

CMIP6 模式对青藏高原极端温度的模拟能力评估及其未来预估

何佩鸿, 胡 琴

(成都信息工程大学大气科学学院, 四川 成都 610225)

摘要:为探究新一代国际耦合模式比较计划第六阶段(CMIP6)气候模式对青藏高原未来极端温度的模拟能力,使用1995–2014年CMIP6历史模拟实验数据和观测数据CN05.1,通过对年频次及时间空间分布的对比分析,评估8个全球气候模式对青藏高原极端高温和极端低温2个气象要素的模拟性能,并对未来在不同排放情景下极端温度事件演变趋势进行预估。结果表明,尽管所选模式模拟能力有差异,但都能合理地再现青藏高原极端高温和极端低温西部冷、东部暖的分布特征;预估结果指出未来高原极端高温事件出现的概率会增大,极端低温事件将会减少。极端温度有显著上升趋势,整体上极端低温的增温趋势比极端高温更明显,并在未来共享社会经济路径(shared socioeconomic path, SSP)SSP5~8.5高排放情境下趋势更剧烈。未来极端气温事件空间分布差异变得更加显著,藏北高原中西部柴达木盆地有明显增温趋势,而藏南地区变化不显著。

关键词:CMIP6 模式;极端高温;极端低温;青藏高原

中图分类号:P467

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2024.01.013

0 引言

目前,全球气候变化正处于一个新的阶段,2013年IPCC第五次评估报告指出,全球表面的平均气温在1880–2012年上升了 $0.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[1]。为应对当前全球气候变化所面对新的科学问题,世界气候研究计划(the world climate research programme, WCRP)启动了一项新的国际耦合模式比较计划(the coupled model intercomparison project, CMIP6)。与前5次计划模式相比,此模式是以DECK实验和Historical实验为CMIP计划的核心实验,并以23个模式比较子计划(MIPs)为科学关注点,是CMIP计划开展至今,参与模式数量最多、科学实验设计最完善的一次^[2]。

近年来,国内外有关机构对各种气候变化的识别、检测归因和评估气候模式基本性能等方面进行了大量的研究,并取得了显著成就。在CMIP5模式的基础上,相关机构进行了大量关于青藏高原气候变化和未来预测的研究。研究表明,这种模式低估了青藏高原地区年和季节的平均地表温度,发现在秋季和冬季出现了较大的偏冷温差^[3]。CMIP5模式会受季节差异的影响,张珂铭等^[4]研究表明大多数模式对高原地区的年平均地表温度的模拟效果较好,还得出青藏高原未来的增温趋势与外部辐射强迫强度之间存在显著的正相关性的结论,在21世纪末极有可能升温突破 $6.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。随着技术的发展,新一代CMIP6模式对不同地区进行研究,并取得了

一定进展。CMIP6模式与CMIP5模式相比,其各个模式的分辨率、模式物理过程等都有很大的改进,能较好地反映出日最高温度、日最低温度、霜冻日数等的空间分布特征,Luo等^[5]研究指出中国范围内极端高温和低温表现为一致增加趋势。张佳怡等^[6]研究显示21世纪日最高气温和最低气温也均表现出显著增温趋势。此外,青藏高原气温变化在海拔高度上具有显著的依赖性,整体表现为青藏高原北部高海拔地区增温大于青藏高原东南部低海拔地区。对亚洲中高纬区极端温度的变化预估中发现所有模式对青藏高原北部地区附近仍存有冷偏差,且预估结果不确定性随时间推移、排放增多而增加,其中对于日最高温度的预估结果可信度更高^[7],模式对四川地区气温的研究显示平均模式预估地表温度的数组普遍偏低,且数值接近^[8],发现多模式集合平均的模拟效果优于大多数单个模式^[9]。研究发现,在4种排放情景下,青藏高原的年平均地表温度在21世纪中期较工业革命前增长了 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上^[10]。

数十年来,青藏高原的气候变化剧烈,气温和地表温度在2000–2010年显著增温,而在2010年后出现增温变缓的趋势^[11]。吴国雄等^[12]揭示青藏高原的大气圈和冰雪圈结构也发生了快速的变化,气温变暖、变湿、高原积雪、气温异常、冰川融化等问题日益严重,极端的气候变化已成为影响高原生态的主要原因和重要的驱动因素。全球气候异常变化对人类造成的损害是无法计量的,甚至是无法挽回的。受全球变暖的影响,极端天气事件频频发生,相对于平均气候事件而言,极端天气的发生和变化对全球变暖的响应更加敏感^[13],区域极端气温这个气象因素对气候模式模拟和预估的

准确性判断至关重要。目前对在不同未来共享社会经济路径 (shared socioeconomic path, SSP) 情境下的 CMIP6 数据所表征的青藏高原未来极端气温时空变化及其频率的研究仍需进一步探究,深入开展对青藏高原极端温度变化的研究,从而进一步分析其在未来的变化趋势,这对灾害预报和人类生存、生活环境有非常重要的科学意义和实用价值。

1 资料和方法

1.1 研究区概况

青藏高原是中国面积最大,也是世界海拔最高的高原,其介于 $26^{\circ}00'N \sim 39^{\circ}47'N$, $73^{\circ}19'E \sim 104^{\circ}47'E$,被誉为“世界第三极”,既是气候变化的启张器和调节器,又是气候变化与全球环境的脆弱区和敏感区,还是世界上最大的热源,它所特有的高寒环境对亚洲乃至世界都产生了巨大的影响。青藏高原地貌错综复杂,山峦起伏,高低错落。高原在形成的过程中,受重力和外有引力作用的影响,使高原整体地势呈现由西北向东南倾斜的趋势。高原气候总体呈日照多、气温低、辐射强烈等特点。同时由于特殊的地理环境因素和复杂

的气候条件影响,青藏高原的平均温度总体呈现由东南至西北递减的趋势,其平均气温从东南部的 $20^{\circ}C$ 下降至西北部的 $-6^{\circ}C$ 以下。

1.2 资料概况

本研究主要使用的数值模式数据为 8 种 CMIP6 模式(见表 1)的历史时期模拟实验地表气温逐日数据和 CN05.1 的格点化观测数据集。模式对历史气候模拟评估选择 1995–2014 年为基准期,未来预估时间段为 2015–2100 年,基于该时期地表温度资料的有效性和完整性对中国青藏高原地区进行气候特征模式模拟并与实测结果对比分析。未来时段的研究主要选取上述 CMIP6 模式中的 4 种模式,并在最新的共享社会经济路径 SSP2 ~ 4.5 中等社会脆弱性与中等辐射强迫的组合和 SSP5 ~ 8.5 高等社会脆弱性与高等辐射强迫的组合(见表 2)^[10]下利用逐日气温数据驱动生成青藏高原 21 世纪近期(2022–2040 年)、中期(2041–2060 年)及末期(2081–2100 年)的气候变化情景。由于高原冰川、湖泊、冻土、高寒草甸等多种天然要素并存,青藏高原形成了特殊复杂的地貌和气候特征,因此造成了高原常规地面观测台站数量稀少并且分布不均匀,制约了对高原资料匮乏地区气候变化的了解和研究。

表 1 国际 CMIP6 8 个气候模型的基本信息

序号	CMIP6 模式名称	国家及所属机构	水平分辨率(经度×纬度)	SSP 2 ~ 4.5	SSP 5 ~ 8.5	时期
1	AWI-CM-1-1-MR	Germany, AWI	384×192			1995–2014 年
2	CESM2	USA, NCAR	288×192			1995–2014 年
3	CESM2-FV2	USA, NCAR	288×192			1995–2014 年
4	CESM2-WACCM	USA, NCAR	288 × 192	✓	✓	1995–2100 年
5	CMCC-CM2-HR4	Italy, CMCC	288×192			1995–2014 年
6	CMCC-CM2-SR5	Italy, CMCC	288×192	✓	✓	1995–2100 年
7	INM-CM4-8	Russia, INM	180 × 120	✓	✓	1995–2100 年
8	MRI-ESM2-0	Japan, MRI	320 × 160	✓	✓	1995–2100 年

注:表中✓代表未来预估选取的模式。

表 2 情景模式比较计划中未来时段情景实验描述

序号	情景	辐射强迫类型	2100 年辐射强迫 /($W \cdot m^{-2}$)	共享社会经济路径	情景描述
1	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
2	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 $8.5 W \cdot m^{-2}$ 辐射强迫的 SSP 情景

1.3 研究方法

本研究需要对模式结果与观测结果对比评估,由于 8 个模式的水平分辨率各不相同,为便于量化比较和分析,首先对全球范围的逐日地表气温数据利用双线性插值方法对模式结果插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 经纬网格上,其次提取青藏高原地区($25^{\circ}N \sim 40^{\circ}N$, $75^{\circ}E \sim 105^{\circ}E$)作为研究区域,再提取所分析的历史时段(1995–2014 年)和未来时段(2015–2100 年)。对观测数据也做类似插值处理。

1.3.1 极端温度指数定义

月平均值能够较好地反映气候变化的许多方面,也会掩盖一些极端事件的发生,所以从日数据中得出的大多数指数通常侧重于极端情况。选取由国际气候变化检测、监测和指数专家组基于欧洲气候评估(ECA)指数来分析 20 世纪下半叶趋势所定义的“ETCCDI”指数(expert team on climate change detection and indices)中的极端高温指数和极端低温指数(见表 3)。许多 ETCCDI 指数基于百分位数,其阈值评估一般每年发生几次的温和极端天气事件,而不是 10 年一次的高影响天气事件。这些指数允许在地形复杂的大区域上进行空间比较,对每个地点的温度概

率分布的相同部分进行抽样^[14]。文中,计算的时间尺度为历史时段(1995–2014 年),共计 7305 天。

表 3 ETCCDI 介绍的极端温度指数的基本信息

序号	指标名称	指标定义
1	极端高温/℃	1995–2014 年日气温中的最高温度大于第九十五百分位天数
2	极端低温/℃	1995–2014 年日气温中的最低温度低于第五百分位天数

1.3.2 线性倾向趋势分析

利用线性倾向估计方法建立气候要素的一元线性回归方程:

$$\hat{x}_i = a + bt_i \quad (i = 1, 2, \cdots, n)$$

式中 \hat{x}_i 表示样本量为 n 的某一气候变量, t_i 与 \hat{x}_i 相对应表示时间,即上述公式的意义为用一条直线来表示时间 t 与 x 之间的关系。 a 为线性回归常数, b 为线性回归系数。 a 和 b 可以利用最小二乘法进行计算:

$$a = \bar{x} - b\bar{t}$$
$$b = \frac{\sum_{i=1}^n x_i t_i - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n x_i) (\sum_{i=1}^n t_i)}{\sum_{i=1}^n t_i^2 - \frac{1}{n} (\sum_{i=1}^n t_i)^2}$$

其中

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \bar{t} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i$$

式中回归系数 b 表示气候变量的线性趋势倾向变化, $b > 0$ 代表气候变量 x 随着时间 t 的增加呈上升趋势; $b < 0$ 代表气候变量 x 随着时间 t 的增加呈下降趋势。回归系数 b 值的大小反映了随着时间序列变化气候变量的变化速率的快慢即下降或上升的倾向程度。因此 b

可以称为倾向值或线性倾向系数^[15]。以此线性倾向估计方法可以分析各个气象要素的主要线性变化趋势。

2 研究分析

2.1 CMIP6 模式对青藏高原日平均温度的模拟能力评估

青藏高原区域模式与观测的日平均温度时间空间分布如图 1 所示, CMIP6 所选的单个模式大部分都可以较清楚地模拟出高原地区气温的主要分布特征。低温中心位于青藏高原的西北部, 主要受到高海拔山脉上风速大、日照长及季节等因素的影响, 高温中心位于青藏高原的东南部, 总体呈现西北冷、东南暖的分布特征, 这与青藏高原地势呈西高东低的特征相符合。由于插值后的气候模式分辨率较细致, 所以模拟的青藏高原地区极端温度能很好地刻画青藏高原区域极端温度的变化分布, 也可以表征大多数局部特征。尤其是 CMCC-CM2-SR5 模式(图 1c)对高原西北部地区的模拟效果最佳, 西北部的高原温度变化地区的细节及位于高原东南部山脉中的暖中心都清晰可辨。而 CMCC-CM2-HR4 模式(图 1d)、MRI-ESM2-0 模式(图 1a)及 CESM2-FV2(图 1f)模式模拟效果不理想, CMCC-CM2-HR4 模式、MRI-ESM2-0 模式模拟的效果与观测结果相比地区温度变化差距较大, 在高原西部存在 4℃ 左右的冷偏差, 同时冷区范围更大并向高原中部扩展; CESM2-FV2 模式相对于观测结果在高原西部出现 4℃ 左右的暖偏差, 模式模拟的平均温度时间空间分布变化差异不明显。

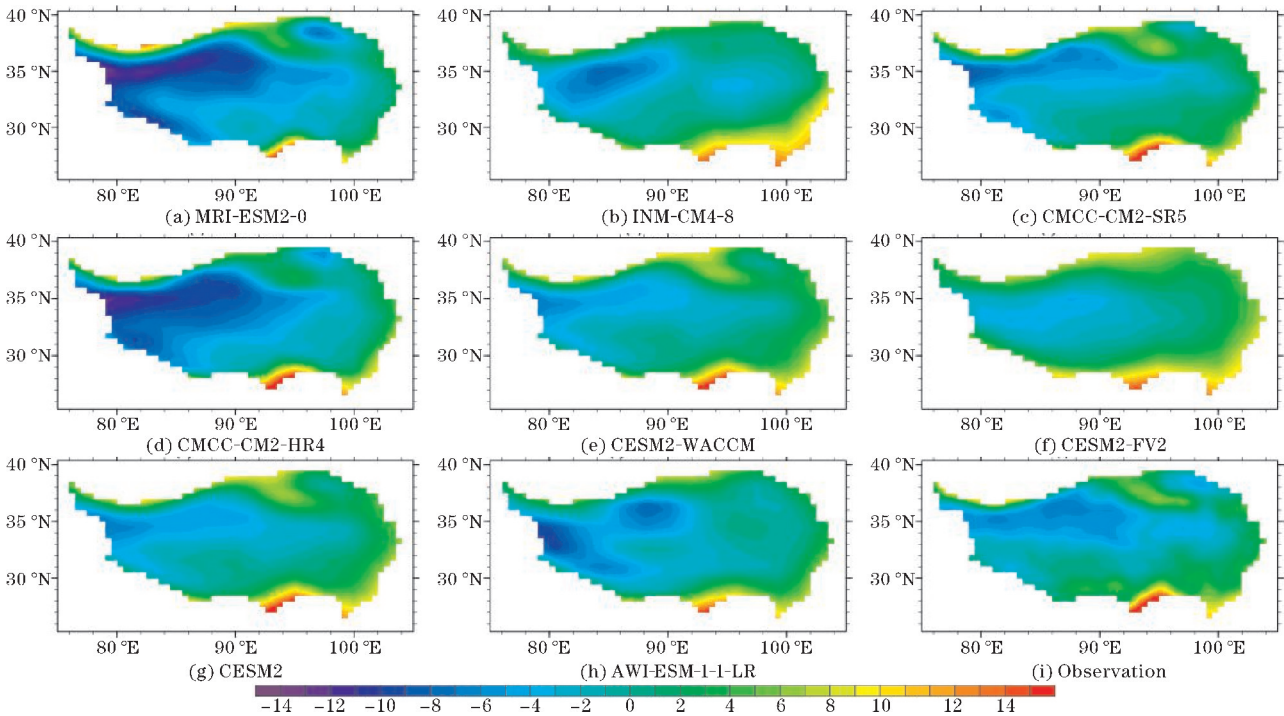


图 1 1995–2014 年青藏高原区域模式与观测日平均温度

2.2 CMIP6 模式对青藏高原极端温度的模拟能力评估

2.2.1 历史阶段发生频次分析

随着全球气候变暖不断加剧,极端温度事件发生的频率和强度都发生了很大的改变,相比于气候平均态,气候对极端气候事件的影响最为显著。图 2 为 1995–2014 年观测和 8 个 CMIP6 模式的青藏高原极端高温频次时间序列图。观测极端高温每年出现的频次整体上呈现起伏上升的趋势,所选 CMCC-CM2-SR5 (图 2c)、CESM2 (图 2g)、AWI-ESM-1-1-LR (图 2h) 这

3 个模式能够较好地反映与观测一致的结果,而 INM-CM4-8 (图 2b) 这一模式对青藏高原极端高温每年发生的频次模拟效果较差,除此之外其他 4 个模式的模拟效果与观测结果都相对符合,随着年份的增长,呈现平稳波动的趋势。然而观测结果显示在 2013–2014 年没有出现极端高温事件,这与模式模拟的效果不符,可能是由于复杂的地形影响使观测站在青藏高原地区分布稀疏或不均匀,以及本身观测精度不高等原因造成的误差。

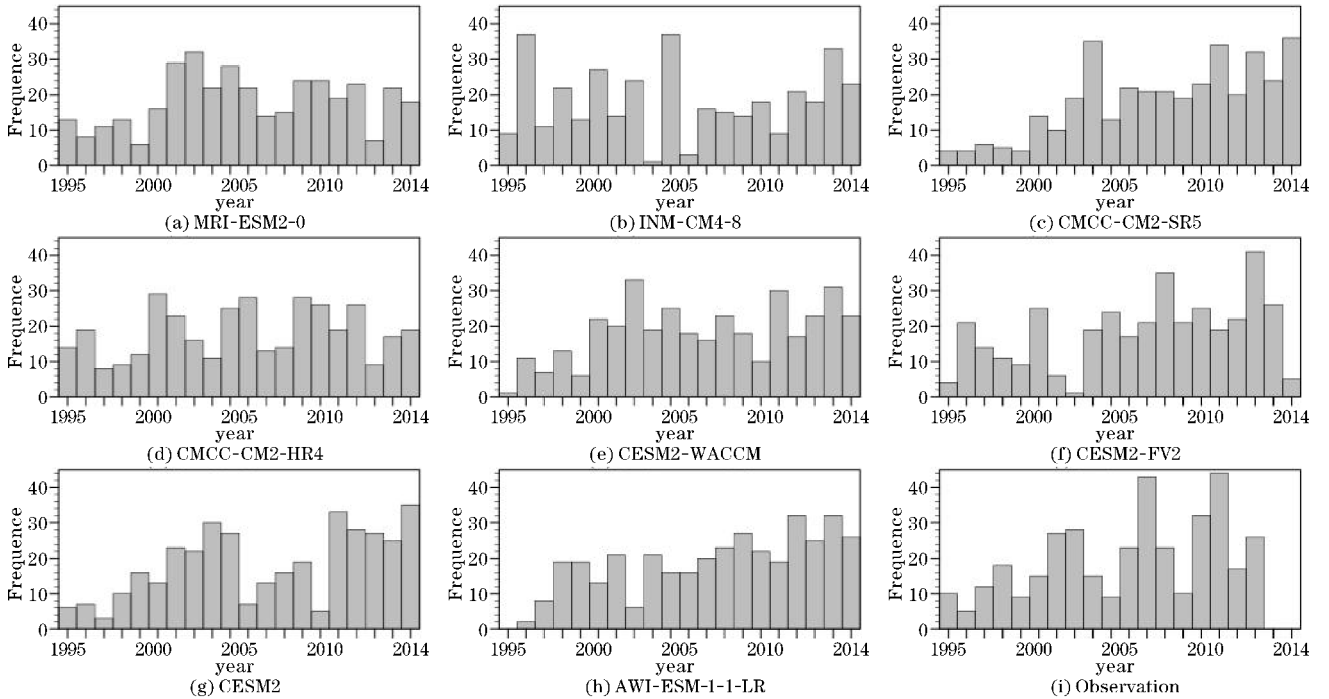


图 2 1915–2014 年青藏高原地区模式模拟与观测每年极端高温发生频次

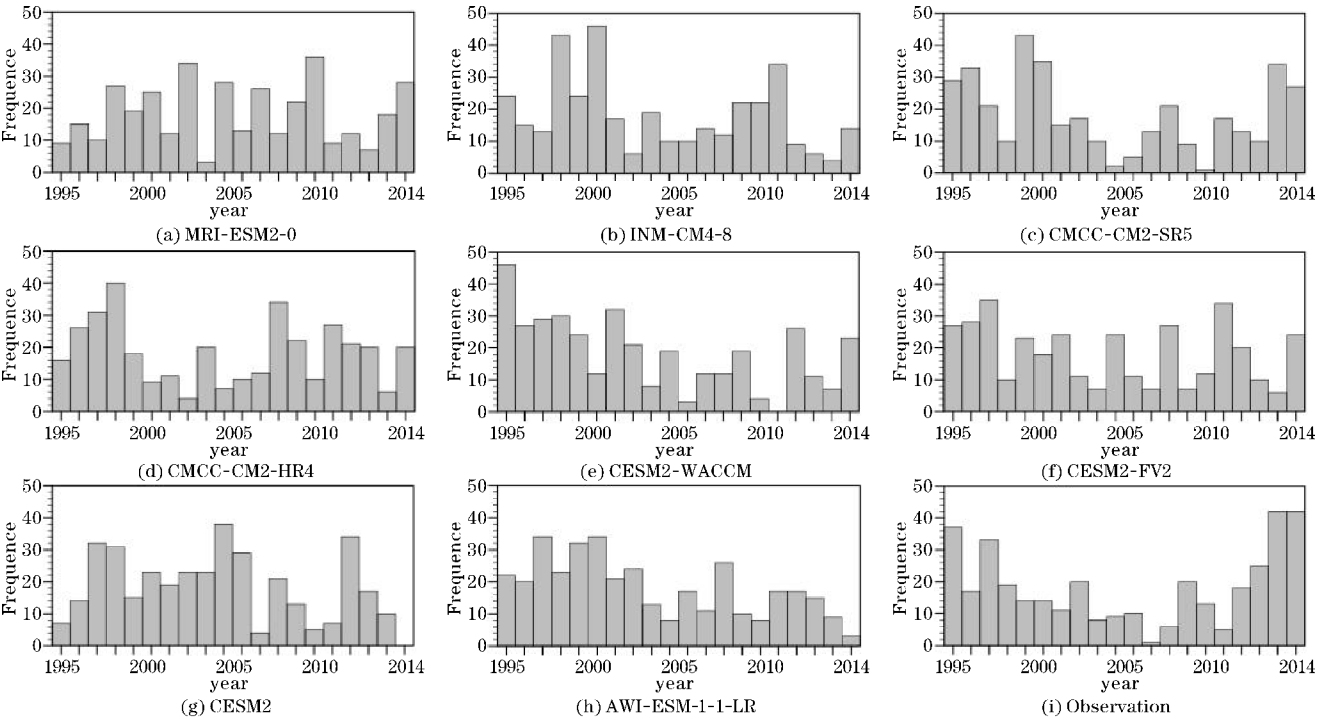


图 3 1915–2014 年青藏高原地区模式模拟与观测每年极端低温发生频次

如图 3 所示为 1995–2014 年观测和 8 个 CMIP6 模式中青藏高原极端低温频次时间序列图。观测的极端低温每年发生的次数随着年份的增长呈现先减少后增加的趋势,从单个模式来看,CMCC-CM2-SR5 模式(图 3c)、CESM2-WACCM 模式(图 3e)模拟具有最佳效果与观测结果最贴近。而 MRI-ESM2-0 模式(图 3a)、CESM2 模式(图 3g)模拟的结果与观测结果相差较大,呈现相反的即每年极端低温出现的次数随年份增长先增多后减少的趋势。其他几个模式模拟效果能力一般。

2.2.2 历史阶段时空分布对比分析

在全球变暖现象不断加剧的大背景下,青藏高原极端高温和极端低温均发生不同程度的变化。气温的变化不仅受纬度的影响,还受地貌、植被、日照、海拔高度等因素的影响。分析各个模式和观测的极端高温日平均的时间空间分布(图 4)可知,大多数模式都能模拟出西东走向的极端高温日平均型并符合高原西部偏冷、东部暖的特征,这与高原海拔的高低有着密切联系。MRI-ESM2-0 模式(图 4a)、CMCC-CM2-HR4 模式(图 4d)和 AWI-ESM-1-1-LR 模式(图 4h)模拟的效果与观测极端高温日平均时空分布更贴近,可以表征高原边缘极端温度高、高原中西部极端高温稍低的特征,这与高原边缘由于重力和外有引力作用被强烈切割形成低海拔地区变成起伏不平,而高原内部存在一个起伏度较低区域的地形特征有关。相比之下 CESM2-

FV2 模式(图 4f)和 CESM2 模式(图 4g)对极端高温日平均时空分布模拟的效果不理想,模拟的极端高温日平均时空分布偏高于实际观测的极端高温日平均时空分布,与实际观测值存在 4℃ 左右的暖偏差,只表征高原中部地区有一极端高温偏低的区域。另外大多数单个模式对青藏高原地区极端低温日平均时间空间分布的模拟效果也都较符合,由图 5 知沿着昆仑山脉和祁连山脉地区是极端低温较寒冷的区域,CMCC-CM2-HR4 模式(图 5d)、MRI-ESM2-0 模式(图 5a)对高原区域极端低温的模拟结果显示在中西部出现冷偏差,这一点与青藏高原日平均温度时空分布保持一致性。

分别利用不同气象要素(极端高温、极端低温和日平均温度)对上述 8 个单个模式进行适应性评估,对比分析发现由于青藏高原海拔高并受东亚季风影响的原因,极端高温与平均温度相比并没有高出很多,反而极端低温的值相对较低。1995–2014 年,8 个模式基本都能表征青藏高原西部冷、东部暖的分布特征,但有些模式模拟的效果出现了冷偏差,尤其是在 CMCC-CM2-HR4 模式和 MRI-ESM2-0 模式中反映突出,这与早期气候模式模拟的结果大体相仿,说明新一代的 CMIP6 模式在对青藏高原区域气温评估的能力仍有不足。综合上述模拟结果来看,CMCC-CM2-SR5 模式模拟的能力更好,CMCC-CM2-HR4 模式、MRI-ESM2-0 模式和 CESM2-FV2 模式模拟能力略差。

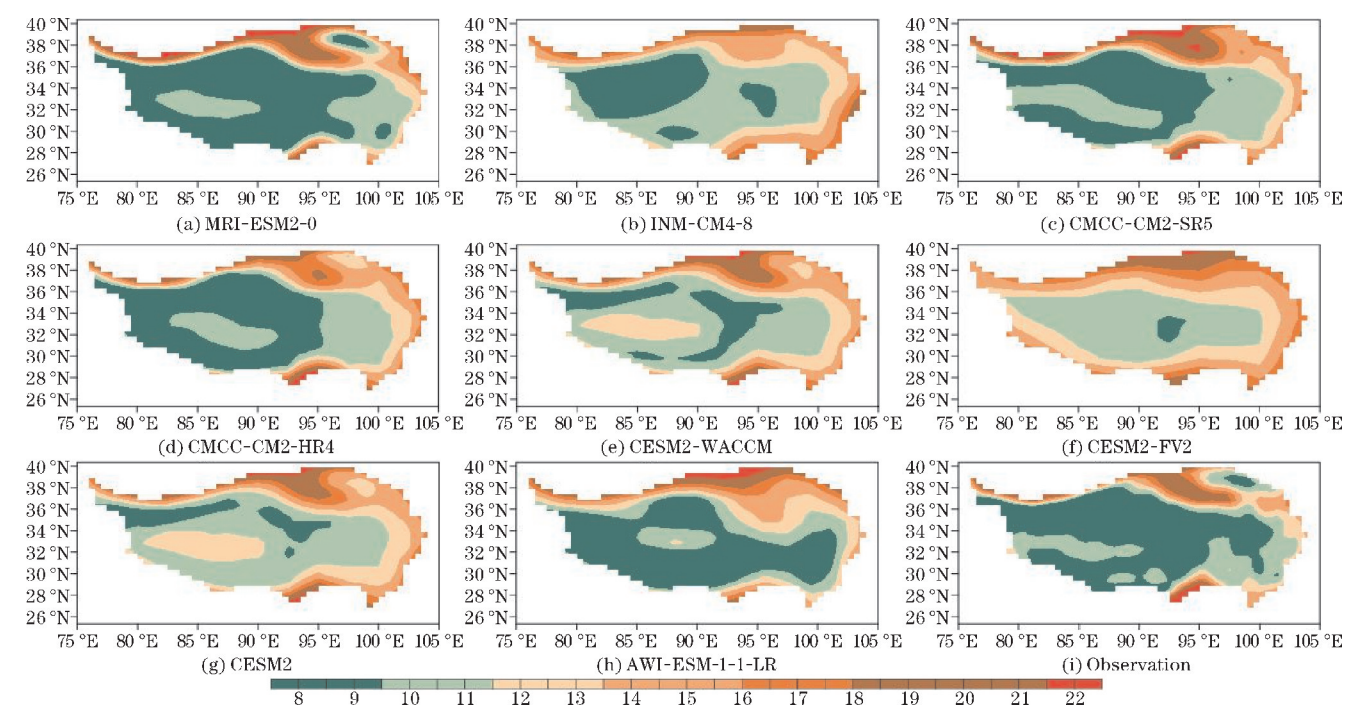


图 4 1995–2014 年青藏高原区域模式模拟与观测日平均极端高温

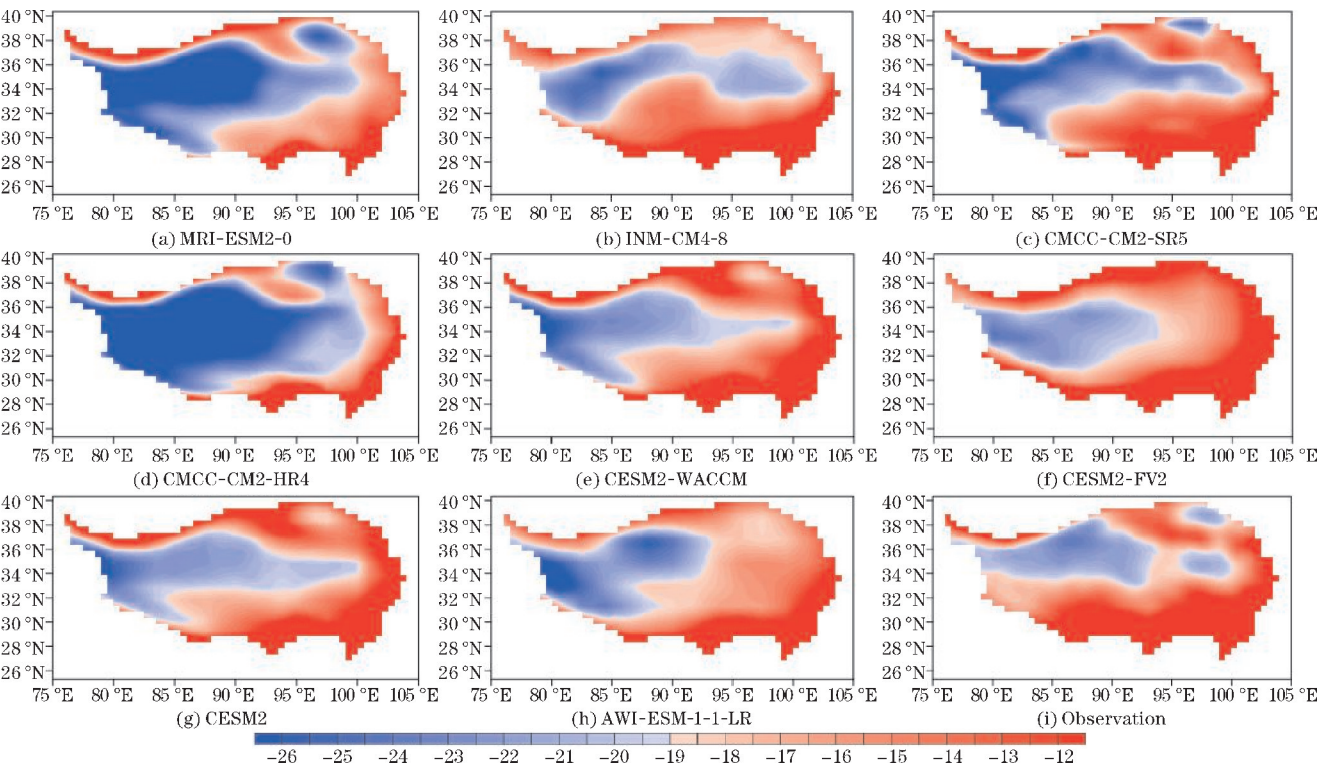


图 5 1995–2014 年青藏高原区域模式模拟与观测日平均极端低温

2.3 CMIP6 模式对青藏高原未来日平均温度变化预估

优选 4 个对地表气温模拟结果最佳的模式 CESM2-WACCM、CMCC-CM2-SR5、INM-CM4-8 和 MRI-ESM2-0，以此开展对青藏高原气象要素未来变化的预估研究。模式预估青藏高原地区日平均地表气温的时间空间分布(图6)总体上也呈现西北部冷、东南部暖的分布特

点,这与模式模拟的历史阶段高原日平均气温时空分布相吻合,但与历史时期相比区域整体日平均温度有小幅度上升变化,气温最大变暖区由低海拔过渡至高海拔区域。在高原中西部及东北部祁连山脉一带有相对偏冷区域,在高原东南部仍有一暖中心。另外,与中强迫情景下的日平均温度相比高强迫情景下的日平均温度普遍更高。

2.4 CMIP6 模式对青藏高原未来极端温度变化预估

2.4.1 未来变化时间序列分析

由图 7 可知,青藏高原区域极端高温事件每年发生的频次在 2015–2100 年整体上呈现波动上升的趋势,说明在未来几十年中,极端高温事件出现的频率会增大。CESM2-WACCM 模式和 CMCC-CM2-SR5 模式未来温度升高的幅度较 INM-CM4-8 模式和 MRI-ESM2-0 模式剧烈,其在 CMCC-CM2-SR5 模式里表现最明显,在中强迫情景和高强迫情景下的线性倾向系数分别为0.89和1.25;极端高温事件每年最多出现的日数分别可达 95 天和 133 天。相比于末期(2081–2100 年),近期(2022–2040 年)和中期(2041–2060 年)极端高温频次变化幅度较大,在 SSP2 ~ 4.5 排放情景下,近期 CESM2-WACCM 模式(图 7a)倾向系数为 1.03,中期 CMCC-CM2-SR5 模式(图 7c)的倾向系数可达 1.08;在 SSP5 ~ 8.5 排放情景下,近期 CMCC-

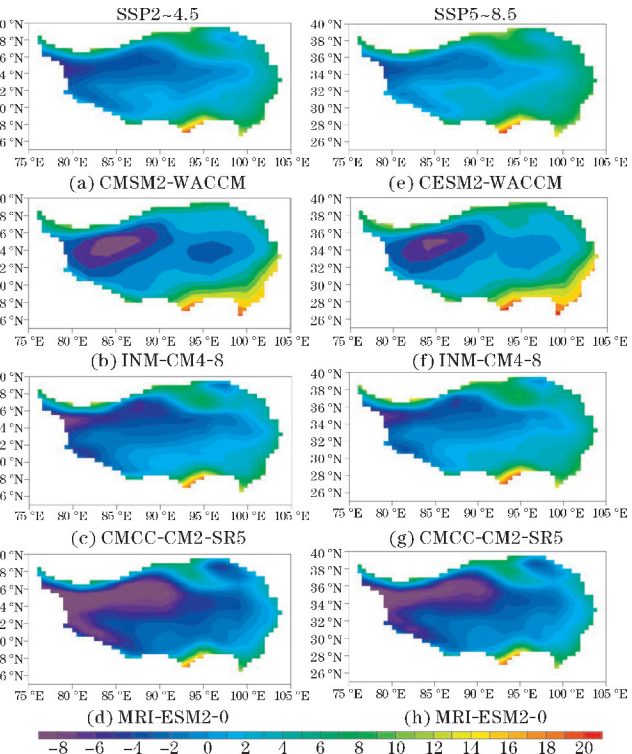


图 6 2015 – 2100 年青藏高原日平均地表温度

CM2-SR5 模式(图 7g)倾向系数为 1.70,中期 CESM2-WACCM 模式(图 7e)的倾向系数可达 1.50。到末期模式预估在中强迫情景和高强迫情景下高温事件每年出现的次数分别大于 50 次和 80 次。这对于高原周边环境以及生存的动植物来说具有巨大的破坏性,也会对人类社会造成严重的经济损失。

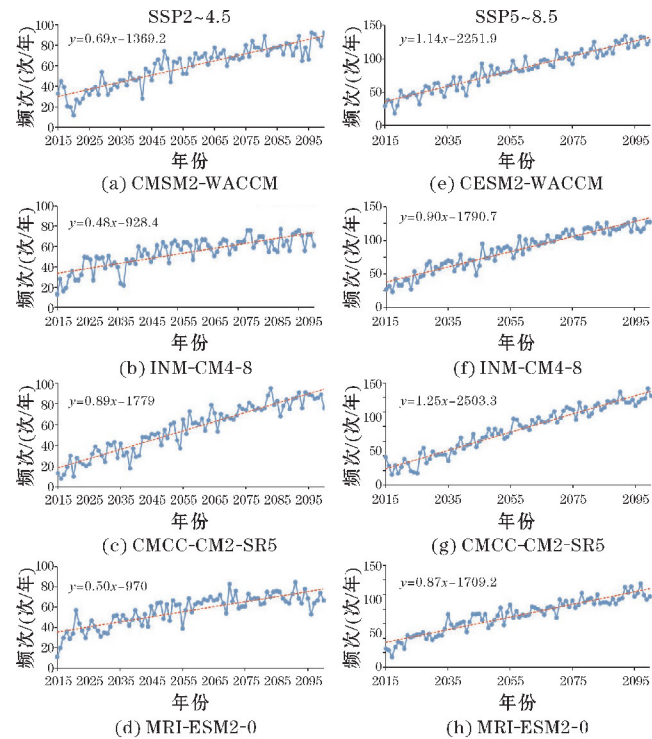


图 7 2015–2100 年青藏高原地区极端高温未来变化

所选 CMIP6 模式预估的线性倾向系数均为负值且接近,则青藏高原地区极端低温在未来几十年出现的概率整体呈下降趋势(见图 8),表明未来每年极端低温出现的日数将会减少。在 SSP2 ~ 4.5 排放情景下, CESM2-WACCM 模式(图 8a)和 CMCC-CM2-SR5 模式(图 8c)的近期低温频次变化幅度远大于其中期和末期,在 CESM2-WACCM 模式中近期倾向系数可达 -0.60;对于 INM-CM4-8 模式(图 8b)和 MRI-ESM2-0 模式(图 8d)而言,近期温度变化没有中期剧烈,到末期甚至出现极端低温事件略增加的趋势。在 SSP5 ~ 8.5 排放情景下 CESM2-WACCM 模式(图 8e)和 CMCC-CM2-SR5 模式(图 8g)中期变化较大,而末期极端低温事件次数减至 0 次/年;INM-CM4-8 模式(图 8f)和 MRI-ESM2-0 模式(图 8h)在未来变化呈现小幅起伏波动趋势,在末期,也出现频次增加的趋势。综合极端温度的时间序列图可知极端高温未来出现的频次变化幅度要比极端低温变化剧烈,且在 SSP5 ~ 8.5 排放情景下频次变化幅度基本大于 SSP2 ~ 4.5 情景。

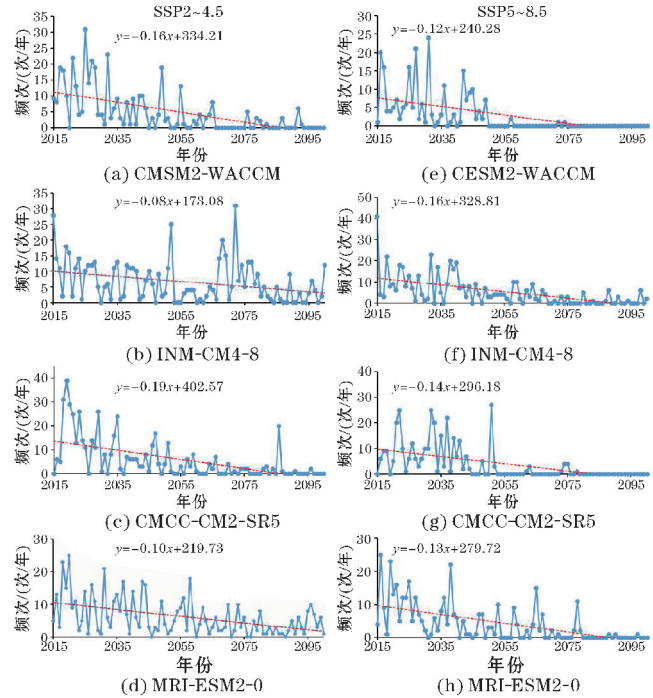


图 8 2015–2100 年青藏高原地区极端低温未来变化

2.4.2 未来变化时空分布分析

由 2015–2100 年青藏高原极端高温时空分布(图 9)可以看出,4 个模式预估的极端高温未来均呈增温变化趋势与历史时期相比温度升高幅度约为 $1^{\circ}\text{C} \sim 2^{\circ}\text{C}$,在高原北部柴达木盆地地区出现一块暖中心,沿着该地向东延伸温度降低,是受到位于东北部祁连山脉高海拔的影响所致;从盆地向西南延伸,受藏北高原高海拔的影响温度也呈递减趋势。藏南部地区也有一块极端高温大值区,是由于受到横断山脉以及雅鲁藏布大峡谷低海拔地形的影响。

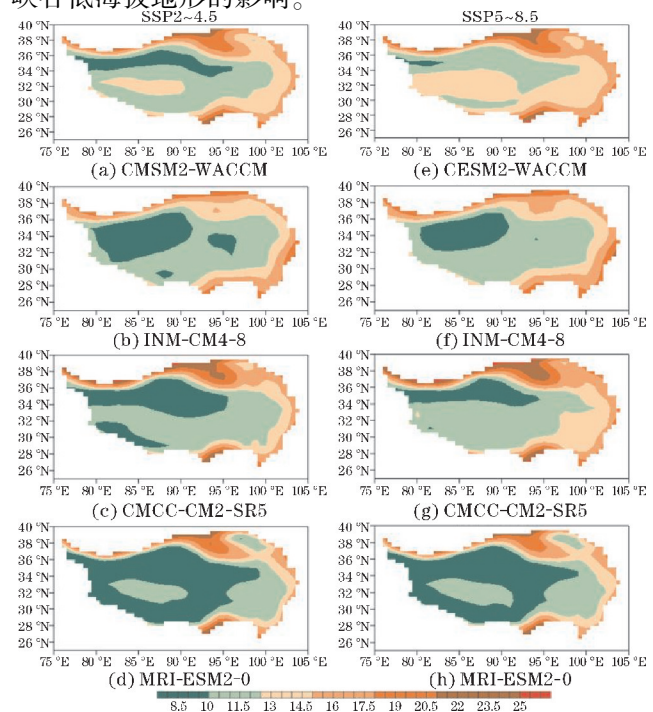


图 9 2015–2100 年青藏高原极端高温日平均气温分布趋势

分析极端低温的时空分布(图 10)发现,模式对极端低温未来的模拟分布结果大致相似并与历史时期的分布特征相一致,但整体温度升高约 3℃~4℃,在高原西部温度变化较明显而藏南地区温度变化幅度不大。

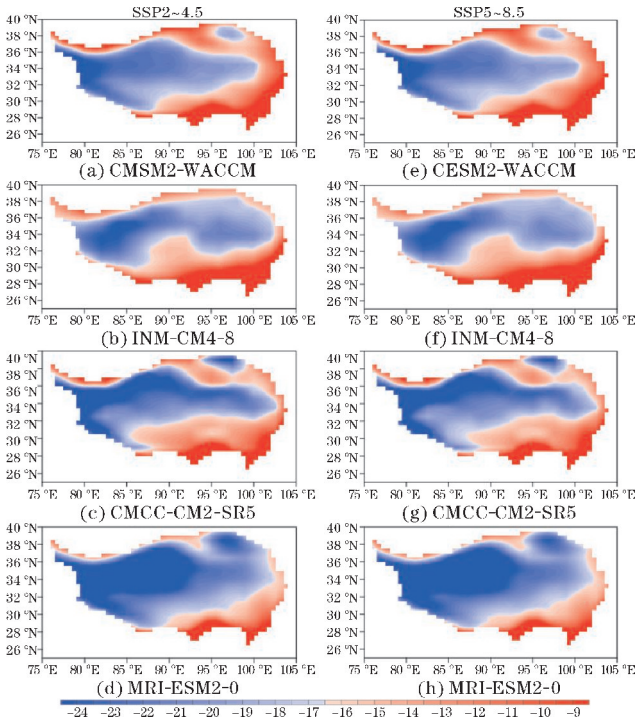


图 10 2015~2100 年青藏高原极端低温日平均气温分布趋势

在 SSP5~8.5 排放情景下高原整体区域的极端高温和极端低温的升温幅度比在 SSP2~4.5 排放情景下大。
2.4.3 极端温度 3 个时期的时空分布分析

由图 11~12 所示 4 个模式对青藏高原极端高温的模拟在不同时间尺度、不同等级排放情景下整体呈升高的趋势。在 SSP2~4.5 强迫情景下从近期至末期的演变来看,高原地表气温呈上升趋势,但受辐射强迫差异的影响较小,气温升高的幅度并不显著,极端高温的突变主要发生在中期;从空间分布趋势来看,藏北高原中西部和北部柴达木盆地区域极端高温升高的幅度最明显,在高原中部海拔稍低的地区出现一块相对暖区,且原有的温度相对大值区的范围进一步扩大,而增温趋势最小的区域都集中在高原的东南部地区。在 SSP5~8.5 排放情景下受辐射强迫差异的影响大,从近期至末期极端高温的变化更加剧烈,有更大范围的区域温度发生变化且能够观察到温度升高的幅度更大。模式预估的结果在 3 个时期里仍然符合高原西部冷、东部暖的分布特征。随着青藏高原极端温度事件增加,气候与生态环境灾害复合风险也在加大。温度是控制和影响高原植被生长期变化的最主要驱动因子,高原的升温将会直接影响植被的生长变化使高原植被群落线向更高的海拔迁移,长此以来,原生植被群落的优势种群减少,草地沙漠化,进而使生态系统的网格结构发生变化,对高原的生态环境造成破坏。

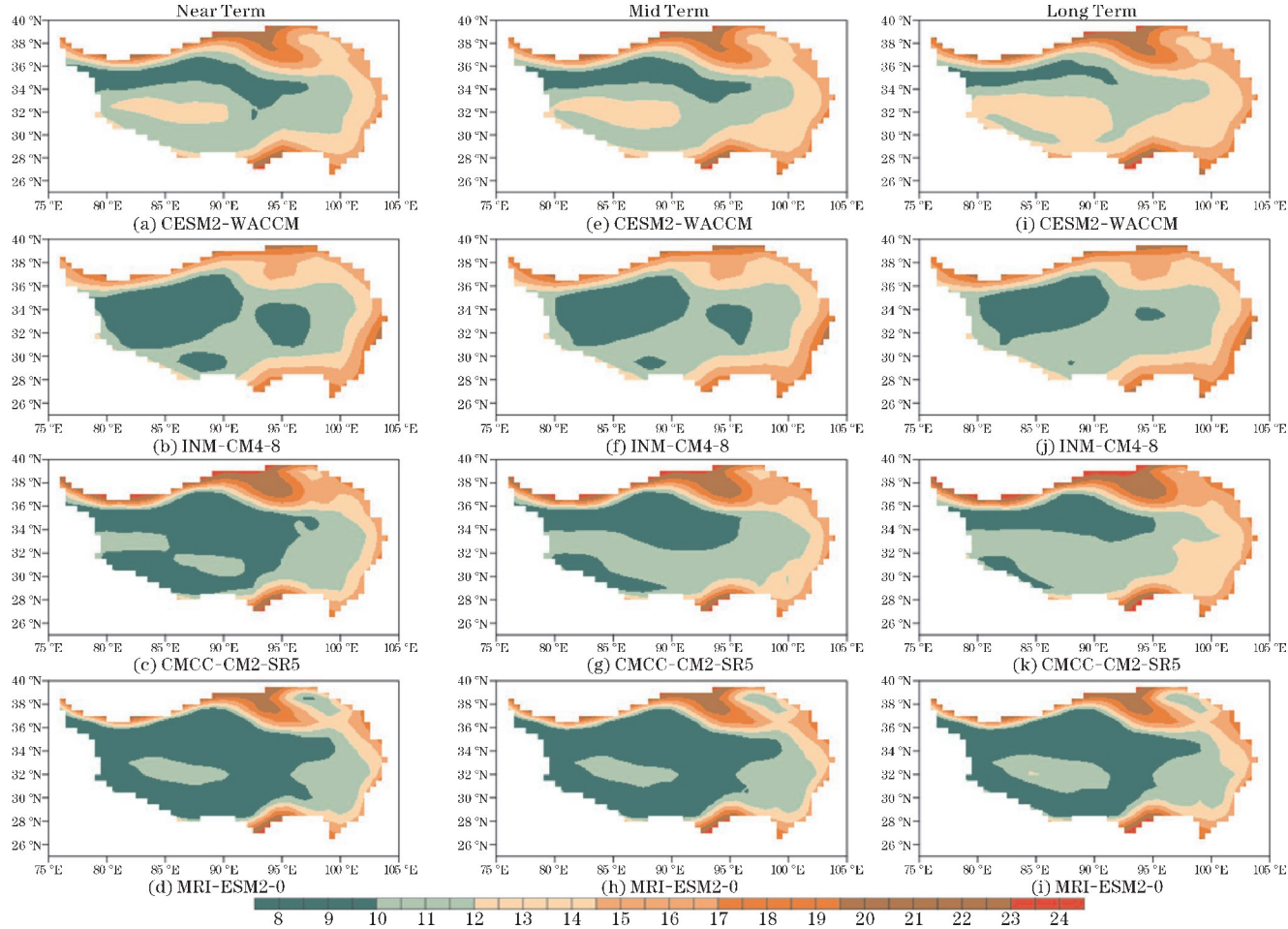


图 11 青藏高原极端高温在 SSP2~4.5 情景下近期、中期、末期的未来预估变化

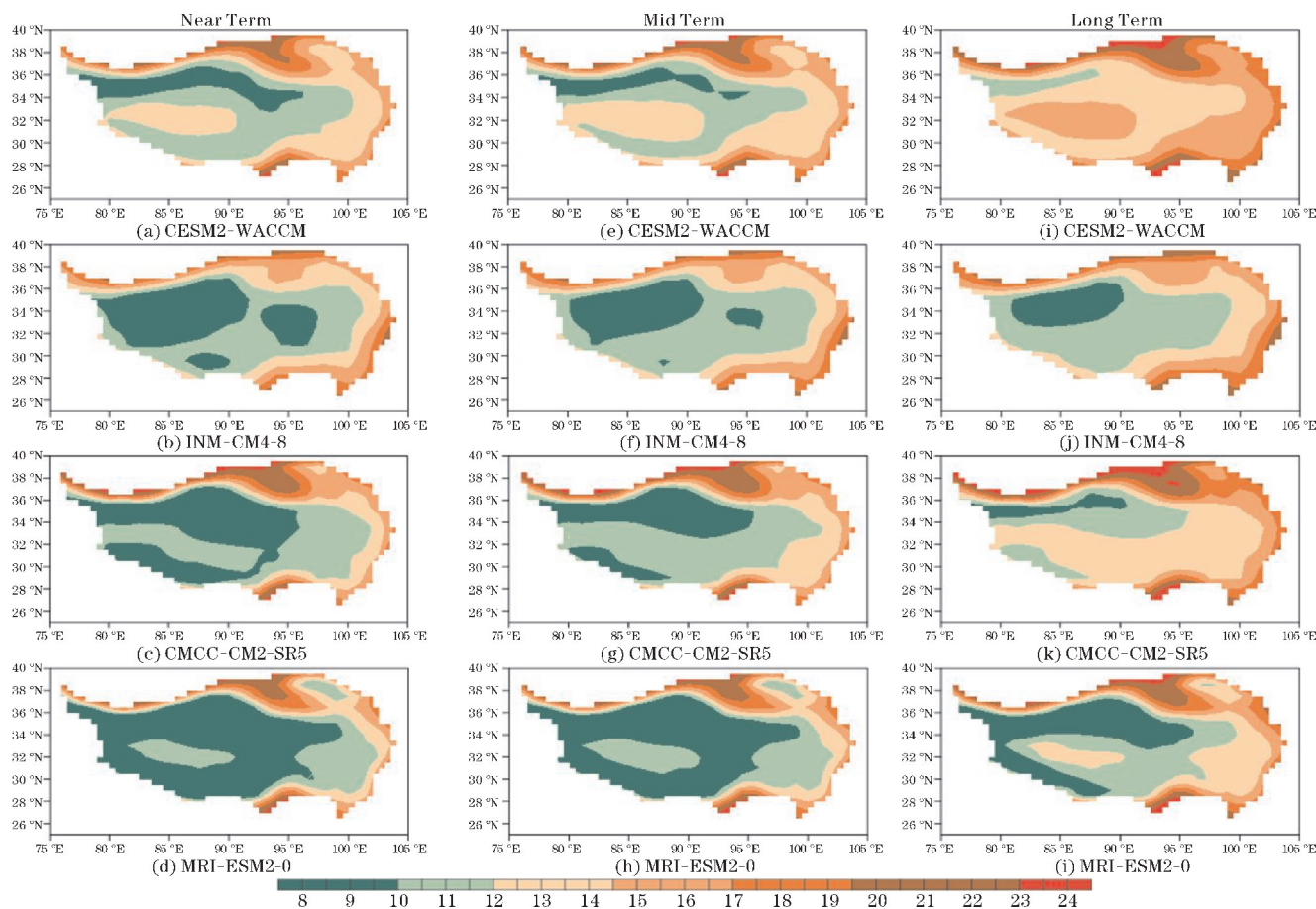


图 12 青藏高原极端高温在 SSP5 ~8.5 情景下近期、中期、末期的未来预估变化

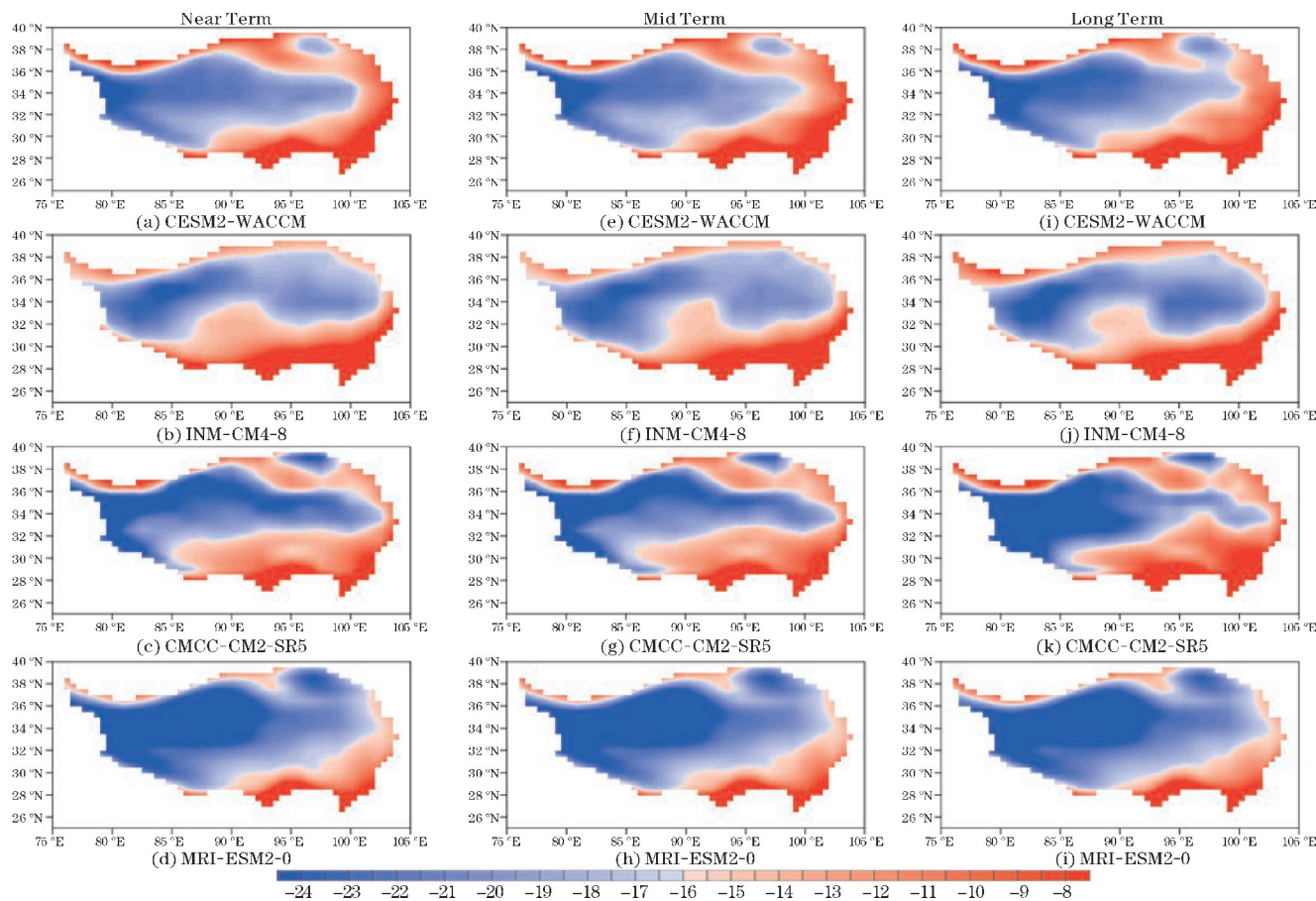


图 13 青藏高原极端低温在 SSP2 ~4.5 情景下近期、中期、末期的变化

极端低温在 SSP2 ~4.5 和 SSP5 ~8.5 排放情景下总体特征与极端高温保持一致(图 13 ~ 14),均为西部冷、东部暖的分布。随着近期至末期的时间演变,极端低温也在不断升高变得更加温和,并且在 SSP5 ~8.5 排放情景下温度变化更加剧烈,甚至在末期 CESM2-WACCM 模式(图 14i)和 CMCC-CM2-SR5 模式(图 14k)模拟预估没有出现极端低温事件。另外由于低温事件的频次减少,以及受到极端低温出现在不同季节的差异性影响可能会导致极端低温在中、末期的时空分布出现不稳定变化。但从空间分布来看,可以发现极端低温在柴达木盆地分布范围缩小,逐渐由较温和的低气温所替代,而在高原东南部气温变化幅度不大。

通过极端高温和低温 3 个时期的时间空间分布图对比分析发现,高强迫情景比中强迫情景极端温度升温的幅度更显著且变化范围更宽广。从时间分布看,在中期至末期极端高温发生显著变化而极端低温变化不明显;从空间分布上看,预估柴达木盆地有明显增温趋势,藏南地区极端温度变化不显著。青藏高原冰川分布、海拔高、温度低等特点为冰川冻土的发育和保存提供了良好的自然环境条件。然而,根据以往的研究,青藏高原冻土的年平均气温增长速率为 $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{年}$,在 21 世纪末期,冻土面积将减少 13.4% ^[16]。因此按照未来中、高排放情景下高原极端温度不断上升的趋势,高原冻土面积和分布将会遭到严重破坏,进而会对冻土区生态系统的稳定性和协调性造成重大影响。

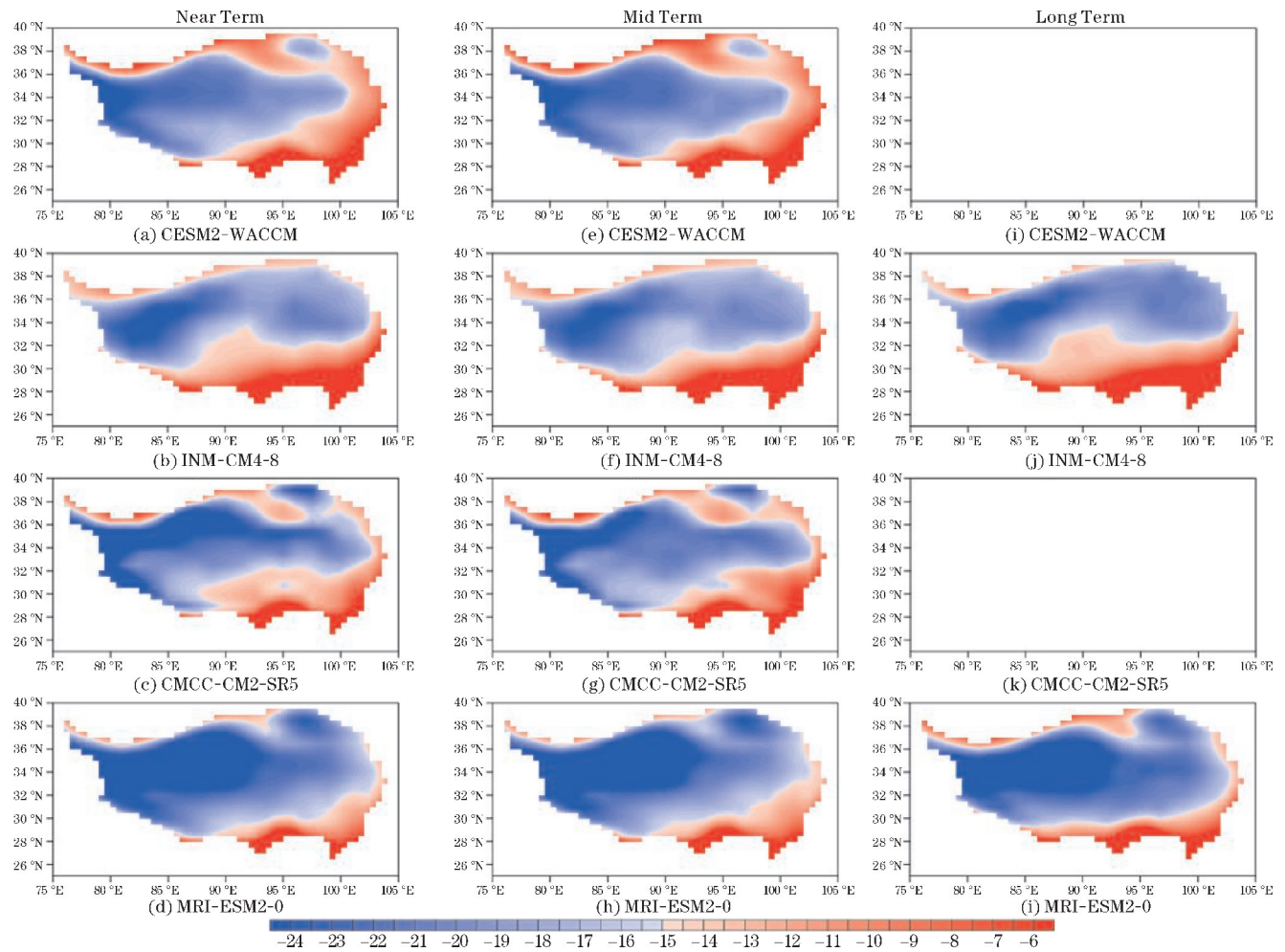


图 14 青藏高原极端低温在 SSP5 ~8.5 情景下近期、中期、末期的变化

3 结论与展望

基于最新研发的 CMIP6 气候模式,选择青藏高原为研究对象,将模式的历史模拟数据和最新的观测数据 CN05.1 相结合,以 1995–2014 年为基准期,模拟生

成在 SSP2 ~4.5 和 SSP5 ~8.5 排放情景下未来近期(2022–2040 年)、未来中期(2041–2060 年)和未来末期(2081–2100 年)的极端温度变化状况,从极端温度发生的频率及时间空间分布的角度来定量评估所选 8 个模式模拟青藏高原极端温度的能力并以所选 4 种模式对青藏高原极端温度未来变化做模拟预估。主要结

论如下:

(1)所选的 CMIP6 模式中的 8 种模式都能合理地再现青藏高原极端高温和极端低温自西向东温度递增的空间分布特征,这与日平均地表温度的空间分布相仿。大多数单模式模拟的高原极端高温每年发生的频次整体上呈现上升趋势,极端低温呈先减后增的趋势,与观测结果较吻合。

(2)总体来看,CMCC-CM2-SR5 模式模拟的能力最佳,可以清新刻画与观测结果相接近的极端温度空间分布的特征和历年发生的频次,就空间分布而言,CMCC-CM2-HR4 模式、MRI-ESM2-0 模式和 CESM2-FV2 模式模拟能力略差,其中 CMCC-CM2-HR4 模式、MRI-ESM2-0 模式对高原西部模拟的结果出现了明显的冷偏差。

(3)未来预估结果指出 2015–2100 年极端高温事件出现的概率将会增大,而极端低温事件将会减少并且极端高温事件出现的频次变幅要大于极端低温。在近期和中期极端高温每年频次变化幅度大于末期,而极端低温在末期的频次变化幅度小于近期和中期。

(4)未来高原极端高温和极端低温均有显著升温趋势且整体上极端低温的增温趋势要比极端高温更加明显。并且在 SSP5 ~ 8.5 排放情景下比在 SSP2 ~ 4.5 排放情景下极端温度变化更剧烈。高原极端温度空间分布差异更显著。极端温度仍符合高原西部冷、东部暖的分布特征,且预估藏北高原中西部和柴达木盆地有明显增温趋势,而藏南地区极端温度变化不显著。

高原地区的气候变化是一个复杂的问题,加上气候模式还不够完善,所以预测的不确定性仍然很大,CMIP6 模式中依然有个别模式对青藏高原西部地区的模拟出现冷偏差的结果。另外研究还缺乏对极端温度在不同季节变化差异性的探讨,以及对极端气候事件的成因机制等若干对青藏高原气候变化前沿科学问题的研究^[17],因此如何对气候模式进行改进以及怎样尽可能地在预估系统中加入更多的模式,并通过不断优化来减少这些不确定性,最终实现气候变化情景的准确预估是未来气象方面重点研究的方向之一。

参考文献:

- [1] Stocker, Thomas F. Climate change 2013 the physical science basis: Working Group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change[M]. United Kingdom and New York, N Y, USA: Cambridge University Press, 2013:1535.
- [2] 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.
- [3] 胡岑,姜大膀,范广洲. CMIP5 全球气候模式对青藏高原地区气候模拟能力评估[J]. 大气科学,2014,38(5):924–938.
- [4] 张珂铭,范广洲. CMIP5 模式对青藏高原地表温度的模拟与预估[J]. 高原山地气象研究,2021,41(1):80–89.
- [5] Luo N, Guo Y, Gao Z B, et al. Assessment of CMIP6 and CMIP5 model performance for extreme temperature in China[J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 2020, 13(6):589–597.
- [6] 张佳怡,伦玉蕊,刘浏,等. CMIP6 多模式在青藏高原的适应性评估及未来气候变化预估[J]. 北京师范大学学报:自然科学版,2022,58(1):77–89.
- [7] 蒋文好,陈活泼. CMIP6 模式对亚洲中高纬区极端温度变化的模拟及预估[J]. 大气科学学报,2021,44(4):592–603.
- [8] 邢晨辉. 四川区域 CMIP6 模式模拟能力评估[J]. 自然科学,2021,9(1):121–131.
- [9] Chen X L, Liu Y M, Wu G X. Understanding the surface temperature cold bias in CMIP5 AGCMs over the Tibetan Plateau[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2017, 34(12):1447–1460.
- [10] 孟雅丽,段克勤,尚澍,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(1):24–33.
- [11] 王慧,张璐,石兴东,等. 2000 年后青藏高原区域气候的一些新变化[J]. 地球科学进展,2021,36(8):785–796.
- [12] 吴国雄,段安民,张雪芹,等. 青藏高原极端天气气候变化及其环境效应[J]. 自然杂志,2013,35(3):167–171.
- [13] 高学杰. 中国地区极端事件预估研究[J]. 气候变化研究进展,2007,3(3):162–166.
- [14] Zhang X B, Alexander L, Hegerl G C, et al. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data[J]. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change, 2011,2(6):851–870.
- [15] 魏凤英. 现代气候统计诊断与预测技术[M]. 北京:气象出版社,2007:98–99.
- [16] Guo D L, Wang H J. Simulation of permafrost and seasonally frozen ground conditions on the Tibetan

Plateau,1981–2010[J]. Journal of Geophysical Research; Atmospheres,2013,118(11):5216–5230.

化若干前沿科学问题[J]. 冰川冻土,2021,43(3):885–901.

[17] 游庆龙,康世昌,李剑东,等. 青藏高原气候变

Evaluation and Future Projection of CMIP6 Model’s Ability to Simulate
Extreme Temperature over the Tibetan Plateau

HE Peihong, HU Qin
(College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: With the release of the climate model of the sixth phase of the New Generation Coupled Model Intercomparison Project (CMIP6), in order to timely evaluate the simulation capability of the new model for future temperature extremes on the Tibetan Plateau, this paper makes an experiment based on it. This experiment uses the historical simulation outputs from 1995 to 2014 and the observation data CN05.1, and compares the annual frequency and the spatial distribution to evaluate the simulation performance of eight global climate models for the Tibetan Plateau, and simulate performance of the eight GCMs for the two meteorological elements of extreme high temperature and extreme low temperature on the Tibetan Plateau. The results show that, despite the differences in the simulation capabilities of the selected models, all of them can reasonably reproduce the distribution characteristics of extreme high temperature and extreme low temperature on the Tibetan Plateau of the cold west and warm east pattern. The predicted results shows an increase of probability of extreme high temperature events on the plateau and a decrease of extreme low temperature events in the future. There is a significant upward trend of extreme temperature, and the overall warming trend of extreme low temperature is more obvious than extreme high temperature, and it is more intense under the SSP5–8.5 emission scenario. The differences in spatial distribution become more significant, with a significant warming trend predicted for the central and western Tibetan plateau and the Qaidam Basin, and insignificant changes in southern Tibet.

Keywords: CMIP6 models; extreme high temperature; extreme low temperature; the Tibetan Plateau