

CAS-ESM 模式对欧亚大陆逐日降水特征的数值模拟：物理参数化方案和水平分辨率的影响

孔祥慧¹ 王爱慧¹ 毕训强^{2,3} 李星雨⁴ 张贺⁵

1 中国科学院大气物理研究所竺可桢—南森国际研究中心, 北京 100029

2 中国科学院大气物理研究所气候变化中心, 北京 100029

3 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

4 重庆市巴南区气象局, 重庆, 401122

5 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

摘 要 本文利用中国科学院大气物理研究所地球系统模式 CAS-ESM 和 NCAR CESM 中的气候系统模式开展了一系列不同物理参数化方案和水平分辨率的模拟试验, 并针对欧亚大陆逐日降水特征模拟性能进行分析研究。本研究进行了四组时长为 19 年 (1998~2016 年) 的 AMIP 数值积分试验: 在 $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 的低分辨率下 CESM 使用 CAM5 物理参数化方案组合, 在 $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$ 的低水平分辨率下 CAS-ESM 使用 CAM4 与 CAM5 两种不同物理参数化方案组合 (依次记为 Lcam4 和 Lcam5) 和在 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的高水平分辨率下 CAS-ESM 使用 CAM5 的方案 (记为 Hcam5)。通过与 GPCC 和 CMORPH 观测资料比较, 两个模式较好地再现了平均降水特征和极端降水的气候态, 但模式的降水频率偏大、降水强度偏弱。CESM 模拟的大雨日数与观测较为接近, Hcam5 模拟的日最大降水量与观测最接近。针对 CAS-ESM 模式, 不同物理参数化方案和水平分辨率均对降水特征产生影响, 其中提高分辨率对降水特征的模拟有显著的改进。与 Lcam4 和 Lcam5 相比, Hcam5 显著提高了极端降水的模拟性能。在欧亚大陆中高纬地区, Lcam4 的降水频率高于 Lcam5; 而在中国东部, Hcam5 的降水频率比 Lcam5 小, 与 GPCC 偏差更小。进一步分析的结果表明, 与 Lcam5 相比, 在欧洲地区 Lcam4 中的大尺度降水较多, 水汽输送更强。在中国东部, Hcam5 中对流性降水频率比 Lcam5 更小, 而大尺度降水和水汽输送更大, 使得高分辨率的模拟试验性能提高。

关键字 地球系统模式 欧亚大陆 逐日降水特征 极端降水

文章编号

中图分类号

文献识别码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2010.20171

Simulation of the daily precipitation characteristics using CAS-ESM in the Eurasia: sensitivity of physical schemes and horizontal resolutions

KONG Xianghui¹, WANG Aihui¹, BI Xunqiang^{2,3}, LI Xingyu⁴, and ZHANG He⁵

1 Nansen-Zhu International Research Centre, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029

2 Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029

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

4 Banan Meteorological Bureau, Chongqing, 401122

5 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100029

Abstract

In this paper, two Earth System Models, i.e., CAS-ESM (Earth System Model, Chinese Academy of Sciences) and NCAR CESM (Community Earth System Model, NCAR), are used to carry out a series of simulations with different parameterizations and horizontal resolutions, and the daily precipitation characteristics are analyzed in the Eurasia. Four 19-year (1998-2016) Atmospheric Model Intercomparison Project simulations have been conducted in this study. They included CESM with the Community Atmosphere Model version 5 (CAM5) physics package at resolution of $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, CAS-ESM with the CAM4 (Lcam4) and CAM5 (Lcam5) packages at resolution of $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$, and CAS-ESM with the CAM5 package at resolution of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ (Hcam5). Compared with GPCC and CMORPH, both models well reproduce the climatological means of precipitation and extreme precipitation. However, the two models overestimate precipitation frequency and underestimate precipitation intensity. CESM produces the smallest biases of the number of heavy raining day, and Hcam5 shows added value for the maximum daily precipitation. For CAS-ESM, both physics package and horizontal resolutions impact on the daily precipitation characteristics. Noticeable improvements in precipitation characteristics are demonstrated by Hcam5. The precipitation frequency of Lcam4 is higher than that of Lcam5 in the middle and high latitudes of the Eurasia. Over eastern China, the biases of precipitation frequency for Hcam5 is smaller than that of Lcam5, and the high-resolution model distinctly improves the simulation of extreme precipitation. Further, compared with Lcam5, Lcam4 produces more large-scale precipitation and stronger water vapor flux over the Europe. Over eastern China, the improvements of daily precipitation frequency and extreme precipitation relate to the reduction of the convective precipitation frequency, the more large-scale rainfall and stronger water vapor flux.

Keywords Earth System Model, the Eurasia, daily precipitation characteristics, extreme precipitation

收稿日期 2021-04-09; 网络预出版日期

作者简介 孔祥慧, 女, 1989 年生, 博士, 主要从事区域气候模式和全球气候模式的模拟、分析和极端气候变化的工作

*通讯作者 孔祥慧, E-mail: kongxianghui@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金重大项目 41991282, 国家重点研发计划项目 2016YFB0200805, 国家自然科学基金面上项目 41925021, 国家重大科技基础设施项目“地球系统数值模拟装置”(项目)

1 引言

降水是地球水循环过程最重要的组成之一。通常降水对自然环境和人类社会都有积极的作用，但在极端条件下可能带来自然灾害与风险。例如，连续的降水不足可能导致干旱，持续的强降水可能可引发洪水（Pendergrass and Knutti, 2018）。降水的特征（如降水量、频率、强度和日变化等）发生异常时，会给农业、工业、水利和交通等产生巨大影响（黄荣辉等, 2006）。在全球气候变化的背景下，降水频率、强度和极端降水等特征在全球或局地尺度上都可能发生变化（Trenberth et al., 2003）。因此，在全球或局地尺度上深入研究降水和极端降水的特征及变化规律，有助于认识和理解降水发生及发展的物理过程，从而对防灾减灾、水资源管理和降低风险提供重要的科学依据。

数值模式是气候变化及其演变规律的重要研究工具之一，已被广泛用于各种研究中，如古气候的重建（如 Kutzbach et al., 1989；苏宝煌等, 2018）、当代气候的模拟和预测（如 Xue et al., 2001；Li et al., 2007；李星雨等, 2018）以及未来气候变化的预估（如姜大膀等, 2004；Ding et al., 2007；Duan et al., 2019；Luo et al., 2020）等领域。在全球或区域尺度上，数值模式能提供时空连续的降水资料，从而能细致地研究降水及其特征的规律和变化。随着现代科学技术的发展、气象观测站分布的日趋完善和数值模式能力的不断提高，已有不少研究通过与观测资料的对比和分析，评估和检验模式模拟的降水特征（如 Sun et al., 2006；Zhang and Zhai, 2011；宇如聪等, 2014；吴佳等, 2015；Miao et al., 2016；杨萍等, 2017；Han et al. 2019；Zhou et al., 2019；Kong et al., 2020）。在数值模式中，涉及降水模拟的物理过程十分复杂，包括空间分辨率、积云对流过程、云微物理过程、辐射传输过程、陆面蒸发和潜热过程等（Dai, 2006）。这些复杂的过程会在不同程度上影响数值模式对降水特征（如降水量、频率和强度等）和极端降水的模拟性能。例如，Sun et al.（2006）利用全球模式的逐日降水结果与观测资料分析发现，模式能较好地再现平均降水量的空间分布，但模拟的降水偏多，高估了小雨的频率，低估了强降水的强度。目前，数值模式对降水特征的模拟能力有限，模拟性能还有待提高（Yuan et al., 2013）。通常，全球模式中水平分辨率较粗，这可能是在降水研究中的不确定性来源之一。通过增加全球模式整体或局部空间分辨率，可以更好地刻画与降水有关的地形、土地利用和海岸线等中尺度过程的细节，提高模式的模拟性能（如 Wu et al., 2017）。然而，也有许多研究指出，仅仅提高全球模式的水平分辨率，并不是总能改善或提高降水气候态、日变化和双赤道辐合带(double ITCZ)现象等的模拟性能（Yuan et al., 2013；Bacmeister et al., 2014），关键是减少存在于降水相关的物理过程参数化方案中

的不确定性问题 (Williamson and Olson, 2003; 宇如聪等, 2014)。

欧亚大陆面积达 5000 多万平方千米, 自然地理环境多样, 地形复杂, 土地利用类型多变, 形成了丰富的区域及局地气候特征和差异。该大陆降水呈现显著的地域性特征, 季节分布不均匀。欧亚大陆的气候形态及其演变规律一直是数值模拟研究的重点与难点内容之一, 受到了许多关注。近年来, 以中国科学院大气物理研究所为主的模式研发团队研发了中国科学院地球系统模式 (CAS-ESM; 曾庆存和林朝晖, 2010; Zhang et al., 2013), 该模式的大气分量模式能较好地模拟全球观测气候态 (Xie et al., 2018)。针对降水的频率和强度, Kong et al. (2020) 研究表明提高 CAS-ESM 模式水平分辨率能改善全球降水的频率和强度。另一方面, 气候模式中辐射传输、积云对流和云微物理过程等方案是决定着降水模拟性能的主要物理过程, 采用不同的参数化方案对降水特征的模拟不同 (Zhang and McFarlane, 1995, Sun and Bi, 2018)。那么, 在欧亚地区, CAS-ESM 中采用怎样辐射传输、积云对流参数化方案和云微物理过程组合能较好的模拟降水特征呢? 水平分辨率对逐日降水特征的影响又如何? 为了回答上述问题, 本文基于 CAS-ESM, 设计并开展了不同物理过程方案 and 不同水平分辨率的数值模拟试验。在此基础上, 利用观测资料评估分析欧亚大陆逐日降水特征的模拟性能, 并讨论造成模拟偏差的物理机制, 以期望对改善和提高该模式的模拟性能提供研究依据。

2 试验设计、资料和方法

本研究使用中国科学院大气物理研究所自主研发的 CAS-ESM 模式 1.0 版本, 它是由中国科学院大气物理研究所内/外联合团队开发的模式。其中大气分量模式是 IAP AGCM 4.1 版本, 动力框架采用有限差分格式 (Finite-difference dynamical core), 水平分辨率可选用典型分辨率 $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$ 和高水平分辨率 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 物理过程能选用不同的参数化方案, 其它模式细节参考 Zhang et al. (2013)。此外, 本研究还使用了美国国家大气研究中心研发的 CESM 模式 (1.2.2 版本), 以更好地对比分析 CAS-ESM 模式的模拟性能。本研究共设计了四组试验, 如表 1 所示。其中, 第一组试验使用 CESM 模式, 水平分辨率为 $1.9^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 物理过程采用美国国家大气研究中心发展的 CAM5 的物理参数化方案 (记为 CESM); 第二~第四组试验均使用了 CAS-ESM 模式, 其中第二组试验水平分辨率为 $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$, 物理过程采用美国国家大气研究中心发展的 CAM4 的物理参数化方案 (记为 Lcam4); 第三组是水平分辨率也为 $1.4^{\circ} \times 1.4^{\circ}$, 但物理过程采用的是 CAM5 的物理参数化方案 (记为 Lcam5); 第

四组水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，物理过程为 CAM5 的物理参数化方案（记为 Hcam5）。在垂直方向上，CESM 试验的模式层数为 30 层，模式层顶气压为 2.9 hPa。在 CAS-ESM 进行的试验中，Lcam4 试验的模式层数为 26 层，Lcam5 和 Hcam5 的模式层数都是 30 层，模式层顶气压为 2.2 hPa。图 1 给出了本文选取的研究区域和不同试验的地形高度场。图 1 显示，水平分辨率越高，对地形的描述越细致。此外，图 1a 中还选了四个子区域：南欧地区（SEU）、印度半岛（IND）、亚洲东南部（SEA）和中国东北部（NEA），以供后文更细致的分析。

表 1 本研究中 CAS-ESM 四组试验的设置

Table 1 Design of experiments for the present study

试验名称	模式	分辨率		物理参数 化方案	积分 步长(s)
		水平方向	垂直方向		
CESM	CESM v1.2.2	$1.9^\circ \times 2.5^\circ$	L30	CAM5	1800
Lcam4	CAS-ESM v1.0	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	L26	CAM4	1200
Lcam5		$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	L30	CAM5	1200
Hcam5		$0.5^\circ \times 0.5^\circ$	L30	CAM5	900

CAM4 和 CAM5 物理过程参数化方案组合细节见表 2。这两个参数化方案的组合均使用 Zhang and McFarlane（1995）年提出的深对流方案，它们主要的区别是使用了不同的浅对流、云微物理过程、边界层湍流和辐射传输过程。四组试验的模拟时间均为 1996~2016 年，其中 1996~1997 年是 spin up 时间。CESM 的时间步长是 1800s，Lcam4 和 Lcam5 的时间步长是 1200s，Hcam5 的时间步长是 900s。利用 CESM 和 CAS-ESM，本文开展的试验类型是 AMIP（the global Atmospheric Model Intercomparison Project, Gates 1992）。在海洋上，利用 Hurrell 等（2008）提出的方法，将 Hadley 中心的月平均海温/海冰（Rayner et al., 2003）和 NOAA 的每周平均海温资料（Reynolds et al., 2002）合并计算所得。在陆地上，四组试验的陆面过程分量模式均使用 CLM4.5（Community Land Surface model, Oleson et al., 2013）。

图 1 研究区域和不同试验的地形（填色：海拔高度，单位：m）：（a）CESM；（b）Lcam4 和 Lcam5；（c）Hcam5。（a）图中四个子区域南欧地区（SEU）、印度半岛（IND）、亚洲南部（SEA）和亚洲北部（NEA）范围，用于后文分析

Fig.1 Model domain used in the study and topography from different experiments (shading: altitude, units: m). (a) CESM, (b) Lcam4 and Lcam5, (c) Hcam5. Four sub-regions in Fig.1a are used for detailed analyses

表 2 CAM4 和 CAM5 中主要的物理参数化方案

Table 2 The physical schemes in CAM4 and CAM5

方案	CAM4	CAM5
深对流方案	Zhang and McFarlane 方案 (Zhang and McFarlane, 1995)	
浅对流方案	Hack 方案 (Hack, 1994)	Park and Bretherton 方案 (Park and Bretherton, 2009)
边界层湍流方案	Dry turbulence 方案 (Holtslag and Boville, 1993)	Moist turbulence 方案 (Bretherton and Park, 2009)
云微物理参数化方案	Prognostic sigle-moment 方案 (Rasch and Kristjánsson, 1998)	Prognostic double-moment 方案 (Morrison and Gettelman, 2008)
辐射方案	CAM 方案 (Collins et al., 2004)	RRTMG 方案 (Neale et al., 2012)

为了验证模式的模拟结果，并分析水平分辨率以及物理过程参数化方案对逐日降水特征的影响，本文采用了以下观测资料：（1）1998~2016 年逐日的 GPCC 降水资料（Schamm et al., 2014），分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ；（2）CMORPH 卫星观测降水资料（Joyce et al., 2004; Xie et al. 2017），其空间分辨率为 0.07277° （经度） $\times 0.07275^{\circ}$ （纬度），时间分辨率为 30min。在本文的分析中，CMORPH 处理成逐日资料进行分析，其覆盖范围是南北纬 60° 之间。由于 GPCC、CMORPH、CESM 和 CAS-ESM 模拟的降水空间分辨率不同，本文将所有资料都利用守恒算法插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的水平格点上进行分析 and 比较。特别说明，尽管降水的特征（降水量、频率和强度）会受到时间和空间分辨率的影响（Chen and Dai, 2018），但本文的主要结论并不受分辨率的不同而改变。因此，考虑篇幅，本文仅呈现了 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的结果。

降水事件的定义如下：逐日降水量 $\geq 0.5\text{mm}$ （可测量的降水）表明发生了降水。基于此，本文中平均降水量（单位： mm d^{-1} ）的定义是 1998~2016 年累积总降水量与总日数的比值；平均降水频率（单位： d ）是 1998~2016 年年平均的有效降水总日数；平均降水强度（单位： mm d^{-1} ）是 1998~2016 年年平均的有效降水总量除以总日数。针对极端降水的强度和频率，采用了世界气象组织（WMO）气候变化检测/指标专家组（ETCCDI）定义的日最大降水量（Rx1day）和大雨日数（R25；日降水量超过 25mm 的天数）分别表示，它们在前人的许多研究中已经被使用（如 Easterling et al., 2000; Zhou et al., 2014; 吴佳等, 2015）。

3 结果和分析

3.1 平均降水量、频率和强度

图 2 1998~2016 年多年平均降水量分布 (单位: mm d^{-1}): (a) GPCC; (b) CMORPH; (c-f) CESM、Lcam4、Lcam5 和 Hcam5 分别与 GPCC 的偏差场; (g-h) Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 的差异场。图右上角的数值是区域平均值

Fig.2 Spatial distributions of annual mean precipitation amount (units: mm d^{-1}) derived from (a) data from the Global Precipitation Centre (GPCC), (b) the precipitation estimates produced by the Climate Prediction Center (CPC) morphing method (CMORPH), the differences between CESM (c), Lcam4 (d), Lcam5 (e), Hcam5 (f) and GPCC, the differences between Lcam4 (g), Hcam5 (h) and Lcam5 during 1998-2016. The area-weighted averaged value of precipitation amount or biases are shown in the upper-right of each related panel

图 2 是 GPCC 和 CMORPH 多年年平均 (1998~2016 年) 降水量空间分布 (a, b), 以及 CESM (c) 和 CAS-ESM 模拟的降水 (d~f) 分别与 GPCC 的偏差分布。此外, 图 2 还给出了 Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 的平均降水量差异场 (g, h)。从图 2a 和 2b 可以发现, 受季风或地形的影响, GPCC 和 CMORPH 的降水主要位于亚洲东部和南部、欧洲地中海北岸的陆地和大西洋东岸。强降水中心出现在中国东南沿海、南亚东部、印度半岛西岸、青藏高原南麓和阿尔卑斯山周围。CESM 模拟的降水整体比 GPCC 偏大, 尤其是在俄罗斯远东、中国大部、印度半岛南部和阿拉伯半岛南部地区。其中在青藏高原南部和东部地区, CESM 的降水明显偏多。与之相反, 在中国东南沿海、东南亚、印度半岛北部和欧洲南部地区, CESM 的降水偏少。CAS-ESM 模拟的平均降水量比 GPCC 偏高, 但与 CESM 模式的偏差分布有明显区别。例如, 在中国, CESM 的降水正偏差比 CAS-ESM 的结果更明显。Lcam5 与 GPCC 的降水偏差 (0.02 mm d^{-1}) 显然比 CESM 与 GPCC 的偏差 (0.18 mm d^{-1}) 更小。CAS-ESM 的不同试验也有明显的区域性特征和差异。两组低分辨率试验 Lcam4 (图 2d) 和 Lcam5 (图 2e) 模拟的降水量在欧亚大陆最东端鄂霍茨克海周围、青藏高原四周、斯堪的维亚半岛西岸都偏大。然而, 与 Lcam5 相比, Lcam4 的降水量在印度半岛、伊朗高原、阿拉伯半岛和欧洲大部分地区、西西伯利亚平原到贝加尔湖地区明显更强 (图 2d, e 和 g)。当水平分辨率从 1.4° 提高到 0.5° 后, Hcam5 显然减小了 Lcam5 中在欧洲、西西伯利亚平原、贝加尔湖周围地区和青藏高原南部降水量的负偏差 (图 2f), 提高了模式的模拟性能。在青藏高原地区、中国华北和东北地区, Hcam5 的降水量呈现为正偏差。在青藏高原南侧, Lcam4 和 Lcam5 都是降水负偏差, 而在 Hcam5 中负偏差覆盖的区域明显减小。

图 3 同图 2，但为 1998~2016 年多年平均降水频率分布（单位：d）

Fig. 3 As in Fig. 2, but for the precipitation frequency (units: d)

图 3 展示了 GPCC 和 CMORPH 降水频率的气候态分布、以及四组模拟的偏差分布。从图 3a 和 3b 可以看出，在中国南方地区、印度半岛东部和南亚半岛，降水频率相对较大，超过了 100 天。在欧亚大陆约 40°N 以北的广大地区，出现降水的平均日数亦超过 100 天，部分沿海的地区甚至超过了 200 天（图 3a）。降水日数相对较少的地区位于中国西北地区、伊朗高原和阿拉伯半岛。与 GPCC 相比，CMORPH 的降水日数整体呈现偏少的分布，尤其是在欧洲地区、亚洲 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 之间的纬度带、中国南部和东南亚地区。从图 3c 可以看出，在欧亚大陆大多数地区 CESM 的降水频率比 GPCC 更高，尤其是在青藏高原地区。CAS-ESM 也高估了欧亚大陆逐日降水的频率，但与 CESM 模式的偏差分布不同。例如，在青藏高原地区，CAS-ESM 模拟的降水频率与 GPCC 的偏差比 CESM 对应的偏差明显更小。在使用 CAM5 的物理参数化组合方案下，CESM 模式在欧洲东部和亚洲东北部的降水频率偏差为正；而 CAS-ESM 在这些地区的降水频率偏差为负。在欧洲地区、鄂霍茨克海北部和亚洲东南部，Lcam4 的降水频率（图 3d）明显偏大（最大正偏差超过了 70 天）。在欧洲和西西伯利亚地区，Lcam5 模拟的降水日数（图 3e）比 GPCC 更少，但在其它地区（如中国东部、印度半岛）则偏多。从图 3g 可知，物理参数化方案由 CAM4 变为 CAM5 后，模式模拟的降水日数在欧亚大陆北部、阿拉伯半岛和伊朗高原均增加，但在中国东部地区则减少，后文将分析原因。水平分辨率提高后，尽管 Hcam5 模拟的降水日数比 GPCC 更多，但它减小了欧洲和西西伯利亚平原的负偏差，同时也减小了中国东部和青藏高原地区降水日数的正偏差（图 3f 和 3h）。比较图 3d~3h，可以发现物理参数化方案对欧亚大陆中高纬地区的降水日数影响较为显著，而水平分辨率则对地形显著的地区和中国东部地区的降水频率的结果有较大影响。

图 4 同图 2，但为 1998~2016 年多年平均降水强度分布（单位： mm d^{-1} ）

Fig. 4 As in Fig. 2, but for the precipitation intensity (units: mm d^{-1})

图 4 展示了 GPCC 和 CMORPH 降水强度的气候态分布、以及四组试验的偏差分布结果。GPCC 和 CMORPH 的降水强度空间分布整体接近。与 GPCC 相比，CMORPH 卫星观测的降水强度整体偏强。CESM 的降水强度在阿拉伯半岛南部和青藏高原南部与东部偏强，其余地区的降水强度则偏弱（图 4c）。与 CESM 相比，Lcam5 的降水强度与 GPCC 的负偏差更

大，这表明其降水强度比 CESM 更弱。除了在欧亚大陆最东边的半岛和青藏高原四周，CAS-ESM 的降水强度均小于 GPCC 的降水强度（图 4d~f）。在低分辨率下，Lcam4（图 4d）和 Lcam5（图 4e）模拟的降水强度偏差分布十分相似。提高水平分辨率后，即 Hcam5（图 4f）模拟的降水强度负偏差整体上都减小，偏差显然比 Lcam4 和 Lcam5 都更弱，模拟性能得以改善。从图 4 中可以看出，与降水频率不同的是，利用 CAS-ESM 进行数值试验时，物理参数化方案的改变对降水强度的影响相对较小；而水平分辨率对降水强度的影响相对较大，尤其是在欧洲、印度、中国东部和俄罗斯南部贝加尔湖所处的纬度带区域。

3.2 极端降水频率和强度

图 5 给出了 GPCC 和 CMORPH 在 1998~2016 年多年平均日最大降雨量（Rx1day）空间分布，以及四组试验分别与 GPCC 的偏差分布。GPCC 和 CMORPH 两种观测显示，Rx1day 的空间分布与降水强度十分相似。在亚洲东部、南部以及欧洲地中海北岸 Rx1day 较大，中国西北内陆、咸海周围地区和欧亚大陆北边界地区对应的值较小。在中国东南沿海、青藏高原南麓和印度半岛等地区 Rx1day 都达到了 80mm 以上，但在中国西北地区却不足 8mm。CESM 模拟的结果显示，在俄罗斯在远东地区、中国中西部和阿拉伯半岛南部，Rx1day 的偏差为正，其余地区为负。与 CESM 相比，CAS-ESM 在中国中部地区的正偏差更小，但在亚洲南部的负偏差更大。Lcam4 和 Lcam5 的结果显示（图 5d,e），二者表征的 Rx1day 与 GPCC 的偏差分布相似：在鄂霍茨克海周围的陆地、青藏高原和伊朗高原一些地区存在正偏差，其它地区则是负偏差。在印度半岛的两组试验的差异相对明显（图 5g）。提高分辨率后，Hcam5 的结果（图 5f）显然与另外三组低分辨率的试验结果不同，它有效减小了 CESM、Lcam4 和 Lcam5 模拟的负偏差。然而，在亚洲东北部和青藏高原，它模拟的 Rx1day 为正偏差，在印度半岛和南亚是负偏差。总体而言，Hcam5 模拟的 Rx1day 比 Lcam5 的更大（图 5h），从而减小了 Lcam5 的负偏差。因此，水平分辨率提高后，极端降水强度的模拟性能提高，这与前人的研究结论一致（Zarzycki et al., 2014; Kong et al., 2020）。此外，对比图 4 和图 5 可以发现，降水强度和日最大降水量的空间分布十分相似。同样的，水平分辨率的改变对 Rx1day 的影响相对明显，而物理参数化方案的影响相对较小。

图 5 同图 2，但为 1998~2016 年日最大降水量（Rx1day，单位：mm）分布
Fig. 5 As in Fig. 2, but for the maximum daily precipitation (Rx1day, units: mm)

图 6 给出了不同数据表征的降水量超过 25mm 的大雨日数 (R25) 的气候态分布和偏差分布。由 GPCC 和 CMORPH 可知, 印度半岛、南亚东部、中国南部和日本等地区的 R25 均超过了 20 天, 阿尔卑斯山脉周围地区能达到 12 天。CESM 模拟的 R25 在青藏高原南部和东部明显比 GPCC 偏多, 正偏差可达 11 天以上; 在秦岭淮河一带 CESM 的 R25 也偏多。在欧洲、印度、东南亚和中国东南沿海地区, CESM 的 R25 比 GPCC 偏小。CAS-ESM 的模拟偏差分布与 CESM 分布类似, 但存在区域差异。例如, 在秦岭淮河一带, 与 GPCC 相比, CESM 的 R25 偏多, CAS-ESM 的 R25 整体偏少。Lcam4 (图 6d) 和 Lcam5 (图 6e) 模拟的 R25 偏差分布十分相似, 在欧洲和亚洲南部均比 GPCC 的更小。比较而言, 在印度半岛、中国南方地区和东南亚, Lcam4 比 Lcam5 的 R25 更大, 最大可达 5 天以上的差异 (图 6g)。在青藏高原、中国东北和外兴安岭地区, Hcam5 模拟的 R25 (图 6f) 比 GPCC 更大。在欧洲地区、印度半岛、东南亚和中国南部, Hcam5 模拟的 R25 和前面低分辨率的结果一致的偏小, 但 Hcam5 明显减小了负偏差 (图 6h)。

图 6 同图 2, 但为 1998~2016 年大雨日数 (R25, 单位: d) 分布
Fig. 6 As in Fig. 2, but for the number of heavy raining days (R25, units: d)

综合分析图 2~6, 首先可以发现, GPCC 的降水强度、Rx1day 和 R25 的空间分布相对接近, CMORPH 和四组试验的降水强度、Rx1day 和 R25 与 GPCC 的偏差在空间分布上也较为接近。因此, 降水强度与极端降水的强度 (如 Rx1day) 和极端降水的频率 (如 R25) 之间可能存在一定的联系。针对 CAS-ESM 的两组低分辨率的试验, 比较图 2d 和图 3d (或图 2e 和图 3e), 平均降水量和降水频率的差异分布类似。因此, 改变物理参数化方案和水平分辨率降水量的变化可能主要与降水频率相关。此外, 当物理参数化方案组合由 CAM4 变成 CAM5 时, 降水强度、Rx1day 和 R25 在印度半岛、中国南部和南亚地区, 前者 (Lcam4) 比后者 (Lcam5) 的模拟结果都更大, 在其它地区物理参数化方案的影响则相对较小。当水平分辨率从 1.4° 提高到 0.5° 时, Hcam5 的降水强度、Rx1day 和 R25 比 Lcam5 的模拟结果都更大, 这使得模式误差得以减小, 尤其是在欧洲、亚洲东部和南部。最后, 为了定量地评估四组试验的模拟性能, 表 3 给出了在欧亚大陆上, 不同试验模拟地降水指数分别与 GPCC 的空间相关系数和标准化方差。CESM 模拟的降水频率和 R25 的空间相关系数最大, 表明这两种降水特征, CESM 的模拟性能相对较好。Hcam5 的平均降水量、降水强度和 Rx1day 的空间相关系数最大, 表明其相应的模拟性能较好。针对标准化的方差, 四组试验模拟的降

水频率的结果均大于 1，这表明两个模式模拟的降水频率空间变化比 GPCC 更大。然而，模式模拟的降水强度、Rx1day 和 R25 的标准化方差都小于 1，说明模式模拟的这些降水特征的空间变率比 GPCC 更小。这与图 2~6 的空间分布结果一致。

表 3 四组试验分别与 GPCC 的空间相关系数 (CC) 及标准化方差 (NSD)
Table 3 The spatial correlation coefficients (CC) and normalized standardized deviations (NSD) between GPCC and CESM, Lcam4, Lcam5 and Hcam5.

	平均 降水量		降水 频率		降水 强度		Rx1day		R25	
	CC	NSD	CC	NSD	CC	NSD	CC	NSD	CC	NSD
CESM	0.73	1.16	0.78	1.65	0.69	0.59	0.68	0.48	0.56	0.80
Lcam4	0.58	0.96	0.74	1.41	0.60	0.48	0.57	0.36	0.31	0.58
Lcam5	0.59	1.01	0.68	1.871	0.57	0.43	0.44	0.33	0.16	0.49
Hcam5	0.77	0.94	0.76	1.47	0.74	0.47	0.72	0.64	0.51	0.58

3.3 子区域逐日降水的季节变化

降水的局地特征显著，在中高纬度季节特征也明显。因此，通过分析和对比典型降水子区域的局地降水模拟性能，能更细致地评估模式的模拟性能。从图 2a 和 2b 可知，在欧洲南部、印度半岛和中国东部，降水量相对其它地区更大。与此同时，这些地区的人口相对稠密，降水特征的变化对社会经济生成和人类活动均有重要影响。为细致地检验 CESM 和 CAS-ESM 模式在不同区域对降水特征的模拟性能，图 1a 给出了四个典型的子区域。其中，印度半岛和中国东部均是典型季风性气候区，其降水特征受地形、南亚季风、东亚季风、西太平洋副热带高压和热带气旋等因素的影响（如 Lu, 2002; Ding et al., 2007; Ren et al., 2013; Qian and Zhou, 2014）；南欧地区则是典型的地中海气候，夏季炎热干燥，冬季湿润多雨，降水的变化受到 NAO 和 ENSO 等因素影响（如 Rodó et al., 1997）。图 7 给出了不同子区域四个季节（冬季：12~2 月，DJF；春季：3~5 月，MAM；夏季：6~8 月，JJA 和秋季：9~11 月，SON）的平均降水量的区域平均值。其中图 7a~d 分别表示四个区域 GPCC、CMORPH 和四组模拟试验的点状图结果；图 7e 也表示同样的结果，但用柱状图表示，以使得结果更

直观。

在南欧地区 (SEU), GPCC 显示在 DJF 和 SON 的降水量相对较大, 是全年降水的主要季节, 均达到 2mm d^{-1} 以上。CMORPH 的区域平均降水比 GPCC 更少, 尤其是在降水充沛的冬季负偏差较显著。CESM 模拟的降水在 4~11 月都比 GPCC 的值更小, 其它季节和 GPCC 大体相当。利用 CAS-ESM 进行的试验中, 除了 JJA 偏少外, Lcam4 模拟的降水量在都比 GPCC 更多。Lcam5 模拟的降水量在 DJF 与 GPCC 几乎一致, 但其它三个季节都偏少, 且偏差是试验中最大的一组。从图 3 和图 4 可知, 这与它模拟的降水频率和降水强度均偏弱有关。Hcam5 在 DJF 偏多, JJA 偏少, 其它两个季节与 GPCC 相对接近。

图 7 1998~2016 年四个子区域季节平均降水 (单位: mm d^{-1}) 分布: (a) SEU; (b) IND; (c) SEA; (d) NEA 和 (e) 与前面四个图相同, 但为柱状图表示。子区域与图 1 的范围相同

Fig. 7 Seasonal precipitation amount (units: mm d^{-1}) from GPCC, CMORPH, CESM, Lcam4, Lcam5 and Hcam5 during 1998-2016 in different sub-regions shown in Fig.1: (a) SEU, (b) IND, (c) SEA, and (d) NEA. (e): also the seasonal precipitation amount in different sub-regions but used histogram

在印度半岛 (IND), 南亚季风影响下该区域 JJA 的降水量最大, 接近 9mm d^{-1} 。在 JJA 和 SON, CESM 模拟的降水比 GPCC 偏大; CMORPH 和 CAS-ESM 的三组试验模拟的 JJA 降水均比 GPCC 更小, 尤其是 Lcam5。这主要与降水强度、极端降水强度和频率偏小有关 (图 4~6)。Lcam4 的结果与 GPCC 更为接近; 提高分辨率后, Hcam5 的结果改善了 Lcam5 中偏少的误差。SON 的结果与 JJA 类似, 模拟的结果均偏小。然而, 在 DJF 和 MAM 两个季节, CAS-ESM 模拟的结果则偏大, 这可能主要是由于降水频率比 GPCC 偏更大引起的。

在中国东南部 (SEA), 观测的 GPCC 结果在 JJA 降水量也最大, 达到 7mm d^{-1} 左右。CMORPH 和四组试验模拟的结果几乎重合, 但比 GPCC 略小。除 Lcam5 外, SON 观测和模拟的结果几乎重合。从这两个结果也可以看到, 在使用不同物理过程和水平分辨率时, 尽管模式模拟的降水量差异不大, 但其降水频率、强度和极端降水的模拟结果却可以很大, 这也指出了模式对降水特征模拟性能的复杂性。在 DJF 和 MAM 两个季节, CESM 和 CAS-ESM 模拟的降水均比 GPCC 偏大, 其中 Lcam5 模拟的偏差最大, Lcam4 和 Hcam5 的降水量相对一致。

最后在中国的华北、东北和外兴安岭地区 (NEA), GPCC 资料中 JJA 的降水仍最大, SON 次之, DJF 降水最少。除了在 DJF 降水量偏少外, CMORPH 与 GPCC 的降水几乎重合。

四组试验模拟的降水量都比 GPCC 和 CMORPH 更多。在 MAM 和 SON 两个季节, CESM 模拟的正偏差最大。与 Lcam4 和 Lcam5 相比, Hcam5 模拟的降水在四个季节都正偏差最大, 这与 Hcam5 模拟的 Rx1day 和 R25 存在正偏差对应。

图 8 给出了 GPCC、CMORPH 和四组试验在四个子区域多年平均逐日降水的区域平均的变化。尽管不同的数据存在差异, 但均能反映出不同区域降水的季节变化。在南欧地区, 从 1 月到 5 月, 以及 11 月和 12 月, CMORPH 的逐日降水量比 GPCC 更低, 其它月份 CMORPH 的降水量与 GPCC 几乎重合。在 4~11 月, CESM 模拟的降水量比 GPCC 和 CMORPH 两种观测资料的更少。从 6 月~9 月, CAS-ESM 的三组试验模拟的降水量也比 GPCC 和 CMORPH 更少, 且 Lcam4 的负偏差最小, Lcam5 的负偏差最严重。在 1~2 月和 11~12 月, CESM 和 Lcam5 的偏差较小。3~4 月, Hcam5 的偏差相对较小。此外, 四组试验模拟的标准差 (STD) 均比 GPCC (0.28 mm d^{-1}) 大, 其中 Lcam5 和 Hcam5 的结果偏大, 达到 0.43 mm d^{-1} 。在印度半岛 (图 8b) 的 3~6 月, CESM 和 CAS-ESM 模拟的降水量比 GPCC 更多。在 7~8 月, CESM 和 CAS-ESM 模式表征的降水量则比 GPCC 偏少。这主要是由于地区平均降水强度和极端降水的强度与频率均存在负偏差导致的。此外, 与 SEU 不同, GPCC 的 STD 为 3.42 mm d^{-1} , 但 CMORPH 和 CAS-ESM 的结果都比 GPCC 小, 依次为 2.99 mm d^{-1} , 2.50 mm d^{-1} , 2.99 mm d^{-1} 和 2.54 mm d^{-1} , CESM 的 STD 则比 GPCC 更大, 为 3.47 mm d^{-1} 。在亚洲东部的两个子区域 (SEA 和 NEA; 图 8c 和 8d), GPCC 与 CMORPH 的季节变化曲线几乎一致。这说明, 该地区 CMORPH 表征的降水特征的可信度高。四组试验的结果在这两个子区域的降水量全年整体偏大, 但在 6~8 月, 模式模拟的结果偏小。此外, SEA 地区, Lcam5 的 STD 比 GPCC 的值更小, 其余试验的 STD 则结果相反。从 SEU、IND 和 SEA 三个子区域的结果来看, 在 7~8 月, CESM 和 CAS-ESM 的降水量偏少, 尤其是在亚洲南部和东部, 这主要与降水强度和极端降水偏低有关。然而, 在 NEA 这个地区, CESM 和 CAS-ESM 模拟的降水量偏大, 这显然与降水频率偏大有关。这些结果说明, 在不同的地区, 造成降水量偏差的原因不同。

图 8 1998~2016 年多年平均逐日降水 (单位: mm d^{-1}) 在四个子区域的区域平均值时间序列: GPCC: 黑色; CMORPH: 绿色; CESM: 紫色; Lcam4: 黄色; Lcam5: 粉色; Hcam5: 蓝色。图右侧的数字从上到下为对应的平均值和标准差

Fig.8 Time series from the area-weighted average daily precipitation amount (units: mm d^{-1}) during 1998-2016 over the four sub-regions shown in Fig.1. Black: GPCC, Green: CMORPH, Purple: CESM, Yellow: Lcam4, Pink: Lcam5, Blue: Hcam5. The numbers in the right side are the corresponding means (MEAN) and standard deviations (STD) for different data sets

4 对流性降水、大尺度降水和水汽通量的结果与分析

从前面的讨论中，可以看出物理参数化方案和水平分辨率的变化都可以影响降水特征（平均量、频率、强度、极端降水频率和强度），但影响的程度和区域则有所不同。根据降雨产生的不同的物理过程及云的类型，Houze（1997）将降水分为两种类型：对流性降水和层状云降水（或大尺度降水）。在 CESM 和 CAS-ESM 中，总降水也是由对流性降水和大尺度降水两个部分组成。因此，为探究前文变化的具体原因，图 9 给出了 1998~2016 年四组试验对流性降水和大尺度降水的气候态分布。同时，图 10 给出了前文所选的四个子区域对流性降水和大尺度降水的逐日变化曲线。从图 9 能看到，四组试验模拟的对流性降水在欧洲、印度半岛、亚洲东部和东南亚地区相对较大，而在欧亚大陆北边界、中国西北内陆到里海东岸对流降水较小。CESM、Lcam4 和 Lcam5 区域平均的对流性降水接近（依次是 0.90 mm d^{-1} 、 0.95 mm d^{-1} 和 0.94 mm d^{-1} ），但在不同地区有明显差异。与低分辨率的结果相比，Hcam5 的对流性降水明显减小，区域平均值最小。这说明提高水平分辨率后，依赖对流参数化方案来产生降水减小（即对流性降水减小），这与前人逐月和逐小时降水的结果一致（Zarzycki et al., 2014; Kong et al., 2020）。在欧洲，CESM 的对流性降水比 Lcam4 和 Lcam5 整体偏少，这与 4~10 月 CESM 模拟的结果偏小相关。Lcam5 的对流性降水在空间分布上显然少于 Lcam4（图 9a 和 9c），这与图 10a 中 Lcam5 在 5~10 月的对流性降水比 Lcam4 少相关（图 10a）。与之对比，Hcam5 的对流性降水最小（5~6 月除外）。在印度地区（图 10c），尽管空间上四组试验的分布类似，但 5~12 月 CESM 模拟的对流性降水最大，7~9 月 Lcam4 和 Hcam5 产生的对流性降水也较大。在亚洲东部，从图 9e 和 9g 可以明显看到，与 Lcam4 和 Lcam5 相比，Hcam5 的对流性降水明显减小。同时，在两个子地区（图 9e 和 9g），Lcam5 的对流性降水都最大（ 2.80 mm d^{-1} 和 1.08 mm d^{-1} ），而 Hcam5 的对流性降水最小（ 1.75 mm d^{-1} 和 0.69 mm d^{-1} ）。此外，在南欧地区，Lcam4 模拟的对流性降水的 STD 最大。在印度地区则是 CESM 模拟的对流性降水的 STD 最大。然而，在亚洲东部的两个子区域，Lcam5 表示的对流性降水的 STD 最大，而 Hcam5 的最小。

图 9 1998~2016 年多年平均对流性降水（左侧）和大尺度降水空间分布（右侧）（单位： mm d^{-1} ）。上中下依次为 CESM、Lcam4、Lcam5 和 Hcam5 的结果

Fig. 9 Spatial distributions of daily convective precipitation (left-hand side) and large-scale precipitation (right-hand side) for CESM, Lcam4, Lcam5 and Hcam5 (units: mm d^{-1})

另一方面，四组试验模拟的大尺度降水在斯堪的纳维亚半岛、青藏高原、中国东部和鄂霍茨克海周围的陆地地区相对充沛。比较而言，Lcam5 模拟的大尺度降水最少，平均是 0.71 mm d^{-1} ；Hcam5 的大尺度降水最大，区域平均值是 1.00 mm d^{-1} 。在南欧和印度两个区域（图 10b 和 10d），CESM 的结果介于 Lcam5 和 Hcam5 之间。Lcam5 的大尺度降水全年最小，这可能是欧洲降水强度和极端降水偏少的原因之一。Lcam4 和 Hcam5 的结果则相对接近。在东亚两个子区域，显然 CESM 和 Hcam5 模拟的大尺度降水较大，尤其是在降水较为明显的 4~9 月。对比 CAS-ESM 的三组试验结果可知，提高水平分辨率后，其模拟的可解析降水（resolved rainfall）增加，依赖对流参数化方案产生的降水减小。可以推断，在亚洲东部 Hcam5 降水频率的减小主要是因为对流性降水频率的减小导致的。与此同时，CESM 模拟的大尺度降水的 STD 在东亚两个子区域最大，Hcam5 的 STD 次之。与 SEU 和 IND 一致，Lcam5 的大尺度降水最少。针对 CAS-ESM 的结果，我们还分析了 Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 模拟的对流性降水和大尺度降水的差异场（图略）。除了在中国长江沿岸地区外，Lcam4 的大尺度降水比 Lcam5 的均更多。这可能导致 Lcam4 的降水量和降水频率都高于 Lcam5（图 2f 和 3f），尤其是在欧亚大陆的中高纬度地区、印度半岛和南亚等热带地区。在中国东部，Lcam4 的对流性降水显著低于 Lcam5 的结果，这引起了该地区 Lcam4 的降水量和降水频率都比 Lcam5 低。另一方面，与 Lcam5 相比，Hcam5 的对流性降水减小，而大尺度降水却增大。因此，在中国南部降水频率的减小主要是由于对流性降水频率降低引起的；而中国东部和欧洲的降水强度、极端降水的强度和频率等，则主要是由于大尺度降水的增加引起的。

图 10 1998~2016 年多年平均的对流性降水（左侧）和大尺度降水（右侧）在四个子区域的区域平均值时间序列（单位： mm d^{-1} ）：CESM 紫色；Lcam4：黄色；Lcam5：粉色；Hcam5：蓝色。图中数字第一行为对应的平均值，第二行为对应的标准差

Fig. 10 Time series from the area-weighted average daily convective precipitation (left-hand side) and large-scale precipitation (right-hand side) during 1998-2016 over the four sub-regions shown in Fig.1 (units: mm d^{-1}). Purple: CESM, Yellow: Lcam4, Pink: Lcam5, Blue: Hcam5. The numbers in the first row and second row are the corresponding means (MEAN) and standard deviations (STD) for different data sets

最后，图 11 和图 12 依次给出了 JJA 和 DJF、MAM 和 SON 四个季节 Lcam4 和 Hcam5 分别与 Lcam5 模拟的水汽气候态差异的空间分布。JJA 的纬向水汽输送结果显示，在印度半岛和中国东部 Lcam4 和 Hcam5 向东输送的水汽都比 Lcam5 强；经向输送的结果显示，Lcam4

向北输送的水汽比 Lcam5 更充沛；在中国东北地区，Hcam5 向北输送的水汽也比 Lcam5 的结果更强。这些不同导致对应地区的降水量发生相应的改变，最显著的是 Hcam5 的降水量比 Lcam5 的更大。从 DJF 的纬向水汽输送可知，在欧洲北部 Lcam4 和 Hcam5 向东输送的水汽都比 Lcam5 强，而东南或南部地区的结果则相反，使得水汽差异在欧洲形成了辐合，从而引起该地区降水特征发生改变。这导致了 Lcam4 和 Hcam5 模拟的降水量、频率、强度和极端降水特征都比 Lcam5 大。在 MAM 和 SON 两个季节，在欧洲南部 Lcam4 和 Hcam5 向东输送的水汽同样比 Lcam5 强，从而导致这两个季节的降水 Lcam5 和 Hcam5 的降水量均比 Lcam5 更多。在印度半岛，Lcam4 在 MAM 和 SON 两个季节向北输送的水汽均比 Lcam5 强，使得这两个季节前者与后者的降水量相当或偏强；而在 MAM，Hcam5 向东和向北输送的水汽均比 Lcam5 弱，造成 Hcam5 的降水量偏小，在 SON，Hcam5 向东输送的水汽显然比 Lcam5 强，引起 Hcam5 的降水量也更大。在中国东部，MAM 这三个月中，Lcam5 向东输送的水汽和向北输送的水汽均比 Lcam4 和 Lcam5 强，因此 Lcam5 的降水量最大。在 SON 这个季节，中国东北地区，Lcam4 和 Hcam5 向东输送的水汽比 Lcam5 强，从而使得对应的降水量更大。针对 CAS-ESM 模式，整体对比四个季节发现，Lcam4 和 Hcam5 分别于 Lcam5 的水汽输送差异分布类似，这说明改变物理参数化方案和水平分辨率可能引起相似的水汽输送的变化，从而引起降水特征发生变化。

图 11 1998~2016 年 Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 在纬向方向（左侧）和经向方向（右侧）的气候态水汽输送差异（单位： $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ）。其中（a）-（d）为 JJA；（e）-（h）为 DJF
Fig.10 Spatial distributions of different zonal (left) and meridional (right) average integrated water vapor flux (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) for (a), (b) Lcam4 minus Lcam5, and (c), (d) Hcam5 minus Lcam5 in JJA, and (e), (f) Lcam4 minus Lcam5, and (g), (h) Hcam5 minus Lcam5 in DJF

5 结果和讨论

利用美国国家大气研究中心的 CESM 模式和中国科学院大气物理研究所内/外联合团队研发的地球系统模式 CAS-ESM 模式，本文进行了不同物理参数化方案 and 不同水平分辨率共四组 19 年（1996~2016，其中 1996~1997 是 spin up）的 AMIP 类型数值积分试验。其中，CESM 模式的水平分辨率是 $1.9^\circ \times 2.5^\circ$ ，物理参数化方案组合是 CAM5（简称为 CESM），这一组试验主要用于与 CAS-ESM 模式的结果进行对比。CAS-ESM 模式的水平分辨率是 $1.4^\circ \times 1.4^\circ$ （使用了 CAM4 和 CAM5 物理参数化方案组合）和 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ （使用 CAM5

物理参数化方案组合), 分别依次简称为 Lcam4、Lcam5 和 Hcam5。利用基于台站观测的 GPCC 降水资料和卫星观测的 CMORPH 降水数据, 本研究评估和分析了四组试验模拟的欧亚大陆逐日降水特征(平均量、频率、强度和极端降水)的模拟性能。

从空间相关系数来看, 四组试验模拟的平均降水特征和 Rx1day 在空间分布上与 GPCC 较接近, 但 R25 的空间分布形态与 GPCC 存在偏差。与 GPCC 相比, 四组试验模拟的平均降水量略偏大, 降水更频繁, 但降水强度偏弱。极端降水的强度 CESM、Lcam4 和 Lcam5 的结果类似, Hcam5 的结果则与 Lcam4 和 Lcam5 有较大不同。这说明, 物理参数化方案和水平分辨率对逐日降水特征均有影响, 但影响的降水特征变量和空间分布存在差异。针对不同物理参数化方案的结果, 在欧亚大陆中高纬区域, Lcam4 的降水量比 Lcam5 的更强, 这与 Lcam4 的降水频率更大相联系。在低纬度如印度半岛和东南亚半岛地区, Lcam4 的降水量比 Lcam5 的更大主要与降水强度尤其是极端降水的强度和频率更大有关。在中国东部, Lcam4 的降水量比 Lcam5 的更小则主要与降水频率偏低有关。进一步的分析发现, 在欧亚大陆中高纬度, Lcam4 的大尺度降水比 Lcam5 的更强, 水汽更加充沛, 从而引起了上述差异。在亚洲东部, Lcam4 模拟的对流性降水低于 Lcam5 的对应值, 导致该地区 Lcam4 的降水量和降水频率比 Lcam5 的更小。

图 12 同图 11, 但为 MAM 和 SON 两个季节(单位: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)

Fig. 12 As in Fig. 11, but for MAMA and SON (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)

不同模式的对比表明, 低分辨率下, CAS-ESM 对欧亚大陆降水特征与 GPCC 的空间相关系数都不如 CESM。然而, 提高分辨率后, 前人的研究结果显示, CESM 模拟的降水频率和降水强度性能反而有所降低(李星雨等, 2018; Kong et al., 2020)。针对 CAS-ESM, 提高分辨率后, 其模拟的逐日降水特征结果显著提高。当水平分辨率由粗变细后, Hcam5 比 Lcam5 产生了更多的降水量, 尤其是在欧洲、青藏高原南麓和中国东北地区。在中国南部, Hcam5 的降水频率比 Lcam5 更低, 减小了降水频率的误差, 这主要是由 Hcam5 的对流性降水频率减小引起的。在欧洲, 与 Lcam5 相比, Hcam5 的降水量、频率和强度都更大; 在亚洲东部和欧洲, Hcam5 的 Rx1day 和 R25 均比 Lcam5 更大, 与观测的偏差减小。这主要是因为 Hcam5 的大尺度降水比 Lcam5 的更大, 水汽也更充足。已有许多研究指出, 提高水平分辨率后, 模式模拟的极端降水频率和强度的模拟性能均得到改善, 本文的结果与前人的研究结果一致。

从本文中我们也可以看到，尽管试验中降水量的气候态分布特征差异不大，但物理参数化方案和水平分辨率对降水强度、频率和极端降水的模拟性能不同。针对 CAS-ESM 模式，不同的物理过程参数化方案的改进、空间分辨率的提高以及二者的相互适应仍是提高其模拟降水特征的一个方向。例如，Xie et al. (2020) 指出，考虑地形拖曳的影响，在 CAS-ESM 中修正地形各向异性参数化方案后，该模式在复杂地形的区域引起的地形波模拟性能得到了改善。此外，已有研究指出，时间积分步长也是影响降水特征的一个因素 (Williamson, 2013)，因本试验中 Lcam4、Lcam5 的积分步长是 1200s，而水平分辨率提高后，为了模式积分稳定，Hcam5 的积分步长为 900s。未来工作中，我们将进一步分析 CAS-ESM 模式更完善的物理参数化方案、更高的水平分辨率和积分步长对降水特征的模拟性能。

参考文献

- Bacmeister J T, Wehner M F, Neale R B, et al. 2014. Exploratory high-resolution climate simulations using the Community Atmosphere Model (CAM) [J]. *J. Climate*, 27(9): 3073-3099. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00387.1
- Bretherton C S, Park S. 2009. A new moist turbulence parameterization in the community atmosphere model [J]. *J. Climate*, 22(12): 3422-3448. DOI: 10.1175/2008JCLI2556.1
- Chen D, Dai A G. 2018. Dependence of estimated precipitation frequency and intensity on data resolution [J]. *Climate Dyn.*, 50: 3625-3647. DOI: 10.1007/s00382-017-3830-7
- Collins WD, Rasch P J, Boville B A, et al. 2004. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 3.0) [R]. Tech. Rep. NCAR/TN-464_STR.
- Dai A G. 2006. Precipitation characteristics in eighteen coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19(18): 4605-4630. DOI: 10.1175/JCLI3884.1
- Ding Y H, Ren G Y, Zhao Z C, et al. 2007. Detection, causes and projection of climate change over China: An overview of recent progress [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24: 954-971. DOI: 10.1007/s00376-007-0954-4
- Duan W L, Hanasaki N, Shiogama H, et al. 2019. Evaluation and future projection of Chinese precipitation extremes using large ensemble high-resolution climate simulations [J]. *J. Climate*, 32(8):2169-2183. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0465.1
- Easterling D R, Evans J L, Groisman P Y, et al. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief reviews [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81: 417-426. DOI: 10.1175/1520-0477(2000)081<0417:OVATIE>2.3.CO;2
- Gates W L. 1992. AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 73: 1962-1970. DOI: 10.1175/1520-0477(1992)073<1962:ATAMIP>2.0.CO;2
- Hack J J. 1994. Parameterization of moist convection in the national center for atmospheric research Community Climate Model (CCM2) [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 99: 5551-5568. DOI: 10.1029/93JD03478
- Han Z Y, Shi Y, Wu J, et al. 2019. Combined dynamical and statistical downscaling for high-resolution projections of multiple climate variables in the Beijing-Tianjin-Hebei region of China [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 58(11): 2387-2403. DOI: 10.1175/JAMC-D-19-0050.1
- Holtlag A, Boville B. 1993. Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model [J]. *J. Climate*, 6(10): 1825-1842. DOI: 10.1175/1520 - 0442(1993)006<1825:LVNBLD>2.0.CO;2
- Houze R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? [J] *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 2179-2196. DOI: 10.1175/1520-0477(1997)078<2179:SPIROC>2.0.CO;2
- 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系 [J]. *大气科学*, 30(5): 730-743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system (in Chinese). *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 30(5):

730-743. DOI: 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.05.02

Hurrell J W, Hack J J, Shea D, et al. 2008. A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model [J]. *J. Climate*, 21: 5145-5153. DOI: 10.1175/2008JCLI2292.1

Kong X H, Wang A H, Bi X Q, et al. 2020: Effects of horizontal resolution on hourly precipitation in AGCM simulations [J]. *J. Hydrometeor.*, 21(4): 643-670. DOI: 10.1175/JHM-D-19-0148.1

Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. 1989: Sensitivity of climate to Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments [J]. *J. Geophys. Res.*, 94: 18393-18407. DOI: 10.1029/JD094iD15p18393

姜大膀, 王会军, 朗咸梅. 2004. 全球变暖背景下东亚气候变化的最新情景预测[J]. *地球物理学报*, 47(4): 590-596. Jiang D B, Wang H J, Lang X M. 2004. East Asian climate change trend under global warming background (in Chinese). *Chinese J. Geophys.*, 47(4): 590-596. DOI: 10.3321/j.issn:0001-5733.2004.04.007

Joyce R J, Janowiak J E, Arkin P A, et al. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution [J]. *J. Hydrometeor.*, 5: 487-503. DOI: 10.1175/1525-7541(2004)005<0487:CAMTPG>2.0.CO;2

Li L J, Wang B, Zhou T J. 2007. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over eastern China: An AGCM study [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L18807. DOI: 10.1029/2007GL030541

李星雨, 毕训强, 张贺. 2018. 全球模式 NCAR CESM 和 CAS ESM 对亚洲东部夏季气候的模拟性能评估: 气候平均态和降水日变化分析 [J]. *气候与环境研究*, 23 (6): 645-656. Li Xingyu, Bi Xunqiang, Zhang He. 2018. Evaluation of NCAR CESM and CAS ESM models for the simulation of boreal summer climate over eastern Asia: Climatological mean and diurnal cycle of precipitation (in Chinese). *Climatic and Environmental Research*, 23 (6): 645-656. DOI:10.3878/j.issn.1006-9585.2018.18050

Lu R Y. 2002. Indices of the summertime western North Pacific Subtropical High [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19: 12-24. DOI: 10.1007/s00376-002-0061-5

Luo F F, Wilcox L, Dong B W, et al. 2020. Projected near-term changes of temperature extremes in Europe and China under different aerosol emissions [J]. *Environ. Res. Lett.*, 15: 034013. DOI: 10.1088/1748-9326/ab6b34

Miao C Y, Sun Q H, Borthwick A G L, et al. 2016. Linkage between hourly precipitation events and atmospheric temperature changes over China during the warm season [J]. *Sci. Rep.*, 6: 22543. DOI: 10.1038/srep22543

Morrison H, Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests [J]. *J. Climate*, 21(15): 3642-3659. DOI: 10.1175/2008JCLI2105.1

Neale R B, Gettelman A, Park A, et al. 2012. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 5.0) [R]. Tech. Rep. NCAR/TN-486+STR

- Oleson K W, Lawrence D M, Bonan G B, et al. 2013. Technical description of version 4.5 of the Community Land Model (CLM) [R]. Ncar Tech. Note NCAR/TN-503+STR
- Park S, Bretherton C S. 2009. The University of Washington shallow convection and moist turbulence schemes and their impact on climate simulations with the Community Atmosphere Model [J]. *J. Climate*, 22(12): 3449-3469. DOI: 10.1175/2008JCLI2557.1
- Pendergrass A G, Knutti R. 2018. The Uneven Nature of Daily Precipitation and Its Change [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 45(21): 1980-11988. DOI: 10.1029/2018GL080298
- Qian C, Zhou T J. 2014. Multidecadal variability of north China aridity and its relationship to PDO during 1900-2010 [J]. *J. Climate* 27:1210-1222. DOI:10.1175/JCLI-D-13-00235.1
- Rasch P, Kristjánsson J. 1998. A comparison of the CCM3 model climate using diagnosed and predicted condensate parameterizations [J]. *J. Climate*, 11(7): 1587-1614. DOI: 10.1175/1520-0442(1998)011<1587:ACOTCM>2.0.CO;2
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108: 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670
- Ren X J, Yang X Q, Sun X G. 2013. Zonal oscillation of western Pacific subtropical high and subseasonal SST variations during Yangtze persistent heavy rainfall events [J]. *J Climate* 26:8929-8946. DOI:10.1175/JCLI-D-12-00861.1
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. *J. Climate*, 15: 1609-1625. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2
- Rodó X, Baert E, Comín F. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation [J]. *Climate Dyn.*, 13: 275-284. DOI: 10.1007/s003820050165
- Schamm K, Ziese M, Becker A, et al. 2014. Global gridded precipitation over land: a description of the new GPCC First Guess Daily product [J]. *Earth Syst. Sci. Data*, 6: 49-60. DOI: 10.5194/essd-6-49-2014
- 苏宝煌, 姜大膀, 田芝平. 2018. 全球山脉隆升影响副热带干旱气候的模拟 [J]. *科学通报*, 63(12): 1142-1153. Su B H, Jiang D B, Tian Z P. 2018. Numerical simulation on the impact of global mountain uplift on the subtropical arid climate (in Chinese). *Chin. Sci. Bull.*, 63(12): 1142-1153. DOI: 10.1360/N972017-01275
- Sun B Y, Bi X Q. 2019. Validation for a tropical belt version of WRF: sensitivity tests on radiation and cumulus convection parameterizations. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 12(3): 192-200. DOI: 10.1080/16742834.2019.1590118
- Sun Y, Solomon S, Dai A G, et al. 2006. How often does it rain [J]? *J. Climate*, 19: 916-934. DOI: 10.1175/JCLI3672.1
- Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R M, et al. 2003. The changing character of precipitation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84: 1205-1217. DOI: 10.1175/BAMS-84-9-1205
- Williamson D L, Olson J G. 2003. Dependence of aqua-planet simulations on time step [J]. *Quart.*

- J. Roy. Meteor. Soc., 129: 2049-2064. DOI: 10.1256/qj.02.62
- Williamson D L. 2013. The effect of time steps and time-scales on parameterization suites [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 139: 548-560. DOI: 10.1002/qj.1992
- Wu C L, Liu X H, Lin Z H, et al. 2017. Exploring a variable-resolution approach for simulating regional climate in the Rocky Mountain Region using the VR-CESM [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 122: 10939-10965. DOI: 10.1002/2017JD027008
- 吴佳, 周波涛, 徐影. 2015. 中国平均降水和极端降水对气候变暖的响应: CMIP5 模式模拟评估和预估[J]. 地球物理学报, 58(9): 3048-3060. Wu J, Zhou B T, Xu Y. 2015. Response of precipitation and its extremes over China to warming: CMIP5 simulation and projection (in Chinese). Chinese J. Geophys., 58(9): 3048-3060. DOI: 10.6038/cjg20150903
- Xie J B, Zhang M H, Xie Z H, et al. 2020. An orographic-Drag parametrization scheme including orographic anisotropy for all flow directions [J]. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 12, e2019MS001921. DOI: 10.1029/2019MS001921
- Xie P P, Joyce R J, Wu S R, et al. 2017. Reprocessed, bias-corrected CMORPH global high-resolution precipitation estimates [J]. J. Hydrometeor., 18: 1617-1641. DOI: 10.1175/JHM-D-16-0168.1
- Xie X N, Zhang H, Liu X D, et al. 2018. Role of microphysical parameterizations with droplet relative dispersion in IAP AGCM 4.1 [J]. Adv. Atmos. Sci., 35: 248-259. DOI: 10.1007/s00376-017-7083-5
- Xue F, Bi X Q, Lin Y H. 2001. Modelling the global monsoon system by IAP 9L AGCM [J]. Adv. Atmos. Sci., 18, 404-412. DOI: 10.1007/BF02919319
- 杨萍, 肖子牛, 石文静. 2018. 基于小时降水资料研究北京地区降水的精细化特征 [J]. 大气科学, 41(3): 475-489. Yang P, Xiao Z N, Shi W J. 2017. Fine-scale characteristics of rainfall in Beijing urban area based on a high-density autonomous weather stations (AWS) dataset (in Chinese). Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 41 (3): 475-489. DOI:10.3878/j.issn.1006-9895.1606.16134
- 宇如聪, 李建, 陈昊明, 等. 2014. 中国大陆降水日变化研究进展[J]. 气象学报, 72(5): 948-968. Yu R C, Li J, Chen H M, et al. 2014. Progress in studies of the precipitation diurnal variation over contiguous China (in Chinese). Acta Meteorologica Sinica., 72(5): 948-968. DOI: 10.11671/QXXB2014.047
- Yuan W H, Yu R C, Zhang M H, et al. 2013. Diurnal cycle of summer precipitation over subtropical East Asia in CAM5 [J]. J. Climate, 21(10): 3159-3172. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00119.1
- Zarzycki C M, Levy M N, Jablonowski C, et al. 2014. Aquaplanet experiments using CAM's variable-resolution dynamical core [J]. J. Climate, 27: 5481-5503. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00004.1
- Zhang G J, McFarlane N A. 1995. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the Canadian climate centre general circulation model [J]. Atmosphere - Ocean, 33(3): 407-446. DOI: 10.1080/07055900.1995.9649539

Zhang H, Zhai P M. 2011. Temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation over eastern China in the warm season [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28, 1177-1183. DOI: 10.1007/s00376-011-0020-0

Zhang H, Zhang M H, Zeng Q C. 2013. Sensitivity of simulated climate to two atmospheric models: Interpretation of differences between dry models and moist models [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 141: 1558-1576. DOI: 10.1175/MWR-D-11-00367.1

曾庆存, 林朝晖. 2010. 地球系统动力学模式和模拟研究的进展[J]. *地球科学进展*, 25 (1): 1-6. Zeng Q C, Lin Z H. 2010. Recent progress on the earth system dynamical model and its numerical simulations (in Chinese). *Advances in Earth Science*, 25 (1): 1-6. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2010.01.0001

Zhou B T, Wen Han Q, Xu Y, et al. 2014. Projected changes in temperature and precipitation extremes in China by the CMIP5 multimodel ensembles [J]. *J. Climate*, 27(17): 6591-6611. DOI: 10.1175/JCLI-D-13-00761.1

Zhou B T, Wu J, Xu Y, et al. 2019. Projected changes in autumn rainfall over West China: Results from an ensemble of dynamical downscaling simulations [J]. *Int. J. Climatol.*, 39(12): 4869-4882. DOI: 10.1002/joc.6115

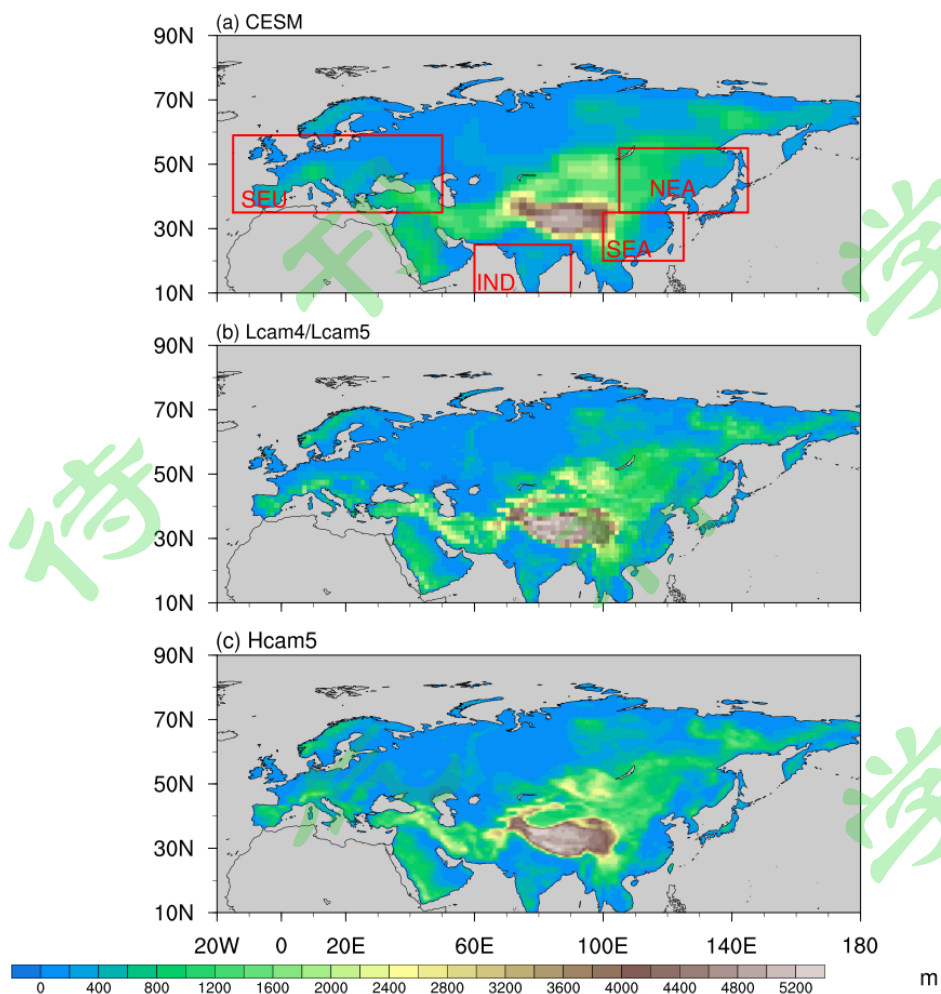


图 1 研究区域和不同试验的地形（填色：海拔高度，单位：m）：（a）CESM；（b）Lcam4 和 Lcam5；（c）Hcam5。（a）图中四个子区域南欧地区（SEU）、印度半岛（IND）、亚洲南部（SEA）和亚洲北部（NEA）范围，用于后文分析

Fig.1 Model domain used in the study and topography from different experiments (shading: altitude, units: m). (a) CESM, (b) Lcam4 and Lcam5, (c) Hcam5. Four sub-regions in Fig.1a are used for detailed analyses

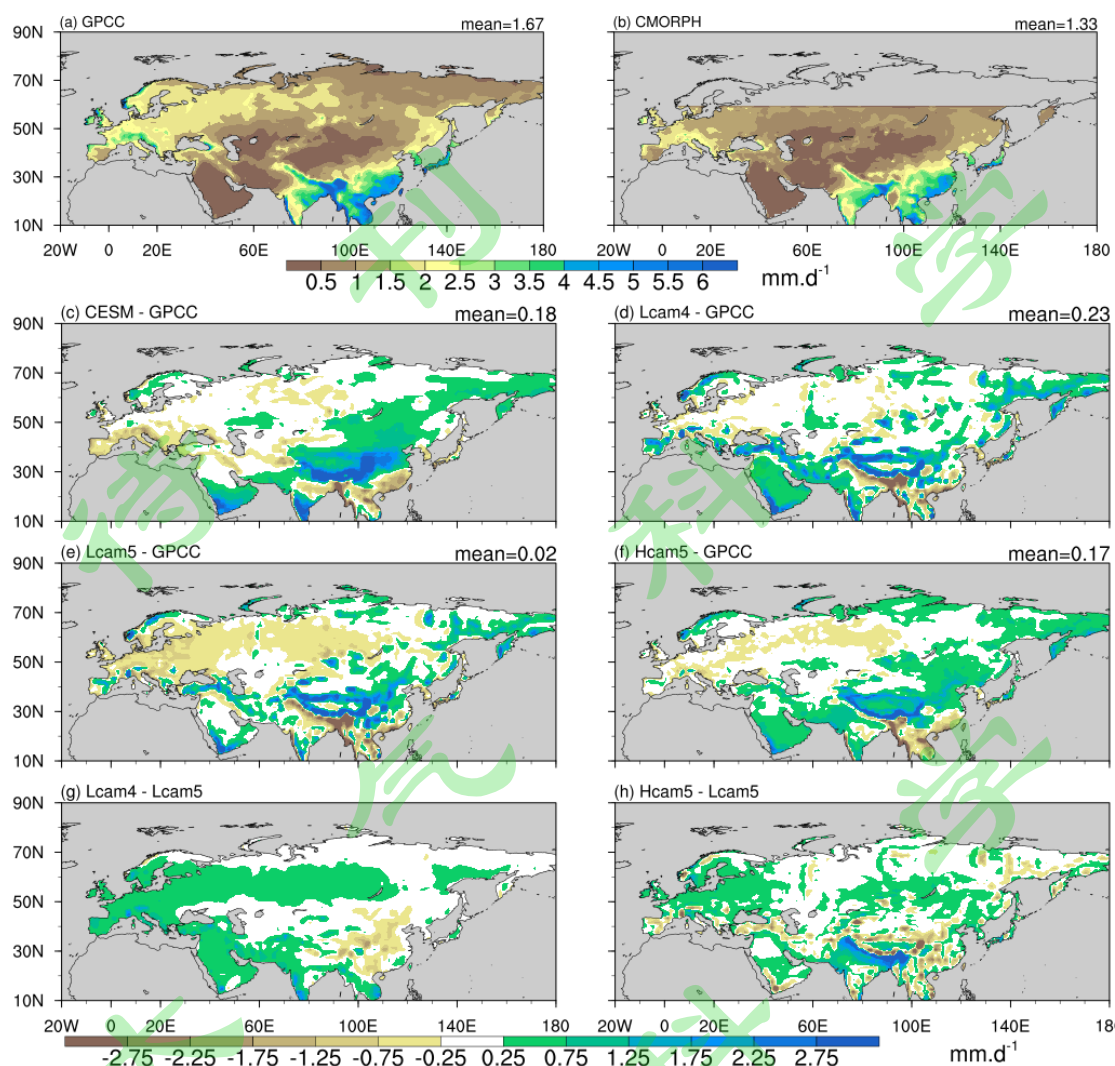


图 2 1998~2016 年多年平均降水量分布 (单位: mm d^{-1}): (a) GPCC; (b) CMORPH; (c-f) CESM、Lcam4、Lcam5 和 Hcam5 分别与 GPCC 的偏差场; (g-h) Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 的差异场。图右上角的数值是区域平均值

Fig.2 Spatial distributions of annual mean precipitation amount (units: mm d^{-1}) derived from (a) data from the Global Precipitation Centre (GPCC), (b) the precipitation estimates produced by the Climate Prediction Center (CPC) morphing method (CMORPH), the differences between CESM (c), Lcam4 (d), Lcam5 (e), Hcam5 (f) and GPCC, the differences between Lcam4 (g), Hcam5 (h) and Lcam5 during 1998-2016. The area-weighted averaged value of precipitation amount or biases are shown in the upper-right of each related panel

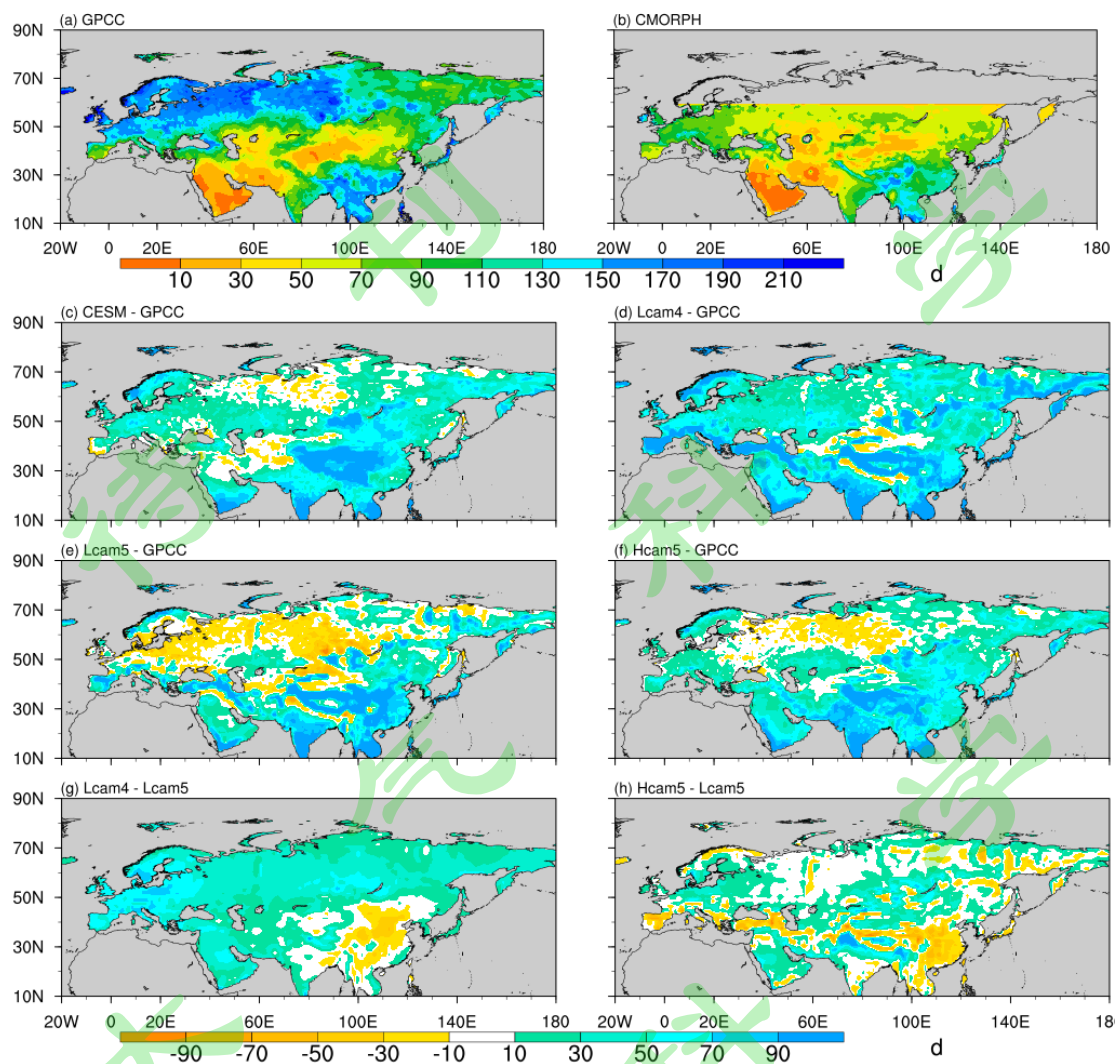


图3 同图2，但为1998~2016年多年平均降水频率分布（单位：d）

Fig. 3 As in Fig. 2, but for the precipitation frequency (units: d)

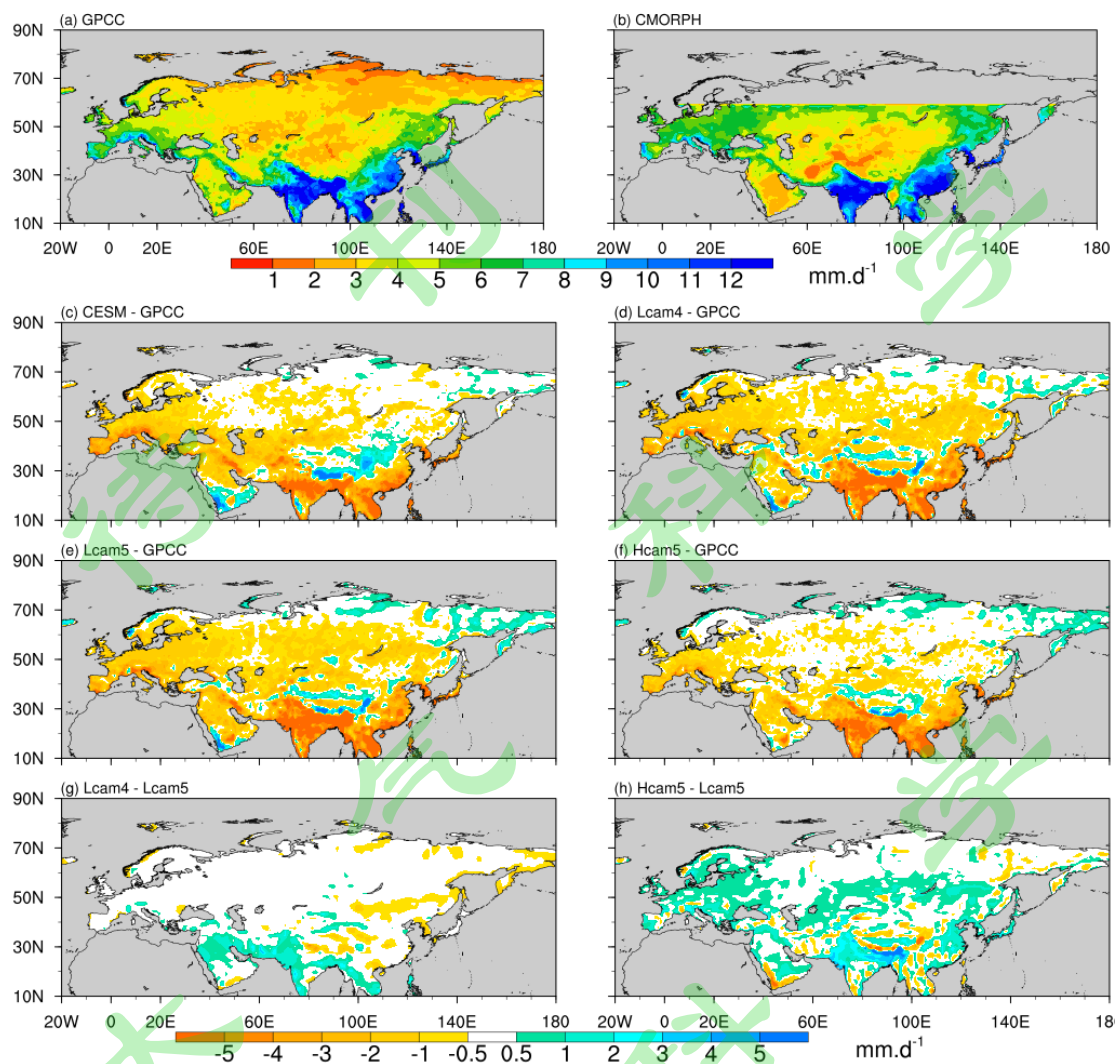


图 4 同图 2，但为 1998~2016 年多年平均降水强度分布（单位： mm d^{-1} ）

Fig. 4 As in Fig. 2, but for the precipitation intensity (units: mm d^{-1})

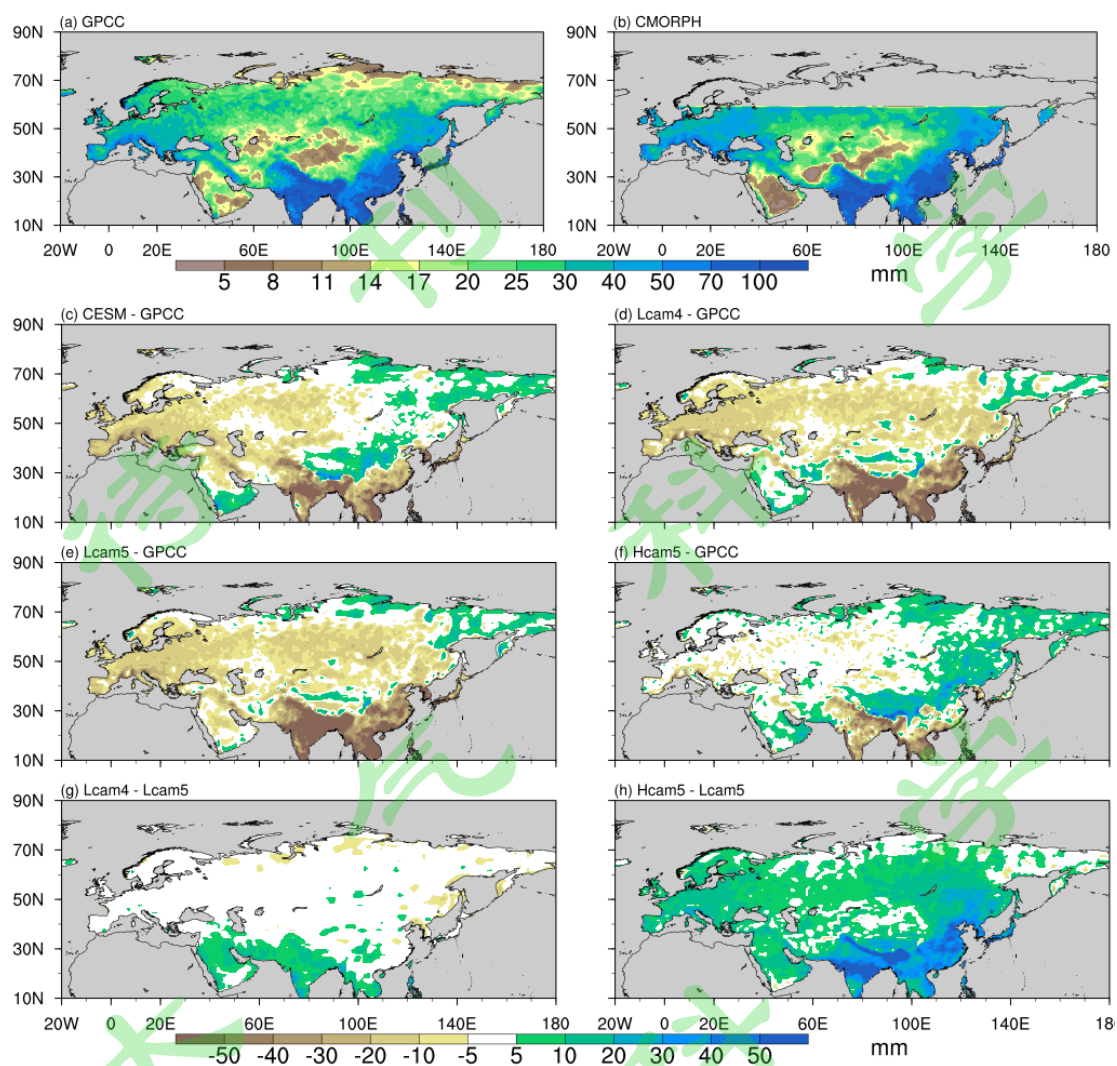


图5 同图2，但为1998~2016年日最大降水量(Rx1day, 单位: mm)分布
 Fig. 5 As in Fig. 2, but for the maximum daily precipitation (Rx1day, units: mm)

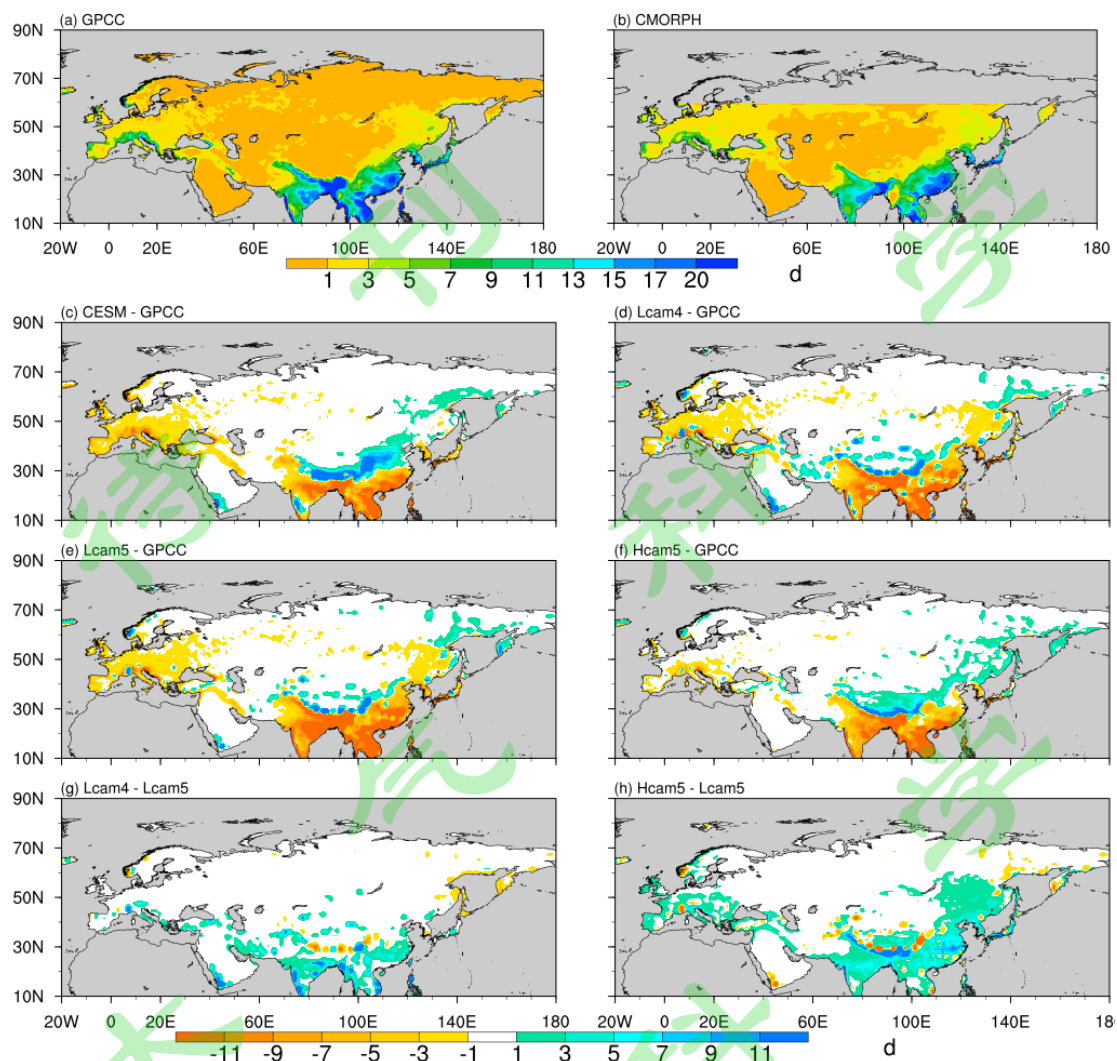


图 6 同图 2，但为 1998~2016 年大雨日数 (R25, 单位: d) 分布
 Fig. 6 As in Fig. 2, but for the number of heavy raining days (R25, units: d)

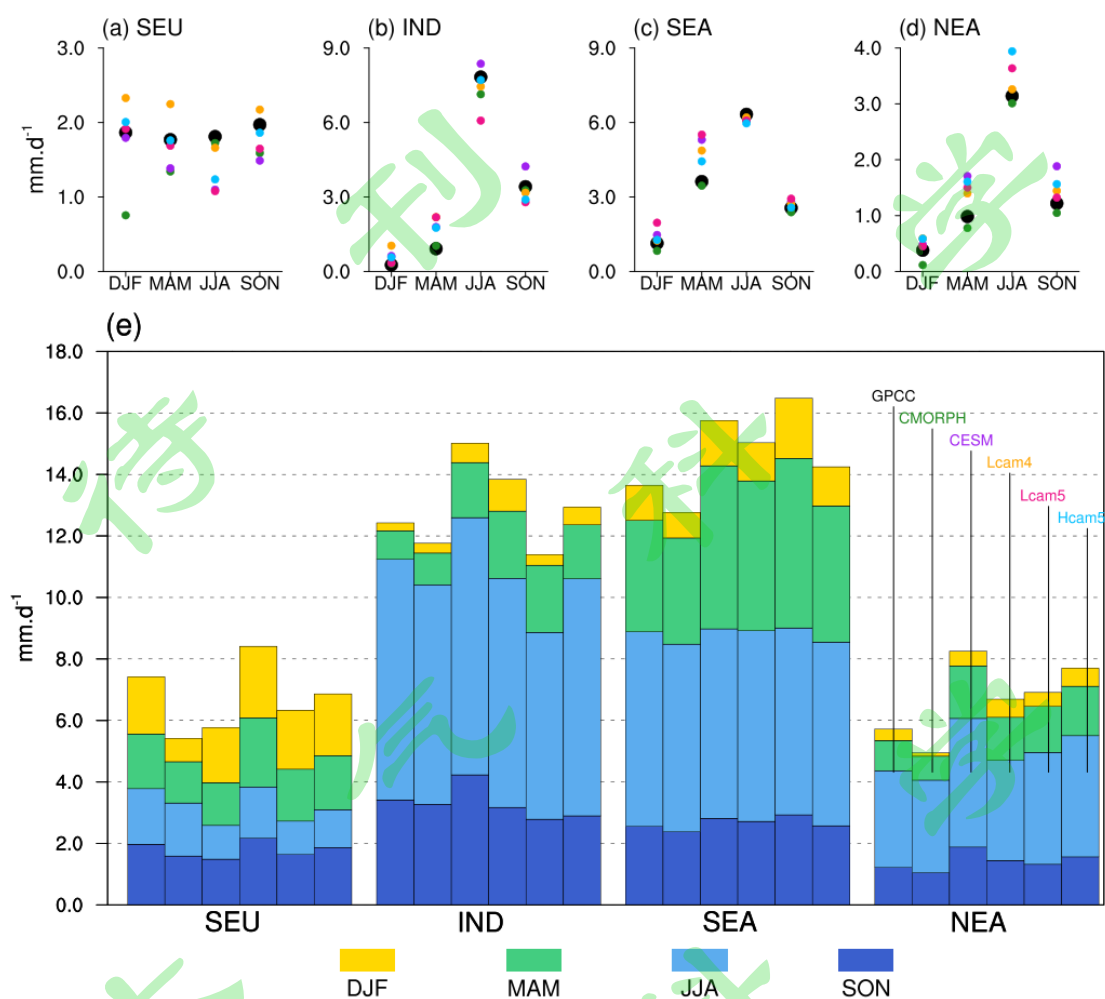


图 7 1998~2016 年四个子区域季节平均降水 (单位: mm d^{-1}) 分布: (a) SEU; (b) IND; (c) SEA; (d) NEA 和 (e) 与前面四个图相同, 但为柱状图表示。子区域与图 1 的范围相同

Fig. 7 Seasonal precipitation amount (units: mm d^{-1}) from GPCC, CMORPH, CESM, Lcam4, Lcam5 and Hcam5 during 1998-2016 in different sub-regions shown in Fig.1: (a) SEU, (b) IND, (c) SEA, and (d) NEA. (e): also the seasonal precipitation amount in different sub-regions but used histogram

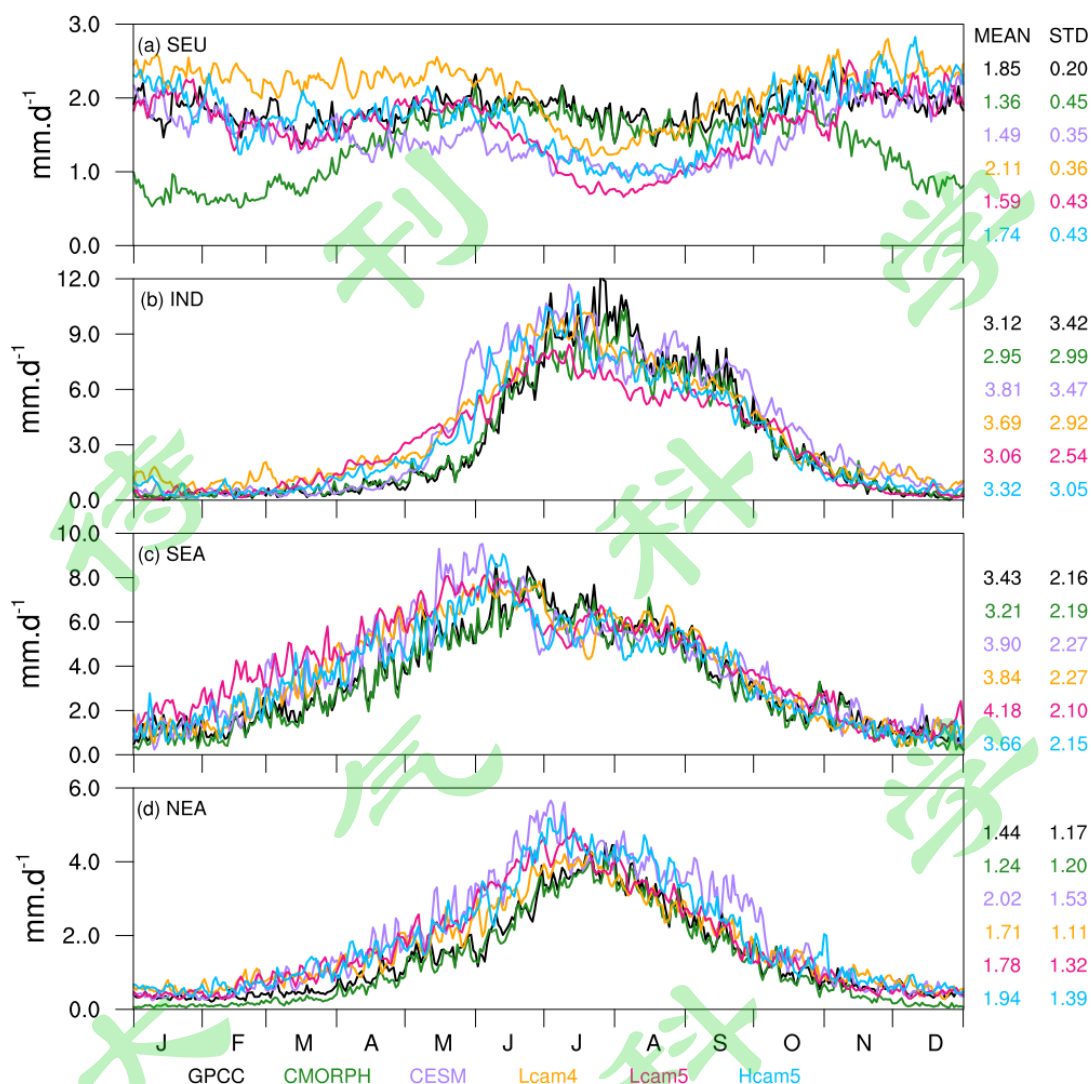


图 8 1998~2016 年多年平均逐日降水（单位： mm d^{-1} ）在四个子区域的区域平均值时间序列：GPCC：黑色；CMORPH：绿色；CESM：紫色；Lcam4：黄色；Lcam5：粉色；Hcam5：蓝色。图右侧的数字从上到下为对应的平均值和标准差

Fig.8 Time series from the area-weighted average daily precipitation amount (units: mm d^{-1}) during 1998-2016 over the four sub-regions shown in Fig.1. Black: GPCC, Green: CMORPH, Purple: CESM, Yellow: Lcam4, Pink: Lcam5, Blue: Hcam5. The numbers in the right side are the corresponding means (MEAN) and standard deviations (STD) for different data sets

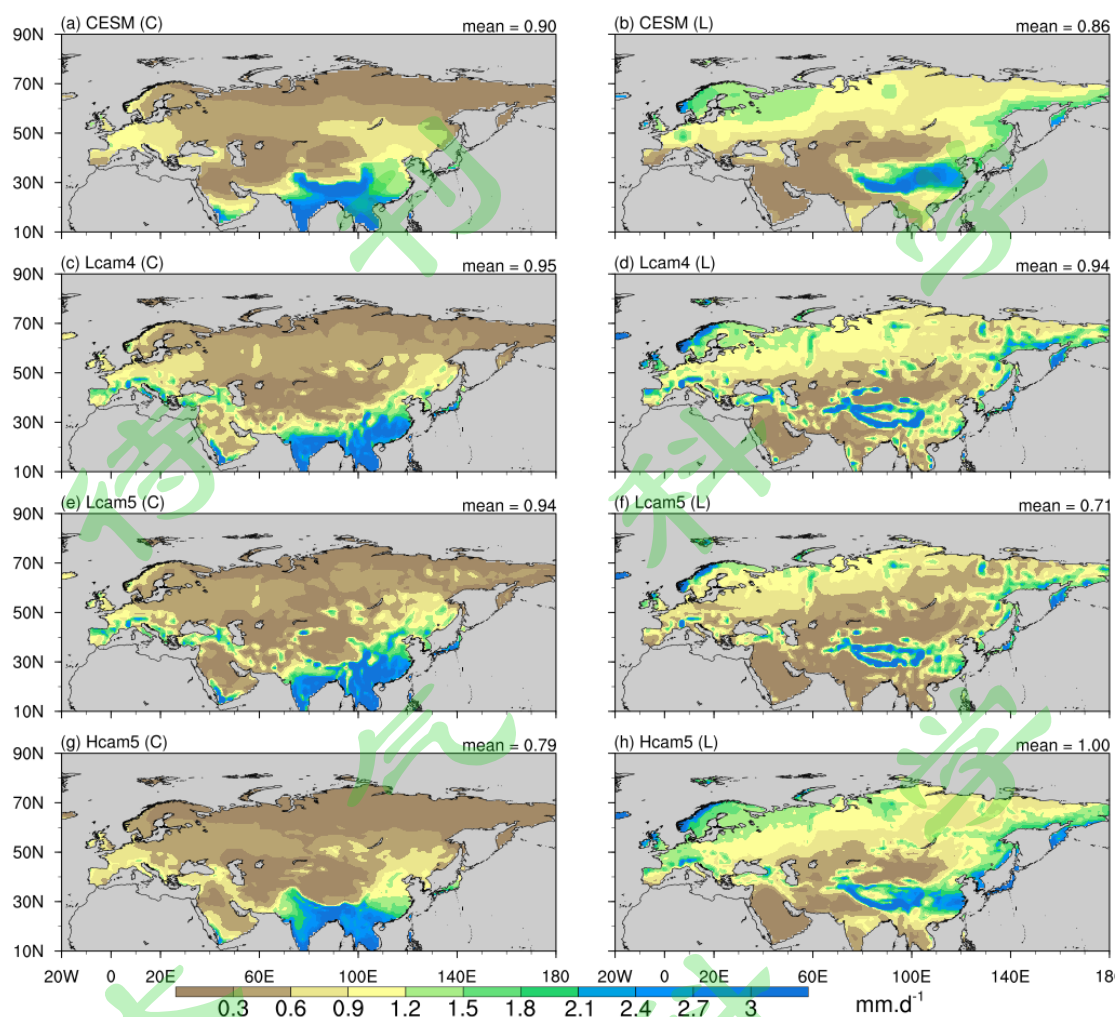


图 9 1998~2016 年多年平均对流性降水（左侧）和大尺度降水空间分布（右侧）（单位： mm d^{-1} ）。上中下依次为 CESM、Lcam4、Lcam5 和 Hcam5 的结果

Fig. 9 Spatial distributions of daily convective precipitation (left-hand side) and large-scale precipitation (right-hand side) for CESM, Lcam4, Lcam5 and Hcam5 (units: mm d^{-1})

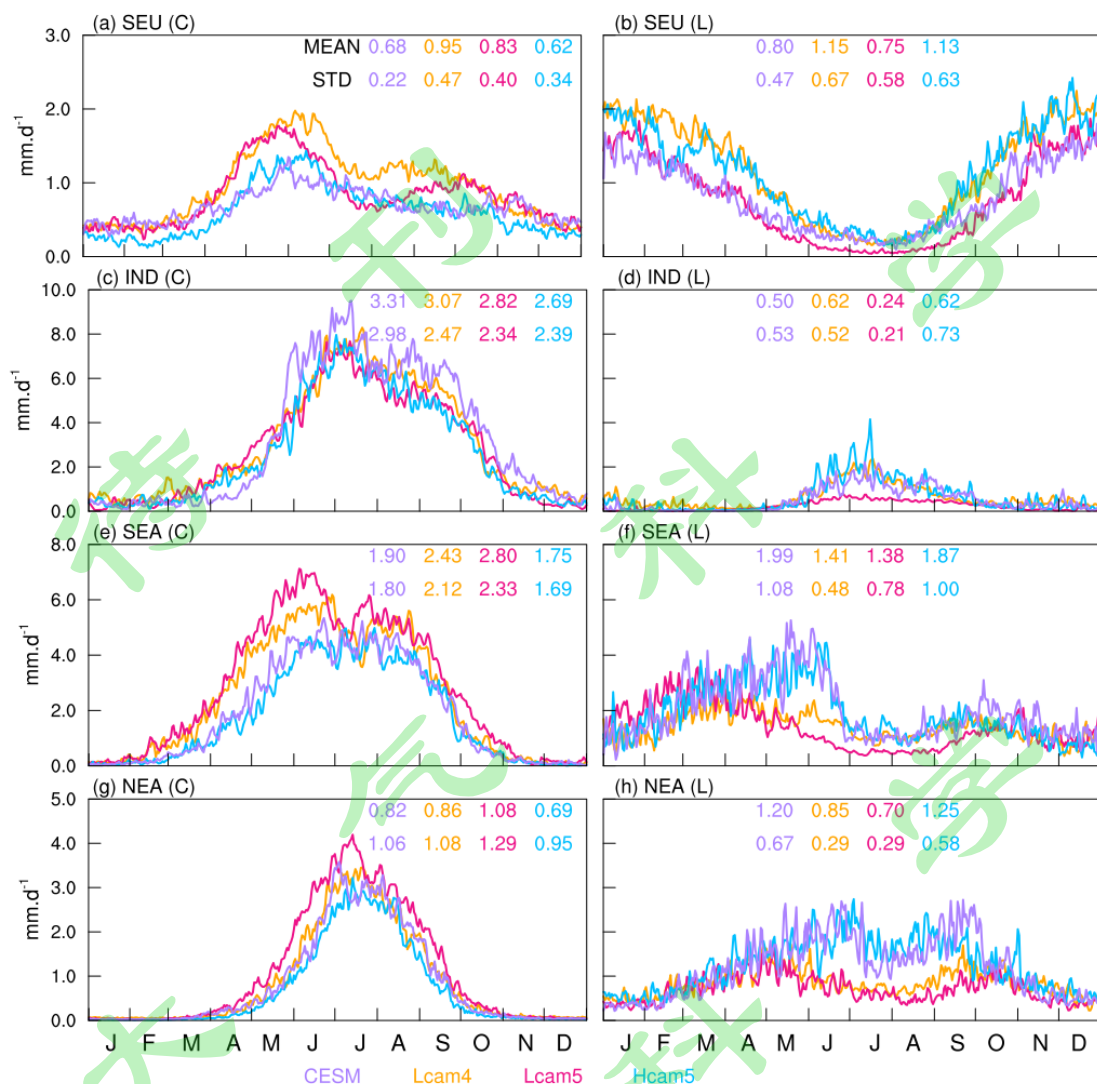


图 10 1998~2016 年多年平均的对流性降水（左侧）和大尺度降水（右侧）在四个子区域的区域平均值时间序列（单位： mm d^{-1} ）：CESM 紫色； Lcam4：黄色； Lcam5：粉色； Hcam5：蓝色。图中数字第一行为对应的平均值，第二行为对应的标准差

Fig. 10 Time series from the area-weighted average daily convective precipitation (left-hand side) and large-scale precipitation (right-hand side) during 1998-2016 over the four sub-regions shown in Fig.1 (units: mm d^{-1}). Purple: CESM, Yellow: Lcam4, Pink: Lcam5, Blue: Hcam5. The numbers in the first row and second row are the corresponding means (MEAN) and standard deviations (STD) for different data sets

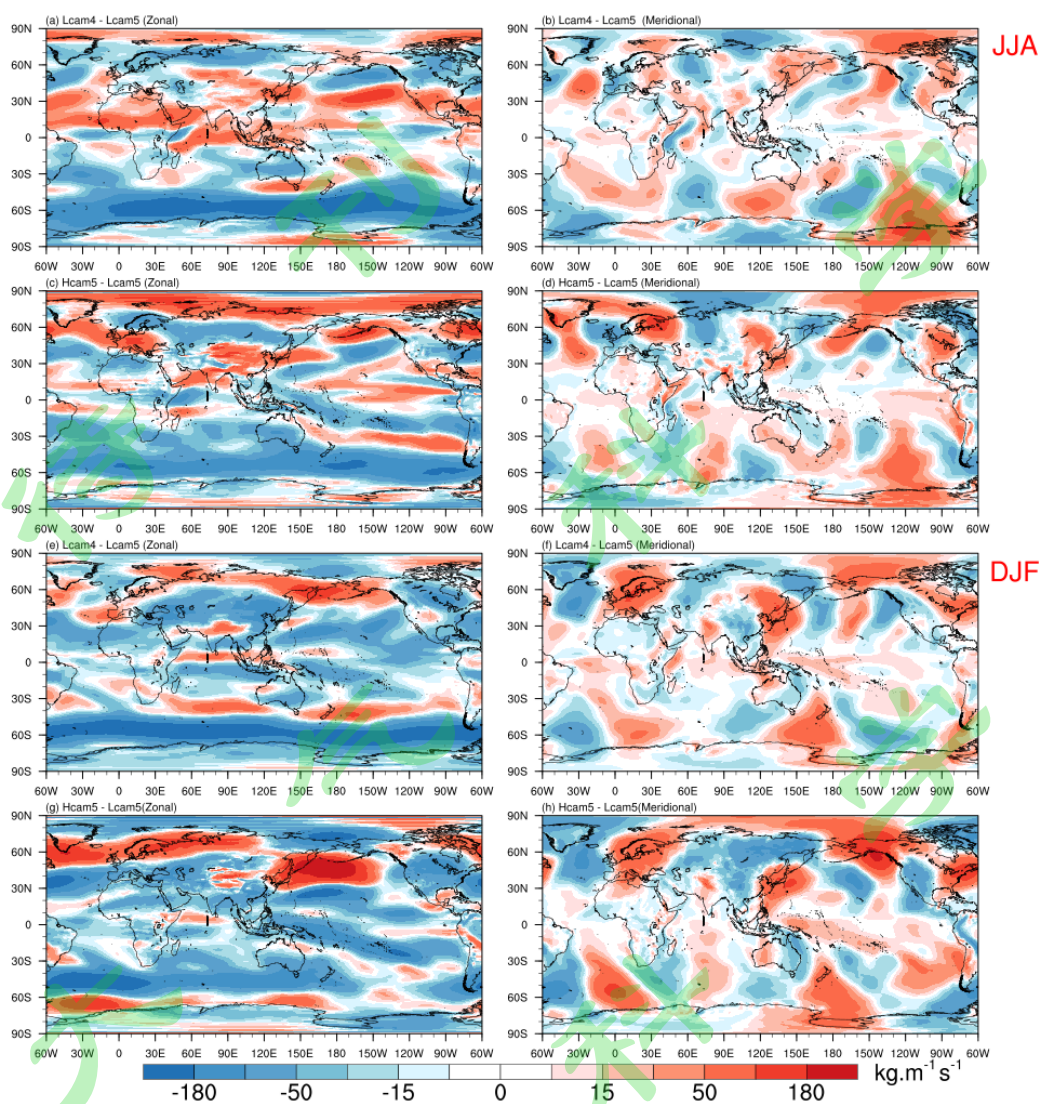


图 11 1998~2016 年 Lcam4、Hcam5 分别与 Lcam5 在纬向方向（左侧）和经向方向（右侧）的气候态水汽输送差异（单位： $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ）。其中（a）-（d）为 JJA；（e）-（h）为 DJF

Fig.10 Spatial distributions of different zonal (left) and meridional (right) average integrated water vapor flux (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) for (a), (b) Lcam4 minus Lcam5, and (c), (d) Hcam5 minus Lcam5 in JJA, and (e), (f) Lcam4 minus Lcam5, and (g), (h) Hcam5 minus Lcam5 in DJF

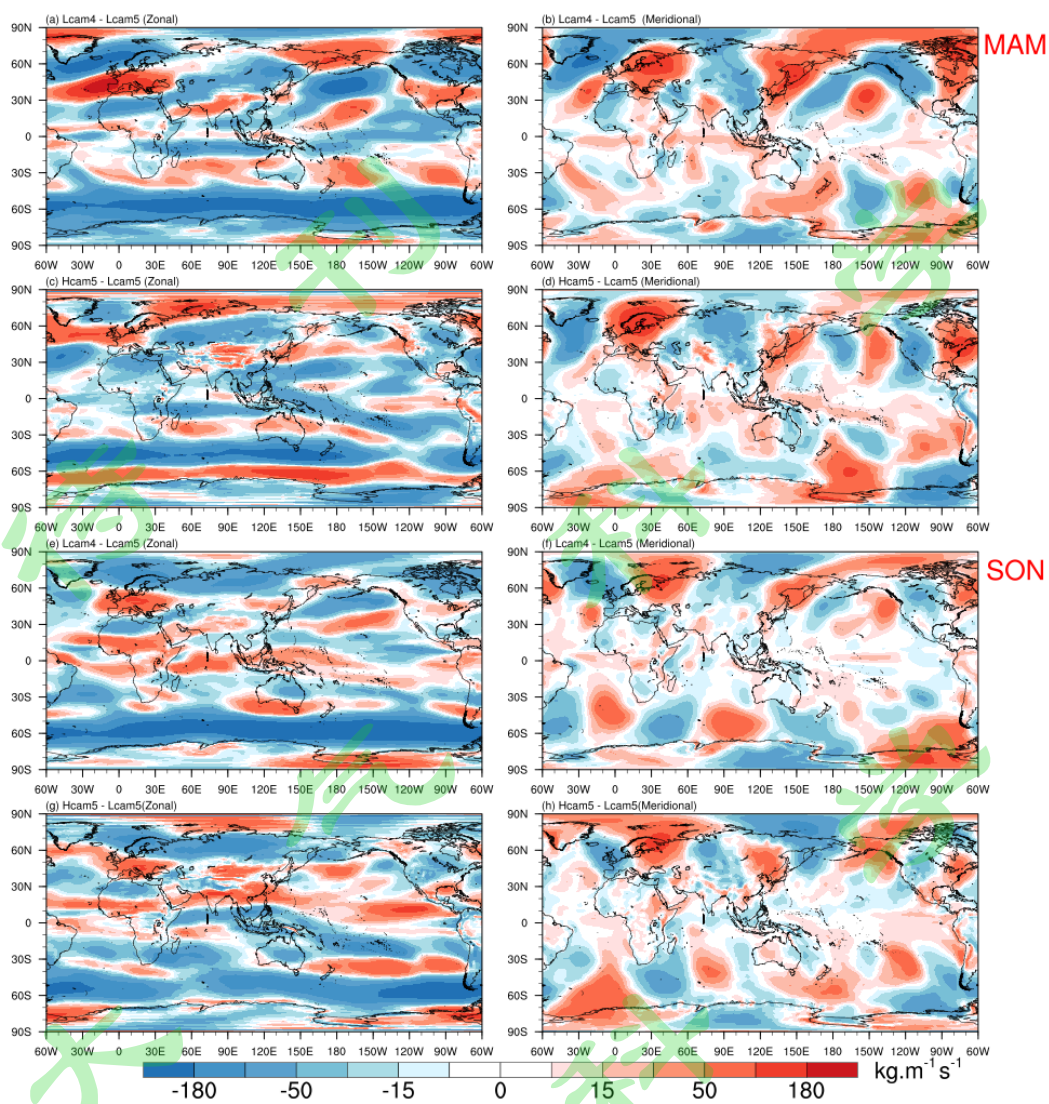


图 12 同图 11，但为 MAM 和 SON 两个季节（单位： $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ）

Fig. 12 As in Fig. 11, but for MAM and SON (units: $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)