

东亚副热带西风急流及其年际变率的海气耦合模式模拟

蔡琼琼^{1,2}, 周天军¹, 吴波¹, 李博^{1,2}, 张丽霞^{1,2}

(1. 中国科学院 大气物理研究所 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 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/IAP)快速耦合气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的东亚副热带西风急流, 并讨论了 ENSO 对东亚夏季副热带西风急流位置的影响。FGOALS_g1 能较好模拟东亚副热带西风急流的空间分布以及季节演变, 但较之再分析资料, 模式模拟的急流强度偏弱, 中心偏南。这主要是由于模式模拟的对流层中上层平均温度一致偏冷, 且急流轴南部的冷偏差总是强于北部, 使得模拟的经向温度差偏弱造成的。FGOALS_g1 能合理再现东亚夏季副热带急流位置南北移动的年际变化特征, 只是模拟的急流年际变率偏强。分析表明, 模式模拟的 ENSO 偏差是造成西风急流年际变率偏强的主要原因。观测和模拟的东亚夏季副热带西风急流位置的南移多发生在 ENSO 位相达到峰值之后的夏季, 但由于模拟的 ENSO 强度偏强, 峰值多出现在春、夏季, 并能维持至翌年秋季, 因此, ENSO 在其衰减年的夏季, 对热带对流层温度异常的加热作用依然很强, 造成模式中热带地区的对流层温度异常强于观测, 从而导致东亚副热带西风急流年际变率模拟偏强。

关键词: 气候系统模式; 东亚副热带西风急流; 模式评估; ENSO

中图分类号: P732.6

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2011)04-0038-11

1 引言

东亚副热带西风急流作为东亚气候系统的重要成员, 与东亚地区的天气和气候现象密切相关^[1-3]。它的北跳和南移过程是东亚大气环流季节变化的主要特征, 也是亚洲夏季风爆发和消亡的重要指示因子^[1,4], 尤其影响着夏季中国东部雨带的范围与强度。如急流 6 月和 7 月的两次北跳过程与梅雨的开始、结束密切相关^[2]。另一方面, 东亚副热带急流东西向的位置变化对中国东部降水异常分布也具有显著影响^[5-7]。在梅雨期, 急流主体位于西太平洋(东亚大陆)上空有利于(不利于)长江下游降水发生^[8]。急流强度的变化同样对降水分布具有显著影响, 当冬季急

流偏强(弱)时, 对应春季中国南部以及夏季中国北部降水偏多(少)^[9]。研究表明, 急流位置异常通过影响对流层高层辐散, 造成水汽输送异常是急流影响降水的可能机制之一^[10]。此外, 急流位置的变化还可能通过影响南亚高压的强度, 尤其是南亚高压的东缘, 进而影响我国东部夏季降水异常^[11]。

大量研究工作指出, 急流具有显著的南北向位置移动和强度变化的季节变化特征, 同时还伴随着 6~7 月东西向位置突变^[1,5-6]。根据热成风原理, 这种季节变化与对流层中上层温度南北差异的分布结构有很好的对应关系, 表明急流的季节变化是对南北温度差异季节变化的响应^[6]。

急流的年际变化主要表现为急流位置的南北移

收稿日期: 2010-10-28; **修订日期:** 2010-12-22。

基金项目: 全球变化重大科学研究计划(2010CB951904); 创新研究群体科学基金(40821092); 国家自然科学基金(40890054)。

作者简介: 蔡琼琼(1985—), 女, 江苏省徐州市人, 博士研究生, 主要从事气候模拟研究。E-mail: qiongqiongcai@mail.iap.ac.cn

动^[12-14],造成这种变化的因素包括多个方面。南极涛动能够通过大气遥相关影响急流的南北移动,表现为晚春时的南极涛动正位相通常对应夏季急流的北移^[15]。另一方面,前冬 ENSO 造成的热带对流层暖异常能够持续到翌年初夏,导致副热带经向温度梯度增加,从而急流轴以南西风增强,即急流南移^[16-18]。

数值模式是研究东亚气候的重要工具。围绕大气环流模式对西风急流的模拟能力,此前有过诸多分析^[19-21]。结果表明,大多数模式都能够再现急流的主要特征,但对急流位置和强度的模拟,普遍存在系统性偏差。相对而言,关于耦合模式对东亚西风急流模拟能力的分析相对较少。张耀存等^[22]评估了基于通用气候系统模式 CSM 的 LASG 气候系统模式初始版本模拟的东亚副热带西风急流的季节变化,指出模拟的急流垂直结构、水平结构和季节变化与再分析资料基本一致,但模拟的急流在高原附近偏强,模拟的 5 月的北移以及 8 月的最北位置偏差较大,这与模拟的高原地面加热存在偏差有直接联系。

近年来,中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)逐步建立了模块化的耦合气候模式 FGOALS^[23-26]。为了适应气候模拟研究的不同需要,FGOALS 包含多个版本,其中之一为快速耦合版本 FGOALS_g1^[27],它主要应用于长期气候模拟试验^[28-29]。应国家自然科学基金重大项目“中国地区树轮及千年气候变化研究”课题“中国千年气候变化数值模拟与机理研究”研究工作的需要,本文的目的是基于观测事实,利用 FGOALS_g1 的“20 世纪气候模拟试验”的积分结果,系统评估该模式对东亚副热带西风急流的模拟能力,为后续利用该模式模拟过去千年西风急流的变化奠定基础。

本文内容安排如下:第 2 节是模式及资料介绍;第 3 节系统评估模式对西风急流气候平均态的模拟,包括空间分布以及季节演变特征;第 4 节探讨模式对急流年际变率以及与 ENSO 关系的模拟;最后进行全文总结和讨论。

2 模式和资料介绍

FGOALS_g1 耦合模式由 4 个分量模式,即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式通过 NCAR 发展的耦合器 CPL5 耦合而成^[27]。大气分量是 LASG/IAP 低分辨率版本的格点模式 GAMIL,水平分辨率为 $5.0^\circ(\text{经度}) \times 4.0^\circ(\text{纬度})$,垂直为 $\sigma-p$ 混合坐标系,

共 26 层,顶层到达 2.194 hPa ^[30]。模式物理过程同 NCAR 大气模式 CAM2 的物理参数化方案^[31]。海洋分量是基于 LASG/IAP 第 3 代大洋环流模式 L30T63^[32]发展的新版本 LICOM,水平分辨率为 $1.0^\circ(\text{经度}) \times 1.0^\circ(\text{纬度})$,垂直方向 30 层^[33]。海冰以及陆面模式沿用 NCAR CCSM2 的 CSIM 和 CLM^[34-35]。关于 FGOALS_g1 的模式细节,参见篇末文献^[27]。

本文采用“20 世纪气候模拟试验”(20C3M)的结果,“20 世纪气候模拟试验”是“国际耦合模式比较计划”(CMP3)制定的标准试验^[36],其具体试验方案是:模式首先进行一组 1860 年控制试验的耦合积分,即将太阳辐照度、温室气体浓度等外强迫场设定为工业革命前水平;20 世纪气候模拟试验的初始场为 1860 年控制试验第 30 年 1 月 1 日的瞬时场,并采用 IPCC AR4 提供的历史大气辐射强迫场,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)。本文选取第 91~144 模式年(即 1950—2003 年)的逐月积分结果进行分析。

为检验模式结果,本文用到了以下观测和再分析资料:(1) NCEP/NCAR 再分析资料,包括风场、温度场和海平面气压等要素,资料的水平分辨率为 $2.5^\circ(\text{经度}) \times 2.5^\circ(\text{纬度})$,时间段选为 1950—2003 年^[37];(2) HadISST 全球海表面温度资料,水平分辨率为 $1^\circ(\text{经度}) \times 1^\circ(\text{纬度})$,时间范围 1950—2003 年^[38]。

3 气候平均态模拟

本节首先检验模拟的气候态纬向风的垂直结构及其在 200 hPa 高度上的水平分布;随后,分析急流的季节性南北移动;最后,讨论造成急流平均态模拟偏差的原因。

3.1 东亚副热带西风急流的气候态特征的模拟

图 1 为 $25^\circ \sim 45^\circ \text{N}$ 平均纬向风的经度-高度剖面图。再分析资料显示,副热带地区冬夏整层均受西风控制,西风强度在 200 hPa 出现最大值。这是由于在 200 hPa 以下,温度梯度由赤道指向极地,西风随高度逐渐增强,在 200 hPa 以上温度梯度发生反向,所以西风在 200 hPa 达到最强,之后随高度逐渐减弱。冬季极大值中心位于 150°E 附近;夏季分裂为两个极大值中心,分别位于 30°E 以及 90°E 附近。冬季西风强度明显大于夏季。模式基本能够再现整层西风的特征及其位于 200 hPa 的大值中心,但模拟的冬季 150°E 附近的

中心强度较之再分析资料偏弱(偏弱大约 4 m/s); 夏季模拟偏差较大,80°~122°E 范围内中心强度仅为 12 m/s,较之再分析资料偏弱 4 m/s,在 200 hPa 以上西风迅速减小,在 100 hPa 高度上甚至出现东风分量。再分析资料中位于 90°E 的中

心,在模式中的位置也偏东。总体而言,模式模拟的西风急流垂直结构与再分析资料一致,再现了急流中心冬季偏东、夏季偏西的季节演变特点,但由于模式模拟的西风整层偏弱,导致模拟的急流中心强度也明显偏弱。

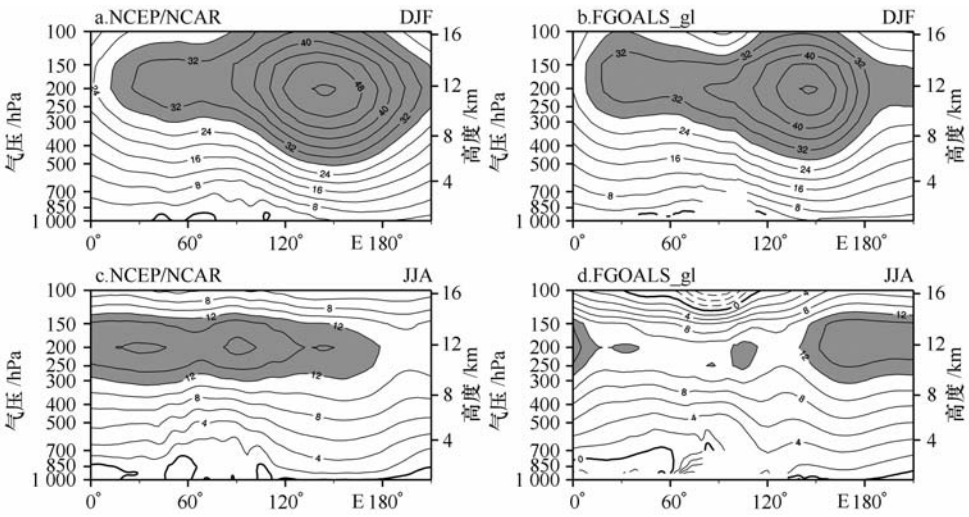


图 1 25°~45°N 平均纬向风速(m/s)经度-高度剖面图

a. NCEP/NCAR 冬季, b. FGOALS_g1 模拟冬季, c. NCAR/NCEP 夏季, d. FGOALS_g1 模拟夏季。冬季阴影为大于 28 m/s, 夏季阴影为大于 12 m/s

图 2 给出 85°~122°E 平均纬向风的纬度-高度剖面图。再分析资料显示,冬季在 15°N 以北,整个对流层均为西风所控制,西风大值中心位于 30°N 附近 200 hPa,强度可达 52 m/s。夏季中高纬度地区为西风,低纬地区对流层上层为南亚高

压南缘的东风分量。西风急流中心北移至 40°N 左右,强度比冬季弱,中心强度为 28 m/s。模式能够再现纬向风的垂直分布、冬夏急流中心的南北移动,但西风强度整体偏弱,冬季急流中心位置模拟偏南。

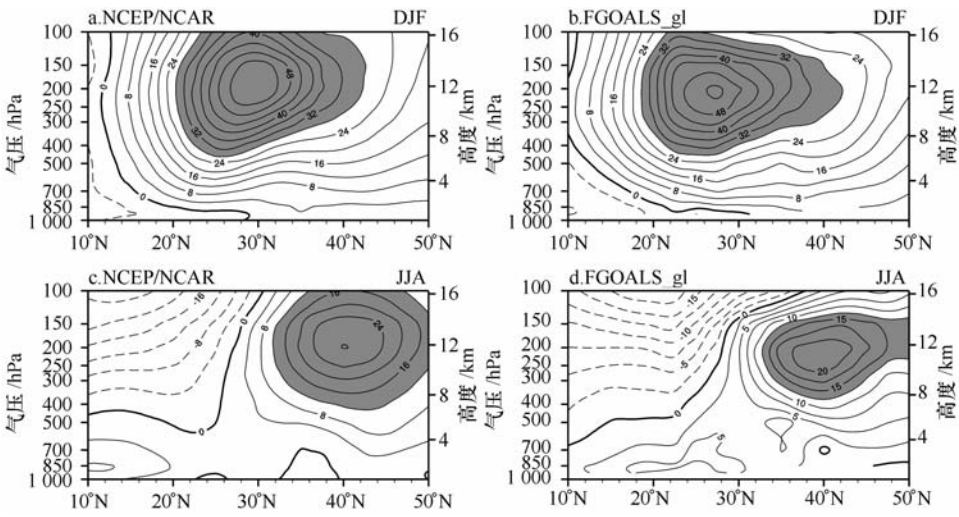


图 2 85°~122°E 平均纬向风速(m/s)纬度-高度剖面图

a. NCAR/NCEP 冬季, b. FGOALS_g1 模拟冬季, c. NCAR/NCEP 夏季, d. FGOALS_g1 模拟夏季。冬季阴影为大于 28 m/s, 夏季阴影为大于 12 m/s

以上分析表明,无论冬夏,急流中心均位于高空 200 hPa,因此本文选用东亚副热带地区 200 hPa 西风表征东亚副热带西风急流。图 3 为再分析资料和模拟的 200 hPa 纬向风分布。再分析资料中,冬季急流中心位于 ($30^{\circ}\sim 35^{\circ}\text{N}$, $130^{\circ}\sim 150^{\circ}\text{E}$) 附近,风速可达 72 m/s,夏季急流中心位于高原北侧 (40°N , 90°E) 附近,强度约为 28 m/s。FGOALS_g1 模拟的冬季西风急流中心的位置略偏南、强度偏弱,仅为 60 m/s。模式模拟的夏季西风急流在东亚西部向高纬倾斜,急流中心位于 90°E 附近,

中心强度仅为 24 m/s。由热成风关系可知,模式对急流模拟的不足,与模式中温度场的系统性偏差有关^[5]。参照 Zhang 等^[5]的工作,本文检查了再分析资料和模式模拟的南北两个相邻格点的温度差(图 3 阴影表示)。再分析资料中的强西风急流带与经向温度差大值区存在非常好的对应关系。模式模拟的经向温度差都比再分析资料偏弱,FGOALS_g1 几乎模拟不出夏季高原北侧强的经向温度差,说明模式模拟的温度偏差是造成西风急流偏差的重要原因之一。

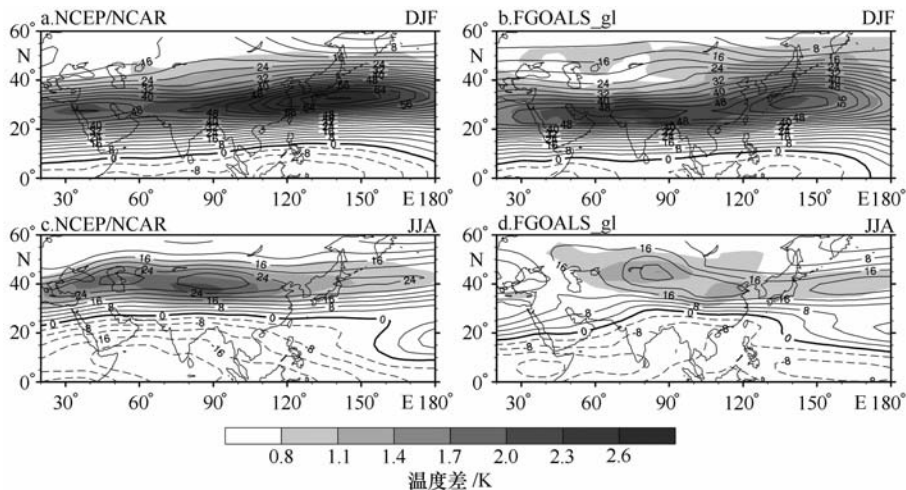


图 3 200 hPa 纬向风(等值线单位:m/s)以及 200~500 hPa 平均经向温度差
a. NCAR/NCEP 冬季, b. FGOALS_g1 模拟冬季, c. NCAR/NCEP 夏季, d. FGOALS_g1 模拟夏季

为检查急流南北向位置的季节移动,图 4 给出 $85^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ 平均 200 hPa 纬向风纬度-时间演变。再分析资料显示,冬季西风急流最强,中心位于 30°N 附近,随时间推移,低纬东风增强并逐渐向较高纬度推进,同时中高纬西风减弱。西风急流中心向北移动过程中具有明显的阶段性特点:1 至 3 月急流中心位于 30°N 附近,从 4 月开始急流中心持续北进,夏季 7,8 月份到达最北。从 8 月开始,极大值中心持续南退并增强,至翌年 1 月到达 30°N 附近。模拟的冬季急流

中心位置较之再分析资料偏南两个纬度,强度偏弱。从冬到夏强度逐渐减弱,但与再分析资料不同,模拟的 1 至 3 月急流持续南退,从 3 月开始,急流出现北向移动分量,持续至 4~5 月,6,7 月北进至 40°N ;8 月之后,急流位置南北变化与再分析资料一致,强度开始增强,并持续南退,至翌年 1 月到达 28°N 附近。模拟的南北向季节演变,尽管整体表现为自冬至夏逐渐北进减弱,从夏到冬逐渐南退增强,但春季的急流中心位置偏差较大,各季节急流强度整体偏弱。

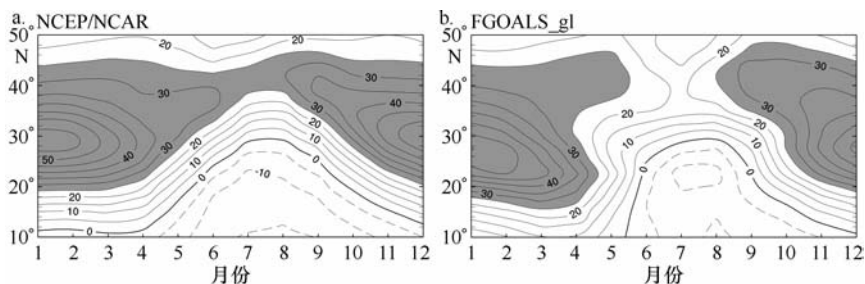


图 4 200 hPa $85^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$ 平均纬向风的纬度-时间变化
a. NCEP/NCAR, b. FGOALS_g1 模拟(单位:m/s;阴影为大于 25 m/s)

3.2 东亚副热带西风急流气候态模拟偏差的原因分析

前面的分析指出,模式模拟的急流偏差由对流层温度经向梯度的模拟偏差决定,为此图 5 给出再分析资料和模式的 200~500 hPa 平均温度及模拟偏差,急流轴(西风最大值中心连线)也标识在图 5 中。从图 5 可以看出,模式基本能模拟出再分析资料中冬夏的大值中心,但是模式的冬季 200~500 hPa 平均温度整体偏冷,最大冷偏差出现在在分析资料急流轴以南 25°~30°N 之间,最多偏冷 6 K 以上。夏季模拟同样存在显著的冷偏差,中心亦位

于再分析资料急流轴以南的 30°N 左右,在 90°E 附近能达到 6 K。无论冬夏,在再分析资料气候态急流轴以南,模式的冷异常总是强于急流轴以北,这种冷偏差分布的南北不均匀性,导致南北向温度梯度减弱,西风急流强度偏弱,急流轴位置相应偏南。而上文提到的春季急流南北向位置季节演变误差主要是由于春季最大冷偏差出现在 25°N 附近(图略),导致在 200 hPa 高度上 20°~25°N,85°~90°E 附近出现经向温度差的异常极大值,对应纬向风异常极大值,从而这个异常的极大值造成了 85°~122°E 平均纬向风南北向季节演变误差。

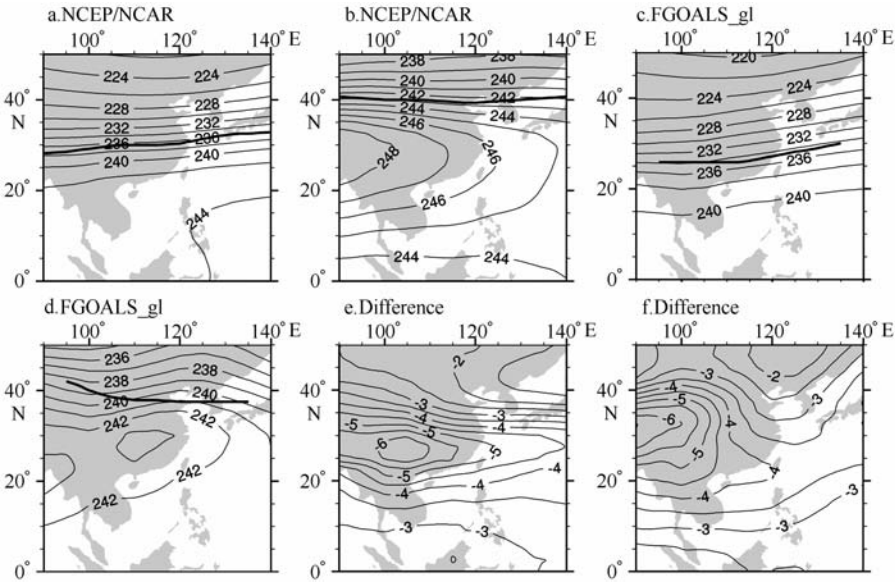


图 5 200~500 hPa 平均温度(K)

a. NCAR/NCAP 冬季, b. NCAR/NCAP 夏季, c. FGOALS_gl 模拟冬季, d. FGOALS_gl 模拟夏季, e. FGOALS_gl 模拟与 NCEP/NCAR 冬季偏差, f. FGOALS_gl 模拟与 NCEP/NCAR 夏季偏差(粗实线代表气候态急流轴)

4 东亚夏季副热带西风急流的年际变率及其与 ENSO 的关系

前面的工作主要针对模式模拟的气候态特征,那么模式能否再现东亚副热带西风急流的年际变化呢?由于东亚夏季降水与西风急流的位置存在紧密联系,本文针对夏季(6,7 和 8 月)平均的东亚副热带急流年际变率加以分析,并讨论其与 ENSO 的关系。

4.1 东亚夏季副热带西风急流年际变率的模拟

为了得到东亚副热带西风急流年际变率的主导模态,对夏季平均东亚(25°~50°N,70°~140°E)范围内的 200 hPa 纬向风进行了 EOF 分析。在进行

EOF 分解之前,利用 Lanczos 滤波器^[39]去除了 8 a 以上变率。EOF 分析的第一模态的空间型及对应的主成份时间序列(PC1)如图 6 所示。再分析资料中,纬向风异常基本呈反位相分布,零线大致位于气候态急流轴所在纬度。在 PC1 正位相时,急流轴南侧西风增强,北侧减弱,对应急流位置南移。模式再现了急流轴南北两侧纬向风的反相变化,但距平中心较之再分析资料要偏南。模式第一模态的方差贡献为 43.3%,大于再分析资料的结果(35.9%)。分别对再分析资料和模拟的主成份时间序列做功率谱分析,结果如图 7 所示。再分析资料的主要周期表现为 2~4 a,其中 3 a 附近最为显著。模式的主要

周期峰值亦表现为 2~3 a,与再分析资料一致,从强度来看,标准化处理前,再分析资料 PC1 序列的标

准差为 18.6,模式为 19.2,说明模式模拟的急流年际变化偏强。

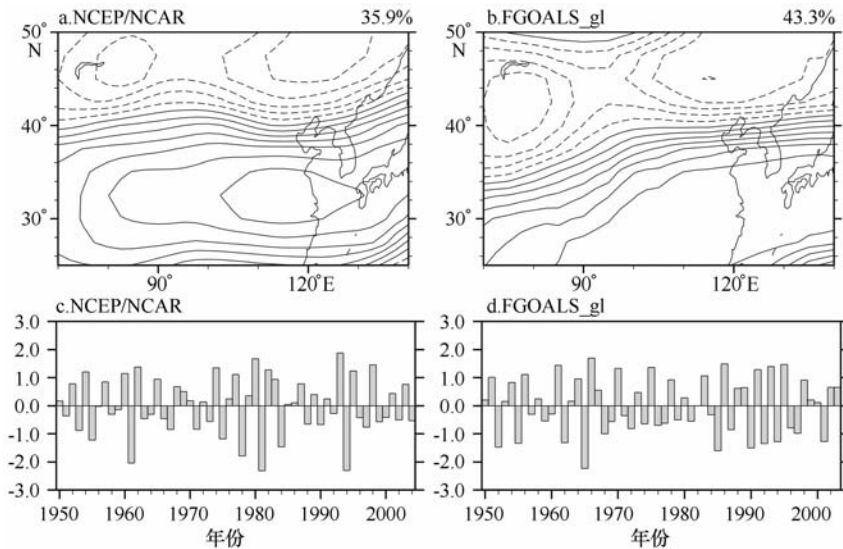


图 6 夏季平均 200 hPa(0°~50°N,90°~140°E)纬向风场 EOF 分析的第一模态(EOF1;右上角为解释方差)以及相应的主成分时间序列(PC1)

a. NCEP/NCAR EOF1, b. FGOALS_gl 模拟 EOF1, c. NCEP/NCAR PC1, d. FGOALS_gl 模拟 PC1

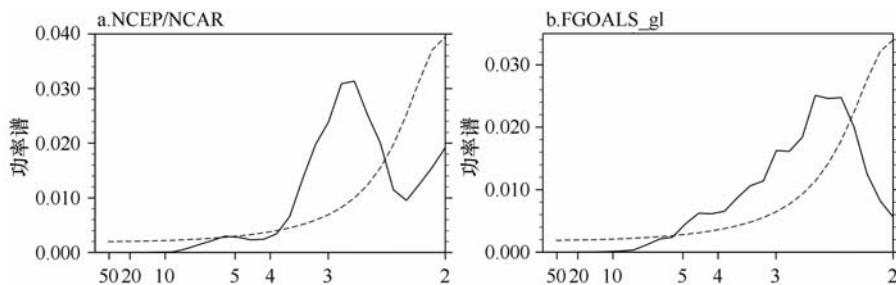


图 7 PC1 功率谱分析

a. NCAR/NCEP, b. FGOALS_gl 模拟 (虚线表示显著性水平为 5% 的置信度)

研究表明,急流位置的南北移动与前冬 ENSO 紧密相关^[18]。那么模式能否合理模拟观测中 ENSO 与西风急流年际变率之间的联系呢? 定义 Niño3.4 区(5°S—5°N, 120°~170°W)区域平均的 SST 异常为 Niño3.4 指数,我们计算了前冬 Niño3.4 指数与夏季平均的 200 hPa 纬向风异常之间的回归系数,结果如图 8 所示,其空间型与各自 200 hPa 纬向风场 EOF 的第一模态分布相似。再分析资料分析表明,前冬 El Niño 对应翌年夏季急流轴以南西风增强,最大异常中心位于(35°N,100°E)附近,45°N 以北西风减弱,急流位置南移。模式能够再现前冬 ENSO 与急流年际变化的关系,但是强度远远大于再分析资料结果,异常中心整体偏东。

前人工作指出,ENSO 主要是通过改变对流层

温度异常及温度经向梯度来影响急流位置的年际变化^[16-17],我们选取观测和模式中 Niño3.4 指数绝对值大于一个标准差的事件,对对流层 200~500 hPa 平均温度进行了合成分析,并求出暖冷事件差值,如图 9 所示。再分析资料结果显示,整个热带地区(35°N 以南)为一致的温度正异常,35°N 以北为温度负异常,表明经向温度梯度在急流轴以南增大,急流轴以北减弱,对应急流位置南移。由此表明,ENSO 衰减年夏季急流的南移是中纬度负温度异常和热带正温度异常共同作用的结果。模式能够模拟出热带与中纬度对流层温度反相变化的关系,但中纬度负温度异常中心偏东偏弱,热带地区温度正异常偏强。这说明模式中热带强迫对急流南北位置变化的贡献更显著。

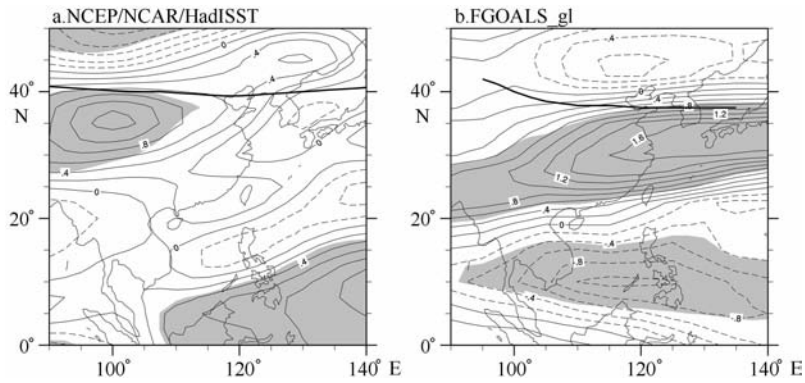


图 8 夏季平均 200 hPa 纬向风场与冬季 Niño 3.4 指数回归
a. NCAR/NCEP 和 HadISST, b. FGOALS_g1 模拟(阴影表示通过 95% 的信度检验;
粗实线代表气候态副热带西风急流轴位置;单位: m/s)

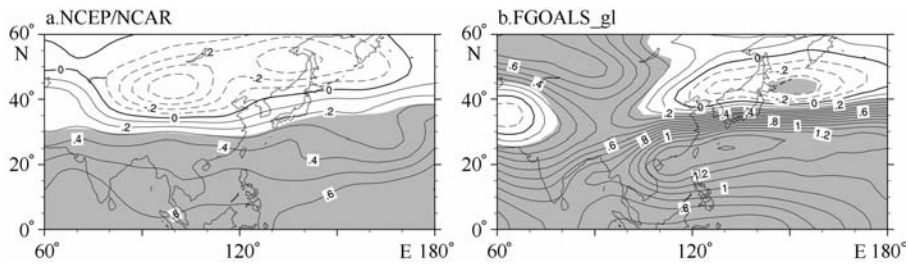


图 9 200~500 hPa 平均温度合成差值图
a. NCAR/NCEP 和 HadISST, b. FGOALS_g1 模拟(阴影表示通过 95% 的信度检验)

4.2 东亚夏季副热带西风急流年际变率模拟偏差的原因分析

4.1 节的讨论分析指出, FGOALS_g1 模拟的东亚夏季副热带西风急流年际变率偏强, 对应的热带温度异常对西风急流的作用也偏强, 那么模式结果中的这种偏差是如何产生的呢? 前面的分析也指出 ENSO 是影响副热带西风急流的重要因子之一, 其模拟偏差可能会导致急流的模拟偏差, 因此本工作检查了 ENSO 年际变率的模拟。

ENSO 强度可由 Niño3.4 指数代替。如图 10 功率谱分析所示, 观测中 Niño3.4 指数表现为显著

的年际变化特征, 其主要周期为 3~7 a, 峰值出现在 4 a 附近。模拟的 Niño3.4 指数也表现出年际振荡的特点, 周期亦为 3~7 a, 峰值出现在 4~5 a, 与观测接近。从强度来看, HadISST Niño3.4 指数标准差为 0.58, 模式结果约为其两倍, 说明模式模拟的 ENSO 年际变率更强, 这可能与模式系统偏差有关^[40]。观测中, PC1 和前冬 Niño3.4 指数的相关系数为 0.22, 而模拟的相关系数则达到了 0.66。因此, 模式中 ENSO 与东亚副热带西风急流年际变率的关系更加紧密。模拟的 ENSO 强度偏强, 可能是造成模拟的急流年际变率偏强的原因之一。

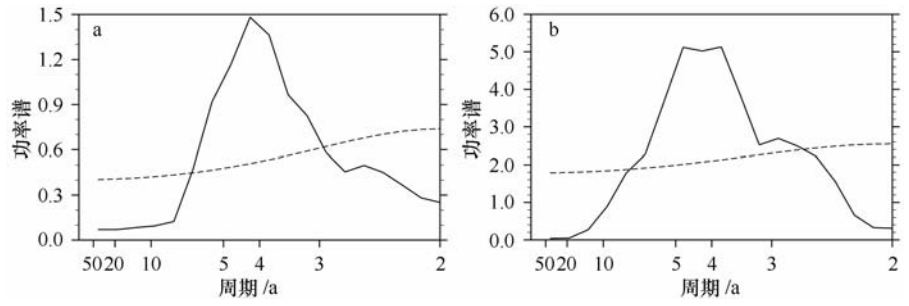


图 10 Niño3.4 指数功率谱分析
a. HadISST, b. FGOALS_g1 模拟(虚线表示显著性水平为 5% 的置信度)

在模式结果中,急流位置南移对应的热带对流层温度正异常的信号强于观测,可能和模式中 ENSO 的持续时间有关。已有研究表明,ENSO 发生后,整个热带地区表现为一致的增暖,中纬度地区则为冷异常^[16]。这是由于 El Niño 发生时,赤道中东太平洋暖海温导致局地降水增多,降水的非绝热加热作用令对流层温度升高,产生的大气 Kelvin 波的传播将该温度异常信号向东传播,最终导致整个热带对流层增温;同时,ENSO 会通过影响 Hadley 环流异常,东亚地区异常上升,上升绝热冷却作用,造成中纬度对流层温度降低^[17, 41-42]。这种温度的异常分布能持续到 ENSO 衰减年夏季^[18]。以 Nino3.4 指数大于一个标准差为标准,定义一次暖事件。图 11 给出

观测和模式模拟的 1950—2003 年间的所有暖事件的 Nino3.4 指数的季节演变,粗实线为所有事件的合成。在观测中,大多数暖事件在北半球冬季达到峰值,到翌年的 6 月份,海温异常趋近于 0℃,暖海温信号基本消失。而在模拟结果中,大多数暖事件峰值出现在春、夏季,模拟的海温异常在春、夏季达到峰值后,可以持续较长时间。在翌年的夏季,暖事件信号依然强盛,其加热作用对对流层温度的影响依然很强,这使得模式中急流异常与 ENSO 的相关性远强于观测。这说明由于模式对 ENSO 季节锁相的模拟偏差,从而夸大了 ENSO 对热带对流层温度的加热作用,使得东亚地区对流层温度的经向梯度加强,最终导致东亚副热带西风急流年际变率偏强。

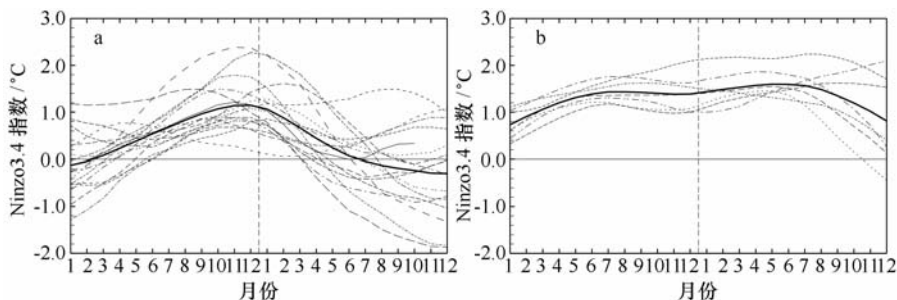


图 11 El Niño 事件的演变过程

a. HadISST, b. FGOALS_g1 模拟 (细线:1950—2003 年间 El Niño 事件对应的月平均 Nino3.4 指数的时间演变;粗线:所有事件合成)

5 结论与讨论

本文系统分析了 LASG/IAP 全球耦合气候系统模式 FGOALS_g1 对东亚副热带西风急流的气候态及年际变率的模拟能力,讨论了模拟偏差的原因,主要结论如下:

(1)模式能较好再现东亚副热带西风急流的主要气候态特征。诸如位于 200 hPa 的西风急流中心,冬季强度大于夏季,以及从夏到冬急流逐渐南退增强,冬至夏急流北进减弱的季节演变等。但较之再分析资料,模式模拟的急流强度偏弱,急流中心冬季偏南,夏季偏东,在春季出现了异常的南移分量。分析表明,急流中心位置和强度的模拟偏差,主要是由于模式模拟的对流层中上层平均温度一致偏冷,且急流轴南部的冷偏差总是强于北部,使得模拟的经向温度梯度偏弱,导致急流强度偏弱且急流轴偏南。

(2)再分析资料中东亚夏季副热带西风急流的年际变率主要表现为急流位置的南北移动。FGOALS_g1 能合理再现东亚夏季急流的年际变化,但是模拟的急流距平中心较之再分析资料偏南,变率偏强。西风急流位置的南移,多发生在 El Niño 衰减年夏季,对应整个热带地区一致增温,35°N 以北东亚地区降温,从而急流轴以南经向温度梯度增大。模式虽然能再现急流位置与 ENSO 的关系以及热带与中纬度对流层温度反位相变化的关系,但热带地区温度正异常强于再分析资料,说明模式中热带对流层温度正异常对西风急流异常的作用偏强。

(3)观测分析表明,东亚夏季副热带西风急流年际尺度南移对应的整个热带地区一致的增暖以及中纬度地区冷异常均与 El Niño 事件相关,并滞后于 El Niño 事件。模式模拟的 ENSO 偏差是造成副热带西风急流年际变率偏强的重要原因。模式中

ENSO 强度偏强,峰值多出现在春、夏季,并能维持至翌年秋季。在 El Niño 衰减年夏季,暖事件信号依然强盛,对热带对流层加热作用依然显著,造成模式中热带地区的增暖强于再分析资料,东亚地区南北向温度梯度偏强,从而导致东亚副热带西风急流年际变率模拟偏强。

由本文的分析可知,FGOASL_gl 模拟的副热带西风急流强度和极大值中心位置都存在偏差,主要是由温度的模拟偏差决定。如全球范围内,200~

500 hPa 各层温度一致偏冷(图略),尤其在 200 hPa 更为显著。耦合模式的这种偏差可能与大气模式 GAMIL 的自身模拟偏差有关。大气模式的模拟偏差可能通过海气相互作用过程在耦合模式中被进一步放大。在大气模式中,云—辐射过程以及对流加热很大程度上影响着大气的温度结构,未来有必要从这两个角度寻找减少耦合模式温度偏差的途径。此外,大气模式分辨率偏低可能也是影响模拟效果的因素之一^[30]。

参考文献:

- [1] 叶笃正, 陶诗言, 李麦村. 在 6 月和 10 月大气环流的突变现象[J]. 气象学报, 1958, 29(4): 250—263.
- [2] 陶诗言, 赵煜佳, 陈晓敏. 东亚的梅雨与亚洲上空大气环流季节变化的关系[J]. 气象学报, 1958, 29(2): 119—134.
- [3] 盛承禹等. 中国气候总论[M]. 北京: 科学出版社, 1986: 538.
- [4] 李崇银, 王作台, 林士哲, 等. 东亚夏季风活动与东亚高空西风急流位置北跳关系的研究[J]. 大气科学, 2004, 28(5): 641—658.
- [5] ZHANG Y C, KUANG X Y, GUO W D, et al. Seasonal evolution of the upper-tropospheric westerly jet core over East Asia[J]. Geophys Res Lett, 2006, 33: L11708, doi:10.1029/2006GL026377.
- [6] 况雪源, 张耀存. 东亚副热带西风急流季节变化特征及其热力影响机制探讨[J]. 气象学报, 2006, 64(5): 564—575.
- [7] 杜银, 张耀存, 谢志清. 东亚副热带西风急流位置变化及其对中国东部夏季降水异常分布的影响[J]. 大气科学, 2009, 33(3): 581—592.
- [8] 杜银, 张耀存, 谢志清. 高空西风急流东西向形态变化对梅雨期降水空间分布的影响[J]. 大气科学, 2008, 66(4): 567—576.
- [9] LIANG X Z, WANG W C. Association between China monsoon rainfall and tropospheric jets[J]. Q J Meteorol Soc, 1998, 124: 2597—2623.
- [10] ZHOU T J, YU R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China[J]. J Geophys Res, 2005, 110, D08104, doi:10.1029/2004JD005413.
- [11] 廖清海, 高守亭, 王会军, 等. 北半球夏季副热带西风急流变异及其对东亚夏季风气候异常的影响[J]. 地球物理学报, 2004, 47(1): 10—18.
- [12] LU R Y, JAI H O, BEAK J K, et al. Associations with the interannual variations of onset and withdrawal of the Changma[J]. Adv Atmos Sci, 2001, 18: 1066—1080.
- [13] LU R Y. Association among the components of the east Asian summer monsoon system in the meridional direction[J]. J Meteor Soc Japan, 2004, 82(1): 155—165.
- [14] LIN Z D, LU R Y. Interannual meridional displacement of the East Asian upper-tropospheric jet stream in summer[J]. Adv Atmos Sci, 2005, 22(2): 199—211.
- [15] GONG D Y, HO C H. Arctic oscillation signals in the East Asian summer monsoon[J]. J Geophys Res, 2002, 108: D002193, doi: 10.1029/2002JD002193.
- [16] YULAEVA E, WALLACE J M. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit[J]. J Climate, 1994, 7: 1719—1736.
- [17] SEAGER R, HARNIK N, ROBINSON W A, et al. Mechanisms of ENSO-forcing of hemispherically symmetric precipitation variability [J]. Q J Meteorol Soc, 2005, 131: 1501—1527.
- [18] LIN Z D, LU R Y. The ENSO's effect on eastern China rainfall in the following early summer[J]. Adv Atmos Sci, 2009, 26(2): 333—342.
- [19] 张耀存, 郭兰丽. 东亚副热带西风急流偏差与中国东部雨带季节变化的模拟[J]. 科学通报, 2005, 50(13): 1394—1399.
- [20] LU R Y, LI Y, DONG B W. External and internal summer atmospheric variability in the western north Pacific and East Asian[J]. J Meteor Soc Japan, 2006, 84(3): 447—462.
- [21] GUO L L, ZHANG Y C, WANG B, et al. Simulations of the East Asian subtropical westerly jet by LASG/IAP AGCMs[J]. Adv Atmos Sci, 2008, 25(3): 447—457.
- [22] 张耀存, 况雪源. 一个气候系统模式 FGCM0 对东亚副热带西风急流季节变化的模拟[J]. 大气科学, 2006, 30(6): 1177—1188.
- [23] 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 702—715.

- [24] 周天军, 宇如聪, 王在志, 吴统文, 等. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 288.
- [25] ZHOU T J, YU Y Q, LIU H L, et al. Progress in the development and application of climate ocean models and ocean-atmosphere coupled models in China[J]. Adv Atmos Sci, 2007, 24(6): 729—738.
- [26] YU Y, ZHI H, WANG B, et al. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond[J]. Adv Atmos Sci, 2008, 25(4): 641—654.
- [27] ZHOU T J, WU B, WEN X Y, et al. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration[J]. Adv Atmos Sci, 2008, 25(4): 655—672.
- [28] 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 气候系统模式 FGOALS_gl 模拟的小冰期气候[J]. 第四纪研究, 2009, 29(6): 1125—1134.
- [29] 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 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, 2010, 34(5): 914—924.
- [30] WEN X Y, ZHOU T J, WANG S W, et al. Performance of a reconfigured atmospheric general circulation model at low resolution[J]. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 712—728.
- [31] COLLINS W D, HACK J J, BOVILL B A, et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2)[M]. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 2003: 171.
- [32] JIN X Z, ZHANG X H, ZHOU T J. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean generation circulation model[J]. Adv Atmos Sci, 1999, 16: 197—215.
- [33] LIU H L, ZHANG X H, LI W, et al. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations[J]. Adv Atmos Sci, 2004, 21: 675—690.
- [34] VERSTENSTEIN M, OLESON K, LEVIS S. CLM2.0 User's Guide[M]. National Center for Atmospheric Research, P. O. Box3000, Boulder, CO80307, U. S. A., 2002: 1—36.
- [35] BRIEGLEB B P, BITZ C M, HUNKE E C, et al. Scientific Description of the Sea Ice Component in the Community Climate System Model[M], Version Three. NCAR Tech. Note NCARTN—463+STR, 2004: 70.
- [36] ZHOU T, YU R. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models[J]. Journal of Climate, 2006, 19(22): 5843—5858.
- [37] KALNAY E, KANAMITSU R, KISTLER R, et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1996, 77: 437—471.
- [38] RAYNER N A, PARKER D E, HORTON E B, et al. Global analyses of SST, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J Geophys Res, 2003, 108: 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- [39] DUCHON C E. Lanczos filtering in one and two dimensions[J]. Journal of Applied Meteorology, 1979, 18(8): 1016—1022.
- [40] 满文敏, 周天军, 张丽霞. 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, 2010, 34(6): 1141—1154.
- [41] CHANG E. The influence of Hadley circulation intensity changes on extratropical climate in an idealized model[J]. J Atmos Sci, 1995, 52(11): 2006—2024.
- [42] CHANG E. Poleward-propagating angular momentum perturbations induced by zonally symmetric heat sources in the Tropics[J]. J Atmos Sci, 1998, 55: 12.

The East Asian subtropical westerly jet and its interannual variability simulated by a climate system model FGOALS_gl

CAI Qiong-qiong^{1, 2}, ZHOU Tian-jun¹, WU Bo¹, LI Bo^{1, 2}, ZHANG Li-xia^{1, 2}

(1. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The performance of the fast version of IAP/LASG coupled climate system model, named FGOALS_gl, in simulating the East Asian subtropical westerly jet (thereafter EASWJ) is evaluated. The model can reasonably reproduce the climatological characteristics of the EASWJ, including the spatial structure and the seasonal meridional displacement. Compared with the NCEP/NCAR reanalysis data, the

major model deficiency is the weaker intensity and the southward shift of the EASWJ. It is found that the deficiency of EASWJ simulation is resulted from the bias in middle-upper troposphere temperature. The cold tropospheric temperature bias south to the EASWJ axis is stronger than that in the north. On the interannual timescale, the meridional displacement of EASWJ is reasonably simulated, although the model overestimates the interannual variability which is partly attributed to the bias in ENSO simulation. The southward displacement of EASWJ is evident in the summer of El Niño decaying year. The NCEP/NCAR reanalysis data and FGAOLS_gl are consistent in this regard. Since the simulated ENSO is stronger and persists into the following autumn, thus has a phase-locking in spring-summer. Correspondingly the ENSO-related tropospheric warming is still significant in El Niño decaying summer, leading to a stronger interannual variability of the EASWJ.

Key words: climate system model; East Asian subtropical westerly jet; model evaluation; ENSO