

王秀成, 刘骥平, 俞永强, 等. 2010. 海冰模式 CICE4.0 与 LASG/IAP 气候系统模式的耦合试验 [J]. 大气科学, 34 (4): 780-792. Wang Xiucheng, Liu Jiping, Yu Yongqiang, et al. 2010. Experiment of coupling sea ice model CICE4.0 to LASG/IAP climate system model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (4): 780-792.

# 海冰模式 CICE4.0 与 LASG/IAP 气候系统模式的耦合试验

王秀成<sup>1, 2</sup> 刘骥平<sup>2</sup> 俞永强<sup>2</sup> 刘海龙<sup>2</sup>

1 中国民用航空西北地区空中交通管理局气象中心, 西安 710082

2 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

**摘要** 利用美国 Los Alamos 国家实验室发展的最新海冰模式 (CICE4.0) 替代了 LASG/IAP 气候系统模式 (FGOALS\_g1.1) 中的海冰模式 (CSIM4), 形成新的耦合模式。在此基础上, 利用新的耦合模式对 20 世纪中后期的全球气候进行了模拟, 来检验 CICE4.0 对耦合模式中海冰和海洋模拟结果的改进。结果表明 CICE4.0 对于 FGOALS\_g1.1 的极地气候模拟有一定改进作用, 主要表现在: (1) 南北极海冰边缘碎冰区显著减少; (2) 南大洋海表温度和海冰的模拟明显改善, 分布特征与观测非常吻合。但是新耦合模式也存在如下不足: (1) 北大西洋海冰相对偏多, 北大西洋经圈翻转环流大大减弱, 这主要是由于北大西洋海表面温度的冷误差造成的; (2) 南北极大气环流场的模拟无明显改善。此外, 本文还比较了采用不同短波辐射方案对于耦合模拟结果的影响, 结果表明, 相对于 CCSM3 短波辐射方案, Delta-Eddington 方案模拟的海表面温度偏冷, 海冰厚度偏厚, 北大西洋经圈翻转环流略有偏弱。

**关键词** 海冰 气候系统模式 短波辐射方案

**文章编号** 1006-9895 (2010) 04-0780-13

**中图分类号** P461

**文献标识码** A

## Experiment of Coupling Sea Ice Model CICE4.0 to LASG/IAP Climate System Model

WANG Xiucheng<sup>1, 2</sup>, LIU Jiping<sup>2</sup>, YU Yongqiang<sup>2</sup>, and LIU Hailong<sup>2</sup>

1 Meteorological Center, Northwest Regional Air Traffic Management Bureau of Civil Aviation of China, Xi'an 710082

2 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

**Abstract** The latest Los Alamos sea ice model (CICE4.0) is used to replace the sea ice model (CSIM4) in the LASG/IAP climate system model (FGOALS\_g1.1), and the new coupled model has been integrated for the second half of the 20th century with observed forcings. Compared with FGOALS\_g1.1, CICE4.0 improves polar climate simulations in the following aspects: 1) The area with small ice concentration near the ice edge is reduced remarkably. 2) Spatial distributions of both sea ice and sea surface temperature in the Southern Ocean resemble observa-

**收稿日期** 2009-07-23, 2009-11-11 收修定稿

**资助项目** 中国科学院“百人计划”, 国家重点基础研究发展计划项目 2006CB403605, 国家科技支撑计划项目 2006BAB18B03, 国家自然科学基金资助项目 40876099, 公益性行业科研专项 GYHY200806006, 国家高技术研究发展计划 (2008AA121704)

**作者简介** 王秀成, 男, 1980 年出生, 硕士, 主要从事航空气象服务工作和极地气候模拟研究。E-mail: xcwang@mail.iap.ac.cn

**通讯作者** 刘骥平, E-mail: jliu@lasg.iap.ac.cn

tions. However, there are some problems, including excessive sea ice in the North Atlantic and weakening of the North Atlantic meridional overturning relative to FGOALS\_g1.1, which are largely due to large cold bias of sea surface temperature in the North Atlantic. As to atmospheric circulation, there is no significant improvements compared with FGOALS\_g1.1. In addition, impacts of different shortwave radiation schemes, including CCSM3 and Delta-Eddington, on sea ice simulations in the new coupled model are discussed. The results show that the Delta-Eddington scheme results in thicker sea ice, colder sea surface temperature, and weaker North Atlantic meridional overturning as compared to the CCSM3 scheme.

**Key words** sea ice, climate system model, shortwave radiation scheme

## 1 引言

极地是全球气候系统中一个极其敏感而且脆弱的特殊区域,其变化具有全球气候变化指示和放大器的作用。在全球变暖的大背景下,极地子气候系统近几十年来发生了比其它地区更为明显的变化。在过去的 30 年里,就年平均而言,北极的海冰覆盖范围每 10 年减少约 3%,其中夏季最为显著,每 10 年减少约 10% (Parkinson et al., 1999; Liu et al., 2004; Comiso et al., 2008)。与此同时,北极海冰厚度明显变薄 (Rothrock et al., 1999),北冰洋海冰运动模式发生了很大变化 (Pfirman et al., 2004)。海冰的显著变化会改变极地气候系统中气、海、冰各个子系统的能量平衡,由于海冰一反照率正反馈机制的作用,使得全球增暖对气候的影响在极区被放大,极区气候的快速显著变化反过来又会通过大气环流和海洋温盐环流等途径影响全球气候。因此,不断完善气候系统模式中的海冰模式以至于其能够合理地模拟大气—海冰—海洋相互作用,特别是近年来海冰的快速变化,是非常重要的。只有这样,对未来极地以至全球气候变化的预测才更具有可靠性。

FGOALS\_g1.1 是中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG/IAP) 发展的气候系统模式。FGOALS\_g1.1 是以美国国家大气研究中心 (NCAR) 的通用气候系统模式 CCSM2.0 (Kiehl and Gent, 2004) 耦合器 CLP5 为基础,包括大气模式 GAMIL1.0 (Wang et al., 2004),海洋模式 LICOM1.11 (Liu et al., 2004; 吴方华等, 2008),海冰模式 CSIM4 (Briegleb et al., 2004) 及陆面模式 CLM2 (Bonan, 1998) 四个分量模式 (Yu et al., 2008)。最近,王秀成等 (2009) 对 FGOALS\_g1.1 的极地气候模拟结果进行了较为全面的评估,结果表明 FGOALS\_g1.1

对南北极海冰的主要分布特征、季节变化和年代际变化趋势具有一定的模拟能力,但存在以下几个方面的问题: (1) 模拟的海冰总面积北极偏多,而南极偏少,夏季海冰边缘区存在大范围密集度较小的碎冰区。(2) 海冰流速在南北极海冰边缘和南极大陆沿岸附近偏大。在北极,模式没能模拟出波弗特涡流,并且由于模式网格中北极点的处理问题,造成其附近错误的海冰流场及厚度分布。由于大气—海冰—海洋的相互作用,海冰模拟的偏差必定会反过来影响大气和海洋的热力和动力状态。针对这些问题,为了能够更加真实地描述海冰的物理过程,进而改进气候系统模式中大气—海冰—海洋相互作用的模拟,本文利用美国 Los Alamos 国家实验室发展的最新海冰模式 (CICE4.0) 替代了 FGOALS\_g1.1 中的海冰模块 (CSIM4),形成新的耦合模式。在此基础上,利用新的耦合模式对 20 世纪中后期的全球气候进行了模拟,来检验 CICE4.0 对耦合模式中海冰和气候模拟结果的改进。

## 2 模式介绍及资料

CICE4.0 是美国 Los Alamos 国家实验室 2008 年 8 月发布的海冰模式版本,与 FGOALS\_g1.1 使用的 CSIM4 相比,CICE4.0 主要有以下几个方面的改进: (1) 海冰运动方程中的风应力和海洋拖曳力项中考虑了海冰密集度的影响 (Hunke and Dukowicz, 2003; Connolley et al., 2004),使得在海冰密集度低值区海冰运动与自由漂移理论一致。(2) 海冰水平输送方案利用增量重映射方案 (Incremental Remapping Scheme) (Dukowicz and Baumgardner, 2000; Lipscomb and Hunke, 2004) 取代了 CSIM4 中 Smolarkiewicz (1984) 提出的多维正定平流输送算法 (Multidimensional Positive Definite Advection Transport Algorithm),与原方案相比新方案更加准确,效率更高。(3) 海冰机械

再分布方案 (Mechanical Redistribution Scheme) 中可以选择使用相对于 CSIM4 更加稳定的权重函数 (Weighting Function) 和更加接近观测的海冰发生成脊、叠挤作用后的厚度再分布函数 (Lipscomb et al., 2007)。(4) 短波辐射方案除了 CCSM3 原有的海冰反射率方案外, 还可以选择使用 Delta-Eddington 方案 (Briegleb and Light, 2007)。该方案是根据 SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) 试验观测的积雪和海冰的内在光学属性, 如消光系数和单次散射反照率等, 来计算冰层和雪反射、吸收和透射的短波辐射。同时, CICE4.0 还加入了一个与 Delta-Eddington 短波辐射方案相联系的显式融池参数化方案, 供选择使用。(5) 程序结构上引入了“子块”(subblock) 的概念。网格首先划分为若干子块, 子块然后按照设定的算法分配给处理器, 以达到最佳的负载平衡。

新的耦合模式与 FGOALS\_g1.1 相比, 除海冰模式替换为 CICE4.0 外, 其它均一样 (图 1)。大气模式和陆面模式的分辨率约为  $2.8^{\circ} \times 2.8^{\circ}$ , 海洋模式和海冰模式为  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。海冰模式和海洋模式仍

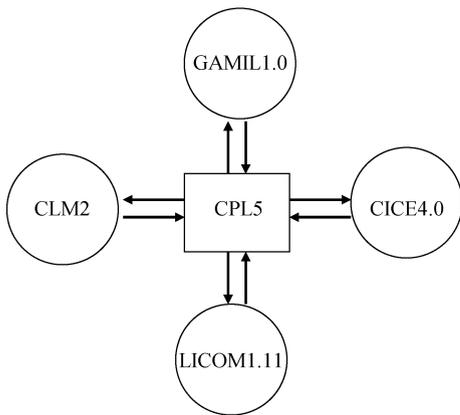


图 1 新的耦合模式结构示意图

Fig. 1 Structure of new coupled climate system model

将北极点处理为一个孤岛。

我们将大气中的二氧化碳、甲烷等温室气体的浓度控制在 1950 年的水平, 将新耦合模式积分 19 年, 图 2 是该控制试验南北极年平均海冰面积的时间序列图。从图 2 中可看出耦合积分到第 19 年, 模式已基本处于平衡状态。然后, 我们以此控制试验第 19 年末的瞬时场作为初始场, 根据观测的 20 世纪温室气体排放情景, 本文将新耦合模式从 1950 年 1 月开始积分, 对 20 世纪中后期的全球气候进行了模拟。我们选取该试验 1979~1999 年海冰、大气及海洋逐月月平均模拟场与观测资料, 以及 FGOALS\_g1.1 的模拟结果 (Yu et al., 2008; 王秀成等, 2009) 进行对比分析。

本文所使用的观测资料包括: (1) 美国国家冰雪数据中心 (NSIDC, National Snow and Ice Data Center) 的南北极海冰密集度 [Comiso, 1999 (updated 2007)] 和海冰流速场资料 [Fowler, 2003 (updated 2007)], 它们都是利用 SMMR (Scanning Multichannel Microwave Radiometer) 和 SSM/I (Special Sensor Microwave/Imager) 卫星资料反演获得的; (2) 美国潜艇观测的北极海冰厚度场资料 (Bourke and Garrett, 1987); (3) NCEP 再分析资料 (Kanamitsu et al., 2002), 包括: 海平面气压场、近地面大气温度场, 其中北半球近地面大气温度场采用北极国际浮标计划 (International Arctic Buoy Program) 资料 (Rigor et al., 2000); (4) 英国 Hadley 气候中心的海表面温度再分析资料 (HadISST) (Rayner et al., 2003)。

### 3 模式评估

#### 3.1 海冰

图 3 是 1979~1999 年北极 2 月和 9 月卫星观测, 新耦合模式以及 FGOALS\_g1.1 模拟的海冰密

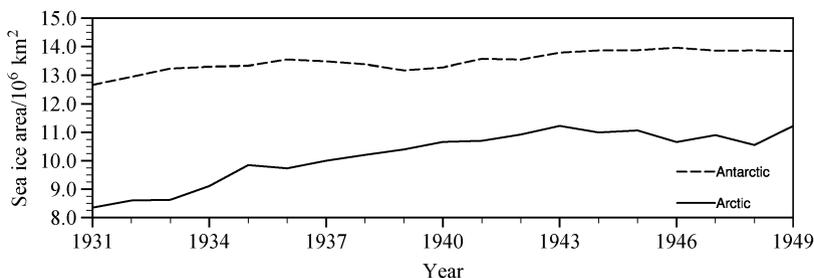


图 2 控制实验南、北极年平均海冰面积时间序列

Fig. 2 Time series of the annual mean Arctic and Antarctic sea ice areas in the spin-up run

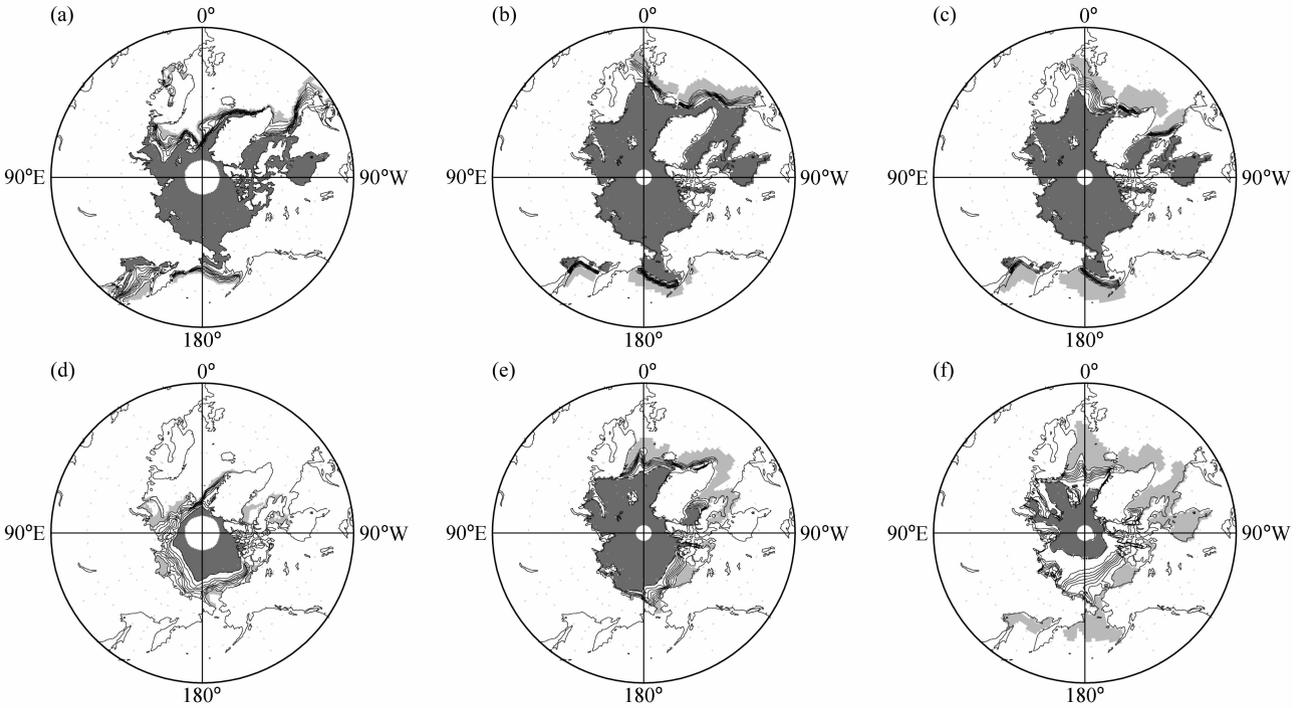


图3 观测和新旧耦合模式模拟的1979~1999年北极(a-c)2月和(d-f)9月平均海冰密集度场:(a、d)观测;(b、e)新模式;(c、f) FGOALS\_g1.1。等值线间隔0.1,深灰色区域海冰密集度大于0.9,浅灰色小于0.1

Fig.3 Arctic sea ice concentrations in (a-c) Feb and (d-f) Sep during 1979-1999 from (a, d) satellite, (b, e) new model, and (c, f) FGOALS\_g1.1. Contour interval: 0.1; darkly (light) grey shadings: concentrations are greater than 0.9 (less than 0.1)

集度场。可以看出,新模式和 FGOALS\_g1.1 的模拟结果相似,无论是冬季还是夏季北大西洋的海冰均明显偏多,冬季鄂霍次克海海冰偏少。不过也存在不同之处,冬季,新模式在戴维斯海峡和拉布拉多海的海冰比 FGOALS\_g1.1 偏多,几乎覆盖了整个拉布拉多海;夏季, FGOALS\_g1.1 在海冰边缘存在异常的较大范围密集度很小的碎冰区,而新模式海冰边缘的碎冰区明显减少,特别是在北太平洋。

图4是1979~1999年南极2月和9月卫星观测,新耦合模式以及 FGOALS\_g1.1 模拟的海冰密集度场。无论是冬季还是夏季,新模式模拟的海冰分布相对于 FGOALS\_g1.1 均更加接近观测。冬季,与 FGOALS\_g1.1 相比,新模式在南大洋的海冰明显增多,尽管与观测相比略多一些,但分布特征与观测非常吻合。夏季,尽管新模式仍然没有能够很好地模拟出别林斯高晋海和阿蒙森海的海冰分布,但是威德尔海的海冰分布更接近观测。此外,夏季新耦合模式相对于 FGOALS\_g1.1 在冰区边缘的碎冰区明显减少。碎冰区的改善主要源于 CICE4.0 采用了新的海冰平流输送方案以及在热力

学和动力学过程后利用海洋提供的能量融化面积很小的海冰及积雪。

与 FGOALS\_g1.1 相比,新耦合模式对海冰流速场模拟的改进并不明显(图略)。就北极而言,海冰边缘区流速依然偏大,尽管新模式在格陵兰海的海冰流速有所减弱。在极点孤岛周围终年存在一个反气旋性海冰环流,夏季从波弗特海向白令海峡的海冰流速仍然偏大。就南极而言,新耦合模式和 FGOALS\_g1.1 相似,能够模拟冬季威德尔海和艾默里冰架附近的气旋性海冰流动,但是流速普遍偏大,流向和观测也存在一定偏差。

新耦合模式模拟的北极年平均海冰厚度空间分布特征(图5)和 FGOALS\_g1.1 很相似,均是以北极点为中心向欧亚大陆和北美大陆递减。这也说明,如果模式网格不能够解决北极点孤岛的问题,穿极漂流不能正确模拟,海冰会在极点附近堆积,海冰厚度空间分布的模拟结果不可能有明显改善。不同的是,在新模式模拟的海冰厚度较 FGOALS\_g1.1 要偏厚,北极平均偏厚 0.9 m,南极偏厚 0.35 m。

我们还计算了1979~1999年2月和9月海冰

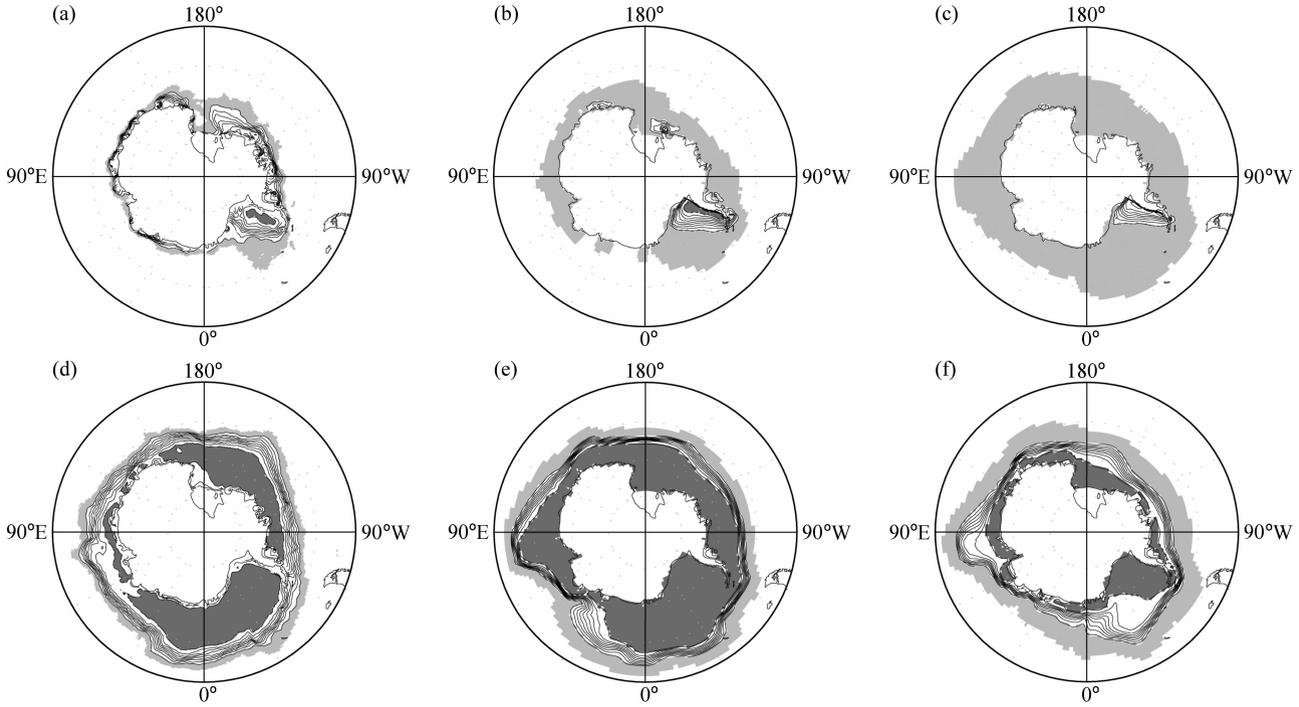


图4 同图3, 但为南极

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for Antarctic sea ice concentrations

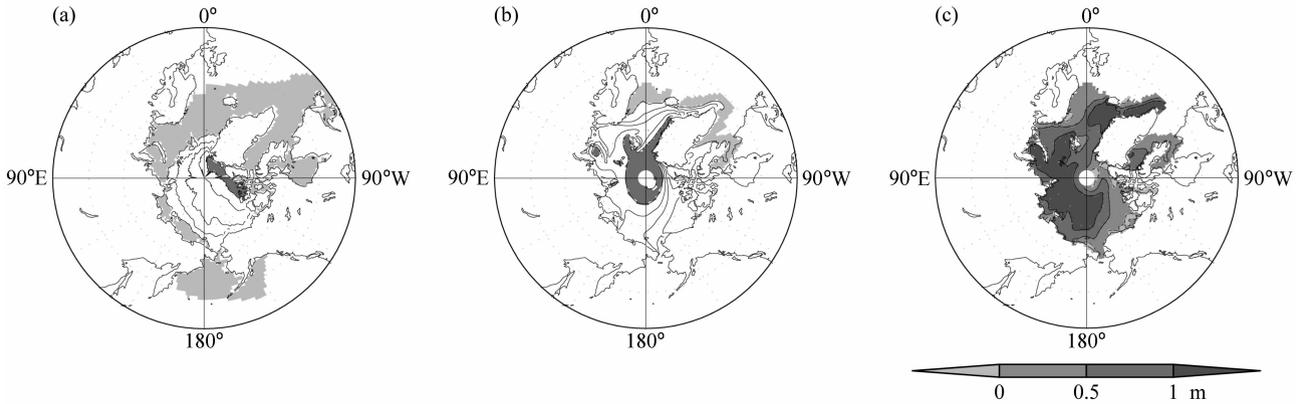


图5 (a) 观测和 (b) 新模式模拟的 1979~1999 年北极年平均海冰厚度场 (等值线间隔 1 m, 深灰色区域表示海冰厚度大于 5 m, 浅灰色小于 1 m), (c) 新模式与 FGOALS\_g1.1 模拟的年平均海冰厚度场差异

Fig. 5 Arctic annual mean ice thickness from (a) submarine and (b) new model (contour interval: 1m; darkly grey shadings:  $>5$  m; light grey shadings:  $<1$  m), and (c) the annual mean ice thickness difference between new model and FGOALS\_g1.1 (dashed line is contour of 0 m) during 1979 - 1999

密集度大于 15% 的海冰面积的平均值 (表 1) 和距平, 并对距平时间序列做回归分析。结果表明: 除南极 2 月模拟的海冰面积比观测偏少外, 新模式模拟的海冰均比观测要多。新耦合模式中 1979~1999 年北极 2 月和 9 月海冰有增多趋势, 但均未通过显著性检验, 南极 2 月和 9 月海冰均有显著减少趋势, 与卫星观测并不一致。而在 FGOALS\_g1.1

中, 北极海冰偏多, 南极明显偏少, 基本再现了该时段北极 2 月海冰减少的趋势 (王秀成等, 2009)。

### 3.2 大气和海洋

图 6 是 NCEP 再分析资料以及新旧耦合模式模拟的北极海平面气压场。新耦合模式模拟的环流形势与 FGOALS\_g1.1 总体相似。冬季, 冰岛低压仍然偏弱, 西伯利亚高压偏强以及阿留申低压偏

弱。不同的是, 2月, 新模式模拟的冰岛低压相对于 FGOALS\_g1.1 更加偏弱, 北大西洋地区的气压梯度也有所减弱, 这使得西南暖湿气流进一步减弱, 导致该地区大气偏冷, 海冰相对于 FGOALS\_g1.1 偏多; 9月, 新模式模拟的阿留申低压好于 FGOALS\_g1.1, 强度接近观测, 但位置略有偏东。

表 1 观测和旧耦合模式模拟的 1979~2000 年 2 月和 9 月平均南、北极密集度大于 15% 的海冰面积及偏差

Table 1 Total sea ice areas for ice concentration greater than 15% and their deviations from satellite in the Arctic and the Antarctic in Feb and Sep during 1979 - 2000 for satellite, new models, and FGOALS\_g1.1

	北极				南极			
	2月		9月		2月		9月	
	平均海冰面积 /10 <sup>6</sup> km <sup>2</sup>	与观测偏差						
观测	14.7		6.4		2.1		16.2	
新模式	17.7	+20%	10.8	+69%	0.85	-60%	18.5	+14%
新模式 dEdd	18.5	+26%	12.1	+89%	1.52	-28%	20.5	+27%
FGOALS_g1.1	15.5	+5%	8.0	+25%	0.38	-82%	10.6	-35%

注: (1) 1987 年 6 月及以前卫星无法观测到 84.5°N 以北的区域, 1987 年 7 月及以后卫星无法观测到 87°N 以北的区域, 在计算观测海冰面积时, 认为相应时段这些区域海冰密集度为 100%; 模式中由于网格的原因, 88°N 以北为一孤岛, 计算海冰面积时, 认为该区域海冰密集度为 100%。(2) “新模式 dEdd” 为 CICE4.0 采用 Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟得到的结果。

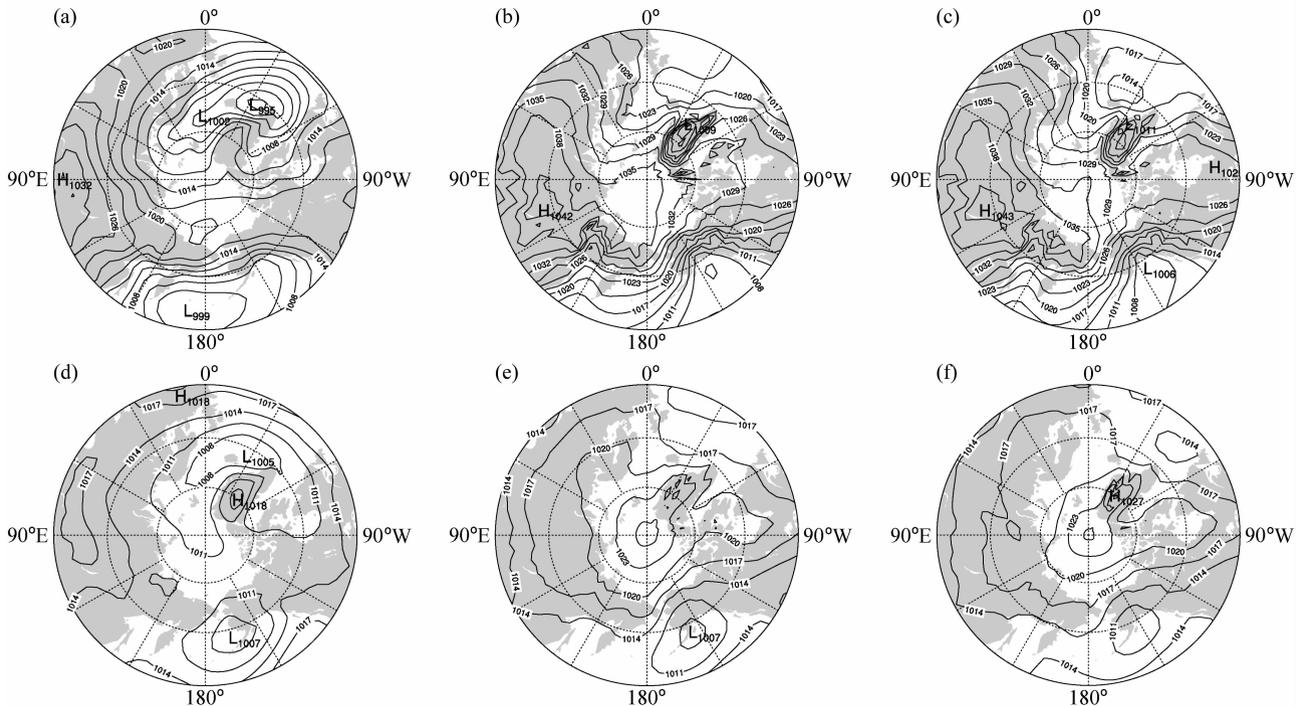


图 6 NCEP 和旧耦合模式模拟的 1979~1999 年北极 (a-c) 2 月和 (d-f) 9 月平均海平面气压场 (单位: hPa): (a, d) NCEP; (b, e) 新模式; (c, f) FGOALS\_g1.1. 等值线间隔 3 hPa

Fig. 6 Arctic sea level pressure (hPa) in (a-c) Feb and (d-f) Sep during 1979 - 1999 from (a, d) NCEP data, (b, e) new model, and (c, f) FGOALS\_g1.1. Contour interval is 3 hPa

图 7 是南极的海平面气压场。新耦合模式对于南极绕极低压槽的模拟相对于 FGOALS\_g1.1 有所变化。2 月, 新耦合模式中, 在 90°W~120°W 之间的低压中心闭合, 强度较 FGOALS\_g1.1 加深, 与再分析资料更为接近。9 月, 新耦合模式中罗斯海附近的低压相对于 FGOALS\_g1.1 强度有所加深, 气压梯度略有加强。

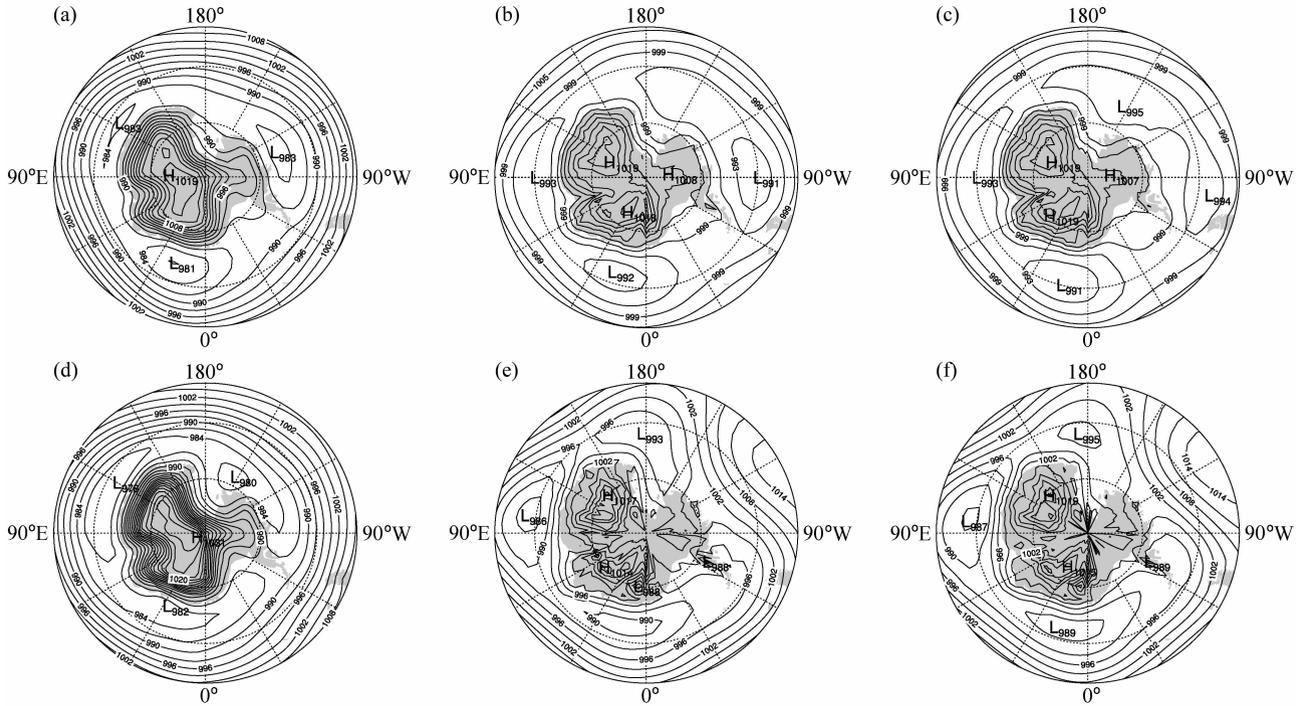


图7 同图6, 但为南极

Fig. 7 Same as Fig. 6, but for Antarctic sea level pressure

新耦合模式模拟的海温相对于 FGOALS\_g1.1 偏冷(图8, 北极图略), 特别是北大西洋以及南大洋。由于 FGOALS\_g1.1 在北大西洋本来就较观测偏冷, 所以新耦合模式在北大西洋与观测的冷偏差更加明显, 这与新耦合模式在北大西洋海冰异常偏多有着密切联系。而在南大洋, 新模式模拟的 SST 相对于 FGOALS\_g1.1 偏冷, 由于 FGOALS\_g1.1 模拟的 SST 相对于观测资料明显偏暖, 所以新模式模拟的 SST 更加接近于观测资料, 特别是在 9 月的南大洋。这也是新耦合模式南大洋海冰模拟改善明显的一个原因。

本文还计算了新耦合模式和 FGOALS\_g1.1 中大西洋的经圈翻转环流(图9)。可以看出, FGOALS\_g1.1 中大西洋的经圈流函数中心可达 16 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ), 而新耦合模式中仅为 10 Sv, 为 FGOALS\_g1.1 的 50%。这主要是由于新耦合模式中冬季拉布拉多海海冰几乎被海冰覆盖, 一方面, 它限制了垂直对流的形成, 另一方面, 它阻碍了北大西洋高温高盐海水的北进, 从而导致经圈翻转环流减弱所至。

### 3.3 不同短波辐射方案对模拟结果的影响

为了研究海冰模式中不同的短波辐射方案对耦

合模式模拟结果的影响程度, 这里我们采用 Delta-Eddington 短波辐射方案重复了上述试验。Delta-Eddington 方案是根据积雪和海冰的内在光学属性, 如消光系数和单次散射反照率等, 来计算积雪和冰层反射、吸收和透射的短波辐射。之前新模式使用的 CCSM3 短波辐射方案和 FGOALS\_g1.1 使用的海冰模式 CSIM4 短波辐射方案基本一致, 不过为了在 NCAR 的气候系统模式 CCSM3 中得到更好的海冰模拟结果, 略微调低了干雪反照率、干厚冰反照率等参数, 使得反照率整体略低。

Delta-Eddington 短波辐射方案模拟的海冰密集度分布(图10 b、d, 南极略)和 CCSM3 方案比较相近, 不过也存在以下主要不同: 北大西洋地区的海冰边界向南延伸; 北极 9 月波弗特海海冰增多; 南极 2 月威德尔海和罗斯海的海冰增多; 南极 9 月  $30^\circ\text{E}$  附近的海冰密集度变大。计算该方案 1979~1999 年 2 月和 9 月海冰密集度大于 15% 的海冰面积的平均值(表1)和距平表明, 相对于 CCSM3 短波辐射方案, Delta-Eddington 方案模拟的南北极海冰均偏多, 1979~1999 年北极 9 月海冰面积有逐年减少的趋势, 但未通过显著性检验。同样, Delta-Eddington 短波辐射方案模拟的海冰流

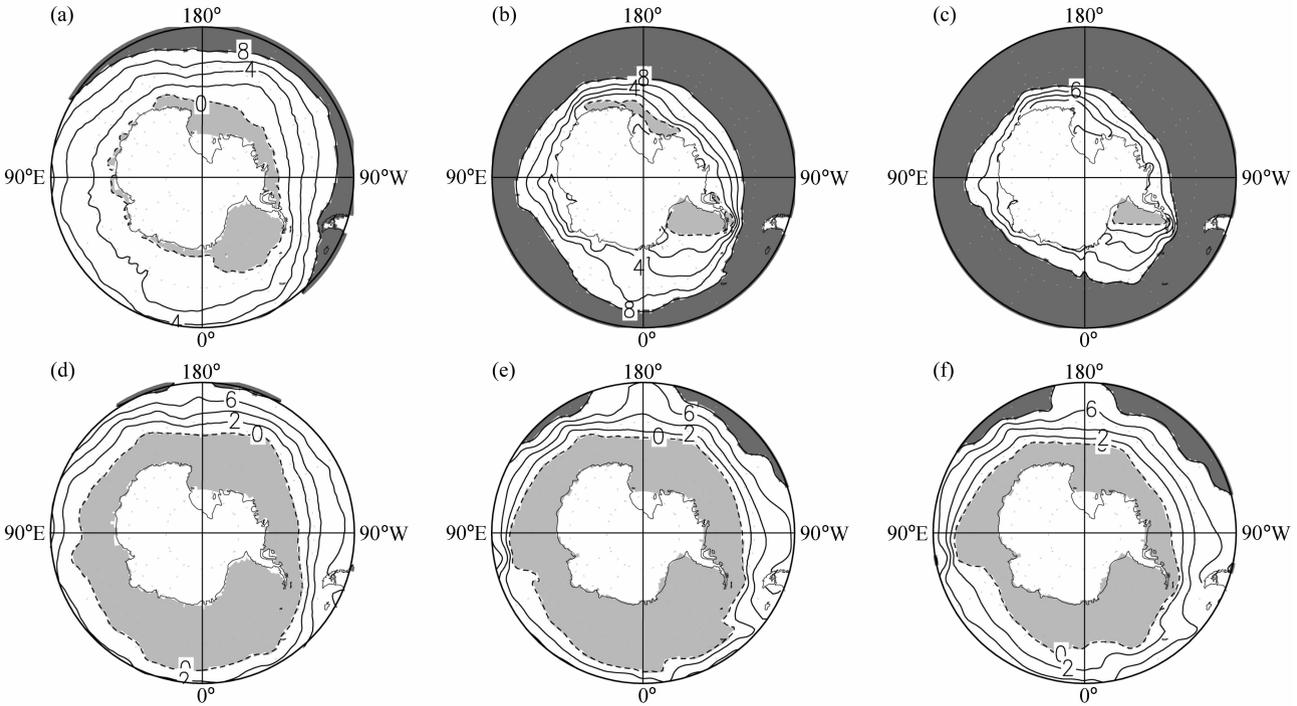


图 8 HadISST 和新旧耦合模式模拟的 1979~1999 年南极 (a-c) 2 月和 (d-f) 9 月平均海表温度场: (a, d) HadISST; (b, e) 新模式; (c, f) FGOALS\_g1.1。等值线间隔 2°C, 深灰色区域表示温度大于 8°C, 浅灰色小于 0°C, 虚线为 0°C 等温线

Fig. 8 Antarctic sea surface temperature in (a-c) Feb and (d-f) Sep during 1979-1999 from (a, d) HadISST, (b, e) new model, and (c, f) FGOALS\_g1.1. Contour interval is 2°C; darkly (light) grey shadings: sea surface temperature is greater than 8°C (less than 0°C); dashed line: contour of 0°C

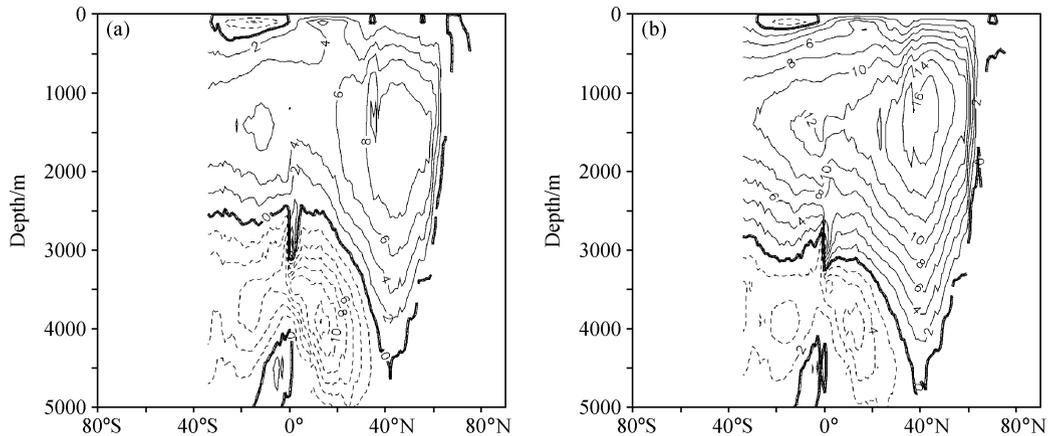


图 9 新旧耦合模式模拟的 1979~1999 年北大西洋年平均经圈翻转流函数 (单位: Sv): (a) 新耦合模式; (b) FGOALS\_g1.1。等值线间隔 2 Sv

Fig. 9 Annual meridional overturning stream function (Sv) in the North Atlantic Ocean during 1979-1999 from (a) new model and (b) FGOALS\_g1.1. Contour interval is 2 Sv

速场和 CCSM3 方案总体相似 (图略)。

Delta-Eddington 短波辐射方案和 CCSM3 方案相比, 差别最大是在海冰厚度的模拟 (图 11, 南极图略)。尽管 Delta-Eddington 辐射方案模拟得到的

年平均海冰厚度分布和 CCSM3 方案非常相似, 但是北极平均偏厚 0.51 m, 南极偏厚大约 0.03 m。

本文比较了 Delta-Eddington 短波辐射方案和 CCSM3 方案海冰表面短波辐射反照率 (图 12, 南

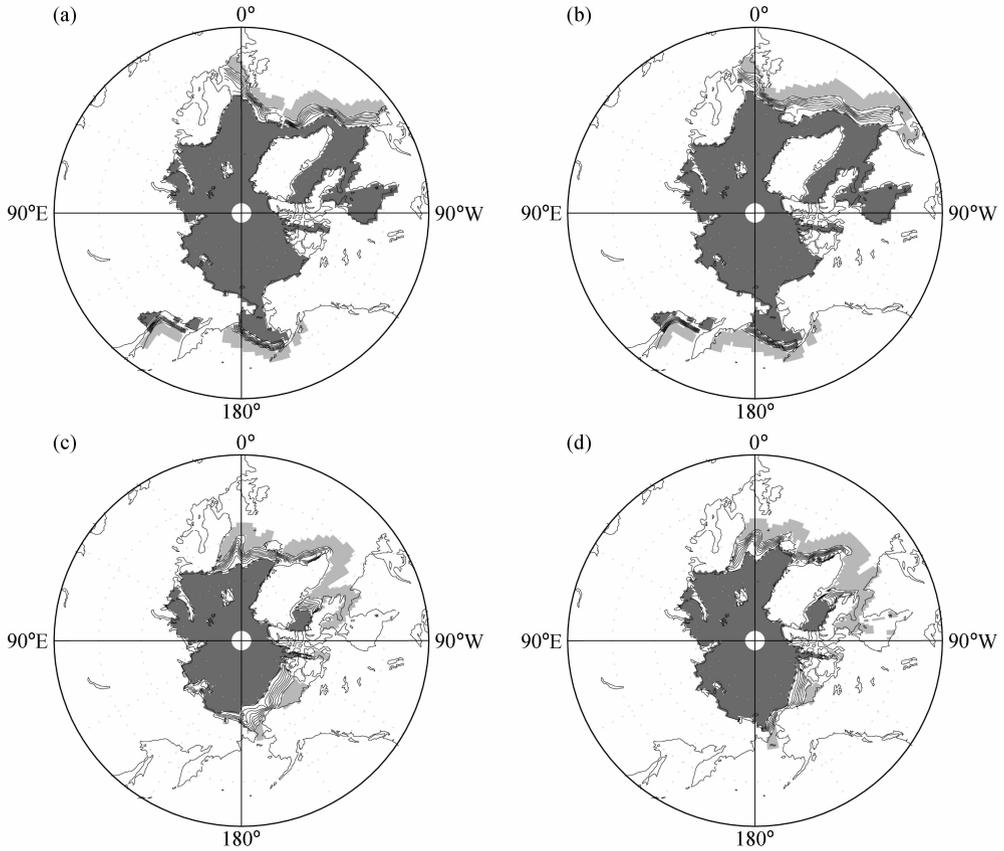


图 10 CICE4.0 分别采用 (a, c) CCSM3 和 (b, d) Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟得到的 1979~1999 年北极 (a, b) 2 月和 (c, d) 9 月平均海冰密集度场。等值线间隔 0.1, 深灰色区域海冰密集度大于 0.9, 浅灰色小于 0.1

Fig. 10 Arctic sea ice concentrations in (a, b) Feb and (c, d) Sep during 1979–1999 from the coupled model with CICE4.0 using short-wave radiation schemes (a, c) CCSM3 and (b, d) Delta-Eddington respectively. Contour interval is 0.1; darkly (light) grey shadings: concentrations are greater than 0.9 (less than 0.1)

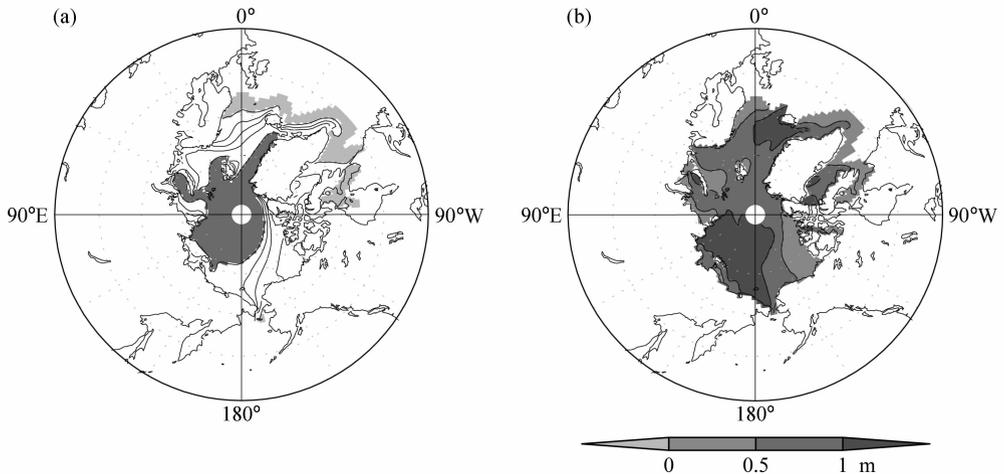


图 11 (a) CICE4.0 采用 Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟得到的 1979~1999 年北极年平均海冰厚度场 (等值线间隔 1m, 深灰色区域表示海冰厚度大于 5m, 浅灰色小于 1m), (b) 其与 CCSM3 方案的差异

Fig. 11 (a) Arctic annual sea ice thickness from the coupled model with CICE4.0 using shortwave radiation scheme Delta-Eddington (contour interval: 1m; darkly grey shadings:  $>5$  m; light grey shadings:  $<1$  m) and (b) its difference from scheme CCSM3 during 1979–1999

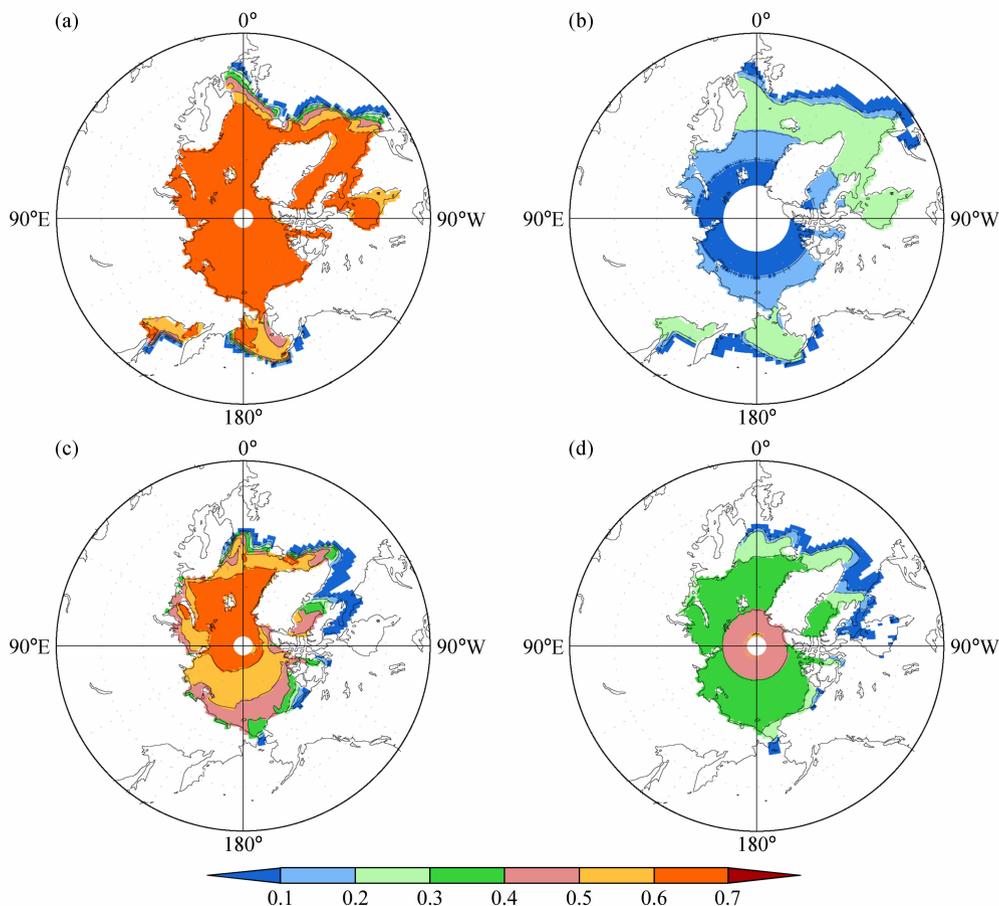


图 12 CICE4.0 分别采用 (a, c) CCSM3 和 (b, d) Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟得到的 1979~1999 年北极 (a, b) 2 月和 (c, d) 9 月冰雪表面反照率

Fig. 12 Ice/snow surface albedos in (a, b) Feb and (c, d) Sep during 1979 - 1999 from the coupled model with CICE4.0 using shortwave radiation schemes (a, c) CCSM3 and (b, d) Delta-Eddington respectively

极图略)。总体上来说, Delta-Eddington 短波辐射方案反照率要比 CCSM3 方案小。新模式如采用 CCSM3 短波辐射方案, 冬季(北极 2 月和南极 9 月), 极地地区海冰表面反照率为 60%~70%, 夏季(北极 9 月和南极 2 月)为 40%~70%。如采用 Delta-Eddington 方案, 冬季冰面的反照率小于 30%, 由于极夜现象北极点附近的反照率为 0; 夏季反照率有所增大, 大部分地区为 30%~50%, 北极在极点附近最大, 向低纬度递减, 南极反照率最大的地区位于威德尔海和罗斯海。新耦合模式采用 Delta-Eddington 方案时, 冬季反照率较小甚至为 0 是合理的。因为冬季天顶角很小, 大部分地区太阳位于地平线以下, 入射太阳辐射很小, Delta-Eddington 方案此时计算得到的反照率也较小, 甚至可以达到 0 (根据 CICE4.0 代码注释, 在 Delta-Ed-

dington 短波辐射方案中如果没有入射太阳辐射, 那么计算得到反照率为 0)。而在 CCSM3 方案中, 反照率是根据表面温度, 积雪和海冰厚作为参数计算得到, 没有很好地考虑天顶角和入射短波辐射的变化, 所以冬季反照率仍然较大。但是, 由于冬季极地地区几乎没有短波辐射或短波辐射很小, 因此模式中冬季反照率相差较大对于模拟结果并没有根本影响。此外, 新耦合模式 CICE4.0 采用 Delta-Eddington 短波辐射方案时穿透冰层进入海洋的太阳短波辐射为 0 (<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/wiki/UpdatesDecember2008>), 这也是导致新耦合模式中海冰厚度偏厚的一个原因。

图 13 是 Delta-Eddington 短波辐射方案和 CCSM3 方案中 1979~1999 年南北极月平均海冰净能量通量, 冰/雪上表面和内部吸收的短波辐射通

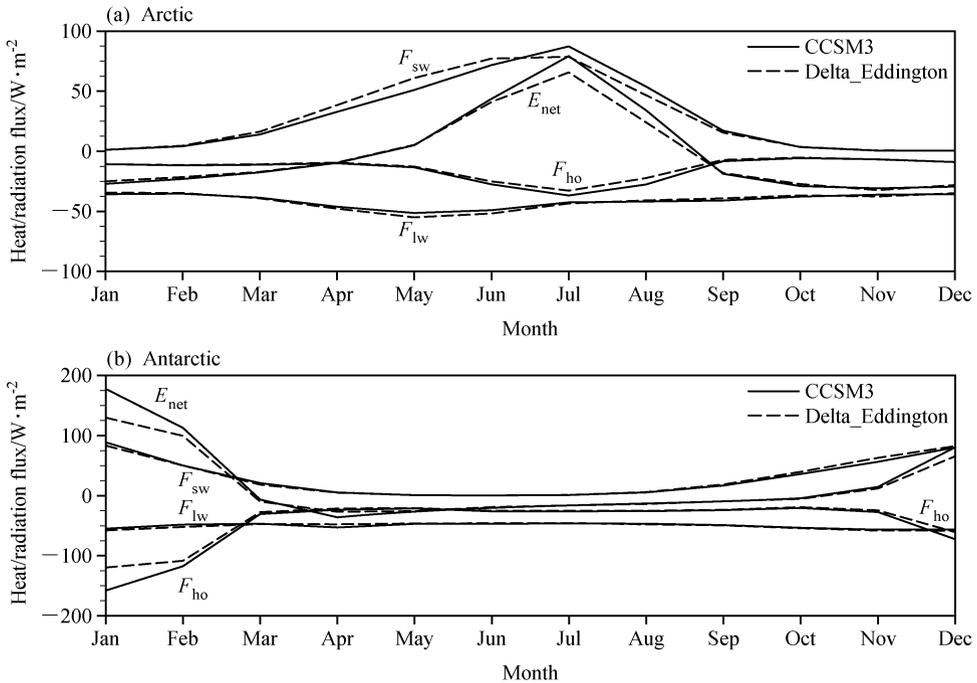


图 13 CICE4.0 分别采用 CCSM3 和 Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟得到的 1979~1999 年各通量月平均值的年循环 (单位:  $\text{W}/\text{m}^2$ ): (a) 北极; (b) 南极

Fig. 13 (a) Arctic and (b) Antarctic annual cycles of monthly average energy fluxes during 1979 - 1999 from the coupled model with CICE4.0 using shortwave radiation schemes CCSM3 and Delta-Eddington respectively

量, 海冰下表面与海洋之间的热通量, 以及冰/雪上表面净长波辐射通量的年循环。海冰净能量通量  $E_{\text{net}}$  的计算表达式为:

$$E_{\text{net}} = F_{\text{sw}} + F_{\text{lw}} + F_{\text{s}} + F_{\text{lt}} - F_{\text{ho}},$$

其中,  $F_{\text{sw}}$  为冰/雪上表面和内部吸收的短波辐射通量,  $F_{\text{lw}}$  为冰/雪上表面的净长波辐射通量,  $F_{\text{s}}$  为冰/雪上表面的感热通量,  $F_{\text{lt}}$  为冰/雪上表面的潜热通量,  $F_{\text{ho}}$  为海冰下表面与海洋之间的热通量。上述通量均是向下为正。冰/雪上表面的感热通量和潜热通量量级较小, 不同辐射方案之间感热通量和潜热通量年循环曲线也很接近, 故略去。

从图 13 中可以看出, 无论北极还是南极, Delta-Eddington 方案夏季海冰得到的净能量小于 CCSM3, 尽管 Delta-Eddington 方案夏季反照率较小。冬季 Delta-Eddington 方案和 CCSM3 方案海冰失去的净能量比较一致, 这也说明了两种方案中冬季反照率的差别对于模拟结果影响很小。冰层夏季得到的净能量少是造成 Delta-Eddington 方案海冰偏厚的主要原因。从图 13 可以看出, Delta-Eddington 方案夏季冰层得到的净能量较 CCSM3 方案偏少主要是冰层从海洋吸收的热量偏少以及北极

夏季后半期海冰吸收的太阳短波辐射偏少造成的。

采用 Delta-Eddington 方案进行耦合模拟得到的南北极海平面气压场 (图略), 除北极 9 月阿留申低压强度偏弱, 与 CCSM3 方案基本一致。Delta-Eddington 方案模拟的南北极平均海表温度场 (图略) 相对于 CCSM3 方案均偏冷, 特别是在北大西洋和南大洋。此外, Delta-Eddington 方案模拟的北大西洋翻转环流 (图略) 与 CCSM3 方案相比略有减弱, 中心强度仅为 8 Sv。

## 4 总结

本文分析了利用海冰模式 (CICE4.0) 替代 FGOALS\_g1.1 中的海冰模块 (CSIM4) 对海冰模拟的影响, 并且讨论了采用不同短波辐射方案对于耦合模拟的影响。结果表明:

(1) 与 FGOALS\_g1.1 相比, 新的耦合模式在海冰边缘的碎冰区明显减少; 南极海冰增多, 模拟效果明显改善。然而, 北大西洋海冰仍然偏多, 南北极海冰均偏厚, 海冰流速场的模拟改善不明显。

(2) 相对于 FGOALS\_g1.1, 新的耦合模式模拟的海平面气压场没有明显改善; 海表温度的模拟

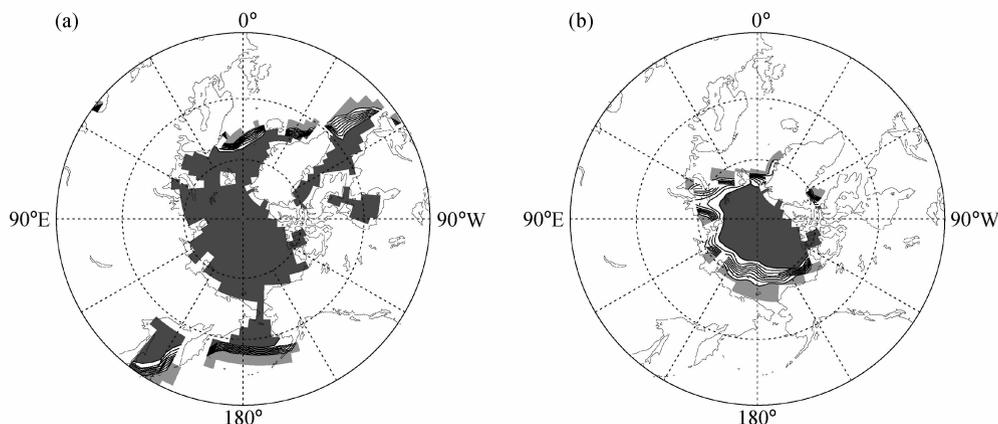


图 14 利用 Los Alamos 提供的  $3^\circ$  大气资料强迫 CICE4.0 运行第 50 年 (a) 2 月和 (b) 9 月北极海冰密集度分布。等值线间隔 0.1; 深灰色区域海冰密集度大于 0.9, 浅灰色小于 0.1

Fig. 14 Arctic sea ice concentrations in (a) Feb and (b) Sep of the 50th year modeled by CICE4.0 with  $3^\circ$  atmospheric forcing data issued by the Los Alamos National Laboratory. Contour interval is 0.1; darkly (light) grey shadings: concentrations are greater than 0.9 (less than 0.1)

南极明显改善, 而北大西洋进一步偏冷, 相对于再分析资料偏冷约  $4\sim 8^\circ\text{C}$ , 9 月挪威海偏冷可达  $10\sim 12^\circ\text{C}$ , 北大西洋经圈翻转环流明显偏弱。

(3) 采用不同短波辐射方案进行耦合模拟对于海冰厚度和海表温度的模拟有一定影响。较 CCSM3 方案, Delta-Eddington 方案模拟的冰雪反照率偏低, 海温偏冷, 海冰厚度偏厚。CICE4.0 采用 Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟时, 相对于 CCSM3 方案, 由于海冰从海洋得到的热量偏少以及北极夏季后半期吸收的太阳短波辐射偏少, 造成夏季海冰吸收的净能量偏少, 导致 Delta-Eddington 方案中海冰偏厚。

海冰的模拟效果和海洋模式对于高纬度海温的模拟能力关系密切。海洋模式 LICOM1.11 在观测强迫下模拟的 SST 在南北半球高纬度地区亦存在耦合模拟中北大西洋偏冷、南大洋偏暖的现象。图 14 是利用 Los Alamos 国家实验室提供的  $3^\circ$  的大气强迫场 (<http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/wiki/SourceCode>) 强迫单一 CICE4.0 运行第 50 年北极 2 月和 9 月的海冰密集度场。该试验采用基于稳定度的大气边界方案来计算海冰与大气之间热交换系数和风应力, 短波辐射方案采用 CCSM3, 使用 CICE4.0 自带的海洋混合层方案计算 SST, 海冰初始状态由纬度和海温来决定。可以看出, 其模拟的北极海冰分布与卫星观测的气候平均态基本吻合。较 FGOALS\_g1.1 中的 CSIM4 而言, 海冰模式 CI-

CE4.0 物理过程更加合理, 在耦合模式中北极海冰的模拟结果不甚理想主要是由于海温的误差造成的。此外, CICE4.0 采用 Delta-Eddington 短波辐射方案进行耦合模拟总体不如 CCSM3 方案理想的原因, 一方面是因为 CICE4.0 中的 Delta-Eddington 方案尚不完善, 另一方面可能由于 Delta-Eddington 方案是根据 1998 年在波弗特海进行的 SHEBA 试验 (Surface Heat Budget of the Arctic Ocean) 的结果而设计, 应用于整个极地模拟时结果可能并不理想。

**致谢** 林鹏飞博士为本文提供了部分数据, 并热心解答了许多问题, 在此表示感谢!

## 参考文献 (References)

- Bonan G B. 1998. The land surface climatology of the NCAR land surface model coupled to the NCAR community climate model [J]. *J. Climate*, 11 (6): 1307-1326.
- Bourke R H, Garrett R P. 1987. Sea ice thickness distribution in the Arctic-Ocean [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 13 (3): 259-280.
- Briegleb B P, Hunke E C, Bitz C M, et al. 2004. The sea ice simulation of the community climate system model, version two [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-451STR. 62.
- Briegleb B P, Light B. 2007. A Delta-Eddington multiple scattering parameterization for solar radiation in the sea ice component of the community climate system model [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-472+STR. 100.
- Comiso J C. 1999. Bootstrap sea ice concentrations from NIMBUS-7

- SMMR and DMSP SSM/I [DB/OL]// National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA [2007]. <http://nsidc.org/data/nsidc-0079.html>.
- Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, et al. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 35; L01703, doi: 10.1029/2007GL031972.
- Connolley W M, Gregory J M, Hunke E, et al. 2004. On the consistent scaling of terms in the sea-ice dynamics equation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 1776 – 1780.
- Dukowicz J K, Baumgardner J R. 2000. Incremental remapping as a transport/advection algorithm [J]. *J. Comput. Phys.*, 160 (1): 318 – 335.
- Fowler C. 2003. Polar Pathfinder Daily 25 km EASE-Grid Sea Ice Motion Vectors [DB/OL]// National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA [2007]. <http://nsidc.org/data/nsidc-0116.html>.
- Hunke E C, Dukowicz J K. 2003. The sea ice momentum equation in the free drift regime [R]. Los Alamos National Laboratory, Technical Report LA-UR-03-2219. 10.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woolen J, et al. 2002. NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 83; 1631 – 1643.
- Kiehl J T, Gent P R. 2004. The community climate system model (version 2) [J]. *J. Climate*, 17 (19): 3666 – 3682.
- Lipscomb W H, Hunke E C. 2004. Modeling sea ice transport using incremental remapping [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 132 (6): 1341 – 1354.
- Lipscomb W H, Hunke E C, Maslowski W, et al. 2007. Ridging, strength, and stability in high-resolution sea ice models [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, C03S91, doi: 10.1029/2005JC003355.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5): 675 – 690.
- Liu J P, Curry J A, Hu Y Y. 2004. Recent arctic sea ice variability: Connections to the Arctic Oscillation and the ENSO [J]. *Geophys. Res. Letters*, 31, L09211, doi: 10.1029/2004GL019858.
- Parkinson C L, Cavalieri D J, Gloersen P, et al. 1999. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978 – 1996 [J]. *J. Geophys. Res.*, 104 (C9): 20837 – 20856.
- Pfirman S, Haxby W F, Colony R, et al. 2004. Variability in Arctic sea ice drift [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L16402, doi: 10.1029/2004GL020063.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (D14), 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Rigor I G, Colony R L, Martin S. 2000. Variations in surface air temperature in the Arctic from 1979 – 1997 [J]. *J. Climate*, 13 (5): 896 – 914.
- Rothrock D A, Yu Y, Maykut G A. 1999. Thinning of the Arctic sea-ice cover [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (23): 3469 – 3472.
- Smolarkiewicz P K. 1984. A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion [J]. *J. Comput. Phys.*, 54 (2): 325 – 362.
- Wang B, Wan H, Ji Z Z, et al. 2004. Design of a new dynamical core for global atmospheric models based on some efficient numerical methods [J]. *Science in China (Ser. A)*, 47 (S1): 4 – 21.
- 王秀成, 刘骥平, 俞永强, 等. 2009. FGOALS\_g1.1 极地气候模拟 [J]. *气象学报*, 67 (6): 961 – 972. Wang Xiucheng, Liu Jiping, Yu Yongqiang, et al. 2009. Polar climate simulation in FGOALS\_g1.1 [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 67 (6): 961 – 972.
- 吴方华, 李薇, 刘海龙, 等. 2008. 一个海洋环流模式模拟的北印度洋经向环流及其热输送 [J]. *大气科学*, 32 (1): 14 – 26. Wu Fanghua, Li Wei, Liu Hailong, et al. 2008. Evaluation on seasonal circulation and heat transport simulated by LICOM in the Northern Indian Ocean [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (1): 14 – 26.
- Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. 2008. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25 (4): 641 – 654.