

基于CMIP6动力降尺度对青藏高原降水的评估

徐仁慧, 赵磊*, 文小航

成都信息工程大学, 四川 成都

收稿日期: 2022年10月25日; 录用日期: 2022年11月23日; 发布日期: 2022年11月30日

摘要

为了更好地了解目前数值预报模式对于青藏高原地区降水模拟的准确性, 本文采用科学数据银行发布的历史和未来气候动力降尺度偏差校正后的CMIP6全球数据集作为驱动场, 驱动WRF区域气候模式对高原进行动力降尺度模拟, 得到水平分辨率为50 Km的模拟数据, 此后提取其中的积云对流降水RAINCL和非对流降水RAINNC数据并将其插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的空间分辨率上, 选取国家青藏高原科学数据中心发布的中国地面降水 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点数据集来作为模式评估的参考数据, 对比青藏高原地区WRF模式模拟的降水结果与观测值的差异以评估WRF模式的模拟准确性。结果表明: 1) 高原年平均降水量呈现从东南向西北逐渐减小的趋势, WRF区域气候模式对于青藏高原地区的年平均降水量模拟结果偏高, 但仍能较好的再现上述空间分布特征。2) 高原地区季节平均降水量分布为: 夏季降水最多, 春秋次之, 冬季最少。WRF模式可以准确模拟出此分布特征, 但整体上模拟值较观测值偏高。3) WRF模式对于高原不同地区的模拟准确性不同, 根据年降水量随时间的变化特征来看, WRF模式对于降水量较少的地区模拟的差值较小, 对于降水量较大的地区模拟差值较大。4) 高原上不同地区WRF模式模拟的降水量与观测数据降水量的相关性存在较大差异, 在藏东、藏南、藏西各有一个站点的相关性较好, 而藏北部地区的相关性最弱, 但整体上都呈现出正相关的趋势。

关键词

CMIP6, WRF模式, 动力降尺度, 青藏高原, 降水

Evaluation of Precipitation over the Tibetan Plateau Based on CMIP6 Dynamic Downscaling

Renhui Xu, Lei Zhao*, Xiaohang Wen

Chengdu University of Information Technology, Chengdu Sichuan

Received: Oct. 25th, 2022; accepted: Nov. 23rd, 2022; published: Nov. 30th, 2022

*通讯作者。

文章引用: 徐仁慧, 赵磊, 文小航. 基于CMIP6动力降尺度对青藏高原降水的评估[J]. 气候变化研究快报, 2022, 11(6): 1076-1087. DOI: 10.12677/ccrl.2022.116112

Abstract

In order to better understand the accuracy of current numerical prediction models for precipitation simulations on the Tibetan Plateau, this paper uses the CMIP6 global dataset corrected for historical and future climate dynamical downscaling deviations released by the Scientific Data Bank as the driving field to drive the WRF regional climate model to perform dynamical downscaling simulations on the plateau, and obtain simulated data with a horizontal resolution of 50 Km, after which the cumulus clouds are extracted Convective precipitation RAINC and non-convective precipitation RAINNC data are extracted and interpolated to a spatial resolution of $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, and the $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid point data set of Chinese surface precipitation released by the National Tibetan Plateau Science Data Center is selected as the reference data for model evaluation. model's simulation accuracy. The results show that: 1) The annual mean precipitation on the plateau shows a decreasing trend from southeast to northwest, and the simulated results of the WRF regional climate model are high for the annual mean precipitation on the Tibetan Plateau region, but still can reproduce the above spatial distribution characteristics well. 2) The distribution of seasonal average precipitation in the plateau area is: the most precipitation in summer, the second in spring and autumn, and the least in winter. WRF model can accurately simulate this distribution, but the simulated value is higher than the observed value as a whole. 3) The simulation accuracy of WRF model for different regions of the plateau is different. According to the variation characteristics of annual precipitation with time, the simulation difference of WRF model for regions with less precipitation is small, and that for regions with large precipitation is large. 4) The correlation between the precipitation simulated by the WRF model and the precipitation from the observed data differs greatly in different regions on the plateau, with a better correlation at one site each in eastern, southern, and western Tibet, and the weakest correlation in northern Tibet, but the overall trend of positive correlation is observed.

Keywords

CMIP6, WRF Model, Dynamical Downscaling, Tibetan Plateau, Precipitation

Copyright © 2022 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

青藏高原位于亚洲腹地，是当今全球最高的高原，平均海拔在 4000 米以上，地形特殊、地势复杂，地形大体上呈现东高西低的姿态，水资源供给模式变化多样，是中国、亚洲乃至整个北半球的一道环境和生态屏障[1] [2]。青藏高原在世界气候变化与环境变迁方面是敏感和脆弱的，它的地域广袤，其大气运动和温度变化的作用不仅对亚洲地区的天气和生态环境产生了重大的影响，对全球气候变化以及灾害性天气的形成与演化也产生了重大的影响[3] [4]。此外，高原地-气相互作用强烈，天气过程瞬息万变，现有的先进模型是否能够模拟出高原的气候过程，尚需进一步的研究[5]。

动力降尺度是使低分辨率的全球模式输出结果转化为高分辨率结果的一种方法，模拟过程需要用全球气候模式的结果作为初始场来驱动区域模式。动力降尺度方法可以将大尺度的数据内容转化为小尺度的信息，能够单独提取降水或气温等变量来进行气候预测，目前已经是各国学者用来得到小尺度高分辨

率气候资料的一种有效途径[6]。

很多学者对 WRF 模式在区域降水数值模拟中的应用做了不同的尝试：魏培培等[7]在利用 WRF 区域气候模式对华东地区极端降水进行模拟时指出，WRF 模式对于区域的降水模拟方面效果较好，并且全球模式模拟的小雨日数远多于实际情况，而 WRF 模式对于小雨日的模拟则相对较符合。何由等[5]基于 WRF 模式对青藏高原的一次强降水过程进行了模拟，结果表明，WRF 模式能够大致模拟出此次强降水的降水强度和范围；张德广等[8]发现不同地区 WRF 的模拟结果不同，在天池地区模拟与实测对应度最高，而天山北侧和伊犁河谷地区模拟质量较差，可见 WRF 模式对于偏远地区的模拟性能仍需加强；Gao 等[9]研究结果表明两种积云对流参数化方案都取得了优异的模拟结果，在主要的降水变化模式的空间分布和相应的时间变化方面也有明显的改进；陈炯等[10]发现 WRF 基本上能够预报出降水的位置和强度，两种边界层参数化方案的模拟结果基本一致；本文调查发现，关于将 WRF 动力降尺度作用在高原降水上的相关研究还是很少，还需要加强模式对于青藏高原地区降水的模拟研究。

本文选取 WRF 区域气候模式对青藏高原地区历史 34 年(1981~2014)的降水进行模拟，并与历史观测降水值进行对比，以检测 WRF 模式对于高原地区降水模拟的准确性，为以后青藏高原地区选取合适的预报模式提供参考。

2. 资料和方法

2.1. 资料概况

本文选取的驱动场数据为科学数据银行发布的偏差校正后的 CMIP6 全球数据集，包括 1981~2014 年的降水数据，水平分辨率为 $1.25^{\circ} \times 1.25^{\circ}$ ，时间间隔为 6 h，纬度范围为 $26^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ ，经度范围为 $72^{\circ} \sim 104^{\circ} \text{E}$ 。

本文所用的观测资料是由国家青藏高原科学数据中心发布的中国地面降水格点数据集 (<http://data.tpdc.ac.cn>)，该数据集由国家气象中心整编，水平分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。本文在高原内部共选取了八个基准气象站点来开展研究，分别为高原东部地区的若尔盖(56079)、舟曲(56094)；南部地区的林芝(56312)、那曲(55299)；西部地区的改则(55248)、狮泉河(55228)；北部地区的肃北(52515)、格尔木(52818) 1981~2014 年的数据作为 WRF 模式评估的参考数据(表 1)。

Table 1. Longitude and latitude of eight stations on the Qinghai-Tibet Plateau

表 1. 青藏高原八个站点经纬度

站点分布	站点	站号	经度	纬度
藏东	若尔盖	56079	102.58°E	33.35°N
	舟曲	56094	104.22°E	33.47°N
藏南	林芝	56312	94.2°E	29.4°N
	那曲	55299	92.04°E	31.29°N
藏西	改则	55248	84.25°E	32.09°N
	狮泉河	55228	80.05°E	32.3°N
藏北	格尔木	52818	94.55°E	36.25°N
	肃北	52515	94.52°E	39.31°N

2.2. 模式设置及研究方法

2.2.1. 模式参数设置

本研究采用 WRF-V4.3 模式对高原地区进行动力降尺度模拟，WRF 模式在发展过程中由于科研和业务的不同需求，分为 ARW 和 NMM 两种版本。本文选用的是 WRF-ARW。WRF 模式是完全可压缩非静力模式，水平方向采用 Arakawa-C 网格点，垂直方向采用地形跟随质量坐标，时间积分方案采用三阶或四阶 Runge-Kutta 算法(吴胜刚等, 2016)。本研究模拟的水平分辨率为 50 Km，中心点为(90°E, 33°N)，模式结果每 6 h 输出一次，具体模式参数设置详见表 2。

Table 2. WRF mode parameter Settings
表 2. WRF 模式参数设置

网格嵌套层数	1
水平分辨率	50 Km
中心点坐标	90°E, 33°N
格点数	60 × 90
积分步长	120s
垂直方向	27 层
最高层气压	50 hpa
微物理过程参数化方案	WSM3
长波辐射参数化方案	CAM
短波辐射参数化方案	CAM
陆面模式方案	Noah-MP
边界层参数化方案	YSU
近地层参数化方案	MM5
积云参数化方案	Grell-Freitas

2.2.2. 研究方法

本研究将 WRF 的输出结果插值到与观测数据分辨率一致的 0.5° × 0.5° 的经纬网格上，为了对比不同时间段的降水变化幅度，综合青藏高原地区的气候特点，本文选取 1981~2014 作为研究时间段，取 3~5 月、6~8 月、7~9 月、12 月~次年 2 月为依据划分春、夏、秋、冬四个季节。同时为了对比 WRF 模式对青藏高原上不同地区降水量模拟的准确性，本文在高原内部共选取了八个基准气象站点来开展研究，分别为高原东部地区的若尔盖(56079)、舟曲(56094)；南部地区的林芝(56312)、那曲(55299)；西部地区的改则(55248)、狮泉河(55228)；北部地区的肃北(52515)、格尔木(52818)。

3. 研究结果

3.1. WRF 模式对青藏高原地区年平均降水量的模拟能力评估

图 1(a)是基于 1981~2014 年青藏高原地区的历史观测数据绘制的年平均降水量分布图,由图上我们可以看出青藏高原地区年平均降水量从藏东南部至藏西北部(即从横断山脉附近至帕米尔高原附近)呈现出逐渐减小的分布规律,其中青藏高原东南部的年平均降水量最大值区出现在青藏高原的东南角,靠近缅甸的交界部分,此处的年平均降水量可以达到 1200 mm~1400 mm 左右,而青藏高原西北部(即西藏西北部与新疆南部交接的地区)的年平均降水量仅 0 mm~200 mm 左右,其余青藏高原的大部分地区,如西藏中部、南部、四川西部等地区降水量在 200 mm~1200 mm 左右,整个高原地区全年平均降水量也仅仅达到 400 mm 左右。

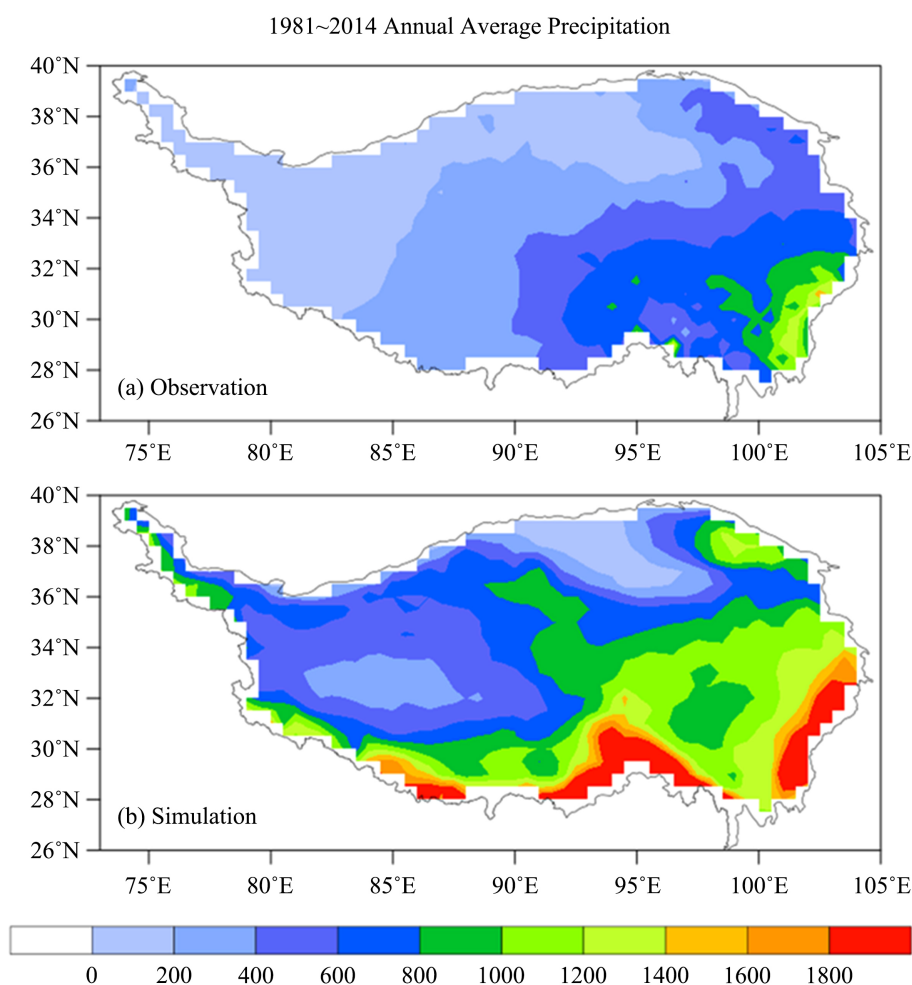


Figure 1. Spatial distribution of mean annual precipitation over the Qinghai-Tibet Plateau from 1981~2014 observations (a) and WRF model simulations (b)

图 1. 1981~2014 年观测(a) 和 WRF 模式模拟; (b) 数据中青藏高原地区年平均降水量的空间分布图

上述分析表明,青藏高原地区整体的年平均降水量较低,整个高原地区的降水分布具有较强区域性。本研究认为,造成青藏高原地区降水分布情况的原因是高原地区属于高原山地气候,且高原地区海拔高,

空气干燥稀薄，太阳辐射大，温度低，导致整体降水量较少。高原南部由于受到印度洋暖湿气流和印度洋季风气候的强烈影响，降雨量较大，而高原中部主要受到印度洋季风气候的影响，但不如东南部强烈，降雨量比东南部少。

图 1(b)是 1981~2014 年 WRF 模式模拟的青藏高原地区年平均降水量分布图，由该图可知，高原的降水分布存在明显的区域性差异，降水量自藏东南部向西北部呈逐渐减少的趋势，在青藏高原中部地区的降水量为整个高原的降水中位值。降水量最大值区集中在高原南部边界和东部的横断山脉附近，均达到 1800 mm 以上；降水最小值区在高原北部的柴达木盆地附近，这里几乎全年无降水；此外随着纬度的增加，降水量呈现出逐渐减少的趋势。

对比观测数据和 WRF 模拟数据可以看出，整体上模式模拟数据的数值偏大，但两组数据的降水量都呈现出由东南向西北递减的趋势，在高原东南部的降水误差较大。从模拟数据来看，模拟数据包含了因全球变暖带来的极端降水情况，导致高原东南部出现了大片 1800 mm 以上的降水极大值区，尽管模式数值偏大，但是仍能够较好地模拟高原年平均降水量的空间分布特征。

3.2. 1981~2014 年青藏高原地区季节平均降水量

图 2 是青藏高原地区观测降水量季节平均后的空间分布图，其中图 2(a)~(d)分别为春夏秋冬四个季节。通过此图我们可以看出，青藏高原地区实际降水分布为夏季偏多，春秋季次之，冬季无降水。四季的降水量都是呈现出东南部降水量较多，西北部降水量较少的情况。春(3~5 月)秋(9~11 月)季整体降水量较小，都在 100 mm 以下，且降水量随区域的变化不大，夏季(6~8 月)时在藏东南部有一个降水高值区，达到 200 mm 以上，藏北部地区的柴达木盆地附近有一个降水低值区，降水量几乎为 0 mm，而在冬季(12 月~次年 2 月)几乎没有降水。

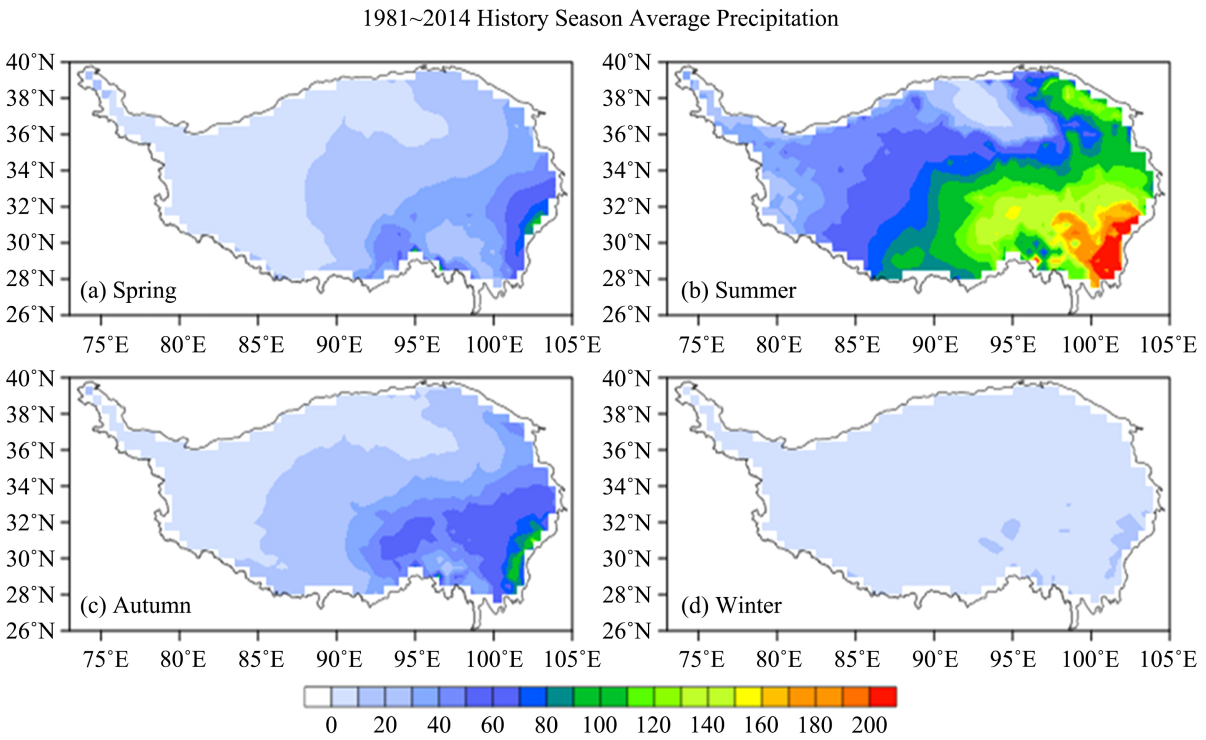


Figure 2. Distribution map of observed seasonal mean precipitation over the Qinghai-Tibet Plateau from 1981 to 2014
图 2. 1981~2014 年青藏高原地区观测季节平均降水分布图

图3是模式模拟的青藏高原地区季节平均降水量的空间分布图,其中图3(a)~(d)分别为春夏秋冬四个季节。由图上我们可以看出,在春季(3~5月)青藏高原地区整体降水量都在600 mm以下,只有藏南部地区有少量降水高值区,整体降水量呈现出由东南向西北减少的趋势。夏季(6~8月),青藏高原地区降水量较春季明显增多,整个高原地区大致降水量在800 mm左右,藏东南部有降水极大值区,达到1200 mm左右。秋季(9~11月),青藏高原地区降水量较夏季有所减少,整体降水量仍然呈现自东南向西北减少的分布状态。冬季(12月~次年2月),整个青藏高原全原几乎无降水,可见青藏高原地区降水量夏季最多,春秋季次之,而冬季几乎无降水。与观测降水量的时空分布基本相吻合。

通过对比模拟和观测的降水量季节平均分布图我们可以看出,WRF模拟的结果相对于观测值来说整体偏高,不过仍旧可以模拟出整体的季节分布趋势。通过对比两组数据的季节区域平均的分布图可以看出,区域上在藏北部的柴达木盆地处和藏东南部的横断山脉处WRF模式模拟的较为准确;时间上在冬季模拟的较为准确。

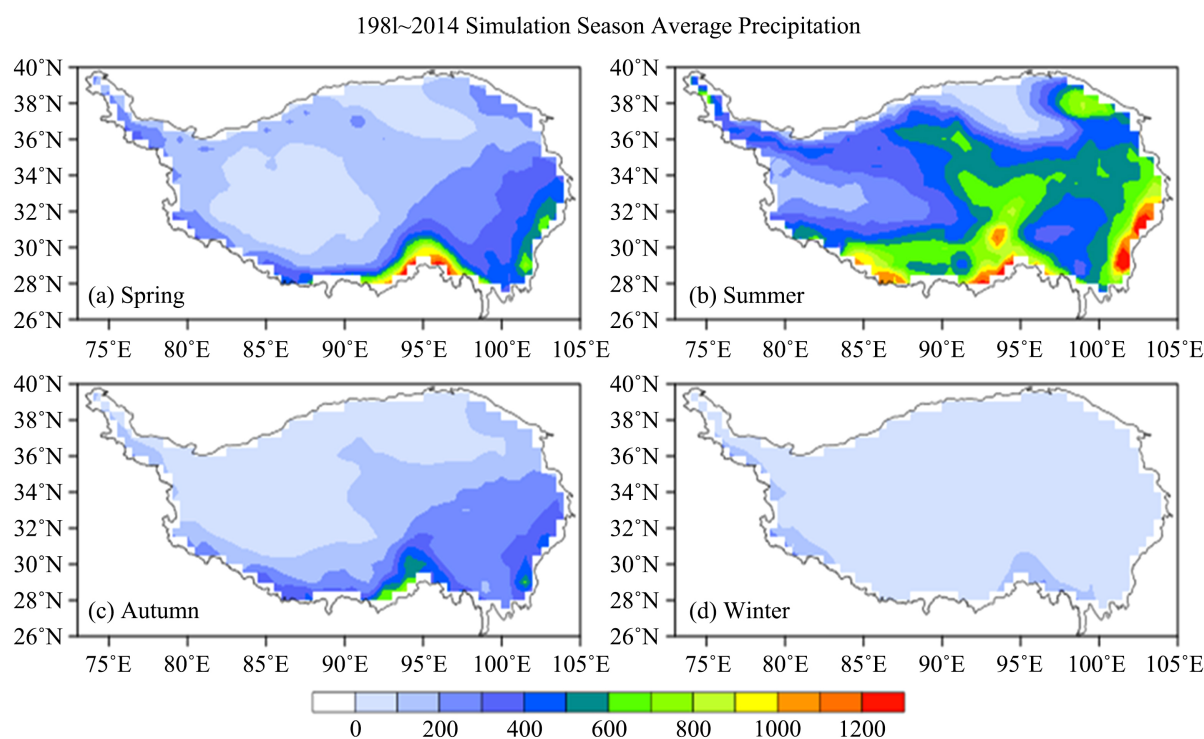


Figure 3. Distribution map of seasonal mean precipitation over the Qinghai-Tibet Plateau simulated by WRF model from 1981 to 2014

图 3. 1981~2014 年 WRF 模式模拟的青藏高原地区季节平均降水量分布图

3.3. 观测与模拟的年降水量随时间变化及其相关性

3.3.1. 高原地区八个站点的年降水量随时间变化趋势

从八个站点的年总降水量随年变化的趋势来看,其降水量都呈波动增加的趋势,但变化不显著(图4、图5)。

若尔盖地区模拟值与观测值的差值在600 mm左右;舟曲地区模拟值与观测值的差值在800 mm左右;林芝地区模拟值与观测值的差异在1200 mm左右;那曲地区的模拟值与观测值的差异在200 mm以内;改则地区模拟值与观测值的差异在100 mm左右;狮泉河地区模拟值与观测值的差异在200 mm左右;肃

北地区模拟值与观测值几乎无差异；格尔木地区模拟值与观测值的差异在 300 mm 左右。可以看出若尔盖、舟曲、林芝、格尔木的模拟值与观测值在数值上差距较大，WRF 模式的模拟值明显高于观测值。而那曲、改则、肃北、狮泉河地区的模拟值与观测值差距较小。

通过将青藏高原按地区选取八个站点来检测 WRF 模式的模拟效果的结果来看，WRF 模式的模拟在青藏高原西北部模拟差值较小，在东南部模拟差值较大。WRF 模式模拟的数值较准确的几个站点年降水量都较小，而降水量较大的地区模拟效果都不理想，推测 WRF 模式的模拟效果和降水量有关，降水量较大的地区难以准确模拟，而降水量较小的地区更容易模拟。

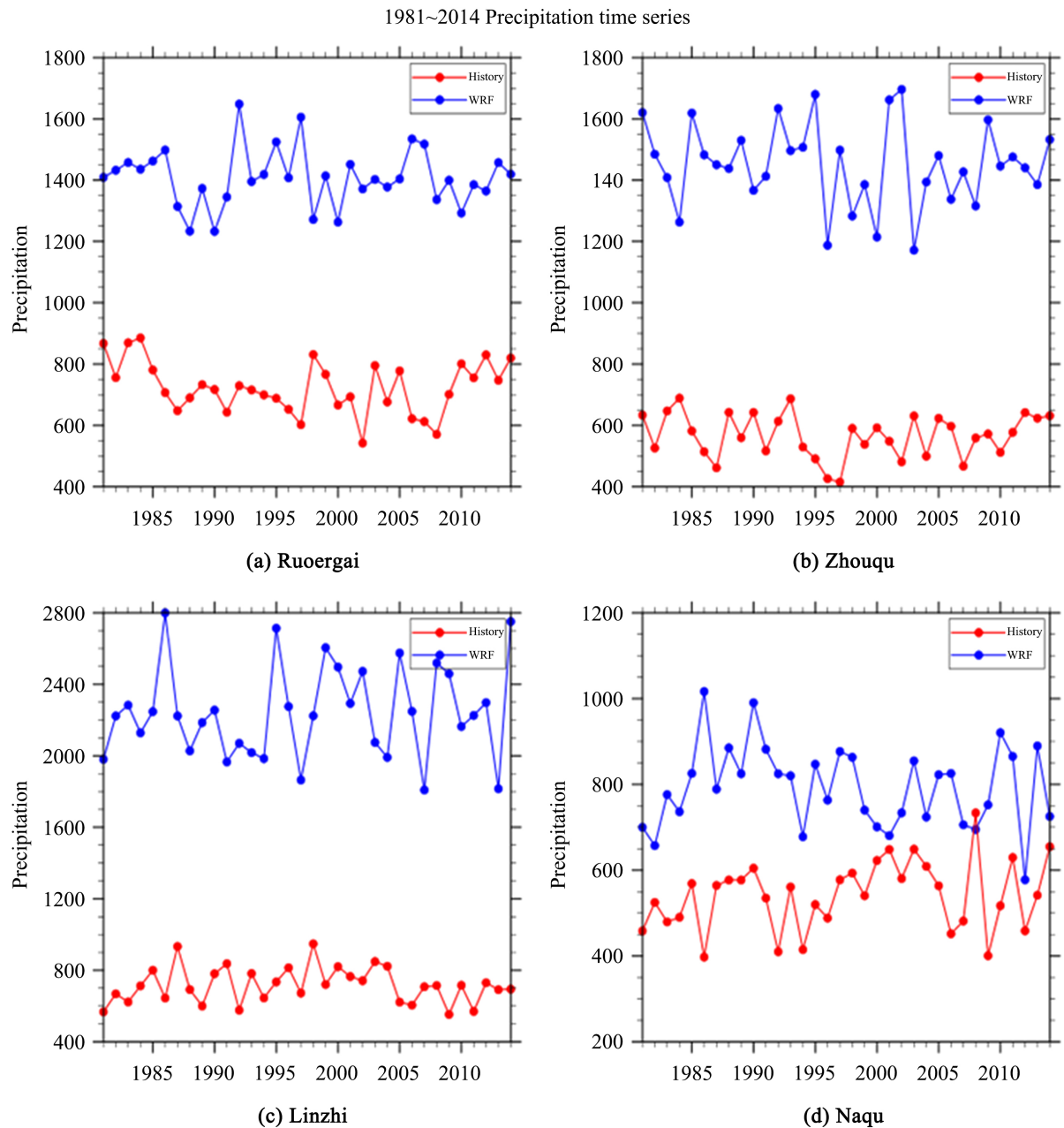


Figure 4. Interannual variation of precipitation in Ruorgai (a), Zhouqu (b), Linzhi (c) and Naqu (d) from 1981 to 2014

图 4. 1981~2014 年若尔盖 (a)、舟曲 (b)、林芝 (c)、那曲 (d) 降水量年际变化图

1981~2014 Precipitation time series

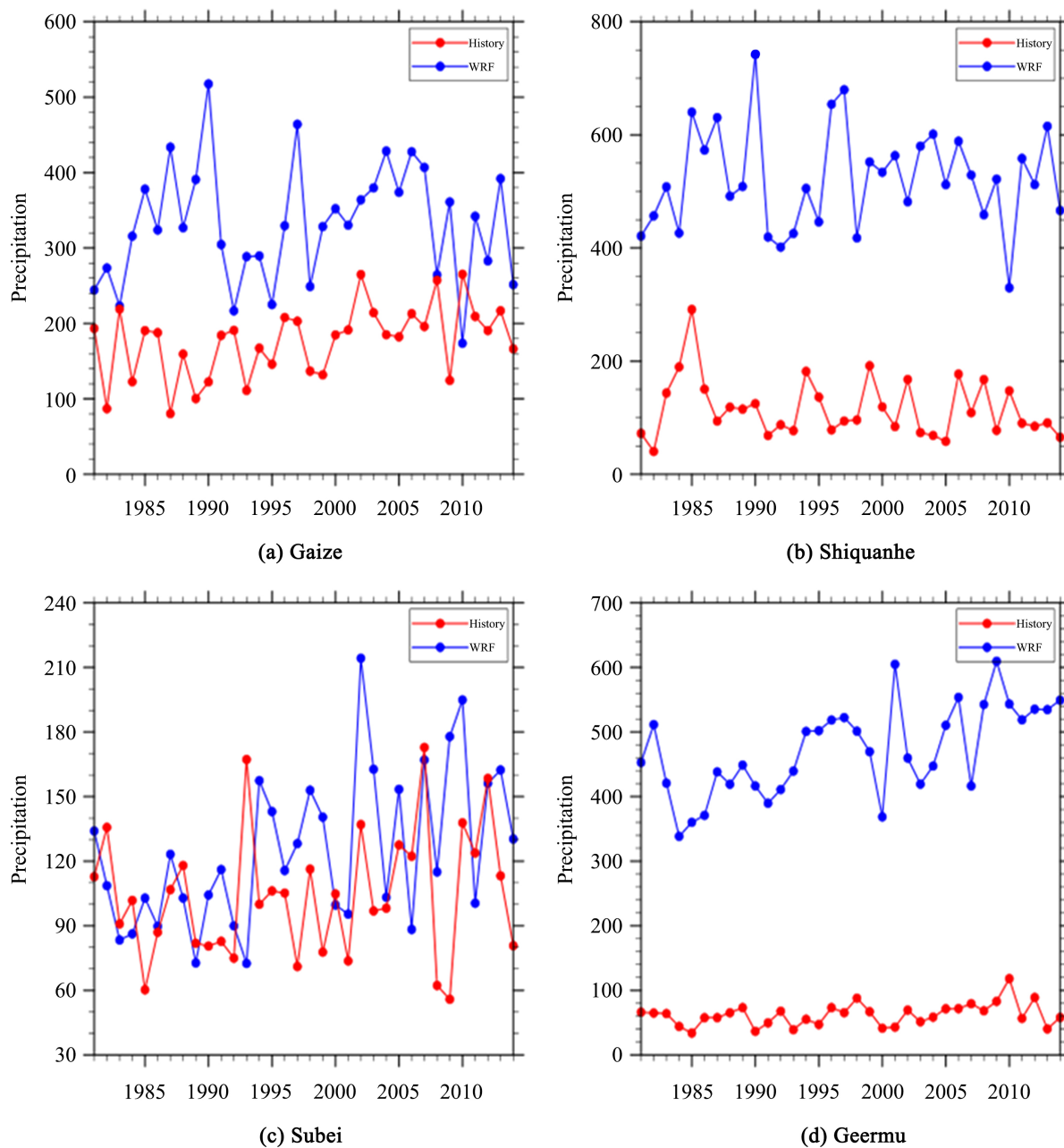


Figure 5. Interannual variation of precipitation in Gaize (a), Shiquanhe (b), Subei (c) and Geermu (d) from 1981 to 2014
图 5. 1981~2014 年改则 (a)、狮泉河 (b)、肃北 (c)、格尔木 (d) 降水量年际变化图

3.3.2. 高原地区八个站点的观测和模拟降水量相关性

利用 WRF 模式模拟资料和观测资料绘制历史 34 年的逐月降水量相关性散点图(共 408 个点), 如图 6、图 7 所示。横轴为 WRF 模式模拟降水量, 纵轴为观测数据降水量。通过计算两数据的相关性绘制出相关性散点图, 以能够直观的表现出两资料的降水量值及其相关性, 图中 R 为相关系数, *表示通过了 95% 的置信检验; 红色点为降水量的具体值, 单位是 mm; 黑色直线是趋势线。

由图上可以看出, WRF 模式模拟的降水值普遍比观测值高, 大量降水集中在 0~10 mm 的区间内,

可见高原地区的月降水量较小且相互之间差异较大，各站点的相关性差异较大，但都呈现出正相关的趋势。其中那曲站的相关系数最高，达到了 0.54，表示模式模拟和观测值的相关性最高。其次是改则站和若尔盖站，相关系数在 0.53 和 0.42。八个站均通过了 95%的置信检验，其中格尔木站相关性最弱。

根据以上分析可以看出，在青藏高原东部和南部的若尔盖和那曲相关性最高，位于高原北部的格尔木站相关性最弱，可以看出 WRF 模式模拟的数据对藏东南模拟性能较好，对藏北部的模拟性能较差。

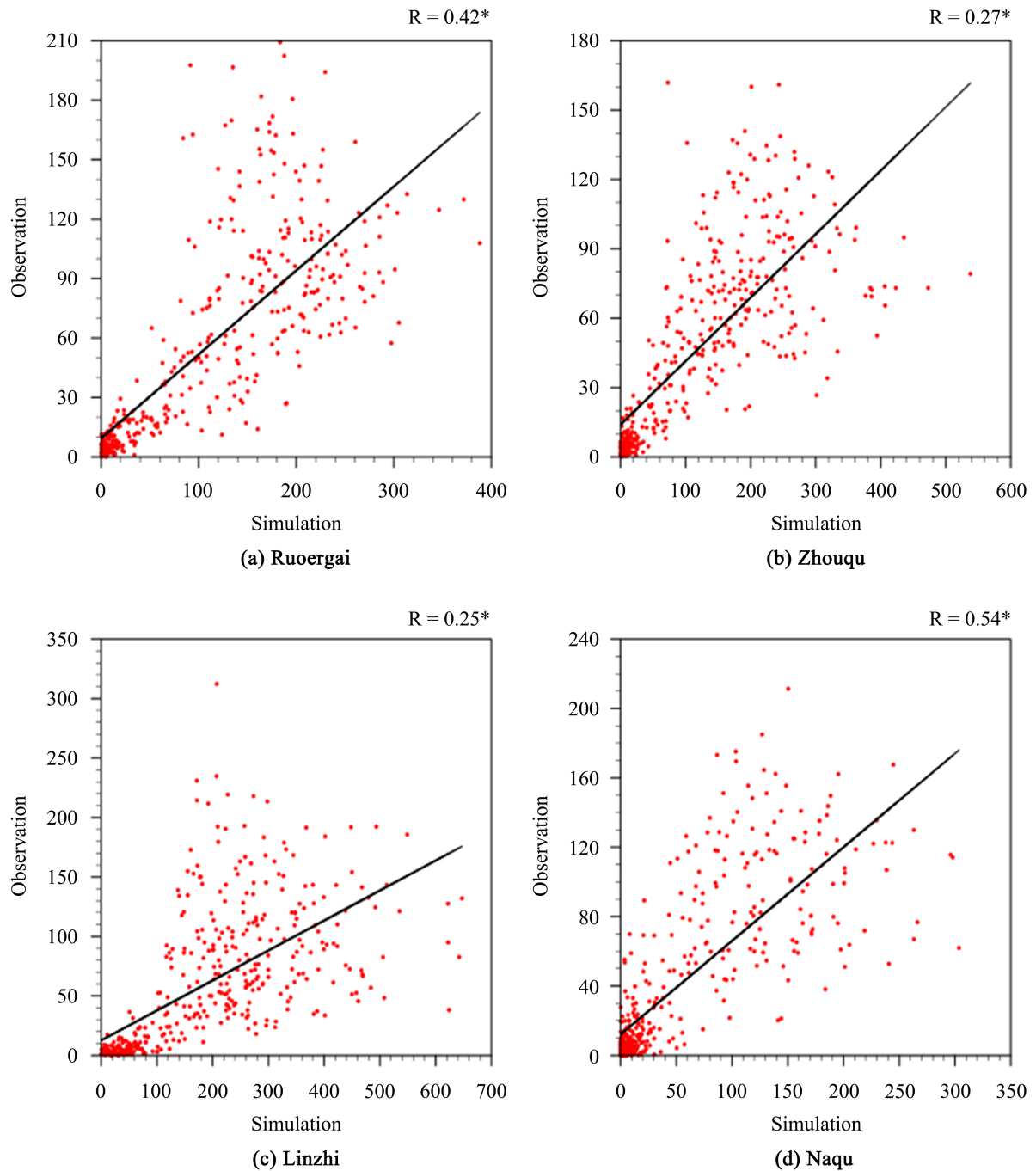


Figure 6. Scatter plots of precipitation in Ruorgai (a), Zhouqu (b), Linzhi (c) and Naqu (d) from 1981 to 2014

图 6. 1981~2014 年若尔盖 (a)、舟曲 (b)、林芝 (c)、那曲 (d) 降水量散点图

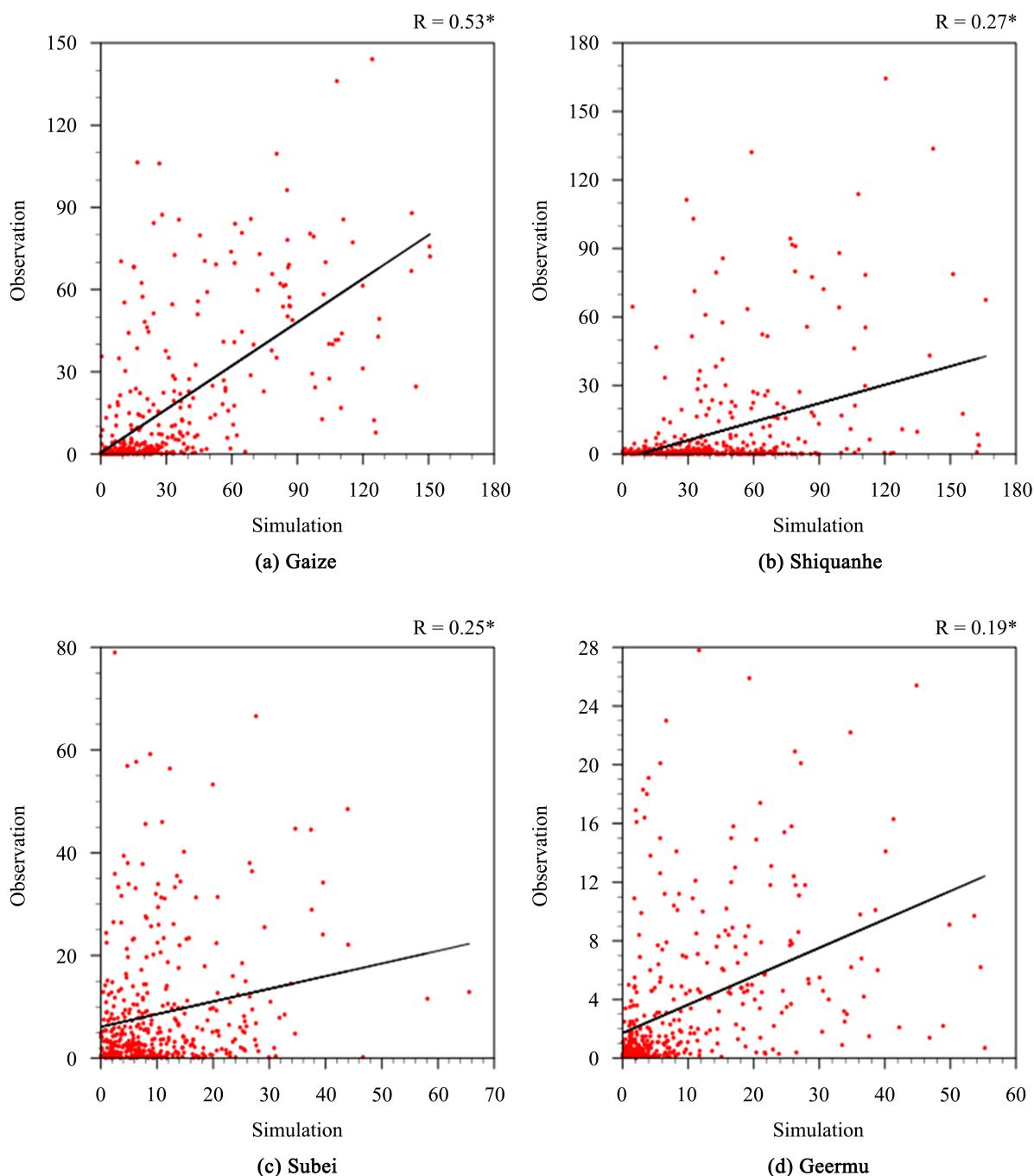


Figure 7. Scatterplots of precipitation in Gaize (a), Shiquanhe (b), Subei (c) and Geermu (d) from 1981 to 2014

图 7. 1981~2014 年改则 (a)、狮泉河 (b)、肃北 (c)、格尔木 (d) 降水量散点图

4. 结论

本文利用由国家青藏高原科学数据中心提供的中国地面降水数据集和由科学数据银行提供的偏差校正后的 CMIP6 全球数据集, 对青藏高原地区 1981~2014 年的降水量进行模拟对比分析, 得出以下结论:

1) 高原年平均降水量呈现从东南向西北逐渐减小的趋势, WRF 区域气候模式对于青藏高原地区的年平均降水量模拟结果偏高, 但仍能较好的再现上述空间分布特征。

2) WRF 模式对于高原不同地区的模拟准确性不同, 根据年降水量随时间的变化特征来看, WRF 模式对于降水量较少的地区模拟的差值较小, 对于降水量较大的地区模拟差值较大。

3) 高原上不同地区 WRF 模式模拟的降水量与观测数据降水量的相关性存在较大差异, 在藏东、藏南、藏西各有一个站点的相关性较好, 而藏北部地区的相关性最弱, 但整体上都呈现出正相关的趋势。

基金项目

四川省科技计划项目(2022YFS0536)资助。

参考文献

- [1] 冯川玉, 李陈斌, 周志浩, 陈文岭, 杨伟艺. 青藏高原降水变化特征及趋势分析[J]. 水文, 2022, 42(1): 75-79.
- [2] Chen, X. and You, Q. (2017) Effect of Indian Ocean SST on the Tibetan Plateau Precipitation in the Early Rainy Season. *Journal of Climate*, **30**, 8973-8985. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0814.1>
- [3] 张宏文, 高艳红. 基于动力降尺度方法预估的青藏高原降水变化[J]. 高原气象, 2020, 39(3): 477-485.
- [4] 吴胜刚, 刘屹岷, 邹晓蕾, 吴国雄. WRF 模式对青藏高原南坡夏季降水的模拟分析[J]. 气象学报, 2016, 74(5): 744-756.
- [5] 何由, 阳坤, 姚檀栋, 等. 基于 WRF 模式对青藏高原一次强降水的模拟[J]. 高原气象, 2012, 31(5): 1183-1191.
- [6] 徐忠峰, 韩瑛, 杨宗良. 区域气候动力降尺度方法研究综述[J]. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(3): 487-498.
- [7] 魏培培, 董广涛, 史军, 张博文. 华东地区极端降水动力降尺度模拟及未来预估[J]. 气候与环境研究, 2019, 24(1): 86-104.
- [8] 张德广, 弓鸿. 复杂地形条件下 WRF 模式的降水模拟性能评估[J]. 农家致富顾问, 2020(22): 249-250.
- [9] Gao, S.B., Huang, D.L., Du, N.Z., Ren, C.Y. and Yu, H.Q. (2022) WRF Ensemble Dynamical Downscaling of Precipitation over China Using Different Cumulus Convective Schemes. *Atmospheric Research*, **271**, Article No. 106116. <https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106116>
- [10] 陈炯, 王建捷. 边界层参数化方案对降水预报的影响[J]. 应用气象学报, 2006, 17(S1): 11-17.