

CMIP6 全球气候模式对中国地区干旱模拟能力评估与预估

赖雨瞳^{1,2,3} 徐影^{2,3*}

1 中国气象科学研究院, 北京 100081

2 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

3 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

摘要 基于 CN05.1 观测格点数据和第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 模式模拟数据, 本文全面评估了 CMIP6 模式对自校准帕尔默干旱指数 (scPDSI) 的模拟能力, 并选取 7 个性能相对较好的模式的集合平均结果, 在 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5 三种温室气体排放情景下预估 21 世纪中国地区 scPDSI、径流和土壤湿度的变化特征, 在此基础上分析 CMIP6 未来预估的不确定性。结果表明: CMIP6 对中国地区自校准帕尔默干旱指数的模拟能力仍有待提高, 多模式集合平均的模拟性能优于大多数单个模式, 但在时间趋势、振幅等方面仍有不足: scPDSI 的时间趋势在低、中排放情景下略微升高, 趋势值分别为 0.03/10a 和 0.01/10a, 在高排放情景下则呈下降趋势 (-0.05/10a)。土壤湿度随时间呈降低趋势, SSP5-8.5 情景下地表土壤湿度和整层土壤湿度降低趋势分别为-0.30%/10a 和-0.26%/10a, 而地表径流和径流总量则随时间增加, 趋势值分别为 1.76%/10a 和 3.13%/10a。在空间分布上, 21 世纪末, 中国地区年平均 scPDSI 普遍随排放情景升高而降低, 土壤湿度变化大致呈“北高南低”分布, 在青藏高原地区降低最为明显, 且地表土壤湿度变化幅度更大。径流在大部分地区均呈升高趋势, 且升高幅度与区域随排放情景增大, 只有西北和青藏高原部分地区呈降低趋势。21 世纪各变量变化的概率密度曲线大多随排放情景升高而变宽, 其未来变化极端性将增强, 变化更为剧烈。

关键词 中国地区; 干旱; CMIP6; 未来预估

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2303.23002

收稿日期 2023-01-03; **网络预出版日期**

作者简介 赖雨瞳, 女, 1997 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候变化未来预估研究。E-mail: 472779445@qq.com

通讯作者 徐影, E-mail: xuying@cma.gov.cn

资助项目 广东省基础与应用基础研究重大项目 (2020B0301030004)、国家自然科学基金 (42141007) 和中国气象局重点创新团队“气候变化检测与应对” (CMA2022ZD03) 共同资助。

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grant 42141007), GuangDong Major Project of Basic and Applied Basic Research (Grant 2020B0301030004), Key Innovation Group of China Meteorological Administration “Climate Change Detection and Response” (Grant CMA2022ZD03).

Assessment of Simulation Capability and Projection of Drought over China Based on CMIP6 Global Climate Models

LAI YuTong^{1,2,3}, XU Ying^{2,3}*

1 Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing, 100081, China

2 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

3 Laboratory for Climate Studies, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

Abstract Based on CN05.1 observation grid data and Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) model simulation data, the study comprehensively evaluated the simulation capability of CMIP6 models for self-calibrating Palmer Drought Severity Index (scPDSI) in China, and selected 7 models ensemble with relatively good performance to project the change characteristics of scPDSI, runoff and soil moisture in China in the 21st century, and on this basis, the study analyzed the uncertainty of CMIP6 future projection. The results show that the simulation capability of CMIP6 models for scPDSI over China still needs to be improved, the simulation performance of multi-model ensemble (MME) is better than most individual models, but there are still deficiencies in temporal trend and amplitude. The temporal trend of scPDSI shows a slight increasing trend under SSP1-2.6 and SSP2-4.5 scenarios, the trend values are respectively 0.03/10a and 0.01/10a, and a decreasing trend under SSP5-8.5 scenario (-0.05/10a). Soil moisture show decreasing trends over time, the trend values of surface soil moisture and total soil moisture are -0.30%/10a and -0.26%/10a in the SSP5-8.5 scenario, respectively. Runoff show increasing trends over time, the trend values of surface runoff and total runoff are 1.76%/10a and 3.13%/10a in the SSP5-8.5 scenario, respectively. At the end of the 21st century, the annual scPDSI over China generally decreases under higher emission scenarios, the change of soil moisture is generally "high in the North and low in the South", the downtrend is most significant in the Qinghai-Tibet Plateau region, and the change range of surface soil moisture is bigger. Runoff tends to rise in most areas, except Northwest China and the Qinghai-Tibet Plateau region, and the change range of it is bigger under higher emission scenarios. The probability density curves of most variables in the 21st century flatten under higher emission scenarios, so that the future changes become more dramatic.

Key words China; drought; CMIP6; future projection

1 引言

干旱是一种影响广、危害深的气象灾害，表现为长期降水不足，土壤和地表水分缺乏，农作物减产、生态环境恶化，对生产生活造成重大影响。由于中国地处东亚季风区，降水在时间和空间上都存在严重的不均匀分布，干旱因此成为我国最常见、影响最广泛的气候灾害之一（黄荣辉和杜振彩，2010）。干旱影响因素众多、成因复杂，原始观测数据不能直接表征干旱程度，且气象、水文、农业等领域对干旱的着眼点和关注重点不同，因此针对不同类型的干旱有很多种干旱指数来表示。Palmer（1965）根据土壤水分平衡原理，结合降水、水分供应和水分需求建立了干旱指数，包括帕尔默干旱指数（Palmer Drought Severity Index, PDSI），帕尔默水文干旱指数（Palmer Hydrological Drought Index, PHDI）和 Z 指数，至今在干旱领域仍被广泛使用（Li et al., 2007; Karnauskas et al., 2008; Alley, 1984; 王雪晴等，2022）。1993 年，McKee 等（1993）又提出一种新的干旱指数——标准化降水指数（Standardized Precipitation Index, SPI），利用历史数据计算月和季节的观测降水总量的概率分布，然后用高斯函数对其进行归一化处理。在二十世纪后半叶及二十一世纪初期，帕尔默干旱指数和标准化降水指数是全球和区域干旱的监测和分析中应用最广泛的干旱指数（Yamoah et al., 2000; Seiler et al., 2002）。但是帕尔默干旱指数具有比较明显的区域局限性，在美国以外的地区适用性较差，在空间上不具有可比性（Vicente-Serrano et al., 2012）。因此 Wells 等人（2004）提出了改进的自校准帕尔默干旱指数（self-calibrating Palmer Drought Severity Index, scPDSI），解决了 PDSI 指数的空间不可比性的问题。此后 Vicente-Serrano 等（2010a, 2010b）还提出了标准化降水蒸散指数（Standardized Precipitation Evapotranspiration Index, SPEI），该指数基于降水和潜在蒸散量（Potential Evapotranspiration, PET）计算，考虑了气温波动和趋势引起的蒸发需求变化，可识别不同类型的干旱（Vicente-Serrano et al., 2012）。此外，还有一些性能良好的干旱指数被应用于我国的干旱监测，如 K 指数（王劲松等，2007）和综合气象干旱指数（CI）（赵海燕等，2011；邹旭恺等，2010）等。

目前，与 CMIP5 相比，CMIP6 的模式数量更多，科学试验设计更完善，分辨率更高（周天军等，2019）。其中，CMIP6 拥有 23 个独特的模式比较子计划（MIPs），由各国专家自行组织设计，可以最大程度满足各领域的科研需求。在所有模式比较子计划中，情景模式比较计划（ScenarioMIP）是 CMIP6 最重要的子计划之一。同时，为了获得更准确的未来气候变化预估结果，自 1990 年第一次评估报告（FAR）以来，联合国政府间气候变化

专门委员会 (IPCC) 就不断开发和改进温室气体排放情景的设计, 在最新的第六次评估报告 (AR6) 中, 使用 6 个综合评估模型 (IAMs), 基于不同的共享社会经济路径 (SSP) 和最新的人为排放趋势, 提出了新的预估情景, 从而更真实的反映未来温室气体的排放情况 (王雪晴等, 2022)。

目前一些学者已经利用 CMIP6 模式对气温、降水及干旱指数等进行评估和未来预估研究。Yang 等 (2021) 评估了 1995–2014 年期间 CMIP6 模式再现中国地区气温和降水年际变化和空间分布的能力, 并预估了多模式集合平均下未来气温和降水的变化, 结果表明 21 世纪末中国各地气温和降水呈增加趋势, 且增加幅度随排放情景升高而增大, 年气温增幅在高纬度和高海拔地区最大, 而年降水增幅在中国北部和西部最大; 李纯等 (2022) 和赵梦霞等 (2021) 分别评估了 5 个 CMIP6 模式对 1961–2014 年黄河上游地区气温和降水变化的模拟能力, 并分别预估 7 种不同 SSP 温室气体排放情景下 21 世纪黄河上游地区年平均和季平均气温和降水时空变化特征; 胡一阳等 (2021) 评估了不同分辨率气候模式对中国地区降水的模拟能力; Zeng 等 (2022) 计算了标准化降水指数、标准化降水蒸散指数、标准化径流指数和标准化土壤水分指数等干旱指数, 预估了 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下全球的干旱情况, 结果表明, 在美国西南部、亚马逊盆地、地中海地区、非洲南部、亚洲东南部和澳大利亚的干旱程度将加深, 而高纬度地区和非洲中部则变湿润; Zhao 和 Dai (2022) 则对全球降水、蒸散量、土壤水分和径流的时空变化特征进行未来预估, 结果表明, 除了地中海地区、南美洲及北美西北部-中美洲-南美北部降水和蒸散量将有所降低外, 在欧亚大陆、北美洲和非洲的降水和蒸散量将升高, 而澳大利亚未来降水量将减少, 蒸散量变化不大。地表土壤湿度 (Surface Soil Moisture, SSM) 在美洲大部分地区、欧洲、澳大利亚、南非和亚洲东南部和北部普遍降低, 整层土壤湿度 (Total Soil Moisture, TSM) 主要在北美西南部、中美洲、南美洲大部分地区、地中海地区、非洲南部和澳大利亚呈降低趋势, 在非洲中部和东部、印度和阿拉伯半岛, 地表土壤湿度和整层土壤湿度均将升高。径流总量 (Total Runoff, TR) 在非洲东部和中部、阿拉伯半岛、印度、亚洲中部和东部、阿拉斯加及南美东南部升高, 但在地中海地区、北美中部、中美洲、南美中部和北部以及非洲南部降低。地表径流 (Surface Runoff, SR) 与径流总量变化趋势类似, 除了在欧洲及亚洲西部和北美中部呈普遍降低趋势。scPDSI 变化趋势与地表土壤湿度大致相同, 除了北半球高纬度地区将呈湿润趋势。虽然前人在利用 CMIP6 模式预估全球气温、降水、径流等变量上开展了较多研究, 但针对中国地区未来干旱变化的预估研究较少。因此本文选取 scPDSI 作为衡量干旱程度的干旱指数, 并结合土壤湿度、径流等干旱相关变量对中国地区未来干旱变

化进行预估分析。

基于以上讨论，本文选取 26 个 CMIP6 模式，评估其对 1995–2014 年中国地区 scPDSI 的模拟能力，并对 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5 情景下 21 世纪不同时段（重点讨论 21 世纪末）中国地区干旱相关变量的变化进行预估，并初步探讨 CMIP6 模式对中国地区干旱相关变量未来预估的不确定性。

2 数据与方法

2.1 观测数据

本文选取的中国区域历史观测数据为吴佳和高学杰（2013）根据 2400 多个观测站点数据制作的 CN05.1 格点数据，选取时段为 1995–2014 年，变量包括月平均气温及降水。该数据集使用薄板样条法对气候平均场进行插值，再使用角距权重法对气候距平场插值，最后将二者叠加而成。

2.2 CMIP6 模式模拟数据

本文选取 26 个 CMIP6 全球气候模式在三种温室气体排放情景下的模拟结果进行分析（表 1）。其中历史基准时段选取 1995–2014 年，未来预估时段选取 2021–2040 年、2041–2060 年及 2081–2100 年来代表 21 世纪近期、中期和末期。温室气体排放情景选取 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5 情景来分别代表低、中、高排放情景。变量包括：气温（T）、降水（P）、地表土壤湿度（SSM）、整层土壤湿度（TSM）、地表径流（SR）、径流总量（TR）。由于各模式分辨率不同，因此将模式数据统一插值到 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。数据的插值方法有很多种，针对不同的变量和区域可以采取不同的插值方法，由于本研究使用的是 CMIP6 多个全球气候模式的模拟结果，数据为均匀分布，因此与 IPCC 报告中使用的插值方法一致，采用了传统的双向线性插值方法（IPCC，2021）。

此外，对多模式集合平均方法而言，尽管目前有一些多模式加权方法的应用取得了提升模式预估水平的效果，但尚无通用、稳健的方法来对多模式集合预估进行加权，针对不同的变量，各个模式的权重也不相同，所以 IPCC 第六次评估报告在多模式集合预估中仍然沿用第五次评估报告的做法，即多模式集合中的各个模式均为同等权重（IPCC，2021）。同时根据 Xu 等（2010）的研究，加权平均集合法在进行较小区域尺度分析时，可以体现更为细致的区域信息，有效减小预估的不确定性，而在大范围区域研究中，加权平均集合法对预估的变化趋势结果影响不大，因此本文采用等权重集合法对多个模式进行集合平均。

此外，由于一些模式没有提供研究所需全部变量，因此地表土壤湿度、整层土壤湿度、地表径流分别选用 20 个、24 个和 23 个模式的模拟结果。

表 1 研究选用的 26 个 CMIP6 模式介绍

Table 1 Basic information for the CMIP6 models used in this study

模式名称	所属国家或地区	所属机构简称	水平分辨率 (经向×纬向)
ACCESS-CM2	澳大利亚	CSIRP-BOM	192×144
ACCESS-ESM1-5	澳大利亚	CSIRP-BOM	192×145
BCC-CSM2-MR ^{1,3}	中国	BCC	320×160
CanESM5-CanOE ^{2,3}	加拿大	CCCMA	128×64
CanESM5 ^{1,3}	加拿大	CCCMA	128×64
CESM2-WACCM	美国	NCAR	192×288
CMCC-CM2-SR5	意大利	CMCC	288×192
CNRM-CM6-1	法国	CERFACS	256×128
CNRM-ESM2-1	法国	CERFACS	256×128
EC-Earth3-Veg	欧盟	EC-Earth	512×256
EC-Earth3	欧盟	EC-Earth	512×256
FGOALS-f3-L	中国	LASG	288×180
GFDL-ESM4	美国	NOAA GFDL	288×180
HadGEM3-GC31-LL ¹	英国	Hadley Center	192×144
INM-CM4-8 ¹	俄罗斯	INM	180×230
INM-CM5-0 ¹	俄罗斯	INM	180×120
IPSL-CM6A-LR	法国	IPSL	144×143
KACE-1-0-G ²	韩国	NIMS-KMA	288×180
MCM-UA-1-0 ¹	美国	UA	96×80
MIROC-ES2L	日本	MIROC	128×64
MIROC6	日本	MIROC	256×128
MPI-ESM1-2-LR	德国	MPI-M	192×96
MRI-ESM2-0	日本	MRI	320×160
NorESM2-LM	挪威	NCC	144×96
NorESM2-MM	挪威	NCC	288×192
UKESM1-0-LL	英国	MOHC	192×144

注：上标¹代表该模式缺少地表土壤湿度的模拟结果，上标²代表缺少整层土壤湿度的模拟结果，上标³代表缺少地表径流的模拟结果。

2.3 干旱指数

在干旱研究领域，每个干旱指数在不同区域及针对不同研究目的均有不同的适用性。

对于本研究，与观测资料相比，自校准帕尔默干旱指数与其他干旱指数相比，误差更小，相关系数更大，因此本文采用 scPDSI 研究中国区域内干旱的变化特征。PDSI 的主要计算公式如下：

$$PDSI_i = p * PDSI_{i-1} + q * Z_i$$

$$Z = (P - Pc) * K$$

$$Pc = \alpha_i * E' + \beta_i * R' + \gamma_i * O' - \delta_i * L'$$

$$\alpha_i = \frac{\bar{E}_i}{E'_i}, \beta_i = \frac{\bar{R}_i}{R'_i}, \gamma_i = \frac{\bar{O}_i}{O'_i}, \delta_i = \frac{\bar{L}_i}{L'_i}$$

其中， i 为给定月份， Z 为土壤湿度异常指数， p 和 q 为持续时间因子，可由历史气候数据计算得出； P 为实际降水量， Pc 为气候适宜降水量， K 代表气候特征； E' 为潜在蒸散发， R' 为潜在土壤补水量， O' 为潜在径流量， L' 为潜在土壤失水量， α 、 β 、 γ 、 δ 为水分平衡系数； E 为实际蒸散发， R 为实际土壤补水量， O 为实际径流量， L 为实际土壤失水量。在 scPDSI 中，基于经验计算的 K 和持续时间因子替换为基于当前位置的历史气候数据自动计算的 值。在本文中，采用 Python 的 `climate_indices` 库 (https://github.com/monocongo/climate_indices[2023-03-17]) 计算 scPDSI 值。

2.4 研究区域

按照 Yao 等 (2020) 的方法将中国分为以下 7 个不同区域：

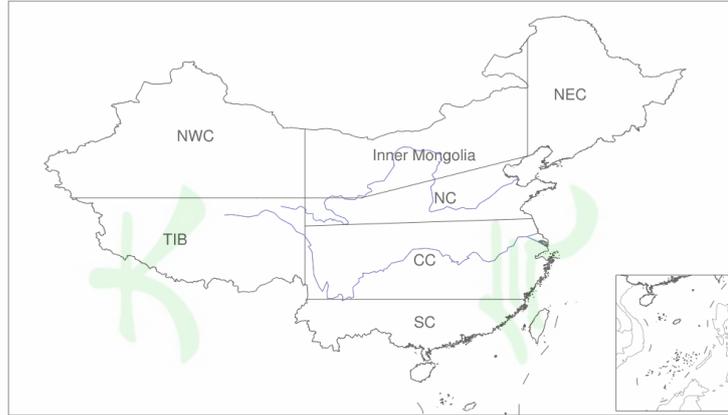


图 1 中国气候区域划分 (NWC 为西北地区；Inner Mongolia 为内蒙古草原地区；TIB 为青藏高原地区，NEC 为东北地区；NC 为华北地区；CC 为华中地区；SC 为华南地区，该区域划分未包括台湾省。)

Fig. 1 Domains of seven sub-rigions in China. NWC: Northwest China; TIB: Tibetan Plateau; NEC: Northeast China; NC: North China; CC: Central China; SC: South China.

2.5 统计方法

2.5.1 Taylor 图

本文使用 Taylor 图来评估 CMIP6 模式对中国干旱特征的模拟能力。在 Taylor 图中，方位角表示相关系数，各模式点到 REF 点的距离为均方根误差，原点到模式点的径向距离为观测值与模拟值的标准差之比（Taylor, 2001）。若相关系数越高，标准差比越接近 1，均方根误差越小，模式点越接近 REF 点，则模式的模拟性能越好。

2.5.2 相对均方根误差图

为了进一步评估模式在不同时间尺度下对变量的模拟能力，本文还计算了月、季、年尺度下各个模式及多模式集合平均对变量的模拟值与观测值间的相对均方根误差

（ $RMSE'$ ），其公式如下：

$$RMSE' = \frac{RMSE - RMSE_{median}}{RMSE_{median}}$$

其中， $RMSE_{median}$ 表示各模式均方根误差的中位数。若相对均方根误差小于 0，说明该模式的相对均方根误差小于所有模式的中位数，负值越小表示模拟效果较好；反之，若相对均方根误差大于 0，说明该模式的相对均方根误差大于所有模式的中位数，正值越大模拟效果越差。

2.5.3 信噪比

本文使用信噪比（ SNR ）定量分析多模式集合信号的可信度（李博和周天军，2010）。

公式如下：

$$SNR = \frac{\frac{1}{n} \sum_m X_m(t)}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_m (X_m(t) - \bar{X}(t))^2}}$$

其中 t 代表不同时段， m 代表不同集合成员， n 为集合成员总数， $X_m(t)$ 是未来不同时段下各模式的结果。若 $SNR > 1$ ，表示多模式集合结果模拟的气候变化大于模式间的离差，模式的预估结果是可信的；反之，若 $SNR < 1$ ，表示多模式集合模拟的气候变化小于模式间的离差，模式集合模拟的不确定性较高。

3 CMIP6 模式对中国区域干旱变化模拟能力评估

由于各模式在不同季节、不同区域对不同变量的模拟能力不尽相同，在对中国区域未来干旱变化进行预估之前，需要对各模式对中国区域干旱变化的模拟能力进行评估。本文通过时间变化趋势、Taylor 图、相对均方根误差及空间分布等方式来评估 CMIP6 模式对中国区域干旱变化的模拟能力。根据前人的研究可知，CMIP6 模式对中国地区气温和降水的

空间分布模拟能力较好，且大多数模式可以成功模拟出它们的年际变化（Yang 等，2021）。其中 CMIP6 对气温的模拟性能优于降水，冬季降水的年际变化模拟效果较差。本节在此结论的基础上，进一步评估 CMIP6 模式对中国地区 scPDSI 的模拟能力。由于地表土壤湿度、整层土壤湿度、地表径流、径流总量缺乏观测数据，因此本文只给出其未来预估的结果。

3.1 时间趋势

图 2 给出了 1995–2014 年中国地区年平均与季平均的 scPDSI 观测值和 CMIP6 模拟值相对于基准期的时间变化趋势。从图 2 (a) 可以看出，1995–2014 年观测的中国地区年平均 scPDSI 总体呈小幅增加趋势 (0.06/10a)，26 个 CMIP6 模式的集合平均 (MME) 不能再现观测的增加趋势，趋势值为-0.03/10a。春季的变化情况 (图 2b) 与年平均类似，观测呈小幅增加趋势 (0.11/10a)，MME 的趋势为-0.04/10a。图 2 (c) 表示的夏季平均变化中，观测结果呈略微下降的趋势 (-0.12/10a)，MME 的结果则呈升高趋势 (0.02/10a)。图 2 (d) 和 (e) 得到的秋季和冬季的变化情况与年平均类似，两个季节的观测和模拟的趋势分别为 0.18/10a、0.00/10a 和 0.05/10a、-0.11/10a，多模式集合平均对时间趋势模拟能力较差。在变化振幅方面，由于各模式的距平值正负抵消，MME 时间变化曲线的振幅普遍小于 CN05.1，只有冬季平均的 MME 变化振幅与 CN05.1 相差较小。在单个模式中，IPSL-CM6A-LR、MRI-ESM2-0 等 2 个模式的年平均和 4 个季节平均变化趋势与观测资料一致，其时间变化趋势模拟能力良好，而 ACCESS-CM2、CanESM5-CanOE、CMCC-CM2-SR5、EC-Earth3、KACE-1-0-G、MIROC-ES2L、MPI-ESM1-2-LR、NorESM2-MM 等 8 个模式在年平均和季节平均的变化趋势中有 4 个时间尺度与观测资料一致 (具体见表 2)，对 scPDSI 变化趋势的模拟能力较好。

对观测和 26 个模式的干旱月份的统计结果表明，在 1995–2014 年中，观测资料共有 171 个月处于干旱状态 (scPDSI<0)，单个模式的模拟结果中，CanESM5-CanOE、CESM2-WACCM、CNRM-CM6-1、EC-Earth3-Veg、GFDL-ESM4、HadGEM3-GC31-LL、INM-CM5-0、KACE-1-0-G、MCM-UA-1-0、MIROC-ES2L、MIROC6、MPI-ESM1-2-LR、MRI-ESM2-0、NorESM2-LM、NorESM2-MM 等 15 个模式的干旱月份数与观测资料的偏差不超过 10 个月，对于旱发生时间的模拟能力良好。



图 2 1995–2014 年中国地区 scPDSI 的年平均与季平均距平变化时间序列（相对于 1995–2014 年）（图 (a) – (e) 分别为年、春、夏、秋、冬，虚线为 CN05.1 观测值，实线为多模式集合平均值，阴影部分为所有参与模式的模拟区间）

Fig. 2 Time series of (a) annual and (b) – (e) seasonal anomalies (relative to 1995–2014) over China for the observation (black) and historical simulation (red). Solid lines indicate the MME simulations. The shadings show the change range of all models.

表 2 1995–2014 年中国地区 CN05.1 与各模式年平均和季节平均 scPDSI 的时间变化趋势值

Table 2 Temporal trend of annual and seasonal average scPDSI for CN05.1 and each model in China from 1995 to 2014.

模式名称	年 (ANN)	春季 (MAM)	夏季 (JJA)	秋季 (SON)	冬季 (DJF)
CN05.1	0.06	0.11	-0.12	0.18	0.05
ACCESS-CM2	0.17	0.31	0.02	0.24	0.12
ACCESS-ESM1-5	-0.55	-0.49	-0.6	-0.53	-0.58
BCC-CSM2-MR	-0.04	-0.12	0.28	-0.17	-0.16
CanESM5-CanOE	0.29	0.20	0.32	0.32	0.32
CanESM5	-0.12	-0.10	0.01	-0.08	-0.30
CESM2-WACCM	-0.14	-0.29	-0.09	0.10	-0.29
CMCC-CM2-SR5	0.35	0.30	0.30	0.42	0.36
CNRM-CM6-1	-0.24	-0.22	-0.19	-0.19	-0.37
CNRM-ESM2-1	-0.13	-0.06	-0.13	-0.13	-0.19
EC-Earth3-Veg	-0.07	-0.08	0.05	-0.11	-0.15
EC-Earth3	0.02	0.03	-0.05	0.16	-0.07

FGOALS-f3-L	-0.28	-0.17	-0.06	-0.53	-0.35
GFDL-ESM4	-0.23	-0.32	-0.08	-0.25	-0.26
HadGEM3-GC31-LL	-0.29	-0.26	-0.09	-0.17	-0.64
INM-CM4-8	-0.53	-0.42	-0.36	-0.68	-0.65
INM-CM5-0	-0.25	-0.15	-0.33	-0.31	-0.22
IPSL-CM6A-LR	0	0.02	-0.10	0.08	0.01
KACE-1-0-G	0.53	0.61	0.51	0.62	0.39
MCM-UA-1-0	0.18	0.16	0.36	0.23	-0.04
MIROC-ES2L	0	-0.12	-0.07	0.12	0.05
MIROC6	0.14	-0.05	0.35	0.36	-0.08
MPI-ESM1-2-LR	0.28	0.16	0.35	0.26	0.35
MRI-ESM2-0	0.15	0.33	-0.04	0.13	0.18
NorESM2-LM	-0.09	-0.32	0.14	0.14	-0.33
NorESM2-MM	0.46	0.37	0.44	0.49	0.52
UKESM1-0-LL	-0.49	-0.38	-0.53	-0.63	-0.43

3.2 Taylor 图

图 3 是 1995–2014 年中国地区年平均与季平均 scPDSI 的 Taylor 图。与气温和降水等观测结果相比，CMIP6 模式对于干旱指数 scPDSI 的模拟效果稍差。各模式模拟值与观测值的相关系数均低于 0.30，与观测值的标准差之比在 0.50~1.0 之间，中心均方根误差位于 0.49~0.78 之间。但与单个模式的模拟结果相比，MME 的模拟效果有明显改善，年平均与 4 个季节的模拟值与观测值的相关系数在 0.29~0.34 之间，优于单个模式模拟结果，中心化均方根误差也有所降低，为 0.49~0.62。从单个模式的表现来看，CNRM-CM6-1、CanESM5-CanOE、CanESM5、CESM2-WACCM、INM-CM5-0、MIROC6 等 6 个模式的模拟值与观测资料的相关系数最低均可低于 0.1，均方根误差也大于其余模式，模拟能力最差，而 FGOALS-f3-L、IPSL-CM6A-LR、UKESM1-0-LL 等 3 个模式与观测资料的相关系数最高可达 0.3 以上，模拟能力最佳。

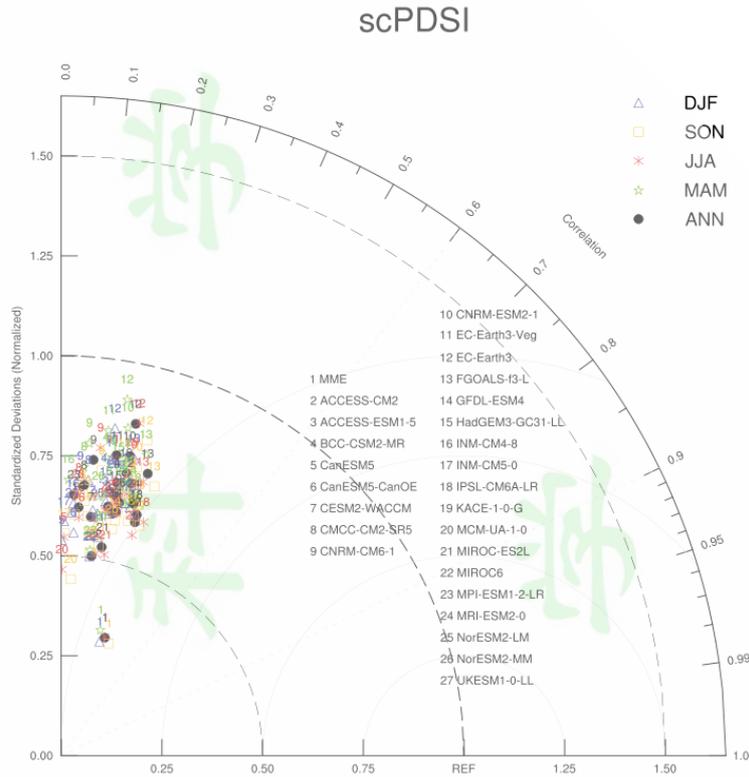


图 3 1995–2014 年中国地区年平均与四季 scPDSI 的 Taylor 图 (Ann: 年平均, MAM: 春季, JJA: 夏季, SON: 秋季, DJF: 冬季)

Fig. 3 Taylor diagrams of annual (Ann), spring(MAM), summer(JJA), autumn(SON) and winter(DJF) scPDSI over China in 1995–2014.

3.3 相对均方根误差图

图 4 给出了 1995–2014 年 scPDSI 的相对均方根误差图。从图中可以看出, CMIP6 模式对 scPDSI 各时间尺度模拟的相对均方根误差较小。虽有 CESM2-WACCM、CMCC-CM2-SR5、EC-Earth3、INM-CM5-0、MIROC-ES2L 等 5 个模式在所有时间尺度上的相对均方根误差大于 0, 但其最大值均小于 0.3, 且有 ACCESS-CM2、GFDL-ESM4、MCM-UA-1-0 及 UKESM1-0-LL 等 4 个模式在所有尺度下的相对均方根误差均小于 0, 模拟效果最好, 而 CanESM5、FGOALS-f3-L、HadGEM3-GC31-LL、IPSL-CM6A-LR、KACE-1-0-G、MIROC6、NorESM2-LM 等 7 个模式在一半以上月、季、年尺度的相对均方根误差小于 0, 模拟效果次之。多模式集合平均 MME 的模拟结果均方根误差优于除 UKESM1-0-LL 外的所有模式, 而后者在各时间尺度上的相对均方根误差均小于 -0.5。

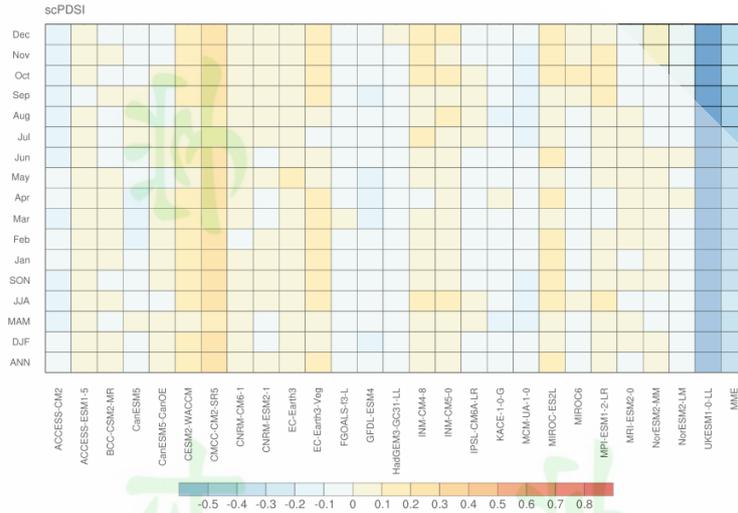


图 4 1995–2014 年各模式模拟月、季、年的 scPDSI 相对均方根误差图

Fig. 4 Relative root mean squared error of annual, seasonal and monthly scPDSI over China from 1995 to 2014.

3.4 空间分布特征

对 CMIP6 模式模拟的中国地区气温及降水时空分布特征的评估结果表明（Yang 等，2021），在全年及各季节尺度下，CMIP6 模式的 MME 能够模拟出中国地区气温由南向北递减的分布特征，但仍然存在青藏高原气温偏低的现象。对于降水，MME 对中国地区降水量的模拟能力较好，基本能够再现观测值的由东南至西北递减的空间分布特征，但在变化幅度上全国大部分地区均存在一定的高估。

综合时间变化趋势、泰勒图、相对均方根误差等评估结果，我们选取 ACCESS-CM2、EC-Earth3、IPSL-CM6A-LR、MCM-UA-1-0、MIROC-ES2L、MRI-ESM2-0 及 UKESM1-0-LL 等 7 个性能相对较好的模式，通过等权重集合求得其多模式集合平均值，考察其对 scPDSI 空间分布特征的模拟状况。图 5 给出了 scPDSI 的观测值与 7 个模式集合平均模拟值及二者差值的空间分布。由图可知，在观测结果中，除青藏高原大部分地区、西北北部及东北北部外，中国地区的 scPDSI 总体上小于 0。与观测到的空间分布相比，模式集合平均可以基本再现大部分地区 scPDSI 小于 0 的空间分布格局，但在西北地区、青藏高原地区和内蒙古地区仍存在低估，偏差值超过-1.5，其余地区普遍存在高估，偏差值在 0~1.0 之间。模式集合平均对中国地区四季 scPDSI 的模拟与年平均相差不大，同样在西北地区、青藏高原和内蒙古地区存在低估，而其余地区存在高估，其中春季的偏差值最小，偏差范围在 (-1,1) 之间，而秋季的偏差范围最大，偏差的绝对值最高可达 1.75。这也是由于全球模式的分辨率较低，西北地区、青藏高原、内蒙古等地形复杂、观测资料稀缺的地区的模拟误差较大，无法准确模拟该地区气候要素的变化。而使用动力降尺度技术及较高分辨率的区域气候模式均可有效减少地形复杂区域的模式模拟误差，因此，在后续研究工作中，可以采

用高分辨率的区域气候模式对干旱的未来变化进行分析（Gao 等，2010；Yu 等，2015）。

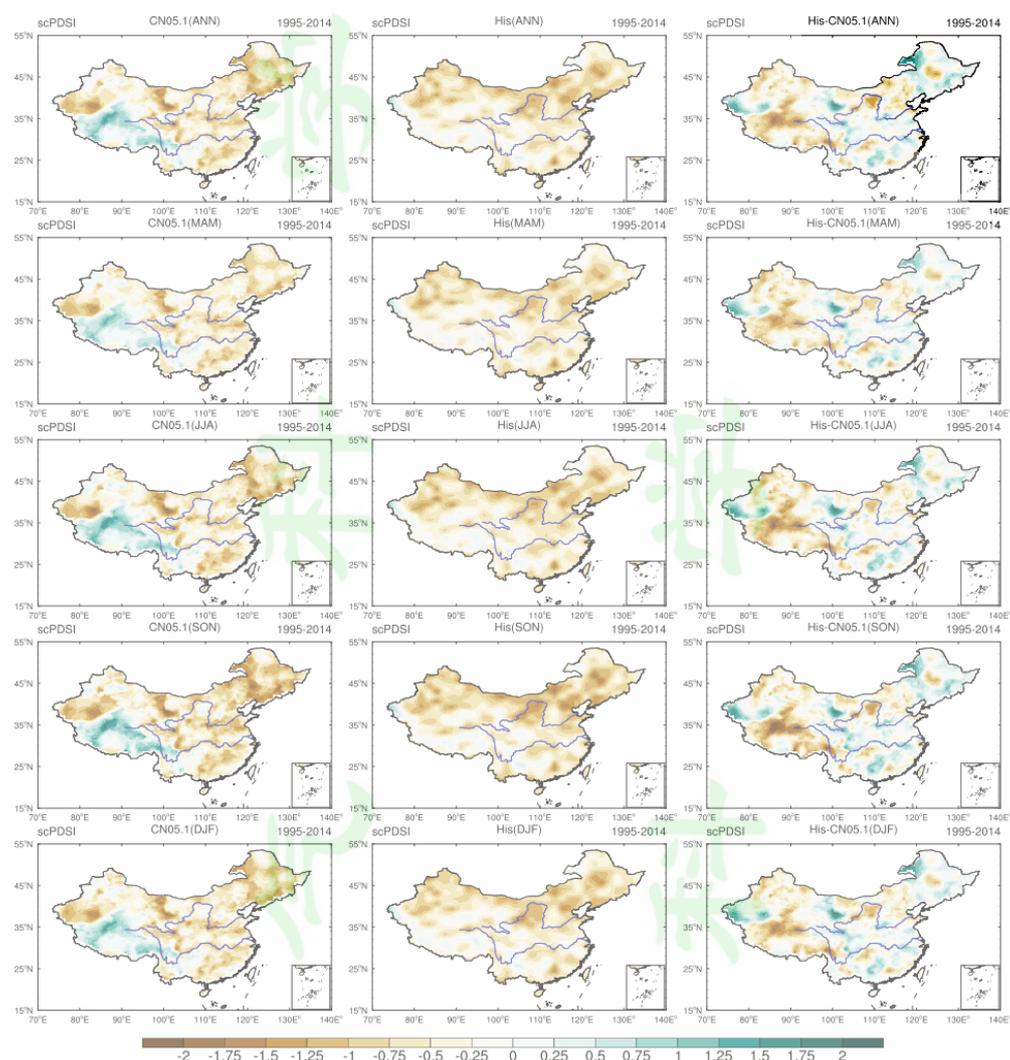


图 5 1995–2014 年中国地区 scPDSI 的观测值（左）与 MME 模拟值（中）及模拟与观测之差（右）
 Fig. 5 Observation (left) and MME simulation (central) and bias (right) between simulation and observation in 1995–2014 over China.

综合前文的评估结果可知，CMIP6 对中国地区 scPDSI 的模拟仍然存在较大误差。受到分辨率、物理过程和动力框架的限制，以及各模式参数化方案的不同，模式模拟的误差和各模式模拟结果的差异无法避免，且干旱是一个复杂的气候现象，其发生和演变涉及多个因素的相互作用，因此模式对 scPDSI 的模拟能力还有待提高。

4 CMIP6 模式对中国地区干旱变化的未来预估

在前文对 26 个 CMIP6 模式模拟的 scPDSI 进行评估的基础上，本节选取了 7 个模拟效果较好的模式，进一步预估中国地区未来干旱的年平均变化特征。

4.1 时间变化趋势

图 6 (a) 给出了 2015–2100 年 CMIP6 模式在三种情景下对中国地区 scPDSI 预估的年平均时间变化趋势。结果表明：21 世纪近期，CMIP6 模拟的中国地区 scPDSI 值在 SSP1-2.6 情景下略微减小，但到 2040 年之后转为增加，总体趋势为 0.03/10a。SSP2-4.5 情景下，scPDSI 的时间变化趋势总体较平缓，趋势值为 0.01/10a。SSP5-8.5 情景下，scPDSI 在 2090 年之前较基准期有所增大，但 2090 年之后开始减小，总体趋势为-0.05/10a。说明在高排放情景下，相对于 1995–2014 年，中国地区整体干旱程度将有所加深。具体原因可能是受温度的影响。21 世纪，中国地区平均温度将随时间升高，且升温幅度随排放情景增大（Yang 等，2021）。伴随着温度的升高，中国地区蒸气压赤字增加，地表相对湿度下降，导致潜在蒸散量增加，干旱程度加深（Zhao and Dai，2022）。

图 6 (b) 显示了 2015–2100 年三种情景下 CMIP6 模式对中国地区地表径流预估的年平均变化趋势。在 SSP1-2.6 情景和 SSP2-4.5 情景下地表径流变化趋势较为平缓，趋势值分别为 0.19%/10a 和 0.14%/10a。在 SSP5-8.5 情景下，地表径流随着时间推移而增加，增加趋势为 1.76%/10a，至 21 世纪末，SSP5-8.5 情景下的地表径流相比基准期增加了 20%左右。图 6 (c) 为径流总量的年平均变化趋势。可以看出在三种情景下未来径流总量均呈升高趋势，线性升高趋势分别为 1.03%/10a、1.41%/10a、3.13%/10a，趋势值随着排放情景升高而增大。其中，SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景的变化趋势相同，均为呈缓慢升高状态，至 21 世纪末中国地区径流总量均升高了基准期的 10%左右，而 SSP5-8.5 情景下其升高趋势则不断增大，至 21 世纪末，SSP5-8.5 情景下的径流总量相比基准期增多了 20%。

图 6 (d) 为 2015–2100 年 CMIP6 模式在三种情景下预估的中国地区地表土壤湿度的年平均变化趋势。在三种情景下，未来地表土壤湿度变化均呈下降趋势，下降趋势分别为-0.07%/10a，-0.24%/10a，-0.30%/10a。其中，在 2060 年之前，三种排放情景下地表土壤湿度的下降趋势相对平缓，2060 年之后，三者下降趋势均增大，至 21 世纪末，三种情景分别减少了基准期的 1%、2%、4%。图 6 (e) 为整层土壤湿度的年平均变化趋势图。可以看出，在 SSP1-2.6 情景下，中国地区整层土壤湿度随时间缓慢增加，而 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下均呈下降趋势，下降趋势分别为-0.06%/10a、-0.26%/10a，下降趋势随着排放情景升高而增大，至 21 世纪末，SSP5-8.5 情景下的整层土壤湿度减少了基准期平均值的 3%。

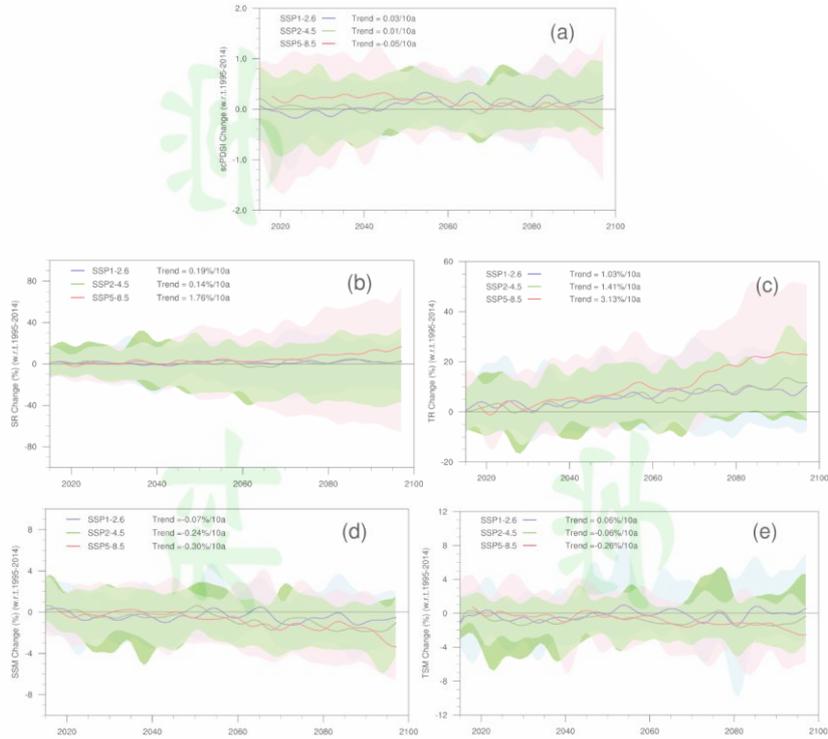


图 6 2015–2100 年未来三种情景下中国地区各变量年平均距平变化时间序列（相对于 1995–2014 年）（图(a)为 scPDSI 年平均绝对变化，图(b)–(e)分别为地表径流（SR）、径流总量（TR）、地表土壤湿度（SSM）、整层土壤湿度（TSM）的年平均相对变化，阴影部分为所有参与模式的模拟区间）

Fig. 6 Time series of annual (a) scPDSI, (b) SR (units:%), (c) TR (units:%), (d) SSM (units:%) and (e) TSM (units:%) anomalies (relative to 1995–2014) over China for SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red). The shadings show the change range of all models.

4.2 不同时段中国地区干旱相关要素空间变化特征预估

对 scPDSI 空间特征的分析表明，21 世纪近期，SSP1-2.6 情景下西北南部、东北东部和华中、华南地区相比基准期略微干旱，华中西部 scPDSI 减小值可达-1 以上，其余地区均比基准期更为湿润；SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下，全国大部分地区均较基准期更为湿润至 21 世纪中期，SSP1-2.6 和 SSP2-4.5 情景下全国大部分地区湿润程度有所增加，而 SSP5-8.5 情景的 scPDSI 值相比基准期同样增加，但增加值相比 21 世纪近期略有减小（图略）。图 7 (a) – (c) 为 21 世纪末三种情景下的年平均 scPDSI 的绝对变化空间分布图。SSP1-2.6 情景下，除西北部分地区和华南地区外，其余地区的 scPDSI 变化值均大于 0，但只有华中西部变化值超过 0.5；SSP2-4.5 情景下西北部分地区、青藏高原部分地区和华南地区的 scPDSI 值减小，其余地区与基准期相同或略微增大；在 SSP5-8.5 情景下，除青藏高原东南部、东北北部、华北地区和华中西部的 scPDSI 值增大外，其余地区均明显减小，中国大部分地区干旱程度在 21 世纪末期将有所加深。

除青藏高原东部及西北部分地区外，21 世纪中国大部分地区的年平均地表径流呈增加趋势，增加幅度随时间推移和排放情景升高而增大。在 21 世纪近期，三种情景下地表径流相对于基准期的变化趋势和变化幅度没有太大差异，到 21 世纪中期，三种情景下变化幅度与同情景下 21 世纪近期相比有所增强，增加幅度最高可达 30%（图略）。图 7（d）–（f）展示了 21 世纪末的变化情况。由图可知，21 世纪末，地表径流的变化幅度随排放情景的升高而明显增大，且变化趋势一致，SSP5-8.5 情景下地表径流相对于基准期最高可增加 40%。在 21 世纪近期除西北部分地区外，全国大部分地区的径流总量均处于增加趋势，增加幅度不超过 30%，到 21 世纪中期，径流总量增加区域及增加幅度均有所增大，增加幅度最高可达 35%（图略）。图 7（g）–（i）展示了 21 世纪末的变化情况。除西北部分地区外，全国绝大部分地区径流总量均处于增加趋势，且随着排放情景的升高，其增幅明显增大，在 SSP5-8.5 情景下，西北南部、青藏高原、内蒙古草原地区、东北部分地区和华北地区的增加幅度均超过 40%。虽然由于未来降水的普遍增加，中国地区径流明显增大，但受到同样处于增加趋势的蒸散量的影响，径流对于干旱的缓解作用十分微弱。以上结论与 Zhao 和 Dai（2022）研究结果一致。

21 世纪未来地表土壤湿度在青藏高原地区、东北北部和华中地区、华南地区呈现减小趋势，而在西北地区、内蒙古地区和华北地区呈现增大趋势。在 21 世纪近期，三种情景下地表土壤湿度相对于基准期的变化趋势和变化幅度基本相同，均在 $\pm 6\%$ 之间，21 世纪中期，三种情景下的变化幅度较同情景下 21 世纪近期的情况有所增强，SSP5-8.5 情景下相对于基准期的变化可达 $\pm 12\%$ （图略）。图 7（j）–（l）为 21 世纪末地表土壤湿度变化的空间分布。到 21 世纪末，地表土壤湿度变化幅度随排放情景的升高而明显增强，变化趋势与 21 世纪近期相同，SSP5-8.5 情景下相对于基准期的相对变化可达 $\pm 12\%$ 。图 7（m）–（o）为 21 世纪末整层土壤湿度的空间变化。相对于基准期，未来中国整层土壤湿度相对变化较小，变化幅度均随时间推移而增大。在三种情景下，青藏高原、东北地区、华中地区以及华南地区的整层土壤湿度预估值均变小，而在西北地区、内蒙古草原地区及华北地区变大。具体而言，在 SSP1-2.6 情景下，21 世纪的近期东北北部、华中地区、华南地区的整层土壤湿度大部分呈现略微减小趋势，减小幅度不超过 4%；而西北地区、青藏高原西北部、华北地区及东北南部的整层土壤湿度呈略微增大趋势，增大幅度不超过 4%；至 21 世纪中期及末期，中国地区整层土壤湿度相对基准期的变化幅度有所增大，西北东部增加幅度可达 6%，而东北北部减小幅度达 4%。SSP2-4.5 情景与 SSP1-2.6 情景差别不大。SSP5-8.5 情景下，21 世纪近期变化与低、中排放情景下的情况相同，而 21 世纪中期则较二者所增强，至 21

世纪末，其变化幅度继续增强，西北东部整层土壤湿度的增加幅度可达 12%，东北北部的减小幅度可达 6%。地表土壤湿度和整层土壤湿度在东北地区、华中地区和华南地区明显减小的原因可能是该地区的潜在蒸散发较大（Zhao and Dai, 2015），影响了土壤的水分含量。此外，相较而言，整层土壤湿度在这些地区的减小幅度远小于地表土壤湿度，可能是由于潜在蒸散发的增加导致的对地表土壤的干燥作用（Zhao and Dai, 2022）。而减小的土壤湿度则通过减少蒸散等作用抑制降水（Dai et al., 2018），在一定程度上促进了干旱的形成和加深。以上结论与 Zhao 和 Dai（2022）研究结果一致。

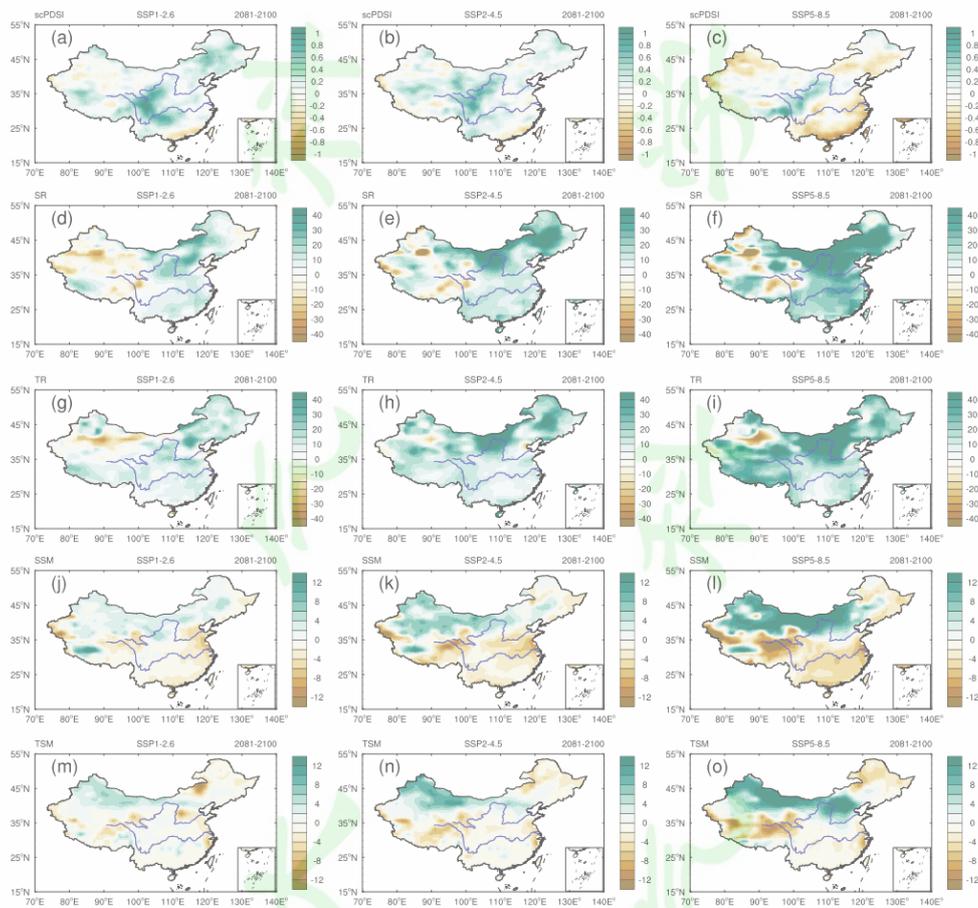


图 7 21 世纪末（2081–2100 年）三种情景下中国地区各变量年平均距平空间分布（相对于 1995–2014 年）（图（a）–（c）分别为 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5 情景下 scPDSI 的空间分布，图（d）–（f）为地表径流（SR）（单位：%），图（g）–（i）为径流总量（TR）（单位：%），图（j）–（l）为地表土壤湿度（SSM）（单位：%），图（m）–（o）为整层土壤湿度（TSM）（单位：%）。）

Fig. 7 Spatial distributions of CMIP6 multimodel ensemble mean changes from 1995–2014 to 2081–2100 under the SSP1-2.6 (left) and SSP2-4.5 (central) and SSP5-8.5 (right) for annual (a)–(c) scPDSI;(d)–(f) SR (units: %);(g)–(i) TR (units: %);(j)–(l) SSM (units: %);(m)–(o) TSM (units: %).

5 中国地区未来干旱相关要素的概率分布

为进一步考察中国不同分区的干旱变化特征，本节对中国 7 个分区干旱相关要素的概

率密度分布进行了分析。其中，scPDSI的概率密度分布大致呈正态分布。在21世纪近期，西北地区、青藏高原地区、华北地区、华中地区和华南地区的概率密度曲线随排放情景升高而略微右移，SSP5-8.5情景下除青藏高原地区外，其余地区的曲线峰值均略高于其他情景，至21世纪中期，各地区的曲线较为重合，西北地区、青藏高原地区、内蒙古草原地区和华北地区在SSP5-8.5情景下的曲线峰值略高于其他情景（图略）。图8给出中国7个分区scPDSI变化的概率密度曲线。从图中可以看出，21世纪末，SSP5-8.5情景下华中、华南地区概率密度曲线相对于低、中排放情景略微左移，且曲线左尾抬高，说明该地区scPDSI将有较明显的降低，干旱程度加深。此外，西北地区、青藏高原地区在SSP5-8.5情景下的概率密度曲线峰值低于其他情景，其未来变化标准差将增大，极端干旱发生的概率升高。

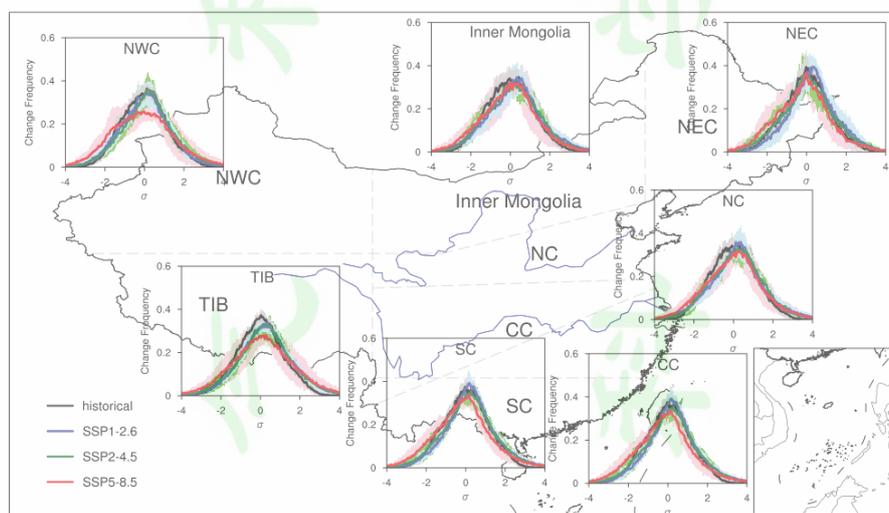


图8 21世纪末（2081–2100年）中国7个区域在三种SSP排放情景下scPDSI变化的概率密度分布图（相对于1995–2014年,下同）

Fig. 8 PDFs of annual scPDSI anomalies (relative to 1995–2014) under historical (black), SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red) over China at the end of 21st century (2081–2100).

图9给出21世纪末中国7个区域在三种情景下地表土壤湿度变化的概率密度分布。由图可知，中国各地区地表土壤湿度变化的概率密度大致呈正态分布。在所有地区中，随着排放情景升高，地表土壤湿度变化的概率密度曲线峰值均变小，曲线形状变宽，且变化特征随时间推移而愈加明显（21世纪近期及中期的图略），表明排放情景越高，地表土壤湿度的变化幅度越大，且随着时间推移该变化越来越明显。在青藏高原地区、东北地区、华中地区及华南地区，地表土壤湿度变化的概率密度曲线随着排放情景升高而左移，且随着时间推移，左移幅度越大，说明其平均值随排放情景升高而减小；而在西北地区、内蒙古地区及华北地区，地表土壤湿度变化的概率密度曲线随排放情景升高而右移，说明其平均值随排放情景升高而增大。图10为21世纪末中国7个区域整层土壤湿度变化的概率密度

曲线。由图可知，中国各地区整层土壤湿度变化的概率密度大致呈正态分布。在所有地区中，随着排放情景升高，整层土壤湿度变化的概率密度曲线峰值均变小，曲线形状变宽，表明排放情景越高，地表土壤湿度的未来变化幅度越大。在青藏高原地区、华中地区及华南地区，整层土壤湿度变化的概率密度曲线均随排放情景升高而左移，说明其平均值随排放情景升高而减小；而在西北地区、内蒙古地区及华北地区，整层土壤湿度变化的概率密度曲线均随排放情景升高而右移，说明其平均值随排放情景升高而增大。

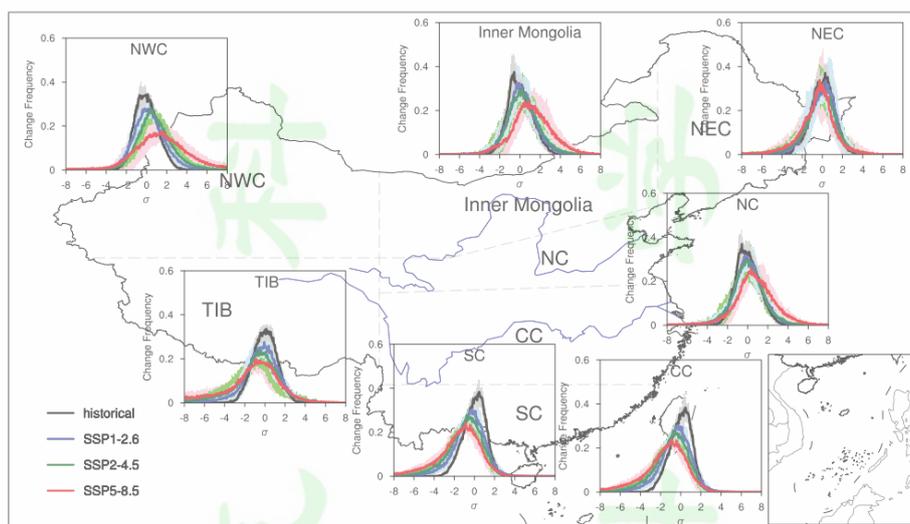


图 9 21 世纪末（2081–2100 年）中国 7 个区域在三种 SSP 排放情景下地表土壤湿度变化（SSM）的概率密度分布图

Fig. 9 PDFs of annual SSM anomalies (relative to 1995–2014) under historical (black), SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red) over China at the end of 21st century (2081–2100).

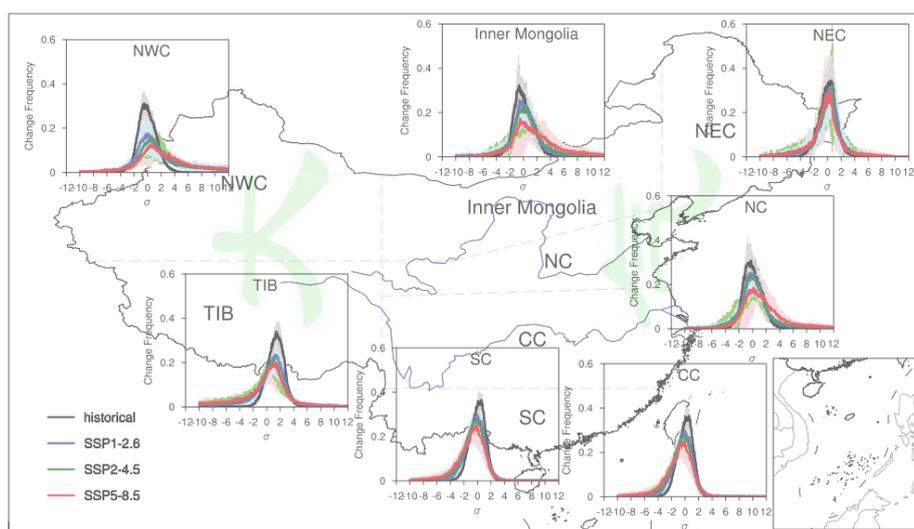


图 10 21 世纪末（2081–2100 年）中国 7 个区域在三种 SSP 排放情景下整层土壤湿度（TSM）变化的概率密度分布图

Fig. 10 PDFs of annual TSM anomalies (relative to 1995–2014) under historical (black), SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red) over China at the end of 21st century (2081–2100).

图 11 为 21 世纪末中国 7 个区域地表径流变化的概率密度曲线。由图可知，在所有地区中，随着排放情景升高，地表径流变化的概率密度曲线峰值均变小，曲线形状变宽，且随着时间的推移（21 世纪近期及中期的图略），该变化特征越明显，表明排放情景越高，地表径流的标准差将增大，即地表径流未来的变化幅度将增大，且随时间推移该变化越明显。此外，7 个分区的概率密度曲线右尾均变高，说明 21 世纪末中国地区地表径流增大的概率将提高。图 12 为 21 世纪末中国 7 个区域径流总量变化的概率密度曲线。由图可知，在所有地区中，随着排放情景升高，径流总量变化的概率密度曲线峰值均变小，形状变宽，且随着时间的推移（21 世纪近期及中期的图略），该变化特征越明显，表明排放情景越高，未来径流总量的变化幅度随着排放情景升高而增大，且随时间推移该变化越明显。此外，7 个分区的概率密度曲线右尾均变高，说明 21 世纪末中国地区径流总量增大的概率将提高。

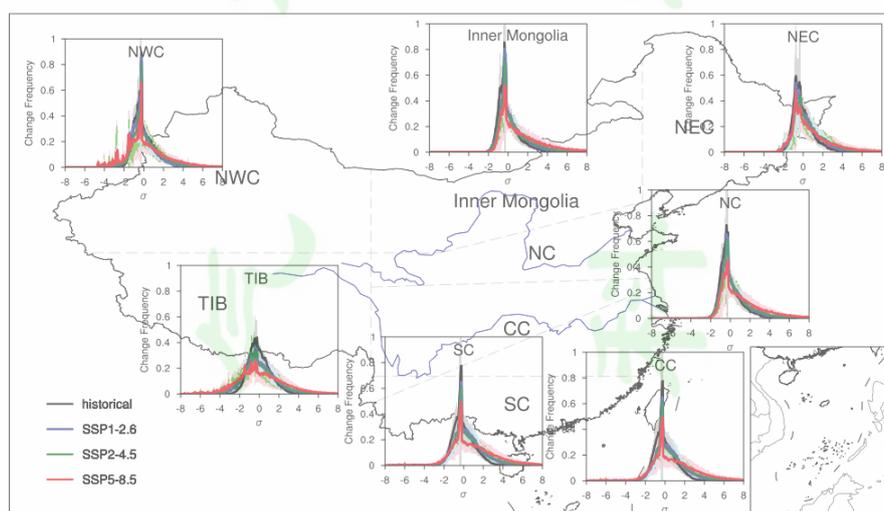


图 11 21 世纪末（2081–2100 年）中国 7 个区域在三种 SSP 排放情景下地表径流（SR）变化的概率密度分布图

Fig. 11 PDFs of annual SR anomalies (relative to 1995–2014) under historical (black), SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red) over China at the end of 21st century (2081–2100).

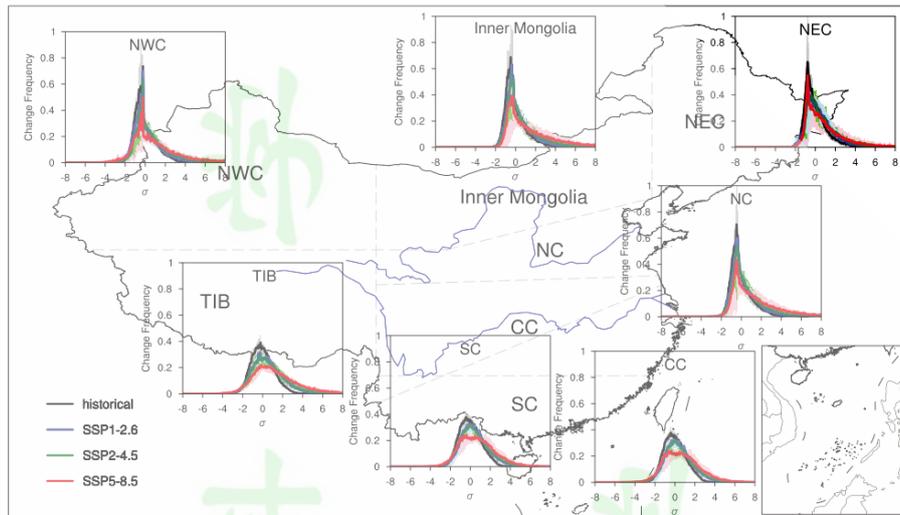


图 12 21 世纪末（2081–2100 年）中国 7 个区域在三种 SSP 排放情景下径流总量（TR）变化的概率密度分布图

Fig. 12 PDFs of annual TR anomalies (relative to 1995–2014) under historical (black), SSP1-2.6 (blue), SSP2-4.5 (green) and SSP5-8.5 (red) over China at the end of 21st century (2081–2100).

6 未来预估的不确定性分析

由于目前对气候系统各圈层内部及其相互作用了解尚不全面，未来温室气体排放情景也只是人为假设，且本文选用的 CMIP6 模式众多，各模式模拟结果不一，因此未来预估结果尚存在一定的不确定性。本节采用信噪比（SNR）的方法来定量衡量未来预估的不确定性，重点讨论 21 世纪末中国地区各变量信噪比的空间分布。

21 世纪初期，在 SSP1-2.6 情景下，scPDSI 模式预估在全国大部分地区信噪比较小，只有华中、华南和东北部分地区的信噪比大于 1，而 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景的信噪比进一步减小，信噪比大值区（信噪比大于 1 的区域）仅有零星分布，21 世纪中期，三种情景下全国大部分地区的信噪比依旧较小，只有西北、东北和华南部分地区存在信噪比大值区（图略）。图 13（a）–（c）为三种情景下 21 世纪末我国年平均 scPDSI 变化信噪比的空间分布图。21 世纪末，在 SSP1-2.6 情景下，信噪比大值区零星分布于西北地区、东北地区、西南地区和华南地区，其中西南地区信噪比最大值可达 2.5，SSP2-4.5 情景下华北西部信噪比增大，最高值可达 2.0，其余地区分布与 SSP1-2.6 情景类似，在 SSP5-8.5 情景下，仅有华南地区信噪比较高，最高可超过 2.0，明显大于同时段下 SSP1-2.6、SSP2-4.5 排放情景下的信噪比，模式预估不确定性减小，但其余地区信噪比普遍较小。

21 世纪初期，三种情景下全国绝大部分区域地表径流预估的信噪比均不超过 1，模式模拟不确定性较大（图略）。图 13（d）–（f）展示了 21 世纪末三种情景下中国地区地表

径流变化信噪比的空间分布。在 SSP1-2.6 情景下仅有东北部分地区信噪比大于 1，但在 SSP2-4.5 情景下，西南地区的信噪比也有所升高，最高值可达 1.0，模式预估的不确定性减小，在 SSP5-8.5 情景下，信噪比大值区进一步增大，内蒙古中部、华北西部均有信噪比大值区存在，模式预估的不确定性得以减小。对于径流总量，21 世纪初期，三种情景下信噪比大值区位于西北、青藏高原、东北部分地区，21 世纪中期分布与初期类似，但相比初期大值区有所增大（图略）。图 13（g）-（i）为 21 世纪末径流总量变化信噪比的空间分布。在 21 世纪末期，SSP1-2.6 情景下信噪比大值区有东北北部和西南部分地区，其中东北北部信噪比最大值可达 3.0，SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下信噪比大值区进一步增大，西北地区、内蒙古地区、东北地区、西南地区和华南地区均有大值区存在，其中东北北部和西南地区信噪比的最大值可达 3.0 以上，模式预估的不确定性明显减小。

21 世纪初期，三种情景下地表土壤湿度信噪比大值区主要位于西北、华中、华南地区，21 世纪中期，信噪比分布与初期类似，但范围和强度均有所增大（图略）。图 13（j）-（l）为年平均地表土壤湿度变化信噪比的空间分布。21 世纪末，SSP1-2.6 情景下中国地区信噪比较小，除了华中、华南少数地区外，其余地区信噪比普遍小于 1，但在 SSP2-4.5 和 SSP5-8.5 情景下，信噪比明显升高，信噪比大值区主要位于西北地区、青藏高原东部、内蒙古中部、华中地区和华南地区，模式模拟的不确定性明显减小。21 世纪三种情景下中国地区年平均整层土壤湿度的信噪比均较小，信噪比大值区仅零星分布于华中地区，模式模拟的不确定性较大。图 13（m）-（o）展示了 21 世纪末中国地区年平均整层土壤湿度变化信噪比的空间分布。在三种情景下，除极少数地区外，中国地区信噪比普遍小于 1，模式预估的不确定性较大。

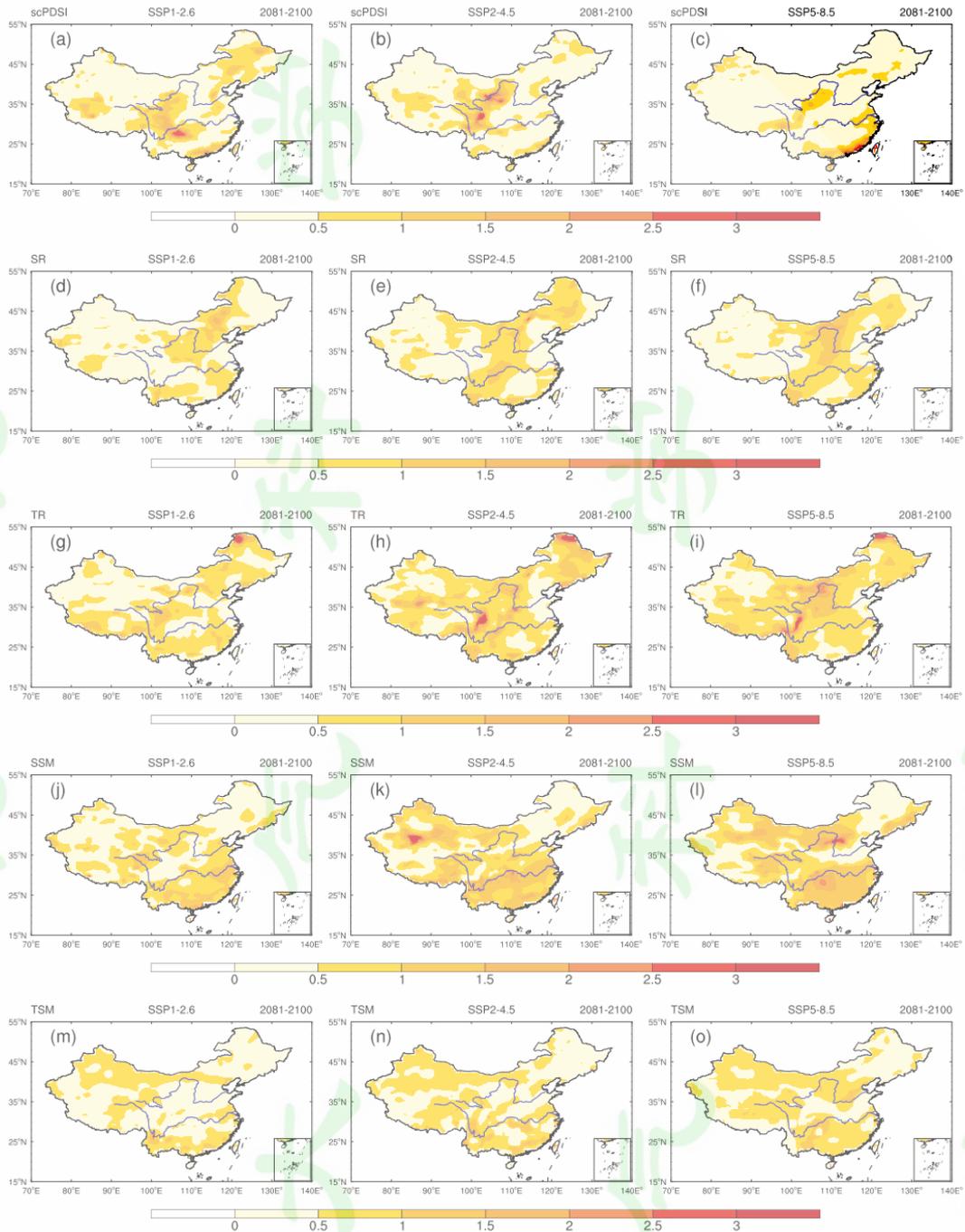


图 13 21 世纪末 (2081–2100 年) 三种情景下中国地区年平均变化信噪比的空间分布 (图 (a) – (c) 分别为 SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP5-8.5 情景下 scPDSI 的信噪比空间分布, 图 (d) – (f) 分别为地表径流 (SR) 的信噪比空间分布, 图 (g) – (i) 分别为径流总量 (TR) 的信噪比空间分布, 图 (j) – (l) 分别为地表土壤湿度 (SSM) 的信噪比空间分布, 图 (m) – (o) 分别为整层土壤湿度 (TSM) 的信噪比空间分布。)

Fig. 13 Spatial distribution of signal-noise ratio (SNR) for annual (a)–(c) scPDSI, (d)–(f) SR, (g)–(i) TR, (j)–(l) SSM and (m)–(o) TSM under SSP1-2.6 (left), SSP2-4.5 (center) and SSP5-8.5 (right) over China at the end of 21st century (2081–2100).

7 结论与讨论

本文利用 CN05.1 格点化观测气温、降水数据以及 26 个 CMIP6 模式的相应模拟结果，计算了 scPDSI 干旱指数，并评估了 26 个 CMIP6 模式在中国地区的模拟能力，根据评估结果挑选 7 个性能相对较好的模式，进一步预估了三种 SSP 温室气体排放情景下 21 世纪不同时段中国地区干旱相关变量相对于基准期的变化，并初步分析了未来预估的不确定性。主要结论如下：

(1) 从时间趋势上看，26 个 CMIP6 模式的 MME 对中国地区 scPDSI 的模拟能力不是很好，但从 Taylor 图来看，其模拟能力较单个模式有所改善。从不同时间尺度的单个模式模拟的相对均方根误差也可看出，UKESM1-0-LL 的模拟性能最优，而 MME 次之。根据评估结果挑选出 7 个性能相对较好的模式，其集合平均模拟的空间分布可以大致再现 scPDSI 的变化趋势，但在西北地区、青藏高原和内蒙古地区存在低估现象。

(2) 在全面评估 CMIP6 对中国地区干旱变化模拟能力的基础上，挑选出 7 个模式进行未来预估，其时间变化趋势的预估结果表明，干旱指数 scPDSI 在 SSP1-2.6 情景和 SSP2-4.5 情景下略微升高，在 SSP5-8.5 情景下则呈现略微降低趋势，说明在低、中排放情景下中国地区干旱状况可能有所缓解，但在高排放情景下中国地区干旱将进一步加深。地表土壤湿度和整层土壤湿度随时间呈现下降趋势，下降幅度随排放情景升高而增大，SSP5-8.5 情景下地表土壤湿度和整层土壤湿度分别减少了基准期平均值的 4% 和 3%。地表径流与径流总量未来均呈升高趋势，在 SSP1-2.6 与 SSP2-4.5 情景下的时间变化曲线较为平缓，但在 SSP5-8.5 情景下随时间推移，升高趋势增大。至 21 世纪末，SSP5-8.5 情景下中国地区地表径流和径流总量均升高 40%。

(3) 在空间变化方面，三种 SSP 情景下，21 世纪末，全国大部分地区年平均 scPDSI 均随排放情景升高而降低。青藏高原、东北北部及华中、华南地区的地表与整层土壤湿度均呈现下降趋势，其中最明显的地区为青藏高原，而在西北地区、内蒙古地区和华北地区呈增加趋势。地表径流降低区域主要在西北地区和青藏高原东部，其余都在升高。而径流总量在 21 世纪近期的减小区域为西北部分地区、青藏高原北部和东北北部，其余均呈增加趋势，随着时间推移，减小区域逐渐缩小，至 21 世纪末，除西北部分地区外，其余地区均为升高趋势。

(4) 从 21 世纪末高排放情景下中国地区 scPDSI 变化概率密度曲线来看，华中地区、华南地区的干旱将加强，西北地区、青藏高原极端干旱出现频率明显增大。地表土壤湿度和整层土壤湿度变化的概率密度曲线的结果则表明其未来变化将更为剧烈。同时，分析结果也表明排放情景越高，地表径流和径流总量的变化幅度将增大。

(5) 对未来预估不确定性的分析表明, CMIP6 模式对中国地区干旱相关变量预估的可信度仍有待提高, 尤其是 scPDSI、地表径流和整层土壤湿度的信噪比较小, 模式预估的不确定性较大, 但在大部分情况下, SSP5-8.5 情景下的信噪比相比 SSP1-2.6、SSP2-4.5 情景有所增大, 说明高排放情景下的不确定性相比低排放情景较低。

从对 CMIP6 模式模拟能力的评估可以看出, CMIP6 对气温和降水具有较好的模拟能力, 但其对于干旱指数的模拟能力仍有待提高, 且从未来预估中各变量的信噪比来看, CMIP6 在干旱相关变量预估中具有较大的不确定性, 模式预估准确性存在一定的提升空间。在后续研究工作中, 可以采用高分辨率的区域模式集合模拟结果来减少气候预估的不确定性。此外, 本文利用 CMIP6 模式对于干旱相关变量及干旱指数 scPDSI 进行未来预估, 但对于中国地区干旱变化的成因依然需要进一步研究。

致谢 感谢世界气候研究耦合模式比较计划项目组提供的 CMIP6 全球气候模式模拟试验数据。

参考文献

- Alley W M. 1984. The Palmer Drought Severity Index: Limitations and assumptions[J]. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(7): 1100-1109.
- Dai A G, Zhao T B, Chen J. 2018. Climate change and drought: A precipitation and evaporation perspective[J]. *Current Climate Change Reports*, 4(3): 301-312.
- Gao X J, Shi Y, Giorgi F. 2010. A high resolution simulation of climate change over China[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(3): 462-472.
- 黄荣辉, 杜振彩. 2010. 全球变暖背景下中国旱涝气候灾害的演变特征及趋势[J]. *自然杂志*, 32(4): 187-195+184. Huang R, Du Z C. 2010. Evolution characteristics and trend of droughts and floods in China under the background of global warming[J]. *Chinese Journal of Nature*, 32(4): 187-195+184.
- 胡一阳, 徐影, 李金建, 等. 2021. CMIP6 不同分辨率全球气候模式对中国降水模拟能力评估[J]. *气候变化研究进展*, 17(6): 730-743. Hu Y Y, Xu Y, Li J J, et al. 2021. Evaluation on the performance of CMIP6 global climate models with different horizontal resolution in simulating the precipitation over China[J]. *Climate Change Research*, 17(6): 730-743.
- IPCC. 2021. *Climate Change 2021-The physical science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*[R]. Cambridge University Press.
- Karnauskas K B, Ruiz-Barradas A, et al. 2008. North American droughts in ERA-40 global and NCEP north American regional reanalyses: A Palmer drought severity index perspective[J]. *Journal of Climate*, 21(10): 2102-2123.
- 李博, 周天军. 2010. 基于 IPCC A1B 情景的中国未来气候变化预估: 多模式集合结果及其不确定性[J]. *气候变化研究进展*, 6(4): 270-276. Li B, Zhou T J. 2010. Projected Climate

- Change over China Under SRES A1B Scenario: Multi-model Ensemble and Uncertainties[J]. *Climate Change Research*, 6(4): 270-276.
- 李纯, 姜彤, 王艳君, 等. 2022. 基于 CMIP6 模式的黄河上游地区未来气温模拟预估[J]. *冰川冻土*, 44(1): 171-178. Li C, Jiang T, Wang Y J, et al. 2022. Simulation and estimation of future air temperature in upper basin of the Yellow River based on CMIP6 models[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 44(1): 171-178.
- Li J B, Chen F H, Edward R C, et al. 2007. Drought reconstruction for north central China from tree rings: the value of the Palmer drought severity index[J]. *International Journal of Climatology*, 27(7): 903-909.
- McKee T B, Doesken N J, Kleist J. 1993. The Relationship of drought frequency and duration to time scales[C]//Anaheim: American Meteorological Society. Preprints, 8th Conference on Applied Climatology: 179-184.
- Palmer W C. 1965. Meteorological drought[N]. U. S. Department of Commerce Weather Bureau Research Paper, 5: 45-58.
- Seiler R A, Hayes M, Bressan L. 2002. Using the standardized precipitation index for flood risk monitoring[J]. *International Journal of Climatology*, 22(11): 113-120.
- Taylor K E. 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7): 7183-7192.
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I, et al. 2010a. A new global 0.5° gridded dataset (1901–2006) of a multiscalar drought index: comparison with current drought index datasets based on the Palmer drought severity index[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 11(4): 1033-1043.
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, López-Moreno J I, et al. 2010b. A multiscalar drought index sensitive to global warming: The standardized precipitation evapotranspiration index[J]. *Journal of Climate*, 23(7): 1696-1718.
- Vicente-Serrano S M, Beguería S, Lorenzo-lacruz J, et al. 2012. Performance of drought indices for ecological, agricultural, and hydrological applications[J]. *Earth Interactions*, 16(10): 1-27.
- 王劲松, 郭江勇, 倾继祖. 2007. 一种 K 干旱指数在西北地区春旱分析中的应用[J]. *自然资源学报*, 22(5): 709-717. Wang J S, Guo J Y, Qing J Z. 2007. Application of a kind of K drought index in the spring drought analysis in northwest China[J]. *Journal of Natural Resources*. 22(5): 709-717.
- 王雪晴, 李媛蔚, 邵晓华, 等. 2022. 全球升温 1.5 和 2°C 时中国特困区干旱变化特征研究[J]. *南京信息工程大学学报(自然科学版)*, 14(2): 186-196. Wang X Q, Li A W, Shao X H, et al. 2022. Projected drought risk in poverty-stricken areas of China with CMIP6 models under SSPs-RCPs scenarios at 1.5°C and 2°C warmer levels[J]. *Journal of Nanjing University of Information Science & Technology(Natural Science Edition)*. 14(2): 186-196.
- Wells N, Goddard S, Hayes M J. 2004. A self-calibrating Palmer drought severity index[J]. *Journal of Climate*, 17(12): 2335-2351.
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比[J]. *地球物理学报*, 56(4): 1102-1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets[J]. *Chinese Journal of Geophysics*. 56(4): 1102-1111.
- Xu Y, Gao X J, Giorgi F. 2010. Upgrades to the reliability ensemble averaging method for producing probabilistic climate-change projections[J]. *Climate Research*, 41(1): 61–81.
- Yamoah C F, Walters D T, Shapiro C A, et al. 2000. Standardized precipitation index and nitrogen

- rate effects on crop yields and risk distribution in maize[J]. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 80(1): 113-120.
- Yang X L, Zhou B T, Xu Y, et al. 2021. CMIP6 evaluation and projection of temperature and precipitation over China[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 38(5): 817-830.
- Yao N, Li L C, Feng P Y, et al. 2020. Projections of drought characteristics in China based on a standardized precipitation and evapotranspiration index and multiple GCMs[J]. *Science of the Total Environment*, 704(5): 135245.
- Yu E T, Sun J Q, Chen H P, et al. 2015. Evaluation of a high-resolution historical simulation over China: climatology and extremes[J]. *Climate Dynamics*, 45: 2013-2031.
- Zeng J X, Li J X, Lu X J, et al. 2022. Assessment of global meteorological, hydrological and agricultural drought under future warming based on CMIP6[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 15(1): 51-57.
- 赵海燕, 高歌, 张培群, 等. 2011. 综合气象干旱指数修正及在西南地区的适用性[J]. *应用气象学报*, 22(6): 698-705. Zhao H Y, Gao G, Zhang P Q, et al. 2011. The modification of meteorological drought composite index and its application in southwest China[J]. *Journal of Applied Meteorological Science*. 22(6): 698-705.
- 赵梦霞, 苏布达, 姜彤等. 2021. CMIP6 模式对黄河上游降水的模拟及预估[J]. *高原气象*, 40(3): 547-558. Zhao M X, Su B D, Jiang T, et al. 2021. Simulation and projection of precipitation in the upper Yellow River Basin by CMIP6 multi-model ensemble[J]. *Plateau Meteorology*, 40(3): 547-558.
- Zhao T B, Dai A G. 2015. The magnitude and causes of global drought changes in the twenty-first century under a low-moderate emissions scenario[J]. *Journal of Climate*, 28(11): 4490-4512.
- Zhao T B, Dai A G. 2022. CMIP6 model-projected hydroclimatic and drought changes and their causes in the twenty-first century[J]. *Journal of Climate*, 35(3): 897-921.
- 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019. 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*, 15(5): 445-456. Zhou T J, Zou L W, Chen X L. 2019. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Projected Phase 6 (CMIP6)[J]. *Climate Change Research*. 15(5): 445-456.
- 邹旭恺, 任国玉, 张强. 2010. 基于综合气象干旱指数的中国干旱变化趋势研究[J]. *气候与环境研究*, 15(4): 371-378. Zou X K, Ren G Y, Zhang Q. 2010. Droughts variations in China based on a compound index of meteorological drought[J]. *Climate and Environmental Research*. 15(4): 371-378.