

张慧敏, 金梅兵, 祁第. 常数 and 变化积雪密度方案诊断计算积雪厚度的敏感性研究[J]. 海洋学报, 2022, 44(7): 47–57, doi:10.12284/hyxb2022110

Zhang Huimin, Jin Meibing, Qi Di. Sensitivity study of constant and variable snow density schemes in diagnosing and calculating snow depth[J]. Haiyang Xuebao, 2022, 44(7): 47–57, doi:10.12284/hyxb2022110

# 常数和变化积雪密度方案诊断计算 积雪厚度的敏感性研究

张慧敏<sup>1,3</sup>, 金梅兵<sup>1,2\*</sup>, 祁第<sup>4</sup>

(1. 南京信息工程大学 海洋科学学院, 江苏 南京 210044; 2. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519080; 3. 自然资源部第三海洋研究所 自然资源部海洋大气化学与全球变化重点实验室, 福建 厦门 361005; 4. 集美大学 极地海洋研究院, 福建 厦门 361021)

**摘要:** 海冰上积雪的分布是影响海冰与大气能量交换以及气候变化的重要因素。当前的 CMIP6 气候模式(如 CESM2 和 NESM3)采用定常的积雪密度,而专注于模拟雪厚度和密度变化的模式(如 SnowModel-LG)则采用经验的变化雪密度公式。对比 CryoSat-2 卫星观测的积雪厚度发现,从积雪厚度的空间分布与平均值难以判断出变化雪密度对北冰洋积雪厚度模拟产生何种影响,对于变化雪密度模拟积雪厚度的改进及机制有待进一步研究。本文采用随气温、风速等因子变化的雪密度经验公式模型,并利用 SNOTEL 单站的长时间序列观测资料,对不同影响因子设计如下敏感性实验:A. 考虑所有气象因子的变化雪密度模型;B. 常数雪密度模型;C. 在 A 中不考虑风对密实化的影响;D. 在 A 中不考虑气温对密实化的影响。实验 A、B、C 和 D 诊断计算的 2018 年 11 月 1 日至 2019 年 5 月 10 日积雪厚度的均方根误差分别为 4.2 cm、4.8 cm、25.9 cm 和 4.2 cm。结果表明,变化雪密度方案 A 模拟的积雪密度、厚度在平均值上与常数雪密度的结果接近,但其模拟的积雪厚度均方根误差最小,并且能够模拟出积雪厚度在几天到十几天时间尺度上的高频变化,同时减小了这种高频变化对应时段雪厚模拟结果的相对误差,二者具有一定的相关性。此外,还发现气温变化对积雪密实化的影响远小于风。

**关键词:** 气候模式; 北极; 积雪厚度; 积雪密度

中图分类号: P426.63<sup>+</sup>5

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2022)07-0047-11

## 1 引言

海冰上的积雪是极地气候的重要组成部分,影响着海洋与大气间的能量平衡和水分交换。雪与海冰的物理性质存在差异,比如雪的反照率高于海冰,雪对光的衰减作用远大于海冰<sup>[1]</sup>,雪还是短波辐射平衡过程中的重要因素,影响着海冰的生长、消融<sup>[2]</sup>。雪的密度影响其热导率<sup>[3]</sup>,进而影响海冰与大气间的热

交换。海冰上的积雪相当于一个保温层,当积雪厚度较大时,隔热效果较好。

密度是雪的基本物理性质之一,会受到降雪期间的气象要素影响。当气温远低于冰点时,雪密度通常较低,在可发生降雪的条件下,雪密度与气温大致呈明显正相关<sup>[4]</sup>。在雪降落到地面后停留的这段时间内,积雪密度可能在风力作用下增大<sup>[4]</sup>。雪密度值存在一定的变化范围,为 50~550 kg/m<sup>3</sup><sup>[5-10]</sup>。以往对积

收稿日期: 2021-07-29; 修订日期: 2022-01-06。

基金项目: 国家重点研发计划(2019YFE0114800, 2018YFA0605900)。

作者简介: 张慧敏(1997—),女,山西省晋中市人,从事极地海洋科学的研究。E-mail: hzhang@nuist.edu.cn

\* 通信作者: 金梅兵,教授,主要从事极地地球系统模型的研究。E-mail: mjjin@nuist.edu.cn

雪的研究大部分在陆地区域,根据雪的密度受到气温、风速等因素的影响,前人拟合了一些计算雪密度的经验公式<sup>[6, 11-16]</sup>。例如,由 Hedstrom 和 Pomeroy<sup>[11]</sup>拟合的雪密度随气温变化的经验公式曾被 Bartlett 等<sup>[14]</sup>应用于 CLASS(Canadian Land Surface Scheme) 3.1 版本,也被 Lundberg 和 Feiccabrino<sup>[17]</sup>用于估算雪密度。Avanzi 等<sup>[18]</sup>基于不同的雪密度经验回归模型研究美国西部地区积雪厚度与降水量之间的关系,但大多数经验回归模型将雪深视为雪密度的唯一预测因子,导致无法重现观测的雪厚与雪水当量的关系,使得观测和估计的积雪密度变化在冬季中期一致性高、春季一致性低。有学者认为,新雪密度可能与雪粒大小、类型有关,后来还有学者对新雪的密度变化及其与气温等要素之间的关系进行了研究<sup>[19]</sup>。此外,气旋活动是北极降雪的重要影响因子,研究表明,气旋引起的大西洋地区降雪占该地区总降雪量的 80%,而引起太平洋地区降雪占该地区总降雪量的 50%左右<sup>[20]</sup>。

积雪的参数设置影响海冰模式的模拟效果<sup>[21-22]</sup>。如积雪密度值影响积雪厚度,进而影响雪的透光性等物理特性。海冰模式从发展初期侧重于海冰热力学部分<sup>[23]</sup>发展到动力学、热力学与海冰厚度分布等多组成部分<sup>[24]</sup>。积雪的变化除了对海冰模式的相关参数敏感外,还与雪龄有关,如多年冰上的雪龄比一年冰上的更长<sup>[10]</sup>。北极海冰面积及多年冰面积在近几十年里迅速减小,且减小的速率还在不断加快<sup>[25-26]</sup>。

随着对两极积雪变化的关注度增加,不同学者提出了对极地积雪密度、厚度变化的不同模拟方案<sup>[10, 27-29]</sup>。如 De Michele 等<sup>[27]</sup>使用多元回归方法估算积雪密度,并认为积雪可分为干雪和湿雪,分别计算各部分雪的质量后再计算整体的雪密度。这体现了积雪在部分融化时雪密度增大的特征。此外,有研究人员开发了海冰上基于欧拉方法或拉格朗日方法预报积雪密度和厚度的模型。如 Petty 等<sup>[29]</sup>开发了用于估计雪厚度、密度的 NESOSIM(NASA Eulerian Snow on Sea Ice Model)模式。NESOSIM 是一个三维的两层雪模式(上层新雪、下层旧雪),组成该模式的几个参数化过程代表了积雪期内积雪变化的关键机制<sup>[29]</sup>。NESOSIM 还考虑了新雪可能在风力作用下移动到冰间水道造成雪量损失的情况。还有,Liston 等<sup>[10]</sup>开发了用于研究北极地区海冰上积雪变化的 SnowModel-LG(Lagrangian Snow-Evolution Model)模式。该模式考虑了气温、风、湿度等气象要素以及吹雪升华等过程对雪密度的影响<sup>[30]</sup>。Blanchard-Wrigglesworth 等<sup>[28]</sup>利用降雪数据、海冰运动和欧洲中期天气预报中心

提供的再分析降雪量数据(ERA-Interim),基于拉格朗日方法的模式模拟海冰上的积雪厚度,模拟结果与冰桥计划(Operation IceBridge, OIB)、冰质量平衡浮标(Ice Mass-balance Buoys, IMBs)的实测数据存在差异,他们将这一差异归因于未考虑升华或风力作用等因素导致了雪厚变化。再加上高纬度地区降水率的不确定性<sup>[31-32]</sup>,因此,有待开发出应用于海冰模式的积雪密度参数化方案,以提高对极地区域气候的模拟能力,更好地理解积雪变化对极地以及全球气候变化的影响。目前的大多数气候模式仍采用常数雪密度,这一做法虽降低了降雪不确定性导致的积雪密度误差<sup>[33]</sup>,但同时也忽略了积雪密度随升华、压实、气温和风速等因子变化的细节。尹豪等<sup>[34]</sup>考虑的积雪变化的物理过程则更为合理,将积雪分为新、旧两个雪层,并加入各雪层的密实化过程对积雪厚度的影响,能较好地再现积雪厚度的变化。但气象要素对积雪密实化过程的相对重要性有待探究。本文先对比北极圈内积雪厚度的观测和模式结果,再用单点的积雪厚度长时间观测序列检验不同雪密度方案诊断计算的积雪厚度,分析不同气象要素对雪密度的影响以及变化雪密度对雪厚度模拟结果的短期与长期影响。

## 2 数据和方法

### 2.1 模式数据

#### 2.1.1 气候模式数据

这里选取两个积雪密度参数取常数(330 kg/m<sup>3</sup>)的气候模式的雪厚模拟结果进行分析。第六次国际耦合模式比较计划(the Sixth Coupled Model Intercomparison Project, CMIP6)中 CESM2(Community Earth System Model version 2)与南京信息工程大学地球系统模式(NUIST Earth System Model version 3, NESM3)分别是由美国国家大气研究中心与中国南京信息工程大学发布的地球系统气候模式,均提供了对地球过去、现在和未来气候状态的模拟。二者都包含大气、海洋、陆地和海冰 4 个分量,不同的是, CESM2 还加入了海洋生物化学、气溶胶、大气化学和陆地冰 4 个分量。以海冰分量为例(表 1), CESM2 使用美国 Los Alamos 国家实验室开发的 CICE 海冰模式 5.1 版本; NESM3 则使用了该模式的 4.1 版本,并改进了冰雪的反照率的精度<sup>[35]</sup>。Wang 等<sup>[36]</sup>评估了不同版本 CICE 海冰模式模拟北极海冰时空分布特征的能力, CICE 6.0 解决了 CICE 4.0 和 CICE 5.0 低估多年冰变化趋势、高估季节冰变化趋势等问题。但 CICE 海冰模式的积雪密度仍取为常数<sup>[37]</sup>。本文采用 CESM2 和 NESM3

在温室气体排放中等强迫情景(SSP245, 即对RCP4.5情景的升级)下模拟的北极地区2015年10月至2018年7月3年的月平均积雪厚度, 与SnowModel-LG模拟的对应时段结果作对比。

表1 CESM2、NESM3和SnowModel-LG的分量模式比较  
Table 1 Comparison of component models among CESM2, NESM3 and SnowModel-LG

模式分量	CESM2	NESM3	SnowModel-LG
大气	CAM6	ECHAM v6.3	ERA5; MERRA2; 自动气象站数据
海洋	POP2	NEMO v3.4	-
陆地	CLM5	JSBACH v3.1	-
海洋生物化学	MARBL	-	-
气溶胶	MAM4	-	-
大气化学	MAM4	-	-
海冰	CICE5.1	CICE4.1	海冰地形、海冰位置和海冰密集度数据
陆地冰	CISM4.1	-	-

注: -代表模式不包含该分量。

### 2.1.2 SnowModel-LG 数据

本研究选取Stroeve等<sup>[30]</sup>用SnowModel-LG模式模拟的北极圈内2015年10月至2018年7月的积雪厚度数据(<http://dx.doi.org/10.5067/27A0P5M6LZBI>)。SnowModel-LG是由Liston等<sup>[10]</sup>和Stroeve等<sup>[30]</sup>开发的基于拉格朗日方法模拟北极地区1980年8月至2018年7月积雪厚度和密度变化的模式。该模式包括能量平衡(EnBal)、积雪分层(SnowPack-ML)、吹雪过程(SnowTran-3D)、雪床生成(Snow Dunes)和数据同化过程(SnowAsim)5个模块<sup>[10]</sup>, 专注于研究模拟积雪的生长、消融等变化。

### 2.1.3 ERA5 再分析资料

10 m水平风场、2 m露点温度、2 m气温、平均海表面气压、平均表面向下长波辐射、平均表面向下短波辐射、降水量等逐3 h大气强迫场数据来自欧洲中期天气预报中心第五代再分析资料(the Fifth Generation ECMWF Reanalysis, ERA5), 空间分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。经过空间插值与日平均处理后得到近海SNOTEL测站普拉德霍湾(Prudhoe Bay, PB)站(图1)逐日的气象要素数据, 用于驱动PB站积雪厚度模拟的模式。

## 2.2 实测数据

### 2.2.1 CryoSat-2 卫星遥感积雪厚度

CryoSat-2卫星由欧洲航天局建造, 用于确定地球

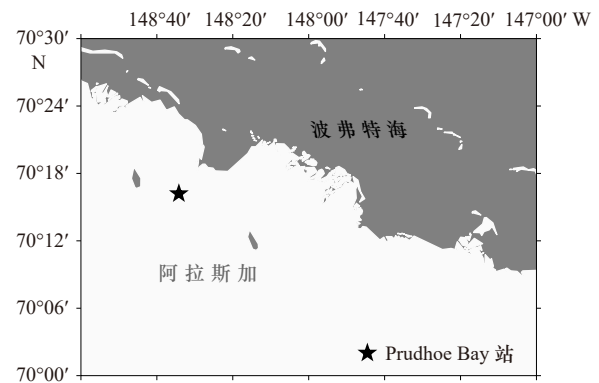


图1 普拉德霍湾站的地理位置  
Fig. 1 Location of Prudhoe Bay Station

大陆冰盖和海洋冰盖厚度的变化以及检验全球变暖导致北极冰层变薄的预测(<http://www.altimetry.info/missions/current-missions/cryosat-2/>)。该卫星运行时间始于2010年4月, 携带1个SIRAL高度计和1个DORIS仪器, 其观测的数据为2010–2020年期间每年10月至翌年4月的极地积雪厚度(<http://data.meereisportal.de/>)。本研究选取CryoSat-2卫星观测的2015–2017年每年10月至翌年4月积雪厚度数据, 用于检验CESM2、NESM3与SnowModel-LG模拟的结果。

### 2.2.2 SNOTEL 测站数据

为研究变化雪密度与常数雪密度对雪厚度的影响, 本研究采用近海的SNOTEL测站PB站( $70.27^\circ\text{N}$ ,  $148.57^\circ\text{W}$ , 图1)2011–2019年逐日的积雪厚度观测数据, 包括逐日最高气温、最低气温、降水量和积雪厚度数据。其中, 积雪厚度通过激光测距的雪厚传感器测量, 其误差原因主要是由于雪表面存在空气孔隙而引起的光束反射不一致。这里将敏感性实验结果与该时段观测的PB站积雪厚度进行直观比较, 再从均方根误差、相关性等角度分析。

### 2.3 变化的积雪密度方案

这里采用Liston等<sup>[10]</sup>变化的积雪密度方案, 在计算雪密度时考虑了气温、风速、露点温度等气象要素的影响。研究中认为气温低于 $0^\circ\text{C}$ 是发生降雪的必要条件, 将积雪密度分为新雪密度与旧雪经密实化过程增加的密度, 其中新雪密度( $\rho_{\text{fresh}}$ , 单位:  $\text{kg}/\text{m}^3$ )的计算计算公式为

$$\rho_{\text{fresh}} = \rho_{\text{tm}} + \rho_{\text{bs}}, \quad (1)$$

式中,  $\rho_{\text{tm}}$ 和 $\rho_{\text{bs}}$ 分别为无风时的雪密度<sup>[6]</sup>和风速大于 $5\text{ m/s}$ 时的雪密度<sup>[38]</sup>, 风速小于 $5\text{ m/s}$ 时 $\rho_{\text{bs}}$ 为0。

$$\rho_{\text{tm}} = 50 + 1.7(T_{\text{wb}} + 15)^{1.5}, \quad T_{\text{wb}} \geq -15^\circ\text{C}, \quad (2)$$

$$\rho_{\text{bs}} = C_1 + C_2 \{1.0 - \exp[-C_3(V - 5.0)]\}, \quad (3)$$

式中,  $T_{\text{wb}}$ 为湿球温度(单位:  $^\circ\text{C}$ );  $V$ 为风速(单位:  $\text{m/s}$ );

系数  $C_1=25.0 \text{ kg/m}^3$ ; 系数  $C_2=250.0 \text{ kg/m}^3$ ; 系数  $C_3=0.2 \text{ s/m}$ 。先由式(2)、式(3)计算  $\rho_{\text{tm}}$  和  $\rho_{\text{bs}}$ , 再由式(1)得到新雪密度  $\rho_{\text{fresh}}$ 。

不同地理位置的雪密实化速率是不同的<sup>[39]</sup>。这里考虑了气温、风速两种气象要素对积雪密实速率  $\rho_{\text{sr}}$ (单位:  $\text{kg}/(\text{m}^3 \cdot \text{s})$ )的影响, 其公式为

$$\rho_{\text{sr}} = \rho_{\text{cc}} + \rho_{\text{wind}}, \quad (4)$$

式中,  $\rho_{\text{cc}}$  和  $\rho_{\text{wind}}$  分别表示气温和风速引起的积雪密实速率, 由式(5)、式(6)计算得出<sup>[10]</sup>:

$$\rho_{\text{cc}} = \beta_u N_1 h_w \rho_s \exp(N_2 T_s) \exp(-N_3 \rho_s), \quad (5)$$

$$\rho_{\text{wind}} = m_1 N_1 F_w \rho_s \exp(N_2 T_s) \exp(-N_3 \rho_s), \quad (6)$$

$$F_w = E_1 + E_2 \{1.0 - \exp[-E_3 (V - 5.0)]\}, \quad (7)$$

式中,  $\beta_u$  为积雪密度速率调整因子, 无量纲数, 研究中设为 0.1; 系数  $N_1=0.003 \text{ 1 m/s}$ ; 系数  $N_2=0.081 \text{ }^\circ\text{C}$ ; 系数  $N_3=0.021 \text{ m}^3/\text{kg}$ ;  $h_w$  为雪转化成水后水的深度(单位: m);  $T_s$  为雪温(单位:  $^\circ\text{C}$ ), 采用 2 m 气温来近似;  $\rho_s$  为积雪密度(单位:  $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $m_1$  是无量纲数, 为 0.10;  $F_w$  表示风速(单位: m/s)对积雪密度的影响程度, 当风速大于 5 m/s 时由式(7)计算, 否则为 1.0 m/s; 系数  $E_1=5.0 \text{ s/m}$ ;  $E_2=15.0 \text{ s/m}$ ;  $E_3=0.2 \text{ s/m}$ <sup>[38]</sup>。积雪密实速率导致的雪密度变化还与上一时刻雪的密度、厚度有关。SnowModel-LG 中将  $\beta_u$  取为 1, 计算过程中对比分析了  $\beta_u$  的取值从 0.1~1.0 对雪厚模拟的影响, 得出  $\beta_u$  的取值对计算结果影响很小, 并且取为 0.1 时的结果稍好。

## 2.4 积雪厚度

积雪厚度分为新雪厚度和旧雪厚度两部分, 分别计算后再相加得到当天的积雪厚度。新雪厚度的计算公式为

$$h_{\text{fresh}} = \frac{P_r \Delta t}{\rho_{\text{fresh}}}, \quad (8)$$

式中,  $h_{\text{fresh}}$  为新雪厚度(单位: m);  $\Delta t$  为 1 d (86 400 s);  $P_r$  为 ERA5 降水数据(单位:  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ )。旧雪经过密实化过程后的厚度  $h_{\text{old}}^n$  及新、旧雪叠加后的平均积雪厚度  $h_s^n$  分别为

$$h_{\text{old}}^n = \frac{\rho_s^{n-1} h_s^{n-1}}{\rho_s^{n-1} + \rho_{\text{sr}} \Delta t}, \quad (9)$$

$$h_s^n = h_{\text{old}}^n + h_{\text{fresh}}, \quad (10)$$

式中, 上标  $n$  和  $n-1$  分别表示第  $n$  天和第  $n-1$  天;  $\rho_s^{n-1}$  为第  $n-1$  天的积雪密度(单位:  $\text{kg}/\text{m}^3$ ); 第  $n$  天新、旧雪叠加后的平均积雪密度  $\rho_s^n$  等于新、旧雪的总质量除以平均积雪厚度。以上是对变化雪密度的计算, 对于常数雪密度, 将式(8)至式(10)中的密度变量取常数即可。

## 2.5 敏感性实验方案

为了研究变化雪密度与常数雪密度对模拟 PB 站

积雪厚度的影响以及不同气象要素对积雪密实化的相对重要性, 这里设计了敏感性实验 A、B、C 与 D。4 个实验均采用 2.4 节的方法计算积雪厚度。不同之处在于, 实验 A 采用 2.3 节的方法计算雪密度; 而实验 B 中雪密度取常数  $330 \text{ kg/m}^3$ , 等于海冰模式(如 CICE<sup>[37]</sup> 与 Hamburg<sup>[40]</sup>)中采用的常数雪密度参数。实验 C 是在 A 中不考虑风对密实化的影响来计算雪密度(式(6)和式(7)), 实验 D 是在 A 中不考虑气温变化对密实化的影响来计算雪密度(式(5))。

## 3 结果与讨论

### 3.1 气候模式和 SnowModel-LG 的雪厚模拟现状分析

卫星观测数据、CESM2、NESM3 和 SnowModel-LG 模拟数据的获取时段分别是 2010–2020 年的每年 10 月至翌年 4 月、2015 年 1 月至 2064 年 12 月、2015 年 1 月至 2054 年 12 月和 1980 年 8 月至 2018 年 7 月, 它们都存在完整降雪年数据的相同时段是 2015–2018 年的每年 10 月至翌年 4 月。研究中对比了 CESM2、NESM3 1 年(2015 年 10 月至 2016 年 7 月)和 3 年(2015 年 10 月至 2018 年 7 月)平均的数据, 发现两者在空间分布(图 2e 至图 2l 和图 3e 至图 3l)和全域平均值方面差异不大。为了让模式有更好的时间代表性, 本研究采用 CryoSat-2 卫星观测的和 CESM2、NESM3、SnowModel-LG 模拟的 2015 年 10 月至 2018 年 4 月 3 年平均的 2 月、4 月、10 月和 12 月北极圈内(66.5°N 以北)积雪厚度(图 2)讨论常数雪密度和变化雪密度对模拟雪厚度结果的影响。

CryoSat-2 观测的北极圈内 10 月、12 月、2 月和 4 月积雪厚度基本都呈西高东低的梯度分布特征(图 2a 至图 2d), 其中最大积雪厚度区域在 4 月的加拿大群岛北部海域(70°~90°N, 30°~90°W), 而拉普捷夫海(70°~80°N, 105°~140°E)、东西伯利亚海(70°~80°N, 140°E~180°)上积雪厚度最小。从 3 个模式结果(图 2e 至图 2p)来看, 10 月、12 月的积雪厚度低值区都在阿拉斯加至俄罗斯北部沿岸, 但高值区不同: CESM2 和 NESM3 的高值区在加拿大群岛一侧, 与观测值相似, 但数值明显偏小; SnowModel-LG 的高值区则仅部分分布于加拿大群岛, 而多数高值位于北冰洋海盆中部的广大海区。对于 2 月和 4 月, 3 个模式的积雪厚度高值区都与卫星观测结果明显不同: CESM2 和 NESM3 的高值区在格陵兰岛东北侧和楚科奇海; SnowModel-LG 的高值区仍在加拿大群岛北侧及北冰洋海盆中部的广大海区。气候模式 CESM2 和 NESM3 考虑了大气、海洋、海冰等复杂

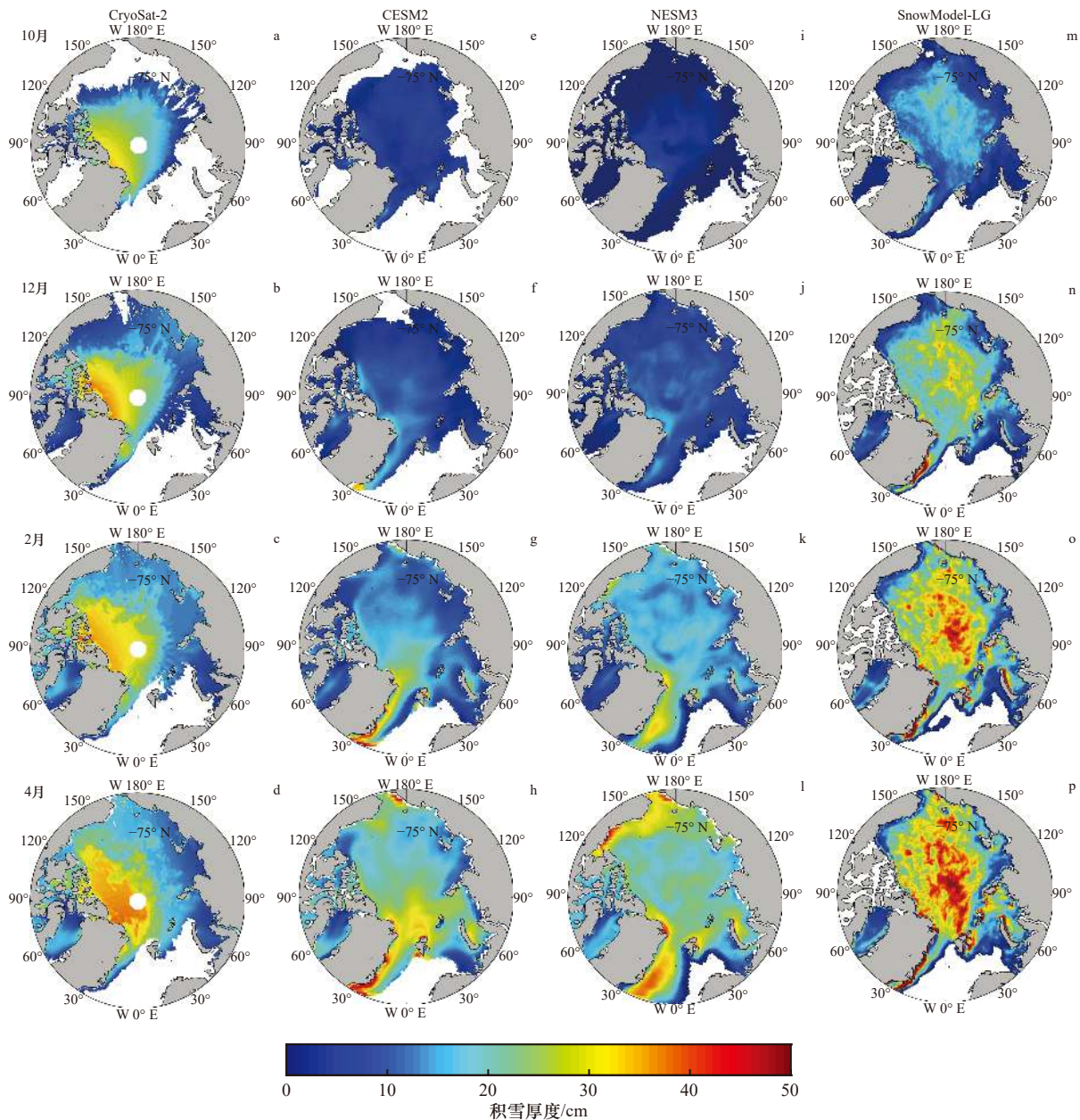


图2 CryoSat-2 卫星观测的(a-d)与采用不同积雪密度的模式(CESM2(e-h)、NESM3(i-l)和 SnowModel-LG(m-p))模拟的北冰洋 2015 年 10 月至 2018 年 4 月的 3 年平均的 10 月、12 月、2 月和 4 月积雪厚度

Fig. 2 October, December, February and April snow depth averaged between October 2015 to April 2018 observed by CryoSat-2 (a-d) and modeled by CESM2 (e-h), NESM3 (i-l) and SnowModel-LG (m-p) over the Arctic

的耦合动力过程;而 SnowModel-LG 是通过遥感逐 7 d 的海冰运动和海冰密集度数据进行插值处理来实现模式的动力学过程计算,比气候模式的动力学过程相对简单。并且,遥感观测数据在时间或空间上的缺测,可能会导致海冰运动结果的误差,进而使得模拟的积雪厚度空间分布产生误差。

CryoSat-2 观测的北极圈内 10 月、12 月、2 月和 4 月的积雪厚度平均值分别为 17 cm、16 cm、19 cm 和 20 cm; SnowModel-LG 的模拟结果分别为 10 cm、17 cm、22 cm 和 24 cm; CESM2 的模拟结果分别为 6 cm、

9 cm、15 cm 和 22 cm; NESM3 的模拟结果分别为 2 cm、8 cm、16 cm 和 22 cm。总体上,采用常数雪密度的气候模式模拟的积雪厚度在数值量级上比观测结果偏小,尤其是在 10 月和 12 月。采用变化雪密度的 SnowModel-LG 模拟的 10 月、12 月积雪厚度值比 CESM2 和 NESM3 的大,更接近卫星观测结果。但是这与 SnowModel-LG 在处理降水数据时将北冰洋的数据乘以一个降水比例因子有关(对于 MERRA2 和 ERA5 的 2009–2016 年降水场,该因子平均值分别为 1.37 和 1.58<sup>[10]</sup>),从而导致模拟的积雪厚度量值比气候模式更

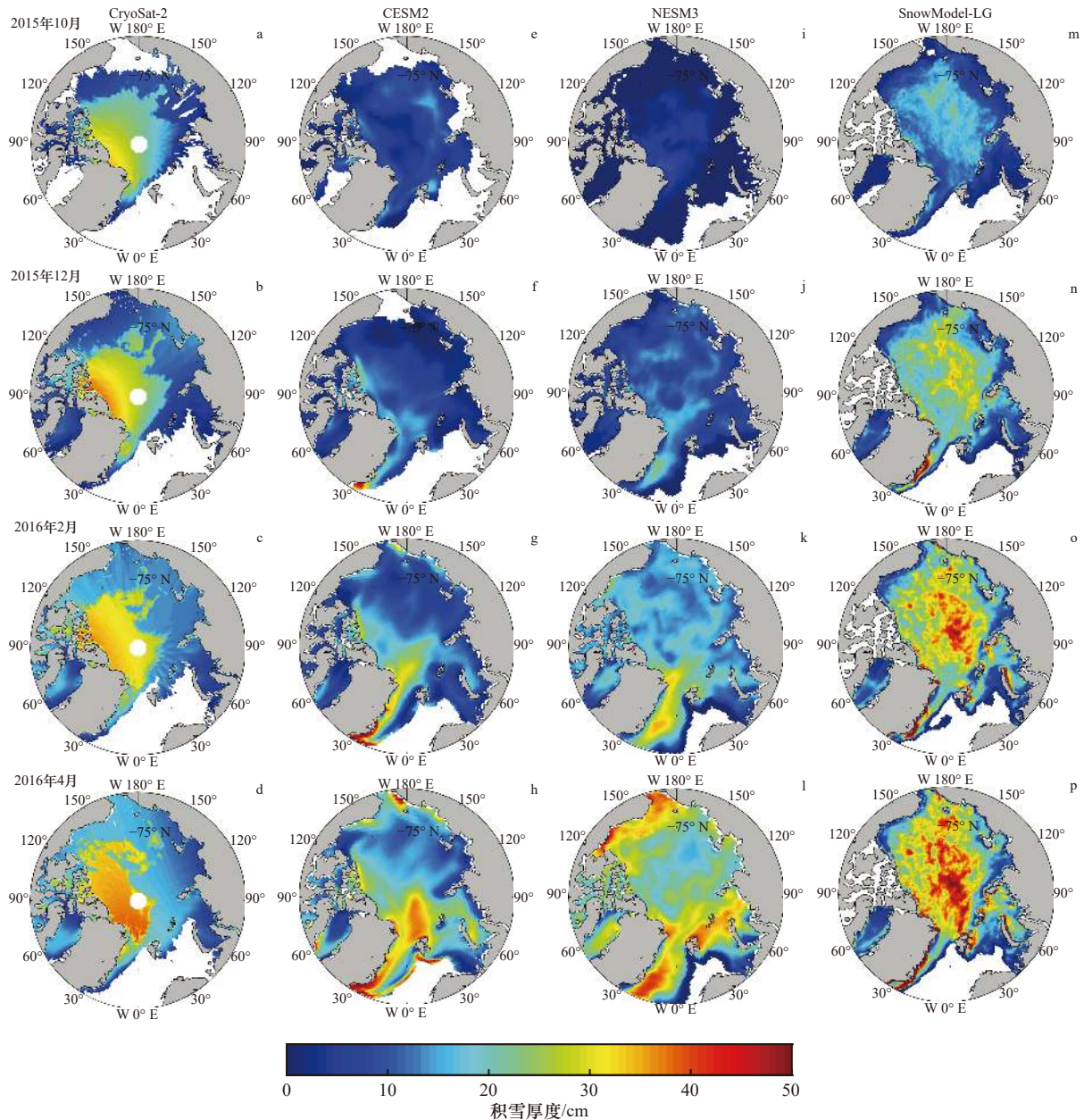


图3 CryoSat-2 卫星观测的(a-d)与采用不同雪密度的模式(CESM2(e-h)、NESM3(i-l)和 SnowModel-LG(m-p))模拟的北冰洋 2015 年 10 月、12 月与 2016 年 2 月、4 月平均积雪厚度

Fig. 3 Snow depth of October, December in 2015 and February, April in 2016 between observed by CryoSat-2 (a-d) and modeled by CESM2 (e-h), NESM3 (i-l) and SnowModel-LG (m-p) over the Arctic

接近观测结果。

以上分析表明,从空间分布与平均值很难判断出常数雪密度和变化雪密度对北冰洋积雪厚度的模拟结果产生何种影响。首先,这 3 个模式的热力学、动力学过程和降雪分布都还存在很大的不确定性误差。CESM2 与 NESM3 气候模式考虑了较复杂的耦合动力过程, CESM2 还包括气溶胶、海洋生物化学、大气化学和陆地冰 4 个模式分量;而 SnowModel-LG 是通过遥感数据插值处理以实现其动力学过程计算,比气候模式的动力学过程相对简单。其次,

CryoSat-2 卫星的积雪厚度分布数据与模式的部分数据来自遥感观测,而遥感观测数据在时间或空间上的缺测可能会导致其出现误差,比如 CryoSat-2 观测的积雪厚度或输入到 SnowModel-LG 中的海冰运动数据。如果海冰运动数据存在误差,则会增加 SnowModel-LG 模拟的积雪厚度误差。由此,本研究在保证大气强迫场输入、数据处理等过程相同的条件下设计了敏感性实验,仅通过改变积雪密度方案诊断计算一维单点测站 PB 站的积雪厚度,分析不同积雪密度对积雪厚度模拟的影响以及不同气象要素对模拟

积雪密度、厚度的相对重要性。

### 3.2 不同雪密度方案诊断计算单点积雪厚度的敏感性实验

本文利用 PB 站 2018 年 10 月 4 日至 2019 年 5 月 10 日降雪累积时段的观测资料检验敏感性实验结果 (图 4), 研究以 PB 站观测的积雪开始连续累积 (2018 年 10 月 4 日) 和完全消融 (2019 年 5 月 25 日) 的时间点为准, 将降雪累积时段分为前期 (10 月 4 日至 12 月 31 日)、中期 (翌年 1-2 月) 和后期 (翌年 3-5 月, 积雪完全消融) 3 个时期。从实测积雪厚度变化看, 积雪厚度在前期主要表现为连续累积, 呈波动增加的趋势; 中后期积雪厚度继续增加, 但增加幅度小于前期; 后期随着气温的升高, 积雪厚度在 5 月中旬迅速减小至完全消融。总体上, 变化雪密度方案诊断计算的积雪厚度均方根误差最小, 为 4.2 cm, 相关系数为 0.82; 常数雪密度计算的积雪厚度均方根误差次之, 为 4.8 cm, 相关系数为 0.80; 仅考虑风对积雪密实化影响时得到的积雪厚度均方根误差、相关系数接近同时考虑风、气温对积雪密实化影响时的结果; 仅考虑气温对积雪密实化影响时得到的积雪厚度均

方根误差最大, 为 25.9 cm, 相关系数为 0.67 (表 2)。以上结果说明: 变化雪密度方案有利于减小对积雪厚度模拟的误差; 其结果与观测值的相关性更高。

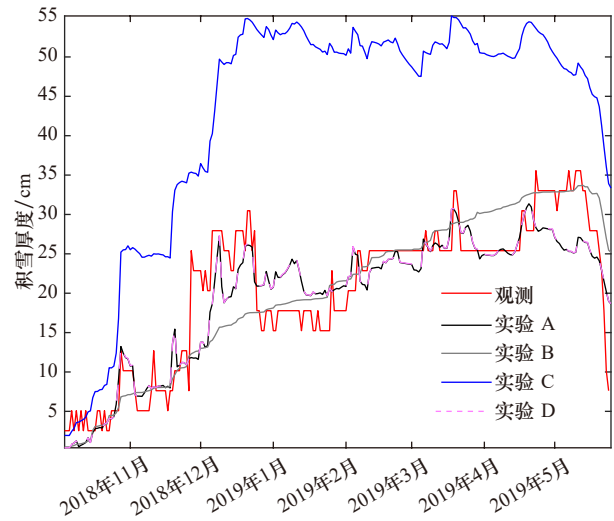


图 4 实验 A、B、C 和 D 模拟的普拉德霍湾站积雪厚度和观测值的比较

Fig. 4 Modeled snow depth in cases A, B, C and D at Prudhoe Bay Station, and comparison with observation

表 2 实验 A、B、C 和 D 模拟的普拉德霍湾站积雪厚度的均方根误差与相关系数

Table 2 Root mean square errors and correlation coefficients of snow depth in cases A, B, C and D at Prudhoe Bay Station

方案	均方根误差/cm								总体相关系数	
	2018年10月(4-31日)	2018年11月	2018年12月	2019年1月	2019年2月	2019年3月	2019年4月	2019年5月(1-10日)		
A	2.4	4.8	5.8	4.5	2.2	1.8	2.9	7.5	4.2	0.82
B	2.7	4.5	9.4	2.8	1.4	2.8	4.3	1.4	4.8	0.80
C	6.1	18.5	25.6	35.2	27.4	25.3	23.5	15.8	25.9	0.67
D	2.4	4.8	5.8	4.6	2.2	1.8	2.9	7.4	4.2	0.82

实验 A、B、C 和 D 前期的积雪厚度均方根误差平均值分别为 4.3 cm、5.5 cm、16.7 cm 和 4.3 cm, 中期的分别为 3.4 cm、2.1 cm、31.3 cm 和 3.4 cm, 后期的分别为 4.1 cm、2.8 cm、21.5 cm 和 4.0 cm。前期随着积雪厚度连续增加, 不断有新雪降落累积在旧的雪层上, 加上风力等作用使雪层变得更加密实, 得到实验 A 的前期各月积雪厚度均方根误差小于实验 B 和 C。而实验 C 仅考虑了气温对积雪密实化的影响, 得到的积雪厚度均方根误差最大。中期, 积雪厚度缓慢增加, 注意到实验 A 的均方根误差均值比实验 B 的大。从实验 C 可以看出, 仅考虑气温对积雪密实化的影响时, 积雪厚度均方根误差比前期的明显增大。到了后期, 实验 B 的积雪厚度均方根误差均值最小 (2.8 cm), 但实验 B 的积雪厚度变化未模拟出积雪厚

度高频变化上的特点, 仅能反映积雪累积的平均过程。实验 A 的积雪厚度从 5 月开始减小, 比观测和试验 B 的早, 使后期积雪厚度均方根误差比实验 B 的大 1.3 cm。与实验 A、D 相比, 实验 C 的均方根误差增大了 3 倍以上, 表明风对积雪密实化的影响远大于气温对其的影响。此外, 当仅考虑气温对积雪密实化过程的影响时, 实验 C 在观测到积雪厚度开始累积 (10 月 4 日) 前就有了积雪, 而观测结果表明实际从 10 月 4 日才出现降雪并累积。因此, 模拟积雪厚度变化时考虑风对积雪密实化的影响是至关重要的。

就各月均方根误差而言, 实验 A 对于 2019 年 3 月的积雪厚度均方根误差最小 (1.8 cm)。因为实验 A 很好地模拟出了 2019 年 3 月 6-9 日和 17-23 日等时段的积雪厚度在几天到十几天时间尺度上的高频

变化,从而减小了相对误差,并提高了与观测值的相关性。实验 A 的 5 月积雪厚度均方根误差最大(7.5 cm)。虽然在积雪厚度量值上与观测结果相差较大,但实验 A 模拟出了 5 月中上旬积雪厚度短时间内上升、下降的高频变化。实验 B 则不能再现雪厚在十几天甚至几天以内的高频变化细节,仅反映了雪厚平均值的低频变化。

实验 A 得出的雪密度范围与以往研究的结果较一致(图 5)。不同学者曾对不同区域的积雪密度范围进行了研究,如 Gottlieb<sup>[6]</sup>通过拟合的经验公式得到格陵兰岛南部的积雪覆盖与冰川化盆地的积雪密度范围为 50~500 kg/m<sup>3</sup>, Liston 等<sup>[10]</sup>应用 SnowModel-LG 模拟的冬天雪密度变化范围为 150~450 kg/m<sup>3</sup>,夏天可达到 550 kg/m<sup>3</sup>,且呈现出更复杂的空间分布特征。实验 A、D 模拟的雪密度范围为 150~550 kg/m<sup>3</sup>,而实验 C 的为 50~280 kg/m<sup>3</sup>(图 5),因此,变化雪密度方案计算的积雪密度范围与以往研究的观测或模拟结果一致,是合理的。

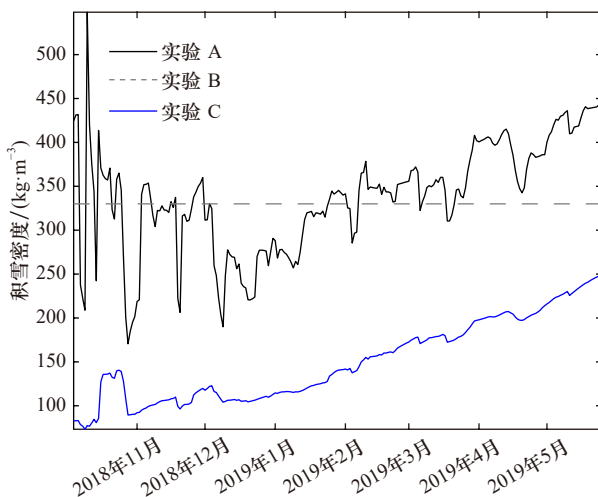


图 5 实验 A、B 和 C 模拟的普拉德霍湾站 2018 年 11 月至 2019 年 5 月积雪密度

Fig. 5 Modeled snow density from November 2018 to May

2019 in cases A, B, C and D at Prudhoe Bay Station

实验 D 的积雪密度几乎与实验 A 的相同,故未展示  
The snow density in Case D is almost the same as that in

Case A, so it is not shown in the figure

就积雪密度平均值而言,实验 A 和 D 的雪密度整体平均值(330.6 kg/m<sup>3</sup>和 330.0 kg/m<sup>3</sup>)接近实验 B 的常数雪密度值,而实验 C 模拟的雪密度平均值仅为其他实验结果的一半。历史研究结果中,Longley<sup>[41]</sup>测得北美北部群岛上积雪的平均密度为 332 kg/m<sup>3</sup>, Warren 等<sup>[9]</sup>观测的北极海冰上积雪平均密度为 300 kg/m<sup>3</sup>, Sturm 等<sup>[42]</sup>通过 SHEBA 浮标所测数据计算出积雪

密度平均值为 320 kg/m<sup>3</sup>。实验 A、D 计算的 2 月平均积雪密度为 341.2 kg/m<sup>3</sup>,比 Longley<sup>[41]</sup>测得加拿大西北地区 2 月的积雪密度均值(343.3 kg/m<sup>3</sup>)小 2.1 kg/m<sup>3</sup>,比 Warren 等<sup>[9]</sup>测得的北极 2 月积雪密度平均值(300.0 kg/m<sup>3</sup>)大 41.2 kg/m<sup>3</sup>。总体上,变化雪密度方案模拟的积雪密度平均值是合理的。并且与考虑气温对积雪密实化的影响相比,考虑风对积雪密实化影响比考虑气温对其影响时得到的雪密度更接近以往研究结果。比较实验 A 模拟的 2019 年 2 月 1 日前后的积雪密度可得,该日前的积雪密度均值为 300.9 kg/m<sup>3</sup>,该日后的积雪密度均值为 374.4 kg/m<sup>3</sup>,前者小于后者。上述对各敏感性实验的模拟结果,既表明了积雪存在密实化过程,也反映了考虑这一过程对于模拟更加符合实际的积雪厚度变化的重要性。

为了进一步说明诊断计算结果的可信度,本研究比较了实验 A 和 B 计算的积雪厚度与实测厚度的相对误差(图 6)。将相对误差进行 5 点滑动平均,消除了异常值对相对误差整体变化趋势的影响。实验 A、B、C 和 D 模拟的 2018 年 11 月 1 日至 2019 年 5 月 10 日积雪厚度相对误差平均值分别为 16.50%、16.02%、136.30% 和 16.52%。实验 C 的积雪厚度相对误差最大,这是由于该实验未考虑风对积雪密实化的影响。此外,实验 A 和 B 在 2018 年 11 月至 12 月初积雪密

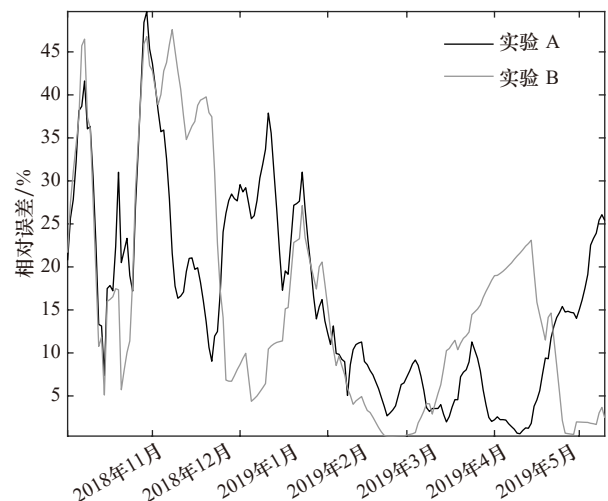


图 6 实验 A 和 B 模拟的普拉德霍湾站积雪厚度的相对误差

Fig. 6 Relative errors of modeled snow depth in cases A and B at Prudhoe Bay Station

由于实验 C 的积雪厚度相对误差远大于其余三者,且实验 D 的结果与实验 A 的一致,故不展示

Since the relative error of snow depth in Case C is more than three times as much as the other three and the result of Case D is almost consistent with that of Case A, it is not shown in the figure

度的相对误差变化幅度基本一致;但具体到以日为单位分析可知,实验 B 在 2018 年 12 月 2–26 日积雪厚度相对误差比实验 A 的平均高约 16.4%;而对于 2018 年 12 月 27 日至 2019 年 1 月 18 日的积雪厚度,实验 A 的相对误差比实验 B 的高约 19.1%。从 2019 年 2 月中旬至 4 月下旬,实验 A 的相对误差平均值为 6.4%,实验 B 的约为 9.3%。就逐月相对误差而言,实验 A 在 2019 年 3 月的积雪厚度相对误差最小(5.88%),2018 年 11 月相对误差最大(28.02%);实验 B 在 2019 年 5 月相对误差最小(2.35%,5 月 1–10 日),在 2018 年 12 月相对误差最大(32.05%)。与常数雪密度相比,采用变化雪密度方案减小了积雪厚度最大月平均相对误差。在模拟出积雪厚度几天到十几天时间尺度上的高频变化的同时(2019 年 3 月 6–9 日和 17–23 日等时段),实验 A 与积雪厚度高频变化对应时段的积雪厚度相对误差都比实验 B 的小(图 6),说明再现积雪厚度短时间内的变化有助于减小模拟积雪厚度的误差。

## 4 结论

以往对积雪的研究大部分在陆地地区,积雪密度的研究经历了从常数、经验公式到参数化方案的过程。雪密度的影响因子及其相对重要性以及已有的一些参数化方案是否适用于气候模式模拟极地海冰上的积雪,有待进一步探讨研究。本文通过比较采用变化雪密度的 SnowModel-LG 与采用常数雪密度的气候模式 CESM2 和 NESM3 模拟的以及 CryoSat-2 卫星观测的 2015 年 10 月至 2018 年 7 月 3 年平均的 10 月、12 月、2 月和 4 月北冰洋积雪厚度,发现很难从不同模式的热力学、动力学过程和模拟的降雪分布等方面得出积雪密度变化对模拟结果的影响。于是设计了 4 个敏感性实验诊断计算 SNOTEL 测站 PB 站的积雪厚度,并用观测资料进行检验,在保证大气数

据输入、其他处理过程相同的条件下探究采用不同积雪密度方案对于模拟积雪厚度的影响。

模拟雪密度的变化范围与观测结果相当,并且能够反映出积雪厚度在几天到十几天时间尺度上的高频变化。例如 PB 站 2018–2019 年时段的积雪厚度的高频变化主要发生于 2018 年 12 月和 2019 年 3 月。综合考虑气温与风速对积雪密实化影响得到的积雪密度变化范围为 150~550 kg/m<sup>3</sup>,其平均值(330.6 kg/m<sup>3</sup>)接近目前气候模式采用的常数雪密度值(330 kg/m<sup>3</sup>),而仅考虑气温对积雪密实化的影响得到的雪密度平均值仅约为 150 kg/m<sup>3</sup>。与考虑气温对积雪密实化的影响相比,考虑风速对积雪密实化影响下模拟的雪密度更接近观测值。

实验 A 和实验 B 的雪厚变化差异主要表现在几天到十几天的尺度上,而它们在月平均的尺度上则很接近。这表明 3.1 节中 SnowModel-LG 与气候模式 CESM2 和 NESM3 模拟雪厚的区别不是因为变化雪密度,而主要是因为大气和海冰状况的不同。如果 3 个模式的大气和海冰状况一样,则 3 个模式的月平均雪厚值应该很接近。

综合考虑气温与风速对积雪密实化影响的变化雪密度方案模拟的 2018–2019 年降雪累积期内积雪厚度均方根误差(4.2 cm)比采用常数雪密度方案的(4.8 cm)小。不考虑风速对积雪密实化影响时模拟的积雪厚度均方根误差最大(25.9 cm),因此,风速对积雪密实化的影响远大于气温对其的影响,在模拟积雪密度和厚度变化时必须考虑风速对积雪密实化的影响。

与常数雪密度方案相比,采用变化雪密度方案减小了模拟的积雪厚度最大月平均相对误差。此外,采用变化雪密度方案模拟出积雪厚度在几天到十几天内高频变化的同时也减小了积雪厚度出现高频变化时段对应的相对误差,因此,是否模拟出积雪厚度出现高频变化时段与能否减小模拟误差具有一定的相关性。

## 参考文献:

- [1] 李淑江,赵进平,李翔,等. 北极冰上积雪的光学衰减性质[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2010, 40(7): 9–14.  
Li Shujiang, Zhao Jinping, Li Xiang, et al. The optical properties of snow on the ice in the north polar region[J]. Periodical of Ocean University of China, 2010, 40(7): 9–14.
- [2] Wu X, Budd W F, Lytle V I, et al. The effect of snow on Antarctic sea ice simulations in a coupled atmosphere-sea ice model[J]. *Climate Dynamics*, 1999, 15(2): 127–143.
- [3] Ek M B, Mitchell K E, Lin Y, et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D22): 8851.
- [4] Meløysund V, Leira B, Høiseth K V, et al. Predicting snow density using meteorological data[J]. *Meteorological Applications*, 2007, 14(4): 413–423.
- [5] Black R F. Precipitation at Barrow, Alaska, greater than recorded[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1954, 35(2): 203–207.

- [6] Gottlieb L. Development and applications of a runoff model for snowcovered and glacierized basins[J]. *Hydrology Research*, 1980, 11(5): 255–272.
- [7] Verseghy D L. Class-A Canadian land surface scheme for GCMS. I. soil model[J]. *International Journal of Climatology*, 1991, 11(2): 111–133.
- [8] Radionov V F, Bryazgin N N, Alexandrov E I. The snow cover of the Arctic Basin[R]. Washington: Applied Physics Laboratory, University of Washington, 1997.
- [9] Warren S G, Rigor I G, Untersteiner N, et al. Snow depth on Arctic sea ice[J]. *Journal of Climate*, 1999, 12(6): 1814–1829.
- [10] Liston G E, Itkin P, Stroeve J, et al. A lagrangian snow-evolution system for sea-ice applications (SnowModel-LG): part I-model description[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(10): e2019JC015913.
- [11] Hedstrom N R, Pomeroy J W. Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest[J]. *Hydrological Processes*, 1998, 12(10/11): 1611–1625.
- [12] Pomeroy J W, Gray D M, Shook K R, et al. An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling[J]. *Hydrological Processes*, 1998, 12(15): 2339–2367.
- [13] Hellstrom R Å. Forest cover algorithms for estimating meteorological forcing in a numerical snow model[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(18): 3239–3256.
- [14] Bartlett P A, MacKay M D, Verseghy D L. Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands[J]. *Atmosphere-Ocean*, 2006, 44(3): 207–222.
- [15] Anderson E A. A point energy and mass balance model of a snow cover[R]. Washington: United States, National Weather Service, 1976.
- [16] 陆恒, 魏文寿, 刘明哲, 等. 天山季节性积雪稳定期雪密度与积累速率的观测分析[J]. *冰川冻土*, 2011, 33(2): 374–380.  
Lu Heng, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, et al. Densification and accumulation rate of snow in the stable snow cover period in the Tian-shan Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, 33(2): 374–380.
- [17] Lundberg A, Feiccabrino J. Sea ice growth: modeling of precipitation phase[C]//Proceedings of the 20th International Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions. Lulea: Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions, 2009.
- [18] Avanzi F, Michele C D, Ghezzi A. On the performances of empirical regressions for the estimation of bulk snow density[J]. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 2015, 38: 105–112.
- [19] Diamond M, Lowry W P. Correlation of density of new snow with 700-millibar temperature[J]. *Journal of Meteorology*, 1954, 11(6): 512–513.
- [20] Webster M A, Parker C, Boisvert L, et al. The role of cyclone activity in snow accumulation on Arctic sea ice[J]. *Nature Communications*, 2019, 10(1): 5285.
- [21] Eicken H, Fischer H, Lemke P. Effects of the snow cover on Antarctic sea ice and potential modulation of its response to climate change[J]. *Annals of Glaciology*, 1995, 21: 369–376.
- [22] Schramm J L, Holland M M, Curry J A. The effects of snowfall on a snow-ice-thickness distribution[J]. *Annals of Glaciology*, 1997, 25: 287–291.
- [23] 李志军, 张占海. 中国2003年北极海冰调查及未来北极海冰研究战略[J]. *极地研究*, 2004, 16(3): 202–210.  
Li Zhijun, Zhang Zhanhai. Sea ice investigation in chiare-2003 and future Arctic ice research tactic[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2004, 16(3): 202–210.
- [24] 王学忠, 孙照渤, 胡邦辉. 近年来国外海冰模式发展的回顾[J]. *南京气象学院学报*, 2003, 26(3): 424–432.  
Wang Xuezhong, Sun Zhaobo, Hu Banghui. A review on development of sea ice model in foreign countries during recent years[J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 2003, 26(3): 424–432.
- [25] Langehaug H R, Geyer F, Smedsrud L H, et al. Arctic sea ice decline and ice export in the CMIP5 historical simulations[J]. *Ocean Modelling*, 2013, 71: 114–126.
- [26] Notz D, SIMIP Community. Arctic sea ice in CMIP6[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(10): e2019GL086749.
- [27] De Michele C, Avanzi F, Ghezzi A, et al. Investigating the dynamics of bulk snow density in dry and wet conditions using a one-dimensional model[J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(2): 433–444.
- [28] Blanchard-Wrigglesworth E, Webster M A, Farrell S L, et al. Reconstruction of snow on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(5): 3588–3602.
- [29] Petty A A, Webster M, Boisvert L, et al. The NASA Eulerian Snow on sea ice model (NESOSIM) v1.0: initial model development and analysis[J]. *Geoscientific Model Development*, 2018, 11(11): 4577–4602.
- [30] Stroeve J, Liston G E, Buzzard S, et al. A lagrangian snow evolution system for sea ice applications (SnowModel-LG): part II—analyses[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(10): e2019JC015900.
- [31] Bromwich D H. Snowfall in high southern latitudes[J]. *Reviews of Geophysics*, 1988, 26(1): 149–168.
- [32] Bromwich D H, Robasky F M, Cullather R I, et al. The atmospheric hydrologic cycle over the southern ocean and Antarctica from operational numerical analyses[J]. *Monthly Weather Review*, 1995, 123(12): 3518–3538.
- [33] Huwald H, Tremblay L B, Blatter H. Reconciling different observational data sets from Surface Heat Budget of the Arctic Ocean (SHEBA) for model validation purposes[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C5): C05009.

- [34] 尹豪, 苏洁, Cheng Bin. 积雪密度演变对北极积雪深度模拟的影响[J]. 海洋学报, 2021, 43(7): 75–89.  
Yin Hao, Su Jie, Cheng Bin. The effect of snow density evolution on modelled snow depth in the Arctic[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(7): 75–89.
- [35] 曹剑, 马利斌, 李娟, 等. NUIST-ESM模式及其参与CMIP6的方案[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 566–570.  
Cao Jian, Ma Libin, Li Juan, et al. Introduction of NUIST-ESM model and its CMIP6 activities[J]. Climate Change Research, 2019, 15(5): 566–570.
- [36] Wang Huazhao, Zhang Lujun, Chu Min, et al. Advantages of the latest Los Alamos Sea-Ice Model (CICE): evaluation of the simulated spatiotemporal variation of Arctic sea ice[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2020, 13(2): 113–120.
- [37] Hunke E C, Lipscomb W H. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model, documentation and software user's manual, version 4.1 LA-CC-06-012[R]. Los Alamos, New Mexico: Los Alamos National Laboratory, 2010.
- [38] Liston G E, Haehnel R B, Sturm M, et al. Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D[J]. *Journal of Glaciology*, 2007, 53(181): 241–256.
- [39] Bormann K J, Westra S, Evans J P, et al. Spatial and temporal variability in seasonal snow density[J]. *Journal of Hydrology*, 2013, 484: 63–73.
- [40] Powell D C, Markus T, Stössel A. Effects of snow depth forcing on Southern Ocean sea ice simulations[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C6): C06001.
- [41] Longley R W. Snow depth and snow density at Resolute, Northwest Territories[J]. *Journal of Glaciology*, 1960, 3(28): 733–738.
- [42] Sturm M, Holmgren J, Perovich D K. Spatial variations in the winter heat flux at SHEBA: estimates from snow-ice interface temperatures[J]. *Annals of Glaciology*, 2001, 33: 213–220.

## Sensitivity study of constant and variable snow density schemes in diagnosing and calculating snow depth

Zhang Huimin<sup>1,3</sup>, Jin Meibing<sup>1,2</sup>, Qi Di<sup>4</sup>

(1. School of Marine Science, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 2. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519080, China; 3. Key Laboratory of Global Change and Marine Atmospheric Chemistry, Ministry of Natural Resources, Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen 361005, China; 4. Polar and Marine Research Institute, Jimei University, Xiamen 361021, China)

**Abstract:** Current CMIP6 climate models (such as CESM2 and NESM3) use constant snow density, while those models that focus on snow depth and density changes (such as SnowModel-LG) use empirical snow density formulas. Comparing the modeled snow depth with those observed by the CryoSat-2 satellite, it is found that from the perspective of the spatial distribution and average value of the snow depth, it is difficult to detect the effects of varying snow density on the simulation of snow depth in the Arctic Ocean. The model improvement and its mechanism from varying snow depth is still to be further studied. Here an empirical snow density model considering meteorological factors such as air temperature, wind etc., is applied to the SNOTEL observational site to carry out the following sensitivity experiments for different factors: A. snow density model considering all meteorological factors; B. constant snow density model; C. same as A but the influence of wind on the densification is not considered and D. same as A but the influence of temperature on the densification is not considered. The root mean square error of snow depth simulated by experiments A, B, C and D from November 1, 2018 to May 10, 2019 are 4.2 cm, 4.8 cm, 25.9 cm, and 4.2 cm, respectively. The results show that the mean snow density and depth simulated by the varying snow density model are close to the results using constant snow density, but the root mean square error of the simulated snow depth from Case A is the smallest, and the Case A simulation can reproduce the high frequency variations of snow depth on the time scale of several days to ten days. In the meantime, the relative errors in the period with high-frequency snow depth variations are also reduced as they are found to be related. In addition, it is also found that the influence of temperature on snow densification is much smaller than that of wind.

**Key words:** climate model; Arctic; snow depth; snow density