



中国泥炭地土壤碳库估算: 方法、进展与展望

刘滨^{1,2}, 刘汉向^{1,2*}, 贾佳^{1,2*}

1. 浙江师范大学地理与环境科学学院, 金华 321004;

2. 金华市流域地表过程与生态安全重点实验室, 金华 321004

* 联系人, E-mail: liuhanxiang@zjnu.edu.cn; jjaj@zjnu.edu.cn

2023-10-21 收稿, 2023-12-07 修回, 2024-01-26 接受, 2024-02-01 网络版发表

国家自然科学基金(42001081)资助

摘要 泥炭地土壤碳储量占到了全球土壤碳库的1/3, 与气候变化的关系密切. 这一背景下, 泥炭地土壤碳库的大小及变化受到了学者的广泛关注. 本文聚焦泥炭地土壤碳库估算, 梳理不同估算方法的原理及优缺点, 对比不同研究中我国泥炭地的分布、面积及碳库估算大小, 并对我国不同区域泥炭地土壤碳库形成的主要驱动因子进行探讨. 评述了目前的研究进展及存在的问题, 并展望了未来泥炭地土壤碳库的研究思路, 以期为准确估算我国泥炭地土壤碳库提供方法论参考, 为我国实施“双碳”(碳达峰、碳中和)战略提供科学支撑.

关键词 泥炭地, 土壤碳库, 中国, 碳达峰与碳中和

泥炭地是陆地生态系统中的重要碳库, 据联合国环境规划署2022年发布的《全球泥炭地评估: 世界泥炭地现状》(<https://www.unep.org/resources/global-peat-lands-assessment-2022>)显示, 全球泥炭地面积约为 $4.88 \times 10^6 \text{ km}^2$, 只占据了全球陆地面积(约 $149 \times 10^6 \text{ km}^2$)的3%~4%, 却含有地球上1/3的土壤碳, 是地球森林生物量中碳含量的2倍. 湿地植被通过光合作用吸收大气中的 CO_2 并以有机质的形式保存下来, 植物死亡后产生的凋落物在积水环境中缓慢分解并释放出 CO_2 和 CH_4 等温室气体, 当凋落物不完全分解、堆积时就会和其他矿物质等结合形成泥炭累积^[1,2]. 这意味着从大气中固定的 CO_2 并不会全部返回到大气, 而是有一部分保存在了泥炭地中, 从而减缓了大气中温室气体的增加.

自20世纪90年代以来, 学者为估算全球泥炭地的碳库开展了大量工作, 取得了共识性的结论: 全球泥炭地碳库在450~650 Gt C(十亿吨碳)之间^[3~6], 北方泥炭地的碳储量占到了全球泥炭地的90%^[5]. 但Nichols和Peteet^[7]评估的全球泥炭地碳库超过了1000 Gt C, 是之前

认识的2倍, 主要是因为他们采用的数据集标准和计算方法与其他研究者存在差异, 目前泥炭地碳累积速率和碳库的计算和评估主要通过烧失量方法获得基本数据^[5,8], 而Nichols和Peteet^[7]基于沉积物的沉积速率推算碳累积速率. 20世纪80年代, 原地质矿产部对中国各省市的泥炭储量进行了调查, 得出中国的泥炭地面积为 $1.04 \times 10^4 \text{ km}^2$, 泥炭资源量为4.687 Gt C^[9]. 刘子刚等人^[10]根据此次泥炭资源调查的结果, 估算出四川省泥炭地有机碳储量最多, 为0.65 Gt C; 其次云南省为0.29 Gt C; 黑龙江省、西藏自治区、甘肃省、江苏省和安徽省介于0.05~0.1 Gt C之间, 其他省区则小于0.05 Gt C. 由于当时交通、技术的限制, 原地质矿产部的调查覆盖度不大, 且距现在时间较久, 泥炭地分布及面积也发生了变化. 基于此, 2014年国家林业和草原局同样以行政区划为单位启动了全国11个重点省区的泥炭地碳库调查, 目前还在进行当中, 但是该项调查只能获得当下状态, 无法获得泥炭地形成以来的碳库变化动态, 难以明确泥炭地碳库形成及变化的气候环境机理.

引用格式: 刘滨, 刘汉向, 贾佳. 中国泥炭地土壤碳库估算: 方法、进展与展望. 科学通报, 2024, 69: 1613–1624

Liu B, Liu H X, Jia J. Estimation of China's peatland carbon stocks: Approaches, progress, and prospects (in Chinese). Chin Sci Bull, 2024, 69: 1613–1624, doi: 10.1360/TB-2023-1071

因此,从自然生态系统上来讲,亟须厘清我国各生态系统的碳库大小、动态变化及其气候环境驱动机理。值得注意的是,尽管目前泥炭地作为优良的地质档案取得了很多的成果,但我国泥炭地土壤碳库的估算研究数据仍然支撑不足。本文拟通过系统对比泥炭地土壤碳库不同估算方法的优缺点和不同碳库估算研究进展,厘清碳库形成的气候环境机理,为更准确评估我国泥炭地土壤碳库提供研究思路和方法论参考。

1 泥炭地土壤碳库估算方法

目前泥炭地土壤碳库的估算方法主要有3种,分别是泥炭体积法(peat volume approach)、碳密度法(carbon density approach)和时间历程法(time history approach)。其中泥炭体积法和碳密度法是把泥炭等分为小单元;而时间历程法是把时间进行等分,计算单位时间间隔的泥炭地碳库。3种估算方法均有各自的优缺点和不确定性来源。

1.1 泥炭体积法

泥炭体积法是根据某一泥炭地面积、泥炭层平均深度、平均干容重、有机质含量以及有机质含碳量计算泥炭地碳库,多个泥炭地碳库相加得出总碳库。该方法的重点在于对泥炭层平均深度的判断。天然泥炭地的体积是不规则的,因此在野外调查期间对于泥炭层深度的判断具有很大的主观性和随机性,一般以泥炭地中心处的泥炭层厚度和边缘的泥炭层厚度的平均值作为该泥炭地的平均泥炭层深度。整个区域泥炭地的平均泥炭层深度则是基于该区域多个泥炭地的平均深度进行平均。例如:北方、亚北极泥炭地估计的平均深度为2.3 m, Gorham^[3]通过泥炭体积法估算出北方泥炭地的碳库在455 Gt C左右。然而,有研究认为该结果被高估,Turunen等人^[11]同样通过泥炭体积法估算的北方泥炭地的碳库为270~370 Gt C,他们认为Gorham^[3]用的平均干容重有些过高。而Qiu等人^[12]基于泥炭体积法,利用陆面过程模型估计的北方泥炭地碳库为270~540 Gt C,同时认可了Gorham^[3]和Turunen等人^[11]的估算结果。除了北方泥炭地以外,热带地区泥炭地的碳库也有基于泥炭体积法的估算结果,在81.7~91.9 Gt C之间^[6]。该方法用到的相关参数:泥炭地面积、碳含量、容重,均可被直接测量、计算便捷。因此,适用性也较为广泛,然而涉及的泥炭层厚度这一参数,由于实际上的泥炭地厚度分布并不一致,主观上对泥炭地厚度的判定,

易产生较大误差。

$$C_{\text{peat}} = \sum_n (\bar{S}_n \times \bar{H} \times \bar{BD}_n \times C\% \times 10^{-9}), \quad (1)$$

式中, C_{peat} 为泥炭地碳库(Gt C); $\bar{S}_n$ 为某泥炭地面积(m^2); $\bar{H}$ 为泥炭地平均深度(m); $\bar{BD}_n$ 为某泥炭地的平均容重(g cm^{-3}); $C\%$ 为某泥炭地的碳含量。

1.2 碳密度法

碳密度法的重点在于判断某一区域或某一类型泥炭地的平均碳密度(单位面积的碳含量),结合泥炭地体积得出泥炭地碳库,最后将不同区域、不同类型的泥炭地碳库累加求和计算总碳库。如Chen等人^[13]利用碳密度法计算了我国若尔盖地区泥炭地碳库为0.48 Gt C左右;Holden和Connolly^[14]利用碳密度法评估的爱尔兰威克洛山地的泥炭地碳库为2.3 Mt C(Metric ton of carbon),他认为Eaton等人^[15]和Tomlinson^[16]的研究存在着低估(0.45~2.18 Mt C),这是由于他们采用的泥炭层深度较浅、泥炭地面积较小。Warren等人^[17]基于泥炭容重建立了经验方程(适用于有机碳含量>40%的泥炭)来快速地估计碳密度,但是无论是估计的泥炭地碳密度还是测试的碳密度数据,精度一般没有通过容重、有机质含量等参数得出来的碳累积量数据精度高。这些研究案例都是利用较少的碳密度数据就可以获取整个泥炭地的碳密度,计算同样便捷。与泥炭体积法一样也面临着类似的问题,泥炭地碳密度并非均匀分布,主观性均一化易产生较大误差。

$$C_{\text{peat}} = \sum_n (V_n \times \bar{CD}_n) \times 10^{-15}, \quad (2)$$

式中, V_n 为不同区域或类型的泥炭地体积(m^3); $\bar{CD}_n$ 为某泥炭地的平均碳密度(g C m^{-3})。

1.3 时间历程法

时间历程法是建立在泥炭累积时间年表之上的一种算法,计算单位时间段内泥炭地的净碳平衡,求得泥炭地碳库大小。如Yu等人^[5]通过时间历程法以1000年为间隔计算了北方泥炭地的碳库约为547 Gt C,热带泥炭地碳库约为50 Gt C,南方泥炭地碳库大小为15 Gt C。Wang等人^[18]基于每1000年间隔的碳累积速率和泥炭地面积变化,计算了泥炭地净碳平衡,利用时间历程法估算了若尔盖地区泥炭地的碳库约为1.42 Gt C,青藏高原其他区域泥炭地碳库约为0.07 Gt C。结合泥炭地面积的动态变化,时间历程法可以获取泥炭地形

成以来的碳库变化特征,也避免了其他方法评估时泥炭深度空间变化所带来的不确定性,但该方法的前提是须拥有可靠且分辨率较高的年代。

$$C_{\text{peat}} = \sum_n (T_n \times \overline{NCB}_n), \quad (3)$$

式中, T_n 为泥炭地碳累积的时间间隔; $\overline{NCB}_n$ 为泥炭地某段时间间隔内的平均碳累积速率($\text{g C m}^{-2} \text{ a}^{-1}$)。

泥炭地土壤碳库原则上包括有机碳和无机碳两个部分,有机碳、无机碳、总碳均有一定的方法进行测量,有机碳是泥炭地土壤碳库的主要部分。目前泥炭地碳累积速率和碳库的计算、评估基础数据主要通过烧失量方法获得^[5,8],以有机碳为主。碳体积法和碳密度法的计算过程并未考虑泥炭地自身的发育过程,对于有机碳的动态预估存在较大误差,而时间历程法包含泥炭地自发育过程的影响,其泥炭分解速率 α 来源于Clymo^[19]线性分解模型(该模型可模拟泥炭输入速率 ρ 和 α),因此时间历程法的有机碳动态预估比碳体积法和碳密度法精确度更高。

2 中国泥炭地土壤碳库估算进展

国内外对泥炭有机质含量和泥炭层厚度的划分界定并未统一,但从湿地形成积累泥炭的原因和过程出发,有机质含量占30%以上的棕褐色土壤且有一定厚度(一般 $\geq 30 \text{ cm}$)泥炭堆积的地方称为泥炭地(peatland)。有机质含量太低无法与矿物质土进行区分,泥炭层厚度太薄则无法与腐殖层进行区分。泥炭地中碳的来源主要来自植物,如未被完全分解的根、茎、叶、果实、种子等。有机体死亡后,经过生物化学作用的分解、合成与聚集,当生产量大于分解量时,则逐渐积累形成泥炭,大量的有机碳也随着泥炭的沉积保存在泥炭地中。而植物群落的演替受到当地气候环境条件的制约,因此泥炭地土壤碳库的变化可以反映泥炭地的发育过程及气候环境的变迁。

2.1 中国泥炭地面积调查

我国泥炭地的空间分布具有明显的区域差异性,东北的大小兴安岭、长白山地及三江平原是我国泥炭地分布较多的地区,此外还有青藏高原的若尔盖盆地、三江源区、雅鲁藏布江谷地等,长江中下游山地丘陵、云贵高原、天山及阿尔泰山等地区均有泥炭地的分布。

1983~1985年原地质矿产部对全国泥炭资源的调

查表明:我国泥炭地面积共计 1.04 万 km^2 , 占我国陆地面积的0.1%;分布面积最大的地区是若尔盖盆地,为 0.28 万 km^2 ;其次是东北地区,为 0.23 万 km^2 ;云贵高原地区的泥炭地面积也达到了 0.11 万 km^2 之多;东南沿海地区的泥炭地面积较小^[9]。由于原地质矿产部的调查覆盖度不大,且时间较久泥炭地面积也发生了变化。之后的泥炭地面积评估结果均比当时的调查结果大,尤其是Yu等人^[5]和Xu等人^[20]等人的评估显示我国泥炭地的面积比早期的调查结果大了9倍。Lehner和Döll^[21]、Joosten^[4]、Yu等人^[5]、FAO(Food and Agriculture Organization of the United Nations)/IIASA(International Institute for Applied Systems Analysis)/ISRIC(International Soil Reference and Information Centre)/ISSCAS (Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences)/JRC(Joint Research Centre of the European Commission) (<https://www.fao.org/soils-portal/data-hub/soil-maps-and-databases/harmonized-world-soil-database-v12/en/>)和Xu等人^[20]先后评估了全球的泥炭地面积为70.8、379.78、441.35、331.76和423.24万 km^2 ;其中,中国的泥炭地面积为0.05、3.35、10.07、0.52、13.69万 km^2 (图1)。Yu等人^[5]对中国泥炭地面积的统计采用的是牛振国等人^[22]基于1999~2002年的Landsat ETM以及遥感影像的人工解译结果,数据时间较早。对没有数据集的地区,Xu等人^[20]采用联合国粮食及农业组织(Food and Agriculture Organization of the United Nations, FAO)发布的全球土壤数据库(V1.2),估算泥炭地面积,这会包含一些高有机质积累的区域,但是这些区域可能并不是泥炭地,进而可能导致其估算结果被高估。根据格赖夫斯瓦尔德泥沼中心(Greifswald Mire Centre, GMC)公开的全球泥炭地数据(2022, <https://greifswaldmoor.de/global-peatland-database-en.html>),联合国开发计划署

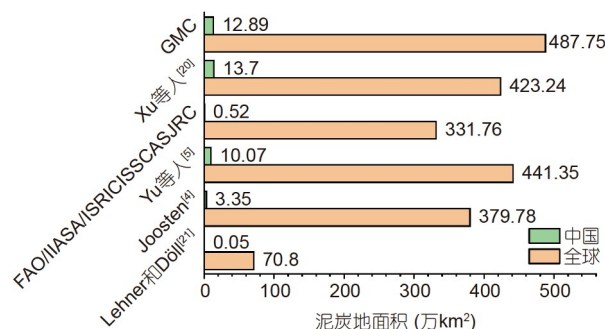


图1 中国泥炭地与全球泥炭地面积对比
Figure 1 Peatland area between China and the World

(United Nations Environment Programme, UNEP)的报告指出中国的泥炭地面积为 $12.88 \times 10^4 \text{ km}^2$, 在Yu等人^[5]和Xu等人^[20]的估算结果之间, 占到了世界泥炭湿地面积(487.75 万 km^2)的2.64%。

早期的泥炭地调查多以人工为主, 耗费的时间、精力巨大, 因此形成周期性观察评估的可能性很小, 而且也容易出现人为主观误差。但这些丰富的泥炭资源资料为我国泥炭地学领域的发展奠定了重要的基础。近年来, 遥感影像监督分类的技术和算法也在快速发展, 使得利用遥感技术识别泥炭地分布及面积的准确率大大增加。路春燕^[23]曾结合遥感数据与雷达数据对东北地区的泥炭沼泽分布状况进行了分析; 刘梦霞^[24]基于Sentinel-1 A SLC雷达影像、Landsat-8 OLI_TIRS和DEM等多元遥感数据, 结合泥炭地碳库调查资料与不同分类算法, 对内蒙古牙克石市的泥炭地的空间分布信息进行了提取。结合人工实地调查和遥感影像, 国家林业和草原局自2014年开始在全国11个重点省区开展了泥炭沼泽碳库调查, 目前仍在进行中。

2.2 中国泥炭地土壤碳储量调查

王春权^[25]依据20世纪80年代原地质矿产部的全国泥炭调查资料计算了我国不同地区的泥炭地碳储量。他指出我国泥炭地总碳储量为0.95 Gt C, 其中云南地区碳储量最多, 为0.139 Gt C, 占到总碳储量的14.6%。但该研究在计算泥炭地碳储量时, 有机质含量均按照50%计算, 这样便抹消了不同省市泥炭地有机质含量的差异, 忽略了泥炭地成碳环境对碳含量的影响。刘子刚等人^[10]同样在20世纪80年代全国泥炭资源调查数据的基础上, 结合中国科学院长春地理研究所(今中国科学院东北地理与农业生态研究所)和有关单位多年来的泥炭调查成果, 估算的我国泥炭地有机碳储量为1.503 Gt C, 相当于我国土壤有机碳总储量0.8%~3%(50~180 Gt C), 占世界泥炭地碳储量的0.23%~0.33%^[5]。其中高原湿润气候区的若尔盖盆地泥炭地有机碳储量为0.63 Gt C, 高原亚干旱气候区的藏南谷地泥炭地有机碳储量为0.053 Gt C; 东北大小兴安岭的泥炭地碳储量为0.049 Gt C, 长白山地为0.048 Gt C, 三江平原为0.015 Gt C; 云贵高原(0.28 Gt C)和长江中下游平原(0.09 Gt C)也是我国有机碳储量丰富的地区; 南温带亚干旱气候区和高原干旱气候区的有机碳储量最少。

若尔盖地区和东北地区是我国泥炭地研究的热点地区, 基于泥炭体积法、碳密度法和时间历程法, 学者

对若尔盖盆地的泥炭地碳库估算在0.39~1.42 Gt C之间^[10,13,18,26~29], 平均约0.75 Gt C(图2)。Wang等人^[18]基于每1000年间隔的碳累积速率和泥炭地面积变化, 利用时间历程法估算了青藏高原其他区域泥炭地碳库约为0.07 Gt C, 但用以估算泥炭地面积变化的基底年龄数据点较少且分布不均。东北地区泥炭地碳库估算为0.14~4.34 Gt C, 平均约1.56 Gt C(图2)。刘子刚等人^[10]以1983年原地质矿产部调查数据为主, 受当时调查的人力、物力限制, 原地质矿产部的调查数据难以覆盖全面、数据精度不高, 估算的东北地区碳库仅为0.14 Gt C; Wang等人^[18]和邢伟^[30]对已公开发表的泥炭柱芯数据进行了收集整理, 但是对于东北地区的泥炭地面积估算结果差异巨大, Wang等人^[18]对于东北地区(包括辽宁省、吉林省、黑龙江省)泥炭地的面积估算为2050 km^2 (三江平原泥炭地面积估算为350 km^2), 碳库为0.21 Gt C, 远低于邢伟^[30]基于国家林业和草原局第二次全国湿地资源调查数据估算的东北地区(包括辽宁省、吉林省、黑龙江省、内蒙古自治区东部的呼伦贝尔市、兴安盟、通辽市和赤峰市)泥炭地面积82870 km^2 (三江平原泥炭地面积估算为10520 km^2), 碳库为4.34 Gt C。邢伟^[30]收集了134个泥炭地柱芯用以计算碳储量, 远高于Wang等人^[18]用于计算碳库的泥炭地柱芯数量, 不同学者对东北地区泥炭地面积大小的估值差异是导致东北地区泥炭地碳库差异巨大的主要原因。此外, 其他地区的泥炭地数据还是停留在之前原地质矿产部的调查数据时间点上, 更新缓慢。

2.3 中国泥炭地土壤碳库形成的气候环境机制

温度、水文、营养状况及土地利用方式等都能影

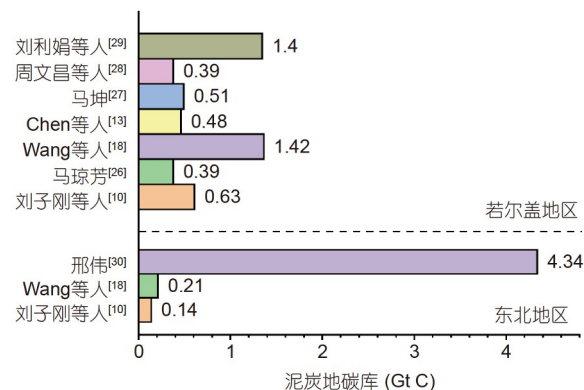


图2 东北和若尔盖地区不同学者估算的泥炭地碳库大小
Figure 2 The carbon storage of peatland by different scholars in Northeast China and Zoige region

响到泥炭地的发育和碳累积。泥炭地发育后一定有碳的累积,当气候环境能够促进泥炭生产量与分解量的差值加大时,泥炭地的碳累积速率就会增加。一定层位单位面积上的碳含量除以该层位的积累时间,即表观碳累积速率(apparent carbon accumulation rate, aCAR)经常被用来重建泥炭地的碳累积历史。尽管关于aCAR并不能代表泥炭累积时状态的问题已被讨论多年,但aCAR作为一个指标仍被大量使用^[31]。不考虑泥炭形成以来进行的缓慢分解这一自生过程(autogenic process),就难以反演碳累积当时的气候环境条件。Clymo^[19]假设有氧层或厌氧层分别具有恒定的泥炭输入速率和分解系数,从泥炭分解的角度对自生过程进行了模拟。该模型在众多概念和过程模型中最为经典且具有影响力,截至目前仍被广泛引用。Charman等人^[32]曾利用Clymo模型获取模拟的碳累积速率,计算其与aCAR的差值(deviation),以此来代表去除了自生过程的碳累积速率。但该研究的结果只能表示碳累积速率的相对变化,不是碳累积速率的绝对值。根据一段时间内的aCAR和区域的泥炭地动态面积得出泥炭地表观碳库变化,Yu^[33]利用Clymo模型分别对碳吸收和碳释放进行重建,创立了“Super Peatland”方法来研究全球泥炭地的净碳平衡(net carbon balance)。在该研究的基础上,Liu等人^[34]对单个泥炭地一段时间内的aCAR进行计算,利用Clymo模型重建单个泥炭地这一段时间内的碳吸收速率和碳释放速率,用碳吸收速率减去碳释放速率,得出净碳累积速率。

东北地区气候长期低温潮湿,大部分地区存在永久冻土,因此土壤冷湿,通气性能低下。这在很大程度上抑制了土壤当中的微生物活性,植物残体可以很好地保存下来,并进一步和土壤中的矿物质结合形成泥炭。Xing等人^[35]通过东北地区遍布于三江平原、松辽平原、长白山地、大/小兴安岭总计312个泥炭基底年龄(peat basal age)数据集成分析发现,东北地区泥炭地的发育模式与北方泥炭地大量发育于全新世早期^[36]的常规模式存在差异,东北地区的泥炭地在全新世晚期大量发育,但是碳累积速率的最大时期和北方泥炭地一致,出现在全新世早期。有利于形成泥炭地的气候条件和促进碳累积的气候条件并不完全相同,当有利于泥炭地发育的气候环境条件出现时,泥炭地就可以发育;而只有当气候环境条件能够促进泥炭生产量与分解量的差值加大时,泥炭地的碳累积速率才会增加。东亚夏季风是东北地区的主要水汽来源,新仙女木事件

期间气温快速下降、东亚夏季风衰退可能是促使东北地区的泥炭地开始发育的主要原因^[37](图3(a))。夏季风的衰退导致东北地区的降水减少,容易发生水域沼泽化。碳累积速率的最大值出现在早全新世,这可能与当时较强的夏季太阳辐射有关,夏季太阳辐射直接影响着植被的生产力,夏季太阳辐射强,植物生产力增加,增大了有机质的积累^[35]。10~6 ka期间,东亚夏季风达到最强,夏季太阳辐射强度开始减弱,相对应的泥炭地的发育情况比较稳定,碳累积速率开始下降(图3(b));6 ka以来东亚夏季风又开始减弱,于是引发了东北地区第二个阶段的泥炭地发育,泥炭地的发育频次逐渐增加,最终在晚全新世3~1 ka期间达到了泥炭发育的顶峰,此间发育的泥炭地占到了整个全新世泥炭地的58.8%,而后东亚夏季风的强度又开始逐渐增强。尽管6 ka以来东北地区夏季太阳辐射的强度持续减弱,但碳累积速率却逐渐增加,这表明影响泥炭碳累积速率变化的原因复杂。因为当气候环境条件能够促进泥炭生产量与分解量的差值加大时,泥炭地的碳累积速率就会增加。尽管植被的生产力并没有得到提高,夏季太阳辐射的下降还会导致当地温度的降低,在东北地区水域沼泽化的过程中,低温会抑制植物残体的分解,同样会造成碳累积速率的增加^[35]。

青藏高原是我国最大的高寒泥炭地分布区,且泥炭地的分布具有显著的区域差异,主要分布在若尔盖盆地、藏北怒江源和藏南雅鲁藏布江谷地等区域。Xu等人^[40]曾基于青藏高原东缘7个泥炭地的基底年龄,认为该区泥炭地的发育跟东亚夏季风的增强有关。而基于87个基底年龄数据集成研究认为同属于青藏高原东缘的若尔盖盆地的泥炭地发育主要受到增温的影响^[18]。Liu等人^[41]在前人若尔盖研究的基础上集成了178个横断山区的泥炭基底年龄,发现温度和降雨同时驱动了泥炭地的发育。可见青藏高原泥炭地发育的气候环境机制还存在争议。针对碳累积速率,若尔盖盆地的研究结果表明泥炭地在早全新世较为温暖时期出现碳累积的高峰^[18,29,42](图3(c))。在近现代气候变暖背景下,Wang等人^[43]对若尔盖高原泥炭地的碳累积进行研究发现,近50年来的碳累积是整个全新世的1.6倍。然而,有研究指出近几十年来的气温升高造成了若尔盖泥炭地土壤的碳矿化及生态系统的退化,泥炭碳累积速率出现了下降^[13,44,45]。还有研究表明温度的增加会导致泥炭地蒸发增强、水位降低,水位以上的泥炭分解加快,不利于碳的积累^[46,47]。在现代暖期,温度如何影

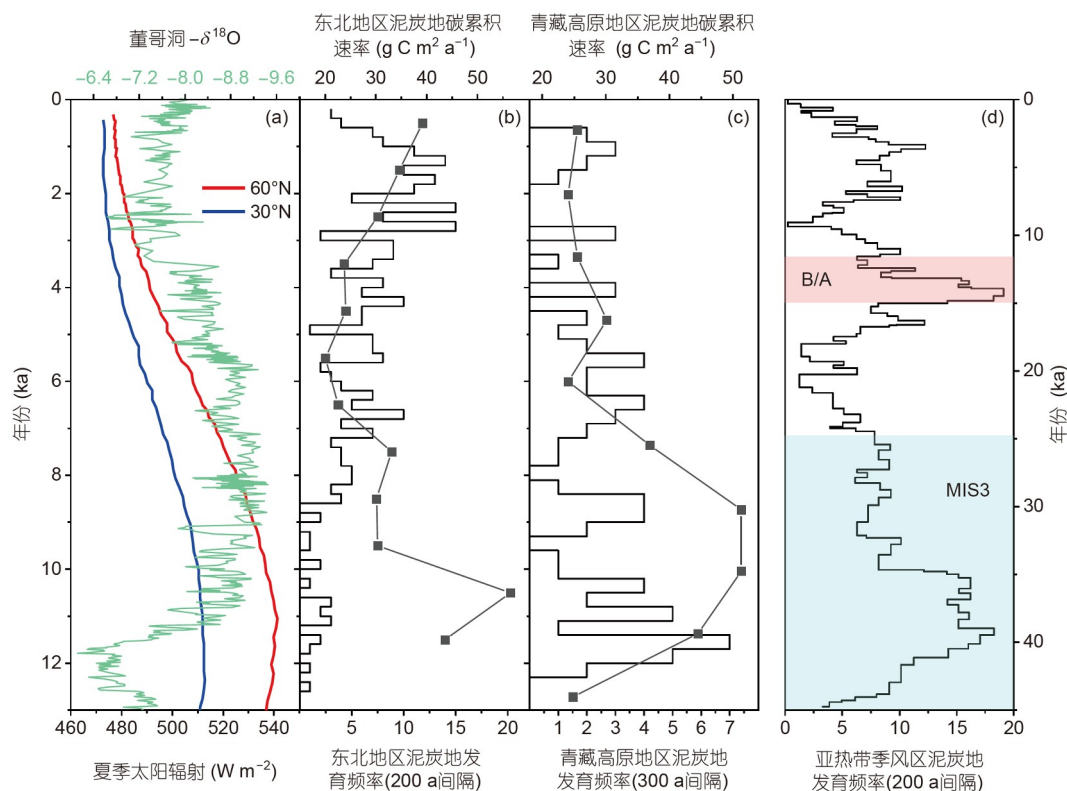


图3 全新世以来中国不同地区泥炭地发育频率、碳累积速率与古气候指标关系。(a) 代表温度的北半球30°N(蓝色线)和60°N(红色线)夏季太阳辐射^[38]和代表季风强度的董哥窟氧同位素变化^[39];(b) 青藏高原地区300 a间隔泥炭地基底年龄频率($n=173$)及碳累积速率($n=20$)^[18];(c) 东北地区200 a间隔泥炭地基底年龄频率($n=312$)及碳累积速率($n=107$)^[35];(d) 亚热带季风区200 a间隔泥炭地基底年龄频率($n=211$)

Figure 3 China's peatland initiation frequency, carbon accumulation rate and paleoclimate indicators in different regions of China since the Holocene. (a) Northern hemisphere summer solar radiation at 30°N (blue curve) and at 60°N (red curve)^[38] which represents the temperature, and the oxygen isotope record at Dongge Cave^[39] which represents the monsoon intensity; (b) peat basal ages frequency ($n=173$) and carbon accumulation rate ($n=20$) at 300 a interval in the Tibetan Plateau^[18]; (c) peat basal ages frequency ($n=312$) and carbon accumulation rate ($n=107$) in Northeast China at 200 a interval^[35]; (d) peat basal ages frequency at 200 a intervals in the subtropical peatlands ($n=211$)

响泥炭地的碳累积还存在较大不确定性, 碳累积的变化机制亟须探讨。Liu等人^[34]曾对青藏高原东南缘两个泥炭地的碳累积进行了分析, 结合该区中世纪暖期和现代暖期的增温模式, 发现该地区中世纪暖期生长季的增温强度大于非生长季, 增温对初级生产力的促进要大于对凋落物分解的促进, 对应碳累积速率高; 而现代暖期则以非生长季增温为主, 增温对凋落物分解的促进要大于对初级生产力的促进, 对应碳累积速率低。增温季节性差异可能是影响青藏高原泥炭地碳累积变化的主要原因。

我国的亚热带季风区温度高、降水丰富、植被生产力大, 但是高温同样促进了微生物的活跃度, 提高了凋落物的分解效率。早期的不同气候阶段形成的泥炭地大多成为埋藏型泥炭层, 现存的泥炭地主要分布在中低山丘陵区。亚热带季风区的泥炭地大多数形成于

MIS 3(Marine Isotope Stage 3, 45~25 ka)^[48](图3(d)), 这一时期夏季日照量高且不断增大^[38], 促进了有机质的积累, 发育了大量的泥炭地; 随后泥炭地发育数量开始减少直至B/A(Bolling/Allerod)暖期夏季日照辐射再次增大, 泥炭地发育数量也随之变多。进入全新世以来, 尤其是全新世中晚期, 我国亚热带地区的泥炭地发育特征和夏季日照辐射以及夏季风强度变化之间不再表现出明显的相关性, 高温高分解以及强烈的人类活动可能消除了曾经存在的泥炭地证据^[48], 赵公亭泥炭地的有机质累积量在全新世中期较为干燥的气候条件下最大^[49]; Zhang等人^[50]指出大九湖泥炭地在全新世中晚期季风降水的长期减少趋势下并未表现出明显的退化特征, 该区的泥炭地发育还受当地的地质水文条件影响; 而同样位于亚热带季风区的水竹洋泥炭地在全新世中期有机质的含量却最少^[51]。需要注意的是, 在连续

干旱事件下,泥炭地植物可能会利用泥炭分解产生的 CO_2 进行光合作用,部分本应被释放到大气中的C又重新回到了泥炭地中,这会削弱泥炭地碳库对气候变化的响应^[52]。

因此,对于东北地区的泥炭地而言,东亚夏季风的衰退是该地区泥炭地发育的主要原因,和夏季太阳辐射共同决定了泥炭地碳累积速率的变化。青藏高原泥炭地发育的气候环境机制还存在争议,温度和降水在其中的作用还不清晰。该区最大的泥炭地综合体若尔盖的碳累积速率主要受温度影响,在全新世早期最大;现代暖期,温度如何影响青藏高原泥炭地的碳累积还存在较大不确定性,但由于该区较强的非生长季增温模式,碳累积速率可能出现了下降。亚热带季风区在末次冰盛期中的MIS-3和B/A暖期发育了大量的泥炭地,但目前大都消失埋藏。全新世以来在高温形成的高分解环境和强烈的人为活动双重影响下,泥炭地的发育变化特征不明显。目前亚热带季风区仍有不少泥炭地分布在中低山丘陵区,这些泥炭地发育的气候环境机制还不清晰,尤其是泥炭地碳累积速率的变化研究亟须加强,这是我们评估亚热带季风区碳库动态的重要依据。

2.4 中国泥炭地土壤碳库未来碳库动态

作为重要的陆地碳库,我国泥炭地未来是“碳汇”还是“碳源”,对于我国“双碳”(碳达峰、碳中和)目标的实现至关重要,国际上对于北半球泥炭地未来发展动态的研究都集中在 40°N 以北地区。我国泥炭资源丰富的东北地区处于北方泥炭地的南缘地带, Ma等人^[53]通过对6种泥炭藓在2种温室气体排放情境下(SSP1-2.6和SSP5-8.5, the shared socioeconomic pathways, SSP, 共享社会经济路径,是由不同社会经济模式驱动的新排放情景)的时空分布预测判断出我国东北地区的泥炭地在未来50年是由碳汇向碳源过渡的风险区。然而Li等人^[54]基于Coupodel模型模拟的碳交换结果显示:在RCP2.6和RCP6.0情境下,从目前到2100年大兴安岭泥炭地的碳库将略有增加;在RCP8.5情境下,2053年后大兴安岭泥炭地碳库将呈减少的趋势,但依然属于碳汇。Liu等人^[55]通过广义加性模型(Generalized Additive Models, GAMs)、广义推进模型(Generalized Boosting Models, GBMs)和随机森林(Random Forest, RF)模型预测的东北地区未来100年的碳积累速率表明:在RCP2.6和RCP8.5条件下,大兴安岭泥炭地未来的碳积累速率

增加,三江平原碳累积速率减小。对于青藏高原的若尔盖盆地,马坤^[27]预估到21世纪末,若尔盖泥炭地1 m土壤碳库将增加 $0.015 \pm 0.007 \text{ GtC}$ 。除此之外,我国的泥炭地碳库未来如何变化再无更多信息。由此可见,东北地区未来100年的泥炭地碳库可能会有所增加,而若尔盖盆地的未来碳库如何变化由于预测研究较少,无法评述。

3 展望

3.1 亟须更新泥炭地分布及面积

全国重点省区市最新的泥炭地碳库调查包括泥炭地的分布及面积,大部分的省区市已经完成,后续亟须开展我国全域泥炭地分布及面积的汇总和更新。首先,要加强野外调查和实地考察,以掌握泥炭地的类型、空间分布及其与自然环境和人类活动的关系。其次,要应用新兴技术手段,如基于深度学习的卫星遥感监督分类技术^[56],对泥炭地资源和生态系统进行动态监测和分析。再次,要结合地理空间大数据模型^[57],将泥炭地的分布及面积与气候水文、土地利用、人口等数据关联起来,建立数据模型,为泥炭地的综合评估和管理提供更为科学和精准的数据支持(图4)。综合以上建议,未来对中国泥炭地分布及面积动态的研究需要基于更加精准、全面的数据基础,同时,对泥炭地的保护和管理也需要持续加强,以实现泥炭地碳储量区和生物多样性热点的生态功能安全。

3.2 完善泥炭碳累积模型

为了厘清泥炭沉积过程及碳累积变化,学者发展了一系列的概念和过程模型来模拟泥炭地的真实状况。但Clymo^[19]模型没有考虑到泥炭地的水文变化, Yu^[33]的“super peatland”方法需要高精度年表支撑,泥炭地碳累积模型的研究仍有很大的发展空间。需要对比不同区域、气候环境下的碳累积变化,进一步细化碳累积的影响因素,建立或完善相关的概念或过程模型。如深入研究泥炭地碳动态变化机制,探究泥炭地土壤有机碳分解、微生物作用、植物入土等过程对泥炭碳累积变化的影响。结合泥炭地的多元化特征,建立基于不同成矿类型方式(湖滨、河滨、沟谷、冰缘等)的碳累积模型,并比较不同类型泥炭地的碳储量差异和影响因素。深入研究气候变化和人类活动对泥炭地碳循环的影响,建立相应的模型,对于预测泥炭地未来的碳储

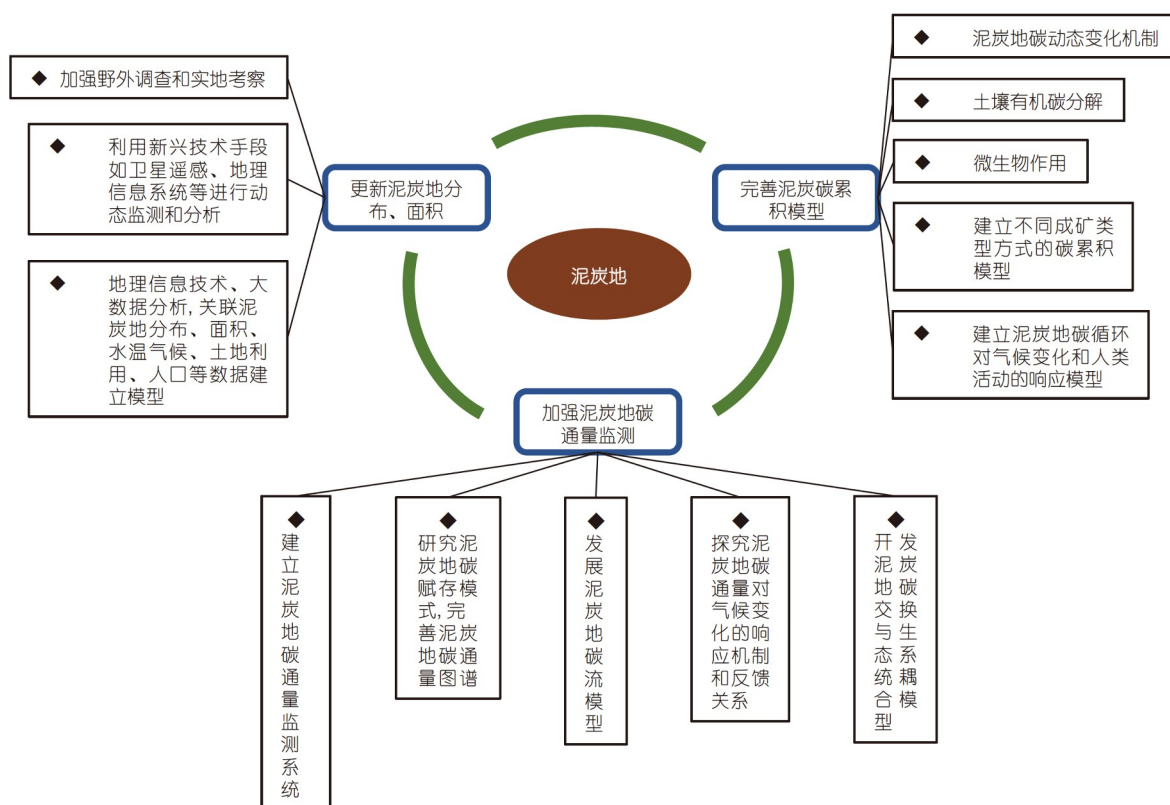


图 4 泥炭地发展的未来方向

Figure 4 Future proposals of peatland development

量变化和碳平衡具有重要的意义(图4)。

3.3 加强泥炭地碳通量现代监测

随着科学技术的发展,对泥炭地属性的自动监测已变得越来越容易,但是当下对于泥炭地的动态监测却较少,且多为独自进行,未能形成有效的监测网络,难以实现不同地区泥炭地数据的对接。因此,一方面需要加强对泥炭地的动态监测,另一方面需要将不同的监测点连接起来,实现数据的标准化,有助于掌握、预测未来泥炭地土壤碳库动态。第一,利用现代技术手段进行泥炭地碳通量监测,如多通道土壤碳通量监测系统、气体色谱仪、开路分体式碳排放监测系统等,全方位监测泥炭地的碳通量。第二,研究泥炭地碳赋存模式,全面考察泥炭地碳的来源、输送、转化和传递机制,并建立完善的泥炭地碳通量图谱,为碳交换过程的规律性分析提供支撑。第三,发展泥炭地碳流模型,结合长期观测数据,构建泥炭地碳通量的动态模拟和预测,预测泥炭地未来的碳储量变化趋势和碳平衡状况,为泥炭地的管理和保护提供科学基

础。第四,深入研究泥炭地碳交换与气候变化之间的关系,探究泥炭地碳通量对气候变化的响应机制和反馈关系,为全球碳循环和气候变化的研究提供数据支持。第五,开发泥炭地碳交换与生态系统的耦合模型,综合考虑泥炭地生态系统的物质循环、能量流动、生态相互作用等因素的影响作用,为泥炭地生态系统可持续发展和资源合理利用提供理论依据(图4)。综上所述,未来加强泥炭地碳通量现代监测需要借助高精度、高分辨率的监测系统和技术手段,针对泥炭地特有的自然环境,建立多维度的监测体系信息平台,为更全面、更精准的泥炭地碳通量监测和研究提供支持。

4 结论

本文对泥炭地碳库的3种估算方法(泥炭体积法、碳密度法和时间历程法)的优缺点及不确定性来源进行了简要概括和评述。基于这些方法的一些中国泥炭地碳库估算研究表明,我国泥炭地是一个重要的碳汇,东北地区和若尔盖盆地的泥炭地碳库最大,平均值分

别为1.56 Gt C(0.14~4.34 Gt C)和0.75Gt C(0.39~1.42 Gt C)。东亚夏季风的衰退是东北地区泥炭地发育的主要驱动因素,和夏季太阳辐射共同决定着泥炭地的碳累积速率。青藏高原泥炭地发育的气候环境机制目前还存在争议,而温度被认为是促进该区过去泥炭地碳累积速率变化的主要原因。亚热带季风区在末次冰盛期中的MIS 3和BA暖期发育了大量的泥炭地,但目前大都消失埋藏;全新世以来在高分解环境和强烈的人为

活动影响下,泥炭地的发育变化特征表现得并不明显。针对我国泥炭地碳库的预测研究,东北地区未来100年的泥炭地碳库可能会有所增加,而若尔盖盆地的未来碳库如何变化由于预测研究较少,无法评述。未来研究应通过更新泥炭地分布及面积、完善泥炭碳累积模型和加强泥炭地碳通量监测等方面,构建我国泥炭地碳库与气候环境因子的关系模型,为我国实现“双碳”目标提供助力。

致谢 感谢匿名审稿专家对文章提出的宝贵修改建议。

参考文献

- Gorham E. The development of peat lands. *Q Rev Biol*, 1957, 32: 145–166
- Zhang H, Guo Z T, Zhao Y. Peatland carbon cycling and its contribution to carbon peak and carbon neutrality (in Chinese). *Quat Sci*, 2023, 43: 324–335 [张卉, 郭正堂, 赵艳. 泥炭地碳源汇功能与“双碳”目标. 第四纪研究, 2023, 43: 324–335]
- Gorham E. Northern peatlands: Role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecol Appl*, 1991, 1: 182–195
- Joosten H. The Global Peatland CO₂ Picture: Peatland Status and Drainage Related Emissions in All Countries of the World. Wetland International, Netherlands, 2009
- Yu Z, Loisel J, Brosseau D P, et al. Global peatland dynamics since the Last Glacial Maximum. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: 1–5
- Page S E, Rieley J O, Banks C J. Global and regional importance of the tropical peatland carbon pool. *Glob Change Biol*, 2011, 17: 798–818
- Nichols J E, Peteet D M. Rapid expansion of northern peatlands and doubled estimate of carbon storage. *Nat Geosci*, 2019, 12: 917–921
- Loisel J, Yu Z, Beilman D W, et al. A database and synthesis of northern peatland soil properties and Holocene carbon and nitrogen accumulation. *Holocene*, 2014, 24: 1028–1042
- Yin S C. Peat Resources and Their Development and Utilization in China (in Chinese). Beijing: Geological Publishing House [尹善春. 中国泥炭资源及其开发利用. 北京: 地质出版社, 1991]
- Liu Z G, Wang M, Ma X H. Characteristics of organic carbon storage and storage in peatland in China (in Chinese). *China Environ Sci*, 2012, 32: 1814–1819 [刘子刚, 王铭, 马学慧. 中国泥炭地有机碳储量与储存特征分析. 中国环境科学, 2012, 32: 1814–1819]
- Turunen J, Tomppo E, Tolonen K, et al. Estimating carbon accumulation rates of undrained mires in Finland—Application to boreal and subarctic regions. *Holocene*, 2002, 12: 69–80
- Qiu C, Zhu D, Ciais P, et al. Modelling northern peatland area and carbon dynamics since the Holocene with the ORCHIDEE-PEAT land surface model (SVN r5488). *Geosci Model Dev*, 2019, 12: 2961–2982
- Chen H, Yang G, Peng C, et al. The carbon stock of alpine peatlands on the Qinghai–Tibetan Plateau during the Holocene and their future fate. *Quat Sci Rev*, 2014, 95: 151–158
- Holden N M, Connolly J. Estimating the carbon stock of a blanket peat region using a peat depth inference model. *Catena*, 2011, 86: 75–85
- Eaton J M, McGoff N M, Byrne K A, et al. Land cover change and soil organic carbon stocks in the Republic of Ireland 1851–2000. *Clima Change*, 2008, 91: 317–334
- Tomlinson R W. Soil carbon stocks and changes in the Republic of Ireland. *J Environ Manage*, 2005, 76: 77–93
- Warren M W, Kauffman J B, Murdiyarso D, et al. A cost-efficient method to assess carbon stocks in tropical peat soil. *Biogeosciences*, 2012, 9: 4477–4485
- Wang M, Chen H, Wu N, et al. Carbon dynamics of peatlands in China during the Holocene. *Quat Sci Rev*, 2014, 99: 34–41
- Clymo R. The limits to peat bog growth. *Philos T R Soc B*, 1984, 303: 605–654
- Xu J, Morris P J, Liu J, et al. PEATMAP: Refining estimates of global peatland distribution based on a meta-analysis. *Catena*, 2018, 160: 134–140
- Lehner B, Döll P. Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands. *J Hydrol*, 2004, 296: 1–22
- Niu Z G, Gong P, Cheng X, et al. Geographical analysis of China's wetlands preliminarily derived from remotely sensed data (in Chinese). *Sci China Ser D Earth Sci*, 2009, 39: 118–203 [牛振国, 宫鹏, 程晓, 等. 中国湿地初步遥感制图及相关地理特征分析. 中国科学D辑: 地球科学, 2009, 39: 188–203]
- Lu C Y. Study on the remote sensing classification of peatlands distribution by using radar and optical images (in Chinese). Doctor Dissertation.

- Changchun: Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, 2015 [路春燕. 综合利用雷达影像和光学影像的泥炭沼泽(peatlands)分布遥感分类研究. 博士学位论文. 长春: 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2015]
- 24 Liu M X. Extraction of peat bog based on multi-source remote sensing images (in Chinese). Master's Thesis. Xi'an: Xi'an University of Science and Technology, 2012 [刘梦霞. 基于多源遥感影像的泥炭沼泽提取研究. 硕士学位论文. 西安: 西安科技大学, 2012]
 - 25 Wang C Q. A dynamic research on carbon storage and carbon budget in peatlands in China (in Chinese). Master's Thesis. Changchun: Northeast Normal University, 2009 [王春权. 我国泥炭地碳储量与碳收支动态研究. 硕士学位论文. 长春: 东北师范大学, 2009]
 - 26 Ma Q F. Ecosystem carbon storage in Zoige alpine marsh of Southwest China (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Forestry, 2013 [马琼芳. 若尔盖高寒沼泽生态系统碳储量研究. 博士学位论文. 北京: 中国林业科学研究院, 2013]
 - 27 Ma K. Spatial-temporal changes of soil organic carbon stock in the Zoige alpine wetland (in Chinese). Doctor Dissertation. Beijing: Beijing Forestry University, 2016 [马坤. 若尔盖高寒湿地土壤有机碳储量时空变化研究. 博士学位论文. 北京: 北京林业大学, 2016]
 - 28 Zhou W C, Cui L J, Wang Y F, et al. Carbon storage of the peatland ecosystems in Zoige Plateau, China (in Chinese). *Chin J Ecol*, 2016, 35: 1981–1987 [周文昌, 崔丽娟, 王义飞, 等. 若尔盖高原泥炭地生态系统碳储量. *生态学杂志*, 2016, 35: 1981–1987]
 - 29 Liu L J, Liu X W, Ju P J, et al. Peatland development and carbon dynamics histories of Zoige peatlands for 15000 years (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 2018, 38: 6493–6501 [刘利娟, 刘欣蔚, 鞠佩君, 等. 15000年以来若尔盖高原泥炭地发育及其碳动态. *生态学报*, 2018, 38: 6493–6501]
 - 30 Xing W. Carbon accumulation in wetlands sediments, Northeast China (in Chinese). Doctor Dissertation. Changchun: Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, 2017 [邢伟. 我国东北地区沼泽湿地碳累积研究. 博士学位论文. 长春: 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2017]
 - 31 Young D M, Baird A J, Gallego-Sala A V, et al. A cautionary tale about using the apparent carbon accumulation rate (aCAR) obtained from peat cores. *Sci Rep*, 2021, 11: 9547
 - 32 Charman D J, Beilman D W, Blaauw M, et al. Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 2013, 10: 929–944
 - 33 Yu Z. Holocene carbon flux histories of the world's peatlands. *Holocene*, 2011, 21: 761–774
 - 34 Liu J, Liu H, Chen H, et al. Anthropogenic warming reduces the carbon accumulation of Tibetan Plateau peatlands. *Quat Sci Rev*, 2022, 281: 107449
 - 35 Xing W, Bao K, Guo W, et al. Peatland initiation and carbon dynamics in northeast China: Links to Holocene climate variability. *Boreas*, 2015, 44: 575–587
 - 36 Smith L C, MacDonald G M, Velichko A A, et al. Siberian peatlands a net carbon sink and global methane source since the Early Holocene. *Science*, 2004, 303: 353–356
 - 37 Zhang M, Bu Z, Wang S, et al. Moisture changes in Northeast China since the last deglaciation: Spatiotemporal out-of-phase patterns and possible forcing mechanisms. *Earth Sci Rev*, 2019, 201: 102984
 - 38 Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297–317
 - 39 Dykoski C, Edwards R, Cheng H, et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233: 71–86
 - 40 Xu H, Liu B, Lan J, et al. Holocene peatland development along the eastern margin of the Tibetan Plateau. *Quat Res*, 2013, 80: 47–54
 - 41 Liu L, Chen H, Yu Z, et al. Peatland development and carbon dynamics since the Last Glacial Maximum in the Hengduan Mountains Region. *Catena*, 2020, 190: 104525
 - 42 Cai C, Hong B, Zhu Y X, et al. Carbon accumulation rate and its influence factors in the Hongyuan Holocene peat, Southwest China (in Chinese). *Bull Mineral Petrol Geochem*, 2014, 33: 309–316 [蔡诚, 洪冰, 朱詠煊, 等. 全新世红原泥炭碳积累速率及其影响因素研究. *矿物岩石地球化学通报*, 2014, 33: 309–316]
 - 43 Wang M, Yang G, Gao Y, et al. Higher recent peat C accumulation than that during the Holocene on the Zoige Plateau. *Quat Sci Rev*, 2015, 114: 116–125
 - 44 Gao J. Wetland and its degradation in the Yellow River Source Zone. In: Li Z W, Wang Z Y, Pan B Z, eds. *Landscape and Ecosystem Diversity, Dynamics and Management in the Yellow River Source Zone*. Charm: Springer International Publishing, 2016. 209–232
 - 45 Wang D, Lv Y L, Xu L, et al. The effect of moisture and temperature on soil C mineralization in wetland and steppe of the Zoige region, China (in Chinese). *Acta Ecol Sin*, 2013, 33: 6436–6443 [王丹, 吕瑜良, 徐丽, 等. 水分和温度对若尔盖湿地和草甸土壤碳矿化的影响. *生态学报*, 2013, 33: 6436–6443]
 - 46 Huang Y, Ciais P, Luo Y, et al. Tradeoff of CO₂ and CH₄ emissions from global peatlands under water-table drawdown. *Nat Clim Chang*, 2021, 11: 618–622
 - 47 Zhang H, Välimäki M, Piilo S, et al. Decreased carbon accumulation feedback driven by climate-induced drying of two southern boreal bogs over recent centuries. *Glob Change Biol*, 2020, 26: 2435–2448
 - 48 Zhao Y, Yu Z, Tang Y, et al. Peatland initiation and carbon accumulation in China over the last 50000 years. *Earth-Sci Rev*, 2014, 128: 139–146

- 49 Huang X, Zhang H, Griffiths M L, et al. Holocene forcing of East Asian hydroclimate recorded in a subtropical peatland from southeastern China. [Clim Dyn](#), 2023, 60: 981–993
- 50 Zhang W, Yan H, Cheng P, et al. Peatland development and climate changes in the Dajiuhe basin, central China, over the last 14100 years. [Quat Int](#), 2016, 425: 273–281
- 51 Wang X, Huang X. Paleohydrological changes in southeastern China from 13.1 to 2.5 ka based on a multi-proxy peat record. [Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol](#), 2019, 534: 109282
- 52 Huang X, Pancost R D, Xue J, et al. Response of carbon cycle to drier conditions in the mid-Holocene in central China. [Nat Commun](#), 2018, 9: 1369
- 53 Ma X, Xu H, Cao Z, et al. Will climate change cause the global peatland to expand or contract? Evidence from the habitat shift pattern of *Sphagnum* mosses. [Glob Change Biol](#), 2022, 28: 6419–6432
- 54 Li Y, Wan Z, Sun L. Simulation of carbon exchange from a permafrost peatland in the Great Hing'an Mountains based on CoupModel. [Atmosphere](#), 2022, 13: 44
- 55 Liu H, Yu Z, Han D, et al. Temperature influence on peatland carbon accumulation over the last century in Northeast China. [Clim Dyn](#), 2019, 53: 2161–2173
- 56 Wang M, Mao D, Wang Y, et al. Wetland mapping in East Asia by two-stage object-based Random Forest and hierarchical decision tree algorithms on Sentinel-1/2 images. [Remote Sens Environ](#), 2023, 297: 113793
- 57 Liu Y L, Liu Q L, Deng M, et al. Recent advance and challenge in geospatial big data mining (in Chinese). *Acta Geod Cartogr Sin*, 2022, 51: 1544–1560 [刘耀林, 刘启亮, 邓敏, 等. 地理大数据挖掘研究进展与挑战. *测绘学报*, 2022, 51: 1544–1560]

Summary for “中国泥炭地土壤碳库估算: 方法、进展与展望”

Estimation of China's peatland carbon stocks: Approaches, progress, and prospects

Bin Liu^{1,2}, Hanxiang Liu^{1,2*} & Jia Jia^{1,2*}

¹ College of Geography and Environmental Science, Zhejiang Normal University, Jinhua 321004, China;

² Key Laboratory of Watershed Earth Surface Processes and Ecological Security of Jinhua City, Jinhua 321004, China

* Corresponding authors, E-mail: liuhanxiang@zjnu.edu.cn; jiaj@zjnu.edu.cn

Peatlands, despite covering only 3% to 4% of the global land area, constitute a significant one-third of the global soil carbon pool and are closely linked to climate change. Understanding the variations in the carbon pool in peatlands, determined by the balance between net primary production (NPP) and organic decomposition, is crucial for comprehending the relationship between the global carbon cycle and global change. However, the response of the peatland carbon pool to climate change remains poorly understood, contributing to a significant source of uncertainty in climate projections. Consequently, the study of peatland soil carbon pools has attracted extensive attention as a research hotspot among scholars. This paper provides a concise summary and evaluation of three estimation methods for peatland carbon pools: The ‘peat volume approach’, the ‘carbon density approach’, and the ‘time history approach’. Each method is analyzed in terms of its advantages, disadvantages, and sources of uncertainty. The ‘peat volume approach’ and the ‘carbon density approach’ subjectively homogenize the thickness and carbon density of peat layers during the calculation process, neglecting the autogenic processes of peatlands, which can lead to potential errors. In contrast, the ‘time history approach’, based on precise chronologies, calculates the net carbon balance of peatlands over time intervals and aggregates them to determine the size of the peatland carbon pool. Through the comparison of different studies on the distribution and area of peatlands in China, it is concluded that the most accurate estimate of China's peatland area is between $10.07 \times 10^4 \text{ km}^2$ and $13.70 \times 10^4 \text{ km}^2$. Additionally, several studies on peatland carbon pool estimation in northeastern China and the Zoige Basin indicate average values of 1.56 Gt C (0.14–4.34 Gt C) and 0.75 Gt C (0.39–1.42 Gt C), respectively. Furthermore, an analysis of peatland development and carbon accumulation characteristics in northeastern China, the Tibetan Plateau, and the Chinese subtropical monsoon region since the Holocene suggests that the primary driving factor for peatland development in northeastern China is the decline of the East Asian summer monsoon. Additionally, the carbon accumulation rate of peatlands is jointly determined by both summer solar radiation and monsoons. While the climatic and environmental mechanisms of peatland development on the Tibetan Plateau remain contentious, temperature is considered the primary factor promoting variation in the carbon accumulation rate in this region. In the Chinese subtropical monsoon region, a considerable number of peatlands developed during the MIS 3 period of the last glacial maximum and the B/A interglacial period. However, the majority of these peatlands have disappeared or been buried, with only a few remaining in mountain regions. Furthermore, since the Holocene, the development and variation characteristics of peatlands in the Chinese subtropical monsoon region have not been clearly evident due to high decomposition environments and strong human activities, necessitating further research. In terms of future predictions for China's peatland carbon pools, it is projected that the peatland carbon pools in northeastern China may increase over the next century. However, evaluating future changes in carbon pools in the Zoige Basin is challenging due to limited predictive research. Therefore, future studies should focus on updating the distribution and area of peatlands, improving peat carbon accumulation models, and enhancing the monitoring of peatland carbon fluxes. These efforts will contribute to establishing a relationship model between China's peatland carbon pools and climate-environmental factors.

peatland, soil carbon pool, China, carbon peaking and carbon neutrality

doi: [10.1360/TB-2023-1071](https://doi.org/10.1360/TB-2023-1071)