

王超. GFDL 模式不同类型试验模拟海洋中 CFC-11 分布结果的评估[J].海洋气象学报,2020,40(2): 40-51.
WANG Chao. Evaluation of CFC-11 distribution results in different experiments of GFDL model[J].Journal of Marine Meteorology, 2020,40(2):40-51. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.02.005. (in Chinese)

GFDL 模式不同类型试验模拟海洋中 CFC-11 分布结果的评估

王超^{1,2}

(1. 成都信息工程大学大气科学学院,四川 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)

摘要: 为了评估美国地球物理流体动力学实验室(GFDL)模式模拟海洋通风的能力,利用 GFDL 的物理气候系统模式和地球系统模式(GFDL-ESM2G、GFDL-ESM2M、GFDL-CM3)模拟海洋中 CFC-11(一氟三氯甲烷,CCl₃F)的资料,对 CFC-11 的海面浓度分布、单位面积水柱总量、全球总物质的量、最大穿透深度以及在大西洋、太平洋、南大洋的垂直剖面的特征进行了分析。本文将 GFDL 模拟结果与盐度、海温、CFC-11 的观测资料比较,得到了如下重要结论:GFDL 模式模拟的 CFC-11 海面高值中心集中在高纬度,如北大西洋、西北太平洋,但是在南大洋罗斯海、威德尔海模拟结果比观测值低了 1.5 pmol·kg⁻¹,这是 CFC-11 的溶解度与海面温度成负相关造成的,即随海面温度升高,CFC-11 的溶解度降低;GFDL 模拟的全球海洋中 CFC-11 总物质的量都比观测值高,尤其是 CM3 的模拟结果比观测高 22.9%,GFDL 模式平均值高于观测 15.6%。通过对北太平洋 46°N、北大西洋 24°N 和南大洋 65°S 的纬向断面的分析表明,目前 GFDL 模式在模拟一些重要水团时还有一定的改进空间,比如 GFDL 在 24°N 断面 1 000 m 以下模拟 CFC-11 浓度极大值位置过深。

关键词: GFDL 模式;插值方法;一氟三氯甲烷(CFC-11);盐度;海面温度

中图分类号: P467;P435 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2020)02-0040-12

DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2020.02.005

Evaluation of CFC-11 distribution results in different experiments of GFDL model

WANG Chao^{1,2}

(1. College of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract In order to evaluate the ability of the United States Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) model to simulate ocean ventilation, three GFDL models (GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, GFDL-CM3) are used to simulate the data of CFC-11 (CCl₃F) in the ocean. The characteristics of sea surface concentration, total water column per unit area, total amount of substance, maximum penetration depth, and vertical cross section (in the Atlantic Ocean, the Pacific Ocean, and the Southern Ocean) of CFC-11 are analyzed. By comparing the simulation results of the GFDL models with the observations of salinity, sea temperature, and CFC-11, the following conclusions are obtained. The high-value centers of CFC-11 at sea surface simulated by the GFDL models are concentrated in high latitudes, such as the

收稿日期:2020-03-09; 修订日期:2020-03-23

基金项目:国家自然科学基金项目(41530426)

作者简介:王超,男,硕士研究生,研究领域为模式评估,bielness_chao@126.com。

North Atlantic and western North Pacific. However, the simulation result in the Ross Sea and the Weddell Sea is $1.5 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ lower than the observation, which is caused by the negative correlation between the solubility of CFC-11 and sea surface temperature, that is, the solubility of CFC-11 decreases as the sea surface temperature increases. The total amount of substance of CFC-11 in the global oceans simulated by GFDL is higher than the observation, especially the simulation result of CM3 is 22.9% higher than the observation, and the average value of the GFDL models is 15.6% higher than the observation. The analysis of the zonal sections of 46°N in the North Pacific, 24°N in the North Atlantic, and 65°S in the Southern Ocean shows that there is still some room for the GFDL models to improve when simulating some important water masses. For example, the position of the maximum value of CFC-11 concentration simulated by the GFDL models is too deep below 1 000 m in the section of 24°N .

Key words GFDL model; interpolation method; CFC-11; salinity; sea surface temperature

引言

海洋模式是物理气候系统模式或地球系统模式中至关重要的分量模式,是研究温盐环流和海洋元素生物地球化学循环的重要工具,因而其模拟性能直接关系到我们所关心的各个物理量的模拟结果。众所周知,使用合适的海洋被动示踪物来考察海洋环流模式在不同的时间尺度上的模拟能力是一个十分有效的方法,本研究使用了 CFC-11 作为被动示踪物来评估模式。目前海洋试验中使用的主要被动示踪物有 CFC-11、CFC-12、六氟化硫、 ^{14}C 、 ^3H 、He 等。CFC-11 作为被动示踪物在考察海洋年到百年时间尺度有其重要的作用,一方面 CFC-11 在海洋中是惰性的,并沿等密度面输送,另一方面自 20 世纪 80 年代起 BULLISTER and WEISS^[1] 使用观测资料评估了海洋模式。很多研究人员使用这些 CFC-11 观测资料分析了海洋中的一些重要物理过程, WARNER et al.^[2]、WARNER and WEISS^[3] 认为鄂霍次克海是北太平洋中层水通风的重要区域,进一步将 CFC-11 观测与水文资料一起用于研究北太平洋中上层水的输送和通风过程的路径和时间尺度; WALKER et al.^[4] 发现,尽管南半球的大气 CFC-11 浓度略低于北半球,但南半球海洋 CFC-11 占了海洋总量的 60% 以上,南半球较高的库存量和其上层海洋的大量有效通风有关。KEY et al.^[5] 通过分析这些资料也认为南大洋可能是 CFC-11 和其他人为气体的最大汇之一; WILLEY et al.^[6] 使用大量观测资料,第一次在全球范围内分析了海洋对 CFC-11 的吸收,得到以下结果:截至 1994 年,海洋总吸收量为 $5.5 \times 10^8 \text{ mol}$, 占总排放量的 1%, 在海洋中溶解的 CFC-11 总量有 82% 分布在 1 000 m 深度之上的海洋,主要储存在南大洋地区,

大约三分之一的全球库存在大西洋,在大西洋单位体积的库存几乎是印度洋和太平洋的两倍。此外, WAUGH^[7] 通过 CFC-11 来研究中尺度涡在调节海洋通风过程中的作用。

最早使用海洋环流模式来研究 CFC-11 的海气交换以及海洋中的输送和分布是由 ENGLAND^[8] 完成, ENGLAND and HIRST^[9]、ENGLAND et al.^[10] 发现垂直对流对 CFC-11 模拟结果有重要影响,当采用参数化方法表示涡流对绝热运输的影响时, CFC-11 的模拟结果得到了较大的改进。随后众多研究使用 CFC-11 来评估海洋模式的输送过程, DIXON et al.^[11] 采用 CFC-11 的全球模式评估了海洋通风过程。DUTAY et al.^[12] 用 CFC-11 评估了 OCIMP2 中的 13 个海洋模式的通风能力,发现所有模式都低估了 CFC-11 在北太平洋和北大西洋的吸收量。PEACOCK et al.^[13] 采用 CFC-11 评估了 POP 模式,认为 WOCE I08S 这个断面的温跃层 POP 模式模拟的海水通风过于缓慢。BOOTH and KAMENKOVICH^[14] 发现旋涡的分解增加了深水形成区对流池底部的 CFC-11 浓度,底层中较高的 CFC-11 浓度降低了 CFC-11 垂直梯度。SHAO et al.^[15] 发现了垂直混合与 CFC-11 通量之间的联系,认为当表层海洋由于强烈的垂直混合而不饱和时,可能发生 CFC-11 的异常吸收。ROMANOU et al.^[16] 认为大西洋经向翻转环流的强度和垂直尺度的差异在很大程度上解释了 CFC-11 吸收速率及其垂直分布的差异。此外, GOES et al.^[17] 认为,使用三种不同的示踪物(CFC-11、 ^{14}C 、温度 T) 比单独使用每种示踪物可减少 40% 的模式不确定性。

国内也有学者采用 CFC-11 来评估海洋模式,赵亮和徐永福^[18] 利用一个开边界北太平洋海盆尺度环流模式模拟了北太平洋 CFC-11 的吸收和分

布,考察了开边界对模式模拟结果的影响以及开边界模式中不同沿等密度面扩散系数的影响。李阳春等^[19-20]通过分析中国科学院大气物理研究所发展的 L30T63 全球海洋模式模拟得到的 CFC-11 全球海洋分布特征进一步评估了该模式对示踪物的吸收、储存、输送等特征。赵琦等^[21]讨论了不同气体传输速度公式对大气所发展的 LICOM 模式对 CFC-11 模拟结果的差异,认为 WANNINKHOF^[22]的海气传输速度公式更适合 LICOM 模式对 CFC-11 的模拟;方怡等^[23]进一步研究了 LICOM 模式中不同风场引起的不同海气传输速度对 CFC-11 在海洋中的分布和吸收产生的影响,选出了适用于 LICOM 模式中海洋对气体吸收的风场;刘波等^[24]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 分布的影响进行了研究,认为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可通过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。谭娟等^[25]将 MOM4_L40 模式模拟 CFC-11 分布结果与观测结果对比,发现模式主要储存 CFC-11 的海域在西北大西洋,但该模式在此海域低估了 CFC-11 的吸收,这与模式模拟高低纬之间 CFC-11 的过度输送有关。

到目前为止,大多数研究都是关注模式本身的边界条件、中尺度涡旋混合参数、海气交换系数、风场对于 CFC-11 模拟结果的影响,但是至今国内没有学者评估 GFDL 模式不同类型试验模拟海洋中 CFC-11 分布的结果。GFDL 模式在国际上广泛应用,通过评估 GFDL 模式(GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, GFDL-CM3)的模拟结果,可以与其他国家模式的模拟结果形成对比,进而达到了了解不同国家模式模拟海洋通风能力差异的目的,如与 NorESM2、CESM2 对比。同时,从 2019 年 12 月开始,耦合模式比较计划第六阶段(the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)陆续提供了不同模式模拟 CFC-11 浓度的试验结果,本文的研究可以进一步指导评估 CMIP6 中的模式,也可以为今后更详细地分析某一个模式提供对比参考。

1 模式与资料介绍

本文选用 GFDL 中的三种模式,其中 ESM2G 和 ESM2M(Earth System Models)为地球系统模式,而 CM3(Climate Model version 3)是气候系统模式。

GFDL 模式试验结果是来源于耦合模式比较计划第五阶段(the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)。ESM2G 与 ESM2M 使用了同样的大气分量模式 AM2(Atmospheric Model version 2, The GFDL Global Atmospheric Model Development Team^[26]),同样的海冰分量模式 SIS(Sea Ice Simulator, DELWORTH et al.^[27]和 WINTON^[28]),同样的陆地分量模式 LM3(Land Model version 3, DONNER et al.^[29]),二者差别在于 ESM2G 的海洋分量模式为 GOLD(Generalized Ocean Layer Dynamics, ADCROFT and HALLBERG^[30]),而 ESM2M 的海洋分量模式为 MOM4(Modular Ocean Model version 4, GRIFFIES et al.^[31])。CM3 由四个分量模式组成,海洋分量模式 MOM4,大气分量模式 AM3(Atmospheric Model version 3, DONNER et al.^[29])、海冰分量模式 SIS、陆地分量模式 LM3,该物理气候模型的重点是模拟气溶胶-云相互作用,模拟大气化学在气候变率和气候变化中的作用。

在早期 CM2.1 气候模式(DELWORTH et al.^[27])的基础上, GFDL 发展了 ESM2G、ESM2M、CM3 三种模式, GFDL 模式使用了与 OCMIP-2(Phase II of the Ocean Carbon-cycle Model Intercomparison Project)相同的 CFC-11 海气交换通量公式(DUTAY et al.^[12]),公式为:

$$Q = K \times (F \times P_{\text{CFC}} \times P/P_0 - C_s) \quad (1)$$

其中, K 为海气传输速度(WANNINKHOF^[22]), F 是 CFC-11 在海水中的溶解函数(WARNER and WEISS^[3]),它是温度和盐度的函数, P_{CFC} 是 1 个总大气压下干空气中 CFC-11 的大气分压, P 是模式输出的当地海面总大气压, P_0 是一个标准大气压, C_s 是模式模拟的海面 CFC-11 浓度分布。海气传输公式为:

$$K = K_0(1 - R)(U^2 + \langle V \rangle)(Sc/660)^{-1/2} \quad (2)$$

其中, K_0 是常数,为 0.31, R 是海冰分数, U 、 V 是海面 10 m 高处的瞬时风速, Sc 是施密特数。

本文重点分析评估了 GFDL 模式中的四个试验,包括 ESM2G_esmHistorical_r1i1p1、ESM2G_historical_r1i1p1、ESM2M_historical_r1i1p1、CM3_historical_r1i1p1。esmHistorical 中的 esm(Earth System Model)指地球系统模式 ESM2G 在运行历史试验(historical)时打开了模式中的反馈系统,也就是可以通过地球系统模式产生二氧化碳参与的全球气候变化反馈,而 historical 则是在给定的大气温室气体、气溶胶等条件下运行的历史试验。

historical 实验从 1850 年开始至少到 2005 年结束, 针对当前气候和观测到的气候变化评估模型性能, 为将来的情景实验提供初始条件, 开展检测和归因研究, 进而评估人类对过去气候的影响。 $rNiNpN$ 中的 r 为初始场 (realization), i 为初始化分支时间 (initialization), 以及 p 为物理场 (physics), 第一个 N 为数字 (number) 的英文缩写, 第二个 N 一般为 1 到 8 的整数, 第三个 N 表示第几个不同试验。 ESM2M_p1、ESM2M_p2、ESM2M_p3、ESM2M_p4 可以表示相同 ESM2M 模式中 4 个不同类型物理场的试验, 物理场的差异在于模式中气体介质和土地利用情况的不同, 例如 ESM2M_p1 试验其物理场只有充分混合的温室气体、对流层和平流层的臭氧、气溶胶浓度 (硫酸盐、黑碳、有机碳、海盐、尘埃)、太阳辐照度, 并且没有土地利用 (即没有“潜在的植被”或“火山气溶胶”)。 DELWORTH et al.^[27] 对 GFDL 模式进行了清晰介绍。同时, TAYLOR et al.^[32] 详细总结了不同类型的试验设计方案及试验的运行过程。

CM3 和 ESM2M 都采用了 MOM4 海洋模式, 而 ESM2G 采用的是 GOLD 海洋模式。由于 MOM4 与 GOLD 的水平分辨率不同, 垂直分辨率完全相同, 所以为了方便比较, 通过插值方法将 ESM2G _esmHistorical _rli1p1、ESM2G _historical _rli1p1、ESM2M_historical_rli1p1、CM3_historical_rli1p1 四个试验将其水平坐标插值成实际坐标。实际坐标为 CFC-11 观测资料中使用的地理坐标, 观测资料是 KEY et al.^[5] 通过整合世界洋流实验 (World Ocean Circulation Experiment) 多年巡航资料得到的, 实际坐标的经纬度范围分别为本初子午线 $0^{\circ} \sim 360^{\circ}$ 和 $89.5^{\circ}\text{S} \sim 89.5^{\circ}\text{N}$, 经纬度均匀间隔 1° , 插值的时间段为 20 世纪 90 年代的 10 a, 即 1990 年 1 月—1999 年 12 月。在北半球北冰洋海域, CFC-11 的观测数据为缺测值。下文所有的模式模拟结果都是 GFDL 四个试验 10 a 模拟结果的集合, 用这个集合代表 GFDL 模式的模拟结果, 进而与观测进行比较。20 世纪 90 年代 CFC-11 的巡航观测资料是最集中的, 最近十年国内外学者 (如赵琦等^[21]、方怡等^[23]、刘波等^[24]、谭娟等^[25]) 大多使用的 CFC-11 观测资料来自该时段的航测资料。因此, 为了达到评估模式的目的, 同时为了与 20 世纪 90 年代的观测资料进行比较, 本文也选择了 20 世纪 90 年代的 CFC-11 模拟结果。海面温度的观测资料来自英国气象局哈得来中心 (Met Office Hadley Centre), CFC-11 的

观测资料和盐度的观测资料均来自美国国家海洋资料中心 (<https://www.nodc.noaa.gov/>), 所有观测资料的时间段也皆为 20 世纪 90 年代的 10 a, BULLISTER and WISEGARVER^[33] 介绍了 CFC-11 观测资料的具体测量方法。

2 结果与分析

2.1 CFC-11 在海洋中的水平分布

图 1 分别表示了 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 海面浓度的观测结果、GFDL 不同试验的模拟结果, 以及观测与模拟结果的差值, 图 2 分别为海面温度观测结果和模拟结果。其中 CFC-11 观测资料是 KEY et al.^[5] 通过整合 WOCE 在 20 世纪 80 至 90 年代 (CFC-11 资料的航测事件在 20 世纪 90 年代最为集中) 的各航线资料进而得到的。为了与观测资料进行比较, 将 CFC-11 海面浓度和海面温度模拟结果处理成 20 世纪 90 年代年平均值与之对比。模式模拟结果总体上反映了观测的特征: CFC-11 的浓度由赤道向两极递增, CFC-11 等值线呈东西向分布, 在南北方向上这种浓度分布的梯度与温度梯度方向相反, 通过计算发现, 模式模拟 CFC-11 海面浓度分布与观测海面温度分布之间的相关系数为 -0.98 , 呈明显的负相关, 即海面温度越高, CFC-11 浓度越低, 这跟 CFC-11 溶解能力与温度的关系完全一致。由于赤道中纬度海面海温较高, 所以 CFC-11 在此分布较少。同时, 北大西洋、北太平洋高纬度地区和南大洋的罗斯海是主要的高值中心, 除了高纬度地区海面温度低产生的浓度高外, 还会受到该区域的混合影响。

模式模拟的北大西洋和西北太平洋的高值中心可以高达 $7.0 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 比观测值 ($5.2 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$) 高了 $1.8 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 但是在南大洋罗斯海、威德尔海模拟结果比观测值低了 $1.5 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。这种差异是因为模式模拟南大洋高纬度海面温度过高, 不利于 CFC-11 溶解于海水。另外值得注意的是, 观测资料在北美五大湖处、墨西哥湾、地中海、马六甲海峡以东的中国南海、北冰洋都是缺测, 因此模拟结果在五大湖处的高值中心无法与观测进行比较分析。GFDL 模拟 CFC-11 海面浓度分布与 DUTAY et al.^[12] 评估的 OCIMP-2 中的 13 个海洋模式模拟结果基本符合。

2.2 CFC-11 在海洋中的储存

图 3 分别为 20 世纪 90 年代的 CFC-11 水柱总量的观测资料和模式模拟结果的全球水平分布图

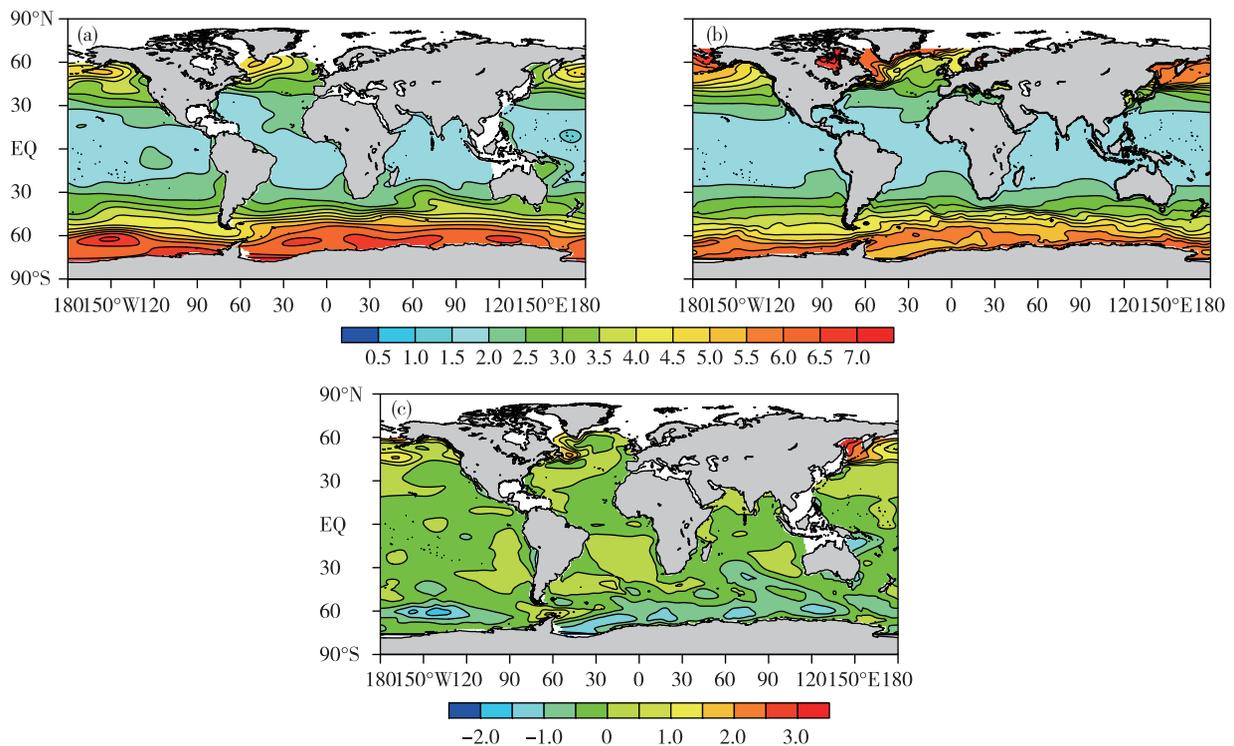


图1 20世纪90年代全球海洋表面平均CFC-11浓度分布(单位: $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$; a.观测, b.模拟, c.模拟减观测)
 Fig.1 Distribution of average CFC-11 concentration at sea surface in the global oceans in the 1990s (units: $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$; a. observation, b. simulation, c. simulation minus observation)

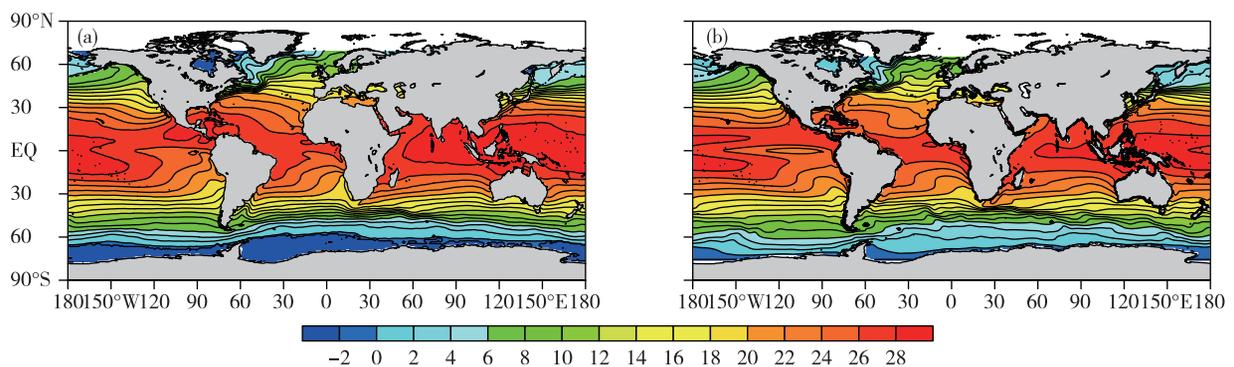


图2 全球海洋表面温度分布(单位: $^{\circ}\text{C}$; a.观测, b.模拟)
 Fig.2 Distribution of sea surface temperature in the global oceans (units: $^{\circ}\text{C}$; a. observation, b. simulation)

及其差值图。从图中可以看出,观测资料的分布特征与GFDL不同试验模拟结果的平均分布特征总体上相似,高的水柱总量主要集中分布在 50°N 以北的西北大西洋和整个南大洋西风带下的广袤海域。但是,无论是观测结果还是模拟结果在低纬度赤道附近海洋贮存较少,不到 $1.0 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$,这是因为低纬度海域为赤道无风带,海洋上部主要受上升流控制,上升洋流使低CFC-11浓度的中深层水输送至海面,这种特征与海面浓度类似,也就是在该区域CFC-11的实际穿透深度较浅,导致在该区域整

层水的CFC-11的储量较低。观测资料和GFDL不同试验都模拟出了西北大西洋储存的CFC-11水柱总量的最大值,数值可以达到 $10 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,这是因为冬季拉布拉多寒流南下遇上比较温暖的洋面,在此交汇形成强烈的对流混合区,较冷的海水下沉将海面高浓度CFC-11向下运输到2000 m深处,导致CFC-11在北大西洋大量储存。GFDL四个试验的平均结果与观测相比,最主要的差异反映在高纬度的北大西洋和南大洋,模式总体上高估了这两大区域的观测结果。在北大西洋,尽管模拟结

果在拉布拉多海域与观测比较相近,但在较大的区域模式是高估了 CFC-11 的储量(图 3c)。结合海面浓度分布与水柱总量的模拟结果,说明 GFDL 不同试验模拟的对流偏强,同时产生一定的等密度面输送,但该输送并没有足够强,将其输送到热带大西洋,导致在北大西洋副极地的大部分区域以及副热带的较大区域模式高过了观测的 CFC-11 储存,但在副热带的西边界和纽芬兰岛西南区域,以及热带大西洋和整个南大洋副热带区域模式是低估了观测到的 CFC-11 储量。在整个南大洋,尤其是威德尔海,模式高估了观测储量,最大在威德尔海达到了 $7 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上。这也说明了模式在南大洋产生了较强的垂直输送,但南大洋的中层水和底层水向北输送不够。

从表 1 中 GFDL 三种模式四个试验及其平均值

与观测比较发现,所有模式不同试验模拟的全球海洋中 CFC-11 总物质的量都比观测高,尤其是 CM3 模拟结果比观测值高了 22.9%,GFDL 模式平均值高于观测值 15.6%。WILLEY et al.^[6]采用全球观测资料,得到截至 1994 年 CFC-11 全球海洋总量大小为 5.5 ± 1.2 。考虑到全球观测资料的不确定性以及资料的时空分布的代表性等,WILLEY et al.^[6]结果就有 20%左右的不确定性,GFDL 模式各个试验的模拟结果都略高于基于观测估计的平均值,但在估计的范围内。赵琦等^[21]利用中国科学院大气物理研究所的全球海洋模式(LICOM)模拟不同海气传输速度试验结果中的最大 CFC-11 吸收总量为 5.09。显然,与 LICOM 相比,GFDL 模式高估了 CFC-11 海洋储存量达到 16%。

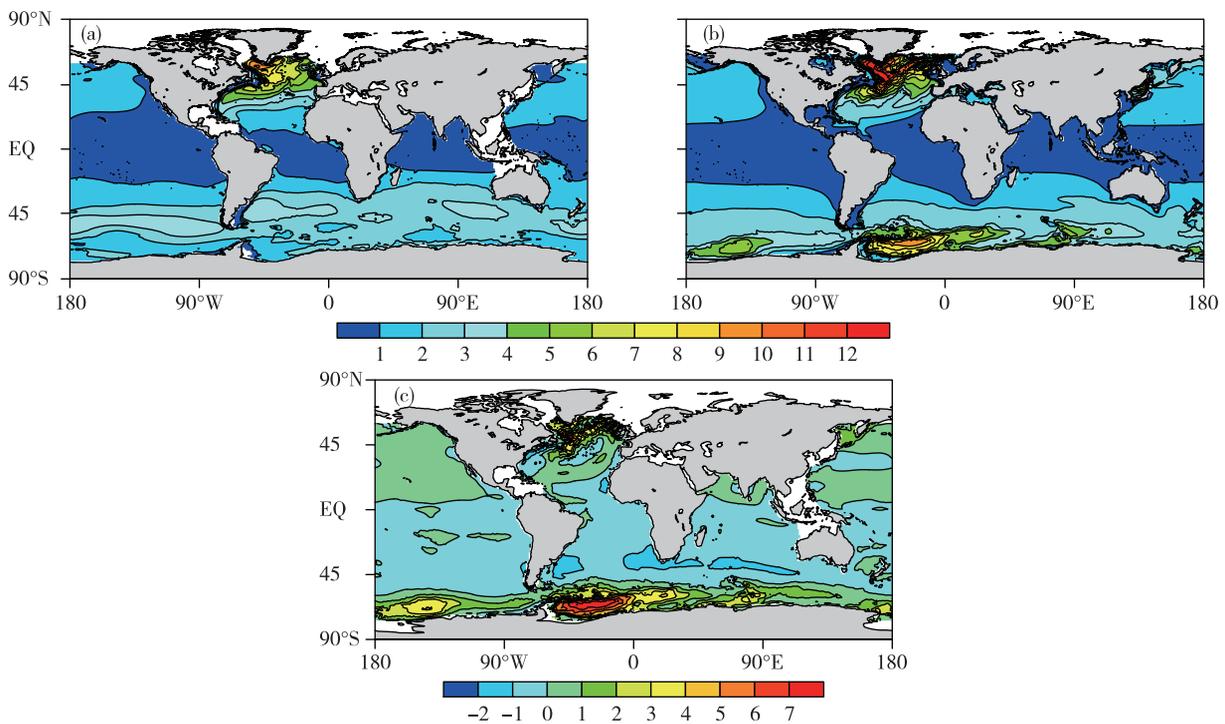


图 3 全球 CFC-11 单位面积水柱总量分布(单位: $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$; a. 观测, b. 模拟, c. 模拟减观测的插值分布)

Fig.3 Distribution of total water column per unit area of CFC-11 in the globe (units: $\mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2}$; a. observation, b. simulation, c. interpolation of simulation minus observation)

表 1 GFDL 模式模拟和观测结果的全球海洋 CFC-11 总物质的量

Table 1 Total amount of substance of observed and simulated CFC-11 in the global oceans by the GFDL model		海洋对于 CFC-11 吸收的总物质的量					10^8 mol
	WILLEY et al. ^[6]	观测	2G_esmhistorical	2G_historical	2M_historical	CM3	GFDL 平均
截至 1994 年	5.5 ± 1.2						
20 世纪 90 年代		5.05	5.59	5.66	5.89	6.21	5.83

图4分别是观测和GFDL模式模拟的CFC-11渗透深度,以及它们的差值分布图。穿透深度的定义为CFC-11浓度的垂直积分除以CFC-11海面的浓度(DUTAY et al.^[12]),垂直积分区间为海面的深度到参考CFC-11浓度的深度,该穿透深度表示海面CFC-11向下渗透达到的某个深度,穿透深度的单位是m。由图4可知,总体来说,GFDL不同试验模拟结果与观测比较一致。观测结果表明,北半球较大穿透深度集中分布在墨西哥湾以东的中纬度大西洋、日本以东的中纬度副热带太平洋,南半球分布在巴西以东的中纬度副热带大西洋、澳大利亚以西的南大西洋,而在赤道区域(10°以内)以及北半球的副极地区和南大洋穿透深度相对较小,在赤道区域一般不过300 m。最大的穿透深度位于南北副热带,特别在北大西洋的副热带和印度洋副热带,最大值可以达到640 m。三种GFDL模式都能较好地模拟出观测到的穿透深度全球水平分布特

征,但在不少区域有低估和高估的现象存在。低估的主要区域是在北非西海岸的加那利海流区、南大西洋本格拉海流区和西澳大利亚北部海流区,最大低估120 m。在整个南大洋高估了100~200 m,这是由模式模拟的对流偏强所致;最大高估出现在北太平洋副热带,达到了280 m,该区域储存量偏多,因海面浓度偏小,结果导致穿透深度偏大最多。与谭娟等^[25]利用中国气象局国家气候中心的MOM4L40模式模拟南大洋CFC-11渗透深度结果相比,虽然GFDL与MOM4L40模式模拟的渗透深度都高于观测值,但在靠近澳大利亚以南的南大洋附近,中国气象局国家气候中心的模式模拟结果为500 m以下,而GFDL模拟结果可以达到520 m。这说明中国气象局MOM4L40模式和GFDL模式都在南大洋中高估了海洋的垂直输送能力,但GFDL模式更为明显。

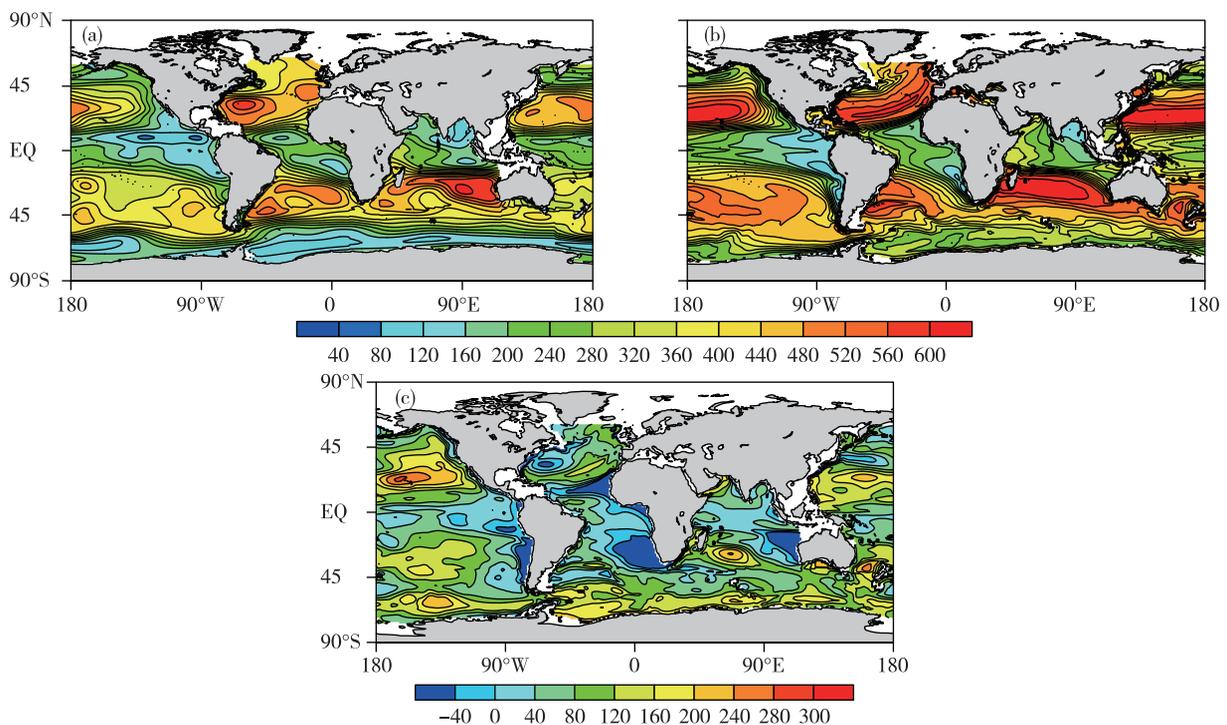


图4 CFC-11上层500 m海洋渗透深度(单位:m;a.观测,b.模拟,c.模拟减观测)

Fig.4 Penetration depth of CFC-11 with respect to 500 m vertical integral concentration (units: m; a. observation, b. simulation, c. simulation minus observation)

2.3 CFC-11在海洋中的垂直分布

本文选取了三个有代表性的垂直剖面,北半球选择了北太平洋沿着46°N和北大西洋24°N的一段剖面的纬向分布,以及沿南大洋威德尔海以北的65°S的一段剖面的纬向分布,结合盐度观测和模拟

结果,分析讨论CFC-11在海洋内部的分布,以及可能的输送过程。

2.3.1 北半球海洋中的垂直分布

图5和图6分别为北半球两个具有代表性的断面,分别对46°N和24°N断面进行分析,底部空白处为海底高大山脉。CFC-11在海水中的溶解度是

温度的函数(WARNER and WEISS^[3]), CFC-11 的溶解度随海温升高而降低,因此 CFC-11 浓度由高纬度向低纬度海域逐步降低,在北大西洋 46°N 纬向的海面浓度会比 24°N 的高 50%以上,而在北太平洋该差会达到 2 倍以上。在北太平洋的46°N断面中,模拟结果与观测所展现的特征总体上比较相似,200 m 以下水平分布比较均匀,随深度增加浓度递减,观测的 0.4 pmol · kg⁻¹等值线可以穿透到 600 m 深度。CFC-11 浓度在大约 70 m 的海洋次表层 155°~173°E 之间出现了一个极大值,反映了从 46°N 以北区域沿等密度面输送而来的 CFC-11。GFDL 模式高估了 CFC-11 浓度穿透深度,在 155°E 以东区域比观测场深了 200 m,但在 155°E 以西靠近千岛群岛处高估值可达 350 m,这个反映在柱总量的分布图(图 3b)中。对于 200 m 以上的上层海洋,尽管模式也产生了海洋次表层的极大值,但分布特征与观测是有一些差异的。模拟结果表明,这个高浓度的 CFC-11 水很明显是从 150°E 以西和以北的区

域直接从表层就开始向东、向下输送,从而表现为西高东低。图 5c 和图 5d 的盐度结果证实了模式模拟结果与观测的差异。很显然,在 200 m 以下的区域,特别是中层水,模式很好地模拟出了观测到的特征,稍有倾斜的西低东高的分布。模式模拟的低温低盐水向下输送要强于观测,34.0 等值线在西边可穿透到 500 m 以下,而在东边可到 400 m 以下,但观测在西边只到 400 m。对于 200 m 以上的上层海洋,模拟的 33.0 的低盐水覆盖了整个从西到对向子午线(180)的区域,向下可到近 100 m;但观测的 33.0 低盐水只分布在一个很小的区域。通过盐度分布的比较可知,模式产生的低盐低温水从其源区比较快速地在向东输送的过程中向下向南输送,导致了在该纬度带的西北太平洋上层水有较多的北太平洋中层水,这与 CFC-11 的分布是一致的。从图 1b 可知,CFC-11 在鄂霍次克海以及千岛群岛周边海域都有很高的浓度,在该区域形成的北太平洋中层水的输送导致了在 46°N 剖面的 CFC-11 分布。

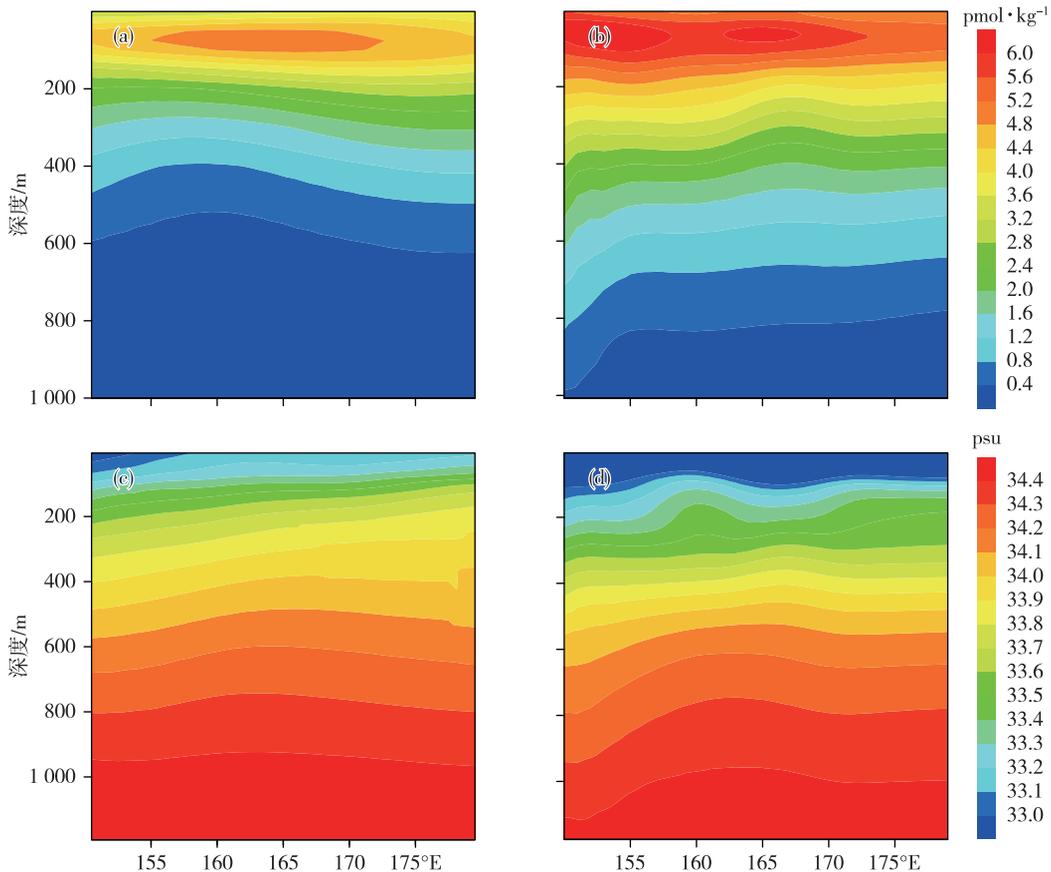


图 5 沿北太平洋 46°N 剖面的 CFC-11 浓度(单位:pmol · kg⁻¹)和盐度(单位:psu)垂直分布(a.CFC-11 浓度观测结果,b. CFC-11 浓度模拟结果,c.盐度观测结果,d.盐度模拟结果)

Fig.5 Vertical distribution of CFC-11 concentration (units: pmol · kg⁻¹) and salinity (units: psu) along 46°N in the North Pacific (Fig.5a and Fig.5b for observation and simulation of CFC-11 concentration, Fig.5c and Fig.5d for observation and simulation of salinity, respectively)

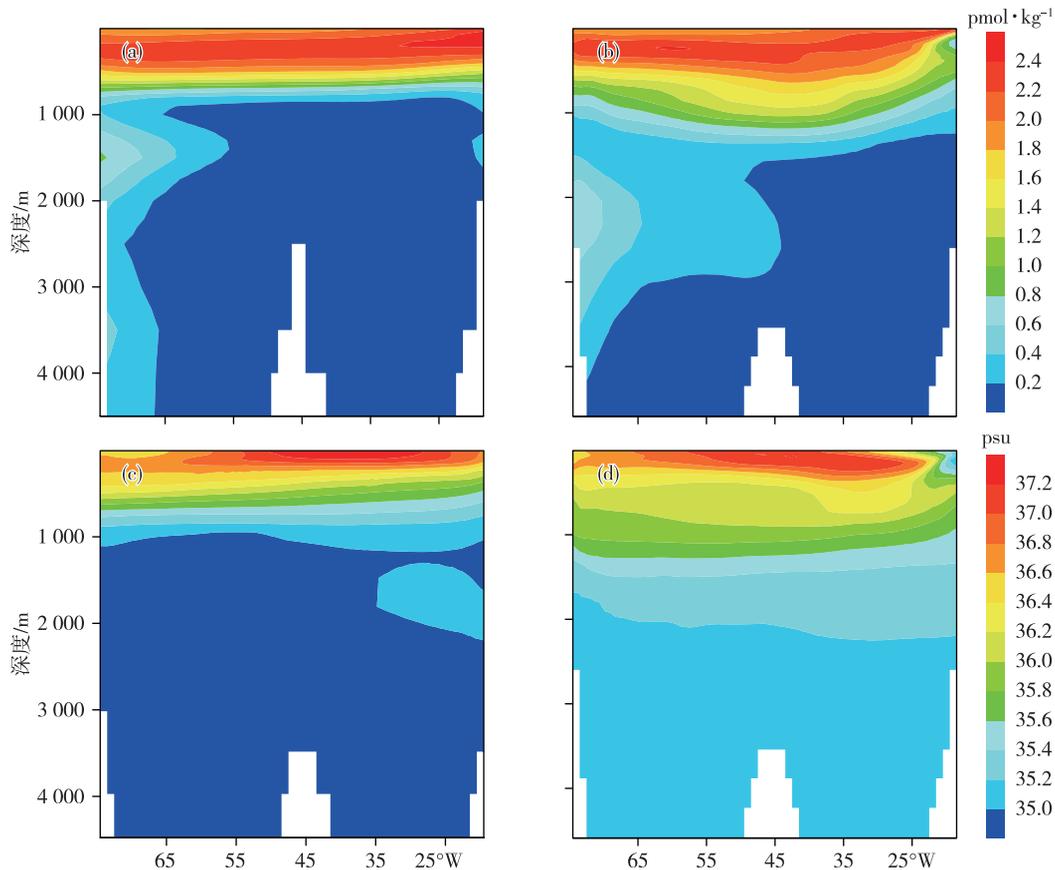


图6 沿北大西洋 24°N 剖面的 CFC-11 浓度(单位: $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$)和盐度(单位: psu)垂直分布(a.CFC-11 浓度观测结果, b.CFC-11 浓度模拟结果, c.盐度观测结果, d.盐度模拟结果)

Fig.6 The same as Fig.5, but for 24°N in the North Atlantic

由北大西洋 24°N 断面的 CFC-11 分布可看到, 分布呈现了两个主要特征, 即在 1 000 m 以上的中上层海洋的 CFC-11 在水平方向分布相对比较均匀, 在 250 m 左右出现一个极大值, 以下随深度垂直减少, 1 000 m 以下的深水中 CFC-11 从东到西快速减少。中上层海水中 CFC-11 分布的观测在水平分布的均匀性比模拟的要好, 而且极大值的水团来自于东边, 模式较好地模拟出了这个次表层的 CFC-11 极大值。虽然模式并不能很好地模拟出这个极大值自东向西的分布, 但模拟结果呈现了较明显的“V”形分布, 特别在 400 m 以下的中层水中。以 $1.4 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线为例, 观测的在 800 m 左右, 东西差异不大; 但是模拟结果表示, 在 80°W 处的深度为 600 m 左右, 自西向东加深, 在约 50°W 达到最大深度近 1 000 m, 随后逐步抬升至 20°W 不到 100 m。

在 1 000 m 以下深水区, 无论观测还是模拟结果都表明很强的从西到东的纬向梯度, 观测的最大值出现在 80°W 的 1 500 m 处, 模式很好地产生该分布的特征, 只是极大值的位置出现在 2 000 m 以下。

这些结果说明了 GFDL 的模式抓住了该剖面的 CFC-11 的输送过程。

北大西洋 24°N 剖面位于副热带环流的南部区域, 属于北赤道流体系。发源于葡萄牙的寒流沿欧洲西海岸南下, 其中有一部分汇入加那利寒流中。寒流南下至 24°N 的北非西海岸附近时, 温度较低的寒流并入到温度较高的北赤道流东侧, 造成北赤道流东侧海温比西侧海温偏低。因而 24°N 剖面从东到西温度是增加的, 这反映在海面的 CFC-11 浓度是从东到西逐渐变小(图 1)。而且该剖面次表层浓度的极大值从东向西往下扩散, 正好反映了上层海洋的大尺度环流以及副热带辐合作用。无论是观测结果, 还是模拟结果在北大西洋的西风漂流(北大西洋暖流)区表层的 CFC-11 浓度都大于 $2.5 \text{ pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。模式稍微低估了次表层的高值区, 但高估了中层水(300~800 m)中的 CFC-11 浓度。这些观测和模拟的特征在一定区域内同样反映在水柱总量(图 3)和穿透深度上(图 4)。

西边深水中较高浓度的 CFC-11 是与北大西洋

的深水形成及北大西洋的经向翻转有关,将部分高纬度水带到了该剖面区域,同时 1 000~1 500 m 深度的水受到了地中海水的影响,模式同样较好地反映该特征。图 6c 和 6d 的观测和模拟的盐度在一定程度上证实了水团的输送过程。上层海洋的高盐度反映的是海面蒸发,300~1 000 m 的中层水反映了北大西洋中层水与南极中层水的混合,从 1 200 m 以下直到海底反映的是北大西洋深水在上、南极底水在下的一个汇合,在深度 800~1 500 m 同时还受到地中海水的影响,因此,由观测结果看到了变化比较小的盐度约为 35 psu 的水,模式明显地高估了 1 500 m 以下水层观测到的盐度,对 1 000 m 左右的水高估达 0.8 psu,而该区域的 CFC-11 也存在较大的差异。因此,模式还有较大的改进空间。

2.3.2 南半球海洋中的垂直分布

图 7 分别为南大洋 65°S 断面 CFC-11 的观测结果、GFDL 的模拟结果、盐度观测结果、GFDL 盐度模拟结果。由于 CFC-11 单位面积水柱总量在南大洋模拟结果与观测存在较大的差异,特别在威德尔

海及其邻近海域差异最明显,因而选取了 65°S 断面进行分析。由该断面的 CFC-11 分布可以看到,观测与模式模拟结果大概在 200 m 以上的上层海洋的 CFC-11 都在水平方向上分布相对均匀。仔细分析表明,观测场中 CFC-11 自西向东稍有增加,次表层的特征就反映从东到西的向下扩散,2.0 pmol · kg⁻¹ 等值线在西边的渗透深度到达 200 m 左右,但在东边只有 100 m 左右,模式低估表层 CFC-11 浓度与该处的模拟温度偏高了近 2 °C 有关。这些表层海洋的 CFC-11 差异同样反映在盐度的差异上(图 7c 和 7d)。通过观测盐度表明,在 25°W 左右存在明显的 200 m 以下的中层水上涌,将盐度为 34.60 psu 以上的水带到了表层,而模式并没有很好地反映该观测到的特征,也就是说模式对于该上涌过程的模拟不足。

在 200 m 以下的中层海水中,模拟结果与观测值有较明显的差异。观测表明,500 m 以下直到 2 400 m 是一个 CFC-11 浓度较低(小于 0.4 pmol · kg⁻¹)而且比较均匀的分布,但是模拟结果非

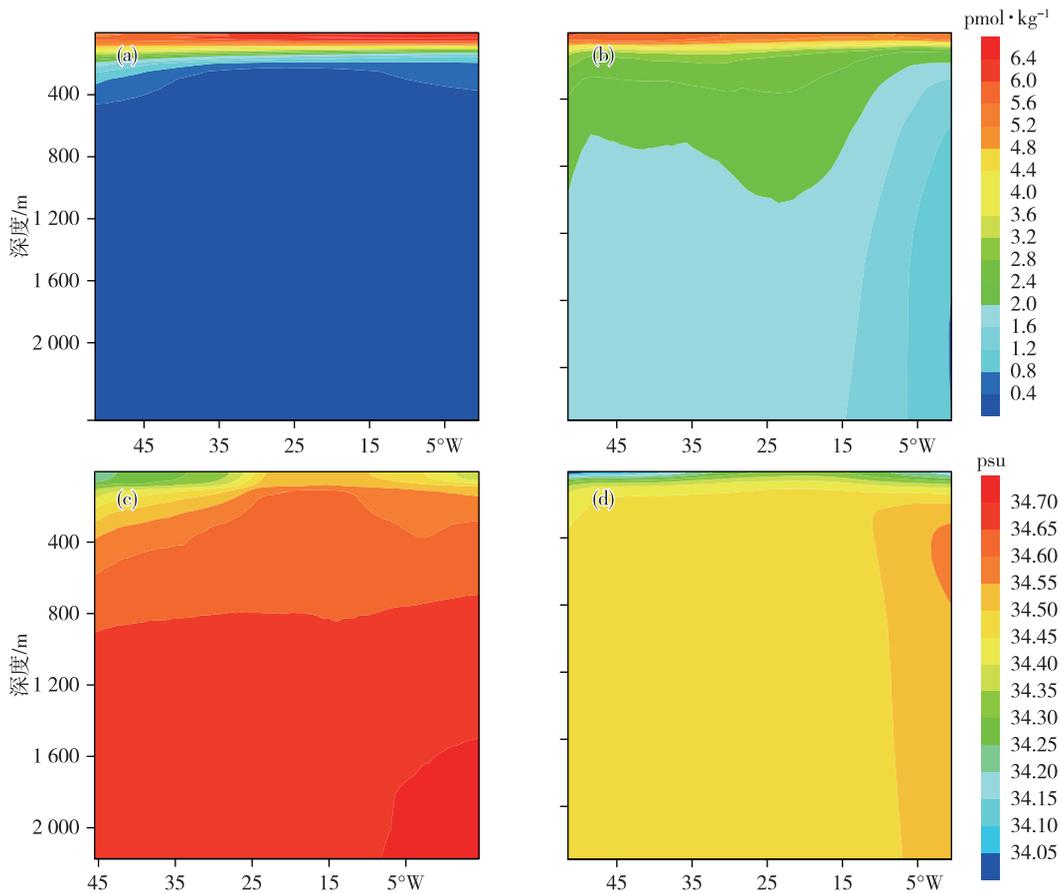


图 7 沿南大洋 65°S 剖面的 CFC-11 浓度(单位: pmol · kg⁻¹)和盐度(单位: psu)垂直分布(a.CFC-11 浓度观测结果, b.CFC-11 浓度模拟结果, c.盐度观测结果, d.盐度模拟结果)

Fig.7 The same as Fig.5, but for 65°S in the Southern Ocean

常明显地高估了该剖面的 CFC-11 穿透深度, 2.0 $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线呈现了不对称的“V”形分布, 在 45°W 附近处深度为 800 m 左右, 自西向东加深, 在约 25°W 达到最大的 1 200 m, 然后逐渐抬升至 5°W 不到 300 m。此外, 模拟的 1.6 $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$ 等值线可穿透到约 10°W 以西的 2 400 m 以下的水层, 也就是在 1 500 m 以下的深层水, 模式模拟的 CFC-11 浓度高过了观测结果 300%, 这也是在图 3 和图 4 看到的模拟柱总量和表层 CFC-11 平均穿透深度要远大于基于观测结果的真实体现。

从观测的盐度中发现, 34.70 psu 来自东部的 2 000 m 以下的深水的向上输送, 而该水主要来自南极绕极流输送带来的绕极深水, 从东部进入威德尔环流区域。尽管模拟结果也反映了中深层水的盐度高于表层水, 但显然没有较准确地模拟出观测所得到的输送特征, 相反模拟结果的最高盐度出现在东边的 600 m 处, 但在整个 15°~40°W 范围内, 中深水混合得比较均匀, 说明模式模拟产生了较好的垂直混合过程, 这是模拟的 CFC-11 在该剖面的中深层水中有较深的穿透深度和相对混合均匀的主要原因。同时, 这也说明了在 5°W 附近, GFDL 模式在南大洋过分地模拟了 CFC-11 向下输送过程。

3 结论

通过 GFDL 模拟 CFC-11 分布结果, 结合盐度、海面温度和 CFC-11 观测资料初步评估了 GFDL 模拟示踪物 CFC-11 的分布和储存情况, 得到如下重要结论:

1) GFDL 模式模拟的 CFC-11 海面浓度水平分布与观测场非常一致, GFDL 模式模拟的 CFC-11 海面高浓度中心和观测场的高浓度中心都集中在高纬度海域, 如北大西洋、西北太平洋, 但是在南大洋罗斯海、威德尔海模拟结果比观测值低了 1.5 $\text{pmol} \cdot \text{kg}^{-1}$, 这是 CFC-11 的溶解度与海面温度成负相关所造成的。水柱总量分布图结果表明, GFDL 四个试验的平均结果与观测值相比, 最主要的差异反映在高纬度的北大西洋和南大洋, 模式总体上高估了这两大区域的观测结果。这是因为 GFDL 不同试验模拟的对流偏强, 导致在较大区域模式高过了 CFC-11 的储存, 尤其是在北大西洋海域。因而 GFDL 模式不同试验模拟的全球海洋中 CFC-11 总物质的量都比观测值高, 尤其是 CM3 模拟结果比观测值高出 22.9%, GFDL 模式平均值高于观测值 15.6%。GFDL 模式与 LICOM 相比高估了 CFC-11

海洋储存量达到 16%, 但这在估计的范围之内。

2) 通过对北太平洋 46°N、北大西洋 24°N 和南大洋 65°S 的纬向断面的分析可知, 目前 GFDL 模式在模拟一些重要水团时还有一定的改进空间, 包括北太平洋中层水, 北大西洋深水, 以及南大洋的中深层水。GFDL 模式能比较好地模拟出 24°N 断面的次表层 CFC-11 极大值, 但不能很好地模拟出这个极大值自东向西的分布, 对于 1 000 m 以下的水层, 模拟结果能反映观测到的很强的从西到东的纬向梯度, 但极大值的位置出现在 2 000 m 以下。由南大洋 65°S 断面的分析可知, GFDL 总体上来说, 对南大洋表层浓度模拟偏低, 但对整层水的垂直混合偏强。

本文重点分析了美国 GFDL 模式的模拟结果, 但只涉及了空间分布特征未能结合时间变化。因此, 后续的工作重点可以在模式模拟 CFC-11 的时间变化方面展开, 进一步更详细地分析某一个模式, 更全面地为模式改进提供参考。

致谢: 非常感谢两位审稿专家和编辑部的宝贵意见, 感谢 CMIP5 提供模式模拟试验数据。

参考文献:

- [1] BULLISTER J L, WEISS R F. Anthropogenic chlorofluoromethanes in the Greenland and Norwegian Seas[J]. *Science*, 1983, 221(4607): 265-268.
- [2] WARNER M J, BULLISTER J L, WISEGARVER D P, et al. Basin-wide distributions of chlorofluorocarbons CFC-11 and CFC-12 in the North Pacific: 1985-1989 [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 1996, 101 (C9): 20525-20542.
- [3] WARNER M J, WEISS R F. Solubilities of chlorofluorocarbons 11 and 12 in water and seawater [J]. *Deep-Sea Res Part I: Oceanogr Res Papers*, 1985, 32(12): 1485-1497.
- [4] WALKER S J, WEISS R F, SALAMEH P K. Reconstructed histories of the annual mean atmospheric mole fractions for the halocarbons CFC-11, CFC-12, CFC-113, and carbon tetrachloride [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 2000, 105(C6): 14285-14296.
- [5] KEY R M, KOZYR A, SABINE C L, et al. A global ocean carbon climatology: Results from Global Data Analysis Project (GLODAP) [J]. *Glob Biogeochem Cyc*, 2004, 18(4): GB4031.
- [6] WILLEY D A, FINE R A, SONNERUP R E, et al. Global oceanic chlorofluorocarbon inventory [J]. *Geophys*

- Res Lett, 2004, 31(1): L01303.
- [7] WAUGH D W. Changes in the ventilation of the southern oceans [J]. *Philos Trans Roy Soc A*, 2014, 372(2019): 20130269.
- [8] ENGLAND M H. Using chlorofluorocarbons to assess ocean climate models [J]. *Geophys Res Lett*, 1995, 22(22): 3051-3054.
- [9] ENGLAND M H, HIRST A C. Chlorofluorocarbon uptake in a World Ocean model: 2. Sensitivity to surface thermohaline forcing and subsurface mixing parameterizations [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 1997, 102(C7): 15709-15731.
- [10] ENGLAND M H, GARCON V, MINSTER J F. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model: 1. Sensitivity to the surface gas forcing [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 1994, 99(C12): 25215-25233.
- [11] DIXON K W, BULLISTER J L, GAMMON R H, et al. Examining a coupled climate model using CFC-11 as an ocean tracer [J]. *Geophys Res Lett*, 1996, 23(15): 1957-1960.
- [12] DUTAY J C, BULLISTER J L, DONEY S C, et al. Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11: Comparison of 13 global ocean models [J]. *Ocean Model*, 2002, 4(2): 89-120.
- [13] PEACOCK S, MALTRUD M, BLECK R. Putting models to the data test: A case study using Indian Ocean CFC-11 data [J]. *Ocean Model*, 2005, 9(1): 1-22.
- [14] BOOTH J, KAMENKOVICH I. Isolating the role of mesoscale eddies in mixing of a passive tracer in an eddy resolving model [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 2008, 113(C5): C05021.
- [15] SHAO A E, MECKING S, THOMPSON L A, et al. Mixed layer saturations of CFC-11, CFC-12, and SF₆ in a global isopycnal model [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 2013, 118(10): 4978-4988.
- [16] ROMANOU A, MARSHALL J, KELLEY M, et al. Role of the ocean's AMOC in setting the uptake efficiency of transient tracers [J]. *Geophys Res Lett*, 2017, 44(11): 5590-5598.
- [17] GOES M, URBAN N M, TONKONOJENKOV R, et al. What is the skill of ocean tracers in reducing uncertainties about ocean diapycnal mixing and projections of the Atlantic Meridional Overturning Circulation? [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 2010, 115(C12): C12006.
- [18] 赵亮, 徐永福. 开边界海盆尺度环流模式模拟北太平洋 CFCs 分布 [J]. *地球物理学报*, 2005, 48(4): 798-806.
- [19] 李阳春, 徐永福, 赵亮, 等. 全球海洋模式对 CFC-11 分布的初步模拟研究 [J]. *大气科学*, 2006, 30(4): 671-681.
- [20] 李阳春, 徐永福, 赵亮, 等. 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*, 2007, 29(3): 31-38.
- [21] 赵琦, 陈中笑, 徐永福, 等. 全球海洋 CFC-11 吸收对传输速度的敏感性 [J]. 2012, 36(6): 1253-1268.
- [22] WANNINKHOF R. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean [J]. *J Geophys Res: Oceans*, 1992, 97(C5): 7373-7382.
- [23] 方怡, 徐永福, 李阳春, 等. 风场对全球海洋 CFC-11 吸收的影响 [J]. *海洋科学*, 2014, 38(2): 6-20.
- [24] 刘波, 李阳春, 徐永福, 等. 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*, 2015, 39(6): 1149-1164.
- [25] 谭娟, 李清泉, 王兰宁, 等. MOM4_L40 模式对全球海洋 CFC-11 分布的模拟及其通风能力评估 [J]. *地球物理学报*, 2016, 59(11): 3960-3973.
- [26] The GFDL Global Atmospheric Model Development Team. The new GFDL global atmosphere and land model AM2-LM2: Evaluation with prescribed SST simulations [J]. *J Climate*, 2004, 17(24): 4641-4673.
- [27] DELWORTH T L, BROCCOLI A J, ROSATI A, et al. GFDL's CM2 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics [J]. *J Climate*, 2006, 19(5): 643-674.
- [28] WINTON M. A reformulated three-layer sea ice model [J]. *J Atmos Oceanic Technol*, 2000, 17(4): 525-531.
- [29] DONNER L J, WYMAN B L, HEMLER R S, et al. The dynamical core, physical parameterizations, and basic simulation characteristics of the atmospheric component AM3 of the GFDL global coupled model CM3 [J]. *J Climate*, 2011, 24(13): 3484-3519.
- [30] ADCROFT A, HALLBERG R. On methods for solving the oceanic equations of motion in generalized vertical coordinates [J]. *Ocean Model*, 2006, 11(1/2): 224-233.
- [31] GRIFFIES S M, SCHMIDT M, HERZFELD M. Elements of MOM4p1: GFDL Ocean Group Technical Report No.6 [R]. Princeton: NOAA/GFDL, 2009: 1-371.
- [32] TAYLOR K E, STOUFFER R J, MEEHL G A. An overview of CMIP5 and the experiment design [J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 2012, 93(4): 485-498.
- [33] BULLISTER J L, WISEGARVER D P. The shipboard analysis of trace levels of sulfur hexafluoride, chlorofluorocarbon-11 and chlorofluorocarbon-12 in seawater [J]. *Deep-Sea Res Part I: Oceanogr Res Papers*, 2008, 55(8): 1063-1074.