

对流解析区域气候模式对青藏高原降水模拟能力的研究^{*}

熊喆¹⁾ 宋长青^{2)†}

(1)中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 100029, 北京;

2)北京师范大学地理科学学部, 100875, 北京)

摘要 以中国科学院区域气候-环境重点实验室研制的区域环境集成系统模式(RIEMS 2.0)为基础, 采用中国科学院资源与环境数据中心提供的植被类型数据和北京师范大学提供的中国土壤质地数据, 以及美国地质调查局提供的月植被覆盖度资料, 进行模式本地化, 从而建成了青藏高原对流解析区域气候模式. 利用该模式对青藏高原进行了2001—2018年连续积分模拟, 重点考察了区域气候模式在水平分辨率为9 km条件下对青藏高原降水模拟能力, 结果表明: 1)模式能够较好地模拟年、雨季降水的空间分布特征以及不同区域降水年变化, 同时, 模式模拟降水较观测偏多, 偏差为13.01%~39.95%; 区域气候模式模拟青藏高原降水较国际耦合模式“比较计划第六阶段(CMIP6)”45个全球模式模拟试验结果的年降水空间分布和强度有明显提高, 并且更加接近观测值. 2)模式能够较好地模拟出年降水时间和4个不同等级降水事件空间分布, 特别是5~10、10~20、>20 mm这3个不同等级降水时间接近观测值. 3)模式能够较好地模拟出青藏高原不同区域候平均降水随时间演变, 降水强度除半干旱藏南地区较观测明显偏多外, 对其他地区模式模拟的降水都非常接近观测值, 同时与观测值之间相关系数为0.901~0.981, 都通过99%置信度检验, 与观测值之间的均方根误差为0.37~0.99 mm·d⁻¹, 其中对于极度干旱的柴达木地区候平均降水也能够较好地模拟出来, 相关系数达到0.919; 对青藏高原西南的南羌塘地区模拟最好, 相关系数达到0.981. 4)该研究表明采用青藏高原对流解析区域气候模式进行动力降尺度后, 解决青藏高原等地区缺乏长时间序列高时空分辨率的气象数据集的瓶颈问题, 为青藏高原气候和环境未来变化、生态安全屏障建设等提供坚实可靠的科学数据基础.

关键词 对流解析区域气候模式; 青藏高原; 降水

中图分类号 P339

DOI: 10.12202/j.0476-0301.2022029

0 引言

青藏高原地处我国西南部, 总面积约250万km², 平均海拔高度超过4000 m, 是全世界范围最大、最高的高原大地形, 有“世界屋脊”和“第三极”之称. 由于其地形的特殊性, 它同时还孕育着丰富的冻土、冰川、积雪、森林、草原、荒漠、湖泊等多种自然景观, 这使得它对全球气候变化的响应十分敏感. 就高原本身而言, 青藏高原大部分地区属半干旱、干旱区, 高原生态系统十分脆弱, 降水对生态系统有着重要意义; 另一方面, 青藏高原被誉为亚洲的“水塔”, 它是众多外流河, 如长江、黄河、怒江、澜沧江、雅鲁藏布江的发源地, 高原北部和西部的内流河是当地重要的水资源, 同时, 高原降水对这里的冰川发育也有着重要影响. 因此, 青藏高原的降水不但维系着高原

自身的发展, 而且影响到中国以及东南亚、南亚各国的水资源安全; 同时, 对中国东部、西北干旱区、亚洲的气候和植被格局乃至全球气候变化都具有深刻的影响, 在全球气候系统中占据着重要地位, 对其进行探索和研究具有极为重要的意义^[1-4].

但是, 青藏高原是我国观测资料最为缺乏的地区之一, 严重阻碍了我们对青藏高原地-气相互作用过程和水分循环规律的科学认识, 制约了数值模式的发展和我国灾害性天气气候预测水平的提高. 青藏高原及附近地大约只有100多个气象观测台站, 气象站点主要集中于其东部和南部, 并且站点分布极不均匀; 同时, 由于卫星遥感的低精度, 单纯从台站观测和(或)卫星反演数据建立这样一个数据集是困难的.

尺度转换是获取高时空分辨率气象数据关键问题. 大尺度环流特征值并非若干小尺度值的简单叠

^{*} 第二次青藏高原综合科学考察研究资助项目(2019QZKK0608)

[†] 通信作者: 宋长青(1961—), 男, 博士, 教授. 研究方向: 地理学研究范式、全球化与地缘关系研究. E-mail: songcq@bnu.edu.cn
收稿日期: 2022-01-06

加,小尺度值也不能通过简单插值或分解得到,在不同尺度之间建立某种尺度转换关系,对于无法解决无资料或缺少资料地区的区域尺度具有重要意义^[5-7].理论上观测尺度、模拟尺度应该尽量与过程尺度相吻合,但是受到测量技术和模拟水平限制,实际上很难达到.由于考虑了中尺度大气动力和物理过程,区域气候模式具有物理过程明确、应用区域范围不受观测资料限制,以及便于进行多分辨率降尺度等优点,是一种具有很大发展前景的降尺度方法.

区域气候模式已成为区域气候研究的重要工具.区域气候模式相比全球气候模式,显著地改进了GCM的模拟结果,尤其对地形复杂的青藏高原的温度和降水细节上的刻画要明显好于GCM模拟结果^[8].研究表明,区域气候模式能够模拟出青藏高原及其周边地区降水和气温的主要分布特征,但对降水年际变化的模拟能力较差^[8-13].总之,以往研究中进行的大多数模拟,都是在水平网格间距为10 km或更粗分辨率的情况下进行的.在这种情况下,尺度对流过程无法明确解析,从而导致较大的降水误差^[14-15].这些误差在对流盛行的地区尤其大.为了减少误差,最近进行了非常高分辨率的模拟(网格间距为数千米),以明确模拟对流过程,并将模拟结果用于更详细的分析^[16-17].此外,这种高分辨率模拟已经证明了其在复杂地形地区的显著优势^[18-23],同时,采用的都是来源于国外的区域气候模式;模式中参数化方案的关键参数来自于欧洲地区或美国等观测实验,而这些关键参数并不一定适合我国不同地区,特别是高海拔陡峭地形的青藏高原,对该地区的地理和环境特殊性考虑不够.

因此,本文以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室发展区域集成环境系统模式为基础,建成了青藏高原对流解析区域气候模式.利用该模式在水平分辨率提高到9 km条件下,重点考察对流解析区域气候模式在青藏高原尺度模拟降水能力.

1 青藏高原对流解析区域气候模式的建立

对流解析区域气候模式以中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室研制的具有独立版权的区域集成环境系统模式(RIEMS 2.0)^[24-26]为基础,以美国大气研究中心和美国滨州大学发展中尺度模式MM5为非静力动力框架,耦合了一些研究气候所需物理过程方案.这些过程方案包括指数松弛侧边界方案、生物圈-大气圈输送方案^[27]、采用Grell积云参数化方案^[28-29]、MRF行星边界条件和修

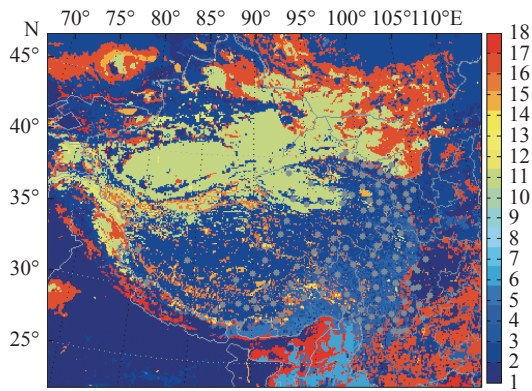
改CCM3辐射方案^[30]等.

1.1 青藏高原土壤参数率定和植被类型数据的建立

区域集成环境系统模式中的陆面过程模型是Dickinson等^[27]描述的生物-大气传输方案,即生物圈-大气圈输送方案(BATS),是为了描述植被在改变地表动量、热量和水汽通量输送作用设计的陆面参数化过程.该陆面模式中土壤质地与植被类型有关,其参数都来自全球平均结果.因此,将模式中植被类型决定土壤植被方案进行修改,采用土壤质地空间分布场作为输入场,并与土壤植被类型没有关联.本文将采用北京师范大学提供的1:100万水平分辨率为1 km×1 km的中国土壤粒径分布(即沙子、淤泥和黏土含量)数据集.利用该数据集对陆面模式中表征土壤水运动和土壤含水量、土壤水势、土壤导水率、田间持水量和萎点含水量等基本参数进行重新率定^[31];同时,陆面模式中植被覆盖度只是温度的函数^[27],与青藏高原植被覆盖度存在非常大的差异,因此本研究采用美国地质调查局(USGS)提供的月尺度植被覆盖度资料.

目前国际上广泛应用的区域气候模式和陆面过程模式的植被分类数据是USGS的高分辨率数据,其水平分辨率为0.0833°×0.0833°.这套数据集对美国境内的植被状况有比较精确的描述.在中国境内,尤其是在青藏高原存在很多无资料区和无人区,与实际有非常大的差异.对青藏高原来说,采用的2005年植被数据集由中国科学院资源与环境数据中心(RESDC)提供^[32-34].对2005年高分辨率植被类型数据集进行了重新分析,以表示每个网格框中的主要植被类型.但土地分类标准与USGS分类主要有2大区别:青藏高原土地植被数据没有对森林再进行详细划分,只有“林地”1种,同时对城市、工矿、居民用地以及未利用土地进行了详细的划分.在2005年青藏高原土地利用分类中,将植被“林地”与USGS土地数据进行融合,分为常绿阔叶林、落叶阔叶林、常绿针叶林、落叶针叶林和混合林.其中有许多植被覆盖度<5%的植被类型,如裸土、裸岩石地、盐碱地归类为稀疏植被.对于水体、冰雪、农田等类型作相应归类.对于青藏高原土地利用中城乡、工矿、居民用地归为USGS分类中的城市类型(见图1).

1.2 试验设计和资料介绍 模式模拟区域的网格中心位于(36°N, 91°E),水平分辨率为9 km,模式的模拟网格点数为415(经向)×345(纬向),垂直方向为27层,缓冲区大小为15,模式层顶气压为5 kPa.积分时间始于2000年的1月1日,连续积分到2018年12月31日,其中2000年为spinup时间.欧洲中期天



彩色为 BATS 中 18 种植被类型, 黑点为气象观测站。

图 1 为模拟区域植被类型和气象观测站点空间分布

气预报中心的水平分辨率为 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$, 时间间隔以 6 h 的 ERA-interim 再分析资料^[35] 作为驱动场. 模式中地形数据来自 USGS 高分辨率数据, 其水平分辨率为 $0.0833^\circ \times 0.0833^\circ$.

用于检验模式的观测资料为青藏高原、四川和云南地区的 120 个观测气象站点同期日降水资料(CMA), 以及中国科学院青藏高原研究所研发的中国气象驱动数据集(CMFD)^[36]. 其中, 降水数据集是在相应的 Princeton 气象驱动数据的基础上, 将 TRMM 3B42 降雨产品以及 GLDAS 和中国气象局下属的 740 个观测站点的实测值融合得到。

为了更好地分析模拟效果, 采取区域平均, 而不是直接比较个别观测站的观测值和模式模拟的结果, 同时依据林振耀等^[37] 区域划分和现有观测的结合, 将青藏高原观测气象站分为 6 个区域, 即高原亚寒带半干旱祁连山地区、高原温带极度干旱柴达木地区、高原温带半干旱西宁地区、高原亚寒带半湿润那曲地区、高原亚寒带干旱南羌塘地区和高原温带半干旱藏南地区. 其主要原因为: 1) 由于观测气象站点数据只是相对观测点而言, 可能受局地影响, 而模式模

拟的结果为 $9\text{ km} \times 9\text{ km}$ 上平均值, 因此更加具有代表性; 2) 青藏高原观测格点降水数据最高水平分辨率为 $9\text{ km} \times 9\text{ km}$, 相对较粗, 同时青藏高原气象站点及其周边区域只有 120 个(图 1), 无法详细地描述降水空间分布, 只能将模式模拟的结果采用最近插值法直接插值到观测站点上进行比较; 3) 模式所用地形高度比真实地形高度更加平滑, 模式与观测站海拔高度局地差别较明显, 为了将观测数据与模式模拟数据不一致性降低到最小, 我们采取区域平均值来衡量区域观测站点的总体情况。

2 结果分析

2.1 降水量空间分布

从图 2-a 可以清楚地看出, 青藏高原年平均降水量呈现出由东南部向西北部递减的分布形式. 青藏高原上存在 2 个相对强降水中心, 分别位于藏东南亚热带山地湿润地区和川西高原温带湿润地区, 其中藏东南亚热带山地湿润地区年平均降水 $>1\ 000\text{ mm}$, 而川西高原温带湿润地区年平均降水 $>600\text{ mm}$, 同时在那曲高原亚寒带半湿润地区年平均降水为 $400\sim 600\text{ mm}$, 而位于青藏高原西北部和北部的地区, 其年降水相对较少, 尤其高原北部柴达木盆地平均年降水为 $50\sim 100\text{ mm}$, 是高原最干旱的地区. 从图 2-b 中可以清楚看出: 模式能够较好地模拟出年降水空间分布, 特别是降水高值中心主要集中于藏东南亚热带山地湿润地区, 低值中心主要出现在高原北部柴达木盆地地区. 模式模拟与多年平均年总降水空间相关系数为 0.95, 通过 99% 置信度检验. 通过与各个气象站点资料进行对比发现, 中国气象驱动数据集对祁连山地区、柴达木、西宁、那曲和南羌塘地区较观测降水偏多, 为 $1.5\%\sim 11.8\%$, 对藏南高原年降水较观测偏少, 约为 -5.76% ; 区域气候模式对青藏高原年降水较观测偏多, 为 $13.01\%\sim 39.95\%$ (表 1). 区域气候模式模拟青藏高原降水较国际耦合模式“比

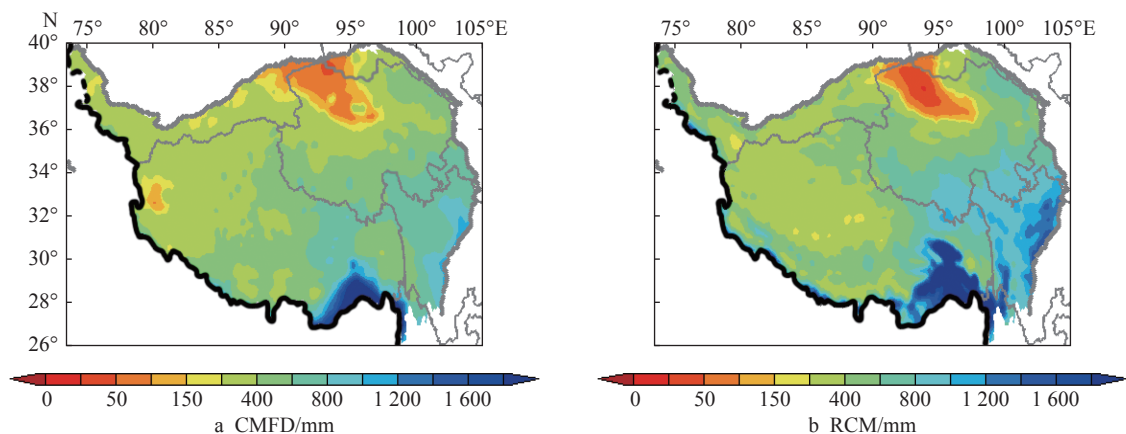


图 2 2001—2018 年平均年降水量的空间分布

表 1 青藏高原不同区域 2001—2018 年平均观测与模拟年降水及其偏差

区域名称	观测/mm	CMFD/mm (偏差/%)	RIEMS 2.0/mm (偏差/%)
祁连山地区	281.96	286.18(1.5)	387.51(37.44)
柴达木地区	121.95	135.85(11.40)	149.07(22.24)
西宁地区	319.62	339.84(6.33)	424.14(32.70)
那曲地区	545.14	569.66(4.50)	786.96(44.36)
南羌塘地区	354.24	396.04(11.80)	400.33(13.01%)
藏南高原地区	531.82	501.20(-5.76)	744.27(39.95)

较计划第 6 阶段(CMIP6)”45 个全球模式模拟试验结果的年降水空间分布和强度有明显提高,且更加接近

观测值^[38].

对于青藏高原来说,降水主要出现在 5—9 月雨季,其他月份降水较少.从图 3-a 可知,青藏高原旱季降水量也呈现出由其东南部向西北部递减的空间分布格局.主要降水分别位于藏东南亚热带山地湿润地区和川西高原温带湿润地区,降水强度为 150~600 mm;青藏高原的西部和北部地区降水 < 70 mm,其中高原北部柴达木盆地地区年平均降水 < 50 mm,是高原最干旱的地区.由图 3-b 可知:模式能够较好地模拟出青藏高原旱季降水空间分布,特别是降水高值中心主要集中在藏东南亚热带山地湿润地区,低值中心主要出现在高原北部柴达木盆地地区,模式模拟旱季的降水非常接近观测值.

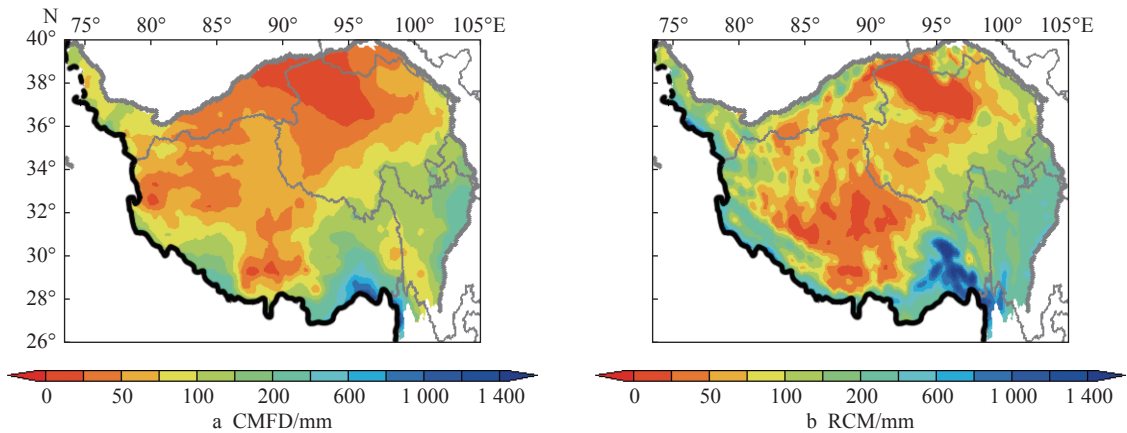


图 3 2001—2018 年旱季年平均降水量的空间分布

从图 4-a 可以清楚地看出,青藏高原雨季年平均降水量也呈现出由其东南部向西北部递减的空间分布格局.主要降水分别位于藏东南亚热带山地湿润地区和川西高原温带湿润地区,藏东南亚热带山地湿润地区降水达到 1 000 mm;那曲高原和川西高原地区降水为 400~800 mm,而西部和北部地区降水 < 200 mm,其中高原北部柴达木盆地地区平均降水 < 50 mm,是

高原最干旱的地区,同时在阿里高原地区出现降水量低值中心,降水量为 100 mm.由图 4-b 可知,模式能够较好地模拟青藏高原雨季降水空间分布情况,并且模式模拟雨季的降水量非常接近观测值.

2.2 降水时间空间分布 从图 5-a 可以清楚地看出,青藏高原平均降水时间南多北少的空间分布格局.降水时间 > 200 d 的主要位于藏东南亚热带山地湿润

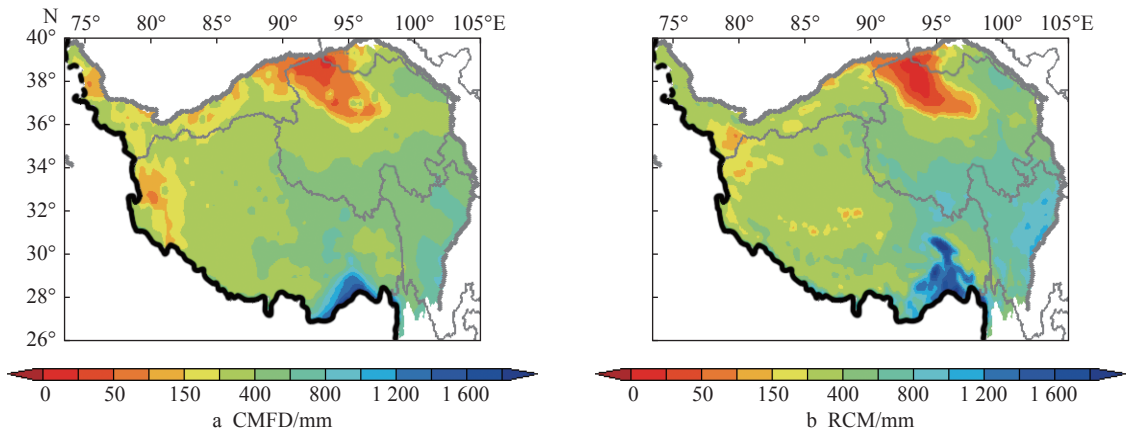


图 4 2001—2018 年雨季年平均降水量的空间分布

地区和川西高原温带湿润地区;同时在那曲高原和羌塘高原地区降水时间为 200~250 d,降水时间最少地区主要集中在高原北部柴达木盆地地区和阿里高原地区,该地区在高原地区降水量最少.由图 5-b 可以看出:区域气候模式能够较好地模拟出青藏高原降水时间,特别是在藏东南亚热带山地湿润地区和川西高原温带湿润地区,降水时间>200 d,那曲高原降水时间为 160~200 d,青藏高原的羌塘地区和北部祁连山地区降水时间<100 d,降水时间最少的地区为高原北

部柴达木盆地地区,为 20~60 d.通过与各个气象站点资料进行对比发现,中国气象驱动数据集中青藏高原的降水时间,较观测站点观测的降水时间明显偏多,大部分地区降水时间超过观测值 1 倍左右,其偏差为 64.07%~253.55%;其中,降水时间偏差最大的为高原北部柴达木盆地地区,偏差最小的为那曲高原(表 2).因此,区域气候模式模拟降水时间较中国气象驱动数据集的降水时间更加合理并且接近观测值.

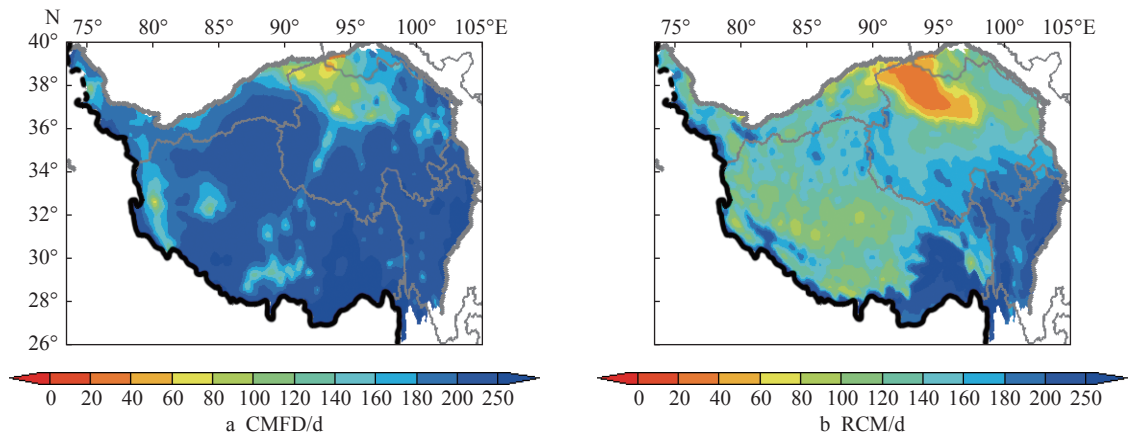


图 5 2001—2018 年平均降水时间的空间分布

表 2 2001—2018 年青藏高原不同区域平均观测与模拟年降水时间及其偏差

区域名称	观测/d	CMFD/d(偏差/%)	RIEMS 2.0/d(偏差/%)
祁连山地区	84.78	193.44(128.22)	100.22(18.22)
柴达木地区	42.25	149.38(253.55)	70.50(66.86)
西宁地区	84.60	203.40(140.43)	114.40(35.22)
那曲地区	145.71	239.07(64.07)	174.50(19.75)
南羌塘地区	90.00	197.11(119.01)	125.44(39.38)
藏南高原地区	115.18	235.73(104.66)	177.55(54.14)

从图 6-a 可以清楚地看出:青藏高原降水量平均为 0~5 mm 的降水时间呈现南多北少的空间分布;降水时间>150 d 地区主要为藏东南亚热带山地湿润地区、川西高原温带湿润地区、南北羌塘高原寒带干旱地区;降水时间为 60~100 d 的地区,主要集中在高原北部柴达木盆地地区.由图 6-b 可知,区域气候模式模拟青藏高原降水量为 0~5 mm 的降水时间:藏东南亚热带山地湿润地区>200 d;祁连山、那曲、羌塘地区等大部分地区降水时间为 60~120 d;高原北部柴达木盆地地区降水时间为 20~40 d.通过与各个气象站点资料进行对比发现,中国气象驱动数据集对青藏高原大部分地区,降水量为 0~5 mm 的降水时间较观测站点明显偏多,偏差为 87%~317.6%;其中,降水时间偏

差最小的区域为那曲高原亚寒带半湿润气候区,偏差最大的地区为柴达木高原极度干旱气候区.模式模拟降水量为 0~5 mm 降水时间的偏差为 7.4%~82.4%;其中,降水时间偏差最小的地区为那曲高原亚寒带半湿润气候区,偏差最大的为柴达木高原极度干旱气候区(见表 3).模式模拟的 0~5 mm 降水时间偏多的地区与对其他区域研究的结果一致^[39-40].综上,模式模拟 0~5 mm 降水时间较中国气象驱动数据集偏差明显减少,结果更加合理.

从图 7-a 可以清楚地看出:青藏高原平均降水量>5~10 mm 的降水时间为 30~60 d 的主要集中在那曲亚寒带半湿润地区、藏东南半湿润地区、藏东南和川西高原湿润地区;降水时间为 5~15 d 的主要集中在高原北部柴达木盆地地区、高原西部的羌塘地区;降水时间最短为 0~5 d,在柴达木极端干旱地区.由图 7-b 可知:模式模拟青藏高原降水>5~10 mm 降水时间的空间分布,非常接近中国气象驱动数据集,尽管对于不同地区来说,模拟的降水时间较观测偏多,但除那曲和藏南高原降水时间偏差为 14~15 d 外,其他地区均为 1~8 d.综上,区域气候模式能够较好地模拟>5~10 mm 降水时间,模拟的结果非常接近观测值.

从图 8-a 可以清楚地看出:青藏高原平均降水>10~20 mm 的降水时间为 30~60 d,主要集中在那曲

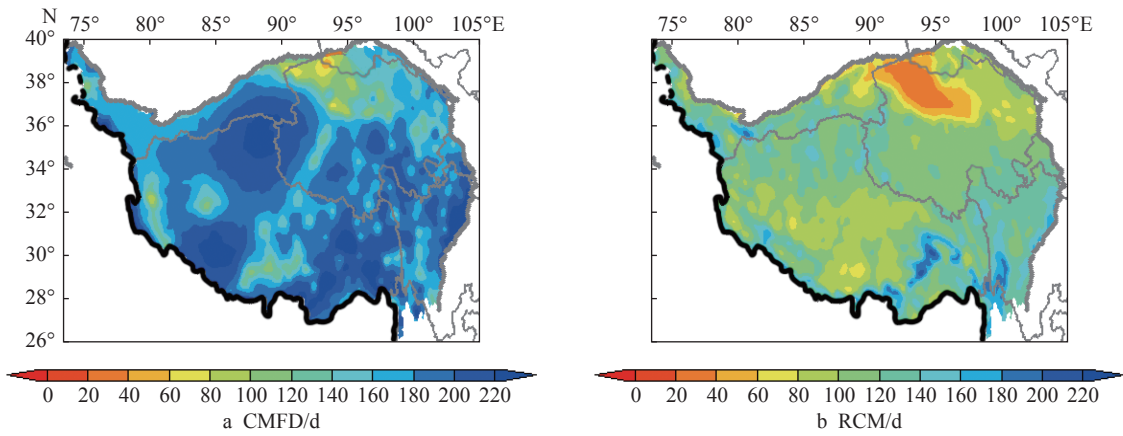


图 6 2001—2018 年降水量为 0~5 mm 降水时间的空间分布

表 3 青藏高原不同区域 2001—2018 年平均观测与模拟 0~5 mm 降水时间及其偏差

区域	观测/d	CMFD/d(偏差/%)	RIEMS 2.0/d(偏差/%)
祁连山地区	67	176(162.7)	75(11.9)
柴达木地区	34	142(317.6)	62(82.4)
西宁地区	63	184(192)	86(36.5)
那曲	108	202(87.03)	116(7.4)
南羌塘	66	172(160.6)	98(48.48)
藏南高原	84	204(142)	126(50)

亚寒带半湿润地区、藏东南半湿润地区、藏东南和川西高原湿润地区;降水时间为 5~15 d 的主要集中在高原北部柴达木盆地地区、高原西部的羌塘地区;降水时间最少为 0~5 d 的是柴达木极端干旱地区。由图 8-b 可知:区域气候模式模拟青藏高原降水 >5~10 mm 降水时间的空间分布非常接近中国气象驱动数据集,但较观测降水时间偏多,除那曲和藏南高原降水时间偏差为 14~15 d 外,其他地区降水时间均为 1~8 d。综上,区域气候模式能够较好模拟 >5~10 mm 降水时间,模拟结果非常接近观测值。

从图 9-a 可以清楚地看出:青藏高原平均降水

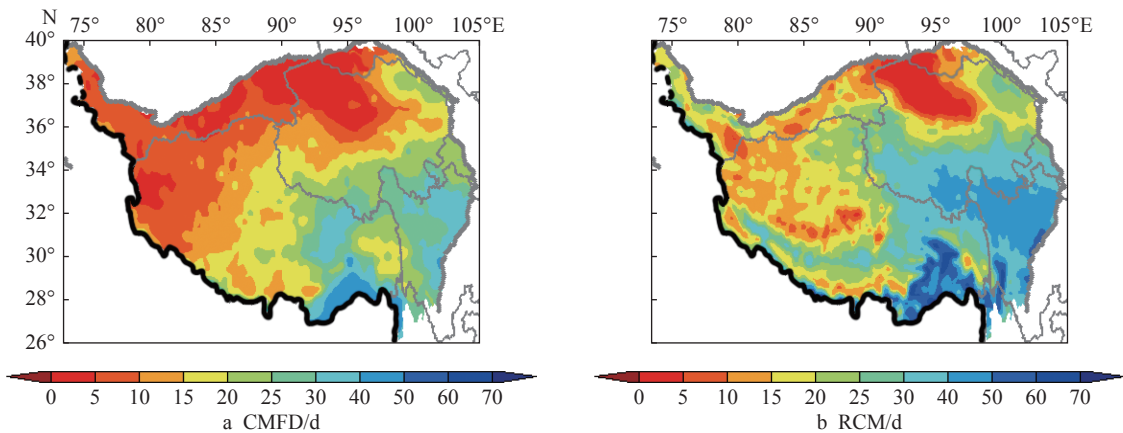


图 7 2001—2018 年降水量 >5~10 mm 的降水时间空间分布

>20 mm 的降水时间为 8~15 d,主要集中在藏东南和川西高原地区;除柴达木极端干旱区降水时间为 0 d 以外,其他大部分地区为 1~2 d。由图 9-b 可知:区域气候模式模拟青藏高原降水 >20 mm 的降水时间空间分布,与中国气象驱动数据集的降水时间非常接近;相比而言,模拟的降水时间更加接近观测值。对于不同区域来说,模式模拟降水时间与观测值之间偏差仅为 0~1 d。总之,无论是中国气象驱动数据集,还是区域气候模式模拟 >20 mm 的降水时间,都非常接近观测结果。

总之,模式能够较好地模拟出年降水时间和 4 个不同等级降水事件空间分布。中国气象驱动数据集和区域气候模拟年降水时间均较观测的降水时间偏多,中国气象驱动数据集 64.07%~253.55%,而模拟的偏差为 18.22%~66.86%,较中国气象驱动数据集降水时间更加接近观测值。青藏高原年降水时间主要是指降水为 0~5 mm 的降水时间,中国气象驱动数据集降水时间偏差为 87.03%~317.6%,模拟的偏差为 7.4%~82.4%,较中国气象驱动数据集更加接近观测值;降水分别为 5~10、>10~20、>20 mm 的 3 个不同等级降水时间,中国气象驱动数据集和模式模拟的结

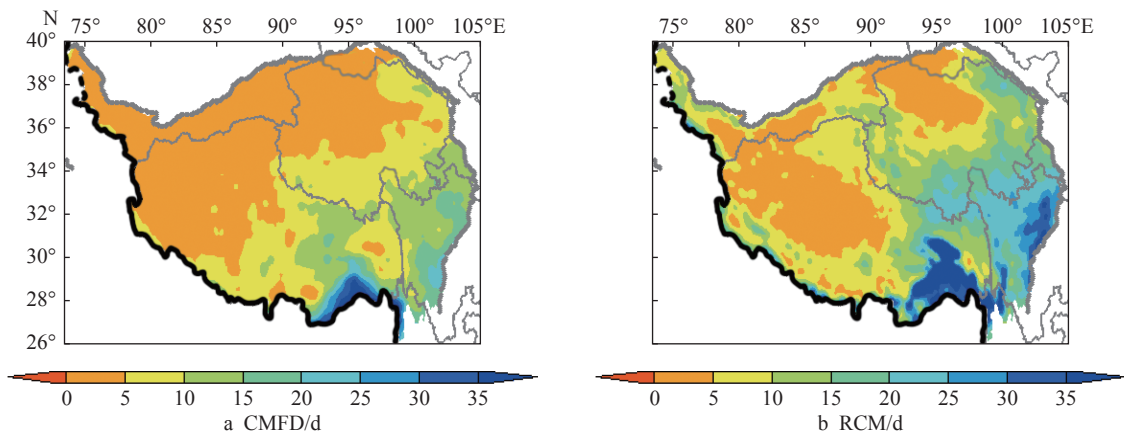


图8 2001—2018年降水量>10~20 mm降水时间的空间分布

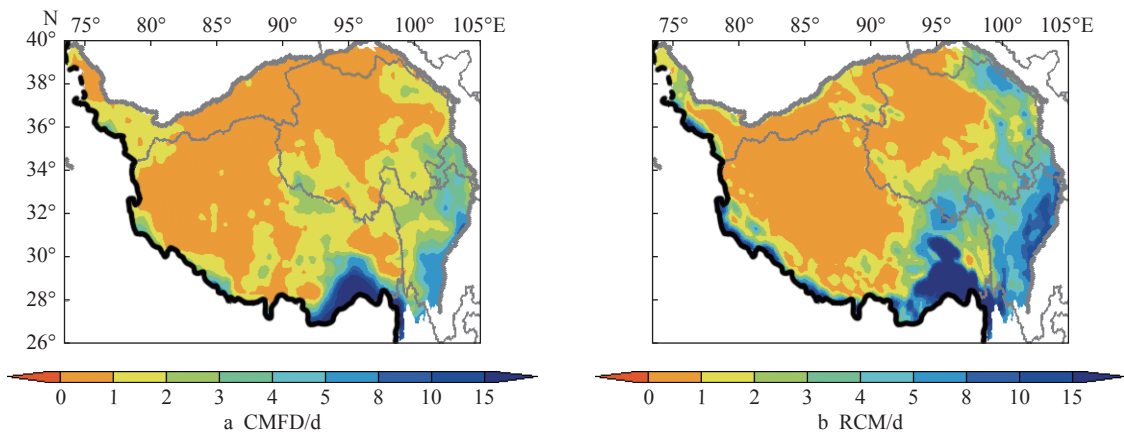


图9 2001—2018年降水量为>20 mm降水时间的空间分布

果均比较接近观测值。

2.3 不同区域降水分析 图10为对青藏高原不同区域模拟与观测候平均降水年变化情况。整个青藏高原,降水主要集中在25~55候,其中37~49候出现大降水事件,模型能够模拟出候降水时间演变;降水强度为13~65候,较观测稍有偏多,同时模拟与观测候平均降水相关系数达到0.998,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.40 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。青藏高原东北祁连山地区,降水主要集中在26~55候,其他候观测与模拟降水均 $<1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,降水强度除30~55候模拟降水较观测偏多外,其他大部分候模拟非常接近观测,并且与观测相关系数为0.970,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.42 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。极度干旱的柴达木地区,降水主要集中在31~43候,达到候平均降水 $>1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,其他候降水 $<1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,降水较青藏高原其他地区明显偏少,模式能够较好地模拟出降水随时间的演变趋势,并且模拟结果与观测候降水相关系数为0.920,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.64 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。青藏高原东北的半干旱西宁地区,降水主要集中在23~55候,

降水强度 $>1 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,此时模式模拟降水除小部分较观测稍有偏多外,其他大部分候模拟非常接近观测值,并且与观测值相关系数为0.963,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.43 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。青藏高原中部的半湿润那曲地区,降水较青藏高原北部地区明显增多,其降水主要集中在31~37和44~55候,出现了3个峰值,候平均降水强度 $>6 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,此时模式能够较好地模拟出3个峰值中心,候平均降水小部分较观测稍有偏多外,其他大部分候模拟非常接近观测结果,并且与观测相关系数为0.974,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.99 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。青藏高原西南的半干旱南羌塘地区,降水较青藏高原那曲地区有所减少,其降水主要集中在34~53候,出现2个峰值,大部分候平均降水 $>2 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,最大候平均降水为 $5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,模式能够较好地模拟出2个峰值中心,除部分候平均降水较观测模拟稍有偏多外,其他大部分候模拟非常接近观测结果,并且与观测相关系数为0.981,通过99%置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.37 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。青藏高原西南的半干旱藏南地区,降水主要集中在33~53候,出现了

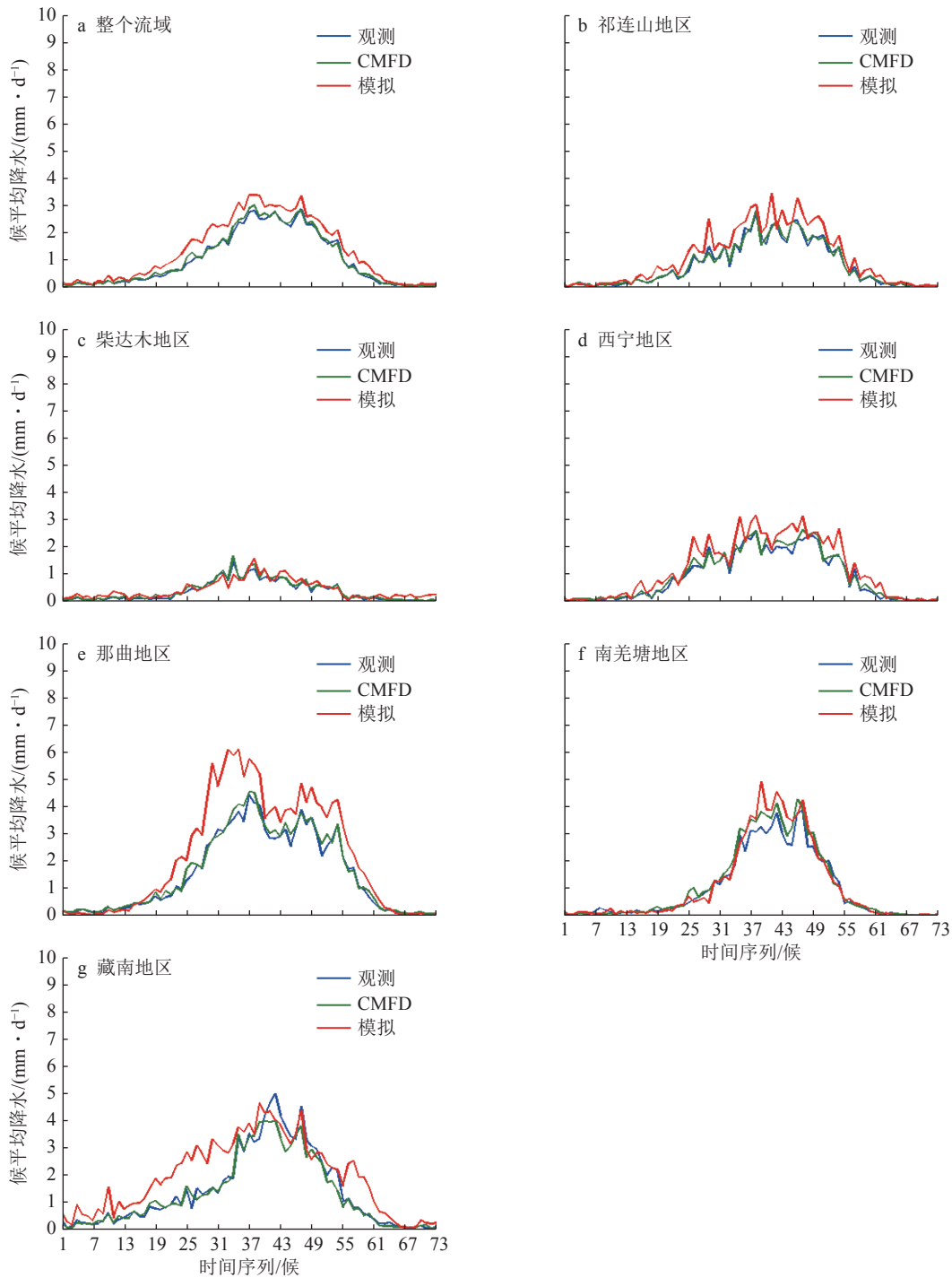


图 10 青藏高原不同区域模拟、CMFD 与观测候平均降水年变化

2 个峰值,最大候平均降水接近 $5 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$,模式能够较好地模拟出 2 个峰值中心,模拟的候平均降水较观测普遍偏多,模拟结果与观测结果相关系数为 0.901,通过 99% 置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.79 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

综上,模式模拟出青藏高原不同区域候平均降水随时间演变情况,降水强度除半干旱藏南地区较观测明显偏多外,对其他地区模拟的降水结果都非常接近观测值,同时与观测值之间相关系数为 0.901~0.981,

都通过 99% 置信度检验,与观测值之间的均方根误差为 $0.37\sim 0.99 \text{ mm} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

3 结论与讨论

本文以中国科学院区域气候-环境重点实验室研制的区域环境集成系统模式(RIEMS 2.0)为基础,采用中国科学院资源与环境数据中心提供的 2005 年高分辨率植被类型数据和北京师范大学提供的中国土壤质地数据,对区域气候模式中土壤水力热力参数方

案进行筛选, 以及对 USGS 提供的月植被覆盖度资料进行模式本地化, 建成青藏高原对流解析区域气候模式。因此, 本文重点关注模式对青藏高原降水的模拟能力, 特别对降水量、降水空间格局、降水随时间演变等方面进行了分析, 得出以下结论:

1) 模式能够较好地模拟年、不同季节降水的空间分布特征, 以及不同区域降水年变化特征。模式模拟降水量较观测值偏多, 偏差为 13.01%~39.95%, 该研究结果与区域气候模式模拟降水量偏多的结果相一致^[41-44]。

2) 模式能够较好地模拟出年降水时间和 4 个不同等级降水事件的空间分布, 特别是降水量为 5~10、>10~20、>20 mm 这 3 个不同等级降水时间更加接近观测值。

3) 模式能够较好地模拟出青藏高原不同区域平均降水量随时间的演变, 降水强度除半干旱藏南地区较观测值明显偏多外, 对其他地区模拟的降水量都非常接近观测值, 相关系数为 0.901~0.981, 均通过 99% 置信度检验。其中, 极度干旱的柴达木地区候平均降水量也能够较好地模拟出来, 相关系数达到 0.919; 青藏高原西南的南羌塘地区模拟的结果最好, 相关系数达到 0.981。

4) 应该指出, 模式模拟 0~5 mm 降水时间偏差较观测结果偏大, 这可能与用于驱动区域气候模式的再分析资料和模式中不同云覆盖参数化方案有关。关于这些方面研究工作, 有待进一步开展。

4 参考文献

- [1] DING Y H, CHAN J C L. The East Asian summer monsoon: an overview[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2005, 89(1/2/3/4): 117
- [2] WU G, LIU Y, HE B, et al. Thermal controls on the Asian summer monsoon[J]. *Scientific Reports*, 2012, 2: 404
- [3] WU G X, HE B, DUAN A M, et al. Formation and variation of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and its climate effects[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2017, 34(10): 1169
- [4] ZHOU X, YANG K, BELJAARS A, et al. Dynamical impact of parameterized turbulent orographic form drag on the simulation of winter precipitation over the western Tibetan Plateau[J]. *Climate Dynamics*, 2019, 53(1/2): 707
- [5] 刘建梅, 裴铁璠. 水文尺度转换研究进展[J]. *应用生态学报*, 2003, 14(12): 2305
- [6] WILBY R L, WIGLEY T M L. Downscaling general circulation model output: a review of methods and limitations[J]. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 1997, 21(4): 530
- [7] YU E T, WANG H J, SUN J Q. A quick report on a dynamical downscaling simulation over China using the nested model[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2010, 3(6): 325
- [8] 王澄海, 余莲. 区域气候模式对不同的积云参数化方案在青藏高原地区气候模拟中的敏感性研究[J]. *大气科学*, 2011, 35(6): 1132
- [9] 张冬峰, 高学杰, 白虎志, 等. RegCM3模式对青藏高原地区气候的模拟[J]. *高原气象*, 2005, 24(5): 714
- [10] 鲍艳, 吕世华, 陆登荣, 等. RegCM3模式在西北地区的应用研究I: 对极端干旱事件的模拟[J]. *冰川冻土*, 2006, 28(2): 164
- [11] 杨薇薇, 杨梅学. RegCM3在青藏高原地区的应用研究: 积云参数化方案的敏感性[J]. *冰川冻土*, 2008, 30(2): 250
- [12] 屈鹏, 杨梅学, 郭东林, 等. RegCM3模式对青藏高原夏季气温和降水的模拟[J]. *高原气象*, 2009, 28(4): 738
- [13] 余莲, 封彩云. 青藏高原近期气候变化研究进展[J]. *高原山地气象研究*, 2012, 32(3): 84
- [14] GAO Y H, XIAO L H, CHEN D L, et al. Comparison between past and future extreme precipitations simulated by global and regional climate models over the Tibetan Plateau[J]. *International Journal of Climatology*, 2018, 38(3): 1285
- [15] PREIN A F, LANGHANS W, FOSSER G, et al. A review on regional convection-permitting climate modeling: demonstrations, prospects, and challenges[J]. *Reviews of Geophysics*, 2015, 53(2): 323
- [16] FOSSER G, KHODAYAR S, BERG P. Benefit of convection permitting climate model simulations in the representation of convective precipitation[J]. *Climate Dynamics*, 2015, 44(1/2): 45
- [17] SUN X G, XUE M, BROTZGE J, et al. An evaluation of dynamical downscaling of Central Plains summer precipitation using a WRF-based regional climate model at a convection-permitting 4 km resolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121(23): 13801
- [18] PREIN A F, HOLLAND G J, RASMUSSEN R M, et al. Importance of regional climate model grid spacing for the simulation of heavy precipitation in the Colorado headwaters[J]. *Journal of Climate*, 2013, 26(13): 4848
- [19] BAN N, RAJCZAK J, SCHMIDLI J, et al. Analysis of Alpine precipitation extremes using generalized extreme value theory in convection-resolving climate simulations[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 55(1/2): 61
- [20] LI D, YANG K, TANG W, et al. Characterizing

- precipitation in high altitudes of the western Tibetan Plateau with a focus on major glacier areas[J]. *Int J Climatol*, 2020, <https://doi.org/10.1002/joc.6509>
- [21] LIND P, BELUŠIĆ D, CHRISTENSEN O B, et al. Benefits and added value of convection-permitting climate modeling over Fenno-Scandinavia[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 55(7/8): 1893
- [22] SCAFF L, PREIN A F, LI Y P, et al. Simulating the convective precipitation diurnal cycle in North America's current and future climate[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 55(1/2): 369
- [23] WANG Y, YANG K, ZHOU X, et al. Synergy of orographic drag parameterization and high resolution greatly reduces biases of WRF-simulated precipitation in central Himalaya[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 54(3/4): 1729
- [24] XIONG Z, FU C B, YAN X D. Regional integrated environmental model system and its simulation of East Asia summer monsoon[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(22): 4253
- [25] XIONG Z, YAN X D. Building a high-resolution regional climate model for the Heihe River basin and simulating precipitation over this region[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58(36): 4670
- [26] FU C B, WANG S Y, XIONG Z, et al. Regional climate model intercomparison project for Asia[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2005, 86(2): 257
- [27] DICKINSON R E, HENDERSON-SELLERS A. Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version as coupled to the NCAR community climate model[R]. NCAR/TN-387+STR, NCAR Technical Report, 1993
- [28] GRELL G A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations[J]. *Monthly Weather Review*, 1993, 121(3): 764
- [29] FRITSCH J M, CHAPPELL C F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. part I: convective parameterization[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1980, 37(8): 1722
- [30] Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. Description of the NCAR community climate model (CCM3) [R]//Technical Report, NCAR/TN-420+STR[S.L.]: National Center for Atmospheric Research, 1996
- [31] WEI S G, DAI Y J, DUAN Q Y, et al. A global soil data set for earth system modeling[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2014, 6(1): 249
- [32] LIU J. Macro-scale survey and dynamic study of natural resources and environment of China by remote sensing[M]. Beijing: China Science and Technology Press, 1996: 113
- [33] LIU J Y, KUANG W H, ZHANG Z X, et al. Spatiotemporal characteristics, patterns, and causes of land-use changes in China since the late 1980s[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2014, 24(2): 195
- [34] LIU J Y, LIU M L, DENG X Z, et al. The land use and land cover change database and its relative studies in China[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2002, 12(3): 275
- [35] BERRISFORD P, KÄLLBERG P, KOBAYASHI S, et al. Atmospheric conservation properties in ERA-Interim[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2011, 137(659): 1381
- [36] HE J, YANG K, TANG W, et al. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. *Scientific Data*, 2020, 7: 25
- [37] 林振耀, 吴祥定. 青藏高原气候区划[J]. *地理学报*, 1981, 36(1): 22
- [38] 陈炜, 姜大膀, 王晓欣. CMIP6模式对青藏高原气候的模拟能力评估与预估研究[J]. *高原气象*, 2021, 40(6): 1455
- [39] LIU J W, LI B, ZHOU T J, et al. The extreme summer precipitation over East China during 1982-2007 simulated by the LASG/IAP regional climate model[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2012, 5(1): 62
- [40] HUI P H, TANG J P, WANG S Y, et al. Impact of resolution on regional climate modeling in the source region of Yellow River with complex terrain using RegCM3[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2016, 125(1/2): 365
- [41] LI P X, FURTADO K, ZHOU T J, et al. Convection-permitting modelling improves simulated precipitation over the central and eastern Tibetan Plateau[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2021, 147(734): 341
- [42] YU E T, SUN J Q, CHEN H P, et al. Evaluation of a high-resolution historical simulation over China: climatology and extremes[J]. *Climate Dynamics*, 2015, 45(7/8): 2013
- [43] NIU X R, TANG J P, WANG S Y, et al. On the sensitivity of seasonal and diurnal precipitation to cumulus parameterization over CORDEX-EA-II[J]. *Climate Dynamics*, 2020, 54(1/2): 373
- [44] 高学杰, 石英, FILIPPO G. 中国区域气候变化的一个高分辨率数值模拟[J]. *中国科学: 地球科学*, 2010, 40(7): 911

Convection-permitting regional climate model to simulate precipitation in the Qinghai-Tibet Plateau

XIONG Zhe¹⁾ SONG Changqing²⁾

(1) Key Laboratory of Climate-Environment for East Asia, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 100029, Beijing, China;

2) Faculty of Geographical Science, Beijing Normal University, 100875, Beijing, China)

Abstract Regional Integrated Environmental Model System, developed by the Key Laboratory of Regional Climate-Environment of the Chinese Academy of Sciences, was applied to high-resolution vegetation type data provided by the Resources and Environment Data Center of the Chinese Academy of Sciences, Chinese soil texture data provided by Beijing Normal University, monthly vegetation coverage data provided by the US Geological Survey. The convection-permitting regional climate model over the Qinghai-Tibet Plateau was thus established. The model was used for continuous simulation of the Qinghai-Tibet Plateau region from 2001-2018, focusing on precipitation with a horizontal resolution of 9 km. For precipitation, the model was found to reproduce rather well the spatial distribution and seasonal cycle, simulated precipitation was an overestimation, with annual bias from 13.01%-39.95% in different regions. The model was found to simulate spatial distribution of annual precipitation number days and 4 different levels of precipitation number days. The model could reproduce time evolution of pentad mean precipitation in different regions in the Qinghai-Tibet Plateau, with correlation coefficient of 0.901-0.981, at significance level of 1%. The lack in long-term sequence high-temporal resolution meteorological datasets for the Qinghai-Tibet Plateau is therefore overcome by convection-permitting regional climate model. This work will help to understand future changes in climate and environment in the Qinghai-Tibet Plateau.

Keywords convection-permitting regional climate model; the Qinghai-Tibet Plateau; precipitation

【责任编辑: 刘先勤】