

文章编号: 1007-6301 (2000) 04-0297-10

陆地碳循环研究进展

耿元波, 董云社, 孟维奇

(中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 近年发表的关于陆地碳循环的国内外论著反映出如下观点: 陆地主要的碳库-陆地生物圈、土壤圈和岩石圈的碳储量分别为 560Pg C、1 400~ 1 500Pg C (有机碳)、 2.0×10^7 Pg C (有机碳), 其中岩石圈中化石燃料的储量约为 5 000~ 10 000Pg C; 大气 CO_2 “未知汇”的量大概在 0.7~ 3.1Pg C 之间, “未知汇”可能存在于中纬度地区; 土地利用与土地覆被变化造成的 CO_2 排放量估计值差异较大, 可能在 0.6~ 3.6Pg C 之间; 陆地碳循环模型已从静态模型发展到动态模型, 而且更加注重大气 CO_2 浓度增加和 LUCC 对碳循环的影响以及 C、N、P 和 S 等循环的耦合作用。

关键词: 陆地碳循环; 源; 汇; 碳循环模型

中图分类号: X144 **文献标识码:** A

陆地是人类赖以生存与持续发展的生命支持系统, 也是受人类活动影响最大的区域。自 20 世纪以来, 人类活动的影响在规模上已从陆地系统扩展到整个地球系统, 如大气中温室气体浓度增加、森林锐减、土地退化、环境污染及生物多样性丧失等等, 特别是人类活动产生的 CO_2 浓度急剧上升和由此导致的增温效应是目前人类面临的最严峻的全球环境变化问题。因此, 从 70 年代后期开始, 全球碳循环研究受到人类的普遍关注, 特别是在几十年到几百年时间尺度上的人类活动, 如化石燃料 (煤、石油和天然气等) 的燃烧和非持续性土地利用 (砍伐森林, 开垦草地, 改造沼泽等) 对全球碳循环的影响。在当前的国际地圈-生物圈研究计划 (IGBP) 中, 碳循环是全球变化与陆地生态系统 (GCTE) 等多个核心计划中的重要研究内容, 而陆地碳循环是全球碳循环的重要组成部分, 在全球碳收支中占主导地位, 研究陆地碳循环机制及其对全球变化的响应, 是预测大气 CO_2 含量及气候变化的重要基础, 这已引起科学界的高度重视。我国作为世界上最大的发展中国家, 对能源的需求量很大, 1992 年因化石燃料燃烧产生的二氧化碳排放量位居世界第二^[1], 对中国来说, 碳循环的研究十分重要也十分紧迫, 尤其是搞清在全球碳循环中中国陆地是碳源还是碳汇, 这关系到中国未来能源政策和农业政策的制定及怎样履行由 150 多个国家在联合国气候变化框架公约中所达成的共识—稳定当前的大气温室气体含量。

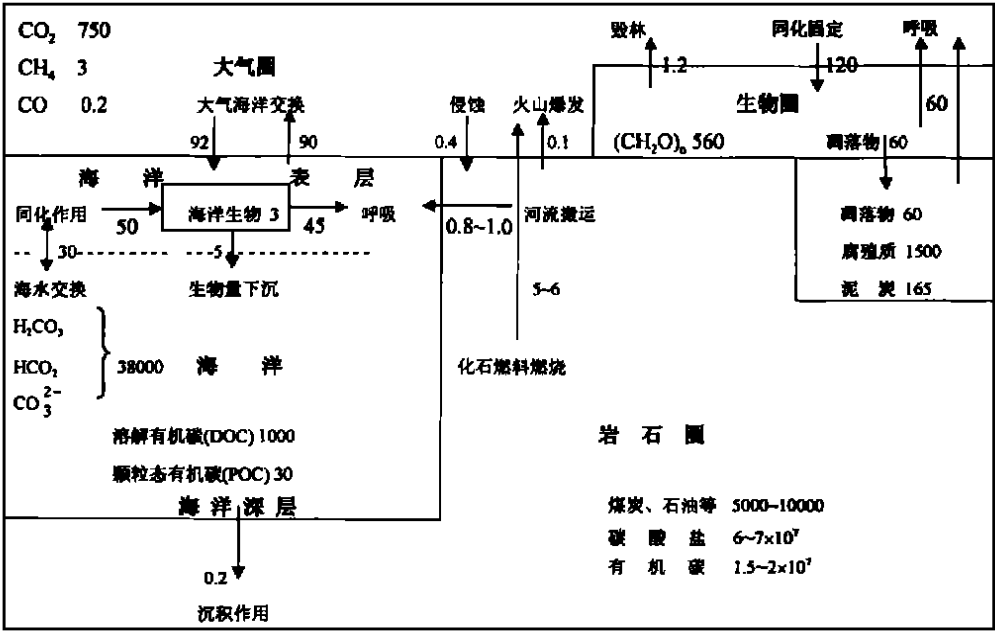
收稿日期: 2000-10; **修订日期:** 2000-11

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (49971005), 中科院地理科学与资源研究所知识创新工程前沿项目 (CXDG-A 00-A 06) 和“九五”国家重大基础研究项目 (95-22-02-01)

作者简介: 耿元波 (1969-), 男, 中科院地理科学与资源研究所博士生, 研究方向为环境生物地球化学。Email: gyb0741@sina.com

1 全球碳循环概述

全球碳循环是指碳素在地球的各个圈层（大气圈、水圈、生物圈、土壤圈、岩石圈）之间迁移转化和循环周转的过程。在漫长的地球历史进程中，碳循环最初只是在大气圈、水圈和岩石圈中进行，随着生物的出现，有了生物圈和土壤圈，碳循环便在五个圈层中进行，碳素的循环流动就从简单的地球化学循环进入到复杂的生物地球化学循环，而生物圈和土壤圈在碳循环过程中扮演着越来越重要的角色。碳循环的主要途径是：大气中的CO₂被陆地和海洋中的植物吸收，然后通过生物或地质过程以及人类活动干预，又以二氧化碳的形式返回到大气中。就流量来说，全球碳循环中最重要的是CO₂的循环，CH₄和CO的循环是较次要的部分。图1展示了全球碳循环的概况。



碳库单位: PgC 流量单位: PgC/a 引自文献 [2]

图1 全球碳循环概况

Fig. 1 Outline of Global Carbon cycle

2 陆地碳库的贮量

在全球碳循环中，大气圈与陆地植物群落间的CO₂交换量最大，其次是大气与海洋之间。很多研究表明陆地碳循环对于大气二氧化碳浓度上升有着重要影响^[3~5]。目前陆地碳循环研究的主要问题包括：陆地生态系统各主体类型中碳的贮量和流量（源、汇）；人类活动对这些变量的影响；温度和大气CO₂浓度升高对各陆地生态系统碳循环的潜在效应以及二者之间的循环因果关系^[6]。

陆地碳库包括陆地生物圈、土壤圈和岩石圈等。碳库容量的概貌可参见图1。对陆地生

物量碳素贮量的估计差异较大, 范围在 $480 \sim 1\,080 \text{ Pg C}$ 之间^[7], 目前普遍接受的估计是 560 Pg C ^[8~10], 其中森林约为 422 Pg C , 草原约为 92.6 Pg C , 沙漠、冻原、湿地、农田分别约为 5.9 、 9.0 、 7.8 、 21.5 Pg C ^[11]。当植物枯死或凋落后, 碳素由活生物量转移到凋落物库中。凋落物的碳素总贮量估计为 60 Pg C , 凋落量为 $40 \sim 55 \text{ Pg C/a}$ ^[12, 13], 凋落物中碳素的平均周转时间约为 1.5 年。对于平均气温高于 30°C 的热带生态系统, 凋落物分解速度可能超过输入速度, 因此基本上没有净的积累, 而在寒冷气候下, 输入速度要超过土壤中的分解速度。泥炭是凋落物积累的一种极端情况, 其碳素总贮量估计在 $160 \sim 165 \text{ Pg C}$ 之间^[14]。

陆地土壤是地球表面最大的碳库, 其有机碳总贮量约在 $1\,400 \sim 1\,500 \text{ Pg C}$ 之间^[15~17]。Parton 等^[18]将土壤碳库区分为活性 (active)、缓性 (slow) 和钝性 (passive) 3 部分。活性碳库由活的土壤微生物及其代谢产物组成, 周转迅速, 存留时间小于 1 年; 缓性碳库包括植物材料中经生物代谢难以分解的成分, 存留时间为几十年; 钝性碳库包括化学代谢反应中不能够分解的有机质成分, 如木质素和部分纤维素, 存留时间一般在几百年至数千年之间。

岩石圈是地球上最大的碳库, 但其与生物圈、水圈和大气圈之间的碳循环量很小, 规模仅在 $0.01 \sim 0.1 \text{ Pg C/a}$ 之间^[10], 而且岩石圈中碳素的周转十分缓慢, 因此, 在许多碳循环模型中均未将岩石圈考虑在内 (化石燃料除外)。岩石圈中的碳以有机碳和碳酸盐两种形态存在。根据各类岩石的碳素平均含量和相应质量, 估算出整个岩石圈的有机碳贮量为 $2.0 \times 10^7 \text{ Pg C}$, 其中化石燃料约为 $5\,000 \sim 10\,000 \text{ Pg C}$ ^[14, 19]。整个岩石圈的碳素总贮量为 $9.0 \times 10^7 \text{ Pg C}$, 地球共包含有大约 $1.0 \times 10^8 \text{ Pg C}$ ^[10, 20]。

我国有关碳循环的基础研究比较薄弱, 目前陆地生态系统的碳贮量和净第一性生产力 (NPP) 碳量还没有被准确确定, 而且陆地生态系统的碳通量估计也存在较大的差异^[21], 今后需要大力加强这方面的工作。

3 陆地碳源和碳汇

在几十年到几个世纪的时间尺度上, 人们主要关心的是碳在大气圈、海洋和陆地生态系统 (包括植物和土壤等) 三个碳库之间进行的连续交换, 即碳的流量问题或者说是碳源和碳汇的问题。碳源可以理解为向大气圈释放碳的通量、过程或系统, 碳汇可以理解为从大气圈中清除碳的通量、系统、过程或机制。大气圈与陆地生态系统之间碳的交换过程存在的未知问题最多, 受人类活动的影响最大, 是全球碳循环的研究重点, CO_2 、 CH_4 和 CO 三种气体的源与汇则是主要的研究对象, 其中以 CO_2 最为重要。

3.1 CO_2 源与汇的研究进展

化石燃料燃烧与土地利用变化产生的 CO_2 超过同期大气 CO_2 的增量及海洋的吸收量, 使得 CO_2 收支失衡, 一部分 CO_2 “失踪”, 导致所谓的碳的“未知汇” (“missing sink”) 问题。自从 1938 年 Callendar 首先提出 CO_2 收支不平衡这一问题以来^[22], 60 多年过去了, 这个问题仍然是困扰科学界的一大难题。它所依据的确凿资料在于以下三个方面: 1957 年开始的大气 CO_2 浓度监测数据; 近 200 年的冰芯 CO_2 数据; 化石燃料燃烧释放的 CO_2 数据。在 1958~1978 年间这部分碳汇大约有 37 Pg C , 80 年代平均约有 1.8 Pg C/a ^[23, 24], 这

—“未知汇”一般认为存在于陆地生态系统,分布区域可能在北半球中纬度地带^[25, 26],而土壤和植被是可能的汇^[27]。

化石燃料燃烧排放的 CO_2 是目前了解得最清楚的一个量值,每年约为 6.0 Pg C ^[6, 9, 10, 13],如果这些 CO_2 全部存留在大气中,将使大气 CO_2 浓度以 $0.8\% / \text{a}$ 的比率递增,但实际上目前的增加速率仅为 $0.4\% / \text{a}$ (1.5 ppm v/a),也就是说不考虑别的排放途径,每年化石燃料排放的 CO_2 中也只有 56% (3.36 Pg C) 保留在大气中^[28],其余 33% (2 Pg C) 被海洋吸收^[26, 29],两者合计约占化石燃料燃烧年排放量的 89% ,也还存在 11% (0.66 Pg C) 的“未知汇”。若考虑土地利用变化等途径排放的 CO_2 ,目前“未知汇”的量有以下几个估计: 2.5 ^[9], 1.9 ± 1.2 ^[30], 1.7 Pg C ^[10], 1.7 Pg C 是较新的估计,也是普遍接受的估计。

在进行大气 CO_2 源汇平衡的运算中,通过海洋环流和海水 CO_2 溶解模型、生物地球化学模型以及测量大气-海洋 CO_2 分压差异估计的 80 年代全球海洋碳吸收通量比较一致,在 $2 \pm 0.8 \text{ Pg C/a}$ 左右^[31],而对土地利用变化造成的 CO_2 排放量的估计差异较大,它约占化石燃料燃烧排放量的 $18\% \sim 60\%$ (1960 年以后)^[6],其中 80 年为 $0.6 \sim 2.5 \text{ Pg C/a}$, 90 年为 $1.1 \sim 3.6 \text{ Pg C/a}$ ^[9]。如果海洋的吸收量是准确的,那么“未知汇”就只能存在于陆地,目前全球碳循环研究的重点就在于确定“未知汇”在陆地上的空间分布、吸收强度以及影响陆地碳汇的因素。

对于“未知汇”在陆地上的空间分布和吸收强度有许多不同的看法。Fan 等^[32]通过分析 1988~1992 年大气 CO_2 空间分布资料认为:北美大陆(大部分在 51°N 以南)和欧亚-北非大陆可能是汇,前者平均吸收量达 $(1.7 \pm 0.5) \text{ Pg C/a}$,后者平均吸收量仅 $(0.1 \pm 0.6) \text{ Pg C/a}$,而且北美大陆具有很高的可信度,其它的陆地表面(热带-南半球)可能为源,平均释放 $0.2 \pm 0.9 \text{ Pg C/a}$ 。然而,许多学者的看法与 Fan 等^[32]有很大的差异,Potter 等^[33]认为 1987 年美国 and 加拿大陆地生态系统的碳汇通量分别为 0.12 和 0.10 Pg C/a , 1988 年分别为 0.05 Pg C/a 和 0.17 Pg C/a ,北美陆地生态系统每年吸收的大气 CO_2 只能抵消 80 年代晚期北美大陆化石燃料燃烧源的 20% ,而且全球范围的陆地生态系统碳汇范围也只有 $0.4 \sim 2.6 \text{ Pg C/a}$;Holland 等^[34]对美国森林碳汇的估计(80 年代晚期至 90 年代早期)及 Houghton 等^[35]对美国土地利用变化(森林再生等)碳汇的估计(80 年代以来)分别为 0.17 Pg C/a 和 $0.15 \sim 0.35 \text{ Pg C/a}$,较之 Fan 等^[32]对北美大陆碳汇的估计相差甚远,仅能抵消美国年释放量的 $10\% \sim 30\%$ 。另外,Houghton^[30]认为北半球中纬度森林吸收 CO_2 的范围在 $0.5 \sim 0.8 \text{ Pg C/a}$ 之间,尚未观测到但可能也被陆地生态系统吸收的为 $1.1 \pm 1.3 \text{ Pg C/a}$;Cao 等^[36]模拟 CO_2 和气候效应得到的北半球碳汇约为 0.58 Pg C/a ,且没有明显的东西差别。 CO_2 观测资料的稀少、模型的不完善以及使用不同的资料和模型进行计算是造成差异的主要原因,也是难以区分陆地碳汇的最主要原因^[37]。但是,对于北半球中纬度地区是碳汇,似乎都没有异议。现在已经对北美(AmeriFlux)和欧洲通量(EuroFlux)进行了高塔监测,并逐步向南美、非洲和亚洲进行延伸^[38, 39],其目的是在全球各种陆地生态系统建立世界范围的监测塔网站进行长期的碳通量和生态资料的收集,通过测量植物和土壤吸收与排放的 CO_2 来追踪碳循环,确认“未知汇”的区域和提供陆地碳汇的大小。

了解影响陆地碳汇的因素是理解全球碳循环的一个重要前提。 CO_2 浓度增加造成的施肥效应、N 沉降增加造成的增肥效应、废弃农场和砍伐森林的再生等都是造成陆地生态系统(特别是森林)吸收 CO_2 的原因。Fan 等^[32]将北美大陆高达 1.7 Pg C/a 的碳汇归因于森

林的再生、人为N 沉积、CO₂ 施肥作用以及全球变暖; Potter 等^[33]推论气候变化、近期森林再生是陆地生态系统碳汇的主要原因。Delucia 等^[40]进行的实验研究表明, CO₂ 等温室气体增加促进了植物生长, 推论世界森林将能吸收 50% 左右人类活动释放到大气中的CO₂。早期估计全球N 沉降增加对陆地碳汇的贡献可高达 1.5Pg C/a^[41], 欧洲和北美的N 沉降最重, 按照模式计算, 人为N 沉降刺激北美碳吸收达 0.29~ 0.35Pg C/a, 而欧亚则更高(0.67~ 0.86Pg C/a)^[42]。但最近Nadelhoffer 等^[43]的研究结果认为过去估计的N 沉降施肥效应对碳汇的贡献过高, 只有 1/3 的N 可被植物利用, 因此N 沉降增加对北半球陆地生态系统(森林)吸收CO₂的贡献是很小的, 仅在 0.25Pg C/a。对此, Jenkinson 等^[44]和 Sievering^[45]有不同的看法, 前者认为Nadelhoffer 等的认识中可能有遗漏因素, 后者认为森林C 吸收的上限应该在 1~ 2 Pg C/a。

3.2 CH₄、CO 源与汇研究进展

CH₄ 全球的释放由天然源(160Tg CH₄/a)和人为源(375Tg CH₄/a)释放组成, 现在估计的总量为(535 ± 125) Tg CH₄/a^[31]。人为源包括天然气泄漏、石油煤矿开采及其他生产活动、热带生物体燃烧、反刍动物、城市垃圾处理场、稻田等。天然源包括天然沼泽、湿地、河流湖泊、海洋、热带森林、苔原、白蚁等。人为源估计占总释放量的 60% ~ 80% 左右, 其中 20% 左右(100Tg CH₄/a)与化石燃料的生产与使用有关, 主要是煤矿和石油、天然气开采过程中的泄漏。天然湿地(沼泽地、浅水湖沼和苔原等)是CH₄的主要源, 全球天然湿地的CH₄排放约占总释放量的 20%, 随着全球变暖的继续, 微生物活动增强, 天然湿地的释放量可能会进一步加大。稻田是CH₄的另一个重要源, 但到目前稻田CH₄排放量的估计也不确定, 范围在 20~ 100 Tg CH₄/a, 较为可信的估计量为 40 Tg CH₄/a^[46]。除了大气中每年增加 37Tg CH₄/a 以外, 大气CH₄的汇主要是与OH 自由基在对流层大气中的氧化反应(490Tg CH₄/a)、向平流层输送(40Tg CH₄/a)和干燥土壤的吸收(30Tg CH₄/a), 全球CH₄汇的大小在(560 ± 100)Tg CH₄/a^[47]。

大气中CO 浓度较低(45×10^{-12} ~ 250×10^{-12}), 滞留时间约 2 个月。CO 的源汇平衡主要取决于人类活动的排放量, 少量的CO 由植被吸收, 大量的CO 汇是在大气中与羟基(OH)反应, 由于CO 与OH 反应生成CO₂很快, 所以CO 在全球碳的源汇平衡计算中包括在CO₂的流量之内^[2]。

4 大气CO₂浓度升高对陆地生态系统碳循环的影响

大气CO₂浓度监测始于 1957 年, 由 Keeling 领导的研究组在夏威夷的Mauna Loa 和南极分别进行, 夏威夷Mauna Loa 岛观测站(19.5°N, 155.6°W)已连续进行了 40 多年大气CO₂测量, 是世界上最长、最可靠的大气CO₂浓度记录, 从 1959 年到 1998 年, 大气CO₂浓度从 315.83 ppmv 增加到 366.7 ppmv, 增加了 16.1%, 平均每年增加 1.30 ppmv。如果CO₂的浓度继续增加, 到 21 世纪中叶(2030~ 2050 年)CO₂浓度将是工业革命前(280 ppmv)的两倍(560~ 600 ppmv), 全球年平均气温将升高 1.5~ 4.5^[48, 49], 降水可能增加 7% ~ 15%^[23]。这无疑会对陆地生态系统碳循环产生巨大的影响。首先考虑到的是CO₂浓度增加是否会增加陆地植被对CO₂吸收量, 也即增加碳素的固定量。通过长期的模拟实验研究, 已经得出了部分结果, 例如在海滨沼泽生态系统中, 在增加CO₂浓度的情况下, 若

是C₃植物和C₄植物混杂的群落, C₃、C₄植物的生产力都有所增加, C₃植物要高于C₄植物, 若是单一C₃植物的群落, 地上部分生物量净增约15%, 地下部分(根)生物量净增超过80%, 而在单一C₄植物群落中, 地上部分和地下部分生物量对CO₂都无明显的响应^[50]。热带森林生态系统也有类似的结果, 当生态系统暴露在CO₂浓度为610 ppm v的气氛中, 地上部分生物量仅增加6% (相对正常浓度340 ppm v), 而地下部分生物量却增加了30%, 土壤呼吸量增加了一倍^[51]。对草地生态系统来说, 加倍的大气CO₂浓度会促进植物对资源(水分、养分等)的利用效率, 从而增加净生产力^[52, 53]。对农作物来说, 若大气CO₂浓度从340 ppm v增加到680 ppm v, 将使C₃类作物(小麦、大豆和水稻等)产量增加10%~50%, C₄类作物(玉米、甘蔗等)产量增加0~10%, C₃作物对CO₂倍增的响应要比C₄作物显著的多^[54]。否定的观点认为, 这种状况在高度施肥的温室中可能是真实的, 但自然界的植物生长主要受土壤养分和水分的限制, 而不是缺少CO₂, 因而CO₂浓度增加对植物的影响究竟是正还是负尚难以定论, 至少在量值上比试验条件下观测到的要小^[55]。但实际上, 许多有关CO₂增加与植物水分的研究表明, C₃和C₄植物在CO₂浓度升高后对水分利用的效率分别可增加60%~160%^[56]。若CO₂浓度升高增加了陆地植被对CO₂吸收量, 一部分失踪的人为碳汇就找到了归宿, 剩下的工作就是测量各种植被所增加的碳贮量, 碳循环的链条也就能续上, 但是问题远不是那么简单, 地球是一个复杂的巨系统, 源汇的分布、强度及其转化还有着太多的未知数。

5 陆地碳循环模型研究进展

为研究陆地碳循环与全球变化之间复杂的相互作用以及实现碳循环的定量模拟和预测, 模型方法已经成为陆地碳循环研究中不可替代的手段。利用碳循环模型可以模拟碳循环的动态变化, 估计土壤和植被的碳存贮现状以及预测未来的碳存贮潜力。在几十年到几个世纪的时间尺度上, 陆地碳循环模拟主要解决3个方面的关键问题: 气候变化对陆地碳循环的影响。 大气二氧化碳浓度上升对陆地碳循环的影响。 土地利用与土地覆盖变化的影响。

Leemans等曾将陆地碳循环模型的发展分为三个阶段, 最早的碳循环模型是碳平衡模型^[57], 例如Esser于1987年提出的OBM模型^[58]。这类模型根据陆地生态系统的分类, 模拟各类生态系统的净初级生产力(NPP), 并从实测数据分析不同生态系统类型的碳密度, 再根据分布面积的估计, 然后用简单相乘的方法计算全球陆地的碳平衡, 但没有包括陆地生态系统对全球变化的反馈效应, 属静态模型; 第二阶段的陆地碳循环模型是在地理空间数据库基础上, 通过植被-气候关系模拟陆地潜在的植被分布, 从而预测气候变化对陆地碳平衡的动态影响。但对不同生态系统的碳密度仍没有机理性的解释, 并且没有包括土地利用和土地覆盖变化(LUCC, Land use/cover change)对潜在碳存贮密度的影响, 例如CASA模型^[59, 60]; 模型发展的第三阶段是模拟生物地球化学循环的动态和机理过程, 并将植被组成与结构变化及土地利用和土地覆盖变化(LUCC)等影响引入到模型中, 预测全球变化情景下陆地碳循环的动态, 例如Melillo发展的TEM模型^[61]。后两个阶段主要以动态模型为主。目前, 国外已发表了大量的陆地碳循环模型, 但是国内有关碳循环模型报道不多, 尤其是区域尺度的碳循环模型^[62], 而且多是静态模型^[63]。

为了对陆地碳存贮和碳循环模式作出合理和准确的预测, 当前碳循环模型的发展趋势表现为以下 4 个方面: 建立全球碳循环动态模型, 并更加注重碳循环的机理过程, 模拟从几十年到几个世纪不同时间尺度上的碳循环动态^[64]; 从单一碳循环模拟向碳、氮、磷等多种元素循环相耦合的模拟。研究表明, 在多种时间尺度上碳循环都和其它元素的循环相关连, 特别是氮、磷和硫^[41], 而且可利用氮的不足将限制生态系统碳的吸收和存贮^[64], 因此, 碳循环模型中必须直接或间接地模拟其它营养元素对碳循环的影响; 开始注重土地利用与土地覆盖变化对陆地碳循环的影响。当前, 对未来土地利用与土地覆盖变化模式的预测仍是碳循环模拟中的主要不确定因素, 并已成为碳循环模型研究的新热点^[57, 65]; 碳循环模型与遥感、GIS 技术结合, 模拟大尺度的碳循环过程^[66, 67]。

参考文献:

- [1] Siddiqi, T A. 亚洲化石燃料利用所产生的二氧化碳排放: 总的看法[J]. *AMBIO* (中文版), 1996, 25(4): 228~231.
- [2] 韩信国, 李凌浩, 黄建辉 主编 生物地球化学概论[M]. 北京: 高等教育出版社, 1999. 177~185.
- [3] Bolin B, Degens E T et al (eds). The global biogeochemical carbon cycle[A]. In: The Global Carbon Cycle, SCOPE 13[C]. Chichester: John Wiley & Sons, 1979. 1~56.
- [4] Goldewijk K K, Leemans R. System models of terrestrial carbon cycling[A]. In: Carbon Sequestration in the Biosphere, NATO ASI Series, Vol. B33[C]. Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. 129~151.
- [5] Post W M, Peng T~H et al. The global carbon cycle[J]. *American Scientist*, 1990, 78: 310~326.
- [6] Dale V H. Terrestrial CO₂ Flux: The challenge of interdisciplinary research[A]. In: Dale V H (ed). Effects of land~use change on atmospheric CO₂ concentrations[C]. New York: Springer-Verlag, 1994. 1~14.
- [7] Holmen K. The global carbon cycle[A]. In: Butcher et al (eds). Global Biogeochemical Cycles[C]. San Diego: Academic Press, 1992. 239~262.
- [8] Olson J S, Watts J A, Allison L J. Carbon in live vegetation of major world ecosystems[R]. United States Department of Energy, 1983, TR004.
- [9] Houghton R A. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850[A]. In: Lai R et al (eds). Soils and Global Change[C]. Florida: CRC Press, Inc. Boca Raton, 1995. 45~65.
- [10] Schlesinger W H. Biogeochemistry: an Analysis of Global Change[M]. San Diego, California: Academic Press, 1997.
- [11] Houghton R A, Skole D L. Carbon[A]. In: The earth as transformed by human action. In: Turner et al (eds). Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 393~408.
- [12] Ajtay G L, Ketner P, Duvigneaud P. Terrestrial primary production and phytomass[A]. In: Bolin et al (eds). The Global Carbon Cycle[C]. New York: John Wiley, 1979. 129~181.
- [13] Schlesinger W H. An overview of the carbon cycle[A]. In: Lai R et al (eds). Soils and Global Change[C]. Florida, Boca Raton: CRC Press, 1995. 9~25.
- [14] Bolin B. How much CO₂ will remain in the atmosphere? [A]. In: Bolin B et al (eds). The Greenhouse Effect, Climate Change and Ecosystems, SCOPE 29[C]. Chichester: John Wiley & Sons, 1986. 93~155.
- [15] Schlesinger W H. Carbon balance in terrestrial detritus[J]. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 1977, 8: 51~81.
- [16] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J et al. Soil carbon pools and world life zones[J]. *Nature*, 1982, 298: 156~159.
- [17] Eswaran H, Van den Berg E, Reich P. Organic carbon in soils of the world[J]. *Soil Sci Soc. Amer. J.*, 1993, 57: 192~194.
- [18] Parton W J, Schimel D S, Cole C V et al. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains

- grassland[J]. *Soil Sci Soc Am. J.*, 1987, **51**: 1173~ 1179.
- [19] Hunt J M. Distribution of carbon in crust of earth[J]. *Bull Amer. Assoc. Pet Geol.*, 1972, **56**: 2273~ 2277.
- [20] Smith T M, Cramer W P et al. The global terrestrial carbon cycle[J]. *Water, Air, and Soil Pollution*, 1993, **70**: 19~ 37.
- [21] 王绍强, 陈育峰. 陆地表层碳循环模型研究及其趋势[J]. *地理科学进展*, 1998, **17**(4): 64~ 72.
- [22] Callendar G S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature[J]. *Q. J. R. Meteorol Soc.*, 1938, **64**: 223~ 240.
- [23] Houghton R A, Jenkins G J, Ephraums J J (eds). *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*[R]. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. 1~ 150.
- [24] Houghton R A, Callander B A, Varney S K (eds). *Climatic change 1992: The supplementary report to the IPCC scientific assessment*[R]. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 24.
- [25] Tans P P, Fung I Y, Takahashi T. Observational constraints on the global atmospheric budget[J]. *Science*, 1990, **247**: 1431~ 1438.
- [26] Siegenthaler U, Samiento J L. Atmospheric carbon dioxide and the ocean[J]. *Nature*, 1993, **365**: 119~ 125.
- [27] Harrison K, Broecker W. A strategy for estimating the impact of CO₂ fertilization on soil carbon storage[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, **7**(1): 69~ 80.
- [28] Keeling C D, Whorf T P, Wahlen M, Plicht J. van der. Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric CO₂ since 1980[J]. *Nature*, 1995, **375**: 666~ 670.
- [29] Quay P D, Tilbrook B, Wong C S. Oceanic uptake of fossil fuel CO₂: Carbon-13 evidence[J]. *Science*, 1992, **256**: 74~ 79.
- [30] Houghton R A. 陆地生态系统从碳源到碳汇的转变[J]. *AMBIO (中文版)*, 1996, **25**(4): 267~ 272.
- [31] Houghton R A, Meira Filho L G, Callander B A et al (eds). *IPCC, Climate Change 1995: The Science of Climate Change*[R]. Cambridge: Cambridge University Press, 1996.
- [32] Fan S, Gloor M, Mahman J et al. A large terrestrial carbon sink in North America implied by atmospheric and oceanic carbon dioxide data and models[J]. *Science*, 1998, **282**: 442~ 446.
- [33] Potter C S, Klooster S A. North American carbon sink[J]. *Science*, 1999, **283**: 1815a.
- [34] Holland E, Brown S. North American carbon sink[J]. *Science*, 1999, **283**: 1815a.
- [35] Houghton R A, Hackler J L et al. The US carbon budget: contributions from land-use change[J]. *Science*, 1999, **285**: 574~ 578.
- [36] Cao M K, Woodward F I. Dynamic responses of terrestrial ecosystem carbon cycling to global climate change[J]. *Nature*, 1998, **393**: 249~ 252.
- [37] Fan S, Gloor M, Mahman J et al. North American carbon sink[J]. *Science*, 1999, **283**: 1815a.
- [38] Kaiser J. New network aims to take the world's CO₂ pulse[J]. *Science*, 1998, **281**: 506~ 507.
- [39] Martin P. Estimating the CO₂ uptake in Europe[J]. *Science*, 1998, **281**: 1805.
- [40] Delucia E, Hamilton J G, Naidu S et al. Net primary production of a forest ecosystem with experimental CO₂ enrichment[J]. *Science*, 1999, **284**: 1177~ 1179.
- [41] Hudson R J M, Gherini S A, Goldsein R A. Modeling the global carbon cycle: nitrogen fertilization of the terrestrial biosphere and the "missing" CO₂ sink[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1994, **8**(3): 307~ 333.
- [42] Holland E A, Braswell B H, Lamarque J F et al. Variations in the predicted spatial distribution of atmospheric nitrogen deposition and their impact on carbon uptake by terrestrial ecosystems[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, **102**(D13): 15849~ 15866.
- [43] Nadelhoffer K, Emmett B A, Gundersen P et al. Nitrogen deposition makes a minor contribution to carbon sequestration in temperate forests[J]. *Nature*, 1999, **398**: 145~ 148.
- [44] Jenkinson D S, Goulding K, Powelson D S. Nitrogen deposition and carbon sequestration[J]. *Nature*, 1999, **400**: 629.
- [45] Sievering H. Nitrogen deposition and carbon sequestration[J]. *Nature*, 1999, **400**: 629~ 630.

- [46] Prather M J, Derwent R, Ehhalt D et al. Other trace gases and atmospheric chemistry[A]. In: Houghton et al (eds). *Climate Change*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 1995. 73~ 126
- [47] 刘强, 刘嘉麒, 贺怀宇. 温室气体浓度变化及其源与汇研究进展[J]. *地球科学进展*, 2000, **15**(4): 453~ 460
- [48] Anderson J M. Soil and climate change[J]. *Advances in Ecological Research*, 1992, **22**: 188~ 210
- [49] Moore B. Global carbon cycle[A]. In: *Encyclopedia of environmental biology*, Vol 2[C]. San Diego: Academic Press, 1995. 215~ 223
- [50] Drake B. A field study of the effects of elevated CO₂ on ecosystem processes in a Chesapeake Bay wetland[J]. *Aust. J. Bot.*, 1992, **40**: 579~ 595
- [51] Körner C, Arnone J A. Responses to elevated carbon dioxide in artificial tropical ecosystems[J]. *Science*, 1992, **257**: 1672~ 1675
- [52] Ojima D S, Dirks B O M, Gleason E P et al. Assessment of C budget for grasslands and dry lands of the world[J]. *Water, Air, and Soil Pollution*, 1993, **70**: 95~ 109
- [53] Smith M S et al (eds). *Global Change impacts on pastures and rangelands (Implementation plan)*[R]. Canberra: GCTE Core Project Office, 1995
- [54] 陈定茂 编译. 国外环境信息[J], 1990(1): 1~ 16
- [55] Thomas J G. Balancing atmospheric carbon dioxide[J]. *AMBIO*, 1990, **19**(5): 230~ 236
- [56] Marrison J I L. Sensitivity of stomata and water use efficiency to high CO₂[J]. *Plant, Cell and Environment*, 1985, **8**: 467~ 474
- [57] Leemans R, Zuidema G. Evaluating changes in land cover and their importance for global change[J]. *Tree*, 1995, **10**(2): 76~ 81
- [58] Esser G. Sensitivity of global carbon pools and fluxes to human and potential climatic impacts[J]. *Tellus*, 1987, **39**(B): 245~ 260
- [59] Potter C S, Randerson J T, Field C B et al. Terrestrial ecosystem production, a process model based on global satellite and surface data[J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 1993, **7**: 811~ 841
- [60] Potter C S, Matson P A, Vitousek P M. Evaluation of soil database attributes in a global carbon cycle model: implications for global change research[A]. In: Michener W (ed). *Environmental Information Management and Analysis: Ecosystem to Global Scales*[C]. London: Taylor and Francis, 1994. 281~ 302
- [61] Walker B H. Landscape to regional scale responses of terrestrial ecosystems to global change[J]. *AMBIO*, 1994, **23**(1): 67~ 73
- [62] 汪业勤. 陆地碳循环研究中的模型方法[J]. *应用生态学报*, 1998, **9**(6): 658~ 664
- [63] 王绍强, 周成虎, 罗承文. 中国陆地自然植被碳量空间分布特征探讨[J]. *地理科学进展*, 1999, **18**(3): 238~ 244
- [64] Walker B, Steffen W x. IGBP Science No. 1: A Synthesis of GCTE and Related Research[M]. Stockholm: IGBP, 1999. 1~ 24
- [65] Leemans R. Effects of global change on agricultural land use: scaling up from physiological processes to ecosystem dynamics[A]. In: *Ecology in Agriculture*[C]. San Diego: Academic Press, 1997. 15~ 452
- [66] Iverson L R, Brown S, Prasad A et al. Use of GIS for estimating potential and actual forest biomass for continental south and Southeast Asia[A]. In: *Effects of Land-use Change on Atmospheric CO₂ Concentration: South and Southeast Asia as a case study*[C]. New York: Springer-Verlag, 1994. 67~ 116
- [67] Sykes M T, Prentice I C. Carbon storage and climate change in Swedish forest: a comparison of static and dynamic modeling approaches[A]. In: *Forest Ecosystems, Forest Management and the Global Carbon Cycle*, NATO ASI Series, Vol 40[C]. Heidelberg: Springer-Verlag, 1995. 69~ 78

Progresses of Terrestrial Carbon Cycle Studies

Geng Yuan-bo, Dong Yun-she, Meng Wei-qi

(Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: Progresses of terrestrial carbon cycle studies are introduced in terms of some recent home and oversea literatures in this paper. These progresses are as follows: Major terrestrial carbon reservoirs, i.e. the biomass of terrestrial biosphere, pedosphere and lithosphere, their organic carbon storages are 560Pg C, 1 400~ 1 500Pg C, 2.0×10^7 Pg C respectively, and carbon storages of fossil fuels in lithosphere are about 5 000~ 10 000Pg C. Organic carbon storages of forest, grassland, desert, tundra, wetland and farmland in the terrestrial biosphere are 422Pg C, 92.6 Pg C, 5.9 Pg C, 9.0 Pg C, 7.8 Pg C, 21.5 Pg C respectively. The "Missing sink" of CO_2 at atmosphere is about 0.7~ 3.1Pg C, and the assessing value of 1.7Pg C is generally thought to be satisfactory. It is possible that the "Missing sink" is located in middle latitude region of land in the earth. The fluxes of CO_2 (Source) from LUCC (Land use/cover change) are between 0.6 and 3.6Pg C, and results of flux from different researchers have much difference. The value of global source and sink of CH_4 is (535 ± 125) Tg CH_4/a and (560 ± 100) Tg CH_4/a respectively. Some studies show that increasing concentration of CO_2 in atmosphere can increase NPP of vegetation. The dynamic models of terrestrial carbon cycling have been developed recently, and the effect of LUCC and the coupling of cycling of C, N, P and S have been paid more attention to in these models.

Key words: terrestrial carbon cycle; source; sink; model of carbon cycle