

高寒草甸土壤有机碳储量和 CO₂ 通量

陶 贞^{①②*} 沈承德^② 高全洲^① 孙彦敏^② 易惟熙^② 李英年^③

(① 中山大学地理科学与规划学院, 广州 510275; ② 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;

③ 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001)

摘要 选择青藏高原东北隅海北站区的 4 种高寒草甸土壤进行高分辨率采样, 测定土壤有机碳及其 ¹⁴C 信号; 应用 ¹⁴C 示踪技术探讨高寒草甸土壤有机碳更新周期和 CO₂ 通量. 研究得出海北站高寒草甸生态系统土壤有机碳储量在 $22.12 \times 10^4 \sim 30.75 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 之间, 平均为 $26.86 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$. 高寒草甸土壤有机碳的更新周期从表层的 45~73 a 随深度增加到数百年甚至数千年或更长. 高寒草甸生态系统土壤呼吸的 CO₂ 通量变化于 $103.24 \sim 254.93 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间, 平均为 $191.23 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. 土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量变化于 $73.3 \sim 181 \text{ gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ 之间. 矮嵩草草甸土壤 30% 以上的有机碳贮存在土壤表层 (0~10 cm) 的活动碳库中, 土壤有机质更新产生的 CO₂ 占整个剖面有机质更新产生的 CO₂ 通量的 72.8%~81.23%. 响应于全球变暖, 青藏高原高寒草甸生态系统土壤有机碳的储量、流量、归宿变化等问题有待进一步研究.

关键词 青藏高原 高寒草甸 土壤有机碳 CO₂ 通量 ¹⁴C 信号

土壤圈贮存的有机碳量约是目前大气储量的 2 倍、陆地植被储量的 3 倍^[1]. 土壤碳循环是陆地生态系统物质循环和能量流动的基础, 也是全球碳循环的重要组成部分. 每年土壤呼吸释放到大气中的 CO₂ 是化石燃料燃烧释放的 CO₂ 的 10 倍多^[2], 其中土壤有机碳 (SOC) 分解释放的 CO₂ 大约占陆地生态系统-大气之间交换的 CO₂ 的 2/3^[3]. 因此, 土壤碳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^[4]. 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, 在中国甚至全球的碳汇管理和生态环境建设中起着举足轻重的作用. 因此, 青藏高原生态系统的土壤碳储量及其平衡研究引起了人们的关注, 但是由于计算方法和数据来源不同, 所得结论不尽一致^[5~17]. 而且基于生态系统

功能过程的土壤碳贮存量和碳排放量研究较少^[8,10,17], 关于土壤有机碳的驻留时间、土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量研究尚属空白. 高寒草甸是青藏高原生态系统的重要组成部分之一. 研究高寒草甸土壤有机碳库的大小及变化是了解高寒草甸生态系统土壤-大气间碳交换的先决条件, 有助于探讨减少人为碳排放、增加土壤碳贮存、延长土壤碳驻留时间等问题和认识青藏高原在全球碳循环中的功能及其对全球变化的贡献与响应.

本文选择位于青藏高原东北隅的中国科学院海北高寒草甸生态系统定位研究站 (简称海北站, 下同) 区具有代表性的 4 个高寒草甸土壤剖面进行高分辨率采样, 测定土壤有机碳及其 ¹⁴C 信号; 应用 ¹⁴C 示踪技术探讨高寒草甸 SOC 库的更新周期和土壤 CO₂ 释放的动态变化过程, 为区域碳循环研究和预测青藏高原土壤所累积的丰富碳素对全球气候变暖的响

收稿日期: 2006-09-11; 接受日期: 2007-01-09

国家自然科学基金 (批准号: 40231015, 40471120, 40473002) 和广东省自然科学基金 (批准号: 06300102) 资助

* E-mail: taozhen@mail.sysu.edu.cn

应与反馈提供基础数据。

1 研究区概况

海北站位于青藏高原东北隅, 祁连山东段冷龙岭南麓, 大通河河谷西北部。地理位置为 $37^{\circ}29' \sim 37^{\circ}45'N$, $101^{\circ}12' \sim 101^{\circ}33'E$ (图 1)。站区内地势开阔, 多滩地和低丘, 海拔高度 3200~3600 m。气候寒冷湿润, 年平均气温 $-1.7^{\circ}C$, 多年平均降水量 580 mm 左右; 年内无绝对无霜期, 相对无霜期 20 d 左右。7 月份仍出现霜冻、结冰、降雪(雨夹雪)等天气现象。自然植被为高寒草甸, 土壤属于寒冻锥形土(*Cryic Cambisols*)(以前称高山草甸土), 母质为洪积-冲积物、坡积残积物及古冰水沉积物。属以自然放牧为主的纯牧区, 土壤基本保持自然状态 [18]。

高寒草甸(高寒草本植物草甸和高寒灌丛草甸)是晚新生代青藏高原隆升后, 在高寒气候条件下演生的独特的自然植被类型之一, 广泛分布于青藏高原东部, 构成特殊的高原地带性 [19]与山地垂直地带性的主要植被类型, 是中国重要的草场资源。在高寒灌丛组成中, 主要由北温带寒温性落叶阔叶灌木金露梅(*Dasiphora fruticosa*)和青藏高原特有种山生柳(*Salix oritrepha*), 狭叶鲜卑花(*Sibiraea angustata*)等组成; 高寒草本植物草甸可分为草原化草甸, 真草甸(包括矮嵩草(*Kobresia humilis*)草甸, 线叶嵩草(*Kobresia capillifolia*)草甸和垂穗披碱草(*Elymus nutans*)草

甸)和沼泽化草甸。金露梅灌丛草甸和矮嵩草草甸是海北站分布最普遍的两种高寒草甸类型。金露梅灌丛草甸主要分布在山地阴坡、潮湿的滩地、山麓洪积扇、河流低阶地和海拔 3800 m 以上的山地阳坡。矮嵩草草甸主要分布在排水良好的滩地、宽谷、坡麓和山地的半阴半阳坡 [20]。为了认识植被类型、地形和人类活动对高寒草甸土壤碳循环的影响, 我们于 2003 年 7 月在海北站区选择具有代表性的金露梅灌丛草甸、矮嵩草草甸(滩地矮嵩草草甸和缓坡地矮嵩草草甸)3 个自然高寒草甸生态系统和 1 个人工种植的燕麦(*Arrhenatherum elatius*)草地(1978 年以前是自然矮嵩草草甸, 1978 年开始种植优良牧草燕麦, 每年春季翻耕 20~30 cm 深, 5 月下旬播种、追施尿素、牛羊粪, 9 月中旬收割), 在每种生态系统中随机开挖土壤剖面进行高分辨率采样(图 1)。表 1 列出研究样地的主要特征。

2 材料与方法

2.1 样品采集

首先在选取样地开挖一探坑(100 cm×80 cm×150 cm), 在探坑一侧面选取采样柱位置, 削平采样柱侧面, 贴地面铲除采样柱表面(50 cm×50 cm)的植物和凋落物, 然后用不锈钢采样刀和铲进行采样。采取高分辨率垂直连续采样法, 采样深度为 100 cm。0~30 cm 采样间隔为 2 cm, 30~60 cm 采样间隔为 5 cm,

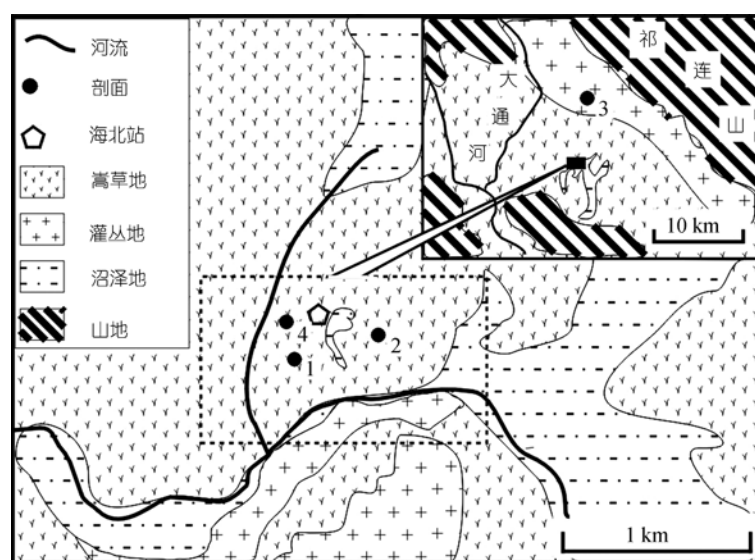


图 1 研究区位置略图

1. 滩地矮嵩草草甸草毡寒冻锥形土剖面(简称为 ASC I, 下同); 2. 缓坡地矮嵩草草甸草毡寒冻锥形土剖面(简称为 ASC II, 下同); 3. 高寒灌丛草甸暗沃寒冻锥形土剖面(简称 JLM 剖面, 下同); 4. 燕麦草地土壤剖面(简称 YMC 剖面, 下同)

表 1 研究样地的主要特征^{a)}

生态系统类型	建群种	地理位置	海拔高度/m	土地类型	地上生物量/ kg·m ⁻² ·a ⁻¹	利用 状况
滩地矮嵩草草甸	矮嵩草	37°37'N, 101°19'E	3220	滩地	0.35	冬春季轻度 自由放牧
缓坡地矮嵩草草甸	矮嵩草		3230	半阳缓坡地坡度 5°~7°		
金露梅灌丛草甸	金露梅	37°40' N, 101°19' E	3352	滩地	0.27	
燕麦草地	燕麦	37°37'N, 101°19'E	3220	滩地	2.31(鲜)	割草

a) 数据来源文献 [18,21]

60~80 cm 采样间隔为 10 cm, 80~100 cm 采样间隔为 20 cm. 每个剖面共采集样品 24 个, 每个样品的重量为 1.5~2.0 kg.

2.2 测定方法

2.2.1 土壤有机碳含量的测定

将风干的土壤样品混合均匀, 用 1 mm 的筛子除去枯枝叶和毛细根. 用电子天平(AB104-N, Produced by Mettler-Toledo Group, $d = 0.0001$ g)称 10~200 mg 土壤样品, 加 10% 的盐酸充分反应, 除去碳酸盐; 用蒸馏水反复洗涤样品至中性; 烘干(温度 80℃); 加入适量氧化铜(CuO)和银丝, 在真空条件下燃烧 15 min(温度 800℃), 根据产生的CO₂ 量计算出样品中C 的百分含量 [22,23]. 利用下式计算出第*i*层的土壤有机碳含量SOC_{*i*}(kgC·hm⁻²):

$$SOC_i = C_i \times h_i \times \rho \times 10^4, \tag{1}$$

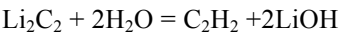
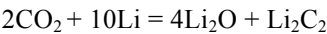
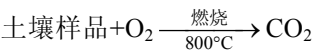
式中, C_i 是样品中C 的百分含量(%), h_i 是土壤层的厚度(m), ρ 是土壤容重(g·cm⁻³). 计算时, 选用高山草甸土的平均容重值, 为 1.20 g·cm⁻³[14].

研究区某一生态系统单位面积土壤的有机碳储量 SOC_{*t*}(kgC·hm⁻²)为

$$SOC_t = \sum_{i=1}^k SOC_i, (k=1, 2, 3, \cdots, 24). \tag{2}$$

2.2.2 土壤有机质 ¹⁴C 含量的测定

取适量风干的土壤样品(110~500 g), 除去枯枝叶和毛细根, 加 10% 的盐酸充分反应, 除去碳酸盐; 用蒸馏水反复洗涤样品至中性; 烘干(温度 105℃), 在真空条件下经过系列反应



在硅铝胶附载氧化铬(CrO₃-Al₂O₃-SiO₂)催化剂的作用下聚合成液体苯



将合成的液体苯放置 30 d 左右, 待半衰期较短的放射性氦衰变完毕, 将苯放入 WALLAC 1220 Quantulus™ 超低本底液体闪烁计数谱仪中精确测量 ¹⁴C 的放射性(分析精度为 1%).

土壤 ¹⁴C 含量是碳输入速率和有机质更新变化的结果. ¹⁴C 数据用 Δ¹⁴C 表示. Δ¹⁴C < 0, 表示碳在土壤中驻留了足够长的时间, 能够反映宇宙成因的 ¹⁴C 的衰变过程; Δ¹⁴C > 0 指示土壤中有大量的大气核试验产生的 ¹⁴C(“核爆”¹⁴C) [24]. Δ¹⁴C 值可以根据(3)式计算:

$$\Delta^{14}\text{C} = \left(\frac{A_{\text{SN}}}{A_{\text{abs}}} - 1 \right) \times 1000 \text{‰}, \tag{3}$$

式中, A_{SN} 是经同位素分馏效应校正后的样品放射性比度, A_{abs} 是绝对国际现代碳标准的放射性比度(等于国际现代碳标准(NBS草酸标准, SRM-4990)1950 年的 ¹⁴C 放射性比度的 95%, 相对于 PDB, δ¹³C = -19‰) [25].

上述实验均在中国科学院广州地球化学研究所 ¹⁴C 实验室完成.

2.2.3 土壤 CO₂ 通量的估算

活植物通过光合作用与大气交换 ¹⁴C, 与同时期大气有大约相同的 ¹⁴C 丰度. 植物死亡后, 就不再从大气吸收 ¹⁴C, 而已有的 ¹⁴C 原子因放射性衰变而减少. 因此, SOC 的 ¹⁴C 含量可作为“时钟”来估算 SOC 的平均驻留时间和土壤有机质分解释放的 CO₂ 量.

早在 1960s 末 ¹⁴C 测年法就应用于土壤腐殖质研究 [26], 碳同位素作为研究土壤碳循环的理想示踪剂始于 1970s 末 [27], 之后得以广泛应用. ¹⁴C 示踪技术可以在不同时间尺度上研究土壤碳动力学, 尤其是 大气“核爆”¹⁴C 作为研究土壤有机质(SOM)更新的有效示踪剂 [24, 27~29]. 1954~1962 年期间, 大气核试验产生了大量的 ¹⁴C. 1963 年禁止大气核试验谈判后不久, 北半球 ¹⁴CO₂ 浓度是自然平衡值的 2 倍左右. 之后由于海洋和陆地生物圈的吸收以及化石燃料燃烧释放的不含 ¹⁴C 的 CO₂ 的稀释, 大气 Δ¹⁴C 值稳定地减少

[24,30,31]. 但是目前仍高于大气核试验前 [32].

SOM 的 ^{14}C 含量受控于: ①大气 ^{14}C 的加入, ② SOM 分解释放 ^{14}C 和 ③ ^{14}C 的自然衰变. 受大气“核爆” ^{14}C 的影响, 土壤剖面上部的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 >0 , 无法直接测定其表观 ^{14}C 年龄. 为了量化表层 SOM 的更新周期, 我们利用 Cherkinsky 等 [33] 提出的数学模型计算受大气“核爆” ^{14}C 影响的 SOM 的分解速率. 该模型的数学表达式为:

$$A(t) = A(t-1) - (m + \lambda) \times A(t-1) + mA_0(t), \quad (4)$$

$$\frac{A(1955)}{A_{\text{abs}}} = \frac{m}{m + \lambda}, \quad (5)$$

式中, $A(t)$: t 年 SOM 的 ^{14}C 放射性比度, $A(t-1)$: $t-1$ 年 SOM 的 ^{14}C 放射性比度, $A_0(t)$: t 年大气 ^{14}C 的放射性比度, $m(\text{a}^{-1})$: SOM 的分解速率, $\lambda(\text{a}^{-1})$: ^{14}C 的衰变常数, $\lambda = 1/8033$, A_{abs} 是绝对国际现代碳标准放射性比度, $A(1955)$: 1955 年 SOM 的 ^{14}C 放射性比度.

考虑到当年植物吸收的大气 ^{14}C 不可能当年加入到土壤中, 根据野外对地表凋落物的观察和室内对根系组成的分析, 考虑研究地区的自然环境特征, 假设其推迟一年, 本文实际计算时, (4) 式中的 $A_0(t)$ 改为 $A_0(t-1)$.

根据 Levin 等 [32] 的大气 CO_2 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值, 推出 1977 年以来大气 ^{14}C 含量的变化方程

$$Y = 354.03 \exp^{-0.0614(t-1976)}, \quad (R^2 = 0.9958, n = 20) \quad (6)$$

式中, Y 是 t 年 (>1977) 大气 CO_2 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 (‰). 根据 (6) 式计算出 1977 年以来大气 ^{14}C 值, 然后根据 $\Delta^{14}\text{C}$ 和 pMC 的定义, 求出 t 年大气 ^{14}C 的放射性比度 (pMC).

采用迭代法计算出采样前一年 (2002 年) SOM 的 ^{14}C 放射性比度. 首先赋予 m 值, 用 (5) 式计算出 $A(1955)$, 再将 m 值和 $A(1955)$ 代入 (4) 式, 变换 m 值, 直到计算的 $A(2002)$ 近似于实测值 (计算精度为 0.00002 a^{-1}), m 值即为所求.

当样品的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 <0 , 即仪器可以直接测出其所在层位的表观年龄时, “核爆” ^{14}C 的影响可忽略不计. 这些土壤层可以被认为是处于相对稳定状态. 根据 (5) 式和 $\Delta^{14}\text{C}$ 的定义, 这些土壤层的有机质更新速率 (m) 可按下式计算 [34]:

$$m = -\lambda \left(1 + \frac{1000}{\Delta^{14}\text{C}} \right), \quad (7)$$

式中 $\lambda(\text{a}^{-1})$ 是 ^{14}C 的衰变常数, $\lambda = 1/8033$.

土壤有机质的更新周期 $T(\text{a})$:

$$T = \frac{1}{m}, \quad (8)$$

土壤剖面单层土壤有机质更新过程中产生的 CO_2 可根据下式计算:

$$F_i = \rho \times h \times C \times m, \quad (9)$$

式中, F_i : 单层土壤 CO_2 产量, 单位: $\text{gC} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$; $i = 1, 2, 3, \dots, 24$; h : 单层土壤厚度, 单位: cm ; ρ : 土壤容重, 为 $1.20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ [44]; C : 土壤有机碳含量 (%); m : 土壤有机质分解速率, 单位: a^{-1} .

研究区某一生态系统土壤有机质更新过程中产生的 CO_2 通量 $F_t (\text{gC} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1})$, 可根据下式计算:

$$F_t = \sum_{i=1}^k F_i, \quad (k = 1, 2, 3, \dots, 24). \quad (10)$$

3 结果与讨论

3.1 不同生态系统的土壤有机碳贮存量

研究区不同生态系统 SOC 含量及其随深度的变化差异明显 (表 2, 图 2), 其中金露梅灌丛草甸的 SOC 含量最高. 3 个自然生态系统土壤 (ASC I 剖面、ASC II 剖面和 JLM 剖面) 表层 (0~10 cm) SOC 含量分别是 $7.07 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 或占整个剖面土壤有机碳总量的 32%, $8.16 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 或 34%, $8.59 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 或 28%, 且随深度增加显著减少; 在相应深度 YMC 剖面只有 $5.29 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ 或 17%, 耕作活动导致土壤表层 SOC 减少 25.18%. 10 cm 以下矮嵩草草甸 SOC 含量小于燕麦草土壤的相应值, 与这两种土壤中根系生物量的垂直分布特征一致, 是由浅根系的矮嵩草转变为较深根系的燕麦草导致的浅层碳向土壤深层移动所致. 矮嵩草草甸的根系生物量主要集中在土壤表层, 占土壤根系总量的 67.29%~69.7%, 10 cm 以下迅速减少. 而燕麦草土壤表层根系生物量较少, 仅占土壤根系总量的 43%, 10~55 cm 根系生物量较多.

关于研究区 SOC 含量的报道有的是采用 SOM 含量表示 [35,36], 由 SOM 含量乘以 Bemmelen 换算系数 (即 0.58) 求得 SOC 含量. 本文对研究区不同生态系统 SOC 含量测定值与其他人的研究结果存在差异 (表 3). 这是由于测量方法、测量深度的差异所致.

研究区不同生态系统的 SOC 储量 (SOC_t) 存在较大差异, 从大到小依次是 $30.75 \times 10^4 \text{ kgC} \cdot \text{hm}^{-2}$ (金露梅

表 2 高寒草甸土壤有机碳含量

深度/cm	有机碳含量/10 ⁴ ·kgC·hm ⁻²			
	ASC I	ASC II	JLM	YMC
0~2	2.45	1.80	2.57	1.06
2~4	1.51	1.79	1.80	1.04
4~6	1.28	1.58	1.70	0.92
6~8	0.97	1.42	1.18	0.99
8~10	0.85	1.57	1.33	1.28
10~12	0.78	1.34	1.31	1.10
12~14	0.69	1.16	1.10	0.95
14~16	0.66	1.04	1.04	1.18
16~18	0.40	1.00	0.87	1.15
18~20	0.75	0.85	0.87	1.24
20~22	0.67	0.91	0.81	1.20
22~24	0.58	0.68	0.78	1.04
24~26	0.61	0.62	0.75	1.03
26~28	0.63	0.59	0.70	0.90
28~30	0.58	0.53	0.67	0.89
30~35	1.30	1.25	1.93	1.92
35~40	1.07	1.00	1.46	1.91
40~45	0.94	1.01	1.31	1.97
45~50	0.91	0.89	1.26	1.44
50~55	0.77	1.05	1.13	1.24
55~60	0.66	0.32	1.10	1.09
60~70	1.16	0.57	1.77	1.89
70~80	0.70	0.39	1.54	1.42
80~100	1.18	0.95	1.76	1.41

灌丛草甸)、30.24×10⁴ kgC·hm⁻²(燕麦草)、24.32×10⁴

kgC·hm⁻²(缓坡矮嵩草草甸)和 22.12×10⁴ kgC·hm⁻²(滩地矮嵩草草甸)(图 3)。研究区 SOC_t 的平均值为 26.86×10⁴ kgC·hm⁻²。

SOC主要来源于植物、动物、微生物残体及其排泄物、分泌物、部分分解产物。在特定生态系统中，SOC库的变化主要受初级生产量的输入过程与分解过程的制约。不同植被组成可以形成特定的土壤表层和土壤层内微气候，影响凋落物和根系的分解速率，在一定程度上控制着SOC的形成和分解过程，从而造成高寒草甸生态系统之间及同一生态系统内各土层间SOC贮存量的差异 [39]。金露梅灌丛草甸SOC贮存量较高是由于根系生物量较高(27947 kg·hm⁻²)和较低土壤温度(0~20 cm整层年平均温度为 1.83℃)、较大土壤湿度(年平均为 30%)及较长冻结时间耦合作用造成的SOC分解缓慢所致；矮嵩草草甸SOC贮存量较低是由于根系生物量较低(25745 kg·hm⁻²)和较高土壤温度(0~20 cm整层年平均温度为 3.15℃)、较低土壤湿度(年平均为 28%) [18]和较短的冻结时间造成SOC分解较快所致；而燕麦草土壤表层SOC含量较低则是由于耕作活动导致土壤表层积累的枯枝落叶和根系减少，土壤升温快，湿度减小，通气条件得以改善，致使SOM的分解速率加快，且SOM向深处迁

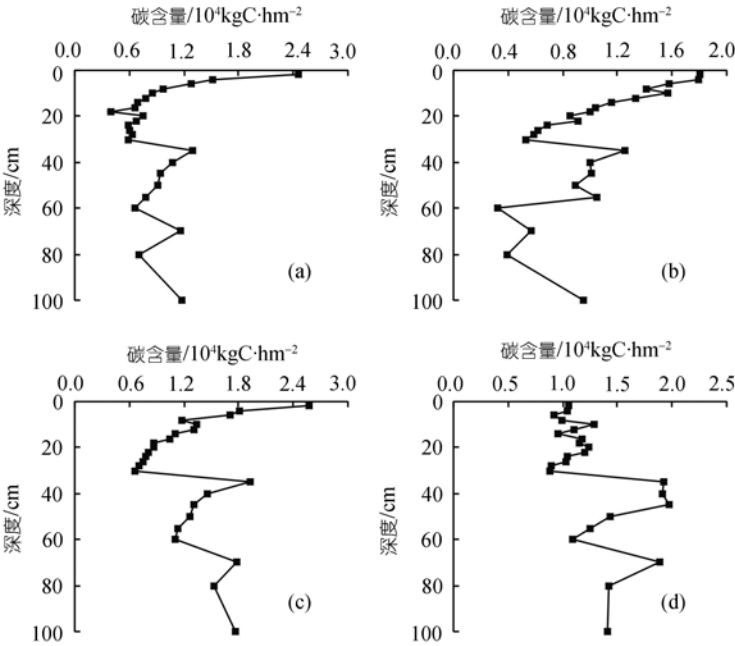


图 2 研究区不同生态系统 SOC 含量随深度的变化
(a) ASC I 剖面; (b) ASC II 剖面; (c) JLM 剖面; (d) YMC 剖面

表 3 研究区土壤有机碳含量测定结果比较^{a)}

深度/cm	0~4	0~10	0~20	4~24	10~20	20~40	24~45	45~70	文献
ASC	82.67			31.75			21.87	12.19	本文
		50.17			45.37	29.67			[35]
			61.13			27.67			[36]
	101.00			40.20			20.40	5.60	[37]
JLM	91.19			42.61			24.29	18.27	本文
			119.65			74.36			[36]

a) 土壤有机碳含量单位为 $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$. 高山草甸土有机碳含量为 $70.30\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 深度不详 [38]

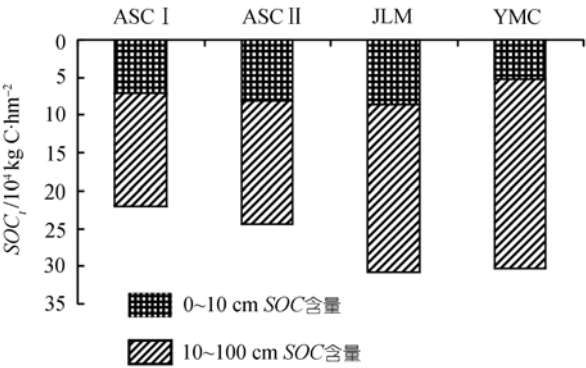


图 3 研究区不同生态系统的 SOC_t 比较

移等所导致。表层以下燕麦草土壤根系生物量较多，SOC 分解缓慢，翻埋的地表凋落物、根茬和未分解牛羊粪等共同作用使得 10 cm 以下土壤层的碳输入增多，致使燕麦草的 SOC_t 大于滩地矮嵩草草甸。

本文对研究区单位面积 SOC 储量的估算值显著小于其他研究者对寒冻锥形土的估算结果(分别为 $36.50\text{ kgC}\cdot\text{m}^{-2}$ (82.9 cm) [11], $53.13\text{ kgC}\cdot\text{m}^{-2}$ (青海区, 65 cm) [12] 和 $50.25\text{ kgC}\cdot\text{m}^{-2}$ (80 cm) [14])。这是由于不同亚类寒冻锥形土表层有机碳含量差异较大(例如草毡寒冻锥形土表层有机碳含量为 $58\sim 87\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 暗沃寒冻锥形土为 $58\sim 116\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ [37]), 计算时选取的土壤剖面个数相差较多、土壤深度不统一、计算方法有别等因素所致。

3.2 SOC 贮存量的比较

比较发现, 研究区 SOC_t 显著大于温带草原土壤、热带人工草地土壤的相应值(图 4)。这是海北站区海拔高, 年平均温度较低, 土壤相对湿度较大, 土壤冻结时间长等条件有利于土壤有机质的积累; 而干且暖的温带草原和湿热的热带草地则促使 SOC 分解所致。研究区 SOC_t 亦明显高于不同气候带森林生态系

统土壤的 SOC_t 值, 揭示出 SOC_t 受地理位置、海拔高度和植被类型等因素的综合制约, 同时也进一步证实了青藏高原的高寒环境对 SOC 的积累起着积极的作用。因此, 高寒草甸土壤碳库在中国乃至全球土壤碳库中都占有十分重要的地位 [11]。

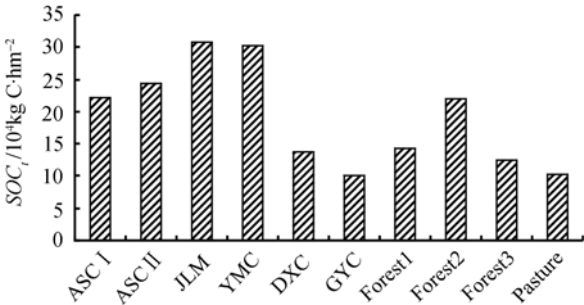


图 4 不同生态系统土壤有机碳储量的比较

DXC($43^{\circ}00'\text{N}$, $117^{\circ}29'\text{E}$)和GYC($43^{\circ}34'\text{N}$, $116^{\circ}40'\text{E}$)代表内蒙古温带草原土壤; Forest1 是青藏高原东缘贡嘎山亚高山森林土壤 [40], Forest2 是中国东北部帽儿山森林土壤($45^{\circ}24'\text{N}$, $127^{\circ}40'\text{E}$) [41]; Forest3 和 Pasture 是北美洲哥斯达黎加大西洋区土壤, Forest3 是热带雨林土壤, Pasture 是 25 年前热带雨林被砍伐后种植的热带牧草土壤 [23]

3.3 土壤有机质的更新周期

研究区不同生态系统土壤有机质的 ^{14}C 含量及其随深度的递减均有明显差别(图 5)。研究区土壤表层 ($0\sim 4\text{ cm}$) 的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 >0 , 且缓坡矮嵩草草甸土壤和滩地矮嵩草草甸土壤的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 ($108\%\sim 148\%$) 显著大于金露梅灌丛草甸土壤和燕麦草土壤的相应值 ($3\%\sim 40\%$), 指示“核爆” ^{14}C 的穿透深度大约为 4 cm ; 10 cm 以下, SOM 的 $\Delta^{14}\text{C} < 0$ 。金露梅灌丛草甸土壤的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值 (10 cm 以下) 大于滩地矮嵩草草甸土壤的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值。这是由于金露梅灌丛为深根系植物, 10 cm 以下金露梅灌丛草甸土壤的根系较多, 碳输入量增加所致。燕麦草土壤表层的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值较小; 向下 $10\sim 55\text{ cm}$, 富集 ^{14}C , $\Delta^{14}\text{C}$ 值大于滩地矮嵩草草甸土壤的相应值, 暗示着这一深度年轻碳输入量增加。这是由于耕作活动导

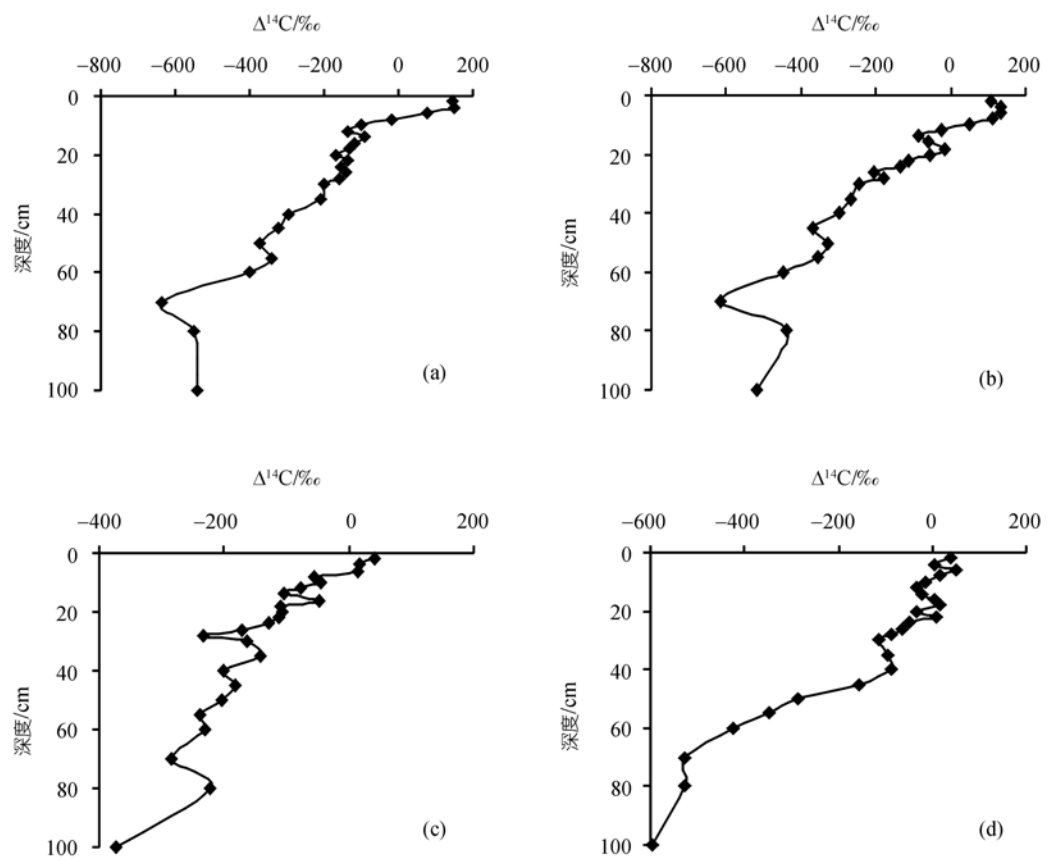


图 5 研究区不同生态系统 SOM 的 ¹⁴C 含量
(a) ASC I 剖面; (b) ASC II 剖面; (c) JLM 剖面; (d) YMC 剖面

致燕麦草土壤表层年轻碳输入较少且分解较快以及深层老碳的混合, 出现贫 ¹⁴C; 10~55 cm, 富集 ¹⁴C, 是由于这一深度根生物量增加导致的年轻碳增加和部分表层的年轻碳以溶解或颗粒碳的形式向下运移共同作用的结果 [22]。

更新较快的土壤有机质的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值偏正, 更新缓慢和稳定状态的土壤有机质的 $\Delta^{14}\text{C}$ 值偏负 [24]。根据这一原则, 研究区表层(0~4 cm)土壤 ¹⁴C 含量的分布特征揭示了矮嵩草草甸土壤有机碳更新最快, 金露梅灌丛草甸土壤次之, 燕麦草土壤最慢。

根据(8)式, 我们估算了研究区各类生态系统 SOM 的更新周期(表 4, 图 6)。缓坡矮嵩草草甸土壤和滩地矮嵩草草甸土壤表层(0~4 cm)SOC 更新较快, 更新周期为 45~73 a, 同一深度金露梅灌丛草甸土壤有机质的更新周期为 171~239 a, 向下随深度增加到数百年甚至到数千年或更长。矮嵩草草甸土壤表层有机碳的更新周期较短意味着表层 SOC 库对气候变化或土地利用变化的响应较敏感。

表 4 高寒草甸土壤有机质的更新周期

深度/cm	更新周期/a			
	ASC I	ASC II	JLM	YMC
0~2	47	73	171	171
2~4	45	53	239	294
4~6	102	54	246	147
6~8	167	71	474	235
8~10	898	149	386	129
10~12	1275	221	682	272
12~14	791	738	935	181
14~16	1081	494	403	295
16~18	1209	131	975	247
18~20	1602	476	973	292
20~22	1256	1025	1015	278
22~24	1465	1247	1194	406
24~26	1319	2066	1654	545
26~28	1517	1773	2450	761
28~30	2031	2626	1582	1030
30~35	2102	2895	1337	830
35~40	3400	3382	2012	750
40~45	3866	4656	1786	1482
45~50	4759	3927	2037	3245
50~55	4191	4437	2522	4296
55~60	5319	6464	2407	5879
60~70	14155	12780	3204	8970
70~80	9860	6311	2283	9027
80~100	9527	8695	4768	11875

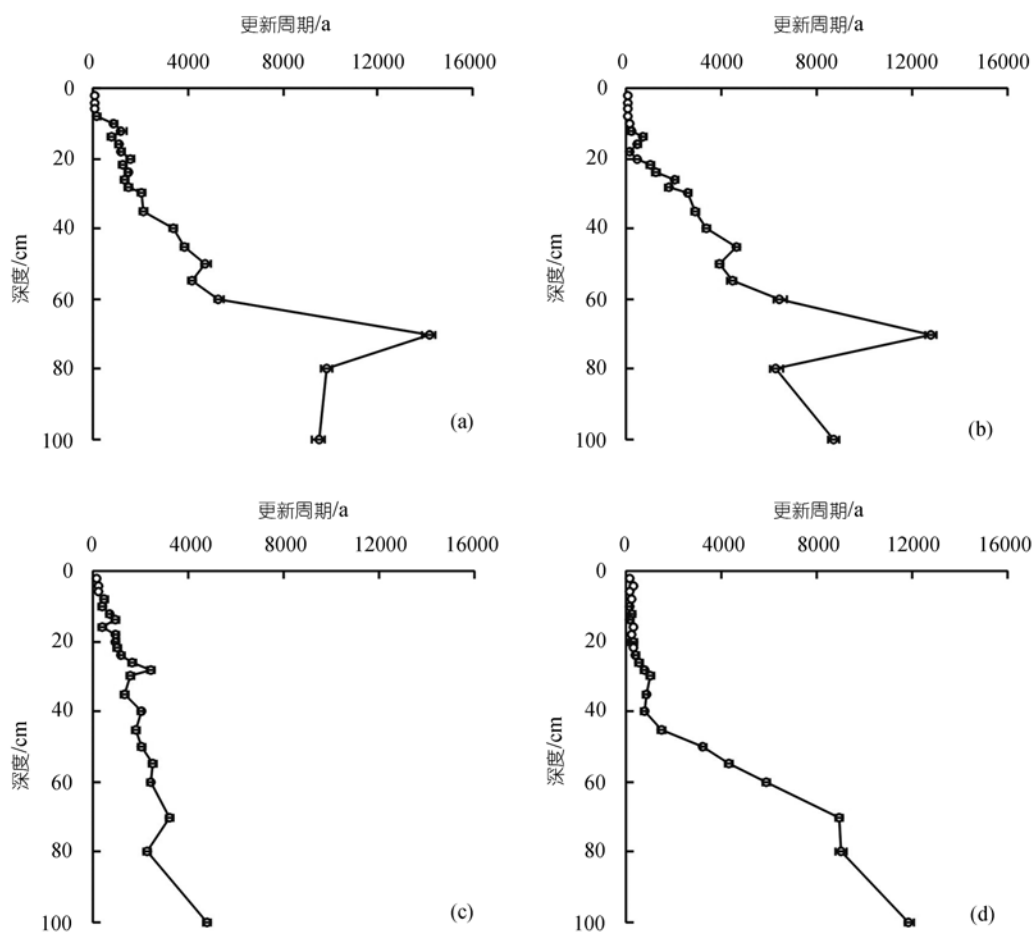


图6 研究区不同生态系统 SOM 的更新周期
(a) ASC I 剖面; (b) ASC II 剖面; (c) JLM 剖面; (d) YMC 剖面

燕麦草土壤表层有机质的更新周期为 171~294 a, 比相应自然土壤有机质的更新周期长, 这与用模型计算得出的农业土壤表层有机碳更新周期长于自然草地土壤的结论一致 [22]。耕作活动导致燕麦草土壤表层凋落物覆盖减少, SOM 分解加快, 一部分被农作物吸收、一部分被淋溶, 加上较深层老碳的混合作用, 使得燕麦草土壤表层有机碳惰性组分含量比较高, 进而导致土壤表层有机碳更新周期较长。

SOM 是由更新周期不同的组分组成的复杂系统。在土壤碳循环研究中根据有机质的更新周期一般把 SOC 库分为 3 个碳库(“活动”、“慢”和“稳定”碳库)或者“快循环”碳库(“活动”碳库+“慢”碳库)和“稳定”碳库 [4] 或者“活动”碳库和“稳定”碳库 [22]。由于土壤结构、土壤小气候(土壤温度、土壤水分)、植被、土地利用方式和强度以及地貌部位的差异, 研究区不同生态系统的土壤碳库组成存在差别。缓坡矮嵩草草

甸土壤“活动”碳库($t < 100$ a, 下同)占土壤总碳库的 8%, 滩地矮嵩草甸土壤“活动”碳库占 4%, 金露梅灌丛草甸土壤和燕麦草土壤缺失“活动”碳库, 土壤碳主要由慢组分($100 \text{ a} < t < 1000 \text{ a}$)和“稳定”组分($t > 1000 \text{ a}$)碳库组成。

快循环碳的更新周期随气候和植被的变化而变化 [4]。研究区表层土壤的有机碳驻留时间(45~73 a)明显大于北美洲内华达山西坡自然草地土壤(7.4 a) [22] 和中国亚热带森林土壤(1.6~7 a) [34] 以及全球 SOC 的平均驻留时间(22 a) [42] 或(32 a) [43]。这是研究区高寒的生态环境使得土壤温度较低, 微生物活动较弱导致的土壤有机质分解速率较慢所致。高寒的生态环境是青藏高原高寒草甸土壤有机碳储量巨大的主要原因之一。

3.4 土壤有机质分解产生的 CO_2 通量

土壤呼吸是土壤圈向大气圈输出 CO_2 的唯一途

径, 是大气 CO₂ 的重要来源之一. 土壤呼吸是指土壤中产生 CO₂ 的所有代谢过程, 这些过程包括土壤微生物呼吸(有机质的微生物分解)、根呼吸和土壤动物的呼吸等生物过程以及含碳物质化学氧化的非生物过程^[43]. 其中生物过程占主导地位^[44]. 根据(10)式估算的研究区土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量变化于 73.3~181 gC·m⁻²·a⁻¹ 之间. 不同生态系统土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量从大到小依次是 181 gC·m⁻²·a⁻¹(滩地矮嵩草草甸)、177.8 gC·m⁻²·a⁻¹(缓坡矮嵩草草甸)、111 gC·m⁻²·a⁻¹(金露梅灌丛草甸)和 73.3 gC·m⁻²·a⁻¹(燕麦草). 各类生态系统单层土壤有机质更新产生的 CO₂ 量随深度增加而减小(图 7). 不同生态系统表层土壤(0~10 cm)有机质更新产生的 CO₂ 占整个剖面土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量的比例存在显著差异. 滩地矮嵩草草甸土壤表层有机质更新产生的 CO₂ 占整个剖面 CO₂ 通量的 81.23%, 缓坡矮嵩草草甸土壤为 72.8%, 金露梅灌丛草甸土壤为 43.78%, 燕麦草土壤为 40.38%. 这揭示高寒草甸生态系统土壤表层有机质更新产生的 CO₂ 是土壤剖面 CO₂ 通量的主要贡献者, 矮嵩草草甸土壤尤为突

出. 金露梅灌丛草甸土壤和燕麦草土壤有机质更新产生的 CO₂ 量随深度缓慢减少, 与 SOC 含量随深度的变化特征一致.

由于不同生态系统在土壤微气候条件、生物活性、土壤理化性状及人类影响程度等方面的不同, SOM 分解速率存在明显差异, 矮嵩草草甸表层土壤(0~10 cm)有机质分解速率(0.0011~0.02216 a⁻¹)均明显大于金露梅灌丛草甸土壤和燕麦草土壤(0.0021~0.0077 a⁻¹); 而 10~60 cm 深度, 后者各层土壤有机质分解速率明显偏高; 另一方面, 地表植被凋落物和地下根系是土壤表层及其以下各层土壤有机质的主要来源. 矮嵩草草甸、金露梅灌丛草甸和燕麦草的凋落物数量和化学成分不同, 也是导致土壤有机碳含量及其分解速率差异的原因之一.

迄今, 研究报道的根系呼吸和土壤有机质分解的异养呼吸对土壤 CO₂ 通量的贡献还不确定. 有的研究得出根系呼吸的贡献率大约为 30%~70%^[43,45]; 中国东北森林生态系统土壤根系呼吸的贡献率平均为 29%^[41]. 全球尺度上, 土壤 CO₂ 通量与年平均气温和年平均降水量正相关^[43]. 研究地区年平均气温(-1.7℃)和

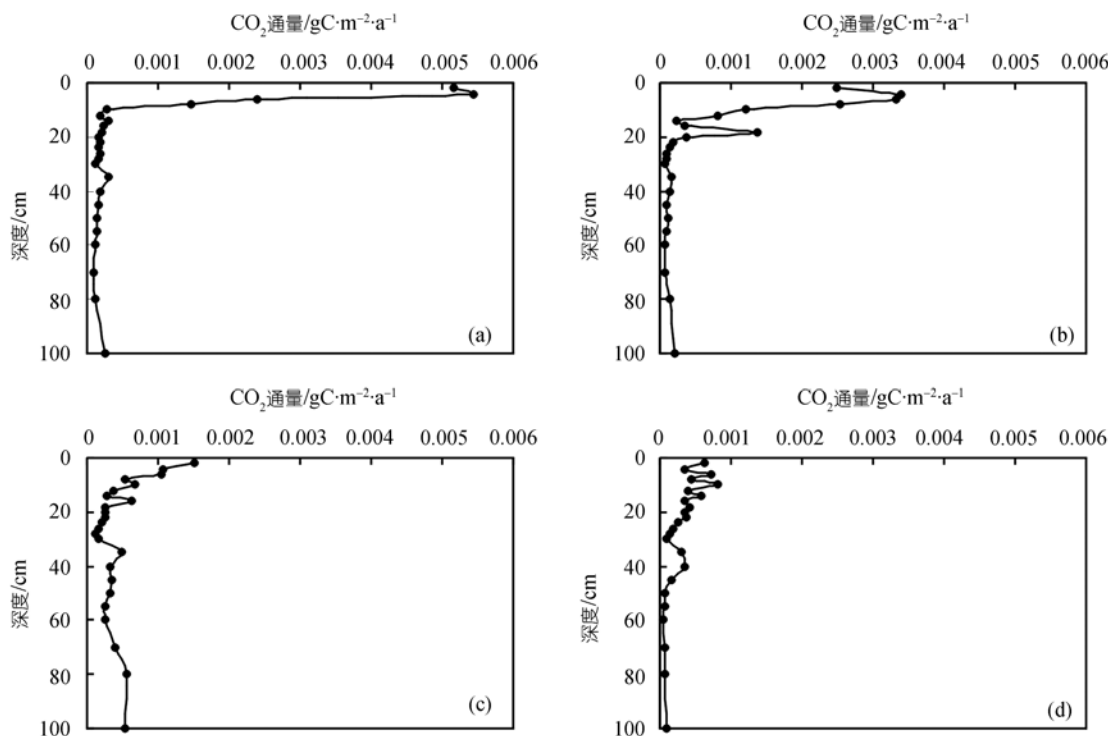


图7 研究区各类生态系统单层土壤 CO₂ 量
(a) ASC I 剖面; (b) ASC II 剖面; (c) JLM 剖面; (d) YMC 剖面

降水量(580 mm)均低于东北森林生态系统所在地的相应值(分别是 2.7℃和 600~800 mm),且植物生长期仅有 5 个月(5~9 月),非生长期长达 7 个月,土壤冻结时间较长,11 月上旬至翌年 2 月中旬土壤 CO₂ 出现负排放,即土壤处于对大气 CO₂ 的吸收时期^[10]. 据此可以认为研究区土壤根系呼吸对土壤 CO₂ 通量的贡献率应小于 29%. 假设土壤呼吸完全由根系呼吸和土壤有机质分解的异养呼吸组成,研究区土壤根系呼吸的平均贡献率以 29% 计算,则可以估算出研究区不同生态系统的土壤 CO₂ 通量从大到小依次是: 254.93 gC·m⁻²·a⁻¹(滩地矮嵩草草甸)、250.42 gC·m⁻²·a⁻¹(缓坡矮嵩草草甸)、156.34 gC·m⁻²·a⁻¹(金露梅灌丛草甸)和 103.24 gC·m⁻²·a⁻¹(燕麦草). 平均为 191.23 gC·m⁻²·a⁻¹. 矮嵩草草甸生态系统土壤的 CO₂ 通量大于金露梅灌丛草甸土壤的 CO₂ 通量,这与他人的研究结果一致^[10],但是在数值上小于曹广民等^[10]的研究结果(分别是 663 和 661 gC·m⁻²·a⁻¹). 研究区土壤 CO₂ 通量高于苔原生态系统土壤 CO₂ 通量(60 gC·m⁻²·a⁻¹),显著低于相近纬度、低海拔的北美大草原(38°50'N, 92°02'W)土壤 CO₂ 通量(457~488 gC·m⁻²·a⁻¹)^[43]和中国温带典型草原土壤 CO₂ 通量(390~866 gC·m⁻²·a⁻¹)^[46]. 这是由于青藏高原的高寒环境所导致的.

随着全球气候变暖,大气 CO₂ 的施肥效应将促使高寒草甸生态系统地上部分固碳量增加,有利于土壤上部根和有机质的积累. 但是研究发现,北极苔原生态系统因施肥效应导致土壤深部有机质分解大于地上植物产量,造成生态系统 20 多年净损失 2000 gC·m⁻²^[47]. 因此,响应于气候变暖,青藏高原高寒草甸生态系统 SOC 储量、流量、归宿变化等问题有待进一步研究.

4 结论

青藏高原的高寒环境对 SOC 的积累起着积极的作用. 高寒草甸生态系统 SOC 储量变化于 22.12×10⁴~30.75×10⁴ kgC·hm⁻² 之间,平均为 26.86×10⁴ kgC·hm⁻². 高寒草甸土壤碳库在中国乃至全球土壤碳库中都占有十分重要的地位.

高寒草甸土壤有机碳库的更新周期从表层的 45~73 a 随深度增加到数百年甚至数千年或更长. 尤其是矮嵩草草甸生态系统 30% 以上的 SOC 贮存在土壤表层的活动碳库中,对全球变暖响应敏感. 因此,

随着全球变暖,加强矮嵩草草甸生态系统的保护非常必要.

土壤环境特征和植被类型是制约土壤有机碳库大小及其变化的主要因素. 高寒草甸生态系统土壤 CO₂ 通量变化于 103.24~254.93 gC·m⁻²·a⁻¹ 之间,平均为 191.23 gC·m⁻²·a⁻¹. 土壤有机质分解产生的 CO₂ 通量变化于 73.3~181 gC·m⁻²·a⁻¹ 之间. 土壤表层(0~10 cm)有机质更新产生的 CO₂ 是土壤 CO₂ 通量的主要贡献者.

响应于气候变暖,青藏高原高寒草甸生态系统 SOC 的储量、流量、归宿变化等问题有待进一步研究.

致谢 感谢审稿专家对本文提出了有价值的修改建议.

参 考 文 献

- Schlesinger W H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils. *Nature*, 1990, 348: 232—234 [\[DOI\]](#)
- Raich J W, Potter C S. Global patterns of carbon dioxide emissions from soils. *Glob Biogeochem Cycle*, 1995, 9: 23—36 [\[DOI\]](#)
- Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones. *Nature*, 1982, 298: 156—159 [\[DOI\]](#)
- Trumbore S E. Potential responses of soil organic carbon to global environmental change. *Proc Natl Acad Sci USA*, 1997, 94: 8284—8291 [\[DOI\]](#)
- 刘允芬, 欧阳华, 曹广民, 等. 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—160
- 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—236
- 刘允芬, 欧阳华, 张宪洲, 等. 青藏高原农田生态系统碳平衡. *土壤学报*, 2002, 39(5): 636—642
- 张宪洲, 石培礼, 刘允芬, 等. 青藏高原高寒草原生态系统土壤 CO₂ 排放及其碳平衡. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(增刊 II): 193—199
- 张金霞, 曹广民, 周党卫, 等. 退化草地暗沃寒冻锥形土 CO₂ 释放的日变化和季节动态. *土壤学报*, 2001, 38(1): 32—39
- 曹广民, 李英年, 张金霞, 等. 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
- 方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳库. 见: 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
- 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): 693—700
- 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳贮量. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(1): 72—80
- 王绍强, 周成虎. 中国陆地土壤有机碳库的估算. *地理研究*, 1999, 18(4): 349—356
- 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. *地理学报*, 2000, 55(5): 533—544

- 16 解宪丽, 孙波, 周慧珍, 等. 中国土壤有机碳密度和储量的估算与空间分布分析. 土壤学报, 2004, 41(1): 35—43
- 17 赵亮, 李英年, 赵新全, 等. 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
- 18 李英年, 王勤学, 古松, 等. 高寒植被类型及其植物生产力的监测. 地理学报, 2004, 59(1): 40—48
- 19 张新时. 西藏高原植被的高原地带性. 植物学报, 1978, 20(2): 140—149
- 20 周兴民, 李健华. 海北高寒草甸生态系统定位站的主要植被类型及其地理分布规律. 见: 夏武平, 主编. 高寒草甸生态系统. 兰州: 甘肃人民出版社, 1982. 9—18
- 21 张耀生, 周兴民, 王启基. 高寒牧区燕麦生产性能的初步分析. 草地学报, 1998, 16(2): 115—123
- 22 Wang Y, Ronald A, Trumbore S E. The impact of land use change on C turnover in soils. *Glob Biogeochem Cycle*, 1999, 13(1): 47—57 [DOI]
- 23 Veldkamp E. Organic carbon turnover in three tropical soils under pasture after deforestation. *Soil Sci Soc Am J*, 1994, 58: 175—180
- 24 Trumbore S, Chadwick O A, Amundson R. Rapid exchange between soil carbon and atmospheric carbon dioxide driven by temperature change. *Science*, 1996, 272: 393—396 [DOI]
- 25 Stuiver M, Polach H. Reporting of ¹⁴C data. *Radiocarbon*, 1977, 19: 355—363
- 26 Campbell C A, Paul E A, Rennie D A, et al. Applicability of the carbon—dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Sci*, 1967, 104: 217—224
- 27 O'Brien B J, Stout J D. Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biol Biochem*, 1978, 10: 309—317
- 28 Harrison K, Broecker W, Bonani G. The effect of changing land use on soil radiocarbon. *Science*, 1993, 262: 725—726 [DOI]
- 29 Hsieh Y P. Radiocarbon signatures of turnover rates in active soil organic carbon pools. *Soil Sci Soc Am J*, 1993, 57: 1020—1022
- 30 Levin I, Kromer B, Schoch-Fischer H, et al. 25 years of tropospheric ¹⁴C observations in central Europe. *Radiocarbon*, 1985, 27: 1—9
- 31 Manning M R, Melhuish W H. Atmospheric ¹⁴C record from Wellington. In: Trends A. Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, US Department of Energy, Oak Ridge, Tenn, USA 1994
- 32 Levin I, Kromer B. Twenty years of atmospheric ¹⁴CO₂ observations at Schauinsland station, Germany. *Radiocarbon*, 1997, 39(2): 205—18
- 33 Cherkinsky A E, Brovkin V A. Dynamics of radiocarbon in soils. *Radiocarbon*, 1993, 35(3): 363—67
- 34 Chen Q Q, Shen C D, Sun Y M, et al. Organic matter turnover rates and CO₂ flux from organic matter decomposition of mountain soil profiles in the subtropical area, south China. *Catena*, 2002, 49: 217—29 [DOI]
- 35 李英年, 王勤学, 杜明远, 等. 草毡寒冻锥形土有机质补给、分解及大气 CO₂ 通量交换. 草地学报, 2006, 14(2): 165—169
- 36 曹广民, 李英年, 鲍新奎. 高寒地区寒冻锥形土的持水特性. 土壤, 1998, (1): 27—30
- 37 龚子同, 等著. 中国土壤系统分类. 北京: 科学出版社, 1999. 619—625
- 38 青海省农业资源区划办公室. 青海土壤. 北京: 中国农业出版社, 1997. 340—381
- 39 Lavado R S, Sierra J O, Hashimoto P N. Impact of grazing on soil nutrients in a Pampean grassland. *J Range Manage*, 1996, 49(5): 452—457
- 40 程根伟, 罗辑. 贡嘎山亚高山林地碳的积累与耗散特征. 地理学报, 2003, 58(2): 179—185
- 41 杨金艳, 王传宽. 东北东部森林生态系统土壤碳贮量和碳通量. 生态学报, 2005, 25(11): 2875—2882
- 42 Post W M. Organic Carbon in Soil Land the Global Carbon Cycle. In: Heimann M, eds. The Global carbon cycle. Berlin: Springer-verlag Heidelber, 1993. 277—302
- 43 Raich J W, Schlesinger W H. The global carbon dioxide flux in soil respiration and its relationship to vegetation and climate. *Tellus*, 1992, 44B: 81—99
- 44 Singh J S, Gupta S R. Plant decomposition and soil respiration in terrestrial ecosystems. *Bot Rev*, 1977, 43: 449—529
- 45 Schlesinger W H. Carbon balance in terrestrial detritus. *Annu Rev Ecol Syst*, 1977, 8: 51—81
- 46 王庚辰, 杜睿, 孔琴心, 等. 中国温带典型草原土壤呼吸特征的研究. 科学通报, 2004, 49 (4): 692—696
- 47 Mack M C, Schuur E A G, Bret-Harte M S, et al. Ecosystem carbon storage in arctic tundra reduced by long-term nutrient fertilization. *Nature*, 2004, 431: 440—443 [DOI]