

刘景卫, 周天军, 吴春强, 等. 2011. 海气耦合模式 FGOALS\_gl 模拟的水汽和云辐射反馈过程 [J]. 大气科学, 35 (3): 531–546. Liu Jingwei, Zhou Tianjun, Wu Chunqiang, et al. 2011. Water vapor and cloud radiative feedback processes in the ocean – atmosphere coupled model FGOALS\_gl [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 531–546.

# 海气耦合模式 FGOALS\_gl 模拟的水汽和云辐射反馈过程

刘景卫<sup>1,2</sup> 周天军<sup>1</sup> 吴春强<sup>1,2</sup> 郭准<sup>1,2</sup>

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, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

**摘 要** 本文分析了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 发展的快速耦合模式 FGOALS\_gl 对低纬太平洋区域水汽温室效应 ( $G_a$ ) 和云辐射强迫特征的模拟能力, 讨论了模拟偏差的成因。结果表明, FGOALS\_gl 能合理再现  $G_a$ 、云辐射强迫的气候态空间分布特征, 但也存在明显的偏差。模式低估了冷舌区和西北太平洋  $G_a$  的强度, 原因在于表层海温 (SST) 和对流层 (特别是中层) 水汽的模拟偏差。模式总体上高估了云长波辐射强迫 ( $C_l$ ) 和云短波辐射强迫 ( $C_s$ ) 的强度, 未能合理再现副热带北太平洋的  $C_l$  低值中心和东南太平洋的  $C_s$  大值中心。模式对  $C_l$  ( $C_s$ ) 的模拟偏差主要来自高云量 (总云量) 的偏差, 云辐射强迫的模拟偏差还与云垂直结构和光学厚度的模拟偏差有关。从对 El Niño 型海温强迫的反馈来看, 模式能基本再现低纬太平洋区域  $G_a$  正反馈、 $C_l$  正反馈和  $C_s$  负反馈的空间分布, 但较之观测, 反馈大值区过于西伸。 $G_a$  正反馈的偏差主要源自低纬太平洋 SST 年际异常的强度和空间型, 及水汽对 ENSO 响应的偏差。高云量 (总云量) 对 ENSO 响应的偏差是导致  $C_l$  正反馈 ( $C_s$  负反馈) 的主要原因, 同时, 在部分区域云顶高度和云光学厚度对云辐射反馈的模拟偏差亦有影响。

**关键词** 海气耦合模式 水汽温室效应 云辐射强迫 模式评估

**文章编号** 1006–9895 (2011) 03–0531–16

**中图分类号** P426

**文献标识码** A

## Water Vapor and Cloud Radiative Feedback Processes in the Ocean – Atmosphere Coupled Model FGOALS\_gl

LIU Jingwei<sup>1,2</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1</sup>, WU Chunqiang<sup>1,2</sup>, and GUO Zhun<sup>1,2</sup>

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

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** The characteristics of greenhouse effect of water vapor ( $G_a$ ) and cloud radiative forcings (CRFs) over the low-latitude Pacific simulated by a coupled model developed by the State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences (CAS), namely FGOALS\_gl, are analyzed in this paper. The reasons for model discrepancies are discussed. While the spatial distributions of climatological  $G_a$  and CRFs are generally well reproduced by the

**收稿日期** 2010–07–12, 2010–11–26 收修定稿

**资助项目** 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200806010, 国家自然科学基金资助项目 40890054, 国家科技支撑计划 2007BAC29B03

**作者简介** 刘景卫, 男, 博士研究生, 主要从事气候数值模拟研究。E-mail: liujingwei@mail.iap.ac.cn

FGOALS\_gl, some discrepancies are also evident. The model underestimates the intensities of  $G_a$  over the cold tongue and the northwestern Pacific, due to the biases in the simulated Sea Surface Temperature (SST) and the water vapor amount especially in the middle troposphere. The model generally overestimates the amplitudes of both  $C_l$  and  $C_s$ . The minimum center of  $C_l$  in the northern subtropical Pacific and the maximum center of  $C_s$  over the southeast Pacific are not evident in the model. The discrepancies in  $C_l$  ( $C_s$ ) are mainly due to the biases in the simulated high (total) cloud amount. The biases in the cloud vertical structure and optical thickness also have contributions. The spatial distributions of the responses of  $G_a$ ,  $C_l$ , and  $C_s$  to El Niño warming are well reproduced by the FGOALS\_gl, even though the model overestimates the westward extent of maximum centers compared to the observations. The biases in  $G_a$  responses are caused by the discrepancies in magnitude and spatial pattern of SST anomalies associated with ENSO events, and the water vapor response to ENSO forcing. The responses of  $C_l$  ( $C_s$ ) to ENSO forcing are closely related to the high (total) cloud amount anomalies, while biases in the cloud top altitude and optical thickness also have impacts.

**Key words** atmosphere-ocean coupled model, greenhouse effect of water vapor, cloud radiative forcing, model evaluation

## 1 引言

全球平均云量约为 66%。云的存在显著地影响地气系统的辐射平衡。一方面,云能够吸收地面和云下大气放射的长波辐射,并以较低的温度向外放射长波辐射,对地气系统起到了保温作用;另一方面,云能够强烈地反射太阳短波辐射,使地气系统接收的净太阳辐射减少,对地气系统起冷却作用。基于卫星观测的结果表明,当前全球平均的净云长、短波辐射强迫分别为  $31 \text{ W/m}^2$  和  $-44 \text{ W/m}^2$ ,故云对地气系统以冷却为主 (Ramanathan et al., 1989)。由于云存在很强的辐射效应,研究指出,低云量增加 4% 即可抵消  $\text{CO}_2$  加倍引起的全球  $2 \sim 3 \text{ }^\circ\text{C}$  的地表增温 (Randall et al., 1984),所以云的微小变化可能就足以改变由人类活动引起的气候变化。

水汽是大气中最为重要的温室气体,对气候系统的发展演变起重要作用。研究指出,在全球变暖背景下,相对湿度总体上将保持不变,所以大气中水汽含量将增加,使温室效应增强,进而令全球变暖加剧 (Manabe and Wetherald, 1967; Randall et al., 2007; Dessler and Sherwood, 2009; Dessler and Wong, 2009)。研究表明,未包含水汽反馈的气候模式,无法合理再现由皮纳图博火山爆发引起的温度变化 (Soden et al., 2002)。同时,水汽反馈的强弱亦影响着 ENSO 事件中 SST 异常的强度和空间分布 (Hall and Manabe, 1999, 2000)。

云和水汽对地气系统的辐射平衡和热量收支有

重要影响 (Kiehl and Trenberth, 1997),且在很大程度上决定着气候系统的敏感性和稳定性 (Zhang and Sun, 2006)。气候模式能否正确预测气候的一个必要条件,是其能否真实再现云的分布特征及与云有关的辐射过程 (Webb et al., 2001)。然而,云、水汽和辐射之间的关系非常复杂,存在着复杂的反馈过程,目前气候模式对云、水汽反馈的描述不够准确,与观测相比偏差过大。IPCC 评估报告指出 (Randall et al., 2007),云辐射参数化是制约当前气候模式模拟水平的关键因素,也是造成模式不确定性的主要原因,制约着气候模式的发展 (Cess et al., 1990; Sun et al., 2001)。

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) 长期以来致力于气候系统模式的发展,并将其应用于气候变化研究 (周天军等, 2005a, 2005b; Zhou et al., 2000, 2007; Yu et al., 2008)。近年来,为了适应千年气候模拟研究的需要, LASG 发展了全球“海—陆—气—冰”耦合模式的快速耦合版本 FGOALS\_gl,并利用其完成超过 1000 年的连续耦合积分 (Zhou et al., 2008)。云辐射反馈过程决定模式对温室气体等外强迫响应的敏感度,然而 FGOALS\_gl 对云辐射反馈过程的模拟能力如何,目前尚不清楚。本文的目的,是通过分析 FGOALS\_gl 在低纬太平洋区域云和水汽的辐射强迫的气候态特征及其在 ENSO 尺度上反馈的强度,评估该模式对水汽和云辐射的模拟能力,为模式的后续改进提供依据,更为利用该模式进行过去千年气候演变的模

拟研究奠定基础。

本文章节安排如下: 第 2 节介绍分析方法和观测资料, 并概述 FGOALS\_gl 耦合模式; 第 3 节, 首先比较观测和模式模拟的水汽温室效应和云辐射强迫的气候态特征, 之后检查模式中 ENSO 尺度上水汽和云反馈的空间分布特征; 第 4 节给出全文的总结。

## 2 资料、模式和分析方法

### 2.1 观测资料

本文用到的观测资料包括:

(1) 国际卫星云气候计划提供的 ISCCP D2 云资料 (Rossow and Schiffer, 1999)。ISCCP 资料的时间范围为 1983 年 7 月至 2005 年 12 月, 水平分辨率为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。其中, 1000~680 hPa 之间出现的云定义为低云, 680~440 hPa 为中云, 小于 440 hPa 的为高云。

(2) ISCCP FD 逐月辐射资料 (MPF), 该资料基于 ISCCP D1 云信息计算得到, 其时空分辨率和 ISCCP 云资料一致 (Zhang et al., 2004)。该资料被广泛应用于模式评估的研究 (Sun et al., 2003; Bony and Dufresne, 2005; Schmidt et al., 2006)。

(3) NCEP/DOE R2 再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 后文简称为 NCEP 再分析。

(4) 美国国家气候资料中心提供的 ERSST 海表温度资料 (Smith et al., 2008)。

为便于比较, 文中观测分别采用了上述资料中 1984 年 1 月至 2003 年 12 月共 20 年的逐月平均资料。

### 2.2 模式介绍

FGOALS\_gl 是 LASG/IAP 适应千年气候模拟的大计算量需求而新近发展的快速耦合气候系统模式 (Zhou et al., 2007, 2008)。其框架同 FGOALS 的标准版本 (周天军等, 2005a, 2005b; Yu et al., 2008), 包括四个动力模块, 即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式。其中, 大气部分为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 (GAMIL) 的低分辨率版本, 水平分辨率相当于  $5.0^\circ$  (经度)  $\times$   $4.0^\circ$  (纬度) (Wen et al., 2007), 垂直方向采用  $\sigma$ - $p$  混合坐标系, 分为 26 层; 模式动力框架保持了总质量、总有效能量守恒 (Wang Bin et al., 2004), 物理过程参数化方案主要来自美国国家大

气研究中心 (NCAR) 的大气模式 CAM2 (Collins et al., 2003)。海洋模式采用 LICOM, 水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ , 垂直方向为 30 层, 范围为准全球 (其中北冰洋被处理成孤岛), 它是对 LASG/IAP 第三代全球大洋环流模式 L30T63 (Jin et al., 1999) 的水平分辨率提高后升级的版本 (Liu et al., 2004)。耦合模式的陆面和海冰分量分别采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM (Vertenstein et al., 2002) 和海冰模式 CSIM (Briegleb et al., 2004)。四个子系统模式保持独立, 彼此间通过 NCAR 第二代耦合器进行数据交换。该模式已经被用于 20 世纪全球增暖 (满文敏等, 2011)、小冰期气候 (张洁等, 2009; 满文敏等, 2010a)、海气相互作用和年际气候变率等模拟研究 (满文敏等, 2010b), 并且表现出较高的模拟能力。

本文利用的是该耦合模式进行的“20 世纪气候模拟试验” (20C3M) 结果 (满文敏等, 2011), 这是“国际耦合模式比较计划” CMIP3 设计的标准试验 (Zhou and Yu, 2006)。模式初始场来自“工业革命前气候”控制模拟试验 (即把温室气体等外强迫设定为 1860 年水平), 随后, 在总长度为 145 年的强迫耦合积分过程中, 采用 IPCC AR4 提供的历史 (1855~1999 年) 强迫场数据来驱动耦合模式, 这些强迫场包括自然因子 (太阳辐射、火山气溶胶) 和人为因子 (温室气体、硫酸盐气溶胶等)。为与观测资料保持时间长度上的一致, 本文选取第 100~119 模式年的逐月积分结果进行分析。

### 2.3 分析方法

大气层顶的水汽温室效应 ( $G_a$ ) 可由下式求出 (Raval and Ramanathan, 1989):

$$G_a = \sigma T_s^4 - L_c. \quad (1)$$

大气层顶云长波辐射强迫 ( $C_l$ ) 和云短波辐射强迫 ( $C_s$ ) 定义如下 (Charlock and Ramanathan, 1985):

$$C_l = L_c - L, \quad (2)$$

$$C_s = S - S_c, \quad (3)$$

其中,  $\sigma$  是史蒂芬—玻尔兹曼常数,  $T_s$  为海表温度 (SST)。这里假定表面发射系数为 1 (本文只考虑低纬太平洋区域)。  $L_c$  和  $L$  分别是晴空和全天大气层顶长波辐射通量, 取向上为正。  $S_c$  和  $S$  分别是晴空和全天大气层顶向下净太阳短波辐射通量。

文中,我们利用 Sun et al. (2003) 的方法计算水汽和云长短波反馈的强弱:把冷舌区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 平均的 SST 异常信号作为 EN-SO 指数,采用线性回归的方法得到上述变量对该指数的反馈。

### 3 结果分析

#### 3.1 气候态

观测中,低纬太平洋区域平均的水汽温室效应为  $173.4\text{ W/m}^2$ ,而 FGOALS\_gl 模拟结果约为  $168.9\text{ W/m}^2$ ,较之观测偏低约  $4.5\text{ W/m}^2$ 。受云的影响,观测资料中月平均水汽温室效应的系统误差

在  $5\sim 10\text{ W/m}^2$  之间 (Zhang and Sun, 2006),因此,考虑到观测资料的不确定性,FGOALS\_gl 在一定程度上合理再现了低纬太平洋水汽温室效应的气候态特征。

图 1a-c 给出 20 年平均 (作为“气候态”,下同) 水汽温室效应 ( $G_a$ ) 的空间分布。观测中,  $G_a$  在西太平洋暖池区有一个大值中心,而在东太平洋冷舌区相对较小,且其强度从赤道向较高纬度递减 (图 1a)。FGOALS\_gl 较好地模拟出了  $G_a$  的空间分布特征 (图 1b),只是在量值上与观测有差异,即低估了  $G_a$  的强度,特别是在冷舌区和西北太平洋,最大低估值超过  $10\text{ W/m}^2$  (图 1c)。

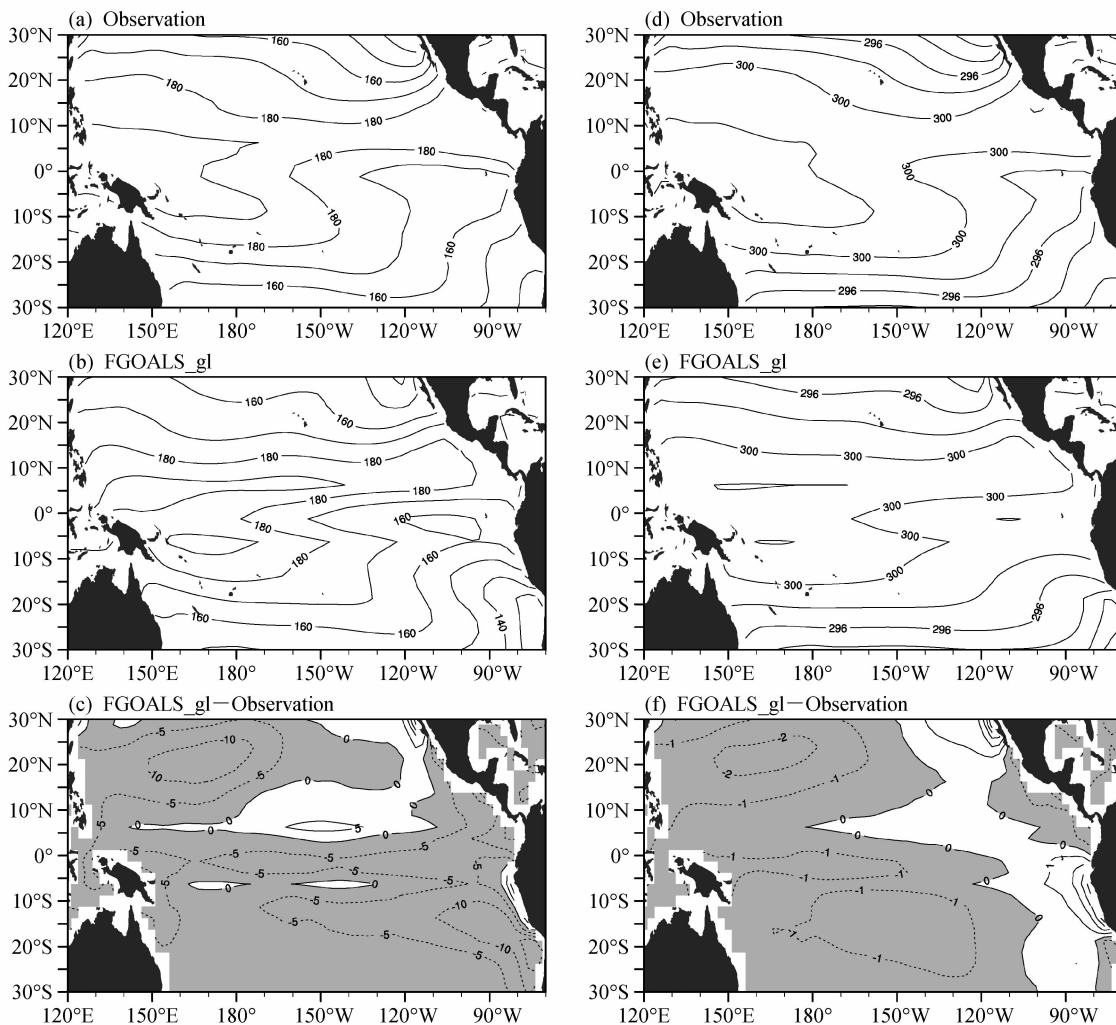


图1 低纬太平洋多年平均 (a-c) 水汽温室效应 ( $G_a$ ) (单位:  $\text{W/m}^2$ ) 和 (d-f) 海表温度 (SST, 单位: K) 的空间分布: (a, d) 观测; (b, e) FGOALS\_gl 模拟结果; (c, f) FGOALS\_gl 与观测之差。灰色阴影表示负值

Fig. 1 The geographical distributions of the annual mean (a-c) greenhouse effect of water vapor ( $G_a$ ) (units:  $\text{W/m}^2$ ) and (d-f) SST (units: K) from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations over the low-latitude Pacific. Negative values are shaded in gray



由 (1) 式可知,  $G_a$  强烈受 SST 影响。为检查  $G_a$  模拟偏差的原因, 首先给出 SST 气候态的空间分布 (图 1d-f)。无论观测还是模式中,  $G_a$  与 SST 的空间分布型都较为相似; 同时, 在模拟偏差图上, 对应 SST 的暖 (冷) 偏差, 模拟的  $G_a$  偏强 (弱), 说明  $G_a$  的强弱很大程度上由 SST 的大小决定。不过, 在部分区域 SST 与  $G_a$  的模拟偏差不一致, 例如东南太平洋, 表明除 SST 偏差外, 还有其它因子影响  $G_a$ 。

$G_a$  的强度与大气的水汽含量关系密切 (Raval and Ramanathan, 1989)。图 2 分别给出 NCEP 再

分析资料和模式对流层中层 (500 hPa) 和下层 (850 hPa) 比湿的气候态空间分布。尽管不同层次大气的比湿存在量级差异, 但各层水汽变化 1% 所造成的温室效应大小相当 (Shine and Sinha, 1991; Sun and Lindzen, 1993), 故图 2c 和图 2f 分别给出了对流层中、低层模式模拟的水汽偏差相对于 NCEP 再分析资料气候态的百分比。在再分析资料中, 500 hPa 和 850 hPa 比湿的空间分布均表现为从暖池区向冷舌区以及赤道向较高纬度地区递减。FGOALS\_gl 能够模拟出对流层中、低层水汽含量的空间分布特征。模拟偏差主要体现在: 模式低估

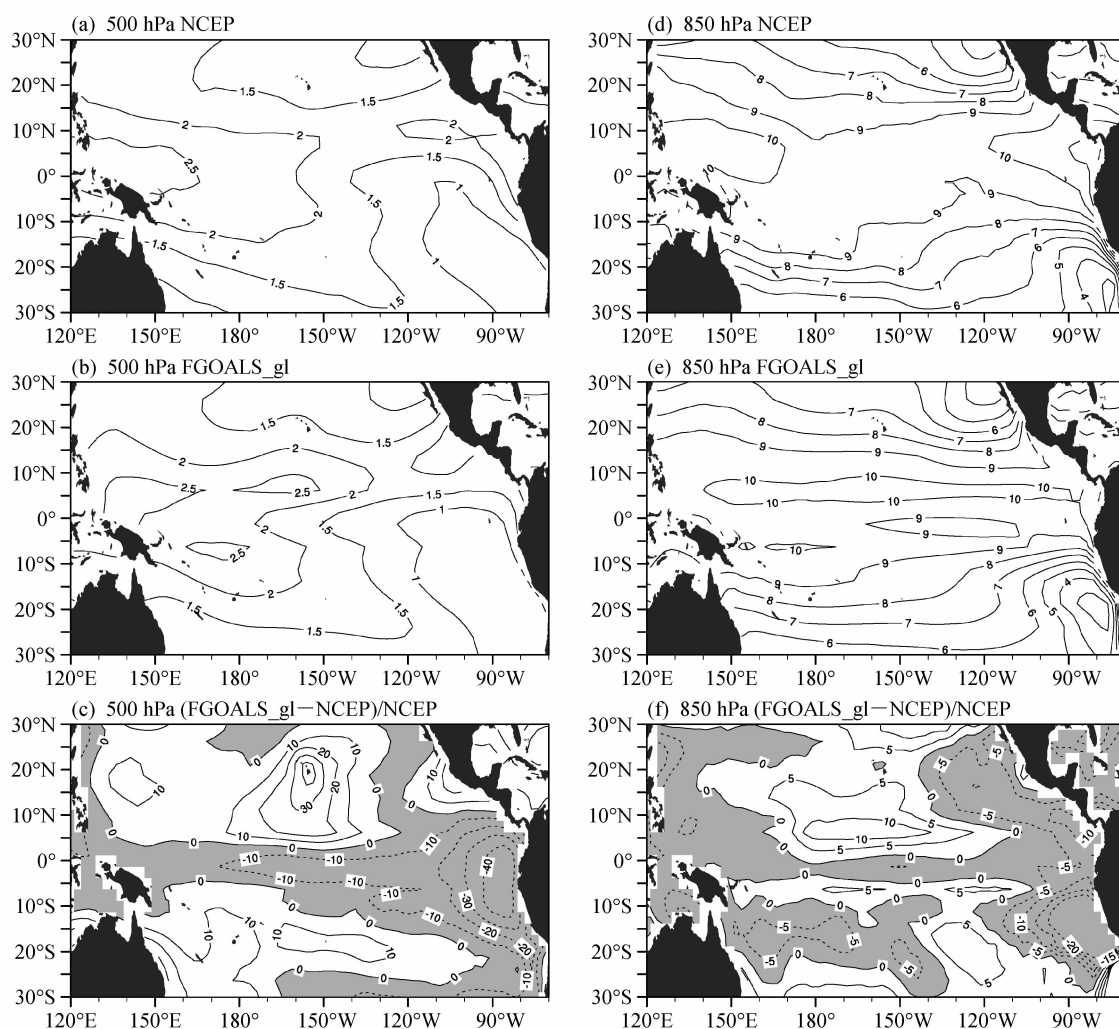


图 2 低纬太平洋多年平均 (a, d) NCEP 再分析资料和 (b, e) FGOALS\_gl 模拟的对流层比湿 (单位: g/kg) 的空间分布以及 (c, f) FGOALS\_gl 模拟与 NCEP 再分析资料比湿之差相对于 NCEP 再分析的百分比 (%) 的空间分布; (a-c) 500 hPa; (d-f) 850 hPa。灰色阴影表示负值

Fig. 2 Geographical distributions of the annual mean specific humidity (units: g/kg) over the low-latitude Pacific from (a, d) NCEP reanalysis data, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the ratios (%) of the differences between FGOALS\_gl simulation and NCEP reanalysis data to NCEP reanalysis data; (a-c) 500 hPa; (d-f) 850 hPa. Negative values are shaded in gray

(高估)了暖池区、近赤道太平洋和东太平洋(副热带太平洋)区域对流层中层的水汽含量(图 2c);模拟的对流层低层的水汽偏差分布型和中层类似,但幅度相对较小(图 2f)。因此,对流层中层水汽偏差对  $G_a$  偏差的贡献较之低层要大。在 SST 相对较低的赤道冷舌区,比较水汽和 SST 的偏差可见,水汽的负偏差是导致  $G_a$  产生负偏差的重要原因。

观测中,低纬太平洋区域平均的云长波辐射强迫(即云温室效应  $C_l$ )为  $26.8 \text{ W/m}^2$ , FGOALS\_gl 约为  $34.6 \text{ W/m}^2$ , 较之观测偏大;观测中,低纬太平洋区域平均的云短波辐射强迫(即云的冷却效应  $C_s$ )

为  $-51.1 \text{ W/m}^2$ , 而 FGOALS\_gl 为  $-61.5 \text{ W/m}^2$ , 较之观测偏强。

图 3 给出了  $C_l$  和  $C_s$  气候态的空间分布。可见,观测中热带辐合带(ITCZ)和西太平洋暖池区为  $C_l$  的大值中心,而冷舌区和副热带北太平洋为  $C_l$  的低值区(图 3a)。FGOALS\_gl 合理再现了  $C_l$  气候态的空间分布特征,如位于热带辐合带和暖池区的大值中心以及冷舌区的低值中心,但模拟的  $C_l$  值总体上偏强,  $C_l$  大值中心范围偏大,冷舌区和副热带北太平洋  $C_l$  低值中心范围偏小(图 3b、c)。

除东太平洋外,云短波辐射强迫( $C_s$ )的空间

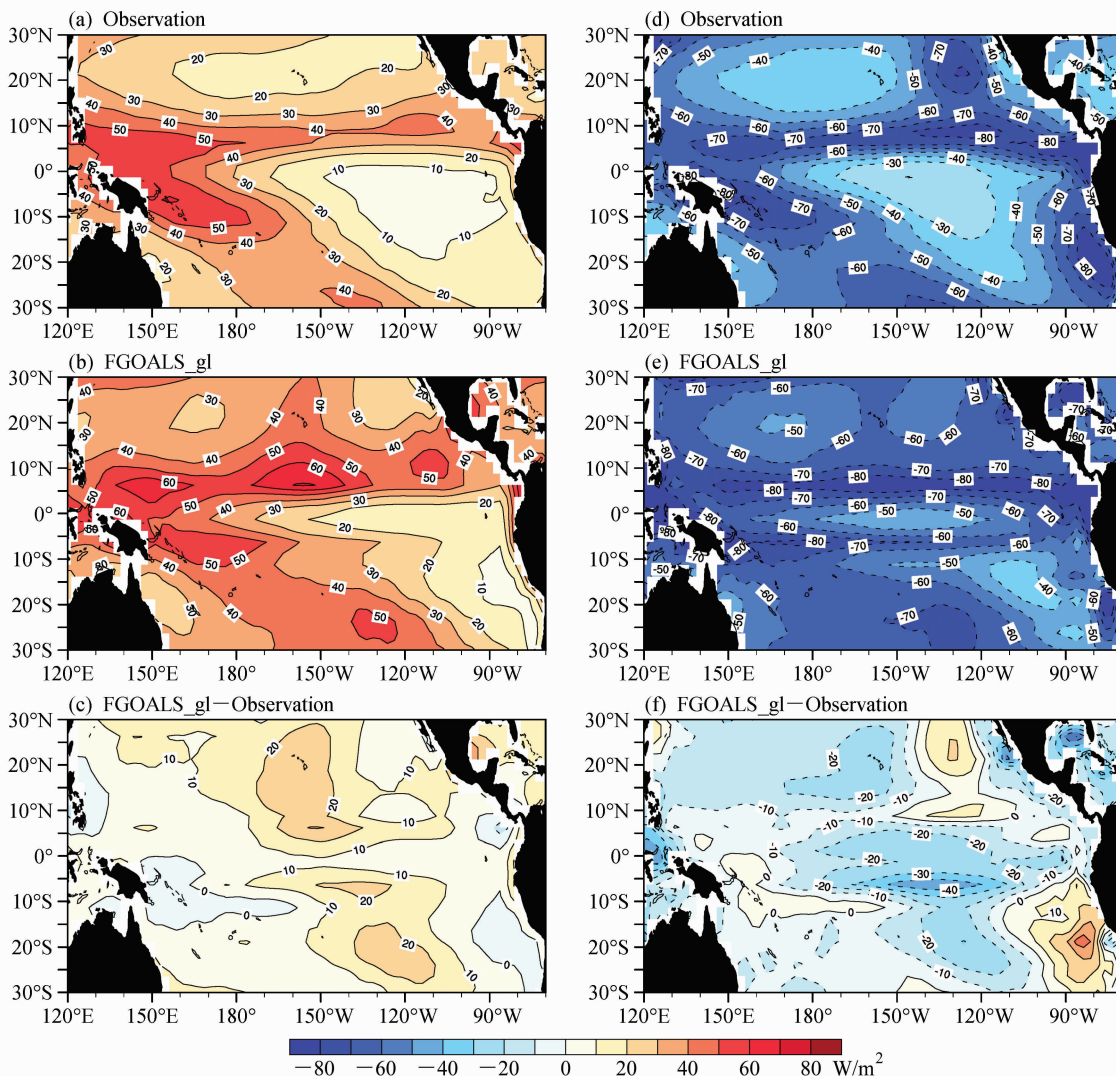


图 3 低纬太平洋多年平均 (a-c) 云长波辐射强迫 ( $C_l$ ) 和 (d-f) 云短波辐射强迫 ( $C_s$ ) 的空间分布 (单位:  $\text{W/m}^2$ ): (a, d) 观测; (b, e) FGOALS\_gl 模拟; (c, f) FGOALS\_gl 模拟与观测之差

Fig. 3 The geographical distributions of the annual mean (a-c) longwave cloud radiative forcing ( $C_l$ ) and (d-f) shortwave cloud radiative forcing ( $C_s$ ) from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations over the low-latitude Pacific

分布型与  $C_l$  类似, 但符号相反。在观测中, 与  $C_l$  不同, 东太平洋仍为  $C_s$  的大值区。FGOALS\_gl 模拟的  $C_s$  高、低值中心与观测吻合。模拟的偏差主要体现在: 低估 (高估) 了观测中  $C_s$  高值 (低值) 区的  $C_s$  强度 (图 3d-f); 在  $5^\circ\text{S}$  附近存在一条虚假的  $C_s$  大值带; 未模拟出位于东南太平洋的  $C_s$  大值中心。

高云能有效地拦截出射的长波辐射, 所以  $C_l$  与高云量紧密相连; 而  $C_s$  是由于云反射太阳短波辐射所致, 所以  $C_s$  与总云量密切相关 (Wang Wei-Chyung et al., 2004)。为检查造成  $C_l$  和  $C_s$  模拟偏差的原因, 分别对高云量和总云量进行分析。

图 4a-c 给出高云量气候态的空间分布。观测中高云主要集中在热带对流区 (Hartmann et al., 1992), 大值中心位于赤道西太平洋, 低值中心位于冷舌区和副热带太平洋 (图 4a), 其分布型与  $C_l$  基本一致。FGOALS\_gl 模拟的高云量大值区和低

值区接近观测, 且与模拟的  $C_l$  空间分布型基本一致, 这进一步表明  $C_l$  与高云量密切相关。但高云量较之观测显著偏多 (图 4b、c), 与  $C_l$  强度偏差不尽相符。因此, 除高云量外, 尚有其它因素 (如云垂直结构) 造成模式对  $C_l$  的模拟偏差。

观测中, 总云量在冷舌区和副热带北太平洋为低值区, 在暖池区、热带辐合带以及东南太平洋为大值区域, 与  $C_s$  的空间分布非常一致, 说明总云量是影响  $C_s$  强度的重要因子 (图 3d、图 4d)。模式模拟的总云量空间分布接近观测, 如高、低值中心的位置, 但模拟的总云量偏大, 低值中心范围偏小, 在  $5^\circ\text{S}$  附近总云量高值区过于东伸, 且无法再现东南太平洋总云量的大值中心。其中,  $C_s$  在低纬东太平洋主要受低云影响 (Zhang and Sun, 2006)。图 4g-i 进一步给出观测和模拟的低云气候态分布。低纬东太平洋总云量的偏差在量值和空间分布上都与低云量的模拟偏差一致, 表明低纬东太平洋  $C_s$  偏

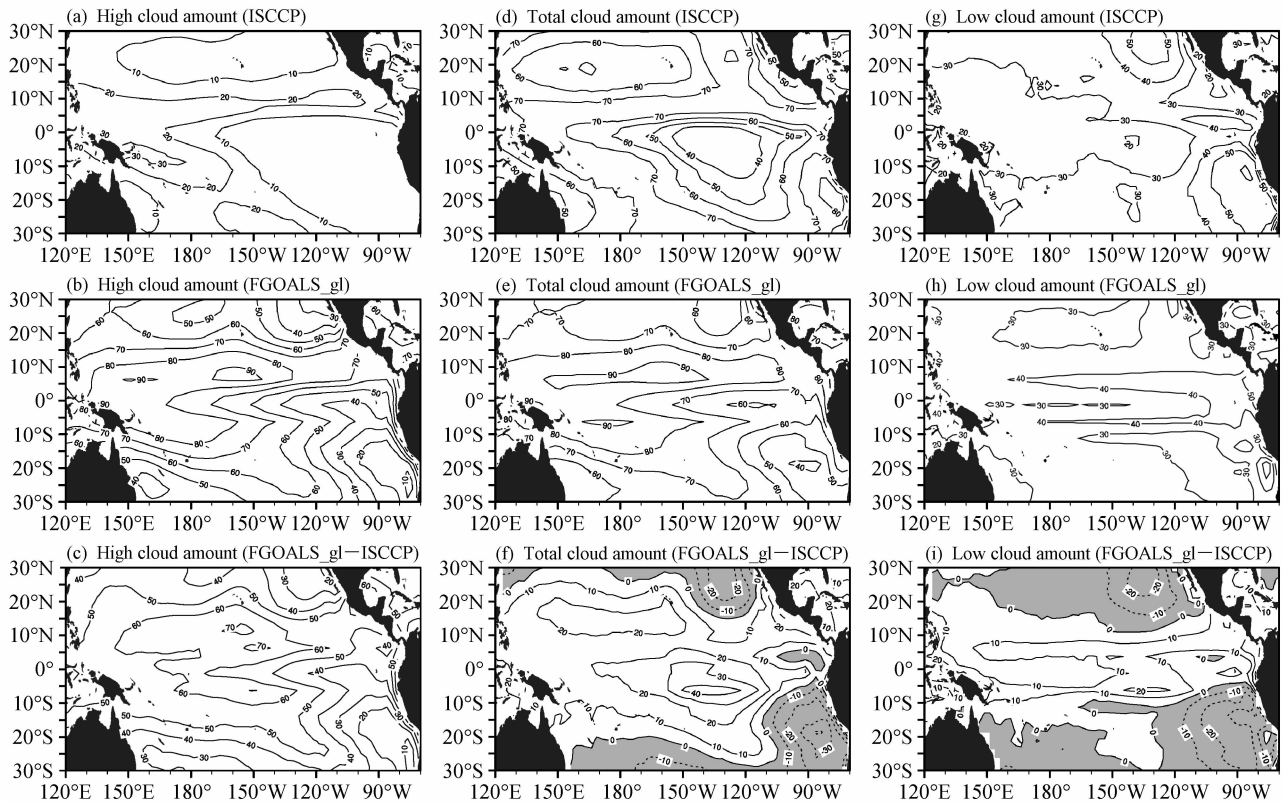


图 4 低纬太平洋多年平均高云量 (a-c)、总云量 (d-f) 和低云量 (g-i) 的空间分布 (%): (a、d、g) 观测; (b、e、h) FGOALS\_gl 模拟; (c、f、i) FGOALS\_gl 模拟与观测之差。灰色阴影表示负值

Fig. 4 The geographical distributions of the annual mean (a-c) high cloud amount, (d-f) total cloud amount, and (g-i) low cloud amount from (a, d, g) observations, (b, e, h) FGOALS\_gl simulation, and (c, f, i) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations over the low-latitude Pacific (%). Negative values are shaded in gray

差主要由低云的模拟偏差所致。总体而言,总云量偏差的分布型与 $C_s$ 偏差较为一致,但在部分区域如暖池区,也存在两者不一致的情况(图 3f、图 4f),表明除总云量外,亦有其它因素(如云垂直结构和光学厚度)影响 $C_s$ 。

前人研究指出,采用 $N$ 值( $N = -C_s/C_l$ )对净云辐射强迫( $C_n$ )的散点分布,可以诊断出云的垂直结构(Cess et al., 2001)。其中, $C_n$ 的大小与云量和云的其它属性(云顶高度、光学厚度等)有关, $N$ 的大小与云量无关而与云的其它属性有关,所以,散点在 $N$ 和 $C_n$ 方向的聚集程度,可以反映云量以及云的其它属性的差异(Cess et al., 2001; Potter and Cess, 2004)。

为讨论云垂直结构的偏差对云辐射强迫偏差的影响,分别给出暖池区( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ )和冷舌区( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $120^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ )多年 $C_l$ 对 $C_s$ 、 $N$ 对 $C_n$ 的散点分布(图 5)。在暖池区,观测中 $C_l$ 与 $C_s$ 的数值大小接近、符号相反(图 5a),模式在一定程度上能模拟出 $C_l$ 和 $C_s$ 的上述特征,只是 $C_l$ 总体偏大。从 $N$ 对 $C_n$ 的散点图上来看(图 5c),观测中,暖池区的散点分布较集中,对比 Cess et al. (2001) 的图 2 可知,西太平洋暖池区多为高云,其高度在 9 km 和 12 km 之间;模式能够基本再现西太平洋暖池区云的垂直结构(图 5c),但与观测相比模拟的云高度偏低。在冷舌区,观测中 $C_l$ 和 $C_s$ 相差较大,且以 $C_s$ 冷却效应为主(图 5b),模拟的

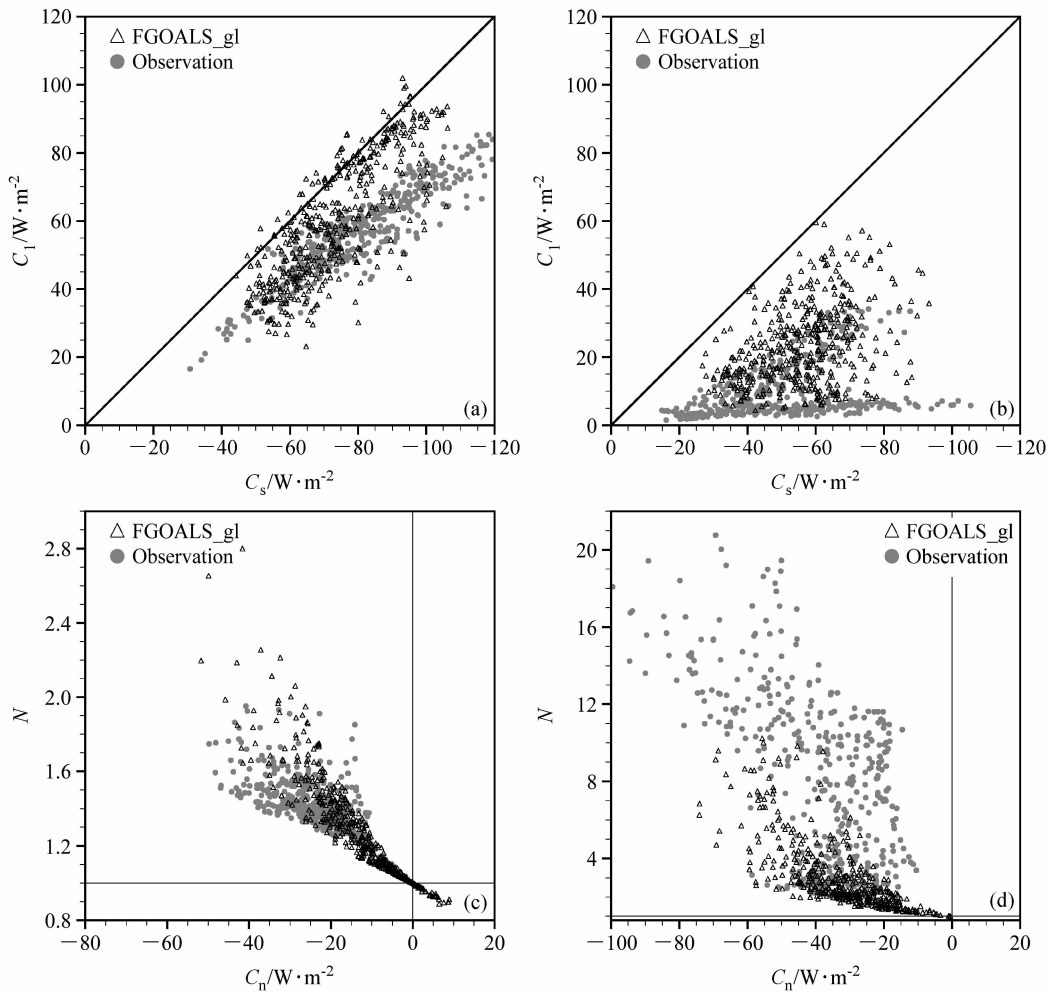


图 5 20 年逐月 (a、b)  $C_l$  对  $C_s$  和 (c、d)  $N$  ( $N = -C_s/C_l$ ) 对净云辐射强迫 ( $C_n$ ) 的散点图 (单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ ): (a、c) 暖池区 ( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ ); (b、d) 冷舌区 ( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $120^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ )。灰圆点、黑三角: 分别代表观测、FGOALS\_gl 的逐月格点值

Fig. 5 Scatterplots of (a, b)  $C_l$  versus  $C_s$  and (c, d)  $N$  ( $N = -C_s/C_l$ ) versus net cloud radiative forcing ( $C_n$ ) for (a, c) the warm pool region ( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $150^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}$ ) and (b, d) the cold tongue region ( $10^{\circ}\text{S}\sim 0^{\circ}$ ,  $120^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ). Gray dots and black triangle symbols indicate the monthly mean values at each grid point from observations and FGOALS\_gl simulation, respectively

$C_l$ 较之观测普遍偏强, 而  $C_s$  的值与观测相当(图 5b)。从  $N$  对  $C_n$  的散点图可见, 观测中冷舌区  $N$  的值普遍在 4 以上, 说明该区域以低云为主。与观测相比, 模拟的冷舌区云高度较之观测偏高(图 5d)。对比西太平洋暖池区和东太平洋冷舌区的结果可见, 模式模拟的暖池区高云高度偏低, 冷舌区低云高度偏高, 模式对冷舌区云垂直厚度的再现能力较暖池区差。因此, 模式模拟的高云量与  $C_l$ 、总云量(及东太平洋低云量)与  $C_s$  偏差不一致在一定程度上受到了云垂直结构模拟偏差的影响。

### 3.2 回归分析

在气候模式中, 水汽和云反馈的强弱直接影响

到模式对温室气体的气候敏感度 (Cess et al., 1990, 1996), 本文通过分析 ENSO 期间的水汽和云的反馈, 来检验模式的模拟效果。图 6 给出低纬太平洋区域 SST 年际变化标准差的空间分布。观测中, 西太平洋暖池区 SST 的标准差较小, 变率较小, 而赤道东太平洋冷舌区和副热带区域 SST 标准差相对较大, 变率较大(钱维宏和丑纪范, 1996)。模式中, SST 标准差的空间分布型与观测基本一致, 但赤道东太平洋冷舌区和副热带北太平洋 SST 变率偏小, 中西太平洋的 SST 变率偏大, 致使模拟的 SST 标准差的高、低值中心发生显著偏移。模拟的 El Niño 事件 SST 距平中心位置偏

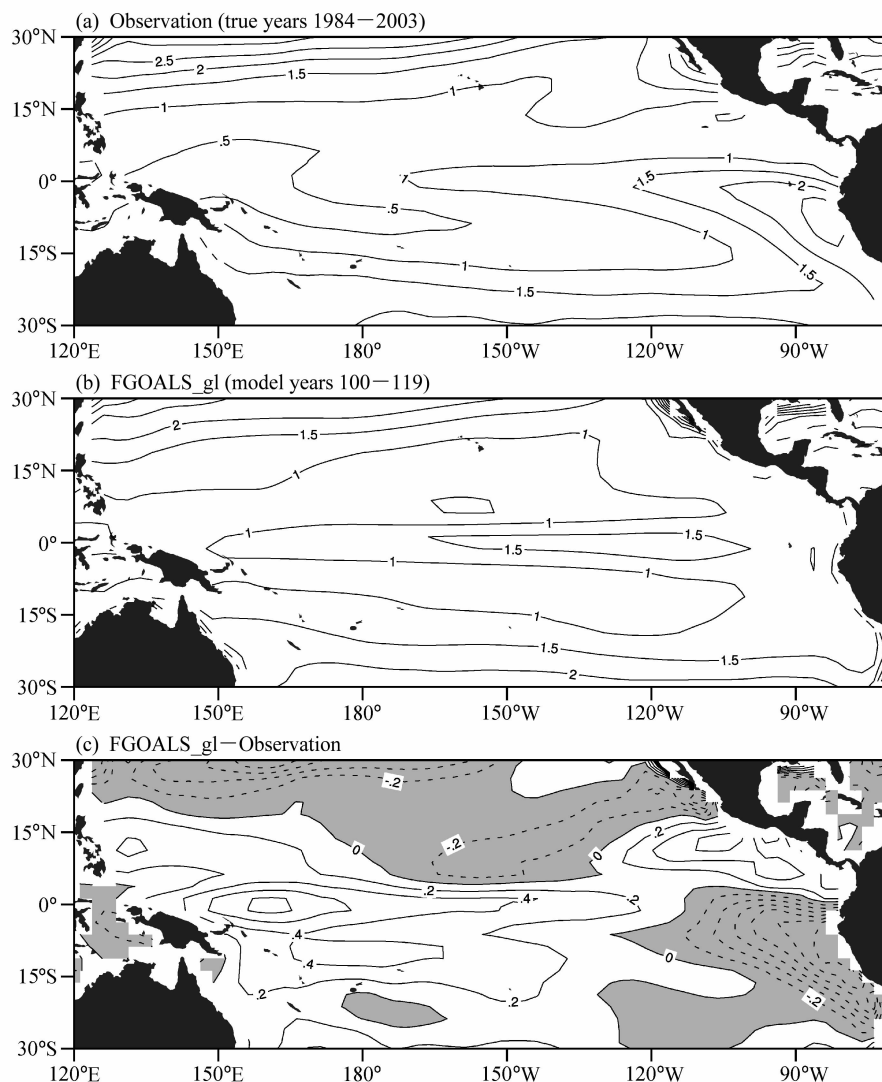


图 6 SST 年际变化标准差的空间分布 (单位: K): (a) 观测; (b) FGOALS\_gl 模拟; (c) FGOALS\_gl 模拟与观测之差。灰色阴影表示负值  
Fig. 6 Geographical distributions of the standard deviations of SST anomalies at the interannual time scale from (a) observations, (b) FGOALS\_gl simulation, and (c) the difference between FGOALS\_gl simulation and observations (units: K). Negative values are shaded in gray



西是 FGOALS\_g1 模式的特点 (满文敏等, 2010b)。根据图 6a, 我们选择了赤道中东太平洋 SST 变率较大的区域 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ), 作为 ENSO 信号的目标区域。

图 7 给出 ENSO 目标区平均的 SST、 $G_a$  和云辐射强迫的年际变化。观测中,  $C_l$  和  $G_a$  异常的位相与 SST 异常完全一致, 而  $C_s$  异常的位相与 SST 异常相反 (图 7a), 即随着 SST 异常的增加,  $G_a$  和  $C_l$  ( $C_s$ ) 异常增加 (减少), 反之亦然。FGOALS\_g1 能够模拟出  $G_a$ 、 $C_l$  和  $C_s$  异常随 SST 异常的演变特征, 但偏差亦很明显。较之观测, 模式中 El Niño 发生时  $C_s$  加强的冷却作用和  $C_l$  加强的温室效应都偏弱。

为计算 ENSO 尺度上水汽和云反馈的强度, 我们采用了 Sun et al. (2003) 的方法, 计算了 ENSO 目标区平均的  $G_a$ 、 $C_l$  和  $C_s$  年际异常分别对该区域 SST 年际异常 (SSTA) 的线性回归系数, 利用该回归系数来表示大气对 SST 变化的反馈作用 (表 1)。

观测中,  $G_a$ 、 $C_l$  为正反馈,  $C_s$  为负反馈。模式能再现水汽和云反馈的基本特征, 但模拟的  $G_a$  正反馈被高估了约 20%, 而  $C_l$  和  $C_s$  分别被低估了约 15% 和 30%。该结果和图 7 相一致。研究指出, 对  $C_s$  反馈的模拟是耦合模式的一个难点问题, FGOALS\_g1 的结果较之别的一些模式还略有优势 (Sun et al., 2009)。

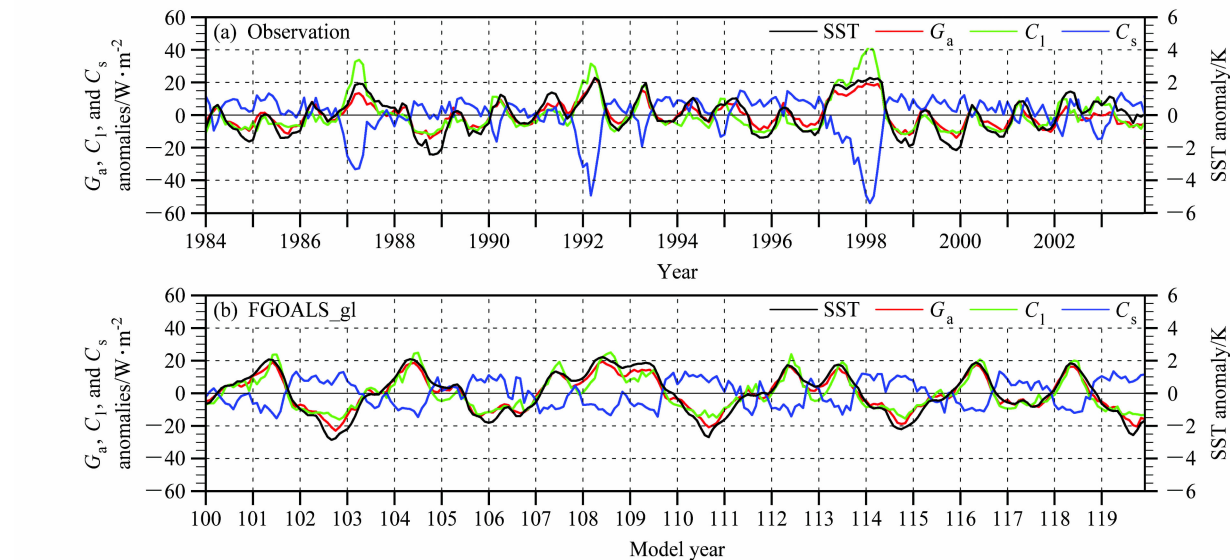


图 7 赤道中东太平洋 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) 区域平均水汽温室效应 ( $G_a$ ) 距平、云长波辐射强迫 ( $C_l$ ) 距平、云短波辐射强迫 ( $C_s$ ) 距平 (单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ ) 和 SST 距平的年际变化曲线: (a) 观测; (b) FGOALS\_g1 模拟

Fig. 7 Interannual variations of  $G_a$  anomaly,  $C_l$  anomaly,  $C_s$  anomaly, and SST anomaly from (a) observations, and (b) FGOALS\_g1 simulation. The time series are averaged over the central and eastern equatorial Pacific ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ )

表 1 ENSO 信号目标区 ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ )  $G_a$ 、 $C_l$  和  $C_s$  的异常分别对该区域 SST ( $T_{\text{ss}}$ ) 异常的线性回归系数 (单位:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$ )

Table 1 Responses of  $G_a$ ,  $C_l$ , and  $C_s$  to SST ( $T_{\text{ss}}$ ) anomalies on the ENSO scale averaged over the central and eastern equatorial Pacific ( $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ,  $180^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ) (units:  $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-1}$ )

	观测	FGOALS_g1 模拟
$\partial G_a / \partial T_{\text{ss}}$	$6.56 \pm 0.56$	$7.95 \pm 0.31$
$\partial C_l / \partial T_{\text{ss}}$	$8.64 \pm 1.19$	$7.35 \pm 0.71$
$\partial C_s / \partial T_{\text{ss}}$	$-7.01 \pm 1.98$	$-4.89 \pm 0.85$

下面进一步给出水汽和云辐射强迫对 ENSO 响应的空间分布。观测中,  $G_a$  在近赤道太平洋为正反馈, 其大值中心位于中东太平洋的冷舌区;  $G_a$  在西赤道太平洋和副热带北太平洋主要为负反馈 (图 8a)。FGOALS\_g1 基本再现了  $G_a$  反馈的空间分布, 合理模拟出  $G_a$  反馈的高、低值中心的位置 (图 8b)。其模拟偏差主要体现为: 模拟的  $G_a$  反馈大值中心过于西伸, 高估了西太平洋暖池和副热带北太平洋  $G_a$  反馈的强度, 低估了南太平洋  $G_a$  反馈的强度 (图 8c)。

$G_a$  反馈的强弱主要受 SST 和对流层水汽的影响。首先给出 SST 年际变率的空间分布 (图 8d - f)。模式和观测中  $G_a$  反馈的空间分布和 SST 异常的空间部分型相似, 如两者的高、低值中心基本一

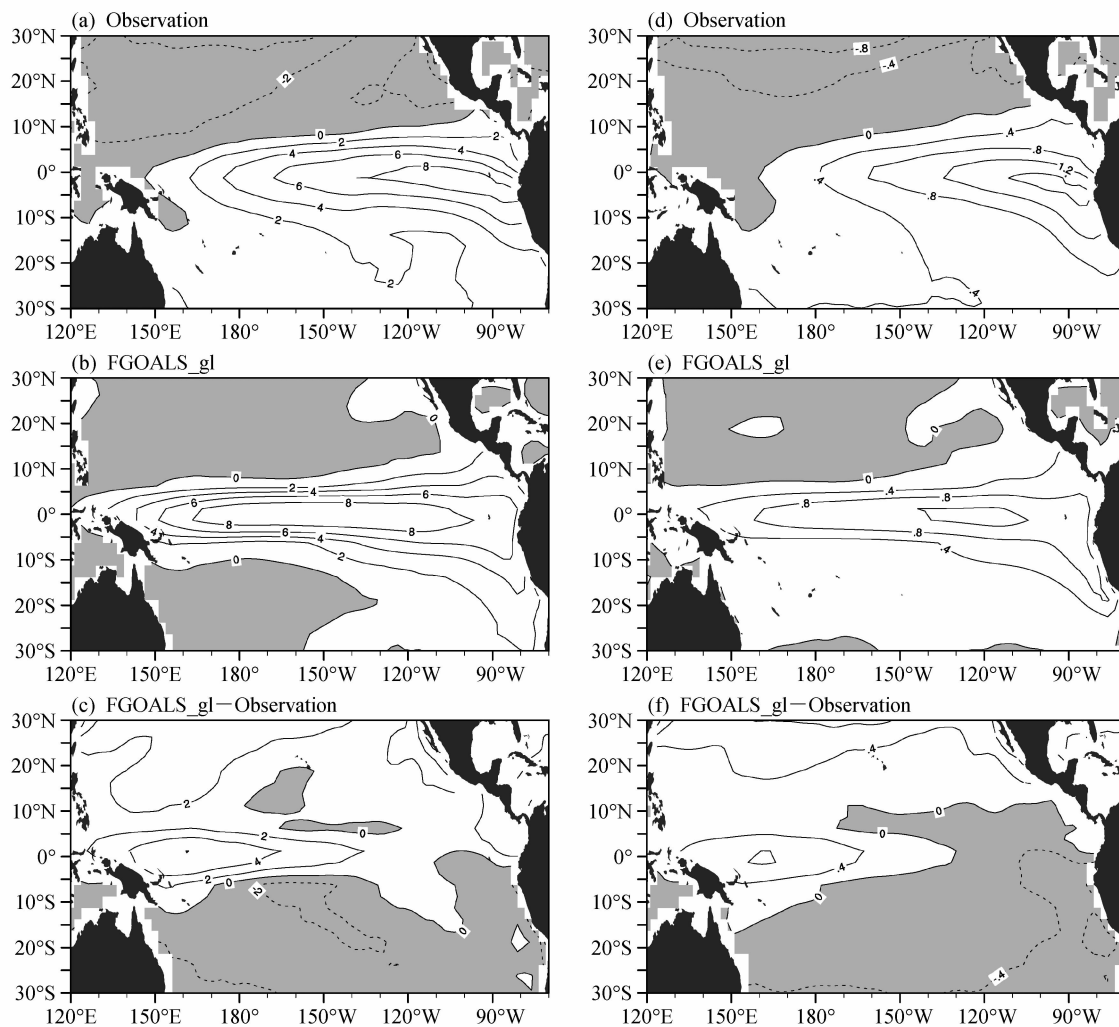


图 8  $G_a$  对 ENSO 的响应 (a-c, 单位:  $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ ) 以及与 ENSO 信号相关的 SST 异常对 ENSO 的响应 (d-f, 单位:  $K/K$ ) 的空间分布: (a、d) 观测; (b、e) FGOALS\_gl 模拟; (c、f) 模式与观测之差。灰色阴影表示负值

Fig. 8 Spatial distributions of responses of (a-c)  $G_a$  (units:  $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ ) and (d-f) the ENSO-related SST anomalies (units:  $K/K$ ) to ENSO from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations. Negative values are shaded in gray

致。从偏差场来看,在大部分区域, $G_a$ 偏差与 SST 年际变率偏差基本对应,表明 SST 异常的模拟偏差直接影响到  $G_a$  反馈的模拟结果。但在冷舌及其附近区域,两者偏差场的一致性较差(图 8c、f),说明还有其它因子影响  $G_a$  反馈的模拟。

图 9 给出比湿对 ENSO 的响应相对于比湿气候态比例的空间分布。观测中,大值区位于赤道中东太平洋的对流层中层(500 hPa),而副热带太平洋尤其是西北太平洋为负响应;在对流层低层(850 hPa),水汽对 ENSO 的响应分布和对流层中层相似,但强度较弱。因此,对流层中层的水汽对  $G_a$  反馈的影响较大。模式再现了赤道太平洋区域

水汽响应的大值中心,但模拟的对流层中层水汽响应范围偏大、位置偏西,此外,暖池区和东太平洋出现了虚假的正响应。比较图 8 和图 9 可知,在东太平洋和暖池区, $G_a$  反馈模拟偏差受对流层中层水汽模拟偏差的影响较大,这与前面针对气候态的分析结论基本一致。所以, SST 和水汽的模拟偏差共同影响模式对  $G_a$  反馈的模拟能力,两者的贡献因地而异。

观测中, $C_l$  和  $C_s$  反馈的空间分布型基本一致:均在赤道中太平洋存在大值中心,而其它区域相对较弱(图 10)。但是,在赤道东太平洋和东南太平洋两者强度差异较大,在这些区域  $C_s$  负反馈较弱甚

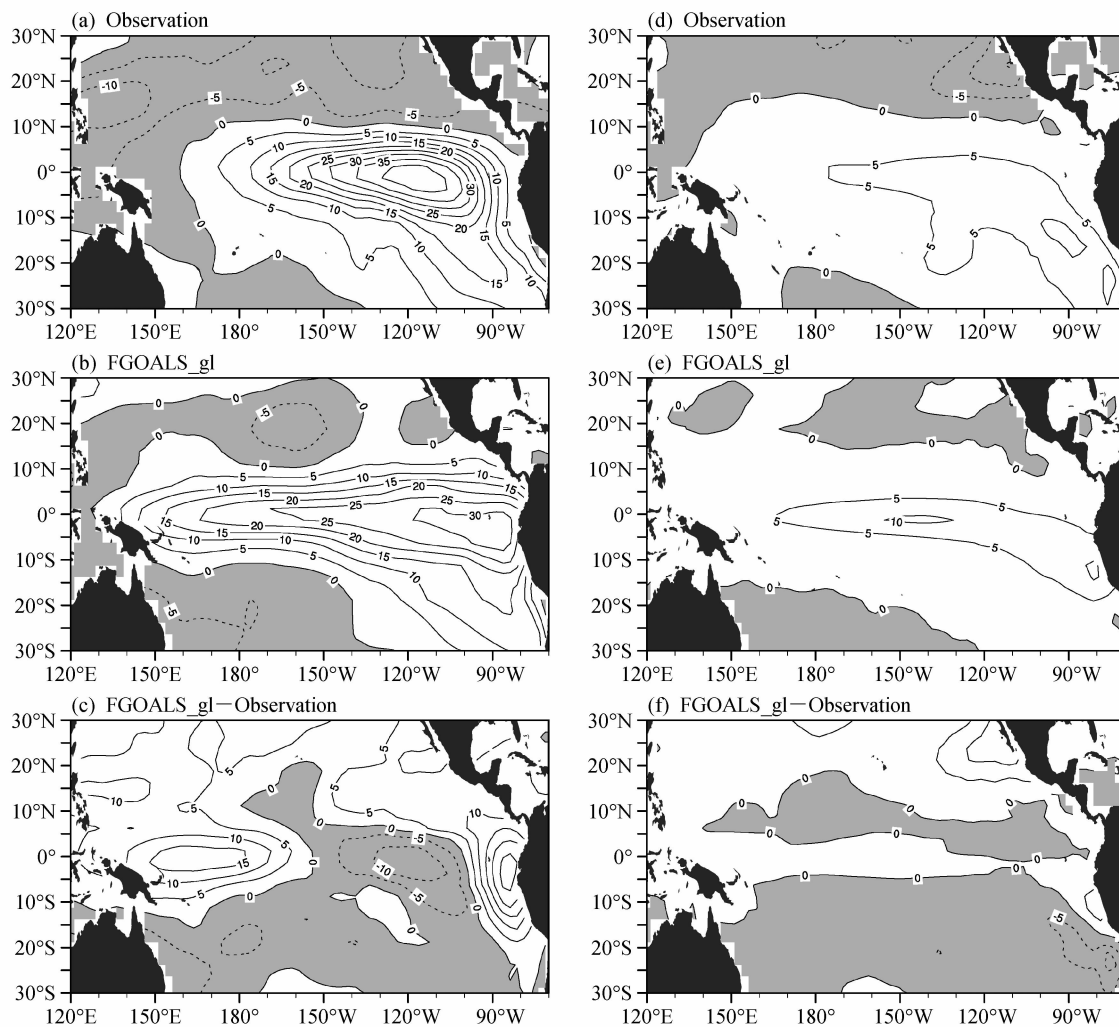


图9 对流层中层 500 hPa (a-c) 和低层 850 hPa (d-f) 比湿对 ENSO 的响应相对于其气候态的比例的空间分布 (单位:  $10^{-2} \text{ K}^{-1}$ ): (a、d) 观测; (b、e) FGOALS\_gl 模拟; (c、f) 模式与观测之差。灰色阴影表示负值

Fig. 9 The distributions of percentage responses of the specific humidity at (a-c) 500 hPa (the middle troposphere) and (d-f) 850 hPa (the lower troposphere) to ENSO from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the difference between FGOALS\_gl simulation and observations (units:  $10^{-2} \text{ K}^{-1}$ ). The percentage responses are derived by dividing the responses of the specific humidity with its climatology. Negative values are shaded in gray

至表现为正反馈,与  $C_1$  正反馈的反位相空间分布关系较差。总体上,  $C_1$  和  $C_s$  反馈的强度相当但符号相反,其中赤道中太平洋  $C_1$  为正反馈,  $C_s$  为负反馈。模式基本能够再现赤道中太平洋  $C_1$  和  $C_s$  反馈的大值区,但模式模拟的  $C_1$  和  $C_s$  反馈的大值区过于集中于赤道,这和耦合模式模拟的 ENSO 型海温异常经向幅度偏窄有关;  $C_1$  和  $C_s$  反馈在西北太平洋和东南太平洋显著偏强,而在西南太平洋显著偏弱。

通过对云辐射特征气候态的分析可知,高云量和总云量分别对  $C_1$  和  $C_s$  有重要影响。图 11a-c 给出了高云量对 ENSO 的响应的空间分布。观测中,

高云量对 ENSO 的响应的空间分布与  $C_1$  反馈基本一致(图 11a)。FGOALS\_gl 能模拟出高云量响应的高低值中心,只是量值偏大,高云量正响应大值范围偏西,在东太平洋冷舌区过强;西北太平洋高云量的负响应偏弱,副热带北太平洋和西南太平洋高云量的负响应偏强(图 11b、c)。在模式中,高云量对 ENSO 响应的空间分布与  $C_1$  反馈基本一致;存在差异的区域主要是赤道中东太平洋,高云量偏多,  $C_1$  正反馈的强度却偏弱。影响  $C_1$  反馈强度的因子既包括云量、也包括云垂直结构。由前文可知,该区域模拟的云垂直结构和光学厚度均存在较大的



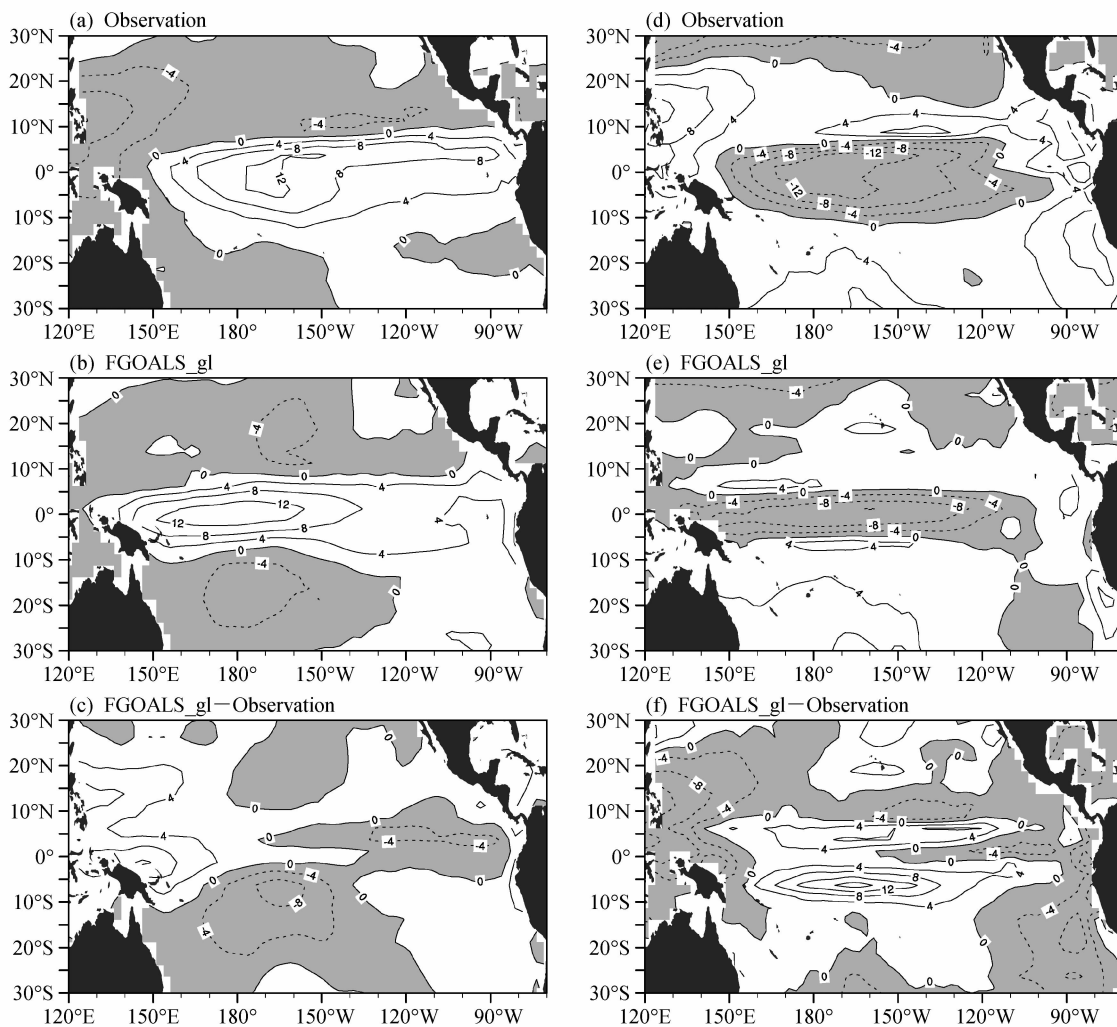


图 10  $C_1$  对 ENSO 的响应 (a-c) 以及  $C_s$  对 ENSO 的响应 (d-f) 的空间分布: (a, d) 观测; (b, e) FGOALS\_gl 模拟; (c, f) 模式与观测之差 (单位:  $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ )。灰色阴影表示负值

Fig. 10 Spatial distributions of responses of (a-c)  $C_1$  and (d-f)  $C_s$  to ENSO from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations (units;  $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$ ). Negative values are shaded in gray

偏差, 所以, 尽管模拟的高云量的正响应较强, 但  $C_1$  正反馈依然偏弱。

观测中, 总云量在赤道中太平洋为较强的正响应, 在西北太平洋和东太平洋均存在总云量负响应大值中心 (图 11d), 与观测的  $C_s$  反馈的空间分布基本一致 (图 10d)。模式能模拟出赤道中太平洋总云量正响应的大值区域, 但东西范围偏大, 中心强度显著偏弱。另外, 模式的偏差还表现在: 暖池和冷舌区存在虚假的总云量正响应, 未能模拟出赤道东太平洋和西北太平洋较强的总云量负响应 (图 11e、f), 这也是和耦合模式模拟的 El Niño 型 SST 异常分布型的偏差相联系的。对比图 10d、e 和图 11d、

e 可知, 在大部分区域, 观测和模拟的  $C_s$  反馈和总云量响应的空间分布型较为一致; 但在赤道东太平洋区域, 与观测不同, 模式中  $C_s$  反馈与总云量的响应不一致。对比图 11b 和图 11e 可见, 赤道东太平洋总云量的虚假正响应, 实际上来自高云量的过强响应, 而对  $C_s$  负反馈影响较大的中低云 (Zhang and Sun, 2006), 其正响应较弱, 即模式对云垂直结构和光学厚度的模拟偏差, 是造成  $C_s$  反馈偏差的重要原因。

## 4 结论

从气候态以及对 ENSO 响应的角度, 本文系统

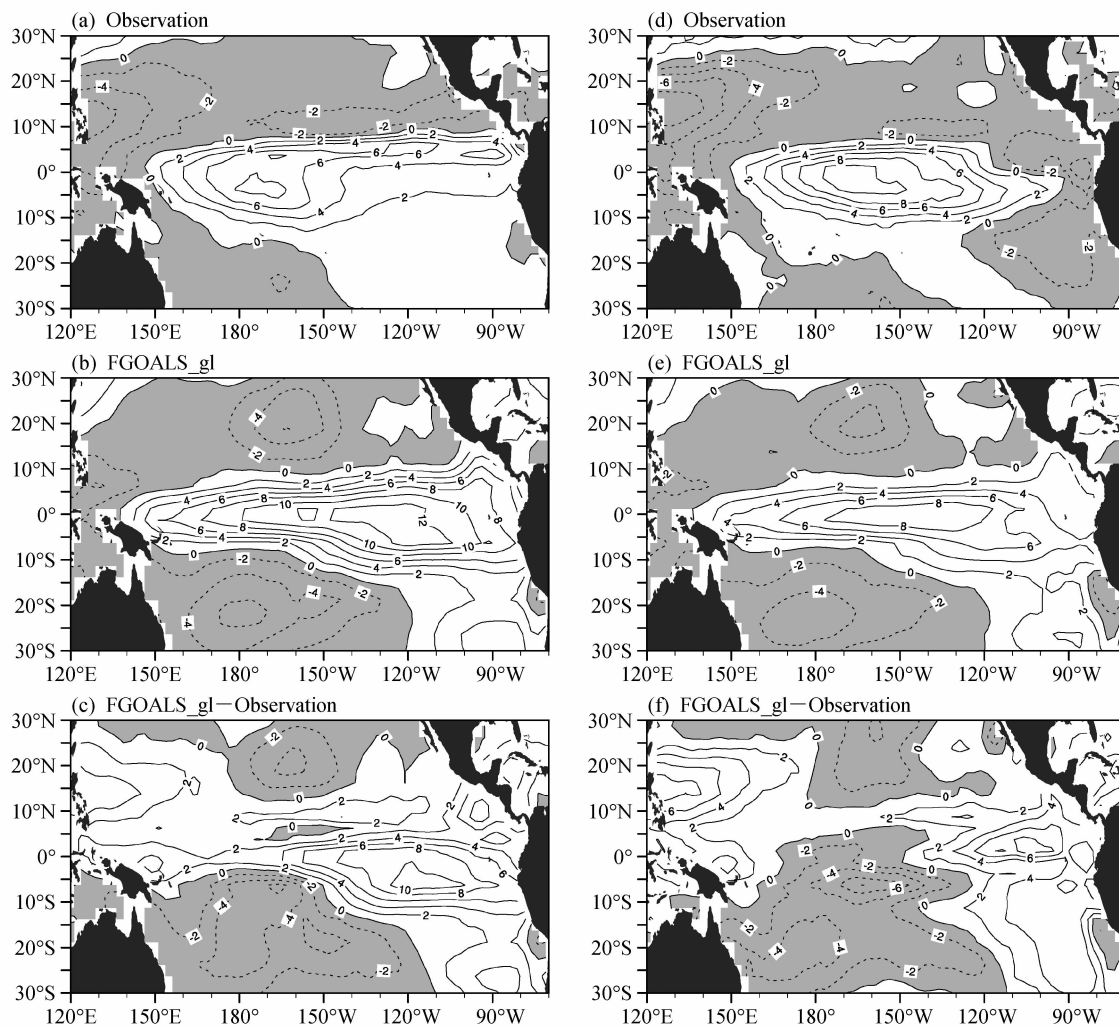


图 11 高云量对 ENSO 的响应 (a-c) 以及总云量对 ENSO 的响应 (d-f) 的空间分布 (单位:  $10^{-2} \text{ K}^{-1}$ ): (a, d) 观测; (b, e) FGOALS\_gl 模拟; (c, f) 模式与观测之差。灰色阴影表示负值

Fig. 11 Spatial distributions of responses of (a-c) high cloud amount and (d-f) total cloud amount to ENSO from (a, d) observations, (b, e) FGOALS\_gl simulation, and (c, f) the differences between FGOALS\_gl simulation and observations (units:  $10^{-2} \text{ K}^{-1}$ ). Negative values are shaded in gray

分析了 LASG/IAP 耦合模式 FGOALS\_gl 对低纬度太平洋区域水汽温室效应和云辐射强迫的模拟能力, 讨论了模式偏差的来源, 为完善和改进海气耦合模式提供了科学基础, 亦为理解 FGOALS\_gl 千年模拟试验的结果奠定了基础。主要结论如下:

(1) 气候态上, FGOALS\_gl 在一定程度上合理再现了水汽温室效应 ( $G_a$ ) 和云辐射强迫的气候态特征, 模拟的  $G_a$  和云辐射强迫的空间分布和量值与观测资料接近。然而, 在  $G_a$  和云辐射强迫气候态的局部特征上, 模拟结果存在明显偏差。模式明显低估了冷舌区和西北太平洋  $G_a$  的强度。

(2) 表层海温和对流层水汽的模拟偏差对  $G_a$

的偏差均有贡献, 但在冷舌区, 水汽特别是中层水汽的偏差对  $G_a$  偏差起主导作用。模式总体上高估了  $C_l$  的强度, 表现为暖池、热带辐合带  $C_l$  大值中心的范围偏大, 冷舌、副热带北太平洋  $C_l$  低值中心的范围偏小。高云量的偏差是造成上述偏差的主因。模式低估 (高估) 了  $C_s$  高值 (低值) 区  $C_s$  的强度, 特别地, 在  $5^\circ\text{S}$  附近存在一条虚假的  $C_s$  大值带。整体而言,  $C_s$  的模拟偏差主要与总云量的偏差有关, 但云的垂直结构和光学厚度的模拟偏差亦有一定贡献。

(3) 模式能模拟出与 El Niño 事件相关联的  $G_a$  正反馈、 $C_l$  正反馈和  $C_s$  负反馈的强度和空间分布特

征, 但反馈大值区过于西伸。模拟的  $G_a$  正反馈的中心量值较之观测偏大, 其偏差主要受 SST 异常的强度和分布型以及水汽对 ENSO 的响应影响。模式低估了  $C_l$  和  $C_s$  反馈的强度。在低纬中、西太平洋,  $C_l$  和  $C_s$  反馈的偏差主要受高云量和总云量的偏差影响, 但在赤道东太平洋, 云的垂直结构对  $C_l$  和  $C_s$  反馈的模拟偏差有重要影响。造成上述差异的原因在于云垂直结构的地区差异。

(4) 观测中西太平洋暖池区以高云为主, 而东太平洋冷舌区则以低云为主。模式能够较为合理地再现暖池区云的垂直结构, 但未能合理再现冷舌区云的垂直结构。

### 参考文献 (References)

- Bony S, Dufresne J L. 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32, doi: 10.1029/2005GL023851.
- 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 Three [C]. NCAR Tech. Note NCARTN-463+STR, 70.
- Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. 1990. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models [J]. *J. Geophys. Res.*, 95: 16601 - 16615.
- Cess R D, Zhang M H, Ingram W J, et al. 1996. Cloud feedback in atmospheric general circulation models: An update [J]. *J. Geophys. Res.*, 101 (D8): 12791 - 12794, doi: 10.1029/96JD00822.
- Cess R D, Zhang M H, Wielicki B A, et al. 2001. The influence of the 1998 El Niño upon cloud-radiative forcing over the Pacific warm pool [J]. *J. Climate*, 14: 2129 - 2137.
- Charlock T P, Ramanathan V. 1985. The albedo field and cloud radiative forcing produced by a general circulation model with internally generated cloud optics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 42: 1408 - 1429.
- Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2) [R]. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 171pp.
- Dessler A E, Sherwood S C. 2009. A matter of humidity [J]. *Science*, 323: 1020 - 1021.
- Dessler A E, Wong S. 2009. Estimates of the water vapor climate feedback during El Niño - Southern Oscillation [J]. *J. Climate*, 22 (23): 6404 - 6412.
- Hall A, Manabe S. 1999. The role of water vapor feedback in unperturbed climate variability and global warming [J]. *J. Climate*, 12 (8): 2327 - 2346.
- Hall A, Manabe S. 2000. Suppression of ENSO in a coupled model without water vapor feedback [J]. *Climate Dyn.*, 16 (5): 393 - 403.
- Hartmann D L, Ockert-Bell M E, Michelsen M L. 1992. The effect of cloud type on Earth's energy balance: Global analysis [J]. *J. Climate*, 5: 1281 - 1304.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16: 197 - 215.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77: 437 - 471.
- Kiehl J T, Trenberth K E. 1997. Earth's annual global mean energy budget [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78 (2): 197 - 208.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 675 - 690.
- Manabe S, Wetherald R T. 1967. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 24 (3): 241 - 259.
- 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 2010a. 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应 [J]. *大气科学*, 34 (5): 914 - 924. Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Jie, et al. 2010a. The equilibrium response of LASG/IAP climate system model to prescribed external forcing of Little Ice Age [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (5): 914 - 924.
- 满文敏, 周天军, 张丽霞. 2010b. 气候系统模式 FGOALS\_gl 模拟的赤道太平洋年际变率 [J]. *大气科学*, 34 (6): 1141 - 1154. Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Lixia. 2010b. The tropical Pacific interannual variability simulated with LASG/IAP climate system model FGOALS\_gl [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 34 (6): 1141 - 1154.
- 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 2011. 气候系统模式 FGOALS\_gl 模拟的 20 世纪温度变化 [J]. *气象学报*, 待发表. Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Jie, et al. 2011. The 20th century climate simulated by LASG/IAP climate system model FGOALS\_gl [J]. *Acta Meteorological Sinica (in Chinese)*, in press.
- Potter G L, Cess R D. 2004. Testing the impact of clouds on the radiation budgets of 19 atmospheric general circulation models [J]. *J. Geophys. Res.*, 109, D02106, doi: 10.1029/2003JD004018.
- 钱维宏, 丑纪范. 1996. ENSO 循环过程中逐月海温异常的合成分析 [J]. *应用气象学报*, 7 (2): 145 - 152. Qian W H, Chou J F. 1996. Composite analyses of monthly sea surface temperature anomalies associated with the ENSO cycle [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 7 (2): 145 - 152.
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment [J]. *Science*, 243 (4887): 57 - 63.
- Randall D A, Coakley J A, Lenschow D H, et al. 1984. Outlook for research on subtropical marine stratification clouds [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65 (12): 1290 - 1301.
- Randall D A, Wood R A, Bony S, et al. 2007. Climate models and

- their evaluation [M]//Solomon S, Qin D, Manning M. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Raval A, Ramanathan V. 1989. Observational determination of the greenhouse effect [J]. *Nature*, 342: 758–761.
- Rossow W B, Schiffer R A. 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80 (11): 2261–2287.
- Schmidt G A, Aleinov I, Bell N, et al. 2006. Present-day atmospheric simulations using GISS modelE: Comparison to in situ, satellite, and reanalysis data [J]. *J. Climate*, 19 (2): 153–192.
- Shine K P, Sinha A. 1991. Sensitivity of the earth's climate to height-dependent changes in the water vapor mixing ratio [J]. *Nature*, 354: 382–384.
- Smith T M, Reynolds R W, Peterson T C, et al. 2008. Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880–2006) [J]. *J. Climate*, 21 (10): 2283–2296.
- Soden B J, Wetherald R T, Stenchikov G L, et al. 2002. Global cooling after the eruption of Mount Pinatubo: A test of climate feedback by water vapor [J]. *Science*, 296: 727–730.
- Sun D Z, Lindzen R S. 1993. Distribution of tropical tropospheric water vapor [J]. *J. Atmos. Sci.*, 50: 1643–1660.
- Sun D Z, Covey C, Lindzen R S. 2001. Vertical correlations of water vapor in GCMs [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 28: 259–262, doi: 10.1029/2000GL011907.
- Sun D Z, Fasullo J, Zhang T, et al. 2003. On the radiative and dynamical feedbacks over the equatorial Pacific cold tongue [J]. *J. Climate*, 16: 2425–2432.
- Sun D Z, Yu Y Q, Zhang T. 2009. Tropical water vapor and cloud feedbacks in climate models: A further assessment using coupled simulations [J]. *J. Climate*, 22: 1287–1304.
- Vertenstein M, Oleson K, Levis S. 2002. CLM2. 0 User's Guide [R]. National Center for Atmospheric Research. P. O. Box 3000, Boulder, CO80307 USA, 1236pp.
- Wang Bin, Wan H, Ji Z Z, et al. 2004. Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods [J]. *Science in China (Ser. A)*, 47: 4–21.
- Wang Wei-Chyung, Gong W, Kau W S, et al. 2004. Characteristics of cloud radiation forcing over East China [J]. *J. Climate*, 17 (4): 845–853.
- Webb M, Senior C, Bony S, et al. 2001. Combining ERBE and ISCCP data to assess clouds in the Hadley Centre, ECMWF and LMD atmospheric climate models [J]. *Climate Dyn.*, 17: 905–922.
- Wen X Y, Zhou T J, Wang S W, et al. 2007. Performance of a reconfigured atmospheric general circulation model at low resolution [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (4): 712–728.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 641–654.
- 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 2009. 气候系统模式 FGOALS\_g1 模拟的小冰期气候 [J]. *第四纪研究*, 29 (6): 1125–1134. Zhang J, Zhou T J, Man W M, et al. 2009. The transient simulation of Little Ice Age by LASG/IAP climate system model FGOALS\_g1 [J]. *Quaternary Sciences (in Chinese)*, 29 (6): 1125–1134.
- Zhang T, Sun D Z. 2006. Response of water vapor and clouds to El Niño warming in three National Center for Atmospheric Research atmospheric models [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, D17103, doi: 10.1029/2005JD006700.
- Zhang Y C, Rossow W B, Lacis A A, et al. 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top-of-atmosphere based on ISCCP and other global datasets: Refinements of the radiative transfer model and the input data [J]. *J. Geophys. Res.*, 109, doi: 10.1029/2003JD004457.
- Zhou T J, Zhang X H, Wang S W. 2000. The relationship between the thermohaline circulation and climate variability [J]. *Chinese Science Bulletin*, 45 (11): 1052–1056.
- 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 2005a. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式 [J]. *气象学报*, 63 (5): 702–715. Zhou T J, Wang Z Z, Yu R C, et al. 2005a. The climate system model FGOALS\_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component [J]. *Acta Meteor. Sinica (in Chinese)*, 63 (5): 702–715.
- 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 2005b. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS\_s [M]. 北京: 气象出版社, 288pp. Zhou T J, Yu R C, Wang Z Z, et al. 2005b. Atmospheric General Circulation Model—SAMIL and Its Coupled General Circulation Model—FGOALS\_s (in Chinese) [M]. Beijing: Chinese Meteorological Press, 288pp.
- Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth-century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19 (22): 5843–5858.
- Zhou T J, Yu Y Q, Liu H L, et al. 2007. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean-atmosphere coupled models in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (6): 729–738.
- Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 655–672.