

孙志阔, 刘海龙, 林鹏飞, 等. 2020. LICOM3.0 海洋模式中太平洋北赤道逆流的模拟偏差分析 [J]. 大气科学, 44(3): 591–600. SUN Zhikuo, LIU Hailong, LIN Pengfei, et al. 2020. Simulation Bias Analysis of Pacific North Equatorial Countercurrent in LICOM3.0 Ocean Model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(3): 591–600. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1907.19123

# LICOM3.0 海洋模式中太平洋北赤道逆流的 模拟偏差分析

孙志阔<sup>1,2,3</sup> 刘海龙<sup>1,2</sup> 林鹏飞<sup>1,2</sup> 于子棚<sup>1,2</sup> 李逸文<sup>1,2</sup>

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室, 北京 100029

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100029

3 中山大学大气科学学院/教育部热带大气—海洋系统重点实验室/珠海南方海洋科学与工程广东实验室, 珠海 519000

**摘 要** 本文用 CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments–Interannual Forcing) 外强迫场分别强迫 LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3) 和 POP2 (Parallel Ocean Program version 2) 两个海洋模式, 并分析了这两个模式中太平洋北赤道逆流 (NECC) 的模拟结果。我们发现 LICOM3 和 POP2 模拟的 NECC 强度均弱于实测, 这和 Sun et al. (2019) 的研究结果一致, 也进一步证明了海洋模式中 NECC 偏弱是 CORE-IAF 外强迫场造成的, 海表风应力及对应的风应力旋度是海洋模式准确模拟 NECC 的最主要因子。同时, 我们也分析了 NECC 的模拟在动力机制上的差别, 这里的动力强迫项包括风应力项、平流项和余项。我们发现模式的外强迫场虽然相同, 但是两个模式中各动力强迫项 (风应力项、平流项和余项) 对 NECC 模拟的影响并不完全相同。

**关键词** 太平洋北赤道逆流 LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3) 海洋模式 POP2 (Parallel Ocean Program version 2) 海洋模式 CORE-IAF 强迫场 (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments–Interannual Forcing)

文章编号 1006-9895(2020)03-0591-10

中图分类号 P47

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1907.19123

## Simulation Bias Analysis of Pacific North Equatorial Countercurrent in LICOM3.0 Ocean Model

SUN Zhikuo<sup>1,2,3</sup>, LIU Hailong<sup>1,2</sup>, LIN Pengfei<sup>1,2</sup>, YÜ Zipeng<sup>1,2</sup>, and LI Yiwen<sup>1,2</sup>

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

2 College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University/Key Laboratory of Tropical Atmosphere-Ocean System, Ministry of Education/Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory, Zhuhai 519000

**Abstract** In this study, the CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments - Interannual Forcing) dataset was used to force two ocean models, LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3), and POP2 (Parallel

收稿日期 2019-03-02; 网络预出版日期 2019-07-09

作者简介 孙志阔, 女, 1992 年出生, 博士研究生, 主要研究太平洋赤道流的模拟偏差。E-mail: sunzhikuo14@mails.ucas.ac.cn

通讯作者 刘海龙, E-mail: lhl@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家重点研发专项 2016YFC1401401、2016YFC1401601, 国家自然科学基金项目 4191183、41576025、41776030

**Funded by** Funded by National Key Research and Development Program of China (Grants 2016YFC1401401, 2016YFC1401601), National Natural Science Foundation of China (Grants 4191183, 41576025, 41776030)

Ocean Program version 2). The North Equatorial Countercurrent (NECC) simulated by these two models was to be found weaker than the observation. These results were consistent with the findings of Sun et al. (2019), which further suggests that surface wind stress and its curl are the most important forcing terms in correctly simulating the NECC in ocean models. At the same time, the differences in NECC dynamical mechanisms between LICOM3 and POP2 were analyzed, including wind stress, advection, and other terms. In spite of the same CORE-IAF dataset being used to force these two ocean models, the influences of dynamical forcing terms (wind stress, advection, and other terms) were not exactly the same.

**Keywords** North Equatorial Countercurrent, LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3) ocean model, POP2 (Parallel Ocean Program version 2) ocean model, CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments–Interannual Forcing)

## 1 引言

太平洋北赤道逆流 (The North Equatorial Countercurrent, NECC) 是一支热带太平洋上层的东向逆风海流。NECC 位于  $2^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$  之间, 主轴纬度位置从西到东逐渐北移 (Wyrki and Kendall, 1967; Donguy and Meyers, 1996; Johnson et al., 2002)。NECC 的深度在西边较浅, 向东逐渐加深。NECC 在  $140^{\circ}\text{W}$  断面处的最大速度可以达到  $0.4\text{ m s}^{-1}$ , 从西太平洋暖池向东平均输送约  $10\sim 30\text{ Sv}$  的暖水到东太平洋。

NECC 主要是由风应力旋度涡度驱动的 (Sverdrup, 1947; Yu et al., 2000; Kessler et al., 2003), Kessler et al. (2003) 研究了平流项和摩擦项等非线性项对 NECC 作用, 研究发现尽管平流项和摩擦项很小, 但是这两项的经向导数却大到足以平衡风应力旋度的涡度输入。尤其在赤道西太平洋, 平流项和摩擦项能够有效地抑制风的作用。Sun et al. (2019) 用模式直接输出动量方程中的每一项并进一步量化了各项对 NECC 的影响, 发现 NECC 的外强迫项主要包括海表风、平流项、摩擦项、压力梯度力项和表层海流的时间变化项, 其中海表风, 平流项, 摩擦项是 NECC 最主要的三个外强迫项。

虽然 NECC 的机制研究比较清楚, 但是海洋模式模拟的 NECC 普遍存在偏弱的误差 (Philander et al., 1987; Grima et al., 1999; Yu et al., 2000; Wu et al., 2012; Tseng et al., 2016)。Tseng et al. (2016) 发现 CORE-IAF (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments - Interannual Forcing) 强迫场驱动的 15 个海洋模式中, 几乎所有的 NECC 都偏弱, 在  $140^{\circ}\text{W}$  经向断面处的气候态纬向平均流速均弱于实测 ( $0.4\text{ m s}^{-1}$ ; Johnson et al., 2002) 的一半。

早期的研究发现, NECC 的模拟偏差主要是赤道区域上空的海表风偏差造成的 (Yu et al., 2000; Wu et al., 2012)。Yu et al. (2000) 指出, 赤道上空海表风太强会导致 NECC 在  $180^{\circ}$  处发生断裂。Wu et al. (2012) 发现模式中赤道辐合带 ITCZ (Intertropical Convergence Zone) 位置的南移, 会造成 NECC 模拟偏弱, 而 ITCZ 南移可能是卫星海表风数据 QuikSCAT 的偏差造成的。近期, Sun et al. (2019) 通过比较耦合模式 CESM2 (The Community Earth System Model version 2) 和海洋模式 POP2 (The Parallel Ocean Program version 2) 的结果, 发现用 QuikSCAT 卫星风数据修正 CORE-IAF 外强迫风场会导致  $5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$  之间的东风增强, 影响 NECC 区域 ( $3^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ) 风应力旋度及风应力旋度经向梯度的分布, 从而使海洋模式中 NECC 模拟偏弱, 这和 CORE-IAF 中用 QuikSCAT 等效  $10\text{ m}$  中性风修正 NCEP/NCAR  $10\text{ m}$  海表绝对风有关。

Sun et al. (2019) 的文章中只分析了 CORE-II 试验中的一个海洋模式, 其他海洋模式中 NECC 模拟偏差是否是同样的机理? 不同海洋模式间 NECC 模拟的动力过程是否一样? 这些问题目前还是未知的。本文通过比较两个海洋模式 LICOM3 (LASG/IAP Climate System Ocean Model Version 3) 和 POP2, 研究不同模式间海表风和非线性项对 NECC 模拟影响的差异。研究结果应该能够进一步帮助我们理解海洋模式中 NECC 模拟的动力过程, 加深我们对 NECC 模拟偏差的理解, 有利于模式偏差的修正。另一方面, 本项研究也评估了新近发展的 LICOM3 对热带太平洋上层环流的模拟能力。

## 2 模式、试验和观测

本文使用了两个海洋模式, 一个是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 (LASG/IAP) 自主研发的 LICOM3 (于子棚等, 2017; Lin et al., 2016)。另一个海洋模式是 POP2, POP2 是通用地球系统耦合模式 CESM2 中的海洋模式分量, 是由美国 Los Alamos 国家实验室开发的一个三维海洋环流模式。POP 于 2001 年被 NCAR 选用, 作为气候模式的海洋模式, 并沿用至今。LICOM3 采用了 Murray (1996) 的三极点网格 (俞永强等, 2018), 水平分辨率全球平均约  $1^\circ$ , 其中海冰模式使用的是 CICE4 (The Los Alamos National Laboratory Sea-ice Model version 4)。POP2 垂直有 60 层, 厚度从近表层 (约 10 m) 到 250 m 深度单调递增, 水平分辨率是  $1^\circ$ , 靠近赤道经向分辨率则增加到  $0.27^\circ$  (Danabasoglu et al., 2014), 其中海冰模式使用的是 CICE5 (The Los Alamos National Laboratory Sea-ice Model version 5)。

试验用带有年际变化的外强迫数据 CORE-IAF (Large and Yeager, 2004, 2009), CORE-IAF 主要来源于 NCEP/NCAR 大气再分析数据中的表层大气数据 (Kistler et al., 2001), 其中辐射、降水和径流来自其他数据源 (Large and Yeager, 2009)。CORE-IAF 中用实测数据对大气再分析数据进行订正, 以降低其不确定性, 其中风场实测数据选用的是气候态平均 QuikSCAT 数据, 用以调整 NCEP/NCAR 大气再分析数据中的风速和风向。具体方法是用矢量风的数值和角度分别乘以调整因子  $R_s(\lambda, \phi)$  和逆时针角度旋转因子  $\delta(\lambda, \phi)$ , 其中  $\lambda$  和  $\phi$  分别代表经度和纬度, 目的是使 NCEP/NCAR 再分析风场数据和平均 QuikSCAT 风速和风向更接近 (Large and Yeager, 2009)。在 Sunet al. (2019) 中, 这一修正被认为是造成 NECC 偏弱的重要原因。

本文包括两个试验: (1) 带有年际变化信号的 CORE-IAF 驱动的海洋模式 (LICOM3 和 CICE4 耦合), 简称“LICOM”。CORE-IAF 强迫的一个周期是 62 年 (1948~2009 年), LICOM 运行 5 个循环, 取第 4 个循环的 1978~2007 年的 30 年平均结果进行分析。(2) 采用同样的 CORE-IAF 驱动 POP2 和 CICE5 耦合, 简称“POP”。模式运行 4 个循环, 取最后一个循环的 1978~2007 年的 30 年平均结果进行分析。

同时, 我们用 Johnson et al. (2002) 观测的气候态海流数据 (ADCP, acoustic Doppler current profiler) 和模式进行比较。Johnson 观测数据是

WOCE (World Ocean Circulation Experiment) 和 TOGA-COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment, Eldin et al., 1994) 的一个主要观测项目, 包括 10 个深度超过 300 m 的经度断面 ( $143^\circ\text{E}$ ,  $156^\circ\text{E}$ ,  $165^\circ\text{E}$ ,  $180^\circ$ ,  $170^\circ\text{W}$ ,  $155^\circ\text{W}$ ,  $140^\circ\text{W}$ ,  $125^\circ\text{W}$ ,  $110^\circ\text{W}$ ,  $95^\circ\text{W}$ ), 数据采集时间位于 20 世纪 90 年代, 观测数据的更多信息详见 Johnson et al. (2002)。

### 3 方法

本文参考 Kessler et al. (2002) 的方法诊断模式中赤道太平洋的纬向流输送过程。时间平均和垂直积分的动量方程如下:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + A^x - fV = -P_x + \tau^x + F^x, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + A^y + fU = -P_y + \tau^y + F^y, \quad (2)$$

其中,  $\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = \left( \frac{\partial U}{\partial t}, \frac{\partial V}{\partial t} \right)$ ,  $\mathbf{A} = (A^x, A^y)$ ,  $(-fV, fU)$ ,  $\nabla \mathbf{P} = (P_x, P_y)$ ,  $\boldsymbol{\tau} = (\tau^x, \tau^y)$ , 和  $\mathbf{F} = (F^x, F^y)$  分别是水平海流的时间变化项、平流项、科氏力项、水平压力梯度力项、表面风应力项和水平摩擦项。参考 Sunet al. (2019) 的方法, 除了科氏力项, 我们将方程中其余各项都视为外强迫项并定义了一个新的变量作为广义上的外强迫项:  $\boldsymbol{\tau}^* = \boldsymbol{\tau} + \boldsymbol{\tau}' + \boldsymbol{\tau}'' + \boldsymbol{\tau}''' + \boldsymbol{\tau}''''$ , 这里  $\boldsymbol{\tau}' = -\mathbf{A}$ ,  $\boldsymbol{\tau}'' = \mathbf{F}$ ,  $\boldsymbol{\tau}''' = -\nabla \mathbf{P}$ ,  $\boldsymbol{\tau}'''' = -\partial \mathbf{V} / \partial t$ , 动量方程则可以简化成如下形式:

$$-fV = \tau^{*x}, \quad (3)$$

$$fU = \tau^{*y}. \quad (4)$$

对方程 (3) 和 (4) 求旋度, 再将垂直积分后的平均连续方程 ( $U_x + V_y = \omega_{\text{bot}} - \omega_{\text{top}}$ ) 带入方程 (3) 和 (4), 我们便会得到形式上类似于经典 Sverdrup 平衡公式的涡度方程, 但是方程中的表面风应力项被替换成  $\boldsymbol{\tau}^*$ , 方程如下:

$$\beta V = \text{curl}(\boldsymbol{\tau}^*) \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \text{curl}(\boldsymbol{\tau}^*) = & \text{curl}(\boldsymbol{\tau}) + \text{curl}(-\mathbf{A}) + \text{curl}(\mathbf{F}) + \text{curl}(-\nabla \mathbf{P}) \\ & + \text{curl}\left(-\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t}\right) - f\omega_{\text{bot}} \end{aligned} \quad (6)$$

接下来, 将方程 (5) 带入连续方程并从东边界向西进行纬向积分得到海洋垂直积分的纬向速度  $U$  (单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ) 的计算公式:

$$U = -\frac{1}{\beta} \int_{EB}^x \text{curl}(\tau^*)_y dx + U_{EB} \quad (7)$$

$U_{EB}$  是  $U$  在海洋东边界 (EB) 的值。为了避免  $U_{EB}$  取值的不确定性, 我们选择用方程 (8) 中的流函数计算纬向输送  $U$  (Kessler et al., 2003; Sun et al., 2019):

$$U = -\varphi_y, \quad (8)$$

这里  $\varphi = \frac{1}{\beta} \int_{x_e(y)}^x \text{curl}(\tau^*) dx$  代表风生环流整层积分后的流函数,  $x_e(y)$  是美洲大陆西海岸在每一个纬度上对应的经度值, 美洲大陆西海岸处  $\varphi=0$ 。因此, 如果海表风应力、平流项和其他各项已知, 我们便能够用方程 (8) 计算各项对应的  $U$ 。这里, 模式直接输出海表风应力数据, 平流项则可以写成:  $A = \nabla \cdot (\mathbf{u}h\mathbf{u})$ , 需要用模式输出的月平均海流数据  $\mathbf{u}$  进行计算, 其中  $h$  是积分深度。  $A$  可以分解为纬向和经向两个分量计算平流项旋度:

$$A^x = \nabla \cdot (\mathbf{u}h\mathbf{u}) = h\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} + \mathbf{u} \nabla \cdot (\mathbf{u}h), \quad (9)$$

$$A^y = \nabla \cdot (\mathbf{u}h\mathbf{v}) = h\mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{v} + \mathbf{v} \nabla \cdot (\mathbf{u}h), \quad (10)$$

至于方程 (1) 和 (2) 中风应力项和平流项之外的其他强迫项 (摩擦项, 水平压力梯度力项及水平海流的时间变化项), 由于离线计算粘度系数不确定性, 所以我们选择用纬向总输送减去风应力项和平流项的纬向输送量, 将差值作为其它外强迫项之和对应的纬向输送。

本文中, 我们用模式输出的月平均数据计算平流项, 导致平流项中并不包括月以内时间尺度扰动项, 这项被算入余项中。我们用 POP 模式直接输出的平流项研究过高频变化 (月以内时间尺度) 对平流项的影响, 发现高频变化能够使平流项振幅增强, 模式月平均数据计算出的平流项和模式在线计算的平流项在  $135^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{W}$  区域的平均值分别是  $0.6 \text{ Sv}$  和  $-0.6 \text{ Sv}$ 。也就是说, 平流项中的高频变化使 NECC 东向输送减弱, 而这种减弱作用在本文中被算入余项中。至于文中  $400 \text{ m}$  积分深度的选择, 参考图 1 中的观测数据, NECC 的深度在中西太平

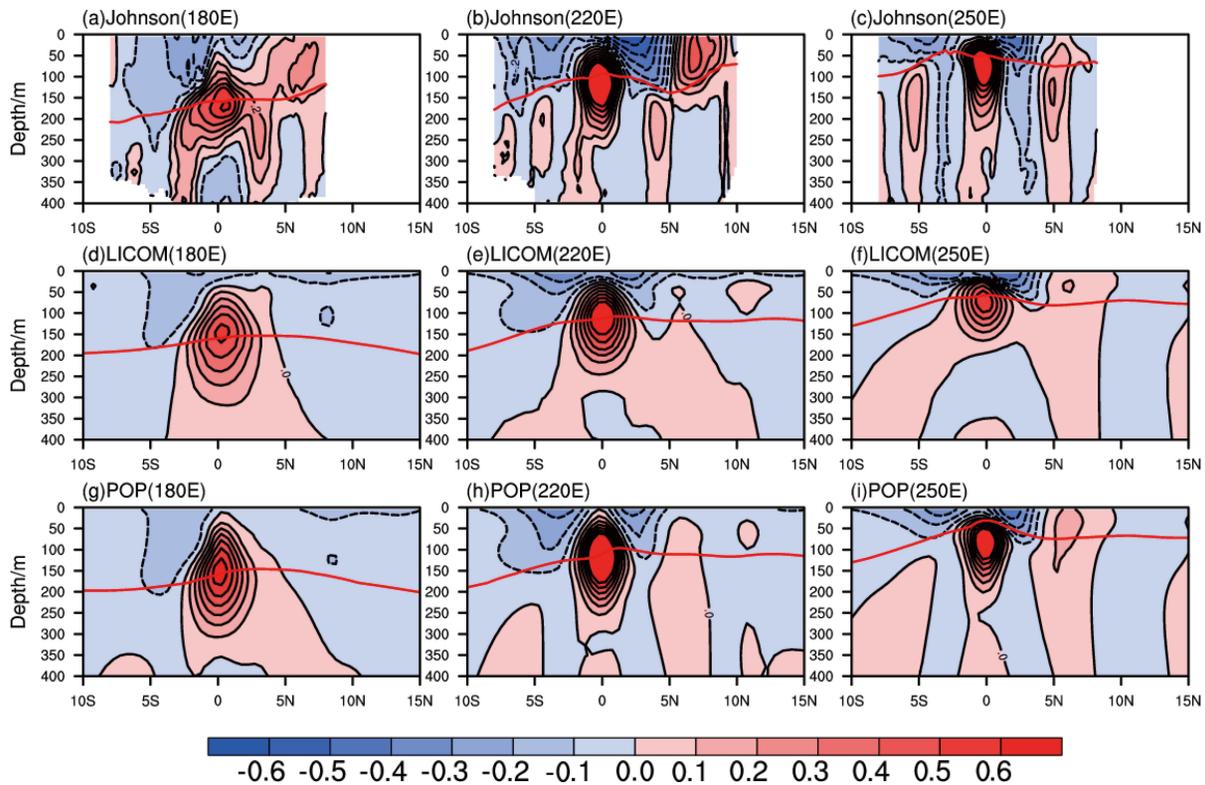


图1 (a, b, c) 观测数据 (Johnson et al., 2002)、(d, e, f) LICOM 模拟的和 (g, h, i) POP 模拟的年平均纬向速度的经向断面分布 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a, d, g)  $180^\circ$ ; (b, e, h)  $140^\circ\text{W}$ ; (c, f, i)  $110^\circ\text{W}$ 。黑色实 (虚) 线代表东 (西) 向速度, 红线代表  $20^\circ\text{C}$  等温线  
Fig. 1 Meridional-vertical sections of annual mean zonal currents at (a)  $180^\circ$ , (b)  $140^\circ\text{W}$ , and (c)  $110^\circ\text{W}$  for observation data (Johnson et al., 2002, units:  $\text{m s}^{-1}$ ). (d, e, f) and (g, h, i) are the same as (a, b, c), but for the LICOM and POP sea models, respectively. Eastward (westward) velocities are shown as black solid (dashed) lines, red curves are  $20^\circ\text{C}$  isotherms

洋超过 200 m, 东太平洋 NECC 的中心深度约 300 m, 400 m 以下的 NECC 则很弱, 所以我们选择 400 m 作为积分深度, 这和 Kessler et al. (2003) 文章中一致 (353 m)。我们也测试过积分深度 200 m, 计算结果和 400 m 相差不大。

## 4 结果

图 1 是模式在 180°、140°W 和 110°W 向断面处的平均纬向速度布图 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ), 分别代表西太平洋、中太平洋和东太平洋。根据 Johnson et al. (2002) 的观测数据, NECC 在海表位于 3°N~10°N 之间, 南侧是南赤道流 (South Equatorial Currents, SEC), 北侧是北赤道流 (North Equatorial Currents, NEC)。NECC 在这三个经度 (180°、140°W、110°W) 的最大纬向速度分别是  $0.2 \text{ m s}^{-1}$ ,  $0.4 \text{ m s}^{-1}$  和  $0.2 \text{ m s}^{-1}$ 。赤道正下方的次表层东向流是太平洋赤道逆流 (Equatorial Undercurrent, EUC), EUC 中心强度从西至东逐渐增强并向上倾斜, 西太平洋 EUC 速度最大值约  $0.6 \text{ m s}^{-1}$ , 东太平洋则超过  $1 \text{ m s}^{-1}$ , EUC 南北两侧的次表层东向流分别是南次表层逆流 (North Subsurface Countercurrent, NSCC) 和北次表层逆流 (South Subsurface Countercurrent, SSCC; Wyrтки and Kilonsky., 1984)。

LICOM 和 POP 模拟的 NECC 均比实测弱很多, 这和 Tseng et al. (2016) 文章中 15 个海洋模式的结果类似。180°断面处, LICOM 模拟的 NECC 和 EUC 完全混在一起, 位置偏南, 强度  $<0.1 \text{ m s}^{-1}$ 。140°W 经向断面位置, LICOM 模拟的 NECC 中心位置约 6°N (实测约 7°N), 最大值  $<0.1 \text{ m s}^{-1}$ , 和 180°处相比, NECC 虽然和 EUC 分离, 但 NECC 强度依旧偏弱导致其无法延伸至海洋表层。东太平洋 110°W 经向断面位置, LICOM 模拟的 NECC 中心纬度和实测一致 (约 6°N) 但强度偏弱 ( $<0.2 \text{ m s}^{-1}$ )。POP 在这三个经向断面模拟的 NECC 和 LICOM 结果一致, 但比 LICOM 稍强一些。

为了进一步量化两个模式的结果, 我们计算了赤道太平洋上层 400 m 纬向流的垂直积分 (图 2a, b), 这个数值可以直接和 Sverdrup 纬向输送相比较。两个模式纬向输送的最大值都位于 150°W 以东, 数值均超过  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。150°W 以西, LICOM 海洋表层 NECC 完全消失, POP 海洋表层 NECC 虽然存在, 但主轴向西逐渐偏南, 强度偏弱 ( $<20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )。

图 2c 是 Johnson et al. (2002) 数据的 10 个经向断面上 (143°E, 156°E, 165°E, 180°, 170°W, 155°W, 140°W, 125°W, 110°W, 95°W) NECC 的流量 (黑点) 和模式中 NECC 的流量 (实线) 进行比较。这里 NECC 的流量定义为 3°N~10°N 之间东向流的经向积分。和实测比较, LICOM 和 POP 在中西太平洋 (120°W 以西) 模拟的 NECC 偏弱很多, 东太平洋和实测较接近。这和 Sun et al. (2019) 的结果一致, 他们通过比较 POP 和 CESM 的模拟结果, 发现 POP 在中西太平洋 NECC 偏弱是 5°N~15°N 区域海表东风偏强, 导致 NECC 纬度位置 (3°N~10°N) 出现负的风应力旋度经向梯度异常, 这和 CORE-IAF 中用 QuikSCAT 等效 10 m 中性风修正 NCEP/NCAR 10 m 绝对风有关。东太平洋 (120°W 以东) POP 模拟 NECC 偏弱的原因

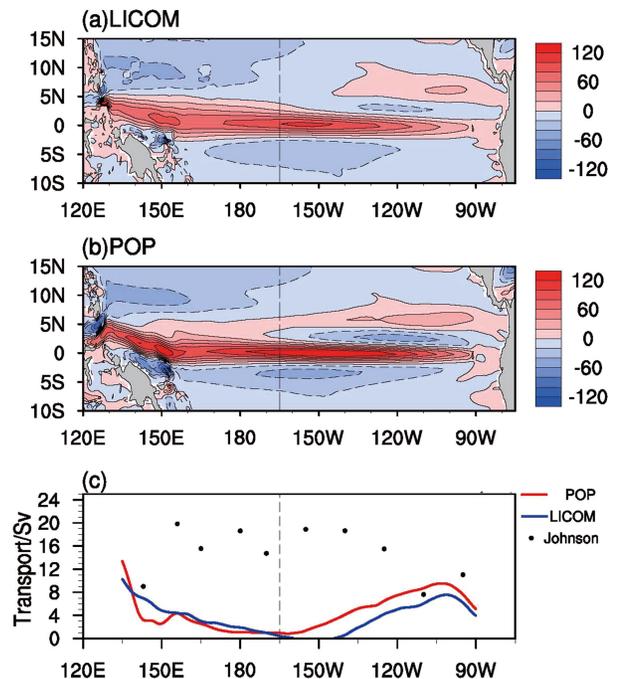


图 2 (a) LICOM 模拟和 (b) POP 模拟上层 400 m 纬向流速的垂直积分图 (阴影, 单位:  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ); (c) 观测 (Johnson et al., 2002, 黑点)、LICOM 模拟 (蓝线) 和 POP 模拟 (红线) NECC (the North Equatorial Countercurrent) 纬向输送量随经度的变化, 这里我们把 3°N~10°N 之间东向流速的经向积分定义为 NECC 纬向输送量 (单位: Sv)

Fig. 2 Upper 400 m integrated zonal currents (units:  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ) for (a) LICOM and (b) POP models in the equatorial Pacific. (c) Volume transports of NECC (the North Equatorial Countercurrent) (units: Sv), which are defined as the meridionally integrated eastward ocean current between 3°N~10°N, for LICOM model (blue solid), POP model (red solid), and observations (Johnson et al., 2002, black dots)

则是较弱的跨赤道南风 and 较弱的山缝隙东北风共同导致的。本文使用的 POP 数据和 Sun et al. (2019) 的 POP 数据完全一致，而 LICOM 的结果和 POP 相似，同样证明了海洋模式的偏差主要来自于 CORE-IAF 外强迫场。

但是，我们也发现 LICOM 和 POP 的一些不同：165°W 以西，LICOM 和 POP 中 NECC 强度相似，150°E~165°W 区域平均的 NECC 纬向输送量分别是 2.6 Sv 和 2.0 Sv (表 1)。165°W 以东，LICOM 模拟的 NECC 强度弱于 POP，165°W~90°W 区域平均的 NECC 纬向输送量分别是 3.3 Sv 和 5.5 Sv (表 1)。是什么原因造成了这种差异？本文接下来主要研究，不同海洋模式中 NECC 的模拟涉及的动力机制的差别。

为了理解 LICOM 和 POP 模式中 NECC 的模拟差别，我们参考 Sun et al. (2019) 的方法分析了风应力项、平流项和余项对 NECC 模拟的影响

(图 3)，余项是指风应力项，平流项之外的外强迫项之和，而这三项之和(风应力项、平流项和余

表 1 观测数据 (Johnson et al., 2002)、LICOM 和 POP 模式计算的 NECC (the North Equatorial Countercurrent) 平均纬向质量输送 (单位: Sv) (LICOM 无 NECC 的地方视为 0)

Table 1 Zonally averaged volume transport of NECC (the North Equatorial Countercurrent) for observations (Johnson et al., 2002), LICOM model, and POP model, units: Sv. Insignificant places for NECC in LICOM were treated as 0

	NECC平均纬向输送/Sv		
	太平洋海盆 (150°E~90°W)	西太平洋 (150°E~165°W)	东太平洋 (165°W~90°W)
Johnson	15.6	17.2	14.3
LICOM	3.1	2.6	3.3
POP	4.2	2.0	5.5

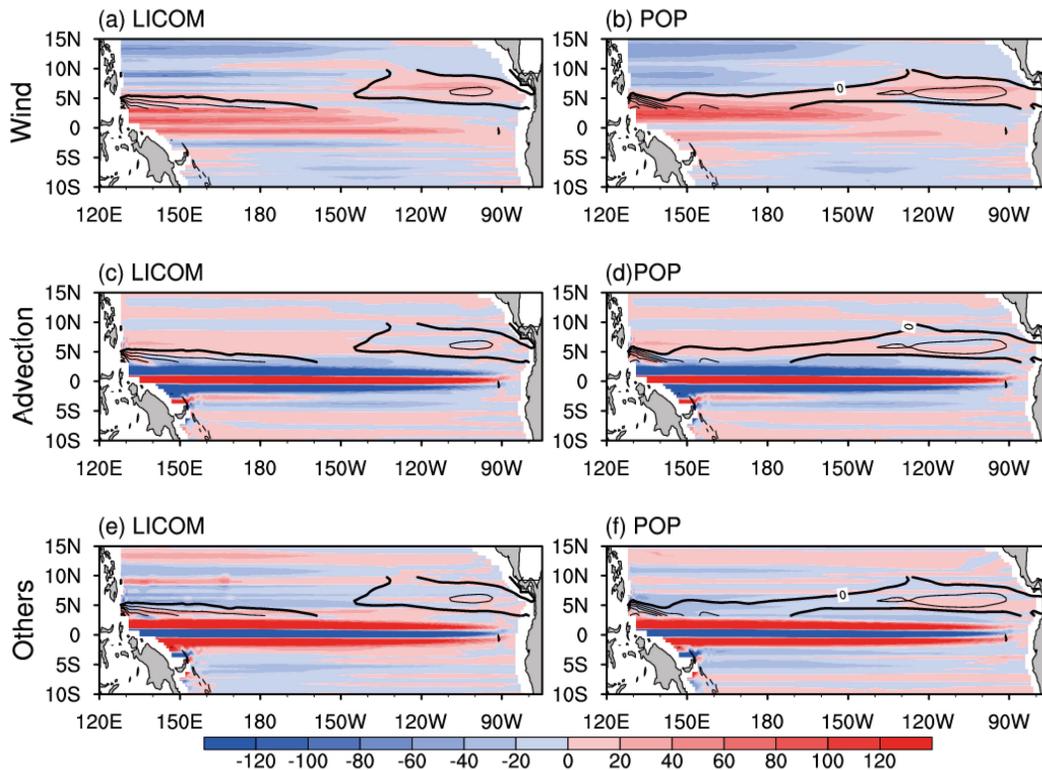


图 3 LICOM 模式中 (a) 风应力, (c) 平流项和 (e) 余项计算的热带太平洋纬向 Sverdrup 输送 (阴影, 单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$ ); (b, d, f) 同 (a, c, e) 但为 POP 模式的结果。等值线代表 3°N~10°N 模式东向海流 NECC 的对应区域 (图 3a、3c、3e 中的等值线和图 2a 中的正值区域一致, 图 3b、3d、3f 中的等值线和图 2b 中的正值区域一致), 等值线间隔是  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , 零线加粗

Fig. 3 Zonal transport per grid due to (a) wind stress, (c) advection, and (e) other terms in the tropical Pacific for LICOM model (units:  $\text{m}^2 \text{ s}^{-1}$ ). (b), (d), and (f) same as (a), (c), and (e), but for POP model. Contours are the NECC eastward ocean current between 3°N–10°N (The contour in Fig. 3a/3c/3e is same with the positive value zone in Fig. 2a; the contour in Fig. 3b/3d/3f is same with the positive value zone in Fig. 2b). The contour interval is  $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , the zero line is bolded

项) 是图 2 中模式赤道总纬向输送。图 3 是 LICOM 和 POP 模式中三个外强迫项 (风应力项、平流项和余项) 相对应的纬向 Sverdrup 输送 (单位:  $m^2 s^{-1}$ ), 图 3 中的等值线代表图 2 中上层 400 m 垂直积分后的 NECC 纬向输送 (单位:  $m^2 s^{-1}$ ), 这里我们取  $3^{\circ}N \sim 10^{\circ}N$  之间的东向流作为 NECC 纬向输送。从图 3a 中可以看到, 风应力项导致的 NECC 纬向输送 (填色) 和 NECC 总输送 (等值线) 基本重合, 这进一步证明了风应力是 NECC 模拟的主要驱动力。

图 4 中我们进一步量化了各外强迫项对 NECC 的贡献。对图 3 等值线区域 (即 NECC 总输送区域) 的纬向 Sverdrup 输送进行经向积分, 得到图 4 中各外强迫项对应的 NECC 纬向输送。其中, 风应力项、平流项、余项和 NECC 总输送量分别对应图 4 中的红线、蓝线、绿线和黑线 (单位: Sv)。我们发现,  $165^{\circ}W$  以西, LICOM 中风是 NECC 最主要的驱动项, 平流项是最主要的抑制项, 余项有较弱的增强作用,  $150^{\circ}E \sim 165^{\circ}W$  之间纬向平均 Sverdrup 输送量分别是  $3.2 Sv$ ,  $-2.1 Sv$  和  $1.5 Sv$  (表 2)。而 POP 中风的影响要强于 LICOM ( $8.2 Sv$ ), 余项是最主要的抑制项 ( $-5.7 Sv$ ), 平流项的作用较弱 ( $-0.5 Sv$ )。  $165^{\circ}W$  以东, 各外强迫项的作用在两个模式中一致, 风是主要驱动项, 余项是主要抑制项, 平流项有较弱的增强作用, 只是数值不同 (表 2)。

既然风是 NECC 最主要的强迫项, 我们接下来对两个模式的风场偏差进行了进一步分析。图 5 是卫星反演的气候态风场数据 SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds) 中的风场分布, 以及 SCOW 和两个模式之间的风场差异分布图。由于

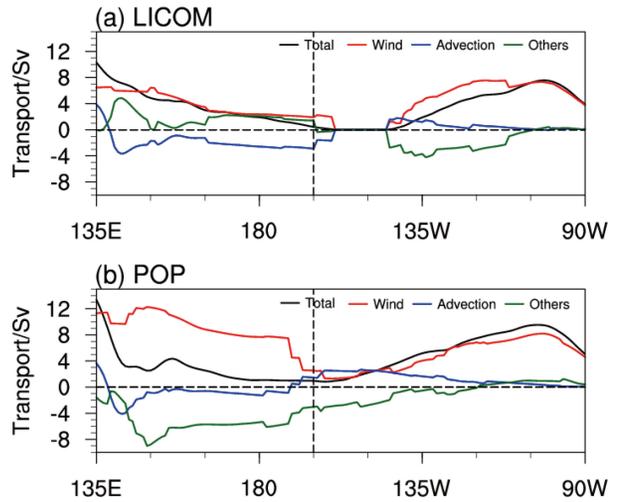


图 4 (a) LICOM 和 (b) POP 模式中风应力项 (红线)、平流项 (蓝线) 和余项 (绿线) 计算的纬向海流的质量输送随经度的分布 (单位: Sv) 以及 NECC 总输送随经度的分布 (黑线)。黑色垂直虚线是  $165^{\circ}W$  参考线  
Fig. 4 Total volume transports of NECC (black) and the transport due to wind stress (red), advection (blue), and other terms (green) for (a) LICOM and (b) POP models (units: Sv). The vertical black dotted line is the  $165^{\circ}W$  reference line

两个模式中的纬向东风大值中心 (约  $13^{\circ}N$ ) 偏向赤道, 导致两个模式在赤道以北、 $170^{\circ}W$  以东的东风偏强, 这对应着图 5c 和图 5e 中赤道以北、 $170^{\circ}W \sim 110^{\circ}W$  之间的西风差异分布 (SCOW 减去模式)。比较图 5c 和图 5e, 我们发现 LICOM 和 POP 在太平洋赤道区域的风场偏差空间分布一致, 但是数值略有不同, 这也意味着两个模式中的海表风应力场虽然不同, 但是差异很小。虽然两个模式中风应力的计算公式和资料都是一样的, 但是在计算海表湍流通量时, 会用到海洋模式的预报量, 包括海表面温度和海表面流, 由于两个模式模拟的海表面温度

表 2 风应力项、平流项、余项及三项之和计算的 NECC 平均纬向输送量 (单位: Sv)。NECC 纬向输送量定义为  $3^{\circ}N \sim 10^{\circ}N$  之间东向流的经向积分

Table 2 Zonally averaged volume transport of NECC due to wind stress, advection, and other terms, and the sum of these three terms for the LICOM and POP (units: Sv). NECC transport is defined as the meridionally integrated eastward transport between  $3^{\circ}N \sim 10^{\circ}N$

	NECC 平均纬向输送/Sv					
	太平洋海盆 ( $150^{\circ}E \sim 90^{\circ}W$ )		西太平洋 ( $150^{\circ}E \sim 165^{\circ}W$ )		东太平洋 ( $165^{\circ}W \sim 90^{\circ}W$ )	
	LICOM	POP	LICOM	POP	LICOM	POP
风应力项	3.9	6.1	3.2	8.2	4.3	4.8
平流项	-0.6	0.6	-2.1	-0.5	0.3	1.3
余项	-0.2	-2.5	1.5	-5.7	-1.3	-0.5
三项之和	3.1	4.2	2.6	2.0	3.3	5.5

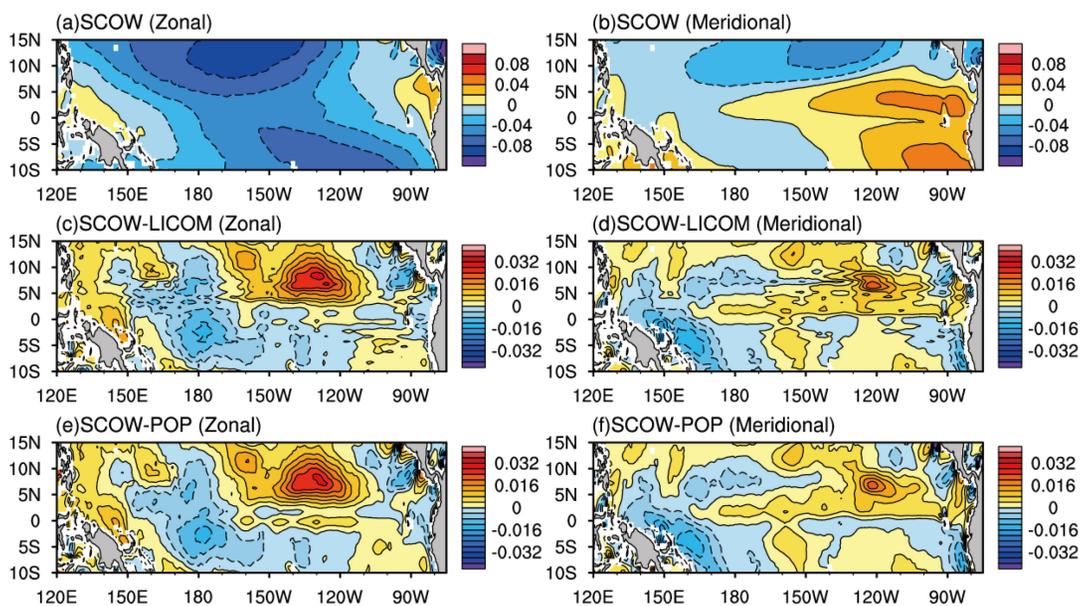


图5 卫星反演数据 SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds) 在太平洋赤道区域的 (a) 纬向风应力和 (b) 经向风应力的分布; SCOW 与 LICOM 的 (c) 纬向风应力和 (d) 经向风应力的差异分布 (SCOW 减去 LICOM); SCOW 与 POP 的 (e) 纬向风应力和 (f) 经向风应力的差异分布 (SCOW 减去 POP)。单位:  $\text{N m}^{-2}$

Fig. 5 Distribution of (a) zonal wind stress and (b) meridional wind stress from the satellite inversion data SCOW (Scatterometer Climatology of Ocean Winds) in the equatorial Pacific region. Differences between SCOW and LICOM for (c) zonal wind stress, and (d) meridional wind stress (SCOW minus LICOM). Differences between SCOW and POP of (e) zonal wind stress, and (f) meridional wind stress (SCOW minus POP). Units:  $\text{N m}^{-2}$

和流场不同,从而也导致了两个模式间风应力的差异。

纬向风场的偏差进一步导致了模式中太平洋赤道区域风应力旋度的偏差,图6是 SCOW 中风应力旋度及 SCOW 与两个模式之间风应力旋度差异的分布图。图6a中,赤道至  $15^{\circ}\text{N}$  之间的正风应力旋度对应的是赤道辐合带 ITCZ。从图6b和图6c中可以看到,  $170^{\circ}\text{W}\sim 110^{\circ}\text{W}$  之间、约  $7^{\circ}\text{N}$  以北是正的风应力旋度,以南是负风应力旋度。这就导致  $7^{\circ}\text{N}$  位置,也正好是 NECC 中心纬度位置,出现一个正的风应力旋度的经向梯度分布。结合方程(5), NECC 纬度位置处 ( $3^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ) 正好对应着一条正的纬向 Sverdrup 输送,这也就解释了为什么 LICOM 和 POP 模拟的 NECC 要比观测弱。这里需要注意的是,方程(5)中是从东边界 (EB) 向西积分,与  $x$  轴方向相反,所以方程(5)中风应力旋度的经向梯度的正值对应着正的纬向 Sverdrup 输送。

## 5 结论

海洋模式中热带太平洋上层的 NECC 存在显

著的偏弱现象,前人的工作指出这可能和强迫模式使用的 CORE-IAF 资料中,用 QuikSCAT 等效 10 m 中性风修正 NCEP/NCAR 10 m 海表绝对风有关。本文在此基础上,通过比较两个海洋模式 LICOM3 和 POP2,研究不同模式间海表风和非线性项对 NECC 模拟影响的差异。对比分析发现,两个模式模拟的 NECC 都偏弱,但仍存在一定的差异。 $165^{\circ}\text{W}$  以东, LICOM 模拟的 NECC 强度显著弱于 POP,  $165^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$  区域平均的 NECC 纬向输送量分别是  $3.3\text{ Sv}$  和  $5.5\text{ Sv}$ 。

动力学分析发现,虽然模式外强迫场相同 (CORE-IAF),但是不同海洋模式中各项的贡献有所不同。LICOM 中风是 NECC 最主要的驱动项 ( $3.9\text{ Sv}$ ),平流项 ( $-0.6\text{ Sv}$ ) 和余项 ( $-0.2\text{ Sv}$ ) 使 NECC 减弱。POP 中风也是最主要的驱动项 ( $6.1\text{ Sv}$ ),平流项使 NECC 增强 ( $0.6\text{ Sv}$ ),但是余项 ( $-2.5\text{ Sv}$ ) 是 NECC 最主要的抑制项。通过对风场偏差的进一步分析,我们发现两个模式中的纬向东风大值中心 (约  $13^{\circ}\text{N}$ ) 都偏向赤道,导致两个模式在赤道以北、 $170^{\circ}\text{W}$  以东的纬向东风偏强,进一步导致 NECC 区域 ( $3^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{N}$ ) 产生正

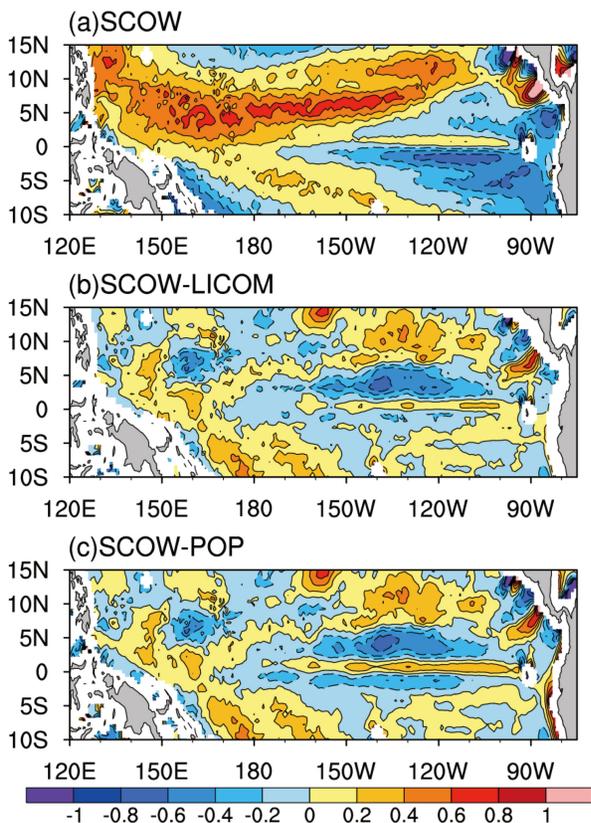


图6 (a) 卫星反演数据 SCOW 在太平洋赤道区域的风应力旋度分布; (b) SCOW 与 LICOM 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去 LICOM); (c) SCOW 与 POP 的风应力旋度差异分布 (SCOW 减去 POP)。单位:  $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$

Fig. 6 (a) Wind stress curl from the satellite inversion data SCOW in the equatorial Pacific region; (b) difference in wind stress curl between SCOW and LICOM (SCOW minus LICOM), (c) difference in wind stress curl between SCOW and POP (SCOW minus POP). Units:  $10^{-7} \text{ N m}^{-3}$

的风应力旋度的经向梯度, 使 NECC 模拟偏弱。Sun et al. (2019) 的研究发现, 这种风场偏差来源于 QuikSCAT 卫星反演风场数据对 CORE-IAF 资料的修正。

同时, LICOM 和 POP 之间 NECC 的模拟差异, 来源于 LICOM 和 POP 两个模式在动力框架和物理过程方面的诸多不同, 其中主要还是模式次网格物理参数化方面。比较两个模式中的物理参数化, 最主要是垂直混合方案的差异, LICOM3.0 沿用了 LICOM2.0 中 Canuto et al. (2001) 的方案, 而 POP 使用的主要是 KPP 方案 (Large et al., 1994)。垂直参数化方案一方面直接影响动量方程, 另一方面可以影响温度和盐度, 并通过压力梯度变化改变环流。但是, 直接作用还是间接作用更重要, 这仍需

要进一步研究。

除此之外, 虽然两个模式中风应力的计算公式和资料都是一样的, 但是在计算海表湍流通量时, 会用到海洋模式的预报量, 包括海表面温度和海表流, 由于两个模式模拟的海表面温度和流场不同, 从而也导致了海表风应力的不同, 并进一步导致 NECC 模式的差异。

致谢 本项工作中的 POP2 结果是孙志阔在 NCAR 访问时进行的, 作者感谢 Yu-heng Tseng、Justin Small 和 Frank Bryan 博士对试验和分析所做的帮助。

### 参考文献 (References)

- Danabasoglu G, Yeager S G, Bailey D, et al. 2014. North Atlantic simulations in Coordinated Ocean-ice Reference Experiments phase II (CORE-II). Part I: Mean states [J]. *Ocean Modelling*, 73: 76–107. doi:10.1016/j.ocemod.2013.10.005
- Donguy J R, Meyers G. 1996. Mean annual variation of transport of major currents in the tropical Pacific Ocean [J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 43(7): 1105–1122. doi:10.1016/0967-0637(96)00047-7
- Eldin G, Delcroix T, Hénin C, et al. 1994. Large-scale current and thermohaline structures along 156°E during the COARE intensive observation period [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 21(24): 2681–2684. doi:10.1029/94gl01166
- Grima N, Bentamy A, Katsaros K, et al. 1999. Sensitivity of an oceanic general circulation model forced by satellite wind stress fields [J]. *J. Geophys. Res.*, 104(C4): 7967–7989. doi:10.1029/1999jc900007
- Johnson G C, Sloyan B M, Kessler W S, et al. 2002. Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990s [J]. *Progress in Oceanography*, 52(1): 31–61. doi:10.1016/S0079-6611(02)00021-6
- Kessler W S, Johnson G C, Moore D W. 2003. Sverdrup and nonlinear dynamics of the Pacific equatorial currents [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 33(5): 994–1008. doi:10.1175/1520-0485(2003)033<0994:sandot>2.0.co;2
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 82(2): 247–267. doi:10.1175/1520-0477(2001)082<0247:ttnyrm>2.3.co;2
- Large W G, McWilliams J C, Doney S C. 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization [J]. *Rev. Geophys.*, 32(4): 363–403. doi:10.1029/94rg01872
- Large W G, Yeager S G. 2004. Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea-ice models: The data sets and flux climatologies [R]. NCAR Technical Note NCAR/TN-460+STR, doi:10.5065/D6KK98Q6
- Large W G, Yeager S G. 2009. The global climatology of an

- interannually varying air-sea flux data set [J]. *Clim. Dyn.*, 33(2-3): 341-364. doi:10.1007/s00382-008-0441-3
- Lin Pengfei, Liu Hailong, Xue Wei, et al. 2016. A coupled experiment with LICOM2 as the ocean component of CESM1 [J]. *J. Meteor. Res.*, 30(1): 76-92. doi:10.1007/s13351-015-5045-3
- Murray, R. J 1996. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models [J]. *Journal of Computational Physics*, 126(2): 251-273. doi:10.1006/jcph.1996.0136
- Philander S G H, Hurlin W J, Seigel A D. 1987. Simulation of the seasonal cycle of the tropical Pacific Ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 17(11): 1986-2002. doi:10.1175/1520-0485(1987)017<1986:sotsco>2.0.co;2
- Sun Z K, Liu H L, Lin P F, et al. 2019. The modeling of the North Equatorial Countercurrent in the Community Earth System Model and its oceanic component [J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 11(7): 531-544. doi:10.1029/2018MS001521
- Sverdrup H U. 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 33(11): 318-326. doi:10.1073/pnas.33.11.318
- Tseng Y H, Lin Hongyang, Chen H C, et al. 2016. North and equatorial Pacific Ocean circulation in the CORE-II hindcast simulations [J]. *Ocean Modelling*, 104: 143-170. doi:10.1016/j.ocemod.2016.06.003
- Wu Fanghua, Lin Pengfei, Liu Hailong. 2012. Influence of a southern shift of the ITCZ from Quick Scatterometer data on the Pacific North Equatorial Countercurrent [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 29(6): 1292-1304. doi:10.1007/s00376-012-1149-1
- Wyrtki K, Kendall R. 1967. Transports of the Pacific Equatorial Countercurrent [J]. *J. Geophys. Res.*, 72(8): 2073-2076. doi:10.1029/jz072i008p02073
- Klaus Wyrtki, Bernard Kilonsky. 1984. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti Shuttle Experiment [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 14(2): 242-254. doi:10.1175/1520-0485(1984)014<0242:MWACSD>2.0.CO;2
- 于子棚, 刘海龙, 林鹏飞. 2017. 潮汐混合对大西洋经圈翻转环流 (AMOC) 模拟影响的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 41(5): 1087-1100. Yu Zipeng, Liu Hailong, Lin Pengfei. 2017. A numerical study of the influence of tidal mixing on Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) simulation [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 41(5): 1087-1100. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1702.16263
- 俞永强, 唐绍磊, 刘海龙, 等. 2018. 任意正交曲线坐标系下的海洋模式动力框架的发展与评估 [J]. *大气科学*, 42(4): 877-889. Yu Yongqiang, Tang Shaolei, Liu Hailong, et al. 2018. Development and evaluation of the dynamic framework of an ocean general circulation model with arbitrary orthogonal curvilinear coordinate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 42(4): 877-889. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17284
- Yu Zuojun, McCreary J P, Kessler W S, et al. 2000. Influence of equatorial dynamics on the Pacific North Equatorial Countercurrent [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 30(12): 3179-3190. doi:10.1175/1520-0485(2000)030<3179:ioedot>2.0.co;2