

关于海气耦合模式气候漂移 及敏感性的一点探讨*

陈克明

(中国科学院南海海洋研究所, 广州)

金向泽

张学洪

(中国科学院大气物理研究所, 北京)

摘 要 本文从概念性的大气或海洋系统及海气耦合系统出发, 通过简单的理论分析指出: 用观测气候场作为边界条件来调试大气或海洋模式并非最佳选择; 海气耦合漂移是由两部分组成的, 其中一部分源于未耦合模式模拟得到的气候状态与观测气候状态之间的系统误差, 而另一部分则源于海气系统的非线性相互作用; 海面“通量修正”可以消除因模式气候与观测气候之间的系统误差而引起的那部分漂移, 但仍保留了海气系统的大部分非线性相互作用项. 本文最后利用中国科学院大气物理研究所发展的海气耦合模式进行了敏感性试验, 指出耦合漂移受到模式海洋的垂真发辨的率、海洋温盐扩散方案、海气耦合强度等诸多因素的影响.

关键词 海气耦合模式 气候漂移 通量修正

前 言

在现代气候学中, 提出了以大气、海洋、冰雪圈、陆地表面及生物圈 5 大子系统组成的气候系统的概念^[1]. 这就是说, 气候的形成和变化不仅是大气内部的状态和行为的反映, 而且是气候系统的总体行为的反映. 气候系统的各个部分之间既存在着相互作用, 又各自具有相对的独立性, 这主要是由于气候系统的各种成分具有不同的特征时间尺度的缘故; 因此, 我们很难用一个统一的数学模式来描述所有这些运动. 回顾气候模式的发展历史, 我们总是首先建立单个气候子系统的数学模式(如大气环流模式、海洋环流模式、海冰模式等), 然后考虑各个模式系统之间的相互作用, 这就是气候模式耦合问题的由来.

大气和海洋是气候系统中两个最为重要的成员, 大气和海洋之间的相互作用支配着整个气候系统的变化. 因此, 在大气环流模式(AGCM)和海洋环流模式(OGCM)的基础上, 发展海气耦合模式(CGCM)是自然而然的事情. 在 60 年代末期, Manabe 和 Bryan^[2]率先对理想几何区域进行了海气耦合模式的设计和气候数值模拟; 之后, Manabe 等^[3,4]、Bryan 等^[15]、Washington 等^[6]等考虑真实全球海陆分布, 进一步发展了全球海洋大气耦合模式. 自 80 年代中期至今

本文于 1995-08-12 收到, 修改稿于 1996-06-03 收到.

* 国家自然科学基金资助项目(编号: 49236110).

可谓是海气耦合模式蓬勃发展的时期.截至1991年,至少已有17个海气耦合模式^[7].然而在这17个模式中,大气和海洋都是全球GCM的耦合模式只有6个;而其余的大部分是基于全球AGCM与热带区域性OGCM的耦合模式.这些区域性耦合模式的一个主要研究对象是热带海气相互作用现象,如厄尔尼诺和南方涛动(ENSO)事件;另有少数CGCM则被用来研究CO₂增长引起的全球气候变化^[8].

虽然AGCM和OGCM各自能成功地模拟出大尺度大气和海洋环流的许多特征,但当二者耦合后,由于取消或削弱了各自的强负反馈机制(观测气候值强迫)并引进了新的正反馈相互作用,从而导致海气相互作用的不稳定性.目前,世界上几乎所有的CGCM均遭受不同程度的耦合漂移^[7].这一问题至今仍未得到很好的解决.事实上,一部分耦合漂移是由于未耦合模式模拟得到的模式平均气候与实测平均气候状态之间存在系统性偏差所致.为了消除这部分漂移以便为气候变化模拟试验提供一个更为真实的气候参考态,Sausen等^[9]以及Cubasch等^[10]在耦合模式中引进了通量修正的概念.

在中国科学院大气物理研究所(IAP),Zhang等^[11]基于IAP2层AGCM^[12]及4层大洋环流模式(ML4)^[13]和一系列耦合试验,提出了“预估-校正”的月平均通量距平耦合方案,并运用该方案成功地进行40年耦合积分(记为CEXP0).从40年的耦合结果来看,CEXP0基本上控制住了气候系统的耦合漂移,同时还模拟出了类似于ENSO的热带年际气候振荡现象^[14].这里,“预估-校正”的月平均通量距平耦合方案的基本思想是这样的:由于未耦合大气和海洋模式的边界条件取自观测的月平均气候资料,这意味着已滤掉了小于月时间尺度的变化,故可以认为采用以月为时间单位的海气耦合是合适的;同时也可以认为要消除耦合漂移就应尽量维持海气界面的边界条件在耦合前后的一致性,从而提出了在海气之间交换通量异常的概念.然而,由于采用了月耦合方案,如不采取特殊措施,势必会导致海气之间的非同步化,举例来说,在积分大气模式部分时,需用到海洋的边界条件,而海洋部分的当前月还未积分,故只能利用上1个月的值,反过来也一样.这样一来,在海洋和大气部分之间始终有1个月的时间差,而“预估-校正”技术正是为了消除这一非同步效应而引入的.需要指出的是,如果耦合时间步长缩小于1天或1小时,则该耦合方案与通量修正方案是一致的.

本文试图从概念性的大气或海洋系统及海气耦合系统着手.通过简单的理论分析,进一步理解海气耦合漂移的实质.同时,基于IAP耦合模式及IAP20层海洋模式(ML20)^[15],通过数个短期耦合试验来检验模式海洋的垂直分辨率、海气耦合强度、海洋温盐扩散方案等因素对海气耦合漂移的影响.

1 耦合漂移及通量修正

迄今为止,国内外现有的CGCM均是由独立的OGCM和AGCM耦合而成,并以未耦合的模式大气和模式海洋作为初值进行耦合积分.虽然这些CGCM之间的分辨率、物理参数化过程以及数值计算的方法千差万别,然而,它们直接耦合后的模式气候状态大多或快或慢地偏离了由未耦合模式得到的气候状态,这就是所谓海气耦合的“气候漂移”问题.因此,这种“气候漂移”是相对于未耦合模式模拟的模式气候来说的.下面就“气候漂移”产生的机制作一简单的理论说明.

1.1 单一子系统对外强迫的响应

首先让我们讨论大气或海洋系统对具有扰动的外界强迫场的响应. 令 $F(t)$ 代表外界强迫量, $R(t)$ 为大气或海洋系统对 $F(t)$ 的响应, 则 R 可以看作是 F 的函数, 即 $R(F)$. 又令

$$F = \bar{F} + F', \quad (1)$$

$$R(F) = \bar{R}(F) + R'(F), \quad (2)$$

上述 2 式各项的物理意义可理解如下: \bar{F} 可以看作是平均气候强迫量; F' 为强迫量的年际变化; $\bar{R}(F)$ 可以看作是模式在平均气候强迫场作用下的模式气候状态; $R'(F)$ 则为模式内部非线性相互作用而产生的模式状态的年际变化. 由于大气系统与海洋系统相比包含有更强更复杂的非线性相互作用过程, 如云物理过程, 因此, 大气模式在气候海温及海冰分布的驱动下能产生很强的模式年际变化; 反之, 海洋模式在平均大气场作用下所得到的年际变化则几乎可以忽略不计.

若将 $R(F)$ 对 F 作 Taylor 展开, 忽略二阶以上小量项并再取时间平均, 则有

$$\bar{R}(F) = \bar{R}(\bar{F}) + \bar{F}' \times \frac{dR(\bar{F})}{dF}, \quad (3)$$

这里, $\bar{R}(F)$ 可理解为真实外界强迫场(含有年际变化)作用下的模式气候状态. 显然, $\bar{R}(F) \neq R(\bar{F})$; 二者之间差为一非线性相互作用项. 上式说明, 我们如果用观测气候场 F' 强迫大气或海洋模式所得到的模式气候状态 $R'(F)$ 接近观测值, 那么用真实观测场(它的时间平均值即为气候值)强迫所得到的模式气候状态 $\bar{R}(F)$ 就有可能偏离观测值, 也即, 模式气候状态将部分地“漂移”或“调整”到一个新的状态. 从这一角度来看, 用观测气候场作为边界条件来调试模式并非最佳选择.

1.2 海气耦合系统

上述讨论的仅仅是一个系统(大气或海洋)对外界的单向响应. 下面我们将分析两个子系统(大气和海洋)之间的直接相互作用. 令 $\Phi(t)$ 代表大气的瞬时状态, $\Psi(t)$ 代表海洋的瞬时状态. 大气和海洋之间的相互作用可以简单用 $\Phi(t)$ 和 $\Psi(t)$ 之间互为函数的关系来表示, 即

$$\Phi = f(\Psi), \quad (4)$$

$$\Psi = g(\Phi). \quad (5)$$

又令 Φ^0 和 Ψ^0 分别代表观测的大气和海洋的气候状态, 且 Φ 和 Ψ 分别为 Φ 和 Ψ 对相应观测气候值的偏差, 即

$$\Phi = \Phi^0 + \Phi', \quad (6)$$

$$\Psi = \Psi^0 + \Psi'. \quad (7)$$

将式(4)、(5)分别对 Ψ^0 和 Φ^0 作 Taylor 展开, 有

$$\Phi(t) = \bar{f}(\Psi^0) + f'(\Psi^0)\Psi' + O(2), \quad (8)$$

$$\Psi(t) = \bar{g}(\Phi^0) + g'(\Phi^0)\Phi' + O(2), \quad (9)$$

其中, \bar{f} 、 \bar{g} 为时间平均值, f' 、 g' 为相应的扰动量. 如果忽略二阶以上小量, 从上 2 式及根据 Φ 和

Ψ 定义(6)、(7)式,可解出 Φ 如下:

$$\Phi = \frac{[f(\Psi^0) - \Phi^0] + \frac{\partial f}{\partial \Psi} \times [\bar{g}(\Phi^0) - \Psi^0]}{1 - \frac{\partial f}{\partial \Psi} \times \frac{\partial \bar{g}}{\partial \Phi}} + \frac{g(\Phi^0) \times \frac{\partial f}{\partial \Psi} + f(\Psi^0)}{1 - \frac{\partial f}{\partial \Psi} \times \frac{\partial \bar{g}}{\partial \Phi}}. \quad (10)$$

同样,我们可以解出 Ψ 的表达式.其中, $f(\Psi^0)$ 、 $\bar{g}(\Phi^0)$ 可分别理解为观测气候场强迫未耦合大气及海洋模式所得到的模式大气及模式海洋状态.对式(8)、(9)作时间平均,我们即可得到因耦合而引起的气候漂移分别为 $\frac{\partial f}{\partial \Psi} \times \Psi$ (大气)及 $\frac{\partial \bar{g}}{\partial \Phi} \times \Phi$ (海洋).从 Φ 的表达式(10)可看出,它由两部分组成,等式右边第一部分是未耦合模式模拟得到的气候状态和观测气候状态之间的系统误差造成的,另一部分则源于海气系统的非线性相互作用,其中包括上述系统误差与海气系统的非线性相互作用.因此,如果,未耦合的模式气候与观测气候之间存在着较大的系统误差,则模式大气和模式海洋一旦直接相互作用后,二者就很快偏离了原来的状态;显然,这部分漂移是非物理的.

为了消除上述这部分由模式系统误差而造成的漂移, Sausen 等^[9]率先引进了所谓的通量修正技术.该技术现已广泛应用于海气耦合模式的设计之中.为了要清楚地理解通量修正的作用,我们仍借助上述简单的海气系统.令 Φ^m 、 Ψ^m 为未耦合的模式大气和海洋状态,经通量修正后,类似式(8)、(9)我们有

$$\Phi(t) = f(\Psi^0 + \Psi - \Psi^m) = \bar{f}(\Psi^0) + f(\Psi^0) + \frac{\partial f}{\partial \Psi} \Delta \Psi + O(2), \quad (11)$$

$$\Psi(t) = g(\Phi^0 + \Phi - \Phi^m) = \bar{g}(\Phi^0) + g(\Phi^0) + \frac{\partial \bar{g}}{\partial \Phi} \Delta \Phi + O(2), \quad (12)$$

$$\Delta \Phi = \Phi + \Phi^m, \quad (13)$$

$$\Delta \Psi = \Psi - \Psi^m. \quad (14)$$

由此,可解出 $\Delta \Phi$ 如下:

$$\Delta \Phi = \frac{g(\Phi^0) \times \frac{\partial f}{\partial \Psi} + f(\Psi^0)}{1 - \frac{\partial f}{\partial \Psi} \times \frac{\partial \bar{g}}{\partial \Phi}}. \quad (15)$$

类似地也有 $\Delta \Psi$ 的表达式.比较式(15)和式(10)可以发现,通量修正消除了因模式气候与观测气候之间的系统误差而引起的那部分漂移,但仍保留了海气系统的非线性相互作用项.也就是说,经通量修正后,海气相互作用的机制被保留下来.

从上述分析即可知道,通量修正的方法不可能完全解决气候漂移这一问题;但同时我们应注意到,经海气相互作用后产生的模式解的变动部分是有物理背景的.这是因为,如果大气模式和海洋模式分别对大气和海洋中的非线性物理过程的参数化是完全的及正确的,那么,在一定时间尺度之内,该模式解的变动部分可以更真实地反映出类似于观测的年限变化.然而,模式对非线性物理过程的参数化往往存在着一定的局限性,这主要是我们对某些物理过程(如对有关云的反馈作用)缺乏足够的了解,因此,这些被扭曲的物理过程经海气相互作用后必将导致部分气候漂移.要消除或抑制这部分气候漂移是非常困难的,因为它与有物理意义的模式年限变化的产生源于同样的机制;所以,若想仅仅用技术手段(如削弱海气耦合强度等)来消除或抑制这部分气候漂移,那么在消除它的同时,模式年限变化也不可避免地受到了严重的影响.

另外,应该指出,前面我们对变量取时间平均并未明确平均运算的时间长度.显然,上述简单的理论分析仅适用于耦合积分起始后的一段时间内.在这一段时间内,只要扰动量(Φ Ψ)或偏差量($\Delta\Phi$ $\Delta\Psi$)仍满足小扰动假定即可.

2 短期耦合积分试验

本节试图基于 IAP 耦合模式及 IA P20 层海洋模式(ML20),通过数个短期耦合试验,以增强对海气耦合漂移问题的复杂性和困难性的感性认识.在引言中我们已提及基于 ML4 及 IAP-AGCM 的成功的耦合,同时,张学洪等^[15]亦已详细地介绍了 ML20 的结构和性能. ML20 与 ML4 相比,虽然垂直分层的分辨率提高了 5 倍,但由于采用特殊的时间积分方案,ML20 与的计算时间只是 ML4 的七分之一.就模式性能而言,ML20 不但保留了 ML4 的成功之处,还合理地模拟出深海温盐环流以及南极周围和北半球高纬(除北冰洋外)海冰的季节分布,而这是 ML4 所无法实现的.然而,这些模拟毕竟是以观测气候场作为边界条件,并未考虑海洋大气之间的相互反馈作用.

由此自然引发下述问题:既然 ML20 各方面的性能均超过了 ML4,则在同样的耦合方案下,用 ML20 替换 ML4 并与 IAP-AGCM 进行耦合积分,是否还能控制住气候漂移?是否还能模拟出类 ENSO 现象?亦即模式海洋的垂直分辨率对海气耦合性能有何影响?另外,ML20 定型版^[15]对温盐采用了隐式扩散,而 ML4 则采用三维显式扩散,则温盐扩散方案的不同是否也会影响耦合性能?

再者,由于 ML4 未能模拟出高纬海冰,因此在原来的 IAP-CGCM 中,高纬海冰是由观测气候值给定;这也就是说,“预估-校正”的月平均通量距平耦合方案只在常年开阔洋面区域的耦合被证明是成功的.然而,当用 ML20 替换 ML4 时,由于 ML20 能成功地模拟出高纬海冰,因此不可避免地遇到了冰-海-气之间的耦合问题.此时,原来的只适用于开洋面的海气耦合方案已无法应用于这冰-海-气共存系统.其中最大的问题是海水结冰前后的表面热通量的不连续性.如海水一旦结成冰,表面太阳短波辐射的反照率由水的 0.1 跃变动冰的 0.5,因而大部分短波辐射被反射到大气层.因此,尤其当观测、耦合及未耦合时的地面性质不一致时,就根本谈不上通量修正或通量异常.有关冰-海-气共存系统中的耦合问题的详细讨论可参见金向泽等^[16],简言之,针对冰-水-气共存系统,他们对“预估-校正”的月平均通量距平耦合方案作了修改,并提出了大气强迫量修正的概念.

在下述各个耦合试验中,我们混合采用前述的两种耦合方案.在耦合积分试验之前,未耦合大气模式已连续积分了 43 年,取该积分的最后时刻的输出作为耦合积分大气部分的初值,并取最后 10 年的多年月平均值作为模式大气状态,而这个模式气候状态正是“预估-校正”的月平均通量距平耦合方案所要求的.与此同时,未耦合模式海洋状态及耦合积分海洋部分的初值则取自 ML20 定型版的第 200 模式年的模拟值.

2.1 耦合试验 1(CEXP1)

这个试验的耦合方案完全是张学洪(Zhang X. H)等^[11]在 AGCM 与 ML4 耦合时采用的方案;其中高纬海冰不参加耦合,因而北冰洋的海冰及海温设置为气候值.这个试验的主要目

的是为了检验 ML20 的耦合性能. 因此, 这个试验与张学洪(Zhang, X. H) 等^[11]所作的 40 年耦合积分(CEXP0)的唯一不同之处即是用 ML20 替换了 ML4.

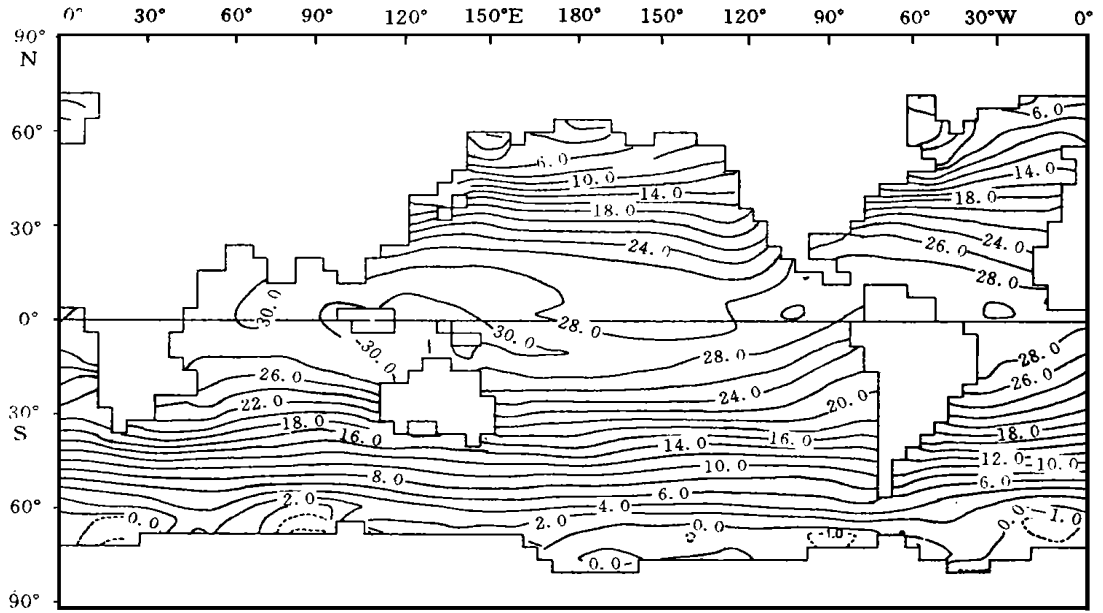


图1 CEXP1 模拟的后 5 年平均海面温度分布

这一试验共积分了 10 年. 图 1 为后 5 年的平均 SST 分布. 由此可以看出, 热带冷舌几乎完全消失, 在原冷舌占据的赤道东太平洋边界亦已出现一个温度高于 28 的小暖中心, 且东西太平洋的两个暖中心由一带状的暖水在其南部相连; 在南极大陆周围, 如果将 2 等温线看作是冰-水交界线, 可以看到在东经 50 及 120 至 160 区域, 因海洋增温已导致海冰完全消失, 整个海气耦合系统迅速向暖方向漂移. 从图 2 所显示的全球平均气温的温度可清楚地说明这一点. 此外, 还应该指出, CEXP1 虽然也能模拟出热带区域气候的年际变化, 但是由于耦合系统向暖方向漂移太快, 从而掩盖了一部分年际变化信号.

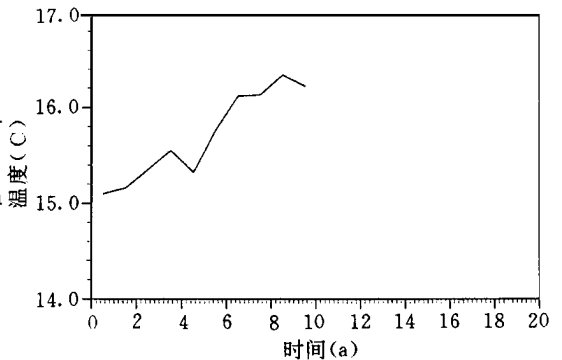


图2 CEXP1 模拟的全球平均海面气温随时间的演变

由此可见, 由于 CEXP1 与 CEXP0 最大的不同在于海洋模式, 然而, CEXP1 的耦合性能还不及 CEXP0(虽然 ML20 本身的性能远优于 ML4). 这个试验告诉我们一个严峻的事实: 未耦合模式性能的好坏并不能决定它们的耦合性能的好坏. 事实上, 如果说未耦合模式在具有强负反馈作用的观测气候边界强迫驱动下对平均气候状态的模拟是模式检验的第 1 步, 对具有年际变化的观测边界强迫的响应作为模式检验的第 2 步, 那么对其最严格的检验莫过于海气

耦合试验.

2.2 耦合试验 2 (CEXP2)

针对耦合试验 1(CEXP1)中所出现的问题,我们在试验 2 中对大气向海洋输送的热通量异常及风应力异常的幅度作了限制.这是基于这样的猜想:海气异常量破坏了小扰动假定.尤其当未耦合、耦合及观测的通量场之间存在空间“水平位移”时,月异常耦合方案的采用有可能导致更差的效果.因此,在对异常量作幅度限制的同时,还需对异常的空间分布作必要的限制.具体做法是,将热通量及风应力异常按下述公式加以限制.

$$\Delta F = \text{sign}(\Delta F) \min(|\Delta F|, 0.2 F^{\text{obs}}),$$

其中 ΔF 表示热通量或风应力异常, F^{obs} 为热通量或风应力的观测值, $\text{sign}(\Delta F)$ 表示只取 ΔF 为正负号,而 ΔF 为限制后的异常量.上式表示,模式海气异常量的幅度不超过局地预测气候值幅度的百分之二十.

试验 2 被积分了 20 年.图 3 为后 10 年的平均 SST 分布.概括地说,这一试验结果与未耦合海洋模式所得 SST 非常一致,热带西太平洋暖池,赤道东太平洋冷舌都得到很好的模拟.然而,从全球地表气温的变化趋势来看(见图 4),耦合系统仍有微弱的增温趋势.在热带区域,年际变化明显被低频化了(见图 5).总的说来,CEXP2 模拟的平均气候状态是成功的,缓慢的暖向漂移也是可以接受的,而最大问题是热带的年际变化并不真实.试验 2 证实了在本文第 1 节基于简单理论分析所得出的推断:如采用纯技术手段来消除或抑制因海气非线性相互作用而产生的那部分气候漂移,那么在消除或抑制它的同时,模式年际变化也不可避免地受到了严重

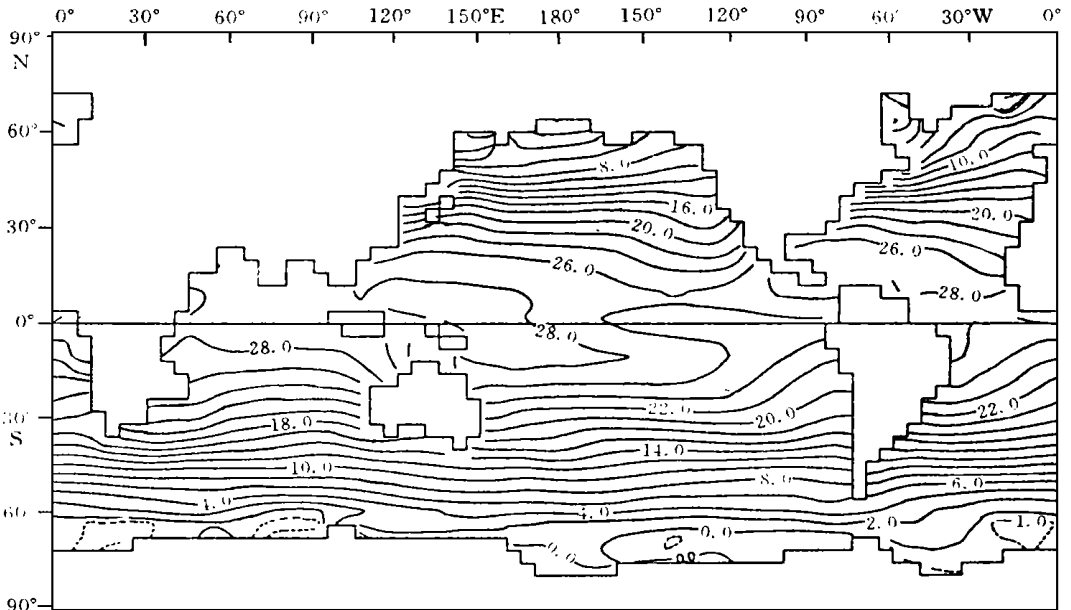


图 3 CEXP2 模拟的后 10 年平均海面温度分布

的影响.

2.3 耦合试验 3(CEXP3)

这一试验放弃了对异常量的限制, 但将海洋模式部分的温盐扩散方案由原来的隐式改为与 ML4 所采用的三维显式. 这里需要特别提出的是, 从耦合方案的角度来说, 耦合前后 AGCM 及 OGCM 所用的参数及结构应完全一致. 这是因为海气交换月平均异常量这一耦合方案有一个重要的前提假设, 即耦合前后模式的平均气候

状态几乎是保持一致的, 也即是小扰动假定. 因此, 若海洋对温盐的扩散方案在耦合前后不一致, 则必将导致耦合前后的模式平均气候的不一致. 然而, 从另一方面讲, 如在本文第 1 节指出的那样, 由于海气非线性的相互作用, 耦合后的模式平均状态极有可能偏离未耦合时的平均状态. 因此, 一味追求模式气候耦合前后的一致性是没多大意义的. 尤其是从公式(3)还可以看出, 如果要使耦合后的平均模式气候更接近观测值, 反而要求耦合后改变部分模式参数.

CEXP3 积分长度为 10 年. 图 6a 给出后 5 年的平均 SST 分布. 与 CEXP1 得到的 SST 相比, 热带西太暖池及东太冷舌已获得明显改进, 但热带大西洋的海温与观测相比仍然偏高. 如仅就热带 SST 分布来说, 图 6a 与 CEXP0 得到的 SST 分布(见图 6b)是很相似的. 然而, 图 6a 最大的问题是大部分高纬的海冰已因耦合系统的增温而消失. CEXP3 除较好地模拟了热带暖池和冷舌之处, 另一成功之处在于对热带年际变化的模拟(见图 7a): 与 CEXP0 模拟的年际变化^[1](见图 7b)相比, 二者水平相当, 都能模拟出与实测类似的 ENSO 现象.

然而, 也正是因为 CEXP3 对海洋模式中的温盐采用三维显式扩散, 结果使得模式海洋的经向温盐环流(见图 8a)很快地偏离了它的未耦合时的状态(见图 8b). 尤其是围绕南极大陆的冷水已与大洋底水分离, 这主要是位于 30°S 至 60°S 的那支风生环流(Deacon 环流)向下穿透过深的缘故. 我们曾对温盐采用三维显式扩散的 ML20 进行单独的未耦合积分试验(积分 90 年), 结果得到的全球平均径向流函数如图 8c 所示, 它与图 8a 相比有很大的一致性. 因此, 可以确认, CEXP3 模拟的 Deacon 环流穿透过深是由于耦合后改变了海洋的温盐扩散方案所导致的.

3 结论

本文首先围绕耦合模式的气候漂移及为控制部分气候漂移而采取的通量修正技术作了简单的理论分析. 结果表明当一个模式系统受到具有扰动的外界强迫场的作用时, 由于外界扰动具与系统本身的非线性相互作用, 模式的平均状态将可能偏离由观测气候强迫场(无扰动)作用的模式气候状态. 其次, 用同样的分析方法, 对两个直接相互作用的模式系统的分

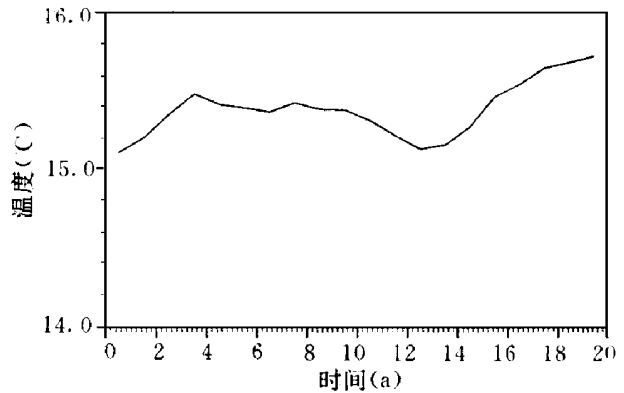


图 4 CEXP2 模拟的全球平均海面气温随时间的演变

析表明,耦合后的模式气候必将偏离各自的未耦合模式气候,而这种偏离来源于两个方面:一方面是由于未耦合模式气候与观测气候之间存在的系统性误差所致;另一方面则是由于2个模式系统之间的非线性相互作用所致.进一步分析表明,在2个模式系统之间引进通量修正技术可消除上述第一类耦合气候偏离,但上述第2类偏离却几乎原封不动地被保留了下来.这也就是说,经通量修正后,模式系统(海气系统)之间的非线性相互作用的机制被保留下来.显然,第2类偏离的产生是有物理背景的:如果大气模式和海洋模式分别对大气和海洋中的非线性物理过程的参数化是完全的及正确的,那么,在一定时间尺度之内,它反映的是类似于观测的年际变化.但由于我们对某些物理过程(如对有关云的反馈作用)缺乏足够的了解,因此模式对非线性物理过程的参数化往往存在着一定的局限性,而这些被不恰当的参数化扭曲了的物理过程经海气相互作用后必将导致部分气候漂移.由此可进一步推知,若想仅仅用技术手段来消除或抑制这部分气候漂移,那么在消除它的同时,模式年际变化也不可避免地受到了严重的影响.

本文最后利用中国科学院大气物理研究所发展的海气耦合模式进行了3个敏感性试验.结果表明:未耦合模式性能的优越并不一定意味着它有良好的耦合性能,海气耦合试验是对未耦合模式性能的最严格也是最后的检验;海气耦合强度的削弱有助于控制耦合气候漂移,但同时耦合年际变化产生了严重的影响,从而证实了上文基于简单理论分析所得出的推断;耦合漂移还受到模式海洋温盐扩散方案的影响,海洋温盐三维显式扩散方案比三维隐式更有利于得到较为真实的热带平均气候状态及年际变化,但它也将导致热量向高纬的扩散输送过强并进而导致高纬海冰的彻底融化.

本文所述研究工作受到国家科委设立的“八五”攻关课题——“全球气候变化的预测、影响和对策研究”下的一个专题“改进全球海气耦合模式及气候变化的数值模拟研究”的赞助;同时,这部分研究工作亦得到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的特别支持.

参考文献

- 1 叶笃正,曾庆存,郭裕福主编.当代气候研究.北京:气象出版社,1991,353
- 2 Manabe S and K Bryan. Climate calculation with a combined ocean-atmosphere model. *J. Atmos. Sci.*, 1969, 26, 768 ~ 789
- 3 Manabe S, K Bryan and M J Spelman. A global ocean-atmosphere climate model, Part I: The atmospheric circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, 5, 3 ~ 29
- 4 Manabe S, K Bryan and M J Spelman. A global ocean-atmosphere climate sensitivity. *Dyn. Atmos. Oceans*, 1979, 393 ~ 426
- 5 Bryan K, S Manabe and R C Pacanowski. A global ocean-atmosphere climate model, Part I: The oceanic circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, 5, 30 ~ 46
- 6 Washington W M, A J Semtner, G A Meehl, D J Knight and T A Mayer. A general circulation experiment with a coupled atmosphere, ocean and sea ice model. *J. Phys. Oceanogr.*, 1980, 10, 1 887 ~ 1 908
- 7 Neelin J D, M Latif *et al.* Tropical air-sea interaction in general circulation models. *Climate Dynamics*, 1992, 7, 73 ~ 104
- 8 IPCC. Climate Change, The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. J T Houghton, B A Callander and S K Varney (Eds.). Cambridge University Press (UK.), 1992, 200

- 9 Sansen R, K Barthel and K Hasselmann. Coupled ocean-atmosphere models with flux correction. *Clim. Dyn.*, 1988, 2, 145 ~ 163
- 10 Cubasch U, Coupling a global atmosphere model with a global ocean model using the flux correction method, In "Aspects of coupling atmosphere and ocean models", Rep. No. 6, Met. Inst. Univ., Hamburg. FRG. 1989
- 11 Zhang X H, H Bao, R C Yu and W Q Wang. Coupling scheme experiments based on an atmospheric and an oceanic GCM, *Chinese J. Atmos. Sci.*, 1992, 16(2): 129 ~ 144
- 12 Zeng Q C, X H Zhang, X Z Liang, C G Yuan and S F Chen. Documentation of IAP Two-Level AGCM. TR044. DOE/ER/60314-H1, U. S. DOE., Feb. 1989, 383
- 13 Zhang X H and X Z Liang. A numerical world ocean general circulation model. *Adv. Atmos. Sci.*, 1989, 6(1): 43 ~ 61
- 14 Chen K M, X H Zhang and Q C Zeng. The features of interannual variability in a coupled general circulation model. *Proceeding of International Workshop of Climate Variability*, Edited by Ye Duzheng, Beijing, 1992, 255 ~ 272
- 15 张学洪, 陈克明, 金向泽, 林武银, 俞永强. 一个 20 层大洋环流模式模拟的温盐环流. 气候变化规律及其数值模拟研究论文(第二集), 85-913 项目 02 课题论文编委会编, 北京: 气象出版社, 1996, 85-106
- 16 金向泽, 林武银, 陈克明, 张学洪. 海-气耦合模式中冰的处理及冰-水过渡区的耦合方案. 气候变化规律及其数值模拟研究论文(第二集), 85-913 项目 02 课题论文编委会编, 北京: 气象出版社, 1995, 37 ~ 45