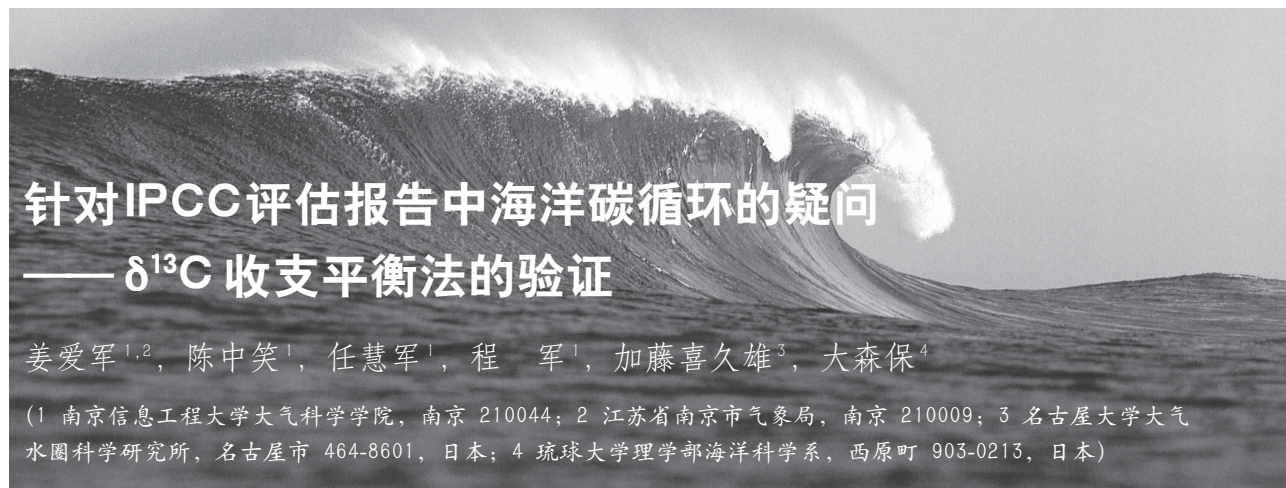


文章编号: 1673-1719 (2008) 06-0369-07



# 针对IPCC评估报告中海洋碳循环的疑问 —— $\delta^{13}\text{C}$ 收支平衡法的验证

姜爱军<sup>1,2</sup>, 陈中笑<sup>1</sup>, 任慧军<sup>1</sup>, 程 军<sup>1</sup>, 加藤喜久雄<sup>3</sup>, 大森保<sup>4</sup>

(1 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044; 2 江苏省南京市气象局, 南京 210009; 3 名古屋大学大气水圈科学研究所, 名古屋市 464-8601, 日本; 4 琉球大学理学部海洋科学系, 西原町 903-0213, 日本)

**摘要:** 通过对比IPCC历次评估报告中全球碳循环的收支发现, 尽管评估报告在估算各主要碳库及其间的通量时差别不大, 但表层至中深层海水间溶解无机碳通量却存在巨大差异。利用 $\delta^{13}\text{C}$ 的收支平衡检验了这一通量的适用范围, 结果表明: IPCC 1996年和2007年评估报告对此通量估计过大, 而1990年和2001年评估报告估计偏小。

**关键词:** IPCC;  $\text{CO}_2$  收支;  $\delta^{13}\text{C}$ ; 同位素分馏

**中图分类号:** P467/P7 **文献标识码:** A

## 引言

在全球变化研究的重要领域——碳循环研究中, 针对 $\text{CO}_2$ 的排放量与大气 $\text{CO}_2$ 的浓度增加的不平衡性, 探讨人为排放特别是化石燃料的使用及水泥等的生产而释放的 $\text{CO}_2$ 归宿是这一工作的重点。大量的观测分析表明, 1980—1990年代, 每年因化石燃料的使用而排放的 $\text{CO}_2$ 约为5.5 Gt C ([http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/emis/meth\\_reg.htm](http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/emis/meth_reg.htm)), 而大气 $\text{CO}_2$ 含量仅增加约3.5 Gt C (<http://cdiac.esd.ornl.gov/trends/co2>), 其余约40%的“失踪碳”被海洋和陆地植被所吸收。目前的研究对海洋是最重要的碳汇已经没有什么异议, 但海洋到底吸收了多少碳? 陆地植被是源还是汇? 对此仍有不同的见解。为此, 政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 在综合了观测和模式模拟结果的情况下, 先后发表的4次评估报告<sup>[1-4]</sup>都讨论了碳循环问题。本文根据IPCC历次报告中的

全球碳循环估算的各个碳库的含量及碳库间的通量, 结合其他有影响的研究结果, 利用全碳和 $\delta^{13}\text{C}$ 的质量平衡进行分析, 指出了IPCC评估报告中存在的一些疑问。为方便起见, 本文将IPCC的4次评估报告分别记为IPCC 1990、IPCC 1996、IPCC 2001和IPCC 2007。

## 1 全球碳循环

### 1.1 海洋碳收支的不确定性

针对全球碳循环收支的研究自1970年代开始, 目前已取得很大的成绩。但由于海洋及陆地植被对大气 $\text{CO}_2$ 变化的响应较慢且观测尺度过大, 一般都采用数值模拟和示踪元素反演的方法。而对海—陆—气间气体交换机制、全球生物地球化学循环过程、海洋内部循环机制的了解不全面及模式的参数化过程存在误差等, 造成了分析结果的差异。如表1所示,

收稿日期: 2008-03-14; 修订日期: 2008-04-28

基金项目: 中国气象局气候变化专项 (CCSF2007-44); 南京信息工程大学科研启动费 (QD46); 2006省高校自然科学基金项目 (06KJD170115) 资助

作者简介: 姜爱军 (1962-), 男, 正研级高工, 主要从事气候变化及气候诊断分析和应用研究。E-mail: jiangaijun123@sina.com

通讯作者: 陈中笑, E-mail: czxchen@nuist.edu.cn

表 1 1970—1990 年间全球年均碳收支的研究结果  
Table 1 Global annual mean carbon budgets in 1970–1990

参考文献信息	化石燃料排放 /Gt C	碳吸收			研究方法
		大气 /Gt C	陆地植被 /Gt C	海洋 /Gt C	
Woodwell 等, 1978 <sup>[5]</sup>	5.1	2.9	-1.2	3.4	植被变化
Keeling 等, 1989 <sup>[6]</sup>	5.1	2.9	-0.9	3.1	三维模式
Tans 等, 1990 <sup>[7]</sup>	5.1	2.9	1.2	1.0	海气 CO <sub>2</sub> 分压
Quay 等, 1992 <sup>[8]</sup>	5.1	2.9	0.0	2.2	δ <sup>13</sup> C 深度积分
Broecker 等, 1993 <sup>[9]</sup>	5.1	2.9	1.0	1.9	扩散箱式模式
Tans 等, 1993 <sup>[10]</sup>	5.1	2.9	1.6	0.6	海气间 <sup>13</sup> C 非平衡分馏
Heimann 等, 1996 <sup>[11]</sup>	5.1	2.9	-0.2	3.1	δ <sup>13</sup> C 动态限制法
Gruber, 1998 <sup>[12]</sup>				2.0	ΔC* 技术
金心等, 2000 <sup>[13]</sup>	5.5	3.3		2.05	三维模式
Sabine 等, 2004 <sup>[14]</sup>	244	165	-39	118	ΔC* 技术

注：文献 [14] 中的研究时段为 1800—1994 年

不同的研究方法在描述“失踪碳”在海洋及陆地植被间的分布结果有所不同。这些研究特别是海洋碳循环研究都着重研究大气—海洋间的 CO<sub>2</sub> 交换，对海洋内部的溶解无机碳 (DIC) 循环并没有详细讨论，Keeling<sup>[15]</sup>就曾指出因气候变暖带来海水层化的变化会引起海洋吸收能力的变化。

## 1.2 IPCC 报告的全球碳循环

IPCC 针对同时期的碳循环研究，在综合各类研究方法的基础上，从第一次评估报告开始对 1980—1990 年代的全球碳循环状态进行了权威评估<sup>[1-4]</sup>，其描述的全球各碳库及其间的交换通量和人为影响如图 1 所示。为便于比较，我们把其他 3 次评估报告结果都表示为 IPCC 1990 的形式，并做了细微调整。如 IPCC 1996 和相关的产业革命前的碳循环状态<sup>[16]</sup>含有一个稳定的溶解有机碳 (DOC) 库，而在其他报告中把 DOC 与颗粒有机碳 (POC) 合并为由表层 (即混合层，为与 IPCC 报告相符，本文都把混合层表述为表层) 至深层海水的有机碳通量 (输出生产量)，并最终在沉降过程中分解 (矿化) 进入中深层海水。从质量平衡的角度看，这并不影响海洋有机碳的循环过程。IPCC 1996 及 IPCC 2001 还有一个由海洋到大气的额外通量 (0.6 Gt C/a)，这主要是为平衡河流

输入 (0.8 Gt C/a) 和海洋沉积 (0.2 Gt C/a) 的差异，而 IPCC 2007 则直接把此通量合并入海气交换通量中。需要强调的是，这些细微差异并没有对全球碳循环收支产生影响。

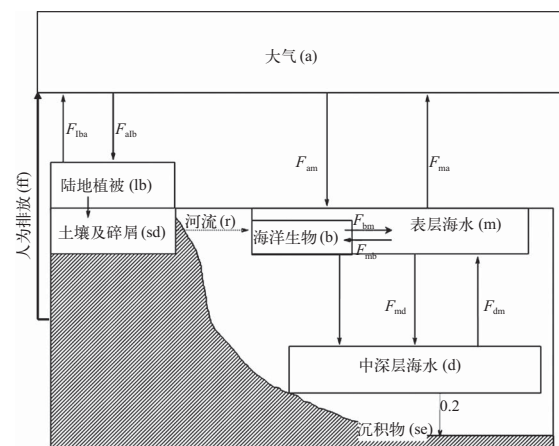


图 1 IPCC 描述的全球碳循环示意图

Fig. 1 The scheme of global carbon cycle described by IPCC

IPCC 评估的全球碳循环研究报告给出了主要碳库及其间的通量 (表 2)，各碳库都能满足 CO<sub>2</sub> 收支平衡。其中，大气 CO<sub>2</sub> 总量是直接观测结果，而稳定态 (产业革命前) 数据复原自冰芯和树木年轮分析，碳增加主要源于燃料的使用等人为因素。可见，

表 2 IPCC 评估的全球碳库的总量及碳库间的通量  
Table 2 Global carbon reservoir sizes and fluxes between them assessed by IPCC

变量描述	变量符号	稳定态 <sup>1)</sup>	IPCC 1990	IPCC 1996	IPCC 2001	IPCC 2007		
			1980 年代	1980 年代	1980 年代	稳定态	1990 年代	
碳库总量 <sup>2)</sup> /Gt C	大气	$N_a$	600	750 (+3)	750 (+3.4)	730	597	762
	陆地生态	$N_{lb}$	2170	2050	2050	2000	2300	2401
	表层海水	$N_m$	1000	1000 (+1)	1020 (+0.4)	38000 <sup>3)</sup>	900	918
	中深层海水	$N_d$	38000	38000 (+2)	38100 (+1.6)		37100	37200
	海洋生物	$N_b$	3	3	3	3	3	
人为影响碳排放/Gt C	燃料使用	$F_{fr}$	0	5	5.4	5.4	0	6.4
	森林采伐/土地使用		0	2	1.9	1.7	0	1.6
碳通量/(Gt C/a)	陆地-大气	$F_{alb}$	100	102	101.9	120	120	122.6
		$F_{lba}$	100	102	101.9	119	119.6	121.2
	海-气	$F_{am}$	74	92	92	90	70	92.2
		$F_{ma}$	74	90	90	88	70.6	90.6
	表层-中深层海水	$F_{md}$	90	35	91.6	33	90.2	91.8
		$F_{dm}$	100	37	100	42	101	101
	表层-海洋生物	$F_{mb}$	10 <sup>4)</sup>	40	50	45	50	50
$F_{bm}$			36	40	34	39	39	
输出生产量/(Gt C/a)	$F_{EP}$	10	4	10	11	11	11	
沉积速率/(Gt C/a)	$F_{sc}$	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	
河流输送/(Gt C/a)	$F_r$		0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	

1) 数据来源于文献 [16]，与 IPCC 1996 的评估结果相对应；2) 括号内数字为年增加量；3) 只给出海水 DIC 总量；4) 净初级生产量

与大气  $\text{CO}_2$  含量相比人为排放速率虽然很小，但足以破坏自然碳循环的平衡。陆地植被和土壤的碳含量变化较大 (从 IPCC 2001 的 2000 Gt C 到 IPCC 2007 的约 2400 Gt C)，这可能是由于观测或描述的差异，重要的是其与大气间的净收支在 IPCC 系列报告中变化很小，而陆-气间的收支是通过平衡人为影响和大气与海洋的收支来计算的<sup>[4]</sup>，因此海气间收支及海洋内部的循环显得尤为关键。

各评估报告对海洋生物活动的描述基本相同，且海洋生物碳库总量亦没有变化 (均为 3 Gt C)，除 IPCC 1990 外，净初级生产量与输出生产量相同 (10~11 Gt C/a)。这表示“生物泵”在传输表层有机碳进入深层海水的过程从长期来看是稳定的，这

是因为决定生物生产量的并不是碳而是氮、磷等营养盐。海气间交换通量的估算采用了观测、模式运算等多种方法<sup>[4]</sup>，IPCC 评估报告的海气交换速率基本相同 (表 2)。有意思的是评估报告在描述海洋内部循环——表层-中深层海水间的交换通量时却变化很大 (表 2 虚线框部分)：4 次报告分别为 35/37、91.6/100、33/42 和 91.8/101 Gt C/a。IPCC 1990 和 IPCC 2001 的中深层到表层的通量可理解为与深层海水的形成能力 (约  $46 \times 10^5 \text{ m}^3/\text{s}$ ) 相当，并通过生物泵过程满足收支平衡<sup>[16]</sup>。IPCC 2007 虽也强调影响表层-深层海水间交换的因素有溶解泵、生物泵和碳酸钙沉积等过程，但没有说明引起大通量的原因。Siegenthaler 等<sup>[16]</sup>曾解释  $F_{dm}$  应为新生产量 (= 输出



生产量)的10倍才能满足表层DIC 10%的不足,如此,IPCC 2007的 $F_{dm}$ 也应为110 Gt C/a。问题是IPCC评估报告为什么会有如此大的差异?该如何验证这些评估的正确性?因评估报告中 $CO_2$ 是满足收支平衡的,无法作为示踪元素来检验,所以我们用DIC的 $\delta^{13}C$ 来探讨IPCC报告的 $^{13}CO_2$ 的收支情况。

## 2 碳通量的 $\delta^{13}C$ 收支验证

$^{13}C$ 携带着源的历史信息,被广泛用来追踪 $CO_2$ 的传输过程,特别是在海气间 $CO_2$ 交换和人为排放 $CO_2$ 的侵入深度的研究工作中。观测表明,大气 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 由于持续的燃料排放(约 $-27\text{‰}$ ) 在1970—1990年间减少了约 $0.40\text{‰}$  ( $-7.36\text{‰} \sim -7.76\text{‰}$ ),通过对海洋DIC的 $\delta^{13}C$ 分析也发现了相似的减小趋势,这提供了研究海洋吸收大气 $CO_2$ 的新方法。Quay等<sup>[8]</sup>利用在1990年观测的有限海域表层海水的 $\delta^{13}C$ ,与1970年代的GEOSECS (Geochemical Ocean Section Study) 数据对比并通过对深度积分的 $\delta^{13}C$ 变化得出,1970—1990年海洋平均吸收率为2.1 Gt C/a。Tans等<sup>[10]</sup>利用观测的海气间 $\delta^{13}C$ 的非平衡分馏得到海洋吸收率仅为0.2 Gt C/a。Heimann等<sup>[11]</sup>基于工业革命以来大气 $CO_2$ 和 $^{13}CO_2$ 的变化历史相同,假设在海洋内部两者的侵入深度也相同,建立了一种新的 $\delta^{13}C$ 动态限制法,得到海洋吸收率高达3.1 Gt C/a。Quay等<sup>[17]</sup>采用新的WOCE (World Ocean Circulation Experiment) 海洋 $\delta^{13}C$ 的观测数据,综合比较上述方法后指出吸收率应为1.5 Gt C/a。我们采用DIC和 $\delta^{13}C$ 收支平衡的方法来验证IPCC评估的海洋碳循环,即不仅 $CO_2$ 的收支能满足平衡, $\delta^{13}C$ 也应达到收支平衡。

根据IPCC报告(图1),海洋表层的DIC收支可表示为:

$$\Delta N_m = (F_{am} - F_{ma}) + (F_{dm} - F_{md}) + (F_{bm} - F_{mb}) + F_r \quad (1)$$

则 $DI^{13}C$ 的收支为:

$$\Delta N_m \delta_m = [F_{am} (\delta_m + \varepsilon_{am}) - F_{ma} (\delta_m + \varepsilon_{ma})] + (F_{dm} \delta_d - F_{md} \delta_m) + [F_{bm} \delta_b - F_{mb} (\varepsilon_{mb} + \delta_m)] + F_r \delta_r \quad (2)$$

式中: $\varepsilon$ 为 $CO_2$ 在碳库间转换过程中的同位素分馏; $F$ 为碳通量; $\delta$ 指碳库的同位素比值,下标表示碳库和通量(详见图1)。表层—深层海水间的交换没有同位素分馏,海洋有机物呼吸或分解也没有伴随同位素分馏<sup>[10]</sup>,假设光合作用过程中合成有机物与表层海水处于平衡分馏状态<sup>[8, 10, 17]</sup>,则有 $\delta_b = \varepsilon_{mb} + \delta_m$ 。

由于IPCC 2007给出了稳定态的估算,可以利用式(2)计算稳定状态下表层海水DIC的 $\delta$ 值来讨论海洋内部循环特别是表层—中深层海水间的通量。这样, $\Delta N_m$ 、 $\Delta N_m \delta_m$ 为0,式(2)中同位素分馏数据(表3)来自文献,稳定态大气 $CO_2$ 的 $\delta^{13}C$ 可由冰芯数据复原<sup>[6]</sup>,但是,仍存在一些不确定性。首先,IPCC评估报告中的中深层海水 $\delta_d$ 没有可信的数据,一般估计为 $0\text{‰}$ 左右,这可由GEOSECS (1970年代)和WOCE (1990年代)观测的海水 $\delta^{13}C$ 垂直分布证实<sup>[8, 17]</sup>。为减少数据不确定性的影响,我们选择 $\delta_d$ 范围为 $-1\text{‰} \sim 1\text{‰}$ 。其次,河流输送的碳(0.8 Gt C/a)中有机和无机碳各占一半左右<sup>[3-4, 10-11]</sup>,对比IPCC 1996、IPCC 2001和IPCC 2007的河流输送,其大小与海气间额外通量(0.6 Gt C)和海洋沉积速率(0.2 Gt C)平衡,故经常被省略掉<sup>[10-11]</sup>。在计算中我们将分别讨论含有和省略河流输入两种情况。最后,如1.2节讨论所指出的,我们的疑问是IPCC报告为什么频繁改变表层—中深层海水间的通量,既然其他通量没有改变(或没有疑问),我们只需改变 $F_{dm}$ 和 $F_{md}$ 的大小就可以计算给定通量下表层海水的 $\delta^{13}C$  ( $\delta_m$ ),从而与观测或估算的 $\delta_m$ 范围比较来验证 $F_{dm}$ 值的合理性。此时,除 $F_{dm}$ 和 $F_{md}$ 外,其他通量取IPCC 2007的数据(表2),对给定的 $F_{dm}$ , $F_{md}$ 可由式(1)计算以满足海洋DIC收支平衡,最终利用式(2)可以得到在不同的 $\delta_d$ 、 $F_{dm}$ 时相应的表层海水的 $\delta^{13}C$ (表4)。

与大气不同,工业革命前的表层海水 $\delta^{13}C$ 没有直接观测数据。Jain等<sup>[18]</sup>估计表层海水 $\delta^{13}C$ 为 $1.9\text{‰}$ ,但通过对珊瑚等替代物的观测表明表层海水 $\delta^{13}C$ 在19世纪至1970年代减小了 $0.5\text{‰} \sim 1.0\text{‰}$ <sup>[19-21]</sup>,而观测表明全球面积加权平均表层海水的 $\delta^{13}C$ 由1970年的 $2.1\text{‰}$ 减少到1993年的 $1.6\text{‰}$ <sup>[17]</sup>,因此可以推算稳定状态下表层海水的 $\delta^{13}C$ 范围应为 $2.6\text{‰} \sim 3.1\text{‰}$ 。而由 $^{13}C$ 收支平衡计算结果来看(表4),IPCC 2007的

表 3 公式计算中选用的参数  
Table 3 Parameter values adopted in the computational formulae

变量符号	变量描述	选用值	参考文献
$\delta_a$	大气 $\text{CO}_2$ 的 $\delta^{13}\text{C}$	-6.3‰	Keeling 等 [6]
$\epsilon_{ma}$	海-气传输时同位素分馏	-10.9‰	Tans 等 [7], Quay 等 [8], Heimann 等 [11]
$\epsilon_{am}$	气-海传输时同位素分馏	-2.0‰	Tans 等 [7], Quay 等 [8], Heimann 等 [11]
$\epsilon_{mb}$	海洋光合作用时的同位素分馏	-22.0‰	Tans 等 [7], Heimann 等 [11]
$\delta_m$	表层海水的 $\delta^{13}\text{C}$		本文计算目标
$\delta_d$	中深层海水的 $\delta^{13}\text{C}$	-1‰~1‰	本研究设定范围
$\delta_r$	河流输送 $\delta^{13}\text{C}$	-20‰	Quay 等 [17]

评估通量  $F_{dm}$  只有在中深层海水  $\delta^{13}\text{C} \geq 0.5\text{‰}$  时,  $\delta_m$  才能符合估算值, 而此时  $\delta_d$  显然高于一般估计值。同时, 河流输入对  $^{13}\text{C}$  收支的影响很小, 主要因为  $F_r$  与其他通量相比过小。在保证  $^{12}\text{C}$  平衡的条件下通过改变  $F_{dm}$  大小验证了表层-深层海水间传输速率对  $\delta^{13}\text{C}$  收支的影响 (表 4)。结果显示: 为满足  $\delta^{13}\text{C}$  收支平衡的要求,  $F_{dm}$  只有在 60~80 Gt C/a 才能使  $\delta_d$  在 0‰ 左右的同时  $\delta_m$  在估算范围内 (2.6‰~3.1‰)。这一通量范围在 IPCC 各评估报告的通量值的中间, 说明 IPCC 1996 和 IPCC 2007 (约 100 Gt C/a) 对这一交换速率评估过大而 IPCC 1990 和 IPCC 2001 (约 40 Gt C/a) 偏小; 同时表明: 表层-中深层海水间碳通量即海洋内部循环对海洋吸收大气  $\text{CO}_2$  的能力影响很大, 而这一点单纯从 IPCC 的海-气间  $\text{CO}_2$  交换速率却很难看出, 说明  $\delta^{13}\text{C}$  技术在海洋碳循环研究中有重要的意义。

### 3 小结与讨论

通过对比 IPCC 评估报告中全球碳循环的描述, 指出了 IPCC 历次报告中对表层-中海水间 DIC 交换通量的巨大差异, 利用  $\delta^{13}\text{C}$  收支平衡法讨论了该通量的影响及可能的变化范围。结果表明: IPCC 2007 的表层-中深层海水间碳通量估算过大。由于本研究中其他通量都选择 IPCC 报告的数值, 还无法给出对全球碳循环中各通量的评估范围, 这必须通过模式模拟的方法进行分析 [4, 17]。但作为海洋吸收大气  $\text{CO}_2$

表 4 针对不同  $\delta_d$  和  $F_{dm}$  的稳定状态下  $\delta_m$  的计算结果  
(单位: ‰)

Table 4 Computational results of  $\delta_m$  under a steady state using different  $\delta_d$  and  $F_{dm}$  (unit: ‰)

$\delta_d/\text{‰}$	$F_{dm}/(\text{Gt C/a})$				
	101	81	61	51	101*
1.0	<b>3.00</b>	3.26	3.61	3.82	<b>3.07</b>
0.5	<b>2.71</b>	<b>3.00</b>	3.38	3.61	<b>2.77</b>
0.2	2.53	<b>2.84</b>	3.24	3.49	<b>2.60</b>
0.0	2.41	<b>2.73</b>	3.14	3.40	<b>2.48</b>
-0.2	2.30	<b>2.62</b>	<b>3.05</b>	3.32	<b>2.36</b>
-0.5	2.12	2.46	<b>2.91</b>	3.19	<b>2.18</b>
-1.0	1.83	2.20	<b>2.68</b>	<b>2.98</b>	<b>1.89</b>

\* 省略了河流输送 (数据用斜体表示); 黑体表示能满足  $\delta_m$  估算值

的示踪元素,  $\delta^{13}\text{C}$  提供了一种新的有意义的手段来评价模式模拟的结果。1970 年代的 GEOSECS 因样本少, 误差较大; 而 1990 年代的 WOCE 样本多达 25000 个, 观测的海域更广, 对利用  $\delta^{13}\text{C}$  技术研究海洋内部循环及海气间  $\text{CO}_2$  交换提供了更广的研究机会。

现阶段  $\delta^{13}\text{C}$  平衡法仍存在问题: 1) 海洋有机物的  $\delta^{13}\text{C}$  数据太少, 特别是对 DOC 的了解还很少 [4]; 2) 海-气交换时的同位素分馏存在问题。计算中依据海-气间  $\text{CO}_2$  的热力学分馏, 即基于  $\text{CO}_2$  分压差的气体交换, 白气泡虽对  $\text{CO}_2$  交换的影响不大, 但可能对同位素分馏产生影响。但正如 Quay [17] 所说, 更加精确的海洋  $\delta^{13}\text{C}$  观测提供了利用质量收支和数值模拟探索海洋吸收  $\text{CO}_2$  的新方法。■

## 参考文献

- [1] Houghton J T, Jenkins G J, Ephraums J J, *et al.* Climate Change: The IPCC Scientific Assessment Report. Prepared for IPCC by Working Group I [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1990
- [2] Houghton J T, Meira-Filho L G, Callander B A, *et al.* Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1996
- [3] Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, *et al.* Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2001
- [4] Solomon S, Qin D, Manning M, *et al.* Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007
- [5] Woodwell G M, Wittaker R, Reiners W A, *et al.* The biota and the world carbon budget [J]. *Science*, 1978, 199: 141–146
- [6] Keeling C D, Bacastow R B, Carter A F, *et al.* A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed wind I. analysis of observational data [M]// Peterson D. Aspects of Climate Variability in the Pacific and Western Americas: Geophysical Monograph Ser.55. Washington, DC: American Geophysical Union, 1989: 165–236
- [7] Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric CO<sub>2</sub> budget [J]. *Science*, 1990, 247: 1431–1438
- [8] Quay P D, Tilbrook B, Wong C S. Oceanic uptake of fossil fuel CO<sub>2</sub>: carbon-13 evidence [J]. *Science*, 1992, 256: 74–79
- [9] Broecker W S, Peng T H. Evaluation of the <sup>13</sup>C constraint on the uptake of fossil fuel CO<sub>2</sub> by the ocean [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7 (3): 619–626
- [10] Tans P P, Berry J A, Keeling R F. Oceanic <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C observations: a new window on ocean CO<sub>2</sub> uptake [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, 7 (2): 353–368
- [11] Heimann M, Maier-Reimer E. On the relations between the oceanic uptake of CO<sub>2</sub> and its carbon isotopes [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10 (1): 89–110
- [12] Gruber N. Anthropogenic CO<sub>2</sub> in the Atlantic Ocean [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1998, 12 (1): 165–191
- [13] 金心, 石广玉. 海洋对人为 CO<sub>2</sub> 吸收的三维模式研究 [J]. *气象学报*, 2000, 58 (1): 40–48
- [14] Sabine C L, Feely R A, Gruber N, *et al.* The oceanic sink for anthropogenic CO<sub>2</sub> [J]. *Science*, 2004, 305: 367–371
- [15] Keeling R F. Comment on “The ocean sink for anthropogenic CO<sub>2</sub>” [J]. *Science*, 2005, 308: 1743
- [16] Siegenthaler U, Sarmiento J L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean [J]. *Nature*, 1993, 365: 119–125
- [17] Quay P, Sonnerup R, Westby T, *et al.* Changes in the <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C of dissolved inorganic carbon in the ocean as a tracer of anthropogenic CO<sub>2</sub> uptake [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2003, 17 (1), 1004, doi: 10.1029/2001GB001817
- [18] Jain A K, Kheshgi H S, Wuebbles D J. A globally aggregated reconstruction of cycles of carbon and its isotopes [J]. *Tellus*, 1996, 48B (4): 583–600
- [19] Nozaki Y, Rye D M, Turekian K K, *et al.* A 200-year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda coral [J]. *Geophysical Research Letters*, 1978, 5 (10): 825–828
- [20] Druffel E R M, Benavides L M. Input of excess CO<sub>2</sub> to the surface ocean based on <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratios in a banded Jamaican sclerosponge [J]. *Nature*, 1986, 321: 58–61
- [21] Böhm F, Joachimski M M, Lehnert H, *et al.* Carbon isotope records from extant Caribbean and South Pacific sponges: evolution of δ<sup>13</sup>C in surface water DIC [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 139: 291–303

## Arguments on Oceanic Carbon Cycle of IPCC Assessments —— A Test Using $\delta^{13}\text{C}$ Budgets

Jiang Aijun<sup>1,2</sup>, Chen Zhongxiao<sup>1</sup>, Ren Huijun<sup>1</sup>,  
Cheng Jun<sup>1</sup>, Kato Kikuo<sup>3</sup>, Oomori Tamotsu<sup>4</sup>

(1 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China; 2 Nanjing Meteorological Bureau, Nanjing 210009, China; 3 Hydrospheric Atmospheric Research Center, Nagoya University, Nagoya 464-8601, Japan; 4 Faculty of Science, University of the Ryukyus, Nishihara-Cho 903-0213, Japan)

**Abstract:** By comparing the global carbon cycle of the IPCC assessment reports in 1990, 1996, 2001 and 2007, it is found that despite the estimated sizes of the main carbon reservoirs and the fluxes between them in four reports were similar, the estimated carbon fluxes between surface and intermediate-deep sea water were quite different. The  $\delta^{13}\text{C}$  budget was used to test the reasonable range of these fluxes. It shows that the IPCC assessment reports in 1996 and 2007 have overestimated, whereas those in 1990 and 2001 underestimated the fluxes between surface and intermediate-deep sea water.

**Key words:** IPCC;  $\text{CO}_2$  budgets;  $\delta^{13}\text{C}$ ; isotope fractionation

### 消息

#### 中国地区气候变化预估产品简介

气候变化问题是21世纪各国可持续发展中面临的重大课题。为了给国内从事气候变化和气候变化影响评估方面工作的业务、科研人员及单位提供一套使用方便的中国和东亚地区未来气候变化预估数据，中国气象局国家气候中心的科研人员对IPCC第四次评估报告中用到的20多个全球气候模式以及国家气候中心运行得到的一个区域气候模式的数据进行了加工和分析处理，形成了一套“中国地区气候变化预估数据集（第一版）”。本数据集可以在国家气候中心的网站（<http://ncc.cma.gov.cn>）上下载。

由于大气及气候变化科学本身、模式模拟技术以及计算机技术的限制，所有关于未来气候变化趋势的预估

都存在很大的不确定性。本数据集仅作为国家气候中心的一个业务产品，供气候变化及其影响评估相关业务、研究人员和机构参考使用。随着模式和分析方法的进一步发展，此数据集将不断得到更新、订正。

本数据集包括：SRES A1B, SRES A2, SRES B1 三种温室气体排放情景下，多个全球气候模式集合平均的逐月平均 1901—2099 年地面温度和降水数据；SRES A1B 温室气体排放情景下，德国全球气候模式 (MPI\_Echam4) 逐日平均 1950—2050 年温度和降水数据；区域气候模式模拟的 SRES A2 温室气体排放情景下中国范围 1961—1990 年和 21 世纪后期 2071—2100 年的地面温度和降水数据。

中国气象局国家气候中心 徐影 供稿