

文章编号: 1001-8166(2009)02-0111-12

大洋环流模式的温盐表面边界条件 处理及其影响研究评述*

周天军, 张学洪, 刘海龙

(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), 北京 100029)

摘要:对常用的大洋环流模式温度和盐度的表面边界条件处理方案进行了总结,在此基础上,讨论了不同处理方案对大洋环流变化模拟结果的影响,指出了不同边界条件各自的适用范围。较为典型的温度边界条件包括 Haney 型边界条件、Rahmstorf 等恢复型边界条件、Schopf 零热容量条件以及通量条件;盐度边界条件主要包括恢复型边界条件、通量型边界条件以及自然边界条件。边界处理方案之不同,不仅影响到模式气候态和年际变率的模拟,还影响到一些典型大洋环流变化现象的模拟结果,如极地盐跃层突变现象、海洋层结强烈翻转的冲刷现象、热盐环流的多平衡态现象以及淡水冲击对热盐环流的影响等问题。

关键词:大洋环流模式;海表边界条件;混合边界条件;热盐环流

中图分类号:P731.27 **文献标识码:**A

1 引言

海洋是气候系统的重要组成部分。由淡水通量、热通量和风应力驱动的大洋经圈环流,是地球气候系统把热量从低纬度向高纬度输送的主要媒介,以平衡热带地区的净赢余、极地区域的净亏损。大洋环流强度的变化及其对应的极向热输送变化,能够对全球气候产生显著影响。大洋热盐环流与气候变化的联系,已经被大量的模拟研究和观测资料所证实^[1~5]。

和海洋混合层相比,大气的热容量非常小,对于海洋的变化,大气能够在非常短的时间内发生快速调整。因此,在气候时间尺度上,可以认为大气是处于热平衡的。或出于计算耗费的原因、或出于简化物理过程的原因,在关注海洋环流长期变化的一些研究中,许多情况下不采用完全预报的大气环流模

式,代之以把海气耦合系统简化为一个动力海洋模式,其中大气的影 响利用参数化方案来表示,海洋模式与大气之间的相互作用,通过海洋模式的温度与盐度的表面边界条件处理加上风应力场来实现^[6~9]。

不同的边界条件,代表着不同类型的“大气”,通过与之作用,海洋也将发生不同的响应;一些海洋环流变化模拟结果受海洋模式采用的温度和盐度边界条件影响,这对气候模拟提出了一个严峻的问题。例如,海洋模式在由“恢复条件”转换到“混合边界条件”时热盐环流经常发生不稳定这一事实^[7,10~12],提醒我们在完全的海气耦合模式中,当海洋模式由 spin-up 积分转换到完全海气耦合积分时也可能发生不稳定,这种不稳定来自海表强迫的转变而非类似温室气体等变化的作用。因此,为正确地反映海气之间的反馈过程、提高气候模拟结果

* 收稿日期:2008-10-18;修回日期:2009-01-15.

* 基金项目:优秀国家重点实验室研究基金项目“东亚季风形成和变异的诊断、模拟及其可预测性研究”(编号:40523001);国家自然科学基金创新研究群体科学基金项目“东亚和西太平洋区域气候变异机理和预测理论”(编号:40821092);国家重点基础研究发展计划项目(编号:2005CB321703、2006CB403603)联合资助。

作者简介:周天军(1969-),男,山东龙口人,研究员,主要从事气候模拟、海气相互作用和东亚气候研究。

E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

的可信性,人们对于海洋模式的温、盐边界条件进行了大量研究。本文之目的,是对该领域的研究进展做一系统总结,亦希望藉此引起国内大洋环流模拟研究领域同行的关注和讨论。

2 温度的海表边界条件

2.1 Haney 恢复型边界条件

由 Haney^[13] 于 1971 年提出,是第一个有物理基础的方案,目前应用得也最为广泛。模式中的海表热通量可表示为:

$$Q_A = S_{w0} - R - L - H \quad (1)$$

其中 S_{w0} 、 R 、 L 和 H 分别为净短波辐射、净长波辐射、潜热和感热。对长波、潜热的总体公式,在表面气温处进行 Taylor 展开并取一阶近似,则公式(1)为如下形式:

$$Q_A = D(T_A^* - T_g) \quad (2)$$

$$T_A^* = T_A + \frac{Q}{D} \quad (3)$$

$$D = 4 \times 0.985 \times (0.39 - 0.05 \sqrt{e_A}) (1.0 - 0.6n_c^2)$$

$$\sigma T_A^3 + \rho_A C_D V_A \left[c_p + L \left(\frac{0.622}{P_s} \right) \times 2353 \times \ln 10 \frac{e_s(T_A)}{T_A^2} \right] \quad (4)$$

$$Q = S_{w0} - 0.985 \times (0.39 - 0.05 \sqrt{e_A}) (1.0 - 0.6n_{cloud}^2) \sigma T_A^4 - \rho_A C_D V_A L \left(\frac{0.622}{P_s} \right) e_s(T_A) \left[1.0 - \frac{q_A}{q_s(T_A)} \right] \quad (5)$$

T_g 表示表层海温; S_{w0} 、 T_A 、 V_A 、 n_{cloud} 和 q_A 分别为海表净短波辐射、气温、风速、云量和比湿;水汽压 e_A 、饱和水汽压 e_s 和饱和比湿 q_s 根据标准公式计算;其它常用量为常数。

实际应用中,常将公式(2)表示为如下形式:

$$Q_A = \kappa(T_A^* - T_g) \quad (6)$$

其中 κ 为耦合系数,单位是 $W/(m^2 \cdot K)$; 与之对应的时间系数(张弛时间)定义为混合层海洋热容量与耦合系数 κ 的比值:

$$\tau = \rho c_p h / \kappa \quad (7)$$

其中: ρ 、 c_p 、 h 分别为海水密度、海水比热和特征混合层深度。 κ 取值范围多介于 $10 \sim 50 W/(m^2 \cdot K)$ 之间。比较公式(2)和(6),如果将耦合系数取为 D 值,并根据(3)式计算等效大气温度(apparent atmospheric equilibrium temperature),则二者完全等价。Haney 特别强调等效大气温度 T_A^* 依赖于表层

温度、应该根据表面热通量计算,如 Han、Oberhuber 和 Jin 等的作法^[14~16]。

相对于早期在海表采用固定热通量、给定一个固定海温(海洋平衡态热输送完全由给定的通量决定)的作法,Haney 公式的最大优点是考虑了海气之间存在的大尺度热力耦合。但实际工作中,这种边界条件常被“滥用”。根据公式(6),人们常利用观测的气候平均海温(SST)值来代替 T_A^* ,这样做尽管可以保证海洋模式模拟的海温接近观测值,但 SST 实际上永远不可能和 T_A^* 一样,因为非零的热通量要求在 T_A^* 和观测 SST 之间有一个差;当模式能够成功地模拟出观测 SST 时,热通量接近于零,这对于除西太平洋暖池以外的大洋来说显然是不对的。而且,零热通量意味着海洋环流没有热输送,对于任何把 SST 向气候值或观测值恢复的海洋模式,分析其海洋热输送没有意义^[17]。这种简化处理,还会使模式模拟的 SST 滞后观测 1~2 个月,模拟的 SST 季节循环的振幅也会偏弱^[18]。Schopf^[19] 指出,采用与时间无关的 T_A^* 等于假设大气热容量无限大,不管 SST 如何变化,大气能够在适应这种变化的同时却不改变自身温度,这种假设无疑有很大局限性。

假设海洋环流及其相应的热通量发生变化,使得在局部海域出现净的热输送、有 SST 正距平发展。(6)式中气温为常数这一假设,对于暖距平空间尺度较小的情况是合理的,因为风的变化能够很快把由海洋输送到大气的热量驱散掉;但是,如果 SST 暖距平的空间尺度很大,大气就难以驱散所有的热量,这样将被加热,这时候依然假设大气温度为常数就不合理了。假设有全球范围的暖海温距平,由于热量难以消散,大气将被加热,直到向外长波辐射平衡掉这部分热量。和强烈的海气相互作用相比,长波收支对温度的依赖性很弱,结果大气将以近乎海洋那样长的响应时间变暖。因此,表面热通量对海温变化的响应,依赖于海温距平的空间尺度。这种尺度依赖性是大气响应的重要特征。Bretherton^[20] 指出,(6)式意味着暖海温距平由大气热输送以牛顿时间尺度(几十天)给耗散掉了,而实际上它是由辐射冷却在更长时间尺度上耗散掉的。

Seager^[21] 指出,令模式 SST 快速地(几十天)向气候场逼近,等效于令表面热通量随 SST 以几十 $W/(m^2 \cdot K)$ 的量级变化。他利用大气边界层模式显式地计算近地层气温和湿度,进而计算表面热通量。结果表明,表面热通量对 SST 变化的敏感性远小于一般假定。Marotzke 等^[7]、Weaver 等^[11] 分别把

温度恢复系数取为 30 天和 25 天,对于 50 m 的海洋混合层,这相当于分别取 κ 值为 $81 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 和 $97 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 。Seager^[21] 估算了热通量对 SST 的敏感性,发现对于 SST 均匀变化的情况,开洋面上的耦合系数较小,为 $4 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$,尽管潜热通量随 SST 增加,但该增加量能够被海表长波辐射冷却抵消;当 SST 距平的尺度减少时,热通量对 SST 变化的敏感性增加,因为大气边界层难以和 SST 达到局地平衡,热通量的响应变成非局地性的。热通量响应对 SST 距平的尺度依赖性和非局地性,很难通过恢复 SST 到气候值、并令耦合系数随空间变化来得到反映。

对 Haney 公式的另外一种简化处理方式,是利用观测的表层气温(而不是海温)来代替 T_A^* ,Chu 等^[22,23] 将其称作“梯度型”Haney 公式,以区别于前面讨论的、采用表层海温代替 T_A^* 的“恢复型”Haney 公式。根据 Haney 公式的原理,“恢复型”Haney 公式对应应对长波和潜热的总体公式在表层海温处进行 Taylor 展开,而“梯度型”Haney 公式则对应应对长波和潜热的总体公式在表层气温处进行 Taylor 展开;如果严格利用公式(2)~(5)来计算耦合系数以及参考气温(参考海温),二者实际上是等效的。问题出在耦合系数和参考温度的简单化处理。利用观测资料和海气耦合模式结果进行的分析发现,“恢复型”Haney 公式不能真实反映全球大洋任何地方的净海气热通量,而“梯度型”Haney 公式则能够部分地反映中高纬度的海气热通量,耦合系数 κ 在北半球中高纬度宜取 $70 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 、在南半球中高纬度取 $65 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 。对于描述热带和副热带大洋的海气热通量来说,恢复型 Haney 公式是不合理的。

公式(2)的另外一种常用形式是:

$$Q_A = Q + D(T_A - T_g) \quad (8)$$

实际应用中,常将其简化处理为如下形式:

$$Q_A = Q_o + \kappa(T_o - T_g) \quad (9)$$

其中 Q_o 为利用观测资料估算的实际海表热通量, T_o 为观测或气候海温, κ 为耦合系数,利用观测海表热通量和海温的关系来近似估算。右边第二项实际上即“恢复型”Haney 公式。在原理上,该方法可以使模式同时真实模拟海表热通量和 SST。但实际应用中,模式动力过程总是有误差的,这使得模式模拟的海表通量和海温相应地也出现误差。该方法最为重要的缺点,是它把观测热通量的巨大误差带到了模式中^[24~26]。

2.2 Rahmstorf-Willebrand 恢复方案

考虑大洋环流的大尺度变化时,海洋与气温之

间存在较强反馈, Haney 公式难以正确反映这种反馈作用。为克服该缺点, Rahmstorf 等^[27] 利用大气能量平衡模式来估算海气间的局地热收支,指出它不仅依赖于 SST,同时还依赖于气温、湿度、风速和云量等大气要素, Haney 公式实际上采用了“零阶”近似,即假设所有大气变量保持常数。他们考虑气温对 SST 变化的响应(但仍忽略其它大气要素的变化),得到如下形式的恢复条件:

$$Q_A = \gamma(T_A^* - T_g) - \mu \nabla^2(T_A^* - T_g) \quad (10)$$

其中: T_g 为海表温度, T_A^* 为恢复温度。第一项表示因长波辐射引起的热距平减弱,耦合系数 γ 为 $2 \sim 3 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$;第二项为扩散项,表示通过海洋热输送和海气热交换产生的大气热输送,它实际反映的是模式大气对海洋环流变化的响应。这种模式大气尽管简单,但能描述开展长时间尺度海洋变率所需要的一些关键反馈过程。第二项的大小依赖于温度距平的尺度,若海温距平大小为 ΔT ,特征空间范围为 ΔX ,则该项的量级为 $\mu \Delta T/(\Delta X)^2$ 。若海温距平是全球尺度的,则它为零;当距平尺度在一定范围内逐渐变小时,该项逐渐增大(当然如果海温距平的尺度太小,小扰动很快将被耗散掉)。当 $\Delta X \approx 400 \text{ km}$ 时,耦合强度为 $50 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$,即 $\mu = 8 \times 10^{12} \text{ W/K}$; $\Delta X \approx 1000 \text{ km}$,耦合强度为 $10 \sim 30 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K})$ 。

恢复温度 T_A^* 不同于 Haney 方案,因为气温不再是固定的,受海洋热输送影响, T_A 和 T_g 都将偏离 T_A^* 若干度;实际上, T_A^* 是没有海流及相应的热输送时海洋模式的平衡态温度。因此, T_A^* 可以利用一个有“沼泽”下边界(表示海洋)的大气环流模式计算。

2.3 Schopf 零热容量条件

Schopf^[19] 认为,与假设大气热容量是无限的相比,假设大气热容量是零更接近现实,因为大气热容量较之海洋混合层要小得多。如此小的热容量,意味着气温是紧随 SST 的变化而变化的。实际观测中的海、气温差的确总是保持着相当程度的稳定。假设一简单海气耦合模式中的大气热容量为零,则热平衡方程为:

$$0 = -k(T_A - T_g) + Q_A - k'_r T_A \quad (11)$$

其中海洋向大气的热输送为 $-k(T_A - T_g)$,向空间的热量散失为 $-k'_r T_A$; Q_A 表示大气热源(包括辐射和平流作用); k'_r 是大气辐射反馈参数, T_g 为海表温度, T_A 为大气温度。

大气与海洋混合层通过下式耦合:

$$C_0 \frac{\partial T_g}{\partial t} = k(T_A - T_g) + Q_0 \quad (12)$$

其中: Q_0 为海洋热源(包括辐射和平流作用)。海气热交换通过下式参数化:

$$Q_A = k_r(T_r - T_g) \quad (13)$$

其形式和 Haney 恢复条件非常相似,但参数含义不同,其中 k_r 为海洋向空间的辐射参数, T_r 为辐射一对流模式的平衡温度:

$$k_r = \frac{kk'_r}{(k + k'_r)} \quad (14)$$

$$T_r = \frac{Q_A}{k_r} \quad (15)$$

T_g 、 T_A 、 T_r 之间的关系为:

$$T_r = T_g + \frac{k}{k_r}(T_A - T_g) \quad (16)$$

T_g 、 T_A 之间的差异很明显。如在高纬度对流比较强的海域, T_A 接近零, 海洋一般比大气暖 3°C ; 对于 $k/k_r = 10$, T_r 约为 -30°C 。在热带地区, T_g 大约为 27°C , 大气比海洋要暖 0.5°C , T_r 大约为 32°C 。这样在 Schopf 边界条件下, 不仅恢复时间被延长了, 而且 T_A 被 T_r 取代。从赤道到极地 T_r 的差异非常大, ($T_r - T_g$) 要远大于 ($T_A - T_g$)。

Schopf 指出, 时间尺度 C_0/k_r 比 C_0/k 要大 20 倍, 这意味着通过向空间的辐射张弛, 大尺度 SST 距平减弱消失的时间尺度为几百天。这样, 我们不必在较短的时间尺度上把 T_g 向 T_A 恢复, 而代之以把 T_g 向 T_r 恢复, 但时间尺度要长得多。Schopf^[19] 利用该方案模拟 El Nino 期间的 SST 变化, 与利用 Haney 恢复边界条件相比, 模拟的 SST 形势要更为真实, 原因是 SST 可以自由地响应热通量的变化。

2.4 诊断型通量条件

具体作法是, 采用 Haney 恢复边界条件 spin-up 模式, 达到平衡态后, 诊断出一个热通量场, 随后利用该热通量来强迫海洋模式。该方案等效于利用一个定常的大气热输送来强迫海洋模式, 该热输送反映在热通量场中。在这种边界条件下, 大气和海洋之间没有热反馈, SST 可以自由变化。因此, 有时候海温能够超过真实值范围, 如 Bryan^[28] 和蔡文举^[29] 的结果。

3 盐度的海表边界条件

在海洋模式中, 一般在海表把来自蒸发、降水、径流和结冰过程的淡水通量表示为关于盐度的表面边界条件。实际上, 蒸发受海表风速和海气间湿度

差的影响, 降水分布则依赖于复杂的天气过程, 淡水通量与海表盐度之间的相互作用是单向的, 淡水通量能够影响海表盐度, 而海表盐度却难以反过来影响淡水通量。因此, 理论上正确反映淡水通量强迫作用的理想方法, 是根据观测的蒸发和降水来确定盐通量。但在实际工作中这很不现实, 因为利用这种边界条件来强迫海洋环流模式时, 模式盐度场的收敛非常慢, 花费的计算资源难以承受^[28,30,31]。因此, 在海洋模式中直接引入淡水通量有难度, 实际应用较多的是恢复条件和混合边界条件。

3.1 恢复型条件

恢复型边界条件是目前采用最多的一种盐度边界条件, 其实质是将温度恢复条件推广到盐度的计算, 即:

$$S_f = \kappa(S^* - S_g) \quad (17)$$

其中: S_g 为预报盐度、 S^* 为参考盐度、 κ 为恢复系数, 与之对应的时间系数为 $\tau = \frac{h}{\kappa}$, h 为特征混合层深度, 对于没有显式地考虑海洋混合层过程的海洋环流模式, h 近似地取为第一个模式层厚度的一半。对恢复时间早期常取和温度相同。现在多认为, 盐度恢复时间比温度恢复时间取得稍微长一些更为合理(如 LASG/IAP 大洋环流模式常取温度的恢复时间为 20 天、盐度的恢复时间为 30 天); 对 S^* 常用气候平均海表盐度。因为恢复条件是一种负反馈, 所以模式解是稳定的。

对于模拟当前气候来说, 该方案的好处是能够较好地模拟表层盐度。该方案存在两方面的问题: 首先, 不适用于气候变化研究, 因为过去及未来的参考盐度分布不同于当今气候条件, 我们无从知道; 其次, 恢复系数的选取缺乏物理依据、具有很大的随意性, 可又难以根据实际观测来确定。此外, (17) 式还意味着降水和蒸发的总量依赖于当地的海表盐度, 在物理上这明显不对。此外, 温度恢复型条件固有的零通量问题, 在这里实际上依然存在, 但在物理上不像热通量那样不合乎逻辑, 因为实际中海气之间本来就不存在盐通量交换。

3.2 通量型条件

自由大洋上的表层风速、大气混合比(用于通过总体公式来计算蒸发)和降水都缺乏足够的实际观测资料, 因此, 为在海洋环流模式中得到淡水通量, 一般对温度和盐度都采用恢复型条件向气候场张弛、进行 spin-up 积分至模式达到平衡态, 然后诊断出平衡态下的盐通量; 在随后的模式积分中, 表层

盐通量就固定为这一诊断量。具体过程如下:

(1) 对表层海温和表层盐度都使用恢复条件,积分模式到准平衡态:

$$Q_f = \kappa_T(T^* - T_g); S_f = \kappa_s(S^* - S_g) \quad (18)$$

(2) 诊断盐通量:

$$S_f^0 = \kappa_s(S^* - S_g) \quad (19)$$

(3) 从平衡态开始,采用“混合边界条件”重新启动模式积分,即对温度依然采用恢复条件、而对盐度则采用固定盐通量条件:

$$Q_f = \kappa_T(T^* - T_g); S_f = S_f^0 \quad (20)$$

长期以来,对海洋环流模式的表层海温和盐度通常都采用一样的恢复型条件,不管模式好坏如何,总能得到正确的表层海温和盐度分布。但是,当使用其它类型的盐度边界条件时,发现模式解会从当前气候态漂移掉。这其实是热盐环流的多平衡态,但是人们并没有过多地注意到这一点。因此,尽管Stommel^[32]就从理论上谈到热盐环流的多平衡态问题,但并没有人来认真思考该问题。

20世纪80年代初,气候和海洋环流可能存在多平衡态成为一个热点话题。Rooth^[33]再一次提出热盐环流多平衡态的问题。Bryan^[10,34]经过努力,首次在海洋环流模式中得到多平衡态,原因是他设计了“混合边界条件”这一方案,其中对盐度采用的就是通量条件。该方案的一个副产品是“虚拟盐通量”,即在第(2)步得到的海表盐通量,定义为:

$$S_f = (E - P)\bar{S} \quad (21)$$

其中: \bar{S} 为大洋参考盐度,一般取为34.7psu或35.0psu。

公式(21)提供了淡水通量和盐通量之间的一个近似估算关系。IAP/LASG气候系统模式GOALS的第四个版本,在进行海气淡水通量交换的耦合时,就是在通量条件下对海洋模式进行充分长时间的spin-up积分(6700年),待海洋环流达到准平衡态之后,在通量条件的基础上,继续spin-up模式到接近第10000年,以检验通量条件下热盐环流的稳定性,在此基础上,再加上大气模式实际预报的净海气淡水通量距平折合成的虚拟盐通量进行自由的海气耦合积分^[35]。

研究发现,当从恢复条件转换到虚拟盐通量条件时,海洋模式常会从当前气候态漂移到其他状态,为避免该漂移的发生,常将虚拟盐通量修正为如下形式^[17]:

$$S_f = (1 - \alpha)(E - P)\bar{S} + \alpha\kappa_s(S^* - S_g) \quad (22)$$

通量盐度条件的主要问题是诊断盐通量的主观

因素很大,模式解对于盐通量的分布极为敏感。此外,基于该方法的数值试验在湾流区常得到虚假的净降水,而实际上那里的蒸发量大于降水量。

3.3 自然边界条件

由Huang^[36]提出,其物理依据如下:在x-z平面上引入一网格元,其盐度平衡方程为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + \frac{1}{\Delta x}[(uS)^+ - (uS)^-] + \frac{1}{\Delta z}[(wS)^+ - (wS)^-] \\ = \frac{\kappa_H}{\Delta x}(S_x^+ - S_x^-) + \frac{\kappa_V}{\Delta z}(S_z^+ - S_z^-) \end{aligned} \quad (23)$$

其中: $(uS)^+$ 和 $(uS)^-$ 是平流穿过右边界和左边界的盐通量, S_x^+ 和 S_x^- 是在右边和左边边界处的水平盐通量;相似地, $(wS)^+$ 和 $(wS)^-$ 是平流穿过上部和下部边界的盐通量, S_z^+ 和 S_z^- 是在上部和下部边界处的垂直盐通量; $S_f = k_v S_z^+$ 是穿过海气界面的盐通量。针对公式(23),自然边界条件的主要物理约束如下:

$$(a) w^+ = E - P$$

$$(b) (wS)^+ - \kappa_v S_z^+ = 0 \quad (24)$$

即穿过上表面的真实淡水通量被定义为连续方程的垂直速度边界条件;在水柱内存在湍流盐通量 $\kappa_v S_z$ 和平流盐通量 wS ,由于在空气中没有盐份,所以在海气交界面处,盐通量为零,湍流通量必须精确地抵消平流通量,以满足物理上的约束,保证没有盐通量穿过海气交界面。

4 不同边界条件下模拟的大洋环流变化

4.1 混合边界条件

所谓混合边界条件,即对表层海温采用恢复性条件、对表层盐度采用通量条件。混合边界条件被广泛应用于北大西洋深水(NADW)的稳定性、敏感性以及热盐环流研究。

4.1.1 极地盐跃层突发现象

靠近极地海域,从海表至50~100m左右的深度盐度很低,由此往下盐度迅速升高,至大约300~500m,向下不再发生变化,靠近海表的这一盐度层结被称为盐跃层,该层结强度突然增强,被称为“极地盐跃层突变”。极地盐跃层的这种突然变化最早由Bryan F发现^[10,34]。当盐度边界条件从恢复条件转换到通量条件后,开始的几十年里海洋模式仍保持平衡态,但随后海洋状态突然发生转换,极地盐跃层增强并向赤道传播,大洋经向翻转环流崩溃。这种现象首先出现在模式深水形成区,那里的海表盐度变低,随后这一淡水池快速传播,深水形成彻底停

止,热盐环流崩溃。

Weaver 等^[8,11]重新验证了这一发现。转换到混合边界条件后,经圈环流稍微变弱,但依然接近稳定的初始场,随后在很短的时间里,在模式靠近极地边界处,一异常翻转环流开始发展,推动深水形成区向着赤道方向移动,极地区域的深水很快停止,热盐环流崩溃。Maier-Reimer 等^[6]、Marotzke^[7,37]的试验表明,当在北大西洋的北部加上淡水扰动时,能够引起热盐环流崩溃,它是由深对流的停止和以前深水形成区不断累积的淡水帽所触发的。这也是极地盐跃层突变的一种表现形式。

Tziperman 等^[38]利用一个具有真实地形的海洋环流模式,发现利用恢复条件得到的定常解,在转换到混合边界条件后也是不稳定的,但他们认为造成热盐环流不稳定的机制是平流机制而不是对流机制。他们指出对于海洋环流模式,在采用真实的海陆分布、海底地形以及海表强迫时,模式海洋在混合边界条件下存在着稳定系和不稳定系:恢复条件下得到的平衡态,在转换到混合边界条件时稳定与否依赖于模式解位于哪一种稳定系,混合边界条件下的解极为接近稳定系的转换点,其转换很容易通过淡水通量的极其微小的扰动而被触发,这一扰动量通过改变恢复条件下盐度的恢复时间就可以得到。重要的是,他们认为真实的海洋接近稳定系的转换点。

基本采用真实地形的 IAP/LASG 20 层大洋环流模式在通量条件下也极易发生极地盐跃层突变现象。IAP/LASG 气候系统模式 GOALS 的第四版本在进行淡水通量交换的模式耦合之前,对海洋模式所进行的 spin-up 积分方案,就是根据 Tziperman 等^[39]的上述结论而设计的。如果恢复条件下的 spin-up 时间不够长、深层海洋没有达到平衡态,或者是盐度恢复系数取得不够大(盐度恢复系数必须逐渐加大,以免突然加大造成过强的冲击令热盐环流崩溃),都容易造成混合边界条件下大西洋热盐环流的崩溃。后续研究证实,在其它具有真实地形的大洋环流模式中,也存在极地盐跃层突变现象^[40~42]。此外,张盛等^[43]利用 Schopf 零热容量条件来代替 Haney 型温度条件,发现北大西洋热盐环流较之采用 Haney 型条件要稳定、没有极地盐跃层突变现象发生。

4.1.2 冲刷现象

“冲刷”(flush)现象即海洋层结发生强烈翻转、在短时间内释放出大量热量的现象。该现象最早由

Marotzke 利用简化模式发现,其模式由恢复型条件转换到混合条件后,热盐环流发生崩溃;随后继续积分,垂直扩散逐渐加热赤道地区的深层水团,水平扩散令水团变得均匀,最终在高纬度出现静力不稳定,深层的暖咸水团变得比浅层水团还要轻,于是发生对流和层结翻转,出现所谓的“冲刷”现象,深海在几十万里缓慢储存的热量,在几十年里即被快速释放掉^[44]。Wright^[45]进一步验证了该现象的存在。

Weaver 等^[11]利用海洋环流模式,采用混合边界条件,进一步验证了该现象,其时间尺度介于百年和千年之间。Weaver 等^[5]在一个平底的海洋环流模式中发现类似的现象。格陵兰冰芯的氧同位素记录中发现,在过去 10 000 年里气候变化的能量峰值有 350 年的周期^[46]。这种现象是否真实存在、过去是否发生过、它和已经知道的各种气候变化现象是否有联系,这些问题都尚待回答。目前至少有一点可以肯定,“冲刷”现象发生的前提是极地大洋有暖而咸的深层水,而当前大洋则不满足这一条件。

4.1.3 热盐环流多平衡态

热盐环流对盐通量扰动极为敏感,一个小的扰动就有可能足以使大洋经圈环流从一个有北大西洋深层水 NADW 的平衡态,转换到没有 NADW 的平衡态,即激发出“多平衡态”现象。多平衡态的概念最早由 Stommel 在简单的箱模式中发现^[11],后来许多学者对其加以验证^[7,33,37,45,47~49]。

Bryan^[10,34]第一个在海洋环流模式中发现热盐环流多平衡态。在混合边界条件下积分模式到平衡态后,他在南半球 40°S 处分别加上 1psu 的负盐度距平和 2psu 正盐度距平,结果得到两种完全不同的、稳定的一核型平衡态:一种平衡态下仅在南半球有深水形成,另一种平衡态下仅在北半球有深水形成。随后,陆续有研究在海洋环流模式中发现多平衡态现象,不过这些模式的海陆分布和海底地形都是高度简化的^[5~7,9,11]。Weaver 等^[5]认为决定模式稳定性的是海表淡水强迫的大小,Power 等^[41,50]则强调热强迫而不是淡水强迫,认为海洋模式对高纬淡水异常的响应,关键在于温度恢复系数的选取。采用真实地形的海洋环流模式中的 NADW 要比采用简化地形的模式结果稳定,但多平衡态现象依然存在^[38,40,51]。如当从恢复条件转换到通量条件时,Tziperman 等^[38]的模式中 NADW 崩溃了,而在 Moore 等^[40]的模式中却加强了。采用真实地形的 IAP/LASG 二十层大洋环流模式,在从恢复条件转换到通量条件时,NADW 的消失或加强取决于恢复

条件下盐度恢复系数的选取,这种不同的参数实质反映的是淡水通量强迫的强弱^[39]。

综上所述,如果采用混合边界条件,大洋环流模式很难合理再现当今海洋气候态。该结果支持 Brocker 等^[1]的观点,即气候系统可能在两种状态之间发生快速转换,海洋对大气变化的响应是一种快过程,这其中包括海洋环流结构的变化。Manabe 等^[10,52]发现在地球流体力学实验室(GFDL)的海气耦合模式中,北大西洋有两种稳定的平衡态:一种状态下存在很强的热盐环流,北大西洋北部表层是暖而咸的;一种状态下则没有热盐环流,高纬度海洋表层是冷而淡的、存在一很强的盐跃层;两种状态下的太平洋则区别不大,其净淡水通量也很相似。他们认为这两种平衡态下的北大西洋热盐环流和 Bryan 等的简化海洋模式中的四个平衡态中的两个非常相似。类似的情况也出现在 IAP/LASG 海气耦合模式 GOALS 中,在进行海洋和大气模式的耦合过程中,得到没有热盐环流的大西洋很容易,而要获得有稳定热盐环流的海洋状态,则对耦合方案的要求很高^[39]。

4.2 其它边界条件下的模式响应

Rahmstorf 等^[27]比较了其设计的基于能量平衡的温度恢复型方案与 Haney 边界条件的区别(对盐度则都采用同样的恢复条件),发现新方案明显改进了北大西洋和北太平洋温度差异的模拟,在大西洋成功地模拟出位于 NADW 下面的南极底层水(AABW)、NADW 的暖咸特征和 AABW 的冷淡特征以及北太平洋的稳定层结。

热盐环流多平衡态的存在,使得人们极为关心发生平衡态转换所需要的条件。Maier-Reimer 等^[6]在靠近 St. Lawrence 河的河口处,持续长时间地加上很弱的淡水通量扰动,结果模拟出热盐环流的崩溃。而 Marotzke 仅在瞬间加上相当于 1970 年代大盐度距平(GSA)的淡水通量就触发了极地盐跃层的突然变化^[37]。Rahmstorf 等^[27]在北大西洋的 56°N 连续 4 年加上 1.7 m/a 的淡水通量扰动(总数约为 GSA 的 10 倍),发现如果温度采用 Haney 条件,淡水扰动最终令热盐环流崩溃;而当温度采用其设计的新方案时,尽管水通量距平令热盐环流发生扰动但并未崩溃,其热盐环流要稳定得多。

关于自然边界条件,黄瑞新^[36]利用一个简化的理想模式,检验了纯粹由淡水强迫驱动的系统自然边界条件的作用,发现完全由淡水通量驱动的海洋环流表现出复杂的三维结构,这些环流的强度要

比淡水强迫本身大两个量级,这解释了为什么海洋模式对淡水强迫非常敏感。长期以来人们承认热力驱动作用和淡水驱动作用对于热盐环流同等重要,经向盐通量是热盐环流的一个重要组成部分,但细致的研究却并不多见,黄瑞新^[36]的结果增进了我们对经向盐份输送作用的了解,不过其结果建立在理想模型的基础上,在接近实际的海洋环流模式中情况如何尚有待研究。

蔡文举利用海洋环流模式系统比较了五种边界条件下热盐环流的模拟结果^[29],这五种边界条件分别为:对温度和盐度都利用 Haney 恢复条件(RR)、对温度用 Haney 恢复条件而对盐度用诊断通量条件(RF)、对温度用诊断热通量条件而对盐度用 Haney 恢复条件(FR)、对温度和盐度都利用诊断通量条件(FF)、对温度用 Schopf 零热容量条件而对盐度用诊断通量条件(ZF)、对温度用 Schopf 零热容量条件而对盐度用 Haney 恢复条件(ZR)。模式开始积分时利用 RR 条件使温度和盐度向气候平均场恢复,待达到平衡态后,再将表面边界条件分别转换到上述五种情况,比较随后热盐环流的变化情况。在所有试验中,风应力强迫都利用气候年平均值。平衡态下的北大西洋经圈环流和 England^[53]、IAP/LASG 全球大洋环流模式的 3 个不同分辨率版本^[16,54,55]的模拟结果非常相似。在随后的积分过程中,只有在 RF 方案下热盐环流发生急剧化,NADW 在 100 年内由 13.5 Sv 增至 23.4 Sv,这是因为 Haney 条件假设大气热容量是无限的,不管海洋热输送如何变化,大气总能够适应这种变化而同时又不改变自身的温度。在这一假设下,表层海温的变化受到约束,令海表盐度和翻转环流之间存在一种正反馈,导致热盐环流加强。在 ZF 方案下热盐环流没有剧烈变化,因为 Schopf 零热容量条件允许大气温度根据海温和大气层顶辐射收支来平衡,海洋和大气之间存在着相互作用,表层海温可以自由适应海洋热输送的变化,令表层海温和经圈环流之间存在一种负反馈,从而抑制住热盐环流的剧烈变化。

由于上述五种边界条件都是从当前热盐环流的气候态下推导出来的,因而理应适用于模拟当前气候;但在 RF 方案中海洋环流发生强烈变化这一事实,却表明该方案不适用于模拟当今海洋气候。Tziperman 等^[38]认为原因是由于从恢复型盐度条件中诊断出来的淡水通量太大的缘故,他把盐度恢复时间加长到 120 天(为温度恢复时间的 4 倍),结果诊断得到的淡水通量明显减小,当转换到这一淡水

通量时模式的经圈环流没有崩溃。根据这一原理, IAP/LASG 设计了自己的淡水通量耦合方案, 在其海气耦合模式 GOALS 成功地引入了淡水通量交换过程^[35,39]。

Manabe 等^[52]发现在对淡水通量强迫做同样调整、海洋和大气之间以同样方式进行耦合的情况下, 从两种海洋初始状态(一种有、一种没有 NADW)开始积分, 结果得到的两种平衡态也是一种有、一种没有 NADW。因此, 他们认为模式解高度依赖于初始态。为了检验在海洋环流模式中情况是否如此, 蔡文举重复了上面的试验, 只是模式都从均匀的静止海洋开始积分, 结果发现只有 ZF 和 RF 方案中的经圈环流发生剧烈变化、北大西洋深层水消失。此外, 只有在 RR 和 ZR 方案中, 模式模拟的热盐环流和温度场与初始条件无关, 这两种方案的共同点是在海气之间存在热反馈、同时对表层盐度有约束, 表明对于成功模拟当前海洋气候而言这两个因子极为重要^[29]。

注意只有在 ZF 和 RF 方案下, NADW 的有无取决于模式的初始态。模式没有 NADW 形成的原因, 如 Manabe 等^[52]所述, 是由于暖咸的副热带水团向极地方向的平流输送较弱。Cai 等^[56,57]随后对此进行了深入讨论。ZF 方案中表层海温和经圈环流间存在负反馈, 该方案中多平衡态的存在支持了 Manabe 等^[52]的观点: 即使在表层海温和经圈环流之间存在负反馈, 热盐环流也可能存在多平衡态。

RF 方案存在多平衡态意味着 Manabe 等^[52]所提出的暖咸副热带水团向极地方向平流输送较弱这一机制, 在采用 RF 边界条件的海洋环流模式中也能出现, 不过这并不等于说 RF 边界条件适用于气候变化研究。实际上, 在许多采用 RF 边界条件的海洋环流模式中, 导致多平衡态出现的原因与海气耦合模式不同, 在这些模式中, 淡水通量扰动使经圈环流出现变化趋势, 随后的正反馈机制放大了初始淡水扰动的作用, 使得模式从一种平衡态过渡到另外一种平衡态^[7,9,37]。

目前关于气候敏感性研究有两点共识: 一是在海表盐度和淡水通量之间不存在直接反馈, 盐度的表面强迫可取为通量条件; 二是表层海温同海气热交换量存在相互作用, 在进行气候变化研究时必须如实反映该反馈过程。能够满足上述要求的方案只有 ZF 和 RF。众所关注的 1968—1982 年间北大西洋的海水变淡现象(GSA), 估计其盐份亏损为 $7.2 \times 10^{13} \text{ kg}$ ^[58]。为检验 ZF 和 RF 方案中热盐环流

的稳定性, 蔡文举在北大西洋高纬度和 Power 等^[41]同样的区域, 加上了 25 倍于 GSA 强度的淡水扰动, 结果发现 RF 和 ZF 方案中 NADW 的响应非常不同, 前者 NADW 消失, 后者则 NADW 依然存在, 原因是 RF 方案存在正反馈机制、而 ZF 方案则存在负反馈机制^[29]。

耦合模式模拟结果表明, 在温室效应下全球水循环将加强^[59-61]。蔡文举^[29]把全球水循环增强 30%, 检验了 RF 和 ZF 方案下热盐环流的变化, 发现热盐环流的变化与 GSA 试验类似, ZF 方案中 NADW 先是减弱随后又恢复, RF 方案中 NADW 在减弱之后仅恢复到其初始强度的一半。蔡文举的上述较为系统的数值试验结果, 为我们利用大洋环流模式开展海洋环流变率研究提供了很好的试验设计参考。

5 总 结

本文对常用的海洋环流模式海表边界条件处理方案进行了总结, 讨论了不同处理方案对模拟结果的影响。要点可概括如下:

5.1 不同温度边界处理方案的适用范围

温度边界条件主要包括四种: Haney 恢复型边界条件、Rahmstorf 等恢复型边界条件、Schopf 零热容量条件以及诊断通量型条件。原始的 Haney 恢复型条件有其物理基础, 能够反映大尺度海气热力耦合过程。在实际应用中, 人们将其简化为牛顿张弛形式、令模式海温在一定时间尺度上向观测值恢复(“恢复型”Haney 公式), 这种处理比较简单、可令模式海洋快速收敛, 但由于它不能如实反映全球大洋表面的净海气热通量特征, 模拟的表层海温滞后观测 1~2 个月、季节循环振幅偏弱。令模式海温在一定时间尺度上向气温观测值恢复的“梯度型”Haney 公式, 能够较为准确地反映中高纬度海气热通量, 在中高纬度是一种简单而有效的方案, 缺点是对热带大洋不适用。Schopf 假设大气为零热容量条件的方案适用于热带大洋, Rahmstorf 等方案有助于改进北大西洋和北太平洋海温模拟效果; 这两种方案模拟的热盐环流比“恢复型”Haney 公式要稳定一些。“通量型”温度边界条件不适用于气候态和气候变率模拟研究。

Haney 公式作为第一个有物理基础的边界条件处理方案, 尽管较之简单的恢复性条件有其优势, 但实际上也未考虑海洋反馈过程, 无论 Rahmstorf、Schopf 还是 Seager 等的工作, 实质都是试图对

Haney 公式加以改进、使得在计算热通量时考虑海温变化的反馈作用(如在计算潜热时考虑海温变化对湿度的影响等),这依然是一个值得努力的方向。如 Kamenkovich 等^[62]通过迭代求解恢复条件的最优目标场对 Haney 型方案进行完善,结果明显改进了表层海温和表层盐度的模拟效果,模拟的经圈环流和极向热输送也明显增强。采用大气边界层模式与海洋模式耦合,热通量由边界层模式提供,这样也可以部分地考虑海洋的反馈过程^[63,64]。

5.2 不同盐度边界处理方案的适用范围

盐度边界条件主要有三种:恢复型边界条件、通量边界条件和自然边界条件。“恢复型”盐度边界条件尽管缺乏物理基础,但它能加速模式海洋的收敛速度,故多用于海洋模式的平衡态积分。在某些情况下,例如考察观测风应力和热通量驱动 OGCM 所模拟的 El Nino 事件,这种边界条件同样适用。恢复型条件下模拟的海洋气候态,其表层盐度和观测值之间永远会有一个偏差,该偏差并非是由于模式性能导致的误差,而是采用恢复型条件的必然结果,根据虚拟盐通量计算公式,该偏差可折合成相应的淡水通量,其分布型和观测的淡水通量基本对应^[39,65]。

如果先利用恢复型盐度条件积分模式到平衡态,诊断出这一淡水通量,并应用于随后的模式积分过程中,这就是所谓的盐度“通量”条件。恢复条件下的盐度恢复系数越大,诊断得到的虚拟淡水通量越少,越有利于“通量条件”下的海洋环流保持稳定;不过,如果恢复条件下的盐度恢复系数取得过小,模式海洋向平衡态的收敛速度就会过慢。通量条件下的热盐环流强度明显大于恢复条件下,以 IAP/LASG 20 层大洋环流模式为例,恢复条件下北大西洋热盐环流强度为 10.0 Sv,转换到通量条件后强度增加到 20.0 Sv^[35,39]。此外,自然边界条件有严格的物理依据,但其实际应用效果尚需检验。注意在完全的海气耦合模式中,采用淡水通量直接耦合是当前的主要做法^[66~68]。

5.3 不同温盐边界处理方案对海洋环流变化模拟的影响

对千年以上海洋环流变化的模拟研究主要利用海洋环流模式(或至多再耦合一个能量平衡大气模式)来进行。此间应用最多的是“混合边界条件”,即盐度采用通量条件而温度采用恢复型条件。“混合边界条件”下模拟的海洋环流变化集中在 3 种现象:极地盐跃层的突变现象、冲刷现象、热盐环流的

多平衡态问题。极地盐跃层的突变现象和通量盐度条件下模式解的不稳定相联系。冲刷现象的周期和观测资料中的百年尺度气候振荡周期接近,人们据此推测由海洋内部动力过程造成的这种周期性振荡可能是引起观测中百年尺度气候振荡的重要因子,不过,当前的海洋气候态并不具备发生冲刷事件所需要的条件。关于热盐环流的多平衡态,最早在简单理论模型中发现的这一现象,在三维环流模式中采用“混合边界条件”下也能够再现。多平衡态主要反映的是热盐环流对淡水通量的敏感性。在海气耦合模式中也发现热盐环流多平衡态现象,不过其机制是否和采用“混合边界条件”的大洋环流模式一样尚有待研究。

最后,关于大洋热盐环流对海表扰动的敏感性,在同样对盐度采用通量条件的情况下,温度采用恢复型 Haney 条件还是采用 Schopf 零热容量方案,模式热盐环流的响应明显不同,前者 NADW 消失而后者则依然存在,表明热通量对热盐环流的变化亦起作用。上述模拟结果对模式边界处理方案的这种依赖性,提醒我们应对海洋模式的海表边界条件处理问题给予应有的重视,针对不同的科学问题需要采用不同的边界处理方案;而不同边界处理方案下的模拟结果,也只能适用于特定科学问题的研究。

致谢:感谢与金向泽博士关于海洋模式表面边界条件处理问题的有益讨论。

参考文献(References):

- [1] Broecker W S, Peteet D M, Rind D. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? [J]. *Nature*, 1985, 315(2):21-26.
- [2] Boyle E A, Keigwin L. North Atlantic thermohaline circulation during the past 20 000 years linked to high-latitude surface temperature[J]. *Nature*, 1987, 330:35-40.
- [3] Broecker W S. The great ocean conveyor [J]. *Oceanography*, 1991, 4:79-89.
- [4] Keigwin L D, Jones G A, Lehman S J, et al. Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate Chang [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96:16 811-16 826.
- [5] Weaver A J, Marotzke J, Cummins P F, Sarachik E S. Stability and variability of the thermohaline circulation [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23:39-60.
- [6] Maier-Reimer E, Mikolajewicz U. Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas [M]. *Oceanography: UNAM Press*, 1989:87-100.
- [7] Marotzke J, Willebrand J. Multiple equilibria of the global thermo-

- haline circulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21:1372-1385.
- [8] Weaver A J, Sarachik E S, Marotzke J. Freshwater flux forcing of decadal and interdecadal oceanic variability [J]. *Nature*, 1991, 353(31):836-838.
- [9] Hughes T M C, Weaver A J. Multiple equilibria of an asymmetric two-basin ocean model [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24:619-634.
- [10] Bryan F. High-latitude salinity effects and interhemispheric thermohaline circulation[J]. *Nature*, 1986, 323(25):301-304.
- [11] Weaver A J, Sarachik E S. The role of mixed boundary condition in numerical models of the ocean's climate[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21:1470-1493.
- [12] Rahmstorf S. Comments on "Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models?" [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26:1099-1105.
- [13] Haney L R. Surface boundary condition for ocean circulation models[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1971, 1(4):241-248.
- [14] Han Y J. A numerical world ocean general circulation model Part II: A Baroclinic Experiment [J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 1984, 8:141-172.
- [15] Oberhuber J M. An atlas based on the COADS data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean [R]. Technical Report 15, Max-Planck Institut fur Meteorologie, 1988:199.
- [16] Jin Xiangze, Zhang Xuehong, Zhou Tianjun. Fundamental framework and experiments of the Third Generation of IAP/LASG World Ocean General Circulation Model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1999, 16:197-215.
- [17] Huang R X. Advances in theories of wind-driven and thermohaline circulation (a lecture series) [Z]. SOEST, Hawaii; University of Hawaii at Manoa, School of Ocean and Earth Science and Technology, 1994:133-169.
- [18] Pierce D W. Reducing phase and amplitude errors in restoring boundary conditions [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1996, 26:1552-1560.
- [19] Schopf P S. On equatorial waves and El Nino II: Effects of air-sea thermal coupling [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1983, 13:1878-1893.
- [20] Bretherton F P. Ocean climate modeling [J]. *Progress in Oceanography*, 1982, 11:93-129.
- [21] Seager R, Kushnir Y, Cane M A. On heat flux boundary conditions for ocean models [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25:3219-3231.
- [22] Chu P C, Chen Y, Lu S. On Haney-type surface thermal boundary conditions for ocean circulation models [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1998, 28:890-901.
- [23] Chu P C, Chen Y, Lu S. Evaluation of Haney-type surface thermal boundary conditions using a coupled atmosphere and ocean model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2001, 18:355-375.
- [24] Tziperman E, Bryan K. Estimating global air sea fluxes from surface properties and from climatological flux data using an oceanic general circulation model [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98:22629-22644.
- [25] Jiang S, Stone P H, and Malanotte-Rizzoli P. An assessment of the GFDL ocean model with coarse resolution. Part I: Annual mean climatology [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104:25623-25646.
- [26] Paiva A M, Chassignet E P. The impact of surface flux parameterizations on the modeling of the North Atlantic Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2001, 31:1860-1879.
- [27] Rahmstorf S, Willebrand J. The role of temperature feedback in stabilizing the thermohaline circulation [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25:787-805.
- [28] Bryan F. Parameter sensitivity of primitive equation ocean general circulation models [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1987, 17:970-985.
- [29] Cai W. Global present-day ocean climate and its stability under various surface thermohaline forcing conditions derived from Levitus climatology [J]. *Progress in Oceanography*, 1995, 36:219-247.
- [30] Bryan K, Manabe S, Pacanowski R C. A global ocean-atmosphere climate model. Part II. The ocean circulation [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1975, 5:30-46.
- [31] Manabe S, Spelman M J. A global ocean-atmosphere climate with seasonal variation for future studies of climate sensitivity [J]. *Dynamics of Atmospheric Oceans*, 1979, 3:393-426.
- [32] Stommel H. A thermohaline convection with two stable regimes of flow [J]. *Tellus*, 1961, 13:224-230.
- [33] Rooth C. Hydrology and ocean circulation [J]. *Progress in Oceanography*, 1982, 11:131-149.
- [34] Bryan F. Maintenance and variability of the thermohaline circulation [D]. Princeton: Princeton University, New Jersey, 1986:254.
- [35] Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Yu Yqongqiang. On the coupling procedure of air-sea freshwater exchange in climate system models [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(1):83-85. [周天军, 张学洪, 俞永强. 气候系统模式中海气水通量交换的耦合方法 [J]. *科学通报*, 2000, 45(19):2097-2100].
- [36] Huang R X. Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(11):2428-2446.
- [37] Marotzke J. Instabilities and multiple equilibria of the thermohaline circulation [D]. Berlin Institute Meereskunde, Kiel, 1990:126.
- [38] Tziperman E, Toggweiler J R, Feliks Y, et al. Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models? [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24:217-232.
- [39] Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, et al. Response of IAP/LASG GOALS model to the coupling of air-sea freshwater

- coupling[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, 17(3): 473-486.
- [40] Moore A M, Reason C J C. The response of a global ocean general circulation model to climatological surface boundary conditions for temperature and salinity[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23:300-328.
- [41] Power S B, Kleeman R. Surface heat flux parameterization and the response of ocean general circulation models to high-latitude freshening[J]. *Tellus*, 1994, 46: 86-95.
- [42] Power S B, Moore A, Post D A, Smith N R, Kleeman R. Stability of NADW formation in a global ocean general circulation model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1994, 24:904-916.
- [43] Zhang S, Greatbatch R J, Lin C A. A re-examination of the polar halocline catastrophe and implications for coupled ocean-atmosphere modeling[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23: 287-299.
- [44] Marotzke J. Instability and multiple steady states of the thermohaline circulation[C]//Anderson D L T, Willebrand J, eds. *Oceanic Circulation Models: Combining data and dynamics*, NATO ASI Series, Kluwer, 1989:501-511.
- [45] Wright D G, Stocker T F. A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part I: Model development and flow dynamics[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21:1 715-1 724.
- [46] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Climate record revealed by the Camp Century ice core[C]//Turekian K K, ed. *Yale; The Late Cenozoic Glacial Ages*. 1970:37-56.
- [47] Marotzke J, Welander P, Willebrand J. Instability and multiple steady states in a meridional-plane model of the thermohaline circulation[J]. *Tellus*, 1988, 40A: 162-172.
- [48] Marotzke J. Influence of convective adjustment on the stability of the thermohaline circulation[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1991, 21:903-907.
- [49] Welander P. Thermohaline effects in the ocean circulation and related simple models[C]//Willebrand J, Anderson D L T, eds. *Large-Scale Transport Processes in Oceans and Atmosphere*. D Reidel, Netherlands; Dordrecht, 1986:163-200.
- [50] Power S B, Kleeman R. Multiple equilibria in a global ocean general circulation model[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23:1 670-1 681.
- [51] Maier-Reimer E, Mikolajewicz U, Hasselmann K. Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23:731-757.
- [52] Manabe S, Stouffer R J. Two stable equilibria of a coupled Ocean-Atmosphere model[J]. *Journal of Climate*, 1988, 1:841-866.
- [53] England M H. Representing the global scale water masses in ocean circulation models[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23:1 523-1 552.
- [54] Zhang X H, Chen K M, Jin X Z, et al. Simulation of the thermohaline circulation with a twenty-layer oceanic general circulation model[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 1996, 55: 65-87.
- [55] Liu Hailong. A high resolution Oceanic General Circulation model and numerical simulation of tropical Pacific upper level circulations[D]. Beijing: Graduate School of Chinese Academy of Sciences, 2003:30-33. [刘海龙. 高分辨率海洋环流模式和热带太平洋上层环流的模拟研究[D]. 北京:中国科学院研究生院博士学位论文,2003:30-33.]
- [56] Cai W, Godfrey S. Surface heat flux parameterizations and the variability of thermohaline circulation[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100:10 679-10 692.
- [57] Cai W. The different behavior of modeled ocean circulation under an atmosphere with different heat capacity[J]. *Journal of Oceanography*, 1995, 51(5):499-517.
- [58] Dickson R R, Meincke J, Malmberg S A, et al. The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982[J]. *Progress in Oceanography*, 1988, 20:103-151.
- [59] Manabe S, Stouffer R J. Century-scale effects of increased atmospheric CO₂ on the ocean-atmosphere system[J]. *Nature*, 1993, 364(15):215-218.
- [60] Manabe S, Stouffer R J. Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase in atmospheric carbon dioxide[J]. *Journal of Climate*, 1994, 7:5-23.
- [61] Stouffer R J, Manabe S. Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ concentration[J]. *Climate Dynamics*, 2003, 20: 759-773.
- [62] Kamenkovich I V, Sarachik E S. Reducing errors in temperature and salinity in an ocean model forced by restoring boundary conditions[J]. *Journal of Physical Oceanogr*, 2004, 34: 1 856-1 869.
- [63] Schiller A, Godfrey J S. Indian Ocean intra-seasonal variability in an Ocean General Circulation Model[J]. *Journal of Climate*, 2003, 16:21-39.
- [64] Kleeman R, Power S. A simple atmospheric model of surface heat flux for use in ocean modeling studies[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25: 92-105.
- [65] Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Wang Shaowu. The air-sea freshwater exchange derived from NCEP/NCAR reanalysis data[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 1999, 57:264-282. [周天军, 张学洪, 王绍武. 全球水循环的海洋分量研究[J]. 气象学报, 1999, 57:264-282.]
- [66] Zhou Tianjun, Yu Rucong, Zhang Xuehong, et al. Features of atmospheric moisture transport, convergence and air-sea freshwater flux simulated by the coupled climate models[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2001, 25(5): 598-608. [周天军, 宇如聪, 张学洪, 等. 海气耦合气候模式对大气中水汽输送、辐散辐合与海气间水通量交换的模拟[J]. 大气科学, 2001, 25(5): 598-608.]
- [67] Zhou Tianjun, Wang Zaizhi, Yu Rucong, et al. The climate system model FGOALS_s using LASG/IAP spectral AGCM SAMIL as its atmospheric component[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, 63(5):702-715. [周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 基于

LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式[J]. 气象学报, 2005, 63(5):702-715.]

[68] Zhou Tianjun, Yu Rucong, Wang Zaizhi, *et al.* The Atmospheric General Circulation Model SAMIL and the Associated Coupled

Climate System Model FGOALS_s[M]. Beijing: Meteorological Press, 2005. [周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s[M]. 北京: 气象出版社, 2005.]

A Review of the Surface Boundary Conditions for Temperature and Salinity of Oceanic General Circulation Models

ZHOU Tianjun, ZHANG Xuehong, LIU Hailong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: A review is presented of the surface boundary conditions for temperature and salinity of Oceanic General Circulation Models. Responses of oceanic general circulations to different surface boundary conditions are also discussed. Both the strength and weakness of different surface boundary conditions are documented. The most popularly used surface boundary conditions for temperature include Haney (1971) restoring condition, Rahmstorf and Willebrans (1995) restoring condition, Schopf (1983) zero heat capacity condition and flux condition; The widely used surface boundary conditions for salinity include the Haney-type restoring condition, flux condition, and natural condition. The impacts of different surface boundary conditions on the climate mean states and long-term changes of oceanic circulations are discussed. Emphases have been put on the polar halocline catastrophe, flush phenomena, and multi-equilibrium of thermohaline circulation as well as the sensitivity of thermohaline circulation to freshwater forcing.

Key words: Oceanic general circulation Model; Sea surface boundary condition; Mixed boundary condition; Thermohaline circulation.

关于调整《地球科学进展》2009 年度发行价格的公告

由于物价上涨等诸多方面的因素,刊物的成本不断增加,为保证刊物的正常出版发行,经研究并请示有关管理部门的同意,决定从 2009 年度起调整《地球科学进展》的发行价格,由原来的 35 元/期(年价 420 元);调整为 50 元/期(年价 600 元),特此公告,敬请广大读者谅解。

《地球科学进展》编辑部
2009 年 2 月