

DOI: 10.13758/j.cnki.tr.2023.04.021

谷俊, 杨飞, 李德成, 等. 祁连山区成土过程驱动的土壤地形序列土壤有机碳固存特征. 土壤, 2023, 55(4): 871–879.

祁连山区成土过程驱动的土壤地形序列土壤有机碳固存特征^①

谷俊^{1,2}, 杨飞^{1,3}, 李德成¹, 宋效东¹, 张甘霖^{1,2,4*}

(1 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008; 2 中国科学院大学, 北京 100049; 3 青海师范大学/青海省自然地理与环境过程重点实验室, 西宁 810008; 4 中国科学院南京地理与湖泊研究所/流域地理学重点实验室, 南京 210008)

摘要: 土壤有机碳(SOC)含量和动态是有机碳输入输出平衡和土壤固持能力共同作用的结果, 前者主要受生物气候条件控制, 而后者则主要受黏粒及无机矿物等土壤理化属性的影响。本研究通过沿海拔梯度选择表土地形序列作为“自然试验场”, 探究祁连山区 SOC 含量及组分变化的控制因素。研究发现: 该地形序列土壤母质主要来源于黄土沉积, 土壤黏土矿物以绿泥石和水云母为主, 指示该区域的整体弱风化特征。在巨大的水热梯度影响下, 地形序列内土壤成土强度差异明显, 低海拔地区土壤含有碳酸盐, 随着海拔上升, 碳酸盐物质逐渐淋失, SOC 和铁铝氧化物含量增加。进一步分析发现, 铁铝氧化物是 SOC 含量及组分方差的主要解释变量。偏相关分析显示, 当控制铁铝氧化物后, 气候对 SOC 含量及组分的影响不显著。这表明气候对 SOC 的影响可能主要通过影响土壤属性, 造成铁铝氧化物等属性的差异, 间接影响 SOC 的长期固存, 且该机制主要作用于矿物结合态有机碳(MOC)组分。本研究对理解 SOC 固存及其对气候变化的动态响应有重要启示。

关键词: 土壤地形序列; 土壤有机碳; 铁铝氧化物; 祁连山

中图分类号: S159.2 **文献标志码:** A

Soil Organic Carbon Sequestration Driven by Pedogenesis Along Soil Toposequence in Qilian Mountains

GU Jun^{1,2}, YANG Fei^{1,3}, LI Decheng¹, SONG Xiaodong¹, ZHANG Ganlin^{1,2,4*}

(1 State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3 Qinghai Province Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, Qinghai Normal University, Xining 810008, China; 4 Key Laboratory of Watershed Geographic Sciences, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

Abstract: Storage and dynamics of soil organic carbon (SOC) are the results of input-output balance and soil retention capacity for SOC, which are mainly controlled by bio-climatic conditions, and by soil physiochemical properties such as clay content and soil minerals, respectively. A soil toposequence along an altitudinal gradient was constructed as a natural experiment, aiming to explore the controlling factors for SOC and its fractions in the Qilian Mountains. It is found that soil parent material of this topographic sequence is mainly derived from loess deposits. Chlorite and hydromica are the dominant clay minerals, pointing to the relatively weak chemical weathering intensity of the study region. Meanwhile, the large hydrothermal gradient drives the differences in pedogenic intensities within the topographic sequence. Carbonates exist in soils from the low altitude area; with the rise of altitude, the carbonate is leached away while the contents of iron and aluminum oxide and SOC increase. Further analysis revealed that Al/Fe-oxide was the main explanatory variable for the variance of SOC and its fractions. Partial correlation analysis showed that once the effect of Al/Fe-oxides was controlled, the effects of climate on SOC and its fractions were insignificant. This indicated that the effect of climate on SOC took place mainly via its influence on soil properties, resulting in differences in properties such as Fe and Al oxides. This mechanism mainly occurs in mineral-associated organic carbon (MOC) fraction and

①基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0306-02)和国家自然科学基金项目(42007001) 资助。

* 通讯作者(glzhang@issas.ac.cn)

作者简介: 谷俊 (1995—), 男, 安徽马鞍山人, 博士研究生, 主要从事土壤有机碳方面研究。E-mail: gujun@issas.ac.cn

make an influence on long-term sequestration of SOC. This study has great implications for understanding the preservation of SOC as well as its responses to climate changes.

Key words: Soil toposequence; Soil organic carbon; Al/Fe - oxides; Qilian Mountains

土壤有机碳(SOC)库作为最大的陆地碳库,其微小变化会引起大气中二氧化碳浓度的明显变化^[1],并可能导致全球变暖与陆地碳循环之间的正反馈^[2]。高寒草甸、高寒草原等草地是青藏高原主要的生态系统,占总面积的 60% 以上,共储存了约 2.32×10^{10} t 有机碳^[3]。巨大的碳储量及对气候变化的敏感性,使青藏高原在全球陆地生态系统碳循环中扮演重要角色^[4]。关于气候和生物因素对 SOC 含量的单一和交互影响已有大量研究^[5-7]。但目前对 SOC 动态变化的预测仍存在不确定性,主要原因是对 SOC 含量的控制因素,尤其是土壤因素了解不全面^[8]。

目前,土壤增温试验和不同阶段碳库调查结果被用于探究青藏高原 SOC 对气候变化的响应。Yang 等^[9]通过对比 1980—2004 年间青藏高原 SOC 含量变化发现,气候变暖导致生物量输入增加,引起 SOC 含量增加。通过增温试验发现,升温导致土壤中不稳定 SOC 含量降低^[10-12]。尽管增温试验和区域时序对比试验为理解 SOC 在短时间尺度的气候响应提供了有力证据^[13],但目前关于气候在长时间尺度对 SOC 的影响仍缺乏系统认识。通过自然气候梯度研究可以弥补这一缺陷,海拔梯度是研究生态系统对气候变化响应的“自然试验 (natural experiment)”之一^[14]。随海拔升高,气候、植被发生改变,这不仅直接造成 SOC 的来源差异,还导致成土过程及土壤理化属性发生变化^[15-16],并进一步对 SOC 的分解与固存产生影响。如海拔上升导致降水增加,加速矿物盐基离子流失,土壤 pH 下降,酸性至中性且湿润的成土环境加速土壤矿物风化,促进土壤发育^[15]。Torn 等^[17]发现,随着土壤发育程度增加,土壤中非晶质矿物会先增加后减少,而非晶质矿物具有较强吸附力和较大比表面积是 SOC 重要的固定机制之一^[18]。总体而言,目前关于土壤发生过程如何影响 SOC 固存的系统研究十分匮乏。

将 SOC 分成不同碳池有助于深刻理解 SOC 的动态变化。Lavallee 等^[19]研究表明,将 SOC 分成颗粒态有机碳(POC)和矿物结合态有机碳(MOC)能简单有效地概念化土壤有机质。两种组分代表不同周转时间和稳定机制的碳池,通常 POC 是游离的碳,属于不稳定、周转速率快的碳池,而 MOC 是与黏粉粒级矿物颗粒结合的碳,相对稳定^[20]。区分不同 SOC 组分

对各影响因子的响应有助于更好地评估 SOC 动态变化及其对环境变化的响应。

本研究在祁连山地区沿海拔梯度采集地形序列土壤,分析区域成土特征及其对环境梯度变化的响应规律,并进一步通过研究 SOC 及其组分(POC 和 MOC)与土壤要素及气候要素的关系,揭示成土环境及成土过程对 SOC 的影响与机制,以更好地理解寒旱区 SOC 固存特征及其对气候变化的潜在响应机制。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于青藏高原东北缘的祁连山区,该区具有典型大陆性气候和高原气候特征,地形是造成该地区气候及景观差异的主要因素。受高原隆升影响,该地区存在巨大海拔梯度,海拔由 5 500 m 以上的高山区向北迅速降至 2 000 m 以下的山前地带。海拔是导致区域气候变化的主要驱动因素,随海拔升高,年均温下降,年均降水增加。同时该区域属于东亚季风影响区的末端,降水呈现由东向西减少的趋势,年平均降水量为 300 mm,年均温小于 4 °C。自然景观为从干旱地区的荒漠草原到亚高山地区的草原或针叶林以及高山环境中的草甸或灌木林地。

1.2 样品采集与测定

在研究区布设 29 个采样点(图 1A),海拔跨度为 1 800 ~ 3 800 m,年均降水量沿海拔从 200 mm 增加到 600 mm,年均温从 6.5 °C 降至 -3 °C。景观类型包括荒漠草原和亚高山草原、高山草甸和高山灌丛草甸(图 1B)。每个采样点取 3 个位置 0 ~ 15 cm 的表层土样混合成 1 个土壤样品。

样品前处理及实验室土壤理化属性测定参考《土壤调查实验室分析方法》^[21]。将土壤样品风干,除去根系和砾石,研磨过 10 目筛后,再分别研磨过 60 目、100 目筛备用。使用激光衍射粒度仪(LS230, Beckman Coulter)分析土壤粒度分布;重铬酸钾-硫酸消化法测定总有机碳含量(SOC);水土质量比为 2.5 : 1 的混合液使用 pH 计(pHS-3C, Shanghai REX Instrument Factory, China)测定土壤 pH;气量法测定土壤碳酸钙相当物含量;柠檬酸三钠、碳酸氢钠和连二硫酸钠(DCB 法)提取游离态铁铝氧化物(Al_d 、 Fe_d),草酸-草酸铵溶液提取结晶度较差的非晶质铁铝氧化

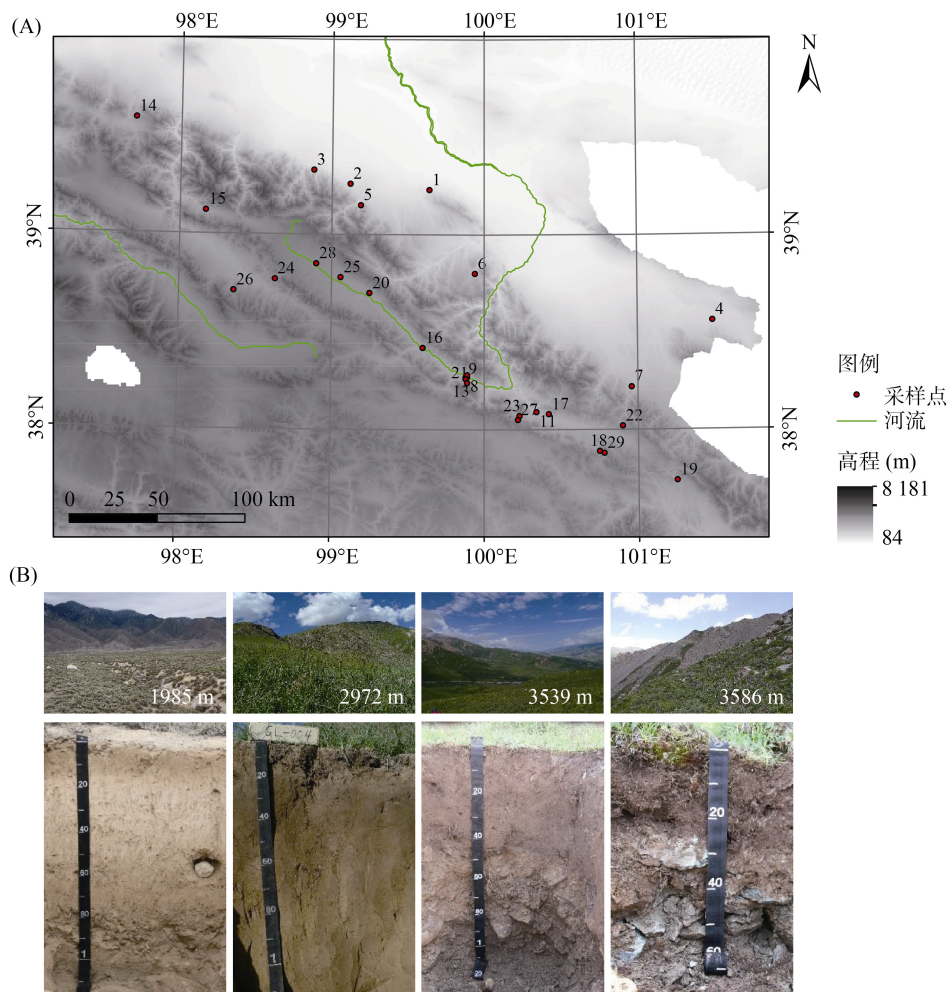


图 1 土壤样点分布(A)与代表性样点地形地貌及对应的土壤剖面(B)
Fig. 1 Sampling sites (A) and some representative landscapes and soil profiles (B)

物(Fe_0 、 Al_0)，以上步骤所得到的上清液使用 ICP-AES(Optima 8000, PerkinElmer)测定溶液中铁铝含量，铁氧化物的结晶度用 Fe_0/Fe_d 衡量；X 射线衍射(XRD)仪(日本理学 Ultima IV 全自动 X 射线衍射仪)测定矿物组成。

SOC 分组采用湿筛法^[22]，具体为：10 g 风干土加入 30 mL 5 g/L 六偏磷酸钠溶液中，振荡 15 h，将得到的混合液过 300 目筛，将未通过筛的颗粒(POC 组分)和通过筛(MOC 组分)的泥浆在 45 °C 下烘干并称重，得到不同组分的质量。干燥后的样品研磨并分析其中有机碳含量，不同组分测得的有机碳含量分别乘以其质量，并除以总土样质量(10 g)，得到颗粒态有机碳含量(POC, g/kg)和矿物结合态有机碳含量(MOC, g/kg)。

1.3 环境数据获取

本研究获取的气候数据包括年均气温(MAT)和年均降水量(MAP)，数据来自中国农业科学院农业资

源与农业区划研究所中国生态环境背景层面建设项目完成的栅格数据(分辨率 1 000 m)，为 1980—1999 年的逐月平均值计算生成。归一化植被指数(NDVI)来自于青藏高原科学数据中心，为 2013—2018 年多年 NDVI 平均值。

1.4 数据处理

采用 R 软件进行数据处理、统计分析和图表制作，使用偏相关分析和方差分解量化气候、土壤因素对 SOC 含量及组分的影响。

2 结果与分析

2.1 土壤粒度分布与矿物组成

土壤粒度分布曲线显示，研究区地形序列内土壤样品具有较高的粒度分布一致性，大部分样品在 30 ~ 40 μm 处存在主要的粒径峰值，个别样品峰值出现在 70 ~ 80 μm (图 2)。研究区土壤粉粒含量高，质地大多为粉壤质，个别为壤质，土壤质地较均一。在土壤地

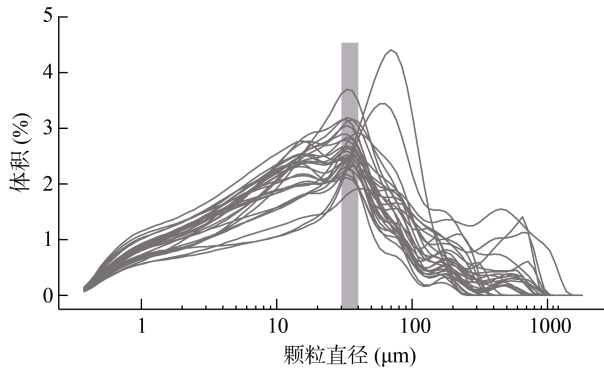


图 2 全部样品粒度分布 ($n=29$)

Fig. 2 Particle-size distribution curves of all soil sample

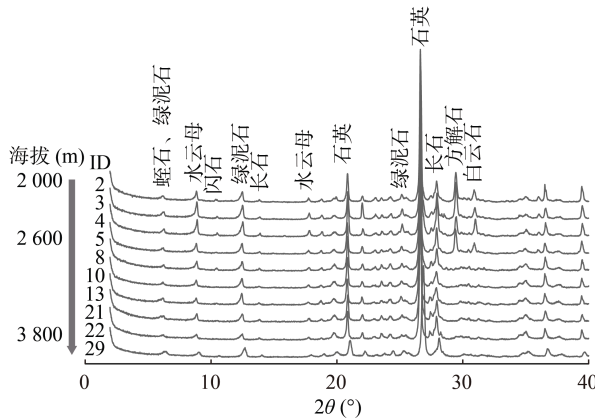


图 3 地形序列土壤的 X 射线衍射图谱 ($n=10$)

Fig. 3 XRD patterns of selected soils along altitudinal sequence

形序列内按海拔梯度选择 10 个土壤样品进行土壤矿物鉴定, XRD 图谱(图 3) 显示, 序列内土壤原生矿物以石英和长石为主, 黏土矿物以水云母和绿泥石为主, 表明研究区土壤化学风化程度较弱。序列内仅碳酸盐矿物表现出较高的差异性, 在海拔 2 600 m 及以下的表土中, 方解石与白云石普遍大量存在(图 3)。

2.2 土壤理化属性变异特征及其水热驱动

不同于地形序列内土壤质地及矿物组成的相对一致性, 研究区土壤 pH、碳酸钙含量、铁铝氧化物含量、SOC 含量及组分在地形序列内表现出较高的空间变异性, 其土壤基本理化属性见表 1。其中, SOC 含量为(40.0 ± 22.7) g/kg, POC 和 MOC 含量分别为(12.8 ± 9.0) g/kg 和(26.9 ± 14.4) g/kg, 可见, 在本研究区 MOC 是 SOC 主要存在形式。土壤 pH 呈中性至石灰性, 最高为 8.9。土壤中 Fe_d 含量变化范围为 5.5 ~ 14.8 g/kg, Fe_o 含量变化范围为 0.7 ~ 4.1 g/kg, 铁活化度 Fe_o/Fe_d 变化范围为 9% ~ 32%, 表明本地区铁的活化度较高。主成分分析可以进一步表征土壤属性的整体变异特征, 结果显示, 研究区地形序列内气候尤其是 MAP、碳酸钙含量、海拔与铁铝氧化物含量和 SOC 含量及组分表现出较高的协变关系(图 4), 表明随着海拔上升, 降水增加, 土壤中碳酸钙被淋洗, 铁铝氧化物含量增加, 土壤整体发育强度增加(图 5)。

表 1 土样基本理化属性

Table 1 Basic physiochemical properties of soil samples

| ID | 纬度 (°N) | 经度 (°E) | 海拔 (m) | SOC (g/kg) | POC (g/kg) | MOC (g/kg) | CaCO ₃ (g/kg) | pH | 砂粒 (%) | 粉粒 (%) | 黏粒 (%) | Fe _d (g/kg) | Al _d (g/kg) | Fe _o (g/kg) | Al _o (g/kg) | Fe _o /Fe _d (%) |
|----|------------|------------|-----------|---------------|---------------|---------------|-----------------------------|-----|-----------|-----------|-----------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---|
| 1 | 39.23 | 99.64 | 1 849 | 4.1 | 0.6 | 3.5 | 118.9 | 7.9 | 22.5 | 68.4 | 9.2 | 8.1 | 0.7 | 0.8 | 0.3 | 10 |
| 2 | 39.26 | 99.12 | 1 985 | 4.5 | 0.5 | 4.8 | 166.0 | 8.1 | 19.0 | 72.0 | 9.1 | 7.3 | 0.5 | 0.8 | 0.3 | 11 |
| 3 | 39.33 | 98.88 | 2 074 | 5.8 | 1.3 | 5.4 | 173.1 | 8.5 | 18.7 | 71.8 | 9.5 | 6.7 | 0.5 | 0.8 | 0.3 | 13 |
| 4 | 38.56 | 101.49 | 2 171 | 11.7 | 3.8 | 9.0 | 77.7 | 8.5 | 18.8 | 69.7 | 11.5 | 9.4 | 0.7 | 0.9 | 0.5 | 10 |
| 5 | 39.15 | 99.19 | 2 582 | 7.1 | 1.7 | 6.2 | 152.4 | 8.7 | 17.7 | 71.9 | 10.4 | 8.1 | 0.5 | 1.0 | 0.3 | 12 |
| 6 | 38.80 | 99.94 | 2 739 | 27.0 | 7.5 | 18.4 | 48.9 | 8.4 | 12.1 | 75.5 | 12.4 | 7.4 | 0.8 | 0.9 | 0.6 | 12 |
| 7 | 38.22 | 100.96 | 2 805 | 46.3 | 10.2 | 37.4 | 9.3 | 8.2 | 18.8 | 69.1 | 12.1 | 10.8 | 1.2 | 1.6 | 1.0 | 15 |
| 8 | 38.27 | 99.89 | 2 973 | 33.3 | 12.4 | 24.2 | 7.2 | 7.8 | 25.4 | 62.7 | 11.8 | 10.6 | 1.2 | 1.3 | 0.8 | 12 |
| 9 | 38.26 | 99.88 | 2 999 | 38.5 | 12.2 | 18.8 | 78 | 8.6 | 43.3 | 46.5 | 10.2 | 7.3 | 0.7 | 1.1 | 0.4 | 14 |
| 10 | 38.27 | 99.88 | 3 008 | 52.7 | 12.1 | 40.3 | 4.5 | 7.4 | 25.4 | 61.4 | 13.1 | 11.8 | 1.9 | 3.1 | 1.4 | 26 |
| 11 | 38.09 | 100.34 | 3 090 | 76.4 | 28.3 | 46.6 | 3.6 | 8.4 | 19.3 | 68.7 | 12.0 | 10.5 | 1.3 | 2.7 | 1.1 | 26 |
| 12 | 38.28 | 99.89 | 3 129 | 44.6 | 15.1 | 35.6 | 13.1 | 7.8 | 24.7 | 63.2 | 12.0 | 14.8 | 1.6 | 1.4 | 1.0 | 9 |
| 13 | 38.26 | 99.88 | 3 152 | 64.6 | 20.2 | 42.1 | 2.5 | 7.7 | 25.2 | 62.2 | 12.6 | 13.8 | 2.1 | 2.7 | 1.3 | 20 |
| 14 | 39.59 | 97.70 | 3 208 | 19.2 | 5.5 | 13.2 | 126.8 | 8.2 | 15.8 | 72.3 | 11.9 | 7.1 | 0.9 | 0.9 | 0.5 | 12 |
| 15 | 39.12 | 98.17 | 3 303 | 25.4 | 11.7 | 14.7 | 113.7 | 8.2 | 16.2 | 70.7 | 13.1 | 8.9 | 1.1 | 1.3 | 0.8 | 15 |
| 16 | 38.42 | 99.60 | 3 317 | 45.0 | 22.3 | 29.3 | 0 | 8.2 | 28.9 | 59.5 | 11.7 | 11.1 | 1.1 | 1.4 | 0.8 | 12 |
| 17 | 38.08 | 100.42 | 3 367 | 37.8 | 6.8 | 30.8 | 50.1 | 7.8 | 16.3 | 68.9 | 14.8 | 10.5 | 1.2 | 1.0 | 1.1 | 10 |
| 18 | 37.89 | 100.75 | 3 412 | 50.1 | 16.1 | 34.0 | 7.3 | 8.5 | 14.0 | 71.6 | 14.5 | 9.3 | 1.4 | 1.9 | 1.6 | 20 |
| 19 | 37.74 | 101.25 | 3 442 | 62.8 | 27.7 | 31.3 | 40.5 | 8.5 | 18.7 | 68.6 | 12.7 | 8.8 | 10. | 1.6 | 1.3 | 19 |

续表 1

| ID | 纬度 (°N) | 经度 (°E) | 海拔 (m) | SOC (g/kg) | POC (g/kg) | MOC (g/kg) | CaCO ₃ (g/kg) | pH | 砂粒 (%) | 粉粒 (%) | 黏粒 (%) | Fe _d (g/kg) | Al _d (g/kg) | Fe _o (g/kg) | Al _o (g/kg) | Fe _o /Fe _d (%) |
|----|------------|------------|-----------|---------------|---------------|---------------|-----------------------------|-----|-----------|-----------|-----------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---------------------------|---|
| 20 | 38.70 | 99.25 | 3 536 | 29.4 | 7.2 | 21.7 | 48.1 | 8.8 | 48.9 | 43.1 | 8.1 | 5.5 | 0.6 | 0.7 | 0.6 | 13 |
| 21 | 38.24 | 99.89 | 3 539 | 65.8 | 21.7 | 46.3 | 0 | 6.5 | 17.9 | 69.3 | 12.8 | 13.1 | 2 | 4.1 | 1.5 | 32 |
| 22 | 38.02 | 100.90 | 3 573 | 43.2 | 10.7 | 25.9 | 23.8 | 7.9 | 16.1 | 70.6 | 13.3 | 10.6 | 1.3 | 1.3 | 0.9 | 12 |
| 23 | 38.07 | 100.23 | 3 632 | 45.5 | 9.6 | 32.4 | 2.3 | 6.8 | 20.2 | 64.3 | 15.5 | 13.9 | 1.9 | 2.9 | 1.3 | 21 |
| 24 | 38.77 | 98.63 | 3 648 | 36.3 | 7.7 | 27.6 | 165.7 | 8.7 | 35.1 | 55.0 | 9.9 | 6.4 | 0.8 | 0.7 | 0.6 | 12 |
| 25 | 38.78 | 99.06 | 3 667 | 26.6 | 6.4 | 19.3 | 51.8 | 8.9 | 36.9 | 53.5 | 9.6 | 8.2 | 0.9 | 1.2 | 0.7 | 15 |
| 26 | 38.71 | 98.36 | 3 675 | 83.1 | 34.8 | 42.4 | 16.6 | 7.5 | 21.0 | 66.3 | 12.7 | 9.9 | 1.3 | 1.6 | 0.9 | 16 |
| 27 | 38.05 | 100.22 | 3 744 | 65.0 | 17.3 | 50.9 | 6.0 | 6.7 | 21.6 | 66.3 | 12.1 | 11.7 | 2.2 | 3.7 | 1.6 | 32 |
| 28 | 38.85 | 98.90 | 3 780 | 26.9 | 9.2 | 17.6 | 30.5 | 8.8 | 47.9 | 44.1 | 8.1 | 9.8 | 0.7 | 1.0 | 0.5 | 10 |
| 29 | 37.88 | 100.78 | 3 856 | 78.7 | 30.8 | 51.0 | 19.2 | 7.1 | 8.3 | 75.2 | 16.5 | 12.9 | 2.2 | 2.9 | 1.4 | 23 |

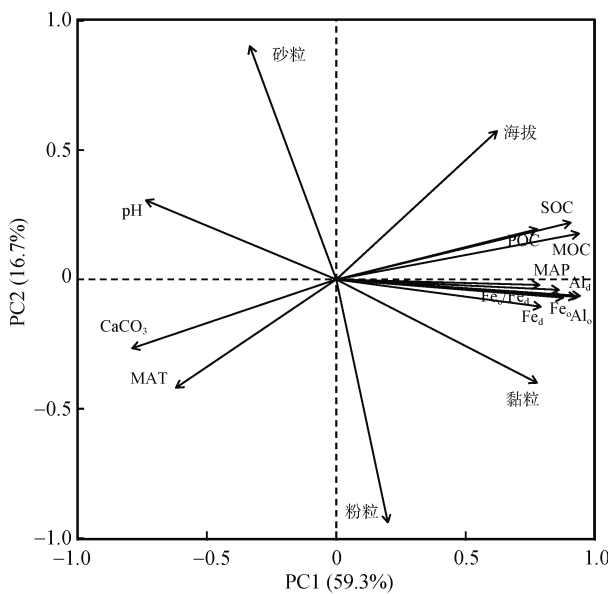


图 4 主成分分析(PCA): 16 个变量特征值的荷载图
Fig. 4 Principle component analysis (PCA): eigenvector values of 16 variables plotted in plane of first two components

2.3 环境因子对土壤有机碳含量及组分的影响

相关分析结果显示, 研究区 SOC 及其组分碳含量均与 MAP 呈极显著正相关, 与 MAT 呈极显著负相关(表 2)。SOC 及 MOC 与气候因子的相关系数接近, 均高于 POC 与气候因子的相关性。SOC 及其组分碳含量与海拔、NDVI 呈极显著正相关。SOC 及其组分碳含量与土壤 pH 呈显著负相关, 与土壤黏粒含量呈极显著正相关, 而与砂粒、粉粒含量的相关性不显著。不同形态的铁铝氧化物均与 SOC、POC 和 MOC 呈显著或极显著相关性。MOC 与不同形态铁铝氧化物相关性均高于 SOC, 而 POC 与不同铁铝氧化物相关性均低于 SOC。对于各形态铁铝氧化物, Al_d 和 Al_o 与 SOC、MOC 和 POC 相关系数最高。

偏相关分析显示, 当控制土壤 pH、质地和铁铝

氧化物之后, MAT、MAP 与 SOC 及其组分之间的相关系数大幅降低(表 3)。在所有变量中 Al_d、Al_o 最为重要, 具体表现为控制 Al_d、Al_o 后, SOC 及其组分与气候因子之间偏相关系数下降最为剧烈。POC、MOC 与 MAT 呈极显著负相关, 但在控制 Al_d 后, 相关系数降低为 -0.34 和 -0.27。POC、MOC 与 MAP 呈极显著正相关, 但在控制 Al_o 后, 相关系数分别降低为 0.35 和 0.26。

方差分解(图 6)结果显示, 气候、质地和铁铝氧化物对于 SOC 及其组分的重要性有明显差异。对于 SOC 及其组分, 质地的重要性最低, 与仅有气候和质地变量的模型相比, 加入铁铝氧化物变量之后, 模型对 SOC、POC 和 MOC 含量的解释能力均增加, 分别达到 71.2%、47.5%、78.6%, 其中对 MOC 的方差解释力增加最大; 铁铝氧化物的单独解释能力在 SOC 和 POC、MOC 中分别为 5.8%、3.1%、15.5%, 在 MOC 中解释力最高, 表明该部分碳库受到土壤矿物影响更大。虽然铁铝氧化物的单独解释力大于气候因子, 但气候因子与铁铝氧化物的共同作用不可忽视, 铁铝氧化物与气候因子共同解释力在 SOC、POC 和 MOC 分别达到了 21.3%、21.5%、17.7%, 意味着铁铝氧化物与气候因子对 SOC 具有强烈的共同作用。

3 讨论

3.1 土壤母质来源一致性与区域弱风化特征

土壤粒度特征对判断土壤母质来源有较好的指示作用, 尤其对于风积物。本研究中, 土壤粒径峰值大多在 30~40 μm, 与典型黄土接近, 少量样品粒径峰值在 70~80 μm, 为砂质黄土特征^[23]。粒度分布特征指示本研究涉及的表层土壤均为风积物发育, 这与

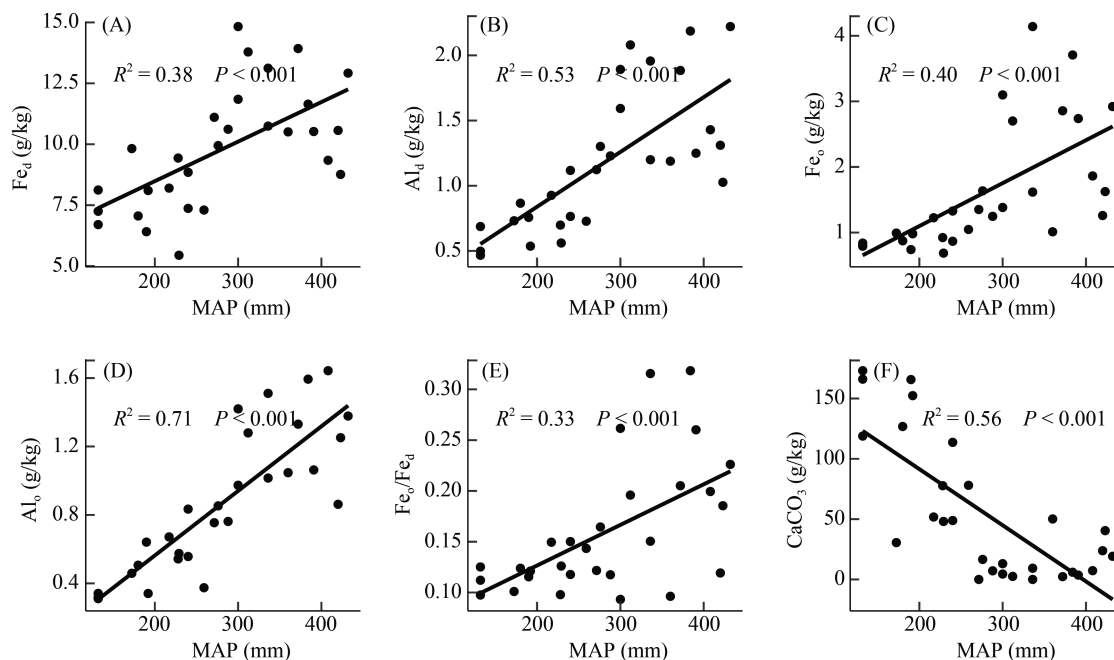


图 5 土壤属性与 MAP 关系的散点图

Fig. 5 Relationships between MAP and soil properties

表 2 土壤有机碳不同组分与环境变量的相关性($n=29$)

Table 2 Pearson correlation coefficients between SOC components and environmental variables

| | MAT | MAP | 海拔 | NDVI | pH | 砂粒 | 粉粒 | 黏粒 | Fe _d | Al _d | Fe _o | Al _o | Fe _o /Fe _d |
|-----|----------|---------|---------|---------|---------|-------|------|---------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------------------------|
| SOC | -0.62*** | 0.79*** | 0.66*** | 0.63*** | -0.51** | -0.15 | 0.03 | 0.59*** | 0.61*** | 0.77*** | 0.73*** | 0.78*** | 0.70*** |
| POC | -0.55** | 0.67*** | 0.56** | 0.44* | -0.38* | -0.17 | 0.07 | 0.51** | 0.50** | 0.61*** | 0.58*** | 0.61*** | 0.56** |
| MOC | -0.59*** | 0.80*** | 0.65*** | 0.64*** | -0.60** | -0.16 | 0.03 | 0.61*** | 0.70*** | 0.86*** | 0.80*** | 0.86*** | 0.74*** |

注：*、**、***分别代表在 $P<0.05$ 、 $P<0.01$ 、 $P<0.001$ 水平显著相关；下同。

表 3 土壤有机碳不同组分与气候因子之间的偏相关系数($n=29$)

Table 3 Partial correlation coefficients between SOC components and climatic variables

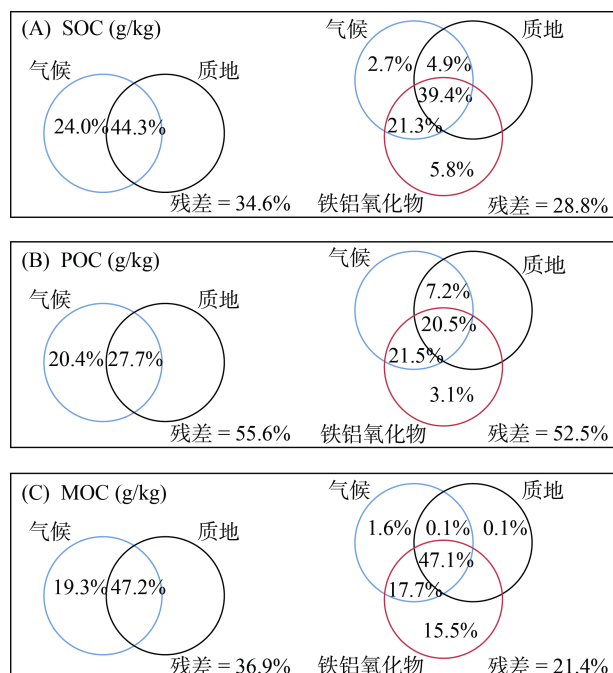
| 气候因子 | 有机碳组分 | 控制变量 | | | | | | | | | | |
|------|-------|----------|---------|----------|----------|---------|-----------------|-----------------|-----------------|-----------------|----------------------------------|-------|
| | | 零阶 | pH | 砂粒 | 粉粒 | 黏粒 | Fe _d | Al _d | Fe _o | Al _o | Fe _o /Fe _d | All |
| MAT | SOC | -0.62*** | -0.53** | -0.64*** | -0.64*** | -0.48** | -0.54** | -0.38* | -0.51** | -0.48** | -0.53** | -0.18 |
| | POC | -0.55** | -0.48* | -0.58** | -0.58** | -0.41* | -0.46* | -0.34 | -0.42* | -0.39* | -0.44* | -0.19 |
| | MOC | -0.59** | -0.48* | -0.61*** | -0.61*** | -0.42* | -0.50** | -0.27 | -0.46* | -0.43* | -0.48** | -0.18 |
| MAP | SOC | 0.79** | 0.73** | 0.80** | 0.81*** | 0.66** | 0.67** | 0.53** | 0.63*** | 0.40* | 0.67*** | 0.38 |
| | POC | 0.67** | 0.60** | 0.66** | 0.67** | 0.51** | 0.53** | 0.42* | 0.48* | 0.35 | 0.51** | 0.21 |
| | MOC | 0.80** | 0.73** | 0.80** | 0.81*** | 0.65*** | 0.65*** | 0.48** | 0.63*** | 0.26 | 0.67*** | 0.35 |

注：零阶代表零阶偏相关系数；All 代表控制所有土壤变量后的偏相关系数。

前人在该地区的研究结论相一致^[24]。本地区黏土矿物以水云母和绿泥石为主,揭示区域土壤整体风化程度较弱的特点,这主要是由于高山区冰冻期长,年均温低,而祁连山北麓山前地区气候干旱,土壤化学风化受干冷气候限制。另外,本地区土壤(表层)均为全新世以来的黄土沉积^[25],土壤发育时间较短。成土母质、气候与成土时间共同决定了序列土壤质地均一、黏粒含量较低且黏土矿物类型相对一致的特点。

3.2 环境梯度下的成土强度分异

虽然区域内序列土主要起源于黄土母质,但不同于干旱环境中成土强度低的典型黄土。本区域跨巨大的环境梯度,高程差超过 2 000 m,水热条件差异显著,土壤属性在空间上有较强的分异。随海拔上升,MAP 升高, MAT 下降,有利于 SOC 积累和碳酸盐矿物的溶解及淋洗。山前地区 SOC 含量低,碳酸钙含量高,而随着海拔上升,土壤类型由山前钙积土向



(气候因子包括 MAT、MAP; 质地因子包括砂粒、粉粒、黏土;
铁铝氧化物因子包括 Fe_d 、 Al_d 、 Fe_o 、 Al_o 、 Fe_o/Fe_d)

图 6 土壤有机碳不同组分影响因素的方差分解分析
($n=29$)

Fig. 6 Variation partitioning analysis for SOC components

高山草甸土转变, 高山草甸土已经完成淋溶脱钙过程, 表层土壤碳酸钙含量低, 并开始土壤交换性盐基的淋溶酸化过程, 土壤 pH 由弱碱性降至中性或弱酸性。游离态铁铝氧化物与非晶质态铁铝氧化物的丰度是成土强度的良好指标^[26]。本研究中, 游离态铁铝 (Fe_d 、 Al_d) 和非晶质铁铝 (Fe_o 、 Al_o) 均与 MAP 表现出显著相关性(图 5), 表明水分条件是序列内驱动土壤母质风化与成土强度分异的主要因素。

3.3 铁铝氧化物主控有机碳变异

尽管相关分析显示气候因子与 SOC 及其组分有较高相关性(表 2), 但根据偏相关分析的结果, 发现控制土壤变量后, 气候因子与 SOC 及其组分间的相关性有不同程度下降, 尤其是控制铁铝氧化物时, 相关系数下降最为显著(表 3)。这表明气候因子对 SOC 及其组分的影响更多是通过影响土壤属性间接影响, 尤其是受水热条件控制的铁铝氧化物。这与 Doetterl 等^[27]跨气候带研究发现地球化学特征与气候因子交互作用控制 SOC 储量的结论一致。方差分解也进一步表明, 气候因子和铁铝氧化物的共同作用在解释 SOC 的方差变化中占据重要地位。

铁铝氧化物具有较高的比表面积和带电表面, 能够吸附 SOC 的官能团, 并形成有机-黏土矿物复

合物^[28], 减缓 SOC 的矿化解^[29]。此外, 铁铝氧化物参与团聚体的形成^[30], 通过物理保护减少 SOC 与微生物的接触, 间接增强 SOC 的稳定性。这些机制共同作用抑制了 SOC 的分解, 使得 SOC 更加稳定。von Fromm 等^[31]也发现, 土壤中的铁铝氧化物是预测大陆尺度 SOC 储量的最重要因子, 其中非晶质铁铝氧化物尤为重要。同样, 其他学者在青藏高原的研究也强调了土壤铁铝氧化物对草地 SOC 储量的重要影响^[32-33]。

与铁铝氧化物相比, 本研究中土壤质地对 SOC 的影响较弱。这主要是由于序列表土均发育于黄土母质, 颗粒组成相对均一, 且受气候及成土时间的制约, 整体处于较弱的风化阶段, 黏土矿物类型以水云母和绿泥石为主。母质的同源性及黏土矿物的一致性决定了质地对 SOC 及其组分含量的影响有限。Six 等^[34]的研究表明, 当黏粒含量变化幅度足够大时, 黏粒在预测 SOC 方面具有重要作用。而本研究的黏粒含量整体水平较低, 且变异程度低(8.1%~16.5%), 因此方差分解结果显示质地对解释 SOC 的方差变异不起作用。该结果与 Percival 等^[35]在新西兰草原的研究结果一致, 黏土含量与长期 SOC 积累的关系不大, 而其他地球化学特征(如铁铝等)具有更高的解释力。

3.4 不同有机碳组分影响因素差异揭示固碳机制

通过进一步分析 SOC 及两种碳组分(POC 和 MOC)的影响因素发现, MOC 与 SOC 行为表现较为接近, 即各影响要素与 SOC、MOC 的相关系数和偏相关系数较接近, 而 POC 与上述二者存在较大差别, 这可能指示各要素对 SOC 的影响主要是通过影响 MOC 的途径实现。由于 POC 是未受到保护或仅仅被保护在大团聚体中, 其含量主要取决于生物量的输入与微生物分解之间的平衡; 而 MOC 经微生物加工后具有更多的吸附点位且富有易与金属氧化物结合的官能团, 这使得 MOC 与铁铝氧化物更容易结合, 形成有机-无机聚合物或被吸附在矿物表面, 或被保护在团聚体内部^[30], 这解释了土壤矿物对 POC 的影响要弱于 MOC。POC 一般稳定性较差, 易受气候、生物等要素影响^[36], 不易在土壤中长期存在。与 POC 相比, MOC 与铁铝氧化物(尤其是 Al_d 、 Al_o)的相关性更高, 且地形序列土壤中 MOC 占比超过一半, 因此铁铝氧化物与 MOC 的结合可能是 SOC 固存的主要机制。气候对 SOC 水平的直接影响有限, 更多是通过影响铁铝氧化物等土壤属性影响 MOC 水平, 进而在长时间尺度影响 SOC 存量。

4 结论

通过对祁连山地区发育于全新世黄土母质的土壤地形序列进行研究,发现受成土环境与成土时间影响,序列内表土质地及黏土矿物类型保持相对一致,而土壤碳酸盐、pH、铁铝氧化物等土壤理化属性随海拔/降水表现出高度相关性,指示巨大的高程差造成的水热梯度驱动成土过程差异。偏相关分析及方差分解分析揭示,气候对 SOC 的作用主要通过影响铁铝氧化物等土壤属性介导,且主要通过影响其中的 MOC 组分影响 SOC 存量。因此,本研究结果揭示土壤发生过程/强度驱动了祁连山地区 SOC 的长期固存。

尽管本研究利用均一母质(黄土)与海拔-气候梯度构建的地形序列属于控制变量的自然试验,但考虑黄土母质在全球分布的广泛性及组成均一性,本研究对理解不同地区黄土母质发育土壤 SOC 长期固存及动态周转有重要启示意义,即不同发育阶段的土壤 SOC 固存机制存在差异,其对气候因子变化的响应很大程度上依赖于 SOC 的存在形态。

参考文献:

- [1] Schlesinger W H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils[J]. *Nature*, 1990, 348(6298): 232–234.
- [2] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones[J]. *Nature*, 1982, 298(5870): 156–159.
- [3] 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.
- [4] Mu C, Zhang T J, Peng X, et al. The organic carbon pool of permafrost regions on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau[J]. *The Cryosphere Discussions*, 2014, 8: 5015–5033.
- [5] Johnston C A, Groffman P, Breshears D D, et al. Carbon cycling in soil[J]. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2004, 2(10): 522–528.
- [6] 马蕾,金会军. 气候变暖对多年冻土区土壤有机碳库的影响[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(1): 91–103.
- [7] 王蓓,孙庚,罗鹏,等. 模拟升温 and 放牧对高寒草甸土壤有机碳氮组分和微生物生物量的影响[J]. *生态学报*, 2011, 31(6): 1506–1514.
- [8] Davidson E A, Janssens I A. Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change[J]. *Nature*, 2006, 440(7081): 165–173.
- [9] Yang Y H, Fang J Y, Smith P, et al. Changes in topsoil carbon stock in the Tibetan grasslands between the 1980s and 2004[J]. *Global Change Biology*, 2009, 15(11): 2723–2729.
- [10] Jia J, Feng X J, He J S, et al. Comparing microbial carbon sequestration and priming in the subsoil versus topsoil of a Qinghai-Tibetan alpine grassland[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2017, 104: 141–151.
- [11] 徐满厚,薛娴. 青藏高原高寒草甸夏季植被特征及对模拟增温的短期响应[J]. *生态学报*, 2013, 33(7): 2071–2083.
- [12] 李岩,干珠扎布,胡国铮,等. 增温对青藏高原高寒草甸呼吸作用的影响[J]. *生态学报*, 2020, 40(1): 266–273.
- [13] 李娜,王根绪,高永恒,等. 青藏高原生态系统土壤有机碳研究进展[J]. *土壤*, 2009, 41(4): 512–519.
- [14] Körner C. The use of ‘altitude’ in ecological research[J]. *Trends in Ecology & Evolution*, 2007, 22(11): 569–574.
- [15] 黄昌勇. 土壤学[M]. 北京: 中国农业出版社, 2000.
- [16] Yang F, Huang L M, Rossiter D G, et al. Evolution of loess-derived soil along a climatic toposequence in the Qilian Mountains, NE Tibetan Plateau[J]. *European Journal of Soil Science*, 2017, 68(3): 270–280.
- [17] Torn M S, Trumbore S E, Chadwick O A, et al. Mineral control of soil organic carbon storage and turnover[J]. *Nature*, 1997, 389(6647): 170–173.
- [18] Keiluweit M, Bougoure J J, Nico P S, et al. Mineral protection of soil carbon counteracted by root exudates[J]. *Nature Climate Change*, 2015, 5(6): 588–595.
- [19] Lavalley J M, Soong J L, Cotrufo M F. Conceptualizing soil organic matter into particulate and mineral-associated forms to address global change in the 21st century[J]. *Global Change Biology*, 2020, 26(1): 261–273.
- [20] Lugato E, Lavalley J M, Haddix M L, et al. Different climate sensitivity of particulate and mineral-associated soil organic matter[J]. *Nature Geoscience*, 2021, 14(5): 295–300.
- [21] 张甘霖,龚子同. 土壤调查实验室分析方法[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [22] Cambardella C A, Elliott E T. Particulate soil organic-matter changes across a grassland cultivation sequence[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1992, 56(3): 777–783.
- [23] Nottebaum V, Lehmkuhl F, Stauch G, et al. Regional grain size variations in aeolian sediments along the transition between Tibetan Highlands and north-western Chinese Deserts - the influence of geomorphological settings on aeolian transport pathways[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2014, 39(14): 1960–1978.
- [24] Yang F, Zhang G L, Yang F, et al. Pedogenetic interpretations of particle-size distribution curves for an alpine environment[J]. *Geoderma*, 2016, 282: 9–15.
- [25] Stauch G. Geomorphological and palaeoclimate dynamics recorded by the formation of aeolian archives on the Tibetan Plateau[J]. *Earth-Science Reviews*, 2015, 150: 393–408.
- [26] 龚子同,张甘霖,陈志诚,等. 土壤发生与系统分类[M]. 北京: 科学出版社, 2007.

- [27] Doetterl S, Stevens A, Six J, et al. Soil carbon storage controlled by interactions between geochemistry and climate[J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(10): 780–783.
- [28] 周萍, 宋国菡, 潘根兴, 等. 三种南方典型水稻土长期试验下有机碳积累机制研究 II. 团聚体内有机碳的化学结合机制[J]. *土壤学报*, 2009, 46(2): 263–273.
- [29] 江家彬, 祝贞科, 林森, 等. 针铁矿吸附态和包裹态有机碳在稻田土壤中的矿化及其激发效应[J]. *土壤学报*, 2021, 58(6): 1530–1539.
- [30] 王璐莹, 秦雷, 吕宪国, 等. 铁促进土壤有机碳累积作用研究进展[J]. *土壤学报*, 2018, 55(5): 1041–1050.
- [31] von Fromm S F, Hoyt A M, Lange M, et al. Continental-scale controls on soil organic carbon across sub-Saharan Africa[J]. *Soil*, 2021, 7(1): 305–332.
- [32] Mu C C, Zhang T J, Zhao Q, et al. Soil organic carbon stabilization by iron in permafrost regions of the Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(19): 10286–10294.
- [33] Fang K, Qin S Q, Chen L Y, et al. Al/Fe mineral controls on soil organic carbon stock across Tibetan alpine grasslands[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2019, 124(2): 247–259.
- [34] Six J, Conant R T, Paul E A, et al. Stabilization mechanisms of soil organic matter: Implications for C-saturation of soils[J]. *Plant and Soil*, 2002, 241(2): 155–176.
- [35] Percival H J, Parfitt R L, Scott N A. Factors controlling soil carbon levels in New Zealand grasslands is clay content important?[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64(5): 1623–1630.
- [36] von Lützow M, Kögel-Knabner I, Ekschmitt K, et al. SOM fractionation methods: Relevance to functional pools and to stabilization mechanisms[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2007, 39(9): 2183–2207.