



南极罗斯海区域高分辨率海洋海冰生态系统耦合模式构建与评估

朱龙兴, 罗晓凡, 赵伟, 张永莉, 魏皓

Development and evaluation of a regional high-resolution coupled ocean-sea ice-ecosystem model for the Ross Sea, Antarctica

Zhu Longxing, Luo Xiaofan, Zhao Wei, Zhang Yongli, Wei Hao

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.12284/hyxb2026014>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

北极高分辨率海冰冰间水道模拟评估分析

Assessments and analysis on simulation of high-resolution sea ice leads in the Arctic

海洋学报. 2024, 46(8): 74–88 <https://doi.org/10.12284/hyxb2024053>

国内外7种常用南极被动微波海冰密集度产品的比较与评估

Comparison and evaluation of seven commonly used Antarctic passive microwave sea ice concentration products

海洋学报. 2023, 45(6): 141–159 <https://doi.org/10.12284/hyxb2023083>

耦合模式FGOALS-g3对全球海洋潮汐的模拟评估

An assessment of global ocean tide simulation by a coupled climate model FGOALS-g3

海洋学报. 2024, 46(8): 63–73 <https://doi.org/10.12284/hyxb2024091>

南大洋罗斯海近海沉积物烷烃与塑料降解微生物多样性

Microbial diversity of alkane- and plastic-degrading microbiome in offshore sediments of Ross Sea, Southern Ocean

海洋学报. 2024, 46(5): 81–92 <https://doi.org/10.12284/hyxb2024066>

CMIP6模式对北冰洋海洋热含量的模拟能力评估

Assessment of the ability of CMIP6 models to simulate the heat content of the Arctic Ocean

海洋学报. 2021, 43(7): 35–51 <https://doi.org/10.12284/hyxb2021147>

基于深度学习的南海北部MASNUM海浪数据的高分辨率重构研究

Deep learning-based high-resolution reconstruction of MASNUM wave data in the northern South China Sea

海洋学报. 2025, 47(12): 185–197 <https://doi.org/10.12284/hyxb20250123>

关注微信公众号, 获得更多资讯信息

朱龙兴, 罗晓凡, 赵伟, 等. 南极罗斯海区域高分辨率海洋-海冰-生态系统耦合模式构建与评估[J]. 海洋学报, 2026, 48(3): 1-18, doi:10.12284/hyxb2026014

Zhu Longxing, Luo Xiaofan, Zhao Wei, et al. Development and evaluation of a regional high-resolution coupled ocean-sea ice-ecosystem model for the Ross Sea, Antarctica[J]. Haiyang Xuebao, 2026, 48(3): 1-18, doi:10.12284/hyxb2026014

南极罗斯海区域高分辨率海洋-海冰-生态系统耦合模式构建与评估

朱龙兴¹, 罗晓凡^{1*}, 赵伟¹, 张永莉¹, 魏皓^{1,2*}

(1. 天津大学 海洋科学与技术学院, 天津市海洋环境与安全保障重点实验室 天津 300072; 2. 崂山实验室, 山东 青岛 266000)

摘要: 深入理解低营养层生态系统对环境变化的响应机理是制定科学合理的海洋保护区规划、预测海洋生态系统未来演变的重要前提。数值模拟作为探究机理的有效工具之一, 因其涉及多参数化过程, 仍需持续优化与改进。本研究旨在发展并评估一套适用于南极罗斯海区域的高分辨率三维海洋-海冰-生态系统耦合模式 (Ross Sea coupled ocean-sea ice-ecosystem model, 简称 ROSE)。在系统梳理现有罗斯海生态模式发展的基础上, 基于 NEMOV3.6 (version 3.6 of the Nucleus for European Modeling of the Ocean) 海洋模式、LIM3 (version 3 of the Louvain-la-Neuve Sea Ice Model) 海冰模式和 PISCESv2 (the Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Study-volume 2) 海洋碳循环-生态模式构建了 ROSE 模式。通过对海冰动力学相关参数的系统调试, 发现调整冰-海拖曳系数可显著提升 ROSE 模式对罗斯海典型生境特征——沿岸冰间湖的模拟效果。目前, 基于 ROSE 模式已完成了 2010-2020 年的后报模拟, 本文结合观测数据及已有研究成果, 对 ROSE 模拟的海冰时空变化、海洋水文特征、溶解铁和叶绿素 *a* 质量浓度开展了较为细致的评估。结果表明, ROSE 模式能够较为准确地再现上述关键状态变量的典型特征, 具备进一步解析罗斯海近期环境变化驱动机制及低营养层生态过程响应规律的能力。

关键词: 海洋-海冰-生态耦合模式; 模式评估; 罗斯海; 南极

中图分类号: P728.12

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2026)03-0001-18

1 引言

罗斯海(图 1)是南大洋初级生产最高的区域^[1], 支持了多种顶级捕食者在此栖息觅食^[2-3], 具有重要的生态意义。同时, 作为重要的碳汇区^[4], 其在全球碳循环和气候调节中也发挥着重要作用。在南半球的春夏季, 随着冰覆盖减少, 罗斯海会暴发强烈的浮游植物水华^[5-6], 优势功能类群主要为南极棕囊藻

(*Phaeocystis antarctica*)和硅藻(Diatom), 二者的组成比例对能量向上层营养级的传递以及深海碳输出产生重要影响^[7-8]。

罗斯海初级生产和浮游植物群落结构受多种环境要素的影响。以往的研究更多聚焦于上行控制对浮游植物动态的影响, 指出光可利用性和溶解铁是关键控制因素^[9-11]。光可利用性主要受海冰生消影响^[1, 12], 而溶解铁供给则与垂向混合和海流(如变性绕极深层

收稿日期: 2025-10-27; 修订日期: 2025-12-29。

基金项目: 国家自然科学基金(41941008, 42476265); 国家重点研发计划(2023YFC3107702)。

作者简介: 朱龙兴(2000—), 男, 江西省赣州市人, 从事罗斯海海洋生态动力学模拟方面研究。E-mail: zlxbyd@tju.edu.cn

* 通信作者: 罗晓凡, 副教授, 主要从事极地冰区海洋生态动力学模拟方面研究。E-mail: xiaofan.luo@tju.edu.cn; 魏皓, 教授, 主要从事物理海洋学、海洋生态动力学研究。E-mail: hao.wei@tju.edu.cn

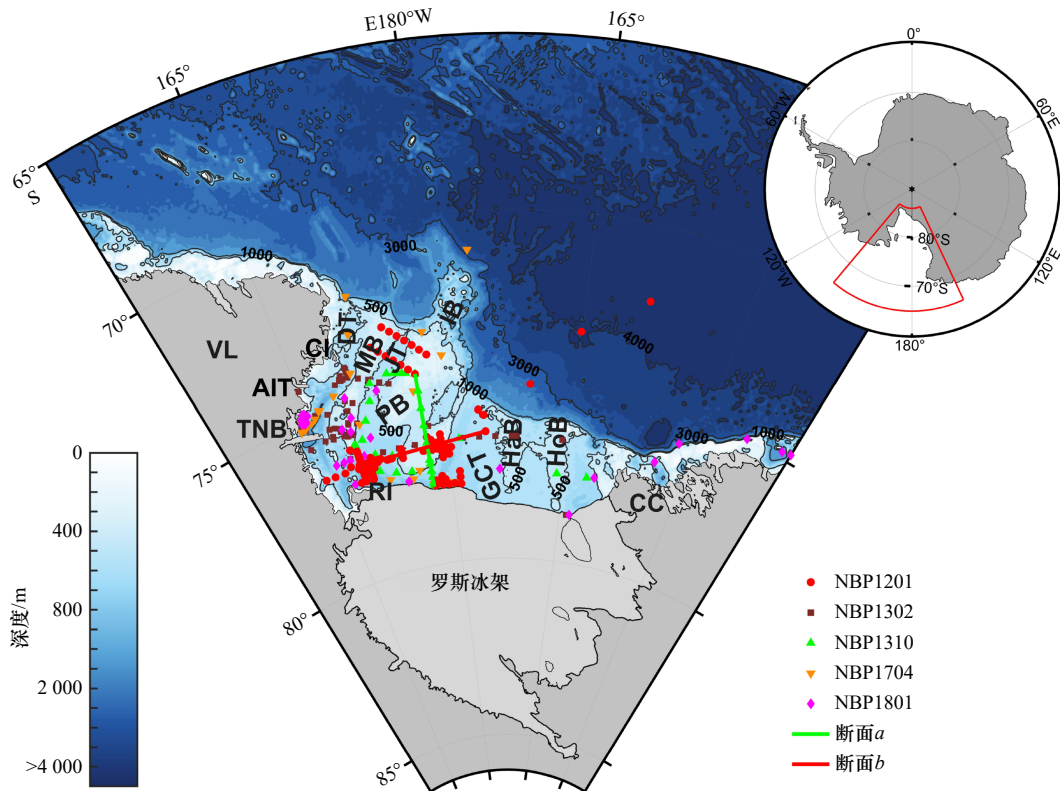


图1 罗斯海水深及5个航次观测站位

Fig. 1 Bathymetry in the Ross Sea with locations of *in situ* measurements from five cruises

来自 NBP1310 航次的断面 *a* 和 NBP1201 航次的断面 *b* 分别以绿线和红线标记。灰色线表示 500、1 000、3 000 和 4 000 m 等深线。VL (Victoria Land) 为维多利亚地, CI (Coulman Island) 为库尔曼岛, AIT (Aviator ice tongue) 为飞行员冰舌, TNB (Terra Nova Bay) 为特拉诺瓦湾, DT (Drygalski Trough) 为德里加尔斯基海槽, MB (Mawson Bank) 为莫森浅滩, JT (Joides Trough) 为卓艾德斯海槽, PB (Pennell Bank) 为彭内尔浅滩, RI (Ross Island) 为罗斯岛, IB (Iselin Bank) 为伊斯拉林浅滩, GCT (Glomar Challenger Trough) 为格洛玛挑战者海槽, HaB (Hayes Bank) 为海斯浅滩, HoB (Houtz Bank) 为霍茨浅滩, CC (Cape Colbeck) 为科尔贝克角

Transects *a* and *b* from cruises of NBP1310 and NBP1201 are marked with green and red lines, respectively. Grey contours denote the 500, 1 000, 3 000, and 4 000 m isobaths. VL: Victoria Land, CI: Coulman Island, AIT: Aviator ice tongue, TNB: Terra Nova Bay, DT: Drygalski Trough, MB: Mawson Bank, JT: Joides Trough, PB: Pennell Bank, RI: Ross Island, IB: Iselin Bank, GCT: Glomar Challenger Trough, HaB: Hayes Bank, HoB: Houtz Bank, CC: Cape Colbeck

水 mCDW) 运输等多种物理过程有关^[13-15]。近期有研究指出浮游动物的摄食压力等下行控制因素也有可能对罗斯海浮游植物群落动态起着关键作用^[16-17], 并且上行控制和下行控制过程之间可能存在紧密耦合的相互作用^[18]。

近年来罗斯海海洋-海冰环境正在发生快速变化。自 1979 年对南大洋海冰开展卫星观测以来, 以 2007 年海冰范围极大值为界, 罗斯海海冰面积呈先增加后减少的变化趋势^[19], 且减少趋势在 2016 年以后尤为明显^[20], 这将对罗斯海无冰期和浮游植物适生区的变化产生重要影响。此外, 罗斯海在 2010 年前后经历了水柱从层化状态向更均匀化的转变^[21], 这种变化可能与风力增强有关^[22-23]。但阿蒙森海新增的淡水输入及持续的海冰融化可能逆转这一转变^[24-25]。风场与盐度结构的变化可能引发海洋环流及水团交换的改变^[26-27], 这些都关乎罗斯海上层溶解铁供给。

初级生产力和浮游植物群落如何响应这些变化? 浮游动物又发挥着何种作用? 这些问题在罗斯海尚未得到充分阐释, 亟待厘清。在当前环境背景下, 认识浮游植物在季节性、年际及长期尺度上的动态机制, 对于理解罗斯海生态系统与碳循环的未来演变具有重要意义, 同时也是制定海洋保护区规划的重要支撑。

随着极地观测技术的提高, 针对罗斯海生态系统的船基调查、自主观测系统和卫星遥感观测贡献了越来越多可靠的高时空分辨率观测数据^[28], 有关罗斯海生态系统新的现象和规律被不断发现。例如, 浮游植物群落组成的季节性变化^[29-30]: 春季通常以南极棕囊藻水华为主要特征, 随后出现硅藻水华。此外, 罗斯海浮游植物的生长呈现显著的区域差异, 如罗斯冰架冰间湖 (RISP) 与特拉诺瓦湾冰间湖 (TNBP) 在浮游植物生物量和群落组成方面的差异等^[31-33]。

在观测基础上, 生态模式的研究也逐步发展

(表 1), 深化了我们对罗斯海生态系统与碳生物地球化学循环运作机理的认识。早在 20 世纪 90 年代, 基于 NPZD(营养盐-浮游植物-浮游动物-碎屑) 框架构建的 HAMOCC 模式已被用于模拟全球海洋碳循环^[34-35]。虽然全球模式能实现对南大洋的覆盖, 但由于对环流过程的约束不足及空间分辨率相对较低, 其在南大洋生物地球化学循环和生态系统模拟方面存在局限^[36]。当前发展的全球海洋生物地球化学模式(如 MEDUSA) 在南大洋的模拟结果仍存在显著差异^[37], 这推动了南大洋区域模式的发展。在南大洋, 最早发展起来的生态模式大多应用于观测较多的开阔水域, 例如东南极 KERFIX 站(50.7°S, 68.4°E)的一维生态模式^[38], 该研究探索了季节性初级生产的控制因素, 但未验证“铁假说”(即南极浮游植物因铁限制而无法大量生长的现象^[39])。随后, 一维模式的应用拓展至季节性冰覆盖海域, 例如在罗斯海 AESOPS 站(76°S, 180°W)开发的 SWAMCO 模式^[40], 该模式首次实现了对光照和铁共同限制下浮游植物水华及碳输出的模拟^[41]。

近十几年来, 生态模式发展取得了显著进展。当

前阶段, 一维和箱式生态模式仍被广泛使用, 例如 MEDUSA-RS 一维模式^[42]、ERSEM-GOTM 一维模式^[43-44]以及 RISPEM 箱式模式^[17]。与此同时, 三维海洋-海冰-生态耦合模式得到了快速发展。Wang 与 Moore^[45-46]通过 CCSM3-BEC 三维模式强调了南大洋中棕囊藻对初级生产的重要性, 建议应将棕囊藻作为状态变量明确纳入模式。Nissen 等^[16, 47]采用扩展版 ROMS-BEC 模式探究了下行控制因子的重要性, 指出需考虑这些因子才能解释模拟的季节性生物量演变和碳输出通量。总体而言, 南大洋三维生态模式的水平分辨率通常大于 1°经纬度(如 CCSM3-BEC 和 PlankTOM10-NEMOv3.1), 这种分辨率仍限制模式对罗斯海复杂动力影响下的低营养层生态过程的再现能力。ROMS-BEC 模式虽具有约 5 km 的高分辨率, 但未包含海冰模块。罗斯海陆架海区首个三维海洋-海冰-生态区域模式构建于 21 世纪初, 是在 CIAO 生态模块和 POM 海洋模块的基础上发展而来, 采用卫星观测的海冰密集度数据替代完全动态的海冰模块^[48-49]。该耦合模式后报模拟揭示了历史环境变化对低营养层的影响, 重点研究了 1979-2003 年罗斯海

表 1 南大洋部分生态模式

Table 1 Ecological modelling applications covering the Ross Sea

模式名称	特点	主要状态变量	研究问题	参考文献
RISPEM	箱式模式	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), DFe, 2种Phyto, 2种Zoo, 2种碎屑, 碳化学模块	浮游植物水华和群落演替的影响因素	文献[17]
POOZ	一维模式	3种营养盐(2种N, 1种Si), 2种Phyto, 2种Zoo, 1种细菌, 2种碎屑	开阔水域的Si和N循环	文献[40]
SWAMCO	一维模式	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), DFe, 2种Phyto(SWAMCO4为4种), 1种Zoo, 细菌	充足的光和DFe是水华的必要条件	文献[40-41]
MEDUSA-RS	一维模式	2种营养盐(1种N, 1种Si), DFe, 2种Phyto, 2种Zoo, 2种碎屑	21世纪罗斯海初级生产和深海碳输出的变化	文献[42]
ERSEM	一维模式	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), DFe, 4种Phyto, 3种Zoo, 3种碎屑, 碳化学模块	光和铁对初级生产和浮游植物群落结构的影响	文献[43-44]
CIAO	三维模式, 分辨率25~180 km, 垂向23层	1种营养盐(1种N), DFe, 2种Phyto, 1种Zoo, 1种碎屑	DFe在罗斯海初级生产和浮游植物群落结构时空变化中的作用	文献[48-49, 50]
PlankTOM10	三维全球模式, 经向分辨率2°, 纬向分辨率平均1.5°, 垂向30层	3种营养盐(1种Si, 1种P, 1种N), DFe, 6种Phyto, 4种Zoo, 3种碎屑, 碳化学模块	上行控制和下行控制对浮游植物的影响	文献[51]
SIESTA	三维模式, 水平分辨率25 km, 垂向最低0.02 m	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), 1种冰藻, 1种碎屑	冰藻的冰下生产	文献[52-53]
BEC	三维全球模式, 经向分辨率3.6°, 纬向分辨率0.9°~2.0°, 垂向25层	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), DFe, 5种Phyto, 1种Zoo, 1种碎屑	不同浮游植物对初级生产的贡献, 及其面临的上行控制	文献[45-46]
MEDUSA	三维全球模式, 水平分辨率1°, 垂向64层	2种营养盐(1种N, 1种Si), DFe, 2种Phyto, 2种Zoo, 2种碎屑(2.0版本加入DIC, TA, DO和POC)	全球变化下的生物泵和深海碳输出	文献[54-55]
ROMS-BEC	三维模式, 水平分辨率(1/4)°, 垂向64层	4种营养盐(2种N, 1种Si, 1种P), DFe, 5种Phyto, 1种Zoo, 1种碎屑, 碳化学模块	棕囊藻对碳循环的贡献, 以及下行控制对浮游植物影响	文献[16, 47]
KMBM3	三维全球模式, 水平分辨率1.8°×3.6°, 垂向19层	3种营养盐(1种N, 1种Si, 1种P), DFe, 4种Phyto, 1种Zoo, 2种碎屑, 碳化学模块	南大洋初级生产和DFe的未来变化	文献[56-57]

注: N表示氮盐, Si表示硅酸盐, P表示磷酸盐, DFe为溶解铁, Phyto表示浮游植物, Zoo表示浮游动物。

初级生产力和浮游植物群落结构的年际变化。近年来在环境变化背景下罗斯海生态系统的响应是否发生变化,以及罗斯海冰间湖,陆架和陆坡生态响应是否存在差异还需进一步研究。

因此,基于以往生态模式的研究经验,我们采用全球配置条件下的 NEMOv3.6 海洋模块^[58]、LIM3 海冰模块^[59]及 PISECEv2 生态模块^[60],发展了适用于罗斯海的区域高分辨率三维海洋-海冰-生态系统耦合模式。经评估,模式具备解释罗斯海冰间湖-陆架-陆坡的环境变化及其生态效应的能力,可用于深入认识罗斯海浮游植物动态及其与更高营养级的相互作用。本文将主要介绍模式框架、参数调整与模拟结果评估,为罗斯海生态模式研究提供参考。

2 模式构建

2.1 模式配置

本文构建了罗斯海区域海洋-海冰-生态系统耦合模式(ROSE: Ross Sea coupled ocean-sea ice-ecosystem model)。其中,海洋模块使用的是 NEMOv3.6 (Nucleus for European Modeling of the Ocean, version 3.6),海冰模块来自 LIM3 (Louvain-la-Neuve Sea Ice Model, version 3),生态模块改自 PISCESv2 (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies-volume 2)。模式模拟范围为 65°~86°S, 150°E~140°W (图 1),沿经度方向上(东西向)水平分辨率为 1/4°,纬度方向上(南北向)为保持网格单元近似为正方形,在罗斯冰架前缘附近约为 5 km,随纬度升高逐渐增大,在北侧开边界附近约为 12 km,能够解析部分罗斯海次中尺度过程。垂向离散 75 层,具体来说,在上 50 m 层有 19 层;层厚在近海表处为 1 m,随深度逐渐增加,在 5 000 m 处约为 200 m。最后一层的层厚根据地形变化而变化。模式包含 285 × 224 × 75 个计算网格。

大气强迫来自 2010–2020 年逐时的 EAR5 再分析产品,其中包括 10 m 高度风速场、2 m 气温和湿度、短波辐射、长波辐射、降水和降雪数据。模式的水深以及冰架数据由 Bedmap2 提供。初始和开边界温度、盐度、海面高度、水平流场和海冰数据来自全球再分析的 HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) 数据集;初始营养盐和溶解铁数据来源于 Glo-BGC (Global Ocean Biogeochemistry) 数据集;气候态逐月溶解无机碳和总碱度数据来自 GLODAP (GLobal Ocean Data Analysis Project) 数据集。模式的开边界潮流是由 5 个分潮 (K_1 、 O_1 、 M_2 、 S_2 、 N_2) 驱动,潮汐数据提取于俄勒冈州立大学(OSU)的全球海洋潮汐模式结果的 TPXO9 版本,模式对正压和斜压模态分别设置不同的开边界条件。正压模态沿法向深度平均流速采用 Flather 辐射边界条件,而斜压流速、温度、盐度在开边界以内的 10 个网格间距设置“海绵层”。模式构建所用数据集的详细信息见表 2。本研究后报模拟的时段为 2010 年 1 月 1 日至 2020 年 12 月 31 日。

2.2 模式关键参数

2.2.1 海冰参数

目前,对海冰真实情况进行模拟仍然是一个巨大的挑战,尤其在存有冰间湖的海域。我们首先采用 LIM3 中全部海冰参数的默认值进行模拟试算,发现模式高估了海冰密集度并严重低估罗斯海沿岸冰间湖范围。罗斯海常年易受风暴过程影响,同时独特的地理特征造成这里存在很强的从陆地吹向海洋的下降风,这被认为是罗斯海冰间湖形成的重要条件^[61–62]。基于此条件,我们针对冰-海拖曳系数 (m_{cio}) 这一主导风与冰运动相互作用的关键参数进行了调整。当以默认值 (5×10^{-3}) 的 20% 为间隔设置不同 m_{cio} 值时,敏感性实验表明:将 m_{cio} 设定为 3×10^{-3} 时,罗斯海年均海冰密集度的均方根误差最小,且与卫星遥

表 2 ROSE 构建所用数据集
Table 2 Dataset used for ROSE configuration

数据集	所用变量	时空分辨率	数据来源
EAR5	风速,气温和湿度,短波与长波辐射,降水及降雪	(1/4)°×(1/4)°,逐时	https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5
Bedmap2	水深和冰架	1 km	https://www.bas.ac.uk/project/bedmap-2/#data
HYCOM	海洋温度,盐度,海冰,海面高度和水平流场	(1/12)°×(1/12)°,41层,逐日	https://www.hycom.org/
Glo-BGC	营养盐,溶解氧和溶解铁	(1/4)°×(1/4)°,75层,逐日	https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_BGC_001_029/description
GLODAP	溶解无机碳和总碱度	1°×1°,33层,逐月	https://glodap.info/
TPXO9	5个分潮潮流	(1/30)°×(1/30)°	https://www.tpxo.net/tpxo-products-and-registration

感 OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis) 数据集相比, 罗斯冰架冰间湖范围的模拟偏差最小(图 2a)。该偏差通过计算 12 月同时涵盖模拟与观测冰间湖范围的区域内两者海冰密集度的差异得出, 其中冰间湖范围定义为海冰密集度低于 25% 的区域。

此外, 海冰抗压强度作为海冰的重要力学特性, 在调节海冰分布方面具有关键作用^[63]。LIM3 采用 Hibler^[64] 提出的海冰抗压强度参数化方案, 该方案涉及两个关键参数: 海冰抗压强度 (m_pstar) 与海冰强度衰减常数 (m_crhg)。早期研究包括我们课题组在北冰洋模拟研究的经验均表明, 这两个参数对提升北冰洋海冰模式性能具有重要作用^[63, 65-66]。在保持 m_cio 为 3×10^{-3} 的条件下, 我们设计了多组 m_pstar 与 m_crhg 不同值组合的敏感性实验, 发现当 m_pstar 设为 $1.2 \times 10^4 \text{ N/m}^2$ 、 m_crhg 设为 12 时, 年均海冰密集度的均方根误差降至 15.20%, 冰间湖范围偏差为 -0.23% 。与该条件下选用这两个参数默认值的模拟结果 (均方根误差 15.43%, 偏差 -0.69%) 相比改善有限(图 2b), 表明冰-海拖曳系数的调整对改进罗斯海沿岸冰间湖模拟起主导作用。3 个参数的调整值见表 3, 海冰模拟结果的详细评估见 3.2 节。

2.2.2 生态参数

ROSE 生态模块包含 24 个预报变量, 用于描述海洋生物生产力及碳与主要营养元素的生物地球化学循环。图 3 展示了 ROSE 生态模块的概念。该模块包含: 氮 (Ammonium- NH_4 & Nitrate- NO_3)、磷 (Phosphate- PO_4)、硅 (Silicate-Si) 共 4 种常量营养盐, 溶解铁

(DFe), 硅藻 (Diatom, 分别以硅、碳、叶绿素计)、南极棕囊藻 (*P. antarctica*, 分别以碳、叶绿素计)、小型浮游动物 (Microzoo, 以碳计, 以微型浮游植物、硅藻和小型颗粒有机碳为食物)、中型浮游动物 (Mesozoo, 以碳计, 以微型浮游植物、硅藻、微型浮游动物和大、小型颗粒有机碳为食物)、大小型两种颗粒有机碳 (sPOC, bPOC)、大小型两种颗粒铁 (sFe, bFe)、硅藻碎屑 (Bsi)、溶解有机物 (DOM)、溶解无机碳 (DIC)、总碱度 (TA)、溶解氧 (DO)、碳酸钙 (CaCO_3) 等, 涵盖了控制浮游生态系统生物地球化学循环与能量流动的关键过程, 这些过程的计算方程详见 Aumont 等^[60]。ROSE 涉及的关键生态参数是依据罗斯海浮游生物生长-死亡特性, 通过本课题组 RISPEN 箱式模式^[17] 调整确定(表 3), 其余参数均采用 PISCESv2 模式^[60] 的默认设置。

3 模式评估

3.1 评估使用的数据集

本文使用了南大洋状态估计 (Southern Ocean State Estimate, SOSE) 和业务化海表温度与海冰分析 (Operational Sea Surface Temperature and Ice Analysis, OSTIA) 提供的 2010-2020 年逐月的 SIC 数据, 对 ROSE 模拟的海冰范围进行评估。SOSE 为模式生成数据集, 通过同化南大洋观测数据提供最优结果, 包括逐日到逐年多时间尺度的数据, 水平分辨率为 $(1/6)^\circ$, 垂向上包含 42 层^[67]。OSTIA 是基于欧洲气象卫星应用组织海洋与海冰卫星应用设施 (The Ocean and Sea Ice Satellite Application Facility, OSISAF) 生成的海冰密集

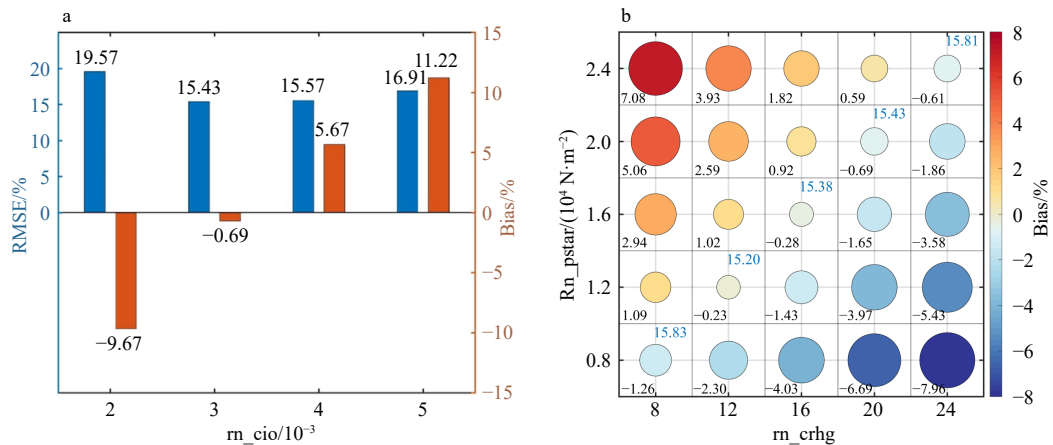


图 2 以 LIM3 中参数默认值 ($m_cio = 5 \times 10^{-3}$, $m_pstar = 2 \times 10^4 \text{ N/m}^2$, $m_crhg = 20$) 20% 为间隔, 对 (a) m_cio , (b) m_pstar 和 m_crhg 进行参数值调整的敏感实验

Fig. 2 Sensitive experiments with varying (a) m_cio , (b) m_pstar and m_crhg at an interval of 20% of their default values ($m_cio = 5 \times 10^{-3}$, $m_pstar = 2 \times 10^4 \text{ N/m}^2$, $m_crhg = 20$) used in LIM3

在 (a) 中, 红色条和蓝色条分别表示偏差和均方根误差; 在 (b) 中, 黑色数字和圈内颜色表示偏差, 蓝色数字表示均方根误差

Red and blue bars in (a); black numbers (and color shading spots) and blue numbers in (b) indicate the bias and RMSE, respectively

表3 ROSE 海冰模块和生态模块参数 (P: 南极棕囊藻和 D: 硅藻, Z: 小型浮游动物和 M: 中型浮游动物)
Table 3 Key parameters for sea ice and planktonic organisms and their values in ROSE (P: *Phaeocystis antarctica*, D: Diatoms, Z: microzooplankton, M: mesozooplankton)

参数符号	单位	参数名称
海冰模块		
m_{cio}	3×10^{-3}	冰-海拖曳系数
m_{pstar}	1.2×10^4	冰抗压强度
m_{crhg}	12	冰强度衰减常数
<i>P, D</i>		
μ_{max}^0	2.0, 1.2	0°C生长率
α^I	1.2, 0.6	P-I斜率
S_{rat}^I	4.5, 3.0	细胞大小比例
$K_{Fe}^{I,min}$	1.0, 0.4	铁最小半饱和和常数
$\theta_{max}^{Fe,I}$	40, 20	最大铁碳比
$\theta_{opt}^{Fe,I}$	17, 7	最优铁碳比
P_i^Z	0.9, 0.9	小型浮游动物偏好
P_i^M	0.65, 2.00	中型浮游动物偏好
<i>Z, M</i>		
g_{max}^X	1.80, 0.575	最大摄食速率
P_Z^M	2.5	中对微型浮游动物偏好
K_G^X	10, 20	摄食半饱和和常数

度产品, 提供南北半球逐日海冰密集度序列, 水平分辨率为 $(1/20)^{0[68]}$ 。ROSE 模拟的潮汐分量则使用 TPXO 潮汐资料进行评估。TPXO 模型基于二维正压流体方程, 运用广义反演法进行实测数据同化, 并采用最小二乘法进行数据拟合。该模型同化数据包括卫星测高数据 (T/P、Topex Tandem、ERS、GFO) 和实测验潮站数据^[69]。

叶绿素 *a* 浓度评估使用 2010–2020 年海洋水色气候变化倡议 (The Ocean Colour Climate Change Initiative, OC-CCI) 的逐月 Chl *a* 浓度数据。OC-CCI 是基于中分辨率成像光谱仪 MERIS (Medium spectral Resolution Imaging Spectrometer sensor)、海视宽视场传感器 SeaWiFS (Sea-viewing Wide-Field-of-view Sensor)、水色中分辨率成像光谱仪 MODIS-Aqua (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer-Aqua sensors) 和可见光红外成像辐射仪 VIIRS (Visible and Infrared Imaging Radiometer Suite) 等海洋水色数据生成的覆盖全球的数据集, 其水平分辨率为 $(1/24)^{0[70]}$ 。相较于单一卫星传感器, 该数据集提供了更长的时间序列, 且在时间连续和数据一致性方面表现良好^[71], 因此被广泛用于 Chl *a* 的时空变化研究^[72] 以及生物地球化学模式的验证^[73]。

此外, 本文还收集了 *Nathaniel B. Palmer* 考察船在罗斯海夏季与秋季开展的 5 个航次观测数据, 分别对应 PRISM-RS、TRACERS、phantastic01、PIPERS 和

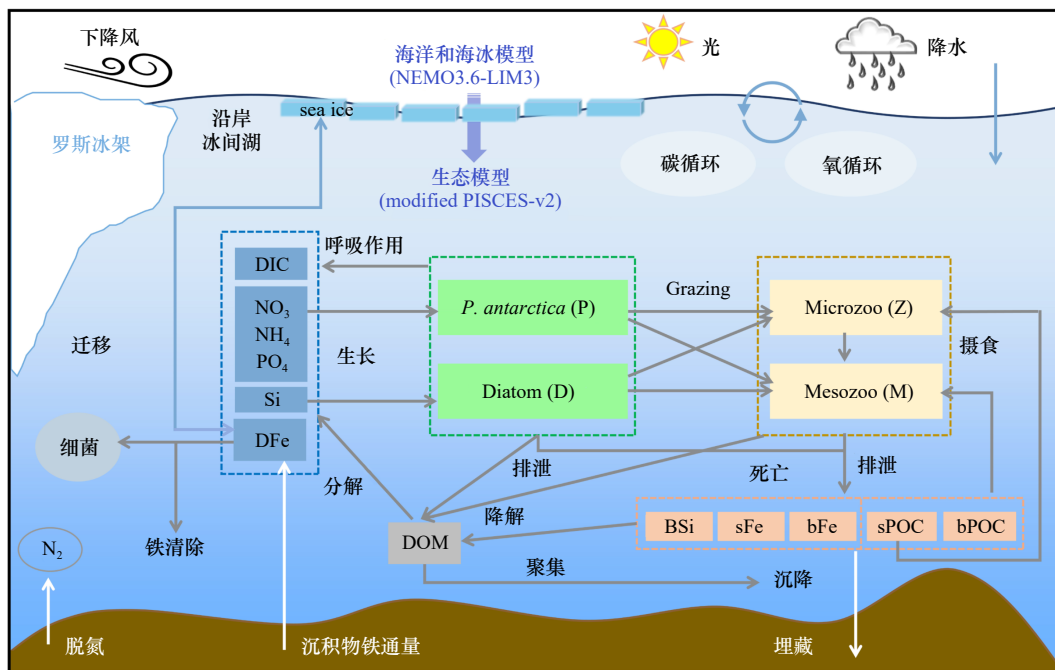


图3 ROSE 模式生态模块示意图 (改编自 Zhang 等^[17]; 缩写含义见正文)

Fig. 3 Schematic diagram of the ecology module in ROSE (Adapted from Zhang et al., 2023; full meaning of abbreviations can be found in maintext)

CICLOPS 研究项目, 观测站位分布如图 1 所示。上述所有数据简介及来源见表 4。

模式评估采用均方根误差 (Root Mean Squared Error, RMSE)、线性相关系数 (r)、泰勒图^[74]、成本函数^[75] (Cost Function, CF) 等统计指标定量评估模式结果与观测数据的吻合程度。其中, CF 值可以将模式性能划分为“非常好 (0~1)” “良好 (1~2)” “合理 (2~3)” 和“较差 (>3)” 4 类。

3.2 海冰

在海冰季节变化方面, ROSE、SOSE 和 OSTIA 三者呈现出总体一致的变化特征: 冬季被海冰完全覆盖, 2 月则几乎无冰 (图 4a)。SOSE 数据显示夏季海冰相对偏多, 尤其在 2013 年前较为明显 (图 4b)。ROSE 与 OSTIA 海冰面积变化高度吻合, 两者在 2010–2020 年逐月序列相关性达 $r = 0.97$ ($p < 0.001$)。在罗斯海, 海冰消融始于 10 月, 12 月海冰消退显著。以 12 月为例, ROSE 再现了与 OSTIA 相似的海冰面积年际变化 (图 4c), 两者相关系数达 0.99 ($p < 0.001$)。SOSE 的年际变化与其他数据存在差异, 整体高于 OSTIA 卫星分析结果。ROSE 与 OSTIA 逐月和逐年序列 (后者针对 12 月) 的 CF 值分别为 0.20 和 0.11, 表明 ROSE 在模拟海冰时间变化方面性能良好。

在海冰覆盖 (SIC) 的空间分布上, OSTIA 显示在 12 月罗斯冰架 (RIS) 前缘附近存在显著的冰间湖, 呈舌状向西北延伸, 即罗斯冰架冰间湖 (RISP, 图 4d)。ROSE 再现了这一沿岸冰间湖的形成, 并且在海冰密集度空间分布上与 OSTIA 高度相似 (图 4e), 二者空

间上的相关系数和 CF 值分别为 0.92 ($p < 0.001$) 和 0.23。SOSE 对夏季海冰范围存在明显高估, 未能很好再现这一罗斯海典型的冰间湖特征 (图 4f)。

在以往研究中, Dinniman 等^[76–77] 及 Wang 等^[78] 利用了不包含生态模块的高分辨率罗斯海海洋-海冰-冰架模式, 再现了海冰覆盖面积的季节和年际变化, 以及夏季生成的沿岸冰间湖。Dinniman 等在研究中指出其模式模拟结果与卫星反演的逐月海冰覆盖面积的相关系数达到 0.953 ^[77]。本研究中 ROSE 在海冰模拟方面的表现, 与上述国际前沿模式的结果相当, 这为后续研究中利用 ROSE 深入探究海冰变化及其生态效应奠定了基础。

3.3 温盐特征

基于所收集的 5 个航次观测数据的时空分布, 筛选出与其时间和位置对应的模拟结果, 采用 Taylor 图对 ROSE 模式温盐的模拟能力进行评估 (图 5)。尽管 ROSE 模拟的温度略有高估, 盐度略有低估, 但温度和盐度的相关系数均超过 0.5, 其中 4 个航次相关系数高于 0.7 ($p < 0.001$)。ROSE 与观测的归一化标准差均小于 1.5, 归一化的 RMSE 均接近或小于 1。温度和盐度 CF 值分别为 0.54 和 0.55, 这表明 ROSE 合理再现了罗斯海与观测较为一致的温盐分布特征。

进一步将上述两组时空对应的数据按中性密度划分为 3 个部分, 以识别罗斯海的水团结构 (图 5c 和 d)。ROSE 成功再现了 Orsi 和 Wiederwohl 划分的主要水团^[79], 包括南极表层水 (Antarctic Surface Water, AASW)、绕极深层水 (Circumpolar Deep Water, CDW)、

表 4 ROSE 评估所用数据集
Table 4 Dataset used for ROSE evaluation

数据集	类别	覆盖时间	评估对象	来源
SOSE	模式 (含同化)	2010.1.1–2020.12.31 逐日	海冰密集度	http://sose.ucsd.edu/
OSTIA	卫星	2010.1.1–2020.12.31 逐日	海冰密集度	https://doi.org/10.48670/moi-00168
OC-CCI	卫星	2010.1.1–2020.12.31 逐日	叶绿素 a	https://climate.esa.int/en/projects/ocean-colour/data/
TPXO	模式	2010.1.1–2020.12.31 逐日	潮汐	https://www.tpxo.net/tpxo-products-and-registration
巡航项目	航次数据			
PRISM-RS	NBP1201	2012.1.6–2012.2.5	温盐、叶绿素 a 、溶解铁	https://www.bco-dmo.org/project/2155
TRACERS	NBP1302	2013.2.3–2013.3.18	温盐、叶绿素 a	https://www.bco-dmo.org/project/547771
Phantastic01	NBP1310	2013.12.20–2014.1.5	温盐、溶解铁	https://dataportal.nioz.nl/doi/10.25850/nioz/7b.b.r
PIPERS	NBP1704	2017.4.23–2017.5.28	温盐	https://www.bco-dmo.org/project/815403
CICLOPS	NBP1801	2017.12.30–2018.2.18	温盐、叶绿素 a	https://www.bco-dmo.org/project/774945

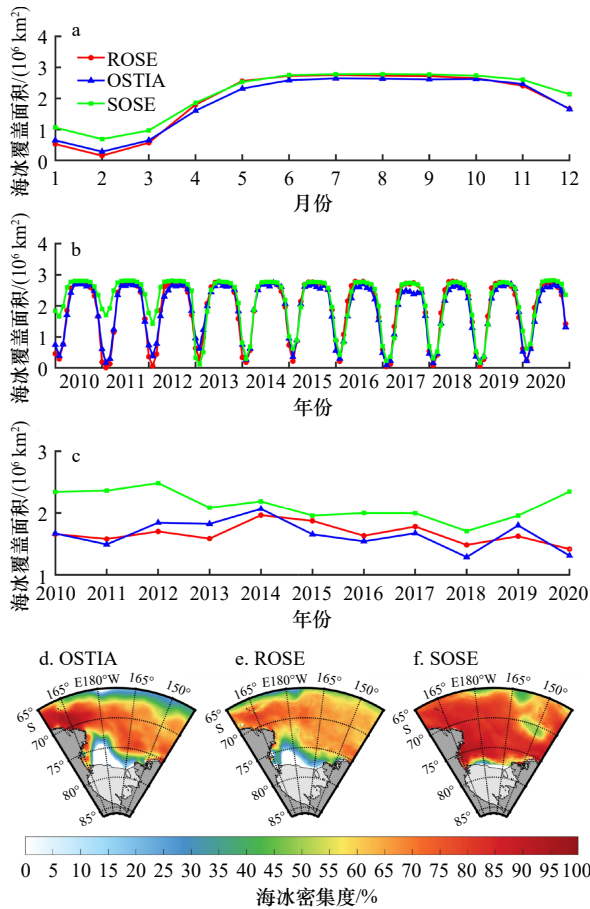


图4 2010–2020年罗斯海海冰覆盖面积多年平均周年循环(a), 逐月变化(b), 12月的年际变化(c), 以及基于OSTIA(d), ROSE(e)和SOSE(f)多年平均的12月海冰密集度的空间分布

Fig. 4 Annual cycle of multi-year averaged (a), monthly time series (b), and yearly variations of December sea ice area (c) over 2010–2020 in the Ross Sea. Spatial distribution of December sea ice concentration based on OSTIA (d), ROSE (e) and SOSE (f)

变性绕极深层水(modified Circumpolar Deep Water, mCDW)、变性陆架水(modified Shelf Water, MSW)、南极底层水(Antarctic Bottom Water, AABW)和陆架水(Shelf Water, SW)。罗斯海上层以AASW为主, 其具有较大的温度和盐度范围($-2.3^{\circ}\text{C} < \text{位势温度 } \theta < 2^{\circ}\text{C}$, $34 < \text{盐度 } S < 34.30$), ROSE对此的模拟与观测一致(图5d)。罗斯海中层(中性密度值介于 $28.0 \sim 28.27 \text{ kg/m}^3$)分布有CDW和mCDW。CDW是南大洋最为深厚的水团, 其相对温暖、高盐且富含营养盐。Orsi和Wiederwohl^[79]指出, CDW通过多个海槽侵入大陆架, 在侵入过程中会与周围的AASW和SW混合, 形成性质介于二者之间的mCDW。当mCDW继续南流, 至冰架下的冰腔时, 水体与冰架发生的相互作用, 使其温度降至表层冰点以下, 从而形成罗斯

海密度最大的冰架水(Ice Shelf Water, ISW, $\theta < -1.95^{\circ}\text{C}$)。罗斯海底层水由中性密度大于 28.27 kg/m^3 的水团组成, 主要是AABW和SW。SW代表底层水中温度最低的部分($\theta < -1.85^{\circ}\text{C}$), 其盐度大于34.5。SW会与上层暖水混合, 从而转化为MSW($\theta > -1.85^{\circ}\text{C}$), 随后其北流至陆架边缘, 夹带周围环境水体, 进一步转化为AABW(图5d)。与其他高分辨率海洋-海冰-冰架模式(如RAISE-v1(Ross Sea and Amundsen Sea Ice-Sea Model)^[80–81])相比, ROSE模式因缺乏冰架及冰腔内环流动力过程, 未能充足模拟到mCDW形成的ISW和底层的高密度陆架水(Dense Shelf Water, DSW, 尤其是盐度大于34.8的部分), ROSE模拟的底层水占陆架水总体积的比例为42%, 略低于Orsi和Wiederwohl^[79]估算的53%。

此外, 本文选择了NBP1310航次期间一条穿越RISP和陆架的经向断面(称为断面a, 图1中绿色线)用以评估ROSE模拟的温盐垂直结构。结果表明, ROSE再现了与观测结果相似的温盐垂直结构(图5e和f)。模拟和观测的整个断面呈现明显的温度跃层, 在北部较浅陆架区域存在盐度跃层。南部沿岸冰间湖区域(OSTIA结果中12月SIC小于25%的区域)的盐度高于北部, 而温度跃层下方的温度低于北部, 代表了冰间湖内低温的高盐陆架水生成。在 77°S 以北, 温度垂直分布较南部更为复杂, 典型的特征为 $200 \sim 400 \text{ m}$ 深度存在的暖水, 这可能是mCDW入侵陆架的信号, 在其上方则有明显的冷水层。ROSE再现了这一关键特征。但在该区域深层, 模拟的盐度偏低约0.3, 此前研究表明该区域因mCDW的水平侵入导致盐度升高^[80], 因此这一偏差可能源于ROSE对中层mCDW盐度的低估(图5d)。尽管如此, 观测与ROSE模拟断面的温度和盐度, 相关系数分别为0.84和0.70($p < 0.001$), RMSE分别为 0.58°C 和0.15, CF值分别为0.47和0.72, 这表明ROSE较好地捕捉了从冰架前缘到大陆架的温盐结构空间分布, 为研究水团间的相互作用及其对生态系统影响提供了有力支撑。

3.4 潮汐和环流

本文选取两个主要潮汐分量(全日潮 K_1 和半日潮 M_2), 对模式结果与TPXO潮汐资料进行了对比分析(图6)。对于 K_1 分潮, TPXO数据显示其振幅在陆架坡折区(IB附近)相对较大, 向南至冰架前缘逐渐减弱; ROSE模拟结果虽在振幅高值区域存在一定幅值偏差, 但振幅量级及其大尺度空间分布与TPXO基本一致。对于 M_2 分潮, 其振幅整体小于 K_1 , TPXO与模式结果均表现出罗斯海东南海区向西北海区振

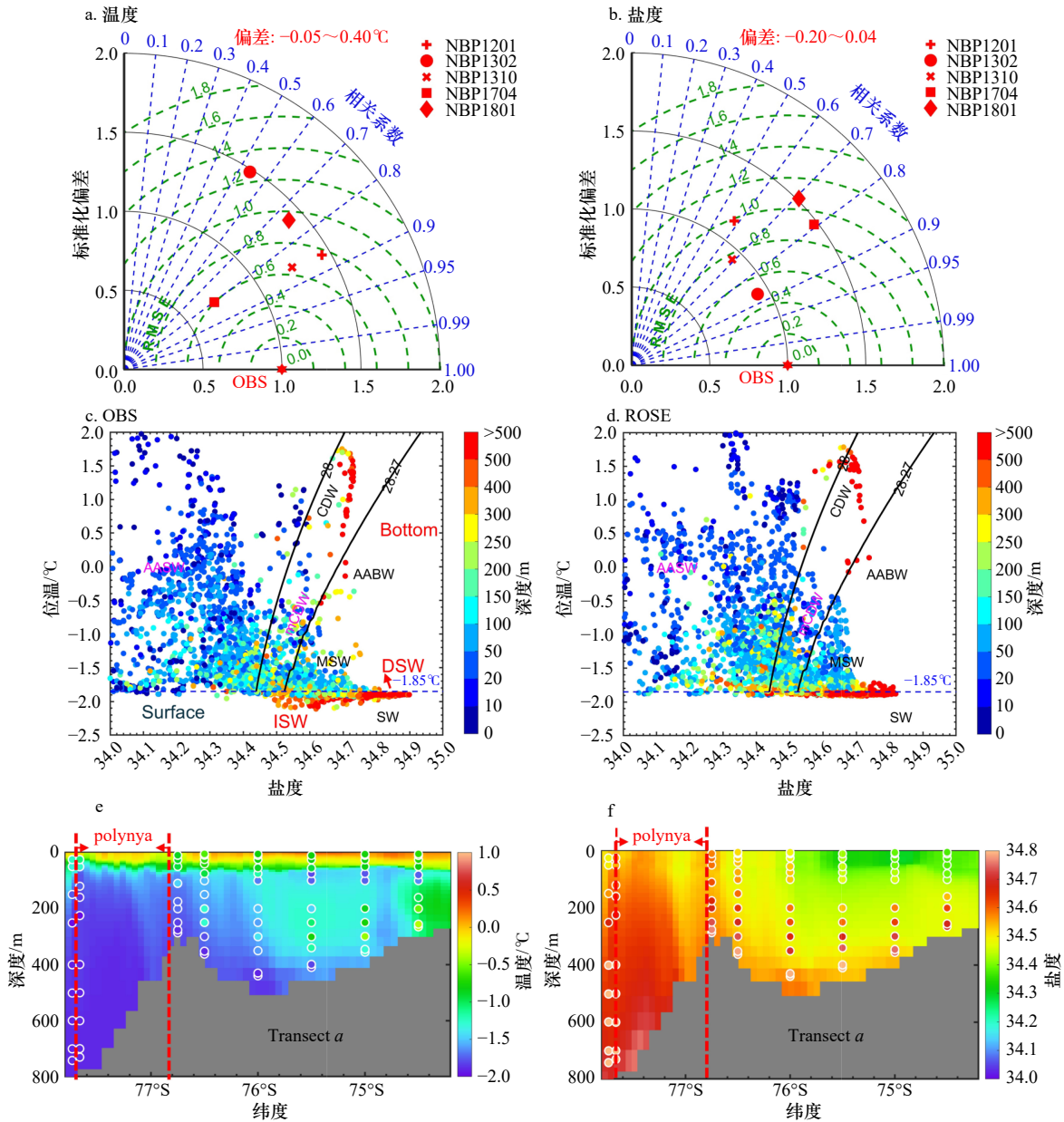


图5 航次观测数据及与之时空对应的ROSE模式结果的温度(a)和盐度(b)的泰勒图,航次观测(c)和ROSE模式(d)水深2000 m以浅的温盐点聚图,沿断面a(见图1)的温度(e)和盐度(f)垂直分布

Fig. 5 Taylor diagrams of temperature (a) and salinity (b) between cruise measurements and corresponding model results. Potential temperature-salinity scatter plot based on cruise measurements (c) and corresponding ROSE simulations (d) within water column shallower than 2 000 m in the Ross Sea. Vertical distribution of temperature (e) and salinity (f) along the transect a

在(a)和(b)中,红色文本标注了模式温度和盐度的偏差范围。(c-d)中散点颜色表示水深,黑色实线为中性密度28.00和28.27 kg/m³,蓝色虚线为海水冰点。(e-f)中背景颜色为ROSE模拟结果,散点为NBP1310航次观测数据,红色虚线框区域表示OSTIA反演的12月冰间湖(海冰密集度SIC < 25%)

Biases for model simulated temperature and salinity are respectively shown in red in (a) and (b). In (c-d), color shading of scatters represents the water depth. Solid black curves show the neutral density of 28.00 and 28.27 kg/m³. The dashed blue line indicates the freezing point of seawater. In (e-f), color shading represents the ROSE simulation. Scatters denote the observations from the NBP1310 cruise. The red dashed lines highlight the OSTIA-reconstructed polynya in December SIC < 25%)

幅逐渐增大的特征。以上表明模式总体上能够合理再现罗斯海区域主要潮汐分量的空间分布格局。

在罗斯海陆架,存在若干由历史时期冰川运动切割出来的南北走向的深槽,其周围与浅滩交错分布。

受这种地形引导,罗斯海环流系统较为复杂。总体来说,罗斯海环流特征为陆架区交替出现的入流与出流,以及由海表面高度异常驱动的强劲的西向陆坡流 [23, 82-83]。ROSE再现了这一总体环流特征(图7),

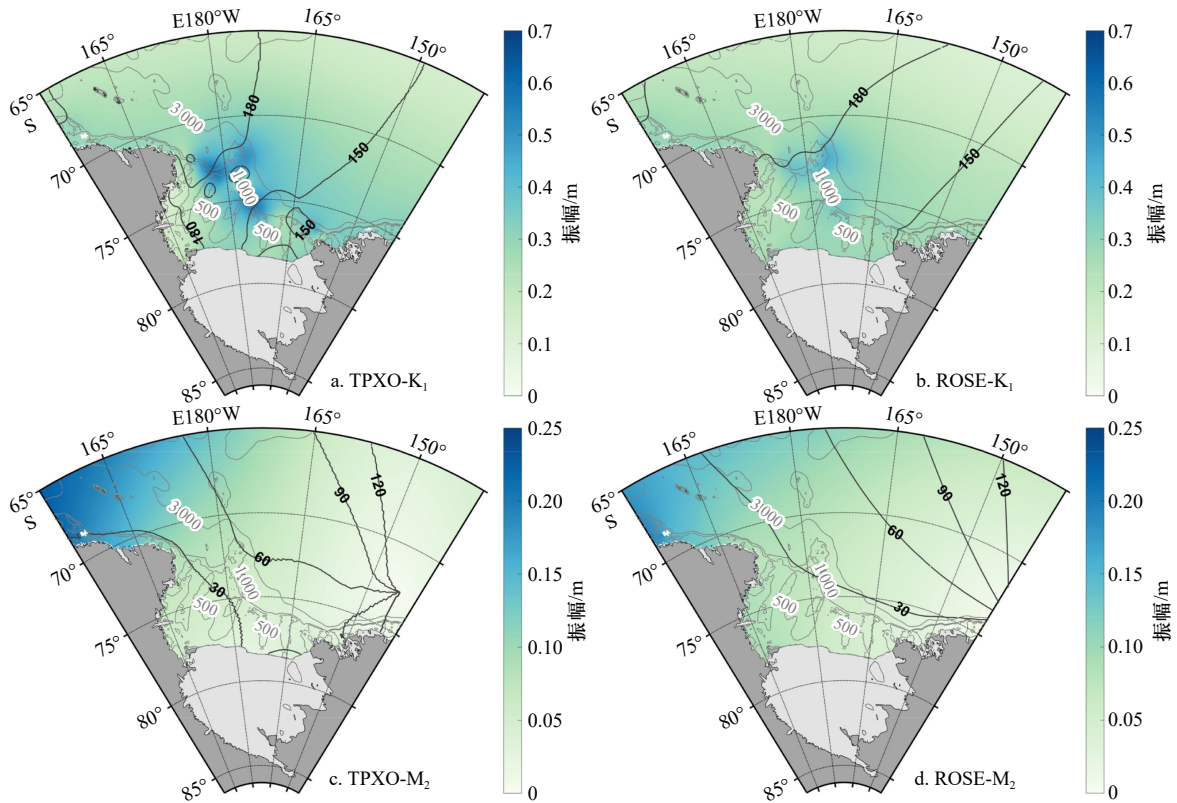


图 6 模式与 TPXO 数据 K_1 和 M_2 分潮对比

Fig. 6 Comparison of K_1 and M_2 tidal constituents between Rose and TPXO

黑色等值线代表迟角($^\circ$), 灰色等值线代表水深(m), 背景颜色代表振幅

Black contours denote the phase lag ($^\circ$), gray contours denote the depth (m), and the color shading indicates amplitude

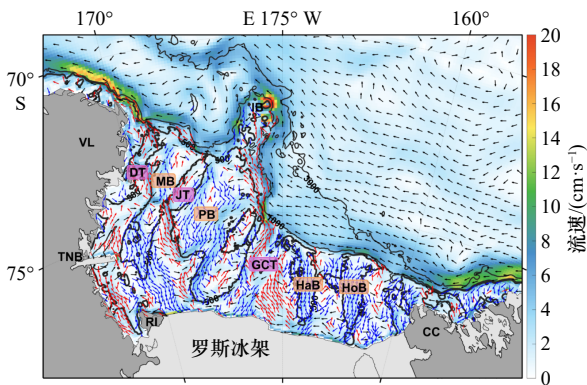


图 7 2010–2020 年水柱平均的多年平均流场

Fig. 7 Multi-year mean flow field averaged in the whole water column over 2010–2020

在陆架区域, 出流用红色表示、入流用蓝色表示。颜色阴影和箭头分别指示流速大小和流向。灰色等值线为 1 000 m 和 3 000 m 等深线, 粗黑色等值线为 500 m 等深线, 缩写含义见图 1

Outflow is indicated in red and inflow in blue over the shelf. Color shading and arrow respectively indicate the speed magnitude and flow direction. Gray contours denote the 1 000 m and 3 000 m isobaths. Bold black contour denotes the 500 m isobath. Full meaning of abbreviations can be found in Fig.1 caption

结果与近期发展的高分辨率海洋-海冰-冰架模式^[80, 84]类似。

具体来看, 在罗斯海西部陆架的浅滩区域, 出现显著的入流(图 7 中蓝色箭头)特征, 尤其是 MB 和 PB 西坡^[85]。此外, JT 和 GCT 的东侧存在水体的流入。海槽区域已被证明是富含营养盐的水团(如 CDW)侵入陆架的重要通道^[86–87]。而显著的出流(图 7 中红色箭头)主要发生在 DT 和 JT 西部。此外, CC 附近存在一股较强的西向陆坡流(平均流速超过 10 cm/s), 其方向与 1 000 m 等深线平行, 沿大陆坡持续西向流动, 在抵达 IB 时流速进一步增强。流经 IB 之后, 西向陆坡流沿 1 000 m 和 3 000 m 等深线分叉为两支: 沿 1 000 m 等深线的分支在 VL 北部附近接收了来自 DT 的陆架出流, 流速再次增强。Gordon 等^[88–89]曾指出, 西部海槽的流出对 VL 附近陆坡流有重要贡献, 这些流出的高密度陆架水在大陆坡快速下沉并转向西流, 受科里奥利力作用汇入进陆坡流。此外, ROSE 还模拟出一股从 CC 沿 RIS 边缘向 RI 的西向流。以上提到 ROSE 模拟的环流特征与罗斯海有限的观测记录一致^[21, 90–94]。

仍需指明的一点是 ROSE 模式缺乏罗斯冰架对环流的动力调整, 因此与高分辨率海洋-海冰-冰架模式[如 RSSM(Ross Sea Sector Model)和 RAISE-v1]相

比^[80-81, 84, 95], 其在模拟陆架前缘环流时存在一定不确定性。如先前研究表明, 在 RI 东侧的入流通常会进入冰架下的冰腔, 进一步形成冰腔内逆时针方向的反气旋环流(即罗斯岛洋流^[84, 95])。由于 ROSE 未耦合冰架模块, 模拟的该入流碰到冰架前缘后, 便在 PB 南侧的海槽内转向北流。

3.5 溶解铁

罗斯海被认为是一个受季节性 DFe 限制调控的区域^[3]。有限的 DFe 浓度观测表明, 罗斯海冬季混合层较深, 底层的 DFe 通过垂向过程向表层补给, 在春夏季水华开始之后, 表层 DFe 浓度会出现季节性下降^[96-98]。具体来说, 从早春的大于 0.2 nmol/L 到晚春和初夏的约 0.1 nmol/L, 这种 DFe 消耗主要是生物吸收导致的。ROSE 模式再现了这种季节性 DFe 变化趋势: 在夏季罗斯海 DFe 浓度降至 0.1 nmol/L 以下, 而冬季浓度较高, 大于 0.5 nmol/L。由于罗斯海南部夏季 DFe 的限制, 罗斯海陆架表层水中的常量营养盐(硝酸盐、磷酸盐和硅酸盐)在生长季很少被耗尽^[3, 99], 这在 ROSE 的模拟结果中也得到了体现。

随着混合层变浅、水体层结加强, 表层 DFe 消耗

后难以从底层获得补充, 夏季 DFe 呈现出明显的垂向梯度, 表现为表层浓度较低而底层浓度较高的分布特征^[100]。本文选取了 NBP1302 和 NBP1201 航次中的两条断面(图 1 中断面 a 和 b)的 DFe 浓度观测数据, 评估 ROSE 模拟的 DFe 垂向分布(图 8)。为了更清晰地呈现垂向梯度, 图 8 展示了 DFe 偏离值(anomalies, 该点的实际浓度减去断面平均值)的垂向分布。结果显示, ROSE 模拟出了与观测相似的 DFe 垂直结构: 表层(25 m 以浅) DFe 浓度低(图 8 中红字), 底层浓度显著高于表层。总体而言, 模式模拟的 DFe 浓度略高于观测值, 尤其在 NBP1201 航次断面 b 的深层区域, 但再现了夏季罗斯海中、南部 DFe 限制的典型特征。断面 a 和断面 b 上, 观测与模拟的 DFe 浓度空间相关系数分别为 0.72($p < 0.001$, 图 8c)和 0.52($p < 0.001$, 图 8f), CF 值均为 0.58, 表明 ROSE 对 DFe 垂向结构的模拟与观测结果吻合良好。

由于 DFe 观测数据的缺乏, 以及其本身源汇的复杂性, 此前纳入 DFe 作为预测变量且对 DFe 浓度进行直接校验的罗斯海海洋-海冰-生态系统模式多局限于一维框架^[42, 101]。ROSE 对三维场内 DFe 时空分布

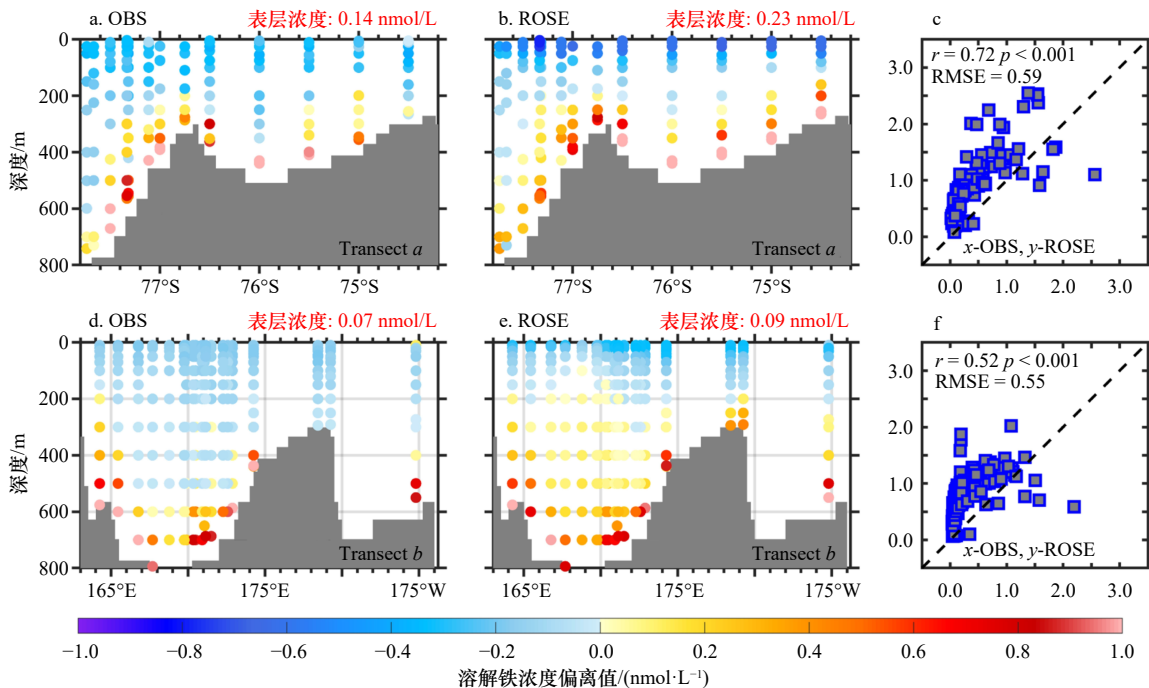


图 8 观测(a)和 ROSE 模拟(b)的沿 NBP1310 航次断面 a 的 DFe 偏离值垂直分布, 观测与模拟 DFe 的散点图及两者相关系数和均方根误差(c)。d-f 为 NBP1201 航次断面 b 的结果

Fig. 8 Vertical distribution of observed (a) and the corresponding ROSE-simulated (b) DFe anomalies along Transect a from the NBP1310 cruise. c. Scatter plots of observed and simulated DFe concentrations (true values) with correlation coefficient and RMSE. d-f. Same as (a-c) but for transect b from the NBP1201 cruise

偏离值定义为真实值与区域平均值的差值。表层浓度(红色标出)为 25 m 以浅水域深度平均的 DFe 浓度
Anomaly is the difference between the true value and regional mean. Surface concentration (shown in red) is defined as the average DFe concentration within shallow water of 25 m

特征的合理再现,有望加深我们对罗斯海不同区域DFe供给过程及其与浮游植物初级生产关系的理解。

3.6 叶绿素

RISP冰间湖内浮游植物的季节性水华是罗斯海研究较为广泛的生态现象。基于OC-CCI卫星观测结果和ROSE在2010–2020年的模拟结果,本研究计算了RISP内(OSTIA反演的多年平均12月SIC小于

25%的区域)逐月表层Chl *a*质量浓度,用于评估ROSE对季节性浮游植物水华的模拟。观测和模拟结果均显示,冰间湖的Chl *a*质量浓度在12月达到峰值,这与前人基于观测和模式的研究一致^[30, 42, 49, 99]。此外,ROSE模拟的Chl *a*月变化与OC-CCI卫星数据吻合良好(相关系数达到0.92, $p < 0.001$)(图9a)。而在整个1000 m以浅的陆架区域,Chl *a*质量浓度的季

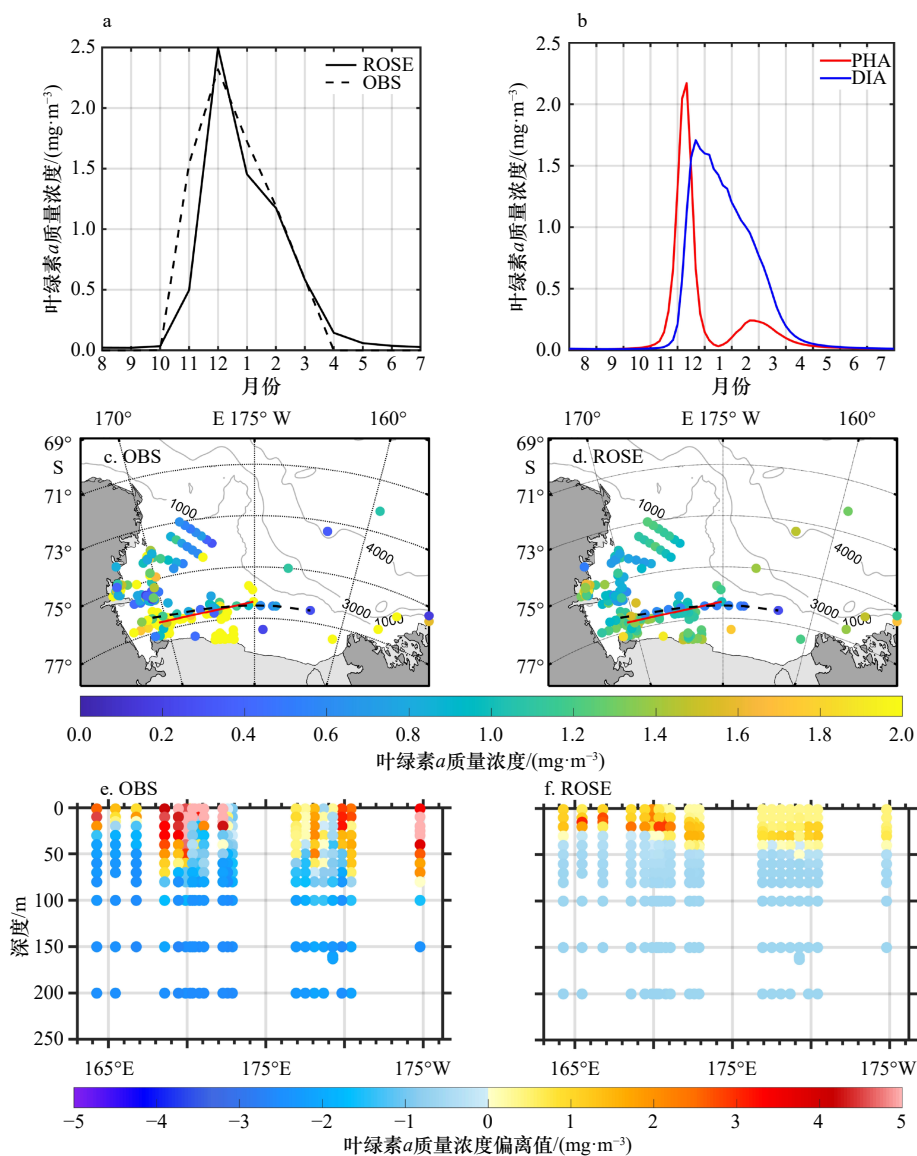


图9 基于OC-CCI的(黑色虚线)和ROSE模拟的(黑色实线)RISP内Chl *a*质量浓度月变化(a)。ROSE模拟的RISP内南极棕囊藻(PHA)到硅藻(DIA)的季节性演替(b)。航次观测(c)和ROSE模拟(d)的50 m以浅水域深度平均Chl *a*质量浓度。NBP1201航次断面b(e)和ROSE模拟(f)的Chl *a*质量浓度偏离值的垂直结构

Fig. 9 (a) OC-CCI satellite-based (black dashed lines) and the ROSE-simulated (black solid lines) annual cycle of Chl *a* mass concentrations, and (b) ROSE-simulated seasonal succession from *Phaeocystis antarctica* to diatoms in the Ross Ice Shelf Polynya (RISP). Depth-mean Chl *a* mass concentrations in the upper 50 m layer based on cruise measurements (c) and corresponding results from the ROSE model (d). Vertical distribution of the observed (e) and the simulated (f) Chl *a* mass concentration anomalies along Transect *b* from the NBP1201 cruise

图(c-d)中,红色线表示NBP1201航次的断面**b**,黑色虚线为NBP1302航次中与断面**b**相近的一条断面。偏离值为真实值与区域平均值的差值。Red lines in (c) and (d) indicate transect *b*, while black dashed lines indicate the Transect from the NBP1302 cruise. Anomaly is the difference between the true value and regional mean

节变化与 RISP 有所差异, 已有研究指出 Chl *a* 质量浓度在 1 月达到峰值^[3]。ROSE 模式也再现了这一特点, 模拟的陆架 1 000 m 以浅区域内表层 Chl *a* 质量浓度峰值出现在 1 月 $[(1.32 \pm 0.23) \text{ mg/m}^3]$, 其空间差异略低于 12 月 $[(1.10 \pm 0.39) \text{ mg/m}^3]$, 代表此时陆架上普遍发生水华, 而 12 月的水华则主要发生在沿岸冰间湖。进一步地, ROSE 再现了 RISP 内浮游植物群落季节演替过程(图 9b), 即从春季的南极棕囊藻主导到夏季的硅藻主导, 南极棕囊藻水华在 12 月中旬达到峰值, 其 Chl *a* 峰值水平高于后续的硅藻水华峰值。这与先前研究提出的浮游植物演替模式一致^[3]。以上结果表明, ROSE 能够再现罗斯海 Chl *a* 质量浓度的时间变化特征。

此外, 利用 NBP1201、NBP1302 和 NBP1801 多航次的观测数据评估了 ROSE 模拟的 50 m 以浅的 Chl *a* 浓度的空间分布(图 9c 和 d)。模式与观测的结果对比显示, 在大陆架区域, 特拉诺瓦湾(TNB)和罗斯海南部整体 Chl *a* 浓度较高(图 9c 和 d), 这一空间特征与遥感观测的结果一致^[102]。同时, 西部高于东部, 这可能与近岸营养盐供应和水体层化条件的空间差异所致^[2, 33]。值得注意的是, 2012 年沿岸区域的断面 *b* 观测到异常高的 Chl *a* 浓度(甚至超过 10 mg/m^3), 而 2013 年 NBP1302 航次中邻近断面 *b* 的另一条断面(图 9c 中黑色虚线), Chl *a* 浓度则低得多($< 2 \text{ mg/m}^3$)。ROSE 模式捕捉到了这种年际变化, 但两航次间 Chl *a* 浓度的实测差异显著大于模式模拟结果。先前的研究探讨了 2012 年观测到的异常高 Chl *a* 浓度的可能原因^[15]。在 NBP1201 航次期间, 罗斯海东南部测得颗粒铁浓度升高(高达 5.7 nmol/L), 其可能通过表层再循环过程来维持夏季的浮游植物水华。此外, 罗斯海东北部出现的气旋式涡旋可能也导致了 Chl *a* 浓度的升高。这些物理和生物过程的复杂耦合作用可能超出了当前 ROSE 的模拟能力范围, 导致无法捕捉到这一 Chl *a* 异常高值现象。值得注意的是, 在 NBP1201 航次期间, MODIS 和 OC-CCI 卫星观测也均未显示断面 *b* 存在异常高的表层 Chl *a* 浓度(大多低于 5 mg/m^3)。MODIS 卫星观测结果显示, 2002–2017 年 1 月罗斯海南部陆架 Chl *a* 浓度的气候平均值普遍低于 3 mg/m^3 ^[103]。

考虑到 NBP1201 航次数据点更为密集, 我们选取了其中的纬向断面 *b*, 评估 ROSE 模拟的 Chl *a* 浓度偏离值的垂向分布(图 9e 和 f)。尽管对 Chl *a* 的绝对浓度有所低估, 但 ROSE 再现了 Chl *a* 的垂向梯度(剖面上浓度的空间相关系数达到 0.59), 高的 Chl *a* 浓度集中在较浅的光合层内(主要在 50 m 以浅)。

尽管 ROSE 模式对卫星观测和罗斯海航次观测的 Chl *a* 浓度均有略微低估, ROSE 成功再现了 Chl *a* 时空分布的主要特征, 包括浮游植物群落季节演替、沿岸冰间湖更强的浮游植物水华, 以及 Chl *a* 的垂直分层分布。这些特征的合理再现, 表明 ROSE 在罗斯海生态动力与生物地球化学循环研究方面的可适用性, 能够用以支撑揭示罗斯海初级生产的能量传递及生物泵碳输出等相关科学问题的机理。

4 总结与展望

罗斯海作为生物多样性热点区域, 在南大洋海洋生态系统的平衡与稳定中发挥着关键作用。该海域物理环境的变化, 特别是其对低营养层浮游生物的影响, 已引起广泛关注。受限于观测数据的稀疏性, 数值模拟成为揭示浮游生物动态过程及其潜在机制的重要工具。本文系统回顾了涵盖罗斯海在内的海洋生态系统模式的发展历程, 包括从全球到区域、从一维到三维的建模进展。我们发现, 目前在罗斯海这样海冰变化复杂的区域, 尚未实现完整的海冰模块与三维区域生态系统模块的耦合。

基于 NEMOV3.6-LIM3-PISCESv2 全球模式配置, 本研究发展了针对罗斯海的高分辨率三维海洋-海冰-生态系统耦合模式(简称 ROSE), 并完成了 2010–2020 年的后报模拟。通过现有观测数据和已有研究成果对模式进行评估, 结果表明: ROSE 能够较好地再现海冰密集度的时空变化及沿岸冰间湖的生消过程。数值敏感性实验进一步表明, 调整冰-海拖曳系数对改进沿岸冰间湖形成的模拟效果具有主导作用。此外, ROSE 成功再现了基于温盐特性的主要水团分布, 捕捉到陆架区入流-流出交错分布的环流格局以及较强的西向陆坡流, 合理地模拟出溶解铁与叶绿素 *a* 的分布特征, 以及浮游植物群落由南极棕囊藻向硅藻的季节性演替规律。本文较为详细地介绍了 ROSE 模式框架、参数调整与模拟结果评估, 以期后续罗斯海生态模式发展与相关研究提供参考。

随着全球气候变化的持续加剧, 近年来, 罗斯海海冰呈现减少趋势, 海洋环境亦处于快速变化之中。预测该海域未来的生态演变及气候响应, 首先需理解当前初级生产和浮游植物如何响应海洋-海冰环境的变化。ROSE 模式的建立与发展为我们更全面认识罗斯海生态系统、理解其当前及未来潜在的生态变化提供了有力工具。我们也将以此为科学问题的出发点, 利用 ROSE 模式并结合观测数据, 揭示罗斯海近期环境变化机制及低营养层生态系统响应规律。

同时需指明,当前 ROSE 模式尚未耦合冰架模块,虽对陆架及外海整体生态特征的影响相对较小,但对冰架前缘水团及环流模拟仍存在一定的不确定性,模式还需要进一步考虑纳入冰架及冰腔对环流场的影响,

发展海洋-海冰-冰架-生态系统耦合模式。此外,罗斯海新增综合调查观测数据的积累也将进一步被用来支撑模式生态参数优化,不断完善 ROSE 模式,提升其模拟性能。

参考文献:

- [1] Arrigo K R, van Dijken G L, Bushinsky S. Primary production in the Southern Ocean, 1997-2006[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C8): C08004.
- [2] Goffart A, Catalano G, Hecq J H. Factors controlling the distribution of diatoms and *Phaeocystis* in the Ross Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2000, 27(1/3): 161-175.
- [3] Smith Jr W O, Ainley D G, Arrigo K R, et al. The oceanography and ecology of the Ross Sea[J]. *Annual Review of Marine Science*, 2014, 6(1): 469-487.
- [4] Arrigo K R, van Dijken G, Long M. Coastal Southern Ocean: a strong anthropogenic CO₂ sink[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(21): L21602.
- [5] Arrigo K R, Weiss A M, Smith Jr W O. Physical forcing of phytoplankton dynamics in the southwestern Ross Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1998, 103(C1): 1007-1021.
- [6] Smith Jr W O. Primary productivity measurements in the Ross Sea, Antarctica: a regional synthesis[J]. *Earth System Science Data*, 2022, 14(6): 2737-2747.
- [7] Schoemann V, Becquevort S, Stefels J, et al. *Phaeocystis* blooms in the global ocean and their controlling mechanisms: a review[J]. *Journal of Sea Research*, 2005, 53(1/2): 43-66.
- [8] Sweeney C, Hansell D A, Carlson C A, et al. Biogeochemical regimes, net community production and carbon export in the Ross Sea, Antarctica[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2000, 47(15/16): 3369-3394.
- [9] Richardson K, Beardall J, Raven J A. Adaptation of unicellular algae to irradiance: an analysis of strategies[J]. *New Phytologist*, 1983, 93(2): 157-191.
- [10] van Hilst C M, Smith Jr W O. Photosynthesis/irradiance relationships in the Ross Sea, Antarctica, and their control by phytoplankton assemblage composition and environmental factors[J]. *Marine Ecology Progress Series*, 2002, 226: 1-12.
- [11] Alderkamp A C, van Dijken G L, Lowry K E, et al. Effects of iron and light availability on phytoplankton photosynthetic properties in the Ross Sea[J]. *Marine Ecology Progress Series*, 2019, 621: 33-50.
- [12] Smith W O, Nelson D M. Phytoplankton bloom produced by a receding ice edge in the Ross Sea: spatial coherence with the density field[J]. *Science*, 1985, 227(4683): 163-166.
- [13] McGillicuddy Jr D J, Sedwick P N, Dinniman M S, et al. Iron supply and demand in an Antarctic shelf ecosystem[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(19): 8088-8097.
- [14] Kustka A B, Kohut J T, White A E, et al. The roles of MCDW and deep water iron supply in sustaining a recurrent phytoplankton bloom on central Pennell Bank (Ross Sea)[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2015, 105: 171-185.
- [15] Marsay C M, Barrett P M, McGillicuddy Jr D J, et al. Distributions, sources, and transformations of dissolved and particulate iron on the Ross Sea continental shelf during summer[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(8): 6371-6393.
- [16] Nissen C, Vogt M. Factors controlling the competition between *Phaeocystis* and diatoms in the Southern Ocean and implications for carbon export fluxes[J]. *Biogeosciences*, 2021, 18(1): 251-283.
- [17] Zhang Yongli, Zhao Wei, Wei Hao, et al. Iron limitation and uneven grazing pressure on phytoplankton co-lead the seasonal species succession in the Ross Ice Shelf Polynya[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2023, 128(3): e2022JC019026.
- [18] Arteaga L A, Boss E, Behrenfeld M J, et al. Seasonal modulation of phytoplankton biomass in the Southern Ocean[J]. *Nature Communications*, 2020, 11(1): 5364.
- [19] Parkinson C L. A 40-y record reveals gradual Antarctic sea ice increases followed by decreases at rates far exceeding the rates seen in the Arctic[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2019, 116(29): 14414-14423.
- [20] DuVivier A K, Molina M J, Deppenmeier A L, et al. Projections of winter polynyas and their biophysical impacts in the Ross Sea Antarctica[J]. *Climate Dynamics*, 2024, 62(2): 989-1012.
- [21] Castagno P, Falco P, Dinniman M S, et al. Temporal variability of the Circumpolar Deep Water inflow onto the Ross Sea continental shelf[J]. *Journal of Marine Systems*, 2017, 166: 37-49.
- [22] Montes-Hugo M, Doney S C, Ducklow H W, et al. Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic Peninsula[J]. *Science*, 2009, 323(5920): 1470-1473.
- [23] Smith Jr W O, Sedwick P N, Arrigo K R, et al. The Ross Sea in a sea of change[J]. *Oceanography*, 2012, 25(3): 90-103.
- [24] Porter D F, Springer S R, Padman L, et al. Evolution of the seasonal surface mixed layer of the Ross Sea, Antarctica, observed with autonomous profiling floats[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(7): 4934-4953.
- [25] Jacobs S S, Giulivi C F, Dutrieux P. Persistent Ross Sea freshening from imbalance West Antarctic ice shelf melting[J]. *Journal of Geo-*

- physical Research: Oceans, 2022, 127(3): e2021JC017808.
- [26] Smith Jr W O, Dinniman M S, Hofmann E E, et al. The effects of changing winds and temperatures on the oceanography of the Ross Sea in the 21st century[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(5): 1624–1631.
- [27] Wang Zhaomin. On the response of Southern Hemisphere subpolar gyres to climate change in coupled climate models[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(3): 1070–1086.
- [28] Sullivan C W, Arrigo K R, McClain C R, et al. Distributions of phytoplankton blooms in the Southern Ocean[J]. *Science*, 1993, 262(5141): 1832–1837.
- [29] Peloquin J A, Smith Jr W O. Phytoplankton blooms in the Ross Sea, Antarctica: interannual variability in magnitude, temporal patterns, and composition[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C8): C08013.
- [30] Smith Jr W O, Asper V, Tozzi S, et al. Surface layer variability in the Ross Sea, Antarctica as assessed by *in situ* fluorescence measurements[J]. *Progress in Oceanography*, 2011, 88(1/4): 28–45.
- [31] Arrigo K R, Robinson D H, Worthen D L, et al. Phytoplankton community structure and the drawdown of nutrients and CO₂ in the Southern Ocean[J]. *Science*, 1999, 283(5400): 365–367.
- [32] Liu Xiao, Smith Jr W O. Physiochemical controls on phytoplankton distributions in the Ross Sea, Antarctica[J]. *Journal of Marine Systems*, 2012, 94: 135–144.
- [33] Bolinesi F, Saggiomo M, Ardini F, et al. Spatial-related community structure and dynamics in phytoplankton of the Ross Sea, Antarctica[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2020, 7: 574963.
- [34] Maier-Reimer E. Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distributions[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7(3): 645–677.
- [35] Six K D, Maier-Reimer E. Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10(4): 559–583.
- [36] Friedlingstein P, Dufresne J L, Cox P M, et al. How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle?[J]. *Tellus B*, 2003, 55(2): 692–700.
- [37] Pasquer B, Metz N, Goosse H, et al. What drives the seasonality of air-sea CO₂ fluxes in the ice-free zone of the Southern Ocean: a 1D coupled physical-biogeochemical model approach[J]. *Marine Chemistry*, 2015, 177(Pt 3): 554–565.
- [38] Pondaven P, Fravallo C, Ruiz-Pino D, et al. Modelling the silica pump in the Permanently Open Ocean Zone of the Southern Ocean[J]. *Journal of Marine Systems*, 1998, 17(1/4): 587–619.
- [39] Martin J H, Gordon R M, Fitzwater S E. Iron in Antarctic waters[J]. *Nature*, 1990, 345(6271): 156–158.
- [40] Lancelot C, Hannon E, Becquevort S, et al. Modeling phytoplankton blooms and carbon export production in the Southern Ocean: dominant controls by light and iron in the Atlantic sector in Austral spring 1992[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2000, 47(9): 1621–1662.
- [41] Pasquer B, Laruelle G, Becquevort S, et al. Linking ocean biogeochemical cycles and ecosystem structure and function: results of the complex SWAMCO-4 model[J]. *Journal of Sea Research*, 2005, 53(1/2): 93–108.
- [42] Kaufman D E, Friedrichs M A M, Smith Jr W O, et al. Climate change impacts on southern Ross Sea phytoplankton composition, productivity, and export[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(3): 2339–2359.
- [43] Kwon Y S, La H S, Jung J, et al. Exploring the roles of iron and irradiance in dynamics of diatoms and *Phaeocystis* in the Amundsen Sea continental shelf water[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2021, 126(3): e2020JC016673.
- [44] Kwon Y S, La H S, Kang H W, et al. A regional-scale approach for modeling primary production and biogenic silica export in the Southern Ocean[J]. *Environmental Research*, 2023, 217: 114811.
- [45] Wang Shanlin, Moore J K. Incorporating *Phaeocystis* into a Southern Ocean ecosystem model[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C1): C01019.
- [46] Wang Shanlin, Moore J K. Variability of primary production and air-sea CO₂ flux in the Southern Ocean[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2012, 26(1): GB1008.
- [47] Nissen C, Vogt M, Münnich M, et al. Factors controlling coccolithophore biogeography in the Southern Ocean[J]. *Biogeosciences*, 2018, 15(22): 6997–7024.
- [48] Worthen D L, Arrigo K R. A coupled ocean-ecosystem model of the Ross Sea. Part 1: interannual variability of primary production and phytoplankton community structure[M]//Ditullio G R, Dunbar R B. Biogeochemistry of the Ross Sea. Washington: American Geophysical Union, 2003: 93–105.
- [49] Arrigo K R, Worthen D L, Robinson D H. A coupled ocean-ecosystem model of the Ross Sea: 2. Iron regulation of phytoplankton taxonomic variability and primary production[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C7): 3231.
- [50] Tagliabue A, Arrigo K R. Anomalously low zooplankton abundance in the Ross Sea: an alternative explanation[J]. *Limnology and Oceanography*, 2003, 48(2): 686–699.
- [51] Le Quéré C, Rödenbeck C, Buitenhuis E T, et al. Saturation of the Southern Ocean CO₂ sink due to recent climate change[J]. *Science*, 2007, 316(5832): 1735–1738.
- [52] Saenz B T, Arrigo K R. Annual primary production in Antarctic sea ice during 2005–2006 from a sea ice state estimate[J]. *Journal of*

- Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(6): 3645–3678.
- [53] Saenz B T, Arrigo K R. Simulation of a sea ice ecosystem using a hybrid model for slush layer desalination[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C5): C05007.
- [54] Yool A, Popova E E, Anderson T R. Medusa-1.0: a new intermediate complexity plankton ecosystem model for the global domain[J]. *Geoscientific Model Development*, 2011, 4(2): 381–417.
- [55] Yool A, Popova E E, Anderson T R. MEDUSA-2.0: an intermediate complexity biogeochemical model of the marine carbon cycle for climate change and ocean acidification studies[J]. *Geoscientific Model Development*, 2013, 6(5): 1767–1811.
- [56] Kvale K, Keller D P, Koeve W, et al. Explicit silicate cycling in the Kiel Marine Biogeochemistry Model version 3 (KMBM3) embedded in the UVic ESCM version 2.9[J]. *Geoscientific Model Development*, 2021, 14(12): 7255–7285.
- [57] Saini H, Kvale K, Chase Z, et al. Southern Ocean ecosystem response to Last Glacial Maximum boundary conditions[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(7): e2020PA004075.
- [58] Madec G. NEMO Ocean Engine[M]. Notes du Pôle de modélisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, 2008, 1288–1619.
- [59] Rousset C, Vancoppenolle M, Madec G, et al. The Louvain-La-Neuve sea ice model LIM3.6: global and regional capabilities[J]. *Geoscientific Model Development*, 2015, 8(10): 2991–3005.
- [60] Aumont O, Ethé C, Tagliabue A, et al. PISCES-v2: an ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies[J]. *Geoscientific Model Development Discussions*, 2015, 8(2): 1375–1509.
- [61] Zwally H J, Comiso J C, Gordon A L. Antarctic offshore leads and polynyas and oceanographic effects[M]//Jacobs S S. *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. Washington: American Geophysical Union, 1985: 203–226.
- [62] Parish T R, Cassano J J, Seefeldt M W. Characteristics of the Ross Ice Shelf air stream as depicted in Antarctic Mesoscale Prediction System simulations[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2006, 111(D12): D12109.
- [63] Docquier D, Massonnet F, Barthélemy A, et al. Relationships between Arctic sea ice drift and strength modelled by NEMO-LIM3.6[J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(6): 2829–2846.
- [64] Hibler III W D. A dynamic thermodynamic sea ice model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1979, 9(4): 815–846.
- [65] Chikhar K, Lemieux J F, Dupont F, et al. Sensitivity of ice drift to form drag and ice strength parameterization in a coupled ice–ocean model[J]. *Atmosphere-Ocean*, 2019, 57(5): 329–349.
- [66] Dong Chunming, Luo Xiaofan, Nie Hongtao, et al. Effect of compressive strength on the performance of the NEMO-LIM model in Arctic Sea ice simulation[J]. *Journal of Oceanology and Limnology*, 2023, 41(1): 1–16.
- [67] Mazloff M R, Heimbach P, Wunsch C. An eddy-permitting Southern Ocean state estimate[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(5): 880–899.
- [68] Donlon C J, Martin M, Stark J, et al. The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 116: 140–158.
- [69] Egbert G D, Erofeeva S Y. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19(2): 183–204.
- [70] Sathyendranath S, Brewin R J W, Brockmann C, et al. An ocean-colour time series for use in climate studies: the experience of the ocean-colour climate change initiative (OC-CCI)[J]. *Sensors*, 2019, 19(19): 4285.
- [71] Belo Couto A, Brotas V, Mélin F, et al. Inter-comparison of OC-CCI chlorophyll-*a* estimates with precursor data sets[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2016, 37(18): 4337–4355.
- [72] Zhai Dongran, Beaulieu C, Kudela R M. Long-term trends in the distribution of ocean chlorophyll[J]. *Geophysical Research Letters*, 2024, 51(7): e2023GL106577.
- [73] Martinez E, Gorgues T, Lengaigne M, et al. Reconstructing global chlorophyll-*a* variations using a non-linear statistical approach[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2020, 7: 464.
- [74] Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D7): 7183–7192.
- [75] Radach G, Moll A. Review of three-dimensional ecological modeling related to the North Sea shelf system. Part II: model validation and data needs[J]. *Oceanography and Marine Biology*, 2006, 44: 1–60.
- [76] Dinniman M S, Klinck J M, Smith Jr W O. A model study of Circumpolar Deep Water on the West Antarctic Peninsula and Ross Sea continental shelves[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2011, 58(13/16): 1508–1523.
- [77] Dinniman M S, Klinck J M, Hofmann E E, et al. Effects of projected changes in wind, atmospheric temperature, and freshwater inflow on the Ross Sea[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(4): 1619–1635.
- [78] Wang Yufei, Zhou Meng, Zhang Zhaoru, et al. Seasonal variations in Circumpolar Deep Water intrusions into the Ross Sea continental shelf[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2023, 10: 1020791.
- [79] Orsi A H, Wiederwohl C L. A recount of Ross Sea waters[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(13/14): 778–795.
- [80] Yan Liangjun, Wang Zhaomin, Liu Chengyan, et al. The salinity budget of the Ross Sea continental shelf, Antarctica[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2023, 128(3): e2022JC018979.

- [81] Zhang Zhaoru, Xie Chuan, Wang Chuning, et al. The Ross Sea and Amundsen Sea Ice-Sea Model (RAISE v1.0): a high-resolution ocean-sea ice-ice shelf coupling model for simulating the Dense Shelf Water and Antarctic Bottom Water in the Ross Sea, Antarctica[J]. *Geoscientific Model Development*, 2024, 18(5): 1375–1393.
- [82] Assmann K, Hellmer H H, Beckmann A. Seasonal variation in circulation and water mass distribution on the Ross Sea continental shelf[J]. *Antarctic Science*, 2003, 15(1): 3–11.
- [83] Chen Yuanjie, Zhang Zhaoru, Wang Xuezhong, et al. Interannual variations of heat budget in the lower layer of the eastern Ross Sea shelf and the forcing mechanisms in the Southern Ocean State Estimate[J]. *International Journal of Climatology*, 2023, 43(11): 5055–5076.
- [84] Xie Chuan, Zhang Zhaoru, Chen Yuanjie, et al. The response of Ross Sea shelf water properties to enhanced Amundsen Sea ice shelf melting[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2024, 129(7): e2024JC020919.
- [85] Kohut J, Hunter E, Huber B. Small-scale variability of the cross-shelf flow over the outer shelf of the Ross Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(4): 1863–1876.
- [86] St-Laurent P, Klinck J M, Dinniman M S. On the role of coastal troughs in the circulation of warm Circumpolar Deep Water on Antarctic shelves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(1): 51–64.
- [87] Wang Xiaoqiao, Zhang Zhaoru, Dinniman M S, et al. The response of sea ice and high-salinity shelf water in the Ross Ice Shelf Polynya to cyclonic atmosphere circulations[J]. *The Cryosphere*, 2023, 17(3): 1107–1126.
- [88] Gordon A L, Zambianchi E, Orsi A, et al. Energetic plumes over the western Ross Sea continental slope[J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(21): L21302.
- [89] Gordon A L, Orsi A H, Muench R, et al. Western Ross Sea continental slope gravity currents[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2009, 56(13/14): 796–817.
- [90] Lewis E L, Perkin R G. The winter oceanography of McMurdo Sound, Antarctica[M]//Jacobs S S. *Oceanology of the Antarctic Continental Shelf*. Washington: American Geophysical Union, 1985: 145–165.
- [91] Keys H, Jacobs S S, Barnett D. The calving and drift of iceberg B-9 in the Ross Sea, Antarctica[J]. *Antarctic Science*, 1990, 2(3): 243–257.
- [92] Picco P, Amici L, Meloni R, et al. Temporal variability of currents in the Ross Sea (Antarctica)[M]//Spezie G, Manzella G M R. *Oceanography of the Ross Sea Antarctica*. Milano: Springer, 1999: 103–117.
- [93] Picco P, Bergamasco A, Demicheli L, et al. Large-scale circulation features in the central and western Ross Sea (Antarctica)[M]//Faranda F M, Guglielmo L, Ianora A. *Ross Sea Ecology: Italian Antarctic Expeditions (1987-1995)*. Berlin: Springer, 2000: 95–105.
- [94] Muench R D, Wählin A K, Özgökmen T M, et al. Impacts of bottom corrugations on a dense Antarctic outflow: NW Ross Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(23): L23607.
- [95] Jendersie S, Williams M J M, Langhorne P J, et al. The density-driven winter intensification of the Ross Sea circulation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(11): 7702–7724.
- [96] Sedwick P N, Marsay C M, Sohst B M, et al. Early season depletion of dissolved iron in the Ross Sea polynya: implications for iron dynamics on the Antarctic continental shelf[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C12): C12019.
- [97] Marsay C M, Sedwick P N, Dinniman M S, et al. Estimating the benthic efflux of dissolved iron on the Ross Sea continental shelf[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(21): 7576–7583.
- [98] Gerringa L J A, Laan P, van Dijken G L, et al. Sources of iron in the Ross Sea Polynya in early summer[J]. *Marine Chemistry*, 2015, 177(Pt 3): 447–459.
- [99] Cao Ruobing, Smith Jr W O, Zhong Yisen, et al. The seasonal patterns of hydrographic and biogeochemical variables in the Ross Sea: a BGC-Argo analysis[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2025, 219: 105436.
- [100] Gerringa L J A, Alderkamp A C, van Dijken G, et al. Dissolved trace metals in the Ross Sea[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2020, 7: 577098.
- [101] Salmon E, Hofmann E E, Dinniman M S, et al. Evaluation of iron sources in the Ross Sea[J]. *Journal of Marine Systems*, 2020, 212: 103429.
- [102] Chen Shuangling, Smith Jr W O, Yu Xiaolei. Revisiting the ocean color algorithms for particulate organic carbon and chlorophyll - a concentrations in the Ross Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2021, 126(8): e2021JC017749.
- [103] Park J, Kim J H, Kim H C, et al. Environmental forcings on the remotely sensed phytoplankton bloom phenology in the central Ross Sea Polynya[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(8): 5400–5417.

Development and evaluation of a regional high-resolution coupled ocean-sea ice-ecosystem model for the Ross Sea, Antarctica

Zhu Longxing¹, Luo Xiaofan¹, Zhao Wei¹, Zhang Yongli¹, Wei Hao^{1,2}

(1. *Tianjin Key Laboratory for Marine Environmental Research and Service, School of Marine Science and Technology, Tianjin University, Tianjin 300072, China*; 2. *Laoshan Laboratory, Qingdao 266000, China*)

Abstract: Developing plans for marine protected areas and predicting future changes in marine ecosystems require improved understanding of the response of marine lower trophic levels to environmental changes. For this purpose, numerical models are useful tools while they require continual improvement because of the inclusion of multiple parameters. This study focuses on development and evaluation of a high-resolution three-dimensional coupled ocean, sea-ice and ecosystem model for the Ross Sea (abbr. ROSE). Based on learnings from reviewing the previously developed marine ecosystem models covering the Ross Sea, ROSE is developed using version 3.6 of the Nucleus for European Modeling of the Ocean, version 3 of the Louvain-la-Neuve Sea Ice Model, and the Pelagic Interactions Scheme for Carbon and Ecosystem Study (volume 2). A series tuning of the parameters related to ice dynamics has been carried out. The results suggest that tuning the ice-ocean drag coefficient leads to improved simulation of the coastal polynya, which is a distinct feature in the Ross Sea. A decade-long hindcast simulation, covering 2010–2020, is achieved. The simulated space-time variations of sea ice, ocean hydrography, dissolved iron and Chl *a* mass concentrations are evaluated against available observations and previously published results. The evaluation results suggest that ROSE possesses reasonable skills in reproducing the known features of the above state variables and thus can be further applied to study the mechanism driving recent environmental changes and the response of lower trophic levels in the Ross Sea ecosystem.

Key words: coupled ocean-sea ice-ecosystem model; model evaluation; Ross Sea; Antarctica