

文章编号: 1000-0534(2004)03-0344-04

海冰非均匀条件下大气环流模式和海洋环流模式耦合的实现

刘喜迎^{1,2}, 张学洪², 俞永强², 宇如聪²

(1. 解放军理工大学 气象学院大气科学系, 江苏 南京 211101; 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: 通过采用一种较好地考虑了海气通量交换对下垫面特征非线性依赖的通量计算方案, 利用较成熟的逐日通量距平耦合方案实现了次网格尺度海冰非均匀条件下一个全球大气环流模式和一个全球海洋环流模式在高纬地区的耦合, 并完成了一个 50 年的长期积分。模拟结果表明, 通量计算方案中水道的作用是合理的, 耦合模式能较好地模拟出北半球高纬海冰的主要地理分布特征, 但夏季北冰洋内部靠近欧亚大陆部分边缘海区海冰密集度偏大。

关键词: 次网格尺度; 海冰非均匀; 高纬气候; 耦合模式

中图分类号: P435⁺.2 **文献标识码:** A

1 引言

海冰变化对气候的影响已有很多人进行过讨论^[1,2], 但在气候系统模式中海冰的物理表示是复杂的, 因为它不是一种均匀介质。海冰可因受各种力(如风应力、海流)而变形, 并且海冰中通常有裂缝和冰穴使得有海水露出(文中将其中的海水部分统称为水道)。在模式网格中海冰所占的份数(在本文中定义为海冰密集度)变化很大, 在冰的边缘可能只是百分之几, 而在北冰洋内部可接近于百分之百。由于模式的水平分辨率还不够高, 在多数情况下海冰非均匀性的空间尺度不能被目前的全球环流模式所分辨。因此, 在实现耦合时很多全球环流模式将海冰作用处理成连续分布, 即一个表面格点要么全被海冰覆盖, 要么完全无冰(虽然很多海冰模式有海冰密集度结果的输出)。由于小尺度的水道对海气交换过程有重要影响, 应该在耦合模式中适当地包括这方面的作用。

在考虑水道作用时, 一种直接的方法是根据海冰密集度将网格分成冰区和无冰区两部分, 有效的网格区域地表面参数(如温度、粗糙度、反照率)通过两种局地的冰面和水面参数按面积加权平均的方法得到。认为加权后的地表面参数适用于整个网格

并被用来计算整个格点的有效海气交换通量。这种方法已在海气耦合模式中采用^[3]。然而, 质量、能量和动量通量非线性地依赖于地表面特征及位于其上的大气边界层结构。而且, 冰面和水面上的表面参数及热通量分别是由不同的物理过程控制的。所以, 用加权平均的方法估计有效地表面参数是有问题的。为避免这一问题, 最好分别计算冰盖区和无冰区通量, 然后求它们的加权平均。平均值对整个网格有效并传给大气^[4]。借鉴以上思路, 本文采用一种通量整合方案表示海冰非均匀性作用, 利用较成熟的逐日通量距平耦合方案^[5]实现了次网格尺度海冰非均匀条件下一个全球大气环流模式和一个全球海洋环流模式在高纬地区的耦合, 并完成了一个 50 年的长期积分, 针对北半球高纬气候模拟结果进行了详细分析和检验^[6]。所使用的大气环流模式(包含一个较简单的陆面过程模式)和海洋环流模式(包含一个热力学海冰模式, 模式中海冰密集度是一个预报量)分别来自国家气候中心^[7]和中国科学院大气物理研究所^[8]。刘钦政等^[9]曾利用相同的海洋模式与一个考虑热力和动力过程的海冰模式实现冰—海洋耦合。与我国第一个得到较广泛应用和认可的全球海洋—大气—陆面系统模式(GOALS)^[10]相比, 大气、海洋分量模式不同, 更为

收稿日期: 2002-07-10; 改回日期: 2002-11-05

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(ZKXC2-SW-210); 国家自然科学基金重点项目(40233031)共同资助

作者简介: 刘喜迎(1970—), 男, 黑龙江哈尔滨人, 副教授, 主要从事高纬气候数值模拟方面的研究。E-mail: liuxy@lasg.iap.ac.cn

重要的差别是这里包含了次网格尺度海冰非均匀性以及与此相联系的对冰—海、冰—气过程的影响。以下对实现海—冰—气耦合时海冰非均匀性作用的表示方法及模拟结果进行简要介绍和分析。

2 耦合模式中海冰的非均匀性

由于在海冰中考虑了水道，这就涉及到在耦合模式中次网格尺度海冰作用如何表示的问题。本文中采用通量整合方案。当有次网格尺度的海冰出现时，分别计算冰面和水面的动量通量和热通量。在海洋模式中，对于包含次网格尺度海冰的模式格点，海冰使用冰—气通量而海水使用水—气通量。对于大气模式格点，使用这些通量关于面积的加权平均结果。从理论上讲，这些局地通量的计算应该在混合高度(blending height)^[11]上进行。混合高度依赖于行星边界层高度、障碍物的高度和维数或扩散高度尺度。其取值范围为几米到百米。由于确定这一高度存在许多非确定性，文中在模式的最低层计算湍流通量。因为水面和冰面的粗糙度长度差别并不太大，只要这一高度和混合高度具有相同的量级，在表面层内任一高度计算湍流通量都是合理的近似。参照大气环流模式边界层常值通量层方案，以大气模式格点为例，计算公式如下：

$$\begin{aligned}
 \overline{[-(uw)]} &= f_{ice} C_m^{ice}(Ri_{ice}, z_{0_{ice}}) U_L u_L \\
 &\quad + (1 - f_{ice}) C_m^{sea}(Ri_{sea}, z_{0_{sea}}) U_L u_L, \\
 \overline{[-(vw)]} &= f_{ice} C_m^{ice}(Ri_{ice}, z_{0_{ice}}) U_L v_L \\
 &\quad + (1 - f_{ice}) C_m^{sea}(Ri_{sea}, z_{0_{sea}}) U_L v_L, \\
 \overline{[-(w\epsilon)]} &= f_{ice} C_h^{ice}(Ri_{ice}, z_{0_{ice}}) U_L (\epsilon_L - \epsilon_{ice}) \\
 &\quad + (1 - f_{ice}) C_h^{sea}(Ri_{sea}, z_{0_{sea}}) U_L \\
 &\quad (\epsilon_L - \epsilon_{sea}), \\
 \overline{[-(wq)]} &= f_{ice} C_h^{ice}(Ri_{ice}, z_{0_{ice}}) U_L (q_L - q_{ice}) \\
 &\quad + (1 - f_{ice}) C_h^{sea}(Ri_{sea}, z_{0_{sea}}) \\
 &\quad U_L (q_L - q_{sea}), \\
 \overline{[F_S]} &= f_{ice}(1 - \epsilon_{ice}) S + (1 - f_{ice})(1 - \epsilon_{sea}) S, \\
 \overline{[F_T]} &= f_{ice}(T_{ice}^A - F) \\
 &\quad + (1 - f_{ice})(T_{sea}^A - F),
 \end{aligned}$$

这里假设冰面和水面上入射短波辐射通量 S 和向下的长波辐射通量 F 是相同的。模式中没有考虑海冰高度差对气流的拖曳作用。各种符号的具体意义如下： $\overline{[-(uw)]}$ ， $\overline{[-(vw)]}$ ， $\overline{[-(w\epsilon)]}$ ，

$\overline{[-(wq)]}$ 分别是和大气与下垫面交换动量(包括两个方向)、感热及水汽有关的量。对于海洋而言， $\overline{[-(uw)]}$ 和 $\overline{[-(vw)]}$ 分别为大气作用于海洋的 u 和 v 方向的风应力； $\overline{[C_p(w\epsilon)]}$ 为海洋给予大气的感热通量； $\overline{[L_e(wq)]}$ 为海洋给予大气的潜热通量； $\overline{[F_S]}$ 为到达下垫面的净短波辐射通量； $\overline{[F_T]}$ 为下垫面上的净长波辐射通量；下标“ice”和“sea”分别表示网格点的海冰部分和海洋部分；下标“L”表示取模式最低层(第16层)的值； f_{ice} 为海冰密集度； C_m ， C_h 与动量和热量交换有关的系数； Ri 为Richardson数； z_0 为粗糙度长度； ϵ 为短波反照率； U 为大气模式最低层风速矢量的大小； ϵ 为斯蒂芬-波尔兹曼常数， ϵ 为长波发射率， L_e 为蒸发或升华潜热；其它均为常用符号。

利用上述计算方案，即可在考虑次网格尺度海冰非均匀性条件下得到海(冰)气间的通量交换。

3 模拟结果

在高纬地区实现海(冰)气耦合以后，首先对水道作用的合理性做了初步检验。图1是考虑水道后冬季冰面温度与不考虑水道冬季冰面温度之差(5年平均结果)。由图可以看出，考虑水道后冰面温度有所增加，最大值超过1。这是由于考虑水道后海洋向大气输送的感热通量增加，使大气低层升



图1 考虑水道后冬季冰面温度与不考虑水道冬季冰面温度之差(单位：℃)

Fig. 1 Difference of ice surface temperature in winter between the case with leads considered and the one with leads not considered. (Unit: °C)

温,从而使大气向冰面输送的热通量增加,冰表面温度增加。与单独大气环流模式中给定海冰分布条件下考虑水道和不考虑水道作用试验结果^[4]相比,耦合模式中,考虑水道后冰面温度增加幅度减小,这反映了耦合系统中反馈机制的作用。但到了夏季升温作用不再明显(图略),这是因为到了夏季海气温差减小,同时冰面温度与水道表面温度差异减小(甚至可出现冰面温度稍高于水道表面温度的情况)。这说明水道的作用是合理的。

考虑到模式初始积分阶段调整过程的影响,在资料分析时只使用后 40 年的结果。在文献[6]中针对模式对北半球高纬地区气候的模拟能力进行了详细分析,并利用观测资料和 NCEP 再分析资料进行了检验。结果表明,耦合模式能较好地模拟出北半

球高纬地区气候的主要特征。限于篇幅,下面只对海冰密集度模拟结果予以简要介绍。图 2 给出了观测及模式模拟的北半球高纬地区冬、夏季海冰密集度分布,其中海冰观测资料来自美国国家雪冰数据中心(NSIDC)。与观测结果(图 2b)对比可知,冬季海冰的主要地理分布特征都模拟得很好(图 2a),65°N 以北地区海冰模拟结果与实际情况相当接近;不足之处是丹麦海峡海冰模拟得偏少,格陵兰岛南端部分海冰区没有模拟出来,拉布拉多海美洲沿岸海冰向南伸展得不够(实际情况是海冰可伸展到纽芬兰岛),白令海美洲沿岸海冰模拟得也略偏少。到了夏季,海冰范围减小、北缩,太平洋海区已见不到海冰的影子,格陵兰海、巴伦支海海冰南界向北移动,拉布拉多海区海冰几乎全部融化,戴维斯

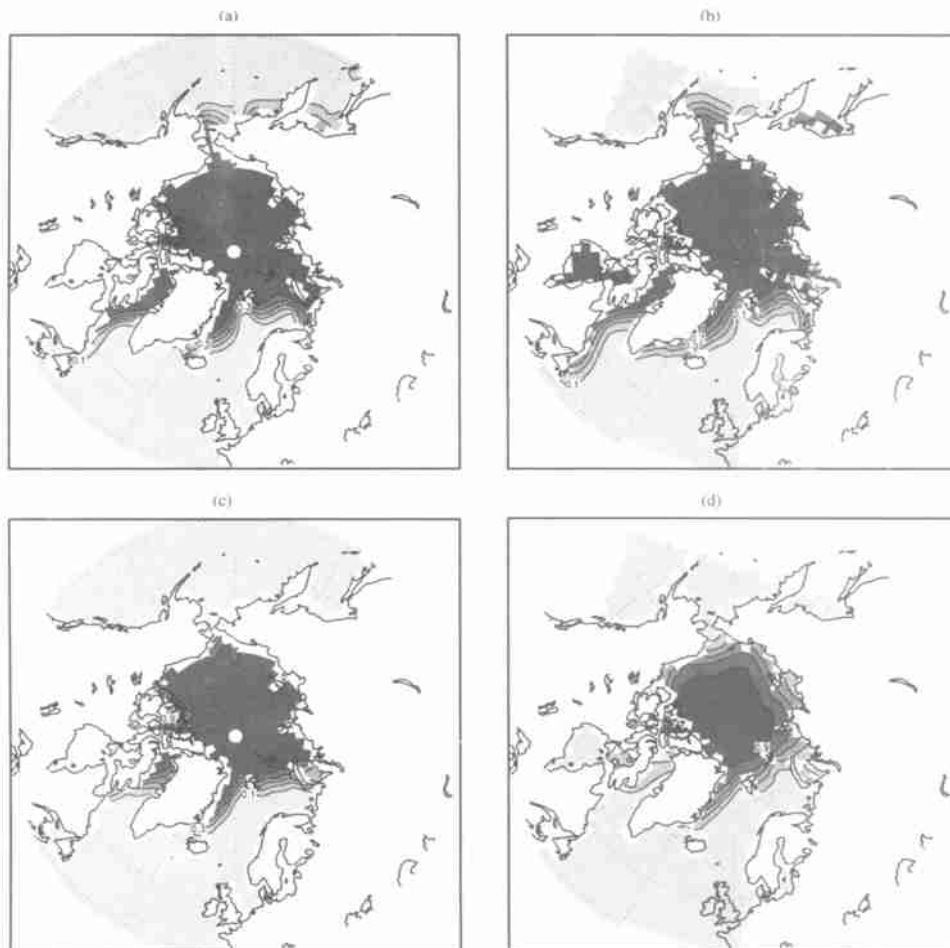


图 2 耦合模式模拟的海冰密集度分布及海冰密集度观测结果

(a) 冬季模拟结果, (b) 冬季观测结果, (c) 夏季模拟结果, (d) 夏季观测结果

Fig. 2 Distribution of the simulated and observed sea ice concentration. (a) the simulated and (b) observed results in winter, (c) the simulated and (d) observed results in summer

海峡及巴芬湾海冰密集度减小(图 2c)。这些特征都和观测结果(图 2d)一致。与观测结果相比,戴维斯海峡及巴芬湾海冰密集度偏大,北冰洋内部靠近欧亚大陆部分边缘海区海冰密集度也偏大,这很可能与海洋模式边界的处理有关,也有可能与模式中未考虑动力学过程有关。这些缺点在单独海洋模式模拟结果中也存在。这里需要说明的是,由于分辨率的原因,在海洋模式中哈得孙湾和福克斯湾是按陆地处理的。

参考文献

- [1] 方之芳, 郭裕福, 乔琪等. 北极海冰减少及其与相关气象场的联系[J]. 高原气象, 2002, 21(6): 565 - 575
- [2] 陈明轩, 管兆勇, 徐海明. 冬季格陵兰海冰变化与初夏中国气温/降水关系的初步分析[J]. 高原气象, 2003, 22(1): 7 - 13
- [3] Lunkeit F, R Sausen, J M Oberhuber. Climate simulation with the global coupled atmosphere-ocean model ECHAM2/OPYC. Part 1: Present-day climate and ENSO events[R]. Max-Planck-Institute fur Meteorologie, Hamburg, Report No. 132, 47, ISSN 0937 - 1060, 1994
- [4] Grotzner A, R Sausen, M Claussen. The impact of sub-grid scale sea ice inhomogeneities on the performance of the atmospheric general circulation model ECHAM[J]. Climate Dyn, 1996, 12: 477 - 496
- [5] Yu Y - Q, X - H Zhang, H Liu et al. Schemes for coupling AGCM and OGCM, in IAP global ocean-atmosphere-land system model[M]. In: Zhang X - H, G - Y Shi, H Liu, Y - Q Yu (editors). Beijing: Science Press, 2000. 100 - 112
- [6] 刘喜迎. 北半球高纬地区海 - 冰 - 气相互作用的数值模拟研究[D]. 中国科学院大气物理研究所(博士学位论文), 2001. 25 - 52
- [7] 叶正青, 董敏, 陈嘉宾. 国家气候中心模式在实际海温条件下模拟的气候[Z]. 见: 项目办公室、项目执行专家组编. 短期气候预测业务动力模式的研制(国家“九五”重中之重 96 - 908 科技项目《我国短期气候预测系统的研究》之二). 北京: 气象出版社, 2000. 70 - 78
- [8] Jin X - Z, X - H Zhang, T - J Zhou, Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model[J]. Adv Atmos Sci, 1999, 16(2): 197 - 215
- [9] 刘钦政, 黄嘉佑, 白珊等. 全球冰 - 海洋耦合模式的海冰模拟[J]. 地学前沿, 2000, 7(增刊): 219 - 228
- [10] 吴国雄, 张学洪, 刘辉等. LASG 全球海洋 - 大气 - 陆面系统模式(GOALS/LASG)及其模拟研究[J]. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 15 - 28
- [11] Mason P J. The formation of areally averaged roughness lengths[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 1988, 114: 399 - 420

Coupling of Atmospheric General Circulation Model with Oceanic General Circulation Model under Sub-Grid Scale Sea Ice Inhomogeneities

LIU Xi-ying^{1, 2}, ZHANG Xue-hong², YU Yong-qiang², YU Ru-cong²

(1. Department of Atmosphere Science, Meteorological College, P. L. A. University of Science and Technology, Nanjing 211101, China;

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

Abstract : A sea ice effect representation scheme which consider the nonlinear dependence of sea-air flux exchange on underlying surface characteristics better is used here to deal with the sub-grid scale sea ice inhomogeneities in a coupled model. The coupled model has been integrated for 50 years and the simulated results of sea ice in high northern latitudes have been analyzed and validated. The results show that the sea ice effect representation scheme is rational and that the coupled model can reproduce the main geographical distribution features of sea ice in high northern latitudes well.

Key words : Sub-grid scale; Sea ice inhomogeneities; High northern latitudes; Coupled model