

曹淑涛, 苏洁, 李涛, 等. 基于 Icepack 海冰柱模式的融池反照率模拟研究[J]. 海洋学报, 2021, 43(7): 63–74, doi:10.12284/hyxb2021101  
Cao Shutao, Su Jie, Li Tao, et al. Study on melt pond albedo based on Icepack sea ice column model[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(7): 63–74, doi:10.12284/hyxb2021101

# 基于 Icepack 海冰柱模式的融池反照率模拟研究

曹淑涛<sup>1,2</sup>, 苏洁<sup>1,2,3\*</sup>, 李涛<sup>1,2</sup>, 钟文理<sup>3</sup>, 王晓宇<sup>3</sup>, 牟龙江<sup>4</sup>

(1. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100; 2. 中国高校极地联合研究中心, 北京 100875; 3. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 4. 青岛海洋科学与技术国家实验室发展中心, 山东 青岛 266100)

**摘要:** 基于 Icepack 一维海冰柱模式, 以 2014 年中国第 6 次北极科学考察长期冰站 ICE06 的 3 个融池的辐射参量和气象参量的连续观测作为大气强迫数据, 对融池反照率及相关参量进行了模拟。本文引入观测的融池深度及海冰厚度作为初始条件, 通过考虑融池覆盖率的作用, 改进了平整冰融池参数化方案中海冰干舷的计算, 修正了冰上可允许的最大融池深度, 成功实现了对融池参数变化的模拟; 同时, 还修正了入射辐射分量比例系数与对应反照率分量权重系数不一致的问题。标准试验中, 模拟的 3 个融池的反照率与观测结果之间的平均误差分别为 0.01、0.05 和 0.13; 入射辐射比例的敏感性试验结果表明, 当可见光辐射比例增大 8% 时, 融池反照率的模拟结果增大了 6%~8%; 融池表面再冻结试验的结果显示, 当再冻结冰层厚度小于 2 cm 时, 模拟冰面反照率的增加不足 0.006, 由此引起的表面能量收支减少了约 1.1 W/m<sup>2</sup>。本文研究指出, 准确的入射辐射比例对于改善北极海冰反照率模拟是必要的; 并指出目前模式仍存在融池表面再冻结参数化、热收支计算、表面吹雪效应等有待解决的问题。

**关键词:** 融池; 反照率; 融池深度; Icepack 海冰模式; 模拟

中图分类号: P731.15      文献标志码: A      文章编号: 0253-4193(2021)07-0063-12

## 1 引言

融池的出现和广泛分布是夏季北极海冰的重要特征, 对极区气-冰-海系统的辐射收支平衡有重要的影响。融池的存在会显著地降低冰面反照率, 增加冰-海系统吸收的短波辐射能量, 加速海冰的融化过程, 从而使海冰-反照率反馈机制的效应放大<sup>[1-4]</sup>。

在过去的几十年里, 研究者们以地面现场观测<sup>[5-8]</sup>、航空观测<sup>[9-12]</sup>、卫星遥感反演<sup>[13-14]</sup>等多种方式在北极多个位置进行了融池物理性质和光学性质的观测。对融池的观测表明, 融池在 5 月下旬至 6 月上旬出现<sup>[15]</sup>, 面积在 1~10<sup>5</sup> m<sup>2</sup> 不等<sup>[16]</sup>。融池的颜色可以从亮蓝色至灰色变化<sup>[11]</sup>, 主要由底部海冰的厚度和光

学性质决定<sup>[17]</sup>。一年冰和多年冰上的融池性质有所不同, 有限的融池观测数据显示, 未变形的一年冰上的融池覆盖率在 0~75% 之间, 融池深度大多小于 50 cm; 而多年冰上的融池覆盖率一般在 40% 以下, 融池深度大多小于 70 cm<sup>[18-19]</sup>。在融池形成的初期, 融池反照率可达 0.5; 随着融池的进一步演变和发展, 成熟的深色融池的反照率可低至 0.1<sup>[7]</sup>; 深度较浅的融池反照率较大<sup>[20]</sup>, 底部冰厚较大的融池, 反照率较大<sup>[18]</sup>。通常一年冰上的融池反照率明显低于多年冰上的融池反照率<sup>[21]</sup>。根据表面反照率的变化, 多年冰在融化季表面类型的变化可以划分为 5 个阶段, 分别为: 干雪、融雪、融池形成、融池演化和秋季再冻结。其中融池的演化阶段由 6 月中旬开始, 持续至 8 月上旬,

收稿日期: 2021-04-11; 修订日期: 2021-05-14。

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFA0605901); 国家自然科学基金重点基金(41941012); 国家自然科学基金面上基金(42076228)。

作者简介: 曹淑涛(1996—), 男, 山东省新泰市人, 主要从事北极海冰热力学过程参数化研究。E-mail: cst@stu.ouc.edu.cn

\* 通信作者: 苏洁, 教授, 主要从事北极海冰热力学研究。E-mail: sujie@ouc.edu.cn

期间伴随着融池反照率的快速下降,随后融池发生再冻结<sup>[15]</sup>;融化季节太阳辐射在冰-海系统内的积累会增强夏末的海冰-反照率反馈机制,从而使融池再冻结时间呈现延后的趋势,同时延长融池的演化阶段至8月下旬<sup>[22]</sup>。通过这些观测,人们对融池的生消过程、光学特性及物理性质的研究有了一定的了解。然而,融池的存在和演化对于海冰反照率的影响仍然没有得到充分的描述,尤其是在气候模式中<sup>[23]</sup>。在近年北极海冰快速减退<sup>[24-26]</sup>的背景下,将融池的反射特性准确地纳入气候模式中十分重要<sup>[27-30]</sup>。

早期的融池参数化方案,无论是隐式方案<sup>[31-32]</sup>或显式方案<sup>[18,33]</sup>,仅将反照率与表面温度、融池深度、融池覆盖率及底部海冰厚度建立经验关系,尽管在物理上具有一定的复杂性,能基本反映融池的反射特性,但其本质仍为具有相当大的随机性和不一致性的经验参数化,这类经验参数化往往不能准确模拟反照率反馈机制<sup>[34]</sup>。

不同于经验参数化方案直接对表观光学特性(反射率、透射率等宏观参量)进行给定,由美国国家大气研究中心(National Center for Atmosphere Research, NCAR)发展并应用于气候模式中的 Delta-Eddington 多次散射反照率参数化方案<sup>[34-36]</sup>以描述积雪、海冰及融池的固有光学特性(消光系数、单次散射反照率、不对称系数等微观参量)为基础。固有光学特性定义了冰雪介质的散射特性和吸收特性,为计算海冰中太阳辐射的吸收、散射和透射提供了一个基于物理的、自洽的多次散射模型<sup>[35]</sup>。作为 NCAR 发展的耦合全球气候模式(Community Earth System Model, CESM)的海冰分量模式, CICE(the Los Alamos Sea Ice)在现有的海冰模式中,拥有最完整的物理过程参数化,是耦合模式中使用最广泛的海冰分量模式<sup>[37-38]</sup>。然而,大尺度的模拟结果在与单站观测资料进行验证比时存在网格匹配等问题,这时,使用一维海冰柱模式<sup>[39-41]</sup>更为有效。同时,一维模式在研究热力学过程方面更有优势。Icepack 是 CICE 海冰模式的一维柱模式<sup>[42]</sup>,将 CICE 中的垂直物理参数化模块提取出来便于热力学过程研究,绝大多数设置与 CICE 完全相同,使用 Delta-Eddington 作为反照率参数化方案,并配置了 cesm(Community Earth System Model)、topo(topography)和 lvl(level ice)3 种不同的融池水量分配参数化方案<sup>[28-29,43]</sup>,将热收支计算得到的融水体积在融池深度和融池覆盖率间进行分配,从而对融池反照率进行计算。准确模拟融池反照率是准确计算冰面热收支及海冰生长和融化速率的基础。其中, lvl 参数化

方案既包含了浸雪效应,又避免了冰面地形受制于冰厚分布的缺陷<sup>[29,44]</sup>。然而,准确模拟融池的物理性质和演化不仅需要合理的融水分配方式,更需要由表面热收支对融水体积量的准确计算。在表面热收支中,表面反照率是决定净短波辐射通量的重要因素。因此,准确模拟融池反照率是准确计算冰面热收支及海冰生长和融化速率的基础。使用 Icepack 一维柱模式对融池的相关物理过程的研究目前还很少,为此,本文将基于 Icepack 一维柱模式,结合 2014 年中国第 6 次北极科学考察中针对融池的现场观测数据,对短期融池反照率变化进行模拟,改进一维模式的融池热力过程的模拟能力,加深对辐射传输和融池反照率变化规律的理解。

## 2 数据来源及处理

本文所使用的融池数据来自于中国第 6 次北极科学考察期间(2014 年 7 月 11 日至 9 月 24 日)所进行的冰站观测。观测起止时间为 8 月 10 日和 8 月 28 日,期间共建立了 6 个观测冰站,包括 5 个短期冰站和 1 个长期冰站,各冰站的位置如图 1a 所示。观测项目包括:使用荷兰 Kipp & Zonen 公司生产的 CNR4 四分量净全辐射计对总共 25 个融池的向下、向上长短波辐射通量进行连续观测,观测的融池水平尺度约为 100 m<sup>2</sup>,辐射计距离融池表面的垂直距离约为 1 m,在这种情况下,所收集的辐射信号中 90% 来自于 2 m 半径以内的范围<sup>[45]</sup>,可以认为对融池表面辐射通量的观测几乎不受周围冰面及雪面的干扰;在每次开始观测时测量并记录了融池的深度,并利用水下机器人对融池附近的海冰厚度进行了观测;对于长期冰站上的融池,还通过建立冰面气象站的方式对融池附近冰面的气温、相对湿度、风速等多个气象变量进行连续观测;在观测期间还进行了气象条件的记录,如阴晴状况、有无降雪、降雪开始时间、降雪结束后新雪的厚度等。在 25 个融池的观测中,观测时间长短从几分钟到几十小时不等,其中的 22 个融池的观测时间均在 1 h 以下,不利于支持融池演变的数值模拟。本文仅选择了剩余的 3 个观测较为连续、观测时间相对较长的融池进行数值模拟试验。这 3 个融池的观测位置均为建立在 80°N 附近楚科奇海区的长期冰站 ICE06(图 1),具体观测信息见表 1。根据长期冰站 ICE06 的位置(图 1a),可以判断 3 个融池底部的海冰均为多年海冰;融池表面覆有一层透明的再冻结海冰,厚度约为几厘米(表 1),颜色较浅,透射性良好(图 1c)。

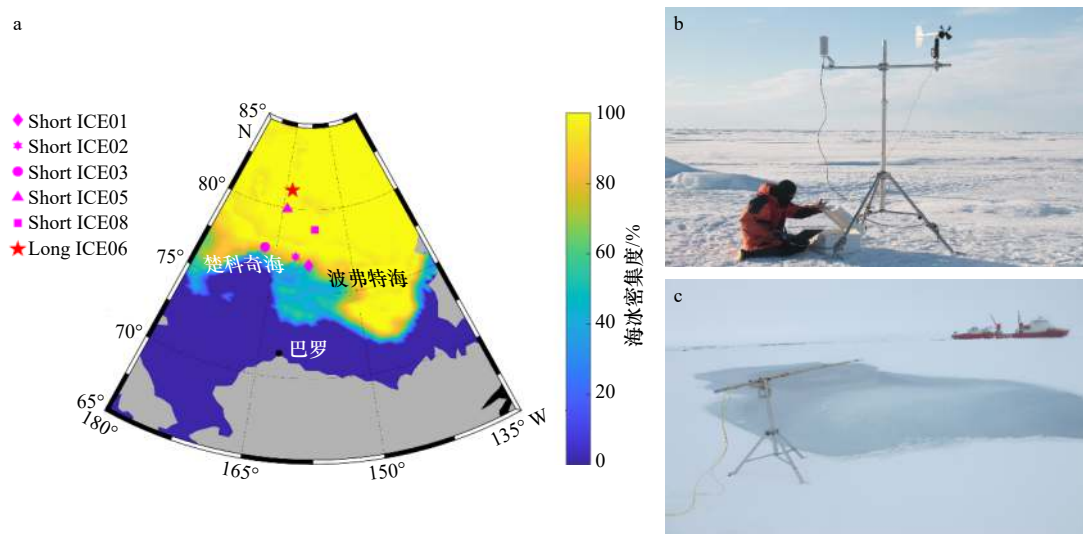


图1 第6次中国北极科学考察期间建立的冰站位置及2014年8月23日海冰密集度(a)、ICE06上的气象观测站(b)和融池辐射通量观测(c)

Fig. 1 Locations of ice stations established during the Sixth Chinese National Arctic Research Expedition along with the sea ice concentration on August 23, 2014 (a), meteorological station (b) and melt pond radiation flux observation (c) of ICE06

表1 第6次中国北极科学考察 ICE06 长期冰站的融池观测信息

Table 1 Melt pond observation information of the long term station ICE06 in the Sixth Chinese National Arctic Research Expedition

观测信息	融池1	融池2	融池3
位置	81.06°N, 157.70°W	81.10°N, 157.10°W	81.16°N, 156.72°W
起止观测时间(UTC)	8月19日21:53至8月20日22:31	8月22日03:08至8月23日21:25	8月23日22:10至8月24日21:09
总观测时长/h	26	43	24
观测频率/s <sup>-1</sup>	60	10	10
上覆冰厚/cm	6~7	4	4
融池深度/cm	32	30	19
融池底部冰厚/m	1.5	1.5	1.5
天气状况	阴有雾	有雾、期间降雪	有雾、期间降雪
降雪开始时间	\	2014年8月22日03:11	2014年8月23日22:10
降雪持续时间	\	约42 h	约23 h
平均降雪速率/(kg·m <sup>-2</sup> ·s <sup>-1</sup> )	\	6.61×10 <sup>-5</sup>	1.33×10 <sup>-4</sup>
降雪结束时融池周围冰面上的新雪厚度/cm	0	5.0	5.5

注:\表示观测期间未降雪。

对于 CNR4 辐射计观测的辐射通量数据,需要进行质量控制,去除奇异值。由于观测频率较小,我们将相邻时刻的辐射通量差异大于 10 W/m<sup>2</sup> 的数据视为奇异值,并通过取前后相邻数据进行线性插值的方式对奇异值进行处理。

### 3 Icepack 一维海冰柱模式及模拟试验设置

与中国第6次北极科学考察获得的3个融池反

照率现场观测数据相配合,本文采用 Icepack 一维海冰模式对融池的反照率和融池深度进行数值模拟。

#### 3.1 融池反照率和融池深度的计算及修正

Icepack 中提供了3种可供选择的热力学参数化方案,分别为:0层(zero-layer)热力学方案<sup>[46]</sup>、Bitz99热力学方案<sup>[47]</sup>以及糊状层(mushy layer)热力学方案<sup>[48]</sup>,用于计算冰雪的生长、融化速率。提供 cesm<sup>[43]</sup>、topo<sup>[28]</sup>和 lvi<sup>[29]</sup>3种可供选择的融水量分配参数化方案,模拟融池的形成与演变过程。融池反照率采用 Delta-Ed-



dington 多次散射短波辐射参数化方案<sup>[35]</sup>, 考虑了冰、雪、融池对太阳辐射的吸收和散射作用。

$$R(\mu_{0n}) = (\alpha - \gamma)(4u/N)e^{-\tau_0^*/\mu_{0n}} + (\alpha + \gamma)(u + 1)(u - 1)(e^{4\tau_0^*} - e^{-4\tau_0^*})/N - (\alpha - \gamma), \quad (1)$$

$$\bar{R} = 2 \int_0^1 \mu R(\mu) d\mu, \quad (2)$$

式中,  $R(\mu_{0n})$  为直射辐射反射率;  $\mu_{0n}$  为融池表面入射直射辐射的太阳天顶角余弦;  $\bar{R}$  为漫射辐射反射率;  $\alpha$ 、 $\gamma$ 、 $u$ 、 $N$ 、 $\tau_0^*$  为与介质的固有光学特性有关的参量, 其中  $\tau_0^*$  为无量纲的介质光学厚度, 与融池深度、吸收系数、散射系数有关。

融池深度是影响融池反照率的重要参量, 由融池参数化方案对融水进行分布以计算融池深度。为保证海冰干舷值不为负值, Icepack 模式中的融池参数化方案对冰上融池的深度进行了限制, 使冰面不得位于海面以下。基于阿基米德浮力定律, 满足:

$$\rho_{mw}h_p + \rho_s h_s + \rho_i h_i \leq \rho_w h_i, \quad (3)$$

式中,  $\rho_{mw}$ 、 $\rho_s$ 、 $\rho_i$  和  $\rho_w$  分别为融水(淡水)、积雪、海冰和海水的密度;  $h_p$ 、 $h_s$  和  $h_i$  分别为融池深度、积雪深度和海冰厚度。所以, 允许的冰上最大融池深度为

$$h_{pmax} = [(\rho_w - \rho_i)h_i - \rho_s h_s] / \rho_{mw}. \quad (4)$$

但以上的浮力平衡公式是建立在融池能够完整覆盖海冰的基础之上, 没有考虑一个网格内融池覆盖率的影响。根据计算, 即使不考虑积雪的影响, 1.5 m 厚的海冰上也仅能最多覆盖 0.16 m 深的融池, 这既与实际不符也不能满足初始融池深度的给定。为此, 我们对浮力平衡公式(3)进行调整, 加入融池覆盖率的影响, 即

$$\rho_{mw}h_p f_p + \rho_s h_s + \rho_i h_i \leq \rho_w h_i, \quad (5)$$

式中,  $f_p$  为融池覆盖率, 修正后冰上允许的最大融池深度增大为

$$h_{pmax} = [(\rho_w - \rho_i)h_i - \rho_s h_s] / (\rho_{mw} f_p). \quad (6)$$

与式(4)不同的是, 本文修正的式(6)考虑了融池覆盖率对海冰干舷计算的影响, 增大了冰上所能覆盖的最大融池深度, 从而确保模拟的融池的初始深度是正确的, 与观测保持一致。根据式(6)在融池覆盖率为 30% 时, 依旧不考虑积雪影响的情况下, 1.5 m 厚的海冰上允许覆盖的最大融池深度增大为 0.36 m, 该值与现场观测接近, 保证了观测的初始融池深度能合理地引入并影响融池反照率的计算。

需要注意的是, Icepack 虽然是一维柱模式, 但与 CICE 中相同, 保留了网格的设置, 网格中的海冰可分为裸冰、积雪覆盖冰和融池覆盖冰 3 种表面类型, 并通过与对应的水平覆盖率加权计算可得到网格平均

反照率。融池覆盖率不会影响融池本身反照率的计算, 但会影响网格平均反照率的计算。

此外, Icepack 中的反照率类型采取 CCSM3.0 (Community Climate System Model 3.0) 中的反照率分类方法, 在短波波段将反照率区分为可见光反照率与近红外反照率, 同时, 根据入射辐射的散射程度, 分为直射辐射反照率和漫射辐射反照率<sup>[34]</sup>, 宽带、蓝空反照率由反照率分量加权计算得到

$$\alpha_{bb} = \alpha_{vsdr} w_{vsdr} + \alpha_{vsdf} w_{vsdf} + \alpha_{nidr} w_{nidr} + \alpha_{nidf} w_{nidf}. \quad (7)$$

式中,  $\alpha_{bb}$  为 Icepack 最终输出的宽带、蓝空反照率;  $\alpha_{vsdr}$ 、 $\alpha_{vsdf}$ 、 $\alpha_{nidr}$ 、 $\alpha_{nidf}$  分别为反照率的可见光直射、可见光漫射、近红外直射和近红外漫射分量, 由 Delta-Ed-dington 反照率参数化方案计算得到;  $w_{vsdr}$ 、 $w_{vsdf}$ 、 $w_{nidr}$ 、 $w_{nidf}$  为对应的加权系数, 且满足

$$w_{vsdr} + w_{vsdf} + w_{nidr} + w_{nidf} = 1. \quad (8)$$

与之相对应地, 对于入射短波辐射采取同样的区分方式, 得到 4 个辐射分量

$$\begin{aligned} SW &= SW_{vsdr} + SW_{vsdf} + SW_{nidr} + SW_{nidf} \\ &= SW \cdot frc_{vsdr} + SW \cdot frc_{vsdf} + SW \cdot frc_{nidr} + SW \cdot frc_{nidf}, \end{aligned} \quad (9)$$

式中,  $SW$  为总向下短波辐射通量;  $SW_{vsdr}$ 、 $SW_{vsdf}$ 、 $SW_{nidr}$ 、 $SW_{nidf}$  分别为短波辐射的可见光直射、可见光漫射、近红外直射和近红外漫射辐射分量;  $frc_{vsdr}$ 、 $frc_{vsdf}$ 、 $frc_{nidr}$ 、 $frc_{nidf}$  分别为对应辐射分量的比例系数。在 Icepack 中, 反照率的权重系数与其对应的短波辐射的比例系数不一致, 这是模式中的一个漏洞, 我们对此也进行了修正, 使得反照率的权重系数与入射辐射的比例系数一致。通过修正, 使模式输出的反照率为参与热收支计算的真正反照率。

### 3.2 模式设置

针对单站的观测数据, 使用 Icepack 一维海冰柱模式进行模拟。用于强迫模式的气象参量有: 2 m 气温、2 m 相对湿度、2 m 风速、气压、降雪速率。其中降雪速率由降雪结束时的新雪深度和降雪时间加以换算(新雪密度取 200 kg/m<sup>3</sup>), 表面气压取 1 013 hPa, 其余参量由建立在融池周围冰面上的气象站观测数据给出; 用于强迫模式的辐射参量为向下短波辐射通量和向下长波辐射通量, 均由 CNR4 辐射计测量得到。使用的热力学方案为考虑盐度变化的糊状层热力学参数化; 使用的融池参数化方案为基于未变形平整冰的 Iv1 方案, 符合观测期间的冰表面地形条件, 且有利于融池的模拟与维持<sup>[43]</sup>。初始条件的给定及模式采用的主要参数化方案详见表 2。模式的积分时间步长为 1 h, 积分时间分别为 3 个融池的观测时间段(表 1)。

表2 Icepack 模式数值试验设置

Table 2 Numerical experiments configuration of Icepack model

设置	Exp01(标准试验)	Exp02
可见光与近红外比例	0.78 : 0.22(太阳可见)	0.85 : 0.15(太阳不可见)
直射与漫射辐射比例	0.10 : 0.90(云量较大, 漫射辐射为主)	
初始冰厚	1.5 m	
初始融池深度	取观测值(表1)	
初始融池覆盖率	30%	
融池参数化方案	基于平整冰的lv1方案	
反照率分类	CCSM3反照率类型	
反照率参数化方案	Delta-Eddington	
热力学参数化方案	糊状层热力学方案	

本文依托历史观测数据, 针对辐射分量比例的给定进行了敏感性试验, 以探究不同的辐射比例系数的给定对于加权计算得到的反照率的影响。夏季在极地地区, 当天空完全被云所覆盖时, 漫射辐射的比例可达 90% 以上<sup>[35]</sup>。Grenfell 和 Perovich<sup>[49]</sup> 在南波弗特海对于短波辐射通量的观测表明, 在阴天且太阳在天空中不可见的情况下, 可见光辐射通量在总太阳辐射中的比例可达 85%; 而当阴天且太阳在天空中可见的情况下, 可见光辐射通量的比例为 78%。对于天气状况的记录信息(表1)表明, 观测期间大多处于阴天多云天气, 所以我们设置直射辐射与漫射辐射的比例为 0.1 : 0.9; 另外观测期间太阳在空中时而可见时而不可见, 但对于何时可见何时不可见没有详细的记录, 为此, 根据太阳在天空中的是否可见两种情况设置两组试验 Exp01 和 Exp02, 两组试验除了可见光与近红外入射辐射比例不同外, 其他设置如直射与漫射辐射比例、冰厚、融池初值及参数化方案等均完全相同, 详见表2。其中, 根据 3.1 节的计算, 设置融池覆盖率为 30% 以保证冰上允许的最大融池深度与观测接近, 且有一定加深的空间。

## 4 模拟试验与结果比较

### 4.1 融池观测期间的辐射参量与气象参量

根据观测记录, 阴天是整个融池观测期间最常见的天气状况, 并通常伴有雾或雨雪天气, 能见度较低, 太阳在空中时而可见时而不可见, 总云量在 8~10 左右。

图2为气象站对融池周围冰面以上 2 m 气温、2 m 风速大小和 2 m 相对湿度的观测结果。数据显示, 在

观测期间, 融池附近气温较高, 融池 1、融池 2 和融池 3 附近的平均 2 m 气温分别为 1.0℃、0.4℃ 和 0.8℃, 虽然观测显示融池表面出现了再冻结现象, 但气温和热收支都显示模拟时段海冰总体上处于融化状态, 因此, 初步判定融池所处的发展阶段为融池演化和秋季再冻结的过渡阶段; 观测期间融池表面的风速大多小于 5 m/s, 3 个融池表面空气的相对湿度分别大于 97%、92% 和 99%, 高相对湿度表明融池表面的湍流热交换不显著。

图3显示融池 1、融池 2 和融池 3 的观测向下长波辐射通量的变化幅度分别为 10 W/m<sup>2</sup>、43 W/m<sup>2</sup> 和 4 W/m<sup>2</sup>, 向上长波辐射通量的变化幅度分别为 5 W/m<sup>2</sup>、14 W/m<sup>2</sup> 和 3 W/m<sup>2</sup>, 净长波辐射通量的变化幅度分别为 9 W/m<sup>2</sup>、35 W/m<sup>2</sup> 和 2 W/m<sup>2</sup>。冰、雪、融池表面的净长波辐射通量与气温、表面温度、水汽压和云量等变量有关<sup>[50]</sup>, 融池 3 的净长波辐射通量较其他两个融池小是由观测期间其表面气温(图2a3)及相对湿度(图2c3)变化幅度更小导致的。图4为融池 1、融池 2、融池 3 观测到的向下、向上短波辐射通量和由此计算的对应融池的反照率以及观测期间的太阳高度角。分析结果显示, 太阳高度角的变化对融池的辐射通量影响较为显著<sup>[43]</sup>, 当太阳高度角较大时, 向下短波辐射通量也较大, 但由于云的遮挡, 一天中太阳高度角最大时(当地时间 12:00), 向下短波辐射通量不一定为一天中的最大值。观测到的融池 1、融池 2 和融池 3 的最大向下短波辐射通量分别为 283 W/m<sup>2</sup>、453 W/m<sup>2</sup> 和 245 W/m<sup>2</sup>, 出现的时刻分别为当地时间 8:00、10:00 和 14:00。观测到的融池反照率在 0.2~0.3 之间, 处于以往观测融池反照率的正常范围之内(0.1~0.5)<sup>[7]</sup>, 表层覆冰并未显著改变融池反照率, 这是因为海冰的厚度较小, 仅为几厘米, 且海冰颜色呈透明状, 透射性良好, 散射系数较小(<10 m<sup>-1</sup>), 在这种情况下, 再冻结对融池反照率的影响可以忽略不计<sup>[51]</sup>; 冰上积雪可以屏蔽下方海冰及融池的效应, 使反照率显著增加, 但在薄冰上, 降雪难以积累为可以完全改变融池辐射特性的积雪<sup>[52]</sup>。除极端情况外, 反照率呈现出随太阳高度角的变化, 太阳高度角越大, 融池反照率越小, 这是由融池表面的菲涅尔反射性质导致的<sup>[53]</sup>。融池 1 开始观测时反照率偏高(0.3), 可能是由于表面附有散落的浮雪; 在随后的 6 h 内, 反照率逐渐减小为 0.25, 推测可能原因为风对表面散落浮雪的吹散, 与观测到的较大风速(约 5 m/s)相对应。融池 2 的反照率在当地时间 14:00 达到峰值(0.28), 根据观测记录, 这很可能与降雪有关; 与融池 1 和融池 2 相

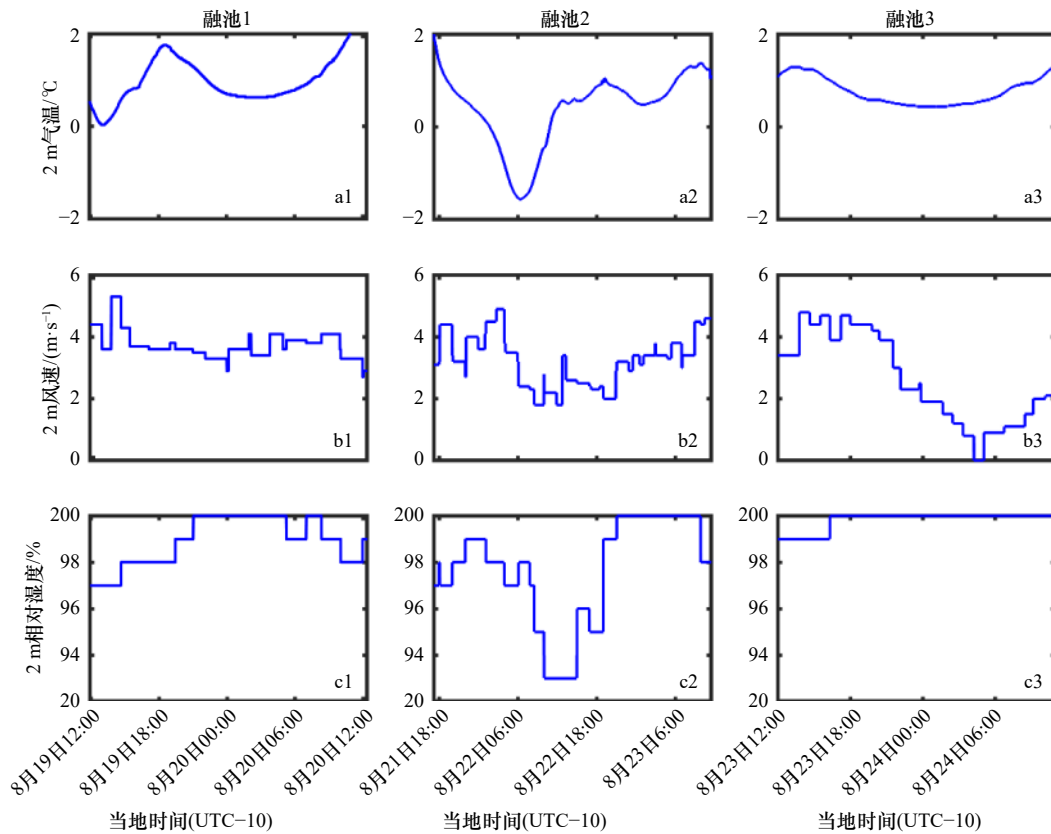


图 2 观测期间融池周围的气象参量

Fig. 2 Meteorological parameters around melt ponds during observation

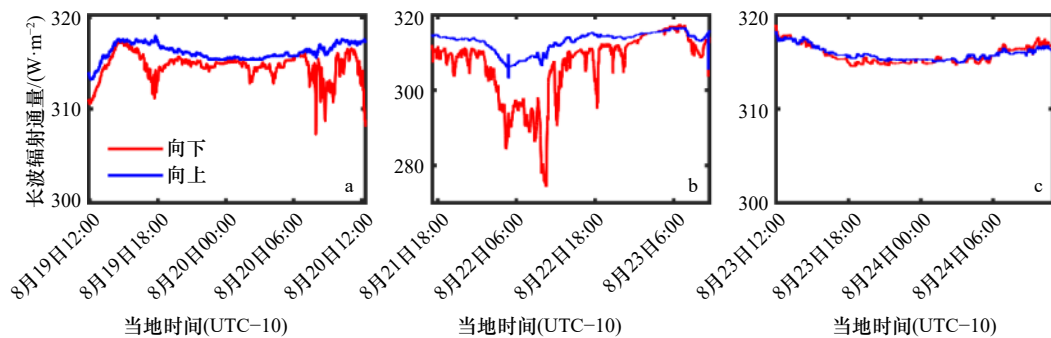


图 3 观测期间融池表面的长波辐射通量

Fig. 3 Surface longwave radiation flux of melt ponds during observation

比,融池 3 的深度最小,但反照率也最小,可能是由于其底部海冰厚度较小。

#### 4.2 融池反照率的模拟结果

Icepack 一维海冰模式以 Delta-Eddington 反照率参数化方案计算裸冰、积雪覆盖冰及融池 3 种表面类型的反照率。在计算前,模式会判断每种表面类型的覆盖率是否大于 0,进而决定是否计算该表面类型的反照率。我们以每次开始进行融池观测时的融池厚度作为初始条件,采用 Icepack 一维海冰模式,通过 3.1 节所述的对海冰干舷和融池初始条件的修正,成

功模拟出了融池的存在。

图 5 给出了 3 个融池反照率的观测值及 Icepack 模拟的结果。3 个融池反照率的模拟均呈现出了随太阳高度角(图 4)的日变化,这是由入射短波辐射中占比 10% 的直射辐射部分引起的。将反照率的模拟结果与观测数据进行比较,结果表明, Icepack 模式对于融池 1 和融池 2 的反照率模拟平均误差分别为 0.01 和 0.05,之前的国际评估研究指出,观测和模拟的反照率间存在 0.1 左右的模拟偏差较为常见<sup>[54]</sup>;与观测相比,融池 3 的反照率模拟结果明显偏大,平均

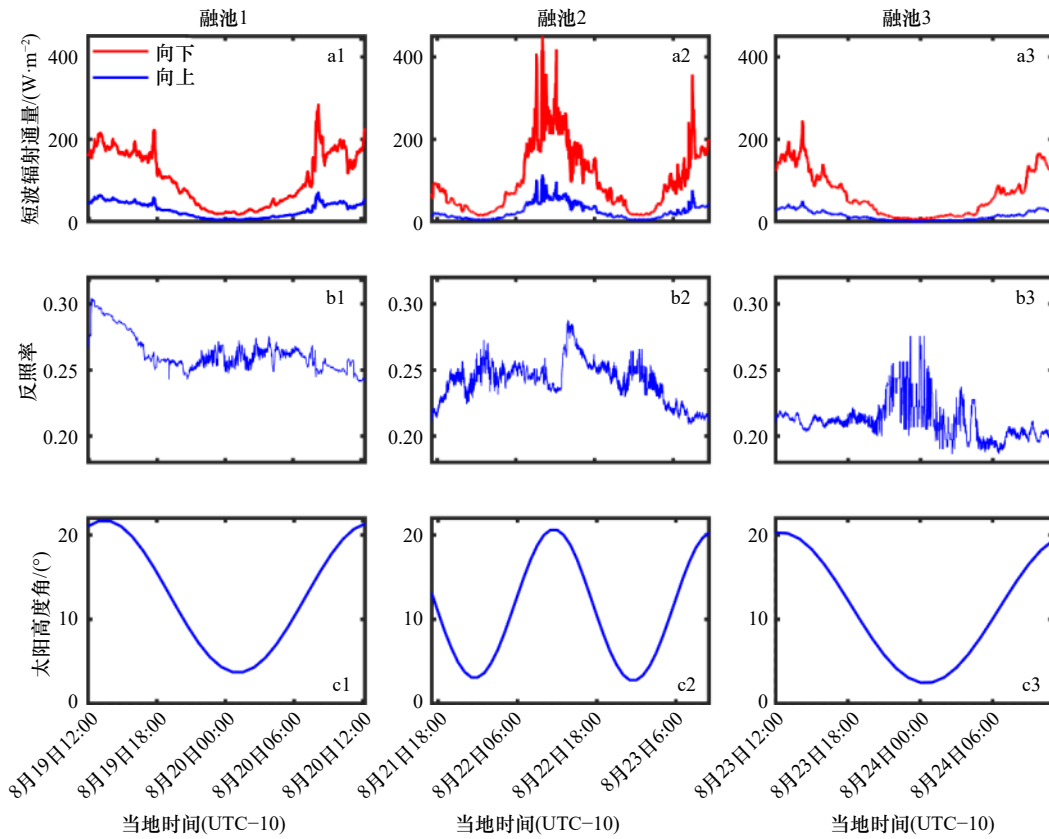


图 4 观测期间融池表面的短波辐射通量 (a1–a3)、基于观测的下行和上行短波辐射通量计算的反射率 (b1–b3) 和太阳高度角 (c1–c3), 其中太阳高度角由 Icepack 模式计算

Fig. 4 Surface shortwave radiation flux (a1–a3), albedo calculated using the observed downward and upward shortwave radiation fluxes (b1–b3) and solar elevation angle (c1–c3) of melt ponds during observation, in which the solar elevation angle is calculated by Icepack

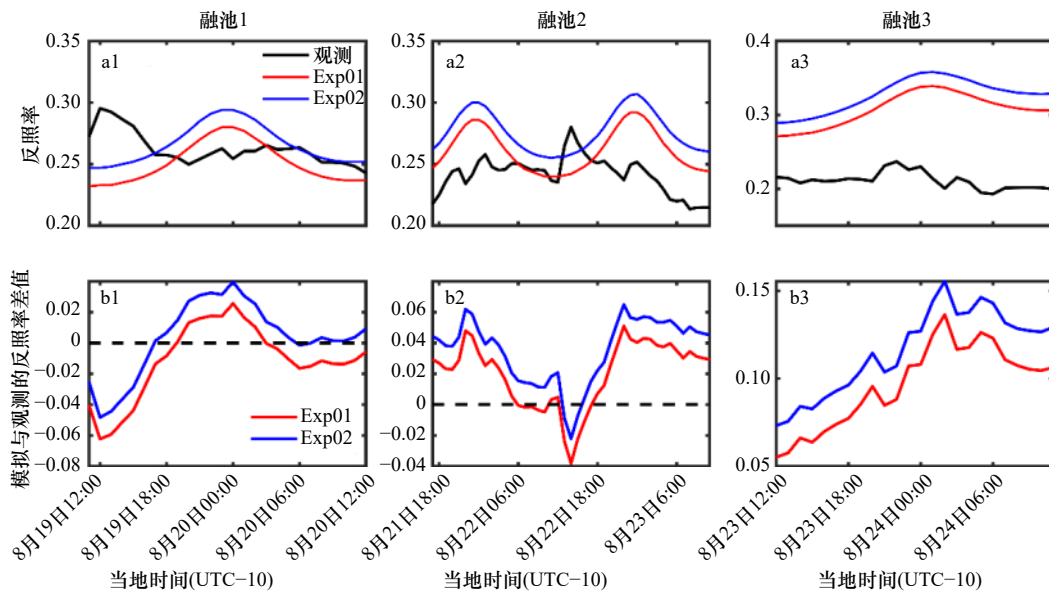


图 5 Icepack 对融池宽带反照率的模拟及其与观测结果的比较

Fig. 5 Melt pond albedo simulation results of Icepack and comparison with observation

a. 每小时平均的融池反照率; b. 模拟与观测反照率的差值

a. The hourly averaged pond albedo; b. the difference between simulated and observed albedo



偏差为 0.13。实际观测数据中融池 1 和融池 2 出现的反照率高值很可能是由于冰面的零星的吹雪导致的,然而这并不会反映在融池本身的反照率模拟中,这是造成模拟结果与观测值之间的差异的原因;模拟结果显示,与融池 1 和 2 相比,融池 3 的反照率较高,这与其深度较另两个融池更浅有关,这符合基本的物理认识;然而,观测却显示融池 3 的反照率较前两个融池更小,由于缺乏更有力的观测数据支持,在此只能猜测有可能是因为在模拟中 3 个融池的底部冰厚均取为 1.5 m,而实际上,可能融池 3 的底部冰厚更薄,也可能是观测位置引起的融池深度观测值不准确。

融池在可见光波段的反照率大于近红外波段的反照率,这是由于融池对近红外辐射强吸收特性导致的<sup>[35]</sup>。将入射辐射中可见光辐射的比例由 78%(Exp01)增加至 85%(Exp02)后,模拟的 3 个融池反照率相比于 Exp01 分别增加了 6%、6% 和 8%,虽然限于观测数据的时段和数值试验的积分时间长度,二者差别有限,但若考虑更长时段,可见光辐射比例的增加导致的融池反照率的增加是较为显著的,且会随着反照率反馈机制的积累而不断增大。

图 6 为 Exp01 和 Exp02 两个试验对融池深度的模拟结果。结果表明, Icepack 模拟的 3 个融池均处于消退阶段,融池深度随时间线性减小,融池 1、融池 2 和融池 3 的深度减小速率分别为 1 cm/h、1 cm/h 和 0.7 cm/h。两个试验相比, Exp01 和 Exp02 表现出了对融池深度模拟上的微小差异(1 cm 量级), Exp02 模拟的融池深

度略小于 Exp01 模拟的融池深度,这是由于 Exp02 增大了入射辐射中可见光辐射的比例(表 2),导致了 Exp02 模拟的融池反照率增大(图 5),融池及底部海冰吸收的太阳辐射减少,新增融水体积减小,从而导致融池深度减小。由于对 3 个融池进行的数值试验的积分时间较短,以及 Exp02 相比于 Exp01 可见光辐射的比例仅增加了 8%,导致两个试验反照率及融池深度的差异并不显著。但由于海冰-反照率反馈机制的非线性作用,随着积分时间的增长,两个试验模拟的融池深度差会不断积累,导致两个试验模拟的融池反照率的差异进一步增大,这是一个正反馈的过程。

#### 4.3 表面再冻结对反照率的影响

表面气温降至冰点以下是表面发生再冻结的必要条件,在融池表面的气温低于冰点时,融池的顶部可能会形成一层再冻结海冰。虽然观测中 3 个融池都发生了再冻结现象,但观测期间融池 1 和融池 3 的表面气温几乎都在 0°C 以上,模拟结果也只有融池 2 具有再冻结情况。因此,本节仅对融池 2 进行进一步的表面再冻结数值试验。

本文使用的 Ivl 融池参数化方案中,假设融池水的盐度为 0,因此其冰点为 0°C。模式提供了 cesm 和 hlid(lid ice)两种可供选择的表面再冻结参数化方案<sup>[42]</sup>。其中, cesm 方案仅通过融池体积的收缩来表示再冻结导致的融池水量的减少,但未对再冻结海冰的厚度进行计算和追踪,相当于辐射性质和热力性质都仍体现为融池的性质; hlid 方案使用 Stefan 近似来计算再冻结海冰的生长,并通过示踪变量对再冻结海冰

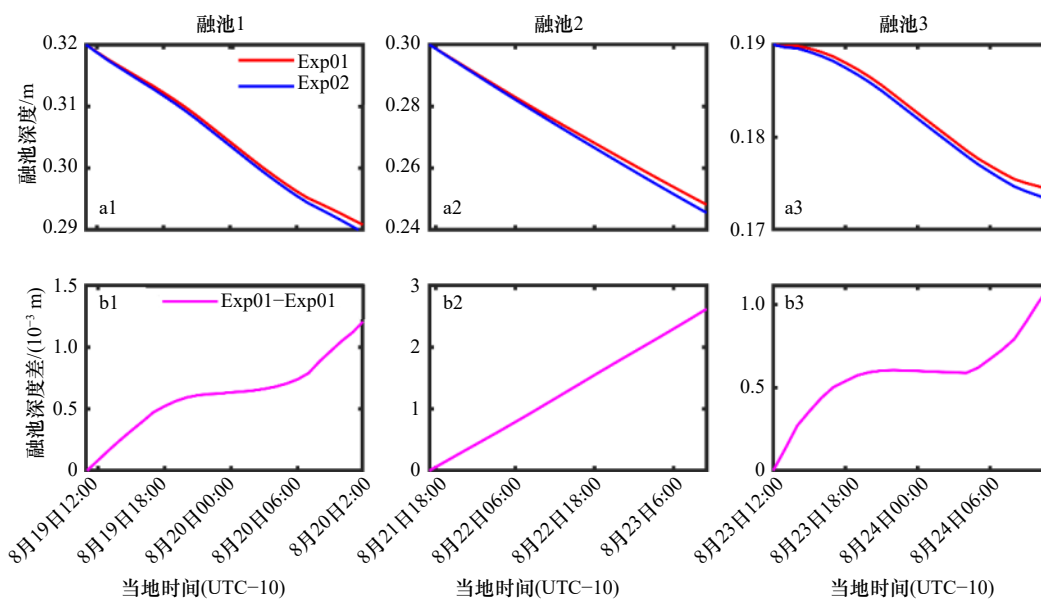


图 6 Icepack 对 3 个融池深度的模拟及两个试验模拟的融池深度差

Fig. 6 Pond depth simulation results of three melt ponds using Icepack and the pond depth difference of the two experiments



的厚度进行了追踪,且考虑了再冻结海冰及顶部积雪的辐射效应<sup>[29]</sup>。

试验结果如图7所示。图7a为两个方案在模拟过程中表面再冻结海冰厚度的变化,hlid方案能模拟出再冻结海冰的生长与融化过程,气温低于0℃时(当地时间8月22日2:00至10:00),再冻结海冰厚度增长,最大厚度为0.019 m;之后,气温在0℃以上,再冻结海冰厚度逐渐减小。与cesm方案相比,hlid方案通过减小融池深度(图7b)使融池本身的反照率(图7c)略增大(小于0.002);通过减小融池覆盖率(图7d),间接地增大裸冰和积雪(如果存在降雪)的覆盖率,从而增大网格平均的反照率(图7e),模拟的网格平均反照率的差异小于0.006。无论是模拟的融池反照率或网格平均反照率,hlid与cesm方案间的差异很小,这与观测中表面再冻结对反照率的影响不大这一特征相符合。除了短波辐射,目前模式中尚未将融池的效应考虑在热收支计算中,因此,两种方案的总热收支只有很小的差异(小于1.1 W/m<sup>2</sup>,图7f),由网格平均反照率的差异引起。

## 5 结论与讨论

本文基于 Icepack 一维海冰柱模式,以2014年中国第6次北极科学考察期间观测获得的融池辐射参量及气象参量数据作为外部强迫,对融池的反照率和融池深度进行了模拟,并与反照率观测数据进行比较。首先,根据观测数据将真实的融池深度引入模式

初值,在融水分配的计算中考虑融池覆盖率对海冰干舷的影响,模拟再现了合理的融池深度;其次,对模式中辐射分量的比例系数与对应反照率分量的权重系数进行了一致性的修正,成功地实现了 Icepack 对融池的模拟,其中融池1和融池2的反照率的模拟误差较小,分别为0.01和0.05;融池3模拟结果平均较观测高估0.13。敏感性试验的结果显示,在入射辐射的总量不变的前提下,阴天太阳不可见(Exp02,可见光辐射通量比例为85%)相比于阴天太阳可见(Exp01,可见光辐射通量比例为78%)的大气状况下模拟的融池反照率增大了6%~8%,虽然由此引起的融池深度的模拟差异很小,但可以看出差异随时间的不断积累,且融池深度的差异又会进一步导致融池反照率的模拟差异。最后,针对融池表面再冻结现象进行了进一步模拟试验,结果表明,考虑了再冻结海冰厚度的hlid方案通过减小融池覆盖率的方式增大了网格平均反照率,但二者差异很小,这说明模式中再冻结海冰对反照率的影响并不显著,与观测相符合。此外,除短波辐射通量的收支外,模式中未考虑融池覆盖率改变导致的其他辐射通量的收支变化,因此,模式中融池再冻结对表面热收支影响很小。

由于模式使用的 Delta-Eddington 反照率参数化方案区分了直射反照率与漫射反照率,并以实时计算的太阳天顶角余弦带入辐射传输方程的求解,因此能模拟出反照率随太阳天顶角的日变化。模拟结果显示,入射辐射的比例对反照率的影响是比较可观的,

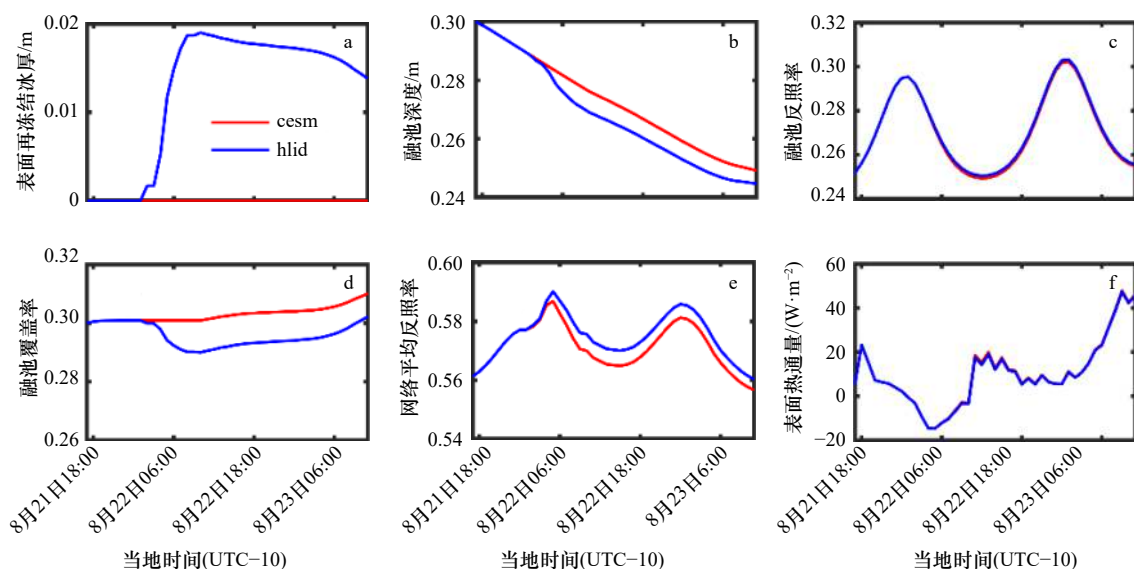


图7 cesm和hlid融池再冻结参数化方案中,融池表面再冻结海冰厚度(a)、融池深度(b)、融池反照率(c)、融池覆盖率(d)、网格平均反照率(e)和网格表面热通量(f)的模拟结果

Fig. 7 Simulation results of lid ice thickness (a), melt pond depth (b), melt pond albedo (c), melt pond fraction (d), grid box mean albedo (e), and surface heat flux (f) in the cesm and hlid refrozen schemes

因此,提供入射辐射中可见光辐射与近红外辐射的真实比例对于提高反照率模拟的准确性是必要的。

融池的观测记录表明,观测期间 3 个融池均出现了表面再冻结现象,在融池的表面覆盖有厚度约为几厘米的薄冰。Icepack 中的融池参数化方案也考虑了融池表面的再冻结现象,但只有融池 2 模拟出了再冻结,另外两个融池由于表面气温较高,热收支为正值,未能模拟出再冻结现象。实际观测中,由于厚度较小、透射性良好,表面再冻结对融池反照率的影响可以忽略不计<sup>[50]</sup>。但是,其隔热作用应该是显著的。融池表面的再冻结海冰会使模式网格内的融池覆盖率减小,相应地,裸冰和积雪覆盖率增加,从而使网格平均反照率增大,改变气-冰系统的能量收支。但目前模式中除了通过反照率影响短波辐射的收支,尚未考虑到融池再冻结导致的其他热力效应(感热、潜热、长波辐射)的改变,这是有待进一步解决的问题。

此外,与实际观测数据相比,模拟尚无法再现融

池 1 和融池 2 由于零星吹雪出现的反照率高值,即使在模拟期间有真实的降雪,也只能作用于积雪覆盖率从而影响网格平均反照率。需要指出的是,与积雪相比,零星的吹雪对冰面反照率的影响要小的多。

本文改进了 Icepack 一维柱模式中融池反照率相关的物理过程,并明确指出模式仍存在融池表面再冻结参数化、热收支计算、表面吹雪效应等有待解决的问题。Icepack 使用与 CICE 完全相同的垂向热力学模块对海冰状态的变化进行计算,对于 Icepack 柱模式的改进与完善可以进一步应用于二维的 CICE 模式,从而改进 CICE 海冰模式在模拟北极海冰分布及未来变化趋势的表现。

**致谢:** 感谢朱嘉良硕士在数据处理及使用方面提供的帮助。吴辉碛研究员对于本文的写作提供了宝贵的意见,在此表示由衷的感谢。

#### 参考文献:

- [1] Curry J A, Schramm J L, Ebert E E. Sea ice-albedo climate feedback mechanism[J]. *Journal of Climate*, 1995, 8(2): 240–247.
- [2] Eicken H, Grenfell T C, Perovich D K, et al. Hydraulic controls of summer Arctic pack ice albedo[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C8): C08007.
- [3] Pirazzini R. Factors Controlling the Surface Energy Budget Over Snow and Ice[M]. Helsinki: Finnish Meteorological Institut, 2008.
- [4] Schröder D, Feltham D L, Flocco D, et al. September Arctic sea-ice minimum predicted by spring melt-pond fraction[J]. *Nature Climate Change*, 2014, 4(5): 353–357.
- [5] Tucker III W B, Gow A J, Meese D A, et al. Physical characteristics of summer sea ice across the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C1): 1489–1504.
- [6] Polashenski C, Perovich D, Courville Z. The mechanisms of sea ice melt pond formation and evolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C1): C01001.
- [7] Perovich D K, Polashenski C. Albedo evolution of seasonal Arctic sea ice[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(8): L08501.
- [8] Webster M A, Rigor I G, Perovich D K, et al. Seasonal evolution of melt ponds on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(9): 5968–5982.
- [9] Perovich D K, Tucker III W B, Ligett K A. Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C10): SHE 24-1–SHE 24-14.
- [10] Tschudi M A, Curry J A, Maslanik J A. Airborne observations of summertime surface features and their effect on surface albedo during FIRE/SHEBA[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D14): 15335–15344.
- [11] Lu Peng, Li Zhijun, Cheng Bin, et al. Sea ice surface features in Arctic summer 2008: Aerial observations[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2010, 114(4): 693–699.
- [12] 王明锋, 苏洁, 李涛, 等. 基于无人机观测的北极冰面融池及冰面粗糙度信息提取方法研究[J]. *极地研究*, 2017, 29(4): 436–445.  
Wang Mingfeng, Su Jie, Li Tao, et al. Study on the method of extracting Arctic melt pond and roughness information on sea ice surface based on UAV observation[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2017, 29(4): 436–445.
- [13] Rösel A, Kaleschke L, Birnbaum G. Melt ponds on Arctic sea ice determined from MODIS satellite data using an artificial neural network[J]. *The Cryosphere*, 2012, 6(2): 431–446.
- [14] Li Qing, Zhou Chunxia, Zheng Lei, et al. Monitoring evolution of melt ponds on first-year and multiyear sea ice in the Canadian Arctic Archipelago with optical satellite data[J]. *Annals of Glaciology*, 2020, 61(82): 154–163.
- [15] Perovich D K, Grenfell T C, Light B, et al. Seasonal evolution of the albedo of multiyear Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C10): SHE 20-1–SHE 20-13.
- [16] Hohenegger C, Alali B, Steffen K R, et al. Transition in the fractal geometry of Arctic melt ponds[J]. *The Cryosphere*, 2012, 6(5): 1157–1162.
- [17] Perovich D K, Grenfell T C, Light B, et al. Transpolar observations of the morphological properties of Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C1): C00A04.

- [18] Morassutti M P, LeDrew E F. Albedo and depth of melt ponds on sea-ice[J]. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 1996, 16(7): 817–838.
- [19] Nicolaus M, Katlein C, Maslanik J, et al. Changes in Arctic sea ice result in increasing light transmittance and absorption[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(24): L24501.
- [20] Hanesiak J M, Barber D G, de Abreu R A, et al. Local and regional albedo observations of Arctic first-year sea ice during melt ponding[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2001, 106(C1): 1005–1016.
- [21] Fetterer F, Untersteiner N. Observations of melt ponds on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C11): 24821–24835.
- [22] Lei Ruibo, Tian-Kunze Xiangshan, Leppäranta M, et al. Changes in summer sea ice, albedo, and portioning of surface solar radiation in the Pacific Sector of Arctic Ocean during 1982–2009[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(8): 5470–5486.
- [23] Lu Peng, Leppäranta M, Cheng Bin, et al. Influence of melt-pond depth and ice thickness on Arctic sea-ice albedo and light transmittance[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2016, 124: 1–10.
- [24] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(1): L01703.
- [25] Stroeve J, Maslowski W. Arctic sea ice variability during the last half century[M]//*Climate Variability and Extremes During the Past 100 Years*. Dordrecht: Springer, 2008: 143–154.
- [26] Stroeve J C, Kattsov V, Barrett A, et al. Trends in Arctic sea ice extent from CMIP5, CMIP3 and observations[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(16): L16502.
- [27] Flocco D, Feltham D L, Turner A K. Incorporation of a physically based melt pond scheme into the sea ice component of a climate model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C8): C08012.
- [28] Flocco D, Schroeder D, Feltham D L, et al. Impact of melt ponds on Arctic sea ice simulations from 1990 to 2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C9): C09032.
- [29] Hunke E C, Hebert D A, Lecomte O. Level-ice melt ponds in the Los Alamos sea ice model, CICE[J]. *Ocean Modelling*, 2013, 71: 26–42.
- [30] Lüpkes C, Gryanik V M, Rösel A, et al. Effect of sea ice morphology during Arctic summer on atmospheric drag coefficients used in climate models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(2): 446–451.
- [31] Ingram W J, Wilson C A, Mitchell J F B. Modeling climate change: An assessment of sea ice and surface albedo feedbacks[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1989, 94(D6): 8609–8622.
- [32] Collins W D, Hackney J K, Edwards D P. An updated parameterization for infrared emission and absorption by water vapor in the National Center for Atmospheric Research Community Atmosphere Model[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2002, 107(D22): ACL 17-1–ACL 17-20.
- [33] Schramm J L, Holland M M, Curry J A, et al. Modeling the thermodynamics of a sea ice thickness distribution: 1. Sensitivity to ice thickness resolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1997, 102(C10): 23079–23091.
- [34] Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. Scientific description of the sea ice component in the community climate system model, version 3[R]. NCAR/TN-463+STR, Boulder, CO, USA: NCAR, 2004: 70.
- [35] Briegleb B P, Light B. A delta-eddington multiple scattering parameterization for solar radiation in the sea ice component of the community climate system model[R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-472+ STR, Boulder, Colorado: NCAR, 2007: 1–108.
- [36] Briegleb B P. Delta-Eddington approximation for solar radiation in the NCAR community climate model[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 1992, 97(D7): 7603–7612.
- [37] Wu Shuqiang, Zeng Qingcun, Bi Xunqiang. Modeling of Arctic sea ice variability during 1948–2009: Validation of two versions of the Los Alamos sea ice model (CICE)[J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2015, 8(4): 215–219.
- [38] 刘骥平, 雷瑞波, 宋米荣, 等. 适应极地快速变化海冰模式的研发与挑战[J]. *大气科学学报*, 2021, 44(1): 12–25.  
Liu Jiping, Lei Ruibo, Song Miron, et al. Development and challenge of sea ice model adapting to rapid polar sea ice changes[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 2021, 44(1): 12–25.
- [39] Taylor P D, Feltham D L. A model of melt pond evolution on sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C12): C12007.
- [40] Cheng Bin, Zhang Zhanhai, Vihma T, et al. Model experiments on snow and ice thermodynamics in the Arctic Ocean with CHINARE 2003 data[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C9): C09020.
- [41] Flocco D, Feltham D L, Bailey E, et al. The refreezing of melt ponds on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(2): 647–659.
- [42] CICE-Consortium/Icepack: Icepack 1.2. 4 (Version 1.2. 4)[EB/OL]. (2020–12–18)[2021–04–10]. <http://doi.org/10.5281/zenodo.4358418>.
- [43] Holland M M, Bailey D A, Briegleb B P, et al. Improved sea ice shortwave radiation physics in CCSM4: The impact of melt ponds and aerosols on arctic sea ice[J]. *Journal of Climate*, 2011, 25(5): 1413–1430.
- [44] 王传印, 苏洁. CICE海冰模式中融池参数化方案的比较研究[J]. *海洋学报*, 2015, 37(11): 41–56.  
Wang Chuanyin, Su Jie. Comparison of melt pond parameterization schemes in CICE model[J]. *Haiyang Xuebao*, 2015, 37(11): 41–56.
- [45] Eicken H, Bluhm B A, Collins R E, et al. Field techniques in sea-ice research[M]//Shen H. *Cold Regions Science and Marine Techno-*

- logy. Paris, France: Eolss Publishers, 2014: 1–20.
- [46] Semtner Jr A J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1976, 6(3): 379–389.
- [47] Bitz C M, Lipscomb W H. An energy-conserving thermodynamic model of sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 1999, 104(C7): 15669–15677.
- [48] Feltham D L, Untersteiner N, Wettlaufer J S, et al. Sea ice is a mushy layer[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(14): L14501.
- [49] Grenfell T C, Perovich D K. Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the southern Beaufort Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1984, 89(C3): 3573–3580.
- [50] Rosati A, Miyakoda K. A general circulation model for upper ocean simulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1988, 18(11): 1601–1626.
- [51] Lu P, Cao X, Wang Qingkai, et al. Impact of a surface ice lid on the optical properties of melt ponds[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(11): 8313–8328.
- [52] Lei Ruibo, Cheng Bin, Heil P, et al. Seasonal and interannual variations of sea ice mass balance from the Central Arctic to the Greenland Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(4): 2422–2439.
- [53] Malinka A, Zege E, Istomina L, et al. Reflective properties of melt ponds on sea ice[J]. *The Cryosphere*, 2018, 12(6): 1921–1937.
- [54] Curry J A, Schramm J L, Perovich D K, et al. Applications of SHEBA/FIRE data to evaluation of snow/ice albedo parameterizations[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D14): 15345–15355.

## Study on melt pond albedo based on Icespack sea ice column model

Cao Shutao<sup>1,2</sup>, Su Jie<sup>1,2,3</sup>, Li Tao<sup>1,2</sup>, Zhong Wenli<sup>3</sup>, Wang Xiaoyu<sup>3</sup>, Mu Longjiang<sup>4</sup>

(1. College of Oceanic and Atmospheric Science, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. University Corporation for Polar Research, Beijing 100875, China; 3. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 4. National Laboratory Development Center for Marine Science and Technology, Qingdao 266100, China)

**Abstract:** Based on one-dimensional sea ice column model Icespack, albedo and depth of melt pond were simulated. Atmospheric forcing data were collected from ICE06, a long-term ice station established during the Sixth Chinese National Arctic Research Expedition in 2014 in which the radiation and meteorological parameters of three melt ponds were continuously observed. In this paper, observed melt pond depth and thickness of sea ice under ponds were used as initial conditions. Furthermore, the calculation of sea ice freeboard in the melt pond scheme of level ice was improved by considering the effect of melt pond fraction. Consequently, by improving the formula of the maximum depth of melt pond above sea ice, simulation of melt pond albedo as well as other related parameters were successfully realized. Additionally, the inconsistency between the proportion coefficient of the incident solar radiation component and the weight coefficient of the corresponding albedo component was modified. The average errors between the simulated and observed albedo of the three ponds in the standard experiments were 0.01, 0.05 and 0.13, respectively. The sensitivity experiment results for the incident radiation proportion suggested that when the proportion of visible radiation increased by 8%, the simulation results of the melt pond albedo increased by 6%–8%. Results of the melt pond refreezing experiments suggested that when the thickness of lid ice is less than 0.02 m, the increase of simulated ice albedo is less than 0.006, resulting in a decrease of surface energy budget by about 1.1 W/m<sup>2</sup>. It is pointed out that providing an accurate proportion of incident radiation is necessary to improve the simulation of Arctic sea ice albedo. Furthermore, there are still some physical processes which need to be improved in Icespack/CICE model such as melt pond surface refreezing schemes, surface heat budget calculation, surface snow blowing effect and so on.

**Key words:** melt pond; albedo; melt pond depth; Icespack sea ice model; simulation