

FGOALS-g3 模拟的南亚夏季风：气候态和年际变率

何林强^{1,2} 周天军^{1,2} 李立娟¹ 林鹏飞¹ 陈晓龙¹ 邹立维¹¹

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与行星科学学院, 北京 100049

摘要 南亚夏季风的变化决定着印度半岛的旱涝状况, 气候系统模式则是研究南亚夏季风变化规律的重要工具。本文基于观测和 JRA55 再分析资料, 系统评估了 FGOALS-g3 模拟的南亚夏季风气候态和年际变率, 并重点关注 FGOALS-g3 与 FGOALS-g2 以及是否考虑海气相互作用的模拟差异。结果表明, 由于局地海温模拟的变化, 相比于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 模拟的南亚夏季风在气候态热带印度洋信风和 El Niño 期间沃克环流下沉支上有明显改进。同时, 由于对流层系统性冷偏差持续存在并且中心位于副热带 300hPa 附近, 造成气候态上经向温度梯度减弱, 使季风环流减弱, 导致 FGOALS-g3 中陆地季风槽的水汽辐散偏差和降水干偏差仍然存在; 在年际变率上, FGOALS-g3 模拟的 El Niño 期间赤道西太平洋海温冷异常偏弱, 印度洋偶极子偏强, 导致印度半岛下沉运动减弱, FGOALS-g3 中 ENSO—印度降水负相关关系也依然偏弱。研究表明, 耦合过程导致的气候态海温偏差通过改变环流和水汽输送, 有效补偿了大气模式中印度半岛中部和中南半岛的降水湿偏差; 在年际变率上, 耦合模式由于考虑了 SST—降水—云短波辐射的负反馈过程, 能够减小大气模式模拟偏差的强度, 但印太暖池区海温模拟偏差导致沃克环流下沉支偏西, 使得印度半岛的降水响应出现更大的湿偏差。

收稿日期 2021-07-14; **网络预出版日期**

作者简介 何林强, 男, 博士研究生, 主要从事气候模拟和季风研究。

E-mail: helq@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41988101、41775091、中国科学院“国际伙伴计划-国际大科学计划培育专项”项目 134111KYSB20160031

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41988101, 41775091), International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant 134111KYSB20160031)

关键词 南亚夏季风 FGOALS 模式偏差 气候态与年际变率 海气耦合

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21042

South Asian Summer Monsoon Simulated by FGOALS-g3 Climate System Model: Climatology and Interannual Variability

HE Linqiang^{1,2}, ZHOU Tianjun^{1,2}, LI Lijuan¹, LIN Pengfei¹, CHEN Xiaolong¹, ZOU Liwei¹

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

2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract: In this study, based on observation and JRA55 reanalysis datasets, we evaluate the performance of South Asian Summer Monsoon (SASM) in FGOALS-g3 climate system model. We draw attention to differences between FGOALS-g3 and FGOALS-g2, coupled model and atmospheric model. Results show that compared with FGOALS-g2, the simulation of climatological Indian Ocean trade winds and the sinking branch of the Walker circulation during El Niño are improved in the FGOALS-g3 owing to the change of local sea surface temperature (SST). While the systematic cold biases in the middle and upper troposphere persist, causing the reduced meridional temperature gradient and weakened SASM, leading to the biases of descend motion and moisture divergence, and the thus still dry biases over the terrestrial monsoon trough in the FGOALS-g3. Meanwhile, the negative correlation between El Niño—Southern Oscillation and Indian summer rainfall captured by FGOALS-g3 stays weaker than observation, resulting from the weaker descending motion caused by SST biases. Furthermore, results also show that the air-sea interaction-induced climatological SST biases compensate the wet biases in the SASM region via the change of atmospheric circulation and water vapor transportation. At interannual timescale, the inclusion of negative feedback process of SST–precipitation–cloud shortwave radiation in the

coupled model effectively improve the biases intensity of rainfall and atmospheric circulation simulated by the atmospheric model; however, the westward biases of sinking branch of the Walker Circulation caused by the SST biases in the coupled model lead to greater wet biases in the Indian Peninsula.

Keywords: South Asian summer monsoon, Climatology and interannual variability, FGOALS-g3 model biases, Air-sea interaction

1. 引言

南亚夏季风主要受太阳辐射季节变化和大尺度海陆热力差异的影响，是全球季风系统的重要组成部分，每年印度半岛的夏季风降水占到全年的 80% (Wang et al., 2017)，对当地的水资源、社会经济和生态环境具有显著影响。基于气候系统模式，认识和理解南亚夏季风的历史变化规律、预测和预估南亚夏季风在未来全球增暖背景下的变化，是科学界高度关注的前沿问题 (Huang et al., 2020a; Huang et al., 2020b)。

由于复杂的海-陆-气相互作用，气候系统模式对于南亚夏季风的模拟仍然是一个巨大的挑战。在气候态上，CMIP3 和 CMIP5 多模式集合平均的南亚夏季降水均在赤道西印度洋存在湿偏差，季风槽内存在干偏差 (Sperber et al., 2013)。已有的研究主要从海气耦合、大气物理过程以及地形和分辨率等方面讨论南亚夏季风气候态模拟偏差的原因。在海气耦合方面，赤道印度洋的东风应力偏差通过皮耶克尼斯正反馈，形成纬向海温梯度偏差，造成西印度洋偏暖，降水增多，并进一步减弱了南亚夏季风环流 (Annamalai et al., 2017)。耦合模式对观测中印度洋海温-蒸发-降水相关性模拟的偏差，也会导致大气对局地海温强迫的响应偏强，进而影响南亚季风区降水的模拟 (Bollasina and Nigam, 2009)。此外，耦合模式模拟的阿拉伯海冷偏差会减少夏季西南气流向印度半岛的水汽输送，造成季风槽降水偏少 (Izumo et al., 2008; Levine et al., 2013)。对比有无海洋同化的数值试验表明，耦合模式对印度夏季风降水的模拟偏差与西太平洋海温模拟偏差有关 (王晨琦等, 2019)。在大气物理过程方面，对流参数化过程导致的大气瞬变偏差会直接造成赤道西印度洋降水的模拟偏差，进而影响南亚夏季风的模拟

(Martin et al., 2010)。大气模式中积云对流方案的夹卷系数对于云的形成和降水的分布有显著影响 (Neale et al., 2008; Zhao et al., 2018)，通过增加 NCAR-CAM4 模式中对流方案的夹卷率，敏感性试验结果表明赤道西印度洋的湿偏差和季风槽的干偏差有明显改善 (Hanf and Annamalai, 2020)。在地形作用方面，观测结果和数值试验都指出湿静力能的水平梯度在印度半岛北部和西侧的沙漠之间达到最大，表明由于山脉隔绝了西侧的干冷空气，南亚季风区的湿静力能和降水才得以维持 (Boos and Kuang, 2010; Boos and Hurley, 2013)。因此，当前模式对于高原陡峭地形的平滑处理，会导致季风槽降水的模拟偏少 (Boos and Hurley, 2013)。此外，提高模式的水平分辨率，可以有效改善西高止山和中南半岛迎风坡地形降水的模拟偏差，但对于印度大陆的降水模拟没有明显提升 (Johnson et al., 2016)。

在年际尺度上，El Niño 与印度夏季降水 (AIR; All-India Rainfall) 存在着显著的负相关关系，这也是衡量气候模式模拟南亚夏季风性能的重要指标 (Sperber et al., 2013; Pandey et al., 2020)。在 CMIP3 的众多模式中，仅有 4 个能再现这种热带太平洋海温异常激发的大气遥相关 (Annamalai et al., 2007)。相比之下，CMIP5 模式对于 El Niño 与 AIR 负相关关系的模拟有了明显改善 (Sperber et al., 2013)。基于 CMIP5 多模式历史气候模拟的分析表明，El Niño—Southern Oscillation (ENSO) 与季风关系的模拟取决于模式对于气候态季风降水的空间分布，ENSO 相关的赤道太平洋海温和非绝热加热的模拟 (Sperber et al., 2013)。同时，受 El Niño 强迫的印度洋的海温异常会使得热带太平洋海温与印度夏季降水的遥相关关系减弱 (Ashok et al., 2004)，因此，ENSO 相关的印度洋和西太平洋海温异常的模拟也会直接影响到 ENSO 与季风降水的关系 (Lau and Nath, 2009; Achuthavarier et al., 2012)。

全球季风模式比较计划 (GMMIP) 作为第六次耦合模式比较计划 (CMIP6) 的子计划之一，由中国、英国和美国学者联合发起组织 (Zhou et al., 2016)。GMMIP 通过比较不同分辨率、有无海气耦合过程的试验，有望明晰季风降水模拟偏差的来源，为提升模式综合模拟能力提供参考 (周天军等, 2019a)。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) 发展的最新版本的耦合系统模式 FGOALS-g3 (Li et al., 2020b)，参与了 GMMIP

国际计划。季风的模拟，一直是 FGOALS 模式研发过程中重点关注的问题。以 FGOALS-g2 为例，该模式能够合理地模拟出南亚夏季风的气候态和年际变率特征，但由于气候态下印度洋海温和对流层温度等模拟偏差，导致印度半岛的水汽输送和动力抬升减弱，季风槽出现干偏差；El Niño 期间印太暖池的海温模拟偏差造成沃克环流下沉支位置偏移，ENSO 与 AIR 负相关关系偏弱(黄昕等, 2019)。从 FGOALS-g2 到 FGOALS-g3, 该模式从大气分量到海洋分量都做了诸多改进，但是，关于该模式对南亚夏季风的模拟能力尚未进行系统评估。本文的目的是：1) 基于观测事实，评估 FGOALS-g3 对于南亚夏季风气候态和年际变率的模拟能力 2) 通过耦合与非耦合试验结果的比较，理解海气耦合过程对于南亚季风模拟偏差的影响。

2. 资料和方法

2.1. 模式介绍

FGOALS-g3 是由 LASG/IAP 发展的耦合系统模式，包含了大气、海洋、陆地和海冰四个模块。相比于 FGOALS-g2，FGOALS-g3 的大气分量 GAMIL3 采用了二维混合的并行剖分，在水平分辨率、水汽平流方案，物理过程和外强迫上进行了更新和改进 (Li et al., 2020a)。GAMIL3 的水平分辨率由 $\sim 2.8^\circ$ (128×60) 提高到 $\sim 2^\circ$ (180×80)，并调整了两步保形平流方案以提高水汽守恒 (TSPAS; Yu, 1994)。在物理过程方面，GAMIL3 考虑了对流动量传输过程 (Wu et al., 2007)、采用了基于估计反演强度的积云对流参数化方案 (EIS; Guo and Zhou, 2014)、人为气溶胶效应的简单参数化方案 (Stevens et al., 2017; Shi et al., 2019) 和改进的边界层方案 (Sun et al., 2016)。外强迫采用了 CMIP6 推荐的方案 (Nie et al., 2019)，相比 FGOALS-g2 增加了火山活动的强迫，同时加入了 1965-2014 年人为地下水开采作为陆面模式的额外强迫 (Li et al., 2020b)。

FGOALS-g3 的海洋分量 LICOM3 相对于 LICOM2 的改进主要表现在以下几个方面：一是动力框架由原来经纬度格点框架改为适用于任意正交曲面坐标并采用三极格点，有效解决了北极点引起的一系列计算稳定性问题；二是升级耦合器接口，提高了耦合效率；三是改进了潮汐混合以及涡旋混合的物理过程 (Lin et al., 2016; 俞永强等, 2018; 于子棚等, 2019; Lin et al., 2020)。FGOALS-g3 的陆

面分量 CAS-LSM (Xie et al., 2020), 海冰分量 Los Alamos sea ice model Version 4.0 相比 FGOALS-g2 均有所改进。FGOALS-g3 采用 NCAR 开发的 CPL7 进行耦合。有关 FGOALS-g3 相对于 FGOALS-g2 模式改进的详细介绍和整体评估参见 (Li et al., 2020b)。

本文使用的模式数据为 FGOALS-g3 的历史试验和单独大气试验结果。其中, 历史试验使用观测的、随时间变化的外强迫驱动耦合模式, 模拟 1850-2014 年的历史气候; 单独大气试验利用 1979-2014 年以来观测的海温和海冰作为边界条件驱动大气模式 GAMIL3, 这是 CMIP6 的标准设定 (周天军等, 2019b)。为比较 FGOALS-g3 历史试验与 FGOALS-g2 的差异, 本文还用到 FGOALS-g2 向 CMIP5 提交的历史试验数据。上述每组试验均选取第一个集合成员, 时间为 1979-2005 年。为理解内部变率对本文结果的影响, 本文在讨论部分, 给出了 5 个样本集合的模拟效果与单个集合成员结果的异同。为方便讨论, 以下分别用 FGOALS-g2, FGOALS-g3 和 GAMIL3 来表示 FGOALS-g3 与 g2 的历史试验和 FGOALS-g3 的单独大气试验结果。

2.2. 观测和再分析资料

本文用到的观测资料包括: 1) GPCP 2.3 (Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.3) 逐月降水 (Adler et al., 2003); 2) 英国哈德莱中心 HadISST (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature version 1.1) 逐月海表温度 (Rayner et al., 2003); 3) 日本气象厅 JRA55 逐月大气再分析数据 (Kobayashi et al., 2015)。为方便比较, 所有数据均选取 1979-2005 的 6-9 月年并统一插值到 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 格点上。JRA55 再分析数据垂直方向上选取 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100hPa 各层。

3. 结果分析

以下针对南亚夏季风的气候态及年际变率特征, 首先通过比较 FGOALS-g3 与观测、FGOALS-g3 与 g2、FGOALS-g3 与 GAMIL3 的试验结果, 关注 FGOALS-g3 与 g2 和海气耦合过程对于南亚夏季风模拟的差异, 随后, 再进一步探讨模拟偏差改进的原因。

3.1. FGOALS-g3 对气候态下南亚夏季降水的模拟

3.1.1. 南亚夏季降水气候态的模拟

气候态上,观测结果(图 1a)表明南亚夏季风期间,印度洋越赤道气流受地转效应影响及东非大陆的阻挡,形成西南季风,并向印度半岛和中南半岛输送水汽,降水的中心位于孟加拉湾的季风槽内。受地形影响,西高止山、若开山脉和喜马拉雅山脉的迎风坡降水较多(图 1a)。位于赤道东印度洋海上辐合带的降水伴随着南亚季风的撤退而增多(图 1a, 2a)。

相比于观测,FGOALS-g3 模拟的季风环流偏弱,整个南亚季风区存在明显的北风偏差,减弱了向印度半岛北部的水汽输送(图 1b, d)。降水场上,西印度洋的湿偏差和季风槽的干偏差是 CMIP3 和 CMIP5 耦合模式普遍存在的系统性偏差(Annamalai et al., 2017),这在 FGOALS-g3 的模拟中依然存在(图 1d)。

相比于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 模拟的赤道印度洋东风偏差明显改善,赤道西印度洋和阿拉伯海的湿偏差减弱,但赤道中印度洋和孟加拉湾的湿偏差加剧(图 1d, 1e)。GAMIL3 模拟的南亚夏季风环流和降水的特征与 FGOALS-g3 结果类似(图 1b, 1c),表明耦合模式的模拟偏差在很大程度上源自大气模式自身。但相比于 GAMIL3, FGOALS-g3 模拟的北印度洋西风偏差减弱,对应的印度半岛中部和中南半岛西部降水湿偏差减弱(图 1f),这反应了海气耦合过程的影响。

在年循环特征上,南亚夏季降水集中在 6-9 月,雨带中心北推至 22°N 附近,赤道印度洋辐合带的降水在夏季风期间逐渐增强(图 1a, 2a)。相比于观测,FGOALS-g3 模拟的南亚夏季风主雨带位置偏南(8°N 附近)且强度偏大,同时海上辐合带降水特征不明显(图 2b),表现为由赤道印度洋延伸至印度半岛的“干—湿—干”的三核型偏差(图 2d)。这与 FGOALS-g2 的模拟偏差特征类似(黄昕等, 2019),但 g3 中的三核型偏差强度更大(图 2d, 2e),表明年循环特征的改进难度之大。此外, GAMIL3 模拟的年循环特征与 FGOALS-g3 类似,但主雨带北推位置相比于耦合模式更接近观测(图 2c, 2f),表明这种偏差来自大气模式自身,但是海气耦合过程进一步放大了这一偏差。

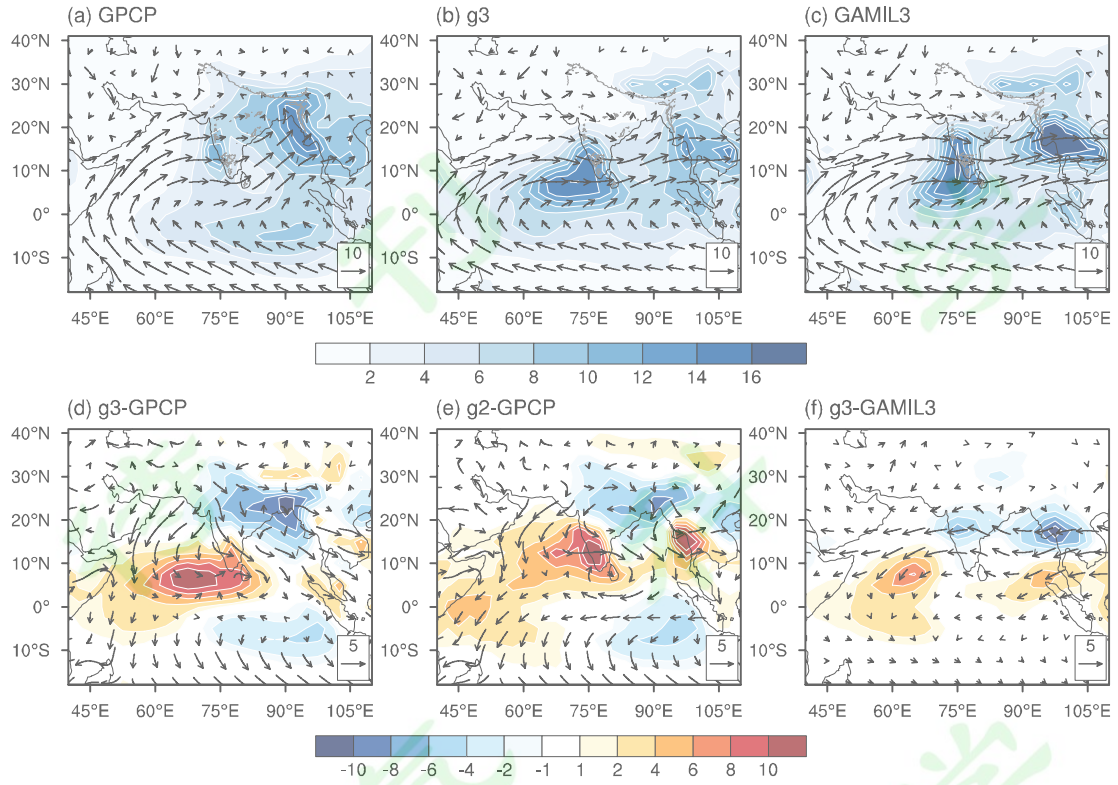


图 1 南亚夏季降水（填色，单位 mm d^{-1} ）与 850hPa 风场（矢量 单位 m s^{-1} ）的气候态。

(a)GPCP/JRA55, (b)FGOALS-g3, (c)GAMIL3, (d)g3-GPCP/JRA55, (e)g2-GPCP/JRA55, (f) g3-GAMIL3。

(a-c) 中灰色实线为南亚季风区 800m 等高线，由西至东依次表示西高止山（印度半岛西端）、喜马拉雅山脉（印度半岛北端）和若开山脉（中南半岛西北端）

Figure 1. Climatology of JJAS (June-July-August-September) South Asian summer monsoon (SASM) precipitation (shading, units: mm d^{-1}) and 850 hPa wind (vectors, units: m s^{-1}): (a) GPCP/JRA55, (b) FGOALS-g3, (c) GAMIL3, (d) FGOALS-g3 minus GPCP/JRA55, (e) FGOALS-g2 minus GPCP/JRA55, (f) FGOALS-g3 minus GAMIL3. Grey lines denote the altitude of 800 m

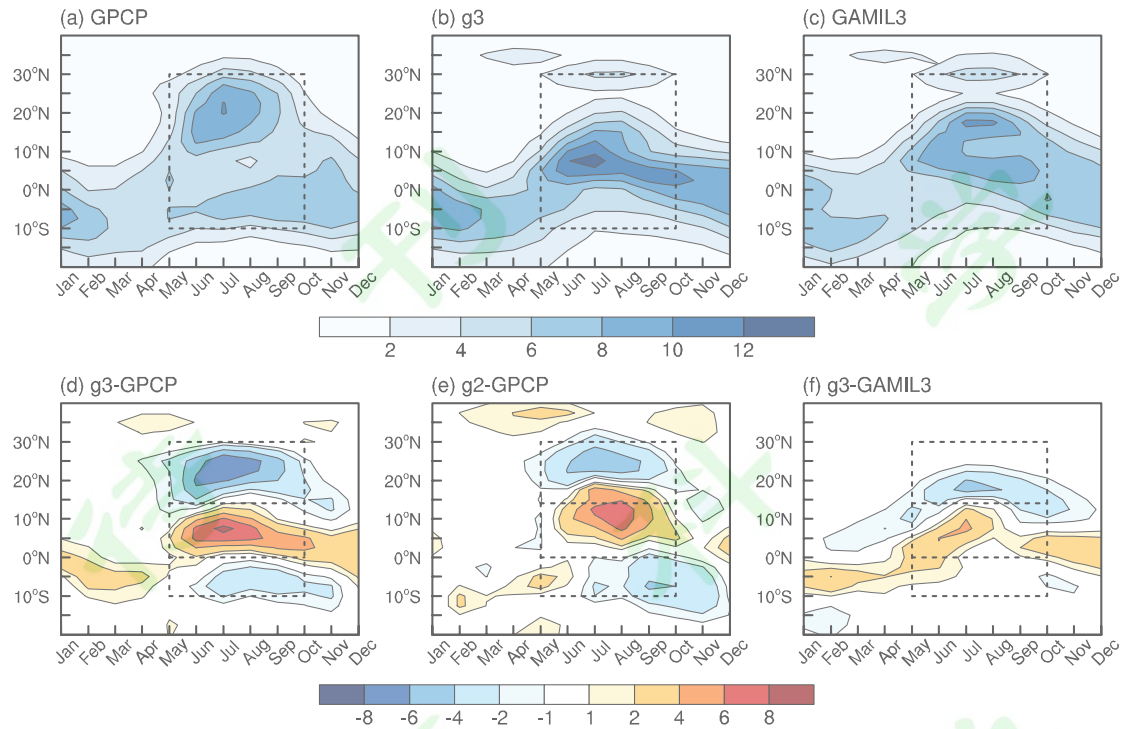


图 2 南亚夏季降水 ($65^{\circ}\text{E} - 95^{\circ}\text{E}$ 平均) 的年循环 (单位 mm d^{-1})。 (a) GPCP, (b) FGOALS-g3, (c) GAMIL3, (d) g3-GPCP, (e) g2-GPCP, (f) g3-GAMIL3

Figure 2. Annual cycle climatology of SASM precipitation averaged from 65°E to 95°E (units: mm d^{-1}): (a) GPCP, (b) FGOALS-g3, (c) GAMIL3, (d) FGOALS-g3 minus GPCP, (e) FGOALS-g2 minus GPCP, (f) FGOALS-g3 minus GAMIL3

3.1.2. 南亚夏季降水气候态模拟偏差的原因

南亚夏季风的形成和变化与大尺度的经向热力差异有关 (Webster and Yang, 1992; Jin and Wang 2017)。由于对流潜热释放, 热带对流层上层温度对海温异常的响应增强, 使得对流层上层经向热力梯度对于南亚季风环流的驱动作用要大于对流层低层 (Dai et al., 2013)。图 3a 给出了 JRA55 资料计算的气候态下 300hPa 的南亚夏季风环流和温度。对流层上层海洋相比于大陆更冷, 其中冷中心位于西印度洋, 暖中心位于印度半岛北部 (与整层大气温度水平梯度的分布类似, 图片未给出)。根据热成风原理, 北印度洋的对流层上层盛行东风 (图 3a), 低层盛行偏西风 (图 1a)。相比于观测, FGOALS-g3 模拟的 300hPa 温度在南亚季风区整体偏冷, 同时冷偏差中心位于印度半岛北部至中亚一带 (图 3b)。这样的冷偏差结构使得气候态的经向温度梯度减弱, 南亚季风环流减弱 (图 3b), 进一步抑

制了印度半岛北部及季风槽附近的对流活动，出现下沉运动偏差（图 3f），导致整层水汽辐散偏差（图 4d），降水模拟偏少（图 1d）。此外，印度半岛南部的抬升运动偏差及对应的降水湿偏差广泛存在于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 以及 GAMIL3 的模拟中（图 1b, 1e 和 1f），这可能与模式的分辨率难以准确刻画位于印度德干高原西部的西高止山的陡峭地形有关。

相比于 FGOALS-g3, FGOALS-g2 模拟的对流层温度同样存在类似的冷偏差结构，并且系统性冷偏差的强度较 g3 偏冷 2K 左右（图 3b, 3c），造成局地哈德莱环流减弱进而导致降水的模拟偏差（图 3g; 黄昕等, 2019）。GAMIL3 模拟的气候态对流层 300hPa 温度的水平分布上，南亚季风区的经向梯度同样减弱，但相比于 FGOALS-g3 耦合试验模拟的偏差强度较弱（3b, 3d），对应的季风槽的下沉运动偏差（图 3f, 3h）和降水干偏差也有所减弱（图 1a, 1c）。这在一定程度上说明，海气耦合过程会放大单独大气模式中对流层温度的冷偏差。

值得注意的是，造成南亚夏季风环流模拟偏弱的对流层温度冷偏差不仅存在于 FGOALS-g3 模式中，John and Soden (2007) 指出 CMIP3 耦合模式模拟的对流层温度系统性地偏冷 1—2K，冷偏差随着高度增加，并且副热带地区大于热带和高纬地区。类似的冷偏差结构在大多数 CMIP5 耦合模式中依然存在，冷偏差的大值中心位于副热带 300hPa 附近（Tian et al., 2013）。但是，耦合模式模拟的这种系统性冷偏差的来源尚不清楚，而单独大气模式模拟的对流层温度也存在相似的偏差结构。因此，这种全局性的冷偏差可能与大气模式的湿物理过程参数化方案及动力过程的反馈有关。在南亚季风区，对流模拟偏差造成的降水干偏差导致对流层中上层非绝热加热偏弱，一方面冷偏差可以通过热带波动传播至整个热带副热带地区，形成全局性的冷偏差；另一方面，冷偏差通过调整大气环流进而影响降水，所构成的正反馈过程进一步放大了降水的模拟偏差。关于对流层冷偏差影响季风降水的机制，未来有待通过数值试验加以明晰。观测证据显示，对流层的中上层变冷能够令南亚季风和东亚季风区降水减少（Yu et al., 2004; Yu and Zhou, 2007; Roxy et al., 2015），并且这种影响通过数值试验在东亚地区得到部分验证（Xin et al., 2008）。

在对流层低层，不同于 FGOALS-g2 试验中印度洋海温“西暖东冷”的偶极型偏差（图 4b; 黄昕等, 2019; Lin et al., 2013），FGOALS-g3 模拟的海温冷偏

差整体减弱（图 4a; Li et al., 2020b），且东印度洋海温暖偏差强度更大（图 4c），使得赤道印度洋海温偏差的纬向梯度减小，纬向环流偏差减弱（图 1f），基本纠正了 FGOALS-g2 中赤道印度洋的东风偏差（图 1d）。而相比于观测海温，耦合模式 FGOALS-g3 模拟的北印度洋海温呈现“西暖东冷”的偶极型偏差，西北太平洋呈现冷偏差（图 4a），使得大气模式模拟的北印度洋西风偏差减弱（图 1f），不利于水汽向南亚季风区输送（图 4f），在一定程度上改善了大气模式模拟的印度半岛中部和中南半岛中部的湿偏差（图 1f）。基于 CMIP5 多模式集合平均的结果也表明，气候态季风降水模拟的改进很大程度上来源于耦合模式模拟的海温偏差（Yang et al., 2019）。

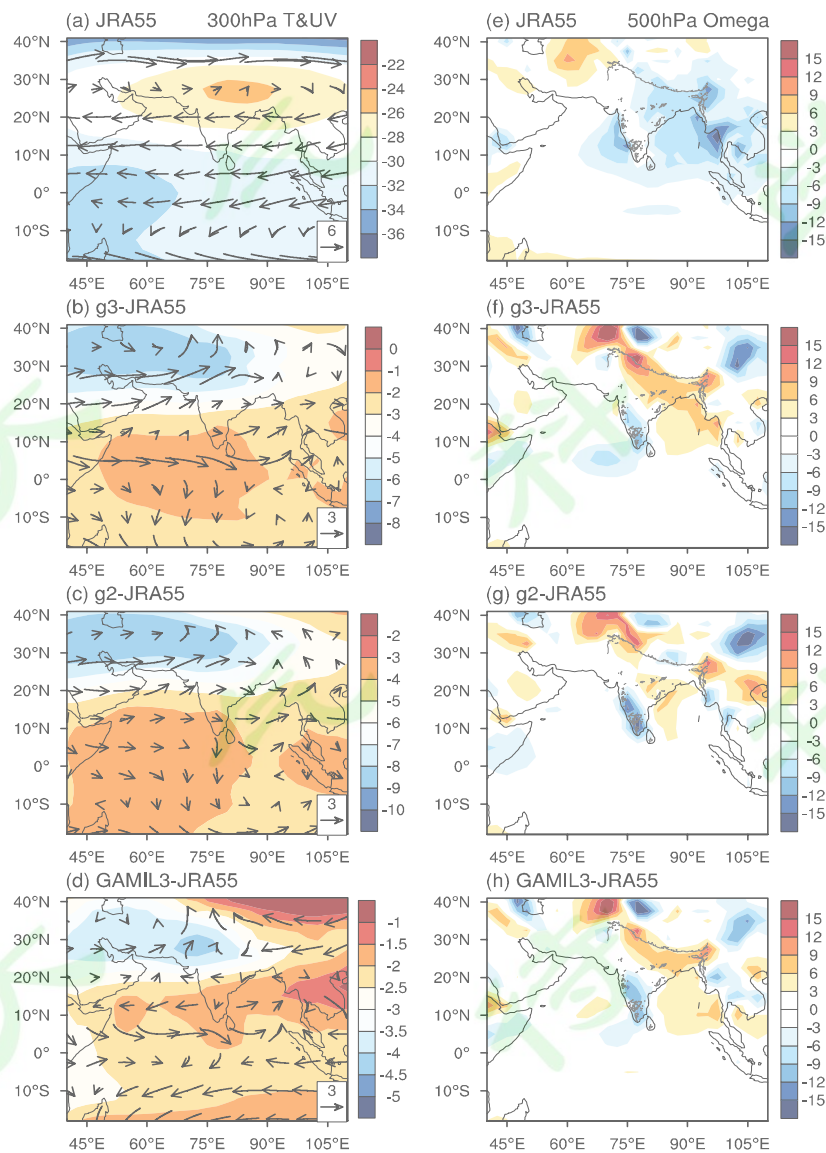


图 3 气候态 6-9 月南亚地区 300hPa 温度（左列，填色，单位 k），风场（左列，矢量，单位 m s^{-1} ）和 500hPa 垂直速度（右列，单位 $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$ ）的空间分布。（a, e）JRA55，（b, f）g3-JRA55，（c, g）g2-JRA55，（d, h）GAMIL3-JRA55

Figure 3. Climatology of JJAS 300 hPa air temperature (left panel, shading, units: k), wind (left panel, vectors, units: m s^{-1}) and 500 hPa vertical velocity (right panel, units: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$): (a, e) JRA55, (b, f) FGOALS-g3 minus JRA55, (c, g) FGOALS-g2 minus JRA55, (d, h) GAMIL3 minus JRA55

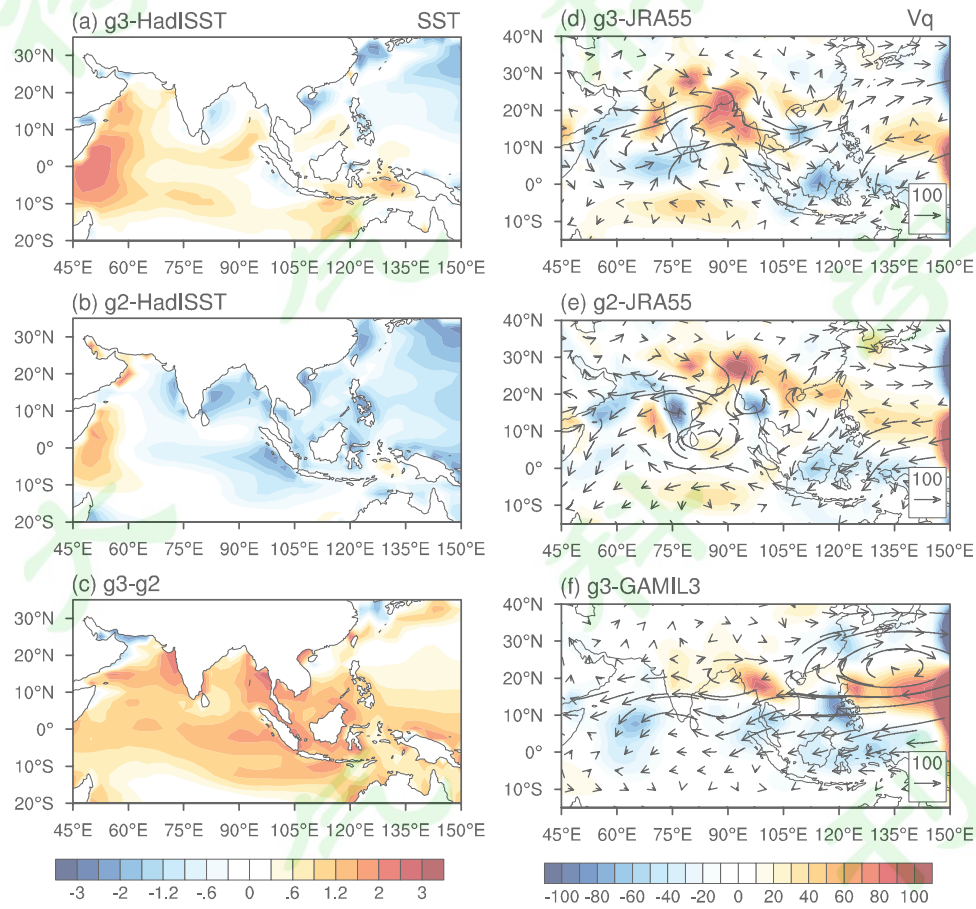


图 4 气候态 6-9 月印度洋海表温度（左列，单位 k）和整层水汽通量积分（右列，矢量，单位 $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ）及其散度（右列，填色，单位 $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ）。（a）g3-HadISST，（b）g2-HadISST，（c）g3-g2，（d）g3-JRA55，（e）g2-JRA55，（f）g3-GAMIL3

Figure 4. Climatology of JJAS sea surface temperature (left panel, units: k), vertically integrated moisture flux (right panel, vectors, units: $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and its divergence (right panel, shading, units: $10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$): (a) FGOALS-g3 minus HadISST, (b) FGOALS-g2 minus HadISST, (c) GAMIL3

minus HadISST, (d) FGOALS-g3 minus JRA55, (e) FGOALS-g2 minus JRA55, (f) GAMIL3 minus JRA55

3.2. FGOALS-g3 对南亚夏季降水年际变率的模拟

3.2.1. 南亚夏季降水与 ENSO 关系的模拟

在年际尺度上, ENSO 是印度半岛夏季降水重要的可预报性来源 (Mishra et al., 2012; Cherchi and Navarra, 2013)。观测中, 在低层环流场上 (图 5a), 赤道西印度洋的东北风异常抑制了西南气流向印度半岛的水汽输送, 同时海洋性大陆的海温冷异常通过 Gill 响应 (Gill, 1980) 激发低层反气旋性环流异常, 进而驱动边界层的 Ekman 辐散, 导致南亚夏季风环流减弱, 印度半岛降水减少。

相比于观测, FGOALS-g3 模拟的 El Niño 期间, 赤道印度洋低层辐散偏强, 对应的赤道中东印度洋出现干偏差; 南亚夏季风环流偏强, 印度半岛降水偏多, 干异常偏弱 (图 5b, 5d)。这与 FGOALS-g2 模拟的 ENSO 相关的南亚夏季风环流和降水的偏差与之类似 (黄昕等, 2019), 但 FGOALS-g3 模拟的印度半岛南端和阿拉伯海的湿异常偏差加剧 (图 5d, 5e)。

GAMIL3 模拟的 El Niño 期间南亚季风区环流和降水特征与 FGOALS-g3 相似, 但印度半岛的干异常、印度半岛南端以及中南半岛的湿异常较之耦合模式偏强 (图 5c, 5f), 表明耦合过程减弱了上述偏差的强度。同时, 相比于 GAMIL3, 耦合模式模拟的赤道印度洋低层环流与观测更加接近 (图 5a-c), 有效改善了 GAMIL3 中西印度洋的干偏差 (图 5f)。

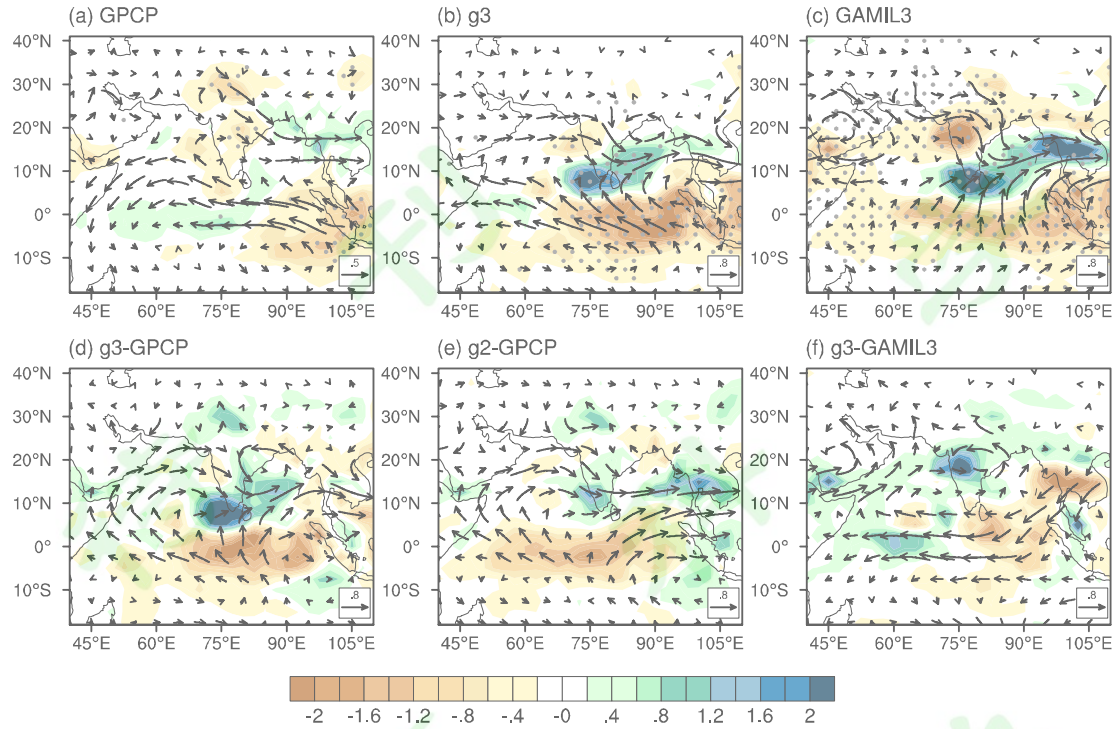


图 5 标准化的 6-9 月 Niño3.4 指数回归的同期南亚降水（填色，单位 mm d^{-1} ）和 850hPa 风场（填色，单位 m s^{-1} ）异常的空间分布。（a）GPCP/JRA55，（b）FGOALS-g3，（c）GAMIL3；（d）g3-GPCP/JRA55，（e）g2-GPCP，（f）g3-GAMIL3。打点表示回归系数通过 95% 的显著性检验

Figure 5. JJAS precipitation anomalies (shading, units: mm d^{-1}) and 850 hPa wind anomalies (vectors, units: m s^{-1}) regressed onto standardized Niño3.4 index: (a) GPCP/JRA55, (b) FGOALS-g3, (c) GAMIL3, (d) FGOALS-g3 minus GPCP/JRA55, (e) FGOALS-g2 minus GPCP/JRA55, (f) GAMIL3 minus GPCP/JRA55. Dotting denotes the 95% confidence level

3.2.2. 南亚夏季降水与 ENSO 关系模拟偏差的原因

El Niño 期间，热带中东太平洋暖海温异常激发的沃克环流上升支在印太暖池区下沉，进而影响周边地区的气候。为探究模式对 ENSO 与南亚夏季风关系模拟偏差的原因，图 6 和图 7 给出了 El Niño 期间海温和环流异常的观测和模拟结果。参照黄昕等（2019）的定义计算得出，观测中沃克环流上升支位于 155°W 附近，下沉中心位于 105°E （图 6a, 7a）。同时，El Niño 通过“大气桥”影响印度洋海表的热通量，使得印度洋海温异常呈现“西暖东冷”的偶极型分布（Lau and

Nath, 2009), 产生的异常环流在西印度洋上升东印度洋下沉, 有利于南亚夏季风的增强, 在一定程度上减弱了 ENSO 对南亚夏季风的遥强迫。

相比于观测, FGOALS-g3 模拟的赤道中东太平洋 El Niño 海温暖异常与观测特征相符, 变率较 FGOALS-g2 有明显提升 (图 6b, 6c; Li et al., 2020b; Zhang et al., 2020), 但印太暖池区的海温偏差依然较大 (图 6d)。具体来说, FGOALS-g3 试验模拟未能模拟出热带西太平洋的海温冷异常, 但赤道东印度洋则出现冷异常, 西印度洋出现更强的暖异常, 呈偶极子型。这一方面造成沃克环流下沉支 (图 7a, 7b; 92.5°E 附近) 较观测偏西, 通过 Gill 响应激发的低层反气旋异常在南亚地区也偏西 (图 5b, 5d), 有助于水汽从阿拉伯海输送至印度半岛; 同时, 较观测偏强的印度洋偶极子进一步抑制了 ENSO 对于南亚夏季风的遥强迫 (Ashok et al., 2001, 2004)。这些过程都使得 FGOALS-g3 模拟的 El Niño 期间南亚夏季风环流和对流活动较观测偏强, 在印度半岛出现湿偏差 (图 5d)。

FGOALS-g2 模拟的 ENSO 基本特征与观测接近 (Chen et al., 2016), 沃克环流下沉支位于 63°E 附近 (图 7c; 黄昕等, 2019), 相比之下, FGOALS-g3 由于模拟的 El Niño 期间赤道东印度洋海温冷偏差加剧以及赤道西太平洋暖偏差减弱 (图 6b, 6c, 6f), 使得下沉支的模拟 (92.5°E) 与观测更接近 (图 7b, 7c), 但降水模拟的提升并不明显 (图 5d, 5e)。这与 Li et al. (2020a) 和 Li et al. (2020b) 结论一致, 即相比于上一版本, FGOALS-g3 模拟的环流场、云辐射强迫等有所改进, 但降水的改进则不显著。这可能是参数自动优化时, 目标函数里包含了更多动力、辐射场的变量, 而降水场权重较小, 因此总体性能虽有改进, 但降水模拟的提升有限。

相比于 FGOALS-g3, GAMIL3 由于受观测海温驱动, 模拟的 ENSO 相关的沃克环流下沉支中心的位置与观测更为接近 (图 7a, 7d), 因此通过 Gill 响应激发的反气旋位置也接近观测 (图 5a, 5c)。但由于缺少海洋与大气的耦合过程, 未考虑 SST—降水—云短波辐射的负反馈过程 (He et al., 2020), 造成模拟的赤道中东太平洋的对流活动偏强 (图 7d), 在海洋大陆地区的下沉运动也偏强, 伴随着云量的减少, 使得短波辐射增加 (图 7h)。在 FGOALS-g3 的模拟中, 短波辐射的增加使得海温升高, 进一步促进了对流活动, 在一定程度上减弱了先前的下沉异常; 而 GAMIL3 由于不考虑海洋对大气的响应, 无法描述上述海气相互

作用的负反馈过程，因此模拟的动力下沉要比观测偏强（图 7d），导致印度半岛中北部的降水响应偏强（图 5c），地表接收到的短波辐射也偏强（图 7h）。因此，海气耦合过程对于南亚夏季风环流和降水年际变率的模拟有显著影响，一方面考虑 SST—降水—云短波辐射的负反馈过程能够减小模拟偏差的强度，但同时耦合模式中沃克环流下沉运动中心偏西也使得陆地季风降水的负异常响应位置偏西。因此，印度半岛降水的模拟呈现湿偏差。

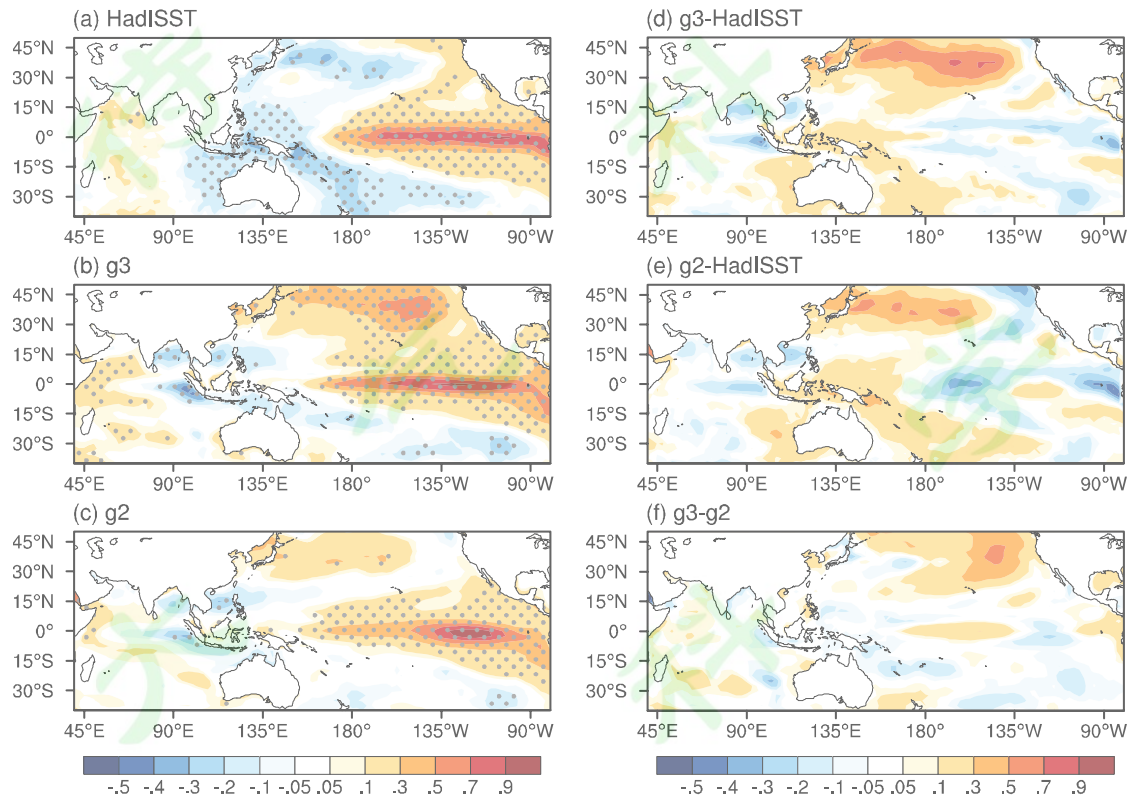


图 6 标准化的 6-9 月 Niño3.4 指数回归的同期海表温度异常（填色，单位 k）的空间分布：（a）HadISST，（b）FGOALS-g3，（c）FGOALS-g2，（d）g3-HadISST，（e）g2-HadISST，（f）g3-g2。打点表示回归系数通过 95% 的显著性检验

Figure 6. JJAS sea surface temperature anomalies (units: k) regressed onto standardized Niño3.4 index: (a) HadISST, (b) FGOALS-g3, (c) FGOALS-g2, (d) FGOALS-g3 minus HadISST, (e) FGOALS-g2 minus HadISST, (f) FGOALS-g3 minus FGOALS-g2. Dotting denotes the 95% confidence level

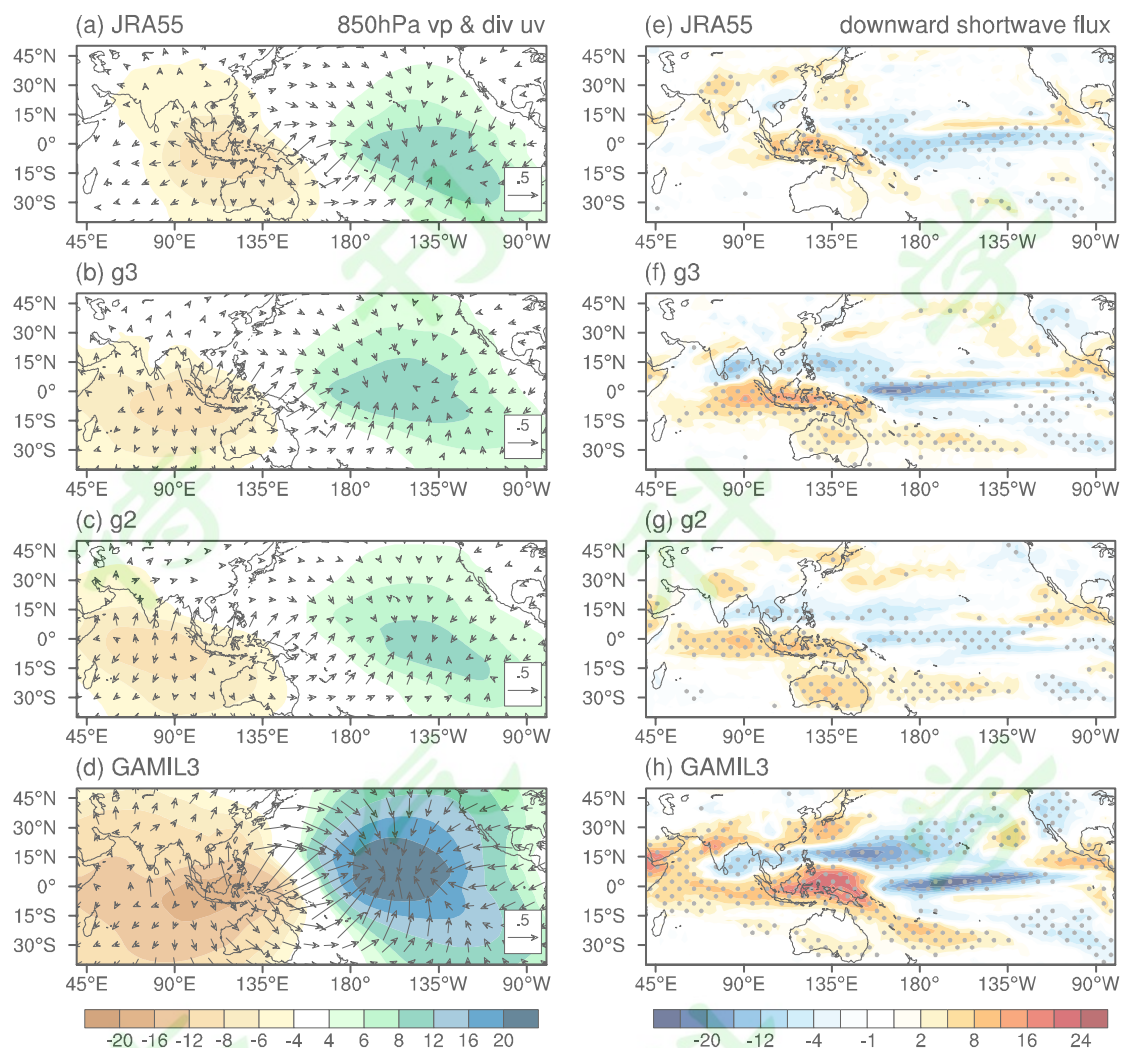


图7 标准化的6-9月Niño3.4指数回归的同期850hPa辐散风(矢量, 单位 m s^{-1})与速度势异常(填色, 单位 $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$)和地表接收到的向下的短波辐射通量异常(单位 W m^{-2})的空间分布: (a, e) JRA55, (b, f) FGOALS-g3, (c, g) FGOALS-g2, (d, h) GAMIL3。打点表示回归系数通过95%的显著性检验, 所展示的辐散风与速度势均通过95%的显著性检验

Figure 7. JJAS 850 hPa divergent wind anomalies (left panel, vectors, units: m s^{-1}), velocity potential anomalies (left panel, shading, units: $10^5 \text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and downward shortwave flux anomalies (right panel, units: W m^{-2}) regressed onto standardized Niño3.4 index: (a, e) JRA55, (b, f) FGOALS-g3, (c, g) FGOALS-g2, (d, h) GAMIL3. Dotting denotes the 95% confidence level

3.3 集合平均结果的影响

由于同一个模式不同的集合成员(不同 realization)的差异主要体现在内部变率上, 因此对于气候态南亚夏季风的影响可以忽略。而在年际变率上, ENSO 与

印度半岛夏季降水在 1979-2005 年间存在显著的负相关，并且这种关系受到年代际变率的影响；对于耦合模式而言，这种关系在不同集合成员之间可能存在差异，为此，我们进一步分析了 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 历史试验 5 个集合成员的模拟结果。相比于单个集合成员对于南亚夏季风的模拟（图 1 和 5），多样本集合之后的模拟特征（图 8 和 9）无论在气候态还是年际变率上都与前者一致，没有明显差异。

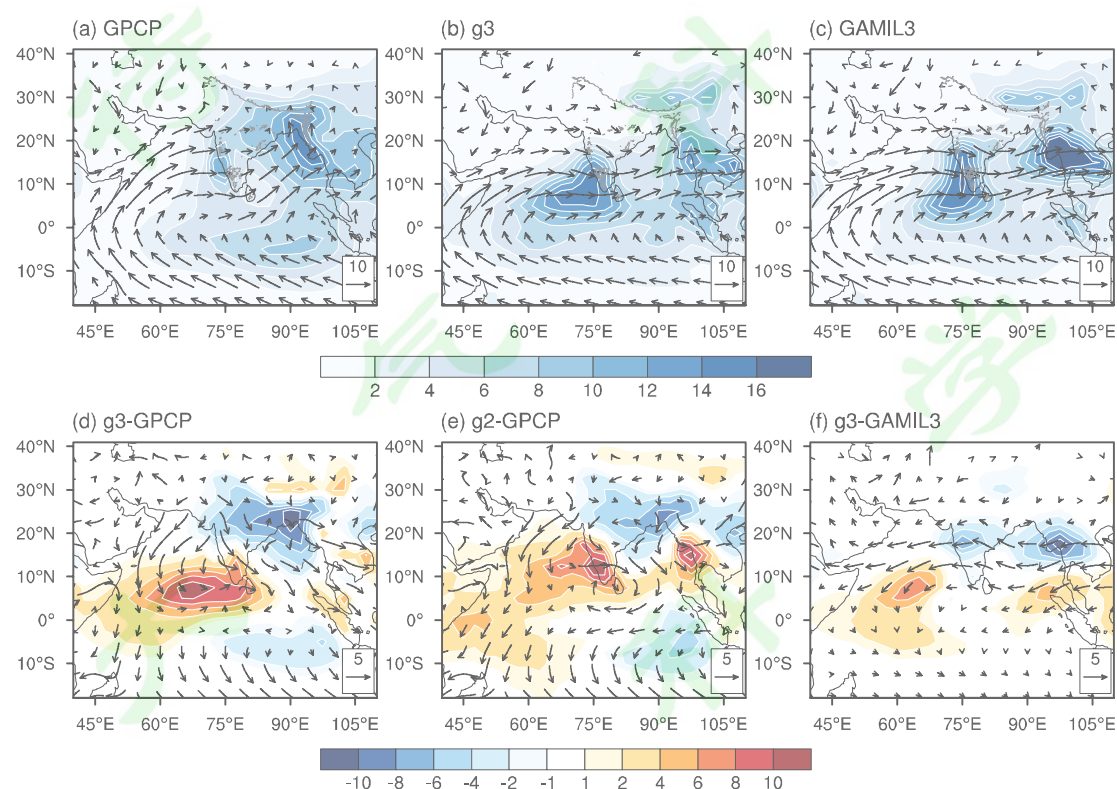


图 8 同图 1，其中 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 历史模拟的结果为前五个集合成员的平均值
Figure 8. As Fig 1, but results of FGOALS-g2 and FGOALS-g3 are derived from the first five members' mean

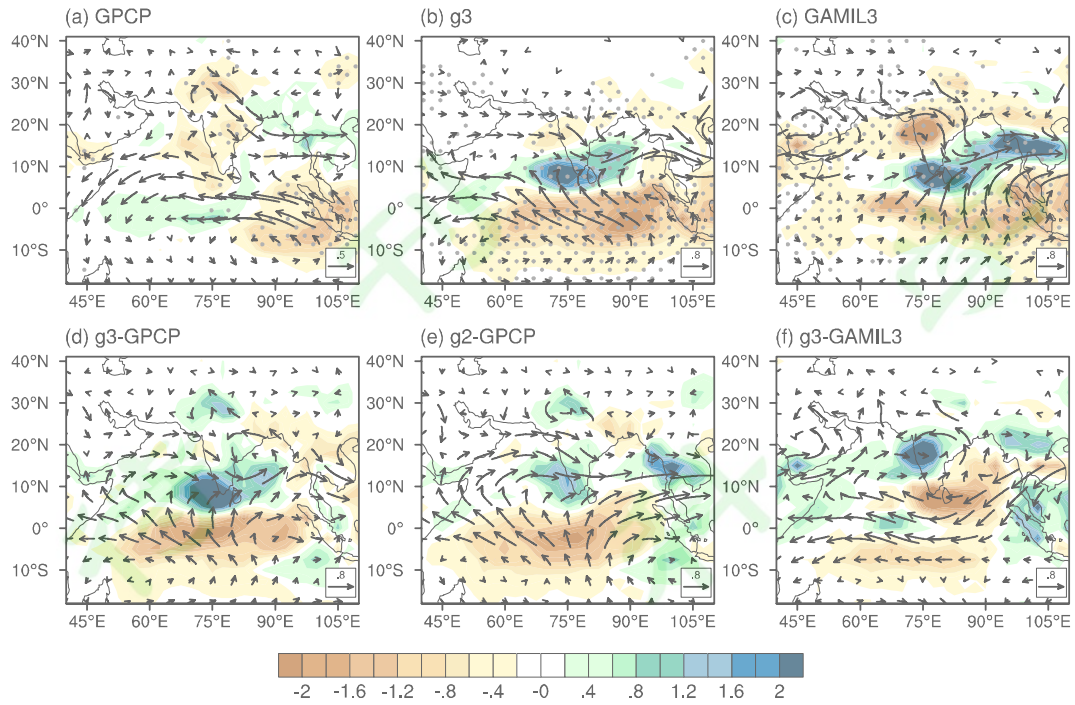


图9 同图5,其中FGOALS-g2和FGOALS-g3历史模拟的结果为前五个集合成员的平均值。

(b-c) 中打点区域表示五个集合成员同号

Figure 9. As Fig 5, but results of FGOALS-g2 and FGOALS-g3 are derived from the first five members' mean. Dotting in b-c denotes the five members have the same sign

4. 结论

本文通过与观测和 JRA55 再分析资料的对比,系统评估了 FGOALS-g3 模式对于南亚夏季风气候态和年际变率的模拟能力,并重点关注 FGOALS-g3 与 g2、海气耦合模式与非耦合模式的差异。

气候态上, FGOALS-g3 模拟的南亚夏季降水由热带印度洋至印度半岛呈现“干-湿-干”的三核型偏差,即海上辐合带和陆地季风槽降水偏少,赤道西印度洋偏多。进一步分析表明,耦合模式模拟的对流层中上层的温度偏低,导致南亚季风区经向温度梯度减弱,造成季风环流减弱,印度半岛及季风槽内产生下沉运动偏差以及水汽辐散偏差,抑制对流活动,导致降水模拟偏弱。相比于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 对于赤道印度洋东风偏差的模拟有明显改善,这与海温东西梯度的模拟偏差减小有关。相比于 GAMIL3,海气耦合过程导致的西北太平洋和北印度洋海温偏差有效改善了印度半岛中部和中南半岛的降水湿偏差。

在年际变率上, FGOALS-g3 模拟的季风环流偏强, ENSO—印度夏季降水负相关偏弱。分析表明, 这与耦合模式模拟的 El Niño 海温偏差有关。一方面, 模式未能模拟出热带西太平洋海温冷异常造成印度半岛的下沉运动减弱; 另一方面, 模式模拟的伴随 El Niño 发生的印度洋偶极子偏强, 有利于季风环流的增强, 部分抵消了 El Niño 对于南亚季风区的遥强迫。相对于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 由于模拟的 El Niño 期间印太暖池区偏冷, 沃克环流下沉支位置与观测更加接近。相比于 GAMIL3, 耦合模式由于考虑了 SST—降水—云短波辐射的负反馈过程, El Niño 相关的环流和降水强度的模拟偏差显著减小, 但印太暖池区的海温模拟偏差造成沃克环流下沉运动中心偏西, 使得陆地季风降水的负响应位置偏西, 印度半岛降水出现湿异常偏差。

综上, 相比于 FGOALS-g2, 由于局地海温的模拟变化, FGOALS-g3 模式对于南亚夏季风气候环流的模拟有明显改进, 但降水的模拟偏差仍然存在。海气耦合过程对于南亚夏季风气候态和年际变率的模拟偏差也存在显著影响。未来若要改进南亚夏季风气候态的模拟, 需要关注大气模式的湿物理过程参数化方案及动力过程的反馈; 若要改进年际变率的模拟, 则需要重点关注耦合模式模拟的 El Niño 期间印太暖池区的海温异常。此外, 耦合试验和单独大气试验的模拟结果都显示, 在气候态与年际变率上, 印度半岛南部的降水上存在着相似的湿偏差, 意味着降水偏差还与模式分辨率对地形刻画不足等因素有关, 这一点未来有待通过高分辨率模式的数值试验加以验证。

参考文献

- Achuthavarier D, Krishnamurty V, Kirtman B, et al. 2012. Role of the Indian Ocean in the ENSO—Indian summer monsoon teleconnection in the NCEP climate forecast system [J]. J. Climate, 25 (7): 2490–2508. doi:10.1175/JCLI-D-11-00111.1.
- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979 present) [J]. Journal of Hydrometeorology, 4 (6): 1147–1167. doi:10.1175/1525-7541(2003)004<1147:tvgps>2.0.co;2.
- Annamalai H, Hamilton K, Sperber KR. 2007. The south Asian summer monsoon and its relationship to ENSO in the IPCC AR4 simulations [J]. J. Climate, 20 (6): 1071–1092. doi:10.1175/JCLI4035.1.
- Annamalai H, Taguchi B, McCreary J P, Nagura M, Miyama T. 2017. Systematic Errors in South Asian Monsoon Simulation: Importance of Equatorial Indian Ocean Processes [J]. J. Climate, 30 (20): 8159–8178. doi:10.1175/JCLI-D-16-0573.1

- Ashok K, Guan Z Y, Saji N, et al. 2004. Individual and combined influences of ENSO and the Indian Ocean dipole on the Indian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 17 (16): 3141–3155. doi:10.1175/1520-0442(2004)017<3141:iacioe>2.0.co;2.
- Ashok K, Guan Z Y, Yamagata T. 2001. Impact of the Indian Ocean Dipole on the relationship between the Indian monsoon rainfall and ENSO [J]. *Geophysical Research Letters*, 28(23): 4499–4502. doi:10.1029/2001gl013294.
- Bollasina M, Nigam S. 2009. Indian Ocean SST, evaporation, and precipitation during the South Asian summer monsoon in IPCC-AR4 coupled simulations [J]. *Climate Dyn.*, 33 (7–8): 1017–1032. doi:10.1007/s00382-008-0477-4.
- Boos W R, Hurley J V. 2013. Thermodynamic bias in the multi-model mean boreal summer monsoon [J]. *J. Climate*, 26 (7): 2279 – 2287.
- Boos W R, Kuang Z. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. *Nature*, 463 (7278): 218–222. doi:10.1038/nature08707.
- Chen L, Yu Y Q, W Zheng. 2016. Improved ENSO simulation from climate system model FGOALS-g1.0 to FGOALS-g2[J]. *Climate Dynamics*, 47: 2617–2634. doi:10.1007/s00382-016-2988-8.
- Cherchi A, Navarra A. 2013. Influence of ENSO and of the Indian Ocean Dipole on the Indian summer monsoon variability [J]. *Climate Dyn.*, 41 (1): 81–103. doi:10.1007/s00382-012-1602-y.
- Dai A, Li H, Sun Y, et al. 2013. The relative roles of upper and lower tropospheric thermal contrasts and tropical influences in driving Asian summer monsoons [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118 (13): 7024–7045. doi:10.1002/jgrd.50565.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106 (449): 277–462. doi:10.1002/qj.49710644905.
- Guo Z, Zhou T. 2014. An improved diagnostic stratocumulus scheme based on estimated inversion strength and its performance in GAMIL2 [J]. *Science China Earth Sciences*, 57 (11): 2637–2649. doi:10.1007/s11430-014-4891-7.
- Hanf F S, Annamalai H. 2020. Systematic Errors in South Asian Monsoon Precipitation: Process-Based Diagnostics and Sensitivity to Entrainment in NCAR Models [J]. *J. Climate*, 33 (7): 2817–2840. doi:10.1175/jcli-d-18-0495.1.
- He L Q, Hao X, Han T T. 2020. The asymmetric impacts of ENSO modoki on boreal winter climate over the Pacific and its rim [J]. *Climate Dyn*, 56: 29–44. doi:10.1007/s00382-020-05395-z.
- Huang X, Zhou T, Dai A, et al. 2020b. South Asian summer monsoon projections constrained by the interdecadal Pacific oscillation [J]. *Science Advances*, 6 (11): eaay6546. doi:10.1126/sciadv.aay6546.
- Huang X, Zhou T, Turner A, et al. 2020a. The Recent Decline and Recovery of Indian Summer Monsoon Rainfall: Relative Roles of External Forcing and Internal Variability [J]. *J. Climate*, 33 (12): 5035–5060. doi:10.1175/JCLI-D-19-0833.1.
- 黄昕, 周天军, 吴波, 等. 2019. 气候系统模式 FGOALS 模拟的南亚夏季风: 偏差和原因分析 [J]. *大气科学*, 43 (2): 437–455. Huang Xin, Zhou Tianjun, Wu Bo, et al. 2019. South Asian summer monsoon simulated by two versions of FGOALS climate system model: Model biases and mechanisms [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43 (2): 437–455. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.18131.
- Izumo T, Montegut C, Luo J J, et al. 2008. The role of the western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability [J]. *J. Climate*, 21 (21): 5603–5623. doi:10.1175/2008jcli2158.1.
- Jin Q, Wang C. 2017. A revival of Indian summer monsoon rainfall since 2002 [J]. *Nature Climate Change*, 7 (8): 587–594. doi:10.1038/nclimate3348.

- Johnson S J, Levine R C, Turner A G, et al. 2016. The resolution sensitivity of the South Asian monsoon and Indo-Pacific in a global 0.35° AGCM [J]. *Climate Dyn.*, 46 (3-4): 807–831. doi:10.1007/s00382-015-2614-1.
- John V O, Soden B J. 2007. Temperature and humidity biases in global climate models and their impact on climate feedbacks [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34 (18): L18704. doi:10.1029/2007gl030429.
- Kobayashi S, Ota Y, Harada Y, et al. 2015. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93 (1): 5–48. doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- Lau N C, Nath M J. 2009. A model investigation of the role of air–sea interaction in the climatological evolution and ENSO-related variability of the summer monsoon over the South China Sea and western North Pacific [J]. *J. Climate*, 22 (18): 4771–4792. doi:10.1175/2009jcli2758.1.
- 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 [J]. *Climate Dyn.*, 41 (1): 155 – 172.
- Li L J, Dong L, Xie J, et al. 2020a. The GAMIL3: Model Description and Evaluation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 125: e2020JD032574. doi: 10.1029/2020JD032574.
- Li L J, Yu Y Q, Tang Y, et al. 2020b. The Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model Grid–Point Version 3 (FGOALS–g3): Description and Evaluation [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12 (9), e2019MS002012. doi:10.1029/2019MS002012.
- Lin P F, Liu H L, Xue W, et al. 2016. A coupled experiment with LICOM2 as the ocean component of CESM1 [J]. *J Meteorol Res* 30: 76–92. doi: 10.1007/s13351-015-5045-3.
- Lin P F, Yu Y Q, Liu H L. 2013. Oceanic climatology in the coupled model FGOALSg2: Improvements and biases [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 1: 819–840. doi: 10.1007/s00376-012-2137-1.
- Lin P F, Yu Z, Liu H L, et al. 2020. LICOM Model Datasets for the CMIP6 Ocean Model Intercomparison Project [J]. *Adv. Atmos. Sci.* 37: 239–249. doi: 10.1007/s00376-019-9208-5.
- Martin G M, Milton S F, Senior C A, et al. 2010. Analysis and reduction of systematic errors through a seamless approach to modeling weather and climate [J]. *J. Climate*, 23 (22): 5933 – 5957.
- Mishra V, Smoliak B V, Lettenmaier D P, Wallace J M. 2012. A prominent pattern of year-to-year variability in Indian Summer Monsoon Rainfall [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109 (19): 7213–7217. doi:10.1073/pnas.1119150109.
- Neale R B, Richter J H, Jochum M. 2008. The Impact of Convection on ENSO: From a Delayed Oscillator to a Series of Events [J]. *J. Climate*, 21 (22): 5904 – 5924.
- Nie Y, Li L J, Tang Y L, Wang B. 2019. Impacts of changes of external forcings from CMIP5 to CMIP6 on surface temperature in FGOALS–g2 [J]. *SOLA*, 15: 21–215. doi:10.2151/sola.2019-038.
- Pandey P, Dwivedi S, Goswami B N, Kucharski F. 2020. A new perspective on ENSO–Indian summer monsoon rainfall relationship in a warming environment [J]. *Climate Dyn.*, 55 (11-12): 3307–3326. doi:10.1007/s00382-020-05452-7.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D14): 4407. doi:10.1029/2002jd002670.
- Roxy, Mathew Koll, Kapoor Ritika, Pascal Terray, Raghu Murtugudde, Karumuri Ashok & B. N. Goswami. 2015. Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land–sea thermal gradient[J]. *Nature Communications*, 6: 7423.
- Shi X J, Zhang W T, Liu J J. 2019. Comparison of anthropogenic aerosol climate effects among three climate models with reduced complexity [J]. *Atmosphere*, 10(18): 456. doi:10.3390/atmos10080456.

- Sperber K R, Annamalai H, Kang I S, et al. 2013. The Asian summer monsoon: An intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century [J]. *Climate Dyn.*, 41 (9–10): 2711–2744. doi:10.1007/s00382-012-1607-6.
- Stevens B, Fiedler S, Kinne S, et al. 2017. MACv2-SP: A parameterization of anthropogenic aerosol optical properties and an associated Twomey effect for use in CMIP6 [J]. *Geoscientific Model Development*, 10 (1): 433–452. doi:10.5194/gmd-10-433-2017.
- Sun W Q, Li L J, Wang B. 2016. Reducing the biases in shortwave cloud radiative forcing in tropical and subtropical regions from the perspective of boundary layer processes [J]. *Science China Earth Sciences*, 59 (7): 1427–1439. doi:10.1007/s11430-016-5290-z.
- Tian B, Fetzer E J, Kahn B H, et al. 2013. Evaluating CMIP5 models using AIRS tropospheric air temperature and specific humidity climatology [J]. 118 (1): 114–134. doi:10.1029/2012JD018607.
- Wang P, Wang B, Ceng H, et al. 2017. The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues [J]. *Earth-Sci. Rev.* 174: 84 – 121.
- 王晨琦, 邹立维, 周天军, 吴波. 2019. 年代际气候预测系统IAP DecPreS的海洋同化试验在西北太平洋的海温偏差及其对亚洲夏季风的影响[J]. *大气科学*, 43(3): 498–510. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1809.18133.
- WANG Chenqi, ZOU Liwei, ZHOU Tianjun, and WU Bo. 2019. SST Bias over the Northwest Pacific in Oceanic Data Assimilation Experiments with the Interdecadal Climate Prediction System IAP DecPreS and Its Impacts on the Asian Summer Monsoon Simulation[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 43(3): 498–510. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1809.18133.
- Webster P J, Yang S. 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J], *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 118: 877–926.
- Wu X Q, Deng L P, Song X L, Zhang G J. 2007. Coupling of convective momentum transport with convective heating in global climate simulations [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64 (4): 1334–1349. doi:10.1175/JAS3894.1.
- Xie Z H, Wang L H, Wang Y, et al. 2020. Land surface model CAS–LSM: Model description and evaluation [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 12: e2020MS002339. doi: 10.1029/2020MS002339.
- Xin Xiaoge, Zhaoxin Li, Rucong Yu, Tianjun Zhou. 2008. Impacts of Upper Tropospheric Cooling upon the Late Spring Drought in East Asia Simulated by a Regional Climate Model[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(4): 555–562.
- Yu R, Wang B, Zhou T. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia[J]. *Geophys Res Lett*, 31: L22212.
- Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of the interdecadal change in East Asian monsoon[J]. *Journal of Climate*, 20: 5344–5355.
- 俞永强, 唐绍磊, 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 Y Q, Tang S L, Liu H L, 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 (in Chinese)*, 42 (4): 877–889.
- 于子棚, 林鹏飞, 刘海龙, 等. 2019. CMIP6海洋模式比较计划 (OMIP) 概况与评述[J]. *气候变化研究进展*, 15(5): 503–509. Yu Z P, Lin P F, Liu H L, et al. 2019. Short commentary on CMIP6 Ocean Model Intercomparison Project (OMIP) [J]. *Climate Change Research (in Chinese)*, 15 (5): 503–509.
- Yang B, Zhang Y, Qian Y. et al. 2019. Better monsoon precipitation in coupled climate models due to bias compensation [J]. *npj Clim Atmos Sci* 2: 43. doi: 10.1038/s41612-019-0100-x.

- Zhang R, Yu Y Q, Z Song, et al. 2020. A review of progress in coupled ocean-atmosphere model developments for ENSO studies in China[J]. Journal of Oceanology and Limnology, 38: 930-961. doi:10.1007/s00343-020-0157-8.
- Zhao M, Golaz J C, Held I M, et al. 2018. The GFDL global atmospheric and land model AM4.0/LM4.0: Model description, sensitivity studies, and tuning strategies [J]. J. Adv. Model. Earth Syst., 10 (3): 735 - 769. doi:10.1002/2017MS001209.
- Zhou T J, Turner A G, Kinter J L, et al. 2016. GMMIP (v1.0) contribution to CMIP6: Global Monsoons Model Inter-comparison Project [J]. Geosci. Model Dev., 9: 3589-3604. doi:10.5194/gmd-9-3589-2016.
- 周天军, 陈晓龙, 何编, 吴波, 张丽霞. 2019a. 全球季风模式比较计划 (GMMIP) 概述 [J]. 气候变化研究进展 15 (5): 493-497, doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.132. Zhou T J, Chen X L, He B, et al. 2019a. Short commentary on CMIP6 Global Monsoons Model Intercomparison Project (GMMIP) [J]. Climate Change Research (in Chinese), 15 (5): 493-497.
- 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019b. 第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述 [J]. 气候变化研究进展, 15 (5): 445-456, doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.193. Zhou T J, Zou L W, Chen X L. 2019b. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. Climate Change Research (in Chinese), 15 (5): 445-456.