

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2026.05.013

刘川, 邹沁芯, 梁爱民. 戴云山富铁土团聚体稳定与破坏机制研究 [J]. 西南大学学报(自然科学版), 2026, 48(5): 154-164.

戴云山富铁土团聚体稳定与破坏机制研究

刘川¹, 邹沁芯², 梁爱民¹

1. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715; 2. 贵州省遵义市新蒲中学, 贵州 遵义 563000

摘要: 铁氧化物与有机质是土壤团聚体形成的重要胶结物, 其富集过程对水热条件较为敏感。山地垂直带水热条件的变化常导致铁氧化物与有机质发生耦合变化, 从而影响山地土壤团聚体稳定性及区域地貌演化。以我国东南花岗岩山地 4 个富铁土剖面及其下覆风化壳为研究对象, 采用 Le Bissonnais (LB) 法测定团聚体稳定性, 探讨不同海拔条件下花岗岩风化成壤过程中团聚体的稳定与破坏机制。结果表明: 随着海拔升高, 土壤黏粒含量降低, 有机质和无定形铁(Fe_o)含量增加, 游离铁(Fe_d)含量降低; Fe_o 和有机质主要富集于 A 层, Fe_d 和黏粒主要富集于 B 层。LB 法处理结果表明: 山地尺度不同海拔均表现为快速湿润(FW)处理对团聚体的破坏作用最强, 大团聚体主要崩解为较小粒级团聚体; 慢速湿润(SW)及预湿后扰动(WS)处理对团聚体的破坏作用较弱, 形成的团聚体以大于 2 mm 粒级为主; 团聚体平均质量直径(MWD)由大到小依次为慢速湿润处理、预湿后扰动处理、快速湿润处理。剖面尺度表现为 MWD_{FW} 随剖面深度增加而降低, MWD_{WS} 和 MWD_{SW} 层次间差异较小。相关性分析表明: 有机质与 MWD_{FW} 、 Fe_d 与 MWD_{SW} 的相关性均具有统计学意义($p < 0.01$); 有机质与大于 2 mm 粒级团聚体、 Fe_d 与 1.0~2.0 mm、0.5~1.0 mm 及 0.25~0.5 mm 粒级团聚体、 Fe_o 与大于 2 mm、0.05~0.1 mm 及小于 0.05 mm 粒级团聚体的相关性均具有统计学意义($p < 0.05$)。有机质是大团聚体的重要胶结物, 铁氧化物是富铁土不同粒级团聚体重要胶结物; 山地尺度上的差异分布使有机质和铁氧化物分别在山顶表层和山底相对富集, 从而导致山顶和山底团聚体稳定性高于山腰。

关键词: 富铁土; 土壤团聚体; 成壤机制; 花岗岩山地

中图分类号: S153 **文献标识码:** A

文章编号: 1673-9868(2026)05-0154-11

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



Research on the Stability and Breakdown Mechanisms of Ferrisol Aggregates in Daiyun Mountain

LIU Chuan¹, ZOU Qinxin², LIANG Aimin¹

1. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Xinqu Secondary School, Zunyi Guizhou 563000, China

Abstract: Iron oxides and soil organic matter are important binding agents of soil aggregates, and their

收稿日期: 2025-06-19

基金项目: 国家自然科学基金青年项目(42301004)。

作者简介: 刘川, 硕士, 实验师, 主要从事耕地质量监测研究。

enrichment process is sensitive to hydrothermal conditions. Variations in hydrothermal conditions along mountain altitudinal gradients can induce coupled changes in iron oxides and organic matter, thereby affecting soil aggregate stability and regional geomorphological evolution. This study took four ferrisol profiles and their underlying weathering crusts developed from granite in a mountainous area of southeastern China as research objects, using the Le Bissonnais (LB) method to measure aggregate stability, and investigated the stabilization and breakdown mechanisms of aggregates during the weathering and soil formation of granite at different altitudes. The results showed that with increasing altitude, soil clay content decreased, whereas the contents of organic matter (OM) and amorphous iron (Fe_o) increased, and the content of free iron (Fe_d) decreased. Fe_o and OM were mainly enriched in the A horizon, while Fe_d and clay were enriched in the B horizon. The results of LB method treatments showed that fast wetting (FW) treatment caused the strongest disruption to soil aggregates, with macroaggregates mainly disintegrating into smaller fractions, whereas the slow wetting (SW) and wet stirring (WS) treatments had weaker effects, with aggregates predominantly larger than 2 mm. The mean weight diameter (MWD) of aggregates decreased in the order of MWD_{sw} , MWD_{ws} , and MWD_{fw} . At the profile scale, the MWDFW decreased with increasing profile depth, while the differences in MWD_{ws} and MWD_{sw} among different profile layers are relatively small. Correlation analysis showed that the correlations between OM and MWD_{fw} , and between Fe_d and MWD_{sw} , were both statistically significant ($p < 0.01$). In addition, the correlations between OM and aggregates larger than 2 mm, between Fe_d and aggregates of 1.0–2.0 mm, 0.5–1.0 mm and 0.25–0.5 mm, and between Fe_o and aggregates larger than 2 mm, 0.05–0.1 mm and smaller than 0.05 mm were all statistically significant ($p < 0.05$). OM is a critical cementing agent for macroaggregates, and iron oxides are critical cementing agents for aggregates of different particle size fractions in ferrisol. At the mountain scale, the redistribution of OM and iron oxides resulted in their enrichment in the topsoil at higher elevations and in lower slope positions, respectively, leading to higher aggregate stability at the mountain top and footslope than at the midslope.

Key words: ferrisol; soil aggregates; soil formation mechanism; granite mountain

团聚体是土壤结构的基本单元,也是评价土壤质量的重要指标^[1-7],在水土保持、土壤碳汇及生态修复等方面具有重要作用。铁氧化物、有机质及黏粒是土壤团聚体形成的主要胶结物^[3-6]。土壤基质与胶结物的作用强度及方式受成土环境和发生层位的影响。例如,在温带地区及表土层,有机质积累速率较高,往往成为主要胶结物质。根据胶结能力的差异,有机质可分为瞬时型、短暂型和永久型,不同类型对不同粒级团聚体的形成及稳定性具有不同影响^[7-10]。在热带和亚热带地区,以及土壤淀积层和母质层中,有机质含量相对较低,铁氧化物在团聚体稳定性中起主导作用^[11-12]。此外,黏粒通过与有机质相互作用形成有机-矿物复合体,从而影响团聚体稳定性。

土壤团聚体的破坏机制主要包括崩解作用、非均匀膨胀作用、机械外力作用和物理化学弥散作用,其主导过程受区域环境和土壤类型等因素控制。例如,在黄土丘陵区,机械扰动是破坏表层土壤团聚体的主要方式^[13];在富铁土表层及第四纪红黏土风化剖面中,崩解作用占主导地位^[14-16]。在山地系统中,不同空间尺度下团聚体的破坏行为存在明显差异:在小尺度坡地系统中,表层土壤化学分异较弱,团聚体的形成与破坏主要受坡面侵蚀与堆积过程控制;而在大尺度山地垂直序列中,随着水热条件的重新分配,成壤环境发生变化,土壤基质和胶结物在山地尺度及剖面尺度上呈现系统性差异,从而引起团聚体稳定性及其破坏机制的相应变化。

目前,针对山地生态系统团聚体稳定性的研究结果仍存在争议。Murugan 等^[17]对阿尔卑斯山的研究

表明, 土壤团聚体稳定性随海拔升高而增加, 喻武等^[18]在西藏米拉山也得到类似结果; 然而, 魏霞等^[19]在祁连山、吴梦瑶等^[20]在贺兰山的研究结果则表明, 土壤团聚体稳定性随海拔升高呈现先增加后降低的趋势。已有研究多集中于土壤表层, 对风化壳及其上覆土体构成的完整成土序列所引起的团聚体稳定性变化特征及其机制关注较少, 同时对强侵蚀区侵蚀过程缺乏系统评估, 从而在一定程度上影响生态修复方案的制定。

富铁土是我国亚热带地区重要的土壤类型之一^[21-22]。我国东南花岗岩母岩坚硬、抗风化能力强, 但常形成多尺度的山地与丘陵地貌, 导致不同类型富铁土易发生侵蚀与退化。本研究以福建戴云山地区花岗岩母岩上发育的 4 个不同海拔的完整富铁土风化剖面为研究对象, 分析土壤机械组成、铁氧化物、有机质与团聚体的耦合变化特征, 并采用 Le Bissonnais(LB)法^[23], 探讨山地不同尺度下土壤团聚体的稳定机制与破坏机制, 以为花岗岩山地地区土壤资源合理利用、水土保持及生态修复提供依据。

1 材料与方法

1.1 土壤采集

研究区位于福建省东南部戴云山, 海拔 237~1 056 m, 母岩为富含石英和钾长石的燕山期花岗岩, 气候类型为亚热带海洋性季风气候, 年均气温为 14~20 °C, 年降水量为 1 400~2 000 mm。从山底到山顶, 土壤类型由红壤逐渐过渡为黄壤, 对应的土壤系统分类为富铁土, 植被类型主要包括马尾松、杉木、毛竹等。本研究在不同海拔条件下采集花岗岩风化剖面 4 个, 每个剖面的发生层按野外特征划分为淋溶层(A 层)、淀积层(B 层)和母质层(C 层), 并在各层内按每 20 cm 采集 1 个样品, 共获得 51 个样品(表 1)。将采集的团聚体样品放入塑料箱中, 以防止运输过程中发生变形; 用于测定理化性质的样品置于自封袋中保存。团聚体样品在自然风干过程中剔除大块石砾及树根, 沿自然断面轻轻掰开, 用于挑选 3~5 mm 团聚体样品; 用于测定理化性质的样品风干后, 分别经 2 mm 和 0.25 mm 筛处理后备用。

表 1 采样点气候特征及采样个数

样号	土类	纬度	经度	海拔/ m	年降水量/ mm	年均温/ °C	采样个数
FJ24	山地红壤	25°19'29.9"N	118°28'26.8"E	237	1 688.8	18.4	11
FJ27	山地红壤	25°35'14.3"N	118°11'42.9"E	754	1 731.4	15.6	16
FJ29	山地黄红壤	25°37'56.1"N	118°10'16.3"E	814	1 739.5	15.3	12
FJ32	山地黄壤	25°38'20.7"N	118°12'59.3"E	1 056	1 721.9	14.4	12

1.2 土壤基本理化性质

土壤 pH 采用 1:2.5 土水比电位法测定, 有机质采用重铬酸钾-硫酸氧化法测定^[24], 无定形铁(Fe_o)采用柠檬酸钠提取, 游离铁(Fe_d)采用柠檬酸钠-重碳酸钠-连二亚硫酸钠(CBD)提取^[24], 提取液稀释后采用原子吸收法(日立 ZA 3000)测定。土壤质地采用激光粒度法测定, 称取约 0.5 g 样品置于 100 mL 烧杯中, 加入 10 mL 的 10% 过氧化氢去除有机质, 随后按照 CBD 法去除铁氧化物, 最后加入 10 mL 的 1 mol/L 六偏磷酸钠, 超声分散 10 min 后上激光粒度仪(马尔文 Mastersizer 2000)测定。粒径按照国际制进行划分: 黏粒为小于 2 μm , 粉粒为 2~20 μm , 砂粒为大于 20 μm 。所有实验均在西南大学地理科学学院土壤实验室完成。

1.3 团聚体组成及稳定性

Le Bissonnais 在系统总结前人研究基础上提出了一套标准测试流程, 包括快速湿润、慢速湿润和预湿后扰动 3 种处理方式(LB 法)^[23], 涉及崩解作用、差异膨胀、机械破坏和物理化学分散作用 4 种破坏机制。

具体操作步骤如下:

1) 将干筛分离出的 3~5 mm 团聚体在 40 °C 条件下烘干 24 h, 以统一初始含水量。

2) 快速湿润(FW): 模拟野外暴雨、灌溉情境, 团聚体主要破坏机制为崩解作用和差异膨胀。具体操作步骤为: ① 称取 5 g 经 3~5 mm 筛的团聚体, 轻轻浸入装有 50 mL 水的 250 mL 烧杯中, 静置 10 min; ② 用吸管将烧杯中的水吸出; ③ 将烧杯中的团聚体用乙醇轻轻洗入预先在乙醇中浸润的孔径 0.05 mm 铜筛中; ④ 将筛子在乙醇中上下均匀振荡 5 次; ⑤ 将筛上的团聚体洗入锡箔纸碗中, 在 40 °C 下烘干, 烘干后依次通过 2 mm、1 mm、0.5 mm、0.25 mm、0.1 mm 和 0.05 mm 套筛; ⑥ 将各筛上团聚体分别转移并称量, 精确至 0.0001 g, 计算各粒级团聚体质量, 小于 0.05 mm 部分的质量由初始质量减去其余粒级质量获得。

3) 慢速湿润(SW): 模拟野外小雨情景, 团聚体主要破坏机制为差异膨胀。与快速湿润相比, 其破坏能力较小, 因此更有利于区分不稳定土壤。具体操作步骤为: ① 称取 5 g 经 3~5 mm 筛的团聚体, 轻轻放置于滤纸上; ② 将滤纸放入垫有 2.5 cm 深水、3 cm 厚海绵的 250 mL 烧杯中, 静置 60 min; ③ 将滤纸上的团聚体用乙醇轻轻洗入预先在乙醇中浸润的孔径 0.05 mm 铜筛中; ④ 重复 FW 处理的步骤④~⑥。

4) 预湿后扰动(WS): 模拟机械破坏作用, 团聚体主要破坏机制为机械破坏。具体操作步骤为: ① 称取 5 g 经 3~5 mm 筛的团聚体, 轻轻浸入装有 50 mL 乙醇的 250 mL 烧杯中, 静置 10 min; ② 用吸管将烧杯中的乙醇吸出; ③ 将烧杯中的团聚体用乙醇轻轻洗入已装有 50 mL 纯水的 250 mL 三角瓶中, 加入乙醇至 200 mL; ④ 用木塞塞紧瓶口, 翻转摇动 20 次, 静置 30 min; ⑤ 用吸管将三角瓶中多余的水吸干; ⑥ 将三角瓶中的团聚体用乙醇轻轻洗入预先在乙醇中浸润的孔径 0.05 mm 铜筛中; ⑦ 重复 FW 处理的步骤④~⑥。

5) 计算小于 0.05 mm(P7)、0.05~0.1 mm(P6)、0.1~0.25 mm(P5)、0.25~0.5 mm(P4)、0.5~1.0 mm(P3)、1.0~2.0 mm(P2)及大于 2.0 mm(P1)共 7 个粒级团聚体含量。

团聚体稳定性可用平均质量直径(*MWD*)表示, 公式如下:

$$MWD = \frac{\sum_{i=1}^n x_i \omega_i}{\sum_{i=1}^n \omega_i} \quad (1)$$

式中: ω_i 为第 i 个粒级团聚体的质量百分数; x_i 为第 i 个粒级团聚体的平均直径。FW 处理下得到的平均质量直径记为 MWD_{FW} , SW 处理下得到的平均质量直径记为 MWD_{SW} , WS 处理下得到的平均质量直径记为 MWD_{WS} 。

1.4 统计分析

采用 Microsoft Excel 2010 和 IBM SPSS Statistics 20.0 软件进行数据处理、作图与统计分析, 采用 Pearson 相关系数对变量之间的相关性进行分析。

2 结果与分析

2.1 山地土壤基本理化性质

由表 2 可知, 土壤 pH 值为 3.6~4.0, 属强酸性土壤, 表明盐基离子强烈淋失和致酸离子的富集。从山顶至山底, 质地类型由砂质壤土过渡为黏壤土, 土壤机械组成以粉粒和砂粒为主, 黏粒含量为 12.89%~22.26%, 粉粒含量为 23.28%~44.72%, 山顶黏粒和粉粒含量低于山底, 而砂粒含量为 39.51%~62.82%, 山顶砂粒含量明显高于其他剖面。在剖面尺度上, 黏粒总体在 B 层富集, 粉粒也表现出一定的剖面迁移特征。

表 2 土壤基本理化性质

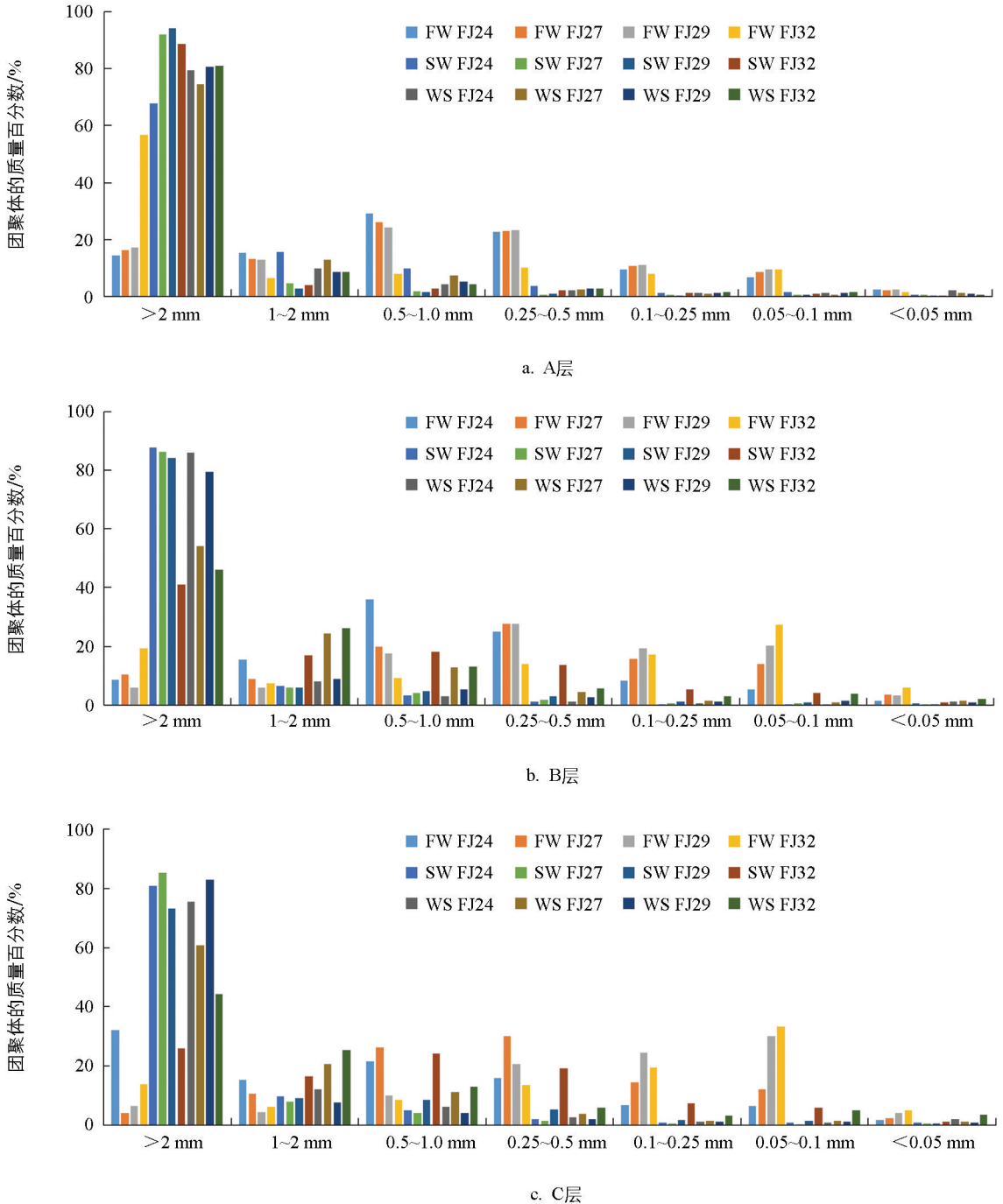
土壤剖面	土壤层次	pH	有机质/ (g·kg ⁻¹)	Fe _d / (g·kg ⁻¹)	Fe _o / (g·kg ⁻¹)	Fe _o /Fe _d / %	黏粒/ %	粉粒/ %	砂粒/ %	土壤质地
FJ24	A/0~20	3.90±0.10	10.76±4.27	15.16±2.02	0.56±0.02	3.74±0.34	15.11±2.92	33.13±5.73	51.76±8.65	黏壤土
	B/20~100	3.80±0.00	7.27±0.95	18.74±1.47	0.41±0.04	2.20±0.25	22.26±0.78	38.23±0.8	39.51±1.45	黏壤土
	C/100~200	3.90±0.00	5.39±0.96	15.24±2.75	0.35±0.05	2.31±0.33	14.64±2.14	31.99±4.32	53.38±6.35	壤土
FJ27	A/0~20	3.90±0.10	15.45±4.65	18.75±2.03	0.26±0.14	1.37±0.58	18.44±0.49	39.06±2.49	42.5±2.97	黏壤土
	B/20~140	4.00±0.10	6.54±2.91	20.62±1.43	0.17±0.05	0.80±0.22	18.02±0.78	41.79±1.59	40.19±1.25	黏壤土
	C/140~300	4.00±0.00	2.91±0.51	16.05±0.98	0.08±0.01	0.53±0.08	13.82±1.23	44.72±1.91	41.46±2.94	壤土
FJ29	A/0~20	3.70±0.10	23.26±3.83	10.23±0.69	1.55±0.16	15.10±0.54	12.89±0.28	31.16±2.17	55.95±1.89	砂质壤土
	B/20~120	3.90±0.00	9.12±3.18	11.43±0.44	1.34±0.32	11.82±3.17	15.49±0.85	35.28±2.17	49.23±2.54	黏壤土
	C/120~220	4.00±0.00	3.89±0.55	10.39±1.29	0.85±0.25	8.16±1.77	13.05±1.04	35.08±4.87	51.87±5.74	壤土
FJ32	A/0~20	3.60±0.20	48.22±33.30	8.07±0.58	2.00±0.11	24.86±0.43	12.97±1.35	26.04±1.52	60.99±2.87	砂质壤土
	B/20~100	3.80±0.10	10.52±4.95	9.08±0.76	1.33±0.51	15.04±6.98	13.90±0.63	23.28±2.58	62.82±2.86	砂质壤土
	C/100~240	3.80±0.10	5.25±0.79	8.37±1.39	0.69±0.11	8.36±1.28	13.82±2.02	23.99±2.54	62.19±4.55	砂质壤土

2.2 山地土壤铁氧化物及有机质分异

如表 2 所示, 土壤有机质含量在山地尺度和剖面尺度上呈现明显的空间分异特征。土壤有机质含量为 2.91~48.22 g/kg, 整体较低, 最大值出现在山顶表层, 并沿山体向下逐渐降低; 在剖面尺度上, 土壤有机质含量随深度增加而降低。铁氧化物含量及其比值同样呈现明显的空间分异特征。土壤 Fe_d 含量为 8.07~20.62 g/kg, 最大值出现在 FJ27 剖面的 B 层; 在山地尺度上, A、B 和 C 层土壤 Fe_d 平均含量总体随海拔升高而降低, 在剖面尺度上, Fe_d 在 B 层富集。土壤 Fe_o 平均含量为 0.08~2.00 g/kg, 最大值出现在山顶表层; 在山地尺度上, A 层和 B 层土壤 Fe_o 平均含量总体随海拔升高而增加, 在剖面尺度上, Fe_o 平均含量随深度增加而降低。土壤 Fe_o/Fe_d 为 0.53%~24.86%, 其变化趋势与 Fe_o 基本一致。

2.3 山地土壤团聚体分布特征

如图 1、图 2 所示, 不同处理形成的水稳性团聚体分布及稳定性在山地及剖面尺度上呈现明显的空间分异特征。FW 处理下, 水稳性大团聚体主要崩解为小团聚体, 崩解后团聚体粒级分布较分散, 以 1~2 mm、0.5~1 mm 和 0.25~0.5 mm 粒级团聚体为主, 大于 0.25 mm 粒级团聚体占比为 40%~80%。在山地尺度上, A 层无明显差异, B 层及 C 层大于 0.25 mm 粒级团聚体含量山顶低于山底; 在剖面尺度上, 大于 0.25 mm 粒级团聚体总体随深度增加而减少; MWD_{FW} 为 0.5~1.6 mm, 在山地尺度上, 山顶和山底高于山腰, 剖面上总体呈现随深度增加而减少的趋势。SW 处理下, 水稳性团聚体崩解作用较弱, 团聚体粒径以大于 2 mm 粒级为主, 其比例为 42%~90%, 大于 0.25 mm 粒级团聚体比例均超过 90%, 山地尺度和剖面尺度上团聚体粒径分布差异不明显。MWD_{SW} 除 FJ32 剖面的 B 层和 C 层小于 2.0 mm 外, 其余样品均大于 2.0 mm。WS 处理下, 水稳性团聚体崩解作用同样较弱, 团聚体粒径以大于 2 mm 粒级为主, 其比例为 42%~80%, 大于 0.25 mm 粒级团聚体比例均超过 90%, 山地尺度和剖面尺度上团聚体粒径分布无明显差异。MWD_{WS} 除 FJ27 和 FJ32 剖面的 B 层和 C 层小于 2.0 mm 外, 其余样品均大于 2.0 mm。



FW 为快速湿润, SW 为慢速湿润, WS 为预湿后扰动。

图 1 不同处理方式下的团聚体粒径分布

2.4 土壤理化性质与团聚体的统计特征

如表 3 所示,相关性分析结果表明,黏粒和粉粒与 Fe_d 的相关系数分别为 0.658 和 0.746 ($p < 0.01$),具有统计学意义,均呈正相关;黏粒与砂粒的相关系数为 -0.601 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈负相关。有机质与 Fe_o 及 Fe_o/Fe_d 的相关系数分别为 0.592 和 0.643 ($p < 0.01$),具有统计学意义,均呈正相关; MWD_{FW} 与有机质的相关系数为 0.724 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈正相关; MWD_{SW} 与 Fe_d 的相关系数为 0.530 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈正相关; MWD_{SW} 与 MWD_{WS} 的相关系数为 0.694 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈正相关。FW 处理下 P1 与有机质的相关系数为 0.776 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈正相关; Fe_d 与 P2、P3 和 P4 的相关性具有统计学意义 ($p < 0.01$),均呈正相关; Fe_o 与 P1、P6 和 P7 的相关性具有统计学意义 ($p < 0.05$),均呈正相关。

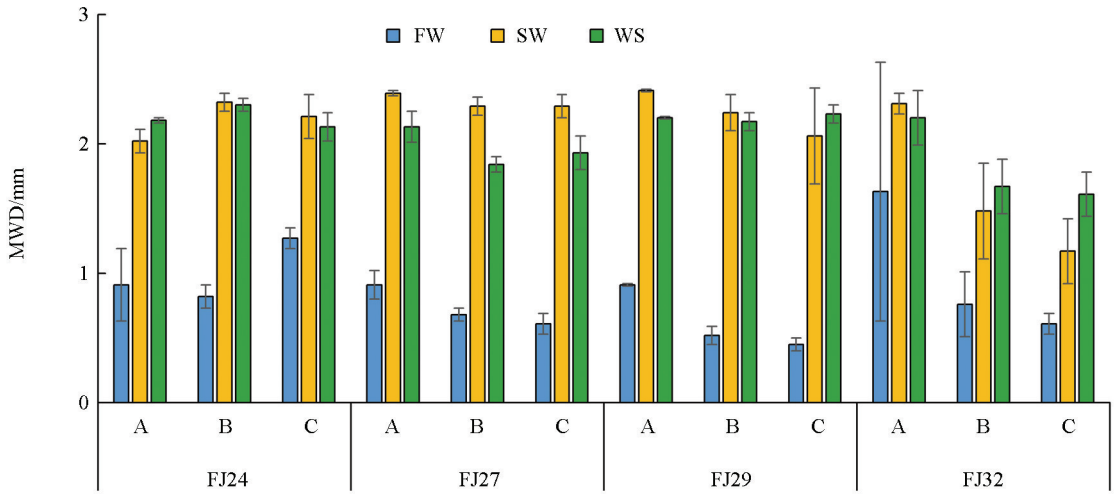


图 2 不同处理下的团聚体平均质量直径 (MWD)

表 3 团聚体稳定性与理化性质相关性 (n=51)

	pH	有机质	Fe _d	Fe _o	Fe _o /Fe _d	MWD _{FW}	MWD _{SW}	MWD _{WS}	黏粒	粉粒	砂粒	FW(P1)	FW(P2)	FW(P3)	FW(P4)	FW(P5)	FW(P6)	FW(P7)
pH	1	-0.757 **	0.357 *	-0.596 **	-0.638 **	-0.582 **	0.195	-0.025	-0.075	0.583 **	-0.468 **	-0.648 **	0.009	0.226	0.630 **	0.360 **	0.046	-0.016
有机质		1	-0.267	0.592 **	0.643 **	0.724 **	0.162	0.278 *	-0.133	-0.326 *	0.319 *	0.776 **	-0.059	-0.197	-0.438 **	-0.417 **	-0.280 *	-0.236
Fe _d			1	-0.708 **	-0.760 **	0.003	0.530 **	0.190	0.658 **	0.746 **	-0.846 **	-0.261	0.522 **	0.718 **	0.621 **	-0.389 **	-0.639 **	-0.459 **
Fe _o				1	0.976 **	0.166	-0.197	0.162	-0.299 *	-0.603 **	0.607 **	0.345 *	-0.390 **	-0.483 **	-0.442 **	0.164	0.293 *	0.277 *
Fe _o /Fe _d					1	0.229	-0.238	0.062	-0.380 **	-0.648 **	0.671 **	0.435 **	-0.433 **	-0.565 **	-0.530 **	0.150	0.324 *	0.318 *
MWD _{FW}						1	0.221	0.263	-0.046	-0.289 *	0.259	0.929 **	0.376 **	0.033	-0.518 **	-0.799 **	-0.574 **	-0.452 **
MWD _{SW}							1	0.694 **	0.219	0.637 **	-0.610 **	-0.005	0.408 **	0.605 **	0.555 **	-0.450 **	-0.732 **	-0.613 **
MWD _{WS}								1	0.203	0.279 *	-0.302 *	0.101	0.316 *	0.450 **	0.234	-0.349 *	-0.543 **	-0.582 **
黏粒									1	0.324 *	-0.601 **	-0.234	0.393 **	0.558 **	0.300 *	-0.279 *	-0.357 *	-0.250
粉粒										1	-0.951 **	-0.488 **	0.230	0.612 **	0.853 **	-0.056	-0.462 **	-0.424 **
砂粒											1	0.489 **	-0.323 *	-0.700 **	-0.819 **	0.139	0.507 **	0.440 **
FW(P1)												1	0.031	-0.331 *	-0.713 **	-0.533 **	-0.256	-0.202
FW(P2)													1	0.795 **	0.176	-0.790 **	-0.762 **	-0.568 **
FW(P3)														1	0.632 **	-0.589 **	-0.781 **	-0.629 **
FW(P4)															1	0.089	-0.351 *	-0.318 *
FW(P5)																1	0.858 **	0.649 **
FW(P6)																	1	0.768 **
FW(P7)																		1

注: **表示在 0.01 水平上具有统计学意义(双尾); *表示在 0.05 水平上具有统计学意义(双尾)。

3 讨论

3.1 山地有机质及铁氧化物分配机制

如表 2 所示, 土壤各层次有机质平均含量, 除山顶表层较高外, 其余均较低, 表明亚热带地区有机质矿化作用较强。海拔及剖面层次对土壤有机质含量具有明显影响, 在山地尺度上, 有机质含量随海拔升高而增加, 这可能与山地上部较山地下部更为冷湿有关, 而干热环境更有利于有机质的矿化分解; 如表 3 所示, 相关性分析结果表明, 有机质与 Fe_o 的相关系数为 0.592 (p < 0.01), 具有统计学意义, 呈正相关, 表

明有机质与 Fe_o 可形成有机—矿物复合体,从而有利于有机质的保存。同时,山顶区域植被较山下更为繁盛,凋落物输入量较大,且受人为活动干扰较弱,因此有利于有机质的积累。在剖面尺度上,A 层土壤有机质含量高于 B 层和 C 层,可能与表层土壤接受更多有机质输入有关。

由表 2 可知,海拔及剖面层次对花岗岩发育的富铁土中铁氧化物含量具有明显影响。在山地尺度上, Fe_d 含量随海拔升高而降低,说明山地下部较上部经历了更强烈的化学风化,从而导致不易迁移的次生铁氧化物在低海拔富集;在剖面尺度上, Fe_d 在 B 层富集,如表 3 所示,相关性分析结果表明, Fe_d 与黏粒的相关系数为 0.658 ($p < 0.01$),具有统计学意义,呈正相关,表明黏粒与 Fe_d 在淋溶过程中可能发生向下的伴生迁移。然而, Fe_o 含量及 Fe_o/Fe_d 随海拔升高而增加,并随剖面深度增加而降低,说明冷湿条件更有利于 Fe_o 的保存,同时其与有机质形成有机—矿物复合体,从而在一定程度上限制其向晶型铁氧化物的转化^[25-26]。

3.2 山地富铁土团聚体破坏机制

FW 处理模拟了土壤在我国南方夏季大雨至暴雨条件下快速湿润时的团聚体崩解过程^[23],研究区每年发生大雨至暴雨的概率为 40%~72%^[27],因此在暴雨情境下团聚体稳定性应受到更多关注。经 FW 处理后,大团聚体主要崩解为较小粒级团聚体, MWD_{FW} 主要为 0.5~1.6 mm,在山地尺度上表现为山顶和山底高于山腰,在剖面尺度上总体呈现随深度增加而降低的趋势。根据表 4(LB 法)的分类,大部分样品处于不稳定状态。FJ32 表层样品 MWD_{FW} 处于稳定水平,这可能与其有机质含量较高密切相关,说明较高含量的有机质能够有效抵御大雨甚至暴雨对团聚体的破坏作用。

表 4 不同平均质量直径(MWD)下团聚体稳定性(LB 1996)

稳定级别	MWD 值/mm	稳定性	稳定级别	MWD 值/mm	稳定性
1	≤ 0.4	极其不稳定	4	(1.3, 2.0]	稳定
2	(0.4, 0.8]	不稳定	5	≥ 2.0	极其稳定
3	(0.8, 1.3]	中等			

SW 处理模拟慢速湿润(小雨、缓慢浸润)过程中土壤黏粒差异膨胀引起的团聚体破坏过程。SW 处理后仍以大于 2 mm 粒级团聚体为主。 MWD_{SW} 除 FJ32 剖面的 B 层和 C 层外均大于 2 mm,剖面内及剖面间差异不明显,根据表 4(LB 法)的分类,除 FJ32 剖面的 B 层和 C 层外,其余样品均处于极其稳定状态。FJ32 A 层 MWD_{SW} 明显大于 B 层和 C 层。FJ32 B 层和 C 层虽然砂粒含量明显高于其他剖面,但 MWD_{SW} 值低于其他剖面,说明机械组成中的砂粒难以提高 MWD_{SW} 值,而相应减少的黏粒可能是导致 MWD_{SW} 值降低的重要因素。这一结果也得到其他学者的支持,Spaccini 等^[28]研究表明,粗粒含量较高的低活性黏土(LAC)土壤相较于细粒含量较高的 LAC 土壤,大团聚体更易被破坏。同时,团聚体粒径组成及稳定性表明,除 FJ32 B 层和 C 层外,其余地形部位及剖面层次受小雨影响较小。因此,应特别重视 FJ32 B 层和 C 层土壤的保护,一旦其遭到破坏,即使较弱的小雨也可能导致团聚体发生较大程度的破坏,进而引发水土流失和土壤质量下降等问题。这与王学强等^[22]对花岗岩风化壳不同层次侵蚀特征的研究结果一致,其认为不同层次间侵蚀类型存在差异,随土层加深,土壤抗侵蚀能力减弱,治理难度与投入增加。

WS 处理通过采用非极性乙醇预先润湿团聚体,以最大限度降低崩解作用及黏粒膨胀对团聚体的破坏影响,主要反映团聚体在机械扰动条件下的破坏过程,用以模拟暴雨冲击下的机械破坏作用。WS 处理后团聚体仍以大于 2 mm 粒级为主,表明其对团聚体的破坏作用较小。 MWD_{WS} 整体较高,除 FJ32 剖面的 B 层和 C 层外,其余样品基本大于 1.8 mm,剖面内及剖面间差异不明显,根据表 4(LB 法)的分类,均处于稳定至极其稳定状态。

研究区每年发生大雨至暴雨的概率为 40%~72%^[27],因此 FW 处理更能反映亚热带地区的实际降雨情景,可用于评价富铁土团聚体稳定性。LB 法 3 种处理结果表明, MWD 由大到小依次为慢速湿润处理、

预湿后扰动处理、快速湿润处理, 说明富铁土团聚体破坏的主要机制为快速湿润过程中内部压缩空气压力引起的崩解作用, 其次为机械破坏作用, 最后为黏粒的差异膨胀作用。

3.3 山地富铁土团聚体稳定机制

由表 3 可知, 去除铁氧化物后的黏粒、粉粒和砂粒含量与 3 种处理方式下的团聚体稳定性存在一定相关性, 其中 MWD_{sw} 与粉粒的相关性具有统计学意义 ($p < 0.01$), 呈正相关, 与砂粒的相关性具有统计学意义 ($p < 0.01$), 呈负相关; 黏粒与团聚体稳定性的相关性无统计学意义。前人研究表明, 矿物颗粒在团聚体中的作用因土壤类型不同而存在差异。Dalal 等^[29]认为团聚体与黏粒不相关, 黏粒不是氧化土和老成土的重要胶结物; 郑晓萍等^[14]在富铁土研究中发现, 多种方法测得的团聚体稳定性指标与土壤黏粒含量的相关性具有统计学意义 ($p < 0.01$), 呈负相关; Wu 等^[16]及 Six 等^[30]在从温带带到热带的广域研究中也未发现黏粒含量与团聚体稳定性之间存在相关关系。然而, 有研究综述指出团聚体稳定性与黏粒存在相关性。黏粒含量的增加并不一定增强团聚体稳定性, 这可能与黏粒类型有关。卢升高等^[15]认为, 黏土中团聚体的破坏主要由膨胀程度差异引起, 而壤土则主要受闭塞空气压力作用。上述结果表明, 黏粒在团聚体形成过程中具有一定作用, 但其胶结能力较弱, 难以抵抗破坏作用, 这可能与富铁土以高岭石为主的黏土矿物组成有关, 高岭石类非膨胀性矿物表面活性较低, 与其他物质的结合强度较弱, 从而影响团聚体稳定性^[30]。本研究中 MWD_{fw} 与黏粒的相关性无统计学意义, 说明黏粒含量并非控制 FW 处理下团聚体稳定性的主要因素, 其作用仍需结合黏粒类型与孔隙结构进一步分析。

研究结果表明, 山地土壤中铁氧化物与团聚体稳定性之间存在统计学联系, 且与不同粒径团聚体的关系存在差异。坡底 FW 处理下团聚体较高的稳定性与 Fe_d 富集及 P2、P3 和 P4 粒级团聚体有关。前人研究证实铁氧化物对团聚体稳定性具有重要影响, 尤其在低活性黏土(LAC)土壤中表现明显^[11], 与本研究结果一致。铁氧化物可通过溶液中的絮凝作用将矿物与有机质胶结在一起, 同时在黏土矿物表面以胶体形式沉淀发挥胶结作用^[31]; 由于其粒径远小于其他土壤矿物, 能够以“涂层”形式吸附于矿物表面, 增加如石英等原生矿物的比表面积, 从而促进团聚体形成^[32]。但由于作用范围有限, 该机制主要作用于小、微团聚体, 主要抵抗黏土分散及差异膨胀作用, 而难以抵抗快速湿润引起的崩解作用, 这也解释了铁氧化物与 MWD_{fw} 之间的相关性无统计学意义。值得注意的是, 在海拔相近但局部水热条件存在差异的 2 个剖面 FJ27 和 FJ29 中, 尽管针铁矿与赤铁矿存在明显分化^[33], 但这种分化与 3 种处理方式下团聚体稳定性的相关性均无统计学意义, 说明矿物相分化可影响团聚体组成, 但对其稳定性影响有限。 Fe_o 与团聚体稳定性的相关性无统计学意义, 但与 FW 处理下 P1、P6 和 P7 的相关性具有统计学意义 ($p < 0.05$), 均呈正相关, 表明无定形铁氧化物虽然较晶型铁氧化物具有更强的团聚作用^[25], 但由于其含量较低且主要作用于微团聚体, 其对整体稳定性的影响有限。

研究结果表明, 山地土壤中有有机质与 FW 处理下的团聚体稳定性之间存在统计学联系。有机质与 FW 处理下 P1 的相关性具有统计学意义 ($p < 0.01$), 呈正相关, 坡顶及表层团聚体较高的稳定性与有机质含量及 P1 粒级团聚体有关。一般认为, 在有机质含量较高的土壤中, 有机质的胶结作用占主导地位。本研究表明, 低活性黏土(LAC)土壤的团聚体稳定性同样受有机质含量影响。有机质与 Fe_o 及 FW 处理下 P1 的相关性具有统计学意义, 表明有机质与无定形铁氧化物的耦合作用能够促进稳定大团聚体的形成。一方面, 有机质中的羟基、羧基和酚基等官能团可通过分子作用力、氢键及静电引力与黏粒及多价阳离子结合形成有机-矿物复合物, 从而增强团聚体稳定性; 另一方面, 有机质可能在团聚体表面形成疏水层, 减缓润湿过程, 降低团聚体对崩解作用的敏感性, 从而提高团聚体稳定性^[32]。团聚体层次理论将胶结物划分为不同层级以稳定不同粒径的团聚体, 其中铁氧化物通过阳离子桥在微尺度上稳定团聚体, 或与有机聚合物结合形成有机-矿物复合物, 而土壤有机质(如多糖、菌丝和根系等)则通过多种机制稳定不同粒级团聚体。本研究表明, 铁氧化物可作用于不同粒级团聚体, 而有机质主要作用于大于 2 mm 粒级团聚体。

4 结论

通过对亚热带花岗岩山地富铁土剖面的研究发现,土壤有机质、黏粒及铁氧化物等胶结物质存在明显的空间分异,并对山地团聚体分布及稳定性产生重要影响。在山地尺度上,从山顶到山底,水热条件的再分配增强了土壤风化强度,pH值、黏粒和 Fe_d 含量增加,而有机质、 Fe_o 及 Fe_o/Fe_d 降低;在剖面尺度上, Fe_o 及有机质富集于A层, Fe_d 和黏粒富集于B层。在LB法3种处理条件下,FW处理对团聚体的破坏作用最强,大团聚体主要崩解为较小粒级团聚体,而SW和WS处理对团聚体的破坏作用较弱,形成的团聚体以大于2 mm粒级为主;团聚体平均质量直径由大到小依次为慢速湿润处理、预湿后扰动处理、快速湿润处理,表明富铁土团聚体破坏的主要机制为快速湿润过程中内部压缩空气压力引起的崩解作用,其次为机械破坏作用,最后为黏粒的差异膨胀作用,其中FW处理更能反映野外实际降雨条件,应重点关注。FW处理下团聚体稳定性在山地尺度上表现为山顶和山底高于山腰,这与山顶 Fe_o 及有机质富集以及山底 Fe_d 富集所形成的胶结作用有关。有机质和铁氧化物均为团聚体形成的重要胶结物,其中有机质对团聚体破坏的抵抗能力强于铁氧化物。研究结果有助于揭示亚热带山地有机质及铁氧化物空间分异对土壤团聚体稳定性及其破坏机制的影响。

参考文献:

- [1] 曹志洪,周健民. 中国土壤质量 [M]. 北京: 科学出版社, 2008.
- [2] VOGEL H J, BALSEIRO-ROMERO M, KRAVCHENKO A, et al. A Holistic Perspective on Soil Architecture is Needed as a Key to Soil Functions [J]. *European Journal of Soil Science*, 2022, 73(1): e13152.
- [3] AMÉZKETA E. Soil Aggregate Stability: A Review [J]. *Journal of Sustainable Agriculture*, 1999, 14(2): 83-151.
- [4] SIX J, BOSSUYT H, DEGRYZE S, et al. A History of Research on the Link between (Micro)Aggregates, Soil Biota, and Soil Organic Matter Dynamics [J]. *Soil and Tillage Research*, 2004, 79(1): 7-31.
- [5] 刘亚龙,王萍,汪景宽. 土壤团聚体的形成和稳定机制: 研究进展与展望 [J]. *土壤学报*, 2023, 60(3): 627-643.
- [6] YUDINA A, KUZYAKOV Y. Dual Nature of Soil Structure: The Unity of Aggregates and Pores [J]. *Geoderma*, 2023, 434: 116478.
- [7] SIX J, ELLIOTT E T, PAUSTIAN K. Soil Macroaggregate Turnover and Microaggregate Formation: A Mechanism for C Sequestration under No-Tillage Agriculture [J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2000, 32(14): 2099-2103.
- [8] TISDALL J M, OADES J M. Organic Matter and Water-Stable Aggregates in Soils [J]. *Journal of Soil Science*, 1982, 33(2): 141-163.
- [9] OADES J M, WATERS A G. Aggregate Hierarchy in Soils [J]. *Australian Journal of Soil Research*, 1991, 29(6): 815-828.
- [10] SIX J, FELLER C, DENEK K, et al. Soil Organic Matter, Biota and Aggregation in Temperate and Tropical Soils: Effects of No-Tillage [J]. *Agronomie*, 2002, 22(7-8): 755-775.
- [11] IGWE C A, ZAREI M, STAHR K. Colloidal Stability in Some Tropical Soils of Southeastern Nigeria as Affected by Iron and Aluminium Oxides [J]. *Catena*, 2009, 77(3): 232-237.
- [12] BARTHÈS B G, KOUAKOUA E, LARRÉ-LARROUY M C, et al. Texture and Sesquioxide Effects on Water-Stable Aggregates and Organic Matter in Some Tropical Soils [J]. *Geoderma*, 2008, 143(1-2): 14-25.
- [13] 刘雷,安韶山,黄华伟. 应用 Le Bissonnais 法研究黄土丘陵区植被类型对土壤团聚体稳定性的影响 [J]. *生态学报*, 2013, 33(20): 6670-6680.
- [14] 郑晓萍,卢升高. 富铁土团聚体稳定性的表征及其物理学机制 [J]. *浙江大学学报(农业与生命科学版)*, 2005, 31(3): 305-310.
- [15] 卢升高,竹蕾,郑晓萍. 应用 Le Bissonnais 法测定富铁土中团聚体的稳定性及其意义 [J]. *水土保持学报*, 2004, 18(1): 7-11.

- [16] WU X L, WEI Y J, WANG J G, et al. Effects of Soil Physicochemical Properties on Aggregate Stability along a Weathering Gradient [J]. *Catena*, 2017, 156: 205-215.
- [17] MURUGAN R, DJUKIC I, KEIBLINGER K, et al. Spatial Distribution of Microbial Biomass and Residues across Soil Aggregate Fractions at Different Elevations in the Central Austrian Alps [J]. *Geoderma*, 2019, 339: 1-8.
- [18] 喻武, 任德智, 杨文姬, 等. 西藏米拉山土壤团聚体垂直地带性特征 [J]. *西南大学学报(自然科学版)*, 2022, 44(7): 59-69.
- [19] 魏霞, 贺燕, 魏宁, 等. 祁连山区主要植被类型下土壤团聚体变化特征 [J]. *农业工程学报*, 2020, 36(2): 148-155.
- [20] 吴梦瑶, 陈林, 庞丹波, 等. 贺兰山不同海拔植被下土壤团聚体分布及其稳定性研究 [J]. *水土保持学报*, 2021, 35(2): 210-216.
- [21] 卢程隆, 黄炎和, 郑添发, 等. 闽东南花岗岩地区土壤侵蚀的研究 [J]. *水土保持通报*, 1990, 10(2): 41-48.
- [22] 王学强, 蔡强国, 和继军, 等. 花岗岩风化壳的层次特性对土壤侵蚀及其防治措施的影响 [J]. *亚热带水土保持*, 2008, 20(2): 20-24.
- [23] LE BISSONNAIS Y. Aggregate Stability and Assessment of Soil Crustability and Erodibility: I. Theory and Methodology [J]. *European Journal of Soil Science*, 1996, 47(4): 425-437.
- [24] 鲁如坤. 土壤农业化学分析方法 [M]. 北京: 中国农业科学技术出版社, 2000.
- [25] LONG X Y, JI J F, BARRÓN V, et al. Climatic Thresholds for Pedogenic Iron Oxides under Aerobic Conditions: Processes and Their Significance in Paleoclimate Reconstruction [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2016, 150: 264-277.
- [26] CORNELL R M, SCHWERTMANN U. The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses [M]. 2nd ed. Weinheim: WILEY-VCH Verlag, 2003: 433-468.
- [27] 康晋闽, 杨贤栋. 近 51 年福建省降水统计分析 [J]. *农业与技术*, 2013, 33(9): 196-197.
- [28] SPACCINI R, ZENA A, IGWE C A, et al. Carbohydrates in Water-Stable Aggregates and Particle Size Fractions of Forested and Cultivated Soils in Two Contrasting Tropical Ecosystems [J]. *Biogeochemistry*, 2001, 53(1): 1-22.
- [29] DALAL R C, BRIDGE B J. Aggregation and Organic Matter Storage in Sub-Humid and Semi-Arid Soils [M] // Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils. Boca Raton: CRC Press, 1996: 263-307.
- [30] SIX J, PAUSTIAN K, ELLIOTT E T, et al. Soil Structure and Organic Matter I. Distribution of Aggregate-Size Classes and Aggregate-Associated Carbon [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2000, 64(2): 681-689.
- [31] EDWARDS A P, BREMNER J M. Microaggregates in Soils [J]. *Journal of Soil Science*, 1967, 18(1): 64-73.
- [32] KLEBER M, SOLLINS P, SUTTON R. A Conceptual Model of Organo-Mineral Interactions in Soils: Self-Assembly of Organic Molecular Fragments into Zonal Structures on Mineral Surfaces [J]. *Biogeochemistry*, 2007, 85(1): 9-24.
- [33] 邢邓春, 陈静, 鲍海鹏, 等. 亚热带花岗岩坡地富铁土铁氧化物相分配对团聚体稳定性的影响 [J]. *土壤学报*, 2022, 59(4): 975-986.