

北大西洋热盐环流对温室气体浓度变化的响应

朱江 杨海军[†]

北京大学气候与海-气实验室, 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871;

[†] 通信作者, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

摘要 利用海-气耦合模式模拟了北大西洋热盐环流对外强迫的平衡响应。大气中 CO₂ 浓度加倍后, 热盐环流强度将减弱约 20%; 大气中 CO₂ 浓度减半后, 热盐环流将增强约 13%。研究表明, 热盐环流对外强迫的响应有两个阶段: 瞬变阶段和平衡阶段。瞬变响应主要取决于局地海表热通量和淡水通量的变化, 平衡响应还与非局地热量输送和淡水输送过程有关, 两个过程作用相互竞争。在 CO₂ 加倍实验中, 与淡水输送相关联的正反馈作用更强, 导致热盐环流略有恢复; 在 CO₂ 减半实验中, 热量输送与淡水输送作用相抵, 热盐环流没有明显的恢复。此外, 海水密度与其温度的非线性关系导致 CO₂ 加倍和减半实验中热盐环流的响应大小是非对称的。

关键词 热盐环流; 平衡响应; 瞬变响应

中图分类号 P461

Response of the Atlantic Thermohaline Circulation to Changes of Atmospheric Green House Gases

ZHU Jiang, YANG Haijun[†]

Laboratory for Climate and Ocean-Atmosphere Studies (LaCOAS), Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: hjyang@pku.edu.cn

Abstract The equilibrium response of the thermohaline circulation (THC) to changes of atmospheric Green House Gases is simulated using a fully coupled climate model. The strength of the North Atlantic THC decreases about 20% when the concentration of atmospheric CO₂ doubles and increases about 13% when the concentration halves. The response of the THC is divided into two different stages: the transient stage and the equilibrium stage. The transient response is mainly attributable to the changes of local surface heat flux and freshwater flux in the high latitude of North Atlantic, while the equilibrium response is also relevant to the non-local transport of heat and freshwater by THC itself, with the former acting as a positive feedback and the later as a negative feedback. The slow recovery of THC in the doubled CO₂ experiment implies the role of the positive feedback overwhelms that of negative feedback, while the equilibrium behavior of THC in the halved CO₂ experiment suggests that they cancel each other. In addition, the nonlinear relationship between density and temperature of seawater leads to the nonlinear behavior of the THC responses in doubled and halved CO₂ experiments.

Key words thermohaline circulation; equilibrium response; transient response

热盐环流(thermohaline circulation, THC)是由海洋表层热量通量、淡水通量以及温度和盐度在海洋内区的混合所共同驱动的海洋环流系统^[1], 能够输送大量的热量、淡水和营养物质, 因此会对全球气

候起到非常关键的调节作用^[2-3]。关于热盐环流对温室气体增加的瞬变响应, 数值模式模拟的结果定性比较一致, 即温室气体增加所带来的海表热量和淡水通量的增加会导致大西洋经圈翻转流减弱, 但

国家自然科学基金(40576004, 40976007)资助

收稿日期: 2011-03-13; 修回日期: 2011-05-19; 网络出版日期: 2011-10-24

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.2442.N.20111024.1316.008.html>

是定量来看减弱的幅度并不相同^[4-6]。目前关于热盐环流平衡响应的研究还存在很多争论,一些模拟结果表明 CO₂ 浓度增加并保持不变后热盐环流强度最终可以恢复到原来的大小^[7-8];也有研究认为热盐环流强度会先减弱,再恢复,最终强度显著高于原来的值^[9];还有一些模拟结果显示热盐环流强度减弱后并没有明显恢复,而是基本维持在新的平衡态^[10]。这些研究大多使用的是简化气候模式,而且有的模式耦合过程采用了通量订正,研究表明采用通量订正会明显影响模式模拟气候变化的结果,甚至可能导致热带海洋环流和热盐环流存在假的多平衡态现象^[11-12]。那么,CO₂ 浓度变化时,热盐环流的平衡响应究竟如何,是会完全恢复,达到新的平衡态不恢复,还是先减弱后增强?无通量订正的三维海-气耦合模式的结果会支持哪些结论?造成热盐环流平衡响应可能的原因是什么?热盐环流的平衡响应与辐射强迫的符号有什么关系?诸如此类的问题都需要更多的模式和数值实验来分析和证实。本文利用一个完全海-气耦合模式来研究热盐环流的平衡响应,并尝试分析和回答上述问题。

1 数值模式和实验设计

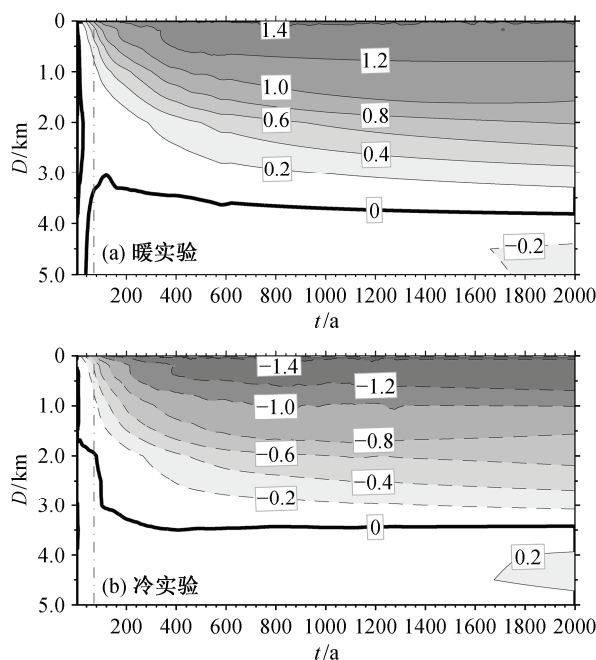
我们的实验中使用了由威斯康星大学开发的快速海-气耦合模式(fast ocean atmosphere model, FOAM1.5)^[13]。FOAM 大气模块采用美国大气研究中心(NCAR)的 CCM2,其中大气物理部分用 CCM3 中相应的模块代替,海洋模块是仿照美国地球流体实验室(GFDL)的 MOM 开发的。FOAM 中大气模式的水平分辨率为 R15,垂直分为 18 层;海洋模式的水平分辨率为 1.4°(经度)×2.8°(纬度),垂直分为不等距的 32 层,水平混合系数为常数,垂直混合采用了基于理查德森数(Richardson number)变化的垂直混合参数化方案;海冰过程采用了热力海冰模式(CSIM 2.2.6)。FOAM 被广泛地应用于气候变化研究^[14-16]。此外,FOAM 是完全的三维海-气耦合模式,没有引入任何通量订正,保证了实验结果的可靠性。

我们设计了控制实验、暖实验和冷实验,所有实验都从已经积分 1000 模式年达到的模式平衡态开始。控制实验中 CO₂ 浓度保持在 1990 年的 355 μL/L 不变,继续积分 2000 模式年;暖实验中 CO₂ 浓度每年增加 1%,70 a 增加至 2 倍后保持不变,继续积分 1930 模式年,总计 2000 模式年;冷实验中

CO₂ 浓度每年减少 1%,70 a 减为原来的一半后保持不变,继续积分 1930 模式年,总计 2000 模式年。分析过程中,我们将用暖实验和冷实验中各变量相对控制实验的差来分别表示它们对 CO₂ 浓度变化的响应。

2 平均温度和热盐环流的演变

气候敏感性(equilibrium climate sensitivity)和气候瞬变响应(transient climate response)是两个十分重要的概念,用来评估气候模式对温室气体变化的敏感性大小。其中,气候敏感性为 CO₂ 浓度加倍达到平衡阶段后全球平均表面大气温度(surface air temperature, SAT)的变化,通常是用大气、陆面模式和平板海洋模式(slab ocean model)耦合的积分结果近似得到;而气候瞬变响应用来衡量 CO₂ 浓度加倍瞬间气候系统的响应大小(通常取加倍前后各 10 a 全球平均表面大气温度变化的平均值)^[17]。在我们的结果中,取暖实验 61~80 a 计算得到的气候瞬变响应为 1.2℃,在 IPCC-AR4 模式结果的范围内;取暖实验 1901~2000 a 计算得到的气候敏感性为 1.9℃,比 IPCC-AR4 模式结果略小。冷、暖实验中海洋各深度平均温度异常随时间的演变见图 1。可以看出,



各深度全球平均海温异常(等值线间隔为 0.2℃), 灰度越深表示变化幅值越大

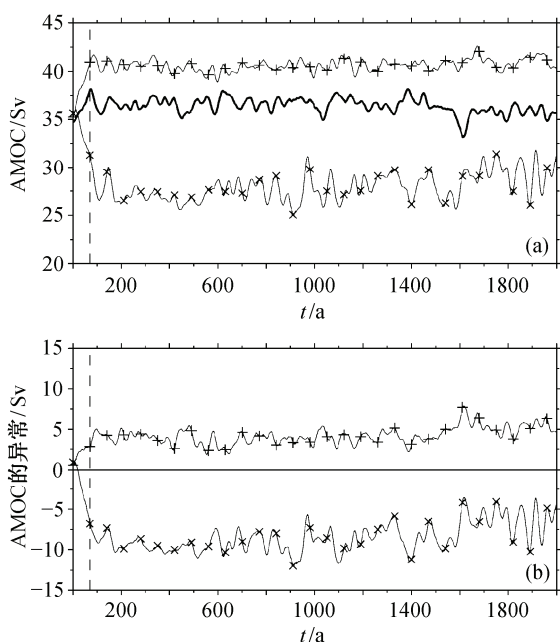
图 1 各深度全球平均海温异常随时间的演变
Fig. 1 Evolution of anomalous global mean ocean temperature at different depths

经过 2000 a 的积分, 3 km 以上海洋平均温度都已经达到平衡, 3 km 以下的平均海温变化非常小, 并且变化的符号可能和上层海洋相反。此外, 暖实验和冷实验中全球平均温度异常的演变是近似对称的, 这是因为 CO_2 的辐射强迫大小与其浓度的对数成正比^[18]。

通常用经向流函数来表征热盐环流, 较之流场, 它更适合反映大洋环流的总的经向输送特征^[19]。控制实验、暖实验和冷实验中北大西洋经圈翻转流 (AMOC) 强度的最大值随时间的演变如图 2(a) 所示, 暖实验和冷实验中最大值的响应见图 2(b)。控制实验中热盐环流的强度很稳定, 其最大值约为 36 Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ m}^3/\text{s}$) 左右, 比观测和其他模式的结果要大一些, 但是向南的大西洋底层水 (NADW) 流量约为 18 Sv (图 3(a)), 与观测^[20]和其他模式的模拟结果^[21]基本吻合。暖实验中随着 CO_2 浓度的增加, 热盐环流强度迅速减弱, 在 70 a 时 CO_2 浓度加倍, 热盐环流的瞬变响应 (定义为 CO_2 浓度稳定后 50 a 的平均响应, 即 71~120 a 平均, 下同) 为 -23%, 这和 A1B 情景下到 2100 年多模式加权集合预测的结果 -25%

比较一致^[5]。最终的平衡响应 (定义为实验最终 100 a 的平均响应, 即 1901~2000 a 平均, 下同) 为 -18%, 说明暖实验中热盐环流的平衡响应与其瞬变响应不同, 达到平衡过程中其强度恢复了瞬变响应的 22% (控制实验的 5%, 2 Sv)。冷实验中热盐环流强度迅速增强, 其瞬变响应和平衡响应都为 13%, 即平衡过程中热盐环流强度没有发生显著变化。

周天军^[19]提出北大西洋经圈翻转流存在多空间尺度的变率模态, 表现为或是在年代际尺度上全海盆一致的强度变化, 或是在年际尺度上局地的变化, 并指出在研究 AMOC 变化时不能忽略其空间特征, 因为不同空间变化的气候意义是不同的。与之类似, 在我们的控制实验中, AMOC 也存在着全海盆变化符号一致的第一模态 (图 3(b)) 和南北符号相反的局地性的第二模态 (图略)。与之不同的是, FOAM 模式 AMOC 的 EOF 第一模态相对更加局地化, 主要变率中心位于北大西洋 50°N 左右, 而 BCM 和 GOALS 第一模态在整个大西洋都存在较大的变率。造成这一差异的原因可能是 FOAM 模拟的 AMOC 在 50°N 左右存在一个强度过大的局地最大中心。为了分析 CO_2 浓度改变时 AMOC 响应的空间特征, 分别计算了暖实验和冷实验中热盐环流的瞬变响应和平衡响应, 见图 3(c)~(f)。首先, 可以看出暖实验和冷实验中经圈翻转流的变化主要都发生在约 500 m 以下的海洋, 这是因为上层海洋主要受风生环流影响, 在各敏感实验中都变化不大。其次, 通过比较可以发现, CO_2 浓度变化时 AMOC 的响应 (图 3(c)~(f)) 和控制实验 AMOC (图 3(a)) 及其 EOF 第一模态 (图 3(b)) 的空间分布都十分相似, 表现为整个海盆都有符号一致的分布或变化, 并且最大分布或变化中心位于 50°N 左右。AMOC 的空间响应与周天军等^[6]利用 GOALS4 模拟的结果并不相同, GOALS4 中热盐环流的响应并不表现为整个输送带符号一致的变化, 而是在热带地区和南半球深层海洋有符号相反的响应 (文献[6]中图 5(a)), 这体现了南极底层水 (AABW) 对 CO_2 浓度变化的响应。限于模式对 AABW 及其变化的模拟缺陷, FOAM 模式深层海洋的结果可能存在一定的问题。当然, 关于 AMOC 的空间响应仍需要更多的模式和数值实验来解决和验证。此外, 在暖实验中 AMOC 平衡响应的空间分布与其瞬变响应相差不大, 在冷实验中二者空间分布略有不同。



(a) 大西洋经圈翻转流 (AMOC) 的最大值随时间的演变;
(b) 暖实验和冷实验中北大西洋经圈翻转流最大值的变化随时间的演变。黑实线为控制实验, 以 “x” 号标记的实线为暖实验, 以 “+” 号标记的实线为冷实验

图 2 大西洋经圈翻转流最大值及其异常值随时间的演变
Fig. 2 Evolution of the maximum of AMOC and its anomalies

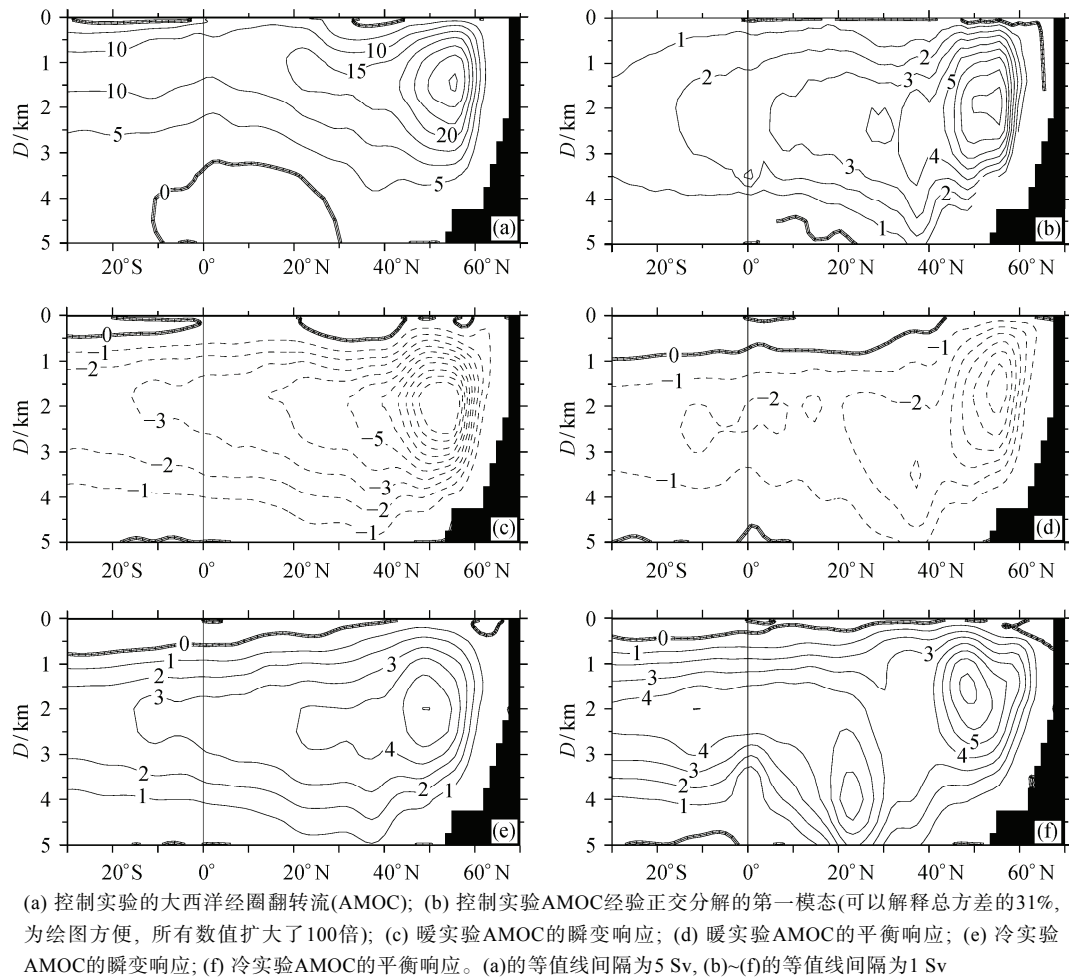


图 3 大西洋经圈翻转流的瞬变响应和平衡响应
Fig. 3 Transient and equilibrium responses of AMOC

3 热盐环流的响应机制

3.1 瞬变响应

我们首先来分析热盐环流的瞬变响应。暖实验中 CO_2 的温室效应使得海表温度增加, 高纬地区的增温会被冰雪圈的正反馈机制放大^[17]。另一方面, 依据克劳修斯-克拉伯龙方程, 增暖实验中水汽的饱和比湿会增加, 即全球水循环加速, 高纬地区的淡水通量增加^[22]。为了分析 FOAM 模式中热盐环流瞬变响应的机制, 计算了北大西洋副极地区域海表密度通量^[23-24]的变化, 密度通量的定义如下。

根据海水状态方程, 有

$$\delta\rho = -\rho_0\alpha\delta T + \rho_0\beta\delta S, \quad (1)$$

热膨胀系数 $\alpha = -\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial\rho}{\partial T}\right)_{P,S}$, 盐度收缩系数 $\beta =$

$\frac{1}{\rho}\left(\frac{\partial\rho}{\partial S}\right)_{P,T}$ 。海表的热量通量为 Q (单位: $\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$),

海水定压比热容为 C_p , 表层海水厚度为 h , 则

$$h\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{P,S} = \frac{Q}{\rho_0 C_p}, \quad (2)$$

海洋表层淡水通量所对应的“虚盐通量”(单位: $\text{kg} \cdot \text{PSU}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)为

$$\rho_0 h \left(\frac{\partial S}{\partial t}\right)_{P,T} = \rho(0, T) \frac{(E - P - I)S}{1 - S}, \quad (3)$$

$E - P - I$ 表示海表净的淡水通量(单位: m/s), 为蒸发减降水再减海冰融化对应的淡水, $\rho(0, T)$ 为淡水密度。由式(1)~(3)得到表层海水的密度通量(单位: $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$):

$$F_\rho = h \frac{\partial\rho}{\partial t} = -\alpha \frac{Q}{C_p} + \rho(0, T) \beta \frac{(E - P - I)S}{1 - S}, \quad (4)$$

式(4)中密度通量由右边第 1 项热量密度通量和第 2 项淡水密度通量两部分组成, 它们分别表示热量通量和淡水通量对浮力大小变化的贡献, 可以理解为

热量通量和淡水通量变化导致的海洋表层单位体积海水重力位能(gravitational potential energy)的减少。分别计算出 CO_2 浓度变化时二者的大小, 可以用来衡量热量通量和淡水通量变化对该区域浮力变化的相对贡献。

FOAM 模式中北大西洋高纬地区通量的变化见图 4(a), 暖实验中热量通量和淡水通量的增加都会减少海水的密度, 进而导致北大西洋底层水减少和热盐环流强度减弱。其中, 热量密度通量和淡水密度通量本别占总密度通量变化的 89% 和 11%, 即热量通量导致的变化占密度通量变化的主要部分, 这和最新的模式结果^[6,25]是一致的。与之相反, 冷实验中北大西洋高纬地区热量通量和淡水通量减小, 北大西洋底层水增加, 热盐环流增强。同样热量通量导致的密度变化占主要部分达到 88%。除了外部通量的变化, 海洋流场自身的变化也会通过反馈作用影响热盐环流的强度。控制实验中, 热盐环流把副热带高温高盐的海水输送到北大西洋高纬地区, 在释

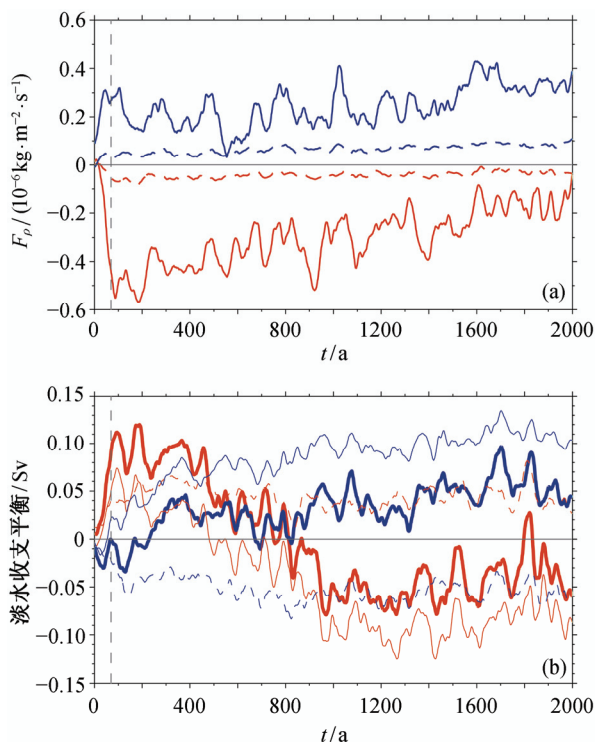
放大量热量的同时也会有净的淡水收入形成温度较低和盐度减少的水团, 该水团在高纬地区下潜并返回低纬地区, 这一过程完成了热盐环流向高纬的热量输送和向低纬的淡水输送。暖实验中, 热盐环流减弱, 向北的热量输送减少会增加北大西洋高纬地区上层海水的密度, 使热盐环流增强, 这是一个负反馈; 同时向南的淡水输送也减少会减小海水密度, 进而会使热盐环流减弱, 这是一个正反馈机制。实际情况下, 二者同时存在, 作用会相互抵消一部分, 最终热盐环流的瞬变响应受海表通量变化影响更大。冷实验同理, 不再赘述。

3.2 平衡响应

在热盐环流趋于平衡的过程中, CO_2 浓度已不再变化, 然而由于海洋巨大的惯性以及气候系统中各种反馈机制的存在, 海洋温度、盐度和流场等仍在继续变化, 海表温度和盐度的变化又会使得海表的热通量和淡水通量继续演变。在瞬变过程中 CO_2 浓度的变化会直接导致北大西洋海表通量进行迅速调整, 而在平衡过程中海表通量的变化取决于海表的温度、盐度等热力状况, 所以在一定意义上瞬变过程海表通量的变化是热盐环流变化的原因, 而平衡过程海表通量进一步的变化是海洋流场、对流和混合过程调整的结果。与瞬变过程类似, 平衡过程中存在着与热量输送有关的负反馈以及与淡水输送有关的正反馈机制, 热盐环流最终的平衡响应取决于二者的竞争结果。FOAM 模式暖实验中热盐环流强度有一定的恢复并达到了新的平衡态, 这表明恢复过程中与淡水输送相关的正反馈机制略大于与热量输送相关的负反馈机制; 冷实验中二者作用始终相抵, 热盐环流达到新的平衡并没有明显的恢复。为了分析这一推断是否正确, 计算了北大西洋副极地区域淡水的收支:

$$\frac{dM_{\text{storage}}}{dt} = M_{\text{flux}} + M_{\text{moc}} + M_{\text{residual}}, \quad (5)$$

M_{storage} 表示该区域淡水的总量, M_{flux} 是海洋表面通量 $P+I-E$ 带来的淡水收入, M_{residual} 包含非纬向平均(azonal component)的淡水输送以及小尺度涡旋和白令海峡的淡水输送, 相对来说是小量。 $M_{\text{moc}} = -\frac{1}{S_0} \int_D \bar{v}(z) [\langle S(z) \rangle - S_0] dz$, 表示由热盐环流输送带来的淡水^[26], 其中 $\bar{v}(z)$ 为经向速度沿纬向的积分, $\langle S(z) \rangle$ 表示盐度在纬向的平均, S_0 为参考盐



(a) 北大西洋副极地区域(60°W—10°E, 50°—70°N)平均热量密度通量(实线)和淡水密度通量(虚线)在暖实验(红色)和冷实验(蓝色)中的异常值随时间的变化; (b) 北大西洋副极地区平均的总淡水收支(粗实线)、海表淡水通量(细虚线)和热盐环流淡水输送(细实线)在暖实验(红色)和冷实验(蓝色)中的异常值随时间的变化

图4 局地通量和非局地输送的变化

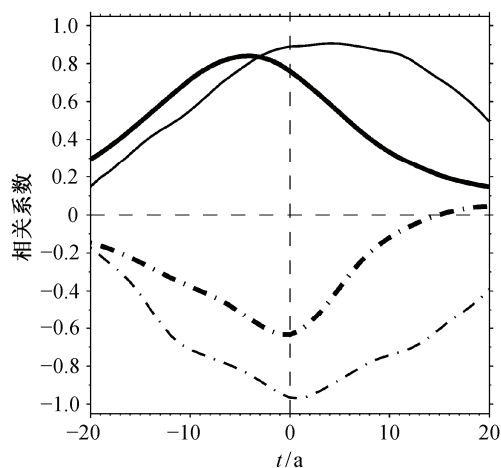
Fig. 4 Changes of local fluxes and non-local transport

度 34.7。计算结果见图 4(b), 暖实验中 M_{flux} 始终是正的, 表明海表通量始终使得该区域淡水增加, 并且平衡阶段没有明显的变化趋势。 M_{moc} 的变化比较复杂, 瞬变阶段是正的, 但从 400 a 左右开始显著减小, 最终平衡在一个负值, 表明 M_{moc} 的瞬变响应是热盐环流把淡水输送到北大西洋副极地区域, 随后这个输送值显著较少, 最终平衡状态热盐环流把淡水从该区域带走。在忽略 M_{residual} 变化的情况下, 热盐环流淡水输送的变化导致北大西洋副极地区域淡水在瞬变阶段增多, 平衡阶段减少, 平衡阶段该区域盐度就会相应增加, 而盐度的增加最终会通过前面提到的正反馈机制使得热盐环流缓慢的恢复。在此过程中, 热盐环流淡水输送的变化应该这样理解: 瞬变阶段淡水输送增多是因为热盐环流强度减弱, 带走的淡水量减少, 淡水在该区域累积; 平衡阶段淡水输送减少为负值是由于水循环加速导致的上层海洋盐度的经向梯度不断增大, 热盐环流带来的盐度增加, 带走的淡水就变成了负值。冷实验中热盐环流的强度变化相对较小, 平衡阶段海表的淡水通量和热盐环流的淡水输送都没有明显的变化趋势, 所以热盐环流的强度也基本稳定。

以上关于热盐环流响应机制的分析, 重点强调了 CO_2 浓度改变时局地的通量变化与非局地热量和淡水输送的作用, 实际这两种机制起作用的时间尺度和具体阶段是不相同的。局地通量变化是一个快过程, 能够迅速对大气中 CO_2 浓度改变做出响应, 进而影响热盐环流的强度; 而非局地的输送则相对是一个慢过程, 对应于大洋经向平流以及温盐南北梯度变化积累的时间尺度。局地通量在瞬变阶段和平衡阶段所起到的作用是不同的, 这一点可以从暖实验中热量密度通量和热盐环流强度时间序列的超前滞后相关分析看出, 见图 5。在瞬变阶段, 热量密度通量变化领先于热盐环流强度变化约 4~5 a, 而在平衡阶段落后于热盐环流强度变化约 4~5 a, 这表明在瞬变阶段热量密度通量变化是热盐环流变化的原因, 而在平衡阶段是热盐环流变化的结果。需要说明的是, 由图 5 分析并不能直接看出在平衡阶段热盐环流的淡水输送变化领先于热盐环流强度的变化, 二者同期相关更高。直接证明热盐环流平衡阶段的恢复原因还需要更复杂的实验设计^[25]。

3.3 暖实验和冷实验中响应的不对称性

由图2(a)~(b)和图3(c)~(f)可以看出, 暖实验和冷



实线和虚线为AMOC分别和北大西洋副极地区域平均热量密度通量以及热盐环流淡水输送变化的超前滞后分析。细实线和细虚线为瞬变阶段(1~70 a), 粗实线和粗虚线为平衡阶段(201~2000 a)。时间为正值表示某一变量变化超前于AMOC, 时间为负值表示某一变量变化滞后于AMOC

图 5 AMOC 和局地热量密度通量以及热盐环流淡水输送变化的超前滞后相关分析

Fig. 5 Lead-lag correlation between AMOC and heat density flux and freshwater transport by AMOC, respectively

实验中大西洋经圈翻转流的响应是不对称的。暖实验中热盐环流强度最大值的瞬变响应是冷实验的 1.8 倍, 平衡响应是冷实验的 1.4 倍, 这表明热盐环流的响应与辐射强迫的关系是非线性的, 依赖于辐射强迫的符号。这种非线性响应源自海水密度与温度的非线性依赖关系, 即热膨胀系数 α 是温度的函数, 其值随着温度增加而增加。 CO_2 浓度变化时, 起初海表热通量变化幅度相同, 由于增暖实验中海水的热膨胀系数较大, 所以瞬变阶段密度通量的变化大于冷实验中的(见图4(a)), 瞬变阶段暖实验中总密度通量变化是冷实验总密度通量变化的 1.8 倍。FOAM 模式中北大西洋副极地区域 SST 主要由局地的垂直对流、混合和海表热通量决定, 表层海洋通过垂直对流、混合过程从下层海洋获得热量, 并以海表热通量的形式释放给大气以维持 SST 的平衡。瞬变阶段暖实验中的密度通量变化更大, 从而垂直对流和混合改变的更多, 最终北大西洋底层水的变化也更大, 即热盐环流的瞬变响应更大。

4 结论和讨论

利用无通量订正的完全海-气耦合模式(FOAM)模拟了 CO_2 浓度加倍和减半时气候系统的响应, 着重分析了北大西洋热盐环流的平衡响应, 主要结论

如下。

1) 暖实验中, 瞬变阶段热量通量和淡水通量的增加导致热盐环流强度减弱约 23%, 其中热量通量变化导致的海水密度变化起主要作用占 89%, 在达到平衡的过程中其强度恢复了瞬变响应的 22%, 最终的平衡响应为减弱约 18%; 冷实验中, 瞬变阶段热量通量和淡水通量的减少导致热盐环流强度增强约 13%, 与暖实验类似热量通量变化起主要作用占 88%, 与暖实验不同热盐环流强度并没有明显的恢复, 最终的平衡响应仍为增强 13%。

2) 热盐环流的瞬变响应主要由海表热通量和淡水通量变化来决定, 其平衡响应还与热盐环流自身的热量输送和淡水输送有关。其中, 热量输送可以作为一个负反馈机制来维持热盐环流的强度, 淡水输送作为一个正反馈机制来支持热盐环流继续变化, 最终热盐环流的平衡响应的大小取决于二者的竞争结果。FOAM 模式暖实验中与淡水输送相关的正反馈作用更强, 热盐环流略有恢复; 冷实验中二者作用相当, 热盐环流没有明显的恢复。

3) 海水密度与其温度的非线性依赖关系导致热盐环流强度与辐射强迫的关系也是非线性的, 热盐环流的强度依赖于辐射强迫的符号。暖实验中热盐环流的瞬变响应是冷实验的 1.8 倍, 平衡响应是冷实验的 1.4 倍。暖实验和冷实验中热盐环流响应的不对称, 进一步造成两个实验中淡水输送的演变不同, 最终又会影响热盐环流的平衡响应。

本文对于北大西洋热盐环流响应机制的分析重点关注了局地热量、淡水通量和非局地热量和淡水输送的变化所起到的作用, 然而研究表明北大西洋涛动(NAO)作为该地区最主要的大气活动模态会在年际尺度^[27-28]和年代际尺度^[29]上影响大西洋热盐环流的变率。那么, 在大气中 CO₂ 浓度改变时, NAO 有怎样的变化, 这一变化对热盐环流的瞬变响应和平衡响应分别起到了怎样的作用? 另一方面, 海洋变化最终是通过大气过程带来更大范围的气候影响, 不同的热盐环流响应过程和大小会对 NAO 乃至全球气候变化产生多大的影响? 这些问题仍需要更多的分析, 这也是我们将来工作的重点。

对于 CO₂ 浓度加倍的暖实验, 我们的结果表明北大西洋热盐环流减弱后最终并不会完全恢复, 也不会变得更强或者完全崩溃, 而只是相对瞬变响应有部分恢复(恢复了瞬变响应的 22%)。对于 CO₂ 减半的冷实验, 我们的结果表明热盐环流的强度最终

不会减弱, 也不会先增强后完全崩溃, 而是增强约 13% 后维持在新的平衡态。正确模拟气候变化的平衡响应要求模式能够模拟出正确的物理过程和反馈机制, 包括正确模拟海表热量和淡水通量的变化及其向下层海洋的混合以及正确模拟热量输送和全球水循环的变化, 还包括正确的南大洋响应等等。与前人工作相比, 我们的模式包含更完善的物理过程, 并且没有通量订正, 这保证了我们的结果更加可靠, 当然这还需要更多的模式和实验结果来验证。

参考文献

- [1] Rahmstorf S. Thermohaline ocean circulation [M/OL]. (2006) [2011-03-13]. http://www.pik-potsdam.de/~stefan/Publications/Book_chapters/rahmstorf_eqs_2006.pdf
- [2] Ganachaud A, Wunsch C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 2000, 408: 453-457
- [3] 周天军, 王绍武, 张学洪. 大洋热盐环流与气候变率的关系研究: 科学界的一个新课题. *地球科学进展*, 2000, 15(6): 654-660
- [4] Manabe S, Stouffer R J, Spelman M J, et al. Transient responses of a coupled ocean-atmosphere model to gradual changes of atmospheric CO₂. Part I. Annual mean response. *Journal of Climate*, 1991, 4(8): 785-818
- [5] Schmittner A, Latif M, Schneider B. Model projections of the North Atlantic thermohaline circulation for the 21st century assessed by observations. *Geophys Res Lett*, 2005, 32(23): L23710
- [6] 周天军, 宇如聪, 刘喜迎, 等. 一个气候系统模式中大洋热盐环流对全球增暖的响应. *科学通报*, 2005, 50(3): 269-275
- [7] Schmittner A, Stocker T F. The stability of the thermohaline circulation in global warming experiments. *Journal of Climate*, 1999, 12(4): 1117-1133
- [8] Stouffer R J, Manabe S. Equilibrium response of thermohaline circulation to large changes in atmospheric CO₂ concentration. *Climate Dynamics*, 2003, 20(7): 759-773
- [9] Wiebe E C, Weaver A J. On the sensitivity of global warming experiments to the parameterization of sub-grid scale ocean mixing. *Climate Dynamics*, 1999, 15(12): 875-893

- [10] Wood R A, Vellinga M, Thorpe R. Global warming and thermohaline circulation stability. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Ser A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2003, 361: 1961–1975
- [11] Neelin D J, Dijkstra H A. Ocean-atmosphere interaction and the tropical climatology. Part I: The dangers of flux correction. *J Climate*, 1995, 8: 1325–1342
- [12] Dijkstra H A, Neelin D J. Imperfections of the thermohaline circulation: multiple equilibria and flux correction. *J Climate*, 1999, 12: 1382–1392
- [13] Jacob R. Low frequency variability in a simulated atmosphere ocean system [D]. Madison: University of Wisconsin-Madison, 1997
- [14] Yang Haijun, Liu Zhengyu. Tropical-extratropical climate interaction as revealed in idealized coupled climate model experiments. *Climate Dynamics*, 2005, 24(7): 863–879
- [15] Yang Haijun, Zhang Qiong. Anatomizing the ocean's role in ENSO changes under global warming. *Journal of Climate*, 2008, 21(24): 6539–6555
- [16] Yang Haijun, Zhu Jiang. Equilibrium thermal response timescale of global oceans. *Geophys Res Lett*, 2011, 38(14): L14711
- [17] IPCC. Climate change 2007: the physical science basis summary for policymakers. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
- [18] Myhre G, Highwood E J, Shine K P, et al. New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophys Res Lett*, 1998, 25(14): 2715–2718
- [19] 周天军. 大洋经向翻转环流的多空间尺度变率. 科学通报, 2003, 48(增刊 2): 49–54
- [20] Talley L D, Reid J L, Robbins P E. Data-based meridional overturning streamfunctions for the global ocean. *Journal of Climate*, 2003, 16(19): 3213–3226
- [21] Stouffer R J, Yin J, Gregory J M, et al. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes. *Journal of Climate*, 2006, 19(8): 1365–1387
- [22] Held I M, Soden B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate*, 2006, 19(21): 5686–5699
- [23] Schmitt R W, Bogden P S, Dorman C E. Evaporation minus precipitation and density fluxes for the north atlantic. *Journal of Physical Oceanography*, 1989, 19(9): 1208–1221
- [24] Shin S I, Liu Zhengyu, Otto B, et al. A simulation of the last glacial maximum climate using the NCAR-CCSM. *Climate Dynamics*, 2003, 20(2): 127–151
- [25] Gregory J M, Dixon K W, Stouffer R J, et al. A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO₂ concentration. *Geophys Res Lett*, 2005, 32(12): L12703
- [26] Rahmstorf S. On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 1996, 12(12): 799–811
- [27] 周天军, 张学洪, 王绍武. 大洋热盐环流与气候变率的关系研究. 科学通报, 2000, 45(4): 421–425
- [28] 周天军. 全球海-气耦合模式中热盐环流对大气强迫的响应. 气象学报, 2003, 61(2): 164–179
- [29] Delworth T L, Greatbatch R J. Multidecadal thermohaline circulation variability driven by atmospheric surface flux forcing. *J Climate*, 2000, 13: 1481–1495