

GRIST 模式夏季气候回报试验中东亚降水季节内特征的评估*

陈苏阳¹ 张 祎^{1,2} 周逸辉¹ 李晓涵^{1,2} 王一鸣² 陈昊明¹
CHEN Suyang¹ ZHANG Yi^{1,2} ZHOU Yihui¹ LI Xiaohan^{1,2} WANG Yiming² CHEN Haoming¹

1. 中国气象科学研究院, 灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2. 航天宏图信息技术股份有限公司, 2035 未来实验室, 北京, 100195

1. *State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China*

2. *2035 Future Laboratory, PIESAT Information Technology Co., Ltd., Beijing 100195, China*

2022-06-30 收稿, 2022-10-08 改回.

陈苏阳, 张祎, 周逸辉, 李晓涵, 王一鸣, 陈昊明. 2023. GRIST 模式夏季气候回报试验中东亚降水季节内特征的评估. 气象学报, 81(2): 269-285

Chen Suyang, Zhang Yi, Zhou Yihui, Li Xiaohan, Wang Yiming, Chen Haoming. 2023. Assessment of intraseasonal characteristics of precipitation over East Asia in the GRIST model summer climate hindcast. *Acta Meteorologica Sinica*, 81(2):269-285

Abstract Based on the seasonal climate hindcast experiment of the Global-to-Regional Integrated forecast SysTem (GRIST) model, the simulated climate features of East Asian summer precipitation are analyzed with emphasis on the intraseasonal variation. Compared with the China Merged hourly Precipitation Analysis (CMPA) grid fusion analysis dataset, the Global Precipitation Measurement (GPM) satellite dataset and results of two global climate models, i.e., the Community Atmosphere Model version 5 (CAM5) and the SuperParameterized CAM5 (SPCAM5), this study evaluates the simulation results and explores the inter-model differences. Results show that the GRIST can better simulate seasonal variation and evolution of precipitation over the Northwest Pacific Ocean and eastern China, but the magnitude of precipitation variation and rainfall amount are higher than the observed values. It is shown that precipitation evolution closely corresponds to daily mean vertical variations of hourly apparent heat source (Q_1) and apparent moisture sink (Q_2) and large-scale vertical velocity. The model can accurately reproduce the location and northward progression of rain belt and the subtropical high ridge line, and overall can capture the northward propagation of the Intraseasonal Oscillation (ISO). However, the intensity and period of the ISO propagation are quite different from the observations possibly due to the long moving path and duration of zonal wind.

Key words Global model, East Asia, Precipitation, Interseasonal oscillation

摘 要 基于中国自主研发的全球-区域一体化预测系统 (GRIST) 模式, 分析了其在夏季气候回报试验中的东亚地区夏季降水气候特征, 重点关注季节内尺度的变化。通过与格点融合分析数据 (CMPA)、卫星观测数据 (GPM) 及两个全球气候模式 (CAM5 和 SPCAM5) 结果进行比较, 检验模式性能并探究模式间的差异。结果表明, GRIST 模式能较好地模拟出西北太平洋及中国东部地区季节内降水变化及其演变过程, 但模拟的降水变化幅度和雨量与观测相比偏高。进一步探究其内部影响, 发现小时尺度视热源 (Q_1)、视水汽汇 (Q_2) 和大尺度垂直速度等在垂直剖面上随时间的变化皆与模拟降水的演变对应。模式能准确地再现雨带和副热带高压脊线的位置及其向北推进过程, 并能基本抓住大气季节内振荡 (ISO) 经向北传特征。但 ISO 传播强度、周期等与观测存在较大差异。这可能与纬向风移动路径较远、持续时间较长有关。

关键词 全球模式, 东亚, 降水, 季节内振荡

中图法分类号 P435

* 作者简介: 陈苏阳, 主要从事模式评估研究。E-mail: 326130299@qq.com

通信作者: 张祎, 主要从事数值预报模式发展改进及评估等研究。E-mail: yizhang@cma.gov.cn

1 引言

全球模式是开展业务天气预报和气候预测的重要支撑,也是用于气候变化及气候情景预估研究的科学工具(IPCC, 2013)。天气和气候是由相同物理过程链形成的(Palmer, et al, 2008)。作为天气-气候的交叉点,世界天气研究计划和世界气候研究计划致力于提高次季节到季节的预测技巧,填补中长期天气预报和季节预测的间隙(Nobre, et al, 2010; Shapiro, et al, 2010; Shukla, et al, 2010; 齐艳军等, 2014)。近10年,中国模式团队积极发展业务,参加国际次季节至季节气候预测计划(S2S)。国家气候中心次季节-季节预报模式对季节尺度降水和大气环流等具有较高的预报技巧,对Madden-Julian(MJO)季节内振荡的预测能力也明显提升(赵崇博等, 2016; 吴捷等, 2017)。中国科学院大气物理研究所LASG(The State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics)研发的FGOALS-f2模式提供了天气-延伸期预报(1—60 d)和季节预报(1—6个月)两套产品。FGOALS-f2模式能较好地模拟降水、季节内振荡的传播及大气环流等特征变化(Li, et al, 2017, 2019; He, et al, 2019, 2020)。

为了准确地预测大气变化,基于一体化的天气-气候预测系统开展“从分钟到月”的0—90 d业务预测已成为重要的研究方向(叶笃正等, 2006; 金荣花等, 2019; WMO, 2015)。基于全球模式开展天气预报至气候预测时间尺度的无缝隙预测是数值模式发展的趋势(Yu, et al, 2019)。针对此类全球模式的试验和评估,除了采用多年气候型积分和中短期天气预报积分外,采用季节气候预测型试验是了解其系统性误差的一种有效方法(Jung, et al, 2012)。研究(Wan, et al, 2014; Zhang, et al, 2015; Palmer, 2020)表明,短时间尺度的模式预报误差和长时间尺度的模式系统性气候误差具有密切联系。同时,模式系统性误差所揭示的问题,对于改进日常天气预报业务也有重要指导意义。

在季节内时间尺度,大气的低频变化一直是大气科学领域的重要研究课题。在全球范围,风场和气压场普遍存在30—60 d的周期性变化现象(谢义炳等, 1963; Madden, et al, 1971),即大气季节内振荡(Intraseasonal Oscillation, ISO)。大量研究表

明ISO具有明显的地域特征,各地表现并不相同(Knutson, et al, 1986; 李崇银等, 2003)。进一步研究发现季风系统的演变与大气季节内振荡活动存在密切的联系(陈官军, 2014; 林爱兰等, 2008),特别是在东亚季风区普遍存在包含10—30 d和30—90 d大气季节内振荡的次季节尺度变率(据建华等, 2005, 2008)。该时间尺度的变率对东亚夏季降水过程有重要影响(黄菲等, 2008; 孙丹等, 2008; Guo, et al, 2018)。梁萍等(2012)研究指出,东亚夏季降水与大气季节内振荡存在紧密联系。受季风及地理位置、地形地貌等因素的影响,东亚夏季降水具有突发性、频发性和持续性等特点。夏季强降水、洪涝灾害发生频繁,会对人民生命、财产造成重大损失(黄荣辉等, 1998; 陶诗言等, 1998)。鉴于降水是评估大气环流模式的基本性能指标(Yu, et al, 2014),针对东亚夏季降水特征模拟的评估不仅能更好地帮助认识模式性能并改进模式(Yan, et al, 2022),而且也对东亚地区的天气-气候学研究具有一定的科学和实用价值。

全球-区域一体化预测系统(Global-to-Regional Integrated forecast SysTem; GRIST)模式是近年来中国独立设计并自主研发的基于非结构网格的天气-气候一体化大气模式系统(Wang, et al, 2019; Zhang, et al, 2019, 2020, 2021, 2022; Liu, et al, 2020; Zhou, et al, 2020; Li X H, et al, 2022; Li J H, 2022)。GRIST天气-气候一体化模式系统具有分辨率灵活可调、物理过程配置灵活可选等特点,可满足百千米至千米尺度、高分辨率天气-气候预测、长期气候模拟等应用需求。前期研究针对GRIST系统的中尺度天气-气候预测的模式配置(后简称GRIST-NWP)开展了一些工作。该配置已经被用于开展全球3—5 km超高分辨率风暴解析试验,相关数据提交DYAMOND(DYNAMICS of the Atmospheric general circulation Modeled On Non-hydrostatic Domains)国际风暴解析尺度模式比较计划(<https://www.esiwace.eu/services/dyiamond-initiative/services-dyiamond-winter>; Zhang, et al, 2022)。研究同时基于该配置开展了低分辨率、长时间尺度的AMIP(Atmospheric Model Intercomparison Project)型气候积分试验,并重点分析了模式的全球气候平均特征和东亚区域小时尺度降水特征

(Zhang, et al, 2021)。模式能较好地模拟东亚气候平均降水及日变化特征,合理地再现了东亚地区夏季以“夜间-清晨降水峰值”和“午后降水峰值”呈区域内差异的日变化气候特征。但是,部分地区的降水量、降水强度等仍存在一定偏差(Zhang, et al, 2021)。

为了更全面地理解模式误差在不同时间尺度上的特征和对应关系,本研究基于 GRIST-NWP 开展了多组积分长度覆盖整个夏季(6—8月)的短期气候回报试验,并重点考察模式降水误差在季节内时间尺度上的演变特征。通过与观测和再分析数据的对比,分析了模式误差及其影响因子。在此基础上通过与两个典型的全球气候模式(CAM5 和 SPCAM5)的相同类型气候回报试验结果对比,分析了导致模式间性能差异的敏感性来源。

2 模式、资料和方法

2.1 模式介绍

GRIST 模式的动力框架采用广义干质量垂直坐标,可支持静力和非静力模式灵活切换。该模式采用非结构类型网格,可支持球面质心 Voronoi 格点分布以实现全球准均匀和区域变分辨率模拟(Zhang, et al, 2019, 2020; Zhou, et al, 2020)。水平离散融合了基于交错有限体积法的六边形 C 网格设计方案(Zhang, 2018)。湿大气模式的干空气质量严格保证准确的机器精度守恒,总能量精确守恒。采用动力内核-示踪物传输-物理过程三者的时步分离以提高计算效率。

GRIST 模式具有通用的动力-物理耦合接口,可以耦合不同类型的物理参数方案包。本研究所采用的物理包为其天气物理包,使用的主要方案包括对流方案(Bechtold, et al, 2014; Zhang, et al, 2017)、云微物理方案(Hong, et al, 2006a),辐射传输方案(Mlawer, et al, 1997; Iacono, et al, 2008)、云量方案(Collin, et al, 2004)、边界层方案(Hong, et al, 2006b)和陆面模式(Niu, et al, 2011; Yang, et al, 2011)。模式水平分辨率为 80 km,垂直含 30 整层,模式顶为 2.25 hPa (~40 km)。

0—90 d 时间尺度是传统天气和气候模式预测的交叉点(Hurrell, et al, 2009)。国际上,在该领域采用传统天气模式和传统气候模式的预测系统皆

有。为了进行差异化对比,选择了两个用于长期气候模拟的典型气候模式(CAM5、SPCAM5)作为参考模式比较。CAM5 模式采用建立在混合压力 σ 垂直坐标(Simmons, et al, 1981)上的有限体积(FV)动力核(Lin, 2004)。SPCAM5 融合了大气环流模式和云解析模式,用二维云解析模式代替了传统的湿物理过程参数化方案(Khairoutdinov, et al, 2008; Wang, et al, 2011)。CAM5 和 SPCAM5 的水平分辨率为 110 km,垂直分辨率与 GRIST 相同。

3 组模拟试验都采用逐月海温和海冰数据作为外强迫。回报时段为 2008—2012 年的每年夏季。从 5 月 31 日 00 时(世界时,下同)开始起报。连续积分至 9 月 1 日 00 时。选取每年 6—8 月的小时尺度降水数据用于夏季气候特征分析。

应当指出,国际上用于 0—90 d 次季节-季节尺度预测的全球模式,水平分辨率多为 25—100 km (<http://www.s2sprediction.net>)。按照模式能够实际解析的系统尺度(即有效分辨率,一般为 6 倍格距)来看,80 和 110 km 所能分辨的最小系统尺度为同一量级(480—660 km)。此外, Li 等(2015)研究指出, CAM5 模式在 1°和 0.5°分辨率下模拟的降水季节特征并不存在明显差异。因此,可基本认为试验中 GRIST 与两个气候模式的水平分辨率在同一量级,但 80 km 的确相对稍精细。

2.2 观测资料数据集和分析方法

2.2.1 观测资料

使用的观测资料包括:由国家气象信息中心发布的中国逐日格点降水量实时分析数据集(沈艳等, 2010)和 CMORPH 卫星反演降水产品(Shen, et al, 2014)两者融合的降水产品数据 CMPA;美国航天局(NASA)和日本宇宙航空研究机构(JAXA)联合发射卫星所得观测雨雪数据 GPM 资料(Huffman, et al, 2019)。在对东亚地区夏季降水特征进行比较之时,主要是以结合地面观测和卫星反演降水融合的数据集、精度更高的 CMPA 为主。GPM 作为辅助进行检验。同时, GPM 数据在东亚地区的高可靠性也为分析模式的全球降水性能提供了基础(Zhang, et al, 2022)。

为了探寻不同因子季节内时间尺度上的表现对降水的影响,以 2008—2012 年的 ERA5(Hersbach, et al, 2020)再分析资料作为基准,比较各模式对大

气基本状态变量(经、纬向风,垂直速度,位势高度等)间模拟结果的差异。在比较季节内降水特征模拟偏差时,由于数据资料的原始空间分辨率不同,将所有数据空间网格统一插值到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的空间分辨率上,以便后续对比分析。

2.2.2 次解析尺度源、汇项

通过与观测和再分析资料对比,基于降水及环流等变量可以对模式的基本性能进行检验,然而模式本身的性质是由自身的动力-物理过程作用决定的。为了了解模式间的具体差异及模式内部敏感因子的来源,深入剖析与模式内部敏感性相关联的因子。在分析大气中大规模的热量和水汽收支时,参考已有的分析思路(Zhang, et al, 2016, 2021),以小时尺度的(表观)视热源(Q_1)和视水汽汇(Q_2)为依据进行诊断。 Q_1 和 Q_2 的经典表达形式为(Yanai, et al, 1973)

$$Q_1 = \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot (s\mathbf{V})} + \frac{\partial \bar{s}\bar{\omega}}{\partial p} = Q_R + L(c-e) - \frac{\partial \bar{s}'\bar{\omega}'}{\partial p} \quad (1)$$

$$Q_2 = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot (q\mathbf{V})} + \frac{\partial \bar{q}\bar{\omega}}{\partial p} \right) = L(c-e) + L \frac{\partial \bar{q}'\bar{\omega}'}{\partial p} \quad (2)$$

式中,上划线代表网格平均,撇号代表相较网格平均值的扰动。 s 是干静力能, \mathbf{V} 是水平风速, q 是比湿, ω 是压力坐标系的垂直速度, p 是静力气压。 Q_1 代表次网格非绝热加热过程(辐射加热 Q_R , L 是相变潜热, c 是凝结速率, e 是蒸发率),以及次网格涡动传输对网格尺度 \bar{s} 的影响($\frac{\partial \bar{s}'\bar{\omega}'}{\partial p}$)。 Q_2 则是凝结/蒸发潜热 $L(c-e)$ 和次网格涡动传输对网格尺度 \bar{q} 的影响($L \frac{\partial \bar{q}'\bar{\omega}'}{\partial p}$)。

通过气压坐标下的连续方程($\overline{\nabla \cdot \mathbf{V}} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0$),静力平衡近似($\delta p = -\rho g \delta z$),以及干静力能定义: $s = c_p T + gz$ (c_p 为干空气定压比热常数, z 为位势高度, ρ 为大气密度, g 为重力加速度),可将式(1)和(2)中的格点尺度通量平流部分转化为如下形式

$$\frac{Q_1}{c_p} = \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot \nabla \bar{T}} - \bar{\omega} \left(\frac{R\bar{T}}{c_p p} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} \right) \quad (3)$$

$$\frac{Q_2}{c_p} = -L \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot \nabla \bar{q}} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right) \Bigg|_{c_p} \quad (4)$$

式中, T 为温度, R 为干空气气体常数。由此,可以

通过对式(3)和(4)的诊断,依据其残差(即余项法)计算得到 Q_1 和 Q_2 的数值。

由于该表达式具有明显的时、空非线性特点,采用不同时、空尺度数据得到的 Q_1 和 Q_2 具有不同物理意义。基于小时尺度数据进行余项法诊断,其结果反映了与模式积分过程中动力-物理交互最密切关联的次解析尺度倾向。同时,非绝热项倾向也可反映积分过程中的网格尺度平流倾向。在进行比较之前,将不同分辨率模式的源、汇项均插值到相同的粗化间隔网格。在相同粗化分辨率下,比较次解析尺度源、汇项可直观反映模式自身动力和参数化对“粗化时、空尺度”流场的影响,帮助理解模式内部的敏感性。

2.2.3 副热带高压指标的计算

在对中层(500 hPa)环流进行分析时,以西太平洋副热带高压(西太副高)的强度和脊线位置作为指标。参考Chen等(2010)分析思路,以(10° — 40° N, 100° — 140° E)区域内大于5860 gpm的格点区域平均值作为西太副高的强度指数(I_s)。根据副高的几何特征,即 $u = 0$ 且 $\partial u / \partial y > 0$ (Li, et al, 1998),判定为西太副高的脊线位置。

2.2.4 大气季节内振荡的计算方法

为了得到气候平均态大气季节内振荡的活动特征,对5 a气候平均的夏季逐日降水数据进行30—60 d的带通滤波,利用Butterworth函数,采用化简后的单向巴特沃斯滤波方程

$$y(n) = - \sum_{k=1}^M a_k y(n-k) + \sum_{k=0}^N b_k x(n-k) \quad (5)$$

式中, n 为时间序列个数。通过设置初始条件,利用式(5)计算出系数 a_k 和 b_k ,继而得到指定范围(滤波后)的结果。

3 结果分析

3.1 东亚地区气候态降水

以夏季降水平均态作为出发点,将不同模式模拟的东亚气候态降水与观测数据进行比较。首先应指出,GPM与CMPA两组观测资料的夏季平均降水也存在一定差异(图1a)。GPM相较于CMPA降水除在青藏高原边缘、印度及缅甸地区的正偏差明显外,其余地区偏差基本在 ± 2 mm/d以内。下面主要以CMPA数据作为评估基准。

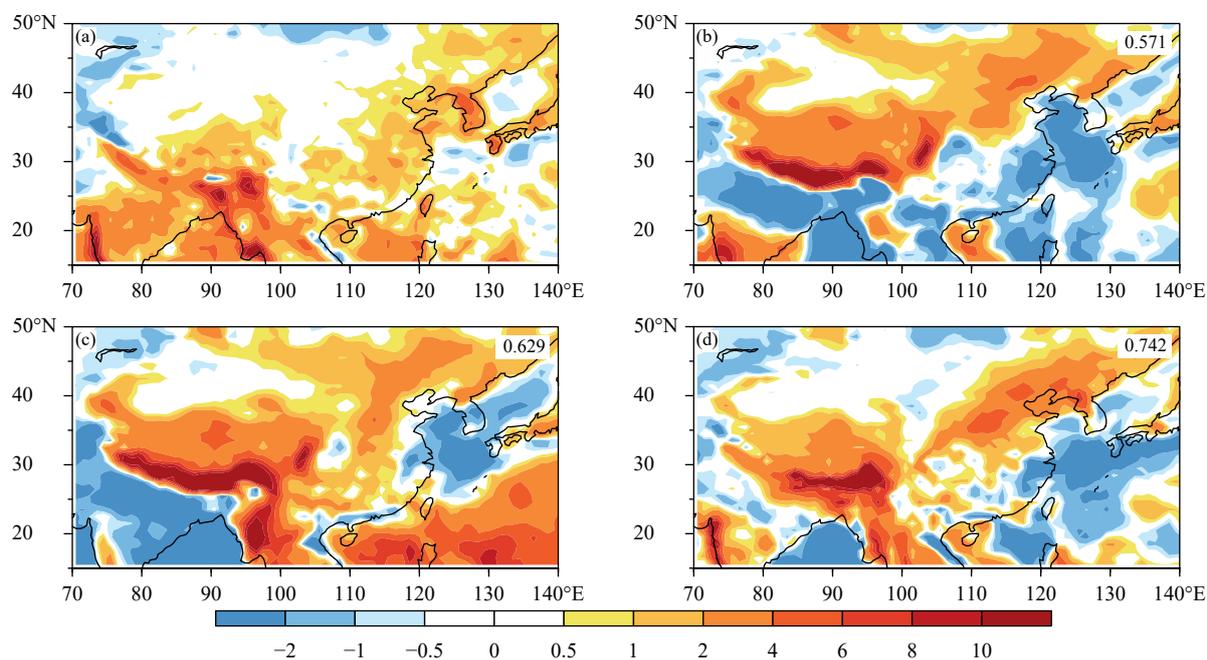


图1 不同数据源 (a. GPM, b. CAM5, c. SPCAM5, d. GRIST-NWP) 给出的东亚地区夏季(6—8月)平均降水量(单位: mm/d; 色阶表示各组数据与CMA的偏差, 右上角数字分别表示不同模式与CMA的空间相关系数)

Fig. 1 Summer (June to August) mean precipitation amounts (unit: mm/d) over East Asia from the (a) GPM data, (b) CAM5 simulation, (c) SPCAM5 simulation, and (d) GRIST-NWP simulation (differences between each group data and CMA result are indicated by color shadings, the numbers in the upper right corners of the panels respectively represent the spatial correlation coefficients between results of the corresponding models and CMA data)

CAM5 和 SPCAM5 与观测的空间相关系数分别为 0.571 和 0.629 (图 1b、c)。在中国东北和青藏高原地区, 两个气候模式的模拟结果与观测相比都存在较大正偏差。特别是青藏高原地区的模拟范围和数值差异极大, 最大偏差可超过 10 mm/d。在华东—华南地区及西北太平洋, 二者表现则相反, CAM5 模拟该区域夏季平均降水较观测偏小, 而 SPCAM5 明显高估了该区域的降水。GRIST-NWP 与 CMA 的空间相关系数为 0.742 (图 1d)。在西北地区模式模拟降水与观测基本一致; 华东—华南地区降水模拟偏差较气候模式有明显改善。青藏高原地区虽表现为较大正偏差, 但范围与 2 个气候模式相比减小。总体来看, GRIST 模式季节预测试验显示出其降水气候态更接近观测。

在对季节预测试验的气候态降水误差做分析时, 尽管只选取了夏季 3 个月的数据进行比较, 但在比较了 GRIST 模式季节内降水的气候态误差与此前 AMIP 试验中模拟的年平均降水分布后, 发现二者具有较高的相似度。这意味着季节预测试验与长时间尺度气候积分试验所反映的模式系统性

误差具有一致的根源。

造成气候态模拟差异的潜在因素除了模式设计和配置(譬如物理过程、下边界条件等)的不同外(高学杰等, 2006; Wang, et al, 2008), 可能还存在其他机制的影响。夏季降水本身具有显著的季节内振荡特征。因此, 理解模式系统性误差的季节内特征对于改进模式性能具有重要意义。下文将对降水季节内特征的模拟情况进行讨论。

3.2 东亚地区夏季旬降水特征

3.2.1 旬降水变化强度

对 5 a 夏季降水数据进行每 10 d 的平均划分, 计算旬与旬间的标准差, 以表征旬时间尺度下平均降水的振荡强度。CMA 和 GPM 表现出较为一致的分布特征(图 2a、b), 标准差大值区主要位于西北太平洋、北印度洋, 其中 GPM 的振荡强度明显更强。华东—华南地区和青藏高原南部边缘的标准差也相对较大。CAM5 的降水振荡表现得较弱, 除青藏高原边缘外, 未能模拟出其余地区的标准差大值(图 2c)。SPCAM5 和 GRIST-NWP 的模拟结果对此有所改善。二者均能较好地模拟出旬平均的

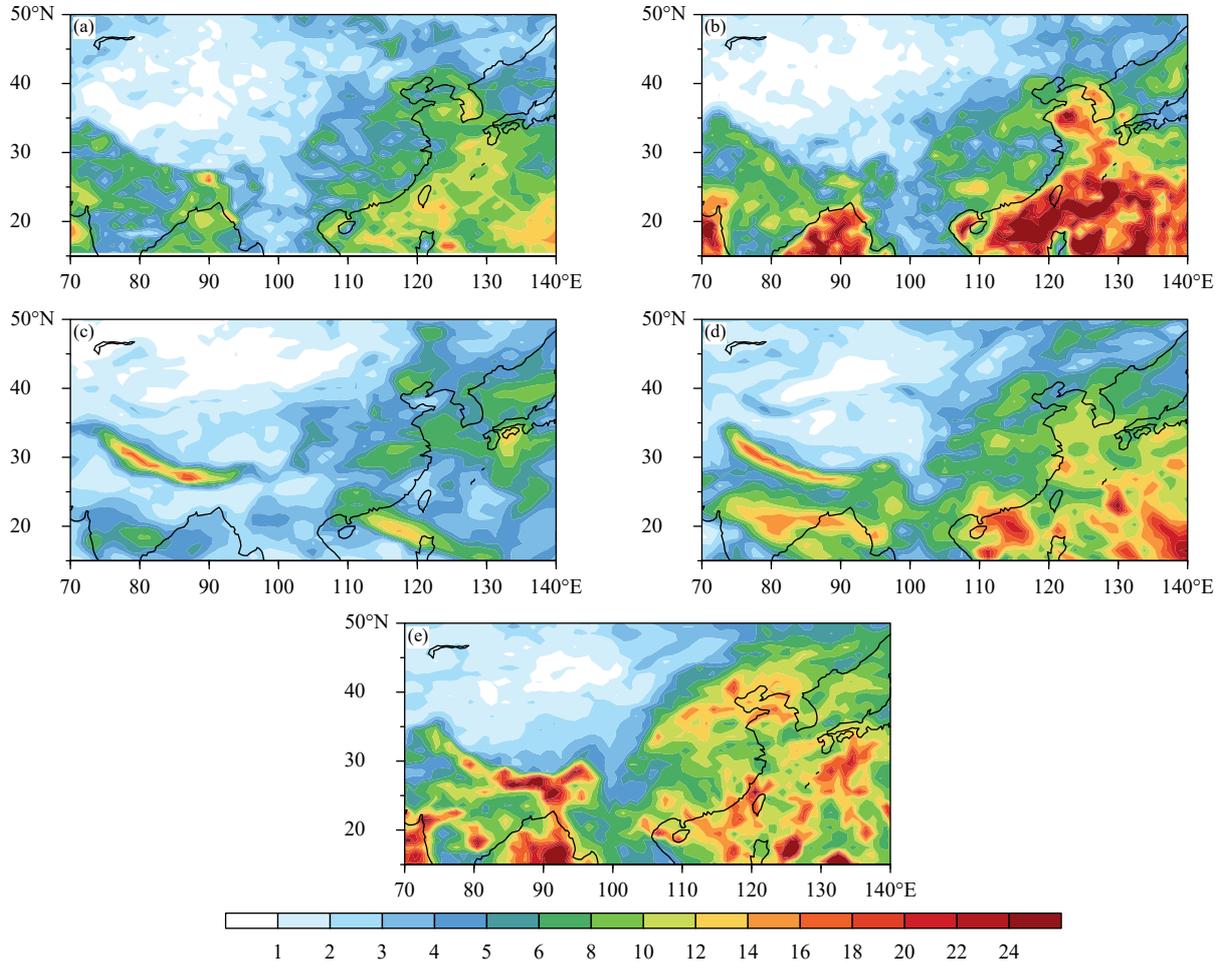


图2 不同数据源 (a. CMPA, b. GPM, c. CAM5, d. SPCAM5, e. GRIST-NWP) 给出的东亚地区夏季内(6—8月)旬平均降水的标准差分布(单位: mm/d)

Fig. 2 Standard deviations of intra-summer (June to August) 10-day-averaged precipitation rate (unit: mm/d) from the (a) CMPA data, (b) GPM data, (c) CAM5 simulation, (d) SPCAM5 simulation, and (e) GRIST-NWP simulation

降水振荡分布特征,但强度较观测存在一定偏差,特别是青藏高原边缘偏强(图2d、e)。这对应着模式气候态在该地区的虚假降水。GRIST模拟的华北地区降水标准差也大于观测。与图1相比,旬与旬间的标准差大值位置的偏差分布与气候态降水偏差基本对应。

3.2.2 中国东部旬降水演变

进一步选取东亚大陆降水振荡较大区域(25°—40°N, 105°—118°E),分析该区域季节内降水的演变特征。中国东部地区降水逐旬变化的分布大致呈双峰型。CMPA与GPM的降水演变趋势基本一致(图3a、b):6月中国东部地区的降水逐渐增多,7月进入主汛期,雨量维持在较大值;8月中旬该区域降雨达到次峰值,与主峰值的差异较小。

在CAM5中(图3c),6月初中国东部地区的降水大幅度增加并于中旬达到峰值,7月降雨迅速减弱。雨量维持在4.5—4.7 mm/d,未显现出东部地区7月降水活跃的特点。次峰值出现在8月中旬,与降水主峰值间隔较长且雨量差大。SPCAM5中国东部地区的降水变化分布与观测较为一致(图3d),但降雨的主峰值远大于次峰值。GRIST-NWP能较好地再现东部地区7月上旬降水进入主汛期这一特征(图3e),7月下旬降雨有所减弱。8月该区域降水再次活跃,中旬达至峰值且与主峰值雨量差小。但模拟的平均雨量值较观测普遍偏高,峰值超过6.8 mm/d,谷值也在4.1 mm/d以上。

在不同的大气环流背景下,水汽含量、气流运动等因素对云雨降水的形成都将造成一定程度上

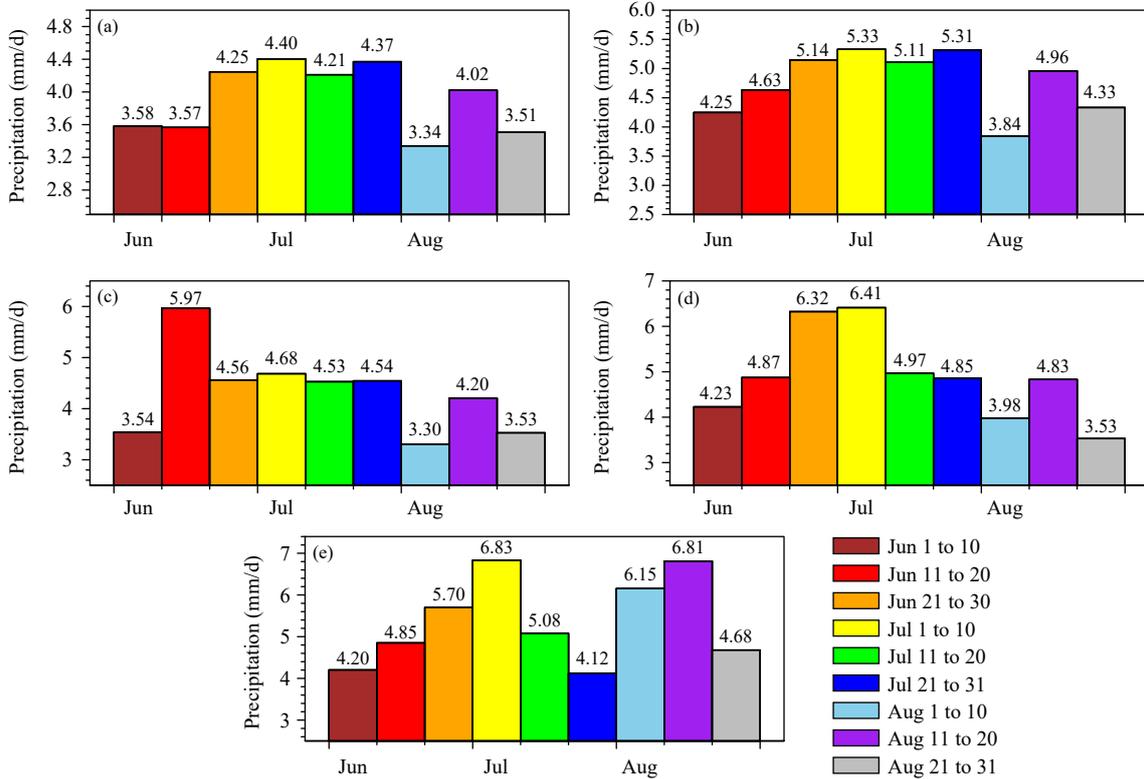


图3 不同数据源 (a. CMPA, b. GPM, c. CAM5, d. SPCAM5, e. GRIST-NWP) 给出的中国东部地区 (25°—40°N, 105°—118°E) 平均降水逐旬演变 (单位: mm/d)

Fig. 3 Average precipitation changes at 10-day interval over eastern China (25°—40°N, 105°—118°E) (unit: mm/d) from the (a) CMPA data, (b) GPM data, (c) CAM5 simulation, (d) SPCAM5 simulation, and (e) GRIST-NWP simulation

的影响。由于夏季降水主要影响长江中下游地区, 且该地区降水振荡较大、呈典型双峰型降雨分布。选取长江中下游地区(23°—33°N, 108°—118°E)分别对加热过程、平流过程及垂直运动等影响因子进行讨论。

图4给出小时尺度视热源(Q_1)和视水汽汇(Q_2)的日平均垂直-时间剖面分布。 Q_1 大值中心主要集中在600—200 hPa, Q_2 的中心位于800—200 hPa。CAM5中(图4a), Q_1 大值中心仅在6月中旬表征明显, 意味着此时大气中存在较强的非绝热加热过程, 对应6月中旬雨量达至峰值。在7月中上旬, Q_1 基本表现为极小值, 极弱的非绝热加热影响与降水减弱时刻对应。SPCAM5结果表明6月中下旬、7月上旬都存在明显的 Q_1 大值中心(图4b), 持续性加热过程有利于降水稳定发展。7月中下旬表现出的极小值标志着加热过程减弱, 直至8月中旬热力过程再次加强。这与SPCAM5模拟降水反映出的演变特征相对应(图3d)。在

GRIST-NWP模拟结果中(图4c), Q_1 中心在6月中下旬及8月中旬表现突出, 强加热过程为降水提供了有利的热力条件, 对应此时降雨偏多。7月中下旬加热过程表现极弱, 与模式模拟降水在7月上旬达到峰值后逐渐减少的特征相对应。从图4d—f来看, Q_2 的大值中心随时间的演变特征与 Q_1 的表现基本一致。

在热力作用的调节下, 区域内水循环过程将受到一定影响, 大气中的温度也会随着热量的转移发生变化。水汽输送直接影响水循环, 同时也与降水变化有密切联系。从CAM5的水汽垂直平流倾向分布来看(图5a), 平流中心仅在6月中旬表现突出, 前期强平流中心为降雨提供了充足的水汽来源, 对应此时雨量达到峰值。7月较长时间极小的水汽平流也与此降水偏弱相对应。SPCAM5的水汽平流分布特征与 Q_1 、 Q_2 结果近似(图5b), 平流中心主要在6月中下旬、7月上旬和8月中旬表现强烈, 7月下旬呈极小值。充足的水汽条件有利于

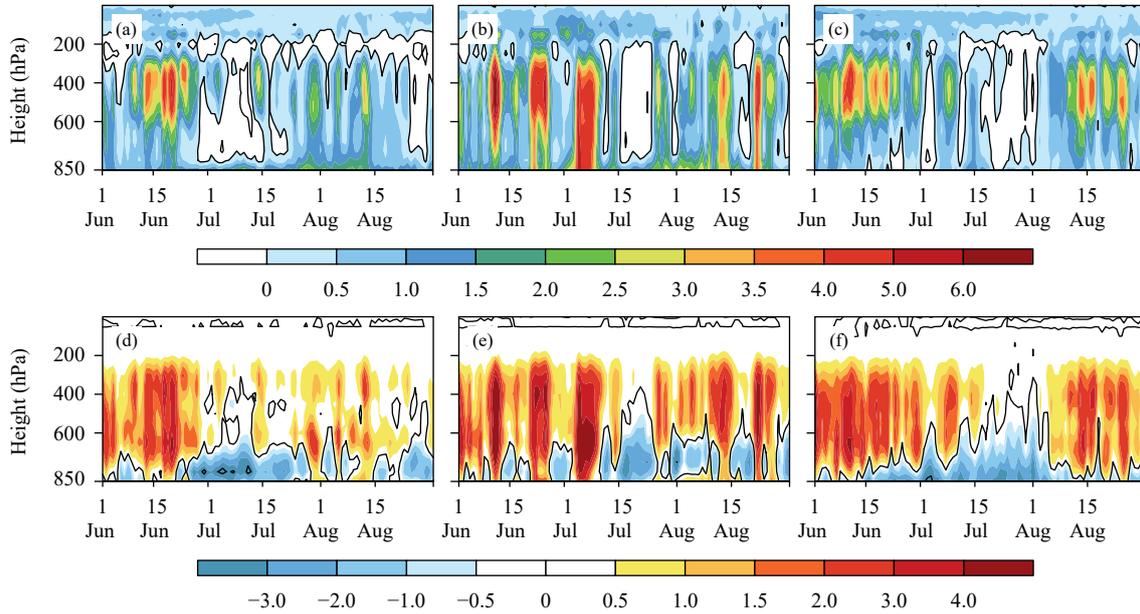


图4 各模式模拟的 Q_1 (a-c)和 Q_2 (d-f) (23° — 33° N, 108° — 118° E)区域平均的垂直-时间剖面(单位: K/d; a, d. CAM5, b, e. SPCAM5, c, f. GRIST-NWP)

Fig. 4 Vertical-time cross sections of daily mean Q_1 (a-c) and Q_2 (d-f) over (23° — 33° N, 108° — 118° E) (unit: K/d) from the (a, d) CAM5 simulation, (b, e) SPCAM5 simulation and (c, f) GRIST-NWP simulation

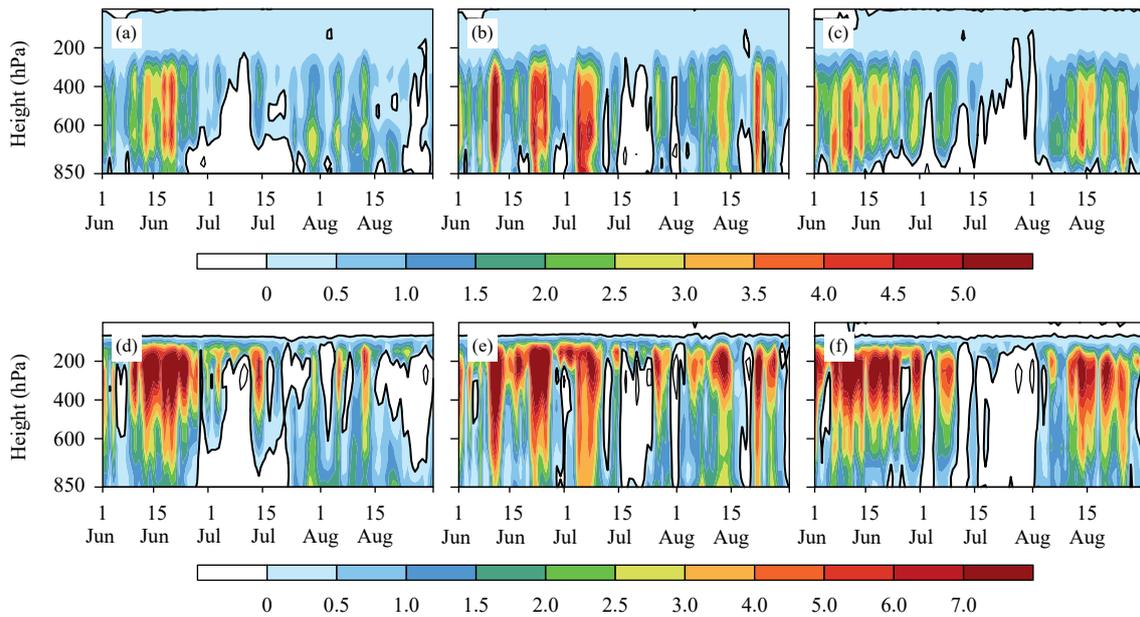


图5 各模式模拟的水汽垂直平流(a-c)和温度垂直平流(d-f)倾向(23° — 33° N, 108° — 118° E)区域平均的垂直-时间剖面(单位: K/d; a, d. CAM5, b, e. SPCAM5, c, f. GRIST-NWP)

Fig. 5 Vertical-time cross sections of vertical water vapor advection tendency (a-c) and vertical temperature advection tendency (d-f) over (23° — 33° N, 108° — 118° E) (unit: K/d; a, d. CAM5 simulation, b, e. SPCAM5 simulation, c, f. GRIST-NWP simulation)

降水发生, 相对较弱的水汽则对应着7月中下旬降水减少。到了8月中旬暖湿气流再次增强, 对应雨量有所增大。

GRIST-NWP中(图5c), 6月水汽平流大值中心随时间变化减弱, 7月中下旬表现为极小值, 8月中旬中心再次加强。温度平流主要在800—200 hPa

高层表现较为强烈,其分布特征与水汽平流结果基本一致。在 CAM5 中(图 5d),温度平流中心在 6 月中上旬表现明显,7 月中心强度减弱且较为稳定维持在极小值。SPCAM5 的结果中(图 5e),除 7 月中下旬外,其余时间中心基本呈较大值。GRIST 模拟的温度平流在整个 6 月和 8 月中下旬强度都较为突出(图 5f),7 月中下旬为极小值。

伴随水汽、热量等物理量的变化,大尺度垂直运动(反映空气水平辐合辐散)的强弱是决定降雨增减的关键动力因素之一。再分析资料结果表明(图 6a),6 月存在连续的负大值中心。虽然强度随时间变化逐渐减弱,但稳定的上升运动为降雨持续增长提供了很好的动力条件。CAM5 中(图 6b),垂直速度的负值中心仅存在于 6 月中旬,7 月表现为较长时间的下沉运动。与 Q_1 、 Q_2 等因子的分布基本一致,6 月中旬强垂直运动输送充足的水汽上升、气流达到饱和,对应此时降水明显增多。7 月明显削弱的水汽和垂直运动不利于降水,此时雨量也对应减少。SPCAM5 中垂直速度的特征分布也与 Q_1 、 Q_2 等类似(图 6c),且与模式模拟的降水演变在时间上存在较好的对应关系(图 3d)。除 7 月中

旬表现为极小值外,其余时间都表现为较强的上升运动。GRIST-NWP 中(图 6d),6 月和 8 月中旬表现为较强上升运动,对应此时降水达到峰值;7 月中下旬的下沉运动与降雨减少时段基本一致。

总体来看,CAM5 模式对降水季节内变化的表征不够准确,降水振荡弱且降雨峰值提前至 6 月中旬。SPCAM5 和 GRIST-NWP 模式能基本再现东亚地区降水振荡且准确捕捉 7 月降水进入主汛期的特征,但部分地区的振荡幅度和区域平均雨量与观测仍存在一定差异。

在探究模式内部敏感因子时,通过比较模式间次解析尺度源、汇项和垂直平流项演变过程,发现二者与垂直速度的时间剖面分布存在较好的对应关系。CAM5 结果显示 7 月中上旬表现为极小值,SPCAM 和 GRIST 则在 7 月中一下旬表现为极小值。垂直平流项是决定模式内部差异的重要因素。 Q_1 、 Q_2 、垂直平流项及垂直速度的时间变化与模式模拟降水的旬周期演变基本对应。大气运动中的热力过程和动力过程在季节内时间尺度表现显著,二者协同影响中国东部的降水演变和气候特征。

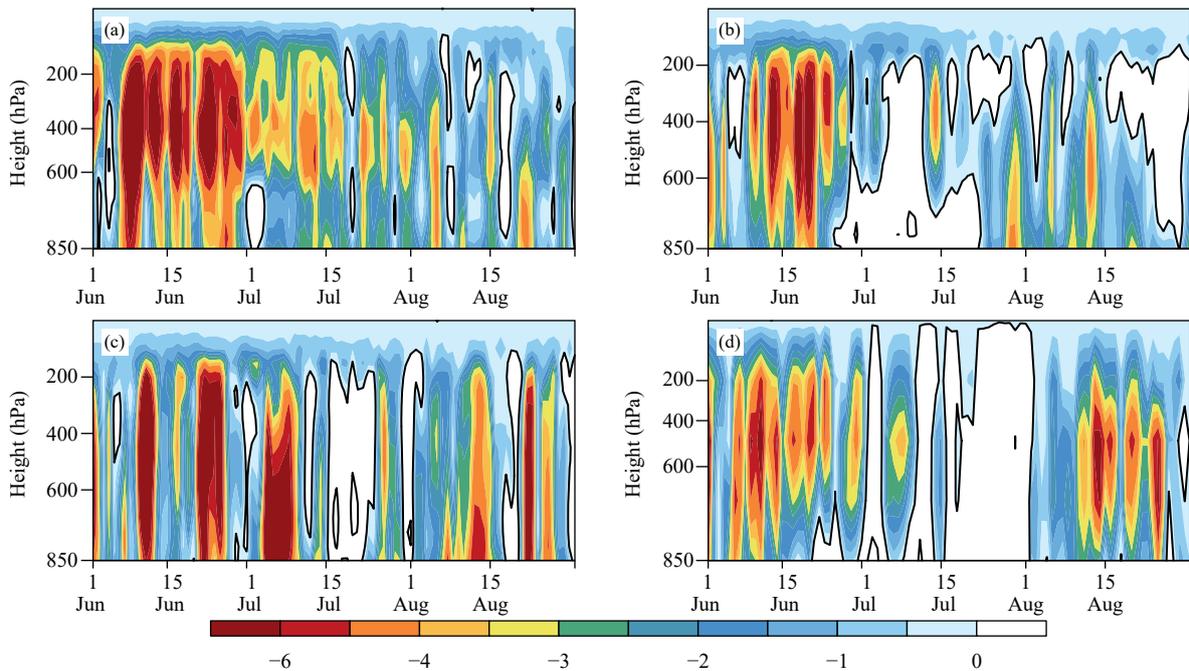


图 6 不同数据源 (a. ERA5, b. CAM5, c. SPCAM5, d. GRIST-NWP) 给出的大尺度垂直速度沿 (23° — 33° N, 108° — 118° E) 区域平均的垂直-时间剖面 (单位: 10^{-2} Pa/s)

Fig. 6 Vertical-time cross sections of averaged large-scale vertical velocity over (23° — 33° N, 108° — 118° E) (unit: 10^{-2} Pa/s) from the (a) ERA5 data, (b) CAM5 simulation, (c) SPCAM5 simulation, and (d) GRIST-NWP simulation

3.3 东亚地区夏季降水传播特征

降水具有明显的时、空变化特征。研究表明,季风季节内振荡的移动、发展与降水变化存在着密切的联系(丁一汇, 1994)。东亚夏季风一般存在4个发展阶段:爆发、活跃、中断和撤退。最早形成于5月上旬,而后开始推进发展,自东南向西北推进,7月下旬趋于稳定,到了9月中旬沿推进路径相反方向开始回撤(Ramage, 1971)。6—8月为东亚地区的主雨季。该时段主要反映了夏季降水的特征,且与长江中下游一带梅雨季对应(王遵娅等, 2008)。东亚雨季存在较为明显的阶段性移动特征。下文将对东亚地区夏季降水的空间传播特征模拟情况进行分析。

3.3.1 雨带传播特征

图7给出了各时段东亚地区雨带位置移动的情况。从CMPA和GPM的结果中可以看出(图7a、b),雨带的位置变化较为一致,都表现为北向移动。6月中旬雨带东北—西南向贯穿东亚大陆,纬向位于 25° — 35° N;随时间推移雨带在自南向北的推进过程中同时向西移动。7月下旬起雨带位置趋于稳定不动, 35° N以北、 110° E以西区域持续为降水少区。在CAM5和SPCAM5模拟结果中(图7c、d),6月初期,模式模拟的雨带位置较观测明显偏西,呈折线型,纬向位于 40° N附近,经向位于 90° E以西。7月雨带微微向西移动,随后趋于稳定少动,干区位置在 40° N以北、 110° E以西。两组气候模式模拟

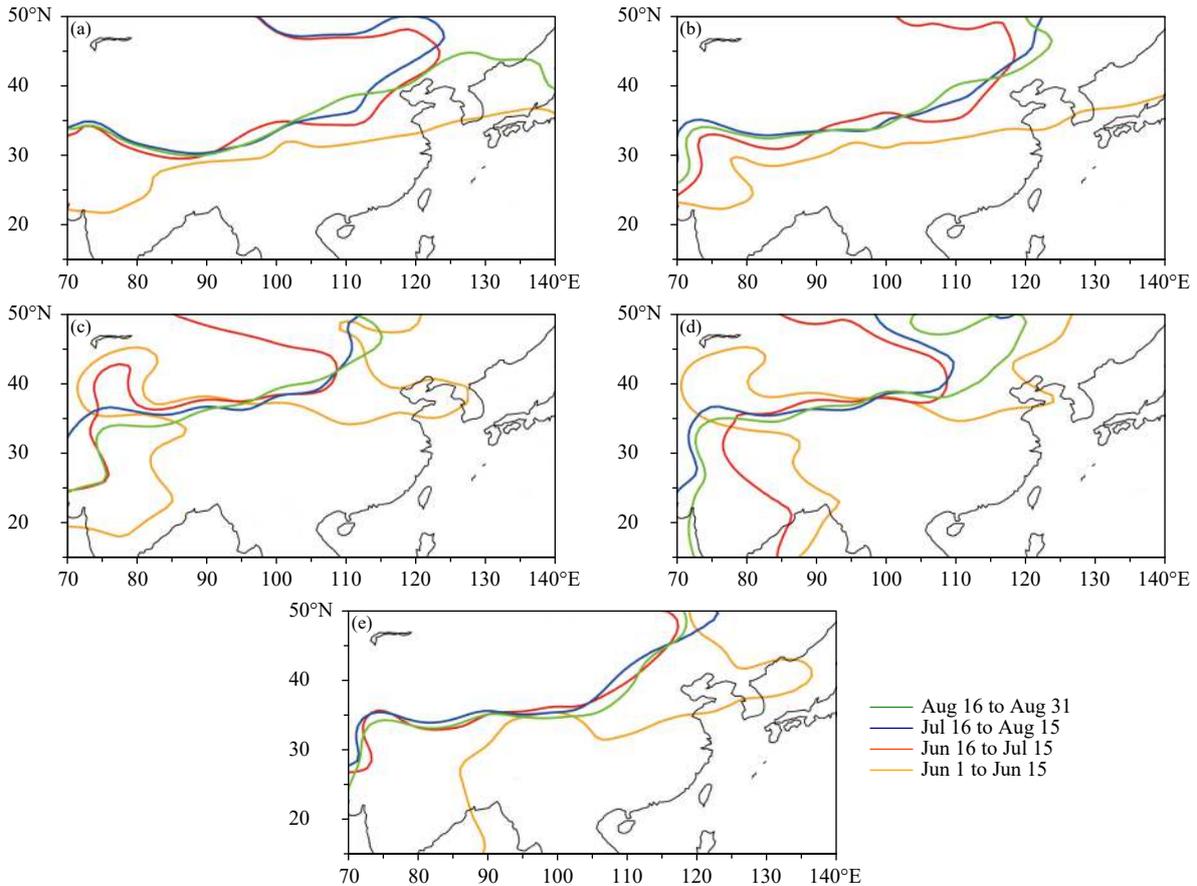


图7 不同数据源(a. CMPA, b. GPM, c. CAM5, d. SPCAM5, e. GRIST-NWP)给出的东亚地区雨带移动示意(以3 mm/d平均降水量等值线表示雨带,其中6月1—15日为橙线,6月16日—7月15日为红线,7月16日—8月15日为蓝线,8月16—31日为绿线。注:此图经过了图像过滤处理,去除了部分区域非线性带状等值线,仅保留带状主雨带)

Fig. 7 Diagram of rain belt movement over East Asia (the corresponding 3 mm/d precipitation contour line averaged over the periods 1—15 June (orange solid line), 16 June—15 July (red solid line), 16 July—15 August (blue solid line), and 16—31 August (green solid line) from the (a) CMPA data, (b) GPM data, (c) CAM5 simulation, (d) SPCAM5 simulation, and (e) GRIST-NWP simulation (Note that the image has been filtered to remove small scale signals))

各时段雨带位置相对集中,北跳特征表现得并不明显,东亚降水干区范围与观测相比明显偏小。GRIST 模式中(图 7e),6 月中上旬,25°—40°N 东北—西南向雨带随时间推移逐渐向西北方向推进,随后较为稳定维持在 35°N 以北、120°E 以西。其模拟降水干区范围与观测的干区位置基本一致。

西太副高是东亚夏季降水的主要影响因子。其强度、位置变化等与暖湿气流和水汽的输送存在密切联系,副高本身也可以调节雨带的移动(黄嘉佑等,2004)。ERA5 中(图 8a),6 月中上旬副高脊线主要在 20°N 以南,强度约为 5871 gpm,此时雨带主要位于江淮流域(图 7a)。随时间推移脊线位置向北推进至 25°N 以南,副高强度增强,约为 5873 gpm。对应此时雨带也随之北移,主要影响中国华东、华北地区降水。7—8 月中、下旬脊线继续北跃后稳定在 30°N 附近,强度略微减弱至 5872 gpm,此时降水进一步蔓延至中国北方地区。

CAM5 模式虽能较好再现副高脊线的北跳过程(图 8b),但与再分析资料中呈现的东北—西南倾斜不同,CAM5 中脊线在纬向上较为平坦且其模拟

副高强度也明显偏弱。这与 Chen 等(2010)关于 CAM 3.5 的分析结果基本一致。SPCAM5 也基本模拟出了脊线北移过程(图 8c),但 7 月中、下旬至 8 月末脊线位置较 ERA5 明显偏北。这与此时雨带及干区位置偏北对应(图 7d)。GRIST-NWP 模式基本再现了脊线北跃这一过程(图 8d),脊线位置与 ERA5 结果较一致。同时,模式也较好地模拟出副高的强度变化,但副高强度较再分析结果强。

3.3.2 ISO 传播特征

东亚副热带地区低频波的变化及 ISO 经向传播与夏季雨带存在较好的对应关系。在气候意义上,ISO 活动对东亚夏季降水具有调制作用(Wang, et al, 1997),尤其是中国江淮地区的降水与 ISO 的强度及其传播存在着密切联系(琚建华等,2005;王遵娅等,2008)。Slingo 等(1996)在大气模式比较计划中就 ISO 的模拟进行了比较,结果表明大多数模式都低估了 ISO 的强度且未能再现 ISO 的季节变化。

为了分析 GRIST-NWP 模式对 ISO 的模拟,对逐日降水数据进行 30—60 d 的带通滤波后沿

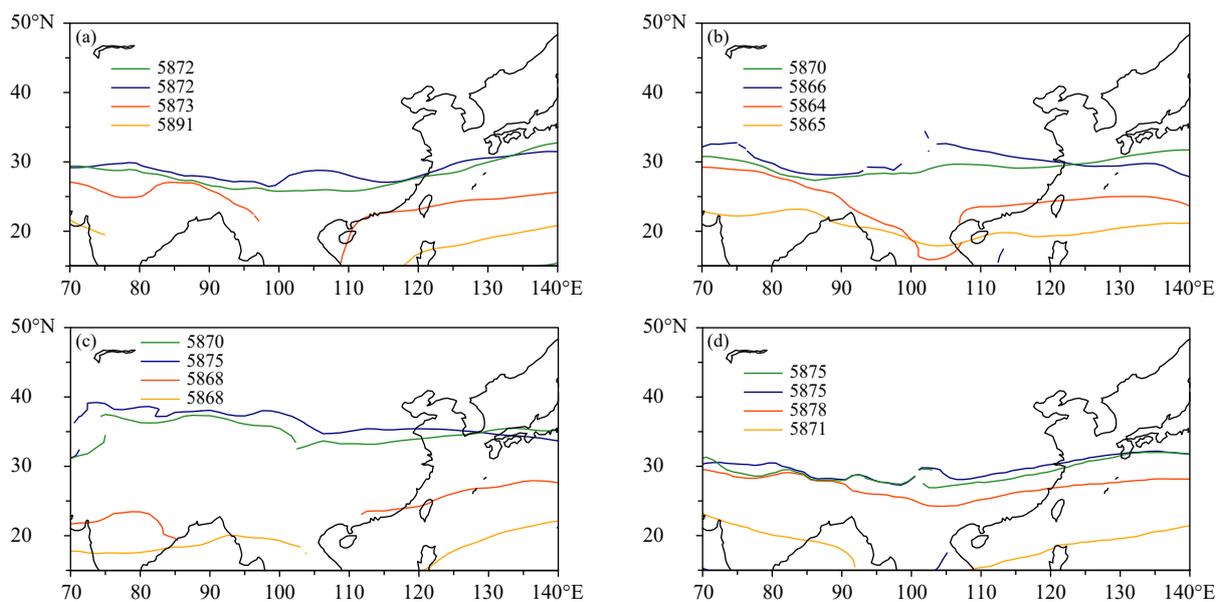


图 8 不同数据源 (a. ERA5, b. CAM5, c. SPCAM5, d. GRIST-NWP) 给出的 500 hPa 西北太平洋副热带高压脊线位置 (单位: gpm; 以 $\partial u/\partial y > 0$ 且 $u = 0$ 的等值线表示脊线, 其中 6 月 1—15 日为橙线, 6 月 16 日—7 月 15 日为红线, 7 月 16 日—8 月 15 日为蓝线, 8 月 16—31 日为绿线; 数字表示西北太平洋副热带高压的强度 I_s)

Fig. 8 Diagram of intraseasonal evolution of 500 hPa NPSH ridge (unit: gpm; when $\partial u/\partial y > 0$ and $u = 0$, the corresponding contour line represents the ridge over periods 1—15 June (orange solid line), 16 June—15 July (red solid line), 16 July—15 August (blue solid line), and 16—31 August (green solid line)) from the (a) ERA5 data, (b) CAM5 simulation, (c) SPCAM5 simulation, and (d) GRIST-NWP simulation (the numbers in the figure are I_s that represent the intensity of NPSH)

108°—118°E 做经向平均。CMPA 和 GPM 资料中 ISO 表现出明显的北向传播特征(图 9a、b): 6 月上旬 ISO 正值中心位于 28°—30°N, 随后逐渐向北传播、强度开始减弱, 7 月上旬中心北传至 33°N 附近。这与孙丹等(2011)研究结论一致, ISO 北传可较好地与东亚雨带向北推进的过程相对应。与观测相比, CAM5 模拟的 ISO 传播周期短且中心位置偏北(图 9c): 6 月中旬中心主要位于 30°N 附近, 下旬中心位置北传至 36°N 附近, 此次过程的传播时间约为 10 d。对比 SPCAM5 模拟结果(图 9d),

SPCAM5 模拟的 ISO 传播时间较长, 约为 40 d, 中心位置从 30°N 持续北移至 40°N。GRIST 能较好地模拟出 ISO 在时间和空间上的北传特征(图 9e), 6 月初 27°N 附近表现出较强正值中心, 沿 108°—118°E 平均向北移动, 7 月上旬到达 35°N 附近。

气流变化同时控制着水汽输送的强度和位置, 风场变化是影响东亚季风区 ISO 传播的原因之一。850 hPa 风的变化与 ISO 的传播周期和强度存在一定联系。李崇银等(2003)指出, 中国南海地区 850 hPa 纬向风和低频动能的时间演变与 30—60 d

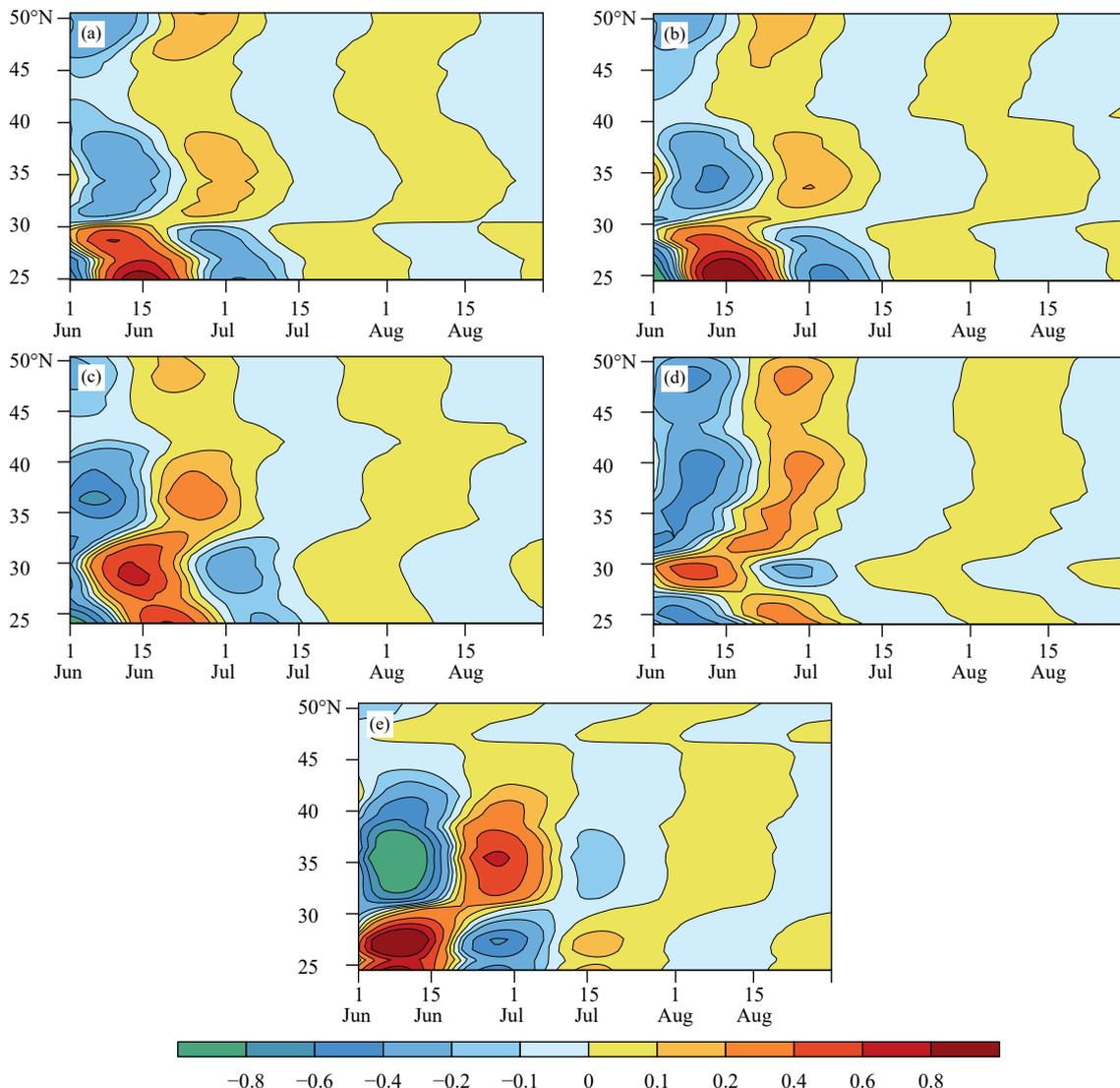


图 9 不同数据源 (a. CMPA, b. GPM, c. CAM5, d. SPCAM5, e. GRIST-NWP) 给出的经 30—60 d 带通滤波后的平均降水沿 108°—118°E 的纬度-时间剖面 (单位: mm/d)

Fig. 9 Latitude-time cross sections of mean precipitation rate between 108°E and 118°E after 30–60 d band-pass filtering (unit: mm/d) from the (a) CMPA data, (b) GPM data, (c) CAM5 simulation, (d) SPCAM5 simulation, and (e) GRIST-NWP simulation

的低频活动存在密切的联系。贾燕等(2010)也曾以 850 hPa 风场流函数方差定义江淮地区的 ISO 强度。

针对 850 hPa 经、纬向风分量沿 108°—118°E 做经向平均进行分析。ERA5 结果显示(图 10a), 20°N 以南表现出较强的西风, 6 月中旬 15°N 附近存在一正大值中心随时间推移开始向北移动, 7 月

上旬末传至 35°N 附近。CAM5 模拟的纬向风也表现出较为明显的北向传播趋势(图 10c): 6 月中旬在 20°N 附近存在明显的西风中心, 7 月中旬初大值中心北传到 32°—40°N, 中心强度强且稳定维持。SPCAM5(图 10e)并未模拟出纬向风沿 108°—118°E 北传这一特征, 西风大值中心主要集中在 20°N 以南。GRIST-NWP 较好地模拟出了西风中心的北传

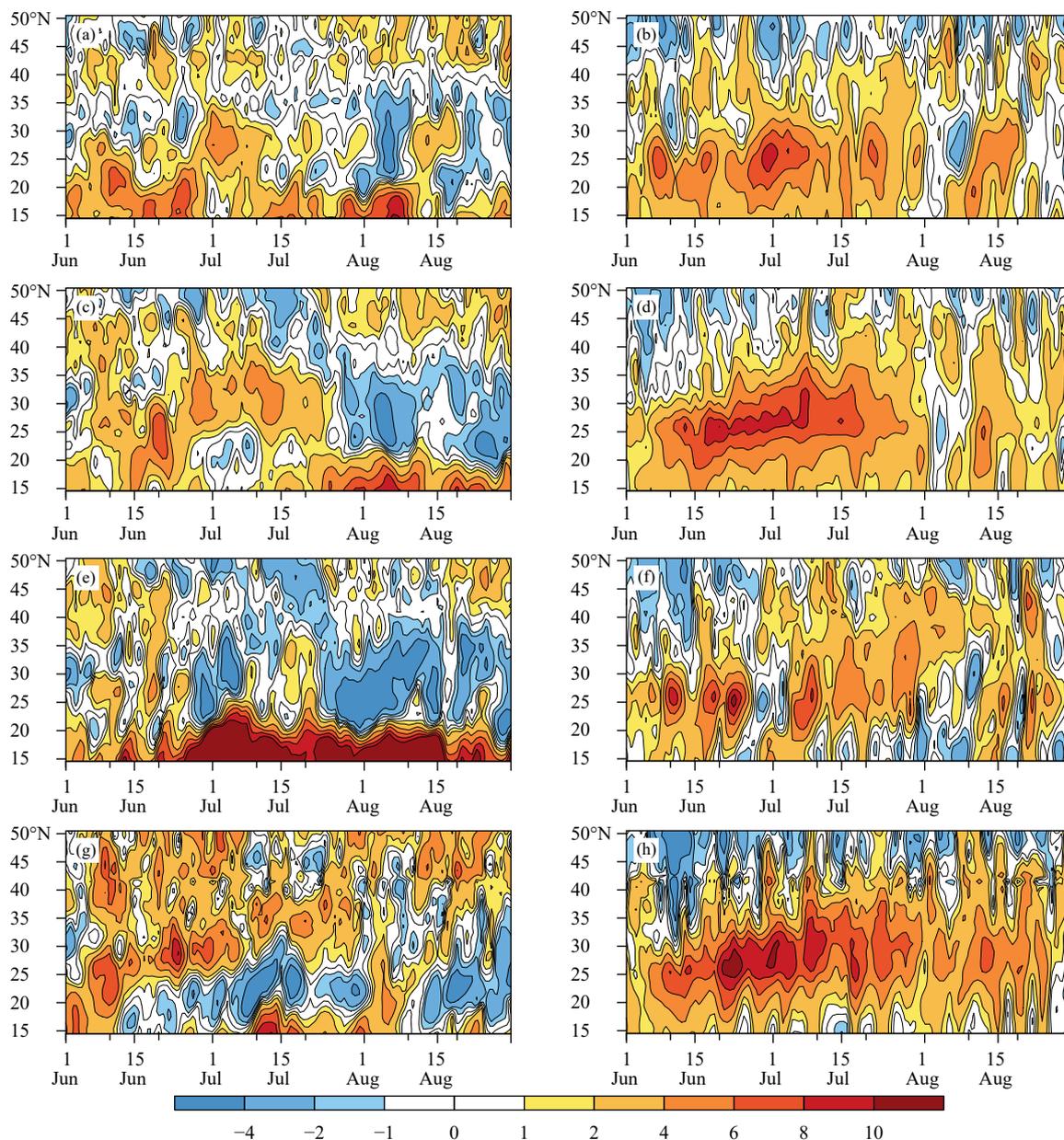


图 10 不同数据源给出的 850 hPa 风 (a, c, e, g. 纬向风平均, b, d, f, h. 经向风平均) 沿 108°—118°E 的纬度-时间剖面 (单位: m/s; a, b. ERA5, c, d. CAM5, e, f. SPCAM5, g, h. GRIST-NWP)

Fig. 10 Latitude-time cross sections of 850 hPa wind speed (a, c, e, g. mean zonal wind; b, d, f, h. mean meridional wind) averaged between 108°E and 118°E (unit: m/s) from the (a, b) ERA5 data, (c, d) CAM5 simulation, (e, f) SPCAM5 simulation, and (g, h) GRIST-NWP simulation

特征,但传播周期与路径较再分析资料相比更长(图 10g)。6月上旬 15°N 附近的大值中心由南向北持续传播约 80 d,8月中旬末中心位置可北传至 50°N。在经向风沿 108°—118°E 平均的剖面图中,不论再分析资料或是模式模拟结果表现基本一致,35°N 以南存在持续的南风中心但并无明显传播特征。总体来看,GRIST 模拟的纬向风传播特征最为显著且持续时间最长,这与模式模拟 8 月降水偏多存在一定的对应关系(图 3e)。

4 总 结

利用全球-区域一体化预测系统的天气模式配置(GRIST-NWP)开展了 5 a 夏季气候回报试验,并对降水季节内演变特征进行了分析。通过与 CMPA、GPM 观测资料和 CAM5、SPCAM5 模拟结果对比,对 GRIST 的模拟性能进行评估。同时,结合 ERA5 再分析资料,分析探讨造成模式间降水季节内特征模拟偏差的影响因子。主要结论如下:

(1)GRIST 的季节回报试验所形成的模式气候态能较好反映东亚降水的气候特征,且与观测结果存在较高的空间相关。模式能较好地模拟出东亚大陆和西北太平洋的旬降水振幅,但强度上存在一定偏差,这在青藏高原地区尤为明显。模式可以基本再现降水季节内时间演变特征,与观测结果较为一致;但降水量级相对偏大。模式较好地刻画了雨带位置的北移趋势,也模拟出 ISO 信号经向北传的特征,但其传播周期偏长。

(2)通过比较模式间次解析尺度源、汇项和平流项演变过程,发现与垂直速度的垂直-时间剖面分布存在较好的对应关系,即 Q_1 、 Q_2 及垂直平流项的极大(小)值与垂直速度大(小)值中心出现时间基本一致。小时尺度 Q_1 、 Q_2 的日平均结果和垂直速度等参量的逐日演变特征与模式模拟降水的旬周期演变有对应关系,可较好反映平流项等对模式直接的影响及模式季节内降水变化。

(3)除时间尺度上的特征变化外,分析发现夏季雨带存在明显的向北推进过程。深入研究发现副高脊线的位置移动与雨带存在对应联系。此外,ISO 活动与东亚夏季降水存在密切联系。ISO 经向北传的周期和传播范围与雨带北进过程基本有所对应。通过分析 850 hPa 风场,发现纬向风的传播

与 ISO 活动周期和强度存在一定联系。总体来看,GRIST 模式可基本再现降水空间移动及传播特征,但由于纬向风传播最为显著,可能造成了 8 月降水偏多。

在前期基于 GRIST-NWP 模式开展的低分辨率、长时间尺度 AMIP 气候积分试验中,年平均降水量负偏差主要位于孟加拉湾、华南及西北太平洋地区,青藏高原则为较大正偏差(Zhang, et al, 2021)。这一长时间尺度降水误差分布特征与季节预报试验结果基本一致,二者具有较好的对应联系。全球高分辨率模式进行长时间积分往往伴随极高的计算和存储成本。选取 0—90 d 的时间尺度研究,可在基本反映模式主要系统误差的前提下降低运算成本,更高效地帮助理解模式的系统行为特征。

参考文献

- 陈官军. 2014. 中国南方夏季区域持续性强降水与大气季节内振荡 [D]. 北京: 中国气象科学研究院. Chen G J. 2014. Intraseasonal oscillation of the summer monsoon and its influence on regionally persistent heavy rainfall over southern China [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences (in Chinese)
- 丁一汇. 1994. 中国的夏季风降雨及其区域特征 // 丁一汇, 村上胜人. 亚洲季风. 北京: 气象出版社, 76-83. Ding Y H. 1994. Summer monsoon rainfall and its regional characteristics in China // Ding Y H, Cun S S R. Asian Monsoon. Beijing: China Meteorological Press, 76-83 (in Chinese)
- 高学杰, 徐影, 赵宗慈等. 2006. 数值模式不同分辨率和地形对东亚降水模拟影响的试验. 大气科学, 30(2): 185-192. Gao X J, Xu Y, Zhao Z C, et al. 2006. Impacts of horizontal resolution and topography on the numerical simulation of East Asian precipitation. Chinese J Atmos Sci, 30(2): 185-192 (in Chinese)
- 黄菲, 黄少妮, 张旭. 2008. 中国降水季节内振荡的气候特征分析. 中国海洋大学学报, 38(2): 173-177. Huang F, Huang S N, Zhang X. 2008. Study on the climatological intraseasonal oscillation of Chinese rainfall. Periodical Ocean Univ China, 38(2): 173-177 (in Chinese)
- 黄嘉佑, 刘舸, 赵昕奕. 2004. 副高、极涡因子对我国夏季降水的影响. 大气科学, 28(4): 517-526. Huang J Y, Liu G, Zhao X Y. 2004. The influence of subtropical high indexes and polar vortex indexes on the summertime precipitation in China. Chinese J Atmos Sci, 28(4): 517-526 (in Chinese)
- 黄荣辉, 徐子红, 王鹏飞等. 1998. 1998 年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨. 气候与环境研究, 3(4): 300-313. Huang R H, Xu Y H, Wang P F, et al. 1998. The features of the catastrophic flood over the Changjiang River basin during the summer of 1998 and cause exploration. Climatic Environ Res, 3(4): 300-313 (in Chinese)

- 贾燕, 管兆勇. 2010. 江淮流域夏季降水异常与西北太平洋副热带 30—60 天振荡强度年际变化的联系. *大气科学*, 34(4): 691-702. Jia Y, Guan Z Y. 2010. Associations of summertime rainfall anomalies over the Changjiang-Huaihe River valley with the interannual variability of 30-60-day oscillation intensity in the northwestern Pacific. *Chinese J Atmos Sci*, 34(4): 691-702 (in Chinese)
- 金荣花, 代刊, 赵瑞霞等. 2019. 我国无缝隙精细化网格天气预报技术进展与挑战. *气象*, 45(4): 445-457. Jin R H, Dai K, Zhao R X, et al. 2019. Progress and challenge of seamless fine gridded weather forecasting technology in China. *Meteor Mon*, 45(4): 445-457 (in Chinese)
- 琚建华, 钱诚, 曹杰. 2005. 东亚夏季风的季节内振荡研究. *大气科学*, 29(2): 187-194. Ju J H, Qian C, Cao J. 2005. The intraseasonal oscillation of East Asian summer monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 29(2): 187-194 (in Chinese)
- 琚建华, 孙丹, 吕俊梅. 2008. 东亚季风区大气季节内振荡经向与纬向传播特征分析. *大气科学*, 32(3): 523-529. Ju J H, Sun D, Lü J M. 2008. The relay character analysis of the zonal and longitudinal propagations of the atmospheric intraseasonal oscillation in the East Asian monsoon region. *Chinese J Atmos Sci*, 32(3): 523-529 (in Chinese)
- 李崇银, 龙振夏, 穆明权. 2003. 大气季节内振荡及其重要作用. *大气科学*, 27(4): 518-535. Li C Y, Long Z X, Mu M Q. 2003. Atmospheric intraseasonal oscillation and its important effect. *Chinese J Atmos Sci*, 27(4): 518-535 (in Chinese)
- 梁萍, 丁一汇. 2012. 东亚梅雨季节内振荡的气候特征. *气象学报*, 70(3): 418-435. Liang P, Ding Y H. 2012. Climatologic characteristics of the intraseasonal oscillation of East Asian meiyu. *Acta Meteor Sinica*, 70(3): 418-435 (in Chinese)
- 林爱兰, 梁建茵, 谷德军. 2008. 热带大气季节内振荡对东亚季风区的影响及不同时间尺度变化研究进展. *热带气象学报*, 24(1): 11-19. Lin A L, Liang J Y, Gu D J. 2008. Review of impacts of tropical atmospheric intraseasonal oscillation on East Asia monsoon and multiple time scales variation of tropical atmospheric intraseasonal oscillation. *J Trop Meteor*, 24(1): 11-19 (in Chinese)
- 齐艳军, 容新尧. 2014. 次季节-季节预测的应用前景与展望: “次季节-季节预测(S2S)”会议评述. *气象科技进展*, 4(3): 74-75. Qi Y J, Rong X Y. 2014. Application prospect and prospect of subseason to seasonal forecasting—Comments on “Subseason to Seasonal forecasting (S2S)” conference. *Adv Meteor Sci Technol*, 4(3): 74-75 (in Chinese)
- 沈艳, 冯明农, 张洪政等. 2010. 我国逐日降水量格点化方法. *应用气象学报*, 21(3): 279-286. Shen Y, Feng M N, Zhang H Z, et al. 2010. Interpolation methods of China daily precipitation data. *J Appl Meteor Sci*, 21(3): 279-286 (in Chinese)
- 孙丹, 琚建华, 吕俊梅. 2008. 2003 年东亚季风季节内振荡对我国东部地区降水的影响. *热带气象学报*, 24(6): 641-648. Sun D, Ju J H, Lü J M. 2008. The influence of the intraseasonal oscillation of the East Asian monsoon on the precipitation in East China in 2003. *J Trop Meteor*, 24(6): 641-648 (in Chinese)
- 孙丹, 周天军, 刘景卫等. 2011. 变网格模式 LMDZ 对 1998 年夏季东亚季节内振荡的模拟. *大气科学*, 35(5): 885-896. Sun D, Zhou T J, Liu J W, et al. 2011. Simulation of the East Asian intraseasonal oscillation in 1998 with the variable-resolution model LMDZ. *Chinese J Atmos Sci*, 35(5): 885-896 (in Chinese)
- 陶诗言, 张庆云, 张顺利. 1998. 1998 年长江流域洪涝灾害的气候背景和大尺度环流条件. *气候与环境研究*, 3(4): 290-299. Tao S Y, Zhang Q Y, Zhang S L. 1998. The great floods in the Changjiang River valley in 1998. *Climatic Environ Res*, 3(4): 290-299 (in Chinese)
- 王遵娅, 丁一汇. 2008. 中国雨季的气候学特征. *大气科学*, 32(1): 1-13. Wang Z Y, Ding Y H. 2008. Climatic characteristics of rainy seasons in China. *Chinese J Atmos Sci*, 32(1): 1-13 (in Chinese)
- 吴捷, 任宏利, 张帅等. 2017. BCC 二代气候系统模式的季节预测评估和可预报性分析. *大气科学*, 41(6): 1300-1315. Wu J, Ren H L, Zhang S, et al. 2017. Evaluation and predictability analysis of seasonal prediction by BCC second-generation climate system model. *Chinese J Atmos Sci*, 41(6): 1300-1315 (in Chinese)
- 谢义炳, 陈受钧, 张一良等. 1963. 东南亚基本气流与台风发生的一些事实的统计与分析. *气象学报*, 33(2): 206-217. Xie Y B, Chen S J, Zhang Y L, et al. 1963. A preliminary statistic and synoptic study about the basic currents over southeastern asia and the initiation of typhoons. *Acta Meteor Sinica*, 33(2): 206-217 (in Chinese)
- 叶笃正, 严中伟, 戴新刚等. 2006. 未来的天气气候预测体系. *气象*, 32(4): 3-8. Ye D Z, Yan Z W, Dai X G, et al. 2006. A discussion of future system of weather and climate prediction. *Meteor Mon*, 32(4): 3-8 (in Chinese)
- 赵崇博, 任宏利, 吴捷等. 2016. BCC_CSM1.2 次季节-季节(S2S)预报历史回报的综合检验评估报告. 北京: 国家气候中心气候研究开放实验室. Zhao C B, Ren H L, Wu J, et al. 2016. BCC_CSM1.2 Subseasonal to seasonal (S2S) forecast historical return comprehensive test evaluation report. Beijing: National Climate Center, Open Laboratory for Climate Research (in Chinese)
- Bechtold P, Semane N, Lopez P, et al. 2014. Representing equilibrium and nonequilibrium convection in large-scale models. *J Atmos Sci*, 71(2): 734-753
- Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. 2010. Performance of the New NCAR CAM3.5 in East Asian summer monsoon simulations: Sensitivity to modifications of the convection scheme. *J Climate*, 23(13): 3657-3675
- Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0) (No. NCAR/TN-464+STR). University Corporation for Atmospheric Research
- Guo L, Zhu C W, Liu B Q, et al. 2018. Subseasonal variation of winter rainfall anomalies over South China during the mature phase of super El Niño events. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 11(5): 396-403
- He B, Bao Q, Wang X C, et al. 2019. CAS FGOALS-f3-L model datasets for CMIP6 historical atmospheric model intercomparison project simulation. *Adv Atmos Sci*, 36(8): 771-778

- He B, Liu Y M, Wu G X, et al. 2020. CAS FGOALS-f3-L model datasets for CMIP6 GMMIP Tier-1 and Tier-3 experiments. *Adv Atmos Sci*, 37(1): 18-28
- Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis. *Quart J Roy Meteor Soc*, 146(730): 1999-2049
- Hong S Y, Lim J O J. 2006a. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *J Korean Meteor Soc*, 42: 129-151
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006b. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Wea Rev*, 134(9): 2318-2341
- Huffman G J, Bolvin D T, Braithwaite D, et al. 2019. NASA Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG)
- Hurrell J, Meehl G A, Bader D, et al. 2009. A unified modeling approach to climate system prediction. *Bull Amer Meteor Soc*, 90(12): 1819-1832
- Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J Geophys Res: Atmos*, 113(D13): D13103
- IPCC. 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 1535pp
- Jung T, Miller M J, Palmer T N, et al. 2012. High-resolution global climate simulations with the ECMWF model in project Athena: Experimental design, model climate, and seasonal forecast skill. *J Climate*, 25(9): 3155-3172
- Khairoutdinov M, DeMott C, Randall D. 2008. Evaluation of the simulated interannual and subseasonal variability in an AMIP-style simulation using the CSU multiscale modeling framework. *J Climate*, 21(3): 413-431
- Knutson T R, Weickmann K M, Kutzbach J E. 1986. Global-scale intraseasonal oscillations of outgoing longwave radiation and 250 mb zonal wind during Northern Hemisphere summer. *Mon Wea Rev*, 114(3): 605-623
- Li J, Yu R C, Yuan W H, et al. 2015. Precipitation over East Asia simulated by NCAR CAM5 at different horizontal resolutions. *J Adv Model Earth Syst*, 7(2): 774-790
- Li J H, Zhang Y. 2022. Enhancing the stability of a global model by using an adaptively implicit vertical moist transport scheme. *Meteor Atmos Phys*, 134(3): 55
- Li J P, Chou J F. 1998. Dynamical analysis on splitting of subtropical high-pressure zone: Geostrophic effect. *Chinese Sci Bull*, 43(15): 1285-1289
- Li J X, Bao Q, Liu Y M, et al. 2017. Evaluation of the computational performance of the finite-volume atmospheric model of the IAP/LASG (FAMIL) on a high-performance computer. *Atmos Oceanic Sci Lett*, 10(4): 329-336
- Li J X, Bao Q, Liu Y M, et al. 2019. Evaluation of FAMIL2 in simulating the climatology and seasonal-to-interannual variability of tropical cyclone characteristics. *J Adv Model Earth Syst*, 11(4): 1117-1136
- Li X H, Zhang Y, Peng X D, et al. 2022. Improved climate simulation by using a double-plume convection scheme in a global model. *J Geophys Res: Atmos*, 127(11): e2021JD036069
- Lin S J. 2004. A "vertically Lagrangian" finite-volume dynamical core for global models. *Mon Wea Rev*, 132(10): 2293-2307
- Liu Z, Zhang Y, Huang X, et al. 2020. Development and performance optimization of a parallel computing infrastructure for an unstructured-mesh modelling framework. *Geosci Model Dev Discuss*. doi: 10.5194/gmd-2020-158
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *J Atmos Sci*, 28(5): 702-708
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J Geophys Res: Atmos*, 102(D14): 16663-16682
- Niu G Y, Yang Z L, Mitchell K E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 1. Model description and evaluation with local-scale measurements. *J Geophys Res: Atmos*, 116(D12): D12109
- Nobre C, Brasseur G P, Shapiro M A, et al. 2010. Addressing the complexity of the Earth system. *Bull Amer Meteor Soc*, 91(10): 1389-1396
- Palmer T. 2020. Short-term tests validate long-term estimates of climate change. *Nature*, 582(7811): 185-186
- Palmer T N, Doblas-Reyes F J, Weisheimer A, et al. 2008. Toward seamless prediction: Calibration of climate change projections using seasonal forecasts. *Bull Amer Meteor Soc*, 89(4): 459-470
- Ramage C S. 1971. Monsoon Meteorology. New York: Academic Press, 296pp
- Shapiro M, Shukla J, Brunet G, et al. 2010. An earth-system prediction initiative for the twenty-first century. *Bull Amer Meteor Soc*, 91(10): 1377-1388
- Shen Y, Zhao P, Pan Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China. *J Geophys Res: Atmos*, 119(6): 3063-3075
- Shukla J, Palmer T N, Hagedorn R, et al. 2010. Toward a new generation of world climate research and computing facilities. *Bull Amer Meteor Soc*, 91(10): 1407-1412
- Simmons A J, Burridge D M. 1981. An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates. *Mon Wea Rev*, 109(4): 758-766
- Slingo J M, Sperber K R, Boyle J S, et al. 1996. Intraseasonal oscillations in 15 atmospheric general circulation models: Results from an AMIP diagnostic subproject. *Climate Dyn*, 12(5): 325-357
- Wan H, Rasch P J, Zhang K, et al. 2014. Short ensembles: An efficient method for discerning climate-relevant sensitivities in atmospheric general circulation models. *Geosci Model Dev*, 7(5): 1961-1977
- Wang B, Xu X H. 1997. Northern Hemisphere summer monsoon singularities

- and climatological intraseasonal oscillation. *J Climate*, 10(5): 1071-1085
- Wang B, Yang H W. 2008. Hydrological issues in lateral boundary conditions for regional climate modeling: Simulation of East Asian summer monsoon in 1998. *Climate Dyn*, 31(4): 477-490
- Wang L, Zhang Y, Li J, et al. 2019. Understanding the performance of an unstructured-mesh global shallow water model on kinetic energy spectra and nonlinear vorticity dynamics. *J Meteor Res*, 33(6): 1075-1097
- Wang M, Ghan S, Easter R, et al. 2011. The multi-scale aerosol-climate model PNNL-MMF: Model description and evaluation. *Geosci Model Dev*, 4(1): 137-168
- WMO. 2015. In: Brunet G, Jones S, Ruti P M (Eds.). Seamless Prediction of the Earth System: From Minutes to Months. World Meteorological Organization (WMO-No. 1156)
- Yan Y H, Liu B Q, Zhu C W, et al. 2022. Subseasonal forecast barrier of the North Atlantic oscillation in S2S models during the extreme mei-yu rainfall event in 2020. *Climate Dyn*, 58(11): 2913-2925
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets. *J Atmos Sci*, 30(4): 611-627
- Yang Z L, Niu G Y, Mitchell K E, et al. 2011. The community Noah land surface model with multiparameterization options (Noah-MP): 2. Evaluation over global river basins. *J Geophys Res: Atmos*, 116(D12): D12110
- Yu R C, Li J, Chen H M, et al. 2014. Progress in studies of the precipitation diurnal variation over contiguous China. *J Meteor Res*, 28(5): 877-902
- Yu R C, Zhang Y, Wang J J, et al. 2019. Recent progress in numerical atmospheric modeling in China. *Adv Atmos Sci*, 36(9): 938-960
- Zhang C X, Wang Y Q. 2017. Projected future changes of tropical cyclone activity over the Western North and South Pacific in a 20-km-Mesh regional climate model. *J Climate*, 30(15): 5923-5941
- Zhang Y, Chen H M. 2016. Comparing CAM5 and superparameterized CAM5 simulations of summer precipitation characteristics over continental East Asia: Mean state, frequency-intensity relationship, diurnal cycle, and influencing factors. *J Climate*, 29(3): 1067-1089
- Zhang Y. 2018. Extending high-order flux operators on spherical icosahedral grids and their applications in the framework of a shallow water model. *J Adv Model Earth Syst*, 10(1): 145-164
- Zhang Y, Li J, Yu R C, et al. 2019. A layer-averaged nonhydrostatic dynamical framework on an unstructured mesh for global and regional atmospheric modeling: Model description, baseline evaluation, and sensitivity exploration. *J Adv Model Earth Syst*, 11(6): 1685-1714
- Zhang Y, Li J, Yu R C, et al. 2020. A multiscale dynamical model in a dry-mass coordinate for weather and climate modeling: Moist dynamics and its coupling to physics. *Mon Wea Rev*, 148(7): 2671-2699
- Zhang Y, Yu R C, Li J, et al. 2021. AMIP simulations of a global model for unified weather-climate forecast: Understanding precipitation characteristics and sensitivity over East Asia. *J Adv Model Earth Syst*, 13(11): e2021MS002592
- Zhang Y, Li X H, Liu Z, et al. 2022. Resolution sensitivity of the GRIST nonhydrostatic model from 120 to 5 km (3.75 km) during the DYAMOND winter. *Earth Space Sci*, 9(9): e2022EA002401
- Zhang Z B, Platnick S, Ackerman A S, et al. 2015. Spectral dependence of MODIS cloud droplet effective radius retrievals for marine boundary layer clouds//Kokhanovsky A A. Light Scattering Reviews 9. Berlin, Heidelberg: Springer,135-165
- Zhou Y H, Zhang Y, Li J, et al. 2020. Configuration and evaluation of a global unstructured mesh atmospheric model (GRIST-A20.9) based on the variable-resolution approach. *Geosci Model Dev*, 13(12): 6325-6348