

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, 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11182.
Zhao Qi, Chen Zhongxiao, Xu Yongfu, et al. 2012. Sensitivity of CFC-11 uptake in a global ocean mode to air–sea gas transfer velocity [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1253–1268.

全球海洋 CFC-11 吸收对传输速度的敏感性

赵琦^{1,2} 陈中笑¹ 徐永福² 李阳春²

1 南京信息工程大学省部共建气象灾害重点实验室, 南京 210044

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 本文在中国科学院大气物理研究所发展的全球海洋模式 (LICOM) 中使用五个不同的海气交换的气体传输速度公式对 CFC-11 (一氟三氯甲烷) 在海洋中的分布和吸收做了模拟。讨论了不同气体传输速度的差异, 发现差异最大的两个公式得到的全球年平均传输速度相差 81%。对 CFC-11 的海表浓度分布、海气通量、水柱总量、海水累积吸收量以及在大洋断面的垂直浓度分布进行了分析。分析结果显示, 使用 Liss and Merlivat (1986) 的传输速度公式的试验在海气通量和海洋吸收总量的模拟上均小于其他试验, Nightingale et al. (2000)、Ho et al. (2006) 和 Sweeney et al. (2007) 等的公式虽然全球年平均值相近, 但在高风速地区 Nightingale et al. (2000) 公式的传输速度要小于后两者, 导致了使用该公式的试验模拟结果在主吸收区和存储区的强度比后二者偏小。Wanninkhof (1992) 的公式在形式上与 Ho et al. (2006) 以及 Sweeney et al. (2007) 的公式一致, 但在系数上存在差别, 这使得模拟的水柱总量在南大洋的分布明显好于其他试验, 尽管其最大值仍比观测资料略小。在海洋累积吸收量的计算上, 使用 Wanninkhof (1992) 传输速度公式得到的模拟结果比观测资料小 8% 左右。计算了 Liss and Merlivat (1986) 和 Wanninkhof (1992) 的传输速度公式模拟的 annual 吸收量相对差, 其总体上一直保持持续下降的趋势, 到 2007 年仅为 2%。从该相对差变化趋势看, 在最初的前 10 年, 海气 CFC-11 交换通量对海气交换传输速度的敏感性更强, 而在更长时间的模拟上, 海洋对 CFC-11 的吸收则更依赖于物理模式的通风速率。通过对 CFC-11 垂直断面分布的分析可知, 不同的传输速度在主要吸收区的不同导致了一定的垂直分布差异。基于本文的结果可以认为 Wanninkhof (1992) 的海气气体传输速度公式更适合本模式对 CFC-11 的模拟。

关键词 CFC-11 气体传输速度 海洋 CFC-11 柱总量 海洋环流模式

文章编号 1006-9895(2012)06-1253-16

中图分类号 P402

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11182

Sensitivity of CFC-11 Uptake in a Global Ocean Model to Air–Sea Gas Transfer Velocity

ZHAO Qi^{1,2}, CHEN Zhongxiao¹, XU Yongfu², and LI Yangchun²

1 Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

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

Abstract Using five different formulas for the air–sea gas transfer velocity, the oceanic uptake, distribution, and storage

收稿日期 2011-10-10, 2012-05-14 收修定稿

资助项目 国家高技术研究发展计划 (“863 计划”) 项目 2010AA012304, 国家重点基础研究发展计划 (“973 计划”) 项目 2010CB951802, 国家自然科学基金资助项目 41075091、40730106

作者简介 赵琦, 男, 1986 年出生, 硕士研究生, 研究方向: 海洋碳循环。E-mail: ch4c@163.com

通讯作者 徐永福, E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

of CFC-11 are simulated in the global ocean general circulation model (OGCM) LICOM (LASG/IAP Climate System Ocean Model), which was developed by the Institute of Atmospheric Physics of the Chinese Academy of Sciences. The difference in the transfer velocities calculated using each formula is discussed. The largest difference in global annual mean transfer velocity among these formulas is 81%. The sea surface CFC-11 concentrations, air-sea CFC-11 fluxes, water column inventories, cumulative uptake, and vertical distributions are analyzed. The results show that the air-sea CFC-11 flux and the total uptake obtained in an experiment using the formula of Liss and Merlivat (1986) are less than those from other experiments using other formulas. Although the global annual mean transfer velocities obtained using the formulas of Nightingale et al. (2000), Ho et al. (2006), and Sweeney et al. (2007) are quite close to each other, the transfer velocity from the formula of Nightingale et al. (2000) in regions with high wind speed is smaller than those from the latter two formulas because of differences in the formulas, leading to a relatively small strength in the main uptake and storage area. The formula of Wanninkhof is formally the same as those of Ho et al. and Sweeney et al. except for the proportional coefficient, and thus it results in a significantly better simulation of the distribution of the CFC-11 water column inventory in the Southern Ocean. However, its maximum value is still slightly smaller than the data-based estimate. The simulated global accumulative uptake with the transfer velocity from Wanninkhof is 8% smaller than the data-based estimate. The relative difference in the oceanic CFC-11 uptake between two experiments that used the formulas of Wanninkhof and Liss and Merlivat, respectively, on data from individual years decreases overall with time until it is about 2% in 2007. This demonstrates that for a short time period (10 years) from the beginning of the simulation, the sensitivity of CFC-11 uptake to the air-sea gas transfer velocity is greater, whereas during a long-term simulation, the oceanic uptake of tracers depends more on the physical model. In addition, the simulated CFC-11 results are compared with cruise data for two sections. The results show that the different transfer velocities used in these experiments produce certain differences in the vertical distributions of CFC-11 in the main uptake regions. For our OGCM, the simulated CFC-11 results from Wanninkhof's formula for air-sea gas transfer velocity are closer to the data-based estimates than those from other formulas.

Key words CFC-11, air-sea gas transfer velocity, oceanic CFC-11 inventories, ocean general circulation model

1 引言

海洋环流模式是研究海洋环流和海洋生物地球化学元素循环的重要工具。尽管海洋环流模式的发展已取得了很大的进展,但模式间以及模拟结果与观测资料之间仍有一定的差异,针对模式性能的评估是提高模式模拟能力的一个重要工作。除了直接考察模拟的海洋物理场结果外,国际上通常采用被动示踪物方法考察海洋模式的模拟能力,尤其是在海洋碳的生物地球化学循环研究中,冒然使用没有经过被动示踪物检验的模式是有风险的(Matsumoto et al., 2004)。目前用于海洋环流模式的被动示踪物主要有氟氯烃、(主要包括 CFC-11 (一氟三氯甲烷)和 CFC-12 (二氟二氯甲烷))、 ^{14}C 、 ^3H 和 He 等。

CFC-11 由 20 世纪 30 年代开始排放至大气中,目前有系统的大气观测资料。在海洋中其性质稳定,不易分解,不参与生物化学反应,是个相对理想的示踪物。在 20 世纪 80 年代和 90 年代, CFCs 作为全球海洋环流试验(WOCE)的一部分,在多次海洋航测中积累了大量的资料, Willey et al.

(2004) 使用这些资料对 CFCs (主要是 CFC-11) 在海洋中的存储进行了研究,得到 1994 年海洋存储总量为 $5.5(\pm 1.5) \times 10^8 \text{ mol}$, 其中 CFC-11 总量的 82% 储存在 1000 m 以上。这些资料同时也为后来的模式研究打下了基础。England et al. (1994) 利用一个全球海洋模式分析了 CFCs 分布和吸收,以及它们对海气交换通量参数化的敏感性。England and Hirst (1997) 继续分析了 CFCs 在海洋中的模拟吸收对海表热盐强迫以及次网格混合方案的敏感性。Craig et al. (1998) 在模式中修正了南大洋吸收过量 CFC-11 的问题,但是其在模式中采用了内部诊断恢复的方法且积分时间很短,此外由于使用了固定常数作为海气交换传输速度,导致他们模拟的全球海洋对 CFC-11 的吸收量偏小。Dutay et al. (2002) 比较了十三个不同的全球海洋模式模拟的 CFCs 结果,发现所有模式都低估了海洋对 CFCs 的吸收,而且模拟得到的 CFCs 在海洋中的最大穿透深度不超过 900 m。赵亮和徐永福(2005)采用基于美国地球流体实验室(GFDL)的海洋环流模式 MOM 构建的北太平洋海盆尺度环流模式(Xu et al., 2000),考察了南开边界对 CFC-11 模拟结果的影

响, 以及开边界模式中不同等密度面扩散系数的影响, 认为西北太平洋是 CFC-11 的一个重要的汇。李阳春等 (2006) 使用中科院大气所发展的海洋环流模式 L30T63 (Jin et al., 1999) 对全球海洋 CFC-11 的通量和分布进行了模拟, 模拟结果很好地描述了 CFC-11 在中上层海水的分布情况。Xu et al. (2006) 使用北太平洋模式, 以 CFCs 和 ^{14}C 为示踪物研究了其分布和储量对中尺度传输参数化的敏感性, 在对 CFCs 的模拟中发现, 增大沿等密度面扩散系数可以提高其在西北太平洋的储存量。李阳春等 (2007) 研究了全球海洋模式中 CFC-11 吸收对次网格尺度混合参数化的敏感性, 证明了通过扩大等密度面扩散系数, 有效地改善了 CFC-11 模拟结果穿透深度不足的问题。

海气交换是确定海洋对气体吸收的第一步, 目前在计算气体的海气交换通量时往往采用块体公式, 海气交换通量与该气体在大气与海表中浓度差成正比, 该正比系数就是传输速度, 常表达成风速和该气体的 Schmidt 数的函数。许多学者已经给出过众多不同的表达式。Liss and Merlivat (1986) 使用在湖泊获得的观测资料, 提出了分速度区间的传输速度公式, 并在小尺度区域内得到了很好的验证。但是由于此湖泊面积较小, 试验所测得的风速值最大为 8 m/s, 因此不适用于高风速地区。目前在数值模拟中应用最为广泛的是 Wanninkhof (1992) 的海气交换传输速度公式。他在比较了不同湖泊试验中海气传输速度对湖泊面积大小、风速和湖水温度的依赖性后, 将传输速度公式外推到了大洋尺度上, 并且根据气候态风场和短期风场给出了不同的海气交换传输速度, 更好地解决低风速时传输速度过小的问题, 之后 Wanninkhof and McGillis (1999) 又给出了风速的三次方公式, 旨在保持低风速海气通量不变的情况下, 增加高风速时的海气传输速度, 并指出当使用长期风速时, 使用新的海气交换速度公式得到的模拟结果比使用 Wanninkhof (1992) 的公式得到模拟结果每年海洋多吸收 0.8 GtC。Nightingale et al. (2000) 通过在赤道太平洋对双示踪物 (SF_6 和 He-3) 的观测, 得出了比较符合赤道太平洋海区的传输速度公式, 但是他们的观测并没有在较大风速变化范围中进行。Ho et al. (2006) 使用双示踪物在南大洋的高风速下对海气交换传输速度进行了观测, 其观测结果认为风速与传输速度之间是明显的二次方关系并拟合了海气交换传输

速度公式, 并且该公式在低风速地区的使用也获得了较好的效果。Sweeney et al. (2007) 使用了比 Wanninkhof (1992) 海气交换速度公式的系数小 33% 的公式以及 NCEP 风速再分析资料对核弹 ^{14}C 进行了全球海洋模拟, 模拟时间为 1954 年到 1998 年。模拟结果很好地描述了核弹 ^{14}C 的海气通量及其在海洋中的存储量, 并且发现早期的海洋 ^{14}C 总量估算 (Broecker et al., 1985, 1995) 高估了 25%。Boutin et al. (2009) 使用全球观测风速和卫星风速资料 (QuikSCAT) 对四个公式不同的海气交换传输速度公式进行了全球模拟计算, 四个公式分别来自 Liss and Merlivat (1986), Wanninkhof (1992), Nightingale et al. (2000) 和 Ho et al. (2006)。研究发现, 使用 Liss and Merlivat (1986) 公式计算的海气交换速度无论在任何风场下以及任何纬度带内都是最小的, 使用 Nightingale et al. (2000) 和 Ho et al. (2006) 的公式的计算结果相近, 使用 Wanninkhof (1992) 公式的结果最大。从以上结果看, 海气交换的传输速度目前不确定性依然很大, 而在以往的海洋被动示踪物模拟中, 不同公式均有其应用的空间, 了解这些不同公式对被动示踪物模拟可能带来的差异是消除模式间差异提高模式结果可对比性的重要环节, 但是, 应用不同的传输速度公式对 CFC-11 进行模拟及比较的研究至今未见报道。Li and Xu (2012) 在一个太平洋海盆环流模式中对依赖风速的传输速度 (Wanninkhof, 1992) 以及常数形式的海气交换传输速度对太平洋模拟吸收核弹 ^{14}C 的影响做了研究, 其结论为依赖风速的传输速度公式在浓度分布模拟方面更接近观测资料, 但在长时间积分模拟中不同传输速度方式带来的差异会逐渐减小。与该文章不同的是, 本文侧重对同样依赖风速的不同海气交换传输速度公式之间的差异, 且涵盖了更大范围的海区。

本文的主要目的是在同一个物理场下选取不同的传输速度公式对海洋中的示踪物 CFC-11 进行模拟, 比较其浓度、通量以及海洋吸收总量对传输速度的敏感性, 找出出现差异的主要区域及其原因, 以便选出更适合本模式的海气交换的传输速度公式。同时, 考察所用的海洋模式对被动示踪物的模拟能力。

2 模式介绍

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) 从 20 世纪 80 年代至今, 已发展了多代海洋环流模式 (张学洪等, 2003), 本文选用了近几年发展的全球海洋模式 LICOM 来研究 CFC-11 的海气交换传输速度公式对其吸收、分布、存储等的影响。为日后进行碳循环长期积分的需要, 我们将模式分辨率从原来的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 降低为 $2^\circ \times 2^\circ$ 。模式中的水平动量混合方案为拉普拉斯形式, 温盐采用包含涡旋诱导速度的等密度面混合方案 (GM90) (Gent and McWilliams, 1990; Gent et al., 1995), 计算海表动量及热通量使用的风应力、辐射通量等强迫资料来自 MPI-OMIP (Max-Planck-Institute-Ocean Model Intercomparison Project) 的气候态月平均资料 (Frank et al., 2001)。模式的网格为 Arakawa B 网格, 计算区域为 $0^\circ \sim 360^\circ$ (经度)、 $78^\circ\text{S} \sim 90^\circ\text{N}$, 垂直坐标采用 η 坐标, 垂直方向一共有 30 层, 从海表面以下十五层每层间隔为 10 m, 再往下为不均匀的十五层, 最大深度达 5600 m。我们海表温度的上边界条件是基于热通量来处理的。试验中热通量边界条件采用了 Newton 冷却条件。Newton 冷却条件是 Haney 恢复型边界条件的简化形式 (Haney, 1971), 这种边界条件处理方法简单, 可令模式海洋快速收敛 (周天军等, 2009)。本试验中的物理场强迫 (如海表温度、盐度等) 为气候态资料, 在这种强迫场中 Newton 冷却条件的模拟结果比总体公式条件更接近观测值 (王璐等, 2011)。具体热通量公式为: $Q_T = Q_0 - (\partial Q_0 / \partial T)(T_0 - T_m)$, 其中 Q_0 为观测净海表热通量, T_0 和 T_m 分别为海表温度的观测值和模拟值, $\partial Q_0 / \partial T_0$ 为观测的耦合系数, 耦合系数由 Oberhuber (1988) 提供。海表盐度通量使用了观测的海表盐度对模拟结果进行恢复, 恢复时间为 30 天。具体的海表边界条件可以参考《LASG/IAP 气候系统海洋模式 (LICOM1.0) 参考手册》(刘海龙等, 2004)。海表温度和盐度的观测资料取自美国国家海洋资料中心 (NODC) 发布的《世界海洋图集 1998》(简称 WOA98, Conkright et al., 1998)。物理场在以上强迫场的强迫下从静止态开始积分 1000 年, 达到准稳态后将 CFC-11 作为被动示踪物放在模式中继续进行积分, CFC-11 初始值为 0, 积分时间从 1944 年至 2007 年, 共 64 年。CFC-11 在大气中的浓度用的是 AORG (Atmospheric Oxygen Research Group) 提供的资料 (<https://bluemoon.ucsd.edu/pub/cfchist> [2011-06-27])。本文所用的海气交换

通量公式为:

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

其中, k 为传输速度, C_{eqm} 和 C_{ocn} 分别是大气 CFC-11 在海表的平衡浓度与模拟的海表 CFC-11 浓度, α_i 为模式网格内海冰所占的面积比例, 资料来自于 Hadley 中心 (Rayner et al., 2003) 的气候态月平均结果。本工作分别采用不同的传输速度公式做了 5 个数值试验, 表述如下:

① 试验 L (Liss and Merlivat, 1986)

$$k = \begin{cases} 0.17W(S/660)^{-2/3} & W \leq 3.6 \\ (2.85W - 9.65)(S/660)^{-1/2} & 3.6 < W < 13, \\ (5.9W - 49.3)(S/660)^{-1/2} & W \geq 13 \end{cases} \quad (2)$$

② 试验 N (Nightingale et al., 2000)

$$k = (0.222W^2 + 0.333W)(S/660)^{-1/2}, \quad (3)$$

③ 试验 W (Wanninkhof, 1992)

$$k = 0.39W^2(S/660)^{-1/2}, \quad (4)$$

④ 试验 H (Ho et al., 2006)

$$k = 0.266W^2(S/660)^{-1/2}, \quad (5)$$

⑤ 试验 S (Sweeney et al., 2007)

$$k = 0.27W^2(S/660)^{-1/2}, \quad (6)$$

其中, W 为海表面 10 m 高度的风速; S 为 Schmidt 数, 其表达式为: $S = 4038.8 - 264.7 \times T + 8.2552 \times T^2 - 0.10359 \times T^3$, T 为当前时刻模式模拟的海表温度 (单位: $^\circ\text{C}$) (Wanninkhof, 1992)。

3 结果分析

3.1 风速与传输速度

本模式所采用的风场来自 Esbensen and Kushnir (1981) 的资料, 此风场为气候态月平均风场。通过计算得到全球海表年平均风速为 7.3 m/s, 与 Wanninkhof (1992) 得到的 7.4 m/s 结果差异不大。我们将此风场及准气候态年平均海表温度模拟结果带入以上五个公式中分别进行计算, 得到不同传输速度 (k 值) 的海表分布, 如图 1 所示。从海表风速分布图可以看出 (图 1a), 赤道附近为风速较小的区域, 西北太平洋、西北大西洋和南大洋为风速大值区, 风速均达到 10 m/s 以上。海表温度 (图 1b) 从赤道向两极递减。图 1c-g 分别为五组试验的 k 值模拟结果, 其总体分布形态与风速相近。在风速大的地区, 若海表温度较低, 公式中的 $S^{-1/2}$ 相对较小, 部分抵消了风速对 k 值的增大作用, 反之

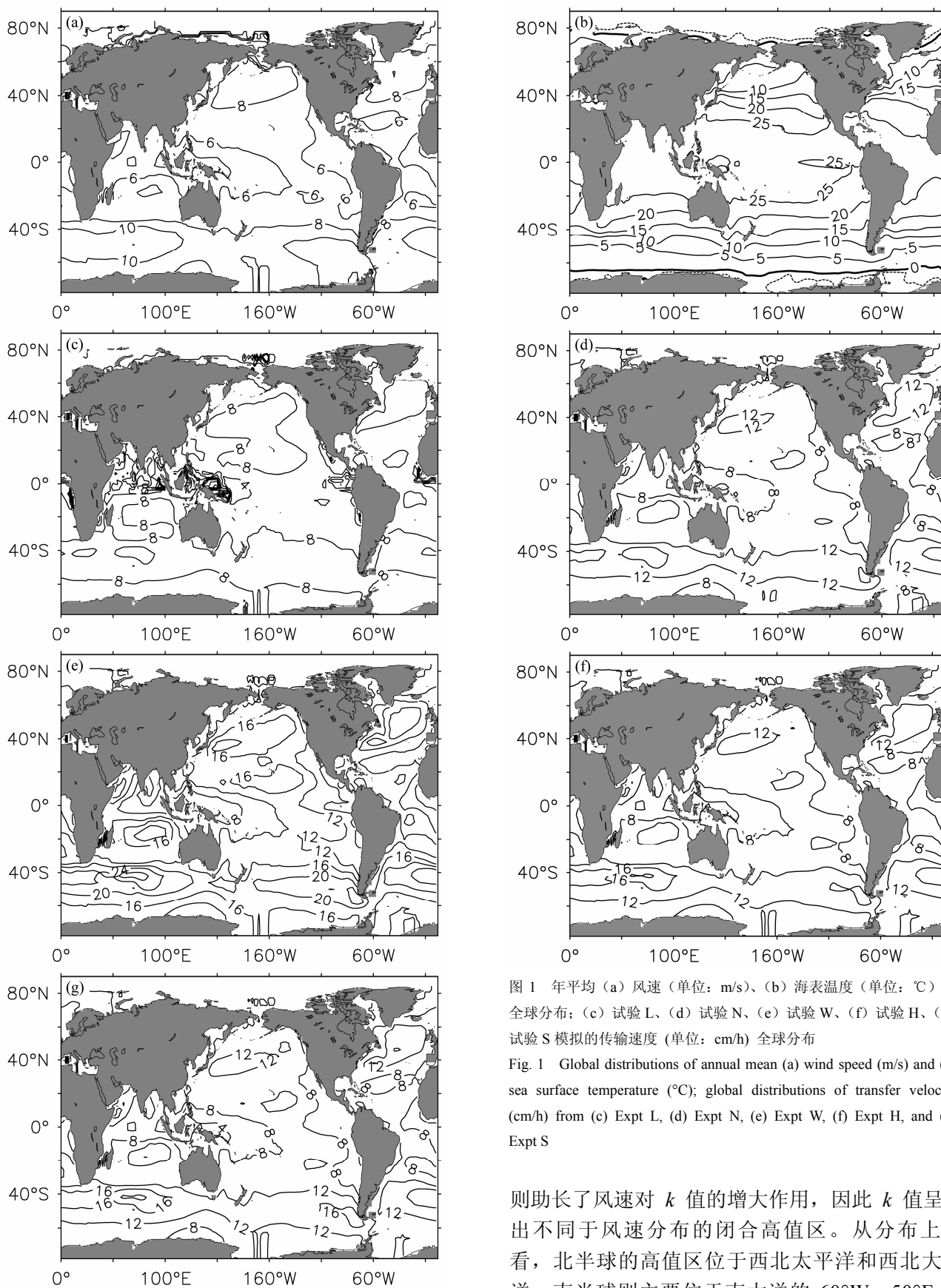


图 1 年平均 (a) 风速 (单位: m/s)、(b) 海表温度 (单位: $^{\circ}\text{C}$) 的全球分布; (c) 试验 L、(d) 试验 N、(e) 试验 W、(f) 试验 H、(g) 试验 S 模拟的传输速度 (单位: cm/h) 全球分布
Fig. 1 Global distributions of annual mean (a) wind speed (m/s) and (b) sea surface temperature ($^{\circ}\text{C}$); global distributions of transfer velocity (cm/h) from (c) Expt L, (d) Expt N, (e) Expt W, (f) Expt H, and (g) Expt S

则助长了风速对 k 值的增大作用, 因此 k 值呈现出不同于风速分布的闭合高值区。从分布上来看, 北半球的高值区位于西北太平洋和西北大西洋, 南半球则主要位于南大洋的 $60^{\circ}\text{W}\sim 50^{\circ}\text{E}$ 附

近、 100°E 附近和 $80^{\circ}\text{W}\sim 180^{\circ}\text{W}$ 三个区间内。由于公式的差异,各试验的最大值及其覆盖区域也有很大不同,以北大西洋为例,试验 L 在北大西洋最大传输速度为 10 cm/h 左右,而试验 W 在北大西洋最大值为 22 cm/h 左右,比前者大了一倍,这与 Boutin et al. (2009) 的结果一致。其他三个试验(试验 N、试验 H 和试验 S)的 k 值介于这两个试验之间,相比较而言,试验 N 的 k 值在南半球 $40^{\circ}\text{S}\sim 50^{\circ}\text{S}$ 的风速高值区要小于试验 H 和试验 S。

从图 1 中可以看出,海气交换传输速度对风速和海表温度有着很强的依赖性,因此 k 值的全球分布也有明显的季节性变化。如图 2 所示,我们对比较观察了风速和 k 值的季节变化,并以试验 W 为例对 1 月和 7 月的 k 值全球分布进行分析。图 2a、c 为 1 月份风速及 k 值的全球分布,此时风速最大值区域出现在西北太平洋和西北大西洋, k 值最大区域同样位于这两个海区,尽管南大洋的风速只略小于最大值,但是 k 值同比减小

50%。这是由于此时北半球处于冬季,海表温度低, $S^{-1/2}$ 值较小。到了 7 月份,北半球海表风速明显降低,而南大洋附近海域风速平均增长 15% 左右。受此影响,海气交换传输速度的大值区均转移到了南半球,尤其是南大洋附近,这是低海表温度和高风速共同造成的结果。值得注意的是,在南印度洋海域,风速的季节变化较小,但是 k 值在 7 月的最大值比 1 月高出 40%,可见在风速变化较小的地区,海表温度对 k 值起了关键的作用。 k 值对海表风速和温度的季节性变化有着积极的响应,这种季节性变化将会对 CFC-11 的海气交换产生直接的影响,我们在后文中会进一步讨论。

我们将五个公式的 k 值的年平均分布分别取全球平均(表 1),所得的 k 平均值有很大的差异。同样以试验 L 和试验 W 为例,后者比前者大 81%。如此大的差异将对模拟结果产生多大影响,特别是海洋对 CFC-11 的吸收和储存,是我们主要关心的问题。

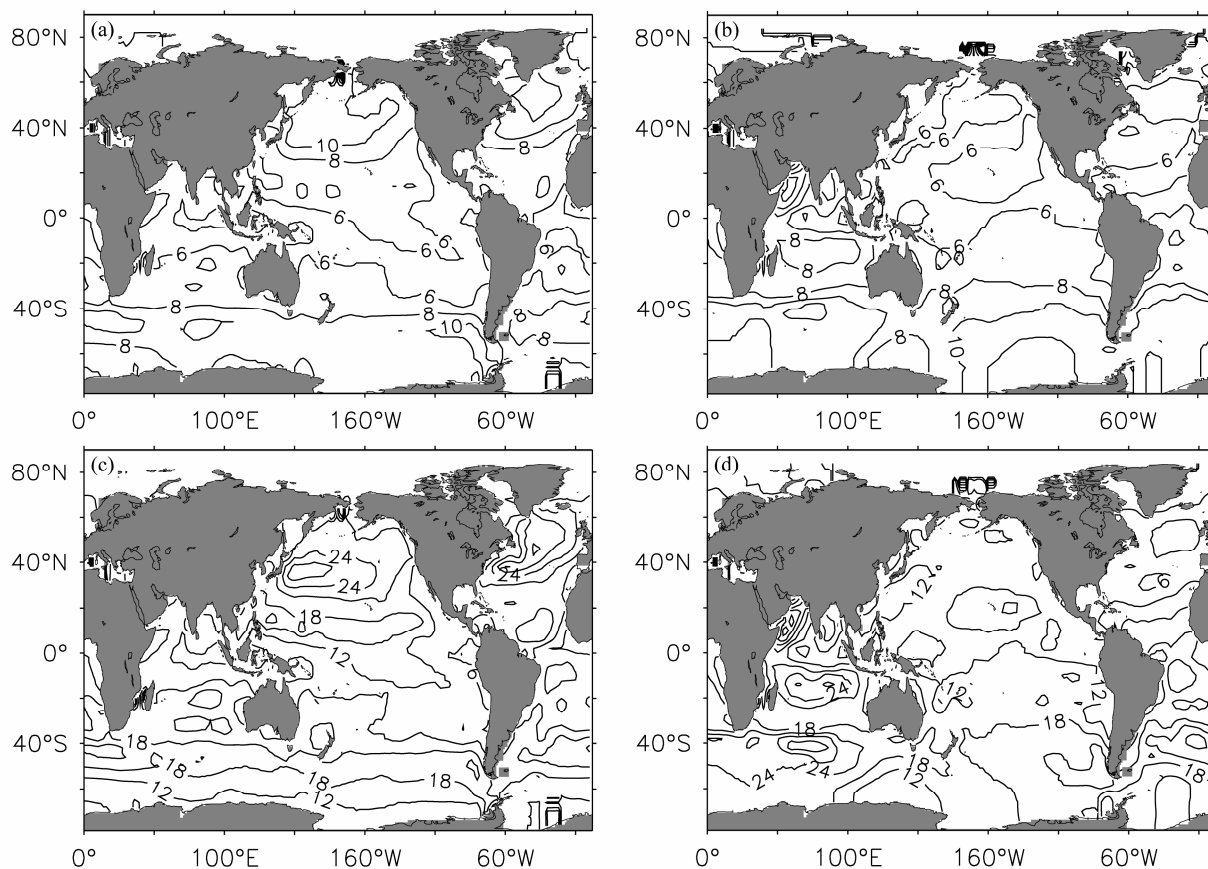


图 2 月平均风速 (a 和 b, 单位: m/s) 和试验 W 的海气交换传输速度 k 值 (c 和 d, 单位: cm/h): (a、c) 1 月; (b、d) 7 月
Fig. 2 Global distributions of monthly mean (a, b) wind speed (m/s) and (c, d) transfer velocity (cm/h) from Expt W: (a, c) Jan; (b, d) Jul

表 1 全球年平均传输速度
Table 1 Global annual mean transfer velocity

海气交换速度公式	<i>k</i> 值 (cm/h)
公式 (2)	8.0
公式 (3)	9.93
公式 (4)	14.5
公式 (5)	9.91
公式 (6)	10.06

3.2 CFC-11 海表浓度分布及通量

图 3 为 CFC-11 海表浓度观测资料、试验 L 模拟出的海表浓度分布、试验 W 与试验 L 的差值和差值的显著性检验图,其中 CFC-11 观测资料是 Key et al. (2004) 通过整合 WOCE 在上世纪 80 至 90 年代 (CFC-11 资料的航测事件多集中在上世纪 90 年代) 的各航线资料得到的,模式模拟时间为 90 年代年平均结果,如无特殊说明,下文中模拟结果均为上世纪 90 年代的平均值。对比图 1b 和图 3a 可

以看出, CFC-11 的海表分布特征对温度的敏感性很强,温度越高,其浓度越低。同时, CFC-11 海表浓度也受到海表流场的影响,以太平洋为例,西太平洋附近的较大浓度梯度是由于黑潮从低纬度带来低浓度的 CFC-11 引起的,而在东太平洋,西风漂流在遇到陆地后,带着高浓度的 CFC-11 分别往高纬和低纬运动,削弱了东太平洋 CFC-11 的经向浓度梯度。图 3b 为试验 L 模拟结果,通过比较我们发现模拟结果整体上很好地模拟了 CFC-11 的海表分布,但是在西北太平洋和西北大西洋的模拟数值高于观测资料,其原因可能是此处的垂直输送强度不够,导致了示踪物在海表面堆积的现象。试验 W 与试验 L 的海表浓度模拟差异 (图 3c) 主要集中在北冰洋附近、北大西洋、南大洋和东赤道太平洋,此几个区域海表常年呈现出饱和状态,前三者是由于温度低于周围海域,而东赤道太平洋是由于上升流作用,将下层的低浓度 CFC-11 海水带到

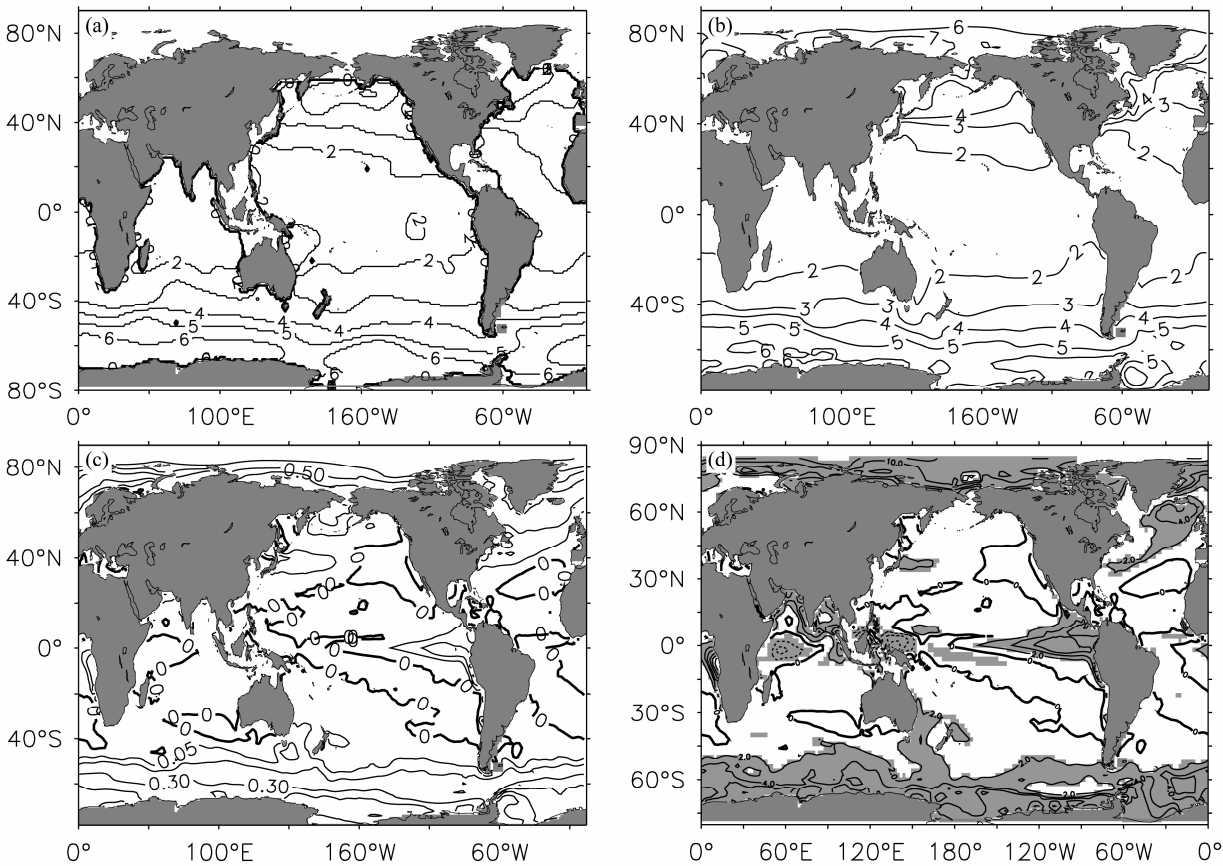


图 3 20 世纪 90 年代年平均 CFC-11 海表浓度 (单位: pmol/kg): (a) 观测资料, (b) 试验 L 模拟结果, (c) 试验 W 与试验 L 的差值; (d) 图 (c) 中均值差的 *t* 检验 (浅色阴影区达到 95%置信区间)。(a) 和 (b) 等值线间距为 1, (c) 为 0.1, (d) 为 2
Fig. 3 Annual mean sea surface CFC-11 concentrations in the 1990s (units: pmol/kg): (a) observations, (b) Expt L, (c) the difference of concentrations between Expt W and Expt L; (d) *t*-test for the difference presented in (c), shaded regions indicate the significant difference at 95% confidence level. Contour intervals in (a, b), (c), and (d) are 1, 0.1, and 2, respectively

表层。在上述除北冰洋（没有观测资料）以外的海区内，试验 L 的结果明显小于观测资料， k 值相对较大的试验 W 的模拟结果则更接近观测值。由于其他试验与试验 L 的差异分布与图 3c 类似，故未一一列出。为验证以上试验之间的差异的确是由试验方案的差异造成的，我们以试验 L 和试验 W 为例做了均值差的显著性检验。从图 3d 中可以看出南大洋、北冰洋部分海区、东赤道太平洋和北大西洋海区的检验结果均达到了 0.95 置信区间（图中浅灰色海区，绝对值大于 1.658），可认为这些海区两个试验的差异是明显的，这与图 3c 中的两个试验绝对差的高值区相一致。以下针对不同试验的差异分析将主要集中在这些海区。

图 4 和图 5 分别为 1995 年 1 月和 7 月 CFC-11 的海气通量。从图中可以明显看出，海气通量随季节变化非常显著。1 月时，北半球冬季的海表面 CFC-11 是明显不饱和的，而除南半球亚极地海区以外的夏季海表区则都是饱和区域。此时海洋对 CFC-11 的吸收区域主要体现在西北太平洋和西北大西洋，这与之前 k 值分布区域相一致，其中通量最大的是西北大西洋，几乎是西北太平洋的两倍，这一方面与西北大西洋的 k 值要高于西北太平洋有关（图 2），另一方面也与受西北大西洋强对流混合的影响 CFC-11 的海表浓度偏低有关（图 3）。在南极大陆附近海区，常年存在下沉流，且此区域的海水温度远低于外围，大气中 CFC-11 在海水的溶解度较高，使得此区域常年处于不饱和状态。对比了李阳春等（2006）使用 L30T63 得到的春季（3 月）模拟结果，我们得到的通量的强度及分布与其基本相同。通过模拟结果对比可以看出，试验 L 在西北太平洋和西北大西洋的通量强度是最小的，最大值比其他试验结果普遍小 $0.5 \times 10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。其他四个试验中， k 值最大的试验 W 的通量要略大于其他三个试验的结果，而试验 N、试验 S 和试验 H 在北半球的 k 值相对接近，因而在一月份北半球的通量上没有特别明显的差异。

7 月时，北半球由于海表温度升高溶解度变小，之前的 CFC-11 主要吸收区变为排放区。南大洋的通量强度和 1 月的北半球相似，但是由于南大洋海域宽广，因此七月全球通量大于 1 月。另外在东赤道太平洋，由于上升流作用将下层低 CFC-11 浓度海水带到表层，使得该地区也常年为不饱和区域。从分布来看，7 月份 CFC-11 主要吸收带位于

南大洋 $50^{\circ}\text{S} \sim 60^{\circ}\text{S}$ 之间，吸收最强区域在 100°E 附近， $60^{\circ}\text{W} \sim 50^{\circ}\text{E}$ 和 $80^{\circ}\text{W} \sim 180^{\circ}\text{W}$ 两处均为吸收次强区，这与前面讨论过的 k 值分布情况一致。除通量强度外，Craig et al. (1998) 与我们模拟结果的最大差异在于 $50^{\circ}\text{S} \sim 40^{\circ}\text{S}$ 为不饱和区，这可能是其使用的水平垂直混合方案造成了此处较强的对流混合导致的。通过模拟可以看出，五组试验的结果是相似的，在具体数值上，试验 L 的吸收强度仍然是最小的，最大通量强度只有 $2.5 \times 10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。由于试验 N 的 k 值在南大洋的风速高值区偏低除了试验 L 以外的其他三组试验，因而其最大通量虽然比试验 L 大，但仍然比后三组试验小 $0.2 \times 10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。试验 H、试验 S 和试验 W 的海气交换速度公式形式相同而系数相异，致使这三组试验的通量强度随公式系数的增加而增强，通量强度最大的试验 W 的通量最大值达到 $3.5 \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

总的来看，冬季的西北太平洋、西北大西洋和南大洋为主要的吸收区，这与之之前 k 值季节变化的全球分布相一致。在不同季节的主要吸收区中，试验 W 的强度最强而试验 L 最弱，这种强度的差异将会体现在水柱总量和海水中 CFC-11 垂直分布上。

3.3 海洋吸收和存储总量

图 6 为观测资料和五个试验得到的 CFC-11 水柱总量结果。从观测结果（图 6a）可以看出，北半球海洋中 CFC-11 的主要储存区位于北太平洋副热带海区和西北大西洋，而在南半球主要集中在南大洋，最大值可以达到 $4.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ 以上。在模拟结果中，北太平洋主存储区同样位于北太平洋西部，但是数值略小于观测结果，只有 $1.5 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右；在西北大西洋，模拟结果的主要贮存区位置和观测资料一致，且与北半球冬季海气通量吸收区域相对应，这是由于冬季西北大西洋存在很强的对流混合，可将海表高浓度的 CFC-11 向下传输到 2000 m 以下，形成 CFC-11 在北大西洋主要的存储区。在数值上，此处试验 L 的水柱总量模拟结果与观测值相近，其他试验则均略高于观测结果。在南大洋，五组试验的结果均没有达到观测资料的最大值。观测资料的最大值超过了 $4.0 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ ，而模拟结果最大的试验 W 也只达到 $3.5 \mu\text{mol}/\text{m}^2$ 左右。南大洋的柱总量高值区处于 $45^{\circ}\text{S} \sim 55^{\circ}\text{S}$ 之间，对比海气通量可以看出，南大洋的主要储存区在主要吸收区以北

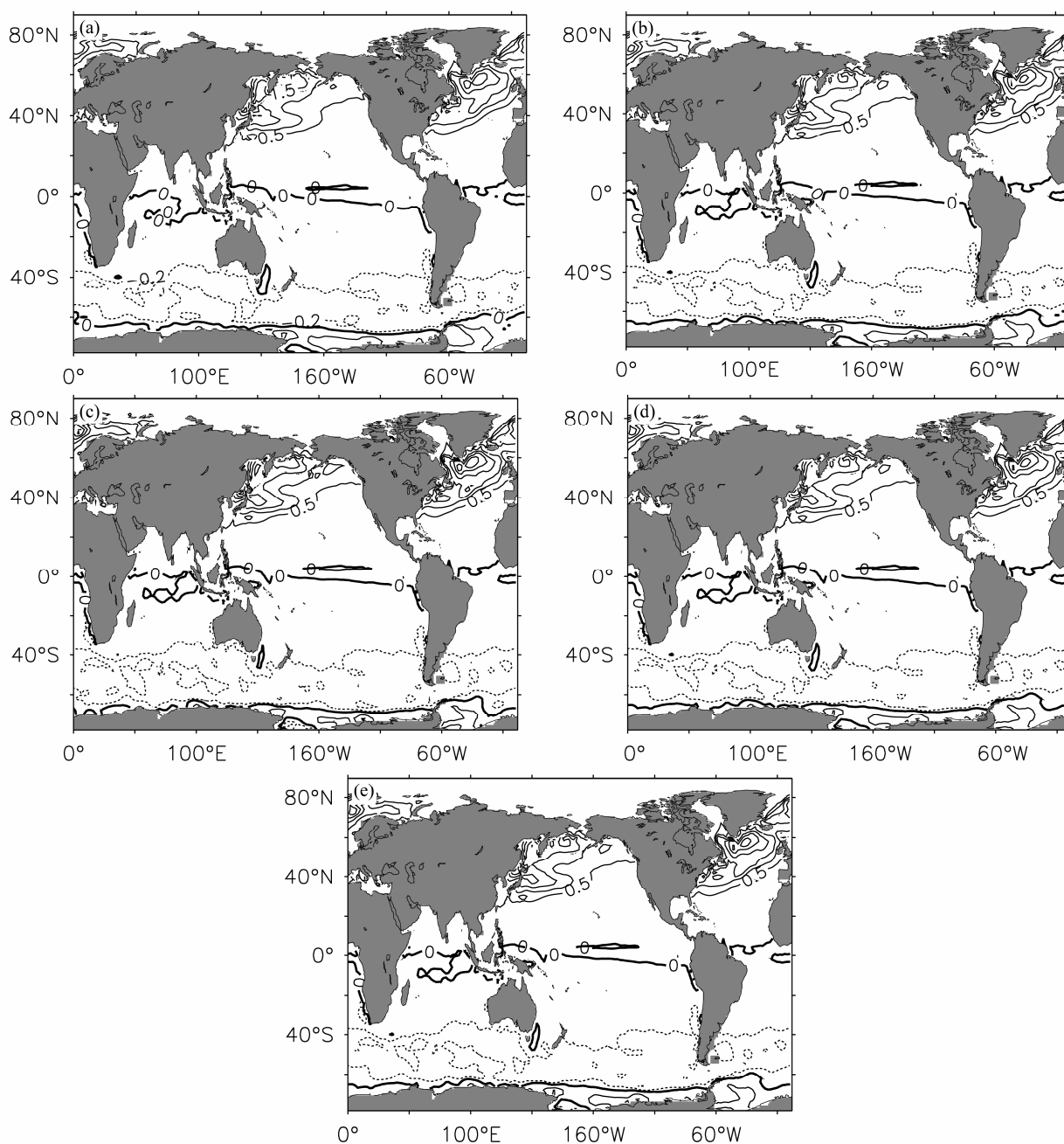


图4 1995年1月的月平均CFC-11海气通量(单位: $10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$): (a) 试验L; (b) 试验N; (c) 试验W; (d) 试验H; (e) 试验S。等值线序列为: -0.4, -0.2, 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0

Fig. 4 Monthly average air-sea CFC-11 fluxes (units: $10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) in Jan of 1995: (a) Expt L; (b) Expt N; (c) Expt W; (d) Expt H; (e) Expt S. Contours are drawn at -0.4, -0.2, 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0

5°左右,这是由于CFC-11通过吸收区进入海洋并沿着等密度面向下向北传输,在45°S~55°S之间达到最大穿透深度,使得此处的水柱总量值最大。另外南极大陆附近海区常年为不饱和区且下沉流较强,尤其是威德尔海和罗斯海,导致南大洋的水柱总量在0°~60°W和80°W~180°W区域为高值区。对比试验结果可知,试验L只描述出了60°W附近

的储存大值区域,而试验N、试验H和试验S比试验L不仅更好地描述了此储存区域,而且在0°~60°W和100°E处也有较好的模拟。试验N、试验H和试验S的水柱总量模拟结果相差很小,试验N仅在160°E处略小于后两个试验。通量强度最大的试验W在前面这些区域的模拟结果是最好的,而且在0°~50°E区域的柱总量也高于其他试验,但是

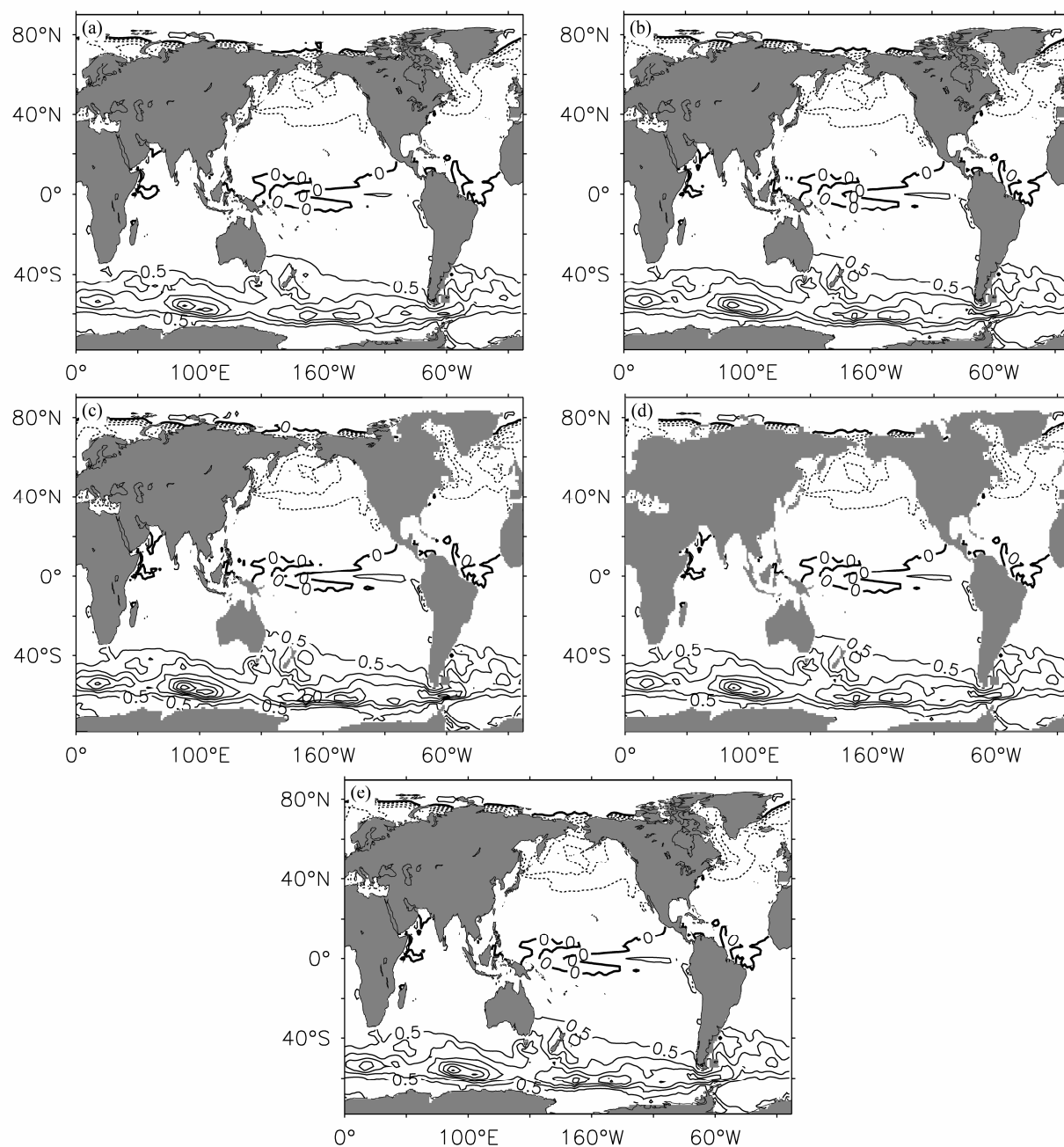


图5 同图4, 但为7月。等值线序列: $-0.4, -0.2, 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5$

Fig. 5 Monthly average air-sea CFC-11 fluxes (units: $10^{-2} \text{ pmol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) in Jul of 1995: (a) Expt L; (b) Expt N; (c) Expt W; (d) Expt H; (e) Expt S. Contours are drawn at $-0.4, -0.2, 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5$

其最大值仍小于观测资料。通过之前对海气通量的讨论, 我们发现通量最大的试验 W 在海洋主储存区尤其是南大洋的水柱总量是最大的, 但是和观测资料仍有一定的差距, 其原因可能是由于模式物理场的向下传输强度较弱有关。这也说明了我们的对比结果对于模式本身以及强迫资料有一定的依赖性, 在我们现在的物理海洋环流模式对 CFC-11 的

模拟中 Wannikhof (1992) 的公式得到的模拟结果是最接近观测资料的。如果海洋物理模式的垂直输送加强, 海洋对 CFC-11 的吸收总量应该会有进一步的提高, 不同公式得到的模拟结果与观测资料的接近程度可能将有所改变。

我们计算了不同传输速度下, 海洋对 CFC-11 的全球累积吸收量和不同试验的年吸收量差异。图

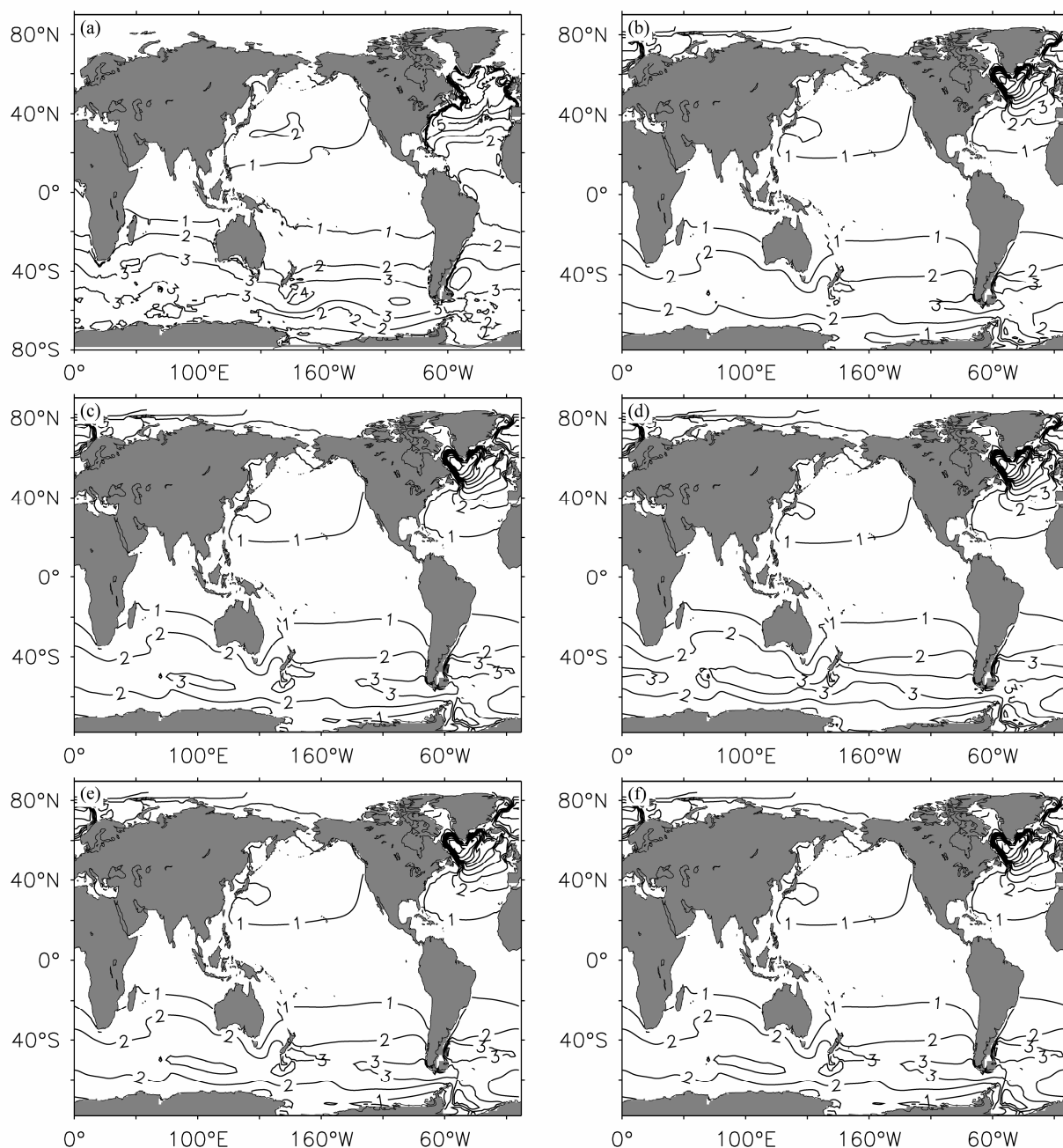


图6 20世纪90年代CFC-11水柱总量观测和模拟的全球分布:(a)观测资料;(b)试验L;(c)试验N;(d)试验W;(e)试验H,(f)试验S。等值线间距为 $1\mu\text{mol}/\text{m}^2$

Fig. 6 Global distributions of CFC-11 column inventory in the 1990s from (a) observations, (b) Expt L, (c) Expt N, (d) Expt W, (e) Expt H, and (f) Expt S. Contour interval is $1\mu\text{mol}/\text{m}^2$

7 为模式模拟的海洋累积吸收量随时间的演变, 由于变化趋势一致, 我们给出了两个极值试验(试验L和试验W)的结果, 其中实线为试验L的模拟结果, 虚线为试验W的模拟结果。从图7中我们可以看出, 海洋对CFC-11的吸收从上世纪70年代开始快速增加, 直到1998年有减缓的趋势, 这些特征与大气中CFC-11浓度增加速率大小有关, 当大

气中CFC-11浓度增加速率大时, 海洋吸收量会快速增加, 反之则会有所放缓。图8为累积吸收量差异最大的两组试验(试验L和试验W)年吸收量的相对差异 $[(\text{试验W}-\text{试验L})/\text{试验L}]$ 。从图中可以看出, 两个试验的差异随着积分时间保持下降的趋势, 其中1947和1948两年由于大气中CFC-11浓度没有变化, 加之模式向下输送强度较弱, 此时

海洋对大气中 CFC-11 的吸收量有所下降,而且海气交换传输速度越大的试验其吸收量下降速度越快,直接导致了此时间段两个试验的差异缩小,其后随着大气中 CFC-11 浓度的快速增加,两个试验的差异重新拉大,但随着积分时间的增加,二者的相对差又持续降低。因此我们认为,在对示踪物吸

收的前 10 年,不同的海气交换传输速度对于海洋吸收总量有很大的影响,二者差异在 10%以上。随着模拟时间的增加,海洋的累积吸收量差异逐渐减小。因此对于模拟时间在 10 年以上的试验来说,物理模式可能起到了更重要的作用。

我们与其他学者的研究结果做了一些比较。表 2 为模拟结果与观测资料和前人模拟结果的对比,其中 Willey et al. (2004) 的结果为截止至 1994 年的海洋累积存储量的观测结果,Key et al. (2004) 的结果为截止至上世纪 90 年代海洋对 CFC-11 累积存储量的观测结果,Craig et al. (1998) 为模拟结果,时间截止到 1990 年 1 月。比较模拟结果可以看出试验 L 的模拟结果最小,试验 W 更接近观测资料,比观测值小 8%左右。试验 H 和试验 S 的模拟结果差异不大,但是均高于试验 N。另外后三组试验在海气交换传输速度公式的形式上相近,其中试验 W 的系数最大,因此其海气通量以及海水中累积吸收量也是最大的。另外在与 Craig et al. (1998) 的比较中可以看出,五组试验的累积吸收量均高于他们的模拟结果。

3.4 CFC-11 的垂直分布

3.4.1 南太平洋 102°W 断面

我们选取 WOCE 航测提供的南太平洋 102°W 断面资料,此断面从 10°S 一直延续到 65°S。图 9 中的观测资料来自于 CCHDO (CLIVA and Carbon Hydrographic Data Office. Accessible at:<http://cchdo.ucsd.edu> [2011-07-24]),时间为 1994 年 1 月至 4 月,模式模拟时间选取当年 3 月的月平均结果。从图 9a 中可以看出,65°S 以南的高浓度海水向下向北输送,在 55°S 处达到最大深度,随后随着纬度的减小逐渐抬高,整体呈现一个 V 形状。以 1.0 pmol/kg 等值线为例,在 65°S 处的深度为 500 m 左右,随着纬度减小此等值线深度不断加深,在 55°S 达到 1000 m 以下,随后逐渐抬高,10°S 处此等值线深度浅于 200 m,这种现象的产生主要与南大洋等密

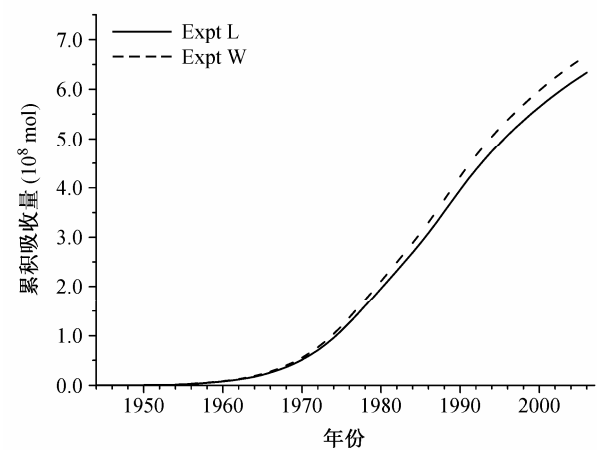


图 7 海洋对 CFC-11 的累积吸收量随时间变化 (单位: 10^8 mol): 实线为试验 L; 虚线为试验 W

Fig. 7 Time series of global CFC-11 cumulative inventories from Expt L (solid line) and Expt W (dashed line)

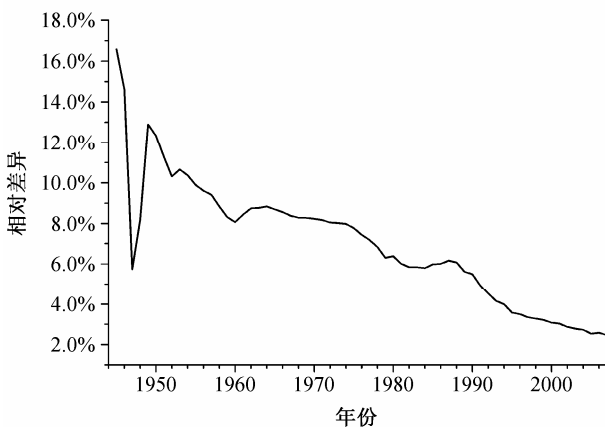


图 8 试验 W 和试验 L 年吸收量的相对差异[(试验 W-试验 L)/试验 L]

Fig. 8 Relative difference in annual CFC-11 uptake between Expt W and Expt L [(Expt W-Expt L)/Expt L]

表 2 不同时间海洋对 CFC-11 累积吸收量 (单位: 10^8 mol)
Table 2 Global CFC-11 cumulative inventories during different time periods (units: 10^8 mol)

海洋对 CFC-11 累积吸收量								
	Willey et al. (2004) (观测)	Key et al. (2004) (观测)	Craig et al. (1998) (模拟)	试验 L	试验 N	试验 W	试验 H	试验 S
截止至 1994 年	5.5±1.2			4.74	4.89	5.04	4.90	4.91
截止至上世纪 90 年代 (90 年代平均值)		5.44		4.79	4.93	5.09	4.95	4.95
截止至 1990 年 1 月			2.7	3.75	3.87	4.01	3.88	3.89

度面垂直分布结构有关。图 9b 为试验 L 模拟结果。对比观测资料可以看出, 模拟结果的上层水中向北延伸的高浓度 CFC-11 水舌位置与观测资料相近, 这一点要明显好于 L30T63 模式的模拟结果(李阳春等, 2006)。由于垂直输送强度不够, 高浓度 CFC-11 海水堆积在海表附近, 使得模拟结果的穿透深度小于观测值。以 1.0 pmol/kg 等值线为例, 模拟结果在 55°S 穿透深度达不到 1000 m 。由于五组试验的模拟结果差异不明显, 因此我们将各组试验

依次与试验 L 做差值分析。从图 9c–f 中可见, 差异最大值均位于 $65^\circ\text{S}\sim 60^\circ\text{S}$ 的海表层, 由于此处的海气通量大, 且靠近南极大陆附近的常年吸收区, 这使得不同海气交换传输速度在此处的吸收量产生一定的差异, 随着向下向北的输送导致南大洋 55°S 附近的水柱总量不同。从图 9c、e、f 中可以看出, 试验 N、H、S 和试验 L 的差异比较相似, 其中试验 S 与试验 L 的差值相对较大, 这是由于在海气通量方面试验 S 在南大洋主要吸收区的强度略高

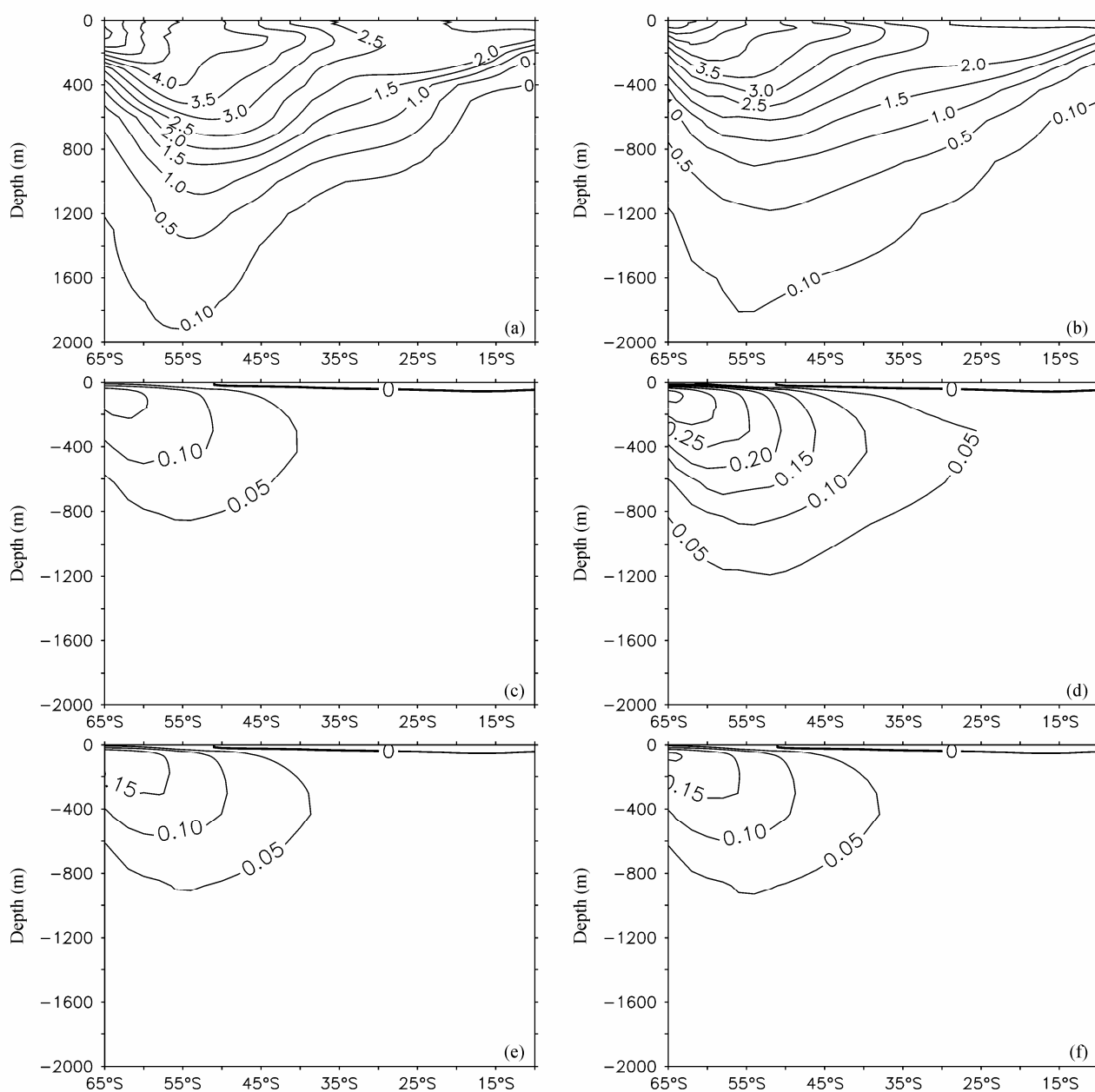


图 9 1994 年 3 月 102°W 断面的 CFC-11 浓度观测、模拟结果及模拟结果之间差异的分布 (单位: pmol/kg): (a) 观测资料; (b) 试验 L; (c) 试验 N 与试验 L 之差; (d) 试验 W 与试验 L 之差; (e) 试验 H 与试验 L 之差; (f) 试验 S 与试验 L 之差

Fig. 9 Latitude–depth sections of (a, b) CFC-11 concentrations and (c–f) the difference of the simulated concentrations between five experiments along 102°W in Mar 1994 (units: pmol/kg): (a) Observations; (b) Expt L; (c) Expt N–Expt L; (d) Expt W–Expt L; (e) Expt H–Expt L; (f) Expt S–Expt L,

于试验 H 和试验 N 造成的。海气通量最大的试验 W 得到的 CFC-11 浓度要明显的高于其他试验, 其在海表的最大差值可达 0.35 pmol/kg 以上, 且在穿透深度方面, 0.05 pmol/kg 的差异值 (为所在深度浓度值的 10% 左右) 最大深度可达 1200 m 附近, 位置位于 55°S 附近, 这也是之前分析的水柱总量差异最大的地方。由此可见, 主要吸收区的海气交换传输速度大小以及物理模式向下输送的强度共同影响了海洋对大气中 CFC-11 的吸收量和贮存量。

3.4.2 北大西洋 40°W 断面

北大西洋 40°W 断面的观测资料来自 Key et al. (2004), 如图 10a 所示, 因 $50^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 的对流混合强度很大, 海表低温高浓度的海水垂直向下可达 2000 m 以下, 形成北大西洋深层水, 进而向南输送。图 10b 为试验 L 的模拟结果, 与观测资料的特征基本一致, 不足之处在于, 在 50°N 以北区域, 无论是海表还是深水区, 模拟结果均明显高于观测资料。以 3.0 pmol/kg 等值线为例, 模拟值可以达到 2400 m 而观测值只有 2000 m 附近, 而在 50°N 以南

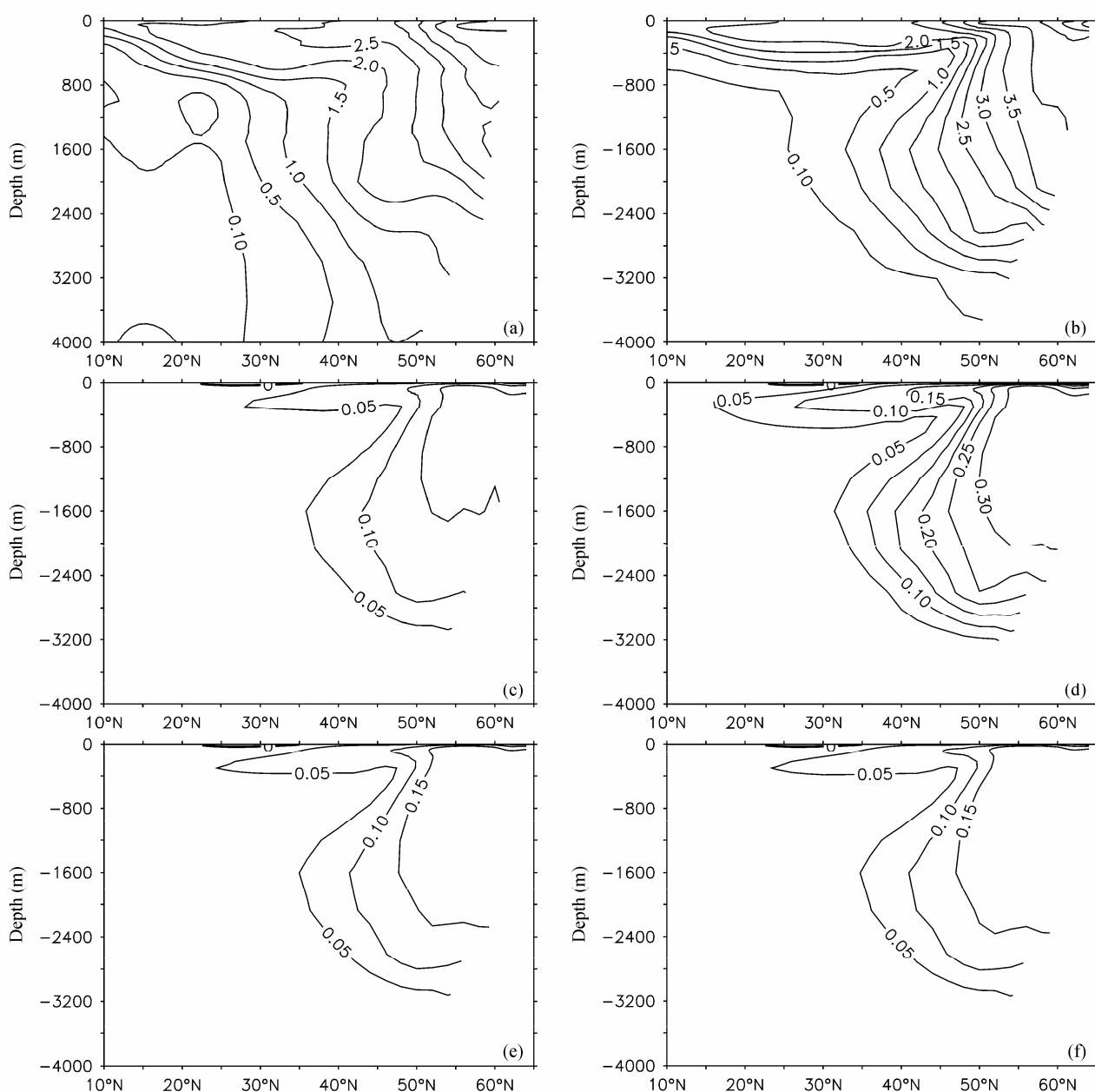


图 10 同图 9, 但为上世纪 90 年代 40°W 断面

Fig. 10 Same as Fig.9, except for along 40°W in the 1990s

海区模拟结果的穿透深度偏浅,以 1.0 pmol/kg 等值线为例,观测资料在 50°N 以南最大深度可达 4000 m 以下,而模拟结果只有 3000 m 左右,说明了模拟的深层水向南输送较弱,造成了 50°N 以北 CFC-11 的堆积,这是 50°N 以北 CFC-11 水柱总量高于观测资料的原因(图 6)。从相对于试验 L 的四组试验差异可以看出,海气通量最大的试验 W 其与试验 L 的差异也是最大的,55°N 附近 2000 m 以上区域二者的差值达到了 0.3 pmol/kg 以上,几乎达到 10%,另外在次表层,高浓度 CFC-11 水舌向南延伸的范围也稍大于试验 L。试验 N、试验 H 和试验 S 与试验 L 的差异比较接近(图 10c, e, f),主要差异仍然集中在主存储区,试验 S 与试验 L 的差异(图 10f)较其他两个试验略大,可见不同的海气交换速度同样影响着此海区的 CFC-11 储存量。

4 结论

使用中国科学院大气物理研究所发展的海洋环流模式 LICOM,通过比对使用 5 个不同海气交换传输速度公式得到的 CFC-11 模拟结果和观测资料,详细研究了 CFC-11 在全球海洋中吸收、储存、分布等对传输速度的敏感性,其中 Wanninkhof (1992) 提出的海气交换传输速度公式更适用于 LICOM 的被动示踪物模拟研究。具体结论如下:

(1) 通过与观测资料的对比可知,五个试验的模拟结果均能成功再现 CFC-11 在海洋中的分布和存储的基本观测特征。不足之处在于试验结果表现出 CFC-11 在海表面有堆积而在垂直分布上穿透深度不足的现象,说明物理模式的垂直输送强度可能偏弱。这造成在海洋累积吸收量的计算上,五个试验的数值要偏小于基于观测的估计,其中采用 Wanninkhof (1992) 公式的试验 W 的模拟结果最接近观测,比观测结果小大约 8%。

(2) 使用不同公式得到的 CFC-11 海气通量在不同季节的主要吸收区差异最明显,试验 L 得到的通量强度最小,而试验 W 的最大。另外三组试验的通量差异较小,其中试验 N 在南大洋 40°S~50°S 的高风速海区 k 值小于试验 H 和试验 S,故其海气通量比后两者略小。吸收通量上的差异使得在对 CFC-11 海表浓度的模拟上,不同试验的差异也主要集中在 CFC-11 的主要吸收区,如北大西洋、南大洋、东赤道太平洋以及北冰洋的部分海区。此外,不同试验得到的 CFC-11 水柱总量的差异也主要集

中在 CFC-11 的主要存储区域,其中试验 L 的模拟结果最小,试验 N 在 160°E 处略小于试验 H 和试验 S,试验 W 得到 CFC-11 存储量最大也最接近观测资料。

(3) 虽然差异最大的两个公式得到的全球年平均传输速度相差 81%,但使用它们的两个试验得到的 CFC-11 的累积吸收量相对差异随着时间逐渐下降,到 2007 年仅相差 2%左右。在吸收初期的 10 年中,海洋吸收 CFC-11 的通量大小对传输速度较敏感,这段时间内年吸收量的最大差异均保持在 10%以上,而在更长时间的模拟中,海洋对示踪物的吸收情况更依赖于物理模式。

总的来看,在五组试验中试验 W 的模拟结果与观测结果差异最小。但需要指出的是,这样的对比结果对于模式本身有一定的依赖性,如果海洋物理模式的垂直输送加强,模拟得到的海洋对 CFC-11 的吸收总量应该会有进一步的提高,不同公式得到的模拟结果与观测资料的接近程度可能有所改变。

参考文献 (References)

- Boutin J, Quilfen Y, Merlivat L, et al. 2009. Global average of air–sea CO₂ transfer velocity from QuikSCAT scatterometer wind speeds [J]. *J. Geophys. Res.*, 114: C04007, doi: 10.1029/2007JC004168.
- Broecker W S, Peng T H, Ostlund G, et al. 1985. The distribution of bomb radiocarbon in the ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 90: 6953–6970.
- Broecker W S, Sutherland S, Smethie W, et al. 1995. Oceanic radiocarbon: Separation of the natural and bomb components [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 9: 263–288.
- Conkright M E, Levitus S, O'Brien T P, et al. 1998. World ocean database 1998 documentation and quality control [CD]. National Oceanographic Data Center, Silver Spring, MD.
- Craig A P, Bullister J L, Harrison D E, et al. 1998. A comparison of temperature, salinity, and chlorofluorocarbon observations with results from a 1° resolution three-dimensional global ocean model [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C1): 1099–1119.
- Dutay J C, Bullister J L, Doney S C, et al. 2002. Evaluation of ocean model ventilation with CFC-11: Comparison of 13 global ocean models [J]. *Ocean Modelling*, 4 (2): 89–120.
- England M H, Garcon V, Minster J F. 1994. Chlorofluorocarbon uptake in a world ocean model. 1. Sensitivity to the surface gas forcing [J]. *J. Geophys. Res.*, 99 (C12): 25215–25233.
- 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.*, 102 (C7): 15709–15731.
- Esbensen S K, Kushnir J. 1981. The heat budget of the global oceans: An atlas based on estimates from marine surface observations [R]. Oregon

- Climate Changes Research Institute, Oregon State University, Corvallis, 29pp.
- Frank R. 2001. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF re-analysis: A climatological dataset to force global ocean general circulation models [R]. Report No. 323, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1–31.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 20 (1): 150–160.
- 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, 463–474.
- Haney R L. 1971. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1 (4): 241–248.
- Ho D T, Law C S, Smith M J, et al. 2006. Measurements of air–sea gas exchange at high wind speeds in the Southern Ocean: Implications for global parameterizations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L16611, doi: 10.1029/2006GL026817.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean general circulation model [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 16: 197–215.
- 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 Biogeochemical Cycles*, 18: GB4031, doi: 10.1029/2004GB002247.
- Li Yangchun, Xu Yongfu. 2012. Influences of two air–sea exchange schemes on the distribution and storage of bomb radiocarbon in the Pacific Ocean [J]. *Marine Chemistry*, 130–131: 40–48, doi: 10.1016/j.marchem.2011.12.006.
- 李阳春, 徐永福, 赵亮, 等. 2006. 全球海洋模式对 CFC-11 分布的初步模拟研究 [J]. *大气科学*, 30 (4): 671–681. Li Yangchun, Xu Yongfu, Zhao Liang, et al. 2006. Preliminary study of the simulated distribution of CFC-11 in the global ocean circulation model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (4): 671–681.
- 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.
- Liss P L, Merlivat L. 1986. Air–sea gas exchange rates: introduction and synthesis [M]// Buat-Ménard P. *The Role of Air–Sea Exchange in Geochemical Cycling*. New York: Springer, 113–127.
- 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.
- Matsumoto K, Sarmiento J L, Key R M, et al. 2004. Evaluation of ocean carbon cycle models with data-based metrics [J]. *Geophysic. Res. Lett.*, 31: L07303. doi: 10.1029/2003GL018970.
- Nightingale P D, Malin G, Law C S, et al. 2000. In situ evaluation of air–sea gas exchange parameterizations using novel conservative and volatile tracers [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 14 (1): 373–387.
- Oberhuber J M. 1988. An atlas based on the ‘COADS’ data set: The budgets of heat, buoyancy and turbulent kinetic energy at the surface of the global ocean [R]. Technical Report No. 15. Max-Planck Institut für Meteorologie, 1988:199.
- 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.*, 108 (D14): 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Sweeney C, Gloor E, Jacobson A R, et al. 2007. Constraining global air–sea gas exchange for CO₂ with recent bomb ¹⁴C measurements [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 21: GB2015, doi: 10.1029/2006GB002784.
- 王璐, 周天军, 刘海龙, 等. 2011. 两种热通量边界条件对热带太平洋海温模拟的影响 [J]. *海洋学报*, 33 (4): 9–18. Wang Lu, Zhou Tianjun, Liu Hailong, et al. 2011. Comparison of two thermal forcing schemes in a global ocean model over tropical Pacific Ocean [J]. *Acta Oceanologica Sinica (in Chinese)*, 33 (4): 9–18.
- Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean [J]. *J. Geophys. Res.*, 97 (C5): 7373–7382.
- Wanninkhof R and McGillis W R. 1999. A cubic relationship between air–sea CO₂ exchange and wind speed [J]. *J. Geophys. Res.*, 26: 1889–1892.
- Willey D A, Fine R A, Sonnerup R E, et al. 2004. Global oceanic chlorofluorocarbon inventory [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L01303, doi: 10.1029/2003GL018816.
- Xu Y F, Aoki S, Harada K. 2006. Sensitivity of the simulated distributions of water masses, CFCs, and Bomb ¹⁴C to parameterizations of mesoscale tracer transports in a model of the North Pacific [J]. *J. Phys. Oceanogr.*, 36: 273–285.
- Xu Y F, Watanabe Y W, Aoki S, et al. 2000. Simulations of storage of anthropogenic carbon dioxide in the North Pacific using an ocean general circulation model [J]. *Marine Chemistry*, 72 (2): 221–238.
- 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.
- 赵亮, 徐永福. 2005. 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*, 48 (4): 798–806. Zhao Liang, Xu Yongfu. 2005. Simulation of CFCs distributions in the North Pacific using a basin-wide ocean general circulation model with open boundary [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 48 (4): 798–806.
- 周天军, 张学洪, 刘海龙. 2009. 大洋环流模式的温盐表面边界条件处理及其影响研究评述 [J]. *地球科学进展*, 24 (2): 111–122. Zhou Tianjun, Zhang Xuehong, Liu Hailong. 2009. A review of the surface boundary conditions for temperature and salinity of oceanic general circulation models [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24 (2): 111–122.