

刘健康, 陈红霞. 基于实测的再分析和 CMIP6 模式在白令海中上层海温的数据质量评估[J]. 海洋学报, 2026, 48(x): 1–17, doi:  
Liu Jiankang, Chen Hongxia. Quality Assessment of Reanalysis Data and 39 CMIP6 Models Based on In-situ Sea Temperature Observations in the Upper to Middle Layers of the Bering Sea[J]. Haiyang Xuebao, 2026, 48(x): 1–17, doi:

# 基于实测的再分析和 CMIP6 模式在白令海中上层海温的数据质量评估

刘健康<sup>1,2</sup>, 陈红霞<sup>1,2,3\*</sup>

(1. 自然资源部第一海洋研究所, 山东青岛 266061; 2. 自然资源部海洋环境科学与数值模拟重点实验室, 山东青岛 266061; 3. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 山东青岛 266237)

**摘要:** 基于 2012 年 (冷年) 和 2014 年 (暖年) 7 月白令海 B 断面 4 个典型站点的观测数据, 结合多套再分析数据和气候模式结果, 采用相关系数、中心均方根误差和标准差等指标, 系统评估了不同数据在约 0–1 000 m 海温结构中的再现能力及其多时间尺度表现。结果表明, 白令海中上层 (约 0–200 米) 海温变率显著高于深层 (约 200 米以深), 再分析数据在各水层的平均误差整体小于模式数据; 其中 2012 年中上层误差约为 0.3–0.5 °C, 模式误差约为 2 °C 量级, 深层误差分别约为 0.1 °C 和 1 °C 量级。2014 年多数模式误差较 2012 年有所降低, 显示模式表现具有一定的气候背景依赖性。长时间序列分析表明, 各数据均能再现“冬冷夏暖”的季节循环特征, 但模式在中层温度上存在约 1 °C 的系统性偏差; 在年代际尺度上, 海表温度异常变化较为一致, 而中层异常在极值时间上存在数年尺度的偏移。研究量化了不同数据在白令海中上层海温再现中的误差幅度及不确定性特征, 为区域海温变化分析及多源数据应用提供了定量参考。

**关键词:** 白令海; 中上层海温; 再分析数据; CMIP6 模式数据

中图分类号: P731

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2026)x-0001-17

## 1 引言

白令海位于北太平洋高纬度地区, 是连接太平洋与北冰洋的重要海洋通道, 其海洋热力过程在全球气候系统、海洋环流和区域生态系统中具有重要影响<sup>[1]</sup>。海水温度作为关键的热力变量, 不仅反映了局地的海气相互作用和水团演变过程, 也是判断气候变化和评估生态环境响应的重要依据<sup>[2]</sup>。已有研究中, 学者们多依赖实测观测数据对白令海中上层海水温度的时空变化特征进行分析, 取得了许多重要成果, 阐明了白令海陆架区表层海温的冬夏季差异<sup>[3]</sup>、白令海海温冷暖交替的年际变化<sup>[4-5]</sup>以及海盆和陆架区中层冷水

团的周期性变化<sup>[6-7]</sup>等, 在揭示中上层冷水结构、季节演变和异常年气候背景方面发挥了关键作用。

然而, 白令海地区常年面临复杂恶劣的气象和海洋环境, 给实测观测工作带来诸多困难。冬季期间, 海冰广泛覆盖陆架区域, 叠加强风暴和严寒天气, 严重制约了常规航次的开展。通常海冰自秋季开始形成, 持续至翌年 4 月, 5 月才逐渐消退<sup>[8]</sup>。结合中国自 1999 年起获取到的白令海实测数据可知, 观测活动多集中在海况相对稳定的夏季 (7 月、8 月和 9 月), 且受资源和条件限制, 部分年份未能开展观测<sup>[9]</sup>。这些因素共同导致实测数据在空间上主要分布于局部海域, 在时间上则集中于夏季或零星年份, 整体数据覆

收稿日期: 2025-07-09。

基金项目: 国家重点研发计划海浪-风暴潮数值模式及综合预警报技术项目——近海多源影像的风-浪-潮智能监测系统 (2023YFC3008204)。

作者简介: 刘健康 (2000—), 男, 福建省福鼎市人, 从事极地海洋学研究, E-mail: liujiankang@fio.org.cn

\* 通信作者: 陈红霞 (1975—), 男, 教授级工程师, 博士, 主要从事极地与区域海洋动力学方面研究。E-mail: chenhx@fio.org.cn

盖范围有限,时空分布不均。这种局限性使得仅依赖实测数据难以全面揭示白令海海温的长期变化趋势与大尺度空间格局,限制了对区域气候变化背景与主控机制的深入研究。

为弥补观测资料的不足,海洋再分析产品及全球气候模式模拟结果为白令海海温变化研究提供了重要的数据支持。此类数据具备时间跨度长、空间覆盖广、时序一致性好的优势,已广泛应用于全球及区域尺度的海洋与气候研究中。以再分析数据为例, Madhusoodanan 等利用 SODA(Simple Ocean Data Assimilation, 简单海洋数据同化)数据研究了 1958–2005 年北冰洋上层 1 000 米热含量的长期变化特征<sup>[10]</sup>; Liu 等深入探讨了 1961–2018 年 GECCO3(Germany to the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Project Version 3, 德国为“估算海洋环流与气候”项目提供的第三个版本数据集)数据中海表温度及热含量对大西洋淡水含量变化的驱动机制<sup>[11]</sup>; Rahman 等评估了 2012–2017 年间 10 种再分析产品及 6 种观测产品在印度洋海区(阿拉伯海和孟加拉湾)海表温度重建的精度,结果显示再分析产品整体优于观测产品,尤其在开放海域表现更为出色<sup>[12]</sup>。此外,作为最新一代耦合模式比较计划,CMIP6(Coupled Model Inter-comparison Project Phase 6)提供了丰富的全球气候模拟数据,为气候变化研究提供了坚实支持<sup>[13]</sup>。Bai 等评估了 CMIP6 模式对印度-太平洋暖池海温变暖趋势的模拟能力,指出其在关键物理过程模拟上较 CMIP5 有显著改进<sup>[14]</sup>; Feng 等则发现 CMIP6 模式在捕捉太平洋年代际振荡相关的热带太平洋海温梯度及其对西北太平洋热带气旋频率影响方面表现较好,有助于深化对太平洋年代际振荡区域气候及热带气旋活动影响的理解与预测<sup>[15]</sup>。

然而,由于海洋系统的复杂性,不同再分析产品和气候模式对白令海海温结构的模拟能力可能存在较大差异,但相关的系统性评估相对不足。谢龙等人对白令海相邻区域——北冰洋中 CMIP6 模式热含量模拟能力的研究<sup>[16]</sup>,为理解高纬度海域模式表现提供了有益参考。鉴于白令海实测资料有限,本文拟基于北极科学考察获取的实测数据,系统评估国际主流再分析产品与 CMIP6 多模式对白令海中上层海水温度的模拟性能。研究将采用统一的误差评估方法,将各类数据与观测结果进行对比,深入探讨其在刻画区域海洋热力结构方面的适用性与可靠性。旨在明确不同数据源的优势与不足,为筛选高可信度、高适用性的数据产品提供依据,并为开展更长时间尺度、更大

空间范围的白令海中上层海温变化研究及相关模式的优化应用提供科学支撑。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据

本研究采用 2012 年和 2014 年 7 月北极科学考察获取的 CTD(Conductivity, Temperature, Depth)实测数据、6 个再分析数据和 39 个 CMIP6 模式数据,各数据详细信息如下:

(1) 实测数据: 国家极地科学数据中心提供的 2012 年和 2014 年 7 月北极科学考察获取的白令海 B 断面(自希尔绍夫海峡南侧的阿留申海盆延伸至圣劳伦斯岛南侧,范围为 53.96°N–63.44°N、170.56°E–172.31°W)中上层海水实测数据,分别在海盆南(约 55°N)、海盆北(约 58°N)、陆坡(约 60.3°N)和陆架(约 62°N)各选取一个典型站点,作为评估不同数据在中上层温度模拟中的性能基准。

选用这些数据的依据是,前人研究<sup>[17]</sup>表明,1999 年至 2019 年间,白令海 B 断面中上层夏季海水温度呈现冷暖交替的变化特征。2012 年和 2014 年分别为典型的冷年和暖年,且时间相近,有利于分析热状态转变过程,具备较强代表性。此外,B 断面跨越海盆(以 57°N 为界,南北热状态存在显著差异)、陆坡及陆架等典型海洋地貌单元,确保所选站点具有区域代表性。

(2) 再分析数据: ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 欧洲中期天气预报中心)提供的 1950 年 1 月至 2023 年 12 月的 ERA5(ECMWF Reanalysis version 5, 欧洲中期天气预报中心第五代再分析数据)的海表温度数据,水平分辨率 0.25°×0.25°,时间分辨率为月;美国国家环境信息中心提供的 1982 年 1 月至 2023 年 12 月的海表温度数据 OISST(Optimum Interpolation Sea Surface Temperature, 最佳插值海表温度),水平分辨率 0.25°×0.25°,时间分辨率为月;英国气象局哈德莱中心提供的 1950 年 1 月至 2023 年 12 月海表温度数据 HadISST(Hadley Center Global Sea Surface Temperature, 哈德莱中心全球海表温度),水平分辨率为 1°×1°,时间分辨率为月;德国为“估算海洋环流与气候”项目提供的第三个版本数据集 GECCO3,选取 1950 年 1 月至 2018 年 12 月的海温数据,时空分辨率分别为月和 1°×1°,40 个深度层级;哥白尼海洋环境观测服务提供的全球海洋集合再分析数据 GOEPR(Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis, 全球海洋集合物理再分析),选取 1993 年 1 月

至 2022 年 12 月的海温数据, 时空分辨率分别为月和  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ , 75 个深度层级; 美国国家大气研究中心提供的简单海洋数据同化数据 SODA, 选取 1980 年 1 月至 2022 年 12 月的海温数据, 时空分辨率分别为月和  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ , 50 个深度层级。

(3) CMIP6 模式数据: CMIP6 历史气候模拟实验下 39 个模式的海温数据, 时间范围为 1950 年 1 月至 2014 年 12 月。为将分析时段延续至 2023 年, 进一步采用了相对应的高排放情景 SSP5-8.5 (Shared Socioeconomic Pathway 5-8.5) 下的模式数据, 时间范围为

2015 年 1 月至 2023 年 12 月。SSP5-8.5 情景在 2100 年的辐射强迫约为  $8.5 \text{ W/m}^2$ , 全球平均温度升幅可达  $4.5^{\circ}\text{C}$  以上, 常用于评估高排放背景下气候变化的潜在影响。采用该情景能够在保证 1950—2023 年时间序列完整性的同时, 充分利用其在 CMIP6 模式中输出较为完整的优势, 便于多模式集成与比较, 并能较好地反映白令海高纬度海域对强温室气体强迫的热力响应。所有选取的 CMIP6 模式数据均进行了统一插值处理, 垂向分辨率插值为 1 米, 水平分辨率插值为  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。39 个模式数据的详细信息如表 1 所示:

表 1 CMIP6 模式数据信息<sup>[16]</sup>  
Table 1 Information of CMIP6 mode data

序号	模式	所属机构(国别)	网格(经度×纬度×垂向层级)
1	ACCESS-CM2	CSIRO-BOM(澳大利亚)	360×300×50
2	ACCESS-ESM1-5	CSIRO-BOM(澳大利亚)	360×300×50
3	AWI-CM-1-1-MR	AWI(德国)	830 305×46
4	BCC-CSM2-MR	BCC(中国)	360×232×40
5	CAMS-CSM1-0	CAMS(中国)	360×200×50
6	CESM2-WACCM	NCAR(美国)	360×180×33
7	CIESM	THU(中国)	320×384×60
8	CMCC-CM2-SR5	CMCC(意大利)	362×292×50
9	CNRM-CM6-1	CNRM-CERFACS(法国)	362×294×75
10	CNRM-CM6-1-HR	CNRM-CERFACS(法国)	1 442×1 050×75
11	CNRM-ESM2-1	CNRM-CERFACS(法国)	362×294×75
12	CanESM5	CCCMA(加拿大)	360×291×45
13	CanESM5-CanOE	CCCMA(加拿大)	360×291×45
14	E3SM-1-1	DOE(美国)	360×180×60
15	EC-Earth3	EC-Earth-Cons(欧盟)	362×292×75
16	EC-Earth3-CC	EC-Earth-Cons(欧盟)	362×292×75
17	EC-Earth3-Veg	EC-Earth-Cons(欧盟)	362×292×75
18	EC-Earth3-Veg-LR	EC-Earth-Cons(欧盟)	362×292×75
19	FGOALS-f3-L	CAS(中国)	362×218×30
20	FGOALS-g3	CAS(中国)	362×218×30
21	FIO-ESM-2-0	FIO(中国)	320×384×60
22	GFDL-ESM4	NOAA-GFDL(美国)	360×180×35
23	GISS-E2-1-G	NASA-GISS(美国)	288×180×40
24	HadGEM3-GC31-LL	MOHC(英国)	360×330×75
25	HadGEM3-GC31-MM	MOHC(英国)	1 440×1 205×75
26	INM-CM4-8	INM(俄国)	360×180×33

续表 1

序号	模式	所属机构(国别)	网格(经度×纬度×垂向层级)
27	INM-CM5-0	INM(俄国)	360×180×33
28	IPSL-CM6A-LR	IPSL(法国)	362×332×75
29	KIOST-ESM	KIOST(韩国)	360×180×52
30	MCM-UA-1-0	UA(美国)	192×80×18
31	MIROC-ES2L	MIROC(日本)	360×256×63
32	MIROC6	MIROC(日本)	360×256×63
33	MPI-ESM1-2-HR	MPI-M(德国)	802×404×40
34	MRI-ESM2-0	MRI(日本)	360×180×61
35	NESM3	NUIST(中国)	362×292×46
36	NorESM2-LM	NCC(挪威)	360×385×70
37	NorESM2-MM	NCC(挪威)	360×385×70
38	TaiESM1	AS-RCEC(中国)	320×384×60
39	UKESM1-0-LL	MOHC(英国)	360×330×75

将再分析数据 SODA、GOEPR 和 GECCO3 以及 39 个模式数据进行插值处理后,选取与实测数据站点最为接近的插值结果,得到各数据站点的经纬度,具体见表 2。

## 2.2 方法

本研究选用相关系数、中心均方根误差和标准差等三个指标开展多源数据的评估,并采用泰勒图将这三个评估指标整合在一张极坐标图上,帮助直观比较不同数据集的相似性和差异性<sup>[18]</sup>。泰勒图由 K.E. Taylor 于 2001 年提出,是一种图形化分析工具,用于比较多个数据集之间的统计特性,尤其在气象学、气候学和环境科学中常用于评估不同模型或观测数据的表现<sup>[19-21]</sup>。三个评价指标具体公式如下:

### (1) 相关系数

$$R = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})(r_n - \bar{r})}{\sigma_f \sigma_r}, \quad (1)$$

其中,  $\bar{f}$  和  $\bar{r}$  是两组数据各自的平均值,  $\sigma_f$  和  $\sigma_r$  是两组数据各自的标准差。

### (2) 中心均方根误差

最常用于量化两组数据的指标是均方根误差  $E$ , 其公式为:

$$E = \left[ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (f_n - r_n)^2 \right]^{\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

比较两组数据时,为了不受它们平均值差异的影响,将均方根误差分离成总体偏差  $\bar{E}$  和中心均方根误差  $E'$ 。其中,总体偏差  $\bar{E}$  的公式为:

$$\bar{E} = \bar{f} - \bar{r}. \quad (3)$$

表 2 2012 和 2014 年实测、再分析 (SODA、GOEPR 和 GECCO3) 和 39 个模式数据各站点的经度 (E) 和纬度 (N)  
Table 2 Longitudes (E) and latitudes (N) of each station for in situ observations, reanalysis data (SODA, GOEPR, and GECCO3), and 39 model datasets in 2012 and 2014

站点	实测数据		再分析数据		模式数据	
	2012年	2014年	2012年	2014年	2012年	2014年
海盆57°N以南	55°15'26"	54°43'31"	55°15'00"	54°45'00"	55°22'24"	54°37'24"
	172°18'05"	171°15'58"	172°15'00"	171°15'00"	172°16'34"	171°16'34"
海盆57°N以北	57°24'07"	57°23'43"	57°30'00"	57°30'00"	57°22'24"	57°22'24"
	175°07'16"	175°06'38"	175°00'00"	175°00'00"	175°01'34"	175°01'34"
陆坡	60°18'04"	60°17'57"	60°15'00"	60°15'00"	60°22'24"	60°22'24"
	180°28'53"	180°29'12"	180°30'00"	180°30'00"	180°28'53"	180°31'34"
陆架	61°55'39"	61°55'57"	62°00'00"	62°00'00"	61°52'24"	61°52'24"
	183°34'57"	183°35'48"	183°30'00"	183°30'00"	183°31'34"	183°35'48"

中心均方根误差  $E'$  的公式为:

$$E' = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [(f_n - \bar{f}) - (r_n - \bar{r})]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}. \quad (4)$$

三者关系为:

$$E^2 = \bar{E}^2 + E'^2. \quad (5)$$

(3) 标准差: 方差的算术平方根, 公式为:

$$\sigma_f = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (f_n - \bar{f})^2}{N}}. \quad (6)$$

$$\sigma_r = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N (r_n - \bar{r})^2}{N}}. \quad (7)$$

相关系数、标准差和中心均方根误差的关系满足余弦关系, 公式为:

$$E^2 = \sigma_f^2 + \sigma_r^2 - 2\sigma_f\sigma_r R. \quad (8)$$

本研究选取相关系数、中心均方根误差和标准差作为评估指标, 用于综合衡量不同数据与实测数据之间的拟合程度和模拟能力。相关系数用于度量不同数据与实测数据之间的线性关系强度, 中心均方根误差则反映了模拟值与实测值之间的整体偏离程度。两者互为补充, 从不同角度揭示数据间的吻合程度, 使评估结果更加全面。此外, 标准差是衡量数据离散程度的重要统计量。实测数据通常受到自然环境扰动、季节变化和小尺度过程的影响, 波动性较强, 因而标准差相对较大; 而模式数据和再分析数据由于平滑处理, 标准差通常较小。

值得注意的是, 在绘制泰勒图前, 计算两组数据

的标准差和二者的中心均方根误差都要除以其中参考数据的标准差, 即进行标准化处理。

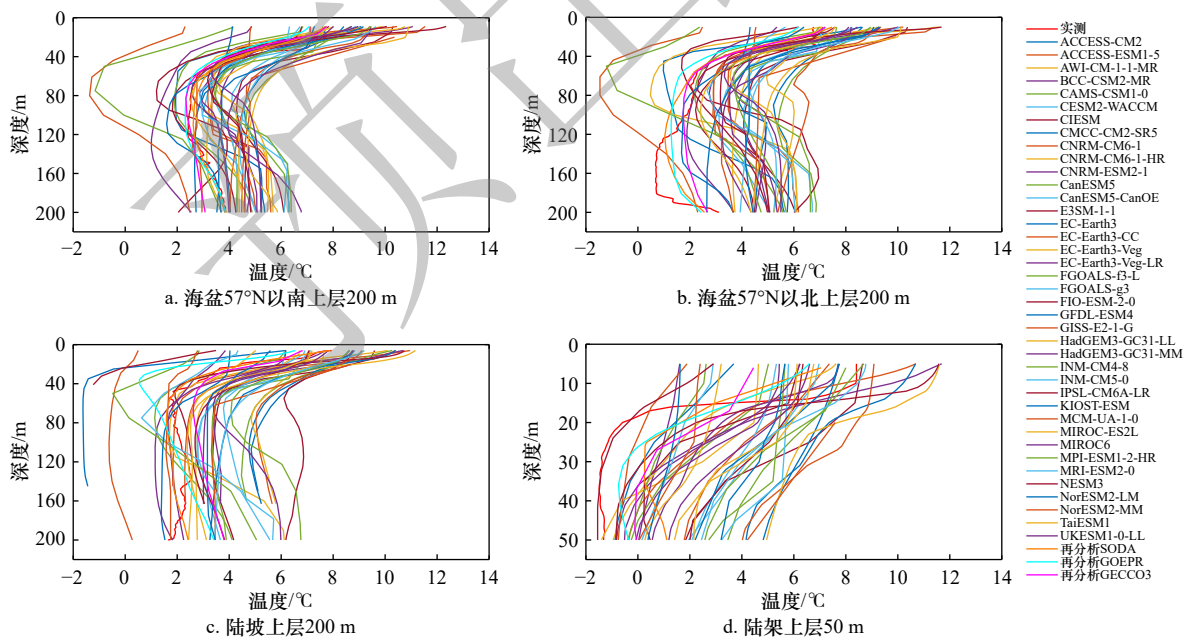
### 3 多源数据的白令海中上层海温的质量评估

#### 3.1 多源数据的白令海中上层海温垂直剖面特征对比分析

白令海 B 断面上层(约海表至 40 米)和上层(约 40 米至 200 米)海水温度波动较大, 而深层(约 200 米以下, 本研究取至 1 000 米)海水温度变化相对较小。本文首先利用 B 断面的实测数据, 比较海盆、陆坡和陆架等区域的温度垂直剖面与再分析数据及模式数据之间的差异, 并分别绘制了中上层(海表至 200 米)和全剖面(海表至 1 000 米)的温度分布图。

从图 1 可以看出, 在 2012 年 7 月, 再分析数据 (SODA、GOEPR 和 GECCO3) 在中上层海水温度上与实测数据的差异明显小于各模式数据。具体而言(见表 3), SODA、GOEPR 和 GECCO3 在海盆、陆坡和陆架中上层的平均温差分别为 0.28 °C、0.33 °C 和 0.50 °C, 而各模式与实测数据的平均温差则高达 2.05 °C。

同时, 在深层海水温度方面, 再分析数据与实测数据的差距也小于各模式数据。由于深层水受外界影响较小、温度变化较缓, 无论是再分析数据还是模式数据, 其深层水与实测数据的温差都明显小于中上层。尤其是再分析数据的深层剖面几乎与实测数据重合(见图 2), 展现出高度一致性。具体来看, SODA、GOEPR 和 GECCO3 在海盆和陆坡的深层与实测数据的平均温差分别为 0.05 °C、0.12 °C 和 0.27 °C(陆架区



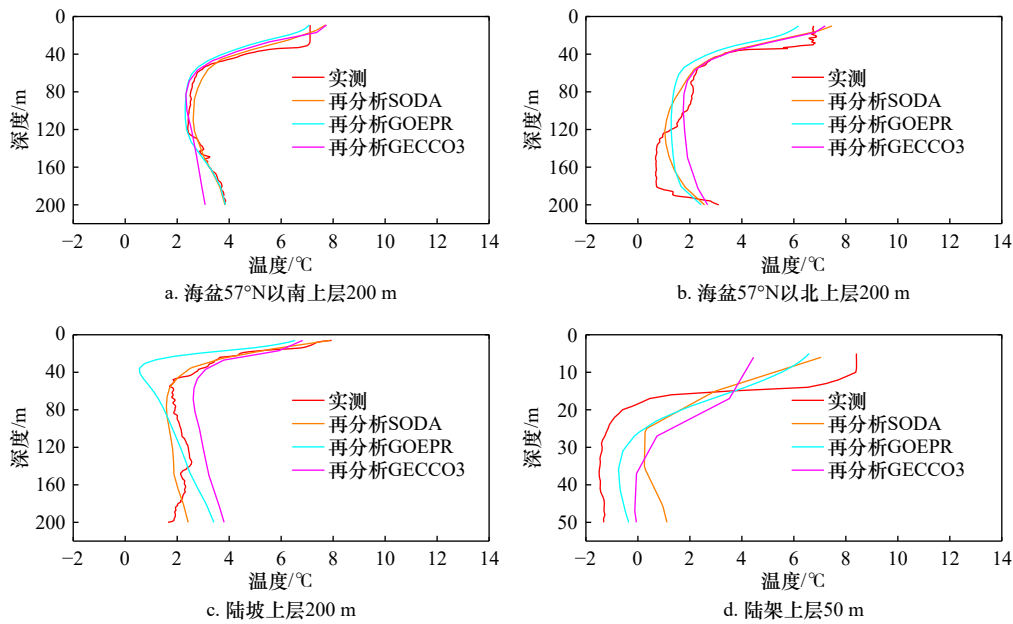


图 1 2012 年 CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡和陆架上层 200 米以浅温度剖面图:(a)海盆 57°N 以南上层 200 米,(b)海盆 57°N 以北上层 200 米,(c)陆坡上层 200 米,(d)陆架上层 50 米

Fig. 1 Temperature profiles within the upper 200 m based on CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data in 2012 over the basin, continental slope and shelf: (a) Upper 200 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 200 m of the basin north of 57°N, (c) Upper 200 m of the continental slope, (d) Upper 50 m of the continental shelf

表 3 2012 年 CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡和陆架不同水层的平均温差 (单位: °C)

Table 3 Mean temperature differences (unit: °C) of reanalysis data and CMIP6 model data relative to in situ observations across different water layers of the basin, continental slope, and continental shelf in 2012

区域	水层	SODA	GOEPR	GECCO3	模式平均
海盆57°N以南	中上层	0.02	0.35	0.32	1.16
	深层	0.01	0.08	0.03	1.07
海盆57°N以北	中上层	0.07	0.32	0.24	2.29
	深层	0.09	0.07	0.15	1.25
陆坡	中上层	0.23	0.79	0.38	2.02
	深层	0.06	0.66	0.18	1.32
陆架	中上层	0.78	0.56	0.36	2.71

域水深通常小于 200 米,“深层”范围不包括该区域),而此时各模式数据与实测数据的平均温差为 1.21 °C。这一结果进一步验证了再分析数据在描述白令海海洋温度垂直结构方面的准确性。

大多数模式数据能模拟出与实测数据相同的剖面特征,即表层海水温度最高,随着深度增加,海水温度逐渐降低,达到温度最低后又逐渐升温直至深层趋于稳定。然而,不同模式数据在不同区域和水层与实测数据的温差存在较大的差异。以海盆 57°N 以南区域为例,在中上层,各模式数据与实测数据的平均温差大小为 1.16 °C,其中 EC-Earth3-CC 模式数据与实测

数据的温差大小达到最大的 2.97 °C,而 EC-Earth3 模式数据与实测数据的温差大小仅为 0.02 °C;在深层,各模式数据与实测数据的平均温差大小为 1.07 °C,此时 HadGEM3-GC31-LL 和 GFDL-ESM4 模式数据与实测数据的温差大小达最大和最小,分别为 2.72 °C 和 0 °C。

另外,对于不同区域而言,模式数据在海盆 57°N 以南的模拟效果优于海盆 57°N 以北、陆坡和陆架区域,四个区域对应的模式数据平均与实测数据中上层温差分别为 1.16 °C、2.29 °C、2.02 °C 和 2.71 °C,深层温差分别为 1.07 °C、1.25 °C 和 1.32 °C(陆架区域水深通常小于 200 米,“深层”范围不包括该区域),这

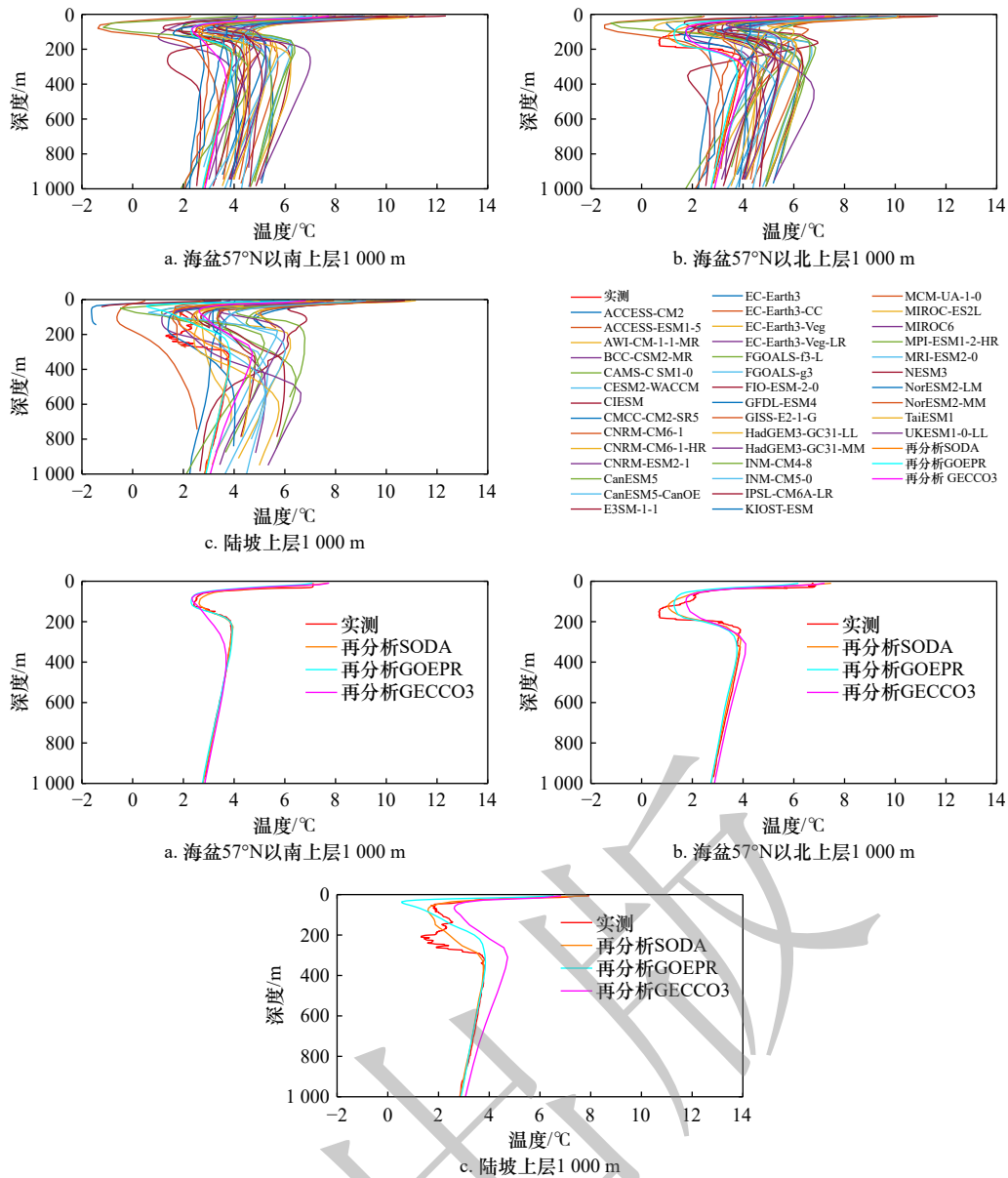


图 2 2012 年 CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡上层 1 000 米以浅温度剖面图:(a)海盆 57°N 以南上层 1 000 米,(b)海盆 57°N 以北上层 1 000 米,(c)陆坡上层 1 000 米

Fig. 2 Temperature profiles within the upper 1 000 m based on CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data in 2012 over the basin, continental slope: (a) Upper 1 000 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 1 000 m of the basin north of 57°N, (c) Upper 1 000 m of the continental slope

可能归因于海盆 57°N 以北、陆坡和陆架区域受到更复杂的海气环境影响,包括气旋式环流、地形和海冰等因素。

从图 3 和图 4 可以看出,2014 年 7 月各类数据与实测数据温度剖面的差异特征与 2012 年 7 月相似:再分析数据(SODA、GOEPR 和 GECCO3)在海盆、陆坡和陆架的中上层或海盆、陆坡的深层海水中,温度与实测数据之间的差异明显小于各模式数据,显示出更好的模拟性能;除 GECCO3 在陆坡区域外,再分析数据在各区域的中上层与实测数据的温差均大于深

层,中上层温差通常是深层的几倍甚至数十倍;不同模式数据在不同区域的不同水层模拟效果差异显著,在海盆 57°N 以南中上层和深层海温模拟效果优于其他区域。

然而,通过对比 2012 年和 2014 年 7 月模式数据的垂直温度剖面不难发现,2014 年大多数模式数据在海盆、陆坡和陆架的中上层,或海盆与陆坡的深层的模拟效果均优于 2012 年,2014 年所有模式数据在不同区域各水层与实测数据之间的平均温差均小于 2012 年(见表 4)。此外,2012 年大多数模式数据在各

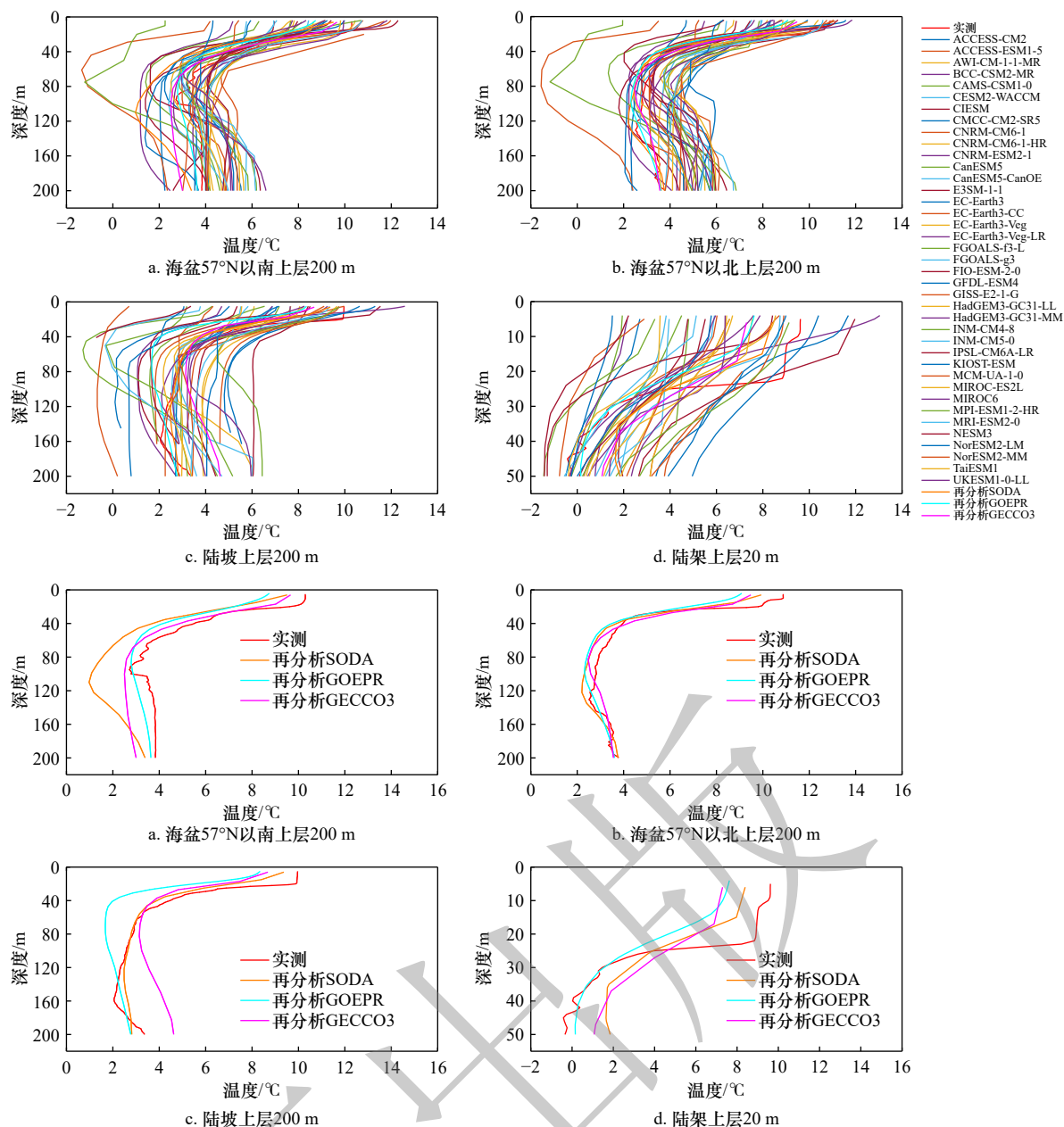


图3 2014年CMIP6模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡和陆架上层200米以浅温度剖面图:(a)海盆57°N以南上层200米,(b)海盆57°N以上层200米,(c)陆坡上层200米,(d)陆架上层50米

Fig. 3 Temperature profiles within the upper 200 m based on CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data in 2014 over the basin, continental slope and shelf: (a) Upper 200 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 200 m of the basin north of 57°N, (c) Upper 200 m of the continental slope, (d) Upper 50 m of the continental shelf

区域中上层与实测数据的温差大于深层,而2014年则不同,中上层的平均温差在陆坡区域与深层相近,在海盆(57°N以南和以北)小于深层。模式数据在冷年(2012年)与暖年(2014年)、不同海域及水层的模拟差异,可能归因于气候系统的年际变率、初始与边界条件的差异、大气和海洋外部强迫(如温室气体浓度、太阳辐射强度)的变化,以及模型参数化方案和反馈机制等多方面因素的综合影响。因此,在进一步开展白令海中上层更长时间尺度和更大空间范围的

研究时,有必要综合考虑冷暖年份的背景特征,优选出在不同时期、不同区域和水层中模拟效果相对稳定、准确的模式数据,以提升研究的可靠性与代表性。

### 3.2 多源数据的白令海中上层海温模拟性能评估与优选

为了优选出与实测数据更为接近的数据,需要依据不同指标制定合理的评选标准。由图5可见,2012年再分析数据(SODA、GOEPR和GECCO3)在大部分区域中比各模式数据更接近实测数据点,表现

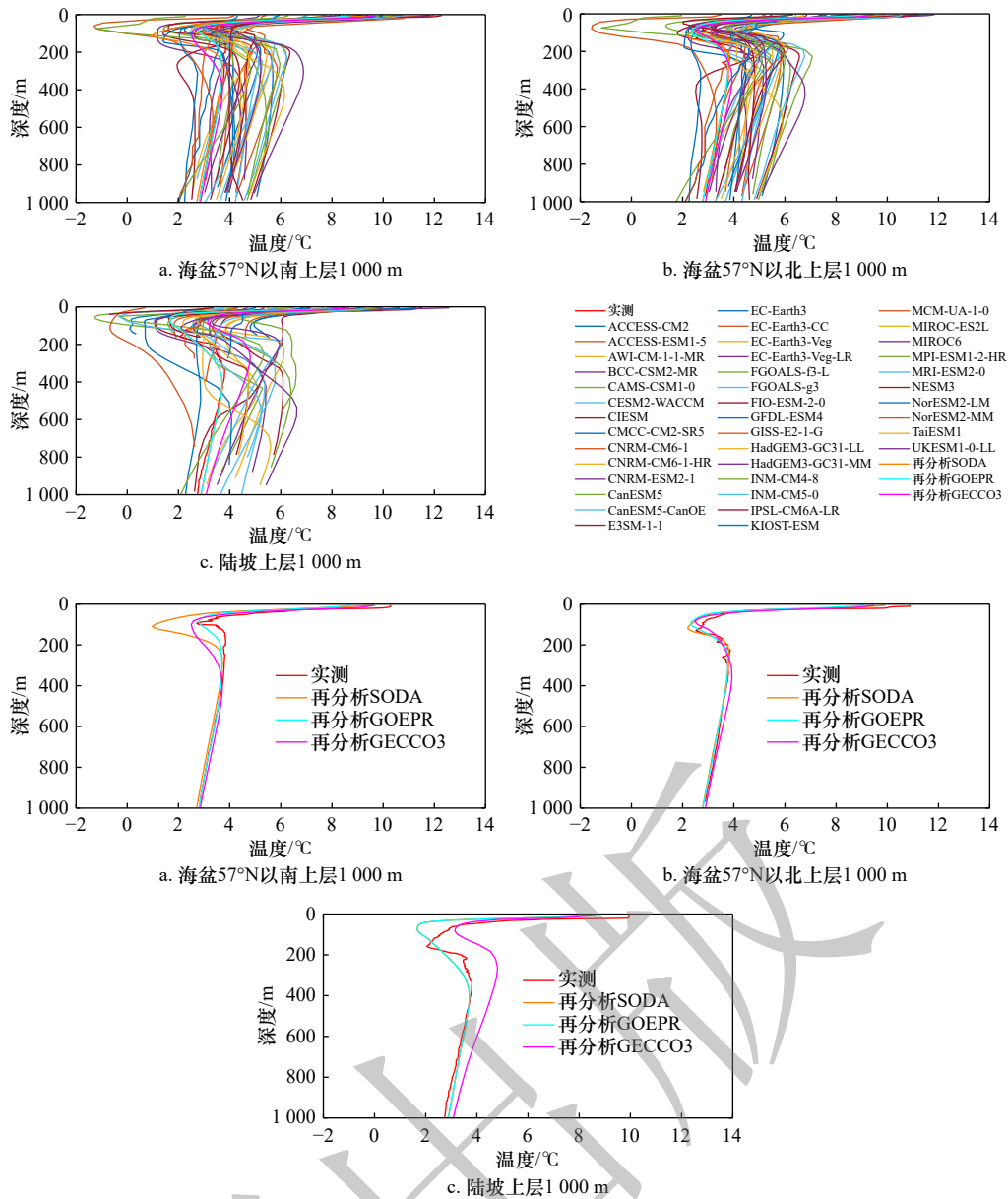


图 4 2014 年 CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡上层 1 000 米以浅温度剖面图:(a) 海盆 57°N 以南上层 1 000 米, (b) 海盆 57°N 以北上层 1 000 米, (c) 陆坡上层 1 000 米

Fig. 4 Temperature profiles within the upper 1 000 m based on CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data of the CHIN-AREs in 2014 over the basin, continental slope: (a) Upper 1 000 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 1 000 m of the basin north of 57°N, (c) Upper 1 000 m of the continental slope

为更高的相关系数和更低的中心均方根误差。此外,再分析数据和模式数据的标准差普遍小于实测数据,存在个别例外的模式数据。

以海盆中 57°N 以南、水深 200 米以浅的数据为例, SODA、GOEPR 和 GECCO3 与实测数据的相关系数分别为 0.98、0.96 和 0.95, 中心均方根误差为 0.36、0.48 和 0.45, 对应标准差为 1.29、1.20 和 1.36, 而实测数据的标准差为 1.48。相比之下,模式数据中与实测数据相关系数最低为 0.42(GISS-E2-1-G 和 HadGEM3-GC31-LL), 中心均方根误差最高达 1.73(INM-CM4-8),

标准差最大为 1.86(ACCESS-ESM1-5 和 AWI-CM-1-1-MR)。整体来看,所有模式数据的相关系数平均为 0.82, 中心均方根误差平均为 0.85, 标准差平均为 1.36。不同模式数据在各区域和水层中的模拟能力差异显著,反映出它们对温度结构的再现能力存在明显差距。

与 2012 年相似,2014 年再分析 SODA、GOEPR 和 GECCO3 数据点与实测数据点接近,相较模式数据的再现效果好,而各模式数据点呈现分散状态、差异显著(图 6)。然而,在某些区域,2014 年模式数据

表 4 2014 年 CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据的海盆、陆坡和陆架不同水层的平均温差 (单位: °C)

Table 4 Mean temperature differences (unit: °C) of reanalysis data and CMIP6 model data relative to in situ observations across different water layers of the basin, continental slope, and continental shelf in 2014

区域	水层	SODA	GOEPR	GECCO3	模式平均
海盆57°N以南	中上层	1.62	0.84	0.65	0.82
	深层	0.11	0.03	0.05	1.07
海盆57°N以北	中上层	0.38	0.15	0.42	1.05
	深层	0.06	0.07	0.06	1.20
陆坡	中上层	0.18	0.53	0.97	1.31
	深层	0.14	0.67	0.00	1.30
陆架	中上层	0.09	1.14	0.26	1.68

点比 2012 年更为集中,更接近实测数据点,如在海盆 57°N 以北水深 200 米以浅,2014 年各模式数据与实测数据的平均相关系数为 0.80,平均中心均方根误差为 1.28,而 2012 年二者的值分别为 0.56 和 1.55。这与上一节描述的 2014 年模式数据的海温垂直剖面模拟效果普遍优于 2012 年的结果一致。

通过对白令海中上层海温垂直剖面的再分析数据、模式数据与实测数据的对比分析,并基于实测数据对两类数据质量的评估结果表明,3 套再分析数据对白令海中上层海温的再现能力均较好,与实测结果较为一致,具备较高的可靠性,适用于开展更长时间尺度和更大空间范围的海温变化研究。相较而言,多数模式数据在白令海的不同区域和水层中模拟性能存在明显差异,整体精度相对较低。因此,在应用模式数据时,应优先选取模拟效果较为理想的模式数据,以最大限度减小模式数据间差异带来的不确定性,从而提高研究结论的准确性与可信度。

基于上述分析,研究制定了三个标准以筛选出在各区域不同水层模拟较优的模式数据:(1)所选数据与实测数据的相关系数高于所有数据与实测数据相关系数的平均值;(2)所选数据与实测数据的中心均方根误差低于所有数据与实测数据中心均方根误差的平均值;(3)所选数据的标准差小于实测数据的 0.9 倍。通过综合考虑相关性、误差和离散性,可确保所选模式数据不仅与实测值拟合度高、误差小,还能合理再现实际的温度变率<sup>[16]</sup>。

基于实测数据与各模式数据计算所得的三个评估指标,并依据评估标准对所有模式数据进行筛选,符合标准的模式数据如表 5 所示。鉴于研究主要关注白令海中上层海水的热力特征,同时,陆坡区域水文结构复杂<sup>[3, 4, 22]</sup>,可能影响评估结果的可靠性,因此

筛选工作主要聚焦于 2012 年和 2014 年 7 月海盆区 (57°N 以南和以北、200 米以浅)以及陆架区(50 米以浅)中上层海水。

从表 5 可以看出,在上述的三个区域中,不同年份的模拟效果较好的模式数据不完全相同,反映出不同模式在白令海各区域和水层中的适应性存在差异。然而,进一步分析发现,每一年内的三个区域中,均存在模拟效果相对稳定且较优的相同模式数据,具备一定的一致性和代表性。基于这一结果,分别比较 2012 年和 2014 年上述三个区域的模拟结果,进一步筛选出在各年份中对所有区域均有覆盖且满足评估标准的模式数据。其中,2012 年选取的数据序号为 12、15 和 18,2014 年为 7、8、16、25 和 38,两年共获得 8 组模式数据,包括 CIESM、CMCC-CM2-SR5、CanESM5、EC-Earth3、EC-Earth3-CC、EC-Earth3-Veg-LR、HadGEM3-GC31-MM 和 TaiESM1。这些经过筛选的优质模式数据可以在后续分析中进行平均处理,并与再分析数据相结合,以进一步评估二者在表征白令海中上层海温变化方面的表现差异及适用性。

### 3.3 多源数据的白令海中上层海温多时间尺度变化再现能力评估

在上一节中,基于实测数据,本研究验证了 SODA、GOEPR 和 GECCO3 再分析数据在白令海区域中上层海温再现方面的可靠性。基于此,本节继续沿用这三套数据,开展对白令海中上层海水温度变化特征的分析与评估。由于 SODA、GOEPR 和 GECCO3 仅提供垂向温度数据,缺少 SST 变量,为更全面反映上层海温变化,研究进一步引入 ERA5、HadISST 和 OISST 三套含 SST 的再分析数据作为补充。

已有研究表明,以 40 米水深作为上层与中层的分界,上层海水(水深从海表至 40 米)受对流和热传

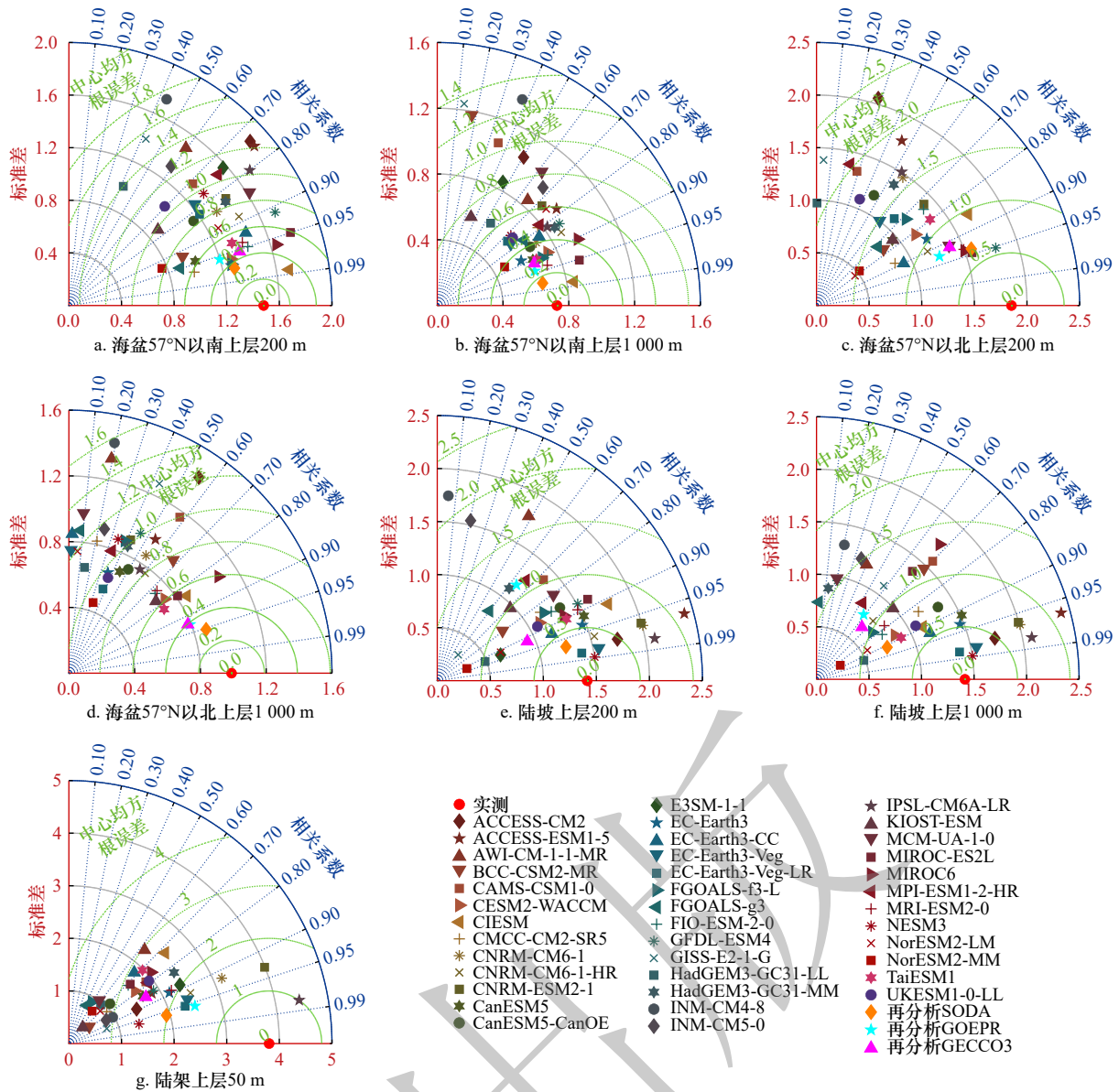


图 5 2012 年海盆、陆坡和陆架区海温的空间泰勒图: CMIP6 模式数据、再分析数据与实测数据比较。(a)海盆 57°N 以南上层 200 米,(b)海盆 57°N 以南上层 1 000 米,(c)海盆 57°N 以北上层 200 米,(d)海盆 57°N 以北上层 1 000 米,(e)陆坡上层 200 米,(f)陆坡上层 1 000 米,(g)陆架上层 50 米

Fig. 5 Taylor diagrams of sea temperature in 2012 for the basin, continental slope and shelf: comparison between CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data. (a) Upper 200 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 1 000 m of the basin south of 57°N, (c) Upper 200 m of the basin north of 57°N, (d) Upper 1 000 m of the basin north of 57°N, (e) Upper 200 m of the continental slope, (f) Upper 1 000 m of the continental slope, (g) Upper 50 m of the continental shelf

导影响较大, 温度垂向变化相对平缓; 中层海水(水深 40 米至 200 米)常形成冷水团, 受多种热力和动力过程共同影响, 温度变化复杂。因此, 本研究采用 SST 表征上层海温变化; 采用中层海水平均温度 (Mean Temperature of Middle-layer Seawater, MAT) 作为中层海温变化的代表变量, 有效整合中层水层厚度范围内的热状况, 同时弱化局地扰动或个别深度层异常带来的不确定性。

为强化多源数据的对比与质量评估, 本文结合上

一节优选出的 8 个模式数据, 提取其 SST 及垂向温度信息, 进行了多模式平均处理。最终, 将再分析数据与多模式结果相结合, 从多源视角综合评估不同数据在刻画白令海中上层海温变化特征方面的表现差异及适用性。在 20 世纪中叶以来全球变暖的背景下, 白令海海水温度经历了显著变化<sup>[23]</sup>, 本研究选取 1950 年 1 月至 2023 年 12 月作为分析时段(需要说明的是, 有些再分析数据未覆盖完整的 1950-2023 年时间段), 聚焦季节和年代际两个关键时间尺度, 分别对

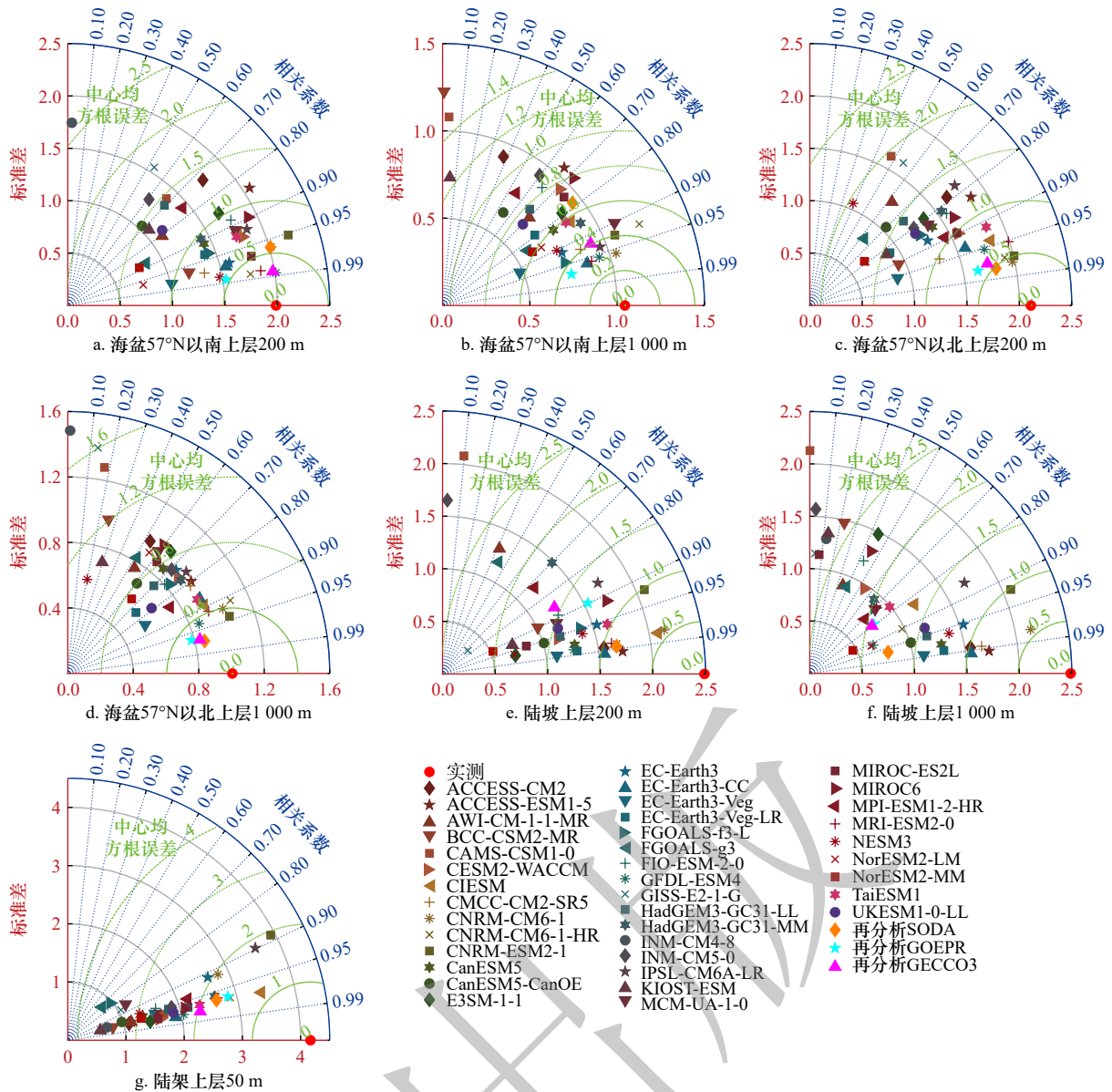


图6 2014年海盆、陆坡和陆架区海温的空间泰勒图: CMIP6模式数据、再分析数据与实测数据比较。(a)海盆57°N以南上层200米, (b)海盆57°N以南上层1000米, (c)海盆57°N以北上层200米, (d)海盆57°N以北上层1000米, (e)陆坡上层200米, (f)陆坡上层1000米, (g)陆架上层50米

Fig. 6 Taylor diagrams of sea temperature in 2014 for the basin, continental slope and shelf: comparison between CMIP6 model data, reanalysis data, and observational data. (a) Upper 200 m of the basin south of 57°N, (b) Upper 1 000 m of the basin south of 57°N, (c) Upper 200 m of the basin north of 57°N, (d) Upper 1 000 m of the basin north of 57°N, (e) Upper 200 m of the continental slope, (f) Upper 1 000 m of the continental slope, (g) Upper 50 m of the continental shelf

应短期气候响应与长期变化趋势, 便于评估不同数据在主要变化过程中的再现能力。

图7展示了由各再分析数据和模式平均数据计算得到的白令海中上层海温在1950–2023年期间的多年平均月变化特征。尽管两类数据在数值上存在一定差异, 但均表现出与前人结论一致的冬冷夏暖的显著季节性循环特征<sup>[24]</sup>。对于SST, 在气候平均状态下, 其在3月达到全年最低值, ERA5、HadISST、OISST和模式平均的对应值分别为1.21℃、2.31℃、

3.46℃和2.20℃。随着春季和夏季的到来, 气温升高, SST逐渐升高, 并在8月达到全年最高值, 此时ERA5、HadISST、OISST和模式平均的值分别为9.86℃、10.08℃、7.11℃和10.60℃。随后, 随着太阳辐射减弱和大气冷却增强, SST开始逐月回落, 进入秋冬季降温过程, 延续其季节性循环趋势。总体来看, ERA5、HadISST与模式平均的月均SST结果较为接近, 12个月的平均差值为0.75℃; 而OISST的结果则偏离较大, 尤其在夏季, 与其他三者的差异达到2-3℃。

表 5 2012 年和 2014 年各站点符合评估标准的 CMIP6 模式数据序号 (表 1 中对应序号)  
 Table 5 CMIP6 model data indices meeting the evaluation criteria at each station in 2012 and 2014  
 (corresponding to the indices in Table 1)

站点	2012年	2014年
海盆57°N以南上层200米	4, 6, 8, 9, 12, 13, 15, 18, 19, 20, 36, 37, 38	4, 7, 8, 10, 12, 15, 16, 18, 19, 21, 25, 30, 35, 38
海盆57°N以南上层1 000米	12, 15, 17, 18, 37, 39	7, 8, 12, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 25, 31, 34, 35, 36, 37, 38
海盆57°N以北上层200米	4, 6, 8, 10, 11, 12, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21, 29, 30, 31, 32, 34, 36, 37, 38	2, 6, 7, 8, 12, 15, 16, 19, 21, 22, 25, 30, 31, 32, 33, 38
海盆57°N以北上层1 000米	6, 7, 9, 10, 12, 13, 21, 28, 29, 31, 34, 38	6, 12, 17, 18, 19, 21, 22, 24, 25, 27, 33, 39
陆坡上层200米	6, 8, 14, 16, 19, 21, 36	1, 2, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 15, 16, 18, 19, 21, 22, 24, 28, 30, 32, 34, 35, 38, 39
陆坡上层1 000米	6, 7, 8, 16, 19, 21, 29, 34, 36, 38	1, 2, 7, 8, 9, 10, 11, 15, 16, 19, 22, 24, 30, 33, 34, 35, 38, 39
陆架上层50米	2, 9, 10, 12, 14, 15, 17, 18, 22, 25, 33, 34, 35, 39	5, 7, 8, 10, 16, 18, 22, 24, 25, 27, 32, 33, 34, 38, 39

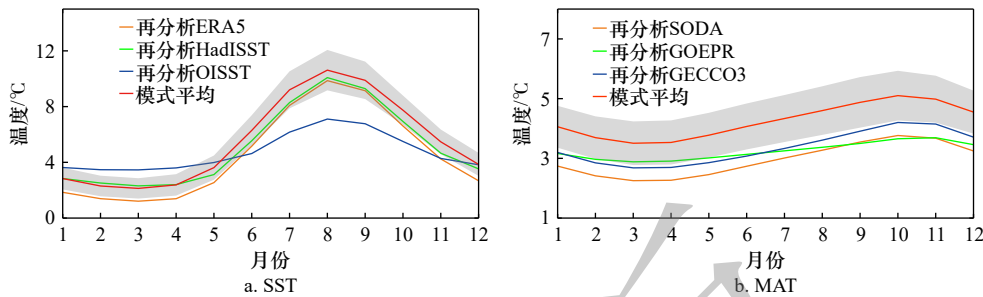


图 7 1950-2023 年期间白令海区域 (51-66°N, 162-208°E) 基于再分析与模式平均数据 (包含模式: CIESM、CMCC-CM2-SR5、CanESM5、EC-Earth3、EC-Earth3-CC、EC-Earth3-Veg-LR、HadGEM3-GC31-MM 和 TaiESM1) 的月平均时间序列: (a) 海表温度 (SST); (b) 中层平均海温 (MAT)。灰色阴影表示各模式结果间的标准差

Fig. 7 Monthly mean time series of (a) SST and (b) MAT based on reanalysis and multi-model mean data (including models: CIESM, CMCC-CM2-SR5, CanESM5, EC-Earth3, EC-Earth3-CC, EC-Earth3-Veg-LR, HadGEM3-GC31-MM, and TaiESM1) over the Bering Sea region (51-66°N, 162-208°E) during 1950-2023. Gray shading indicates the standard deviation among the model results

与 SST 类似, 各再分析数据和模式平均的 MAT 也呈现出一致的季节变化特征。在多年平均状态下, MAT 在 3 月达到全年最低值, SODA、GOEPR、GECCO3 和模式平均的值分别为 2.25 °C、2.88 °C、2.68 °C 和 3.64 °C。这一现象主要归因于冬季表层受强冷空气影响迅速降温, 而中层相对较暖, 促使热量通过垂向对流、风生搅动等过程向上传输, 从而补偿表层热量的损失。与 SST 相比, MAT 的峰值滞后约 2-3 个月, 通常出现在 10 月或 11 月, 这是由于夏季温跃层的存在有效阻碍了热量向下扩散, 导致中层海水升温较为缓慢。此时, SODA、GOEPR、GECCO3 和模式平均的 MAT 值分别为 3.77 °C、3.69 °C、4.20 °C 和 5.09 °C。

此外, 相较于 SST, 三种再分析数据所得的 MAT 值彼此更为接近, 差异较小, 说明它们在模拟中层热结构方面具有较好的一致性。而模式平均结果在全年各月均高于再分析数据, 全年平均偏高约 1°C, 这

可能与垂向混合过强、海冰过程模拟不准确以及局地能量收支偏差有关, 为后续模式改进提供了一定的参考, 例如可考虑优化垂向混合参数化和海冰-海洋耦合过程。总体而言, MAT 的季节变化特征与 SST 一致, 但其滞后性和幅度差异反映了中层海洋响应大气季节强迫的复杂性。

基于再分析数据 ERA5、HadISST、OISST、SODA、GOEPR 和 GECCO3 以及模式平均数据计算的 1950-2023 年白令海区域上层海表温度异常 (Sea Surface Temperature Anomaly, SSTA) 和中层平均海温异常 (Mean Temperature Anomaly of Middle-layer Seawater, MATA) 的时间序列如图 8 所示 (异常是指将数据减去气候态平均), 为了排除全球变暖的干扰, 聚焦白令海海水热力学特性的本征变化, 本研究对时间序列进行了去除线性趋势处理。1950 年至 2023 年期间, 不同再分析数据计算的 SSTA 年代际变化整体较为一致, 数值偏差较小; 相比之下, MATA 的年代际变化在

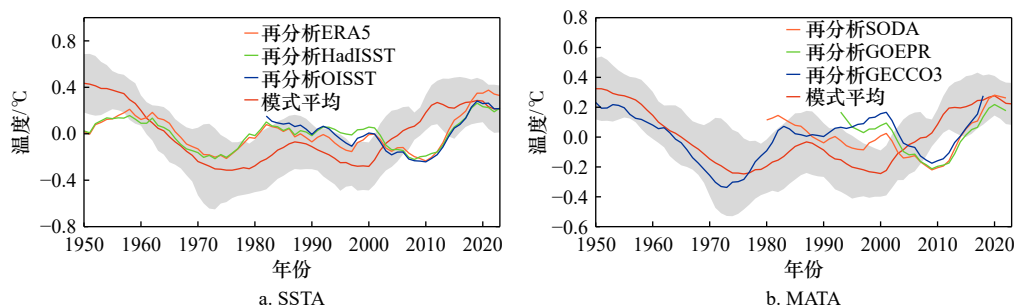


图8 1950–2023年期间白令海区域(51–66°N, 162–208°E)基于再分析与模式平均数据(包含模式: CIESM、CMCC-CM2-SR5、CanESM5、EC-Earth3、EC-Earth3-CC、EC-Earth3-Veg-LR、HadGEM3-GC31-MM和TaiESM1)的去除线性趋势后的年平均异常时间序列:(a)海表温度距平(SSTA);(b)中层平均海温异常(MATA)。时间序列经过11年滑动平均处理,灰色阴影表示各模式结果间的标准差

Fig. 8 Annual mean anomaly time series with the linear trend removed, based on reanalysis and multi-model mean data (including models: CIESM, CMCC-CM2-SR5, CanESM5, EC-Earth3, EC-Earth3-CC, EC-Earth3-Veg-LR, HadGEM3-GC31-MM, and TaiESM1) over the Bering Sea region (51–66°N, 162–208°E) during 1950–2023: (a) SSTA; (b) MATA. The time series have been processed with an 11-year moving average. Gray shading indicates the standard deviation among the model results

不同数据之间存在较大差异。这一特征与前述各数据在白令海中上层海温季节变化中表现出的分歧相一致,反映出不同再分析数据在中层海温年代际变化的再现方面一致性较低。相较之下,上层海温(SSTA)的年代际变化在不同数据中的再现结果更具一致性与稳定性。此外,模式平均数据计算得到的SSTA和MATA年代际变化在数值上与再分析数据存在一定差异,但整体变化趋势仍具有一定的相似性,体现出多源数据在反映中上层海温年代际演变过程中的共性特征。

从11年滑动平均结果可见,白令海区域的SSTA和MATA均呈现显著的年代际变化特征。基于再分析数据与模式平均数据计算的中上层温度异常时间序列大致表现出“W形”变化趋势,并以1989年为界,可划分为前期(1950–1989年)和后期(1989–2023年)两个阶段。SSTA和MATA在这两个阶段中总体呈现先下降后上升的年代际变化趋势,分别对应两个明显的低谷。具体来看,在1989年之前,模式平均数据与再分析数据的变化趋势基本一致,低谷值均出现在1975年前后;而在1989年之后,尽管两类数据的整体趋势仍大致一致,但低谷出现的时间存在明显差异:模式平均数据在2000年达到最低值,而再分析数据则在2010年前后出现低谷。此外,1989年后,再分析数据中的SSTA和MATA在2000年前后出现了一个局部小幅峰值,反映了年代际变化过程中的短期波动;而此时,模式数据则处于最低点。上述结果表明,再分析数据与模式平均数据在1989年前后对白令海中上层海温年代际变化的再现存在一定差异。2000年后的年代际相位偏移则可能反映模式对太平

洋年代际振荡等大尺度模态的响应延迟,这一结果也暗示,提升模式对大尺度气候模态的响应能力可能是改善模拟效果的一个值得探索的方向。

已有研究表明,白令海海温的年代际变化受到太平洋年代际振荡的显著影响<sup>[25–27]</sup>。特别是在1989年前后,太平洋年代际振荡由正相位转为负相位,该相位转变可能与本研究揭示的以1989年为界的海温年代际变化阶段密切相关。未来研究可进一步综合利用再分析数据与模式平均数据,深入探讨太平洋年代际振荡对白令海中上层海温变化及其数据间差异的潜在影响机制。此外,北太平洋环流振荡<sup>[28–30]</sup>和北極涛动<sup>[31–33]</sup>等气候模态亦可能对白令海海温的年代际变化产生重要作用,值得进一步研究和分析。

## 4 结论

本研究基于北极科学考察获取的2012年(冷年)和2014年(暖年)7月白令海B断面4个典型站点的CTD观测数据,结合SODA、GOEPR、GECCO3等再分析数据及多套CMIP6模式结果,本文系统评估了不同数据在上层(0–40米)、中层(40–200米)和深层(200–1000米)海温结构中的再现能力,并进一步分析其在季节和年代际尺度上的表现差异。主要结论如下:

(1)不同水层的模拟误差存在显著差异。2012年7月中上层再分析数据与实测的平均温差为0.28–0.50 °C,明显小于模式数据的平均误差(约2.05 °C);在深层(200–1000米),再分析数据的平均误差为0.05–0.27 °C,模式数据为1.21 °C。2014年各模式在多数区域的平均误差较2012年降低约0.3–0.8 °C。空

间上, 模式在海盆 57°N 以南区域的中上层平均误差为 1.16 °C, 低于海盆 57°N 以北及陆坡、陆架区域 (2.02–2.71 °C)。

(2) 基于相关系数、中心均方根误差和标准差构建评估指标体系。以 2012 年海盆 57°N 以南 200 米以浅区域为例, 再分析数据的相关系数为 0.95–0.98, 中心均方根误差为 0.36–0.48; 模式数据的平均相关系数为 0.82, 平均中心均方根误差为 0.85。依据三项指标筛选出 2012 年 3 组、2014 年 5 组表现相对较优的模式数据。不同年份入选模式不完全相同, 表明模式表现具有一定的气候背景依赖性。

(3) 1950–2023 年多源数据分析表明, 各数据均能再现白令海中上层海温“冬冷夏暖”的显著季节循环。气候平均状态下, SST 在 3 月最低 (1.21–3.46 °C), 8 月最高 (7.11–10.60 °C); MAT 峰值滞后约 2–3 个月。模式平均 MAT 全年较再分析数据偏高约 1 °C, 显示中层热结构存在系统性偏差。

(4) 年代际尺度上, 各数据对 SSTA 的变化趋势

再现较为一致, 而 MATA 在极值年份上存在约 5–10 年的时间偏移。1989 年前后为显著阶段转换节点, 但不同数据对低谷出现时间的刻画存在差异, 反映中层年代际信号的不确定性高于表层。

总体而言, 再分析数据在垂向结构再现方面误差较小, 模式数据在不同水层、区域和气候背景下的表现存在可量化差异。多源数据对比建立了白令海中上层海温再现能力的误差量级与不确定性范围, 为后续区域海温变化研究提供了定量参考基础。需要说明的是, 本文的评估结果基于 2012 年和 2014 年两个夏季有限站点的实测剖面资料, 受限于观测数据的时空覆盖范围, 研究结论主要反映夏季及代表性断面条件下的数据表现。因此, 优选模式结果的适用性具有一定局限性, 未来需结合更长时序、更广海域的观测数据进一步验证和修正评估结论。在应用本文筛选的优选模式开展白令海中上层海温研究时, 建议充分考虑本评估所依赖的特定气候背景和地理区域, 谨慎对待可能因数据来源和模拟能力差异带来的不确定性。

#### 参考文献:

- [1] 高郭平, 侍茂崇, 赵进平, 等. 1999 年白令海夏季水文特征分析[J]. *海洋学报*, 2002, 24(1): 8–16.  
Gao Guoping, Shi Maorong, Zhao Jinping, et al. Hydrologic features of the Bering Sea in the summer of 1999[J]. *Haiyang Xuebao*, 2002, 24(1): 8–16.
- [2] 钟文理, 赵进平. 北极加拿大海盆 2003 年和 2008 年上层海洋热含量的差异分析[J]. *极地研究*, 2012, 24(1): 24–34.  
Zhong Wenli, Zhao Jinping. Variation of upper-ocean heat content in the Canada Basin in summers of 2003 and 2008[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2012, 24(1): 24–34.
- [3] 李荣滨, 张林. 白令海 2008 年冬夏季节陆架水的差异[J]. *海洋预报*, 2010, 27(5): 48–54.  
Li Rongbin, Zhang Lin. The difference of shelf water of the Bering Sea in spring and summer[J]. *Marine Forecasts*, 2010, 27(5): 48–54.
- [4] 汤毓祥, 矫玉田, 邹娥梅. 白令海和楚科奇海水文特征和水团结构的初步分析[J]. *极地研究*, 2001, 13(1): 57–68.  
Tang Yuxiang, Jiao Yutian, Zou E'mei. A preliminary analysis of the hydrographic features and water masses in the Bering Sea and the Chukchi Sea[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2001, 13(1): 57–68.
- [5] Stabeno P J, Kachel N B, Moore S E, et al. Comparison of warm and cold years on the southeastern Bering Sea shelf and some implications for the ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65-70: 31–45.
- [6] 王晓宇, 赵进平. 北白令海夏季冷水团的分布及其年际变化研究[J]. *海洋学报*, 2011, 33(2): 1–10.  
Wang Xiaoyu, Zhao Jinping. Distribution and inter-annual variations of the cold water on the northern shelf of Bering Sea in summer[J]. *Haiyang Xuebao*, 2011, 33(2): 1–10.
- [7] 左菲, 李丙瑞, 吴成祥, 等. 白令海夏季水文结构年际变化特征研究[J]. *极地研究*, 2017, 29(1): 111–123.  
Zuo Fei, Li Bingrui, Wu Chengxiang, et al. Hydrographic structure and inter-annual variations of Bering Sea in summer[J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2017, 29(1): 111–123.
- [8] Stabeno P J, Farley E V Jr, Kachel N B, et al. A comparison of the physics of the northern and southern shelves of the eastern Bering Sea and some implications for the ecosystem[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2012, 65-70: 14–30.
- [9] 李亚伟, 沈辉, 孙启振, 等. 中国第 1–10 次北极科学考察走航自动气象站观测数据集 (1999–2019 年)[J]. *中国科学数据*, 2024, 9(3): 344–353.  
Li Yawei, Shen Hui, Sun Qizhen, et al. A dataset of shipborne automatic weather station observe data from Chinese 1st–10th Arctic scientific expedition during 1999–2019[J]. *China Scientific Data*, 2024, 9(3): 344–353.
- [10] M. S. M, Thompson B. Decadal variability of the Arctic Ocean thermal structure[J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(7): 873–880.
- [11] Liu Xin, Köhl A, Stammer D. Causes for Atlantic freshwater content variability in the GECCO3 ocean synthesis[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2023, 128(1): e2022JC018796.
- [12] Rahman R, Rahaman H. Evaluation of sea surface temperature from ocean reanalysis products over the North Indian Ocean[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2024, 11: 1461696.

- [13] 张丽霞, 陈晓龙, 辛晓歌. CMIP6 情景模式比较计划 (ScenarioMIP) 概况与评述[J]. 气候变化研究进展, 2019, 15(5): 519–525.  
Zhang Lixia, Zhang Xiaolong, Xin Xiaoge. Short commentary on CMIP6 Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP)[J]. Climate Change Research, 2019, 15(5): 519–525.
- [14] Bai Wenrong, Liu Hailong, Lin Pengfei, et al. The simulation of the Indo-Pacific warm pool SST warming trend in CMIP5 and CMIP6[J]. *Geoscience Letters*, 2024, 11(1): 31.
- [15] Feng Jiawei, Cao Jian, Wang Boyang, et al. Understanding the inter-model spread of PDO's impact on tropical cyclone frequency over the western north Pacific in CMIP6 models[J]. *Atmosphere*, 2024, 15(3): 276.
- [16] 谢龙, 白学志, 龙上敏. CMIP6 模式对北冰洋海洋热含量的模拟能力评估[J]. 海洋学报, 2021, 43(7): 35–51.  
Xie Long, Bai Xuezhi, Long Shangmin. Assessment of the ability of CMIP6 models to simulate the heat content of the Arctic Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(7): 35–51.
- [17] Liu Jiankang, Chen Hongxia. Warming events and their causes at the Bering Sea section B in summer of 1999–2019[J]. *Regional Studies in Marine Science*, 2024, 79: 103843.
- [18] Taylor K E. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2001, 106(D7): 7183–7192.
- [19] 祝亚丽, 王会军. 基于 IPCC AR4 耦合模式的南极涛动和北极涛动的模拟及未来变化预估[J]. 气象学报, 2008, 66(6): 993–1004.  
Zhu Yali, Wang Huijun. The Arctic and Antarctic oscillations in the IPCC AR4 coupled models[J]. Acta Meteorologica Sinica, 2008, 66(6): 993–1004.
- [20] 姜燕敏, 吴昊旻. 20 个 CMIP5 模式对中亚地区年平均气温模拟能力评估[J]. 气候变化研究进展, 2013, 9(2): 110–116.  
Jiang Yanmin, Wu Haomin. Simulation capabilities of 20 CMIP5 models for annual mean air temperatures in central Asia[J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 2013, 9(2): 110–116.
- [21] 晋程绣, 姜超, 张曦月. CMIP6 模式对中国西南地区气温的模拟与预估[J]. 中国农业气象, 2022, 43(8): 597–611.  
Jin Chengxiu, Jiang Chao, Zhang Xiyue. Evaluation and projection of temperature in southwestern China by CMIP6 models[J]. *Chinese Journal of Agrometeorology*, 2022, 43(8): 597–611.
- [22] Danielson S L, Weingartner T J, Hedstrom K S, et al. Coupled wind-forced controls of the Bering–Chukchi shelf circulation and the Bering Strait throughflow: Ekman transport, continental shelf waves, and variations of the Pacific–Arctic sea surface height gradient[J]. *Progress in Oceanography*, 2014, 125: 40–61.
- [23] Lee H C, Delworth T L, Rosati A, et al. Impact of climate warming on upper layer of the Bering Sea[J]. *Climate Dynamics*, 2013, 40(1/2): 327–340.
- [24] 刘娜, 林丽娜, 何琰, 等. 白令海海盆区夏季水团分布及其年际变化[J]. 科学通报, 2016, 61(13): 1478–1487.  
Liu Na, Lin Lina, He Yan, et al. Distribution and interannual variation of water masses in the Bering Sea basin in summer[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2016, 61(13): 1478–1487.
- [25] Mantua N J, Hare S R, Zhang Yuan, et al. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production<sup>\*</sup>[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1997, 78(6): 1069–1080.
- [26] Zhang Yuan, Wallace J M, Battisti D S. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93[J]. *Journal of Climate*, 1997, 10(5): 1004–1020.
- [27] Yang Xiaoyi, Wang Guihua, Keenlyside N. The Arctic sea ice extent change connected to Pacific decadal variability[J]. *The Cryosphere*, 2020, 14(2): 693–708.
- [28] Overland J E, Stabeno P J. Is the climate of the Bering Sea warming and affecting the ecosystem?[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2004, 85(33): 309–312.
- [29] 张立凤, 吕庆平, 张永垂. 北太平洋涡旋振荡研究进展[J]. 地球科学进展, 2011, 26(11): 1143–1149.  
Zhang Lifeng, Lü Qingping, Zhang Yongchui. Advances in the study of North Pacific gyre oscillation[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(11): 1143–1149.
- [30] 吕庆平, 路凯程, 张铭. 北太平洋冬季上层海温异常的 NPGO 模态[J]. 气候与环境研究, 2013, 18(2): 210–220.  
Lü Qingping, Lu Kaicheng, Zhang Ming. NPGO mode of the upper sea temperature anomalies in the North Pacific during winter[J]. *Climatic and Environmental Research*, 2013, 18(2): 210–220.
- [31] Stabeno P J, Overland J E. Bering Sea shifts toward an earlier spring transition[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2001, 82(29): 317–321.
- [32] Wang Jia, Bai Xuezhi, Wang Dongxiao, et al. Impacts of the Siberian High and Arctic Oscillation on the East Asia winter monsoon: driving downwelling in the western Bering Sea[J]. *Aquatic Ecosystem Health & Management*, 2012, 15(1): 20–30.
- [33] 王林, 龚海楠, 兰晓青. 北极涛动的年代际变化及其气候影响[J]. 大气科学学报, 2021, 44(1): 50–60.  
Wang Lin, Gong Hainan, Lan Xiaoqing. Interdecadal variation of the Arctic Oscillation and its influence on climate[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 2021, 44(1): 50–60.

# Quality Assessment of Reanalysis Data and 39 CMIP6 Models Based on In-situ Sea Temperature Observations in the Upper to Middle Layers of the Bering Sea

Liu Jiankang<sup>1,2</sup>, Chen Hongxia<sup>1,2,3</sup>

(1. *First Institute of Oceanography, MNR, Qingdao 266061, China*; 2. *Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266061, China*; 3. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling, MNR, Qingdao 266237, China*)

**Abstract:** Based on observational data from four representative stations along the B transect in the Bering Sea during July 2012 (a cold year) and 2014 (a warm year), along with multiple sets of reanalysis data and climate model results, this study systematically evaluates the ability of different data sources to reproduce sea temperature structures from approximately 0 to 1 000 meters and their performance over multiple time scales using correlation coefficients, root mean square errors (RMSE), and standard deviation as evaluation metrics. The results show that the temperature variability in the upper ocean (approximately 0–200 m) is significantly higher than in the deeper layers (below approximately 200 m). Reanalysis data generally have smaller average errors across all layers compared to climate model data. Specifically, for 2012, the error in the upper layers is about 0.3–0.5 °C, while the model error is approximately 2 °C; in the deep layers, the errors are about 0.1 °C and 1 °C, respectively. In 2014, the errors in most models were lower than those in 2012, indicating that model performance is somewhat dependent on the climatic background. Long-term sequence analysis indicates that all data sources can reproduce the characteristic "cold winters and warm summers" seasonal cycle, but models show a systematic bias of about 1 °C in the middle layer temperature. On the interdecadal scale, the sea surface temperature anomaly (SSTA) shows consistent trends across data, while the middle layer temperature anomaly (MATA) exhibits time shifts of several years for extreme values. This study quantifies the error magnitude and uncertainty characteristics of different data in reproducing the upper ocean temperature structure in the Bering Sea, providing a quantitative reference for regional sea temperature variation analysis and multi-source data application.

**Key words:** Bering Sea; Sea temperature in the upper to middle layers; Reanalysis data; CMIP6 models data