中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 1 期: 115 ~ 126
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

氚输入函数的构造与北太平洋氚分布的模拟

巴琦[①②], 徐永福[①*]

① 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;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: xyf@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2008-12-09, 接受日期: 2009-07-11
中国科学院知识创新工程重要方向项目群(编号: KZCX2-YW-218), 国家自然科学基金项目(批准号: 40730106)和中国科学院知识创新工程大气所领域前沿重点项目(编号: IAP07114)资助

摘要 使用一个开边界的北太平洋环流模式研究氚在北太平洋中的分布和输送. 首先, 选用全球同位素降水资料 GNIP/ISOHIS, 用插值的方法构造模式区域 1951~1997 年的氚强迫函数. 之后将构造的氚强迫函数加为海表通量边界条件, 从零初始的氚分布积分环流模式 47 年. 将模拟结果与 GEOSECS 和 WOCE 的观测资料进行对比分析, 结果表明: 模式得到了与观测资料相符的经向梯度和次表层高值信号; 模拟出了北太平洋区域氚的总通量在 1963 年出现了明显的峰值, 氚的总储量在 1975 年后变化缓慢; 模式模拟的氚由高纬度海表进入, 经次表层输送向赤道方向转移, 与分析观测资料得出的结论是一致的. 但模拟结果在 30°~40°N 区域存在一定误差, 这种误差在模拟 CFCs 分布时也曾出现. 误差可能源于模式对这一区域物理过程描述的不足, 但在氚强迫函数构造过程中存在的不确定性因素也会影响模拟结果.

关键词
北太平洋
海盆尺度环流模式
氚输入函数
氚分布

海洋作为气候系统的一个组成部分, 对全球气候变化有重要的调节作用, 对温室气体特别是 CO_2 有重要的吸收作用. 然而对该汇的大小以及未来的演变趋势尚有不少的争议, 为此, 国内外科研机构都在不断发展海洋环流模式和碳循环模式来研究海洋的物理过程和生化过程, 以提高估计的准确度. 为考察海洋碳循环模式对化学物质输送过程的模拟能力, 需要选用被动示踪物加入环流模式, 通过比较模拟结果与观测事实来分析模式的不足, 并为模式的改进提供部分依据. 如今, 可应用的海洋示踪物种类很多, 包括 CFCs, ^{14}C, ^{3}H, He, ^{85}Kr 和 ^{137}Cs 等. 其中有放射性同位素, 有稳定的惰性元素, 也有完全因人类活动而产生的物质[1]. 示踪物的物理、化学属性各不相同, 但在海洋中都经平流、对流、扩散等过程输送, 它们随空间和时间的四维分布特征为海洋科学家认识、研究海水的运动过程提供了重要参考[2,3]. 于 20 世纪 70 年代进行的 GEOSECS(Geochemical Ocean Sections Study)和 20 世纪 90 年代进行的 WOCE (World Ocean Circulation Experiment)等大洋观测计划, 提供了海洋示踪物的大量观测数据, 这为用环流模式来模拟示踪物提供了重要的检验数据. 本文将氚作为被动示踪物, 通过模拟氚的分布来考察模式的模拟能力.

氚(^{3}H 或 T)是氢(^{1}H)的同位素, 在大气中主要以氚水(HTO)的形式存在. 氚在大气中的来源分为自然源和人为源. 自然源主要来自发生在高层大气的反

引用格式: Ba Q, Xu Y F. Input function and simulated distributions of tritium in the North Pacific. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-0004-4

应, 反应与宇宙射线和太阳活动有关, 另外, 从固体地球内部也会释放氚, 但对这类源的认识尚不明确[4]. 人为源主要来自人类进行的核试验. 发生在 20 世纪 50 和 60 年代的核试验向大气注入了大量的氚. 氚不稳定, 会衰变为氦(^{3}He), 半衰期为 12.32 年[5]. 氚输入海洋的函数非常复杂, 需要考虑降水、空气湿度、河流、地理位置等多种因素, 具体的输入途径有降水输入, 气体交换输入, 河流输入. Weiss 和 Roether[6]最先提出了氚由大气到海洋的通量公式, 并利用降水资料构造了 1952~1975 年的全球氚输入函数. Doney 等[7]利用不同的降水资料, 构造了一个用于计算 1960~1986 年全球降水氚浓度的模型函数, 相对 Weiss 和 Roether[6]对降水氚浓度的处理方法更为合理. Doney 等[8]构造了用于 1950~1986 年间北大西洋区域的氚输入函数. Dreisigacker 和 Roether[9]给出了 1960~1990 的北大西洋区域海表氚的变化曲线, Jia 和 Richards[10]以此作为海表第一类边界条件模拟了北大西洋的氚分布. Stark 等[11]论述了构造 1960~1997 年全球氚输入函数的方法, 详细讨论了通量函数构造方法的不确定因素及敏感项, 并用一个多箱模式模拟了北太平洋的氚通量及氚输送过程. 有了对氚输入函数的理论基础, 就可以开展用模式模拟氚的工作. Sarmiento[12]最早把氚作为示踪物加入到环流模式中来模拟北大西洋的氚分布, 认为模拟氚对认识次表层的通风过程十分重要, 并成功模拟出氚在北大西洋的主要分布特征, 但在部分区域也存在一定误差, 分析指出部分区域误差存在是由于对氚输入函数提出了一些简化假设, 另外环流模式的一些物理参数也需要进行调整. Heinze 等[13]利用 Weiss 和 Roether[6]构造的全球氚输入函数模拟全球水柱氚总量, 并与用 Doney 等[7]方法构造的输入函数做对比试验, 两组试验都高估了南半球的水柱氚总量. Heinze 等[13]认为原因在于对南半球氚输入的认识不足以及模式的垂直混合过强. 本文所做工作是采用时间、空间插值的方法, 构造 1951~1997 年北太平洋的氚输入函数, 并将其作为一个开边界北太平洋环流模式的海表边界条件, 模拟氚在北太平洋的分布, 并与 WOCE 和 GEOSECS 的观测资料做对比分析. 此前, 该模式已经模拟过 CFCs、核弹 ^{14}C、自然 ^{14}C 等被动示踪物[14,15]. 将氚作为示踪物与 CFCs、^{14}C 等有所不同. 首先, 氚采用的通量公式与 CFCs、^{14}C 不同, 由于氚存在形式为水, 氚通量公式中采用了水文量作参数, 氚通量与自然界的水循环过程密切相关. 其次, 氚的半衰期远小于 ^{14}C, 在模拟过程中必须考虑衰变项. 用不同的示踪物分别对环流模式进行检验, 目的在于多方面地检验模式, 看模式对于物理、化学属性完全不同的示踪物模拟能力的一致性, 也可以更充分地利用已有的观测数据, 使分析结论更可靠更全面. Nonaka 和 Takeuchi[16]以中赤道海域观测得到的盐度分布与氚分布各自反映出的环流结构存在细微差异为出发点, 结合模式研究得出这种差异主要受不同示踪物海表浓度分布不同的影响, 氚的分布特征可以反映出由分析盐度分布较难得出的环流结构, 指出了考察多种示踪物对研究环流结构的重要性.

1 氚输入函数的构造

不论自然源或人为源, 氚由大气向海洋输入的形式有三种: 降水输入、气体交换输入和河流输入. Stark 等[11]指出河流注入海洋的氚相对于更大空间范围的大气输入非常小. 本文考虑较大空间尺度的海气界面, 忽略河流注入. 氚的通量公式采用由 Weiss 和 Roether[6]提出的通量公式

$$D_{\mathrm{atm}} = PC_{\mathrm{P}} + E\frac{h}{1-h}C_{\mathrm{V}} - E\frac{1}{\alpha(1-h)}C_{\mathrm{S}}, \qquad (1)$$

其中 D_{atm} 为大气到海洋的氚通量, $E(\mathrm{mm\cdot hr^{-1}})$为蒸发率, $P(\mathrm{mm\cdot hr^{-1}})$为降水率, h 为相对湿度. C_{P}(TU)为降水中氚的浓度, 1 TU=10^{-18} (^{3}H/^{1}H), 是可以直接从站点资料中获得的观测数据. 地球上不同地区大气降水中氚的含量是不同的[17,18], 陆地降水中氚的含量一般高于海洋降水中的氚浓度, 这种海陆差距在核试验集中的年份更为突出. C_{V}(TU)为空气中氚的浓度, $C_{\mathrm{V}}/C_{\mathrm{P}}$ 通常取 0.60~0.89. α为 HTO/H_2O 的气液相交换平衡因子, $\alpha\approx1.12$. C_{S}(TU)为海表氚浓度, 由模式计算得出. 公式第一项为降水输入项, 恒为正. 第二, 三项之和为气体交换项, 正表示由大气到海洋. 该通量公式的使用, 重点在于构造北太平洋降水氚浓度(C_{P})场, 降水浓度场与经纬度、时间有关. 构造降水浓度场需要 IAEA/WMO(2004)发布的降水氚浓度全球站点资料集 GNIP/ISOHIS (Global Network of Isotopes in Precipitation, http://isohis.iaea.org). 数据资料覆盖了非洲、东欧、远东、拉美、中东、南亚、北美、东南亚、太平洋、西欧等区域, 时间主要集中在 1960~2002 年. 观测站点在北半球多于南半球, 大陆

站点多于大洋站点.

图 1 为全球降水氚浓度的纬向平均时间序列. 以 10 个纬度为单元区域, 将落在其中的站点数据进行算数平均, 得到 1960~2002 年间 12 个纬度带的纬向平均降水氚浓度变化曲线. 图 1 中从 70°N~50°S, 1960~1970 年间都出现了显著的峰值, 且北半球峰值明显高于南半球, 这与北半球于 1960~1970 年间进行大量核试验的事实相符. 从 20 世纪 70 年代中期至 90 年代, 北半球降水氚浓度呈现出平稳的衰减趋势, 这是氚的自然衰减、核试验减少与海洋吸收共同影响造成的; 同样, 南半球除 10°S~EQ 纬度带外, 各纬度也出现了同时段内降水氚浓度的衰减, 南半球的衰减段看似没有北半球的变化平直, 这是纵轴比例不同造成的. 在 10°S~EQ 纬度间 1994 和 1996 年出现了两个尖点, 其中 1994 年的尖点与南美洲 IZOBAMBA 站(0.37°S, 78.55°W)于 1994 年 8 月测得 580.92TU 对应, 1996 年尖点与南大西洋 ASCENSION(7.92°S, 14.42°W)岛测站于 1996 年 3 月测得 2130.08TU 对应. 这两个测站都拥有较长时间的数据记录, 且尖点月份前后都出现了较高的降水氚浓度值, 表明这两个测站于 20 世纪 90 年代确实出现了含氚较高的降水. 但由于绘制图 1 采用的纬向平均方法为算数平均, 且这一区域站点资源有限, 造成了图 1 中 10°S~EQ 区域平均降水氚浓度的峰值. 本文认为这两个站点出现的高值氚应理解为局地异常. 由以上分析可以得出, 大气降水中的氚在时间上呈现出 1960~1970 年间存在峰值, 20 世纪 70 年代中期至 90 年代总体体现出平稳的衰减趋势, 但局部地区仍出现了较高的氚. 在空间上, 大气降水氚含量大体呈现出由北向南减小的趋势. 此外, 氚不同于其他示踪物(CFCs 和 ^{14}C), 存在较强的海陆差异, 在同纬度大陆地区的降水氚一般要高于大洋区域, 通常为 2~5 倍的关系. 这与氚以水的形式存在, 能更充分的参与到水循环过程有关. 可见与其他示踪物相比, 大气降水氚在空间分布上是南北差异显著, 海陆差异大; 时间上, 20 世纪 60 年代有显著的峰, 60~70 年代迅速减少.

为构造出降水氚浓度场, 需要利用 GNIP/ISOHIS 全球观测数据. 通过对观测数据的统计分析, 20 世纪 60~80 年代的氚观测数据较为丰富, 90 年代的观测相对减少, 但由图 1 看出 20 世纪 70 年代中期至 90 年代的降水氚浓度变化较为平稳. 首先对各站点序列进行时间插值. 对 1975~1997 的缺失数据进行线

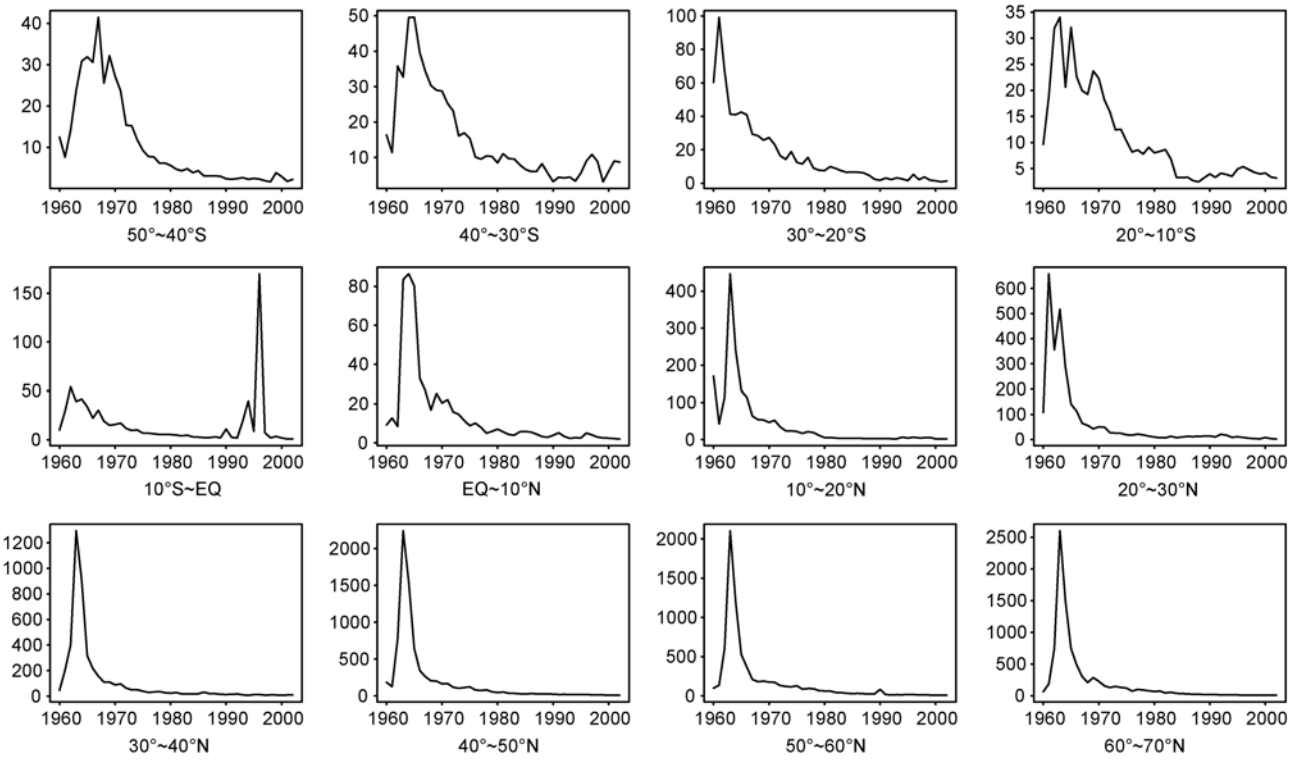


图 1　1960~2002 年各纬度带的平均降水氚浓度(单位: TU)

性内插, 内插序列的最后年份之后的数据按氚的自然衰减给出. 对 1960~1975 年间不进行插值. 对 1951~1959 的降水氚浓度, 假设 1951 年氚浓度很小, 从 1960 年或更早的第 1 个记录数据开始以 e 指数形式减少至 1951 年, 做此假设是由于 20 世纪 50 年代的观测数据很少, 无法实现间距较小的时间内插. Stark 等[11]模拟北太平洋氚总量时也对 20 世纪 50 年代的数据进行了简单外推, 这是基于 50 年代的氚对模拟 70 年代、90 年代的氚总量影响不大的假设. 对 1975~1997 的内插和衰减外推是必要的, 这段时间的降水氚对模拟 20 世纪 90 年代氚总量与氚分布有一定影响. 之后, 利用各年份各站点的观测、计算数据空间插值到模式格点, 空间插值方法采用 Celle-Jeanton 等[19]提出的三角形插值法. 具体为, 选择三个站点 A, B 和 C 作插值基点, L 代表纬度, l 代表经度, C_P 是降水氚浓度. 站点 A, B 和 C 构成三角形, D 为模式的格点, 且 D 为三角形 ABC 的内点. 由下式计算权重系数 f_A, f_B, f_C 及格点 D 的降水氚浓度:

$$f_A = \frac{(L_C - L_B)(l_B - l_D) - (l_C - l_B)(L_B - L_D)}{(L_C - L_B)(l_B - l_A) - (l_C - l_B)(L_B - L_A)}, \tag{2}$$

$$f_B = \frac{(L_C - L_A)(l_A - l_D) - (l_C - l_A)(L_A - L_D)}{(L_C - L_A)(l_A - l_B) - (l_C - l_A)(L_A - L_B)}, \tag{3}$$

$$f_C = \frac{(L_B - L_A)(l_A - l_D) - (l_B - l_A)(L_A - L_D)}{(L_B - L_A)(l_B - l_C) - (l_B - l_A)(L_B - L_C)}, \tag{4}$$

$$C_{PD} = f_A C_{PA} + f_B C_{PB} + f_C C_{PC}. \tag{5}$$

这样即可将 1951~1997 年间站点数据插值到模式格点. 再将各年平均降水氚浓度线性插值到月, 这样就初步完成了 1951 年 1 月至 1997 年 12 月的北太平洋区域降水氚浓度场的构造. 但由于海洋上的站点稀少, 造成插值得到的降水氚浓度在靠近陆地区域偏大. Doney 等[7]指出同纬度陆地降水氚浓度一般为海洋降水氚浓度的 2~5 倍, Weiss 和 Roether[6]指出陆地信号与海洋信号的过度距离约为 500~1000 km, 所以需要对插值后的降水氚浓度场进行调整. 本文的调整方法是: 在同一纬向排上保留东西海岸值与大洋上的最小值, 东西海岸格点值都以 e 指数形式向海洋最小值衰减. 这样就完成了对插值得到的降水氚浓度的调整.

海洋上的蒸发率(E), 降水率(P), 相对湿度(h)采用 Da Silva 等的海洋数据资料(Atlas of Surface Marine Data, 1994, Da Silva 等, http://iridl.ldeo.columbia.edu). C_V/C_P 为可调的敏感参数, 在本文中取为 0.71.

以上在整个氚输入函数的构造过程中存在 3 项由方法引入的不确定性. (1) GNIP/ISOHIS 观测站点时间、空间分布极其不均. 空间上大洋内站点稀疏, 时间上在 C_P 峰值年份东亚许多站点没有记录. 即使插值方法再好也无法解决由观测站点分布不均带来的不确定因素. (2) 目前 C_V/C_P 的取值尚存在争议, 理论上 C_V/C_P 随时间、空间变化, 但因对其变化规律研究还不够充分, 模式中 C_V/C_P 多取为常数. 一般地由 C_V 项引入的气体交换输入要大于由 C_P 项引入的降水输入, 所以 C_V/C_P 值对通量的改变有一定影响. (3) 正是由于 GNIP/ISOHIS 观测站点空间分布不均, 造成直接插值无法体现同纬度氚的海陆差异关系, 才引入对插值后 C_P 的纬向调整, 采用不同的调整方法或调整参数也会影响到 C_P 分布.

2 模式介绍

模式为一个北太平洋海盆尺度的开边界环流模式, 覆盖区域为 66°N~20°S, 118°E~68°W, 水平分辨率 2°×2°, 采用实际海底地形, 垂直分为不均匀 28 层, 顶层厚度 50 m, 最大深度 5750 m. 模式采用 Byran[20] 动力学框架, 对南边界采用开边界条件, 流场采用 Orlanski[21]类型的辐射边界条件, 温盐采用 Stevens[22] 开边界方法, 入流用恢复边界条件, 出流用辐射边界条件. 海洋固壁侧边界条件为无滑动的, 温盐固壁侧边界通量为零. 模式动量方程的湍流黏性系数取为常数, 水平黏性 10^9 $cm^2 \cdot s^{-1}$, 垂直黏性 10 $cm^2 \cdot s^{-1}$, 扩散采用 GM90 方案, 等密度面扩散系数和倾斜扩散系数都取为 10^7 $cm^2 \cdot s^{-1}$. 速度初始场为静止海洋, 温盐初值取自 Levitus 等[23,24]气候平均资料. 海表温盐通量采用恢复形式, 向 Levitus 等[23,24]月平均资料恢复, 海表恢复时间尺度为 30 天. 除南边界入流格点温盐采用 60 天内部恢复外, 其余均无内部恢复. 海表风应力采用 Hellerman 和 Rosenstein[25]的月平均资料. 在上述边界强迫条件下积分模式到第 900 年, 环流模式基本达到稳定, 将氚作为示踪物加入到环流模式中. 氚的初值场取为 0, 氚由之前构造的海表输入函数进入海洋, 在海洋中的输运方程和海表边界条件为

$$\frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla(vC) + \nabla(\kappa \nabla C) - \lambda C, \tag{6}$$

$$\kappa_z \left.\frac{\partial C}{\partial z}\right|_{z=0} = PC_P + E\frac{h}{1-h}C_V - E\frac{1}{\alpha(1-h)}C_S, \qquad (7)$$

其中 C 代表氚浓度, v 为速度, κ为扩散系数, κ_z为垂直扩散系数, $\tau_{1/2}$ 为半衰期, $\lambda=\ln 2/\tau_{1/2}$ 为衰减项系数. 模式在氚的海表输入函数强迫下, 从稳态的物理场(900 年积分的结果)开始继续积分带氚的环流模式 47 年.

海洋环流的模拟状况直接影响到模拟氚的分布. 经分析, 此模式模拟的环流结构为: 北太平洋表层大的反气旋环流可以很好的模拟出来, 高纬度海区则是气旋式小环流, 次表层可以清晰看出赤道潜流和强西边界流, 深层则是一个反气旋环流, 西边界存在逆流. 相比观测资料, 模拟的北赤道流和赤道潜流比较弱, 模拟的北太平洋中层水的下沉深度不够. 经向流函数反映出赤道两侧存在由 Ekman 输送造成的两个翻转区, 由赤道流向两极, 其中赤道以南翻转区强度比较大, 在接近海底的 4000 m 层有一个由南向北的流动, 这个流动一直可达 30°N 以北. 在北太平洋亚极地地区存在一个由北向南的翻转区, 在副热带辅聚带下沉. 总体上, 模拟的气候平均环流结构和温盐分布与观测相比, 模式可以较好地反映出北太平洋环流和翻转混合的大尺度基本特征. 关于模式环流结构、温盐结构的分析及物理参数敏感试验可参看赵亮和徐永福[26]的工作.

3　模拟结果与讨论

3.1　海表通量与海洋库量

图 2(a)为大气经降水与气体交换过程向海洋输入氚的通量变化. 在 1963 年降水通量与气体交换通量均达到最大值, 这与人类进行核试验的高峰时段是重合的. 对比氚的两种输入途径, 1975 年前氚的气体交换输入普遍大于降水输入, 尤其在 1963 年, 气体交换输入几乎是降水输入的 3 倍. 1975 年后, 两种氚通量显著减弱, 并且图线基本重合. 两种输入量的比例关系是否准确与通量公式中 C_V/C_P 的选取有很大关系, 把 C_V/C_P 设为常量存在一定的误差, 这种误差在降水氚浓度的峰值年会达到最大. 图 2(b)为海洋总储量的变化(各年总量已衰减至 1997 年 1 月 1 日). 在 1997 年海洋氚总量达到最大, 1975~1997 海洋氚总储量变化平稳, 可以看出 1960~1997 总体上是大气向海洋输入氚, 并且输入逐步减小.

表 1 是观测计算的氚总量与模式计算氚总量的比较, 可以看出 1973~1974 年间平均的 15°N 以北

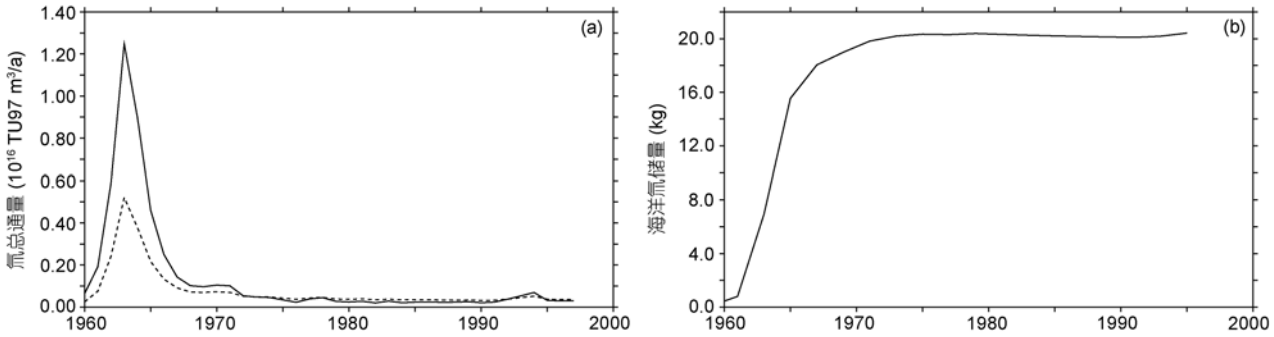


图 2　1960~1997 年赤道以北的模式区域氚总通量与海洋氚储量的时间序列

(a) 降水氚输入与气体交换氚输入, 实线表示气体交换输入, 虚线表示降水输入; (b) 海洋总储量(各年总量已衰减至 1997 年)

表 1　氚总量的观测结果与模拟结果 a)

观测时间	计算区域	观测估算	模式估算
1973~1974 (GEOSECS)	15°N 以北	16.3±2.4[11,27]	16.2
1973~1974 (GEOSECS)	10°S 以北	19.8±3.0[11,27]	21.4
1973~1974 (GEOSECS)	EQ 以北	21.1±4.7[11]	20.1
1989~1995 (WOCE)	EQ 以北	23.4±2.0[11]	20.3

a) 单位: kg, 总量数据全部衰减至 1997

区域模拟结果与 Broecker 等[27]等计算结果接近, 但 10°S 以北模拟氚储量偏大, 说明 15°N~10°S 区域的氚储量偏多, 这在下面的柱总量图中能更清楚的反应. 1989~1995 年间平均的模拟氚总量比观测偏小. 20 世纪 70~90 年代, 观测结果得出氚总量有增加, 体现了这一时段氚由大气向海洋的缓慢输入. 模拟结果也反应了氚总量增加的趋势, 但增量小.

3.2 与观测资料比较

由于氚会随时间衰减, 下面选取了 GEOSECS (20 世纪 70 年代)与 WOCE(20 世纪 90 年代)两个时段的观测与模拟结果进行对比. 太平洋区域 GEOSECS 观测时段为 1973 年 8 月至 1974 年 6 月, 观测数据来自 AOML (Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory. Accessible at http://www.aoml.noaa.gov). 以下分别通过海表氚分布、水柱氚总量、1 个纬向断面与 1 个经向断面来考察模式, 所有断面图均选取上层 1000 m 数据进行比较.

图 3(a)为 GEOSECS 观测期间的海表氚分布图, 海表氚呈现出南低北高, 在 30°~40°N 呈现西低东高. 图 3(b)为模拟的 GEOSECS 期间的表层氚浓度, 模拟氚的经向分布与观测大致相符, 在 30°N 附近大洋东部模拟值偏高. 但从图 3(a)上的航测点位置(叉号)分布看, 太平洋高纬海区观测点少, 特别是东北太平洋区域, 所以对于高纬海区氚浓度的高低并不明确. 另外, 由于高纬度海区 GNIP/ISOHIS 大洋测站极少, 造成构造海洋上空的降水氚浓度高于真实值, 也会使模拟偏大. 图 3(c)为 GEOSECS 期间水柱氚总量分布图, 水柱总量的计算数据引自 Broecker 等[27] (原文中用于垂直积分柱总量的观测数据已衰减至 1981 年). 从图中看出水柱氚总量在 20°~40°N 区域达最大, 向南向北逐渐减小, 极大值出现在 30°N 附近的西太平洋, 在该纬度带呈现出西高东低的分布. 图 3(d)为模拟的水柱氚总量(结果取 1974 年年平均结果, 氚浓度计算值已衰减至 1981 年), 模拟副热带海区储藏较多的氚, 在 20°~30°N 区域达最大值, 20°N 以南地区逐渐减少, 但在赤道以南地区模拟值稍偏高, 这与之前表 1 由总量推算的 15°N~10°S 区域氚储量偏大是一致的. 总体上讲 20°N 以南模拟氚的分布格局与观测较符合, 但在高纬区域模式高估了氚总量, 在副热带模拟的极大值偏南了, 最主要的是模式不能模拟出 30°~40°N 观测到的氚总量自西向东减少的趋势, 似乎是反的. 造成这一问题的原因有两方面, 一是模式问题, 30°~40°N 西部区域位于副极地翻转区与赤道北侧翻转区的交汇处, 副极地海水携带较高的氚, 流向赤道方向, 赤道北侧翻转区海水含氚较低, 经西边界流向高纬. 副极地低温低盐海水位于西边界较暖海水之下, 对应的水团为北太平洋中层水. 模拟北太平洋中层水的强弱对模拟示踪物, 不仅是氚, 在 30°~40°N 区域次表层输送有很大关系, 模拟中层水较强(低盐区域大)可使西太平洋的混合深度加深, 示踪物穿透深度加大而使柱总量加大. 赵亮和徐永福[26]认为对于此模式, 加大等密度面扩散系数及打开南边界都可使北太平洋中层水加强. 但与观测相比依然较弱, 造成由高纬吸收的氚向低纬输送中在 30°~40°N 处下沉不够. 二是输入函数的问题, 1962~1964 年间东亚区域没有站点记录, 只有用西欧的站点进行较大空间尺度的插值, 这也可能造成西太平洋海域氚输入不足. 在国内外其他模拟工作中, Heinze 等[13]模拟的氚柱总量也在这一区域出现与观测相反的东西分布, 不能得出西太平洋的柱总量高值区. 储敏等[15]在用此模式模拟核弹 ^{14}C 海表浓度时, 也出现了 30°~40°N 北美西海岸偏高的情况. 赵亮和徐永福[14]在利用此模式模拟 CFC-11 在 30°N 区域的水柱分布时, 模式同样大大低估了 CFCs 在西太平洋的穿透能力. Xu 等[28]在模拟核弹 ^{14}C 柱总量分布时, 发现通过调节等密度面扩散系数可以改善 30°N 附近区域的模拟状况, 得到与观测相符的纬向梯度. 从以上研究工作可以看出, 增加等密度面扩散系数可使一些示踪物的模拟结果有所改进, 但氚的情况有所不同, 氚的输入函数较复杂, 且构造方法存在不确定性, 相对 CFCs、核弹 ^{14}C 等, 大气氚显示出强南北梯度, 海陆梯度的特点, 增加等密度面扩散系数是否可以改善氚的模拟还需做更多的敏感性试验.

图 4(a)为观测的 32°N 断面图, 氚分布存在西部穿透较深, 东部较浅的特点. 对照图 4(b)模拟的 32°N 断面图, 模拟氚在西部穿透过浅, 无法在西部储存较多的氚. 模拟 160°W 以西 300 m 以下各层氚浓度均低于观测, 这与图 3(d)中在 30°~40°N 间大洋西部柱总量低是对应的. 图 4(c)为观测 178°W 断面图, 在 40°~50°N 间表层聚集了较高的氚, 在 10°~40°N 间 200~600 m 深度形成高氚水并向赤道方向延伸, 在 10°~20°N 200 m 处形成一高值区(8 TU). 对照图 4(d)模拟的 178°W 断面, 模式很好地模拟出了高纬高氚

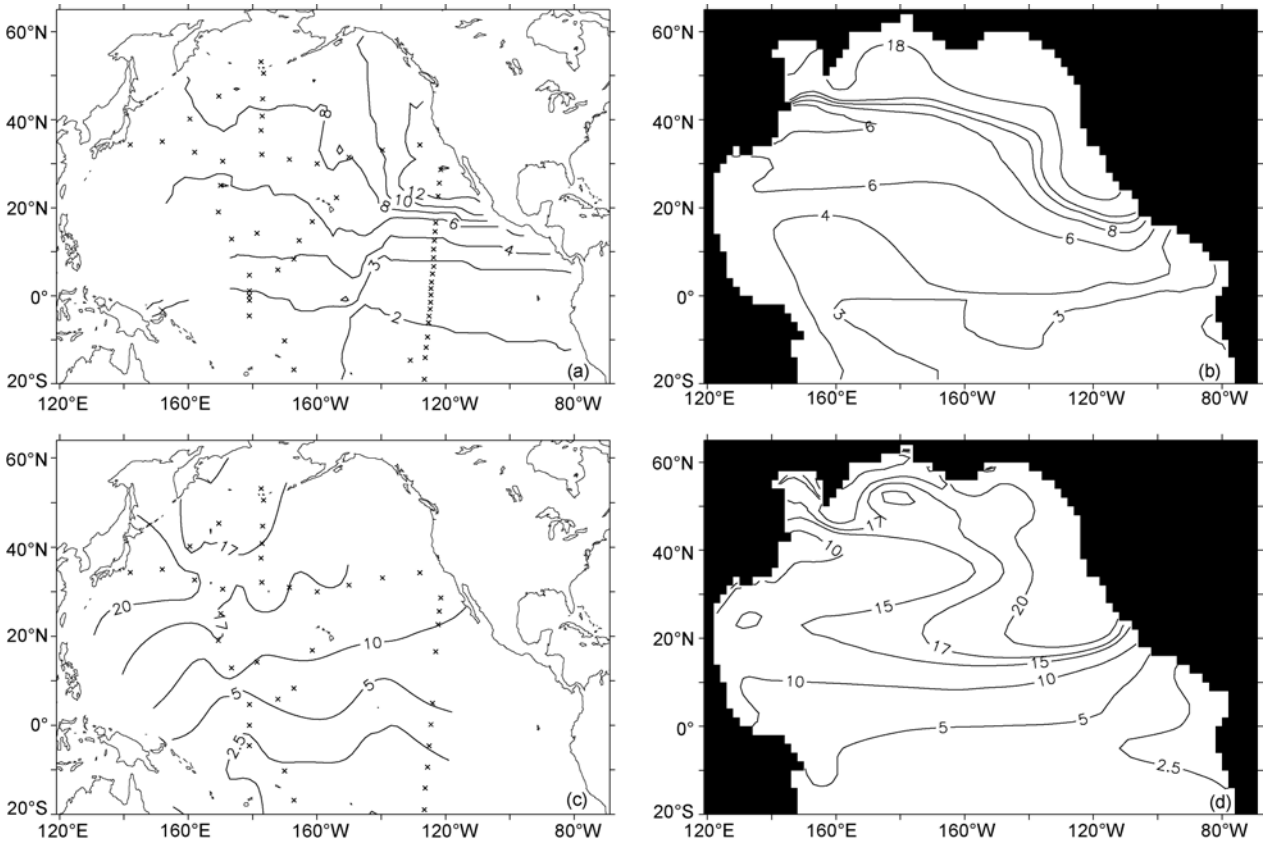


图 3　1973~1974 年模式区域表层氚浓度与水柱氚总量的分布

(a) 观测表层氚浓度(TU), 叉号代表航测点位置, 等值线序列: 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12; (b) 模拟表层氚浓度(TU), 等值线序列: 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 18; (c) 观测水柱氚总量(10^9 atom·cm^{-2}), 叉号为站点, 等值线序列: 2.5, 5, 10, 17, 20; (d) 模拟水柱氚总量(10^9 atom·cm^{-2}), 等值线序列: 2.5, 5, 10, 15, 17, 20

表层水的下沉, 200 m 附近 6 TU 线的位置与观测基本相近, 特别是模式抓住了 20°N 附近次表层的高值和 0°附近的等值线最浅现象. 不过, 在 30°~40°N 区域模拟结果表现出高氚水下沉不强, 最大穿透深度偏南. 比较图 4(c)和(d), 由北向南伸出的高氚水是氚由高纬度输入后, 随冷水下沉并向南扩散形成的. 模拟高氚水的形状与模拟北太平洋中层水强弱有关, 模拟中层水下沉越强则氚的最大穿透深度就更深, 由于模拟的中层水低盐信号偏弱, 造成未模拟出 30°~40°N 间高氚水的强烈下沉. 另外, 模式成功模拟了 10°~20°N 200 m 处孤立高氚水, 这部分氚是由北太平洋中层水与西向北赤道流交汇形成的. 由 GNIP/ISOHIS 资料分析得出, 北半球中高纬大气含有较高的氚, 这些氚由高纬海表进入海洋, 一部分随冷水下沉过程沿北太平洋中层水向低纬输送, 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, 再由北赤道流向西太平洋输送, 并与高纬冷水下沉带入的氚相会形成孤立高氚水, 其位置与模拟的北赤道流位置, 北太平洋中层水强度有关. 在 GEOSECS 时段, 氚水柱总量图、32°N 断面图与 178°W 断面图都反映出模式在 30°~40°N 间大洋西部穿透较弱.

WOCE 观测时段集中于 20 世纪 90 年代, 测点比 GEOSECS 更多, 更密集. 以下选取 P1(47°N)和 P3(24°N)这 2 条纬向断面、P13(165°E)和 P17(135°W)这 2 条经向断面资料与模拟结果对比. WOCE 数据来自 CCHDO(CLIVA and Carbon Hydrographic Data Office. Accessible at: http://cchdo.ucsd.edu).

图 5(a)为 47°N 断面观测, 氚随深度增加而减少, 等值线沿纬向平坦伸展. 对照图 5(b)的 47°N 断面模拟, 模拟结果与观测相比偏大, 200 m 以上区域最为明显, 模式在高纬度地区的氚产生了堆积. 一方面是

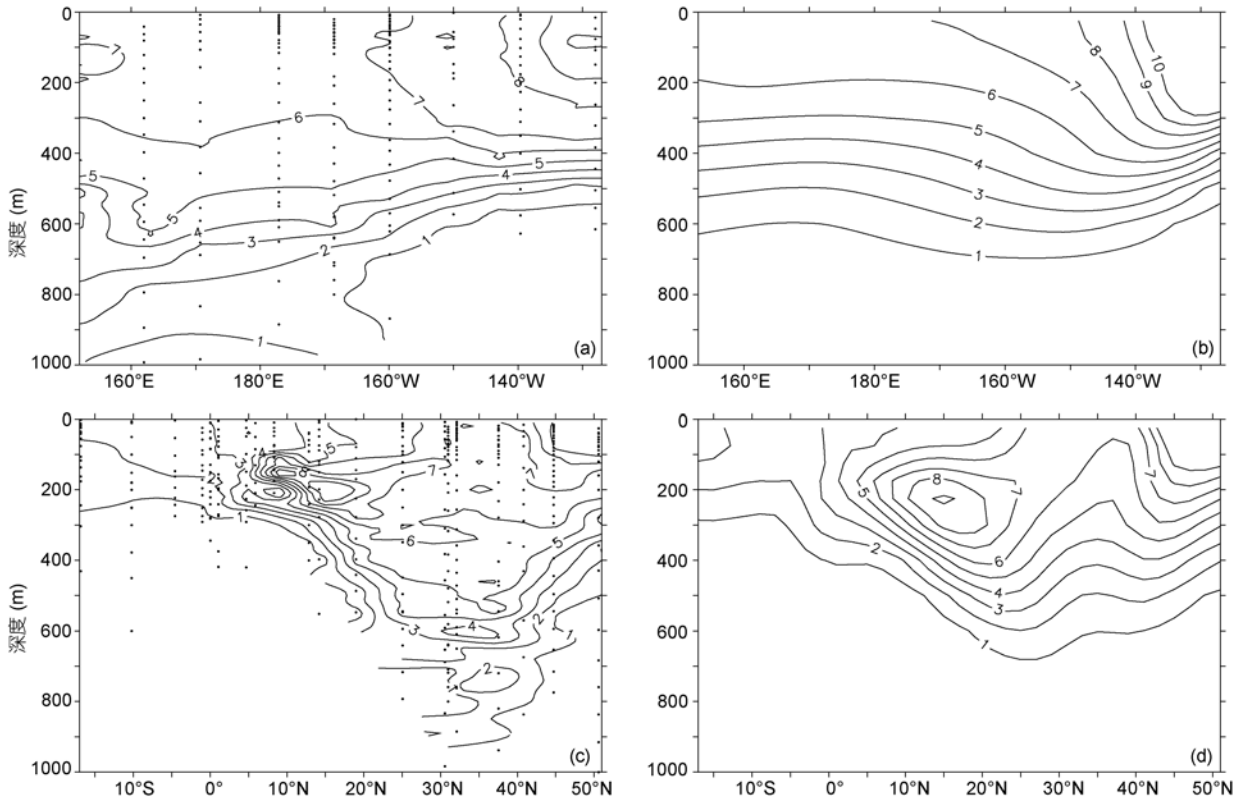


图 4　GEOSECS 断面图

(a) 32°N 观测, 圆点为观测采样位置; (b) 32°N 模拟; (c) 178°W 观测, 圆点为观测采样位置; (d) 178°W 模拟. 单位: TU

由于模式向低纬度海区输送不够, 与之前经向断面反映出的在 30°~40°N 区域下沉不够有关, 高纬氚在这一区域不能得到充分的下沉输送, 从而影响了高纬氚向低纬的整体输送; 另一方面同 GEOSECS 期间模拟海表氚浓度在高纬度海区偏高一样, 由于高纬度海区的降水氚浓度大洋测站极少, 造成氚输入函数偏强, 也会使高纬氚有堆积. 图5(c)为24°N断面观测, 地理位置与 GEOSECS 期间的 32°N 断面最为接近, 从观测看出经过约 20 年时间, 强纬向梯度已大大减弱. 由于此时大气氚强迫已大幅减小, 海洋表层氚(2.5~3 TU)出现了低于较深处(200~400 m)的氚浓度(大于3 TU). 次表层的氚之所以高于表层是由于表层更易受大气输入影响, 而次表层氚主要来自高纬度表层氚的下沉并向南输送. 图 5(d)为 24°N 断面模拟, 在 500~800 m 深度模拟结果接近观测事实, 但 500 m 深度以上模拟结果体现出次表层高氚水位置偏浅, 尤其是在西部, 东部相对稍好. 这与模拟 GEOSECS 的 32°N 断面的问题是一致的. 在 WOCE 时段, 模拟氚仍反映出西太平洋穿透不足, 这种模拟状况并未因大气氚输入减弱而得到改善.

图 6(a)为 165°E 断面观测, 与 GEOSECS 的 178°W 断面同样存在由 40°N 向 10°N 伸出的高氚水, 经过近 20 年的扩散与衰减过程, 高氚水强度已大大减弱, 经向梯度也已减弱, 但形态基本保持. 对照图 6(b)为 165°E 断面模拟, 高氚水体位置基本一致, 但氚浓度值偏高, 这与高纬度氚模拟偏高有关. 模式对于 30°~40°N 间高氚水的显著下沉仍未能很好模拟, 特别是 40º N 附近区域, 模拟状况与 GEOSECS 时段相似. 由于未能模拟出 40°N 的较强穿透, 400 m 深度以下 EQ~40°N 区域的经向梯度明显偏弱. 图 6(c)为 135°W 断面观测, 同样存在南伸的高氚水. 对比图 6(d) 135°W 断面模拟, 模式基本反映了观测特征, 高氚浓度水体位置也相似, 但数值偏高, 400 m 深度以下等值线过于平直, 未能很好体现 10°~30°N 沿经向的强梯度. 结合两条经向断面图, 一方面, 同样在 30°~40°N 区域, 东部模拟明显好于西部, 东部模拟

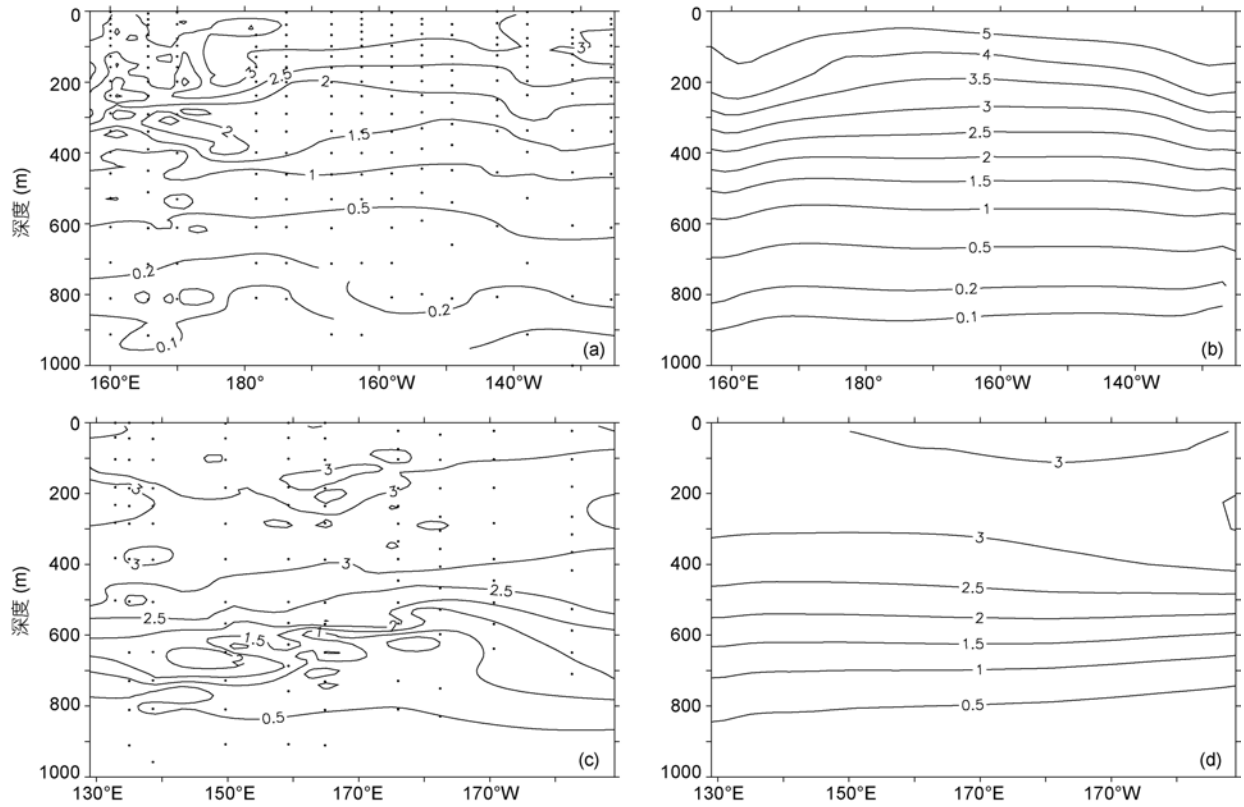


图 5　WOCE 纬向断面图

(a) 47°N(P1 线)观测, 圆点为观测采样位置; (b) 47°N(P1 线)模拟; (c) 24°N(P3 线)观测, 圆点为观测采样位置; (d) 24°N (P3 线)模拟. 单位: TU

水体形态较好, 西部显示出穿透不足, 这与之前图 5 中 24°N 纬向断面的分析是相应的; 另一方面, 在图 6(b)中可以看到高纬度(50°N)200 m 之上堆积了较多的氚, 这与图 5(b)47°N 断面、图 4(d)178°W 断面在高纬出现偏高的氚是一致的, 高纬高氚水没有经 30°~40°N 充分下沉, 使得高纬向中低纬的输送偏弱, 高纬堆积较明显.

3.3　氚在北太平洋的转移

在核试验高峰期间, 大量核试验在北半球进行, 造成北半球的大气降水氚浓度远高于南半球, 由北半球进入海洋的氚远高于南半球, 这使得氚可以用来研究在十年时间尺度上, 海水由北半球高纬向赤道地区转移的过程. Fine 等[29,30]用观测数据讨论了氚在北太平洋的输送过程, 分析指出氚从中高纬度海表进入, 沿等密度面经涡旋输送向赤道区域转移的重要性. 中低纬度观测数据反映出的次表层高值氚主要是由位于混合层下的等密度面输送实现. 这一过程大大影响氚在北太平洋的分布, 使得高纬度的高海表氚被输送到低纬度次表层, 在赤道中、东太平洋次表层的氚又被赤道东部冷舌区的上升流带到海表, 形成了与赤道冷舌相对应的海表高氚水, 带到海表的氚又经 Ekman 输送向西太平洋转移, 经西边界流再次流向高纬区域. Fine 等[29]用大量的σ_θ坐标断面图讨论了北太平洋氚的转移过程, Fine 等[29]的文章中图 5~7 为不同等密度面上氚的观测分布. 总的来说, 模拟氚在等密度面上的分布与观测是相近的, 这里主要用等密度坐标图来分析模式对氚转移过程的模拟能力, 不再给出观测图, 以下侧重选取 1974 年的模拟结果进行分析.

图 7(a)为 1974 年模拟氚位于 3°N 的σ_θ坐标断面图, 在σ_θ=24~26 等密度面间 150°W 区域出现一高氚信号, 另外西部的氚总体上高于东部的氚. 图 7(b)为 1974 年模拟氚位于 10°N 的σ_θ坐标断面图, 同样在σ_θ=24~26, 150°W 区域出现了更明显的高氚信号, 且东部的等值线由较深处向海表倾斜. 结合图 7(a)和(b)

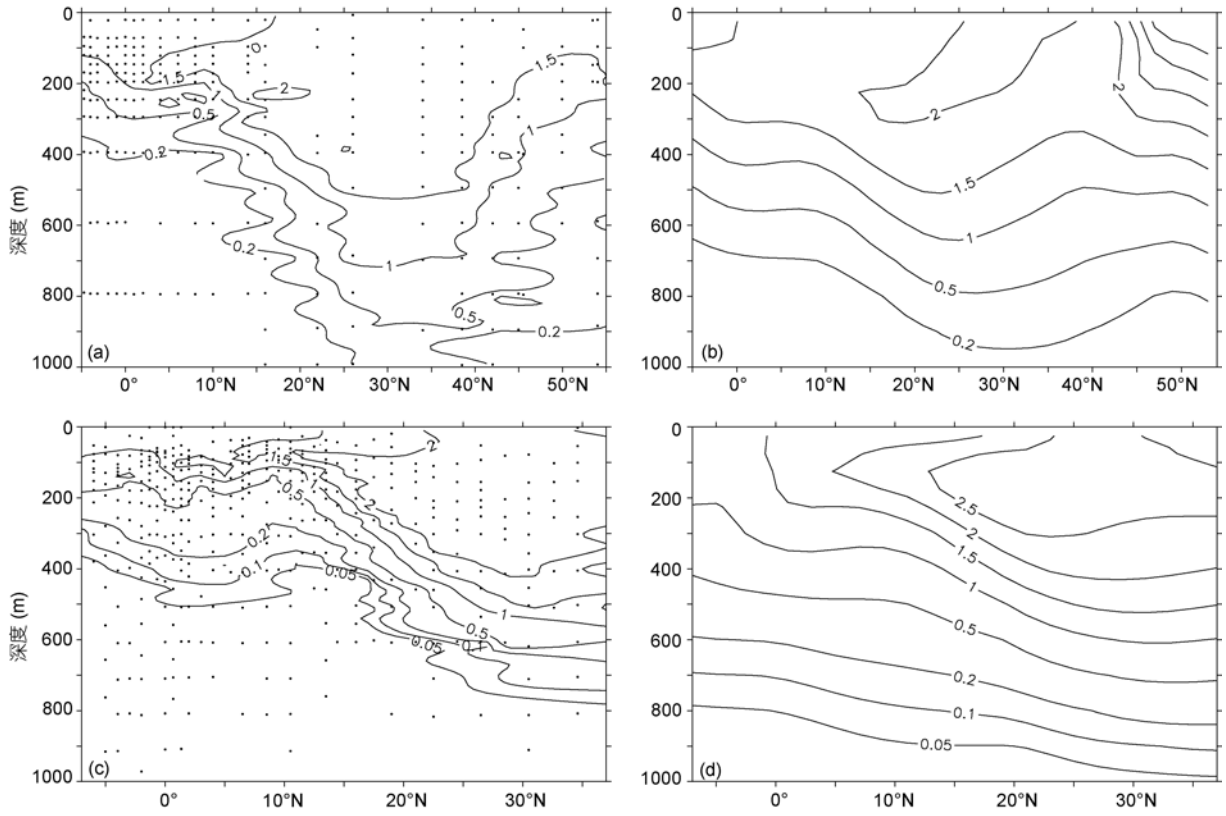


图 6　WOCE 经向断面图

(a) 165°E(P13)观测, 圆点为观测采样位置; (b) 165°E(P13)模拟; (c) 135°W(P17)观测, 圆点为观测采样位置; (d) 135°W(P17)模拟. 单位: TU

高氚水在由北向南沿σ_θ=24~26 的等密度面转移. 图 7(c)为 1974 年海表σ_θ分布图, σ_θ=24~26 的海区主要位于 30°N 以北的中高纬度海区, 对照图 3(b)GEOSECS 期间的模拟氚海表分布图, 高氚的表层水主要位于 30°N 以北区域, 可见主要是这一海区的表层氚经等密度面输送向中、东赤道区域转移. 图 7(d)为 1974 年模拟氚在σ_θ=26 等密度面的分布, 氚由北向南浓度减小, 7.5 TU 线的向西伸出主要是受西向北赤道流输送的影响, 高氚的海水基本还保留在赤道以北, 并没有穿过赤道迅速向南延伸. 带到赤道区域东部的次表层高氚水被上升流带至海表, 如图 7(a)和(b)东部的等值线向海表倾斜, 由此在上升流较强的冷舌区次表层的高氚水被抬升至表层, 之后不断被赤道风生流向西输送, 形成了如图 3(d)模拟氚水柱总量在赤道东部偏低的状况. 被赤道风生流向西输送的氚在经西边界流、北赤道逆流向北、向东输送. 由以上分析, 模式基本成功描述了北太平洋氚从中高纬度海表进入, 沿等密度面经涡旋输送向赤道海域转移, 又经赤道流系、西边界流向高纬输送的循环过程.

4　结论

从以上模拟结果与观测事实对比得出, 1951~1997 年间氚由大气输入海洋, 氚在海洋中主要分布于主温跃层以上. 虽然氚的输入函数还存在着很多不确定因素, 但这并不影响用环流模式来模拟氚的主要分布特征. 通过对北太平洋区域氚输入函数的构造以及在环流模式中的运用, 模式给出氚分布大体与观测事实相符, 如表层浓度的经向分布, 位于次表层的高值信号. 但也存在问题, 如在 30°~40°N 区域, 通过对比观测的水柱总量分布、海表浓度分布, 反映出模式在这一区域东部堆积了较多氚, 而西部储量少; 同样, 在这一区域的纬向断面图上也显示出西部的氚穿透深度较观测弱. 模式在这一区域的模拟能力不足在其他示踪物(如 CFCs)的模拟试验中也曾出现. 这种不足可能是模式自身的问题, 这需要通过对模式参数的调整及模式对物理过程描述方法的

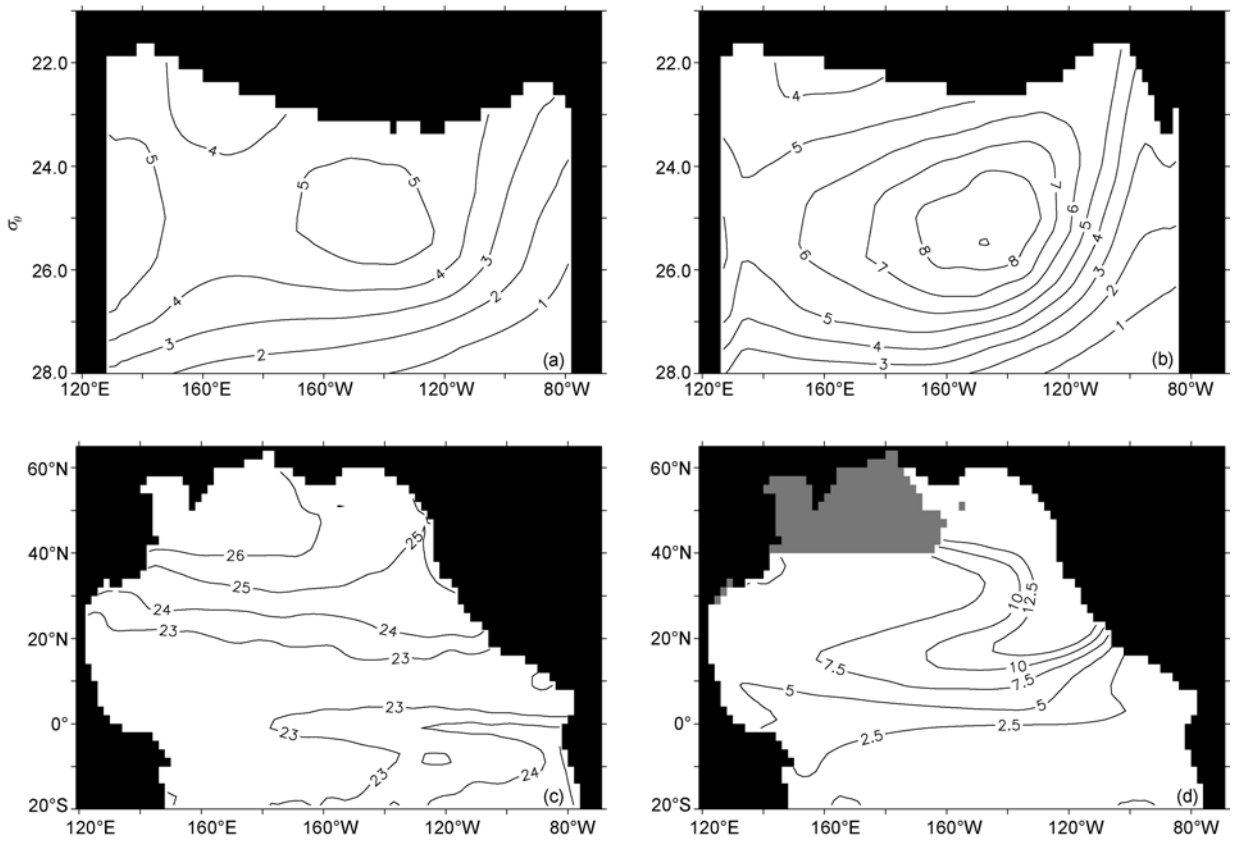


图 7　1974 年模拟氚的σ_θ坐标断面图

(a) 3°N 断面; (b) 10°N 断面; (c) 海表σ_θ分布; (d) 模拟氚在σ_θ=26 密度面上的分布. 氚浓度单位: TU

改进来克服, 但同时上边界输入函数的参数调整也会影响到上层, 特别是表层的氚分布, 分清这两方面因素对这一区域影响的主次还需要进行更多的敏感试验, 以及对氚输入函数的进一步研究. 文章最后利用模式讨论了核试验产生的氚由大气输入后在海洋中的转移过程. 模式描述的这一过程基本上与观测分析相符, 反映了氚在北太平洋由高纬度向中低纬度转移的大尺度特征.

致谢　感谢审稿专家提出的宝贵意见.

参考文献

1　England M H, Maier-Reimer E. Using chemical tracers to assess ocean models. Rev Geophys, 2001, 39: 29—70
2　沈承德, 余克服, 孙彦敏, 等. 南海大亚湾珊瑚 1977~1998 年核试验 ^{14}C 年际变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33: 529—534
3　张振生, 秦学祥. 氚和氦-3 对研究海洋过程的应用. 黄渤海海洋, 1996, 14: 18—22
4　蒋崧生, 何明. 地球内部生成 ^{3}H 的证据. 科学通报, 2007, 52: 1499—1505
5　Lucas L L, Unterweger M P. Comprehensive review and critical evaluation of the half-life of tritium. J Res Natl Inst Standard Technol, 2000, 105: 541—549
6　Weiss W, Roether W. The rates of tritium input to the world oceans. Earth Planet Sci Lett, 1980, 49: 435—446
7　Doney S C, Glover D M, Jenkins W J. A model function of the global bomb tritium distribution in precipitation, 1960—1986. J Geophys Res, 1992, 97(C4): 5481—5492

8 Doney S C, Jenkins W J, Östlund H G. A tritium budget for the North Atlantic. J Geophys Res, 1993, 98: 18069—18081
9 Dreisigacker E, Roether W. Tritium and ^{90}Sr in North Atlantic surface water. Earth Planet Sci Lett, 1978, 38: 301—312
10 Jia Y L, Richards K J. Tritium distributions in an isopycnic model of the North Altlanitc. J Geophys Res, 1996, 101: 11883—11901
11 Stark S, Jenkins W J, Doney S C. Deposition and recirculation of tritium in the North Pacific Ocean. J Geophys Res, 2004, 109: C06009, doi: 10.1029/2003JC 002150
12 Sarmiento J L. A simulation of bomb tritium entry into the Atlantic Ocean. J Phys Oceanogr, 1983, 13: 1924—1939
13 Heinze C, Maier-Reimer E, Schlosser P. Transient tracers in a global OGCM: source functions and simulated distributions. J Geophys Res, 1998, 103: 15903—15922
14 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. 地球物理学报, 2005, 48: 798—806
15 储敏, 李阳春, 徐永福. 北太平洋原子弹 ^{14}C 分布的模拟. 热带海洋学报, 2006, 25: 15—21
16 Nonaka M, Takeuchi K. Tropical subsurface salinity and tritium distributions in the Pacific: their differences and formation mechanisms. J Phys Oceanogr, 2001, 31: 1388—1395
17 卫克勤, 林瑞芬, 王志祥. 北京地区降水中的氘、氧-18、氚含量. 中国科学 B 辑, 1982, 8: 754—757
18 卫克勤, 林瑞芬, 王志祥, 等. 我国天然水中氚含量的分布特征. 科学通报, 1980, 25: 467—470
19 Celle-Jeanton H, Gourcy L, Aggarwal P. Reconstruction of tritium time series in precipitation. In: Study of Environmental Change Using Isotope Techniques International Conference, 2001 April 23–27, Vienna. IAEA in Austria, IAEA-CN-80/11P, 2002
20 Byran K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. J Comput Phys, 1969, 4: 347—376
21 Orlanski I. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. J Comput Phys, 1976, 21: 251—269
22 Stevens D P. The open boundary condition in the United Kingdom fine-resolution Antarctic model. J Phys Oceanogr, 1991, 21: 1494—1499
23 Levitus S, Boyer T. World Ocean Atlas 1994: Temperature. NOAA Atlas NESDIS 4, Vol.4. Washington D C: NODC, 1994
24 Levitus S, Burgett R, Boyer T. World Ocean Atlas 1994: Salinity. NOAA Atlas NESDIS 3, Vol.3. Washington D C: NODC, 1994
25 Hellerman S, Rosenstein M. Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates. J Phys Oceanogr, 1983, 13: 1093—1104
26 赵亮, 徐永福. 边界条件对北太平洋海盆尺度环流模式的影响. 海洋科学进展, 2006, 24: 292—300
27 Broecker W S, Peng T H, Östlund G. The distribution of bomb tritium in the ocean. J Geophys Res, 1986, 91: 14331—14344
28 Xu Y F, Aoki S, Harada K. Sensitivity of the simulated distributions of water masses, CFCs, and bomb ^{14}C to parameterizations of mesoscale tracer transports in a model of the North Pacific. J Phys Oceanogr, 2006, 36: 273—285
29 Fine R A, Reid J L, Östlund H G. Circulation of tritium in the Pacific Ocean. J Phys Oceanogr, 1981, 11: 3—14
30 Fine R A, Peterson W H, Östlund H G. The penetration of tritium into the tropical Pacific. J Phys Oceanogr, 1987, 17: 553—564