

一个大洋环流模式和相应的 海气耦合模式的评估*

I. 热带太平洋年平均状态

张学洪 俞永强 宇如聪 刘海龙 周天军 李薇

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘要 评估了中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室海洋环流模式 L30T63 和海气耦合模式 FGCM-0 模拟的热带太平洋年平均状态, 资料取自 L30T63 由观测的大气强迫驱动的 Control 试验、由 NCAR CCM3 大气强迫驱动的 Spin-up 试验、以及相应的海气耦合模式 FGCM-0。主要的结论是: (1) 在“准确”的海表强迫下, Control 模拟的海面温度和温跃层与观测结果相当接近, 模式的固有误差是赤道冷舌过分西伸和东南太平洋温跃层偏浅。(2) Spinup 能模拟出合理的热带太平洋上层海洋环流, 但存在两个问题, 即: 暖池区海面温度显著偏高、沿赤道的梯度过大; 赤道温跃层偏浅、东西向坡度偏小, 它们分别与 CCM3 提供的海表短波辐射通量和风应力的系统误差有关。这两个问题很可能是海气耦合模式 FGCM-0 运行初期误差迅速发展的重要原因。(3) FGCM-0 模拟的赤道暖池区上层 100 m 的平均温度比观测低 3°C。分析表明 FGCM-0 夸大了暖池区海洋动力过程的降温作用, 使得模拟的“暖池”在一定程度上具有冷舌的属性。FGCM-0 模拟的热带南太平洋温跃层比观测结果偏浅数十米到 100 m, 以致赤道两侧的上层海洋温度分布趋于对称, 成为“double ITCZ”现象在上层海洋中的表现。风应力旋度的系统误差和垂直混合随深度衰减过快是温跃层偏浅的两个可能原因; FGCM-0 中与北太平洋中高纬地区深厚冷偏差相关的经圈环流也有利于热带温跃层误差的维持。

关键词: 热带太平洋; 海表温度; 温跃层; 海洋环流模式; 海气耦合模式

1 引言

气候模式的评估^[1,2]是气候模式发展和应用研究中的一个重要环节。模式评估的思路是在记录和分析模式误差的基础上, 研究模式在物理上的合理程度和误差产生的原因, 以便寻求改进模式的途径。作为气候模式评估的一种重要的方法, 模式的比较研究在识别和了解模式共性问题方面是特别有用的, 一个成功的例子是大气环流模式比较计划 (AMIP)^[3]。海洋模式的比较研究也有某些进展, 例如, Stockdale 等^[4]的研究确认模拟的赤道太平洋冷舌偏强和过于西伸是海洋模式的普遍问题, 提高分辨率和减

2002-06-26 收到, 2002-10-11 收到修改稿

* 中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKCX2-SW-210 和国家自然科学基金资助项目 40233031 共同资助

小粘性有助于改善这种状况。在热带海气耦合模拟的比较研究方面, Mechoso 等^[5]的工作受到广泛的重视。他们比较了 11 个非通量调整型的海气耦合模式(或称“直接耦合模式”)模拟的热带太平洋平均季节循环,指出:直接耦合模式能够在不同程度上模拟赤道太平洋海表温度(SST)的东西向不对称特征是一个进步;但是,大多数模式模拟的赤道中、西太平洋偏冷而远东太平洋偏暖,很少有模式能够模拟出赤道东太平洋 SST 的年循环及其西传的特征,耦合模式倾向于给出赤道南北比较对称的 SST 分布,一部分模式有明显的“双辐合带”(double ITCZ)问题。总之,热带(特别是赤道)太平洋 SST 的模拟误差太大是迄今直接耦合模式的最主要的问题之一。他们的这些结论至今仍在不断地被新的研究成果所证实^[6,7]。对耦合模式模拟的平均气候态和季节变化的评估是一项基本评估,有助于正确了解当前模式模拟和预测年际气候变率的能力,逐渐明确模式改进的方向。

本文是对中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体动力学数值模拟国家重点实验室(LASG)近年来发展的 30 层全球海洋环流模式^[8]和相应的海气直接耦合模式^[9]所作的初步评估的第一部分:热带太平洋年平均状态。评估的重点是上层海洋温度的模拟,考察的主要变量是 SST 和温跃层深度,为了分析 SST 模拟误差的可能原因,也将涉及海表热通量、风应力、以及上层洋流。此外,还将给出对作为上层海洋环流形成背景的恒定温跃层的评估。对单独海洋模式和海气耦合模式的评估是结合进行的,希望通过比较来增进对误差成因的了解。

本文的安排如下:第 2 节叙述模式和资料;第 3 节比较恒定温跃层的模拟结果;第 4 节给出热带太平洋 SST 的模拟误差以及海洋模式和耦合模式模拟结果的显著差别;对赤道冷舌和暖池区模拟误差的综合分析和对比分析在第 5 节给出;第 6 节分析季节性温跃层的模拟误差及可能的来源;第 7 节给出主要结论,并对耦合模式模拟的温跃层误差做了进一步讨论。

2 模式和资料

2.1 海洋环流模式 L30T63

本文要评估的海洋环流模式(OGCM)是金向泽等^[8]发展的一个 30 层全球模式,它的水平格点分布与三角形截断 63 波的大气谱模式相同,水平格距约为 $1.875^\circ \times 1.875^\circ$,故简称“L30T63”。L30T63 采用了沿着等密度面混合的“GM90”方案^[10],并在热带上层海洋采用了依赖于 Richardson 数的垂直混合方案^[11]。文献 [8] 给出了 L30T63 的一个 1160 年的基本试验结果,模拟的热盐环流和风生环流合理,恒定温跃层较先前有显著改进。

在基本试验的基础上又做了一系列试验,其中之一是利用欧洲中期天气预报中心“再分析”(ERA)^[12]在热带太平洋区域的逐月风应力资料强迫完成的一个 10 年(1980~1989)积分^[13],本文将称之为“控制(Control)”试验,并将利用其结果与下面提到的以“Spinup”方式和海气耦合方式进行的试验以及观测分析的结果进行比较。

2.2 海气耦合模式 FGCM-0

本文要评估的海气耦合模式是俞永强等^[9]发展的一个“灵活的”海气耦合环流模

式 (Flexible coupled ocean-atmosphere General Circulation Model) 的原始版本, 简称为 FGCM-0。它是基于 NCAR CSM-1 (the NCAR Climate System Model, Version One)^[14] 发展起来的, 具体做法是借助于耦合器 (flux coupler), 将 CSM-1 原有的海洋分模式替换为 LASG 的 L30T63, 其他部分基本不变, 但暂时关闭了淡水通量的耦合, 而代之以海表盐度的恢复性边界条件 (见表 1)。FGCM-0 的大气分模式就是 NCAR 的 CCM3 (Community Climate Model, Version Three)^[15]。以耦合器为中心的耦合方式使得耦合系统中各个分模式的切换比较容易实现, 从而提供了一种高效的方式去构造新的气候系统模式, 便于检验耦合系统对于它的子系统的敏感性, FGCM-0 就是我们进行这种尝试的第一步。

表 1 Control、Spinup、FGCM-0 和 NCEP ODAS 的控制因子的主要特征

	Control	Spinup	FGCM-0	NCEP ODAS
运行方式	海洋模式受迫试验	海洋模式受迫试验	海气耦合试验	海洋模式资料同化
空间范围	全球海洋	全球海洋	全球海洋	太平洋
时间范围	1980~1989 年	70~77 (模式年)	20~29 (模式年)	1980~1989 年
初 值	L30T63 基本试验第 1160 年末的结果	L30T63 基本试验第 1160 年末的结果	Spinup 第 69 年末的结果	海洋模式初始化的结果
风 应 力	HR 全球气候风应力结合热带太平洋 ERA 逐月风应力	CCM3 控制试验的逐日风应力	逐日耦合过程自身的产物	HR 气候风应力结合 FSU 逐月风应力距平
热 通 量	COADS 的气候热强迫量	CCM3 控制试验的逐日热强迫量	逐日耦合过程自身的产物	Oberhuber 的气候热强迫量 ^[25]
淡水通量	用海表盐度向观测值恢复来代替	用海表盐度向观测值恢复来代替	用海表盐度向观测值恢复来代替	用海表盐度向观测值恢复来代替
海 冰	L30T63 热力学海冰模式	CSM-1 热力学海冰模式 ^[26]	CSM-1 动力-热力学海冰模式 ^[26]	无

在运行 FGCM-0 之前, 先对海洋模式 L30T63 做了 80 年“Spinup”积分, 其中用到的海表风应力和大气热力学变量由 CCM3 在观测的 SST 和海冰分布条件下所做的控制试验的资料给出。本文用到的 Spinup 试验资料取自 80 年积分中的 70~77 年的结果。接着进行的是耦合模式 FGCM-0 的积分, 其中海洋的初值就是上述 Spinup 试验第 70 年的初值。耦合方式是海气之间动量和热量的直接耦合, 这一点不同于此前 LASG 耦合模式中所使用的“通量距平”耦合^[16]。耦合积分共做了 60 年, 本文用到的 FGCM-0 的资料取自积分的 20~29 年。关于 Spinup 和 FGCM-0 实施的细节可参阅文献 [9]。

2.3 NCEP 海洋资料同化系统

为了检验海洋模式和耦合模式的结果, 本文使用了 NCEP (The National Centers for Environmental Prediction) 海洋资料同化系统^[17,18] (简称 NCEP ODAS, 或 NCEP, 但本文提到的 NCEP 皆指它的海洋资料同化系统, 而不是大气资料同化系统) 提供的热带太平洋上层海洋的温度场和流场资料。NCEP ODAS 是一个高分辨率热带太平洋环流模式和各种海洋观测资料相结合的产物, 范围是太平洋海盆 (45°S~55°N, 120°E~70°W), 用于同化的资料包括 Reynolds 和 Smith 的逐月 SST 分析^[19] 和由 XBT (投

弃式温深计) 以及 TAO (热带大气和海洋) 的锚定浮标阵列^[20]得到的次表层温度资料。NCEP ODAS 不仅提供了热带太平洋区域高质量的表层和次表层温度资料, 也给出了可供参考的赤道流系的主要特征。本文选取 1980~1989 年逐月的 NCEP ODAS 资料以便和 L30T63 的 Control 试验结果相对照。

本文用到的其他观测分析和模式资料还有: Levitus^[21]的气候海温, Hellerman 和 Rosenstein^[22]的全球风应力 (简记为 HR), ERA^[12]和 FSU (Florida State University)^[23]的热带太平洋风应力, COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)^[24]的海表热通量, 以及 CCM3 控制试验模拟的风应力和海表热通量。

以下的分析将主要通过比较 Control、Spinup、FGCM-0 及 NCEP ODAS 的资料来进行。表 1 概括了这些资料的控制因子的主要特征。

3 恒定温跃层

恒定温跃层 (permanent thermocline) 是海洋在高纬度失去热量和在低纬度获得热量这两种过程相互平衡的产物, 可以看作是上层海洋环流发生的深层背景。因此, 在评估海洋模式和海气耦合模式时, 首先考察它们模拟的恒定温跃层的状况是必要的。

图 1 给出了 Control、Spinup 和 FGCM-0 模拟的太平洋纬圈平均温度以及它们相对于 Levitus^[21]资料的误差随纬度和深度的分布 (图中 1000~5000 m 的垂直坐标是压缩的)。其中 30°N~30°S 之间 1000 m 水深以上的温度垂直梯度远大于从海表到海底的平均温度梯度, 可以代表海洋的“恒定”温跃层。20 世纪 90 年代之前, 海洋模式普遍存在的一个主要问题是模拟的恒定温跃层太深、温度梯度太弱。1990 年, Gent 和 MacWilliams^[10]提出了一种沿着等密度面混合的参数化方案 (简称 GM90), 极大地改善了恒定温跃层的模拟, 这在 L30T63 海洋模式的试验中也得到了证实。从图 1 可以看出, 三个试验给出的温度分布在 30°N~50°S 之间是比较接近的, 其中一个代表性的特征是 4°C 等温线位于水深 1000 m 附近, 和 Levitus 等^[21]的结果一致。在同一纬度范围的大西洋海盆, 4°C 等温线位于水深 2000 m 附近 (图略), 表明大西洋深海主要受北大西洋深水 (NADW) 控制。太平洋和印度洋深海比较冷则表明它们受来自南极周围的深层水和底层水影响较大。

三个试验模拟结果的主要差别出现在北半球中高纬度、热带南太平洋上层海洋及南半球高纬度。在 30~60°N 之间单独的海洋模式和耦合模式的误差是反号的: Spinup 和 Control 模拟的 1000 m 以上的海温显著偏高, 表明海洋模式在中高纬地区失去的热量偏少; 而 FGCM-0 模拟的低于 4°C 的海水却可以一直“通风”达到海表, 以致海表到 800 m 之间海温显著偏低, 最大误差超过 -3°C。造成这种差别的原因是 FGCM-0 模拟的北太平洋海冰范围偏大^[9], 导致虚假的深对流的发生。

海洋模式和耦合模式的另一个重要差别出现在 10~20°S 附近的上层海洋, 虽然所有模式试验给出的海温在那里均比观测显著偏低, 但耦合模式 FGCM-0 的误差特别严重, 它模拟的纬圈平均海温在 15°S 附近、100~400 m 之间误差超过 -3°C (最大误差达 -6°C), 以致 10°C 以上的等温线关于赤道几乎对称, 这和 Spinup 以及 Control 的结果是有明显的区别的。对此, 本文第 6 节还将做进一步的讨论。

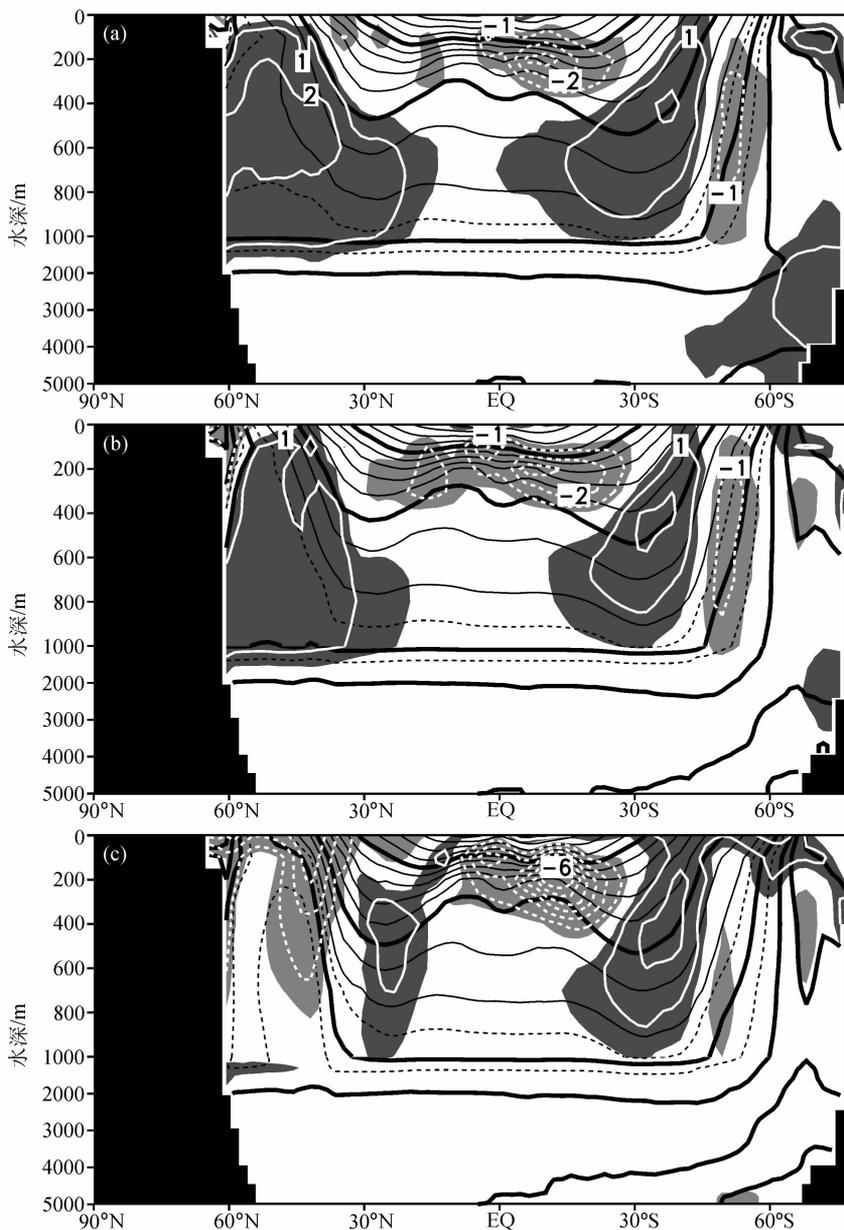


图 1 太平洋纬圈平均的年平均温度及误差分布

(a) Control; (b) Spinup; (c) FGCM-0. 黑色加粗线数值 (自上而下): 20、10、4、2、1、0, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 阴影区表示绝对值超过 0.5°C 的误差范围, 等值线间隔: 1°C

4 热带太平洋 SST

图 2b~d 分别是 Control、Spinup 和 FGCM-0 模拟的年平均 SST (黑色等值线) 以及它们相对于 NCEP ODAS 结果 (图 2a) 的误差 (白色等值线), 其中误差绝对值大于

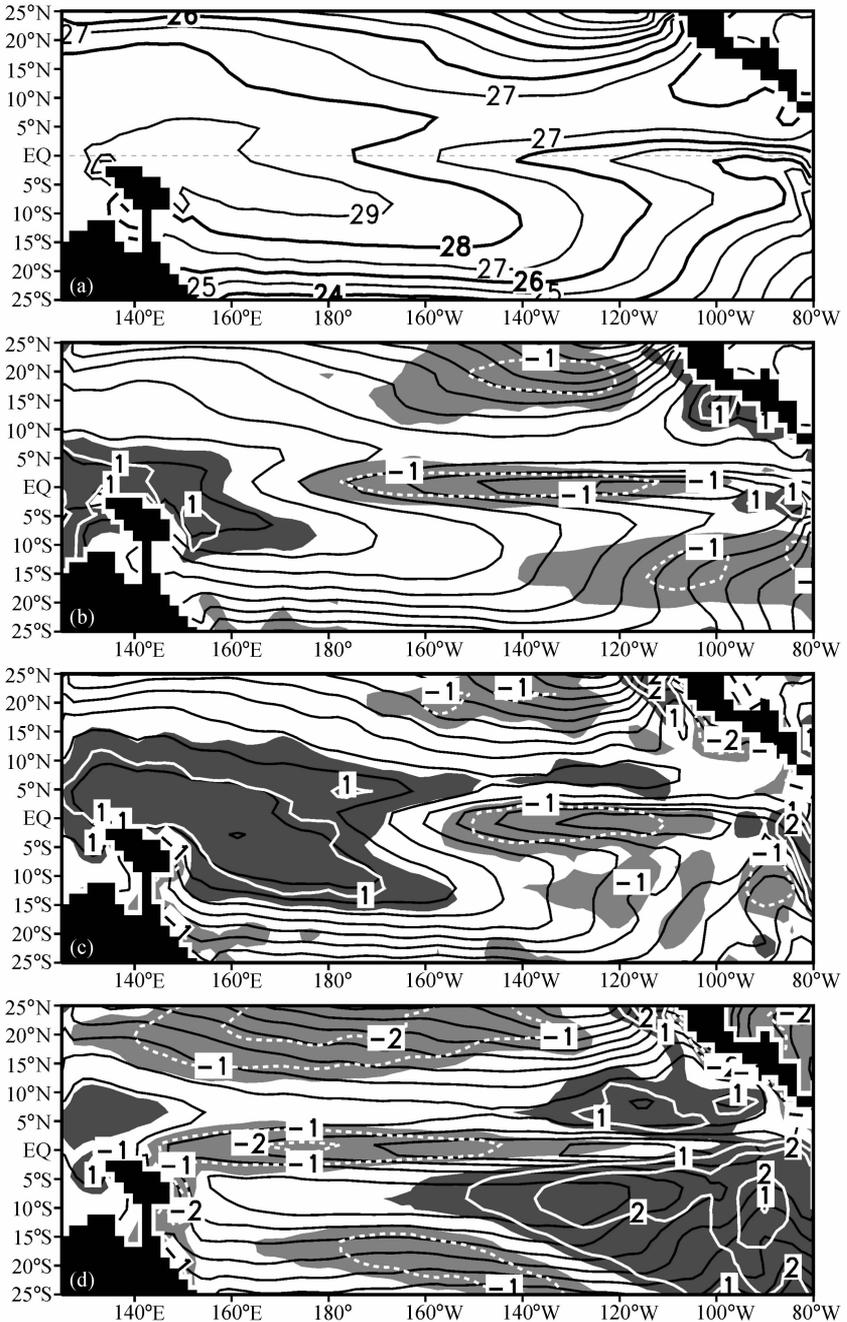


图2 热带太平洋年平均 SST 及误差分布, 阴影区表示绝对值超过 0.5°C 的误差范围
 (a) NCEP ODAS 分析的 SST, 单位:°C; (b) Control; (c) Spinup; (d) FGCM-0 的结果

0.5°C 的区域用阴影表示。可以看出, Control 在热带太平洋的大部分区域上的误差不超过 0.5°C, 尤其是 28°C 等温线所包围的暖池区以及和热带辐合带 (ITCZ) 相伴随的暖水带模拟得很好。如果将误差大于 +1°C (或小于 -1°C) 定义为“显著”偏暖 (或偏冷), 那么前者只限于西太平洋暖池在 140°E 以西的部分以及墨西哥沿岸的暖水区,

而后者则出现在赤道冷舌区以及东北和东南太平洋的冷水区，其中赤道冷舌区显著偏冷的范围从 110°W 一直西伸到日期变更线附近，东西跨度将近 70 个经度。Spinup 的误差分布型和 Control 有一定的相似性，但整个西太平洋暖池以及 ITCZ (110°W 以西) 都偏暖，其中暖池的大部分显著偏暖。Spinup 模拟的赤道冷舌也是偏冷的，但显著偏冷的范围比 Control 小。

同非耦合海洋模式的结果相比，海气耦合模式 FGCM-0 模拟的 SST 的误差要大得多，其中最引人注目的是赤道西太平洋和中太平洋 ($150^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{W}$) 海温显著偏低，日期变更线西侧有 -2°C 的冷偏差。这条赤道冷水带将西太平洋暖池分隔成赤道以北和以南的两条暖水带（它们正好对应着热带辐合带），而且在 ITCZ 东段以及东南太平洋一个很大范围内显著偏暖，在 140°W 以东、 $5\sim 15^{\circ}\text{S}$ 之间以及秘鲁沿岸出现了 2°C 的暖偏差。这样，FGCM-0 模拟的 SST 不仅在暖池和冷舌的分布型式上同观测及单独海洋模式的结果有显著的差别，而且赤道南北趋于对称，表现为比较典型的“双辐合带” (double ITCZ) 型^[5]。还应指出的是，在 15°N 以北和 15°S 以南，FGCM-0 的模拟结果都有较大范围的显著偏冷区，尤其是北太平洋的显著偏冷范围的東西跨度达到 90 个经度，其中 $160^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$ 之间出现了超过 -2°C 的冷偏差，这个大范围的冷水区的出现和东北信风的大值中心的西移和加强是相互关联的 (图略)。

图 2d 给出的误差分布和 NCAR CSM 的相应结果 (参阅文献 [27] 的图 1c) 是非常相似的。注意到 FGCM-0 和 NCAR CSM 是由同一个大气模式和两个不同的海洋模式耦合而成的，它们模拟的 SST 误差的相似性意味着大气模式对于这种误差的贡献可能是主要的。

图 3 给出了赤道上年平均 SST 随经度的分布，其中 NCEP ODAS 的结果表明在 $160^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 之间赤道 SST 以大约每 10 个经度下降 0.5°C 的梯度向东递减，而在海盆的西端和东端有弱的反向梯度。三个模式的结果在定性上和 NCEP 的结果是一致的，但单独海洋模式试验给出的梯度偏大，特别是 Spinup 模拟的温度梯度在在 $160^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 之间竟达每 10 个经度 0.8°C 以上 (见图中的细虚线)，而耦合模式 FGCM-0 模拟的温度梯度偏小，只有每 10 个经度 0.3°C 左右。许多直接耦合模式模拟的赤道海温梯度偏小^[5,6]，现在还不清楚是否有共同的原因。就 FGCM-0 来说，它和 Spinup 的鲜明对比反映了耦合前后赤道太平洋曾经发生过剧烈的调整。

图 4 给出了 FGCM-0 积分的最初 3 年内赤道纬向风应力 (已经折合为风速)、SST、以及温跃层深度 (本文定义为 20°C 等温线的深度) 的“异常”及其随时间演变，

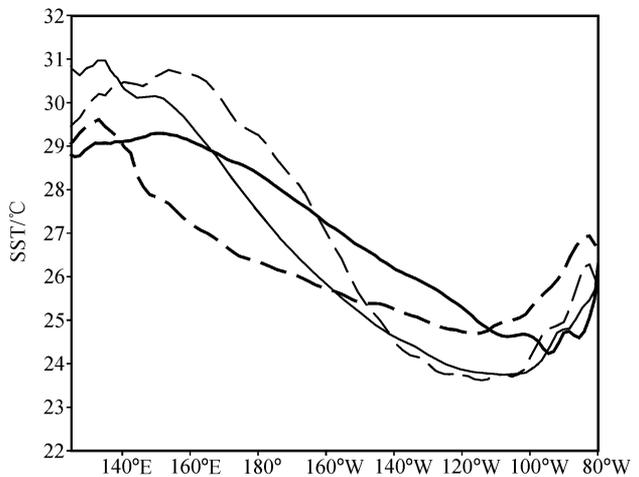


图 3 $2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$ 平均的年平均 SST 随经度的分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

粗实线: NCEP ODAS; 细实线: Control;

细虚线: Spinup; 粗虚线: FGCM-0

用来描述耦合前后的调整过程，这里的“异常”是指从同一初值出发耦合模式FGCM-0的积分结果和同一时间 Spinup 的相应结果之差。由于 Spinup 提供给耦合模式 FGCM-0 的初始场中包含了过高的赤道 SST 东西向梯度，导致耦合积分开始后赤道太平洋出现自东向西传播和发展的东风异常（图 4a），第 1 年 4~8 月在日期变更线附近达到 4 m s^{-1} 以上，然后开始衰减，并在以后的两年内表现为正、负异常交替的季节性变化；耦合积分第 1 年内出现的东风异常对赤道太平洋的冲击表现在两个方面：一方面是 SST 急剧降温（图 4b），5~10 月在日期变更线附近降温 4°C 以上，其中赤道暖池区最大降温达 6°C ，到第 1 年末降温幅度衰减到 2°C 左右，但此后始终维持负异常。从图 4b 可以看出第 2 年以后耦合模式模拟的赤道 SST 的东西向梯度显著减小，这就是为什么强烈的东风异常只出现在耦合积分的第 1 年的原因；另一方面是赤道温跃层的加深（次表层增温，图 4c），其中第 1 年下半年西太平洋暖池区温跃层正异常一度达 40 m 以上（相当于暖池区年均温跃层深度的 30%，参看第 5 节给出的表 4），这显然和东风异常区西侧产生的强烈辐合有关。到第 1 年年底，温跃层加深的势头开始衰减，正异常在第 2 年下半年开始消失，此后温跃层深度在暖池区转变为呈季节震荡的负异常，年平均异常值约为 -10 m （参看表 4），意味着赤道暖池区次表层海温从此转变为一个持续的偏冷状态，它是赤道暖池区 SST 显著偏冷在上层海洋中的背景条件（具体的分析

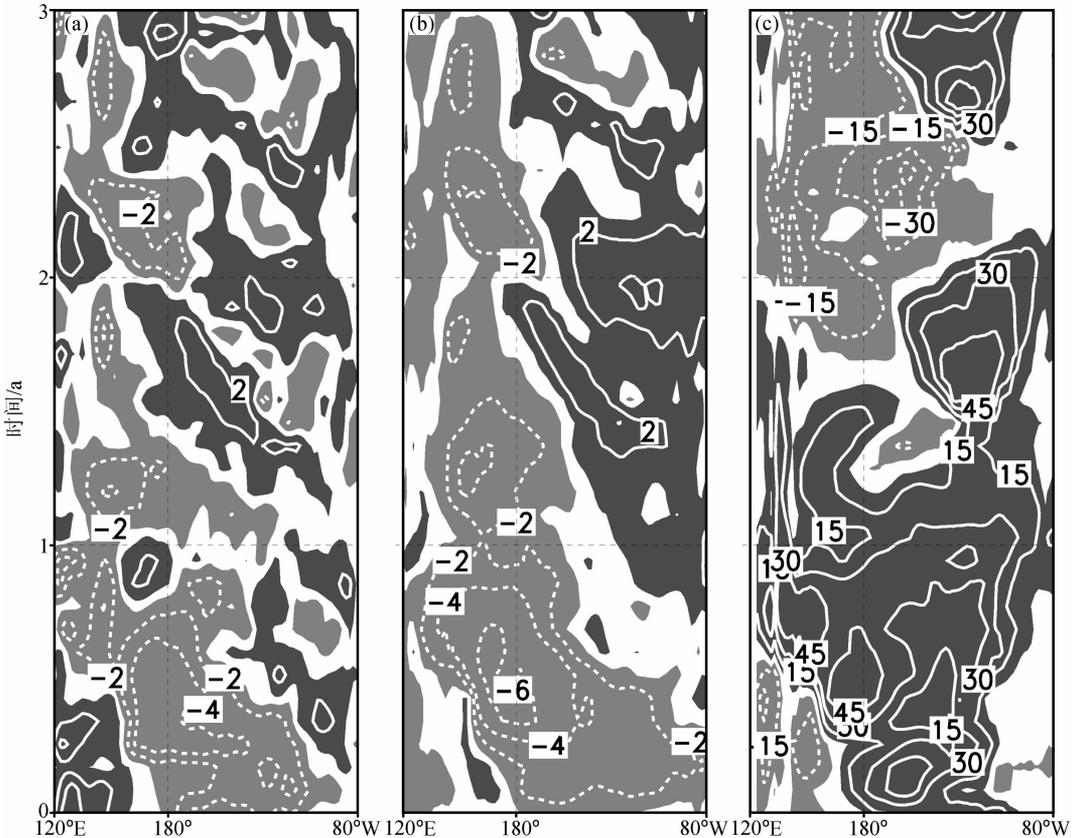


图 4 FGCM-0 积分的最初 3 年期间赤道太平洋“异常”的纬向风 (a, 单位: m s^{-1})、SST (b, 单位: $^\circ\text{C}$) 以及 20°C 等温线深度 (c, 单位: m) 随时间的演变

在第 5 节给出)。赤道暖池区的调整过程在耦合积分的前两年大体上已经完成^[28]，此后出现的是正常的季节和年际变化，其平衡态就是本文所讨论的对象。

上述赤道暖池区调整过程中最重要的转变是温跃层先下沉（伴随着次表层升温）、后抬升（伴随着次表层降温）。李江龙^[28]的分析表明，温跃层下沉主要和东风异常引起的上层海洋混合加强有关。至于随后发生的温跃层抬升，其机理尚待进一步研究，但从文献 [28] 的表 4.1 可以推知：暖池区上层海洋热量的损失不是由于局地海气热交换，而是和非局地的平流以及波动过程有关。

5 赤道冷舌和暖池

第 4 节的分析表明，赤道太平洋不仅是模式 SST 误差最显著的区域之一，而且 Control, Spinup 和 FGCM-0 的模拟误差既有相似的特征（如冷舌偏强），又有明显不同的特征（如暖池区的误差、沿赤道的东西向温度梯度以及冷舌偏强的程度等）。并且，SST 的这种差别不是孤立的现象，而是和上层海洋状况的差别密切有关的，这一点可以从图 5 和图 6 得到印证。

例如，Spinup 模拟的冷舌区 SST 和次表层海温都是最低的（图 5c），后者有可能通过冷水涌升过程影响前者；FGCM-0 模拟的暖池区误差也有类似的连带特征（图 6d）。又如，模式模拟的赤道冷舌区表层向西的南赤道流（SEC）均比 NCEP 结果深厚得多，注意到赤道海温具有西暖东冷的特征，这意味着模式可能高估表层冷平流；另一方面，模式模拟的赤道潜流（EUC）比 NCEP 结果弱得多，意味着模式可能低估次表层暖平流，使模拟的冷舌区次表层偏冷。

考察模式 SST 的控制方程：

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{v} \cdot \nabla T - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{F}{\Delta z \rho_0 c_p} - \frac{\kappa}{\Delta z} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-\Delta z}, \quad (1)$$

其中， T 是模式表层的温度（即模式海洋的“SST”）， Δz 是模式表层的厚度（L30T63 是 25 m，NCEP ODAS 是 10 m），其他符号是常规的。(1) 式右端各项依次为：水平温度平流、垂直温度平流（冷水涌升）、净海表热通量（向下为正）以及表层底部垂直混合的加热率（冷却率），这里略去了表层底部的短波辐射穿透冷却和水平混合作用。对于年平均 SST，(1) 式退化为如下的热量平衡方程：

$$F \equiv S - F_{\uparrow} = \Delta z \rho_0 c_p \left[\mathbf{v} \cdot \nabla T + w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\kappa}{\Delta z} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=-\Delta z} \right], \quad (2)$$

其中， S 是海表吸收的短波辐射通量， F_{\uparrow} 代表向上的潜热、感热和净的长波辐射通量的总和。在赤道太平洋 F 总是正值，因此 (2) 式意味着净海表热通量的加热作用应当和海洋动力过程的冷却作用（平流、涌升和混合）相平衡；但如果 F 值很小，那么海洋动力过程的作用就是次要的，海表热平衡主要在净海表热通量的两个分量 S 和 F_{\uparrow} 之间达成，SST 也主要由它们决定。这一点是以下分析的基础。

由于资料限制等原因本文没有逐一计算方程式 (2) 右端各项，而是选取了几个相关的状态变量，它们的定义和物理意义见表 2，表 3 给出了这些变量在区域 ($2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}, 110 \sim 150^{\circ}\text{W}$) 和 ($2^{\circ}\text{S} \sim 2^{\circ}\text{N}, 160 \sim 180^{\circ}\text{E}$) 上的平均值。

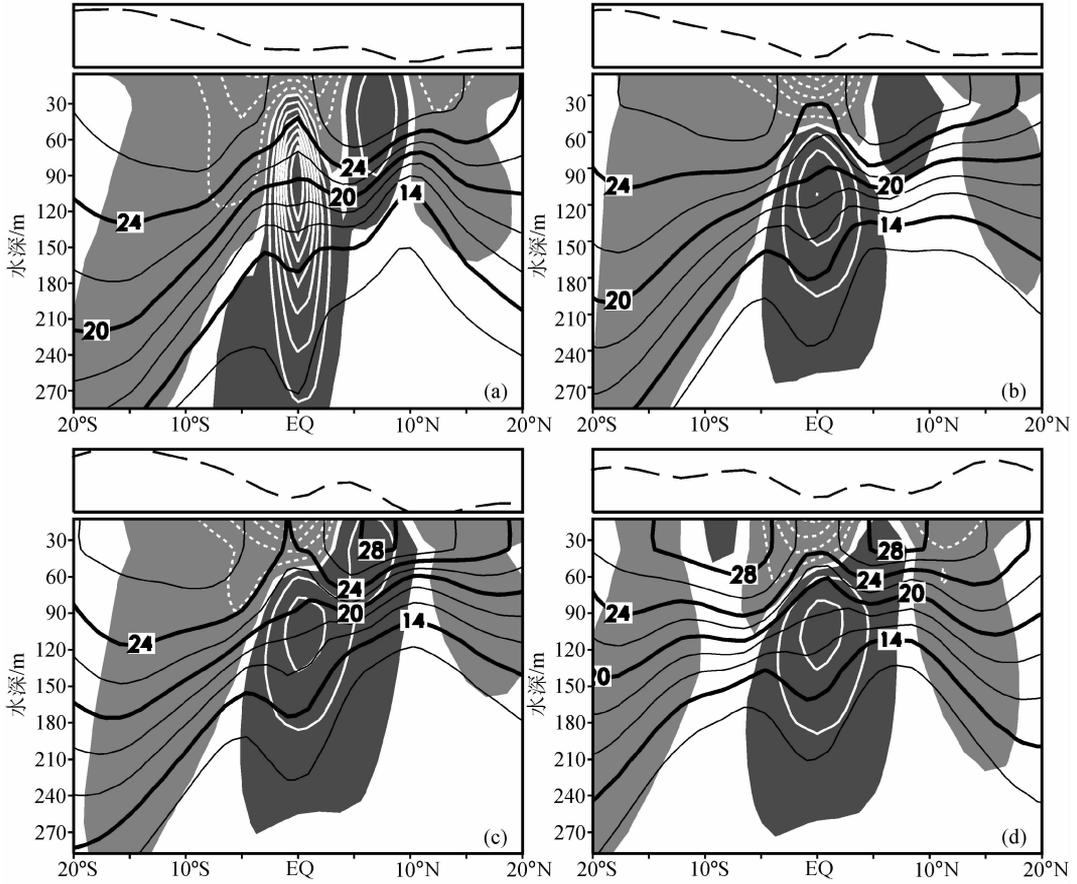


图 5 110~150°W 平均的年平均温度和纬向流速随纬度和水深的分布

(a) NCEP ODAS; (b) Control; (c) Spinup; (d) FGCM-0

黑色实线: 等温线, 单位: $^{\circ}\text{C}$; 白色线: 等流速线, 间隔: 10 cm s^{-1} , 实线为正;

黑色虚线: 海表高度或上层 300 m 热含量的经向分布

表 2 描述赤道冷舌和暖池区上层海洋状态的变量

变量名	定义	物理意义
T	模式表层温度 (SST)	赤道 SST 是海表热通量的加热作用和海洋动力过程的冷却作用 (平流、涌升和混合) 相互平衡的结果
T_{100}	上层 100 m 平均温度	相当于温跃层 (冷舌区) 或混合层 (暖池区) 的平均温度
D	20 $^{\circ}\text{C}$ 等温线深度	代表温跃层中心的深度, 反映冷水涌升强度
u_{100}	上层 100 m 平均纬向流速	反映南赤道流 (SEC) 和赤道潜流 (EUC) 的相对强度
S	海表的人射短波辐射通量	间接反映云的吸收和反射作用的强弱
F_{\uparrow}	海表潜热、感热和净长波辐射通量之和 (向上为正)	F_{\uparrow} 的最主要部分是受 SST 控制的潜热通量反映赤道海洋对大气的强迫作用
F	$F = S - F_{\uparrow}$ (向下为正)	净海表热通量是赤道海洋最主要的热源
τ_x, τ_y	纬向和经向风应力	它们的空间分布控制着温跃层的状态

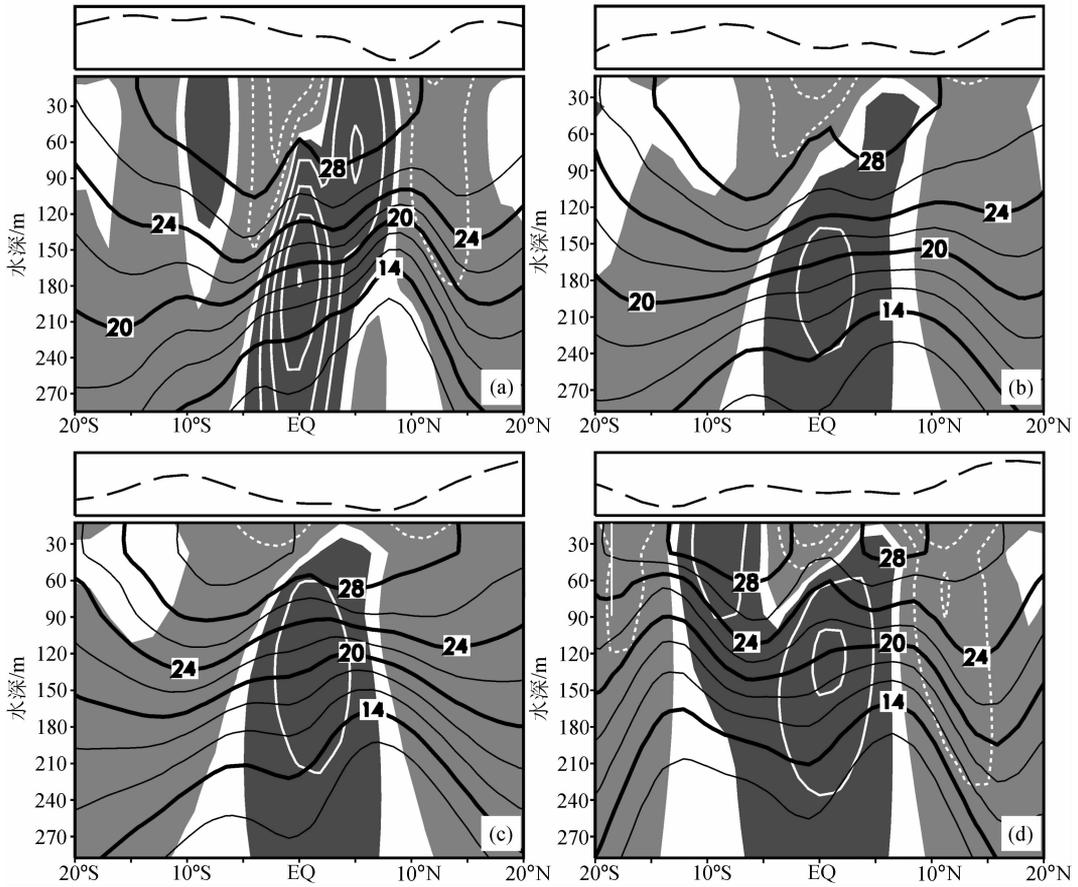


图 6 160~180°E 平均的年平均温度和纬向流速随纬度和水深的分布, 其余同图 5

表 3 区域平均的 SST、 T_{100} 、 u_{100} 、 $F(S, F_{\uparrow})$ 、 D 及 (τ_x, τ_y)

		SST/ °C	$T_{100}/$ °C	$D/$ m	$u_{100}/$ cm s^{-1}	$F(S, F_{\uparrow}) /$ W m^{-2}	$(\tau_x, \tau_y) /$ 10^{-3} N m^{-2}
(2°S~2°N, 110~150°W)	NCEP	25.7	23.6	95	19.3	85 (217, -133)*	-57, 23
	Control	24.4	22.9	94	-10.3	111	-52, 18
	Spinup	24.3	22.4	85	-8.3	141 (241, -100)	-42, 20
	FGCM-0	25.1	22.2	72	-6.4	127 (257, -130)	-29, -2
(2°S~2°N, 160~180°E)	NCEP	28.7	28.2	163	-8.5	36 (194, -158)*	-24, -6
	Control	28.5	28.1	165	-11.9	49	-23, -5
	Spinup	30.0	28.1	136	1.0	38 (236, -198)	-14, -4
	FGCM-0	26.8	25.1	127	-4.7	94 (250, -156)	-27, -8

*: 由于 NCEP ODAS 没有提供海表热通量, 这里的观测数据取自 COADS^[24]。

基于方程式 (2) 并利用表 3 给出的数据, 分析了赤道冷舌区和暖池区上层海洋热平衡的特征, 从而对模式模拟的赤道冷舌和暖池的误差及其可能的原因得到了一个整体上的了解, 主要结果概括在表 4 中。

表 4 观测分析和模式模拟的赤道上层海洋热平衡特征的比较

	赤道冷舌区	赤道暖池区
NCEP	净海表热通量 F 为高值, 而 SST、 T_{100} 和 D 均为低值, 表明海洋动力过程的冷却作用在冷舌区热平衡中占有重要地位。	F 很小, 而 SST、 T_{100} 、 D 均为高值, 表明暖池区 SST 主取决于短波辐射通量 S 和向上的热通量 F 之间的平衡;
	$u_{100} > 0$, 表明 EUC 对冷舌有抑制作用。	$u_{100} < 0$, 表明 SEC 对暖池有抑制作用。
Control	F 偏高, 而 SST 和 T_{100} 偏低, 表明模式高估了海洋动力过程的冷却作用。	SST、 T_{100} 、 D 和 u_{100} 均接近于 NCEP 结果 (参看图 6), 表明在“准确的”海表强迫下, 模式对赤道暖池的模拟整体上比较成功。
	$u_{100} < 0$, 意味着 SEC 偏强而 EUC 偏弱 (参看图 5), 这是 Control 模拟的冷舌偏强的一个主要原因。	u_{100} 接近于 NCEP 结果 (参看图 6)。
Spinup	F 达到最大值, 而 SST 达到最小值, 表明海洋动力过程的冷却作用在冷舌区处于支配地位。	SST、 S 和 F 均显著偏高, 但 F 仍保持低值, 表明 Spinup 模拟的暖池区仍主要受海表热通量控制, SST 显著偏高的主要原因是短波辐射通量 S 过大 ^[27] ;
	D 和 T_{100} 偏低, 表明高估了冷水涌升作用 (参看图 5), 这是 Spinup 模拟的冷舌偏强的主要原因。	D 显著偏低表明温跃层抬升 (伴随着东西向坡度减小), 但 T_{100} 保持正常值则意味着温跃层的变化尚未波及 SST。
FGCM-0	和 Spinup 相似. 但短波辐射通量 S 的增加和 SST 纬向梯度的减小 (参看图 3) 使得模拟的冷舌区 SST 在“表现”上有所改善。	F 偏高近 60 W m^{-2} , 而 SST 却偏低近 2°C , 表明 FGCM-0 严重夸大了暖池区海洋动力过程的冷却作用。
	D 和 T_{100} 均达到最低值意味着 FGCM-0 中冷水涌升作用比 Spinup 更强。	D 偏浅 30 m 以上, T_{100} 偏低 3°C , 表明次表层冷偏差对表层产生了显著影响, 这是 FGCM-0 和 Spinup 的一个本质区别。

应当指出: 从海表热通量严重偏高和次表层冷偏差对海表有显著影响来看, FGCM-0 模拟的赤道“暖池”同观测状况有较大的偏离, 在一定程度上具有冷舌区的属性。本文第 4 节已经提到 FGCM-0 模拟的暖池区 SST 误差和 NCAR CSM 的结果非常相似, 它开始运行阶段发生的剧烈调整过程和 Kiehl^[27] 的分析也是一致的。但 FGCM-0 模拟的暖池区净的海表热通量高达 94 W m^{-2} , 比 NCAR CSM 的结果大了约 20 W m^{-2} (参阅文献 [27] 的图 5), 表明 FGCM-0 模拟的海洋动力过程的冷却作用更强。

以上 Spinup 和 FGCM-0 的结果表明温跃层深度对赤道冷舌和暖池区的 SST 有重要的 (或潜在重要的) 影响。温跃层深度主要是受海表风应力控制的, 作为参考, 表 3 中也给出了区域平均的纬向和经向海表风应力的数值。不过并未发现它们和赤道冷舌和暖池区热平衡有明显的关系, 这是因为除赤道中太平洋外^[29] 风应力对于温跃层的局地强迫作用不是主要的。按照赤道海洋动力学理论, 温跃层深度 (D) 的东西向坡度和纬向风应力 (τ_x) 满足如下的平衡关系^[30]:

$$\partial_x D = \tau_x. \quad (3)$$

由此可知, 赤道暖池区和冷舌区温跃层深度之差应当正比于相应的经度范围内的平均

纬向风应力，表 5 给出的数据证实上述平衡关系大体上是正确的。比较表 5 中 Spinup (以及 FGCM-0) 和 NCEP (以及 Control) 的结果可以看出，Spinup 试验所用的 CCM3 的赤道纬向风应力偏弱，相应的赤道温跃层东西向坡度偏小；还可看出，就这一点而言，耦合模式 FGCM-0 “承袭”了 Spinup 的系统误差。

需要注意的是，Spinup 和 FGCM-0 模拟的赤道温跃层不仅东西向坡度偏小，而且平均深度显著偏浅 (见表 3)，这一点不能仅由赤道风应力来解释，本文第 6 节将进一步讨论这个问题。

6 温跃层

图 7a 是 NCEP ODAS 给出的热带太平洋温跃层深度分布，整体上是西部深东部浅，澳大利亚和菲律宾以东海域温跃层深度可达 200 m，而秘鲁沿岸只有 40 m；南北方向低值区和高值区呈交错分布：两个主要的槽 (这里将温跃层深度的低值区定义为“槽”，高值区定义为“脊”) 分别位于 ITCZ 和赤道，在它们之间是一个弱的脊，可以看作是向西的南赤道流 (SEC) 和向东的北赤道逆流 (NECC) 之间的一道“分水岭”；温跃层最深的两个区域分别位于 5°S 以南和 10°N 以北，前者偏于日期变更线以东，范围很大，后者主要在热带西太平洋，范围较小。在日期变更线以东，热带南太平洋和位于赤道以北的 ITCZ 之间温跃层深度相差 100 m 以上，这是赤道太平洋南北不对称性的一个突出的表现。

图 7b、c、d 分别是 Control、Spinup 和 FGCM-0 模拟的温跃层深度以及它们相对于 NCEP ODAS 的误差 (其中阴影区表示误差绝对值超过 10 m 的范围)。可以看出，Control 和 Spinup 模拟的温跃层深度分布是比较合理的，两者的主要差别之一是赤道温跃层：前者与 NCEP ODAS 结果相当接近，后者在中、西赤道太平洋抬升显著。FGCM-0 模拟的赤道温跃层和 Spinup 相似，但抬升得更多。这些关于赤道温跃层的比较和表 3 的结果是一致的。南太平洋温跃层大范围偏浅是三个模式模拟结果的共同问题。Control 的温跃层偏浅范围主要在东南太平洋 (这个问题甚至也存在于水平分辨率很高的海洋模式中，参看文献 [31] 的图 3.18)，Spinup 的偏浅范围扩展到了整个南太平洋，其中 15~20°S 之间误差超过 -40 m。尽管如此，由于观测的热带南太平洋温跃层深度在 200 m 以上，Control 和 Spinup 的误差并未改变赤道太平洋南北不对称的基本格局。FGCM-0 模拟的温跃层误差比 Control 和 Spinup 大得多，在 5°S 以南的很大范围内都超过了一 40 m，最大误差达到 -100 m 以上，表明那里的温跃层抬升严重，使得赤道两侧的温跃层趋于对称，这可以看作是“双辐合带”现象在海洋温跃层模拟中的表现。

“双辐合带”问题在上层海洋中的也表现在图 5 中，将图 5d 和图 5a、b、c 加以对照可以看出，FGCM-0 模拟的赤道两侧的上层海洋环流结构趋于对称的现象非常明显，

表 5 (2°N~2°S, 160°E~110°W) 平均的纬向风应力 τ_x 和赤道暖池区与冷舌区温跃层深度之差 δD

	NCEP	Control	Spinup	FGCM-0
$\tau_x/10^{-3} \text{ N m}^{-2}$	-48	-45	-30	-33
$\delta D/\text{m}$	68	71	51	55

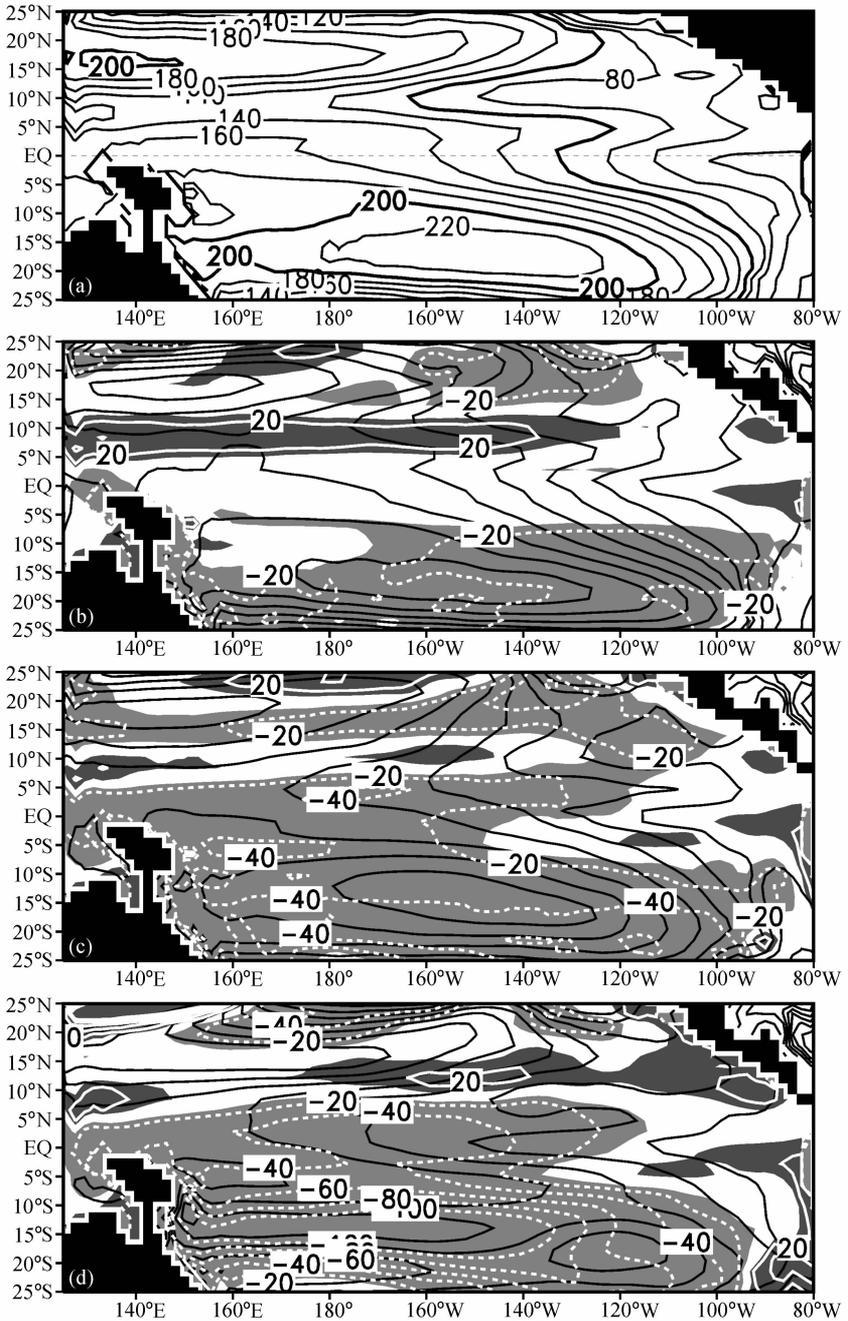


图 7 热带太平洋年平均温跃层深度及误差分布, 阴影区表示绝对值超过 10 m 的误差范围
(a) NCEP ODAS 分析的温跃层深度, 单位: m; (b) Control; (c) Spinup; (d) FGCM-0

不仅是温度场, 流场和海表高度也有反映。在 ITCZ, 风应力具有正的涡度 (见图 8a), 那里的冷水涌升和相应的温跃层抬升是 Ekman 抽吸^[32]的结果; ITCZ 的温跃层槽和它以南的脊之间的温跃层坡度和次表层 NECC 之间维持着地转平衡 (图 5a)。这些在模式模拟结果中都有不同程度的反映, 不过由于模式的经向分辨率不够高, 模拟的温跃层

坡度和 NECC 偏弱 (图 5b、c、d)。此外, FGCM-0 模拟结果中趋向于赤道南北对称的温跃层结构还诱发了不真实的南赤道逆流 (图 5d)。

在赤道以外的热带海洋上, 风应力旋度引起的 Ekman 抽吸在温跃层深度变化中起着主导的作用。最简化的温跃层深度变化方程可以写成^[32],

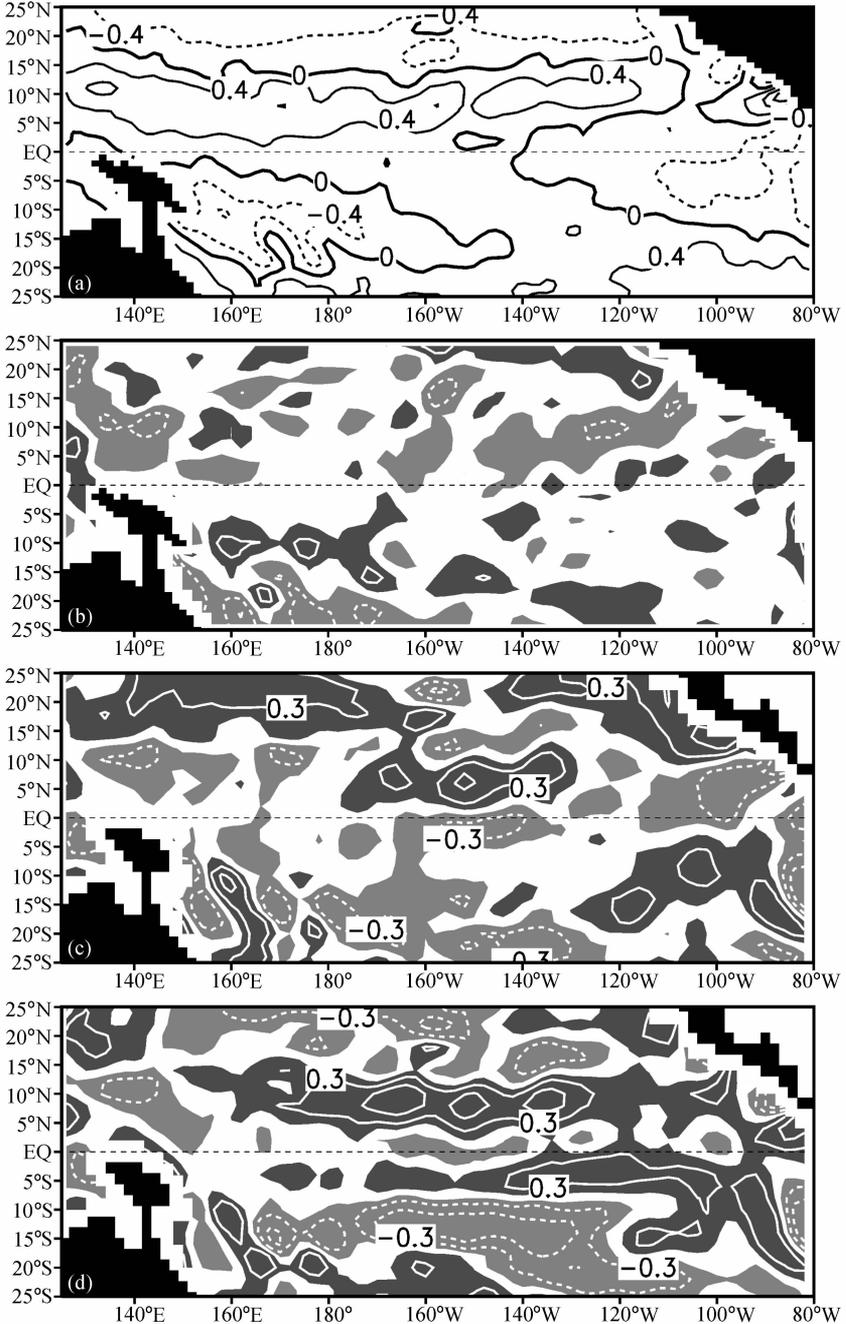


图 8 热带太平洋年平均风应力旋度及误差分布, 阴影区表示绝对值超过 0.1 的误差范围
 (a) NCEP ODAS 的风应力旋度, 单位: 10^{-9} N m^{-3} ; (b) Control; (c) Spinup; (d) FGCM-0

$$-\frac{dD}{dt} = \text{curl}_z \left(\frac{\tau}{\rho f} \right). \quad (4)$$

可以看出,在北半球风应力的正涡度有利于温跃层的抬升,而在南半球风应力的负涡度有利于温跃层的抬升。虽然温跃层平衡态是由风应力、平流过程、以及水平边界条件等多种因子决定的,但我们仍然可以通过考察模式风应力涡度的误差来大略地了解模拟的温跃层偏浅的可能原因。

图 8c 和 d 给出了 Spinup 和 FGCM-0 的风应力旋度的误差分布,可以看出:在热带南太平洋 160°E~120°W 之间,主要误差都表现为负的风应力涡度,而在北太平洋 ITCZ 区,主要误差都表现为正的风应力涡度,它们都有利于温跃层的抬升,而且这种情形在 FGCM-0 中更为严重。表 4 给出了 20°S~15°N 之间的太平洋区域风应力旋度误差的一个总体估计,考虑到温跃层深度实际误差是以偏浅为主,表 6 中的数值是由赤道以南和赤道以北的风应力旋度误差相减得到的,负值表明风应力对温跃层的抬升作用占优。表中 Spinup 和 FGCM-0 的数据绝对值比 NCEP 和 Control 大得多(尤其是后者),意味着它们的风应力系统误差很可能是造成模拟的温跃层偏浅甚至严重偏浅的一个重要原因。

表 6 热带南太平洋 (20°S~0°, 150°E~100°W) 平均的年平均风应力旋度与热带北太平洋 (0~15°N, 150°E~100°W) 平均的年平均风应力旋度之差 (单位: 10^{-9} N m^{-3})

NCEP	Control	Spinup	FGCM-0
-0.29	-0.20	-0.36	-0.50

温跃层深度可以代表上层海洋的平均热状况,但不能刻画其垂直结构。为了弥补这个不足,我们选取第 5 节所讨论的赤道冷舌区和暖池区、以及赤道远东太平洋 (0~10°S, 80~90°W) 和东南太平洋 (5~15°S, 110~150°W) 等 4 个典型区域,给出了区域平均的温度垂直廓线(图 9)。从图 9 可以看出,在海表至几十米水深的范围内(这个范围随着所选的区域而不同),温度的垂直梯度很小,具有混合层的特征;在这个深度范围以下温度梯度明显加大,在温跃层附近达到最大。模式和观测分析结果的一个显著差别是:模式模拟的温度梯度大多在混合层以下突然加大,以至超过了观测的温度梯度。这表明模式中垂直混合的强度随深度衰减过快,不能有效地平衡涌升(以及平流)的动力冷却作用,这是模式模拟的温跃层偏浅的另一个可能原因。

上述问题的极端情形出现在远东赤道太平洋和东南太平洋。在远东赤道太平洋(图 9b), Control、Spinup 和 FGCM-0 模拟的混合层厚度是 NCEP ODAS 的 2~3 倍,上层 60 m 范围内模拟的温度显著偏高(其中以 FGCM-0 为最),而在 60 m 以下模拟的温度显著偏低。对于 Spinup 和 FGCM-0 来说,上层偏暖的“外因”是规定的或模拟的低层云偏少^[33],“内因”之一和热量的垂直混合随深度衰减过快有关。一般认为模式对东太平洋沿岸的冷水涌升强度估计不足,但是从图 9b 所示的上层偏暖下层偏冷的海温垂直结构来看,这个看法可能不够准确。在热带东南太平洋(图 9d), Control 和 Spinup 模拟的温度垂直廓线和 NCEP ODAS 是一致的,但 FGCM-0 的模拟结果在 70 m 以上显著偏暖,70 m 以下显著偏冷,150 m 水深处出现了超过 -6°C 的冷偏差。图 9d 清楚地表现了前面讨论的热带南太平洋 SST 偏暖而温跃层偏冷的独特结构。

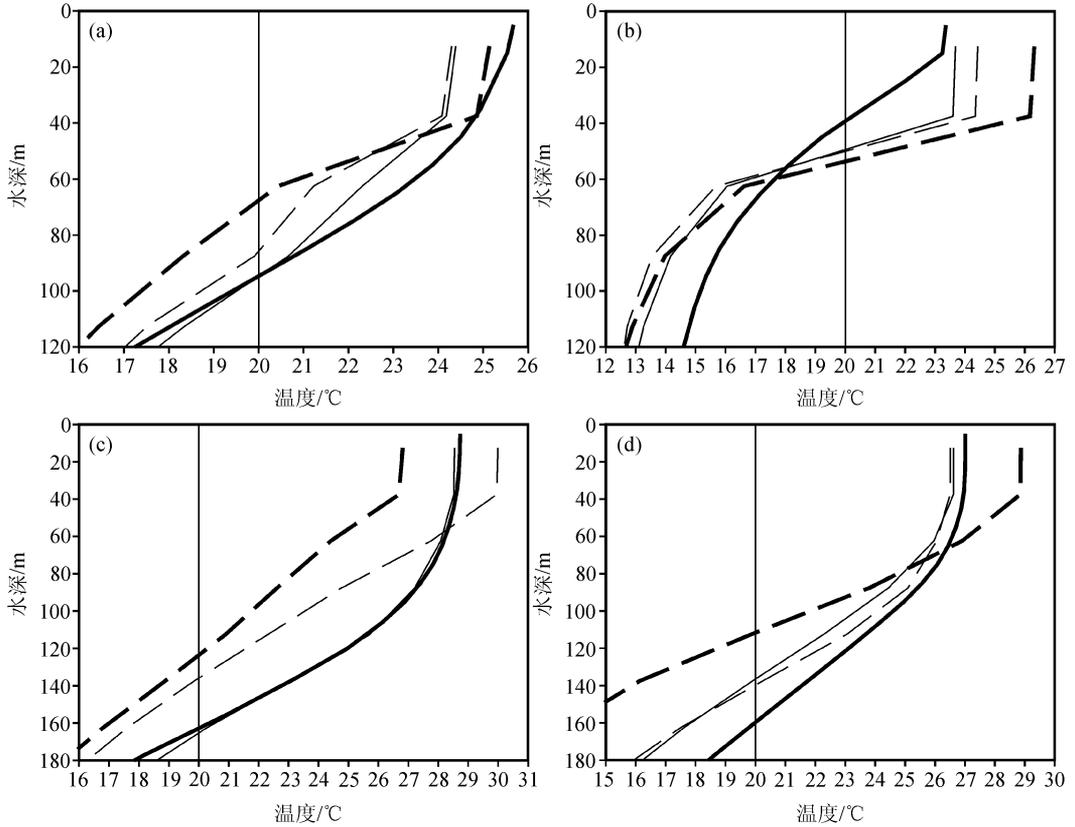


图9 区域平均的年平均温度垂直廓线(单位:°C)

(a) ($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $110\sim 150^{\circ}\text{W}$); (b) ($0\sim 10^{\circ}\text{S}$, $80\sim 90^{\circ}\text{W}$);

(c) ($2^{\circ}\text{S}\sim 2^{\circ}\text{N}$, $160\sim 180^{\circ}\text{E}$); (d) ($5\sim 15^{\circ}\text{S}$, $110\sim 150^{\circ}\text{W}$)

粗实线: NCEP ODAS; 细实线: Control; 细虚线: Spinup; 粗虚线: FGCM-0

7 结论和讨论

本文分析的 3 个试验所用的海洋模式是相同的 (即 L30T63), 其中, Control 是 L30T63 在“准确”的大气强迫下运行的, FGCM-0 是 L30T63 和大气环流模式 CCM3 耦合运行的, 而 Spinup 则是 L30T63 在 CCM3 提供的强迫下运行的, 它们之间有一定的可比性。因此, 在对这 3 个试验的结果进行个别误差分析的同时, 通过相互比较还获得了一些对模拟误差产生的可能原因的了解。综合以上各节的结果, 可以给出如下主要结论。

(1) Control、Spinup 和 FGCM-0 都能模拟出合理的热带海洋恒定温跃层, 共同的问题是模拟的热带南太平洋次表层海温显著偏低, 其中 FGCM-0 的误差最严重, 以致赤道两侧 400 m 以上的海温分布趋于对称。此外, FGCM-0 在北太平洋中纬度深厚的冷偏差意味着出现了虚假的深对流, 这与它模拟的北太平洋海冰范围偏大有关。

(2) 除了赤道冷舌过于西伸和东南太平洋温跃层偏浅以外, Control 模拟的热带太

平洋 SST 和温跃层深度分布与 NCEP ODAS 结果相当接近。考虑到 Control 试验所用的海表风应力和热强迫均取自近期发表的观测分析资料, 可以认为冷舌过于西伸和东南太平洋温跃层偏浅是海洋模式 L30T63 的“固有”误差。Spinup 的模拟结果大体上是合理的, 但暖池区 SST 显著偏高, 赤道中、西太平洋温跃层大范围偏浅、坡度偏小, 热带南太平洋温跃层大范围偏浅, 这些问题分别和 CCM3 提供的海表短波辐射通量和风应力的系统误差有关。赤道暖池区海温偏高的一个后果是赤道海温东西向梯度过大, 这和耦合模式 FGCM-0 模拟的赤道海温东西向梯度偏小形成了鲜明对比。分析表明: 过大的赤道海温东西向梯度在耦合模式运行初期引起很强的东风异常, 导致赤道暖池区 SST 和温跃层经历了一个剧烈的调整过程, 使得 FGCM-0 的平衡态更加偏离观测状况。

(3) FGCM-0 模拟的赤道西太平洋暖池区 SST 和上层海洋均有显著的冷偏差。比较 FGCM-0、Spinup 和 Control 模拟的暖池区上层 100 m 平均温度和纬向流速、温跃层深度、海表热通量等状态变量发现: 观测分析和单独海洋模式模拟的暖池区的热平衡主要受海表热通量的控制, 而耦合模式 FGCM-0 则高估了暖池区海洋内部动力过程的冷却作用, 以致需要比观测值高得多的海表热通量来维持热量平衡。从热量平衡的特征看来, FGCM-0 模拟的赤道“暖池”在一定程度上具有冷舌区的属性。

(4) 和 Spinup 相似, FGCM-0 模拟的温跃层在赤道及南太平洋也出现了大范围偏浅的问题, 而且模拟的 15°S 附近的温跃层严重偏浅。这种误差型使得它模拟的上层海洋温度分布在赤道两侧趋于对称, 是“双辐合带”现象在海洋内部的一种表现。分析表明, 风应力旋度的系统性误差是 Spinup 和 FGCM-0 模拟的温跃层大范围偏浅的一个可能原因; 垂直混合向下输送热量的作用太弱是温跃层偏浅的另一个可能原因。

值得注意的是, 同 Spinup 相比, 耦合模式 FGCM-0 模拟的热带南太平洋温跃层偏浅的问题要严重得多, 它模拟的 $10\sim 20^{\circ}\text{S}$, $100\sim 400\text{ m}$ 之间纬圈平均的温度比 Spinup 低 1°C 以上, 最大差别可达 -4°C (参看图 10c), 这表明 FGCM-0 中必定存在造成热带南太平洋次表层降温的特殊机制。作为讨论, 我们来考查图 10 给出的 FGCM-0 和 Spinup 给出的太平洋—印度洋经圈翻转流函数以及它们的差别。比较图 10a 和 b 看出, 虽然两者都能模拟出赤道涌升流和主要局限于热带北、南太平洋上层的两个环流圈, 但两个环流圈的强度存在着显著差别。FGCM-0 模拟的热带南太平洋反气旋式环流偏弱, 而北太平洋的气旋式环流偏强, 其结果是两者之差表现为一个跨赤道的气旋式环流, 其中由南向北的输送出现在上层 100 m, 强度达 $8\times 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$ 以上 (图 10c)。由图 10c 还可看出, 这个跨赤道环流的上升枝位于赤道以南 $10\sim 15^{\circ}\text{S}$ 之间, 下沉枝位于赤道以北 $15\sim 25^{\circ}\text{N}$ 之间, 分别对应着 FGCM-0 模拟的次表层海温偏冷和偏暖的范围, 可见从 Spinup 到 FGCM-0 的转变过程中赤道经圈环流的变化和热带南太平洋次表层降温具有动力上的一致性。

图 10c 中在 30°N 附近还有一个反气旋式环流圈, 最大强度超过 $2\times 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$, 在它北面的大范围的冷水区就是本文第 3 节提到的 FGCM-0 在中纬度北太平洋的冷偏差, 它和模式模拟的北太平洋海冰范围偏大有关。这个同中高纬海洋深厚冷偏差有关的反气旋式环流圈的存在有利于跨赤道的气旋式环流圈的维持, 从而也有利于热带南太平洋次表层冷偏差的维持和南北不对称格局的破坏; 它还解释了为什么热带北太平洋次表层增温幅度比热带南太平洋次表层降温幅度小得多。

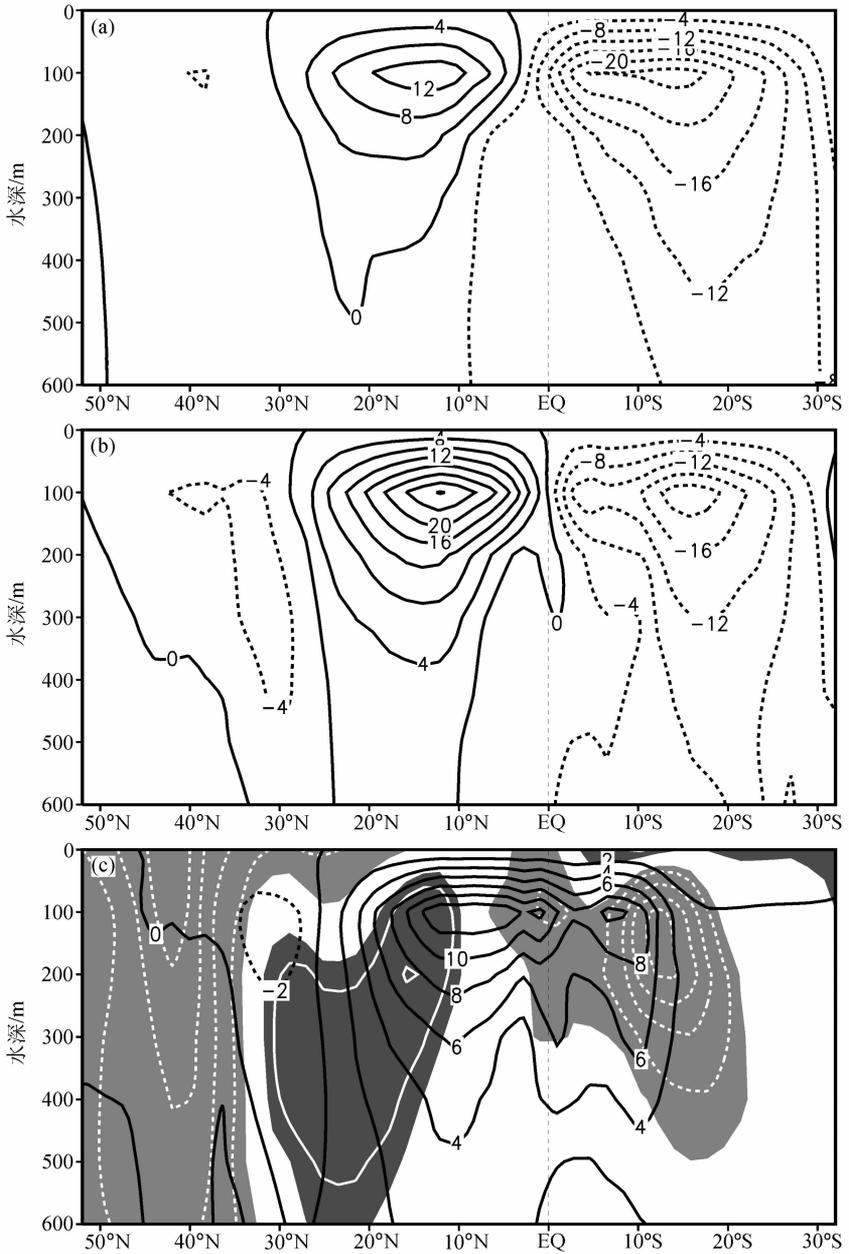


图 10 太平洋—印度洋经圈翻转流函数 (单位: $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)

(a) Spinup; (b) FGCM-0; (c) FGCM-0 与 Spinup 之差, 阴影区表示 FGCM-0 与 Spinup 模拟的太平洋纬圈平均温度差绝对值超过 0.5°C 的范围 (浅色阴影表示误差为负值, 等值线间隔: 1°C)

致谢: 作者曾就“双辐合带”问题和李江龙、戴福山做过有益的讨论。

参 考 文 献

- 1 Gates, W. L., A. Henderson-Sellers, G. J. Boer et al., Climate Models-Evaluation, In: *Climate Change 1995, The Science of Climate Change, Contribution of Working Group 1 to Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, L. T. Houghton, L. G. Callander, N. Harris et al. Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1996, 572pp.
- 2 Covey, C., S. Joussaume, V. Kattsov et al., Model Evaluation, In *Climate Change 2001, The Science of Climate Change, Contribution of Working Group 1 to Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs et al. Eds., Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2001, 881pp.
- 3 Gates, W. L., AMIP: The atmospheric model intercomparison project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1992, **73**, 1962~1970.
- 4 Stockdale, T. N., D. Anderson, M. Davey et al., Intercomparison of tropical ocean GCMs, Tech. Doc. WMO/TD-No. 545, World Meteorol. Organ., Geneva, 1993, 43pp.
- 5 Mechoso, C. R., A. W. Robertson, N. Barth et al., the seasonal cycle over the tropical Pacific in coupled ocean-atmosphere general circulation models, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**, 3825~3838.
- 6 Latif, M., K. Sperber, J. Arblaster et al., ENSIP: the simulation intercomparison project, *Climate Dyn.*, 2001, **18**, 255~276.
- 7 Davey, M. K., M. Huddleston, K. R. Sperber et al., STOIC: a study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions, *Climate Dyn.*, 2002, **18**, 403~420.
- 8 Jin Xiangze, Zhang Xuehong, and Zhou Tianjun, Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model, *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16** (2), 197~215.
- 9 Yu Yongqiang, Yu Rucong, Zhang Xuehong et al., A Flexible Coupled Ocean-Atmosphere General Circulation Model, *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **109**, 169~190.
- 10 Gent, P. R., and J. C. McWilliams, Isopycnal mixing in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, **20**, 150~155.
- 11 Pacanowski, R. C., and S. G. H. Philander, Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, **11**, 1443~1451.
- 12 Gibson, J. K., P. Kallberg, S. Uppala et al., ERA description, ECMWF Re-analysis Project Report Series 1, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, UK, 1997, 66pp.
- 13 俞永强, Antoine Iazard, 张学洪等, IAP/LASG 海洋环流模式对风应力的响应, *大气科学*, 2001, **25** (6), 721~739.
- 14 Boville, B. A., and P. R. Gent, The NCAR Climate System Model, Version One, *J. Climate*, 1998, **11** (6), 1115~1130.
- 15 Kiehl, J. T., J. J. Hack, G. B. Banon et al., The National Center for Atmospheric Research Community Climate Model: CCM3, *J. Climate*, 1998, **11** (6), 1131~1149.
- 16 Yu Yongqiang, Zhang Xuehong, Liu Hui et al., Schemes for coupling AGCM and OGCM, In: *IAP Global Ocean-Atmosphere-Land System Model*, Zhang Xuehong et al. Eds., Science Press, Beijing, 2000, 100~112.
- 17 Ji, M., A. Leetmaa, and J. Derber, An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies, *Mon. Wea. Rev.*, 1995, **123**, 460~481.
- 18 Behringer, D. W., M. Ji, and A. Leetmaa, An improved coupled model for ENSO prediction and implication for ocean initialization. Part I: The ocean data assimilation system, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 1013~1021.
- 19 Reynolds, R. W., and T. M. Smith, Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation, *J. Climate*, 1994, **7**, 929~948.
- 20 McPhaden, M. J., TOGA-TAO and 1991-93-Southern Oscillation event, *Oceanography*, 1993, **6**, 36~44.

- 21 Levitus, S., and T. P. Boyer, World Ocean Atlas 1994, Volume 4: Temperature, NOAA/NESDIS E/OC21, Washington D C. 1994, 117pp.
- 22 Hellerman, S., and M. rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, **13**, 1093~1104.
- 23 Stricherz, J., J. J. OBrien, and D. M. Legler, Atlas of Florida State University tropical Pacific winds for TOGA 1966-1985, Florida State University, Tallahassee, FL., 1992, 275pp.
- 24 da Silva, A. M., C. C. Young, and S. Levitus, Atlas of Surface Marine Data 1994, Vol. 1: Algorithms and Procedures, NOAA Atlas NECDIS 6, U. S. Dept. of Commerce, Washington, DC, 1994, 83pp.
- 25 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, Max-Planck-Institut für meteorologie report No. 15, Bundesstrasse 55, 2000 Hamburg 13, FRG, 1988.
- 26 Weatherly, J., B. Briegleb, W. G. Large et al., Sea ice and polar climate in the NCAR CSM, *J. Climate*, 1998, **11**, 1472~1486.
- 27 Kiehl, J. T., Simulation of the tropical Pacific warm pool with NCAR Climate System Model, *J. Climate*, 1998, **11**, 1342-1355.
- 28 李江龙, 耦合海气环流模式中的 Double ITCZ 现象分析, 中国科学院大气物理研究所硕士学位论文, 2002.
- 29 金向洋、俞永强、张学洪等, L30T63 海洋模式模拟的热盐环流和风生还流, 短期气候预测业务动力模式的研制, 国家“九五”重中之重 96908 科技项目办公室和执行专家组编, 北京: 气象出版社, 2000, 170~182.
- 30 Neelin, J. D., D. S. Battisti, A. C. Hirst et al., ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103** (C7), 14261~14290.
- 31 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, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002.
- 32 Kessler, W. K., and B. A. Taft, Dynamic heights and zonal geostrophic transports in the central tropical Pacific during 1979-84, *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**, 97~122.
- 33 Dai Fushan, Yu Rucong, Zhang Xuehong et al., The impact of low-level cloud over the eastern subtropical Pacific on the “Double ITCZ” in LASG FGCM-0, *Adv. Atmos. Sci.*, 2003, **20** (3), 461~474.

Assessments of an OGCM and the Relevant CGCM

Part I. Annual Mean Simulations in the Tropical Pacific Ocean

Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Yu Rucong,
Liu Hailong, Zhou Tianjun, and Li Wei

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The LASG global ocean general circulation model, L30T63, and the relevant coupled ocean-atmosphere general circulation model, FGCM-0, were evaluated focused on the simulation of annual mean state in the tropical Pacific Ocean. The data were taken from the CONTROL run of L30T63 driven by using observational atmospheric forcing, the SPINUP run of the model driven by using the atmospheric forcing produced by the NCAR CCM3, and the coupling integration of FGCM-0 consisting of the LASG L30T63 and NCAR CCM3. The major conclusions are: (1) The CONTROL is capable of reproducing observational SST and thermocline in most of the tropical Pacific Ocean. Major errors appear in the simulated equatorial cold tongue which extends too far west, and in the southeastern Pacific where the simulated thermocline is evidently shallower than observation. With the “accurate” surface forcing, these errors seem to be related to the model formulation. (2) Large-scale patterns of SST and thermocline in the tropical Pacific Ocean, simulated by SPINUP are reasonable. Two distinctive problems are that the simulated warm pool is too warm, resulting too large east-west gradient of SST along the equator, and the equatorial thermocline and its zonal slope are significantly underestimated. The former is due to the overestimated incoming short wave radiation flux and the latter is due to the underestimated zonal wind stress in the equatorial Pacific. Both are related to systematic errors in the CCM3. It is shown that these two problems are likely responsible for the rapid development of errors in the warm pool region during the beginning stage in the coupling integration of FGCM-0. (3) The equatorial warm pool simulated by the FGCM-0 differs substantially from observation, the temperature averaged over upper 100 m is about three degrees colder than observation. With the exaggerated role of ocean dynamics in the thermal equilibrium, the “warm pool” simulated by the FGCM-0 resembles, to a certain extent, the cold tongue. Moreover, the FGCM-0-simulated thermocline in most of the tropical South Pacific is tens-to-hundred meters shallower than observation. As a consequence, the thermocline tends to be latitudinally symmetrical about the equator. This may represent an image of the “double ITCZ” mode in the ocean component of a coupled ocean-atmosphere model. The severe biases in the simulated thermocline may be attributed to the systematic errors in the surface wind stress, and to the sharply decrease of the vertical mixing with depth. It is found that the meridional overturning circulation related to the unrealistic cold water in the middle-and high-latitude North Pacific Ocean may be favorable to maintain the cold biases in the tropical thermocline.

Key words: tropical Pacific Ocean; sea surface temperature; thermocline; oceanic general circulation model; coupled ocean-atmosphere general circulation model