

刘波, 李阳春, 徐永福, 等. 2015. 中尺度涡旋混合参数空间变化对物理场以及 CFC-11 模拟的影响 [J]. 大气科学, 39 (6): 1149–1164. Liu Bo, Li Yangchun, Xu Yongfu, et al. 2015. Influences of spatial variations of mesoscale eddy mixing parameters on the simulation of physical fields and CFC-11 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1149–1164, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14297.

中尺度涡旋混合参数空间变化对物理场 以及 CFC-11 模拟的影响

刘波^{1,2} 李阳春² 徐永福² 范广洲³

1 成都信息工程学院大气科学学院, 成都 610225

2 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029

3 成都信息工程学院大气科学学院高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225

摘 要 本文选用中国科学院大气物理研究所全球海洋模式 (LICOM), 对中尺度涡旋参数化方案 (GM90 方案) 中等密度扩散系数和等密度面厚度扩散系数 (统称为涡旋扩散系数 A_p) 对物理场及 CFC-11 (一氟三氯甲烷) 分布的影响进行了研究。本文做了两个试验, 即涡旋扩散系数采用常数方式 (对照试验) 和采用在非绝热层以下 A_p 随海洋浮力频率垂直变化的参数化方案 (浮力试验)。模拟结果表明, 依浮力频率垂直变化的方案对模式物理场的模拟能力有一定程度的提升, 如南极绕极流的输送强度比常数方案增大了约 20%~30%, 与观测事实更接近; 浮力试验对对照试验中过强的南极中层水有一定的削弱作用, 使得模式对南大洋高纬次表层位密度的模拟有一定的改善。稍有不足的是, 浮力试验对南极底层水也有一定的削弱, 使得 2000~3000 m 深度位密度模拟较常数方案偏低。通过对 CFC-11 分布、存储以及输送的研究发现, 次网格参数取值的不同对南大洋 CFC-11 模拟情况有较大影响。浮力试验加大了南北高纬 CFC-11 海表的吸收通量, 对南极大陆周边海域向南大洋主储藏区 (34°S~60°S) 的 CFC-11 输送能力有一定的增强, 使得南大洋对 CFC-11 储藏量增大, 大部分海区与观测资料更接近。通过 CFC-11 断面分析, 浮力试验对南大洋上层海洋位密度模拟的改善使得 CFC-11 垂直结构与观测更接近。

关键词 海洋环流模式 次网格参数化方案 CFC-11 涡旋扩散系数

文章编号 1006-9895(2015)06-1149-16

中图分类号 P402

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14297

Influences of Spatial Variations of Mesoscale Eddy Mixing Parameters on the Simulation of Physical Fields and CFC-11

LIU Bo^{1,2}, LI Yangchun², XU Yongfu², and FAN Guangzhou³

1 School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

2 State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

3 School of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract The global ocean model, LICOM, developed by the Institute of Atmospheric Physics of the Chinese Academy of Sciences, was used to study the influences of both the isopycnal diffusivity and the thickness diffusivity (collectively

收稿日期 2014-10-23; 网络预出版日期 2015-02-06

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41105087、41075091

作者简介 刘波, 男, 1989 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 海洋碳循环。E-mail: liubo@smoglab.com

通讯作者 徐永福, E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

called eddy diffusion coefficients) in the parameterization of mesoscale tracer transports (GM90 scheme) on the physical fields and CFC-11 distribution characteristics. Two numerical experiments were designed, including a run called CONTROL in which the eddy diffusion coefficients were spatially constant, and the other called BUOYANCY in which the eddy diffusion coefficient (A_p) varied in the vertical direction along with the ocean buoyancy frequency below the diabatic layer depth. The simulation results showed that the simulation ability of the physical field was improved to a certain degree in the mixing scheme with the buoyancy frequency-dependent eddy diffusion coefficients. For example, compared to the mixing scheme with constant eddy diffusion coefficients (CONTROL), the Antarctic circumpolar current transport strength in BUOYANCY was increased by about 20%–30%, which was closer to the observations. Relatively strong Antarctic Intermediate Water from CONTROL was reduced in BUOYANCY, resulting in improvement of the simulation of subsurface potential density in the high-latitude region of the Southern Ocean. Nevertheless, a deficiency in BUOYANCY was that the strength of Antarctic Bottom Water was weakened, leading to the potential density in the region of 2000–3000 m depth in BUOYANCY being lower than that in CONTROL. Through analysis of the distribution, storage and transport of CFC-11, it was found that the different values of subgrid parameters had a relatively large influence on the simulation of the CFC-11 in the Southern Ocean. Specifically, compared to CONTROL, more CFC-11 was taken up in the high-latitude region, and transported from the region near the Antarctic continent to the Southern Ocean's main storage area (34°S–60°S), leading to the increase in CFC-11 inventory in the Southern Ocean in BUOYANCY, which was closer to the observations in most areas. In addition, it was found from the analysis of CFC-11 distributions in the given section that a certain improvement of the simulation of potential density in the upper layers of the Southern Ocean in BUOYANCY made the vertical structure of CFC-11 closer to the observation, relative to that in CONTROL.

Keywords Ocean general circulation model, Subgrid parameterization, CFC-11, Eddy diffusion coefficient

1 引言

中尺度涡旋包含了海洋中大部分的动能,对海洋环流和气候的影响意义重大,虽然目前海洋环流模式的研发和改进取得了很大进展,但在分辨率不足以分辨中尺度涡旋的模式中,对中尺度涡旋的描述仍然存在很多的不确定性,所以对涡旋的参数化的研究依然非常重要。Gent and McWilliams (1990) 和 Gent et al. (1995) 提出的等密度传输参数化 (GM90) 方案是中尺度涡旋对大尺度温盐以及其他示踪物传输的描述。与其他次网格混合参数化方案不同的是,GM90 方案在平流速度内加入了涡旋诱导速度,该方案使模拟的温跃层变陡、深海变冷、经向热输送增加 (Danabasoglu et al., 1994)。

GM90 方案中的两个涡旋扩散系数,等密度扩散系数 A_i 和厚度扩散系数 A_{ih} , 是两个重要的参数。早期模式对这两参数通常采用常系数的方式处理,而从观测资料可推导出涡动能随着海洋深度的增加是递减的 (Ledwell et al., 1998; Marshall et al., 2006), 这些观测事实也告诉我们涡旋扩散系数不应该是一个一成不变的常数,而是随时间空间变化的变量。很多学者利用模式对这两个参数做了大量的研究, Danabasoglu and McWilliams (1995) 通过全球海洋环流模式对中尺度示踪物传输参数化方

案做了一系列敏感性试验,包括测试等密度和厚度扩散系数随深度指数递减的方案,方案中系数在表层取 $2.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 深海取 $0.5 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 认为它们不同的取值方式影响着海洋的温度和流场输送。另外,不同的海洋模式不同的系数取值在国内也有很多研究 (Xu et al., 2006; 李阳春等, 2007)。以上这些试验取值往往比较依赖经验, Danabasoglu and Marshall (2007) 利用 Ferreira et al. (2005) 提出的在非绝热层以下涡度扩散系数随浮力频率变化的方案后,发现这种新方案使得涡旋扩散系数比其他方案更符合客观事实,同时新方案使得涡旋诱导速度的垂直结构及其累积输送量比使用常系数方案得到的结果更符合观测事实。此外,他们的模拟结果 (Danabasoglu and Marshall, 2007) 显示,采用新方案后,模式的模拟能力有很大的提高,比如对北太平洋上层海洋的垂直结构模拟得更好了,涡旋速度的传输也有了提高,对上层海洋模拟偏暖的情况有了改善,等等。随后, Danabasoglu et al. (2012) 对该方案的系数进行了进一步的修改,并在 NCAR (National Center for Atmospheric Research) 通用气候系统模式 CCSM4 (Community Climate System Model 4.0) 的海洋分量模式中应用了该新方案。

海洋模式模拟能力的好坏不能仅凭模式对物理场模拟能力来判断,在国际上海洋被动示踪物通

常被用来考察海洋模式的模拟能力 (Matsumoto et al., 2004), 这是因为海洋对被动示踪物输送能力的描述影响到海洋模式是否适合用来研究碳循环以及气候变化。目前用于海洋模式的被动示踪物主要有氟氯烃 (CFCs)、 ^{14}C 、氡等。England et al. (1997) 利用等密度面扩散系数随深度指数递减的方式, 即从表层的 $5.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 变化到深海 $1.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 并以 CFCs 作为被动示踪物, 研究了次网格混合机制对海洋模式通风过程的作用, 得出 GM90 方案相对 Laplace 混合等方案在对 CFCs 的模拟上有很大改进的结论。Xu et al. (2006) 研究了中尺度传输参数化对被动示踪物 CFCs 和 ^{14}C 在北太平洋海盆模式中的分布和储藏的敏感性, 指出增大等密度面扩散系数能增大在西北太平洋的 CFCs 储藏量。李阳春等 (2007) 使用全球海洋模式 L30T63, 研究了不同次网格混合系数对 CFCs 模拟的影响, 指出扩大等密度扩散系数能改善 CFC-11 (一氟三氯甲烷) 模拟穿透深度不足的问题。到目前为止, 新的涡旋扩散系数随浮力频率变化的方案 (Danabasoglu and Marshall, 2007) 并没有利用海洋被动示踪物来检验过它的性能。

本文的目的是利用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) 发展的海洋环流模式 LICOM (张学洪等, 2003; 刘海龙等, 2004; Liu et al., 2004, 2012), 来探讨涡旋扩散系数随浮力频率变化 (浮力方案) 的次网格尺度混合参数化方案对 LICOM 模式的影响。通过模拟结果与示踪物 (包括主动以及被动) 观测资料比较, 考察新的参数化浮力方案对海洋物理场模拟的影响, 并检验其能否对 LICOM 的模拟结果有所改进。

2 模式介绍与试验设计

本文选用的海洋模式版本为 LICOM1.0 (Liu et al., 2004), 其经纬度范围分别为 $0^\circ \sim 360^\circ$ 和 $78^\circ\text{S} \sim 90^\circ\text{N}$ 。由于碳循环需要较长时间的积分, 模式选为粗网格 $2^\circ \times 2^\circ$ 的形式。模式垂直方向采用 η 坐标, 共 30 层, 上面 15 层每隔 10 m 均匀变化, 模式最深达 5600 m, 示踪物层最深深度为 5243 m。模式采用自由海表面, 水平网格采用 Arakawa B 网格。本文动量方程仍采用 Laplace 常系数粘性方案, 水平粘性系数为 $8.0 \times 10^4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 垂直粘性系数为 $1.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, 并在 $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ 范围内使用依赖

Richardson 数形式的湍流粘性项。模式对中尺度次网格的描述采用 GM90 方案, 在海表以及等密度面相对水平面坡度 (isopycnal slope) 较大时使用 LDD97 方案对其削弱 (Large et al., 1997)。模式更多详情见 LICOM 手册 (刘海龙等, 2004)。

模式使用的初始场资料和用于海表恢复的温盐资料均来自美国国家海洋资料中心 (NODC) 提供的 WOA09 资料, 模式强迫场来自 MPI-OMIP (Max-Planck-Institute — Ocean Model Intercomparison Project) 的气候态月平均资料, 包括风应力、辐射通量等。模式物理场在以上强迫场的强迫下从静止态开始积分达到准稳态后, 将 CFC-11 作为被动示踪物放入模式中同步积分, 从 1944 年至 2007 年, 共 64 年。大气中 CFC-11 浓度是由 Atmospheric Oxygen Research Group (AORG) 提供的 1944~2007 年的资料 ([https://bluemoon.ucsd.edu/pub/cfchist/\[2011-6-27\]](https://bluemoon.ucsd.edu/pub/cfchist/[2011-6-27]))。CFC-11 海气通量公式为

$$F = k(C_{\text{eqm}} - C_{\text{ocn}})(1 - \varepsilon), \quad (1)$$

其中, F 为海气交换通量; k 为传输速度; C_{eqm} 代表大气 CFC-11 在海表的平衡浓度, $C_{\text{eqm}} = \alpha C_a$, C_a 为大气浓度, α 为 CFC-11 在海水中的溶解度, 是海表温盐的函数 (Warner and Weiss, 1985); C_{ocn} 代表模拟的海表 CFC-11 浓度; ε 为模式网格内海冰所占的面积比例, 资料来源于 Hadley 中心气候态月平均结果 (Rayner et al., 2003)。 k 的计算, 本工作采用赵琦等 (2012) 认为最适合 LICOM 模式模拟 CFC-11 的 Wanninkhof (1992) 传输速度公式:

$$k = 0.39u^2(Sc/660)^{-1/2}, \quad (2)$$

其中, u 为海表 10 m 高度处的风速; Sc 代表 Schmitz 数。

本文针对 GM90 方案设计了两个不同的试验: 对照试验和浮力试验。对照试验采用常系数方案, 等密度扩散系数 A_i 和厚度扩散系数 A_{ih} 均取值为 $1.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。浮力方案是参考 Ferreira et al. (2005) 和 Danabasoglu and Marshall (2007) 提出的方案, 使涡旋扩散系数 A_p 随浮力频率变化:

$$A_p = \gamma \times A_{\text{ref}}, \quad (3)$$

式中, A_p 代表等密度扩散系数 A_i 和厚度扩散系数 A_{ih} ; A_{ref} 取 $3.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$; γ 为浮力系数, $\gamma = N^2 / N_{\text{ref}}^2$, 浮力频率 (N) 的平方为

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}, \quad (4)$$

其中, g 为重力加速度, 取 $g=9.806 \text{ m s}^{-2}$; ρ 为海水密度; z 取向上为正。当 $N^2 > 0$ 时, 海洋是层结稳定的, 当 $N^2 < 0$ 时, 海洋层结不稳定。 N_{ref}^2 为参考层的 N^2 , 取非绝热层底层 DLD (diabatic layer depth) 为参考层, 非绝热层一般是指与外界存在热量传输的水层, Danabasoglu et al. (2008) 形式上将非绝热层定义为海洋边界层 (boundary layer depth) 和海洋过渡层 (transition layer thickness) 之和, 并建议使用海洋混合层深度 MLD (mixed layer depth) 能较好的代替非绝热层。因此, 本文采用混合层底层并保证 $N^2 \geq 0$ 的情况下作为浮力频率的参考层, 若该层 $N^2 < 0$, 则取混合层以下最先稳定的那层作为参考层。在模拟试验中, 浅层区域即参考层以上的浮力系数 γ 取为 0.33, 表示非绝热层中涡旋扩散系数没有垂直变化且保证其值约为 $1 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 。在参考层与海底之间, 我们确保 $\gamma_{\text{min}} \leq \gamma \leq 1.0$, γ_{min} 是指定的系数下限, 按照 Danabasoglu and Marshall (2007) 的建议, 取 $\gamma_{\text{min}} = 0.1$, 并规定参考层 $N_{\text{ref}}^2 = 0$ 的地方, $\gamma = 0.1$ 。本文每一模式时间步长均计算 γ , 也就是说涡旋扩散系数是随时间空间变化的变量。

除了对 GM90 方案中的等密度扩散系数和厚度扩散系数处理之外, 本文试验中其他参数均保持一致。由于参数取值不同, 模式物理场达到稳态的时间也有所差异, 对照试验和浮力试验分别运行了 3200 年和 4100 年后达到准稳态 (模式最后 100 年结果每层温度变化均小于 0.009°C , 平均盐度变化均小于 0.001 psu)。本文用两个试验各自稳态后的十年平均结果作比较分析 (下文若没单独指出, 年平均结果均为最后十年平均结果)。

3 结果与讨论

3.1 浮力参数

图 1 包括浮力试验中参考层 N_{ref}^2 、上层海洋平均涡旋扩散系数的空间分布和 γ 纬向平均的分布。图 1a 为基于 WOA09 温盐观测资料计算得到的参考层 N_{ref}^2 分布图, 图 1b 为相应的模拟结果。参考层 N_{ref}^2 的空间分布很大程度上反映了非绝热层深度 (本文使用混合层深度表示海洋非绝热层深度), N_{ref}^2 高值区与浅的非绝热层深度对应, 从图 1a 可以看出在赤道东海岸海区以及北冰洋靠近欧洲大陆区域各月份的非绝热层深度均较浅。除上述高值区外, 全球大部分区域数值较小, 仅约为 $2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-2}$

左右。模拟的 N_{ref}^2 与观测的分布基本一致, 存在的主要差异是在太平洋以及大西洋赤道东海岸高值区浮力试验数值稍大, 即模式模拟的混合层深度在这些区域可能略浅于观测结果。由公式 (3) 可知, 涡旋扩散系数 A_ρ 随着 N_{ref}^2 的增大而减小, 而随着 N^2 的增大而增大。图 1c 所示, 在热带海区, 赤道东海岸 N_{ref}^2 高值区, 对应着涡旋扩散系数上层海洋平均值小的区域; 在高纬海区尤其是在南大洋 60°S 以南, 由于海洋位密度垂直梯度较小, 即 N^2 较小, 导致涡旋扩散系数也较小, 其上层海洋平均值处于低值区。浮力试验中涡旋扩散系数较大的区域与一般认为涡旋活动强度较强的海区对应, 比如太平洋赤道两侧和北大西洋。

从图 1d 可以看出浮力系数 γ 纬向平均呈现随深度增加而递减的垂直分布状态, 热带海域垂直变化最快, 南北两副热带海区扩散系数变化较热带海区较慢, 在热带海区 400 m 深度内系数很快从 3.0 变成 0.3, 而副热带海区 0.3 等值线一直延伸到 1800 m 左右, 由公式 (3) 可知, 浮力系数 γ 的分布特征即涡旋扩散系数 A_ρ 的分布特征。上述这些参数的特征与 Danabasoglu and Marshall (2007) 得到的结果基本一致。

对于被动示踪物的吸收, 混合层往往起了很重要的作用, 但在 GM90 方案中, 因为混合层为非绝热层, 不满足使用条件, 因而模式采用了 LDD97 方案 (Large et al., 1997) 对 GM90 方案所产生的扩散过程进行了削弱。此外, 本文两个试验在混合层所采用的系数是一致的。考虑到大洋内部温盐场的改变在一定程度上可以影响混合层底的海水密度进而可能导致两个试验混合层深度产生的差异, 本文首先对这一影响海气物质能量交换的水层进行对比分析。图 2 代表观测、对照试验 1 月份、7 月平均混合层深度以及浮力试验与对照试验相应月份混合层深度差值图, 其中观测结果是使用 WOA09 温盐资料得出 (本文使用与海表位密度差 $\Delta\sigma_\theta = 0.125 \text{ kg m}^{-3}$ 判断混合层的最底层深度)。对照试验 1 月份北半球 MLD 模拟形态基本与观测分布一致 (图 2b), 主要差异出现在南大洋 $40^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$ 之间混合带没有模拟出来, 在北大西洋 MLD 模拟偏深, 最大深度达 2000 m。浮力试验一月份的 MLD 模拟与对照试验相似 (图 2e), 在北半球副热带海区有少部分海区有差异, 相对差异在 5% 以内, 同时对对照试验在南大洋 MLD 模拟偏弱的情况稍有

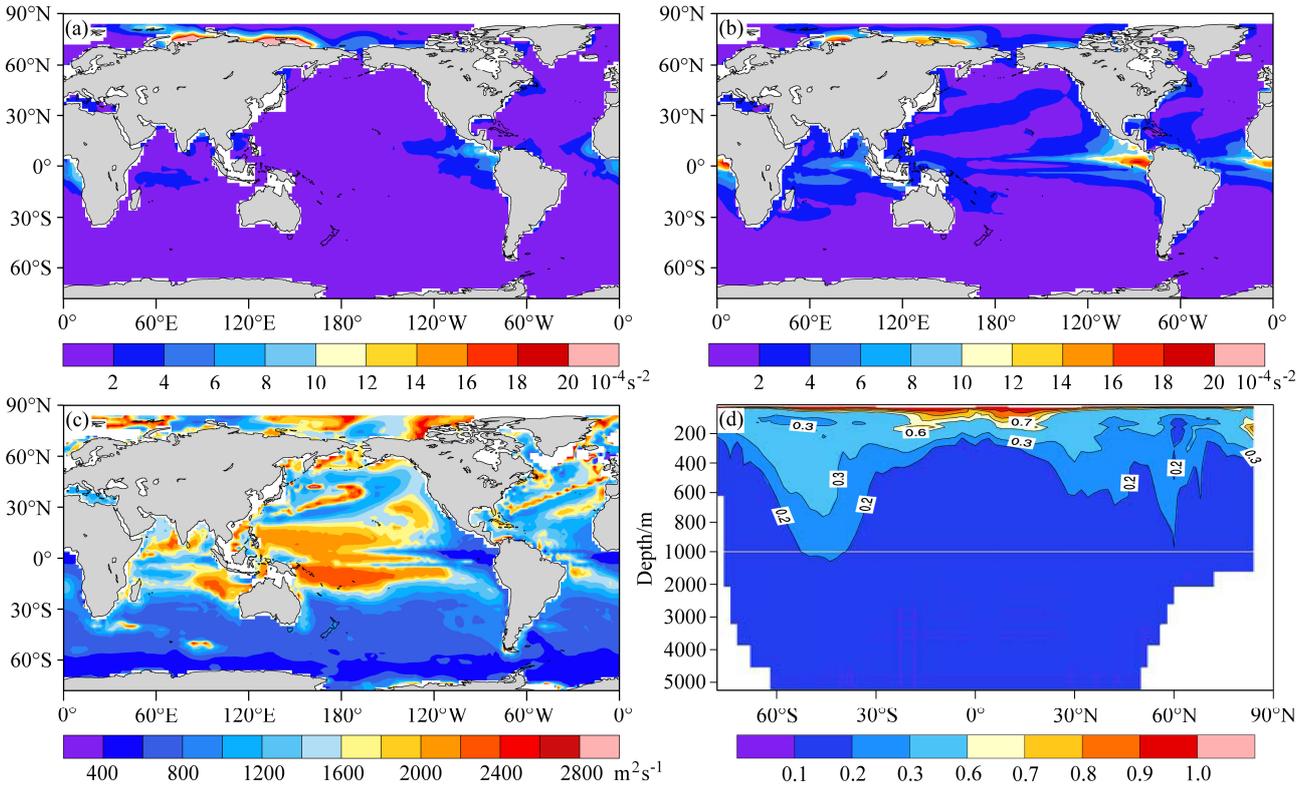


图1 (a) 观测及 (b) 浮力试验得到的参考层浮力频率平方的分布 (单位: $10^{-4} s^{-2}$); (c) 上层海洋 (0~876 m) 平均涡旋扩散系数分布 (单位: $m^2 s^{-1}$); (d) 年平均 γ 的纬向平均分布

Fig. 1 Global distribution of buoyancy frequency (N_{ref}^2) in the reference layer from (a) observations and (b) BUOYANCY (the test in which the eddy diffusion coefficients varied in the vertical direction along with the N^2 below the diabatic layer depth); (c) eddy diffusion coefficient averaged in the upper-layer ocean (0~876 m); (d) annual mean zonally averaged γ . The units are $10^{-4} s^{-2}$ in (a) and (b), and $m^2 s^{-1}$ in (c)

改善。对照试验七月份的 MLD 分布整体与观测相似 (图 2f), 差异同样主要在南大洋。在 $40^{\circ}S \sim 50^{\circ}S$ 南太平洋区域, 对照试验模拟的 MLD 偏弱, 而对 $60^{\circ}S$ 以南靠近南极大陆的海区, 对照试验 MLD 模拟偏强。与对照试验相比, 浮力试验在 7 月份 MLD 模拟上与之的主要差异也出现在南大洋 (图 2f)。浮力试验对南太平洋 $40^{\circ}S$ 以南 $130^{\circ}E \sim 130^{\circ}W$ 海区 MLD 模拟增强, 其余大部分海区模拟减弱。总体来说, 两个试验 MLD 模拟在南大洋的差异较大, 这是由于浮力试验在混合层以下应用涡旋扩散系数随浮力频率变化的方案, 使得混合层下温盐发生改变, 温盐的改变会影响海洋层结稳定结构, 从而使得模式垂直混合强度发生变化。比如在南太平洋高纬西侧海区, 涡旋扩散系数垂直变化的浮力试验对对照试验南极中层水模拟过强的情况有所改善, 使得在该区域中层水海温相对对照试验增大, 从而海洋层结稳定度降低, 导致该区域垂直混合加强, 最大加深达 75 m 以上。

3.2 环流特征

图 3 是各试验涡旋诱导经向流函数和欧拉流速加上涡旋诱导流速经向流函数 (文中简称全经向流函数)。在所有的试验中, 可看出由涡旋诱导速度得到的经向流函数表现为南半球 $30^{\circ}S \sim 65^{\circ}S$ 一个从海表到底部的反时针翻转和北半球副热带附近一个较弱且浅的顺时针翻转。从图 3a, b 对比可以发现, 涡旋扩散系数垂直变化的浮力试验导致南半球 200 m 深度 $30^{\circ}S \sim 60^{\circ}S$ 附近流函数强度变弱, $45^{\circ}S$ 附近浮力试验输送强度出现低值约为 14 Sv ($1 Sv = 10^6 m^3 s^{-1}$), 而对照试验为 18 Sv。在南半球 600~2000 m 深度处, 浮力试验涡旋诱导流函数很明显较对照试验弱, 浮力试验在 200 m 以下的大值 (绝对值) 中心深度明显浅于对照试验, 且最大值仅为 16 Sv, 小于对照试验的 18 Sv。总的来说, 通过与对照试验对比可以看出, 涡旋扩散系数垂直变化的浮力试验使得涡旋诱导经向流函数南半球的反时针翻转上层以及深海减弱。Danabasoglu and

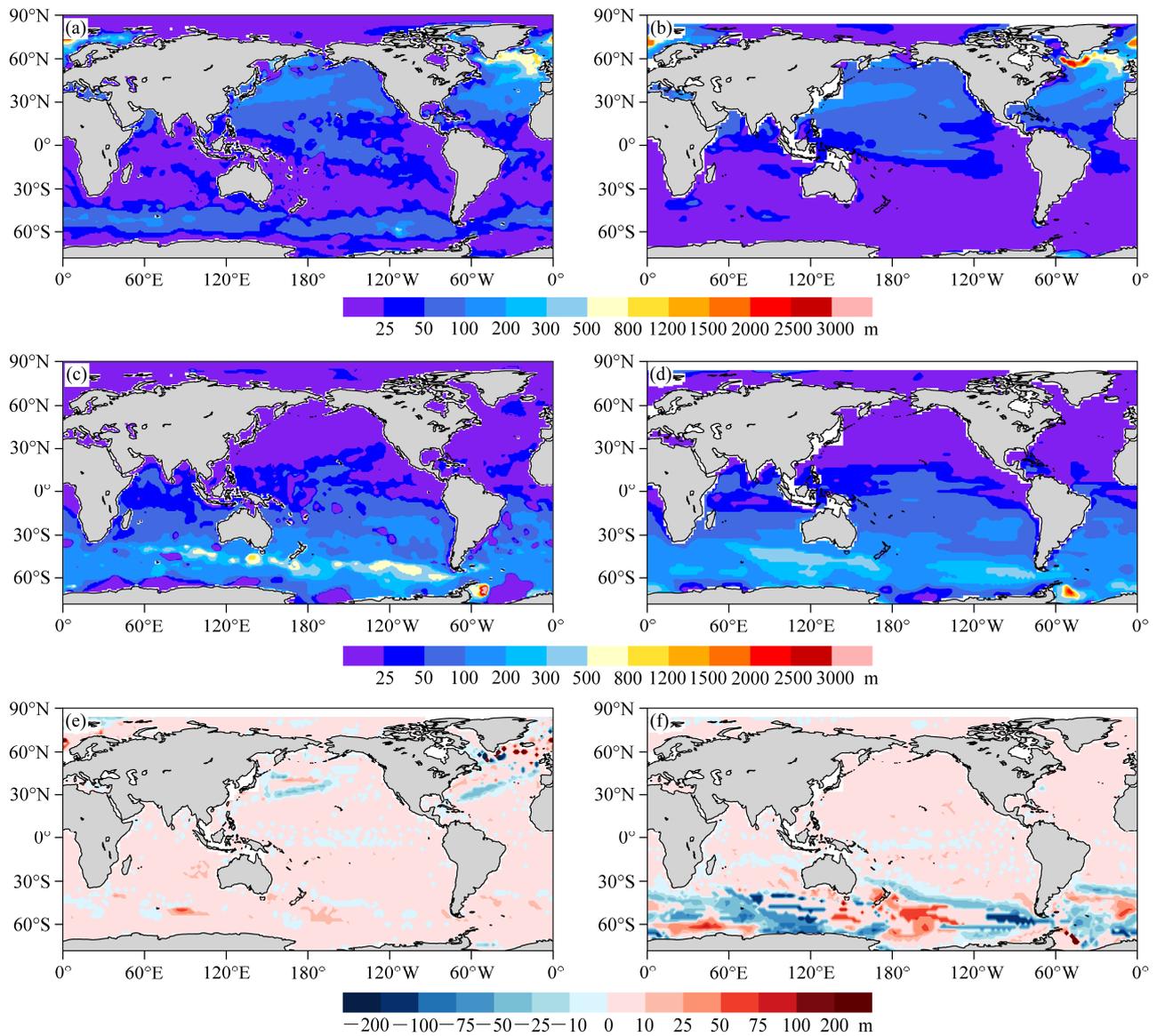


图2 (a, b) 1月和 (c, d) 7月平均混合层深度, (a, c) 为观测, (c, d) 为对照试验; 浮力试验与对照试验的 (e) 1月份、(f) 7月份差值。单位: m

Fig. 2 The (a, b) January and (c, d) July mean mixed layer depth from (a, c) observations and (b, d) CONTROL (the test in which the eddy diffusion coefficients were spatially constant); the difference between BUOYANCY and CONTROL in (e) January and (f) July. Units: m

Marshall (2007) 指出厚度扩散系数垂直变化对涡旋诱导速度有很大的影响, 且上层海洋 300 m 以上厚度扩散系数垂直梯度很大, 因而在使用了存在空间变化的厚度扩散系数后模式在温跃层的模拟结果有了很大的提升, 此外等密度扩散系数直接或间接的影响等密度斜坡 (isopycnal slopes) 的分布, 从而对涡旋诱导经向流函数的模拟产生影响。与本文上述模拟结果稍有不同, Danabasoglu and Marshall (2007) 得到涡旋扩散系数随浮力频率变化使得涡旋诱导经向流函数南半球的反时针翻转

上层加强。这也说明参数化方案对不同模式的影响存在一定差异。

图 3c、d 分别为对照试验和浮力试验的全经向流函数分布图, 从图 3c 可以看出, 全经向流函数的主要特征为: 在赤道表层两侧存在由 Ekman 辐散造成的两个浅的翻转, 均由赤道流向两极; 在南半球主要存在一个较大迪肯流环 (Deacon Cell), 从海表伸向 2000 m 深度; 在北半球 30°~60°N 之间的北大西洋深水 (NADW), 最大输送强度为 12 Sv; 象征南极底层水的反时针翻转环流等等。上述全经

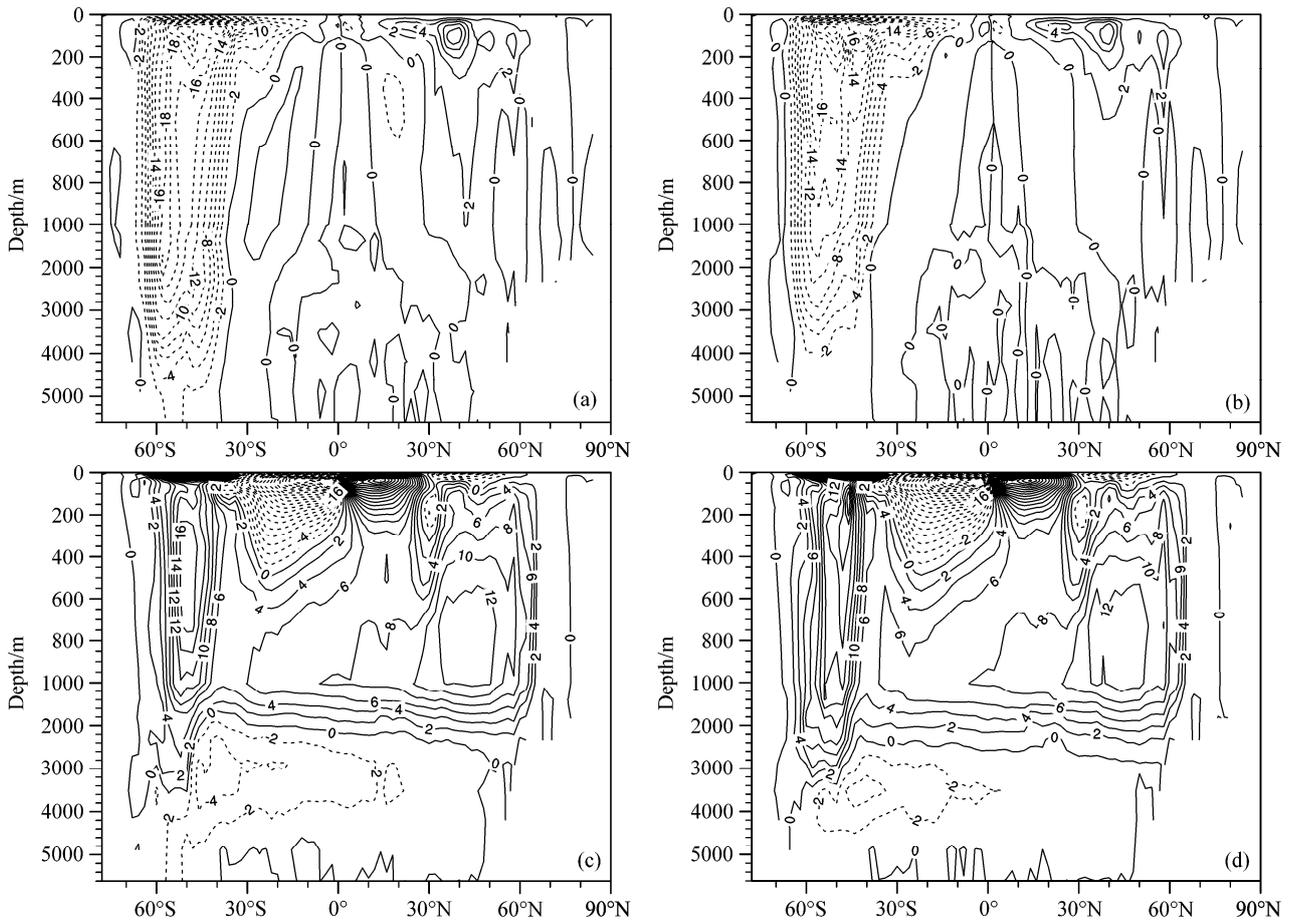


图3 (a) 对照试验和 (b) 浮力试验年平均涡旋诱导经向流函数, (c) 对照试验和 (d) 浮力试验年平均全经向流函数 (涡旋诱导流速+欧拉流速)。单位: Sv, 等值线间隔均为 2

Fig. 3 Annual mean eddy-induced meridional stream function from (a) CONTROL and (b) BUOYANCY, and the full meridional stream function (eddy-induced plus Euler's velocity) from (c) CONTROL and (d) BUOYANCY. Units: Sv; contour interval: 2

向流函数特征, 浮力试验与对照试验基本一致, 两个试验的主要差异在南半球 Deacon Cell 上。由于浮力试验涡旋诱导经向流函数对南半球的反时针翻转上层以及深海减弱, 使得浮力试验全经向流函数的 Deacon Cell 环流在上层以及深海加强, 在 400~800 m 深度有所减弱。比如, 在南半球 45°S 上层海区, 浮力试验在 200 m 深度中心最大值为 22 Sv, 该处对照试验仅为 14 Sv; 在 250~750 m 区域, 对照试验出现 Deacon Cell 环流大值中心, 最大约为 16 Sv, 该处比浮力试验大 2 Sv; 在深海, 以等值线 4 Sv 为例, 浮力试验延伸最大深度达 3000 m, 对照试验约为 1700 m 左右。由于 Deacon Cell 深水环流的增强, 导致浮力试验南极底层水模拟变弱, 从图 3d 可以明显看出浮力试验南极底层水环流输送比对照试验弱得多。Danabasoglu and Marshall (2007) 也得到类似的结论, 并指出, 南极底层

水的减弱会加强北大西洋深水向下的输送。这在我们的浮力试验中也有所体现, 浮力试验中象征北大西洋深水的经向流函数大值中心 12 Sv 等值线的范围比对照试验的有一定的增大, 环流向向下向南扩散增强。

图 4 是各试验正压流函数分布图, 正压流函数能描述海洋整层输送的无辐散部分。从图 4a, b 可看出两个试验均能很好地模拟出大洋环流的西向强化特点, 比如北太平洋副热带西边界流 (黑潮) 强度达 40 Sv, 北大西洋也存在一条强度稍弱的西边界流, 同样, 在南半球也存在较强的西边界流, 其中印度洋副热带西边界流强度可达 60 Sv。两个试验的主要差异在南大洋。由于南极绕流的存在, 南大洋海区的等值线非常密集, 流函数梯度很大。Whitworth and Peterson (1985) 通过观测指出在南大洋输送强度约为 135 ± 13 Sv, 对照试验在南

大洋高纬输送强度模拟偏弱，最大仅为 100 Sv，浮力试验整体模拟增强，南大洋大部分海区增大约为对照试验的 20%~30%，在南大西洋部分最大值约为 130 Sv，比对照试验增大约 30%，更加接近观测事实。涡旋扩散系数垂直变化的浮力试验在这方面相对对照试验有显著的改进。

3.3 位密度与温度分布

位密度的变化能反映海水温度和盐度变化的综合效果，图 5 是基于 WOA09 温盐观测资料计算得到的海水位密度（异常值）纬向平均图以及各试验与其差值图。由于密度最剧烈的变化出现在上层海洋，所以我们取海表作为参考层计算海水位密度

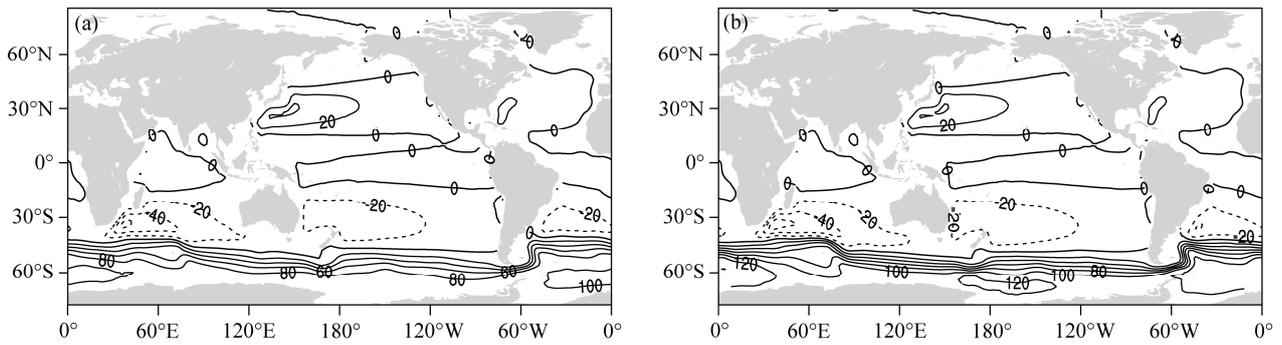


图 4 年平均正压流函数 (单位: Sv): (a) 对照试验; (b) 浮力试验。等值线间隔均为 20
Fig. 4 Annual mean barotropic stream function from (a) CONTROL and (b) BUOYANCY. Units: Sv; contour interval: 20

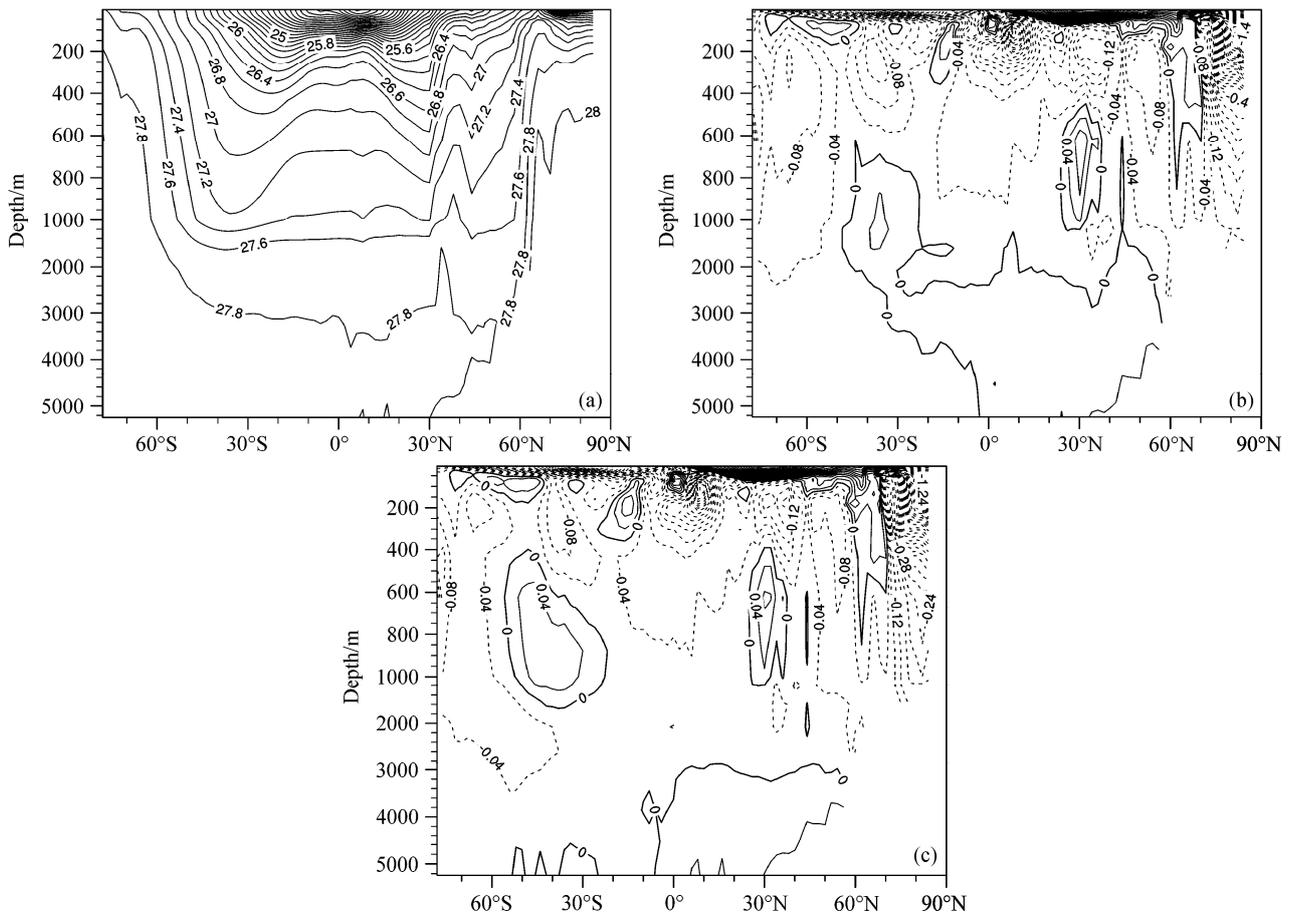


图 5 (a) 观测位密度纬向平均分布以及 (b) 对照试验—观测、(c) 浮力试验—观测的差值分布。单位: kg m^{-3} ; (a) 等值线间隔为 0.2, (b) 和 (c) 等值线间隔为 0.04

Fig. 5 Zonally averaged potential density: (a) Observations, (b) difference between CONTROL and observations, (c) difference between BUOYANCY and observations. Units: kg m^{-3} ; contour interval: 0.2 in (a); 0.04 in (b, c)

度。位密度分布从上往下逐渐增大，在 1000 m 以上呈“W”分布型，越往下等值线越平坦（图 5a）。对照试验与浮力试验位密度整体分布形状与观测类似（图略）。相对观测资料，除北半球中低纬表层水、60°N 附近 600 m 以上海水，以及 30°N 附近 600~1000 m 深度和南半球小部分海区位密度模拟偏重外，对照试验大部分海区海水位密度模拟偏轻（图 5b）。浮力试验与观测的偏差和对照试验的类似（图 5c）。两个试验之间差异主要体现在南半球 15°S 以南海区。由于对照试验里过强的南极中层水输送在浮力试验中有所遏制，使得南极中层水覆盖区海水位密度有所增加，大部分区域与观测更为接近，但对 45°S 附近 600~1000 m 深度位密度增的稍大，这是由于 Deacon Cell 环流在该处的减弱导致暖水输送不够所致。由于浮力试验对 40°S 以南 2000~3000 m 深度温度模拟升高，以及盐度模拟降低导致在该深度区位密度模拟有所降低。

海表温度 SST 是检验物理海洋模式非常重要的指标（张学洪等，2013），同时 SST 对海洋吸收被动示踪物也有直接影响。图 6 是 WOA09 年平均 SST、对照试验结果与观测差值以及浮力试验与对

照试验模拟结果差值分布图。从图 6a 可以看出，年平均 SST 显示赤道海区温度较高，在赤道印度洋东侧和西太平洋附近为暖池，最高温度超过 28°C，在东赤道太平洋有一个明显的冷舌伸向西侧。温度由赤道向周围递减，南北极 SST 达到最低可达 -1°C 以下。北半球海盆由于边界流的影响出现西侧高于东侧的现象，而在南半球 30°S 以南，温度经向梯度较大，由于南极绕流的存在等温线纬向分布平直。两个试验的模拟结果与观测在分布形态以及数值上均相似（图略）。从图 6b 可以看出，对照试验与观测的相对差异主要分布在海洋垂直运动较强的海区，比如南大洋混合区、西北大西洋、西北太平洋以及赤道上升流区，其中在西北大西洋和西北太平洋边界差值较大，分别达 4°C 和 3°C。为了验证两个试验差异是否为试验方案差异引起，我们对两个试验十年月平均 SST 差值图做了显著性 *t* 检验（120 个样本），通过 95% 显著性检验的区域主要分布在南大洋部分海区（图 6c）。从上文对环流场的分析可知，浮力试验的 Deacon Cell 在南大洋上层有所加强，这有利于南大洋 Deacon Cell 下沉支所处海表海水温度降低，而上升支海表海水温度增

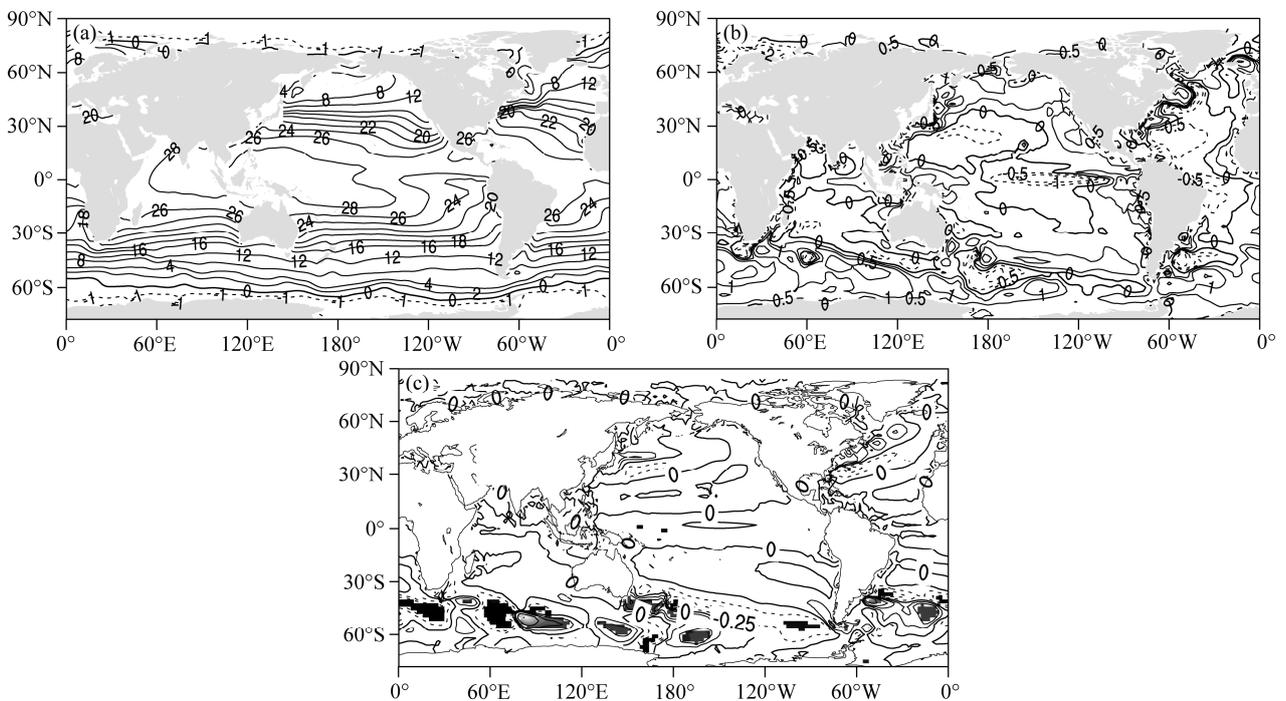


图 6 (a) WOA09 观测年平均海表温度以及 (b) 对照试验—观测、(c) 浮力试验—对照试验的差值分布。单位：°C；(a) 等值线序列为 -1, 0, 2, 4, 6, 8, 12, 16, 18, 20, 22, 24, 26, 28；(b) 等值线序列为 -2, -1, -0.5, 0, 0.5, 1, 2, 4；(c) 等值线间隔为 0.25
Fig. 6 Global distribution of annual mean sea surface temperature: (a) WOA09 observation; (b) difference between CONTROL and the observation; (c) difference between BUOYANCY and the observation. Units: °C; contours are drawn at -1, 0, 2, 4, 8, 12, 16, 18, 20, 22, 24, 26, and 28 in (a), and -2, -1, -0.5, 0, 0.5, 1, 2, and 4 in (b); contour interval is 0.25 in (c)

加。除此以外,从表 1 可以看出,两个试验间年平均 SST 模拟的改变跟其年平均混合层深度的变化存在较大的正相关,混合层深度增加的海区浮力试验海表的 SST 就会有所增加。通过南大洋 150~300 m (年平均混合层深度以下) 不同深度层次的年平均涡旋扩散系数水平分布来看(图略),涡旋扩散系数的变化与对应层的温度的变化有一定的正相关关系,即与对照试验相比,浮力试验涡旋扩散系数增大的海区,有利于对应深度海区温度的增加,反之亦然。比如在通过显著性检验的南太平洋高纬 160°E~160°W 附近(图 6c),浮力试验相对对照试验在中层水区域涡旋扩散系数有所增大,模拟水温升高,而垂直运动加强使得升温的水与海表混合,从而导致 SST 增大。

表 1 浮力试验与对照试验年平均混合层深度 MLD(Mixed Layer Depth) 差值与两个试验其他变量差值的空间相关系数(所有结果均通过 99% 信度检验)

Table 1 Pattern correlation coefficients between the difference in annual mean mixed layer depth (MLD) and the difference in other variables from the two runs (BUOYANCY minus CONTROL)

海区	与年平均 MLD 差值的相关系数		
	年平均 SST	1990 年代海表	截止到 1994 年 12
	差值	CFC-11 浓度差值	月吸收通量差值
40°S 以南	0.32	-0.22	0.26
全球	0.28	-0.17	0.24

表 2 是南大洋(40°S~78°S) 不同深度各试验与 WOA09 年平均海温的均值以及各试验与 WOA09 之间的空间均方根误差。从表 2 可以看出,两个试验年平均海表温度 SST 的均值与 WOA09 观测资料的相差不大,且各试验年平均 SST 与 WOA09 之间的空间均方根误差也较小,说明两个试验对南大洋年平均 SST 的水平空间分布模拟均较好。对南大洋其他深度而言,对比两个试验与 WOA09 的均值可以发现,模拟结果与观测是比较接近的,但是也需要指出的是,空间均方根误差显示出在空间分布上,南大洋的模拟结果与观测资料还是有一定偏差的,比如在 0~150 m 深度,对照试验模拟结果与 WOA09 的空间均方误差达 1.26,浮力试验的为 1.24。对比两个试验,从两个试验上层(0~150 m) 深度以及在 150~3500 m 深度的空间均方根误差来看,浮力试验相对对照试验有一定改进;在 3500 m 以下深度,由于浮力试验南极底层水温度模拟偏低,导致与观测资料的偏差稍微加大。

表 2 南大洋不同层次各试验与 WOA09 年平均海温场的均值以及各试验与 WOA09 资料之间的空间均方根误差

Table 2 Averages of annual mean temperature from the runs and the observations and spatial mean square error between the runs and the observations at the different layers of the Southern Ocean

南大洋层次 (40°S~78°S)	均值/°C			空间均方误差/°C	
	WOA09 资料	对照 试验	浮力 试验	对照 试验	浮力 试验
海表	5.50	6.10	6.11	0.84	0.88
0~150 m	4.41	4.85	4.83	1.09	1.08
150~3500 m	1.88	1.58	1.59	0.66	0.63
3500 m 以下	0.51	0.36	0.29	0.55	0.58

3.4 CFC-11 的吸收、储藏与输送

本文选取的 CFC-11 观测资料为 GLODAP (Global Ocean Data Analysis Project) 提供 (Key et al., 2004)。GLODAP 资料综合了 WOCE (World Ocean Circulation Experience)、JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study)、OACES (Ocean Atmosphere Carbon Exchange Study) 等大洋环流计划资料,其中 CFC-11 数据中 0~1200 m 深度的 CFC-11 数据是来自于 WOCE 航测数据,该计划航测时间集中在 1991~1997 年,故我们取试验 1991~1997 年的平均结果表示 1990 年代与之比较。

图 7 是各试验以及观测的 1990 年代 CFC-11 海表浓度分布以及试验间的差值图。从图 7a 观测资料可以看出, CFC-11 海表浓度从低纬向高纬增加,这是由于 CFC-11 从大气通过海气交换进入海洋,而海洋吸收 CFC-11 主要受海温影响,海温低则 CFC-11 溶解度高的缘故。在北半球 30°N 附近由于边界流场的影响,西边界海水从赤道带来低浓度的 CFC-11,而东边界从高纬带来高浓度的 CFC-11,使得北半球海盆同一纬度西边浓度较东边低。上述特征各试验模拟结果与观测相似。从图 7b 可看出,对照试验与观测的偏差主要是赤道以及热带大部分海区模拟偏低,尤其在赤道太平洋西海岸附近水域,最大偏差达 -1 pmol kg^{-1} ,模拟值约为观测的 50%,这是由于模式模拟暖池温度偏高的缘故。在其他部分海区对照试验模拟偏高,在西北太平洋、西北大西洋以及南大西洋高纬 60°W 附近存在最大偏差为 1 pmol kg^{-1} ,偏高观测约 20%~25%。浮力试验与对照试验模拟基本相似,两者的差异能通过 95% 显著性 t 检验 (84 个样本) 的区域在南大洋附近和北冰洋(没有观测资料),浮力试验 60°S 以南海区 CFC-11 浓度模拟较对照试验高(图 7c)。

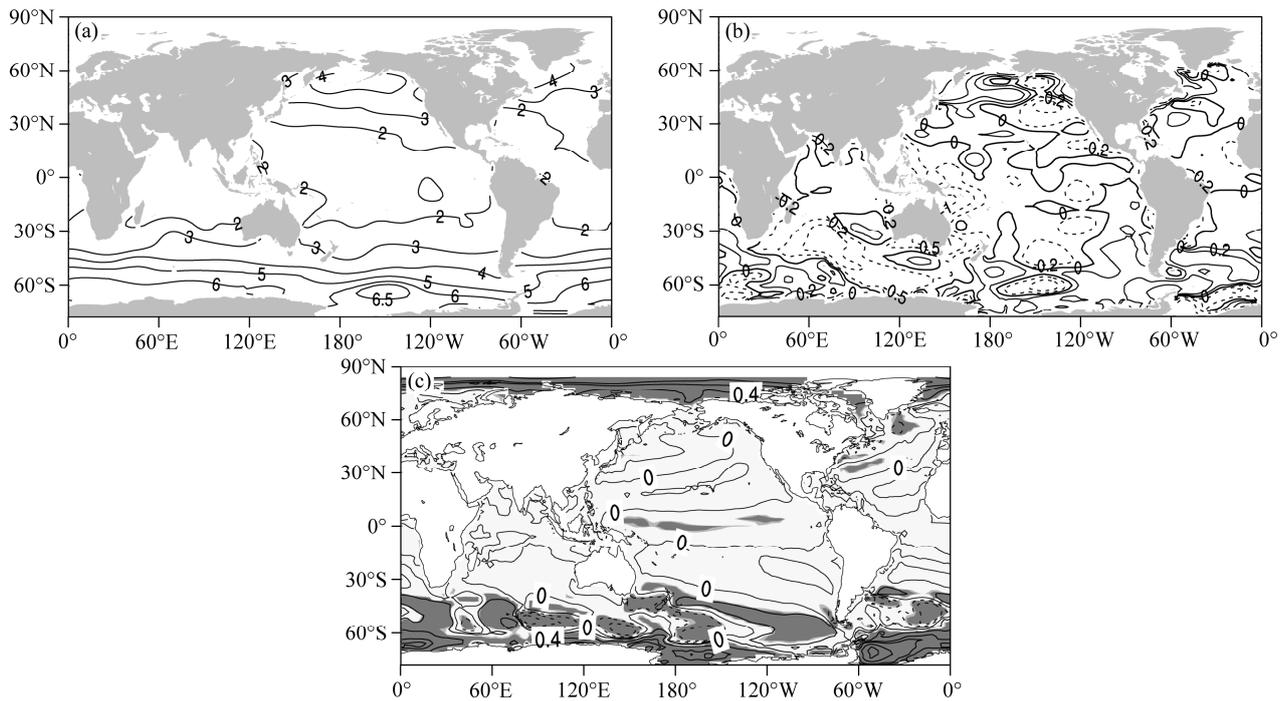


图 7 1990 年代 (a) 观测 CFC-11 海表浓度以及 (b) 对照试验减去观测、(c) 浮力试验减去对照试验的差值分布。单位: pmol kg^{-1} ; (a) 等值线序列为 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 6.5; (b) 等值线序列为 -1, -0.5, -0.2, 0, 0.2, 0.5, 1; (c) 为间隔 0.4

Fig. 7 Global distribution of CFC-11 sea surface concentration in the 1990s: (a) Observations; (b) difference between CONTROL and the observation; (c) difference between BUOYANCY and CONTROL. Units: pmol kg^{-1} ; contours are drawn at 0.5, 1, 2, 3, 4, 5, 6, and 6.5 in (a), and -1, 0.5, -0.2, 0, 0.2, 0.5, and 1 in (b); contour interval is 0.4 in (c)

一方面, SST 的差异会引起海表 CFC-11 浓度的分布的差异, SST 的增大会减小海表 CFC-11 的溶解度。另一方面, 从表 1 可以看出, MLD 的变化与海表 CFC-11 在南大洋 40°S 以南的相关系数达 -0.22 (通过 99%置信度检验), 这是因为 MLD 的改变会影响 CFC-11 垂直输送的能力。比如在南太平洋高纬混合带, 与混合层深度加深海区对应, 浮力试验与对照试验 CFC-11 差值在南印度洋东侧、南太平洋西侧以及南大西洋 50°S 纬度带附近存在负值区。两个试验模拟与观测均很接近, 对照试验海表 CFC-11 浓度与观测值之间的空间均方根误差为 $0.29 \text{ pmol kg}^{-1}$, 浮力试验的为 $0.31 \text{ pmol kg}^{-1}$, 对照试验在海表浓度的模拟上稍好于浮力试验。

将 1944 年 1 月至 1994 年 12 月海洋对 CFC-11 吸收通量进行时间积分, 可求出 51 a 海洋对 CFC-11 的累积吸收量。图 8 是两个试验截止至 1994 年 12 月的累积吸收量及其差值分布图。从图 8a 对照试验累积吸收量可以看出, 西北太平洋、西北大西洋、南半球副热带以南是海洋吸收 CFC-11 的主要区域。对照试验在西北太平洋最大累积吸收量达 6

$\mu\text{mol m}^{-2}$, 在西北大西洋的最大值为 $12 \mu\text{mol m}^{-2}$, 这种空间差异跟大洋的垂直运动强度有关, 在西北大西洋北半球冬季存在较强的垂直混合, 且西北大西洋深水的下沉也会将海表吸收的 CFC-11 带至深海, 从而使得海表处于较低浓度状态, 因此西北大西洋累积海气通量比较大。在 55°S 的 20°E 和 100°E 附近, 对照试验存在高值中心, 强度与西北大西洋相当, 但南大洋广阔的海域使得其成为 CFC-11 最大的吸收海区。浮力试验的累积吸收量大体跟对照试验类似 (图 8b), 但两者之间的差异也较明显, 图 8c 是两个试验累积吸收量的差值分布图, 可以看出, 南大西洋高纬和南太平洋高纬度西侧大部分海区以及西北大西洋部分海区, 浮力试验 CFC-11 累积吸收量相对对照试验要高, 而在南印度洋副热带以及南太平洋副热带东侧要低。海洋累积吸收量跟海洋垂直混合强度有着很大的关系, 从表 1 可以看出, 混合层深度与 CFC-11 累积吸收量呈现一定的正相关。这是因为垂直混合强度的加大会促使海表 CFC-11 向下运动, 从而加强海洋吸收量, 反之亦然。比如, 在南太平洋副极地, 其东侧浮力试验

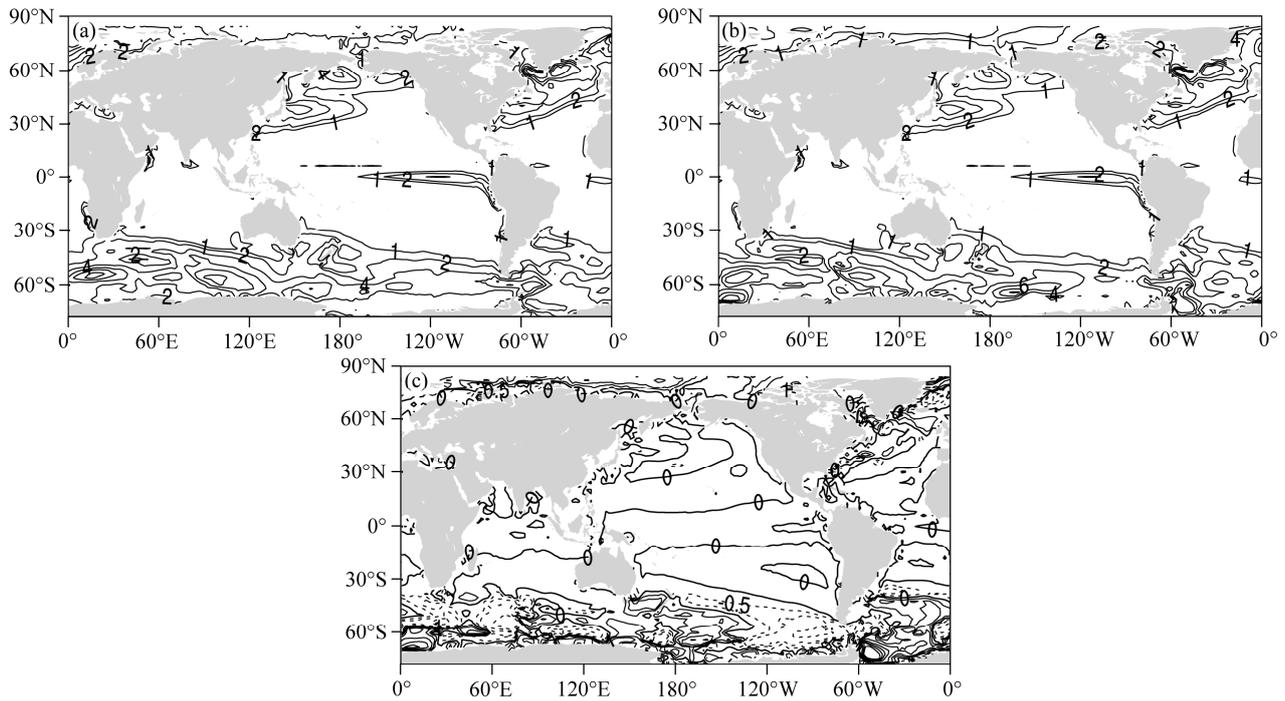


图8 (a) 对照试验、(b) 浮力试验截止至1994年12月CFC-11累计吸收量以及(c) 浮力试验减去对照试验差值分布(单位: $\mu\text{mol m}^{-2}$)。(a)和(b)等值线序列为1, 2, 4, 6, 8, 10; (c)等值线序列为-2, -1, -0.5, 0, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8, 10

Fig. 8 Global distribution of CFC-11 cumulative uptake up to December 1994: (a) CONTROL; (b) BUOYANCY; (c) the difference between BUOYANCY and CONTROL. Units: $\mu\text{mol m}^{-2}$; contours are drawn at 1, 2, 4, 8, and 10 in (a, b), and -2, -1, -0.5, 0, 0.5, 1, 2, 4, 6, 8, and 10 in (c)

MLD 的减小直接影响到累积吸收量的减小, 最大达 $-1 \mu\text{mol m}^{-2}$, 而西侧则相反。在 65°S 南大西洋 50°W 附近, 由于浮力试验在该处出现了一个相对对照试验深的多的混合层(比对照试验深约 1000 m), 使得该处吸收了较多的 CFC-11。

对 CFC-11 浓度进行整层垂直积分得到其海洋水柱总量的分布(图 9)。图 9a 为观测资料 1990 年代 CFC-11 水柱总量分布, 可以看出北太平洋副热带、西北大西洋、南半球副热带以南大部分海区为 CFC-11 主储藏区, 在赤道海区附近储藏较少。从图 9b 可以看出, 对照试验 1990 年代的水柱总量模拟结果与观测基本一致, 主要差异是对照试验在北太平洋副热带以及南大洋 $40^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{S}$ 模拟偏低, 西北大西洋模拟偏高。在北太平洋副热带, 观测资料存在最大值 $2 \mu\text{mol m}^{-2}$, 对照试验模拟较低, 最大值仅约为 $1.2 \mu\text{mol m}^{-2}$, 这是由于对照试验在太平洋 30°N 附近中层水向下输送偏弱, 导致在太平洋副热带储藏量偏低。在南大洋高纬, 海洋吸收 CFC-11 后沿等密度面向下向北输送, 在 $40^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{S}$ 达到最大深度, 使得该附近海区水柱总量较大, 观测资料最大值达 $4 \mu\text{mol m}^{-2}$, 高于对照试验的

$3 \mu\text{mol m}^{-2}$ 。在西北大西洋, 由于该处冬季存在较强的垂直混合, 且北大西洋深水的下沉可将 CFC-11 输送至 2000 m 以下深度, 导致该处成为全球海洋水柱总量最大的海区, 观测资料为 $10 \mu\text{mol m}^{-2}$, 由前文分析可知对照试验在该处 MLD 模拟偏深, 导致对照试验该处最大储藏量模拟偏大, 达 $12 \mu\text{mol m}^{-2}$, 同时可以看出该处对照试验高值区范围较观测的小(比如等值线 $5 \mu\text{mol m}^{-2}$), 这也说明试验在该处南向输送强度偏弱的问题(对照试验北大西洋深水经向最大输送仅为 12 Sv , 相对观测偏弱)。在赤道海区, 尤其在暖池附近, 由于对照试验暖池海表温度模拟偏高, 使得 CFC-11 海表浓度模拟偏低, 导致赤道附近水柱总量模拟稍有偏低。

浮力试验模拟 1990 年代的水柱总量与对照试验有着类似的结果(图 9b, c), 但对南大洋部分海域偏低的情况改善明显, 这跟浮力试验改变了南大洋累积吸收量有关。两个试验差异通过 95% 显著性检验的海区主要在南大洋 50°S 以南高纬海区(图 9d), 该区域对照试验大部分海区低于观测资料, 其中对照试验在 60°S 以南 $0 \sim 70^{\circ}\text{E}$ 附近为 $1.5 \mu\text{mol m}^{-2}$ 低值区, 比观测值偏低 40% 左右, 而浮力

试验在该处储藏 CFC-11 有明显的增强, 比对照试验大部分区域增强 $0.5 \mu\text{mol m}^{-2}$, 从该区域断面 CFC-11 浓度资料分析可知 (图略), 这是由于浮力试验加强了该剖面 60°S 以南 CFC-11 向下的渗透以及高的海表浓度导致水柱总量增大。同样在南大西洋 $40^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$, 浮力试验的大值中心 $3.5 \mu\text{mol m}^{-2}$ 明显大于对照试验, 与观测资料更接近, 而在 70°S 南大西洋 $60^\circ\text{W} \sim 30^\circ\text{W}$ 之间, 由于累计吸收通量的过大, 浮力试验存在较小区域模拟偏高, 最大偏差达 $5 \mu\text{mol m}^{-2}$ 。

利用模式截止至 1994 年 12 月的 CFC-11 海洋累积吸收量减去 1994 年 12 月的水柱总量就可以反映出其在海洋内部的输送情况。给海洋粗略划分成 13 个区域 (图 10), 分别计算出各区域的总累积吸收量以及各纬度带上的输送量 (包括平流以及扩散作用输送的量)。从图 10 的输送量可以看出, 南北半球高纬海区输出量较大。在南半球 34°S 以南至整个南大洋海区, 对照试验中该处共吸收了 $29.73 \times 10^7 \text{ mol}$ CFC-11, 同时该区域存在较大的输出量, 输出量达 $4.54 \times 10^7 \text{ mol}$, 而在两半球低纬至

副热带海区输入量较大, 尤其在南半球 $10^\circ\text{S} \sim 34^\circ\text{S}$ 海区, 对照试验输入量达 $4.65 \times 10^7 \text{ mol}$ 。北大西洋高纬略有不同, 可以看出北大西洋高纬为吸收大值区, 对照试验在 $40^\circ\text{N} \sim 75^\circ\text{N}$ 之间吸收 CFC-11 量达 $5.44 \times 10^7 \text{ mol}$, 同时从输送量来看, 该处还为较弱的输入区, 说明该处同时储藏了较多的 CFC-11。对北大西洋进一步细分, 在 $40^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ 海区可以算出存在较弱的输出区, 输出量达 $0.04 \times 10^7 \text{ mol}$ 。浮力试验与对照试验整体模拟基本相似, 如前文所述, 由于涡旋扩散系数的空间变化, 使得浮力试验的混合强度与对照试验产生差异, 进而对 CFC-11 的吸收和输送产生影响。两个试验的差异主要体现在南大洋海区。在南大洋 60°S 以南, 浮力试验总累积吸收比对照试验大 $1.39 \times 10^7 \text{ mol}$, 输出量增大了 11%; 在 $34^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{S}$ 纬度带, 该区域为海洋 CFC-11 主储藏区, 其储藏量大于该区域的吸收量, 对比两个试验, 尽管浮力试验在该区域的吸收量比对照试验要少, 但由于浮力试验从 60°S 以南输送过来的 CFC-11 量比对照试验要大, 从 34°S 向南输出的量要小, 因此该区域的净输入量浮力试验比对

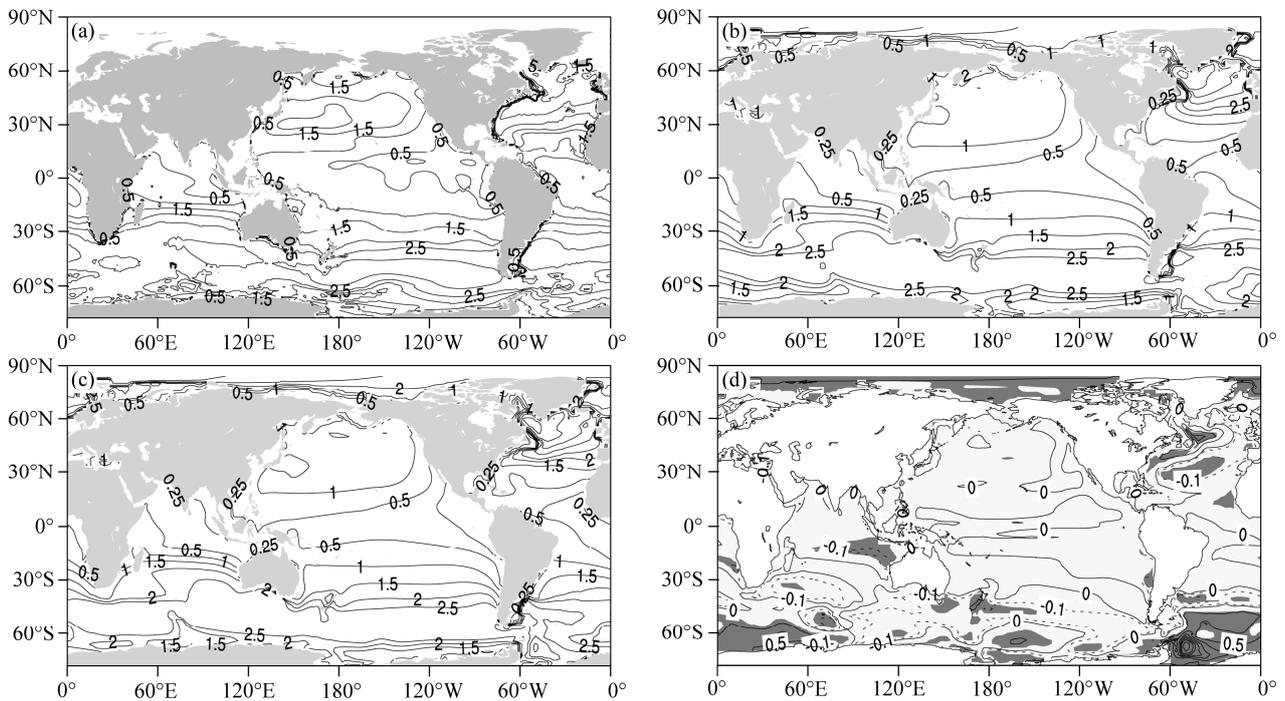


图 9 (a) 观测、(b) 对照试验、(c) 浮力试验 1990 年代 CFC-11 水柱总量, (d) 浮力试验减去对照试验差值分布。单位: $\mu\text{mol m}^{-2}$; (a)、(b) 和 (c) 等值线序列为: 0, 0.25, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3.5, 5, 8, 12; (d) 等值线序列为 $-0.5, -0.1, 0, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, 4$ (深灰阴影为通过 95% 信度检验区域)

Fig. 9 Global distributions of CFC-11 column inventory in the 1990s from (a) observations, (b) CONTROL, and (c) BUOYANCY, and (d) the difference between BUOYANCY and CONTROL. Units: $\mu\text{mol m}^{-2}$; contours are drawn at 0, 0.25, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3.5, 5, 8, and 12 in (a-c), and $-0.5, -0.1, 0, 0.5, 1, 1.5, 2, 2.5, 3, \text{ and } 4$ in (d). Dark gray shading indicates the 95% confidence levels based on a two-sided Student's *t*-test

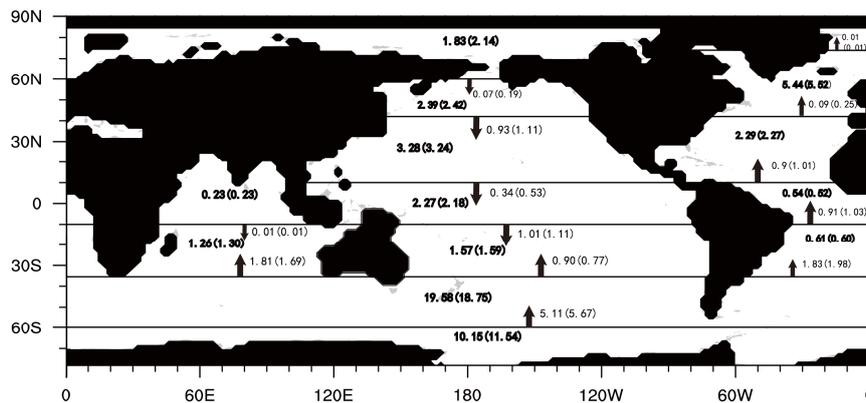


图 10 截止至 1994 年 12 月对照试验和浮力试验中海洋 CFC-11 的累计吸收量与输送, 单位均为 10^7 mol。箭头代表该纬度带的输送量(箭头大小不代表数值大小), 箭头方向代表输送方向; 黑色粗体数值代表该区域的总吸收量, 黑色细体数值代表该纬度带的输送量; 括号内的为浮力试验对应的值

Fig. 10 Cumulative uptake and transport of CFC-11 in the ocean by December 1994 in units of 10^7 mol. An upward (downward) arrow indicates the northward (southward) movement of CFC-11; black bold type numbers represent cumulative uptake, and thin type numbers near arrows indicate transport. The values in brackets are from BUOYANCY

照试验约增大 116%, 使得两个试验在该区域 CFC-11 的储藏量是相当的。

由上述分析可知试验在南大洋的差异最大, 故选取由 WOCE 航测提供的南太平洋 170°W 断面资料, 该断面从 $15^\circ\text{S}\sim 75^\circ\text{S}$, 时间为 1996 年 1~3 月。各试验均取 1996 年 2 月平均值结果与其对比。图 11 分别为观测、对照试验以及浮力试验在该断面的分布情况, 背景表示对应的位密度分布。由于高纬海表温度较低, 吸收大量的 CFC-11, 海表浓度较高, 随着纬度的减小, 海表温度越高, 海表 CFC-11 浓度逐渐降低。由于被动示踪物 CFC-11 主要是沿等密度面输送, 从观测资料可以看出, CFC-11 的分布与等密度面分布吻合, 例如在 62°S 附近的两侧, 150 m 以下等密度面有很明显的向下弯曲, 这势必使沿着等密度面输送的被动示踪物向下输送。等密度面在 $40^\circ\text{S}\sim 50^\circ\text{S}$ 存在最大深度, 也使得 CFC-11 的穿透深度达到了最大。在分布形态上, 对照试验与浮力试验位密度以及 CFC-11 剖面的整体分布基本相似, 两个试验相比, 浮力试验稍好于对照试验, 例如在海表 65°S 附近, 观测资料与浮力试验均出现明显的高值中心, 为 6.5 pmol kg^{-1} , 并有明显的向北向下输送, 而对照试验海表的高值中心处于 70°S 以南海表, 且向下输送不明显。同时在高值中心下 200 m 以下海区, 对照试验向下穿透过强, 比如 0.5 pmol kg^{-1} 等值线, 观测资料在 63°S 附近的最浅深度在 250 m 左右, 浮力试验在 66°S 附近最浅深度能控制在 500 m 左右, 对照试验在

65°S 附近达到最浅深度为 800 m。基于以上原因, 对照试验相对浮力试验在南半球高纬吸收的 CFC-11 在 60°S 以南的海区储藏得更多, 而浮力试验向 60°S 以北的海区输送的较多。浮力试验对南半球高纬上层海水的位密度模拟偏低情况有所改善使得该剖面相对对照试验更符合观测事实。此外需要指出的是, 两个试验 CFC-11 分布与各自位密度的吻合程度要弱于观测资料, 说明模式在南半球高纬度低估了沿等密度面扩散的作用, 这提醒我们, 模式其他物理过程与等密度扩散之间的关系仍需进一步研究分析。

4 结论

本文使用中国科学院大气物理研究所发展的 LICOM 海洋环流模式, 考察了 GM90 参数化方案中不同涡旋扩散系数取值对模式模拟结果的影响。做了两个试验, 一个为常系数方案, 即涡旋扩散系数均取 $1.0 \times 10^3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 的对照试验; 另一个为在非绝热层下涡旋扩散系数随浮力频率变化的浮力试验。通过对比两个试验物理场以及对被动示踪物 CFC-11 的分布、吸收、储藏以及输送的情况, 具体得出以下结论:

(1) 次网格参数取值的不同对环流场的影响是显著的。两个试验对全经向流函数的模拟主要差异出现在南半球, 浮力试验通过采用涡旋扩散系数的空间变化方案, 使得模拟的涡旋诱导流场发生变化, 导致南半球 Deacon Cell 上层以及深海的环流

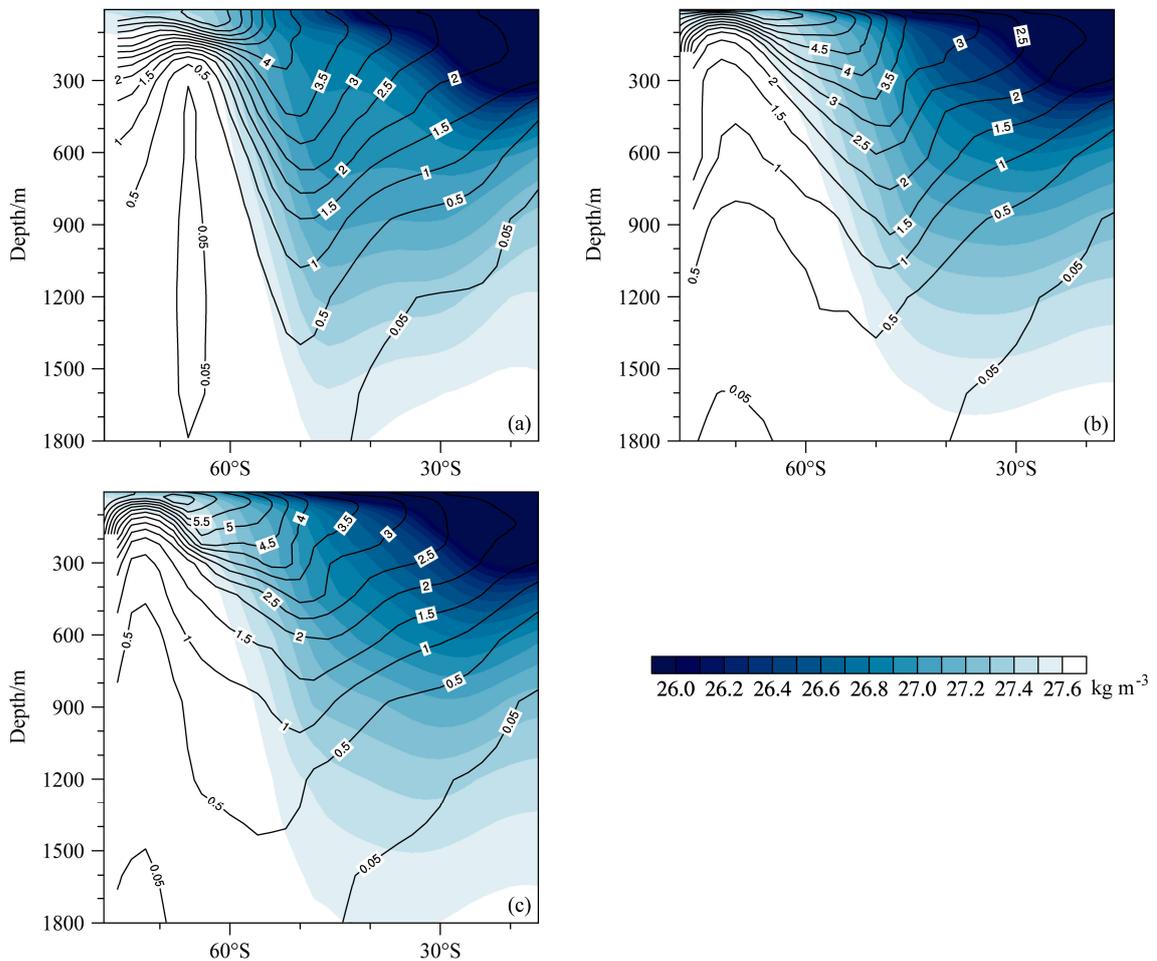


图 11 1996 年 2 月南太平洋 170°W 断面 CFC-11 浓度的分布 (单位: pmol kg^{-1}): (a)观测资料; (b)对照试验; (c)浮力试验。填色图为该剖面对应资料位密度分布 (单位: kg m^{-3})

Fig. 11 The vertical distribution of CFC-11 concentrations along the 170°W section in the South Pacific in Feb 1996 from (a) observations, (b) CONTROL, and (c) BUOYANCY (contour, units: pmol kg^{-1}); shading indicates the distribution of potential density (shaded, units: kg m^{-3})

加强, 对过强的中层水有一定的抑制, 对南极底层水的模拟有所减弱。同时浮力试验在南大洋正压流函数的模拟上明显好于对照试验, 比对照试验增大大约 20%~30%, 更加接近观测事实。

(2) 通过与观测资料位密度的对比, 由于浮力试验对对照试验模拟过强的南极中层水输送有所削弱, 使得南极上层海水位密度有所增加, 大部分区域与观测更为接近。在对海温的模拟上, 两个试验同样在南大洋差异较为显著, 两者海表模拟结果接近, 在海表以下至 3500 m 深度浮力试验模拟结果更接近观测资料。

(3) 通过与 CFC-11 海表分布、水柱总量观测资料的对比可知, 两个试验均能很好的模拟 CFC-11 在海洋中的分布以及储藏情况。模式与观测资料的差异主要表现在: 两个试验均对西北大西洋、西北

太平洋以及南大洋大部分海表 CFC-11 浓度模拟偏高, 对赤道以及热带海区模拟偏低; 对南大洋 40°S~50°S 主储藏区水柱总量模拟偏低。两个试验之间在属于主吸收区和主储藏区的南大洋的相对差异较大。在南大洋, 海表 CFC-11 浓度与 SST 和混合层深度的变化均呈现较强的反相关关系, 如浮力试验在高纬度的南印度洋东侧和南太平洋西侧以及南大西洋 50°S 纬度带附近 SST 较对照试验偏高, 模拟的海表 CFC-11 浓度也有所偏低, 而在靠近南极大陆的海区模拟偏高。

(4) 从对 CFC-11 的输送量可以看出, 浮力试验在靠近南极大陆海区向南半球主储藏区的输送量增大, 增大约为对照试验的 11%, 使得浮力试验对水柱总量的模拟稍好于对照试验。从 CFC-11 剖面图可以看出, 由于浮力试验对南大洋高纬上层位

密度结构的模拟比对照试验要好,如位密度的穿透深度以及位密度向北向下延伸结构等的模拟上,浮力试验相对对照试验与观测资料更接近,使得浮力试验从高纬向北输送的 CFC-11 比对照试验的要强,因而在南大洋对 CFC-11 的模拟上更接近观测资料。总的来说,通过对比分析物理场和 CFC-11 结果后,可认为 Danabasoglu et al. (2007) 提出的浮力方案是一个很有前景的中尺度参数化方案,包括方案中更符合实际情况的涡旋扩散系数分布以及对模式模拟能力的提升等等,但也存在不足的地方,对该方案的进一步调试和检验仍有很大的必要。

参考文献 (References)

- Danabasoglu G, McWilliams J C. 1995. Sensitivity of the global ocean circulation to parameterizations of mesoscale tracer transports [J]. *J. Climate*, 8 (12): 2967–2987.
- Danabasoglu G, Marshall J. 2007. Effects of vertical variations of thickness diffusivity in an ocean general circulation model [J]. *Ocean Modelling*, 18 (2): 122–141.
- Danabasoglu G, Ferrari R, McWilliams J C. 2008. Sensitivity of an ocean general circulation model to a parameterization of near-surface eddy fluxes [J]. *J. Climate*, 21 (6): 1192–1208.
- Danabasoglu G, McWilliams J C, Gent P R. 1994. The role of mesoscale tracer transports in the global ocean circulation [J]. *Science*, 264 (5162): 1123–1126.
- Danabasoglu G, Bates S C, Briegleb B P, et al. 2012. The CCSM4 ocean component [J]. *J. Climate*, 25 (5): 1361–1389.
- England M H, Hirst A C. 1997. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model: 2. Sensitivity to surface thermohaline forcing and subsurface mixing parameterizations [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 102 (C7): 15709–15731.
- Ferreira D, Marshall J, Heimbach P. 2005. Estimating eddy stresses by fitting dynamics to observations using a residual-mean ocean circulation model and its adjoint [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 35 (10): 1891–1910.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 20 (1): 150–155.
- Gent P R, Willebrand J, McDougall T J, et al. 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 25 (4): 463–474.
- Key R M, Kozyr A, Sabine C L, et al. 2004. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP) [J]. *Global Biogeochem. Cycles*, 18 (4), doi:10.1029/2004GB002247.
- Large W G, Danabasoglu G, Doney S C, et al. 1997. Sensitivity to surface forcing and boundary layer mixing in a global ocean model: Annual-mean climatology [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 27 (11): 2418–2447.
- Ledwell J R, Watson A J, Law C S. 1998. Mixing of a tracer in the pycnocline [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 103 (C10): 21499–21529.
- 李阳春, 徐永福, 赵亮, 等. 2007. 全球海洋模式中 CFC-11 吸收对次网格尺度混合参数化的敏感性 [J]. *海洋学报*, 29 (3): 31–38. Li Yangchun, Xu Yongfu, Zhao Liang, et al. 2007. Sensitivity of CFC-11 uptake in a global ocean model to subgrid-scale mixing parameterizations [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 29 (3): 31–38.
- 刘海龙, 俞永强, 李薇, 等. 2004. LASG/IAP 气候系统海洋模式 (LICOM1.0) 参考手册 [M]. 北京: 科学出版社, 107pp. Liu Hailong, Yu Yongqiang, Li Wei, et al. 2004. LASG/IAP Climate System Ocean Model (LICOM 1.0): User Manual (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 107pp.
- Liu Hailong, Zhang Xuehong, Li Wei, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (5): 675–690.
- Liu Hailong, Lin Pengfei, Yu Yongqiang, et al. 2012. The baseline evaluation of LASG/IAP Climate system Ocean Model (LICOM) version 2 [J]. *Acta Meteor. Sinica*, 26 (3): 318–329.
- Marshall J, Shuckburgh E, Jones H, et al. 2006. Estimates and implications of surface eddy diffusivity in the Southern Ocean derived from tracer transport [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 36 (9): 1806–1821.
- Matsumoto K, Sarmiento J L, Key R M, et al. 2004. Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31 (7), doi:10.1029/2003GL018970.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos*, 108 (D14), doi:10.1029/2002JD002670.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind-speed and gas-exchange over the ocean [J]. *J. Geophys. Res.: Oceans*, 97 (C5): 7373–7382.
- Warner M J, Weiss R F. 1985. Solubilities of chlorofluorocarbon-11 and chlorofluorocarbon-12 in water and seawater [J]. *Deep Sea Res., Part I*, 32 (12): 1485–1497.
- Whitworth T, Peterson R G. 1985. Volume transport of the Antarctic circumpolar current from bottom pressure measurements [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 15 (6): 810–816.
- Xu Y F, Aoki S, Harada K. 2006. Sensitivity of the simulated distributions of water masses, CFCs, and bomb C-14 to parameterizations of mesoscale tracer transports in a model of the North Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 36 (3): 273–285.
- 张学洪, 俞永强, 刘海龙. 2003. 海洋环流模式的发展和应用 I. 全球海洋环流模式 [J]. *大气科学*, 27 (4): 607–617. Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Liu Hailong. 2003. The development and application of the oceanic general circulation models. Part I. The global oceanic general circulation models [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 27 (4): 607–617.
- 张学洪, 俞永强, 周天军, 等. 2013. 大洋环流和海气相互作用的数值模拟讲义 [M]. 北京: 气象出版社, 298pp. Zhang Xuehong, Yu Yongqiang, Zhou Tianjun, et al. 2013. Lecture Notes on Numerical Simulations of Ocean Circulation and Air–Sea Interaction (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 298pp.
- 赵琦, 陈中笑, 徐永福, 等. 2012. 全球海洋 CFC-11 吸收对传输速度的敏感性 [J]. *大气科学*, 36 (6): 1253–1268. Zhao Qi, Chen Zhongxiao, Xu Yongfu, et al. 2012. Sensitivity of CFC-11 uptake in a global ocean model to air–sea gas transfer velocity [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36 (6): 1253–1268.