

司雅君,李志,金继明. 青藏高原 21 世纪气候的降尺度预估[J]. 陕西气象,2021(3):21-28.

文章编号:1006-4354(2021)03-0021-08

青藏高原 21 世纪气候的降尺度预估

司雅君¹,李志¹,金继明²

(1. 西北农林科技大学资源环境学院,陕西杨凌 712100;

2. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院,陕西杨凌 712100)

摘要:青藏高原作为世界的“第三极”,影响中国乃至全球的气候变化,准确预测其未来气候变化对指导区域可持续发展具有重要意义。为此,以 1979—2015 年为基准期,对三个地球系统模式(GFDL-ESM2G,IPSL-CM5R-MR,MIROC5)进行统计降尺度,预估了 2021—2100 年青藏高原年均气温和降水量的时空变化特征,并分析了冷、暖季平均气温和降水量的变化趋势。结果表明:时间上,气温和降水量均显著增加;空间上存在差异,西部和东南部气温变化趋势率大而中部小,降水量变化趋势率的变化范围随模拟排放强度的增加而加大,同时年平均气温和年降水量都在未来 10 年变化趋势率最大。预测气温和降水量变化趋势率与排放情景有关,RCP8.5 情景下气温和降水量的增加趋势率最大,RCP4.5 情景次之,RCP2.6 情景最小。随着排放强度的增加,冷暖季气温和降水量变化趋势差异加大。降尺度数据可支撑气候、水文和作物等模式进行情景研究,可为未来气候变化以及水循环研究提供重要的基础信息。

关键词:青藏高原;未来气候变化;降尺度;冷暖季;不确定性

中图分类号:P423;P426.6

文献标识码:A

近百年来全球气温逐渐升高^[1],导致海平面上升,冰川融化,极端天气事件频发,洪水和山火等自然灾害加剧^[2],威胁全球和区域的可持续发展^[3]。而增温在高纬度和高海拔地区尤为突出,导致南极、北极和青藏高原等受到了重要的影响^[4]。青藏高原对于亚洲以及全球气候都具有重要意义^[5-6],同时具有丰富的冰川冻土资源^[7]和生物资源^[8],关系着中国和东南亚地区众多人口^[9]、野生动植物以及各类生态系统的用水安全^[10]。因此,预估青藏高原的未来气候变化,可为中国、东南亚乃至全球的气候变化应对提供基本依据。对于未来气候预测以及变化机理的研究多基于地球系统模式(ESM)进行。然而 ESM 输出的未来预测数据的空间分辨率较低,用于青藏高原这种地势变化剧烈、地形复杂的地区,不能准确给出区

域性的气候变化信息,限制气候变化适应与缓解策略的制定。因此,需要进行降尺度,将大尺度低空间分辨率的数据转化为小尺度高空间分辨率的数据^[11]。降尺度方法除了可提高 ESM 的空间分辨率,还可以提升 ESM 对区域气候变化的模拟能力^[12],因此是提升区域气候预估的有效方法。

本研究选取三个 ESM 的 3 h 未来气候数据集,对其进行统计降尺度,预测青藏高原不同气候情景下、不同时空尺度下未来气温和降水量的变化。同时,由于高寒地区冰川和冻土受冷暖季气候影响大,本研究将特别强调冷暖季气候的变化特征。获得的数据可作为强迫数据用于驱动水文模型和陆面模式等,取得的结果可指导区域气候变化应对。

收稿日期:2020-11-11

作者简介:司雅君(1995—),女,山西泽州人,硕士研究生,从事气候变化与水循环方面的研究。

通信作者:李志(1978—),男,山东沂水人,博士,教授,从事旱区水循环方面的研究。

基金项目:国家自然科学基金(91637209 和 U1703124)

1 资料与方法

1.1 研究区域

青藏高原地处亚洲中部(图略),面积约占我国国土面积的 1/4。被喜马拉雅山、帕米尔高原、昆仑山等山脉和高原环绕,是世界上海拔最高、面积最大的高原,一直被称为“世界屋脊”^[13]。由于其平均海拔高度超 4 000 m^[14],导致大部分区域平均气温低于 0℃,被誉为地球的“第三极”^[15]。青藏高原蕴含着丰富的淡水资源^[16],表面大部分被冰川冻土覆盖,孕育了黄河、长江、澜沧江等河流,还分布着众多湖泊,被称为“亚洲水塔”^[17]。因此,青藏高原对全球变暖比较敏感,而其变化可能对区域和全球环境带来重要影响,探索该区的未来气候变化具有重要意义。

1.2 数据

研究用到两种数据,一是作为基准的历史数据,二是未来时段预估数据。

(1)基准期数据来自中国科学院青藏高原研究所发展的长序列(1979—2015)中国气象强迫数据集(即 CMFD 数据)^[18]。该数据集包含 7 个变量:2 m 气温和比湿,10 m 风速,以及地表大气压、降水、向下太阳辐射和向下的长波辐射,时间分辨率为 3 h,空间分辨率为 0.1°。可在中国科学院青藏高原研究所第三极数据库下载([http://](http://en.tpdatabase.cn/portal/)

en.tpdatabase.cn/portal/)^[19]。该数据是目前可用的再分析数据中在青藏高原表现最好的^[20],已被广泛应用到中国陆面、水文和生态模拟以及气候变化研究中^[21]。本研究中将该数据作为降尺度的观测数据。

(2)未来预估数据来自 CMIP5 (coupled code intercomparison project 5),包含 4 种“典型浓度路径”(分别为 RCP2.6/4.5/6.0/8.5)以及历史模拟^[22-23],其中历史模拟数据时段为 1979—2015 年,未来预估数据 RCP2.6/4.5/6.0/8.5 时段为 2016—2100 年。每种情景包括一套温室气体、气溶胶和化学活性气体排放的质量浓度,以及土地利用/土壤覆盖的时间路线^[22]。CMIP5 目前有很多地球系统模式(ESM)^[22],Hsu 等^[23]根据升温强度的不同将这些 ESM 分为低、中、高三类升温强度模式。本研究从这三类升温强度模式中各选取 1 种具有 3 h 时间步长的 ESM,低升温强度模式选择 GFDL-ESM2G 模型,中升温强度模式选择模型 MIROC5,高升温强度模式选择 IPSL-CM5R-MR 模型,并选择三种 RCP (RCP2.6、CP4.5 和 RCP8.5)代表不同的排放强度,并以 1979—2015 为历史数据,2021—2100 为未来预测数据进行分析。表 1 为三种 ESM 的基本信息。

表 1 三种地球系统模式(ESM)概况

模型	来源	空间分辨率/(°)	时间分辨率/h
GFDL-ESM2G	美国地球物理流体动力学实验室,美国	2.0×2.0	3
IPSL-CM5A-MR	皮埃尔西蒙拉氏研究所,法国	1.27×2.5	3
MIROC5	日本大气和海洋研究所(东京大学)、日本国家环境研究所和海洋-地球科学技术厅,日本	1.4×1.4	3

1.3 降尺度方法

首先将三种不同空间分辨率的 ESM 数据集进行双线性插值,转换为与观测数据相同的 0.1°空间分辨率网格数据。然后使用 Dettinger 等^[24]提出的降尺度方法,他们认为历史观测数据的概率分布在一定时间内具有稳定性,历史观测和将来模拟的气象数据的概率分布具有可转化性。该转换具体可以表现为:在观测数据与模拟数据数

量相同的情况下,两套数据同一超越概率对应的气象要素的值应该是相同的。利用这一关系将两套数据分别排序后,利用统计回归方法可以得到模拟值与观测值之间的函数关系,从而实现两者之间的转化。在温度的降尺度过程中,采用简单的一元一次线性回归即可达到上述目的。降水形成过程影响因素较多,观测和模拟数据之间采取非线性回归更为合适,本研究选用一元五次非线

性回归。具体公式为

$$T=aT_0+b, \tag{1}$$

$$R=a_1R_0^5+a_2R_0^4+a_3R_0^3+a_4R_0^2+a_5R_0+b. \tag{2}$$

式中, a 、 a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 、 a_5 和 b 为回归系数, T 指 ESM 在历史时期的气温, T_0 指观测数据的气温, R 指 ESM 在历史时期的降水量, R_0 指观测数据的降水量。利用历史时期的气温和降水量数据, 得到回归系数 a (或者 a_1 、 a_2 、 a_3 、 a_4 和 a_5) 和 b , 构建回归方程 (1) 和 (2)。然后利用回归方程 (1) 和 (2) 分别对 ESM 模式 2021—2100 年的气温和降水量数据进行降尺度校准, 得到 ESM 气温和降水量的降尺度数据。

降尺度完成后检查生成的数据, 将异常值用泊松方程进行插值填充。使用平均绝对误差和均方根误差来评估降尺度前后数据与观测数据的偏差。使用 Mann-Kendall (MK) 法^[25-26] 检验气候变化趋势。

2 结果分析

2.1 降尺度效果评估

表 2 是使用 CMFD 数据集作为基准期数据, 分别对三个 ESM 数据集 1979—2015 的平均气温和降水量进行统计降尺度后得到的降尺度数据的评价结果。与原始数据集相比, 降尺度后的数据集具有更低的平均绝对误差和均方根误差, 表明降尺度提高了 ESM 数据的精度。以 GFDL-ESM2G 为例, 降尺度后, 气温的平均绝对误差和均方根误差分别降低了 0.06 °C (14%) 和 0.07 °C (36%), 降水的平均绝对误差和均方根误差分别降低了 174 mm (95%) 和 172 mm (93%)。与原始数据相比, 不同模型同一 RCP 情景的降尺度数据的平均绝对误差和均方根误差差异很大, 而同一模型不同 RCP 情景的降尺度数据的平均绝对误差和均方根误差基本一致, 表明模型之间存在较大差异, 在同一模型内部的系统误差具有一致性。

表 2 1979—2015 年三种模型统计降尺度前后年降水量与年平均气温的平均绝对误差和均方根误差

模型	情景	Org/Down	年平均气温		年降水量	
			平均绝对 误差/°C	均方根 误差/°C	平均绝对 误差/mm	均方根 误差/mm
GFDL-ESM2G	RCP2.6	Org	0.44	0.55	183.54	184.22
		Down	0.38	0.48	14.19	17.34
	RCP4.5	Org	0.44	0.53	184.82	185.61
		Down	0.38	0.47	10.03	13.23
	RCP8.5	Org	0.43	0.54	183.68	184.48
		Down	0.37	0.47	9.78	13.29
IPSL-CM5A-MR	RCP2.6	Org	2.44	2.52	113.61	115.02
		Down	0.48	0.62	20.01	24.08
	RCP4.5	Org	2.33	2.42	111.19	113.18
		Down	0.52	0.66	10.83	14.47
	RCP8.5	Org	2.36	2.45	113.19	114.57
		Down	0.50	0.64	9.37	12.38
MIROC5	RCP2.6	Org	0.68	0.84	113.61	115.02
		Down	0.45	0.60	15.48	18.58
	RCP4.5	Org	0.61	0.76	169.21	170.30
		Down	0.51	0.64	14.42	18.25
	RCP8.5	Org	0.61	0.81	169.44	170.58
		Down	0.50	0.64	14.49	17.86

注: Org 指原始 ESM 数据, Down 指降尺度之后的 ESM 数据。

2.2 青藏高原未来气候的时间变化

表3计算了2021—2100年不同ESM模型、不同RCP情景下,年平均气温和年降水量区域平均值的时间变化趋势。结果表明2021—2100年青藏高原地区年降水量和年平均气温总体上呈显著增加趋势。RCP2.6情景下,年平均气温的变化趋势率为 $-0.02\sim 0.14\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,年降水量的变化趋势率为 $0.30\sim 1.02\text{ mm}/10\text{ a}$ 。其中GFDL-ESM2G和IPSL-CM5A-MR的年降水

量变化不显著;而MIROC5的年降水量显著增加,变化趋势率为 $1.02\text{ mm}/10\text{ a}$ 。RCP4.5情景下,气温变化趋势率为 $0.12\sim 0.39\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量的变化趋势率为 $1.37\sim 2.92\text{ mm}/10\text{ a}$ 。三种模式下气温和降水量均呈显著上升趋势。RCP8.5情景下,气温的变化趋势率为 $0.57\sim 1.03\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量的变化趋势率为 $4.89\sim 7.25\text{ mm}/10\text{ a}$ 。RCP8.5情景下三种ESM的气温和降水量均呈显著上升趋势,且变化趋势率明显高于RCP4.5情景。

表3 不同ESM模型不同RCP情景下青藏高原区域2021—2100年年平均气温和年降水量的变化趋势率

气象要素	GFDL-ESM2G			IPSL-CM5A-MR			MIROC5		
	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5	RCP2.6	RCP4.5	RCP8.5
年平均气温 / $(^{\circ}\text{C}/10\text{ a})$	-0.02	0.12*	0.57*	0.04	0.36*	1.03*	0.14*	0.39*	0.82*
年降水量 / $(\text{mm}/10\text{ a})$	0.30	1.37*	7.25*	0.90	2.76*	4.89*	1.02*	2.92*	5.22*

注:*代表通过了0.05的显著性检验。

青藏高原年平均气温和年降水量在历史和未来预测时段的变化有差异(图1)。总体上,1979—2015年历史时段内不同模型不同RCP情景气温的波动形态基本相同;2021—2100年未来预测时段内不同模型不同RCP情景年平均气温和年降水量的差异增大。2050年前,三种气候情

景下气温变化趋势相近;2050年后,不同气候情境下气温差异拉大,整体上呈现漏斗式变化。年降水量在研究时段内的变化与年平均气温相似,但整体上变化幅度比年平均气温小。与历史时期相比,2100年年平均气温增加了 $0.5\sim 4.5$ 倍,年降水量增加了约1/3。

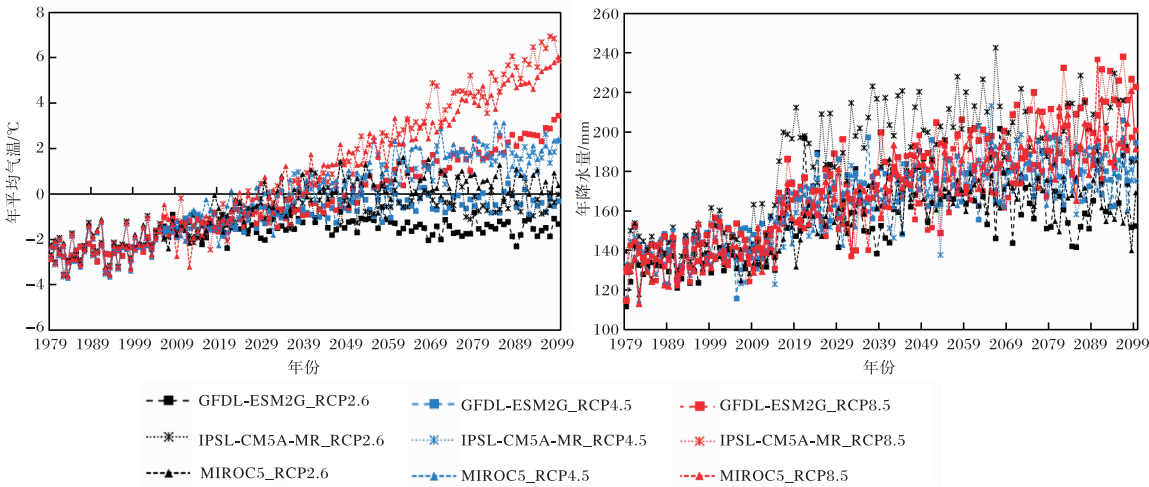


图1 不同ESM模型不同RCP情景下青藏高原区域1979—2100年年平均气温和年降水量的变化趋势

具体来看,相同模型不同RCP情景年平均气温和年降水量增加趋势率均表现为在RCP2.6情

景下最小,RCP4.5 情景下次之,RCP8.5 情景下最大。不同模型同一 RCP 情景下,年平均气温和年降水量增加趋势率有差异。年平均气温的变化趋势率在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下表现为 MIROC5 模式最大,IPSL-CM5A-MR 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最小;但在 RCP8.5 情景下则是 IPSL-CM5A-MR 模式最大($1.03\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$)。年降水量的变化趋势率,在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下也表现为 MIROC5 模式最大,IPSL-CM5A-MR 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最小;但在 RCP8.5 情景下表现为 IPSL-CM5A-MR 模式最小,MIROC5 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最大。

2.3 青藏高原未来气候变化的空间格局

为分析青藏高原未来气候变化的空间格局,计算了未来 10 a、20 a、40 a 和 80 a 青藏高原区域内各格点年平均气温和降水量的变化趋势率(图略)。结果显示青藏高原地区年平均气温和降水量在未来 10 a 变化趋势率最大。未来 10 a 三个 ESM 模型气温在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下平均变化趋势率范围分别为 $-0.07\sim 0.72\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.45\sim 1.25\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 和 $0.20\sim 0.93\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率范围分别为 $-11.35\sim 10.37\text{ mm}/10\text{ a}$ 、 $-4.27\sim 8.8\text{ mm}/10\text{ a}$ 和 $-4.37\sim 25.53\text{ mm}/10\text{ a}$ 。未来 20 a 三个 ESM 模型气温在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率范围分别为 $0.18\sim 0.75\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.23\sim 0.42\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 和 $0.66\sim 0.96\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率范围分别为 $-11.83\sim 7.10\text{ mm}/10\text{ a}$ 、 $3.10\sim 3.71\text{ mm}/10\text{ a}$ 和 $-1.63\sim 13.49\text{ mm}/10\text{ a}$ 。未来 40 a 三个 ESM 模型气温在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率范围分别为 $0.15\sim 0.42\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.25\sim 0.60\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 、 $0.44\sim 0.99\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率分别为 $1.06\sim 4.73\text{ mm}/10\text{ a}$ 、 $1.77\sim 3.28\text{ mm}/10\text{ a}$ 和 $5.40\sim 6.56\text{ mm}/10\text{ a}$ 。未来 80 a 三个 ESM 模型气温在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率分别为 $0\sim 0.13\text{ }^{\circ}\text{C}/$

10 a 、 $0.05\sim 0.38\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 和 $0.57\sim 1.02\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,降水量在 RCP2.6、RCP4.5 和 RCP8.5 情景下变化趋势率分别为 $0.09\sim 1.02\text{ mm}/10\text{ a}$ 、 $0.36\sim 1.47\text{ mm}/10\text{ a}$ 和 $0.04\sim 6.90\text{ mm}/10\text{ a}$ 。

随着统计时间的变长,变化趋势率的量级在减小,但发生显著变化的区域在增加。未来 10 a 和 20 a 气温和降水发生显著变化的区域均小于 50%,未来 40 a 和 80 a 气温和降水发生显著变化的区域均大于 50%。此外,未来 80 a 平均气温的变化总体上呈西部和东南部增温率较大,中部增温率较小的趋势。GFDL-ESM2G 模式 RCP2.6 情景下气温变化最小,高原整个区域都呈不显著变化,变化趋势率约为 $0.08\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 。IPSL-CM5A-MR 模式在 RCP8.5 情景下,约超过 95% 的显著升温区域变化趋势率超过 $0.8\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 。年降水量变化的空间格局复杂。RCP2.6 情景下,未来 80 a 青藏高原约 $1/3\sim 1/2$ 的面积年降水量变化趋势率为 $-6\sim 0\text{ mm}/10\text{ a}$,而 RCP4.5 情景下年降水量呈减少趋势的区域缩小,呈增加趋势的区域扩大且变化趋势率增大。RCP8.5 情景下,三个模型都表现出年降水量北部呈减少趋势,南部呈增加趋势,其中 IPSL-CM5A-MR 模式在高原东南角表现出年降水量显著减少趋势。三个 ESM 模型的气温和降水数据在未来 10 a 变化最显著,在未来 80 a 发生显著变化的区域最大。

2.4 青藏高原未来气候的冷、暖季变化

青藏高原地区常年低温,全年冷季(当年 10 月到次年 4 月)较长,暖季(5—9 月)很短。图 2 为 2021—2100 年不同 ESM 模型不同 RCP 情景下冷暖季平均气温和降水量的变化趋势率。冷暖季平均气温的变化趋势率,在 RCP2.6 情景下基本一致,为 $-0.03\sim 0.05\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,在 RCP4.5 情景下分别为 $0.11\sim 0.42\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 和 $0.14\sim 0.39\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$,在 RCP8.5 情景下分别为 $0.32\sim 1.00\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 和 $0.54\sim 1.05\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ 。随着模拟排放强度的增加,冷暖季平均气温的变化趋势差异加大,RCP4.5 和 RCP8.5 情景下,GFDL-ESM2G 和 IPSL-CM5A-MR 模式暖季的变化趋势率大于冷季,而 MIROC5 模式却表现相反,为冷季大于暖季。

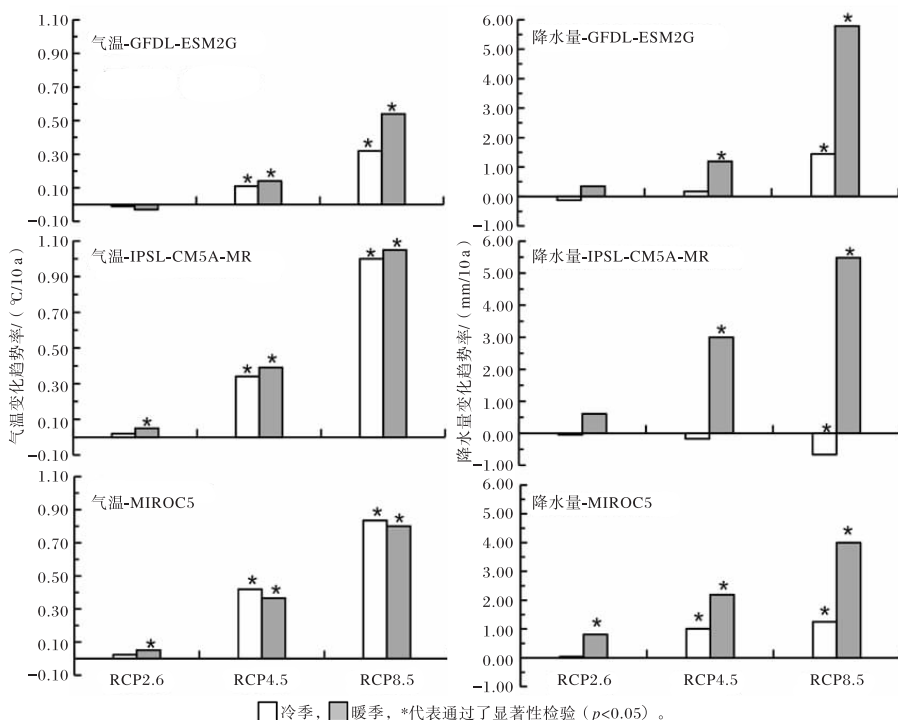


图2 不同ESM模型不同RCP情景下青藏高原区域2021—2100年冷季平均气温和降水量变化趋势率

降水量的变化趋势率暖季远大于冷季。冷暖季降水量变化趋势率,在RCP2.6情景下分别为 $-0.12 \sim 0.04$ 、 $0.35 \sim 0.81$ mm/10 a,在RCP4.5情景下分别为 $-0.17 \sim 1.01$ 、 $1.19 \sim 3.00$ mm/10 a,在RCP8.5情景下分别为 $-0.66 \sim 1.44$ 、 $4.00 \sim 5.79$ mm/10 a。其中IPSL-CM5A-MR模式在三个气候情景下冷季降水量均表现为减少趋势,RCP8.5情景冷季降水量以 -0.66 mm/10 a的趋势率显著减少。冷季降水量减少是青藏高原北部和东南边界降水量减少的原因,而非暖季(暖季降水量变化趋势率为 5.48 mm/10 a)。

3 讨论

3.1 气候预测的不确定性

气候预测具有不确定性,可能来自气候模式、排放情景和降尺度方法等因素。本研究中选择三个ESM代表了不同的升温强度,选择了三种RCP代表不同的排放强度。这些模式和情景下平均气温和降水量的变化趋势确实存在差异。平均气温不同模式具有不同增温强度,在青藏高原地区表现为MIROC5模式最大,IPSL-CM5A-MR模式次之,GFDL-ESM2G模式最小,平均气

温的变化趋势率随模拟排放强度的增加而增加。MIROC5模式平均气温变化趋势率在RCP2.6情景下冷季小于暖季,在RCP4.5和RCP8.5情景下冷季略大于暖季。降水量的变化趋势更为复杂,其中高增温强度模式(IPSL-CM5A-MR)年降水量的变化趋势率,随排放强度增加先增加再减少,且区域差异加大,北部与东南部出现大面积年降水量减少区域。可见ESM由于边界条件和模型结构等差异导致气候模拟存在不确定性。由于数据可得性的问题,本文虽然只选择了三个ESM,但由于他们具有不同的升温强度,在一定程度上包含了模式的不确定性。不过仍需在后继获得更多数据后,使用更多的ESM,从而包含各种不确定性。同时本研究使用降尺度方法进行偏差校正,在一定程度上降低了模型和排放情景的不确定性。

3.2 对环境管理的启示

针对预测的未来气温和降水变化,环境管理需要采取一定的应对措施。年平均气温增幅较明显的中西部是冻土层分布区域^[27-28]。暖季气温升高,加速冰川冻土融化,吸收热量气温降低;冷季

气温升高,冻结过程减弱,则会减少向空气中释放的热量。这两个过程会在一定程度上平衡气温升高造成的影响,但会对青藏高原冰川冻土资源造成很大威胁,加大冰川冻土资源的流失,加速深冻古碳排放^[29],打破当地的生态平衡,影响生物群落分布^[28]。而降水量增加,未来会造成长江、黄河及澜沧江等亚洲河流流量增加,热喀斯特湖数量和面积增加。将会对当地及东亚、南亚的水文循环产生重大影响。因此,此背景下,应继续探讨中国和东南亚地区的环境变化与应对策略。

4 结论

本文对 GFDL-ESM2G、IPSL-CM5A-MR 和 MIROC5 三个 ESM 数据集进行统计降尺度处理预测青藏高原未来气候变化,得出以下主要结论。

(1)时间变化上,2021—2100 年青藏高原年平均气温和年降水量变化趋势率随模拟排放强度增加而增大,但同一 RCP 情景下不同模型年平均气温和年降水量的变化趋势有差异。在 RCP2.6 和 RCP4.5 情景下年平均气温和年降水量表现为 MIROC5 模式最大,IPSL-CM5A-MR 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最小。在 RCP8.5 情景下年平均气温的变化趋势率表现为 IPSL-CM5A-MR 模式最大,MIROC5 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最小;年降水量的变化趋势率表现为 IPSL-CM5A-MR 模式最大,MIROC5 模式次之,GFDL-ESM2G 模式最小。

(2)空间变化上,青藏高原年平均气温和降水量在未来 10 a 变化趋势率最大,到 2100 年发生显著变化的区域将增加。年平均气温的变化趋势率在西部和东南部大而中部小,年降水量则有增有减。总体上变化趋势率的变化范围随模拟排放强度的增加而加大。

(3)随着模拟排放强度的增加,青藏高原冷暖季平均气温和降水量的变化趋势差异加大。

(4)气候变化可能对青藏高原这种高寒地区的生态环境带来重大的影响,需要提前探讨应对策略。

参考文献:

- [1] IPCC W. Climate Change: The Physical Science Basis[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007:866-871.
- [2] 吴平. 全球气候治理的经验与启示[J]. 国际人才交流,2017,342(5):54-56.
- [3] 周波涛,於琨. 管理气候灾害风险推进气候变化适应[J]. 中国减灾,2012(3):18-19.
- [4] 李鹏飞,鲁海宁,陈莹,等. 青藏高原与全国气温特征及相关性分析[J]. 陕西气象,2015(3):28-31.
- [5] SUN Y, DING Y H. Responses of South and East Asian summer monsoons to different land-sea temperature increases under a warming scenario[J]. 科学通报(英文版),2011,56(25):2718-2726.
- [6] 刘玉芝,吴楚樵,贾瑞,等. 大气环流对中东旱半干旱区气候影响研究进展[J]. 中国科学:地球科学,2018,48(9):1141-1152.
- [7] 周宁一. 青藏高原微生物多样性研究[J]. 微生物学通报,2014,41(11):2378-2378.
- [8] 刘宗香,苏珍,姚檀栋,等. 青藏高原冰川资源及其分布特征[J]. 资源科学,2000,22(5):49-52.
- [9] 刘海文,田淑欣,杜建华. 青藏高原邻近地区大气热源对华北汛期降水年代际变化的影响[J]. 陕西气象,2010(6):1-6.
- [10] 张体操,乔琴,钟扬. 青藏高原生物资源开发的现状与前景[J]. 生命科学,2013,25(5):446-450.
- [11] WALSH J E, BHATT U S, LITTELL J S, et al. Downscaling of climate model output for Alaskan stakeholders[J]. Environmental Modelling & Software, 2018,110(12):38-51.
- [12] 肖登攀,赵彦茜,柏会子,等. CMIP5 全球气候模式对华北平原气候的模拟和预估[J]. 地理与地理信息科学,2020,36(2):79-86.
- [13] 宋辞,裴韬,周成虎. 1960 年以来青藏高原气温变化研究进展[J]. 地理科学进展,2012,31(11):1503-1509.
- [14] 孙广友. 再论青藏高原苔原:地球第三极地理极性之确认[J]. 地球科学与环境学报,2013,35(3):97-105.
- [15] 周玉杉. 基于多源遥感数据的青藏高原及其周边区域冰川物质平衡变化研究[J]. 地理与地理信息科学,2019,35(4):142.
- [16] 徐祥德,董李丽,赵阳,等. 青藏高原“亚洲水塔”效应和大气水分循环特征[J]. 科学通报,2019,64(27):2830-2841.
- [17] HE J, YANG K, TANG W, et al. The first high-

- resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. *Sci Data*, 2020, 7(25):56–65.
- [18] YANG K. On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions: Observation and modeling in the Tibetan Plateau[J]. *Agricultural & Forest Meteorology*, 2010, 150(1):38–46.
- [19] CHEN Y, YANG K, HE J, et al. Improving land surface temperature modeling for dry land of China [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2011, 116(D20):D20104.
- [20] FAN Y, HUI L, KUN Y, et al. Evaluation of multiple forcing data sets for precipitation and shortwave radiation over major land areas of China [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2017, 21(11):5805–5821.
- [21] TAYLOR K E. An Overview of CMIP5 and the Experiment Design [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(4):485–498.
- [22] SILLMANN J, KHARIN V V, ZWIERS F W, et al. Climate extremes indices in the CMIP5 multi-model ensemble: Part 2. Future climate projections [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2013, 118(6):2473–2493.
- [23] HSU P, LI T, MURAKAMI H, et al. Future change of the global monsoon revealed from 19 CMIP5 models [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2013, 118(3):1247–1260.
- [24] DETTINER M D, CAYAN D R, MEYER M K, et al. Simulated Hydrologic Responses to Climate Variations and Change in the Merced, Carson, and American River Basins, Sierra Nevada, California, 1900–2099 [J]. *Climatic Change*, 2004, 62(1–3):283–317.
- [25] KHALED H H. Trend detection in hydrologic data: The Mann–Kendall trend test under the scaling hypothesis [J]. *Journal of Hydrology*, 2008, 349(3–4):350–363.
- [26] YUE S, PILON P, CAVADIAS G. Power of the Mann–Kendall and Spearman's rho tests for detecting monotonic trends in hydrological series [J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 259(1):254–271.
- [27] 南卓铜, 李述训, 刘永智. 基于年平均地温的青藏高原冻土分布制图及应用 [J]. *冰川冻土*, 2002, 24(2):142–148.
- [28] 王根绪, 李元首, 吴青柏, 等. 青藏高原冻土区冻土与植被的关系及其对高寒生态系统的影响 [J]. *中国科学 D 辑*, 2006, 36(8):743–754.
- [29] 梁光河. 北极冰川融化的根源与地球碳丢失 [C]//中国地质学会. 第七届世界华人地质科学研讨会摘要集. 成都: 中国地质学会, 2013:4.