气候系统模式中海-气-水通量交换的耦合方法

周天军　张学洪*　俞永强

(中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学国家重点实验室，北京 100029. * 联系人，
Email: zxh@lasgsgi8. iap. ac.cn)

摘要　设计了一种在气候模式中处理海-气-水通量交换的耦合方法，即先利用强恢复性盐度条件强迫海洋模式到平衡态，后加大盐度张弛系数(即弱恢复性条件)，积分模式到平衡态，接着将海表盐度强迫由弱恢复性条件转换到通量型条件，积分得到一平衡态海洋，在此基础上，把海洋模式与大气模式进行耦合. 利用中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学国家重点实验室的海-气陆耦合系统模式(GOALS)对上述耦合方案进行检验，结果获得了成功.

关键词　水通量交换　海-气耦合模式

在气候系统中，全球水循环作为一个纽带，将大气、海洋、岩石圈、冰雪圈和生物圈等子系统紧密地联系在一起. 在海洋与大气之间，存在着很强的水通量交换，这是一种重要的海气相互作用过程，特别是对于海洋环流的年代际及更长尺度变率而言[1, 2]. 海-气耦合模式是当今开展气候问题研究的重要工具，在模式中合理反映海-气-水通量交换过程是非常重要的.

海-气耦合过程的实质，是模式大气与模式海洋在海表的相互作用过程. 对于大气来说，它需要来自海洋的表层海温(SST)和海冰的强迫；对于海洋而言，它需要来自大气的热量、动量(风应力)和水通量强迫. 海洋层结构的稳定性由海水密度决定，水通量对海水密度的影响较之热通量要大，这使得海洋模式对来自海表的水通量强迫非常敏感[1)]，因此，人们在发展耦合气候模式时，多重点考虑热通量交换和动量交换，对水通量交换则代之以 Newton 张弛形式的恢复性条件，将海表盐度向观测气候场恢复，但研究表明，这种做法的物理依据并不充分[3]. 本文作者在分析海洋环流对水通量强迫的敏感性的基础上，提出了一种海-气-水通量交换的模式耦合方法，将它成功地用于 IAP/LASG 的海-气陆耦合系统模式 GOALS 中[4]，模式积分结果提供给“国际耦合模式对比计划(CMIP)”. 这是在 IAP/LASG 发展完全海-气耦合模式的一个重要进展. 本文即是对这部分工作的扼要报道.

1) 世界气象组织技术报告，第 762 号 (WMO/TD-No. 762)

1 海-气-水通量交换的耦合方案

在海洋模式中，海表的水通量强迫具体表现为盐度边界条件，最常用的是 Newton 张弛形式的“恢复性”条件，可简单用下式表示：

$$S_f = l_S^{-1}(S^*-S_O), \tag{1}$$

其中，S^* 为观测的海表盐度气候场，S_O 为模式海表盐度，l_S 为张弛时间. 恢复性条件本是为解决来自大气的热通量强迫而提出的[5]，后来人们将其类推到对盐度的处理，这在物理上并不妥当，例如盐度恢复系数的选取，人为主观性就很强[3] 1). 处理水通量强迫的理想办法，是根据实测的蒸发和降水率(其差即水通量)确定出盐通量，再用它来强迫海洋模式. 但这样做，数值模式的收敛速度非常慢，且很容易发生气候漂移[6]. 因此，从模拟当今海洋气候并加快数值模式深海盐度场的收敛速度等实际考虑，人们依然采用恢复性条件.

在恢复性条件下，模式达到平衡态后，海洋环流是较为稳定的. 出于研究海洋变率的需要，人们又提出通量条件的概念[7,8]，即对温度和盐度都采用恢复性条件，积分模式到平衡态后，诊断出维持该平衡态所需要的盐通量，接着在随后的积分中，将该盐通量固定下来，只保持季节循环. 其形式可简单用下式表示：

$$S_f = S_f^0, \tag{2}$$

其中，$S_f^0 = l_S^{-1}(S^*-S_O)$，为恢复性条件下达到平衡态后得到的诊断盐通量. 通量条件能够在一定程度上反映实际的水通量强迫. Jin 等人[9]利用恢复性盐度条件强迫一个 30 层海洋环流模式，达到平衡态后，发现模拟的表层盐度和实测值存在一偏差，其水通量当量和文献[1]中给出的实际的水通量分布非常相似. 该偏差量实际上即(2)式所示的通量条件.

具体到海-气耦合模式，如果将恢复性盐度条件下得到的平衡态海洋直接与大气模式耦合，那么海表强迫的改变将引起海洋环流改变，使耦合系统发生气候漂移. 根据上面的讨论，既然通量条件能够相对真实地反映实际的水通量强迫(也和大气模式将要提供的水通量相似)，那么在通量条件下积分模式达到平衡态的基础上，再将海洋模式与大气模式耦合，引入来自大气模式的水通量强迫，这样做，由于海表水通量的变化不像前者那样剧烈，故在理论上应能够消除模式气候漂移. 因此，本文作者在 GOALS 中采用了如下处理方案：

(1) 利用 Newton 张弛条件将表层盐度向观测的气候场(Levitus 资料)恢复，张弛系数为 20 d，完成 1 700 a 的积分，达到平衡态.

(2) 从第 1 701 年开始，依然利用 Newton 张弛条件将海表盐度向观测气候场恢复，只是张弛系数增至 150 d，接着完成 3 000 a 的积分(总积分长度到 4 700 a).

(3) 根据第 4 700 年的模式气候态，诊断得到相应的盐通量，将海表盐度由恢复性条件固定为该通量条件，只保留季节循环；在通量条件下，继续完成 2 000 a 的积分，基本达到平衡态.

(4) 从通量条件下 2 000 年积分的第 1 960 年开始，利用俞永强等人[10]提出的通量距平耦合技术，将海洋模式与大气模式进行逐日的水通量距平交换耦合，完成 100 a 的模式耦合积分.

本文在完成步骤(1)后，没有直接转换到通量条件，原因是我们在试验中发现，由强恢复性条件($l_S = 20$ d)直接转换到通量条件后，模式中的热盐环流在不到 100 a 的时间里就彻底崩溃了.

1) 周天军. 大洋热盐环流与气候变率的模拟研究. 北京大学博士学位论文，1999. 72~76

Tziperman 等人[11]的理论研究指出，在转换到通量条件后，OGCM 的解稳定与否，取决于恢复条件下盐度张弛系数的选取，大的张弛系数意味着负反馈机制的削弱，有利于通量条件下解的稳定性. 因此，本文利用 150 d 的张弛系数，积分模式 3 000 a；为检验解的稳定性，实际积分还继续了 5 000 a，使得 150 d 张弛系数下的总积分长度达到 8 000 a，实践证明该方法是行之有效的.

另外，在上述 OGCM“spin-up”过程的(1)~(3)步，对来自大气的热通量强迫，一直采用 Haney 公式进行参数化；第(4)步开始的海-气耦合积分，对逐日的海-气热通量交换采用的是通量距平耦合技术[10].

2 海-气-水通量交换耦合方案的效果检验

我们利用 GOALS 模式对上述耦合方案进行了效果检验. 为反映 OGCM spin-up 阶段和耦合积分过程中大洋热盐环流的调整过程，将热盐环流强度指数(THC)定义为北大西洋深层水在 60° N 附近下沉支的最大值，由此分别得到各阶段的 THC 指数序列，具体如图 1 所示. 在恢复性条件下，当盐度张弛系数由 20 d 放大到 150 d 后，在最初 3 000 a 左右的时间里，北大西洋深层水(NADW)的强度略有减弱. 在随后 5 000 a 左右的积分过程中，热盐环流基本达到平衡.

从恢复性条件转换到通量条件之后，热盐环流经历了一个非常剧烈的“增强→减弱→再增

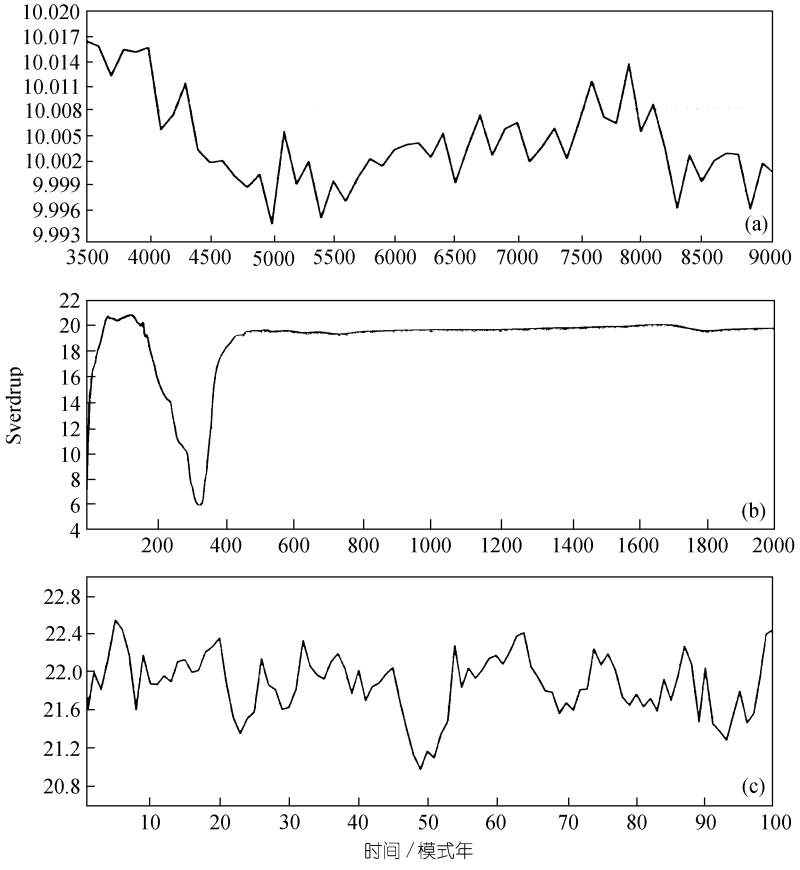

图 1 大西洋热盐环流强度指数的时间序列

(a) 盐度恢复条件下的 spin-up 过程，盐度张弛系数为 150 d, (b) 盐度通量条件下的 spin-up 过程，(c) 与大气模式耦合后的积分过程

强”的调整过程，随后逐步达到一准平衡态. 如图 1(b)所示, NADW 强度先由 10.0×10^6 m^3/s 剧增至 21.0×10^6 m^3/s，随后在 100 a 左右的时间里，减弱到 6.0×10^6 m^3/s，但之后又逐步增强，最终在 20.0×10^6 m^3/s 的水平上稳定下来；在随后 1 500 a 的积分过程中,其强度维持在该水平上. 因此,从通量条件下的第 1 960 年开始，将海洋模式与大气模式进行耦合，完成 100 a 的耦合积分.

如图 1(c)所示，在 100 a 的海气耦合积分过程中，热盐环流强度保持稳定，在年际~年代际的尺度上振荡. 其年平均强度值为 22.0×10^6 m^3/s. 可见，本文提出的水通量交换耦合方案，在控制模式气候漂移方面是较为成功的. 同时也证明，俞永强等人[10]提出的通量距平耦合技术不仅适用于热通量和动量通量耦合，而且也适用于水通量耦合.

目前国际上通用的检验模式气候漂移的指标，是全球平均 SST. 为此，图 2 给出了耦合积

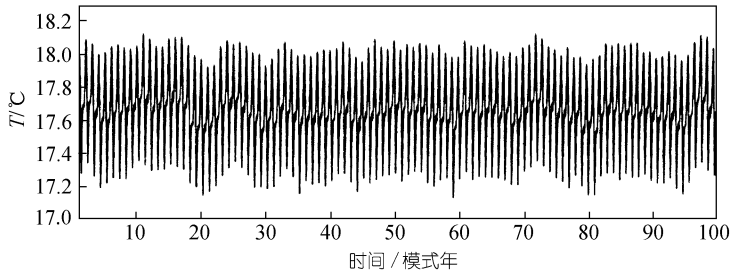

图 2 100 a 海气耦合积分过程中逐月的全球平均 SST(℃)

分过程中逐月的全球平均 SST 序列. 在 100 a 的耦合积分过程中，全球月平均 SST 没有明显的漂移，围绕着气候平均值，存在着显著的季节变化和年际变率. 这从另外一个角度证明，本文提出的海-气-水通量交换耦合方案是成功的.

致谢 本工作为国家“九五”重中之重项目 (96-908-02-03)和优秀国家重点实验室资助项目(49823002).

参 考 文 献

1 周天军，张学洪，王绍武. 全球水循环的海洋分量研究. 气象学报, 1999, 57: 264~282
2 Schmitt R W. The ocean component of the global water cycle. Reviews of Geophysics, 1995, Supplement (U S National Report to International Union of Geodesy and Geophysica 1991-1994): 1395~1409
3 Huang R X. Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation. J Phys Oceanogr, 1993, 23: 2428~2446
4 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. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 15~28
5 Haney L R. Surface boundary condition for ocean circulation models. J Phys Oceanogr, 1971, 1: 241~248
6 Bryan K, Manabe S, Pacanowski R C. A global ocean-atmospheric climate model. Part Ⅱ, The ocean circulation. J Phys Oceanogr, 1975, 5: 30~46
7 Bryan F. High latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulation. Nature, 1986, 323: 25301~25304
8 Weaver A J, Sarachik E S. The role of mixed boundary condition in numerical models of the ocean’s climate. J Phys Oceanogr, 1991, 21: 1470~1493
9 Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model. Advance in Atmospheric Sciences, 1999, 16: 197~215
10 俞永强，张学洪. 一个修正的海气通量距平耦合方案. 科学通报, 1998, 43: 866~870
11 Tziperman E, Toggweiler J R, Feliks F, et al. Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models? J Phys Oceanogr, 1994, 24: 217~232

(2000-01-14 收稿，2000-06-19 收修改稿)