

次降雨事件下雨养区典型小流域土壤水分运移规律

马田田¹, 柯浩成¹, 李占斌^{1,2}, 李鹏¹,
肖列¹, 张洋¹, 汤珊珊¹, 郑淋峰¹, 苏远逸¹, 白璐璐¹

(1. 西安理工大学省部共建西北旱区生态水利工程国家重点实验室, 西安 710048;

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: 以黄土丘陵沟壑区典型小流域为研究对象, 采用稳定同位素分析法, 结合野外调查和室内试验, 对绥德县王茂沟小流域次降雨事件后不同土地利用下包气带土壤水稳定氢同位素($\delta^2\text{H}$)变化规律进行剖析, 为黄土丘陵沟壑区包气带土壤水分运移机理、模型参数确定以及生态保护与建设提供科学依据。结果表明: (1) 草地、林地和农地土壤含水率的变化范围分别为 6.74%~21.42%, 6.74%~19.08% 和 7.86%~20.74%, 土壤蓄水量的变化范围分别为 265.6~384.0, 275.1~368.7, 289.5~334.6 mm, 土壤水 $\delta^2\text{H}$ 的变化范围分别为 -113.41‰~-71.84‰, -115.10‰~-50.98‰ 和 -112.28‰~-63.78‰。(2) 草地、林地和农地土壤含水率变化趋势均存在时间节点。(3) 不同土地利用下的包气带土壤水氢稳定同位素变化存在显著性差异, 农地和草地较林地更有利于赋存土壤水分。(4) 不同土地利用下土壤蓄水量峰值与蓄水能力呈负相关关系, 峰值越大, 相应的蓄水能力越低。(5) 林地、草地和农地均存在“优先流”现象, 草地和林地能显著延伸“优先流”发生路径, 农地可能与地下水水质与补给密切相关。

关键词: 降水; 土壤水; 氢同位素; 水分运移; 黄土丘陵沟壑区

中图分类号: S157.1; S152.7

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2018)02-0080-07

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2018.02.012

Soil Moisture Migration Characteristics of Typical Small Watershed in Rain Feed Region Under Individual Rainfall Events

MA Tiantian¹, KE Haocheng¹, LI Zhanbin^{1,2}, LI Peng¹, XIAO Lie¹,

ZHANG Yang¹, TANG Shanshan¹, ZHENG Linfeng¹, SU Yuanyi¹, BAI Lulu¹

(1. State Key Laboratory Base of Eco-hydraulic Engineering in Arid Area, Xi'an University of Technology,

Xi'an 710048; 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: The research area of this study was the Wangmao small watershed in Suide county of the Loess Plateau of China. Combining with the field investigation and laboratory test, the variations of stable isotopes ($\delta^2\text{H}$) in the vadose zone under three different land use types were studied in a single rainfall event. The results showed that: (1) The soil water content ranged from 6.74% to 21.42% in grassland, from 6.74% to 19.08% in woodland, and from 7.86% to 20.74% in farmland. The variation ranges of soil water storage were from 265.6 mm to 384.0 mm in grassland, from 275.1 mm to 368.7 mm in woodland, and from 289.5 mm to 334.6 mm in farmland. The variation ranges of $\delta^2\text{H}$ in soil water were from -113.41‰ to -71.84‰ in grassland, from -115.10‰ to -50.98‰ in woodland, and from -112.28‰ to -63.78‰ in farmland. (2) There were two trends in soil water content changes in grassland, woodland and farmland, but with difference in time nodes. (3) There were significant differences in the hydrogen isotopic changes of soil water in different land use types. The farmland and grassland were favorable for the soil water retention, but it was not easy for the woodland to maintain soil moisture. (4) The peak values of soil water storage under different land use types were inversely related to the water storage capacity. The higher the peak value, the lower the corresponding water storage capacity. (5) There were preferential flow phenomena in all land uses studied, with the largest preferential flow in woodland. The path of preferential flow was extended in grassland and woodland, whereas in farmland, it might be affected by the quality and recharge of groundwater.

收稿日期: 2017-09-07

资助项目: 国家重点研发计划项目(2016YFC0402404, 2017YFC0504704); 国家自然科学基金重点项目(41330858)

第一作者: 马田田(1992—), 女, 陕西渭南人, 硕士研究生, 主要从事水土保持与生态治理研究。E-mail: matts211@163.com

通信作者: 李占斌(1962—), 男, 河南南阳人, 工学博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事土壤侵蚀与水土保持研究。E-mail: zhanbinli@126.com

Keywords: precipitation; soil water; hydrogen isotope; water movement; Loess Plateau

包气带土壤水分运移的机理问题,是学者们长期关心的研究热点之一^[1]。降水的径流路径是生态水文过程中的重要环节,而流域尺度上土地利用类型是包气带土壤水分运移的重要控制指标,也是流域水文循环和水土资源演变过程的主要驱动力之一^[2]。土壤水稳定同位素组成能够揭示土壤水文过程中的一些信息,包括入渗、蒸发、蒸腾等,而这些水文信息用其他技术获取十分困难^[3-4]。Yang 等^[5]利用稳定同位素研究了黄土区非饱和带的土壤水分迁移特征,揭示了降水从土壤水到植物水的迁移过程;Liu 等^[6]通过稳定同位素分析方法研究了中国喀斯特岩溶坡地的土壤水分运动,探讨了土壤-岩基界面水分运移的方式及水传输时间;Tan 等^[7]利用同位素示踪法研究了黄土高原六盘山地区土壤水对地下水的补给机制;Griffis 等^[8]研究了美国西部地区蒸腾、蒸发对土壤水同位素变化的影响,揭示了植物蒸腾作用不会造成土壤水中氢氧稳定同位素的分馏;张翔等^[9]对鄱阳湖湿地土壤水的稳定同位素变化进行了研究,表明 0—60 cm 土壤水由于蒸发而富集重同位素,深层土壤水同位素受降水入渗和前期水分混合作用的影响;刘君等^[10]利用氢氧稳定同位素研究了呼和浩特地区土壤水的补给特征,发现土壤水的补给来源主要为降水,且秋季为主要补给季节;马菁等^[11]对元阳梯田水源区林地的土壤水同位素规律进行了研究,揭示出林地 40 cm 土层同位素最贫化,坡下土壤水较易受外界环境的影响,坡中土壤水相对稳定;王锐等^[12]对黄土塬区土壤剖面的土壤水氢氧同位素特征进行了研究,发现黄土局部土体的大孔隙可导致土壤水分以“优先流”的形式向下入渗。但利用稳定同位素技术研究黄土丘陵沟壑区大规模退耕还林还草措施实施后包气带土壤水运移规律的研究鲜有报导^[13]。因此,本文

以黄土丘陵沟壑区绥德王茂沟典型小流域为研究对象,对次降雨发生后不同土地利用土壤剖面 0—160 cm 土层采样,利用氢稳定同位素剖面分布及其动态变化规律研究次降雨事件后土壤水运移规律,为揭示黄土丘陵沟壑区包气带土壤水分运移机理、模型参数确定和生态保护与建设提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于陕西省榆林市绥德县韭园乡,研究区小流域面积 5.97 km²,位于 110°20′26″—110°22′46″E, 37°34′13″—37°36′03″N,属温带半干旱季风气候,多年平均气温 8.7 ℃,多年平均降水量 513 mm,其中 7—9 月降雨量占年降雨量的 60%以上。流域内实施了大规模的退耕还林还草措施,其土地利用主要包括草地、林地和农地,研究区土壤类型为黄绵土,林地植被以人工群落为主,主要有建造 32 年的油松、建造 17 年的杏树群落,草地以退耕 5 年的茵陈蒿、退耕 24 年的达乌里胡枝子和退耕 18 年的白羊草为主,农地主要种植玉米和土豆。流域沟壑密度 4.3 km/km²,为典型的黄土丘陵沟壑地貌,海拔 940~1 188 m,沟道底部至峁顶相对高差 100~200 m。研究区位置见图 1,土壤理化性质见表 1。

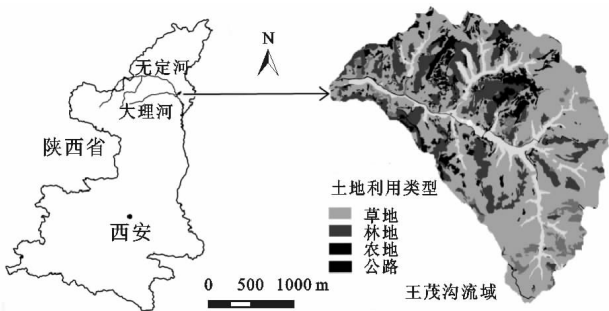


图 1 研究区位置

表 1 研究区土壤理化性质

土地利用类型	容重/ (g · cm ⁻³)	饱和导水率/ (mm · min ⁻¹)	有机碳/ (g · kg ⁻¹)	全氮/ (g · kg ⁻¹)	全磷/ (g · kg ⁻¹)	土壤类型
农地	1.21±0.11	0.44	2.54	0.13	0.44	黄绵土
林地	1.40±0.13	0.41	3.24	0.23	0.41	黄绵土
草地	1.36±0.12	0.45	2.99	0.23	0.40	黄绵土

1.2 研究方法

1.2.1 样品采集与测定 于 2015 年 8 月 11 日发生降水事件后,用雨量计收集降水样品,次降雨雨量 30 mm,采用 100 mL 的聚乙烯密封瓶对样品取 3 个重复,用 Parafilm 封口膜密封防止蒸发作用引起的同位素分馏,及时放入-20 ℃冰箱冷冻,并带回西安理工大学生态水利工程国家重点实验室测试分析,样品的 δ²H 值利用 LGR DLT-100 液态水同位素分析仪测定。

选取流域内典型样地林地、草地和农地为研究对象。为避免坡向因素的影响,样地均选在阳坡,自 8 月 11—22 日,降雨发生后,连续采样 2 天,然后每隔天采样 1 次,共采样 7 次,采集深度 160 cm,每 20 cm 为 1 层,共采集 8 层,其中,采集林地和农地样品各 168 个,草地样品 144 个。样品的土壤水分采用烘干法测定;采用 100 mL 的聚乙烯密封瓶对每个样品取 3 个重复,3 种土地利用类型的土壤样品共 480 个,用

Parafilm 封口膜密封防止蒸发,及时放入 -20°C 冰箱冷冻,并带回西安理工大学生态水利工程国家重点实验室测试分析。土壤水分利用 LI-2000 植物—土壤水分真空抽提设备抽提。抽提水分的 $\delta^2\text{H}$ 值使用 LGR DLT-100 液态水同位素分析仪测定。

1.2.2 氢稳定同位素分析 样品的 $\delta^2\text{H}$ 值的测量精度达到 $\pm 0.3\text{‰}$ 。测量的 ^2H 同位素比率相对于 Vienna “标准平均海洋水”(VSMOW)的千分差,表示为:

$$\delta X(\text{‰}) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标样}}}{R_{\text{标样}}} \times 1000 \quad (1)$$

$$R_{\text{样品}} = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}_{\text{样品}} \quad (2)$$

$$R_{\text{标样}} = {}^2\text{H}/{}^1\text{H}_{\text{标样}} \quad (3)$$

式中: δX 为 ^2H 的千分差(‰); $R_{\text{样品}}$ 为样品中 ^2H 的比率(‰); $R_{\text{标样}}$ (VSMOW 标准大洋水)为标准水样中 ^2H 的比率(‰), $\delta > 0$ 时,样品较标准水样“重”,即 ^2H 富集; $\delta < 0$ 时,样品较标准水样“轻”,即 ^2H 贫化。为了保证各样品之间不产生互相干扰,每个样品进行 6 次注射,并排除前 2 次数据以消除记忆效应。此外,对样品注射量($(2.50 \times 10^{16}) \sim (4.50 \times 10^{16})$ 个水分子,波动范围在 $\pm 3.00\%$ 之间)、温度(变化范围在 1°C 以内)、和 $\delta^2\text{H}$ 测量精度进行检查,不同时满足条件的测试结果从计算结果中剔除。

1.2.3 数据处理方法 采用 Origin 8.5 软件作图,Excel 2013 和 SPSS 20.0 软件进行单变量方差分析(ANOVA)。

1.2.4 土壤蓄水量计算方法 把土壤“干”容重表示为 $\rho_{\text{干}}$,则土壤平均蓄水量折算成土层厚度时,计算公式为:

$$W_i = (\rho_{\text{干}} \times h \times \omega / \rho_{\text{水}}) \quad (4)$$

$$W = (\sum W_i) \quad (5)$$

式中: W_i 为各土层平均土壤蓄水量(mm), $i=1,2,3,4,5,6,7,8$; $\rho_{\text{干}}$ 为土壤干容重(g/cm^3); h 为土层厚度(mm); ω 为土壤重量含水率(%); $\rho_{\text{水}}$ 为水的容重($1 \text{ g}/\text{cm}^3$); W 为土壤平均蓄水量(mm)。

2 结果与分析

2.1 次降雨事件下土壤水分动态变化

由图 2 可以看出,次降雨事件后,草地、林地和农地土壤含水率变化范围分别为 $6.74\% \sim 21.42\%$, $6.74\% \sim 19.08\%$ 和 $7.86\% \sim 20.74\%$,平均值分别为 $(15.47 \pm 2.61)\%$, $(14.09 \pm 2.37)\%$ 和 $(15.93 \pm 2.77)\%$ 。草地、林地和农地的土壤含水率表现为农地 $>$ 草地 $>$ 林地,农地平均土壤含水率最高,林地平均土壤含水率最低,且林地土壤含水率与草地和农地土壤含水率存在显著性差异($p < 0.01$),表明农地和草地与林地相比,更有利于土壤水分的赋存。据 Nielson 分类系统中 $CV \leq$

10% 、 $10\% < CV < 100\%$ 和 $CV \geq 100\%$ 分别表示弱变异、中等变异和强变异^[14]。从草地、林地和农地土壤含水率的变异系数来看,草地和林地土壤含水率分别属于中等变异,农地土壤含水率属于弱变异,变异系数的变化表明草地、林地和农地的土壤含水率稳定次序依次为农地 $>$ 林地 $>$ 草地。

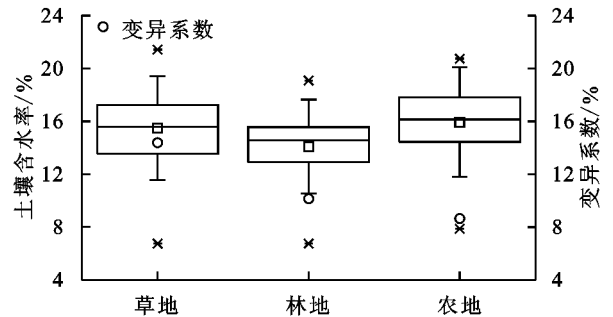


图 2 不同土地利用类型土壤含水率统计特征

次降雨事件后,林地、草地和农地土壤含水率变化见图 3。

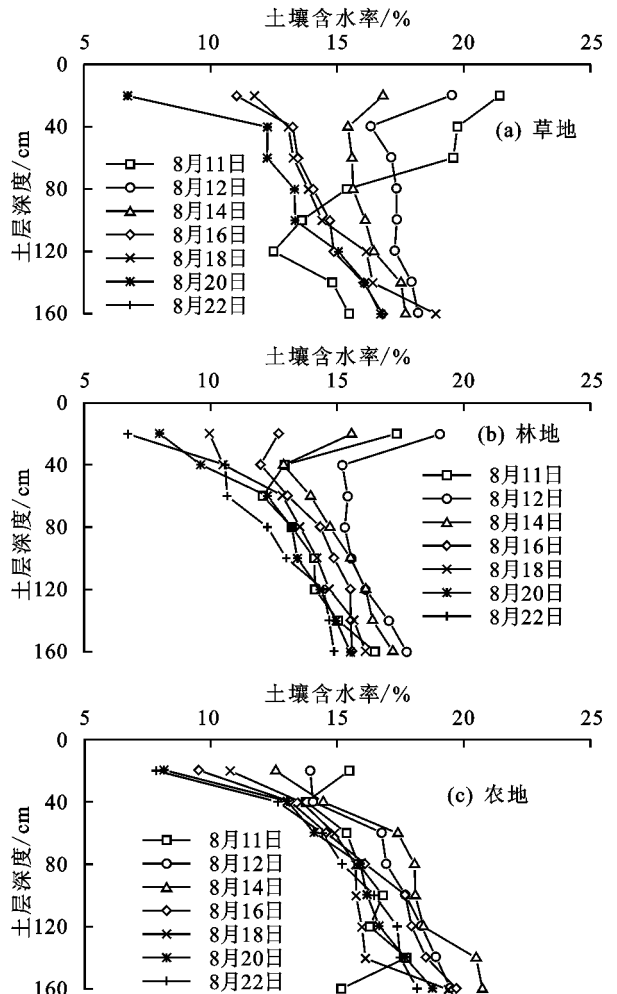


图 3 不同土地利用类型土壤含水率随时间变化的关系

由图 3 可知,林地、草地和农地土壤含水率随时间的变化规律一致,沿剖面变化可以分为 2 种类型:(1)土壤含水率沿剖面垂向先减小后增大;(2)土壤含水率沿剖面垂向逐渐增大。但 2 种类型在不同土地利用类

型下均存在从(1)转变为(2)的时间节点,其中,林地的时间节点是次降雨事件后 5 天,草地的时间节点是次降雨事件后 3 天,农地的时间节点是次降雨事件后 0 天。0—20 cm 土层土壤含水率波动较其他层次波动剧烈,且在不同土地利用方式下 0—20 cm 土层土壤含水率波动趋势差异较大。

2.2 次降雨事件下土壤蓄水量动态变化

图 4(a)为不同土地利用类型下土壤蓄水量统计特征。由图 4(a)可知,次降雨事件后,草地、林地和农地土壤蓄水量的变化范围分别为 265.6~384.0,275.1~368.7,289.5~334.6 mm,平均值分别为(328.0±43.4),(315.9±32.9),(307.3±18.3)mm。不同土地利用类型下土壤蓄水量存在明显差异,草地、林地和农地的土壤平均蓄水量表现为草地>林地>农地,表明生态建设能够改变土壤水库的水分存储,农地更能长时间保存土壤水分。从草地、林地和农地土壤蓄水量的变异系数来看,草地和林地的土壤蓄水量均属于中等变异,农地的土壤蓄水量属于弱变异,表明草地、林地和农地的土壤蓄水量的稳定次序依次为农地>林地>草地。

次降雨事件后,不同土地利用类型土壤蓄水量随时间的变化关系见图 4(b)。由图 4(b)可知,3 种土地利用类型下土壤蓄水量随时间的变化趋势存在明显差异,草地土壤蓄水量表现为先增大后减小再增大的波动趋势,林地表现为先急剧增大后急剧减小的趋势,农地表现为先缓慢增加后缓慢减小的趋势。草地和林地土壤蓄水量均在次降雨后第 1 天达到峰值,而农地在次降雨后第

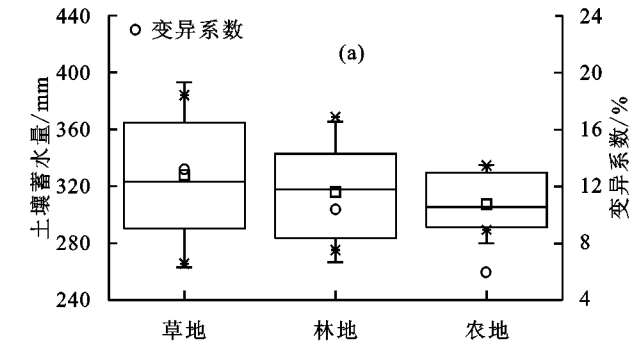


图 4 不同土地利用类型土壤蓄水量统计特征与土壤蓄水量随时间变化的关系

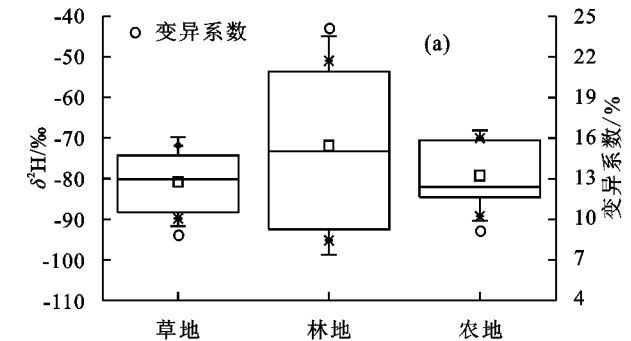


图 5 不同土地利用类型土壤浅层氢同位素统计特征与浅层土壤水氢同位素随时间变化的关系

2.4 次降雨后深层土壤水同位素动态变化

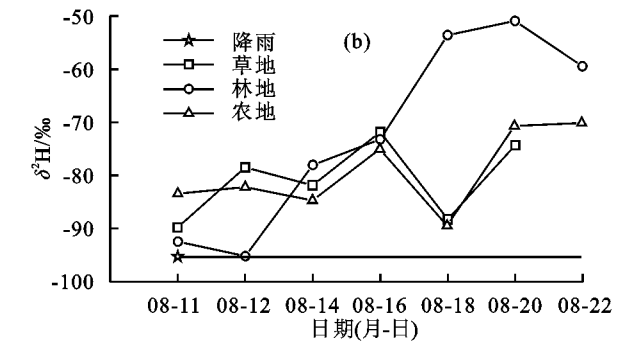
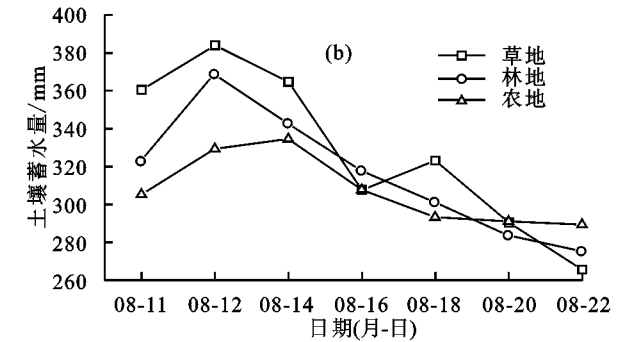
图 6 为不同土地利用类型下深层土壤水 δ²H 值统

3 天达到峰值,土壤蓄水量峰值大小依次为草地>林地>农地,且距离降雨事件天数越远,土壤蓄水量越小,表明土壤蓄水量峰值越大,相应的土壤蓄水能力越低。

2.3 次降雨后浅层土壤水同位素动态变化

图 5(a)为不同土地利用类型下浅层土壤水 δ²H 值统计特征。由图 5(a)可知,次降雨事件后,草地、林地和农地表层 0—20 cm 土壤水 δ²H 值变化范围分别为 -89.80‰~-71.84‰,-95.21‰~-50.99‰和 -89.28‰~-70.08‰,平均值为(-80.76±7.29)‰,(-71.88±17.94)‰和(-79.26±7.42)‰。草地、林地和农地的土壤水中 δ²H 平均值变化大小依次为林地>农地>草地。从变异系数来看,草地和农地 0—20 cm 表层土壤水 δ²H 值均属于弱变异,林地 0—20 cm 表层土壤水 δ²H 值属中等变异。变异系数的变化表明草地、林地和农地 0—20 cm 表层稳定次序依次为草地>农地>林地。

不同土地利用类型下浅层土壤水随时间的变化特征见图 5(b)。由图 5(b)可知,次降雨事件后,随着时间的延长,不同土地利用 0—20 cm 表层土壤水中 δ²H 值较降水 δ²H 值偏大,即²H 富集,表明降水在 0—20 cm 土层运移过程中经历了强烈的蒸发分馏作用。不同土地利用 δ²H 值波动范围相差较大,且林地 δ²H 值波动较草地和农地大,表明 0—20 cm 土层土壤水氧同位素值除受降水的直接影响外,还受土地利用类型的影响,不同土地利用类型下 0—20 cm 土层土壤水的蒸发分馏效应不同,表层蒸发分馏程度依次为林地>农地>草地。



计特征。由图 6 可知,次降雨事件后,草地、林地和农地深层土壤水 δ²H 值变化范围分别为 -113.41‰~

-82.15‰, -115.09‰~-55.28‰和-112.28‰~-63.78‰, 平均值分别为 $(-97.20 \pm 6.69)\text{‰}$, $(-87.60 \pm 15.84)\text{‰}$ 和 $(-93.59 \pm 13.13)\text{‰}$ 。草地、林地和农地深层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值变化为林地>农地>草地。从变异系数值来看, 林地和农地深层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值均属于中等变异, 草地深层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值属弱变异。变异系数的变化表明草地、林地和农地的深层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值稳定次序为草地>农地>林地。

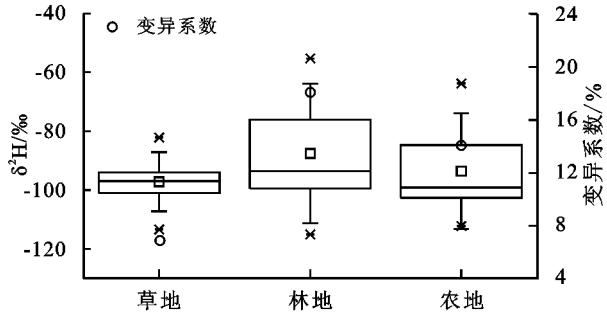


图6 不同土地利用类型土壤深层氢同位素统计特征
不同土地利用下深层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值随时间的变

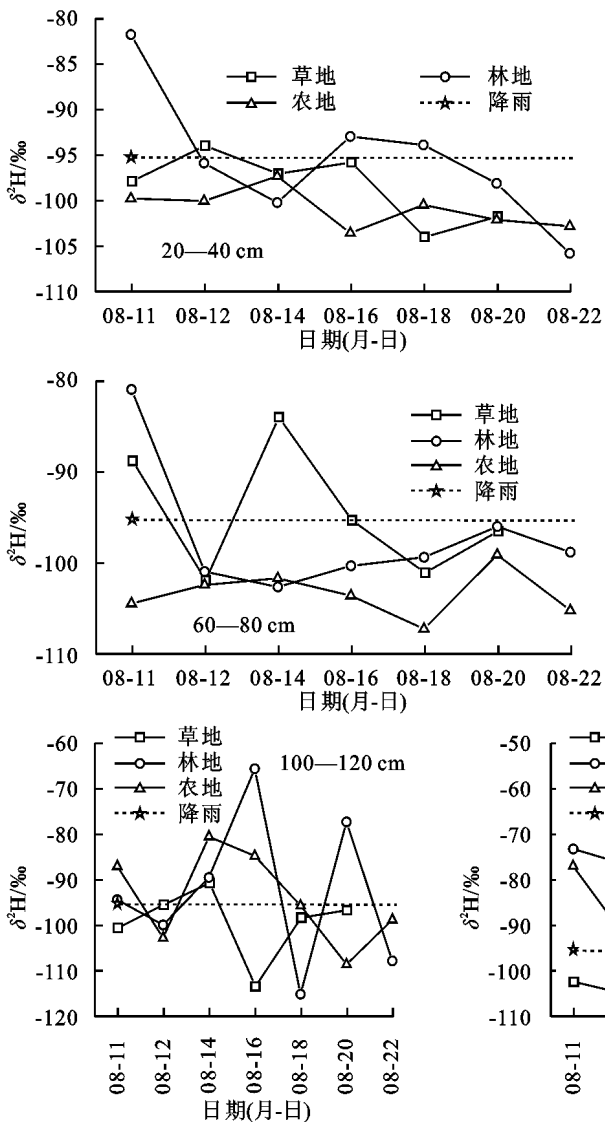


图7 不同土地利用类型深层土壤水氢同位素随时间变化关系

化特征见图7。由图7可知, 次降雨事件后, 草地、林地和农地在降雨入渗过程中 $\delta^2\text{H}$ 既有富集也有贫化特征, 且不同的土地利用类型下土壤水 $\delta^2\text{H}$ 的富集和贫化特征存在差异, 表明退耕还林还草措施改变了土壤的入渗特性, 在降雨向土壤水转化的过程中兼有蒸发和混合的双重作用。20—80 cm 土层除入渗 0 天外, 土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值均在降水线附近波动; 80—120 cm 土层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值也在降水线附近, 但波动较大; 120—160 cm 土层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值除草地外, 均远离降水线。降水入渗过程中, 土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值同一剖面后 1 天处于前 1 天和降水同位素值之间, 则受降水影响。表明林地、草地和农地均存在优先流现象, 且主要发生在 80—120 cm 土层范围内, 降水通过优先流路径迅速到达土壤深层, 优先流速率和优先流路径长度为草地>林地>农地; 随着入渗时间的延长, 不同土地利用类型受降水入渗影响深度的大小为农地>林地>草地。所以, 农地可能对地下水补给产生较大的影响。

2.5 次降雨后土壤水分垂向运移的同位素组成分析

图8(a~c)分别代表草地、林地和农地沿土壤剖面 $\delta^2\text{H}$ 平均值的分布。从图8可以看出, $\delta^2\text{H}$ 值沿土壤剖面垂直分布的特征为:(1)不同土地利用类型下 $\delta^2\text{H}$ 值沿土壤剖面呈先减小后增大趋势,并发生波动性变化。(2)草地0—40 cm土层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值变化较40—160 cm $\delta^2\text{H}$ 值变化大,林地0—40 cm和120—140 cm土层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值变化较40—120 cm $\delta^2\text{H}$ 值变化大,农地0—40 cm和100—160 cm土层土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值变化较40—100 cm $\delta^2\text{H}$ 值变化大。(3)下层土壤水中 $\delta^2\text{H}$ 值保留了上层 $\delta^2\text{H}$ 值的变化特征。(4)表层蒸发程度由大到小依次为林地、农地和草地。表明降水进入土壤向下入渗的过程中,与土壤自由水发生不同程度的混合,这在柯造成等^[15]的研究中已得到证实。

同时从图8还可看出,3种土地利用下土壤剖面 ^2H 在0—20 cm处相对其他层富集,主要原因是表层土壤在蒸散发的过程中,随着时间的推移,含水率持续减低形成干燥面并逐渐向下运移;而下层土壤水分在毛管力作用下沿水势梯度逐渐向上层运移,在表层受到动力分馏后 ^2H 富集,进而在干燥面上形成 ^2H 最大富集层。在 ^2H 最大富集层沿土壤剖面产生了 $^2\text{H}/^1\text{H}$ 比率梯度,积累的“重水”一方面由于扩散作用运移,另一方面沿土壤剖面温度梯度运移。

同时由图8可知,不同土地利用 $\delta^2\text{H}$ 值沿土壤剖面均在20 cm土层以下迅速减小,草地、林地和农地分别在40—160,40—120,40—100 cm土层处变化在降雨 $\delta^2\text{H}$ 值附近。不同土地利用方式下土壤剖面的 $\delta^2\text{H}$ 值差异较大,这是由于土壤水分在不断蒸发和植被根系引起“优先流”的程度不一致所造成。草地、林地和农地在160 cm土层以上土壤水的 $\delta^2\text{H}$ 值差异明显,是由于退耕还林措施实施后,根系改变了土壤的孔隙度和物理特性^[16],部分降水经过快速通道以“优先流”方式迅速渗透至深层土壤。农地在土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值具有逐渐增大的趋势,是由于作物(土豆、红薯等)根系较浅,耕作层在50 cm的范围内变化,故对深层土壤的 $\delta^2\text{H}$ 值影响不大,入渗以活塞流为主。上述结果表明,退耕还草措施明显增加了160 cm土层以上降水入渗的“优先流”程度,较其他2种土地利用“优先流”特征明显,这在宋丽娟^[17]的研究中已得到证实。Geldern等^[18]将 $\delta^2\text{H}$ 值误差变化小于2倍标准偏差的深度作为相对稳定的临界深度。试验测定的 $\delta^2\text{H}$ 精度为0.3‰,则 $\delta^2\text{H}$ 值相对稳定的临界误差变化为0.6‰。草地、农地分别在20—40,20—40,60—80 cm土层标准偏差小于0.6‰,因此,可以预测草地在20—40 cm、农地在20—40 cm和60—80 cm土层土壤水被降水替代以活塞流方式运移。林地 $\delta^2\text{H}$ 的临界误差变化均大于0.6‰,表明在

降雨入渗过程中土壤水和降水未充分混合,土壤水分运移以优先流运移为主。

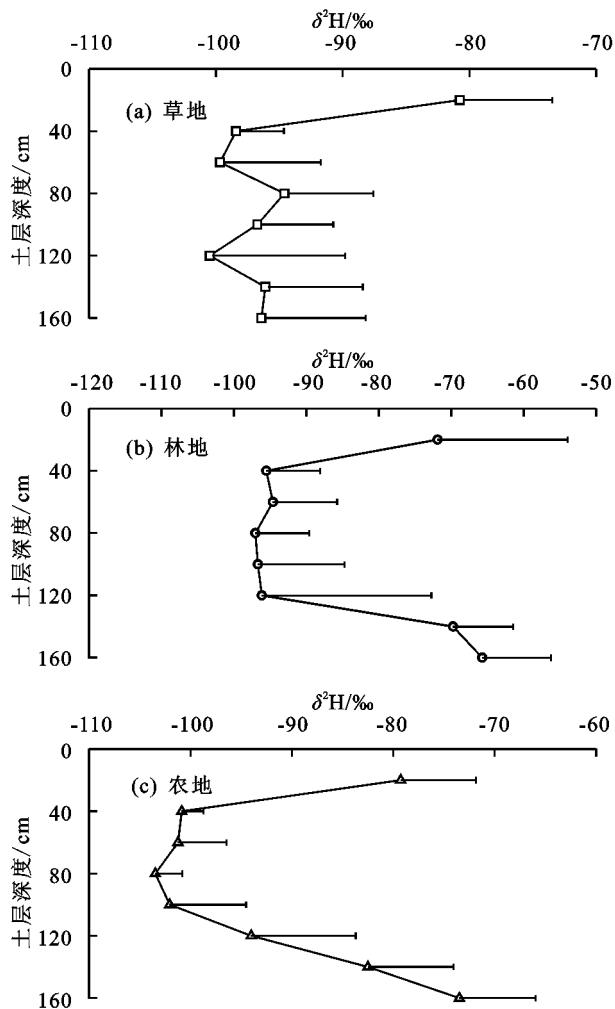


图8 不同土地利用土壤剖面平均氢同位素剖面分布

3 讨论

研究区土壤水的主要补给源是降水。通过分析比较降水和土壤水的同位素特征,可以解释土壤水分运移机制^[19]。在次降雨事件后土壤水分再分配过程中,不同土层间不断进行着水分的重新分配。土壤水在运移过程中,受蒸发、植被蒸腾和交换混合等作用下向更深层迁移,最终转化为地下水。而在干旱地区或者雨季,根系发达的树木可能从土壤深层吸收地下水以满足自身生长需求,植物还能利用深层根系将深层地下水提取在表层0—40 cm处将提出的水分释放,以备吸收利用,而植物根系吸水至茎部的过程中不会发生分馏作用,在利用土壤水的氧同位素来研究土壤水分再分配规律是可行的^[20]。

土壤水库作为重要的水资源,土壤蓄水量的大小在一定程度上决定着黄土区植被的恢复与重建^[21]。次降雨事件后,不同土地利用类型下土壤蓄水量存在较大差异,可能是由于黄土区退耕还林还草措施的实施,改变了黄土层赋存土壤水分的能力,合理实施退耕还林还草措施,在一定程度上增加土壤水分蓄存能力,对解决黄

土区土壤干层具有重要作用^[22]。研究区降水是土壤水唯一的补给来源,土壤水氢同位素与土壤含水率均属于极显著负相关水平($p < 0.01$),这与靳宇蓉^[23]的研究结果一致。不同土地利用类型下土壤水 $\delta^2\text{H}$ 值存在差异,可能是由于退耕还林还草措施的实施在一定程度上改变了土壤的物理化学特性,使得不同土地利用类型土壤水的运移机理发生了改变。而降水入渗除了与土壤质地、土层厚度和前期含水率有关外,降雨强度和降雨历时也会对土壤水同位素的运移产生一定影响,导致土壤水氢同位素对降水的响应不同。

4 结论

(1)研究区草地、林地和农地土壤含水率、土壤蓄水量和土壤水中 $\delta^2\text{H}$ 值的变化范围分别为(6.74%~21.42%, 6.74%~19.08%, 7.86%~20.74%), (265.6~384.0, 275.1~368.7, 289.5~334.6 mm) 和(-113.41‰~-71.84‰, -115.09‰~-50.99‰, -112.28‰~-63.78‰)。土壤含水率变化范围依次为农地>草地>林地,农地和草地相比林地更能长时间赋存土壤水分,林地相对不易保持土壤水分。0—20 cm 表层土壤水受降水直接影响,且蒸发程度为林地>农地>草地。

(2)研究区土壤水只有单一补给源时,土壤水氢同位素与土壤含水率呈负相关关系。草地、林地和农地土壤含水率变化趋势存在时间节点,分别是次降雨后 5, 3, 0 天。土壤蓄水能力与土地利用类型密切相关,峰值越大蓄水能力越低。草地、林地和农地“优先流”现象明显,草地“优先流”程度最大,草地和林地能显著延伸“优先流”发生路径。

(3)草地、林地和农地在入渗过程中均存在活塞流和优先流交替出现现象,且林地以优先流入渗为主。草地和农地分别在 20—40, 20—40, 60—80 cm 土层发生活塞流。农地可能对地下水水质与补给产生较大的影响。

参考文献:

- [1] 马雪宁,张明军,李亚举,等. 土壤水稳定同位素研究进展[J]. 土壤, 2012, 44(4): 554-561.
- [2] 董磊华,熊立华,于坤霞,等. 气候变化与人类活动对水文影响的研究进展[J]. 水科学进展, 2012, 23(2): 278-285.
- [3] Stumpp C, Maloszewski P. Quantification of preferential flow and flow heterogeneities in an unsaturated soil planted with different crops using the environmental isotope $\delta^{18}\text{O}$ [J]. Journal of Hydrology, 2010, 394 (3/4): 407-415.
- [4] Li F, Song X, Tang C, et al. Tracing infiltration and recharge using stable isotope in Taihang Mt. North China [J]. Environmental Geology, 2007, 53(7): 687-696.
- [5] Yang Y, Fu B. Soil water migration in the unsaturated zone of semiarid region in China from isotope evidence [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2017, 21 (3): 1-24.
- [6] Liu W, Wang S, Luo W, et al. Characteristics of soil water movement in the grass slope in a karst peak-cluster region, China [J]. Hydrological Processes, 2016, 31(6): 1-8.
- [7] Tan H, Liu Z, Rao W, et al. Understanding recharge in soil-groundwater systems in high loess hills on the Loess Plateau using isotopic data [J]. Catena, 2017, 156: 18-29.
- [8] Griffis T J, Schultz N M, Lee X. Investigating the source, transport, and isotope composition of water in the atmospheric boundary layer [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2016, 16: 1-36.
- [9] 张翔,邓志民,潘国艳,等. 鄱阳湖湿地土壤水稳定同位素变化特征 [J]. 生态学报, 2015, 35(22): 7580-7588.
- [10] 刘君,聂振龙,段宝谦,等. 氢氧稳定同位素指示的呼和浩特地区土壤水的补给特征 [J]. 干旱区资源与环境, 2016, 30(10): 145-150.
- [11] 马菁,宋维峰,吴锦奎,等. 元阳梯田水源区林地降水与土壤水同位素特征 [J]. 水土保持学报, 2016, 30(2): 243-248, 254.
- [12] 王锐,刘文兆,宋献方. 黄土塬区土壤水分运动的氢氧稳定同位素特征研究 [J]. 水土保持学报, 2014, 28(3): 134-137, 184.
- [13] 王贺,李占斌,马波,等. 黄土高原丘陵沟壑区流域不同水体氢氧同位素特征:以纸坊沟流域为例 [J]. 水土保持学报, 2016, 30(4): 85-90, 135.
- [14] Nielsen D R, Bouma J. Soil spatial variability [C] // Proceedings of a workshop of the ISSS and the SSSA. USA: Las Vegas, 1985.
- [15] 柯浩成,李占斌,李鹏,等. 黄土区典型小流域包气带土壤水同位素特征 [J]. 水土保持学报, 2017, 31(3): 298-303.
- [16] 宇苗子. 黄土塬区小流域土地利用变化对土壤水力特征的影响 [D]. 陕西 杨凌:西北农林科技大学, 2015.
- [17] 宋娟丽. 黄土高原草地土壤质量特征及评价研究 [D]. 陕西 杨凌:西北农林科技大学, 2010.
- [18] Geldern R V, Barth J A C. Oxygen and hydrogen stable isotopes in earth's hydrologic cycle [M] Berlin Heidelberg: Springer, 2016.
- [19] Song X F, Wang S Q, Xiao G Q, et al. A study of soil water movement combining soil water potential with stable isotopes at two sites of shallow groundwater areas in the North China Plain [J]. Hydrological Processes, 2010, 23(9): 1376-1388.
- [20] 付爱红,陈亚宁,李卫红. 中国黑河下游荒漠河岸林植物群落水分利用策略研究 [J]. 中国科学(地球科学), 2014, 44(4): 693-705.
- [21] 白一茹,邵明安. 黄土高原雨养区坡面土壤蓄水量时间稳定性 [J]. 农业工程学报, 2011, 27(7): 45-50.
- [22] 张晨成,邵明安,王云强. 黄土区坡面尺度不同植被类型下土壤干层的空间分布 [J]. 农业工程学报, 2012, 28 (17): 102-108.
- [23] 靳宇蓉. 基于氢氧同位素示踪的土壤水运动与水转换特征研究 [D]. 西安:西安理工大学, 2015.