

水蚀风蚀交错带植被恢复对土壤物理性质的影响

李裕元^{1,2,*}, 邵明安², 陈洪松¹, 霍竹³, 郑纪勇²

(1. 中国科学院亚热带农业生态研究所 亚热带农业生态过程重点实验室, 湖南长沙 410125;

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, 陕西杨陵 712100;

3. 中国 21 世纪议程中心 北京 100089)

摘要: 黄土高原北部晋陕蒙接壤区是典型的水蚀风蚀交错带和强烈侵蚀中心, 探讨该区植被恢复对土壤性质的影响有助于该区植被恢复模式的合理选择和土壤生态效应的科学评价。以神木六道沟小流域为研究区域, 探讨了土壤物理性质变化与植被恢复的关系。结果表明, 研究区土壤容重、砂粒含量以及饱和导水率普遍较高, 表层(0—20 cm)均值依次为 1.38 g cm^{-3} 、44.2% 和 1.46 mm min^{-1} , 而土壤总孔隙度与粘粒含量则较低, 表层均值分别为 45.6% 和 2.4%, 反映了研究区土壤荒漠化的严峻现状, 其中北坡(迎风坡)表现尤为严重。与农田相比, 采用自然弃耕、种植紫花苜蓿(*Medicago sativa*)和柠条(*Caragana korshinskii*)、恢复次生天然草地等不同的植被恢复模式可以不同程度地降低土壤容重, 增加土壤总孔隙度、饱和导水率以及团聚体稳定性, 改善土壤的物理性质, 而且随着恢复时间(1—30 a)的延长, 这种效应会进一步增强。通过种植人工草地并使其自然恢复为次生天然草地的植被恢复模式, 对土壤结构的改善作用显著优于直接种植柠条灌丛和自然弃耕等模式。但是, 短期内(< 30 a)植被恢复对土壤颗粒组成、比重等物理性状无显著影响, 意味着土壤一旦出现沙化将很难逆转。从对植被恢复响应的敏感性而言, 土壤容重、总孔隙度以及团聚体稳定性可以作为土壤生态效应评价的主要指标。

关键词: 黄土高原; 水蚀风蚀交错带; 植被恢复与重建; 土壤沙化; 土壤物理性质

Impacts of vegetation recovery on soil physical properties in the cross area of wind-water erosion

LI Yuyuan^{1,2,*}, SHAO Mingan², CHEN Hongsong¹, HUO Zhu³, ZHENG Jiyong²

1 Key Laboratory for Agro-ecological Processes in Subtropical Region, Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China

2 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences, Yangling 712100, China

3 The Administrative Center for China's Agenda 21, Beijing 100089, China

Abstract: The border area of Shanxi, Shaanxi, and Inner Mongolia provinces is a typical cross area of wind-water erosion and the severe erosion center in the north of the Loess Plateau of China. Investigation of the impacts of vegetation recovery on soil properties is important for the reasonable selection of vegetation recovery models and assessment for ecological effects. The relationship between the changes in soil physical properties and vegetation rehabilitation was studied in Liudaogou catchment located in Shenmu County of Shaanxi. The results showed that soil bulk density (BD), sand content, and saturated conductivity (K_s) of surface soil (0—20 cm) were commonly high with average values of 1.38 g cm^{-3} , 44.2%, and 1.46 mm min^{-1} , respectively, while soil total porosity (P_t) and clay content were low with average values of 45.6% and 2.4%, indicating the serious status of soil desertification. Soil degradation in the north windward slope was more severe than that in the south leeward slope. Compared with farmland, vegetation recovery and restoration, including farmland abandonment, planting *Medicago sativa* and *Caragana korshinskii*, and natural grassland restoration could

基金项目: 国家自然科学基金重大资助项目(90502006); 中国科学院“西部之光”人才计划资助项目(2006YB04); 国家重点实验室基金资助项目(10501-197)

收稿日期: 2009-07-27; 修订日期: 2009-10-12

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: liyy@isa.ac.cn

significantly ameliorate soil physical properties through reducing *BD* and increasing *Pt*, *Ks* and aggregate stability. Moreover, these effects would be enhanced during the process of vegetation restoration from 1 to 30 a. Compared with farmland abandonment and planting shrub, secondary natural grassland restoration through establishing artificial grassland might be the best pattern in ameliorating soil structure. However, the impacts of vegetation recovery on soil mechanical composition and density were not significant in a short period (< 30 a), implying that the degrading situation is hard to be reversed after desertification occurred. As respect to the sensitivities in responding to vegetation recovery, *BD*, *Pt*, and aggregate stability could be the major indexes for soil ecological assessment.

Key Words: the Loess Plateau; cross area of wind-water erosion; vegetation recovery and restoration; soil desertification; soil physical properties

黄土高原北部半干旱地区地处毛乌素沙漠边缘地带,从地质构造来讲,该区属于黄土高原弧形隆起和中央断隆带,这里基岩出露,剥蚀、风化强烈,结构松散,养分贫乏,植被稀疏,气候变化剧烈,全年水蚀风蚀交替进行,且互相促进,是黄土高原土壤侵蚀最为强烈的地区^[1],也是黄河下游河床粗泥沙的主要来源区^[2-3]。加之长期以来过渡放牧、开垦,特别是 20 世纪 90 年代以来,随着晋陕蒙煤田的大面积开发,小煤窑、焦炭厂散布全区,导致该地区植被稀疏、土地荒漠化严重,生态环境处于极度退化的状态,这不仅严重制约了当地社会经济发展的可持续性,而且还对周边环境以及黄河的安全构成严重威胁。因此,探讨黄土高原北部水蚀风蚀交错区脆弱生态环境的恢复机理对于保障区域经济的可持续发展具有重要的战略意义。自 20 世纪 90 年代以来,该地区经济增长方式由原来的主要依靠种植业和养殖业为主逐渐转变为现在的以矿产开发为主,经济状况得到极大改善,同时由于劳动力大量转移,大面积土地(特别是坡地)被闲置或者弃耕,或者改种牧草,这正好为国家退耕还林(草)政策的有效实施提供了便利。

植被恢复是生态恢复的首要内容,而土壤质量既是植被恢复的重要基础,同时也受到植被恢复的深刻影响。土壤物理性质不仅是土壤肥力的重要内涵和土壤质量评价的重要指标,而且还对土壤碳氮物质周转等生物学、酶学特性产生重要影响^[4]。不同区域大量的研究表明,植被恢复通过增加地表凋落物和地下有机物(细根及根系分泌物)输入,从而显著降低土壤容重^[5-6],增强团聚体稳定性^[7-8],改善土壤持水能力和入渗性能^[6,9],从而改善土壤综合物理性质,并促进退化土壤理化性质的恢复。对于风蚀地区,非农田系统的永久性植被对预防风蚀也具有显著的效果^[10]。野外考察也发现,受盛行风向的影响,水蚀风蚀交错区坡向对植被的空间分布和土壤性质也有十分显著的影响。但是根据目前的资料,对于风蚀地区(荒漠区)和南部水蚀区的研究相对较多,而对于生态环境极为脆弱、土地荒漠化严重的水蚀风蚀交错区的相关研究则很少,其主要科学问题在于:(1)植被恢复对该区土壤性质的恢复有多大影响,不同恢复模式间有无差异;(2)采用哪些土壤指标更能敏感反映植被恢复对土壤性质的影响。基于此,以陕西省神木县六道沟小流域为研究区域,探讨了不同植被恢复模式和阶段对土壤物理性质的影响特征,以期为研究区生态恢复的合理评价及土壤物理指标遴选提供数据基础。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于陕西省北部榆林市神木县西沟乡六道沟小流域,地处毛乌素沙地的东南缘,是晋陕蒙接壤部最大的煤田——神府煤田的所在地。小流域主沟道南北走向,为窟野河的二级支流,地理坐标为 110°21′—110°23′E、38°46′—38°51′N,海拔高度 1081.0—1273.7 m,调查区相对高差在 100m 以内,黄土覆盖层厚度一般在 30m 左右,地表主要为侵蚀残余的老黄土(午城黄土),为典型的黄土丘陵景观,但是由于长期的水蚀风蚀交互作用,有些地段可见到大量的砂礓堆积,也可见到部分风蚀作用形成的沙梁,因此地表物质组成变异很大。研究区年均气温 8.4℃,月平均最低温 -9.7℃(1 月份),最高温 23.7℃(7 月份), ≥ 10 ℃年积温 3232℃,无霜期 169 d;盛行风向为 NW,年平均风速为 2.2 m/s;年均降水量 437.4 mm,6—9 月份降水量占全年降

水量的 77.4%, 年蒸发量 785.4 mm, 平均干燥度为 1.8, 属于中温带半干旱气候类型区^[1], 为森林草原和干草原或沙化草原的过渡区^[11]。

1.2 研究方法

1.2.1 样地的选取与土样采集

本文重点研究草地恢复与重建对土壤物理性质的影响, 因此首先根据植被类型和坡向分别选取农田弃耕地(4 块)、不同生长年限的紫花苜蓿(*Medicago sativa*)人工草地或由其退化后形成的次生天然草地(8 块)以及柠条(*Caragana korshinskii*)灌木林地(1 块)等共计 15 块样地。在样地选取时充分考虑海拔、坡度、坡位(均为中部)以及土壤状况等具有相对接近的立地条件(表 1), 以保证样地间具有较好的可比性。样地面积一般在 600 m² 以上, 时间较长的次生天然草地距离居民点较远, 面积也较大, 多在 2000 m² 以上。通过向当地居民调查确定植被恢复年限, 另外选取南北坡农田各一块作为植被恢复以前的参照, 并假定其植被恢复时间为 0 a (表 1)。样地选好后, 首先进行植物群落学调查, 在明确植物群落组成和演替特征的基础上, 在每一块样地中选取 3 个代表性的位置(即 3 次重复), 采用剖面法分两层(即 0—20cm 和 20—40cm)采集土样, 主要包括: 用环刀采集原状土样测定土壤容重和饱和导水率; 采集混合土样(1.5 kg 左右), 在室内经风干以后分为两份, 一份直接用于测定土壤的团聚体稳定性, 另一份磨碎并过 2 mm 筛, 用于测定颗粒组成、养分含量等其它理化性质。一共采集了 45 个剖面, 每个剖面 4 个原状土样、2 个混合样, 共计 180 个原状土样和 90 个混合样。

表 1 神木六道沟植被恢复样地立地条件

Table 1 The site conditions of the vegetation recovery quadrats in Liudaogou catchment in Shenmu County, Shaanxi Province

序号 Code	植被类型 Vegetation types	年限/a Age	位置 Location	海拔/m Altitude	坡度/(°) Slope gradient	坡向/(°) Aspect
1	农田 Farmland (F ₁)	0	当中岭	1217	12.0—15.0	SW65
2	人工草地 Alfalfa grassland (G ₁)	1	脑畔	1180	13.0—16.0	SW50
3	次生天然草地 * Secondary natural grassland (G ₂)	21	当中岭	1203	7.0—13.0	SW23
4	次生天然草地 Secondary natural grassland (G ₃)	30	当中岭	1216	13.0—16.0	SW62
5	农田 Farmland (F ₂)	0	木瓜畔	1207	17.5—19.0	NE78
6	人工草地 Alfalfa grassland (G ₄)	1	闹泥渠	1191	12.5—15.5	NE43
7	人工草地 Alfalfa grassland (G ₅)	6	木瓜畔	1233	7.0—10.0	NW28
8	次生天然草地 Secondary natural grassland (G ₆)	10	榆树耳子	1233	10.0—14.5	NE21
9	次生天然草地 Secondary natural grassland (G ₇)	14	试验站	1214	8.0—14.1	NE21
10	次生天然草地 Secondary natural grassland (G ₈)	30	北圪坝	1230	19.0—25.0	NW6
11	弃耕地 Abandoned farmland (G ₉)	1	脑畔	1185	5.0—8.0	SW45
12	弃耕地 Abandoned farmland (G ₁₀)	1	木瓜畔	1209	17.5—19.0	NE78
13	弃耕地 Natural grassland (G ₁₁)	10	当中岭	1208	14.0—15.0	SW62
14	弃耕地 Abandoned farmland (G ₁₂)	10	榆树耳子	1241	18.0—20.0	NW5
15	柠条灌丛 Scrubland (Sc)	30	平凉盖	1223	8.0—10.0	SW8

* 注: 次生天然草地全部为废弃的紫花苜蓿人工草地

1.2.2 样地植被状况描述

本研究根据植被类型和坡向选取 15 块样地。

(1) 农田(F₁、F₂) 研究区全部为一年一熟制, 所选南北坡农田当季作物分别为大豆和谷子。

(2) 紫花苜蓿草地(G₁、G₄和 G₅) 1—6a 人工草地的紫花苜蓿盖度一般在 80% 以上, 每年 6 月份和 9 月份割草 2 次, 群落中分布的杂草种数为 14—23 种, 优势种主要有草木樨状黄芪(*Astragalus melilotoides*)、山苦荬(*Ixeris chinensis*)、达乌里胡枝子(*Lespedeza davurica*)、沙茴香(*Ferula bungeanum*)、砂珍棘豆(*Oxytropis racemosa*)等。

(3) 弃耕地(G₉—G₁₂) 1a 弃耕地物种数为 16—20 种, 植被总盖度为 25%—40%, 优势种主要有田旋花

(*Convolvulus arvensis*)、沙蓬(*Agriophyllum squarrosum*)、苦菜(*Lectuce tatarica*)等;10a 弃耕地物种数为 14—15 种,总盖度 60%—95%,优势种主要包括达乌里胡枝子、长芒草(*Stipa bugeana*)、草木樨状黄芪、茵陈蒿(*Artemisia capillaris*)、中华隐子草(*Cleistogenes chinensis*)等。

(4)次生天然草地(G_2 、 G_3 、 G_6 — G_8) 由于研究区人工草地从来不施肥,至多 6 月份结合割草进行一次中耕除草,因此土壤水分和养分逐渐被耗竭,一般在 6a 以后草地产草量已严重下降,由最初的 4000—5000 kg hm^{-2} 降低到 1000 kg hm^{-2} 以下^[12],失去利用价值,加之该地区地广人稀,很少进行复垦,而是任其自然恢复为天然长芒草草地植被。10—30a 次生天然草地总盖度为 65—100%,物种组成为 12—20 种,而且随着恢复时间的延长,其物种数呈减少的趋势,主要优势种包括:长芒草、茵陈蒿、硬质早熟禾(*Poa sphondylodes*)、草木樨状黄芪、达乌里胡枝子等。

(5)柠条灌丛(Sc) 灌木层仅有柠条一种植物,盖度 40% 左右;草本层盖度 60% 左右,种数为 20,优势种主要有茵陈蒿、达乌里胡枝子、狗尾草(*Setaria viridis*)、长芒草、远志(*Polygala tenuifolia*)等。

1.2.3 测定方法与计算

土壤容重、比重、孔隙度均采用常规方法测定或计算^[13],机械组成采用吸管法测定。饱和导水率采用衡水头法测定:首先在原状环刀土样上端,用一个空环刀扣在上边,并用胶带将连接处密封,然后将环刀放入白瓷盘中,开始轻轻注水,使土柱由下向上逐渐饱和并排除土壤中空气,注水深度以略高于土面为止。经过 30—60min 土壤被饱和以后,将土柱取出并迅速安装到固定装置上,用马氏瓶从上端供水,控制水头 30 mm 左右,在土柱下端用容器承接渗出的水样,从出流开始计算时间,每间隔 30min 测定 1 次,当连续 5 组测定值的相对误差小于 5% 时认为达到稳定阶段,并以最后 5 组测定值的平均值作为稳定饱和导水率(K_s)。饱和导水率计算公式如下:

$$K_s = QL / (AtH) \quad (1)$$

式中, K_s 为饱和导水率($mm \min^{-1}$); Q 为流量(mm^3); L 为土柱长度,均为 50 mm; A 为土柱截面积(mm^2); t 为时间($\min$); H : 水头高度(mm),为 30 mm 左右。

土壤团聚体稳定性测定:首先将土样大土块掰成 2 cm 以下的小土块进行风干,然后进行干筛并确定出各个粒级的权重,再根据权重配出 3 份 50g 样品(即 3 次平行)进行湿筛,确定出每一级水稳性团聚体的重量百分数,再根据下式^[14]求出表征团聚体稳定性大小的平均重量直径(MWD):

$$MWD = \sum_{i=1}^n X_i W_i \quad (2)$$

式中, MWD 为平均重量直径(mm); X_i 为每一级组团聚体的平均直径(mm); W_i 为第 X_i 级团聚体的重量百分数(%)。

1.2.4 数据统计与分析

文中所有数据均采用 SPSS11.0 统计软件包进行统计分析,方差分析达到显著水平的,再进行多重比较。

2 结果与分析

2.1 土壤容重、比重和总孔隙度

2.1.1 土壤容重

不同土地利用类型或植被恢复模式下土壤基本物理性质的测定结果表明,研究区土壤容重普遍较大(表 2),一般都在 1.35—1.50 g cm^{-3} ,平均(1.38 ± 0.11) g cm^{-3} ,而下层容重更大,平均高达(1.45 ± 0.08) g cm^{-3} ,即使是农田土壤,表层容重也一般都在 1.25—1.35 g cm^{-3} ,普遍高于黄土高原中南部的土壤容重(1.20—1.30 g cm^{-3})^[9, 15-16],趋近于毛乌素沙地土壤的容重特征(1.45—1.50 g cm^{-3})^[17],反映出典型的黄土高原土壤向荒漠带风沙土的过渡性特征。这与研究区长期以来水蚀风蚀并存导致的土地沙漠化具有密切关系。另一方面,该地区土壤有机质含量偏低(表层 3.19—6.43 g kg^{-1})^[18]也是导致其结构性差和容重偏大的重要

原因。

土壤容重的比较结果表明,由于人为耕作的原因,农田表层 0—20cm 土壤的容重最低,而正在利用的人工草地(1—6a)和柠条灌木林地土壤容重则较高,一般都在 1.40 g cm^{-3} 以上(表 2),这与人工草地每年 2 次的人工割草以及频繁放牧等引起的人畜践踏有关。随着紫花苜蓿人工草地的退化和次生天然草地的逐渐恢复,人畜踩踏次数减少,表层容重也逐渐降低($G_6—G_8$)。农田、灌丛、草地以及弃耕地下层(20—40cm)土壤容重均相对较高,变化范围为 $1.41—1.51 \text{ g cm}^{-3}$,但无统计学差异。从“农田-人工草地-次生天然草地”这一草地恢复序列来看,随着植被恢复时间的延长($F_2—G_8$),表层土壤容重表现为明显的先增大后降低的变化趋势,而下层土壤容重则基本上表现为持续降低的趋势。弃耕地($G_9—G_{12}$)植被自然恢复条件下表层土壤容重的变化趋势也基本相同,但下层变化不明显(表 2),这可能与恢复时间较短(1—10a)有关。总之,植被恢复对于降低土壤容重、改善土壤结构均具有十分显著的作用,但是人畜践踏会降低植被恢复的作用,特别是对于表层土壤。

表 2 不同植被恢复模式下土壤容重、比重与孔隙度的变化

Table 2 Changes in soil bulk density (BD), density (D), and total porosity (Pt) for different vegetation recovery patterns

植被类型 Vegetation types	年限 Age/a	0—20 cm			20—40 cm		
		容重 BD/ (g cm^{-3})	比重 D Density	总孔隙度 Pt/ %	容重 BD/ (g cm^{-3})	比重 D Density	总孔隙度 Pt/ %
F_1 (S)	0	1.26(0.13) ab	2.483(0.004) ab	49.7(5.3) ab	1.50(0.06) cd	2.519(0.073)	40.6(2.4) abc
G_1 (S)	1	1.29(0.11) abc	2.489(0.037) ab	48.2(4.3) cd	1.51(0.04) cd	2.537(0.045)	40.3(1.4) ab
G_2 (S)	21	1.49(0.11) fg	2.538(0.008) bc	41.4(4.5) ab	1.42(0.07) abcd	2.533(0.033)	44.0(2.6) bcd
G_3 (S)	30	1.46(0.03) efg	2.600(0.072) c	43.8(1.3) abc	1.49(0.05) bcd	2.568(0.040)	41.9(2.0) ad
F_2 (N)	0	1.34(0.09) bcd	2.499(0.019) ab	46.1(3.8) cd	1.42(0.03) abcd	2.474(0.030)	42.6(1.1) ad
G_4 (N)	1	1.39(0.03) cdef	2.534(0.009) b	45.2(1.2) bcd	1.45(0.10) abcd	2.529(0.012)	42.6(4.1) ad
G_5 (N)	6	1.41(0.04) cdefg	2.517(0.009) ab	44.2(1.5) abc	1.42(0.18) abcd	2.541(0.004)	44.0(6.9) bcd
G_6 (N)	10	1.44(0.05) defg	2.544(0.010) bc	43.5(1.8) abc	1.41(0.02) abc	2.540(0.009)	44.7(0.7) d
G_7 (N)	14	1.39(0.05) cdef	2.517(0.013) ab	44.7(1.8) bc	1.38(0.04) a	2.539(0.009)	45.5(1.5) d
G_8 (N)	30	1.35(0.07) bcde	2.459(0.097) a	45.0(2.9) bc	1.39(0.05) ab	2.505(0.040)	44.7(1.9) d
G_9 (S)	1	1.19(0.09) a	2.530(0.014) b	53.2(3.8) e	1.52(0.04) d	2.530(0.012)	40.0(1.6) ab
G_{10} (N)	1	1.34(0.09) bcd	2.510(0.032) ab	46.7(3.7) cd	1.42(0.03) abcd	2.512(0.020)	43.5(1.0) abcd
G_{11} (S)	10	1.39(0.05) cdef	2.498(0.035) ab	44.3(2.1) abc	1.43(0.05) abcd	2.515(0.017)	43.1(1.9) abcd
G_{12} (N)	10	1.35(0.10) bcde	2.526(0.014) ab	46.7(3.9) cd	1.46(0.08) abcd	2.545(0.013)	42.8(3.0) abcd
Sc (S)	30	1.52(0.10) g	2.520(0.018) ab	40.0(4.1) a	1.51(0.07) cd	2.509(0.024)	39.9(2.7) a
显著度 Sig.		0.000	0.021	0.000	0.009	0.170	0.010

F: 农田, G: 草地, Sc: 灌丛, S: 南坡, N: 北坡; 同一列数据中标有相同字母的表示其统计差异不显著 ($P > 0.05$); 表内括弧中数据为标准差 (SD)

从不同坡向的比较结果(表 3)来看,北坡表层土壤的容重略高于南坡 ($P > 0.05$),表明北坡土壤沙化现象更为严重,因为质地越粗,颗粒间排列越紧密,因而容重也就越大。但下层土壤则相反,南坡容重显著高于北坡 ($P < 0.05$),其原因可能在于南坡下层土壤中 $> 2\text{mm}$ 砂礓含量较高,平均达 6.7%,而北坡平均只有 2.1%(表 5)。

表 3 不同坡向土壤主要物理性质的比较

Table 3 Comparison of main soil physical properties for different slope aspects

土层深/cm Soil layer	坡向 Slope aspects	容重 BD (g cm^{-3})	比重 D Density	总孔隙度 Pt/%	饱和导水率 K_s / (mm min^{-1})	平均重量直径 MWD/mm
0—20	南坡 South	1.37(0.12) a	2.526(0.037) a	45.8(4.8) a	1.44(0.68) a	1.37(0.52) a
	北坡 North	1.38(0.04) a	2.511(0.027) a	45.3(1.2) a	1.49(1.17) a	1.18(0.56) a
	平均 Even	1.37(0.09)	2.518(0.032)	45.5(3.2)	1.46(0.94)	1.27(0.53)
20—40	南坡 South	1.48(0.04) a	2.531(0.020) a	41.4(1.6) a	0.77(0.79) a	—
	北坡 North	1.42(0.03) b	2.524(0.026) a	43.8(1.1) b	1.14(0.79) a	—
	平均 Even	1.45(0.05)	2.527(0.023)	42.7(1.8)	0.97(0.78)	—

表内括弧中数据为标准差(SD); 同一列数据中标有相同的字母表示其统计差异不显著 ($P > 0.05$)

2.1.2 土壤比重

研究区表层土壤比重变化范围为 2.347—2.671, 平均 2.518 ± 0.044 ; 下层土壤比重变化范围为 2.440—2.603, 平均 2.526 ± 0.033 。可见研究区土壤比重相对于一般土壤(2.65)而言略有偏低, 可能有两个原因: 一是研究区土壤中重矿物($D > 2.9$)和黏土矿物成分含量较低^[15, 19], 二是该区土壤中普遍含有较多的 CaCO_3 结核(砂礓), 这种多孔性成分中包含的空气在测定过程中较难排除干净, 因此可能对试验结果有一定影响。表层土壤比重略低于下层, 反映了以风蚀作用为主的侵蚀作用导致表层土壤中重矿物(主要为细颗粒)有较多的损失。

由表 2 可见, 不同植被下表层土壤比重有显著差异($P < 0.05$), 但无明显的规律性。下层及不同坡向(表 3)土壤比重的差异不显著。这些表明土壤比重在垂直方向和坡向间无显著分异, 受植被变化的影响也不明显, 主要还是继承其母质的特性。

2.1.3 土壤孔隙度

土壤总孔隙度的计算结果(表 2)显示, 孔隙度一般都在 50% 以下, 表层略高, 平均 $(45.6 \pm 4.5)\%$, 而下层略低, 平均 $(42.6 \pm 3.2)\%$, 这显著低于黄土高原中南部的孔隙度水平(50%—60%)^[9, 15]。野外调查也发现, 该地区土壤很容易板结并形成坚硬的土体, 这不仅直接阻碍植物根系的生长发育, 而且不利于降雨的入渗, 因此一旦降雨坡面很容易产流, 从而导致严重的水土流失。原因主要在于: ①研究区土壤砂粒含量高(30%—50%), 颗粒间接触紧密; ②土壤形成以现代侵蚀和风沙沉积为主, 物质淋溶和化学风化微弱^[20], 土壤中 CaCO_3 含量高而有机质含量低, 容易板结。

随着植被恢复时间的延长, 表层土壤的孔隙度表现为明显的先减小后增大的变化趋势($F_2 - G_{10}$), 而下层土壤孔隙度则表现为持续增大的趋势, 这与容重的变化趋势恰恰相反, 表明植被恢复对于降低容重、增加孔隙度、改善土壤结构性能具有十分显著的作用。不同坡向的比较结果(表 3)表明, 南坡表层土壤孔隙度略高于北坡($P > 0.05$), 而下层则是北坡显著高于南坡($P < 0.05$), 反映出土壤孔隙度不仅与容重密切相关, 而且还与土壤中的砂礓或砾石含量也有很大关系, 砂礓含量越高则孔隙度越低。

2.2 土壤颗粒组成与质地

土壤颗粒组成的分析结果(表 4)表明, 总的来讲研究区土壤粉粒(0.002—0.05 mm)含量最高, 平均达 51.6%, 其次是砂粒含量, 平均为 44.2%, 黏粒(< 0.002 mm)含量极低, 一般都在 1.0% 以下, 个别可达到 7%—10%。此外, 土壤中还有含量不等的砾石或者砂礓(> 2 mm), 含量一般在 4% 以下, 个别地块可高达 16% 以上。因此土壤质地总体上属于粉质壤土至砂壤土类型, 反映了研究区典型的沙化土壤特征。统计分析表明, 不同处理间除了黏粒(< 0.002 mm)含量无显著差异以外, 其余各粒级含量差异均达到统计显著水平($P < 0.05$), 但是进一步比较发现, 这些差异与植被的恢复过程及恢复模式没有明显的关系, 意味着土壤质地主要还是继承母质的特征, 而植被恢复在短期内($< 30\text{a}$)对土壤质地不会产生显著的影响, 也就是说土壤质地的退化或沙化很难通过植被的恢复来改变。但是不同坡向间砂粒和黏粒有明显的差异(表 5), 北坡表层与下层土壤砂粒含量均显著高于南坡, 而黏粒含量则是南坡高于北坡, 表明北坡(迎风坡)的沙化更为严重, 这是因为北坡为迎风坡, 会直接受到当地盛行风吹蚀作用的影响。不同土层的比较结果(表 4)显示, 表层土壤砂粒含量(44.9%)显著高于下层(39.8%), 表明当前土壤沙化或荒漠化现象仍在继续。另外, 无论是表层还是下层, 研究区土壤中砂粒含量均较高而黏粒含量均极低, 表明研究区土壤是在长期干旱、风蚀作用影响下形成的。常庆瑞等^[20]研究指出, 陕北农牧交错带土地荒漠化的本质在于土壤受风沙作用影响, 细粒物质逐渐减少, 表层消失, 或者被流沙取代, 使土壤的物质组成、理化性质和生产性能发生变化。这不仅反映出当前神木地区依然为干冷的北风所控制, 同时也表明研究区地史时期以来土壤沙化现象持续存在。

2.3 饱和导水率

总的来讲, 研究区土壤具有相对较高的饱和导水率(表 6), 表层平均为 $1.46\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$, 而下层相对较低, 平均为 $0.97\text{mm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。可见神木地区土壤的 K_s 值显著高于黄土高原中部子午岭地区的测定值(0.05—

$0.38 \text{ mm} \cdot \text{min}^{-1}$)^[9],表明土壤质地对于 K_s 起着决定性的作用,质地越粗, K_s 越高,这符合黄土高原土壤质地

表 4 水蚀风蚀交错带植被恢复对土壤颗粒组成与质地的影响

Table 4 Impacts of vegetation restoration on soil particle composition and texture in the cross area of wind and water erosion

植被类型 Vegetation Types	年限 Age/a	0—20cm 土壤颗粒组成/%				质地 Texture
		<0.002mm	0.002—0.05 mm	0.05—2 mm	>2 mm	
F(S)	0	7.5 (12.3)	58.6 (10.7) b	34.0 (4.3) a	4.4 (1.7) c	粉壤
G ₁ (S)	1	2.1 (3.2)	61.3 (4.5) b	36.6 (3.6) ab	0.7 (0.5) a	粉壤
G ₂ (S)	21	5.6 (9.4)	56.2 (8.1) ab	38.2 (1.6) ab	0.5 (0.0) a	粉壤
G ₃ (S)	30	0.2 (0.1)	45.7 (6.2) a	54.2 (6.1) d	3.6 (1.0) bc	沙壤
F(N)	0	0.3 (0.1)	50.3 (4.8) ab	49.4 (4.7) cd	0.6 (0.2) a	沙壤
G ₄ (N)	1	0.03 (0.06)	46.1 (3.7) a	53.8 (3.7) d	0.4 (0.3) a	沙壤
G ₅ (N)	6	0.1 (0.1)	46.6 (4.0) a	53.3 (4.0) d	1.8 (0.6) ab	沙壤
G ₆ (N)	10	8.3 (7.0)	50.3 (2.6) ab	41.5 (9.3) abc	12.3 (1.5) d	壤土
G ₇ (N)	14	0.1 (0.1)	59.1 (4.0) b	40.8 (3.9) abc	1.5 (0.5) a	粉壤
G ₈ (N)	30	0.2 (0.0)	60.6 (3.3) b	39.2 (3.3) abc	1.7 (0.9) ab	粉壤
G ₉ (S)	1	10.8 (9.4)	50.9 (3.4) ab	37.3 (7.4) ab	4.4 (1.7) c	壤土
G ₁₀ (N)	1	0.2 (0.0)	45.8 (3.9) a	54.0 (3.9) d	0.6 (0.2) a	沙壤
G ₁₁ (S)	10	0.2 (0.0)	49.9 (12.6) ab	49.9 (12.6) cd	0.8 (0.8) a	沙壤
G ₁₂ (N)	10	0.2 (0.1)	53.7 (5.7) ab	46.1 (5.8) bcd	0.6 (0.1) a	粉壤
Sc(S)	30	0.3 (0.1)	53.7 (4.7) ab	46.0 (4.7) bcd	1.0 (0.1) a	粉壤
平均 Even	—	2.4 (5.5)	52.7(7.4)	44.9(8.5)	2.3 (3.1)	粉壤
显著度 Sig.		0.160	0.010	0.000	0.000	
植被类型 Vegetation Types	年限 Age/a	20—40cm 土壤颗粒组成/%				质地 Texture
		<0.002mm	0.002—0.05 mm	0.05—2 mm	>2 mm	
F(S)	0	13.7(11.9)	58.3(3.5) bcd	27.9(9.5) a	16.5 (6.6) b	粉壤
G ₁ (S)	1	5.5(8.5)	64.4(7.6) cd	30.1(1.5) ab	5.2 (1.4) a	粉壤
G ₂ (S)	21	2.5(4.0)	65.2(6.8) d	32.3(4.4) abc	0.4 (0.1) a	粉壤
G ₃ (S)	30	4.2(6.8)	54.1(11.6) abc	41.7(10.0) abcd	1.6 (0.2) a	粉壤
F(N)	0	4.0 (6.6)	49.5 (2.9) abc	46.5 (9.5) cd	0.0 (0.0) a	沙壤
G ₄ (N)	1	0.2 (0.1)	57.9(12.5) bcd	42.0(12.6) abcd	0.1 (0.01) a	粉壤
G ₅ (N)	6	0.2 (0.0)	60.5(7.5) bcd	39.3(7.5) abcd	14.4(5.9) b	粉壤
G ₆ (N)	10	0.1 (0.1)	54.3(8.4) abcd	45.6(8.5) bcd	1.2 (0.4) a	沙壤
G ₇ (N)	14	0.1 (0.1)	59.7(6.5) bcd	40.2(6.6) abcd	1.6 (0.6) a	粉壤
G ₈ (N)	30	0.2 (0.0)	64.1(2.1) cd	35.7(2.0) abc	0.5 (0.1) a	粉壤
G ₉ (S)	1	9.4(8.0)	59.0(4.4) bcd	31.6(5.9) abc	16.5(6.6) b	粉壤
G ₁₀ (N)	1	7.7 (6.7)	40.9(4.8) a	51.4(1.9) d	0.0 (0.0) a	壤土
G ₁₁ (S)	10	0.1 (0.1)	45.3(14.9) ab	54.6(14.9) d	0.0 (0.0) a	沙壤
G ₁₂ (N)	10	0.3 (0.2)	55.9 (6.2) bcd	43.8 (6.4) bcd	0.0 (0.0) a	粉壤
Sc(S)	30	0.3 (0.1)	65.5(4.4) d	34.1(4.4) abc	1.4 (0.5) a	粉壤
平均 Even	—	3.2(6.1)	57.0(9.6)	39.8(10.1)	4.0 (6.5)	粉壤
显著度 Sig.		0.115	0.011	0.001	0.000	

F: 农田, G: 草地, Sc: 灌丛, S: 南坡, N: 北坡; 土壤颗粒组成数据为不包含 >2 mm 的砾石或者砂礓含量; 同一列数据中标有相同的字母表示其统计差异不显著 ($P > 0.05$); 表内括弧中数据为标准差 (SD)

表 5 不同坡向土壤颗粒组成的比较

Table 5 Comparison of soil particle compositions between different slope aspects

坡向 Slope aspects	0—20cm 土壤颗粒组成/%				20—40cm 土壤颗粒组成/%			
	<0.002mm	0.002— 0.05 mm	0.05—2 mm	>2 mm	<0.002mm	0.002— 0.05 mm	0.05—2 mm	>2 mm
南坡 South	4.4 (7.5) a	53.9(8.8) a	41.7(9.7) a	2.4 (2.0)	5.9 (7.9) a	57.7(10.3) a	36.4(12.0) a	6.7 (8.0) a
北坡 North	1.1 (3.2) b	51.8(6.3) a	47.1(7.0) b	2.3 (3.7)	1.5 (3.6) b	56.5(9.0) a	42.1(8.1) a	2.1 (4.7) a
平均 Even	2.4 (5.5)	52.7(7.4)	44.9(8.5)	2.3 (3.1)	3.2 (6.1)	57.0(9.6)	39.8(10.1)	4.0 (6.5)
显著度 Sig.	0.047	0.351	0.034	0.911	0.014	0.679	0.064	0.059

表内括弧中数据为标准差 (SD); 同一列数据中标有相同的字母表示其统计差异不显著 ($P > 0.05$)

北粗南细的地带性变化规律^[21],反映了土壤导水率也呈现为北高南低的变化趋势。但是由于水蚀风蚀交错区土壤的空间变异性很大, K_s 的空间变异性也很大(SD 较大),在沙土上最高可达 $10\text{mm}/\text{min}$,而在板结较为严重的硬黄土上最低的尚不足 $0.05\text{mm}/\text{min}$ 。从不同植被的比较来看,新播种的人工草地、弃耕地以及植被恢复较好的次生天然草地 K_s 相对较高,而正在利用的人工草地 ($1-6a$) K_s 则相对较低。从不同恢复年限草地 (G_4-G_8) K_s 的变化可以看出,表层与下层 K_s 均表现为一致的“高-低-高”变化趋势,表明在草地恢复初期 K_s 首先表现为下降的趋势,但是随着人工植被的衰颓与天然植被的自然恢复, K_s 在 $10a$ 以后又开始升高。显然,这与土壤总孔隙度的变化趋势一致,而与容重的变化趋势相反。此外,无论是表层还是下层,北坡 K_s 较南坡略高(表 3),与土壤质地的变化相一致,但无统计学差异($P>0.05$),可能因为其空间变异性较大的缘故。

表 6 植被不同恢复阶段土壤的饱和导水率和土壤团聚体稳定性

Table 6 Soil saturated conductivity (K_s) and aggregate stability for different vegetation recovery stages

植被类型 Vegetation Types	年限 Age/a	饱和导水率 $K_s/(\text{mm}/\text{min})$		团聚体平均重量直径/cm
		0—20 cm	20—40 cm	MWD
$G_1(S)$	1	1.06(0.62) a	0.16(0.08) a	0.94(0.18) ab
$G_2(S)$	21	1.05(0.39) a	1.24(1.25) a	1.87(0.30) cd
$G_3(S)$	30	0.94(0.23) a	0.37(0.25) a	2.15(0.47) d
$G_4(N)$	1	1.16(0.39) a	2.68(2.96) a	0.49(0.01) a
$G_5(N)$	6	0.89(0.21) a	1.08(0.68) a	0.83(0.17) ab
$G_6(N)$	10	0.66(0.22) a	0.64(0.20) a	2.02(0.16) cd
$G_7(N)$	14	1.04(0.34) a	0.45(0.20) a	1.78(0.28) cd
$G_8(N)$	30	1.57(0.68) a	0.78(0.31) a	1.33(0.74) bc
$G_9(S)$	1	4.06(4.31) b	1.66(3.11) a	1.01(0.23) ab
$G_{10}(N)$	1	1.55(0.80) a	0.11(0.05) a	0.84(0.18) ab
$G_{11}(S)$	10	1.28(0.29) a	0.61(0.16) a	1.30(0.13) bc
$G_{12}(N)$	10	1.02(0.97) a	0.65(0.49) a	0.95(0.17) ab
Sc(S)	30	2.75(3.21) ab	2.16(3.07) a	0.94(0.30) ab
平均 Even		1.46(1.70)	0.97(1.60)	1.26(0.56)

G: 草地, Sc: 灌丛, S: 南坡, N: 北坡; 同一列数据中标有相同的字母表示其统计差异不显著($P>0.05$); 表内括弧中数据为标准差(SD)

2.4 土壤结构与团聚体稳定性

土壤水稳性大团聚体含量的高低与团聚体稳定性大小是衡量土壤结构好坏的重要综合性指标,平均重量直径(MWD)可以较好地反映土壤团聚体的稳定性, MWD 越大表示土壤团聚体稳定性越强,土壤结构也就越好^[13-14]。分析结果表明,植被恢复过程对于土壤结构和团聚体稳定性具有很大影响。由表 6 可见,无论是人工草地还是弃耕地,随着植被的恢复, MWD 都有不同程度的增加,表明植被恢复可以明显改善土壤结构性能,其原因主要在于植物细根和土壤有机质的增加对团聚体稳定性的增强^[22]。但是由于研究区土壤有机质含量普遍较低,最大也只有 6.428g kg^{-1} ^[18],因此对于严重沙化的土壤来讲,有机质的作用可能是比较有限的,而植被恢复对土壤中细根含量的增加可能起着更为关键的作用。有研究表明,植物 $\leq 1\text{mm}$ 的细根量可以显著提高直径 $>3\text{mm}$ 大粒级水稳性团聚体的含量及总量,因为一方面细根本身可以对土壤颗粒起到物理固结作用,另一方面植物根系自身的代谢作用会产生斥水性有机化合物,其总量可能不高,但是对于胶结土壤颗粒、降低浸润过程中土壤颗粒的湿润速率却具有重要作用^[7-8, 23-25],从而显著增强土壤抗分散、悬浮的能力。

以时间序列较完整的阴坡草地(G_4-G_8)为例(图 1),可以看出,随着植被恢复时间的延长,在 $10a$ 以前 MWD 的增加比较明显($P<0.05$),而之后则略有下降($P>0.05$)。这与黄土高原子午岭地区的研究结果基本一致^[9],即土壤团聚体稳定性最高的阶段均出现在植被演替的中期,表明植被恢复与退化土壤质量的恢复具有密切的内在联系。从不同径级水稳性团聚体组成的变化可以看出, MWD 与 $>5\text{mm}$ 大团聚体含量的变化基本一致,而与 $<0.25\text{mm}$ 小团聚体含量的变化趋势相反, $0.25-5\text{mm}$ 团聚体组成的变化相对较小,但该粒径组团聚体在顶极群落——长芒草群落阶段含量则相对较高,可能意味着在植被恢复时间较长的次生天然草地阶段土壤团聚体的水稳性不见得最高,但团聚体的组成更趋合理,土壤容重较低而孔隙度较高(表 2),通气性和

持水性因而也较好。

由表 6 还可以看出,灌丛土壤的 MWD 为 0.95mm,显著低于相同恢复年限(30a)的北坡和南坡次生天然草地(1.33mm 和 2.15mm);10a 弃耕地土壤的 MWD (0.95—1.30mm)也显著低于 10a 次生天然草地(2.02mm)。可见从植被恢复对土壤结构恢复的影响来讲,通过种植人工草地并逐渐使其演化为次生天然草地的植被恢复模式,可以显著改善土壤的物理性质,其作用明显优于直接种植柠条和自然弃耕等植被恢复模式。其原因可能在于植物细根对土壤结构的改善作用,灌丛与 10a 弃耕地主要优势植物柠条、达乌里胡枝子、草木樨状黄芪等豆科植物以及茵陈蒿均属于深根性植物,灌丛植被地表草本层的盖度与地上生物量均较小,而次生天然草地的优势种长芒草则为浅须根系植物,盖度与生物量也较灌丛植被要高。韩凤朋等^[26]的研究表明,该区长芒草对土壤水分、养分的影响深度仅为 60cm,而荀俊杰等^[27]则研究发现,柠条幼林(5a)的细根分布区和活跃层为 60—90cm。因此长芒草草地表层细根分布可能相对较多,而根系分泌物及死根分解产物均有利于土壤颗粒胶结和团聚体的形成^[7-8, 22]。

不同坡向 MWD 的比较结果(表 3)表明,南坡土壤 MWD 高于北坡,意味着在有机质含量相对较低的情况下,团聚体稳定性主要与土壤中细颗粒的含量有关,细颗粒含量越高,比表面积就越大,土壤就越容易胶结,土壤团聚体稳定性也就越强。因此,在水蚀风蚀交错区,遏制土壤退化和促进其恢复的关键在于恢复植被和减少土壤细颗粒的损失。

2.5 主要物理性质的相关性分析

对表层 0—20cm 土壤主要物理性质的相关性分析结果表明,饱和导水率(K_s)、比重(D)与其它因子的相关性均达不到统计显著水平($P > 0.05$),容重与总孔隙度除了相互间有显著相关性以外,与其它因子相关性也达不到统计显著水平。在水稳性团聚体构成中,1—0.5mm 团聚体与 <0.25mm 团聚体呈显著正相关($r = 0.561^*$)、<0.25mm 团聚体与 >5mm 团聚体呈负相关($r = -0.710^{**}$),2—1mm 团聚体含量与土壤中粉粒(0.05—0.002mm)含量呈显著正相关($r = 0.653^*$),而与砂粒(>0.05mm)含量呈显著负相关($r = -0.643^*$)。 MWD 与 >5mm、5—2mm 两级团聚体含量极显著正相关($r = 0.987^{***}$ 和 0.763^{**});而与 0.5—0.25mm 及 <0.25mm 两级团聚体含量呈极显著负相关($r = -0.814^{**}$ 和 -0.797^{**})。总的来讲,研究区土壤不同物理性质之间的相关性较差,这与研究区土壤质地较粗、有机质含量极低、土壤不易形成良好的结构有很大关系。

此外,研究发现土壤黏粒与砂礓的含量呈显著的正相关关系($r = 0.658^{**}$),表明砂礓的形成与土壤中黏粒的存在有密切关系。张景略^[28]早在 1958 年就研究发现,在砂性较大的土壤和母质中碳酸盐新生体一般较小,这也为研究区南坡砂礓含量高而北坡砂礓含量低(表 5)的原因给出了合理解释。

3 主要结论

(1)黄土高原北部水蚀风蚀交错区土壤容重、砂粒含量以及饱和导水率普遍较高,而总孔隙度与黏粒含量则较低,反映了研究区土壤质量严重退化的严峻现状。不同模式的植被恢复均可不同程度地改善土壤的物理性质,而且随植被恢复时间的延长,这种效应会进一步增强。通过种植人工草地并使其自然恢复为次生天然草地的植被恢复模式,对土壤结构的改善作用显著优于直接种植柠条灌丛和自然弃耕等模式。植被恢复在短期内(<30a)对土壤颗粒组成和比重等无显著影响。

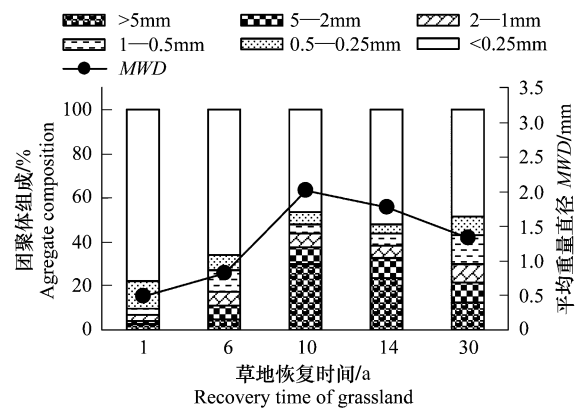


图1 不同恢复年限草地 0—20cm 土层土壤水稳性团聚体组成与稳定性变化

Fig.1 Changes in soil water-stable aggregate constituents and stability in layer of 0—20cm for different recovery ages in grassland

(2) 水蚀风蚀交错区北坡(迎风坡)土壤沙化现象比南坡(背风坡)更为严重,具体表现为北坡土壤砂粒含量增加而黏粒含量降低,容重和饱和导水率增大,团聚体稳定性降低,结构性变差。因此加强北坡沙化土壤的植被恢复和治理具有更大的紧迫性和重要性,对于遏制整个区域的生态退化具有重要意义。

(3) 从植被恢复生态效应评价的角度来看,土壤容重、总孔隙度以及团聚体稳定性表现较为敏感,可以作为对水蚀风蚀交错区土壤物理性质评价的主要指标,而颗粒组成和比重的变化不敏感,饱和导水率尽管对植被恢复也有较好的响应,但与土壤质地具有更密切的关系,而质地和研究区的空间变异性很大,因此这些均不适合作为主要的评价指标。

References:

- [1] Tang K L, Hou Q C, Wang B K, Zhang P C. Environment background and administration way of wind-water erosion crisscross region and Shenmu experimental area on the Loess Plateau. *Memoir of Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, China*, 1993, 12 (18): 2-15.
- [2] Group of CAS Science Survey on the Loess Plateau. Regional characteristics and its control of soil erosion in the Loess Plateau. Beijing: China Science and Technology Press, 1990: 80-83.
- [3] Jing K, Li J Z, Li F X. Study on delimitation of course sand area in the middle Yellow River. *Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation*, 1997, 3(3): 10-15, 37.
- [4] Ladd J N, Foster R C, Skjemstad J O. Soil structure: carbon and nitrogen metabolism. *Geoderma*, 1993, 56: 401-434.
- [5] Cao C Y, Jiang D M, Teng X H, Jiang Y, Liang W J, Cui Z B. Soil chemical and microbiological properties along a chronosequence of *Caragana microphylla* Lam. plantations in the Horqin sandy land of Northeast China. *Applied Soil Ecology*, 2008, 40(1): 78-85.
- [6] Ma X H, Jiao J Y, Wen Z M, Bai W J, Jiao F. The changes of soil physical properties in abandoned lands during vegetation restoration in hilly and gully regions on the Loess Plateau. *Research of Soil and Water Conservation*, 2005, 12(1): 17-21.
- [7] Wu Y, Liu S Q, Fu X Q, Wang J X. Study on improving soil water-stable aggregates amounts by botanic roots. *Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation*, 1997, 3(1): 45-49.
- [8] Dong H X, Li X W, Zhang J, Fan B, Fan C. Biomass of fine root and its relationship with water-stable aggregate in compound lands of triploid *Populus tomentosa* on lands converted from agricultural lands. *Scientia Silvae Sinicae*, 2007, 43(5): 24-29.
- [9] Li Y Y, Shao M A. Change of soil physical properties under long-term natural vegetation restoration in the Loess Plateau of China. *Journal of Arid Environments*, 2006, 64(1): 77-96.
- [10] McConnell S G. Potential wind and water erodibility of four land-use systems in south-eastern Montana, U. S. A. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 1989, 25(2/3): 207-215.
- [11] Zou H Y, Guan X Q, Han R L, Zhang X. The probe of ecological basis of vegetation-renewing in Loess Plateau. *Journal of Soil and Water Conservation*, 1995, 2(4): 1-4.
- [12] Li Y Y, Shao M A, Shangguan Z P, Wang L M. Study on the degrading process and vegetation succession of *Medicago sativa* grassland in North Loess Plateau, China. *Acta Prataculturae Sinica*, 2006, 15(2): 85-92.
- [13] Liu G S. Physical and Chemical Analysis and Profile Description of Soil. Beijing: China Standard Press, 1996: 5-21.
- [14] Le Bissonnais Y. Aggregate stability and assessment of soil crustability and erodibility I. Theory and methodology. *European Journal of Soil Science*, 1996, 47: 425-437.
- [15] Yang W Z, Shao M A. Soil water research of the Loess Plateau. Beijing: Science Press, 2000: 30-36.
- [16] Lian G, Guo X D, Fu B J, Hu C X. Spatial variability of bulk density and soil water in a small catchment of the Loess Plateau. *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26(3): 647-654.
- [17] Liu J Z, Shi J L, Lei J Y, Gao G X, Wu F Q. Diversity analysis on physical-chemical properties and yield of corn in the south of Maowusu Sandlot different no-tillage farmland. *Agricultural Research in the Arid Areas*, 2006, 24(6): 29-34.
- [18] Li Y Y, Zheng J Y, Shao M A, Li Q F. Impact of grassland recovery and reconstruction on soil organic carbon in the northern Loess Plateau. *Acta Ecologica Sinica*, 2007, 27(6): 2279-2287.
- [19] Liu D S. Loess and Environment. Beijing: Science Press, 1985: 208-227.
- [20] Chang Q R, An S S, Liu J, Wen Z G. Study on the characteristics of land desertification in the agriculture and animal husbandry interlace zone of Northern Shaanxi. *Acta Pedologica Sinica*, 2003, 40(4): 518-523.
- [21] Li Y S, Han S F, Wang Z H. Soil water properties and its zonation in the Loess Plateau. *Memoir of Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, China*, 1985, (2): 1-17.

- [22] Wang Q K, Wang S L. Forming and stable mechanism of soil aggregate and influencing factors. *Chinese Journal of Soil Science*, 2005, 36(3): 415-421.
- [23] Piccolo A, Mbagwu J S C. Role of hydrophobic components of soil organic matter in soil aggregate stability. *Soil Science Society of America Journal*, 1999, 63: 1801-1810.
- [24] Boix-Fayos C, Calvo-Cases A, Imeson A C, Soriano-Soto M D. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena*, 2001, 44: 47-67.
- [25] Peng X, Zhang B, Zhao Q, Horn R, Hallett P D. Influence of types of restorative vegetation on the wetting properties of aggregates in a severely degraded clayey Ultisol in subtropical China. *Geoderma*, 2003, 115: 313-324.
- [26] Han F P, Dong L N, Luo W L, Zhang X C. Effects of *Stipa bungeana* on Soil Water Contents and Nutrients of Sloping Lands in Loess Plateau of China. *Acta Agrestia Sinica*, 2008, 16(4): 403-407.
- [27] Xun J J, Li J Y, Chen J W, Shi J W, Wang M B. Relationships of fine root standing length of *Caragana korshinskii* seedlings with environmental factors. *Acta Phytocologica Sinica*, 2009, 33(4): 764-771.
- [28] Zhang J L. The new calcareous formations in soils and parent materials in loessial area. *Chinese Journal of Soil Science*, 1958, (4): 10-14.

参考文献:

- [1] 唐克丽, 侯庆春, 王斌科, 张平仓. 黄土高原水蚀风蚀交错带和神木试区的环境背景及整治方向. *中国科学院水利部水土保持研究所集刊*, 1993, 12(18): 2-15.
- [2] 中国科学院黄土高原综合科学考察队. 黄土高原地区土壤侵蚀区域特征及其治理途径. 北京: 中国科学技术出版社, 1990: 80-83.
- [3] 景可, 李钜章, 李凤新. 黄河中游粗泥沙范围界定研究. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1997, 3(3): 10-15, 37.
- [6] 马祥华, 焦菊英, 温仲明, 白文娟, 焦峰. 黄土丘陵沟壑区退耕地植被恢复中土壤物理特性变化研究. *水土保持研究*, 2005, 12(1): 17-21.
- [7] 吴彦, 刘世全, 付秀琴, 王金锡. 植物根系提高土壤水稳性团聚体含量的研究. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1997, 3(1): 45-49.
- [8] 董慧霞, 李贤伟, 张健, 范冰, 范川. 退耕地三倍体毛白杨林地细根生物量及其与土壤水稳性团聚体的关系. *林业科学*, 2007, 43(5): 24-29.
- [11] 邹厚远, 关秀琦, 韩蕊莲, 张信. 关于黄土高原植被恢复的生态学依据探讨. *水土保持学报*, 1995, 2(4): 1-4.
- [12] 李裕元, 邵明安, 上官周平, 王丽梅. 黄土高原北部紫花苜蓿草地退化过程与植被演替研究. *草业学报*, 2006, 15(2): 85-92.
- [13] 刘光菰. 土壤理化分析与剖面描述. 北京: 中国标准出版社, 1996: 5-21.
- [15] 杨文治, 邵明安. 黄土高原土壤水分研究. 北京: 科学出版社, 2000: 30-36.
- [16] 连纲, 郭旭东, 傅伯杰, 虎陈霞. 黄土高原小流域土壤容重及水分空间变异特征. *生态学报*, 2006, 26(3): 647-654.
- [17] 刘建忠, 师江澜, 雷金银, 高国雄, 吴发启. 毛乌素沙地南缘不同免耕农田土壤理化性质及玉米产量差异分析. *干旱地区农业研究*, 2006, 24(6): 29-34.
- [18] 李裕元, 郑纪勇, 邵明安, 李秋芳. 黄土高原北部草地的恢复与重建对土壤碳密度的影响. *生态学报*, 2007, 27(6): 2279-2287.
- [19] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985: 208-227.
- [20] 常庆瑞, 安韶山, 刘京, 文治国. 陕北农牧交错带土地荒漠化本质特性研究. *土壤学报*, 2003, 40(4): 518-523.
- [21] 李玉山, 韩士峰, 汪正华. 黄土高原土壤水分性质与分区. *中国科学院水利部水土保持研究所集刊*, 1985, (2): 1-17.
- [22] 王清奎, 汪思龙. 土壤团聚体形成与稳定机制及影响因素. *土壤通报*, 2005, 36(3): 415-421.
- [26] 韩凤朋, 董丽娜, 罗文林, 张兴昌. 黄土高原侵蚀区长芒草对坡地土壤水分养分的影响. *草地学报*, 2008, 16(4): 403-407.
- [27] 荀俊杰, 李俊英, 陈建文, 史建伟, 王孟本. 幼龄柠条细根现存量与环境因子的关系. *植物生态学报*, 2009, 33(4): 764-771.
- [28] 张景略. 黄土区土壤和母质中的碳酸盐新生体. *土壤通报*, 1958, (4): 10-14.