

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, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2015.11.005

Wang Chuanyin, Su Jie. Comparison of melt pond parameterization schemes in CICE model[J]. Haiyang Xuebao, 2015, 37(11): 41—56, doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2015.11.005

CICE 海冰模式中融池参数化方案的比较研究

王传印¹, 苏洁^{1*}

(1. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100)

摘要: 冰面融池的反照率介于海水和海冰之间, 获得较准确的融池覆盖率对认识极区气冰海耦合系统的热量收支有重要意义。在数值模式中, 融池覆盖率的模拟结果直接影响到冰面反照率计算的准确性, 本文对 CICE5.0 中的 3 种融池参数化方案进行了较系统的比较分析, 结果显示 3 种方案各有优缺点, 模拟结果都存在一些问题。cesm 方案中判断融池冻结的条件更为合理。比较而言, 融池冻结条件更改后的 topo 方案模拟的北冰洋区域平均融池覆盖率的年际变化幅度、融池覆盖范围、融池发展盛期持续时间与 MODIS 数据最接近。通过修改 CICE5.0 中的代码漏洞, 研究了融池水的垂向渗透效应, 这一效应会带来一些负面影响, 如 lvl 方案中多年冰上几乎没有融池, 说明目前的 CICE 模式中对于海冰渗透性演化或其他物理机制的处理仍有待改进。最后, 着重讨论了 topo 方案的改进思路。

关键词: CICE 海冰模式; 融池覆盖率; 参数化方案

中图分类号: P731.15

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2015)11-0041-16

1 引言

夏季随着太阳辐射的增强, 积雪和海冰开始融化, 一部分融水留在冰面形成融池^[1], 融池的反照率介于海冰和海水之间, 融池覆盖面积所占网格面积的比例称为融池覆盖率。Eicken 等^[2]和 Skyllingstad 等^[3]的研究指出北极冰面融池覆盖率是控制冰面反照率的主导因素。一般 9 月份海冰范围是全年月平均最小值, 常用来作为海冰年际变化和气候研究的参数, Schröder 等^[4]的研究表明用 5 月份北极平均融池覆盖率可以预测同年 9 月份的海冰范围。Walsh

等^[5]将包括融池覆盖率在内的表面反照率观测列入极地优先观测项目前 10, 且名列第 2。因此, 对北极海盆尺度融池覆盖率长期资料的掌握有助于加强对北极气候系统变化的认识。

融池覆盖率随时间的变化很大。现场观测数据显示, 加拿大北极群岛雷索卢特湾附近一年冰上融池覆盖率的日变率高达 35%^[6], 2008—2010 年 Polashenski 等^[7]在同一位置的观测显示不同年份最大融池覆盖率相差 20%~25%。不同地点一年冰和多年冰上融池覆盖率的差别也非常明显。雷索卢特湾附近一年冰上的融池覆盖率高达 75%^[8], 巴罗附近一年冰

收稿日期: 2015-05-15; 修订日期: 2015-06-06。

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973)全球变化研究重大科学研究计划项目(2013CBA01805, 2015CB953901); 国家自然科学基金委员会基金项目(41276193)。

作者简介: 王传印(1990—), 男, 江苏省徐州市人, 从事极地海洋学与全球海洋变化方向研究。

* 通信作者: 苏洁(1966—), 女, 山东省青岛市人。E-mail: sujie@ouc.edu.cn

上的最大融池覆盖率为 42% 左右, SHEBA 计划期间观测到部分一年冰上的融池覆盖率非常小, 甚至为 0^[2]。Fetterer 和 Untersteiner^[9] 观测波弗特海多年冰上的融池覆盖率达 50%, Perovich 等^[10] 在 SHEBA 计划试验站附近观测多年冰上融池覆盖率的极大值仅为 20% 左右。

融池覆盖率时空变化率如此大, 难以用某些单站的长期观测数据来估计其他海区的融池分布和变化, 大范围、长时间的融池覆盖率数据一直都很缺乏。直到 2012 年 Rösel 等^[11] 利用 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) 反射率数据反演得到 2000—2011 年 5—8 月份每 8 d 一次的北极冰面融池覆盖率, 第一次提供了海盆尺度的融池覆盖率产品。利用 MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer) level 1b 数据, Istomina 等^[12] 反演得到 2002—2011 年 5—9 月份每天一次的北极冰面融池覆盖率。初步的比较结果表明, MERIS 融池覆盖率的分布形态、量值与 MODIS 结果相差很大, 具体原因还需更深入的研究^[13], 需要指出的是, 这两种数据受云的影响都很严重。

数值模式为研究融池提供了另一种手段。最初的融池模式主要为一维模式或是二维小区域 (100~200 m) 模式^[3,14-16], 而且这些方案与最新一代气候模式中的冰厚分布函数不兼容, 不太适于加入其中^[17]。Los Alamos sea ice model (简称 CICE) 是 Los Alamos 实验室开发的大尺度海冰模式, CMIP5 (Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5) 中包括 CCSM (Community Climate System Model) 在内的多数模式都用它作为海冰模块。CICE4.0 中包含了半经验式融池参数化方案^[18], 即根据给定的融池纵横比 (融池深度与融池面积之比) 分配融水。Holland 等^[19] 根据 CCSM4 的模拟结果指出, 较未考虑融池的情况, 考虑融池的试验中气候态月平均海冰范围减小, 与观测值更接近。MPI-ESM (Earth System Model of Max Planck Institute for Meteorology) 中的融池参数化方案与 CICE4.0 类似, 不同的是前者用融池深度参数化融池覆盖率, 考虑融池后模拟的反照率降低, 海冰面积明显减小, 北半球海冰面积的季节性变化更符合实际^[20-21]。CICE4.0 与 MPI-ESM 都直接指定融池覆盖率与融池深度的关系, 但是这种方法只能模拟出融池覆盖率季节演化的部分规律, 融池覆盖率与融池深度之间的关系不能用任何函数表示^[7]。

为了与最新一代气候模式中的冰厚分布函数兼容, Flocco 和 Feltham^[17] 开发了第一个考虑物理过程的融池水分配方案, 即用冰厚判断冰面地形, 融水首先覆盖冰面最低处, 从而确定融池覆盖率和深度。随后 Flocco 等^[22-23] 将该方案引入 CICE4.0 中, 着重探讨了融池和海冰模拟对该方案参数的敏感性, 与未考虑融池的情况相比, 考虑融池的试验中北极 7—9 月气候态海冰面积过大的现象得到改善, 9 月气候态海冰体积也减小 40% 左右。

在 CICE4.1 的基础上, Hunke 等^[24] 用平整冰分布判定冰面地形, 然后通过给定的融池变化纵横比 (即融池面积增量对应的深度与融池面积增量的比值) 计算融池覆盖率和融池深度。他们指出相对于指定融池纵横比的参数化方案而言, 这种方案对融池覆盖率发展的限制更弱, 但是两种方案模拟的气候态海冰面积和海冰厚度相近。Hunke^[25] 讨论了 CICE5.0_β, r639 (CICE5.0 正式发布之前的名称) 中上述 3 种融池参数化方案对 2007 年 9 月海冰范围最小值事件的影响, 指出尽管 3 种方案的具体细节不同, 但都能将该事件再现。

表 1 总结了前人用 3 种融池参数化方案进行融池覆盖率模拟的主要工作。可见, 不同的气象强迫场、不同的融池参数化方案对应模拟结果的差别很大, 同时, 与实测数据的比较大都比较粗略。2013 年 9 月发布的 CICE5.0 将上述 3 种融池参数化方案 (依次称为 cesm 方案、topo 方案和 lvl 方案) 都包含进去^[26]。那么在 CICE5.0 新的热力学和动力学等框架下, 3 种方案模拟的融池覆盖率是否符合实际? 3 种方案各有什么优缺点? 前人尚未对这两个问题进行过全面系统的研究。本文将采用统一的强迫场对 CICE5.0 中的 3 种融池参数化方案进行系统的研究, 旨在分析各种方案在体现融池覆盖率和海冰基本参数 (包括海冰密集度和面积) 方面的优缺点, 为北极气候模拟研究提供基础。

2 模式设置和数据来源

2.1 模式基本设置

在 CICE5.0 提供的转极点 gx1 全球网格上进行计算, 模式水平分辨率大约为 $1^\circ \times 1^\circ$ 。积分时间为 1969—2009 年。选择使用糊状层热力学和弹一各向异性一塑动力学等海冰物理过程。除了融池参数化方案不同, 各试验其他设置都一致, 未经特别指明均是默认设置。

表 1 3 种融池参数化方案有关的主要工作总结

Tab. 1 Summary of the literatures on the three parameterization schemes of melt pond

	作者/发表时间	大气强迫场 (气温)	海冰模式 及版本	与观测或其他模式结果的比较
cesm 方案	Hunke 等, 2013	COREv2 (10 m)	CICE4. 1	未与观测比较, 比较了该方案和 lvl 方案模拟的 1988—1997 和 1998—2007 年 7 月气候态平均融池覆盖率
	Hunke, 2014	CORE v2 (10 m)	CICE5. 0 β , β 639	未与观测比较, 只比较了 3 种融池参数化方案模拟的 2007 年 7 月平均融池覆盖率
topo 方案	Flocco 等, 2012	Drakkar Forcing Set (DFS4. 1) (2 m)	CICE4. 1	未做详细比较, 仅笼统指出模拟的 1990—2007 年 7 月份气候态融池覆盖率的空间变化范围与前人的站点观测 (Fetterer 和 Untersteiner, 1998) 以及 MODIS 反演结果一致
	Schröder 等, 2014	NCEP_Reanalysis-2	CICE5. 0	未做详细比较, 仅笼统指出模拟结果与前人的站点观测 (Fetterer 和 Untersteiner, 1998; Eicken 等, 2004) 以及 2002—2011 年 MODIS 反演的融池覆盖率的统计结果一致
	Lecomte 等, 2014	NCEP/NCAR Re- analysis-1(2 m)	NEMO-LIM	与 MODIS 反演的 2000—2011 年气候态的融池覆盖率进行了比较, 与 Flocco 等(2012) 和 Hunke 等(2013) 模拟的最大融池覆盖率的量值进行了比较
	Hunke, 2014	CORE v2 (10 m)	CICE5. 0 β , β 639	同 cesm 方案中的 Hunke(2014)
lvl 方案	Hunke 等, 2013	CORE v2 (10 m)	CICE4. 1	与 MODIS 反演的北极平均融池覆盖率的年际变化进行了简单比较, 与前人站点观测的融池覆盖率 (Perovich 等, 2002; Polashenski 等, 2012) 进行了较详细比较, 与 cesm 方案模拟的 1988—1997 年和 1998—2007 年 7 月气候态平均融池覆盖率进行了比较
	Hunke, 2014	CORE v2 (10 m)	CICE5. 0 β , β 639	同 cesm 方案中的 Hunke(2014)

2.2 数据及来源

模式大气强迫场与 Hunke^[25] 的研究一致, 包括 CORE (Coordinated Ocean-ice Reference Experiment) version 2 每 6 h 一次的 10 m 气温、10 m 风速和 10 m 比湿, CORE version 2 气候态月平均降水^[27] 以及 AOMIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project) 气候态月平均云量^[28]。表面热通量主要包括向下的短波辐射、向下的长波辐射、向上的长波辐射、海气间感热和潜热。向下的短波辐射和向下的长波辐射用 Parkinson 和 Washington^[29] 的方案算得, 感热、潜热通过块体公式算得^[26]。前人使用的海洋强迫场均为气候态月平均^[4, 23—25, 30], 本文也不例外, 海洋强迫场与 Hunke^[25, 30] 的研究基本一致, 包括 CCSM 控制试验海洋模块输出的气候态月平均海表面倾斜、海表流速、混合层底热通量、海表面温度和海表面盐度, 主要不同在于我们将其中的温度和盐度替换成了 PHC (Polar science center Hydrographic Climatology) 3. 0^[31] 数

据, 而且对海表面温度进行了恢复, 时间尺度是 30 d, 使海洋强迫更符合观测数据。

使用美国冰雪数据中心 1979—2009 年月平均海冰密集度 SSM/I (Special Sensor Microwave Imager) 数据^[32] 进行模拟海冰密集度分布的比较, 该数据的空间分辨率大约为 25 km \times 25 km。根据密集度数据计算出 50°N 以北的海冰面积。由于 1987 年 6 月及之前各年份的盲区较之后的盲区大, 为确保海冰面积时间序列的一致性, 我们将两个盲区之间相差的环形区域按 100% 密集度填补上, 这样会在保证海冰面积时间序列连续的前提下, 最大程度地减小填补 SSM/I 数据盲区带来的误差。进行融池覆盖率比较时采用德国汉堡大学综合气候数据中心 2000—2009 年 5—9 月每 8 d 一次的 MODIS 融池覆盖率数据^[11], 水平分辨率为 12.5 km \times 12.5 km。另外, 还使用了一年冰和多年冰上单站现场的融池观测数据, 详见第 4.1 节。

3 3 种融池参数化方案简介

CICE5.0 中的 3 种融池参数化方案都包含在短波辐射 Delta-Eddington 近似^[26]的框架下,相对于绝大多数气候模式中直接指定不同冰面特征反照率的简单经验式方法,该短波辐射近似方案更符合物理过程。

春季随着短波辐射增加,积雪融化,融池形成,秋季随着短波辐射减少,融池重新冻结为海冰。融池覆盖率的变化直接影响了网格内的冰面反照率,继而影响冰面的短波辐射量。由于在模式中当融水下的积雪过厚或融池上结冰达到一定厚度时,冰面反照率为积雪或海冰的反照率,而不是融池的反照率,因此这时并不是以融池的形式对短波辐射起作用。所谓有效融池覆盖率即对短波辐射起作用的融池所占网格面积的比重。所以本文对 3 种方案模拟的有效融池覆盖率进行研究。

融池水源自融雪、融冰和液态降水,整个融冰期液态降水较前两者小一个量级^[21]。3 种方案的主要不同在于融池水的分配方式。

在 cesm 方案中,当积雪厚度大于 3 cm(临界值)时,融水对短波辐射不起作用,此时的冰面反照率仍为积雪的反照率,有效融池覆盖率为 0。当积雪厚度小于 3 cm 时,融水的存在影响短波辐射,反照率表现为融池的特性,有效融池覆盖率按雪厚相对于临界值的比例计算,积雪越厚,有效融池覆盖率越小,该过程称为浸雪效应。此外,融池的形成和变化不受地形等其他因素的影响,仅取决于给定的融池纵横比,即通过总融水量 $v_p = f_p h_p$ 直接算得融池覆盖率 f_p 和融池深度 $h_p = \min(0.8f_p, 0.9h_i)$,其中 h_i 表示融池覆盖海冰的厚度。

在 topo 方案中,先根据模拟的冰厚确定冰面地形,然后按照“水往低处流”的理念让融水先覆盖冰面最低处,即在每个时间步上,计算 $\{v_{p1} \quad v_{p2} \quad \dots$
 $v_{p,k-1} \quad v_{p,k} \quad v_{p,k+1} \quad \dots\}$ 其中, $v_{p,k} = \sum_{m=0}^k a_{im} (h_{wp,k+1} -$
 $h_{wp,k}) - a_{sk} a_{ik} h_{sk} (1 - v_{sw}) + \sum_{m=0}^{k-1} v_{pm}$, $v_{p,k}$ 表示覆盖第 1
 至第 k 类冰厚所需融水的体积, a_{im} 表示第 m 类冰厚的覆盖率, $h_{wp,k+1}$ 和 $h_{wp,k}$ 分别表示第 $k+1$ 和 k 类冰厚上融池的深度, a_{sk} 表示第 k 类冰厚上积雪的覆盖率, a_{ik} 表示第 k 类冰厚的覆盖率, h_{sk} 表示第 k 类冰厚的上积雪的厚度, v_{sw} 表示积雪中空隙的体积, $\sum_{m=0}^{k-1} v_{pm}$

表示覆盖第 1 类至第 $k-1$ 类冰厚所需融水的体积。然后根据模式计算的融水量得出融池覆盖率和深度。对于融池上再结冰的情况,当冰厚大于 1 cm(这一临界值称为 hp1)时,融池的存在对短波辐射不再起作用,冰面反照率表现为海冰的特性,有效融池覆盖率为 0。

lvl 方案中包含较 cesm 方案复杂的浸雪效应,融水必须先填满积雪里的空隙,然后才会表现出融池反照率的特性^[24,26]。浸透雪之前,融池对短波辐射不起作用,有效融池覆盖率为零。此外,规定融池只存在于平整冰上,根据每个时间步的融水增量 ΔV_{melt} 和给定的融池变化纵横比计算融池覆盖率的增量,即 $\delta_p = \Delta h_p / \Delta a_p$,其中 δ_p 为融池变化纵横比, Δa_p 和 Δh_p 分别为融池覆盖率的增量和对应的深度。

3 种方案中判断融池是否冻结的条件也不相同,分别为网格内各自冰厚种类的冰温低于 -2°C (cesm 方案)、网格内各冰厚种类的加权平均冰温低于 -0.15°C (topo 方案)和网格气温低于 -2°C (lvl 方案)。需要指出,在默认设置的情况下, topo 方案模拟的融池覆盖范围和融池覆盖率远远小于 MODIS 数据。基于与本文相同的强迫场, Hunke^[25] 的研究也显示使用 topo 方案时北冰洋 2007 年 7 月份几乎没有模拟出融池。CICE 模式默认将一个网格里的海冰分成 5 种冰厚类型,先计算每种厚度类型海冰上的融池覆盖率,然后叠加起来得到整个网格的融池覆盖率。这样看来, cesm 方案中判断融池冻结的条件更为合理,本文将 topo 方案中的融池冻结条件修改为与 cesm 方案一致的形式后,无论融池覆盖率量值还是融池覆盖率范围的模拟结果与 MODIS 数据的差别都明显减小。这证明冻结条件的选取的确对融池覆盖率的模拟很重要。事实上,2015 年 3 月 26 日发布的 CICE5.1.2 对 topo 方案也进行了类似的修改(但所采用的冻结温度临界值仍为 -0.15°C),与我们的处理不谋而合。下面的分析都是建立在 topo 方案已进行了这一修改的基础上。关于 3 种方案的其他细节问题,可参考 CICE5.0 手册^[26]。

4 模拟结果的比较和分析

考虑到融池反演的准确性,分析融池时的研究海域选择为图 1 中黄色区域。对密集度小于 15% 海冰上的融池不予考虑,以与 MODIS 数据保持一致。

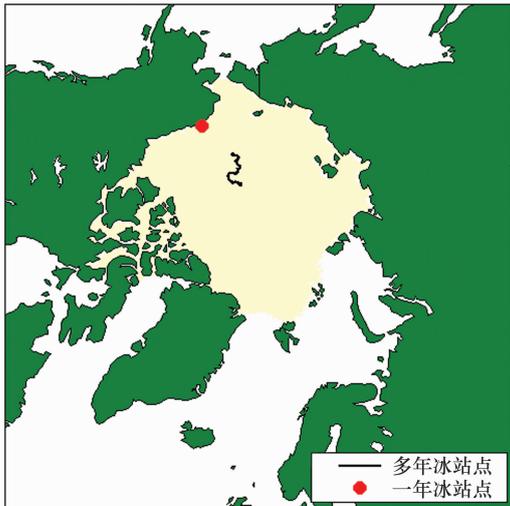


图 1 研究区域及观测站点位置

Fig. 1 Study area and the locations of observed stations

4.1 与站点观测融池覆盖率的比较

首先,使用 SHEBA 计划期间多年冰^[10]和 2009 年一年冰^[7]现场观测的融池覆盖率数据对相应模拟结果的季节性演化进行单点比较。所选多年冰和一年冰站点的位置见图 1 中黑线和红点。Perovich 等^[10]观测的多年冰的位置为 78°N 左右,观测范围为 50 km×50 km,而 CICE5.0 gx1 网格在 70°N 以北的平均分辨率为 40 km×40 km^[33],这样进行比对从空间尺度上来讲是比较理想的。Polashenski 等^[7]观测的一年冰的位置为 71°N 左右,观测范围为 0.1 km×0.2 km,由于观测范围的不同,这在一定程度上会导致观测与模拟融池覆盖率量值之间的差别,但这里我们主要讨论的是融池覆盖率随时间演化的基本规律。

4.1.1 多年冰上融池覆盖率的观测与模拟比较

图 2 为 1998 年 SHEBA 计划航线上融池覆盖率季节演化的观测和模拟结果。蓝线显示,cesm 方案中融池晚 20 d 左右产生,但融池覆盖率的量值与观测吻合较好。除融冰季初期和末期的较大波动外,topo 方案模拟的融池覆盖率的量值、融池持续时长与观测较吻合。lvl 方案模拟的融池比观测晚 20 d 形成,随后融池覆盖率突增,第 210 d 融池覆盖率保持在 60%左右,比观测值高 40%,融池开始冻结时间比观测早 5 d 左右,完全冻结时间与观测吻合很好。总体而言,3 种方案模拟多年冰上融池的持续时间与观测基本一致,但融池覆盖率的季节演化与观测差别很大。

4.1.2 一年冰上融池覆盖的观测与模拟比较

图 3 给出了 2009 年 Alaska 附近站点模拟融池

覆盖率的季节演化与对应的观测结果。总体来说,与多年冰上情况类似,模拟融池覆盖率的季节变化与观测差别很大,具体表现为:模拟结果中融池形成时间较观测数据偏早 10 d 左右,第 175 d 很薄的一年冰上已不具有继续进行人工观测的条件^[7](图 3 黑线),因此无法评价 3 种方案(蓝线)对融池持续时间长短的模拟。Eicken 等^[1]基于观测数据将融池覆盖率随时间的演化分为融池形成、融池水排泄、融池发展、融池冻结或海冰崩解 4 个阶段,Polashenski 等^[7]的观测结果(图 3 中黑线)也清晰地显示了前三阶段。Eicken 等^[1]等指出融池水排泄是由海冰渗透性的增大引发,而 Polashenski 等^[7]则认为融池水透过冰上融洞、裂缝或浮冰边缘的流失起主导作用。CICE5.0 包含海冰渗透性变化和融水通过浮冰边缘流失这两种物理机制,其中,模式中后者并不会对融池覆盖率演变产生影响,而在代码中由于融池水垂向渗透速度的正负符号错误,融池水无法透过海冰渗透进入海洋,这使得 3 种方案都无法模拟出融池水排泄阶段(第二阶段)。

4.2 北冰洋区域平均融池覆盖率的时间演化

单站比较具有一定代表性,为了研究整个北冰洋融池覆盖率的季节演化规律,该部分着重讨论 3 种方案模拟的融池覆盖率在北冰洋区域平均的演化特征。

需要指出的是,除了第 4.1.2 节提到的模式代码漏洞外,topo 方案在雪尚未融化完时,积雪覆盖率、裸冰覆盖率、融池覆盖率三者的和不一定等于 1,这也是一个漏洞,但进一步的试验表明这一漏洞对融池覆盖率演化的影响要远小于融池水的垂向渗透效应。此后的分析都是基于修改了这两个代码漏洞之后的模拟结果,有关融池水的垂向渗透效应将在第 4.4 节专门讨论。

首先我们对 MODIS 反演的融池覆盖率进行分析。由图 4a 可见,MODIS 的反演结果能够呈现出较明显的年际变化(年际变化幅度约为 5%~10%),例如与 2007 年大气运动状况相对应^[34],该年 6 月份北冰洋区域平均融池覆盖率(黄线)异常偏大。在季节变化方面,5 月初 MODIS 反演的融池覆盖率为 10%左右,之后慢慢增大,6 月底至 8 月中旬一直稳定在 25%~30%,9 月初仍较大(15%以上)。事实上,MODIS 反演的融池覆盖率较实际偏高 8%左右^[11],同为可见光的 MERIS 反演结果显示 5~6 月份多年冰上的融池覆盖率为 5%~10%,由于数据处理过程中会有云未被完全剔除的情况,该结果较实际偏大^[12]。Rösel 等^[11]也只是对 MODIS 反演的融池覆盖率的量值是否合理进行了验证,并未对融池形成和冻结时间

进行评价。Polashenski 等^[7]于 2008—2010 年对 71°N 左右的一年冰进行了观测,发现融池在 6 月 2—10 日间产生,较 MODIS 反演结果晚;SHEBA 计划期间观测的 78°N 左右多年冰上的融池从 8 月 8 号左右开始

冻结,8 月底完全冻结^[10],较 MODIS 反演结果早。Lecomte 等^[35]也指出在融冰季初期和末期 MODIS 反演的融池覆盖率与观测相差较大。目前研究者基本上认为 MODIS 反演的融池形成过早,完全冻结过晚。

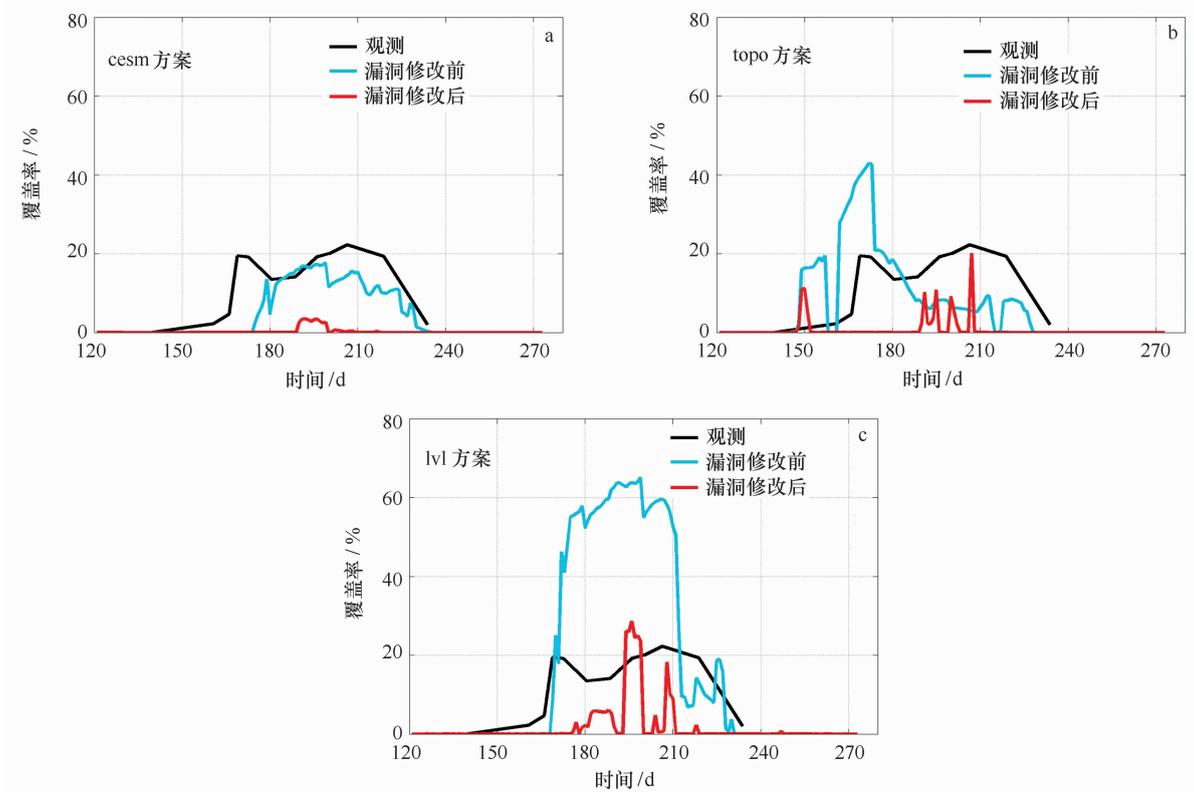


图 2 1998 年 SHEBA 计划航线上融池覆盖率演化的观测和模拟结果

Fig. 2 Evolution of observed and modeled melt pond fractions during SHEBA in 1998

黑线表示观测结果,蓝线表示代码漏洞修改前的模拟结果,红线表示漏洞修改后的模拟结果

The black line denotes observation, blue line is modeled results without bug fixed, red line is modeled results with bug fixed

图 4b、c、d 给出了 3 种方案模拟的北冰洋区域平均融池覆盖率逐日演化规律。年际变化方面,cesm 和 lvl 方案的模拟结果非常类似,这与它们用融池纵横比或融池变化纵横比分配融水有关,但具体的量值相差很大。6 月中旬及之前这两种方案区域平均融池覆盖率的年际变化都不大,变化幅度分别只有 2% 和 5% 左右,而该时段 MODIS 反演结果的年际变化幅度为 10% 左右。6 月底至 8 月上旬两种方案区域平均融池覆盖率的年际变化最大,变化幅度分别为 10% 和 20% 左右,lvl 方案模拟结果的年际变化幅度较 MODIS 数据过大。topo 方案模拟的区域平均融池覆盖率的年际变化在整个融冰期间都很明显,年际变化幅度符合 MODIS 反演结果,但具体的年际变化规律与 MODIS 反演结果差别很大。值得注意的是,

topo 方案模拟出了 MODIS 数据中体现的 2007 年北冰洋区域平均融池覆盖率在 6 月上旬至 6 月底 7 月初高于平均值、达到最大值较其他年份早的特点,Flocco 等^[23]基于 DFS4.1 大气强迫场的模拟结果则能更好地显示出该现象,这可能跟大气强迫场的选取有关。其他两种方案都不能再现 2007 年 6 月份融池覆盖率异常偏高的现象。

季节变化方面,cesm 和 lvl 方案模拟的融池在 5 月底至 6 月初形成,与 Polashenski 等^[7]的观测基本一致,6 月底两种方案模拟的区域平均融池覆盖率达到最大,与 MODIS 反演结果相符,但 cesm 方案中的最大值不足 15%,较 MODIS 数据明显偏小,lvl 方案中的最大值有些年份与 MODIS 数据一致(例如 2008 年),有些年份则明显偏小(例如 2001 年偏小 15% 左

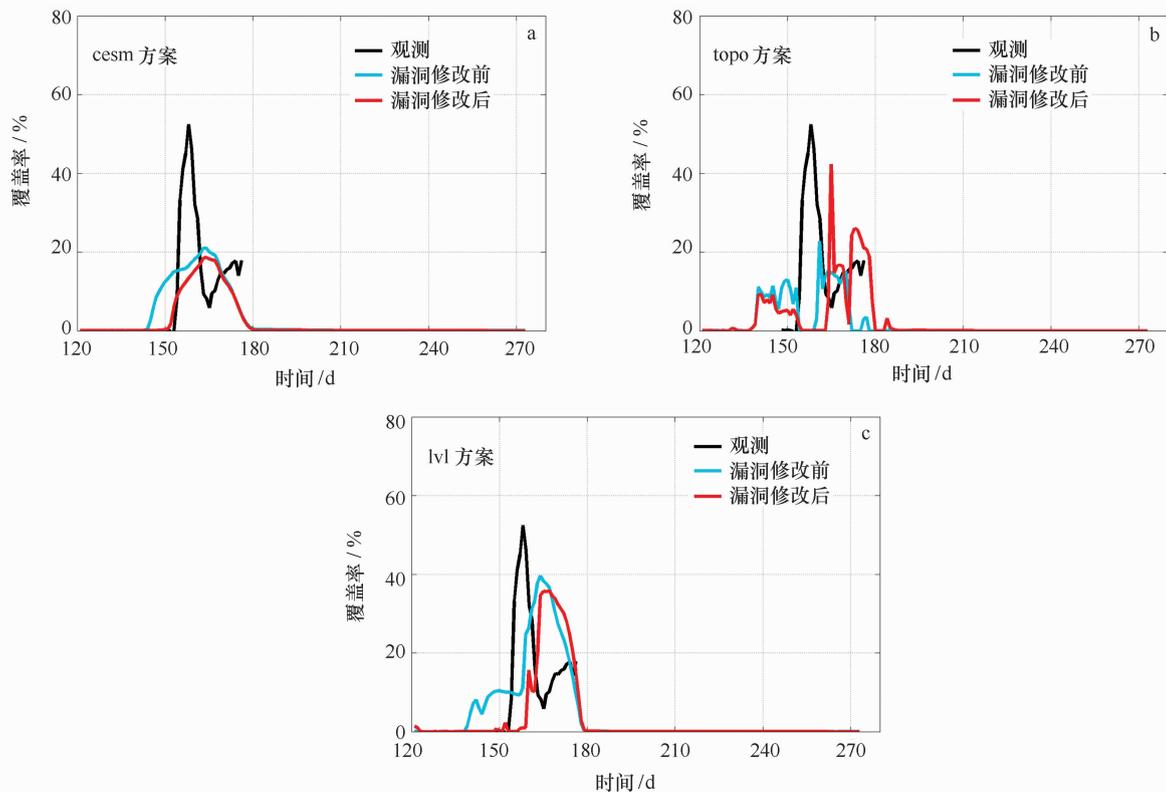


图3 2009年Alaska附近站点融池覆盖率演化的观测和模拟结果

Fig. 3 Evolution of observed and modeled melt pond fractions near Alaska in 2009

黑线表示观测结果, 蓝线表示代码漏洞修改前的模拟结果, 红线表示漏洞修改后的模拟结果

The black line denotes observation, blue line is modeled results without bug fixed, red line is modeled results with bug fixed

右), 且这两种方案模拟融池盛期的持续时间过短, 而此时正是太阳辐射强烈的时段, 即使融池覆盖率很小的变化也会对海冰质量平衡产生不容忽视的影响^[7]。两种方案模拟的融池7月初开始冻结, 比SHEBA计划期间的观测^[10]早近一月左右, 8月下旬融池基本完全消失, 比SHEBA计划期间观测^[10]稍偏早。topo方案模拟的融池基本在5月中旬左右出现, 比观测早10d左右, 区域平均融池覆盖率最大值约为20%, 较MODIS反演结果偏小10%左右, 6月底之后开始减小, 7月中旬至8月上旬稳定在10%左右, 这一点较其他两方案与MODIS数据更接近, 之后融池开始迅速冻结, 8月下旬完全冻结, 比SHEBA计划期间观测^[10]稍偏早。

4.3 融池覆盖率的空演化

下面以2008年MODIS融池覆盖率为参考, 探讨3种方案模拟融池覆盖率的空演化。由4.2节分析可见, MODIS反演的融池覆盖率在5月和8月的误差可能较大, 因此这里只比较融池覆盖率在6-7月的空演化。

图5给出了2008年6-7月MODIS反演的融池覆盖率的空演化, 时间间隔为8d, 06-01代表6月1-8日, 依次类推。6月1日至7月2日, 融池覆盖率基本按照从边缘海向北极点附近增大的规律发展, 北冰洋西部的融池覆盖率明显大于东部, 7月3日至7月底, 北冰洋中央区域融池覆盖率稍有减小, 但整体量值变化不大, 基本稳定在25%~35%。

将3种方案模拟的融池覆盖率处理为8天平均的结果, 以便于与MODIS数据(图5)进行比较。由图6a可见, 6月1日至7月10日, cesm方案模拟的融池覆盖率量值与MODIS反演结果相当, 融池分布与Hunke等^[24]的模拟结果一致, 融池覆盖范围很规律地逐渐向北极点附近扩张, 这主要是由于该方案包含了浸雪效应, 总体来说, 这一空演化规律与MODIS反演结果大体相似, 主要区别有两点: 一是6月1-8日MODIS反演融池就覆盖了整个北冰洋, 而此时cesm方案模拟的融池覆盖范围很小, 融池仅分布在楚科奇海南部、波弗特海沿岸, 需要指出, 这个阶段模拟结果与反演结果之间的差异并不能归结为模拟

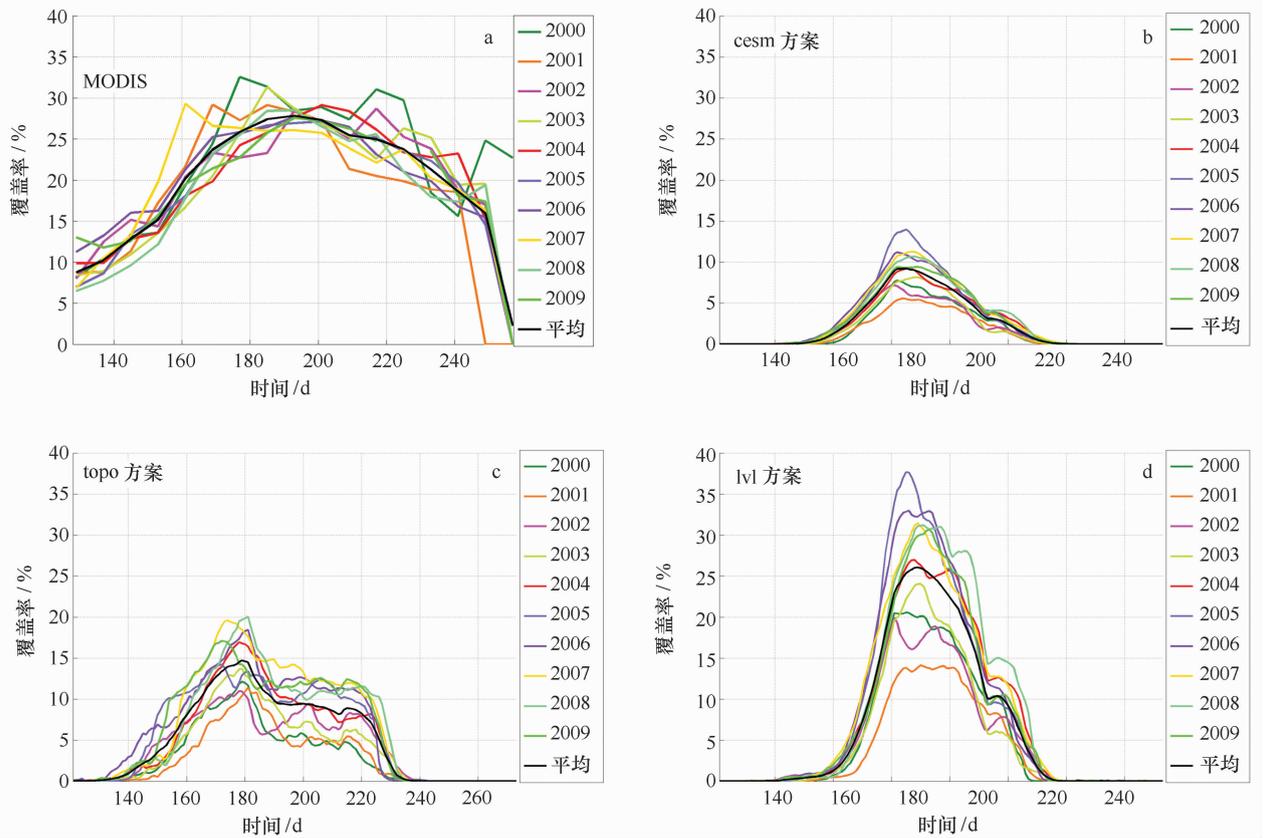


图 4 2000—2009 年北冰洋区域平均融池覆盖率的季节变化

Fig. 4 Spatial averaged seasonal evolution of melt pond fractions of Arctic from 2000 to 2009

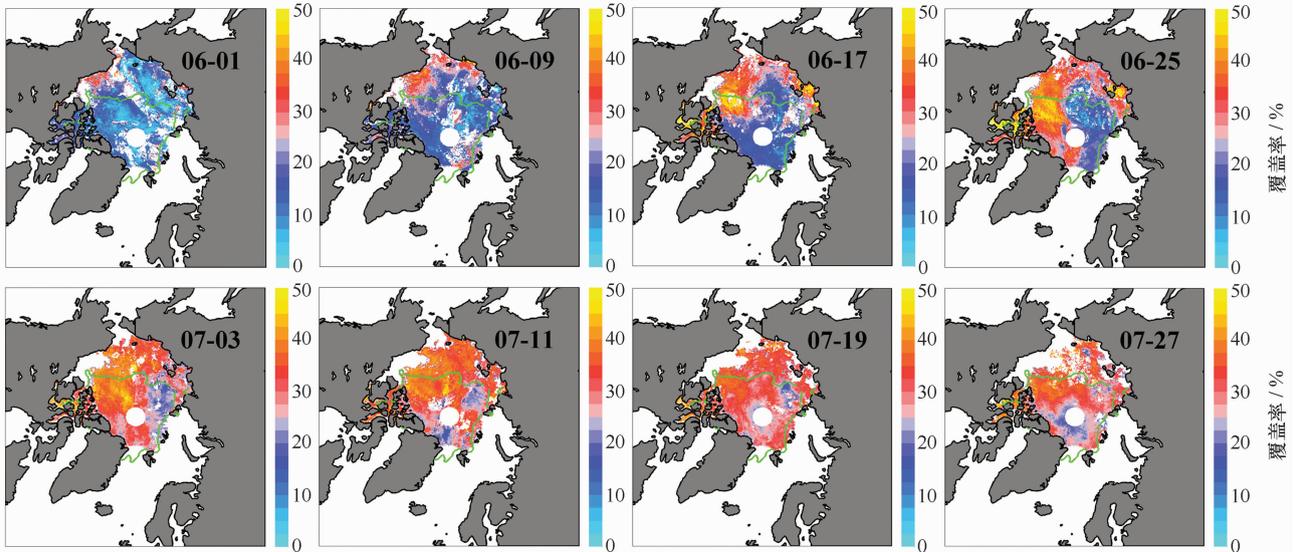


图 5 2008 年 6—7 月 MODIS 反演的融池覆盖率

Fig. 5 Melt pond fractions during June and July 2008 from MODIS retrieval data

的误差,如第 4.2 节分析,可能更多为 MODIS 融池覆盖率数据本身的误差所致,二是 MODIS 反演融池覆

盖率随时间的演化大致按照从边缘海向北极点附近增大的规律进行,cesm 方案的模拟能够体现融池由

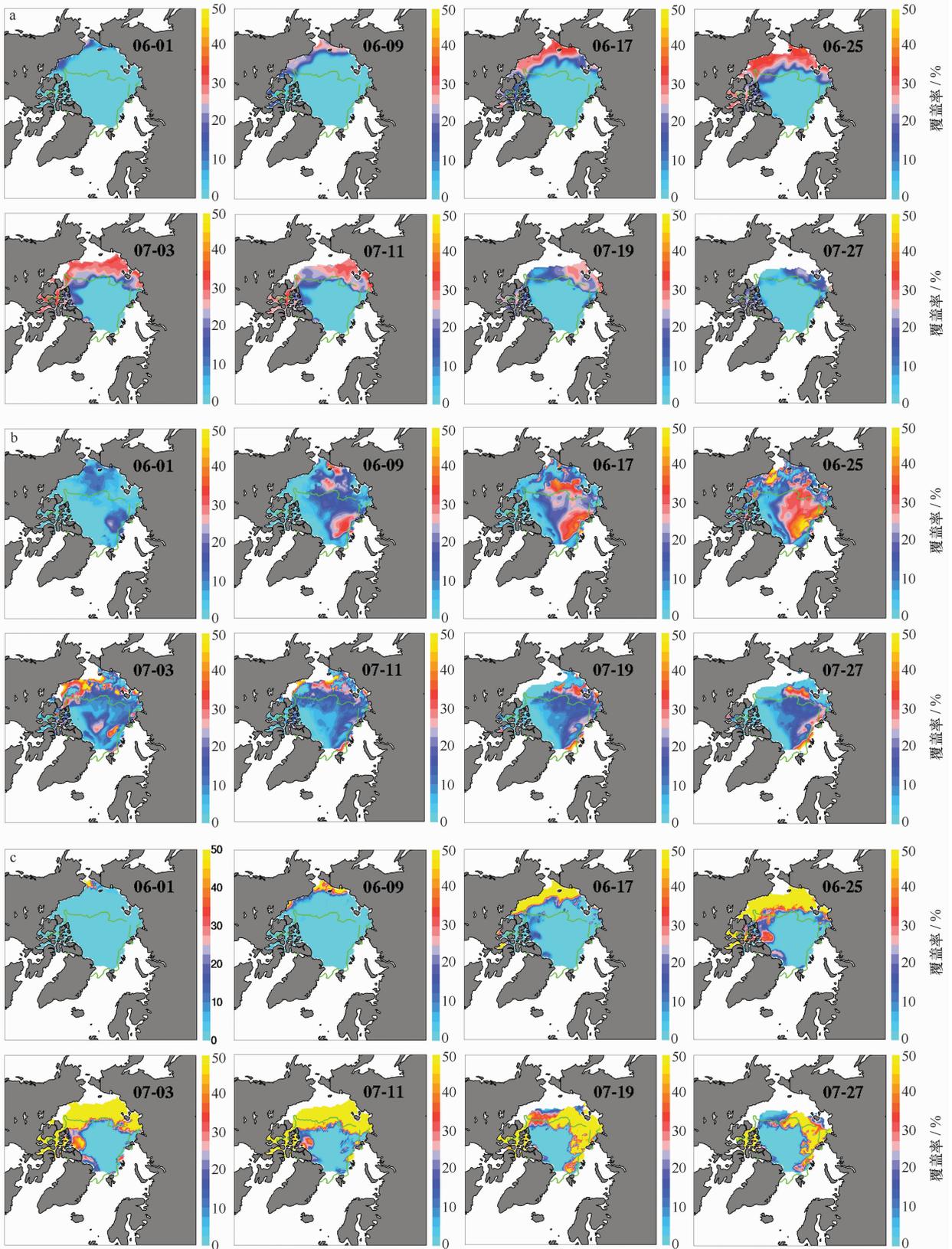


图6 3种方案模拟2008年6-7月的融池覆盖率(a. cesm方案, b. topo方案, c. lvl方案)

Fig. 6 Modeled melt pond fractions by three schemes during June and July 2008(a. cesm scheme, b. topo scheme, c. lvl scheme)

边缘海向北极点附近扩展的特点,但与 MODIS 反演结果相比,这一演化特征过于规则,实际上天气事件对融池覆盖率的空演化也很重要^[36],这点在模拟结果并未体现。7月11日至7月底8月初,cesm 方案模拟的融池覆盖率慢慢减小,与 MODIS 反演结果不符。整个6—7月 cesm 方案中多年冰上几乎没有融池存在,原因是这些地方的积雪没有完全融化,这也直接导致北冰洋区域平均融池覆盖率的峰值较 MODIS 反演结果偏小 10%左右(第 4.2 节已经提到)。Hunke 等^[24]和 Lecomte 等^[35]的模拟结果也显示融冰季结束时多年冰上尚有较厚积雪,但这是不符合实际的,因为夏季多年冰上积雪会全部融化^[37]。本文 cesm 方案中积雪未化完的情况可以通过增大积雪厚度临界值来改善,但是从物理的角度来讲,合适临界值的确定还需要进一步观测和试验数据的支持。

6月1日至7月2日,topo 方案模拟的北冰洋东部融池覆盖范围快速扩展,融池覆盖率增大(图 6b),而 MODIS 反演的融池却是在北冰洋西部扩展,Lecomte 等^[35]将 topo 方案加入到冰—海耦合 NEMO—LIM 模式后的模拟结果也显示北冰洋西部的融池被低估,他们认为是雪对融池的遮蔽作用引起,本文 topo 方案的模拟结果表明在格陵兰岛和加拿大北极群岛北部确实如此,但在波弗特海冰上积雪很少,融池覆盖范围和融池覆盖率却依然很小,进一步的试验显示这与模式选择的冰厚分类有关。7月3日开始,融池覆盖率慢慢减小,与 MODIS 反演结果的差别越来越大。整体而言,该方案模拟融池覆盖率的量值和融池覆盖范围与 MODIS 数据最接近。

lvl 方案模拟的融池覆盖率的空演化规律与 cesm 方案基本一致(图 6c),主要区别体现为:(1)6月1日至7月10日这两种方案模拟的水源量相差不大,但 lvl 方案的融池覆盖率却远大于 cesm 方案,这是由于 lvl 方案(给定融池变化纵横比)对融池发展的限制远小于 cesm 方案(给定融池纵横比)^[24],对于相同的融水量,lvl 方案一般会产生更大的融池覆盖率;另外一个原因是,lvl 方案中存在如下正反馈过程:冰厚越薄,平整冰越多,融池越多,冰厚越薄^[24]。(2)lvl 方案模拟的 6月1日至7月10日融池覆盖率的量值较 MODIS 数据偏大 20%左右,而 cesm 方案的模拟结果则与 MODIS 反演结果相当,整个 6—7 月份,两种方案中多年冰上都几乎没有融池,最终导致 lvl 方案模拟的 2008 年北冰洋区域平均融池覆盖率与 MODIS 数据一致(图 4b),cesm 方案的模拟结果较 MODIS 数

据则小很多(图 4c)。

相对于 MODIS 数据,3 种方案模拟的 2008 年 6—7 月融池覆盖率在整个北冰洋的平均误差和绝对平均误差分别为 -17.7%、-14.58%、-3.63% 和 23.41%、19.06%、30.75%,在 3 种方案中,topo 方案模拟融池覆盖率的量值与 MODIS 数据最接近,这与前文的定性分析相符合。我们进一步比较分析了 2000—2009 年多年平均融池覆盖率的空演化(图略),其显示的规律与 2008 年的结果一致。

需要指出的是,MODIS 反演的融池覆盖率是 8 d 的合成结果,可能只代表 8 d 中某一天的情况^[1],而不是 8 d 的平均值,这应该也是导致模拟融池覆盖率与 MODIS 反演的融池覆盖率差异的原因之一。除此之外,总体来讲,cesm 方案和 lvl 方案模拟由边缘海向北极点附近扩展的融池是合理的,但不能体现天气因素的影响。cesm 方案中积雪不能全部融化,导致多年冰上几乎没有融池分布,与实际不符。lvl 方案模拟 6 月份一年冰上的融池覆盖率远大于 cesm 方案,原因包括 lvl 方案指定融池变化纵横比而非融池纵横比和平整冰上存在正反馈作用。topo 方案对北冰洋西部融池低估的主要原因是积雪的遮蔽作用和冰厚分类选择不合理。自 7 月初或中旬开始 3 种方案模拟的融池覆盖率与 MODIS 反演结果的差别越来越大,这应该与大气强迫场特别是气温场的选取有关。

4.4 融池水垂向渗透效应

修改第 4.2 节提到的两处代码漏洞后,CICE5.0 糊状层热力学模块中的融池水垂向渗透机制(即融水透过海冰向海洋的渗透)得以奏效。通过对比漏洞修改前后的模拟结果,可以讨论融池水的垂向渗透效应。

根据图 2 和图 3 中红线可知,允许融池水渗透进入海洋后,3 种方案模拟多年冰站点上的融池覆盖率大大减小。cesm 和 lvl 方案中一年冰上融池形成时间推后。无论一年冰还是多年冰,topo 和 lvl 方案模拟融池覆盖率的波动很大,但其中是否有与观测相对应的第二阶段还有待进一步的证明。Eicken 等^[1]和 Polashenski 等^[7]的研究显示,第三阶段中融池覆盖率再次增大的物理机制主要是海面以上海冰的融化导致海水淹没冰面以及融池壁处的侧向融化^[1,7],而 CICE5.0 中未包含上述物理机制,因此模拟结果中所显示的变化并不对应着观测的第三阶段。

允许融池水渗透进入海洋后,3 种方案模拟融池覆盖率的空演化规律与漏洞修改前基本一致,图 7 显示,cesm 方案中 6—7 月份融池覆盖率量值明显减

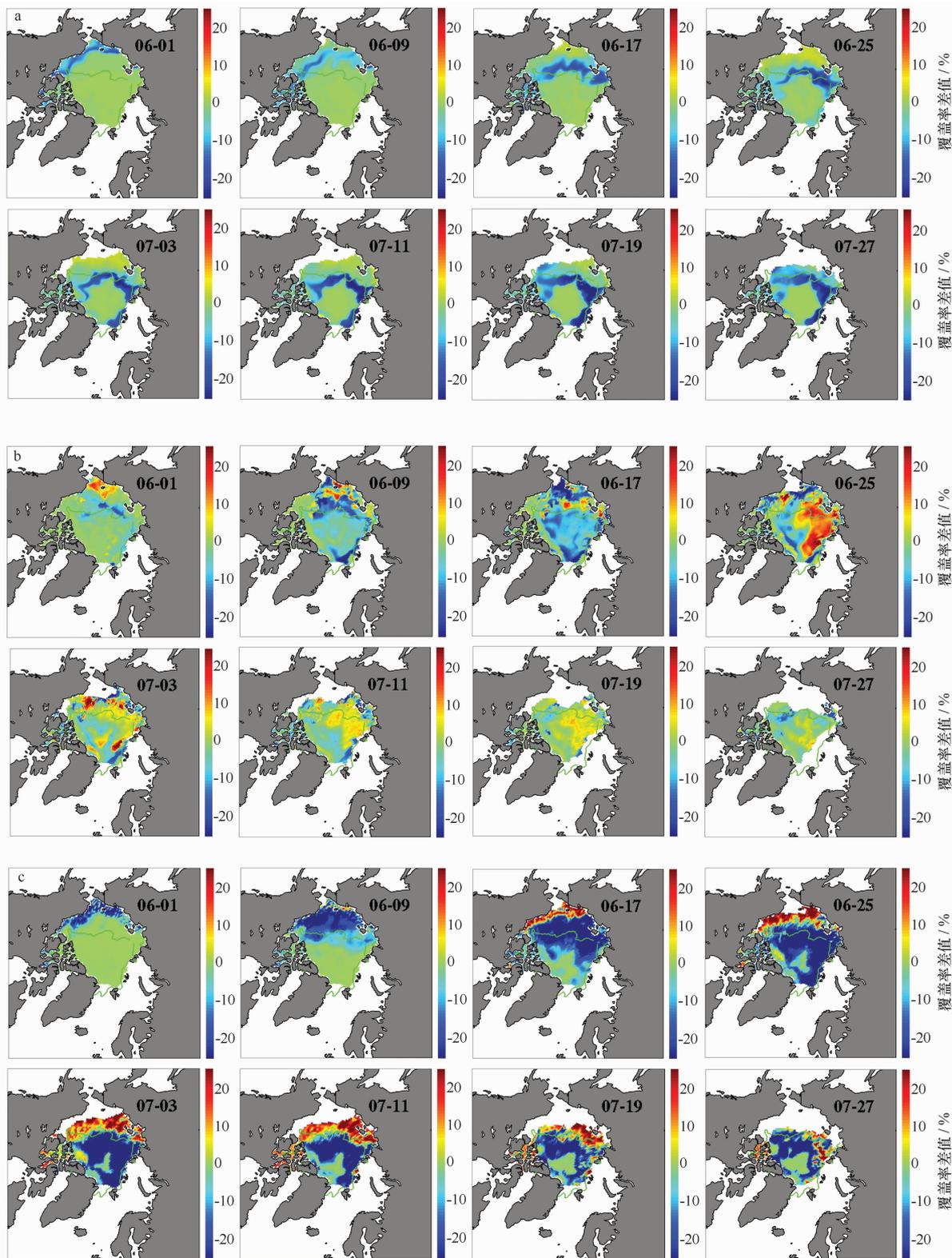


图7 漏洞修改前后3种方案模拟的2008年6-7月融池覆盖率模拟结果的差

Fig. 7 Differences of modeled melt pond fractions during June and July 2008 by three schemes

模拟结果为漏洞修改后减去漏洞修改前, a. cesm 方案, b. topo 方案, c. lvl 方案

Pond fractions with bugs fixed minus that without bugs fixed, a. cesm scheme, b. topo scheme, c. lvl scheme

小。topo 方案模拟整个北冰洋的融池覆盖率在 6 月 1 日至 24 日明显减小,6 月 25 日至 7 月 2 日融池覆盖率分布则呈现出北冰洋西部减小(10%左右),东部增大(15%左右)的变化,导致北冰洋西部融池低估的现象更严重,7 月 3 日之后融池覆盖率整体增大。lvl 方案中融池覆盖率除在海冰边缘区增大外,其他海区明显减小,多年冰上几乎没有融池存在,可以断定,lvl 方案中多年冰上融池的低估是由融池水垂向渗透过多导致积雪未化完引起的。

可见允许融池水垂向渗透进入海洋后会带来一些负面影响,最新发布的 CICE5.1.2 的模拟结果也存在类似的问题,但不能因此完全否认该物理过程,只能说明模式可能对该过程的处理还不够完善,或是模式原本就存在其他物理过程的误差,比如说,模式对融水通过浮冰边缘流失过程的刻画过于粗糙,大气强迫场中总的降水率不足以描述对融池发展的影响,降水是以降雨还是降雪的形式发生也不确定;模式对积雪热物理性质及其相关过程的处理也不精细。

4.5 3 种方案下海冰密集度和海冰面积的模拟结果

4.5.1 气候态海冰密集度

将 1979—2009 年 3 月和 9 月气候态海冰密集度分布的模拟结果与 SSM/I 数据进行比较(图 8)。3 月份 3 种方案模拟的气候态海冰密集度分布基本一致,50°N 以北,相对于卫星数据的平均绝对误差在 5.71%~5.72%之间,在北极中央区的模拟与卫星数据几乎相同,差异主要集中在边缘海。除在鄂霍次克海东北部、纽芬兰东岸和格陵兰岛南部沿岸很小的区域低估外,模拟的海冰密集度在其他边缘区域都高估,最大高估的区域出现在新地岛西侧,达 60%左右。3 种方案模拟的 9 月份海冰密集度相对于卫星数据差异的分布形态也很类似,都在海冰边缘很窄的区域低估 20%左右,其他海区高估 12%左右,平均绝对误差在 3.43%~3.54%之间。此外 3 种方案模拟 1979—2009 年 9 月份海冰密集度的变化趋势基本一致,与 SSM/I 数据的结果也很类似,都体现出楚科奇海、东西伯利亚海、拉普捷夫海以北和喀拉海以北海冰密集度明显的减小趋势(图略)。

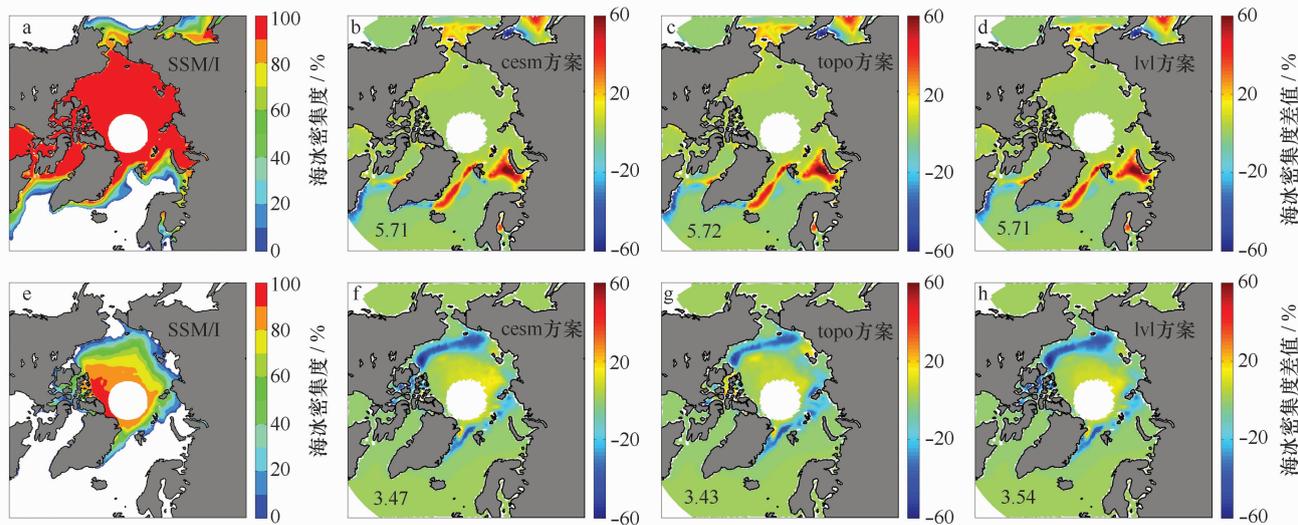


图 8 1979—2009 年 3 月(a~d)和 9 月(e~h)气候态海冰密集度(a,e 为 SSM/I 数据,b~d 和 f~h 分别为 3 种方案模拟的海冰密集度与 SSM/I 数据之差,图上的数字表示绝对平均误差,单位为%)

Fig. 8 March (a~d) and September (e~h) average ice concentration for 1979—2009 (a,e is from SSM/I, b~d and f~h stand for differences between modeled results and SSM/I data and the numbers absolute average error in unit of %)

4.5.2 气候态海冰面积

图 9 给出了研究时段 SSM/I 和模拟海冰面积的季节性变化。由图可以看出,3 种方案的模拟结果仅 8、9 月份稍有差异,其他月份基本相同。与 SSM/I 数据相比,1—2 月 3 种方案的模拟结果都稍偏大,7—10

月偏小,8—9 月的偏差最大,约为 10^6 km^2 。

4.5.3 海冰面积的年际变化

Notz^[38]指出海冰范围及其趋势会误导对模式表现的评价,建议用带有误差范围的海冰面积作为衡量标准,这里利用 SSM/I 数据比较 3 种方案对海冰面

积的模拟情况。

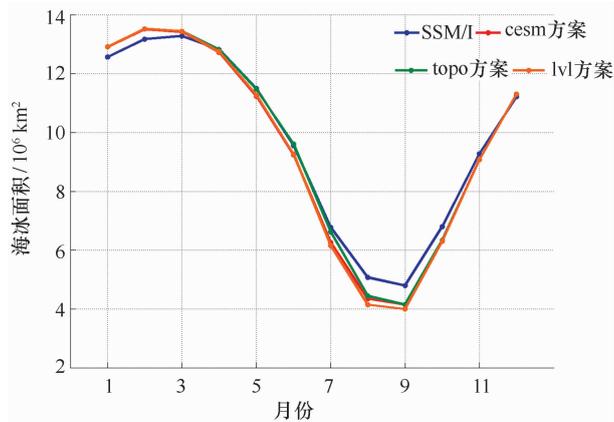


图9 1979—2009年SSM/I和模拟气候态海冰面积的季节变化

Fig. 9 Climatological seasonal variation of Arctic sea ice area during the period 1979—2009 from SSM/I data and model results

图10a显示3种方案模拟1979—2009年3月份的海冰面积并无差别。除1980—1982年外,模拟海冰面积的年际变化与SSM/I卫星反演结果吻合较好,基本都在SSM/I误差估计范围内,但未能模拟出3月份海冰面积的下降趋势,Bitz等^[39]的研究表明混合层底热通量是冬季海冰模拟的决定因素,Hunke^[30]也指出如果采用气候态月平均混合层底热通量,将无法模拟出冬季海冰面积的下降趋势。3种方案模拟9月份海冰面积的量值稍有差异(图10b),但也基本都在SSM/I误差估计范围内,三者的年际变化基本一

致,与卫星数据吻合的也很好,也模拟出了海冰面积的下降趋势,这是由于夏季海冰变化对大气强迫的响应更强。Flocco等^[23]的试验未能模拟出该下降趋势,很可能是采用了不同大气强迫场所致。虽然3种方案的海冰面积在2007年9月份都达到极小值,但是从2006年9月至2007年9月海冰面积的迅速减小却不明显,主要原因应该也是使用了气候态月平均的海洋强迫场。总之,3种方案模拟海冰面积量值及其年际变化规律与SSM/I数据吻合较好,而且3种方案模拟结果相互之间的一致性很好,差别很不明显。

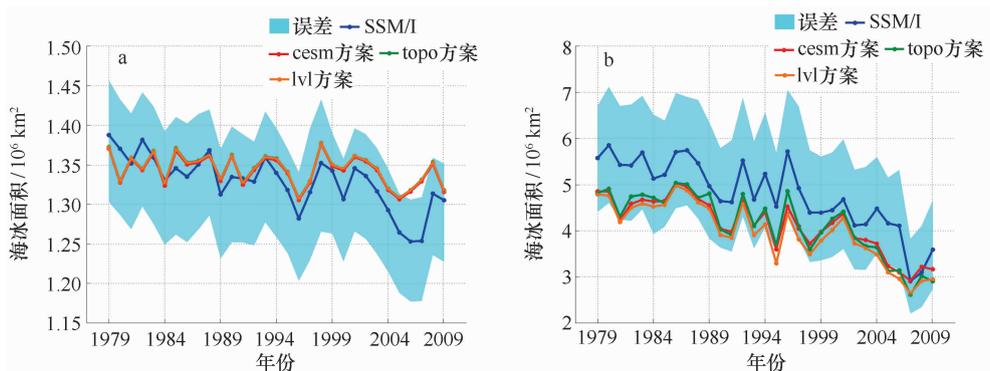


图10 1979—2009年3月(a)和9月(b)海冰面积(误差表示SSM/I数据的误差估计)

Fig. 10 March (a) and September (b) Arctic sea ice area from 1979 to 2009 (error indicates error estimate for the SSM/I data)

4.6 3种方案优缺点总结

表2较详细地总结了3种方案对融池覆盖率的

模拟。可见,3种方案各有优缺点,综合来看,topo和lvl方案是可以描述融池发展物理过程的方案,改变

了融池冻结条件后的 topo 方案的优点更多。

表 2 3 种方案优缺点的总结

Tab. 2 Summary of strengths and weaknesses of three schemes

		cesm 方案	topo 方案	lvl 方案	
基本特点		(1)直接指定融池纵横比,将融池覆盖率与融池深度联系起来 (2)包含简单的浸雪效应,仅用一个临界雪厚参数控制	(1)用模拟的冰厚确定冰面地形 (2)按照“水往低处流”的理念分布融水	(1)通过指定融池变化纵横比将融池覆盖率与融池深度联系起来 (2)包含较复杂的浸雪效应 (3)融池只存在于平整冰	
比较内容	北冰洋区域平均融池覆盖率	优点	融池形成时间与观测基本一致;达到最大值的时间与 MODIS 反演结果一致	融池形成时间与观测基本一致;达到最大值的时间与 MODIS 反演结果一致;有些年份的最大值与 MODIS 反演结果一致	
		存在问题	最大值过小,融池盛期持续时间过短;6 月中旬之前融池覆盖率的年际变化不明显,未能模拟出 2007 年融池覆盖率的特点;具体的年际变化规律与 MODIS 反演结果差别较大	融池盛期持续时间过短;6 月中旬之前融池覆盖率的年际变化不明显,6 月底—8 月上旬则过大,未能模拟出 2007 年融池覆盖率的特点;具体的年际变化规律与 MODIS 反演结果差别较大	
	融池覆盖率的 空间演化	优点	从边缘海向北极点附近增大的规律符合实际	融池覆盖范围与 MODIS 数据最接近	从边缘海向北极点附近增大的规律符合实际
		存在问题	多年冰上积雪化不完,几乎没有融池;融池开始冻结过早	多年冰上融池出现时间过早、覆盖率过大,北冰洋西部融池低估较大;融池开始冻结过早	一年冰上的融池覆盖率过大,多年冰上积雪化不完,几乎没有融池;融池开始冻结过早

5 结论和讨论

本文将 CICE5.0 海冰模式中 3 种融池参数化方案模拟的融池覆盖率与 MODIS 反演数据、一年冰和多年冰上单站观测数据进行了比较和分析,修改了融池冻结条件以及模式中垂向渗透效应等代码漏洞,探讨了每种方案的优缺点。主要结论如下:

(1) 融池冻结判断条件的选取对融池覆盖率模拟的影响很大。在融池冻结条件的选取上 cesm 方案的处理方法更为合理。将 topo 方案的冻结条件修改为与 cesm 方案一致后,融池覆盖率量值和范围的模拟得到改善;

(2) 3 种方案中,topo 方案模拟的北冰洋区域平均融池覆盖率的年际变化幅度、融池发展盛期持续时间及与融池覆盖范围等都与 MODIS 数据最接近,这些优点是其他两种方案所不具备的;而 cesm 和 lvl 方案具有融池覆盖率空间演化规律符合实际的优点。

此外,3 种方案模拟海冰密集度分布和海冰面积的季节变化、年际变化的差别很小,都基本符合 SSM/I 数据。因此,综合各方面来看,在融池覆盖率的模拟方面,目前 topo 方案的优点更多;

(3) 修改原来代码中有关融池渗透效应的漏洞后,cesm 和 lvl 方案多年冰上积雪都不能化完,导致其上几乎没有融池存在,但积雪未化完的原因却不同,前者跟浸雪效应有关,后者则是因为过多的融池水渗透进入海洋。尽管如此,不能否认融池水垂向渗透进入海洋这一物理过程的合理性。

以上分析显示,修改了融池冻结条件的 topo 方案具有一定的优越性,但目前仍存在明显的问题。一是多年冰上融池形成过早,融池覆盖率的空演化规律不符合实际。而包含浸雪效应的其他两种方案不存在该问题,所以 topo 方案的这一缺点很可能可以通过浸雪效应的引入来弥补,但是 cesm 和 lvl 方案中的浸雪效应本身还存在问题,具体的方案改进还需进

行进一步的试验研究。二是 topo 方案模拟的北冰洋西部融池有很大的低估,这与模式的冰厚分类设置有关,同时目前用冰厚来决定冰面地形的思想也过于简单。实际上冰厚与冰面地形之间的对应关系并不是很好^[16],尤其是在一年冰上^[40]。进一步研究可以调

整冰厚分类或考虑冰面粗糙度及一年冰上雪堆对冰面地形的影响。lvl 方案避免了冰面地形受制于冰厚分布的缺陷,若能合理解决融池分配方式和融池水垂向渗透量等问题,也有望进一步改进模拟结果。

参考文献:

- [1] Krouse H R, Kadko D, Perovich D K, et al. Tracer studies of pathways and rates of meltwater transport through Arctic summer sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2002, 107(C10): C108046.
- [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* (1978–2012), 2004, 109(C8): C08007.
- [3] Skyllingstad E D, Paulson C A, Perovich D K. Simulation of melt pond evolution on level ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2009, 114(C12).
- [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] National Research Council. *Enhancing NASA's Contribution to Polar Science: A Review of Polar Geophysical Data Sets*[M]. Washington: Natl Academy Press, 2002.
- [6] Scharian R K, Yackel J J. Analysis of surface roughness and morphology of first-year sea ice melt ponds; Implications for microwave scattering[J]. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 2005, 43(12): 2927–2939.
- [7] Polashenski C, Perovich D, Courville Z. The mechanisms of sea ice melt pond formation and evolution[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2012, 117(C1): C01001.
- [8] 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* (1978–2012), 2001, 106(C1): 1005–1016.
- [9] Fetterer F, Untersteiner N. Observations of melt ponds on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 1998, 103(C11): 24821–24835.
- [10] Perovich D K, Tucker W B, Ligett K A. Aerial observations of the evolution of ice surface conditions during summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2002, 107(C10): SHE 24–1–SHE 24–14.
- [11] 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.
- [12] Istomina L, Heygster G, Huntemann M, et al. The melt pond fraction and spectral sea ice albedo retrieval from MERIS data; validation and trends of sea ice albedo and melt pond fraction in the Arctic for years 2002–2011[J]. *The Cryosphere Discussions*, 2014, 8: 5227–5292.
- [13] SIDARUS Validation and calibration of the MPD retrieval using sea ice and melt pond albedo spectra measured during Polarstern cruise IceArc2012. 2014. *Sea Ice Downstream services for Arctic and Antarctic Users and Stakeholders*
- [14] Taylor P D, Feltham D L. A model of melt pond evolution on sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2004, 109(C12): C12007.
- [15] Lütjhe M, Feltham D L, Taylor P D, et al. Modeling the summertime evolution of sea-ice melt ponds[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2006, 111(C2): C02001.
- [16] Scott F, Feltham D L. A model of the three-dimensional evolution of Arctic melt ponds on first-year and multiyear sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2010, 115(C12).
- [17] Flocco D, Feltham D L. A continuum model of melt pond evolution on Arctic sea ice[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2007, 112(C8): C08016.
- [18] Hunke E C, Lipscomb W H, Turner A K, et al. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 4.0 LA-CC-06-012[J]. Los Alamos National Laboratory, Los Alamos NM, 2008, 87545: 115.
- [19] 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*, 2012, 25(5): 1413–1430.
- [20] Pedersen C A, Roeckner E, Lütjhe M, et al. A new sea ice albedo scheme including melt ponds for ECHAM5 general circulation model[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), 2009, 114: D8.
- [21] Roeckner E, Mauritsen T, Esch M, et al. Impact of melt ponds on Arctic sea ice in past and future climates as simulated by MPI-ESM[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2012, 4(3): M00A02.
- [22] 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* (1978–2012), 2010, 115(C8): C08012.
- [23] 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 Re-*

search; Oceans (1978–2012),2012,117(C9).

- [24] 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.
- [25] Hunke E C. Weighing the importance of surface forcing on sea ice: a September 2007 modelling study[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2014, 140(642).
- [26] Hunke E C, Lipscomb W H, Turner A K, et al. CICE: the Los Alamos Sea Ice Model Documentation and Software User's Manual Version 5.0 LA-CC-06-012[S]. Los Alamos National Laboratory, Los Alamos NM, 2013, 87545: 115.
- [27] Griffies S M, Biastoch A, Böning C, et al. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs)[J]. Ocean Modelling, 2009, 26(1): 1–46.
- [28] Hunke E C, Holland M M. Global atmospheric forcing data for Arctic ice-ocean modeling[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 2007, 112(C4): C04S14.
- [29] Parkinson C L, Washington W M. A large-scale numerical model of sea ice[J]. Journal of Geophysical Research, 1979, 84(C1): 311–337.
- [30] Hunke E C. Thickness sensitivities in the CICE sea ice model[J]. Ocean Modelling, 2010, 34(3): 137–149.
- [31] Steele M, Morley R, Ermold W. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean[J]. Journal of Climate, 2001, 14(9): 2079–2087.
- [32] National Snow and Ice Data Center. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data[OL]. http://nsidc.org/data/docs/daac/nsidc0051_gsfc_seaice.gd.html
- [33] Hunke E C, Bitz C M. Age characteristics in a multidecadal Arctic sea ice simulation[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 2009, 114(C8): C08013.
- [34] Rösel A, Kaleschke L. Exceptional melt pond occurrence in the years 2007 and 2011 on the Arctic sea ice revealed from MODIS satellite data[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 2012, 117(C5): C05018.
- [35] Lecomte O, Fichetef T, Flocco D, et al. Interactions between wind-blown snow redistribution and melt ponds in a coupled ocean-sea ice model[J]. Ocean Modelling, 2014, 87: 67–80.
- [36] Laine V, Manninen T, Riihelä A. High temporal resolution estimations of the Arctic sea ice albedo during the melting and refreezing periods of the years 2003–2011[J]. Remote Sensing of Environment, 2014, 140: 604–613.
- [37] Perovich D, Richter-Menge J, Polashenski C, et al. Sea ice mass balance observations from the North Pole Environmental Observatory[J]. Geophysical Research Letters, 2014, 41(6): 2019–2025.
- [38] Notz D. Sea-ice extent and its trend provide limited metrics of model performance[J]. The Cryosphere, 2014, 8(2): 229–243.
- [39] Bitz C M, Holland M M, Hunke E C, et al. Maintenance of the sea-ice edge[J]. Journal of Climate, 2005, 18(15): 2903–2921.
- [40] Petrich C, Eicken H, Polashenski C M, et al. Snow dunes: A controlling factor of melt pond distribution on Arctic sea ice[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012), 2012, 117, C09029: 1–10

Comparison of melt pond parameterization schemes in CICE model

Wang Chuanyin¹, Su Jie¹

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: The albedo of melt ponds is greater than open water but less than bare sea ice. It's important to obtain accurate melt pond fraction information for the study of heat budget in the atmosphere-ice-ocean system. In numerical model, melt pond fractions impact the calculation of sea ice surface albedo significantly. In this paper, comparison is carried out among the three melt pond parameterization schemes in CICE5.0. The results show that each scheme owns strengths and weaknesses. The freezing conditions of the cesm scheme are more reasonable. Comparatively, for the topo scheme, with freezing conditions changed, the amplitude of inter-annual variability of averaged pond fractions, the melt ponds coverage extent and the length of peak season agree with MODIS results best. In addition, by fixing bugs in CICE5.0, melt water permeating through sea ice is analyzed. This process could cause some side effect; for example, nearly no ponds exist on multi-year ice in the lvl scheme. This indicates that the evolution of sea ice permeability or other physical processes remains to be improved in CICE model. Lastly, we gave some discussions for the improvement mainly on the topo scheme.

Key words: CICE sea ice model; melt pond; parameterization