

碳汇估算方法研究进展 Progress of Research and Prospect on Evaluation Methods of Carbon Sink

廖培涛¹, 蒋忠诚², 罗为群², 尹辉²

LIAO Pei-tao¹, JIANG Zhong-cheng², LUO Wei-qun², YIN Hui²

(1. 广西水文地质工程地质队, 广西柳州 545005; 2. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西桂林 541004)

(1. Water Engineering Geological Party of Guangxi, Liuzhou, Guangxi, 545005, China; 2. Institute of Karst Geology, CAGS, Guilin, Guangxi, 541004, China)

摘要:从森林碳汇估算方法、林下-土壤碳汇估算方法、土壤碳汇估算方法、岩石-流域碳汇估算方法和海洋碳汇估算方法 5 个方面综述近年来国内外学者对于碳汇估算方法的研究现状。认为目前碳汇估算方法研究中还存在基础理论仍落后于实践、碳汇估算结果存在较大的差异、碳汇模型不够精确、基础数据的采集工作欠缺和岩石圈碳汇研究有待深入等不足, 建议从建立大尺度的碳汇信息系统、改进空间采样方法及精度、加强¹⁴C 等放射性碳同位素的应用 3 个方面对碳汇估算方法进行深入研究。

关键词: 碳汇 估算 方法 进展

中图分类号: P593 文献标识码: A 文章编号: 1002-7378(2011)01-0039-05

Abstract: Based on the progress in research on five aspects of evaluation methods of carbon sink studied by both home and abroad scholars in recent years, including evaluation methods of forest carbon sink, evaluation methods of subjacent forest-soil, evaluation methods of soil, evaluation methods of rock-watershed and evaluation methods of sea, the paper points out that five deficiencies exist in the current research, such as the lag of the basic theory behind the practice, big difference in evaluation results of carbon sink, existing issues on evaluation results from carbon sink models, lack of basic data collection and lack of research on carbon sink in lithosphere. Three aspects of future research are proposed, including establishing large scale carbon sink information system, improving spatial sampling methods and accuracy, and promoting the application of radioactive carbon isotope(¹⁴C).

Key words: carbon sink, evaluation, methods, progress

人类活动已导致大气 CO₂ 浓度急剧增加, 所产生的温室效应及全球气候变化已引起全世界各国的高度关注^[1]。2005 年《京都议定书》中 3 种减排机制的正式生效, 标志着世界各国政府在不同层面上接受了具有法律约束力的温室气体增汇减排义务, 碳汇的估算因此成为适应全球变化和增汇减排机制研究中的重要内容^[2]。随着国内外学者对地球各圈

层碳汇研究的不断深入, 碳失汇问题的提出, 使全球各大碳源汇所在地及其通量的研究成为当前研究的热点。李玉强等^[3]提出大气、海洋和陆地生态系统是人工源 CO₂ 的 3 个可能的容纳汇, 其中, 陆地生态系统因固碳植被丰富多样、土壤圈固碳能力强而呈现出碳汇量的复杂性和不确定性; 徐小春等^[4]认为碳失汇的主因与北方陆地森林生态系统对碳的固定、海洋对碳的吸收、岩石圈中 CaCO₃-H₂O-CO₂ 系统(岩溶动力系统)对碳的吸收, 以及陆地上碳库的转移有关。为揭开碳失汇黑箱之谜, 找寻及估算北半球隐存的巨大碳汇及其通量, 国内外学者针对碳汇及其估算方法作了大量的研究, 然而, 碳汇估算方

收稿日期: 2010-07-15

修回日期: 2010-11-08

作者简介: 廖培涛(1963-), 男, 高级工程师, 主要从事水文地质、环境地质、碳循环及生态调查研究。

法的不确定,量化指标的不统一,实测数据的可信度及误差等因素,却导致各圈层碳汇估算结果存在较大的差异^[6]。因此,加强碳汇估算研究,不仅能揭示不同环境背景下碳循环的机理、碳通量的差异,还能为我国增汇减排任务的顺利完成提供科学依据。

1 研究现状

1.1 森林碳汇估算方法

在森林生态系统碳汇研究中,曾产生过许多半经验半机制模型,如:Thorntwaite Memorial模型和MIAMI模型等经验模型,BIOME模型、MAPSS模型、CENTURY模型、BIOME-BGC模型、CASA模型等机制模型,Holdridge生命地带模型和Chikugo模型等^[6]。近年来,在森林碳汇估算方面取得了一定的进展,如Goulden^[7]等利用涡度相关法对温带落叶阔叶林与大气间的二氧化碳交换量进行了5年的观测,研究表明:1991~1995年间该温带森林系统每年从大气吸收碳1.4~2.8 Mg C/m²,北半球的陆地生态系统与大气间二氧化碳中碳的交换量的变化幅度为1Pg C左右;曹明奎等^[8]应用CEASA模型估算了中国陆地生态系统的碳通量,估算结果表明1981~1998年间,NEP大致为0.07Gt/a;何友军^[9],田育新^[10]等以湖南省长防林一期工程碳汇量作为研究对象,提出了湖南省长防林的碳汇量估算公式: $C_{\text{总}} = K(C_1 \times S_1 + C_2 \times S_2 + \dots + C_n \times S_n)$,式中 C 为湖南省长防林年碳汇量,单位为 t ; K 为生物量碳密度,取 $k=0.5$; C_n 为该年第 n 个林分类型单位面积的生物量增量,单位为 t/hm^2 ; S_n 为该年第 n 个林分类型的面积,单位为 hm^2 。森林碳汇的研究相比其他领域的碳汇来说起步较早,展开的研究较多也较为深入,特别是森林生态系统的半经验半机制碳汇模型,可以宏观地估计某一块林区的碳汇量,为林区碳汇的量化提供了科学依据。

1.2 林下-土壤碳汇估算方法

Raich和Nadelhoffer^[11]于1989年提出基于质量守恒定律的碳平衡法来间接推算森林地下碳分配值(TBCA),这是目前研究TBCA中广泛使用的方法^[12]。Davidson E A等^[13]在森林-土壤碳汇碳通量估算方面,以碳平衡法为基础,提出了改进模型: $FS + FE = FA + TBCA + \Delta[CS + Cr + CL]/\Delta t$; $TBCA = FS + FE - FA - \Delta[CS + Cr + CL]/\Delta t$,其中, FS 、 FE 、 FA 和 $\Delta[CS + Cr + CL]/\Delta t$ 分别为土壤呼吸通量、碳淋滤量、地上凋落物碳归还量、地

下碳库变化量。林下-土壤碳汇的估算空间介于森林碳汇和土壤碳汇之间,其研究主要基于碳的守恒定律来得到估算结果,可以弥补林下-土壤的碳汇估算方面的不足,对碳失汇的探寻及研究有一定的实际意义。

1.3 土壤碳汇估算方法

近年来,土壤有机碳库及其空间分布特征已成为我国研究的热点^[14,15],如李长生等^[16]利用DNDC模型对中国农田1980~2000年间农田温室气体排放进行模拟计算,结果表明20年间中国农田 CH_4 的年排放量平均减少了 $5 \times 10^6 \text{ t}$,并指出如果我国秸秆还田比例由15%增加到80%,则农田土壤碳储量将增加 $1.75 \times 10^8 \text{ t/a}$,这是一个相当可观的数字。甘海华等^[17]用地理信息系统软件ARC/INFO将1:100万广东省土壤图数字化,建立以土属为单位的空间数据库;然后计算各土壤土属的每个土层的有机质含量;选取该土属内所有土种的典型土壤剖面,按照土壤发生层分别采集土壤有机质的含量、土层厚度、容重等数据,计算出每个土层的土壤有机质平均含量和土层平均深度及平均容重等,建立土壤有机质的属性数据库;利用ARC/INFO的空间分析功能估算广东省各类土壤的有机碳储量,其估算公式为: $C_i = 0.58 S_i \sum (H_j O_j W_j)$,式中, i 为土壤类型, C_i 为第 i 种土壤类型的有机碳储量(t),0.58为碳含量由有机质含量乘以Bemmelen换算系数, S_i 为第 i 种土壤类型的面积, H_j 为第 i 种土壤的 j 层的土属平均厚度, O_j 为第 i 种土壤的 j 层的土属平均有机质含量, W_j 为第 i 种土壤的 j 层的土属平均容重。程先富等^[18]研究提出了土壤有机碳密度的概念及相关的模型,为土壤碳汇估算提供了依据,其中有机碳估算模型为: $D = \sum_{i=1}^n (1 - \theta_i) \times \rho_i \times C_i \times T_i / 100$,式中 D 为某一采样点土种土壤有机碳密度(kg/m^2), n 为土层数量, θ_i 为第 i 层 $>2\text{mm}$ 砾石含量(%), ρ_i 第 i 层土壤密度(g/cm^3), C_i 为第 i 层有机碳含量(g/kg), T_i 为第 i 层土层厚度(cm);土壤有机碳储量估算模型为: $C = \sum_{i=1}^n \text{DOC}_i \times S_i / 1000$,式中 C 为区域内某土属土壤有机碳储量(t), S_i 为区域内某土属图斑面积(m^2), n 为区域内某土属图斑数量。我国幅员辽阔,农田面积广大,运用土壤分布图及剖面实地采样相结合的方法来研究我国的土壤有机碳库及其空间分布特征,对于我国土壤碳汇量的估算具有实际的意义。

1.4 岩石-流域碳汇估算方法

流域内的物理-化学风化过程的碳汇现象引起了国际上的关注。据估计,全球以 HCO_3^- 形式消耗的 CO_2 高达 $0.29 \times 10^9 \text{ t}^{[19,20]}$,我国的岩石风化消耗大气 CO_2 的量估算如表 1 所示,可见岩石圈的固碳能力是相当可观的。从前人的研究中,以流域为单位的岩石化学风化固碳量的估算方法已取得一定的进展,其估算方法大致可以分为动力学方法、溶蚀测量法和水化学方法 3 类^[21,22]。其中,动力学方法主要从反应物或产物的浓度与时间的关系出发,获得反应动力学参数,如反应速率常数、活化能等,再通过这些参数来表征体系的反应速率,探讨反应机理;具有代表性的动力学模型有 PWP 模型、DBL 模型和 Step-Link 模型等。单纯的化学动力学方法虽然在微观机理认识方面具有优势,但是由于缺乏充足的现场数据支持,未充分考虑现场的各种因素的影响,因此在区域以及全球尺度上研究风化溶蚀等宏观过程的模拟方面效果并不是很理想。溶蚀测量法通过直接测定溶蚀量,建立溶蚀速率模型,为不同环境、地质、生态、气候等自然条件下的溶蚀速率预测提供依据,并进而估算岩溶作用过程中消耗的大气 CO_2 。溶蚀试片法主要在标准的石灰岩试片或样点岩石上进行溶蚀速率观测,获得标准岩石的溶蚀规律;但是大自然中的岩石性质多种多样,以标准试片或样点岩石的溶蚀速率代表所有岩石的溶蚀速率,必然会导致岩石类型概括以及研究尺度转换上的误差。水化学方法是直接计算 CO_2 的吸收量和碳汇率,其计算公式为: CO_2 吸收量=碳汇模数×流域面积,碳汇模数=(CO_2 的碳汇率×流量)/流域面积,碳汇率=(泉水排碳率-雨水降碳率)=(泉水碳浓

表 1 风化消耗 CO_2 估算统计^[22]

岩石类型	分布面积 (km ²)	平均 CO_2 消耗量 ($10^3 \text{ mol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$)	风化吸收 CO_2 总量 ($10^8 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$)	风化吸收 CO_2 总量 ($10^3 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1}$)	风化吸收碳总量 ($10^3 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1}$)
变质岩与深成岩类	1521131	31.162	474.01	1896.07	568.82
酸性火山岩	1279124	92.144	1178.64	4714.53	1414.36
玄武岩	181482	157.318	285.50	1142.00	342.60
砂层与砂岩	3799195	45.879	1743.03	6972.13	2091.64
页岩类	793411	238.824	1894.86	7579.43	2273.83
碳酸盐岩类	994854	623.887	6206.76	24827.07	7448.12
蒸发岩	51200	10.175	5.21	20.83	6.25
总和	8620397	136.750	11788.01	47152.06	14145.62

度一降雨贡献的碳浓度),其中, CO_2 的碳汇率可通过阳离子法和阴离子法求得,这两种计算碳汇率的方法侧重点各有不同,然而, CO_2 输出量的计算有可能因风化作用、生物呼吸作用等因素而难以准确估算^[23]。

由于流域内岩石风化固定的大气 CO_2 最终将汇入河流或海洋,因此岩石碳汇的估算可以通过测量泉口或流域出口处流水所携带的溶质(如 HCO_3^- 、 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+})离子浓度、泉域或流域的径流量,来计算河流携带的各种离子总量,同时参考流域内的岩石分布情况估算各类岩石的风化速度,得到岩石风化消耗的 CO_2 的估算量,其计算原理为 1 mol 大气 CO_2 转化为河水中的 1 mol HCO_3^- ,流域盆地内硅酸盐和碳酸盐化学风化对河水中 HCO_3^- 的相对贡献率分别为 X 和 Y ($X+Y=100\%$),河水中 HCO_3^- 的平均浓度为 $Z \text{ mol} \cdot \text{m}^{-3}$,则流域岩石化学风化的大气 CO_2 消耗率(CO_2)ratio 和消耗量(CO_2)quan 的计算公式分别为: (CO_2) ratio = $Z \times Q(X + 0.5Y)/A$, (CO_2) quan = $Z \times Q(X + 0.5Y)$,其中: Q 为年均径流量(m^3), A 为流域面积(km^2)。刘再华^[24]、徐胜友等^[25]采用该方法计算出我国境内经河流输送入海洋的 CO_2 量分别为 $6.577 \times 10^7 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $1.774 \times 10^7 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1}$ 。此外,综合考虑了温度、地形、植被、土壤等多种因素的影响和作用的 GEM- CO_2 模型,在流域碳汇的估算方面得到了广泛应用,其计算公式为: $F_{\text{CO}_2} = a \times Q$,式中, F_{CO_2} 是 CO_2 消耗量($\text{mmol} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$); Q 是岩石表面的水流量($\text{L} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$),为降水量与蒸发量的差值; a 为经验系数,因不同的岩石类型而不同^[19,20](表 2)。邱冬生等^[22]运用 GEM- CO_2 模型估算得出全球岩石风化消耗的土壤/大气 CO_2 量为 $0.26 \times 10^9 \text{ t} \cdot \text{a}^{-1}$ 。当前需要解决的问题是 GEM- CO_2 模型在不同自然环境、不同流域研究中的适用性,以便准确地预测风化速率和估算出岩石化学风化消耗大气 CO_2 的量。GEM- CO_2 模型没有考虑环境背景影响因素,包括气候、地形、地貌、植被、土壤等对风化速率的综合影响,而这部分工作将有利于模型在不同自然环境、不同流域研究中的推广。

表 2 GEM- CO_2 模型系数^[19,20]

岩石类型	a	岩石类型	a
变质岩及深成岩类	0.095	页岩类	0.627
酸性火山岩	0.222	碳酸盐岩类	1.586
玄武岩	0.479	蒸发岩类	0.293
砂层与砂岩类	0.152		

1.5 海洋碳汇估算方法

海洋在调节全球气候方面,特别是在减缓 CO₂ 等温室气体效应方面作用巨大^[26,27],所以区域性以及全球海洋是吸收(汇)还是排放(源)CO₂就显得非常重要。自20世纪70年代以来,海洋碳汇主要通过示踪剂校准的箱式模型、一般环流模式(GCMS)、示踪剂、现场 DIC 和 DI¹³C 测量计算、大气时间序列 O₂/N₂ 和 ¹³C 计算和海-气界面净通量的全球集成这6种方法进行估算^[28,29]。此外,海洋 DOC 的测定方法主要有化学氧化法、干式消化法和高温催化氧化法(HTCO),其中化学氧化法包括湿化氧化法和紫外光化学氧化法^[30]。近年来,刘立芳^[31]等采用基于 Stokes 原理的沉降法对分级后的黄河利津水文站悬浮颗粒物样品进行不同粒径 TSS 中 POC 的人海日通量进行测量,并在此基础上,用多元线性回归法对数据进一步处理,准确得到样品中不同粒径 TSS 中 POC 的含量。尽管国内外学者对海洋碳汇模型进行了较深入的研究,但是因模型各参数本身受海洋自身的气候、洋流等自然条件的影响较大,其估算的准确性难免受到制约。

2 存在不足

过去对全球碳汇估算的研究侧重于森林和土壤,相比之下,对岩石圈-水圈系统中碳汇的研究没有引起足够的重视,尤其是岩溶区以流域为单位的碳酸盐岩碳汇研究不够深入。目前国内外关于地球各圈层进行碳汇估算时,受自然条件和社会因素的制约、碳通量估算中量化的复杂性、以及研究工作投入的不足,导致量化精度及效度尚存在不少问题^[32]。

2.1 基础理论仍然落后于实践

当前相关学者对碳汇的科学内涵及成因机制虽有较清楚的认识,但是对于碳汇的估算方法仍没有达成普遍共识。一方面,北半球碳失汇的原因及碳失汇所在地仍有待进一步探索;另一方面,岩石圈-水圈的大尺度碳汇估算结果,却因区域自然环境和社会条件的复杂性、研究的投入和深度不够等因素而难以保证其量化的精准性。我国是一个岩溶大国,岩溶面积多达 $344 \times 10^4 \text{ km}^2$, 占国土面积的 $1/3$ ^[33]。如何把握住我国岩溶碳汇的广阔前景需要基础理论的探索和实践;此外,现有的森林、土壤、海洋等碳汇评估方法在精度、准确度及适用性方面仍然急需加强研究。

2.2 碳汇估算结果存在较大差异

全球各圈层碳汇估算系统的不一致,采样方法的差异,以及碳汇估算方法和参数估计方法的不统一,实测数据的不充分且缺乏实时、连续的定点定量观测数据以及取样点自然社会条件的差异性,使目前的碳汇估算结果存在着较大的差异。其中,自然因子中的气候、母岩、土壤、植被、水文和土地利用状况等因子对土壤碳汇及碳通量的综合影响也很难精确估算;此外,取样点缺乏代表性及统计资料的来源不一,也会引起碳汇的估算结果出现差异。由于不同尺度上的影响因子及主要控制因子本身存在一定的差异,使得碳汇评估模型难以在较大尺度的范围内得到推广。

2.3 碳汇模型不够精确

用模型估算不同圈层的碳汇,存在着一定的假设条件和适用范围,目前在假设条件下估算的碳汇结果与真实情况究竟有多少差距,以及如何将碳汇评估模型进行有效性推广仍有待进一步研究,因此,如何建立可以适用于大尺度大范围的简单易行的碳汇评估模型及各参数的估计及校正方法是急待解决的关键问题。现有的模型大多仅反映了影响某个研究区域的主导因子碳汇估算模型,然而,在综合因子的考虑上,特别是对于人类活动影响的定量描述还很不充分,亦没有将全球碳汇及对全球变化的反馈体现出来,碳失汇之谜也没有得以解答。据此,建立基于主导影响因子及其多种环境因素的碳汇动态估算模型是精确把握碳通量以及评价碳汇与其所处环境之间的响应结果的关键。

2.4 基础数据采集工作欠缺

尽管目前各国学者对碳汇估算的结果及精度高度重视,也采用“3S”技术对各地区各圈层碳汇估算研究展开了大范围的调查工作,但是由于不同的学者采样点不统一,监测指标的主观性较强,监测精度存在差异以及受遥感解译误差的影响,导致各学者获取的监测数据出现较大的差异。这样既不利于大尺度监测结果的完整性统计和比较,也不利于长期连续碳汇动态数据库的建立。

2.5 岩石圈碳汇研究有待深入

岩石圈碳汇过程因地域性特征存在着一定的差异性和复杂性,即使是同一流域内的不同地段,也表现出岩石、植被的多样性、降水过程的不确定性、降水量和径流量的不均一性等,因此如何精确估算岩石圈固碳量仍有待深入研究。目前,基于岩石圈-河流碳化学特征的量化研究主要集中在碳的输移方

面;而从风化作用出发,探讨降雨、地形、气候和水文等综合因素条件作用下的岩石圈对大气 CO₂ 的消耗及其输送的研究尚处在起步阶段。另外,关于岩溶区碳酸盐岩对空气二氧化碳的吸收量及随地下水汇入落水洞或溶洞中蓄集的碳汇量仍有待深入研究。

3 建议

结合目前碳汇估算研究进展及现存的一些不足,考虑到碳汇估算研究涉及到自然和社会等多领域科学问题,建议在未来的碳汇估算研究中侧重如下3个方面。

3.1 建立大尺度的碳汇信息系统

以“3S”技术、野外实地调查等手段为基础,建立大尺度的各圈层碳汇信息系统、碳汇动态演变及预测系统和辅助校正系统。针对不同地区的碳汇估算研究,要提出适宜大范围推广的半经验半机制模型,并合理运用模型参数的设置和量化取值的变化等来定时定量地调控不同自然条件和社会经济条件地区的碳汇估算结果,并根据自然条件的变化、社会条件、人为活动对碳汇的影响来改变模型参数及取值,并通过实地监测及自动二氧化碳监测取得的结果对各参数和取值进行校正,同时实时监测同一地区碳汇及碳通量的变化,依据监测和预测模型结果,为碳汇估算方法的改进及增汇减排决策提供科学依据。

3.2 改进空间采样方法及精度

在采样的选点方面,要选择具有代表性的采样点,并推进观测采样和度量计算方法的规范化和完善化,在大尺度碳汇估算的原始采样方面,可以适当扩充采样地点,积累更为连续和完整的各类碳汇调查数据,做好不同时空尺度上数据的整合和集成工作,考虑多方面影响因子的综合作用,提高对碳汇量及碳通量估算的准确性。

3.3 加强¹⁴C等放射性同位素的应用

¹⁴C等放射性同位素可以广泛应用于各圈层的碳通量估算,尤其适合岩石圈-水圈的碳汇及各子系统碳迁移量的估算。如碳酸盐岩在溶解过程中,吸收了一定量的空气二氧化碳,并以地表及地下两种方式将碳输移至河道及落水洞、溶洞之中。一般说来,流入河道的碳大部分将最终汇入海洋,然而流入落水洞及溶洞之中的碳则可以通过固结成钟乳石、钙华等或以二氧化碳气体的形式富积于落水洞及溶洞内,该岩溶碳汇的时空格局及碳通量也因此更趋

复杂。若能极大程度地发挥¹⁴C等放射性同位素的示踪功能,将有助于推动碳迁移机制、输移量及其动态变化等方面的深入研究,为岩溶碳汇的理论与实践提供科学依据。

参考文献:

- [1] Hughen K, Lehman S, Southon J, et al. ¹⁴C activity and global carbon cycle changes over the past 50000 years [J]. *Science*, 2004, 303: 202-207.
- [2] 方精云, 朴世龙, 赵淑清. CO₂ 失汇与北半球中高纬度陆地生态系统的碳汇[J]. *植物生态学报*, 2001, 25(5): 594-602.
- [3] 李玉强, 赵哈林, 陈银萍. 陆地生态系统碳源与碳汇及其影响机制研究进展[J]. *生态学杂志*, 2005, 24(1): 37-42.
- [4] 徐小锋, 宋长春. 全球碳循环研究中“碳失汇”研究进展[J]. *中国科学院研究生院学报*, 2004, 21(2): 145-152.
- [5] 徐永荣, 王斗天, 冯宗炜, 等. 天津滨海几种人工植被的碳汇作用研究[J]. *华中农业大学学报*, 2003, 22(6): 603-607.
- [6] 杨洪晓, 吴波, 张金屯. 森林生态系统的固碳功能和碳储量研究进展[J]. *北京师范大学学报: 自然科学版*, 2005, 41(2): 172-177.
- [7] Goulden M L, William Munger J, Fan SM, et al. Exchange of carbon dioxide by a deciduous forest: Response to inter-annual climate variability[J]. *Science*, 1996, 271: 1576-1578.
- [8] 曹明奎, 陶波, 李克让, 等. 1981~1998年中国陆地生态系统碳储量的年际变化[J]. *植物学报*, 2003, 46: 552-560.
- [9] 何友军, 陈晓萍, 叶小施, 等. 湖南长防林一期工程碳汇量评价研究[J]. *湖南林业科技*, 2004, 31(1): 12-14.
- [10] 田育新, 李锡泉, 蒋丽娟. 湖南一期长防林碳汇量及生态经济价值评价研究[J]. *水土保持研究*, 2004, 11(1): 33-37.
- [11] Raich J W, Nadelhoffer K J. Belowground carbon allocation in forest ecosystems: global trends[J]. *Ecology*, 1989, 70(5): 1346-1354.
- [12] 陈光水, 杨玉盛, 刘乐中. 森林地下碳分配(TBCA)研究进展[J]. *亚热带资源与环境学报*, 2007, 2(1): 34-42.
- [13] Davidson E A, Savage K, Bolstad P, et al. Belowground carbon allocation in forests estimated from litterfall and IRGA-based soil respiration measurements [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2002, 113: 39-51.
- [14] 王绍强, 周成虎, 李克让, 等. 中国土壤有机碳库及空间分布特征分析[J]. *地理学报*, 2000, 55(5): 533-544.
- [15] 孙秀丽, 许信旺, 薛芳. 增加农田土壤碳汇效应研究进展[J]. *池州学院学报*, 2009, 23(3): 80-83.
- [16] 李长生, 肖向明, Froilking S. 中国农田的温室气体排放[J]. *第四纪研究*, 2003, 23(5): 493-503.

- [22] 张彦文. N-甲基-D-天门冬氨酸受体在学习记忆中的作用研究进展[J]. 第三军医大学学报, 2004, 26: 266-268.
- [23] Nakazawa K, Quirk M C, Chitwood R A, et al. Requirement for hippocampal CA3 NMDA receptors in associative memory recall [J]. *Science*, 2002, 297: 211-218.
- [24] 徐淑君, 沈海清, 陈中, 等. 大鼠海马 NMDA 受体 NR1 亚单位蛋白的基础表达量与学习记忆相关[J]. 浙江大学学报: 医学版, 2003, 32(6): 465-469.
- [25] 王玉兰, 许铁军, 樊红彬, 等. 生后早期大鼠海马 NMDA 受体亚单位 NR1、NR2A 和 NR2B 的表达变化[J]. 神经解剖学杂志, 2003, 19(4): 413-418.
- [26] 张彦文. N-甲基-D-天门冬氨酸受体在学习记忆中的作用研究进展[J]. 第三军医大学学报, 2004, 26(3): 266-268.
- [27] Clayton D A, Browning M D. Deficits in the expression of the NR2B subunit in the hippocampus of aged Fisher 344 rats[J]. *Neurobiology of aging*, 2001, 22: 165-168.
- [28] 李玺, 袁海峰, 张智燕. 脑内康对 AD 模型小鼠脑内 NMDA 受体亚单位 NR2B 表达的影响[J]. 中国医药学报, 2004, 19(1): 11-14.
- [29] Zhang Jiawei, Ye Guilan. Recent advances in the study of long-term potentiation (part 2) - transgenic study of LTP[J]. *精神疾病与卫生*, 2002, 2(4): 45-249.
- [30] 刘燕强, 顾景范. 缺锌对大鼠脑组织游离氨基酸和突触膜 N-甲基-D-天门冬氨酸受体含量的影响[J]. 南开大学学报, 2003, 36(2): 21-26.
- [31] 黄育文, 余建, 陈中. 中枢组胺对学习记忆的作用[J]. 医学与工程, 2002, 4(1): 44-46.
- [32] 张晓春, 左萍萍, 葛秦生. 雌激素类药物对去卵巢大鼠认知功能的影响[J]. 生殖医学杂志, 2001, 10(3): 135-140.
- [33] Wei Sun, Eduardo Mercado, Ping Wang, et al. Changes in NMDA receptor expression in auditory cortex after learning[J]. *Neuroscience Letters*, 2005, 374: 63-68.
- [34] 朱启文, 王大鹏, 杨宇, 等. 宽频噪音对谷氨酸中毒损伤 AD 模型大鼠不同脑区 NMDAR1 ($\zeta 1$)、NMDAR2A($\epsilon 1$)亚基表达的影响[J]. 中国应用生理学杂志, 2004, 20(1): 61-65.
- [35] 黄辉, 阮怀珍, 吴喜贵, 等. 低压低氧对大鼠海马神经元 NMDA 受体发育影响的研究[J]. 第三军医大学学报, 2001, 23(6): 655-657.
- [36] 姚国恩, 王景周, 陈曼娥. 血管性痴呆大鼠认知障碍的 NMDAR 机制研究[J]. 第三军医大学学报, 2002, 24(12): 1408-1410.

(责任编辑: 韦廷宗)

(上接第 43 页)

- [17] 甘海华, 吴顺辉, 范秀丹. 广东土壤有机碳储量及空间分布特征[J]. 应用生态学报, 2003, 14(9): 1499-1502.
- [18] 程先富, 谢勇. 基于 GIS 的安徽省土壤有机碳密度的空间分布特征[J]. 地理科学, 2009, 29(4): 540-544.
- [19] Amiotte-suchet P, Probst J L. Modelling of atmospheric CO₂ consumption by chemical weathering of rocks: application to the Garonne, Congo and Amazon basins [J]. *Chem Geol*, 1993, 107: 205-210.
- [20] Amiotte-suchet P, Probst J L. A global model for present day atmospheric/soil CO₂ consumption by chemical erosion of continental rocks (GEM-CO₂) [J]. *Tellus B*, 1995, 47: 273-280.
- [21] 刘建栋, 胡泓, 张龙军. 流域化学风化作用的碳汇机制研究进展[J]. 土壤通报, 2007, 38(5): 998-1003.
- [22] 邱冬生, 庄大方, 胡云锋. 中国岩石风化作用所致的碳汇能力估算[J]. 地球科学——中国地质大学学报, 2004, 29(2): 177-183.
- [23] 刘玉, 刘德深, 沈立成. 花岗岩地区碳汇计算及影响因素研究[J]. 地球化学, 2008, 37(3): 281-289.
- [24] 刘再华. 碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO₂ 沉降的贡献[J]. 中国岩溶, 2000, 19(4): 293-300.
- [25] 徐胜友, 蒋忠诚. 我国岩溶作用与大气温室气体 CO₂ 源汇关系的初步估算[J]. 科学通报, 1997, 42(9): 953-955.
- [26] 宋金明, 詹滨秋. 海水中溶解有机碳 (DOC) 的测定[J]. 海洋湖沼通报, 1992, 3: 34-40.
- [27] 宋金明. 海洋沉积物中的生物种群在生源物质循环中的功能[J]. 海洋科学, 2000, 24(4): 22-26.
- [28] 宋金明. 海洋碳的源与汇[J]. 海洋环境科学, 2003, 22(2): 75-80.
- [29] Wallace D W R. Introduction to special section: ocean measurements and models of carbon sources and sinks [J]. *Global Biogeochemical Cycle*, 2001, 15(1): 3-10.
- [30] 林建荣, 李骁麟, 陈蔚芳. 海洋溶解有机碳——从采样到分析[J]. 海洋与湖沼, 2008, 39(6): 604-611.
- [31] 刘立芳, 张龙军, 张向上. 黄河利津水文站不同粒径悬浮颗粒物中有机碳含量的研究[J]. 中国海洋大学学报, 2006, 36(增刊): 126-130.
- [32] 周国模, 刘恩斌, 余光辉. 森林土壤碳库研究方法进展[J]. 浙江林学院学报, 2006, 23(2): 207-216.
- [33] 刘仙, 蒋勇军, 况明生. 西南岩溶石漠化区水土保持研究新进展[J]. 亚热带水土保持, 2009, 21(2): 20-23.

(责任编辑: 韦廷宗)