

陈颖, 杨显玉, 吕雅琼, 等, 2023. 对流解析与对流参数化方案模拟青藏高原夏季降水对比研究 [J]. 高原气象, 42 (6): 1429-1443. CHEN Ying, YANG Xianyu, LÜ Yaqiong, et al, 2023. Comparative Analysis of Convection Permitting Model and Cumulus Parameterization for Simulation of Summer Precipitation over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau [J]. Plateau Meteorology, 42 (6): 1429-1443. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2023. 00016.

对流解析与对流参数化方案模拟青藏高原夏季降水对比研究

陈颖¹, 杨显玉¹, 吕雅琼², 文军¹, 朱家宁¹

(1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225;

2. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘要: 青藏高原被称为“亚洲水塔”, 其水资源的变化对下游的天气气候有重要的影响。降水是水循环的关键环节, 因此, 准确模拟青藏高原降水对我国水资源安全有重大意义。近年来, 一些研究发现对流解析模拟 (即当网格尺度小于 4km 时关闭对流参数化方案的模拟) 能够提升青藏高原降水的模拟效果, 然而, 这些研究仅仅选取了 1~3 种对流参数化方案来进行对比研究, 对流解析模拟是否优于任意对流参数化方案仍然未知。本文评估了 WRF 模式中 9 种积云对流参数化方案与不使用对流参数化方案的对流解析模拟 (Convection-Permitting Modeling, CPM) 对 2009 年夏季青藏高原地区降水的模拟能力。结果表明: 模拟总体高估了青藏高原 2009 年夏季降水, 存在 0.4~2.0 mm·d⁻¹ 的误差, 对青藏高原 CAPE 值和潜热通量的模拟过大可能是造成青藏高原降水模拟偏大的原因之一。在所有模拟中, G3 积云对流参数化方案对平均降水和日变化的模拟效果最好, 能更好地模拟出平均降水的降水强度、空间分布和降水落区以及降水日变化。CPM 对降水整体的模拟效果次于 G3 积云对流参数化方案, 不能有效地改善对降水日变化的模拟, 但是可以改进对降水频率的模拟。在不同高原生态区内, 所有模拟都不能合理地模拟出荒漠区和喜马拉雅南麓的降水, 但相较于参数化方案, CPM 可以大大地降低荒漠区的误差。在其他区域内, CPM 和 Tiedtke 积云对流参数化方案的表现都较好。综合平均降水和降水频率, CPM、Tiedtke 和 G3 积云对流参数化方案对不同区域、不同强度的降水模拟误差最小。因此我们建议: 模拟青藏高原夏季降水时可优先考虑 G3 和 Tiedtke 积云对流参数化方案, 在计算资源充足时, 可以考虑采用高分辨率的对流解析来提高青藏高原降水频率的模拟。

关键词: 青藏高原; WRF 模式; 降水; 积云对流参数化方案; 对流解析模式

文章编号: 1000-0534 (2023) 06-1429-15 中图分类号: P435 文献标识码: A

DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2023. 00016

1 引言

青藏高原是世界第三极 (姚檀栋和朱立平, 2006), 平均海拔超过 4000 m, 被称为“亚洲水塔” (Xu et al, 2008; Gao et al, 2015; Lin et al, 2018), 发源于长江、黄河、雅鲁藏布江、恒河等亚洲主要的河流, 养育了全球近 20% 的人口 (Wang et al, 2018;

孟宪红等, 2020)。在全球变暖的背景下, 青藏高原出现了冰川退缩、冻土消融、湖泊扩张等地表水资源变化 (施雅风和刘时银, 2000; 陈桂琛等, 2002; 郑度和姚檀栋, 2006; 杨耀先等, 2022), 对我国乃至亚洲水资源安全造成了严重威胁。青藏高原降水是水循环的关键环节, 将直接改变土壤水分和河川径流, 影响地表植被生长, 改变地表能量

资助项目：国家自然科学基金项目（41975135）；中国科学院先导专项（XDA20050102，XDA23060601）；成都信息工程大学教师科技创新能力提升计划项目（KYQN202239）

作者简介：陈颖（1998-），女，四川绵阳人，硕士研究生，主要从事陆气相互作用与数值模拟研究。E-mail：chenymn@163.com

通信作者：吕雅琼（1983-），女，甘肃漳县人，副研究员，主要从事陆气相互作用和区域气候变化研究。E-mail：yaqiong@imde.ac.cn

通量,进而影响下游天气和气候(Wang et al, 2018; Ou et al, 2020; Wang et al, 2019; Li et al, 2020; 张宏文和高艳红, 2020)。研究青藏高原降水对我国水资源安全有重大意义。

随着高精度数值模式的发展,数值模拟已经成为当前青藏高原降水研究的主要手段之一,不仅能够弥补高原气象站点稀少的不足,还能解决卫星降水产品无法解释大气环流过程的缺点。然而,在大部分数值模拟中,青藏高原降水都具有湿偏差以及虚假的降水中心。例如,胡芩等(2014)评估了国际耦合模式比较计划第五阶段(CMIP5)模拟的1986-2005年青藏高原降水,发现模拟能力较差,特别是春季和夏季的降水被高估,年平均降水偏多达 $1.3 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,在高原中部和南部有较大偏差,同时在藏东南地区存在一个虚假的降水大值中心,降水中心最大值远高于观测。与CMIP5相比,CMIP6有一定的改进,年平均降水量的偏差幅度要更小,达 $397.8 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,但是仍不能消除高原东南部的虚假的降水大值中心(陈炜等, 2021)。张冬峰等(2005)利用区域气候模式(Regional Climate Model, RegCM3)也发现了模拟的降水一般为实测的两倍。

研究发现积云对流参数化方案的选取是造成降水模拟偏差的原因之一(黄安宁等, 2009; 王瑞等, 2021; Ou et al, 2020; 高艳红等, 2021)。积云对流参数化方案是在有限的观测和不完善的理论基础形成的经验处理方法(杨扬等, 2021),但是由于不同地区地形和触发对流活动环境的差异,不同的积云对流参数化方案模拟的降水差异显著不同(屠妮妮等, 2011; 吴胜刚等, 2016)。Ou et al (2020)评估了在灰色网格间距下使用不同的参数化方案对高原的模拟效果,发现在使用到的WRF积云对流参数化方案中, Multiscale Kain-Fritsch (MSKF)无论是对降水日变化还是对平均降水的模拟都优于其他方案。Wang et al (2021)利用区域气候模式 RegCM4 研究了不同组合的积云对流参数化方案和陆面水文方案在高原的模拟效果,发现 Grell 方案模拟的大尺度环流会产生过量的降水,从而使该方案高估了高原的降水,而 MIT-Emanuel 方案通过降低净辐射通量和波文比,减少了高原东南方向的水汽输送,进而可以大大地降低高原的湿偏差。同样利用 RegCM, Gu et al (2020)也发现了 Emanuel 和 Tiedtke 均能较好地模拟降水,而 Kuo 方案不能准确地模拟环流形式。尽管改变积云对流参数化方案和分辨率可以在一定程度上减少高原上降水

的误差,但参数化方案不能很好地再现对流降水日变化以及峰值(陆云等, 2021),同时分辨率越高也并不一定对模型中所有物理过程和参数化方案有利,也不能完全消除模型中的系统误差,在地形较高地区对降水的高估仍然存在(Li et al, 2015)。

近年来,一些研究发现对流解析模拟(Convection-Permitting Model, CPM)能够提高降水模拟。CPM是指当模式分辨率低于 4 km 时,模式可以不使用对流参数化方案,而是通过动力过程直接计算格点积云对流(Prein et al, 2013),避免了积云对流参数化方案带来的不确定性,并且能更好地表征小尺度的物理过程、复杂地形和陆气耦合过程(Yun et al, 2019)。已有一些研究评估了CPM模拟青藏高原降水能力,与采用了对流参数化方案的中尺度模拟相比,CPM可以提高对复杂地形阻力的模拟,使更多的降水落在高原南坡,而地形阻力使风速减小,水汽输送减弱,减小了高原内部降水的高估(Zhou et al, 2021; Wang et al, 2019; Lin et al, 2018; Wang et al, 2020)。此外,CPM还可以较好地再现高原降水的日变化以及其峰值(Cai et al, 2021; Liu et al, 2022; Karki et al, 2017)和降水强度、频率(Li et al, 2020)。然而也有研究指出,CPM对高原的降水模拟偏干,下午降水的峰值会提前,而夜间降水峰值出现的时间会滞后(Ma et al, 2022),CPM仍然会高估喜马拉雅山脉东部、东南部和四川盆地的降水(Li et al, 2020)。

这些已有研究存在的主要问题是将CPM的模拟结果与使用某一种对流参数化方案的中尺度的模拟结果模拟进行比较,而当前对流参数化方案众多,CPM模拟效果是否优于任意积云对流参数化方案的模拟结果,还需要进一步地验证。本研究选取了9种不同的对流参数化方案与CPM模拟结果进行对比分析,评估CPM对平均降水、降水频率日变化的模拟效果,试图为青藏高原对流降水模拟方案的选取提供科学依据。

2 方法介绍和数据来源

2.1 模型设置

本研究采用了WRFV4.1版本,设计了采用对流参数化方案的中尺度模拟,以及没有使用对流参数化方案的对流解析模拟。在采用积云对流参数化方案的模拟中,选取了9种常用的积云对流参数化方案(表1),设计了双重网格嵌套[图1(a)],D01的分辨率为 30 km ,中心为(18°N , 82°E),水平格点为 398×258 ,D02的分辨率为 10 km ,水平格点为

表 1 常用积云对流参数化方案

Table 1 Common cumulus convection parameterization schemes

积云对流参数化方案	简称
Kain-Fritsch (new Eta) scheme	KF
Betts-Miller-Janjic scheme	BMJ
Grell-Freitas ensemble scheme	GF
New Grell scheme (G3)	G3
Tiedtke scheme	Tiedtke
Modified Kain-Fritsch scheme with trigger function based on PDFs	Modified KF
Multi-scale Kain-Fritsch scheme	
A newer Tiedtke scheme	Multi-scale KF
GFS SAS from YSU	A newer Tiedtke
	NASA

349×229。在对流解析模拟中，模拟分辨率为 3km，中心点位于 34°N 和 89.8°E，水平格点为 1192×807 [图 1 (b)]。除了是否使用积云对流参数化方案以及分辨率的差异之外，其余设置均保持一致，在所有的模拟中使用了 Thompson graupel 微物理方案、rrtmg 长波和短波辐射方案、Noah-Mp (Noah-Multi-parameterization) 陆面过程方案和 MYNN 边界层方案，模拟在垂直方向上采用了 σ 坐标，分为 1000~10 hPa，共 35 层，侧边界强迫场数据为 FNL 数据。本次模拟研究时段选取了 2009 年 4-9 月，由于 2009 年热带海平面的海温为中性，被认为是正常的季风年，可以在某种程度上作为气候学的代表 (Li et al, 2020; Zhao et al, 2021)，其中 4-5 月为初始化。对比分析了 D02 (10 km) 和 CPM (3 km) 对 2009 年夏季降水模拟的效果。

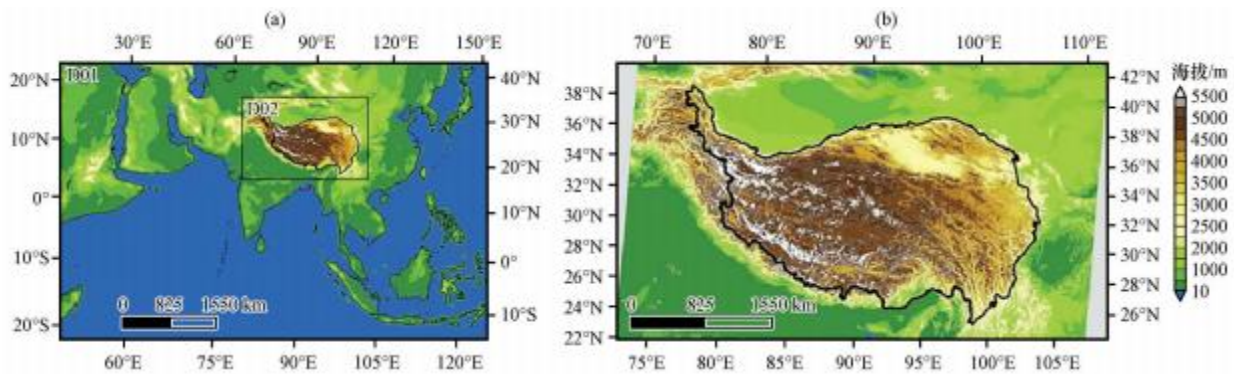


图 1 对流参数化方案的模拟范围 (a) 和 CPM 的模拟范围 (b)

Fig. 1 Simulation area of cumulus parameterization scheme (a) and CPM (b)

2.2 降水验证数据

本文使用两种基于卫星观测的降水产品作为降水模拟验证数据：空间分辨率为 10km 的 Global Precipitation Measurement (GPM) V05B 版本半小时的降水数据 (Joyce et al, 2004; Xie et al, 2017) 和 Climate Prediction Center morphing method (CMORPH) 的空间分辨率为 8 km 的 0.5 h 降水数据 (Hou et al, 2014; Liu et al, 2017)。本文将这两种卫星降水产品在空间格点的平均值作为观测降水。根据 Chen and Dai (2018) 的研究结果，降水频率和强度与空间分辨率的关系十分密切，对比观测和模拟时需要统一空间分辨率。为了比较不同分辨率下的降水，将 CPM 的模拟结果以及观测资料

2.3 分析指标

插值到 D02 分辨率下。本文所涉及地图制作的来源为中华人民共和国自然资源部地图技术审查中心标准地图服务系统的中国地图 [审图号：GS (2016) 1609 号] 和世界地图 [审图号：GS (2016) 2937 号]，底图无修改。

本文采用了四种评估指标分析了平均降水和降水频率：空间相关系数 (CC)、偏差 (Bias)、均方根误差 (RMSE)、相对均方根误差 (RRMSE) 以及模拟和观测的空间标准差之比 (σ) 来验证降水模拟效果，定义如下：

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^N (P_{\text{obs},i} - \overline{P_{\text{obs}}})(P_{\text{wrf},i} - \overline{P_{\text{wrf}}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (P_{\text{obs},i} - \overline{P_{\text{obs}}})^2 \sum_{i=1}^N (P_{\text{wrf},i} - \overline{P_{\text{wrf}}})^2}} \quad (1)$$

$$Bias = \frac{\sum_{i=1}^N (P_{\text{wrf},i} - P_{\text{obs},i})}{N} \quad (2)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (P_{\text{wrf},i} - P_{\text{obs},i})^2}{N}} \quad (3)$$

$$RRMSE = \frac{RMSE}{\overline{P_{\text{obs}}}}$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{wrf,i} - \overline{P_{wrf}})^2} / \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{obs,i} - \overline{P_{obs}})^2} \quad (5)$$

式中： $P_{obs,i}$ 和 $P_{wrf,i}$ 分别表示第 i 个空间格点的观测值和模拟值； $\overline{P_{obs}}$ 和 $\overline{P_{wrf}}$ 分别表示观测和模拟数据的平均值； N 为青藏高原内的格点总数。 σ 定义为模拟的空间标准差经过观测的标准差归一化，表示了模式与观测的空间异质性的相似性。降水频率定义为可观测降水量 ($\geq 0.1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) 占总时长的百分比。

此外，为了量化模式对观测数据空间型和振幅的模拟能力，采用了泰勒评分 (Taylor, 2001)，公式如下：

$$T_s = \left(\frac{4(1 + CC)}{\sigma + \frac{1}{\sigma}} \right) (1 + CC_0) \quad (6)$$

式中： CC_0 表示可实现的最大相关性 (此处设为 1)。 T_s 的范围从 0 到 1， T_s 越大，模式的性能越好。

2.4 高原分区

青藏高原是全球海拔最高的一个巨型构造地貌单元，地形复杂，不同下垫面的物理性质对高原热力和动力作用产生的显著影响迥异，因此高原不同区域气候变化也存在差异。因此有必要探讨不同模式对高原不同下垫面的区域降水的模拟效果。本文选取了郑度和姚檀栋 (2006) 拟定的中国生态地理区域系统的框架方案，该方案对高原有较为全面和系统地划分，在对高原的研究中有广泛应用 (张戈丽等, 2010; 蔡俊飞等, 2022)。根据该方案，青藏高原被划分成了 11 个自然区，如图 2 所示。

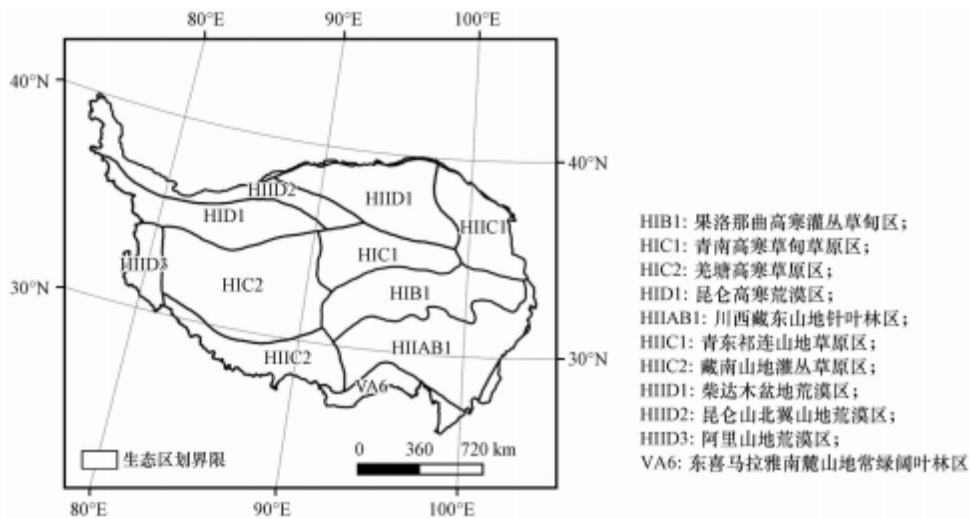


图 2 青藏高原生态区域系统分区

Fig. 2 Spatial distribution of ecological region systems of Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau

3 结果

3.1 夏季平均降水、降水频率

2009 年夏季卫星观测的青藏高原降水 [图 3 (a)] 呈现从东南向西北减少的空间分布特点，在藏东南的降水中心超过 $7 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ ，同时在藏南边缘处也存在一个超过 $10 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的降水中心。CPM 能较好地模拟出平均降水的空间分布 [图 3 (b)]，但是在藏南和藏东南存在 $3 \sim 4 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 的高估。所有对流参数化方案均能模拟出降水从东南向西北减小的空间分布，但降水模拟存在不同程度的高估。KF、BMJ、MKF、AnT 和 NASA 方案高估降水大值中心周围的降水，而 GF 方案在整个高原范围内都存在很大的湿偏差，超过 $2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。相比之下，G3、Tiedtke、MSKF 和 CPM 对降水落区以及强降水中心的位置和强度具有很好的刻画能力，在高原范围

内的降水误差较小。

2009 年卫星观测的夏季降水频率空间分布与平均降水的空间分布相似，从东南向西北减小 [图 4 (a)]，观测降水高频中心约为 30%。CPM 能很好地模拟降水频率的强度和中心。在几种对流参数化方案中 [图 4 (c) ~ (k)]，Tiedtke 方案对高原降水频率的模拟效果较好，但是会低估藏东南的频率，其余方案都有不同程度的高估，KF、BMJ、G3、AnT 和 NASA 最大的降水高频中心超过 45%。

为了定量评估不同模拟对高原夏季降水的模拟能力，图 5 展示了各个模拟的平均降水和降水频率的泰勒图。对于平均降水，G3、NASA 和 CPM 的泰勒评分均超过 0.6，表明这三种模拟可以很好地

再现观测到的降水的分布和强度。其中，G3的表现最好，它与观测的空间相关系数为 0.713，空间

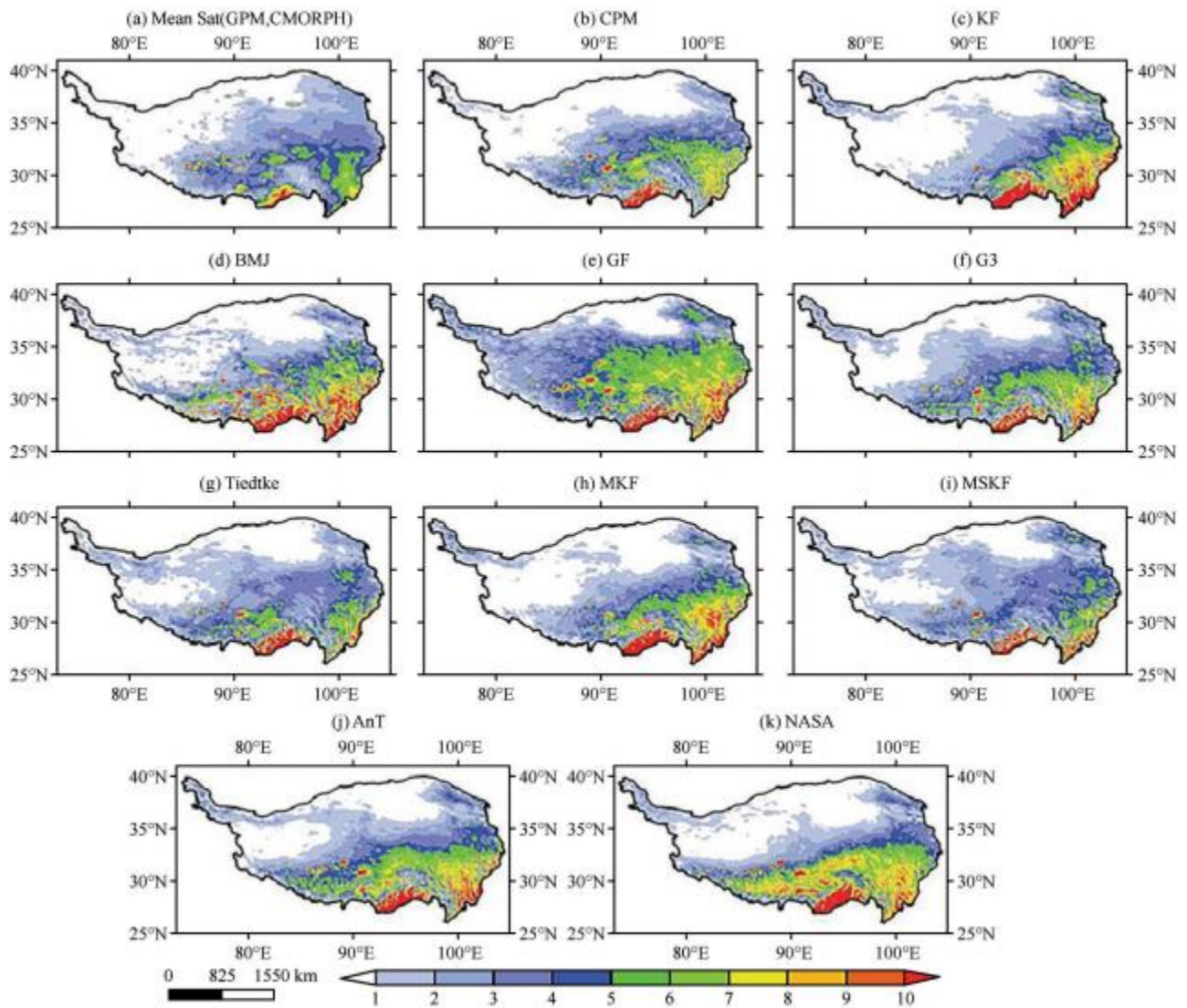


图 3 2009 年夏季卫星降水数据 (a) 与模拟的 (b~k) 平均降水的对比 (单位: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

Fig. 3 Spatial distributions of summer mean precipitation in 2009 among observation (a) and model simulations (b~k) over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. Unit: $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

标准差之比约为 1.743, 均方根误差最小约为 $2.584 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$, NASA 的空间标准差较 G3 偏大, 但是其空间相关系数是最大的, CPM 的标准差之比略好于 NASA, 但是空间相关系数略小。对于降水频率, CPM 的模拟效果最优, 各个评估指标也是各个模拟中最优的, 其次是 Tiedtke 和 GF, 这两种模拟效果接近。从图 5 中还可以发现, 模式对平均降水的模拟整体不如对降水频率的模拟。平均降水模拟的空间相关系数在 0.57~0.78, 模拟和观测的空间标准差之比在 1.7~2.6, 在对降水频率的模拟中, 模拟与观测的空间相关系数介于 0.66~0.8, 空间标准差之比在 1.0~1.82 间变化。特别是 GF, 对降水频率的模拟模拟效果较好, 但是对平均降水的模拟效果很差。

根据计晓龙等 (2017) 的研究, 把降水量分为四

类: $0.1 \sim 0.25$, $0.25 \sim 1$, $1 \sim 4$ 和 $\geq 4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。图 6 显示了总降水量和各强度类别的平均降水和降水频率的模拟偏差。从图 6 中可以看出, 高原模拟偏差主要是严重地高估了 $0.25 \sim 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水量和降水频率。相比之下, Tiedtke 对各个强度的平均降水和降水频率的模拟偏差较小。与 Tiedtke 相比, CPM 低估了 $0.1 \sim 0.25 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的平均降水和降水频率, 而高估了 $0.25 \sim 1 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水。

进一步研究了高原 11 个区域的平均降水和降水频率的相对均方根误差 (RRMSE), 如表 2、3 中所示。总体而言, 模拟在荒漠区 (HID1、HIID1-3) 和东喜马拉雅南麓 (VA6) 的表现较差, 特别是在昆仑高寒荒漠区 (HID1), 无论是平均降水还是降水频率的 RRMSE 都较大, 其次是在东喜马拉雅南麓 (VA6)。相对而言在灌丛草甸 (HIB1)、草原

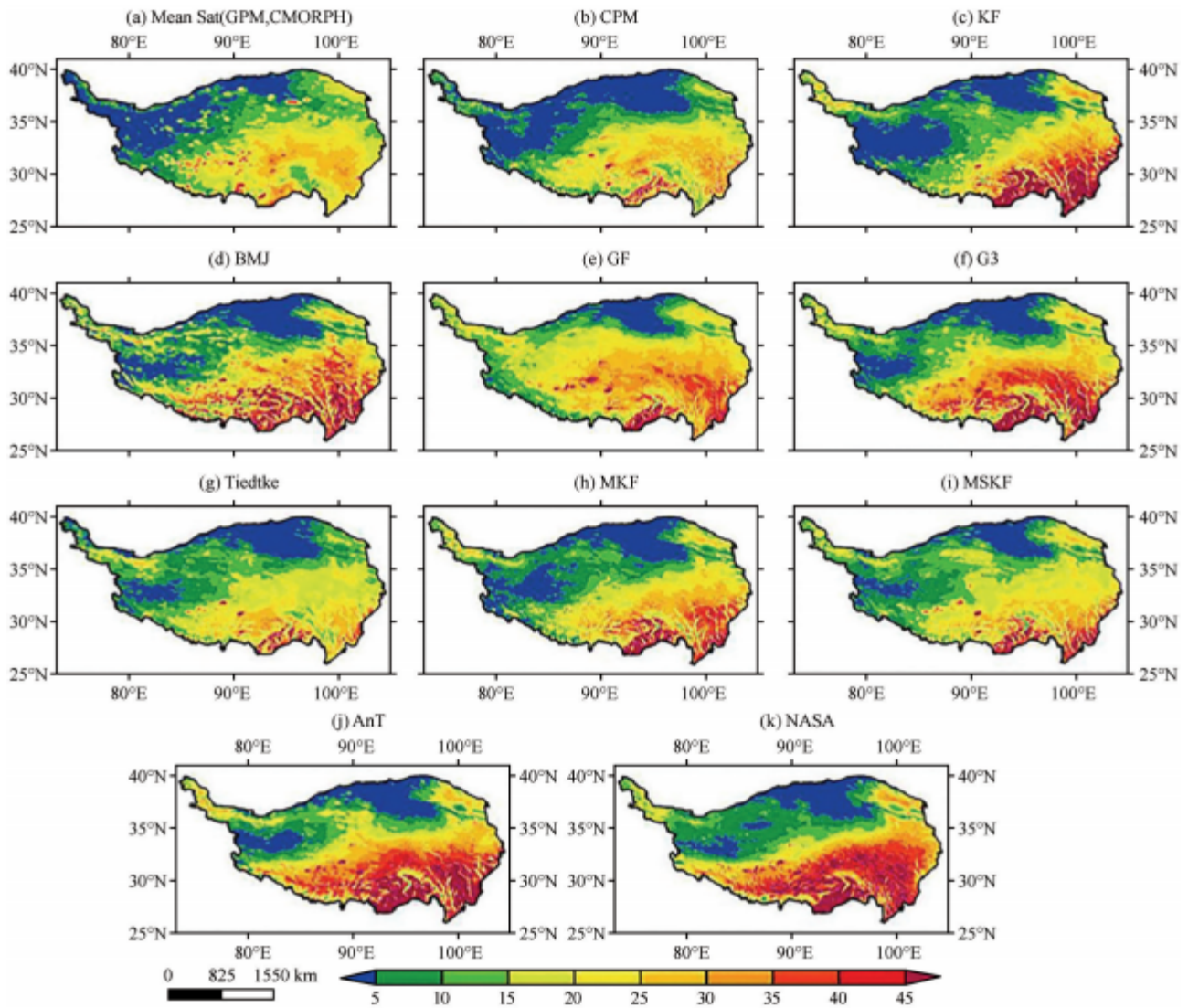


图4 2009年夏季卫星降水数据(a)与模拟的(b-k)降水频率的对比(单位:%)

Fig. 4 Spatial distributions of summer precipitation frequency in 2009 among observation (a) and model simulations (b-k) over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. Unit: %

(HIC1、HIC2、HIIC1、HIIC2)以及针叶林区域(HI-IAB1)模拟偏差较小,例如那曲高寒灌丛草甸区(HIB1)、青南高寒草甸草原区(HIC1)和青东祁连山地草原区(HIIC1)的平均降水和降水频率RRMSE均在15%~90%。在对4个荒漠区域的模拟中,GF方案对平均降水和降水频率的模拟效果都很差,特别是在昆仑高寒荒漠区(HID1),平均降水和降水频率的RRMSE分别超过600%和300%。相较于参数化方案的模拟,CPM在模拟荒漠区的平均降水和降水频率方面表现较好,可以大大地减少参数化方案的使用带来的误差。在东喜马拉雅阔叶林区(VA6),NASA的平均降水RRMSE最小,CPM对降水频率的模拟误差最小。在其他区域内,CPM和Tiedtke的表现接近,都有较小的误差。

我们进一步研究了各个生态区不同强度的降水偏差。从图7中可以看出,在前6个区域[图7(a)~(f)]模拟主要是高估了 $0.1\sim 1\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水,而在荒漠区[图7(g)~(j)],模拟对 $0.1\sim 0.25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水存在一定的误差,在东喜马拉雅南麓区(VA6)模拟主要高估了 $1\sim 4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水。在之前的分析中发现CPM对大多数荒漠区的模拟效果较好,从图7中可以看出,相较于其他模拟,CPM模拟中大多数荒漠区 $0.1\sim 0.25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 强度的降水误差很小,因此RRMSE偏小。但是在柴达木盆地(HI-ID1),所有的模拟都低估了降水强度,只有GF和MSKF对该区域的 $0.1\sim 0.25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水有一定程度高估,使总降水量的误差较小。综合前6个草原、草甸和针叶林区域[图7(a)~(f)],G3、Tiedtke和CPM能有效地降低 $0.1\sim 1\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水误差,

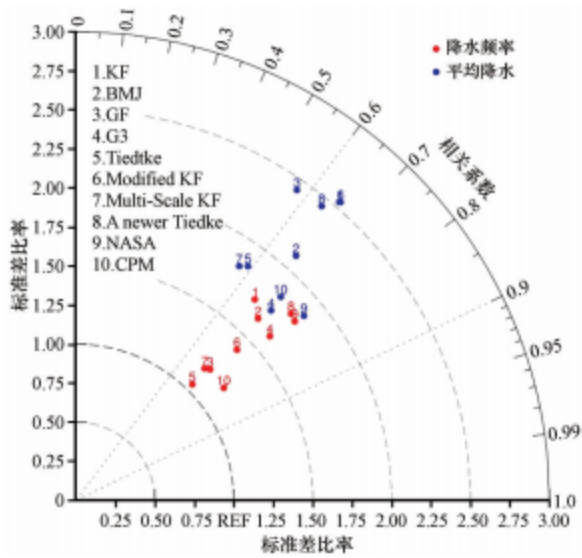


图5 2009年夏季青藏高原平均降水和降水频率的泰勒图
Fig. 5 Taylor diagram of 2009 summer mean precipitation and precipitation frequency over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau

特别是 Tiedtke 在前五个区域的表现都较好，只是在藏南山地 (HIIC2) 对 $0.1\sim 0.25$ 和 $0.25\sim 1\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的模拟偏大。MSKF 在前 6 个区域的表现也不错，只是在祁连山脉 (HIIC1) 对 $0.1\sim 0.25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水有较大地高估。在东喜马拉雅南麓山地 (VA6)，与其他模拟相比，G3 在模拟 $1\sim 4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 以及大于 $4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水时更为合理，因此在模拟 VA6 区域更有优势，CPM 对 $0.25\sim 1\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 和大于 $4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 的降水误差也较小，但是模拟的 $1\sim 4\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 降水偏多，因此对该区域的模拟效果次于 G3。

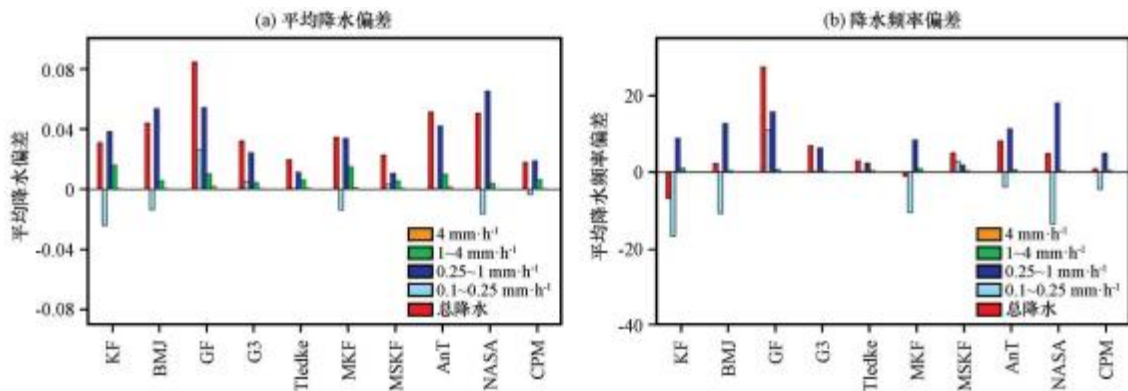


图6 2009年青藏高原地区模拟的不同降雨类型的夏季平均降水和降水频率分别与观测值的区域平均偏差
Fig. 6 Biases of models predicted summer mean precipitation and frequency with different rainfall categories averaged over 2009 against the observation regionally averaged over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau

3.3 局部热力条件

局地大气热力条件和垂直运动是降水形成的关键因素 (Cai et al, 2021)。在 3.1 节中，各个模拟对降水都存在明显的偏差，在本节中简单探讨了造

3.2 降水日变化

降水的日变化直接影响地表水循环和气温变化，包括土壤湿度、蒸发、潜热等过程。在数值模式中，它与大尺度环境和参数化对流的相互作用、云和降水过程等紧密联系。因此，降水日变化是检验数值模式模拟能力的重要评估指标之一 (杨扬等, 2021)。图 8 进一步给出了 2009 年夏季青藏高原观测和模拟平均降水和降水频率逐 3 h 降水演变。结果表明，G3 方案能较好地反映高原平均降水的日变化特征 [图 8 (a)]，特别是能正确地再现晚间的降水峰值时间 [20:00 (北京时, 下同)]，日平均降水的均方根误差比 CPM 和其他对流参数化方案偏小 (表 4)。Tiedtke 和 CPM 对日降水频率的均方根误差最小，但是 CPM 出现降水频率日最大值的时间较观测偏早 3h [图 8 (b)]。MSKF 和 MKF 对降水频率日变化的模拟结果也较为合理 [图 8 (b)]，但是均方根误差偏大。虽然 GF 方案模拟高原平均降水和降水频率日峰值的空间分布较为合理，但是在川西藏东山地针叶林区 (HIAB1) 和东喜马拉雅南麓山地 (VA6) 夜间降水存在很大程度的高估 (图略)，因此从高原范围来看，平均降水和降水频率远远地超过了观测值，均方根误差也较大。Tiedtke 和 CPM 虽然在 02:00-14:00 这两种模拟均超过观测，但是到了傍晚至夜间 (17:00-23:00) 模拟的量级小于观测，这也可以解释为什么 Tiedtke 和 CPM 可以减少平均降水和降水频率的偏差 (图 3, 图 4)。

成降水偏差的可能因素。

以上内容仅为本文档的试下载部分，
为可阅读页数的一半内容。如要下载
或阅读全文，请访问：

[https://d.book118.com/7660321000
34010122](https://d.book118.com/766032100034010122)