

青藏高原生态系统土壤有机碳研究进展^①

李娜^{1,2}, 王根绪^{1*}, 高永恒¹, 籍长志³

(1 中国科学院成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041; 2 中国科学院研究生院, 北京 100049;

3 内蒙古科技大学建筑与土木工程学院, 内蒙古包头 014010)

摘要: 作为“世界第三极”的青藏高原, 高寒生态系统是青藏高原主要的生态系统之一。它本身是一个复杂而又特殊的系统, 因其独特的自然地理环境而形成的高寒土壤更有其独特的性质。本文首先综述了青藏高原高寒生态系统的土壤有机碳储量、估算方法的研究进展及造成估算结果差异的原因, 随后对高寒土壤有机碳排放的观测试验进行了综述, 探讨了气候变化对高寒生态系统土壤有机碳源汇效应的影响。目前, 全球变暖的趋势正在加剧, 40 年来, 青藏高原气温平均上升了约 0.3~0.4℃, 冻土面积正广泛退缩, 这直接导致青藏高原高寒生态系统发生了以植被覆盖度减少、高寒草原草甸面积萎缩等为主要形式的显著退化, 植被生产力和土壤有机碳输入量都减少, 而温度升高加快了土壤有机碳分解速率, 从而影响到高寒生态系统的碳循环和碳储量。青藏高原土壤有机碳的源汇效应问题已成为研究的热点, 但是到目前为止, 温度升高到底如何影响土壤有机碳的动态变化没有明确的定论, 为此, 我们必须从长期的观测试验来说明气候变化对土壤碳库的源汇效应。

关键词: 青藏高原; 高寒生态系统; 土壤有机碳; CO₂排放; 气候变化

中图分类号: P934; P935.2; Q93-31

陆地生态系统是全球碳(C)储存的主要场所, 在全球的C收支平衡中占有重要的地位。作为陆地生态系统的核心, 土壤是连接地球上其他各大圈层的纽带。土壤中的C含量是陆地上C的主要存在形式。据估计^[1-4], 全球约 1400~1500 Gt的C是以有机质形式储存于土壤中的, 是陆地植被C库(500~600 Gt)的 2~3 倍, 是全球大气C库(750 Gt)的 2 倍, 土壤贡献于大气CO₂的年通量是燃烧化石燃料贡献量的 10 倍^[4]。因此, 土壤C库大小的任何变化对改变大气CO₂浓度和全球气候具有巨大的潜力, 可视为大气CO₂的重要源和汇^[5]。根据IPCC的预测, 由于人为排放, 大气CO₂的浓度以每年 1% 的速度增长, 在下一个世纪将可能翻倍, CO₂浓度和其他温室气体的共同作用将会导致全球平均气温每 10 年上升 0.2℃^[6]。全球变暖的趋势正在加剧。占地球陆地表面积 1.69% 的青藏高原是世界上海拔最高、面积最大而独特的生态系统, 是北半球气候格局的启动区和调节器, 是全球变化的敏感区, 近年来, 诸多大尺度的研究表明^[7-8], 青藏高原高寒生态系统土壤C储量较高, 在中国甚至全球的C源汇管理和生态环境建设中起着举足轻重的作用^[9]。据我国资料表明, 40 年来, 青藏高原年均气温平均上

升了约 0.3~0.4℃, 尤以冬季升温为主^[10]。伴随着气温的升高, 青藏高原多年冻土也正广泛退缩, 初步的估计表明, 高原区冻土面积缩小了 $0.1 \times 10^6 \text{ km}^2$ ^[11], 这直接或间接地影响了青藏高原土壤有机C库的大小。

高寒生态系统是青藏高原生态系统的主要组成部分之一。研究高寒生态系统土壤有机C库的大小及变化是了解高寒生态系统土壤-大气间C交换的先决条件, 有助于探讨减少人为C排放、增加土壤C贮存、延长土壤C驻留时间等问题和认识青藏高原在全球C循环中的功能及其对全球变化的贡献与响应。众多研究表明^[12-14], 过去 40 年间由于气候变化和人为因素的影响导致青藏高原高寒生态系统发生了以植被覆盖度减少、高寒草原草甸面积萎缩等为主要形式的显著退化。陆地生态系统的退化减少了植被生产力和土壤有机C输入量, 并加快了土壤有机C分解速率, 从而影响到高寒生态系统的C循环和C储量。面对这种现状, 人们关注的两个焦点问题: ①高寒生态系统的显著变化将对高寒土壤有机C产生何种影响; ②青藏高原土壤有机C变化对高寒生态系统C源汇效应的影响。由于气候变暖引起的植被退化的区域环境问题主要是水土流失和土壤C排放, 而它们的影响因子主要取决于

①基金项目: 国家重点基础研究发展计划(973计划)项目(2007CB411504)资助。

* 通讯作者: (wanggx@imde.ac.cn)

作者简介: 李娜(1983—), 女, 辽宁铁岭人, 博士研究生, 主要从事全球变化与土壤微生物及碳循环研究。E-mail: bluena820@163.com

当地自然条件和人为因素，因此解决这两个问题的关键就是要了解高寒生态系统变化后土壤有机 C 发生了何种变化。本文的主要目的就是系统总结青藏高原高寒生态系统土壤有机 C 储量及其排放量，探讨了青藏高原土壤有机 C 的源汇问题，并分析了目前研究中存在的问题和不足，展望今后的研究重点。

1 青藏高原土壤有机碳库估算

土壤有机C库包括植物、动物及微生物的遗体、排泄物、分泌物及其部分分解产物和土壤腐殖质^[15]。目前土壤有机C储量估计的方法有：生命地带类型法^[1]、森林类型法^[16]、土组法^[17]、气候参数法^[18]和土壤类型法^[8]。此外，还可通过建立土壤有机C与各种环境变量、气候变量和土壤属性之间的相关关系，利用有限土壤剖面数据计算土壤有机C储量或根据土壤有机C与形成影响因素之间的空间相关关系进行估算^[19]。还有建立在陆地C循环机制之上的生物地理和生物地球化学模型方法。由于土壤类型法方法简单，数据较易获取，是目前国内外土壤C储量估算的常用方法^[8]。

一般地，各类土壤的总C量均由下列公式求得^[8,18,20-21]：

$$C_j = 0.58S_j H_j Q_j W_j$$

$$C = C_j \cdot \sum_{i=1}^n S_j$$

式中： j 为土壤类型， C 为各类土壤的总有机C量， C_j 为第 j 种土壤类型一定深度范围内单位面积的有机C储量（t）， S_j 为第 j 种土壤类型分布面积（ hm^2 ）， H_j 为第 j 种土壤类型的平均厚度（cm）， Q_j 为第 j 种土壤类型的平均有机质含量（%）， W_j 为第 j 种土壤类型的平均体积质量（容重）（ g/cm^3 ）。

国内众多学者对青藏高原土壤有机 C 进行了研究，如方精云、王绍强、李克让、陶贞、王根绪等对我国的青藏高原土壤有机 C 库进行了不同的估算，并对其在全球 C 循环中的意义给予了分析（表 1）。方精云等^[20]计算中国土壤有机 C 库为 1856.9×10^8 t，青藏高原 1.97×10^8 hm^2 面积平均 72 cm 深度的土层中积累 38.4×10^9 t 有机 C；青藏高原草地 1 m 深的土壤中积累的有机 C 达到 7.4×10^9 t 有机 C，平均 C 密度达到 6.5 kg/m^2 ，并揭示出 C 密度随着降水梯度由东南向西北减少的趋势相应地减小^[22]。王绍强等^[7,19,21]根据全国第二次土壤普查资料，估算得到中国陆地土壤有机 C 蓄积量为 100.18×10^9 t，土壤平均 C 蓄积量为 $(913.28 \pm 298.09) \times 10^8$ t；针对青藏高原草地，王根绪等^[21,23]估计青藏高原草地面积为1.6027

$\times 10^8$ hm^2 的土壤有机 C 总量达到 335.1973×10^8 t，其中以高山草甸土和高山草原土有机 C 积累量为主，两者之和达到 232.136×10^8 t，占总草地有机 C 库的 69.3%，考虑森林和耕种土壤，青藏高原土壤有机 C 总量大约为 490.0×10^8 t。青藏高原面积仅占全国陆地面积的 20.8%，但土壤有机 C 的含量却占全国有机 C 总量（ 185.70×10^9 t）的 26.4%，由此不难看出青藏高原在中国具有十分重要的地位。除此之外目前针对青藏高原土壤有机 C 的研究，还有一些是对特定的或区域的高寒生态系统进行的。曾永年等^[24]估算了位于黄河源区的青海省果洛藏族自治州的高寒草地土壤有机 C 储量大约为 15×10^8 t，该区土壤有机 C 库主要由高山草甸土和高山草原土的有机 C 库构成，占果洛藏族自治州草地土壤有机 C 库的 90.3%。由于其特定的气候、生物环境条件，使得这一地区土壤有机质积累高，腐殖质含量高，土壤有较高的有机 C 密度和含量。吴雅琼等^[25]根据青藏高原土壤普查数据的整理分析，定量研究了青藏高原 28 个典型土壤类型、14 个主要生态系统类型 0~10、20~50 及 50~100 cm 深度内土壤有机 C 密度的垂直分布规律，结果表明，暗棕壤、沼泽土的有机 C 密度显著高于其他土壤类型，而高山漠土、灰棕漠土、亚高山漠土的有机 C 密度远远低于区域平均水平，其中，以沼泽草甸、针叶林土壤的有机 C 密度最高。这充分体现了青藏高原土壤-植被显著的地带性分布规律。王一博等^[26]通过试验分析，发现高寒区草地退化后的土壤机械组成和土壤有机质均发生变化，随着草地退化程度的加剧，草地土壤中有有机 C 含量下降突出，其中以表层（0~20 cm）土壤退化最明显。保护青藏高原脆弱的高寒生态系统，加强高寒土壤地表覆被的保护，维持高寒土壤有机 C 储量、降低全球大气 CO_2 浓度升高的速度以及可持续开发高寒草甸的生态服务功能都具有重要意义。

表 1 中国及青藏高原土壤有机 C 储量估算 (C, $\times 10^9$ t)

Table 1 Estimated SOC storages in China and Qinghai-Tibet Plateau

研究区	C 储量	资料来源
中国	100.18	王绍强等 ^[7]
	82.65	李克让等 ^[8]
	185.70	方精云等 ^[20]
青藏高原	21.52(高寒草甸)	陶贞等 ^[9]
	38.4	方精云等 ^[20]
	49.0(其中高寒草地为33.51)	王根绪等 ^[21]
	74.9	Yang 等 ^[22]

我们不难分析造成我国乃至青藏高原土壤有机 C

储量结果之间差异的主要原因有:①土壤 C 含量具有很大的差异性;②土壤实测调查数据不充分,在土壤取样和土壤剖面分析方法、计算方法、土壤参数估计方法(例如土壤体积质量、质地、植物根量等)、土壤分类方法、土壤厚度和面积以及植被类型的分类和面积的估算等方面存在种种差异^[27];③不同尺度上的影响因子及主要控制因子也存在很大差异,所以由此得到的土壤 C 蓄积的机理过程模拟及其潜在分解、固定和存储能力的分析都会有所差别^[28];④对农业生态系统 C 汇功能分析的不同考虑都导致了计算结果之间存在差异。

2 青藏高原土壤有机碳排放研究

近些年来,随着全球变暖趋势的加剧,青藏高原的气温在逐年升高,使得气温对高寒生态系统土壤有机 C 吸收和排放产生很大影响,成为目前的研究热点问题之一。针对青藏高原不同地区土壤有机 C 排放的研究已进行了许多定点观测试验(表 2)。王在模等^[31]对青藏高原海北地区的高寒草甸土壤进行观测研究,得到土壤的平均呼吸速率为 C $6.3 \text{ kg}/(\text{hm}^2 \cdot \text{h})$ 。林清等^[32]采用静态箱法,首次获得了青藏高原冻土活动层排放的气体,其中以 CO_2 排放较高,其排放率为 $-56.503 \sim 61.425 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$,平均排放速率为 $0.095 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$, CH_4 排放较少;王根绪等^[21,23]在分析青藏高原土壤有机 C 储量的基础上,对草地土壤 C 排放进行了估算,青藏高原草地土壤平均 C 排放量达到 $12.78 \times 10^8 \text{ t/a}$,约占中国土壤呼吸总量的 28.3%,近 30 年来,青藏高原草地土壤由于土地利用变化和草地退化所释放的 CO_2 估计约有 $30.23 \times 10^8 \text{ t}$,这说明青藏高原草地土壤 C 循环对全国乃至全球大气 CO_2 含量变化意义重大。青藏高原高寒生态系统表层土壤 7 至 8 月的土壤 CO_2 排放通量的变化明显受大气温度的影响^[34]。虽然对高原生态系统土壤有机 C 的排放量已经进行了很多的研究,但是目前的研究大多只是对具体的时间段和地点进行的,而对整个青藏高原区土壤连续多年有机 C 排放的观测研究目前还不多。如曹广民等^[29]对高寒草甸不同土地利用格局的土壤 CO_2 排放量进行了全年的观测研究,发现了高寒草甸地区不同土地利用格局土壤 CO_2 释放量的差异及季节变化,植物生长季(5 月至 9 月) CO_2 的排放量大约为非生长季(10 月至翌年 4 月) CO_2 排放量的 2~3 倍,产生这种现象的原因不仅与各利用格局的土壤生物活性及土壤物理化学性状有关,而且与当地气象条件(特别是

温度)及其土壤冬季冻结期长短关系极为密切。同时也表明在全球变暖的过程中,青藏高原高寒草甸分布区温度升高的条件将驱动土壤释放大量的 CO_2 ,成为 CO_2 的一个释放源。拉萨市北当雄高寒草甸生态系统 8 至 9 月净 CO_2 日吸收最大速率比世界上其他的草地生态系统偏低,这可能与当时青藏高原气温开始降低,降水减少,部分植物进入枯黄衰老期有关。到达 10 月时,由于降水量很小,加上清晨温度已低于零度,植物已进入枯黄衰亡期,此时的高寒生态系统几乎变为 C 源^[35]。通过海北高寒草甸生态系统定位观测站的观测研究,认为高寒矮嵩草草甸生态系统土壤是大气温室气体 CO_2 的小的排放源^[36]。另外释放量的多少在日内也有显著变化,瓦里关地区青藏高原草甸土壤冬季排放率的变化范围在 $-16.8 \sim 170 \text{ mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{h})$,数值为正,表示白天有日照,地表是大气 CO_2 的源(即向大气排出 CO_2),数值为负,表示夜间地面冷却,土壤腐殖质对大气 CO_2 的吸附作用取代了微生物的生物化学过程,地表则成为大气 CO_2 的汇。但就全天平均来说,冬季瓦里关山地地面总的贡献冬季是大气 CO_2 的源^[30]。对于较大时间空间尺度土壤 C 源汇问题的研究,王俊峰等^[37]在对比研究了青藏高原沼泽和高寒草甸生长期土壤 CO_2 的排放,观测两大生态系统之间和同一生态系统内部不同退化程度之间 CO_2 的排放量,发现 CO_2 排放通量存在较大差异,未退化和中度退化沼泽草甸 CO_2 排放通量比高寒草甸 CO_2 排放通量高出 65.1%~80.3% 和 22.1%~67.5%,而严重退化的高寒草甸比沼泽草甸 CO_2 的排放通量反而高出 14.3%~29.5%。对于同类型高寒草地,未退化沼泽草甸 CO_2 的排放通量分别是中度退化和严重退化的 1.12~1.69 倍和 1.41~3.86 倍;严重退化高寒草甸 CO_2 的排放通量分别是未退化和中度退化的 1.11~1.78 倍和 1.04~1.79 倍。赵亮等^[38]于 2003 年 7 月 1 日至 2004 年 6 月 30 日对青藏高原高寒草甸 3 种植被类型(矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和藏嵩草沼泽化草甸)生态系统 CO_2 通量进行观测和分析,发现青藏高原嵩草草甸和灌丛草甸比 C_4 草原和一些低海拔草原和森林具有一个较低的 CO_2 排放量潜能,而沼泽化草甸具有一个较高的排放潜能,揭示了青藏高原高寒草甸生态系统不同植被类型的 C 源汇的明显差异,主要是由植物光合能力不同和土壤呼吸差异引起的。

土壤 CO_2 排放是一个极其复杂的生物化学过程,它是土壤中生物学和生物化学过程综合作用的结果,

表 2 青藏高原土壤有机 C 排放量估算

Table 2 Estimated SOC discharge in Qinghai-Tibet Plateau

资料来源	CO ₂ 排放量	C 源汇效应	备注
曹广民等 ^[29]	-	源	高寒草甸系统
王根绪等 ^[21]	2.185 kg/(hm ² ·d)	源	年平均值
温玉璞等 ^[30]	-0.168 ~ 0.17 kg/(hm ² ·h)	源	瓦里关地区
王在模等 ^[31]	151.2 kg/(hm ² ·d)	-	高寒草甸土壤
林青等 ^[32]	-0.57 ~ 0.61 kg/(hm ² ·h)	-	五道梁冻土活动层
刘允芬等 ^[33]	7.64 ~ 171.03 kg/(hm ² ·d)	源	高寒草甸系统
	44.48 ~ 1062.93 kg/(hm ² ·d)	源	高寒林区系统
	98.79 ~ 505.34 kg/(hm ² ·d)	源	高寒农田系统

是植物根系、土壤微生物、土壤动物等呼吸排放的共同产物,土壤理化因子和气象因子共同影响着它们的生命进程和土壤气体扩散速率。影响它的因素颇多,表现在土壤 C 排放既有一定的规律性,但又有我们尚难以解释的现象。目前对青藏高原土壤有机 C 排放影响因子的研究很多,由于青藏高原独特的自然地理条件和水热条件,许多研究发现,植物发育期、地表植被覆盖度、气温、地温都对土壤 C 排放有影响,并发现温度是影响土壤 C 排放大小的重要因子^[29-30,32,34-35,37-40]。随着全球气候的变化,这种影响将会持续增强。

3 气候变化中青藏高原土壤有机碳源汇功能研究

由于气候变暖,使贮藏于土壤中的 C 释放到大气中,这又有可能进一步加剧全球变暖的趋势^[39,41-43]。由于影响这种反馈关系的因素非常复杂,因此这种反馈在土壤有机 C 循环研究中还存在很大的争议。目前主要有两种观点:①认为温度上升将极大地提高土壤有机 C 的释放,气候变暖后土壤是相当大的 C “源”^[39,42];②土壤有机 C 的分解对气候变化具有适应性,随着温度的持续上升,土壤呼吸对温度的敏感性下降,即土壤 C 循环对气候变化的反馈是有限的^[43-44]。这两种观点主要争论的焦点在于气候变化后土壤有机 C 储量的长期变化,从长期的观测试验来说明气候变化对土壤 C 库的源汇效应。土壤是气候变化影响的接受体,也是气候变化的记录者,以气候变暖为特征的全球变化对陆地生态系统的影响将导致土壤有机 C 蓄积量及动态平衡的变化。

40 年来,青藏高原年均气温平均上升了约 0.3 ~ 0.4℃,尤以冬季升温为主。广泛分布于青藏高原区的冻土占据着青藏高原一半以上的面积,由于其独特的地质构造和气候变迁历史,它有着特殊的发育历史和

特征。多年冻土不仅是古气候、古环境变化的重要信息载体,而且也是气候及环境变化的灵敏指示器,气候变化将引起冻土地区环境和冻土土壤特性的显著变化。青藏高原土壤 C 库及其源汇功能的变化一直是我国响应于全球变化研究的重点。据我国资料表明,气候变化和人类活动影响了土壤 C 库的储量及其排放。土壤作为 C 源或汇的功能变化与土壤 C 转化、迁移和平衡过程有关^[44],但是同时土壤 C 存储和释放过程的复杂性导致对土壤 C 源汇的评价存在大量的不确定性^[47]。土壤微生物是控制土壤 C 源汇功能变化的主要过程,其中土壤动物、微生物对土壤温室气体释放的影响,以及全球变化下土壤呼吸的响应是研究的热点^[45]。一般而言,气候变暖影响青藏高原土壤有机 C 主要有 2 条途径:①通过影响植物的生长,改变植物残体向土壤的归还量;②影响有机 C 分解的速率,改变土壤中有机 C 的释放量,气候变暖通过以上 2 个过程而最终改变土壤有机 C 库的大小^[5,46]。目前国外的研究,普遍的观点是认为气候变暖将增加土壤呼吸,土壤会向大气释放更多的 CO₂,成为 C “源”^[47-52],然而,近些年的研究结果表明,气候变暖尽管可以在短时间内刺激土壤呼吸并产生大量的 CO₂,但是它并不能长久地从根本上增加土壤呼吸^[53-54],因为土壤活性 C 库的量是有限的,当这部分 C 释放进入大气以后,增温就不能再刺激土壤呼吸作用释放 CO₂了。

气候改变和冻土层变化的共同作用将导致高寒草甸和高寒沼泽草甸更严重的退化或退缩。气候、高寒植被和冻土之间有着紧密的联系,在气候变暖的条件下,冻土的改变强烈地影响着高寒生态系统环境,但是高寒生态系统的退化,特别是高寒草甸和高寒沼泽草甸的退化,将加剧冻土的热力学特征改变,从而加剧气候变暖对冻土的影响。目前的研究表明青藏高原的气候正向着暖干化方向发展,由于气候变暖,源区

的土壤正发生深刻的改变。世界范围内很多全球气候变化模型都显示全球变暖将导致土壤中 C 的损失^[55-56], 特别是对于 C 储量多, 气温比较低的高纬度地区, C 源效应更明显^[57]。研究表明, 青藏高原的土壤与大气之间每年的 C 输运达到 C 1.4 ~ 1.9 Pg, 特别是近 30 年来, 青藏高原草地土壤由于气候变化导致的土地利用变化和草地退化所释放的 CO₂ 估计约有 C 301.23 × 10⁸ t^[21,23]。周涛等^[58]研究发现, 当 T ≤ 10℃ 时, 土壤有机 C 储量与温度成比较大的负相关性, 其相关系数可达到 -0.411。由于青藏高原年均温度 T 一般低于 10℃, 这说明随着温度的升高, 土壤会释放大量的有机 C, 从而使青藏高原成为大气 C 的释放源。Oechel 等^[59]研究表明, 北高纬苔原生态系统在气候变暖条件下, 由 C 汇变成 C 源。Goulden 等^[60]通过研究加拿大 Manitoba 地区 120 年林龄的黑野杉 (*Picea mariana*) 林的 C 平衡, 发现土壤 C 库对气候变暖所引起的冻深和解冻时间的响应非常敏感, 气候变暖可以导致该生态系统成为 C 源。目前针对青藏高原土壤 C 排放, 已经做了很多不同时间空间尺度的研究, 得到的比较一致的观点是大部分学者都认为随着气候变暖, 青藏高原的土壤将会释放大量的 C, 成为大气的 C 源^[29-30,36-38], 目前这方面的研究仍需要进一步的观测试验来论证。

4 问题与展望

目前针对青藏高原高寒生态系统土壤有机 C 已经开展了大量的研究, 其中一部分问题已经达成共识, 而有些问题仍然存在一定的分歧, 对这些问题的研究, 以及研究方法的改进是未来该领域的主要方向。目前本领域已经得到的初步结论如下:

(1) 近 40 年来, 由于全球气候变暖, 青藏高原年均气温平均上升了约 0.3 ~ 0.4℃, 尤其以冬季升温为主, 这使得青藏高原多年冻土正广泛退缩, 这直接或间接地影响了青藏高原土壤有机 C 库的大小。

(2) 据调查估计, 面积仅占全国陆地面积的 20.8% 的青藏高原土壤有机 C 总量大约为 C 490.0 × 10⁸ t, 约占全国有机 C 总量的 26.4%, 这充分说明青藏高原在中国乃至世界的 C 循环中具有十分重要的地位。

(3) 气候变暖可以增加青藏高原高寒生态系统植被 C 库, 这是因为气温的升高加快了光合作用, 与此相伴的 CO₂ 浓度升高也是其主要原因之一。

(4) 气候变暖将增加土壤呼吸, 土壤会向大气释放更多的 CO₂, 成为 C “源”, 但是由于土壤活性 C 库的量是有限的, 当这部分 C 释放进入大气以后, 增温就不能再刺激土壤呼吸作用释放 CO₂ 了, 即气候变

暖并不能长久地从根本上增加土壤呼吸。

(5) 整体来说, 在气候变暖条件下, 青藏高原高寒生态系统表现为一个弱的 C 源, 同时 C 循环的速率加快。

可以预见, 在未来数年乃至数十年间, 气候变暖必将对青藏高原高寒生态系统 C 循环产生巨大的影响, 这对于本领域的研究工作即是机遇也是挑战, 在未来数年间需要在以下的几个方面加强研究:

(1) 就目前的研究而言, 不同的土壤类型和不同的植被类型下的划分并不一一对应, 尽管目前对青藏高原土壤有机 C 储量已经有了一个可以普遍接受的结果, 但各个计算结果之间的差异仍较大, 最主要原因还是 C 密度和土壤体积质量的不同引起的偏差^[20,61]。今后还需要进一步建立和完善青藏高原高寒土壤分类标准和划分依据, 这将对正确认识和评估青藏高原在全球乃至中国土壤有机 C 的地位有极其重要的意义。

(2) 近几十年来, 全球气候变暖的趋势正在加大, 青藏高原也开始暖干化, 高寒土壤有机 C 随着气温的升高将发生不可逆转的变化, 表层土壤有机 C 分解释放的 CO₂ 将会增加。因此, 青藏高原土壤有机 C 变化对高寒生态系统 C 源汇效应的影响目前仍是需要特别关注的一个问题, 也是有待于进一步研究的课题。

(3) 对于青藏高原土壤有机 C 的排放问题, 目前还只是针对具体区域小尺度进行了观测试验和研究, 相对整个青藏高原高寒生态系统的资料和数据还很缺乏, 且数据不连续, 大尺度的连续的空间分析和观测试验在今后的研究中很有必要。

(4) 随着全球气候变暖, 青藏高原高寒生态系统与冻土土壤环境之间的耦合关系尚未进行更深的研究, 它们之间是如何相互作用的, 到目前都还没有一个很好的界定指标或成型的模型, 这为揭示高寒生态系统与冻土土壤之间的相互耦合关系带来不确定性和不易识别性。

(5) 土壤生物群落作为土壤生态系统功能的驱动者, 其活性和多样性的提高和维持, 对于青藏高原高寒生态系统可持续性的发展提供了保证。针对青藏高原土壤中微生物的研究不多, 以后的研究重点将进一步解决由于全球气候变化导致高寒土壤微生物特性的变化和两者之间的相互作用机理。

(6) 针对青藏高原高寒区土壤有机 C 的研究, 目前的资料不够充分, 研究方法也较单一, 这些都对研究结果的可靠性和真实性有一定影响, 当前在模型应用方面还没有一个比较成熟的能够对青藏高原整个区域的高寒生态系统进行研究的方法和运用模型, 观测

技术和手段严重影响研究的进度和精度。因此,要综合考虑高寒土壤、植被和人类活动共同的影响因素,完善模型和方法,提高观测技术和手段的准确性和可行性,以求更好的揭示三者之间的相互变化影响耦合关系。

参考文献:

- [1] Post WM, Emanuel WR, Zinke PJ. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982, 298 (8): 156-159
- [2] Schlesinger WH. Evidence from chronosequence studies for a low carbon storage potential of soil. *Nature*, 1990, 348 (15): 232-234
- [3] Houghton RA. Changes in the storage of terrestrial carbon since 1850. *Soil and Global Change*, Boca Raton, Florida: CRC Press, 1995: 45-65
- [4] 潘根兴, 曹建华, 周运超. 土壤碳及其在地球表层系统碳循环中的意义. *第四纪研究*, 2000, 20(4): 325-334
- [5] Trumbore SE. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 1997, 94: 8284-8291
- [6] IPCC. Summary for policymakers // Watson R. *Climate Change, The Scientific Basis*. Cambridge: Cambridge University Press, 2001: 1-20
- [7] 王绍强, 周成虎. 中国陆地土壤有机碳库估算. *地理研究*, 1999, 18(4): 349-354
- [8] 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳储量. *中国科学*, 2003, 33(1): 72-80
- [9] 陶贞, 沈承德, 高全洲, 孙彦敏, 易惟熙, 李英年. 高寒草甸土壤有机碳储量和CO₂通量. *中国科学D辑: 地球科学*, 2007, 37(4): 553-563
- [10] 马钰, 唐朝淑, 周余萍. 青海30年来气温、降水变化的诊断分析. *青海环境*, 1992, 2: 32-41
- [11] 王绍令. 青藏高原冻土退化的研究. *地球科学进展*, 1997, 12(2): 164-167
- [12] 王根绪, 程国栋, 沈永平. 江河源区的生态环境与综合保护研究. 兰州: 兰州大学出版社, 2001
- [13] 董锁成, 周长进, 王海英. 三江源地区主要生态问题与对策. *自然资源学报*, 2002, 17(6): 713-720
- [14] 孙睿, 刘昌明, 朱启疆. 黄河流域植被覆盖度动态变化与降水的关系. *地理学报*, 2001, 56(6): 667-672
- [15] 苏永中, 赵哈林. 土壤有机碳储量、影响因素及其环境效应的研究进展. *中国沙漠*, 2002, 22 (3): 220-228
- [16] Birdsey. Inventory of carbon storage and accumulation in U.S. forest ecosystems // Burkhart HE. *Research in Forest Inventory, Monitoring, Growth and Yield*. Pro IUFRO World Congr, Montreal, 5-11 Aug 1990. School of forest and wild resource, publ., FWS-3-90. blackburg: Virginia Polytechnic Inst. and State Univ., 1990
- [17] Franzmeier DP, Lemme GD, Miles RJ. Organic carbon on soils of north central United States. *Soil Science Society of America Journal*, 1985, 49: 702-708
- [18] Burkner IC, Youkr CM, parton WJ. Texture, climate, and cultivation effects on soil organic matter content in US grassland soils. *Soil Science Society of America journal*, 1989, 53: 800-805
- [19] 王绍强, 刘纪远. 土壤碳蓄积量变化的影响因素研究现状. *地球科学进展*, 2002, 17(4): 528-532
- [20] 方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳库 // 王庚辰, 温玉璞主编. *温室气体浓度和排放监测及相关过程*. 北京: 中国环境科学出版社, 1996, 109-128
- [21] 王根绪, 程国栋, 沈永平. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义. *冰川冻土*, 2002, 24(6): 694-698
- [22] Yang YH, Fang JY, Tang YH, Zhu B. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands. *Global Change Biology*, 2008, 14: 1-8
- [23] Wang GX, Qian J, Cheng GD. Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan Plateau and its global implication. *The Science of the Total Environment*, 2002: 207-217
- [24] 曾永年, 冯兆东, 曹广超, 薛亮. 黄河源区高寒草地土壤有机碳储量及分布特征. *地理学报*, 2004, 59(4): 497-502
- [25] 吴雅琼, 刘国华, 傅伯杰, 郭玉华. 青藏高原土壤有机碳密度垂直分布研究. *环境科学学报*, 2008, 28(2): 362-367
- [26] 王一博, 王根绪, 沈永平, 王彦莉. 青藏高原高寒区草地生态环境系统退化研究. *冰川冻土*, 2005, 27(5): 633-639
- [27] 王绍强, 周成虎, 李克让, 朱松丽, 黄方红. 中国土壤有机碳库及空间分布特征分析. *地理学报*, 2000, 55(5): 533-544
- [28] 王绍强, 刘纪远, 于贵瑞. 中国陆地土壤有机碳蓄积量估算误差分析. *应用生态学报*, 2003, 14(5): 797-802
- [29] 曹广民, 李英年, 张金霞, 赵新全. 高寒草甸不同土地利用格局土壤CO₂的释放量. *环境科学*, 2001, 22(6): 14-19
- [30] 温玉璞, 汤洁, 邵志清, 张晓春, 赵玉成. 瓦里关大气CO₂浓度变化及地表排放影响的研究 // 丁一汇, 石广玉. *中国的气候变化与气候影响研究*. 北京: 气象出版社, 1997: 95-101
- [31] 王在模, 乐炎舟, 张金霞. 高山土壤呼吸强度的初步研究. 夏武平. 高寒草甸生态系统. 兰州: 甘肃人民出版社, 1982: 174-183
- [32] 林清, 金会军, 程国栋, 李宁. 青藏高原五道梁冻土活动层表面二氧化碳和甲烷的排放. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 325-330
- [33] 刘允芬, 欧阳华, 曹广民, 罗辑, 张宪洲, 赵新全, 杨清伟. 青藏高原东部生态系统土壤碳排放. *自然资源学报*, 2001, 16(2): 152-159

- [34] 裴志永, 欧阳华, 周才平. 青藏高原高寒草原碳排放及其迁移过程研究. *生态学报*, 2003, 23(2): 231-235
- [35] 徐玲玲, 张宪洲, 石培礼, 于贵瑞, 孙晓敏. 青藏高原高寒草甸生态系统净二氧化碳交换量特征. *生态学报*, 2005, 25(8): 1948-1951
- [36] 张金霞, 曹广民, 周党卫, 胡启武, 赵新全. 高寒矮蒿草甸大气-土壤-植被-动物系统碳素储量及碳素循环. *生态学报*, 2003, 23(4): 627-633
- [37] 王俊峰, 王根绪, 王一博, 李元寿. 青藏高原沼泽及高寒草甸生长期内CO₂排放. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2007, 43(5): 17-22
- [38] 赵亮, 李英年, 赵新全, 徐世晓, 唐艳鸿, 于贵瑞, 古松, 杜明远, 王勤学. 青藏高原3种植被类型净生态系统CO₂交换量的比较. *科学通报*, 2005, 50(9): 926-932
- [39] Jenkinson DS, Adams DE, Wild A. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 1991, 351: 304-306
- [40] Liski J, Ilvesniemi H, Makela A. CO₂ emissions from soil in responses to climatic warming are overestimated: the decomposition on old soil organic matter is tolerant of temperature. *Ambio*, 1999, 28(2): 171-174
- [41] Davidson EA, Trumbore SE, Amundson R. Soil warming and organic carbon content. *Nature*, 2000, 408: 789-790
- [42] Billings WD, Luken JO, Mortensen DA, Peterson KM. Arctic tundra: A source or sink for atmospheric carbon dioxide in a changing environment? *Oecologia*, 1982, 53: 7-11
- [43] Raich JW, Schelesinger WH. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44B: 81-99
- [44] Trumbore S. Age of soil organic matter and soil respiration: Radiocarbon constraints on belowground C dynamics. *Ecological Application*, 2000, 10(2): 399-411
- [45] 彭少麟, 李跃林, 任海, 赵平. 全球变化条件下的土壤呼吸效应. *地球科学进展*, 2002, 17(5): 705-713
- [46] Jenkinson DS, Adams DE, Wild A. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 1991, 351(23): 304-306
- [47] Jenkinson DS, Adams DE, Wild A. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming. *Nature*, 1991, 351: 249-252
- [48] Raich JW, Schilesinger WH. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44B: 81-99
- [49] Raich JW, Potter CS. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Global Biogeochemical Cycles*, 1995, 9: 23-36
- [50] Rustad LE, Fernandez IJ. Experimental soil warming effects on CO₂ and CH₄ flux from a low elevation spruce-fir forest soil in Maine, USA. *Global Change Biology*, 1998, 4: 597-605
- [51] Briones MJ, Poskitt J, Ostle N. Influence of warming and enchytraeid activities on soil CO₂ and CH₄ fluxes. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004, 36: 1851-1859
- [52] Kang S, Doh S, Lee D, Jin VL, Kimball JS. Topographic and climatic controls on soil respiration in six temperate mixed-hardwood forest slopes, Korea. *Global Change Biology*, 2003, 9: 1427-1437
- [53] Melillo JM, Steudler PA, Aber JD, Newkirk K, Lux H, Bowles FP, Catricala C, Magill A, Ahrens T, Morrisseau S. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system. *Science*, 2002, 298: 2173-2176
- [54] Luo YQ, Wan SQ, Hui DF, Wallace LL. Acclimatization of soil respiration to warming in a tall grass prairie. *Nature*, 2001, 413: 622-625
- [55] Sundquist ET. The global carbon dioxide budget. *Science*, 1993, 259: 934-941
- [56] Kevenbolden K. Gas hydrates-geological perspective and global change. *Reviews of Geophysics*, 1993, 31: 173-187
- [57] Kirschbaum MUF. The temperature dependence of soil organic matter decomposition, and the effect of global warming on soil organic C storage. *Soil Biology and Biochemistry*, 1995, 27: 753-760
- [58] 周涛, 史培军, 王绍强. 气候变化及人类活动对中国土壤有机碳储量的影响. *地理学报*, 2003, 58(5): 727-733
- [59] Oechel WC, Vourlitis GL, Hastings SJ, Zulueta RC, Hinzman L, Kane D. Acclimation of ecosystem CO₂ exchange in the Alaskan Arctic in response to decadal climate warming. *Nature*, 2000, 406: 978-981
- [60] Goulden ML, Wofsy SC, Harden JW, Trumbore SE, Crill PM, Gower ST, Fries T, Daube BC, Fan SM, Sutton DJ, Bazza ZA, Mugner JW. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 1998, 279: 214-217
- [61] 金峰, 杨浩, 赵其国. 土壤有机碳储量及影响因素研究进展. *土壤*, 2000, 32(1): 11-16

On Soil Organic Carbon of Alpine Ecosystem in Qinghai-Tibet Plateau

LI Na^{1,2}, WANG Gen-xu¹, GAO Yong-heng¹, JI Chang-zhi³

(1 *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;*

2 *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

3 *The College of Architecture and Civil Engineering, Inner Mongolia University of Science and Technology, Baotou, Inner Mongolia 014010, China*)

Abstract: As the “world’s third polar”, the Qinghai-Tibet Plateau is a complex and unique system. In consequence, the alpine soil has its distinct characters due to the particular natural and geographic environment. Firstly, this paper summarized the advances in soil organic carbon (SOC) pool of the Qinghai-Tibet Plateau ecosystem, discussed the reasons that caused the differences of the results, then illustrated the observations and experiments on the alpine SOC emission, and investigated the impacts of climatic change on SOC of the alpine ecosystem. At present, the trend of global warming is aggravating, in the latest 40 years, the temperature of Qinghai-Tibet plateau has increased 0.3 ~ 0.4°C, the frozen soil area has degraded extensively, which lead to the decrease of the vegetation coverage, shrink of the area of alpine meadow and grassland, and the decrease of the productivity of vegetation and the input of soil organic matter, representing the dramatic degradation of the alpine eco-system. But the rising temperature accelerates the decomposition rate of SOC and therefore influences the carbon cycle and storage of the alpine eco-system. It has been a hot topic about the source and sink of SOC in the Qinghai-Tibet plateau, but so far it is still unclear how the rising temperature influences SOC dynamically there, thus, long-term observations and experiments should be conducted in order to explain the effects of the carbon source and sink which change with the climatic change.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau, Alpine ecosystem, Soil organic carbon (SOC), CO₂ emission, Climatic change