

杨笑宇, 林朝晖, 王雨曦, 等. 2017. CMIP5 耦合模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟及预估 [J]. 气候与环境研究, 22 (3): 253–270. Yang Xiaoyu, Lin Zhaohui, Wang Yuxi, et al. 2017. Simulation and projection of snow water equivalent over the Eurasian continent by CMIP5 coupled models [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (3): 253–270, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16104.

## CMIP5 耦合模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟及预估

杨笑宇<sup>1,2</sup> 林朝晖<sup>1,3</sup> 王雨曦<sup>1,2</sup> 陈红<sup>1</sup> 俞越<sup>1,2</sup>

1 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境科学中心, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

**摘要** 基于美国冰雪资料中心 (NSIDC) 提供的卫星遥感雪水当量资料, 评估了 26 个 CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project) 耦合模式对 1981~2005 年欧亚大陆冬季雪水当量的模拟能力, 在此基础上应用多模式集合平均结果, 预估了 21 世纪欧亚大陆雪水当量的变化情况。结果表明, CMIP5 耦合模式对欧亚大陆冬季雪水当量空间分布具有一定的模拟能力, 能够再现出欧亚大陆冬季雪水当量由南向北递增、青藏高原积雪多于同纬度其他地区的特征; 就雪水当量的幅值而言, 几乎所有模式均显著低估了西伯利亚中部雪水当量的大值中心, 对中国东北地区雪水当量的模拟也显著偏低, 但模式对乌拉尔山以西的东欧平原、我国北方及蒙古地区冬季雪水当量的模拟却比卫星遥感资料显著偏大, 此外模式对堪察加半岛及以北的西伯利亚东北部地区的雪水当量也明显偏大。对于青藏高原地区, 虽然部分模式可以模拟出青藏高原东部的雪水当量大值区, 但大多数模式对青藏高原西部雪水当量的模拟却明显偏大, 存在虚假的大值中心。对遥感反演资料的 EOF (Empirical Orthogonal Function) 分解表明, 对于 EOF 第一个模态所对应欧亚大陆全区一致的年代际变化特征, 仅有少数模式具有一定的模拟能力, 大多数模式以及多模式集合的结果均未能予以反映; 对应于欧亚大陆雪水当量年际变化的 EOF 第二模态而言, 仅有少数模式 (如俄罗斯的 INMCM4) 具有一定的再现能力, 绝大多数模式对该模态及其时间演变的特征没有模拟能力。比较 CMIP5 多模式的集合预估结果与 1981~2005 年基准时段的雪水当量, 可以发现在 RCP4.5 排放情景下, 西伯利亚中东部地区的雪水当量相对于基准时段显著增加, 区域平均的增加量在 21 世纪前、中、后期分别为 4.1 mm、5.4 mm 和 6.8 mm, 且随时间增加得更显著; 对 90°E 以西的欧洲大陆和青藏高原地区, 其雪水当量则相对减少, 减少的幅度和显著性也随时间而增大。就雪水当量的相对变化而言, 在欧亚大陆东北部存在雪水当量相对变化的大值区, 在 21 世纪后期相对变化显著区大都在 5%~10%; 但在青藏高原、斯堪的纳维亚半岛和东欧平原, 并没有发现雪水当量相对变化的高值区, 这是由于这些区域冬季雪水当量的幅值较大的缘故。RCP8.5 情景下欧亚大陆雪水当量的变化特征与 RCP4.5 相类似, 只是变化的幅度更大。

**关键词** CMIP5 模式 雪水当量 模式评估 气候预估

**文章编号** 1006-9585 (2017) 03-0253-18

**中图分类号** P456

**文献标识码** A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16104

## Simulation and Projection of Snow Water Equivalent over the Eurasian Continent by CMIP5 Coupled Models

YANG Xiaoyu<sup>1,2</sup>, LIN Zhaohui<sup>1,3</sup>, WANG Yuxi<sup>1,2</sup>, CHEN Hong<sup>1</sup>, and YU Yue<sup>1,2</sup>

**收稿日期** 2016-05-18; 网络预出版日期 2016-12-16

**作者简介** 杨笑宇, 男, 1988 年出生, 博士研究生, 主要从事陆面水文循环研究。E-mail: yangxiaoyu@mail.iap.ac.cn

**通讯作者** 林朝晖, E-mail: lzh@mail.iap.ac.cn

**资助项目** 国家重点研发项目 2016YFC0402702, 国家自然科学基金项目 41575095、41575080, 中国科学院国际合作—一带一路专项 134111KYSB20160010

**Funded by** National key Research and Development Program of China (Grant 2016YFC0402702), Natural Science Foundation of China (Grants 41575095, 41575080), Chinese Academy of Science “The the Belt and Road Initiatives” Program: Climate Change Research and Observation Project (Grant 134111KYSB20160010)

1 International Center for Climate and Environment Sciences, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

**Abstract** Based on the remote sensing data from National Snow and ICE Data Center (NSIDC), the performance of CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project) models in reproducing the winter snow water equivalent (SWE) in the Eurasian continent during 1981–2005 was evaluated first, and the multi-model ensemble (MME) technique was then applied to project the SWE changes over Eurasian continent in the 21st century under the conditions of two different representative concentration pathways (RCP4.5 and RCP8.5) using eight good CMIP models out of total 26 models. The results show that the models were able to reproduce the spatial pattern of winter mean SWE in the Eurasia, i.e. the 25-year average of SWE increased from south to north and SWE in the Tibetan Plateau was much higher than those in other regions of the same latitude. However, some errors still existed in the models. For example, almost all models underestimated the maximum SWE in central Siberia, and SWE in northeastern China was also underestimated. It was found that SWE to the west of Ural Mountains and over northern part of China and Mongolia was overestimated when compared with observation. Meanwhile, only a subset of the models could produce the maximum SWE on the eastern Tibetan Plateau, and the spurious maximum SWE could be found on the western Tibetan Plateau in most CMIP5 models. The spatial and temporal characteristics of winter SWE from CMIP5 model simulations and observations were further analyzed using the Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis, and the results suggested that only a small number of CMIP5 models could reproduce main features of the first eigenvector that reflects the decadal variation of SWE over the whole Eurasia. The second mode reflects the annual variation of SWE over the Eurasia, and only a few models (e.g., INMCM4) could reproduce the spatial and temporal characteristics of the second mode to some extent. With respect to the reference period 1981–2005, projection of SWE by the MME under the RCP4.5 shows that SWE in the northeastern Eurasia continent would increase significantly with an increase of 4.1 mm for the 25-year averaged winter SWE in the early stage of the 21st century, followed by 5.4-mm and 6.8-mm increases in the middle and late 21st century, respectively. In contrast, there would exist a decrease of SWE in continental Europe to the west of 90°E and over the Tibetan Plateau and the decrease would become more severe with time. In terms of percentage change of SWE, the region with large magnitudes was found in the northeastern Eurasian continent, where the increase of SWE could be around 5%–10%. However, no maximum centers were found in the Tibetan Plateau, Scandinavian Peninsula and East European Plain possibly because of the large values of winter SWE in these regions. Projection of SWE changes by the MME under the high emission scenario RCP8.5 shows a similar pattern with results under the emission scenario RCP4.5, but with larger amplitudes of changes in snow water equivalence.

**Keywords** CMIP5 models, Snow water equivalent, Model evaluation, Climate projection

## 1 引言

作为气候系统的重要分量，冰冻圈拥有巨大的水储量和热含量，从而对其他圈层有着重要作用（IPCC, 2007）。积雪是冰冻圈的重要组成部分，其高反照率、融雪冷却等效应对全球能量收支有着重要影响，而积雪消融过程对全球陆地水循环过程有着重要调节作用（Lin et al., 1996; Vavrus, 2007; 孙燕华等, 2014），积雪增减还可以调控土壤水分、温度，并对当地土壤微生物、动物和植物群落的生命活动有着很大影响（Walker et al., 1995）。已有研究表明，积雪异常与全球及区域气候异常存在密切的关系（符淙斌, 1980; Zhao et al., 2007）。

陈烈庭和阎志新（1978）首先指出青藏高原的积雪异常对我国南方汛期降水有着重要影响，随后的一些研究（韦志刚等, 1998; 吴统文和钱正安, 2000; Wu and Qian, 2003）进一步证实青藏高原冬春积雪对我国东部地区降水的重要影响。除青藏高原积雪外，欧亚大陆的秋冬季节的积雪异常与东亚春夏季节的降水异常也有着密切的关系（Wu and Kirtman, 2007），而 Zuo et al. (2011) 的研究则指出，欧亚大陆春季积雪的年代际变化可显著影响中国区域春季的降水年代际变化。

此外，积雪还可作为冰冻圈对气候变化响应的重要指标，并呈现出不同的区域变化特征。Brown and Robinson (2011) 的研究表明，1922~2010 年期

间北半球积雪覆盖范围存在一个显著的减少过程，并且在 1970~2010 年间减少加速，Déry and Brown (2007) 的研究指出北半球积雪面积的减少主要发生在春季。基于地面站资料，李培基 (2001) 发现 1951~1997 年新疆冬季积雪长期变化表现为显著的年际波动过程叠加在长期缓慢的增加趋势之上，韦志刚等 (2002) 针对青藏高原积雪空间分布进行了研究，指出高原积雪存在较为显著的年代际变化特征。Qin et al. (2006) 分析指出，中国西部积雪面积在 20 世纪 80 至 90 年代并未随着气候变暖加剧而持续减少；刘俊峰等 (2012) 分析了我国北方 2002 年至 2010 年期间年积雪日数大于 60 天的季节性稳定积雪的线性变化趋势，发现青藏高原及全国均表现出先增后减的变化特征，但整体上三大积雪区的稳定积雪面积无明显变化。王秋香等 (2009) 的研究则发现北疆地区最大积雪深度在 1961~2006 年期间呈显著增加趋势，平均年增长 0.8%，并与冬季降水量变化呈正相关关系；积雪日数的增加主要发生在 1960~1980 年代，1990 年代以来有所减少。

鉴于欧亚大陆积雪对区域及全球气候异常的重要作用，评估现阶段气候模式对欧亚大陆积雪的模拟能力，将为利用气候模式开展气候模拟和预测、评估未来气候变化提供科学基础，此外，还可在一定程度上理解评估未来积雪变化的不确定性。近些年，针对模式对于北半球不同区域积雪变化的模拟评估及评估已开展了一些工作。IPCC AR4 的评估指出 21 世纪北半球积雪将大范围减少，但在西伯利亚地区积雪仍增加 (Meleshko et al., 2005; Hosaka et al., 2005; IPCC, 2007)。利用 CMIP3 模式的评估结果，王澄海等 (2010) 发现在 A1B、B1 情景下，2002~2050 年新疆北部地区的积雪深度呈减少趋势，A2 情景下，未来 40 年新疆地区除天山附近外，积雪深度变化呈减少趋势；马丽娟等 (2011) 则发现在 A2 和 B1 情景下，欧亚大陆整体的雪水当量在 2002~2060 年呈现一致的减少趋势，欧亚大陆东北部存在显著正趋势外，其余地区均为显著负趋势；王芝兰和王澄海 (2012) 对中国地区未来 40 年雪水当量变化的评估指出，在 A1B 和 B1 情景下，青藏高原地区、华北平原地区、长江中游地区及东北北部地区的雪水当量均呈减少趋势，A1B 情景下比 B1 情景下雪水当量的减少更为明显。

值得指出的是，已有的对积雪的模拟评估研究都基于 CMIP3 耦合模式，评估结果表明模式虽然

北半球积雪具备一定的模拟能力，但与观测相比还存在较大差距。而已有对欧亚大陆及我国未来积雪变化的评估也大都基于 CMIP3 模式的评估结果。相比于 CMIP3 模式，目前最新的 CMIP5 耦合模式的物理过程参数化方案、模式分辨率均有显著改善，所用的外强迫也更接近实际 (Taylor et al., 2011)。显然评估最新 CMIP5 模式对积雪的模拟能力，并评估未来不同排放情景下积雪的变化特征，可为未来大陆尺度水资源变化的评估以及气候变化应对策略提供科学基础。

此外，用于表征积雪变化的参数可包括降雪日数、雪深、雪密度、积雪覆盖率、雪水当量等。张若楠等 (2014) 对中国冬季积雪的站点最大雪深、站点雪日、卫星遥感雪深、积雪覆盖率和雪水当量共 5 种参数的时空特征及差异性进行了分析研究，发现新疆、东北和内蒙古地区的雪深、积雪覆盖和雪日随时间有逐渐增多的趋势，但雪水当量在东北部分地区呈现出减少的趋势，这说明不同积雪参数对气候变化的响应可能也有所不同。利用 CMIP5 模式的评估结果，朱献和董文杰 (2013) 评估了模式对 20 世纪北半球 3~4 月份积雪面积的模拟能力，并对 21 世纪北半球春季积雪面积的变化进行了评估，但未必涉及欧亚大陆的冬季，且评估的对象是积雪面积。本文将从雪水当量这一积雪参数出发，着重评估 CMIP5 耦合模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟情况，并在此基础上，给出不同排放情景下欧亚大陆 21 世纪雪水当量的评估结果。

## 2 数据和分析方法

本文使用的观测资料为美国冰雪数据中心 (NSIDC) 提供的全球遥感反演的逐月雪水当量资料 (Snow Water Equivalence, SWE)，资料的空间分辨率为  $25 \text{ km} \times 25 \text{ km}$ ，时间跨度为 1978 年 11 月至今。该资料来源于 SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) 和 SSM/I (Selected Special Sensor Microwave/Images)，且在北半球经过逐周积雪发生概率数据订正，增强了欧亚大陆雪水当量资料的可信度，适用于大陆尺度的分析研究 (Armstrong et al., 2007)。Liu et al. (2014) 利用台站资料对 NSIDC 雪水当量资料的适用性进行了评估，指出基于 NSIDC 资料的雪水当量时空分布

特征总体与台站观测资料较为相符,但当雪水当量超过120 mm时,NSIDC资料相对台站雪水当量存在一定程度的低估。然而由于雪水当量站点观测数据的匮乏,现阶段基于卫星遥感的积雪产品仍然是全球气候模式积雪模拟评估的主要数据源(朱献和董文杰,2013),尤其是高原和山区缺少气象站的地区,以及北半球更大区域积雪的研究(张若楠等,2014)。马丽娟等(2011)利用该资料评估了CMIP3模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟能力,也证实了该资料在积雪模拟评估中的适用性。但值得指出的是,对于本研究中的中西伯利亚高原以及青藏高原部分地区,NSIDC遥感的雪水当量可能存在一定程度的低估,这在模式评估分析中需要予以注意。本文所用的CMIP5耦合模式模拟数据包含历史(historical)模拟结果、RCP4.5以及RCP8.5预估结果,本研究中选用了26个可提供上述模拟和预估雪水当量数据的模式,在进行多模式集合时,则采用简单的等权重算术平均。具体模式信息可参见表1。

表1 26个CMIP5气候模式基本信息介绍

Table 1 Description of the 26 CMIP5 climate models used in this study

模式名称	空间分辨率(纬度×经度)	研发国家
ACCESS1.0	1.3°×1.9°	澳大利亚
ACCESS1.3	1.3°×1.9°	澳大利亚
BCC	2.8°×2.8°	中国
BCC-m	1.1°×1.1°	中国
CanESM2	2.8°×2.8°	加拿大
CCSM4	0.94°×1.3°	美国
CESM1-BGC	0.94°×1.3°	美国
CSIRO-Mk3.6.0	1.9°×1.9°	澳大利亚
FGOALS-g2	3.0°×2.8°	中国
FIO-ESM	2.8°×2.8°	中国
GFDL-CM3	2.0°×2.5°	美国
GFDL-ESM2G	2.0°×2.5°	美国
GFDL-ESM2M	2.0°×2.5°	美国
GISS-E2-H	2.0°×2.5°	美国
GISS-E2-R	2.0°×2.5°	美国
GISS-E2-H-CC	2.0°×2.5°	美国
GISS-E2-R-CC	2.0°×2.5°	美国
HadGEM2-AO	1.3°×1.9°	韩国
INMCM4	1.5°×2.0°	俄罗斯
MIROC5	1.4°×1.4°	日本
MIROC-ESM	2.8°×2.8°	日本
MIROC-ESM-CHEM	2.8°×2.8°	日本
MPI-ESM-LR	1.9°×1.9°	德国
MPI-ESM-MR	1.9°×1.9°	德国
MRI-CGCM3	1.1°×1.1°	日本
NorESM1-ME	1.9°×2.5°	挪威

NSIDC遥感数据和CMIP5历史模拟试验结果时段取为1981~2005年,本文采用的RCP4.5和RCP8.5预估数据时段取为2016~2100年。为了方便与遥感数据对比和计算模式集合平均(MME),本文用双线性插值法将遥感和模式数据统一插值到1.0°(纬度)×1.0°(经度)分辨率的格点上。鉴于北半球积雪以冬季为主,本文主要分析冬季(12月至2月)雪水当量的情形,分析的区域以欧亚大陆(20°N~80°N,0°~180°)为主。

在评估模式对雪水当量的时空分布及其演变特征的模拟性能时,本文分别采用模式模拟结果与观测雪水当量场的偏差百分率B、空间相关系数R、空间标准差的比值SDR和S指数(Hirota et al.,2011)。其中,模式相对于观测的偏差百分率B定义为

$$B = \sum_{n=1}^N \frac{f_n - r_n}{r_n} \times 100\%, \quad (1)$$

其中,  $f_n$  和  $r_n$  分别为模式和观测每个格点的数据,  $N$  为空间点的个数。

模式相对于观测的空间相关系数R定义为

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r} \times 100\%, \quad (2)$$

其中,  $\bar{f}$  和  $\bar{r}$  分别为  $f$  和  $r$  的空间加权平均;

$\sigma_f = \sqrt{1/N \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}$  和  $\sigma_r = \sqrt{1/N \sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2}$  分别为  $f$  和  $r$  的空间标准差。

那么模式相对于观测的空间标准差SDR( $S_{DR}$ )定义为

$$S_{DR} = \frac{\sigma_f}{\sigma_r}, \quad (3)$$

这里SDR表示模式空间标准差和观测的比值,SDR越接近1.0,代表模式的空间变率和观测越相近。

为了综合、定量地分析模式对雪水当量的模拟能力,将空间相关系数R和空间标准差比值SDR合并为S指数,S指数由R和SDR组合定义,具体可写为

$$S = \frac{(1+R)^4}{4(S_{DR} + \frac{1}{S_{DR}})^2}, \quad (4)$$

这里  $S \leq 1.0$ ,且  $S$  越接近1.0,模式的模拟能力越好。

在基于上述指标对CMIP5模式模拟欧亚大陆雪水当量的能力进行评估的基础上,本文选取了若

于综合表现较好的模式, 分别预估了 RCP4.5 和 RCP8.5 两种排放情景下欧亚大陆 21 世纪早期(2016~2040 年)、中期(2046~2070 年)和后期(2076~2100 年)三个不同阶段雪水当量的变化情况, 这里用以对比的基准时段为 1981~2005 年。

### 3 CMIP5 模式对雪水当量的模拟评估

#### 3.1 雪水当量空间分布的模拟

图 1 给出了 NSIDC 遥感反演(后文用“观测”

表示)以及 26 个 CMIP5 耦合模式模拟的 1981~2005 年平均冬季雪水当量的空间分布, 同时还给出了 26 个模式的集合平均结果(后文用“MME”表示)。从图 1 可以发现, 观测的雪水当量在整个欧亚大陆呈现北多南少的特征, 在 50°N~70°N 的中高纬地区呈东多西少(基本以 90°E 为界), 青藏高原及其周边地区的雪水当量则较同纬度其他地区为高。此外, 还可发现在欧亚大陆存在三个雪水当量的大值区域, 其中中西伯利亚高原及其周边地区是整个欧亚大陆雪水当量的最大值中心, 该区域平

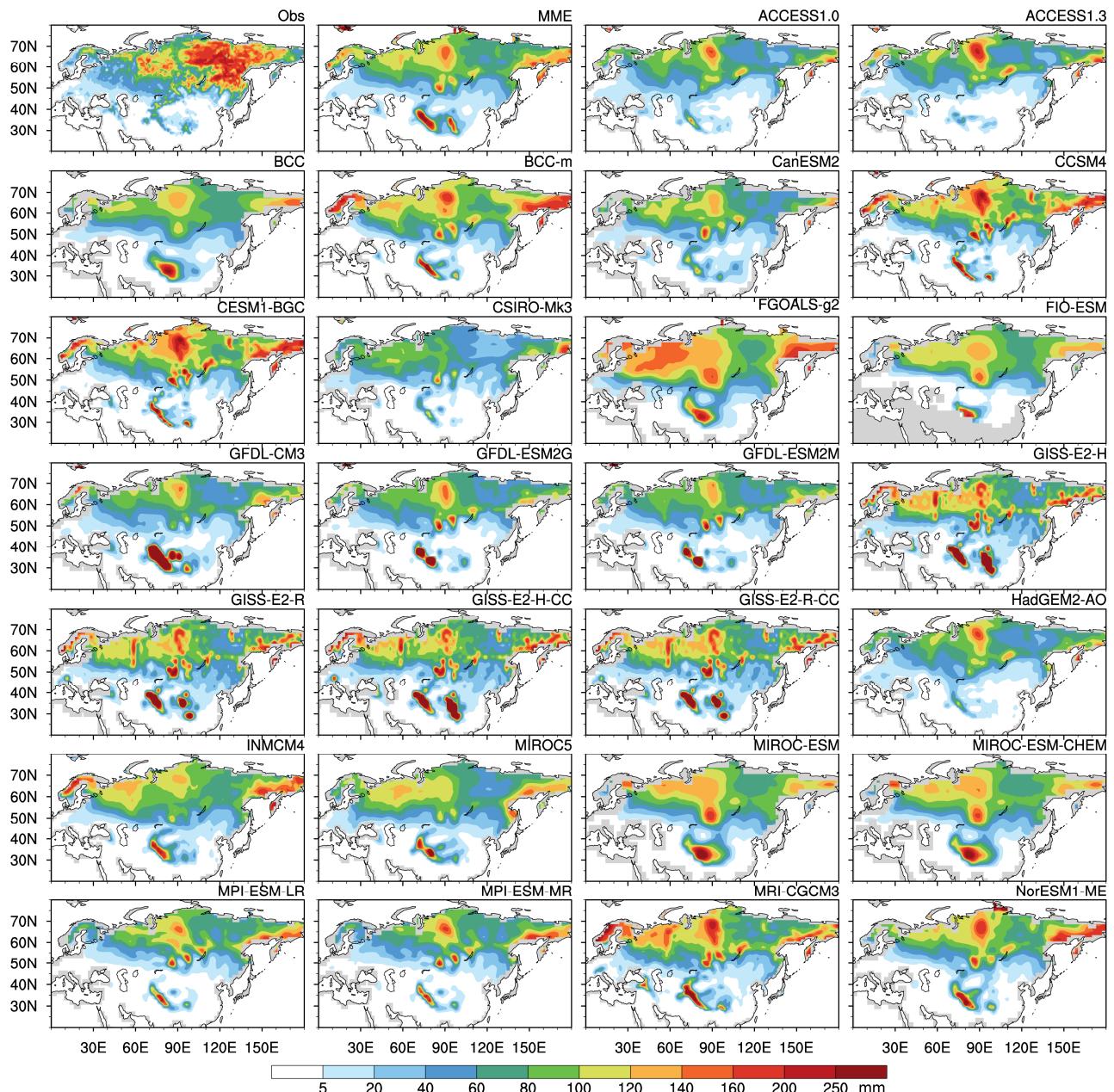


图 1 1981~2005 年平均遥感反演(Obs)和 26 个 CMIP5 模式模拟的欧亚大陆冬季平均雪水当量空间分布(MME 表示 26 个模式的集合平均结果)

Fig. 1 Winter mean SWE (Snow Water Equivalent) from remote sensing data (Obs) and the 26 CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project) models during 1981–2005 over the Eurasian continent (MME indicates multi-model ensemble)

均的雪水当量在 160 mm 以上, 中心最大数值可达 260 mm 以上; 在乌拉尔山脉以东的西西伯利亚平原地区也可发现雪水当量的大值区, 区域平均的量值在 110 mm 左右, 中心最大值可达 190 mm 以上。青藏高原作为同纬度雪水当量的大值中心, 该区域平均的雪水当量可达 29 mm, 最大值也可达 110 mm 以上。

基本上所有的 CMIP5 模式均可模拟欧亚大陆雪水当量北多南少、青藏高原区域高于同纬度其他地区的分布特征。但对于 50°N~70°N 中高纬地区,

基本上所有模式模拟的 90°E 以西的雪水当量均要高于 90°E 以东地区, 与观测的分布特征相反, 多模式集合模拟 (MME) 的中西伯利亚高原及其周边地区的雪水当量的最大值仅为 127 mm, 区域平均雪水当量仅为 74 mm 左右。此外虽然大多数模式对青藏高原东部存在的雪水当量大值区均有一定的模拟能力, 但在高原西部地区, 大多数模式却模拟出过强的大值中心, 与卫星反演的结果差别较大。

分析 CMIP5 模式对雪水当量模拟相对偏差的空间分布 (图 2) 可以发现, 绝大多数模式模拟的

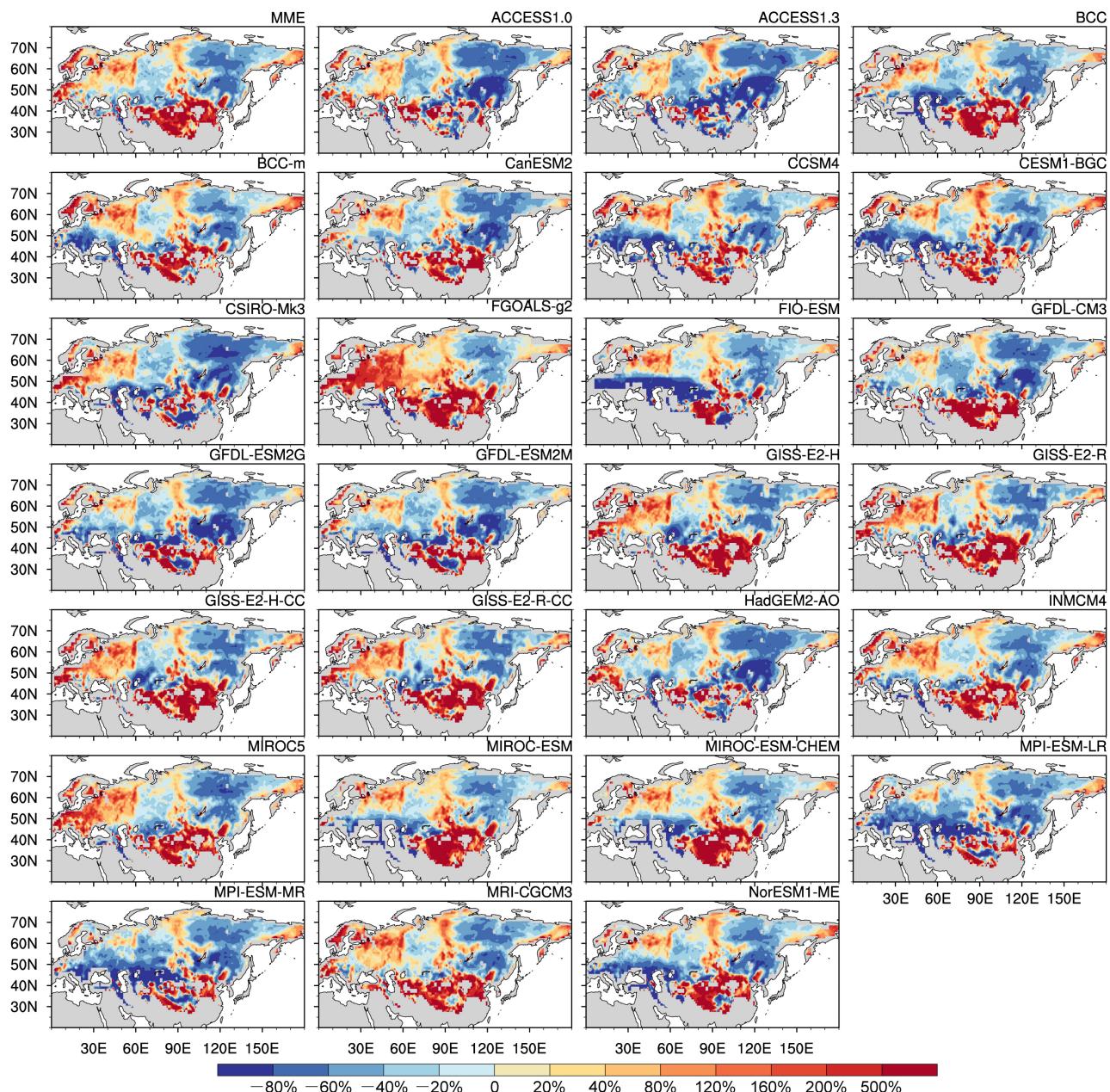


图 2 1981~2005 年 26 个 CMIP5 模式模拟与遥感观测欧亚大陆冬季平均雪水当量偏差百分率的空间分布

Fig. 2 Percentage bias of winter mean SWE between the 26 CMIP5 models and remote sensing data during 1981–2005 over the Eurasian continent

中西伯利亚高原及其以东地区的雪水当量与观测相比显著偏低, 多模式平均的模拟相对偏差大于50%; 对于乌拉尔山以东的西西伯利亚地区, 虽然绝大多数模式也低估了雪水当量, 但相对偏差偏小, 多模式平均的相对偏差在20%左右。

模式对欧亚大陆雪水当量高估最显著的区域位于中国北方和蒙古地区, 多模式平均的偏差超过150%。东欧平原、沿90°E的中西伯利亚高原的西侧地带、堪察加半岛及以北的部分地区的雪水当量也被多数模式高估, 多模式平均的相对偏差高估可达50%以上, 部分地区甚至可达100%以上, 且各CMIP5模式的模拟偏差均较为相近。在青藏高原西部地区, 大多数CMIP5模式均显著高估了该地区的雪水当量, 多模式平均的相对模拟偏差可达150%以上, 其中MIROC-ESM、MIROC-ESM-CHEM、FGOALS-g2、BCC模式对高原西部大范围雪水当量的高估可达200%以上, 相对而言MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR模式高估的范围和程度相对较弱, 但ACCESS1.0、ACCESS1.3、HadGEM2-AO模式却是低估了该地区的雪水当量。对于90°E以东的青藏高原东部地区, 不同模式间的模拟差异则较大, 包括ACCESS1.0、ACCESS1.3、CSIRO-Mk3.6.0、GFDL-ESM2G、GFDL-ESM2M、MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR等一半以上的CMIP5模式低估了观测的雪水当量, 但包括GISS两个版本的模式(GISS-E2-H和GISS-E2-H-CC)、MIROC两个版本的模式(MIROC-ESM-CHEM、MIROC-ESM)对高原东部雪水当量的模拟则较观测显著偏高。

表2给出了可用于评估模式对欧亚大陆冬季雪水当量整体模拟能力的指标, 包括偏差百分率、空间相关系数、空间标准差的比值和S指数。从表2中可知, 15个模式低估了欧亚大陆冬季的雪水当量(偏差百分率为负值), 其中CSIRO-Mk3.6.0、HadGEM2-AO、ACCESS1.3、ACCESS1.0和MPI-ESM-MR五个模式对欧亚大陆冬季雪水当量的总体低估最大, 相对偏差均超过了30%; 总体低估较大的模式还包括MPI-ESM-LR、CanESM2、GFDL-ESM2G、GFDL-ESM2M模式。其他模式模拟的欧亚大陆总的雪水当量大于观测, 包括FIO-ESM、FGOALS-g2、GISS-E2-H等模式, 其正偏差均大于30%, 这主要是由于上述模式对青藏高原、东欧平原模拟的雪水当量异常偏高造成的。就雪水当量模拟的总量而言, BCC-m模拟的偏差相对较小, 约为

1.04%, 其他模式如CCSM4、CESM1-BGC、INMCM4、NorESM-ME等, 其偏差均小于5%。就26个模式的集合平均而言, 其模拟偏差在-4.39%, 偏差幅度小于大多数单个模式。

**表2 CMIP5模式模拟与遥感反演的1981~2005年欧亚大陆冬季雪水当量间的偏差百分率、空间相关系数、空间标准差之比以及综合性能评估S指数**

**Table 2 Percentage biases and pattern correlation coefficients of winter mean SWE during 1981–2005 over the Eurasian continent between the 26 CMIP5 models and remote sensing data, and the ratio of the spatial standard deviations of the 26 CMIP5 models against that of remote sensing data, and the skill scores (*S*) of the CMIP models**

模式名称	偏差百分率	空间相关系数	空间标准差之比	综合性能评估指数
ACCESS1.0	-30.76%	0.62	0.66	0.37
ACCESS1.3	-33.43%	0.61	0.72	0.38
BCC	-7.75%	0.60	0.77	0.39
BCC-m	1.04%	0.64	1.00	0.45
CanESM2	-18.73%	0.66	0.67	0.41
CCSM4	-2.28%	0.65	1.00	0.46
CESM1-BGC	-2.67%	0.66	1.02	0.47
CSIRO-Mk3.6.0	-35.18%	0.62	0.59	0.33
FGOALS-g2	37.3%	0.64	0.96	0.45
FIO-ESM	45.09%	0.56	0.72	0.33
GFDL-CM3	4.32%	0.26	1.34	0.15
GFDL-ESM2G	-17.19%	0.40	1.21	0.23
GFDL-ESM2M	-18.19%	0.42	1.09	0.25
GISS-E2-H	39.08%	0.25	1.89	0.10
GISS-E2-R	16.74%	0.39	1.19	0.23
GISS-E2-H-CC	33.08%	0.26	1.72	0.12
GISS-E2-R-CC	17.93%	0.38	1.22	0.22
HadGEM2-AO	-31.88%	0.64	0.66	0.39
INMCM4	-4.83%	0.66	0.82	0.46
MIROC5	-6.48%	0.63	0.77	0.41
MIROC-ESM	13.48%	0.58	0.89	0.39
MIROC-ESM-CHEM	12.63%	0.59	0.86	0.39
MPI-ESM-LR	-27.76%	0.71	0.74	0.49
MPI-ESM-MR	-30.34%	0.69	0.73	0.47
MRI-CGCM3	8.08%	0.54	1.12	0.35
NorESM1-ME	-4.72%	0.63	1.07	0.44
MME(26)	-4.39%	0.60	0.95	0.41

空间相关系数代表模式对雪水当量空间分布特征的模拟能力, 从表2可以发现, MPI-ESM-LR模拟与观测的空间相关系数最高, 可达0.71; GISS-E2-H模式模拟的空间相关最低, 但也为0.25, 均通过了95%信度检验; 多模式集合模拟的空间相关系数为0.60, 处于中等水平。这说明CMIP5模式对欧亚大陆冬季雪水当量空间分布特征有着较

好的再现能力。

就空间标准差的比值 (SDR) 而言, 14 个模式低估了冬季雪水当量在欧亚大陆上的空间变率 ( $SDR < 1$ ), 10 个模式则高估了雪水当量的空间变率 ( $SDR > 1$ )。从表 2 可以发现, BCC-m 和 CCSM4 模拟的空间变率与遥感观测基本一致, CESM1-BGC、FGOALS-g2、NorESM1-ME 和 GFDL-ESM2M 模拟的空间变率与遥感观测的偏差在  $\pm 10\%$  以内。而 CSIRO-Mk3.6.0 模拟的空间标准差仅为遥感观测的 59%; GISS-E2-H 模式则大大高估了雪水当量的空间变率, 模式模拟结果为遥感反演的 1.89 倍, GISS-E2-H-CC 模拟的空间标准差约为遥感反演的 1.7 倍左右。由于 CMIP5 模式对空间变率的低估偏差更加普遍, 致使 26 个模式集合平均的空间变率略低于遥感反演的结果, 其偏幅为 -5%。

表 2 还给出了评估模式对雪水当量模拟能力的综合指数  $S$ , 从表中可以发现, MPI 两个模式和 CESM-BGC 的  $S$  指数最高, 分别为 0.49、0.47 和 0.47;  $S$  指数在 0.4 以上的还有 CCSM4、INMCM4、BCC-m、FGOALS-g2、NorESM1-ME、CanESM2、MIROC5。此外,  $S$  指数在 0.35 以上的模式包括有: BCC、MIROC-ESM、MIROC-ESM-CHEM、HadGEM2-AO、ACCESS1.3、ACCESS1.0。 $S$  指数最低的是 GISS-E2-H 模式, 为 0.10, GISS-E2-H-CC、GFDL-CM3 模式的  $S$  指数分别为 0.12 和 0.15。26 个 CMIP5 模式集合平均得到的  $S$  指数为 0.41。

### 3.2 时空演变特征的模拟

本节利用经验正交函数 (EOF) 对 1981~2005 年冬季雪水当量的遥感观测资料进行分解, 同时对 CMIP5 各模式及所有模式集合平均的结果进行同样处理, 并取 EOF 分解的前两个主要空间模态及其时间系数进行分析, 以考察 CMIP5 模式对 1982~2005 年期间欧亚大陆雪水当量的主要空间型态及其时间演变的模拟能力。

图 3 给出了观测和模式模拟雪水当量 EOF 分解的第一空间模态, 图 4 则为相应的时间序列。从图 3 可以发现, 观测雪水当量 EOF 第一模态在整个欧亚大陆均为正值, 呈现一致变化的特征, PC1 (Principal Component) 解释的方差为 22.2%; 对照图 4 的时间序列, 可以发现该模态对应的时间系数在 1987 年后变为负值, 呈现出显著的年代际变化特征。表 3 还给出观测雪水当量前两个主分量与观测结果的空间相似及时间相关系数。

表 3 26 个 CMIP5 模式与遥感资料 1981~2005 年欧亚大陆冬季平均雪水当量 EOF 前两个模态的空间和时间相关系数, ACC1 代表第一模态空间相关系数; ACC2 代表第二模态空间相关系数; TCC1 代表第一模态时间序列的相关系数; TCC2 代表第二模态时间序列的相关系数

Table 3 Spatial and temporal correlation coefficients for first two EOF principal components of winter mean SWE during 1981-2005 over the Eurasian continent between CMIP5 models and remote sensing data. ACC1 and ACC2 indicate the spatial correlation coefficients for the first and second EOF principal components, respectively. TCC1 and TCC2 labels the temporal correlation coefficients for the first and second principal components, respectively

模式名称	EOF1		EOF2	
	ACC1	TCC1	ACC2	TCC2
ACCESS1.0	0.07	-0.48**	0.20	-0.29
ACCESS1.3	0.32	0.12	0.15	-0.14
BCC	0.05	0.03	0.18	-0.04
BCC-m	0.05	0.08	0.05	-0.07
CanESM2	0.24	-0.08	0.10	0.05
CCSM4	0.06	-0.03	0.21	-0.05
CESM1-BGC	0.13	0.41**	0.21	-0.05
CSIRO-Mk3.6.0	0.35	0.41**	0.07	-0.19
FGOALS-g2	0.29	0.08	-0.10	-0.05
FIO-ESM	0.01	-0.29	0.05	0.32
GFDL-CM3	0.22	0.48**	0.02	-0.03
GFDL-ESM2G	0.15	0.00	0.08	0.23
GFDL-ESM2M	0.20	-0.41**	0.21	-0.22
GISS-E2-H	0.00	-0.75**	0.10	-0.08
GISS-E2-R	0.01	0.38*	0.15	0.15
GISS-E2-H-CC	-0.04	-0.72**	0.19	0.17
GISS-E2-R-CC	0.03	-0.64**	0.14	0.00
HadGEM2-AO	0.19	-0.09	0.22	-0.10
INMCM4	0.22	0.02	0.26	0.10
MIROC5	0.02	-0.19	-0.06	0.21
MIROC-ESM	0.10	0.15	0.14	-0.22
MIROC-ESM-CHEM	0.07	-0.27	0.06	-0.10
MPI-ESM-LR	0.07	-0.14	0.10	0.07
MPI-ESM-MR	0.08	0.05	0.13	0.17
MRI-CGCM3	0.32	-0.09	0.15	0.01
NorESM1-ME	0.08	-0.14	-0.06	0.03
MME(26)	0.03	0.56**	0.01	0.15

\*、\*\*分别表示通过了 90%、95% 信度检验。

结合图 3 以及表 3 的分析可以发现, CMIP5 模式模拟的欧亚大陆观测雪水当量的第一模态与观测均存在一定的偏差, 且呈现一定的区域差异。其中空间形态最为相似的为 CSIRO-MK3.6.0、ACCESS1.3、MRI-CGCM3 模式, 相应的空间相关系数为 0.35、0.32、0.32, FGOALS-g2、CanESM2、GFDL-CM3、INMCM4 模拟的空间相关系数也在

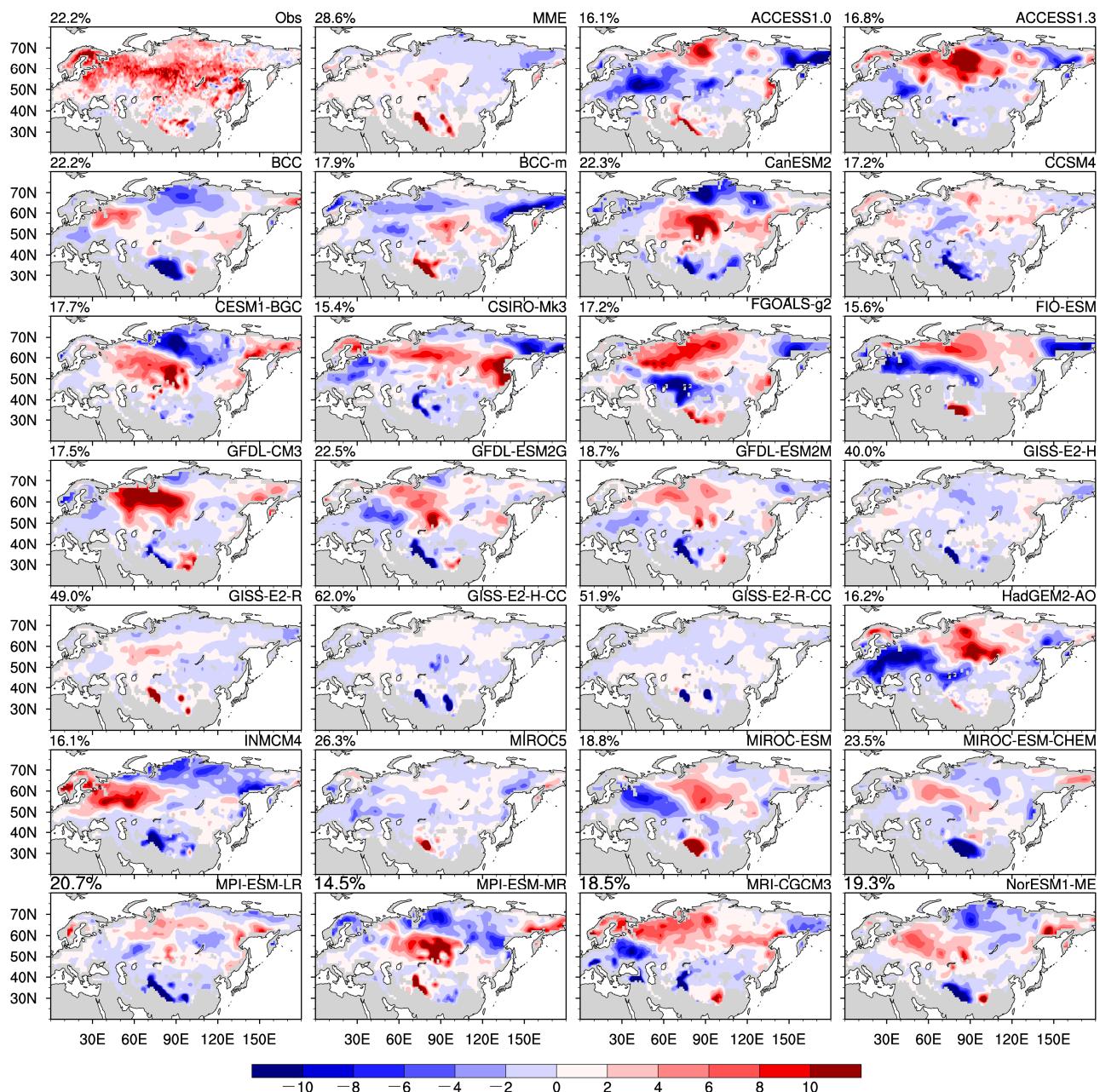


图3 1981~2005年遥感观测和CMIP5模式模拟的欧亚大陆冬季雪水当量EOF第一模态空间型，左上角为其解释方差

Fig. 3 The first EOF mode of winter SWE from remote sensing data and the 26 CMIP5 models during 1981–2005 over the Eurasian continent. The variances explained by first EOF principal component are shown at the top left of each panel

0.20以上，另外GFDL-ESM2M和HadGEM2-AO的空间相关也较好，分别为0.20和0.19。从对应的时间序列的相关系数（表3）来看，具有较高空间相关系数的模式中，GFDL-CM3、CSIRO-MK3.6.0模式模拟的时间相关系数相对最好，分别为0.48和0.41，通过了95%信度检验，说明这两个模式对观测雪水当量的第一空间模态及其时间变化具有一定模拟能力。此外，CESM-BGC模式的EOF第

一模态与观测也较为接近（空间相关系数取为0.13），其时间系数与遥感观测的相关系数0.41，也通过了95%的信度检验。

但是对于CanESM2、FGOALS-g2、HadGEM2-AO、INMCM4和MRI-CGCM3来说，虽然其空间相关系数较好，但其时间相关系数分别为-0.08、0.08、-0.09、0.02和-0.09，均未通过90%信度检验；GFDL-ESM2M时间相关系数为-0.41，虽通过

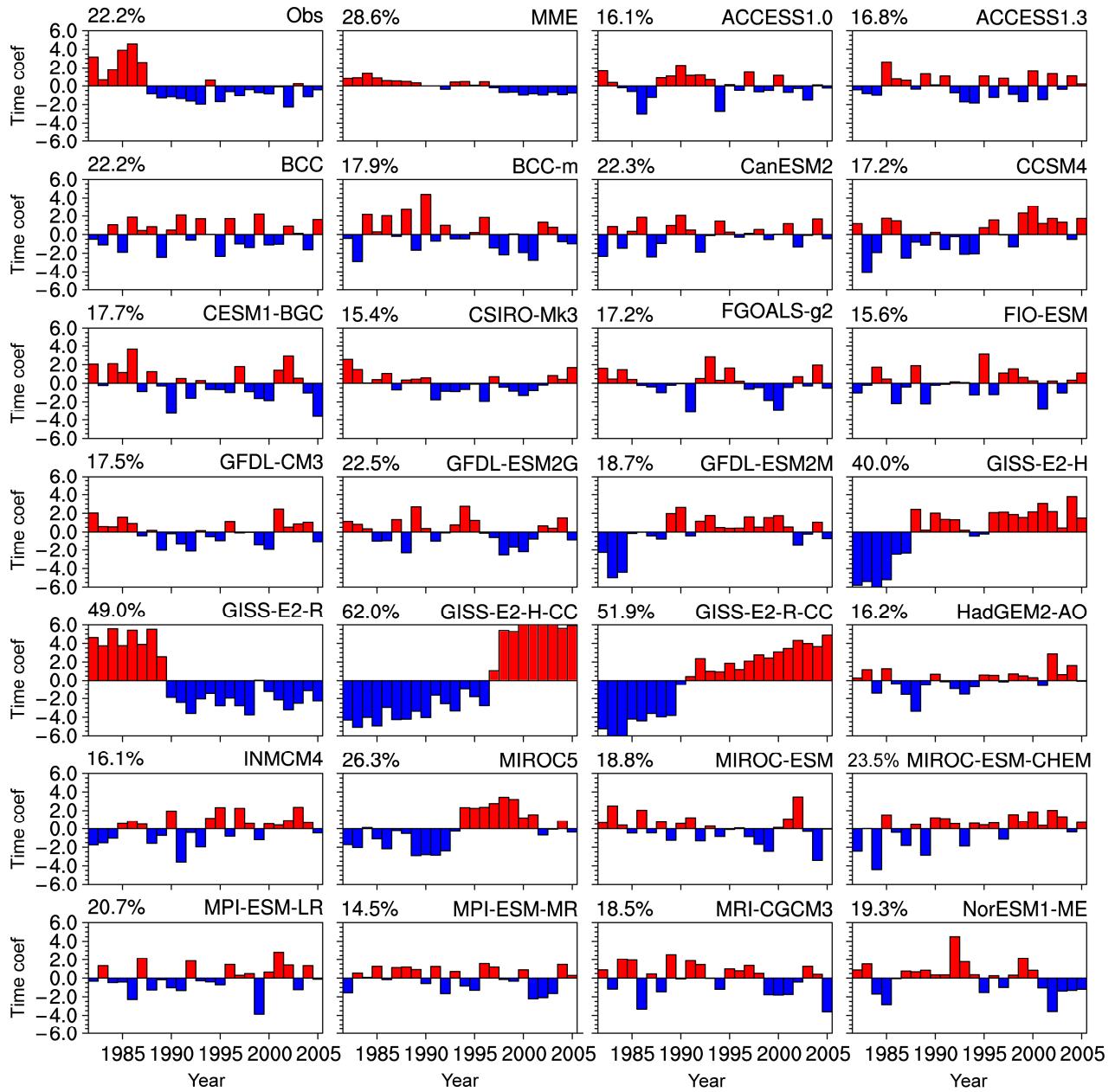


图4 1981~2005年遥感观测和CMIP5模式模拟的欧亚大陆冬季雪水当量EOF第一模态时间序列，左上角为其解释方差

Fig. 4 The time series of first EOF mode of winter SWE from remote sensing data and CMIP5 models during 1981–2005 over the Eurasian continent. The variances explained by first EOF principal component are shown at the top left of each panel

了95%信度检验，但变化趋势几乎与遥感观测相反。可见这些模式虽然对空间模态有一定模拟能力，但对雪水当量时间变率的模拟能力较弱。

对于多模式集合平均而言，时间相关系数高达0.56，但是空间相关系数仅为0.03，说明多模式集合并不能提高模式对雪水当量空间模态及其时间演化的模拟能力。

图5和图6分别是雪水当量EOF第二特征向量

的空间场和时间序列，从图中可以发现遥感反演雪水当量的空间分布呈现欧亚大陆东北和中西部反位相变化的特征，时间序列上则呈现较为显著的年际变化特征。对照图5和表3可以发现，26个CMIP5模式中仅有INMCM4和GISS-E2-H-CC可以同时较好地模拟出观测的EOF第二模态的空间结构及其时间变化，其中INMCM4模式模拟的EOF第二模态的空间相关系数可达0.26，时间序列的相关系数

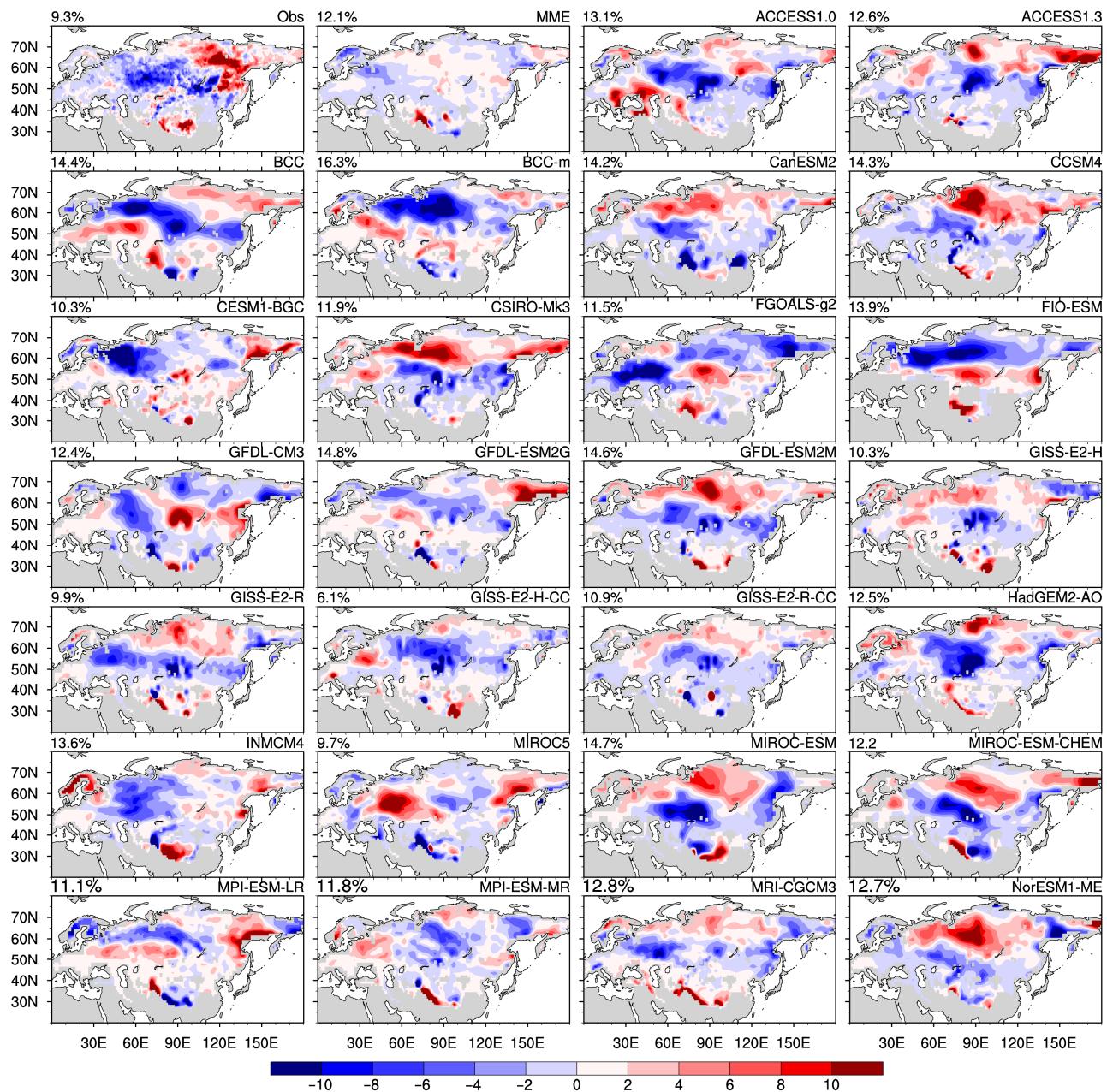


图 5 1981~2005 年遥感观测和 CMIP5 模式模拟的欧亚大陆冬季雪水当量 EOF 第二模态空间型, 左上角为其解释方差

Fig. 5 The second EOF mode of winter SWE from remote sensing data and the 26 CMIP5 models during 1981–2005 over the Eurasian continent. The variances explained by the second EOF principal component are shown at the top left of each panel

约为 0.10; GISS-E2-H-CC 的空间相关为 0.19, 其时间相关系数为 0.17, 相对而言其他 CMIP5 模式的模拟能力则较差。对于 FIO 模式而言, 虽然 EOF 第二模态的时间序列相关系数为 0.32, 但其 EOF 第二模态的空间相关仅为 0.05。同样多模式集合平均并未能显著提高模式对雪水当量 EOF 第二模态的空间形态和时间演变的模拟能力。

从前面的分析可以发现, 在本文选取的 26 个

CMIP5 模式中, GFDL-CM3 和 CSIRO-Mk3.6.0 两个模式可以很好地模拟出 EOF 第一模态及其时间演变, 但模式对 EOF 第二模态及其时间演变的模拟能力相对较弱, 只有 INMCM4 和 GISS-E2-H-CC 可以一定程度上模拟出观测的 EOF 第二模态的空间结构及其时间变化。此外, 多模式集合平均并不能显著提高模式对雪水当量 EOF 主要模态及其时间变化的模拟能力。

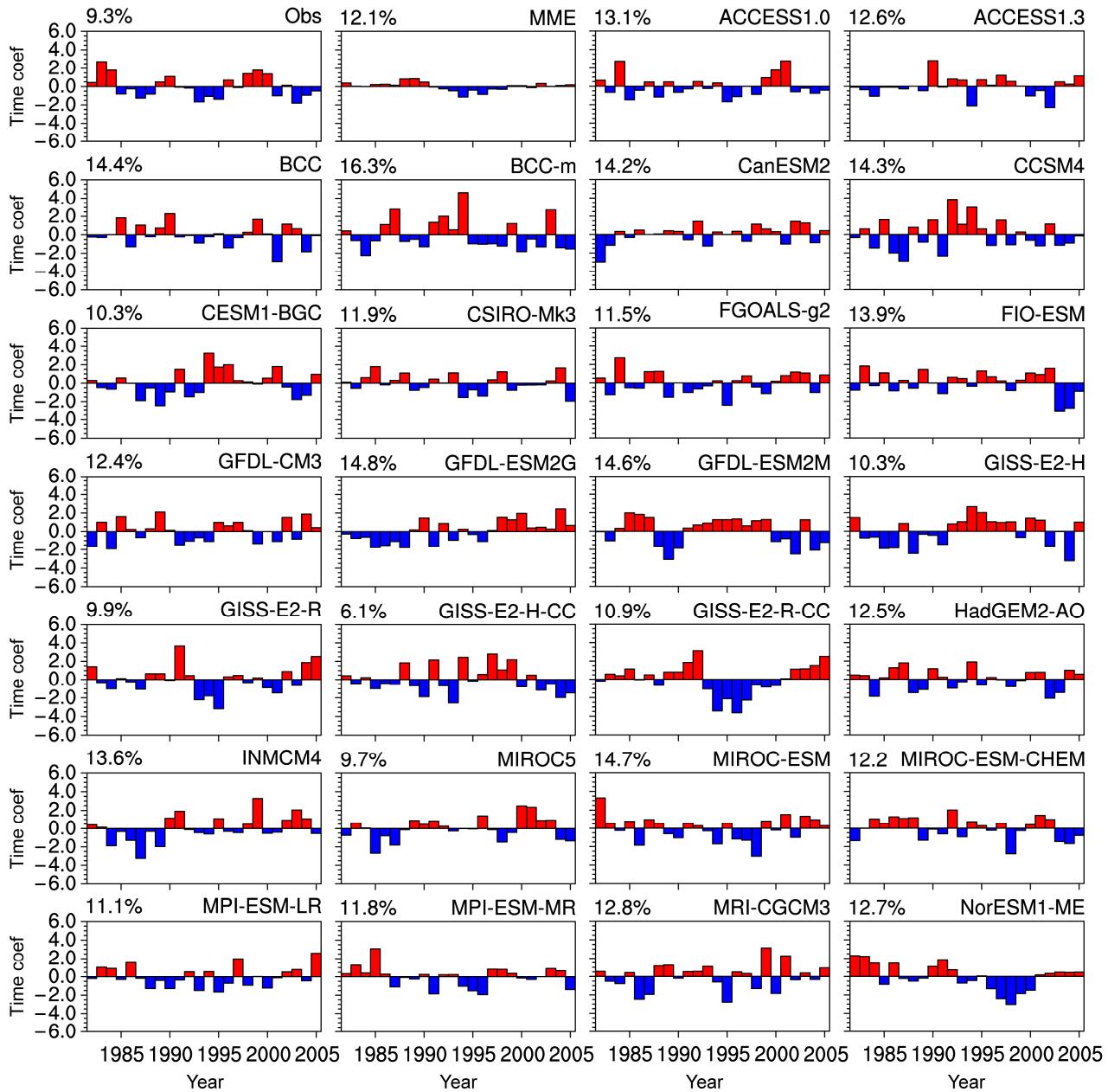


图 6 1981~2005 年遥感观测和 CMIP5 模式模拟的欧亚大陆冬季雪水当量 EOF 第二模态时间序列，左上角为其解释方差

Fig. 6 The time series of second EOF mode of winter SWE from remote sensing data and the 26 CMIP5 models during 1981–2005 over the Eurasian continent. The variances explained by the second EOF principal component are shown at the top left of each panel

## 4 21 世纪雪水当量的预估

### 4.1 优秀模式的选择及验证

一般而言，如果一个模式对历史时期某气候要素的模拟技巧较高，那么利用该模式预估未来气候要素的变化的可信度也就相对更高。为此在利用多个气候系统模式预估未来气候变化时，通常会在系

统评估模式性能的基础上，从中筛选出若干对历史时期某气候要素模拟能力较高的模式，然后采用这些优选的模式集合，开展未来气候变化的预估研究（马丽娟等，2011；王芝兰和王澄海，2012）。

基于 EOF 分解空间模态及其时间演变的评估来看，基本上所有 CMIP5 模式均不能同时模拟出 EOF 的前两个主要模态及其时间演变，因此本文在优先用于预估未来雪水当量变化的 CMIP5 模式时，

首先基于可评估模式综合性能的  $S$  指数, 随后再考虑模式模拟的欧亚大陆雪水当量的偏差百分率, 最后再适当考虑空间相关系数和空间变率差异的影响。

从表 2 可以看到, MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR 两个版本的模式虽然  $S$  指数较高, 但是从偏差百分率来看, 两个模式均在  $-25\%$  以上, 严重低估了欧亚大陆的雪水当量; 同样对于 FGOALS-g2 而言, 虽然其  $S$  值高达 0.45, 但该模式对欧亚大陆雪水当量的高估高达  $37\%$  以上; 对于 ACCESS1.0、ACCESS1.3 和 HadGEM2-AO 模式而言, 模式对欧亚大陆雪水当量的低估分别高达  $-31\%$ 、 $-33\%$ 、 $-32\%$ , 因此上述 6 个模式虽然  $S$  指数值较高, 但仍被剔除在优选模式之外。对于 BCC 和 CanESM2 模式, 则是由于模式模拟的空间变率分别偏低  $23\%$  和  $33\%$ , 从而被剔除; MIROC-ESM 和 MIROC-ESM-CHEM 模式则由于同时具有较高的偏差百分率 ( $13.5\%$  和  $12.6\%$ )、较低的空间变率 ( $89\%$  和  $86\%$ ) 而被剔除。

基于以上分析, 本文从 26 个 CMIP5 模式中选取了 6 个对历史时期雪水当量模拟性能相对较好的模式, 分别是: BCC-m、CCSM4、CESM1-BGC、INMCM4、MIROC5 和 NorESM1-ME (模式信息见表 4)。并用这 6 个模式组成新的集合[后以 MME(6) 代表], 用来预估 21 世纪欧亚大陆雪水当量的变化。

**表 4 用于预估的 6 个优选模式基本信息**

**Table 4 Descriptions of the six selected climate models used for projection**

模式名称	模式全名	分辨率(纬度×经度)	研发国家
BCC-m	Beijing Climate Center Climate System Model version 1.1 running on a Moderate Resolution	$1.1^\circ \times 1.1^\circ$	中国
CCSM4	Community Climate System Model version 4	$0.94^\circ \times 1.3^\circ$	美国
CESM-BGC	Community Earth System Model, version 1 Biogeochemistry	$0.94^\circ \times 1.3^\circ$	美国
INMCM4	Institute for Numerical Mathematics Climate Model version 4	$1.5^\circ \times 2.0^\circ$	俄罗斯
MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate 5	$1.4^\circ \times 1.4^\circ$	日本
NorESM1-ME	Norwegian Earth System Model 1 running on Medium Resolution with capability to be fully Emission driven	$1.9^\circ \times 2.5^\circ$	挪威

图 7 分别给出了 26 个 CMIP5 模式、以及 6 个优选 CMIP5 模式对 1981~2005 年欧亚大陆雪水当

量模拟结果与观测实况的偏差百分率。从图中可以看到, 总体上说, MME(6) 和 MME(26) 模拟偏差的空间形态基本上类似, 均为中西伯利亚高原及以东地区存在显著负偏差, 在乌拉尔山以东的西西伯利亚平原存在负偏差, 而在我国北方、蒙古地区、东欧平原、中西伯利亚高原的西侧地带、堪察加半岛及以北的部分地区以及青藏高原存在模拟正偏差。但相对与 26 个 CMIP5 模式的集合而言, 6 个优选模式的集合模拟结果 MME(6) 得到一定程度的改善, 特别是对于中西伯利亚高原及以东地区存在的模拟负偏差得到显著改善,  $-60\%$  以上的负偏差区域显著减小, 同样乌拉尔山以东的西西伯利亚平原的模拟负偏差也得到改善, 负偏差的幅度有所减小。此外, 青藏高原东部存在的显著正偏差得到明显改善, 甚至转变为较弱的负偏差。

MME(6) 集合模拟的改进在评估模式性能的量化指标上也得到很好的体现。研究表明, 相对于 MME(26), MME(6) 集合模拟的空间相关系数从 0.60 提高到 0.66,  $S$  指数也从 0.41 提高到 0.47。

#### 4.2 优秀模式对雪水当量的预估

基于前述优选的 6 个 CMIP5 模式的预估结果, 本节给出了 6 个优选模式集合在 RCP4.5 和 RCP8.5 两种排放情景下, 对 21 世纪欧亚大陆冬季雪水当量的预估结果。这里我们将 21 世纪分成三个时段, 亦即: 21 早期世纪 (2016~2040 年)、21 世纪中期 (2046~2070 年) 和 21 世纪后期 (2076~2100 年)。预估变化的相对基准期为 1981~2005 年。

图 8 给出了 RCP4.5 和 RCP8.5 两种排放情景下, 模式预估的 21 世纪不同时期平均的雪水当量与基准期的差异, 反映了不同区域雪水当量的绝对变化量。从图 8a、8c、8e 可以发现, 在 RCP4.5 情景下, 多模式预估的 21 世纪欧亚大陆东北大部分地区的雪水当量均要高于基准期的雪水当量, 且 21 世纪后期雪水当量的增加要高于 21 世纪前期, 并通过了 95% 信度检验。选取 ( $55^\circ\text{N} \sim 75^\circ\text{N}$ ,  $90^\circ\text{E} \sim 150^\circ\text{E}$ ) 代表欧亚大陆东北部地区, 我们可以发现该区域平均的冬季雪水当量在 21 世纪前期比基准期增加  $4.1\text{ mm}$  左右, 而在 21 世纪中期增加量为  $5.4\text{ mm}$ , 到后期区域平均的增加可达  $6.8\text{ mm}$ 。此外雪水当量增加的区域均有所扩大, 从图 8 可以看到, 在 21 世纪后期, 雪水当量增加  $10\text{ mm}$  以上已有相

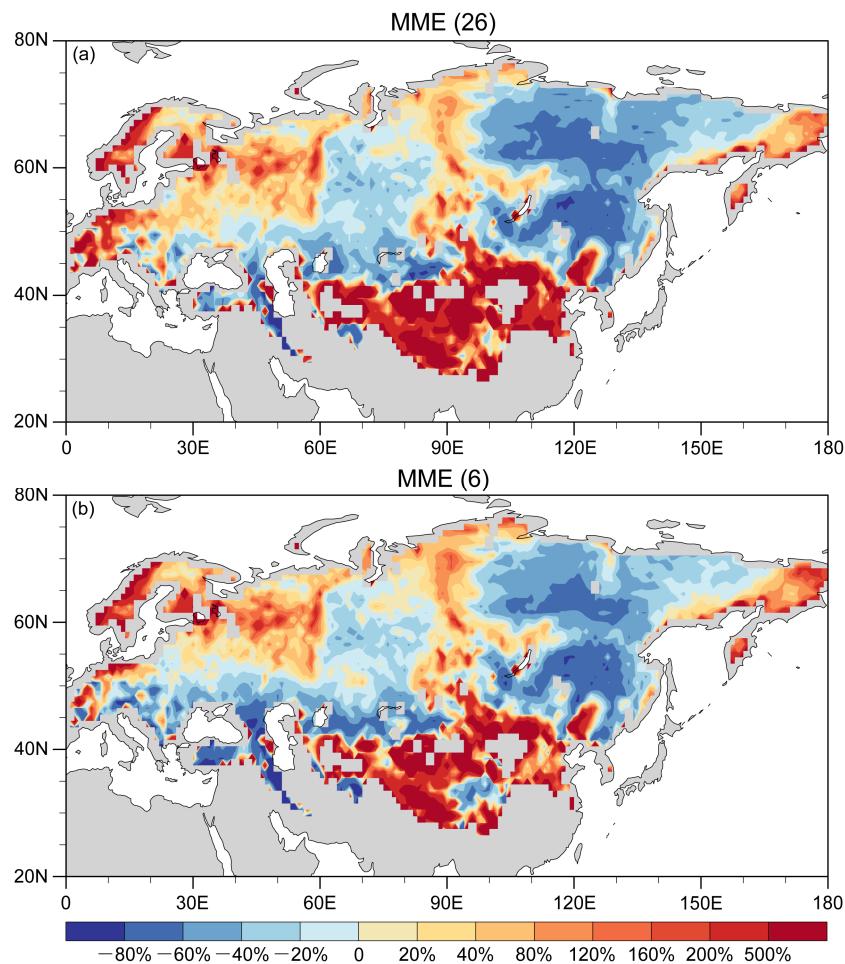


图 7 不同样本的多模式集合对 1981~2005 年欧亚大陆冬季平均雪水当量模拟的相对偏差: (a) 26 个 CMIP5 模式的集合, 记为 MME(26); (b) 6 个优选 CMIP5 模式的集合平均, 记为 MME(6)

Fig 7 The percentage biases of winter mean SWE during 1981–2005 over the Eurasian continent: (a) Between all-model ensemble result [MME(26)] and remote sensing data; (b) between the ensemble of six good models [MME(6)] and remote sensing data

当范围,但是 21 世纪早期欧亚大陆东北雪水当量的增加一般小于 10 mm。

对于 90°E 以西的欧洲大陆,在 RCP4.5 的情景下雪水当量基本上呈现减少的特征,在 21 世纪早期大部分地区雪水当量的减少在 5 mm 以下,部分地区减少在 5~10 mm;在 21 世纪中期,从图 8 可以发现,大部分地区雪水当量的减少均在 10~20 mm 左右,还可以发现小部分区域雪水当量的减少在 20 mm 以上,通过 95% 信度检验的区域较 21 世纪前期大范围增加。21 世纪后期雪水当量变化的空间形态和幅值与 21 世纪中期大致类似,只是在斯堪的纳维亚半岛区域,雪水当量的减少更为显著,可达 20 mm 以上。

对于青藏高原及其周边地区,从图 8 可以发现

在 21 世纪不同时期雪水当量均有显著的减少。从区域平均 ( $27^{\circ}\text{N} \sim 37^{\circ}\text{N}$ ,  $70^{\circ}\text{E} \sim 100^{\circ}\text{E}$ ) 结果来看,在 21 世纪初期,平均雪水当量较基准期要少 5.4 mm,到了 21 世纪中期,区域平均的雪水当量比基准期要少 10.3 mm 左右,说明该区域雪水当量随着时间减少得更为显著。但是到了 21 世纪后期,我们发现该区域平均的雪水当量与基准期相比,减少的数值略减小为 9.9 mm,说明该区域自 21 世纪中期之后,雪水当量已经不再发生显著的变化了。从图 8 我们还可发现,在我国内蒙等部分地区,21 世纪初期雪水当量较基准期减少,但是到了 21 世纪的后期,却发现上述区域雪水当量出现增加的特征。

图 8b、8d、8f 给出的是 RCP8.5 情形下多模式

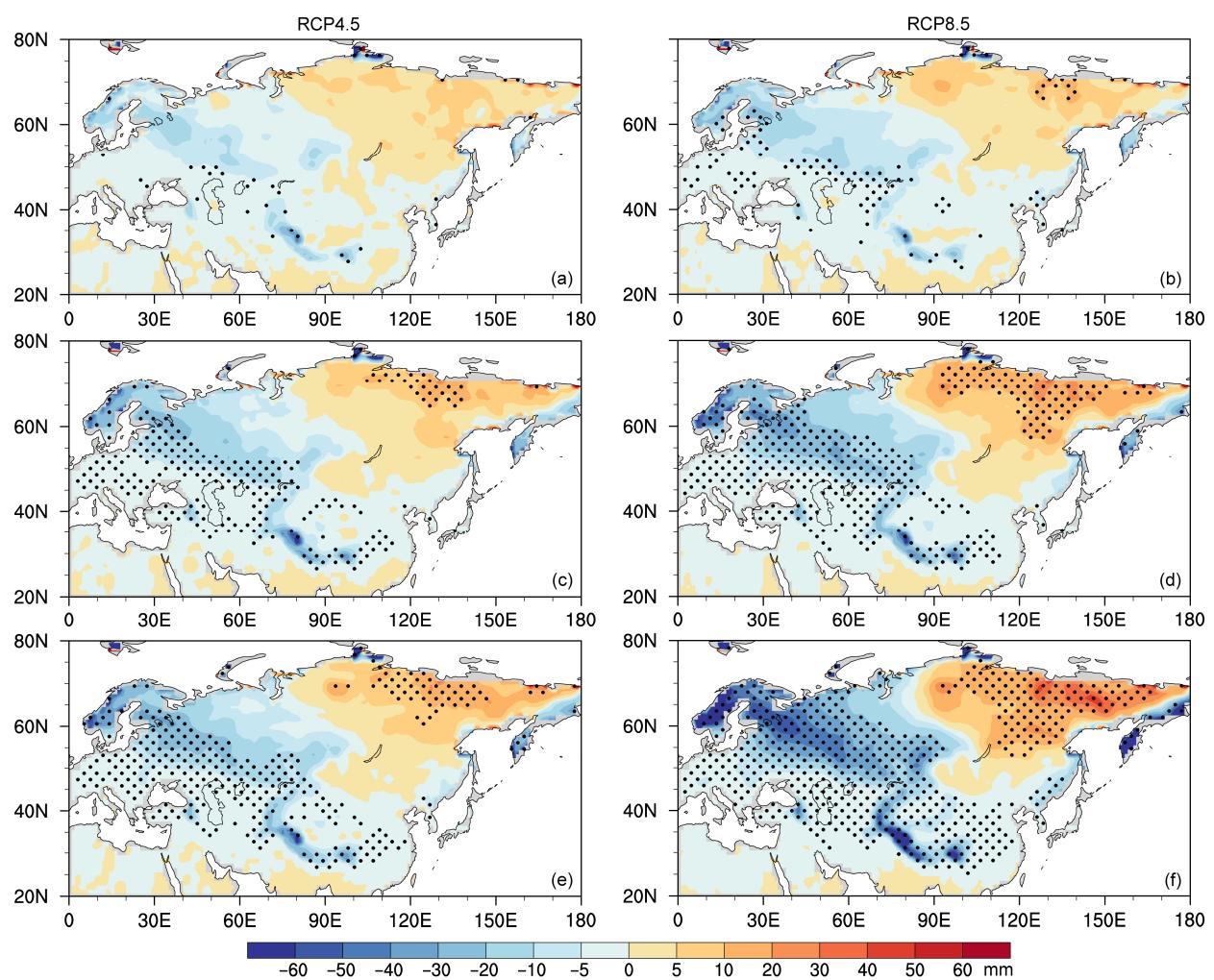


图 8 相对于 1981~2005 年基准期, RCP4.5 (左列) 和 RCP8.5 (右列) 两种排放情景下, 多模式集合预估的 21 世纪不同时期冬季雪水当量的变化: (a, b) 21 世纪早期 (2016~2040 年); (c, d) 21 世纪中期 (2046~2070 年); (e, f) 21 世纪后期 (2076~2100 年)  
Fig. 8 Changes in winter mean SWE over the Eurasian continent as projected by MME(6): (a, b) Early 21st century (2016–2040); (c, d) middle 21st century (2046–2070); (e, f) late 21st century (2076–2100). The left panels are for RCP4.5 scenario, and right panels are for RCP8.5 scenario, respectively. The reference period used in this study is 1981–2005

预估的 21 世纪前、中、后期欧亚大陆的雪水当量与基准期的差值, 从图中可以看到, RCP8.5 情景下多模式预估的雪水当量变化的空间型态与 RCP4.5 情景基本一致, 但是在变化的幅值上要显著大于 RCP4.5 的情形, 而且这种差异在 21 世纪后期要强于 21 世纪前期。对于欧亚大陆东北部地区, RCP8.5 情景在 21 世纪初期雪水当量的增加为 4.6 mm, 略高于 RCP4.5 中的 4.1 mm; 但在 21 世纪中期, RCP8.5 情景下雪水当量较基准期的增加为 9.6 mm, 增幅是 RCP4.5 情景下结果 (5.4 mm) 的 1.8 倍; 而在 21 世纪后期, 区域平均雪水当量的增加为 13.6 mm, 是 RCP4.5 情景下差异的 2 倍。从图 8f 可以看到, 在 21 世纪后期, 欧亚大陆东北部的

大部分区域, 雪水当量的增加大于 10 mm, 且最高可达 40 mm 以上。

对于欧亚大陆其他区域而言, RCP8.5 情景下雪水当量也呈现减少的特征, 但减少的幅值要显著大于 RCP4.5 情景。在斯堪的纳维亚半岛和东欧平原, 雪水当量的减少在 21 世纪后期可达 40 mm 以上, 而 RCP4.5 情景下减少的幅值大致在 20 mm 左右。RCP8.5 情景下, 青藏高原及周边区域在 21 世纪后期平均冬季雪水当量的减少可达 18.7 mm, 远大于 RCP4.5 情景下的 9.9 mm。

图 9 给出了不同 RCP4.5 和 RCP8.5 两种排放情景下, 模式预估的雪水当量相对于基准时期的百分率变化, 反映了雪水当量在不同区域的相对变化。

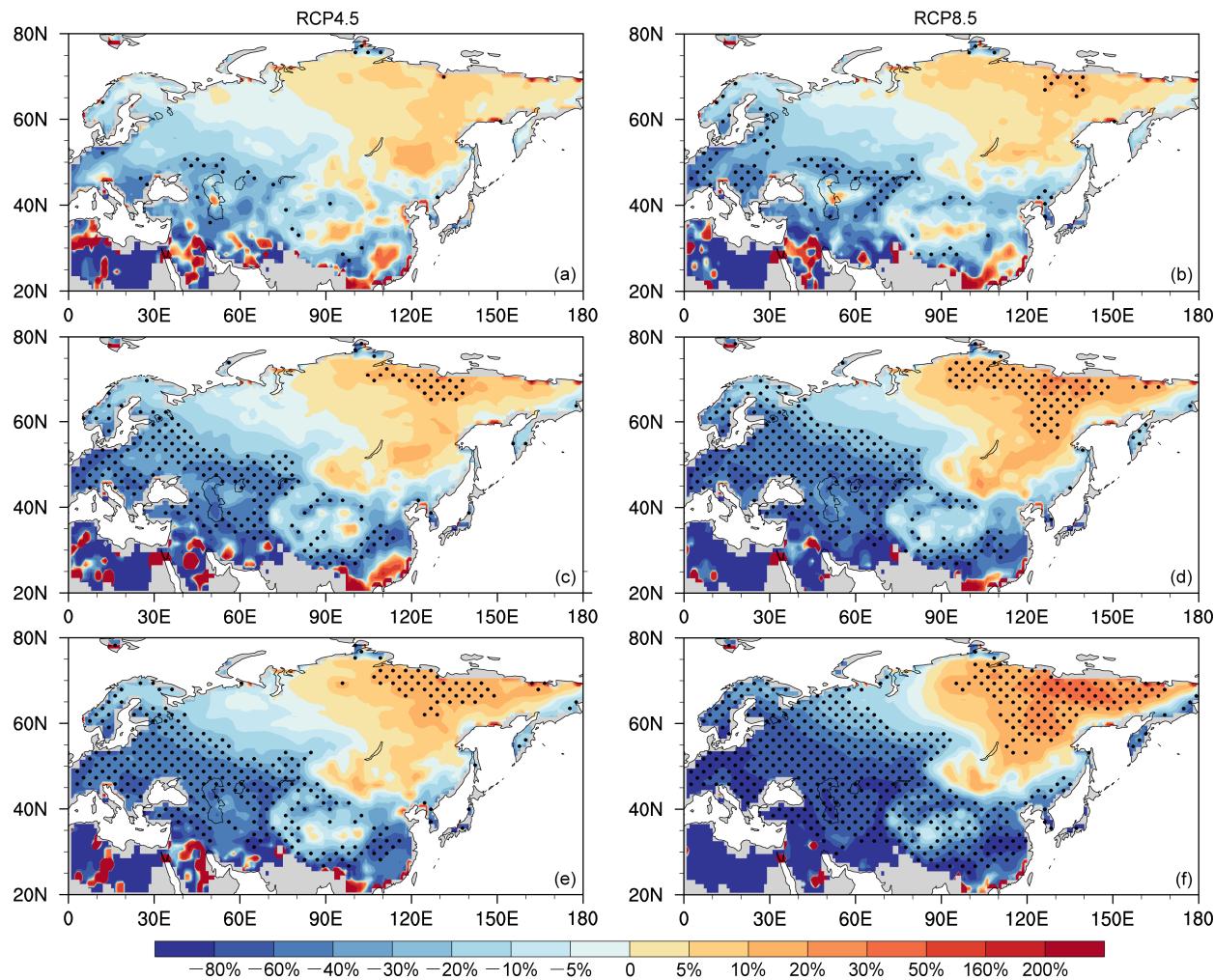


图 9 相对于 1981~2005 年基准期, RCP4.5 (左列) 和 RCP8.5 两种排放情景下, 6 个优选 CMIP5 模式集合预估的 21 世纪不同时期冬季雪水当量的相对变化: (a, b) 21 世纪早期 (2016~2040 年); (c, d) 21 世纪中期 (2046~2070 年); (e, f) 21 世纪后期 (2076~2100 年)

Fig. 9 Percentage changes of winter mean SWE over the Eurasian continent as projected by MME(6): (a, b) Early 21st century (2016~2040); (c, d) middle 21st century (2046~2070); (e, f) late 21st century (2076~2100). Left panels are for RCP4.5 scenario, and right panels are for RCP8.5 scenario. The reference period used in this study is 1981~2005

从图中可以发现, 在欧亚大陆东北部存在雪水当量相对变化的正值区, 在 21 世纪早期大都在 5%~10%; 在 21 世纪中期, RCP8.5 情景下大部分地区相对变化可达 10%~20%, RCP4.5 情景下仅有小部分地区的相对变化大于 10%, 这些特征与图 8 较为接近。

与图 8 不同的是, 在青藏高原、斯堪的纳维亚半岛和东欧平原, 并没有发现雪水当量相对变化的高值区, 这是由于在基准时期, 这些区域冬季雪水当量的幅值已经较大的缘故。从图 9 我们发现在伊朗高原和阿拉伯半岛北部地区存在雪水当量相对变化的大值区, 这是由于这些区域在基准期雪水当量就很小 (见图 1), 因此多模式预估中雪水当量

稍有变化, 就会导致相当大的百分率变化。

## 5 总结与讨论

本文基于美国冰雪资料中心 (NSIDC) 提供的 1981~2005 年的卫星遥感雪水当量资料, 采用模式模拟与观测雪水当量的偏差百分率、空间相关系数、空间标准差等指标, 以及 EOF 分解等方法, 系统评估 26 个 CMIP5 耦合气候模式对欧亚大陆冬季雪水当量时空演变特征的模拟能力。研究表明, CMIP5 耦合模式均能再现出欧亚大陆冬季雪水当量由南向北递增、青藏高原积雪多于同纬度其他地区的特征; 但就雪水当量的幅值而言, 几乎所有模

式均显著低估了西伯利亚中部雪水当量的大值中心, 多模式平均的模拟偏差可达 50%以上。但是, 多数模式高估了我国北方和蒙古地区的雪水当量, 多模式平均的偏幅超过 200%, 同时, 模式对东欧平原雪水当量的模拟要显著大于卫星遥感反演的结果, 多模式平均的相对偏差高估也可达 50%以上。在青藏高原地区, 大多数 CMIP5 模式均显著高估了青藏高原西部的雪水当量, 多模式平均的相对模拟偏差可达 150%以上; 对于 90°E 以东的青藏高原东部地区, 不同模式间的模拟差异则较大, 包括 ACCESS1.0、ACCESS1.3、CSIRO-Mk3.6.0、GFDL-ESM2G、GFDL-ESM2M、MPI-ESM-LR、MPI-ESM-MR 等一半以上的 CMIP5 模式低估了观测的雪水当量, 但包括 GISS 两个版本的模式 (GISS-E2-H 和 GISS-E2-H-CC)、MIROC 两个版本的模式 (MIROC-ESM-CHEM 和 MIROC-ESM) 对高原东部雪水当量的模拟则较观测显著偏高。

基于多模式模拟和遥感反演资料的 EOF 分解分析表明, 仅有 GFDL-CM3 和 CSIRO-Mk3.6.0 两个模式可以较好地模拟出 EOF 第一模态及其时间演变。而 CMIP5 模式对 EOF 第二模态及其时间演变的模拟能力较差, 仅有俄罗斯的 INMCM4 模式具有一定的再现能力。但是没有一个模式可以同时很好地模拟出观测雪水当量 EOF 分解的前两个主要模态及其时间演变。此外, 多模式集合平均并不能显著提高模式对雪水当量 EOF 分解主要模态及其时间变化的模拟能力。

基于可评估模式综合性能的 S 指数, 同时考虑模式模拟的欧亚大陆雪水当量的偏差百分率, 以及模拟与观测的空间相关系数、空间变率等因素, 本文选取了 6 个对欧亚大陆雪水当量模拟相对较好的模式。基于优选的 6 个 CMIP5 模式的预估结果, 本文对 RCP4.5、RCP8.5 两种排放情景下 21 世纪欧亚大陆雪水当量的变化进行了预估。预估结果表明, 欧亚大陆 21 世纪雪水当量的变化呈现一定的空间差异性, 其中西伯利亚中东部地区的雪水当量相对于基准时段显著增加, 这与马丽娟等 (2011) 基于 CMIP3 模式的预估结果相类似, 只是雪水当量变化的幅值有所不同; 在 90°E 以西的欧洲大陆和青藏高原, 6 个优选的 CMIP5 模式预估的雪水当量则相对减少。此外, 不同区域雪水当量的变化幅值、范围一般随时间增加而增大, 在 21 世纪后期的变化要显著大于 21 世纪前期的情形。比较研究

还表明, RCP8.5 情景下欧亚大陆雪水当量的变化特征与 RCP4.5 相类似, 但是雪水当量变化的幅度相对更大。

值得指出的是, 基于气候系统模式对未来雪水当量的预估, 是建立在对模式模拟雪水当量性能的科学评估基础上。如前文所述, 本研究中所采用的全球遥感反演雪水当量产品精度仍存在一定的不确定性, 特别是雪水当量超过 120 mm 时, NSIDC 雪水当量数值存在低估的偏差 (Liu et al., 2014)。因此, 对于西伯利亚中东部等雪水当量高值区, 本文分析表明现有的 CMIP5 模式显著低估了西伯利亚中部雪水当量的大值中心, 实际情况则可能更加严重。显然, 如何利用基于台站积雪观测的雪水当量产品, 并结合遥感反演的其他积雪特征参数, 对 CMIP5 模式模拟积雪的能力进行更为深入细致的评估, 是下一步需要考虑的问题。此外, 北半球积雪虽以冬季为主, 但春秋季节的雪水对于全年的雪水构成也很重要, 有必要下一步对秋季积雪的模拟和预估开展研究。

## 参考文献 (References)

- Armstrong R L, Brodzik M J, Knowles K, et al. 2007. Global monthly EASE-Grid snow water equivalent climatology [R]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center.
- Brown R D, Robinson D A. 2011. Northern Hemisphere spring snow cover variability and change over 1922–2010 including an assessment of uncertainty [J]. *The Cryosphere Discussions*, 5: 219–229, doi:10.5194/tcd-5-219-2011.
- 陈烈庭, 阎志新. 1978. 青藏高原冬春季积雪对大气环流和我国南方汛期降水的影响 [C]// 水文气象预报讨论会文集 (第一集). 北京: 水利电力出版社, 185–194. Chen Lieting, Yan Zhixin. 1978. The effects of snow depth in winter-spring over Qinghai-Xizang Plateau on precipitation of Yangtze River [C]// Proceeding of Medium and Long Term Hydrological and Meteorological Forecast (in Chinese). Beijing: Water-Power Press, 185–194.
- Déry S J, Brown R D. 2007. Recent Northern Hemisphere snow cover extent trends and implications for the snow-albedo feedback [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L22504, doi: 10.1029/2007GL031474.
- 符淙斌. 1980. 北半球冬春冰雪面积变化与我国东北地区夏季低温的关系 [J]. 气象学报, 38 (2): 187–192. Fu Congbin. 1980. The relationship between the changes of snow extent in boreal spring and summer and summer low temperature in Northeast China [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 38 (2): 187–192, doi: 10.11676/qxxb1980.023.
- Hirota N, Takayabu Y N, Watanabe M, et al. 2011. Precipitation reproducibility over tropical oceans and its relationship to the double ITCZ problem in CMIP3 and MIROC5 climate models [J]. *J. Climate*, 24:

- 4859–4873, doi: 10.1175/2011JCLI4156.1.
- Hosaka M, Nohara D, Kitoh A. 2005. Changes in snow cover and snow water equivalent due to global warming simulated by a 20 km-mesh global atmospheric model [J]. SOLA, 1: 93–96, doi: 10.2151/sola.2005-025.
- IPCC. 2007. Climate Change 2007: the Physical Science Basis [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 343–346.
- 李培基. 2001. 新疆积雪对气候变暖的响应 [J]. 气象学报, 59 (4): 491–501. Li P J. 2001. Response of Xinjiang snow cover to climate change [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (4): 491–501, doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2001.04.011.
- Lin Z H, Zeng Q C, Ouyang B. 1996. Sensitivity of the IAP two-level AGCM to surface albedo variations [J]. Theor. Appl. Climatol., 55: 157–162, doi: 10.1007/BF00864711.
- Liu J L, Li Z, Huang L, et al. 2014. Hemispheric-scale comparison of monthly passive microwave snow water equivalent products[J]. Journal of Applied Remote Sensing, 8: 084688, doi: 10.1117/1.JRS.8.084688.
- 刘俊峰, 陈仁升, 宋耀选. 2012. 中国积雪时空变化分析 [J]. 气候变化研究进展, 8 (5): 364–371. Liu Junfeng, Chen Rensheng, Song Yaoxuan. 2012. Distribution and variation of snow cover in China [J]. Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese), 8 (5): 364–371, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2012.05.008.
- 马丽娟, 罗勇, 秦大河. 2011. CMIP3 模式对未来 50 a 欧亚大陆雪水当量的预估 [J]. 冰川冻土, 33 (4): 707–720. Ma Lijuan, Luo Yong, Qin Dahe. 2011. Snow water equivalent over Eurasia in next 50 Years projected by CMIP3 models [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 33 (4): 707–720.
- Meleshko V P, Kattsov V M, Govorkova V A, et al. 2005. Anthropogenic climate changes in the twenty-first century in northern Eurasia [J]. Russian Meteorology and Hydrology, 8 (7): 1–17.
- Qin D H, Liu S Y, Li P J. 2006. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China [J]. J. Climate, 19: 1820–1833, doi: 10.1175/JCLI3694.1.
- 孙燕华, 黄晓东, 王玮, 等. 2014. 2003–2010 年青藏高原积雪及雪水当量的时空变化 [J]. 冰川冻土, 36 (6): 1337–1344. Sun Yanhua, Huang Xiaodong, Wang Wei, et al. 2014. Spatio-temporal changes of snow cover and snow water equivalent in the Tibetan Plateau during 2003–2010 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 36 (6): 1337–1344, doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2014.0160.
- Taylor K E, Stouffer R J, Meehl G A. 2011. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 93: 485–498, doi: 10.1175/BAMS-D-11-00094.1.
- Vavrus S. 2007. The role of terrestrial snow cover in the climate system [J]. Climate Dyn., 29: 73–88, doi: 10.1007/s00382-007-0226-0.
- Walker M D, Ingersoll R C, Webber P J. 1995. Effects of interannual climate variation on phenology and growth of two alpine forbs [J]. Ecology, 76: 1067–1083, doi: 10.2307/1940916.
- 王澄海, 王芝兰, 沈永平. 2010. 新疆北部地区积雪深度变化特征及未来 50a 的预估 [J]. 冰川冻土, 32 (6): 1059–1065. Wang Chenghai, Wang Zhilan, Shen Yongping. 2010. A prediction of snow cover depth in the northern Xinjiang in the next 50 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 32 (6): 1059–1065.
- 王秋香, 张春良, 刘静, 等. 2009. 北疆积雪深度和积雪日数的变化趋势 [J]. 气候变化研究进展, 5 (1): 39–43. Wang Qiuxiang, Zhang Chunliang, Liu Jing, et al. 2009. The changing tendency on the depth and days of snow cover in northern Xinjiang [J]. Advances in Climate Change Research (in Chinese), 5 (1): 39–43, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2009.01.008.
- 王芝兰, 王澄海. 2012. IPCC AR4 多模式对中国地区未来 40 a 雪水当量的预估 [J]. 冰川冻土, 34 (6): 1273–1283. Wang Zhilan, Wang Chenghai. 2012. Predicting the snow water equivalent over China in the next 40 Years based on climate models from IPCC AR4 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 34 (6): 1273–1283.
- 韦志刚, 罗四维, 董文杰, 等. 1998. 青藏高原积雪资料分析及其与我国夏季降水的关系 [J]. 应用气象学报, 9 (S1): 39–46. Wei Zhigang, Luo Siwei, Dong Wenjie, et al. 1998. Snow cover data on Qinghai-Xizang Plateau and its correlation with summer rainfall in China [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 9(S1): 39–46.
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文, 等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征 [J]. 大气科学, 26 (4): 496–508. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Chen Wen, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (4): 496–508, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2002.04.07.
- Wu R G, Kirtman B P. 2007. Observed relationship of spring and summer East Asian rainfall with winter and spring Eurasian snow [J]. J. Climate, 20: 1285–1304, doi: 10.1175/JCLI4068.1.
- 吴统文, 钱正安. 2000. 青藏高原冬春积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步分析 [J]. 气象学报, 58 (5): 570–581. Wu Tongwen, Qian Zheng'an. 2000. Further analyses of the linkage between winter and spring snow depth anomaly over Qinghai-Xizang Plateau and summer rainfall of eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 58 (5): 570–581, doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2000.05.006.
- Wu T W, Qian Z G. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 16: 2038–2051, doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<2038:TRBTW>2.0.CO;2.
- 张若楠, 张人禾, 左志燕. 2014. 中国冬季多种积雪参数的时空特征及差异性 [J]. 气候与环境研究, 19 (5): 572–586. Zhang Ruonan, Zhang Renhe, Zuo Zhiyan. 2014. Characteristics and differences of multi-snow data in winter over China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (5): 572–586, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13063.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 20: 3942–3955, doi: 10.1175/JCLI4205.1.
- 朱献, 董文杰. 2013. CMIP5 耦合模式对北半球 3–4 月积雪面积的历史模拟和未来预估 [J]. 气候变化研究进展, 9 (3): 173–180. Zhu Xian, Dong Wenjie. 2013. Evaluation and projection of northern hemisphere March-April snow covered Area simulated by CMIP5 coupled climate models [J]. Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese), 9 (3): 173–180, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2013.03.003.
- Zuo Z Y, Zhang R H, Wu B Y, et al. 2011. Decadal variability in springtime snow over Eurasia: Relation with circulation and possible influence on springtime rainfall over China[J]. International Journal of Climatology, 32: 1336–1345, doi: 10.1002/joc.2355.