

海洋环流模式模拟自然 和核辐射 ^{14}C 的分布

金 心 石广玉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 放射性 ^{14}C 在海洋环流研究和人为 CO_2 问题的研究中都有重要地位。本文用海洋环流模式模拟了海洋中自然 ^{14}C 的分布及海洋对核辐射产生的放射性 ^{14}C 的吸收, 以期对海洋吸收人为 CO_2 的能力做一初步的研究。模拟的海洋环流结果与观测相比符合得较好, 成功地模拟出了北大西洋深水(NADW)、南极底水(AABW)等基本特征。对自然 ^{14}C 的模拟揭示出了海洋通风的基本特征。模拟出的沿 GEOSECS 路径的南、北垂直截面与观测结果符合得较好。对核辐射 ^{14}C 的模拟表明: 模式模拟的沿 GEOSECS 路径的南、北垂直截面与观测结果符合得较好; 模拟出的海洋表面核辐射浓度与观测值一致, 但核辐射 ^{14}C 在海洋中的柱存量和平均穿透深度都比观测结果要小。文中分析了造成这种差异的可能原因。

关键词: 放射性碳; 核辐射放射性碳; 海洋吸收; 海洋环流模式

1 引言

海洋对人为 CO_2 的吸收在全球碳循环研究中具有重要的意义。由于在海洋中人们目前无法从观测的角度区分人为和自然 CO_2 , 所以就无法用观测资料对模式模拟的海洋对人为 CO_2 吸收的结果进行直接的验证。因此人们就把海洋对放射性 ^{14}C 的模拟作为对人为 CO_2 模拟的一个类比。一方面自然 ^{14}C 是一个很好的示踪物, 用它可以研究环流模式的性能。另一方面核辐射产生的 ^{14}C 是人为 CO_2 很好的类比物, 它们有相同的海—气交换过程, 相同的海洋内部输送过程和大致相同的时间尺度。

本文用海洋环流模式模拟了海洋中自然 ^{14}C 的分布及海洋对核辐射产生的放射性 ^{14}C 的吸收, 以期对海洋吸收人为 CO_2 的能力做一初步的研究。

2 模式描述

2.1 环流模式

本文使用的洋流模式是目前应用最广的美国地球流体动力实验室(GFDL)的三维海洋环流模式^[1]。在海洋环流模式中用有限差分法求解控制海洋环流的原始方程组。正如 Bryan 所描述的^[2], 方程由 Navier-Stokes 方程和非线性状态方程组成。假定基本方程组满足静力学关系和 Boussinesq 近似。取洋面为刚盖以消除外重力波。

海洋侧边界条件为无滑动的, 即在这些边界上的法向和切向水平速度为零, 感热和

表 1 模式的垂直分层

模式分层	模式各层的深度 / m	
	中点	底部
1	23	48
2	73	100
3	128	160
4	193	242
5	290	364
6	438	545
7	652	798
8	944	1 130
9	1 320	1 560
10	1 790	2 080
11	2 344	2 660
12	2 976	3 330
13	3 674	4 050
14	4 423	4 810
15	5 203	5 600

在海洋内部，恢复系数为零。

盐度的水平通量也等于零。在海洋表面边条件由海面温度、盐度和动量决定。在海洋底部温度和盐度与海底无交换。在海底水平速度的边条件为无摩擦或线性拖曳。

模式的坐标系是经度、纬度和深度，网格点为 Arakawa B 格点。水平分辨率为 3°（纬度）与 4°（经度）。垂直方向分成 15 层（见表 1）。

对实际 1°×1° 的全球地形资料进行局地滤波，取 5 次局地滤波后得到的地形和海陆分布，作为模式的地形和海陆分布。模式的地形如图 1 所示。模式用的海洋表面动量通量取 Hellerman 和 Rosenstein 的年平均值^[3]，温度和盐分取 Levitus 的年平均观测值^[4]。在海洋表面，温度和盐分的恢复系数为 1/(30 d)；

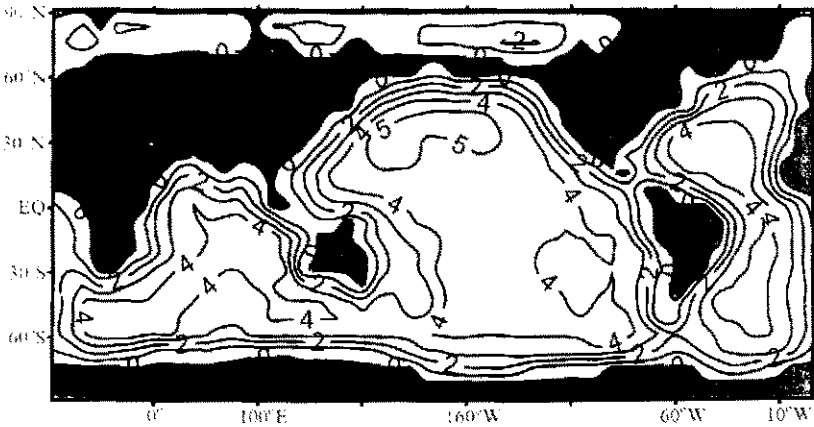


图 1 模式中的海底地形

模拟的结果将依赖于所选定的物理过程及其参数化。模式中温度和盐分的水平扩散系数 A_{hh} 和垂直扩散系数 A_{hv} 取 Bryan^[5] 和 Bryan 和 Lewis^[6] 的方案。温度和盐分的水平扩散在洋面较大，在深水较小，可表示为

$$A_{hh} = A_h + (A_s - A_h)\exp(-z/500), \tag{1}$$

其中 A_s 是表面值， A_b 是模式最大深度处的值， z 以 m 为单位。垂直扩散系数从洋面的 $0.3\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ 到海底的 $1.3\text{ cm}^2\text{ s}^{-1}$ ，

$$A_{hv} = A_0 + \frac{C_r}{\pi} \arctan[4.5 \times 10^{-3}(z - 2.5 \times 10^3)], \tag{2}$$

其中 z 以 m 为单位，在 2 500 m 深处垂直扩散系数为 A_0 ，洋面到海底的变化范围为 C_r 。

要使模式计算稳定 A_{mh} 就必须满足下面的条件^[7]:

$$A_{mh} > \beta(\Delta\sqrt{3}/\pi)^3, \quad (3)$$

$$A_{mh} > U\Delta/2, \quad (4)$$

其中 Δ 是水平格距。取 $U = 10 \text{ cm s}^{-1}$, $\beta = 2 \times 10^{-13} \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。据此, 动量的水平和垂直粘滞扩散系数分别为 $3 \times 10^9 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 和 $20 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ 。表 2 是模式参数的汇总表。

2.2 ¹⁴C 的模拟方案

无论是在海洋环流的诊断方面, 还是作为大气 CO_2 的类比物, 海洋示踪物¹⁴C 的模拟都具有重要的意义。在本文的模式中我们不考虑生物过程对¹⁴C 的影响, 这是因为海洋生物过程对 $\Delta^{14}\text{C}$ (符号的意义下面说明) 的影响不大^[8], 且这样一来¹⁴C 的模拟也可区分物理过程和生物过程的不同作用。

在自然界¹⁴C 的含量通常用¹⁴C/¹²C 的比值与标准条件下的比值之差的千分之一来表示, 记为 $\Delta^{14}\text{C}$ 。同位素标准 (早期的放射性碳) 取自 19 世纪树轮的¹⁴C/¹²C, 并把这个标准定为工业革命前大气中的¹⁴C/¹²C 的近似值。在整个大气、海洋和生物圈的碳库中放射性碳原子占大约 $1/10^{12}$ 。

在模式中取相对单位, 把大气中的¹⁴C/¹²C 的值定为 100。这样在工业革命前海洋中平均¹⁴C/¹²C 值大约比大气中低 15%。在模式中初条件为在海洋中¹⁴C 均匀分布, 并取值 85。¹⁴C 的半衰期为 5730 年。在每一网格点¹⁴C 浓度的衰减常数取 $1.2097 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$ 。模式中的¹⁴C 的结果与标准 $\Delta^{14}\text{C}$ 表示法的关系如下:

$$\Delta^{14}\text{C}(\text{标准单位}) = (\text{模式单位} - 100) \times 10. \quad (5)$$

取气体交换系数为常数, 等于 $16.60 \text{ mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, 这是 Toggweiler 用速度有关的交换系数求出的全球平均值^[9]。假定海洋表面碳的浓度为 2 mol m^{-3} , 那么海洋和大气中¹⁴C 的交换率公式如下:

$$\mu = \frac{20}{2h} \frac{1}{365}, \quad (\text{单位: } \text{d}^{-1}), \quad (6)$$

其中 h 是海洋表面层的厚度, 单位为 m。

3 结果与讨论

3.1 模拟的海洋环流

对海洋深海通风来说, 最重要的环流方式是垂直翻转。在实际海洋中, 人们很难对这种深海翻转进行观测, 但用放射性碳却很容易做到这一点。模式计算的纬向积分经向质量输送流函数如图 2 所示。图 2a 显示的是全球纬向积分的结果; 图 2b 显示的是大西洋的结果。

一般认为海水的翻转是海洋温盐环流的结果。然而在海洋表层由风应力引起的上升

表 2 模式参数的取值

参数	单位	取值
A_{mv}	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	20
A_{mh}	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	3×10^9
A_{hv}	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	0.3~1.3
A_h	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	0.8
C_r		1.05
A_{hh}	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	$1.0 \sim 0.5 \times 10^7$
A_s	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	1.0×10^7
A_b	$\text{cm}^2 \text{ s}^{-1}$	0.5×10^7
γ_s	d^{-1}	(1/30)
γ_d	a^{-1}	0

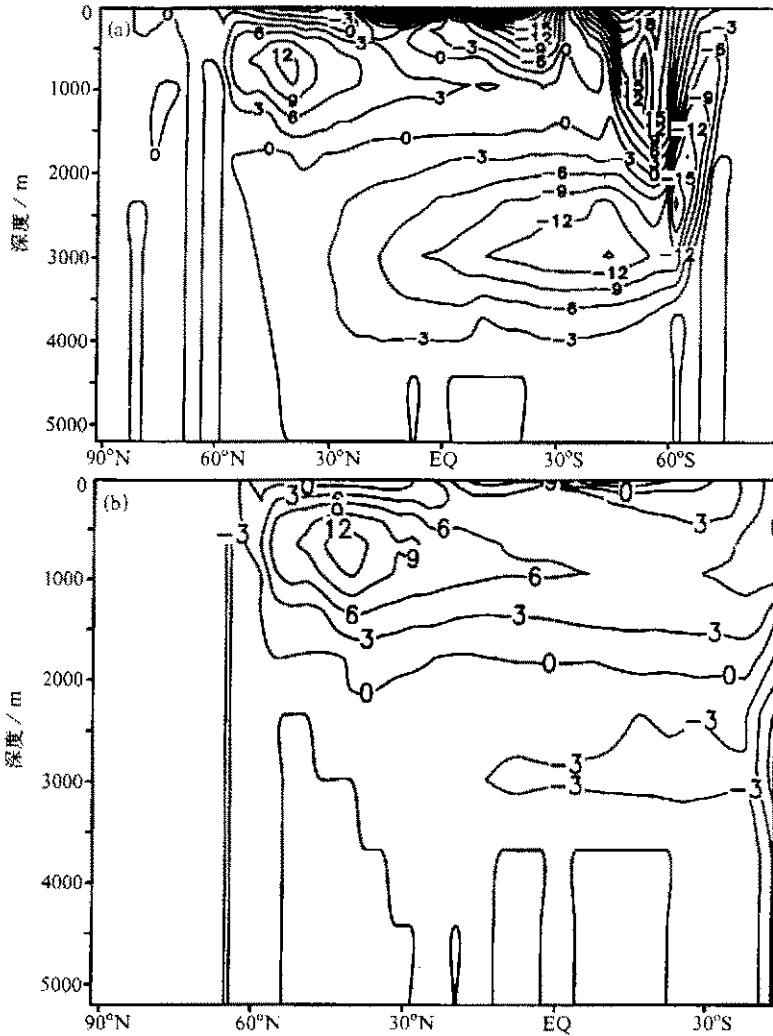


图 2 模式计算的全球和大西洋纬向积分经向质量输送流函数的垂直-经度剖面图 (单位为 Sv)
(a) 是全球的模拟结果; (b) 是大西洋的模拟结果

和下沉占主导地位。在赤道两边有两个浅的翻转区，由赤道流向两极，这是由信风产生的 Ekman 输送的辐散造成的。在 400 m 以上有一个流向赤道的流以补偿表层水的流出。在南北半球 40° 纬度附近，Ekman 输送流向赤道。这两种表面流的汇合导致了副热带区的下沉。

中纬度的沉降流，由亚极地风驱动的辐散所致，产生了另一个翻转区。南、北半球的这一翻转区并不对称。北半球的翻转区比南半球的翻转区弱和浅很多。造成这一现象的原因之一是北大西洋的温盐环流与 Ekman 区正好相反。南半球亚极地区的翻转区扩展到很深的深度 (—2 500 m)，这是由于德雷克海峡的存在和它对局地地转平衡的影响所致。

在 1 000 m 和 2 500 m 之间经向翻转主要是从北半球流向南半球, 这由 1 000 m 以上的温盐环流来补偿。逆时针流区域主要是由北大西洋的翻转环流引起的 (图 2b)。这一环流向南流的部分代表了北大西洋深水 (NADW)。观测到的 NADW 扩展到 2 500 m 之下, 而模拟的结果却在 2 500 m 之上。

在海底附近深水由南向北流。这就是南极底水 (AABW)。AABW 向北流向三大洋, 主要流向太平洋。

由于直接测量海洋经向翻转的时间平均值几乎是不可能的, 所以要定量地证实模拟环流的正确性是很困难的。只有很少的几个测量值可供比较。Rocmmich 和 Wunsch 估算^[10]的 24°N 处 NADW 向南输送为 20 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)。而模式模拟的值为 10 Sv, 这说明模式模拟的 NADW 的强度不够。

下面分析模式海洋表面层底部 (47 m) 处的垂直速度分布。海洋表面层底部的垂直速度画在图 3 中。Ekman 效应产生的赤道太平洋的强上涌区位于 150°W 附近。这与更详细的赤道太平洋模式预测的结果是一致的^[11]。太平洋的最大值是 240 m a^{-1} , 大西洋为 170 m a^{-1} 。在印度洋显得有点儿不一样, 在那里季风风应力被年平均场光滑掉了。赤道的强上涌区与邻近的副热带的下沉区相平衡, 副热带区的典型下沉速度为 30 m a^{-1} 。

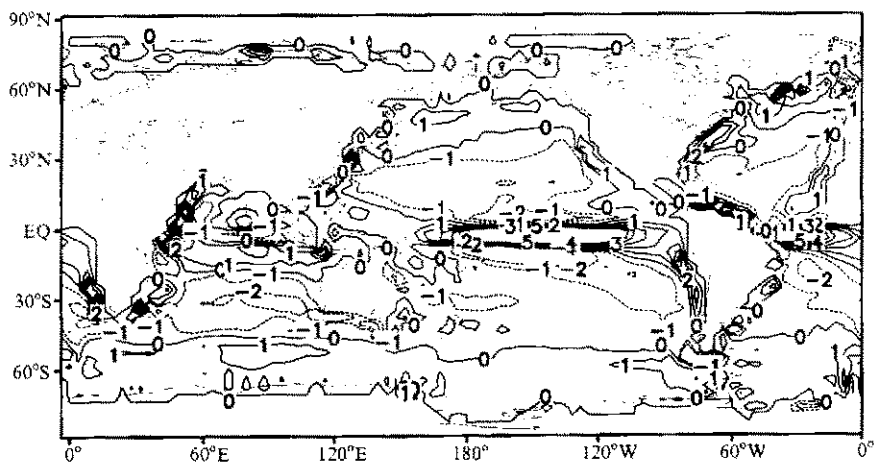


图 3 模式模拟的海洋表面层底部 (47 m) 处的垂直速度分布

图 2a 中一个重要的特征就是在南半球极区附近有一个很深的翻转区。这个区域的上部由南大洋非常强的西风驱动的流向赤道的 Ekman 输送组成。图 3 表明在南半球绕极地翻转区的下沉运动是不连续的, 存在几个强的下沉区, 如在南美洲的末端和澳大利亚西南沿海附近。在西风风应力的南端通常产生大面积的上涌区。从图 3 可以看出上升速度比下沉运动更加局地化。上升运动的强局地化在更深层也可看到, 但这也与实际不符。模式模拟的强上升区, 也许是由于南极附近地形特征引起的, 而在实际海洋中并不是这样的。

图 4 是海洋表面流函数。流经德雷克海峡的值约为 140 Sv, 这与 Whitworth 和 Peterson 的观测值一致^[12]。

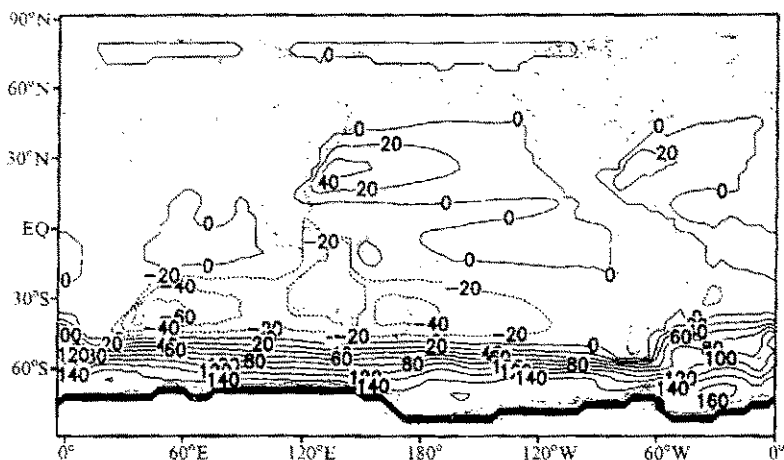


图 4 模式模拟的海洋表面流函数

3.2 自然 ^{14}C 的模拟结果

影响海洋通风的主要过程有：海洋底水的形成、深水环流、对流、风泵和混合过程。从很多方面来说，最有效的诊断海洋内部通风的信息来自在海洋表面具有简单边条件的地球化学示踪物。通过比较模式预报的深海 ^{14}C 的分布和观测的分布场，可以得到关于海洋通风率的明确的评价。 ^{14}C 的衰减过程可以揭示出海水年龄或更新时间的演变过程，即： ^{14}C 的值越小表明海水的年龄越“老”，反之值越大就表明海水的年龄越“年轻”。

3.2.1 垂直廓线

模式模拟和 GEOSECS 观测的太平洋、大西洋、印度洋和全球海洋的自然 ^{14}C 平均廓线示于图 5 中。观测资料取自 Stuiver^[13,14]和 Ostlund^[15]，且在 750 m 以上含有核辐射产生的放射性碳 ^{14}C 。就全球平均来说观测值比模拟值要“老”，即值更小，尤其在 1000 ~ 2500 m 之间。在太平洋和印度洋观测值均比模拟值要“老”，这说明本模式在这两个海区的通风偏大。在大西洋深海则是模拟值更“老”一些。从经向流函数的分布图（图 2）中也可看出这是因为模拟的大西洋深水的深度和强度不够强。

3.2.2 沿 GEOSECS 南-北截面的分布

图 6 和 7 给出了沿西大西洋和西太平洋 GEOSECS 路径 ^{14}C 的观测值和模拟值的分布。观测结果中包含核辐射产生的 ^{14}C ，而模式模拟的是工业革命前平衡态时的结果。所以海洋表面的结果没有意义。从太平洋中的观测值可以看出最“老”的海水在北太平洋 2000 m 深的地方，其值为-240‰（即相当于工业革命前大气少 24%）。

模式模拟的 ^{14}C 的分布与观测较一致，但也有一些差别。比较图 7a 和 b 可以发现模式模拟的太平洋深水比观测值要“年轻”一些，即 ^{14}C 的值要大一些。但是太平洋深水的位置和观测值较一致。太平洋的“老”水，浓度小于-180‰，与观测相比，向南、向上伸展得不够，向上没有达到 1000 m 以上。在南极周围模式的值为-120‰到-140‰比观测值（-140‰到-160‰）要“年轻”一些。

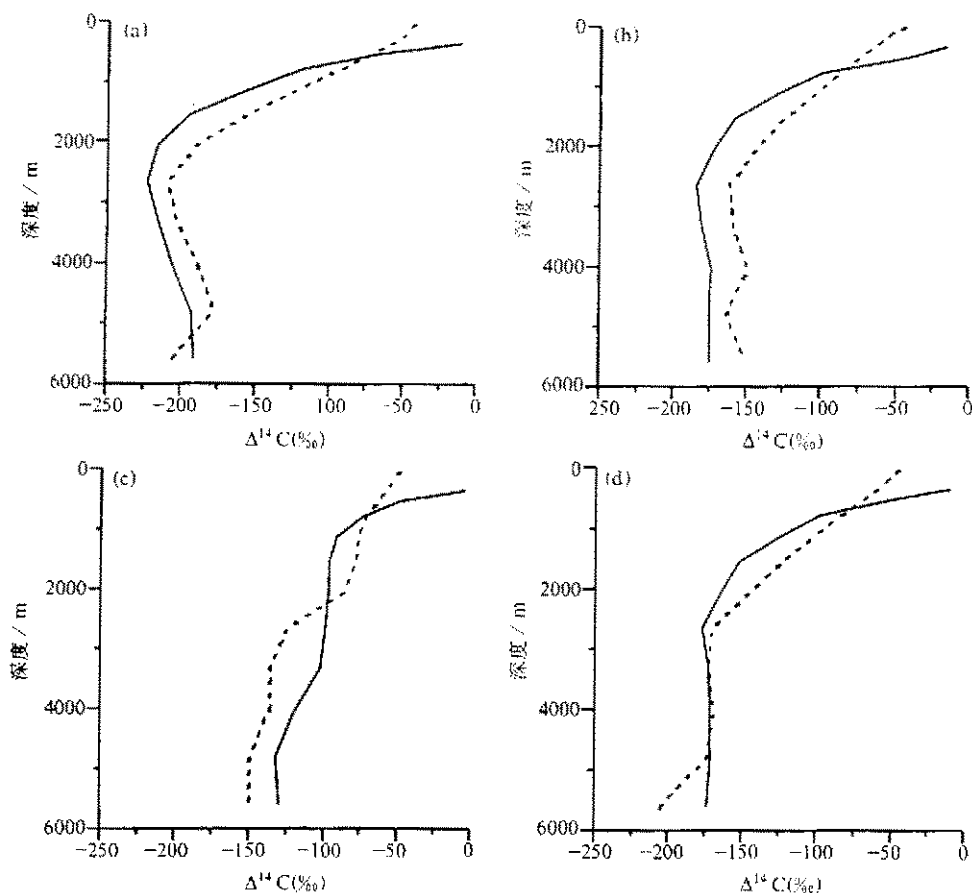


图5 模式模拟和 GEOSECS 观测的太平洋、大西洋、印度洋和全球海洋的平均廓线

图中实线表示观测值, 虚线是模式模拟的值

(a) 太平洋; (b) 印度洋; (c) 大西洋; (d) 全球平均

大西洋和太平洋 ^{14}C 的分布的主要差别是高纬度源水影响的结果。北大西洋海底的深水源自上层温跃层的暖、咸的海水^[16]。当这些海水流向极地并露头时, 大气吸收大量的热量, 使海水降温约 10°C 。这些水变成了位于挪威和格陵兰海的密度高的、含盐的水, 它是北大西洋深水的一个重要的来源。因此与此相对应的北大西洋深水 ^{14}C 的浓度就很高。南极周围的水一定源自深层低 ^{14}C 值的海水。这些水与大气接触的时间比同位素平衡时间要短, 所以它的 ^{14}C 含量仍很低。

观测到的大西洋深水源自上述两个源。 -100‰ 的 NADW 充满了北大西洋 1 km 以下的海水, 而 -160 的底水从深海向北伸入到大西洋。还可看到在 1 km 深处南极中层水有一个 -100‰ 的舌向北伸入到赤道。模拟结果产生的北大西洋深水的 ^{14}C 的含量 -100‰ , 只扩展到 1 000 至 2 000 m, 而没有充满整个北大西洋海底。模拟的北大西洋底水与南面来的水的交换和垂直混合都很弱。

3.3 核辐射产生的 ^{14}C 的模拟

3.3.1 核辐射 ^{14}C 随时间的变化

在 1950 年代和 1960 年代早期由于核武器试验产生了大量的 ^{14}C , 大气中的 ^{14}C 含量

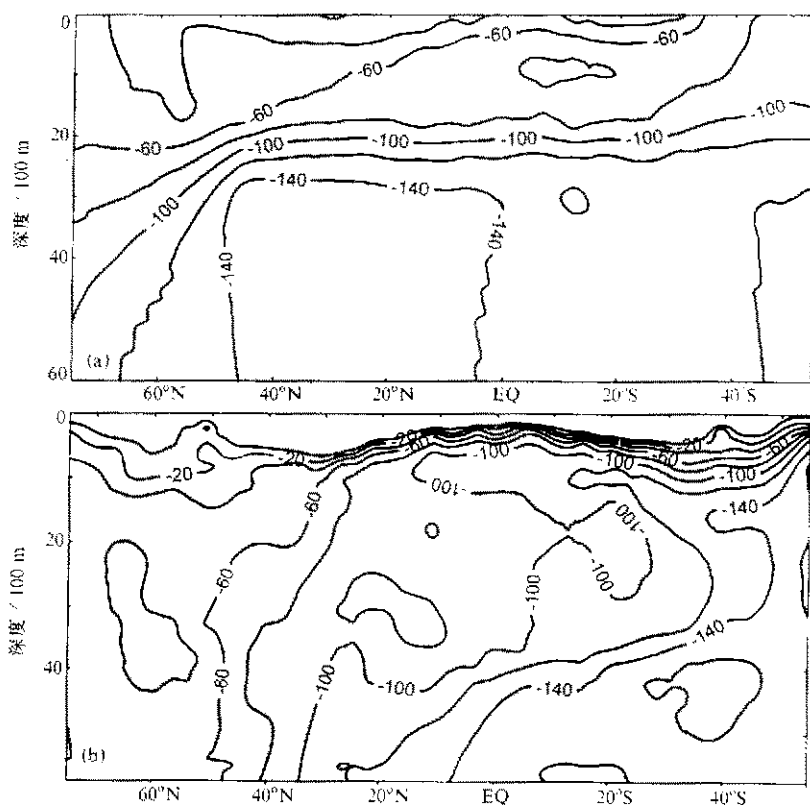


图6 沿西大西洋(GEOSCECS)路径 $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) 截面图

(a) 是模拟值; (b) 是观测值

大量增加。与此同时海洋就开始吸收核辐射产生的 ^{14}C 。相对于海气交换来说大气中的 CO_2 的滞留期很长,大约7~10年。这样就可以把由核试验产生的 ^{14}C 在大气中的分布看成几乎是均匀分布的。与自然 ^{14}C 的模拟不同,在这里大气中的 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 的值是随时间变化的。大气中的 $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 值用观测结果。图8给出了1950~1990的变化曲线^[17]。我们把地球分成三个部分,在这三个部分中, $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 的值为均匀分布,海气交换系数与自然 ^{14}C 中的相同。

3.3.2 沿 GEOSCECS 南-北截面的分布

图9和10显示的是沿西太平洋和西大西洋南-北截面上模拟和观测的 ^{14}C 的分布。模式积分的时间分别相应于GEOSCECS观测的时间。浓度超过0‰的区域用浓的阴影表示。图9和10可以与图6和7进行比较,这样能得到核辐射 ^{14}C 的穿透区域。核辐射前表面海水中的典型浓度约-40‰,因此在这些截面中 ^{14}C 含量超过-40‰的区域表示被核辐射 ^{14}C 的影响很大。超过-80‰的区域表示有一些影响。在南极圈附近,核辐射的影响扩展到-120‰的区域。

总的来说,模式模拟的0‰等值线的深度与观测的结果符合得很好。对每一个观测和模拟的截面来说,与赤道和极区相比副热带纬度核辐射 ^{14}C 的穿透深度较深。仔细分

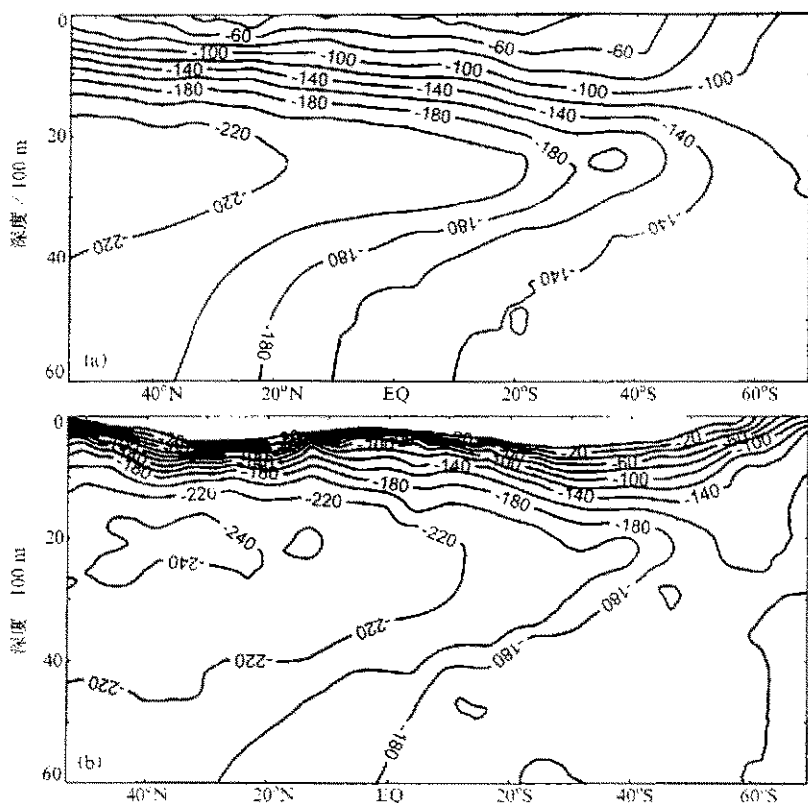


图7 沿西太平洋(GEOSecs)路径 $\Delta^{14}\text{C}$ (‰) 截面图

(a) 是模拟值; (b) 是观测值

析一下可以发现模拟值和观测值的不同。在北大西洋 60°N 以北的区域模拟的 0‰ 等值线比观测值穿透深度大很多,而在北大西洋副热带地区模拟的 0‰ 等值线的最大穿透深度比观测值浅大约200 m。这一结果与Sarmiento用GFDL模式模拟氡的结果类似。

3.3.3 在海洋表面的水平分布

图11显示了GEOSecs观测和模式模拟的核辐射 ^{14}C 表面浓度值。图11b中绘制了GEOSecs观测的表面 ^{14}C 的浓度值和估算的核辐射前表面浓度值的差。Broecker等^[17]的分析表明:所有三大洋的赤道区域的表面 ^{14}C 的值明显小于邻近的副热带海区的表面值。Broecker等认为赤道低值区的产生是由于在GEOSecs观测期间赤道上升的水还没有被核辐射 ^{14}C 所污染。可以看到GEOSecs观测到的核辐射 ^{14}C 的高值区

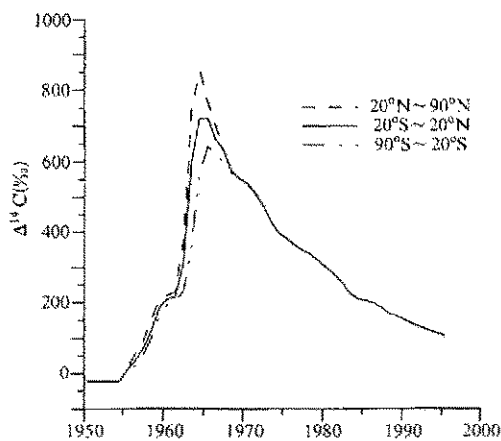


图8 模式中用的1950~1990年大气中 $\Delta^{14}\text{C}$ 的变化曲线^[17]

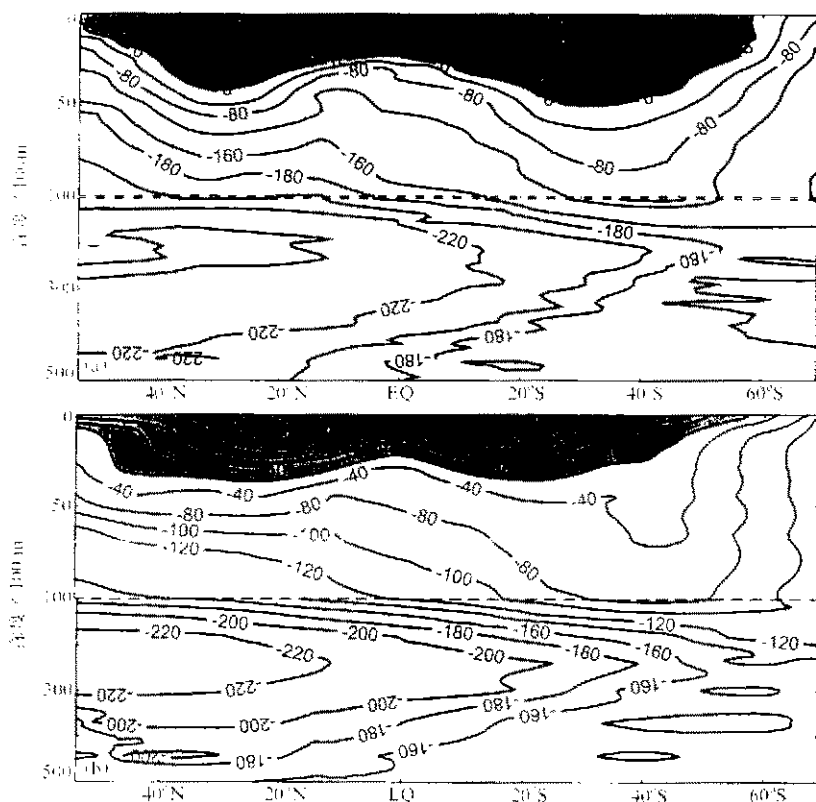


图9 沿西太平洋 GEOSECS 路径纬度-深度 $\Delta^{14}\text{C}$ 剖面图

(a) 观测的结果; (b) 模拟的结果

(200‰) 分别位于东太平洋和中大西洋南、北两半球的副热带区。

观测到的核辐射 ^{14}C 在表面海水中的平均浓度^[17]为 157‰。模式模拟的平均值为 154。模式模拟的表面最大值和最小值的位置与观测基本相符。模拟的最大值偏大,而印度洋的最小值偏小。模拟的位于南美和南太平洋 120°W 之间的非常高的区域,没有与之对应的观测值。模式模拟的大西洋东南部的高值区也没有观测值。

3.3.4 核辐射 ^{14}C 的存量

对某一给定地点核辐射 ^{14}C 的存量定义为现在的 ^{14}C 浓度超过核辐射前浓度的总量。它的值是对核辐射前后 ^{14}C 浓度垂直廓线的差值进行积分得到的。

用核辐射前、后模式模拟的 ^{14}C 的差值计算了 GEOSECS 期间核辐射 ^{14}C 存量的分布,并绘于图 12 中。图 12 显示了模拟的柱存量(单位面积水柱中的含量)的水平分布和 Broecker 等对 GEOSECS 的分析结果。在把模式模拟的 ^{14}C 单位转换成 ^{14}C 存量时用了平均的 CO_2 的浓度值 2.15 mol m^{-3} 。用这个平均值会过高地估计暖水中的存量值,而同时过低地估算了冷水中的存量值,但这些偏差不超过百分之几。Broecker 等的分析结果表明南、北两半球 15° 和 45° 纬度之间的核辐射 ^{14}C 的存量值比邻近的赤道和亚

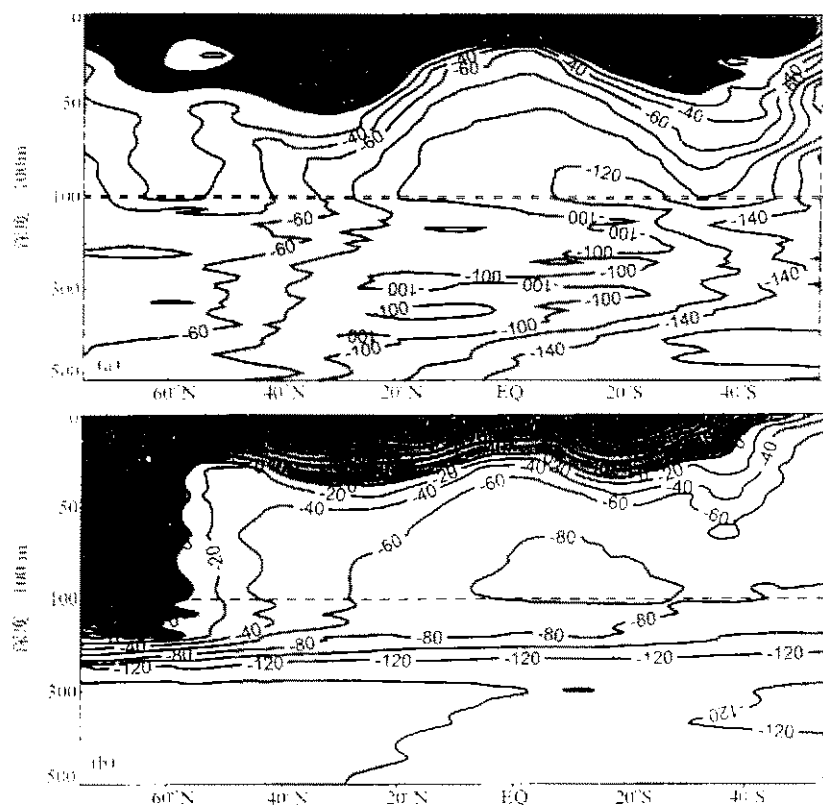


图 10 沿西大西洋 GEOSCECS 路径纬度-深度 $\Delta^{14}\text{C}$ 剖面图
(a) 观测的结果; (b) 模拟的结果

极地区域的相应值大 2~5 倍。模式模拟的核辐射 ^{14}C 的分布大致与观测结果相同。

表 3 给出了全球平均的结果, 表中 GEOSCECS 1985 表示 Broecker 等 1985 年的分析结果^[18], GEOSCECS 1995 表示 Broecker 等 1995 年修正过的结果^[18]。模式模拟的存量值为 7.08, 比观测值 9.35 小 25%, 比 8.27 小 14%, 表面浓度 154‰ 与观测值相当; 平均穿透深度 345 m 比 1995 年的分析值 390.4 小, 与 1985 年的分析值 345 相当。

表 3 表面浓度、柱存量和穿透深度

	GEOSCECS 1985	GEOSCECS 1995	模拟值
表面浓度 (‰)	157.5	154.3	154
柱存量 (10^9 atoms cm^{-2})	8.27	9.35	7.08
平均穿透深度 (m)	344.4	390.4	345

模式模拟的核辐射 ^{14}C 的存量值偏小的原因大致有两个。气体交换系数太小或影响核辐射垂直穿透的过程不够强。增加垂直交换会把更多的核辐射 ^{14}C 从表面层移到表面层下, 增加核辐射 ^{14}C 的存量, 而减少表面层浓度。增加气体交换率, 在使核辐射 ^{14}C 的存量增加的同时, 增加表面层浓度。

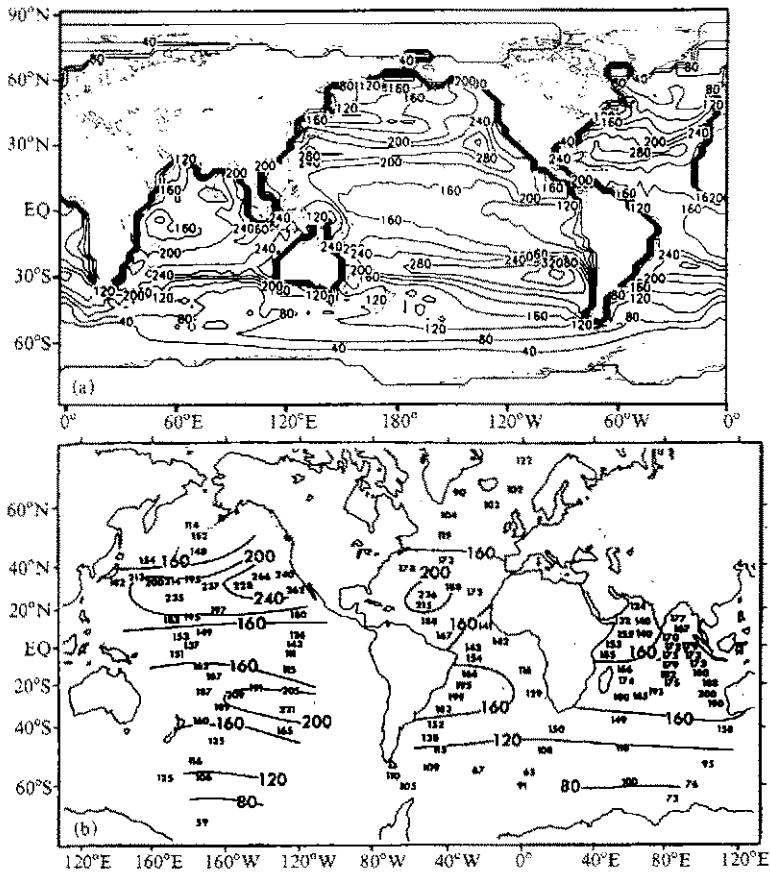


图 11 GEOSECS 观测和模式模拟的核辐射 ^{14}C 表面浓度值
(a) 模拟的 GEOSECS 期间 ^{14}C 表面浓度值与核辐射前的表面浓度值的差; (b) 观测的 GEOSECS 期间表面 ^{14}C 的浓度值和估算的核辐射前表面浓度值的差^[17]

4 结论

本文以目前广泛流行的美国地球流体动力学实验室的三维海洋环流模式为基本框架,以实际地形为基础的海底地形和海岸线,选择了一组与此相应的模式参数,以观测的海洋表面资料为边条件,构成了本文所用的海洋环流模式。本文模拟的海洋环流结果与观测相比符合得较好。模拟出的纬向积分经向流函数与 Toggweiler 的结果类似,成功地模拟出了北大西洋深水 (NADW)、南极底水 (AABW) 等基本特征。但北大西洋深水 (NADW) 的深度和强度均不够。

对自然 ^{14}C 的模拟揭示出了海洋通风的基本特征,结果表明:模拟的全球平均通风在 1 000~2 500 m 之间略微偏大,在太平洋和印度洋通风偏大,在大西洋深海则偏小。模式模拟的北大西洋深水不够强,海洋中最老的水在北太平洋等等。模拟出的沿 GEOSECS 路径的南、北垂直截面与观测结果符合得较好。但北大西洋北部的模拟与实际相差较多。

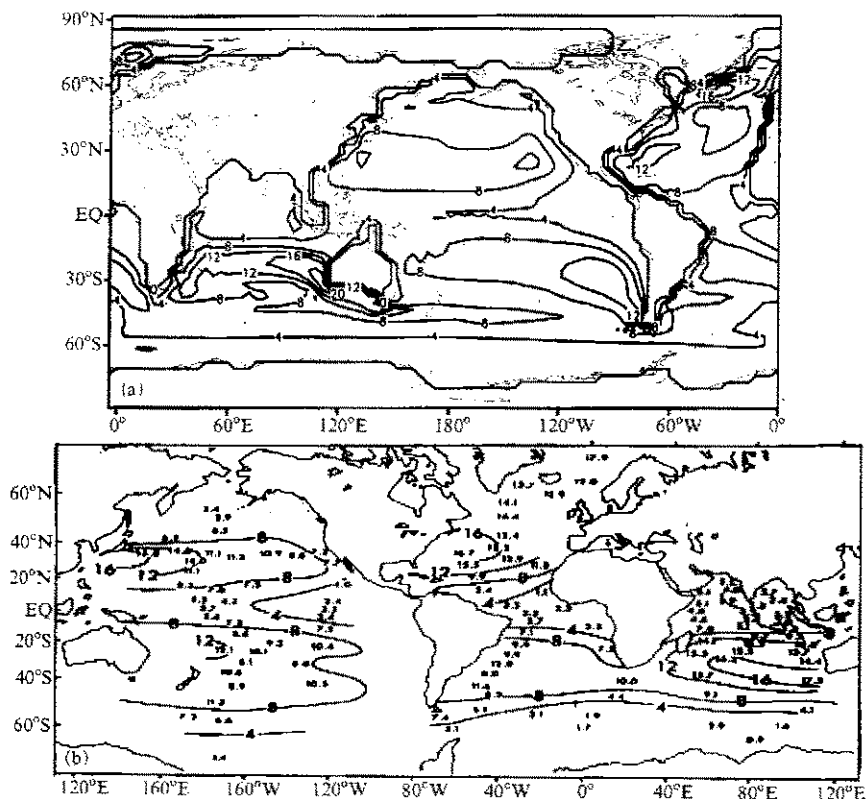


图 12 在 GEOSECS 期间核辐射 ^{14}C 存量 (10^9 原子 ^{14}C cm^{-2}) 的分布

(a) 模拟值; (b) 观测分析结果

对核辐射 ^{14}C 的模拟表明: 模式模拟的沿 GEOSECS 路径的南、北垂直截面与观测结果符合得较好; 模拟出的海洋表面核辐射浓度与观测值一致, 但核辐射 ^{14}C 在海洋中的柱存量和平均穿透深度都比观测结果要小。

本文的研究结果表明: 文中所构造的海洋环流模式能够模拟海洋的基本特征和海洋对人为 CO_2 吸收的能力。这对进一步研究碳循环中的问题, 奠定了坚实的基础。但是模式本身还有许多需要进一步完善的地方。如在海洋环流方面所模拟的北大西洋深水形成的强度和深度均不够, 而这一过程对海洋碳循环又是极其重要的。

参 考 文 献

- 1 Pacanowski, R. C., Documentation User's Guide and Reference Manual, GFDL Ocean Technical Report 3.2, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, USA, 1996, 425.
- 2 Bryan, K., A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *Journal of Computational Physics*, 1969, 4, 347~376.
- 3 Hellerman, S. and M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 1983, 13, 1093~1104.
- 4 Levitus, S., Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Pap. 13, U. S. Government Printing Office, Washington, D. C., 1982, 81~85.
- 5 Bryan, K., Models of the world ocean, *Dyn. Atmos. Oceans*, 1979, 3, 327~338.

- 6 Bryan, K. and L. Lewis, A water mass model of the world ocean circulation, *J. Geophys. Res.*, 1979, **84**, 2503~2517.
- 7 Bryan, K., S. Manabe and R. C. Pacanowski, A global ocean-atmosphere climate model. Part II, The oceanic circulation, *J. Physical Oceanography*, 1975, **5**, 30~46.
- 8 Bacastow, R. and E. Maier-Reimer, Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Clim. Dynamics*, 1990, **4**, 95~125.
- 9 Toggweiler, J. R., K. Dixon and K. Rryan, Simulations of Radiocarbon in a Coarse-Resolution World Ocean Model I, Steady State Prebomb Distributions., *J. Geophys. Res.*, 1989, **94**, 8217~8242.
- 10 Roemmich, D. and C. Wunsch, Two trans-atlantic sections: Meridional circulation and heat flux in the subtropical North Atlantic Ocean, *Deep Sea Res.*, 1985, **32**, 619~664.
- 11 Philander, S. G. H., W. J. Hurlin and A. D. Seigel, Simulation of the seasonal cycle of the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**, 1986~2002.
- 12 Whitworth, T., III and R. G. Peterson, Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current from bottom pressure measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 1985, **15**, 810~816.
- 13 Stuiver, M. and H. G. Ostlund, GEOSECS Atlantic radiocarbon, *Radiocarbon*, 1980, **22**, 1~24.
- 14 Stuiver, M., P. D. Quay and H. G. Ostlund, Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans, *Science*, 1983, **219**, 849~851.
- 15 Ostlund, H. G. and M. Stuiver, GEOSECS Pacific radiocarbon, *Radiocarbon*, 1980, **22**, 25~53.
- 16 Warren, B. A., Deep circulation of the world ocean, in: *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. A. Warren and C. Wunsch, Cambridge, Mass.: MIT Press, 1981, 6~40.
- 17 Broecker, W. S. T.-H. Peng, H. G. Ostlund and M. Stuiver, The distribution of bomb radiocarbon in the ocean, *J. Geophys. Res.*, 1985, **90**, 6953~6970.
- 18 Broecker, W. S., S. Sutherland and W. Smethic, Oceanic radiocarbon: Separation of the natural and bomb components, *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, **9**, 263~288.

A Simulation of Nature and Bomb Radiocarbon in Global Ocean General Circulation Models

Jin Xin and Shi Guangyu

(State Key Laboratory of Numerical Modeling Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract This paper presents the results of numerical simulations of the radiocarbon distribution in the ocean using a modified version of the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory modular ocean model (MOM2). The model reproduces the North Atlantic Deep Water (NADW) and the Antarctic Bottom Water (AABW). The simulations of nature radiocarbon reveal the property of deep ocean ventilation. The model successfully reproduces the observed GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Study) sections in the Pacific and the Atlantic. The model successfully reproduces the mid-depth ^{14}C minimum observed in the North Pacific. In the Atlantic, the model's deep ^{14}C distribution is much too strongly layered with relatively old water in deep ocean. The simulations of bomb radiocarbon show that the model successfully reproduces the observed GEOSECS bomb ^{14}C surface concentrations, but the model's inventory and penetration depths are lower than the observational values.

Key words: radiocarbon; bomb radiocarbon; ocean uptake; oceanic general circulation model (OGCM)