相，而应该是负位相的地区模式模拟则为正位相。但长波辐射和海温的季节变化位相相反，位相的颠倒反而有利于模拟的海温的季节变化和观测趋于一致，所以长波辐射同样也不是造成 SST 海温偏差的主要原因。

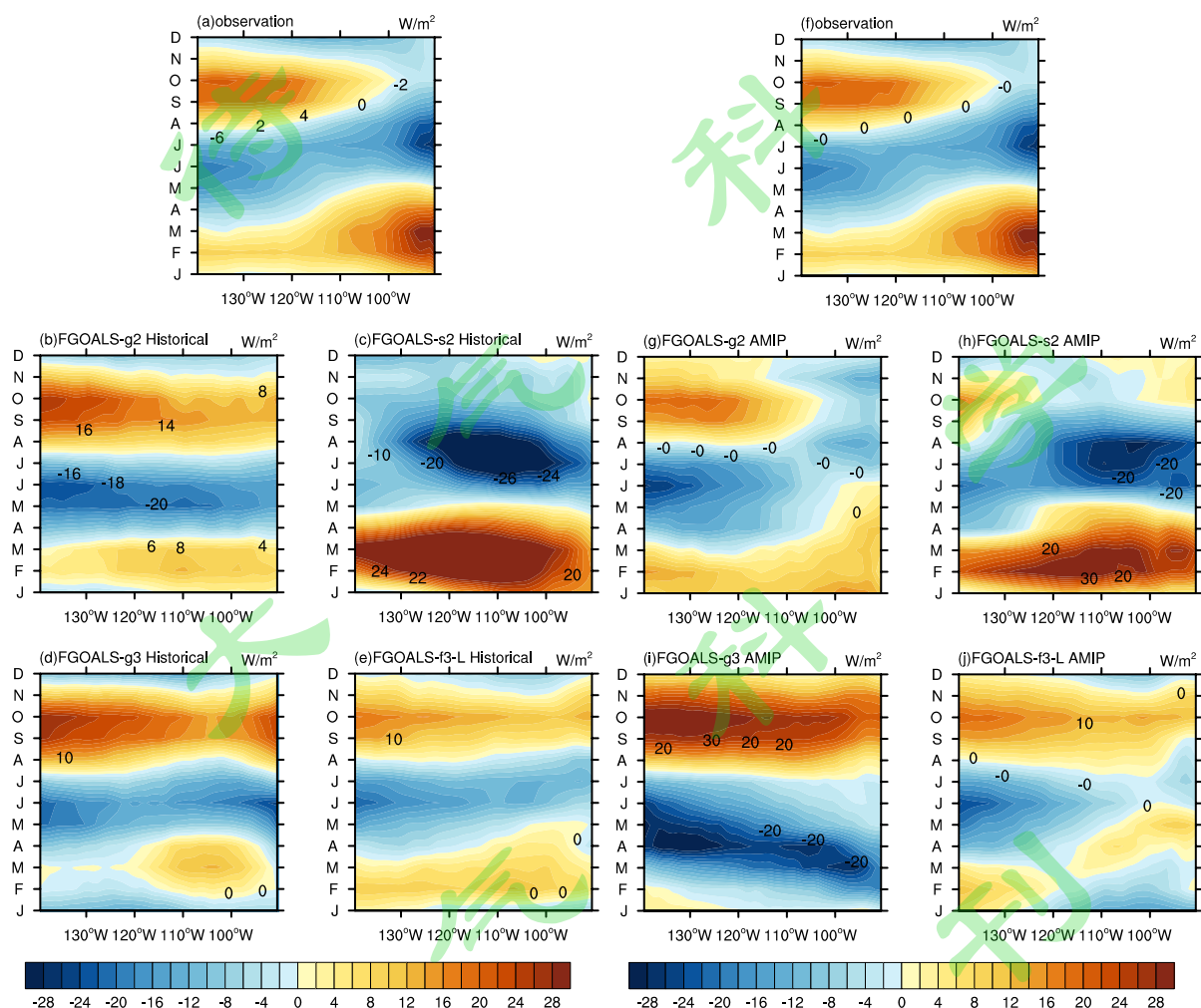


图 8. 观测(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g2(c)(h), FGOALS-g3(d)(i), FGOALS-f3-L(e)(j) 中赤道平均 ($6^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{S}$) 净短波辐射通量的经度-时间剖面图 (左图为 HIST 试验结果, 右图为 AMIP 试验结果)

Fig. 8 Time-longitude cross section of net surface shortwave radiation flux averaged between 6°N to 6°S from observations(a)(f), FGOALS-s2(b)(g), FGOALS-g2(c)(h), FGAOLS-g3(d)(i) and FGOALS-f3-L(e)(j). The left panel shows results of HIST experiments and the right panel shows results of AMIP experiments.

g2 中潜热通量虚假的半年循环信号导致了海温半年信号强于年信号。在 s2 中，潜热通量季节变化和观测反相，抵消了短波辐射的偏差，风场的季节变化和观测相比也是四个版本中最强，风场偏强同样抵消了短波辐射的偏差，但是潜热通量为错误的半年信号，所以模拟海温的年信号并不明显。可以看到 FGOALS 新旧版本之间最显著的差异在于潜热通量，新版本潜热通量的年循环振幅显著增加（图 9），增加的主要原因在于经向风年循环振幅增加。f3-L 和 g3 中经向风年循环振幅相较于观测分别增加了 60%和 40%，潜热通量位相和观测一致，但年循环振幅因经向风年循环振幅的增加而显著增加了 260%和 180%。因此新版本 SST 年循环改进的主要原因是经向风年循环振幅强。新版本经向风的误差实际上是增加的，但是经向风的误差抵消了短波辐射的误差，尤其在秘鲁沿岸 8-12 月的观测中净短波辐射是负值，但是在 g3、f3-L 中为错误的正值，与此同时 f3-L、g3 中潜热的负值的量级比观测偏大，抵消了这一错误的正偏差，使的最终 SST 年信号变强，整体的季节变化看上去更接近观测。

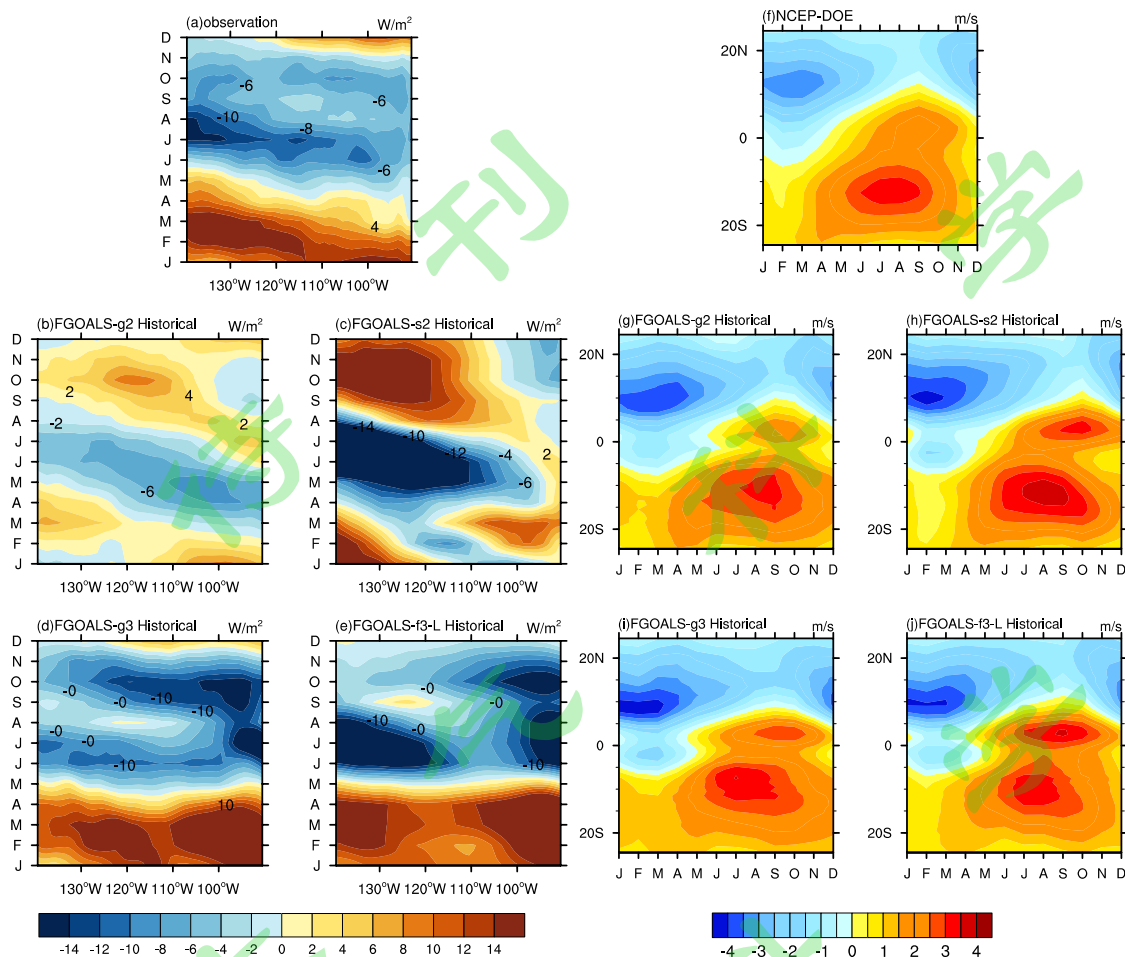


图 9. OA flux(a), FGOALS-s2(b), FGOALS-g2(c), FGOALS-g3(d), FGOALS-f3-L(e)耦合试验 中赤道平均 ($6^{\circ}\text{N} - 6^{\circ}\text{S}$) 潜热通量的经度-时间剖面图; NCEP(f), FGOALS-s2(g), FGOALS-g2(h), FGOALS-g3(i), FGOALS-f3-L(j) 中赤道平均 ($140^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$) 1000hPa 经向风的经度-时间剖面图

Fig.9 Time-longitude cross section of latent heat flux averaged between 6°N to 6°S from observations(a), FGOALS-s2(b), FGOALS-g2(c), FGOALS-g3(d) and FGOALS-f3-L(e). Time-latitude cross section of meridional wind averaged between 140°W to 90°W from observations(f), FGOALS-s2(g), FGOALS-g2(h), FGOALS-g3(i) and FGOALS-f3-L(f)(j). Model data used here are from HIST experiments.

5. 讨论和结论

本文对比评估了大气物理研究所最近发展的两代 FGOLAS 耦合模式对于热带太平洋气候平均态的模拟能力，特别是参加 CMIP6 试验的两个版本 f3-L 和 g3 相较于参加 CMIP5

试验的两个版本 g2, s2 的改进之处, 及其可能的原因。为进一步讨论耦合模式偏差的来源, 本文还对比了耦合试验和相应大气模式 AMIP 数值试验的结果, 对海温、降水的平均态和季节循环进行了误差归因。

总体说来, 在热带太平洋区域新版本耦合模式 f3-L 和 g3 的气候态偏差都显著减小了, g2、s2、g3、f3-L 的均方根误差分别是 2.62、2.08、0.8、1.1°C, 海温的不对称指数分别是 0.14、0.11、0.07、0.1、0.12。f3-L 中纬度冷偏差略大于 g3, 所以均方根误差稍微大于 g3。结合不对称性指数总的来看, f3-L 对热带地区海温平均态的模拟最接近观测, 而海温改善是因为 AMIP 试验的净短波辐射误差减小了。耦合试验中的净短波辐射误差和 AMIP 试验的净短波辐射误差的空间分布相似, 在秘鲁沿岸、墨西哥沿岸和美国西海岸是正偏差, 在太平洋中部大部分地区为负偏差, AMIP 试验里的这些误差经过海气相互作用关系, 在耦合试验中进一步扩大, 成为 HIST 实验中海温偏差的主要来源。观测、s2、g2、g3、f3-L 的降水不对称指数分别是 1.58、0.99、0.8、1.27、1.33, 在东西海温梯度、南北海温不对称性、南北降水的不对称性等方面, f3-L 较前版本有明显的改善。另外, f3-L 还比较好地模拟了东西太平洋地区不同的海温和净短波辐射之间的关系以及海洋上表层洋流分布和海温垂直廓线, 从而改善了海洋热量动力输送过程, 避免了 f3-L 的 AMIP 试验本身具有的降水正偏差在海气相互作用下进一步变大。g3 改善不明显的原因是秘鲁沿岸的净短波辐射正偏差比 f3-L 大, 导致海温暖偏差大; 而且赤道地区海温和短波辐射的正相关关系模拟错误, 中东太平洋的负相关对应着短波辐射偏高时海温偏低, 扩大了海温冷偏差。g3 中南赤道流强度偏强使赤道地区海温偏冷, 2°S-6°S 的南赤道逆流把西太平洋暖水往中东太平洋输送, 加剧了东南太平洋的暖海温偏差。虽然新一代耦合模式相对其前一代模式对海温模拟偏差的改进十分明显, 但是对降水气候态改善则相对比较有限, s2、g3、f3-L、g2 的均方根误差分别是 1.86、1.65、1.48、1.43mm/day。四个版本模式赤道以北 ITCZ 降水中心要比观测大, g3、f3-L 中降水比观测偏多 4mm/day, 对流降水带来的凝结潜热释放加强了南北非绝热加热梯度, 越赤道南风加强, 冷水上翻和蒸发加强将会导致抵消一部分因为净短波辐射偏大带来的海温偏暖。总的来说, 海温平均态的改善由模式中净短波辐射和海洋动力输送过程的改善导致, 但是其中有一部分是由于经向风比实际观测偏强的错误模拟。

两个新版本耦合模式中海温和降水的季节变化改善主要体现在秘鲁沿岸 $[110^{\circ}W - 80^{\circ}W]$ 海温年循环信号上, 尤其是 f3-L。在旧版本模式中秘鲁沿岸海温是和观测不一致的半年循环信号, 另外, 新版本中南赤道辐合带正偏差的持续时间变短, 占据范围变小。在不同的海域, 主导海温倾向变化的因素不同。在东南太平洋地区, 环流场和降水场落后于海温场, 所以它们的季节变化更多是响应海温场的季节变化而不是驱动。净短波辐射的季节变化是海温变化的一个原因, 但在这一区域表现为半年信号解释不了海温季节循环的年信号。净短波辐射也解释不了海温的年信号改进, 因为新版本海温的季节循环较旧版本季节循环有改进, 但是新旧版本的净短波辐射的季节循环却改善甚微。净长波辐射和海温的季节变化位相相反, 位相的颠倒反而有利于模拟的海温的季节变化和观测趋于一致。f3-L 和 g3 中经向风年循环振幅相较于观测分别增加了 60% 和 40%, 潜热通量的年循环振幅因此相对观测显著增加 260% 和 180%, 增强了 SST 年循环信号。新版本经向风的误差实际上是增加的, 但是从对海温平均态和季节变化的模拟来说, 由经向风和短波辐射引起的误差在一定程度上相互抵消, 最终使得模式的海表温度更接近观测。g2 和 s2 中潜热通量为错误的半年循环, 这是模拟的海温中半年信号强于年信号的重要原因。

很多研究指出单独大气模式的误差对耦合模式的热带模拟偏差起主导作用, 本文的分析和之前许多工作的结论是一致的, 耦合试验中的海温偏差很大程度上来自 AMIP 试验的净短波辐射误差。值得注意的是, 模拟结果的改善, 可能存在“负负得正”的现象, 即是由不同过程的偏差会相互抵消造成的, 因此对于结果的改善需要认真分析其中的物理过程。经向风偏大带来的冷水上翻和蒸发会抵消一部分气候态海温暖偏差, 并且经向风场年循环振幅偏强导致的潜热通量年循环偏强同样也会加强海温的年信号, 但是却不意味着实际上模式对相关过程有改进。此外, 本文主要针对东太平洋地区海温和降水的季节循环分析了净热通量各辐射通量的误差, 海洋动力过程对偏差的形成作用似乎不大, 但其影响是否重要有待未来进一步研究, 特别是需要与 OMIP 试验结果进行对比, 进一步讨论海洋模式偏差的作用, 但是限于篇幅, 留待以后再做深入讨论。

致谢: 感谢大气物理研究所李立娟研究员与本文作者的讨论。

参考文献 (References)

- Adler, Robert F., George J. Huffman, et al. 2003. The Version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present) [J]. *Journal of Hydrometeorology* 4 (6): 1147–67. doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:TVGPCP>2.0.CO;2.
- An Soon Il, Jung Choi. 2009. Seasonal Locking of the ENSO Asymmetry and Its Influence on the Seasonal Cycle of the Tropical Eastern Pacific Sea Surface Temperature [J]. *Atmospheric Research* 94 (1): 3–9. doi:10.1016/j.atmosres.2008.09.029.
- Bao Qing, Lin Pengfei, Zhou Tianjun et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System model Version: FGOALS-s2. *Atmos. Adv. Sci.* 30(3), 561–576. doi:10.1007/s00376-012-2113-92.
- Bao Qing, Wu Guoxiong, Liu Yimin et al. 2010. An Introduction to the Coupled Model FGOALS1.1-s and Its Performance in East Asia [J]. *Advances in Atmospheric Sciences* 27 (5): 1131–42. doi:10.1007/s00376-010-9177-1.
- Bao Qing, Wu Xiaofei, Li Jinxiao et al. 2019. Outlook for El Niño and the Indian Ocean Dipole in Autumn-Winter 2018-2019 [J]. *Kexue Tongbao/Chinese Science Bulletin* 64 (1): 73–78. doi:10.1360/N972018-00913.
- Behringer, D.W., Y. Xue. 2004. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: The Pacific Ocean. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface, AMS 84th Annual Meeting, Washington State Convention and Trade Center, Seattle, Washington, [C]. 11-15.
- Briegleb, B. P., C. M. Bitz et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the community climate system model, version three. [M]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-463+ STR, 70pp.
- Chang Ping, S. George Philander. 1994a. A Coupled Ocean-Atmosphere Instability of Relevance to the Seasonal Cycle [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 6.
- Chang Ping, S. George Philander. 1994b. A Coupled Ocean-Atmosphere Instability of Relevance to the Seasonal Cycle [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 6.
- Chelton, D. B., S. K. Esbensen et al. 2001. Observations of Coupling between Surface Wind Stress and Sea Surface Temperature in the Eastern Tropical Pacific [J]. *Journal of Climate* 14 (7): 1479–98. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<1479:OOCBSW>2.0.CO;2.
- Chen Yingying, Jin Feifei. 2017. Dynamical Diagnostics of the SST Annual Cycle in the Eastern Equatorial Pacific: Part II Analysis of CMIP5 Simulations [J]. *Climate Dynamics* 49 (11–12): 3923–36. doi:10.1007/s00382-017-3550-z.
- Chen Yingying, Jin Feifei. 2018. Dynamical Diagnostics of the SST Annual Cycle in the Eastern Equatorial

- Pacific: Part I a Linear Coupled Framework [J]. *Climate Dynamics* 50 (5–6): 1841–62.
doi:10.1007/s00382-017-3725-7.
- Craig, Anthony P., Mariana Vertenstein et al. 2012. A New Flexible Coupler for Earth System Modeling Developed for CCSM4 and CESM1 [J]. *International Journal of High Performance Computing Applications* 26 (1): 31–42. doi:10.1177/1094342011428141.
- Craig AP, Jacob R, Kauffman B. et al. 2005. CPL6: the new extensible high performance parallel coupler for the Community Climate System Model. *International Journal of High Performance Computing Applications* 19: 309–328.
- Delecluse, Pascale, Michael K. Davey et al. 1998. Coupled General Circulation Modeling of the Tropical Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 103 (C7): 14357–73. doi:10.1029/97jc02546.
- Duffy, M. L., P. A. O’Gorman et al. 2020. Importance of Laplacian of low-level warming for the response of precipitation to climate change over tropical oceans [J]. *J. Climate*, 33, 4403–4417,
- Eyring, Veronika, Sandrine Bony et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) Experimental Design and Organization [J]. *Geoscientific Model Development* 9 (5): 1937–58. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016.
- Eli Tziperman, Lewi Stone, Mark A. Cane et al. 1994. El Niño Chaos :Overlapping of Resonances between the Seasonal Cycle and the Pacific Ocean-Atmosphere Oscillator [J]. *American Association for the Advancement of Science*.
- Gordon, C. T., A. Rosati et al. 2000. Tropical Sensitivity of a Coupled Model to Specified ISCCP Low Clouds [J]. *Journal of Climate* 13 (13): 2239–60. doi:10.1175/1520-0442(2000)013<2239:TSOACM>2.0.CO;2.
- Gu Daifang, S.G.H Philander. 1995. Secular Changes of Annual and Interannual Variability in the Tropics during the Past Century [J]. *Journal of Climate*, 634.
- Li Gen, Xie Shangping. 2014. Tropical Biases in CMIP5 Multimodel Ensemble: The Excessive Equatorial Pacific Cold Tongue and Double ITCZ Problems [J]. *Journal of Climate* 27 (4): 1765–80.
doi:10.1175/JCLI-D-13-00337.1.
- Gill, A. E., E. M. Rasmusson, 1983. The 1982–83 climate anomaly in the equatorial Pacific [J]. *Nature*, 306, 229–234, doi:10.1038/306229a0.
- Guo Yuyang, Yu Yongqiang, Lin Pengfei et al. 2020. Simulation and improvements of oceanic circulation and sea ice by the coupled climate system model FGOALS-f3-L. *Adv. Atmos. Sci.*, 37(10), 1133–1148, doi:10.1007/s00376-020-0006-X2.
- He Bian, Bao Qing, Wang, Xiacong et al. 2019. CAS FGOALS-F3-L Model Datasets for CMIP6 Historical Atmospheric Model Intercomparison Project Simulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences* 36 (8):

771–78. doi:10.1007/s00376-019-9027-8.

- Hwang Y. T., Frierson D. M. W. 2013. Link between the double-intertropical convergence zone problem and cloud biases over the southern ocean, [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 110(13): 4935–4940. doi: 10.1073/pnas.1213302110.
- Hunke, E. C., William H Lipscomb. 2010. CICE : The Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 4.1 [R]. Technical Report LA-CC-06-012, 1–76.
- Jin Feifei, 2016. Tropical Ocean-Atmosphere Interaction , the Pacific Cold Tongue , and the El Niño-Southern Oscillation [J]. *American Association for the Advancement of Science* 274 (5284): 76–78.
- Jin Feifei, David Neelin, Michael Ghil. 1994. El Nino on the Devil's Staircase : Annula Subharmonic Steps to Chaos [J]. *American Association for the Advancement of Science* 264.
- Kanamitsu, B Y Masao, Wesley Ebisuzaki et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II REANALYSIS(R-2) [J]. *American Meteorological Society*, no. November. doi:10.1175/BAMS-83-11.
- Karl E. Taylor , Ronald J. Stouffer, Gerald A. Meehl. 2012. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93 (4): 485–98. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Latif M., K. Sperber, J. Arblaster et al. 2001. ENSIP: The El Niño Simulation Intercomparison Project [J]. *Climate Dynamics* 18 (3–4): 255–76. doi:10.1007/s003820100174.
- Li Jinxiao, Bao Qing, Liu Yimin et al. 2019. Evaluation of FAMIL2 in Simulating the Climatology and Seasonal-to-Interannual Variability of Tropical Cyclone Characteristics [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11 (4): 1117–36. doi:10.1029/2018MS001506.
- Li Lijuan, Yu Yongqiang, Tang Yanli et al. 2020. The Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model Grid-Point Version 3 (FGOALS-g3): Description and Evaluation, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12, e2019MS002012. doi:10.1029/2019MS002012
- Li Lijuan, Wang Bin Dong Li, et al. 2013. Evaluation of Grid-Point Atmospheric Model of IAP LASG Version 2 (GAMIL2) [J]. *Advances in Atmospheric Sciences* 30 (3): 855–67. doi:10.1007/s00376-013-2157-5.
- Li Tianming, S. George H. Philander. 1996. On the Annual Cycle of the Eastern Equatorial Pacific [J]. *Journal of Climate*, 634.
- Lin Jialin. 2007. The Double-ITCZ Problem in IPCC AR4 Coupled GCMs: Ocean-Atmosphere Feedback Analysis [J]. *Journal of Climate* 20 (18): 4497–4525. doi:10.1175/JCLI4272.1.
- Li Lijuan, Lin Pengfei, Yu Yongqiang et al. 2013. The Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model: Version g2: FGOALS-g2. *Atmos. Adv. Sci.* 30(3), 543–560. doi:10.1007/s00376-012-2140-62.

- Lindzen, R. S., S. Nigam, 1987. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44, 2418–2436, doi: 10.1175/1520-0469(1987)044<2418:OTROSS.2.0.CO;2.
- Liu, H. L., Y. Q. et al. 2004. Manual for LASG/IAP Climate System Ocean Model (LI-COM1.0) [C]. Science Press, Beijing, 1–128. (in Chinese)
- 李江龙, 2002. 耦合海气环流模式中的Double ITCZ 现象分析 [D], 中国科学院大气物理研究所硕士学位论文, 45pp. Li Jianglong, 2002. Analysis of double ITCZ phenomenon in coupled air sea general circulation model [D], M. S. thesis (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 45pp.
- 刘海龙, 2002. 高分辨率海洋环流模式和热带太平洋上层环流的模拟研究 [D], 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 86pp. Liu Hailong, 2002. Simulation of high resolution ocean circulation model and upper tropical Pacific circulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 86pp.
- Mechoso, C. R., A.W. Robertson et al. 1995. The Seasonal Cycle over the Tropical Pacific in the Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Models [J]. *Monthly Weather Review*, 6.
- Meehl G. A., C. Covey, T. Delworth et al. 2007. The WCRP CMIP3 Multimodel Dataset—A New Era in Climate Change Research [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88 (9) (September): 1383–94.
- Mitchell, T. P., Wallace M. John. 1992. The Annual Cycle in Equatorial Convection and Sea Surface Temperature [J]. *Journal of Climate*, 634.
- Nigam, Sumant, Yi Chao. 1996. Evolution Dynamics of Tropical Ocean-Atmosphere Annual Cycle Variability [J]. *Journal of Climate*, 6.
- Oleson, K. W., and Coauthors, 2004. Technical description of the community land model (CLM). NCAR/TN-461+STR, 173pp
- Oueslati, Boutheina, Gilles Bellon. 2013. Convective Entrainment and Large-Scale Organization of Tropical Precipitation: Sensitivity of the CNRM-CM5 Hierarchy of Models [J]. *Journal of Climate* 26 (9): 2931–46. doi:10.1175/JCLI-D-12-00314.1.
- Oleson, K. W. and coauthors 2010. Technical description of version 4.0 of the community land model (CLM) [M]. NCAR/TN- 478 + STR, 173pp, doi:10.5065/D6FB50WZ.
- Philander, S.G.H, D. Gu et al. 1996. Why the ITCZ Is Mostly North of the Equator [J]. *Journal of Climate* 9:6.

- Putman, William M., Shian Jiann Lin. 2007. Finite-Volume Transport on Various Cubed-Sphere Grids [J]. *Journal of Computational Physics* 227 (1): 55–78. doi:10.1016/j.jcp.2007.07.022.
- Rayner N. A., D. E. Parker, E. B. Horton et al. 2003. Global Analyses of Sea Surface Temperature, Sea Ice, and Night Marine Air Temperature since the Late Nineteenth Century [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108 (14). doi:10.1029/2002jd002670.
- Song Xialiong, Zhang Guangjun. 2009. Convection Parameterization, Tropical Pacific Double ITCZ, and Upper-Ocean Biases in the NCAR CCSM3. Part I: Climatology and Atmospheric Feedback [J]. *Journal of Climate* 22 (16): 4299–4315. doi:10.1175/2009JCLI2642.1.
- Shian Jiann Lin. 2004. A ‘Vertically Lagrangian’ Finite-Volume Dynamical Core for Global Models. [J]. *Monthly Weather Review* 132(10):2293–2307. doi:10.1175/1520-0493(2004)132<2293:AVLFDC>2.0.CO;2.
- Szoeke, Simon P. De, Xie Shangping, 2008. The Tropical Eastern Pacific Seasonal Cycle: Assessment of Errors and Mechanisms in IPCC AR4 Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Models [J]. *Journal of Climate* 21 (11): 2573–90. doi:10.1175/2007JCLI1975.1.
- T. Stockdale, J. Busalacchi, D. E. Harrison. 1998. Ocean Modeling for ENSO [J]. *Journal of Geophysical Research* 103 (97).
- Tian Baijun, Dong Xinyu. 2020. The Double-ITCZ Bias in CMIP3, CMIP5, and CMIP6 Models Based on Annual Mean Precipitation [J]. *Geophysical Research Letters* 47 (8): 1–11. doi:10.1029/2020GL087232.
- Wengel C., M. Latif, W. Park et al. 2019. Eastern Equatorial Pacific Sea Surface Temperature Annual Cycle in the Kiel Climate Model: Simulation Benefits from Enhancing Atmospheric Resolution [J]. *Climate Dynamics* 52 (3–4): 1983–2003. doi:10.1007/s00382-018-4233-0.
- Xiang Baoqiang, Zhao Ming, Isaac M. Held et al. 2017. Predicting the Severity of Spurious ‘Double ITCZ’ Problem in CMIP5 Coupled Models from AMIP Simulations [J]. *Geophysical Research Letters* 44 (3): 1520–27. doi:10.1002/2016GL071992.
- Xie Shangping. 1994. On the Genesis of the Equatorial Annual Cycle [J]. *Journal of Climate*, 6.
- Xie Shangping. 2005. The Shape of Continents, Air-Sea Interaction, and the Rising Branch of the Hadley Circulation [M]. Kluwer Academic Publishers. doi:10.1007/978-1-4020-2944-8_5.
- Xie Shangping, Toru Miyama, Wang Yuqing et al. 2007. A Regional Ocean-Atmosphere Model for Eastern Pacific Climate: Toward Reducing Tropical Biases [J]. *Journal of Climate* 20 (8): 1504–22. doi:10.1175/JCLI4080.1.
- Xie Jinbo, Xie Zhenghui, Jia Binghao et al. 2020. Coupling of the CAS-LSM land-surface model with the

- CAS-FGOALS-g3 climate system model, *Journal of Advances in Modeling Earth Systems (JAMES)*, doi:10.1029/2020MS002171.
- Yu Jinyi, Carlos R. Mechoso. 1999. Links between Annual Variations of Peruvian Stratocumulus Clouds and of SST in the Eastern Equatorial Pacific [J]. *Journal of Climate* 12 (11): 3305–18. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3305:LBVOP>2.0.CO;2.
- Yu Lisan, Jin Xiangze, R. A. Weller. 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 [R]. Woods Hole Oceanographic Institution OAFlux Project Technical Report (OA-2008-01). doi:10.1007/s00382-011-1115-0.
- Yu Yongqiang, He Jie, Zheng Weipeng et al. 2013. Annual Cycle and Interannual Variability in the Tropical Pacific as Simulated by Three Versions of FGOALS [J]. *Advances in Atmospheric Sciences* 30 (3): 621–37. doi:10.1007/s00376-013-2184-2.
- 俞永强,唐绍蕾,刘海龙,等.2018.任意正交曲线坐标系下的海洋模式动力框架的发展与评估 [J]. *大气科学*, 42 (4): 877–889. Yu Yongqiang, Tang Shaolei, Liu Hailong et al.2018.Development and Evaluation of the Dynamic Framework of an Ocean General Circulation Model with Arbitrary Orthogonal Curvilinear Coordinate[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 42(4): 877-889. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17284
- Zhang Guangjun, Song Xiaoliang. 2010. Convection Parameterization, Tropical Pacific Double ITCZ, and Upper-Ocean Biases in the NCAR CCSM3. Part II: Coupled Feedback and the Role of Ocean Heat Transport [J]. *Journal of Climate* 23 (3): 800–812. doi:10.1175/2009JCLI3109.1.
- Zhang Guangjun., Song Xiaoliang, Wang Yong. 2019. The Double ITCZ Syndrome in GCMs: A Coupled Feedback Problem among Convection, Clouds, Atmospheric and Ocean Circulations [J]. *Atmospheric Research*,255–68. doi:10.1016/j.atmosres.2019.06.023.
- 张学洪, 俞永强, 宇如聪, 等.2003. 一个大洋环流模式和相应的海气耦合模式的评估 I .热带太平洋年平均状态[J]. *大气科学*, 27(6): 949-970. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.01 Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Yu Rucong, et al. 2003. Assessments of an OGCM and the Relevant CGCM Part I . Annual Mean Simulations in the Tropical Pacific Ocean [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 27(6): 949-970. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2003.06.01
- Zhou Linjjong, Bao Qing Liu, Yimin et al. 2015. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 6: 513–26. doi:10.1002/2014MS000349.Received.
- Zhou Shijie, Huang Gang, Huang Ping. 2020. Excessive ITCZ but Negative SST Biases in the Tropical Pacific

