

低温季节西南亚高山森林土壤轻组分有机碳动态^①

秦纪洪¹, 武艳镯², 孙辉², 马丽红²

(1 成都大学城乡建设学院环境工程系, 成都 610106; 2 四川大学环境科学与工程系, 成都 610065)

摘要: 轻组分有机碳 (LFOC) 易受短期土地利用方式和环境变化的影响而被用作土壤有机碳短期环境效应的特征指标。通过西南亚高山均质化土壤在不同覆盖情形 (裸土除雪 BNS、裸土覆雪 BS、凋落物除雪 LNS、凋落物覆雪 Control) 下低温季节原位培养, 对 0~10 cm 和 10~20 cm 深度 LFOC 影响的动态分析, 结果发现: 西南亚高山土壤 LFOC 平均占该土层总有机碳比例为 15.5%; 经过一个低温季节, 不同处理下的 LFOC 比例变幅介于 13.6%~21.1%; 土壤 0~10 cm 和 10~20 cm 的 LFOC 在低温季节波动剧烈且含量高, 甚至高于生长季节初期和末期, 显示亚高山森林土壤碳动态在低温季节仍然极活跃; 0~10 cm 土壤中在低温季节凋落物覆雪处理土壤 LFOC 最低, 而其余 3 个处理裸土除雪、裸土覆雪、凋落物除雪处理下 LFOC 含量和波动幅度均高于凋落物覆雪处理, 表明土壤表面的凋落物和积雪覆盖及其组合显著影响 0~10 cm 土壤 LFOC 动态和含量; 10~20 cm 土层 LFOC 时间动态也存在处理效应, 显示地表覆盖同样影响下层土壤的 LFOC 过程; 效应分析显示凋落物、积雪、采样时间、土壤深度及其交互作用对土壤 LFOC 含量的主效应和交互作用达到显著水平, 特别是凋落物和积雪同时存在时抑制土壤 LFOC 形成而有助于维持土壤有机碳的稳定, 而凋落物和/或积雪的消失均导致低温季节土壤 LFOC 升高。因此, 在西南亚高山低温季节地表凋落物和积雪覆盖及其组合变化, 将会影响亚高山森林土壤碳的库容量和稳定性。

关键词: 亚高山森林土壤; 地表覆盖; 轻组分有机碳; 土壤活性有机碳; 低温季节

中图分类号: S154.1; S714.3

北半球高纬度季节性冻土和永冻土带土壤碳库储量据估计为 200~500 Gt, 并且这些土壤碳库对升温具有正反馈^[1], 全球暖化与土地覆盖变化等环境变化对高纬度地区的泥炭地和冻土等碳密度高的低温土壤碳库的效应已受到极大关注^[2~3]。我国西南高海拔地区 (高山和亚高山地带) 同样属于低温生态系统, 其中亚高山森林一般在海拔 3 000 m 以上, 年均温只有 7℃, 低温季节长达 8 个月 (平均气温不超过 10℃), 包括该区域在内的整个青藏高原正受到全球暖化效应的重大影响^[4]。此外, 近年来研究发现全球变化也引起了降雪量和时间格局变化, 积雪覆盖面积减少了 7%, 原来积雪的区域降雨增加, 这些低温生态系统每年要经历 3 个月至半年降雪^[5], 积雪覆盖变化和消失将导致很多次生环境效应和土壤碳过程的改变^[6], 这些低温生态系统也被认为是对全球气候变化最为敏感生态系统之一^[7], 因为低温生态系统的土壤碳过程可能对土壤暖化的效应更加敏感^[8]。高纬度和高海拔低温生态系统的土壤碳、氮等生物地化过程^[9~10]、土壤温室气体

排放^[11]、土壤微生物与酶等方面已经开展了大量的研究工作^[12~15], 已成为土壤生物与生物化学领域对全球变化响应的研究热点之一。

土壤活性有机碳 (labile organic carbon) 是移动性强、稳定性差、变化较为显著的有机碳组分, 直接参与土壤生物化学转化过程, 越来越多的研究将其用来反映土壤有机碳的动态与过程^[16]。轻组分有机碳 (light fraction organic carbon, LFOC) 被认为是土壤活性有机碳的重要组分之一, 化学组成上介于凋落物与腐殖化有机质之间, 而且缺乏黏粒等的保护, 与总有机碳相比具更高的矿化率和周转率^[17]。土壤 LFOC 常被用作表征土壤质量^[18]、有机碳库动态特征^[19]、土壤生物地化过程^[20]、土壤碳稳定性机理^[21~22]等方面的特征指标, 从目前的报道来看重点是对耕作土壤 LFOC 动态的研究。西南亚高山森林土壤碳也是我国最重要的土壤冷冻碳库之一^[23~24], 近几十年来, 该区域土地利用和覆盖发生深刻变化, 大面积森林采伐后形成的次生林、人工林和近年来退耕还林等引起的地表覆盖变化改变

^①基金项目: 国家自然科学基金项目 (40871124), 中央高校基本科研业务费项目 (2010SCU22007) 和国际科学基金项目 (IFS D/4600-1) 资助。

* 通讯作者 (sunhuifiles@gmail.com)

作者简介: 秦纪洪 (1981—), 女, 四川成都人, 博士, 讲师, 主要从事环境变化背景下高寒生态系统效应方面的研究。E-mail: floodqjh@gmail.com

了原有的土壤碳的生态过程, 姜发艳等^[25]先前对西南亚高山人工林次生演替过程中土壤碳动态研究表明, 在原始林皆伐后营建的人工针叶林在开始的 60 年内, 土壤碳库仍然低于原始林而成为一个碳源。同时, 植被和极端气候导致的地表覆盖(凋落物和积雪等)的变化可能导致土壤生态系统在长达 8 个月的低温季节剖面温度和热量时空格局发生变化, 极可能引起作为土壤活性有机碳库重要组分的土壤 LFOC 发生变化, 但目前还未见对漫长的低温季节土壤活性有机碳动态的报道。本研究对不同地表覆盖情形下土壤 LFOC 在低温季节的动态进行研究, 有助于探讨在漫长而重要的低温季节, 我国西南亚高山森林土壤碳库的可能动态、变化趋势及其对全球变化的可能响应特征。

1 研究区概况

研究地点位于四川阿坝藏族羌族自治州小金县梦

笔山, 梦笔山为大雪山与邛崃山系交界北部地段数个海拔 4 000 m 以上的高峰组成, 研究区域亚高山针叶林分布海拔高度多介于 3 000 ~ 4 300 m 之间, 为西南亚高山暗针叶林典型生态系统类型之一。实验点地处梦笔山西南坡玛嘉沟, 海拔 3 250 m, 102°24.92' E, 31°33.25' N。主要植被是亚高山人工暗针叶林, 建群种是岷江冷杉 (*Abies faxoniana*) 和紫果云杉 (*Picea balfouriana*), 林龄 40 ~ 50 年, 林下阴生灌木较少, 有细枝茶藨子 (*Ribes tenue*)、四川忍冬 (*Lonicera szechuanica*)、红毛五加 (*Acanthopanax giraldii*) 等零星分布, 岷江冷山林是与岷江上游和大渡河上游与区域气候适应的最主要的天然与人工林植被。实验样地处于小金川支流抚边河上游山麓, 排水良好, 坡向东北, 坡度 35° 左右; 土壤为山地棕色针叶林土, 凋落物层厚度 10 ~ 30 cm。野外实验期间的气温状况由图 1 所示。

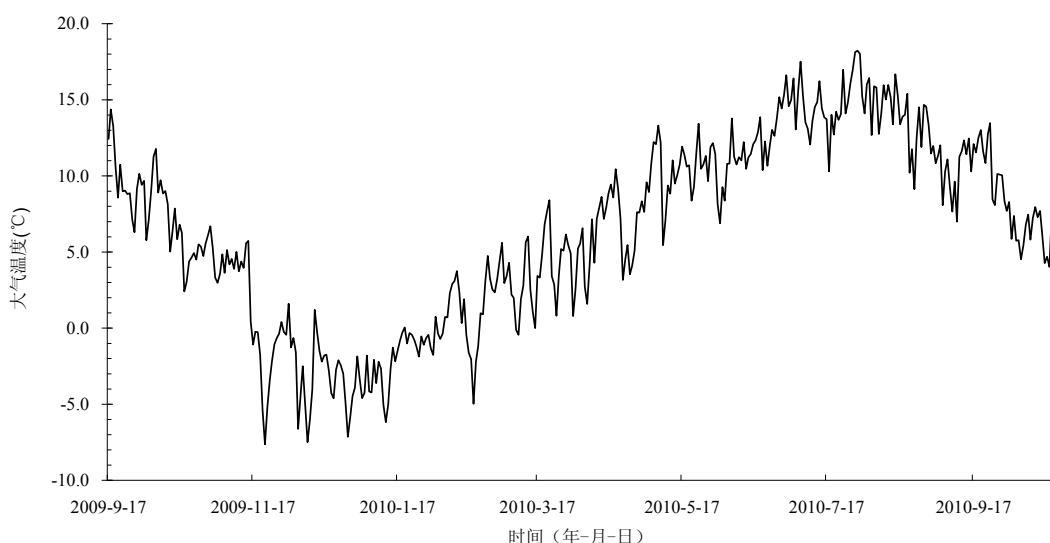


图 1 四川西部亚高山森林野外原位实验点 2009 年 10 月 1 日至 2010 年 5 月 31 日气温

Fig. 1 Atmosphere temperature of subalpine forest experiment site at western Sichuan during 1st Oct, 2009 -31th May, 2010

2 材料与方法

2.1 实验材料

土壤均质化: 2009 年 9 月初收集实验点的亚高山针叶林 0 ~ 20 cm 土壤, 清除树根和石块, 过 5 mm 筛, 并充分混合均匀。均质化土壤的有机碳含量 (246.90 ± 21.33) g/kg, LFOC 含量 (38.15 ± 0.54) g/kg, 全氮 (8.85 ± 1.32) g/kg, 全磷 (0.68 ± 0.08) g/kg, pH 6.52 ± 0.05。含水量调节至田间持水量的 80%。

重装土柱: 将直径 30 cm 的 PVC 管截为 20 cm 长

的短管, 剖为两半, 用扎带扎紧后按照原体积质量(容重)重装土柱(这样便于从管中取出土柱而不破坏土柱的结构), 土柱埋入原来土壤中, 表面与土壤表面齐平, 土柱间用森林土壤压实填平。

凋落物收集: 该地区森林地表的自然凋落物覆盖为 10 cm 左右。在秋季利用尼龙网在林下收集秋天新鲜凋落物, 去掉其中树枝和树皮, 混匀后用于覆盖实验。

2.2 样方设置与采样方法

野外原位培养实验设置设 1 个对照 (Control), 3 个处理, 分别对应自然状态、积雪消失、凋落物消失、

凋落物和积雪同时消失的情形。对照为凋落物覆雪处理 (Control, 凋落物覆盖 10 cm + 自然积雪, 为自然背景情形); 3 个处理分别为: 裸土除雪处理 (BNS, 裸露土壤 + 清除积雪, 即在该处理上方支撑白色尼龙网将凋落物和雪阻隔并及时清除, 清除的积雪融化后在喷洒到该处理上, 即凋落物与积雪同时消失情形)、裸土覆雪处理 (BS, 裸露土壤 + 自然积雪, 即凋落物消失的情形)、凋落物除雪处理 (LNS, 凋落物覆盖 10 cm + 清除积雪, 覆盖 10 cm 厚凋落物, 该处理上方支撑白色尼龙网将雪阻隔并及时清除, 清除的积雪融化后在喷洒到该处理上, 即积雪消失情形)。通过回喷积雪融水消除处理间水分的差异。每个处理 3 个重复, 即分为 3 组土柱, 一共 12 组土柱; 每组土柱 18 个; 每组内土柱间距离 10 cm, 每组土柱间距离 30 cm。

土壤采样与处理: 经过两个月原位培养后开始采样, 采样时间分别为 2009 年 11 月 4 日, 12 月 6 日; 2010 年 1 月 6 日, 2 月 25 日, 3 月 25 日和 5 月 25 日。每次每个处理随机采集 3 个土柱, 土柱收集后立即置于冰盒中 (保鲜) 带回。将取回的新鲜土柱扎带剪开, 取出土柱, 将每个土柱截为 0~10 cm 深度和 10~20 cm 深度的两段分别过 2 mm 筛。

2.3 分析方法

土壤 LFOC 采用 Janzen 等^[17]的方法分离测定。称取风干土样 10.0 g, 放入装有 200 ml 密度为 1.7 g/cm³ 的 NaI 溶液的离心管中, 手摇 30 s 混匀, 用 NaI 溶液将附着在管壁和玻璃棒上的颗粒洗入悬浮液中, 盖上盖子在室温下平衡 48 h; 悬浮液利用微孔滤膜 (0.45

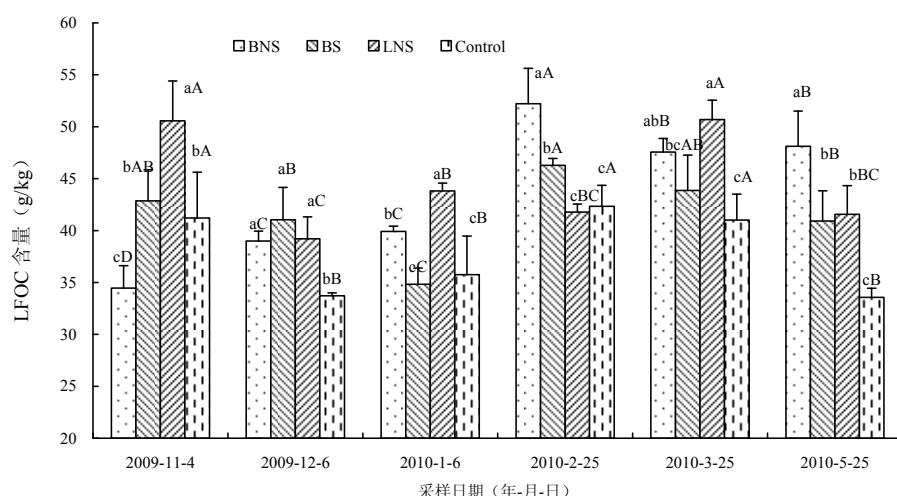
μm) 进行真空过滤, 并用去离子水洗去残存的 NaI 溶液; 将浮在滤纸上的物质放在 70℃ 的烘箱中烘干 12 h; 烘干后取下干物质称量, 其中的有机碳即为土壤的轻组分有机碳, 研磨后重铬酸钾外加热法分析测定。

3 结果与分析

3.1 表层 (0~10 cm) 土壤 LFOC 动态

不同处理下原位培养土壤表层 (0~10 cm 深度) LFOC 在低温季节的动态见图 2, 不同覆盖处理之间的 LFOC 在低温季节的动态呈现不同变化格局。从不同处理来看, 除 11 月 Control 处理的 LFOC 比 BNS 处理高外, 在低温季节中后期的 12 月、1 月、3 月和 5 月 Control 处理 LFOC 含量均为最低; 1 月、2 月、3 月和 5 月无积雪覆盖的两个处理 (BNS 或 LNS) LFOC 含量均高于有积雪的两个处理 (BS 和 Control) ($P < 0.05$)。

从时间动态来看, Control 处理与各处理在低温季节的 LFOC 含量均变化显著 ($P < 0.05$), 但不同处理 LFOC 含量变化的步调并不一致。BNS 处理在 11 月即达到最低点, 此后整个低温季节均高于 11 月; 12 月和 1 月因为土壤温度的急剧下降和土壤冻结, 除 BNS 处理之外, 其余处理的土壤 LFOC 含量急剧下降, 2 月以后各处理 LFOC 含量显著回升。其中, BS 处理 LFOC 含量的最低值在 1 月份, LNS 和 Control 处理的最低值均在 12 月; BNS、BS 和 Control 处理在 2 月达到最高值, LNS 处理在 3 月达到最高值; 5 月除 BNS 外, 其余处理含量均有所下降。



(图中值为平均值 ± 标准差; 条形图上标注的字母为 Duncan 法进行多重比较结果。小写字母不同者表示同一采样日期不同处理下 LFOC 含量在 $P < 0.05$ 水平差异显著; 大写字母不同者表示同一处理不同采样时间 LFOC 含量在 $P < 0.05$ 水平差异显著。下图同)

图 2 西南亚高山低温季节不同地表覆盖下 0~10 cm 土壤 LFOC 含量动态

Fig. 2 LFOC in 0-10 cm layers of subalpine forest soils under different surface covers during cold season

从 LFOC 波动幅度来看, BNS 处理波动幅度最大, 整个低温季节达到 17 g/kg, BS 和 LNS 处理次之, Control 处理最低, 这表明亚高山森林土壤如果缺乏凋落物和/或积雪覆盖不但增加 LFOC 的含量, 还增大了 LFOC 波动幅度, 从而升高表层土壤有机碳的活性, Control 处理在整个低温季节 LFOC 含量维持在比较低的水平, 显示凋落物与积雪覆盖有利于土壤有机碳的稳定。

3.2 下层 (10~20 cm) 土壤 LFOC 动态

低温季节原位培养的均质化森林土壤下层样品 (10~20 cm) 土壤 LFOC 动态见图 3 所示。处理间差异显著 ($P<0.05$), BNS 处理在 1 月、2 月比其他处理含量高, BS 处理在 11 月含量比其他处理高, LNS

处理在 5 月含量比其他处理高; Control 处理在多数时间含量显著低于其余处理或者差异不显著。

培养时间对不同处理 LFOC 含量的影响差异显著 ($P<0.05$), 除 BNS 处理外, 其余处理 LFOC 含量在土壤冻结前 (11 月) 均维持在较高水平; 在 12 月和 1 月急剧降低, 然后逐渐升高, 在解冻期间 (3 月) 达到一个高峰值, 在 5 月均下降。各处理达到峰值的时间不同, BNS 和 Control 处理在 2 月达到最高值, BS 和 LNS 处理在 3 月达到最高值。从 LFOC 波动幅度来看, BNS 波动幅度最小, Control 处理次之, BS 和 LNS 处理波动最大, 这表明 BS 和 Control 处理有利于减少下层土壤 LFOC 在低温季节的波动, 这表明土壤表面覆盖状况的改变会影响到当季土壤下层活性有机碳库动态。

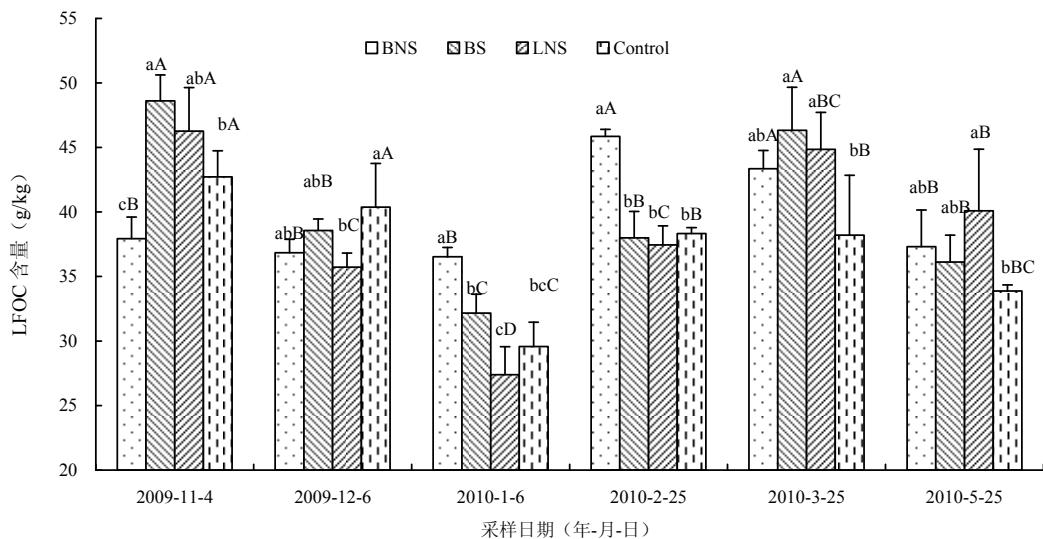


图 3 西南亚高山低温季节不同地表覆盖下 10~20 cm 土壤 LFOC 含量动态

Fig. 3 LFOC in 10~20 cm layers of subalpine forest soils under different surface covers during cold season

3.3 不同深度土壤的 LFOC 含量

在不同采样时间的不同处理下土层 0~10 cm 和 10~20 cm 土壤 LFOC 含量差异见表 1。从表 1 中可以看出, 上下层土壤 LFOC 含量差异达到显著性水平的时间不同。其中, BNS 处理在 1 月和 5 月出现显著性差异, BS 处理在 11 月和 2 月出现显著性差异, LNS 处理在 1—3 月出现显著性差异, 而 LS 处理只有 1 月有显著性差异。LNS 处理存在差异的时间长达 3 个月, 而 LS 处理存在差异的时间只有 1 个月, 即凋落物覆盖与积雪同时存在的情形下土壤上下层差异时间最短, 其余两个没有凋落物覆盖的处理介于二者之间, 这表明不同处理下上下层土壤中 LFOC 含量在低温季节的

变化格局是不同的, 地表的覆盖状态不同, 也使下层的土壤 LFOC 动态格局发生差异性变化。

3.4 亚高山低温季节土壤 LFOC 的处理效应

凋落物 (L)、积雪 (S)、采样时间 (D)、土壤深度 (La) 各因素主效应及其交互作用分析见表 2。其中, 除 $L \times La$ 、 $L \times S \times La$ 、 $S \times La \times D$ 效应未达到显著性水平, $L \times S \times La \times D$ 未达极显著水平外, 其余各因素及其相互作用的效应均达到极显著水平。这表明凋落物覆盖、积雪覆盖、土壤深度、采样时间均是土壤中 LFOC 的影响因素, 积雪与凋落物之间存在交互作用显著, 土壤 LFOC 在低温季节的含量受到这些因素及其相互作用的复杂影响。各因素对 LFOC 含量总体变异的贡

表1 不同处理下0~10 cm和10~20 cm土壤LFOC含量在低温季节的差异

Table 1 Difference of LFOC of subalpine forest soil between 0-10cm and 10-20cm depths during the cold season

处理	11月4日	12月6日	1月6日	2月25日	3月25日	5月25日
BNS	ns	ns	**	ns	ns	*
BS	*	ns	ns	**	ns	ns
LNS	ns	ns	**	*	*	ns
Control	ns	*	ns	ns	ns	ns

注: ns、*、** 分别表示0~10 cm与10~20 cm土壤中LFOC含量的差异无显著性、在P<0.05水平显著和在P<0.01水平显著。

表2 各因素及其之间LFOC的方差及效应分析

Table 2 Repeated measures ANOVA showing the P values and partial Eta² for responses of LFOC

	L	S	La	D	L×S	L×La	L×D	S×La	S×D	La×D	L×S×La	L×S×D	L×La×D	S×La×D	L×S×La×D
显著性	**	**	**	**	**	ns	**	**	**	**	*	**	**	ns	*
效应(η^2)	0.089	0.212	0.371	0.757	0.092	0.004	0.295	0.189	0.316	0.363	0.038	0.542	0.344	0.055	0.115

注: ns、*、** 分别表示主效应(或交互作用)对LFOC影响无显著性、在P<0.05水平显著和在P<0.01水平显著; η^2 为效应大小。

献大小次序是采样时间D>土层深度La>积雪S>凋落物L。

4 讨论

4.1 土壤LFOC对有机碳动态的指示作用

Six等^[21]认为有机碳在土壤中稳定有3种途径,即物理稳定(受土壤微团聚体保护免于分解)、粉粒和黏粒结合稳定以及生化稳定,从而将土壤有机碳分为未保护有机碳、粉粒和黏粒保护有机碳、微团聚体有机碳以及生化保护有机碳4种形态,未保护有机碳主要与LFOC和颗粒态有机碳相关,其中LFOC与土壤有机碳输入无关,而是与土地利用与土壤管理有关;在自然植被下表土中自由态LFOC占总有机碳比例介于15%~40%,而在长期耕作土壤有机碳中LFOC比例多在10%以下^[17,19]。本研究表明,在低温季节亚高山土壤LFOC受土壤表面覆盖的影响显著,而且裸露土壤(BNS) LFOC含量比凋落物覆盖处理(LNS和Control)还高,看来亚高山针叶林的新鲜凋落物在短期内不是土壤LFOC的主要来源,而更可能是凋落物分解后期的产物。因此,LFOC作为亚高山土壤活性有机碳动态的短期指标是可行的。但是,关于亚高山森林凋落物转为土壤LFOC的过程和动态方面的工作还比较欠缺,还需要深入地进行定量研究。

研究显示北方针叶林土壤碳主要是由活性有机碳库构成,在A层中LFOC占总有机碳比例高达9%~23%,大量凋落物处于向有机无机复合体转化的过渡状态而成为活性有机碳,随着土壤温度升高这些活性

有机碳加速分解,导致生态系统总有机碳储量减少^[22],土壤碳矿化速率、土壤可矿化碳比例与LFOC比例呈极显著正相关^[26],因此这些低温生态系统的土壤在全球变暖的情景下将成为比南方土壤更大的碳源。本文土壤中LFOC占0~20 cm土层总有机碳比例高达15.5%,经过一个低温季节处理后,LFOC占总有机碳比例介于13.6%~21.1%,由此看来作为低温生态系统之一的西南亚高山森林,同样积累了以LFOC为主的巨大活性有机碳库,其动态对该区域土壤碳储量和碳库的稳定都具有至关重要的影响。因此,需要对亚高山LFOC的原位动态及其影响因素进行更系统的研究。

4.2 LFOC的影响因素

LFOC的影响因素复杂,寒冷、干旱、酸性土壤以及连续植被(如森林和草地)有利于LFOC的积累,不同土壤中LFOC占总有机碳比例变化幅度也很大^[19]。本文结果显示,凋落物覆盖、积雪覆盖、土层深度等均是LFOC含量的显著性影响因子,凋落物和积雪覆盖之间还存在交互作用。大量对耕作土壤研究也显示,LFOC动态受耕作方式、土壤管理方式、有机质输入等影响^[17,27],LFOC的变化也影响到土壤有效氮和速效磷的供给^[20,28]。对于森林土壤,Entry和Emmingham^[29]的研究显示不同森林演替阶段,凋落物覆盖状况和组成差异也影响到土壤LFOC含量和在土壤有机碳库中的比例。

自然状态下的凋落物与积雪覆盖处理(Control)中LFOC含量在多数时间较其他处理低,显示这种情况下土壤碳比较稳定,凋落物消失、积雪消失或者二

者同时消失，都会导致 LFOC 含量在低温季节增加，促进土壤表层和下层有机碳的分解；这个结果也显示了新鲜凋落物对亚高山土壤 LFOC 的当季贡献不大，这与 Six 等^[21]的研究结果是一致的。关于土壤深度对 LFOC 的影响，可能主要是土壤剖面温度波动差异，导致 LFOC 在上下层含量的变异。已有的监测数据显示对低温季节西南亚高山土壤，与无积雪或者裸露地表(BNS、BS、LNS)相比，凋落物覆盖和积雪(Control)有利于在低温季节维持土壤一个相对稳定的温度环境，积雪和凋落物覆盖极大减少了深层土壤的日冻融循环次数和极端温度，从而减少了土壤中的有机碳受干湿交替和冻融交替影响的次数和强度，而干湿交替和冻融交替可能是影响土壤有机碳过程的重要环境要素^[6]。Norris 等^[22]利用同位素 ¹³C 研究结果也证实了这一个趋势，在北方森林土壤 A 层的 LFOC 比深层土壤更容易分解。因此，亚高山森林土壤在自然凋落物和积雪覆盖下有助于维持土壤碳处于较为稳定的状态；而全球变暖导致亚高山积雪较少和降雪模式改变，土地利用与覆盖变化以及环境变化导致地表凋落物状况变化都可能增加表层土壤碳库的不稳定性。

5 结论

(1) 在西南亚高山土壤中，土壤 LFOC 占土壤有机碳的比例很高，0~20 cm 土层 LFOC 平均占总有机碳的 15.5%；在低温季节 0~10 cm 深度 LFOC 比例占有机碳总量的 16.6%~21.1%，10~20 cm 深度的 LFOC 占总有机碳比例 15.2%~18.8%，土壤 LFOC 比例高而且波动幅度大，表明低温季节是亚高山土壤碳过程的重要时期，LFOC 是表征亚高山土壤有机碳短期动态的一个有效指标。

(2) 通过对自然的凋落物与积雪覆盖 (Control)、裸地 (BNS，凋落物与积雪消失情形)、凋落物覆盖 (LNS，积雪消失情形)、积雪覆盖 (BS，凋落物消失情形) 处理 0~10 cm 和 10~20 cm 土层 LFOC 在低温季节的动态研究，结果显示，处理间的差异显著、培养时间差异显著、土壤深度差异显著，表明凋落物和积雪同时覆盖 (Control) 下土壤 LFOC 含量多数时候较其他处理低，而凋落物覆盖状况和积雪覆盖状况的任何变化都会显著增加土壤 (特别是 0~10 cm) LFOC 的含量。

(3) 统计分析表明，在低温季节亚高山土壤 0~10 cm 和 10~20 cm 土层中 LFOC 含量受到采样时间、凋落物覆盖、积雪覆盖、土壤深度及其交互作用的影响。

凋落物与积雪对 LFOC 含量的交互作用为负，显示凋落物与积雪二者同时存在时对土壤 LFOC 的形成具有抑制作用，植被类型变化、降雪格局变化导致的凋落物和积雪覆盖任一因素的消失或者同时消失都将增加土壤 LFOC 含量而降低土壤碳库的稳定性。

致谢：感谢王建、鲜宸坤等同志在高寒艰苦环境下对土壤原位培养样地的管理工作，以及研究生张宁、杨红露实验室分析方面的支持。

参考文献：

- [1] Heimann M, Reichstein M. Terrestrial ecosystem carbon dynamics and climate feedback. *Nature*, 2008, 451: 289~292
- [2] Davidson EA, Janssens IA. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. *Nature*, 2006, 440: 165~173
- [3] Goulden ML, Wofsy SC, Harden JW, Trumbore SE, Crill PM, Gower ST, Fries T, Daube BC, Fan SM., Sutton DJ, Bazzaz A, Munger JW. Sensitivity of boreal forest carbon balance to soil thaw. *Science*, 1998, 279: 214~217
- [4] Yu H, Luedeling E, Xu J. Winter and spring warming result in delayed spring phenology on the Tibetan Plateau. *PNAS*, 2010, 107: 22 151~22 156
- [5] Groisman, PY, Davies, TD. Snow cover and climate systems // Jones HG, Pomeroy JW, Walker DA. *Snow Ecology*. Cambridge, UK Cambridge University Press, 2001: 1~44
- [6] Edwards AC, Scalenghe R, Freppaz M. Changes in the seasonal snow cover of alpine regions and its effect on soil processes: A review. *Quaternary International*, 2007, 162/163: 172~181
- [7] 冯松, 汤懋苍, 王冬梅. 高原是我国气候变化启动区的新证据. *科学通报*, 1998(6): 633~636
- [8] Monson RK, Lipson DL, Burns SP, Turnipseed AA., Delany AC, Williams MW, Schmidt SK. Winter forest soil respiration controlled by climate and microbial community composition. *Nature*, 2006, 439: 711~714
- [9] Grogan P, Michelsen A, Ambus P, Jonasson S. Freeze-thaw regime effects on carbon and nitrogen dynamics in sub-arctic heath tundra mesocosms. *Soil Biology & Biochemistry*, 2004, 36: 641~654
- [10] Leifeld J, Zimmermann M, Fuhrer J, Conen F. Storage and turnover of carbon in grassland soils along an elevation gradient in the Swiss Alps. *Glob Change Biology*, 2009, 15: 668~679
- [11] Kato T, Hirota M, Tang Y, Cui X, Li Y, Zhao X, Oikawa T. Strong temperature dependence and no moss photosynthesis in winter

- CO₂ flux for a *Kobrasia* meadow on the Qinghai-Tibetan plateau. *Soil Biology & Biochemistry*, 2005, 37: 1 966–1 969
- [12] Brooks PD, Williams MW, Schmidt SK. Microbial activity under alpine snowpacks, Niwot Ridge, Colorado. *Biogeochemistry*, 1996, 32: 93–113
- [13] Clein JS, Schimel JP. Microbial activity of tundra and taiga soils at sub-zero temperatures. *Soil Biology & Biochemistry*, 1995, 27: 1 231–1 234
- [14] Mikan CJ, Schimel JP, Doyle AP. Temperature controls of microbial respiration in arctic tundra and soil above and below freezing. *Soil Biology & Biochemistry*, 2002, 34: 1 785–1 795
- [15] 吴秀臣, 孙辉, 杨万勤, 王开运. 川西亚高山红桦幼苗土壤蔗糖酶活性对温度和大气二氧化碳浓度升高的响应. *应用生态学报*, 2007, 18: 1 225–1 230
- [16] Alvarez A, Cole CR. Soil organic matter pools and their associations with carbon mineralization kinetics. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64: 184–189
- [17] Janzen HH, Campbell CA, Brandt SA, Lafond GP, and Townley-Smith L. Light fraction organic matter in soils from long-term crop rotations. *Soil Science Society of American Journal*, 1992, 56: 1 799–1 806
- [18] Banger K, Toor GS, Biswas A, Sidhu SS, Sudhir K. Soil organic carbon fractions after 16-years of applications of fertilizers and organic manure in a typic Rhodalfs in semi-arid tropics. *Nutrient Cycling in Agroecosystems*, 2010, 86: 391–399
- [19] Christensen BT. Physical fractionation of soil and structural and functional complexity in organic matter turnover. *European Journal of Soil Science*, 2001, 52: 345–353
- [20] Compton JE, Boone RD. Soil nitrogen transformations and the role of light fraction organic matter in forest soils. *Soil Biology & Biochemistry*, 2002, 34: 933–943
- [21] Six J, Contant RT, Paul EA, Paultian K. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils. *Plant and Soil*, 2002, 241: 155–176
- [22] Norris CE, Quideau SA, Bhatti JS, Wasylshen RE. Soil carbon stabilization in jack pine stands along the boreal forest transect case study. *Global Change Biology*, 2011, 17: 480–494
- [23] 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
- [24] 李克让, 王绍强, 曹明奎. 中国植被与土壤碳储量. *中国科学 D辑: 地球科学*, 2003, 33: 72–80
- [25] 姜发艳, 孙辉, 林波, 刘庆. 川西亚高山云杉人工林恢复过程中表层土壤碳动态变化. *应用生态学报*, 2009, 20: 2 581–2 587
- [26] Alvarez B, Alvarez CR. Soil organic matter pools and their associations with mineralization kinetics. *Soil Science Society of America Journal*, 2001, 64: 184–189
- [27] Bremer E, Janzen HH, Johnston AM. Sensitivity of total, light fraction and mineralizable organic matter to management practices in a Lethridge soil. *Canadian Journal of Soil Science*, 1994, 74: 131–138
- [28] Boone RD. Light-fraction soil organic matter: origin and contribution to net nitrogen mineralization. *Soil Biology & Biochemistry*, 1994, 26: 1 459–1 468
- [29] Entry JA, Emmingham WH. Influence of forest age on forms of carbon in Douglas-fir soils in the Oregon Coast Range. *Canadian Journal of Forest Research*, 1998, 28: 390–395

Dynamics of Light Fraction Organic Carbon in Subalpine Forest Soil in Southwestern China During Cold Season

QIN Ji-hong¹, WU Yan-zhuo², SUN Hui², MA Li-hong²

(1 Department of Environmental Engineering, Chengdu University, Chengdu 610106, China;

2 Department of Environmental Science and Engineering, Sichuan University, Chengdu 610065, China)

Abstract: Soil light fraction organic carbon (LFOC) is regarded as one of the most sensitive indexes of soil labile carbon because the content and turnover ratio is more readily influenced by recent land use and environmental changes than the total organic carbon of soil. The subalpine forest soil in the southwestern China is one vulnerable ecosystem with high altitude and low temperature. The dynamics of LFOC in 0-10cm and 10-20cm soil with and without litter and/or snow cover of subalpine forest were assessed by on-site incubation of repacked homogenized soil during the cold season. The results showed that LFOC content was 15.5% of the total organic carbon in 0-20cm soil on average, and varied from 13.6% to 21.1% under different treatments with litter cover and/or snowcover after a cold season. Soil LFOC in 0-10cm layer under litter and snow cover was lower than those of other treatment, which indicated that soil surface cover of litter and snow and their combination impacted LFOC content significantly, and the coexistence of litter and snow was helpful to restrict LFOC formation and to maintain organic carbon stability during the cold season. Different temporal dynamics of LFOC content in 10-20cm layer also showed significant difference under different treatments, indicating that subsoil LFOC were also associated with surface cover. Soil LFOC content and fluctuation were rather high during the cold season, even higher than that in the growth season, which suggested that soil LFOC was active even during the cold season. Litter cover, snowcover, sampling time, soil depth and their interactions affected soil LFOC dynamics in cold season significantly. It was concluded that soil carbon pool size and its stabilization of subalpine forest in the southwestern China would be influenced significantly by the changes of litter and snow cover during the cold season, especially under the global warming and land use changes.

Key words: Subalpine forest soil, Soil surface cover, Light fraction organic carbon, Soil labile organic carbon, Cold season