

CO₂ 失汇与北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇

方精云 朴世龙 赵淑清

(北京大学城市与环境学系, 北京大学生态学研究教育中心, 北京 100871)

摘要 化石燃料消耗及热带林破坏导致约 7.0 PgC · a⁻¹ (1 Pg=10⁹ t) 的 CO₂ 向大气排放, 其中 3.0~3.4 PgC · a⁻¹ 的 CO₂ 被用于大气 CO₂ 浓度的升高, 约 2.0 PgC · a⁻¹ 的 CO₂ 被海洋吸收, 而陆地生物圈被认为是 CO₂ 净吸收与净排放基本达到平衡。因此, 在人工源 CO₂ 中, 尚有 1.6~2.0 PgC · a⁻¹ 的 CO₂ 去向不明。这就是著名的 CO₂ 失汇之谜。大气成分监测、CO₂ 通量测定以及模型模拟等方面的研究都表明, 北半球陆地生态系统是一个重要的碳汇, 但其值存在很大的不确定性, 且具有较大的时空变化。全球温暖化、CO₂ 施肥效应, 氮和磷沉降的增加以及人工植被的扩大是形成碳汇的主要因素。为减少碳汇估计值的不确定性, 除加强长期定位监测、改良现有估测模型外, 重视研究土壤圈在碳循环中的作用至关重要。

关键词 CO₂ 失汇 化石燃料消耗 北半球中高纬度陆地 陆地碳汇 不确定性 土壤圈

THE CARBON SINK: THE ROLE OF THE MIDDLE AND HIGH LATITUDES TERRESTRIAL ECOSYSTEMS IN THE NORTHERN HEMISPHERE

FANG Jing-Yun PIAO Shi-Long and ZHAO Shu-Qing

(Department of Urban & Environmental Sciences, and Center for Ecological Research & Education, Peking University, Beijing 100871)

Abstract About 7.0 Pg (1 Pg=10⁹ t) of carbon is annually released to the atmosphere from fossil fuel combustion and the burning and clearance of tropical forests, of which 3-3.4 PgC of the carbon adds to the atmospheric carbon pool and about 2.0 PgC is uptaken by oceans. The terrestrial biosphere is considered to hold its carbon dynamic in balance with approximately equal rates of sequestration and emission. Therefore 1.6 to 2.0 PgC per year is unattributed and this is known as the 'missing sink'. Many studies, including the monitoring of atmospheric components, analysis of forest inventories, CO₂ flux measurements and modeling simulations, have suggested that the mid- and high latitude terrestrial ecosystems of the Northern Hemisphere are functioning as a significant carbon sink, though with a large uncertainty and considerably spatio-temporal heterogeneity. Global warming, CO₂ fertilization, increasing nitrogen and phosphorus deposition, and the expansion and re-growth of forests are major factors impacting the size and distribution of these carbon sinks. Study on the role of soils in the carbon cycles-as well as long-term monitoring and improvement of existing carbon model simulations is a critical step required to reduce uncertainty in the size of this sink.

Key words Missing carbon sink, Fossil fuel consumption, Middle and high latitudes, Terrestrial carbon sink, Uncertainty, Soil

在 20 世纪 70 年代以前, 人们一直认为森林作为地球陆地上最大的光合作用系统, 起着净化大气、减缓因人为释放 CO₂ 而导致的大气 CO₂ 浓度快速增加的作用。然而, 1977 年和 1978 年瑞典气象学家 Bolin 和美国生态学家 Woodwell 等分别在“科学”杂志上撰文, 指出全球森林, 尤其是热带林的破坏正

导致陆地生态系统向大气净排放 CO₂, 成为大气 CO₂ 浓度升高的主要因素之一。这一结果震惊了科学界。一场陆地生态系统, 尤其是森林生态系统是大气 CO₂ 浓度之源还是之汇的争论便激烈地展开了, 并由此产生了一个重要的科学之谜: CO₂ 失汇现象, 即: 如果陆地生态系统不能起到 CO₂ 汇的作用, 那

么这部分的碳汇该在何处呢? 本文在扼要介绍 CO₂ 失汇现象的基础上, 简述最近的北半球碳汇研究的进展, 探讨其特点以及将来可能的研究方向。

1 全球碳循环与失汇之谜

全球碳循环是地球上最主要的生物地球化学循环, 它支配着地表系统中其它的物质循环, 深刻影响着人类的生存环境, 是地表系统健康与否的重要标志(Schlesinger, 1997)。

人为排放的 CO₂ 在大气、海洋和陆地生物圈这 3 个巨系统之间进行着交换(图 1)(Schimel, 1995; Nakazawa, 1997)。在这 3 个巨系统中, 大气中的碳量是一个相当准确的值, 由全球大气监测系统直接观测得出, 其值为 $750 + (3.0 \sim 3.4) \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ (大气圈的碳储量 750 Pg , 每年净增 $3.0 \sim 3.4 \text{ PgC}$)。陆地生态圈的总碳库为 2050 PgC , 其中植被碳库为 550 PgC , 土壤碳库为 1500 PgC 。在水圈(海洋)中, 作为生物体存在的有机碳库仅为 3 PgC , 溶解态的有机碳库为 700 PgC ; 在海洋中, 存在着巨大的无机态碳库, 总量达 39120 PgC 。

陆地植被通过光合作用, 每年固定大气中的 CO₂ 约为 100 PgC , 其中 50 PgC 的碳以植物呼吸的形式释放到大气中, 剩下的 50 PgC 的有机物质以凋

落物等形式进入土壤。这一部分的有机碳又以土壤呼吸的形式释放到大气中。另一方面, 人类使用化石燃料每年向大气净排放约 5.4 PgC 的 CO₂, 热带林破坏导致生物圈向大气排放 1.6 PgC 的 CO₂ (Nakazawa, 1997)。也就是说, 每年由于人类活动导致总量为 7.0 PgC 的 CO₂ 向大气净排放。

在水圈, 大气与表层海洋之间, 每年进行着 90 PgC 的碳交换。在海洋内部, 碳的循环达到平衡。另外, 通过河流, 由陆地向表层海洋输入 $0.8 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的碳, 其中 $0.6 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的碳通过大气又回到陆地, 剩下的 $0.2 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的碳沉积在海底。研究表明, 海洋每年能净吸收大气中的 CO₂ 为 2 PgC (其中表层海洋净吸收 0.4 PgC , 中深层海洋净吸收 1.6 PgC) (Nakazawa, 1997)。

如此算来, 人类活动每年净释放到大气中的 7.0 PgC 的 CO₂, 有 $3.0 \sim 3.4 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 用于增加大气中的 CO₂ 浓度, 2.0 PgC 被海洋吸收。陆地生物圈与大气圈之间, 碳循环处于平衡状态。因而剩下的 $1.6 \sim 2.0 \text{ PgC}$ 的 CO₂ 则去向不明。这就是著名的失汇(Missing sink)之谜。

早在 1970 年, 人们就对陆地植被的 CO₂ 汇功能提出了质疑(SCEP, 1970), 认为它作为 CO₂ 汇的作用不大, 甚至还由于植被破坏等因素导致 CO₂

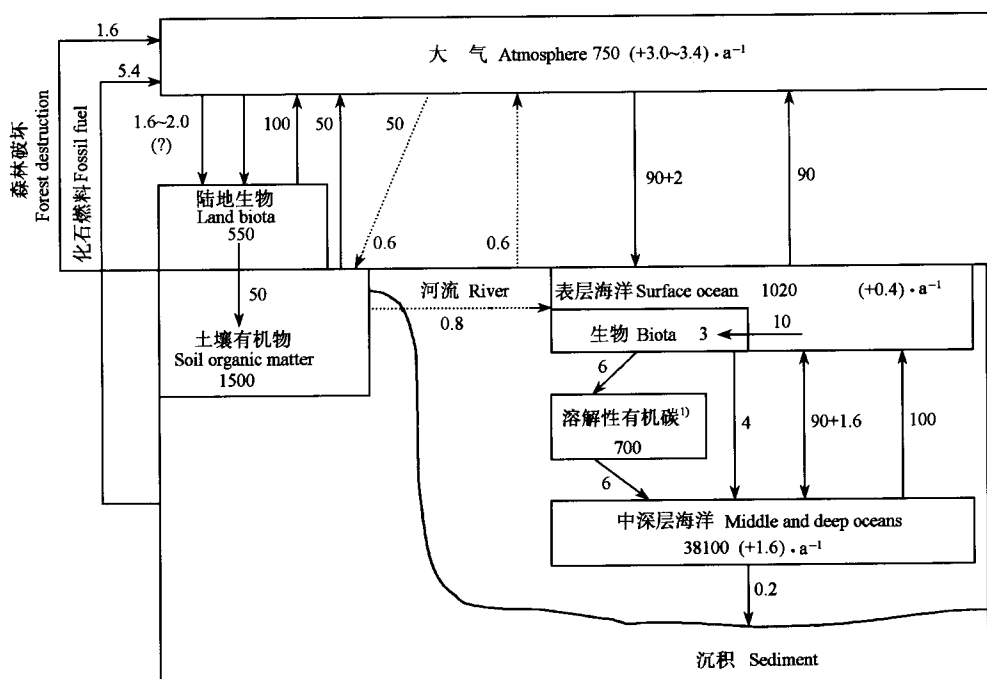


图 1 全球碳循环模式(单位: 10^{15} gC 。根据 Nakazawa (1997) 修改)

Fig. 1 Present-day global carbon cycle(all pools are expressed in units of 10^{15} gC (Nakazawa, 1997))

1) Dissolved organic carbon

净释放。Reiners(1973)第一次提出 CO₂ 失汇问题,但当时没有引起足够的注意。瑞典著名气象学家 Bolin(1977)指出林业和农业用地的扩张是大气 CO₂ 浓度上升的原因之一,其值为 $1.0 \pm 0.6 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。翌年,美国著名生态学家 Woodwell 等(1978)也发表了更为可怕的估算结果:由森林生态系统每年向大气释放的 CO₂ 高达 7.8 PgC ,其中热带林的净排放汇就高达 3.5 PgC 。同年,Wong(1978)也认为热带毁林导致向大气净排放 $1.5 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的 CO₂,但其值小于 Woodwell 等人的结果。之后,Woodwell 等(1983)又提供进一步的证据,指出陆地生态系统作为排放源的作用,但其值比前次要小,为 $1.8 \sim 4.7 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

在强调陆地生态系统作为 CO₂ 源的功能的同时,大气科学家 Broecker 等(1979)利用不同模型分析了陆地生物圈和海洋对 CO₂ 的吸收变化,指出最近 20 多年来,陆地生物圈的 CO₂ 源并不显著,得出了与 Bolin、Woodwell 等不同的结论。从此,陆地生物圈的 CO₂ 源汇问题的争论便揭开了序幕。然而,在较长一段时间中更多的结论支持陆地生物圈的 CO₂ 之源的观点。表 1 列出不同作者对全球人工源 CO₂ 排放量及失汇量的估算值。这些数值不仅反映了不同作者进行估计时所采用的数据源和方法的不同,也反映了年代的变化。应该说,估算值越来越接近实际值,但由于全球化石燃料的使用仍呈上升趋势,因此加剧了估计量的不确定性。

2 北半球中高纬度陆地生态系统的作用

大气、海洋和陆地生物圈是人工源 CO₂ 的 3 个可能的容纳汇(Reservoir)。大气的 CO₂ 量可以相当准确地通过直接测定而获得;海洋系统因为相对均质,其吸收量也能较准确地估算;唯独陆地生物圈最复杂、最具不确定性,因为陆地表面除了丰富多样的植被类型外,还存在一个碳储量巨大的土壤圈。因此,提出失汇之谜之后,陆地植被成为研究的焦点,人们把更多的注意力用于寻找陆地碳汇。进入 90 年代初,研究获得重大突破。美国大气科学家 P. Tans 领导的研究小组利用大气和海洋模型以及大气 CO₂ 浓度的观测资料研究发现,北半球中高纬度陆地是一个巨大的碳汇,其值可达 $2 \sim 3 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$,而海洋的作用却十分有限(Tans *et al.*, 1990)。之后,Kauppi 等(1992)、Sedjo(1992)、Dixon 等(1994)、Keeling 等(1996)的研究都表明,北半球中高纬度的陆地、尤其是森林生态系统起着大气 CO₂ 汇的作用。在 90 年代后期,在欧洲和北美,分别实施了旨在监测陆地碳汇的大型研究计划 EuroFlux 和 AmerFlux 计划(Holland *et al.*, 1999; Aubinet *et al.*, 2000),从而把北半球中高纬度陆地的 CO₂ 源汇功能研究推向了高潮。Science 和 Nature 也多次发表不同地区、采用不同方法所获得的碳汇研究结果。现在在足够证据表明,北半球中高纬度陆地生态系统(主要是森林生态系统)确实起着大气 CO₂ 汇的作

表 1 全球人工源 CO₂ 排放量及失汇量(单位: $10^{15} \text{ gC} \cdot \text{a}^{-1}$)

Table 1 Global total of CO₂ emission from human activities and size of missing sinks (unit: $10^{15} \text{ gC} \cdot \text{a}^{-1}$)

人为源释放 Emission from human activities		吸收量 Uptake		失汇量 Missing sinks	作者 Reference
化石和水泥 Fossil and cement	植被破坏 Vegetation destruction	大气 Atmosphere	海洋 Ocean		
3.6	?	1.8	0.5~0.8	1.0~1.3	Reiners (1973)
?	1.0 ± 0.6	?	?	?	Bolin (1977)
5.0	7.8	2.3	?	?	Woodwell 等(1978)
5.2	?	2.7	1.9	0.6	Broecker 等(1979)
5.2	3.3	2.5	2.0	4.0	Woodwell 等(1983)
5.0	1.3	2.9	2.4	1.0	Trabalka (1985)
5.3	1.0	2.9	2.2	1.2	Detwiler 等(1988)
5.3	1.8	3.0	1.0~1.6	2.5~3.1	Tans 等(1990)
5.3	0.3	2.9	2.02	0.5	Sedjo (1992)
5.4	1.9	3.4	2.0	1.9	Siegenthaler 和 Sarmiento (1993)
?	1.6 ± 0.4	?	?	0.9 ± 0.4	Dixon 等(1994)
5.4	1.6	3.0~3.4	2.0	1.6~2.0	Nakazawa (1997)
5.5	0.1	3.2	2.0	0.2	Walker 和 Steffen (1999)
6.2	?	?	2.0 ± 0.6	1.4 ± 0.8	Battle 等(2000)

用,尽管对碳汇量的估算仍存在很大分歧。

2.1 碳汇证据

2.1.1 植被碳通量监测证据

Wofsy 等(1993)采用涡流相关法(Eddy correlation method)测定北美落叶林生态系统的 CO₂ 通量时,发现该系统是一个较大的碳汇,并据此推算了北半球温带森林的 CO₂ 净吸收量,可达 2.0 PgC · a⁻¹。Goulden 等(1996)报道位于美国新英格兰州的落叶阔叶林在 1991~1995 年间平均每年净吸收的 CO₂ 达 1.4~2.8 t C · hm⁻²。根据碳通量的监测结果,Martin (1998)认为,在 1997 年欧共体(EU)国家的森林吸收的 CO₂ 为 0.12~0.28 PgC,相当于这些国家人为源 CO₂ 的 10%~30%。

在 EuroFlux 计划的支持下,Valentini 等(2000)对欧洲森林进行了大规模的碳通量监测。结果表明,在监测的 1996~1998 年间,在 15 种森林类型中,14 种类型显示了净吸收,其值变动于 1.0~6.6 t · hm⁻² · a⁻¹之间,只有 1 种类型的净排放量高于净吸收量,其值为 0.8~0.9 t · hm⁻² · a⁻¹。该结果为北半球中高纬度森林作为 CO₂ 汇的作用提供了直接证据。他们还发现净吸收量的大小与纬度呈良好的线性关系。由南向北,净吸收量减少,主要是由于总生产量南北差异不大,而系统的呼吸量(植被呼吸+土壤呼吸),北方森林明显高于南方森林的缘故。也即系统呼吸作用在系统的 CO₂ 平衡中起着支配作用。这一现象暗示了一个十分有趣的发现:蕴藏着巨大的土壤有机碳库的高纬度陆地,由于其温暖化的速率明显高于南方,因此土壤呼吸释放的 CO₂ 量可能比南方高而导致其净吸收减少。

2.1.2 基于土地利用和资源清查数据的研究证据

土地利用和森林资源清查资料较详实地记录了一个地区或国家土地利用和森林资源状况,是推算区域或国家尺度碳循环基本参数的有效数据,也是验证碳收支推算结果准确与否的记录。90 年代初,Kauppi 等(1992)利用欧洲的森林资源清查资料,分析了 1971~1990 年欧洲的碳收支状况,认为在此期间,欧洲森林由于生长加速,每年净吸收的碳量为 0.085~0.12 PgC。Sedjo (1992)利用一些国家的森林资源清查资料对北半球温带林的源汇功能进行了分析,得出北半球温带林的碳汇为 0.7 PgC 的结论。Dixon 等(1994)采用同样方法和资料,研究了全球森林的碳收支及其在全球碳循环中的作用,也指出北半球陆地是一个重要的碳汇。

美国是利用资源清查资料研究碳收支最为充分的国家。早在 80 年初,Delcourt 和 Harris (1980)利用美国林务局的统计资料,分析了美国东南部森林的源汇功能,认为在最近的 20 多年间,该地区的森林每年净吸收大气 CO₂ 达 0.07 PgC。Houghton 等(1985)分析世界粮农组织(FAO)的调查资料,得出由于毁林,热带在 1980 年向大气净释放 0.7~1.4 PgC 的 CO₂ 的结论。Birdsey 等(1993)、Turner 等(1995)、Brown 和 Schroeder (1999)、Houghton 等(1999)以及 Houghton 等(2000)基于土地利用或森林统计资料,分析了北美大陆的碳汇,其值在 0.079~0.28 PgC 之间(表 2)。

2.1.3 大气成份变化的监测证据

化石燃料燃烧消耗氧气(O₂)而导致大气中 O₂/N₂ 比减少,而光合作用导致大气 O₂ 浓度增加(海洋吸收 CO₂ 并不改变大气中的 O₂/N₂)。另一方面,化石燃料含有低浓度的¹³C 同位素,植物在光合作用时吸收了低含量的¹³C 同位素而使大气中含¹³C 的 CO₂ 浓度相对增加。利用此原理,通过测定这些元素在大气中的浓度或相对比值及其变化就可以推断陆地植被的 CO₂ 源汇功能及其数值。Ciais 等(1995)由此认为中高纬度陆地是个巨大的碳汇,Keeling 等(1996)也获得相似的结果,在 1991~1994 年间,北半球中高纬度的碳汇达 1.9~2.05 PgC。最近,Battle 等(2000)通过测定大气 O₂ 和 δ¹³C 的变化,发现陆地生物圈的 CO₂ 净吸收量为 1.4±0.8 PgC。

2.1.4 模型模拟证据

早在 1990 年,Tans 等利用大气环流模型以及海洋观测数据,分析得出北半球中高纬度是个巨大的大气碳汇,其值可达 2~3 PgC · a⁻¹。Prentice 和 Fung (1990)也利用 GISS/GCM 模型模拟未来气候变化对陆地碳库的影响,指出气候变化将导致植被的光合作用加强,生长加速从而增加对大气 CO₂ 的吸收。90 年中期开始,生态系统过程模型、大气环流模型以及气候模型被广泛应用于模拟全球的碳平衡,如 Keeling 等(1996),Fan 等(1998)、Cao 和 Woodward (1998a; 1998b)、Holland 等(1999)、Tian 等(1999)以及 Schimel 等(2000)。这些模型模拟结果都表明北半球中高纬度陆地植被是一个重要的大气碳汇,但其值则存在很大的不确定性。

此外,利用遥感资料进行植物生长的监测也表明北半球中高纬度的陆地生态系统起着碳汇的作用(Myneni *et al.*, 1997)。

表 2 北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇估计值

Table 2 Estimates of carbon sinks of the middle and high latitudes terrestrial ecosystems in the Northern Hemisphere

时期 Periods	碳汇 Sinks (PgC · a ⁻¹)	单位面积 Sink per area (tC · hm ⁻² · a ⁻¹)	地区 Regions	资料和方法 Data and methods used	作者 Reference
1971~1990	0.07~0.105		欧洲森林	森林资源调查资料	Kauppi 等(1992)
1973~1986	0.69		北半球温带森林	森林资源调查资料	Sedjo (1992)
1981~1987	2~3		北半球中高纬度	CO ₂ 估测资料	Tans 等(1990)
1992~1993	2.5~3.5		北纬 30°~60° N	CO ₂ 和 δ ¹³ CO ₂ 测定资料	Ciais 等(1995)
1991~1994	1.9±0.9		北半球中高纬度	CO ₂ 和 O ₂ /N ₂ 测定资料	Keeling 等(1996)
1980~1989	0.6~1.0		北半球中高纬度森林	森林资源及土地利用统计资料	Dixon 等(1994)
1980~1989	1.0~1.2		北半球中高纬度陆地	氮沉降模型	Holland 等(1997)
1991~1997	1.4±0.8		全球陆地	O ₂ 和 δ ¹³ CO ₂ 测定资料	Battle 等(2000)
1997	0.12~0.28		欧共体国家的森林	碳通量测定 (EuroFlux 计划)	Martin (1998)
1991~1995	≥1.0	1.4~2.8	北半球中高纬度森林	碳通量测定	Goulden 等(1996)
1996~1998 ¹⁾		-1~6.6	欧洲中高纬度森林	碳通量测定	Valentini 等 (2000)
1950~1990	0.014~0.11	0.06~0.45	美国森林	土地利用变化资料	Houghton 和 Hackler (2000)
1950~1990	0.067~0.119	0.41	美国森林	土地利用变化资料	Houghton 等 (2000)
1952~1990	0.16~0.28	0.66~1.15	美国森林	森林资源清查资料	Birdsey 和 Heath (1995)
1980~1989	0.079~0.14	0.32~0.58	美国大陆森林	森林资源清查资料	Turner 等(1995)
1980~1989	0.078	0.32	美国大陆森林	生态系统模型	Tian 等(1999)
1980~1993	0.08		美国陆地	过程模型	Schimel 等(2000)
1980~1990	0.17		北美东部森林	森林资源清查资料	Brown 和 Schroeder (1999)
1988~1992	1.7±0.5	4.25	北美大陆北纬 51° N 以南地区	CO ₂ 资料和模型	Fan 等(1998)
1980~1998	0.021		中国森林	森林资源调查资料	Fang 等(2001)

1) 只给出了单位面积的碳汇量 Sink size per area only 负值表示净释放 Minus means net emission

2.2 碳汇大小及其特征

如上所述,北半球中高纬度陆地生态系统起着大气 CO₂ 汇的作用,它能部分地抵消全球碳收支的不平衡,但不同研究所得结果相差甚大。表 2 列出不同作者给出的不同地区的碳汇量。从该表可见,碳汇具有如下特征:

2.2.1 不确定性

如美国的碳汇量变动于 0.078~1.7 PgC · a⁻¹ 之间,相差高达 20~34 倍。这种差异主要是由于不同作者所使用的研究方法、数据源以及模型的假定条件和基本参数不同所导致。也就是说,到目前为止,人们并没有找到一种有效的方法和途径来比较准确地估算陆地碳汇,而这一问题如不解决,失汇之谜也就解决不了,全球碳收支因此也无法平衡。我们认为,使用土地资源清查资料和森林资源清查资料来推算碳汇可能是一个有效的途径(Fang & Wang, 2001)。因为这些清查资料来自系统的、连续的和大面积的实地监测数据。如在美国的众多研究中,基于这些资料的碳汇估计值变动于一个较小的范围(0.08~0.35 PgC · a⁻¹)便是证明(表 2)。利用我国

森林资源清查资料推算的结果也相当稳定,在最近 20 多年中,碳汇值为 0.021 PgC · a⁻¹(Fang *et al.*, 2001)。

2.2.2 空间差异

这由陆地生态系统的类型、性质及其对气候变化的反应特性、分布面积以及所处的气候、土壤等自然地理特点所决定。如在美国的不同生物气候区,其年平均碳汇量变动于 100~150 kg · hm⁻² · a⁻¹ 之间(Schimel *et al.*, 2000)。EuroFlux 试验更说明了碳汇的空间异质性(Valentini *et al.*, 2000)。试验表明,在欧洲大陆,碳汇量由南向北逐渐减少。

2.2.3 年际及季节变化

陆地碳汇存在着较大的年际变化。如在美国大陆,1980~1993 年间的碳汇量变化于 -0.12 PgC · a⁻¹(净排放)到 +0.2 PgC · a⁻¹(净吸收)之间,平均值为 0.08 PgC · a⁻¹(Schimel *et al.*, 2000)。野外碳通量测定(Goulden *et al.*, 1996)和大气模型研究(Ciais *et al.*, 1995)也获得了相似的结果。气候的年波动,偶发事件(如森林火灾)和大面积的病虫害等都是导致碳汇量年变化的潜在因素。

碳汇量也存在着显著的季节变化。Cao 和 Woodward (1998b) 的模拟分析表明,北半球陆地生态系统净生产量从 4 月的 -0.6 PgC (净排放)增加到 7 月的 1.8 PgC (净吸收),相差 2.4 PgC 。这可以解释为,在生长季节,植被因光合作用吸收大量的 CO₂,而在非生长季节,生态系统的呼吸排放出大量的 CO₂。

2.3 影响碳汇增加的因素

2.3.1 温度上升导致植物生长量增加

大量试验研究表明,温度上升能加快温带森林的生长而导致对大气 CO₂ 吸收量的增加(蒋高明等,2000)。Schimel (1995)、Walker 和 Steffen (1999)指出由于温度增加,1980~1990 年,北半球森林生长加速增加的碳汇为 $0.5 \pm 0.5 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

2.3.2 CO₂ 施肥效应:

大气 CO₂ 浓度以大约 $3 \text{ ppm} \cdot \text{a}^{-1}$ 的速率增加 (Fan *et al.*, 1998),增加 CO₂ 也就增加了光合作用的底物,因此能促进植物的光合作用。这一点已由大量的实验研究所证实。因这种 CO₂ 施肥效应,增加的陆地碳汇可达 $1.0 \pm 0.5 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ (Schimel, 1995)。

2.3.3 氮沉降增加

有效态 N 不足是北半球中高纬度植物生长的限制因子。人类活动导致的全球氮循环的改变将增加生态系统的 N 沉降,提高大气 N 的有效性(主要以 NO₃ 和 NH₄ 的形式) (Holland *et al.*, 1997; Schindler, 1999; Nadelhoffer *et al.*, 1999)。Holland 等(1997)利用生物地球化学模型模拟结果显示,全球由于 N 沉降增加导致碳汇量增加的量为 $0.3 \sim 2.0 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$,并且这些碳汇增加主要发生在北纬 $25^\circ \sim 55^\circ \text{N}$ 的中高纬度带。Nadelhoffer 等(1999)的 N 沉降试验表明,北半球温带林因 N 沉降增加导致的碳汇增加量为 $0.25 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。Schimel (1995)认为,全球 N 沉降增加导致的碳汇量增加 $0.6 \pm 0.3 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

2.3.4 森林恢复和人工林增加

已有研究表明在欧洲的不少地方,大面积的弃耕农地正逐渐恢复成森林植被 (Walker & Steffen, 1999);中国及一些发展中国家大力开展的植树造林将增加全球的森林面积。这些都增加了陆地对大气 CO₂ 的吸收。

3 新的问题和可能的研究途径

尽管目前已有不少证据表明,北半球中高纬度

的陆地生态系统起着大气 CO₂ 汇的作用,但它的碳汇量仍存在很大的不确定性。按照乐观的估计(即 $1.5 \sim 1.9 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$, Nadelhoffer *et al.*, 1999),也只能勉强抵消全球碳循环中的不平衡部分。而最近的两个现象(事实)再次引发人们对失汇问题的关注。

首先,1998 年 Fan 等人发表了北美大陆 51°N 以南的陆地是个巨大的碳汇,其值可达 $1.7 \pm 0.5 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$,可以基本抵消美国人为源 CO₂ 的释放量。该结果受到了广泛的批评,认为北美陆地碳汇不应有如此之大 (Holland *et al.*, 1999; Field & Fung, 1999; Houghton *et al.*, 2000)。Fan 等人坚持认为他们的结果是可信的,但强调了碳汇量的巨大波动性,同时,他们提出了另一个令人思考的深刻问题:增加大气 CO₂ 浓度使大气圈积累的碳量由 1988 年的 $4.9 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 减少到 1992 年的 $1.4 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$,而在这期间,化石燃料燃烧释放的 CO₂ 却变化不大,即 1988 年为 $5.9 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$,1992 年则为 $6.1 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。这就是说,陆地和海洋碳汇之和必须由 1988 年的 $1.0 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 增加到 1992 年的 $4.7 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 。而实测数据和模型研究都表明,海洋碳汇的不确定性较小,约为 $2.0 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ (Tans & White, 1998),因此,增加的这部分碳汇只有存在于不确定性最大的陆地了。如此说来,全球陆地生态系统由 1988 年净排放 $1.0 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的 CO₂(源)变成 1992 年净吸收 $2.7 \text{ PgC} \cdot \text{a}^{-1}$ 的 CO₂(汇),才能平衡全球的碳收支。因为热带地区由于毁林和土地利用改变而成为大气 CO₂ 之源已是不争的事实,所以中高纬度陆地必须起着这部分汇的作用,但至少目前研究还不能证明北半球中高纬度陆地确实有如此大的汇。因此,失汇之谜仍有待探索。

其次,方精云(2000)、Fang 和 Wang (2001)最近发现,北半球中高纬度的森林碳库远比目前全球碳循环模式中所采用的量要小,仅为以前估计值的 $1/3 \sim 1/2$ 。这不仅增加了北半球陆地碳汇估算值的不确定性,甚至可能导致全球碳循环模式的重新改写。这对全球碳循环研究来说无疑是一个挑战性的结果。一方面要求北半球的陆地碳汇增加才能使全球碳收支达到平衡,另一方面,实际的碳汇可能并没有所期待的那么大,甚至可能比以前的估算结果还要小,这更增加了对北半球碳汇估算的不确定性。为了减少这种不确定性、提供确切的源汇功能信息,欧洲和美国正在实施的陆地生态系统碳通量测定计划 (EuroFlux 和 AmeriFlux) (Aubinet *et al.*, 2000)

将有可能提供碳源汇功能大小和机理的有效数据。该计划利用观测塔监测 CO₂ 在土壤-植被-大气之间的交换,为碳平衡研究提供了一条有效的途径。除此之外,作者认为,一直没有被足够重视的土壤与大气 CO₂ 之间的交换是一个解决碳汇之谜的潜在因素。因为土壤圈是一个巨大的有机碳库,在它的表层(土层 1 m)蕴藏着等于或大于大气圈 CO₂ 与陆地植被碳库之和的碳量(一般认为,表层土壤有机碳库为 1200~1500 PgC,而目前大气层积蓄的碳量为 700~750 PgC,陆地植被的碳库 500~600 PgC,(Fang *et al.*, 1996))。土壤是个高度复杂的生命系统,在全球变化系统中,它的 CO₂ 源汇功能表现出错综复杂、相互制约的关系。土壤呼吸作为土壤-大气间 CO₂ 交换的主要过程,一方面由于气候变暖而加速,另一方面又由于 CO₂ 浓度上升而受到抑制。

由于巨大的土壤碳库,土壤碳的微量变化足以引起大气 CO₂ 浓度的较大变化。根据 Raich 和 Schlesinger (1992)的研究,在全球均温上升 0.3℃ 的前提下,全球土壤呼吸量将增加 2 PgC · a⁻¹。Jenkinson 等 (1991)认为全球气温如果按 0.03℃ · a⁻¹ 的速率增加,在未来 60 年中全球土壤呼吸量将增加 61 PgC · a⁻¹,相当于目前人为释放量的 20%。另一方面,也有研究表明,在全球变暖和大气 CO₂ 浓度增加条件下,植被的生长速度加快,使土壤中的有机质增多,从而增加碳汇(Schlesinger, 1999)。来自美国的最新研究结果证实了这一点(Pacala *et al.*, 2001)。土壤的源与汇两个相互对立的关系将有助于解决悬而未决的“失汇”之谜。

4 结 语

4.1 失汇研究的意义

失汇现象作为 20 世纪 70~90 年代,直至现在仍未彻底解决的科学之谜吸引了不少优秀科学家为之奋斗。经过他们近 1/4 世纪的努力,这一科学之谜正在逐渐被认识。尽管离彻底解决尚道路遥远,但正是通过这一较长期的、多学科交叉研究才大大加深了人类对大气-海洋-陆地间相互作用以及对陆地生态系统的理解,促进了生态学、大气科学、海洋科学以及模型科学等研究领域的发展,同时更带动了对生态系统结构和功能的研究。生态学在这种苦苦求索中,得到了长足的进步。也正是通过这些研究,才促进了人类对保护绿地、保护森林和植树造林重要性的认识,从而导致国际社会 1997 年签署了为限制 CO₂ 排放所达成的京都协定(Kyoto Protocol)。按

照该协定,发达国家可以通过营造人工林(包括在第三国造林)来部分抵消本国 CO₂ 的超量释放(IGBP, 1998)。这是人类社会首次达成的此类协定,它充分肯定了森林植被的调节大气 CO₂ 浓度的公益价值。

4.2 碳汇特征

由于陆地生态系统的复杂性和多样性以及研究方法、资料来源和模型等方面的不足和缺陷,北半球碳汇量仍具有很大的不确定性。另外,由于陆地表面的巨大不均质性以及气候变化的波动性,陆地碳汇量存在着巨大的空间异质性和年际波动性。

4.3 加强碳汇功能的试验研究

为减少碳汇量估算的不确定性,我们认为从生态学的角度,今后应加强碳汇功能的试验研究:

- 1) 建立长期、定位和足够量的生态系统碳通量的监测基地,提供准确可靠的碳汇及其机理的信息,并为模型模拟提高有效参数;
- 2) 完善和改良现有的用于模拟分析碳循环的大气循环模型、气候模型、生态系统过程模型以及遥感信息模型,使它们能减少模拟结果的不确定性,并增加可比性;
- 3) 土壤圈由于具有巨大的有机碳库,又是对全球变化反应灵敏、复杂的系统,在减少碳汇不确定性方面理应具有极为重要的作用,但目前尚未引起足够重视。今后应在土壤呼吸与全球气候变化、CO₂ 浓度上升、N、P 沉降增加等关系方面,加强试验和模拟研究,尤其要注意探讨物理过程(如吸附过程等)在 CO₂ 地-气交换中的作用。土壤及陆地表面不仅面积巨大,而且是一个具多空隙的复杂系统,其 CO₂ 的物理交换过程,包括土壤空隙的吸附作用是一个不可忽视的因素。初步看来,开展此方面的试验研究将是解决失汇之谜的一条可行和有效途径。

参 考 文 献

- Aubinet, M., A. Grelle, A. Ibrom, U. Rannik & J. Moncrieff. 2000. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests; the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, **30**: 112~175.
- Battle, M., M. L. Bender, P. P. Tans, J. W. C. White & J. T. Ellis. 2000. Global carbon sinks and their variability inferred from atmospheric O₂ and δ¹³C. *Science*, **287**: 2467~2470.
- Birdsey, R. A. & L. S. Heath. 1995. Carbon changes in U. S. forests. In: Joyce, L. A. ed. *Productivity of America's forest and climatic change*. Colorado: Forest Service, US Department of Agriculture. 56~70.
- Birdsey, R. A., A. J. Plantinga & L. S. Heath. 1993. Past and prospective carbon storage in United States forests. *Forest Ecology and Management*, **58**: 33~40.

- Bolin, B. 1977. Change of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*, **196**: 613~616.
- Broecker, W. S., T. Takahashi, H. J. Simpson & T. H. Peng. 1979. Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. *Science*, **206**: 409~418.
- Brown, S. L. & P. E. Schroeder. 1999. Spatial patterns of above-ground production and mortality of woody biomass for eastern U. S. forests. *Ecological Applications*, **9**: 968~980.
- Cao, M. & F. I. Woodward. 1998a. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change. *Nature*, **393**: 249~252.
- Cao, M. & F. I. Woodward. 1998b. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their response to climate change. *Global Change Biology*, **4**: 185~198.
- Ciais, P., P. P. Tans, M. Trolier, J. W. C. White & R. J. Francey. 1995. A large northern hemisphere terrestrial CO₂ sinks indicated by the ¹³C/¹²C ratio of atmospheric CO₂. *Science*, **269**: 1098~1102.
- Delcourt, H. R. & W. F. Harris. 1980. Carbon budget of the south-eastern U. S. biota: analysis of historical change in trend from source to sink. *Science*, **210**: 321~323.
- Detwiler, R. P. & C. A. S. Hall. 1988. Tropical forests and the global carbon cycle. *Science*, **239**: 42~47.
- Dixon, R. K., S. Brown, R. A. Houghton, A. M. Solomon, M. C. Trexler & J. Wisniewski. 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, **263**: 185~190.
- Fan, S., M. Gloor, S. Pacala, J. Sarmiento, T. Takahashi & P. Tans. 1998. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models. *Science*, **282**: 442~445.
- Fang, J. Y. & Z. M. Wang. 2001. Forest biomass estimation for regional and global levels, with special reference to China's forest biomass. *Ecological Research*, **16**: 375~381.
- Fang, J. Y. (方精云). 2000. Forest biomass carbon pool of the middle and high latitudes in the North Hemisphere is probably much smaller than present estimates. *Acta Phytocologica Sinica (植物生态学报)*, **24**: 635~638. (in Chinese)
- Fang, J. Y., A. P. Chen, C. H. Peng, S. Q. Zhao & L. J. Ci. 2001. Changes in forest biomass carbon storage in China between 1949 and 1998. *Science*, **292**: 2320~2322.
- Fang, J. Y., G. H. Liu & S. L. Xu. 1996. Soil carbon pool in China and its global significance. *Journal of Environmental Sciences*, **8**: 249~254.
- Field, C. B. & I. Y. Fung. 1999. The not-so-big U. S. carbon sink. *Science*, **285**: 544~545.
- Goulden, M. L., J. W. Munger, S. Fan, B. C. Daube & S. C. Wofsy. 1996. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: response to interannual climate variability. *Science*, **271**: 1576~1578.
- Holland, E. A., B. H. Braswell, J. F. Lamarque, A. Townsend, J. Sulzman, J. F. Muller & F. Fentener. 1997. Variations in the predicted spatial distribution of atmospheric nitrogen deposition and their impact on carbon uptake by terrestrial ecosystems. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, **102** (D13): 15849~15866.
- Holland, E. A., S. Brown, C. S. Potter, S. A. Lkooster, S. Fan, M. Gloor, J. Mahlman, S. Pacala, J. Sarmiento, T. Takahashi & P. Tans. 1999. North American carbon sink. *Science*, **283**: 1815.
- Houghton, R. A., R. D. Boone, J. M. Melillo, C. A. Palm, G. M. Woodwell, N. Myers III, B. Moore & D. L. Skole. 1985. Evolution of carbon dioxide from tropical zone. *Nature*, **316**: 617~620.
- Houghton, R. A. & J. L. Hackler. 2000. Changes in terrestrial carbon storage in the United States. I: The roles of agriculture and forestry. *Global Ecology & Biogeography*, **9**: 125~144.
- Houghton, R. A., D. L. Skole, C. A. Nobre, J. L. Hackler, K. T. Lawrence & W. H. Chomentowski. 2000. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, **403**: 301~304.
- Houghton, R. A., J. L. Haeckler & K. T. Lawrence. 1999. The US carbon budget: contributions from land-use change. *Science*, **285**: 574~578.
- IGBP Terrestrial Carbon Working Group. 1998. The terrestrial carbon cycle: implications for the Kyoto Protocol. *Science*, **280**: 1393~1394.
- Jenkinson, D. S., D. E. Adams & A. Wild. 1991. Model estimates of CO₂ emission from soil in response to global warming. *Nature*, **351**: 304~306.
- Jiang, G. M. (蒋高明), Y. H. Tang (唐艳鸿), S. R. Liu (刘世荣) & W. H. Lin (林伟宏). 2000. Plant ecophysiological responses of plants to global changes. In: Fang, J. Y. (方精云) ed. *Global ecology: climate change and ecological responses*. Beijing and Heidelberg: China Higher Education Press and Springer-Verlag. 26~42. (in Chinese)
- Kauppi, P. E., K. Mielikainen & K. Kuusela. 1992. Biomass and carbon budget of European forests, 1971 to 1990. *Science*, **256**: 70~74.
- Keeling, R. F., S. C. Piper & M. Heimann. 1996. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, **381**: 218~221.
- Keeling, C. D., J. F. S. Chin & T. P. Whorf. 1996. Increased activity of northern vegetation in inferred from atmospheric CO₂ measurements. *Nature*, **382**: 146~149.
- Martin, P. 1998. Global CO₂ monitoring network. *Science*, **281**: 1805.
- Myneni, R. B., C. D. Keeling, C. J. Tucker, G. Asrar & R. R. Nemani. 1997. Increased plant growth in the northern high latitudes from 1981-1991. *Nature*, **386**: 698~702.
- Nadelhoffer, K. J., B. A. Emmett, P. Gundersen, O. J. Kjonaas, C. J. Koopmans, P. Schleppei, A. Tietema & R. F. Wright. 1999. Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests. *Nature*, **398**: 145~148.
- Nakazawa, T. 1997. The variability and cycle of carbon dioxide and methane. *Global Environmental Research*, **2**: 5~14.
- Pacala, S. W. 2001. Consistent land- and atmosphere-based U. S. carbon sink estimates. *Science*, **292**: 2316~2320.

- Prentice, K. C. & I. Y. Fung. 1990. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature*, **346**: 48~51.
- Raich, J. W. & W. H. Schlesinger. 1992. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, **44B**: 81~99.
- Reiners, W. A. 1973. Terrestrial detritus and the carbon cycle. In: Woodwell, G. M. & E. V. Pecan eds. *Carbon and the biosphere*. New York; United States Atomic Energy Commission. 303-327.
- SCEP (Study of Critical Environmental Problems). 1970. *Man's impact on the global environment*. Cambridge: MIT Press.
- Schimel, D. S. 1995. Terrestrial ecosystems and the carbon cycle. *Global Change Biology*, **1**: 77~91.
- Schimel, D., I. G. Enting, M. Heimann, T. M. L. Wigly, D. Raynaud, D. Alves & U. Siegenthaler. 1995. CO₂ and the carbon cycle. In: IPCC ed. *Climate change 1994*. Cambridge: University of Cambridge Press. 35~72.
- Schimel, D., J. Melillo, H. Q. Tian, A. D. McGuire, D. Kicklighter, T. Kittel, N. Rosenbloom, S. Running, P. Thornton, D. Ojima, W. Parton, R. Kelly, M. Sykes, R. Neilson & B. Rizzo. 2000. Contribution of increasing CO₂ and climate to carbon storage by ecosystems in the United States. *Science*, **287**: 2004~2006.
- Schindler, D. W. 1999. The mysterious missing sink. *Nature*, **398**: 105~106.
- Schlesinger, W. H. 1997. *Biogeochemistry: an analysis of global change*. New York: Academic Press.
- Schlesinger, W. H. 1999. Carbon sequestration in soils. *Science*, **284**: 2095.
- Sedjo, R. A. 1992. Temperate forest ecosystems in the global carbon cycle. *Ambio*, **21**: 274~277.
- Siegenthaler, U. & J. L. Sarmiento. 1993. Atmospheric carbon dioxide and the ocean. *Nature*, **365**: 119~125.
- Tans, P. & J. W. C. White. 1998. In balance, with a little help from the plants. *Science*, **281**: 183~184.
- Tans, P., I. P. Fung & T. Takahashi. 1990. Observational constraints on the global atmospheric CO₂ budget. *Science*, **247**: 1431~1438.
- Tian, H. Q., J. M. Melillo, D. W. Kicklighter, A. D. McGuire & J. V. K. Helfrich. 1999. The sensitivity of terrestrial carbon storage to historical climate variability and atmospheric CO₂ in the United States. *Tellus*, **51B**: 414~452.
- Trabalka, J. R. 1985. *Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle*. Washington DC: US Department of Energy.
- Turner, D. P., G. J. Koepper, M. E. Harmon & J. J. Lee. 1995. A carbon budget for forests of the conterminous United States. *Ecological Applications*, **5**: 421~436.
- Valentini, R., G. Matteucci, A. J. Dolman, E. D. Schulze, C. Rebmann, E. J. Moors, A. Granier, P. Gross, N. O. Jensen & K. Pilegaard. 2000. Respiration as the main determinant of carbon balance in European forests. *Nature*, **404**: 861~865.
- Walker, B. H. & W. L. Steffen. 1999. The nature of global change. In: Walker, B. H., W. L. Steffen, J. Canade II. & J. Ingram eds. *The terrestrial biosphere and global change*. Cambridge: Cambridge University Press. 1~18.
- Wofsy, S. C., M. L. Goulden, J. M. Munger, S. M. Fan & P. S. Bakwin. 1993. Night exchange of CO₂ in a mid-latitude forest. *Science*, **260**: 1314~1317.
- Wong, C. S. 1978. Atmospheric input of carbon dioxide from burning wood. *Science*, **200**: 197~200.
- Woodwell, G. M., J. E. Hobbie, R. A. Houghton, J. M. Melillo, B. Moore, B. J. Peterson & G. R. Shaver. 1983. Global deforestation; contribution to atmospheric carbon dioxide. *Science*, **222**: 1081~1086.
- Woodwell, G. M., R. H. Whittaker, W. A. Reiners, G. E. Likens, C. C. Delwiche & D. B. Botkin. 1978. The biota and the world carbon budget. *Science*, **199**: 141~146.

责任编辑:周广胜 责任编辑:孙冬花