

doi: 10.7522/j.issn.1000-0240.2013.0001

Mu Cuicui, Zhang Tingjun, Cao Bin, *et al.* Study of the organic carbon storage in the active layer of permafrost over the Eboling Mountain in the upper reaches of the Heihe River in the Eastern Qilian Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(1): 1-9. [牟翠翠, 张廷军, 曹斌, 等. 祁连山区黑河上游俄博岭多年冻土区活动层碳储量研究[J]. 冰川冻土, 2013, 35(1): 1-9.]

祁连山区黑河上游俄博岭多年冻土区 活动层碳储量研究

牟翠翠¹, 张廷军^{2, 3}, 曹 斌², 万旭东², 彭小清¹, 程国栋¹

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冻土工程国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 兰州大学 资源与环境学院, 甘肃 兰州 730000; 3. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder Colorado 80309-0449, USA)

摘 要: 为了探索在全球气候变化背景下多年冻土区碳储量现状, 通过野外实地勘探和室内实验, 对黑河上游俄博岭多年冻土区地貌特征及不同海拔活动层内的碳储量进行考察和估算。结果表明: 黑河上游俄博岭冰缘现象显著, 土壤季节冻融过程活跃, 且活动层中碳储量丰富。在研究区约 $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$ 的范围内, 活动层平均厚度约为 1.1 m, 活动层土壤有机质平均含量约为 72.1%, 碳储量估算约为 1.57 Mt C。活动层不同深度处有机质含量呈现不同的变化规律。随着活动层深度增加, 土壤有机质的含量逐渐降低, 在多年冻土上限附近有机质含量较高。另外, 活动层有机质含量随着海拔和土壤含水量的不同而变化, 同时多年冻土区微地形和地质条件也对有机质含量具有重要的影响。

关键词: 活动层; 气候变暖; 有机质含量; 碳储量估算

中图分类号: P642.14 **文献标识码:** A

0 引言

在全球气候变暖的背景下多年冻土和活动层正在发生着剧烈的变化。目前全世界范围的多年冻土发生了不同程度的退化, 主要表现在相对较薄的多年冻土的消失、高纬度多年冻土南界向北移动、山地多年冻土下界向高海拔移动, 导致多年冻土面积减少^[1-2], 全球范围内多年冻土年平均地温有不同程度的升高^[3-4], 活动层厚度也在增加, 增加范围从几厘米到一米多不等^[5-10]。多年冻土退化引起的有机碳分解过程会导致大量碳素损失, 通常以 CO_2 和 CH_4 形式释放到大气中或以可溶解有机碳(DOC)形式通过河流输送到湖泊或海洋中^[11-12]。另外, 多年冻土退化通过生物物理过程会促使地貌发生变化, 富冰多年冻土融化会导致地表下沉和变形, 如热融滑塌、热喀斯特现象等。自 20 世纪 80 年代中期以来, 阿拉斯加北部多年冻土在 20 m 处的年平均地温

升高了 $2 \sim 3 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[1, 4]; 加拿大多年冻土年平均地温升高了 $0 \sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$; 西伯利亚北极和亚北极地区多年冻土在 10 m 处的年平均地温升高了 $0.3 \sim 2.8 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[2], 青藏高原 10 m 处的多年冻土年平均地温升高了 $0.2 \sim 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[3, 13]。多年冻土温度升高必然引起其热状态和活动层动力学的变化, 对陆地生态系统和温室气体交换具有重要的影响^[14-15]。自 20 世纪 50 年代以来, 西伯利亚活动层厚度一直在增加^[7-8], 青藏高原活动层厚度也发生着同样的变化^[3-5]。

多年冻土区约占北半球陆地面积的 24%^[16], 然而却存储着全球 25% ~ 50% 的土壤有机碳(SOC), 表明多年冻土是重要的碳库^[17]。活动层厚度增加和近地表多年冻土层融化会导致冻结存储在多年冻土中的碳以温室气体的形式释放到大气中^[11]。因此, 多年冻土存储的有机碳在全球碳循环中起着举足轻重的作用, 也是目前影响气候反馈的重要因素之一^[18]。目前开展了很多关于多年冻土

收稿日期: 2012-08-12; 修订日期: 2012-11-07

基金项目: 国家自然科学基金项目“黑河流域冻土特征及其对生态-水文过程的响应”(Y02C671001); 国家自然科学基金人才培养基金项目“冰川冻土学特殊学科点”(Y011531001)资助

作者简介: 牟翠翠(1984—), 女, 山东烟台人, 2011 年在上海大学获硕士学位, 现为在读博士研究生, 主要从事多年冻土碳循环研究工作。E-mail: cuicui031200@gmail.com

碳反馈机制强度和潜力的研究^[19-21],但当务之急首先要明确目前多年冻土区碳存储量。多年冻土中有机碳占全球碳储量相当大一部分,多年冻土区地下碳库(约1 672 Gt C)(1 Gt C=10¹⁵ g C)比目前大气碳库(约730 Gt C)大2倍多,比全球森林总碳库大3倍多(约450 Gt C)^[17, 22]。

迄今对多年冻土碳动力学研究多侧重于土壤温室气体排放及其碳平衡方面^[8, 23],然而对多年冻土区碳储量的报道较少且结论不尽一致。青藏高原SOC储量估计有 $30 \times 10^9 \sim 40 \times 10^9$ t^[24-25];若尔盖高寒湿地SOC密度在 $21.5 \sim 105$ kg·m⁻²^[26];青藏高原不同植被1.5 m深度内SOC密度在 $1.84 \sim 7.73$ kg·m⁻²^[27]。由于资料限制,北半球多年冻土区碳储量估算基本不包括中国西部多年冻土区存储的碳,而且对黑河上游冻土变化特征及碳储量研究相当匮乏。祁连山是中国西部主要山系之一,是内蒙古高原和青藏高原的分界线。目前,黑河上游俄博岭冻土环境受气候变化的影响较明显^[28]。实地观测中国西部多年冻土区有机碳储量,并探索有机质含量的垂直分布特征具有重要意义。

本文选择位于祁连山区黑河上游俄博岭多年冻土区内具有典型冰缘地貌的土壤剖面进行采样,考察俄博岭的冰缘地貌特征,探讨俄博岭多年冻土区活动层SOC储量及其垂直分布特征,为黑河上游多年冻土区碳估算和生态环境建设及预测提供基础

数据,为今后开展关于多年冻土退化和有机碳分解机制的研究提供重要参考,也为中国西部多年冻土区碳循环研究提供重要资料。

1 野外勘查

1.1 研究区自然地理概况

黑河位于河西走廊中部,是甘肃省河西内陆河流域第一条大河,是仅次于塔里木河的中国第二大内陆河。黑河流域大致介于98°~102° E, 38°~43° N之间,流域面积约为 1.36×10^5 km²^[29]。气温年较差变化在26.5~38.7℃,具有典型的干旱、半干旱大陆性气候特征。在全球气候变暖的背景下,自20世纪50年代至2006年黑河流域12个站点气温均呈升高趋势,平均升高了约0.6~1.0℃。

俄博岭垭口(100°55' N, 38°00' E)位于黑河上游东支,海拔3 680 m。俄博岭北向坡多年冻土发育,典型的冻土现象如热融湖塘、热融沉陷等。由于多年冻土发育,研究区湿地特别发育,具有典型的湿地生态系统特征,这种现象在非多年冻土区的干旱、半干旱气候区极其少见。研究区湿地的形成主要是由于积雪融水和雨水下渗,且受下伏多年冻土层阻挡,形成多年冻土层冻结层上水。夏季活动层土壤基本处于饱和状态,在冻胀草丘间及低洼地段,常常有积水出现(图1a)。同时,在重力的作用下,地表水沿坡流动,形成诸多的小溪流。



图1 黑河上游俄博岭典型的冻胀草丘和热融滑塌现象

Fig. 1 Hummocks (a) and thaw slumping (b, c and d) the Eboling Mountain in the upper reaches

俄博岭北向坡多年冻土具有显著的退化现象, 如地表热融滑塌现象普遍, 形成较大的沟壑。从卫星遥感资料及实地考察, 可发现沿坡自上而下有几条几乎平行的热融滑塌沟壑发育, 其长度可达 1 km 以上, 最大深度约 2.0 m(图 1 b、c、d)。

热融滑塌形成的原因很多, 主要是由于人为因素或全球气候变暖的影响, 导致多年冻土退化、地下冰融化, 地表面不均匀下沉。在富冰多年冻土及厚层地下冰地段, 地表下沉尤其强烈, 上覆草皮、泥炭层及其下伏土层失去支撑而塌落下来, 冰层融水稀释了塌落的物质, 并在重力作用下沿着斜坡缓缓下滑(图 1c)。由于地表层及沿沟壑两侧土层的滑塌, 富冰多年冻土及厚层地下冰直接暴露于大气, 在太阳辐射的影响下, 这些富冰多年冻土和厚层地下冰进一步融化, 加剧热融滑塌沿沟壑向两侧扩展并溯源侵蚀到顶坡, 形成该地热融滑塌宽数米, 沿斜坡约 1 km 以上(图 1b、c、d)。地表融雪水及大气降水流入热融滑塌沟壑(图 1c), 也是加速热融滑塌过程的原因之一。图 1(c)显示了目前俄博岭热融滑塌的源头之一。从图 1(b)中可以观察到, 热融滑塌的新剖面土壤颜色较深, 表明研究区活动层土壤有机质含量特别丰富, 这是引起对该地区活动层碳储量研究的主要原因之一。

1.2 勘探方法

野外实验研究主要在俄博岭北向坡($100^{\circ}54'018''\sim 100^{\circ}55'056''$ E; $37^{\circ}59'835''\sim 38^{\circ}00'412''$ N)进行。研究区集中在峨堡乡、祁连县和民乐县之间, 主要在 227 国道附近且在俄博岭垭口北坡向下区域(图 2a), 土样采集范围为海拔 3 571 ~ 3 701 m。俄博岭活动层碳储量考察路线主要沿着南偏东 50° 方向, 在大湖窝和芒扎村附近, 每隔 500 m 左右设定采样点, 并依次对采样点进行编号(1 号~11 号)(图 2b)。野外勘测过程中 8 号是 11 个坑探点海拔最低点(约 3 571 m), 由于在 8 号采样点未发现多年冻土层, 并且没有积水出现。该海拔是否是多年冻土分布下界, 有待进一步调查。在 8 号和 7 号点之间(间隔约 200 m)设定 9 号采样点。比较明显的热融滑塌现象主要集中在 3 号、4 号、5 号采样点之间, 因此在 4 号采样点附近设定 2 个采样点(10 号、11 号)作为平行点, 共有 11 个采样点(图 2b)。土壤剖面主要通过人工挖掘方法完成, 深度直到多年冻土上限为止, 11 个采样点的活动层厚度范围在 0.8~1.4 m 之间。此次考察路线的选择主要针对典型的富有代表性的冻土现象和地形特

征进行选点观测采样。

2 样品采集及分析

2.1 野外采样

野外勘探工作于 2011 年 10 月 19—24 日对黑河上游俄博岭活动层采集土样。采样过程首先通过人工挖坑的方法进行, 然后在土壤剖面上每 10 cm 依次进行采集样品, 同时测量活动层深度, 将土样装入铝盒密封, 并进行编号、称重记录。保存样品, 运回实验室进行测量。

土壤剖面分层模式通常包括: 有机质层、淋溶层、淀积层、风化层和基岩层^[30]。一般土壤剖面分层和各层厚度因实际具体情况不同而有差异。通过土坑的剖面观察可以发现, 俄博岭活动层土壤剖面包括有机质层和淋溶层(暗色的混有大量腐殖质的矿质层)(图 3)。腐殖化指数(HIX, 无量纲)是土壤有机质的一个质量标准, 因此可为微生物新陈代谢提供适当的信息^[31]。研究证明多年冻土中可获得的有机碳质量随着腐殖化指数升高而降低^[32]。在多年冻土沉积物中腐殖化指数随着深度而持续升高^[33]。在海拔较高的 1 号采样点, 淋溶层下具有颜色较深黏度较大的土层, 它是硅酸盐黏粒或铁、铝氧化物和腐殖质大量积聚的层次; 活动层土壤剖面没有风化层; 没有下垫坚硬岩石, 如砂岩、石灰岩等, 因此没有基岩层。而在海拔较低的 8 号采样点下垫面有大量的砾石出现, 可能是原地基岩直接风化的产物, 也可能是异地搬运沉积的物质, 具有风化层。在多年冻土区活动层土壤剖面的差异及其层次组合变化受自然侵蚀与沉积过程的影响, 且气候因素(水热条件)也是一个极为重要的因素, 温度每增加 10°C , 化学反应速度会增加一倍^[30]。气候因素可通过影响母质的矿化和控制植物的生长, 对土壤产生影响, 因此全球气候变化对活动层土壤剖面组成具有重要的影响。

2.2 室内实验

从黑河上游俄博岭活动层采集的土样主要通过烘干、燃烧称重法测量土壤含水量和总有机质含量^[34]。首先, 实验过程中将保存的样品在 105°C 下烘干, 测其含水量, 然后将烘干的土样在 450°C 高温条件下烘烤, 燃烧 5 h 后, 再测土样损失的质量, 计算土样的总有机质含量(称取的湿土样质量范围在 40.0~204.5 g, 平均质量为 106.12 g, 标准离差 δ 为 29.8)。最后利用土壤总有机质质量百分比(%)计算黑河上游俄博岭整个研究区中活动层的碳储量。

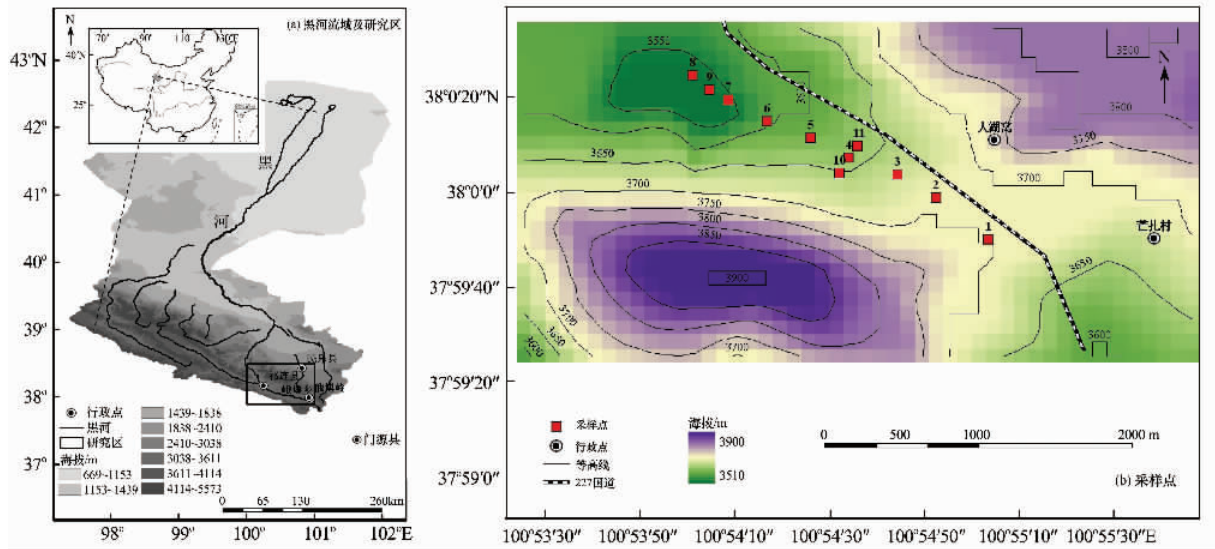


图2 研究区的地理位置及采样点分布

Fig. 2 Geographic location of the study area (a) and the sampling sites (b)

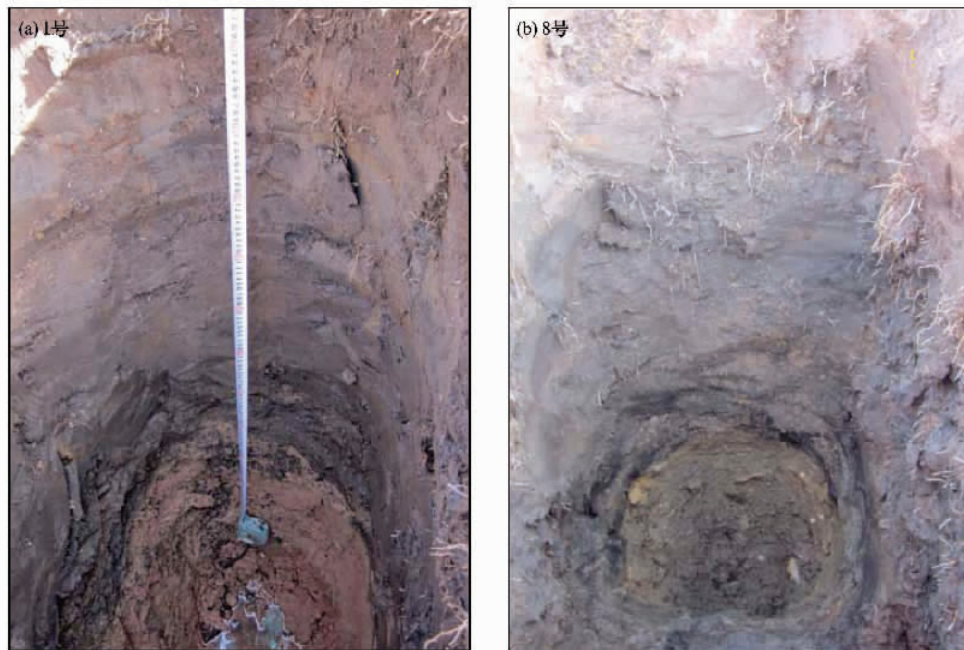


图3 俄博岭活动层土壤剖面(1号, 8号)

Fig. 3 Photos showing the soil profiles of the active layer in the Eboling Mountain

3 实验结果

3.1 土壤含水量随活动层深度变化分析

黑河上游俄博岭活动层土壤重量含水量随深度变化存在很大差异。1号、6号和8号采样点从地表0.1~0.3 m深度处土壤含水量呈增加趋势,然后土壤含水量急剧降低,从0.4~0.8 m,土壤含水量变化不明显。在0.8 m以下,土壤含水量达到第二个峰值,随后在1 m深处又降低(图4)。这主要是由于俄博岭属于湿地生态系统,地表土壤含水量较

高,并且土壤含水量与土壤剖面类型及有机质含量具有密切联系。腐殖质含量较高的土壤,其重量含水量较高,这主要是由于腐殖质的干容重比矿物质土壤的干容重低很多。3号~5号采样点从地表层到0.2 m深处土壤重量含水量呈降低趋势,随后逐渐升高,含水量随着土壤剖面深度增加不断进行变化,在0.5 m和0.8 m附近含水量较高,近1 m处含水量较低,而接近多年冻土上限附近含水量升高(图4)。另外,3号、4号和5号点之间的含水量差距比1号、6号和8号点间的差距要大,这主要是

由于 3 号、4 号和 5 号采样点离热融滑塌的距离较近, 表明多年冻土退化对活动层土壤水分具有较大影响。

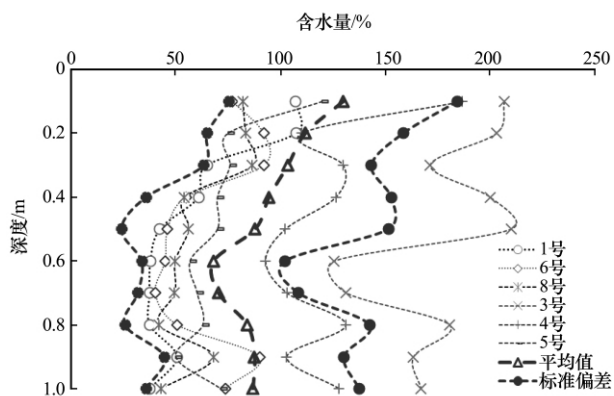


图 4 活动层土壤含水量分布

Fig. 4 Profiles of soil moisture contents in the active layers

3.2 活动层有机质含量变化分析

基于样品测试资料, 发现黑河上游俄博岭活动层土壤有机质平均含量为 72.1%, 从地表到 20 cm 内有机质含量较高, 占活动层总碳储量 23.7%。土壤有机质含量随着活动层深度不同而变化(图 5)。1 号和 5 号采样点有机质含量随着活动层深度的增加呈现降低的趋势, 7 号~9 号点有机质含量变化趋势相似, 有机质含量在土壤剖面 0.5 m 左右较低, 而在多年冻土上限附近最低。主要是由于这 3 个采样点距离较近(约 200 m), 并且其地势、地表水和植被等环境因子比较相似。由于 4 号、10 号、11 号采样点在同一横向剖面上, 我们选择 11 号采样点分析其有机质含量特征。图 5(a)中显示其有机质含量沿着土壤剖面没有明显的变化趋势, 可能是由于 11 号采样点距离热融滑塌处最近(约 50 m), 导致

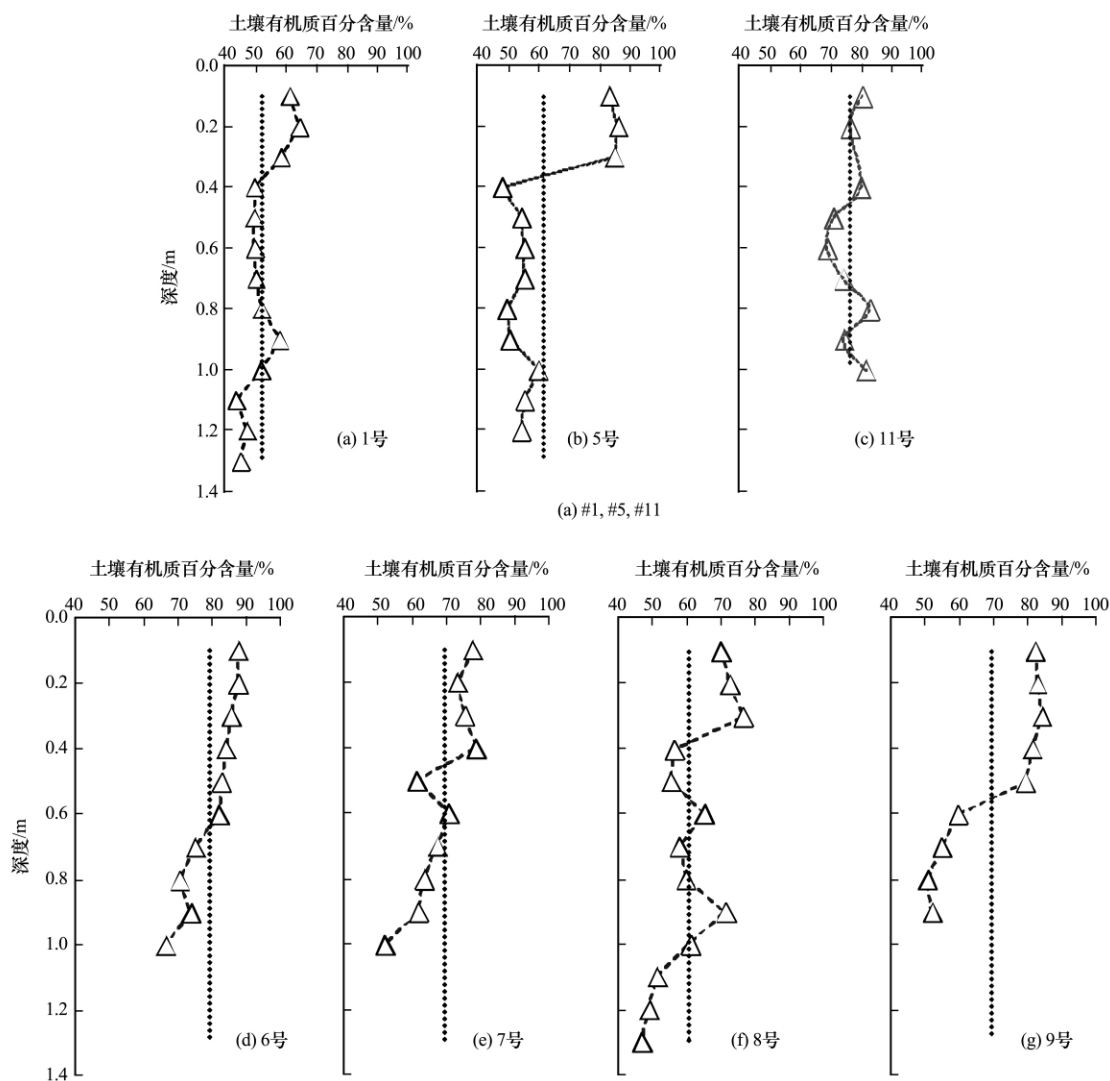


图 5 活动层中有机质含量变化

Fig. 5 Variations of organic contents in the active layers

其土壤剖面上有机质分布受到干扰。

图 6 表示所有样品土壤有机质含量分布情况, 其沿土壤剖面的总体变化趋势显示随着活动层深度增加, 土壤有机质的含量逐渐降低, 在 0.8~1.0 m 左右接近多年冻土上限附近有机质含量略有增加。而对于不同深度处有机质的形成及其年代分析有待进一步研究。

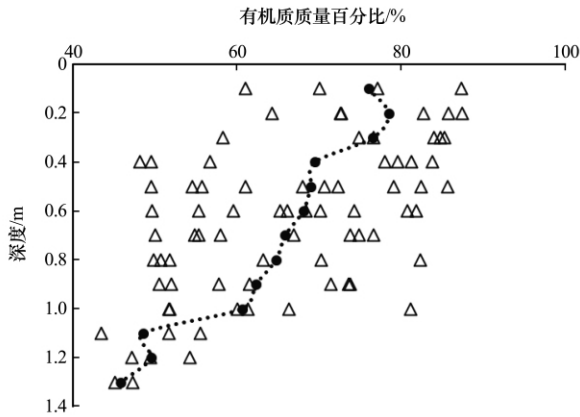


图 6 有机质含量随深度的分布

Fig. 6 Variations of organic contents with depths

3.3 活动层中碳储量估算

土壤碳储量是碳循环研究中的关键问题, 是决定碳通量的主要因素之一^[35]。本次研究主要估算了俄博岭活动层中碳储量。目前土壤有机碳储量估计方法较多, 由于土壤类型方法简单, 数据较易获取, 是目前国外土壤碳储量估算的常用方法^[36]。

土壤碳含量可由有机质含量乘以 Bemmelen 换算系数(即 $0.58 \text{ g C} \cdot \text{g}^{-1} \text{ SOC}$)求得^[24]。一般地, 各类土壤的总碳量均由公式求得^[25]:

$$C_j = 0.58 S_j H_j Q_j W_j \quad (1)$$

式中: j 为土壤类型; C 为各类土壤的总有机碳量; C_j 为第 j 种土壤类型一定深度范围内单位面积的有机碳储量(t); S_j 为第 j 种土壤类型分布面积(m^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)($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。

俄博岭活动层土壤类型相对比较单一, 可利用上述公式计算土壤总有机碳量。俄博岭多年冻土研究面积约为 $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2$ (S), 由现场实验测得俄博岭活动层平均深度为 1.1 m (H), 土壤平均有机质含量为 72.1% (Q), 土壤平均容重为 1.4 g cm^{-3} (W), 利用这 4 个数量我们初步估算俄博岭活动层碳储量约为 $1.57 \times 10^{12} \text{ g C}$ (1.57 Mt C) (范围为 1.05~2.18 Mt C)。

本研究初步估算了俄博岭活动层有机碳储量, 但存在不确定性及误差, 主要因为: 1) 活动层土壤结构复杂, 空间分布不均匀; 2) 冻土碳循环研究有大量的问题急需解决, 如土壤呼吸速率、碳周转速率、土壤容重等方面, 都缺乏标准的观测方法; 3) 控制土壤碳储量的重要因子(气候、植物类型、温度、颗粒大小)在活动层不同深度变化较大^[37]。

4 讨论

4.1 活动层厚度及有机质含量与海拔的关系

海拔对活动层厚度影响显著, 活动层厚度随着海拔的变化如图 7 所示。随着海拔升高, 活动层厚度呈现降低的趋势。同时, 活动层厚度也受微地形的影响^[38], 进而导致活动层厚度的空间变化较大。

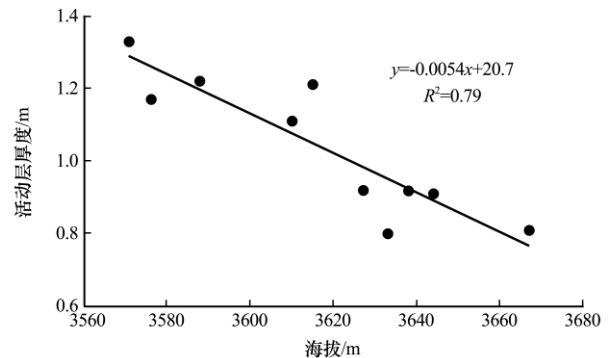


图 7 俄博岭研究区内活动层厚度随海拔的变化

Fig. 7 Variation of the measured depths of the active layer with elevations in the study region in the Eboling Mountain

利用距离地表 0.8 m 内的土壤有机质总含量, 分析活动层中有机质含量随着海拔的变化(图 8)。结果表明, 在海拔较高和较低处活动层中有机质含量较低, 而在海拔 3 600~3 650 m 处有机质含量较高。不同海拔土壤剖面上有机质含量随着活动层深度的变化如图 9 所示, 海拔最高时(3 701 m), 土壤剖面上的有机质含量最低; 而在海拔较高(3 601~3 644 m)处沿土壤剖面的有机质含量要比海拔较低(3 571 m, 3 576 m)处要高。图 8、9 一致表明土壤有机质含量与海拔变化不一致, 这主要是由于 3 600~3 650 m 处地势低洼, 且泥炭层较厚。泥炭层可以有效地保证冻土低温条件, 有利于冻土的形成发育, 而冻土提供的较冷环境, 也有利于有机碳的长期存储^[39]。因此, 俄博岭的微地形及其地质条件是影响活动层土壤有机质含量变化的主要原因。

4.2 活动层有机质含量与土壤含水量关系

土壤含水量对活动层有机质含量具有重要的影

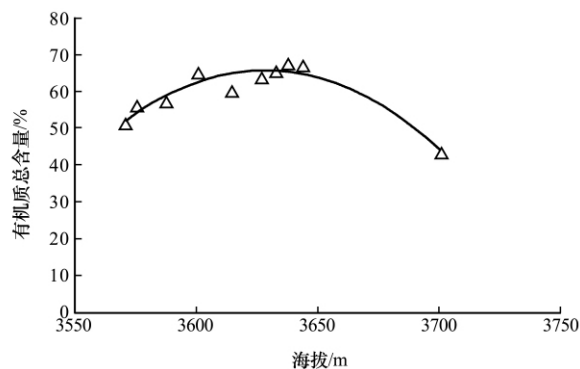


图 8 0.8 m 内土壤有机质总含量与海拔的关系

Fig. 8 Change of the total organic contents within the top 0.8 m soil layers with elevations content

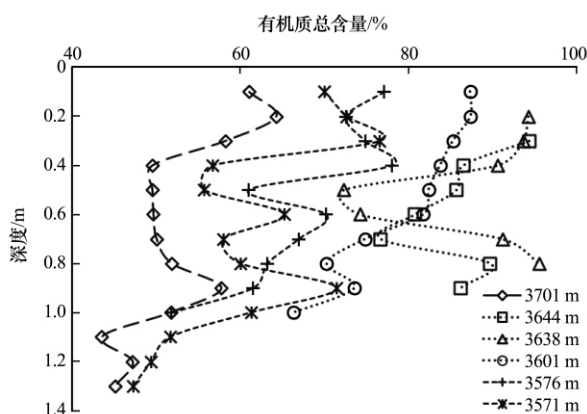


图 9 不同海拔有机质含量随深度的变化

Fig. 9 Variations of organic contents with depths at different elevations

响(图 10)。土壤有机质本身就能吸持大量的水分,腐殖质的吸水比黏粒大 10 倍左右。土壤总有机质含量越高,土壤中的有机胶体越多,导致土壤的持水率增大^[40]。有机质多的土壤,团粒结构多且稳定,在团粒内部有大量的毛管孔隙,可以吸持大量的水分。所以,有机质含量高的土壤,土壤原始含水量也相应较高。

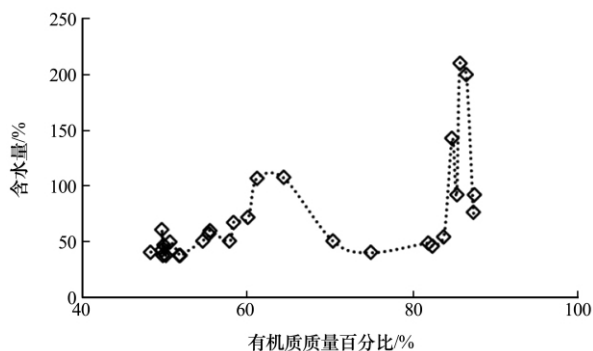


图 10 有机质含量与土壤含水量的关系

Fig. 10 Change of organic content with soil moisture

5 结论

通过研究俄博岭多年冻土区活动层碳储量,可以获得以下认识: 1) 目前黑河上游俄博岭多年冻土区具有明显的冻土退化现象,可以作为长期观测多年冻土有机碳分解机制和冻土热融滑塌速度的重要考察对象; 2) 俄博岭活动层碳储量估算约为 1.57 Mt C(范围为 1.05~2.18 Mt C); 土壤剖面有机质含量呈现不同的变化规律,从地表到 20 cm 内有机质含量较高,占活动层碳总储量 23.7%; 3) 海拔和土壤含水量对活动层有机质含量具有重要影响。

然而,本研究在多年冻土区碳储量估算存在一些不足: 1) 没有结合研究区内不同岩性、地形、地势和植被进行综合分析; 2) 没有检测土壤 pH, 颗粒大小分布和微生物环境等,将来需要进一步解决这些问题。对多年冻土碳储量进行准确估算,以阐述整个区域 SOC 动力学机制,为黑河上游多年冻土碳循环研究提供良好的野外观测平台和基础的研究资料。

参考文献 (References):

- [1] Ma Wei, Jin Huijun. Permafrost on a warming planet: Summary review of the Ninth International Conference on Permafrost in 2008 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, **30**(5): 843-854. [马巍, 金会军. 正在变暖的地球上的多年冻土——2008 年第九届国际冻土大会 (NICOP) 综述 [J]. *冰川冻土*, 2008, **30**(5): 843-854.]
- [2] Zhang Tingjun. Progress in global permafrost and climate change studies [J]. *Quaternary Sciences*, 2012, **32**(1): 27-38. [张廷军. 全球多年冻土与气候变化研究进展 [J]. *第四纪研究*, 2012, **32**(1): 27-38.]
- [3] Wu Q, Zhang T. Recent permafrost warming on the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2008, **113**(D13), doi: 10.1029/2007JD009539.
- [4] Romanovsky V E, Smith S L, Christiansen H H. Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the international polar year 2007/2009: A synthesis [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, **21**(2): 106-116.
- [5] Zhao L, Wu Q, Marchenko S S, et al. Thermal state of permafrost and active layer in Central Asia during the International Polar Year [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2010, **21**(2): 198-207.
- [6] Wu Q, Zhang T. Changes in active layer thickness over the Qinghai-Tibetan Plateau from 1995 to 2007 [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2010, **115** (D9), doi: 10.1029/2009JD012974.
- [7] Frauenfeld O W, Zhang T, Barry R G, et al. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109** (D5), doi: 10.1029/2003JD004245.
- [8] Wang Junfeng, Wang Genxu, Wu Qingbai. A study of CO₂

- fluxes from the high-cold swamp meadows with different degradation on the hinterland of Tibetan Plateau during growing season [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2008, **30**(3): 408—414. [王俊峰, 王根绪, 吴青柏. 青藏高原腹地不同退化程度高寒沼泽草甸生长季节 CO₂ 排放通量及其主要环境控制因子研究[J]. 冰川冻土, 2008, **30**(3): 408—414.]
- [9] Zhang Y, Chen W, Riseborough D W. Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change [J]. *Global and Planetary Change*, 2008, **60**(3—4): 443—456.
- [10] Zhang Y, Chen W, Riseborough D W. Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850 2100 [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, **35**(2), doi: 10.1029/2007GL032117.
- [11] Ping C L, Michaelson G J, Jorgenson M T, *et al.* High stocks of soil organic carbon in the North American Arctic region [J]. *Nature Geoscience*, 2008, **1**(9): 615—619.
- [12] Hugelius G, Tarnocai C, Broll G, *et al.* The Northern Circumpolar Soil Carbon Database: spatially distributed datasets of soil coverage and soil carbon storage in the northern permafrost regions [J]. *Earth System Science Data Discussions*, 2012, **5**: 707—733.
- [13] Cheng G, Wu T. Responses of permafrost to climate change and their environmental significance, Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2007, **112**(F2), doi: 10.1029/2006JF000631.
- [14] Wang Jiaoyue, Song Changchun, Wang Xianwei, *et al.* Progress in the study of effect of freeze-thaw processes on the organic carbon pool and microorganisms in soils [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(2): 442—452. [王娇月, 宋长春, 王宪伟, 等. 冻融作用对土壤有机碳库及微生物的影响研究进展[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(2): 442—452.]
- [15] Schuur E A G, Vogel J G, Crummer K G, *et al.* The effect of permafrost thaw on old carbon release and net carbon exchange from tundra [J]. *Nature*, 2009, **459**: 556—559.
- [16] Zhang T, Barry R G, Knowles K, *et al.* Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere [J]. *Polar Geography*, 2008, **31**(1—2): 47—68.
- [17] Tarnocai C, Canadell J G, Schuur E A G, *et al.* Soil organic carbon pools in the northern circumpolar permafrost region [J]. *Global Biogeochemical Cycles*, 2009, **23**(2), doi: 10.1029/2008GB003327.
- [18] Schaefer K, Zhang T, Bruhwiler L, *et al.* Amount and timing of permafrost carbon release in response to climate warming [J]. *Tellus B*, 2011, **63**(2): 165—180.
- [19] Liu W, Chen S, Qin X, *et al.* Storage, patterns, and control of soil organic carbon and nitrogen in the northeastern margin of the Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Environmental Research Letters*, 2012, **7**(3), doi: 10.1088/1748-9326/7/3/035401.
- [20] Waldrop M P, Harden J W, Turetsky M R, *et al.* Bacterial and enchytraeid abundance accelerate soil carbon turnover along a lowland vegetation gradient in interior Alaska [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2012, **50**: 188—198.
- [21] Zhuang Q, He J, Lu Y, *et al.* Carbon dynamics of terrestrial ecosystems on the Tibetan Plateau during the 20th century: an analysis with a process-based biogeochemical model [J]. *Global Ecology and Biogeography*, 2010, **19**(5): 649—662.
- [22] Schuur E A G, Bockheim J, Canadell J G, *et al.* Vulnerability of permafrost carbon to climate change: Implications for the global carbon cycle [J]. *BioScience*, 2008, **58**(8): 701—714.
- [23] Wang Jie, Ye Baisheng, Zhang Shiqiang, *et al.* Changing features of CO₂ fluxes in alpine meadow in the upper reaches of Shule River, Qilianshan [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2011, **33**(3): 646—653. [王杰, 叶柏生, 张世强, 等. 祁连山疏勒河上游高寒草甸 CO₂ 通量变化特征[J]. 冰川冻土, 2011, **33**(3): 646—653.]
- [24] Fang Jingyun, Liu Guohua, Xu Songling. Carbon pool of Chinese terrestrial ecosystem [C]//Wang Gencheng, Wen Yupu. *Monitoring of Greenhouse Gas Concentration and Emission and Relevant Processes*. Beijing: China Environmental Science Press, 1996: 109—128. [方精云, 刘国华, 徐嵩龄. 中国陆地生态系统的碳库[C]//王庚辰, 温玉璞. 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.]
- [25] Wang Genxu, Cheng Guodong, Shen Yongping. Soil organic carbon pool of grasslands on the Tibetan Plateau and its global implication [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, **24**(6): 693—700. [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[J]. 冰川冻土, 2002, **24**(6): 693—700.]
- [26] Gao Junqin, Ouyang Hua, Zhang Feng, *et al.* Characteristics of spatial distribution of soil organic carbon in Zoige wetland [J]. *Ecology and Environment*, 2007, **16**(6): 1723—1727. [高俊琴, 欧阳华, 张峰, 等. 若尔盖高寒湿地表层土壤有机碳空间分布特征[J]. 生态环境, 2007, **16**(6): 1723—1727.]
- [27] Wu X, Zhao L, Chen M, *et al.* Soil organic carbon and its relationship to vegetation communities and soil properties in permafrost areas of the central western Qinghai-Tibet Plateau, China [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2012, **23**(2): 162—169.
- [28] Wu Jichun, Sheng Yu, Yu Hui, *et al.* Permafrost in the Middle-East section of Qilian Mountains (Ⅱ): Characters of permafrost [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2007, **29**(3): 426—432. [吴吉春, 盛煜, 于晖, 等. 祁连山中东部的冻土特征(Ⅱ): 多年冻土特征[J]. 冰川冻土, 2007, **29**(3): 426—432.]
- [29] Wu Jinkui, Yang Qiyue, Ding Yongjian, *et al.* Variations and simulation of stable isotopes in precipitation in the Heihe River Basin [J]. *Environmental Science*, 2011, **32**(7): 1857—1866. [吴锦奎, 杨淇越, 丁永建, 等. 黑河流域大气降水稳定同位素变化及模拟[J]. 环境科学, 2011, **32**(7): 1857—1866.]
- [30] Liu Nanwei, Yang Shihong, Liu Hongjie, *et al.* *Physical Geography* [M]. Beijing: Science Press, 2007: 551—556. [刘南威, 杨士弘, 刘洪杰, 等. 自然地理学[M]. 北京: 科学出版社, 2007: 551—556.]
- [31] Zsolnay A. Dissolved organic matter: artefacts, definitions, and functions [J]. *Geoderma*, 2003, **113**(3—4): 187—209.
- [32] Wagner D, Lipski A, Embacher A, *et al.* Methane fluxes in permafrost habitats of the Lena Delta: effects of microbial community structure and organic matter quality [J]. *Environmental Microbiology*, 2005, **7**(10): 1582—1592.
- [33] Wagner D, Gatteringer A, Embacher A, *et al.* Methanogenic activity and biomass in Holocene permafrost deposits of the

- Lena Delta, Siberian Arctic and its implication for the global methane budget [J]. *Global Change Biology*, 2007, **13**(5): 1089–1099.
- [34] Soil Survey Staff. Soil Survey Investigations Report No. 42: Soil Survey Laboratory Manual, Version 3.0[Z]. Lincoln, NE: USDA-NRCS-NSSC, 1996.
- [35] Yue Guangyang, Zhao Lin, Zhao Yonghua, *et al.* Research advances of grassland ecosystem CO₂ flux on Qinghai–Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(1): 166–174. [岳广阳, 赵林, 赵拥华, 等. 青藏高原草地生态系统碳通量研究进展[J]. *冰川冻土*, 2010, **32**(1): 166–174.]
- [36] Johnson K D, Harden J, McGuire A D, *et al.* Soil carbon distribution in Alaska in relation to soil-forming factors[J]. *Geoderma*, 2011, **167–168**: 71–84.
- [37] Li Tiantian, Ji Hongbing, Sun Yuanyuan, *et al.* Advances in researches on soil organic carbon storages and affecting factors in China [J]. *Journal of Capital Normal University (Natural Science Edition)*, 2007, **28**(1): 93–97. [李甜甜, 季宏兵, 孙媛媛, 等. 我国土壤有机碳储量及影响因素研究进展[J]. *首都师范大学学报(自然科学版)*, 2007, **28**(1): 93–97.]
- [38] Cannone N, Wagner D, Hubberten H W, *et al.* Biotic and abiotic factors influencing soil properties across a latitudinal gradient in Victoria Land, Antarctica[J]. *Geoderma*, 2008, **144**(1–2): 50–65.
- [39] Harden J W, Koven C D, Ping C L, *et al.* Field information links permafrost carbon to physical vulnerabilities of thawing [J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, **39**(15), doi: 10.1029/2012GL051958.
- [40] Ai Haijian. Analysis of affecting factors of soil water-retention and porosity [J]. *Agricultural Research in the Arid Areas*, 2002, **20**(3): 75–79. [艾海舰. 土壤持水性及孔性的影响因素浅析[J]. *干旱地区农业研究*, 2002, **20**(3): 75–79.]

Study of the Organic Carbon Storage in the Active Layer of Permafrost over the Eboling Mountain in the Upper Reaches of the Heihe River in the Eastern Qilian Mountains

MU Cui-cui¹, ZHANG Ting-jun^{2, 3}, CAO Bin², WAN Xu-dong²,
PENG Xiao-qing¹, CHENG Guo-dong¹

(1. State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou Gansu 730000, China; 2. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou Gansu 730000, China; 3. National Snow and Ice Data Center, University of Colorado, Boulder Colorado 80309-0449, USA)

Abstract: In order to understand the carbon pools in permafrost under the changing climate, the organic carbon storage in the active layers and its geomorphologic features at different elevations were investigated in the Eboling Mountain in the upper reaches of the Heihe River by both field exploration and laboratory experiment. The results indicated that there were significant periglacial phenomena and active seasonal freeze-thaw processes in the Eboling Mountain. The content of organic carbon in the active layer was high. The average depth of the active layer in the study region was 1.1 m. The

content of organic matter of the soils in the active layer was about 72.1% on average for the study region. Consequently, carbon storage was estimated to be about 1.57 Mt C in the studied region of 2.5 km² in area. Organic content varied with depths in the active layer. The organic content decreased with depth, but reached a high value in the vicinity of the permafrost table. While the elevation and soil moisture content control the organic carbon content of soil, micro-topography and lithology (soil types) have great effect on the organic content of soil in the active layer.

Key words: active layer; global warming; organic content; carbon storage estimation