

生物结皮发育对风沙土盐基离子释放和矿物风化的影响

曹尤淞¹, 肖波², 江子昊¹, 李胜龙¹, 孙福海¹

(1. 中国农业大学土地科学与技术学院, 农业农村部华北耕地保育重点实验室, 北京 100193;

2. 中国科学院水利部水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 为探明生物结皮发育对风沙土盐基离子释放和矿物风化的影响, 以进一步明确生物结皮的风化成土作用。以典型风沙土上发育的生物结皮为对象, 通过模拟淋溶试验比较不同类型生物结皮(藻结皮、藻—藓混生结皮和藓结皮)覆盖土壤的盐基离子释放规律, 探究盐基离子释放量随淋溶液 pH 的变化趋势, 以及量化生物结皮覆盖土壤的矿物风化速率。结果表明: 矿物风化反应阶段不同种类盐基离子的淋出量均较为平缓, 生物结皮覆盖土壤的各盐基离子总淋出量表现为 $Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+} > Na^+$, 其中藻结皮覆盖土壤的盐基离子总淋出量最高, 比无结皮、混生结皮和藓结皮分别增加了 112.0%, 31.2%, 27.1%。淋溶液 pH 显著影响盐基离子的淋溶释放, 且其作用程度因离子种类和结皮类型而异。生物结皮覆盖提升了土壤的易风化矿物含量、风化程度和速率, 藻结皮、混生结皮和藓结皮覆盖土壤的风化速率相比无结皮分别提升了 61.2%, 27.1%, 152.6%, 并且风化速率随淋溶液 pH 降低而提升。综上, 生物结皮能显著促进风沙土矿物风化, 其对风沙土改良和修复具有积极意义。

关键词: 矿物风化速率; 土壤发生; 淋溶作用; 初育土; 干旱区

中图分类号: S151.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2022)03-0077-09

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcxb.2022.03.012

Effects of Biocrusts Development on Base Cations Release and Mineral Weathering in Aeolian Sandy Soil

CAO Yousong¹, XIAO Bo², JIANG Zihao¹, LI Shenglong¹, SUN Fuhai¹

(1. College of Land Science and Technology, China Agricultural University, Key Laboratory of Arable Land Conservation in North China, Ministry of Agriculture and Rural Affairs,

Beijing 100193; 2. State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources, Yangling, Shaanxi 712100)

Abstract: In order to further understand the weathering and pedogenesis effects of biocrusts, we conducted this study to explore the effects of biocrusts development on base cations release and mineral weathering of aeolian sandy soil. The biocrusts developed on aeolian sandy soil were selected as research subjects, and the simulated leaching experiments were carried out to compare the release regularity of soil base cations under different biocrusts (cyano crust, mixed crust, and moss crust) covering. The variation amount of base cations in leachate with different pH values of leaching solution were explored. We also quantified the weathering rate of soil minerals under biocrusts covering. The results showed that: the leaching amount of base cations in the stage of mineral weathering reaction remained relatively stable. The total amount of different base cations in the leachate of biocrusted soil were $Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+} > Na^+$. The total amount of base cations in cyano crusted soil leachate was the highest. Compared with bare soil, mixed crust, and moss crust, the total amount of base ions in the leachate of cyano crusted soil increased by 112.0%, 31.2% and 27.1%, respectively. Additionally, the pH value of the leaching solution significantly affected the leaching of base cations, and its effect varied with the types of cations and biocrusts. According to the mineral weathering characteristics

收稿日期: 2021-11-12

资助项目: 国家自然科学基金项目(42077010); 中国科学院“西部之光”人才培养引进计划项目(2019)

第一作者: 曹尤淞(1998—), 男, 在读硕士研究生, 主要从事生物结皮的环境生态效应研究。E-mail: S20203213021@cau.edu.cn

通信作者: 肖波(1981—), 男, 博士, 副教授, 主要从事土壤物理与水土保持研究。E-mail: xiaobo@cau.edu.cn

indicated by the release of base cations, biocrusts covering could increase the content, weathering degree and rate of easily weathered minerals in the soil. Compared with bare soil, the weathering rate of soil covered with cyano crust, mixed crust, and moss crust increased by 61.2%, 27.1% and 152.6%, respectively, and the weathering rate increased with the decrease of leaching solution pH value. All the above findings showed that biocrusts covering can significantly promote the mineral weathering process of aeolian sandy soil, which is of positive significance to the improvement and restoration of aeolian sandy soil.

Keywords: mineral weathering rate; soil genesis; leaching; entisols; arid area

风沙土是风成沉积物母质发育而成的土壤,属初育土的一种,广泛分布于全球干旱和半干旱地区^[1]。据统计^[2],分布于我国西北、内蒙古和东北西部的风沙土面积共 68.4 万 km²,约占区域总面积的 16.0%。由于风沙土的分布区域大多干旱少雨且植被覆盖度低,再加之风蚀和沙埋作用强烈,致使风化成土过程相对缓慢,土壤发育极其微弱。因此,风沙土的黏粒含量较少,其矿物组成以原生矿物为主,土壤有效养分和有机质含量较低^[3]。随着当前全球荒漠化问题日趋严峻,风沙土的改良和修复对干旱和半干旱区的生态恢复具有重要现实意义。

尽管风沙土水热条件不足且肥力贫瘠,但生物结皮却能在其表面广泛发育。生物结皮是由土壤微生物和藻、藓类隐花植物通过假根、菌丝和分泌物与土壤颗粒黏结形成的复合体^[4]。生物结皮覆盖显著影响着表层土壤的物质循环和能量交换过程,并且具有固土减蚀、调控水热和改善肥力等多重生态功能^[5]。由于抗逆性极强,生物结皮能适应恶劣的土壤和环境条件,从而成为原始成土过程的重要驱动因子。已有研究^[6]发现,生物结皮发育促进了土壤原生矿物风化和次生黏土矿物形成。然而已有研究^[7-8]多集中在喀斯特地貌区,大多关注生物结皮对岩石的溶蚀效应,生物结皮对风沙土矿物风化的影响鲜有报道,致使干旱和半干旱地区生物结皮的风化成土作用及其机制仍不明确。

矿物风化是土壤形成的基础,其实质是原生矿物经化学反应转化为次生黏土矿物,释放盐基离子的过程^[9]。由于 H⁺ 始终参与矿物风化反应,因此,降雨淋溶是土壤矿物风化的重要驱动力,而风化作用强度则受雨水 pH 的影响。土壤矿物风化的主要研究方法为野外定位监测和模拟淋溶试验^[10]。由于土壤矿物风化过程缓慢,自然条件下在短时间内难以实现量化研究。相较于野外监测,模拟淋溶试验能严格设定并控制风化条件,被视为研究矿物风化特征及其机制的有效手段。近年来,已有学者^[11]通过模拟淋溶试验探究了不同土壤盐基离子的释放规律,继而揭示了土壤矿物的风化程度和速率。然而,迄今鲜有研究

借助模拟淋溶试验量化生物结皮覆盖土壤的矿物风化特征。

基于此,本研究以风沙土上发育的生物结皮为对象,通过模拟淋溶试验比较不同类型生物结皮覆盖土壤的盐基离子释放趋势,探究盐基离子释放量随淋溶液 pH 的变化规律,量化生物结皮覆盖土壤的矿物风化速率,揭示生物结皮覆盖土壤的矿物风化特征及驱动机制。研究成果旨在进一步明确生物结皮的风化成土作用,并为风沙土的改良和修复提供理论依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

试验在神木侵蚀与环境国家野外科学观测研究站开展。该站地处黄土高原北部,位于陕西省神木市以西 14 km 的六道沟小流域(东经 110°21′—100°23′,北纬 38°46′—38°51′)。该流域海拔 1 094~1 274 m,总面积约 6.9 km²。该流域属于黄土高原向毛乌素沙地过渡的地带,是黄土高原典型的水蚀风蚀脆弱生态区。六道沟流域的气候类型为中温带半干旱气候,年均气温 8.4 °C,多年平均无霜期 153 天,多年平均降水量约 416 mm,80%以上的降水集中于夏秋季节且多为暴雨,易引发水蚀,而冬春季则干旱多风,风蚀强烈。风沙土是六道沟流域的典型土壤类型之一,也是黄土高原地区分布面积第二大的土壤类型(约 1.2 万 km²),占黄土高原总面积的 13.1%。六道沟流域代表性的植物群落为黑沙蒿(*Artemisia ordosica* Krasch)、紫苜蓿(*Medicago sativa* Linn)、长芒草(*Stipa bungeana* Trin)以及达乌里胡枝子(*Lespedeza daurica* (Laxm.) Schindl)等。

1.2 试验设计

试验设置生物结皮类型和淋溶液 pH 2 个因素。其中,包括无结皮、藻结皮、藻—藓混生结皮和藓结皮 4 种生物结皮类型;4.0,5.0,6.0 3 个淋溶液 pH 水平。试验采用双因素非完全试验设计,无结皮土壤的盐基释放特征仅在 pH 为 4.0 的降雨下研究,共 10 种处理,每种处理 3 次重复。

野外调查、采样以及模拟淋溶试验于 2021 年

7—10 月进行。在充分野外调查的基础上,选择典型风沙土上生物结皮发育良好的区域作为采样点。使用 200 cm³(高 5.2 cm,内径 7.0 cm)的环刀采集原状生物结皮样品,主要包括藻结皮、藻—藓混生结皮和藓结皮 3 种类型,采集邻近的无结皮土壤作为对照。采样区内的优势藻种为沼地微鞘藻(*Microcolus pal-*

udosus)、固氮鱼腥藻(*Anabaena azotica*)、土生席藻(*Phomidium mucicola*);优势藓种为银叶真藓(*Bryum argenteum* Hedw.)、尖叶匍灯藓(*Plagiomnium cuspidatum* Hedw.)、丛生真藓(*Bryum caespiticium* Hedw.)。供试生物结皮和无结皮土壤样品的基本理化性质见表 1。

表 1 供试生物结皮和无结皮土壤样品的基本理化性质

生物结皮类型	结皮盖度/%	结皮厚度/mm	容重/(g·cm ⁻³)	砂粒含量/%	粉粒含量/%	黏粒含量/%	有机质含量/(g·kg ⁻¹)	交换性盐基总量/(cmol·kg ⁻¹)
无结皮			1.60±0.03a	96.9±0.99a	3.03±0.99b	0.07±0.09b	5.48±1.10b	3.13±0.23c
藻结皮	82.64±11.63a	7.67±1.46c	1.53±0.03ab	85.33±4.27b	14.54±2.19a	0.13±0.10b	26.10±1.30a	22.60±0.75a
混生结皮	82.66±10.08a	9.46±0.41b	1.48±0.05bc	79.29±3.41b	20.34±3.25a	0.37±0.26ab	26.28±2.07a	8.34±0.48b
藓结皮	70.22±11.16b	12.01±1.76a	1.40±0.07c	96.47±0.33a	2.87±0.28b	0.66±0.05a	24.70±3.77a	8.67±0.25b

注:表中数据为平均值±标准差;同列不同小写字母表示不同处理间差异显著($P<0.05$)。下同。

试验的总淋溶水量参考研究区的多年平均降水量设定为 416 mm,按照土柱截面积换算后为 1 600 mL。考虑到研究区降雨的致酸离子组成特点^[12],设淋溶液的 SO₄²⁻:NO₃⁻为 3:1。试验设计为间歇式淋溶,即总淋溶水量分为 8 次淋溶,每次 200 mL(相当于 52 mm 降雨量)。每次淋溶完毕后间歇 24 h,以模拟自然状态下的干湿交替过程,使土壤有一定的缓冲和风化反应时间。为使土壤盐基离子的垂直迁移动态接近自然状态,依据生物结皮覆盖土壤的平均入渗速率,将淋溶速率设为 3 mL/min。试验测定的指标包括淋出液体积;淋出液中 H⁺、K⁺、Na⁺、Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 含量;淋溶前、后供试土样的交换性盐基总量。由于调节淋溶液 pH 为 6.0 时需添加少量 NaOH,而生物结皮对外源 Na⁺ 具有吸附固持效应,致使单次淋出液中外源 Na⁺ 的干扰量难以准确扣除,故本试验不在淋溶液 pH 为 6.0 的水平下作 Na⁺ 淋出量的具体分析。

试验采用原状土柱淋溶的方法,先将采集的环刀样品带回室内使其自然风干。待样品风干后,于环刀底部铺 1 层 300 目尼龙网和 1 层慢速定量滤纸以过滤淋出液,盖上底盖后土柱即制备完毕。以去离子水作为淋溶液,用 0.01 mol/L 的 H₂SO₄ 和 0.1 mol/L 的 HNO₃ 调节其 SO₄²⁻:NO₃⁻为 3:1。淋溶装置参考郑梅迎等^[13]的方法并稍加改进。将土柱用大铁环固定于铁架台上,下方承接漏斗和烧杯以收集滤液。输液器悬置于土柱上方,并使针头落于土柱表面。将淋溶液注入输液器后即可开始淋溶,通过流量阀门调控淋溶速率。

淋出液中的 H⁺、K⁺、Na⁺ 和 Ca²⁺ 含量使用 PX-SJ-216F 离子计测定,Mg²⁺ 含量使用 PinAAcle-900T 原子吸收分光光度计测定。淋溶前、后的土样

风干并过 2 mm 筛后,通过乙酸铵交换—中和滴定法^[14]测定其交换性盐基总量。由于试验研究了年降雨量下的淋溶过程,因此,所模拟的时间跨度为 1 年,试验中土壤矿物风化所释放的盐基总量可指示土壤矿物的年风化速率。具体计算公式为:

$$C_w = C_l - (C_b - C_a) - C_e$$

$$R = \frac{W}{T}$$

式中: C_w 为土壤矿物风化所释放的盐基总量(mmol/kg); C_l 为淋出液中的盐基总量(mmol/kg); C_b 和 C_a 分别为淋溶前、后土壤的交换性盐基总量(mmol/kg); C_e 为外源输入的盐基总量(mmol/kg); R 为土壤矿物的风化速率(mmol/(kg·a)); T 为试验所模拟的时间跨度(a)。

1.3 数据处理

通过 Microsoft Excel 2019 软件对数据进行初步处理,包括计算平均值和标准差。使用 Origin Pro 2021 软件进行绘图,并用 IBM SPSS Statistics 软件对数据进行双因素方差分析。

2 结果与分析

2.1 不同类型生物结皮和无结皮土壤盐基离子的释放特征

不同盐基离子的淋出量随淋溶量的变化趋势差异明显(图 1)。其中,K⁺ 的淋出量整体上随淋溶量增加而减少,Na⁺ 的淋出量随淋溶量增加先快速下降,淋溶量 > 208 mm 后趋于平缓。淋溶量由 200 mL 增至 1 600 mL 时,不同类型生物结皮的 K⁺ 和 Na⁺ 的淋出量平均减少了 73.7%,81.3%。相较于一价阳离子,二价阳离子的淋出量随淋溶量的变化波动较大。其中,Ca²⁺ 的淋出量经波动变化后趋于平缓。淋溶量为 400 mL 时其平均淋出量最高(14.8 mg/

kg),是最低淋出量的 3.2 倍。 Mg^{2+} 的淋出量先快速升高,而后趋于平缓。其在 312 mm 淋溶量时平均淋出量最高(0.5 mg/kg),是最低淋出量的 1.5 倍。

淋溶量相同时,不同类型生物结皮和无结皮土壤的盐基离子淋出量差异较大。淋溶量 < 1 000 mL 时,无结皮的 K^+ 淋出量高于生物结皮,且藻结皮高于混生结皮和藓结皮。淋溶量 > 1 000 mL 后,无结皮的 K^+ 淋出量迅速下降,生物结皮的淋出量则高于无结皮。 Na^+ 的淋出量始终为藻结皮 > 藓结皮 >

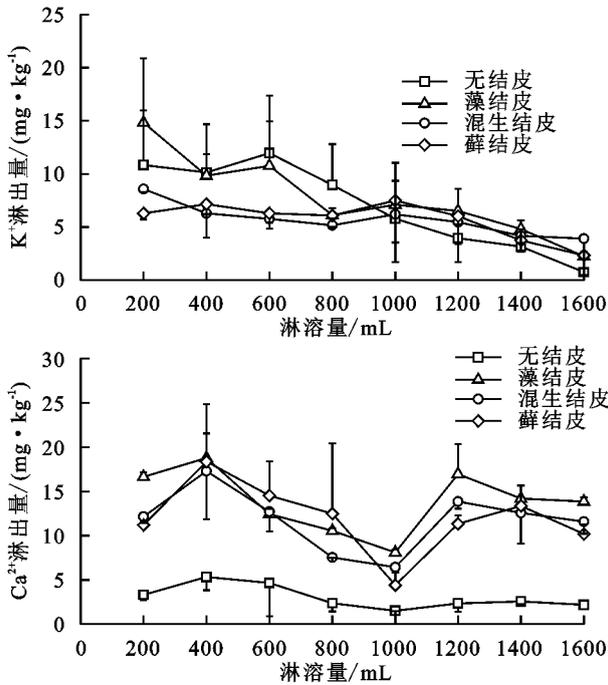


图 1 不同类型生物结皮和无结皮土壤的各盐基离子淋出量

随着淋溶量增加,生物结皮的 H^+ 淋出量始终低于无结皮(图 2)。其中,无结皮的 H^+ 淋出量呈波动上升的趋势,且在淋溶量最大时淋出量最高,是最低淋出量的 3.2 倍。相较于无结皮,生物结皮的 H^+ 淋出量相对稳定,仅于 $0.3 \times 10^{-5} \sim 0.7 \times 10^{-5}$ mg/kg 的小范围内波动。淋溶量相同时,无结皮的 H^+ 淋出量平均为生物结皮的 3.9~8.3 倍。不同类型生物结皮的 H^+ 淋出量为藻结皮 > 藓结皮 > 混生结皮,藻结皮的淋出量比藓结皮和混生结皮分别增加了 23.7%,16.5%。

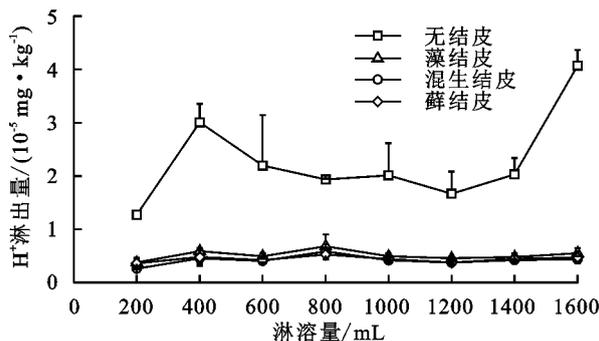
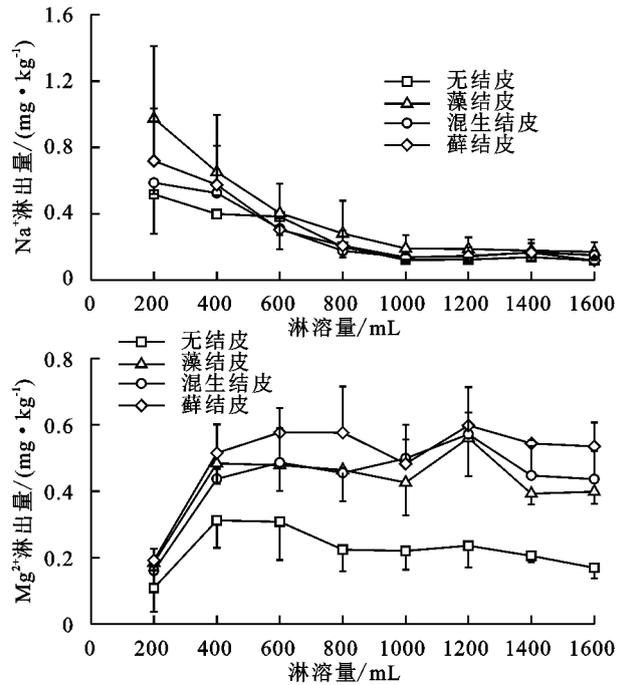


图 2 不同类型生物结皮和无结皮土壤的 H^+ 淋出量

由图 3 可知,生物结皮土壤的不同盐基离子总淋出

混生结皮 > 无结皮,在 200 mL 淋溶量时差异最大,藻结皮的 Na^+ 淋出量分别较藓结皮、混生结皮和无结皮提升了 35.5%,66.2%,88.0%。相较于一价阳离子,生物结皮对二价阳离子淋出量的提升更明显。淋溶过程中,生物结皮的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 淋出量均高于无结皮。淋溶量为 400 mL 时生物结皮的 Ca^{2+} 淋出量最高(18.0 mg/kg),是无结皮的 3.4 倍。淋溶量为 1 200 mL 时生物结皮的 Mg^{2+} 淋出量最高(0.6 mg/kg),是无结皮的 1.4 倍。



量为 $Ca^{2+} > K^+ > Mg^{2+} > Na^+$,无结皮则为 $K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+$ 。生物结皮土壤的 Ca^{2+} 总淋出量分别为 K^+ 、 Mg^{2+} 和 Na^+ 的 2.0,40.1,23.9 倍。对于同种盐基离子,不同类型生物结皮的总淋出量均为藻结皮最高,无结皮最低。藻结皮的盐基离子总淋出量比无结皮、混生结皮和藓结皮分别增加了 112.0%,31.2%,27.1%。藻结皮的 Ca^{2+} 总淋出量与其他结皮类型的差异最大,且达到了极显著水平($F=4.37, P<0.001$)。

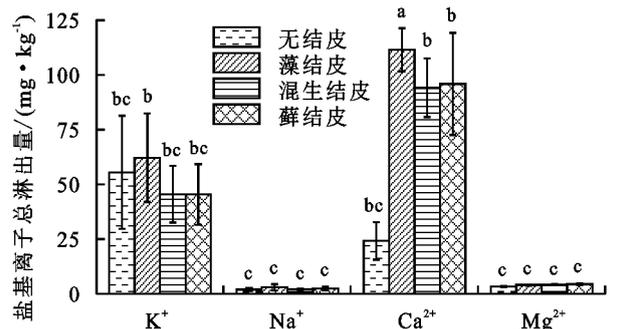


图 3 不同类型生物结皮和无结皮土壤的各盐基离子总淋出量

注:图柱上方不同小写字母表示不同类型生物结皮和盐基离子间差异显著($P<0.05$)。

2.2 不同 pH 淋溶下生物结皮土壤的盐基离子释放特征

对于同种盐基离子不同 pH 的淋溶液,其淋出量的变化趋势差异明显(图 4)。淋溶液 pH 为 4.0 时,不同类型生物结皮的 K^+ 淋出量均随淋溶量增加而降低。pH 为 5.0 和 6.0 时, K^+ 淋出量则先升高后降低。淋溶量 <600 mL 时, K^+ 淋出量随 pH 升高而减少。其中,淋溶量为 600 mL 时,pH 为 5.0 的 K^+ 淋出量最大,分别比 pH 为 4.0 和 6.0 提升了 67.2%,135.7%。不同 pH 淋溶下 Na^+ 的淋出量均随淋溶量增加而降低。对于藻结皮和藓结皮,淋溶量相同时,pH 为 4.0 的 Na^+ 淋出量高于 pH 为 5.0,且最高为 1.5 倍。对于混生结皮,pH 为 4.0 和 5.0 的 Na^+ 淋出量则比较接近。 Ca^{2+} 淋出量的变化波动较大,在 400 mL 和 1 400 mL 淋溶量时有极大值。对于藻结皮和混生结皮,pH 为 5.0 淋溶下 Ca^{2+} 的淋出量高于 pH 为 4.0 和 6.0。其中,在 1 000 mL 淋溶量时差异最为明显,pH 为 5.0 的淋出量分别为 pH 为 4.0 和 6.0 的 2.1,1.7 倍。混生结皮和藓结皮的 Mg^{2+} 淋出量 pH 为 5.0 $>$ 6.0 $>$ 4.0,而藻结皮则为 pH 为 5.0 $>$ 4.0 $>$ 6.0,pH 为 5.0 时 Mg^{2+} 的淋出量相比 pH 为 4.0 和 6.0 最高提升了 52.0%,78.9%。

生物结皮的 K^+ 总淋出量随淋溶液 pH 升高而显著降低(图 5)。pH 为 4.0 时 K^+ 的总淋出量平均为 50.6 mg/kg,相较 pH 为 5.0 和 6.0 分别提升了 16.5%,111.7%。淋溶液 pH 对 Na^+ 总淋出量的影响因结皮类型而异,藻结皮和混生结皮的淋出量为 pH 为 4.0 $>$ 5.0,藓结皮则 pH 为 5.0 $>$ 4.0。藻结皮和混生结皮的 Ca^{2+} 总淋出量在 pH 为 5.0 时最高,藓结皮的 Ca^{2+} 总淋出量在 pH 为 4.0 时最高。生物结皮的 Mg^{2+} 总淋出量在 pH 为 5.0 时最高,相比 pH 为 4.0 和 6.0 分别提升了 22.0%,21.3%。藻结皮的 Mg^{2+} 总淋出量为 pH 为 4.0 $>$ 6.0,而混生结皮和藓结皮则为 pH 为 6.0 $>$ 4.0。

2.3 生物结皮土壤的矿物风化速率

淋溶作用下,生物结皮和无结皮的土壤矿物均发生了不同程度的风化(表 2)。pH 为 4.0 时,生物结皮土壤的矿物风化速率平均为 6.13 mmol/(kg·a),是无结皮的 1.8 倍。藻结皮、混生结皮和藓结皮土壤的风化速率比无结皮分别提升了 61.2%,27.1%,152.6%。不同生物结皮类型的风化速率因淋溶液 pH 而异,pH 为 4.0 时,藓结皮 $>$ 藻结皮 $>$ 混生结皮;pH 为 5.0 时,藓结皮 $>$ 混生结皮 $>$ 藻结皮;pH 为 6.0 时,藻结皮 $>$ 混生结皮 $>$ 藓结皮。对于同种生物结皮,淋溶液 pH 较低时其矿物风化速率更高。淋

溶液 pH 为 4.0 时,藻结皮、混生结皮和藓结皮的风化速率分别为 pH 为 6.0 时的 2.0,2.3,10.3 倍。

3 讨论

3.1 生物结皮土壤的盐基离子释放规律及其对矿物风化的指示意义

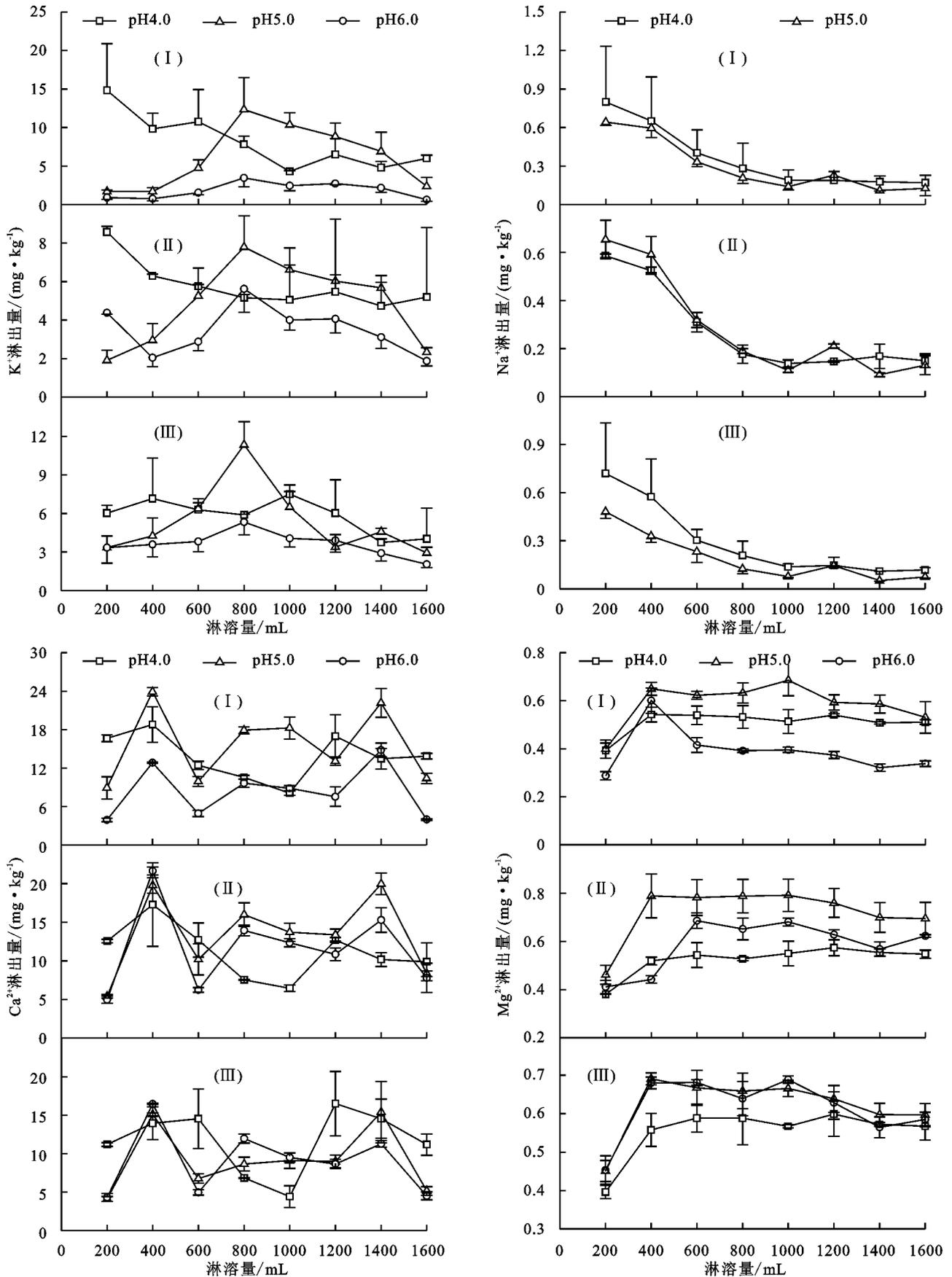
盐基离子的释放特征是土壤矿物风化的重要反映。土壤对外源 H^+ 存在初级、次级 2 个缓冲阶段作用^[11]。其中,初级缓冲阶段以阳离子交换反应为主,该阶段反应迅速,能使土壤胶体上的交换性盐基离子快速释放,但缓冲能力较弱。随着 H^+ 持续输入,土壤交换性盐基不断减少、阳离子交换反应逐渐减弱,继而过渡为矿物风化反应主导的次级缓冲阶段。相对于初级缓冲阶段,矿物风化反应释放的盐基量相对较少,并且释放速率相对稳定,据此可将 2 个阶段加以区分。不同类型的盐基离子释放自不同类型的土壤矿物,而土壤的矿物组成又反映了土壤的风化程度。因此,盐基离子的淋出量和淋出速率可指示土壤的易风化矿物含量及其风化速率。

K^+ 主要源自云母和钾长石的风化,而 Na^+ 主要来自钠长石的风化,最终的风化产物则是蛭石、高岭石和水云母等次生黏土矿物^[15]。本研究中,生物结皮和无结皮土壤的 K^+ 和 Na^+ 淋出量均表现为,阳离子交换反应阶段快速下降,后趋于矿物风化反应主导的平缓阶段。在矿物风化反应阶段,生物结皮土壤的 K^+ 和 Na^+ 淋出量显著高于无结皮,表明生物结皮土壤中富钾、钠矿物的风化程度更高。 Ca^{2+} 是交换性能最强的盐基离子,在阳离子交换阶段,其初期淋出量因垂直迁移的滞后而短暂上升,随即迅速下降直至交换性 Ca^{2+} 大部分淋出。在矿物风化反应阶段, Ca^{2+} 淋出量先快速上升后趋于平缓。该阶段 Ca^{2+} 主要源自方解石和钙长石的风化^[15],风沙土方解石含量较高且易于风化,钙长石的稳定性也远低于钾长石和钠长石^[16]。因此,风化反应初期 Ca^{2+} 大量释放,待原生矿物大多转化为次生矿物后释放量才趋于稳定。淋溶过程中,生物结皮土壤的 Ca^{2+} 淋出量始终高于无结皮,表明其交换性 Ca^{2+} 和易风化富钙矿物的含量更高。 Mg^{2+} 与 Ca^{2+} 同属二价阳离子,具有相仿的交换性能,在阳离子交换反应阶段的变化趋势也类似,均先升高而后降低。矿物风化反应阶段释放的 Mg^{2+} 主要源自黑云母和白云石的风化^[15],该阶段生物结皮的 Mg^{2+} 淋出量高于无结皮,表明生物结皮土壤的易风化富镁矿物含量更高。

此外, H^+ 淋出量是阳离子交换和矿物风化反应强度的综合反映。 H^+ 进入土壤后先与盐基离子发

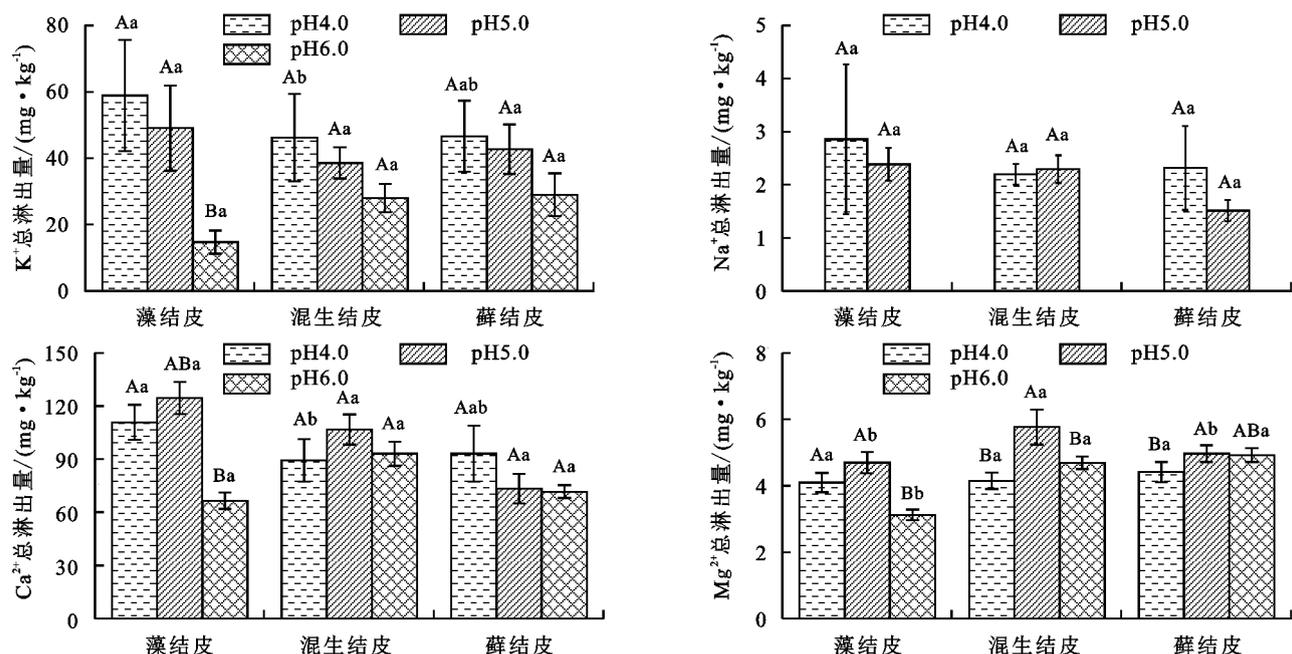
生交换,过剩部分则被淋出,因此, H^+ 淋出量越高,表明可交换的盐基离子越少。在矿物风化反应阶段,

生物结皮土壤的 H^+ 淋出量显著低于无结皮土壤,表明其风化释放的盐基离子更多。



注: I、II和III分别为藻结皮、混生结皮和藓结皮的盐基离子淋出量;不在淋溶液 pH 为 6.0 的水平下作 Na^+ 淋出量分析。

图 4 不同 pH 淋溶下生物结皮土壤的各盐基离子淋出量



注:图柱上方不同大写字母表示同种结皮在不同 pH 下的总淋出量差异显著($P < 0.05$);不同小写字母表示相同 pH 下不同类型结皮的总淋出量差异显著($P < 0.05$)。

图 5 不同 pH 淋溶下生物结皮土壤的各盐基离子总淋出量

表 2 淋溶作用下生物结皮和无结皮土壤的矿物风化速率

单位: mmol/(kg·a)

生物结皮类型	pH 4.0	pH 5.0	pH 6.0
无结皮	3.40±0.75b	—	—
藻结皮	5.48±1.75ab	3.12±1.00a	2.73±0.62a
混生结皮	4.32±0.62b	3.33±0.85a	1.85±0.08ab
藓结皮	8.59±0.75a	3.98±1.44a	0.83±0.24b

注:同列不同小写字母表示不同类型生物结皮间差异显著($P < 0.05$)。

由以上盐基离子的释放特征可见,生物结皮发育显著提升了土壤易风化矿物含量及其风化程度。本研究对风沙土矿物风化速率的测算进一步印证了该推论,即生物结皮发育使风沙土矿物风化速率提升了 80.3%。因此,随着生物结皮发育,风沙土的风化程度不断提升,其质地结构和水热状况得以改善,养分有效性极大提升,为荒漠化地区的植被演替和生态恢复开辟了有利条件。

3.2 不同类型生物结皮影响风沙土矿物风化的机制

本研究发现,不同类型生物结皮土壤的矿物风化特征差异显著,这主要是由风化驱动机制的不同所致。藻结皮可通过生物物理和生物化学作用驱动矿物风化过程。其中,物理作用首先为菌丝的穿插作用,藻类菌丝具有极强的机械穿透力,可在土壤矿物颗粒内部穿插生长,加速矿物的破碎和解体。Fisk 等^[17]研究发现,藻类菌丝可在长石、橄榄石中形成矿物隧道,且矿物隧道数量与菌丝密度成正比。藻结皮还具有较强的胀缩特性,干湿交替可使其干重提升

8~13倍,高度增加 0.07 mm^[18],而胀缩过程亦可产生较强的机械破坏力。此外,水分和盐分可随菌丝生长渗入矿物晶层内,并在冻融和蒸发作用影响下,产生冰劈和盐崩效应^[15],也是促进物理风化的重要驱动力。相比之下,藻结皮驱动矿物风化的化学机制研究报道较少。已有研究^[19]认为,藻类分泌的碳酸酐酶对矿物风化的促进意义较大,主要表现为对 CO₂ 转化反应的酶促作用。CO₂ 溶于水可产生 H₂CO₃,对碳酸盐矿物具有较强的溶蚀作用。从反应动力学上看,CO₂ 转化反应的速率较慢,碳酸酐酶可使其速率最高提升 10 倍以上,从而加速了碳酸盐矿物风化。

与藻结皮类似,藓结皮的风化机制可从物理和化学两方面探讨。其中,物理风化主要借助其假根的作用。研究^[8]表明,苔藓的假根能深入矿物裂隙,并产生较强的机械破坏作用,当苔藓假根受干旱胁迫而卷曲时,也能剥离大量矿物颗粒。此外,藓结皮还具有其他类似藻结皮的物理风化作用,如胀缩、冰劈和盐崩作用等。藓结皮的化学风化机制则相对复杂,可归结为 4 类途径^[7]。首先,苔藓呼吸产生的 CO₂ 可溶解产生具有溶蚀作用的 H₂CO₃,而苔藓也能分泌碳酸酐酶催化该反应;另一方面,苔藓新陈代谢过程分泌的多种化合物可与矿物反应,如质子的酸解作用、有机酸的络合作用、植物螯合肽的螯合作用以及氧化还原作用等。此外,苔藓能不断吸收风化释放的养分以维持其生命活动,使风化反应平衡持续正向进行。除直接作用外,藓结皮还能通过影响环境因子间接驱动

风化过程。已有研究^[20]发现,藓结皮覆盖可使土壤含水率增加 2~4 倍,在冬季可使表层土壤温度提升 1.2 °C。而水热条件的改善也有利于土壤矿物风化。

生物结皮中除藻、藓外,还包含丰富的土壤微生物,也是成土过程的驱动因子。原始成土过程起源于岩面微生物的风化作用,微生物风化使原生矿物转变为浮土,最终演化为土壤。微生物风化一般发生于矿物表面,与其特殊的附着机制有关。已有研究^[21]表明,微生物可在矿物表面形成胶状物质(即生物膜),生物膜既增大了微生物在矿物表面的附着面积,又为风化反应提供了活跃的微域条件,从而成为驱动矿物风化的重要外营力。微生物风化主要借助其分泌物的酸解、络合等化学反应实现,养分胁迫下微生物还能分泌质子和胞外聚合物等与矿物络合,通过破坏矿物结构使矿质元素溶出^[21]。不仅如此,一些微生物还可通过介导氧化还原反应加速次生黏土矿物形成。如 Liu 等^[22]研究表明,铁还原细菌所分泌的电子中介体能促进蒙脱石向伊利石的还原转化。因此,对于不同类型的生物结皮,由于其微生物的群落结构和演替特性差异较大,致使其微生物风化的机制和强度也不相同。

3.3 淋溶液(降雨)pH 影响生物结皮土壤矿物风化的机制

本研究中,淋溶液的 pH 显著影响了生物结皮土壤的矿物风化过程,且风化速率随 pH 降低而升高,由此可见,自然条件下降雨 pH 对土壤矿物风化具有重要影响。降雨 pH 对风化的影响可分为直接作用和间接作用两方面。风化反应的实质是土壤矿物在 H₂O、O₂ 和 CO₂ 的作用下发生溶解、水解、水化和碳酸化等反应,进而释放出矿质元素的过程^[15]。上述反应大多需要水中 H⁺ 的参与,而降雨作为土壤水分的重要来源,雨水 pH 直接决定着风化作用的强弱。有研究^[10]表明,水溶液 pH 是影响硅酸盐矿物 Ca²⁺ 和 Mg²⁺ 溶出的主导性因子,与本研究的结论类似。从宏观尺度看,我国降雨 pH 的地理分布格局为长江以南和青藏高原以东区域以及四川盆地的降雨 pH 明显低于其他地区^[12]。因此,上述地区土壤的风化程度较高,其所含原生矿物较少而次生黏土矿物较多。在欧洲和北美,工业化以来的雨水酸化导致土壤的风化速率已普遍提升约 3 个数量级^[10]。

另外,降雨 pH 影响着生物结皮中藻、藓和微生物活性,从而间接影响土壤矿物风化。已有研究^[23]表明,过酸或过碱的环境均不利于藻类生长。在中性条件下,藻类生长周期的各阶段分异明显,在弱酸性

和弱碱性条件下则长势最佳。同时,藻类分泌的碳酸酐酶活性也受 pH 的影响,在 pH 为 7~9 时活性最高。因此,降雨 pH 可能通过调控藻类生长和酶活性而间接影响其风化作用。苔藓对 pH 的适应性因其种类而异,如细叶小羽藓(*Haplocladium microphyllum* Hedw.)在中性环境下配子体活性最高;泥炭藓属(*Sphagnum*)则适宜在弱酸性环境下生长^[7]。此外,苔藓对环境 pH 较为敏感,pH 过低的环境不利于其生长。当苔藓处于 pH 低于 5.0 的环境时,其叶绿素含量下降、光合作用减弱、外观形态枯焦。赵洋等^[24]研究发现,当培养基的 pH 低于 5.5 时,长尖对齿藓(*Didymodon ditrichoides* Broth.)不能分化原丝体和配子体且很快死亡。与藻和藓类似,微生物活性也受 pH 的影响。已有研究^[25]表明,环境 pH 是矿物表面微生物膜形成的主要控制因素。当环境 pH 处于最适范围时,生物膜的电催化效率较高,膜上的胞外聚合物活性较强,生物酶的形成速率也较快。总体而言,降雨 pH 虽可经直接或间接 2 种途径影响生物结皮土壤的矿物风化,但间接作用的生效过程较长,并且所需的响应和反馈时间较久。因此,本研究作为模拟试验,最终测得的变化应主要为直接作用的结果,而间接作用则有待进一步的野外长期定位试验予以揭示。

4 结论

(1)生物结皮土壤的盐基离子淋溶释放特征因离子种类和结皮类型而异,生物结皮土壤的各盐基离子总淋出量表现为 Ca²⁺ > K⁺ > Mg²⁺ > Na⁺。淋溶过程中,K⁺ 和 Na⁺ 的淋出量先下降而后趋于平缓,Ca²⁺ 的淋出量经波动变化后趋于平缓,Mg²⁺ 的淋出量先快速升高而后趋于平缓。对于同种盐基离子,藻结皮土壤的总淋出量最高,无结皮最低,混生结皮和藓结皮介于二者之间。

(2)淋溶液 pH 显著影响生物结皮土壤的盐基离子释放,并且不同盐基离子种类和生物结皮类型对 pH 的响应特征不同。生物结皮的 K⁺ 总淋出量随淋溶液 pH 升高而显著降低,Mg²⁺ 总淋出量在 pH 为 5.0 时最高。Na⁺ 和 Ca²⁺ 总淋出量对 pH 的响应则因结皮类型而异。其中,藻结皮和藓结皮在 pH 为 4.0 时的 Na⁺ 总淋出量最高;混生结皮在 pH 为 5.0 时的 Ca²⁺ 总淋出量最高。

(3)生物结皮发育显著提升了风沙土的易风化矿物含量、风化程度和速率,对风沙土的风化成土过程起到重要驱动作用,藻结皮、混生结皮和藓结皮土壤的风化速率比无结皮分别提升了 61.2%,27.1%,152.6%。

- 参考文献:
- [1] Waroszewski J, Sprafke T, Kabala C, et al. Aeolian silt contribution to soils on mountain slopes (Mt. Slezka, southwest Poland) [J]. *Quaternary Research*, 2017, 89(3):702-717.
 - [2] 陈隆亨,李福兴,邸醒民,等.中国风砂土[M].北京:科学出版社,1998.
 - [3] Dai Y J, Dong Z, Li H L, et al. Effects of checkerboard barriers on the distribution of aeolian sandy soil particles and soil organic carbon [J]. *Geomorphology*, 2019, 338: 79-87.
 - [4] Gao L Q, Hui S, Ming X, et al. Biocrusts resist runoff erosion through direct physical protection and indirect modification of soil properties [J]. *Journal of Soils and Sediments*, 2020, 20(1):133-142.
 - [5] Hu R, Wang X P, Xu J S, et al. The mechanism of soil nitrogen transformation under different biocrusts to warming and reduced precipitation: From microbial functional genes to enzyme activity [J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 722: e137849.
 - [6] Alberto A, Giuseppe C, Luisa M, et al. Impact of biological crusts on soil formation in polar ecosystems [J]. *Geoderma*, 2021, 401: e115340.
 - [7] 蒙文萍,戴全厚,冉景丞.苔藓植物岩溶作用研究进展[J]. *植物生态学报*, 2019, 43(5):396-407.
 - [8] 涂娜,严友进,戴全厚,等.喀斯特石漠化典型生境下石生苔藓等固土持水作用[J]. *生态学报*, 2021, 41(15):1-12.
 - [9] 邵明玉,张连凯,刘朋雨,等.黄土区典型小流域矿物化学风化及碳汇效应[J]. *地球与环境*, 2019, 47(5):575-585.
 - [10] 黄来明,邵明安,贾小旭,等.土壤风化速率测定方法及其影响因素研究进展[J]. *地球科学进展*, 2016, 31(10): 1021-1031.
 - [11] 赵越,杨金玲,董岳,等.模拟酸雨淋溶下强风化土壤矿物风化计量关系研究[J]. *土壤学报*, 2019, 56(2):310-319.
 - [12] 余倩,段雷,郝吉明.中国酸沉降:来源/影响与控制[J]. *环境科学学报*, 2021, 41(3):731-746.
 - [13] 郑梅迎,彭玉龙,刘明宏,等.模拟酸雨下生物炭添加对土壤盐基离子淋失的影响[J]. *农业环境科学学报*, 2021, 40(1):163-173.
 - [14] 鲍士旦.土壤农化分析[M].北京:中国农业出版社,2000.
 - [15] 吕贻忠,李保国.土壤学[M].北京:中国农业出版社,2006.
 - [16] 庄翔宇,杨金玲,张甘霖,等.亚热带花岗岩地区土壤矿物风化过程中盐基离子的释放特征[J]. *土壤*, 2016, 48(2):374-380.
 - [17] Fisk M R, Popa R, Mason O U, et al. Iron-magnesium silicate bioweathering on Earth (and Mars?) [J]. *Astrobiology*, 2006, 6(1): e48.
 - [18] Wang L J, Zhang G H, Zhu L J, et al. Biocrust wetting induced change in soil surface roughness as influenced by biocrust type, coverage and wetting patterns [J]. *Geoderma*, 2017, 306: 1-9.
 - [19] 吴雁雯,张金池.微生物碳酸酐酶在岩溶系统碳循环中的作用与应用研究进展[J]. *生物学杂志*, 2015, 32(3):78-83.
 - [20] 明姣,孔令阳,赵允格,等.青藏高原高寒冻土区生物结皮对浅层土壤水热过程的影响[J]. *生态学报*, 2020, 40(18):6385-6395.
 - [21] 朱永官,段桂兰,陈保冬,等.土壤-微生物-植物系统中矿物风化与元素循环[J]. *中国科学:地球科学*, 2014, 44(6):1107-1116.
 - [22] Liu D, Dong H, Bishop M, et al. Microbial reduction of structural iron in interstratified illite-smectite mineral by a sulfate-reducing bacterium [J]. *Geobiology*, 2012, 10(2):150-162.
 - [23] 朱厚亚,刘波,张凌云,等.pH值和光照强度对颤藻生长及产嗅特征的影响[J]. *中国给水排水*, 2019, 35(7): 77-80, 85.
 - [24] 赵洋,李晓明,李茹雪,等.长尖对齿藓原丝体快速培育的关键影响因子研究[J]. *植物研究*, 2017, 37(2):185-193.
 - [25] 江娜,宁增平,郭圆,等.环境pH对微生物生物膜吸附重金属的影响研究进展[J]. *地球与环境*, 2021, 49(2): 216-226.