

欧念森, 林一骅, 毕训强, 等. 2016. 一个压力坐标海洋环流模式 (PCOM1.0) 的基本模拟性能评估 [J]. 气候与环境研究, 21 (1): 56–64. Ou Niansen, Lin Yihua, Bi Xunqiang, et al. 2016. Baseline evaluation of a pressure coordinate ocean model (PCOM 1.0) [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 21 (1): 56–64, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15078.

一个压力坐标海洋环流模式 (PCOM1.0) 的基本模拟性能评估

欧念森^{1,2} 林一骅^{3,1} 毕训强⁴ 张宇⁵

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, 北京 100049

3 中国农业科学院农业环境与可持续发展研究所, 北京 100081

4 中国科学院大气物理研究所气候变化研究中心, 北京 100029

5 国家海洋环境预报中心, 北京 100081

摘要 参照 Griffies et al. (2009) 提出的海洋—海冰耦合模式参考试验 (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments, COREs), 设计了一个 800 年积分的数值试验, 对一个质量严格守恒的压力坐标海洋环流模式 (Pressure Coordinate Ocean Model, PCOM1.0) 的基本模拟性能进行了评估, 并与观测资料和再分析资料进行了对比。结果表明, PCOM1.0 模拟的温盐场和基本流场与 COREs 模式的模拟水平基本接近。其中, 模拟的大西洋经向翻转流在 45°N 附近达到 18 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), 与观测估计值接近; 对海表面温度的模拟误差主要集中在北太平洋黑潮区和北大西洋湾流区等中高纬度急流区; 模拟的热带太平洋温跃层过于深厚; 模拟的经德雷克海峡的体积输送达 130 Sv, 比大部分 COREs 模式及再分析资料都更接近于观测估计值。

关键词 质量守恒 压力坐标 海洋环流模式 COREs (Coordinated Ocean-ice Reference Experiments)

文章编号 1006-9585(2016)01-0056-09

中图分类号 P47

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2015.15078.

Baseline Evaluation of a Pressure Coordinate Ocean Model (PCOM 1.0)

OU Niansen^{1,2}, LIN Yihua^{3,1}, BI Xunqiang⁴, and ZHANG Yu⁵

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

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Institute of Environment and Sustainable Development for Agriculture, Chinese Academy of Agriculture Sciences, Beijing 100081

4 Climate Change Research Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

5 National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081

Abstract An 800-year integration has been carried out to evaluate the baseline performance of a mass conserved, Pressure Coordinate Ocean Model (PCOM1.0) against observational and reanalyzed data, using the main metrics of the Coordinated Ocean-ice Reference Experiments (COREs). In general, the sea water temperature, salinity, and ocean circulations simulated by PCOM1.0 are comparable with those of the COREs models. The strength of simulated Atlantic meridional overturning circulation reaches 18 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) near 45°N, close to the estimated values

收稿日期 2015-04-02; **网络预出版日期** 2015-12-29

作者简介 欧念森, 男, 1985年生, 博士研究生, 主要从事海洋环流模式开发及应用研究。E-mail: ouyuyuan@lasg.iap.ac.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41175058、41575059

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41175058 and 41575059)

based on observations. The bias for the sea surface temperature mainly derives from the major frontal zones, such as the Kuroshio area in the North Pacific Ocean and the Gulf Stream in the North Atlantic Ocean. In the tropical Pacific Ocean, PCOM1.0 systematically exhibits an overly deep thermocline compared with observations. In the Southern Ocean, the simulated volume transport through Drake Passage is about 130 Sv, closer to observations than results from most of the COREs models and the reanalyzed data.

Keywords Mass conservation, Pressure coordinate, Oceanic general circulation model, COREs

1 引言

海洋环流模式 (Oceanic General Circulation Model, OGCM) 是进行海洋环流数值模拟的重要工具。20 世纪 60 年代末美国普林斯顿地球流体力学实验室 (GFDL) 最早发展的海洋环流模式 (Bryan and Cox, 1967; Bryan, 1969) 以来, 国际上许多研究机构分别研发出各自的 OGCM。这些 OGCM 在动力框架、垂直坐标、物理参数化方案上都各具特色。例如, Griffies et al. (2009) 提出的 COREs 海洋模式参考试验中, 采用了 7 个国际上知名的模式进行对比, 分别是: (1) z 坐标体积守恒模式 NCAR-POP (National Center for Atmospheric Research, Parallel Ocean Program) (Smith and Gent, 2002);

(2) 混合坐标质量守恒模式 FSU-HYCOM (Florida State University, HYbrid Coordinate Ocean Model) (Bleck, 2002); (3) z 坐标体积守恒模式 GFDL-MOM (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Modular Ocean Model) (Griffies et al., 2004);

(4) 等位密面坐标体积守恒模式 GFDL-HIM (Hallberg Isopycnal Model) (Hallberg and Gnanadesikan, 2006); (5) 等位密面坐标质量守恒模式 KNMI-MICOM (Royal Netherlands Meteorological Institute, Miami Isopycnal Coordinate Ocean Model) (Hazeleger et al., 2003); (6) z 坐标体积守恒模式 MPI (Max-Planck-Institute) (Marsland et al., 2003);

(7) z 坐标体积守恒模式 Kiel-ORCA (Madec et al., 1999)。国内自主研发的 OGCM, 近二十多年来也在持续发展之中。例如, 中国科学院大气物理研究所 (IAP) 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室 (LASG) 发展的 z 坐标体积守恒模式 LICOM (LASG/IAP Climate system Ocean Model) (Liu et al., 2004, 2012)、Huang et al. (2001) 发展的压力坐标质量守恒模式 PCOM (Pressure Coordinate Ocean Model)。

体积守恒模式与质量守恒模式的区别在于: 在

海水连续性方程中是否考虑密度的个别变化。若不考虑, 则质量守恒方程简化为体积守恒方程, 模式为体积守恒模式, 这也是 Boussinesq 近似所涉及的简化; 若考虑, 则为质量守恒模式。质量守恒模式并不比体积守恒模式会明显增加计算量。但早期的 OGCM 多采用体积守恒, 其中部分原因是受到早期采用体积守恒的 GFDL 海洋模式的影响。体积守恒基于海水可压缩性很小这一物理事实, 有其合理性, 并且若对海表高度等变量的模拟结果做适当的订正, 则会得到与质量守恒模式相近的结果 (张学洪等, 2002)。但质量守恒的海洋模式能直接模拟非绝热加热导致的海平面上升过程, 这对研究气候变化背景下海洋的作用和响应是十分重要的。因此国际上已经开始有模式用质量守恒替代了体积守恒, 例如在上文提及的 7 个 COREs 模式中, 就有两个是质量守恒模式 (FSU-HYCOM 和 KNMI-MICOM)。GFDL 的最新版本海洋模式 MOM5 也提供了质量守恒选项 (Griffies, 2012)。质量守恒使得 p 坐标成为一种自然选择 (Huang et al., 2001)。PCOM 是国际上最早的 p 坐标质量守恒的 OGCM, 继续开发和应用 PCOM 对 OGCM 的发展是十分有意义的。本文首次参照 COREs 试验, 对 PCOM 进行较为系统的评估, 并与观测及再分析资料对比验证, 分析 PCOM 对真实海洋环流的模拟能力。

2 模式介绍

PCOM 的最初版本是一个具有理想化海陆分布的海盆模式 (Huang et al., 2001)。张宇 (2013) 为研究大洋环流中的能量平衡问题, 对其进行了进一步发展, 完善了真实地形, 增加了新的物理参数化方案和时间积分方案, 并将原来的串行计算改为并行计算, 形成了一个可用于真实海洋环流气候模拟、水平分辨率为 $1^\circ(\text{纬度}) \times 1^\circ(\text{经度})$ 的 PCOM1.0 版本, 即为本文的所采用的版本。在垂直方向上, PCOM1.0 采用 p 坐标, 不等距地分为 60 层, 大致对应于表层厚度为 15 m 至底层厚度为 250 m 的 z

坐标。关于 PCOM1.0 的地形、物理参数化方案、空间差分格式、时间积分方案等详见张宇 (2013)。需要指出的是, PCOM1.0 并没有采用如 PP (Pacanowski and Philander, 1981)、KPP (nonlocal K Profile Parameterization) (Large et al., 1994) 等垂直混合参数化方案, 而是采用了 Zhang et al. (2014) 计算的一套考虑真实能量来源的湍流垂直混合系数数据集。

3 试验设计和资料介绍

模式试验设计参照 Griffies et al. (2009) 提出的用于系统性评估海洋模式的 COREs 试验方案, 从静止海洋开始, 以观测的气候态温盐场做为初始场, 在年循环的气候态月平均大气强迫下, 积分运行 800 年达到准平衡态, 并取最后 10 年即第 791 至第 800 个模式年的平均结果作为模式的气候态。海洋模式在给定的年循环大气强迫下, 完全达到平衡状态 (尤其是深海区域) 需要数千年的时间 (England, 1995), 但由于计算资源的限制, 并没有进行更长时间的积分。并且积分 800 年也长于 Griffies et al. (2009) 提出的 500 年积分。初始温度与盐度场来自观测资料 WOA09 (World Ocean Atlas 2009) (Antonov et al., 2010; Locarnini et al., 2010)。气候态月平均的大气强迫场变量有 7 个, 分别是: 纬向和经向风应力 (TAUX、TAUY)、观测的海表面温度和盐度 (BCT、BCS)、净向下热通量 (DHF)、海表面气压 (SLP) 以及淡水通量 (蒸发减降水, EMP)。其中, TAUX、TAUY、BCT 和 BCS 来自再分析资料集 SODA2.1.6 (Simple Oceanic Data Assimilation) (Carton and Giese, 2008); SLP 和 DHF 来自美国国家大气和环境预报中心 NCAR/NCEP 的再分析资料集 (Kalnay et al., 1996); EMP 来自美国 Woods Hole 海洋研究所的 OAFflux (Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes) (Yu and Weller, 2007)。模式结果验证所用的资料为 WOA09 (Locarnini et al., 2010; Antonov et al., 2010) 和 SODA2.1.6 (Carton and Giese, 2008)。

需要说明的是, PCOM1.0 的试验设计不仅积分时间与 COREs 模式 (Griffies et al., 2009) 不同, 初始的温盐场、气候态大气强迫场的数据来源也不同。此外, COREs 模式均为海洋—海冰耦合模式, PCOM1.0 则并未耦合海冰模式, 而是简单地将温度

低于 $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的海水恢复至 $-1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。因此, 当定量地将模拟结果与 COREs 模式作比较时, 应当注意到这些差别可能对比较结果的影响。

4 模拟结果

4.1 全球平均的海水温度与盐度

图 1 为 PCOM1.0 模拟的全球年平均海水温度与盐度随积分时间的变化情况。计算全球平均时, 采用了网格点体积加权的方法。由于试验的大气强迫是年循环的月平均气候态, 且 PCOM1.0 采用的总有效能量守恒的差分格式 (曾庆存和张学洪, 1987), 因此理论上当模式积分到完全平衡时, 图 1 的温盐时间曲线应当与时间轴平行。不过由于试验采用恢复型的海表上边界温度与盐度条件 (恢复时间尺度为 120 d), 且在积分过程中并未进行温度与盐度的全球订正, 因此在上表面会出现虚假的热量与盐度的收支, 导致全球平均的温度与盐度会偏离初始状态。而同样采用恢复型上边界条件的部分 COREs 模式, 在积分过程中对盐度场进行了全球订正 (Griffies et al., 2009)。从图 1 上可以看出, 在前 100 年的时间里, 全球平均温度从 $3.63\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上升到 $4.21\text{ }^{\circ}\text{C}$, 在随后的 100~300 年里, 又从 $4.21\text{ }^{\circ}\text{C}$ 先上升再缓慢下降至 $4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$, 这是模式中经常出现的 “overshoot” 现象。在第 300 年至第 800 年的 500 年时间里, 全球平均温度从 $4.25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 下降至 $4.08\text{ }^{\circ}\text{C}$, 平均每 100 年变化了 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C}$, 相对变化率为 0.8%。这一模拟偏差与 COREs 模式是可比的。虽然模式在 800 年后全球平均温度依然有下降趋势, 但并未降到初始值以下, 说明模式在逐渐调整最初 100 年时间里由于恢复型温度上边界条件所造成的全球海洋热量盈余。

全球平均盐度则从初始值 34.90 psu (国际标准盐度单位) 缓慢下降到 800 年后的 34.67 psu。整个过程中, 下降趋势在逐渐减缓, 至 800 年后有趋于平衡的趋势。在第 300 年至第 800 年的 500 年时间里, 盐度从 34.73 psu 下降至 34.67 psu, 平均每 100 年变化了 0.01 psu, 相对变化率为 0.03%。这一模拟偏差与 COREs 模式也是可比的。全球平均盐度的相对变化率比全球平均温度的相对变化率小一个量级, 这与真实海洋中的温盐场变化情况也是一致的。由于全球经向翻转流的时间尺度长达数千年, 其对盐度分布又有重要影响, 因此图 1 中的盐度曲线是

否会像温度曲线那样出现“overshoot”，即下降到最低点后再缓慢上升，这需要更长的积分时间来验证。从图 1 可以看出，恢复型条件的使用，使得全球盐度相比初始值出现损失。Huang（1993）针对恢复型边界条件盐度不守恒的问题，提出了盐度守恒的通量型自然盐度边界条件。在一个将恢复型盐度边界条件换为通量型自然盐度边界条件的敏感性试验中，在第 50 年至第 110 年间，盐度的相对变化率仅为恢复型条件在同一时段的百分之一（图略）。

对模式每个垂直层的平均海水位温与盐度的时间演化序列进行分析时发现，各层的变化趋势与图 1 全球平均的趋势基本一致。对于平均温度来说，

前 100 年上层海洋快速调整，100 年之后，各层的平均温度基本维持在平衡态。对于平均盐度来说，各层海洋均有变淡趋势，上层最为明显，说明恢复型边界条件使盐度在海表面损失，并通过垂直混合向深层扩散（图略）。

4.2 海表温度与海表盐度

图 2 为模拟的气候态海表面温度（SST）与海表面盐度（SSS）以及它们与观测值 WOA09（Antonov et al., 2010; Locarnini et al., 2010）的偏差。在大部分海区，模拟的 SST 偏差在 $-1\sim 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ （图 2a）。在北太平洋的黑潮区和北大西洋的湾流区，SST 有较大的暖偏差，这一模拟误差也是

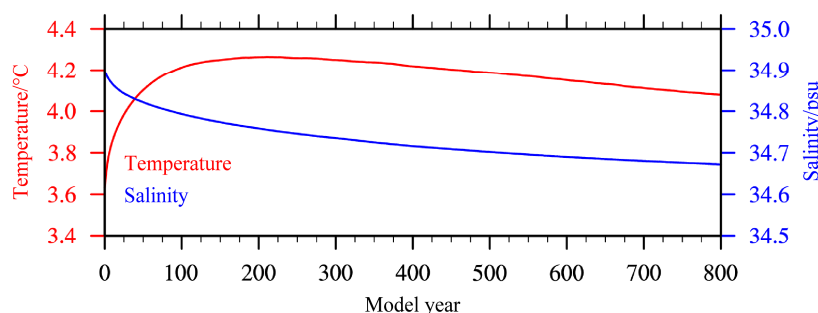


图 1 PCOM1.0 模拟的全球年平均海水位温与盐度随积分时间的变化曲线

Fig. 1 Time series for the globally averaged annual mean liquid ocean potential temperature and salinity in the 800-year simulation of PCOM1.0

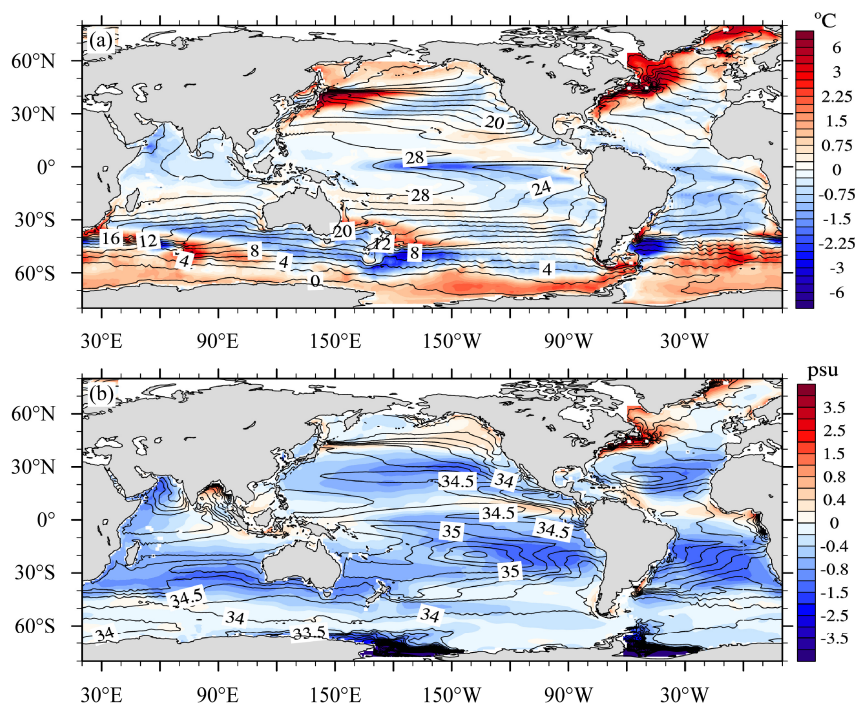


图 2 模拟的气候态 (a) SST (等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 等值线间隔为 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$) 与 (b) SSS (等值线, 单位: psu, 等值线间隔为 0.5 psu) 及其与观测值的偏差 (填色)。气候态取第 791 年至第 800 年平均的结果

Fig. 2 Climatic mean (a) SST (Sea Surface Temperature) (units: $^{\circ}\text{C}$; contours) and (b) SSS (Sea Surface Salt) (units: psu; contours) and the bias from observations (shaded). The contour intervals are $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ in (a) and 0.5 psu in (b). The climatic means are results over 791–800 years

COREs 模式所共有的 (Griffies et al., 2009)。在北大西洋加拿大以东、格陵兰岛以南, 偏差最大达 6°C 。而冷偏差主要发生在南太平洋新西兰东南侧以及南大西洋智利东侧。另外, 模拟的赤道冷舌过于西伸, 导致赤道中东太平洋偏冷约 1°C 。大部分 COREs 模式也与 PCOM1.0 一样, 在南半球大陆东侧和赤道中东太平洋出现冷偏差 (Griffies et al., 2009), 这可能是水平分辨率不足以刻画这些区域的海水上翻等物理过程的结果。而在南美大陆西侧太平洋海区以及非洲大陆西侧大西洋海区, PCOM1.0 并没有出现 COREs 模式普遍存在的偏暖现象, 这可能与所使用的风应力资料有关。PCOM1.0 风应力资料为 SODA 再分析资料 (Carton and Giese, 2008), 而 COREs 模式的风应力资料来自 Large and Yeager (2004)。由于南美大陆西侧与非洲大陆西侧均是强风速中心, 因此 PCOM1.0 对这两个地方 SST 模拟的改进可能是由于使用了更为准确的风应力资料。在南大洋 50°S 以南, PCOM1.0 模拟的 SST 均偏暖 0.5°C 左右。Liu et al. (2012) 用 LICOM2.0 模拟的结果在此区域也出现同样的偏暖, 并且他们通过敏感性试验认为这种偏暖与南大洋高纬度海区的海冰覆盖度有关。

对于 SSS 的模拟, 总体上是高盐区偏淡, 低盐区偏咸。在 3 个大洋的副热带高盐区, 以及印度洋的阿拉伯海, 模拟的 SSS 均偏淡; 而在太平洋和印度洋暖池区、赤道中东太平洋和赤道大西洋这些强降水区, 模拟的 SSS 则偏咸 (图 2b)。这种全球 SSS 均一化趋势说明 PCOM1.0 对盐度的水平混合过强。在北大西洋中高纬度, 西岸 SSS 有明显偏咸。这与 PCOM1.0 没有海冰融冰过程有关, 因为北大西洋高纬度海冰融化过程会使海水盐度明显降低。在南大洋的罗斯海和威德尔海, 模拟的 SSS 偏淡 4 psu 以上, 这与没有海冰结冰过程有关。海冰结冰时的盐析作用会大大增加海表盐度, 而 PCOM1.0 只是简单的把低于 -1.5°C 的海水恢复至 -1.5°C , 并没有考虑盐析过程。除了这两个海区之外, 模拟的 SSS 在南大洋的大部分海区偏差都较小, 在 $-0.2\sim 0.2$ psu。

4.3 热带太平洋

热带太平洋存在显著的年际和年代际变化, 如厄尔尼诺—南方涛动 (ENSO), 与全球气候变化密切相关。海洋模式在热带太平洋的模拟能力, 会直接影响海气耦合模式对 ENSO 的模拟 (Latif et al., 1998)。图 3 是观测和模拟的赤道太平洋气候态年

平均海温, 其中以 20°C 等温线代表温跃层深度。模拟的温跃层在太平洋中西部过于深厚, 导致上层海水总体明显偏暖 (图 3b)。在日界线以东至 100°W , 模式中温跃层以上的海水垂直混合过强, 使得模拟的海表温度偏低, 这与图 2a 的结果一致。在太平洋东岸, 模拟的温跃层显著抬升, 表明海水沿东岸的动力上升过程很强。赤道温跃层的模拟与模式的垂直混合过程密切相关 (Meehl et al., 2001), 所以进一步改进 PCOM 的垂直混合过程应当可以改善赤道温跃层模拟过深的问题。

图 4 为赤道太平洋上层气候态纬向流速分布。可以看出, PCOM1.0 模拟的西向表层流在中太平洋过强, COREs 模式中也存在这一现象, 这可能是卫星风速计测量的风向在赤道存在误差, 过于平行赤道所致 (Griffies et al., 2009)。从图 4c 中看出, PCOM1.0 能模拟出较强的东向赤道潜流, 最大值达 0.8 m/s 。但其最大值中心比 SODA 再分析结果偏西、偏深, 这与模拟的西向表层流偏过强、温跃层偏深有关。

4.4 经圈翻转流函数

图 5 为模拟的全球与大西洋经圈翻转流函数。经圈翻转流函数通常用来表征翻转流 (Meridional Overturning Circulation, MOC)。翻转流对海洋模式的经向热输送和气候平衡态都有很大影响。从图 5 可以看出, PCOM1.0 能较好的模拟出全球的翻转流结构。其中, 低纬度太平洋由风应力驱动的浅层翻转流 (STC)、南大洋 $40^{\circ}\text{S}\sim 60^{\circ}\text{S}$ 的 Deacon 环流、靠近南极大陆的南极底层流 AABW、 $20^{\circ}\text{S}\sim 40^{\circ}\text{S}$ 3000 m 以下的深层流等都清晰可见 (图 5a)。整体上看, PCOM1.0 模拟的翻转流强度比 SODA 再分析资料偏弱。

模拟的大西洋经圈翻转流 (AMOC) 在 45°N 附近达到 18 Sv (图 5b), 在这一纬度附近根据观测得到的估计值是 $16\pm 2\text{ Sv}$ (Ganachaud, 2003; Lumpkin et al., 2008)。PCOM1.0 对 AMOC 的模拟比多数 COREs 模式 (Griffies et al., 2009) 都更接近这一估计值, 但应注意到 PCOM 比 COREs 模式多积分了 300 年。

4.5 经德雷克 (Drake) 海峡的体积输送

德雷克海峡是整个南大洋在东西向上的最窄通道。经德雷克海峡的体积输送, 可以表征南极绕极流 (ACC) 的强度, 也是检验海洋模式稳定性的一个重要指标。由于 PCOM 是质量守恒模式, 故计算质量输送应当比计算体积输送更为合理。但为了

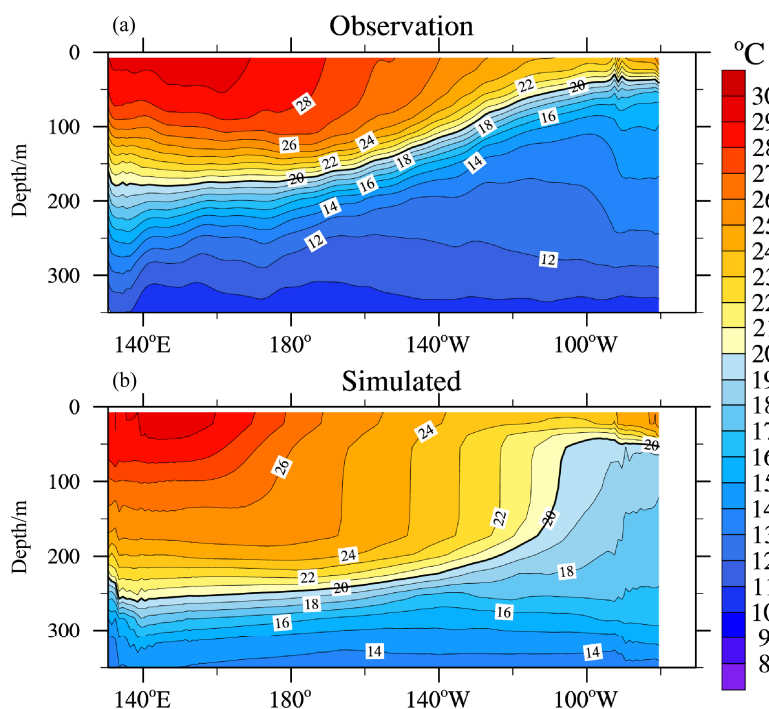


图3 赤道太平洋上层气候态海温（粗实线为 20 °C 等温线，代表赤道温跃层深度）：（a）观测资料 WOA09；（b）PCOM1.0 第 791 年至第 800 年平均值
Fig. 3 Climatic mean temperature of the upper equatorial Pacific (the thick 20 °C isotherm in each panel indicates the depth of the equatorial thermocline): (a) Observations from WOA09; (b) simulated results of PCOM1.0, time-averaged over years 791–800.

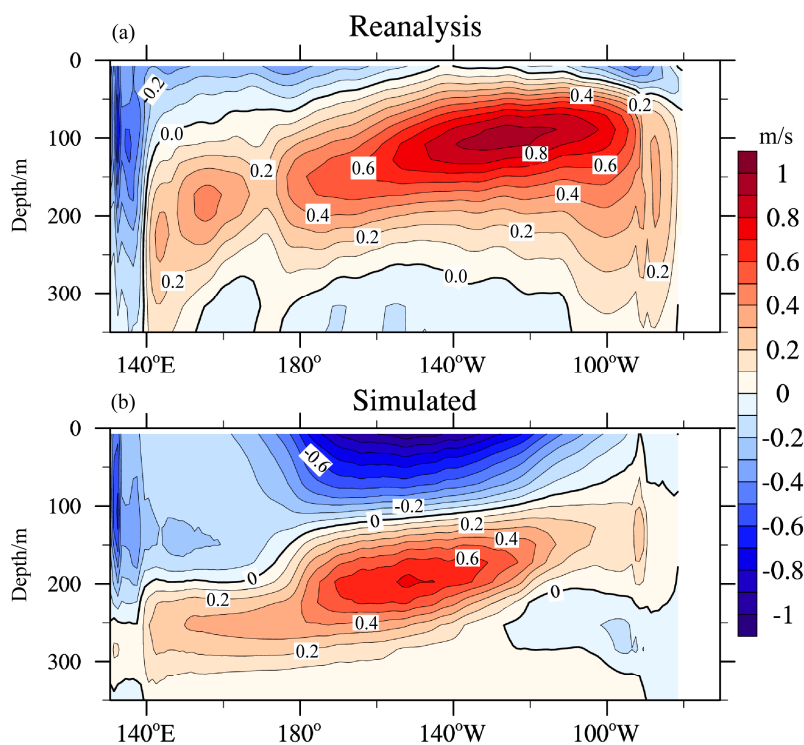


图4 赤道太平洋上层气候态平均纬向流速（粗实线为零流速线）：（a）再分析资料 SODA 1971~2000 年平均值（Carton and Giese, 2008）；（b）PCOM1.0 第 791 至第 800 年平均值
Fig. 4 The upper ocean zonal velocity component in the equatorial Pacific (the thick contour line in each panel indicates zero velocity): (a) Climatic mean of 1971–2000 from SODA (Simple Oceanic Data Assimilation) reanalysis (Carton and Giese, 2008); (b) simulated results of PCOM1.0, time-averaged over years 791–800

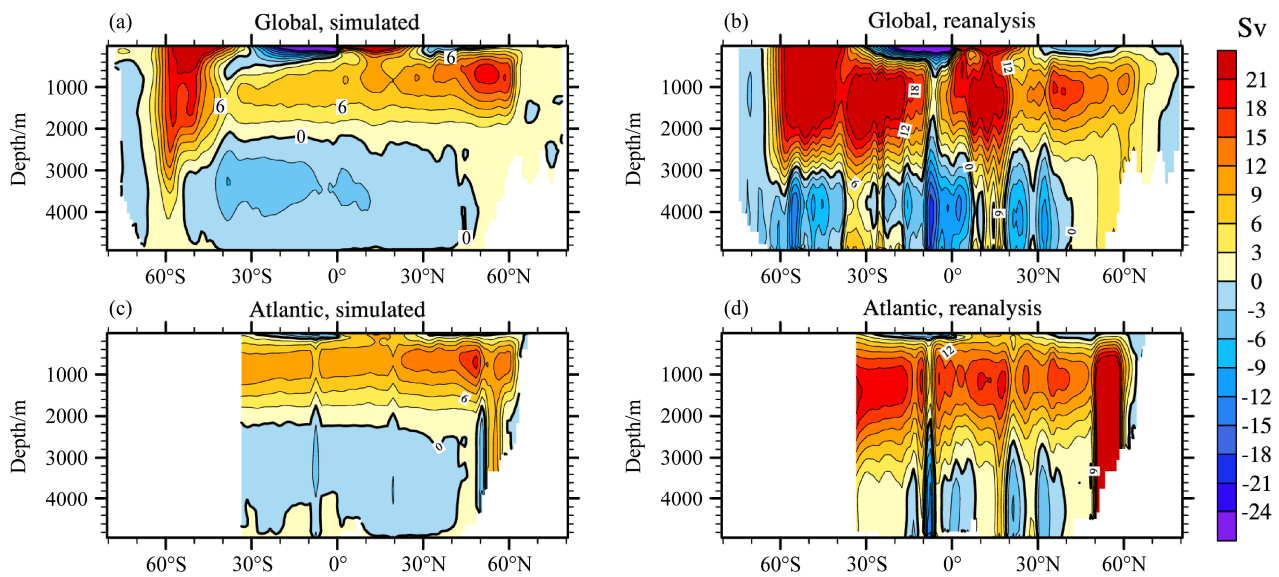


图5 全球和大西洋气候态经圈翻转流函数(图中等值线间隔为3 Sv): (a、c) PCOM1.0 模拟结果, 取第791年至第800年的平均值; (b、d) 再分析资料 SODA 1949~2008 年平均值

Fig. 5 The (a, b) global and (c, d) Atlantic meridional overturning stream-function ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (a, c) simulated by PCOM1.0, time-averaged over years 791–800, and (b, d) the climatic mean of 1949–2008 from SODA reanalysis. The contour increment is 3 Sv

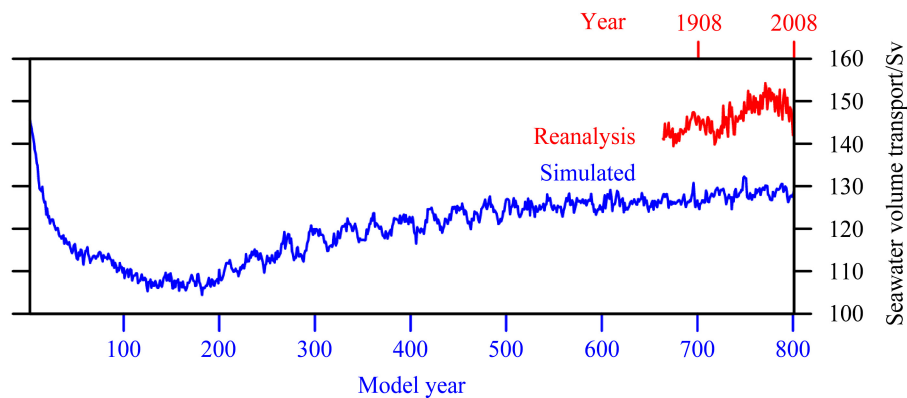


图6 经德雷克海峡的海水体积输送随时间的变化。其中蓝线为 PCOM1.0 模拟的 1~800 年(下坐标轴)的结果, 红线为再分析资料 SODA 1871~2008 年(上坐标轴)的结果

Fig. 6 Time series for the annual mean vertically integrated transport of the seawater volume through Drake Passage. The blue line is from PCOM1.0 over years 1–800 (bottom axis). The red line is from SODA over years 1871–2008 (top axis)

更好地与 Griffies et al. (2009) 以及观测结果比较, 本文仍计算体积输送。图6为 PCOM1.0 模拟的经德雷克海峡的垂直积分的体积输送随时间的变化。作为参考, 同时给出了再分析资料 SODA 2.1.6 (Carton and Giese, 2008) 在 1871~2008 共 138 年的结果。PCOM1.0 模拟的体积输送在前 300 年有快速的调整过程, 300 年之后逐渐稳定在 130 Sv 左右, 比 SODA 的结果更接近观测估计值 $134 \pm 13 \text{ Sv}$ (Whitworth and Peterson, 1985; Cunningham et al., 2003)。在积分 500 年后的结果也比多数的 COREs 模式 (Griffies et al., 2009) 更加接近观测估计值。

值得注意的是, 虽然试验中大气强迫是年循环强迫, 不存在年际及年代际变化, 但模拟的经德雷克海峡体积输送却同 SODA 一样, 存在明显的年代际变化, 这一现象在部分 COREs 模式中同样出现。由于热盐强迫的时间尺度是年代际至百年尺度, 这说明 ACC 不仅受高纬度西风的直接驱动, 也可能受热盐强迫的影响。

5 总结和讨论

本文设计了一个 800 年的积分试验, 对一个质

量守恒的压力坐标海洋环流模式 PCOM1.0 的基本模拟性能进行了评估, 并将模拟结果与观测及再分析资料进行了对比。评估方法主要参照了 Griffies et al. (2009) 的 COREs 试验设计方法。总体上看, PCOM1.0 在对全球平均的温度和盐度、SST 和 SSS、经向翻转流、南大洋南极绕极流等方面的模拟能力, 与 COREs 模式都是可比的。主要的模拟结果为: (1) 全球平均温度和盐度的时间变化曲线在积分 300 年后, 基本到达准平衡态; (2) SST 的偏差主要集中在北太平洋黑潮区和北大西洋湾流区等急流区; (3) SSS 整体偏均匀, 在三大洋副热带偏淡, 在热带强降水区偏咸, 而在南大洋大部分海区误差则较小; (4) 热带太平洋温跃层过于深厚; (5) AMOC 最大值达在 45°N 附近达到 18 Sv, 接近观测估计值; (6) 经德雷克海峡的海水体积输送达 130 Sv, 也与观测估计值接近。

从本文结果来看, PCOM1.0 的模拟性能已达到了 COREs 模式的水平。PCOM 是一个质量守恒模式, 对气候变化这类非绝热过程所导致的海表高度、海底压力变化等的模拟, 在理论上要优于采用 Boussinesq 近似的体积守恒模式。海洋模式的发展是一个长期的过程, 未来需要在动力框架、垂直混合、极点问题、海冰过程等对 PCOM 做进一步改进。

参考文献 (References)

- Antonov J I, Seidov D, Boyer T P, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009, vol. 2: Salinity [M]// NOAA Atlas NESDIS 69. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Bleck R. 2002. An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-Cartesian coordinates [J]. *Ocean Modelling*, 4 (1): 55–88, doi: 10.1016/S1463-5003(01)00012-9.
- Bryan K. 1969. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean [J]. *J. Comput. Phys.*, 4 (3): 347–376, doi: 10.1016/0021-9991(69)90004-7.
- Bryan K, Cox M D. 1967. A numerical investigation of the oceanic general circulation [J]. *Tellus*, 19 (1): 54–80, doi: 10.1111/j.2153-3490.1967.tb01459.x.
- Carton J A, Giese B S. 2008. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 136 (8): 2999–3017, doi: 10.1175/2007MWR1978.1.
- Cunningham S A, Alderson S G, King B A, et al. 2003. Transport and variability of the Antarctic circumpolar current in Drake Passage [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C5): 8084, doi: 10.1029/2001JC001147.
- England M H. 1995. The age of water and ventilation timescales in a global ocean model [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 25 (11): 2756–2777, doi: 10.1175/1520-0485(1995)025<2756:TAOWAV>2.0.CO;2.
- Ganachaud A. 2003. Large-scale mass transports, water mass formation, and diffusivities estimated from world ocean circulation experiment (WOCE) hydrographic data [J]. *J. Geophys. Res.*, 108 (C7), doi: 10.1029/2002JC001565.
- Griffies S M. 2012. Elements of the modular ocean model (MOM) [R]. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Tech. Rep., No.7.
- Griffies S M, Harrison M J, Pacanowski R C, et al. 2004. A technical guide to MOM4 [R]. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Tech. Rep., No.5.
- Griffies S M, Biastoch A, Böning C, et al. 2009. Coordinated ocean–ice reference experiments (COREs) [J]. *Ocean Modelling*, 26 (1–2): 1–46, doi: 10.1016/j.ocemod.2008.08.007.
- Hallberg R, Gnanadesikan A. 2006. The role of eddies in determining the structure and response of the wind-driven Southern Hemisphere overturning: Results from the modeling eddies in the Southern Ocean (MESO) project [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 36 (12): 2232–2252, doi: 10.1175/JPO2980.1.
- Hazeleger W, Severijns C, Haarsma R, et al. 2003. SPEEDO: Model description and validation of a flexible coupled model for climate studies [R]. Royal Netherlands Meteorological Institute-Technical Report R257.
- Huang R X. 1993. Real freshwater flux as a natural boundary condition for the salinity balance and thermohaline circulation forced by evaporation and precipitation [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 23 (11): 2428–2446, doi: 10.1175/1520-0485(1993)023<2428:RFFAAN>2.0.CO;2.
- Huang R X, Jin X Z, Zhang X H. 2001. An oceanic general circulation model in pressure coordinates [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 18(1): 1–22, doi: 10.1007/s00376-001-0001-9.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77 (3): 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.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]. TN-460+STR, National Center for Atmospheric Research.
- Latif M, Anderson D, Barnett T, et al. 1998. A review of the predictability and prediction of ENSO [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14375–14393, doi: 10.1029/97JC03413.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 21 (5): 675–690, doi: 10.1007/BF02916365.
- Liu H L, Lin P F, Yu Y Q, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP climate system ocean model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 26(3): 318–329, doi: 10.1007/s13351-012-0305-y.
- Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009, vol. 1: Temperature [M]// NOAA Atlas NESDIS 68. Washington, D.C.: U.S. Government Printing Office.
- Lumpkin R, Speer K G, Koltermann K P. 2008. Transport across 48°N in the Atlantic Ocean [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 38 (4): 733–752, doi: 10.1175/2007JPO3636.1.
- Madec G, Delecluse P, et Claire Lévy M I. 1999. OPA 8. 1 ocean general

- circulation model reference manual [R]. Laboratoire d'Océanographie DYnamique et de Climatologie, Tech. Rep.
- Marsland S J, Haak H, Jungclauss J H, et al. 2003. The max-planck-institute global ocean/sea ice model with orthogonal curvilinear coordinates [J]. *Ocean Modelling*, 5 (2): 91–127, doi: 10.1016/S1463-5003(02)00015-X.
- Meehl G A, Gent P R, Arblaster J M, et al. 2001. Factors that affect the amplitude of El Nino in global coupled climate models [J]. *Climate Dyn.*, 17 (7): 515–526, doi: 10.1007/PL00007929.
- Pacanowski R C, Philander S G H. 1981. Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 11 (11): 1443–1451, doi: 10.1175/1520-0485(1981)011<1443:POVMIN>2.0.CO;2.
- Smith R, Gent P. 2002. Reference manual for the parallel ocean program (POP) [R]. Los Alamos Unclassified Report, LAUR-02-2484.
- Whitworth T III, Peterson R G. 1985. Volume transport of the Antarctic circumpolar current from bottom pressure measurements [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 15 (6): 810–816, doi: 10.1175/1520-0485(1985)015<0810:VTOTAC>2.0.CO;2.
- Yu L, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88 (4): 527–539, doi: 10.1175/BAMS-88-4-527.
- 曾庆存, 张学洪. 1987. 球面上斜压原始方程组保持总有效能量守恒的差分格式 [J]. *大气科学*, 11 (2): 113–127. Zeng Qingcun, Zhang Xuehong. 1987. Available energy conserving schemes for primitive equations on spherical baroclinic atmosphere [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*. 11 (2): 113–127.
- 张学洪, 李薇, 金向泽, 等. 2002. 压力坐标海洋环流模式的发展和应用前景 [J]. *自然科学进展*, 12 (10): 1015–1020. Zhang Xuehong, Li Wei, Jin Xiangze, et al. 2002. Prospect of the development and application of the pressure coordinate ocean models [J]. *Progress in Natural Science (in Chinese)*, 12 (10): 1015–1020.
- 张宇. 2013. 质量能量守恒的大洋环流模式及大洋环流中的能量平衡 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 151pp. Zhang Yu. 2013. Oceanic general circulation model based on mass and energy conservation and the balance of energy in the oceanic general circulation [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 151pp.
- Zhang Y, Lin Y H, Huang R X. 2014. A climatic dataset of ocean vertical turbulent mixing coefficient based on real energy sources [J]. *Science China Earth Sciences*, 57 (10): 2435–2446, doi: 10.1007/s11430-014-4904-6.