

王凯, 朱彬, 徐永福, 等. 2013. 全球海洋环流模式中氚分布的模拟 [J]. 气候与环境研究, 18 (4): 491–506, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11198.
Wang Kai, Zhu Bin, Xu Yongfu, et al. 2013. Simulation of distribution of tritium in the global ocean general circulation model [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 18 (4): 491–506.

全球海洋环流模式中氚分布的模拟

王凯^{1,2} 朱彬¹ 徐永福² 巴琦² 李阳春²

¹ 南京信息工程大学大气物理学院, 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 氚 (^3H) 作为一种重要的被动示踪物, 经常被用于研究海洋中的物理过程及评估海洋环流模式的模拟性能。使用一个全球海洋环流模式 (LICOM) 来研究氚在海洋中的分布、存储和输送。模拟的全球氚通量表明, 1975 年之前氚主要由海气交换输入海洋, 特别是在 1963 年, 氚的气体交换输入约为降水输入的 2.5 倍, 1975 年之后两种方式的氚输入通量都大幅减少。比对 GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study, 1972~1978 年) 和 WOCE (World Ocean Circulation Experiment, 1989~1995 年) 大洋观测计划期间的观测资料发现, 我们的模式很好地模拟出了氚的海表分布、水柱总量、经向分布以及次表层的高值信号, 主要缺点在于模拟的氚向深层的穿透不足, 特别是在全球的两个副热带地区, 表现尤为明显, 氚输入函数的不确定性和模式物理场描述的不足可能是造成误差的主要原因。模式给出的海洋中氚储存总量的结果与基于观测得到的结果比较吻合, 如北太平洋海区: 1973~1974 年模拟结果约为 20.4 kg, 相同期间观测估计值为 21.1 ± 4.7 kg, 1989~1995 年模拟结果为 20.7 kg, 相同期间观测估计值为 23.4 ± 2.0 kg。氚在等密度面上高低纬的侧向通风明显, 模式成功模拟出氚从中高纬的海表进入, 沿等密度面向低纬的次表层输送, 又经大洋环流和扩散分别向南半球和高纬输送的过程。

关键词 海洋环流模式 被动示踪物 氚 全球海洋 等密度面输送

文章编号 1006-9585 (2013) 04-0491-16

中图分类号 P47

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11198

Simulation of Distribution of Tritium in the Global Ocean General Circulation Model

WANG Kai^{1,2}, ZHU Bin¹, XU Yongfu², BA Qi², and LI Yangchun²

¹ College of Atmosphere Physics, Nanjing University of Information Science and 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 Tritium (^3H) is often used as an important passive tracer to study physical processes in the ocean and to assess the performance of the ocean general circulation model (OGCM). A global OGCM (LICOM) is employed to study the distribution, storage, and transport of tritium in the ocean. Simulated results for the global tritium flux show that before 1975, tritium entered the ocean mainly from the atmosphere via vapor exchange, especially in 1963, when the tritium input by vapor exchange was 2.5 times larger than that by precipitation. However, after 1975 these two types of inputs decreased quickly and became quite close to each other. Compared to the observations obtained during GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study, 1972–1978) and WOCE (World Ocean Circulation Experiment, 1989–1995), our model reproduces

收稿日期 2011-12-17 收到, 2012-05-10 收到修定稿

资助项目 公益性行业 (海洋) 科研专项 200905012-4, 国家重点基础研究发展计划项目 2010CB951802, 国家自然科学基金项目 40730106、41075091

作者简介 王凯, 男, 1987 年出生, 硕士研究生, 主要从事海洋碳循环研究。E-mail: kwang0213@gmail.com

通讯作者 徐永福, E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

well the observed features of the sea surface distribution, water column inventory, meridional gradient, and local maximum values of tritium. The main weakness of our model is that the simulated penetration depth of tritium is too small, especially in the two subtropical regions. Uncertainties are believed to exist in the development of the tritium input function, and the description of the physical processes, which probably influences the simulated results, needs to be improved in the OGCM. The total tritium inventory estimated by our model is close to the data-based estimate. For example, our model estimates that the North Pacific contained 20.4 kg and 20.7 kg of tritium during 1973–1974 and 1989–1995, respectively, which is in good agreement with the data-based estimates of 21.1 ± 4.7 kg and 23.4 ± 2.0 kg. The lateral ventilation of tritium from the subarctic to tropical regions is obvious along isopycnal surfaces. Our model successfully simulates the entry of tritium into the ocean from the high-latitude sea surface and its transport along isopycnals to the subsurface layer in the low-latitude region and then to the Southern Hemisphere and high-latitude regions by circulation and diffusion.

Keywords Ocean general circulation model, Passive tracer, Tritium, Global ocean, Transport along isopycnals

1 引言

随着研究的深入以及计算机技术的进步,海洋环流模式得到了很大的发展,但由于不同的模式除了空间分辨率的差异外,描述物理过程所采用的数学物理方法也有着不少的差异,结果往往不同模式的模拟能力会有所不同,甚至出现较大的偏差,因而评估和检验模式的性能十分重要。除了将模拟的海洋物理场结果与观测数据或者我们已有的认知结果对比以外,国际上广泛采用被动示踪物来评估模式,通过比较模拟结果和观测资料的差异,可以直观地反映对不同过程的模拟性能。目前,用于海洋环流模式的被动示踪物主要有 CFCs、 ^{14}C 、 ^3H 、He 等。

本文选用氚作为被动示踪物。氚(^3H)是氢(^1H)的同位素,在大气中主要以氚水(HTO)的形式存在, ^3H 的半衰期为 12.32 年,作为一种很好的被动示踪物很早就被用来检验模式的通风过程。自然界的氚主要是由宇宙射线同大气层的氧和氮发生的散裂反应而产生,随后通过降水到达地球表面(蒋崧生和何明,2007)。20 世纪 50 至 60 年代大量的核试验使全球的氚总量剧烈增加,至今仍然是全球范围内氚的主要来源。研究氚在海洋中的分布和存储时,Weiss and Roether (1980)最先提出氚由大气到海洋的通量公式,并利用降水资料构造了 1952~1975 年全球氚输入函数。Doney et al. (1992)利用不同的降水资料构造了全球氚输入函数,Celle-Jeanton et al. (2002)、Stark et al. (2004)又分别对构造方法加以改进,Stark et al. (2004)还讨论了构造方法中的一些不确定因素。

Sarmiento (1983)首先将氚作为被动示踪物加

入到北大西洋环流模式中来模拟氚的存储和分布,成功模拟出了氚在 140~700 m 次表层区域的高值信号。Broecker et al. (1986)利用 GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study)期间观测资料估算了全球氚总量的分布,并且将他的箱模式的模拟结果与估算进行对比,发现南半球的副热带模拟偏高。Jia and Tichards (1996)使用一个大西洋等密度面环流模式(AIM)讨论了氚如何在北大西洋沿等密度面输送的过程。Doney et al. (1993)使用一个混合箱模式模拟了北大西洋氚浓度分布,并详细讨论了降水输入与气体交换比值对模拟结果的影响。Heinze et al. (1998)在大尺度地转环流模式(LSG)中分别使用 Weiss and Toether (1980)以及 Doney et al. (1992)构造的氚输入函数,模拟了全球氚总量的变化,两组试验表明南半球的氚总量均高于观测值,认为造成此种原因主要是对南半球氚输入的认识不足以及模式的物理场还需进一步改进。Stark et al. (2004)利用一个多箱模式模拟了北太平洋的氚通量变化及其输送过程。除了利用模式对氚分布进行研究外,还有许多研究者通过观测资料对氚存储与分布的机理进行了不少的研究(Fine et al., 1981; Fine, 1985; Kakiuchi et al., 1999; Kelley and Van Scoy, 1999; Leboucher et al., 2004; Povinec et al., 2010)。如 Liu and Huang (1998)对比观测资料分析了氚在赤道太平洋高值的形成机理。Butzin and Roether (2004)利用一个一维扩散模型对南大西洋氚收支进行了分析,并给出了南大西洋不同时期南大西洋氚总量的分布。

国内对氚的相关研究也在快速发展,巴琦和徐永福(2010)使用一个开边界的北太平洋环流模式研究了氚在北太平洋中的分布和输送,得到了与观测资料相符的经向梯度和次表层高值信号,但模拟

结果在 30°N~40°N 区域存在一定误差, 认为误差可能源于模式对这一区域物理过程描述的不足, 此外构造的氚强迫函数中存在的不确定性因素也会影响模拟结果。

目前, 除 Heinze et al. (1998) 的工作以外, 使用全球海洋环流模式模拟氚在全球分布的工作很少。不同模式的结果会因为模式之间的差别产生明显差异, 因此使用不同模式进一步模拟全球海洋氚的分布既可为海洋氚的研究提供新的参考信息, 也可检验不同的海洋模式模拟性能。本工作主要在巴琦和徐永福 (2010) 的研究工作基础上, 使用氚考察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) 近年来一直在发展的全球气候系统海洋环流模式 LICOM 的模拟能力, 并在全球尺度上研究氚在海洋中的分布和输送, 同时估算氚在海洋中的储存量。

2 模式简介与试验设计

本文选用了海洋环流模式 LICOM 来对氚的分布和存储进行模拟。模式的计算范围为 (78°S~90°N, 0~360°E), 水平分辨率 2° (纬度) × 2° (经度), 垂直坐标采用 η 坐标, 垂直方向一共有 30 层, 其中 1000 m 以上占 22 层。海表面采用自由表面, 水平网格为 B 网格, 动量方程采用 Laplace 常数黏性方案, 水平黏性 $8.0 \times 10^4 \text{ m}^2/\text{s}$, 垂直黏性 $1.0 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$; 温盐采用包含参数化涡旋诱导速度的等密度混合方案 (Gent and McWilliams, 1990; Gent et al., 1995), 等密度扩散系数和等密度面厚度扩散系数均为 $1.0 \times 10^3 \text{ m}^2/\text{s}$ 。模式计算温盐的初始值取自 Levitus 资料 (Levitus and Boyer, 1994; Levitus et al., 1994), 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 Roeske (2001), 的月平均资料, 用于恢复的温度和盐度来自 WOA98。关于此模式更详细的物理方案和各种参数的设置, 可参阅徐永福等 (2006)。

氚由大气输入海洋可以通过降水输入, 气体交换输入以及河流输入。本文所用的全球海洋环流模式的海气界面空间尺度较大, 河流注入海洋的氚相对来说量级较小, 因此暂不考虑河流输入对氚通量的影响。选用由 Weiss and Toether (1980) 提出的氚输入通量公式:

$$D_{\text{atm}} = PC_p + E \frac{h}{1-h} C_v - E \frac{1}{\alpha(1-h)} C_s, \quad (1)$$

其中, D_{atm} 为大气到海洋的氚通量; E 为蒸发率 (单位: mm/h), P 为降水率 (单位: mm/h), h 为相对湿度, 数据均取自气候态月平均资料 (Atlas of Surface Marine Data, <http://iridl.ldeo.columbia.edu> [2011-05-30]); C_p 为降水中氚的浓度 [单位: TU, 1 TU = $10^{-18} \text{ (}^3\text{H/}^1\text{H)}$], 大气降水的氚浓度资料来自 IAEA/WMO (International Atomic Energy Agency/WMO) 2004 年发布的全球降水氚浓度站点集 GNIP/ISOHIS (Global Network of Isotopes in precipitation, <http://isohis.iaea.org> [2011-05-30]), 插值采用 Celle-Jeanton et al. (2002) 提出的插值方法, 构造纬向调整方法同巴琦和徐永福 (2010), 即同一纬向排上保留东西海岸值与大洋上的最小值, 东西海岸格点都以 e 指数形式向海洋最小值衰减; 公式右边第二项中的 C_v 为空气中氚的浓度, C_v/C_p 通常取 0.60~0.89, 本文取为 0.71; 第三项中 α 为 HTO/H₂O 的气液相交换平衡因子, $\alpha \approx 1.12$, C_s 为海表氚浓度, 由模式计算得出。第二项与第三项共同组成气体交换输入项。

进入海洋的氚作为被动示踪物, 受平流、扩散等物理过程的影响, 其输送方程为:

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}C) = \nabla \cdot (K \nabla C) - \lambda C, \quad (2)$$

其中, C 表示氚浓度, $\mathbf{u}$ 为平流速度与涡旋诱导速度之和, K 为等密度扩散张量, λ 为氚衰减系数, $\lambda = \ln 2 / 12.32 \text{ a}^{-1}$ 。其中氚的平流输送过程采用分段抛物线 PPM (Phillip and Woodward, 1984) 算法。在 LICOM 海洋环流模式中, 模式从积分了 2000 年的全球物理场启动, 设定氚的起始浓度为 0, 在 1951~1997 年的大气氚函数的强迫以及自然衰减下, 继续积分含氚的环流模式 47 年。

3 结果与讨论

考虑到氚会随时间发生衰减, 我们分别选取了 GEOSECS (20 世纪 70 年代) 与 WOCE (World Ocean Circulation Experiment) (主要集中在 20 世纪 90 年代) 两个时期的观测与模拟结果进行分析对比。由于北冰洋和南大洋的观测资料比较零散, 不便于分析处理, 本文只对太平洋、大西洋和印度洋的结果进行讨论分析。GEOSECS 观测数据来自

AOML (Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory, <http://www.aoml.noaa.gov>[2011-05-30])。WOCE 观测时段集中于 20 世纪 90 年代,测点比 GEOSECS 更多更密集。WOCE 数据来自 CCHDO (CLIVA and Carbon Hydrographic Data Office, <http://cchdo.ucsd.edu>[2011-05-30])。

3.1 模拟全球氚的分布特征

我们首先对模拟的全球海表氚通量进行分析,由图 1 可以看出,1963 年氚的降水通量与气体交换通量均达到最大值,而且 1963 年前后氚通量变化幅度比较大,正好对应人类进行核试验所造成的全球氚浓度的高峰时段。对比分析全球氚的两种输入方式,1975 年之前氚主要由大气经由气体交换输入海洋,特别在 1963 年,氚的气体输入约为降水输入的 2~3 倍,达 2.52×10^{16} TU97 m^3/a (TU97 表示数据从当前年标准化衰减至 1997 年 1 月的值,以下简称衰减调整至 1997 年)。1975 年之后全球氚降水输入与气体交换输入由于氚的衰减以及海洋的吸收逐年减弱,其通量输入已降低至 0.2×10^{16} TU97 m^3/a 左右,两条输入曲线逐渐趋于重合,达到相对稳定的状态。模式中两种输入量的比例关系与通量公式中 C_v/C_p 的选取有很大关系, C_v/C_p 数值的大小会直接影响降水氚浓度峰值年两种输入量差值的大小。Doney et al. (1993) 年选用的 C_v/C_p 的值也为 0.71,他们模拟的 1963 年大西洋氚气体输入约为降水输入的 2.5 倍,与本文结果十分接近。

对比图 2a 和 2b GEOSECS 期间全球氚分布的观测和模拟结果发现,模式很好地再现了海表氚浓

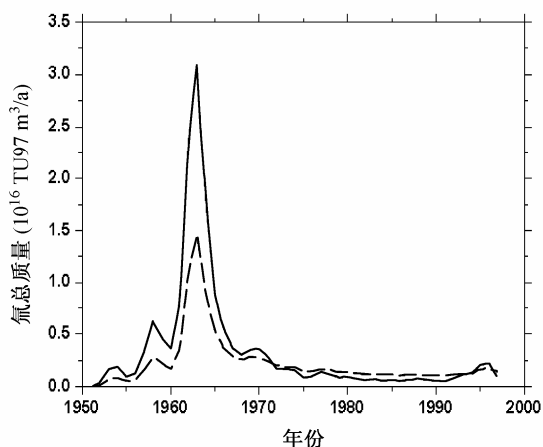


图 1 1951~1997 年模拟全球气体交换(实线)与降水(虚线)氚输入(单位: 10^{16} TU97 m^3/a , 衰减调整至 1997 年)

Fig. 1 Annual ^3H delivery (units: 10^{16} TU97 m^3/a , decay corrected to January 1997) of vapor exchange (solid line) and precipitation (short-dash line) for the global ^3H model source from 1951 to 1997

度北半球远远高于南半球的重要特征,但有些海区的模拟值比观测值要高出一些,具体情况我们分别在不同的大洋加以讨论。太平洋海区海表氚的纬向分布与观测大体相符,很好地体现了海表氚浓度在西边界较低,东边界较高的特征,主要是由于氚在经向上的分布差异以及海洋环流输送所引起的。如低纬度海区的氚浓度比较低,氚在黑潮的带动下往高纬度的输送导致北太平洋西边界的氚浓度较低;而在东边界,高纬度西北海区为氚浓度的高值区,在西风漂流和加利福尼亚流向南流动的影响下,使得北太平洋东边界的海表氚浓度明显高于西边界;同样在南太平洋也有类似的情况。我们的模拟结果与观测资料的主要差别在于太平洋 40°N 以北以及东部海区的模拟值偏高。巴琦和徐永福 (2010) 的北太平洋模式在这一海区的模拟情况与我们的类似,这主要是由于太平洋海区观测点较少,特别是东北太平洋海区,所以目前的资料尚不能准确代表真实情况下这些海区氚浓度的高低。另外由于高纬度海区 GNIP/ISOHIS 大洋测站极少, Celle-Jeanton et al. (2002) 的插值方法只能选用陆地上的站点来进行插值,而 Doney et al. (1992) 指出同纬度陆地降水氚浓度约为海洋的 2~5 倍,这有可能造成靠近陆地区域的降水氚浓度高于真实值,从而使得模拟值偏大。在大西洋,模式成功地模拟出 60°N 附近西北大西洋和北部亚极地海区氚浓度的高值,除去观测资料个别站点的高值,模拟结果要略高于观测值。模式模拟 $40^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ 之间的表层氚浓度有一个 8 TU 等值线分布,与观测结果十分一致,而且很好地模拟出 30°N 附近氚浓度东高西低的分布,不足之处主要在于模拟的结果比观测结果高一些,特别在大西洋东边界尤为明显。在大西洋 15°S 以南至威德尔海之间,模式很好地模拟出海表氚浓度由北向南递减的趋势,与观测资料十分吻合。从印度洋的观测和模拟结果可以看出,北印度洋氚浓度的高值区和低值区分别位于孟加拉湾和阿拉伯海附近,与当地的降水情况有很大联系,如孟加拉湾降水充沛,通过降水进入此海区的氚相对较高,阿拉伯海附近的降水较少,则氚浓度较低。观测结果中印度洋 30°S 以北的海表氚浓度比较高,并呈现出明显的东高西低分布,我们的模拟很好地再现了这一重要特征。1996 年东京大学航测资料也证实了这一现象 (Kakiu et al., 1999), Povinec et al. (2010) 发现 ^3H 、 ^{14}C 、 ^{90}Sr 和 ^{129}I 四种放射性元素

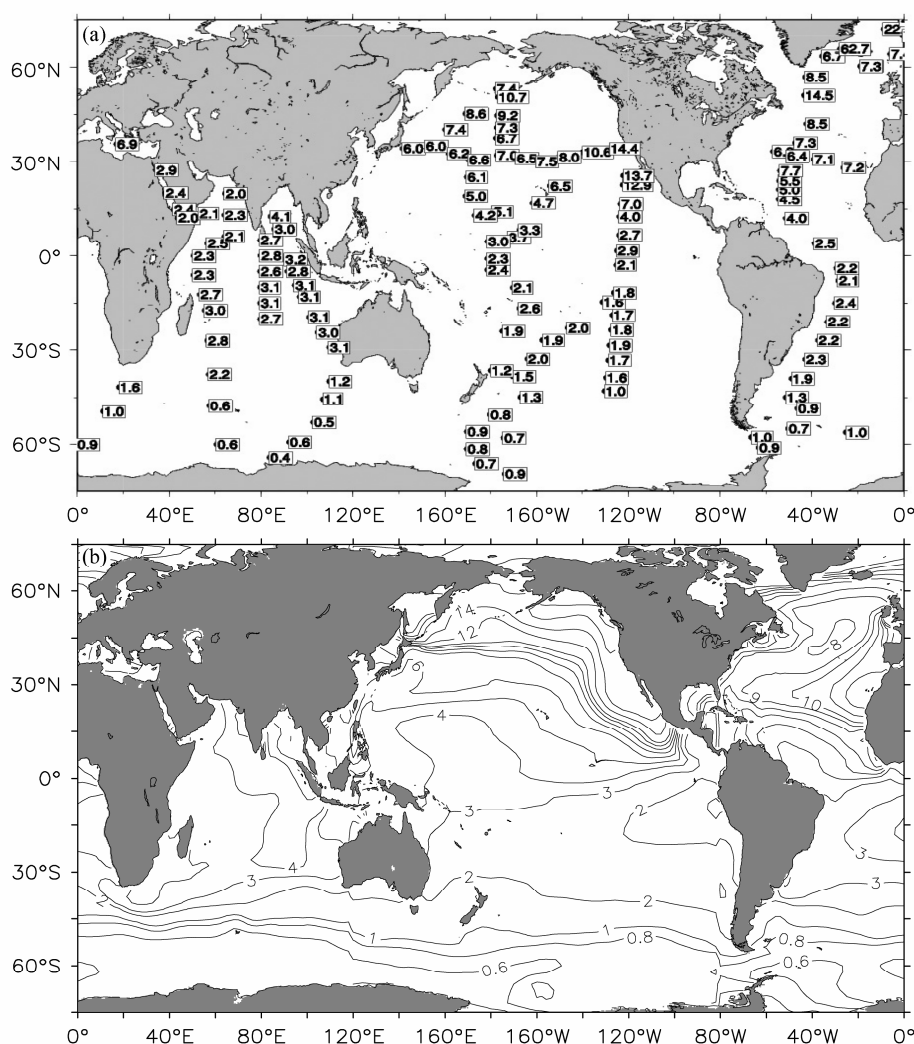


图2 GEOSECS 期间全球海表氚浓度分布 (单位: TU): (a) 观测; (b) 模拟 (等值线间隔: 1 TU 以下为 0.2 TU, 1~10 TU 为 1 TU, 10~20 TU 为 2 TU; 模拟时段: 大西洋为 1972~1973 年, 太平洋为 1973~1974 年, 印度洋为 1977~1978 年)

Fig. 2 Global distributions of sea surface tritium concentrations (TU) during the period of GEOSECS: (a) Observed; (b) simulated, contour intervals are 0.2 TU below 1 TU, 1 TU between 1 TU and 10 TU, and 2 TU above 10 TU; data and results represent the years of 1972~1973 (Atlantic Ocean), 1973~1974 (Pacific Ocean), and 1977~1978 (India Ocean)

均是从西北太平洋经印尼海向印度洋输送,一定程度上会造成印度洋东边的氚浓度要高于西边。模式模拟出全球 30°S 以南的氚等值线平坦分布的特征,与观测结果十分接近,反映我们构造的氚输入函数的可靠性。

3.2 氚的垂直穿透特征

分别选取 GEOSECS 和 WOCE 期间的不同航次测得的纬向和经向断面资料来分析模式模拟结果,所有断面均选取上层 1000 m 数据进行比较。

3.2.1 GEOSECS 期间结果分析

我们选取太平洋海区 32°N 和 178°W 两个断面分析氚在太平洋中的分布,观测和模拟时间均为 1973 年 8 月到 1974 年 6 月。图 3a 为 GEOSECS 期

间观测的 32°N 断面图,氚分布明显存在西部穿透较深,东部较浅的特点,而在海洋上层则是东部浓度较高,西部较低的特点,可以看出在 150°W 以东表层特别是 200 m 以上聚集了较高的氚。北半球中高纬大气含有较高浓度的氚,这些氚由高纬海表进入海洋,在北太平洋,一部分在西北太平洋的冷暖水交汇区随着海水的下沉而下沉,由于示踪物均有沿着等密度面输送的特点,下沉后的氚会沿着北太平洋中层水的传输路径向低纬输送,而中层水在传输过程中,深度不断加深,到西太平洋副热带海区深度达到最大,因而也使得北太平洋的氚在西太平洋副热带海区穿透深度较深;另一部分随北太平洋西风漂流向东输送,经东岸边界流向南输送,这使

得北太平洋副热带海区的东部上层氙浓度较高。从图 3b 看出, 模式很好地模拟出 150°W 以东上层海水中的氙的高值区, 特别是 9 TU 等值线与观测值十分吻合。模拟的 160°W 以西 200 m 以下氙浓度低于观测, 如观测的 1 TU 等值线可穿透至 900 m, 模式结果最多只能穿透至 600 m, 反映出模式在太平洋西部的穿透明显不足, 这从侧面反映了模拟的北太平洋中层水输送相对较弱, 未能及时将高纬度吸收的氙转移到副热带海区, 而这也导致太平洋西部氙储量偏少, 这与 Li and Xu (2012) 使用核弹碳 14 对由 LICOM 构建的太平洋海盆模式进行评估得到的结论一致。图 3c 为 GEOSECS 期间观测 178°W 断面图, 可以看出在 $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 间 200 m 以上的表层聚集了较高浓度的氙, 最高可达 10 TU, $10^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 间 200~900 m 深度为氙的主要存储区, 高浓度的氙向赤道方向延伸, 在 $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 200 m 处形成一个 8 TU 的高值区。图 3d 为模拟的 178°W 断面, 模式很好地模拟出高纬表层高氙水的下沉, 200 m 附近 6 TU 等值线的位置与观测基本接近, 模式

也成功模拟出赤道地区受等密度面较浅影响而产生的氙穿透最浅的现象以及 15°N 附近 10 TU 的孤立高氙水, 这部分高氙水形成原因为: 高纬海区进入海表的氙浓度较高, 一部分随北太平洋中层水向南扩散, 另一部分随西风漂流向大洋东边界输送, 经东边界流向南输送, 再在北赤道流的作用下向大洋西边界输送, 同时东边界高氙水也会沿着等密度面向西扩散, 在该处汇合形成了次表层的孤立高氙水。与 32°N 纬向上看到的一样, 模拟的 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 海区的氙的穿透深度明显不足, 1 TU 的等值线仅达 600 m 左右, 而观测资料可达 850 m 左右。综上所述, GEOSECS 期间 32°N 与 178°W 断面图均反映出模式在 $30^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 间太平洋西部穿透较弱, 巴琦和徐永福 (2010) 北太平洋模式模拟结果也表现出太平洋西侧的穿透性不足, 这跟北太平洋中层水模拟偏弱有关。

从图 2a 可以看出, GEOSECS 期间大西洋海区的观测资料特别稀少, 因此我们选取 $40^{\circ}\text{W}\sim 50^{\circ}\text{W}$ 之间的站点资料来讨论氙在大西洋的分布, 观测和

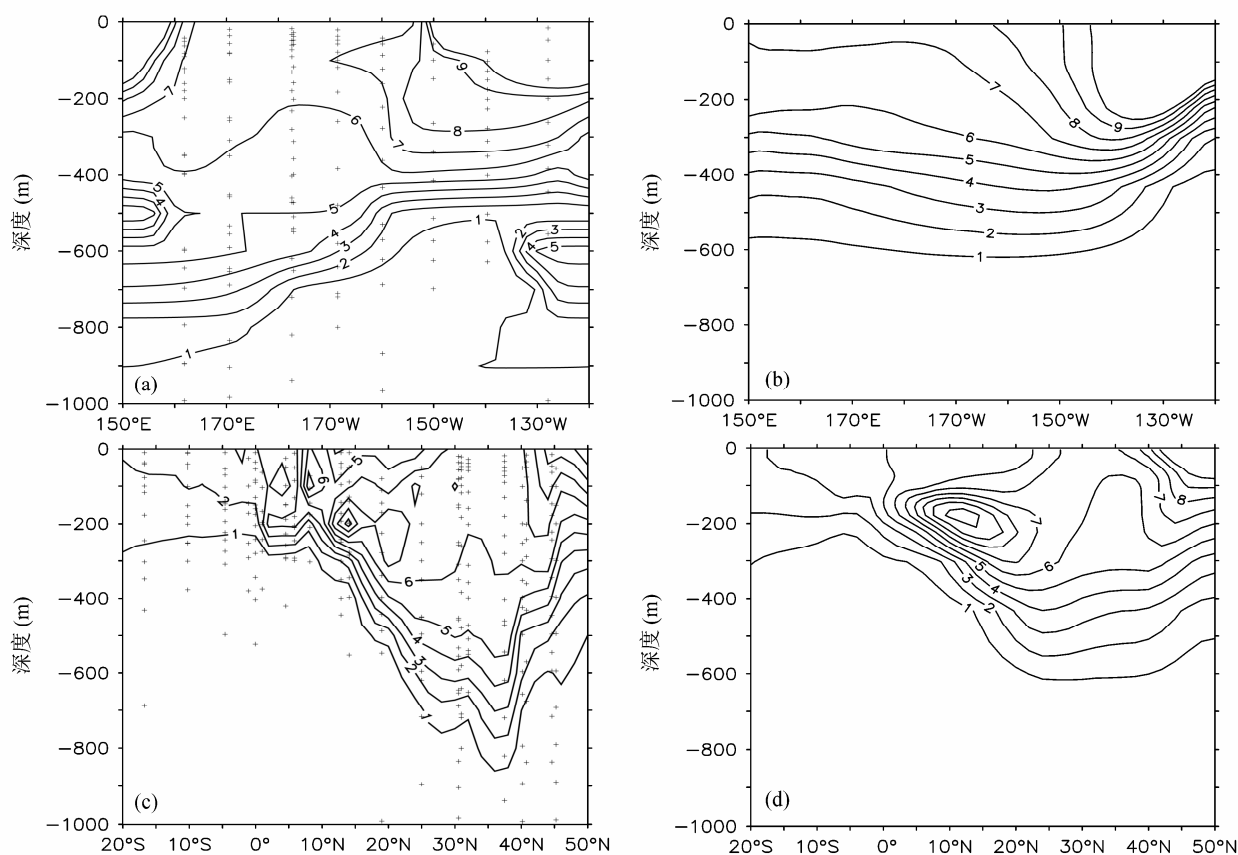


图 3 太平洋 (a, b) 1973 年 32°N 断面和 (c, d) 1974 年 178°W 断面氙分布 (单位: TU): (a, c) 观测, 十字为采样位置; (b, d) 模拟

Fig. 3 Tritium distributions (TU) along (a, b) 32°N in 1973 and (c, d) 178°W in 1974 in the Pacific Ocean: (a, c) Observed (crosses indicate sampling points); (b, d) simulated

模拟时间均为 1972 年 7 月到 1973 年 5 月。由图 4a 为观测得到的大西洋 40°W~50°W 断面垂直分布, 氚主要从高纬度的海表进入, 经由等密度面向南输送, 在 30°N 附近 600 m 以上的区域形成大西洋氚主要的存储区, 在输送过程中, 受等密度面垂直结构的影响, 氚在大西洋北部的穿透较深, 而在靠近赤道附近则较浅, 1 TU 等值线最大穿透深度仅达 200 m 左右。从图 4b 模拟结果看出, 北大西洋氚的经向分布特征与观测资料基本吻合, 主要缺点在于我们模拟氚的穿透深度比观测资料要弱一些, 50°W 附近的穿透深度模拟偏浅。在北大西洋, 氚在海洋内部的输送与北大西洋深水密切相关, 氚的穿透深度偏低说明我们模式模拟的北大西洋深水形成偏弱。从我们得到的北大西洋经向流函数看 (图略), 北大西洋深水最大输送强度约 12 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), 虽然在其他模式的估计范围内, 但偏小。这与我们的模式强迫场为气候态的月平均场有关, 低频强迫场驱动下北大西洋深水的形成强度要相对偏弱。此外, 从模拟结果中看出, 在 15°N 附近 200 m 深左右的位置, 有一个 10 TU 的孤立高氚水, 这主要是东边界的高氚水向西输送形成的。但观测结果中没有出现高氚水, 可能是由于 GEOSECS 期间北大西洋站点特别稀少, 我们根据现有的观测资料给出的结果有可能对真实的过程描述不足, 没能反映出孤立高氚水这个重要特征。

3.2.2 WOCE 期间结果分析

太平洋观测资料来自 WOCE 期间 P03 (24°N) 和 P16 (150°W) 的断面航测资料, 时间分别为 1985 年 5 月和 1991 年 9 月, 模拟时间与观测资料一致。

图 5a 为 WOCE 期间太平洋海区 24°N 断面观测, 从观测看出经过约 20 年时间, 大气氚强迫已大幅减少, 受大气输入减弱和海洋内部持续垂直输送的影响, 海洋表层氚浓度从 10 TU 左右 (图 3a) 降低至 2.5~3 TU, 低于次表层 (200~400 m) 的氚浓度。次表层氚主要来自高纬度表层氚的下沉并持续向南输送, 从而使得次表层氚浓度有所上升。从图 5b 看出, 模式很好地模拟出了次表层氚浓度的高值区, 500~800 m 深度模拟结果非常接近观测事实, 但 500 m 深度以上模拟的次表层高氚水位置仍反映出在 WOCE 时期模拟的氚在西太平洋穿透不足。图 5c 为 150°W 断面观测, 氚分布存在北部穿透较深, 南部较浅, 在 40°N~50°N 间表层聚集了较高的氚, 在 10°N~40°N 间 200~600 m 深度形成高氚水并向赤道方向延伸, 在 20°N~30°N 间 300 m 处形成一 2.2 TU 高值区, 赤道以北海域依然是氚主要的存储区。从图 5d 看出, 模式很好地模拟出了高纬高氚表层水的下沉, 特别是 2.2 TU 等值线的高值区, 但是所处的深度偏浅, 由图 3d 分析可知, 此海区高氚水的形成主要由北太平洋中层水和北赤道流的位置有关。模式很好地模拟出类“W”型分布的重要特征, 模拟的水形态与观测资料非常相似, 副热带海区的穿透较深, 然后分别向两极和赤道方向抬升。不足之处在于, 30°N~40°N 区域模拟结果表现出最大穿透深度偏浅。

南大西洋观测资料来自 WOCE 期间 A14 (9°W) 的断面航测资料, 时间为 1995 年 1 月, 模拟结果选取的时间与观测资料一致。图 6a 为观测得到的 9°W 断面垂直分布, 北半球高纬度吸收的氚经由扩

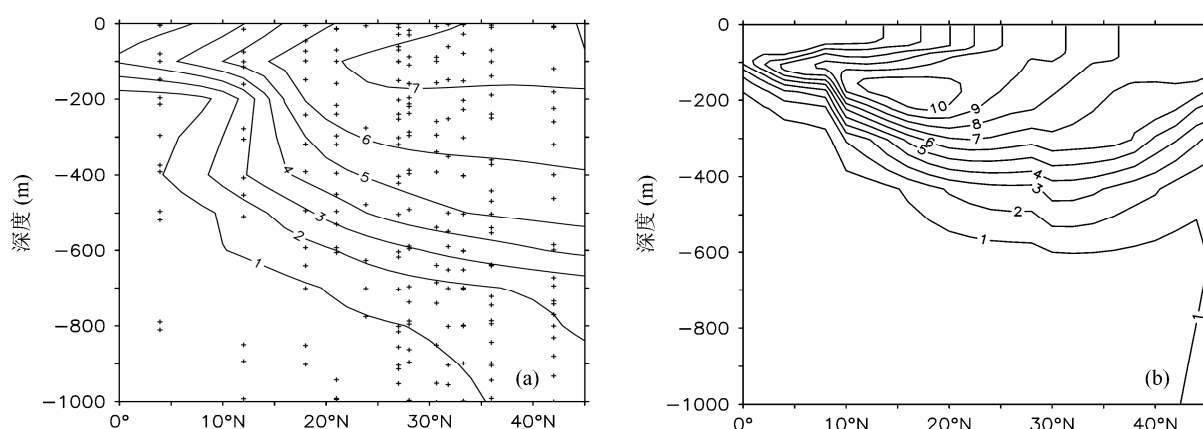


图 4 1972~1973 年大西洋 40°W~50°W 断面氚分布 (单位: TU, 等值线间距: 10 TU 以下为 1 TU, 10 TU 以上为 2 TU): (a) 观测, 十字为采样位置; (b) 模拟

Fig. 4 Tritium distributions (TU) along 40°W–50°W in the Atlantic Ocean from 1972 to 1973 (contour intervals are 1 TU below 10 TU and 2 TU above 10 TU): (a) Observed (crosses indicate sampling points); (b) simulated

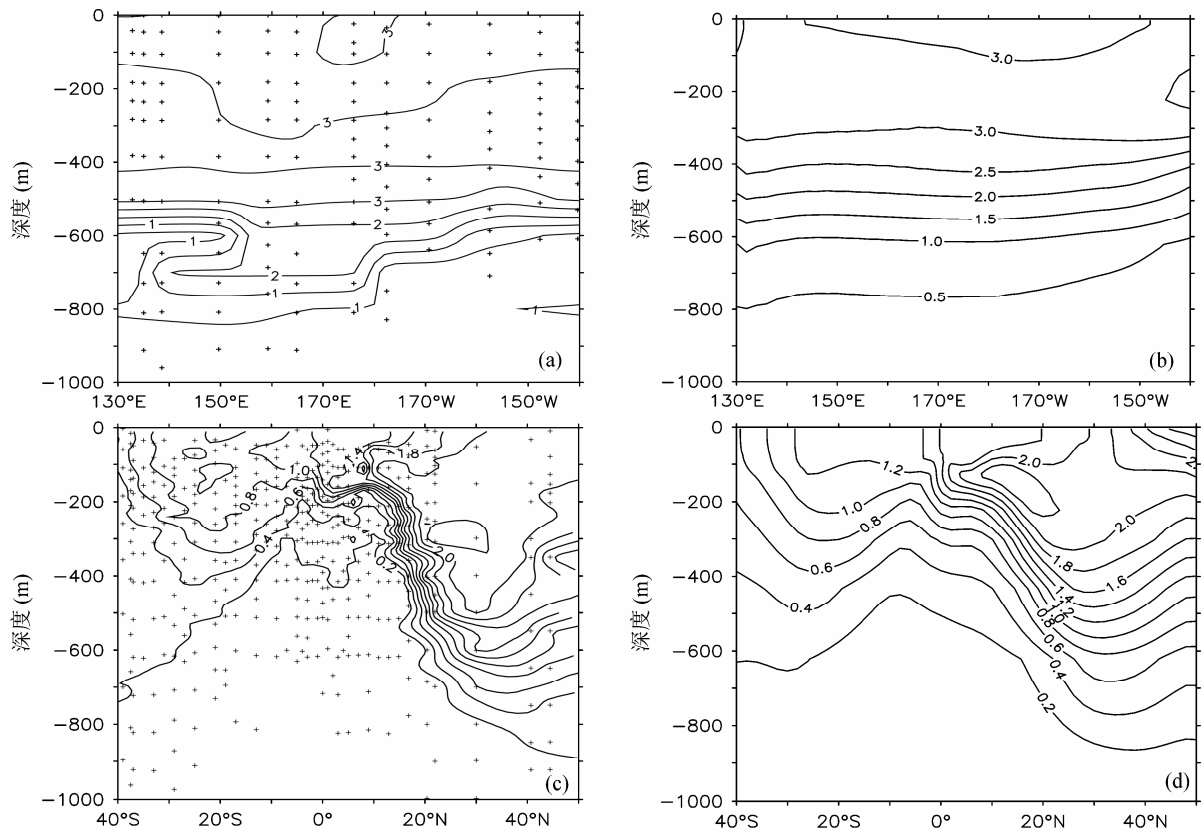


图5 太平洋 (a、b) 1985 年 24°N (P03) 断面 (等值线间隔 0.5 TU) 和 (c、d) 1991 年 150°W (P16) 断面 (等值线间隔 0.2 TU) 氚分布 (单位: TU): (a、c) 观测, 十字为采样位置; (b、d) 模拟

Fig. 5 Tritium distributions (TU) along (a, b) 24°N (P03) in 1985 (contour intervals are 0.5 TU) and (c, d) 150°W (P16) in 1991 (contour intervals are 0.2 TU) in the Pacific Ocean: (a, c) Observed (crosses indicate sampling points); (b, d) simulated

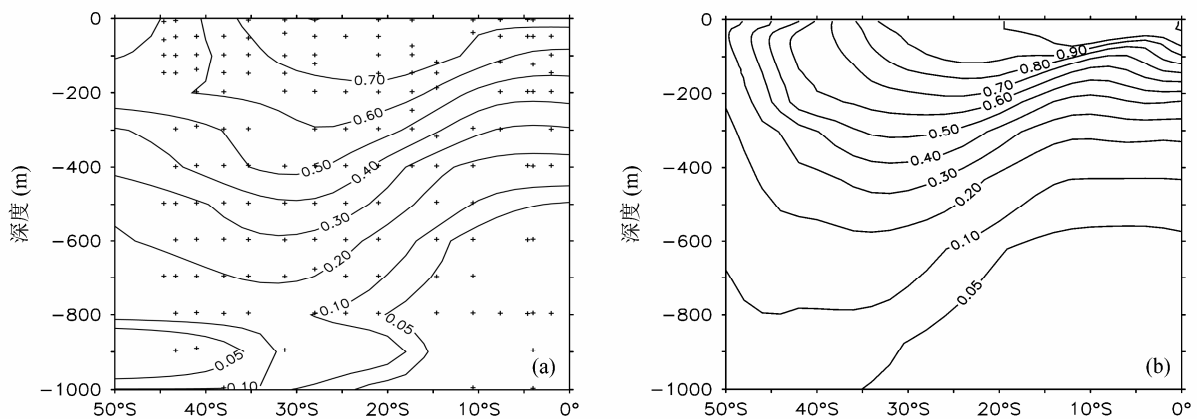


图6 1995 年南大西洋 9°W (A14) 断面氚分布 (单位: TU, 除 0.05 TU 以外等值线间距为 0.1 TU): (a) 观测, 十字为采样位置; (b) 模拟

Fig. 6 Tritium distribution (units: TU) (contour intervals are 0.1 TU except for the 0.05-TU contour line) along 9°W (A14) in the South Atlantic Ocean in 1995: (a) Observed (crosses indicate sampling points); (b) simulated

散过程和大洋环流, 逐渐向南半球输送。氚在 33°S 附近穿透深度达到最深, 0.2 TU 等值线最大穿透深度超过了 700 m, 从而形成了一个位于 20°S~40°S 之间的主要存储区。我们的模拟结果 (图 6b) 所模拟出的南大西洋氚的经向分布特征与观测资料基

本吻合, 水体形态较好, “V”型结构明显。不足之处在于氚向南半球输送的过程中, 相比观测结果氚的穿透深度偏浅, 在 33°S 附近, 0.2 TU 等值线的穿透深度不到 600 m。

印度洋观测资料来自 WOCE 期间 I09 (95°E)

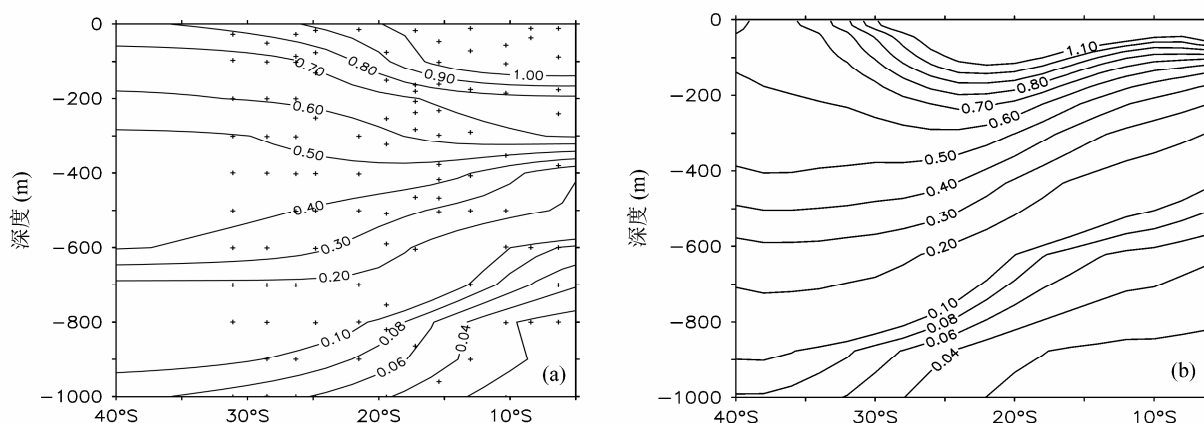


图 7 1995 年印度洋 95°E (I09) 断面氚分布 (单位: TU, 等值线间距: 0.1 TU 以下为 0.02 TU, 0.1 TU 以上为 0.1 TU): (a) 观测, 十字为采样位置; (b) 模拟

Fig. 7 Tritium distributions (TU) (contour intervals are 0.02 TU below 0.1 TU and 0.1 TU above 0.1 TU) along 95°E (I09) in the India Ocean in 1995: (a) Observed (crosses indicate sampling points); (b) simulated

的断面航测资料, 时间为 1995 年 1~3 月, 模拟时间与观测资料一致。从观测资料 (图 7a) 看出, 印度洋的南部穿透较深, 靠近赤道较浅, 氚浓度远远低于北半球, 100 m 附近的最高值仅为 1 TU, 氚主要由赤道地区输入并向南半球转移, 副热带海区为氚主要的储存区。从图 7b 上看, 我们的模拟结果很好地再现了印度洋的这些重要特征, 无论是受等密度面影响使得南部穿透较深赤道区域较浅的现象, 以及氚主要的存储区, 均与观测资料十分吻合, 特别 400~1000 m 深度的模拟结果尤为明显。但我们的模拟结果也存在一定的不足, 如高浓度的表层氚出现在副热带区域有所积聚, 一定程度上会造成氚总量的偏高; 我们模拟氚的穿透沿着等密度面向赤道方向抬升明显, 在副热带海区的穿透偏浅, 这又可能会使得氚总量偏低。Leboucher et al. (2004) 对 1989 年印度洋的观测资料分析发现, 氚基本分布于 1000 m 以上区域, 200 m 以上区域的氚浓度相对较高, 与本文的模拟结果相一致。

3.3 全球氚的存储

图 8a 为根据 GEOSECS 期间观测资料计算的水柱总量, 图 8b 为模拟结果。从二者的对比可以发现, 我们成功地模拟出北半球的氚水柱总量远高于南半球的特点, 但在细节上, 有些海区的模拟结果与基于观测的估计有些差异, 下面分不同的海区对此加以讨论。太平洋模拟的水柱总量在 30°N 处呈现西低东高的现象, 东边界最强达 $26 \times 10^9 \text{ atm/cm}^2$ ($1 \text{ atm} = 1.01325 \times 10^5 \text{ Pa}$) 以上, 西边界为 $14 \times 10^9 \text{ atm/cm}^2$, 纬向梯度与基于观测的结果相反, 这是由于我们的模拟结果在太平洋副热带东部海表

浓度偏高而在西部穿透深度偏浅造成的 (图 3b)。巴琦和徐永福 (2010) 北太平洋模式的水柱总量也出现了相似的结果, 这说明因北太平洋中层水的模拟结果偏弱而导致的被动示踪物在太平洋副热带海区西部穿透深度不足是模式普遍存在的问题。不仅是氚, 其他示踪物在这一海区也出现了与实际相反的结果, 如储敏等 (2006) 模拟太平洋海区 ^{14}C 海表浓度, 赵亮和徐永福 (2005) 模拟 CFCs 的水柱分布时, 都未能很好地模拟出与观测相一致的结果。此外氚输入函数的构造所导致的大洋东部海区输入通量较大, 将是氚模拟所需要重点解决的问题。

我们模式很好地模拟出了大西洋 30°N 以北海区的水柱总量的高值区, 但 30°N 附近副热带区域氚总量呈现明显的自西向东增加的趋势, 与基于观测的结果似乎是反的。首先主要由于大西洋海区的 GEOSECS 期间的观测点较少, 不能很好地确定真实情况下氚浓度的高低, 其次由图 2 的分析看出, 大西洋东部的表层氚浓度模拟偏高, 可能会造成东边界模拟的氚总量偏高, 再次图 4 分析的北大西洋氚主要的存储区穿透偏浅, 主要是北大西洋深水模拟偏弱, 将会导致北大西洋西边界的水柱总量偏低。南大西洋模拟结果与观测资料基本吻合, 特别是抓住了 30°S 附近观测的水柱总量的高值区, 很好地模拟出水柱总量向南极方向先增加后减少的趋势, 同时可以看出部分海区的模拟偏高。Butzin and Toether (2004) 的一维扩散模型过量估算了大西洋 60°S 海区氚的水柱总量, 比观测资料高出约 2~3 倍, 与他使用 Doney et al. (1992) 构造的氚输入函数有关, 认为氚输入偏强使得估算偏高。因此, 在

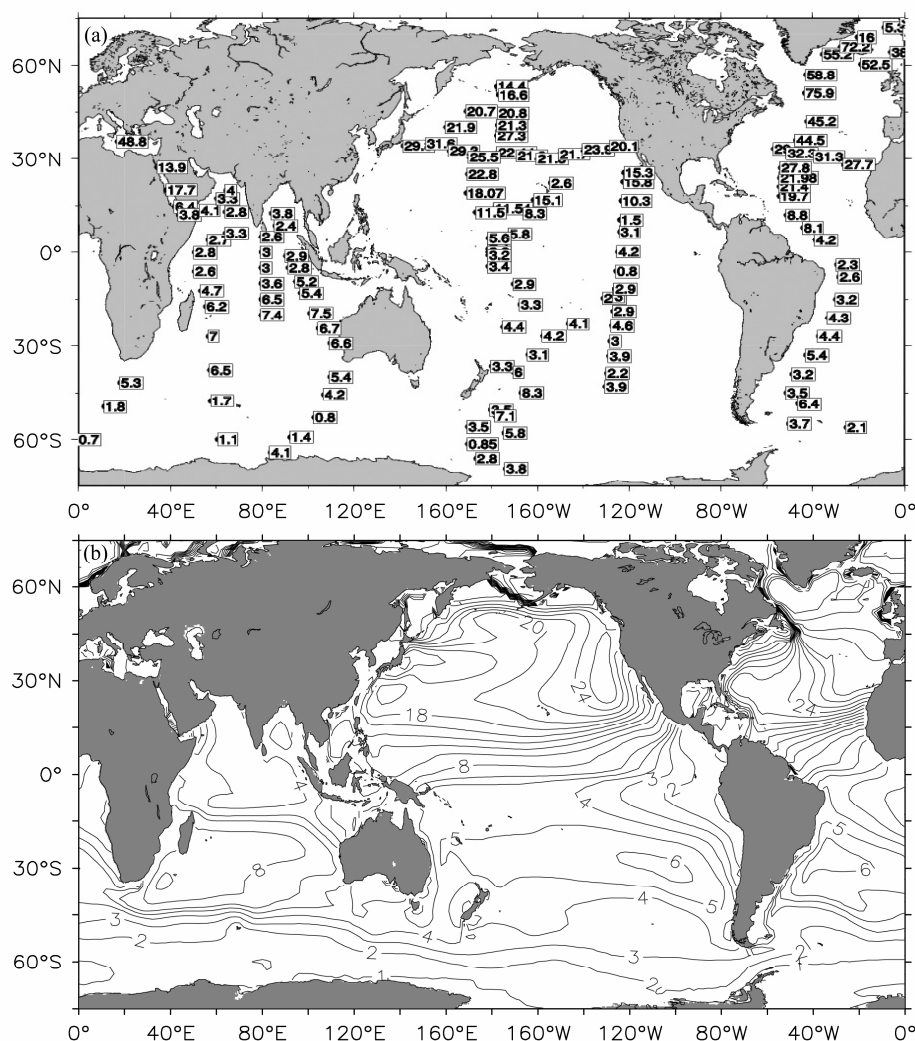


图 8 GEOSECS 期间全球氚水柱总量分布 (单位: 10^9 atm/cm^2): (a) 观测; (b) 模拟, 模拟的除 40、50、75、100 10^9 atm/cm^2 等值线外, 6 10^9 atm/cm^2 以下等值线间距为 1 10^9 atm/cm^2 , 6~30 10^9 atm/cm^2 等值线间距为 2 10^9 atm/cm^2 , 模拟时段: 大西洋 1972~1973 年、太平洋 1973~1974 年、印度洋 1977~1978 年

Fig. 8 Global distributions of water column tritium inventories (10^9 atm/cm^2) during the period of GEOSECS: (a) Observed; (b) simulated, except for the contour lines of 40, 50, 75, and 100 10^9 atm/cm^2 , contour intervals are 1 10^9 atm/cm^2 below 6 10^9 atm/cm^2 and 2 10^9 atm/cm^2 above 6 10^9 atm/cm^2 ; data and simulated results represent the years of 1972~1973 (Atlantic Ocean), 1973~1974 (Pacific Ocean), and 1977~1978 (India Ocean)

南大西洋海区, 相比 Doney et al. (1992) 所提出的氚输入函数, 我们使用的氚强迫场使得模拟结果有所改进。

在印度洋海区, 模拟结果显示 45°S 到 15°N 之间为氚的主要存储区, 与观测资料十分吻合, 不足之处在于数值上与观测结果有些偏差, 特别是在印度洋南部的副热带海区, 模拟的氚水柱总量远高于观测值。其原因可能有两种, 一是由于 GEOSECS 期间在印度洋区域的站点比较少, 特别在 30°S 附近的副热带海区, 不能很好地确定真实情况下氚总量的分布状况; 二是由图 2 分析的印度洋海表氚模拟偏高, 也会使得氚总量模拟偏高, 与我们构造的

降水氚输入函数有一定的关系。不仅是氚作为示踪物在印度洋副热带柱总量模拟偏高, 其他示踪物在副热带海区的模拟也曾出现相似的结果, 如 Jamous et al. (1992) 模拟的 ^3He 在南印度洋副热带的柱总量也是比观测资料高出许多。

由于全球氚的存储和分布的研究比较少, 我们选择不同海盆和时间段与其他研究者的结果进行分析比较, 所有计算不同时期的总量均为平均氚浓度, 氚浓度均标准化衰减至 1997 年 1 月。表 1 为北太平洋氚总量观测与模拟结果, 可以看出 1973~1974 年本工作在北太平洋的模拟结果以及巴琦和徐永福 (2010) 的北太平洋模式比 Stark et al. (2004)

的观测估算结果要低 3%~5%。20 世纪 90 年代，Stark et al. (2004) 估算结果有所增加，反映这段时间海洋储量的增加，巴琦和徐永福 (2010) 和本工作模拟的氚总量均有所增加，但增量少。说明两个不同物理模式反映出了类似的模拟能力，因为使用的氚强迫场和通量公式完全一致，两个模式总量的差异不是很大，也进一步说明本工作所用的模式是可靠的。对比巴琦和徐永福 (2010) 的模拟结果，我们的模拟结果更加接近 Stark et al. (2004) 的观测估算结果，说明我们全球模式下对北太平洋氚的估计在巴琦和徐永福 (2010) 的基础上是有所改进的。

表 1 北太平洋（赤道以北）氚总量的观测与模拟结果（单位：kg，衰减调整至 1997 年）

Table 1 Total tritium inventory (kg) in the North Pacific Ocean estimated by both the observation and the model (decay corrected to 1997)

观测时间	氚总量			
	观测估算*	模式估算*	模式估算**	本工作
1973~1974 年	21.1±4.7	—	20.1	20.4
1989~1995 年	23.4±2.0	25.1	20.3	20.7

*引自 (Stark et al., 2004)，**引自 (巴琦和徐永福, 2010)。

表 2 为南大西洋氚总量观测与模拟结果，1972 年我们的模拟结果比 Butzin et al. (2004) 的观测估算结果高出 17%，1988 年和 1993 年我们模式估计的结果比观测估算的分别低 12%和 16%，但都在估算的范围之内。由图 8b 可知，南大西洋的氚水柱总量存在模拟偏高，从而导致氚总量偏高。1988 年和 1993 年氚总量的估算结果有所增加，我们的模式很好地模拟出这一趋势，但总体低于估算结果，体现我们模式这一时段氚向海洋输入减缓，由图 1 看出，1975 年之后，氚的气体交换和降水输入均大大减弱，一定程度上使得南大西洋氚总量模拟偏低。总体看来，我们的 LICOM 模式在南大西洋的模拟结果与观测估算比较接近，氚总量的模拟在 1975 年之后显示偏弱，与我们构造的氚输入函数有关。表 3 为印度洋的观测和模拟结果，由于在印度洋的氚模拟很少，我们选取了 Broecker et al. (1986) 的估算和模拟结果加以比较。可以看出，Broecker et al. (1986) 的模拟结果在南半球比观测估算高出许多，特别是 45°S 以南约为观测估算的 3~4 倍左右。我们的模拟结果在不同的纬度带上都十分接近 Broecker et al. (1986) 的观测估算结果，体现我们构造的氚函数以及模式物理过程的优越性。

表 2 南大西洋（赤道至 50°S）氚总量观测与模拟结果（单位：kg，衰减调整至 1997 年）

Table 2 Total tritium inventory (kg) in the South Atlantic Ocean estimated by both the observation and the model (decay corrected to 1997)

观测时间	氚总量	
	观测估算*	本工作
1972 年	1.62±0.3	1.90
1988 年	3.41±0.4	3.01
1993 年	3.91±0.5	3.26

* 引自 (Butzin et al., 2004)。

表 3 印度洋氚总量的观测与模拟结果（单位：kg，衰减调整至 1997 年）

Table 3 Total tritium inventory (kg) in the India Ocean estimated by both the observation and the model (decay corrected to 1997)

	计算区域	氚总量		
		观测估算*	模式估算*	本工作
1977~1978 年	25°N 至 15°S	2.0	1.4	2.3
1977~1978 年	15°S 至 45°S	3.6	5.1	3.5
1977~1978 年	45°S 以南	0.4	1.4	0.6
总计		6.0	7.9	6.4

* 引自 (Broecker et al., 1986)。

总体看来，我们的模式能很好地模拟出不同时间段各个大洋上氚的储量分布，通过分析发现，我们的模拟结果在某些海区比其他研究者的工作有了一定的改进。不过我们的模式仍需要进一步的改进，如太平洋和大西洋的模拟结果都不同程度上反映了 1975 年之后氚总量模拟偏弱，构造的氚输入函数中存在不确定性以及模式自身的一些不足，均有可能导致模拟结果偏离实际结果。

3.4 全球氚的输送与转移

图 9 为全球海表氚年输入量 ($D_{\text{atm}} \times$ 格点面积) 在不同年份的分布，正值表示氚由大气进入海洋，负值表示氚由海洋进入大气。由图 9a 可以看出，1964 年氚通量主要由北半球大洋中高纬海表输入，比南半球高 1~2 个量级，正好对应历史上 1964 年前后北半球核试验的高峰期。太平洋氚通量高值区主要位于北半球的北部亚极地海区和西边界处，大西洋的高值区位于大洋的西北海区。从图 9b 看出，经过 10 年变化，海表氚通量已大大减弱，但主要还是由北半球高纬度的海区输入，逐渐向南减少，其中太平洋和大西洋西边界还是处于氚输入的高值区。值得一提的是在加里福利亚寒流海区，氚通量开始出现负值，其原因是由于模拟的此海区海表氚浓度过大，在大气氚浓度降低的情况

下,该海区开始向大气中排放氚,从侧面说明我们模式在此海区的表层氚浓度模拟偏高,从而导致太平洋东边界的氚总量远高于西边界。南半球氚通量与 10 年前一样,基本是靠近赤道海区的输入较高,靠近南极则较低,氚通量也变弱了许多。分析图 9c 和 9d 中 1984 年和 1994 年的氚输入通量发现,全球氚输入通量均已大大减弱,趋于一个很小的量级,体现这一时段氚由大气进入海洋的缓慢输入,正是由于全球范围内核试验的控制使得大气中的氚总量大大减少。

前面分析发现 1964 年左右为核试验高峰期,大气中的氚浓度较高,主要从北半球的中高纬进入大洋,因此本文我们主要研究氚从北半球高纬向赤道海区以及南半球转移的过程,仅分别讨论氚在太平洋和大西洋中的输送过程。在分析了大量的观测资料之后, Fine et al. (1981) 和 Fine (1985) 讨论了氚如何在北太平洋中的输送过程,发现次表层的高值氚主要是沿着混合层下的等密度面进行输送

形成的,高纬度的高氚水被输送到低纬度的次表层,赤道东部附近的次表层高氚水,在赤道上升流的作用下被带至海表,然后在北赤道流的作用下又向太平洋的西边界进行输送,最后经西边界流向高纬和南半球。Sarmiento (1983) 根据观测资料详细讨论了北大西洋中氚沿等密度面的输送过程,发现 $26.5 \sigma_\theta$ ($\sigma_\theta=26.5$ 等密度面,下同) 和 $26.8 \sigma_\theta$ 等密度面上氚主要从东北部海区沿等密度面向副热带的西边界输送, $27.1 \sigma_\theta$ 等密度面上可以看出北大西洋深水的垂直混合作用使得西北海区的氚浓度较高,然后沿着等密度面向大洋东边界扩散,最后向副热带海区进行输送。因此,对等密度面的研究可以更好地理解氚在等密度面上的输送过程,同时可以评估模式的通风过程是否符合实际情况。Jia and Tichards (1996) 使用 AIM 模式模拟了氚在北大西洋等密度面上的输送过程,发现北大西洋副热带区域为氚的主要存储区,但是在 $26.5 \sigma_\theta$ 、 $26.8 \sigma_\theta$ 、 $27.1 \sigma_\theta$ 等密度面上的氚浓度均比 Sarmiento (1983) 的观测

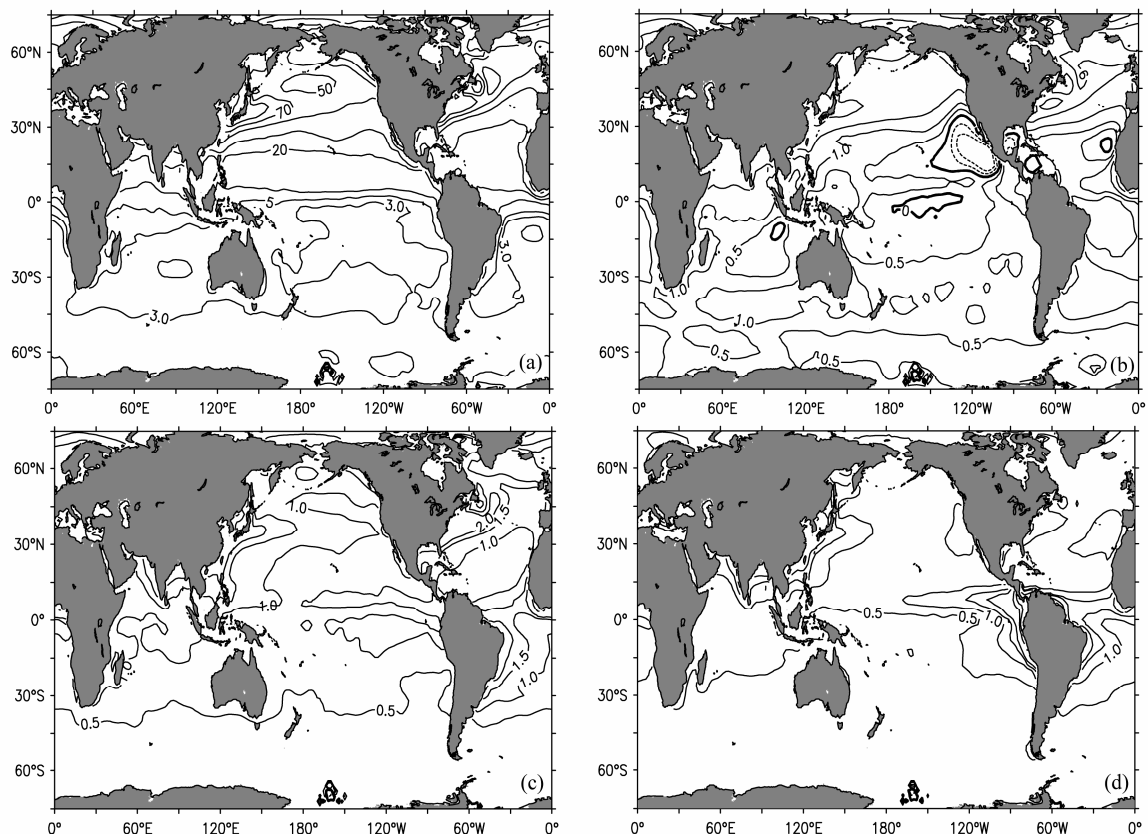


图 9 全球海表氚年输入量 (单位: $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$, 衰减调整至 1997 年): (a) 1964 年, 等值线序列为 1、3、5、10、20、30、40、50、70、90 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$; (b) 1974 年, 等值线序列为 -1.0、-0.5、0、0.5、1.0、2.0、4.0、6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$; (c) 1984 年, 等值线序列为 0.5、1.0、2.0、4.0、6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$; (d) 1994 年, 等值线序列为 0.5、1.0、2.0、4.0、6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$

Fig. 9 Global distributions of annual tritium input (units: $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$, decay corrected to January 1997): (a) 1964 (contours are drawn at 1, 3, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 70, 90 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$); (b) 1974 (contours are drawn at -1.0, -0.5, 0, 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$); (c) 1984 (contours are drawn at 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$); (d) 1994 (contours are drawn at 0.5, 1.0, 2.0, 4.0, 6.0 $10^{12}\text{TU97 m}^3/\text{a}$)

值高,分析得出 AIM 模式的扩散作用相对平流作用较强,氚沿等密度面输送过快从而导致模拟结果偏高。

本文模式主要采用了 GM90 等密度面扩散方案,模式的等密度面分布对海洋氚的输送有着很大的影响。考虑到太平洋氚主要分布于 1000 m 以上的区域,我们选取 26.5 σ_θ 等密度面来分析太平洋等密度面深度的分布情况,从图 10a 可以看出,模拟的年平均 26.5 σ_θ 等密度面深度在西北太平洋亚极地海区最浅,在大洋东边界不断加深至 350 m 左右然后在北太平洋副热带西边界处达到最深。26.5 σ_θ 等密度面深度在赤道太平洋附近东边界 10°N 附近发生抬升,主要由于北纬 10°N 附近,在北赤道流的作用下,使得 26.5 σ_θ 等密度面呈现出向西延伸的趋势。从图 10b 26.5 σ_θ 等密度面上氚浓度分布看出,西北太平洋 50°N 附近氚浓度高达 15 TU,沿 26.5 σ_θ 输送过程中氚浓度逐渐降低,太平洋北半球氚浓度最低值出现在太平洋副热带西边界处,约为 1 TU,正好对应 26.5 σ_θ 等密度面深度最深处。东太平洋副热带次表层的氚经南向通风后,受北赤道流的影响在水平输向北太平洋西边界的过程中,在北纬 10°N (170°W) 附近产生了一个氚浓度 2 TU 的闭合区。分析发现,我们模拟的北太平洋沿等密度面输送过程,与 Fine et al. (1981) 利用观测资料分析的结果十分相似,很好地再现了太平洋内部的输送过程,但也存在一些不足,如太平洋西边界的穿透不足反映出我们模式的北太平洋中层水输送偏弱,从而造成了氚在北太平洋中的经向输送较弱。由于赤道流系的影响,侧向通风输送至副热带的氚被阻隔于赤道以北,不能很好地输送至赤道以南区域,导致南

半球的氚浓度均比较低。

从图 11a 可以看出,模拟的年平均 26.8 σ_θ 等密度面深度在大西洋北部的亚极地海区最浅,沿北大西洋东北部海区向西南处 26.8 σ_θ 等密度面不断加深,在北大西洋副热带西边界处达到最深,约为 500 m 左右。26.8 σ_θ 等密度面深度在赤道大西洋附近东边界 10°N 附近发生抬升,与太平洋海区相似,在北赤道流的作用下,使得 26.8 σ_θ 等密度面呈现出向西延伸的趋势,但作用范围比太平洋海区的弱了许多。从图 11b 26.5 σ_θ 等密度面上氚浓度分布看出,在北大西洋东边界处的氚浓度最高,沿等密度面加深方向,氚浓度由 10 TU 左右向西南海区逐渐降低,在北大西洋副热带的西边界处达最低,约为 3 TU,正好对应等密度面最深处。同样可以看出,由于赤道流的影响,高氚水基本被保留在赤道以北,并未穿过赤道迅速向南延伸。图 11c 26.8 σ_θ 等密度面上氚的分布与 26.5 σ_θ 等密度面基本相似,但氚浓度要低一些,沿着等密度面加深的方向氚浓度不断降低,由北大西洋东北部海区沿等密度面向西南方向输送,其趋势十分明显,与 Sarmiento (1983) 26.8 σ_θ 等密度面上的分析结果相一致。图 11d 为 27.4 σ_θ 等密度面上氚浓度分布,氚基本存储于 40°N 以北的高纬海区,特别在拉布拉多海附近氚浓度特别高。这主要由于此海区正好处在北大西洋深水所处的位置,由于北大西洋深水的垂直混合作用较强,通过对流混合将高纬海表的高氚水带到较深的海底。Sarmiento (1983) 分析 27.1 σ_θ 等密度面上氚的分布也是在拉布拉多海区较高,其图 3 的观测和模拟结果也均显示大西洋 50°N 附近海区的氚穿透较深,在 1000 m 深度上氚浓度依然保持一个较高

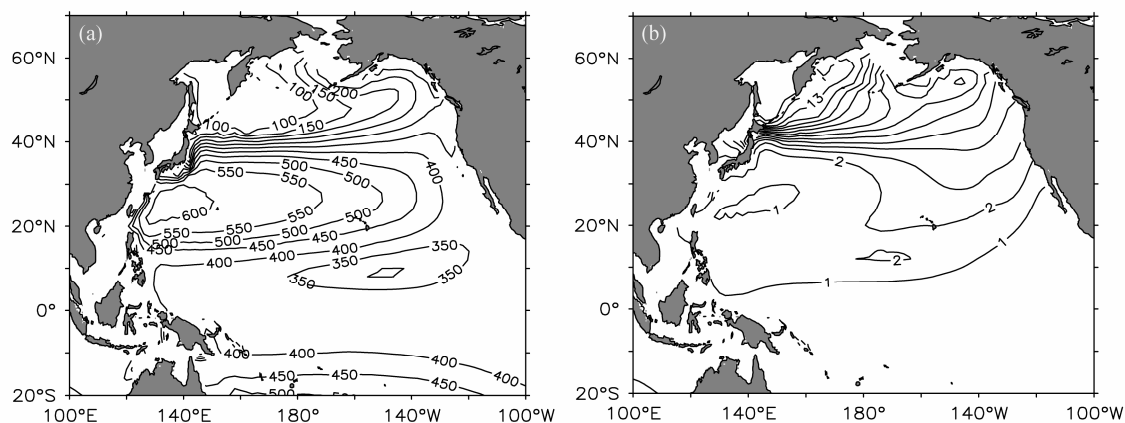


图 10 (a) 模拟的太平洋年平均 26.5 σ_θ 等密度面深度 (单位: m); (b) 模拟的 1974 年 26.5 σ_θ 等密度面上氚浓度 (单位: TU)

Fig. 10 (a) Simulated annual mean depth (m) of the 26.5 σ_θ isopycnal in the Pacific Ocean, and (b) simulated tritium concentrations (TU) on the 26.5 σ_θ isopycnal in 1974

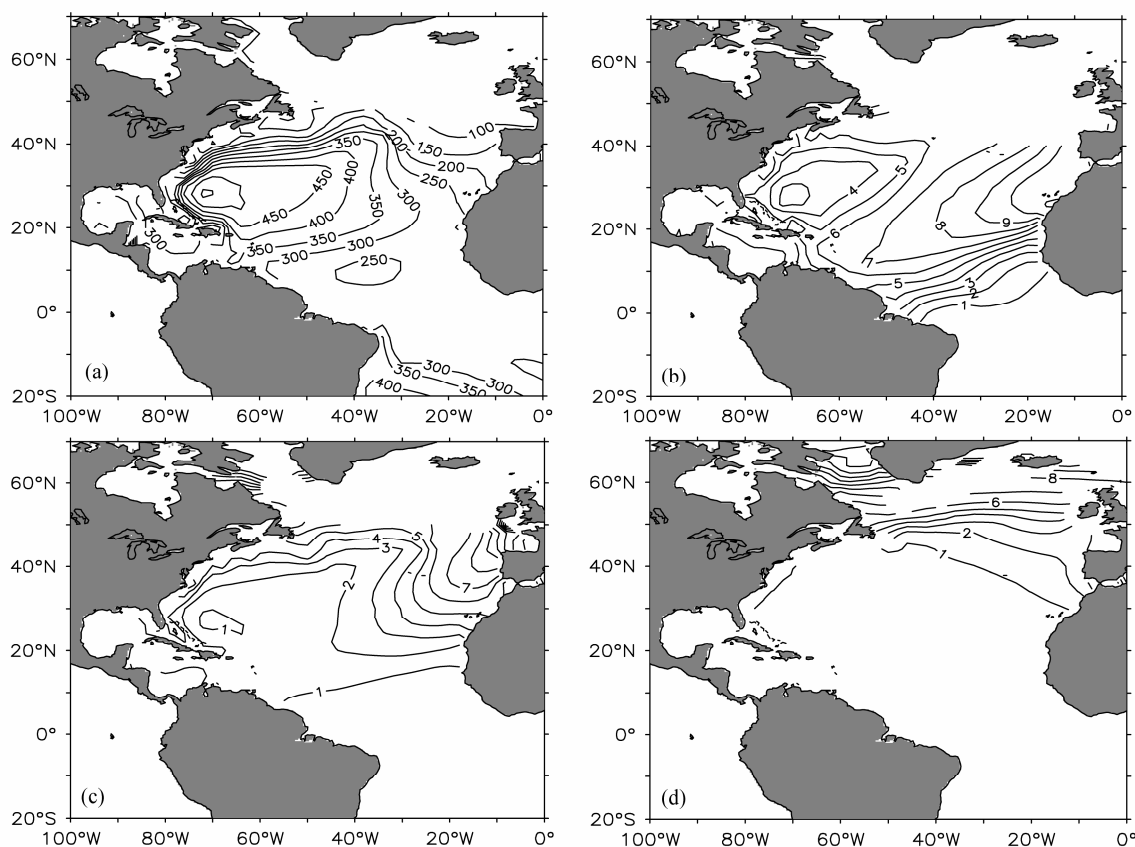


图 11 (a) 模拟的大西洋年平均 26.8 σ_θ 等密度面深度 (单位: m); 模拟的 1974 年 (b) 26.5 σ_θ 、(c) 26.8 σ_θ 、(d) 27.4 σ_θ 等密度面上氚浓度 (单位: TU)

Fig. 11 (a) Simulated annual mean depth (m) of the 26.8 σ_θ isopycnal surface in the Atlantic Ocean, and simulated tritium concentrations (TU) on the (b) $\sigma_\theta=26.5$, (c) $\sigma_\theta=26.8$, and (d) $\sigma_\theta=27.4$ isopycnal surface in 1974

的值。但在该等密度面上, 高氚水输送至 40°N 附近就很弱了, 不像 26.5 σ_θ 和 26.8 σ_θ 等密度面上的氚, 可以一直输送至大西洋副热带海区的西边界处。

总体看来, 西北海区北大西洋深水产生的高氚水向大西洋东边界进行输送, 然后在沿着等密度面输送过程中, 氚浓度不断降低。我们的模式很好地反映了北大西洋深水的形成输送过程对氚的输送作用, 高氚水沿着等密度面向大西洋东边界进行输送的过程与 Sarmiento (1983) 结果相一致, 但模式中北大西洋深水形成较弱会在一定程度上使得北大西洋氚的输送强度偏弱。

4 小结

通过以上观测事实与模拟结果分析发现, 我们的 LICOM 模式所采用的氚强迫场函数可以很好地模拟氚的一些主要分布特征。1951~1997 年氚主要

通过降水输入和气体交换输入进入中高纬海洋, 其中氚由大气输入海洋的过程主要发生在 20 世纪 60 至 70 年代, 与同期人类的核试验密切相关。GEOSCECS 期间模拟的海表氚浓度, 水柱总量, 以及北太平洋的副热带次表层的高值区都与观测事实相一致。另外从 32°N 与 178°W 两个断面发现, 氚在大洋西部的穿透不足, 模拟 30°N~40°N 的水柱总量时, 未能模拟出观测结果自西向东减少的趋势, 模式在这些区域的模拟效果不好在其他示踪物上 (如 CFCs、 ^3He) 的模拟结果中也出现过。模拟结果中也出现了一些问题, 如模拟太平洋东边界的表层氚浓度以及水柱总量均有所偏高。WOCE 期间我们的模式很好地再现了太平洋 24°N 断面次表层氚的高值信号, 大西洋 9°W 断面“V”型结构分布以及印度洋 95°E 断面呈现水平平坦分布的特征。

不同时期氚总量的模拟结果与观测估算结果十分接近, 在北太平洋 1973~1974 年我们模式的

估计的氚总量为 20.4 kg, 观测估计为 21.1 ± 4.7 kg, 1989~1995 年我们模拟结果为 20.7 kg, 观测估计为 23.4 ± 2.0 kg。在南大西洋我们模式高估了 1972 年的观测估计结果, 但低估了 1988 年和 1993 年的观测估计结果。我们的模式较好地估计了 1977~1978 年的印度洋的不同区域的氚总量。分析发现, 北太平洋和南大西洋的模拟结果均不同程度上反映了 1975 年之后氚总量模拟偏弱, 与氚输入函数构造可能有一定的关系。我们认为, 造成模式模拟不足可以通过以下两个方面加以改进: 一是对模式的物理参数进行进一步试验及物理过程的参数化深入研究, 二是对氚的输入函数加以改进。

本模式很好地模拟了氚在全球范围内大尺度的输送和转移过程: 全球氚从中高纬海表进入, 沿等密度面输送至低纬度的次表层, 输送过程中氚浓度逐渐降低, 氚浓度最低值正好对应等密度面深度最深处。由于赤道流系的影响, 次表层输送的氚被阻隔于赤道以北, 不能很好地输送至赤道以南, 使得南半球的氚浓度普遍低于北半球。

参考文献 (References)

- 巴琦, 徐永福. 2010. 氚输入函数的构造与北太平洋氚分布的模拟 [J]. 中国科学(地球科学), 40 (1): 115–126. Ba Qi, Xu Yongfu. 2010. Input function and simulated distributions of tritium in the North Pacific [J]. Science China (Earth Science), 53 (3): 441–445.
- Butzin M, Roether W. 2004. Tritium budget of the South Atlantic [J]. J. Geophys. Res., 109, C03036, doi:10.1029/2002JC001561.
- Broecker W S, Peng T H, Östlund G. 1986. The distribution of bomb tritium in the ocean [J]. J. Geophys. Res., 91: 14331–14344.
- Celle-Jeanton H, Gourcy L, Aggarwal P, et al. 2002. Reconstruction of tritium time series in precipitation [J]// Study of Environmental Change using Isotope Techniques International Conference, IAEA in Austria, IAEA-CN-80/11P.
- 储敏, 李阳春, 徐永福. 2006. 北太平洋原子弹 ^{14}C 分布的模拟 [J]. 热带海洋学报, 25: 15–21. Chu Min, Li Yangchun, Xu Yongfu. 2006. Simulation of bomb ^{14}C distribution in North Pacific [J]. Journal of Tropical Oceanography (in Chinese), 25: 15–21.
- Doney S C, Glover D M, Jenkins W J. 1992. A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation [J]. J. Geophys. Res., 97 (4): 5481–5492.
- Doney S C, Jenkins W J, Östlund H G. 1993. A tritium budget for the North Atlantic [J]. J. Geophys. Res., 98: 18069–18081.
- Fine R A. 1985. Direct evidence using tritium data for through flow from the Pacific into the Indian Ocean [J]. Nature, 315: 478–480.
- Fine R A, Reid J L, Östlund H G. 1981. Circulation of tritium in the Pacific Ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 11: 3–14.
- Gent P R, McWilliams J C. 1990. Isopycnal mixing in ocean circulation models [J]. J. Phys. Oceanogr., 25: 463–474.
- 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.
- Heinze C, Maier-Reimer E, Schlosser P. 1998. Transient tracers in a global OGCM: Source functions and simulated distributions [J]. J. Geophys. Res., 103: 15903–15922.
- Jamous D, Jean-Baptiste P, Mémery L, et al. 1992. The distribution of helium 3 in the deep western and southern Indian Ocean [J]. J. Geophys. Res., 15: 2243–2250.
- Jia Y L, Richards K J. 1996. Tritium distributions in an isopycnal model of the North Atlantic [J]. J. Geophys. Res., 11883–11901.
- 蒋崧生, 何明. 2007. 地球内部生成 ^3H 的证据 [J]. 科学通报, 52: 1499–1505. Jiang Songsheng, He Ming. 2007. The evidence of ^3H in the earth's internal generation [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 52: 1499–1505.
- Kakiuchi H, Momoshima N, Okai T, et al. 1999. Tritium concentration in ocean [J]. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 239: 523–526.
- Kelley D E, Van Scoy K A. 1999. A basinwide estimate of vertical mixing in the upper pycnocline: Spreading of bomb tritium in the North Pacific Ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 1795–1771.
- Leboucher V, Jeanbaptiste P, Forre E, et al. 2004. Oceanic radiocarbon and tritium on a transect between Australia and Bali (Eastern Indian Ocean) [J]. Radiocarbon, 46: 567–581.
- Levitus S, Boyer T. 1994. World Ocean Atlas 1994: Temperature [Z]. NOAA Atlas NESDIS 4, Washington D C: NODC.
- Levitus S, Burgett R, Boyer T. 1994. World Ocean Atlas 1994: Salinity [Z]. NOAA Atlas NESDIS 3, Washington D C: NODC.
- Li Y C, Xu Y F. 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.
- Liu Z Y, Huang B Y. 1998. Why is there a tritium maximum in the central equatorial Pacific thermocline? [J]. J. Phys. Oceanogr., 28: 1527–1533.
- Phillip C, Woodward P R. 1984. The piecewise parabolic method for gas-dynamical simulations [J]. J. Comput. Phys., 54: 174–201.
- Povinec P, Lee S, Kwong L, et al. 2010. Tritium, radiocarbon, ^{90}Sr , and ^{129}I in the Pacific and Indian Ocean [J]. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 268: 1214–1218.
- Roeske F. 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.
- Stark S, Jenkins W J, Doney S C. 2004. Deposition and recirculation of tritium in the North Pacific Ocean [J]. J. Geophys. Res., 109: C06009, doi:10.1029/2003JC002150.
- Sarmiento J L. 1983. A simulation of bomb tritium entry into the Atlantic Ocean [J]. J. Phys. Oceanogr., 13: 1924–1939.

- Weiss W, Roether W. 1980. The rates of tritium input to the world oceans [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 49: 435–446.
- 徐永福, 李阳春, 赵亮, 等. 2006. 一个太平洋海盆尺度环流模式及其模拟结果 [J]. *大气科学*, 30 (5): 927–938. Xu Yongfu, Li Yangchun, Zhao Liang, et al. 2006. A basinwide ocean general circulation model of the Pacific ocean and its simulation results [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (5): 927–938.
- 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: 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: 798–806.