

青海省高寒草甸不同退化阶段土壤无机碳分异特征*

刘淑丽^{1,2} 林 丽¹ 杜岩功¹ 李以康¹ 张法伟¹ 郭小伟^{1,2} 欧阳经政^{1,2} 曹广民^{1,*}

(¹中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001; ²中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要 采用时空转换的方法, 选取青海省高寒草甸退化演替过程中典型退化阶段, 探讨高寒草甸不同退化阶段土壤无机碳(SIC)含量及储量分异特征。结果表明: 禾草-矮蒿草群落、小嵩草群落、小嵩草剥蚀期和黑土滩型退化草地 0~50 cm 土层 SIC 总储量分别为 0.45、0.10、0.13 和 1.10 kg C·m⁻²; 0~50 cm 土层范围内, 禾草-矮蒿草群落与黑土滩型退化草地存在明显的碳酸盐淀积层(主要在 30 cm 土层以下), 而小嵩草群落和小嵩草剥蚀期在剖面内无明显的碳酸盐淀积层; 草甸草毡表层特征(厚度、破碎度等)以及土壤容重、pH 值与 SIC 变化特征存在某种协同演化关系; 高寒草甸退化与无机碳储量之间没有明显的耦合作用, 只有当草甸极度退化(黑土型退化草地)时, 草甸 SIC 分层及总储量特征才表现出明显的差异。

关键词 高寒草甸; 退化阶段; 土壤无机碳; 储量

中图分类号 Q142.3 文献标识码 A 文章编号 1000-4890(2014)5-1290-07

The variation of soil inorganic carbon of alpine meadow at different degeneration stages in Qinghai Province. LIU Shu-li^{1,2}, LIN Li¹, DU Yan-gong¹, LI Yi-kang¹, ZHANG Fa-wei¹, GUO Xiao-wei^{1,2}, OUYANG Jing-zheng^{1,2}, CAO Guang-min^{1,*} (¹Northwest Institute of Plateau Biology, Chinese Academy of Sciences, Xining 810001, China; ²Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China). *Chinese Journal of Ecology*, 2014, 33(5): 1290–1296.

Abstract: In this study, the spatio-temporal transformation method was used to investigate soil inorganic carbon (SIC) storage and content of alpine meadow at different degraded stages in Qinghai Province. We collected soil samples of alpine meadow degraded at four different stages, namely, grass - *Kobresia humilis* grassland, alpine normal meadow, eroded alpine-type black beach, and degraded grassland. Our results showed that in the 0–50 cm soil profile, the SIC values of the grass - *K. humilis* grassland, alpine normal meadow, eroded alpine-type black beach, and degraded grassland were 0.45, 0.10, 0.13 and 1.10 kg C·m⁻², respectively. A carbonates deposited layer was found below the 30 cm soil depth in the grass - *K. humilis* and degraded grasslands. No such obvious SIC concentration layer was observed in the alpine normal meadow and eroded alpine-type black beach. There was a co-evolutionary relationship between the characteristics of mettic peipedon (thickness and fragmentation), bulk density, pH and the characteristics of SIC change. No obvious coupling relationship was found between the degeneration of the alpine meadow and the SIC storage. The storage of SIC would change when an extreme degradation of the meadow occurred.

Key words: alpine meadow; degeneration stage; soil inorganic carbon; storage.

土壤碳库是陆地生态系统中最大的碳库 (Schlesinger, 1982), 其变化与大气中 CO₂ 浓度的变化有着密不可分的关系, 在研究全球变化中具有重

要作用 (Lal, 2004)。土壤碳库主要由土壤有机碳 (SOC) 库和无机碳 (SIC) 库组成, 在估算全球碳储量时二者必不可少。目前国内外很多学者都对 SOC 储量、变化等都做了深入的研究 (王长庭等, 2008; Yang *et al.*, 2008)。而 SIC 作为陆地生态系统中除有机碳以外最大的碳库, 其储量变化亦会影响大气中 CO₂ 密度, 目前关于土壤无机碳的研究尚很少见

* 国家自然科学基金重点项目 (41030105) 和中国科学院战略性先导科技专项 (XDA05050404) 资助。

** 通讯作者 E-mail: caogm@nwipb.ac.cn

收稿日期: 2013-10-15 接受日期: 2013-12-27

(Li et al. 2010)。以往研究表明,中国 SIC 在 2 m 内储量约为 $53.3 \pm 6.3 \text{ Pg C}$ ($1 \text{ Pg} = 10^{15} \text{ g}$) (Mi et al. 2008), 占中国土壤总碳库的 40% 左右。因此, SIC 的研究对统计研究土壤碳库储量、评价土壤碳固定潜力、区域碳循环具有重要意义(许乃政等, 2009)。

青藏高原作为全球气候变化的启动区,研究其碳储量变化对评价和预警全球变化具有重要意义(王根绪等 2002)。高寒草甸是青藏高原草地的主体,约占高原面积的 39%,其土壤中储存了大量的碳(曹广民等 2010)。青海省由于其大面积存在的碳酸盐母质及钙积层造成该地区 SIC 的比重较大(王海荣和杨忠芳 2011)。青海省 SIC 的研究显得尤为重要,其对弥补中国区域土壤无机碳库清单的空白具有重要贡献,有可能成为生态系统中迷失碳汇研究新的突破点。

自 20 世纪 80 年代以来,草地实行包产到户、围栏建设,牧民生产经营理念(放牧强度和放牧制度等)的改变,导致原本在相同地理单元和气候特征下发育形成的地带性植被发生不同程度的退化演替,景观发生明显的破碎化(曹广民等,2007;王长庭等 2008)。高寒草甸随着放牧强度增加,其主要演替方向为由禾草草甸退化成为小嵩草草甸,并伴随着草毡表层的加厚、死亡、剥蚀过程,最终形成黑土型退化草地(杜岩功等,2007)。在此退化过程中,高寒草甸土壤无机碳储量会发生怎样的变化?

其是否能在一定程度上反映人类活动(主要是过度放牧)对土壤碳储量影响的过程? 将成为现今高寒草甸碳库研究的热点。

本研究以在放牧干扰下形成的不同退化阶段的高寒草甸为研究对象,采取时空转换的方法,通过多元统计分析,确定草甸退化阶段,拟从其 SIC 含量和储量分异特征出发,探讨高寒草甸不同退化阶段 SIC 储量变化趋势,估算高寒草甸无机碳储现状,探讨人类活动和气候变化对 SIC 储量和时空分布格局的影响,为准确估算青藏高原区域碳储量提供数据支撑。

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区域概况

研究区域位于青海省海南藏族自治州、海西蒙古族藏族自治州、黄南藏族自治州以及果洛藏族自治州的 23 个县,共 86 个样地。

1.2 实验样地

根据植物群落特征筛选出 51 个有代表性的高寒草甸样地,应用植物群落、土壤数量特征(0~5、5~10、10~20、20~30 和 30~50 cm, 5 层土壤的地下生物量、土壤 pH 值和土壤容重,以及植被总盖度、平均高度、地上生物量共 18 个指标)对样地进行聚类分析(SAS 9.2),将全部样地划分成 4 个阶段(禾草-矮嵩草群落、小嵩草群落、小嵩草剥蚀期和黑土滩型退化草地)。

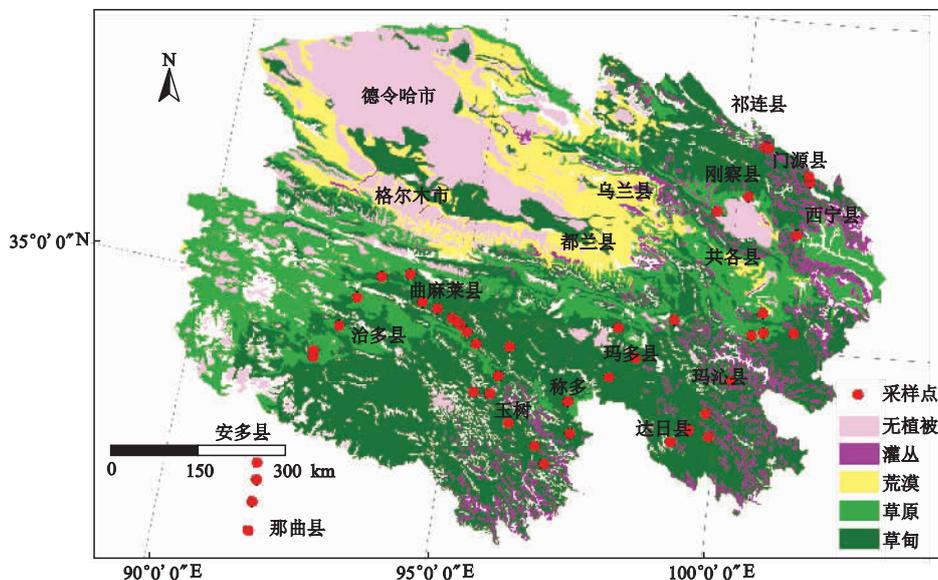


图 1 采样点分布示意图

Fig. 1 Distribution map of sampling points

类分析采用 SAS 9.2 进行,并用 SPSS 13.0 进行单因素方差分析(one-way ANOVA)进行不同土层 SIC 的差异显著性检验。

2 结果与分析

2.1 不同退化阶段土壤物理性状分异特征

高寒草甸不同退化阶段土壤容重随土层的增加而呈现增加趋势(表 1)。小嵩草剥蚀期和黑土滩型退化草地 0~10 cm 土壤容重显著高于禾草-矮嵩草群落和小嵩草群落($P < 0.05$)。10 cm 以下土壤容重在不同退化阶段间无显著差异($P > 0.05$)。小嵩草剥蚀期和黑土滩型退化草地 0~10 cm 与禾草-矮嵩草群落和小嵩草群落 10~20 cm 土壤容重无显著性差异($P > 0.05$)。可见,退化只能较大程度的改变植物活动层(根系层)土壤容重,这种改变主要由草甸草毡表层剥蚀导致底土外露造成(曹广民等, 2007),说明高寒草甸土壤容重具有明显的同源性。

高寒草甸不同退化阶段土壤 pH 值均随土层的加深而呈现增加的趋势(表 2),到 30~50 cm 土壤 pH 达到最大。禾草-矮嵩草群落与黑土滩型退化草地土壤各层土壤 pH 值均显著高于其他 2 个阶段相应层次($P < 0.05$),且这 2 个阶段各层土壤均呈中性,而小嵩草群落和小嵩草剥蚀期表层呈弱酸性。小嵩草剥蚀期 0~10 cm 土壤 pH 显著低于小嵩草 10~20 cm($P < 0.05$)。这种结果可能是由于到小嵩草剥蚀期,草毡表层的被破和雨水冲刷淋溶作用改变草地土壤底层 pH 值。黑土型退化草地土壤表层及亚表层土壤(0~20 cm) pH 值较为一致,且显

表 1 不同退化阶段不同土层土壤容重分异特征

Table 1 Variation of soil bulk density in different successional stages

退化阶段	土壤容重($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)				
	0~5 cm	5~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm
禾草-矮嵩草群落	0.82 ± 0.06 a	0.94 ± 0.07 ab	1.06 ± 0.05	1.15 ± 0.05	1.22 ± 0.06
小嵩草群落	0.78 ± 0.06 a	0.83 ± 0.06 a	1.03 ± 0.09	1.21 ± 0.05	1.32 ± 0.07
小嵩草剥蚀期	1.08 ± 0.08 b	1.09 ± 0.11 b	1.19 ± 0.06	1.23 ± 0.06	1.40 ± 0.04
黑土滩	1.06 ± 0.02 b	1.09 ± 0.03 b	1.18 ± 0.03	1.25 ± 0.03	1.34 ± 0.07

数据为平均值 ± 标准误。同一列字母相同的表示差异不显著($P > 0.05$)。

表 2 不同退化阶段不同土层土壤 pH 分异特征

Table 2 Variation of soil pH in different successional stages

退化阶段	土壤 pH				
	0~5 cm	5~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~50 cm
禾草-矮嵩草群落	7.27 ± 0.17 b	7.35 ± 0.14 b	7.52 ± 0.13 c	7.82 ± 0.08 c	8.05 ± 0.08 b
小嵩草群落	6.73 ± 0.18 a	6.87 ± 0.32 a	7.06 ± 0.19 b	7.17 ± 0.21 b	7.25 ± 0.15 a
小嵩草剥蚀期	6.65 ± 0.10 a	6.73 ± 0.22 a	6.59 ± 0.18 a	6.72 ± 0.18 a	7.05 ± 0.17 a
黑土滩	7.62 ± 0.20 b	7.79 ± 0.15 b	7.86 ± 0.17 c	8.01 ± 0.09 c	8.22 ± 0.16 b

数据为平均值 ± 标准误。同一列字母相同的表示差异不显著($P > 0.05$)。

著高于小嵩草剥蚀期和小嵩草群落($P < 0.05$)。

2.2 不同退化阶段 SIC 含量分异特征

禾草-矮嵩草群落与黑土滩型退化草地 SIC 含量随土层深度加深呈现增加趋势,0~30 cm 内 SIC 含量无显著变化($P < 0.05$),30~50 cm 显著增加,达到最大(图 3)。说明在这 2 个退化阶段无机碳主要在 30 cm 土层以下富集。而小嵩草阶段和小嵩草剥蚀期在研究层次内无机碳含量无明显变化,即该范围土层中无明显的无机碳淀积层。

黑土滩型退化草地各层 SIC 含量均显著高于其他各阶段($P < 0.05$)。小嵩草剥蚀期草地存在大量被剥蚀的小嵩草斑块,剥蚀深度一般 > 7 cm 左右。小嵩草剥蚀期 0~10 cm SIC 含量与小嵩草群落 10~20 cm SIC 含量无显著差异($P > 0.05$),说明在小嵩草剥蚀期,草毡表层被剥蚀没有明显改变土壤无机碳含量。而到黑土型退化草地,草毡表层的丧失以及土壤的混匀效应(鼠类活动),使得草地的表层(0~10 cm) SIC 含量显著高于小嵩草群落的亚表层(10~20 cm)($P < 0.05$)。这说明黑土型退化草地土壤无机碳垂直分布格局发生了变化,SIC 有向表层聚集的现象。

2.3 不同退化阶段 SIC 储量分异特征

高寒草甸不同退化阶段 SIC 储量差异较大,其在 0~50 cm 土层内,禾草-矮嵩草群落、小嵩草群落、小嵩草剥蚀期和黑土滩型退化草地 4 个阶段 SIC 总储量分别为 0.45、0.10、0.13 和 1.10 $\text{kg} \cdot \text{C} \cdot \text{m}^{-2}$,表现出先减小后增加的趋势(图 4)。小嵩草群落和小嵩草剥蚀期 SIC 储量相对较小,到黑土滩型退化草地

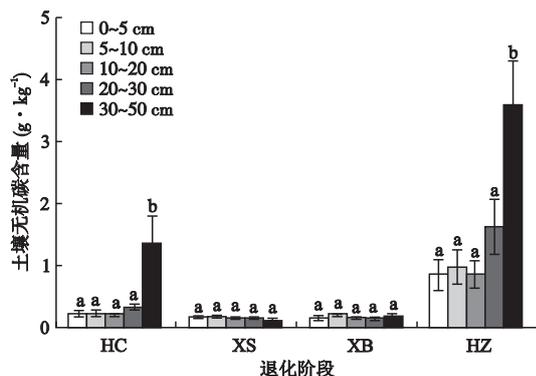


图3 不同退化阶段 SIC 含量分异特征

Fig. 3 Variation of SIC content in different successional stages

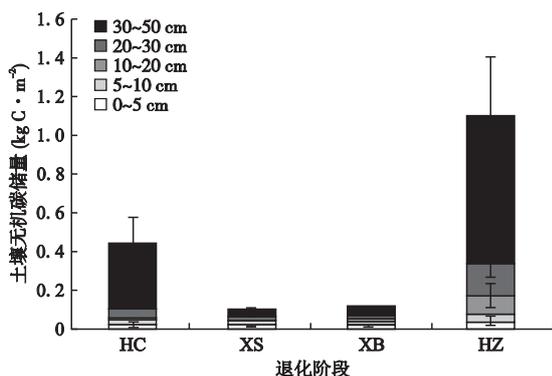


图4 不同退化阶段 SIC 储量分异特征

Fig. 4 Variation of SIC storage in different successional stages

SIC 储量剧增,约为小嵩草阶段和小嵩草开裂期 SIC 储量的 10 倍。黑土滩型退化草地 0~50 cm 总 SIC 储量显著高于其他 3 个阶段 ($P < 0.05$),而禾草-矮嵩草群落、小嵩草群落、小嵩草剥蚀期 SIC 储量间均无显著性差异 ($P > 0.05$)。在分层比较中,亦表现为黑土滩型退化草地各层 SIC 储量与其他 3 个阶段均呈现极显著差异 ($P < 0.01$),禾草-矮嵩草群落、小嵩草群落、小嵩草剥蚀期 SIC 储量间均无显著性差异 ($P > 0.05$)。

可见,高寒草甸退化过程中,到小嵩草剥蚀期,0~50 cm 范围无机碳储量不会发生明显的变化,只有退化成黑土型退化草地时才会出现明显的增加。说明草地在退化过程中植被群落类型同土壤无机碳储量没有明显地耦合关系,它受到植物群落、土壤理化性质自我缓冲和调节作用在一定范围内保持相对稳定,但也存在一定限度,当草地极度退化后将无机碳储量、空间分布格局产生深远影响(杜岩功等, 2008)。

3 讨论

3.1 高寒草甸 SIC 现状

高寒草甸是青海省最主要的草地类型,主要分布于青海省南部的玉树藏族自治州和果洛藏族自治州,占青海省草地面积的 63.81%,覆盖了青海省的大部分地区,也是青海省畜牧业发展的关键区域(张国胜等, 2009)。

有研究表明,中国 SIC 平均密度为 $4.29 \pm 0.36 \text{ kg C} \cdot \text{m}^{-2}$,且受植被类型的影响,在所有植被类型中,草甸的无机碳含量最小(Mi *et al.*, 2008)。本研究表明,高寒草甸 0~50 cm SIC 密度在 $1 \text{ kg C} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,与以上结果相符。虽然高寒草甸 SIC 含量较少,但由于其广泛的分布和特殊的环境特征,在目前土地利用格局不断改变及气候变迁条件下,无机碳库在全球碳循环过程的作用将不可小觑。

3.2 高寒草甸不同退化阶段土壤无机碳分布格局

近年来,过度放牧已经造成高寒草甸的大面积发生退化(曹广民等, 2010)。在高寒草甸退化过程中,土壤由原来的湿润性逐渐变为干旱性,草站表层逐渐死亡,剥蚀,形成裂缝、塌陷,为鼠类提供适宜条件。草皮层与鼠洞形成镶嵌复合体,在风力作用下,最终形成黑土滩(曹广民等, 2007)。研究表明,土壤无机碳储量与土壤容重和 pH 均呈正相关关系(祖元刚等, 2011)。

高寒草甸的退化过程中(从禾草-矮嵩草草甸到小嵩草草甸),草毡表层厚度逐渐增加(李月梅等, 2007),伴随着土层抬升,容重降低,表层和亚表层土壤无机碳储量降低,小嵩草阶段碳的存储形式受到地下根系的强烈影响,在地下生物量高的条件下,土壤中的碳主要以有机碳为主。到小嵩草剥蚀期是小嵩草斑块和剥蚀坑镶嵌分布的景观破碎较为严重的地段,剥蚀深度一般 $> 7 \text{ cm}$,强烈的雨水冲刷及剥蚀作用,使得淋溶草毡表层土壤的雨水呈水平和垂直入渗,这可能会导致无机碳在下游土壤和土层更深层次中的富集,当然这种无机碳的运动形式还需要从区域的角度进一步的研究。雨水冲刷淋溶作用还表现为当草毡表层的被破坏,其草毡表层中较低水平的 pH 值土壤及土壤溶液很有可能是改变草地土壤底层 pH 值,由于碳酸钙一般沉淀于 pH 较高的土壤环境中(王海荣和杨忠芳, 2011),这种草地酸碱度降低势必改变对草地土壤无机碳的含量及分布特征。黑土型退化草地,无机碳储量会显著增加,一

方面有可能是鼠类活动对土壤的“翻耕”作用混匀了表层及亚表层土壤(曹广民和龙瑞军, 2009), 土壤容重增加; 另一方面土壤表面覆盖度的降低, 加大了草地水分的活动强度和频率, 容易造成土壤水分蒸发过程中, 携带大量无机碳进入表层及亚表层土壤。

碳酸盐基本不会以气体形态从土壤中损失, 草甸退化会改变土壤无机碳的分布格局, 无机碳作为土壤碳库的稳定组成部分, 一般积累在土壤深处, 作为稳定层存在, 其总量基本不会发生变化。本文中由于采样深度的限制, 仅采集 0~50 cm 土壤, 其结果有一定的局限性。后续还需进行深入的研究。

3.3 气候变化对 SIC 含量的影响

近年来, 青藏高原的气温和降水都呈现增加的趋势(吴绍洪等, 2005)。有研究指出, 土壤无机碳含量与年均温呈正相关关系, 与年降水量呈负相关关系(Mi *et al.*, 2008)。气温和降水量的变化都会对 SIC 含量产生影响。

青海省土壤无机碳的形成与气温的相关性较小。主要由于在其他干旱地区土壤有机质分解、根系和微生物呼吸等释放的 CO_2 , 与土壤水作用形成碳酸溶液, 沉淀形成碳酸钙(杨黎芳和李贵桐, 2011)。而青海省高寒草甸区域温度很低, 有机质分解、根系和微生物活动弱, 沉淀形成的碳酸钙量很小。土壤无机碳主要来源于母质层, 因此气温的升高可能会加速碳酸钙的溶解, 从而使碳酸钙发生上下的迁移。

青海省土壤无机碳的形成受降水的影响较大, 当降雨量增加时, 土壤水分下渗增加, 溶解的重碳酸钙随着水分由温度较高的上层土壤运移到温度较低的下层土壤(杨黎芳和李贵桐, 2011)。水分的重新分配非常重要, 它影响土壤湿度, 使碳发生迁移, 并沉淀在土壤剖面的一定深度上(王海荣和杨忠芳, 2011)。当土壤母质为含钙质的岩石时, 大量的次生碳酸盐将在底土中形成(Landi *et al.*, 2003)。青海省大面积存在的碳酸盐母质使其无机碳主要淀积于底土中。加之在高寒草甸的分布区域, 即玉树藏族自治州和果洛藏族自治州, 其降水量为青海省较为丰富的地区, 其年平均降水量在 480~540 mm, 且近年来呈现弱增长趋势(张晓等, 2012)。降雨量的增加会使碳酸钙向下淋溶。因此, 青海省高寒草甸无机碳主要淀积于深层土壤中, 表层土壤含量较小, 与文章的研究结果相吻合。

土壤中碳的积累和损失主要来源于土地利用格局的改变, 对土地的合理利用和管理是提高土壤质量和增加土壤碳储量的有效方法(王海荣和杨忠芳, 2011)。在高寒草甸中, 可以通过提高水分的入渗率, 促进碳酸盐的形成, 从而大量增加土壤中无机碳的储存量。青海省高寒草甸受人类活动的影响较大, 短时间气温和降雨的微弱变化或波动对土壤无机碳的影响将会在人类活动的影响下将被减弱。

4 结 语

高寒草甸不同退化阶段 SIC 储量呈现黑土型退化草地 > 禾草-矮蒿草群落 > 小嵩草开裂期 > 小嵩草群落, 其中黑土型退化草地 SIC 储量显著大于其他 3 个阶段($P > 0.05$)。小嵩草群落和小嵩草开裂期 SIC 储量很小, 且基本无变化。禾草-矮蒿草群落和黑土型退化草地 SIC 含量随土层呈增加趋势, 到 30~50 cm 显著增加, 为碳酸钙的淀积层。小嵩草阶段和小嵩草剥蚀期各层无机碳含量无显著变化, 碳酸钙淀积层可能出现在更深层次。黑土滩型退化草地土壤无机碳含量最高, 主要是由于无机碳的表聚现象造成。

人类活动(放牧强度)对高寒草甸的影响主要表现为草地退化, 其会改变土壤无机碳的时空分布特征, 但总量基本不会发生变化。SIC 含量与气温相关性较小, 与降水相关性较大, 降水量会增加碳酸钙的淋溶及运移, 是造成无机碳时空分布特征改变的根本原因。

土壤无机碳的深入研究将会为迷失碳汇研究新的切入点。

参考文献

- 曹广民, 杜岩功, 梁东营, 等. 2007. 高寒嵩草草甸的被动与主动退化分异特征及其发生机理. 山地学报, 25(6): 641-648.
- 曹广民, 林 丽, 张法伟, 等. 2010. 青藏高原高寒矮嵩草草甸稳定性的维持: 丧失与恢复. 草业科学, 27(8): 34-38.
- 曹广民, 龙瑞军, 张法伟, 等. 2010. 青藏高原高寒矮嵩草草甸碳增汇潜力估测方法. 生态学报, 30(23): 6591-6597.
- 曹广民, 龙瑞军. 2009. 三江源区“黑土滩”型退化地自然恢复的瓶颈及解决途径. 草地学报, 17(1): 4-9.
- 杜岩功, 曹广民, 王启兰, 等. 2007. 放牧对高寒草甸地表特征和土壤物理性状的影响. 山地学报, 25(3): 338-343.
- 杜岩功, 梁东营, 曹广民, 等. 2008. 放牧强度对嵩草草甸

- 草毡表层及草地营养和水分利用的影响. 草业学报, **17**(3): 146-150.
- 李月梅, 曹广民, 徐仁海. 2007. 植物群落生物量和有机碳对高寒草甸土地利用变化的响应. 草业科学, **24**(6): 4-8.
- 王长庭, 龙瑞军, 王启兰, 等. 2008. 三江源区高寒草甸不同退化阶段土壤有机碳和微生物量碳的变化. 应用与环境生物学报, **14**(2): 225-230.
- 王根绪, 程国栋, 沈永平. 2002. 青藏高原草地土壤有机碳库及其全球意义. 冰川冻土, **24**(6): 693-700.
- 王海荣, 杨忠芳. 2011. 土壤无机碳研究进展. 安徽农业科学, **39**(35): 21735-21739.
- 吴绍洪, 尹云鹤, 郑 度, 等. 2005. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, **60**(1): 3-11.
- 许乃政, 张桃林, 王兴祥, 等. 2009. 长江三角洲地区土壤无机碳库研究. 长江流域资源与环境, **18**(11): 1038-1044.
- 杨黎芳, 李贵桐. 2011. 土壤无机碳研究进展. 土壤通报, **42**(4): 986-990.
- 张 晓, 李 净, 姚晓军, 等. 2012. 近 45 年青海省降水时空变化特征及突变分析. 干旱区资源与环境, **26**(5): 6-12.
- 张法伟, 韩道瑞, 郭小伟, 等. 2011. 青藏高原芨芨草型温性草原不同土地利用方式的理论碳增汇潜力比较. 西北植物学报, **31**(9): 1866-1872.
- 张国胜, 伏 洋, 杨 琼, 等. 2009. 青海省天然草地类型空间分布特征及气候分区. 草业科学, **26**(1): 23-29.
- 祖元刚, 李 冉, 王文杰, 等. 2011. 我国东北土壤有机碳、无机碳含量与土壤理化性质的相关性. 生态学报, **31**(18): 5207-5216.
- Lal R. 2004. Soil carbon sequestration to mitigate climate change. *Geoderma*, **123**: 1-22.
- Landi A, Mermut AR, Anderson DW. 2003. Origin and rate of pedogenic carbonate accumulation in Saskatchewan soils, Canada. *Geoderma*, **117**: 143-156.
- Li GT, Zhang CL, Zhang HJ. 2010. Soil inorganic carbon pool changed in long-term fertilization experiments in north China plain. International Union of Soil Sciences (IUSS), col Institut fur Boderfors chang, Unirersi tat fur Bodenkultur: 220-223.
- Mi N, Wang SQ, Liu JY, et al. 2008. Soil inorganic carbon storage pattern in China. *Global Change Biology*, **14**: 2380-2387.
- Schlesinger WH. 1982. Carbon storage in the caliche of arid soils: A case study from Arizona. *Soil Science*, **133**: 247-255.
- Yang YH, Fang JY, Tang YH, et al. 2008. Storage, patterns and controls of soil organic carbon in the Tibetan grasslands. *Global Change Biology*, **14**: 1592-1599.

作者简介 刘淑丽,女,1989年生,博士研究生,主要从事土壤碳储研究。E-mail: liushuli0203@163.com
责任编辑 王 伟
