两种热通量边界条件对热带太平洋海温模拟的影响

王璐^{1,2},周天军¹,刘海龙¹,邹立维^{1,2}

(1.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验室,北京 100029;2.中国科学 院研究生院,北京 100049)

摘要:利用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发展的 气候海洋模式(LICOM),考察了两种热通量边界条件(牛顿冷却型边界条件和总体公式型边界条 件)对热带太平洋海温平均态和年际变率模拟效果的影响。结果显示,在两种边界条件下,模式均 能较好的再现海温的年平均空间分布特征和季节循环特征。对比分析发现,在牛顿冷却条件下,模 拟结果与观测更加接近,这是因为该条件会通过调整净海表热通量使模拟海温向观测的气候态海 温逼近。就年际变率而言,牛顿冷却条件下模式模拟的净海表热通量负反馈作用偏强,从而使 ENSO模拟偏弱,进而使中东太平洋的异常经向温度平流模拟偏弱,造成海温异常的经向尺度偏 窄。负反馈的强度与耦合系数的选取有关。而总体公式条件下模式能够合理地模拟出 ENSO 相 关的热通量负反馈过程,从而能正确的模拟出 ENSO 振幅以及 ENSO 空间型。因此,当利用海洋 模式对气候平均态海温进行模拟时,两种条件均可采用,但以牛顿冷却条件为佳;而当对海温的年

关键词:海洋模式;边界条件;热带太平洋;总体公式 中图分类号:P732.6 文献标志码:A 文章编号:0253-4193(2011)04-0009-10

1 引言

运行单独海洋模式时,通常利用参数化的海表 边界条件来表征大气的影响,即温度、盐度边界条件 加上风应力强迫场。不同的边界条件代表不同类型 的"大气",通过与之作用,海洋也将产生不同的响 应,因此海洋模式采用的温、盐边界会直接影响模拟 结果^[1-2]。

为提高模拟结果的准确性,前人对海洋模式的 温、盐边界条件进行过大量的研究^[3]。典型的热通 量条件包括总体公式型边界条件,Haney 公式型边 界条件^[4],此外还有 Rahmstorf-Willebrand 恢复方 案、Schoph 零热容量条件、诊断型通量条件等。

总体公式型边界条件是指利用近海表的大气基

本变量(海表面风、温度、湿度等)以及海表面温度, 根据总体公式直接计算模式运行所需的感热通量和 潜热通量。总体公式是基于常通量层和雷诺通量的 概念参数化得到的。该条件有效的将给定热通量强 迫场的问题转化为给定近海表大气基本状况的问 题,并且由于通量的计算考虑了模式海温,从而成功 的表达了与湍流热通量有关的海气反馈过程。

Haney型热通量边界条件于1971年被提出,是 第一个有物理基础的方案,它是通过对热通量的总 体公式在表面气温处进行泰勒展开并取一阶近似得 到的,其最大的优点是考虑了海气间的大尺度热力 耦合^[4]。在实际应用中,通常将其简化为观测的净 热通量与恢复项之和,后者为模式海温与观测值之 差再乘以一个耦合系数,观测值为气候平均的海温

收稿日期:2010-10-18;修订日期:2011-03-10。

基金项目:国家自然科学基金(40890054);国家重点基础研究专项经费(2010CB951904)。

作者简介:王璐(1984一),女,河南省洛阳市人,博士研究生,主要研究方向为多尺度海气相互作用及海洋模式。E-mail: wanglu2007@mail. iap. ac. cn

总体公式型边界条件与牛顿冷却型边界条件均 被广泛应用于单独海洋模式的模拟当中。比如,美 国国家大气研究中心(National Center for Atmospheric Research, NCAR)的海洋模式被用于研究印 度洋偶极子问题时,采用的是总体公式型边界条 件^[5]。德国马普研究所的海洋模式(MPI OM)也采 用的是总体公式型边界条件^[6]。而在考察高分辨率 海洋模式 POP(Parallel Ocean Program)对海流的 模拟时,以及在利用洋盆模式 MICOM (Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model)研究分辨率和 黏性系数对赤道太平洋洋流模拟的影响时,采用的 是牛顿冷却型边界条件^[7-8]。

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发展的气候海洋模式 LICOM,在其不同的发展阶段,引入了不同类型的热通量边界条件:如,在 L30T63 版本中,采用的是 Haney型热通量边界条件^[9];在后来发展的高分辨率版本中,将其替换为牛顿冷却型边界条件^[10-11];而在最新的版本当中,模式又加入了总体公式型边界条件的选项。本文的目的是,基于 LI-COM,考察两种边界条件(总体公式条件和牛顿冷却条件)下,模式对热带太平洋海温平均态和年际变率的模拟效果。该工作对于深入理解两种边界条件背后的物理机制具有重要的意义,并可为日后进行数值试验时合理选择边界条件提供参考。

2 两种热通量边界条件简介及试验 设计

2.1 两种边界条件简介

基于雷诺应力的概念,利用 Monin-Obukhov 相 似理论,可将感热通量、潜热通量及风应力用总体公 式来表示:

$$Q_{\rm E} = \rho_{\rm a} L C_{\rm E} (q_{\rm a} - q_{\rm s}) \left| \Delta \vec{U} \right|, \qquad (1a)$$

$$Q_{\rm H} = \rho_{\rm a} c_{\rm p} C_{\rm H} (\theta_{\rm a} - \theta_{\rm s}) \left| \Delta \vec{U} \right|, \qquad (1b)$$

$$\vec{\tau} = \rho_{\rm a} C_{\rm D} \left| \Delta \vec{U} \right| \Delta \vec{U}, \qquad (1c)$$

式中, $Q_{\rm E}$, $Q_{\rm H}$ 和 $\vec{\epsilon}$ 分别表示潜热通量、感热通量和 风应力; $\rho_{\rm a}$, $q_{\rm a}$, $\theta_{\rm a}$ 分别为海表面的空气密度、比湿和 位温; $q_{\rm s}$ 和 $\theta_{\rm s}$ 为海表面温度的比湿和位温;L为蒸 发潜热; c_{p} 为空气定压比热; $\Delta \vec{U}$ 为海表面风速和表 面海流之差; $C_{\rm D}$, $C_{\rm H}$ 和 $C_{\rm E}$ 分别是动量、感热和潜热 通量的整体交换系数(拖曳系数),它们依赖于大气稳 定度以及动量、热量和水汽的粗糙度长度。当利用总 体公式作为驱动海洋模式的热通量边界条件时,读入 的强迫场信息包括海表面的的大气状况及模拟的 SST。本文中用于计算总体公式的方案引自 Large 和 Yeager^[12],该方案已被广泛应用于大洋环流模式 当中,如美国地球流体力学研究中心(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)的第四代海洋 模式(MOM4)^[13]和 NCAR 的 POP2^[14]等。

牛顿冷却型边界条件可写为[10]:

$$Q_{\rm T} = Q_{\rm o} - \frac{\partial Q_{\rm o}}{\partial T_{\rm o}} (T_{\rm o} - T_{\rm m}), \qquad (2)$$

式中,Q。为观测的净海表热通量;T。和 T_m 分别为 观测的气候海温/气温及模拟海温;∂Q。/∂T。为耦合 系数,由观测资料计算得到。本文的具体做法是将 T。取为观测的气候月平均海温,耦合系数采用 Oberhuber^[15]提供的,也为气候月平均值。

2.2 试验方案

为考察两种热通量边界条件对海温模拟的影响,本文首先利用相同的强迫场驱动不同边界条件下的同一海洋模式(即试验一和二),之后分别从气候态和年际变率的角度对模拟结果的异同进行分析和讨论。而由 2.1 节可知,牛顿冷却条件本身与耦合系数的选取有关,因此为了更充分地理解该条件对模拟结果的影响,本文在试验二的基础上调整耦合系数,又进行了试验三。

试验一:采用总体公式型边界条件,利用 ERA40^[16]提供的逐日海表面大气变量驱动模式。

试验二:采用牛顿冷却型边界条件。将用于驱 动试验一的逐日海表净热通量和风应力保存下来作 为该试验的强迫场。

试验三:同试验二,但将耦合系数的大小减半。

以上各试验的积分时间段均为 1980—1999 年。 并且在 3 组试验中,模式采用的风应力强迫场完全 相同。

用于对比的资料包括:Hadley 中心提供的全球 月平均海表面温度 HadISST^[17];SODA 同化资料中 的次表层海温^[18]。本文分析的时间段为 1980— 1999 年。

3 结果分析

3.1 热带太平洋海温的平均态和季节循环

图1分别给出试验一和试验二模拟的热带太平

洋年平均海温与观测之差。结果显示,试验一模拟 的年平均海温在赤道东太平洋有一个冷偏差中心 (-1℃左右),而在南美西岸和墨西哥沿岸则存在 暖偏差中心。试验二模拟的海温偏差较试验一明显 偏小,南美和墨西哥沿岸的暖偏差中心消失了,仅在 赤道东太平洋上存在一个微弱的冷偏差中心 (-0.5℃左右)。

进一步在热带西太平洋(0°~20°N,125°~ 160°E)、中太平洋(0°~20°N,160°E—150°W)和东 太平洋(0°~15°S,90°~150°W)等几个典型区域,将



图 1 试验一(a)、试验二(b)、试验三(c)模拟的年平均 海温与 HadISST 之差

气候态月平均 SST 中最高温度与最低温度之 差可认为是 SST 季节循环的强度。将模拟的强度 两组试验模拟的平均海温季节循环与观测进行比较,结果显示两组试验差别不大,均能很好地再现观测特征(图略)。

图 2 给出观测和两组试验模拟的沿赤道 2°S— 2°N 平均的 SST 季节演变。观测中,赤道东太平洋 SST 季节循环以年周期为主、西太平洋以弱的半年 周期为主。两组实验均能很好的模拟出上述特征, 表明海洋模式在两种边界条件下,模拟的赤道太平 洋 SST 季节循环没有显著区别、都显示出很强的模 拟能力。



图 2 赤道太平洋(2°S-2°N)SST 异常 (去掉年平均)的季节循环 a. HadISST,b. 试验-,c. 试验二

减去观测,再除以观测,以定量地衡量模式模拟的 SST季节循环强度与观测的偏差。图 3 即给出两 组试验模拟的季节循环强度偏差的空间分布。试验 一在赤道东太平洋、墨西哥沿岸和南太平洋区域高 估季节循环的强度达 30%以上。试验二在大部分 区域对季节循环的强度有所低估但幅度不大,仅在 赤道西太平洋、赤道以南太平洋等少数地区低估幅 度达到 30%。总的来说,试验二模拟的 SST 季节循 环的强度与观测更为接近,表明牛顿冷却型边界条 件更适用于气候态海洋的模拟。



图 3 模式模拟的季节循环强度(SST 年循环中,最高温度与最低温度之差)较观测偏差的比例 (模拟减观测,再除以观测)的空间分布

a. 试验一, b. 试验二

3.2 热带太平洋海温的年际变率

热带太平洋年际变化的最主要特征是 ENSO, 本文首先对比两组试验模拟的 Niño 指数的时间序 列。图4给出两组试验对应的 Niño 3 区(5°N-5°S,150°~90°W)区域平均的 SSTA 时间序列 (Niño 3 指数)。该指数的位相对应 ENSO 事件的 发生发展,其振幅表征 ENSO 事件的强度。结果显 示,试验一模拟的 Niño 3 指数位相和振幅均与观测 十分接近(相关系数为 0.95,观测序列的标准差为 0.95 ℃,试验一的标准差为1.07 ℃),而试验二模 拟的 Niño 3 指数位相与观测接近,振幅却明显偏小 (相关系数为 0.55,标准差为 0.27 ℃)。检查 Niño $1(5^{\circ}N-5^{\circ}S, 90^{\circ}\sim 80^{\circ}W)$, Niño $2(0^{\circ}\sim 5^{\circ}S, 90^{\circ}\sim$ 80°W)和 Niño 3.4 区域(5°N—5°S,120°~170°W) 的情况,结果类似(图略)。因此,在模拟 El Niño 事 件的位相方面,总体公式较牛顿冷却型边界条件更 具有优势。

进一步比较两组试验模拟的 El Niño 空间型 (见图 5)。在观测中, El Niño 对应热带中东太平洋 增暖和西太平洋变冷的偶极子型异常海温分布。暖 海温异常可西伸到日界线附近, 经向跨度从 15°S-15°N。冷海温异常在热带外地区向东向极延伸, 呈



图 4 Niño 3 指数时间序列

马蹄状空间分布。试验一能够很好的再现该特征, 而试验二模拟的中东太平洋增暖的经向尺度和观测 相比明显偏窄,海温异常随纬度增加而迅速衰减。 因此,总体公式较之牛顿冷却型边界条件能够更为 合理地再现 El Niño 型海温异常的分布,特别是海 温异常的经向宽度。

4 两种边界条件模拟差异的原因分析

由 3.1 节可知,两种边界条件下,模式均能很好 的再现热带太平洋年平均海温的空间分布和季节循 环特征,但相较而言,试验二的模拟结果与观测更为 接近。该结果并不奇怪,因为根据牛顿冷却边界条 件的定义,一旦模拟海温偏离观测 SST 的气候态月 平均值,该条件即会通过调整净海表热通量使模拟 海温向气候态海温逼近。

3.2节的结果显示,牛顿冷却条件下,模式模拟



图 5 海温异常与 Niño 3 指数相关系数的空间分布 a. HadISST, b. 试验一, c. 试验二, d. 试验三

的 ENSO 振幅较观测偏弱,中东太平洋海温异常的 经向尺度和观测相比明显偏窄;而总体公式条件下, 模式模拟的 ENSO 的振幅和空间分布均与观测十 分吻合。该结果十分有趣,因为按照经典的理论,影 响 ENSO 的关键过程为风应力^[19-20],它通过激发 海洋波动来控制 ENSO 循环,而热通量的作用则很 小^[21]。事实上,在许多对 El Niño 进行模拟的研究 当中,热通量的年际变率常被忽略而只采用风应力 强迫^[22-24],结果依然能够较好地模拟出 ENSO 信 号。不过,热通量的年际变化对 ENSO 的模拟亦十 分重要,如 Li 等^[25]通过数值试验指出当忽略热通 量的年际变率时,模式模拟的 ENSO 振幅偏弱;Zhu 等^[26]指出热通量在海洋波动作用较弱的、赤道波导 以外地区影响显著。 下面首先就两种边界条件对 ENSO 振幅模 拟差异的原因进行讨论。已知与 ENSO 相联系 的海气反馈过程主要有两种,一种是 Bjerknes 动 力正反馈过程^[27-28],即赤道太平洋东西向海温 异常的梯度会激发海表面风应力异常,而风应力 异常则将进一步加强海温梯度,其作用在于加强 和维持 ENSO 的发展。另一种是净海表热通量 异常的负反馈过程^[29-30],指的是在热带中东太 平洋地区,正海温异常会导致净向下的海表热通 量出现负距平,从而抑制正海温的继续发展,最 终抑制 ENSO 发展。根据定义,两种热通量边界 条件下,用于驱动模式的净海表热通量均与模式 海温有关,因此两组试验均能模拟出影响 ENSO 的热通量负反馈作用。而牛顿冷却条件下,风应 力强迫场与模式海温无关;总体公式条件中的模 式海温虽能影响计算风应力的拖曳系数,但却与 决定风应力的大尺度压力梯度无关,因此两组试 验均不能模拟出影响 ENSO 的动力正反馈过程。 由于两组试验采用的风应力强迫完全一致,其模 拟的 ENSO 振幅差异只能由热通量反馈作用决 定。为将该反馈过程定量化,这里参考 Guilyardi 等^[31]的做法,利用 Nino 3 区净海表热通量异常 与 SST 异常的线性回归系数来刻画热力反馈的 强度(用 α 表示)(图 6)。根据图 6,观测中热力 反馈的强度为一18.7 W/(m² • C),试验二的结 果远大于观测(-85.1 W/(m² • C),而试验一 的结果则与观测十分接近(-22.7 W/m² • C)。 Battisti和 Hirst^[32]曾利用线性模式估计 ENSO 振 幅对 α 的敏感度,结果发现当 α 增大 2 倍时,EN-SO 的振幅会减小 5 倍。以上分析表明,牛顿冷 却条件下模拟的 El Niño 振幅偏弱是由于其模拟 的热力负反馈作用偏强,从而抑制了 El Niño 的 发展;而总体公式条件下模式能够合理的模拟出 该反馈过程,从而使 El Niño 的振幅与观测吻合。



图 6 Niňo 3 区总的净海表热通量异常与 Niňo 3 区 SST 异常的散点分布 右上角为耦合强度 α(即 Niňo 3 区净海表热通量异常与 SST 异常的线性回归系数,单位:W /(m²・℃)。 a. ERA40,b.试验一,c. 试验二,d.试验三

进一步就两组试验对与 ENSO 相关的东太平 洋海温异常的经向尺度模拟差异的原因进行分析。 前期研究表明,ENSO 经向尺度的大小主要决定于 异常的经向海温平流项 $-\overline{V}\partial T'/\partial y^{[33]}$ 。下面以 El Niño 为例,考察了两组试验模拟的异常经向海温平 流项(图 7)。图 7a 给出的是赤道中东太平洋纬向

平均的表层经向海流。该经向流主要与赤道东风应 力有关,根据 Svedrup 关系,在赤道以北 $\overline{V} > 0$,赤道 以南 $\overline{V} < 0$ 。两组试验模拟的经向海流均与观测十 分接近。而对于异常海温的经向梯度项($\partial T'/\partial y$), 试验二的结果明显小于试验一(图 7b),这是试验二 模拟的 El Niño 振幅偏小造成的。因此,试验二模 拟的经向暖平流明显弱于试验一(见图 7c),从而造 成试验二模拟的 El Niño 经向尺度偏窄。



图 7 El Niño 发展年 9 月到翌年 2 月合成的纬向平均(180°~90°W)的(a)表 面经向海流(\overline{V} , cm/s), (b)异常经向海温梯度($\partial T'/\partial y$, 10⁻⁶K/m)和(c)异常经 向海温平流($-\overline{V}\partial T'/\partial y$, 10⁻⁷K/s)

根据公式(2),牛顿冷却条件在净海表执通量的 基础上,又增加了一个恢复项,这相当于在已有的热 诵量负反馈基础上,人为的增加了一个负反馈项,从 而使该条件下模式模拟的负反馈偏强。其中,恢复 项的大小与耦合系数 $\partial Q_{o}/\partial T_{o}$ 的选取有关: $\partial Q_{o}/\partial$ ∂T_{a} 越大,模拟的海温越接近观测的气候态值,同时 对 SST 变率(相对于气候平均态)削减幅度也越大。 由此可以推测,耦合系数的大小会直接影响模拟的 负反馈强度,进而影响模拟的 El Niño 振幅。为证 明该推断,本文进行了试验三。结果显示,在耦合系 数减半的情况下,模式模拟的 Niño 3 区的净热通量 负反馈强度为-24.7 W/(m² • ℃)(见图 6d),小干 试验二,而 El Niño 振幅(用 Niño 3 指数的标准差 表示)达到 0.98 ℃,大于试验二。此外,试验三模拟 的异常经向暖平流较试验二更强(图 7c),模拟的 El Niño 经向尺度也更为合理(见图 5d)。该结果进一 步说明,耦合系数的大小可以影响 El Niño 振幅,并 进而通讨影响异常经向温度平流来影响 El Niño 空 间型。但需要指出的是,减小耦合系数之后,虽然模 拟的海温年际变率和试验二相比与观测更为接近, 但模拟的平均态海温与观测的偏差则变大了(见图 1b和1c)。

5 主要结论

本文利用大洋环流模式 LICOM,考察了两种 热通量边界条件(牛顿冷却型和总体公式型)下,模 式对热带太平洋海温平均态和年际变率的模拟情 况,并对二者模拟结果的差异做了机理讨论。所得 结论如下: (1)两种边界条件下,模式均能很好的再现热带 太平洋年平均海温的空间分布和季节循环特征,但 相较而言,牛顿冷却条件下的模拟结果与观测更为 接近,这是由于该条件会通过调整净海表热通量使 模拟海温向气候态海温逼近。

(2)牛顿冷却条件下,模式模拟的 ENSO 振幅 较观测偏弱,中东太平洋海温异常的经向尺度和观 测相比明显偏窄;而总体公式条件下,模式模拟的 ENSO 的振幅和空间分布均与观测十分吻合。

(3)牛顿冷却条件下模拟的 Nino 3 区净海表热 通量负反馈过强,是造成 ENSO 模拟偏弱的主要原 因。该负反馈强度的大小与耦合系数的选取有关: 耦合系数越大,模拟的负反馈越强。而 ENSO 模拟 偏弱,会进一步造成中东太平洋赤道两侧的经向异 常海温平流模拟偏弱,从而使 ENSO 的经向尺度模 拟偏窄。

(4)总体公式条件下模式能够合理的模拟出与 ENSO 相关的热通量负反馈过程,从而能够正确的 模拟出 ENSO 振幅以及经向海温平流,进而合理的 刻画出 ENSO 空间型。

由以上分析结果可知,在运行单独海洋模式时, 应针对不同的模拟目标,对热通量边界条件进行合 理的选择。当利用气候态热通量进行强迫时,两种 热通量条件均可采用。而当利用有年际变化的热通 量进行强迫时,则最好采用总体公式型边界条件。 如果海洋模式的积分以得到平衡态为目的,则牛顿 冷却型边界条件是合理选择;若模拟目的是研究太 平洋年际变率,则应选择总体公式。

参考文献:

- [1] WEAVER A J, SARACHIK E S. The role of mixed boundary conditions in numerical models of the ocean's climate[J]. Journal of Physical Oceanography, 1991, 21(9):1470-1493.
- [2] 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(6):1099-1105.
- [3] 周天军,张学洪,刘海龙.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[J].地球科学进展,2009,24(002):111-122.
- [4] HANEY R L. Surface Thermal boundary condition for ocean circulation models[J]. Journal of Physical Oceanography, 1971, 1(4): 241-248.
- [5] LI T, ZHANG Y, LU E, et al. Relative role of dynamic and thermodynamic processes in the development of the Indian Ocean dipole: an OGCM diagnosis[J]. Geophysical Research Letters, 2002, 29(23):2110.
- [6] MARSLAND S, HAAK H, JUNGCLAUS J, et al. The Max-Planck-Institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates[J]. Ocean Modelling, 2003, 5(2):91-127.
- MALTRUD M, SMITH R, SEMTNER A, et al. Global eddy-resolving ocean simulations driven by 1985—1995 atmospheric winds[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(C13):30825.

- [8] MEGANN A, NEW A. The Effects of Resolution and Viscosity in an Isopycnic—Coordinate Model of the Equatorial Pacific[J]. Journal of Physical Oceanography, 2001, 31(8):1993—2018.
- [9] JIN X, ZHANG X, ZHOU T. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 1999, 16(2):197-215.
- [10] 刘海龙,俞永强,李薇,等. LASG/IAP 气候系统海洋模式(LICOM1.0)参考手册[M]//大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实 验室(LASG)技术报告特刊.北京:科学出版社,2004.
- [11] LIU Hai-long, ZHANG Xue-hong, LI Wei, et al. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation.
 [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2004, 21(5):675-690.
- [12] LARGE W, YEAGER S. Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea-ice Models: the Data Sets and Flux Climatologies [M]// NCAR Tech. Boulder, Colorado; CGD Division of the National Center of Atmospheric Research, 2004.
- [13] GRIFFIES S, HARRISON M, PACANOWSKI R, et al. A Technical Guide to MOM4 GFDL Ocean Group Technical Report No. 5, NOAA[R]. Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, 2004;339.
- [14] SMITH R, GENT P. Reference manual for the parallel ocean program (POP)[R]// Los Alamos Unclassified Report LA-UR-02-2484, 2002.
- [15] OBERHUBER J. An Atlas Based on the "COADS"Data Set: The Budgets of Heat, Buoyancy and Turbulent Kinetic Energy at the Surface of the Global Ocean[M]. Hamburg: Max-Planck Institut, 1988.
- [16] UPPALA S, KLLBERG P, SIMMONS A, et al. The ERA-40 re-analysis[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, 131(612):2961-3012.
- [17] RAYNER N, PARKER D, HORTON E, et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century[J]. J Geophys Res, 2003, 108(D14):4407.
- [18] CARTON J A, CHEPURIN G, CAO X. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950-95: Part II. Results [J]. Journal of Physical Oceanography, 2000, 30(2):311-326.
- [19] SCHOPF P S, SUAREZ M J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1988, 45(3): 549-566.
- [20] PHILANDER S. El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation[M]. New York: Academic Press, 1990.
- [21] STOCKDALE. Ocean modeling for ENSO[J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103(C7):14325-14355.
- [22] MILLER A J, BARNETT T P, GRAHAM N E. A comparison of some tropical ocean models: Hindcast skill and El Niño evolution [J]. Journal of Physical Oceanography, 1993, 23(7):1567-1591.
- [23] ZHANG R-H, ZEBIAK S E. An embedding method for improving interannual variability simulations in a hybrid coupled model of the tropical Pacific ocean-atmosphere system[J]. Journal of Climate, 2004, 17(14):2794-2812.
- [24] 俞永强, IZAR A D, 张学洪, 等. IAP/LASG 海洋环流模式对风应力的响应[J]. 大气科学, 2001, 25(6):721-739.
- [25] LI W, LIU H, ZHANG X-H. The respnse of the third generation of IAP/LASG oceanic GCM to different external forcing[J]. Journal of Hydrodynamics, 2001, 13(3):107-114.
- [26] ZHU J, SUN Z, ZHOU G. A note on the role of meridional wind stress anomalies and heat flux in ENSO simulations[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2007, 24(4):729-738.
- [27] BJERKNES. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific[J]. Monthly Weather Review, 1969, 97(3):163-172.
- [28] NEELIN J D, DIJKSTRA H A. Ocean-atmosphere interaction and the tropical climatology: Part [. The dangers of flux correction[J]. Journal of Climate, 1995, 8(5):1325-1342.
- [29] WALISER D, BLANKE B, NEELIN J, et al. Shortwave feedbacks and El Niño-Southern Oscillation: Forced ocean and coupled oceanatmosphere experiments[J]. Journal of Geophysical Research, 1994, 99(C12):25109.
- [30] JIN F, KIM S, BEJARANO L. A coupled-stability index for ENSO[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(23):L23708.
- [31] GUILYARDI E, BRACONNOT P, JIN F, et al. Atmosphere feedbacks during ENSO in a coupled GCM with a modified atmospheric convection scheme[J]. Journal of Climate, 2009, 22(21):5698-5718.
- [32] BATTISTI D S, HIRST A C. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1989, 46(12):1687-1712.
- [33] ZHANG W, LI J, JIN F. Spatial and temporal features of ENSO meridional scales[J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(15): L15605.

Comparison of two thermal forcing schemes in a global ocean model over tropical Pacific Ocean

WANG Lu^{1,2}, ZHOU Tian-jun¹, LIU Hai-long¹, ZOU Li-wei^{1,2}

(1. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Both Newton cooling scheme (i. e. prescribed total heat fluxes added with a relaxation term) and bulk formula parameterization scheme are widely used in offline Ocean General Circulation model simulations. These two thermal forcing schemes are compared here in two simulations using LASG/IAP climate ocean model (named LICOM) in terms of the performance over tropical Pacific Ocean. The results indicate that for both the annual mean SST distribution and the annual cycle of SST over tropical pacific, the two schemes show reasonable performance, although the Newton cooling scheme shows even less bias due to its relaxation to observed climatological SST. The El Niño amplitude in the Newton cooling scheme simulation is weaker than that in observation, due to the overestimated negative heat flux feedback which is related with the thermal coupling coefficient. And the suppressed El Niño could further lead to a narrower meridional scale of the SST anomalies in the eastern Pacific. With a reasonable negative heat flux feedback in bulk formula simulation, the model exhibits a more reliable El Niño amplitude and spatial distribution. The study demonstrates that if the simulation aims to get a realistic mean state, the Newton cooling is recommended, but if the simulation focuses on interannual variability of the tropical ocean, the bulk parameterization scheme should be used.

Key words: OGCM; thermal forcing; tropical pacific; bulk formula