

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,doi:10.3969/j.issn.0253-4193.2015.11.008

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, doi: 10.3969/j.issn.0253-4193.2015.11.008

# 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

牟龙江<sup>1</sup>, 赵进平<sup>1</sup>

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

**摘要:** 本文中我们比较了 Climate Forecast System Reanalysis(CFSR)高分辨率的再分析数据集和低分辨率的 Japanese 25-year Reanalysis Project(JRA25)再分析数据集在向下短波辐射、向下长波辐射、10 m 风场、近地面气温、降水、湿度上的不同,发现二者差异最大的为降水数据,其次为向下短波辐射数据、向下长波辐射数据。用这两个数据集驱动同一冰海耦合模式,CFSR 强迫的海冰、北冰洋中层水和加拿大海盆温盐结构与实测相比有很大差距,等密度面上的地转流速在加拿大海盆和欧亚海盆比 JRA25 强迫的结果高 20%,同时等密度面的深度偏深、位温偏高,在弗拉姆海峡的流通量也比海洋再分析数据 Simple Ocean Data Assimilation(SODA)偏多。CFSR 的向下辐射数据更加接近实测,采用此数据的敏感性实验模拟结果与实测符合的更好。对于海冰的模拟,云量起着至关重要的作用,降水带来的淡水通量通过影响大西洋入流水携带的热量进而影响到冰区。此外,CFSR 过量的降水也是二者对于北冰洋温盐结构、弗拉姆海峡流通量以及地转流强度模拟产生偏差的主要原因。尽管风场的分辨率不同,在海盆尺度上对于海冰和海水温盐结构的影响并不大。

**关键词:** 北冰洋; CFSR; JRA25; 冰海耦合模式; 加拿大海盆; 弗拉姆海峡

**中图分类号:** P732.6

**文献标志码:** A

**文章编号:** 0253-4193(2015)11-0079-13

## 1 引言

全球气候变暖背景下,北极的气候系统发生了巨大变化<sup>[1-3]</sup>,北极近地面气温的增幅是全球平均水平的 2.5 倍<sup>[4-6]</sup>,被称为北极放大现象。近年来不少研究针对北极放大的原因进行了探讨,对强迫来自大气还是海洋,学界有不同的观点<sup>[5]</sup>。云量的增多、大气水含量的增加、来自低纬度更多的大气热含量以及海冰的减退被视为产生北极放大现象的主要原因。有研究指出海冰的持续减少在其中扮演了最重要的角色<sup>[4]</sup>,最近有研究分析 Coupled Model Intercompari-

son Project Phase 5(CMIP5)数据时在没有冰雪覆盖范围变化的模式中同样发现了该现象,反而指出这不是主要原因<sup>[7]</sup>。总之,北冰洋作为大气-海洋-海冰系统的重要组成部分,在北极放大中起怎样的作用一直是研究的热点。

由于观测资料的稀缺,冰海耦合模式是研究北极海冰气系统不可或缺的工具。冰海耦合模式中海冰动力学上的一些参数,如冰间应力、冰厚分布函数等采用的是半经验性的参数化,尽管如此大多数模式对海冰尤其是海冰密集度的模拟已相当可信。然而,冰海耦合模式中海洋模块并不能完整重现整个海洋过

收稿日期:2015-04-16;修订日期:2015-06-18。

基金项目:国家重大科学研究计划项目(2015CB953903);国家自然科学基金委员会重点基金项目(41330960)。

作者简介:牟龙江(1989—),男,山东省日照市人,博士研究生,从事冰海耦合数值模型研究。E-mail:479689286@qq.com

程,主要原因是一些物理过程的缺失,如格陵兰冰架淡水通量的参数化、格陵兰海深对流的参数化、结冰析盐参数化等。

北冰洋中海洋模式的突出问题在于对中层水的模拟存在偏差。环极边界流占据了北冰洋 150~1 000 m 的中层<sup>[8]</sup>,其流向由输入位涡的正负决定<sup>[9-10]</sup>。West Spitsbergen Current(WSC)携带了位涡和高温高盐水进入北冰洋洋盆,是影响整个中层水体的主要部分。在加拿大海盆北冰洋中层水的平均温度一般维持在 0.5℃左右,近年来由于中层水的增暖<sup>[11]</sup>,平均温度可能达到 0.8℃左右。而很多海洋模式由于自身的漂移,在 30 年积分后整体平均温度的漂移可能都达到 0.5℃,更长时间的积分会产生更大的漂移。很多模式为此在计算过程中引入了温盐回复边界条件<sup>[12-13]</sup>。

除了海洋模式中物理过程的参数化之外,表面数据的输入是模拟误差的另一个主要来源。冰海耦合模式不仅依赖于精确的大气强迫场资料、径流数据,区域模式同时也依靠精确的开边界数据。海表面由于非绝热过程和风应力摩擦形成的垂向位涡均会影响到内区的海洋结构<sup>[14]</sup>。这两种过程都受到大气强迫数据的影响,因此考察大气强迫场的数据对于海洋模式的影响相当重要。

在本文中,我们对比了日本气象厅的 Japanese 25-year Reanalysis Project(JRA25)再分析数据集和美国国家环境预报中心的 Climate Forecast System Reanalysis(CFSR)高精度的再分析数据集,并分别利用这两个数据集强迫冰海耦合模式,来研究两种不同数据集对于冰海耦合模式的影响。本文的第二部分简要介绍了采用的区域冰海耦合模式及再分析数据集;第三部分比较了两个数据集的不同之处;第四部分是实验配置;第五部分是模式结果的比较以及可能的机制探讨;第六部分为结论。

## 2 数值模式及数据集介绍

本文中我们使用的模式来自于 ECCO2 全球海洋环流和气候评估计划。模式中海洋模块采用正方体网格的正交曲线坐标系,可避免极点附近空间步长太小造成的计算不稳定,取包含北冰洋的面建立水平分辨率为 18 km 的区域模式。垂向上有 50 层,其中 300 m 以上有 20 层,能很好地刻画出盐跃层的结构,往深层垂向网格逐渐增加到 450 m。差分格式采用 C 网格、有限体积法。水平边界采用滑动边界条件,底摩

擦为平均流平方的函数,系数取为常数。除此之外,KPP 方案用来参数化上下边界层和对流。动量方程水平黏性项的计算利用改进的双调和 Leith 方案。为增强模式的稳定性,垂向的黏性项和扩散项均采用了隐格式处理。对温盐方程平流项的处理使用了 7 阶的保单调差分格式。考虑到北冰洋内部较弱的水平扩散,显式的水平扩散系数取为 0。海冰模块同样建立在 C 网格之上,在热力学上采用了零层模式,海冰动力学上采用了黏塑性(VP)参数化方案。模式积分过程中并没有引入任何海表面温盐回复以及数据约束<sup>[15]</sup>,因此模式结果可用来诊断北冰洋中淡水通量及热通量的变化。地形数据取自 ETOPO2 数据集,初始温盐场由 World Ocean Atlas 2005(WOA05)数据插值得到,海冰初始场取自泛北冰海冰海洋模拟同化系统(Pan-Arctic Ice-Ocean Modeling and Assimilation System)。此外,模式中使用了气候态的径流数据。

模式大气强迫场的数据分别来自 JRA25 和 CFSR。海表面通量利用块体公式进行计算。我们选取这两个再分析数据集中的向下短波辐射数据、向下长波辐射数据、近地面气温数据、10 m 风速数据、降水数据、比湿数据强迫冰海耦合模式。

JRA25 是日本气象厅发布的大气再分析数据集,最早的版本于 2007 年公开,其中使用了 ECMWF、NCEP、NCAR、NCDC 和一些其他研究机构的数据<sup>[16]</sup>。本文中我们选取采用 T106 截断的高斯网格下 320×160(约 1.125°)的版本,它提供了每天 4 个 6 h 一次的数据。值得注意的是 JRA25 的同化模式中并没有海洋模式,海洋只是给大气模式提供了一个下垫面。

CFSR 数据集是由美国国家环境预报中心发布和维护的,采用的同化模式是一个大气、海洋、陆表、海冰全耦合系统。我们使用的是采用 T382 截断的高斯网格下 1 152×576(约 0.312 5°)的版本<sup>[17]</sup>,其同样提供了每天 4 个 6 h 一次的数据。

## 3 CFSR 和 JRA25 数据集比较

我们分别比较两数据集在模式海洋格点上的场平均值在时间序列上的差异、气候态平均场在空间分布的差异。另外,由于高精度的 CFSR 数据集包含了更多的中尺度过程,场平均值时间序列在各个谱段能量分布的差异能体现出两个数据集刻画不同时间尺度过程的能力。

我们定义 CFSR 数据集相对 JRA25 的偏差为:

$$\Delta = \frac{1}{T} \int_0^T \frac{D_{\text{CFSR}}(t) - D_{\text{JRA25}}(t)}{|D_{\text{JRA25}}(t)|} dt, \quad (1)$$

式中,  $\Delta$  为相对偏差,  $D_{\text{CFSR}}$  为 CF SR 数据集的时间序列,  $D_{\text{JRA25}}$  为 JRA25 数据集的时间序列, 用以比较所有物理量之间的偏差。

CF SR 数据集中的向下短波辐射数据与 JRA25 中的相对偏差为  $-0.1653$  (图 1), 这意味着 JRA25 中向下短波辐射数据更强。在每年夏季二者差距达到最大, 相对偏差的幅度为  $0.0686$ , 体现出明显的季节性特征。在 1980—2008 年间, 二者每年的极大差值都超过  $40 \text{ W/m}^2$ , 从整个时间序列来看最大的差值达到  $93.47 \text{ W/m}^2$ 。多年平均的结果显示 (图 2a), 白令海、北欧海、拉布拉多海、北大西洋东侧是二者差别最大之处, JRA25 要比 CF SR 高  $20 \text{ W/m}^2$  之多。由于高纬度的原因, 在北冰洋中两个数据集的差比低纬度要小, 中心区二者的差值在  $0 \sim 10 \text{ W/m}^2$  之间, 沿着陆架附近的海区二者的差在  $10 \sim 20 \text{ W/m}^2$  之间。

与向下短波辐射数据在 JRA25 数据集中较高不同, CF SR 数据集中的向下长波辐射数据始终强于 JRA25, 二者相对偏差为  $0.092$  (图 1)。实际偏差平均值达到了  $21.71 \text{ W/m}^2$ , 且在每年冬季相差最大, 超过  $30 \text{ W/m}^2$ , 而在每年夏季两者的差距最小, 超过  $5 \text{ W/m}^2$ , 这与向下短波辐射数据在夏季差距大、冬季差距小正相反。多年平均的结果 (图 2b) 显示 CF SR 中向下的长波辐射在模式整个海区均强于 JRA25, 在格陵兰海、巴伦支海、拉布拉多海、白令海峡入口二者差距较大, 超过  $25 \text{ W/m}^2$ ; 而在大西洋西侧、北冰洋中心区差别较小, 在  $0 \sim 20 \text{ W/m}^2$  之间。事实上, 在二者差距最大的海区与海冰边缘线的位置接近, 这是由于再分析过程中模式同化造成的。在不同的同化资料中, 云的参数化方案是影响向下短波、长波辐射最显著的因素<sup>[16-18]</sup>。CF SR 数据中的云量比 JRA25 数据多 (图 3), 这在向下的长短波辐射数据比较中也体现出来。

近地面气温影响到感热、潜热通量的交换。整个平均场的时间序列反映出 CF SR 和 JRA25 数据集中的近地面气温整体一致, 每年近地面气温上升、下降速度不同导致二者的相对偏差为  $-0.066$  (图 1)。冬季 CF SR 中的近地面气温高于 JRA25, 超过  $0.75^\circ\text{C}$ ; 夏季 JRA25 反而高于 CF SR, 超过  $0.87^\circ\text{C}$ 。多年平均的近地面气温空间分布场 (图 2c) 显示 CF SR 在巴伦支海北部、弗拉姆海峡、白令海峡入口、拉布拉多海近

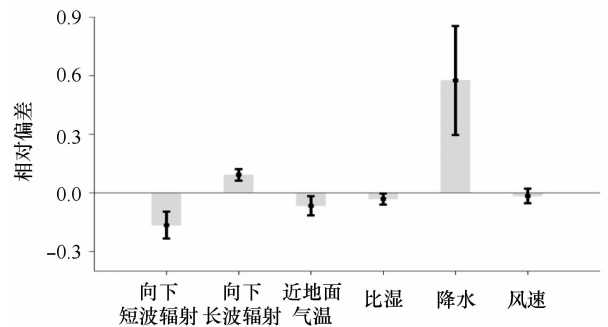


图 1 CF SR 数据集相对于 JRA25 数据集各分量的相对偏差

Fig. 1 Relative deviation of different variables between CF SR and JRA25

地面温度比 JRA25 高  $1^\circ\text{C}$  之多, 北冰洋中 JRA25 均高于 CF SR, 靠近加拿大群岛附近 JRA25 近地面气温要高  $2^\circ\text{C}$  之多。

比湿数据影响到模式中潜热通量的释放。CF SR 和 JRA25 数据集的比湿数据相对偏差为  $-0.0320$ , 差距较小, JRA25 中的数据稍大于 CF SR (图 1)。在弗拉姆海峡、巴伦支海北部 CF SR 数据中的比湿比 JRA25 数据大, 在其他海区弱于 JRA25 (图 2d)。

降水和陆地径流影响到海表面盐度, 进而影响到整个环流<sup>[12]</sup>。但降水和陆地径流一直没有连续可靠的数据, 再分析资料中的降水数据是一个有效的参考, 但并不一定是真实可靠的。为弥补降水和陆地径流数据的缺失, 解决模式长期积分造成的盐度漂移, 一般处理的方式是采用海表面盐度回复。对模拟真实海洋的情形来说, 一些实验结果表明, 海表面盐度回复的尺度需要经验性的调试, 这种人为引入的误差带来的影响是需要仔细研究评估的。理想模型的研究表明, 降水引起的虚盐度通量在平衡中层水运动中起了很大的作用<sup>[19]</sup>。通过比较这两数据集的降水数据发现, CF SR 中的降水量明显比 JRA25 中的降水量大 (图 1), 且差距有逐年增大的趋势。二者的相对偏差达到  $0.5744$ , 且二者相对偏差的标准差也达到了  $0.2790$ 。其中, 相差较大的区域集中在北大西洋、挪威海暖水流经的海区以及白令海 (图 2e)。

风场是模式需要输入的重要外强迫场, 在热力学上影响到海洋、海冰感热、潜热的释放, 动力学上驱动整个海洋环流场、海冰漂移场, 导致海冰形变。从两个数据集气候态的风场矢量来看, 二者均体现出波弗

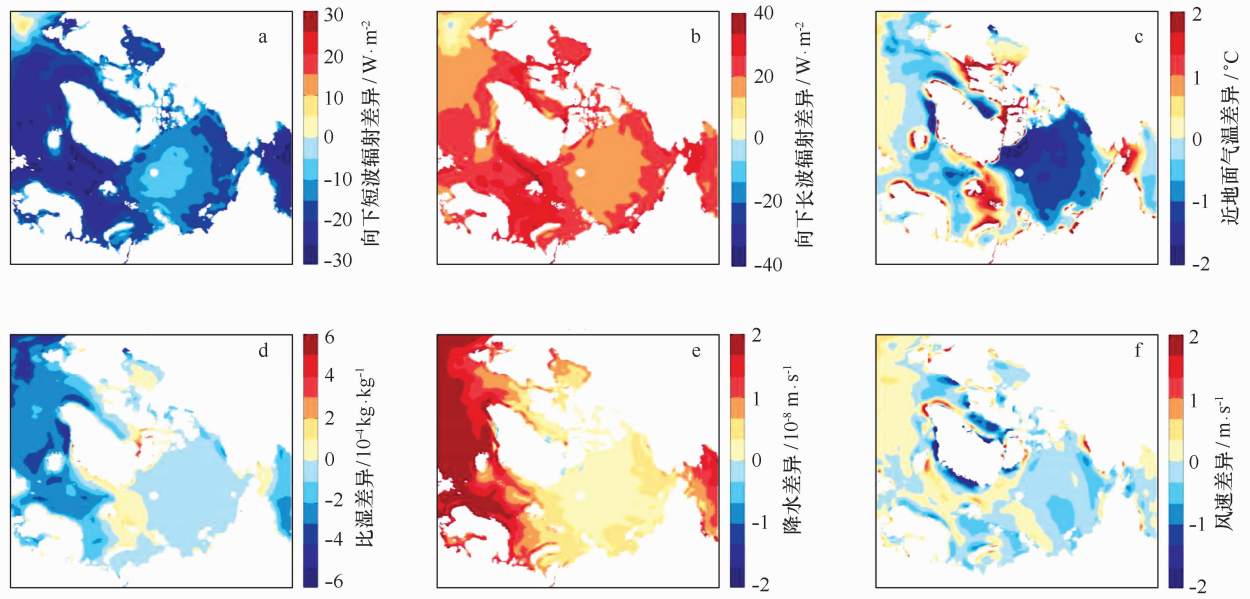


图2 CFSR与JRA25数据集中6个变量在1980—2008年间平均场的空间分布差异

Fig. 2 Deviations of mean states averaged from 1980 to 2008 between CFSR and JRA25

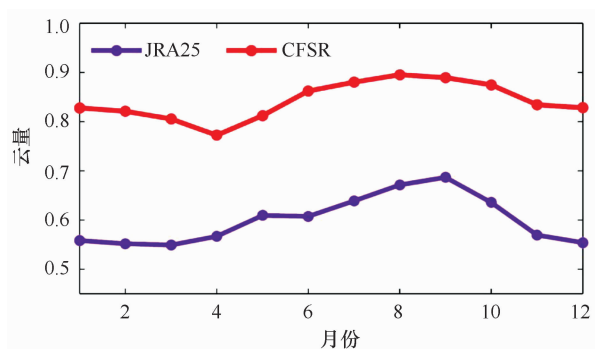


图3 1980—2008 多年月平均的云量

Fig. 3 Monthly mean cloud data averaged from 1980 to 2008

特高压控制的加拿大海盆反气旋的风场结构,位于北极涛动核心区<sup>[20]</sup>内的南下经向风以及冰岛低压控制的气旋式的风场结构。CFSR的风速于每年夏季均强于JRA25中的风速,冬季小于JRA25,两个数据集的相对偏差为-0.0158(图1),相对较小。多年平均的结果显示(图2f)在北冰洋除欧亚海盆部分海区外的其他区域以及拉布拉多海,JRA25的风速普遍比CFSR高,而在北欧海和北大西洋的海域,CFSR的风速更高。虽然两个数据集中风速大小的差别不大,但CFSR高精度的资料多年平均意义上在加拿大海盆上空引入了一个气旋式的风场,这事实上削弱了波弗特高压。而在巴伦支海,CFSR的资料引入了反气旋式风场(图4)。采取常通量层雷诺应力的计算方

法<sup>[21]</sup>计算出风应力和风应力旋度。对比1996年2月6日两数据集的风应力旋度,CFSR的数据在空间上具有JRA25数据的基本特征,但更多的是体现了在JRA25无法表现的精细中尺度过程。这些不同之处对于驱动海洋模式会造成什么影响是一个值得深入探讨的问题。Marshall在早期的一些研究中指出,大气的一些过程会影响到北大西洋亚极地海区底层水的形成,进而影响全球大洋环流<sup>[22]</sup>。中尺度的天气过程同样会加强北欧海的深层对流的深度、频率和范围,使得进入该海区的热量增多,从丹麦海峡流出更多的底层水<sup>[23]</sup>。

对CFSR和JRA25数据集的时间序列进行谱分析后,可以发现二者在时间尺度上所包含的周期性过程基本一致。为体现出各分量在相同时间尺度上的能量差异,我们得到CFSR与JRA25各分量时间序列谱能量的差(图5)。可以看到,CFSR数据集的各个分量在半年周期左右的时间尺度上均比JRA25具有更高的强度。而在1年周期左右的时间尺度上,JRA25向下的长短波辐射数据、近地面气温数据和比湿数据强度更大,在风速数据上CFSR具有更强的年周期变化,降水数据反而差别不大。

总之,两个数据集中偏差较大的几个变量分别为降水数据、向下短波辐射数据、向下长波辐射数据。从实测数据验证的角度来看,CFSR数据集中的向下短波、长波辐射与实测值的偏差较小,更符合实

际<sup>[24]</sup>, 而 JRA25 数据集中的降水数据与实测相比差距最小<sup>[24]</sup>。

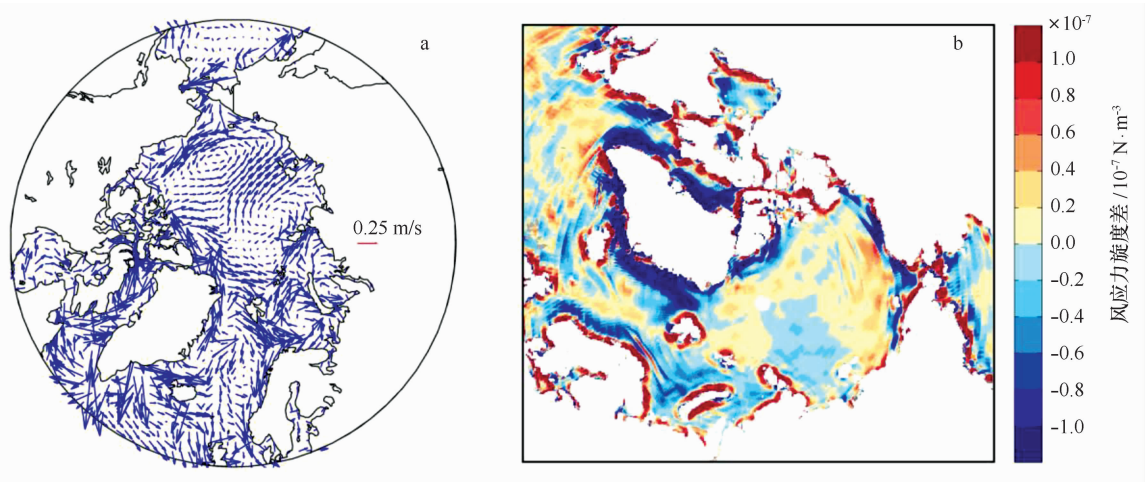


图 4 CFSR 与 JRA25 气候态风场矢量偏差(a)和 CFSR 与 JRA25 气候态风场风应力旋度差(b)

Fig. 4 Vector of the deviation of climatological wind filed between CFSR and JRA25(a) and the deviation of climatological wind stress curl between CFSR and JRA25(b)

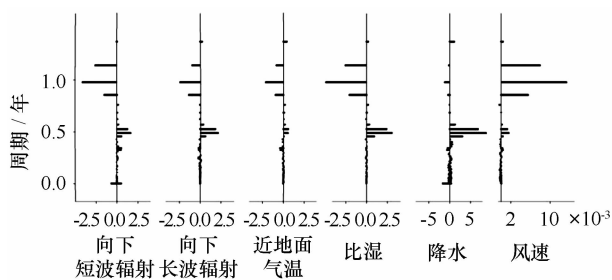


图 5 CFSR 数据集与 JRA25 数据集各分量时间序列的功率谱差(0.95 的置信度)

Fig. 5 Biases of spectrum power of different variables between CFSR and JRA25

## 4 数值实验配置

我们设计了 6 个数值实验, 有如下两个目的: 一是为研究两个不同再分析数据集驱动同一区域冰海耦合模式会对模拟结果产生怎样的影响, 为发展冰海耦合模式选择更好的大气强迫场; 二是为研究两个数

据集中相对偏差最大的几个变量: 降水、向下的短波辐射、向下长波辐射、风场数据分别对海冰模式造成怎样的效应。

表 1 展示了 6 个数值实验的配置方式。Exp1 采用 JRA25 数据集的大气强迫场数据和 CS510 全球模拟实验提供的开边界; Exp2 采用 CFSR 数据集的大气强迫场数据, 开边界的配置和 Exp1 相同; Exp3 采用 JRA25 数据集的大气强迫场数据和 SODA 2.1.6 提供的开边界; Exp4 除采用 CFSR 数据中高精度的 10 m 风场外, 其他强迫场以及开边界的配置与 Exp3 相同。Exp5、Exp6 均采用与 Exp1 相同的开边界, 分别使用 CFSR 数据中的辐射数据和降水数据, 其他强迫场来自 JRA25 数据集。除此之外, 在上述 6 个实验中, 模式中所有的海洋海冰参数的设置是完全一致的。

各个实验均从 1980 年开始启动积分, 到 2008 年底结束。前 10 年的计算结果为模式启动过程, 将 1990 年之后的数据用来分析。

表 1 模式配置

Tab. 1 Configuration of the experiments

实验名称	开边界数据	大气强迫场
Exp1	MITgcm 全球 CS510 模拟结果	JRA25
Exp2	MITgcm 全球 CS510 模拟结果	CFSR

续表 1

实验名称	开边界数据	大气强迫场
Exp3	SODA 2.1.6	JRA25
Exp4	SODA 2.1.6	JRA25 以及 CFSR 的风场数据
Exp5	MITgcm 全球 CS510 模拟结果	JRA25 以及 CFSR 的辐射数据
Exp6	MITgcm 全球 CS510 模拟结果	JRA25 以及 CFSR 的降水数据

## 5 实验结果讨论

### 5.1 海冰模拟结果比较

2007 年是模式模拟时间段内夏季海冰显著减少的一年。Zhang 等<sup>[25]</sup>指出造成该现象的主要原因:一方面由于全球变暖的大背景,另一方面源于异常的风场以及海冰与表面反照率的反馈过程。因此,2007 年夏季海冰密集度的结果可以用来对比 6 个实验的模拟能力。

尽管使用了不同的开边界条件,使用 JRA25 强迫场的 Exp1 和 Exp3 模拟的海冰密集度相差不大,与 AMSR-E 卫星反演的海冰密集度产品一致性较好(图 6)。Exp2 使用 CFSR 高分辨率大气强迫场模拟的海冰偏多,海冰外缘线与卫星数据有较大出入,海冰密集度的分布与其他结果也有很大的偏差。这充分说明了冰海耦合模式的模拟精度与大气再分析资料关系很大,而开边界条件对结果的影响并不显著。很多研究也指出了不同再分析数据集驱动下的冰海耦合模式对于海冰模拟产生的巨大差异<sup>[24,26]</sup>。

为了解两套再分析数据中哪个物理量的影响起主要作用,我们以模拟较好的 JRA25 强迫场为基础,逐一更换气象参数场。Exp4 的配置与 Exp3 相同,唯一改变的是更换了 CFSR 的风场。模拟结果表明,Exp4 中高精度风场模拟的结果在海冰边缘区与实测数据吻合得更好,在向密集冰区过渡的海区模拟的密集度偏大。Exp5 更换了辐射数据,模拟的海冰范围与 Exp1 具有一致的形态,海冰外缘线的分布与卫星数据出入很小。Exp6 更换了降水数据,模拟的海冰范围与实测数据相比略有偏差,但仍好于 Exp2 的模拟结果。虽然具有不同的向下辐射通量,但模式均反映出合理的海冰消年变化特征,在此情况下海冰的范围由风场决定。对比图 6 中 Exp1、5、6 不难发现,向下辐射数据影响到密集冰区海冰密集度的模拟,而降水数据显然影响到对于海冰范围的模拟。

采用全部 CFSR 大气场的 Exp2 模拟的冰厚在海冰边缘区比其他实验厚( $0.5 \pm 0.2$ )m,在一些海冰密集度较大的海区如加拿大群岛和格陵兰岛北部比其他实验薄( $0.6 \pm 0.2$ )m,空间分布上与其他实验出入较大。只采用 CFSR 风场的 Exp4 与其他实验的结果相对接近。Exp5 模拟的加拿大群岛及格陵兰岛以北厚度超过 4 m 的厚冰区范围比采用 JRA25 数据集的 Exp1 的模拟的少近 1/2,更加接近 ICESat 卫星反演的 2007 年 10 月到 11 月的海冰冰厚分布场。采用 CFSR 降水数据的 Exp6 模拟的厚冰区范围介于 Exp1 和 Exp5 之间。由此可以看出,尽管除 Exp2 外的各个实验对海冰范围的模拟相差不大,但在海冰厚度的模拟上体现出各气象参数对模式结果产生的差异。

通过图 7a 所示,1990—2008 年多年平均的海冰体积可以更清楚看到各个实验中对海冰总量的模拟状况。Exp1、Exp2、Exp3、Exp4、Exp5、Exp6 中模拟的平均海冰体积分别为  $(1.889 \pm 0.707) \times 10^{13} \text{ m}^3$ ,  $(1.553 \pm 0.621) \times 10^{13} \text{ m}^3$ ,  $(1.891 \pm 0.708) \times 10^{13} \text{ m}^3$ ,  $(1.905 \pm 0.710) \times 10^{13} \text{ m}^3$ ,  $(1.624 \pm 0.741) \times 10^{13} \text{ m}^3$ ,  $(1.694 \pm 0.654) \times 10^{13} \text{ m}^3$ 。为更清晰显示各实验模拟结果的区别,我们计算了各实验相对于 6 个实验平均值的距平(图 7b)。图 7b 显示出 Exp1、Exp3、Exp4 的模拟结果在整个年周期上比较一致,Exp5 和 Exp6 在冬季模拟结果接近,在夏季有很大偏差。Exp2 在所有实验中模拟的海冰体积最少。尽管 Exp2 中模拟的海冰范围比其他各个实验更广,由于模拟的冰厚较薄,海冰体积相对偏差近 17.8%。

在第 3 节中指出,与 JRA25 数据集相比,CFSR 向下短波辐射通量的平均值偏低,而向下长波辐射通量平均值偏高。采用 CFSR 辐射通量的 Exp5 模拟的海冰体积比采用 JRA25 辐射通量的 Exp1、Exp3、Exp4 都少,表明向下的长波辐射起的作用更大。两种数据辐射的差异主要是云量引起的。在  $70^\circ\text{N}$  以北的海区,CFSR 中的平均云量比 JRA25 中高出 0.24 (图 3),导致了 CFSR 数据中较低的向下短波辐射和

较高的向下长波辐射。正是由于二者云量的差异, 表明云量对于海冰的模拟起重要的作用。Exp5 比 Exp1 模拟的海冰体积偏少  $2.65 \times 10^{12} \text{ m}^3$ ,

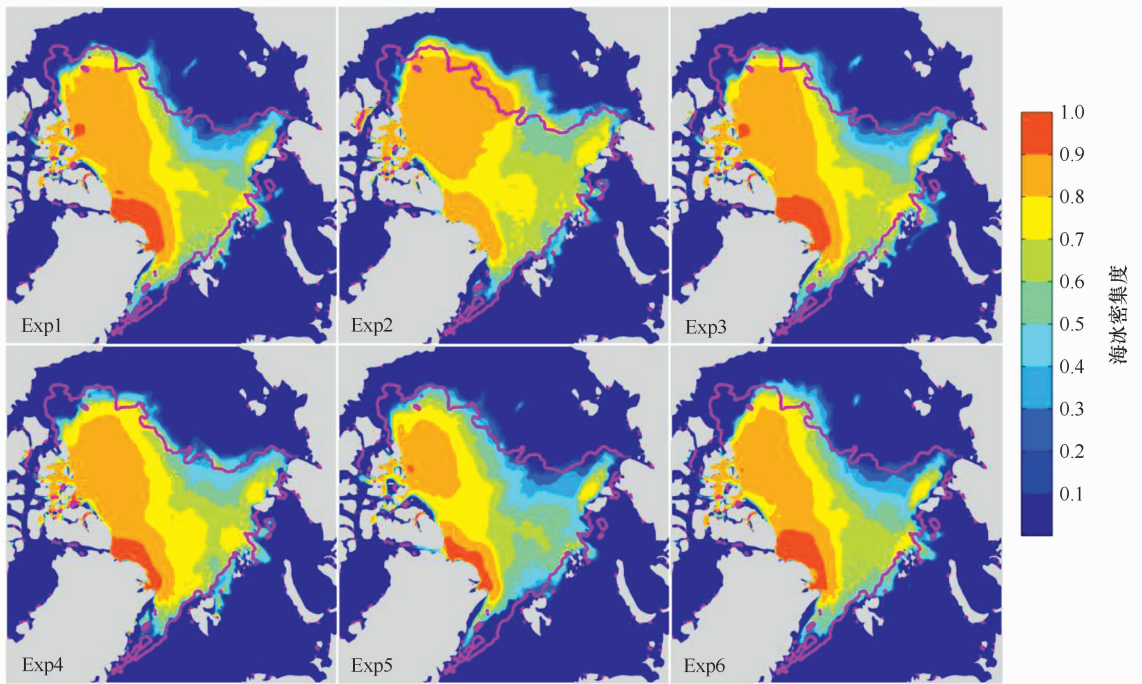


图 6 各实验模拟的 2007 年 8 月 27 日到 9 月 6 日平均海冰密集度

Fig. 6 Simulated sea ice concentration of each experiment averaged from August 27, 2007 to September 6, 2007

紫线为由 Bremen 大学反演 AMSR-E 卫星海冰密集度产品所得到的海冰外缘线

Sea ice edge retrieved from AMSR-E by University of Bremen is plotted in purple

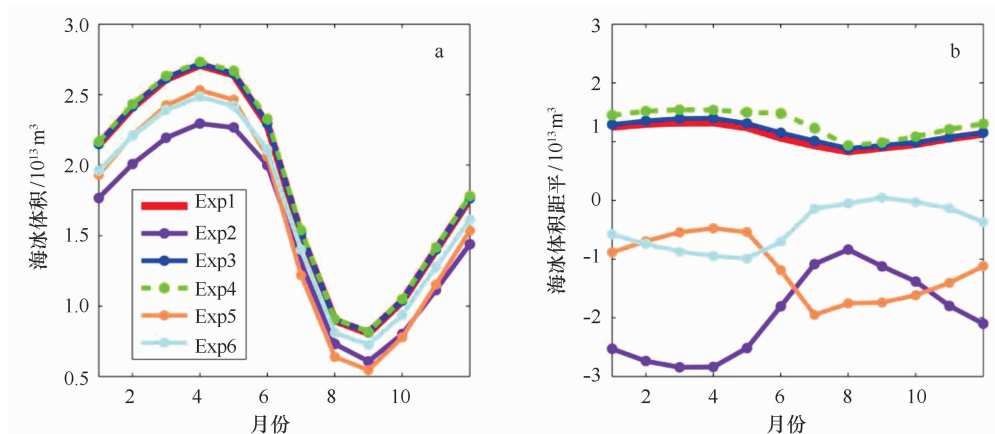


图 7 1990—2008 多年平均的海冰体积(a)及其距平(b)

Fig. 7 Annual mean sea ice volume averaged from 1990 to 2008 in each experiment (a) and anomaly (b)

如第 3 节所述, CFSR 和 JRA25 数据集的降水数据存在巨大的差异。降水的增多并没有使得 Exp6 模拟的海冰体积增多, 反而采用 CFSR 降水数据的 Exp6 模拟的海冰体积比 Exp1 的模拟结果偏少  $1.95$

$\times 10^{12} \text{ m}^3$ 。之所以出现该差异, 是由于过多降水使得低纬海区的热量释放受到强层结的约束, 由大西洋水携带更多的热量进入北冰洋后释放, 减弱了海冰的生长。虽然夏季降水的增多使得更多的热量用来融化

降雪,不利于海冰的融化,而从长期积分来看降水引入的淡水通量造成的海洋升温对海冰形成的间接影响远超过淡水直接的影响。

Exp4 与 Exp1、Exp3 中模拟的海冰体积、分布范围相对一致,从另一个角度说明两数据集中的风场差异对于海冰冻结或融化影响不大。在海冰动力学上,海冰漂流速度不仅取决于风场施加于冰面的应力,冰间应力是一个很大的量。黏塑性流变学方案(VP)中冰间应力的参数化取决于海冰密集度和冰厚。这种参数化方案决定了海冰边缘区的冰漂流显著受制于风场的分辨率,而在密集度较大且厚度较大的冰区,风场分辨率造成的影响并不显著,6 个实验比较下不难得出该结论。我们比较了 2007 年 3 月和 9 月平均海冰漂流场,除 Exp2 之外的 5 个实验中海冰漂流的整体模态是一致的,且与美国冰雪数据中心(NSIDC)发布的海冰漂流场数据可比,都反映出波弗特涡和穿极流控制的流场漂移形态,仅在海冰密集度差别较大的海区漂流速度有一定偏差。Exp2 由于模拟海冰密集度与其他 3 个实验有所出入,3 月份海冰漂流场在加拿大海盆靠近阿拉斯加一侧与其他实验不一致,9 月份同样在密集度较小的海冰边缘区有很大偏差。上述分析说明风场分辨率的提高仅影响到对海冰边缘区冰漂流以及海冰外缘线的模拟,并没有显著影响到整体的海冰漂流场以及海冰体积的模拟。

## 5.2 海洋模拟结果比较

### 5.2.1 北冰洋中层水的模拟

第一斜压 Rossby 变形半径在北冰洋陆架海区大约为 1~7 km,在南森海盆约为 5 km,至加拿大海盆逐步增加到约 15 km<sup>[27]</sup>,因此我们使用的分辨率为约 18 km 的海洋模式并不具备分辨所有涡的能力。然而,模式中仍然可以模拟出较大尺度温盐和流场特征<sup>[15]</sup>。北冰洋上层环流一方面受制于太平洋入流水较高的海表面高度而形成穿极流,另一方面受制于常年存在的波弗特高压形成典型的反气旋式风生环流。中层水的模拟是北极冰海耦合模式中比较棘手的问题,AOMIP 的各个模式均有很大的偏差<sup>[28]</sup>。海洋再分析资料也不令人满意,同化模式中由于观测资料的引入会产生中层水的突然升温,不采用同化模式的再分析资料中与观测值具有很大偏差<sup>[29]</sup>。不仅如此,北冰洋模式长期积分实验中温度、盐度会有较大漂移,而中层水对此更加敏感。我们对比各个实验在

2006 年 12 月到 2008 年 11 月模拟的 450 m 水深平均位温来验证模式对中层水的模拟效果。

对比图 8a 全球海洋数据集(World Ocean Database, WOD)实测结果,长期积分实验中,使用更接近实测辐射数据的 Exp5 模拟的 450 m 深中层水与实测符合的最好。大西洋水流经弗拉姆海峡的一支(FSB)是中层水的重要来源,Exp5 模拟出该支流在欧亚海盆暖水范围和温度与实测数据相同的大致分布。在拉普捷夫海、东西伯利亚海、楚科奇海台外侧由于观测数据的稀少和缺失,模式的结果无法得到有效验证。在加拿大海盆以及加拿大群岛、格陵兰岛以北,Exp5 的模拟结果很好的展示出实测温度的分布。这体现出云量通过影响向下辐射进而对北冰洋中层水模拟产生的显著影响。

Exp1 中由于接受了更多的向下短波辐射,模拟的中层水位温在加拿大海盆的环极边界流路径上比 Exp5 高出 0.3℃,在欧亚海盆暖水具有更大的范围。直接比较 Exp1 和 Exp2 的模拟结果可以发现两个数据集不仅对海冰的模拟有很大的误差,在 450 m 深的中层,CFSR 数据集模拟的位于欧亚海盆的暖水已扩散到加拿大海盆的大部分海区,使得加拿大海盆大部分位温超过 1.3℃。由北冰洋流出的东格陵兰流水温因此上升,影响到格陵兰海的低温环境,格陵兰海气旋式环流中心区在该深度的位温提高了将近 1℃。

尽管 Exp1 和 Exp3 模拟的海冰体积几乎一致,但不同开边界条件输入热通量的一致导致采用 SODA 开边界的模拟结果与 Exp1 相比超过 1℃的暖水范围更广。Exp3 模拟的暖水在欧亚海盆与 Exp1 的分布一致,但在楚科奇海台外沿以及阿拉斯加沿海海区高出 0.3℃。

在较强降水的 Exp6 模拟结果中,整个北冰洋被暖水覆盖,与实测产生了巨大的偏差。产生上述结果的原因是由于强降水影响到模式中的环流结构,CF-SR 强降水在海表面易形成障碍层,减弱了垂向对流,使得海洋向大气的热释放受到抑制,过高的热量使由弗拉姆海峡进入北冰洋的这一支水温度过高、厚度偏大。我们的另一个对比实验中,保持其他强迫场不变,加倍了 JRA25 数据集中的降水过程,结果与 Exp6 一致,流经弗拉姆海峡的大西洋入流水的温度和厚度显著升高和增大,从而影响到北冰洋内部的温盐性质,这支持了我们的上述解释,充分说明北冰洋冰海耦合模式对于表层淡水通量的敏感性。



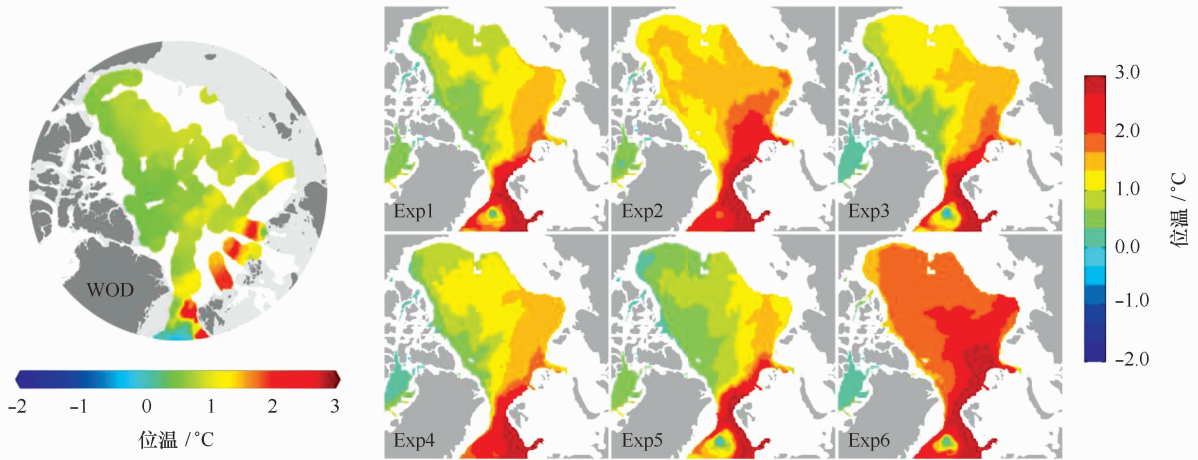


图 8 2006 年 11 月至 2008 年 11 月 WOD 实测 450 m 深位温平均结果(a)以及各个实验模拟 450 m 深位温结果(b)  
Fig. 8 Mean potential temperature in 450 m averaged from November 2006 to November 2008 from WOD and each experiment

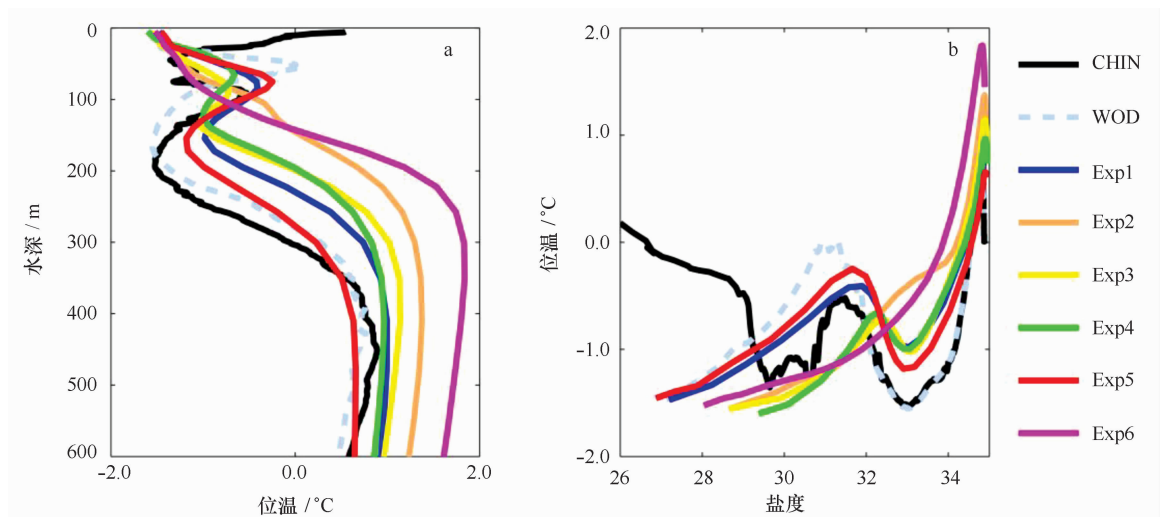


图 9 加拿大海盆中心区位温垂直剖面(a)以及 T-S 图(b)

Fig. 9 Vertical profiles of potential temperature (a) and T-S diagrams (b) in Canada basin

CHIN(黑色)为中国第三次北极科学考察在 2008 年 8 月 14 日位于  $75.992^{\circ}\text{N}, 147.989^{\circ}\text{W}$  的实测数据; WOD(浅灰色)为 WOD 中 ITP 在 2007 年 5 月 17 日位于  $75.979^{\circ}\text{N}, 148.553^{\circ}\text{W}$  的实测数据; 各实验模拟的结果是 2006 年 12 月至 2008 年 11 月的平均值, 位于  $75.972^{\circ}\text{N}, 148.369^{\circ}\text{W}$

The black curve indicated by CHIN shows CTD data got during the third Chinese National Arctic Research Expedition on August 14, 2008 at  $75.992^{\circ}\text{N}, 147.989^{\circ}\text{W}$ , the dashed grey curve indicated by WOD is observed at  $75.979^{\circ}\text{N}, 148.553^{\circ}\text{W}$  on May 17, 2007, other curves at  $75.972^{\circ}\text{N}, 148.369^{\circ}\text{W}$  averaged between December 2006 and November 2008 are derived from each experiment

### 5.2.2 加拿大海盆温盐结构模拟

加拿大海盆受波弗特高压直接控制, 由于海冰融化冻结、陆地径流、太平洋入流水和大西洋水互相混合形成了复杂的温盐结构, 可检验模式模拟能力。图 9 中, 我们选取了各个模式中位于加拿大海盆  $75.972^{\circ}\text{N}, 148.369^{\circ}\text{W}$  的网格点, 再选取与之相邻指示夏季、冬季加拿大海盆的实际观测数据, 分别来

自中国第三次北极科学考察(CHIN)和 WOD 中的冰基锚系浮标(ITP)提供的数据。CHIN 垂直剖面和 T-S 图显示出夏季加拿大海盆海冰融化形成的淡水和陆地径流在表层混合形成的高温低盐水, 深度在 100 m 左右的夏季太平洋水(盐度  $31 \sim 33$ , 位温  $-0.55^{\circ}\text{C}$ ), 水深 180 m 左右的冬季太平洋水以及中层高温高盐的大西洋水(盐度高于 34.5)。

WOD 数据具有同样的垂直结构,与夏季不同的是表层水的低温特征以及观测到温度较高的夏季太平洋水。

从图 9 位温的垂直剖面上来看,Exp1、Exp3、Exp4、Exp5 均模拟出实测数据中观测到的夏季太平洋水、冬季太平洋水以及大西洋水的垂直结构特征。相比之下,Exp5 模拟的结果与实测数据符合的较好,T-S 图上显示出模拟的偏差主要在于冬季太平洋水温偏高  $0.3^{\circ}\text{C}$ ,另外表现在夏季太平洋水的盐度比实测高  $0.1\sim 0.2$ 。Exp1 的模拟的大西洋水的温度偏高  $0.3^{\circ}\text{C}$ ,冬季太平洋水偏高  $0.5^{\circ}\text{C}$ ,夏季太平洋水在 T-S 图上的表现与 Exp5 相差不大,基本体现出应有的垂直特征。Exp3、Exp4 虽然模拟出了垂向位温结构,T-S 图中也体现出相应的跃层,但太平洋水的盐度温度与实测相比均有较大的偏差,中层大西洋水的温度也比实测数据偏高  $0.5^{\circ}\text{C}$ 。

完全采用 CFSR 数据集的 Exp2 以及采用 CFSR 降水数据的 Exp6 并没有模拟出合理的跃层结构,上层太平洋水的结构没有反应出来,中层模拟的大西洋水超过  $1^{\circ}\text{C}$ ,与实测值有接近  $1^{\circ}\text{C}$  的偏差。北冰洋中层水在近百年来虽然有增暖的趋势<sup>[11]</sup>,但在 2006 年 11 月至 2008 年 11 月加拿大海盆 450 m 深平均位温并未超过  $1^{\circ}\text{C}$ 。T-S 图上均反映出 Exp2、Exp6 中大量的大西洋水进入北冰洋海盆,导致了中层盐度、温度的升高,同时影响到表层的盐度。

### 5.2.3 弗拉姆海峡大西洋入流水的模拟

定义一个与等密度面相差很小的虚拟等密度面<sup>[30]</sup>,该面上的地转流可由 Montgomery 流函数梯度得到,我们采用与 Aksenov 等<sup>[31]</sup>类似的地转流函数<sup>[32]</sup>:

$$M = \rho_0^{-1}(p' + rgz) = \rho_0^{-1}(g\eta\rho_0 + g\int_z^0 r dz + rgz), \quad (2)$$

式中,  $r$  定义为一虚拟等密度面,  $r = \rho[\theta, S, p(z)] - \rho[\theta_0, S_0, p(z)] + \sigma_0(\theta_0, S_0)$ ,  $\sigma_0(\theta_0, S_0) = \rho(\theta_0, S_0, 0)$  为位势密度,  $\theta_0 = 0^{\circ}\text{C}$ ,  $S_0 = 35$ ,  $\rho_0 = 1\,027.5\text{ kg/m}^3$ ,  $p(z)$  可由静力近似得到。这样即有:

$$f\vec{k} \times \vec{U}_g = -\rho_0^{-1} \nabla_z p = -\nabla_r M. \quad (3)$$

虚拟等密度面  $r$  与等位密面相差不大,在陆架海区的差别小于  $0.05\text{ kg/m}^3$ ,内区小于  $0.01\text{ kg/m}^3$ 。由弗拉姆海峡进入北冰洋的大西洋水(FSB)可用  $r = 27.9\text{ kg/m}^3$  来指示<sup>[31]</sup>。

我们考察各实验模拟的 FSB 在北冰洋的分布。

图 10 是模式 1990—2004 年模拟结果的平均。根据地转关系式(3),由 Montgomery 流函数的梯度可以判断出环极边界流流动的方向及强度。图 10g~k 显示出在  $27.9\text{ kg/m}^3$  等密度面上的大西洋水由弗拉姆海峡进入北冰洋后,沿陆架外缘逆时针流动,在流动的过程中深度逐渐加深(图 10a~e),并与周围水体不断混合,热量逐步损耗,温度逐渐降低(图 10m~q)。这说明前 5 个实验的模拟结果均大致符合目前对环极边界流的一般认识。图 11a 为各实验模拟的弗拉姆海峡流通量结果与 SODA 再分析数据的计算结果。对比 SODA 数据,各实验的结果均模拟出海峡通量与再分析海洋数据一致的季节性和年际变化特征。

采用 CFSR 数据集的 Exp2 模拟的弗拉姆海峡大西洋入流水在欧亚海盆和加拿大海盆比 Exp1 深 120 m 左右。在  $27.9\text{ kg/m}^3$  等密度面上 Exp2 模拟的温度在靠近太平洋一侧也比 Exp1 高将近  $0.5^{\circ}\text{C}$ 。Montgomery 流函数的梯度显示出 Exp2 模拟的地转流速比 Exp1 高约 20%,在弗拉姆海峡的流通量也高出  $0.66 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ (图 11b)。

Exp3 和 Exp1 尽管使用了不同的开边界条件,在  $27.9\text{ kg/m}^3$  等密度面上 Montgomery 流函数、位温和等密度面的深度相差不大。Exp3 和 Exp4 的模拟结果整体上具有一致的形态,差别体现在 Exp3 模拟的等密度面的深度,在加拿大海盆达 350 m 以上的范围比 Exp4 更广(图 10c、d)。事实上,在第三部分我们比较两个数据集的风应力旋度时发现,CFSR 数据集在多年平均上比 JRA25 引入了一个正的涡度(图 4a、b),在 Ekman 抽吸下必然造成海洋中等密度面的抬升。除此之外,在欧亚海盆弗拉姆海峡入口处 Exp3 等密度面上的温度比 Exp4 高  $0.2^{\circ}\text{C}$  左右(图 10o、p)。多年月平均的结果显示二者在弗拉姆海峡的流通量模拟结果相差并不明显,只有  $0.036 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ (图 11b)。这说明两数据集中的风场数据对 FSB 模拟的影响不大,采用完整 JRA25 数据集的 Exp1 和 CFSR 数据集的 Exp2 流通量偏差的原因并不是由于风场造成的。

考察向下辐射通量对于 FSB 模拟结果的影响。对比 Exp5 和 Exp1 的模拟结果,Exp5 模拟的北冰洋中 FSB 位温在欧亚海盆、加拿大海盆明显低于 Exp1(图 10m、q),同时模拟的地转流速也相对较弱。Exp5 在弗拉姆海峡的流通量比 Exp1 低  $0.26 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ (图 11b),与 SODA 数据的结果相对一致。

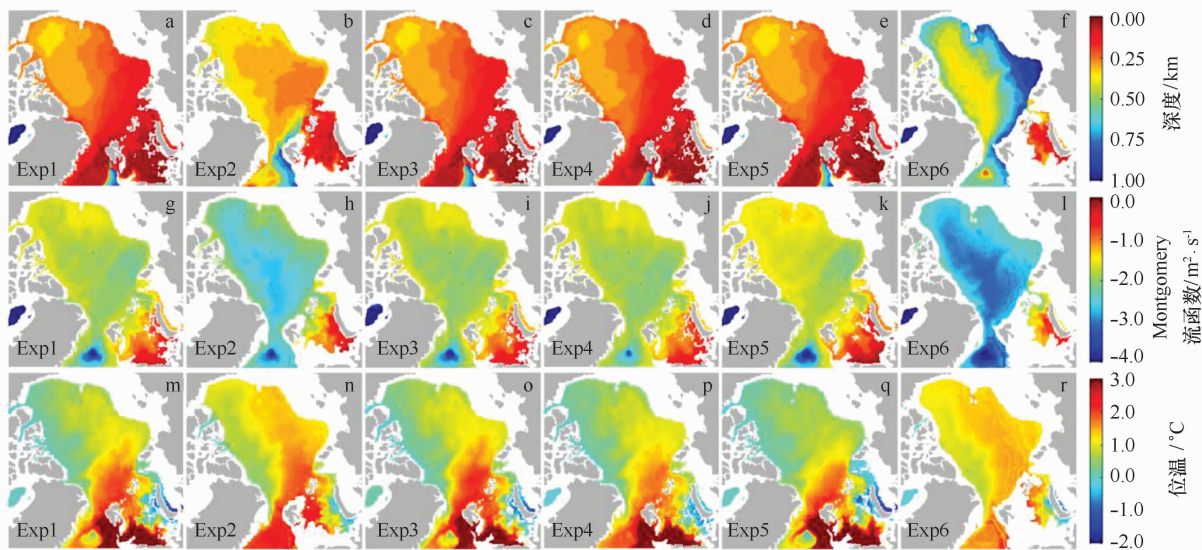


图 10 各实验模拟  $27.9 \text{ kg/m}^3$  等密度面所在深度(a~f),其上的 Montgomery 流函数(g~l),位温(m~r)结果在 1990—2004 年间的平均

Fig. 10 Simulated mean result of each experiment from 1990 to 2004, depth (a~f), montgomery streamfunction (g~l), potential temperature (m~r) on pseudo isopycnal surface  $\sigma = 27.9 \text{ kg/m}^3$

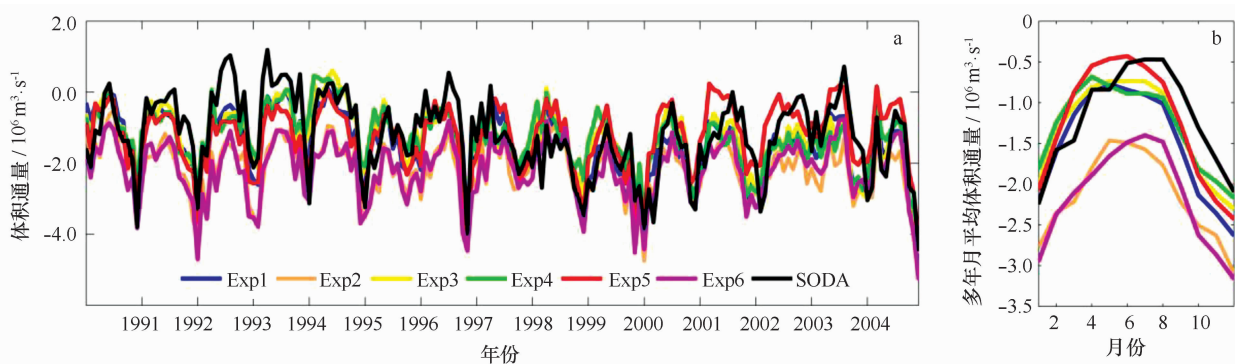


图 11 各实验模拟的弗拉姆海峡位于  $78.75^\circ\text{N}$  断面的体积通量(a)以及 1990—2004 年多年月平均的体积通量(b)

Fig. 11 Time series for volume flux (a) and monthly mean values averaged (b) between 1990 and 2004 of each experiment

与其他实验的结果相比,Exp6 采用了 CFSR 较高的降水, $27.9 \text{ kg/m}^3$  等密度面的深度因此相对其他实验中偏深(图 10f),Montgomery 流函数也相对较小(图 10l)。Exp6 与 Exp2 模拟的弗拉姆海峡流量相对一致,比其他实验以及 SODA 数据均偏高(图 11b)。这充分表明降水显著影响到北大西洋水在弗拉姆海峡的净通量,进而会影响到大西洋水在北冰洋中层的分布。

## 6 结论

通过比较两个不同分辨率大气再分析数据集,我们发现 JRA25 和 CFSR 数据集中用来驱动冰海耦合

模式的 6 个变量在时间和空间尺度上有很大差别。时间序列上来看,CFSR 的向下长波辐射、降水数据普遍高于 JRA25;向下的短波辐射、比湿数据弱于 JRA25 数据集;而近地面气温在冬季高于 JRA25,夏季相对较小;风速数据在冬季弱于 JRA25,夏季强于 JRA25。各变量在空间分布上的差异均不相同,值得注意的是,CFSR 高精度的风场资料多年平均意义上在加拿大海盆上空加入了一个气旋式的风场,削弱了波弗特高压的影响强度;除此之外,还在巴伦支海引入了反气旋的风场。在能量分配上,CFSR 数据集中的各个变量在半年周期的尺度上强度均强于 JRA25;在年周期尺度上除风场强于 JRA25 外,其他均相对

较弱。总之,两个数据集中降水偏差最大,其次为向下短波辐射数据、向下长波数据。

文章分别用 CFSR、JRA25 两套再分析数据集强迫同一冰海耦合模式。对于海冰的模拟,二者在海冰外缘线、海冰冰量、冰厚上有巨大的偏差。产生这些偏差的首要因素是两数据集中由于云量计算差别导致的向下长短波辐射不同,其次是降水通过热力学过程和淡水通量到影响海冰融化冻结,而风场对于海盆尺度的海冰模拟影响较小。

此外,对于海洋的模拟,由于 CFSR 的向下长短

波辐射与实测更接近,采用该数据的 Exp5 模拟的北冰洋中层水、加拿大海盆温盐结构与观测符合的更好,对弗拉姆流通量的模拟更加接近海洋再分析数据 SODA 的结果。Exp2 和 Exp6 模拟的温盐结构严重失真,模拟的 FSB 在北冰洋中的分布、等密度面上的地转流以及弗拉姆海峡流通量与实测有很大偏差,文中发现 CFSR 中过量降水是其最主要的原因。因此更合理的表面辐射通量数据以及淡水通量数据对北冰洋冰海耦合模式的模拟十分必要。

## 参考文献:

- [1] Dickson B. Oceanography: All change in the Arctic[J]. *Nature*,1999,397(6718): 389—391.
- [2] Serreze M C, Holland M M, Stroeve J. Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover[J]. *Science*,2007,315(5818): 1533—1536.
- [3] Parkinson C L, Cavalieri D J, Gloersen P, et al. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978—1996[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012),1999,104(C9): 20837—20856.
- [4] Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification[J]. *Nature*,2010,464(7293): 1334—1337.
- [5] Serreze M C, Francis J A. The Arctic amplification debate[J]. *Climatic Change*,2006,76(3/4): 241—264.
- [6] Holland M M, Bitz C M. Polar amplification of climate change in coupled models[J]. *Climate Dynamics*,2003,21(3/4): 221—232.
- [7] Pithan F, Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models[J]. *Nature Geoscience*,2014,7: 181—184.
- [8] 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): 1023—1062.
- [9] Yang J. The Arctic and Subarctic Ocean flux of potential vorticity and the Arctic Ocean circulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*,2005,35(12): 2387—2407.
- [10] Karcher M, Kauker F, Gerdes R, et al. On the dynamics of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012),2007,112(C4).
- [11] Polyakov I V, Alekseev G V, Timokhov L A, et al. Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years[J]. *Journal of Climate*,2004,17(23): 4485—4497.
- [12] Zhang J, Hibler III W D, Steele M, et al. Arctic ice-ocean modeling with and without climate restoring[J]. *Journal of Physical Oceanography*,1998,28(2): 191—217.
- [13] Aksenov Y, Bacon S, Coward A C, et al. Polar outflow from the Arctic Ocean: A high resolution model study[J]. *Journal of Marine Systems*,2010,83(1): 14—37.
- [14] Haynes P H, McIntyre M E. On the evolution of vorticity and potential vorticity in the presence of diabatic heating and frictional or other forces [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,1987,44(5): 828—841.
- [15] Nguyen A T, Menemenlis D, Kwok R. Arctic ice-ocean simulation with optimized model parameters: Approach and assessment[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978—2012),2011,116(C4).
- [16] Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. The JRA-25 reanalysis[J]. *气象集誌*. 第 2 輯,2007,85(3): 369—432.
- [17] Saha S, Moorthi S, Pan H L, et al. The NCEP climate forecast system reanalysis[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*,2010,91(8): 1015—1057.
- [18] Iziomon M G, Mayer H, Matzarakis A. Downward atmospheric longwave irradiance under clear and cloudy skies: Measurement and parameterization[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*,2003,65(10): 1107—1116.
- [19] Spall M A. On the circulation of Atlantic Water in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*,2013,43(11): 2352—2371.
- [20] Zhao J, Cao Y, Shi J. Core region of Arctic Oscillation and the main atmospheric events impact on the Arctic[J]. *Geophysical Research Letters*,2006,33(22): L22708.
- [21] Large W G, Pond S. Sensible and latent heat flux measurements over the ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*,1982,12(5): 464—482.
- [22] Marshall D. Subduction of water masses in an eddying ocean[J]. *Journal of Marine Research*,1997,55(2): 201—222.
- [23] Condrón A, Renfrew I A. The impact of polar mesoscale storms on northeast Atlantic Ocean circulation[J]. *Nature Geoscience*,2013,6(1): 34—37.
- [24] Lindsay R, Swenson M, Schweiger A, et al. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic[J]. *Journal of Climate*,

2014, 27(7): 2588–2606.

- [25] Zhang J, Lindsay R, Steele M, et al. What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(11): L11505.
- [26] Hunke E C, Holland M M. Global atmospheric forcing data for Arctic ice-ocean modeling[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2007, 112(C4): C04S14.
- [27] Nurser A J G, Bacon S. The Rossby radius in the Arctic Ocean[J]. *Ocean Science*, 2014, 10(6): 967–975.
- [28] Lique C, Steele M. Where can we find a seasonal cycle of the Atlantic water temperature within the Arctic Basin? [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2012, 117(C3): C03026.
- [29] Li X, Su J, Zhao J. An evaluation of the simulations of the Arctic Intermediate Water in climate models and reanalyses[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2014, 33(12): 1–14.
- [30] McDougall T J, Klocker A. An approximate geostrophic streamfunction for use in density surfaces[J]. *Ocean Modelling*, 2010, 32(3): 105–117.
- [31] Aksenov Y, Ivanov V V, Nurser A J, et al. The Arctic circumpolar boundary current[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 2011, 116(C9): C09017.
- [32] Marshall J, Jamous D, Nilsson J. Entry, flux, and exit of potential vorticity in ocean circulation[J]. *Journal of physical oceanography*, 2001, 31(3): 777–789.

## Analysis on the response of an Arctic ice-ocean coupled model to two different atmospheric reanalysis datasets

Mu Longjiang<sup>1</sup>, Zhao Jinping<sup>1</sup>

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

**Abstract:** The downward radiative fluxes, wind speed, near surface temperature, precipitation, humidity got from Climate Forecast System Reanalysis (CFSR) and the Japanese 25-year Reanalysis Project (JRA25) are compared in this article. We find that most significant biases between the two datasets are precipitation, downward fluxes for both shortwave and longwave radiation. Driving by these two datasets, model results forced by CFSR shows big differences on sea ice, Atlantic water and thermohaline structure in Canada basin compared to in situ observations, with the simulated geostrophic current on isopycnal surface 20% higher than that forced by JRA25 and a larger volume fluxes than that derived from SODA data. Sensitivity experiment forced by downward radiative fluxes from CFSR, which have been evaluated to be close to observed values, demonstrates comparable results to observational results. The cloud data plays a key role in modeling sea ice while freshwater flux brought by precipitation can change the heat transport of Atlantic inflow prominently and carry a further effect on sea ice in the Arctic. The overestimated precipitation in CFSR is the major for large biases of volume flux through Fram Strait, geostrophic current on isopycnal surface and thermohaline structure in central Arctic. Although reanalysis wind have different resolution for the two datasets, our results indicates that it carries an ignorable effect on modeling sea ice and thermohaline structure on basin scale.

**Key words:** Arctic Ocean; CFSR; JRA25; ice ocean coupled model; Canada Basin; Fram strait