

李清泉, 谭娟, 王兰宁等. 2015. 全球海洋碳循环模式 MOM4_L40 对碳和营养物质自然分布的模拟. 地球物理学报, 58(1): 63-78, doi:10.6038/cjg20150106.

Li Q Q, Tan J, Wang L N, et al. 2015. Simulation of distribution of carbon and nutrient in the ocean based on the global oceanic carbon cycle model MOM4_L40. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 58(1): 63-78, doi:10.6038/cjg20150106.

全球海洋碳循环模式 MOM4_L40 对碳和 营养物质自然分布的模拟

李清泉^{1,2}, 谭娟³, 王兰宁⁴, 魏敏⁵, 赵其庚¹

1 国家气候中心中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081

2 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

3 中国气象局, 北京 100081

4 北京师范大学, 北京 100875

5 国家气象信息中心, 北京 100081

摘要 本文介绍了国家气候中心发展的一个全球海洋碳循环环流模式, 并分析评估了该模式的基本性能. 该模式是在美国地球物理流体动力学实验室(GFDL, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory)的全球海洋环流模式 MOM4 (Modular Ocean Model Version 4)基础上发展的一个垂直方向 40 层、包含生物地球化学过程的全球三维海洋碳循环环流模式, 简称为 MOM4_L40 (Modular Ocean Model Version 4 With 40 Levels). 该模式在气候场强迫下长期积分 1000 年, 结果分析表明, 与观测相比, 模式较好地模拟了海洋温度、盐度、总二氧化碳、总碱、总磷酸盐的表面和垂直分布特征. 模拟的海洋总二氧化碳分布与观测基本相符, 表层为低值区, 其下为高值区, 高值区域位于 10°S—60°N 之间, 但 2000 m 以上模拟值较观测偏小, 2000 m 以下模拟值较观测偏大. 总体来说, MOM4_L40 模式是一个可信赖的海洋碳循环过程模拟研究工具.

关键词 海洋碳循环模式; 二氧化碳; 溶解无机碳; 磷酸盐; 碱

doi:10.6038/cjg20150106

中图分类号 P732

收稿日期 2013-06-13, 2014-02-10 收修定稿

Simulation of distribution of carbon and nutrient in the ocean based on the global oceanic carbon cycle model MOM4_L40

LI Qing-Quan^{1,2}, TAN Juan³, WANG Lan-Ning⁴, WEI Min⁵, ZHAO Qi-Geng¹

1 Laboratory for Climate Studies, National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

2 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters,

Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

3 China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

4 Beijing Normal University, Beijing 100875, China

5 National Meteorological Information Center, Beijing 100081, China

Abstract Since the late twentieth century, global warming has become one of the increasingly serious ecological and environmental problems. While one of the important reasons for global warming is the greenhouse effects caused by the increases of atmospheric carbon dioxide (CO₂) concentration. The ocean absorbing carbon dioxide plays a crucial role in the global carbon cycle. A global oceanic carbon cycle circulation model developed by National Climate Center of China

Meteorological Administration is introduced and its performances are analyzed and evaluated.

The oceanic carbon cycle model is developed on the basis of the global oceanic general circulation model Modular Ocean Model version 4 (MOM4) of Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) of the United States. It has 40 z-levels in the vertical direction and 3-dimension oceanic biogeochemistry processes, so it is named as MOM4_L40 for short. This model is integrated for 1000 years under climate force fields to simulate the natural distribution of temperature, salinity, carbon, and nutrient in the ocean. The simulations are analyzed and compared with observations so as to evaluate the basic capability of the model. From the modeling experiments and analyses, some major outcomes are obtained as followings: (1) Simulations of the vertical profiles of the global and regional mean temperature, salinity, carbon, and nutrients agree well with observations. (2) The model reproduces well the observational features of sea surface temperature, salinity, carbon, and nutrients. (3) The high values of observed and simulated CO₂ partial pressure differences are mainly located in the vicinity of the equatorial Pacific, the tropical Atlantic Ocean, and Bering Strait. The low values are mainly located in the middle latitudes of Pacific, Atlantic, and Indian Ocean, especially in the North Pacific, North Atlantic, and South Atlantic. The surface CO₂ partial pressure is the highest in the eastern equatorial Pacific Ocean, where is the strongest CO₂ source in the global oceans; while it is relatively low in the South Indian, Atlantic, and Pacific Ocean at middle latitudes, where are major CO₂ sinks in the global oceans. (4) The major absorption areas of dissolved inorganic carbon are located in the equatorial Indian Ocean, the Southwest Indian Ocean, the eastern and central equatorial Pacific, the equatorial Atlantic, and the North Atlantic. Significant alkalinity sinks are located in the Southeast Atlantic and Southwest Indian Ocean (0°E—60°E, 40°S—60°S) and Southeast Pacific (170°E—90°W, 60°S—70°S). Significant phosphate sinks are located in the South Indian Ocean (50°E—100°E, 40°S—60°S). (5) The simulated vertical structures of oceanic temperature, salinity, carbon, and nutrient are similar to observations although there are differences. The distribution of simulated oceanic total carbon dioxide is in agreement with that of observation, such as low values on the sea surface and high values underlying in the vicinity of 10°S—60°N. However, comparing with observations, the values of simulated carbon dioxide are smaller in the ocean above 2000 m and larger below 2000 m. The concentrations of total CO₂ and phosphate are low in the equator and high in the middle and high latitudes, which is contrary to the distribution of temperature. The distributions of alkalinity and salinity are similar, that is, the high concentrations are located in the tropical areas of the Atlantic, South Indian, and South Pacific Ocean, as well as the Arabian Sea. The simulations of total alkalinity are generally consistent with observations in the Indian Ocean. The simulations of total alkalinity in the North Pacific and North Atlantic are better than the South Pacific and South Atlantic Ocean, respectively. Simulations of total carbon dioxide and phosphate are better in the North Atlantic than in the South Atlantic Ocean.

The results show that MOM4_L40 model is a reliable tool for the simulation and research of oceanic carbon cycle. Because it has relatively high horizontal and vertical resolutions as well as the sea ice model, this model can reasonably simulate the surface and vertical distribution of oceanic temperature, salinity, dissolved inorganic carbon, phosphate, and alkalinity. Due to the constraints of calculation condition, integration time, and model itself, there are some deviations between simulations and observations, which will be worked on continually in future.

Keywords Oceanic carbon cycle model; Carbon dioxide; Dissolved inorganic carbon; Phosphate; Alkalinity

1 引言

从 20 世纪后期开始,人类正面临着一系列越来越严峻的全球生态环境问题,其中全球气候变暖就是关键问题之一. 大气二氧化碳(CO_2)浓度增加引起的温室效应是全球变暖的重要原因之一. 政府间气候变化专门委员会(IPCC)第三次气候变化科学评估报告(TAR)(IPCC,2001)指出在未来 100 年之内全球平均表面气温可能增加 $1.4\sim 5.8\text{ }^\circ\text{C}$. IPCC 第四次报告(IPCC,2007)指出减缓气候变化和全球升温的任务迫在眉睫.

海洋是地球上最大的碳库,在全球碳循环中起着极其重要的作用(Doney et al.,2014). 海洋储存碳是大气的 60 倍,是陆地生物土壤层的 20 倍(IPCC,2007);大约 50% 人为排放的碳被海洋和陆地吸收(IPCC,2001). 海洋与大气交换 CO_2 的时间尺度在几百年以上. 正确认识海洋碳循环对全球气候的变化有着重要的作用. 从 20 世纪 90 年代至今,实施了大量的海洋观测计划. 基于观测数据,海洋学家对海洋碳循环做了大量的研究.

目前,国内外的海洋碳循环研究主要是采用数值模拟的方法. 海洋碳循环模式可分为箱模式、一维动力模式、二维动力模式和三维环流碳循环模式. 第一个碳循环的箱式模式是 Craig 在 1957 年建立(Craig,1957). 在 IPCC 第一次、第二次和第三次评估报告(IPCC,1990,1996,2001)中,碳循环研究都采用了箱模式. 箱模式比较直观和形象,能够很好的解释一些简单的过程,但其缺点是考虑不完备. 因此,IPCC 第三次、第四次评估报告(IPCC,2001,2007)普遍使用了三维海洋环流碳循环模式. 在第二次海洋碳模式比较计划(OCMIP-2)中,许多碳循环模式采用了基于磷酸盐循环的生物地球化学模式(Najjar et al.,2007),并且在耦合碳循环气候模式比较计划(C4MIP)被用于气候系统模式(Friedlingstein et al.,2006).

国内对海洋碳循环过程的研究起步较晚,但也取得了不少进展. 徐永福等(1997)利用一个由二维温盐环流动力学模式得到的定常流场驱动的海洋碳循环模式着重研究了无机碳的循环,并采用一个开边界海盆尺度环流模式研究人为二氧化碳在北太平洋的吸收和分布,并与闭边界模式的模拟结果进行了比较(徐永福等,2007). 浦一芬和王明星(2000,2001)以全球海洋动力学环流模式模拟的海洋环流

场为基础建立了一个二维海洋碳循环模型,较好地模拟了印度洋营养盐浓度、总碳浓度、总碱度和溶解氧的二维分布. 邢如楠(2000)、邢如楠和王彰贵(2001)采用一个带生物泵的三维全球海洋碳循环模式研究了气候变化引起的海洋碳化学变化,并利用该模式模拟了热带太平洋表层海水中二氧化碳总量在 El Nino 和 La Nina 期间的变化. 金心和石广玉(1999,2000,2001)用一个包含简单生物化学过程的三维海洋环流模式模拟了工业化前碳及营养物在海洋中的分布、海洋对人为二氧化碳的吸收以及生物泵在碳循环中的作用.

海洋对于二氧化碳的吸收在全球碳循环中起着至关重要的作用(Ishii et al.,2014). 海洋碳循环模式也在近年来不断的完善和改进. 本文介绍了国家气候中心在 GFDL MOM4 的基础上发展的一个较高分辨率全球三维海洋碳循环模式 MOM4_L40,并利用该模式对自然条件下的碳以及营养物在海洋中的分布进行了模拟,并对结果进行了分析和讨论.

2 模式和试验介绍

2.1 模式介绍

MOM4_L40 是中国气象局国家气候中心在美国地球物理流体动力学实验室(GFDL)第 4 版模块化海洋模式(MOM4)基础上发展而来的. 原始的 GFDL MOM4 模式只有垂直 28 层和 50 层两个版本. 国家气候中心根据自己的计算机能力设计开发这个垂直 40 层的全球海洋环流模式 MOM4_L40. MOM4_L40 模式的水平分辨率为 $1/3\sim 1^\circ$ 纬度 $\times 1^\circ$ 经度,其中沿经圈方向在 30°S 至 30°N 之间分辨率为 $1/3^\circ$ 、 30°S 和 30°N 到南北极的分辨率为 1° ,沿纬圈方向的分辨率为 1° ;垂直方向采用 Z 坐标系,海洋上层 200 m 均分为 20 层,再往下为不均匀的 20 层,最大深度为 5334 m. 模式采用三极格点(Murray,1996),两个“北极”分别在北美和欧亚大陆上. 模式采用了 MOM4 的一些成熟物理过程参数化方案(Griffies et al.,2005),例如基于示踪物的三阶平流方案,等体积线示踪物混合和扩散方案,拉普拉斯水平摩擦方案,KPP 垂直混合方案,完全对流方案,海底地形边界和陡坡的地形处理溢流方案,基于叶绿素浓度空间分布的短波渗透方案. MOM4_L40 中还带有一个动力-热力海冰模式(Winton,2000),该模式水平分辨率与 MOM4_L40 相同,垂直方向有三层,包括一层雪和两层冰,可以计算海冰的浓度、

厚度、温度、盐度等(参见表 1)。

MOM4_L40 中的海洋碳循环部分是基于第二次海洋碳循环模式比较计划(Ocean Carbon Cycle Model Intercomparison Project-Phase 2, OCMIP2)的生物地球化学模块,该模块把海洋生物学过程参数化为地球化学通量,不含对海洋生态系统和食物链过程的精确描述。海洋中的预报变量包括溶解无机碳(DIC)、溶解氧(O₂)、溶解有机磷(DOP)、磷酸盐(PO₄)和碱(Alk),它们随时间变化表示如下:

$$\frac{d[\text{DIC}]}{dt} = L([\text{DIC}]) + J_b \text{DIC} + J_g \text{DIC} + J_v \text{DIC}, \quad (1)$$

$$\frac{d[\text{O}_2]}{dt} = L([\text{O}_2]) + J_b \text{O}_2 + J_g \text{O}_2, \quad (2)$$

$$\frac{d[\text{DOP}]}{dt} = L([\text{DOP}]) + J_b \text{DOP}, \quad (3)$$

$$\frac{d[\text{PO}_4]}{dt} = L([\text{PO}_4]) + J_b \text{PO}_4, \quad (4)$$

$$\frac{d[\text{Alk}]}{dt} = L([\text{Alk}]) + J_b \text{Alk} + J_v \text{Alk}, \quad (5)$$

其中, L 为传输算子,代表平流、扩散和对流作用; $[\]$ 表示浓度; $J_b X$ 为 X 的生物源汇项; $J_g \text{DIC}$ 和 $J_g \text{O}_2$ 表示由海气交换引起的 CO₂ 和 O₂ 源汇项; $J_v \text{DIC}$ 和 $J_v \text{Alk}$ 表示由蒸发、降水引起的海表 DIC 和 Alk 源汇的有效变化。源汇项 $J_v \text{DIC}$ 、 $J_v \text{Alk}$ 、 $J_g \text{DIC}$ 和 $J_g \text{O}_2$ 仅作为海表边界条件,表层以下的各层为 0,它们等于其通量($F_v \text{DIC}$ 、 $F_v \text{Alk}$ 、 $F_g \text{DIC}$ 、 $F_g \text{O}_2$)除以模式海洋表层厚度 $d \approx 1$,正值表示进入大气的通量,负值表示海洋净吸收。CO₂ 海气交换通量 $F_g \text{DIC}$ 如下:

$$F_g \text{DIC} = K_w \text{CO}_2 \times (\text{CO}_{2\text{sat}} - \text{CO}_{2\text{surf}}), \quad (6)$$

$$\text{CO}_{2\text{sat}} = \alpha C \times p \text{CO}_{2\text{atm}} \times P_{\text{sea}} / P_{\text{atm}}, \quad (7)$$

其中, $K_w \text{CO}_2$ 为气体交换速率(Wanninkhof, 1992), $\text{CO}_{2\text{sat}}$ 为大气中二氧化碳的浓度; $\text{CO}_{2\text{surf}}$ 为海洋表层二氧化碳浓度,由海洋模式表面 $[\text{DIC}]$ 、 $[\text{Alk}]$ 、 $[\text{PO}_4]$ 、温度、盐度计算得到; αC 为水汽饱和时空气中二氧化碳溶解度,由模式海表面温度(SST)和盐度(SSS)计算得到(Weiss et al., 1980); $p \text{CO}_{2\text{atm}}$ 为干空气中二氧化碳分压; P_{sea} 和 P_{atm} 分别是海表面和大气中的大气压力。

2.2 试验介绍

一般认为,自然碳是指工业革命前自然界中存在的碳,工业革命之后则近似为人为碳和自然碳的总和。为了检验和评估 MOM4_L40 模式对海洋碳和营养物的模拟能力,本研究将 MOM4_L40 模式在气候场(包括辐射、气温、气压、比湿、风场等)强迫下自静止状态

开始积分 1000 年,其中大气二氧化碳分压保持 278ppm(工业革命前的值)。模式的初始条件为:物质成分的浓度在整个海洋中均匀分布,全球平均值作为初条件。其中,磷酸盐浓度为 $2.17 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ (Levitus et al., 1993),碱度为 $2370 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Takahashi et al., 1981),溶解无机碳为 $2230 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Takahashi et al., 1981),溶解氧取 $170 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Levitus et al., 1994),溶解有机磷取 $0.02 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ (Najjar et al., 2007)(参见表 1)。

表 1 MOM4_L40 模式和试验简介

Table 1 Brief introduction of the MOM4_L40 model and experiment

模式	试验设计
海洋模式	<p>水平分辨率为 1/3—1° 纬度 × 1° 经度,垂直 40 层;三极格点;三阶平流,等体积线示踪物混合和扩散,拉普拉斯水平摩擦, KPP 垂直混合,完全对流,海底地形边界和陡坡的地形处理溢流,短波渗透</p> <p>强迫场</p> <p>在气候场(包括辐射、气温、气压、比湿、风场等)</p>
海冰模式	<p>水平分辨率与海洋模式相同,垂直方向 3 层(1 层雪和 2 层冰),动力—热力学,可计算海冰浓度、厚度、温度、盐度等</p> <p>初始场</p> <p>海洋静止;磷酸盐 $2.17 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$,碱 $2370 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$,溶解无机碳 $2230 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$,溶解氧 $170 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$,溶解有机磷 $0.02 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$;大气二氧化碳为 278 ppm</p>
碳循环	<p>预报变量包括溶解无机碳、溶解氧、溶解有机磷、磷酸盐和碱</p> <p>积分时间 1000 年</p>

3 模拟结果分析

本文分析了 MOM4_L40 模式积分 1000 年的年平均结果,并与世界海洋图集 2009(World Ocean Atlas 2009, WOA09) (Levitus et al., 1994)、地球化学海洋断面研究(Geochemical Ocean Sections Study, GEOSECS) (Ostlund et al., 1980; Stuiver et al., 1980) 以及全球海洋资料分析项目(Global Ocean Data Analysis Project, GLODAP) (Key et al., 2004) 等观测资料进行比较,以检验和评估模式模拟性能。WOA09 是美国海洋资料中心 2009 年发布的全球海洋气候学分析数据,其包括月、季节、年平均、33 个深度层上的海水温度、盐度、溶解氧、磷酸盐、硝酸盐等。GEOSECS 是由美国国家科学基

金支持、1971 年开始的国际十年海洋勘探计划,除了常规的压力、温度、盐度、氧、硝酸盐、硅酸盐、磷酸盐等,还有总溶解无机碳、总碱、稳定碳同位素、瞬变示踪剂氙、辐射碳等观测数据。GLODAP 是 20 世纪 90 年代由美国国家海洋-大气管理局、能源部和国家自然科学基金联合支持的一个综合航海研究项目,包括世界海洋环流试验、联合全球海洋通量研究和海洋-大气交换研究计划,提供了溶解无机碳、碱度、碳 14、氯氟烃(CFC-11 和 CFC-12)等要素的三维气候学分析资料。由于海洋温度和盐度作为主动示踪物,决定了海洋密度的分布和热盐环流强度,温度和盐度的分布直接影响到二氧化碳在海洋中的吸收、输送以及存储。海洋环流模式物理场的合理模拟是模式合理模拟被动示踪物的前提。因此,我们在分析海洋碳和营养物分布的同时,也分析了海洋温度和盐度的模拟情况。

3.1 垂直阔线分布

3.1.1 全球平均

图 1 为全球平均的观测和模拟的温度、盐度、总二氧化碳、总碱、总磷酸盐的垂直阔线。由图可见,总体来说,模拟结果与观测比较一致,细节上存在偏差。海水温度在表面最高,平均为 $18\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右,随深度加深温度逐渐下降,4000 m 以下平均温度为 $1.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右;模拟值较观测值略偏小,最大偏差 ($3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右) 出现在 1000 m 附近。盐度模拟与观测基本吻合,但模拟值在 1500 m 以上略偏小,在 1500 m 以下略偏大,最大偏差出现在 600 m 左右,模拟值较观测值偏低 0.3 psu。总二氧化碳模拟值在 2000 m 以上比观测偏小,而在 2000 m 以下偏大,最大偏差为 $40\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右。总碱和总磷酸盐模拟值在 1600 m 以上比观测偏小,而在 1600 m 以下比观测

偏大,最大偏差分别为 $20\text{ }\mu\text{eq}\cdot\text{kg}^{-1}$ 和 $0.4\text{ mL}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

3.1.2 区域平均

为了深入研究海洋碳循环,当研究海洋物理和生物化学对人为碳吸收作用时,许多研究更加关注特殊海洋区域。Stuiver 等 (1980) 和 Ostlund 等 (1980) 曾经利用 GEOSECS 观测资料分析了大西洋和太平洋的碳分布情况。本文进一步针对北太平洋、南太平洋、印度洋、北大西洋、南大西洋分析 5 个海区温度、盐度、总二氧化碳、碱度、磷酸盐模拟结果,并与观测资料进行比较。

由图 2 可见,温度和盐度在三大洋、5 个海区的模拟与观测相近,特别是太平洋和印度洋区域模拟与观测吻合较好。大西洋模拟在 200~3000 m 之间偏差较大,最大负偏差(模拟偏弱)出现在 800 m 附近海域。

总二氧化碳在北太平洋 2000 m 以上模拟略偏小、2000 m 以下模拟略偏大,在南太平洋 1000 m 以上模拟与观测基本吻合、1000 m 以下模拟偏大。印度洋 2000 m 以上模拟值较观测值偏小、2000 m 以下模拟值与观测值吻合,模拟的最大值的强度和位置与观测值基本一致。北大西洋 2000 m 以上模拟略偏小、2000~4000 m 模拟略偏大,模拟的最大值的强度和位置与观测值基本一致。南大西洋 1500 m 以上模拟小于观测值、1000 m 以下模拟偏大。总的来说,北大西洋比南大西洋模拟好。

总碱度在太平洋 2000 m 以上与观测值基本一致,在 2000 m 以下,模拟值较观测值偏大。这说明模式所用的下落比偏小。北太平洋上最大值和位置与观测值基本一致,在 3500 m 左右。南太平洋总碱观测最大值在 3000 m,模拟最大值在 3000 m 以下。大西洋总碱度的模拟值比观测值偏大。模拟与观测

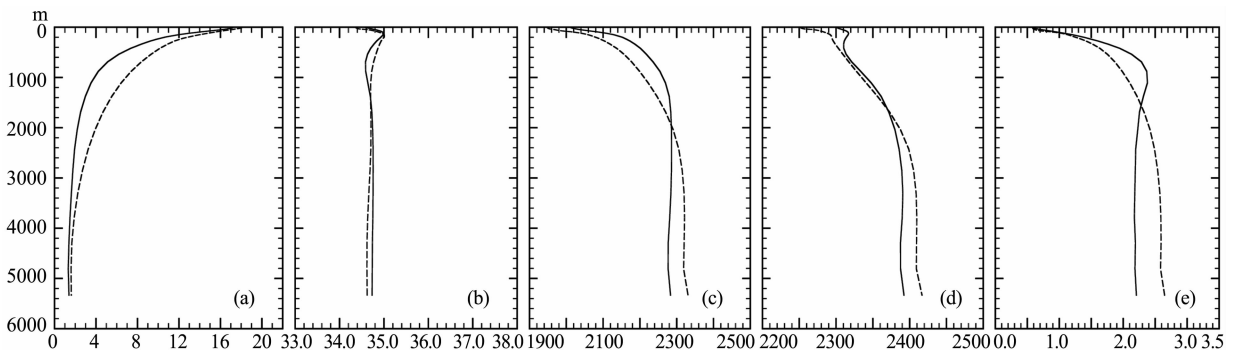


图 1 全球平均(a)温度(单位: $^{\circ}\text{C}$);(b)盐度(单位: psu);(c)总二氧化碳(单位: $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$);(d)总碱(单位: $\mu\text{eq}\cdot\text{kg}^{-1}$);(e)磷酸盐(单位: $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$)垂直廓线(实线为观测值,虚线为模拟值)

Fig. 1 Vertical profiles of global mean (a) sea temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); (b) Salinity (unit: psu); (c) Carbon dioxide (unit: $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$); (d) Alkalinity (unit: $\mu\text{eq}\cdot\text{kg}^{-1}$); (e) Phosphate (unit: $\text{mL}\cdot\text{L}^{-1}$) (Solid and dashed curves denote observation and simulation, respectively)

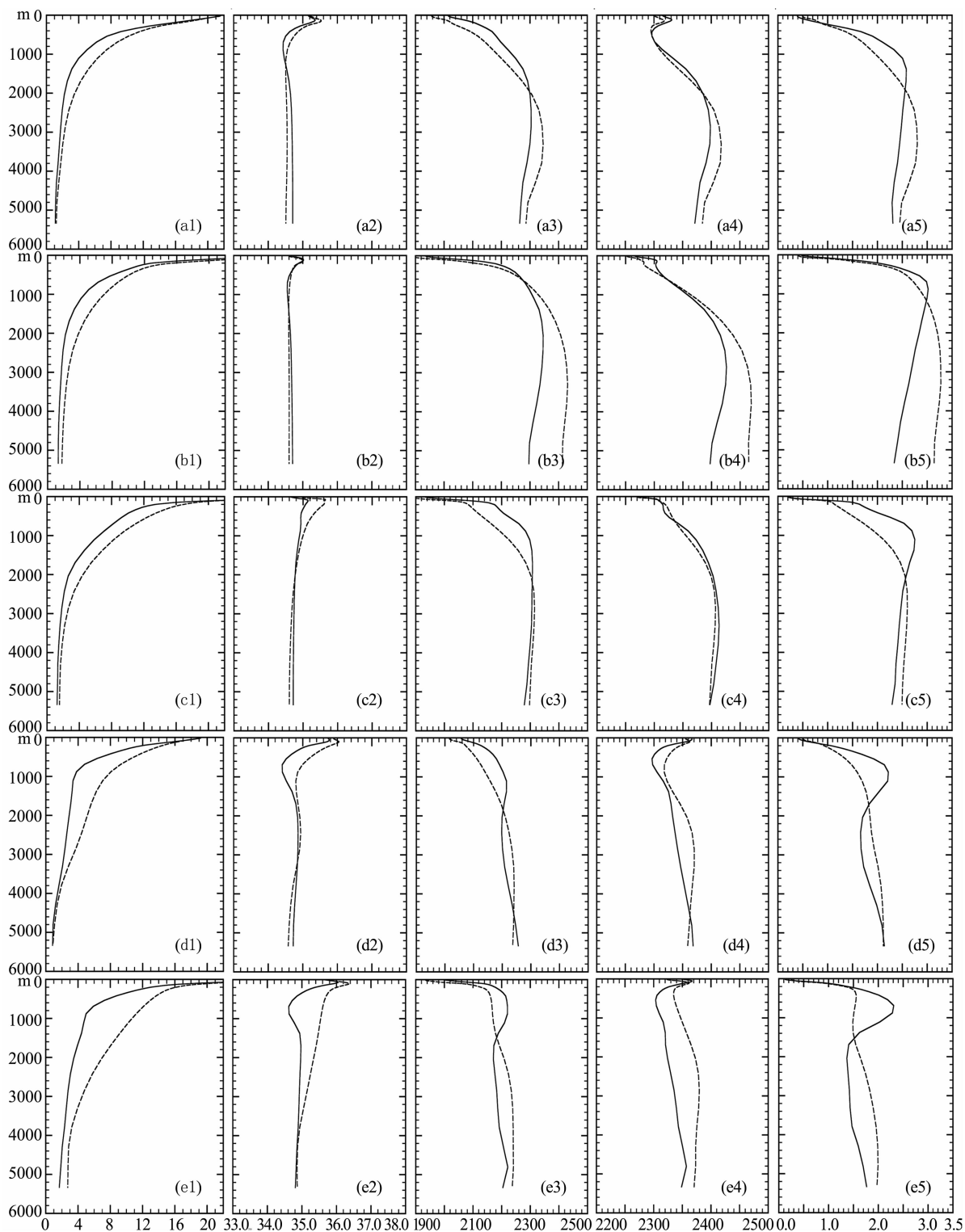


图2 北太平洋,南太平洋,印度洋,北大西洋,南大西洋区域平均(a1,b1,c1,d1,e1)温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); (a2,b2,c2,d2,e2)盐度(单位: psu); (a3,b3,c3,d3,e3)总二氧化碳(单位: $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$); (a4,b4,c4,d4,e4)总碱(单位: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (a5,b5,c5,d5,e5)磷酸盐(单位: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$)垂直廓线(实线为观测值,虚线为模拟值)

Fig. 2 Vertical profiles of regional mean (a1, b1, c1, d1, e1) sea temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); (a2, b2, c2, d2, e2) Salinity (unit: psu); (a3, b3, c3, d3, e3) Carbon dioxide (unit: $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$); (a4, b4, c4, d4, e4) Alkalinity (unit: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (a5, b5, c5, d5, e5) Phosphate (unit: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$) in the North Pacific, South Pacific, Indian, North Atlantic, South Atlantic Ocean (Solid and dashed curves denote observation and simulation, respectively)

的偏差在北大西洋最大为 $20 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 、位于 2800 m 附近,在南大西洋最大为 $60 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 、在 2500 m 附近.总的来说,北太平洋模拟比南太平洋模拟好、北大西洋的模拟比南大西洋模拟好.印度洋模拟与观测一致,基本吻合.

磷酸盐在太平洋海区模拟最大值出现的位置比观测值要深,在北、南太平洋,观测最大值分别位于 1200 m 和 600 m 左右,模拟最大值位于 3000 m 左右,模拟值在上层海洋(2000 m 和 1200 m)偏小、在深海偏大,北太平洋的模拟比南太平洋的模拟好.印

度洋 2000 m 以上模拟偏小,2000 m 以下模拟与观测接近,但值略偏大,最大负偏差在 1000 m 附近,约 $0.5 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$.大西洋 200~1800 m 之间模拟值偏小,而在更深处则偏大.在大西洋里,磷酸盐观测最大值在 800 m,模拟最大值在 4000 m 以下,北大西洋模拟比南大西洋模拟好.

3.2 海洋表面分布

3.2.1 温度和盐度

由图 3 可以看出,模式模拟的海表温度分布与观测较为一致,热带地区模拟较好,赤道太平洋地区

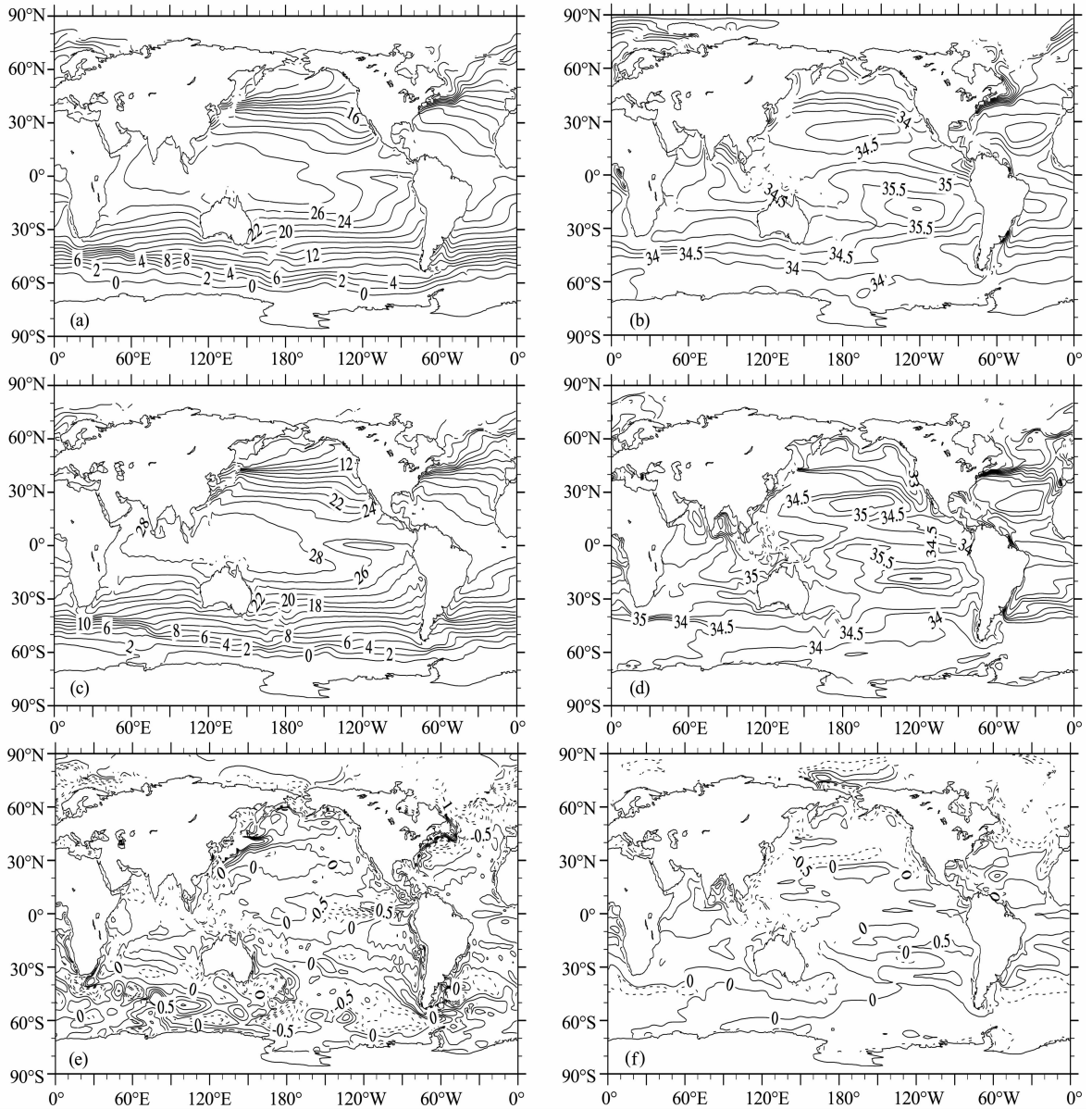


图 3 (a) 观测海表温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); (b) 观测盐度(单位: psu); (c) 模拟海表温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); (d) 模拟盐度(单位: psu); (e) 模拟与观测温度的差值; (f) 模拟与观测盐度的差值(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 3 (a) Observed sea surface temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); (b) Observed salinity (unit: psu); (c) Simulated sea surface temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); (d) Simulated salinity (unit: psu); (e) The difference between simulated and observed temperature; (f) The difference between simulated and observed salinity (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

模拟值较观测值偏低 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以内. 目前, 海洋模式模拟海温普遍存在赤道中东部冷舌较强、暖池温度较高的现象. 在中、高纬太平洋地区, 模拟与观测大致相差 $2\sim 3\text{ }^{\circ}\text{C}$, 差异较大的地区主要在中国东海、日本海、巴芬湾和北大西洋. 巴芬湾和北大西洋海表温度的模拟主要是由于受海冰的影响. 虽然此模式含有海冰模式, 且大部分区域模拟效果较好, 但是这两个海域的模拟并不是那么完善. 模式模拟的海表盐度分布与观测较为吻合, 模式能较好地模拟出观测海表盐度由副热带海区向高纬度和低纬度海区递减的分布特征, 差异较大的地区为阿拉伯海东部、黑海、北大西洋、巴芬湾、哈德逊海.

3.2.2 总二氧化碳

总二氧化碳在赤道地区的浓度值较小, 而在中高纬地区的浓度值较大(图 4a, b), 这正好与温度的分布状况是相反的. 赤道太平洋的二氧化碳峰值源于涌升流, 形成中心环流区的低值和高中纬度的高值区. 由于暖水中二氧化碳的溶解度小, 冷水中的溶解度较大, 在暖池地区的溶解无机碳值较小, 最低浓

度值大约为 $1900\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$, 最高浓度值在南半球, 大约是 $2200\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$. 孟加拉湾的总二氧化碳浓度明显比阿拉伯海的值偏低. 由图 4a 和 4b 可见, 模式基本上较好地反映了观测的总二氧化碳的分布特征. 但与观测相比, 模拟的总二氧化碳普遍偏低 $20\sim 60\text{ }\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右(图 4c). 比较图 3 和图 4 可知, 南半球海域的总二氧化碳浓度与盐度的相关性很好, 这与 Key 等 (2004) 的结论也是一致的. 溶解无机碳的分布主要是受到海洋物理过程和生物过程的影响(Murnane et al., 1999). 模式模拟的溶解无机碳通量分布(图 4d)表明, 主要的吸收区位于赤道印度洋和西南印度洋, 赤道中-东太平洋, 赤道大西洋和北大西洋等地, 最大值可以达到 $2\text{ nmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上; 主要的释放区在 60°S 附近的南印度洋和南大西洋, 最大值可以达到 $2\text{ nmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上.

3.2.3 碱度

海洋碱度和盐度之间的相关性很强, 盐度通常被用来作为碱度分布的表征量 (Millero et al., 1998). 与盐度类似, 海洋表面碱度的分布很大程度

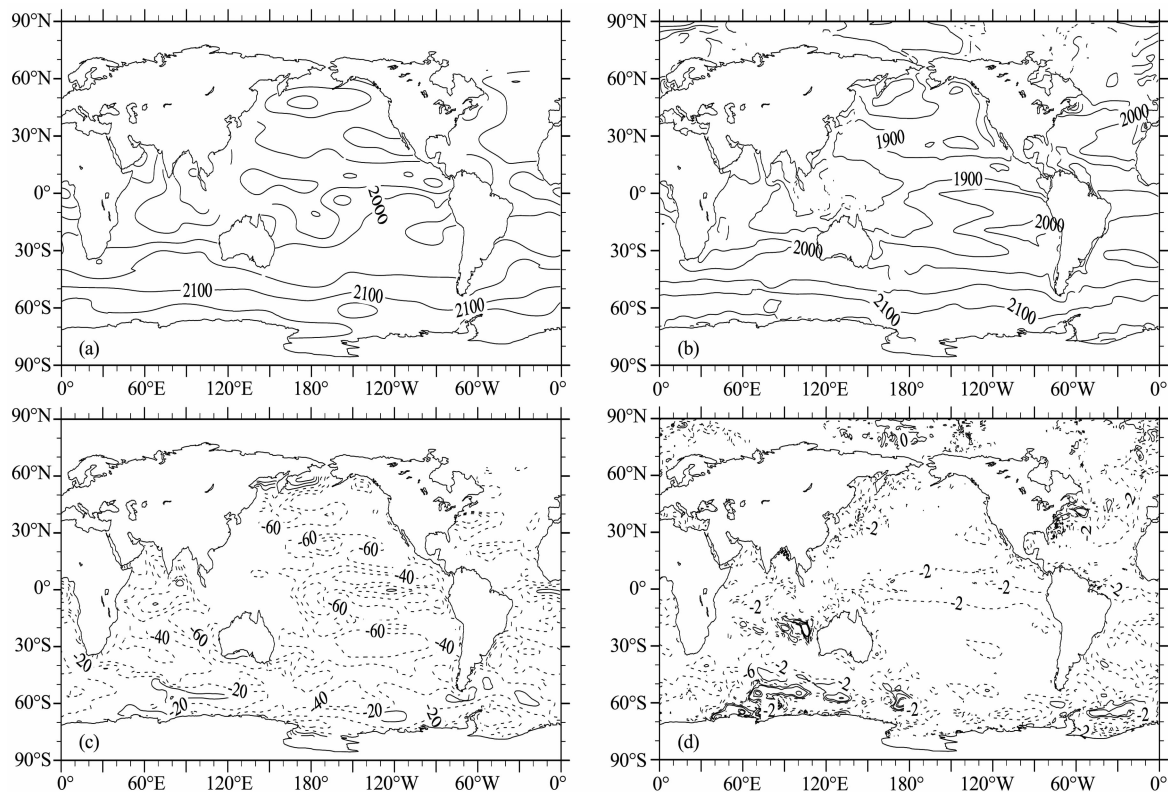


图 4 (a)和(b)为观测和模拟的海表总二氧化碳(单位: $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值; (d)模拟的溶解无机碳通量(单位: $\text{nmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)(实线为正值, 虚线为负值)

Fig. 4 (a) and (b) are the observed and simulated sea surface carbon dioxide (unit: $\mu\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1}$); (c) The difference between simulated and observed sea surface carbon dioxide; (d) Simulated dissolved inorganic carbon flux (unit: $\text{nmol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$) (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

上是受蒸发和混合作用的影响,其分布特征与盐度的分布情况相似.由图 5 可见,模式模拟的海表碱度分布与观测基本一致,即碱度大值区位于大西洋和南印度洋、南太平洋的热带地区以及阿拉伯海,这个结果与 Conkright 等(2002)的结果也一致.在赤道区域,尤其太平洋和大西洋区域,有很强的上升涌从深海向上涌至海表面,使得这个区域的盐度大大增加.但模式模拟与观测的碱度量值上有差别,最大正偏差($40 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$)位于 10°S 的热带印度洋和热带中太平洋,最大负偏差($-60 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$)位于北太平洋中高纬地区(图 5c).由海表面碱度通量分布图(图 5d)可以看出,在中印度洋、东南印度洋、西南大西洋的中纬度地区($20^\circ\text{W}-60^\circ\text{W}, 30^\circ\text{S}-60^\circ\text{S}$)为高值区,最大值可达 $2 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,这是全球海洋上最显著的碱度源区;最大的汇位于东南大西洋—西南印度洋($0^\circ\text{E}-60^\circ\text{E}, 40^\circ\text{S}-60^\circ\text{S}$)和东南太平洋($170^\circ\text{E}-90^\circ\text{W}, 60^\circ\text{S}-70^\circ\text{S}$).

3.2.4 磷酸盐

模拟和观测的海洋表面磷酸盐分布如图 6a 和 6b

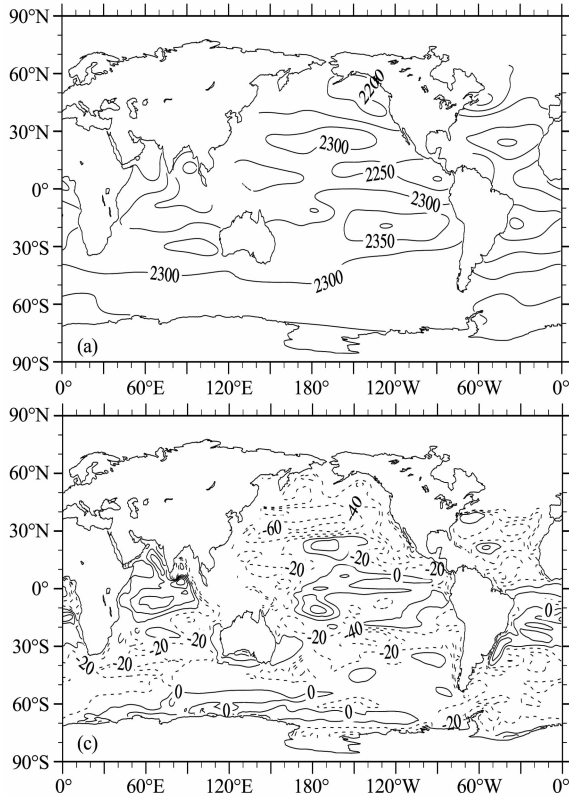


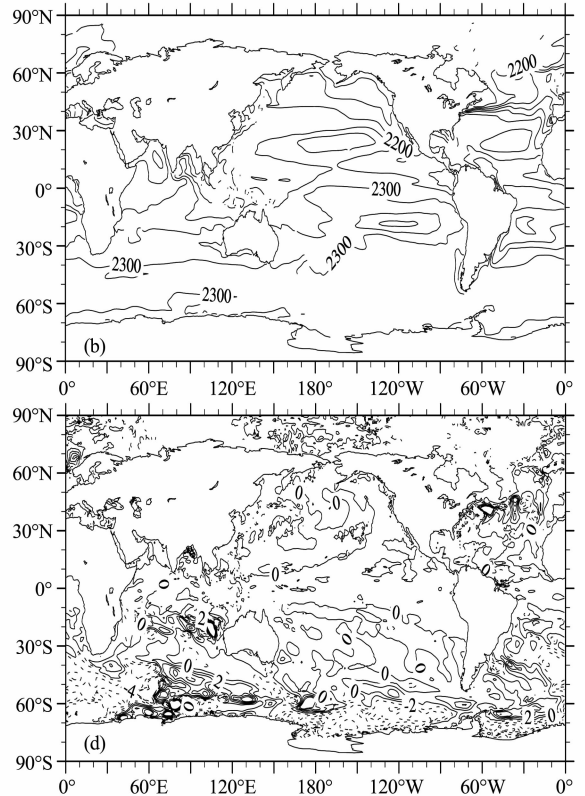
图 5 (a)和(b)为观测和模拟的海洋表面总碱(单位: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值;
(d)模拟的海洋表面碱度通量(单位: $\text{nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 5 (a) and (b) are the observed and simulated sea surface alkalinity (unit: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (c) The difference between simulated and observed sea surface CO_2 ; (d) Simulated sea surface alkalinity flux (unit: $\text{nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

所示.海表面磷酸盐的分布与海表面温度的分布相反,在大部分海域,除了高纬度和强上翻区,观测的磷酸盐值都很小.南半球中高纬度地区磷酸盐的浓度较高,最大值达 $1.8 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 以上;北半球中纬度太平洋、鄂霍次克海和白令海峡附近也有高值区,最大值达 $1.6 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 以上;赤道太平洋磷酸盐浓度呈东高、西低形势分布,南美沿岸附近浓度超过 $0.8 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$.模拟与观测磷酸盐分布基本一致,但量值上有所偏差.与观测相比,模拟值在两半球中高纬海洋和赤道中东太平洋的表面磷酸盐偏低、其余海域磷酸盐偏高(图 6c).由海洋表面的磷酸盐通量分布(图 6d)可见,在南印度洋($50^\circ\text{E}-100^\circ\text{E}, 40^\circ\text{S}-60^\circ\text{S}$)有一个磷酸盐通量最小值区(显著的汇),中心值可达 $-0.01 \text{ nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$.

3.2.5 二氧化碳海气分压

模式模拟和观测的海洋表面二氧化碳海气分压及海气分压差如图 7 所示.观测资料由取 Takahashi 等(2009)提供.由图 7a 和 7c 可见,在热带印度洋、太平洋、大西洋观测和模拟的海表面二氧化碳分压



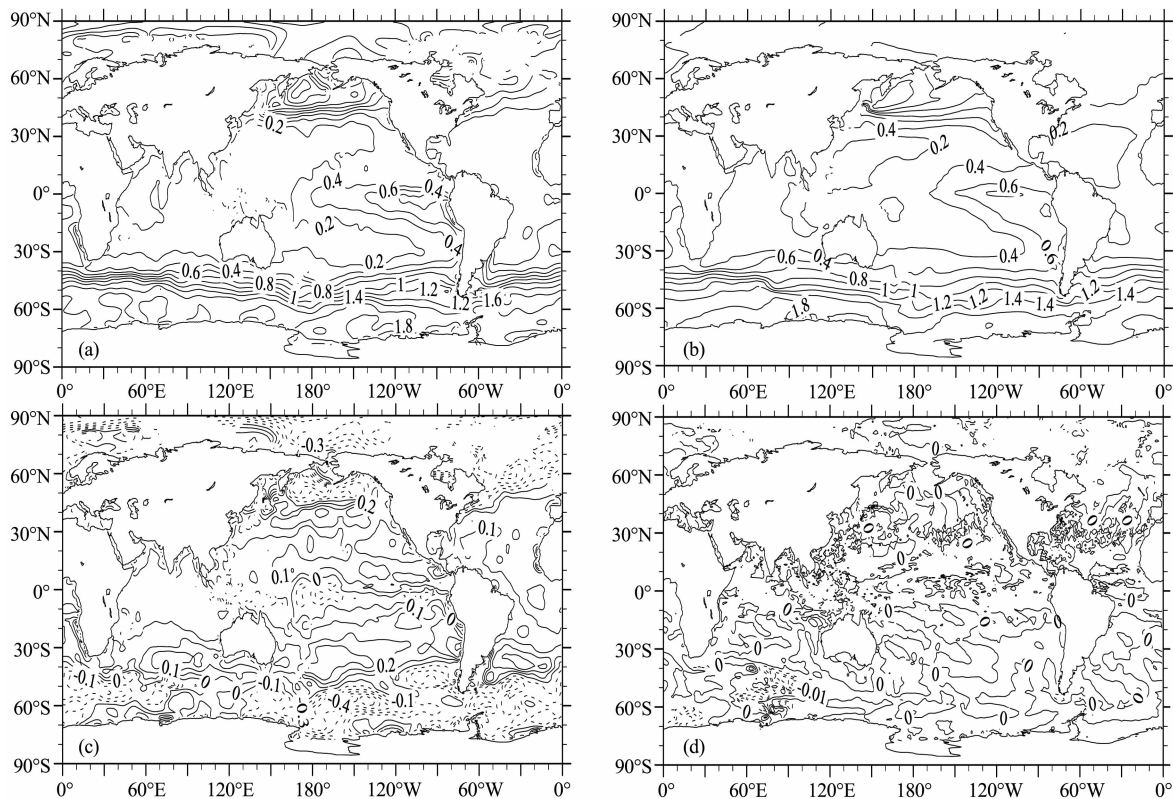


图6 (a)和(b)为观测和模拟的海洋表面磷酸盐(单位: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值;
(d)模拟磷酸盐通量(单位: $\text{nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 6 (a) and (b) are the observed and simulated sea surface phosphate(unit: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$); (c) The difference between simulated and observed sea surface phosphate; (d) Simulated sea surface phosphate flux(unit: $\text{nmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$)(Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

均大于 280 uatm,赤道东太平洋观测的二氧化碳分压最大,达到 380 uatm 以上,模拟值较观测值偏低 40~60 uatm(图 7e).从图 7b 和 7d 上也可以看到,该区域的二氧化碳分压差最大,是全球海洋的最强的二氧化碳源,是一个主要的二氧化碳释放区.中纬度的南印度洋、大西洋、太平洋海表二氧化碳分压均较低,这些地区成为全球海洋二氧化碳的主要吸收区.本文的结果与金心和石广玉(1999)应用海洋生物化学模式(B-GCM)模拟的工业化前二氧化碳分压差一致,即南大洋 45°S 以南是个二氧化碳吸收区.Mikaloff 等(2007)根据海洋总二氧化碳以及其他示踪物观测资料反演的海洋自然碳的源汇表明,太平洋内两个主要吸收区分别位于 15°S—45°S 以及 20°N—50°N,与本文的模拟相同.由此可见,MOM4_L40 模式的模拟结果与观测是相符的.

图 7b 和 7d 为观测和模拟的二氧化碳分压差,正值代表海洋的二氧化碳分压大于大气二氧化碳分压,为二氧化碳释放区;负值代表海洋二氧化碳分压小于大气二氧化碳分压,为二氧化碳吸收区.由图可

见,观测和模拟二氧化碳分压差高值区主要位于赤道太平洋、热带大西洋和白令海峡附近,主要低值区位于三大洋的中纬度地区,尤其是北太平洋、北大西洋和南大西洋.赤道东太平洋地区的海气分压差为正的极大值,达 60 uatm 以上,模拟的极大值中心较观测偏东(图 7f).海洋表面的二氧化碳分压差和含二氧化碳的潜流与表层水之间垂直混合有关,赤道潜流易产生垂直混合作用,所以在赤道地区分压差较高.二氧化碳分压差与营养盐的分布有较好的相关性.海洋表面二氧化碳的分压差因为温度和生物活动的变化随季节而变化.观测资料大多取自夏季,且低纬资料比高纬资料可靠.考虑到这些因素,模式计算的二氧化碳分压差分布(图 7d)与观测值(图 7c)比较一致.

3.3 垂直剖面分布

3.3.1 温度

图 8a,b,c 是观测和模拟的全球平均海洋温度以及模拟与观测差值的纬度-深度剖面图.可以看出,模拟的温度垂直结构与观测资料相似,中低纬地

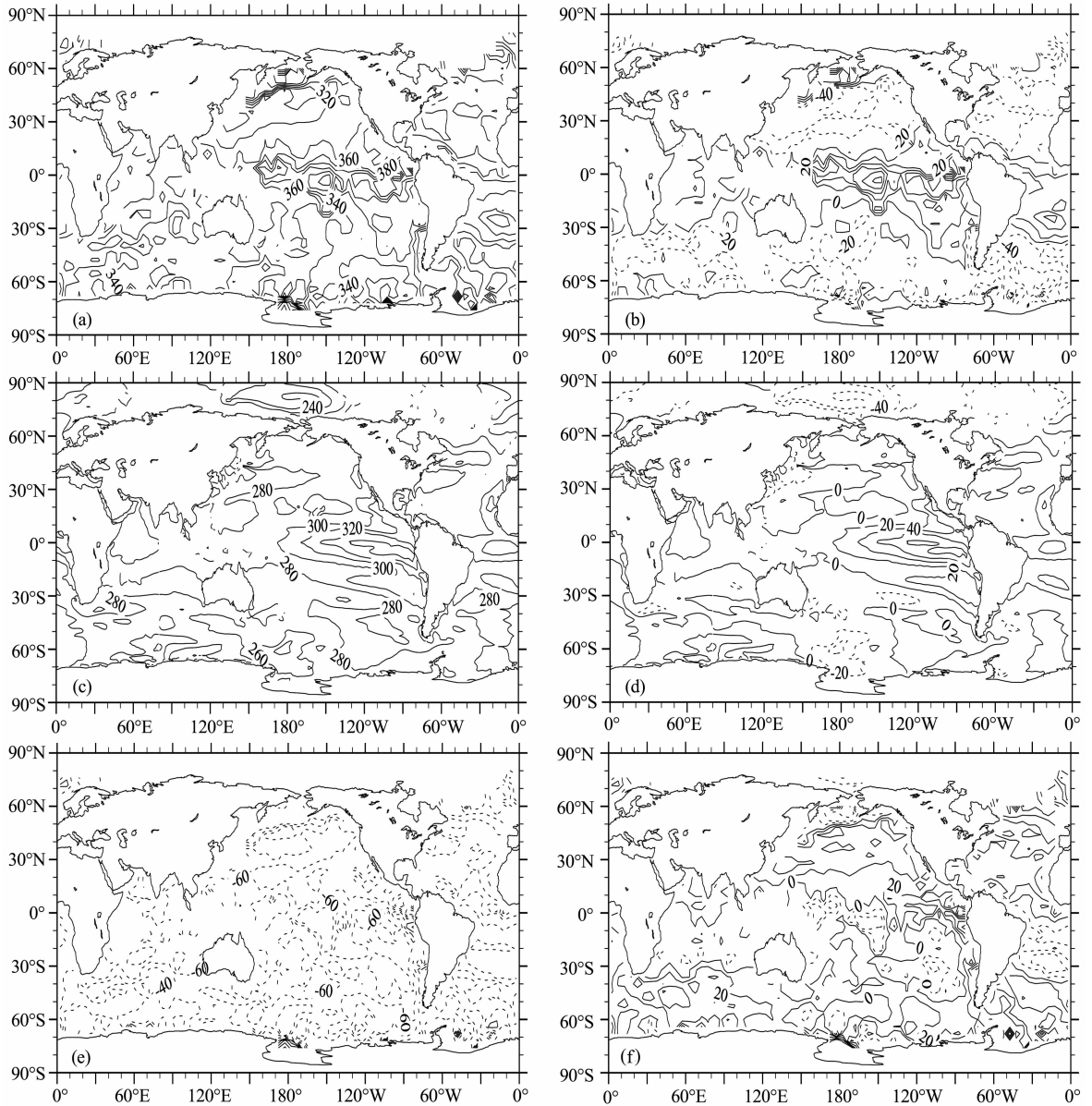


图 7 (a)和(b)为观测;(c)和(d)为模拟的海洋表面二氧化碳分压和分压差(单位: uatm);
(e)和(f)为模拟与观测的相应差值(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 7 (a) and (b) are the observed; (c) and (d) are the simulated sea surface carbon dioxide partial pressure (unit: uatm) and partial pressure difference; (e) The difference between simulated and observed partial pressure; (f) The difference between simulated and observed partial pressure difference (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

区温度较高,两极温度较低,并且随着深度增加,温度降低;温跃层结构大致呈现出“W”形状,在赤道附近等值线向上弯曲.由于 MOM4_L40 模式中带有海冰模式,所以它可以模拟出两半球高纬-极地的海温垂直分布;但是由于海冰模式本身的限制以及计算机条件的限制,模拟结果仍存在差异.例如,在南半球中高纬海域,模式模拟的海温较观测值偏低 1°C 左右;而在全球大部分海域,模式模拟的海温较观测值偏高,其中最大正偏差 (6°C) 位于北半球中高纬 800 m 深处的海洋,其次是位于南半球热带地

区 600 m 深处 4°C 左右的正偏差(参见图 8c).

3.3.2 盐度

图 9a, b, c 分别是观测和模拟的全球平均盐度以及模拟与观测差值的纬度-深度剖面图.模拟结果与观测值较为吻合,但模拟值较观测值在南半球中低纬度、 1500 m 以上和北半球中低纬度、 4000 m 以上略偏大,在两半球高纬度和极地略偏小.与观测相似,模拟的上层高盐水舌 (35 psu 等值线) 向南伸展较为明显并越过了赤道,但是低于此盐度的等值线向南伸展程度很弱.模拟的 34.8 psu 等盐度线向下

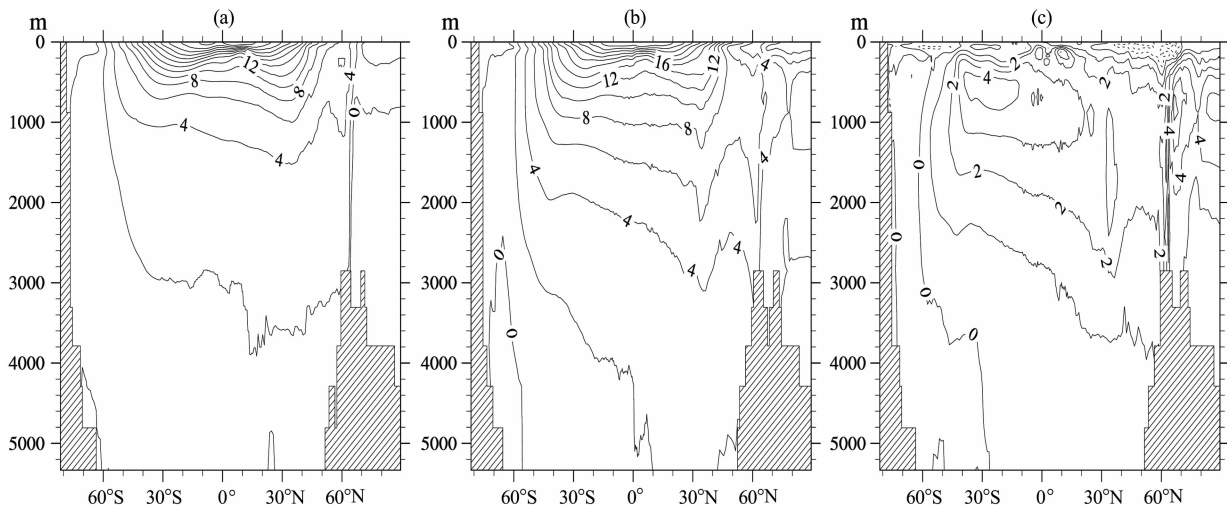


图 8 (a)和(b)为观测和模拟的年平均温度(单位: $^{\circ}\text{C}$); (c)模拟与观测的差值的纬度-深度剖面图(实线为正值,虚线为负值)
Fig. 8 (a) and (b) are the latitude-depth profiles of observed and simulated annual mean temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$); (c) The differences between simulation and observation (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

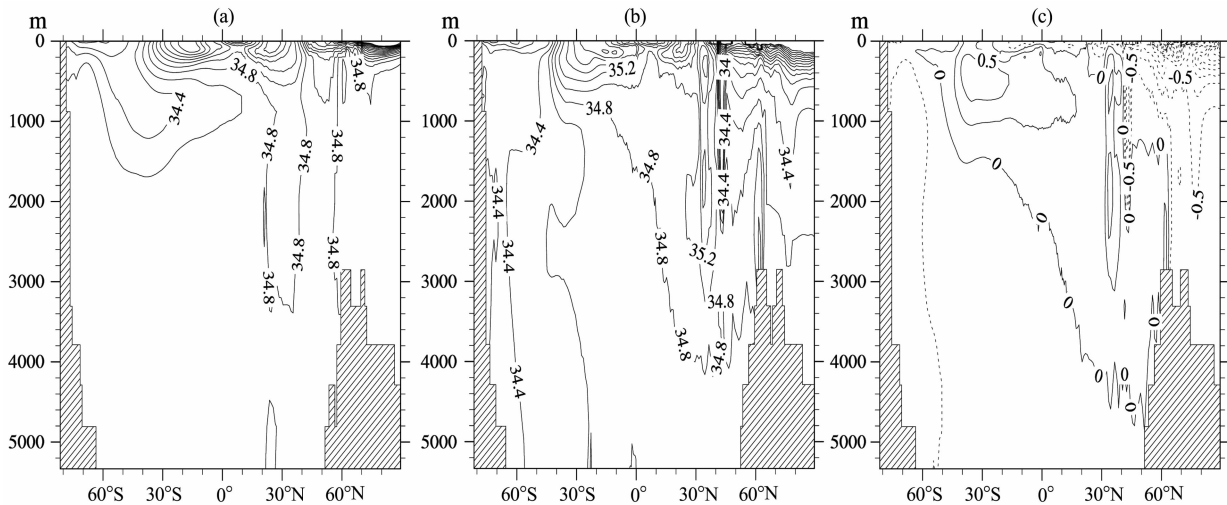


图 9 (a)和(b)为观测和模拟的年平均盐度(单位: psu); (c)模拟与观测的差值的纬度-深度剖面图(实线为正值,虚线为负值)
Fig. 9 (a) and (b) are the latitude-depth profiles of observed and simulated annual mean salinity (unit: psu); (c) The differences between simulation and observation (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

穿透至 4000 m, 观测值在 3000 m, 模拟值与观测值在北半球 30°N — 40°N 附近都有一狭长的高值中心带。在南半球, 观测值有一低盐水舌 (34.6 psu), 而模拟值虽然存在这一条等值线, 但是明显向北延伸不够。需要指出的是, 在两半球高纬度地区, 由于观测资料有限, 可能会有盐度值缺测现象。

3.3.3 磷酸盐

图 10a, b, c 分别是观测和模拟的全球平均磷酸盐以及模拟与观测差值的纬度-深度剖面图。模拟的磷酸盐分布与观测值较为吻合, 即两半球的中低纬度上层海洋以及北半球高纬度海洋为低值区, 两半球的中低纬度中、下层海洋为高值区, 核心区域位于赤道附近, 最大值可达 $2.8 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 以上。但是观测

的磷酸盐最大值在 $600 \sim 1000 \text{ m}$, 模拟的最大值位置偏深, 在 1500 m 以下。在 $30^{\circ}\text{N}(\text{S})$ 附近的表层 (200 m 以上) 以及 30°S — 60°N 之间的中下层 (2000 m 以下) 海水中, 模拟值比观测值偏高 $0.2 \sim 0.8 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 左右; 在其余海域, 模拟值较观测值偏低 $0.2 \sim 0.8 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ 左右。

3.3.4 总二氧化碳

图 11a, b, c 分别是观测和模拟的全球平均总二氧化碳以及模拟与观测差值的纬度-深度剖面图。模拟的二氧化碳分布与观测值较为吻合, 即表层为低值区, 最低可达 $1960 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$; 表层以下为高值区, 最高可达 $2320 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$; 核心高值区域位于 10°S — 60°N ; 在 60°N 以北的地区, 模拟结果为 $1960 \sim$

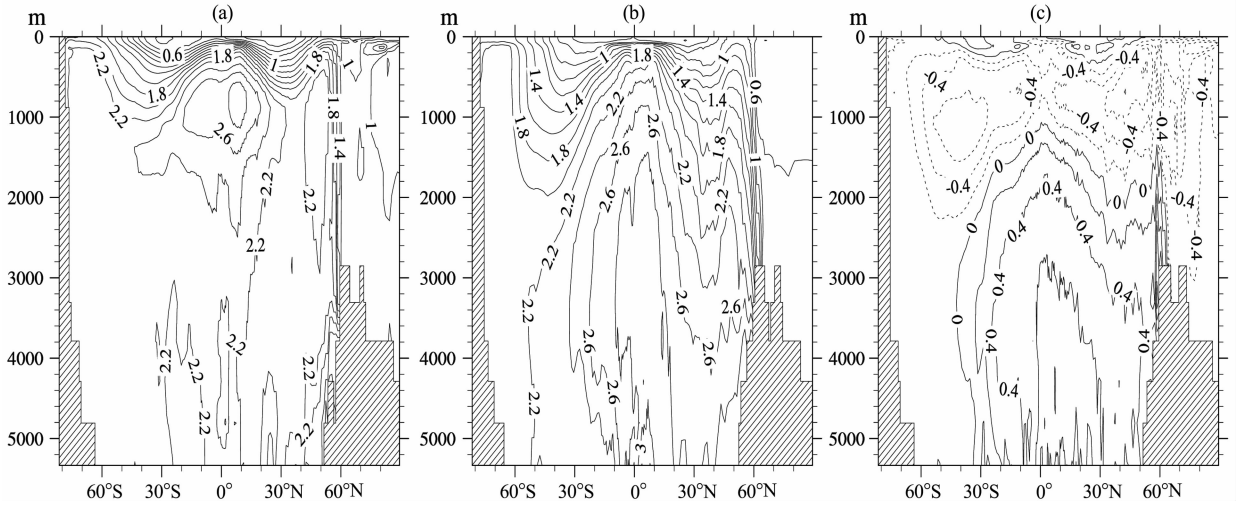


图 10 (a)和(b)为观测和模拟的磷酸盐(单位: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值的纬度-深度剖面图(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 10 (a) and (b) are the latitude-depth profiles of observed and simulated annual mean phosphate (unit: $\text{mL} \cdot \text{L}^{-1}$);

(c) The differences between simulation and observation (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

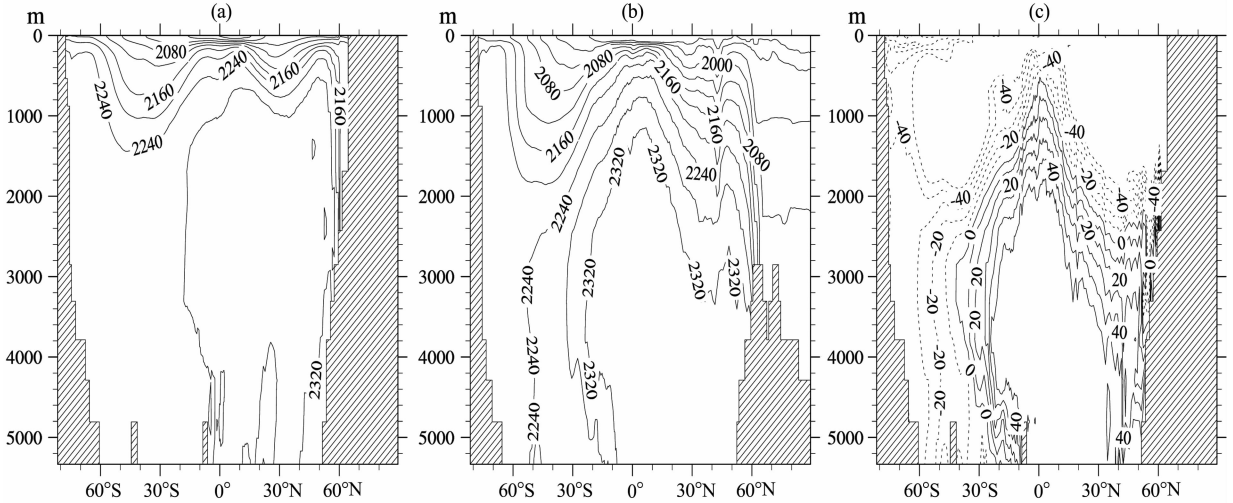


图 11 (a)和(b)为观测和模拟的总二氧化碳(单位: $\mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值的纬度-深度剖面图(实线为正值,虚线为负值)

Fig. 11 (a) and (b) are the latitude-depth profiles of observed and simulated annual mean carbon dioxide (unit: $\mu\text{mol}/\text{kg}$); (c) The differences between simulation and observation (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

$2120 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 的低值区,但没有观测资料比较。总的来说,与观测相比,2000 m 以上以模拟负偏差为主,2000 m 以下以模拟正偏差为主,偏差最大值达 $50 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

3.3.5 总碱

图 12a,b,c 分别是观测和模拟的全球平均总碱以及模拟与观测差值的纬度-深度剖面图。模拟的碱分布与观测值较为吻合,即两半球上层(1000 m 以上)海洋以及北半球高纬度海洋为低值($2340 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下)区,两半球的中低纬度中、下层(1000 m 以下)海洋为高值($2340 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上)区,最大值可达 $2420 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上。但是观测的碱最大值在 40°N —

50°N 、3000 m 以下的深层海洋,模拟的碱最大值位于 10°S — 50°N 、2000 m 以下区域。与观测相比,在 30°S — 60°N 、2000 m 以下,模拟的总碱的偏大 $10 \sim 50 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$; 2000 m 以上、中高纬度地区偏小 $10 \sim 50 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。这可能是由于中高纬度地区深水形成不够。

4 结论与讨论

本文介绍了国家气候中心发展的一个较高分辨率全球三维海洋碳循环模式 MOM4_L40,利用该模式对温度、盐度、总二氧化碳、总碱、总磷酸盐在海洋

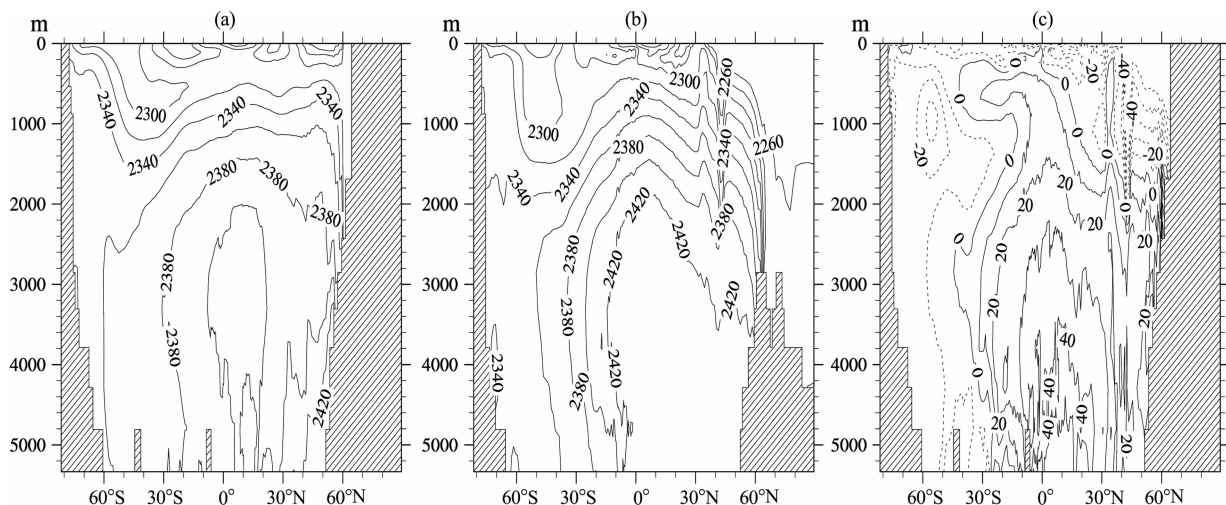


图 12 (a)和(b)为观测和模拟的总碱(单位: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (c)模拟与观测的差值的纬度-深度剖面图(实线为正值,虚线为负值)
 Fig. 12 (a) and (b) are the latitude-depth profiles of observed and simulated alkalinity (unit: $\mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$); (c) The differences between simulation and observation (Solid and dashed curves denote positive and negative values, respectively)

中的自然分布进行了模拟和分析,并与观测结果比较,评估模式基本性能.主要结论如下:

(1)模式模拟的全球和区域平均温、盐以及碳和营养物的垂直廓线与观测基本一致.温度和盐度在太平洋和印度洋的模拟与观测基本吻合;总碱度在印度洋的模拟与观测基本吻合,在北太平洋模拟比南太平洋模拟好、北大西洋的模拟比南大西洋模拟好;总二氧化碳和磷酸盐在北大西洋也比南大西洋模拟好.

(2)模式较好地模拟了观测的海洋表面温度、盐度、碳及营养物的分布特征.总二氧化碳和磷酸盐浓度的分布与温度相反,即在赤道地区较小、在中高纬地区浓度值较大;碱度与盐度的分布较为相似,大值区位于大西洋和南印度洋、南太平洋的热带地区以及阿拉伯海.但与观测相比,模拟的总二氧化碳普遍偏低 $20 \sim 60 \mu\text{mol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右;模拟的磷酸盐在南北半球中高纬海洋和赤道中东太平洋偏低、其余大部分海域偏高;碱度最大偏差分别位于赤道印度洋(偏高 $40 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$)、北太平洋和北大西洋中高纬地区(偏低 $60 \mu\text{eq} \cdot \text{kg}^{-1}$).

(3)观测和模拟二氧化碳分压差高值区主要位于赤道太平洋、热带大西洋和白令海峡附近,主要低值区位于三大洋的中纬度地区,尤其是北太平洋、北大西洋和南大西洋;模拟较观测值偏低.赤道东太平洋的二氧化碳分压最大,是全球海洋最强的二氧化碳碳源;中纬度的南印度洋、大西洋、太平洋海表二氧化碳分压均较低,是全球海洋二氧化碳的主要汇.

(4)模式模拟结果表明,主要的溶解无机碳吸收

区位于赤道印度洋、西南印度洋、赤道中-东太平洋、赤道大西洋和北大西洋,释放区在 60°S 附近的南印度洋和南大西洋;显著的碱度源区在中印度洋、东南印度洋和西南大西洋的中纬度地区 ($20^\circ\text{W} \sim 60^\circ\text{W}$, $30^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$),汇区位于东南大西洋—西南印度洋 ($0^\circ\text{E} \sim 60^\circ\text{E}$, $40^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$) 和东南太平洋 ($170^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{W}$, $60^\circ\text{S} \sim 70^\circ\text{S}$);磷酸盐显著的汇位于南印度洋 ($50^\circ\text{E} \sim 100^\circ\text{E}$, $40^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$).

(5)模式模拟的海洋温盐、碳及营养物的垂直结构与观测相似,但亦存在差异.例如,与观测相似,模拟的上层高盐水舌向南伸展较为明显并越过了赤道,但低于此盐度的等值线向南伸展程度很弱.模拟的磷酸盐垂直分布与观测较吻合,即两半球的中低纬度上层海洋以及北半球高纬度海洋为低值区,两半球的中低纬度中、下层海洋为高值区,核心区域位于赤道附近,但观测的磷酸盐最大值在 $600 \sim 1000 \text{ m}$,模拟的最大值位置在 1500 m 以下.模拟的二氧化碳分布与观测较吻合,表层为低值区,其下为高值区,核心高值区域位于 $10^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$,但与观测相比, 2000 m 以上模拟值偏小, 2000 m 以下模拟值偏大.

上述结果表明, MOM4_L40 模式对于模拟海洋碳循环过程是一个可信赖的工具.该模式已作为中国气象局国家气候中心气候系统模式的海洋分量模式,参加 IPCC 第五次评估报告的相关模拟试验 (Xin et al., 2013; Wu et al., 2013). 该模式的水平和垂直分辨率都较高,同时还包含海冰模式,不仅能较好地模拟中低纬度温盐分布,还能反映南北半球高纬地区的温盐分布.温度和盐度的分布直接影响

到二氧化碳在海洋中的吸收、输送以及存储。模拟结果与观测相比有一定的偏差,一方面是由于受计算条件和积分时间的限制,模式没能很好地模拟出深层海水的温、盐、流形势,另一方面与模式本身存在一些问题有关,这都将在以后工作中逐步解决。

References

- Conkright M E, Antonov J I, Baranova O K, et al. 2002. World Ocean Database 2001, volume 1: Introduction. // Levitus S. NOAA Atlas NESDIS 42, 167 pp., Natl. Oceanic and Atmos. Admin., Silver Spring, Md.
- Craig H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12(1-2): 133-149.
- Doney S C, Bopp L, and Long M C. 2014. Historical and future trends in ocean climate and biogeochemistry. *Oceanography*, 27(1):108-119.
- Friedlingstein P, Cox P, Betts R, et al. 2006. Climate-carbon cycle feedback analysis: Results from the C4MIP model intercomparison. *J. Climate*, 19(14): 3337-3353.
- Griffies S M, Gnanadesikan A, Dixon K W, et al. 2005. Formulation of an ocean model for global climate simulations. *Ocean Science*, 1: 45-79.
- IPCC. 1990. Report prepared for intergovernmental panel on climate change by working group I. // Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J. Climate Change 1990: The IPCC Scientific Assessment. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC. 1996. Contribution of working group I to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change. // Houghton J T, Meiro Filho L G, Callander B A, et al. Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC. 2001. Contribution of working group I to the third assessment report of the intergovernmental panel on climate change. // Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Cambridge: Cambridge University Press.
- IPCC. 2007. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. // Solomon S, Qin D, Manning M, et al. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press.
- Ishii M, Feely R A, Rodgers K B, et al. 2014. Air-sea CO₂ fluxes in the Pacific Ocean for the period 1990—2009. *Biogeosciences*, 11: 709-734.
- Jin X, Shi G Y. 1999. Numerical modeling for distribution of carbon and nutrient in the ocean. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 4(4): 375-387.
- Jin X, Shi G Y. 2000. A simulation of CO₂ uptake in a three dimensional ocean carbon cycle model. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 58(1): 40-48.
- Jin X, Shi G Y. 2001. The role of biological pump in ocean carbon cycle. *Chinese Journal Atmospheric Sciences* (in Chinese), 25(5): 683-688.
- Key R M, Kozyr A, Sabine C L, et al. 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP). *Global Biogeochemical Cycles*, 18(4): GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.
- Levitus S, Boyer T P. 1994. World Ocean Atlas 1994. Volume 2: Oxygen. NOAA Atlas NESDIS 2. National Oceanic and Atmospheric Administration, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C.
- Levitus S, Conkright M E, Reid J L, et al. 1993. Distribution of nitrate, phosphate and silicate in the world oceans. *Prog. Oceanogr.*, 31(3): 245-273.
- Mikaloff Fletcher S E, Gruber N, Jacobson A R, et al. 2007. Inverse estimates of the oceanic sources and sinks of natural CO₂ and the implied oceanic carbon transport. *Global Biogeochem. Cycles*, 21(1): GB1010, doi: 10.1029/2006GB002751.
- Millero F J, Lee K, Roche M. 1998. Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. *Mar. Chem.*, 60(1-2): 111-130.
- Murnane R J, Sarmiento J L, Le Quere C. 1999. Spatial distribution of air-sea CO₂ fluxes and the interhemispheric transport of carbon by the oceans. *Global Biogeochem. Cycles*, 13(2): 287-305.
- Murray R J. 1996. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models. *Journal of Computational Physics*, 126(2): 251-273.
- Najjar R G, Jin X, Louanchi F, et al. 2007. Impact of circulation on export production, dissolved organic matter and dissolved oxygen in the ocean: Results from Phase II of the Ocean Carbon-cycle Model Intercomparison Project (OCMIP-2). *Global Biogeochemical Cycles*, 21(3): GB3007, doi: 10.1029/2006GB002857.
- Ostlund H G, Stuiver M. 1980. GEOSECS Pacific radiocarbon. *Radiocarbon*, 22(1): 25-53.
- Pu Y F, Wang M X. 2000. An ocean carbon cycle model Part I: Establishing of carbon model including an oceanic dynamic general circulation field, chemical, physical and biological processes occurred in the ocean. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 5(2): 129-140.
- Pu Y F, Wang M X. 2001. An ocean carbon cycle model Part II: Simulation analysis on the Indian Ocean. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 6(1): 67-76.
- Stuiver M, Ostlund H G. 1980. GEOSECS Atlantic radiocarbon. *Radiocarbon*, 22(1): 1-24.
- Takahashi T, Broecker W S, Bainbridge A E. 1981. The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the World Oceans. // Bolin B. Carbon Cycle Modeling. New York: John Wiley, 271-286.
- Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂,

- and net sea-air CO₂ flux over the global oceans. *Deep-Sea Res.* II, 56(8-10): 554-577.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. *J. Geophys. Res.*, 97(C5): 7373-7382.
- Weiss R F, Price B A. 1980. Nitrous oxide solubility in water and seawater. *Mar. Chem.*, 8(4): 347-359.
- Winton M. 2000. A reformulated three-layer sea ice model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4): 525-531.
- Wu T W, Li W P, Ji J J, et al. 2013. Global carbon budgets simulated by the Beijing Climate Center Climate System Model for the last century. *J. Geo. Res. : Atmos.*, 118(10): 4326-4347, doi:10.1002/jgrd.50320.
- Xin X G, Wu T W, Zhang J. 2013. Introduction of CMIP5 experiments carried out with the climate system models of Beijing Climate Center. *Advances in Climate Change Research*, 4(1): 41-49.
- Xing R N. 2000. A three-dimensional world ocean carbon cycle model with ocean biota. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 24(3): 333-340.
- Xing R N, Wang Z G. 2001. Numerical simulation of the response of CO₂ in surface water of tropical Pacific to El Nino events. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 59(3): 308-317.
- Xu Y F, Wang M X, Jin X Z. 1997. A two dimensional ocean thermohaline circulation carbon cycle model. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 21(5): 573-580.
- Xu Y F, Zhao L, Li Y C. 2007. Numerical simulations of uptake of anthropogenic CO₂ in the North Pacific. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 50(2): 404-411.

附中文参考文献

- 金心,石广玉. 1999. 海洋中碳及营养物自然分布的数值模拟. *气候与环境研究*, 4(4): 375-387.
- 金心,石广玉. 2000. 海洋对人为 CO₂ 吸收的三维模式研究. *气象学报*, 58(1): 40-48.
- 金心,石广玉. 2001. 生物泵在海洋碳循环中的作用. *大气科学*, 25(5): 683-688.
- 浦一芬,王明星. 2000. 海洋碳循环模式(I)——一个包括海洋动力学环流、化学过程和生物过程的二维碳循环模式的建立. *气候与环境研究*, 5(2): 129-140.
- 浦一芬,王明星. 2001. 海洋碳循环模式(II)——对印度洋的模拟结果分析. *气候与环境研究*, 6(1): 67-76.
- 邢如楠. 2000. 带生物泵三维全球海洋碳循环模式. *大气科学*, 24(3): 333-340.
- 邢如楠,王彰贵. 2001. 热带太平洋表面水中 CO₂ 对 El Nino 事件响应的数值模拟. *气象学报*, 59(3): 308-317.
- 徐永福,王明星,金向泽. 1997. 二维海洋温盐环流碳循环模式. *大气科学*, 21(5): 573-580.
- 徐永福,赵亮,李阳春. 2007. 北太平洋对人为二氧化碳吸收的数值模拟. *地球物理学报*, 50(2): 404-411.

(本文编辑 张正峰)