

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.

气候系统模式 FGOALS 模拟的南亚夏季风: 偏差和原因分析

黄昕^{1,2} 周天军¹ 吴波¹ 陈晓龙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, 北京 100049

摘 要 本文通过与观测和再分析资料的对比, 评估了 LASG/IAP 发展的气候系统模式 FGOALS 的两个版本 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 对南亚夏季风的气候态和年际变率的模拟能力, 并使用水汽收支方程诊断, 研究了造成降水模拟偏差的原因。结果表明, 两个模式夏季气候态降水均在陆地季风槽内偏少, 印度半岛附近海域偏多, 在降水年循环中表现为夏季北侧辐合带北推范围不足。FGOALS-g2 中赤道印度洋“东西型”海温偏差导致模拟的东赤道印度洋海上辐合带偏弱, 而 FGOALS-s2 中印度洋“南北型”海温偏差导致模拟的海上辐合带偏向西南。水汽收支分析表明, 两个模式中气候态夏季降水的模拟偏差主要来自于整层积分的水汽通量, 尤其是垂直动力平流项的模拟偏差。一方面, 夏季阿拉伯海和孟加拉湾的海温偏冷而赤道西印度洋海温偏暖, 造成向印度半岛的水汽输送偏少; 另一方面, 对流层温度偏冷, 冷中心位于印度半岛北部对流层上层, 同时季风槽内总云量偏少, 云长波辐射效应偏弱, 对流层经向温度梯度偏弱以及大气湿静力稳定度偏强引起的下沉异常造成陆地季风槽内降水偏少。在年际变率上, 观测中南亚夏季风环流和降水指数与 Niño3.4 指数存在负相关关系, 但 FGOALS 两个版本模式均存在较大偏差。两个模式中 ENSO 暖事件相关的沃克环流异常下沉支和对应的负降水异常西移至赤道以南的热带中西印度洋, 沿赤道非对称的加热异常令两个模式中越赤道环流季风增强, 导致印度半岛南部产生正降水异常。ENSO 相关的沃克环流异常下沉支及其对应的负降水异常偏西与两个模式对热带南印度洋气候态降水的模拟偏差有关。研究结果表明, 若要提高 FGOALS 两个版本模式对南亚夏季风气候态模拟技巧, 需减小耦合模式对印度洋海温、对流层温度及云的模拟偏差; 若要提高南亚夏季风和 ENSO 相关性模拟技巧需要提高模式对热带印度洋气候态降水以及与 ENSO 相关的环流异常的模拟能力。

关键词 南亚夏季风 模式偏差 气候态与年际变率 FGOALS 模式

文章编号 1006-9895(2019)02-0437-19

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.18131

South Asian Summer Monsoon Simulated by Two Versions of FGOALS Climate System Model: Model Biases and Mechanisms

HUANG Xin^{1,2}, ZHOU Tianjun¹, WU Bo¹, and CHEN Xiaolong¹

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

收稿日期 2018-02-26; **网络预出版日期** 2018-05-15

作者简介 黄昕, 女, 1993 年出生, 硕博连读研究生, 主要从事气候模拟和季风研究。E-mail: huangxin@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 41420104006、41330423、41605057, 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 41420104006, 41330423, 41605057), International Partnership Program of Chinese Academy of Sciences (Grant 134111KYSB20160031)

2 University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract Based on comparison with observational and reanalysis data, we assess the performances of two versions of the IAP/LASG Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System (FGOALS), FGOALS-g2 and FGOALS-s2, in simulating the climatology and interannual variability of South Asian summer monsoon (SASM). Moisture budget analysis is applied to explain the precipitation biases. FGOALS-g2 and FGOALS-s2 both underestimate precipitation over the continental monsoon trough but overestimate precipitation over the adjacent ocean. The northward seasonal migration of continental convergence zone is weaker than observation. The east–west sea surface temperature (SST) biases in the equatorial Indian Ocean (IO) simulated by FGOALS-g2 lead to weak southern intertropical convergence zone (ITCZ) over the eastern equatorial IO, while the south–north SST biases over the IO simulated by FGOALS-s2 result in southwestward shift of the ITCZ. Moisture budget analysis shows that precipitation biases in the FGOALS models are mainly attributed to the convergence of vertically integrated moisture flux biases, especially biases in the vertical dynamic moisture transport term. On the one hand, cold SST biases in the Arabian Sea and the Bay of Bengal along with warm SST biases in the tropical western IO reduce moisture flux over the Indian subcontinent in both models. On the other hand, cold biases of tropospheric temperature in the FGOALS models are most prominent in the upper troposphere over northern India. The FGOALS models also simulate weak longwave cloud radiative effects over the monsoon trough region due to their negative biases of cloud fraction over South Asia. The subsiding branches linked with the reduced meridional tropospheric temperature gradient and strengthened gross moist stability decrease climatological precipitation in the continental monsoon trough region. The FGOALS models cannot reasonably simulate the ENSO–SASM relationship at interannual time scale. The descending branch of the anomalous Walker circulation and corresponding negative precipitation anomalies are shifted to the tropical central-western IO to the south of the equator. The heating anomalies asymmetric about the equator enhance the northward cross-equatorial monsoon circulation and further cause erroneous positive precipitation anomalies over southern India. The shifts of the anomalous Walker circulation and negative precipitation anomalies are associated with the model biases in simulating climatological precipitation over the southern tropical IO. Our results show that reducing IO SST biases, tropospheric temperature biases and cloud biases is necessary for better simulation of mean state SASM by climate system models. On interannual time scale, the reasonable simulation of ENSO–monsoon relationship relies on successful simulation of climatological precipitation over the tropical IO and ENSO related circulation anomalies.

Keywords South Asian summer monsoon, Model bias, Climatology and interannual variability, FGOALS model

1 引言

南亚夏季风, 即印度夏季风, 是全球季风系统的重要组成部分, 每年可为印度地区提供的降水占全年总降水量的 80% 以上 (Rajeevan and Najundia, 2009)。南亚夏季风的爆发、撤退与变化过程对水循环、能量、农业、经济及生态等各个方面具有显著的影响。因此, 理解南亚夏季风降水的变化规律、预测和预估其变化是国际季风学界关注的热点问题之一 (Bollasina et al., 2011; Turner and Annamalai, 2012; Roxy et al., 2015)。

夏季, 由于太阳辐射的季节移动以及海陆比热容差异, 在南亚季风区形成经向温度梯度。越赤道气流在东非沿岸形成索马里急流, 增强西阿拉伯海海上翻, 以西南季风的形式向南亚及中国西南部输送水汽。对流层高层的气流从孟加拉湾辐散并在副热带南印度洋辐合下沉, 增强马斯克林高压, 和

低层环流共同构成局地季风哈德莱环流。青藏高原作为大热源使夏季经向温度梯度向对流层上层延伸 (Li and Yanai, 1996; Webster et al., 1998), 喜马拉雅山脉的屏障作用阻碍北侧干冷气流和南侧暖湿气流的交换, 使巨大的热力梯度得以维持 (Boos and Kuang, 2010)。在气候态上, 南亚夏季风降水主要分布在印度半岛东北部的季风槽内, 以及印度半岛西部西高止山脉 ($10^{\circ}10'N$, $77^{\circ}04'E$) 和缅甸西部阿拉干山脉附近 ($21^{\circ}25'N$, $93^{\circ}49'E$) (Turner and Annamalai, 2012)。由于局地的海陆分布、地形影响以及海—陆—气耦合作用, 南亚季风是全球季风系统各个组成分量中最强的一支 (Wang et al., 2017)。

南亚夏季风呈现出显著的年际变率, 其降水量的年际变率可占其季节平均气候态的 10% 左右。在年际尺度上, 厄尔尼诺/南方涛动 (ENSO) 作为热带海洋最显著的信号, 可通过遥相关显著影响南亚夏季风降水。厄尔尼诺 (拉尼娜) 发展年, 印度中

部、西高止山脉及喜马拉雅南麓降水偏少(偏多), 缅甸沿海—中南半岛降水偏多(偏少); 衰减年降水的表现则相反(Nigam, 1994; Slingo and Annamalai, 2000; Annamalai and Liu, 2005; Yang et al., 2012; Chen and Zhou, 2015)。由于海气耦合作用, 南亚季风降水与 ENSO 的负相关关系在季风季节后达到峰值(Achuthavarier et al., 2012)。南亚夏季风降水与 ENSO 的相关存在年代际的变化, 观测中全印度降水(All Indian Rainfall, 简称 AIR)指数与同期 Niño3.4 指数负相关系数在-0.3 至-0.75 的范围内振荡, 但二者的负相关基本都是显著的(Annamalai et al., 2007)。诸多研究指出, 二者的负相关关系在 20 世纪 70 年代末以后减弱(Kumar et al., 1999; Kinter et al., 2002; Zhou et al., 2009a; Bosch et al., 2012)。

气候系统模式是研究南亚夏季风历史变化与未来预测预估的重要工具。然而, 南亚季风区复杂的物理过程和海气相互作用增加了模拟难度。由历史海表温度驱动的大气模式在模拟南亚夏季风时忽略了该地区海气耦合过程, 仅将大气视为对海洋强迫的响应, 从而造成南亚夏季风模拟偏差(Wang et al., 2004; Zhou et al. 2009b)。南亚夏季风的模拟需要海—陆—气耦合模式, 尽管从 CMIP3 (第三次耦合模式比较计划) 到 CMIP5, 气候系统模式的发展在诸多方面取得显著进步, 但多数模式在南亚季风气候态、年循环、年际变率、季节变率等各方面的模拟能力仍有待提升, 且耦合模式在南亚季风区对降水的模拟技巧通常低于对环流的模拟技巧(Annamalai et al., 2007)。夏季风降水气候态常见的模拟偏差, 表现为印度洋上降水偏多而陆地季风槽内降水偏少, 陆地辐合带北推不足(Rajeevan and Najundia, 2009; Sperber et al., 2013)。

关于造成耦合模式气候态南亚季风模拟偏差的原因, 前人研究主要包括四个方面。首先, 大气模式对流参数化过程的模拟偏差造成印度洋海温模拟偏差, 并通过赤道印度洋降水偏差相关的异常环流间接造成南亚季风区降水偏少(Bollasina and Ming, 2013)。其次, 模式在印度洋对海气耦合过程的模拟偏差也会影响南亚夏季风的模拟水平。耦合模式中大气响应局地海温强迫过强, 模式无法合理再现观测中印度洋海温—蒸发—降水的相关性, 由此造成对南亚季风区降水的模拟偏差(Bollasina and Nigam, 2009); 模式在赤道印度洋东风应力偏差

通过皮叶克尼斯反馈引起异常的海温梯度, 造成西赤道印度洋降水偏多, 并减弱南亚夏季风环流, 造成印度半岛降水偏少(Annamalai et al., 2017)。其三, 耦合模式中常见的阿拉伯海冷海温偏差会造成陆地季风槽内降水偏少。阿拉伯海是南亚季风区最重要的水汽来源(Gimeno et al., 2010), 耦合模式中阿拉伯海冬季的东北风偏强, 蒸发潜热释放偏多造成冬季海温偏冷; 阿拉伯海的冷偏差可一直维持到春夏, 减少西南季风向印度半岛的水汽输送, 造成南亚季风区降水偏少(Izumo et al., 2008; Levine et al., 2013)。敏感性试验验证了阿拉伯海和孟加拉湾冷海温偏差通过影响局地蒸发减少印度半岛降水, 该作用超过其增强夏季海陆热力差异对季风环流的影响(Levine and Turner, 2012)。其四, 南亚地区复杂的地形分布也增加了季风环流与降水模拟的难度。全球气候模式受水平分辨率的影响, 难以准确刻画范围较窄的山脉, 使得印度半岛西部西高止山脉以及缅甸沿海阿拉干山脉附近降水模拟偏差较大(Xie et al., 2006); 模式中对于地形的平滑处理使青藏高原陡峭的地形被削弱, 高原西侧西亚沙漠区的干空气向东平流能够抑制南亚季风区对流, 造成模式模拟南亚对流层上层偏冷, 季风区降水偏少(Boos and Hurley, 2013)。

此外, 作为热带深对流区的一部分, 南亚的云以高云为主(最大高度可达 14 km), 且云水含量充足, 有利于产生降水(Rajeevan et al., 2013)。卫星反演资料表明南亚季风区云量及云辐射效应的空间分布、时间演变均与季风区降水有显著的相关关系(Li et al., 2017a), 但再分析资料和模式在亚洲季风区均对云量及云辐射效应的模拟存在较大偏差(Li et al., 2009; Li et al., 2017b)。因此, 模式对云的模拟能力也会通过其辐射强迫效应影响亚洲季风环流和降水的模拟(Rajeevan et al., 2013; Guo et al., 2015)。

在年际变率上, ENSO 与南亚季风关系的模拟技巧与模式对气候态季风降水和 ENSO 特征的模拟有关。首先, 模式对南亚夏季风气候态的模拟性能愈强, 其对 ENSO—季风关系的模拟技巧愈高(Annamalai et al., 2007; Sperber et al., 2013)。其次, 耦合模式模拟 ENSO 相关的海温异常空间型和强度偏差, 会通过加热场异常造成沃克环流的模拟偏差, 最终影响到南亚季风区降水异常的模拟(Slingo and Annamalai, 2000; Kumar et al., 2006; Annamalai et al., 2007)。此外, 模式对 ENSO 季节锁相的模拟

偏差会影响沃克环流异常下沉支的位置,也是造成 ENSO—季风关系模拟偏差的重要原因(吴波等, 2009)。ENSO 通过“大气桥”影响印度洋海表面的辐射通量,进而影响印度洋海温(Lau and Nath, 2009); ENSO 期间赤道太平洋和印度洋对南亚夏季风的影响不同,当印度洋偶极模(IOD)和 ENSO 暖位相同时发生时,东印度洋冷海温和西印度洋暖海温均会减弱 ENSO—印度季风的遥相关关系(Ashok et al., 2004; Achuthavarier et al., 2012)。因此,模式对 ENSO 事件发生时印度洋海温的模拟偏差,会通过局地大气环流的响应最终影响对 ENSO—季风关系的模拟(Lau and Nath, 2000; Annamalai and Liu, 2005; Lau and Nath, 2009)。综上,当前的气候模式对南亚季风在气候态、年循环、年际变率等方面存在模拟偏差,这使得基于耦合模式来预测和预估南亚季风的变化面临挑战。

FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 是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)发展的海洋—大气—陆面—海冰耦合气候系统模式 FGOALS 的两个版本,并均参与了第五次“耦合模式比较计划”(Coupled Model Intracomparison Programme, 简称 CMIP5)。围绕着上述模式在历史地表气温、东亚—西北太平洋季风与 ENSO 的关系、全球季风方面的模拟能力,此前已经有系统的分析(Wu and Zhou, 2013; Zhou et al., 2013; Zhang and Zhou, 2014; 彭冬冬等, 2016)。但是,关于该模式对南亚季风的模拟能力以及主要模拟偏差出现的原因,目前尚缺乏系统的分析和评估。因此,本文的目的是基于 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 历史气候模拟试验,从气候态和年际变率两个角度,系统评估模式对南亚夏季风的模拟能力,重点回答如下问题:(1) FGOALS 两个版本模拟的南亚夏季风气候态的特征如何?影响模式偏差的主要原因是什么?(2) FGOALS 两个版本模拟的南亚夏季风年际变率的特征如何?决定模拟效果的关键过程是什么?

2 模式、资料和方法

2.1 模式简介

由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)发展的耦合系统模式 FGOALS 包括 FGOALS-g2(Li et al., 2013)和 FGOALS-s2(Bao et al., 2013)两个

版本,他们分别是格点模式和谱模式,均包括大气、海洋、陆面、海冰四个模块。FGOALS-g2 的大气分量是由 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL2(Li et al., 2013),水平分辨率为 2.8° (纬度) $\times 2.8^\circ$ (经度); FGOALS-s2 的大气分量则是 LASG/IAP 发展的大气环流谱模式 SAMIL2(Bao et al., 2013),水平分辨率为 1.66° (纬度) $\times 2.81^\circ$ (经度),二者垂直方向均为 26 层。GAMIL2 和 SAMIL2 的物理参数化过程存在差异, GAMIL2 的积云对流参数化方案为 Zhang 方案(Zhang and Mu, 2005),云微物理过程引入了双参数云微物理方案(Morrison and Gettelman, 2008),云量的计算采用 Slingo(1989)方案; SAMIL2 则采用了 Tiedtke 对流参数化方案以及垂直和水平扩散等重要的次网格物理过程(Tiedtke, 1989),行星边界层采用高阶闭合方案(Brinkop and Roeckner, 1995),辐散参数化方案为 Sun-Edwards-Slingo 方案(Edwards and Slingo, 1989; Sun and Rikus, 1999a, 1999b),云参数化方案采用了基于垂直运动和相对湿度的诊断方案(Liu and Wu, 1997),并考虑了地形重力拖曳波(Palmer et al., 1986)。FGOALS 两个版本的海洋分量均是在 LASG 第四代大洋环流模式 L30T6 基础上提高模式水平分辨率而发展的 LICOM2(Liu et al., 2012),其水平分辨率为 1.0° (纬度) $\times 1.0^\circ$ (经度),赤道地区加密到 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度)。两个模式的陆面分量采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM3(Oleson et al., 2010)。FGOALS-g2 海冰分量采用海冰模式 CICE4(Wang et al., 2009; Liu, 2010), FGOALS-s2 海冰分量为 CSIM5(Briegleb et al., 2004)。四个模块采用 NCAR 的耦合器 CPL6 进行耦合。关于 FGOALS 模式的系统介绍和总体性能评估参见 Zhou et al. (2014)。

本文使用的数据为 FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 中 20 世纪历史试验的结果(Zhou et al., 2013)。在历史气候模拟试验中,模式加入的外强迫包括太阳辐射、温室气体、气溶胶及臭氧等。FGOALS-g2 未考虑火山活动的影响(Li et al., 2013), FGOALS-s2 则未考虑气溶胶的间接气候效应(Bao et al., 2013)。在评估模式模拟能力时,为了观测和模式数据时间长度的一致性,本文所用的均为两个模式第一个集合成员历史试验 1979~2005 年的数据。

2.2 观测及再分析资料

本文分析工作采用以下观测和再分析资料:

(1) GPCP v2.2 (Global Precipitation Climatology Project dataset version 2.2) 逐月降水资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Adler et al., 2003);

(2) CMAP (CPC Merged Analysis of Precipitation data) 逐月降水资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Xie and Arkin, 1997);

(3) HadISST 1.1 (Hadley Centre Global Sea Ice and Sea Surface Temperature version 1.1) 逐月海表温度资料, 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ (Rayner et al., 2003);

(4) HadSLP2 (Hadley Centre Sea Level Pressure dataset) 逐月海平面气压资料, 分辨率为 $5^\circ \times 5^\circ$ (Allan and Ansell, 2006);

(5) NCEP/NCAR 逐月再分析数据, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (Kalnay et al., 1996);

(6) 日本气象厅 JRA55 (Japanese 55-year reanalysis projects) 逐月再分析数据, 分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ (Kobayashi et al., 2015);

(7) ISCCP D2 (International Satellite Cloud Climatology Project) 产品的逐月云量资料, 分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 时间长度为 1984~2007 年 (Schiffer and Rossow, 1983);

(8) CERES-EBAF (Clouds and Earth's Radiant Energy Systems - Energy Balance and Filled) 产品的逐月辐射通量资料, 分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间长度为 2000~2014 年 (Doelling et al., 2013)。

除了云资料时间较短以外, 上述所有资料的时间长度选取 1979~2005 年; 空间上均采用双线性方法统一插值到水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的网格上, 垂直方向选取 100、150、200、300、400、500、600、700、850、925、1000 hPa 各层。

2.3 分析方法

本文在分析模式气候态降水偏差出现原因时, 使用了水汽收支方程进行诊断分析。逐月数据在垂直方向整层积分的水汽方程 (Seager et al., 2010) 为

$$\partial_t \langle q \rangle = -P + E - \langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot q) \rangle + \text{res}, \quad (1)$$

其中, P 为降水项, E 为蒸发项, $-\langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot q) \rangle$ 为水汽的辐合项, 代表整层积分水汽通量的散度, $\mathbf{V}$ 为水平风矢量, q 为比湿, “ $\langle \rangle$ ” 表示从地表向上积分到 100 hPa, res 为残差项包含瞬变涡旋。气候态条件下, 水汽随时间的变化项 $\partial_t \langle q \rangle$ 可近似认为是零。考虑到体积守恒 ($\nabla \cdot \mathbf{V}_3 = 0$, $\mathbf{V}_3$ 为三维风矢量) 且垂直速度 ω 在地表 p_s 及 q 在大气层顶 p_t 处视为 0, 在气候态条件下, 水汽收支方程分解为

$$\bar{P} = -\langle \omega \partial_p q \rangle - \langle \mathbf{V} \cdot \nabla q \rangle + \bar{E} + \text{res}, \quad (2)$$

公式 (2) 左侧气候态降水项由右侧四项平衡。右边第一项 $-\langle \omega \partial_p q \rangle$ 表示由低层辐合和垂直运动引起的气候态水汽垂直平流项, 第二项 $-\langle \mathbf{V} \cdot \nabla q \rangle$ 表示由水平运动引起的气候态水汽通量的水平平流项, 它们由公式 (1) 中水汽通量的散度 $-\langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot q) \rangle$ 分解得到。第三项为蒸发, 最后一项为残差项 (Chou and Neelin, 2004; Chou et al., 2009; Chou and Lan, 2012)。

在讨论模式对 ENSO 相关的降水异常模拟偏差时, 将每一个物理变量分解为气候态和异常项, 即:

$$p = \bar{P} + P', \quad \omega = \bar{\omega} + \omega', \quad \mathbf{V} = \bar{\mathbf{V}} + \mathbf{V}', \quad q = \bar{q} + q', \quad (3)$$

降水异常的水汽收支方程表达为

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

其中, (4) 式右侧第一项为蒸发异常, 第二、第三项分别表示垂直、水平热力项异常, 第四、第五项分别表示垂直、水平动力项异常, 第六项残差项包含瞬变涡动和非线性项异常。将各项异常场向标准化的 Nino3.4 指数回归, 得到 ENSO 相关的水汽收支各项因子的异常场:

$$\delta P' = \delta E' - \delta \langle \omega \partial_p q' \rangle - \delta \langle \mathbf{V}' \cdot \nabla q' \rangle - \delta \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle - \delta \langle \mathbf{V}' \cdot \nabla \bar{q} \rangle + \delta \text{res}, \quad (5)$$

其中, δ 表示向标准化 Nino3.4 指数的回归系数。

利用上述公式分析模式偏差时, 模式相对于观测的偏差用 Δ 表示:

$$\Delta(\cdot) = (\cdot)_{\text{model}} - (\cdot)_{\text{OBS}}, \quad (6)$$

例如, 模式较之观测对气候态降水的模拟偏差表示为 $\Delta P = P_{\text{model}} - P_{\text{OBS}}$, 而模式对于 ENSO 相关的降水异常的模拟偏差则表示为 $\Delta \delta P' = \delta P'_{\text{model}} - \delta P'_{\text{OBS}}$ 。

上述水汽收支分析诊断方法, 已经被广泛地应用于东亚气候的观测分析和数值模拟研究中 (Sun et al., 2016; 李普曦等, 2017; Li et al., 2017; Peng and Zhou, 2017; Wu et al., 2017a, 2017b; Yao et al., 2017; Zhang et al., 2017)。

3 结果

3.1 FGOALS 模式对南亚夏季风气候态的模拟

3.1.1 南亚降水年循环的气候态

首先评估模式对南亚降水年循环气候态的模拟能力。利用 1979~2005 年观测和模式降水资料, 取 $70^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{E}$ 内纬向平均得到的南亚季风区降水年循环如图 1 所示。

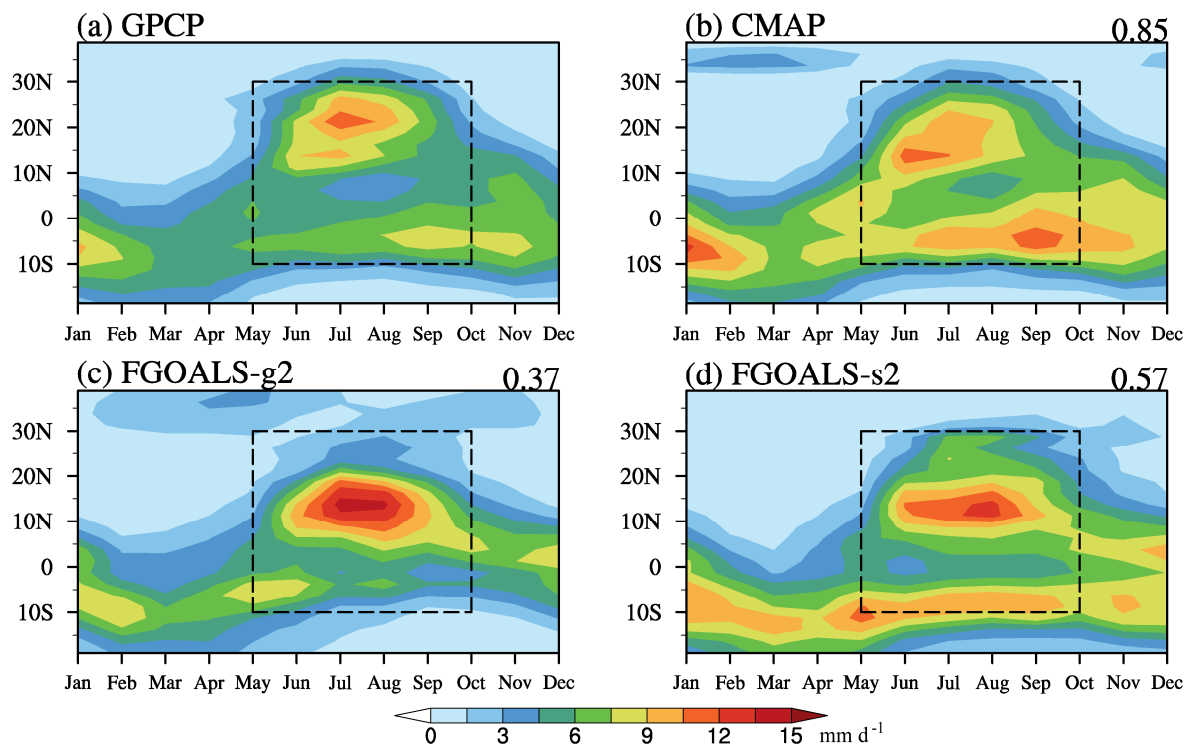


图1 70°E~90°E 区域平均降水的气候态年循环 (阴影, 单位: mm d^{-1}): (a) GPCP; (b) CMAP; (c) FGOALS-g2; (d) FGOALS-s2。其中 (b-d) 右上角数字表示与 GPCP 在 10°S~30°N、5~9 月 (虚线框内) 内的空间相关系数

Fig. 1 Annual cycle climatology for rainfall (shaded, units: mm d^{-1}) averaged between 70°E–90°E from (a) GPCP data, (b) CMAP data, (c) FGOALS-g2 model and (d) FGOALS-s2 model. Numbers in the upper-right corner of (b–d) are pattern correlations with GPCP over 10°S–30°N in May–September (the dashed region in Figs. b, c, d)

观测中 (图 1a, b), 5 月份前后, 由于太阳辐射的季节移动以及海陆比热容差异, 欧亚大陆和印度洋之间形成气压梯度, 南亚夏季风的南北两支雨带开始爆发。北侧一支为季风槽降水, 向北推至 25°N 左右, 7 月达到降水峰值, 形成陆地辐合带; 南侧一支始终维持在 5°S 左右, 在 9 月南亚夏季风撤退时期降水量达到峰值, 形成海上辐合带。两套观测资料所揭示的南亚季风区降水年循环气候态的特征基本一致, 二者在 5~9 月 10°S~30°N (图 1 中虚线框) 范围内的空间相关系数为 0.85。两套资料相互比较, 较之 GPCP (图 1a), CMAP 中南北两支雨带爆发和达到峰值的时间偏早 (图 1b), CMAP 中北侧 (南侧) 辐合带内降水比 GPCP 偏少 (多)。

FGOALS-g2 中仅有北侧一支季风雨带, 而南侧海上辐合带的一支较观测要弱得多 (图 1c)。北侧的季风槽降水与观测相比强度偏强, 只是北推范围不足, 造成模式中夏季风降水集中在 15°N 左右。海上辐合带内的降水 5 月达到峰值, 6 月之后衰减, 呈现与观测不同的时间演变。FGOALS-g2 与 GPCP

在 5~9 月 10°S~30°N (图 1 中虚线框) 范围内的空间相关系数仅为 0.37。

FGOALS-s2 模拟的南亚季风区降水年循环的特征与观测更接近, 能够模拟出陆地和海上的两支雨带 (图 1d)。FGOALS-s2 陆地上雨带降水中心在 15°N 左右, 同样北推范围不足。海上辐合带中心在 10°S, 较观测偏南, 且峰值出现时间偏早。FGOALS-s2 与 GPCP 在 5~9 月 10°S~30°N (图 1 中虚线框) 范围内的空间相关系数为 0.57。

在降水年循环特征上, FGOALS 模式两个版本的模拟偏差主要体现为: 两个模式夏季北侧辐合带强度偏强、位置偏南; 夏季南侧辐合带在 FGOALS-g2 中偏弱, 在 FGOALS-s2 位置偏向西南。由于两个模式在南亚季风区对夏季风降水的模拟均存在显著的偏差, 下文我们讨论其偏差的成因。

3.1.2 南亚夏季风降水气候态

我们首先检查季风环流和降水的关系。图 2 给出观测和模拟的 JJAS (June–July–August–September, 6~9 月) 平均降水和 850 hPa 风场及其相对于

GPCP/JRA55 的偏差分布。观测中 (图 2a), 赤道气流从南半球马斯克林高压向北穿过印度洋, 在地转效应及东非高地的阻隔作用下, 形成索马里急流, 以西南季风的形式向南亚地区输送水汽。南亚夏季风降水主要分布在孟加拉湾的季风槽内, 以及 5°S 左右赤道东印度洋的海上辐合带, 对应年循环中夏季南北两支雨带 (图 1a)。地形作用使喜马拉雅南麓、西高止山脉和阿拉干山脉迎风坡降水较多。与 GPCP 相比, CMAP 资料中气候态南亚夏季风区陆地降水偏少, 海上降水偏多; NCEP 资料中夏季风环流比 JRA55 资料中的偏弱 (图 2b)。不同再分析资料之间的差异, 来自同化的无线探空数据不同、模式系统的陆面过程及地形影响不同 (Sperber et al., 2013)。但总体来说, 两套观测及再分析资料降水和环流空间相关很高, 在南亚季风区 ($20^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) GPCP 与 CMAP 中气候态降水的空间相关系数为 0.93, JRA55 与 NCEP 中气候态环流的空间相关系数为 0.96。

FGOALS 两个模式基本可以模拟出南亚夏季风环流的特征 (图 2c, e), 只是依然存在明显的环流偏差 (图 2d, f)。FGOALS-g2 的模拟偏差主要表现是西赤道印度洋—阿拉伯海的季风环流模拟偏弱; 赤道附近有从东印度洋吹向西印度洋的东风偏差, 并在赤道北侧受科氏力影响向右偏转。FGOALS-g2 模拟的南亚夏季风降水集中在沿海山脉的迎风坡 (图 2c), 印度半岛西南部西高止山脉和缅甸沿海的阿拉干山脉降水偏多, 而在印度半岛中部、北部的陆地季风槽内和喜马拉雅南麓降水明显偏少。这与年循环中夏季风降水集中在 15°N 左右, 以及未能模拟出夏季海上辐合带的降水对应 (图 1c, 2c, d)。FGOALS-g2 与 GPCP 中南亚夏季风降水气候态的空间相关系数为 0.68, 与 JRA55 中季风环流气候态的空间相关系数为 0.91。

FGOALS-s2 模拟的季风环流在赤道以南印度洋上过于平直 (图 2e), 未能模拟出观测中气流向北的分量, 产生北风偏差 (图 2f), 引起西南印度洋的辐合上升, 造成海上辐合区偏向西南。FGOALS-s2 能够模拟出了夏季陆地和海洋两支辐合带 (图 2e), 但陆地辐合带 (包括印度半岛中—北部及缅甸) 降水模拟偏少, 印度半岛南部沿海降水略偏多, 海上辐合带偏西偏南 (图 2f)。这与图 1 年循环中北侧季风槽降水北推不足、南侧海上辐合带降水较观测偏南且峰值出现时间偏早对应。

FGOALS-s2 在南亚季风区与 GPCP 气候态降水的空间相关系数为 0.76, 与 JRA55 气候态环流的空间相关系数为 0.89。

3.1.3 气候态南亚夏季风降水模拟偏差原因

比较 FGOALS 两个版本模拟的南亚夏季风降水和环流与观测的空间相关系数, 可见模式对季风环流的模拟技巧较高, 而对季风降水的模拟技巧偏低。以下通过水汽收支方程诊断夏季风降水模拟偏差的来源。

利用 JRA55 资料计算观测中气候态水汽收支各项, 结果如图 3 左列所示, 包括蒸发项、整层水汽通量散度项, 以及进一步分解的水汽垂直平流项、水汽水平平流项。

蒸发项 (图 3a) 在海上的贡献大于陆地, 考虑到再分析资料相对于观测资料的偏差, 整层积分水汽通量的散度 (图 3d, 填色) 空间分布与降水的空间分布 (图 2a) 近乎一致。水汽通量矢量显示 (图 3d, 矢量), 阿拉伯海和孟加拉湾的水汽在印度东北部季风槽内辐合, 西高止山脉、阿拉干山脉由于地形作用水汽在迎风坡辐合, 赤道印度洋气旋式切变形成海上辐合带。公式 (1) 中南亚夏季风降水的主要贡献来自于 $-\langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}) \rangle$ 项 (图 3d), 根据公式 (2) 进一步将 $-\langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}) \rangle$ 项分解为水汽的垂直平流项 $-\langle \omega \partial_p q \rangle$ (图 3g) 和水平平流项 $-\langle \mathbf{V} \cdot \nabla \mathbf{q} \rangle$ (图 3f), 分解后残余项 (图 3m) 较小。对季风降水起最主要贡献的是垂直水汽平流项, 水平平流项主要对喜马拉雅南麓和印度半岛南部有贡献, 但相对于垂直平流贡献很小。

FGOALS-g2 (图 3 第二行) 和 FGOALS-s2 (图 3 第三行) 水汽收支各项对降水的相对贡献与观测基本一致, 但存在空间分布的差异。模式中南亚季风区气候态降水分布 (图 2c, e) 是由整层积分水汽通量的散度项 $-\langle \nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}) \rangle$ 主导的 (图 2e, f), 而其中垂直水汽平流起最重要的贡献 (图 2h, i), 水平水汽平流贡献较小 (图 2k, l)。

AIR (All Indian Rainfall, 全印度降水) 是代表南亚夏季风降水的指标之一, 选取 JRA55 和 FGOALS 两个模式在 ($7^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\text{E}\sim 95^{\circ}\text{E}$) 中陆地格点 JJAS 季节平均降水作为气候态 AIR, 水汽收支各项的定量分析如图 3p。JRA55 和模式中气候态 AIR 主要贡献来自于整层积分水汽通量的散度, 其中垂直水汽平流贡献最大。定量分析和空间分布比较 (图 3) 均表明, 模式中气候态降水的

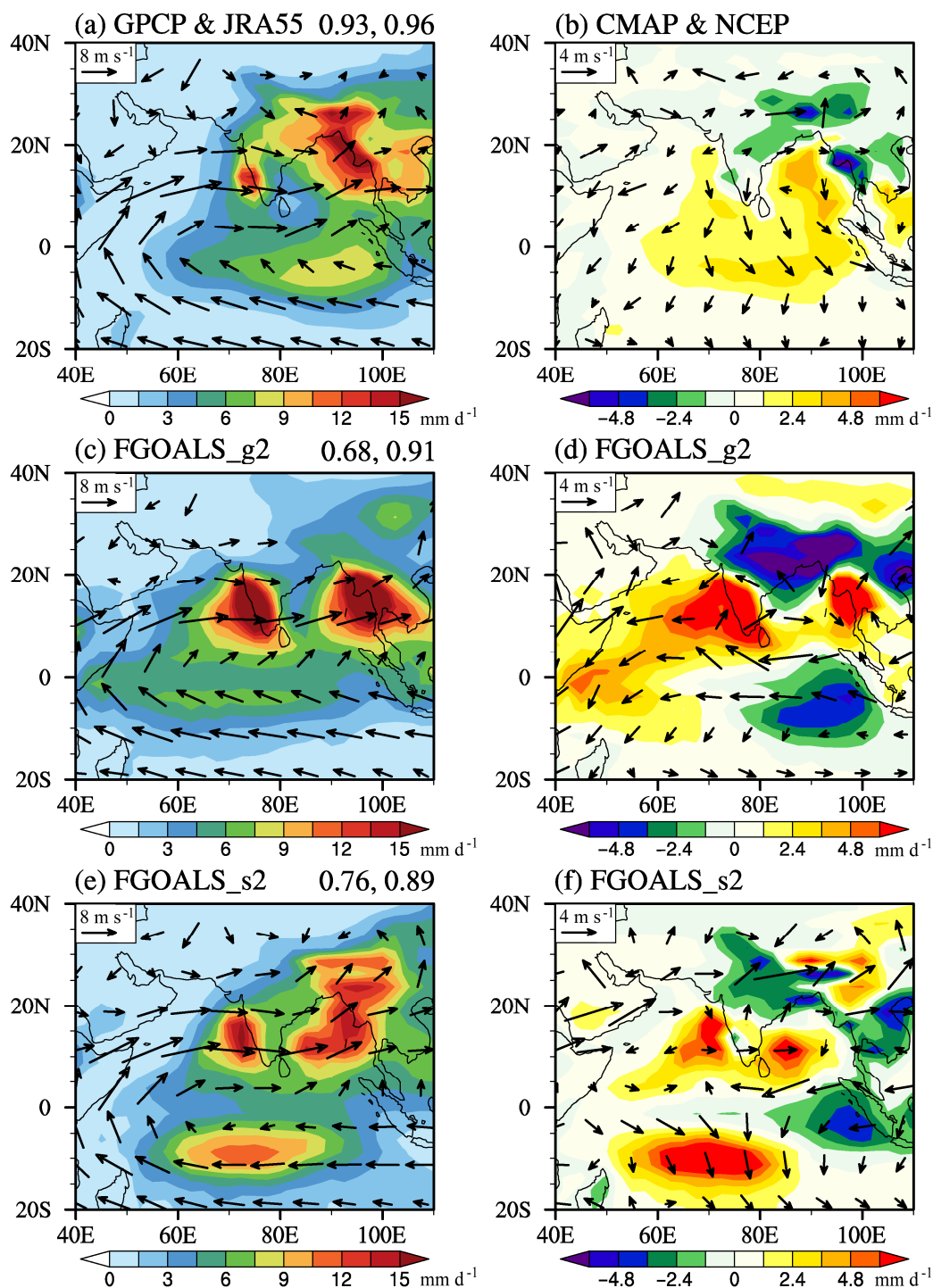


图2 JJAS (6~9月) 季节平均南亚夏季风降水(填色)及850 hPa风场(矢量)的气候态及其偏差。气候态:(a) GPCP/JRA55, (c) FGOALS-g2, (e) FGOALS-s2; 相对于GPCP/JRA55的降水(环流)偏差:(b) CMAP/NCEP, (d) FGOALS-g2, (f) FGOALS-s2。(a) 右上方两个数字分别是CMAP与GPCP的降水以及NCEP与JRA55的环流在(20°S~40°N, 40°E~100°E)内的空间相关系数;(c, e) 右上方两个数字分别是相应模式与GPCP的降水以及模式与JRA55的环流在(20°S~40°N, 40°E~100°E)内的空间相关系数。降水单位为 mm d^{-1} ; 风场单位为 m s^{-1}

Fig. 2 Climatology of JJAS (June–July–August–September) seasonal-mean South Asian summer monsoon (SASM) precipitation (color shaded, units: mm d^{-1}) and 850 hPa winds (vectors, units: m s^{-1}) from (a) GPCP/JRA55, (c) FGOALS-g2, (e) FGOALS-s2. Biases of precipitation with respect to GPCP and biases of 850 hPa wind with respect to JRA55: (b) CMAP/NCEP, (d) FGOALS-g2, (f) FGOALS-s2. Numbers in the upper-right corner of (a, c, e) are the pattern correlations of precipitation and 850 hPa winds, respectively, between CMAP/NCEP, FGOALS-g2, FGOALS-s2 with GPCP/JRA55 in (20°S–40°N, 40°E–100°E)

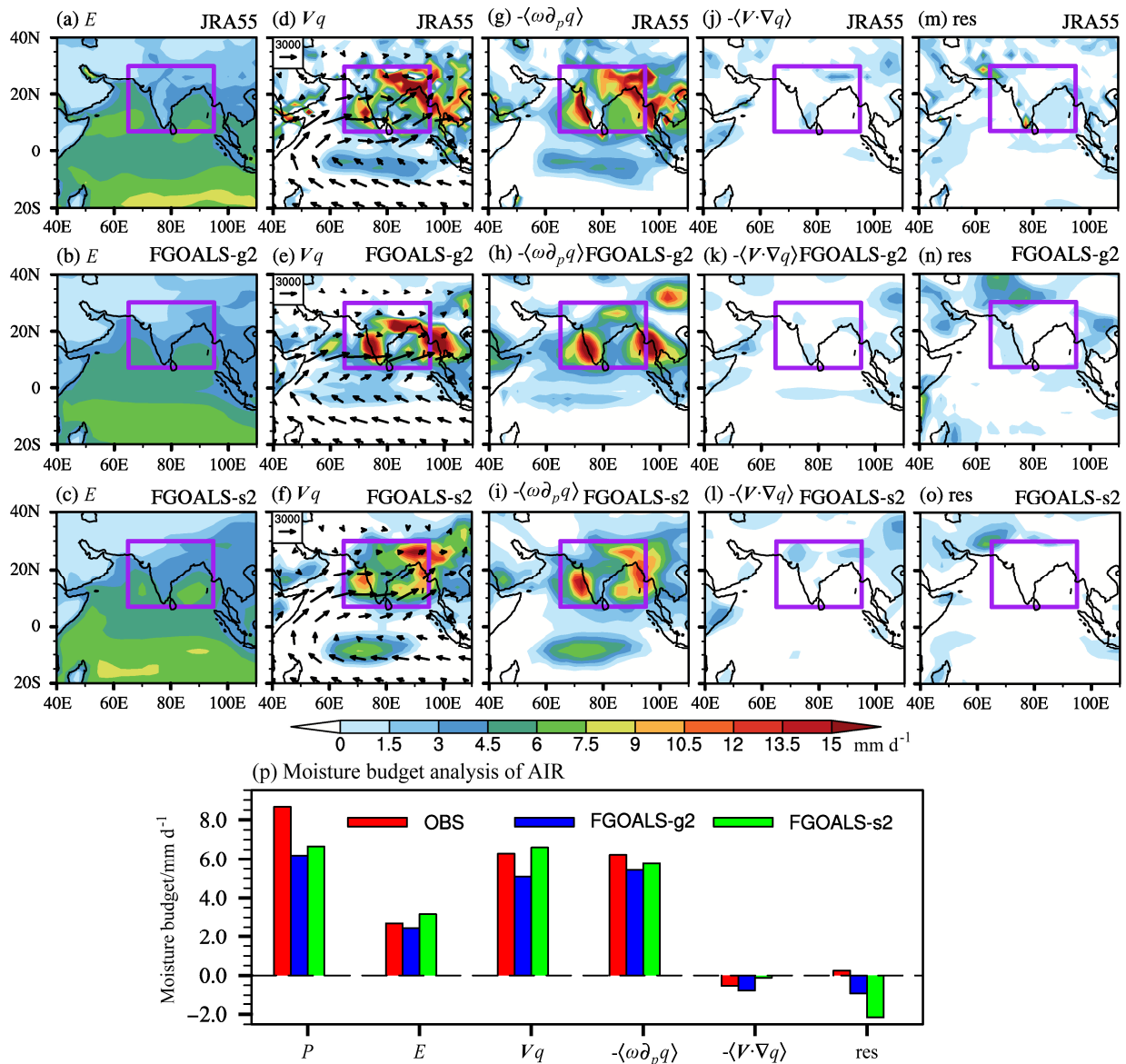


图3 JRA55 (第一行) 资料与 FGOALS-g2 (第二行) 和 FGOALS-s2 (第三行) 模拟的气候态 JJAS 季节平均的水汽收支各项: (a, b, c) 蒸发 (E ; 单位: mm d^{-1}); (d, e, f) 整层积分水汽通量 ($\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}$; 矢量, 单位: m mm d^{-1}) 及其散度 ($-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q})$; 填色, 单位: mm d^{-1}); (g, h, i) 水汽垂直平流 ($-\langle \omega \partial_p q \rangle$); 单位: mm d^{-1}); (j, k, l) 水汽水平平流 ($-\langle \mathbf{V} \cdot \nabla q \rangle$; 单位: mm d^{-1}); (m, n, o) 残余项 (res ; 单位: mm d^{-1})。 (p) 气候态 JJAS 全印度降水 (AIR) 定量水汽收支 (红色为观测及再分析资料, 蓝色为 FGOALS-g2, 绿色为 FGOALS-s2, 单位: mm d^{-1})。气候态取 1961~1999 年平均。AIR 为紫色框 ($7^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\text{E} \sim 95^{\circ}\text{E}$) 中陆地格点降水

Fig. 3 Climatology of JJAS moisture budget components from JRA55 (first line), FGOALS-g2 (second line), and FGOALS-s2 (third line): (a, b, c) Evaporation (E ; units: mm d^{-1}); (d, e, f) vertically integrated moisture fluxes ($\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}$; vectors, units: m mm d^{-1}) and their divergence ($-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q})$; color shaded, units: mm d^{-1}); (g, h, i) vertical moisture advection ($-\langle \omega \partial_p q \rangle$; units: mm d^{-1}); (j, k, l) horizontal moisture advection ($-\langle \mathbf{V} \cdot \nabla q \rangle$; units: mm d^{-1}); (m, n, o) the residual term (res ; units: mm d^{-1}). (p) Quantitative moisture budget analysis of All Indian Rainfall (AIR) from observations and reanalysis data in red, FGOALS-g2 model in blue, FGOALS-s2 model in green, units: mm d^{-1} . Climatology is the average over 1979–2005. AIR indicates precipitation over the land points within the purple square in each panel ($7^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\text{E} \sim 95^{\circ}\text{E}$)

模拟偏差与整层积分水汽通量的模拟偏差, 尤其是垂直水汽平流的模拟偏差有关。

为揭示造成气候态降水模拟偏差的原因, 图 4 给出气候态整层积分的水汽通量 ($\langle \mathbf{V} \cdot \mathbf{q} \rangle$) (图 4a 和

b, 矢量) 和垂直水汽平流项 $-\langle \omega \partial_p q \rangle$ (图 4c, d) 的模拟偏差。

与观测相比, FGOALS-g2 中阿拉伯海向印度半岛的水汽输送偏弱 (图 4a), 造成陆地季风槽至

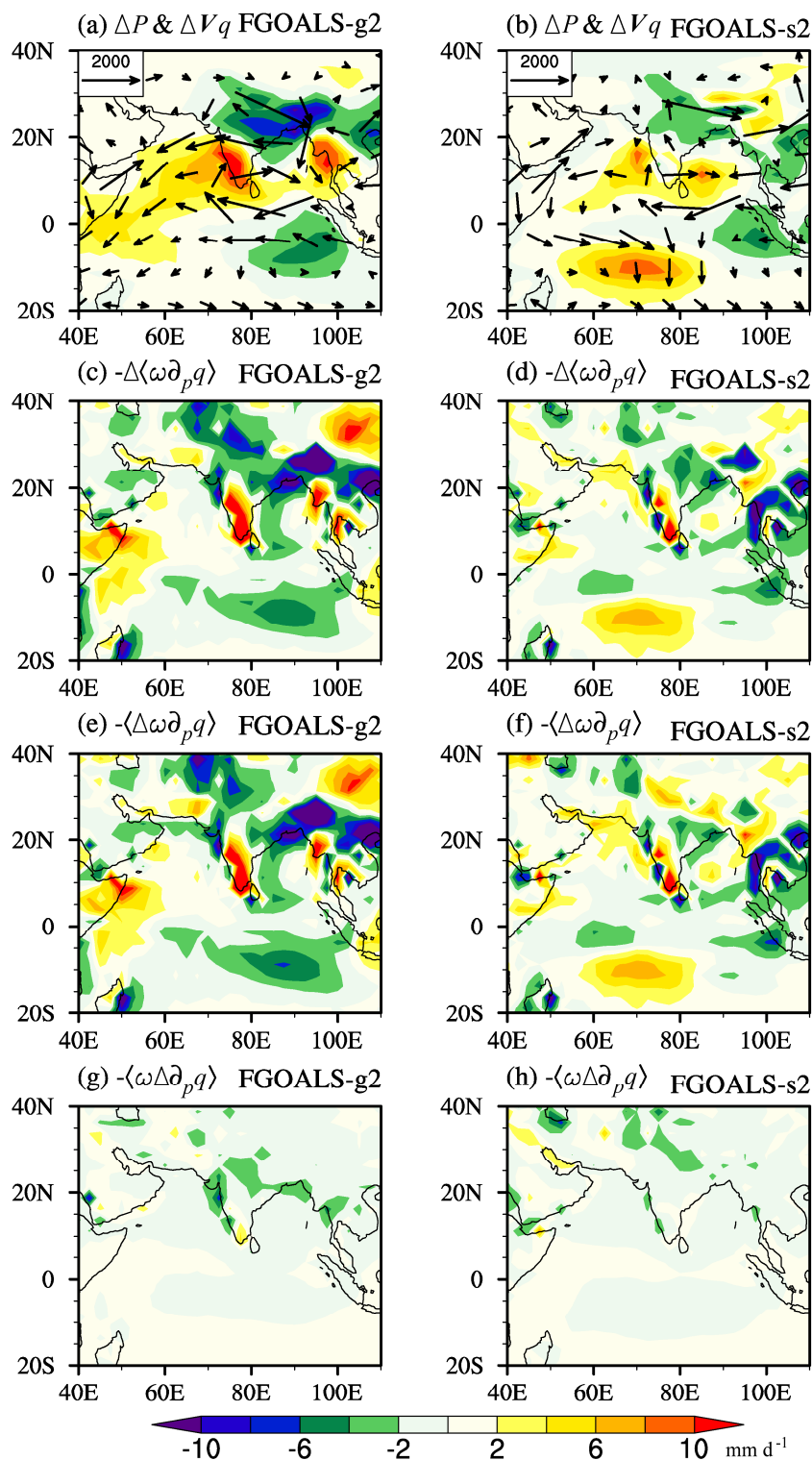


图4 FGOALS-g2 (左) 和 FGOALS-s2 (右) 相对于 GPCP/JRA55 气候态的模拟偏差: (a, b) 降水偏差 (ΔP ; 填色, 单位: mm d^{-1}) 和整层积分的水汽通量偏差 ($\Delta(\mathbf{V} \cdot \mathbf{q})$; 矢量, 单位: m mm d^{-1}); (c, d) 垂直水汽平流项偏差 ($-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$; 单位: mm d^{-1}); (e, f) 垂直动力项偏差 ($-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$; 单位: mm d^{-1}); (g, h) 垂直热力项偏差 ($-\langle\omega\Delta\partial_p q\rangle$; 单位: mm d^{-1})

Fig. 4 Biases of climatological (a, b) precipitation (ΔP ; color shaded, units: mm d^{-1}) and vertically integrated moisture fluxes ($\Delta(\mathbf{V} \cdot \mathbf{q})$; vectors, units: m mm d^{-1}), (c, d) vertical moisture advection term ($-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$; units: mm d^{-1}), (e, f) vertical dynamic component ($-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$; units: mm d^{-1}), (g, h) vertical thermodynamic component ($-\langle\omega\Delta\partial_p q\rangle$; units: mm d^{-1}) between simulations of FGOALS-g2 (left)/ FGOALS-s2 (right) and GPCP/JRA55 data

喜马拉雅南麓负降水偏差, 以及阿拉伯海—赤道西印度洋正降水偏差; 赤道印度洋上向西的水汽输送异常造成赤道东印度洋海上辐合带降水偏少, 而水汽在地转作用下向北输送, 在地形区造成西高止山脉和阿拉干山脉附近降水偏多。水汽通量偏差 (图 4a, 矢量) 与降水的模拟偏差 (图 4a, 填色) 对应; 垂直水汽平流偏差 $-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$ (图 4c) 起最主要贡献, 与降水偏差的空间分布基本一致。进一步将 $-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$ 分解为垂直环流模拟偏差造成的动力项 $-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$ (图 4e) 和水汽模拟偏差造成的热力项 $-\langle\omega\Delta\partial_p q\rangle$ (图 4g), 陆地季风槽负降水偏差的最主要来源是垂直动力项偏差, 而垂直热力项偏差对喜马拉雅南麓的负降水偏差有贡献, 但相对于动力项其贡献较小。

FGOALS-s2 在陆地季风槽内同样存在负降水偏差 (图 4b, 填色), 与模式在阿拉伯海和孟加拉湾水汽输送偏少对应 (图 4b, 矢量), 但相较于 FGOALS-g2 偏差较小; 向南的水汽通量偏差在 10°S 附近的西南印度洋辐合, 造成海上辐合带偏西偏南。陆地季风槽负降水偏差和赤道西南印度洋正降水偏差主要来源于垂直水汽平流偏差 $-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$ (图 4d), 进一步分解表明垂直动力项偏差 $-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$ 是降水偏差的最主要原因 (图 4f), 而垂直热力项 $-\langle\omega\Delta\partial_p q\rangle$ 偏差仅对喜马拉雅南麓负降水偏差有较小的贡献 (图 4h)。

FGOALS 模式两个版本对整层水汽输送 $\langle(\mathbf{V}\cdot\mathbf{q})\rangle$, 尤其是风场辐合辐散引起的垂直动力项 $-\Delta\langle\omega\partial_p q\rangle$ 的模拟偏差, 造成两个模式模拟的气候态季风降水与观测存在差异。下面我们讨论水汽输送和垂直环流偏差出现的原因。

模式对印度洋海温的模拟偏差会造成南亚季风区水汽输送的偏差 (Levine and Turner, 2012; Bollasina and Ming, 2013; Levine et al., 2013; Annamalai et al., 2017)。FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 相对于 HadISST 气候态夏季海温的模拟偏差分别如图 5a 和 b 所示。两个模式均在阿拉伯海、孟加拉湾和印度尼西亚西侧赤道东印度洋存在冷偏差, 并在非洲东部赤道西印度洋存在暖偏差 (图 5a 和 b, 填色); 但区别是 FGOALS-g2 的暖偏差范围较小, 在赤道印度洋呈“东西型”海温偏差; 而 FGOALS-s2 的暖偏差从赤道西印度洋向东南延伸到澳大利亚西侧, 印度洋上呈“南北型”海温偏差。作为南亚季风区重要的水汽来源, FGOALS-g2 和 FGOALS-

s2 在阿拉伯海和孟加拉湾的冷海温偏差 (图 5a 和 b, 填色) 减少夏季风向印度半岛输送水汽 (图 4a 和 b, 矢量), 同时阿拉伯海冷偏差和赤道西印度洋暖偏差的梯度减弱索马里急流 (图 5a 和 b, 矢量), 造成两个模式陆地季风槽内降水均偏少 (图 4a, 填色)。FGOALS-g2 在赤道印度洋“东西型”海温偏差使印度洋海温东西梯度减弱 (图 5a, 填色), 低层的东风偏差使水汽向西辐合 (图 4a 和 5a, 矢量), 造成海上辐合带降水偏少 (图 4a, 填色); FGOALS-s2 在印度洋的“南北型”海温偏差 (图 5b, 填色) 使赤道南印度洋出现偏北风 (图 5b, 矢量), 造成水汽向南输送 (图 4b, 矢量), 海上辐合带偏向西南 (图 4b, 填色)。

夏季南亚季风区对流层经向温度梯度可通过局地季风哈德莱环流影响南亚季风区降水 (Ueda et al., 2006; Xavier et al., 2007; Roxy et al., 2015)。FGOALS 两个模式中 (60°E~100°E) 纬向平均的气候态夏季对流层温度偏差 (图 5c 和 d, 填色) 和经圈环流偏差 (图 5c 和 d, 矢量)。FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 模拟的对流层温度偏低且空间分布不均。FGOALS-g2 对流层温度冷偏差中心在 30°N 左右 300 hPa 高度处 (图 5c, 填色), 对流层中上层经向温度梯度造成高层出现南风偏差, 在印度半岛辐合下沉 (图 5c, 矢量), 通过垂直动力项 $-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$ 减少陆地季风槽内降水 (图 4e); FGOALS-s2 对流层冷偏差中心在 25°N 左右 200 hPa 高度处 (图 5d, 填色), 同时 20°S 附近对流层低层温度受局地海温偏差 (图 5b, 填色) 影响存在暖偏差, 偏差引起的对流层经向温度梯度减弱南亚夏季风哈德莱环流 (图 5d, 矢量), 印度半岛的下沉运动通过垂直动力项 $-\langle\Delta\omega\partial_p q\rangle$ 减少陆地季风区降水 (图 4f)。

南亚季风区的云量及云辐射效应的空间分布、季节循环均与季风区降水有显著的相关关系 (Li et al., 2017a), 体现了深对流区大气内部“降水—云—长波辐射”的正反馈过程 (Neelin and Su, 2005)。模式对云的模拟偏差会通过影响辐射收支, 进而造成季风环流和降水的模拟偏差 (Guo et al., 2015)。与 ISCCP 夏季平均的云量相比, FGOALS 两个版本模式模拟的云量在南亚整体偏少 (图 5e, f), FGOALS-g2 在阿拉伯海西部和 FGOALS-s2 在阿拉伯海及印度南部云量偏多。进一步计算模式中的云长波辐射效应, 即晴空和有云条件下大气层顶向外的长波辐射通量之差。与 CERES-EBAF 相比, 两

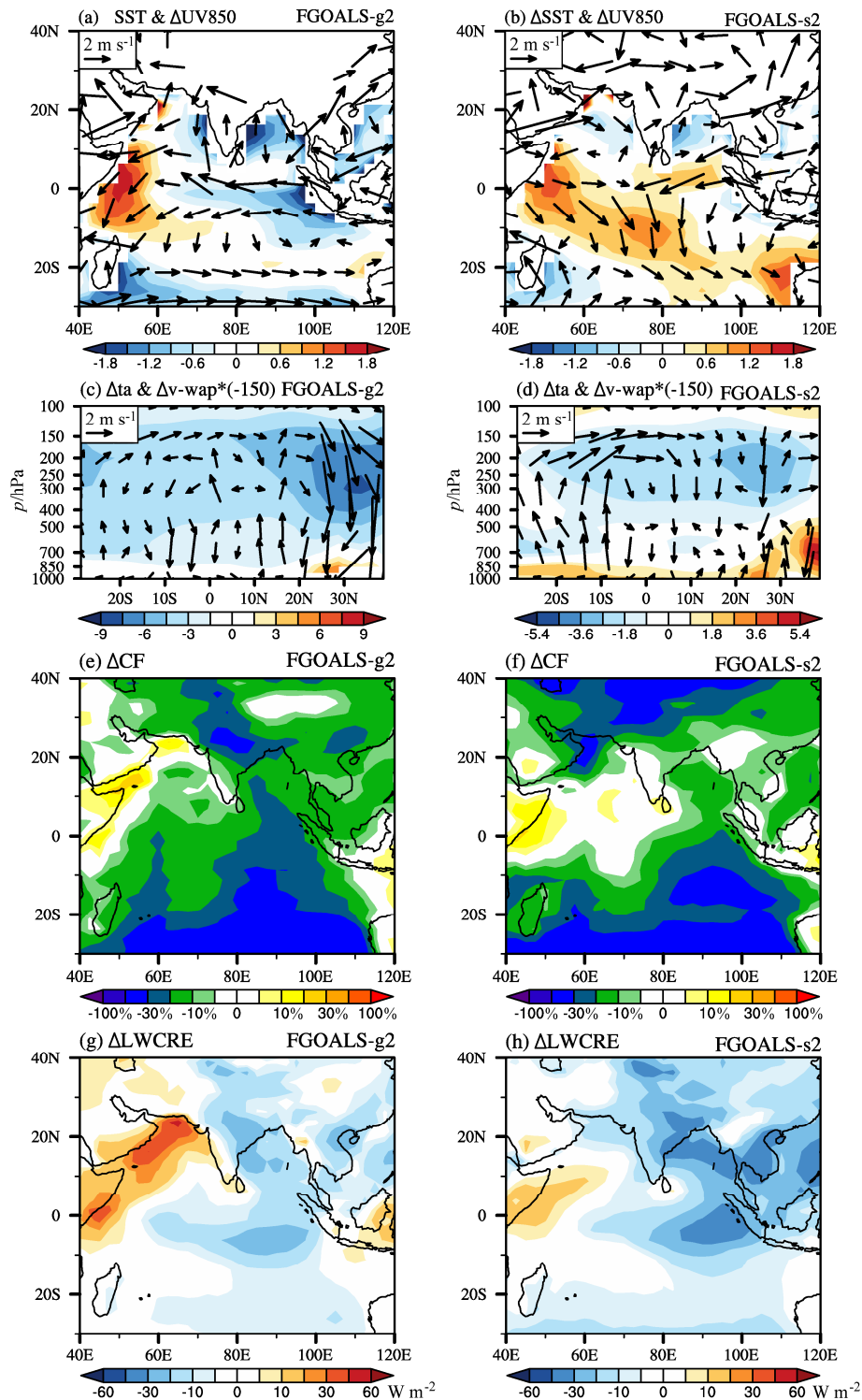


图5 相对于 HadISST 气候态 JJAS 海表温度的模拟偏差 (ΔSST , 填色, 单位: K) 和相对于 JRA55 气候态 JJAS 850 hPa 风场模拟偏差 (ΔU_{V850} , 矢量, 单位: $m s^{-1}$): (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2. 相对于 JRA55 (60°E–100°E) 区域平均的气候态 JJAS 对流层温度 (Δta , 填色, 单位: K) 和经圈环流 [$\Delta v-wap$, 矢量, 单位: $Pa s^{-1}$, Omega 是乘以 (-150)] 模拟偏差: (c) FGOALS-g2; (d) FGOALS-s2. 相对于 ISCCP 气候态 JJAS 总云量的模拟偏差 (ΔC_F): (e) FGOALS-g2; (f) FGOALS-s2. 相对于 CERES-EBAF 气候态 JJAS 大气层顶的云长波辐射通量的模拟偏差 ($\Delta LWCRE$, 单位: $W m^{-2}$): (g) FGOALS-g2; (h) FGOALS-s2

Fig. 5 Biases of simulated climatological JJAS SST relative to HadISST (ΔSST , color shaded, units: K) and 850 hPa winds relative to JRA55 (ΔU_{V850} , vectors, units: $m s^{-1}$): (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2. Biases of climatological JJAS tropospheric temperature (Δta , color shaded, units: K) and meridional circulation [$\Delta v-wap$, vectors, units: $Pa s^{-1}$, Omega is multiplied by (-150)] averaged over (60°E–100°E) relative to JRA55: (a) FGOALS-g2; (b) FGOALS-s2. Biases of climatological JJAS total cloud fraction relative to ISCCP (ΔC_F): (e) FGOALS-g2; (f) FGOALS-s2. Biases of climatological JJAS longwave cloud radiative flux ($\Delta LWCRE$) at the top of the atmosphere (TOA) relative to CERES-EBAF (units: $W m^{-2}$): (g) FGOALS-g2; (h) FGOALS-s2

个模式在陆地季风槽及东赤道印度洋海上辐合带内的云长波辐射效应模拟偏弱（图 5g, h），即大气层顶向外的长波辐射通量偏多。两个模式模拟的季风槽云量偏少，云长波辐射效应对大气柱的增暖作用偏弱，造成大气柱的湿静力稳定度偏强、湿静力能偏少并抑制对流运动（Wu et al., 2017b），由此产生异常的下沉运动通过垂直动力项 $-\langle \Delta \omega \partial_p q \rangle$ 减少季风区槽降水（图 4e, f），而降水负偏差又进一步使模拟的云量偏少。大气内部“降水—云—长波辐射”正反馈过程使模式对云和降水的模拟偏差密切相关。

上述基于环流偏差的分析结果，支持此前基于水

汽收支分析的诊断结果，FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 对印度洋夏季海表温度、南亚季风区对流层温度、云量及其辐射效应的模拟偏差，引起水汽输送偏差（尤其是与垂直环流偏差有关的水汽输送），从而造成两个模式对气候态夏季风降水的模拟偏差。

3.2 FGOALS 模式对南亚夏季风年际变率的模拟

3.2.1 南亚夏季风与 ENSO 关系的模拟

下面考察 FGOALS 模式两个版本对 ENSO 与南亚夏季风关系的模拟，分别利用 HadISST 和模拟的逐月海表温度资料计算得到标准化的 Niño3.4 指数，即（5°S~5°N，120°~170°W）区域平均的海表面温度异常，图 6a-c 为向标准化的 JJAS 平均

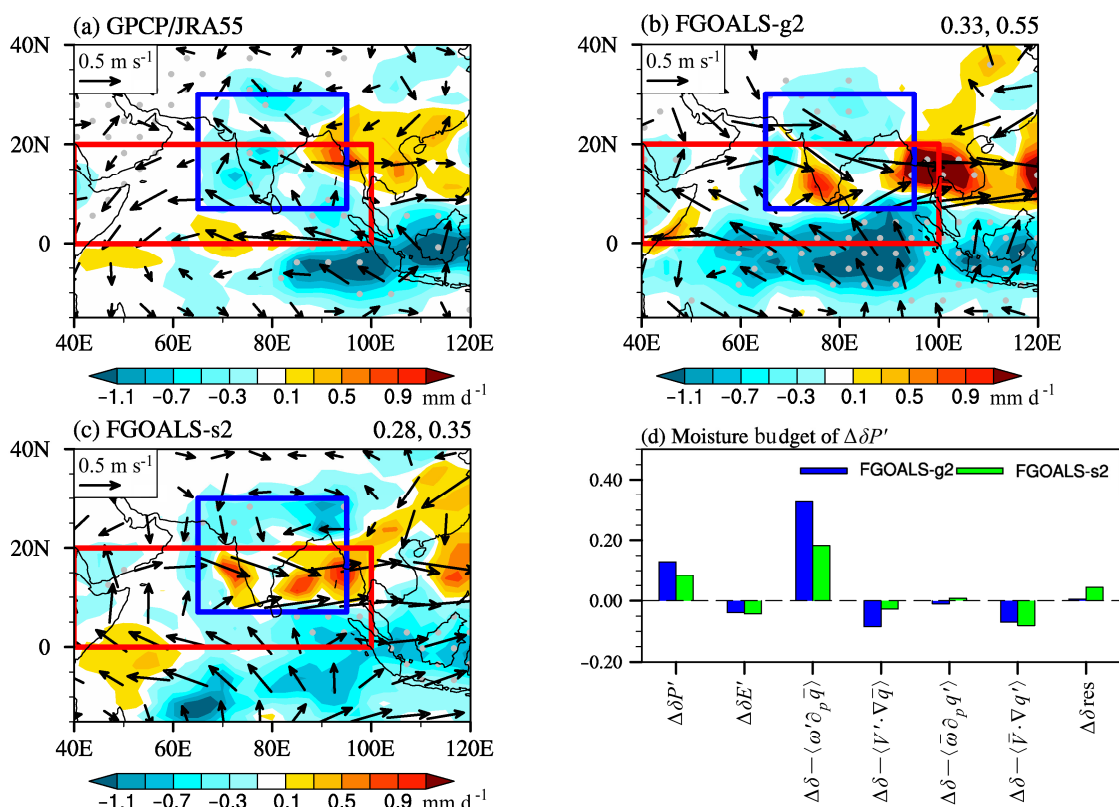


图 6 标准化的 JJAS Niño3.4 指数回归的 JJAS 降水异常（填色，单位：mm d⁻¹）和 850 hPa 风场异常（矢量，单位：m s⁻¹）的空间分布：(a) GPCP 降水，JRA55 风场；(b) FGOALS-g2；(c) FGOALS-s2。(d) 模式和 JRA55 在（7°~30°N，65°~95°E）区域内与 ENSO 相关的降水异常之差（ $\Delta\delta P'$ ）的水汽收支分析（蓝色：FGOALS-g2，绿色：FGOALS-s2）。ENSO 相关的降水异常之差由 ENSO 相关的蒸发异常之差（ $\Delta\delta E'$ ）、垂直（ $\Delta\delta - \langle \omega' \partial_p q' \rangle$ ）和水平（ $\Delta\delta - \langle \bar{V}' \cdot \nabla q' \rangle$ ）动力项异常之差、垂直（ $\Delta\delta - \langle \omega' \partial_p q' \rangle$ ）和水平（ $\Delta\delta - \langle \bar{V}' \cdot \nabla q' \rangle$ ）热力项异常之差及残余项异常之差（ $\Delta\delta_{res}$ ）贡献。观测中 Niño3.4 指数来自 HadISST 海温月资料。(b) 和 (c) 右上角两个数分别表示模式与 GPCP/JRA55 在（0°N~30°N，60°E~100°E）区域内降水量和 850 hPa 环流异常的空间相关系数。打点为相关系数通过 90% 的显著性检验，蓝框为 AIR 降水范围，红框为 WYI 风场范围

Fig. 6 JJAS seasonal-mean precipitation anomalies (color shaded, units: mm d⁻¹) and 850 hPa winds anomalies (vectors, units: m s⁻¹) regressed onto standardized Niño3.4 index: (a) GPCP precipitation, JRA55 winds; (b) FGOALS-g2; (c) FGOALS-s2. (d) Moisture budget analysis of biases in ENSO-related precipitation anomalies ($\Delta\delta E'$) between models and JRA55 data in region (7°~30°N, 65°~95°E) (blue: FGOALS-g2, green: FGOALS-s2). Biases in ENSO-related precipitation anomalies are contributed by biases in ENSO-related evaporation anomalies ($\Delta\delta E'$), vertical ($\Delta\delta - \langle \omega' \partial_p q' \rangle$) and horizontal ($\Delta\delta - \langle \bar{V}' \cdot \nabla q' \rangle$) dynamic terms anomalies, vertical ($\Delta\delta - \langle \omega' \partial_p q' \rangle$) and horizontal ($\Delta\delta - \langle \bar{V}' \cdot \nabla q' \rangle$) thermodynamic terms anomalies, residual term anomalies ($\Delta\delta_{res}$). Observed Niño3.4 index is calculated from HadISST monthly SST data. Numbers in the upper-right corner of (b, c) are the pattern correlations of anomalous precipitation and 850 hPa circulation between FGOALS-g2 or FGOALS-s2 simulations and GPCP/JRA55 data in region (0°~30°N, 60°E~100°E). Dot regions pass the test at a confidence level of >90%. Blue (red) rectangle: AIR precipitation (WYI winds) region

Niño3.4 指数回归的南亚夏季风降水异常 ($\delta P'$, 填色) 和环流异常 ($\delta \mathbf{V}'_{850}$, 矢量)。分别利用全印度降水 [AIR, 即图 6 蓝框 ($7^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$) 内平均的陆地格点降水] 和 Webster-Yang 指数 [WYI, 即图 6 红框 ($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 内平均的 850 hPa 和 200 hPa 纬向风之差] (Webster and Yang, 1992) 来代表南亚夏季风降水和夏季风环流的强度。表 1 给出了观测和模式中 AIR 异常及 WYI 异常与 Niño3.4 指数的相关系数。在观测中, AIR 和 Niño3.4 指数的相关系数为-0.36, 而 WYI 与 Niño3.4 指数的相关系数为-0.64, 说明南亚季风区降水和环流均与 El Niño 存在显著的负相关关系 (表 1); 在空间分布上, ENSO 暖事件对应印度半岛夏季降水偏少 (图 6a, 填色), 印度洋—阿拉伯海呈现一致的季风环流减弱 (图 6a, 矢量)。表 1 中的相关系数表明, FGOALS 模式的两个版本均无法合理模拟出南亚夏季风降水和环流与 Niño3.4 指数的负相关关系。在空间分布上, FGOALS-g2 (图 6b) 和 FGOALS-s2 (图 6c) 模拟的与 ENSO 相关的降水和环流异常与观测最为显著的区别是:

(1) 赤道上降水负距平中心相对于观测位置偏西、移至印度洋; (2) 阿拉伯海存在西风异常, 伴有越赤道气流增强; (3) 过强的越赤道气流造成印度南部有气旋性异常和降水正异常。在南亚季风区 ($0^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 范围内, 针对与 ENSO 相关的降水和环流异常型, FGOALS-g2 (FGOALS-s2) 与观测的空间相关系数分别为 0.33 (0.28) 和 0.55 (0.35)。

表 1 1979~2005 年观测 (OBS) 和模式中南亚夏季风降水和环流异常与 Niño3.4 指数的相关系数, 以及观测和模式中 ENSO 相关的沃克环流指数

Table 1 Correlation coefficients of the South Asian summer monsoon precipitation and circulation anomalies with Niño 3.4 index from observations (OBS) and models in 1979–2005, along with the ENSO related Walker circulation index from observations and models

	与 Niño3.4 指数相关系数		沃克环流指数	
	AIR-Niño3.4	WYI-Niño3.4	强度/位置 (下沉支, hPa)	上升支)
OBS	-0.36	-0.64	-54.2	(105°E, 158°W)
FGOALS-g2	-0.03	0.04	-54.2	(63°E, 145°W)
FGOALS-s2	-0.09	-0.05	-54.2	(63°E, 158°W)

利用公式 (5), 对 ($7^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $65^{\circ}\sim 95^{\circ}\text{E}$) 范围内 (图 6, 蓝框内) Niño3.4 指数回归的降水异常

$\delta P'$ 进行水汽收支分解, 并计算模式与观测中降水异常之差 ($\Delta \delta P'$) (图 6d)。FGOALS-g2 (蓝色) 和 FGOALS-s2 (绿色) 的降水异常相对于观测均偏多, 主要原因是印度半岛南部及沿海地区出现正降水异常 (图 6b 和 c, 填色)。水汽收支分析表明, 这种与 ENSO 相关的降水异常正偏差 ($\Delta \delta P' > 0$), 是垂直动力项异常的模拟偏差 ($-\Delta \delta \langle \omega' \partial_p \bar{q} \rangle > 0$) 引起的 (图 6d)。下面我们分析造成模式在印度半岛存在垂直动力项异常正偏差的原因。

3.2.2 南亚夏季风与 ENSO 关系模拟偏差的原因

为比较伴随 El Niño 型海温异常出现的大气环流距平型, 图 7 给出观测和模拟的海表温度、200 hPa 速度势和风场与标准化的 Niño3.4 指数的回归系数分布。这里将 ENSO 相关的沃克环流异常下沉 (上升) 支的位置定义为 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$) 平均的 200 hPa 速度势异常在 ($30^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{W}$) 范围内最大值 (最小值) 出现的经度; 沃克环流异常的强度定义为赤道太平洋纬向海平面气压异常的梯度, 表达式为

$$dSLP' = SLP'(5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}, 160^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}) -$$

$$SLP'(5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}, 80^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}), \quad (7)$$

(7) 式中 $dSLP'$ 的值越大, 异常沃克环流越强 (Vecchi et al., 2006)。观测和模式中沃克环流异常的位置和强度指数见表 1 第 3~4 列。

观测中, ENSO 暖事件发生时, 赤道中东太平洋出现暖海温异常, 海洋大陆—赤道西太平洋以及中纬度太平洋出现冷海温异常。同时, 热带印度洋出现纬向偶极型海温异常, 其中苏门答腊沿岸为负异常, 而中西印度洋为正异常, 表明发生了正的 IOD 事件 (图 7a)。在赤道东太平洋的暖海温异常的驱动下, 沃克环流上升支东移, 其上升支异常对应对流层高层在 $170^{\circ}\text{W}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 的辐散中心, 高层风在海洋大陆和东南印度洋上空辐合下沉 (图 7b)。观测中, 沃克环流异常上升 (下沉) 支位于 105°E (158°W), 强度为-54.2 hPa (表 1)。位于海洋大陆和东南印度洋的下沉支异常, 造成低层风从海洋大陆向西辐散和局地负降水异常 (图 6a)。根据 Gill 理论 (Gill, 1980), 在海洋大陆和东南印度洋异常下沉支西北侧的印度半岛出现异常反气旋性环流响应, 它能够驱动局地边界层 Ekman 辐散, 令夏季风环流减弱以及印度降水偏少 (图 6a)。

FGOALS-g2 (图 7c) 和 FGOALS-s2 (图 7e) 能够合理地模拟出厄尔尼诺发生时赤道东太平洋的暖海温异常, 在空间型上, CMIP5 耦合模式中常

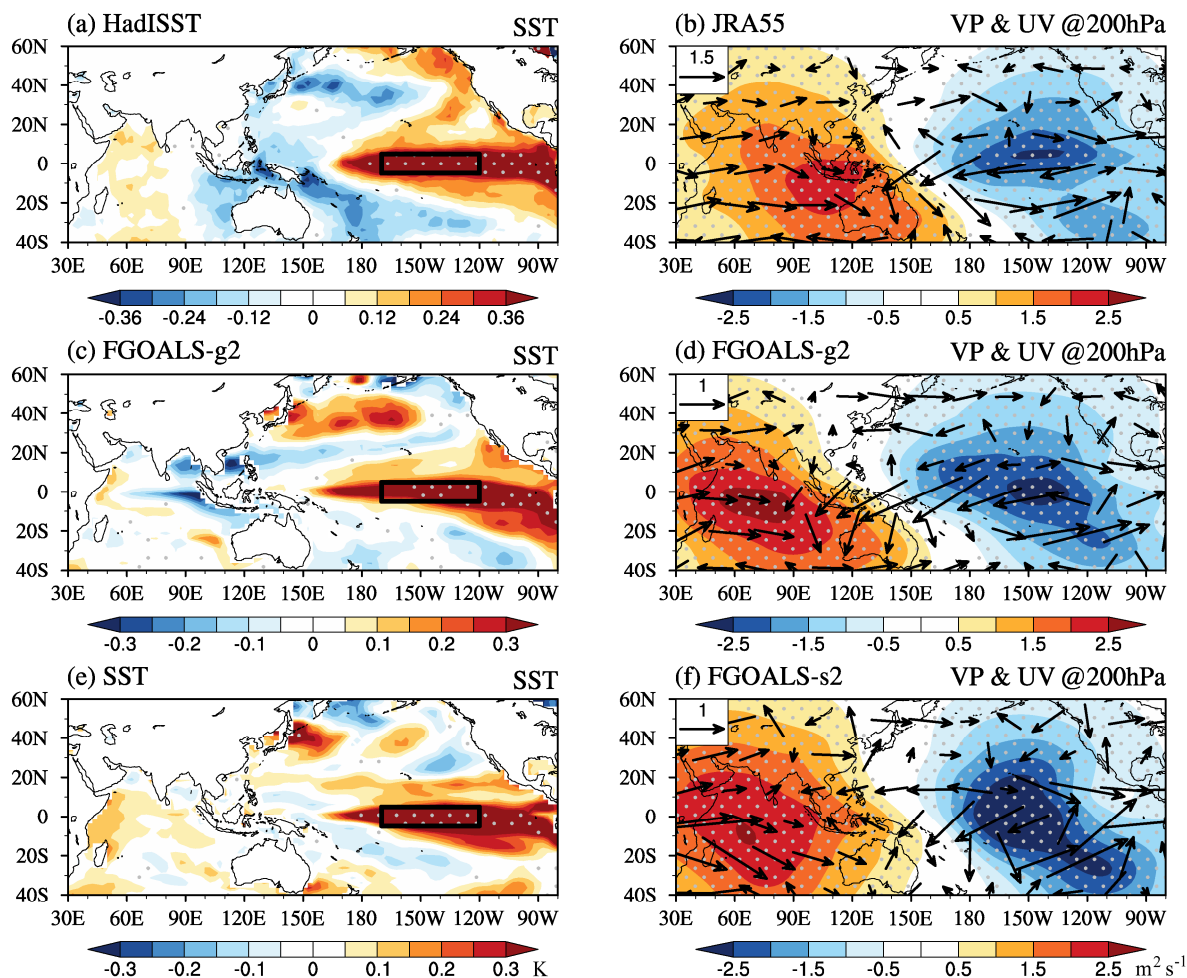


图7 标准化的 JJAS Niño3.4 指数回归的海表温度异常 (填色, 单位: K): (a) HadISST; (c) FGOALS-g2; (e) FGOALS-g2。回归的 200 hPa 速度势异常 (填色, 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) 和 200 hPa 风场异常 (矢量, 单位: m s^{-1}): (b) JRA55; (d) FGOALS-g2; (f) FGOALS-g2。打点为相关系数通过 90% 的显著性检验。(a, c, e) 中黑框表示 Niño3.4 区

Fig. 7 Sea surface temperature anomalies (color shaded, units: K) regressed onto standardized JJAS Niño3.4 index: (a) HadISST; (c) FGOALS-g2; (e) FGOALS-s2. 200 hPa velocity potential anomalies (color shaded, units: $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$) and 200 hPa wind anomalies (vectors, units: m s^{-1}) regressed onto standardized JJAS Niño3.4 index: (b) JRA55; (d) FGOALS-g2; (f) FOALS-s2. Regions with dots pass the test with a confidence level of $>90\%$. Black rectangles in (a, c, e) denote the Niño3.4 region

见的暖海温异常偏西的问题在这里并不明显;但两个模式对赤道西太平洋、印度洋及中纬度太平洋海温异常的模拟与观测仍存在明显差别。从沃克环流异常的模拟来看(表1,图7d,f),FGOALS-g2和FGOALS-s2模拟的沃克环流异常的强度均为 -54.2 hPa ,与观测一致;FGOALS两个模式能够合理模拟赤道东太平洋异常上升支的位置,但异常下沉支的中心位置向西偏了约40个经度左右,位置从海洋大陆和东南印度洋偏移至赤道中西印度洋。对应的,两个模式模拟的热带南印度洋降水负异常位于热带中南印度洋,位置较观测明显偏西。根据Gill理论,沿着赤道不对称的降水异常能够驱动跨

赤道气流。因此,模式中印度半岛和阿拉伯海东部受跨赤道的西南风影响,季风环流增强,降水增加(图6b,c)。在观测中,由于热带南印度洋降水异常位置偏东,跨赤道气流位置限于孟加拉湾和中南半岛,令那里的降水增加,而印度半岛和阿拉伯海则受反气旋性环流异常影响,降水减少(图6a)。

FGOALS两个模式模拟的ENSO相关的异常下沉支中心及其对应的降水负异常位置偏西,原因可能与热带南印度洋气候平均态降水位置的模拟偏差有关。观测和模拟中,暖池区降水对大尺度异常下沉运动响应最强的区域均与气候态降水中心位置基本一致(图2a,c,e,图6a,b,c)。因此,

FGOALS 两个模式中, 热带南印度洋降水负异常均较观测位置偏西, 且 FGOALS-s2 中降水异常位置更为偏南。另一方面, FGOALS 两个模式均出了伴随 ENSO 暖事件的正 IOD 型海温异常 (图 7c, e), 其中 FGOALS-g2 中的 IOD 强度显著强于观测, 而 FGOALS-s2 中的 IOD 强度则与观测接近。但是, 两个模式模拟的热带南印度洋降水负异常强度均强于观测。因此, 印度洋局地海温异常可能不是导致印度洋降水异常模拟偏差的主要原因。

4 结论

本文通过与观测和再分析资料的对比, 考察了 FGOALS 模式两个版本对南亚夏季风气候态以及 ENSO 相关的年际变率的模拟能力, 分析研究了模式模拟偏差出现的原因。主要结论如下:

(1) FGOALS 两个版本模式对南亚季风区气候态夏季降水的模拟能力低于环流的模拟能力, 主要降水偏差表现为陆地季风槽内降水偏少, 印度半岛南部海上降水偏多, 对应年循环中北侧辐合带北推范围不足。此外, FGOALS-g2 模拟的海上辐合带偏弱, FGOALS-s2 模拟的海上辐合带位置偏西偏南。

(2) 水汽收支表明, 观测和模式中气候态降水主要是整层积分水汽通量的散度项 $-\nabla \cdot (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q})$ 贡献的, 其中垂直水汽平流 $-\langle \omega \partial_p q \rangle$ 起最主要贡献。两个模式对气候态水汽输送 $\langle (\mathbf{V} \cdot \mathbf{q}) \rangle$ 的模拟偏差与气候态降水的模拟偏差对应; 进一步分解表明, 两个模式在南亚季风区对垂直水汽平流项的模拟偏差主要源于垂直动力项 $-\langle \Delta \omega \partial_p q \rangle$ 的贡献, 而垂直热力项 $-\langle \omega \Delta \partial_p q \rangle$ 对喜马拉雅南麓降水负偏差亦较小贡献。

(3) FGOALS 模式两个版本中水汽输送的偏差与夏季印度洋海表面温度偏差及南亚对流层温度的模拟偏差有关。FGOALS-g2 和 FGOALS-s2 在阿拉伯海和孟加拉湾的冷海温偏差以及赤道西印度洋暖海温偏差减小向印度半岛的水汽输送, 造成陆地季风槽降水偏少。FGOALS-g2 在赤道印度洋“东西型”海温偏差引起水汽向西辐合, 导致模拟的海上辐合带偏弱; FGOALS-s2 在印度洋“南北型”海温偏差造成印度洋水汽向南输送, 导致海上辐合带偏西偏南。FGOALS 两个模式模拟的对流层温度偏冷, 冷中心位于印度半岛北部对流层上层, 造成季风环流减弱, 印度北部的下沉运动使陆地季风槽降

水偏少。FGOALS 两个版本模式在南亚季风区模拟的总云量偏少, 陆地及海上季风槽中的云长波辐射效应偏弱, 由于“降水—云—长波辐射”正反馈引起的下沉运动也会通过垂直动力项造成季风槽降水负偏差。

(4) FGOALS 两个版本模式无法合理模拟出观测中南亚季风环流及降水和 ENSO 的负相关关系, 这是因为模式中 ENSO 暖事件发生时印度洋赤道气流增强, 印度南部降水异常存在正偏差。水汽收支分析表明, 模式中 ENSO 相关的降水异常正偏差 ($\Delta \delta P' > 0$) 是垂直动力项异常的模拟偏差 ($-\Delta \delta \langle \omega' \partial_p q \rangle > 0$) 引起的。

(5) FGOALS 两个版本模式对 ENSO—季风环流和 ENSO—季风降水关系的模拟偏差与模式对 ENSO 相关的沃克环流异常下沉支和对应负降水异常位置的模拟偏差有关。FGOALS 两个模式模拟的沃克环流异常下沉支中心及其对应的降水负异常位置较之观测偏西, 从观测中海洋大陆和东南印度洋偏移至赤道以南的热带中西印度洋。沿赤道非对称的加热异常引起越赤道气流增强, 令印度半岛南部产生正降水异常。ENSO 相关的沃克环流异常下沉支及其对应的负降水异常偏西可能与两个模式对热带印度洋气候态降水的模拟偏差有关。

耦合模式作为研究南亚夏季风历史气候变化和未来预估的重要工具, 首先要能够合理地模拟季风的气候态和年际变率等基本特征。通过以上分析, 提高 FGOALS 两个版本模式对南亚夏季风的模拟技巧, 有赖于减小耦合模式对印度洋海温和对流层温度的模拟偏差, 以及提高模式对热带印度洋气候态降水和 ENSO 相关的环流异常的模拟能力。FGOALS 两个版本共享同一个海洋模式和陆面模式, 二者最大的区别在于大气模式部分。两个版本在模拟南亚夏季风气候态特征上的区别, 表明了大气环流模式的重要作用; 而二者在涉及季风—ENSO 关系的模拟偏差问题上所表现出的共性特征, 又意味着海洋模式对耦合系统综合性能的影响。未来耦合模式在季风—ENSO 关系模拟上的改进, 有赖于大气模式和海洋模式的协调发展。

参考文献 (References)

- 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:tvGPCP>2.0.co;2.
- Allan R, Ansell T. 2006. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004 [J]. *J. Climate*, 19 (22): 5816–5842, doi:10.1175/jcli3937.1.
- Annamalai H, Liu P. 2005. Response of the Asian summer monsoon to changes in El Niño properties [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (607): 805–831, doi:10.1256/qj.04.08.
- Annamalai H, Hamilton K, Sperber K R. 2007. The South Asian summer monsoon and its relationship with 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, et al. 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.
- Bao Q, Lin P F, Zhou T J, et al. 2013. The flexible global ocean–atmosphere–land system model, spectral version 2: FGOALS-s2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 561–576, doi:10.1007/s00376-012-2113-9.
- 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.
- Bollasina M, Ming Y, Ramaswamy V. 2011. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon [J]. *Science*, 334 (6055): 502–505, doi:10.1126/science.1204994.
- Bollasina M A, Ming Y. 2013. The general circulation model precipitation bias over the southwestern equatorial Indian Ocean and its implications for simulating the South Asian monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 40 (3–4): 823–838, doi:10.1007/s00382-012-1347-7.
- Boos W R, Kuang Z M. 2010. Dominant control of the South Asian monsoon by orographic insulation versus plateau heating [J]. *Nature*, 463 (7278): 218–222, doi:10.1038/nature08707.
- Boos W R, Hurley J V. 2013. Thermodynamic bias in the multimodel mean boreal summer monsoon [J]. *J. Climate*, 26 (7): 2279–2287, doi:10.1175/JCLI-D-12-00493.1.
- Boschat G, Terray P, Masson S. 2012. Robustness of SST teleconnections and precursory patterns associated with the Indian summer monsoon [J]. *Climate Dyn.*, 38 (11–12): 2143–2165, doi:10.1007/s00382-011-1100-7.
- Brinkop S, Roeckner E. 1995. Sensitivity of a general circulation model to parameterizations of cloud-turbulence interactions in the atmospheric boundary layer [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 47 (2): 197–220, doi:10.3402/tellusa.v47i2.11501.
- Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model, Version 3 [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-463+STR, doi:10.5065/D6HH6H1P.
- Chen X L, Zhou T J. 2015. Distinct effects of global mean warming and regional sea surface warming pattern on projected uncertainty in the South Asian summer monsoon [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (21): 9433–9439, doi:10.1002/2015gl066384.
- Chou C, Neelin J D. 2004. Mechanisms of global warming impacts on regional tropical precipitation [J]. *J. Climate*, 17 (3): 2688–2701, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<2688:mogwio>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.
- Chou C, Lan C W. 2012. Changes in the annual range of precipitation under global warming [J]. *J. Climate*, 25 (1): 222–235, doi:10.1175/jcli-d-11-00097.1.
- Doelling D R, Loeb N G, Keyes D F, et al. 2013. Geostationary enhanced temporal interpolation for CERES flux products [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 30 (6): 1072–1090, doi:10.1175/JTECH-D-12-00136.1.
- Edwards J M, Slingo A. 1996. Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 122 (531): 689–719, doi:10.1002/qj.49712253107.
- 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.
- Gimeno L, Drumond A, Nieto R, et al. 2010. On the origin of continental precipitation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (13): L13804, doi:10.1029/2010GL043712.
- Guo Z, Zhou T J, Wang M H, et al. 2015. Impact of cloud radiative heating on East Asian summer monsoon circulation [J]. *Environmental Research Letters*, 10 (7): 074014, doi:10.1088/1748-9326/10/7/074014.
- 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.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–472, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYP>2.0.CO;2.
- Kinter III J L, Miyakoda K, Yang S. 2002. Recent change in the connection from the Asian monsoon to ENSO [J]. *J. Climate*, 15 (10): 1203–1215, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1203:rcitcf>2.0.co;2.
- 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.
- Kumar K K, Rajagopalan B, Cane M A. 1999. On the weakening relationship between the Indian monsoon and ENSO [J]. *Science*, 284 (5423): 2156–2159, doi:10.1126/science.284.5423.2156.
- Kumar K K, Rajagopalan B, Hoerling M, et al. 2006. Unraveling the mystery of Indian monsoon failure during El Niño [J]. *Science*, 314 (5796): 115–119, doi:10.1126/science.1131152.
- Lau N C, Nath M J. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian–Australian monsoons as simulated in GCM experiments [J]. *J. Climate*, 13 (24): 4287–4309, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<4287:ioetov>2.0.co;2.
- 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. 2012. Dependence of Indian monsoon rainfall on moisture fluxes across the Arabian Sea and the impact of coupled model sea surface temperature biases [J]. *Climate Dyn.*, 38 (11–12): 2167–2190, doi:10.1007/s00382-011-1096-z.
- Levine R C, Turner A G, Marathayil D, et al. 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, doi:10.1007/s00382-012-1656-x.
- Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land–sea thermal contrast [J]. *J. Climate*, 9 (2): 358–375, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0358:toaivo>2.0.co;2.
- Li J D, Liu Y M, Wu G X. 2009. Cloud radiative forcing in Asian monsoon region simulated by IPCC AR4 AMIP models [J]. *Advance in Atmospheric Sciences*, 26 (5): 923–939, doi:10.1007/s00376-009-8111-x.
- Li J D, Wang W C, Dong X Q, et al. 2017a. Cloud–radiation–precipitation associations over the Asian monsoon region: An observational analysis [J]. *Climate Dyn.*, 49 (9–10): 3237–3255, doi:10.1007/s00382-016-3509-5.
- Li J D, Mao J Y, Wang F. 2017b. Comparative study of five current reanalyses in characterizing total cloud fraction and top-of-the-atmosphere cloud radiative effects over the Asian monsoon region [J]. *International Journal of Climatology*, 37 (15): 5047–5067, doi:10.1002/joc.5143.
- 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 P X, Zhou T J, Chen X L. 2017. Water vapor transport for spring persistent rains over southeastern China based on five reanalysis datasets [J]. *Climate Dyn.*, (6): 1–15, doi:10.1007/s00382-017-3680-3.
- 李普曦, 周天军, 邹立维, 等. 2017. MRI 模式对华南春雨气候态及年际变率的模拟: 不同模式分辨率的比较 [J]. *大气科学*, 41 (3): 515–532.
- Li P X, Zhou T J, Zou L W, et al. 2017. Simulation of climatology and interannual variability of spring persistent rains by MRI Model: Comparison of different horizontal resolutions [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41 (3): 515–532, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16151.
- Liu H, Wu G X. 1997. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: A study with an AGCM plus SSiB [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 14 (3): 289–308, doi:10.1007/s00376-997-0051-8.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 26 (3): 318–329, doi:10.1007/s13351-012-0305-y.
- Liu J P. 2010. Sensitivity of sea ice and ocean simulations to sea ice salinity in a coupled global climate model [J]. *Science China Earth Sciences*, 53 (6): 911–918, doi:10.1007/s11430-010-0051-x.
- Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. *J. Climate*, 21 (15): 3642–3659, doi:10.1175/2008jcli2105.1.
- Neelin J D, Su H. 2005. Moist teleconnection mechanisms for the tropical south american and atlantic sector [J]. *J. Climate*, 18 (18): 3928–3950, doi:10.1175/JCLI3517.1.
- Nigam S. 1994. On the dynamical basis for the Asian summer monsoon rainfall–El Niño relationship [J]. *J. Climate*, 7 (11): 1750–1771, doi:10.1175/1520-0442(1994)007<1750:otdbft>2.0.co;2.
- Oleson K, Lawrence D, Bonan G, et al. 2010. Technical description of version 4.0 of the community land model (CLM) [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-478+STR, 1–257.
- Palmer T N, Shutts G J, Swinbank R. 1986. Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parametrization [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 112 (474): 1001–1039, doi:10.1002/qj.49711247406.
- 彭冬冬, 周天军, 邹立维, 等. 2016. FGOALS-g2 模式模拟和预估的全球季风区极端降水及其变化 [J]. *大气科学*, 40 (5): 1059–1072.
- Peng D D, Zhou T J, Zou L W, et al. 2016. The FGOALS-g2 simulation of global monsoon extreme precipitation and future projection [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40 (5): 1059–1072, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1512.15243.
- Peng D D, Zhou T J. 2017. Why was the arid and semiarid Northwest China getting wetter in the recent decades? [J]. *J. Geophys. Res.*, 122 (17): 9060–9075, doi:10.1002/2016JD026424.
- Rajeevan M, Najundiah R. 2009. Coupled model simulations of twentieth century climate of the Indian summer monsoon [J]. *Platinum Jubilee Special Volume of the Indian Academy of Sciences* 537–568.
- Rajeevan M, Rohini P, Kumar N, et al. 2013. A study of vertical cloud structure of the Indian summer monsoon using CloudSat data [J]. *Climate Dyn.*, 40 (3–4): 637–650, doi:10.1007/s00382-012-1374-4.
- 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 M K, Ritika K, Terray P, et al. 2015. Drying of Indian subcontinent by rapid Indian Ocean warming and a weakening land–sea thermal gradient [J]. *Nature Communications*, 6: 7423, doi:10.1038/ncomms8423.
- Schiffer R A, Rossow W B. 1983. The international satellite cloud climatology project (ISCCP)—The first project of the World Climate research programme [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64 (7): 779–784, doi:10.1175/1520-0477-64.7.779.
- 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.
- Slingo A. 1989. A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (10): 1419–1427, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<1419:agpfts>2.0.co;2.
- Slingo J M, Annamalai H. 2000. 1997: The El Niño of the century and the response of the Indian summer monsoon [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 128 (6): 1778–1797, doi:10.1175/1520-0493(2000)128<1778:TENOOT>2.0.CO;2.
- 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.
- Sun Y, Zhou T J, Ramstein G, et al. 2016. Drivers and mechanisms for enhanced summer monsoon precipitation over East Asia during the mid-Pliocene in the IPSL-CM5A [J]. *Climate Dyn.*, 46 (5–6): 1437–1457, doi:10.1007/s00382-015-2656-4.
- Sun Z A, Rikus L. 1999a. Improved application of exponential sum fitting transmissions to inhomogeneous atmosphere [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (D6): 6291–6303, doi:10.1029/1998jd200095.
- Sun Z A, Rikus L. 1999b. Parameterization of effective radius of cirrus clouds and its verification against observations [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 125 (560): 3037–3055, doi:10.1002/qj.49712556012.
- Tiedtke M. 1989. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (8): 1779–1800, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<1779:acmfsf>2.0.co;2.
- Turner A G, Annamalai H. 2012. Climate change and the South Asian summer monsoon [J]. *Nature Climate Change*, 2 (8): 587–595, doi:10.1038/NCLIMATE1495.
- Ueda H, Iwai A, Kuwako K, et al. 2006. Impact of anthropogenic forcing on the Asian summer monsoon as simulated by eight GCMs [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33 (6): L06703, doi:10.1029/2005GL025336.
- Vecchi G A, Soden B J, Wittenberg A T, et al. 2006. Weakening of tropical Pacific atmospheric circulation due to anthropogenic forcing [J]. *Nature*, 441 (7089): 73–76, doi:10.1038/nature04744.
- Wang B, Kang I S, Lee J Y. 2004. Ensemble simulations of Asian Australian monsoon variability by 11 AGCMs [J]. *J. Climate*, 17 (4): 803–818, doi:10.1175/1520-0442(2004)017<0803:esoamv>2.0.co;2.
- Wang P X, Wang B, Cheng H, et al. 2017. The global monsoon across time scales: Mechanisms and outstanding issues [J]. *Earth-Science Reviews*, 174: 84–121, doi:10.1016/j.earscirev.2017.07.006.
- 王秀成, 刘骥平, 俞永强, 等. 2009. FGOALS-g1.1 极地气候模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 961–972. Wang X C, Liu J P, Yu Y Q, et al. 2009. Polar climate simulation in FGOALS_g1.1. Polar climate simulation in FGOALS-g1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (6): 961–972, doi:10.11676/qxxb2009.093.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 118 (507): 877–926, doi:10.1002/qj.49711850705.
- Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14451–14510, doi:10.1029/97jc02719.
- 吴波, 周天军, Li T, 等. 2009. 耦合模式 FGOALS_s 模拟的亚澳季风年际变率及 ENSO [J]. *大气科学*, 33 (2): 285–299. Wu B, Zhou T J, Li T, et al. 2009. Interannual variability of the Asian–Australian monsoon and ENSO simulated by an ocean–atmosphere coupled model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 33 (2): 285–299, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.08.
- Wu B, Zhou T J. 2013. Relationships between the East Asian–western North Pacific monsoon and ENSO simulated by FGOALS-s2 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 713–725, doi:10.1007/s00376-013-2103-6.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2017a. Atmospheric dynamic and thermodynamic processes driving the western North Pacific anomalous anticyclone during El Niño. Part I: Maintenance mechanisms [J]. *J. Climate*, 30 (23): 9621–9635, doi:10.1175/JCLI-D-16-0489.1.
- Wu B, Zhou T J, Li T. 2017b. Atmospheric dynamic and thermodynamic processes driving the western North Pacific anomalous anticyclone El Niño. Part II: Formation processes [J]. *J. Climate*, 30 (23): 9637–9650, doi:10.1175/JCLI-D-16-0495.1.
- Xavier P K, Marzin C, Goswami B N. 2007. An objective definition of the Indian summer monsoon season and a new perspective on the ENSO–monsoon relationship [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133 (624): 749–764, doi:10.1002/qj.45.
- Xie P P, Arkin P A. 1997. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (11): 2539–2558, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<2539:gpayma>2.0.co;2.
- Xie S P, Xu H M, Saji N H, et al. 2006. Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection [J]. *J. Climate*, 19 (14): 3420–3429, doi:10.1175/jcli3777.1.
- Yang Y L, Du Y, Wu Y L, et al. 2012. The interannual variations of summer precipitation in the northern Indian Ocean associated with ENSO [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 5 (4): 301–305, doi:10.1080/16742834.2012.11447014.
- Yao J C, Zhou T J, Guo Z, et al. 2017. Improved performance of high-resolution atmospheric models in simulating the East Asian summer monsoon rain belt [J]. *J. Climate*, 30 (21): 8825–8840, doi:10.1175/JCLI-D-16-0372.1.
- Zhang G J, Mu M Q. 2005. Effects of modifications to the Zhang–McFarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, version 3 [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D9): D09109, doi:10.1029/2004jd005617.
- Zhang L X, Zhou T J. 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 W X, Zhou T J, Zhang L X. 2017. Wetting and greening Tibetan Plateau in early summer in recent decades [J]. *J. Geophys. Res.*, 122 (11): 5808–5822, doi:10.1002/2017JD026468.
- Zhou T J, Brönnimann S, Griesser T, et al. 2009a. A reconstructed dynamic Indian monsoon index extended back to 1880 [J]. *Climate Dyn.*, 34 (4): 573–585, doi:10.1007/s00382-009-0552-5.
- Zhou T J, Wu B, Wang B. 2009b. How well do atmospheric general circulation models capture the leading modes of the interannual variability of the Asian–Australian monsoon? [J]. *J. Climate*, 22 (5): 1159–1173, doi:10.1175/2008jcli2245.1.
- Zhou T J, Song F F, Chen X L. 2013. Historical evolution of global and regional surface air temperature simulated by FGOALS-s2 and FGOALS-g2: How reliable are the model results? [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 30 (3): 638–657, doi:10.1007/s00376-013-2205-1.
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu Y M, et al. 2014. Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model: A Modeling Tool for the Climate Change Research Community [M]. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2014, doi:10.1007/978-3-642-41801-3.