

DOI:10.13869/j.cnki.rswc.2024.02.004.

豆明玉, 段克勤, 石培宏, 等. 基于 CMIP6 多模式的黄土高原气温变化模拟评估及情景预估[J]. 水土保持研究, 2024, 31(2): 158-167.

Dou Mingyu, Duan Keqin, Shi Peihong, et al. Historical Evaluation and Scenario Prediction of Temperature Changes the Loess Plateau Based on CMIP6 Multimodels[J]. Research of Soil and Water Conservation, 2024, 31(2): 158-167.

基于 CMIP6 多模式的黄土高原气温变化 模拟评估及情景预估

豆明玉, 段克勤, 石培宏, 孟雅丽, 陈荣, 侯晓静

(陕西师范大学 地理科学与旅游学院, 西安 710119)

摘要: [目的]明晰黄土高原未来气温增加趋势和幅度, 以期为黄土高原未来气温变化决策事件和防洪减灾等提供参考。[方法]基于第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)中的 22 个地球-气候系统模式的模拟结果, 通过观测数据系统评估了各模式历史时期(1961—2014 年)模拟能力后, 选用较好的 10 个模式的集合平均, 对不同共享社会经济路径(SSPs)下黄土高原 2015—2100 年气温的时空变化特征进行了分析。[结果]在 SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下, 2015—2100 年黄土高原增温速率分别达到了 0.09℃/10 a, 0.28℃/10 a, 0.48℃/10 a, 0.66℃/10 a, 且相对于 1995—2014 年, 2081—2100 年增温分别达 1.53℃, 2.69℃, 3.83℃, 5.25℃。除 SSP1-2.6 情景外, 其余情景增温已远远超过《巴黎协定》全球 2℃ 升温的目标, 而且在 SSP5-8.5 情景下, 2041—2060 年增温已达 2.44℃。SSP5-8.5 情景下, 2081—2100 年黄土高原春、夏、秋和冬季气温相对于 1995—2014 年增温幅度变化范围为 3.83~4.75℃, 4.75~5.67℃, 4.98~5.67℃, 4.29~5.67℃。[结论]未来黄土高原将面临强大的增温压力, 排放情景越高增温越显著, 未来应加强对黄土高原气温的观测研究。

关键词: CMIP6; 气温; 黄土高原; SSP 情景; 未来时期

中图分类号: P467

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2024)02-0158-10

Historical Evaluation and Scenario Prediction of Temperature Changes the Loess Plateau Based on CMIP6 Multimodels

Dou Mingyu, Duan Keqin, Shi Peihong, Meng Yali, Chen Rong, Hou Xiaojing

(School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China)

Abstract: [Objective] The aims of this study are to clarify the future trend and magnitude of temperature increase in the Loess Plateau, and to provide reference for future temperature change decision-making events, flood control and disaster reduction in the Loess Plateau. [Methods] This study was based on the simulation results of 22 Earth-climate system models in the latest sixth International Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6). After systematically assessing the simulation capability of each model historical period (1961—2014) through observational data, the multi-model ensemble of 10 models was selected to analyze the temperature change characters in the Loess Plateau from 2015 to 2100 under different shared socioeconomic pathways (SSPs). [Results] The warming rate of the Loess Plateau reaches 0.09℃/decade, 0.28℃/decade, 0.48℃/decade and 0.66℃/decade in 2015—2100 under the SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 and SSP5-8.5 scenarios, respectively. By contrast to 1995—2014, the warming reaches 1.53℃, 2.69℃, 3.83℃ and 5.25℃ in 2081—2100, respectively. Except for the SSP1-2.6 emission scenario, the warming in other scenarios has far exceeded the target of limiting global 2℃ warming in the Paris Agree-

收稿日期: 2023-04-11

修回日期: 2023-05-05

资助项目: 中国博士后资助项目(2017M610622, 2017BSHEDZZ18); 陕西省自然科学基金面上项目(2023-JC-YB-259)

第一作者: 豆明玉(2000—), 女, 陕西宝鸡人, 硕士, 研究方向为气候变化与自然灾害。E-mail: doumy@snnu.edu.cn

通信作者: 段克勤(1970—), 男, 甘肃平凉人, 博士, 教授, 主要从事全球变化研究。E-mail: kqduan@snnu.edu.cn

<http://stbcyj.paperonce.org>

ment, and under the SSP5-8.5 emission scenario, the warming in 2041—2060 has already reached 2.36℃. Under the SSP5-8.5 scenario, even the spring, summer, autumn and winter temperatures in the Loess Plateau from 2081 to 2100 vary in the range of 3.83~4.75℃, 4.75~5.67℃, 4.98~5.67℃ and 4.29~5.67℃ compared to 1995—2014. [Conclusion] The Loess Plateau will face a strong warming pressure in the future, with a higher rate of temperature increase under the higher emission scenarios. The observational research on the temperature of the Loess Plateau should be strengthened in the future.

Keywords: CMIP6; temperature; Loess Plateau; SSP scenario; future period

黄土高原作为我国“一带一路”和“西部大开发”的前沿阵地,是我国重要的经济地带和农业区^[1],作为我国的生态脆弱带,对气候变化十分敏感^[2]。目前,气温迅速上升引发的干旱等问题正在加重黄土高原的生态压力^[3],并对区域内水资源、农业生产和区域粮食安全造成损害^[1],影响黄河流域中部的水土保持和生态恢复^[4]。因此,为了更好地评价气温变化对黄土高原环境的影响,预估其未来气温变化尤为重要。

《巴黎协定》旨在将全球地表气温相对于工业化前的升温幅度控制在2℃以内,最好在1.5℃以内,为未来的气候变化指明了目标。然而,全球变暖背景下黄土高原呈现明显变暖趋势,1961—2014年气温以0.31℃/10 a的速率迅速上升^[5],远高于全球0.13℃/10 a和中国0.22℃/10 a的平均水平^[6],平均气温变化范围为7.20~9.81℃^[5],2016年相对于1961年区域增温幅度达1.5℃^[7]。在空间分布上,黄土高原表现为北部增温快,南部增温慢,增温速率随纬度的升高而增大的趋势^[5]。在季节变化上,黄土高原冬季增温速率达0.51℃/10 a,显著高于其他季节,同时也高于全国四季平均增温速率^[6]。

预估未来气温变化趋势,通常采用世界气候研究计划组织(World Climate Research Program, WCRP)开发的耦合模型相互比较项目(Coupled Model Intercomparison Project, CMIP)所提供的全球气候模式(Global Climate Models, GCMs)的模拟数据^[8]。GCMs是建立在大气-海洋-陆面-海冰之间复杂的相互作用的基础上,对地球气候系统各圈层的内部变率、自然变率和人为影响进行模拟研究^[9]。目前,已有研究利用CMIP5模式对黄土高原气温变化预估时发现在典型浓度路径(Representative Concentration Pathway, RCP)RCP8.5情景下,黄土高原2015—2040年、2041—2070年和2071—2100年的年平均气温相对于1961—1990年分别升高了0.91℃, 2.35℃, 4.24℃^[10]。

相较于CMIP5,2019年发布的CMIP6模式模拟能力明显改进^[11-12],利用CMIP6对全球和中国气候变化研究的结果有很大提升^[13],主要是CMIP6基于

最新的人为排放趋势及不同的共享社会经济路径(SSPs)提出了新的预估情景SSP-RCPs^[11],考虑了更多样的空气污染物排放情景,提供更加合理的模拟结果以进行气候变化机理研究以及减缓适应研究,帮助人类理解不同排放情景下气候系统的变化以及对人类社会的影响,提高气候综合性研究的能力^[14]。这些模式模拟数据将支撑未来5~10 a的全球气候研究,同时基于这些数据的分析结果将成为未来气候评估和气候谈判的基础^[12]。

黄土高原在不同SSP情景下,未来气温如何变化,对当地的生态环境和人类社会活动有着重要的影响,但是目前尚无基于CMIP6的模拟数据预估黄土高原到2100年的气温变化研究。鉴于此,本研究的目的是基于最新国际耦合模式比较计划第六阶段的22个地球-气候系统模式模拟的近地面气温逐月数据,利用观测数据(1961—2014年)对照评估筛选最优模式后,对黄土高原2015—2100年的气温变化趋势和幅度进行预估,对2041—2060年和2081—2100年的气温变化特征进行分析,以期为黄土高原区未来的气温变化决策事件、防洪减灾等提供参考。

1 研究区概况

黄土高原位于中国第二阶梯,东至太行山,西达日月山,北起长城,南达秦岭,包括山西高原、陕甘晋高原、陇中高原、鄂尔多斯高原和河套平原,是世界上黄土覆盖面积最大的区域。地势表现为西北高,东南低,海拔在95~5 084 m变化。本研究区介于33°—41°N, 100°—114°E。

黄土高原自南向北横贯暖温带和中温带,自东向西横贯半湿润区和半干旱区,是我国典型生态脆弱区。1981—2016年黄土高原生态恢复效果显著,植被归一化指数增加速率达0.05/10 a^[15],2000—2018年人均生产总值从4 509元增加至47 265元^[16]。随着晋中城市群、关中城市群和兰西城市群等快速发展,黄土高原居住超1亿人口,经济发展与资源、环境的矛盾日益加重^[15]。

2 数据与方法

2.1 数据来源

本研究选取 CMIP6 的 22 个地球-气候系统模式(表 1)的地面 2 m 气温逐月数据模拟资料,包括历史模拟试验数据(1961—2014 年)和未来气候变化情景预估数据(2015—2100 年)。研究选用 CMIP6 的情景模式比较计划中 4 种共享社会经济路径(Shared Socioeconomic Pathways, SSPs)情景下的模拟数据,

分别为 SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 和 SSP5-8.5, 见表 2^[11-12]。为避免模式对不同初始场的敏感性差异,所有模式均选用 r1i1p1 系列中的逐月数据。

研究使用国家气象中心依据中国 2 400 多个国家级气象台站的气温月值资料插值建立的中国区域水平分辨率为 0.5°×0.5°的地面气候资料月值数据集(V2.0)(<https://data.cma.cn/>)作为观测数据来评估 CMIP6 模式的模拟性能,数据选取时段为 1961—2014 年。

表 1 本研究使用的 22 个地球-气候系统模式基本信息

Table 1 Basic information on the 22 Earth-Climate System Models in this study

序号	模式名称	研发机构	所属国家	模式分辨率(纬向×经向)
A	ACCESS-CM2	CSIRO-ARCCSS	澳大利亚	1.25°×1.875°
B	ACCESS-ESM1-5	CSIRO	澳大利亚	1.25°×1.875°
C	AWI-CM-1.1-MR	AWI	德国	0.93°×0.94°
D	BCC-CSM-2-MR	BCC	中国	1.12°×1.12°
E	CAMS-CSM 1-0	CAMS	中国	1.12°×1.12°
F	CESM2-WACCM	NCAR	美国	0.9°×1.25°
G	CESM2	NCAR	美国	0.9°×1.25°
H	CanESM5	CCCma	加拿大	2.77°×2.81°
I	EC-Earth3-Veg	EC-Earth-Cons	欧洲	0.7°×0.7°
J	EC-Earth3	EC-Earth-Cons	欧洲	0.7°×0.7°
K	FGOALS-f3-L	CAS	中国	1°×1.25°
L	FGOALS-g3	CAS	中国	2.02°×2°
M	GFDL-ESM4	NOAA-GFDL	美国	1°×1.25°
N	INM-CM4-8	INM	俄罗斯	1.5°×2°
O	INM-CM5-0	INM	俄罗斯	1.5°×2°
P	IPSL-CM6A-LR	IPSL	法国	1.27°×2.5°
Q	KACE-1-0-G	NIMS-KMA	韩国	1.25°×1.875°
R	MIROC6	MIROC	日本	1.4°×1.4°
S	MPI-ESM1-2-HR	DKRZ	德国	0.93°×0.94°
T	MPI-ESM1-2-LR	MPI-M	德国	1.875°×1.875°
U	MRI-ESM2-0	MRI	日本	1.12°×1.12°
V	NorESM2-LM	NCC	挪威	1.89°×2.5°

表 2 本研究使用的 4 种未来时段试验情景基本信息

Table 2 Basic information of four future test scenarios used in this study

情景	辐射强迫类型	2100 辐射强迫/ (W·m ⁻²)	SSP	情景描述
SSP1-2.6	低	2.6	1 可持续发展	代表低脆弱性、低减缓压力和低辐射强迫的综合影响
SSP2-4.5	中	4.5	2 中度发展	代表中等社会脆弱性与中等辐射强迫的组合
SSP3-7.0	高	7.0	3 局部发展	代表高社会脆弱性与相对高的人为辐射强迫的组合
SSP5-8.5	高	8.5	5 常规发展	唯一一个排放高到足以在 2100 年产生 8.5 W/m ² 辐射强迫的 SSP 情景

注:此表根据参考文献[17—18]修改。

2.2 研究方法

由于各模式分辨率不同,采用双线性插值法将各个模式 1961—2014 年的历史模拟结果插值到分辨率为

0.5°×0.5°的网格点上,并将插值后的模拟结果与过去 54 a(1961—2014 年)的实测结果比较,以评估模式的模拟性能^[18]。双线性插值具体计算方法如下:

$$f(x,y)=\frac{f(Q_{11})}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)}(x_2-x)(y_2-y)+\frac{f(Q_{21})}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)}(x-x_1)(y_2-y)+\frac{f(Q_{12})}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)}(x_2-x)(y-y_1)+\frac{f(Q_{22})}{(x_2-x_1)(y_2-y_1)}(x-x_1)(y-y_1) \quad (1)$$

式中: $f(x,y)$ 为函数 f 在 (x,y) 处的值; $Q_{11}=(x_1,y_1)$, $Q_{12}=(x_1,y_2)$, $Q_{21}=(x_2,y_1)$ 和 $Q_{22}=(x_2,y_2)$ 为 4 个已知点的坐标, $f(Q_{11})$, $f(Q_{12})$, $f(Q_{21})$ 和 $f(Q_{22})$ 该点对应的值。

通过分析模式模拟数据与观测数据在时空尺度上的标准差、中心化均方根误差和相关系数绘制标准化泰勒图,直观展示模式对黄土高原历史时期近地面气温的模拟能力^[19]。具体计算方法如下:

$$\sigma_f=\left[\frac{1}{N}\sum_{n=1}^N(f_n-\bar{f})^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

$$\sigma_r=\left[\frac{1}{N}\sum_{n=1}^N(r_n-\bar{r})^2\right]^{\frac{1}{2}} \quad (3)$$

$$E'=\left\{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^N[(f_n-\bar{f})-(r_n-\bar{r})]^2\right\}^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

$$R=\frac{\frac{1}{N}\sum_{n=1}^N(f_n-\bar{f})(r_n-\bar{r})}{\sigma_f\sigma_r} \quad (5)$$

式中: f 和 r 分别为黄土高原某一格点(某一年)CMIP6 模式和地面气温月值格点数据集的 54 a(区域)平均气温; N 为黄土高原的格点数目(历史评估年份数目); \bar{f} 和 \bar{r} 为 f 和 r 的平均值; σ_f 和 σ_r 为 f 和 r 的标准差; E' 为中心化均方根误差; R 为相关系数。

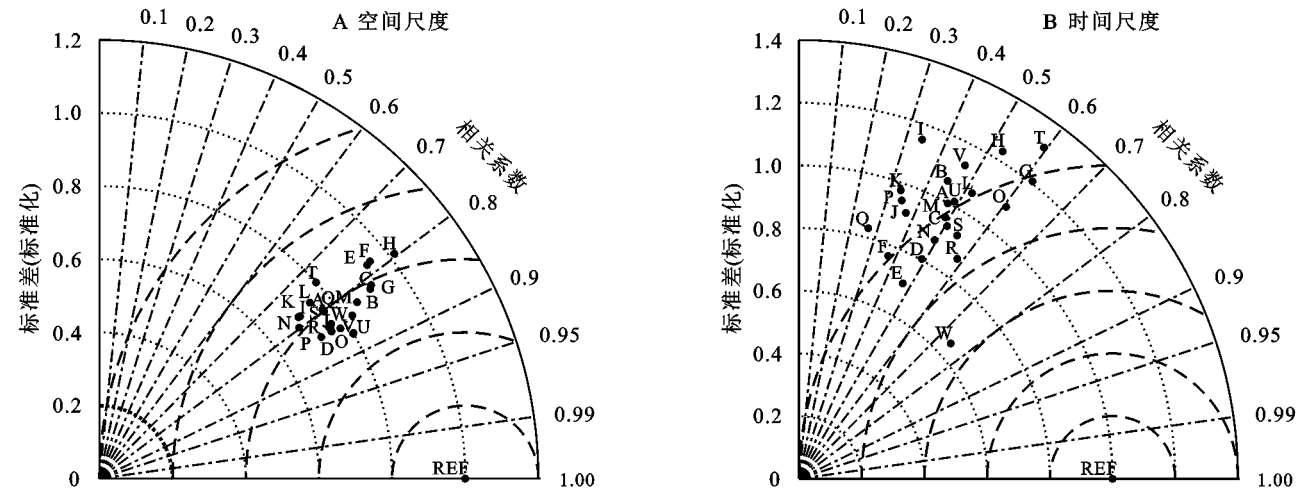
综合黄土高原气温变化的特点,以及现有 CMIP6 的相关研究,为对比 2041—2060 年和 2081—2100 年气温的变化幅度,本研究选取 1995—2014 年为参考时段^[20]。

3 结果与分析

3.1 CMIP6 模式对黄土高原气温模拟能力评估

在空间尺度泰勒图中(图 1A),22 个模式中有 21 个模式的相关系数集中在 0.75~0.85,其中相关系数最高的模式为 NorESM2-MM,其相关系数为 0.87,MRI-ESM2-0 的相关系数最低,为 0.74。均方根误差集中在 0.50~0.65,模式 NorESM2-MM 的均方根误差最小,为 0.50,而模式 MRI-ESM2-0 的均方根误差最大,为 0.67。

在时间尺度泰勒图中(图 1B),22 个模式中有 16 个模式的相关系数集中在 0.45~0.60,相关系数最低的模式为 MIROC6,其相关系数为 0.27。18 个模式中心化均方根误差在 0.90~1.11。22 个模式的标准差主要集中在 0.8~1.1,模式 MRI-ESM2-0 的标准差最大为 1.31。



注:每个字母代表一个模式,参见表 1;REF 代表观测;W 代表 MME。

图 1 CMIP6 模式模拟的黄土高原 1961—2014 年气温相对于观测数据的泰勒图

Fig. 1 Taylor diagrams for air temperature over the Loess Plateau between CMIP6 models and observations during 1961–2014

已有研究表明大多数单个模式的模拟效果略差于多模式集合平均的模拟效果^[20]。但是因为模式模拟具有极大的不确定性,部分模式的模拟数据与气象台站插值数据可能相差较大,严重偏离甚至与观测事实完全相反^[14],所以在进行多模式集合平均模拟前需要对模式的模拟能力进行评估,进行筛选,选取具有一定区域气候模拟能力的模式进行多模式集合平均预估。通过先筛选模式再进行集合平均(multi-model ensemble mean, MME)预测分析,可以有效降低预估结果的不确定性^[21]。综合上述各模式的标准差、中心化均方根误差和相关系数,本研究选择模拟能力较好的 10 个模式 NorESM2-LM, INM-CM4-8,

BCC-CSM2-MR, IPSL-CM6A-LR, AWI-CM-1-1-MR, NorESM2-MM, MPI-ESM1-2-HR, MPI-ESM1-2-LR, ACCESS-CM2 和 FGOALS-f3-L 进行集合平均, MME 空间尺度的相关系数、标准差和均方根误差分别为 0.85, 0.78, 0.53, 时间尺度分别为 0.75, 0.67, 0.65, 模拟效果优于大部分模式。基于此, 本研究利用这 10 个模式的 MME 对黄土高原地区未来 2015—2100 年的气温变化进行预估。

3.2 2015—2100 年黄土高原年均温变化特征

3.2.1 年均温年际变化 如图 2 所示, 4 种情景下 (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0 和 SSP5-8.5), 相对于 1995—2014 年 10 模式集合平均模拟的 2015—2100 年黄土高原气温增温速率分别为 0.09, 0.28, 0.48, 0.66°C/10 a, 2041—2060 年气温增幅分别达 1.52, 1.71, 1.72, 2.44°C。黄土高原气温在 2040 年之前均呈上升趋势, 但是情景间气温增幅差异不大, 这是因为在 2040 年之前不同排放情景受辐射强迫的影响较小。SSP1-2.6 情景下 2050—2100 年, 黄土高原气温呈微弱上升趋势, 2081—2100 年相对于参考时段增温 1.53°C, 表明该情景下低脆弱性、低减缓压力和低辐射强迫的排放水平对黄土高原增温有一定的控制作用。在 SSP2-4.5 情景下、SSP3-7.0 情景下和 SSP5-8.5 情景下, 2091—2100 年黄土高原增温分别可达 2.69, 3.83, 5.25°C。

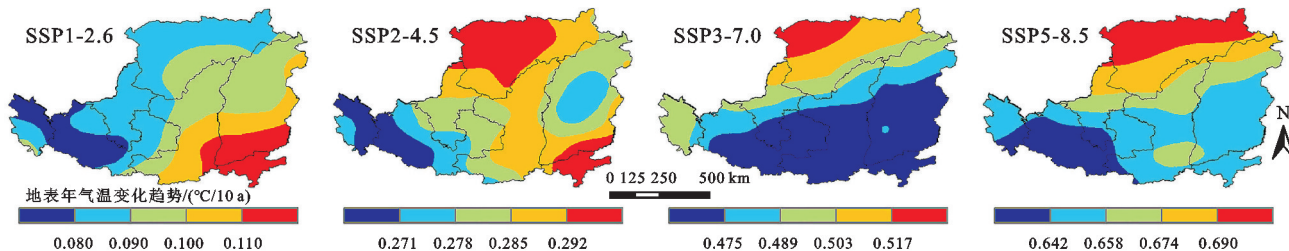
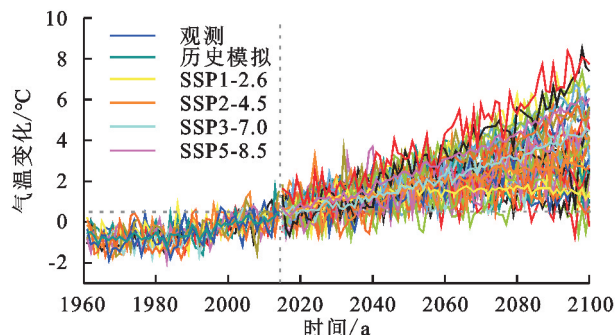


图3 不同情景下黄土高原 2015—2100 年 10 模式集合平均年平均气温的线性变化趋势

Fig 3 Linear trend of annual mean air temperature by 10 models ensemble mean over the Loess Plateau during 2015—2100 under different SSP scenarios

3.2.3 2041—2060 年和 2081—2100 年黄土高原年均温增幅的变化特征 图 4 为 4 种情景下, 黄土高原 2041—2060 年和 2081—2100 年相对于 1995—2014 年的年均温增幅的空间分布。各情景下, 2041—2060 年和 2081—2100 年空间增温高值和低值中心分布变化较大。SSP1-2.6 情景年均温增幅从东南向西南逐渐减小; SSP2-4.5 情景年均温增幅从西北和东南分别向西南递减; SSP3-7.0 情景年均温增幅从西北向东南递减; SSP5-8.5 情景年均温增幅从北向东南递减。

相对于参考时段, 低排放水平的 SSP1-2.6 情景下, 黄土高原 2041—2060 年和 2081—2100 年年均温增幅变化范围分别为 1.28~1.72°C 和 1.25~1.84°C,



注: 参考数据选取时段为 1995—2014 年。

图2 不同情景下 10 个 CMIP6 模式及其集合平均模拟的黄土高原 1961—2100 年气温变化趋势

Fig. 2 Change trends of air temperature over the Loess Plateau during 1961—2100 by 22 CMIP6 models and the 10 models ensemble mean under different SSP scenarios

3.2.2 年均温变化趋势空间特征 图 3 是黄土高原在 4 种情景下 2015—2100 年 10 模式集合平均模拟的气温变化趋势的空间分布。SSP1-2.6 情景空间增温速率小于 0.13°C/10 a, 而 SSP5-8.5 情景空间增温速率均超过了 0.62°C/10 a。对比 4 种情景, 黄土高原气温变化趋势分布格局差异较大, 在 SSP1-2.6 情景下, 黄土高原东南部增温速率最大, 主要包含河南西部、陕西南部 and 陕西东部。在 SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下, 西北部的增温速率最大, 而 SSP2-4.5 情景表现为东南和西北双高值中心。在 SSP1-2.6, SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下, 黄土高原西南部均表现为增温低值中心。

在高排放水平的 SSP5-8.5 情景下, 年均温增幅最大, 变化范围分别为 2.21~2.61°C 和 4.94~5.70°C。在 SSP1-2.6 情景下, 2081—2100 年气温增幅较 2041—2060 年没有较大的增长, 表明在低辐射强迫、可持续发展情景下, 黄土高原增温得到有效的控制。

3.3 2015—2100 年黄土高原季气温变化特征

3.3.1 黄土高原季均温变化趋势的空间特征 如图 5 所示, 随着各情景 (SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5) 排放水平的增高, 未来时期黄土高原季均温增温速率全部呈上升趋势。在 SSP1-2.6 情景和 SSP2-4.5 情景下, 除夏季外, 其余季节增温速率呈现从东向西递减的趋势, SSP1-2.6 情景夏季增温速率从中部向东北和西

南递减,SSP2-4.5 情景则表现为从北部和东南分别向西南递减。在 SSP3-7.0 情景和 SSP5-8.5 情景下,夏季和秋季升温速率表现为从西部和西北部向东南递减,春季和冬季则呈现从北部和西部向南部递减的趋势。在 4 种情景下,夏季的平均增温趋势大于其余 3 个季节,在 SSP1-2.6,SSP2-4.5,SSP3-7.0 和 SSP5-8.5 情景下增温速率变化范围分别为 0.12~0.15℃/10 a,0.26~0.36℃/10 a,0.43~0.54℃/10 a,0.63~0.73℃/10 a。

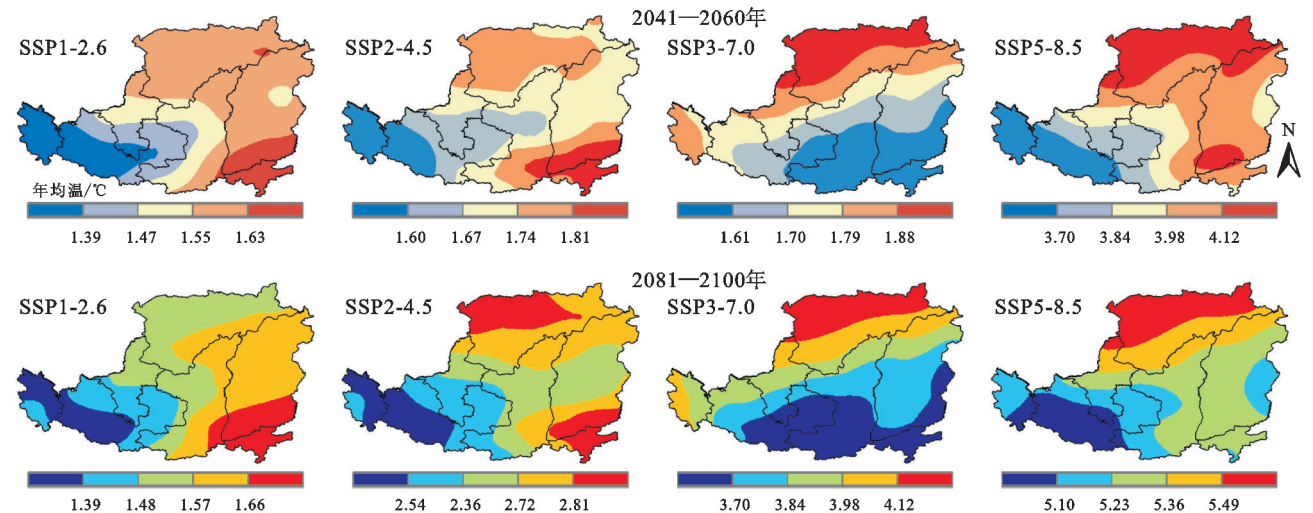


图 4 不同情景下黄土高原 2041—2060 年、2081—2100 年 10 模式集合平均年均温相对于 1995—2014 年的变化

Fig. 4 Changes of annual mean air temperature over the Loess Plateau during 2041—2060, and during 2081—2100 relative to 1995—2014 under different SSP scenarios

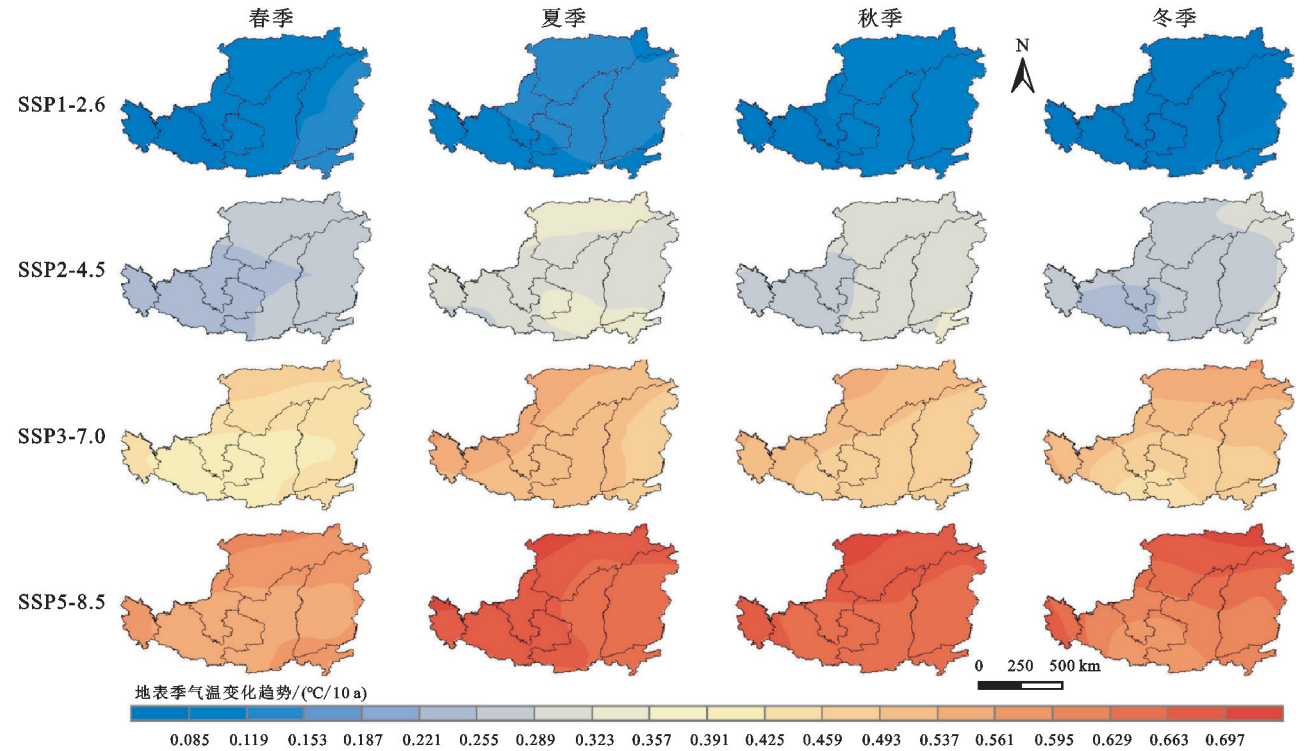


图 5 不同情景下黄土高原 2015—2100 年 10 模式集合平均季均温的线性变化趋势

Fig. 5 Linear trend of seasonal mean air temperature by 10 models ensemble mean over the Loess Plateau during 2015—2100 under different SSP scenarios

3.3.2 2041—2060 年和 2081—2100 年黄土高原季均温的变化幅度的空间特征 相对于参考时段,黄土高原 2041—2060 年四季气温增幅在不同情景下呈现不同的空间分布规律(图 6)。SSP1-2.6 情景春季和冬季均温增幅从东向西递减,夏季和秋季从东北向西南递减,增幅范围分别为 1.00~1.40℃(春),1.32~1.64℃(夏),1.24~1.48℃(秋),1.16~1.48℃(冬)。SSP2-4.5 情景春季和秋季均温增幅从南向北递减,夏季从西向东递减,冬季从北向南递减,增幅范围分别为 1.32~1.48℃(春),1.56~1.96℃(夏),

1.56~1.96℃(秋),1.56~1.80℃(冬)。SSP3-7.0 情景四季均温增幅均呈现从西北向东南递减的趋势,增幅范围分别为 1.16~1.48℃(春),1.56~2.12℃(夏),1.48~1.96℃(秋),1.48~1.88℃(冬)。SSP5-8.5 情景春季和秋季均温增幅从东南向西南递减,夏季从西北向东南递减,冬季从北向西南递减,增

幅范围分别为 1.64~2.04℃(春),2.20~2.60℃(夏),2.12~2.36℃(秋),1.88~2.36℃(冬)。2041—2060 年黄土高原夏季气温增幅在 4 种情景下均为最高,平均增幅分别为 1.47℃,1.74℃,1.82℃,2.40℃,而春季平均增幅在 4 种情景下均为最低,分别为 1.17℃,1.34℃,1.38℃,1.47℃。

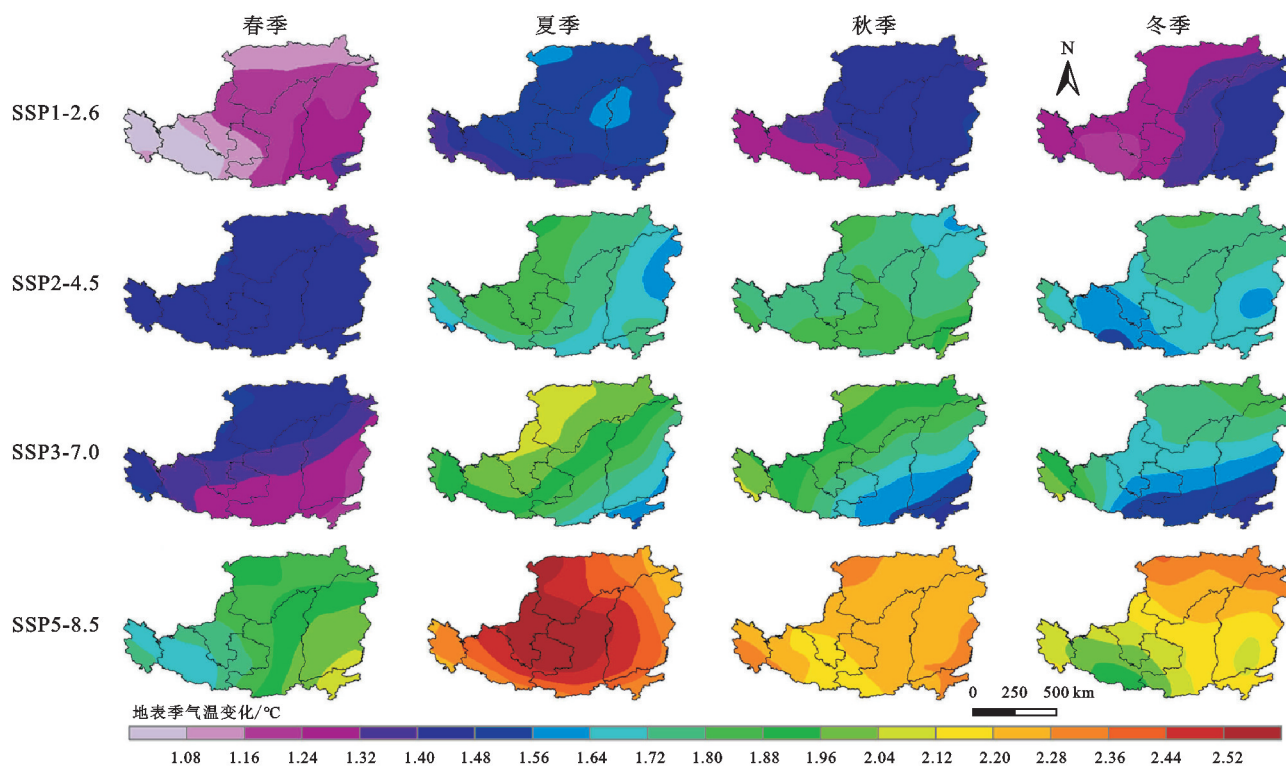


图 6 不同情景下黄土高原 2041—2060 年 10 模式集合平均季均温相对于 1995—2014 年的变化

Fig. 6 Changes of seasonal mean air temperature over the Loess Plateau during 2041—2060 relative to 1995—2014 under different SSP scenarios

如图 7 所示,相对于参考时段,不同情景下 2081—2100 年黄土高原全区未来季均温都呈现上升趋势,且空间分布格局存在一定的差异。SSP1-2.6 情景春季和冬季均温增幅从东南向西北递减,夏季和秋季从东北向西南递减,增幅范围分别为 1.07~1.76℃(春),1.30~1.76℃(夏),1.07~1.53℃(秋),1.07~1.76℃(冬)。SSP2-4.5 情景春季和冬季均温增幅从东北向西南递减,夏季从西北向西南递减,冬季从东南向东北和西南递减,增幅范围分别为 1.99~2.45℃(春),2.45~3.14℃(夏),2.45~3.14℃(秋),2.20~2.91℃(冬)。SSP3-7.0 情景春季和冬季气温增幅从北向南递减,夏季和秋季从西北向西南递减,增幅范围分别为 2.91~3.83℃(春),3.60~4.52℃(夏),3.37~4.52℃(秋),3.14~4.29℃(冬)。SSP5-8.5 情景春季和冬季均温增幅从北向南递减,夏季从西北向西南递减,秋季从西北向南递减,增幅范围分别为 3.83~4.75℃(春),4.75~5.67℃(夏),4.98~5.67℃(秋),4.29~5.67℃(冬)。4 种情景下 2081—2100 年,黄土高原季均温增幅总体表现为夏秋季节

高,冬春季节低,且区域内季均温增幅差异较大,相对于参考时段,在中高排放水平下的 SSP3-7.0 和高排放水平下的 SSP5-8.5 情景下,黄土高原区域季均温增幅差值可达 0.93℃,1.41℃。

4 讨论

利用 CMIP6 模式最新的共享社会经济路径(SSP)对黄土高原未来气温进行模拟,其结果较 CMIP5 在年均温变化趋势上一致性更好,但是季节空间差异性较大。CMIP5 对黄土高原未来增温幅度的模拟结果显示,相对于 1961—1990 年,到 21 世纪末(2071—2100 年)黄土高原在 RCP2.6,RCP4.5 和 RCP8.5 情景下增温分别可达 1.33℃,2.19℃,4.24℃^[10]。而在 SSP1-2.6,SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下,2081—2100 年相对于 1995—2014 年增温可达 1.53℃,2.69℃,5.25℃。在同一排放情景下,CMIP6 模拟的黄土高原夏季增温速率最快,SSP5-8.5 可达 0.68℃/10 a,但 CMIP5 数据模拟为冬季增温速率最快,RCP8.5 可达 0.63℃/10 a^[10]。相对于 CMIP5,

CMIP6 模拟结果增温更加剧烈,这是由于 CMIP6 模式的气候敏感度高于 CMIP5,并且有效辐射强迫也更高^[14]。CMIP6 模式设计中改进了具体的人口、经济和技术等社会发展指标,相较于 CMIP5 提供了更加合理的模拟结果^[10]。同时 CMIP6 模式提供了

更高的分辨率、考虑了更为复杂的物理过程,为区域气候预估以及减缓适应研究提供了更为准确的基础数据^[17]。因此,CMIP6 模式对黄土高原未来气温的模拟能力相较于 CMIP5 有明显提升,其预估结果也更为可靠。

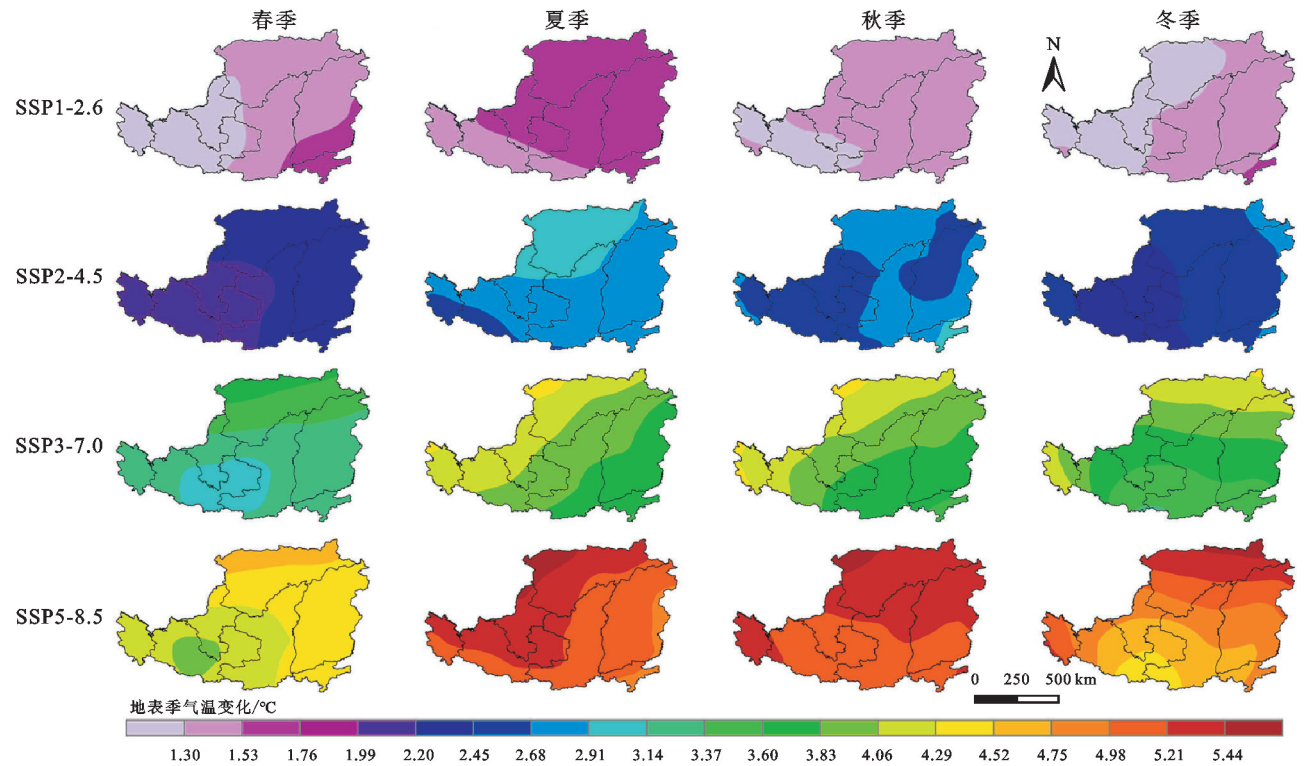


图 7 不同情景下黄土高原 2081—2100 年 10 模式集合平均季均温相对于 1995—2014 年的变化

Fig. 7 Changes of seasonal mean air temperature over the Loess Plateau during 2081—2100 relative to 1995—2014 under different SSP scenarios

黄土高原 4 种情景下增温速率变化范围分别为 0.07~0.13℃/10 a,0.25~0.30℃/10 a,0.46~0.54℃/10 a,0.62~0.71℃/10 a,增温差异显著,是由于不同 SSP 情景的社会经济假设和气候变化减缓水平等气候变化人为驱动因子不同。SSP1-2.6 情景的 CO₂排放量预计在 2050 年下降为净零,SSP2-4.5 情景下到 2050 年则维持现有 CO₂的排放水平,SSP3-7.0 和 SPP5-8.5 情景下 CO₂排放量预计分别到 2100 年和 2050 年是当前排放水平的两倍^[22]。

全球变暖背景下,黄土高原过去 40 a 高温事件和热浪事件正以 0.32 d/10 a 和 0.041 次/10 a 的速率增加^[23],其生态系统具有明显的暴露度。SSP2-4.5 作为保持现有发展水平的情景试验,到 21 世纪末黄土高原升温可达 2.79℃,随着气温的升高,高温热浪事件的频发会导致未来黄土高原潜在蒸散发增加,加剧区域干旱事件的发生^[24]。由于黄土高原地处气候过渡带,生态系统脆弱度高,干旱事件的增多对区域生态可持续发展提出了挑战。同时,高温热浪还会影

响人类健康、降低劳动生产力和人类生存舒适度,有研究表明极端高温事件与死亡率增加之间存在关系^[25]。在 SSP5-8.5 情景下黄土高原 21 世纪末升温可达 5.07℃,届时可能会有超过 1 亿人口暴露在高温热浪之下。同时,气温的升高加强了全球范围内的水循环,极端降水事件发生概率也随之增加^[26]。黄土高原作为我国水土流失易发地区之一,随着气温的升高,降水量增加和极端降水事件的增多加大了水土流失防治工作的难度,制约了区域经济的健康发展。作为“三屏两带”的重要组成部分之一,黄土高原自 2000 年以来实行的退耕还草还林工程对于生态恢复有较大的推动作用,面对未来严峻的增温压力,要因地制宜,采取相应的生态措施,分区管理,进一步提高区域生态质量。

本研究对黄土高原未来气温进行预估分析,多模式集合预估未来气温依赖于模式模拟数据的准确性,但各个模式在基本结构设计、参数化方案设定等方面有差异较大,本研究通过对 22 个模式的模拟性能进

行评估,选取模拟能力较好的10个模式的MME进行预测分析,有效地降低了预估的不确定性范围。同时,由于气候变化机理的复杂性、气候因子的相互作用、下垫面情况的复杂多样性和不同气候模式反馈的差异,气温变化的预估仍然具有不确定性。如何结合观测数据和模拟数据,利用多种模式评估和加权方法降低模式预估的不确定性是未来需要重点关注的研究方向之一。

5 结论

4种情景下2015—2100年黄土高原气温均呈上升趋势。相对于1995—2014年,SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0和SSP5-8.5情景下2041—2060年气温增幅分别达 1.52°C , 1.71°C , 1.72°C , 2.44°C , 2081—2100年气温增幅分别可达 1.53°C , 2.69°C , 3.83°C , 5.25°C 。虽然《巴黎协定》的目标是在21世纪末将全球升温控制在 2°C 以内,最好控制在 1.5°C 以内,但是这个目标在黄土高原未来实现的可能性不大。4种情景下,2015—2100年黄土高原年均温增温速率变化范围分别为 $0.07\sim 0.13^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, $0.25\sim 0.30^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, $0.46\sim 0.54^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, $0.62\sim 0.71^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,表明黄土高原未来面临强大的增温变化压力。

4种SSP情景下黄土高原年均温增温幅度空间分布差异显著。SSP2-4.5情景下,2081—2100年晋豫交界处增温幅度最大,相对于1995—2015年,增温可达 2.93°C 。SSP5-8.5情景高值中心位于黄土高原东北部,2081—2100年增温可达 5.70°C 。4种情景下黄土高原增温速率空间分布也表现出明显的差异。SSP1-2.6情景黄土高原增温速率高值中心分别位于东南部;SSP2-4.5情景位于东南部及西北部,SSP3-7.0和SSP5-8.5情景均位于西北部,且SSP5-8.5情景增温速率最高可达 $0.712^{\circ}\text{C}/10\text{a}$,远远超过现在全球平均增温速率。

4种情景下,2015—2100年黄土高原各季节增温速率均呈上升趋势,且夏季高于其他季节,SSP2-4.5情景夏季增温速率可达 $0.26\sim 0.36^{\circ}\text{C}/10\text{a}$, SSP5-8.5情景可达 $0.63\sim 0.73^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 。相对于1995—2014年,4种情景2015—2100年黄土高原季均温增温幅度不同。SSP2-4.5情景2041—2060年黄土高原夏季增温幅度变化范围为 $1.56\sim 1.96^{\circ}\text{C}$,冬季为 $1.56\sim 1.80^{\circ}\text{C}$, 2081—2100年夏季增温幅度变化范围为 $2.45\sim 3.14^{\circ}\text{C}$,冬季为 $2.20\sim 2.91^{\circ}\text{C}$ 。SSP5-8.5情景2041—2060年夏季增幅变化范围为 $2.21\sim 2.61^{\circ}\text{C}$,

冬季为 $1.88\sim 2.36^{\circ}\text{C}$, 2081—2100年夏季增幅变化范围为 $4.75\sim 5.67^{\circ}\text{C}$,冬季为 $4.29\sim 5.67^{\circ}\text{C}$ 。

参考文献(References):

- [1] Zhang B Q, Wu P T, Zhao X N, et al. Drought variation trends in different subregions of the Chinese Loess Plateau over the past four decades[J]. *Agricultural Water Management*, 2012, 115: 167-177.
- [2] 张耀宗, 张勃, 刘艳艳, 等. 1960—2013年黄土高原地区气温变化对Hiatus现象的响应[J]. *水土保持研究*, 2020, 27(4): 213-219.
Zhang Y Z, Zhang B, Liu Y Y, et al. Response of variability of temperature in the Loess Plateau to the Hiatus in the process of global warming in the period from 1960 and 2013[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2020, 27(4): 213-219.
- [3] Li S Y, Miao L J, Jiang Z H, et al. Projected drought conditions in Northwest China with CMIP6 models under combined SSPs and RCPs for 2015—2099[J]. *Advances in Climate Change Research*, 2020, 11(3): 210-217.
- [4] Wang Q X, Fan X H, Wang M B, et al. Change trends of temperature and precipitation in the Loess Plateau Region of China, 1961—2010[J]. *Global and Planetary Change Climatology*, 2012, 92/93: 138-147.
- [5] 晏利斌. 1961—2014年黄土高原气温和降水变化趋势[J]. *地球环境学报*, 2015, 6(5): 276-282.
Yan L B. Characteristics of temperature and precipitation on the Loess Plateau from 1961 to 2014[J]. *Journal of Earth Environment*, 2015, 6(5): 276-282.
- [6] 任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 近50年中国地面气候变化基本特征[J]. *气象学报*, 2005, 63(6): 942-956.
Ren G Y, Guo J, Xu M Z, et al. Climate changes of China's mainland over the past half century[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, 63(6): 942-956.
- [7] 张琨, 仇洁, 邹长新, 等. 黄土高原气候变化及其对植被覆盖的影响[J]. *黄河文明与可持续发展*, 2021(1): 102-113.
Zhang K, Qiu J, Zou C X, et al. The climate change in the Loess Plateau and its impacts on vegetation coverage[J]. *Yellow River Civilization and Sustainable Development*, 2021(1): 102-113.
- [8] Nashwan M S, Shahid S. A novel framework for selecting general circulation models based on the spatial patterns of climate[J]. *International Journal of Climatology*, 2020, 40(10): 4422-4443.
- [9] 周天军, 邹立维, 吴波, 等. 中国地球气候系统模式研究进展: CMIP计划实施近20年回顾[J]. *气象学报*, 2014, 72(5): 892-907.
Zhou T J, Zou L W, Wu B, et al. Development of earth/climate system models in China: A review from the coupled model intercomparison project perspective

- [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2014, 72(5): 892-907.
- [10] 任婧宇. 黄土高原 1901—2100 年气候变化及趋势研究 [D]. 陕西杨凌: 西北农林科技大学, 2018.
Ren J Y. Study on Climate Change and Trend over China's Loess Plateau in 1901—2100 [D]. Yangling, Shaanxi: Northwest A&F University, 2018.
- [11] 张丽霞, 陈晓龙, 辛晓歌. CMIP6 情景模式比较计划 (ScenarioMIP) 概况与评述 [J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 519-525.
Zhang L X, Chen X L, Xin X G. Short commentary on CMIP6 Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) [J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 519-525.
- [12] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 评述 [J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 445-456.
Zhou T J, Zou L W, Chen X L. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 445-456.
- [13] Song Z H, Xia J, She D X, et al. Assessment of meteorological drought change in the 21st century based on CMIP6 multi-model ensemble projections over mainland China [J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 601: 126643.
- [14] 周天军, 陈梓明, 陈晓龙, 等. IPCC AR6 报告解读: 未来的全球气候: 基于情景的预估和近期信息 [J]. 气候变化研究进展, 2021, 17(6): 652-663.
Zhou T J, Chen Z M, Chen X L, et al. Interpreting IPCC AR6: Future global climate based on projection under scenarios and on near-term information [J]. *Climate Change Research*, 2021, 17(6): 652-663.
- [15] 张芳宁, 杨亮洁, 杨永春. 1981—2016 年黄土高原植被 NDVI 变化及对气候和人类活动的响应 [J]. 水土保持研究, 2023, 30(2): 230-237.
Zhang F N, Yang L J, Yang Y C. Change of vegetation NDVI and its response to climatic and human activities in the Loess Plateau during 1981—2016 [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2023, 30(2): 230-237.
- [16] 叶文丽, 杨新军, 吴孔森, 等. 黄土高原社会-生态系统恢复力时空变化特征与影响因素分析 [J]. 干旱区地理, 2022, 45(3): 912-924.
Ye W L, Yang X J, Wu K S, et al. Spatio-temporal characteristics and influencing factors of social-ecological system resilience in the Loess Plateau [J]. *Arid Land Geography*, 2022, 45(3): 912-924.
- [17] O'Neill B C, Tebaldi C, van Vuuren D P, et al. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6 [J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(9): 3461-3482.
- [18] 陈荣, 段克勤, 尚激, 等. 基于 CMIP6 模式数据的 1961—2099 年青藏高原降水变化特征分析 [J]. 高原气象, 2023, 42(2): 294-304.
Chen R, Duan K Q, Shang W, et al. Characteristics of precipitation change over the Qinghai-Xizang Plateau from 1961 to 2099 based on CMIP6 Models [J]. *Plateau Meteorology*, 2023, 42(2): 294-304.
- [19] Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2001, 106(D7): 7183-7192.
- [20] 孟雅丽, 段克勤, 尚激, 等. 基于 CMIP6 模式数据的 1961—2100 年青藏高原地表气温时空变化分析 [J]. 冰川冻土, 2022, 44(1): 24-33.
Meng Y L, Duan K Q, Shang W, et al. Analysis on spatiotemporal variations of near-surface air temperature over the Tibetan Plateau from 1961 to 2100 based on CMIP6 models' data [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2022, 44(1): 24-33.
- [21] 周佰铨, 翟盘茂. IPCC 第六次气候变化评估中的气候约束预估方法 [J]. 气象学报, 2021, 79(6): 1063-1070.
Zhou B Q, Zhai P M. The constraint methods for projection in the IPCC Sixth Assessment Report on climate change [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2021, 79(6): 1063-1070.
- [22] Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(5): 1937-1958.
- [23] 尹德震, 李芳, 林中达. 中国生态脆弱区高温热浪和干旱历史变化特征分析 [J]. 气候与环境研究, 2022, 27(5): 604-618.
Yin D Z, Li F, Lin Z D. Historical changes of high temperature, heat waves, and drought in ecological fragile zones in China [J]. *Climatic and Environmental Research*, 2022, 27(5): 604-618.
- [24] 陈丽琴. 基于 CMIP6 多模式的中国地区干旱时空变化及其影响 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 2021.
Chen L Q. Spatial and Temporal Variation of Drought in China Based on CMIP6 Multi-model and Its Impact [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology, 2021.
- [25] Dosio A, Mentaschi L, Fischer E M, et al. Extreme heat waves under 1.5°C and 2°C global warming [J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(5): 054006.
- [26] Held I M, Soden B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(21): 5686-5699.