



基于CMIP6的中高温升情景对中国未来径流的预估

周嘉月¹, 卢麾^{1*}, 阳坤^{1,2}, 江锐捷¹, 杨媛³, 汪伟⁴, 张学君^{5,6}

1. 清华大学地球系统科学系, 地球系统数值模拟教育部重点实验室, 清华大学全球变化研究院, 北京 100084;
2. 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原地球系统与资源环境国家重点实验室, 国家青藏高原科学数据中心, 北京 100101;
3. Center for Western Weather and Water Extremes, Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego, San Diego 92037, USA;
4. 长江勘测规划设计研究有限责任公司, 流域水安全保障湖北省重点实验室, 武汉 430010;
5. 中国水利水电科学研究院, 防洪抗旱减灾研究所, 北京 100038;
6. 水利部防洪抗旱减灾工程技术研究中心, 北京 100038

* 通讯作者, E-mail: luhui@tsinghua.edu.cn

收稿日期: 2022-03-07; 收修改稿日期: 2022-12-04; 接受日期: 2022-12-26; 网络版发表日期: 2023-02-13

第二次青藏高原综合科学考察研究项目(编号: 2019QZKK0206)、国家重点研发计划项目(编号: 2017YFA0603703)、国家自然科学基金项目(批准号: 4200011953)和中国水利水电科学研究院基本科研业务费项目(编号: JZ110145B0052021)资助

摘要 最新的第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)提出了结合社会经济发展的新型共享路径(SSPs), 试验设计更全面和科学, 但目前基于CMIP6模式对中国未来多流域水文变化预估的研究较少. 文章采用等距离累积分布函数方法(EDCDFm), 基于中国高分辨率气象驱动数据集(CMFD)历史格点资料, 对六个CMIP6模式的日降水量、日最高气温和日最低气温进行降尺度和偏差校正, 用校正后的降水、气温和日均风速驱动可变下渗容量(VIC)水文模型, 研究SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下21世纪未来多年平均中国陆地、流域和网格尺度的年降水量、年蒸散量和年总径流深相对历史基准期(1985~2014年)的变化. 研究表明, VIC模型在中国主要流域径流模拟良好, 降尺度偏差校正后CMIP6模式数据精度大幅度提高, 在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 多模式平均的中国陆地和各流域的多年平均年降水量、年蒸散量和年总径流深在未来近期(2020~2049年)和远期(2070~2099年)都相对历史期增加. 本文基于CMIP6模式的新研究结论, 可为中国21世纪的极端事件预防、水资源利用和管理等提供有力的参考依据.

关键词 CMIP6, VIC模型, EDCDFm, 中国流域, 未来水文变化

1 引言

政府间气候变化专门委员会第六次评估报告(IPCC AR6)表明, 相对于工业革命前的1850~1900年,

地球的平均气温已经升高1.1°C, 1970~2020年全球表面温度的增加速率超过过去2000年以来的任意一个50年. 人类活动排放的大量温室气体是气候变暖的重要成因(IPCC, 2021), CO₂浓度升高引起植物气孔关闭,

中文引用格式: 周嘉月, 卢麾, 阳坤, 江锐捷, 杨媛, 汪伟, 张学君. 2023. 基于CMIP6的中高温升情景对中国未来径流的预估. 中国科学: 地球科学, 53(3): 505-524, doi: [10.1360/SSTe-2022-0065](https://doi.org/10.1360/SSTe-2022-0065)

英文引用格式: Zhou J, Lu H, Yang K, Jiang R, Yang Y, Wang W, Zhang X. 2023. Projection of China's future runoff based on the CMIP6 mid-high warming scenarios. Science China Earth Sciences, 66(3): 528-546, <https://doi.org/10.1007/s11430-022-1055-5>

导致蒸腾减少, 从而影响河道流量(Gedney等, 2006). 研究表明(Skliris等, 2016), 温度升高1℃, 水文循环的放大效应将以3~4%的速率影响环境湿度, 温度升高使以融雪为主要来源的河道径流总量和季节峰值发生改变(IPCC, 2021), 并和异常天气共同导致冰-岩崩塌等灾害的发生(周玉杉等, 2021). 全球气候模式(Global Climate Models, GCMs)可以详细描述大气运动、热量交换和海-陆-气-冰相互作用等随时间的变化(Gleick, 1989), 是研究历史、现在和未来的大气变化对地表物理过程影响的有效工具(Gonzalez等, 2010; Sun等, 2013; Guo等, 2015). 第六次耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)对中国区域温度和降水的模拟相对第五次耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)有较大改进(Jiang等, 2020), 在中国南部干偏差明显减小(Zhu等, 2020), 且CMIP6以CMIP5的典型浓度排放路径(Representative Concentration Pathways, RCPs)(van Vuuren等, 2011)气候排放情景为基础, 提出了结合社会经济发展情况的共享社会经济路径(Shared Socioeconomic Pathways, SSPs)(Riahi等, 2017), 可以反映社会发展下更新与更多样的温室气体浓度变化(O'Neill等, 2016). 但GCMs的空间分辨率较粗, 在用于较细分辨率的流域尺度水文模型模拟时, 通常需要对其进行降尺度偏差校正, 其中统计降尺度因计算简便和结果较可靠, 较动力降尺度应用更广泛(Ahmed等, 2013).

目前已有众多关于未来气候变化对中国水文影响的研究. 在单个流域尺度, Zhao等(2020)基于NEX-GDDP数据集(Sheffield等, 2006)经过统计降尺度的10个CMIP5模式和包括可变下渗容量(Variable Infiltration Capacity, VIC)(Liang等, 1994)在内的两个水文模型, 研究发现在RCP4.5和RCP8.5情景下, 西江流域的径流量在各季都增加, 径流量的年际和年内变化也增大; 但NEX-GDDP的统计降尺度是基于普林斯顿大学的全球气候驱动数据集(Sheffield等, 2006), 其在中国精度低于中国高分辨率气象要素数据集(China Meteorological Forcing Dataset, CMFD)(He等, 2020), 并缺乏驱动VIC模型所必需的风速变量. Wang等(2019)采用基于等距离累积分布函数方法(Equidistant Cumulative Distribution Function method, EDCDFm)降尺度的3个CMIP5模式数据驱动VIC模型, 发现EDCDFm能

较好地捕捉气候要素的极值和空间分布, RCP4.5和RCP8.5情景下, 未来长江流域上游的预估降水量将轻微增加, 径流量增加, 降水对径流的影响在未来近期(2010~2039年)和中期(2040~2069年)超过95%, 在远期(2070~2099年)超过78%. Sun等(2019)采用基于中国气象局观测数据统计降尺度的10个CMIP5模式数据驱动SWAT模型(Arnold等, 2012), 发现RCP4.5和RCP8.5情景下, 未来长江流域的预估降水量和径流量将增加. 但这些研究的未来情景都为RCPs, 没有采用最新的考虑社会经济发展的SSPs情景. Yao等(2021)采用基于CMFD统计降尺度后的CMIP6模式数据驱动VIC模型, 发现未来淮河流域的预估降水量将增加, 蒸散量的年际变化和径流量的季节变化与降水量的相应时间尺度变化相似; 但其统计降尺度方法为较简单的线性缩放, 校正后变量与实测值的相关性较弱.

也有一些学者开展了全国尺度的未来水文变化研究. Cook等(2020)基于CMIP6多模式集合平均的研究结果表明, 相对于1985~2014年, SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 2071~2100年中国绝大部分地区的年降水量将增加, 且北方地区的径流量增加明显; 但他们采用的是模式自带的粗分辨率径流量, 并只进行了国家尺度的分析. Gu等(2020)采用31个CMIP5模式和4个中、小尺度水文模型, 预估了中国151个中小流域的未来径流变化, 发现相对于1961~2005年, 多数模式预估RCP8.5情景下2011~2055年和2056~2100年黄河中上游、长江上游、黑龙江、珠江和东南诸河流域的年径流深减少; 但此研究没有给出中国一级流域尺度上径流量的宏观变化. Leng等(2015)基于来自部门间影响模型国际比较计划(Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project, ISIMIP)(Warszawski等, 2014)降尺度后的5个CMIP5模式数据和VIC模型的研究结果表明: 以1971~2000年为基准期, RCP8.5情景下1971~2099年中国陆地和大多数流域的年径流深都减少; 但ISIMIP对模式的偏差校正基于全球的再分析数据集(Frieler等, 2017; Cucchi等, 2020), 因其包括的中国站点观测资料有限可能导致校正后的数据在中国存在偏差. 因此, 现在仍需结合更多的站点观测数据, 采用更合理的统计降尺度方法, 降低预估数据的空间分辨率, 并使用最新而可靠性更高的CMIP6模式和大尺度水文模型, 对中国未来流域尺度的水文变化进行更加全面细致的预估和分析.

本文研究采用计算较简便且精度较高的统计降尺度方法EDCDFm(Deutschbein和Seibert, 2012), 以CMFD为格点真值参考, 对SSP2-4.5和SSP5-8.5两种中高温升情景下的六个CMIP6模式数据进行降尺度. 采用降尺度偏差校正后的六个GCM数据驱动VIC模型, 模拟得到1985~2099年中国逐日和逐网格的蒸散量和径流深; 以1985~2014年为历史基准期, 分析21世纪中国主要流域和网格尺度水文情势相对历史期的变化, 为中国未来水资源的管理、水旱和洪涝灾害的预防以及具体流域的应对等提供参考和意见.

2 材料与方法

2.1 研究区介绍

本研究的区域为 $73.25^{\circ}\sim 135.25^{\circ}\text{E}$, $18.5^{\circ}\sim 53.75^{\circ}\text{N}$ 的中国陆地和11个主要流域(图1): 珠江(Pearl River, PR)、长江(Yangtze River, YZR)、黄河(Yellow River, YR)、淮河(Huai River, Huai)、海河(Hai River, HR)、雅鲁藏布江(Yarlung Zangbo River, YZ)、澜沧江(Lancang River, LCR)、怒江(Nu River, NR)、黑河(Hei River, Hei)、辽河(Liao River, LR)和松花江(Songhua River, SR). 将这些流域划分为南方和北方两部分: 珠江、长江、淮河、雅鲁藏布江、澜沧江、怒江为南方流域, 黄河、海河、黑河、辽河和松花江为北方流域(Leng等, 2015).

2.2 VIC模型及参数设置

2.2.1 VIC模型

VIC模型是大尺度半分布式的陆面水文模型(Liang等, 1994, 1996), 它可以同时考虑陆面和大气间的水量平衡和能量平衡, 以降水、气温、风速、辐射、湿度和水汽压等气象数据作为驱动, 结合土壤参数、植被参数等下垫面参数, 模拟得到蒸散量、土壤含水量、地表径流深、基流深、雪水当量等变量. 作为一个较成熟的逐时间步长、逐网格模拟的水文模型, VIC模型已在全球多个大、中型流域上得到了成功的应用(Wu等, 2017; Liu等, 2018; Wang等, 2018; Bohn和Vivoni, 2019; Yang等, 2019, 2021). VIC模型中设立了一套经验关系, 可利用日降水、日最高气温、日最低气温来推求辐射变量(Liang等, 1994), 因此在其余气象或辐射变量难以获取的情况下, VIC模型可

仅进行水量平衡计算, 用降水、最高气温、最低气温和风速四个变量来进行水文模拟.

2.2.2 VIC模型参数设置

本研究采用VIC模型4.06版本(<https://vic.readthedocs.io/en/master/>), 模拟网格大小为 0.25° , 时间步长为1天. 模型土壤参数中的地表覆盖类型来自马里兰大学全球植被分类数据集(Hansen等, 2000), 叶面积指数为逐月变化的气候态值(Maurer等, 2002; Zhang等, 2014); 下渗曲线的形状参数、每层土壤深度和基流参数等与Zhang等(2014)一致. 此参数基于中国多个流域代表性水文站点天然径流率定, 验证效果良好. 由于积雪与冻土不是本研究的关注对象, 仅启用VIC模型的水量平衡模块进行水文模拟. 采用四个气候变量驱动VIC模型: 日平均降水量(Precipitation, P)、近地面日最高气温(Near surface air temperature maximum, T_{max})、近地面日最低气温(Near surface air temperature minimum, T_{min})和近地面日风速(Near surface wind speed, $Wind$), 模拟得到逐日的蒸散量(Evapotranspiration, $Evap$)、地表径流深(Surface Runoff, $SurR$)和基流深(Baseflow). 将地表径流深与基流深求和得到总径流深(Total Runoff), 后文中简称径流深(R). 本研究中, VIC模型模拟的预热期设为五年(1979~1984年), 模拟时段为1985~2099年.

2.2.3 汇流方法

本研究采用全球水动力模型CaMa-Flood(Catchment-based Macro-scale Floodplain)进行河网汇流. CaMa-Flood模型将水文模型生成的网格水量沿指定的河网汇集到海洋或内海, 计算出每个网格点的河流流量和河漫滩的蓄水量、水深和淹没面积等(Yamazaki等, 2011), 计算简便, 且结果较可靠, 广泛应用于全球的洪涝灾害分析(Lim等, 2018). 本研究中采用的CaMa-Flood模型格点大小为 0.25° , 时间分辨率为1天.

2.3 模型输入数据

2.3.1 CMFD数据集

CMFD数据集的时间跨度为1979~2018年, 包括近地面气温、近地面气压、近地面空气比湿、近地面风速、地面向下短波辐射、地面向下长波辐射、地面降水率7个要素, 时间分辨率为3h, 空间分辨率为 0.1° , 在

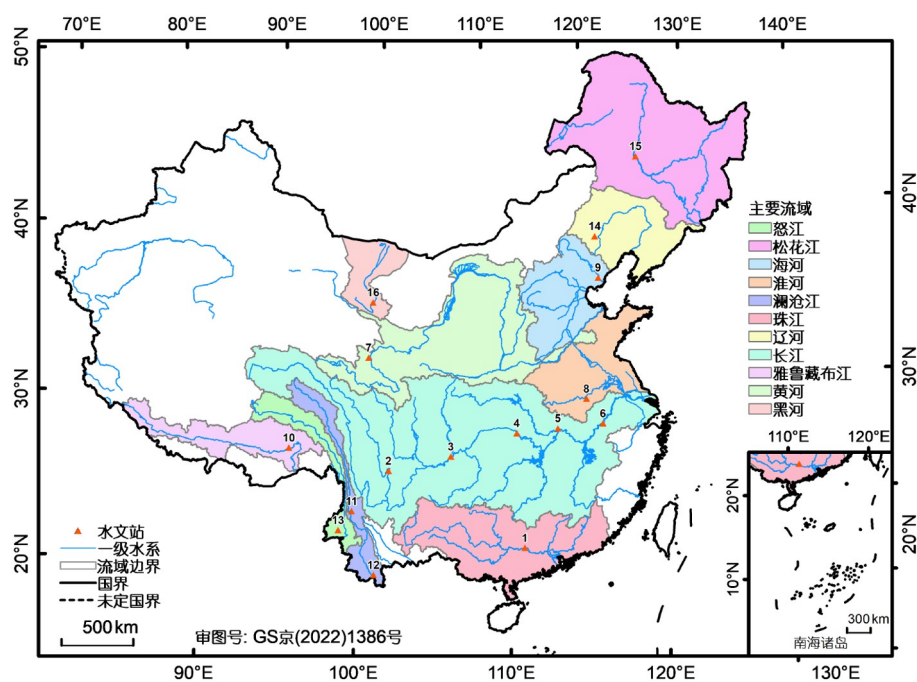


图1 研究区11个主要流域及水文站空间分布图

水文站: 1-梧州、2-泸州、3-寸滩、4-宜昌、5-汉口、6-大通、7-唐乃亥、8-鲁台子、9-濠县、10-奴下、11-旧洲、12-允景洪、13-道街坝、14-赤峰、15-江桥、16-莺落峡

中国区域的精度优于国际上已有再分析数据(Yang等, 2010; He等, 2020). 采用CMFD 1979~2014年的日降水率、日近地面最高气温、日近地面最低气温和日近地面风速, 基于双线性插值法插值至 0.25° , 作为VIC模型大气驱动和GCMs偏差校正的实测资料. 前人研究表明, 风速对VIC模型水文模拟影响较小(Wu等, 2011; Wang等, 2012; Livneh等, 2013), 且研究未来气候变化对水循环影响时, 一般只对GCMs的降水和温度进行统计降尺度(Wang等, 2019; 王迪等, 2021), 故本研究不再对插值后的GCMs风速进行偏差校正.

2.3.2 全球气候模式数据

GCMs是科学家们用于模拟地球气候变化, 预测人类活动、陆地、海洋和大气相互作用下未来气候变化的有力工具. 本研究采用最新的CMIP6模式(<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>)提供的历史情景数据和不同SSPs和RCPs的组合情景数据(SSPs-RCPs)(Eyring等, 2016), 作为VIC模型的大气驱动. 基于研究开始时模式的变量齐全性、代表性和常用性, 采用来自5个国家和不同研究机构的6个CMIP6模式

(CanESM5、FGOALS-g3、GFDL-CM4、IPSL-CM6A-LR、MPI-ESM1-2-HR和MRI-ESM2-0)数据开展研究, 详细信息见表1. 所选时段为历史期1979~2014年、SSP2-RCP4.5(SSP2-4.5)与SSP5-RCP8.5(SSP5-8.5)两种情景下的未来期2015~2099年, 其中SSP2-4.5情景是中等未来强迫路径SSP2和RCP4.5的组合, 能反映非极端土地利用和气溶胶情况下的未来气候变化, SSP5-8.5情景则是高未来强迫路径SSP5和RCP5.8的组合, 是SSPs中唯一能在2100年辐射强迫达到 8.5W m^{-2} 的情景, 两种情景都在CMIP6的核心实验中(O'Neill等, 2016).

GCMs的降尺度方法主要包括动力降尺度和统计降尺度两种, 前者虽然物理意义明确, 但计算量较大; 而后者计算相对简便, 并能校正模式的统计偏差, 效果较好, 因此在区域尺度的气候变化影响研究中得到广泛应用(Sun等, 2013; Zhang等, 2016; Xu和Wang, 2019). Teutschbein和Seibert(2012)用不同的统计方法校正瑞士五个中尺度流域区域气候模式的降水和温度, 发现基于累积分布函数(CDF)的方法校正效果最好. Li等(2010)在此基础上提出了等距离累积分布函

表1 六个CMIP6全球气候模式的基本信息

序号	模式名称	本文缩写	国家	空间分辨率(km)
1	CanESM5	Can	加拿大	500
2	FGOALS-g3	FGO	中国	250
3	GFDL-CM4	GFDL	美国	100
4	IPSL-CM6A-LR	IPSL	美国	250
5	MPI-ESM1-2-HR	MPI	德国	100
6	MRI-ESM2-0	MRI	日本	100

数法(EDCDFm), 在历史期将模式变量的CDF修正为和实测数据一致, 未来情景的模式输出则根据模式历史期与实测数据的CDF差值进行修正. 研究表明, EDCDFm能有效捕捉气候要素极值, 提高模式降尺度后的准确度和模型模拟的精度. 因此, 本研究采用EDCDFm方法, 先用双线性插值法将CMFD和六个GCMs降尺度(Downscale, DS)至0.25°空间分辨率, 再分别将各个GCM逐网格的日最高气温、日最低气温和日降水量基于CMFD对应格点序列的CDF进行偏差校正(Bias Correction, BC). CDF的计算参考Watterson (2008)和Li等(2010), 其中气温的概率密度函数(PDF)估计采用四参数Beta函数, 降水量的PDF估计采用混合Gamma分布函数, 历史时期采用1979~2014年序列进行参数估计, 未来时期采用2015~2100年序列进行参数估计. 历史时期和未来时期的计算分别如式(1)、(2)所示.

$$x_{m-c,adjust} = F_{o-c}^{-1}(F_{m-c}(x_{m-c})), \quad (1)$$

$$x_{m-p,adjust} = x_{m-p} + F_{o-c}^{-1}(F_{m-p}(x_{m-p})) - F_{m-c}^{-1}(F_{m-p}(x_{m-p})), \quad (2)$$

式中, $x_{m-c,adjust}$ 和 $x_{m-p,adjust}$ 分别为经过偏差校正后的模式历史期和未来期的气候要素值, F_{o-c}^{-1} 和 F_{m-c}^{-1} 分别为实测数据和模式数据服从的分位数函数, F_{m-c} 和 F_{m-p} 分别为模式历史期和未来期的累积分布函数, x_{m-c} 和 x_{m-p} 分别为模式历史期和未来期的气象要素值.

采用三个指标对降尺度偏差校正后的模式数据精度在月值上进行评估: 平均绝对误差(Mean Absolute Error, MAE)、均方根误差(Root Mean Squared Error, RMSE)和皮尔逊相关系数(Pearson Correlation Coefficient, PCC). MAE和RMSE的值越小, 代表模式数据与真实值的偏离程度越小; PCC的值在-1~1之间, 越接近1表示模式数据与实测数据的正相关性越强, 越接

近-1表示负相关性越强.

2.4 径流模拟验证

以中国水利部的十大流域15个水文站点和国家青藏高原科学数据中心提供的黑河流域莺落峡水文站的实测径流数据(Liu等, 2016; 刘双, 2016; 谢正辉, 2016)为参考(图1和表2), 评估VIC模型与CaMa-Flood模型的月径流模拟精度. 采用三个误差评价指标: 平均相对误差(Mean Relative Error, MRE)、PCC和纳什效率系数(Nash-Sutcliffe Efficiency coefficient, NSE)(式(3)). 一般NSE的值越接近1表示模拟结果越好, NSE小于0则代表模拟结果不可靠.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - S_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}_i)^2}, \quad (3)$$

式中, S_i 为模拟值, X_i 为实测值, n 为月数.

3 结果

3.1 模型模拟径流量精度

以CMFD为大气驱动, 各流域基于VIC模型和CaMa-Flood模型的站点模拟月径流量与实际月径流量的过程线如图2所示. 在各站点, 模拟月径流量的NSE都不低于0.60(表2), 表明VIC模型在中国水文模拟的适用性较强. 模拟月径流量的精度在珠江、长江和黑河流域相对最好, NSE分别在0.90、0.70~0.80和0.80以上, 模拟效果相对欠佳的站点主要位于黄河和海河流域, NSE为0.60, 这可能与黄河和海河受人类活动影响较大有关. 模拟月径流量的MRE在珠江、长江、黑河、怒江和澜沧江流域相对较小, 为15~30%; 而在海河、松花江和黄河流域相对最大, 这可能与北方地区

表2 中国16个水文站点详细信息和模拟径流量误差评价表

序号	站点名	流域	位置		流域面积 (10 ³ km ²)	验证期	NSE	MRE(%)	PCC
			经度	纬度					
1	梧州	珠江	111.3°E	23.48°N	310	1984~2009	0.93	15.9	0.97
2	泸宁	长江	101.87°E	28.45°N	108	1984~2008	0.73	28.7	0.96
3	寸滩	长江	106.36°E	29.37°N	867	1984~2008	0.86	20.7	0.97
4	宜昌	长江	111.23°E	30.67°N	1006	1984~2009	0.88	18.7	0.97
5	汉口	长江	114.28°E	30.77°N	1488	1984~2009	0.89	13.9	0.97
6	大通	长江	117.62°E	30.77°N	171	1984~2008	0.86	15.4	0.96
7	唐乃亥	黄河	100.05°E	35.4°N	122	1984~2009	0.60	43.7	0.91
8	鲁台子	淮河	116.63°E	32.4°N	88	1984~2008	0.71	38.7	0.92
9	滦县	海河	118.75°E	39.73°N	44	1984~2008	0.60	58.8	0.80
10	奴下	雅鲁藏布江	94.57°E	29.47°N	191	1984~2008	0.74	37.4	0.89
11	旧洲	澜沧江	99.38°E	25.83°N	84	1984~2008	0.73	30.7	0.87
12	允景洪	澜沧江	101.07°E	21.88°N	138	1984~2007	0.69	32.5	0.86
13	道街坝	怒江	98.53°E	24.59°N	115	1984~2007	0.78	27.1	0.91
14	赤峰	辽河	118.57°E	42.17°N	8.7	1984~2006	0.70	56.1	0.84
15	江桥	松花江	123.68°E	46.78°N	163	1984~2002	0.74	49.8	0.88
16	莺落峡	黑河	100.18°E	38.82°N	10	1984~2014	0.81	25.1	0.90

较干旱、径流量较小、人类用水量较大有关(表2)。除海河流域外,各流域站点的模拟月径流量与实测月径流量的PCC都约为0.9,在珠江和长江流域,PCC约为0.97。综上所述,基于CMFD和VIC模型模拟的水文站月径流量在各流域都与实测径流量的误差较小,且相关性强,本研究使用的VIC模型及CMFD驱动在中国陆地表现良好(表2)。

3.2 模式数据降尺度偏差校正效果

3.2.1 模式数据历史期精度变化

降尺度偏差校正后,历史期(1985~2014年)的模式与CMFD多年平均月降水量(P)、月平均日最高气温(T_{max})和月平均日最低气温(T_{min}),在空间分布上基本一致(网络版附图S1~S3, <http://earthcn.scichina.com>),大部分网格的 T_{max} 和 T_{min} 的RMSE都在 $3^{\circ}\text{C month}^{-1}$ 以下, P 的RMSE基本在 $2\sim 180\text{mm month}^{-1}$,从东南沿海向西北内陆逐渐递减(网络版附图S4~S6)。各模式数据降尺度偏差校正前(DS)和校正后(BC)的 P 、 T_{max} 和 T_{min} 的网格MAE如图3所示。偏差校正后,单个模式数据三个变量的MAE分别为 $0.4\sim 4.6\text{mm month}^{-1}$ 、 $0.06\sim 0.1^{\circ}\text{C month}^{-1}$ 和 $0.06\sim 0.08^{\circ}\text{C month}^{-1}$,远小于偏

差校正前的 $18.3\sim 28.8\text{mm month}^{-1}$ 、 $1.7\sim 3.3^{\circ}\text{C month}^{-1}$ 和 $2.0\sim 4.3^{\circ}\text{C month}^{-1}$ (图3a)。偏差校正后, P 、 T_{max} 和 T_{min} 的RMSE分别为 $48.7\sim 65.6\text{mm month}^{-1}$ 、 $2.1\sim 3.0^{\circ}\text{C month}^{-1}$ 和 $2.0\sim 2.7^{\circ}\text{C month}^{-1}$,也远小于偏差校正前的 $54.7\sim 74.0\text{mm month}^{-1}$ 、 $3.5\sim 5.0^{\circ}\text{C month}^{-1}$ 和 $3.5\sim 5.8^{\circ}\text{C month}^{-1}$ (图3b)。偏差校正前,各模式 P 、 T_{max} 和 T_{min} 与CMFD的PCC分别为 $0.51\sim 0.82$ 、 $0.89\sim 0.94$ 和 $0.88\sim 0.95$,而偏差校正后变量的PCC都在0.99以上(图3c)。

综合以上指标,经过偏差校正后,各个模式月尺度的降水量、最高气温和最低气温的MAE与RMSE大幅度降低,PCC接近于1,EDCDFm对六个模式的日降水量、日最高气温和日最低气温的偏差校正效果较好。

3.2.2 模式历史期模拟精度

由于不同的流域气候条件、下垫面情况和社会经济发展水平各不相同,本文将统计降尺度偏差校正前(DS)和校正后(BS)六个模式结果的算术集合平均(Ensemble),与基于CMFD的年降水量、年蒸散量和年径流深在历史期(1985~2014年)各个流域进行对比,分析统计降尺度对模式和水文模拟的影响,以及模式在历

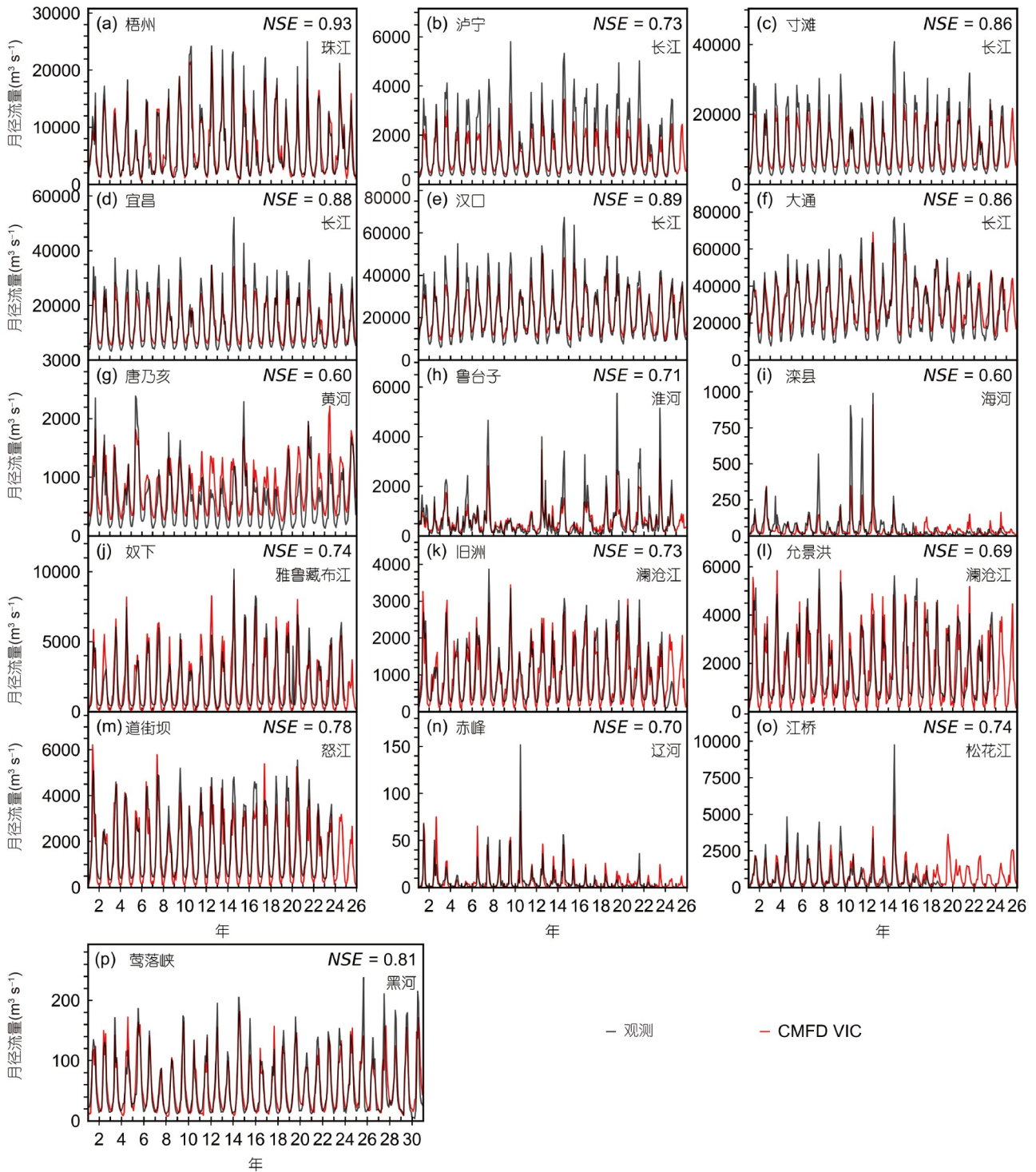


图 2 各水文站点模拟和实测月径流量对比图
(a)-(o) 站点为1984-2009年; (p) 莺落峡站为1984-2014年

史期模拟结果的可信度(图4).

由图4可知, 偏差校正后, 基于模式Ensemble的年

降水量、年蒸散量和年径流更接近真实值, 相对CMFD变量的误差在大部分流域都减小, 在雅鲁藏布

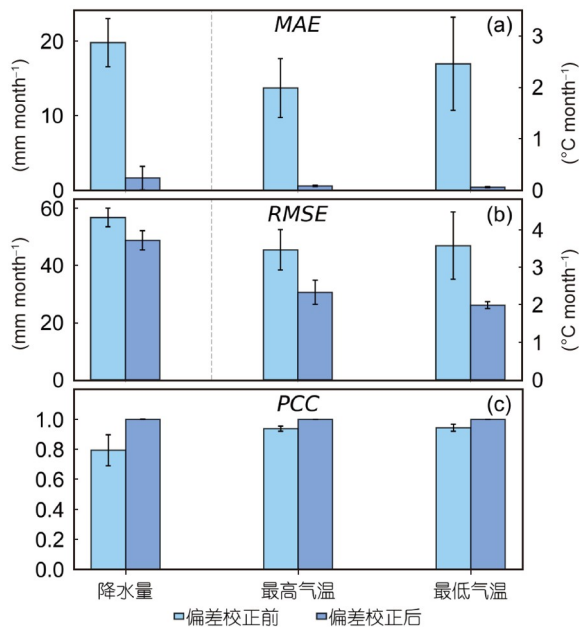


图3 1979~2014年GCM数据统计降尺度偏差校正前后,多年平均的月降水量、月平均日最高气温和月平均日最低气温相对CMFD的误差指标值对比柱状图

字母(a)~(c)分别代表MAE、RMSE和PCC,误差线为6个模式数据的1倍标准差

江(图4h)流域降水量和径流深的误差减小为最大,分别-160%和-200%。对单个流域而言,模式Ensemble的年降水量在多数流域略有高估,在海河(图4e)、辽河(图4f)和黑河(图4k)流域有较小的低估(<3mm)。基于模式Ensemble的年蒸散量在黑河(图4k)和黄河(图4c)流域与实测值相似,在淮河(图4d)流域有一定的低估,而在其他流域有所高估。基于模式Ensemble的年径流深在淮河(图4d)流域有一定高估,在辽河(图4f)、松花江(图4g)、雅鲁藏布江(图4h)、怒江(图4i)和澜沧江(图4j)流域略有低估。对于中国陆地平均,基于模式Ensemble的年降水量和年蒸散量略有高估,年径流深略有低估(图4l)。总体而言,统计降尺度偏差校正后,基于模式Ensemble的年降水量、年蒸散量和年径流深在历史期的误差大幅度减小,模式驱动得到的多年平均尺度水文模拟结果更为可靠(图4)。

3.2.3 模式数据未来时期变化量

图5~7分别展示了SSP2-4.5情景下降尺度偏差校正前(DS)和校正后(BC)的各模式多年平均年降水量、年平均日最高气温和年平均日最低气温的对比,其中

中国陆地和各流域各为一个单元,且包括了未来近期(2020~2049年)和未来远期(2070~2099年)。可以看出,偏差校正后,模式未来时期的降水量变化较大,且在大部分流域降水量减少,其中FGOALS-g3模式在雅鲁藏布江流域的降水量减少较大(图5)。偏差校正后,最高气温和最低气温的变化较小,在大部分流域气温升高,但FGOALS-g3模式下珠江、淮河和长江流域的最高气温(图6),和GFDL-CM4、MPI-ESM2-0与MRI-ESM2-0模式下黑河流域的最低气温有所降低(图7)。SSP5-8.5情景下,降尺度偏差校正后,模式在各单元的相对变化与SSP2-4.5情景相似,详见网络版附图S7~S9。

3.3 水文过程变化

3.3.1 时间变化分析

为反映研究期水文变量在年总量上随时间的变化,本研究绘制了中国陆地空间平均的1985~2099年年降水量、年蒸散量和年径流深过程线(图8和网络版附图S10)。由图8可知,历史期单个模式的水文变量年变化较大,模式Ensemble反映的水文变化相对平缓,2014年模拟的年降水量(图8a)、年蒸散量(图8b)和年径流深(图8c)分别约为630mm、335mm和295mm。在未来时期(2015~2099年),SSP2-4.5情景下,模式Ensemble预估的年降水量(图8a)、年蒸散量(图8b)和年径流深(图8c)分别约从670mm、345mm和310mm波动上升为约740mm、380mm和350mm,SSP5-8.5情景下则变化更为剧烈(网络版附图S10),模式Ensemble预估的年降水量(附图S10a)、年蒸散量(网络版附图S10b)和年径流深(网络版附图S10c)分别从680mm、345mm和320mm波动上升为810mm、425mm和370mm。单个模式预估的水文变量变化范围和模式间标准差也随预估期的延长而波动增加,多模式集合的不确定性增大。

3.3.2 空间变化分析

为分析气候变化和水文变化的空间分布,本研究绘制了历史期(1985~2014年)基于CMFD的年降水量(图9a0)、年蒸散量(图9b0)和年径流深(图9c0)的多年平均值空间分布图,以及SSP2-4.5情景(图9)和SSP5-8.5情景(网络版附图S11)下,模式Ensemble未来近期(2020~2049年)和未来远期(2070~2099年)水文变量多年平均值相对历史期的变化率的空间分布图。

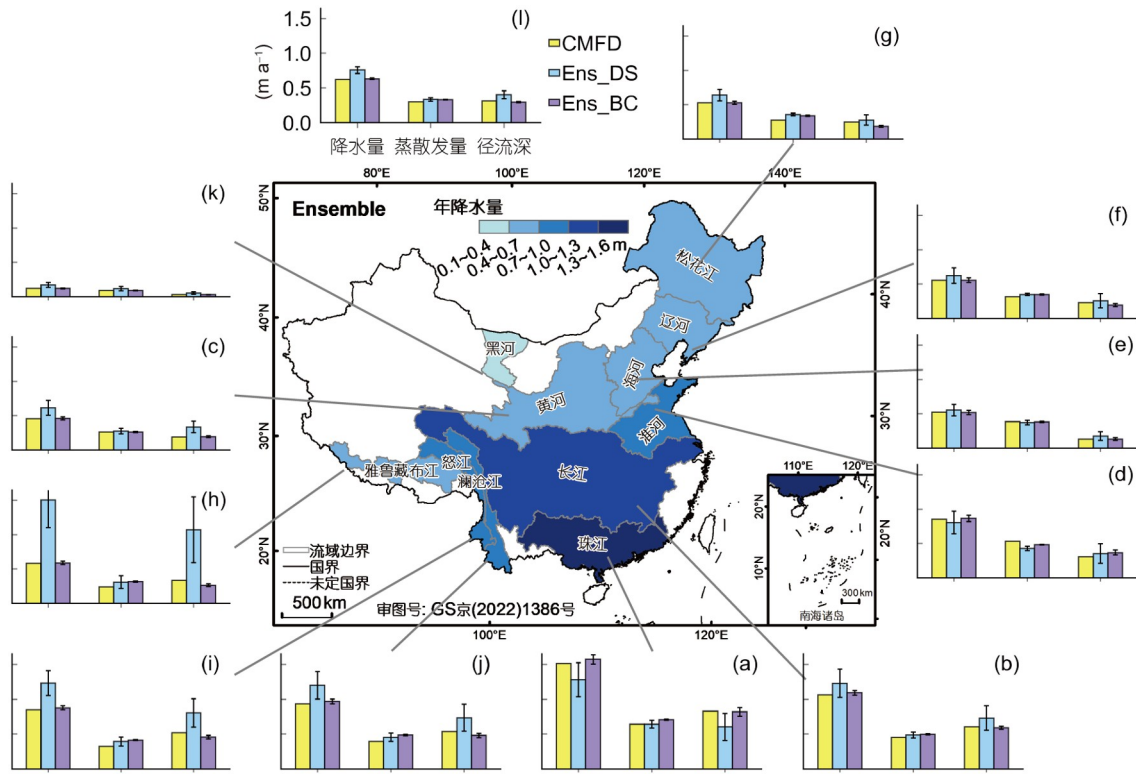


图 4 基于CMFD(黄)、模式Ensemble(Ens)偏差校正前(DS, 蓝)和校正后(BC, 紫), 历史期(1985~2014年)流域多年平均的年降水量、年蒸散量和年径流深

误差线为6个模式数据的1倍标准差。(a)~(l)分别代表流域: 珠江、长江、黄河、淮河、海河、辽河、松花江、雅鲁藏布江、怒江、澜沧江、黑河、中国陆地,(a)~(k)的坐标轴与(l)相同. 流域的颜色深浅代表历史期多年平均年降水量大小

由图9可知, 中国陆地历史期水文变量的多年均值从东南向西北递减(图9a0~c0), 年降水量在西北大部分地区在100mm以上(塔里木盆地<100mm), 在东南基本在1000~3000mm(图9a0), 而年蒸散量和年径流深在西北地区基本小于50mm, 在东南地区分别约为250~1500mm和1000~2500mm. 在东南地区, 多年平均的年蒸散量一般小于年径流深, 而在北方和西南地区, 多年平均的年蒸散量一般大于年径流深(图9b0、9c0).

SSP2-4.5情景下, 未来近期多年平均的年降水量在中国大部分地区相对历史期增加, 但在云南北部有所减小(图9a1). 年蒸散量仅在北疆地区有减少, 而在其他区域都增加, 并在西北地区的增加趋势大于东南地区, 其中以青藏高原东北角增加最大(图9b1). 年径流深在塔里木盆地、西南诸河流域南部和长江流域上游等出现减少变化, 但在其他地区都增加, 且在中国北部的海河、黄河、黑河流域增加较大, 在塔里木盆地和青藏高原边界附近变化率高达150%(图9c1), 年径流

深与年降水量的变化具有一定的空间相关性(图9a1、9c1). 未来远期, 中国陆地各网格多年平均的年降水量基本增加, 南部和北部的相对变化率约以10%为界, 呈北部大而南部小的分布格局(图9a2). 年蒸散量在淮河和珠江流域增加相对较小, 而在西北地区相对增加较大, 尤其是青藏高原北界, 相对变化率超过了70%(图9b2). 年径流深的相对变化率空间分布仍与年降水量相似(图9a2、9c2), 在中国陆地各网格基本增加, 但10%的变化率分界线南移至长江流域北部, 在青藏高原北部, 相对变化率高达80%(图9c2). 未来预估的水文变量在青藏高原北部边界附近的剧烈变化, 可能与该区域历史基准期的降水量、蒸散量和径流深较小, 导致相同的水文变化引起的相对变化率较大有关.

SSP5-8.5情景下(网络版附图S11), 未来近期(网络版附图S11a1~c1)和未来远期(网络版附图S11a2~c2)的多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深相对历史期变化率的空间分布与SSP2-4.5情景类似, 但SSP5-8.5情

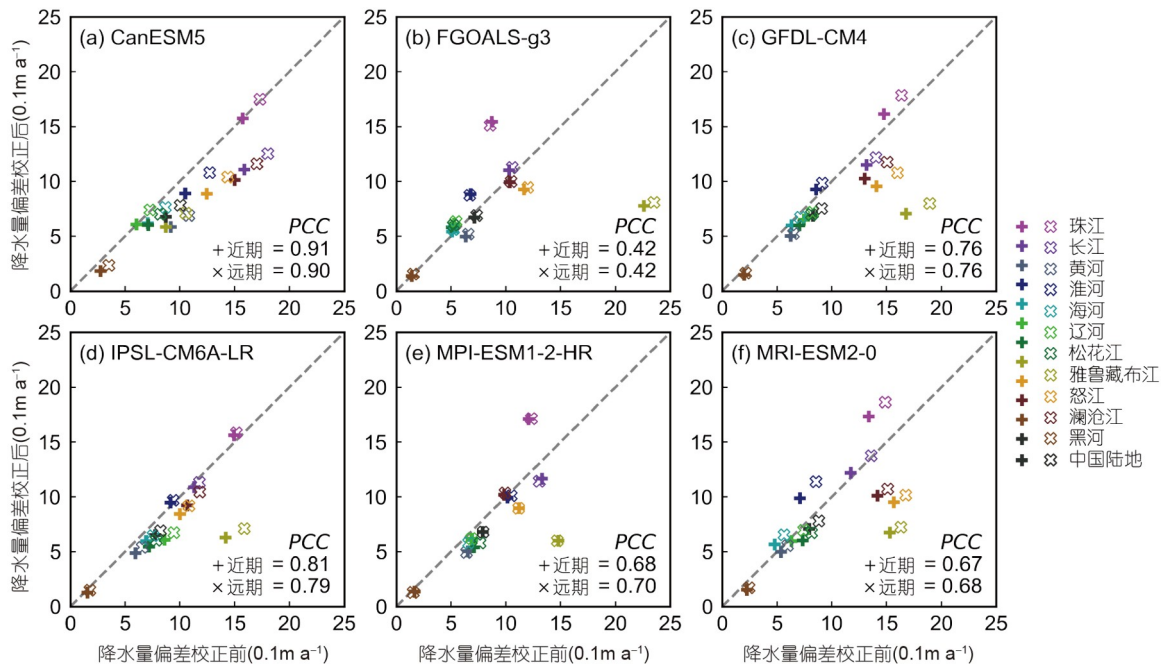


图 5 SSP2-4.5情景各GCM数据降尺度偏差校正前后多年平均年降水量的散点图

“+”表示未来近期(2020~2049年),“x”表示未来远期(2070~2099年),不同颜色代表不同的流域,PCC为各模式降尺度偏差校正前(DS)和校正后(BC)序列的相关系数

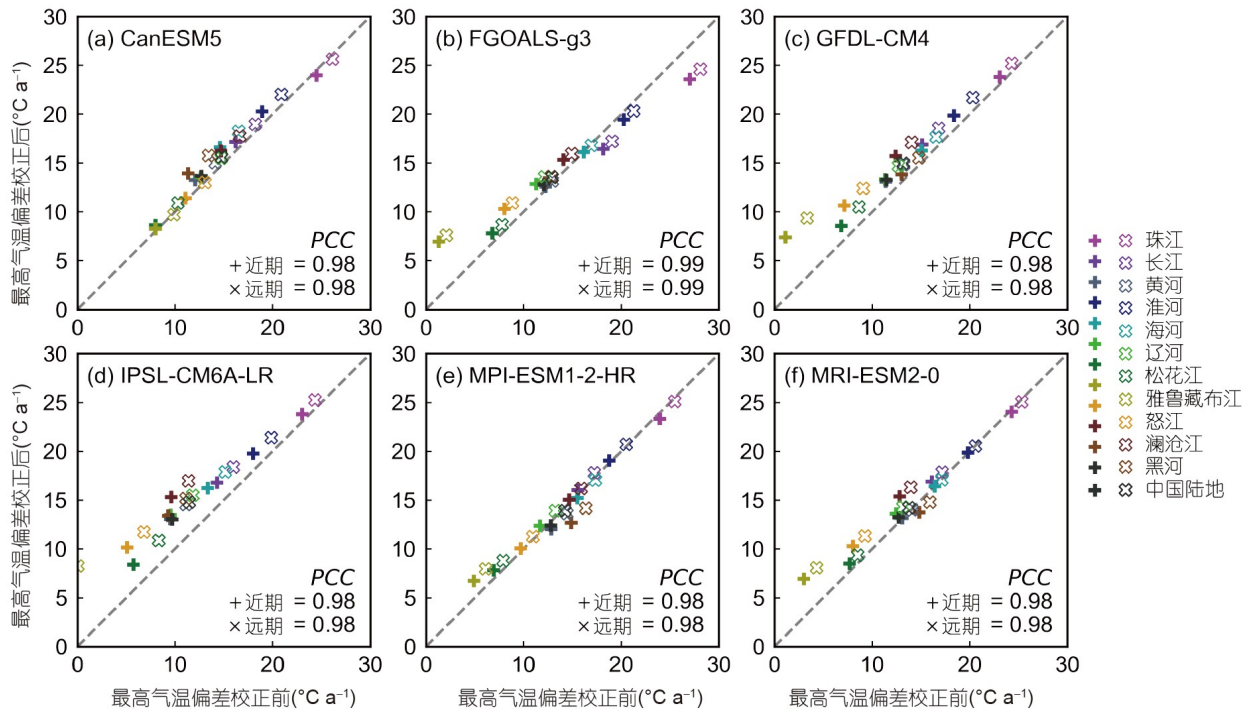


图 6 SSP2-4.5情景各GCM数据降尺度偏差校正前后多年平均日最高气温的散点图

符号含义和图5一致

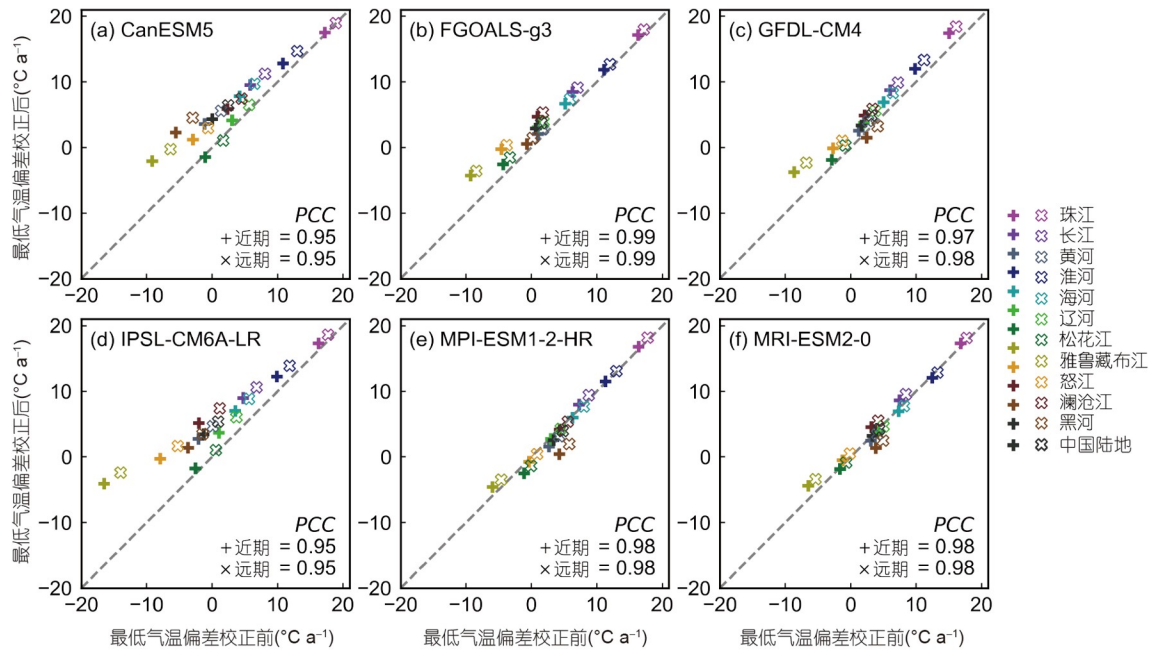


图 7 SSP2-4.5情景各GCM数据降尺度偏差校正前后多年平均日最低气温的散点图
符号含义和图5一致

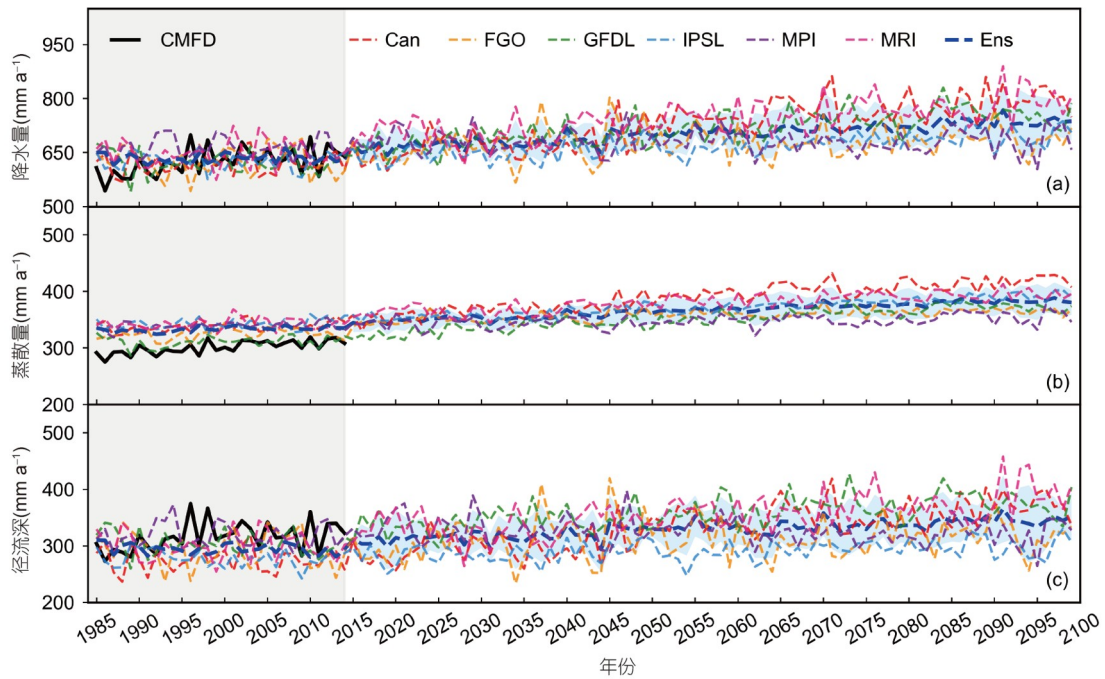


图 8 未来情景为SSP2-4.5时, 中国陆地1985~2009年平均年降水量、蒸散量和径流深变化过程
黑色实线为CMFD值, 细虚线代表单个模式, 蓝色粗虚线代表模式Ensemble(Ens), 阴影部分表示6个模式数据的1倍标准差

景的变化更为剧烈。未来近期年降水量相对减少的地区更多(网络版附图S11a1), 年径流深相对减少的区域

减少(网络版附图S11c1); 未来远期年径流深在长江上游西南的一些地区相对历史期减少(网络版附图

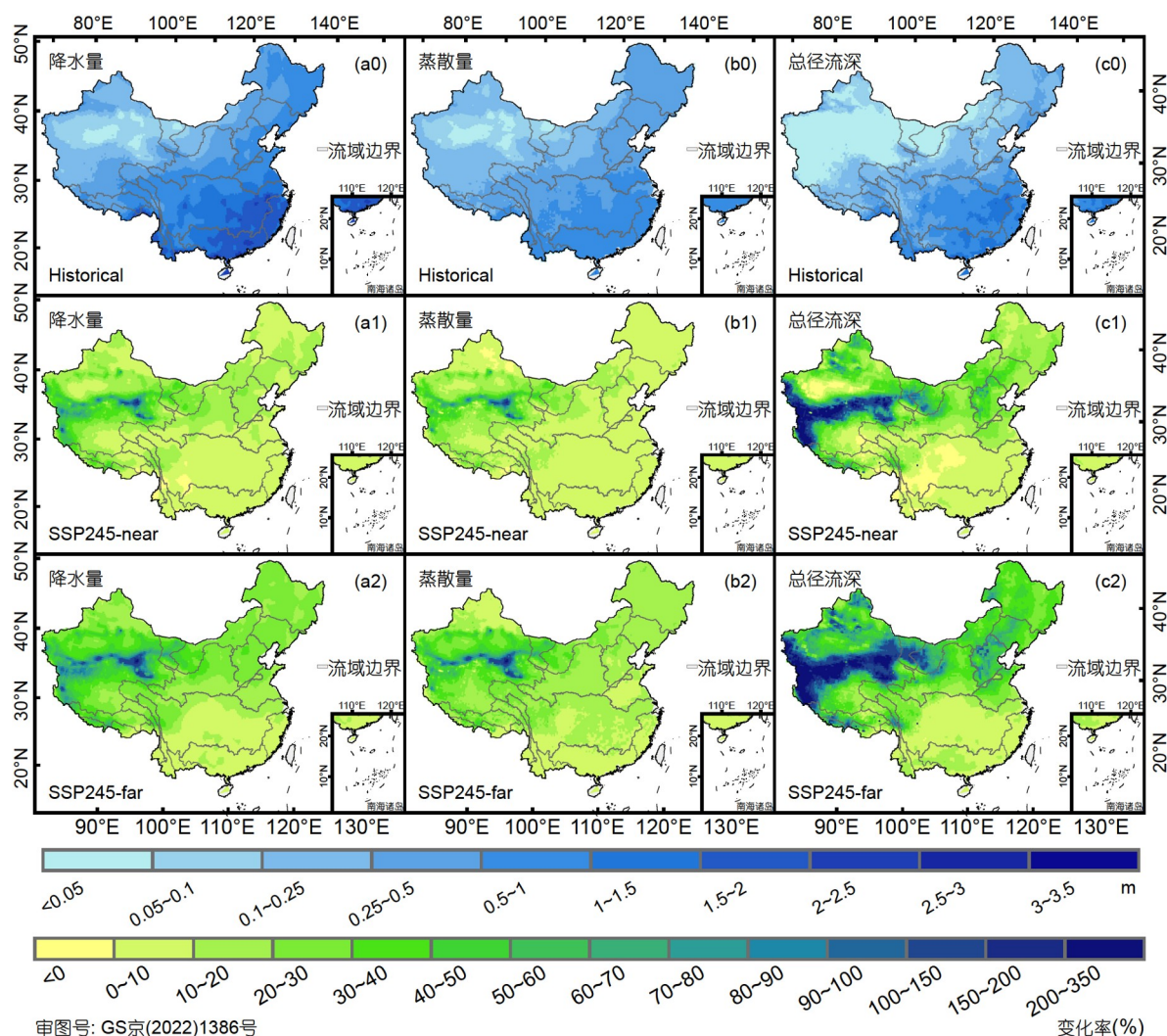


图9 SSP2-4.5情景下模式Ensemble未来多年平均的年降水量、年蒸散量和年径流深相对历史期的变化率

字母a~c分别代表年降水量、年蒸散量和年径流深, 数字0~2分别代表历史期(Historical)、未来近期(SSP245-near)和未来远期(SSP245-far)

S11c2), 这可能与SSP5-8.5情景更高的未来辐射强迫假设有关。

3.3.3 流域时间变化

为研究中国陆地和主要流域在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 未来水文相对历史期(1985~2014年)的变化, 本研究绘制了未来近期(2020~2049年)(图10)和远期(2070~2099年)(图11)模式Ensemble的多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深的相对变化率, 其中中国陆地和各流域各作为一个单元, 计算其空间平均的变化(单个模式与模式Ensemble在各单元相对历史期变化率的热力图见网络版附图S12)。

在未来近期的中国陆地和各流域, 模式Ensemble预估的SSP2-4.5情景下多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深都相对历史期增加(图10)。在长江(图10b)、怒江(图10i)和澜沧江(图10j)流域, 年蒸散量的变化率最大、年径流深的变化率最小, 而在其他流域和中国陆地, 年径流深的变化率最大、年蒸散量的变化率最小。以径流深为重点分析, 未来近期珠江(图10a)、长江(图10b)、怒江(图10i)和澜沧江(图10j)流域的年径流深增加较小(<math><10\%</math>), 黄河(图10c)、淮河(图10d)、辽河(图10f)、松花江(图10g)和雅鲁藏布江(图10h)流域的年径流深增加约10~20%, 黑河(图10k)和海河(图10e)流域的年径流深变化率较大, 分别约为25%

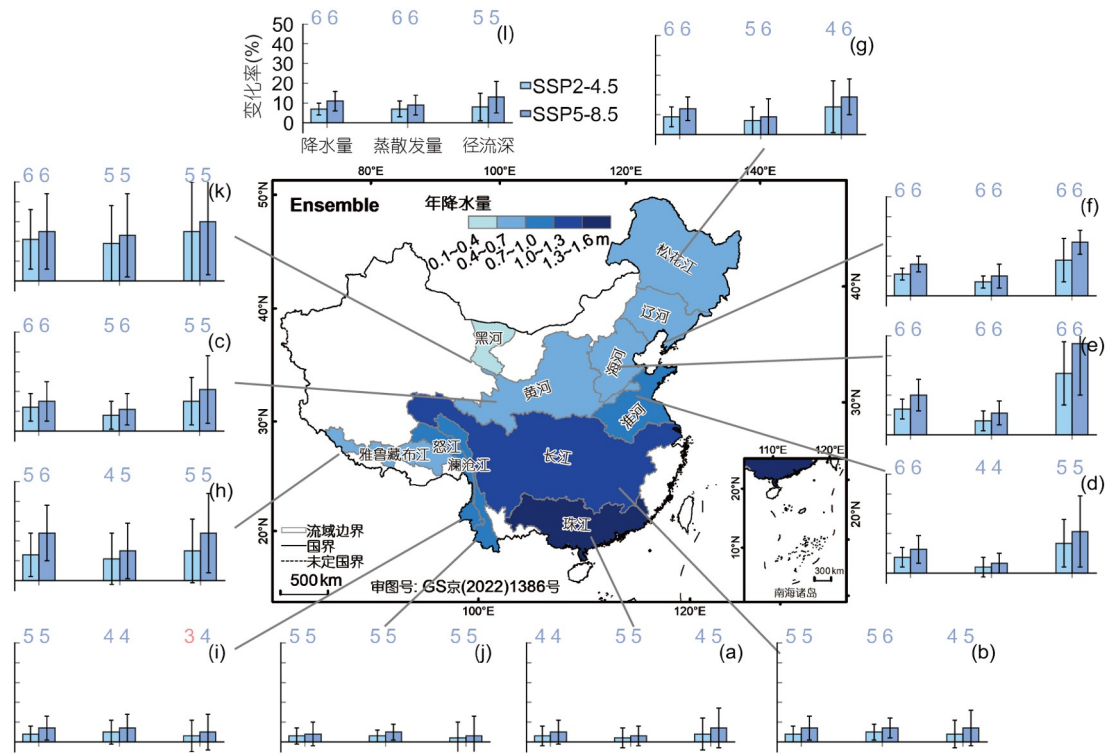


图 10 基于偏差校正后的模式Ensemble, 未来近期(2020~2049年)流域多年平均的年降水量、年蒸散量和年总径流深相对历史期(1985~2014年)的变化率

误差线为6个模式数据的1倍标准差. 柱子上方的数字表示变量未来变化率正负与Ensemble相同的模式个数, 不超过模式总数一半(<4)的数字颜色为红色, 否则为蓝色. (a)~(l)分别代表流域: 珠江、长江、黄河、淮河、海河、辽河、松花江、雅鲁藏布江、怒江、澜沧江、黑河、中国陆地, (a)~(k)的坐标轴与(l)相同. 流域的颜色深浅代表历史期多年平均年降水量大小

和30%. SSP5-8.5情景下, 模式Ensemble预估的多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深也都相对历史期增加, 并且变化率高于SSP2-4.5情景(图10), 多年平均的中国陆地年径流深相对历史期增加超过10%(图10i), 黄河(图10c)、淮河(图10d)和雅鲁藏布江(图10h)流域的年径流深相对历史期增加约20%, 辽河(图10f)流域的年径流深相对变化率大于25%, 黑河(图10k)和海河(图10e)流域的年径流深相对变化率分别高达30%和46%. 模式间各变量的标准差为年径流深最大, 年蒸散量最小(图10), 可见对径流深的预估具有相对较大的不确定性. 在大多数流域和情景, 大多数(>3个)模式预估的未来近期(图10)三个变量的变化率正负与模式Ensemble一致, 但只有3个模式预估的怒江(图10i)流域年径流深在SSP2-4.5情景下相对历史期增加.

在未来远期, SSP2-4.5情景下, 模式Ensemble预估的多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深也在中国陆地及各流域相对历史期增加(图11), 且变化率约

为未来近期(图10)的1~2倍, 在中国陆地(图11i)三个变量的变化率都约为15%. 在珠江(图11a)和长江(图11b)流域, 年径流深的变化率最大、年蒸散量的变化率最小, 在其他流域和中国陆地, 年蒸散量的变化率最大, 而年径流深的变化率最小, 这与未来近期的变化分布(图10)大致相反. 以径流深为研究重点, 珠江(图11a)和长江(图11b)流域的年径流深增加相对较小(<10%), 其次是怒江(图11i)和澜沧江(图11j)流域, 相对变化率为10~15%; 黄河(图11c)、淮河(图11d)、松花江(图11g)和雅鲁藏布江(图11h)流域的年径流深增加较大, 为20~30%; 辽河(图11f)、黑河(图11k)和海河(图11e)流域的年径流深相对变化率分别约达35%、40%和50%. SSP5-8.5情景下, 模式Ensemble预估的中国陆地(图11i)多年平均年降水量、年蒸散量和年径流深相对历史期增加约20%, 并且除珠江(图11a)流域年径流深的相对增加小于SSP2-4.5情景外, 其他流域和中国陆地的水文变量相对历史期的变化率都大于SSP2-4.5情景

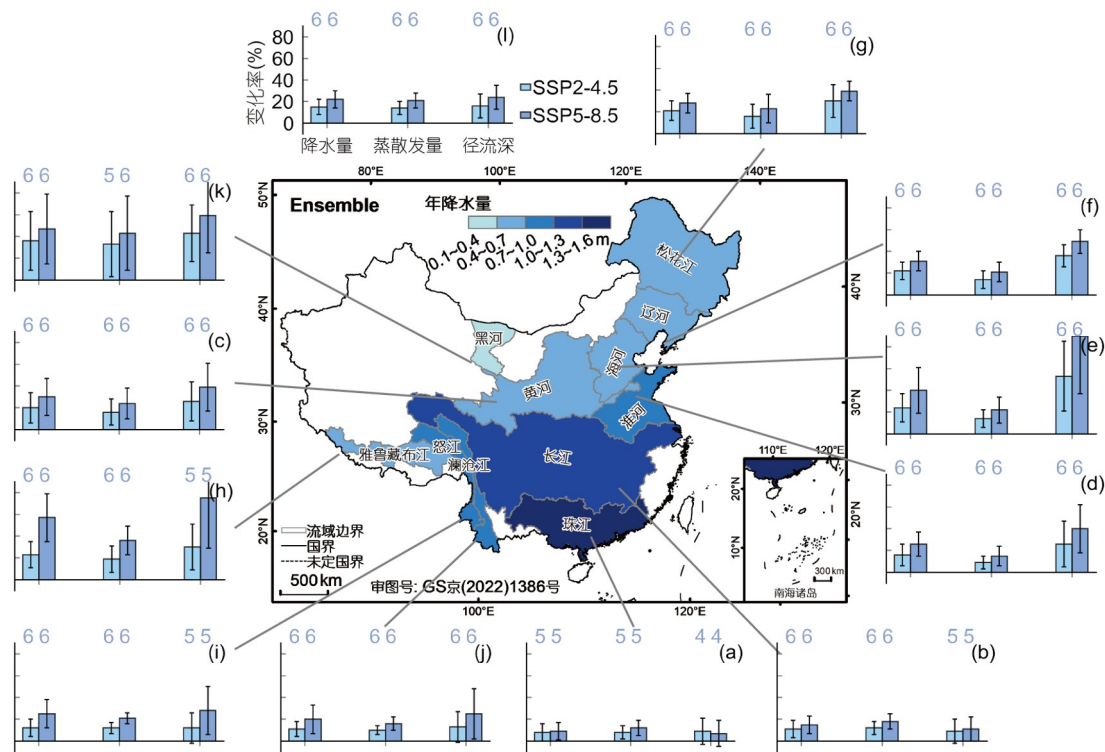


图 11 基于偏差校正后的模式Ensemble, 未来远期(2070~2099年)流域多年平均的年降水量、年蒸散量和年总径流深相对历史期(1985~2014年)的变化率
符号含义和图10一致

(图11). 模式Ensemble预估的辽河(图11f)、黑河(图11k)、雅鲁藏布江(图11h)和海河(图11e)流域的年径流深分别增加约49%、59%、75%和90%。模式间年径流深的标准差最大, 年蒸散量的标准差最小(图11), 这与未来近期相同(图10), 可见径流深预估的不确定性相对较大。在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 中国陆地和各流域大多数(>3个)模式预估的未来远期(图11)三个变量的变化率正负都与模式Ensemble相同, 未来远期(图11)年径流深增加的可能性比未来近期(图10)更大。

4 讨论

4.1 基于CMIP6的未来水文变化

基于六个CMIP6模式数据算术集合平均的模式Ensemble结果表明, SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 未来近期和未来远期的多年平均年降水量、年地表径流深和年总径流深在中国大部分地区都相对历史期增加(图12)。将未来远期的预估结果(图12a2~c2、12a4~c4)

与Cook等(2020)中基于相同历史期、未来情景和相似未来远期(2071~2100年)的CMIP6多模式集合结果对比, 发现本研究中, SSP2-4.5和SSP5-8.5两种情景下, 中国陆地大部分地区的年降水量增加, 且在塔里木盆地和青藏高原边界附近增加较大(>60%)(图12a2、12a4), 年地表径流深在青藏高原东南部有减少约10%(图12b2、12b4), SSP5-8.5情景下预估的中国北方年地表径流深和年总径流深的增加较SSP2-4.5情景剧烈(图12b2、12c2、12b4、12c4), 这些都与Cook等(2020)的结果基本吻合, 但本研究相对历史期的变化率普遍比Cook等(2020)的结果更大, 这可能与本文采用空间分辨率更高经过统计降尺度的CMIP6模式, 能揭示更多水文空间变化细节有关。同时, Cook等(2020)没有分析中国南方的年总径流深、未来近期(图12a1~c1、12a3~c3)和流域尺度水文变量相对历史期的变化。本研究表明, SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 在中国南方的大部分地区, 未来远期预估的年总径流深都相对历史期增加, 但在SSP5-8.5情景下, 长江流域部分地区的年总径流深预估减少(图12c2、12c4)。

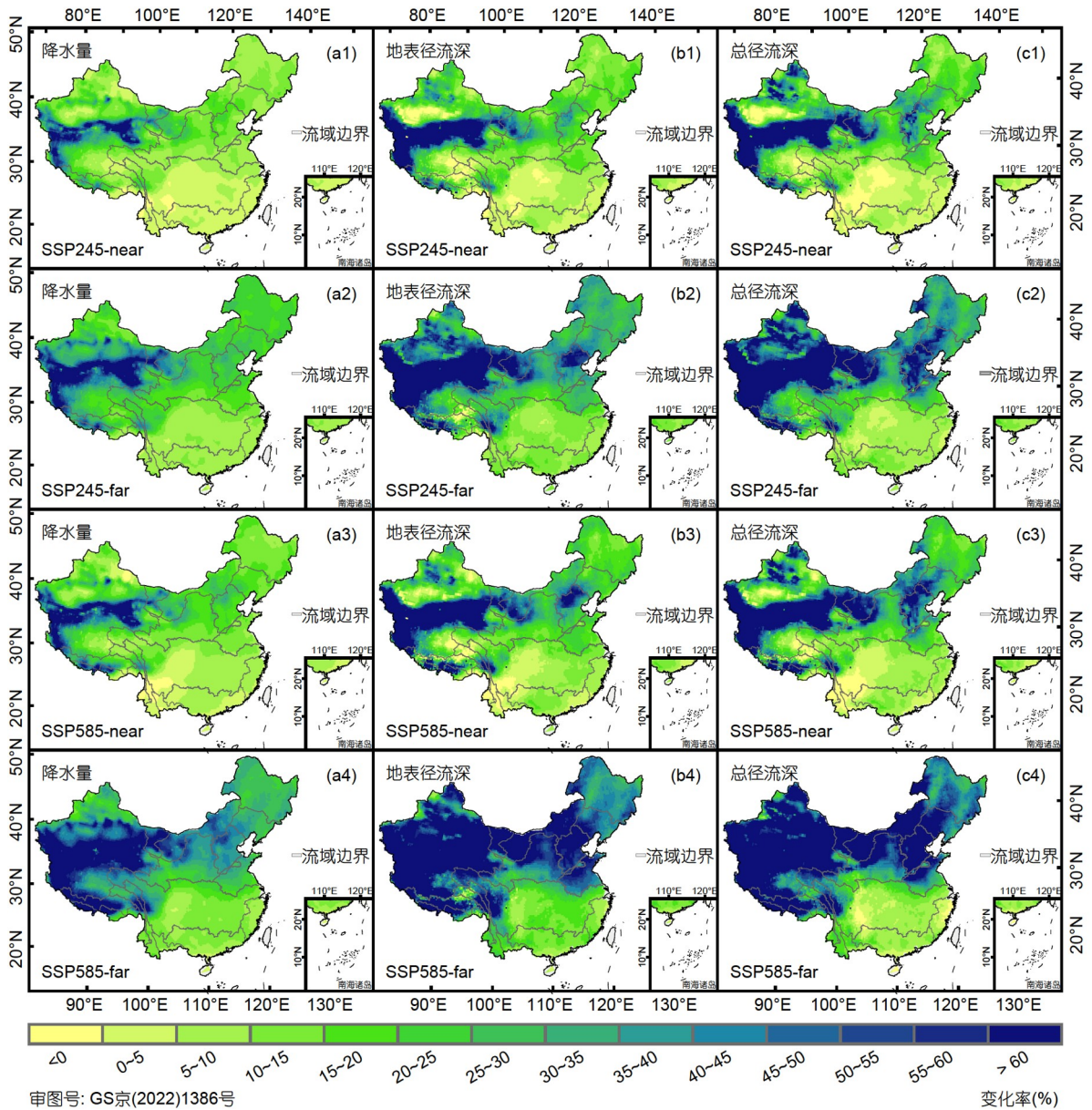


图 12 多模式集合的未来时期多年平均的年降水量、年地表径流深和年总径流深相对历史期的变化率

字母a~c分别表示降水量、地表径流深和总径流深, 序号1~4分别代表四种时期: SSP2-4.5情景未来近期(SSP245-near)、SSP2-4.5情景未来远期(SSP245-far)、SSP5-8.5情景未来近期(SSP585-near)和SSP5-8.5情景未来远期(SSP585-far)

4.2 与基于CMIP5的预估结果对比

在都使用VIC模型模拟水文的前提下, 将本文的研究结果与基于CMIP5模式数据的结果进行对比, 探究最新的CMIP6模式数据对未来水文变化预估的影响。Leng等(2015)基于ISIMIP的五个CMIP5模式(GFDL-ESM2M、HadGEM2-ES、IPSL-CM5A-LR、

MIROC-ESM-CHEM和NorESM1-M)数据与VIC模型的模拟结果表明, 以1971~2000年为历史基准期, RCP8.5情景下中国陆地未来预估的多年平均年径流深持续减少, 至21世纪末减少达-15%。而本研究的结果表明(图13), 在SSP5-8.5情景下, 以1985~2014年为历史基准期, 预估中国陆地21世纪多年平均的年径流深持续增加, 在21世纪末增加约达24%, 且增长速率大致

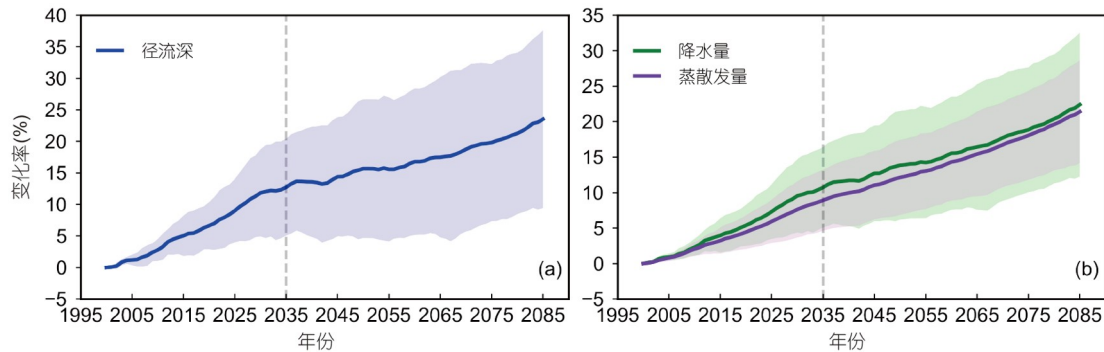


图 13 SSP5-8.5情景下21世纪中国陆地模式Ensemble的30年滑动平均年径流深(a)、年降水量和年蒸散量(b)相对历史基准期(1985~2014年)的变化
阴影部分代表6个模式数据的1倍标准差

在2035年前增大, 在2035年后减缓(图13a), 这与多年平均年降水量的变化相似(图13b). SSP5-8.5情景下, 多年平均年降水量相对历史期的增加率始终大于年蒸散量, 因此导致多年平均年径流深的持续增加. 且随着预估期的增加, 不同模式间的标准差增大, 模式预估的不确定性增加(图13), 这一点与前人研究结论一致(Leng等, 2015).

在流域尺度上, 基于CMIP5(ISIMIP)模式Ensemble的预估结果表明(Leng等, 2015), RCP8.5情景下, 除海河流域外, 21世纪中国北方流域的多年平均年降水量持续增加, 南方流域和海河流域的年降水量先减少后增加; 多年平均年蒸散量在各个流域都增加; 中国北方大多数流域和南方流域的年径流深减少, 其中长江流域的年径流深减少最大, 在21世纪末相对历史期减少约25%, 但辽河流域变化较小, 且海河流域的年径流深呈增加的趋势, 在21世纪末相对历史期增加约15%. 而本研究基于CMIP6模式的结果表明, SSP5-8.5情景下, 中国南、北流域的多年平均降水量都持续增加, 且北方流域降水量的变化基本大于南方流域, 雅鲁藏布江流域的年降水量变化相对最大, 在21世纪末相对历史期增加约达60%(图14a). 年径流深的变化与年降水量相似, 在南、北方流域都持续增加, 但变化大小与年降水量不同, 其中海河流域年径流深相对历史期的变化最大, 在21世纪末约达89%, 雅鲁藏布江流域次之, 而长江和珠江流域未来多年平均年径流深相对历史期的变化很小, 相对变化率在2030年左右分别稳定在约10%和7%(图14b). 这表明, 使用最新和更可靠的CMIP6模式数据, 考虑未来社会经济发展的情景, 年降

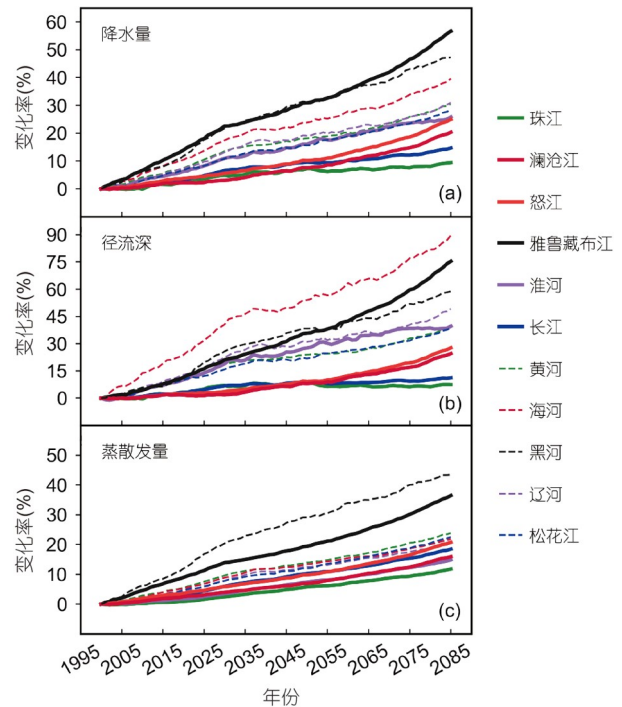


图 14 SSP5-8.5情景下21世纪中国11个流域模式Ensemble的30年滑动平均年降水量(a)、年径流深(b)和年蒸散量(c)相对历史基准期(1985~2014年)的变化

中国北方流域用细虚线表示, 中国南方流域用粗实线表示

水量的未来变化与仅考虑未来辐射强迫变化的情景有很大不同, 这可能是导致未来预估的年径流深变化不同的主要原因. 本研究表明, 年蒸散量在各个流域都相对历史期增加, 并在黑河和雅鲁藏布江流域增加较大, 且北方流域的年蒸散量变化比南方流域更大(图

14c), 这一点与Leng等(2015)的结果相符。

其他学者基于VIC模型和CMIP5模式数据的研究结果表明, RCP4.5和RCP8.5情景下未来黄河源区的径流量预估增加(Jin等, 2020), RCP8.5情景下长江上游的径流量预估减少(Birkinshaw等, 2017), RCP4.5和RCP8.5情景下西江流域的径流量预估增加(Zhao等, 2020), 但他们研究的流域大小与本研究不一致, 难以直接比较。其他学者基于CMIP6多模式集合的研究结果也表明, SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 21世纪未来澜沧江流域预估的降水量呈显著增加趋势(张建梅, 2020); 淮河上游流域的降水量增加, 径流波动增加(Yao等, 2021), 这些结论与本文的相应研究结果一致。未来可以有选择性地采用更多的模式进行研究(Hasan等, 2020), 并考虑对SSP1-2.6和SSP3-7.0等辐射强迫较低或适中的情景进行中国陆地的人文变化预估(Su等, 2021)。

4.3 VIC模型和模式集合的不确定性

受实测资料不足的约束, 本研究采用的VIC模型在中国的西部和西北部流域没有进行参数率定, 直接采用相邻流域经过率定后的参数(Zhang等, 2014), 这会对径流模拟带来一定的误差。气候驱动方面, 中国西部地区的气象站点稀疏, 也会给CMFD带来误差。模型原理方面, VIC模型在干旱地区的表现往往不如湿润地区(Yang等, 2019, 2021)。这些因素使VIC模型在中国西部和西北地区的水文模拟具有更大的不确定性。因此, 本文在流域尺度的研究中, 并没有涉及西部和西北部这些VIC模型参数未被率定的流域, 不过这些流域径流量较小, 对评估中国陆地尺度的总径流量变化影响不大。此外, 本研究使用的VIC模型没有考虑水利工程和人类用水, 也会对人类活动频繁地区的径流模拟带来一定误差。在未来的研究中, 可以尽可能地收集中国西北地区的实测气象和径流数据, 并探究陆地水循环演变中自然和人为因素的影响与反馈(汤秋鸿, 2020), 先在部分水利工程和人类用水资料比较齐全的地区, 考虑水库和人类活动对径流模拟的影响。

本文对多模式集合采用的是传统的算术集合平均分析方法, 最近, IPCC第六次评估报告中采用一种基于观测数据的、物理意义明确的“涌现约束”新方法(陈德亮和赖慧文, 2021), 限制或缩小气候模型结果范围。这表明, 观测约束可为减小多模式预估的不确定性

提供新的方法和思路, 但“涌现约束”需要大量比较可靠的观测资料, 未来可以借助信息地理学的集成方法和大数据技术等实现更有效和准确的数据获取(李新等, 2022)。

5 结论

本研究基于VIC水文模型, 以CMFD格点资料为历史参考, 采用经过EDCDFm统计降尺度偏差校正后的六个CMIP6模式(CanESM5、FGOALS-g3、GFDL-CM4、IPSL-CM6A-LR、MPI-ESM1-2-HR和MRI-ESM2-0)数据与SSP2-4.5和SSP5-8.5两种未来情景, 预估未来21世纪中国陆地及主要流域的陆面水循环变化。主要结论有以下三点:

(1) 采用CMFD驱动VIC模型和CaMa-Flood模型, 模拟的月径流量在黄河和淮河流域NSE为0.6, 在其他研究流域NSE为0.7~0.9, 表明VIC模型水文模拟在中国陆地适用。基于CMFD和EDCDFm统计降尺度偏差校正后的0.25°网格的月降水量、月平均日最高气温和最低气温在历史期(1985~2014年)精度大幅度提高, 基于模式Ensemble的多年平均年降水量、年蒸散量与年径流深与基于CMFD的结果基本一致, 降尺度偏差校正后的模式在中国具有可靠性。未来近期(2020~2049年)和未来远期(2070~2099年), 降尺度偏差校正后各模式的年降水量在大部分流域大幅度减少, 而年平均日最高气温和最低气温在大部分流域略微下降。

(2) 单个模式数据在流域尺度的水文预估有较大的不确定性, SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 6个模式中多数模式都反映未来近期和未来远期各个流域的年降水量、年蒸散量和年径流深相对历史期增加, 而模式MPI-ESM1-2-HR的年降水量和年径流深在雅鲁藏布江、怒江和澜沧江流域的未来近期和远期都大幅度减少, 模式IPSL-CM6A-LR的年降水量和年径流深在怒江和澜沧江流域未来近期减少, 模式FGOALS-g3预估黑河流域未来近期和珠江流域未来远期的年径流深略微减少。多模式算术集合平均能减小模式预估的不确定性。

(3) SSP2-4.5情景下, 模式Ensemble的年降水量、年蒸散量和年径流深在中国陆地2015~2099年整体呈波动增加情势。未来近期和未来远期, 模式Ensemble预

估的年降水量、年蒸散量和年径流深在大部分网格和11个流域都相对历史时期增加, 未来近期年降水量、年蒸散量减少的网格主要分布在西南、西北地区, 年径流深减少的网格主要分布在西北和西南少数地区, 未来远期年降水量、年蒸散量和年径流深在中国陆地绝大多数网格都增加。SSP5-8.5情景下, 模式Ensemble预估的年降水量、年蒸散量和年径流深也在大多数网格呈增加情势, 且未来近期相比SSP2-4.5情景更加湿化, 未来远期的年径流深仅在长江上游相对减少。即在SSP2-4.5和SSP5-8.5情景下, 未来中国陆地和各流域的水资源量都可能增多, 年径流量的减少主要可能出现在西北和西南地区。该研究结论可为气候变化下中国未来的水资源管理和风险分析提供有力的科学参考。

致谢 数据来自国家青藏高原科学数据中心(<http://data.tpdc.ac.cn>)和Earth System Grid Federation(<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6>)。

参考文献

- 陈德亮, 赖慧文. 2021. IPCC AR6 WGI报告的背景、架构和方法. 气候变化研究进展, 17: 636–643
- 刘双. 2016. 基于神经网络与半分布式水文模型相结合的缺资料区径流估计模型——以莺落峡流域为例. 北京师范大学学报: 自然科学版, 52: 393–401
- 李新, 郑东海, 冯敏, 陈发虎. 2022. 信息地理学: 信息革命重塑地理学. 中国科学: 地球科学, 52: 370–373
- 汤秋鸿. 2020. 全球变化水文学: 陆地水循环与全球变化. 中国科学: 地球科学, 50: 436–438
- 王迪, 刘梅冰, 陈兴伟, 高路. 2021. 基于CMIP5和SWAT的山美水库流域未来蓝绿水时空变化特征. 南水北调与水利科技(中英文), 19: 446–458
- 谢正辉. 2016. 黑河流域中游河道部分断面流量水位估算数据集(1979–2014). 国家青藏高原科学数据中心
- 张建梅. 2020. 基于CMIP6全球气候模式的澜沧江流域气候变化初步评估. 硕士学位论文. 南京: 南京信息工程大学. 1–73
- 周玉杉, 李新, 郑东海, 李志伟, 安宝晟, 汪赢政, 姜德才, 苏建宾, 曹斌. 2021. 气候变化和异常天气共同导致印度杰莫利冰-岩崩塌. 中国科学: 地球科学, 51: 2112–2125
- Ahmed K F, Wang G, Silander J, Wilson A M, Allen J M, Horton R, Anyah R. 2013. Statistical downscaling and bias correction of climate model outputs for climate change impact assessment in the U.S. northeast. *Glob Planet Change*, 100: 320–332

- Arnold J G, Moriasi D N, Gassman P W, Abbaspour K C, White M J, Srinivasan R, Santhi C, Harmel R D, van Griensven A, Van Liew M W, Kannan N, Jha M K. 2012. SWAT: Model use, calibration, and validation. *Trans ASABE*, 55: 1491–1508
- Birkinshaw S J, Guerreiro S B, Nicholson A, Liang Q, Quinn P, Zhang L, He B, Yin J, Fowler H J. 2017. Climate change impacts on Yangtze River discharge at the Three Gorges Dam. *Hydrol Earth Syst Sci*, 21: 1911–1927
- Bohn T J, Vivoni E R. 2019. MOD-LSP, MODIS-based parameters for hydrologic modeling of North American land cover change. *Sci Data*, 6: 144
- Cook B I, Mankin J S, Marvel K, Williams A P, Smerdon J E, Anchukaitis K J. 2020. Twenty-first century drought projections in the CMIP6 forcing scenarios. *Earths Future*, 8: e2019EF001461
- Cucchi M, Weedon G P, Amici A, Bellouin N, Lange S, Müller Schmied H, Hersbach H, Buontempo C. 2020. WFDE5: Bias-adjusted ERA5 reanalysis data for impact studies. *Earth Syst Sci Data*, 12: 2097–2120
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, Senior C A, Stevens B, Stouffer R J, Taylor K E. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization. *Geosci Model Dev*, 9: 1937–1958
- Frieler K, Lange S, Piontek F, Reyer C P O, Schewe J, Warszawski L, Zhao F, Chini L, Denvil S, Emanuel K, Geiger T, Halladay K, Hurtt G, Mengel M, Murakami D, Ostberg S, Popp A, Riva R, Stevanovic M, Suzuki T, Volkholz J, Burke E, Ciais P, Ebi K, Eddy T D, Elliott J, Galbraith E, Gosling S N, Hattermann F, Hickler T, Hinkel J, Hof C, Huber V, Jägermeyr J, Krysanova V, Marcé R, Müller Schmied H, Mouratiadou I, Pierson D, Tittensor D P, Vautard R, van Vliet M, Biber M F, Betts R A, Bodirsky B L, Deryng D, Frohling S, Jones C D, Lotze H K, Lotze-Campen H, Sahajpal R, Thonicke K, Tian H, Yamagata Y. 2017. Assessing the impacts of 1.5°C global warming—Simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b). *Geosci Model Dev*, 10: 4321–4345
- Gedney N, Cox P M, Betts R A, Boucher O, Huntingford C, Stott P A. 2006. Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439: 835–838
- Gleick P H. 1989. Climate change, hydrology, and water resources. *Rev Geophys*, 27: 329–344
- Gonzalez P, Neilson R P, Lenihan J M, Drapek R J. 2010. Global patterns in the vulnerability of ecosystems to vegetation shifts due to climate change. *Glob Ecol Biogeogr*, 19: 755–768
- Gu L, Chen J, Yin J B, Xu C Y, Zhou J Z. 2020. Responses of precipitation and runoff to climate warming and implications for future drought changes in China. *Earths Future*, 8: e2020EF001718
- Guo S L, Guo J, Hou Y K, Xiong L H, Hong X J. 2015. Prediction of

- future runoff change based on Budyko hypothesis in Yangtze River Basin. *Adv Water Sci*, 26: 151–160
- Hansen M C, Defries R S, Townshend J R G, Sohlberg R. 2000. Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach. *Int J Remote Sens*, 21: 1331–1364
- Hassan I, Kalin R M, White C J, Aladejana J A. 2020. Selection of CMIP5 GCM ensemble for the projection of spatio-temporal changes in precipitation and temperature over the Niger Delta, Nigeria. *Water*, 12: 385
- He J, Yang K, Tang W, Lu H, Qin J, Chen Y Y, Li X. 2020. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China. *Sci Data*, 7: 25
- 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. Cambridge: Cambridge University Press, doi:10.1017/9781009157896
- Jiang D, Hu D, Tian Z, Lang X. 2020. Differences between CMIP6 and CMIP5 models in simulating climate over China and the East Asian monsoon. *Adv Atmos Sci*, 37: 1102–1118
- Jin J L, Wang G Q, Zhang J Y, Yang Q L, Liu C S, Liu Y L, Bao Z X, He R M. 2020. Impacts of climate change on hydrology in the Yellow River source region, China. *J Water Clim Change*, 11: 916–930
- Leng G Y, Tang Q H, Huang M Y, Hong Y, Ruby L L. 2015. Projected changes in mean and interannual variability of surface water over continental China. *Sci China Earth Sci*, 58: 739–754
- Li H B, Sheffield J, Wood E F. 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *J Geophys Res*, 115: D10101
- Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F, Burges S J. 1994. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. *J Geophys Res*, 99: 14415–14428
- Liang X, Wood E F, Lettenmaier D P. 1996. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L model: Evaluation and modification. *Glob Planet Change*, 13: 195–206
- Lim W H, Yamazaki D, Koirala S, Hirabayashi Y, Kanae S, Dadson S J, Hall J W, Sun F. 2018. Long-term changes in global socioeconomic benefits of flood defenses and residual risk based on CMIP5 climate models. *Earths Future*, 6: 938–954
- Liu M, Adam J C, Richey A S, Zhu Z, Myneni R B. 2018. Factors controlling changes in evapotranspiration, runoff, and soil moisture over the conterminous U.S.: Accounting for vegetation dynamics. *J Hydrol*, 565: 123–137
- Liu S, Xie Z H, Zeng Y J. 2016. Discharge estimation for an ungauged inland river in an arid area related to anthropogenic activities: A case study of Heihe River Basin, Northwestern China. *Adv Meteorol*, 2016: 6716501
- Livneh B, Rosenberg E A, Lin C, Nijssen B, Mishra V, Andreadis K M, Maurer E P, Lettenmaier D P. 2013. A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the Conterminous United States: Update and extensions. *J Clim*, 26: 9384–9392
- Maurer E P, Wood A W, Adam J C, Lettenmaier D P, Nijssen B. 2002. A long-term hydrologically based dataset of land surface fluxes and states for the Conterminous United States. *J Clim*, 15: 3237–3251
- O'Neill B C, Tebaldi C, van Vuuren D P, Eyring V, Friedlingstein P, Hurtt G, Knutti R, Kriegler E, Lamarque J F, Lowe J, Meehl G A, Moss R, Riahi K, Sanderson B M. 2016. The scenario model intercomparison project (ScenarioMIP) for CMIP6. *Geosci Model Dev*, 9: 3461–3482
- Riahi K, van Vuuren D P, Kriegler E, Edmonds J, O'Neill B C, Fujimori S, Bauer N, Calvin K, Dellink R, Fricko O, Lutz W, Popp A, Cuarema J C, Kc S, Leimbach M, Jiang L, Kram T, Rao S, Emmerling J, Ebi K, Hasegawa T, Havlik P, Humpenöder F, Da Silva L A, Smith S, Stehfest E, Bosetti V, Eom J, Gernaat D, Masui T, Rogelj J, Strefler J, Drouet L, Krey V, Luderer G, Harmsen M, Takahashi K, Baumstark L, Doelman J C, Kainuma M, Klimont Z, Marangoni G, Lotze-Campen H, Obersteiner M, Tabeau A, Tavoni M. 2017. The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Glob Environ Change*, 42: 153–168
- Sheffield J, Goteti G, Wood E F. 2006. Development of a 50-year high-resolution global dataset of meteorological forcings for land surface modeling. *J Clim*, 19: 3088–3111
- Skliris N, Zika J D, Nurser G, Josey S A, Marsh R. 2016. Global water cycle amplifying at less than the Clausius-Clapeyron rate. *Sci Rep*, 6: 38752
- Su B, Huang J, Mondal S K, Zhai J, Wang Y, Wen S, Gao M, Lv Y, Jiang S, Jiang T, Li A. 2021. Insight from CMIP6 SSP-RCP scenarios for future drought characteristics in China. *Atmos Res*, 250: 105375
- Sun F, Mejia A, Zeng P, Che Y. 2019. Projecting meteorological, hydrological and agricultural droughts for the Yangtze River Basin. *Sci Total Environ*, 696: 134076
- Sun J L, Lei X H, Tian Y, Liao W H, Wang Y H. 2013. Hydrological impacts of climate change in the upper reaches of the Yangtze River Basin. *Quat Int*, 304: 62–74
- Teutschbein C, Seibert J. 2012. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies: Review and evaluation of different methods. *J Hydrol*, 456–457: 12–29
- van Vuuren D P, Edmonds J, Kainuma M, Riahi K, Thomson A,

- Hibbard K, Hurtt G C, Kram T, Krey V, Lamarque J F, Masui T, Meinshausen M, Nakicenovic N, Smith S J, Rose S K. 2011. The representative concentration pathways: An overview. *Clim Change*, 109: 5–31
- Wang G Q, Zhang J Y, Jin J L, Pagano T C, Calow R, Bao Z X, Liu C S, Liu Y L, Yan X L. 2012. Assessing water resources in China using PRECIS projections and a VIC model. *Hydrol Earth Syst Sci*, 16: 231–240
- Wang Y Q, Yang X L, Zhang M R, Zhang L Q, Yu X H, Ren L L, Liu Y, Jiang S H, Yuan F. 2019. Projected effects of climate change on future hydrological regimes in the upper Yangtze River Basin, China. *Adv Meteor*, 2019: 1545746
- Wang Z L, Zhong R D, Lai C G, Zeng Z Y, Lian Y Q, Bai X Y. 2018. Climate change enhances the severity and variability of drought in the Pearl River Basin in South China in the 21st century. *Agric For Meteorol*, 249: 149–162
- Warszawski L, Frieler K, Huber V, Piontek F, Serdeczny O, Schewe J. 2014. The Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISI-MIP): Project framework. *Proc Natl Acad Sci USA*, 111: 3228–3232
- Watterson I G. 2008. Calculation of probability density functions for temperature and precipitation change under global warming. *J Geophys Res-Atmos*, 113: D12106
- Wu Z Y, Chen X, Lu G H, Xiao H, He H, Zhang J H. 2017. Regional response of runoff in CMIP5 multi-model climate projections of Jiangsu Province, China. *Stoch Environ Res Risk Assess*, 31: 2627–2643
- Wu Z Y, Lu G H, Wen L, Lin C A. 2011. Reconstructing and analyzing China's fifty-nine year (1951–2009) drought history using hydrological model simulation. *Hydrol Earth Syst Sci*, 15: 2881–2894
- Xu L L, Wang A H. 2019. Application of the bias correction and spatial downscaling algorithm on the temperature extremes from CMIP5 multimodel ensembles in China. *Earth Space Sci*, 6: 2508–2524
- Yamazaki D, Kanae S, Kim H, Oki T. 2011. A physically based description of floodplain inundation dynamics in a global river routing model. *Water Resour Res*, 47: W04501
- Yang K, He J, Tang W J, Qin J, Cheng C C K. 2010. On downward shortwave and longwave radiations over high altitude regions: Observation and modeling in the Tibetan Plateau. *Agric For Meteorol*, 150: 38–46
- Yang Y, Pan M, Beck H E, Fisher C K, Beighley R E, Kao S C, Hong Y, Wood E F. 2019. In quest of calibration density and consistency in hydrologic modeling: Distributed parameter calibration against streamflow characteristics. *Water Resour Res*, 55: 7784–7803
- Yang Y, Pan M, Lin P, Beck H E, Zeng Z, Yamazaki D, David C H, Lu H, Yang K, Hong Y, Wood E F. 2021. Global reach-level 3-hourly river flood reanalysis (1980–2019). *Bull Am Meteorol Soc*, 102: E2086–E2105
- Yao Y, Qu W, Lu J X, Cheng H, Pang Z G, Lei T J, Tan Y A. 2021. Responses of hydrological processes under different shared socio-economic pathway scenarios in the Huaihe River Basin, China. *Water*, 13: 1053
- Zhang X J, Tang Q H, Pan M, Tang Y. 2014. A long-term land surface hydrologic fluxes and states dataset for China. *J Hydrometeorol*, 15: 2067–2084
- Zhang Y, You Q L, Chen C C, Ge J. 2016. Impacts of climate change on streamflows under RCP scenarios: A case study in Xin River Basin, China. *Atmos Res*, 178-179: 521–534
- Zhao Y, Li Z S, Cai S Y, Wang H. 2020. Characteristics of extreme precipitation and runoff in the Xijiang River Basin at global warming of 1.5°C and 2°C. *Nat Hazards*, 101: 669–688
- Zhu H H, Jiang Z H, Li J, Li W, Sun C X, Li L. 2020. Does CMIP6 inspire more confidence in simulating climate extremes over China? *Adv Atmos Sci*, 37: 1119–1132

(责任编辑: 李新)