

温盐环流与全球增暖的数值模拟^{*}

(二) 温盐环流在全球增暖事件中的作用

金向泽 张学洪

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

提 要

本文是用简单海-气耦合模型模拟温盐环流在全球增暖事件中作用的研究工作的第二部分。

在研究海-气耦合系统的增暖过程之前,我们先利用单独的大西洋温盐环流模式模拟和分析了海表热异常向深海的传输过程。结果表明温盐环流在海洋对热异常的响应过程中是被削弱的;对各种物理过程在热异常向深海传输过程中的作用的分析表明,对流在热异常由海表向深海的输送过程中起着关键的作用。在这基础上,我们利用本文第一部分中复制的二维海洋温盐环流模式和一个零维的能量平衡大气模式,在大气和海洋表层始终处于热平衡状态的假定下建立了一个高度简化的海气耦合系统,用数值试验方法研究了该系统对于和大气 CO_2 浓度突然加倍相当的辐射强迫的迁延响应,着重分析了温盐环流在全球增暖过程中的作用。结果表明:

(1) 两大洋的平衡响应结果有显著差别:太平洋是温盐环流的上翻区,热量主要通过扩散过程由海表向深海渗透,因而海表升温较快,深海加热较慢,而且增温幅度几乎是南北均匀的;在北大西洋深水形成区,由于对流与垂直平流共同作用,海表吸收的热量迅速下传,使得大西洋平均海表增温速度要比太平洋慢,而其深海增温则要快得多,并且增温幅度在南北方向是不均匀的。(2) 北大西洋在增暖过程中由于其温度垂直和水平梯度的减小,温盐环流是被削弱的,但如果考虑由于海-气水分交换引起的盐度变化,那么这种削弱不很严重;如果考虑增暖过程中由于降水增加导致北大西洋海表盐度减小的效应,那么温盐环流将进一步被削弱,从而海洋上层向北的经向热输送也随之减小,结果将导致北大西洋北部海表增温更慢。(3) 在千年时间尺度上,随着被转移到深海的额外热量不断增加,热异常向深海的输送受到限制,从而使海表增温速度加快;同时,随着深海的增温区逐渐由高纬向赤道方向扩展,温盐环流重新开始加强。这种长期演变意味着海洋对全球增暖的迟滞作用将是逐渐减弱的。

关键词: 温盐环流;海气耦合系统;迁延响应。

一、海表热异常向深海的传输过程

在建立简单海-气耦合系统并研究它的增暖过程之前,我们先利用基于 Wright 和

1993年7月20日收到,1993年10月4日收到修改稿。

^{*} 本文由国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论的研究”资助。

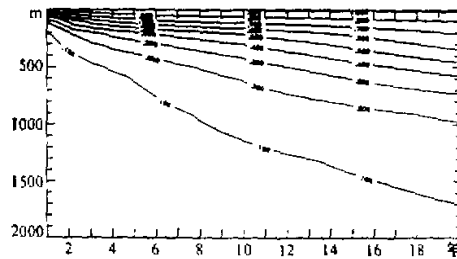


图1 在海表强迫温度异常为 1°C 的条件下用大西洋模式模拟的温度异常随时间和水深的分布
(单位: $^{\circ}\text{C}$)

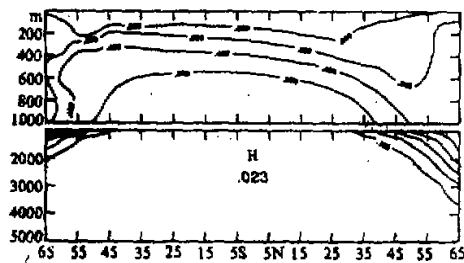


图2 在海表强迫温度异常为 1°C 的条件下用大西洋模式模拟的第二十年的温度异常随纬度和水深的分布
单位: $^{\circ}\text{C}$, 纬度向北为正, 下同

Stocker 的设计^[1]复制出来的单独的大西洋温盐环流模式^[2]模拟和分析一下海表热异常向深海的传输过程,具体作法是:从先前得到的准平衡态出发,在海表强迫温度 $\bar{T}^*(x)$ (详见文献[2])上均匀地叠加一个 1°C 的温度异常,然后将模式再积分 20 年,考察这期间温度场和环流的演变。

图 1 是全球平均海温异常随水深及时间的变化,可以看出海表趋于准平衡的速度是很快(实际上它达到准平衡的时间大约只有两年多一点,这种过快的响应速度显然同采用常定的强迫量 $\bar{T}^*$ 有关),但深海(尤其是 1000m 以下)则增温相当缓慢,例如第 16 年时 1500m 水深处的增温才达到 0.1°C ,而且增温过程仍在继续。

图 2 是积分到第 20 年时海温异常随水深及纬度的分布。在低纬 200m 水深处增温已达 0.8°C ,接近平衡,但 600m 以下增温幅度很小;在北大西洋高纬,表层增温很慢,但深海则增温显著,这是因为那里在对流以及很强的垂直平流共同作用下,海表获得的热异常很快向深海转移;相比之下,南大洋因为对流较弱只形成少量中层水,因此热异常向深海贯穿的深度要浅得多,这可能和模式本身的缺陷有关。值得注意的是北大西洋 35°N — 55°N 的中层水(200—600m)增温幅度明显高于其他纬度,这一方面同高纬的对流活动有关,另一方面则同温盐环流的变化有关。事实上温盐环流在海洋对热异常的响应过程中是被

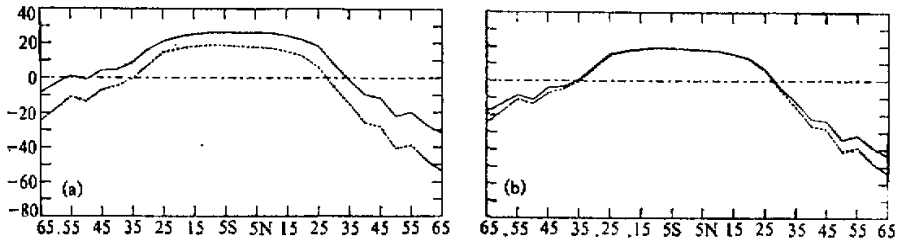


图3 在海表强迫温度异常为 1°C 的条件下用大西洋模式模拟的海表热通量随纬度的分布

单位: Wm^{-2} , 虚线是初值

(a) 第一年末; (b) 第二十年末

削弱的, 积分到 20 年时, 北大西洋深水由准平衡态时的 18.9Sv 变为 14.7Sv , 削减了 22% (图略), 相应的向北的热量输送也发生了变化, 致使滞留在该纬度带内的热量下传到较深的位置。

图 3 是加入热异常后第一和第二十年时海表热通量的变化。对于 1°C 的热异常, 海表热通量的增量为 $D_H \Delta T \sim 40 \text{Wm}^{-2}$ (详见文献[2]) 以后随着海表温度的增加这个增量将逐渐减小, 因此我们可以用进入海洋的额外的热通量来估计海表达到平衡温度响应的程度。由第一年的热通量分布可见, 进入 0° , 65°N , 和 65°S 处的额外热通量分别为 8Wm^{-2} , 22Wm^{-2} , 和 15Wm^{-2} , 这分别相当于已达到全球平均的平衡响应的 80%, 45%, 和 62%。第 20 年时海表热通量随纬度分布表明, 尽管热带海表已基本达到平衡, 但在 65°N 和 65°S 处仍有 10Wm^{-2} 和 9Wm^{-2} 的加热, 这说明高纬海表大约只达到平衡响应的 70%。

以下我们将从全球平均的意义上讨论各种物理过程在热异常向深海传输过程中的作用。

利用 Schlesinger^[3] 给出的全球平均的热量收支方程

$$\rho c_p \frac{\partial T}{\partial t} = \overline{TADV}^G + \overline{TDIFV}^G + \overline{TCONC}^G, \quad (1)$$

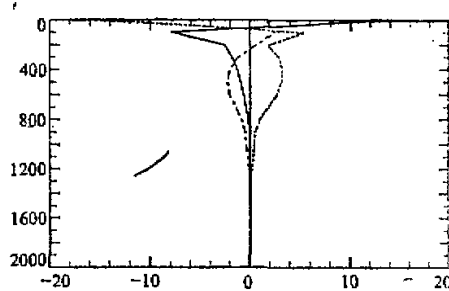


图4 在海表强迫温度呈季节变化的条件下用大西洋模式模拟的第两千年时沿南北方向平均的垂直热通量随水深的分布

单位: Wm^{-2} , 实线、虚线和点划线分别代表对流、扩散和平流通量

其中“— G ”代表全球平均(这里指南北方向的平均), $TADV^G$ 是垂直平流热通量, $TDIFV^G$ 是垂直扩散通量, $TCONV^G$ 是对流通量。

图 4 是不加海表热异常条件下模式积分得到 2000 年时以上三个通量随水深的分布, 其中各层净的加热均已小于 0.2 Wm^{-2} , 可以认为已达到准平衡状态。由图可见, $TDIFV^G$ 的作用是使表层(0—100m)降温, 而使中下层增温; $TADV^G$ 的作用正好相反, 是将中下层的热量向上输送, 从而使海洋上层(0—200m)增温; 对流 $TCONV^G$ 主要发生在 800 m 以上, 其作用是将中层的热量向上输送。以上三种通量在 1200 m 以下(温跃层以下的深海部分)都很小。由此可以得到一个热平衡的大致物理图象: 在温盐环流的上翻区, 扩散作用将表层的热量向下输送, 而冷水上翻则使深海冷却, 表层加热; 在高纬海洋的深水形成区, 垂直平流与扩散将上层获得的热量向下输送; 另一方面, 对流作用使得深海积累的热量重又回到表层, 从而达到热量平衡。在这个过程中, 尽管对流主要是在 800 m 以上起作用, 但它从海表带下来的冷水会通过垂直平流进一步下传, 使深海变冷。

假定海表热异常引起的增温为 ΔT , 则增温部分的热平衡方程为

$$\rho c_p \frac{\partial \Delta T}{\partial t} = \Delta TADV^G + \Delta TDIFV^G + TCONV^G. \quad (2)$$

由此可以研究海表热异常向深海传输的方式。在此强调一下, 在下面讨论扩散、对流和垂直平流各自作用时所涉及的通量计算都是指其扰动部分。

图 5 是 $\Delta TDIFV^G$ 、 $\Delta TADV^G$ 和 $\Delta TCONV^G$ 所产生的加热随水深的分布。积分的第一年(图 5a), 在表层扩散作用是主要的, 它使表层获得净 5 Wm^{-2} 的加热; 在 200 m 以下是对流加热起主要作用, 通过扩散过程向下输送的热量很少; 平流通量则基本上没有贡献。到第 20 年时(图 5b), 扩散对海表的加热与对流和垂直平流对海表的冷却已基本达到平衡; 中层(200—600 m)仍然是对流加热为主; 垂直平流在 300 m 以上起冷却作用(在 200 m 水深处其冷却作用最强, 可以同那里的对流加热作用相平衡), 在 300 m 以下起加热作用, 而在温跃层以下则是最主要的加热作用, 垂直平流作用的这种特点实际上正是

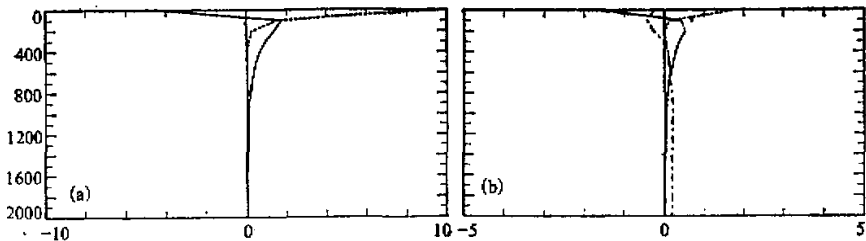


图 5 在海表强迫温度异常为 1°C 的条件下用大西洋模式模拟的沿南北方向平均垂直热通量异常随水深的分布

单位: Wm^{-2} 实线、虚线和点划线分别代表对流、扩散和平流通量
(a) 第一年末; (b) 第二十年末

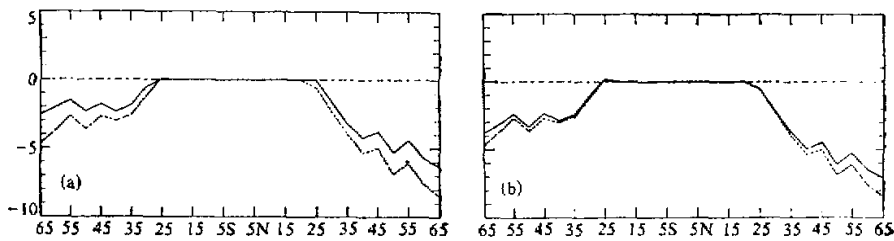


图 6 在海表强迫温度异常为 1°C 的条件下用大西洋模式模拟
沿大西洋南北方向平均对流释放的能量通量随纬度的分布

单位: Wm^{-2} ; 虚线是初值
(a) 第一年末; (b) 第二十年末

模式海洋增暖过程中温盐环流变化的直接结果。

对流在热异常由海表向深海的输送过程中起着关键的作用, 图 6 给出了第一和第二十年时由于对流活动海洋失去的热量随纬度的分布 (图中纵坐标上的负值表示海洋向大气释放能量), 可以看出: 引进热异常的后果是减少了中高纬海洋对流释放的能量, 或者说由于对流的变化增加了海洋中的能量, 这种情形在响应开始时尤其明显 (见图 6a)。实际过程是: 在中高纬海洋, 由于海表被加热而使得对流活动受到抑制, 也即相对暖的中下层水同相对冷的表层水的混合作用被削弱, 这样就抵消了一部分热异常引起的上层增温 (从而有利于热量通过海表进入海洋), 并使得中下层的热量损失减少。正是在这种意义上, 我们可以说对流是将海表的热异常向深海传输的一个重要途径。

二、简单海-气耦合系统对大气 CO_2 加倍的响应

1. 简单海-气耦合系统的物理模型

假定这个耦合系统只由大气和海洋两部分组成 (不考虑陆-气之间和海-陆之间的热交换) 其中海洋部分的模型即文献 [2] 中第二节所述的包括大西洋和太平洋两个海盆在内的纬圈平均的温盐环流模式, 而大气部分则是一个高度简化的能量平衡模式, 其中忽略了大气内部的热力差异, 认为所有的经向热输送都是通过海洋来进行的; 大气的热状态由大气所接受的太阳辐射, 海-气之间的热交换, 和大气顶向空间的长波辐射 (这部分能量直接受到大气温室气体浓度的影响) 三者之间的平衡完全决定, 而与其初值无关 (这里假定了大气热容量同海洋表层热容量相比可以忽略不计, 通常这是足够精确的)。注意到文献 [2] 中第二节给出的海表热通量公式中已经包含了到达海表的太阳辐射, 故大气平均温度 T_a 应满足如下的热量平衡方程:

$$S_a + S_o - Q_H - L = 0, \quad (3)$$

其中, S_a 和 S_o 分别是大气和海洋吸收的太阳短波辐射, Q_H 是从大气进入海洋的热量, L 为大气向外空间的长波辐射, 与大气中 CO_2 浓度有关。假定在“正常”状态下 (例如前工业化时期) 大气和海表温度 (即模式海洋第一层的温度) 分别为 T_a^0 和 T_o^0 , 海表热通量

的平衡值为 Q_H^0 (此处取为海洋模式单独运行达到平衡时的通量值), 长波辐射和短波辐射分别为 L^0 , S_H^0 和 S_L^0 ; 而由于大气 CO_2 增加所产生的增强温室效应上述各项的增量分别为 $\Delta T_s, \Delta T_a, \Delta Q_H, \Delta L, \Delta S_s$, 和 ΔS_L , 其中最后三项可以简单地表示为^[6,5]:

$$\Delta L = -(\Delta F - \lambda_1 \Delta T_s), \quad (4)$$

$$\Delta S_s + \Delta S_L = \lambda_2 \Delta T_s, \quad (5)$$

其中 ΔF 为 CO_2 增加产生的辐射强迫, λ_1 是大气本身对于辐射强迫的反馈(例如温度、水汽等的反馈作用, 其总体效果为负反馈)因子, λ_2 则是由于冰雪-反照率变化而引起的短波辐射的正反馈因子。将上述各量代入方程(3)可得

$$\Delta T_s = \frac{1}{(D_H + \lambda)} (D_H \Delta T_s + \Delta F), \quad (6)$$

其中 $\lambda = \lambda_1 - \lambda_2$ 代表 CO_2 变暖事件中总的气候反馈因子。类似地可以得到

$$\Delta Q_H = \frac{1}{(D_H + \lambda)} (D_H \Delta F - \lambda \Delta T_s). \quad (7)$$

在导出方程(6)和(7)时利用了文献[1]中第二节中的海表热通量表达式(13), 并假定 D_H 和 Q_H 的变动部分可以忽略不计。

这样, 我们就构造了一个简单的海-气耦合系统, 其中由于忽略了大气热容量而使得海-气耦合作用可以直接表示为海表热通量的变动。事实上, 注意到现在的海表热通量应为 $Q_H = Q_H^0 + \Delta Q_H$, 我们很容易将它改写为第四节所讨论的海表热异常形式, 只不过其中的“折合”大气温度的异常值与辐射强迫有关, 而海表温度则要受到大气反馈作用的修正而已。由于大气温度直接被海表温度所决定, 所以这里讨论的海-气耦合本质上乃是大气和海洋表层一起同海洋的其余部分之间的“耦合”, 这虽然是对实际海-气耦合系统的很大简化, 但对于本文所要研究的问题而言仍然是可以接受的。

还应指出, 这个耦合系统中没有直接考虑海-气之间通过水分交换产生的相互作用, 不过海表盐度通量中的强迫量是一个可调参数。

2. 耦合系统对 CO_2 倍增的迁延响应

取全球平均的 $\Delta F = 4 \text{ W m}^{-2}$ (这相当于 CO_2 加倍所产生的辐射强迫量, 详见 Cess 等^[6]), 气候反馈因子 λ 取为 $1.8 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1[7]}$, 不改变海表盐度强迫量 $\bar{S}^*$, 将模式积分了

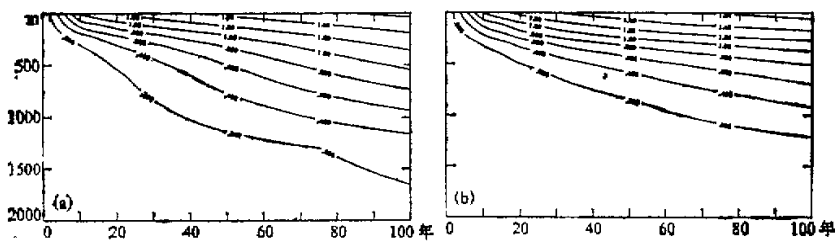


图7 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍的条件下模拟的100年以内温度增加随时间和水深的分布

(a) 大西洋; (b) 太平洋, 单位: $^{\circ}\text{C}$

3000 年。由于海洋巨大的热惯性, 这样长的时间仍不足以使模式海洋达到完全的平衡, 不过, 海洋上层达到准平衡的速率要快得多, 而海表达到准平衡的时间还不到 100 年。

图 7 是模式积分第一个 100 年过程中大西洋与太平洋海温随水深和时间的演变, 在这段时间内, 太平洋海表温度对 CO_2 突然加倍的响应速度比大西洋的快, 事实上它达到平衡增温的 $(1 - e^{-1})$ 倍的时间约为 32 年, 而大西洋为 43 年(这个响应速度比 Schlesinger^[2] 用三维海气耦合模式得到的结果大约快了一倍)。两大洋深海的对比和表层正好相反, 第 100 年时, 大西洋在 500m、1000m 和 1500m 深处的增温分别是 1.05°C 、 0.52°C 和 0.25°C , 而太平洋则分别为 0.80°C 、 0.34°C 和 0.10°C , 两者相比, 大西洋深海增温幅度明显高于太平洋。

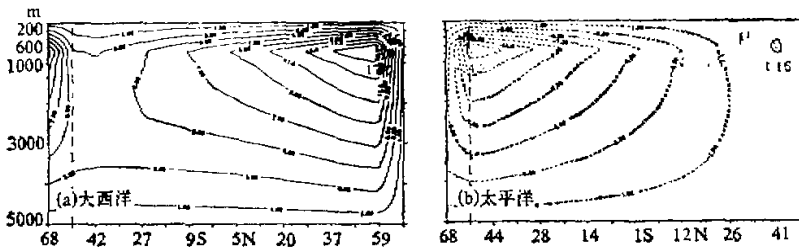


图 8 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍的条件下模拟的第 100 年时的经圈流函数
(a) 大西洋; (b) 太平洋, 单位: Sv

图 8 是模式积分到第 100 年时大西洋和太平洋的流场, 同控制试验^[1]的相应结果相比可以看出, 大西洋温盐环流明显地被削弱了, 最大值由原来的 16.9Sv 变成了 14.9Sv , 减少了 12%; 而在太平洋, 温盐环流最大值由原来的 13.8Sv 变为 12.8Sv , 只减少了 7%。不过总的说来由于模式中没有包括盐度的反馈机制, 两大洋中环流削弱都还不很严重。

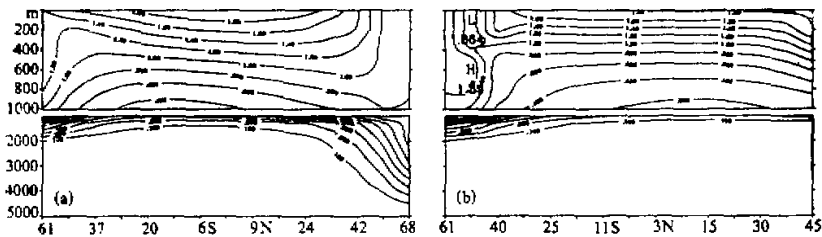


图 9 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍的条件下模拟的温度增加随纬度和水深的分布
(a) 大西洋; (b) 太平洋 单位: $^\circ\text{C}$

温盐环流的这种变化特征和温度的变化特征是一致的, 图 9 给出了第 100 年时两大洋温度变化随纬度和深度的分布。在大西洋, 海表增温沿纬度方向的分布是很不均匀的, 最大增温区在赤道附近 (10°S — 10°N), 可达 1.9°C ; 从赤道往两极增温幅度逐渐变小, 北大西洋北部深水形成区的增温只有 0.8 — 1.0°C , 那里对流和垂直平流将表层吸收的热

量很快输送到深海, 结果限制了海表的增温而使深海被显著加热。例如在北大西洋深水形成区, 0.2°C 增温的等值线可以扩展到 4000m 水深处。由于对流和很强的垂直平流都发生在高纬海洋, 而低纬则主要受相对缓慢的扩散过程的控制, 因此低纬海洋增温主要是在 1200m 以上, 在此深度以下的增温均小于 0.2°C 。南大西洋的对流只在南大洋发生, 并且也在 CO_2 加热过程中被削弱。大西洋最南端的下沉流(南大洋中层水的下沉支)与对流共同作用, 将海表的热量向深海输送, 但这种输送的规模与北大西洋相比是很小的, 因此深海增温也小得多。

应当指出的是, 由于没有考虑冰雪-反照率反馈作用随纬度的不均匀分布, 这模式模拟的高纬表层增温是偏低的。

同大西洋相比, 太平洋大部分区域的增温几乎是南北均一的。很显然, 由于北太平洋的温盐环流相当弱而且比较浅薄, 它不具备象北大西洋那样的使热量迅速下传的能力, 因此热量主要是通过扩散过程缓慢地向下渗透的, 结果使得表层增温较快并且几乎是南北均一的, 而深海(1000m 以下)则基本上未被加热。在南太平洋的 40°S 以南, 对流混合作用虽然可使得表层获得的热量下传, 但是由于不存在很强的向下的平流输送, 深海获得的加热依然很少。南太平洋海表增温最慢的区域是在 50°S 附近, 相应在该纬度的中层(400—800m)是一个增温大值区, 这是因为该地区对流本来就比较浅薄, 它的削弱一方面使得表层增温被抑制, 另一方面则使中层水获得了较多的热量。

两大洋最底层海温还在下降, 但幅度很小, 这一方面是因为模式的控制试验本身尚未达到平衡, 另一方面则是由于表层增温的影响还远没有到达这里。

温盐环流所产生的经向热输送只有很小的变化, 其中南太平洋向南的热输送略有增强, 结果经南大洋向大西洋输送的热量增加了 0.025PW , 南大西洋向北的热输送也略有增加(图略)。

虽然在百年左右的时间尺度上温盐环流是削弱的, 然而更长时间的积分表明环流在削弱之后又会逐步加强, 积分到 1000 年时北大西洋最大深水形成量已回升到 16.1Sv , 3000 年时又进一步增加到 16.7Sv , 已经很接近于控制试验的强度; 南太平洋中层水变动的时问尺度似乎更长一些, 到 1000 年时减小到 12.1Sv , 但到 3000 年以后也回升到 12.7Sv (图略)。这种长期变化与密度层结的变化有关, 开始时北大西洋深海加热较快引起密度减小, 致使南北向压力梯度被削弱, 环流也随之变弱; 以后随着深海增温区逐渐向南扩展, 南北向压力梯度又开始增强, 环流也随之加强。

长时期演变过程的另一个特点是大西洋海表最大加热中心逐渐南移, 第 1000 年时最大加热区在 30°S 附近, 最大增温可达 2.36°C ; 到第 3000 年时最大增温区已南移到 45°S 附近, 增温幅度仍有 2.34°C 。与此相应, 太平洋的最大增温区呈逐渐向北移的趋势。

尽管开始时太平洋平均海表增温较大西洋快, 但随着大西洋深海(特别是中层)被加热, 这种对比有逆转的趋势, 事实上到第 200 年时大西洋平均海表增温已经赶上了太平洋海表增温, 而且在以后相当长的时间内, 大西洋海表增温都显得更快一些。图 10 是 3000 年积分过程中大西洋与太平洋各层温度随时间的演变, 上述长期演变趋势明显可见。经过相当长时间之后, 太平洋深海增温逐渐赶上大西洋深海增温, 以第 3000 年时的结果为例, 在 1000m 处两大洋增温都为 1.88°C 。

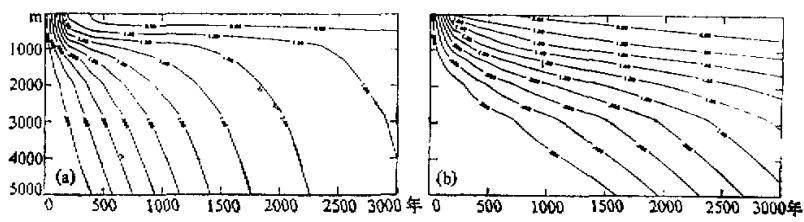


图 10 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍的条件下模拟的 3000 年以内
温度增加随时间和水深的分布
(a) 大西洋; (b) 太平洋, 单位: $^{\circ}\text{C}$

3. 盐度对迁延响应的反馈作用

如前所述, 大气 CO_2 加倍使得模式在北大西洋的深水形成量减少了约 12%。由于

在这过程中海表盐度强迫量维持不变, 温盐环流的这种变化主要是温度变化通过密度的改变所引起的。然而在高纬海洋中盐度比温度对密度的影响更重要, 因此前述试验结果很可能低估了温盐环流的变化。Stouffer 等^[10]用三维海-气耦合模式所作的试验表明, 在 CO_2 增暖过程中, 由于中高纬地区降水量的增加超过蒸发量的增加, 以及径流的加强, 结果使得北大西洋海表盐度降低, 从而显著地改变了温盐环流。为了考察盐度变化的这

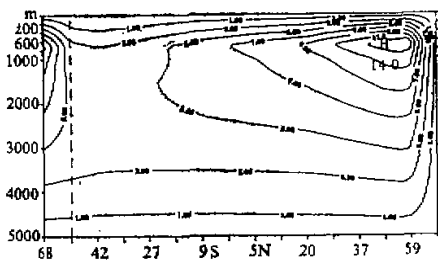


图 11 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍并考虑海表强迫盐度反馈作用的条件下模拟的第 100 年时大西洋的经圈流函数 (单位: Sv)

种反馈作用, 我们在前述迁延响应试验的基础上设计了如下的敏感性试验, 其中假定海表温度每增加 1°C 北大西洋 (24°N 以北) 的海表盐度强迫量 $\bar{S}^*$ 减少 0.6psu , 并在这种条件下将模式重新积分了 100 年。

图 11 是积分到第 100 年时大西洋的经圈流函数分布, 从中可以明显看到温盐环流的进一步削弱, 其中最大深水形成量仅为 14.0Sv , 比控制试验减少了 17.6%。相应的温度变化随纬度-深度的分布如图 12 所示, 同前述盐度强迫量不变的结果相比可以发现以下新变化: (1) 北大西洋海表增温进一步变慢, 其中最北端增温不到 0.4°C , 比原来

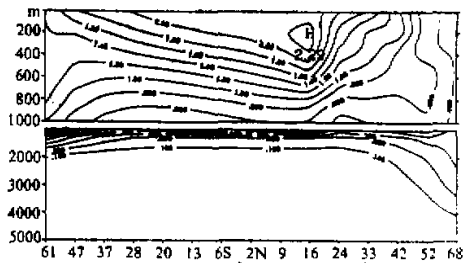


图 12 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍并考虑海表强迫盐度反馈作用的条件下模拟的第 100 年时大西洋温度增加随纬度和水深的分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

的结果低 0.4°C ; (2) 与此同时深海的增温也减小了, 例如在 68°N , 3000m 处增温只有 0.25°C , 而原来的结果是 0.6°C ; (3) 和高纬海洋的变化相反, 在 $10-20^{\circ}\text{N}$ 的温跃层中出现了个很强的暖中心, 增温值达到 2.29°C 。

上述温度变化可以从积分到 100 年时大西洋经向热输送的变化(图13)得到部分解释。事实上北大西洋向北的热输送是减少的, 减少的最大值出现在 24°N , 约为 0.07PW , 其结果恰恰是使得高纬得到的热量减少而低纬则有较多的热量积累。这就说明海水变淡造成的温盐环流的削弱可能是使得北大西洋北部相对变冷的主要原因。

还应指出: 虽然一维涌升-扩散模式可以揭示出温盐环流的削弱会导致海洋表层降温这一重要结论, 但这只是问题的一个方面; 事实上, 随着环流的削弱, 向北的经向热输送也将变小, 因而在低纬上层海洋的某些区域可能是升温的。

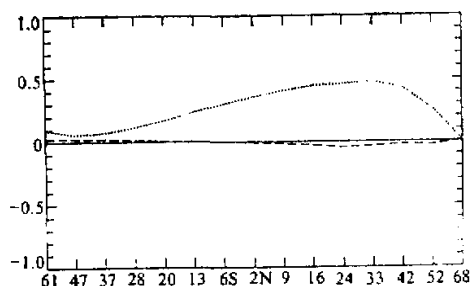


图 13 在海表辐射强迫相当于 CO_2 加倍并考虑海表强迫盐度反馈作用的条件下模拟的第 100 年时大西洋海表热通量随纬度的分布

单位: Wm^{-1} ; 虚线是相对于即不考虑海表辐射强迫也不考虑盐度反馈作用的条件下所得结果的改变量

致谢。作者感谢杨芳林、陈克明、林武银、杨柳楠的帮助。

参 考 文 献

- [1] Wright, D. G. and T. F. Stocker, 1991, A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, **21**, 1713—1739.
- [2] 金向泽、张学洪, 1994, 温盐环流与全球增暖的数值模拟, (一) 纬向平均的温盐环流的模拟, *大气科学*, **18**, 增刊, 769—779.
- [3] Schlesinger, M. E. and X. J. Jiang, 1988, The transport of CO_2 -induced warming into the ocean: an analysis of simulations by OSU coupled atmosphere-ocean general circulation model, *Clim. Dyn.*, **3**, 1—17.
- [4] Augustsson, T. and V. Ramanathan, 1977, A radiative-convective model study of the CO_2 climate problem, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 448—451.
- [5] Hoffert, M. J., A. J. Calligari and C. T. Hsieh, 1980, The role of deep sea heat storage in the secular response to climate forcing, *J. Geophys. Res.*, **85**, 6667—6679.
- [6] Cess, R. D. and D. Goldenberg, 1981, The effect of ocean heat capacity upon global warming due to increasing atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, **86**, 498—520.
- [7] Mitchell, J. F. B., 1988, The "Greenhouse" effect and climate change, *Rev. Geophys.*, **27**, 115—139.
- [8] Stouffer, R. J., S. Manabe and K. Bryan, 1989, Interhemispheric asymmetry in climate response to a gradual increase of atmospheric carbon dioxide, *Nature*, **342**, 660—662.

Simulation of Thermohaline Circulation and Global Warming (II) The Role of Thermohaline Circulation in Global Warming

Jin Xiangze and Zhang Xuehong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract

This is the second part of the work on the role of the thermohaline circulation in the global warming event conducted with a simple coupled ocean-atmosphere model.

Before studying the warming event of this ocean-atmosphere system, a penetrating process of the surface thermal anomaly into deep ocean was simulated and analysed by an Atlantic ocean-only model. The results indicate the thermohaline circulation is weakened during the thermal anomaly penetrating process. Analyzing the different physical mechanisms, one can find that the convection plays a major role in transporting the thermal anomaly from sea surface to deep ocean. On this basis, a highly simplified ocean-atmosphere coupling system is established based on the 2-D oceanic model which has been prescribed in the first part of this paper, and an energy balance atmosphere model which is assumed to be in a fully thermal equilibrium with the surface layer of the ocean component. Transient responses of the coupled system to a radiation forcing corresponding to doubling of the atmospheric CO_2 concentration have been simulated with an emphasis on the role of the model's thermohaline circulation in the warming processes of the system. The results show that: (1) There are some significant difference between the Pacific and the Atlantic in their transient responses. On the whole, the Pacific is in the upwelling branch of the thermohaline circulation, where the surface heating relating to the atmospheric radiation forcing penetrates downward dominantly through the vertical diffusion. As such, temperatures in the Pacific are increased fairly rapidly in the surface layer and quite slowly in the lower layers, and the warming is rather homogeneous latitudinally except for the Southern Ocean. On the contrary, the warming in the Atlantic is slower in the surface and faster in the deep layers than those in the Pacific due to the process of deep water formation in the northern North Atlantic where the active convection and downward vertical advection transport the surface thermal anomalies into the lower layers efficiently. (2) On a hundred-year time scale, the thermohaline circulation in the North Atlantic is weakened resulted from the decreases of vertical and latitudinal temperature gradients during the warming process although the weakening is not quite serious without changing the model's surface salinity flux. The inclusion the effect of the surface water freshening in the northern North Atlantic with a simple parameterized method makes the thermohaline circulation weakened further. As a consequence, the northward heat transport is diminished and the warming is slow down considerably in the upper layer of the northern North Atlantic. (3) On the time scale of thousand years, the rate of the down-

ward penetration of thermal anomalies are limited greatly with the continuous accumulation of heat in the lower layers particularly in the Atlantic. Meanwhile, the thermohaline circulation tends to be re-strengthened accompanying with the southward shifting of the warm bottom water from the high latitudes of the Atlantic.

Key words: thermohaline circulation; ocean-atmosphere coupling system; transient response.