

CMIP6 模式对欧亚大陆冬季雪水当量的模拟能力评估及未来预估

陈红¹ 史学丽^{2,3*}

1. 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029

2. 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京, 100081

3. 中国气象局地球系统数值预报重点开放实验室, 北京, 100081

摘要: 基于第六次耦合模式比较计划 (CMIP6) 的模式模拟数据和欧洲宇航局 GlobSnow 卫星遥感雪水当量 (SWE) 资料, 评估了 CMIP6 耦合模式对 1981~2014 年欧亚大陆冬季 SWE 的模拟能力, 并应用多模式集合平均结果预估了 21 世纪欧亚大陆 SWE 的变化情况。结果表明, CMIP6 耦合模式对冬季欧亚大陆中高纬 SWE 空间分布具有较好的再现能力, 能模拟出欧亚大陆中高纬 SWE 的主要分布特征; 耦合模式对 SWE 变化趋势及 EOF 主要模态特征的模拟能力存在较大差异, 但多模式集合能提高模式对 SWE 变化趋势和主要时空变化特征的模拟能力; 此外, 多模式集合结果对欧亚大陆冬季 SWE 与降水、气温的关系也有较好的再现能力。预估结果表明, 21 世纪欧亚大陆东北大部分地区的 SWE 均要高于基准期 (1995–2014 年), 而 90°E 以西的欧洲大陆 SWE 基本上呈现减少的特征; 21 世纪早期, 四种不同排放情景下积雪变化的差异不大, 但 21 世纪后期积雪变化的幅度差异较大, 而且排放越高积雪变化的幅度越大, 模式不确定性也越大; 进一步的分析表明, 欧亚大陆冬季未来积雪变化特征的空间分布与全球变化背景下局地气温、降水的变化密切相关, 高温高湿的条件有利于欧亚大陆东北部积雪的增多。

关键词: 欧亚大陆雪水当量, CMIP6, 冬季, 模拟, 预估

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2023.22000

收稿日期 2023-01-13 ; **收修定稿** 2023-09-04

作者简介 陈红, 女, 1972 年出生, 博士, 副研究员, 从事气候预测和可预报性研究。E-mail: chh@mail.iap.ac.cn

通讯作者 史学丽, E-mail: shixl@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划 2016YFA0602602, 国家重大科技基础设施项目“地球系统数值模拟装置”

Funded by National key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0602602), National Key Scientific and Technological Infrastructure project “Earth System Numerical Simulation Facility”

Evaluation and projection of the Eurasian winter snow water equivalent based on CMIP6 Coupled Models

Chen Hong¹ Shi Xueli^{2,3*}

1. Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2. CMA Earth System Modeling and Prediction Centre, Beijing 100081

3. Key Laboratory of Earth System Modeling and Prediction China Meteorological Administration,
Beijing 100081

Abstract: Historical simulation outputs of climate models from the Coupled Model Inter-comparison Program Phase 6 (CMIP6) together with the GlobSnow monthly snow water equivalent (SWE) products were used to evaluate the model performance in simulating the Eurasian SWE of winter. Most models can relatively well reproduce the basic features of the climatological Eurasian winter SWE. There are great differences in different models for the trend of SWE, but the multi-model ensemble (MME) can improve the simulation ability. The spatial and temporal characteristics of winter SWE from CMIP6 model simulations and observations were analyzed using the Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis, and the results suggested that only a small number of CMIP6 models could reproduce main features of the first eigenvector, but MME can improve the performance. Furthermore, MME can also reproduce the response of Eurasian SWE to precipitation and surface air temperature during winter. The projection of Eurasian winter SWE in the 21st century was estimated by using the CMIP6 MME results under different emission scenarios of Shared socioeconomic pathways (SSPs). With respect to the reference period 1995–2014, projections of SWE by the MME under four scenarios (SSP126, ssp245, ssp370 and ssp585) all shown increasing trend in the northeastern Eurasia continent and decreasing trend in continental Europe to the west of 90°E. There was little difference in SWE change under four SSPs in the early 21st Century. But the difference became larger in the late 21st century. The amplitudes of SWE changes and the inter-model uncertainty would become larger with time. Further analysis shows that the higher temperature and increased precipitation were conducive to the SWE increase in the northeastern Eurasia.

Key words: Eurasian SWE, CMIP6, winter, simulation, projection

1 引言

积雪作为冰冻圈的主要组成部分，对全球气候系统起着十分重要的调节作用。积雪具有高反照率、低导热率及融化吸收大量潜热等特性，不仅在积雪覆盖期间，而且在积雪融化以后，都对气候异常产生重要的影响（Barnett 等, 1988; Yasunari 等, 1991）。作为全球重要的积雪区，欧亚大陆积雪对亚洲季风系统的变化起着十分重要的作用。欧亚大陆积雪对印度夏季风降水和东亚气候的影响近百年来也一直为气候学家所关注。Hahn 和 Shukla（1976）、Dickson（1984）等先后对积雪异常与印度季风的关系进行了深入研究，我国学者则针对积雪对东亚气候异常的影响，开展了大量富有成效的研究。结果表明欧亚大陆冬、春季积雪通过影响东亚夏季风的变率，造成我国东部的夏季降水异常（如，罗勇，1995；陈兴芳和朱文玲，2000；张顺利和陶诗言，2001；钱永甫等，2003；吴统文和钱正安，2000；Wu 和 Qian, 2003；Zhao 等，2007），而冬、春季欧亚大陆积雪可通过影响欧亚中高纬大气环流系统进而影响我国春季降水（Wu 和 Kirtman, 2007；Zuo 等，2011）。此外，冬季欧亚积雪异常则可通过积雪的辐射冷却效应，导致东亚冬季风环流的异常（陈海山和孙照渤，2003；陈海山等，2003）。

鉴于欧亚大陆积雪对气候的重要影响，未来欧亚大陆积雪将如何变化是一个非常值得关注的问题。数值模式作为模拟与预估气候变化的有效工具，其结果已经得到越来越广泛的应用。评估现阶段气候模式对欧亚大陆积雪的模拟性能，将为气候模式的改进、利用气候模式开展气候预测及预估未来气候变化提供科学基础。用气候模式、尤其是耦合模式比较计划（CMIP）试验结果开展积雪变化的模拟评估及预估研究很多。基于第三次耦合模式比较计划（CMIP3）结果的研究表明，气候模式对北半球积雪具有一定的模拟能力，但模式模拟还存在明显的不足，模式对积雪年际变化的模拟较差（马丽娟等，2011；汪方和丁一汇，2011；Roesch, 2006）。朱献和董文杰（2013）基于 23 个 CMIP5 模式的结果分析表明，模式对北半球 3~4 月积雪面积的空间分布具有一定的模拟能力，但模式对高原等复杂地形地区积雪的模拟偏差较大，未来几十年北半球积雪变化呈减少趋势。Brutel-Vuilmet et al.（2013）发现 CMIP5 模式低估了 1979~2005 年北半球春季

积雪面积的变化趋势。夏坤和王斌（2015）发现 CMIP5 气候模式对欧亚大陆积雪覆盖率的空间形态、季节变化及年际变化特征具有较好的模拟能力，多模式集合预估的欧亚大陆积雪覆盖率为减少趋势。杨笑宇等（2017）的研究表明 CMIP5 耦合模式对欧亚大陆雪水当量空间分布具有一定的模拟能力，但多数模式对雪水当量的主要空间模态及时间演变的特征没有模拟能力。

需要指出的是，以上关于欧亚大陆积雪的模拟和评估研究主要是基于以往的 CMIP3 和 CMIP5 耦合模式结果。目前最新的 CMIP6 耦合模式结果，与之前的 CMIP5 相比有了较大的改进，代表了当前国际主要先进模式的最新版本，模拟试验的设计也更为完善（周天军等，2019）。那么，新一代的耦合模式对于当代积雪的模拟能力以及未来积雪的预估情况如何呢？截至目前，利用 CMIP6 试验结果开展的针对积雪评估预估工作还不多。Lawrence et al.（2020）利用 CMIP6 试验结果对北半球平均的积雪变化趋势进行了模拟评估及未来预估。目前还缺少专门针对欧亚大陆积雪开展的评估及预估工作，而欧亚大陆积雪无论对我国、东亚还是整个北半球的短期气候预测和气候变化都有重要影响，对未来欧亚大陆积雪的合理预估，不仅有助于对区域（或大陆）尺度的生态、水资源等进行预估，还为适应气候变化和制定相应气候变化政策提供重要科学依据。因此，本研究旨在基于 CMIP6 试验中新一代气候（或地球）系统模式对欧亚大陆雪水当量模拟能力全面评估的基础上，采用多模式算术集合平均的方法对未来不同温室气体排放情景下欧亚大陆雪水当量进行预估，以期能够为今后制定气候变化和气候适应政策提供科学依据。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用的积雪观测资料为欧洲宇航局GlobSnow-2卫星遥感雪水当量资料（<http://www.globsnow.info/index.php?page=Data>），资料空间分辨率为25公里，范围为北半球35°N-85°N，时间范围为1980-2014年。该资料结合了卫星微波遥感观测和台站观测数据信息，研究表明GlobSnow资料相对于NSIDC资料而言是最好的全球雪水当量资料（Hancock et al., 2013），而且已被用于欧亚大陆雪水当量的模拟评估中（He et al., 2018; Chen et al., 2020）。另外本文还使用了CRU

(Climate Research Unit at the University of East Anglia)提供的月平均陆地降水和气温资料, 其分辨率为 0.5° (纬度) $\times 0.5^\circ$ (经度) (New et al., 2002)。

分析采用 15 个参与 CMIP6 试验计划的耦合模式结果, 各模式的信息详见表 1。选用的试验包括历史试验 (historical, 1850-2014 年) 结果和情景模式比较计划 (ScenarioMIP) 中的 SSP126、SSP245、SSP370 及 SSP585 四种排放情景预估结果; 选取的气象要素包括雪水当量、气温和降水。由于参与 CMIP6 试验的各模式共享的样本数并不相同, 这里选用各模式的第一个样本 (r1i1p1f1) 的模拟与预估结果。根据可用观测资料的时段, 选用的 CMIP6 历史模拟数据时段为 1980-2014 年, 预估时段为 2015-2099 年。欧亚大陆的积雪以冬季为主, 所以下面主要分析冬季 (12 月-2 月平均) 的雪水当量, 观测和模拟的 SWE 气候态取为 1995-2014 年。鉴于 GlobSnow 资料空间范围, 本文只针对欧亚大陆中高纬度积雪进行分析。

2.2 方法

对气候模式的模拟能力进行全面评估, 是开展气候模拟、预测和预估的基础性工作。本文从多个角度考察了 CMIP6 耦合模式对欧亚大陆 SWE 的模拟能力。首先对 SWE 气候态空间分布的模拟能力进行评估, 然后评估模式对 SWE 变化趋势的模拟能力, 其次采用经验正交函数分解方法 (EOF 分解) 评估模式对积雪主要模态时空变化特征的模拟能力, 最后通过计算空间相关系数考察了模式对积雪与气候要素关系的模拟能力。在评估模式模拟能力的基础上, 本文对未来不同排放情景下, 21 世纪欧亚大陆冬季 SWE 的变化进行了预估。

为了方便与观测数据对比和计算模式集合平均, 采用反距离权重法将所有模式结果和观测数据统一插值到 1.0° (纬度) $\times 1.0^\circ$ (经度) 分辨率的格点上。对空间模拟能力的评估采用 Oshima 和 Tanimoto (2009) 使用的综合评估指数 S , 该指数能综合反应模式对 SWE 形态和空间振幅的模拟性能, 具体表示为:

$$S = \frac{4(1 + R_s)^4}{(\sigma_f/\sigma_r + \sigma_r/\sigma_f)^2(1 + R_0)^4}$$

其中 σ_f 、 σ_r 为模拟和观测场的空间标准差, 空间标准差表征模式的空间变率。

R_s 为观测和模拟场间的空间相关, R_0 取为 1。

本文利用一元线性回归来得到积雪的变化趋势（魏凤英，2007），一元线性回归方程表示为：

$$Y=A+BX$$

其中 X 为时间变量， Y 为积雪变量，通过最小二乘法可确定 A 和 B 。 A 为回归方程常数项， B 即为变量的变化趋势。

对模式模拟能力进行评估时，本文还利用了 EOF 分解方法。EOF 分解方法能够将要素场的时间和空间变化分离，把随时间变化的要素场分解为不随时间变化的空间函数和只依赖时间变化的时间函数的乘积之和，并用尽可能少的模态表达出变量场主要的空间和时间变化，从而定量地反映要素场的主要时空分布特征（魏凤英，2007）。

此外，本文还利用到的评估指标包括空间相关系数（SCC）和时间相关系数（TCC）。SCC 用于表征模拟场与观测场在空间上的相似程度，计算公式如下：

$$SCC = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}}$$

其中， N 为区域总格点数， x_i 和 y_i 分别为 i 格点上积雪模拟和观测值， \bar{x} 和 \bar{y} 分别为模拟和观测积雪的区域平均值。TCC 用于检验模式对各格点年际变化的模拟能力，计算公式同 SCC，但式中 N 为总年数， x_i 和 y_i 分别为检验区域各格点第 i 年积雪模拟值和观测值， \bar{x} 和 \bar{y} 分别为各格点模拟和观测积雪的多年平均值。

表 1 CMIP6 模式基本信息

Table 1 Information of the CMIP6 models used in this study

序号	模式名称	国家	分辨率
1	ACCESS-CM2	澳大利亚	1.875°×1.25°;L38
2	ACCESS-ESM1	澳大利亚	1.875°×1.25°;L38
3	BCC-CESM2-MR	中国	1.125°×~1.1°;L46
4	CanESM5	加拿大	2.8125°×~2.8°;L49
5	CESM2	美国	1.25°×~0.9°;L32
6	CESM2-WACCM	美国	1.25°×~0.9°;L70

7	EC-Earth3	欧洲	$\sim 0.7^\circ \times 0.7^\circ$; L91
8	GFDL-ESM4	美国	$1.25^\circ \times 1^\circ$; L49
9	IPSL-CM6A-LR	法国	$2.5^\circ \times \sim 1.3^\circ$; L79
10	MIROC6	日本	$\sim 1.4^\circ \times 1.4^\circ$; L81
11	MPI-ESM1-2-LR	德国	$1.875^\circ \times \sim 2^\circ$; L47
12	MPI-ESM1-2-HR	德国	$\sim 0.9^\circ \times 0.9^\circ$; L95
13	MRI-ESM2-0	日本	$1.125^\circ \times \sim 1.1^\circ$; L80
14	NorESM2-LM	挪威	$2.5^\circ \times \sim 1.9^\circ$; L32
15	NorESM2-MM	挪威	$1.25^\circ \times \sim 0.9^\circ$; L32

注：第四列“~”表示“约”

3 结果分析

3.1 雪水当量气候态的模拟

图 1 为 GlobSnow 观测、多模式集合的冬季欧亚大陆中高纬雪水当量气候态及其模拟与观测之间的差值。可以发现，观测的 SWE 在整个欧亚大陆呈现北多南少的特征，大值区域主要位于东欧平原东部到西西伯利亚一带，西西伯利亚是欧亚大陆中高纬 SWE 的最大值中心，中心值超过 160mm（图 1a）。此外在斯堪的纳维亚半岛和东西伯利亚的东部地区存在大值中心，中心值为 100mm 以上。多模式集合对雪水当量的空间分布有很好的再现能力，三个大值区域都能较好地模拟出来。观测和多模式模拟结果之间的相关为 0.73。但对于斯堪的纳维亚半岛、东西伯利亚区域，模式模拟的 SWE 要高于观测，中心值超过 140mm。欧亚大陆中高纬冬季积雪与降水密切相关，冬季降水多，在低温下有利于积雪的增多。从模式模拟结果看，模式高估了斯堪的纳维亚半岛和东西伯利亚区域的降水（图略），因此在一定程度上导致了这两个区域积雪模拟的偏高。此外，贝加尔湖北侧中西伯利亚积雪模拟与观测相比偏少。从各模式结果来看（图 2），基本上所有模式都可以模拟出欧亚大陆 SWE 北多南少的特征，三个大值区域也基本能再现出来。15 个模式与遥感观测的相关均比较显著，空间相关系数从 IPSL-CM6A-LR 的 0.56 到 MPI-ESM1-2-LR 的 0.80（表 2），表明 CMIP6 耦合模式对雪水当量空间分布特征的模拟效果较好。就空间标准差的比值而言，11 个模式高估了雪水当量的空间变率，4 个模式低估了雪水当量的空间变率。有 10 个模式模拟的空间变率与遥感观测的偏差绝对值在 20% 以内；CESM2、CESM2-WACCM 和 NorESM2-MM 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 1.6 倍以上。由于 CMIP6 模式对雪水当量空间变率的高估更为普遍，所以 15 个模式集合平均的 SWE 空间变率高于遥感反演的结果，偏高幅度为 17%。不同模式模拟结果的综合评分指数差异较大，从表 2 可以发现，对空间分布模拟最好的模式 MPI-ESM 综合技巧评分（S 指数）为 0.66，最差的模式 IPSL-CM6A-LR 为 0.36。多模式集合技巧评分为 0.54，处于中等偏上水平。

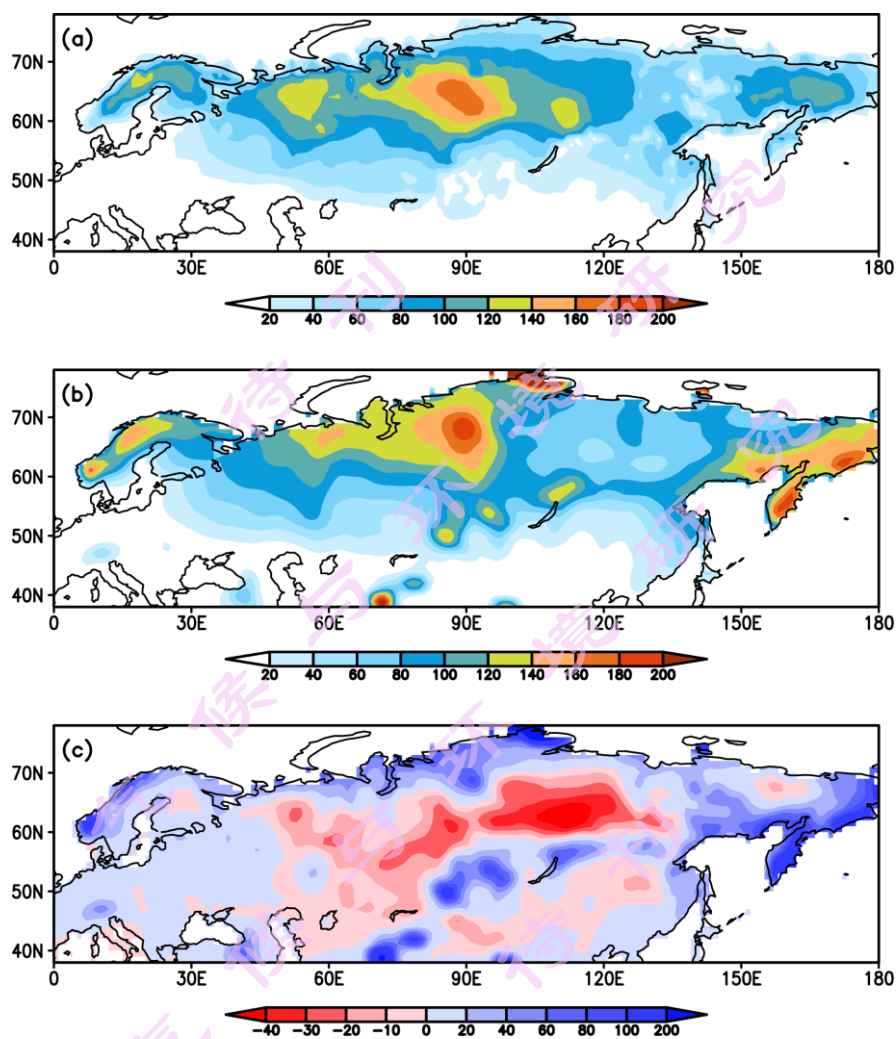


图 1 欧亚大陆中高纬地区冬季雪水当量的气候态（单位：mm）

(a) GlobSnow 观测，(b) CMIP6 多模式模拟结果，(c) 模拟与观测间的差值

Fig.1 Winter SWE climatology (unit:mm) of the mid-high latitude Eurasian continent for (a) GlobSnow observation. (b) ensemble mean of CMIP6 multi-models, (c) bias between simulation and observation

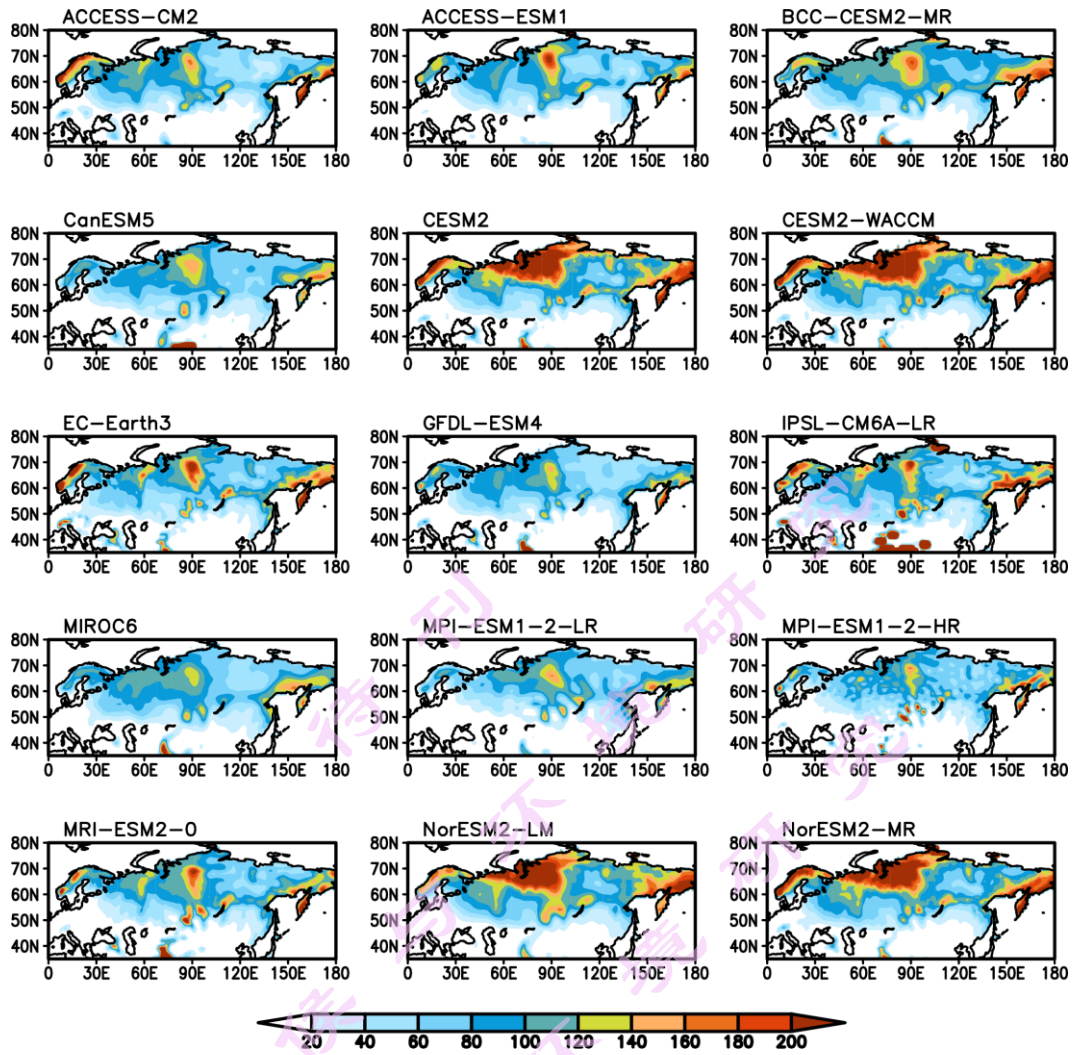


图 2 各 CMIP6 模式模拟的冬季雪水当量气候态 (单位: mm)

Fig.2 Simulated climatology of Winter SWE in CMIP6 models (unit:mm)

表 2 CMIP6 耦合模式对冬季 SWE 气候态和趋势的模拟技巧评分

Table 2 Predictive skill for winter SWE climatology and trend of CMIP6 models

序号	模式名称	气候态			趋势
		空间相关	方差比 (σ_f/σ_r)	S 评分	空间相关
1	ACCESS-CM2	0.63	1.13	0.43	0.13
2	ACCESS-ESM1	0.74	1.06	0.57	0.16
3	BCC-CESM2-MR	0.77	1.15	0.61	0.25
4	CanESM5	0.80	0.93	0.65	0.03

5	CESM2	0.70	1.66	0.41	0.26
6	CESM2-WACCM	0.69	1.69	0.40	0.06
7	EC-Earth3	0.65	1.19	0.45	0.23
8	GFDL-ESM4	0.74	0.92	0.56	-0.09
9	IPSL-CM6A-LR	0.56	1.21	0.36	-0.01
10	MIROC6	0.77	0.93	0.60	0.18
11	MPI-ESM1-2-LR	0.80	0.98	0.66	0.23
12	MPI-ESM1-2-HR	0.71	1.03	0.54	0.11
13	MRI-ESM2-0	0.70	1.12	0.52	0.25
14	NorESM2-LM	0.76	1.58	0.49	0.27
15	NorESM2-MM	0.71	1.61	0.43	0.17
16	模式集合平均	0.73	1.17	0.54	0.28

3.2 雪水当量变化趋势的模拟

图 3 给出 CMIP6 多个模式模拟和 GlobSnow 观测的冬季 SWE 线性变化趋势。卫星遥感观测结果表明，1981-2014 年间中西伯利亚、东欧平原和斯堪的纳维亚半岛等地积雪为显著减少趋势，其中东欧平原和斯堪的纳维亚半岛积雪减少趋势超过 1mm/年。积雪增加的区域主要位于贝加尔湖北部、东北亚及俄罗斯远东地区，中心值超过 0.5mm/年。从单个模式来看，CMIP6 不同模式间的结果差异很大，但多数模式模拟结果与观测间的空间相关系数为正值（表 2）。由图 3 可见，多数模式都能模拟出东欧平原和斯堪的纳维亚半岛积雪的减少趋势及俄罗斯远东地区积雪的增加趋势。15 个模式中模拟最好的是 NorESM2-LM 模式，空间相关为 0.27。最差的是 GFDL-ESM4 模式，该模式对东欧平原积雪变化趋势的模拟较差。多模式集合结果对欧亚中高纬冬季积雪趋势的空间分布有较好的模拟能力，能成功再现东欧平原和斯堪的纳维亚半岛积雪的显著减少趋势，及贝加尔湖北部、东北亚和俄罗斯远东地区积雪的增加趋势。观测与 MME 结果间的空间相关为 0.28，表明 CMIP6 多模式集合对欧亚大陆积雪中高纬积雪的变化趋势具有较好的再现能力。但是多模式集合对中西伯利亚地区模拟的不理想，与实况相反。此外，从量值来看，模式模拟结果相比观测偏弱。多模式集合平均的结果 SCC

高于所有 15 个单独模式，说明多模式集合能改善耦合模式对趋势的模拟能力，由此表明进行多模式集合的必要性。

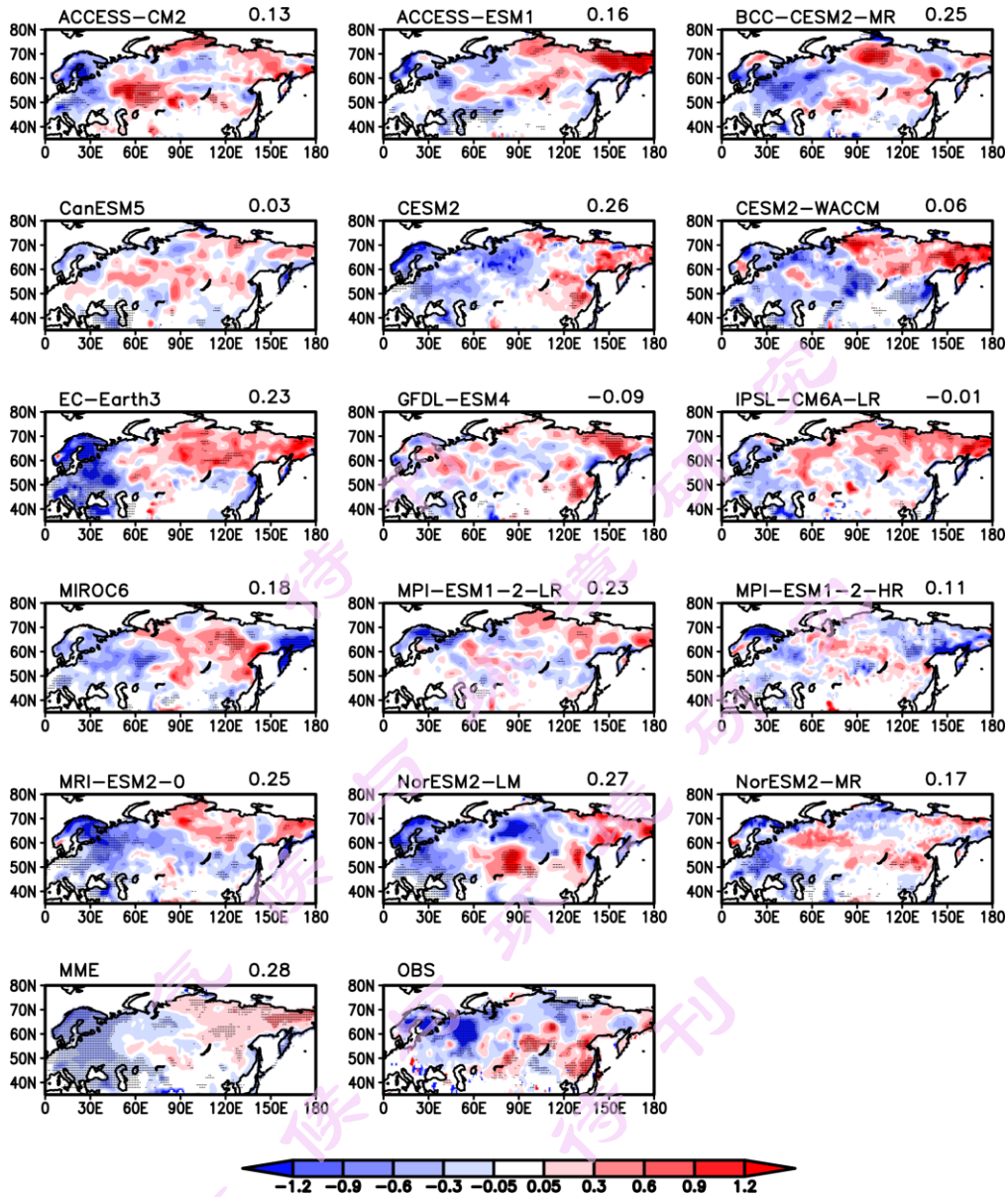


图 3 1981-2014 年 GlobSnow 观测 (OBS) 和 15 个 CMIP6 模式模拟的欧亚大陆冬季 SWE 线性变化趋势 (MME 为 15 个模式的集合平均结果, 单位为 mm/年), 图中右上角的数字为观测与模拟变化趋势的空间相关系数。

Fig.3 Linear trends of Eurasian winter SWE (unit:mm/year) for GlobSnow and the 15 CMIP6 models during 1981-2014 (MME indicates multi-model ensemble). Spatial correlation coefficients between simulation and observation are shown at the top right of each panel.

3.3 雪水当量时空演变特征的模拟

利用经验正交函数 (EOF) 对 1981~2014 年 GlobSnow 冬季雪水当量进行分解, 对 CMIP6 15 个模式及所有模式的集合平均结果同样进行 EOF 分解。主要分析 EOF 分解的前两个主要空间模态及其时间系数, 来考察 CMIP6 模式对 1981~2014 年期间欧亚大陆 SWE 时空演变特征的模拟能力。

表 3 给出了耦合模式对 EOF 前两个主分量空间模态和时间系数的模拟技巧。对于第一模态, 空间分布有六个模式模拟技巧较高 (SCC 超过 0.3), 分别为 ACCESS-CM2、CanESM5、CESM2、CESM2-WACCM、NorESM2-LM 和 NorESM2-MM。对于第一模态对应的时间系数变化, 具有较高空间相关系数的模式中, CESM2 和 CESM2-WACCM 的时间相关大于 0.3, 能通过显著性检验, 表明这两个模式对 SWE 的第一空间模态及其时间变化具有一定的模拟能力。对多模式集合结果, 第一模态空间分布模拟技巧 SCC 为 0.3, 时间系数变化模拟技巧 TCC 为 0.33, 均高于大多数单个模式的结果, 表明多模式集合可提高耦合模式对积雪时空演变特征的模拟能力。对于第二模态空间分布, 多数 CMIP6 模式模拟结果依然很差, 只有 4 个模式的 SCC 大于 0.3, 其中 CESM2-WACCM 对第二模态空间分布的模拟最为理想, SCC 为 0.58。对于第二模态时间系数的变化, 除 NorESM2-MM 外, 所有模式模拟技巧 TCC 均不能通过显著性检验。多模式集合对第二模态空间分布模拟较为理想, SCC 为 0.56, 但对时间变化模拟不够理想, TCC 仅为 0.06, 但这个结果也要高于大多数单个模式的结果。总的来说, 无论对 EOF 第一, 还是第二模态, 多模式集合都能提高耦合模式对积雪时空演变特征的模拟能力。

表 3 耦合模式对 EOF 前两个空间模态及对应时间系数的模拟技巧

Table 3 Simulation skill of coupled models for the first two EOF modes and principal components (PC) time series

序号	模式名称	EOF1		EOF2	
		空间相关	时间相关	空间相关	时间相关
1	ACCESS-CM2	0.47	0.08	0.02	-0.10
2	ACCESS-ESM1	0.16	-0.03	0.13	0.08
3	BCC-CESM2-MR	0.04	-0.24	0.05	0.03

4	CanESM5	0.31	0.12	0.57	-0.35
5	CESM2	0.56	0.40	0.27	-0.08
6	CESM2-WACCM	0.37	0.31	0.58	-0.14
7	EC-Earth3	0.18	-0.07	0.11	-0.00
8	GFDL-ESM4	0.03	-0.17	0.12	0.10
9	IPSL-CM6A-LR	0.06	-0.03	0.38	-0.11
10	MIROC6	0.01	-0.25	0.15	-0.01
11	MPI-ESM1-2-LR	0.08	-0.08	0.19	0.11
12	MPI-ESM1-2-HR	0.08	0.03	0.04	0.03
13	MRI-ESM2-0	0.23	0.01	0.38	0.04
14	NorESM2-LM	0.56	0.20	0.11	-0.05
15	NorESM2-MM	0.52	0.13	0.08	0.38
16	多模式集合	0.30	0.33	0.56	0.06

图 4 给出了观测和多模式集合模拟的雪水当量 EOF 分解第一空间模态及相应的时间序列。可以发现，观测的 EOF 第一模态在东欧平原、西伯利亚中西部为正值，贝加尔湖北侧、东北亚地区及俄罗斯远东部分地区为负值，第一模态解释方差为 21.1%；对照图 4c 的时间序列，可以发现该模态对应的时间系数呈现出显著的减弱趋势。多模式结果集合的第一模态解释方差为 48.1%，空间分布能再现东欧平原和西伯利亚西部的正值，贝加尔湖北侧、东北亚地区及俄罗斯远东地区为的负值分布，只是西伯利亚中部的积雪异常与 GlowSnow 相反。从时间系列看，CMIP6 多模式集合的结果能再现观测积雪的这种减弱趋势。

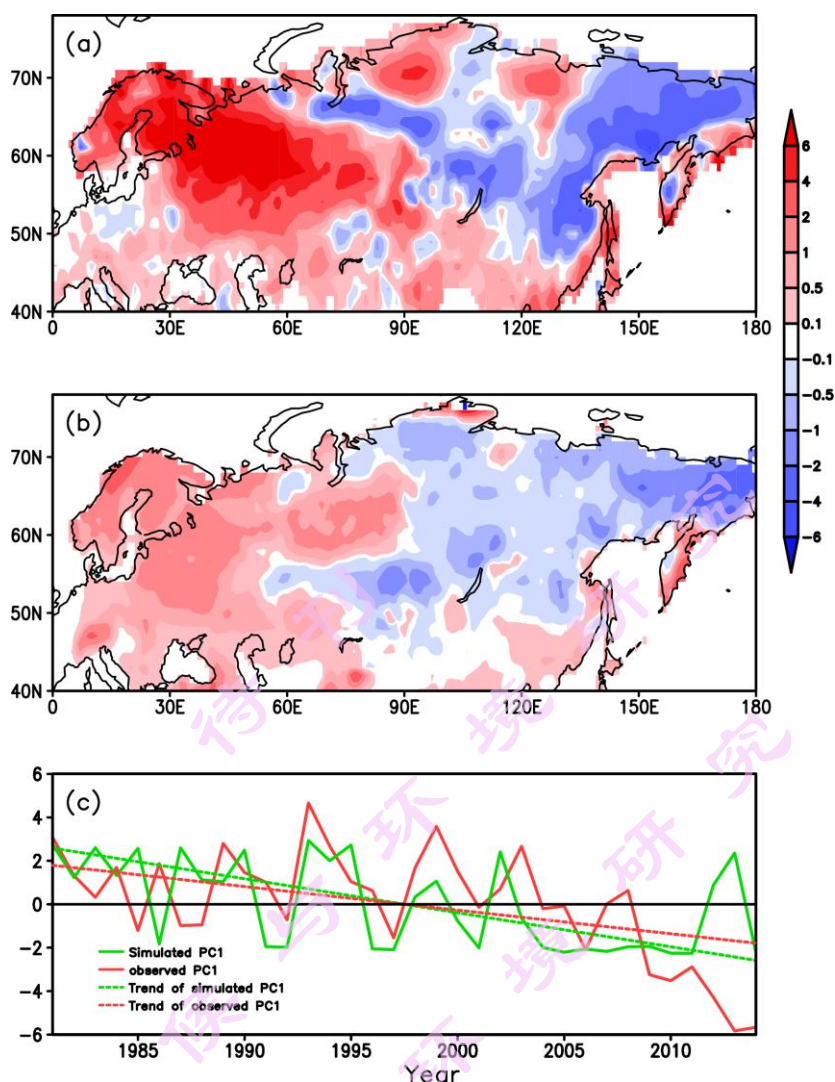


图4 观测和CMIP6多模式集合模拟的EOF第一模态：（a）GlobSnow观测的空间分布；（b）模拟的空间分布；（c）观测和模拟的时间系数。

Fig.4 First leading EOF mode of winter SWE in (a) observation and (b) CMIP6 multi-models ensemble. (c) The first PC (solid line) and its trend (dashed line) in the observation (red line) and simulation (green line).

3.4 雪水当量与气温、降水关系的模拟

积雪的变化受气温、降水的影响比较明显。因此，本研究也考察了模式对SWE与气温和降水关系的模拟能力。图5展示的是观测与模拟的冬季欧亚大陆雪水当量与降水、气温之间的相关。就观测而言，冬季欧亚大陆积雪与降水基本呈现正相关关系，降水多，积雪也多，显著正相关区主要位于欧亚大陆中高纬50-105°E之间的西伯利亚区域及东北亚。欧亚大陆冬季积雪与气温的相关呈现北正南负的分佈特征，60°N以南基本为负相关，气温偏低有利于降雨变为降雪，同时低温

也有利于积雪的累计，因此积雪偏多。显著负相关区域位于东欧平原、中亚和东北亚区域。60°N 以北的西伯利亚区域观测积雪与气温以正相关为主。冬季西伯利亚区域气温异常低，无论气温如何变化均在冰点以下，降水都以降雪形态出现。已有研究表明，高纬度地区气温升高，会增加大气水分含量有利于降雪增加，积雪增加（Diro and Lin, 2020; Davis et al., 1999; Krasting et al., 2013），因此气温与积雪呈现正相关关系。

15 个 CMIP6 模式的集合结果表明，欧亚大陆中高纬积雪与降水的关系也以正相关为主。但与观测不同的是，模式结果在欧亚大陆的东北部为显著的正相关区，而观测中除小部分区域外，相关不显著，也就是说模式高估了欧亚大陆东北部积雪与降水的正相关关系。此外，模式结果也低估了积雪与降水在西西伯利亚平原的显著正相关关系。对欧亚大陆中高纬积雪与气温的相关关系，CMIP6 多模式集合结果也显示了北正南负分布特征。60°N 以南基本为负相关，显著相关区位于东欧平原、中亚和东北亚区域。除斯堪的纳维亚半岛外，60°N 以北积雪与气温为正相关，但对 130°E 以东区域，模式结果与观测结果差异较大，模式中气温与积雪显著正相关，但观测中相关不显著。总的来说，CMIP6 多模式结果对冬季欧亚大陆积雪与降水、气温的关系具有很好的再现能力。

需要指出的是，多模式集合对中西伯利亚区域积雪变化趋势模拟较差（见图 3），基于积雪与气温和降水的关系，我们对此进行了初步原因分析。结果表明，中西伯利亚区域积雪与气温呈现显著正相关关系（图 5b），而 1981-2014 年中西伯利亚观测气温为减弱趋势（图略），因此有利于该区域观测积雪的减弱。模式能模拟出中西伯利亚区域积雪与气温的正相关关系（图 5d），但模式模拟该区域的气温为增加趋势（图略），气温增加有利于积雪的增加，这与该区域观测积雪减少不一致。由此可见，模式模拟的中西伯利亚区域气温变化趋势与观测的偏差在一定程度上导致了该区域积雪趋势模拟较差。

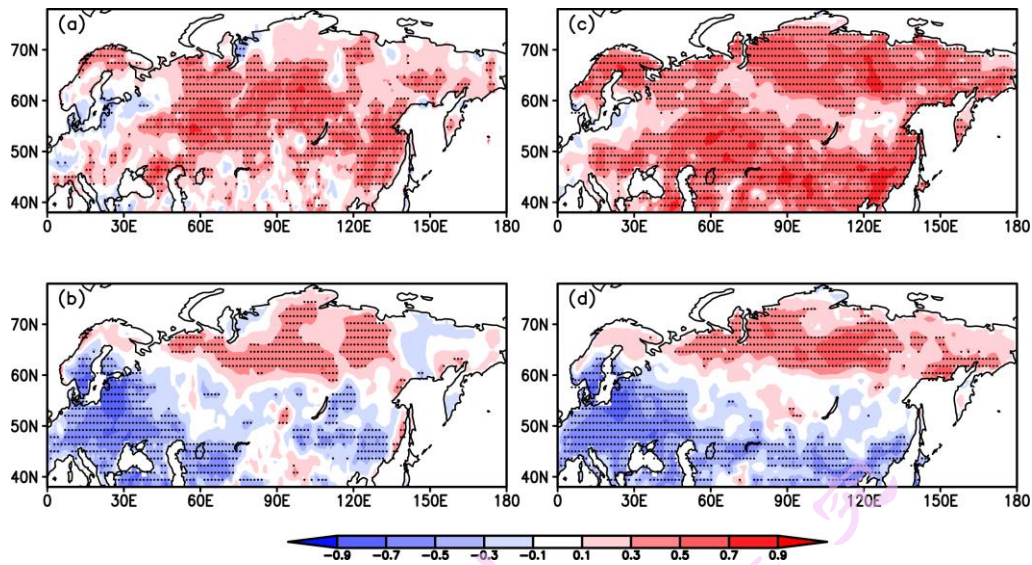


图 5 1981-2014 年冬季 SWE 与降水（上图）和气温（下图）的时间相关，（a）和（b）为观测，（c）和（d）为多模式集合结果。图中带点区域为通过 90% 显著性检验的区域。

Fig.5 Observed and simulated correlation coefficients between winter SWE and precipitation (upper) and surface air temperature (lower) during 1981-2014. (a) and (b) for observation, (c) and (d) for simulation. Regions above 90% confidence level are dotted.

3.5 21 世纪雪水当量的预估

上述结果表明，15 个 CMIP6 耦合模式的集合平均对冬季欧亚大陆 SWE 空间分布及时空变化特征均具有较好的模拟能力，所以可以用来进行未来气候变化的预估试验。本节给出多模式集合在 SSP126、SSP245、SSP370 及 SSP585 四种不同排放情景下，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 世纪早期（2020~2040 年）、21 世纪中期（2040~2060 年）和 21 世纪后期（2080~2099 年）。预估变化的相对基准期为 1995~2014 年。

图 6 给出了四种排放情景下，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 SWE 的绝对变化量。从图 6a-6c 可以发现，在 ssp126 低排放情景下，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，且 21 世纪后期的增加要略高于 21 世纪前期。对于 90°E 以西的欧洲大陆，在 ssp126 情景下 SWE 基本上呈现减少的特征，在 21 世纪早期大部分地区的减少在 5 mm 以下，部分地区减少在 5~20 mm；在 21 世纪后期，雪水当量大于 5cm 的区域有所增加。但总的来说，低排放情景下，三

个阶段的结果差异不是很大。其它三种中到高排放情景下，SWE 异常的分布与低排放情景基本一致，也表现为欧亚大陆东北部的积雪增多，90°E 以西的减少，大值区在东欧平原、西伯利亚西部及斯堪的纳维亚半岛。但随着时间的推移，积雪增多或减少的量值有明显增加。21 世纪后期 SSP370 和 ssp585 排放情景下欧亚大陆西部积雪减少 40mm 以上，东北部区域积雪最多能增加 40mm 以上，而在前期各区的绝对值变化是小于 20mm 的。此外，从图 6 也可以看到，四种排放情景下积雪变化在 21 世纪早期的差异不大，但到了 21 世纪后期的差异变大，而且排放越高的情景下积雪变化幅度越大。

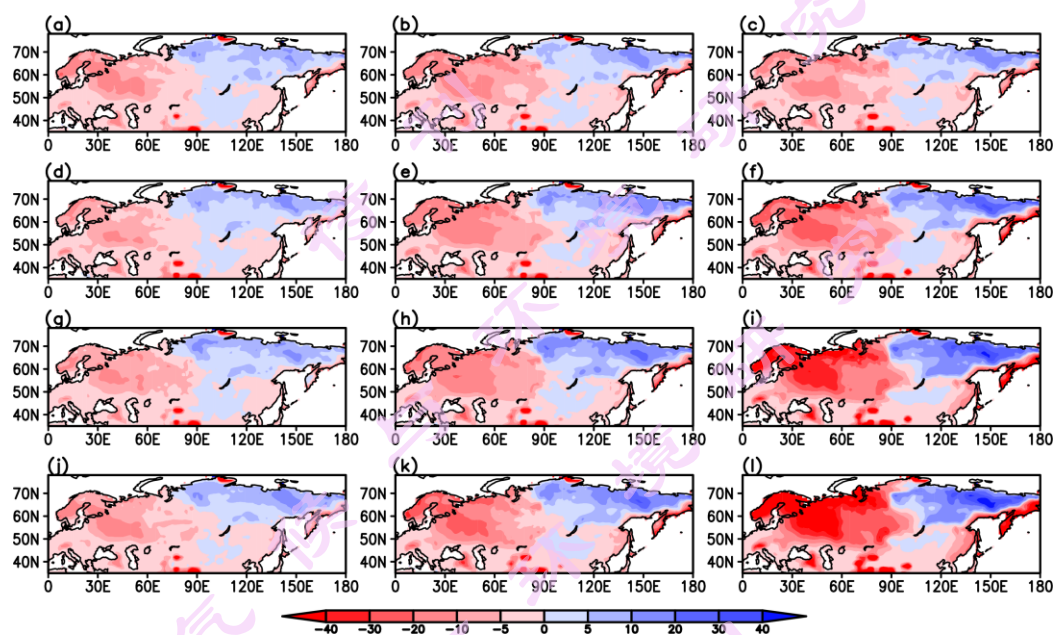


图 6 ssp126(a-c)、ssp245(d-f)、ssp370(g-i)和 ssp585(j-l)四种情景下 21 世纪三个阶段积雪相对历史时期的变化 (单位: mm)，相对基准期为 1995~2014 年。左列为 2020~2040 年结果，中、右列分别为 2040~2060 年、2080~2099 年平均结果。

Fig.6 Changes in Eurasian winter SWE (unit:mm) projected by CMIP6 MME: (a-c) ssp 126, (d-f) ssp245, (g-i) ssp370 and (j-l) ssp585. The left panels for early 21st century (2020~2040), middle panels for middle 21st century (2040~2060), and right panels for late 21st century (2080~2099), respectively. The reference period is 1995-2014.

为考察多模式预估的不确定性，本文计算了 15 个 CMIP6 模式预估 SWE 变化的标准差。由于积雪的变化在欧亚大陆中高纬地区具有明显的区域差异性 (图 6)，欧亚大陆东北部积雪增多，90°E 以西减少，减少大值区在东欧平原、西伯利亚西部及斯堪的纳维亚半岛，因此本文计算了积雪主要减少区 (0-90°E，

45-72 N) 和增多区 (90-160 E, 62-72 N) 区域平均的积雪变化和标准差 (表 4)。由表可见, 对这两个区域的积雪变化, 低排放情景下三个阶段的结果差异不是很大, 但对中高排放情景, 三个阶段的结果差异明显加大, ssp585 排放情景下西部积雪减少区在 21 世纪早期积雪减少-5.3mm, 21 世纪后期则减少-26.9, 东北部积雪增多区则由早期的 6.4mm 增多到 15.6mm。此外, 与图 6 结果类似, 四种排放情景下积雪变化在 21 世纪早期的差异不大, 但到了 21 世纪后期差异明显变大。对积雪变化多模式预估的不确定性, 在 21 世纪早期和中期, 不同情景下差异不大, 21 世纪早期四种排放情景下欧亚中高纬西部区域标准差分别为 6.3~7.0mm, 中期为 7.9~8.9mm; 积雪增多的东北区区域, 四种排放情景下早期标准差分别为 7.6~8.8mm, 中期为 8.3~9.0mm。到 21 世纪后期, 不同情景下标准差值差异明显加大, 且排放越高, 不确定性越大, 西部区域 ssp126、ssp245、ssp370 和 ssp585 四种情景下标准差值分别为 8.3、9.6、11.5 和 13.7, 东北部区域标准差值分别为 8.2、10.1、11.3 和 13.0; 此外, 对这两个区域, 四种排放情景下标准差值均随着时间增加, 说明随着时间的增加, 积雪变化预估的不确定性增大, 其中在 ssp585 情景下的最大。

表 4 相对于 1995~2014 年, ssp126、ssp245、ssp370 和 ssp585 四种情景下 21 世纪早期(2020~2040)、中期(2040~2060)和后期(2080~2099)积雪变化的区域平均值及模式预估结果的不确定性

Table 4 Regionally averaged SWE changes under the ssp126, ssp245, ssp370 and ssp585 scenarios in the 21st century (2020~2040), middle 21st century (2040~2060), and late 21st century (2080~2099) relative to 1995-2014. The regionally averaged inter-model uncertainty of the projected SWE changes among the models is listed in the brackets.

	区域 1 (0-90 E, 45-72 N)			区域 2 (90-160 E, 62-72 N)		
	SWE 变化/mm (不确定性/mm)			SWE 变化/mm (不确定性/mm)		
	早期	中期	后期	早期	中期	后期
ssp126	-5.3(6.3)	-7.2(7.9)	-6.9(8.3)	5.0(7.6)	5.5(8.3)	5.7(8.2)
ssp245	-4.6(6.4)	-8.2(8.2)	-12.6(9.6)	5.2(7.5)	8.2(8.6)	10.8(10.1)
ssp370	-5.1(6.9)	-9.3(7.8)	-20.7(11.5)	5.6(7.8)	9.9(8.9)	16.3(11.3)

前面的历史试验结果分析已表明，冬季欧亚大陆积雪的变化受气温、降水的影响比较明显。未来排放情景下，欧亚大陆积雪变化与气候要素的关系如何，又是如何受降水、气温变化的影响，有必要进行进一步的分析。以 ssp370 情景为例，图 7 给出在 21 世纪三个不同阶段气温和降水相对历史时期的变化，可以看到在 21 世纪早、中、晚三个阶段，欧亚大陆均表现为气温的增加及降水的增加。至于冬季积雪与气温、降水的相关关系，图 8 的结果表明，21 世纪早期欧亚东北部区域冬季积雪与气温、降水均呈现正相关，这与历史时期的模拟结果比较一致，表示气温增高和降水的增多有利于该区域积雪的增多。而东欧平原一带的积雪与气温呈显著负相关，与降水的相关要弱于气温，表明气温的增加导致了这一带积雪的减少。21 世纪中、晚期结果与早期相似（图略）。

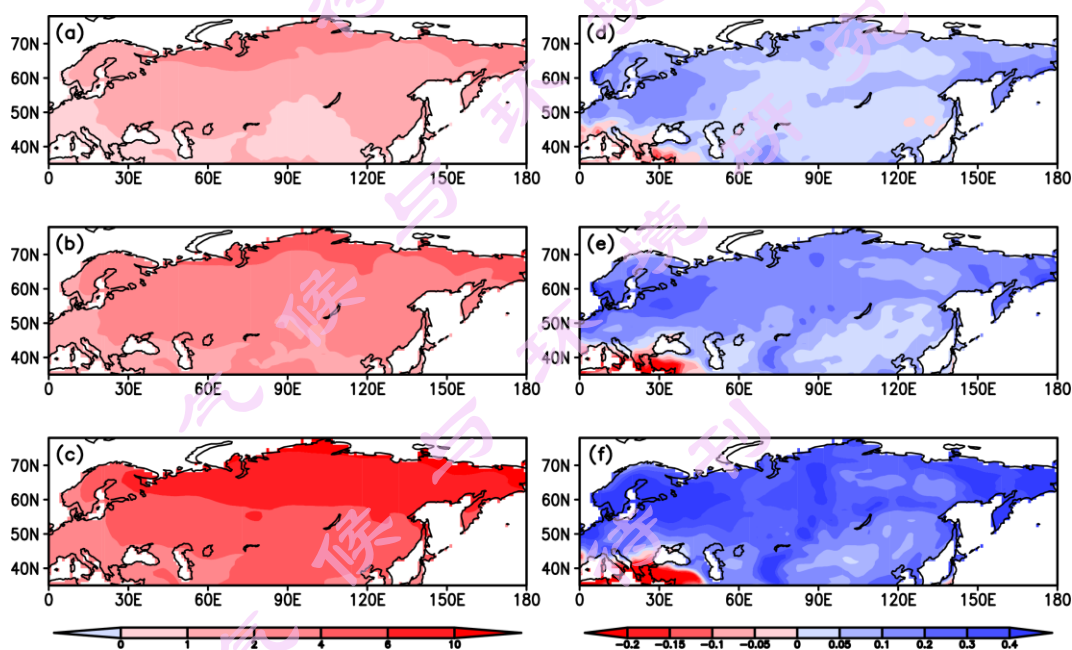


图 7 ssp370 情景下 21 世纪三个阶段气温（左列，单位为 $^{\circ}\text{C}$ ）、降水（右列，单位为 mm/day ）相对历史时期变化：（a、d）21 世纪早期（2020~2040 年）；（b、e）21 世纪中期（2040~2060 年）；（c、f）21 世纪晚期（2080~2099 年）

Fig.7 Changes in Eurasian winter near-surface air temperature (left panels, unit: $^{\circ}\text{C}$) and precipitation (right panels, unit: mm/day) projected by CMIP6 MME for ssp370 scenario. (a, d) for the early 21st century (2020~2040); (b, e) for the middle 21st century (2040~2060) and (c, f) for the late 21st century (2080~2099).

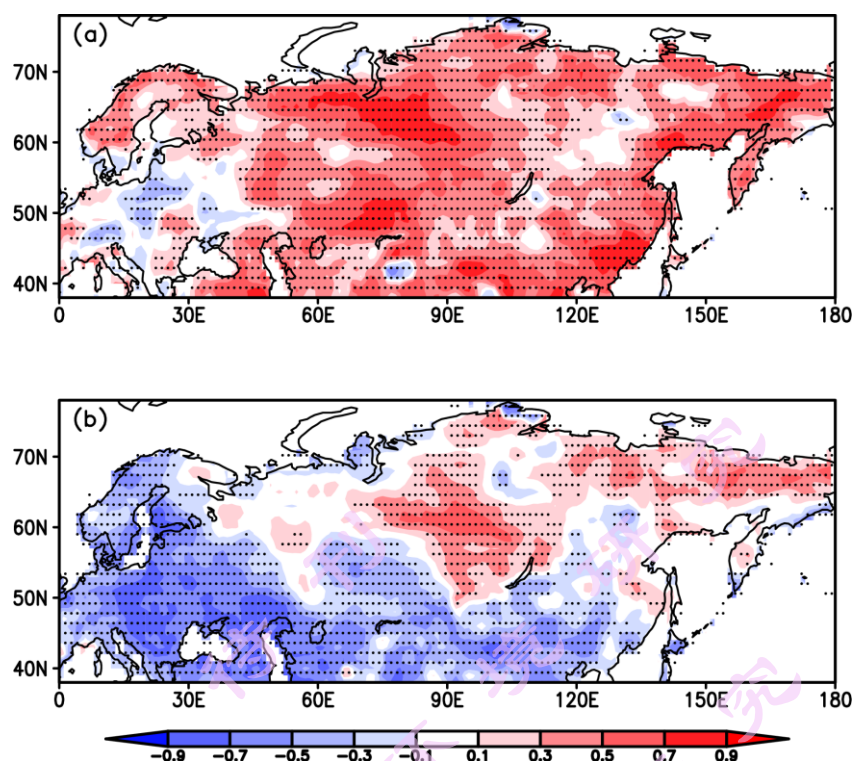


图 8 ssp370 排放情景下 2020-2040 年降水 (a) 和气温 (b) 与 SWE 的相关关系。图中带点区域为通过 90% 显著性检验的区域。

Fig.8 Temporal correlation coefficients during 2020-2040 for SSP370 scenario. (a) correlation coefficient between SWE and precipitation, (b) correlation coefficient between SWE and surface air temperature. Regions above 90% confidence level are dotted.

4 结论和讨论

本文利用第六次耦合模式比较计划 (CMIP6) 15 个耦合模式的历史模拟与未来预估试验结果, 对 1981-2014 年欧亚大陆冬季雪水当量 (SWE) 的模拟性能进行了多维度的评估, 并分析未来在不同情景下的 SWE 变化趋势。研究结果表明:

(1) 与欧洲宇航局 GlobSnow 卫星遥感资料相比, CMIP6 耦合模式对冬季 SWE 空间分布具有较好的再现能力, 能模拟出欧亚大陆中高纬 SWE 北多南少, 大值中心位于西西伯利亚、斯堪的纳维亚半岛、东西伯利亚的主要分布特征, 但多数模式高估了雪水当量的空间变率。不同模式间的差异较大, 但多模式集合能提高模式对欧亚大部分地区 SWE 变化趋势的模拟能力。对 SWE 主要模态特征

的评估也显示, 单个模式的模拟能力存在较大差异, 但多模式集合能提高对积雪第一模态时空演变特征的模拟能力。

(2) 观测的欧亚大陆冬季 SWE 与气候因子的相关关系表现为积雪与降水基本呈现正相关关系, 但积雪对气温的响应随纬度不同而差异明显, 在 60°N 以北基本为正相关, 60°N 以南为负相关。CMIP6 多模式集合结果对这种 SWE 与降水、气温的关系有较好的再现能力。

(3) 采用多模式集合平均方法预估 CMIP6 未来 4 种不同情景下 21 世纪欧亚大陆雪水当量的变化。结果表明, 欧亚大陆东北大部分地区的雪水当量均要高于基准期, 而 90°E 以西的欧洲大陆 SWE 基本上呈现减少的趋势; 随着时间的增大, 四种排放情景下积雪变化的差异也在变大, 而且排放越高变化的幅度越大, 模式不确定性也越大。造成欧亚大陆不同地区 SWE 变化差异与全球变暖背景下局地气温、降水的变化密切相关。在欧亚大陆东北部地区, 温度升高会增加水汽有利于降水发生, 导致积雪增加; 而在其它区域未来的升温导致了积雪的减少。

需要指出的是, 与观测相比 CMIP6 多模式结果高估了欧亚大陆中高纬 130°E 以东区域 SWE 与降水、气温的正相关关系, 因此该区域的预估结果具有一定的不确定性。数值模式中的积雪过程参数化方案繁简程度不一、仍有很大的改进提升空间, 所以 CMIP6 模式之间的结果差异依然很明显。关于积雪资料, 因为对其进行站点观测和遥感反演都存在诸多挑战性的难题, 因此不同数据产品之间的差异很大。此外, 鉴于 GlowSnow 卫星遥感资料空间范围为 35-85°N 之间, 本文研究未包括青藏高原区域。如何利用青藏高原台站观测积雪资料和其他遥感卫星反演资料, 对青藏高原积雪进行模拟评估和预估, 是下一步需要关注的问题。

致谢: 研究所用的 CMIP6 多模式结果源自 <https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip6/>。

参考文献 (References)

- Barnett T P, Dumnil L, Schlese U, et al. 1988. The effect of Eurasian snow cover on global climate [J]. *Science*, 239(4839): 504-507.
- Brutel-Vuilmet C, Mánégos M, Krinner G. 2013. An analysis of present and future seasonal northern hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models [J]. *The*

Cryosphere, 7: 67–80.

- 陈海山, 孙照渤. 2003. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 I. 观测研究[J]. 大气科学, 27 (3) : 304-316. Chen Haisan, Sun Zhaobo. 2003. The effects of Eurasian snow cover anomaly on winter atmospheric general circulation, part I. Observations Studies [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(3) : 304-316.
- 陈海山, 孙照渤, 朱伟军. 2003. 欧亚积雪异常分布对冬季大气环流的影响 II. 数值模拟[J]. 大气科学, 27 (5) : 847-860. Chen Haisan, Sun Zhaobo. 2003. The effects of Eurasian snow cover anomaly on winter atmospheric general circulation, part I. Model Simulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27(5) : 847-860.
- Chen H, Zhang H, Zhan Y L. 2020. Potential predictability of Eurasian spring snow water equivalent in IAP AGCM4 hindcasts, Atmos. Oceanic Sci. Lett, 13(2):121-128
- 陈兴芳, 宋文玲. 2000. 欧亚和青藏高原冬春季积雪与我国夏季降水关系的分析和预测应用 [J]. 高原气象, 19 (2) : 214-223. Chen Xingfang, Song Wenling. 2000. Analysis of relationship between snow cover on Eurasia and Qinghai-Xizang Plateau in winter and summer rainfall in China and supplication to prediction [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 19(2) : 214-223.
- Davis R E, Lowit M B, Knappenberger P C, et al. 1999. A climatology of snowfall–temperature relationships in Canada. J. Geophys. Res., 104, 11 985–11 994, <https://doi.org/10.1029/1999JD900104>.
- Dickson R R. 1984. Eurasian snow cover versus Indian monsoon rainfall - A extension of Hahn - Shukla results [J]. J. Climate Appl. Meteor1, 23: 171-173.
- Diro G T, Lin H. 2020. Subseasonal forecast skill of snow water equivalent and its link with temperature in selected SubX models. Weather and Forecasting, 35: 273-284. DOI: 10.1175/WAF-D-19-0074.1
- Hahn D G, Shukla J. 1976. An apparent relationship between Eurasian snow cover and Indian monsoon rainfall [J]. J. Atmos. Sci., 33: 2461-2462.
- Hancock S, Baxter R, Evans J, et al. 2013. Evaluating Global Snow Water Equivalent Products for Testing Land Surface Models. Remote Sensing of Environment 128 (1): 107–117. doi:10.1016/j.rse.2012.10.004.

- He Q, Zuo Z Y, Zhang R H, et al. 2018. Seasonal prediction and predictability of Eurasian spring snow water equivalent in NCEP Climate Forecast System version 2 reforecasts. *Clim. Dyn.*, 50:339-348. DOI 10.1007/s00382-017-3611-3.
- Krasting J P, Broccoli A J, Dixon K W, et al. 2013. Future changes in northern Hemisphere Snowfall. *J. Clim.*, 26: 7813–7828.
- Lawrence M, Mar á S O, Gerhard K, et al. 2020. Historical northern hemisphere snow cover trends and projected change in the CMIP6 multi-model ensemble. *The Cryosphere*, 14: 2495–2514, 2020. <https://doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020>
- 罗勇. 1995. 青藏高原冬春季雪盖对东亚夏季大气环流影响的研究[J]. *高原气象*, 14 (4) :505-512. Luo Yong. 1995. Studies on the effect of snow cover over the Qinghai-Xizang Plateau in winter and spring on general circulation over East Asia in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 14(4): 505-512.
- 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: 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: 707–720.
- New M, Lister D, Hulme M, et al. 2002. A high resolution data set of surface climate over global land areas [J]. *Climate Research*, 21: 1–25.
- Oshima K, Tanimoto Y. 2009. An evaluation of reproducibility of the Pacific Decadal Oscillation in the CMIP3 simulations [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 87(4): 755-770. doi:10.2151/jmsj.87.755
- 魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术. 北京: 气象出版社. Wei Fengying. 2007. *Climate statistical diagnosis and prediction techniques (in Chinese)*. Beijing: China Meteorological Press.
- 钱永甫, 张艳, 郑益群. 2003. 青藏高原冬春季积雪异常对中国春夏季降水的影响[J]. *干旱气象*, 21 (3) :1-7. Qian Yongfu, Zhang Yan, Zheng Yiqun. 2003. Impacts of Tibetan Plateau snow anomaly in winter and spring on precipitation in China in spring and summer [J]. *Arid meteorology (in Chinese)* , 21 (3) :1-7.
- Roesch A. 2006. Evaluation of surface albedo and snow cover in AR4 coupled climate models. *J. Geophys Res.*, 111, D15111, doi:10.1029/2005JD006473

- 汪方, 丁一汇. 2011. 不同排放情景下模拟的21 世纪东亚积雪面积变化趋势 [J]. 高原气象, 30: 869–977. Wang Fang, Ding Yihui. 2011. Trend of snow cover fraction in East Asia in 21th century under different scenarios [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 30: 869–977.
- Wu R, 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.
- 吴统文, 钱正安. 2000. 青藏高原冬春季积雪异常与中国东部地区夏季降水关系的进一步研究[J]. 气象学报, 58(5): 571-582. Wu Tongwen, Qian Zhengan. 2000. Further analysis 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): 571-582.
- Wu T W, Qian Z A. 2003. The relation between the Tibetan winter snow and the Asian summer monsoon and rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 16: 2038-2051.
- 夏坤, 王斌. 2015. 欧亚大陆积雪覆盖率的模拟评估及未来情景预估 [J]. 气候与环境研究, 20 (1): 41–52, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2014.13126. Xia Kun, Wang Bin. 2015. Evaluation and projection of snow cover fraction over Eurasia [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 20 (1): 41–52.
- 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.
- Yasunari T, Kitoh A, Tokioka T. 1991. Local and remote response to excessive snow mass over Eurasia appearing in the northern spring and summer climate—a study with the MRI-GCM. J.M.S.J., 69: 473-487.
- 张顺利, 陶诗言. 2001. 青藏高原积雪对亚洲季风影响的诊断及数值模拟研究[J]. 大气科学, 25 (3) :372-290. Zhang Shunli, Tao Shiyan. 2001. Influences of snow cover over the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 25 (3) :372-290.
- 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.

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: 173-180. Zhu Xian, DongWenjie. 2013. Evaluation and projection of Northern Hemisphere march-april snow covered area simulated by CMIP5 coupled climate models [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 9:173-180.

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. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. *Climate Change Research*, 2019,15 (5): 445-456. DOI: 10.12006/j.issn.1673-1719.2019.193

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]. *Int. J. Climatol*, 2011, doi: 10.1002/joc.2355.