气候系统模式 FGOALS-g3 模拟的全球季风:版本比较和海气耦 合过程影响分析

张星^{1,2}周天军^{1,2}张文霞¹左萌¹张丽霞¹

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

摘要本文基于观测和再分析资料,采用水汽收支诊断和合成分析方法,对新一代气候系统 模式 FGOALS-g3 模拟的全球季风进行了系统评估,给出其较之前版本 FGOALS-g2 的优缺 点,并通过与其大气分量模式 GAMIL 结果的比较,讨论了海气耦合过程的影响。结果表明, FGOALS-g3 能合理再现全球季风气候态的基本特征,包括年平均、年循环模态、季风降水 强度和季风区范围等,但模式低估陆地季风区年平均降水,高估海洋平均降水,模拟的热带 地区春秋非对称模态偏强。研究指出 FGOALS-g3 模拟的陆地季风区范围偏小,这与模式模 拟的夏季水汽垂直平流(尤其是热力项)偏小有关。年际变率上,FGOALS-g3 能再现 El Niño 年全球季风降水偏少的整体特征,其不足之处在于部分季风区的降水异常存在一定偏差,例 如其模拟的 El Niño 年西非季风区降水偏多和西南印度洋的偶极子型降水异常,均与观测分 布不一致,且模式中西北太平洋季风区降水较观测偏多。这是由于 El Niño 年,模式中西非 高层无弱辐合中心,且海洋性大陆较观测偏暖,对流中心西移。相较于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 对环流、季风降水的年际变率和季风-ENSO 关系的模拟有改善。比较耦合和非 耦合模拟结果,耦合模式的偏差大多源自大气模式本身,海气耦合过程部分提高了对亚澳季 风区和热带印度洋的降水和环流的模拟,但耦合过程引起的海温偏差增强了气候态上印度半

收稿日期 2021-06-10; 网络预出版日期

作者简介 张星,女,1996 年出生,硕士研究生,主要从事全球季风研究。E-mail: zhangxing@lasg.iap.ac.cn 通讯作者 周天军, E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发计划项目(2017YFA0604601、2020YFA0608900)、中国科学院"国际伙伴计划-国际大科学计划培育专项"项目"全球季风模拟研究国际计划"(资助号 134111KYSB20160031)、国家自然科学基金项目 41775091、第二次青藏科考项目 (STEP) (资助号 2019QZKK0102)

Funded by the National Key Research and Development Program of China (2017YFA0604601, 2020YFA0608900), International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant No. 134111KYSB20160031), National Natural Science Foundation of China (NSFC) (41775091), and the Second Tibetan Plateau Scientific Expedition and Research (STEP) program (Grant No 2019QZKK0102)

岛的干偏差和热带印度洋的湿偏差。

关键词 全球季风 FGOALS-g2 FGOALS-g3 海气耦合

文章编号

中图分类号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2112.21099



Global monsoon simulated by FGOALS-g3: A comparison with previous version and the influences of air-sea coupling Xing Zhang^{1,2}, Tianjun Zhou^{1,2} Wenxia Zhang¹ Meng Zuo¹ Lixia Zhang¹

 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029
 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on observation and reanalysis data, we systematically evaluate global monsoon simulated by the new version of climate system model FGOALS-g3 by applying moisture budget diagnosis and composite analysis, and analyze the advantages and disadvantages compared with FGOALS-g2. Otherwise, the influences of air-sea coupling process on the simulated results are discussed by comparing with the corresponding atmospheric component model GAMIL. FGOALS-g3 reasonably reproduces the basic characteristics of climatology of global monsoon, including annual mean precipitation and circulation, annual cycle modes, monsoon precipitation intensity and monsoon region, but the model underestimates the annual mean precipitation over land monsoon region, overestimates the annual mean precipitation over land monsoon region. The results show that the smaller land monsoon region than observation in FGOALS-g3 is associated with the weaker vertical moisture advection (especially the thermodynamic term) in summer. For the inter-annual variability, FGOALS-g3 can reproduce the drier pattern of global

monsoon during El Niño year. However, some biases in precipitation anomalies are exist in some monsoon regions. For instance, the precipitation in the West African monsoon region is more than normal, and the precipitation in the Southwest Indian Ocean is a dipole anomaly, both of which are inconsistent with the observation, and the precipitation in the Northwest Pacific monsoon region is more than the observation during El Niño year. Because there is no weak convergence center in the upper layer of western Africa in the simulation, and the simulated maritime continent is warmer than observation, result in the convective center moves westward during El Niño year. In comparison with FGOALS-g2, FGOALS-g3 improves the simulation of monsoon circulation, inter-annual variability of monsoon precipitation, and monsoon-ENSO relationship. Comparing the coupled and uncoupled simulation, most of the biases in the coupled model originate from the atmospheric model itself, and the air-sea coupling process partially improves the simulation of precipitation and circulation of Asian-Australian monsoon region and the tropical Indian Ocean, but the sea surface temperature bias caused by the coupled process enhances dry bias of the Indian Peninsula and the wet bias of the tropical Indian Ocean.

Key words global monsoon, FGOALS-g2, FGOALS-g3, air-sea coupling



1 引言

全球约三分之二的人口受到季风的影响,一方面季风决定水资源的分配,另 一方面季风异常会造成干旱或洪涝等灾害(Wang and Ding, 2008;周天军等, 2019a)。全球季风是贯穿于热带地区且随着季节变化的全球尺度的翻转环流,它 反映了太阳辐射年循环和气候系统相互作用影响下的全球大尺度环流的季节响 应(Trenberth et al., 2000)。全球有三大季风区,分别是美洲、非洲和亚澳季风区。 从全球尺度分析季风的变化,有助于揭示各个季风区之间的联系,理解各子季风 区的变化机理(Li and Zeng, 2003; Qian, 2000; Trenberth et al., 2000; Wang et al., 2017;周天军等, 2019a)。

关于全球季风的基本特点,Wang and Ding (2008)利用多元经验正交分析 (MV-EOF)提取出热带和副热带地区气候态降水和大气环流年循环的两个主导 模态,即季风模态(monsoon mode)和春秋非对称模态(spring-fall asymmetric mode)。季风模态可由 6~9 月(JJAS)与 12 月和次年 1~3 月(DJFM)降水和环 流之差表征,反映了不对称的辐射强迫对降水和环流的影响;春秋非对称模态可 由 4~5 月(AM)与 10~11 月(ON)降水和环流之差表征,反映的是季风建立和 撤退时期的差异(Wang and Ding, 2008;张丽霞等, 2008)。年平均降水、年循环 模态和全球季风区范围这三个指标可以表征全球季风(Wang and Ding, 2008)。 在年际变率上,全球陆地季风降水和热带中东太平洋海表温度(SST)呈负相关 关系(Wang et al., 2012; Zhou et al., 2008)。

理解全球季风的变化规律,预测和预估其未来变化需要借助气候模式。全球 季风一直是气候模拟研究关注的科学重点。从第三次耦合模式比较计划(CMIP3) 到第五次耦合模式比较计划(CMIP5),模式在水平分辨率和参数化过程已经有 了很大的改进,尽管当前模式对全球季风区年均降水、年循环模态、季风区范围、 年际变率等的模拟技巧较高,但依然存在若干不足(Wang et al., 2021)。例如, CMIP5多模式集合(Multi-model ensemble, MME)的年均降水在东太平洋呈双 赤道辐合带(ITCZ)特征,在东印度洋、赤道西太平洋模拟的降水偏少,而高 海拔地区和海洋性大陆等地区的降水偏多(Lee and Wang, 2014)。模式的系统性 偏差(Sperber et al., 2013)、分辨率不足(Zhang et al., 2018)、以及邻近海域海温 的模拟偏差(Cook and Edward, 2013; Pascale et al., 2017)是造成年均降水模拟偏 差的原因。模式往往还低估东亚季风区、南海和菲律宾海的季风模态,高估大多数热带地区的春秋非对称模态,并且对于春秋非对称模态的模拟技巧远不如季风模态(Lee and Wang, 2014); 究其原因,与模式的分辨率、海温的模拟偏差以及热带地区的对流参数化过程有关(Wu and Li, 2009; Zhang and Zhou, 2014; Zhang et al., 2018)。另外,模式难以准确模拟西北太平洋-东亚季风区的季风降水强度和季风区范围(Lee and Wang, 2014; Zhang and Zhou, 2014),这是西北太平洋(NWP)暖池海温偏低造成的(Zhang and Zhou, 2014)。在年际变率上,La Niña年南非季风区-南印度洋季风区降水最大主成分分析(MCA)的第一模态与观测相反,这是由于模式的海洋性大陆出现冷海温偏差,引起印度洋反沃克环流减弱,印度洋降水增加(Zhang and Zhou, 2014)。

为了促进季风领域的国际合作,我国学者联合英美学者组织了全球季风模式 比较计划(GMMIP),并得到全球各大气候模式研发中心的积极响应(Zhou et al., 2016)。作为第六次耦合模式比较计划(CMIP6)子计划之一,GMMIP致力于促 进对全球季风系统变化的物理机制的理解,理解人为强迫和内部变率对全球季风 变化的相对贡献,从而提高气候系统模式对全球季风的预测和预估能力(周天军 等,2019a)。

2000s 早期,LASG/IAP 开始致力于发展新一代海洋-大气-陆面-海冰耦合的 气候系统模式(FGOALS),FGOALS-g为其中一个版本模式(见 Zhou et al., 2018 的综述文章)。FGOALS-g1.0、FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 分别参与了 CMIP3、 CMIP5和CMIP6。FGOALS-g3 是参与 GMMIP 的主要模式之一。围绕 FGOALS-g2 模拟的全球季风,前期研究表明,其能很好地重现全球季风降水的年循环模态、 降水年较差和季风区范围,但是低估了 NWP 和海洋性大陆的季风模态,高估了 热带太平洋的春秋非对称模态,且 NWP 季风和北美季风区小于观测(Zhou et al., 2014)。关于最新版的 FGOALS-g3,初步分析表明,模式能再现全球季风区的范 围和降水年较差,但相比于观测,北半球包括北非、印度、东南亚和北美季风区 的季风强度更小,印度季风区范围更小,而 NWP 季风区范围相对更大(Li et al., 2020)。但是,关于 FGOALS-g3 对全球季风的模拟效果尚没有系统的评估,关 于模拟偏差的来源也缺乏系统分析。

本文的目的是:1)基于观测事实,系统评估 FGOALS 最新版本对全球季风

5

的模拟能力,并通过与FGOALS-g2结果的比较,理解新旧版本之间的性能差异; 2)通过耦合模式与单独大气模式结果的比较,理解海气相互作用过程对全球季 风模拟偏差的影响。

2 模式、资料和方法

2.1 模式简介



FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 模式均是海洋-大气-陆面-海冰耦合的气候系统模式。表1概括了 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的各分量模块,可见 FGOALS-g3 较之 FGOALS-g2 在水平分辨率上提高很大。

表1 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 各分量模块的对比

Fable1 The com	parison of com	ponent models	of FGOALS-g3	and FGOOAL	S-g2
			.		_

Model	FGOALS-g2	FGOALS-g3
AGCM	GAMIL2	GAMIL3
ACCM	~2.8°(128×60) L26	~2°(180×80) L26
OCCM	LICOM 2.0	LICOM 3.0
OGCM	360×196 L30	360×218 L30
Land	CLM3	CAS-LSM
Land	128×60 L10+5	180×80
Sanica	CICE4-LASG	CICE 4.0
Sea lee	360×196 L4	360×218 L4+1
Coupler	CPL6	CPL7
Reference	(Li et al., 2013)	(Li et al., 2020)

GAMIL3 相比 GAMIL2 不仅提高了分辨率,而且在计算并行度、水汽平流 方案、物理过程和外强迫等方面均有所改进(表 2)。物理过程方面 GAMIL3 还 新增了对流动量传输方案(Wu et al., 2007),气溶胶模块采用考虑了人为气溶胶 效应的简单参数化方案(Shi et al., 2019; Stevens et al., 2017)。海洋分量模块采用 新的动力框架(俞永强等, 2018),陆面分量模块基于 CLM4.5,但在地下水侧向 流(Xie et al., 2012; Zeng et al., 2016a, 2016b, 2018)、人为地下水开采(Zeng et al., 2016b, 2017; Zou et al., 2014, 2015)等方面均有改善。更多有关 FGOALS-g3 相对 于 FGOALS-g2 改进的介绍参见(Li et al., 2020; 唐彦丽等, 2019)。

表2 GAN	AIL3 和	GAMIL2	的对	比
--------	--------	--------	----	---

	GAMIL2	GAMIL3		
动力框架	有限差分	有限差分		
水汽方程求解	两步保形平流方案(TSPAS)	修正的 TSPAS		
计算并行度	一维剖分	二维剖分		
日和二	对海民低民投空度 (ITC)	基于估计反演强度的层积云方		
広応ム	对孤宏似宏湿足反(LIS)	案(EIS)		
物理过程 云量生成	Slingo 方案	新的云量生成方案		
边界目	V 廊建古安	TKE(Turbulent Kinetic Energy)		
见不应	K 廓线刀条	方案		
外强迫	未考虑火山强迫	考虑火山强迫的 CMIP6 外强迫		
	(Holtslag and Boville, 1993;	(Guo and Zhou, 2014; Li et al.,		
会 求 寸 却	Klein and Hartmann, 1993;	2020; Liu et al., 2014; Nie et al.,		
参 写又瞅	Slingo, 1987; 唐彦丽等, 2019;	2019; Sun et al., 2016; 唐彦丽等,		
	Yu, 1994)	2019; Yu, 1994)		

Table2 The comparison of GAMIL3 and GAMIL2

本文用到了 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的历史气候模拟试验(Historical)。 历史气候模拟试验是从 piControl 试验的某个时间点启动,在观测的外强迫(包 括温室气体和人为气溶胶等)驱动下模拟自工业革命以来的历史气候(周天军等, 2019b)。

此外,为比较耦合模式和单独大气模式的结果,还用到了 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 的大气分量模块 GAMIL2 和 GAMIL3 的 AMIP 试验结果。AMIP 试验是大气模式比较计划试验的简称,是利用 1979 年以来观测的历史海温和海冰 驱动大气环流模式(周天军等,2019b)。两个模式均采用第一个集合成员数据,时间段为 1979-2005 年。

2.2 观测和再分析资料

本文用到的观测降水资料包括:

1) GPCP v2.3 (Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.3) 逐 月降水资料,分辨率为 2.5°×2.5° (Adler et al., 2003);

CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) v1202
 逐月降水资料,分辨率为 2.5°×2.5° (Xie and Arkin, 1997);

本文用到的再分析资料包括:

1) ERA5 欧洲中心逐月再分析数据,分辨率为 0.25° × 0.25° (Hersbachet al., 2019);

2) NCEP2 (NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis) 逐月环流数据,分辨率为 2.5°×2.5° (Kanamitsu et al., 2002);

此外,还用到 NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration)的 ERSST v5 逐月海表温度,分辨率为 2°×2° (Huang et al., 2017)。

为便于讨论,以下将 GPCP 和 ERA5 等用于检验模式性能的资料表示为 "OBS"。

观测和再分析资料均选取 1979-2005 年时段。ERA5 和 ERSST 资料采用距离 加权方法插值到为 2.5° ×2.5°的网格点上,垂直方向采用了 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100hPa 各层。

2.3 指标与方法

2.3.1 评估全球季风的指标

本文利用以下指标来表征全球季风:

年平均降水和环流、年循环模态:这两个指标可以表征热带降水和低层
 环流的主要特征,是衡量模式对平均气候和年循环模拟和预测能力的重要参数

(Wang and Ding, 2008)。季风模态用 JJAS 与 DJFM 的降水和环流场差值表征, 春秋非对称模态用 AM 与 ON 的差值表征(Wang and Ding, 2008; Wang et al., 2011; 张丽霞等, 2008; Zhang et al., 2018)。

2) 季风降水强度(MPI)(Wang and Ding, 2008):

MPI=AR/Annual Mean Pr

(1)

其中 AR 为降水年较差,即夏季降水与冬季降水之差,这里北半球夏季为5 月至9月(MJJAS),冬季为11月至次年3月(NDJFM),南半球反之。

3) 全球季风区定义: 全球季风区范围是衡量模式对全球季风模拟能力的另一个重要参数(Wang and Ding, 2008),其定义是局地夏季降水率与冬季降水率 之差超过 2mm d⁻¹,且局地夏季降水占全年总降水的 55%以上的地区(Wang et al., 2011)。 此外,本文还用到 Niño3.4 指数,参考前人作法,我们对热带中东太平洋(5°S-5°N,120°W-170°W)区域平均海温异常做 5 个月滑动平均,后取季风年(即 5 月至次年 4 月)的平均作为季风年的 Niño3.4 指数(Wang et al., 2020)。 El Niño/La Niña 年定义为 12-2 月(DJF)平均的 Niño3.4 指数超过±0.4°C的年份。

2.3.2 分析方法

本文用到的分析方法有经验正交函数(EOF)分解、Pearson 相关分析、回 归分析和合成分析等。合成分析是对 El Niño 以及 La Niña 进行合成,即将 1979-2005年的 El Niño 年和 La Niña 年选出,各自求解季风年的辐散风和速度势, 再用前者减去后者得到 ENSO 年(即 El Niño 和 La Niña 差值)的辐散风和速度 势(Zhang and Zhou, 2014)。

本文还用到了水汽收支诊断方法(Chou et al., 2009)。参考 Seager et al.(2010), 垂直方向整层积分的水汽方程可表示为

 $\partial_t \langle q \rangle = -P + E - \langle \nabla \cdot (V_3 q) \rangle + res$

其中P为降水, E为蒸发, q为比湿, res 表示残差(包含瞬变涡旋), < >表 示垂直方向上的整层积分,因此-(∇·(V₃q))为整层积分水汽通量的散度。

在气候态下,水汽随时间的变化项 $\partial_t(q)$ 约等于 0,另外由于 $\nabla \cdot V_3 = 0$ 且垂 直速度在地表和对流层顶处均可近似为 0,(2)式可分解为

$$\overline{P} = \overline{E} - \overline{\langle \omega \cdot \partial_p q \rangle} - \overline{\langle V \cdot \nabla q \rangle} + \overline{res}$$
(3)

(2)

上式中 $-\overline{\langle \omega \cdot \partial_p q \rangle}$ 表示气候态水汽垂直平流项, $-\overline{\langle V \cdot \nabla q \rangle}$ 表示气候态水汽水平平流项。

降水异常的水汽收支方程为

 $P' = \mathbf{E}' - \langle \overline{\omega} \cdot \partial_p q' \rangle - \langle \omega' \cdot \partial_p \overline{q} \rangle - \langle \overline{\mathbf{V}} \cdot \nabla q' \rangle - \langle \mathbf{V}' \cdot \nabla \overline{q} \rangle + res \quad (4)$

在讨论模式相对于观测的降水偏差时,(*)代表观测资料的气候态,(*)'代 表模式与观测的偏差;在讨论耦合和非耦合模式的差异时,(*)代表非耦合模式 的气候态,(*)'代表耦合模式与非耦合模式的偏差。等号右侧二三项为垂直热力、 动力项异常,四五项为水平热力、动力项异常,残差项中包含瞬变涡动和非线 性项异常,利用上式可以得到动力(环流)和热力(水汽)对降水模拟偏差的 相对贡献。

3 结果

以下我们利用年均降水和环流、年循环的两个模态、季风降水强度和季风区 范围这4个指标,来评估模式对全球季风基本态的模拟能力;随后,从季风-ENSO 关系的角度,分析模式对季风年际变率的模拟能力。

3.1 年平均降水和环流以及年循环模态的模拟

3.1.1 年均降水和环流的模拟

在观测中(图 1a),GPCP 资料显示年均降水主要分布在 ITCZ、南太平洋辐合带(SPCZ)、西北太平洋和各个季风区。CMAP 降水分布和 GPCP 类似,但在热带西太平洋和东印度洋的降水更多(图 1b)。

FGOALS-g3 耦合模式较好地模拟了年均降水和环流的分布,其与全球(0°-360°,40°S-60°N)观测降水的均方根误差(RMSE)为1.48mm d⁻¹,空间相关系数(PCC)为0.80,与ERA5的全球850hPa纬向风(经向风)RMSE为1.41(0.77)mm d⁻¹,PCC为0.97(0.84)(表3)。降水在热带西印度洋、热带西太平洋以及赤道两侧的热带太平洋呈现湿偏差,最大值超过3mm d⁻¹,而在陆地季风区为干偏差,尤其是南亚、东亚、北非和南美季风区(图2a)。



图1 1979-2005 年年平均的全球降水 (填色,单位:mm d⁻¹)和 850hPa 风场 (矢量,单位:m s⁻¹)的气候态分布, (a) GPCP/ERA5 (b) CMAP/NCEP2, (c) FGOALS-g3, (d) FGOALS-g2, (e) GAMIL3, (f) GAMIL2。红色区域为根据 1979-2005 年 GPCP 降水计算得到的季风区范围 (下

同)

Fig.1 The climatology of annual mean global precipitation (shaded, unit: mm d^{-1}) and 850hPa winds (vector, unit: m s^{-1}) averaged over 1979-2005, (a) GPCP/ERA5 (b) CMAP/NCEP2, (c) FGOALS-g3, (d) FGOALS-g2, (e) GAMIL3, (f) GAMIL2. Red lines denote the global monsoon region calculated from GPCP precipitation during 1979-2005 (The same below)

比较 FGOALS-g2 和 FGOALS-g3 两代模式,新版本模式的全球环流偏差明显减小(表3), PCC 提高了 5%~6%,在东印度洋、热带东南太平洋的降水偏差也有改善,原因可能是 FGOALS-g3 模拟的暖池和东太平洋 SST 偏差减小(Li et al., 2020);但是在热带西印度洋、赤道以北热带中东太平洋和赤道以南西太平洋,FGOALS-g3 模拟的降水偏多,而印度半岛和北非降水则显著偏少(图 2a, b)。因此,FGOALS-g3 较之 FGOALS-g2 对环流的模拟有改善,但在陆地季风区年均降水的模拟上依然存在偏差。

进一步分析单独大气模式的结果,发现 GAMIL3 大气模式的 AMIP 试验模 拟的年均降水在陆地季风区也明显偏少、在赤道西太平洋则偏多(图 2c),上述 特征和耦合模式一致,表明耦合模式的偏差很大程度上源自大气模式本身。比较 FGOALS-g3 的耦合与非耦合模式的模拟结果,主要差异位于亚澳季风区和热带 印度洋(图 2e)。

AMIP 和耦合模式的差异源自于海气耦合过程(Wang et al., 2005),耦合过 程引起的海温偏差对结果有明显影响。由于耦合模式在西印度洋海温偏高(图 3a, c),海气耦合过程进一步放大了印度洋的异常偏东风,增强了印度半岛的干 偏差和热带印度洋的湿偏差。在西北太平洋,由于模拟的海温偏低(图 3a, c), 海气耦合过程增强了西北太平洋上空的反气旋环流,使得耦合模式的降水相比于 AMIP 更接近观测。

イ





图2 全球年平均降水(填色,单位:mm d⁻¹)和 850hPa 风场(矢量,单位:m s⁻¹)的偏差, (a)-(d) 分别为 FGOALS-g3、FGOALS-g2、GAMIL3、GAMIL2 相对于 GPCP/ERA5 的偏差, (e) FGOALS-g3 相对于 GAMIL3 的偏差, (f) FGOALS-g2 相对于 GAMIL2 的偏差

Fig.2 The biases of global annual precipitation (shaded, unit: mm d^{-1}) and 850hPa winds (vector, unit: m s^{-1}), (a)-(d) are the biases of FGOALS-g3, FGOALS-g2, GAMIL3 and GAMIL2 relative to GPCP/ERA5, respectively, (e) the differences between FGOALS-g3 and GAMIL3, (f) same as (e), but for difference between FGOALS-g2 and GAMIL2



图3 全球年平均和夏季海温的气候态分布(单位: ℃,填色: ERSST,黑线: FGOALS-g3, 蓝色: GAMIL3)及其与观测的差值(单位: ℃),(a)和(b)为气候态分布,(c)和(d)为 FGOALS-g3 与观测的差值

Fig.3 The climatology of annual mean and summer global sea surface temperature (unit: °C, shaded: ERSST, black line: FGOALS-g3, blue line: GAMIL3) and the differences with

observation (unit: °C), (a) and (b) are the climatology, (c) and (d) are the differences between FGOALS-g3 and observation

3.1.2 年循环模态的模拟

全球降水和环流的年循环模态如图 4 所示。观测资料显示季风模态的降水和 850hPa 风场关于赤道不对称,北半球季风区降水为正异常,南半球季风区为负 异常,热带地区在北半球为西风,南半球为东风(图 4a);春秋非对称模态的负 降水模态位于北半球海洋上,亚洲东南部和南半球海洋为正降水(图 4f)。

FGOALS-g3 耦合模式能够重现两个模态的空间分布(图 4b,g),季风模态的降水与观测的 PCC 为 0.74,春秋非对称模态为 0.61,即对季风模态的模拟优于春秋非对称模态(表 3),这是耦合模式的共性(Lee and Wang, 2014)。关于季风模态,FGOALS-g3 模拟的降水在印度半岛南部和邻近海域偏多,在南半球海洋季风区则偏少,即模式对季风模态的降水异常存在高估现象。此外,模式还高估了热带地区的春秋非对称模态,这是 CMIP5 耦合模式的共同偏差(Lee and Wang, 2014)。比较FGOALS-g2和FGOALS-g3两个版本的结果(图 4b,c & g,h),新旧两个版本的差异并不显著,表明季风降水和环流模拟在改进上的难度。

单独大气模式 GAMIL3 模拟的两个模态与耦合试验接近(除了西北太平洋 地区)(图 4d, i),表明耦合模式的偏差可能源自大气模式本身。对于季风模态, 在南亚-中南半岛-西北太平洋一带模拟降水偏多,这一偏差在本文分析的三组试 验中均存在,是 GAMIL 模式自身存在的偏差。来自 GAMIL 模式研发团队的研 究表明,该模式的对流参数化过程低估了西太平洋暖池和附近区域高层的水汽凝 结作用和中低层的蒸发作用,即削弱了深对流凝结过程和层云凝结过程,对流活 动偏弱(张涛等,2016),使得西太暖池对阿拉伯海-孟加拉湾-西北太平洋一带的 对流活动的抑制作用减弱,导致后者的对流活动偏强(Wang et al., 2000; Wu and Li, 2009),也就是说大气模式中西太平洋暖池及其邻近海域对流参数化过程的不 足可能是造成这一偏差的共同原因。耦合模式中西北太平洋夏季海温模拟偏低 (图 3d),海气耦合过程减小了大气模式中季风模态的西北太平洋上空的气旋性 环流偏差,减小了降水的湿偏差。

13



图4 观测和模式模拟的年循环模态(填色:降水,单位:mm d⁻¹,矢量:850hPa 风场,单位:m s⁻¹), 左列(a)-(e)为季风模态(Monsoon mode), 右列(f)-(j)为春秋非对称模态(spring-fall asymmetric mode), 第一行至第五行分别为 GPCP/ERA5、FGOALS-g3、FGOALS-g2、GAMIL3、GAMIL2

Fig.4 Annual cycle modes (precipitation: shaded, unit: mm d^{-1} , winds: vectors, unit:m s^{-1}), The first column is monsoon mode, and the second column is spring-fall asymmetric mode. The first to fifth rows are: GPCP/ERA5, FGOALS-g3, FGOALS-g2, GAMIL3, GAMIL2

表3 基于全球范围(0°-360°,40°S-60°N)计算的模式的年平均降水、环流和年循环模态相对于 GPCP/ERA5 的均方根误差(RMSE)和空间相关系数(PCC)

Table3 The root mean square error (RMSE) and spatial correlation coefficient (PCC) of the model's annual mean precipitation, circulation and annual cycle modes relative to GPCP/ERA5 based on the global range (0°-360°,40°S-60°N)

X		年平均		季风模态		春秋非对称模态	
		RMSE	PCC	RMSE	PCC	RMSE	PCC
降水	FGOALS-g3	1.48	0.80	2.18	0.74	1.81	0.61

	FGOALS-g2	1.22	0.80	1.80	0.80	1.53	0.69
	GAMIL3	1.33	0.83	2.23	0.77	1.33	0.76
	GAMIL2	1.53	0.78	2.91	0.72	1.69	0.69
850hPa 经向风	FGOALS-g3	1.41	0.97	2.13	0.91	1.47	0.78
	FGOALS-g2	1.96	0.92	2.25	0.88	1.73	0.78
	GAMIL3	1.26	0.97	2.88	0.89	1.35	0.83
	GAMIL2	1.56	0.95	3.15	0.85	1.89	0.76
850hPa 纬向风	FGOALS-g3	0.77	0.84	1.31	0.87	0.91	0.76
	FGOALS-g2	0.83	0.79	1.41	0.81	0.88	0.77
	GAMIL3	0.76	0.85	1.40	0.86	0.85	0.78
	GAMIL2	0.84	0.81	1.62	0.82	1.01	0.74

3.2 季风降水强度和季风区范围的模拟

3.2.1 季风降水强度和季风区范围的模拟

观测资料表明 GPCP 和 CMAP 降水划分的季风区包含了三大季风区(图 5a, b),季风降水强度较大的区域和季风区相对应。FGOALS-g3 的耦合模式能够再 现三大季风区的范围(图 5c),但是北半球陆地季风区(包括南亚、东亚、北非 和北美)的 MPI 和季风区范围均比观测小,其中南亚的季风区范围偏小被认为 与南亚的干偏差有关(Li et al., 2020)。另外,NWP 季风区范围过于偏东,这与 CMIP6 的其他模式偏差一致(Wang et al., 2020)。FGOALS-g3 相比于 FGOALS-g2 模拟的 NWP 季风区范围更大(图 5c, d),但非洲和东亚陆地季风区范围更小。

GAMIL3 模拟的陆地季风降水强度和季风区范围与耦合模式接近(图 5c, e), 表明耦合模式中陆地季风降水的模拟偏差主要源自大气模式本身。GAMIL3 模拟 的 NWP 季风降水强度和季风区范围相比于观测偏大,耦合模式由于夏季海温的 冷偏差(图 3d) NWP 季风区相比观测略微偏小,海气耦合过程减小了 NWP 季 风区降水的湿偏差。



-1.2 -0.6 0.0

图5 全球季风降水强度 (MPI 指数) (填色) 和季风区范围 (红线区域), (a) GPCP, (b) CMAP (c) FGOALS-g3, (d) FGOALS-g2, (e) GAMIL3, (f) GAMIL2, 右上角为全球范围内 (0°-360°,40°S-60°N)的季风降水强度相对于 GPCP 的 PCC 和 RMSE

Fig.5 The global monsoon precipitation intensity (MPI) (shaded) and monsoon region(red lines), (a) GPCP, (b) CMAP, (c) FGOALS-g3, (d) FGOALS-g2, (e) GAMIL3, (f) GAMIL2. The PCC and RMSE of global precipitation intensity relative to GPCP are displayed in the upper right corner based on the global range (0°-360°, 40°S-60°N)

陆地季风降水模拟偏差的原因 3.2.2



季风降水强度和季风区范围受冬夏季降水的共同影响,主要由夏季降水决定。 模式降水在夏季的偏差最为显著。因此本文重点分析夏季全球陆地季风和子季风 区气候态的水汽收支各项和偏差,以期明晰出陆地季风降水模拟偏差的原因,结 果分别如图 6 和图 7 所示。再分析资料显示,全球和南北半球的陆地季风区降水 的主要贡献来自水汽的垂直平流项, 蒸发项次之, 水汽的水平平流项呈弱的负贡 献(图 6a, b, c)。FGOALS-g3 模拟的季风降水偏少,主要的偏差来自水汽的垂 直平流项(图7a);将其进一步分解为垂直动力项和热力项偏差后,发现垂直热 力项的偏差是水汽的垂直平流项偏小的主要原因,即模式模拟的大气水汽含量偏 少令夏季全球陆地季风降水强度偏小、季风区范围偏小。

在陆地子季风区(图 7d-j), FGOALS-g3 的水汽垂直平流项偏少也是一个共 性问题,但东亚和南非季风区除外。另外,在大多数子季风区,垂直水汽平流项 的偏差是热力项即大气中水汽偏少导致的,在南亚和北美则是动力项即垂直运动 的偏差更大,在东亚的垂直动力项偏差为正,热力项偏差为负,表明模式模拟的垂直上升运动偏强,而大气中的水汽偏少,这也验证了前人的东亚水汽被低估的结论(Li et al., 2020)。

相较于 FGOALS-g2, FGOALS-g3 在全球陆地季风区的垂直水汽平流项的模 拟偏差减小,在热力项和动力项中均有体现,但是蒸发项的偏差增大,导致模拟 的陆地季风区范围和季风降水改进效果不显著(图 7a)。非耦合和耦合结果接近 (图 6a, 7a),表明模拟偏差源自大气模式本身垂直水汽平流热力项的偏差,即 大气模式对于大气中水汽含量模拟偏少,这可能与物理参数化过程有关(张丽霞 等,2011)。



图6 气候态平均的夏季 (北半球 MJJAS,南半球 NDJFM) 全球陆地季风区和各个子季风区 的定量水汽收支(单位:mm d⁻¹),包括:降水(P)、蒸发(E)、水汽垂直平流项(- $< \omega \cdot \partial_p q >$)、水汽水平平流项(- $< V \cdot \nabla q >$)和残差项(res),季风区均采用 1979-2005 年 GPCP 降水计算得 到的季风区范围 (下同),其分别为: (a) 全球陆地季风区 (b) 北半球陆地季风区 (c) 南半球 陆地季风区 (d) 南亚陆地季风区(7°-35°N, 65°-95°E) (e) 东亚陆地季风区(20°-40°N,

110°-130°E) (f) 北美陆地季风区(0°-32°N, 50°-115°W) (g) 南美陆地季风区(5°-25°S, 40°-70°W) (h) 北非陆地季风区(5°-15°N, 15°W-40°E) (i) 南非陆地季风区(0°-40°S, 0°-40°E) (j) 澳大利亚陆地季风区(0°-30°S, 110°-150°E),不同颜色柱状图分别代表: ERA5(红色)、 FGOALS-g3(橙色)、FGOALS-g2(绿色)、GAMIL3(深蓝色)、GAMIL2(浅蓝色) Fig.6 The climatology moisture budget of global land monsoon region and sub-monsoon region in summer (unit : mm d^{-1}), including : precipitation(P), evaporation(E), moisture vertical advection($-\langle \omega \cdot \partial_p q \rangle$), moisture horizontal advection($-\langle V \cdot \nabla q \rangle$) and residual term(res). The monsoon region is calculated from GPCP precipitation during 1979-2005 (The same below). They are: (a) global land monsoon region (b) northern hemisphere land monsoon region (c) southern hemisphere land monsoon region (d) south Asia land monsoon region (7°-35°N, 65°-95°E) (e) east Asia land monsoon region (20°-40°N, 110°-130°E) (f) north America land monsoon region (0°-32°N, 50°-115°W) (g)south America land monsoon region (5°-25°S, 40°-70°W) (h) north Africa land monsoon region (5°-15°N, 15°W-40°E) (i) south Africa land monsoon region (0°-40°S, 0°-40°E) (j) Australia land monsoon region (0°-30°S, 110°-150°E), respectively. Different color histograms represent : ERA5 (red), FGOALS-g3 (orange), FGOALS-g2 (green), GAMIL3 (deep blue), GAMIL2 (light blue), respectively



图7 夏季全球陆地季风区和各个子季风区水汽收支偏差(单位: mm d⁻¹),包括: 降水偏差

(P')、蒸发偏差(E')、水汽垂直平流项偏差(-< $\omega \cdot \partial_p q > '$)、水汽水平平流项偏差(-< $V \cdot \nabla q > '$)、垂直动力偏差(-< $\omega' \cdot \partial_p \bar{q} >$)和垂直热力偏差(-< $\bar{\omega} \cdot \partial_p q' >$),季风区范围同图 6, 不同颜色柱状图分别代表:FGOALS-g3 与 ERA5 之差 (红色)、FGOALS-g2 与 ERA5 之差 (橙 色)、GAMIL3 与 ERA5 之差 (绿色)、GAMIL2 与 ERA5 之差 (深蓝色)、FGOALS-g3 与 GAMIL3 之差 (浅蓝色)、FGOALS-g2 与 GAMIL2 之差 (紫色)

Fig.7 The bias of the moisture budget of global land monsoon region and sub-monsoon region in summer(unit: mm d⁻¹), including: precipitation bias(P'), evaporation bias(E'), moisture vertical advection term bias($- \langle \omega \cdot \partial_p q \rangle'$), moisture horizontal advection term bias($- \langle \psi \cdot \nabla q \rangle'$), vertical dynamic bias($- \langle \omega' \cdot \partial_p \bar{q} \rangle$) and vertical thermodynamic bias($- \langle \bar{\omega} \cdot \partial_p q' \rangle$). The monsoon region is the same as Figure 5. Different color histograms represent the difference between FGOALS-g3 and ERA5 (red), FGOALS-g2 and ERA5 (orange), GAMIL3 and ERA5 (green), GAMIL2 and ERA5 (deep blue), FGOALS-g3 and GAMIL3 (light blue), FGOALS-g2 and GAMIL2 (purple)

3.3 季风降水年际变率的模拟

3.3.1 季风-ENSO 关系的模拟



对观测的季风年季风降水进行 EOF 分解(图 8),陆地季风区的空间模态几 乎一致,解释方差为 33.19%(图 8a),对应的 PC1 与季风年 Niño3.4 指数为显著 正相关(图 8f, r=0.96, p<0.01),即陆地季风降水与 Niño3.4 指数为负相关,表 明 El Niño 年全球陆地季风降水偏少,La Niña 年全球陆地季风降水偏多。

FGOALS-g3 能较好地模拟全球季风降水变化模态(图 8b, PCC=0.54, RMSE=0.38mm d⁻¹),解释方差大于观测(36.89%)。PC1 与 Niño3.4 指数的相 关系数为 0.92,略小于观测,即 FGOALS-g3 可能低估了季风降水与 ENSO 的关 系,这与 CMIP6 MME 的结果一致(Wang et al., 2020)。与观测相比,降水模态 的主要差异体现在西非季风区、西南印度洋以及西北太平洋季风区(图 8a, b)。 具体而言,在 El Niño 年,观测中西非季风区降水偏少,但模式中降水偏多,观 测的西南印度洋降水一致偏多,但是模式中为偶极子型降水异常,即靠近非洲一 侧降水偏多,远离非洲一侧降水偏少,模式中西北太平洋季风区降水相比观测偏 多。FGOALS-g3 和 FGOALS-g2 两代模式对比(图 8b, c),新版本的 EOF1 更接 近观测(PCC: 0.54 vs 0.36),且季风降水与 Niño3.4 指数的负相关关系更显著(图 8g, h),原因可能是 FGOALS-g3 模拟的太平洋 SST 偏差减小(Li et al., 2020)。 GAMIL3 大气模式的 AMIP 试验与耦合模式模拟的降水模态在大多数季风 区是类似的(图 8b, d),体现了大气模式本身的偏差对耦合模式的影响。在 El Niño 年,大气模式西南印度洋和印度半岛降水相比观测偏少,海气耦合过程改善了这 两个区域的降水偏差,但由于暖海温偏差(图 9f),西南印度洋靠近非洲一侧的 降水相比观测偏多。此外,大气模式中季风降水和 Niño3.4 指数的关系强于耦合 模式(图 8g, i)。



图8 季风年平均(5月至次年4月)的季风降水的年际变化以及季风-ENSO关系(a)-(e)季风降水异常EOF分解的第一模态,括号中为解释方差,(f)-(j)PC1与同期Niño3.4指数的时间序列,右上角为相关系数,第一行至第五行分别为:GPCP、FGOALS-g3、FGOALS-g2、GAMIL3、GAMIL2

Fig.8 The inter-annual variability of monsoon precipitation and monsoon-ENSO relationship of the monsoon year (from May to next April), (a)-(e) the first mode of EOF in monsoon precipitation anomaly, the explained variance is in the parenthesis (f)-(j) the time series of PC1 and simultaneous Niño3.4 index. The correlation coefficient is on the upper right corner. The first to fifth rows are: GPCP, FGOALS-g3, FGOALS-g2, GAMIL3, and GAMIL2

3.3.2 降水年际变率模拟偏差成因

针对模式降水年际变率的偏差,对 El Niño 和 La Niña 做合成,得到 ENSO

年(即 El Niño 和 La Niña 差值)的辐散风和速度势(图 9)。再分析资料显示 El Niño 年对流层高层的辐散中心位于热带中东太平洋,辐合中心位于海洋性大陆,同时在西非存在一个弱的辐合中心(图 9a),这种异常环流使得 El Niño 年 西非降水减少。

FGOALS-g3 耦合模式基本能模拟出 ENSO 年的环流异常,但在印度洋有异常辐合,海洋性大陆有异常辐散(图 9b)。季风年 Niño3.4 指数回归的同期海温异常显示 El Niño 年暖海温比观测往西偏移约 10°,造成西太平洋的冷海温异常比观测弱(图 9f),增强了海洋性大陆的上升运动以及印度洋的下沉运动,导致西南印度洋(西太平洋)降水偏少(偏多),进而使得西南印度洋出现偶极子型降水异常,以及西北太平洋季风区降水比观测偏多。另外,模式在西非有异常辐散(图 9b),即其未能模拟出西非在对流层高层的弱辐合中心,增加了 El Niño 年西非的降水。FGOALS-g2 同样存在异常的辐合辐散(图 9c),但与观测的偏差比 FGOALS-g3 更大,造成 El Niño 年降水异常的偏差更大。

GAMIL3的 AMIP 试验无法模拟出 El Niño 年西非的弱辐合中心(图 9d), 表明是大气模式本身的偏差导致了耦合模式中西非降水异常的偏差,如何提升大 气模式对海温异常的响应能力是未来亟待改进的工作。

GAMIL3 受到观测海温的驱动, El Niño 年,海洋性大陆和热带中东太平洋的辐合和辐散中心强度明显强于耦合模式,且海洋性大陆和西南印度洋存在异常 辐合(图9d),增强了这两个区域的下沉运动,使得西南印度洋季风区和印度半 岛降水减少,同时云量减少、短波辐射增加,耦合模式考虑了 SST-降水-短波辐射的负反馈过程(何林强等,2021),因此短波辐射的增加使得海洋性大陆和西南 印度洋的海温升高,降水分布更接近于观测。在热带中东太平洋,耦合模式中上 升运动伴随着云量增多,短波辐射减少,SST-降水-短波辐射的负反馈过程使得 海温降低,但是大气模式中未考虑这一负反馈过程,因此 AMIP 的东西太平洋海 温梯度更大,通过大气遥相关过程影响到全球季风降水。





图9 合成的 ENSO 年(即 El Niño 和 La Niña 差值)200hPa 速度势(填色,单位: 10⁶m² s⁻¹) 和辐散风(矢量,单位: m s⁻¹)(第一列)以及季风年 Niño3.4 指数回归的同期海温异常(第 二列),划线区域表示通过 95%显著性检验,第一行至第五行分别为: ERA5/ERSST、 FGOALS-g3 与 ERA5/ERSST 的差值、FGOALS-g2 与 ERA5/ERSST 的差值、FGOALS-g3 与 GAMIL3 的差值

Fig.9 The composite velocity potential (shaded, unit: $10^6 \text{m}^2 \text{ s}^{-1}$) and divergent wind (vector, unit:m s⁻¹) at 200hPa during ENSO year (the difference between El Niño and La Niña) (first column) and the sea surface temperature anomaly regresses on the simultaneous Niño3.4 index of the monsoon year (second column). The slashes indicate the values that are significant at the 95% confidence level. The first to fifth rows are: ERA5/ERSST, the differences between FGOALS-g3 and ERA5/ERSST, the differences between FGOALS-g2 and ERA5/ERSST, and the differences between FGOALS-g3 and GAMIL3

4 结论

本文从年平均降水、环流、年循环模态、季风降水强度、季风区范围和季风 降水的年际变率等方面,系统评估了FGOALS-g3对全球季风的模拟能力,比较 了其相对于FGOALS-g2的改进,并通过海气耦合前后结果的比较,讨论了海气 耦合过程对模拟偏差的影响,主要结论如下:

1) FGOALS-g3 耦合模式基本能再现年平均降水、环流和年循环模态的分布, 以及全球三大季风区范围、季风降水的年际变率,但仍存在若干不足,如年均降 水在陆地季风区偏少、海洋区域偏多、高估热带地区的春秋非对称模态、陆地季 风区范围偏小、海洋季风区范围过于偏东。水汽收支分析表明,陆地季风区范围 偏小主要原因是夏季的水汽垂直平流项偏差(尤其是热力项偏差,即大气水汽含 量偏少)。在年际变率上,观测中全球季风降水与 ENSO 暖位相存在显著负相关, 而模式中季风降水与 ENSO 暖位相的负相关关系偏弱,并且在 El Niño 年,观测 的西非季风区降水偏少,模式中偏多,观测的西南印度洋降水一致偏多,模式则 为偶极子型降水异常,另外西北太平洋季风区降水相比于观测偏多。这是由于 El Niño 年,FGOALS-g3 模拟的暖海温向西偏移,海洋性大陆偏暖,增强了印度 洋(海洋性大陆)的下沉运动(上升运动),造成了西南印度洋(西太平洋)降 水减少(增加),而西非在对流层高层无弱辐合中心,增加了降水。两代模式对 比,FGOALS-g3 对环流和全球季风降水的年际变率以及与 ENSO 关系的模拟有 改善,这与新版本海温模拟偏差减小有关。

2)比较耦合模式和单独大气模式结果,耦合模式的偏差主要源自大气模式 本身,海气耦合过程主要影响亚澳季风区和热带印度洋的降水和环流。在气候态 上,海气耦合过程使得西北太平洋上空出现异常的反气旋环流,减小了该地降水 的湿偏差,而热带印度洋海温的暖偏差形成的异常偏东风增强了印度半岛的干偏 差和热带印度洋的湿偏差。另外,海气耦合过程还减小了西北太平洋季风区的范 围和季风降水强度,增加 El Niño 年西南印度洋和印度半岛的降水,改善了 AMIP 中的偏差。

综上, FGOALS-g3 较之 FGOALS-g2 对环流、季风降水的年际变率的模拟 能力有一定提升,但陆地季风区偏干、海洋区域偏湿、高估热带地区的春秋非对 称模态、陆地季风区范围偏小等问题依然存在。耦合和非耦合模式对比显示耦合 模式的偏差大多源于大气模式本身,因此对全球季风模拟的改善依赖于大气模式 的发展;另一方面,海气耦合过程主要影响了亚澳季风区和热带印度洋的降水和 环流,改善海气耦合过程中的海温偏差有利于提升对这些地区的模拟能力。

23

参考文献

- 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:tvgpcp>2.0.co;2.
- Chou C, Neelin J D, Chen C A, et al. 2009. Evaluating the "Rich-Get-Richer" mechanism in tropical precipitation change under global warming [J]. J. Climate, 22(8): 1982–2005. doi: 10.1175/2008JCLI2471.1
- Cook K H and Edward K Vizy. 2013. Projected changes in East African rainy seasons [J]. J. Climate, 26, 5931–5948. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00455.1
- Guo Z and 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.
- 何林强, 周天军, 李立娟, 等. 2021. FGOALS-g3 模拟的南亚夏季风: 气候态和年际变率[J]. 大气科学. He Linqiang, Zhou Tianjun, Li Lijuan, et al. 2021. South Asian summer monsoon simulated by FGOALS-g3 climate system model: climatology and interannual variability [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese). doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2105.21042.
- Hersbach H, B Bell, P Berrisford, et al. 2019. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5 [J]. ECMWF Newsl, 159, 17-24, doi: 10.21957/vf291hehd7.
- Holtslag A A and Boville B A. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. Journal of Climate, 6(10), 1825–1842. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2
- Huang B, Peter W, Thorne, et al. 2017. Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 5 (ERSSTv5), Upgrades, validations, and intercomparisons
 [J]. J. Climate, 30, 8179-8205. doi:10.1175/JCLI-D-16-0836.1
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis
 (R-2) [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 83(11): 1631-1643.
 doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631
- Klein S A and Hartmann D L. 1993. The seasonal cycle of low stratiform clouds. Journal of Climate, 6, 1587–1606. https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1587:TSCOLS>2.0.CO;2

- Lee JY and Wang B. 2014. Future change of global monsoon in the CMIP5 [J]. Clim Dyn 42, 101–119. doi: 10.1007/s00382-012-1564-0.
- Li L J, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2013. The flexible global ocean-atmosphere-land system model, grid-point version 2: FGOALS-g2 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 30 (3): 543–560, doi:10.1007/s00376-012-2140-6..
- Li L J, Yu Y Q, Tang Y, et al. 2020. 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.
- Li J and Zeng Q. 2003. A new monsoon index and the geographical distribution of the global monsoons [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20: 299-302. doi: 10.1007/s00376-003-0016-5
- Liu L, Xie S P, Zheng X T, et al. 2014. Indian Ocean variability in the CMIP5 multi-model ensemble: the zonal dipole mode [J]. Climate Dynamics, 43(5–6), 1715–1730. doi: 10.1007/s00382-013-2000-9
- Nie Y, Li L J, Tang Y L et al. 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
- Pascale S, W R Boos, S Bordoni, et al. 2017. Weakening of the North American monsoon with global warming [J]. Nat. Climate Change, 7, 806–812. doi: 10.1038/nclimate3412
- Qian W H. 2000. Dry/wet alteration and global monsoon [J]. Geophysical Research Letters, 27: 3679-3682. doi: 10.1029/1999GL011255
- Seager R, Naik N, Vecchi G A. 2010. Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming [J]. J. Climate, 23 (17): 4651–4668. doi: 10.1175/2010JCLI3655.1
- 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
- Slingo JM. 1987. The development and verification of a cloud prediction scheme for the Ecmwf model. Q.J.R. Meteorol. Soc., 113: 899-927. https://doi.org/10.1002/qj.49711347710
- Sperber KR, Annamalai H, Kang IS, et al. 2013. The Asian summer monsoon: An

intercomparison of CMIP5 vs. CMIP3 simulations of the late 20th century [J]. Climate Dyn., 41, 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.
- 唐彦丽, 俞永强, 李立娟, 等, 2019. FGOALS-g 模式及其参与CMIP6 的方案 [J]. 气候变化研究进展, 15 (5): 551-557. Tang Y L, Yu Y Q, Li L J, et al. 2019. The introduction of FGOALS-g model and the experiment design in CMIP6 [J]. Climate Change Research (in Chinese), 15 (5): 551-557. doi: 10.12006/j.issn.1673-1719.2019.042.
- Trenberth K, Stepaniak D, Caron J. 2000. The global monsoon as seen through the divergent atmospheric circulation [J]. Journal of Climate, 13: 3969-3993. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<3969:TGMAST>2.0.CO;2
- Wang B, Wu R, Fu X. 2000. Pacific-East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate?[J]. J. Climate, 13, 1517-1536. doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2
- Wang B, Ding Q, Fu X, et al. 2005. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall, Geophys. Res. Lett., 32, L15711, doi:10.1029/2005GL022734.
- Wang B and Ding Q. 2008. Global monsoon: Dominant mode of annual variation in the tropics [J], Dynamics of Atmospheres and Oceans, 44(3-4), 165-183. doi: 10.1016/j.dynatmoce.2007.05.002
- Wang B, Kim HJ, Kikuchi K, et al. 2011. Diagnostic metrics for evaluation of annual and diurnal cycles [J]. Clim Dyn 37,941–955. doi: 10.1007/s00382-010-0877-0
- Wang B, Liu J, Kim HJ, et al 2012. Recent change of the global monsoon precipitation (1979–2008) [J], Climate Dynamics, 39(5), 1123-1135. doi: 10.1007/s00382-011-1266-z
- Wang B, Jin C, Liu J. 2020. Understanding future change of global monsoons

projected by CMIP6 models [J]. J. Clim., 33(15). 6471-6489. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0993.1

- Wang B, Biasutti M, Byrne M P, et al. 2021. Monsoons Climate Change Assessment [J], Bulletin of the American Meteorological Society, 102(1), E1-E19, doi:10.1175/bams-d-19-0335.1.
- Wang P, Wang B, Cheng H, et al. 2017. The global monsoon across timescales: mechanisms and outstanding issues [J]. Earth-Science Reviews, 174: 84-121. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.07.006
- Wu X, Deng L, Song X, et al. 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
- Wu Z W and Li J P. 2009: Seasonal prediction of the global precipitation annual modes with the grid-point atmospheric model of IAP LASG. Acta Mete-orologica Sinica, 23(4), 428–437.
- Xie P and Arkin P A. 1997. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs [J].
 Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 2539-2558. doi: 10.1175/1520-0477(1997)078<2539:GPAYMA>2.0.CO;2
- Xie Z H, Di Z H, Luo Z D, et al. 2012. A quasi-three-dimensional variably saturated groundwater flow model for climate modeling [J]. Journal of Hydrometeorology, 13(1), 27–46. doi: 10.1175/JHM-D-10-05019.1
- Yu R C. 1994. A two-step shape-preserving advection scheme [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 11(4), 479–490. doi: 10.1007/BF02658169
- 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 YQ, 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. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17284
- Zeng Y J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2016a. Ecohydrological effects of stream-aquifer water interaction: a case study of the Heihe River basin, northwestern China [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 20(6), 2333–2352. doi:10.5194/hess-20-2333-2016

- Zeng Y J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2016b. Effects of anthropogenic water regulation and groundwater lateral flow on land processes. Journal of Advances in Modeling Earth Systems [J], 8(3), 1106–1131. doi: 10.1002/2016MS000646
- Zeng Y J, Xie Z H, Zou J. 2017. Hydrologic and climatic responses to global anthropogenic groundwater extraction [J]. Journal of Climate, 30(1), 71–90. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0209.1
- Zeng Y J, Xie Z H, Liu S, et al. 2018. Global land surface modeling including lateral groundwater flow [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 10(8), 1882–1900. doi: 10.1029/2018MS001304
- Zhang L and Zhou T. 2014. An assessment of improvements in global monsoon precipitation simulation in FGOALS-s2 [J], Advances in Atmospheric Sciences, 31(1), 165-178. doi : 10.1007/s00376-013-2164-6
- Zhang L, Zhou T, Klingaman N P, et al. 2018. Effect of Horizontal Resolution on the Representation of the Global Monsoon Annual Cycle in AGCMs[J], Advances in Atmospheric Sciences, 35(8). doi: 10.1007/s00376-018-7273-9
- 张丽霞,周天军,吴波,等. 2008. 气候系统模式 FGOALS_s1.1 对热带降水年循 环模态的模拟[J],气象学报,66(6),968-981. Zhang L, Zhou T, Wu B, et al. 2008: The annual modes of tropical precipitation simulated by the LASG/IAP coupled ocean-atmosphere model FGOALS-s1.1[J], Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66(6),968-981. doi: 057726619/2008/66 (6)20968281
- 张丽霞,周天军,曾先锋,等.2011:积云参数化方案对热带降水年循环模态模拟 的影响[J],大气科学,35(4),777-790. Zhang Lixia, Zhou Tianjun, Zeng Xianfeng, et al. 2011. The annual modes of tropical precipitation simulated with LASG/IAP AGCM: sensitivity to convection schemes [J]. Chinese Journal of Atmosphere Sciences (in Chinese), 35(4), 777-790. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.04.16
- 张涛,谢丰,薛巍,等. 2016. 格点大气环流模式 GAMIL2 参数不确定性的量化分析与优化. 地球物理学报,59(2): 465-475. ZHANG Tao, XIE Feng, XUE Wei, et al. 2016. Quantification and optimization of parameter uncertainty in the grid-point atmospheric model GAMIL2. Chinese Journal Of Geophysics (in Chinese), 59(2): 465-475, doi: 10.6038/cjg20160206

Zhou T, Yu R, Li H, et al. 2008. Ocean Forcing to Changes in Global Monsoon

Precipitation over the Recent Half-Century[J]. Journal of Climate, 21, 3833–3852. doi: 10.1175/2008jcli2067.1.

- Zhou T, Chen X L, Dong L, et al. 2014. Chinese contribution to CMIP5: An overview of five Chinese models' performances [J]. Journal of Meteorological Research, 28(4), 481–509. doi 10.1007/s13351-014-4001-y
- Zhou T, 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
- Zhou T, Wang B, Yu Y, et al. 2018. The FGOALS climate system model as a modeling tool for supporting climate sciences: An overview. Earth and Planetary Physics. 2018, 2(4): 276-291. doi: 10.26464/epp2018026
- 周天军, 陈晓龙, 何编, 等. 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. 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. doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.132.
- 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. 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. doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.193
- Zou J, Xie Z H, Yu Y, et al. 2014. Climatic responses to anthropogenic groundwater exploitation: a case study of the Haihe River Basin, Northern China [J]. Climate Dynamics, 42, 2125–2145. doi: 10.1007/s00382-013-1995-2
- Zou J, Xie Z H, Zhan C S, et al. 2015. Effects of anthropogenic groundwater exploitation on land surface processes: A case study of the Haihe River Basin, Northern China [J]. Journal of Hydrology, 524, 625–641. doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.026

