

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, doi:10.12284/hyxb2021147  
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, doi:10.12284/hyxb2021147

# CMIP6 模式对北冰洋海洋热含量的模拟能力评估

谢龙<sup>1</sup>, 白学志<sup>1\*</sup>, 龙上敏<sup>1</sup>

(1. 河海大学海洋学院, 江苏南京 210098)

**摘要:** 本文利用 PHC、ECCO2、SODA、GECCO3 和 CMIP6 资料, 分析了北冰洋热含量的水平分布特征、季节变化和长期变化趋势等, 评估了 CMIP6 模式对北冰洋海洋热含量的模拟能力。研究发现, 北冰洋海洋热含量表现出明显的季节变化: 热含量在 4 月份最低, 9 月份最高; 在历史情形下 (1850–2014 年), 相较观测和再分析资料, CMIP6 多模式集合平均 (MME) 的上层 500 m 热含量在格陵兰海偏暖, 在挪威海、巴伦支海和欧亚海盆偏冷, MME 的全水深热含量在北冰洋几乎所有区域均偏暖, 在格陵兰海偏差最大; CMIP6 模式对北冰洋温度剖面模拟偏差较大, MME 平均温度在 1 000 m 以深均高于观测和再分析资料。在未来情形下 (2015–2100 年), MME 表现出明显的北冰洋增暖情形, 但绝大多数中国模式没有表现出明显的增暖情形。中国模式中, BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 对北冰洋年平均热含量的模拟较差, CIESM 对热含量季节和年代际变化模拟较差, FIO-ESM-2-0 对北冰洋上层 500 m 年平均热含量及热含量季节和年代际变化的模拟都比较好。

**关键词:** 北冰洋热含量; 空间分布; 季节变化; CMIP6 模式; 模式评估

中图分类号: P733.1

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)07-0035-17

## 1 引言

自 20 世纪 70 年代以来, 全球气温持续升高, 对北极产生了深刻的影响。21 世纪以来, 北极的气温变化是全球平均水平的两倍, 这被称为“北极放大”现象<sup>[1]</sup>。与此同时, 北极海冰覆盖范围呈不断减小的趋势<sup>[2-5]</sup>, 海冰厚度和海冰密集度也持续降低<sup>[6-7]</sup>, 在 2007 年夏季出现了有卫星观测以来海冰覆盖面积的最低值<sup>[5, 8]</sup>。一般认为北极海冰范围会继续减小, 在 2030 年可能会出现夏季北极无冰的情况<sup>[4]</sup>。

海冰是北极气候系统的一个重要组成部分, 控制着海洋-大气界面上的热量、水、动量和气体交换。夏季海冰范围的减小会增加海洋对太阳辐射的吸收,

一方面加速海冰的融化, 另一方面越来越多的开阔海面对大气产生异常加热, 形成正反馈效应<sup>[9-10]</sup>。研究表明, 北极增暖的反馈主要是冰雪反照率反馈, 海冰的减少被认为是北极放大现象的关键因素<sup>[1]</sup>。过去 30 年的海冰减退极大地改变了北冰洋上混合层的热收支<sup>[11]</sup>。在全球变暖和北极海冰不断减少的背景下, 北冰洋的热含量必将发生变化, 不同区域热含量变化情况也不尽相同。因此, 研究北冰洋热含量的变化及其影响因素对于研究北冰洋海冰变化及气候变化有重要意义。

北冰洋热含量表现出明显的季节变化。Serreze 等<sup>[12]</sup>利用 PHC (Polar Science Center Hydrographic Climatology) 资料计算得到北冰洋热含量的季节变化。

收稿日期: 2020-12-31; 修订日期: 2021-06-02。

基金项目: 国家重点研发计划 (2017YFA0604602); 江苏省研究生科研与实践创新计划项目 (B200203134); 国家自然科学基金面上项目 (41676019)。

作者简介: 谢龙 (1996—), 男, 安徽省淮北市人, 主要从事北极热含量方面研究。E-mail: 181311010023@hhu.edu.cn

\* 通信作者: 白学志 (1969—), 男, 江苏省连云港市人, 主要从事海洋环流、海气相互作用和极地海洋等方面研究。E-mail: xuezhi.bai@hhu.edu.cn

夏季(7-9月)北冰洋热含量增量最大,9月热含量达到最大值,11-12月热损失最大,随后热含量持续下降,4月达到最小值。

在海盆内部, Timmermans 等<sup>[13]</sup>研究发现,在1987-2017年的30年里,加拿大海盆热含量增加了几乎1倍,主要原因是海冰减少导致上层海洋吸收更多的太阳辐射。M.S.和 Thompson<sup>[14]</sup>利用同化资料研究了1958-2005年间北冰洋上层1000 m热含量的长期变化特征。研究发现,北冰洋热含量的季节循环主要受上层海洋净热通量的正负控制,而年际变化主要与北大西洋的经向热平流有关。Lique 和 Steele<sup>[15]</sup>利用高分辨率全球海洋海冰模式 ORCA025 对1968-2007年间北冰洋热含量变化进行 REOF 分析,发现北冰洋28%的热含量变化是由季节性无冰区大气热通量的季节性和年际变化驱动的,31%的热含量变化受到大西洋水通过弗拉姆海峡的热含量变化影响。

历史观测数据显示,北冰洋在过去几十年中主要的气候参数,如:北极表层气温、北冰洋淡水含量、中层(150~1000 m)大西洋水温度以及陆缘冰厚度等都发生了明显变化<sup>[16-17]</sup>。在北欧海中,大西洋水是一个表层水团,温度最大值出现在海洋表面。在弗拉姆海峡中,它汇入西斯匹次卑尔根海流的地方,温度在次表层出现最大值。大西洋水通过弗拉姆海峡和巴伦支海进入欧亚海盆后,继续向下游输运<sup>[18-19]</sup>,大部分大西洋水绕北冰洋循环流动,大多数作为一股“边缘”流沿着大陆架坡流动<sup>[20]</sup>,流动过程中大西洋水的温度和盐度在逐渐降低。在弗拉姆海峡,大西洋水温度大约为3℃,在北冰洋内部温度下降到0.4℃。大西洋水的核心也随着大西洋水在北冰洋内部的流动而从表层向下流动,从弗拉姆海峡的200 m下降到加拿大海盆中的500 m<sup>[21]</sup>。

暖而咸的大西洋水分布在北冰洋各个区域,对于北冰洋的热量平衡起着特殊的作用,但是大西洋水向上释放的热量能否影响北极海冰仍然存在很多争论<sup>[22-23]</sup>。随着21世纪以来北冰洋内大西洋水异常增暖<sup>[24]</sup>以及欧亚海盆内“大西洋化”现象向东拓展,越来越多学者认为大西洋水的热量对于北冰洋海冰的变化具有重要的作用<sup>[25-26]</sup>。Polyakov 等<sup>[27]</sup>利用三维冰-海模型实验估算出在40年后大西洋水热通量每增加0.5 W/m<sup>2</sup>将会导致28~35 cm的海冰融化。

由于观测资料的稀缺,海-冰耦合模式是研究北极海-冰-气系统的重要工具<sup>[28-29]</sup>。第六次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)是CMIP实施20多年来参与的模式

数量最多、设计的数值实验最丰富、所提供的模拟数据最为庞大的一次。这些数据将支撑未来5~10年的全球气候研究,基于这些数据的研究成果将构成未来气候评估和气候谈判的基础<sup>[30]</sup>。因此,CMIP6模式对北极地区气候模拟的准确与否具有重要意义。本文拟基于观测资料,评估CMIP6模式对北冰洋热含量的模拟能力。

本文采用PHC观测资料、ECCO2(The Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Project Version 2)、SODA(Simple Ocean Data Assimilation)和GECCO3(German Contribution to the Estimating the Circulation and Climate of the Ocean Project Version 3)再分析资料以及29套CMIP6模式资料对北冰洋热含量的水平分布、季节变化和长期变化趋势等进行研究,同时评估了CMIP6模式对北冰洋海洋热含量的模拟能力。

## 2 数据和方法

### 2.1 数据

本文采用PHC的温度数据,包括气候态年平均、季节平均和月平均数据。数据的空间范围为全球海洋89.5°S~89.5°N,环全球经度,水平空间分辨率为1°×1°。其中,季节平均数据仅包括冬季和夏季两个季节,月平均数据只有海洋上层1500 m的数据。

本文采用了SODA、ECCO2和GECCO3再分析资料。SODA海洋数据集是由全球简单海洋资料同化分析系统产生,该系统是美国马里兰大学于20世纪90年代初开发的分析系统,其目的是为气候研究提供一套与大气再分析资料相匹配的海洋再分析资料<sup>[31]</sup>。SODA资料时间范围为1980年1月至2015年12月,时间分辨率为逐月,空间范围为74.75°S~89.75°N,环全球经度,水平空间分辨率为1°×1°。ECCO2资料来自美国喷气动力实验室(Jet Propulsion Laboratory, JPL),是基于美国麻省理工学院的海洋环流模式(Massachusetts Institute of Technology general circulation model, MITgcm)<sup>[32]</sup>。数据时间范围为1992年1月至2016年12月,时间分辨率为3 d,空间范围为全球海洋89.875°S~89.875°N,环全球经度,水平空间分辨率为0.25°×0.25°。本文还使用了同样基于MITgcm的GECCO3再分析资料。GECCO是德国对ECCO的进一步发展,GECCO3则是GECCO和GECCO2的延续。GECCO3数据时间范围为1948年1月至2018年1月,时间分辨率为逐月,空间范围为全球海洋89.5°S~89.5°N,环全球经度,水平空间分辨率为1°×1°。

世界气候研究计划“耦合模拟工作组”组织的 CMIP6 正在进行中,全球 33 家机构的约 112 个气候模式版本注册参加<sup>[30]</sup>。本文选取了 CMIP6 历史气候模拟实验下的 29 个模式(1850 年 1 月至 2014 年 12 月)以及未来试验场景 SSP126(在 SSP1(低强迫情景)基础上对 RCP2.6 情景的升级(辐射强度在

2100 年达到 2.6 W/m<sup>2</sup>))下的 25 个模式(2015 年 1 月至 2100 年 12 月,4 个中国模式 BCC-ESM1、CAS-ESM2-0、CIesm 和 TaiESM1 在 SSP126 实验场景下没有提供结果)。CMIP6 模式数据在使用过程中均插值到 1°×1°的规则网格上,模式所属机构和网格分辨率见表 1。

表 1 模式介绍

Table 1 Models introduction

模式	所属机构(国别)	网格
ACCESS-CM2	CSRIO-BOM(澳大利亚)	360×300×50
<b>BCC-CSM2-MR</b>	<b>BCC(中国)</b>	<b>360×232×40</b>
<b>BCC-ESM1</b>	<b>BCC(中国)</b>	<b>360×232×40</b>
<b>CAMS-CSM1-0</b>	<b>CAMS(中国)</b>	<b>360×200×50</b>
<b>CAS-ESM2-0</b>	<b>CAS(中国)</b>	<b>360×196×30</b>
CanESM5	CCCMA(加拿大)	360×291×45
CESM2	NCAR(美国)	360×180×33
CESM2-WACCM	NCAR(美国)	360×180×33
<b>CIesm</b>	<b>THU(中国)</b>	<b>320×384×60</b>
CNRM-CM6-1	CNRM-CERFACS(法国)	362×294×75
CNRM-ESM2-1	CNRM-CERFACS(法国)	362×294×75
EC-Earth3	EC-Earth(欧洲)	362×292×75
EC-Earth3-Veg	EC-Earth(欧洲)	362×292×75
<b>FGOALS-f3-L</b>	<b>CAS(中国)</b>	<b>360×218×30</b>
<b>FGOALS-g3</b>	<b>CAS(中国)</b>	<b>360×218×30</b>
<b>FIO-ESM-2-0</b>	<b>FIO(中国)</b>	<b>320×384×60</b>
GFDL-ESM4	NOAA-GFDL(美国)	360×180×35
HadGEM3-GC31-LL	MOHC(英国)	360×330×75
INM-CM4-8	INM(俄国)	360×180×33
INM-CM5-0	INM(俄国)	360×180×33
IPSL-CM6A-LR	IPSL(法国)	362×332×75
MIROC-ES2L	MIROC(日本)	360×256×63
MIROC6	MIROC(日本)	360×256×63
MPI-ESM1-2-HR	MPI-M(德国)	802×404×40
MPI-ESM1-2-LR	MPI-M(德国)	256×220×40
MRI-ESM2-0	MRI(日本)	360×180×61
<b>NESM3</b>	<b>NUIST(中国)</b>	<b>362×292×46</b>
<b>TaiESM1</b>	<b>AS-RCEC(中国)</b>	<b>320×384×60</b>
UKESM1-0-LL	MOHC(英国)	360×330×75

注: 黑色加粗字体表示的为中国模式。

## 2.2 热含量计算方法

本文采用 Lique 和 Steele<sup>[15]</sup> 给出的计算公式来计算海洋热含量

$$HC(t, x, y) = \int_z \rho_0 C_p [T(t, x, y, z) - T_{ref}] dz, \quad (1)$$

式中,  $T$  是给定点的温度;  $T_{ref}$  是参考温度, 取  $T_{ref} = -0.27^\circ\text{C}$ ,  $-0.27^\circ\text{C}$  是利用 PHC 数据计算得到的气候态平均温度; 通过计算, 我们发现海水密度与海水比热容取定值和变化值对计算热含量影响很小, 因此本文取海水密度  $\rho_0 = 1\,026\text{ kg/m}^3$ , 海水比热容  $C_p = 4\,000\text{ J/(kg}\cdot^\circ\text{C)}$ 。计算区域为  $60^\circ\sim 90^\circ\text{N}$ , 环全球经度, 计算深度分别为海洋上层 500 m 和全水深。

## 3 结果

### 3.1 历史时期北冰洋热含量水平分布特征

#### 3.1.1 观测和再分析资料

图 1 和图 2 分别为观测和再分析资料气候年平均上层 500 m 和全水深热含量水平分布, 再分析资料在计算时选取公共时间段: 1992 年 1 月至 2015 年

12 月。

由图可以看出, 不论是上层 500 m 还是全水深, 观测和再分析资料的北冰洋热含量水平分布都表现出在北欧海(北欧海是对格陵兰海、冰岛海和挪威海的统称)较高, 在挪威海最高的特征。这主要是受到沿着挪威陆坡北向流动的挪威海大西洋暖流和自弗拉姆海峡向南流动的东格陵兰寒流的影响<sup>[33-36]</sup>。

在上层 500 m, 观测和再分析资料的北冰洋热含量水平分布都表现出由弗拉姆海峡至北冰洋中心逐渐降低, 在欧亚海盆为正, 在加拿大海盆为负的特征。这是因为随着大西洋水不断向北冰洋内部流动温度也在逐渐降低, 热含量也逐渐减小。对于全水深, 北冰洋热含量在挪威海最高, 在格陵兰海、欧亚海盆和加拿大海盆热含量为负。在北冰洋内部的海盆边缘出现热含量的极大值, 这主要是因为温暖的北大西洋水主要是沿着大陆坡在北极海盆周围流动<sup>[20]</sup>。相较于上层 500 m, 北冰洋全水深热含量在欧亚海盆由正值变为负值。

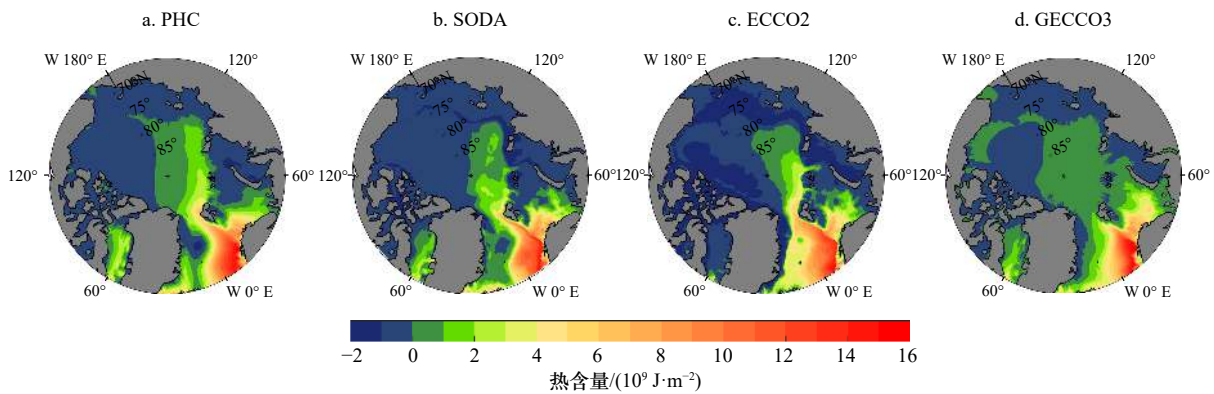


图 1 1992–2015 年基于观测和再分析资料的北冰洋长期年平均上层 500 m 热含量水平分布

Fig. 1 Distribution of annual average upper 500 m heat content in the Arctic Ocean from 1992 to 2015 based on the observation reanalysis data

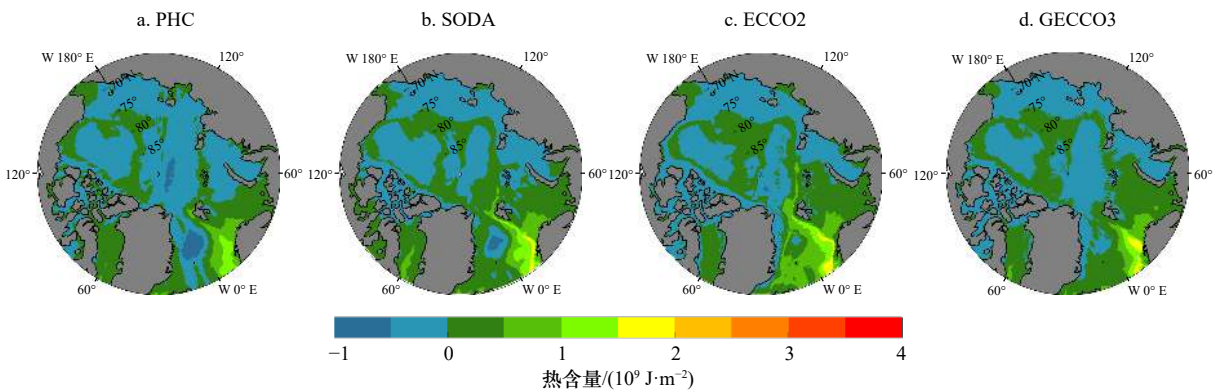


图 2 1992–2015 年基于观测和再分析资料的北冰洋长期年均全水深热含量水平分布

Fig. 2 Distribution of annual average whole water heat content in the Arctic Ocean from 1992 to 2015 based on the observation reanalysis data

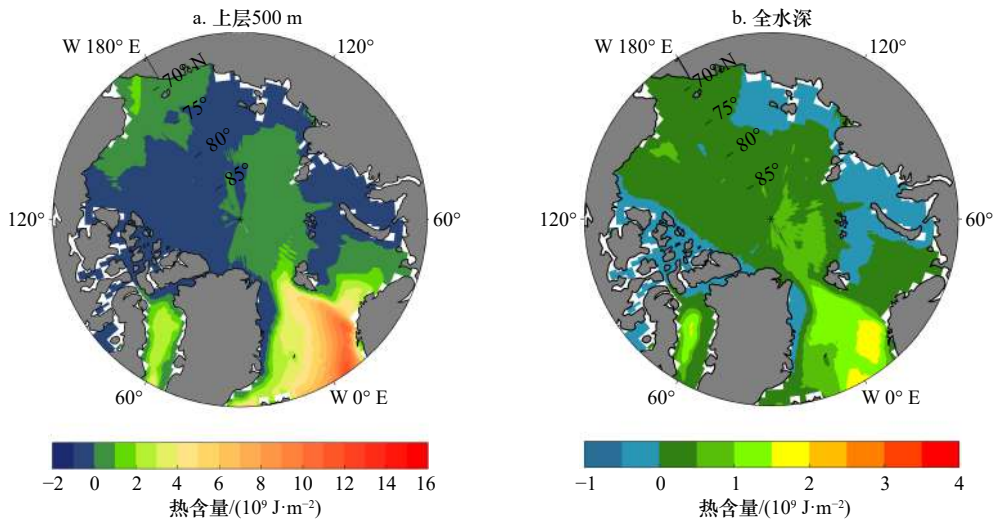


图3 CMIP6 多模式集合平均北冰洋热含量水平分布

Fig. 3 The Arctic Ocean heat content of multi-model ensemble mean

### 3.1.2 CMIP6 模拟结果和偏差

图3给出了CMIP6多模式集合平均结果(MME)的热含量水平分布。如图所示,MME的北冰洋热含量水平分布也表现出挪威海最高的特征。MME上层500 m热含量水平分布与观测比较接近:在挪威海最高,由弗拉姆海峡至北冰洋中心逐渐降低。MME全水深热含量在北冰洋几乎所有海域全部为正,同观测和再分析资料相差较大。

用MME减去PHC和SODA,得到热含量偏差如图4所示(蓝色代表MME偏冷,橙色代表MME偏暖)。由图可知,在上层500 m,MME热含量在格陵兰海暖偏差最大,在挪威海、巴伦支海及欧亚海盆偏冷。对于全水深热含量,MME在几乎所有海域均偏暖,同样在格陵兰海暖偏差最大,仅在巴伦支海部分海域偏冷。

为了研究模式模拟偏差产生的原因,图5给出了

PHC、再分析资料和CMIP6模式模拟的垂直温度剖面。在加拿大海盆,模拟的温度剖面分布与观测较为相似,都是表层温度较低,至500 m深度左右温度达到最高值,随后温度缓慢降低,2000 m以深后温度基本保持不变。但是模拟的温度在整个水柱明显高于观测和再分析资料,约 $0.8^{\circ}\text{C}$ ,因此模式模拟的上层500 m和全水深热含量在加拿大海盆偏暖。

在欧亚海盆,模拟的上层500 m热含量偏冷,而全水深热含量偏暖。欧亚海盆上层500 m温度剖面如图5c所示。由图可知,模式模拟的上层500 m温度垂直剖面与PHC和再分析资料相比有较大差异:PHC和再分析资料温度最高值出现在300 m水深上下,约为 $0.9^{\circ}\text{C}$ ,随后温度逐渐降低,至2000 m水深上下达到最低值,在 $-0.5\sim-1^{\circ}\text{C}$ 之间。而模式模拟的MME温度最高值出现在水深800 m上下,约为 $1^{\circ}\text{C}$ ,明显偏深。在上层500 m,MME温度略低于PHC和

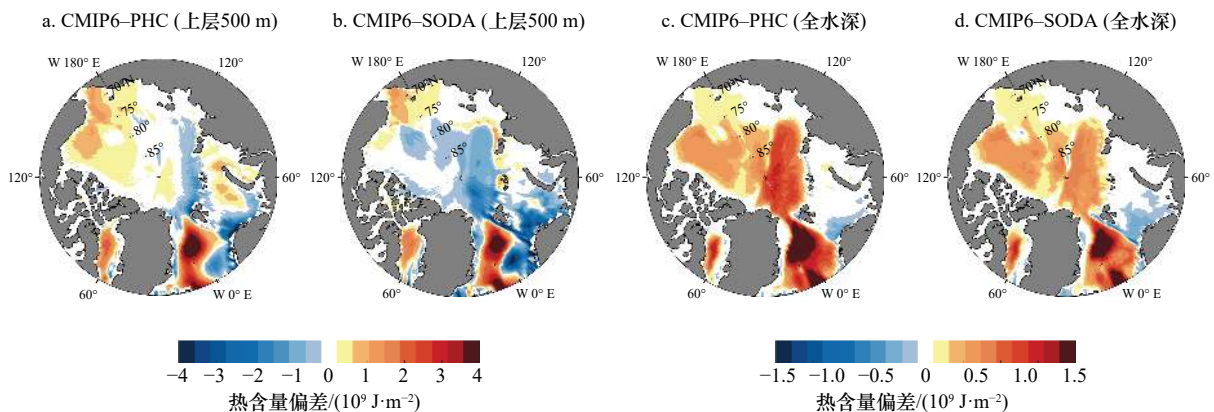


图4 北冰洋热含量水平分布偏差

Fig. 4 Deviation of the Arctic Ocean heat content with respect to PHC and SODA, respectively

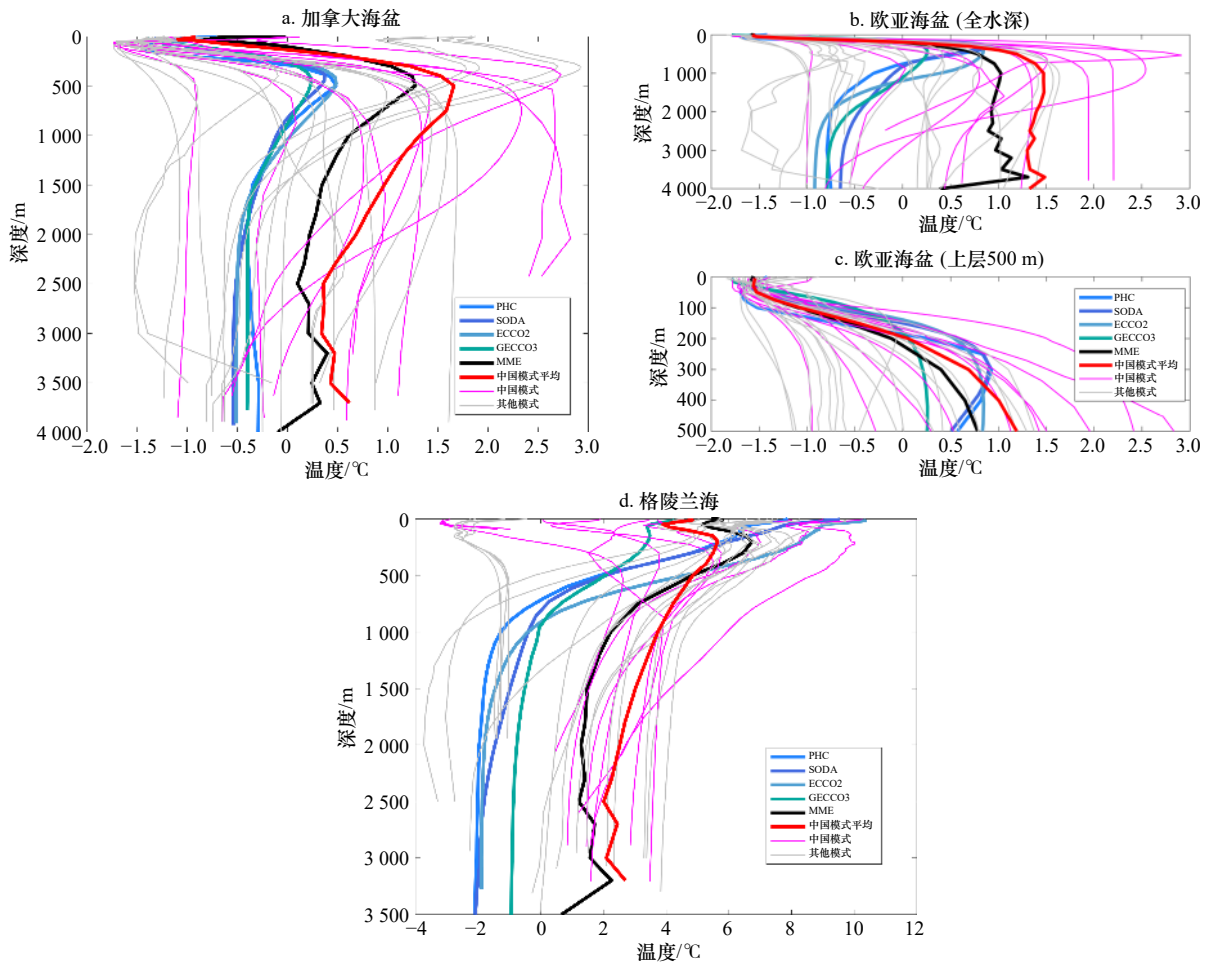


图 5 北冰洋各海盆和格陵兰海长期年平均垂直温度剖面

Fig. 5 Long-term annual mean vertical temperature profiles of the Arctic Ocean basins and Greenland Sea

再分析资料。但随着水深逐渐增加,在 500 m 以深, MME 温度逐渐高于 PHC 和再分析资料,至温度稳定后, MME 温度高于 PHC 和再分析资料接近 2℃。这导致了模式模拟的欧亚海盆上层 500 m 热含量偏冷,而全水深热含量偏暖。CMIP6 模式对于入流大西洋水的模拟仍然是亟待解决的问题,几乎没有模式能较准确地模拟出北冰洋中大西洋水的垂直结构。

在格陵兰海, MME 温度垂直剖面与 PHC 和再分析资料存在较大偏差: 模式模拟的温度剖面随着深度增加先降低后增加,在约 300 m 水深达到最高值 6℃ 左右,随后温度逐渐降低,至 1500 m 水深后稳定在 2℃ 左右,而 PHC 和再分析资料的温度垂直剖面则随着水深增加温度逐渐降低,由表层的 6~10℃ 至 1000 m 以深稳定在 -2℃。在 800 m 以深, MME 温度显著高于观测和再分析资料,温度差甚至达到 4℃,因此格陵兰海出现最大热含量暖偏差。

### 3.1.3 中国模式模拟能力

为了了解中国模式对于北冰洋热含量的模拟情

况,用中国模式模拟结果减去 PHC 得到中国模式与 PHC 上层 500 m 和全水深热含量偏差如图 6 和图 7 所示。在上层 500 m,大部分中国模式都在格陵兰海偏暖,在挪威海和巴伦支海偏冷,其中 CIESM 的暖偏差最大。FGOALS-f3-L、FGOALS-g3、FIO-ESM-2-0 和 CAS-ESM2-0 在欧亚海盆和加拿大海盆偏冷,其余中国模式偏暖。对于全水深热含量,大部分模式都在巴伦支海偏冷。FGOALS-f3-L 在加拿大海盆偏冷,FGOALS-g3 在加拿大海盆和欧亚海盆偏冷,其他中国模式在加拿大海盆和欧亚海盆均呈明显偏暖的特征。

为了更好地了解 MME 和中国模式与 PHC 资料的偏差,通过计算不同资料在 0~100 m、100~300 m、300~750 m、750~1500 m 和 1500~3000 m 不同深度的平均温度,用 MME 和中国模式减去 PHC,得到模式平均温度剖面与 PHC 的温度偏差如图 8 所示。

由图可知,对于加拿大海盆,在上层 100 m, MME 和所有中国模式均偏冷。MME 偏冷约 0.5℃,除了

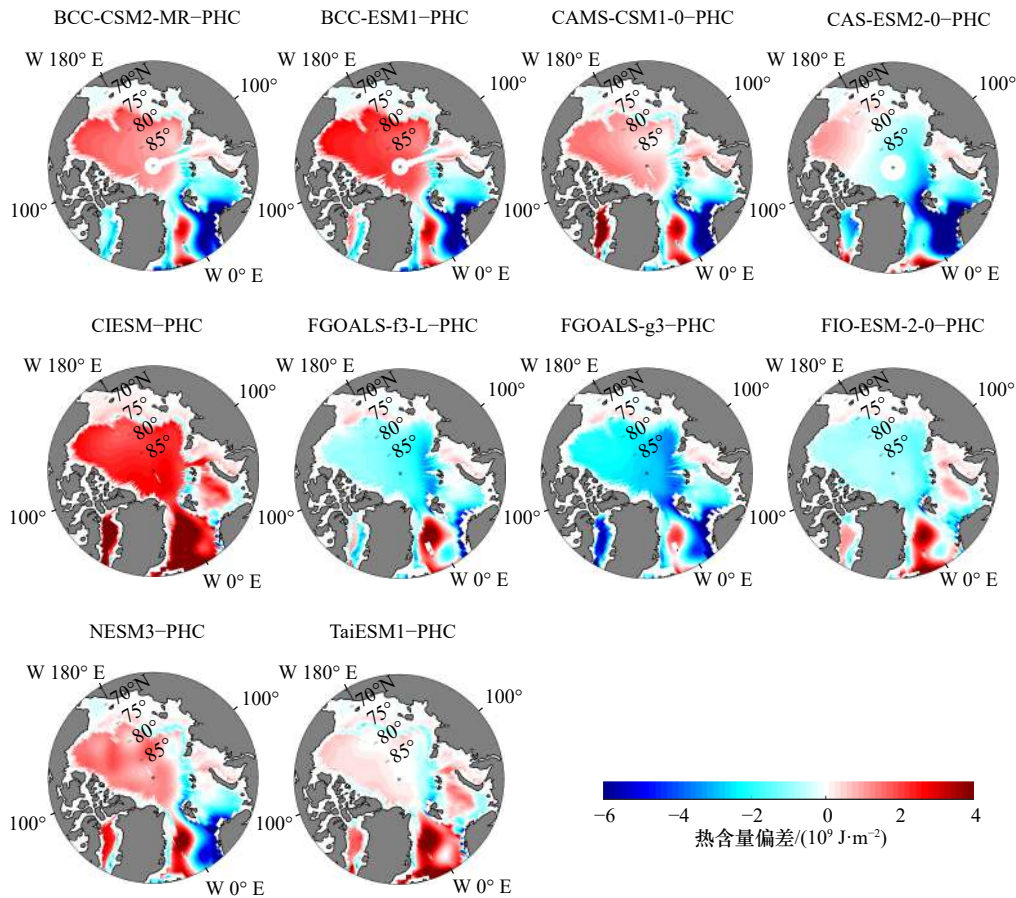


图6 中国模式与PHC的北冰洋上层500 m热含量水平分布偏差

Fig. 6 Deviation of the upper 500 m Arctic Ocean heat content of Chinese models with respect to PHC

NESM3, 其他中国模式偏差较大, 超过  $1^{\circ}\text{C}$ 。在  $100\sim 300\text{ m}$  水深, MME 偏暖约  $0.5^{\circ}\text{C}$ , CIESM 偏暖较小, NESM3 偏暖接近  $2^{\circ}\text{C}$ , 其余中国模式仍旧偏冷, 但偏差较上层  $500\text{ m}$  减小。在  $300\text{ m}$  以深, 除了 FGOALS-g3 和 FGOALS-f3-L 一直偏冷, NESM3 在  $1500\text{ m}$  以深偏冷, 其余中国模式均偏暖。BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 偏差最大, 基本都偏暖  $2^{\circ}\text{C}$ , CIESM 和 TaiESM1 次之。对于欧亚海盆, 在上层  $100\text{ m}$ , MME 和所有中国模式均偏冷超过  $1^{\circ}\text{C}$ 。在  $100\sim 300\text{ m}$  水深, 部分中国模式由偏冷变为偏暖, 偏差较上层  $100\text{ m}$  均有减小。在  $300\text{ m}$  以深, 温度偏差情况类似于加拿大海盆。在格陵兰海, 除了 BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 在上层  $100\text{ m}$  偏冷, NESM3 在上层  $300\text{ m}$  偏冷, 其余中国模式在所有深度处均偏暖。MME 在  $100\sim 300\text{ m}$  偏暖超过  $6^{\circ}\text{C}$ 。偏差最大的模式是  $100\sim 300\text{ m}$  水深的 CIESM, 最大偏差接近  $10^{\circ}\text{C}$ 。从  $750\text{ m}$  以深, MME 和中国模式的偏差逐渐减小。

从以上分析可以看出, 加拿大海盆和欧亚海盆温度偏差的特征比较相似, 在格陵兰海情况则不同。同

时, 从温度偏差的绝对值考虑, 格陵兰海温度偏差在  $-4\sim 10^{\circ}\text{C}$ , 远超加拿大海盆和欧亚海盆的  $-3\sim 3^{\circ}\text{C}$ 。这也解释了为什么 MME 与 PHC 的暖偏差在格陵兰海最大。

### 3.2 北冰洋海洋热含量的季节和年代际变化

#### 3.2.1 季节变化

利用 PHC 月均数据计算得到的 PHC 热含量的季节变化如图 9 所示。由图可知, 北冰洋热含量表现出明显的季节变化: 夏季(7-9月)北冰洋热含量增量最大, 9月份达到最大值。11-12月热损失最大, 随后热含量持续下降, 4月份达到最小值。

GECCO3、ECCO2 和 SODA 3 种再分析资料的热含量季节和年代际变化如图 10 所示。其中, GECCO3 时间范围是 1948-2018 年, ECCO2 时间范围是 1992-2016 年, SODA 时间范围是 1980-2015 年, 在计算年代际变化时使用十三点滑动平均的方法除去季节信号。

由图 10c 和图 10d 可知, 在上层  $500\text{ m}$ , 再分析资料表现出同 PHC 相同的季节变化特征: 热含量在 9 月份最高, 4 月份最低。ECCO2 的上层海洋热含量

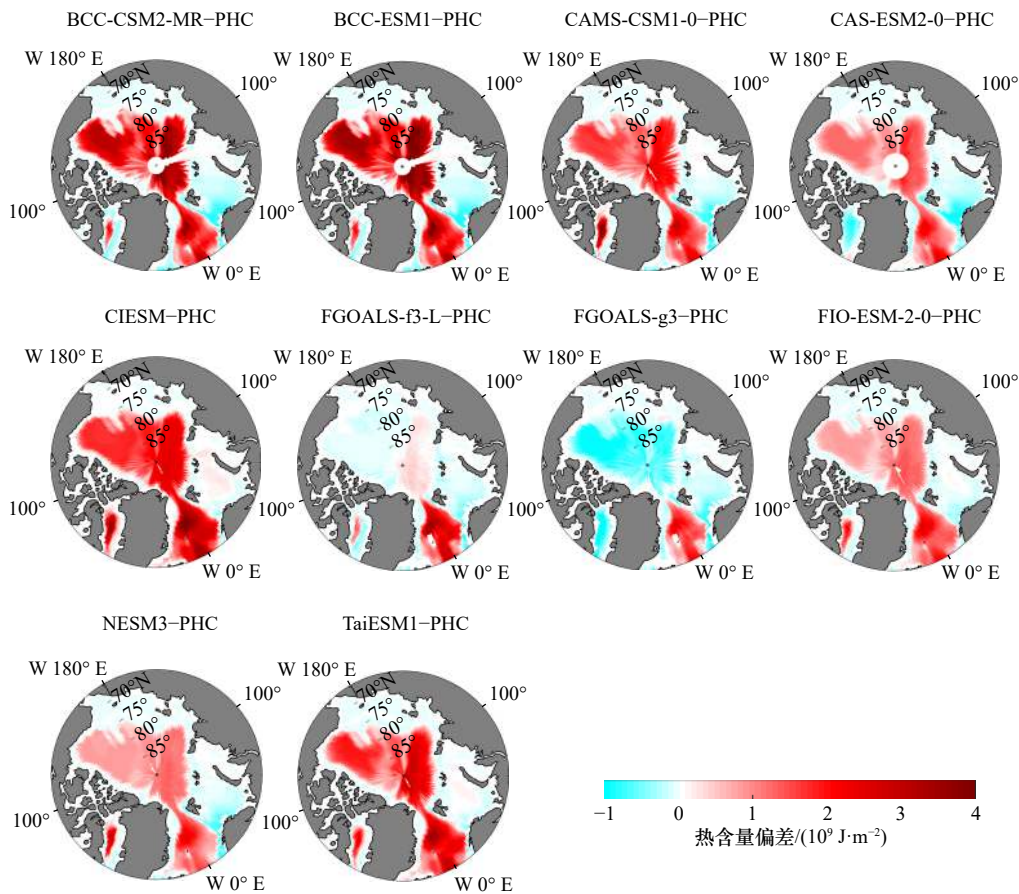


图7 中国模式与PHC的北冰洋全水深热含量水平分布偏差

Fig. 7 Deviation of the whole water column Arctic Ocean heat content of Chinese models with respect to PHC

最高, SODA 和 GECCO3 次之, PHC 最低。对于全水深, ECCO2 和 SODA 热含量季节变化特征同上层 500 m 情况相同。GECCO3 热含量在 10 月份最低, 2 月份最高, 同 SODA 和 ECCO2 相差较大。

由图 10a 和图 10b 可知, 在上层 500 m, GECCO3 在 1948–1988 年间热含量呈下降趋势。在 1992–2016 年, 再分析资料热含量表现出一致的上升趋势。对于全水深, GECCO3 与 ECCO2 和 SODA 表现出较大的差异。GECCO3 的热含量从 1948–1963 年迅速上升, 再经历至 1978 年的缓慢上升之后, 基本保持不变, 与 ECCO2 和 SODA 的热含量明显上升趋势相差较大。ECCO2 和 SODA 则表现出明显的热含量上升趋势。结合图 10c 和图 10d, 我们发现, GECCO3 对于上层 500 m 热含量的模拟与 SODA 和 ECCO2 比较接近, 但在全水深时偏差较大。

CMIP6 模式的北冰洋历史热含量季节变化如图 11 所示。由图可知, CMIP6 模式模拟的上层 500 m 热含量的季节变化特征与观测和再分析资料相似: 热含量在 9 月份最高, 4 月份最低。MME 的模拟结果同观

测和再分析资料比较接近。CMIP6 模式全水深热含量也表现出与观测和再分析资料相同的季节变化。中国模式 CIesm 的热含量远高于其他模式, 模拟较差。不同模式间热含量差异非常大。

### 3.2.2 模式评估

图 12 给出了 CMIP6 模式与 PHC 观测资料的北冰洋年平均热含量之间的泰勒图。黑色实线代表标准偏差, 蓝色虚线代表相关系数, 粉红虚线代表中心均方根差。由图可知, 在上层 500 m, 大部分 CMIP6 模式模拟能力比较接近, 相关系数在 0.7~0.95 之间, 标准偏差在 0.75~1.5 之间。在上层 500 m, 中国模式 BCC-CSM2-MR、BCC-ESM1 和 NESM3 年平均热含量与 PHC 的相关系数非常小, 模拟相对较差, FIO-ESM-2-0、CESM2-WACCM 和 CESM2 的模拟相对较好。相较上层 500 m, CMIP6 模式全水深热含量的空间泰勒图分布比较分散, 偏差相对较大。MRI-ESM2-0、BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 的模拟相对较差, CNRM-CM6-1、CNRM-ESM2-1 和 Had-GEM3-GC31-LL 模拟相对较好。

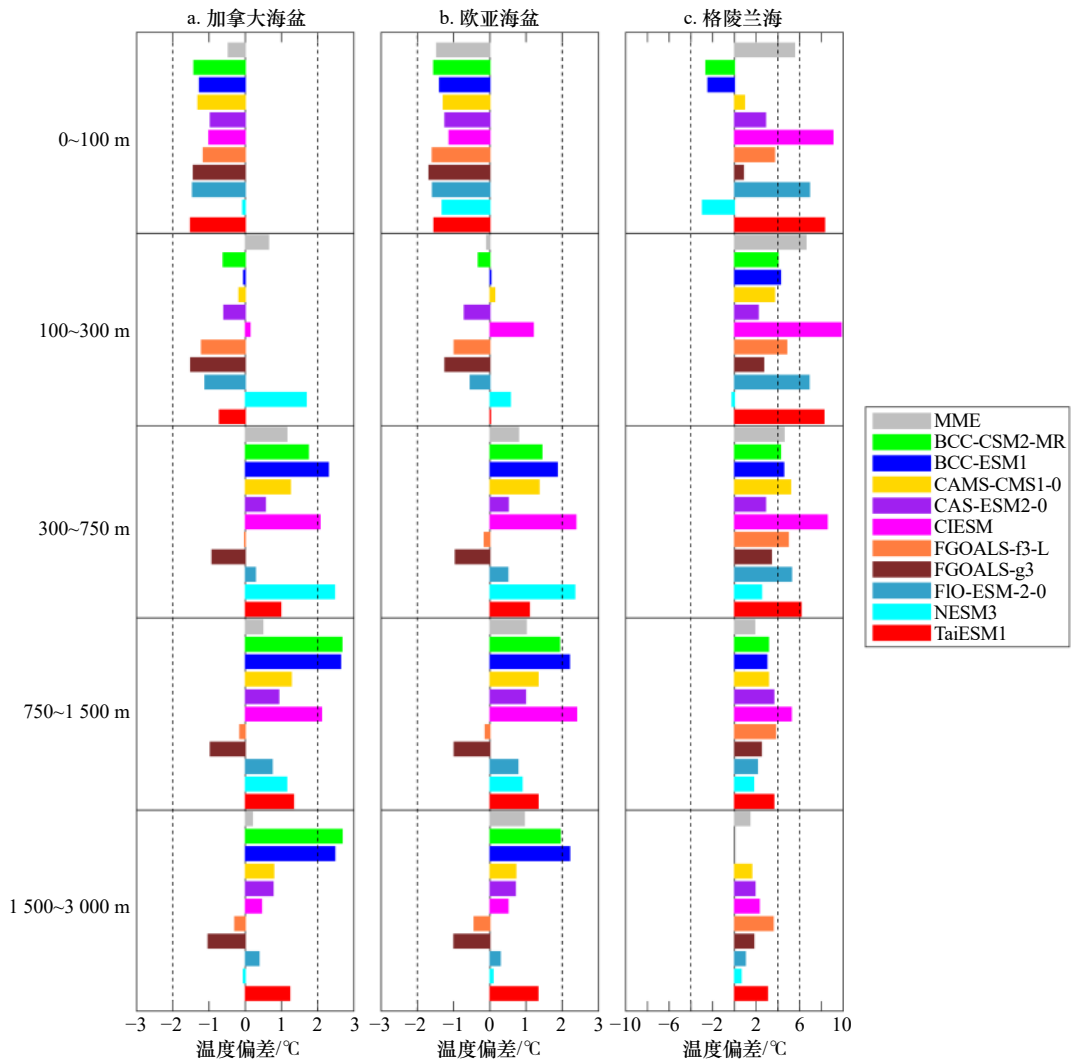


图 8 CMIP6 模式平均温度剖面与 PHC 温度剖面的温度偏差

Fig. 8 The temperature deviation between the average temperature profile of the CMIP6 models and the PHC temperature profile

水平条形图代表温度偏差, 正值代表模式偏暖, 负值代表模式偏冷

Horizontal bar represents temperature deviation, positive value means that the model simulation is warmer than the PHC, negative value means model simulation is colder than PHC

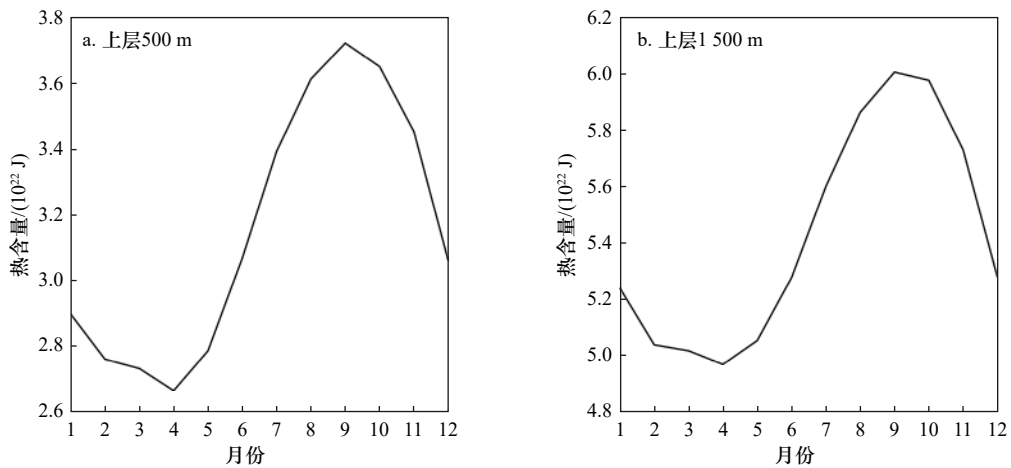


图 9 基于 PHC 观测资料的北冰洋热含量季节变化

Fig. 9 Seasonal variation of Arctic Ocean heat content based on the PHC observation data

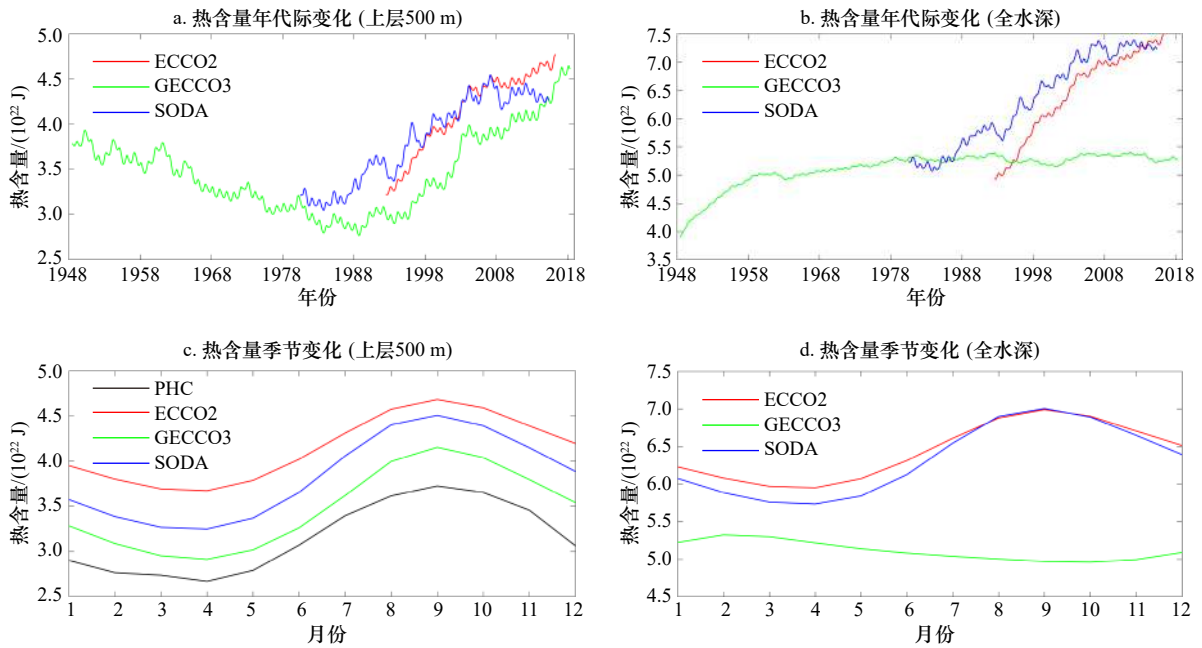


图 10 基于 GECCO3、ECCO2、SODA 再分析资料的北冰洋热含量年代际变化和季节变化

Fig. 10 Decadal and seasonal variations of heat content in the Arctic Ocean of GECCO3、ECCO2 and SODA reanalysis data

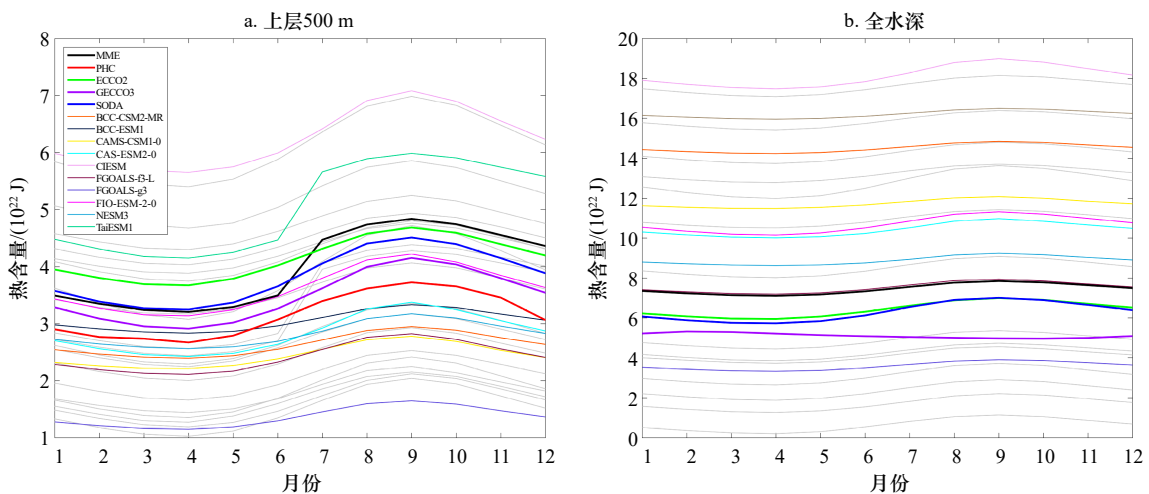


图 11 CMIP6 模式模拟的北冰洋历史热含量季节变化(1850–2014 年)

Fig. 11 Seasonal variation of the Arctic Ocean historical heat content of CMIP6 models (1850–2014)

为方便查阅,表 2 给出了图 12 空间泰勒图的标准偏差、中心均方根差和相关系数的具体数值。

CMIP6 模式模拟的 1850–2100 年北冰洋上层 500 m 热含量和全水深热含量的长期变化趋势如图 13 所示。由图可知,1850–1975 年间, MME 上层 500 m 和全水深热含量基本保持不变。1975 年以后,上层 500 m 热含量呈明显的上升趋势,到了 2075–2100 年间,热含量基本保持不变; 1975 年以后,全水深热含量也呈上升趋势,但相较上层 500 m 其上升趋势较缓。这可能是因为上层海洋受到二氧化碳增加等因素导致的全球变暖的影响要大于深层海洋。粗蓝线

和粗红线分别是历史时期 SODA 和 ECCO2 年平均热含量时间序列。在上层 500 m, SODA 和 ECCO2 热含量高于 MME, 增长趋势也大于 MME, 但对于全水深, SODA 和 ECCO2 热含量则低于 MME, 在增长趋势方面则无明显差异。

在上层 500 m, 大部分中国模式热含量和热含量增长趋势均低于 MME、ECCO2 和 SODA, 但在全水深情况下, 大部分中国模式热含量要高于 MME、ECCO2 和 SODA。其中, 中国模式 CIESM 热含量与其他 CMIP6 模式和再分析资料相差很大。不同模式热含量差异很大, 在全水深情况下, 甚至有一个 CMIP6 模式热含

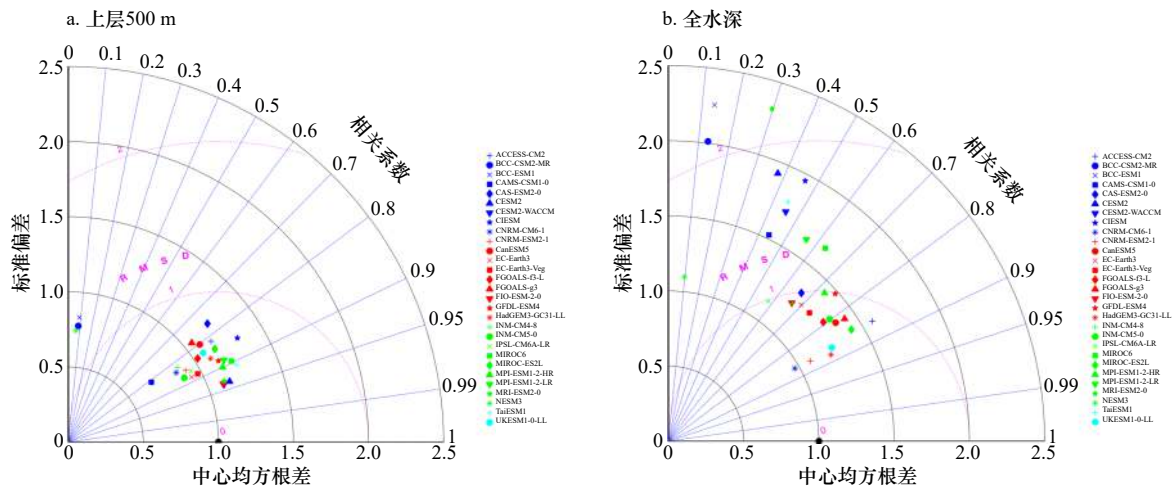


图 12 CMIP6 模式与 PHC 观测资料历史年平均热含量之间的空间泰勒图(1850–2014 年)

Fig. 12 Taylor diagram of annual average heat content in history between CMIP6 models and PHC observation data (1850–2014)

量出现了负值。

### 3.3 CMIP6 模式间不确定性

图 14 给出模式间热含量偏差的标准差。由图可知,历史和未来情形下模式间热含量偏差的标准差比较相似,模式间热含量变化最大的区域主要出现在北欧海、欧亚海盆和加拿大海盆。在上层 500 m,模式间热含量标准差最大值出现在挪威海域,加拿大海盆和欧亚海盆次之,说明模式间热含量变化最大的区域在挪威海域;对于全水深,标准差最大值出现在戴维斯海峡,欧亚海盆较高,加拿大海盆和挪威海次之。

利用模式间 EOF(正交函数分解)方法,我们先对 29 个 CMIP6 模式处理得到多模式集合平均结果 MME,用每个模式与 MME 做差得到模式与 MME 偏差的矩阵,然后进行 EOF 分解,得到的模式间序列即为不同模式对该模态的模拟情况,结果如图 15 和图 16 所示。

如图 15 和图 16 所示,上层 500 m 和全水深模式间 EOF 第一模态(EOF1)表现出整个北冰洋同位相变化特征,且第一模态表现出与热含量水平分布类似的特征。在北冰洋内部的欧亚海盆和加拿大海盆,出现沿着海盆边缘的红线和蓝线,其绝对值大小均在 0.5~1 之间。出现沿海盆边缘的线说明不同 CMIP6 模式对于大西洋水在北冰洋内部沿海盆边缘的流动差异较大;从模式间序列来看,上层 500 m 有 16 个模式较 MME 偏冷,13 个模式偏暖。6 个中国模式偏暖,4 个偏冷;全水深有 12 个模式较 MME 偏冷,17 个模式偏暖。8 个中国模式偏暖,2 个偏冷。

### 3.4 CMIP6 对未来北冰洋热含量预测

CMIP6 模式给出了 2015–2100 年在不同情景下的预测结果。在未来试验场景 SSP126 下,6 个中国

模式提供了结果。为了观察北冰洋热含量在未来的变化情况,我们选取了两个时间段进行对比:2020–2050 年和 2060–2090 年,得到 MME 热含量水平分布如图 17 所示。

图 17a 和图 17b 是上层 500 m 热含量水平分布,图 17c 和图 17d 是全水深热含量水平分布。整体看来,对于上层 500 m 和全水深,其热含量水平分布情况与历史情形相似。2060–2090 年较 2020–2050 年均表现出明显的热含量自欧亚海盆向加拿大海盆增加的趋势。这说明在 CMIP6 模式对于未来情形的模拟中,北冰洋在增暖。

图 18 给出了 6 个 CMIP6 中国模式在未来两个时间段北冰洋上层 500 m(图 18a)和全水深(图 18b)热含量的水平分布情况。由图可知,中国模式的未来热含量水平分布与历史情形相似,但在未来两个时间段,除了 FIO-ESM-2-0,其余 5 个中国模式均没有表现出明显的热含量增加,热含量变化很小,与 MME 所表现的北冰洋增暖情形相差甚大。对于全水深,中国模式的未来热含量水平分布与历史情形相似,但类似于上层 500 m,在未来的两个时间段,只有 FIO-ESM-2-0 表现出热含量的增加,其余 5 个中国模式均没有表现出明显的热含量增加,热含量变化很小,模拟情况同 MME 相差较大。

## 4 结论

前人对于北极热含量已经进行过一些研究。Serreze 等<sup>[12]</sup>利用 PHC 资料计算得到北冰洋热含量的季节变化:热含量在 9 月份最高,4 月份最低。本文基于观测和再分析资料,结合 CMIP6 模式资料,研究发

表 2 CMIP6 模式与 PHC 观测资料历史年平均热含量之间的标准偏差、中心均方根差和相关系数

Table 2 Standard deviation, center root mean square difference and correlation of annual average heat content in history between CMIP6 models and PHC observation data

模式	标准偏差		中心均方根差		相关系数	
	上层500 m	全水深	上层500 m	全水深	上层500 m	全水深
PHC	1.000 0	1.000 0	0.000 0	0.000 0	1.000 0	1.000 0
ACCESS-CM2	1.163 6	1.572 8	0.672 6	0.873 9	0.817 1	0.861 5
BCC-CSM2-MR	0.775 6	2.012 7	1.317 1	2.361 8	0.085 9	0.131 0
BCC-ESM1	0.833 9	2.258 5	1.357 9	2.591 1	0.089 1	0.135 8
CAMS-CSM1-0	0.684 1	1.526 3	0.598 4	1.421 0	0.811 8	0.437 6
CAS-ESM2-0	1.217 0	1.324 5	0.791 7	0.993 4	0.761 8	0.667 2
CESM2	1.147 8	1.924 4	0.410 0	1.802 5	0.936 3	0.337 9
CESM2-WACCM	1.105 0	1.714 5	0.385 5	1.542 5	0.937 7	0.454 7
CIESM	1.321 8	1.956 7	0.703 9	1.735 4	0.851 7	0.464 3
CNRM-CM6-1	0.854 4	0.968 9	0.543 0	0.510 0	0.841 6	0.866 4
CNRM-ESM2-1	0.915 1	1.083 5	0.524 9	0.537 2	0.853 4	0.870 0
CanESM5	1.089 7	1.362 5	0.661 2	0.795 9	0.803 1	0.815 8
EC-Earth3	0.929 0	1.265 5	0.467 8	0.912 5	0.884 9	0.696 9
EC-Earth3-Veg	0.973 9	1.267 9	0.474 6	0.856 5	0.884 7	0.739 0
FGOALS-f3-L	1.025 6	1.298 9	0.573 2	0.793 2	0.840 1	0.792 2
FGOALS-g3	1.054 4	1.425 9	0.684 0	0.832 0	0.779 5	0.820 9
FIO-ESM-2-0	1.101 8	1.233 0	0.389 0	0.938 5	0.936 0	0.664 9
GFDL-ESM4	1.137 0	1.480 5	0.541 1	0.986 9	0.879 5	0.749 0
HadGEM3-GC31-LL	1.099 5	1.223 5	0.558 9	0.581 1	0.862 4	0.882 4
INM-CM4-8	0.881 0	1.232 4	0.566 3	0.931 4	0.826 0	0.669 9
INM-CM5-0	0.883 1	1.344 6	0.484 1	0.815 8	0.875 0	0.665 4
IPSL-CM6A-LR	0.943 7	1.144 4	0.507 1	0.991 6	0.865 5	0.579 5
MIROC6	1.212 8	1.654 6	0.546 0	1.285 3	0.895 8	0.630 3
MIROC-ES2L	1.156 2	1.425 0	0.620 4	0.773 9	0.844 1	0.853 3
MPI-ESM1-2-HR	1.143 0	1.432 2	0.499 8	0.986 8	0.899 7	0.725 2
MPI-ESM1-2-LR	1.171 8	1.626 8	0.547 4	1.346 4	0.884 7	0.563 5
MRI-ESM2-0	1.115 3	2.316 7	0.409 0	2.233 6	0.931 0	0.297 4
NESM3	0.744 1	1.097 6	1.286 5	1.555 3	0.068 2	0.097 5
TaiESM1	1.234 7	1.778 0	0.529 7	1.602 9	0.908 7	0.447 7
UKESM1-0-LL	1.076 7	1.251 3	0.602 1	0.628 5	0.834 4	0.867 4

现 CMIP6 模式模拟的北冰洋热含量也表现出与 PHC 相同的季节变化,但不同模式的差异非常大;对于北冰洋的热含量长期变化趋势,在 1850–1975 年

间, MME 和大部分 CMIP6 模式的上层 500 m 热含量基本保持不变, 1975 年之后热含量呈明显的上升趋势,到了 2075–2100 年间热含量增加逐渐减少,基本

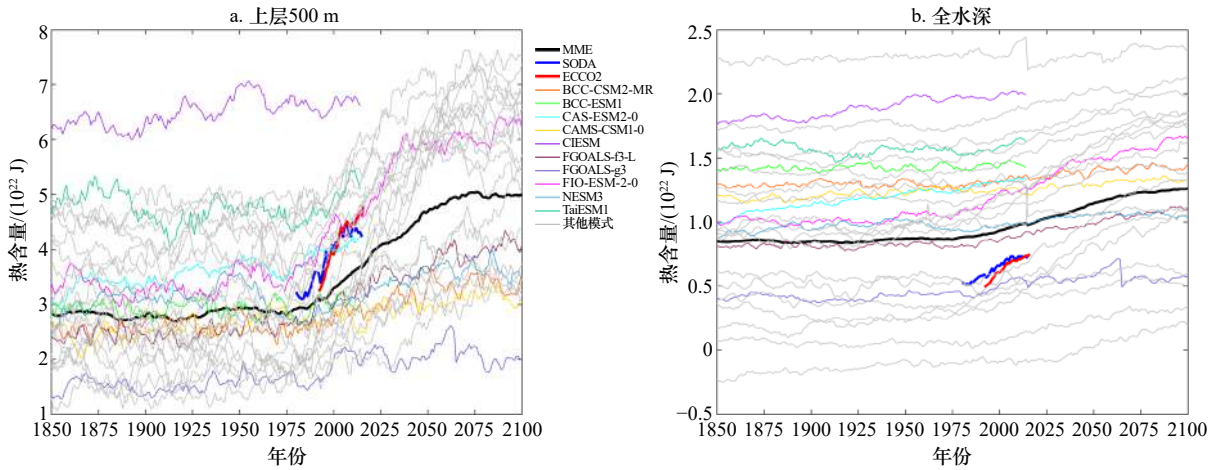


图 13 CMIP6 模式模拟的北冰洋年平均热含量时间序列  
 Fig. 13 Time series of the Arctic Ocean annual mean heat content of CMIP6 models

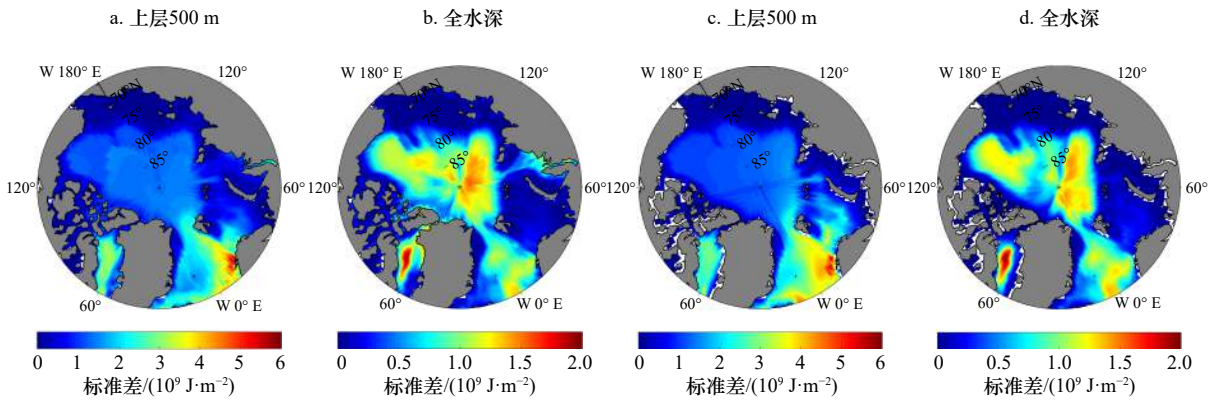


图 14 北冰洋 CMIP6 模式间热含量偏差的标准差  
 Fig. 14 Standard deviation of the Arctic Ocean heat content between models

a, b. 历史; c, d. 未来  
 a, b. Historical; c, d. future

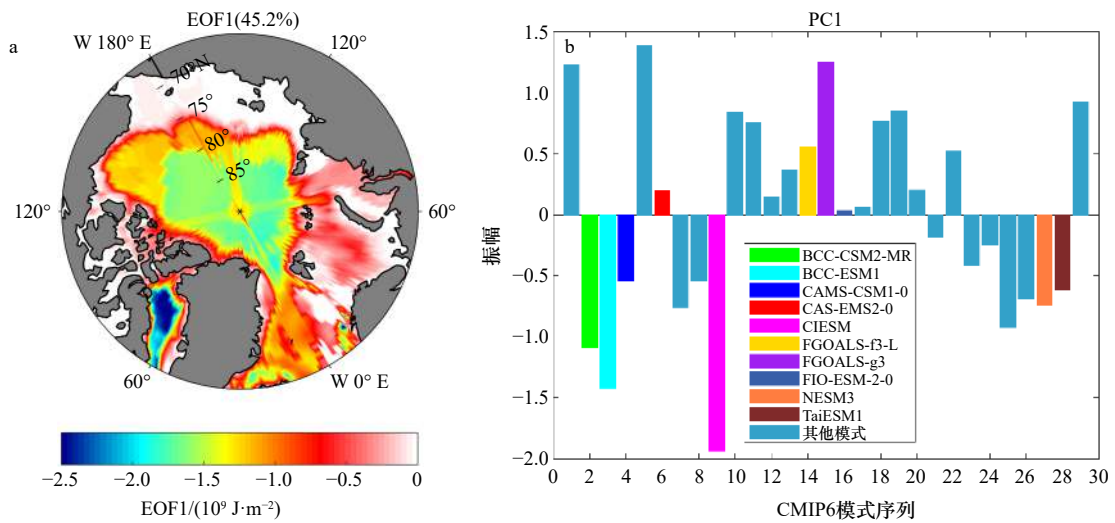


图 15 北冰洋上层 500 m 历史热含量的 CMIP6 模式间 EOF 第一模态分布(a)和模式间序列(b)(1850–2014年)  
 Fig. 15 Distribution of the first EOF mode between CMIP6 models of the historical upper 500 m heat content of the Arctic Ocean (a) and sequence between models (b) (1850–2014)

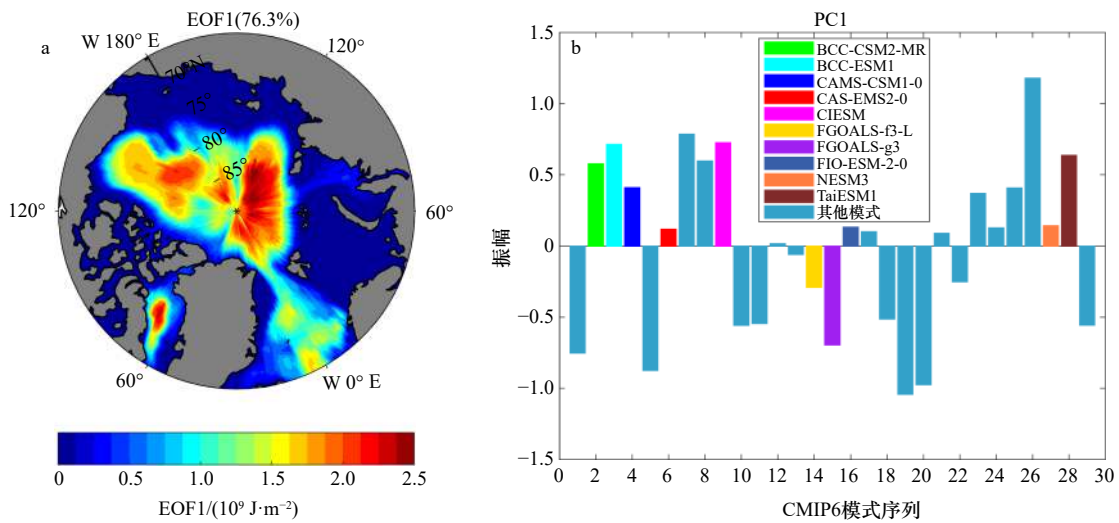


图 16 北冰洋历史全水深热含量的 CMIP6 模式间 EOF 第一模态(a)和模式间序列(b)(1850–2014 年)

Fig. 16 Distribution of the first EOF mode between CMIP6 models of the historical whole water column heat content of the Arctic Ocean (a) and sequence between models (b) (1850–2014)

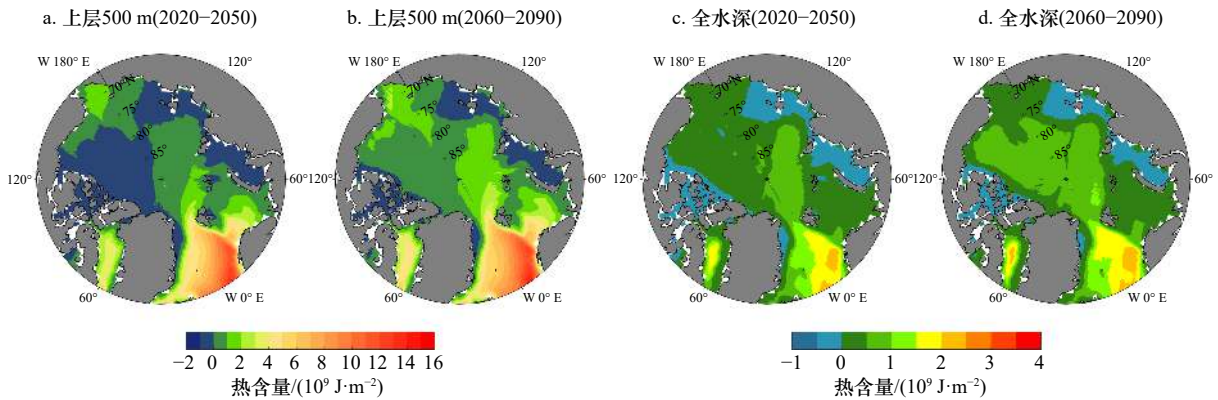


图 17 CMIP6 多模式集合平均未来北冰洋热含量水平分布

Fig. 17 The future heat content of the Arctic Ocean of CMIP6 multi-model ensemble mean

保持不变。全水深热含量的上升趋势相较上层 500 m 较缓。其中,中国模式 CIESM 的热含量远高于再分析资料和其他 CMIP6 模式,模拟较差。

Lique 和 Steele<sup>[15]</sup> 利用 ORCA025 研究了 1968–2007 年间北冰洋热含量的水平分布。研究发现,北大西洋水通过弗拉姆海峡东部和巴伦支海进入北极盆地,并在盆地周围的大陆坡继续流动。本文研究发现在历史情形下(1850–2014 年),北冰洋上层 500 m 热含量在挪威海最大,由弗拉姆海峡至欧亚海盆热含量逐渐降低;全水深热含量的最大值出现在挪威海,极大值出现在北冰洋内部海盆边缘区域,在欧亚海盆和加拿大海盆内部热含量为负。历史情形下,相较观测和再分析资料,MME 全水深热含量在几乎所有海域均偏暖。未来情形下(2015–2100 年),MME 的模拟结果表明北冰洋正在增暖,但大部分中国模式却没有表现出明显的热含量增加现象。通过分析 CMIP6

模式与 PHC 年平均热含量之间的空间泰勒图,本文发现:在历史情形下,BCC-CSM2-MR 和 BCC-ESM1 对北冰洋上层 500 m 和全水深热含量的模拟都较差,NESM3 对上层 500 m 热含量的模拟较差,MRI-ESM2-0 对全水深热含量的模拟较差。CESM2、CESM2-WACCM 和中国模式 FIO-ESM-2-0 对上层 500 m 热含量的模拟较好,CNRM-CM6-1、CNRM-ESM2-1 和 Had-GEM3-GC31-LL 对全水深热含量的模拟较好。

CMIP6 模式对于北冰洋垂直温度剖面的模拟情况与观测和再分析资料差异较大,在加拿大海盆,模拟的温度垂直剖面与观测类似,但整体温度偏高;在欧亚海盆,模拟的温度垂直剖面形状与观测相差较大,没有能较准确地模拟出大西洋水地垂直结构,在 1 000 m 以深,模拟的温度偏高 2℃ 左右。

本文分析了北冰洋热含量的水平分布、季节变化

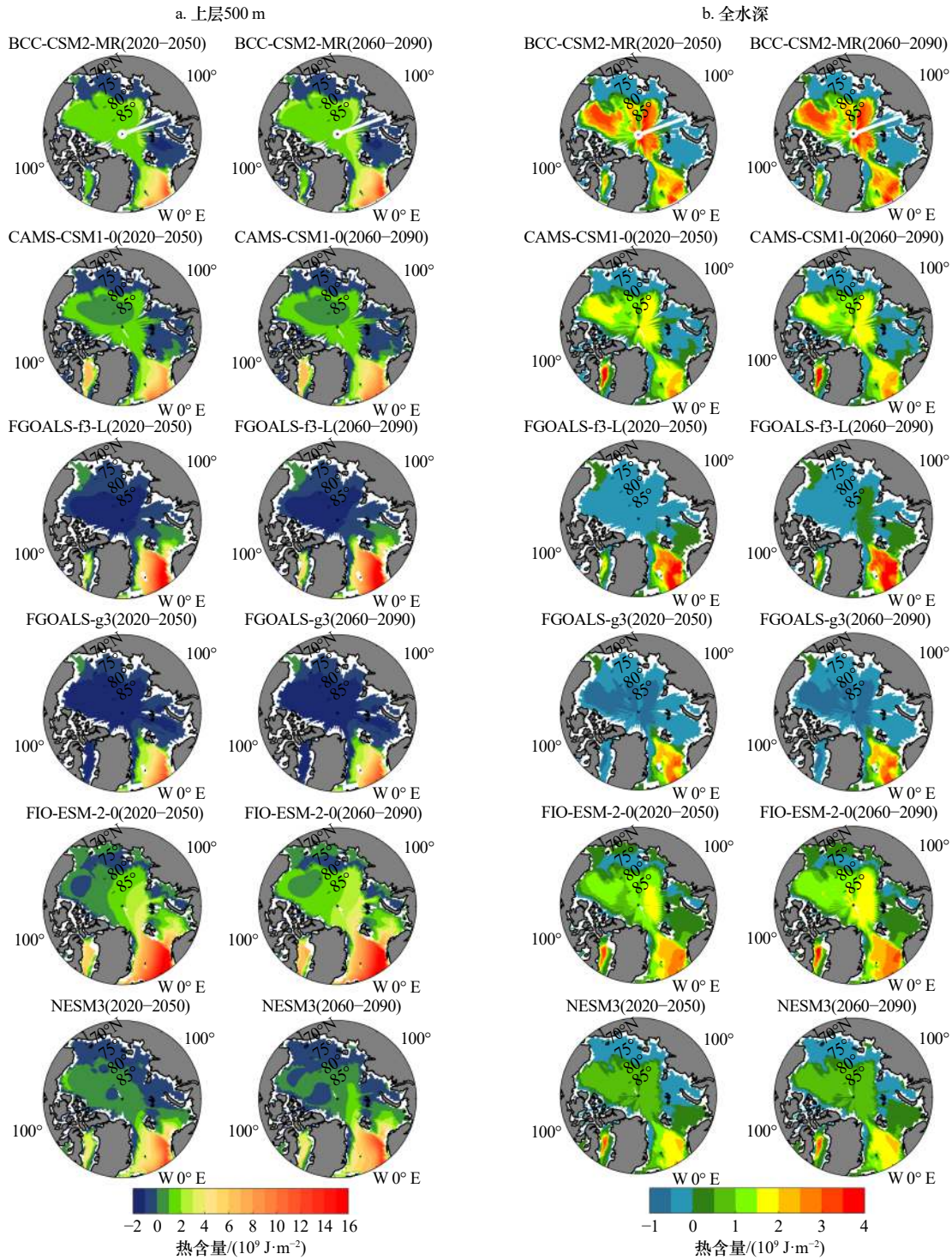


图 18 CMIP6 中国模式模拟 2020–2050 年、2060–2090 年北冰洋年平均热含量水平分布

Fig. 18 The annual mean heat content in the Arctic Ocean of CMIP6 Chinese models in 2020–2050 and 2060–2090

和长期变化趋势等,但对北冰洋热含量的分析没有深入至其影响机制层面,下一步的工作可以结合北冰洋海表面热通量和海洋热输送等资料深入分析北冰洋

热含量的影响因素,同时从模式的动力学框架和对北极极端事件的模拟情况等角度对 CMIP6 模式进行进一步的评估。

参考文献:

[1] Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification[J]. *Nature*, 2010, 464(7293): 1334–1337.

- [2] Comiso J C. A rapidly declining perennial sea ice cover in the Arctic[J]. *Geophysical Research Letters*, 2002, 29(20): 17.
- [3] Meier W N, Stroeve J, Fetterer F. Whither Arctic sea ice? A clear signal of decline regionally, seasonally and extending beyond the satellite record[J]. *Annals of Glaciology*, 2007, 46: 428–434.
- [4] Stroeve J, Holland M M, Meier W, et al. Arctic sea ice decline: Faster than forecast[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(9): L09501.
- [5] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(1): L01703.
- [6] Maslanik J A, Fowler C, Stroeve J, et al. A younger, thinner Arctic ice cover: Increased potential for rapid, extensive sea-ice loss[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(24): L24501.
- [7] Kwok R, Cunningham G F, Wensnahan M, et al. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C7): C07005.
- [8] Meier W, Stroeve J, Fetterer F, et al. Reductions in Arctic sea ice cover no longer limited to summer[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2005, 86(36): 326.
- [9] Holland M M, Bitz C M, Tremblay B. Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(23): L23503.
- [10] Kumar A, Perlwitz J, Eischeid J, et al. Contribution of sea ice loss to Arctic amplification[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(21): L21701.
- [11] Perovich D K, Light B, Eicken H, et al. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: Attribution and role in the ice-albedo feedback[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(19): L19505.
- [12] Serreze M C, Barrett A P, Slater A G, et al. The large-scale energy budget of the Arctic[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2007, 112(D11): D11122.
- [13] Timmermans M L, Toole J, Krishfield R. Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins[J]. *Science Advances*, 2018, 4(8): eaat6773.
- [14] M. S. M, Thompson B. Decadal variability of the Arctic Ocean thermal structure[J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(7): 873–880.
- [15] Lique C, Steele M. Seasonal to decadal variability of Arctic Ocean heat content: A model-based analysis and implications for autonomous observing systems[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(4): 1673–1695.
- [16] Polyakov I V, Bhatt U S, Walsh J E, et al. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations[J]. *Ecological Applications*, 2013, 23(8): 1745–1764.
- [17] 邵秋丽, 赵进平. 北欧海深层水的研究进展[J]. *地球科学进展*, 2014, 29(1): 42–55.  
Shao Qiuli, Zhao Jinping. On the deep water of the Nordic Seas[J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(1): 42–55.
- [18] Carmack E C, Macdonald R W, Perkin R G, et al. Evidence for warming of Atlantic water in the Southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen-93 Expedition[J]. *Geophysical Research Letters*, 1995, 22(9): 1061–1064.
- [19] McLaughlin F, Carmack E, Macdonald R, et al. The Canada Basin, 1989–1995: Upstream events and far-field effects of the Barents Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C7): 19-1–19-20.
- [20] Rudels B, Friedrich H J, Quadfasel D. The Arctic circumpolar boundary current[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1999, 46(6/7): 1023–1062.
- [21] Pickard, George L. Descriptive physical oceanography: An introduction[J]. *Deep Sea Research & Oceanographic Abstracts*, 2005, 23(6): 557–557.
- [22] Pnyushkov A V, Polyakov I V, Ivanov V V, et al. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2015, 101: 80–97.
- [23] Dmitrenko I A, Rudels B, Kirillov S A, et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna Trough in the northern Kara Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(7): 5158–5178.
- [24] Dmitrenko I A, Polyakov I V, Kirillov S A, et al. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C5): C05023.
- [25] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Alkire M B, et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean[J]. *Science*, 2017, 356(6335): 285–291.
- [26] Carmack E, Polyakov I, Padman L, et al. Toward quantifying the increasing role of oceanic heat in sea ice loss in the new Arctic[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2015, 96(12): 2079–2105.
- [27] Polyakov I V, Timokhov L A, Alexeev V A, et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(12): 2743–2756.
- [28] 牟龙江, 赵进平. 北极冰海耦合模式对两种不同大气再分析资料响应的分析[J]. *海洋学报*, 2015, 37(11): 79–91.  
Mu Longjiang, Zhao Jinping. Analysis on the response of an Arctic ice-ocean coupled model to two different atmospheric reanalysis datasets[J]. *Haiyang Xuebao*, 2015, 37(11): 79–91.
- [29] 杨清华, 刘骥平, 张占海, 等. 北极海冰数值预报的初步研究——基于海冰-海洋耦合模式MITgcm的模拟试验[J]. *大气科学*, 2011, 35(3): 473–482.

- Yang Qinghua, Liu Jiping, Zhang Zhanhai, et al. A preliminary study of the Arctic sea ice numerical forecasting: Coupled sea ice-ocean modelling experiments based on MITgcm[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2011, 35(3): 473–482.
- [30] 周天军, 邹立维, 陈晓龙. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述[J]. *气候变化研究进展*, 2019, 15(5): 445–456.  
Zhou Tianjun, Zou Liwei, Chen Xiaolong. Commentary on the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6)[J]. *Climate Change Research*, 2019, 15(5): 445–456.
- [31] 李晓婷, 郑沛楠, 王建丰, 等. 常用海洋数据资料简介[J]. *海洋预报*, 2010, 27(5): 81–89.  
Li Xiaoting, Zheng Peinan, Wang Jianfeng, et al. Introduction of the ocean data in common use[J]. *Marine Forecasts*, 2010, 27(5): 81–89.
- [32] Marotzke J, Giering R, Zhang K Q, et al. Construction of the adjoint MIT ocean general circulation model and application to Atlantic heat transport sensitivity[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1999, 104(C12): 29529–29547.
- [33] Swift J H, Aagaard K. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas[J]. *Deep-Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(10): 1107–1129.
- [34] Hansen B, Østerhus S. North Atlantic–Nordic Seas exchanges[J]. *Progress in Oceanography*, 2000, 45(2): 109–208.
- [35] Rossby T, Prater M D, Soiland H. Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic seas[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C4): C04011.
- [36] 何琰, 赵进平. 北欧海的锋面分布特征及其季节变化[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(10): 1079–1091.  
He Yan, Zhao Jinping. Distributions and seasonal variations of fronts in GIN seas[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(10): 1079–1091.

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

Xie Long<sup>1</sup>, Bai Xuezhi<sup>1</sup>, Long Shangmin<sup>1</sup>

(1. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China)

**Abstract:** The PHC, ECCO2, SODA, GECCO3 and CMIP6 data were used to analyze the horizontal distribution characteristics, seasonal variation and long-term trend of the Arctic Ocean heat content, and analyze the simulation ability of the CMIP6 models in this paper. The results show that the heat content of the Arctic Ocean shows obvious seasonal change, with the lowest in April and the highest in September. Under historical circumstances (1850–2014), compared with the observation and reanalysis data, the heat content of the upper 500 m of the CMIP6 models ensemble average (MME) is warmer in the Greenland Sea, colder in the Norwegian sea, Barents Sea and Eurasian Basin, while the whole water column heat content of MME is warmer in almost all regions of the Arctic Ocean, with the largest deviation in the Greenland Sea. CMIP6 models have a large deviation in the simulation of Arctic Ocean temperature profile, and the average temperature of MME is higher than the observation and reanalysis data at the depth of more than 1 000 m. In the future case (2015–2100), the simulation of ocean heat content of MME shows obvious Arctic Ocean warming, but most of the Chinese models show no obvious warming situation. BCC-CSM2-MR and BCC-ESM1 are poor in simulating the annual mean heat content of the Arctic Ocean, CIESM is poor in simulating the seasonal and interdecadal variations of ocean heat content, while FIO-ESM-2-0 is good in simulating the annual heat content of the upper 500 m, the seasonal and interdecadal variations of heat content of the Arctic Ocean.

**Key words:** Arctic Ocean heat content; spatial distribution; seasonal variation; CMIP6 models; model assessment