

胡馨匀, 缪昕, 郭维栋, 等, 2026. 不同气象驱动数据对青藏高原积雪模拟的影响[J]. 高原气象, 45(3): 613–625. HU Xinyun, MIAO Xin, GUO Weidong, et al, 2026. Effect of Different Meteorological Forcing Data on Snow Simulation over the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Plateau Meteorology, 45 (3): 613–625. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2025.00088. CSTR: 32265.14.gyqx.CN62-1061/P.2025.00088.

不同气象驱动数据对青藏高原积雪模拟的影响

胡馨匀, 缪昕, 郭维栋, 王乐, 李宜卓

(南京大学大气科学学院, 江苏 南京 210023)

摘要: 青藏高原积雪是冰冻圈的重要组成部分, 通过辐射和水文过程显著影响区域及下游天气与气候。然而, 高原积雪模拟存在系统性偏差, 过去研究多聚焦积雪参数化方案, 较少关注气象驱动数据的作用。本研究对比了中国区域地面气象要素数据集(CMFD)与第三极高分辨率长时序气象数据集(TPMFD), 通过驱动 SSiB3-SNICAR 陆面模式, 模拟 2010–2015 水文年雪季期间高原积雪变化。结果表明, TPMFD 显著提升积雪模拟精度, 冬季模拟雪深均方根误差(RMSE)从 0.64 cm 降至 0.21 cm, 积雪覆盖率 RMSE 从 6.20% 降至 4.15%。积雪物候方面, TPMFD 在厚雪区和薄雪区均模拟出更长的积雪持续时间, 并改善了冬季地表能量收支模拟, 模拟地表反照率和温度 RMSE 分别降至 0.15 和 3.13 °C。TPMFD 通过优化降水 and 气温输入, 尤其在冬季增加低于 0 °C 的降水量, 减少了东部负偏差和西部正偏差, 显著提升高原西部和东南部模拟精度。尽管复杂地形和参数化方案带来一定误差, 本研究仍为改进高原积雪模拟提供了重要参考。

关键词: 青藏高原; 积雪模拟; 气象驱动数据; CMFD; TPMFD

文章编号: 1000-0534(2026)03-0613-13 **中图分类号:** P426.63 **文献标识码:** A

DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2025.00088

CSTR: 32265.14.gyqx.CN62-1061/P.2025.00088

1 引言

青藏高原(以下简称高原)是世界上海拔最高的高原, 常被称为“第三极”, 拥有极地以外最大的冰冻圈(Yao et al, 2019)。作为高原冰冻圈的重要组成部分, 季节性积雪通过辐射和水文效应调节区域和全球气候, 并进一步影响高原及其周边地区的水循环和生态过程(叶笃正和高由禧, 1979)。与高纬度地区不同, 高原中部积雪浅薄、持续时间较短。与此同时, 在高原东南部的山区, 积雪更厚、更稳定(王建等, 2018)。除了具有年际和年代际变化, 高原积雪在次季节尺度上也表现出快速变化的特征(You et al, 2020; 申红艳等, 2024)。

目前对青藏高原积雪的研究主要基于气象站点和卫星遥感数据。广泛使用的卫星数据包括交

互式多传感器积雪测绘系统(IMS)的积雪覆盖范围产品(Helfrich et al, 2007)、中分辨率成像光谱仪(MODIS)的积雪覆盖率数据(Hall et al, 1995)以及被动微波遥感的雪水当量数据。然而, 高原地形复杂、观测条件恶劣, 造成观测资料存在稀缺性与局限性, 遥感产品也存在不确定性, 限制了高原积雪研究的发展(马丽娟和秦大河, 2012; 宋敏红等, 2020; 李延等, 2024)。

气候模式也是研究高原积雪的重要工具。然而, 高原的气候模拟存在系统性的“冷偏差”和“湿偏差”, 其中“冷偏差”可能与积雪模拟有关(张冬峰等, 2005; 巩崇水等, 2015; 王旭蕾等, 2024)。研究表明, 积雪偏差在雪季会通过影响地表反照率而导致高原模拟的“冷偏差”(Meng et al, 2018; Miao et al, 2024)。因此, 改进高原积雪模拟具有重要意义。

收稿日期: 2025-04-27; 定稿日期: 2025-07-21

资助项目: 国家自然科学基金项目(42305033); 第二次青藏高原科学考察研究计划项目(2019QZKK0103)

作者简介: 胡馨匀(2001—), 女, 海南海口人, 硕士研究生, 主要从事陆-气相互作用研究. E-mail: xinyunhu@smail.nju.edu.cn

通信作者: 缪昕(1995—), 男, 安徽合肥人, 博士后, 主要从事陆-气相互作用研究. E-mail: miaoxin@nju.edu.cn

© Editorial Department of Plateau Meteorology (CC BY-NC-ND)

义。陆面模式是气候模式的重要组成部分,包含了积雪的热力学过程和动力学过程。在过去几十年中,陆面模式在不断发展(Xue et al, 1991; Dai et al, 2003)。然而,陆面模式积雪模块在模式参数化方案、参数和气象驱动数据方面仍存在不确定性。

首先,积雪模块包括积雪覆盖率、积雪反照率、积雪密度等参数化方案。目前大多数参数化方案都是经验性的,但随着观测和卫星遥感数据的增加,积雪参数化方案在不断更新。Miao et al(2022)在积雪覆盖率参数化方案中引入了地形因子,有效降低了冬季高原的积雪模拟偏差。Jennings et al(2018)发现结合温度和湿度因子有利于降水相态的划分。其次,现有模式大多使用固定经验参数。例如,积雪反照率作为积雪模拟的关键参数,对地表能量平衡具有关键反馈作用,然而许多模式通常将积雪反照率设为一个固定值,造成了显著的高原积雪模拟误差。研究指出,考虑高原薄雪特性的积雪反照率方案可以更好地模拟高原积雪的变化(Wang et al, 2020)。此外,许多研究指出积雪覆盖面积误差所引起的地表反照率误差是导致高原积雪模拟“冷偏差”的重要因素(Chen et al, 2017; Lalande et al, 2021)。以积雪反照率和积雪覆盖率误差为例,积雪参数或参数化方案的模拟误差,通过积雪反照率正反馈效应,影响地表反照率和能量平衡过程,并进一步造成更显著的积雪模拟误差。最后,积雪模拟对气象驱动数据的质量也非常敏感,特别是降水、温度和辐射数据。Zhang et al(2021)发现利用不同再分析数据模拟的中国地区雪深变化存在较大差异,并显示出显著的不确定性。He et al(2019)利用对流允许的WRF模拟降水数据作为模式输入,相比其他高分辨率数据集显著改进了高原积雪模拟。

在现行的陆面模式驱动数据集中,中国区域地面气象要素驱动数据集(CMFD)是国内第一个高分辨率气象驱动数据集(He et al, 2020),整合了站点观测数据、再分析数据集和遥感产品。CMFD由于其广泛的时间覆盖、稳定性和连续性,已被广泛应用于陆面过程模拟。许多研究表明,与其他数据集相比,CMFD可有效减少平均地表气温的偏差,改进积雪模拟,并在植被和冻土模拟方面具有显著优势(He et al, 2020; Kang et al, 2022)。尽管如此,CMFD数据集仍存在一些局限性,如低估了气温以及高海拔地区复杂地形的冷季降水量等(Xie et al, 2017; Sun et al, 2023)。随着观测数据的丰富、同化技术的进步以及卫星遥感数据的集成,更精确的

气象驱动数据不断产出,如新开发的第三极地区长时间序列高分辨率地面气象要素驱动数据集,(Third Pole Region Meteorological Forcing Dataset, TPMFD)(Jiang et al, 2025)。TPMFD数据集融合了短期高分辨率WRF模拟,时间覆盖范围更长,精度更高,可提供更精细的气象要素空间变化。然而,更新后的气象驱动数据能否有效改善高原积雪模拟性能需要进一步评估。

为了探究不同气象驱动数据对青藏高原积雪模拟的影响,本研究比较了两套气象驱动数据集CMFD和TPMFD中气温和降水要素的差异,并驱动陆面模式SSiB3-SNICAR模拟高原积雪变化。

2 资料来源与方法介绍

2.1 气象驱动数据

主要使用了两套气象驱动数据集。中国区域地面气象要素驱动数据集(China Meteorological Forcing Dataset, CMFD)是中国首个高时空分辨率网格化的近地面气象驱动数据集(He et al, 2020)。该数据集结合了普林斯顿驱动数据、全球陆地数据同化系统(GLDAS)数据、地表辐射预算(GEWEX-SRB)方法的辐射数据以及中国气象局(CMA)台站数据。该数据集包含7个气象要素:2 m气温、地面气压、比湿、10 m风速、向下短波辐射、向下长波辐射和降水速率,覆盖整个中国区域(15°N—55°N, 70°E—140°E),空间分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$,时间分辨率为3 h。

与现有的再分析数据集相比,TPMFD能更准确地描述在第三极地区的复杂地形降水。该数据集整合了ERA5-CNN的高分辨率模拟降水数据和9000多个雨量计的观测数据,有效提高了高原降水数据质量。ERA5-CNN来源于短期WRF模拟和长期ERA5再分析产品。TPMFD数据集包含与CMFD数据集相同的气象要素。该数据集覆盖部分中国区域范围(25.73°N—41.37°N, 61.03°E—105.67°E),原始空间分辨率为 $1/30^{\circ} \times 1/30^{\circ}$,时间间隔为1 h。在本研究中,将TPMFD数据整合到与CMFD一致的时空分辨率上进行模拟,并且两套数据的研究区域均为青藏高原区域(25°N—40°N, 75°E—105°E)。

2.2 验证数据

本研究使用中国气象局(CMA)在青藏高原区域布设的102个气象台站获取的雪深观测资料进行验证分析(除多等, 2018)。所采用的青藏高原台站雪深数据集在原始气象观测基础上进行了质量控制和数据筛选。由于部分站点在观测初期存在数

据连续性不足的问题,为此本研究选定2010—2013水文年这一具有完整观测记录的时段进行模拟验证。从空间分布特征(图1)来看,这些台站主要集中在分布于高原东部及东南部区域,而西部羌塘高原腹地台站分布稀疏。

本文所有涉及的地图是基于中华人民共和国自然资源部地图技术审查中心标准地图服务系统下载的审图号为GS(2016)1609号的中国地图制作,底图无修改。

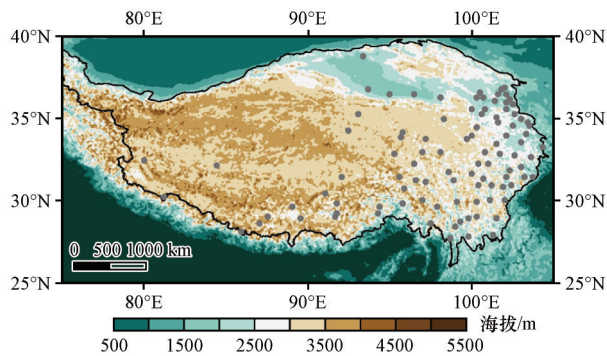


图1 青藏高原海拔(单位: m)及中国气象局站点(圆点)分布
Fig. 1 Altitude (unit: m) and distribution of China Meteorological Administration (CMA) stations (dots) over the Qinghai-Xizang Plateau

本研究使用了2010—2015水文年(即2010年9月1日至2015年8月31日)雪季期间(9月1日至次年5月31日)青藏高原逐日无云MODIS积雪面积比例数据集(Tang et al, 2013)与 0.05° 全球月平均地表温度数据(Chen et al, 2014)来验证模拟的积雪覆盖率与地表温度。该积雪覆盖率数据是在MODIS逐日积雪产品MOD10A1的基础上,使用基于三次样条函数插值的去云算法获得,并采用横轴等角割圆柱投影方式。在本研究中,原始的500 m数据集被插值到 0.1° 。此外,MODIS地表温度数据凭借其较好的时空连续性,可有效缓解高原地面观测站点稀疏导致的数据局限性,且已被广泛用于高原地表温度研究中。

同时还使用了全球陆地表面卫星数据集(Global Land Surface Satellite, GLASS)地表短波反照率产品(Liang et al, 2020)来评估模拟的地表反照率结果。GLASS地表反照率产品的空间范围为全球陆地表面,时间分辨率为8天。本研究选用GLASS02B06,并制成月平均数据用以研究。前人研究指出,GLASS地表反照率产品相比MODIS地表反照率产品在青藏高原地区表现出更好的空间连续性和反演质量(陈爱军等, 2020)。

2.3 模型描述

陆面模式SSiB3-SNICAR(Oaida et al, 2015)是基于第3版简化生物圈模式(Simplified Simple Biosphere Model version 3, SSiB3)进一步耦合了积雪反照率模块SNICAR(Snow Ice and Aerosol Radiative Flanner and Zender, 2005)所形成的。SSiB3模式耦合了SAST(Snow-Atmosphere-Soil Transfer model)积雪模块(Sun et al, 1999),区分了积雪和土壤的热力学过程,并包含了很多积雪过程(积雪压实、热传导、雪粒增长和融雪等)。引入的SNICAR侧重考虑积雪粒径变化和雪中气溶胶对积雪辐射过程的影响,提升了SSiB3的反照率模拟精度。模式使用的是SSiB3原始的积雪覆盖率方案(Sun and Xue, 2001),并选择Anderson(1976)提出的动态新降雪密度方案,仅考虑近地面气温对新降雪的影响。模式中的降水相态划分方案将 0°C 作为划分降水相态的固定阈值,将低于此阈值的降水识别为固态降水(降雪),其余为液态降水(降雨)。

在本研究中,设计了两组试验(CMFD试验和TPMFD试验),分别使用两套不同气象驱动数据集驱动SSiB3-SNICAR模式对高原积雪进行 0.1° 离线模拟,模拟时长为2010年9月1日至2015年8月31日(使用2009年9月1日至2010年8月31日作为spin-up)。

2.4 积雪物候的定义

计算水文年(9月1日至次年8月31日)的积雪物候时,选择固定的积雪覆盖率阈值(50%)将网格划分为有雪或无雪。该阈值常被广泛用于判定积雪开始和消融结束的关键节点,并且相对其他阈值对于山区积雪研究具有较高的性能(Notarnicola, 2022)。积雪持续时间(snow cover days, SCD)被定义为在整个水文年中被划分为有雪的总天数,积雪开始时间(snow cover onset date, SCOD)是水文年中第一个连续积雪天数超过5天的第1天,而积雪结束时间(snow cover end date, SCED)则是最后一个连续积雪天数超过5天的最后1天(Chen et al, 2015)。使用5天的阈值可以减少高原瞬时积雪与遥感误差的影响,提升积雪物候识别的稳定性(Peng et al, 2013)。

3 结果分析

3.1 不同气象驱动数据集的对比

气象驱动数据通过调节气象要素影响降雪和融雪过程,对积雪模拟产生影响。其中最直接、最重要的影响要素则是输入的降水和温度。

基于此,首先对比了CMFD和TPMFD数据集中的降水量。两套数据集的年均总降水量均呈一致的空间变异性分布,超过1200 mm的降水主要集中在高原东南部,高原西部降水量较低,最小降水量低于300 mm。冬季总降水量则表现在高原西部边缘地区降水量较高,最大降水量超过40 mm [图2(a),(b)]。TPMFD和CMFD数据集降水的区域差异为118.60 mm(TPMFD-CMFD),冬季差

异为9.14 mm。从空间上看,TPMFD在高原东南部的降水量显著多于CMFD数据集,而高原西部的降水量少于CMFD[图2(c),(d)]。这种降水空间差异可能与TPMFD数据集融合了高分辨率WRF模拟有关,这有助于增强高原山区的降水估算。尽管两套数据集的降水量呈现出一致的年内周期性变化,但TPMFD的降水量更多,尤其是在夏季。

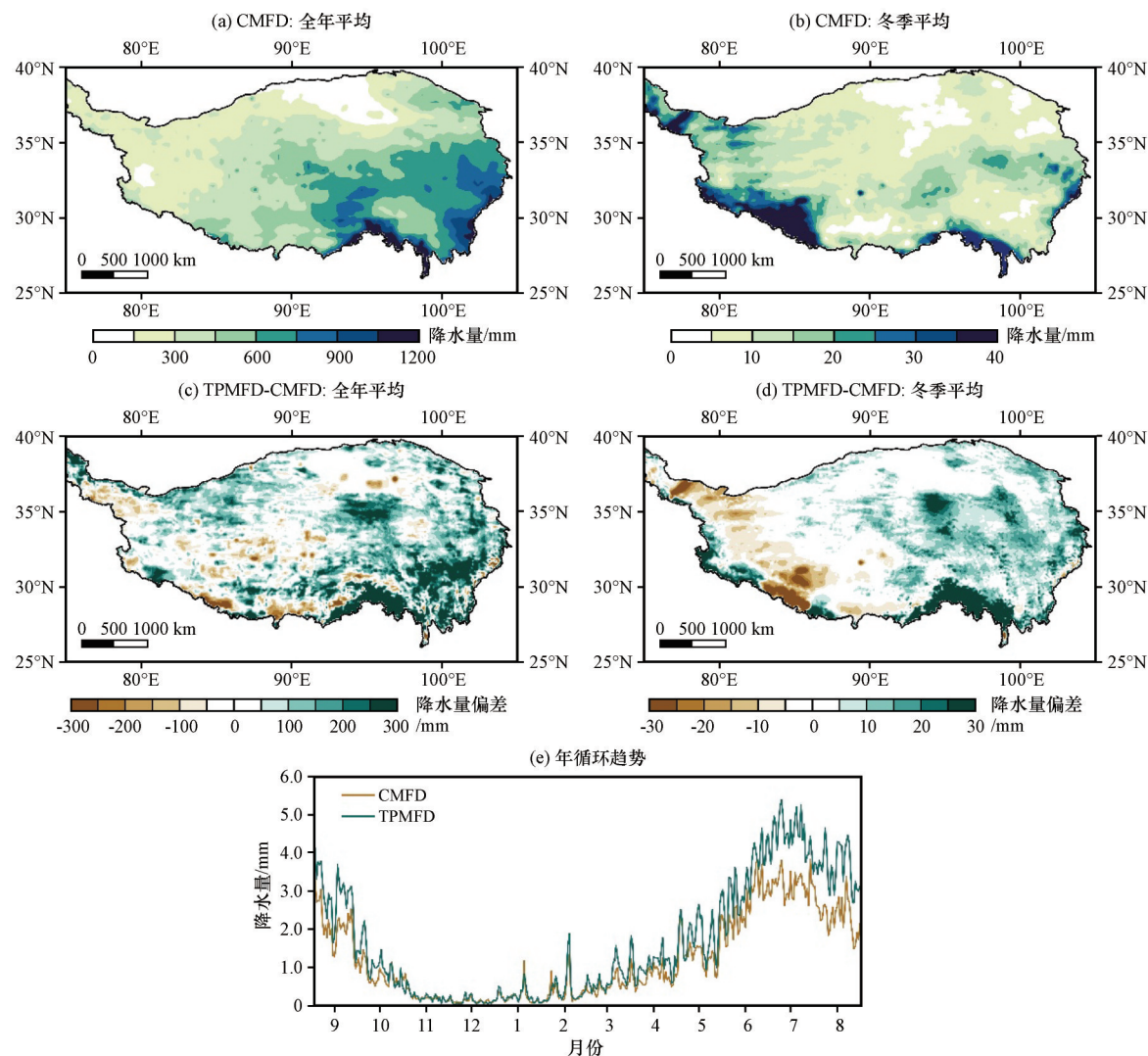


图2 CMFD和TPMFD数据集全年平均(a, c)和冬季平均(b, d)总降水量的空间分布(a, b)、相应的偏差(c, d)以及日平均总降水量季节变化(e) (单位: mm)

Fig. 2 Spatial distribution of annual (a, c) and winter (b, d) mean total precipitation for the CMFD and TPMFD datasets (a, b), the corresponding bias (c, d) and the seasonal cycle of daily mean total precipitation (e). Unit: mm

2 m气温是另一个关键气象要素。两套数据集的2 m气温空间分布也显示出一致性,均在高原西北部表现出较低气温。与CMFD数据集相比,TPMFD年均气温上升约0.61℃,其中冬季气温上升约1.24℃。从空间分布来看,相对于CMFD数据集,TPMFD在高原中东部地区的温度较高,在东

南部山地地区温度偏高超3℃,其中冬季气温的变化较大,尤其是在高原西部的高海拔地区,差异达到约4.5℃(图3)。

年内周期分析显示,TPMFD的日均气温稍高于CMFD数据集。此外,两套数据低于临界温度的持续时间较为一致,即在10月初至次年4月位于

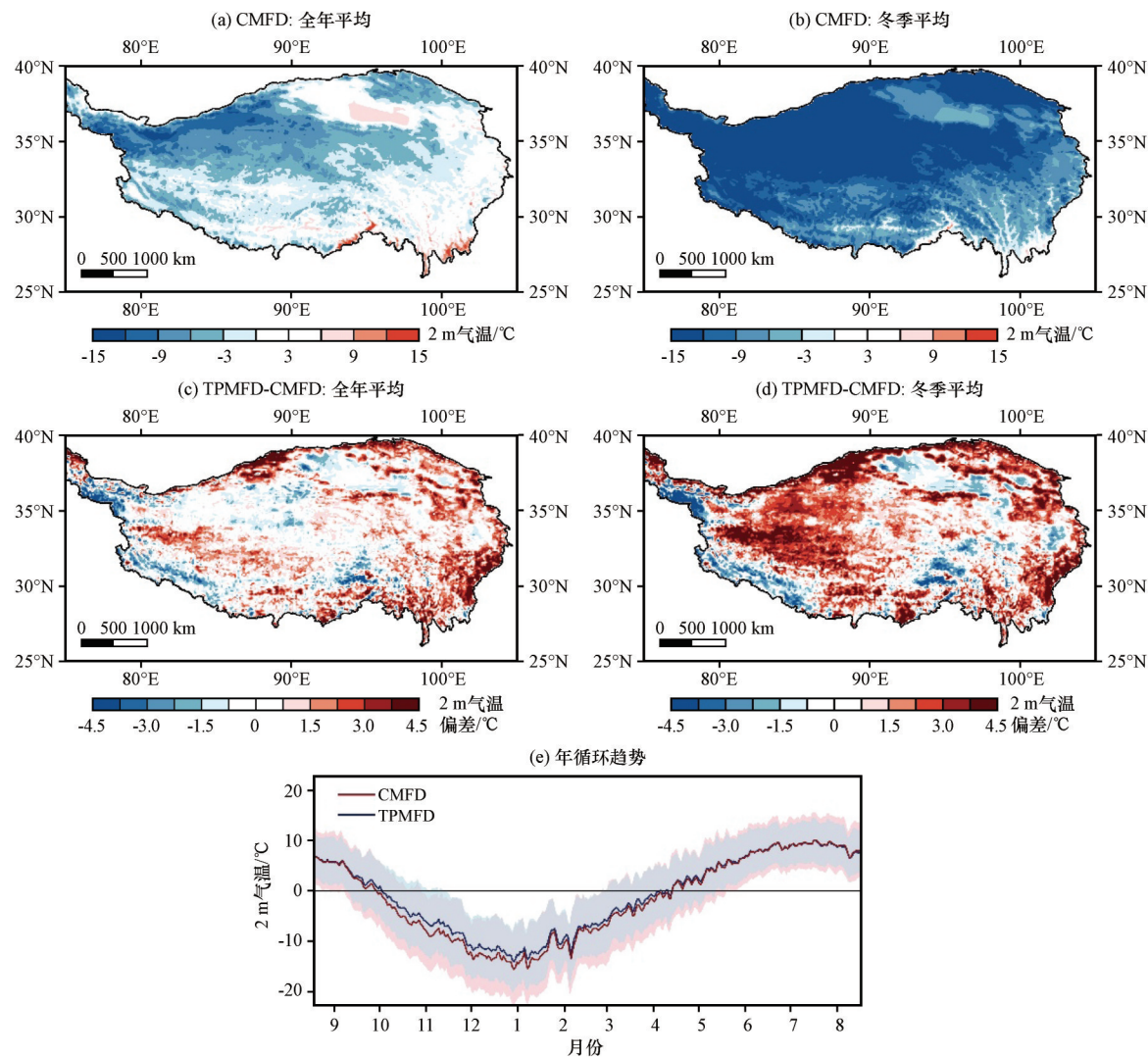


图3 CMFD和TPMFD数据集全年平均(a, c)和冬季平均(b, d)2 m气温(a, b)、相应的偏差(c, d)的空间分布以及日平均2 m气温季节变化(e)(单位: °C)

图(e)中填色区域表示每日最高与最低气温

Fig. 3 Spatial distribution of annual (a, c) and winter (b, d) mean 2 m air temperature for the CMFD and TPMFD datasets (a, b), the corresponding bias (c, d), and the seasonal cycle of daily mean 2 m air temperature (e). Unit: °C

The colored areas in (e) indicate daily maximum and minimum temperatures

0 °C 以下, 但 TPMFD 低于临界值的时间稍短于 CMFD 数据集。TPMFD 的气温整体升高与低于 0 °C 的时间略微缩短可能会导致高原积雪模拟偏少。

为了探究两套数据输入降雪的可能差异, 进一步分析了不同温度区间的累积总降水量(图4)。与 CMFD 数据集相比, 无论时间尺度是全年还是雪季, TPMFD 较 CMFD 数据集在整个温度范围具有更多累计降水量, 降水量峰值向更高温度范围移动, 表明降水以液态降水形式出现的概率更大, 这种转变可能与 TPMFD 较 CMFD 数据集降水量总体偏多与气温偏高有关。值得注意的是, 冬季降水峰值出现在气温低于 0 °C, 这表明固态降水更为普

遍, 但 TPMFD 较 CMFD 在 -10~0 °C 范围内有更多降水, 表明有更多降水可转换为降雪, 这可能造成冬季高原积雪模拟的显著差异。

3.2 不同气象驱动数据对青藏高原积雪模拟的影响

为了研究气象驱动数据对高原积雪模拟的实际影响, 改变模式输入, 比较 CMFD 和 TPMFD 试验中积雪模拟的结果。

首先对比 CMA 站点雪深数据探究雪深模拟结果的差异。从空间分布上来看, CMFD 试验在高原东南部显示出正偏差, 在高原东北部显示出负偏差, 最大偏差可达 0.3 cm。相比之下, TPMFD 试验减少了东南部的正偏差和东北部的负偏差, 尤其

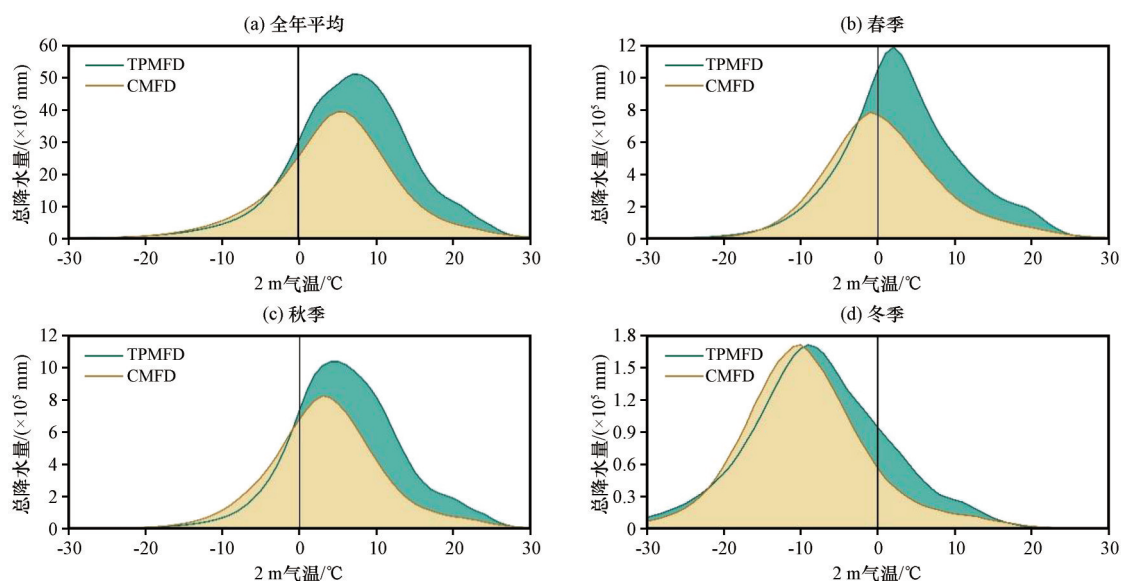


图4 青藏高原不同气温区间内全年(a)、春季(b)、秋季(c)、冬季(d)累积总降水量对比(单位: $\times 10^5$ mm)

黑色实线表示降水转化为降雪临界值

Fig. 4 Comparison of cumulative total precipitation on the Qinghai-Xizang Plateau in different temperature intervals for annual (a), spring (b), autumn (c), and winter (d). The black solid line indicates the threshold for precipitation converts to snowfall. Unit: $\times 10^5$ mm

是在冬季(图5)。统计结果表明, TPMFD较CMFD试验的雪季日均雪深的平均绝对误差(Mean Absolute Error, MAE)由0.19 cm下降至0.18 cm, 冬季平均MAE由0.25 cm显著减小至0.14 cm。从时间变化特征来看, 模拟的日均雪深与站点观测结果呈现一致的年际周期, 但两组试验均在春季表现较大的偏差, 可能受SSiB3-SNICAR模式中积雪消融模拟偏低的影响。整体来说, TPMFD较CMFD试验与观测结果较为吻合, 年均雪深的均方根误差(Root Mean Square Error, RMSE)从CMFD试验的0.70 cm降至TPMFD试验的0.45 cm, 冬季RMSE从0.64 cm降至0.21 cm。

除雪深外, 两组试验模拟的积雪覆盖率也存在明显差异。与CMFD试验相比, TPMFD试验的雪季日均积雪覆盖率的MAE由21.03%增加至24.14%, 冬季积雪覆盖率MAE由23.54%增加至24.78%。从模拟结果可以看出, 两组试验对于雪季和冬季积雪覆盖率偏差的空间分布明显不同。在CMFD试验中, 负偏差出现在高原中东部约为-30%, 而在西部边缘则观察到正偏差。与此相反, TPMFD试验中高原东南部负偏差减少, 西部边缘正偏差也减少(图6), 这一结果与TPMFD在高原东南部融合了更多气象站点资料与高分辨率模拟相关。然而TPMFD试验中模拟的积雪覆盖率在西北部呈现额外的正偏差, 进一步可能导致模拟积雪

覆盖率误差增加。额外偏差的产生可能是与融合的西部气象站点较少以及WRF模拟集成到TPMFD数据时高估了降雪量有关, SSiB3-SNICAR中积雪反照率和积雪覆盖率方案的不确定性也影响高原积雪模拟精度。

此外, 对年周期的分析表明, CMFD和TPMFD试验与观测结果之间的趋势一致, 但类似地, TPMFD试验对于春秋两季积雪覆盖率存在显著的高估, 这一结果与高原西北部模拟误差有关。总的来看, TPMFD试验的积雪覆盖率模拟结果更好, 年均RMSE由6.18%减少为5.32%, 但冬季平均RMSE由6.20%降至4.15%。

使用CMFD与TPMFD数据集模拟的积雪差异将进一步影响高原积雪物候模拟。基于高原厚雪与薄雪分布的空间异质性, 本研究将研究范围内日最大雪深 ≥ 10 cm划分为厚雪区(占研究区域46%), 反之为薄雪区。根据此方法划分厚雪区主要分布在高原西部边缘、西北部以及东南部山地地区。并定义雪季日(day of the snow season, DOS)为雪季中的日序, DOS1相当于前一年的9月1日。结果表明, 两组试验模拟的积雪物候分布存在显著差异(图7)。CMFD试验模拟的SCOD在厚雪区最小可表现为约DOS25(9月), 模拟的SCED最大约为DOS275(6月), SCD最大可表现为约65天。与CMFD试验相比, TPMFD试验表现为SCOD与

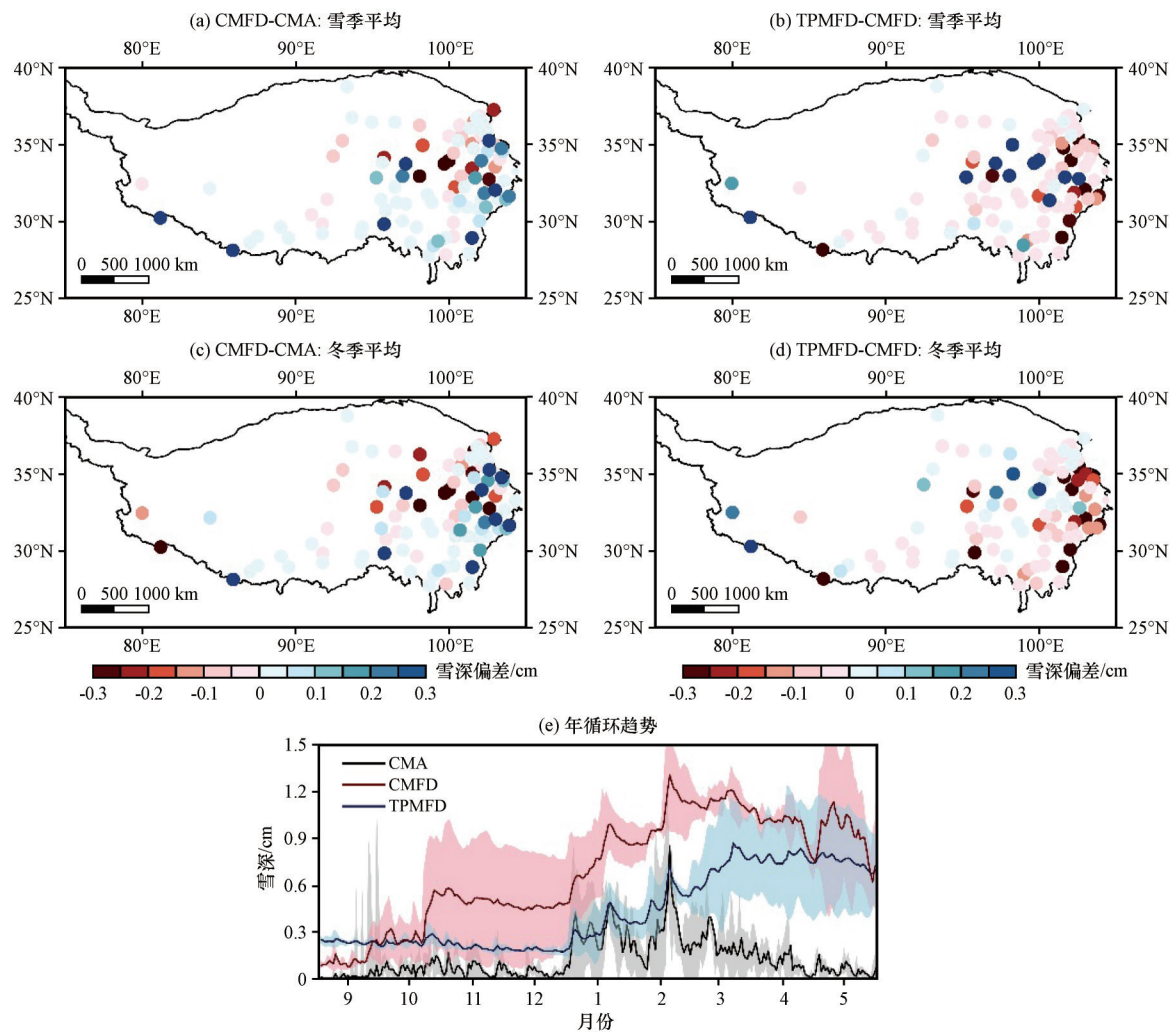


图5 青藏高原站点观测和模式输出的雪季平均(a, b)和冬季平均(c, d)雪深偏差(a, c, 单位: cm), CMFD与TPMFD数据集之间模拟的雪深偏差(b, d, 单位: cm)空间分布以及日平均雪深季节变化(e)
图(e)中填色范围表示相应的标准差

Fig. 5 Spatial distribution of snow depth bias from station observations and model simulations (a, c, unit: cm) over the Qinghai-Xizang Plateau for the snow season (a, b) and winter (c, d), the corresponding bias (b, d, unit: cm) between CMFD- and TPMFD-driven simulations, and the seasonal cycle of daily mean snow depth (e)
The color filled ranges in (e) indicate the corresponding standard deviations

SCED提前,但在高原西北部表现为SCD的异常增加。

在厚雪区,积雪物候表现为SCOD由CMFD的DOS123(1月初)提前至TPMFD的DOS99(12月初),SCED由DOS241(4月末)推迟至DOS274(6月初),SCD由81天延长至122天。在薄雪区,表现为SCOD由DOS126(1月初)推迟到DOS140(1月中旬),SCED由DOS163(2月中旬)推迟至DOS198(3月中旬),SCD也表现为增加的趋势,由10天延长至18天(表1)。

上述结果表明,使用TPMFD数据集总体上增强了SSiB3-SNICAR模拟青藏高原积雪变化的能力,显著改善冬季高原积雪模拟。与CMFD数据集

相比,使用TPMFD提高了高原西部边缘与东南部的模拟精度,但在西北部出现额外正偏差。同时,积雪物候模拟也出现显著差异。TPMFD试验在厚雪区表现为SCOD的提前与SCED的推迟,在薄雪区SCOD与SCED均表现为推迟,但不同雪区均表现为SCD的延长。

3.3 不同气象驱动数据对青藏高原地表能量平衡模拟的影响

在青藏高原雪季,积雪显著影响地表反照率,进而影响地表能量平衡过程。在此,进一步探究CMFD与TPMFD试验中地表反照率的模拟情况。考虑到上述结果中春秋季节存在较大偏差和冬季积雪模拟性能提升,聚焦于冬季的地表反照率模拟。

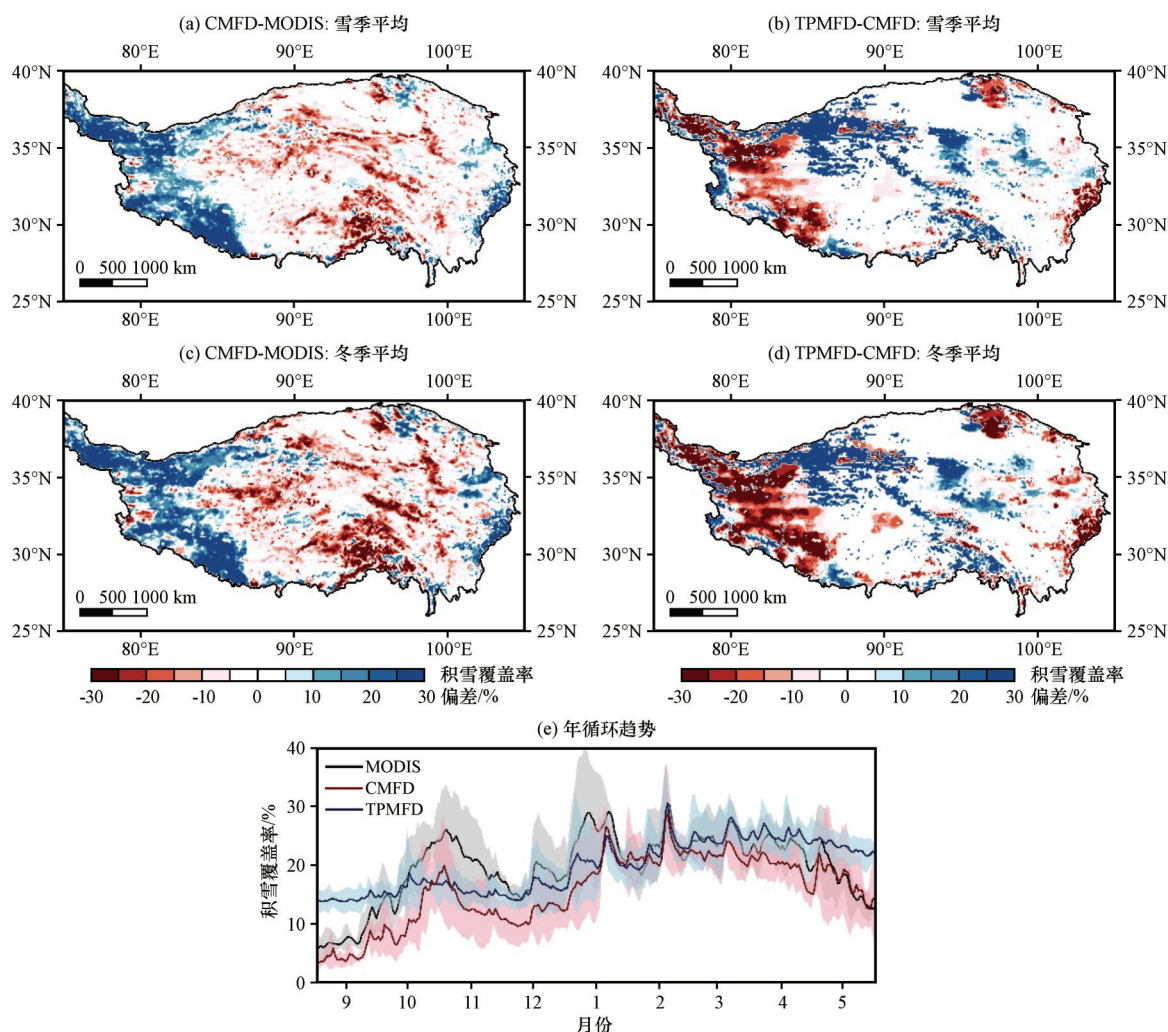


图6 青藏高原站点观测和模式输出的雪季平均(a, b)和冬季平均(c, d)积雪覆盖率偏差(a, c, 单位: %), CMFD与TPMFD数据集之间模拟的积雪覆盖率偏差(b, d, 单位: %)空间分布以及日平均积雪覆盖率季节变化(e)

图(e)中填色范围表示相应的标准差

Fig. 6 Spatial distribution of snow cover fraction bias from station observations and model simulations (a, c, unit: %) over the Qinghai-Xizang Plateau for the snow season (a, b) and winter (c, d), the corresponding bias (b, d, unit: %) between CMFD- and TPMFD-driven simulations, and the seasonal cycle of daily mean snow cover fraction (e)

The color filled ranges in (e) indicate the corresponding standard deviations

结果表明, 两组试验模拟的冬季逐日地表反照率偏差空间分布在全区均表现为正偏差, 大值区集中在高原西部边缘与东南部山地地区, 最大可达0.15, 这些偏差来自于模拟积雪的高估。与CMFD试验相比, TPMFD试验显著降低了高原西部、东南部和边缘地区的地表反照率正偏差, 偏差校正能达到0.1以上, 但也为高原西北部带来了额外正偏差[图8(a), (b)]。统计结果表明, 相较于CMFD试验, TPMFD试验的MAE由0.13增加至0.14, RMSE由0.16下降至0.15。

文章进一步评估气象驱动数据对地表能量平衡的影响, 将输出模拟的冬季地表温度与MODIS观测值进行比较。结果与地表反照率空间模态一

致, 相较于CMFD试验, TPMFD模拟的地表温度在高原西北部地区减少, 在高原西部、东南部表现增加, 最大可增加至9℃[图8(d)], 显著改进了CMFD试验中地表温度的全区负偏差(低于-6℃)。总的来看, 气象驱动数据的更新使得模拟的地表温度区域偏差由-4.11℃降低至-2.37℃, MAE由CMFD试验的4.66℃增加至TPMFD试验的5.36℃, RMSE由4.48℃降至3.13℃。

综合来看, 气象驱动数据的更新提高了积雪模拟性能, 特别表现在高原西部和东南部地区, 积雪模拟改进整体优化了高原地表能量收支模拟, 降低了CMFD模拟中地表反照率的正偏差和地表温度的“冷偏差”。

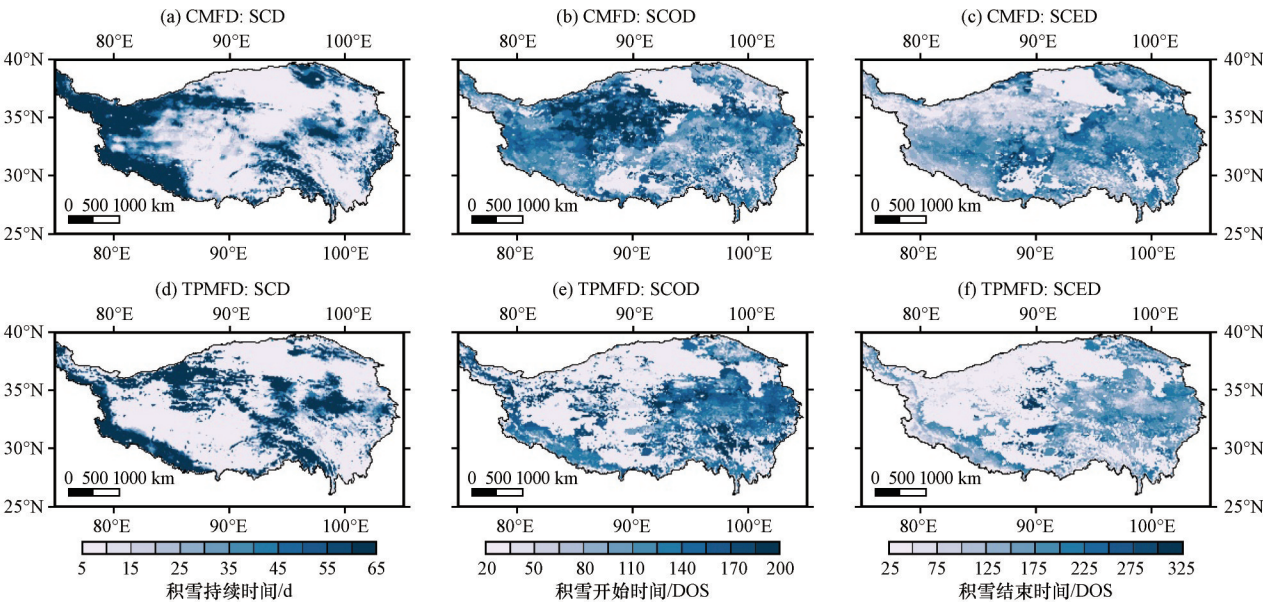


图7 CMFD和TPMFD数据集积雪持续时间(a, d, 单位: d), 积雪开始时间(b, e, 单位: DOS)以及积雪结束时间(c, f, 单位: DOS)对比

Fig. 7 Comparison of CMFD and TPMFD datasets for the snow cover days (a, d, unit: d), and the snow cover onset date (b, e, unit: DOS), and the snow cover end date (c, f, unit: DOS)

表1 CMFD与TPMFD数据驱动的模拟结果在青藏高原不同雪区的积雪物候指标差异

Table 1 Differences in snow phenology indexes between CMFD and TPMFD dataset driven simulations in different snow areas over the Qinghai-Xizang Plateau

积雪物候 指标	CMFD		TPMFD	
	厚雪区	薄雪区	厚雪区	薄雪区
SCOD/DOS	123	126	99	140
SCED/DOS	241	163	274	198
SCD/d	81	10	122	18

4 结论

在本研究中,主要比较了CMFD和TPMFD两套气象驱动数据集,并驱动SSiB3-SNICAR陆面模式探讨对青藏高原积雪模拟的影响。结果表明,相较于CMFD,TPMFD数据集驱动的积雪模拟得到较大提升,雪深、积雪覆盖率误差减小,积雪持续时间延长,并进一步带来了地表反照率正偏差和地表温度“冷偏差”的降低。具体结论如下:

(1) CMFD与TPMFD两套数据集的总降水量与2 m气温呈现一致的空间分布和时间变化特征。与CMFD数据集相比,TPMFD的年均和冬季总降水量增加,气温升高,冬季温度变化较显著。从空间分布来看,TPMFD较CMFD数据集表现在高原东南部降水量偏多,西部偏少,东南部温度显著偏高,这可能与TPMFD数据集中包含的高分辨率

WRF模拟有关,相较CMFD提供了东南部山区更精细化的近地面气象变量分布。此外,TPMFD较CMFD数据集的气温整体升高与低于0℃日数的略微缩短可能导致模拟积雪偏少,但低于临界温度的降水较多也可能带来更多的降雪输入。

(2) SSiB3-SNICAR模拟结果表明,TPMFD试验模拟的高原雪深和积雪覆盖率总体上优于CMFD,显著增强冬季模拟性能。模拟雪季、冬季雪深的RMSE分别降至0.45 cm、0.21 cm,模拟积雪覆盖率RMSE分别降至5.32%、4.15%。从空间上看,与CMFD试验相比,TPMFD降低了模拟雪深在高原东南部的正偏差和东北部的负偏差,同时,模拟积雪覆盖率在高原东南部的负偏差和西部边缘正偏差均有所减小。总之,TPMFD数据集中降水与模拟积雪的反向分布优化了高原积雪性能,但增加了高原西北部额外的误差,导致了春秋季节积雪显著的高估。

模拟的积雪差异进一步影响模拟积雪物候与地表能量平衡的变化。TPMFD较CMFD试验在厚雪区表现为SCOD的提前与SCED的推迟,以及SCD由81天延长至122天;在薄雪区表现为SCOD与SCED的推迟和SCD的增加。另外,使用TPMFD数据集进一步优化了高原冬季地表能量收支模拟,显著降低了高原西部、东南部部分地区地表反照率正偏差,对应区域的地表温度也表现出负偏差减少。整体来看,模拟的冬季地表反照率与温

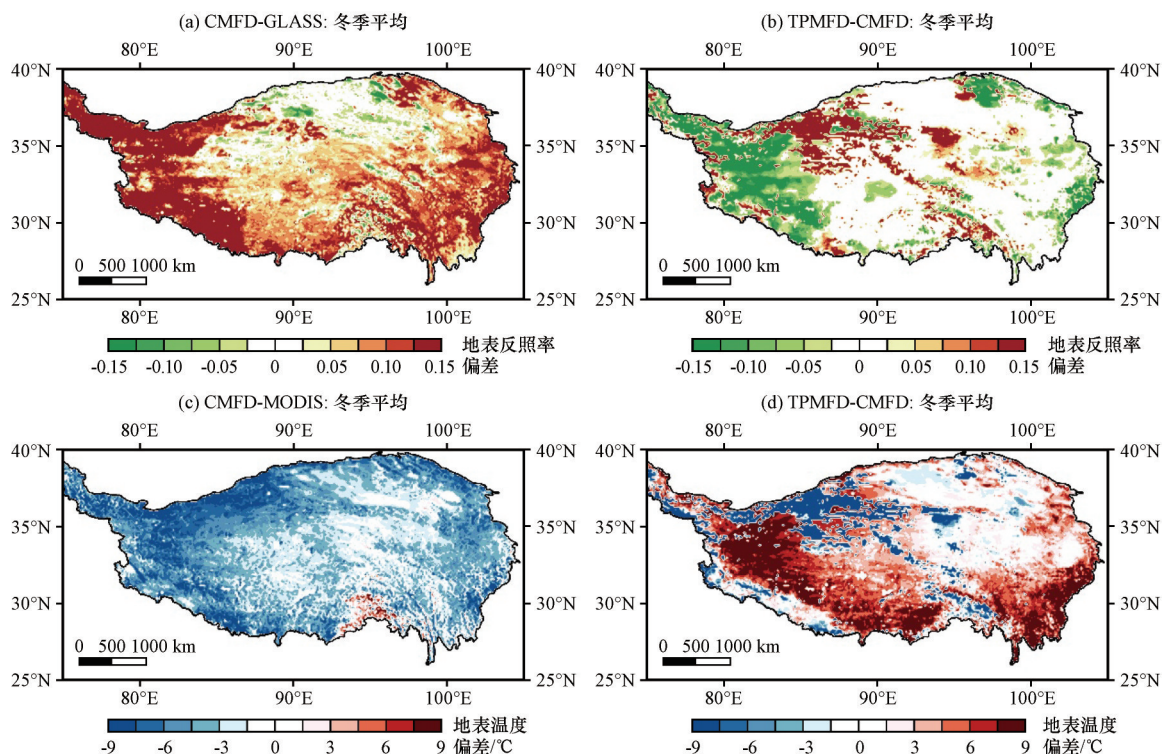


图8 青藏高原观测和模式输出的冬季平均地表反照率(a)与地表温度偏差(c, 单位: $^{\circ}\text{C}$)以及CMFD与TPMFD数据集及反照率之间模拟的地表温度偏差(b, d)的空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of winter mean surface albedo (a) and land surface temperature bias (c, unit: $^{\circ}\text{C}$) in observation and model output over the Qinghai-Xizang Plateau and simulation bias between CMFD and TPMFD datasets (b, d)

度的RMSE分别降至0.15 $^{\circ}\text{C}$ 与3.13 $^{\circ}\text{C}$ 。

5 讨论

气象驱动对陆面模式积雪模拟的影响主要集中在模拟输入的降雪量上,输入降雪的差异主要来自降水和气温要素。在雪季,TPMFD较CMFD数据集累积降水量增多,虽然峰值出现在更高温度,但在0 $^{\circ}\text{C}$ 以下的降水也更多,特别是在冬季。更多0 $^{\circ}\text{C}$ 以下的降水表征TPMFD试验中更多的降雪输入,进而减少积雪模拟的负偏差。此外,高原积雪模拟误差空间异质性较大,冬季CMFD积雪模拟表现为东少西多的偏差分布,而TPMFD冬季降水东部更多、西部更少,进一步减少了高原冬季积雪模拟偏差。

虽然高原积雪模拟性能整体提升,但仍存在一定模拟误差。首先对于输入的两套气象驱动数据,气象站点稀缺以及集成模式误差增加模拟不确定性,并且模拟结果受数据分辨率的影响较大,本研究将TPMFD数据集分辨率从1/30 $^{\circ}$ 降低至0.1 $^{\circ}$,也会削弱其对于山区复杂地形的潜在优势。其次,模型参数的不确定性会显著影响气象驱动数据对于积雪模拟的表现,比如积雪覆盖率和积雪反照率对

地表反照率和融雪模拟存在协同影响。基于此,本研究针对影响高原积雪模拟较为重要的积雪覆盖率以及积雪反照率参数设置了两组敏感性试验。第一组试验设置为将SSiB3-SNICAR中原始积雪覆盖率方案替换为Noah-MP方案(简称为EXP-SCF);第二组试验则考虑不加入SNICAR积雪反照率方案(简称为EXP-SA);控制试验为前文所使用的SSiB3-SNICAR模式(简称为EXP-CTL)。整体来看,使用TPMFD数据集较CMFD在不同参数化方案中均能有效改善高原积雪模拟偏差, RMSE均减小,主要表现为高原西部正偏差与东部负偏差均减小,但在高原西北部引入额外误差。

另一方面,准确的降水相态识别是积雪模拟的关键过程,受到多因子的综合影响(Ding et al, 2014)。本研究仅选择单一阈值(0 $^{\circ}\text{C}$)划分降水相态可能会增加积雪模拟的不确定性,使用不同降水相态划分方法划分降雪量存在较大差异,在不同区域划分的精度不同,目前现有的气象数据也不足以支持长时间序列的降水相态变化的研究(Jennings et al, 2018; Wang et al, 2024)。如何选择客观、简单、合适的降水相态划分方法也是未来待解决的问题。此外,本研究使用的验证数据也存在不确定

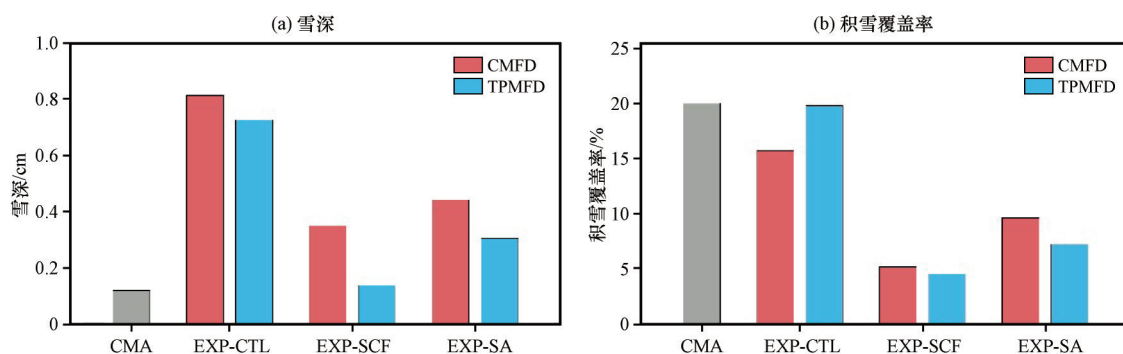


图9 青藏高原不同敏感性试验模拟的雪深(a, 单位: cm)与积雪覆盖率(b, 单位: %)对比

Fig. 9 Comparison of snow depth (a, unit: cm) and snow cover fraction (b, unit: %) simulated by different sensitivity experiments on the Qinghai-Xizang Plateau

性, CMA 台站资料稀缺无法全面表征高原积雪分布特征, 两套数据集模拟雪深均高估。本研究所使用的 MODIS 积雪面积产品虽包含去云算法, 但也仅在一定程度上有效降低云的影响。GLASS 地表反照率产品 8 天时间间隔可能模糊积雪及消融的临界变化。未来将进一步探讨气象驱动数据分辨率对积雪模拟的影响, 并结合更精细的积雪参数化方案优化青藏高原积雪模拟。

参考文献 (References):

- Anderson E A, 1976. A point energy and mass balance model of a snow cover[R]. NOAA Technical Report National Weather Service, 19: 150.
- Chen X L, Liu Y M, Wu G X, 2017. Understanding the surface temperature cold bias in CMIP5 AGCMs over the Tibetan Plateau[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 34(12): 1447–1460. DOI: 10.1007/s00376-017-6326-9.
- Chen X L, Su B, Ma Y M, et al, 2014. Development of a 10 year (2001–2010) 0.1° dataset of land-surface energy balance for mainland China [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 14(23): 13097–13117. DOI: 10.5194/acp-14-13097-2014.
- Chen X N, Liang S L, Cao Y F, et al, 2015. Observed contrast changes in snow cover phenology in northern middle and high latitudes from 2001–2014 [J]. *Scientific Reports*, 5: 16820. DOI: 10.1038/srep16820.
- Dai Y J, Zeng X B, Dickinson R E, et al, 2003. The common land model[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 84(8): 1013–1024. DOI: 10.1175/BAMS-84-8-1013.
- Ding B H, Yang K, Qin J, et al, 2014. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization [J]. *Journal of Hydrology*, 513: 154–163. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2014.03.038.
- Flanner M G, Zender C S, 2005. Snowpack radiative heating: Influence on Tibetan Plateau climate [J]. *Geophysical Research Letters*, 32(6): L06501. DOI: 10.1029/2004GL022076.
- Hall D K, Riggs G A, Salomonson V V, 1995. Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution im-

aging spectroradiometer data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 54(2): 127–140. DOI: 10.1016/0034-4257(95)00137-P.

- He C L, Chen F, Barlage M, et al, 2019. Can convection-permitting modeling provide decent precipitation for offline high-resolution snowpack simulations over mountains[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(23): 12631–12654. DOI: 10.1029/2019JD030823.
- He J, Yang K, Tang W J, et al, 2020. The first high-resolution meteorological forcing dataset for land process studies over China[J]. *Scientific Data*, 7: 25. DOI: 10.1038/s41597-020-0369-y.
- Helfrich S R, McNamara D, Ramsay B H, et al, 2007. Enhancements to, and forthcoming developments in the interactive multi-sensor snow and ice mapping system (IMS) [J]. *Hydrological Processes*, 21(12): 1576–1586. DOI: 10.1002/hyp.6720.
- Jennings K S, Winchell T S, Livneh B, et al, 2018. Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere [J]. *Nature Communications*, 9: 1148. DOI: 10.1038/s41467-018-03629-7.
- Jiang Y Z, Tang W J, Yang K, et al, 2025. Development of a high-resolution near-surface meteorological forcing dataset for the Third Pole region [J]. *Science China Earth Sciences*, 68(4): 1274–1290. DOI: 10.1007/s11430-024-1507-6.
- Kang Z J, Qiu B, Xiang Z, et al, 2022. Improving simulations of vegetation dynamics over the Tibetan Plateau: Role of atmospheric forcing data and spatial resolution[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 39(7): 1115–1132. DOI: 10.1007/s00376-022-1426-6.
- Lalande M, Ménégot M, Krinner G, et al, 2021. Climate change in the High Mountain Asia in CMIP6[J]. *Earth System Dynamics*, 12(4): 1061–1098. DOI: 10.5194/esd-12-1061-2021.
- Liang S L, Cheng J, Jia K, et al, 2020. The Global Land Surface Satellite (GLASS) product suite[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(2): 323–337. DOI: 10.1175/BAMS-D-18-0341.1.
- Meng X H, Lyu S H, Zhang T T, et al, 2018. Simulated cold bias being improved by using MODIS time-varying albedo in the Tibetan Plateau in WRF model[J]. *Environmental Research Letters*, 13(4): 044028. DOI: 10.1088/1748-9326/aab44a.

- Miao X, Guo W D, Hu X Y, et al, 2024. Divergent transformation of wet to cold bias on the Tibetan Plateau in climate models during snow season [J]. *Geophysical Research Letters*, 51 (17) : e2024GL110762. DOI: 10. 1029/2024GL110762.
- Miao X, Guo W D, Qiu B, et al, 2022. Accounting for topographic effects on snow cover fraction and surface albedo simulations over the Tibetan Plateau in winter [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 14 (8) : e2022MS003035. DOI: 10. 1029/2022MS003035.
- Notarnicola C, 2022. Overall negative trends for snow cover extent and duration in global mountain regions over 1982–2020 [J]. *Scientific Reports*, 12: 13731. DOI: 10. 1038/s41598-022-16743-w.
- Oaida C M, Xue Y, Flanner M G, et al, 2015. Improving snow albedo processes in WRF/SSiB regional climate model to assess impact of dust and black carbon in snow on surface energy balance and hydrology over western U. S [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 120 (8) : 3228–3248. DOI: 10. 1002/2014JD022444.
- Peng S S, Piao S L, Ciais P, et al, 2013. Change in snow phenology and its potential feedback to temperature in the Northern Hemisphere over the last three decades [J]. *Environmental Research Letters*, 8(1) : 014008. DOI: 10. 1088/1748-9326/8/1/014008
- Sun F, Chen Y N, Li Y P, et al, 2023. Evaluation of multiple gridded snowfall datasets using gauge observations over high mountain Asia [J]. *Journal of Hydrology*, 626: 130346. DOI: 10. 1016/j.jhydrol. 2023. 130346.
- Sun S F, Jin J M, Xue Y K, 1999. A simple snow-atmosphere-soil transfer model [J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 104(D16) : 19587–19597. DOI: 10. 1029/1999JD900305.
- Sun S F, Xue Y K, 2001. Implementing a new snow scheme in Simplified Simple Biosphere Model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(3) : 335–354. DOI: 10. 1007/BF02919314.
- Tang Z G, Wang J, Li H Y, et al, 2013. Spatiotemporal changes of snow cover over the Tibetan plateau based on cloud-removed moderate resolution imaging spectroradiometer fractional snow cover product from 2001 to 2011 [J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 7(1) : 073582. DOI: 10. 1117/1. JRS. 7. 073582.
- Wang W L, Yang K, Zhao L, et al, 2020. Characterizing surface albedo of shallow fresh snow and its importance for snow ablation on the interior of the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 21(4) : 815–827. DOI: 10. 1175/JHM-D-19-0193. 1.
- Wang Y S, Sun W J, Huai B J, et al, 2024. Comparison and evaluation of the performance of reanalysis datasets for compound extreme temperature and precipitation events in the Qilian Mountains [J]. *Atmospheric Research*, 304: 107375. DOI: 10. 1016/j.atmosres. 2024. 107375.
- Xie Z P, Hu Z Y, Gu L L, et al, 2017. Meteorological forcing datasets for blowing snow modeling on the Tibetan Plateau: Evaluation and intercomparison [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 18 (10) : 2761–2780. DOI: 10. 1175/JHM-D-17-0075. 1.
- Xue Y, Sellers P J, Kinter J L, et al, 1991. A simplified biosphere model for global climate studies [J]. *Journal of Climate*, 4 (3) : 345–364. DOI: 10. 1175/1520-0442(1991)004<0345: ASBMFG>2. 0. CO; 2.
- Yao T D, Xue Y K, Chen D L, et al, 2019. Recent Third Pole's rapid warming accompanies cryospheric melt and water cycle intensification and interactions between monsoon and environment: Multidisciplinary approach with observations, modeling, and analysis [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(3) : 423–444. DOI: 10. 1175/BAMS-D-17-0057. 1.
- You Q L, Wu T, Shen L C, et al, 2020. Review of snow cover variation over the Tibetan Plateau and its influence on the broad climate system [J]. *Earth-Science Reviews*, 201: 103043. DOI: 10. 1016/j. earscirev. 2019. 103043.
- Zhang H B, Zhang F, Che T, et al, 2021. Investigating the ability of multiple reanalysis datasets to simulate snow depth variability over mainland China from 1981 to 2018 [J]. *Journal of Climate*, 34(24) : 9957–9972. DOI: 10. 1175/JCLI-D-20-0804. 1.
- 陈爱军, 孟文童, 胡慎慎, 等, 2020. 青藏高原MODIS地表反照率和GLASS地表反照率的对比分析 [J]. *大气科学学报*, 43(5) : 932–942. DOI: 10. 13878/j. cnki. dqkxxb. 20171030001.
- Chen A J, Meng W T, Hu S S, et al, 2020. Comparative analysis on land surface albedo from MODIS and GLASS over the Tibetan Plateau [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 43(5) : 932–942. DOI: 10. 13878/j. cnki. dqkxxb. 20171030001.
- 除多, 洛桑曲珍, 林志强, 等, 2018. 近30年青藏高原雪深时空变化特征分析 [J]. *气象*, 44 (2) : 233–243. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2018. 02. 003.
- Chu D, Luosang Q Z, Lin Z Q, et al, 2018. Spatio-temporal variation of snow depth on Tibetan Plateau over the last 30 years [J]. *Meteorological Monthly*, 44 (2) : 233–243. DOI: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2018. 02. 003.
- 巩崇水, 段海霞, 李耀辉, 等, 2015. RegCM4模式对中国过去30a气温和降水的模拟 [J]. *干旱气象*, 33(3) : 379–385. DOI: 10. 11755/j. issn. 1006-7639(2015)-03-0379.
- Gong C S, Duan H X, Li Y H, et al, 2015. Simulation of temperature and precipitation in China in the last 30 years by using the RegCM4 [J]. *Journal of Arid Meteorology*, 33 (3) : 379–385. DOI: 10. 11755/j. issn. 1006-7639(2015)-03-0379.
- 李延, 赵瑞瑜, 陈斌, 2024. 青藏高原冬春多源积雪资料年际变化尺度上的适用性分析 [J]. *高原气象*, 43(2) : 277–292. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2023. 00057.
- Li Y, Zhao R Y, Chen B, 2024. Applicability of multi-source winter-spring snow cover data over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau on the scale of interannual variation [J]. *Plateau Meteorology*, 43 (2) : 277–292. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2023. 00057.
- 马丽娟, 秦大河, 2012. 1957–2009年中国台站观测的关键积雪参数时空变化特征 [J]. *冰川冻土*, 34(1) : 1–11. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0240. 2012. 0001.
- Ma L J, Qin D H, 2012. Spatial-temporal characteristics of observed key parameters for snow cover in China during 1957–2009 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(1) : 1–11. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0240. 2012. 0001.
- 申红艳, 乔少博, 封国林, 等, 2024. 青藏高原冬季降雪特征及相关环流分析 [J]. *高原气象*, 43 (4) : 841–854. DOI: 10. 7522/j.

- issn. 1000-0534. 2023. 00102. Shen H Y, Qiao S B, Feng G L, et al, 2024. Snowfall characteristics in winter over Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau and its key circulation[J]. Plateau Meteorology, 43 (4): 841-854. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2023. 00102.
- 宋敏红, 吴统文, 张宇, 等, 2020. 近30年BCC-CSM(m)模拟高原积雪状况评估及其对夏季降水的影响[J]. 高原气象, 39(1): 15-23. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2019. 00076. Song M H, Wu T W, Zhang Y, et al, 2020. Evaluation on simulated snow depth over Qinghai-Tibetan Plateau with BCC-CSM (m) model during recent 30 years and its impact on precipitation in summer[J]. Plateau Meteorology, 39(1): 15-23. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2019. 00076.
- 王建, 车涛, 李震, 等, 2018. 中国积雪特性及分布调查[J]. 地球科学进展, 33 (1): 12-15. DOI: 10. 11867/j. issn. 1001-8166. 2018. 01. 0012. Wang J, Che T, Li Z, et al, 2018. Investigation on snow characteristics and their distribution in China [J]. Advances in Earth Science, 33 (1): 12-15. DOI: 10. 11867/j. issn. 1001-8166. 2018. 01. 0012.
- 王旭蕾, 孙慧, 郭辉, 等, 2024. CMIP6模式对北半球春季积雪覆盖度的评估及预估[J]. 高原气象, 43(6): 1397-1415. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2024. 00029. Wang X L, Sun H, Guo H, et al, 2024. Simulation and prediction of spring snow cover in Northern Hemisphere by CMIP6 model [J]. Plateau Meteorology, 43 (6): 1397-1415. DOI: 10. 7522/j. issn. 1000-0534. 2024. 00029.
- 叶笃正, 高由禧, 1979. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社. Ye D Z, Gao Y X, 1979. Meteorology of Qinghai-Xizang (Tibetan) plateau[M]. Beijing: Science Press.
- 张冬峰, 高学杰, 白虎志, 等, 2005. RegCM3模式对青藏高原地区气候的模拟[J]. 高原气象, 24(5): 714-720. Zhang D F, Gao X J, Bai H Z, et al, 2005. Simulation of climate over Qinghai-Xizang Plateau utilizing RegCM3 [J]. Plateau Meteorology, 24 (5): 714-720.

Effect of Different Meteorological Forcing Data on Snow Simulation over the Qinghai-Xizang Plateau

HU Xinyun, MIAO Xin, GUO Weidong, WANG Le, LI Yizhuo

(School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023, Jiangsu, China)

Abstract: Snow cover is an important component of the Qinghai-Xizang Plateau (QXP) cryosphere, exerting a significant impact on regional and downstream weather and climate through radiative and hydrological processes. However, the simulation of snow cover on the QXP remains systematically biased. Previous studies have focused more on the impact of snow cover parameterization schemes, while giving less attention to the role of meteorological forcing data. In this study, we compare the China meteorological forcing dataset (CMFD) and the high-resolution near-surface meteorological forcing dataset for the Third Pole region (TPMFD), and simulate the snow cover variations on the QXP during snow seasons in the hydrological years of 2010–2015 by driving the land surface model SSiB3-SNICAR. The results show that TPMFD substantially improves snow simulation accuracy. The root mean square error (RMSE) of the simulated snow depth is reduced from 0.64 cm to 0.21 cm in winter, and the RMSE of the simulated snow cover fraction is reduced from 6.20% to 4.15%. For snow phenology, the TPMFD experiment simulates a longer snow cover duration in both thick and thin snow regions. TPMFD also enhances the simulation performance of surface energy balance in winter, and the RMSE of simulated surface albedo and land surface temperature is reduced to 0.15 and 3.13 °C. TPMFD markedly improves simulation accuracy over the western and southeastern QXP by refining precipitation and air temperature inputs, notably through increased winter precipitation below 0 °C. This enhancement reduces both the negative bias in the east and the positive bias in the western TP. Although the complex topography and snow parameterization schemes contribute to simulation uncertainties, this study still provides an effective reference for the improvement of snow cover simulation on the QXP.

Key words: Qinghai-Xizang Plateau; snow simulation; meteorological forcing data; CMFD; TPMFD