

# 高寒草甸土壤组分碳氮含量及草甸退化对组分碳氮的影响

王文颖<sup>①\*</sup>, 王启基<sup>②</sup>, 鲁子豫<sup>①</sup>

① 青海师范大学生命与地理科学学院, 西宁 810008;

② 中国科学院西北高原生物研究所, 西宁 810001

\* E-mail: wangwy0106@yahoo.com.cn

收稿日期: 2008-05-19; 接受日期: 2008-10-07

国家自然科学基金(批准号: 30660120)和三江源区科技支撑项目(编号: 2005-SN-2)资助

**摘要** 以青海省果洛州达日县原生高寒嵩草(*Kobresia*)草甸封育系统和重度退化草甸为对象, 通过密度分组技术将每个土样分为 2 个组分: 轻组和重组, 分别分析每个组分的有机碳和全氮浓度, 研究高寒原生嵩草草甸土壤密度组分碳氮数量和性质、检验高寒草甸退化对土壤轻组和重组中碳氮含量的相对影响程度; 研究结果如下: (1) 高寒嵩草草甸原生植被土壤表层重组和轻组的碳浓度分别为 3.84% 和 28.63%, 氮浓度分别为 0.362% 和 1.192%, 重组中 C:N 为 10.60 而轻组中的碳氮比为 23.80; (2) 从各组分中有机碳占全土有机碳的比例看, 重组中的有机碳占明显优势; 随土壤深度的增加, 重组碳的比例由 78.95% (0~10 cm) 上升到 90.33% 而轻组碳的比例由 21.05% (0~10 cm) 下降到 9.68%; (3) 高寒草甸严重退化导致表层土总有机碳由 47.47 g·kg<sup>-1</sup> 下降到 17.63 g·kg<sup>-1</sup>, 其中重组碳含量由 37.31 g·kg<sup>-1</sup> 下降到 16.01 g·kg<sup>-1</sup>, 轻组碳含量由 10.01 g·kg<sup>-1</sup> 下降到 1.62 g·kg<sup>-1</sup>, 即按照土壤组分碳氮含量计算, 重组碳流失了 57%, 轻组碳流失了 84%; 同时重组氮流失了 43%, 轻组氮流失了 79%; (4) 轻组中碳氮流失的主要原因不是由于草甸退化导致轻组本身碳氮浓度降低, 而是由于土壤中轻组绝对数量降低导致的. 重组中氮的流失远低于碳的流失, 这可能暗示重组在保护氮的方式上与有机碳存在区别.

**关键词**

高寒嵩草草甸  
密度组分  
土壤有机碳  
土壤氮  
草甸退化

青藏高原是世界上最高、最年轻的高原, 被称为“世界第三极”. 具有特殊的生态环境, 是全球变化敏感区、生物多样性重点保护区和典型生态环境脆弱地区, 也是生态学及其相关科学热点领域的重点研究区域之一. 青藏高原是世界上低纬度冻土集中分布区, 作为欧亚大陆最高最大的地貌单元, 不仅对全球气候变化十分敏感, 而且在亚洲气候乃至全球气候变化中扮演重要角色<sup>[1]</sup>. 青藏高原广泛分布的高寒草

甸、高寒草原与高寒沼泽草甸草地等均属自然控制类型, 并占据青藏高原的绝大部分面积, 这类地表在欧亚大陆具有相当的区域代表性<sup>[2]</sup>, 同时, 青藏高原东南缘草地发育的高山草甸土、亚高山草甸土以及高山草原草甸土等高山土壤富含有机质, 土壤碳密度明显高于其他地域土壤<sup>[3]</sup>. 高寒嵩草草甸生态系统中土壤库氮素总储量为 10.63 t·hm<sup>-2</sup>, 主要以有机态存在, 土壤氮素全量养分丰富, 而有效养分贫乏, 仅能满足

**引用格式:** Wang W Y, Wang Q J, Lu Z Y. Soil organic carbon and nitrogen content of density fractions and effect of meadow degradation to soil carbon and nitrogen of fractions in alpine *Kobresia* meadow. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2009, 52(5): 660—668, doi: 10.1007/s11430-009-0056-5

较低水平生产的供求关系; 植物氮素主要储存于植物活根中, 根系氮素储量为 $(190.11 \pm 49.62) \text{ kg} \cdot \text{hm}^{-2}$ . 按中等放牧强度计算该系统氮素输出为  $159.35 \text{ kg} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ , 大于系统的输入  $84.73 \text{ kg} \cdot \text{hm}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$ [4]. 土壤氮素的缺乏可能是高寒草甸植被演替与草场退化的重要驱动因子之一[5]. 因此, 在畜牧业生产中, 应严格控制放牧强度, 加强生态管理, 使高寒草甸草场保持持续的生产力. 近年来, 诸多研究表明, 青藏高原气温不断升高, 由于冻土热力敏感性大, 因此高原冻土具有很大的  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$  等温室效应气体的排放潜力. 正是由于青藏高原这种特殊的地理和生态单元及其对全球变化的重要作用, 研究青藏高原草地土壤温室气体和碳、氮等元素循环特征对于评价青藏高原生物地球化学循环对全球变化的响应和反馈作用就具有重要科学和实际意义[6].

青藏高原退化草地面积约为 4251 万公顷, 占全区可利用草地面积的 33%, 其中“黑土型”退化草地面积估计为 703.19 万公顷, 占全区退化草地面积的 16.54%[7]. “黑土型”退化草地的发展速度十分惊人, 据统计, 青海省果洛州达日县 1985 年“黑土型”退化草地为 16.77 万公顷, 1994 年猛增到 57.50 万公顷, 平均每年以 14.75% 的速度递增, 每年退化 4.50 万公顷[8]. 土地退化会使原来的生态系统发生剧烈的改变. 这些过程会改变植被生产力及土壤有机质的积累和分解速率, 进而影响到生态系统碳、氮循环和土壤碳储量[9]. 土壤和植被充当  $\text{CO}_2$  源/汇的大小主要依赖于土地利用管理. 高寒草甸在生长季具有较高的生产力, 同时低温限制了系统分解速率, 因此, 高寒草甸生态系统可能是大气  $\text{CO}_2$  汇[10]. 然而, 遭受土地退化或土地利用变化, 该生态系统也可能成为一个重要的碳源. 因此, 土地管理措施是调控这些系统碳氮预算的重要因子[11].

土壤有机质一直是土壤学研究领域的重点, 在过去的 50 年里, 对土地利用反映慢的土壤腐殖质类物质的研究正在退出土壤有机质研究领域, 而侧重点逐渐转向了土壤中未受微生物作用或正在受微生物降解的有机残体; 同时新的土壤有机质研究概念和相应测试手段如土壤物理分组包括土壤有机质的密度分组、与有机质结合的土壤颗粒大小分组、土壤团聚体中的颗粒有机质和团聚体间颗粒有机质以及

土壤水溶性有机质等概念和测试方法被相继提了出来. 目前, 土壤有机质的研究重点正在从土壤微生物的作用产物(腐殖质)向土壤微生物作用前的、具有部分生物活性的有机质(轻组有机质、砂粒组和粗粉砂粒组中的有机质、颗粒有机质(POM)和水溶性有机质)转移[12]. 本研究中应用的土壤密度分组方法是土壤有机质物理分组方法中的一种. 有机质在土壤中以两种形态存在, 一种是游离态, 包括不分解或部分分解的动植物残体和微生物生物量; 另一种是吸附在土壤矿质颗粒表面或隐藏在微团聚体内的有机-矿质复合体. 游离态有机质的比重小于有机-矿质复合体有机质, 故可用密度分组法将其分开, 前者被称为轻组(light fraction, LF), 后者被称为重组(heavy fraction, HF)[13]. 轻组和重组中的有机碳分别为轻组有机碳和重组有机碳, 同样轻组和重组中的总氮为轻组氮和重组氮.

要理解在全球气候变化和碳循环中土壤作为碳汇(或碳源)所起的作用并正确管理土壤, 我们首先应理解土壤有机碳为什么会变得稳定. 土壤中有机碳稳定主要通过 3 种方式实现: ① 化学过程: 如与  $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Fe}^{3+}$  离子形成沉淀; ② 生化顽固: 由于底物内在分子结构的原因, 微生物很难分解的有机组份, 即顽固性有机碳 (recalcitrant OC); ③ 物理保护: 使有机碳与土壤颗粒尤其是与黏粒和粉粒形成复合体, 使微生物较难接触到有机碳, 即底物和分解者之间建立物理屏障[14]; 其中物理保护是稳定土壤有机碳的主要途径之一. 土壤重组有机碳是受物理保护的有机碳, 与矿质颗粒结合的有机碳在土壤总有机碳合成与分解过程中扮演着重要角色[15]. 研究表明, 土壤重组有机碳占总有机碳的 90%以上, 这部分有机碳受到土壤矿物不同程度的物理和化学保护, 所以分解速度较慢, 在土壤中较为稳定[16-18]. 但也有研究[19,20]证实, 在没受干扰的土壤中, 重组碳被保护的很好, 但如果土壤遭到干扰, 这部分碳也会迅速地减少. 而轻组有机质碳和氮含量高, 周转时间短, 代表着易变土壤有机质的主要部分, 在碳和氮循环中具有显著的作用, 被认为是土壤生物调节过程的重要基质和土壤肥力的指标, 具有很强的生物学活性[21], 是土壤质量的一个重要属性, 因此有关土壤轻组有机质的研究倍受重视. 土壤轻组仅占土壤质量的一小部分, 而

轻组中的碳和氮浓度明显高于全土的碳和氮浓度, 因而土壤轻组有机碳和氮占土壤有机碳和氮的比例较高. 轻组能够在土壤全碳全氮变化之前反映因管理措施等人为活动或自然变化所引起的土壤的微小变化<sup>[22]</sup>, 同时, 还是土壤养分循环的驱动力. 因此, 它对土壤肥力保持、土壤碳收支以及全球变化具有重要意义.

目前, 国内外有关高山草甸土密度组分碳氮数量、性质及其草甸退化对密度组分的研究尚属空白. 因此, 本研究以青藏高原高寒草甸生态系统为研究背景, 以典型高寒嵩草草甸和重度退化草地为研究对象, 定量分析原生高寒嵩草草甸土壤中轻组和重组中有机碳、氮含量, 检验草甸发生严重退化后对这些组分碳、氮含量的影响程度, 从而加深对陆地高寒草甸生态系统碳氮循环的理解, 探讨高寒草甸退化过程中土壤有机碳、氮流失的生物学机理, 为青藏高原高寒草甸生态系统的可持续发展模式提供科学依据.

## 1 研究地区自然地理概况

青海省果洛藏族自治州达日县, 位于青藏高原东南、青海省南部, 地处北纬  $32^{\circ}36'42''\sim 34^{\circ}15'20''$ , 东经  $98^{\circ}15'29''\sim 100^{\circ}32'41''$ . 境内巴颜喀拉山由西北向东南横贯全境, 其地势西北高而东南低. 海拔高度多在 4000 m 以上. 气候属高寒半湿润性类型, 年平均气温  $-1.3^{\circ}\text{C}$ , 7 月平均气温  $9.1^{\circ}\text{C}$ , 1 月平均气温  $-12.9^{\circ}\text{C}$ . 县境内  $\geq 0^{\circ}\text{C}$  的积温在  $751.9\sim 1070.7^{\circ}\text{C}$  之间. 年降雨量  $486.9\sim 666.5\text{ mm}$  之间, 多集中在 5~9 月, 期间降水量占年降水量的 85%. 全年蒸发量为  $1119.07\text{ mm}$ . 年总辐射量在  $623.8\sim 629.9\text{ kJ}\cdot\text{cm}^{-2}$  之间. 全县草地面积为 140.17 万公顷, 占总土地面积的 94%; 可利用草地的面积 111.724 万公顷. 草地类型主要以高寒草甸为主, 土壤类型以高山草甸土为主<sup>[23]</sup>.

## 2 材料和方法

### 2.1 样地设置

本项试验共包括 2 个处理: (1) 自 1998 年封育的原生高寒嵩草草甸(YF); (2) 自然状态下重度退化草地(SDL). 每个处理选择 3 个植被较为均匀, 面积为  $10\text{ m}\times 10\text{ m}$  的样地为固定观察测定样地. 本研究所有

处理样地试验数据是在 2004 年 8 月取得的.

本研究中原生高寒嵩草草甸由 41 种植物组成, 植被总覆盖度为 95%, 优势种为高山嵩草(*Kobresia pygmaea*), 主要伴生种为麻花艽(*Gentiana straminea*)、异叶米口袋(*Gueldenstaedtis diversifolia*)、青藏棱子芹(*Pleurospermum pulszkyi*)、早熟禾(*Poa* sp.)、苔草(*Carex* sp.); 重度退化草地共由 20 种植物组成, 植被总覆盖度为 41%, 优势种为兔耳草(*Lagotis brachystachya*)和大籽蒿(*Artemisia sieversiana*), 主要伴生种为青藏棱子芹(*Pleurospermum pulszkyi*)、露蕊乌头(*Aconitum gymnantrum*)、铁棒锤(*Acomitum szechangianum*). 根据我们测定的结果: 原生封育草甸地上生物量为  $265.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 地下生物量(0~30 cm)为  $6982\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 而重度退化草甸地上生物量为  $139.9\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 地下生物量(0~30 cm)仅为  $916\text{ g}\cdot\text{m}^{-2}$ <sup>[24]</sup>. 高寒草甸下发育着高山草甸土, 地下生物量的 85% 左右主要分布在 0~10 cm 深的土层中. 高山草甸土淋溶作用强, 土层薄, 一般为 30~50 cm. 高山草甸土常以细沙粒和粗粉粒为主, 黏粒较少, 质地为轻壤、沙壤, 除草皮层外, 全剖面含砾石 5%~30%, 自上而下逐层增多. 有机质含量高, 一般无石灰反应, pH 值 6~7.5. 在一定深度往往出现多年冻土层<sup>[24]</sup>. 重度退化草甸下的土壤类型为侵蚀高山草甸土, 没有草皮层, 土体粗骨性更加强烈, 趋于干燥, 土壤结构遭到破坏, 层次也不明显<sup>[25]</sup>.

所有样地都设在滩地冬季牧场, 且彼此间尽可能紧挨着, 这样使它们有相近的地形、植被及土壤类型(退化前). 另外, 重度退化草地没有人类的耕作活动. 由于高寒草甸根系的 85% 分布在 0~10 cm 土壤中形成草皮层, 草甸严重退化的主要特征之一是天然嵩草草甸坚实而富有弹性的草皮层的丧失, 故本文在 0~10 和 10~20 cm 土层分析草甸退化对组分碳氮含量的影响.

### 2.2 取样及分析

在每个样地, 随机收集 10 个土核(直径为 3.5 cm), 每个土核分为 0~10 和 10~20 cm 两部分. 同一样地同一深度采集的土壤混合成一个样. 用直径为 5.3 cm 的环刀分别测定 0~10 和 10~20 cm 土壤层的土壤容重, 同时用铝盒分 0~10 和 10~20 cm 层取大约 30 g 土样

测定土壤重量含水量. 将野外收集的土样风干, 过 2 mm 筛, 移出砾石和根系并称重.

轻组和重组土壤分组采用 Gregorich 和 Ellert<sup>[26]</sup> 所描述的方法: 称取过 2 mm 筛的土样 10 g 于 100 mL 离心管中, 加入比重为 1.80 g·mL<sup>-1</sup> 的 NaI 溶液 50 mL, 在 200 rpm 条件下振荡 1 h. 然后在 1000×g 条件下离心 20 min, 将浮在 NaI 表面的轻组倾倒在装有 0.45 μm 尼龙滤纸的漏斗中抽气过滤. 轻组先用 75 mL 0.01 mol·L<sup>-1</sup> CaCl<sub>2</sub> 洗涤, 再用至少 75 mL 蒸馏水洗涤. 然后将滤纸上的轻组转移(水洗)到 50 mL 的烧杯中, 静置 24 h, 在 60℃下烘干 72 h 后称重, 提取过程进行 2 次. 2 次提取出的轻组混合后研细过 60 目筛, 在 Vario EL III 元素分析仪测定轻组有机碳、氮浓度. 轻组被提取后, 加 50 mL 蒸馏水于离心管中, 振荡 10 min. 在 3000×g 条件下离心 15 min, 弃去上清液. 重复洗涤 3 次. 冷冻至干燥后称重, 减去离心管的重量后即为重组的重量. 重组研细后过 60 目筛, 在 Vario EL III 元素分析仪测定重组有机碳、氮浓度(在兰州大学资源环境学院分析测试室完成).

土壤含水量用烘干称重法, 土壤容重用环刀法, 每层 3 个重复, 以各层的平均值作为结果.

### 2.3 计算与统计分析

(i) 砾石百分含量(%)=(>2 mm 砾石干重/总土干重)×100.

(ii) 1 kg 土壤中组分碳(氮)含量(g·kg<sup>-1</sup>)=组分碳(氮)浓度(%)×组分干重比例(g·kg<sup>-1</sup>).

(iii) 土壤组分(轻组、重组)单位面积碳(氮)储量(kg·m<sup>-2</sup>)=10×D×B×Z×((100-G)/100), 其中 D 是土壤深度(cm); B 是土壤容重(g·cm<sup>-3</sup>); Z 是组分碳(氮)含量(%); G 是砾石百分含量(%).

各处理土壤碳氮浓度为 3 个重复样地的算术平均值, 通过 t 检验比较各均值在自由轻组和重组间的

差异显著性; 以上分析均在 SPSS 11.0 统计软件上完成.

## 3 研究结果

### 3.1 原生植被封育和重度退化处理土壤轻组和重组碳氮浓度及 C:N

原生植被封育和重度退化处理土壤轻组和重组碳氮浓度及 C:N 见表 1, 从表 1 可以看出, 原生高寒嵩草草甸土层(0~10 cm)土壤重组碳浓度为 3.84%, 轻组碳浓度为 28.63%. 可以推算, 研究区原生植被表层土壤中轻组有机碳浓度是重组的 7.5 倍. 表层土壤重组氮浓度为 0.362%, 而轻组的氮浓度为 1.192%, 轻组中的氮浓度是重组氮浓度的 3.3 倍. 如果从重组和轻组的 C:N 看, 重组的 C:N 为 10.6, 而轻组的 C:N 达到 23.8.

重度退化草地土壤表层重组和轻组碳浓度分别为 1.65% 和 24.18%, 表层土壤中轻组有机碳浓度是重组的 14.7 倍. 该类型土壤重组和轻组氮浓度分别为 0.206% 和 1.310%, 轻组氮浓度是重组氮浓度的 6.4 倍. 重组的 C:N 为 7.98, 而轻组的 C:N 为 18.48.

经 t-检验比较两处理间均值的差异显著性, 结果表明, 高寒草甸草地退化导致土壤重组中碳氮浓度显著降低, 重组和轻组的 C:N 明显下降, 但草地退化对轻组中碳氮浓度影响不大, 即两处理间轻组碳氮浓度差异不显著.

### 3.2 原生植被和重度退化处理土壤轻组干重

原生植被和重度退化处理土壤轻组干重(重量)见表 2. 可以看出, 原生植被封育处理 0~10 cm 土壤层轻组的干重含量为 35.08 g·kg<sup>-1</sup>, 10~20 cm 土壤层轻组的干重为 16.19 g·kg<sup>-1</sup>; 可以看出, 随着土壤深度的增加, 轻组干重迅速下降; 高寒嵩草草甸土地重度退化后, 土壤轻组干重含量迅速下降, 表层仅为

表 1 原生植被封育和重度退化处理土壤轻组和重组的碳氮浓度(±σ)及 C:N<sup>a)</sup>

	有机碳浓度/%		全氮浓度/%		C:N	
	重组 HF	轻组 LF	重组 HF	轻组 LF	重组 HF	轻组 LF
0~10 cm						
YF	3.84 (0.09) a	28.63 (1.53) a	0.362 (0.003) a	1.192 (0.028) a	10.60 (0.21) a	23.80 (0.78) a
SDL	1.65 (0.03) b	24.18 (0.31) a	0.206 (0.023) b	1.310 (0.041) a	7.98 (0.12) b	18.48 (0.36) b
10~20 cm						
YF	4.09 (0.05) a	26.32 (1.55) a	0.390 (0.010) a	1.060 (0.071) b	10.51 (0.17) a	24.85 (0.26) a
SDL	1.48 (0.03) b	27.64 (0.31) a	0.191 (0.004) b	1.357 (0.013) a	7.77 (0.06) b	20.37 (0.05) b

a) YF: 封育的原生高寒嵩草草甸; SDL: 重度退化草地; 不同处理间带相同字母的为差异不显著. 下同

**表 2 原生植被封育和重度退化处理土壤轻组干重( $\pm\sigma$ )**  
(单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

	0~10 cm	10~20 cm
YF	35.08 (5.66) a	16.19 (0.85) a
SDL	6.71 (1.04) b	2.25 (0.21) b

6.71  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 深层为 2.25  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ . 这说明, 高寒草甸退化导致轻组数量显著下降.

### 3.3 原生植被封育和重度退化处理土壤轻组和重组的碳氮含量比较

原生植被封育和重度退化处理土壤中轻组和重组的碳氮含量见表 3. 原生植被封育 0~10 cm 土壤层重组碳含量为 37.31  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 轻组碳含量为 10.16  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ . 可以推算, 原生植被 0~10 cm 土壤层总有机碳为 47.47  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 重度退化处理重组碳含量为 16.01  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 轻组碳含量为 1.62  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 所以土壤总有机碳为 17.63  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ . 不同土壤深度比较而言, 原生植被封育处理和重度退化处理中, 不同土壤深度重组碳间差异不显著 ( $P>0.05$ ), 但不同深度轻组碳间差异显著 ( $P<0.05$ ), 说明随着土壤深度的增加, 轻组有机碳显著下降. 原生植被封育 0~10 cm 层土壤中重组氮含量为 3.52  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 轻组氮含量为 0.42  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ . 可以推算, 原生植被 0~10 cm 土壤层总氮为 3.94  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 重度退化处理重组氮含量为 2.01  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 轻组氮含量为 0.09  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ , 所以土壤总氮含量为 2.10  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 不同土壤深度看, 不同土壤深度重组氮间差异不显著 ( $P>0.05$ ), 但不同深度轻组氮含量间差异显著 ( $P<0.05$ ), 说明随着土壤深度的增加, 轻组氮含量显著下降.

表 3 还列出了原生植被封育和重度退化处理单位面积重组和轻组中碳氮储量. 原生植被封育处理单位面积重组和轻组的碳(氮)储量均显著高于重度退

化处理 ( $P<0.05$ ). 0~10 cm 层原生植被封育处理单位面积上重组和轻组碳储量分别为 2777 和 767  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 重度退化处理重组和轻组碳储量分别为 1737 和 176  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 这表明, 按照单位面积重组和轻组中碳氮储量计算, 高寒草甸退化导致表层土壤中重组碳的 37.45% 流失, 轻组碳的 77.00% 流失. 同样, 草甸退化导致深层土壤中重组碳的 52.37% 流失, 轻组碳的 81.05% 流失. 因此, 高寒嵩草草甸退化导致土壤有机碳流失, 从绝对数量看, 丢失的重组有机碳比轻组有机碳多; 如从相对数量看, 轻组碳流失远高于重组碳, 如表层轻组碳丢失了 77.00%, 重组碳丢失了 37.45%. 0~10 cm 层原生植被封育处理单位面积重组和轻组氮储量分别为 261 和 32  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 重度退化处理重组和轻组氮储量分别为 218 和 10  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ , 因此, 草甸退化导致表层土壤中重组氮的 16.48% 流失, 轻组氮的 68.75% 流失. 同样, 深层土壤中重组氮的 35.50% 流失, 轻组氮的 73.33% 流失. 另外, 需要指出的是, 草甸退化后, 轻组中碳氮的流失主要源于土壤中轻组绝对数量减少, 而不在于轻组本身的碳氮浓度降低. 另外, 重组中氮的流失远低于碳的流失. 综上所述, 不管是原生还是退化地, 土壤重组中包含更多的土壤有机碳和全氮, 但从相对数量看, 草甸退化后, 轻组中丢失的碳和氮显著高于重组.

### 3.4 原生植被封育和重度退化处理土壤碳氮在各组分中的分布比例

原生植被封育和重度退化处理碳氮在各土壤组分中的分布比例见表 4. 原生植被封育土壤轻组有机碳占总有机碳的 21.05%, 轻组氮占土壤全氮的 10.67% (表 4); 10~20 cm 土壤层轻组有机碳占总有机碳的 9.68%, 轻组氮占土壤全氮的 4.33%; 可以看出: 随着土壤深度的增加, 轻组干重迅速下降, 且轻组碳

**表 3 原生植被封育处理和重度退化处理土壤中轻组和重组的碳氮含量(单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )及单位面积重组和轻组中碳氮储量( $\pm\sigma$ )(单位:  $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}$ )比较**

	重组碳含量	轻组碳含量	重组氮含量	轻组氮含量	单位面积重组碳储量	单位面积轻组碳储量	单位面积重组氮储量	单位面积轻组氮储量
0~10 cm								
YF	37.31 (0.88) a	10.16 (1.96) a	3.52 (0.04) a	0.42 (0.08) a	2777 (183) a	767 (177) a	261 (14) a	32 (7) a
SDL	16.01 (0.16) b	1.62 (0.25) b	2.01 (0.03) b	0.09 (0.01) b	1737 (34) b	176 (28) b	218 (3) b	10 (1) b
10~20 cm								
YF	39.55 (0.71) a	4.23 (0.04) a	3.77 (0.12) a	0.17 (0.0) a	3548 (129) a	380 (14) a	338 (18) a	15 (1) a
SDL	14.52 (0.27) b	0.62 (0.05) b	1.87 (0.14) b	0.03 (0.0) b	1689 (94) b	72 (3) b	218 (13) b	4 (0) b

表4 原生植被封育和重度退化处理有机碳和总氮在各组分中的分布比例

	0~10 cm				10~20 cm			
	轻组碳比例 /%	重组碳比例 /%	轻组氮比例 /%	重组氮比例 /%	轻组碳比例 /%	重组碳比例 /%	轻组氮比例 /%	重组氮比例 /%
YF	21.053 a	78.947 a	10.673 a	89.327	9.675 a	90.325	4.333 a	95.667
SDL	9.164 b	90.836 b	4.182 b	95.818	4.092 b	95.908	1.603 b	98.397

占总有机碳的比例由21.05%下降到9.68%，轻组氮占土壤全氮的比例由10.67%下降到4.33%；高寒嵩草草甸土地退化后，轻组碳占总有机碳的比例表层为9.16%，深层为4.09%；轻组氮占土壤全氮的比例表层为4.18%，深层为1.60%。重组比例正好与轻组比例相反。总之，土地退化后，不仅土壤总有机碳和总氮下降，而且土壤有机碳和总氮在轻组/重组中的分配比例受到很大的影响。但草地退化对重组中氮的分配比例没有影响，这可能暗示重组分在保护氮的方式上与有机碳存在区别。

## 4 讨论

### 4.1 高寒草甸原生植被土壤中各组分有机碳和全氮的分布格局

在我们的研究中，高寒草甸原生植被土壤表层(0~10 cm)重组和轻组的碳浓度分别为3.84%和28.63%，氮浓度分别为0.362%和1.192%，重组中碳氮比为10.60而轻组中的碳氮比为23.80。从各组分中有机碳占全土有机碳的比例看，重组中的有机碳占优势，重组碳占总有机碳的78.95%，轻组碳占总有机碳的21.05%；随土壤深度的增加，重组碳的比例由78.95%(0~10 cm)上升到90.33%，而轻组碳的比例由21.05%(0~10 cm)下降到9.68%。

土壤轻组仅占土壤质量的一小部分，但轻组中的碳和氮浓度明显高于全土和重组中的碳氮浓度，因而土壤轻组有机碳和氮占土壤有机碳和氮的比例较高，如Roscoe等<sup>[27]</sup>研究了各组分中有机碳的动态，结果表明，在南美大草原原生植被，随土壤深度的增加，轻组有机碳由38%(0~2 cm层)下降为1.86%(67~110 cm层)，重组(黏粒+粉粒+沙粒)有机碳由61%上升为98%。与我们的结果相比较，该研究表层轻组所占的比例比本研究结果高约17%。这种差异可能一方面源自取样方法上的差异，在他们的研究中，表层为0~2 cm，这样在0~2 cm层中高轻组比例可能在0~10 cm层中被稀释了；另一方面植被类型和

气候条件的差异也可能是导致结果差异的原因。Christensen<sup>[13]</sup>综述了温带、寒温带10个地点的森林表层10~15 cm层轻组碳占总有机碳的比例，结果表明，轻组干重占全土重的1.8%~14.7%，而轻组碳占总有机碳的17%~47%。与森林或草原原生植被相比，农田生态系统中耕层轻组有机碳占总有机碳的比例很少超过20%，通常远小于这个值<sup>[28,29]</sup>。Christensen<sup>[13]</sup>的综述认为轻组中的C:N比重组和全土的高，这反映出轻组以植物枯枝落叶占主导。很多研究结果表明，尽管所处的生态系统和地理位置不同，但土壤轻组C:N却很相似，在12~30之间。可以看出，高寒草甸生态系统与其他生态系统相比较，高山草甸土轻组碳氮占土壤总有机碳、氮的比例与草原生态系统较接近，但比森林生态系统的稍低，比农田生态系统的高出许多。

### 4.2 高寒草甸退化对土壤组分碳氮的影响程度

本研究中高寒草甸严重退化后，0~10 cm层土壤总有机碳含量由47.47下降到17.63 g·kg<sup>-1</sup>，其中重组碳含量由37.31 g·kg<sup>-1</sup>下降到16.01 g·kg<sup>-1</sup>，轻组碳含量由10.01 g·kg<sup>-1</sup>下降到1.62 g·kg<sup>-1</sup>，即从土壤中组分碳氮含量计算，重组碳流失了57%轻组碳流失了84%；土壤总氮由3.52 g·kg<sup>-1</sup>下降到2.10 g·kg<sup>-1</sup>，其中重组氮由3.52 g·kg<sup>-1</sup>下降到2.01 g·kg<sup>-1</sup>，轻组氮由0.42 g·kg<sup>-1</sup>下降到0.09 g·kg<sup>-1</sup>，即重组氮流失了43%轻组氮流失了79%；另外，高寒草甸退化前后轻组中有机碳(氮)浓度差异不显著(表1)，但轻组绝对重量差异显著(表2)，如原生高寒草甸每1 kg土壤中有轻组35.08 g(0~10 cm)和16.19 g(10~20 cm)，而重度退化草甸轻组干重仅6.71(0~10 cm)和2.25 g·kg<sup>-1</sup>(10~20 cm)。因此，我们认为，轻组中碳氮流失的主要原因不是由于土壤退化导致轻组本身碳氮浓度降低，而是由于土壤中轻组绝对数量降低导致的。

初级生产力的不同可以部分解释土壤有机碳含量的差异，主要是进入土壤的植物残体数量不同产

生的差异, 引起了轻组有机碳氮含量在两类样地土壤间存在明显的不同. 根据我们测定的结果, 原生封育草甸地上生物量为  $265.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ , 地下生物量(0~30 cm)为  $6982 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ , 而重度退化草甸地上生物量为  $139.9 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ , 地下生物量(0~30 cm)仅为  $916 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ [24], 原生和重度退化草甸地上地下总生物量相差近 7 倍, 所以前者植物残体数量要远高于后者, 这就是高寒草甸退化后引起土壤轻组碳氮含量减少的主要原因.

重组有机质是土壤中腐殖化程度较高, 与土壤矿质颗粒紧密结合的一类有机质, 与矿质颗粒结合使有机质抗分解能力加强<sup>[13]</sup>. 因此, 重组有机质对耕作、土地利用变化的反应不如轻组敏感. 如 Dalal 和 Mayer<sup>[30]</sup>研究表明, 与全量有机质相比, 耕作使轻组有机质下降较快. 在粘土上, 轻组有机质的损失率是重组有机质的 2~11 倍; 土壤黏性越大, 则轻组有机质与重组有机质之间损失率的差距越大. 在不同耕作方式下(免耕、深耕和犁耕), 轻组的氮库大小存在显著差异, 而重组的差异不显著. 耕作也会影响轻组数量及其在土壤剖面的分布, 保护性耕作有利于表层植物残体的积聚, 增加了表层土壤(0~5 cm)轻组数量, 保护性耕作的轻组数量大约是传统耕作的 2 倍, 而传统耕作混合了 15 cm 土层内的残体, 使得深层(5~15 cm)的轻组含量比保护性耕作的高<sup>[31]</sup>. 与以往的研究结果相反, 在我们的研究中, 高寒草甸严重退化对重组有机碳、氮含量有明显的影响, 如草甸退化后土壤重组碳流失了 57%重组氮流失了 43%. 另外, 尽管重组损失 C:N 没有轻组的高, 但由于该土壤中重组碳氮占绝对优势, 所以重组碳氮损失的绝对量要高于轻组. 其原因应该是两方面的: 一方面草甸退化导致了土壤侵蚀, 土壤侵蚀在带走那些富含有机碳氮、比重轻的组分的同时, 也带走了有机碳浓度低的、比重较大的土壤颗粒即重组. 另一方面, 土壤有机质矿化分解是土壤结构调节下的一个生物过程, 并且微生物对底物的可利用性不仅依赖于底物本身的化学特征, 而且依赖于底物与土壤矿质的联系特征. 这样, 土壤质地组成在重组碳氮保持或流失方向和程度上起到关键作用. 大量的研究表明土壤颗粒越细, 对土壤有机碳的束缚能力越强, 即抗分解能力越强. 而高寒草甸土粗骨性强导致该类型土壤严重退化后重组中有机碳和氮比粘性土容易矿化分

解而减少, 同时草甸退化导致由于初级生产力下降使微生物的分解产物和植物根系残体运移到土壤矿质颗粒的有机质绝对数量下降. 这样, 与土壤矿质颗粒复合的有机质的输入量小于输出量(分解)而致使重组中碳氮也随草甸退化而下降.

在我们的研究中, 高寒草甸严重退化对重组有机碳、氮含量有明显的影响, 如草甸退化后土壤重组碳流失了 57%重组氮流失了 43%. 与其他生态系统相比, 高寒草甸土土壤碳密度高, 所以草甸发生严重退化后, 经土壤重组流失的碳数量绝对值也很大. 由于高寒草甸土的粗骨性(除草皮层外, 全剖面含砾石 5%~30%, 且颗粒细沙粒和粗粉粒为主, 黏粒较少), 使土壤矿质对有机质的保护作用相对小, 草甸一旦发生逆行演替, 将不可避免的造成包括重组中有机碳氮的流失, 造成温室气体的大量排放, 因此, 防止高寒草甸生态系统退化、减缓温室气体的排放在该类生态系统显得尤为重要.

## 5 结论

本文通过密度分组技术将每个土样分为两个组分: 轻组和重组, 分别分析每个组分的有机碳和全氮浓度, 研究高寒原生嵩草草甸土壤密度组分碳氮数量和性质、检验草甸退化对土壤轻组和重组中碳氮含量的相对影响程度; 原生高寒嵩草草甸表层土壤中轻组有机碳浓度是重组的 7.5 倍, 轻组中的氮浓度是重组氮浓度的 3.3 倍. 重组的 C:N 为 10.6, 而轻组的 C:N 达到 23.8. 从各组分中碳、氮占全土有机碳、总氮的比例看, 由于与土壤矿质颗粒复合的有机质(重组有机质)的数量比没有与矿质复合的有机质(轻组有机质)的数量高许多, 因此土壤中重组碳氮仍然占明显优势, 并且重组中氮的数量大于碳数量. 高寒草甸严重退化导致土壤有机碳氮流失严重, 按照土壤组分碳氮含量计算, 重组碳流失了 57%轻组碳流失了 84%; 同时重组氮流失了 43%轻组氮流失了 79%. 另外, 草甸退化过程中, 轻组碳氮流失的主要原因不是由于草甸退化导致轻组本身碳氮浓度降低, 而是由于土壤中轻组绝对数量降低导致的. 并且重组中氮的流失远低于碳的流失, 这可能暗示重组在保护氮的方式上与有机碳存在区别.

致谢 感谢李世雄和史惠兰同学在野外取样和室内分析中所提供的帮助, 感谢审稿人提出的修改意见。

## 参考文献

- 1 程国栋, 李培基, 张祥松. 气候变化对中国积雪、冰川和冻土的影响评价. 兰州: 甘肃文化出版社, 1997. 22—56
- 2 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 168—192
- 3 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被和土壤碳储量. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(1): 72—80
- 4 张金霞, 曹广民. 高寒草甸生态系统氮素循环. 生态学报, 1999, 19(4): 509—512
- 5 曹广民, 吴琴, 李东, 等. 土壤-牧草氮素供需状况变化对高寒草甸植被演替与草地退化的影响. 生态学杂志, 2004, 23(6): 25—28
- 6 Wang G X, Qian J, Cheng G D, et al. Soil organic carbon pool of grassland soils on the Qinghai-Tibetan plateau and its global implication. *Sci Total Environ*, 2002, 291: 207—217
- 7 王启基, 景增春, 王文颖, 等. 青藏高原高寒草甸草地资源环境及可持续发展研究. 青海草业, 1997, 6(3): 1—11
- 8 马玉寿, 郎百宁, 王启基. “黑土型”退化草地研究工作的回顾与展望. 草业科学, 1999, 16(2): 5—9
- 9 Lal R, Faushey N R, Eckert D J. Land use and soil management effects on emissions of radiatively active gases from two soils in Ohio. In: Lal R, Kimble J, Levine E, et al, eds. *Soil Management and Greenhouse Effect*. Boca Raton: CRC Press, 1995. 41—59
- 10 Cao G M, Tang Y H, Mo W H, et al. Grazing intensity alters soil respiration in an alpine meadow on the Tibetan Plateau. *Soil Biol Biochem*, 2004, 36: 237—243
- 11 Wang W Y, Wang Q J, Wang CH Y, et al. The effect of land management on carbon and nitrogen status in plants and soils of alpine meadow on the Tibetan Plateau. *Land Degrad Dev*, 2004, 15: 1—11
- 12 武天云, Schoenau J J, 李凤民, 等. 土壤有机质概念和分组技术研究进展. 应用生态学报, 2004, 15(4): 717—722
- 13 Christensen B T. Physical fractionation of soil and organic matter in primary particle size and density separates. *Adv Soil Sci*, 1992, 20: 1—90
- 14 Christensen B T. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *Eur J Soil Sci*, 2001, 52: 345—353
- 15 Von Lutzow M, Kogel-Knabner I, Ekschmitt K, et al. Stabilization of organic matter in temperate soils: mechanisms and their relevance under different soil conditions—a review. *Eur J Soil Sci*, 2006, 57: 426—445
- 16 Barrios E, Kwasiga F, Sprent J I. Light fraction soil organic matter and available nitrogen following trees and maize. *Soil Sci Soc Am J*, 1997, 61: 826—831
- 17 Cambardella C A, Elliott E T. Particulate soil organic matter changes across a grass land cultivation sequence. *Soil Sci Soc Am J*, 1992, 56: 777—783
- 18 Hassink J. Decomposition rate constants of size and density fraction of soil organic matter. *Soil Sci Soc Am J*, 1995, 59: 1631—1635
- 19 Golchin A, Oades J M, Skjemstad J O, et al. Soil structure and carbon cycling. *Aust J Soil Res*, 1994, 32: 1043—1068
- 20 武天云. 黄土高原和北美大平原主要农业土壤的有机碳现状和动态对比研究. 博士学位论文. 兰州: 兰州大学, 2003. 62—64
- 21 Gregorich E G, Beare M H, Mckim U F, et al. Chemical and biological characteristics of physically uncomplexed organic matter. *Soil Sci Soc Am J*, 2006, 70: 975—985
- 22 Bremer E, Janzen H H, Johnston A M. Sensitivity of total, light fraction and mineralizable organic matter to management practices in a Lethbridge soil. *Can J Soil Sci*, 1994, 74: 131—138
- 23 Wang W Y, Wang Q J, Wang H C. The effect of land management on plant community composition, species diversity, productivity of alpine Kobresia steppe meadow. *Ecol Res*, 2006, 21(2): 181—187
- 24 王文颖, 王启基, 王刚. 高寒草甸土地退化及其恢复重建对植被碳、氮含量的影响. 植物生态学报, 2007, 31(6): 1073—1078
- 25 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. 64—89
- 26 Gregorich E G, Ellert B H. Light fraction and macroorganic matter in mineral soils. In: Carter M R, ed. *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Canadian Society of Soil Science. Boca Raton: Lewis Publishers, Division of CRC Press, 1993. 397—405
- 27 Roscoe R, Buurman P, Velthorst E J, et al. Soil organic matter dynamics in density and particle size fractions as revealed by the  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  isotopic ratio in Cerrado's oxisol. *Geoderma*, 2001, 104: 185—202
- 28 Janzen H H, Campbell C A, Brandt S A, et al. Light-fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Sci Soc Am J*, 1992, 56: 1799—1806
- 29 Wander M M, Traina S J. Organic matter fractions from organically and conventionally managed soils. I. Carbon and nitrogen distribution. *Soil Sci Soc Am J*, 1996, 60: 1081—1087
- 30 Dalal R C, Mayer R J. Long-term trends in fertility of soil under continuous cultivation and cereal cropping in southern queensland, VI. Loss of total nitrogen from different particle size and density fractions. *Aust J Soil Res*, 1987, 25: 83—93
- 31 Ting G, Novak J M, Amarasingwardena D, et al. Soil organic matter characteristic as affected by tillage management. *Soil Sci Soc Am J*, 2002, 66: 421—429