

DOI: 10.5846/stxb202011172967

曾建辉, 马波, 郭迎香, 张泽宇, 李桂, 李占斌, 刘晨光. 冻融条件下生物结皮覆盖对土壤饱和导水率的影响. 生态学报, 2022, 42(1): 348-358.

Zeng J H, Ma B, Guo Y X, Zhang Z Y, Li G, Li Z B, Liu C G. Effect of biological crust cover on soil saturated hydraulic conductivity under freeze-thaw conditions. Acta Ecologica Sinica, 2022, 42(1): 348-358.

冻融条件下生物结皮覆盖对土壤饱和导水率的影响

曾建辉¹, 马波^{1,2}, 郭迎香¹, 张泽宇¹, 李桂¹, 李占斌^{1,2,*}, 刘晨光¹

1 西北农林科技大学水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室 杨凌 712100

2 中国科学院水土保持研究所 杨凌 712100

摘要:生物结皮(BSC)是广泛分布的地被物,每逢冬春季节,受冻融交替作用影响,结皮土壤的理化性质和水文学特征明显改变且与裸土差异显著,从而影响该地区土壤可蚀性评估和土壤侵蚀防治。采用室内模拟实验,以蓝藻结皮土壤为对象,研究不同冻融交替次数和初始含水量下,土壤三相对温度变化的响应特征并定量分析结皮覆盖土壤在此条件下饱和导水率(K_s)的变化趋势和突变点。结果表明:初始含水量对 K_s 无显著影响($P>0.05$),冻融交替次数对 K_s 有极显著影响($P<0.01$),冻融条件下裸土的平均 K_s 为 1.941 mm/min,结皮覆盖土壤平均 K_s 为 0.325 mm/min,两者具有极显著差异($P<0.01$),且随交替次数增加, K_s 差异逐渐增大,并在 10 次时达到最大值为 10.13 倍。不同冻融含水量下的结皮土壤的 K_s 在冻融 10—20 次时趋近,平均值为 0.219 mm/min。冻融作用显著改变土壤结构,且在冻融 7 次时土壤结构变化较明显,冻融过程中 <0.1 mm 的土壤颗粒显著变化。试验条件下, K_s 受因子影响程度大小为:冻融交替次数 $>$ 土壤结构 $>$ 结皮厚度 $>$ 结皮容重 $>$ 下层土壤容重 $>$ 冻融初始含水量;冻融次数与结皮厚度、结皮容重、冻融初始含水量的交互效应对 K_s 有显著影响。

关键词:生物结皮;饱和导水率;冻融交替;土壤结构

Effect of biological crust cover on soil saturated hydraulic conductivity under freeze-thaw conditions

ZENG Jianhui¹, MA Bo^{1,2}, GUO Yingxiang¹, ZHANG Zeyu¹, LI Gui¹, LI Zhanbin^{1,2,*}, LIU Chengguang¹

1 Institute of Soil and Water Conservation, Northwest Agriculture and Forestry University, Yangling 712100, China

2 Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Science & Ministry of Water Resources, Yangling 712100, China

Abstract: Biological crust is a kind of ground cover which distributes widely. Due to their special physiological mechanisms, algae and moss can thrive and grow under the extreme cold and low light conditions so as form crusts. Biological crust (BSC) exists in various types of climatic region, soil and vegetation, the type of crust reflects the local water conditions and soil nutrient status, meanwhile, the formation of biological crust has an important influence on the occurrence and development of soil, hydrology and erosion processes, affects the physical and chemical properties of the soil, which manifests as the degree of influence of different types of crusts. However, the effect of biological crusts on soil infiltration is still controversial, on the one hand, biological crusts increase the roughness of the soil surface and correspondingly extend the retention time of water on the soil surface, which is not conducive to water infiltration, on the other hand, biological crusts improve soil structure and create water flow channels that are conducive to water infiltration. In this study, we used indoor simulation experiments, took the cyanobacteria crust-covered soil as research object to study the response characteristics of three relatives of soil under different freeze-thaw cycles and initial water contents, then quantitatively analyzed the trend and change point of the saturated hydraulic conductivity of crust-covered soil (K_s). The

基金项目:国家自然科学基金面上项目(41771311,41561144011);中国科学院西部之光人才计划(XAB2016B08)

收稿日期:2020-11-17; 网络出版日期:2021-08-17

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zhanbinli@126.com

results show that the initial water content has no significant effect on K_s ($P > 0.05$), and the number of freeze-thaw alternation has a very significant effect on K_s ($P < 0.01$). The average K_s of bare soil under freeze-thaw conditions is 1.941 mm/min, the average K_s of crust-covered soil is 0.325 mm/min, and there is a very significant difference between them ($P < 0.01$). With the increase of the number of alternation, the difference of K_s gradually increase, the K_s of bare soil reaches a maximum of 10.13 times of crust soil at 10 times. The K_s of crust soil under different initial water contents is approaching a similar level after 10—20 freeze-thaw alternations, with an average value of 0.219 mm/min. The effects of freezing and thawing significantly change the soil structure, especially after 7 times, and the soil particles lower than 0.1 mm, changing significantly. Under the experiment conditions, the degree of influence of K_s by the factors is as follows: number of freeze-thaw cycles > soil structure > crust thickness > crust bulk density > lower soil bulk density > initial freeze-thaw water content. The interactive effects of freeze-thaw cycles and crust thickness, crust bulk density, and the initial water content have the significant impact on K_s .

Key Words: biological crust; saturated hydraulic conductivity; freeze-thaw alternation; soil structure

土壤饱和导水率(saturated soil hydraulic conductivity, K_s)是土壤被水饱和时,在单位时间和水势梯度下通过单位面积的水量,它是土壤质地、容重、孔隙分布特征的综合反映,也是重要的土壤水力学参数之一,在进行土壤水分模拟时必须考虑^[1]。土壤处于饱和状态时,孔隙全部充满水,此时导水率的数值近似于土壤稳定入渗速率^[2]。在水资源匮乏的干旱半干旱地区,饱和导水率影响地表水文变化过程,对水的转化储存至关重要。我国西北地区,由于冬春降雨稀少,气温骤降且地表植被发育不良,生态环境脆弱,受到冻融作用的影响更剧烈,季节性冻土广泛分布。然而季节性冻土的消融是一个漫长的过程,土壤温度的日变化对冻融过程影响显著,对浅层土的作用尤其明显^[3]。研究表明^[4-5],冻融作用会影响土壤温度,改变土壤理化性质以及质地,伴随着三相比例变化,土壤的微观结构在不同冻融次数下也明显不同,而冻融循环过程对表层土壤的影响是最显著的。生物结皮(Biological soil crust, BSC)作为寒区旱区广泛存在的地被物,在生态系统中起着重要的作用,特别是在土壤理化性质和土壤入渗特性方面^[6]。然而,冻融作用对结皮土壤导水率和强度的影响与我们预期的冻融循环对无结皮土壤的作用效果不一致^[7],其影响取决于冻融循环次数,结皮类型,结皮理化性质等。Assouline^[8], Lichner^[9], Wang^[10], 以及刘翔等^[11]表示 BSC 能有效减少土壤入渗;而 Bu^[12]以及 Belnap 等^[13]认为 BSC 通过粗糙表面的滞流作用和物理结构的改善促进了降雨的入渗,因此目前生物结皮对饱和导水率的作用研究结果仍有分歧。BSC 的生长状态表现出很大季节变化,受土壤温度和湿度影响显著^[14],而 BSC 厚度影响土壤中湿润锋深度,是反映土层中水分入渗的重要参数^[15]。冻融土壤水分入渗特性还受粒径分布、土壤结构,土壤含水量、入渗水温以及水稳性团聚体、有机质等影响^[16]。何志萍等^[17]将冻融土壤导水率的降低原因归结于过水断面减少,水通路和水的粘滞性改变以及冰晶透镜体的存在等原因。在冻融条件下,结皮覆盖土壤的饱和导水率影响因素众多,变化趋势复杂且不同于裸土,从生态学角度看,冻融条件下土壤的变化影响土壤节水保肥能力,从而导致水土流失、荒漠化等^[4]。目前相关研究多集中于冻融作用对裸土理化性质的影响或是冻融作用对 BSC 生理生化特征的改变作用,对于冻融条件下结皮土壤水文特征及水分变化研究尚且不足,因此本研究旨在揭示冻融作用对蓝藻结皮土壤饱和导水率的影响机制,以及结皮土壤在不同冻融交替次数和含水量下的变化规律,量化土壤饱和导水率的大小,为春冬季节寒区旱区土壤侵蚀评估和生态治理提供理论依据。

1 研究地区与研究方法

1.1 研究区概况

研究区域位于内蒙古鄂尔多斯市达拉特旗十大孔兑的东柳沟流域,是黄土高原北部典型的风水复合侵蚀区($39^{\circ}58'2''$ — $40^{\circ}12'50''$ N, $110^{\circ}28'47''$ — $110^{\circ}31'35''$ E)。平均海拔 995—1480m,年平均降雨量为 260—

390 mm,且多集中在7—8月。年平均气温为6.85℃,冬季平均气温为0℃以下,最低可达-32.5℃,每年十月下旬至次年的四月为封冻期,冻土深度达到157 cm^[18]。每逢入春时期,研究区的平均气温在0℃上下波动,且受日照影响昼夜温差可达20℃,伴随融雪侵蚀形成了渗透性极弱的隔水层,使融水更易集流并具有冲刷能力^[19]。

供试土壤为典型的风沙土,主要的构成颗粒为细砂,是干旱半干旱地区砂性母质上形成的幼年土。颗粒间非毛管孔隙大量分布,土壤粘结性较差,受冻融作用影响使该地区土壤性质发展不同于其它地区。研究区内地表植被稀疏,自然单元内生物结皮主要以藻结皮和苔藓结皮居多,并伴有少量地衣,生物结皮呈现混合生长状态。藻结皮的优势种为小席藻(*Phormidium tenue*)、具鞘微鞘藻(*Microcoleus vaginatus*)和爪哇伪枝藻(*Scytonema javanicum*)。地表植被优势群落包括猪毛菜(*Salsola collina* Pall.),小蓬草(*Conyza canadensis*),狗尾草(*Setaria viridis*),艾蒿(*Artemisia argyi* H),马唐(*Digitaria sanguinalis*),少花米口袋(*Gueldenstaedtia verna*)以及地锦草(*Euphorbia humifusa* Willd)。

1.2 研究方法

1.2.1 样品采集

选取研究区域内自然撂荒地上生物结皮发育良好且具有代表性的4—6个退耕地为研究样地进行野外调查,用100 cm³环刀在样区内采集用于测定饱和导水率的藻结皮土壤和裸土样品。采集生物结皮层及结皮层下0—5 cm的土样,分层混合后带回室内用于基本理化性质测定。有机质采用重铬酸钾容量法测定,全氮通过凯氏定氮法测定,粘结力通过土壤剪力测量仪(15.10型袖珍剪切仪CL101)分别测定保留结皮层粘结力和去除生物结皮后下层土壤的粘结力,测量的结果除去最大和最小值后取平均,结果见表1。根据结皮盖度调查结果,样地内藻结皮盖度普遍在40%—68%左右。

表1 生物结皮土壤样品理化性质

Table 1 Physical and chemical properties of biological crust soil

土壤深度 Soil depth	容重 Bulk density/(g/cm ³)	有机质含量 Organic matter/(g/kg)	全氮 Total N/(mg/kg)	粘结力 Soil shear strength/(kg/cm ²)
结皮层 Crust layer	1.305	12.6±0.15	0.327±0.020	0.662±0.140
0—5 cm	1.520	7.10±0.37	0.185±0.009	0.352±0.056

1.2.2 试验方法

选取冻融初始含水量、冻融交替次数为试验因子,采用析因实验设计,考虑结皮容重、结皮厚度、粒径分布等土壤物理性质以及有无结皮覆盖对结果的影响。研究区内解冻期降水少而蒸发量大,根据土壤实测含水量,其最低含水量为2.31%,根据相关文献表明,表层5 cm土壤在较长时间尺度上的冻融期内,所达到的最高和最低含水量差异的均值为15%^[20],因此,将冻融模拟初始含水量设定为:4%,6%,8%,15%。土壤经过15次冻融交替后,土壤结构性质基本趋于稳定^[5],为明确持续冻融作用在结构稳定后对土壤渗透性能的影响,因此将冻融交替次数设定为:0,1,3,5,7,10,15,20次,共进行37组试验,每组重复5次。供试土壤在阴凉处风干后,按照既定水分梯度进行预处理,为了最大程度模拟自然条件下土层温度的传递过程,在环刀外围包裹隔绝温度的气凝胶垫,热传导系数为0.018 W m⁻¹ K⁻¹,将处理好的土样用保鲜膜覆盖防止水分蒸发散失,并在室温下静置12 h,待水分分布均匀后放入制冷机中进行冻融交替循环。根据研究区域的气温变化和土层昼融夜冻(昼夜各12 h)的自然状态将冻结温度设定为-10—-15℃,并在10—15℃的室温条件下进行融解,冷冻和解冻时长各12 h。

在冻融交替结束后测定土壤的湿重和饱和导水率,再从试验样品中采样测定结皮厚度,结皮层容重,结皮下层土壤容重以及对土壤颗粒组成进行分析。结皮厚度用游标卡尺测量,结皮容重采用涂膜法^[21],结皮下层土壤容重采用环刀法测定。通过Mastersizer 2000型激光粒度分析仪进行土壤颗粒分析,土壤质地的划分依照美国制土壤分级标准,通过恒定水头法测定土壤的饱和导水率。

1.3 数据处理

土壤结构指数可以用来定量反映土壤受到外力作用而引起土壤结构发生变化的程度,而土壤结构对土壤饱和导水率具有重要影响^[22]。根据土壤颗粒分析、土壤容重和含水率分析的结果得到土壤三相比,计算广义土壤结构指数^[23]:

$$\text{GSSI} = [(X_s - 25) X_L X_G]^{0.4769}$$

式中, X_s 为土壤固相体积百分比, $X_s > 25$; X_L 为土壤液相体积百分比, X_G 为土壤气相体积百分比。

土壤颗粒体积分形维数计算公式为^[24]:

$$\frac{V(r < R)}{V_T} = \left(\frac{R}{\lambda_V}\right)^{3-D}$$

式中, $V(r < R)$ 为土粒的某粒径 $< R$ 的累积体积分数, V_T 为土壤颗粒总体积, R 为土壤某特定粒径, λ_V 在数值上等于最大粒径数 R_L , D 为土壤粒径的单重分形维数。

土壤饱和导水率的计算公式为^[25]:

$$K_t = \frac{QL}{Ath}$$

式中, K_t 为温度为 $t^\circ\text{C}$ 时的土壤饱和导水率(mm/min), Q/T 为单位时间内的出水量(mL/min), L 为环刀中的土层的厚度(mm), A 为环刀横截面的面积(cm^2), h 为水头高度(cm),由于不同温度下水的粘滞系数不同,因此为了方便比较,将其换算成 10°C 下的饱和导水率 K_s (mm/min)。

$$K_s = K_t \times \frac{\eta_t}{\eta_{10}}$$

式中, η_t 为温度为 $t^\circ\text{C}$ 下的水粘度($\text{Pa} \cdot \text{s}$), η_{10} 为 10°C 下的水粘度($\text{Pa} \cdot \text{s}$)。

本文采用 Excel 2010 和 SPSS 23.0 进行数据分析,应用单因素方差分析(One-way ANOVA)和 LSD 多重比较对结皮土壤饱和导水率、环境指标进行差异显著性分析以及交互作用分析。使用 Canoco 5.0 进行主成分分析(Principal Component Analysis, PCA),并借助 Pearson 相关系数得出饱和导水率与试验因子的相关性以及表征程度排序。

2 结果与分析

2.1 冻融交替作用对结皮土壤饱和导水率的影响

裸土在不同冻融交替次数下的土壤饱和导水率如图 1 所示,未冻融的裸土(CK)和结皮土壤的 K_s 分别为 $2.583 \text{ mm}/\text{min}$ 和 $0.669 \text{ mm}/\text{min}$ 。4%含水量条件下,裸土的 K_s 随冻融次数增加而极显著变化($P < 0.01$),于 3 次时达到最小值 $1.447 \text{ mm}/\text{min}$,较 CK 下降 44.0% ;冻融 7 次时达到较大值,此时土壤的微观结构发生剧烈改变,水的冻结膨胀使土粒间的孔隙扩张连接导致土壤垂直向渗透性能大幅提高^[26],并在 10 次后逐渐稳定, K_s 逐渐趋近于 $1.945 \text{ mm}/\text{min}$ 。而结皮土壤的 K_s 最小值较未冻融的结皮土壤下降 70.1% ,降幅显著大于裸土。冻融 3 次前,裸土较 CK 的 K_s 下降幅度大于结皮土壤,但随着冻融交替次数增加,结皮土壤较 CK 的降幅大于裸土。裸土的 K_s 未经冻融时,其饱和导水率是结皮土壤的 3.86 倍,这是由于生物结皮的存在,使土壤表面的导水孔隙封闭,随冻融次数变化,两者的差异呈波动上升,

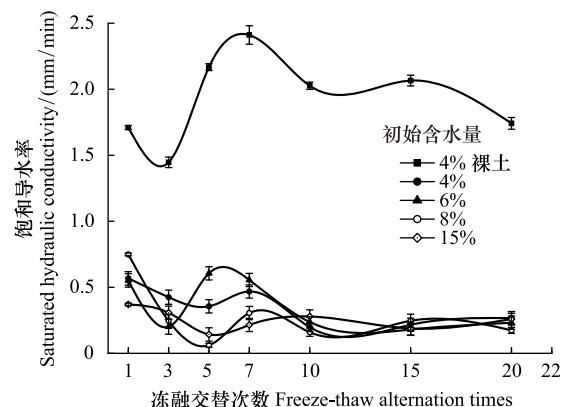


图 1 不同冻融交替次数下结皮覆盖土壤饱和导水率变化

Fig.1 Change of saturated hydraulic conductivity of crust-covered soil under different freeze-thaw cycles

并在 10 次时裸土的 K_s 为结皮覆盖土壤的 10.13 倍,差异达到最大,表明结皮覆盖作用使土壤的饱和和导水率显著下降,冻融作用使渗透能力进一步降低。结皮土壤在 4%、6%、8%、15% 含水量下随着冻融次数增加至 10 以上, K_s 分别趋近于 0.228 mm/min、0.216 mm/min、0.194 mm/min、0.242 mm/min,存在极显著差异,说明土壤的初始含水量会显著影响经过多次冻融后的饱和和导水率的渐进值。

在不同的土壤初始含水量条件下,随冻融交替次数增加, K_s 差异明显,总体呈现平滑曲线式下降并最终趋于稳定。其中,当初始含水率为 4%,冻融 10 次时 K_s 达到最小值(0.200 mm/min),相较 CK 下降了 70.09%,而含水量为 6% 时, K_s 的最小值出现在 15 次(0.181 mm/min),较 CK 下降 73%,含水量为 8% 和 15% 时, K_s 最小值均出现在第 5 次(0.061 mm/min、0.143 mm/min)较 CK 分别下降了 90.87%、78.6%;试验条件下,冻融 7 次时,试验中各含水量条件下的饱和和导水率才与 CK 相比均有显著差异($P < 0.05$)。

冻融过程中土壤 K_s 处于动态变化过程,不同土壤初始含水量条件下所能达到的 K_s 峰值大小为 6% > 4% > 8% > 15%,较高初始含水量下, K_s 达到峰值的时间则相对滞后,且波动幅度减小。通过比较不同含水率和交替次数下 K_s 的变异系数发现,随着含水率由 4% 增加至 15%, K_s 变异系数由 0.354 增加至 0.628 后降低并在 8% 时达到最大。总体上看,试验条件下的所有变异均属于中等变异,随冻融交替次数增加,变异系数降低,冻融作用对 K_s 的影响逐渐减弱。冻融 7 次时,不同含水量下 K_s 逐渐接近,并在 10 次时差异显著减小,此时 K_s 的平均值为 0.219 mm/min,变异系数为 0.20。机械组成和土壤结构的差异在经过冻融作用后愈加明显,影响程度及变化趋势还需要深入分析。

2.2 冻融条件下土壤结构变化对饱和和导水率的影响

土壤中不同形态和大小的土壤颗粒按照一定的排列组合方式形成土壤结构,土壤结构的存在使土壤中水、气得以储存和运输,从而影响着土壤中重要的物理和生物过程,也同样影响着土壤的饱和和导水率。广义土壤结构指数(GSSI)是以固、液、气三相为研究对象,借助柯布-道格拉斯生产函数构建的用以定量有效表达土壤结构的指标^[23],而 GSSI 越高,土壤越接近结构阈值,从而表现出土壤结构改变的临界状态。试验条件下,对土样初始含水量的处理在一定程度上改变了土壤的三相比。经不同次数的冻融交替作用之后,土壤三项比结果如图 2 所示。一般情况下,旱作土壤三相结构的临界值是固相 50%,气相和液相各 25%^[27]。生物结皮土壤表层具有极复杂的结构演替特征^[28],砂质土壤松散,植物假根和菌丝的穿插作用导致其剖面土壤孔隙网状结构连续拓展,土体孔径弯曲度不断增加,结皮土壤孔隙度降低,相较裸土其土壤中水的通路增加,水分在土层中滞留时间延长。当冻融 1 次时,由于土壤初始状态和物质组成的差异导致不同含水量下的土壤结构差异最明显,而随着冻融次数增加至 15 次以上时,不同含水量间的土壤结构逐渐稳定,且均向临界值趋近,在图中表现为向结构阈值中心点聚拢。相同含水量条件下,频繁的冻融交替促使土壤结皮层与外界进行更多的热量和物质交换,使土壤水分增加并不断压缩土壤空气,土壤气相显著减小。土壤结构随冻融次数改变具有极显著差异($P < 0.01$) (图 2),当含水量为 8% 时,土壤结构的分散程度较大,冻融作用对结构的影响较明显,15% 含水量下土壤结构的改变较小。在解冻期,生物结皮能够增加土层未冻水含量^[29],水的较高比热容使土壤在高含水量条件下冻结和融化过程滞缓,相同时间内土层三相相对稳定,因此随着含水量增加冻融交替对土壤结构的影响减弱,土壤在不同含水量条件下随着冻融

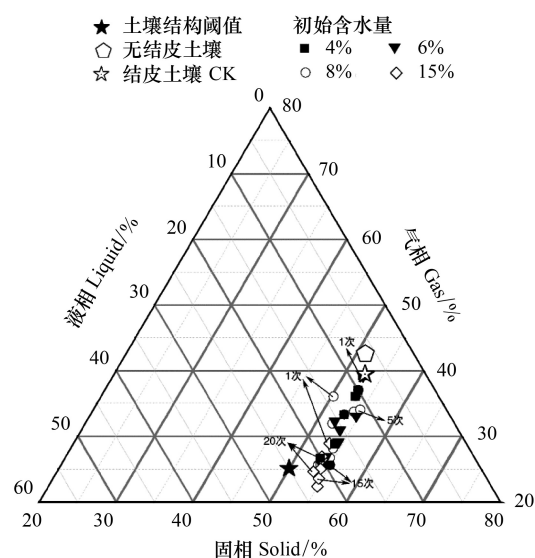


图 2 不同冻融次数下结皮土壤三相变化

Fig.2 Three-phase changes of crust soil under different freeze-thaw time

次数增加,土壤结构逐渐稳定,且均向临界值趋近,在图中表现为向结构阈值中心点聚拢。相同含水量条件下,频繁的冻融交替促使土壤结皮层与外界进行更多的热量和物质交换,使土壤水分增加并不断压缩土壤空气,土壤气相显著减小。土壤结构随冻融次数改变具有极显著差异($P < 0.01$) (图 2),当含水量为 8% 时,土壤结构的分散程度较大,冻融作用对结构的影响较明显,15% 含水量下土壤结构的改变较小。在解冻期,生物结皮能够增加土层未冻水含量^[29],水的较高比热容使土壤在高含水量条件下冻结和融化过程滞缓,相同时间内土层三相相对稳定,因此随着含水量增加冻融交替对土壤结构的影响减弱,土壤在不同含水量条件下随着冻融

次数增加其结构均向阈值发展。

表 2 不同冻融初始含水量和交替次数下结皮土壤的广义结构指数

Table 2 Generalized structural index of crust soil under different initial water content and freeze-thaw alternation times

初始含水量 Water content/%	冻融交替次数 Freeze-thaw alternation times						
	1	3	5	7	10	15	20
4%	76.381	82.057	84.348	90.734 *	95.950 **	97.716 **	98.436 **
6%	76.806	88.282	93.566 *	93.825 *	95.332 **	97.865 **	98.538 **
8%	89.621	87.746	85.636	94.110 *	96.470 **	98.788 **	97.358 **
15%	96.737 **	98.467 **	98.342 **	98.769 **	98.713 **	98.848 **	99.286 **
裸土 Bare soil				68.387			
未冻融生物结皮土 CK Unfreeze-thaw biological crust soil				75.040			

* 和 ** 分别表示在 0.05 和 0.01 水平上显著

试验中不同土壤初始含水量和冻融交替次数下的土壤结构指数如表 2 所示,各含水量条件下,冻融 7 次后的土壤结构与 CK 相比均有显著差异,试验条件下,15%含水量在经过 20 次冻融后 GSSI 逼近于结构阈值,与 CK 相差 24.25,两者液相与气相的比值相差 0.761。因此,冻结过程中初始含水量与冻融交替的共同作用会改变土壤三相比,通过减少气相的比例,使土壤结构显著改变。由于冻融 7 次时土壤结构改变显著,此时土壤完全冻结,液态水体膨胀减少气相占比并挤压土粒;另外,颗粒间的联结和静电吸附发生断裂,降低团聚体水稳性,颗粒破碎大量发生^[3],使 K_s 显著改变。10 次时土壤结构破坏和颗粒粉碎逐渐逼近阈值,导致 K_s 第 2 次发生显著变化。

2.3 结皮覆盖土壤粒径分布对冻融交替的响应

土壤饱和导水率受土壤结构影响,而土壤结构是土壤固相颗粒的大小及其空间排列的方式。土壤固相主要由土壤颗粒组成,因此通过研究冻融条件下土壤粒级的变化来探究饱和导水率变化的原因。不同含水量水平下藻结皮土壤的粒径分布对冻融次数的响应如图 3 所示。按照美国土壤质地分级标准进行单因素方差分析发现,不同试验条件下随冻融次数变化,土壤中的极细砂粒(0.05—0.1 mm) ($P<0.01$),细砂粒(0.1—0.25 mm)和中砂粒(0.25—0.5 mm) ($P<0.05$) 差异显著,而其它粒径的颗粒无显著变化。研究表明,土壤由物理结皮向生物结皮发育过程中,下层土壤粘粉粒含量逐渐增大,在水分入渗过程中堵塞非毛管孔隙从而使结皮土壤入渗性能降低^[10,30]。冻融条件下,不同含水量的土壤在冻融后<0.1 mm 的颗粒较 CK(49.27%) 均有增加,尤其在冻融 3 次和 10 次时较明显,此时对应的饱和导水率较低。冻融过程中,粒径在不同尺寸之间相互转化,大颗粒崩解为小颗粒后颗粒间的缝隙被填充^[17],对饱和导水率有显著降低作用,主体间效应分析表明,冻融条件下有无结皮覆盖($P<0.01$) 对土壤粒径分布的影响强于冻融次数($P>0.05$)。

王艳艳、Ganiyu 等人的研究表明^[31—32],土壤具有分形特征,由形状、大小各异的颗粒和孔隙连接而成,并表现出不规则的几何形状,分形理论能定量刻画土壤结构特征,描述土壤的水力特性。本试验条件下,土壤颗粒分形维数(D_p)的结果表明(图 4),冻融交替次数和冻融初始含水量改变, D_p 无显著差异,未冻融土壤的 D_p 为 2.593;在冻融 7 次前,冻融交替对不同含水量下土壤几何形状的重塑作用一致,但冻融作用对颗粒几何特征的影响在 8% 含水量下尤其剧烈,含水量降低使土壤几何形状变化幅度减少。含水量 15% 时,冻融 7 次后分形维数随冻融次数增加而增大,饱和导水率则呈现相反趋势。不同含水量和冻融次数下,变异系数随含水量增加呈现先增大后降低的趋势,并在 8% 时达到最大值为 0.139,此时 K_s 变异最明显。冻融作用对粒径在 0.05—0.5 mm 间的颗粒有一定影响,<0.1 mm 的土壤颗粒在冻融 3 次和 10 次时有显著变化($P<0.05$) 而处于较大值,饱和导水率相应降低。冻融过程中砂粒通过冻胀作用使松散的土壤被压实^[33],孔隙度显著降低,由此影响土壤中的三相比值,改变土壤的入渗条件。

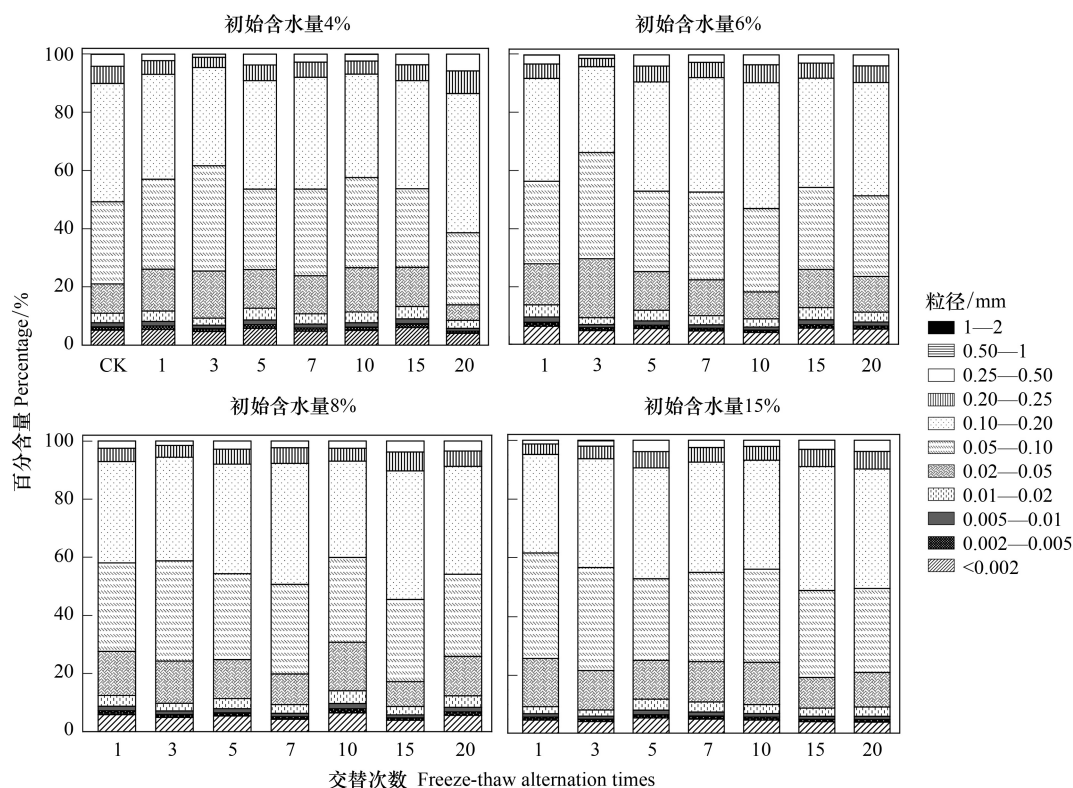


图3 不同冻融交替次数下藻结皮土壤粒径分布

Fig.3 Algae crust soil particle size distribution under different freeze-thaw cycles

2.4 冻融条件下土壤饱和和导水率影响因素分析

不同初始含水量条件下,结皮土壤的 K_s 与冻融交替次数呈现显著的负相关关系(表3)、因子交互作用分析结果(表4)如下:

当含水量为8%时,指数模型能较好的解释饱和和导水率的变化。由拟合结果显示,冻融交替次数能表示饱和和导水率变化的34%—88%,模拟效果受初始含水量的影响。通过对结皮覆盖,冻融交替次数,初始含水量,结皮容重,结皮厚度与 K_s 的单因素 ANOVA 分析发现,结皮覆盖作用对 K_s 有极显著影响,不同冻融交替次数对应的 K_s 呈现极显著差异($P < 0.01$)。冻融条件下,结皮容重、下层土壤容重和初始含水量对 K_s 的影响无统计学意义,而不同试验因子间的交互作用对 K_s 的影响结果表明,冻融次数与土壤初始含水量、结皮层容重、结皮厚度的交互作用对饱和和导水率的影响较大。

冻融交替作用下土壤饱和和导水率 PCA 排序分析表明(图5), K_s 受环境因子和土壤性质影响明显,环境因子在第一维度上相关性大小排序为:土壤结构指数>结皮厚度>结皮下层土壤容重>冻融交替次数>冻融初始含水量>结皮容重,环境因子与第二排序轴相关性大小为:粘粒>细砂粒>粉砂粒>中砂粒>极细砂粒。一维排序轴反映环境和试验因子的信息,而第二排序轴则反映了土壤物理性质。因子对 K_s 的影响程度依次为:冻融交替次数>土壤结构指数>结皮厚度>结皮容重>结皮下

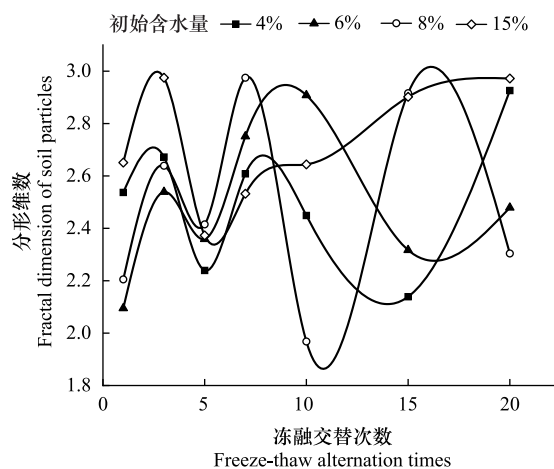


图4 不同冻融初始含水量和交替次数下土壤颗粒分形维数

Fig.4 Fractal dimension of soil particles under different initial water content of freeze-thaw and alternating times

层土壤容重>冻融初始含水量。7 次冻融交替次数下各因子处于多度平均值,随条件改变,样品多数集中于二、三象限,且多为冻融 10 次以上。由样点间的离散程度得出含水量为 8%时样点彼此间较分散,因此受到其它因子的影响较明显。冻融交替作用下,冻融循环次数、冻融初始含水量、结皮容重、结皮下层土壤容重与饱和和导水率呈现负相关性,但相关程度有所差异,土壤结皮厚度与 K_s 呈正相关性。

表 3 不同冻融初始含水率下土壤饱和和导水率(K_s)与冻融交替次数(n)拟合关系

Table 3 Fitting relationship between soil saturated hydraulic conductivity (K_s) and freeze-thaw alternation times (n) under different initial moisture content of freezing and thawing

含水率 Moisture content/%	饱和和导水率 Saturated hydraulic conductivity/(mm/min)		
	回归方程 Regression equation	R^2	P
4	$K_s = 0.406e^{-0.177n} + 0.218$	0.74	<0.01
6	$K_s = 1.797e^{-0.01n} - 1.281$	0.34	<0.05
8	$K_s = 2.158e^{-1.353n} + 0.192$	0.88	<0.01
15	$K_s = 0.303e^{-0.682n} + 0.222$	0.55	<0.01

表 4 因子间交互作用对饱和和导水率(K_s)影响的显著性分析

Table 4 The significance analysis of interactions between factors on K_s

试验因子 Factor	交互作用显著性分析 Significance analysis of interaction			
	土壤冻融初始含水量 Initial water content	结皮容重 Soil bulk density of crusts	结皮厚度 Thickness of crusts	下层土壤容重 Bulk density of subsoil
冻融交替次数 Freeze-thaw alternation times	$P<0.05$	$P=0.013$	$P=0.038$	—
土壤冻融初始含水量 Initial water content	—	—	—	—

3 讨论

3.1 冻融条件下结皮层特征对土壤饱和和导水率的影响

结果显示裸土的饱和和导水率在含水量为 4%时是结皮覆盖土壤的 3.86 倍,结皮覆盖显著降低了 K_s ,这与 Assouline^[8], Lichner^[9], Wang^[10], 以及刘翔等^[11] 的观点一致。赵春雷^[3], 樊贵盛等^[16] 研究表明土壤饱和和导水率经冻融循环后呈现总体减小的趋势,与本研究中所得出结论一致,随着冻融次数增加,裸土和结皮土壤 K_s 显著降低,藻结皮土壤的饱和和导水率明显低于裸土且随冻融次数增加差异逐渐增大,并在 10 次时达到最大,这主要是由于藻类特性和土壤中有有机质、颗粒组成、土壤结构的差异导致土壤的冻融初始条件不同而引起的。表现为冻融初期,结皮土壤中的微生物获得足够的碳和氮,解冻后变得活跃,通过吸收水分导致拒水性停止^[34],而吸水后包裹生物结皮的胶鞘膨胀堵塞气孔延缓了水分在结皮中的入渗^[35] 导致饱和和导水率逐渐减小,部分细胞受损破裂以及胞外多糖含量改变,生物结皮的状态差异发生在冻融 4 次后^[7],因此冻融 3—5 次时结皮层组成成分正发生不同程度的变化使得前期结皮土壤的 K_s 出现波动。随着冻融次数增加,严重冻融对结皮内的细胞造成永久性损害,导致结皮对 K_s 的影响减弱,结皮下层土壤的渗透性逐渐占据主导。主成分分析结果表明,冻融循环、结皮层容重、结皮下层土壤容重与 K_s 呈负相关关系,其中冻融交替次数,土壤结构(GSSI)对 K_s 的影响程度较大。当土壤被饱和时,结皮的斥水性降到最低,由于结皮容重普遍小于下层土壤容重,结皮厚度增加使单位体积内土壤重量相对减少,也使水分通过下层土壤的通路减少,通过紧实土层所消耗水的动能降低,单位时间内水通量增加,因此结皮厚度在冻融条件下与 K_s 呈现正相关性。

3.2 土壤三相对冻融交替的响应

Cheng 等^[36] 研究认为土壤水的性质、结构与土壤温度相互影响,结果表明,冻融次数达到 7 次时土壤结构发生显著改变,冻融作用降低了土体的抗蚀性和稳定性^[37]。研究表明,一季冻融交替结束后各层土壤饱和度平均增加 13.06%^[38],本研究中土壤经过冻融后饱和度平均增加 8.91%,冻融过程中气态水部分液化使土壤

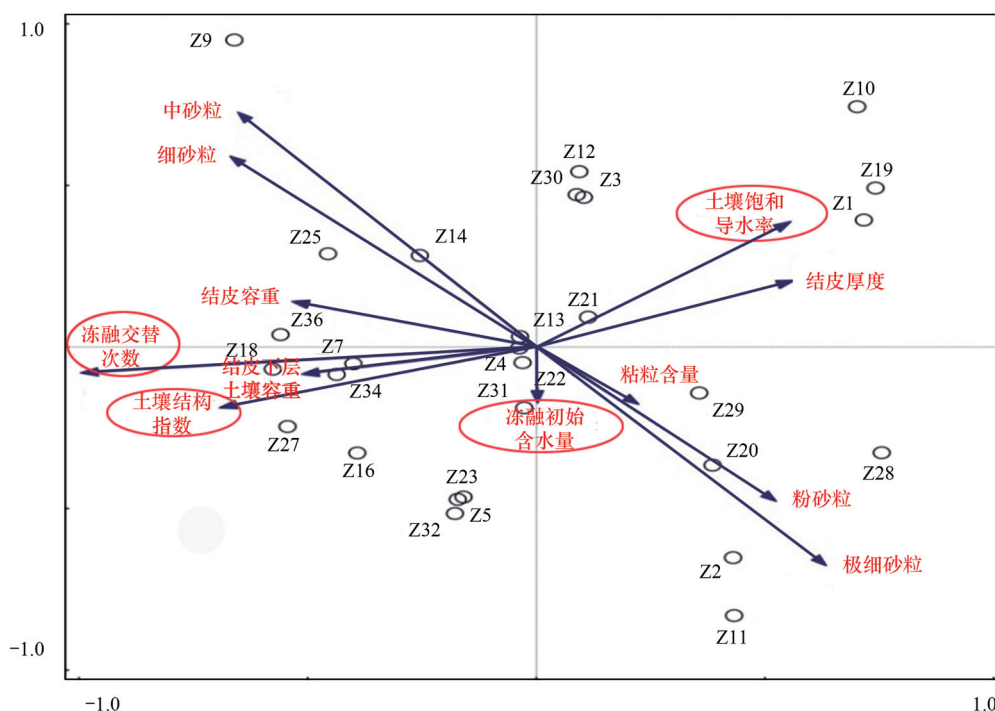


图5 土壤饱和导水率主成分分析排序

Fig.5 Principal component analysis (PCA) ranking of soil saturated hydraulic conductivity

图中 Z1—Z36 为试验样品编号

受到土水势的影响吸收水分,下层水分向表层聚集,间接增加土壤中的水分含量。Viklander 等^[39]表示松散土经过若干次冻融循环后孔隙度降低且趋向一个稳定的孔隙比,土壤三相逐渐稳定,这与本研究结果一致。张泽等^[40]的研究则表明冻融交替会使土壤颗粒间相互转化并逐渐均匀细化,<0.1 mm 的颗粒组成变化显著,由于 K_s 与粘粒呈负相关关系,0.1 mm 以下颗粒在水分运动过程中随水流动填埋原有孔隙以及冻融作用后新形成的大孔隙^[17],松散的风沙土经过冻融后孔隙比会降低,从而导致土壤饱和导水率降低。土壤颗粒的转化在冻融 6 次时达到最大,在冻结过程中,孔隙水变成冰晶导致体积增加约 9%,使颗粒的微裂缝向宏观发展,颗粒缝隙间的水膜厚度增加导致原生矿物碎裂^[41],对于极细砂粒影响最显著,细砂和中砂颗粒变化显著是中砂颗粒向细砂颗粒转化所致,后续的冻融作用使颗粒的棱角度降低,重新排列后粒度逐渐均匀化^[4],可能是 K_s 在冻融 7 次后逐渐趋向一致的原因。陈卓等^[42]通过土柱渗流试验得出土壤饱和渗透率与体积分形维数呈对数关系 ($R^2 = 0.952$),颗粒的体积分形维数越大,土壤渗透率越小,这能较好的解释 15% 含水量下和冻融 3—7 次时饱和导水率的变化,而 4%、6%、8% 的 D_p 与 K_s 的变化无明显规律可能是由于含水率较低时土壤孔隙广泛分布,颗粒变化并非影响 K_s 的主要原因。

3.3 生物结皮与冻融的交互作用对土壤饱和导水率的影响

结皮的存在一方面改变土壤的理化性质,使土壤对外界环境变化的响应发生改变,另一方面是生物结皮具有生态功能与冻融产生交互作用使土壤饱和导水率进一步变化。本研究结果表明,结皮的容重和厚度与冻融次数存在交互作用,结皮的热传递性能与土壤不同,结皮厚度会影响温度到达土壤下层的时间,导致土壤发生冻融的初始状态、时间有明显差异,由于结皮容重显著小于下层土壤,在温度降至零下时,植物体细胞内的自由水迅速降低,部分功能散失^[43],低温对生物结皮结构的破坏程度大于土壤;同时,结皮下层土壤中细粒相较裸土明显增加^[30],且冻融作用对 <0.1 mm 的土壤颗粒的破坏重塑作用最强,因此,生物结皮间接加剧了冻融作用对土壤结构的破坏从而导致最终饱和导水率显著减少。冻融条件下,尽管生物结皮对颗粒组成的影响

大于冻融次数,但冻融次数对土壤饱和导水率起主导作用,结皮覆盖对于导水率的影响是有限的。

本研究重点考虑结皮土壤物理性质以及冻融交替对 K_s 的影响,冻融环境的长期影响导致饱和导水率降低,促进了地表径流的形成,下层不透水冻层的存在使表层土壤受侵蚀的几率增加,结皮层的存在使下层土壤粘化进一步降低了饱和导水率,然而相较结皮的影响,冻融次数对土壤饱和导水率起主导作用。此研究为探究春冬季节干旱半干旱地区结皮地表水文过程,土壤侵蚀评估和生态治理提供了理论基础,而冬季降雨和产流条件下结皮土壤的侵蚀特征和过程变化,还需要深入研究。

4 结论

(1) 试验条件下,风沙结皮土壤的饱和导水率显著小于裸土,冻融初始含水量显著影响饱和导水率的波动幅度、渐进值、上升峰值以及达到峰值的时间。随冻融交替次数增加,两者饱和导水率差距逐渐增大,并在 10 次时差距达到最大值为 10.13 倍,冻融作用使藻结皮土壤的饱和导水率呈类指数型下降并在冻融 10 次后逐渐稳定。

(2) 冻融交替通过不断减少气相比比例和改变风沙土壤颗粒组成使土壤三相和结构显著改变,其中 $<0.1\text{mm}$ 的颗粒受冻融影响显著,而结皮覆盖作用对风沙土壤颗粒组成的影响大于冻融次数。冻融 7 次时土壤结构破坏和颗粒粉碎严重,并在 10 次时趋近阈值逐渐稳定,含水量为 8% 时对土壤结构的影响较显著。

(3) 冻融次数分别与冻融初始含水量、结皮层容重、厚度存在交互作用对风沙土壤饱和导水率具有显著影响,不同因子间对土壤饱和导水率大小的影响程度为:冻融交替次数 $>$ 土壤结构 $>$ 结皮厚度 $>$ 结皮容重 $>$ 下层土壤容重 $>$ 冻融初始含水量。

参考文献 (References):

- [1] Herbst M, Diekkruiger B, Vereecken H. Geostatistical co-regionalization of soil hydraulic properties in a micro-scale catchment using terrain attributes. *Geoderma*, 2006, 132(1/2): 206-221.
- [2] 肖波, 赵允格, 邵明安. 陕北水蚀风蚀交错区两种生物结皮对土壤饱和导水率的影响. *农业工程学报*, 2007, 23(12): 35-40.
- [3] 赵春雷, 邵明安, 贾小旭. 冻融循环对黄土区土壤饱和导水率影响的试验研究. *土壤通报*, 2015, 46(1): 68-73.
- [4] Zhang Z, Ma W, Feng W J, Xiao D H, Hou X. Reconstruction of soil particle composition during freeze-thaw cycling: a review. *Pedosphere*, 2016, 26(2): 167-179.
- [5] 刘佳, 范昊明, 周丽丽, 武敏, 柴宇, 刘艳华. 冻融循环对黑土容重和孔隙度影响的试验研究. *水土保持学报*, 2009, 23(6): 186-189.
- [6] 张冠华, 胡甲均. 生物结皮土壤-水文-侵蚀效应研究进展. *水土保持学报*, 2019, 33(1): 1-8.
- [7] Wang W B, Shu X, Zhang Q F, Guénou R. Effects of freeze - thaw cycles on the soil nutrient balances, infiltration, and stability of cyanobacterial soil crusts in northern China. *Plant and Soil*, 2015, 386(1/2): 263-272.
- [8] Assouline S, Thompson S E, Chen L, Svoray T, Sela S, Katul G G. The dual role of soil crusts in desertification. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2015, 120(10): 2108-2119.
- [9] Lichner L, Holko L, Zhukova N, Schacht K, Rajkai K, Fodor N, Sándor R. Plants and biological soil crust influence the hydrophysical parameters and water flow in an Aeolian sandy soil. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 2012, 60(4): 309-318.
- [10] Wang H, Zhang G H, Liu F, Geng R, Wang L J. Effects of biological crust coverage on soil hydraulic properties for the Loess Plateau of China. *Hydrological Processes*, 2017, 31(19): 3396-3406.
- [11] 刘翔, 周宏飞, 刘昊, 朱海. 不同类型生物土壤结皮覆盖下风沙土的人渗特征及模拟. *生态学报*, 2016, 36(18): 5820-5826.
- [12] Bu C, Wu S, Zhang K, Yang Y, Gao G. Biological soil crusts: an eco-adaptive biological conservative mechanism and implications for ecological restoration. *Plant Biosystems-An International Journal Dealing with all Aspects of Plant Biology*, 2015, 149(2): 364-373.
- [13] Belnap J. The potential roles of biological soil crusts in dryland hydrologic cycles. *Hydrological Processes*, 2006, 20(15): 3159-3178.
- [14] Chamizo S, Cantón Y, Lázaro R, Solé-Benet A, Domingo F. Crust composition and disturbance drive infiltration through biological soil crusts in semiarid ecosystems. *Ecosystems*, 2012, 15(1): 148-161.
- [15] Yair A, Almog R, Veste M. Differential hydrological response of biological topsoil crusts along a rainfall gradient in a sandy arid area: northern Negev desert, Israel. *CATENA*, 2011, 87(3): 326-333.
- [16] 樊贵盛, 贾宏骥, 李海燕. 影响冻融土壤水分入渗特性主要因素的试验研究. *农业工程学报*, 1999, 15(4): 88-94.

- [17] 何志萍. 冻融土壤水分入渗规律的试验研究[D]. 太原: 太原理工大学, 2003.
- [18] 冯岩, 杨才, 林海涛, 张亭荣, 辛昭, 夏宁. 冻土区天然气水合物研究现状与内蒙古多年冻土区地质条件概述. 西部资源, 2015, (5): 117-120.
- [19] 范昊明, 武敏, 周丽丽, 贾燕锋. 融雪侵蚀研究进展. 水科学进展, 2013, 24(1): 146-152.
- [20] 彭振, 黄介生, 曾文, 郭会. 季节性冻融土壤水分运动规律. 武汉大学学报: 工学版, 2011, 44(6): 696-700.
- [21] 范文波, 李小娟. 涂膜法测定黄土结皮容重. 山西水土保持科技, 2001, (3): 9-10.
- [22] Wagner B, Tarnawski V R, Hennings V, Muller U, Wessolek G, Plagge R. Evaluation of Pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma*, 2001, 102(3): 275-297.
- [23] 王恩姮, 赵雨森, 陈祥伟. 基于土壤三相的广义土壤结构的量化表达. 生态学报, 2009, 29(4): 2067-2072.
- [24] 王国梁, 周生路, 赵其国. 土壤颗粒的体积分形维数及其在土地利用中的应用. 土壤学报, 2005, 42(4): 545-550.
- [25] 王子龙, 赵勇钢, 赵世伟, 黄菁华, 杜璨, 尚应妮. 退耕典型草地土壤饱和导水率及其影响因素研究. 草地学报, 2016, 24(6): 1254-1262.
- [26] Zhou Z W, Ma W, Zhang S J, Mu Y H, Li G Y. Effect of freeze-thaw cycles in mechanical behaviors of frozen loess. *Cold Regions Science and Technology*, 2018, 146: 9-18.
- [27] 张兴义, 隋跃宇. 农田土壤机械压实研究进展. 农业机械学报, 2005, 36(06): 122-125.
- [28] 王新平, 李新荣, 潘颜霞, 王正宁, 全桂静, Mele G, Tedeschi A. 我国温带荒漠生物土壤结皮孔隙结构分布特征. 中国沙漠, 2011, 31(1): 58-62.
- [29] 明姣, 孔令阳, 赵允格, 杜玉霞. 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. 生态学报, 2020, 40(18): 6385-6395.
- [30] 郭轶瑞, 赵哈林, 赵学勇, 左小安, 李玉强. 科尔沁沙地结皮发育对土壤理化性质影响的研究. 水土保持学报, 2007, 21(1): 135-139.
- [31] 王艳艳, 何雨江. 土壤分形结构对其水力性质的指示作用. 地学前缘, 2019, 26(6): 66-74.
- [32] Ganiyu S A, Rabiou J A, Olatoye R O. Predicting hydraulic conductivity around septic tank systems using soil physico-chemical properties and determination of principal soil factors by multivariate analysis. *Journal of King Saud University- Science*, 2020, 32(1): 555-562.
- [33] 齐吉琳, 马巍. 冻土的力学性质及研究现状. 岩土力学, 2010, 31(1): 133-143.
- [34] Kidron G J. Differential water distribution over dune slopes as affected by slope position and microbiotic crust, Negev Desert, Israel. *Hydrological Processes*, 1999, 13(11): 1665-1682.
- [35] 张培培, 赵允格, 王媛, 姚春竹. 黄土高原丘陵区生物结皮土壤的斥水性. 应用生态学报, 2014, 25(3): 657-663.
- [36] Cheng H Y, Wang G X, Hu H C, Wang Y B. The variation of soil temperature and water content of seasonal frozen soil with different vegetation coverage in the headwater region of the Yellow River, China. *Environmental Geology*, 2008, 54(8): 1755-1762.
- [37] 肖俊波. 季节性冻融对土壤可蚀性影响的试验研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2017.
- [38] 王恩姮, 赵雨森, 陈祥伟. 典型黑土耕作区土壤结构对季节性冻融的响应. 应用生态学报, 2010, 21(7): 1744-1750.
- [39] Viklander P. Permeability and volume changes in till due to cyclic freeze/thaw. *Canadian Geotechnical Journal*, 1998, 35(3): 471-477.
- [40] 张泽, 马巍, 齐吉琳. 冻融循环作用下土体结构演化规律及其工程性质改变机理. 吉林大学学报(地球科学版), 2013, 43(06): 1904-1914.
- [41] Han C P, Cheng P F. Micropore variation and particle fractal representation of lime-stabilised subgrade soil under freeze-thaw cycles. *Road Materials and Pavement Design*, 2015, 16(1): 19-30.
- [42] 陈卓, 王在敏, 许模, 吴冠男. 应用分形理论研究饱和土壤渗透率. 实验室研究与探索, 2018, 37(10): 24-26, 30-30.
- [43] Aon M A, Cortassa S, Casati D F G, Iglesias A A. Effects of stress on cellular infrastructure and metabolic organization in plant cells. *International Review of Cytology*, 1999, 194: 239-273.