

# 基于稳定同位素的黄土塬区村庄涝池对地下水补给的定量分析

程立平<sup>1</sup>, 王亚萍<sup>2</sup>, 刘沛松<sup>1</sup>, 李彦娇<sup>1</sup>

(1.平顶山学院 化学与环境工程学院, 河南 平顶山 467000;

2.西北农林科技大学 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:** [目的] 定量研究黄土塬区村庄涝池对地下水的补给情况, 为地下水资源持续利用提供理论依据。[方法] 通过测定长武黄土塬区村庄涝池和农田深剖面土壤湿度及土壤水氢氧稳定同位素组成, 利用同位素示踪技术计算村庄涝池对地下水的补给量。[结果] ① 涝池深剖面土壤水分平均值为 25.5%, 大于农田深剖面土壤湿度 (20.6%); ② 涝池土壤水的  $\delta D$  值介于  $-117.83\%$  ~  $-56.66\%$  之间,  $\delta^{18}O$  值介于  $-16.63\%$  ~  $-7.72\%$  之间, 农田土壤水的  $\delta D$  介于  $-81.76\%$  ~  $-52.03\%$  之间,  $\delta^{18}O$  值介于  $-10.64\%$  ~  $-6.35\%$  之间; 与农田相比, 涝池土壤水分受蒸发影响较小, 同位素组成偏负, 且变幅较大; ③ 涝池土壤水同位素剖面保留了较大降水事件的同位素信号, 表明涝池水通过活塞流形式对地下水进行了补给, 活塞流速度为 0.26 m/d; 在涝池集水区内, 地下水年均潜在补给量为 134 mm, 占年降水量的 23.1%。[结论] 黄土塬区涝池是地下水重要的补给来源。因此, 应加强涝池保护、恢复和重建工作, 确保该区地下水的持续补给和利用。

**关键词:** 地下水补给; 氢氧同位素; 活塞流; 涝池; 黄土塬区

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2021)05-0060-07

中图分类号: S152.7, S124+.2

**文献参数:** 程立平, 王亚萍, 刘沛松, 等. 基于稳定同位素的黄土塬区村庄涝池对地下水补给的定量分析 [J]. 水土保持通报, 2021, 41(5): 60-66. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2021.05.009; Cheng Liping, Wang Yaping, Liu Peisong, et al. Quantitative study of groundwater recharge beneath a village pond in loess tableland based on stable isotopes [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2021, 41(5): 60-66.

## Quantitative Study of Groundwater Recharge Beneath a Village Pond in Loess Tableland Based on Stable Isotopes

Cheng Liping<sup>1</sup>, Wang Yaping<sup>2</sup>, Liu Peisong<sup>1</sup>, Li Yanjiao<sup>1</sup>

(1.College of Chemistry and Environmental Engineering, Pingdingshan

University, Pingdingshan, Henan 467000, China; 2.State Key Laboratory of Soil Erosion and

Dryland Farming on the Loess Plateau, Northwest A&F University, Yangling, Shaanxi 712100, China)

**Abstract:** [Objective] Groundwater recharge beneath a village pond in the loess tableland was quantitatively studied to provide a theoretical basis for the sustainable utilization of groundwater resources in the study area. [Methods] Soil moisture, and stable hydrogen and oxygen isotopic composition of soil water in deep loess profiles (DLP) beneath a village pond and cropland in Changwu loess tableland were measured. The isotopic tracing technique was used to estimate groundwater recharge beneath the village pond. [Results] ① The average soil moisture of DLP beneath the village pond was 25.5%, which was greater than that of cropland (20.6%). ② The values of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of soil water were  $-117.83\%$  ~  $-56.66\%$  and  $-16.63\%$  ~  $-7.72\%$ , respectively, beneath the village pond, and  $-81.76\%$  ~  $-52.03\%$  and  $-10.64\%$  ~  $-6.35\%$  beneath the cropland, respectively. The effect of evaporation on soil water beneath the pond was weaker than it was in cropland, and the stable isotopes of soil water were more negative with larger variation in isotopic composition. ③ The isotope profile of soil water beneath the village pond retained the isotopic signals of large precipitation events, indicating that groundwater was recharged by piston flow beneath the village pond, and had an infiltration velocity of 0.26 m/d. The mean annual recharge rate of groundwater was 134 mm/yr in the pond catchment, accounting for 23.1% of the annual precipitation. [Conclusion] Village ponds are an important

recharge source for groundwater in the Loess Plateau. Thus, efforts should be made to strengthen the protection, restoration, and reconstruction of ponds to ensure the continuous recharge and utilization of groundwater in the Loess Plateau.

**Keywords:** groundwater recharge; hydrogen and oxygen isotopes; piston flow; pond; loess tableland

黄土塬是黄土高原主要地貌类型之一,地下水则是黄土塬区工农业生产和居民生活的重要水源。由于特殊的水文地质条件,黄土塬区潜水水位高于沟谷地表水流以及基岩承压水水头,大气降水成为该区潜水唯一补给来源<sup>[1]</sup>。但是由于黄土层深厚,潜水埋深大,降水以何种方式(活塞流或者优先流)穿过深厚黄土包气带补给地下水受到人们的关注。伴随着示踪技术的发展与应用,近年来众多学者对此问题进行了研究,但所得结论不尽相同:有些研究认为活塞流是黄土塬区地下水补给的唯一方式<sup>[2-4]</sup>;另一些研究则认为活塞流和优先流并存于地下水补给过程之中,但是其中一部分研究认为活塞流是地下水补给的主导方式<sup>[5-7]</sup>,另一部分研究则认为优先流是地下水补给的主导方式<sup>[8-10]</sup>。通过对上述文献进一步分析发现,现有黄土塬区有关地下水补给机制研究多集中于农田、草地和苹果林地等土地利用类型,尤其关注土地利用变化对地下水补给的影响。比如,自然草地转换为农田之后地下水补给量将减少 42% 以上<sup>[4]</sup>,农田转换为苜蓿地、苹果林地等高耗水人工林草地后所形成的土壤干层将阻断活塞流形式的地下水补给,使地下水补给量减少为零<sup>[4-5,11]</sup>。但是鲜有研究关注黄土塬区一个非常重要的土地利用类:村庄下的地下水补给过程。黄土疏松,水分入渗能力强,加之耕作措施的影响,平坦的农田、苹果林地等利用方式下径流往往被忽略<sup>[12]</sup>。但是在村庄,由于人类建设活动的影响,大量的庭院、道路等弱(不)透水层极易产生径流并汇入涝池。涝池作为黄土高原地区蓄积村庄径流的人工池塘,已有两千余年的历史<sup>[13]</sup>,曾经是村民盥洗、牲畜养殖以及庭院种植的重要水源。但是近几十年来,随着黄土区掘井技术的发展以及各类供水工程的实施,群众吃水难、用水难的问题已得到全面解决,涝池水源功能逐渐丧失,导致涝池年久失修,数量、面积减少。涝池水作为黄土塬区仅有的地表水体,其在水文循环中的作用以及对地下水的补给一直未受到研究者的重视。因此,本文以农田为对照,通过测定涝池深剖面土壤湿度和土壤水氢氧稳定同位素组成,定量研究涝池水对地下水的补给特征,以期为深化黄土塬区水循环理论和地下水资源管理提供支持。

## 1 研究区概况与研究方法

### 1.1 研究区概况

本研究于中国科学院长武农业生态试验站

(35°14'N, 107°40'E) 所在的王东村进行,地处陕西省长武县境内,为典型的黄土塬区,海拔 1 220 m。研究区属暖温带半湿润易旱大陆性季风气候,多年平均降水量 580 mm,降水年际变化较大,且年内分布不均,7—9 月降水量占全年降水总量的 55% 以上。长武塬区黄土堆积深厚,地下水埋深 30~90 m,由塬中央向四周逐渐增加,以泉水形式向沟谷中排泄;由于地下水位高于沟谷中地表径流水位以及基岩承压水水头,降水成为该区潜水唯一补给来源。深厚的黄土包气带由黄土—古土壤序列组合而成,在黄土塬边缘沟坡地带,存在有自然出露的古土壤层,利用环刀法测定黄土和古土壤层平均土壤容重分别为 1.31 g/cm<sup>3</sup>, 1.50 g/cm<sup>3</sup>,平均田间持水量分别为 21.21% 和 24.68% (质量含水量,下同。见表 1)。20 世纪 60,70 年代以前长武黄土塬区每个村庄至少拥有一个涝池,但是近几十年来随着掘井技术的发展以及各类供水工程的实施,涝池数量迅速减少。调查表明,20 世纪 60 年代长武塬涝池数量为 2 个/km<sup>2</sup>,面积为 503 m<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>,但是到 2014 年涝池数量减少为 0.5 个/km<sup>2</sup>,面积减少为 171 m<sup>2</sup>/km<sup>2</sup>,且涝池积水由常年积水转为雨季季节性积水<sup>[14]</sup>。

表 1 黄土塬边缘沟坡地带黄土剖面田间持水量和容重

土层	指标	最大值	最小值	平均值	标准差	n
古土壤层	田间持水量/%	27.09	22.25	24.68	1.63	12
	容重/(g·cm <sup>-3</sup> )	1.58	1.41	1.50	0.04	12
黄土层	田间持水量/%	22.01	20.43	21.21	0.46	12
	容重/(g·cm <sup>-3</sup> )	1.37	1.27	1.31	0.03	12

### 1.2 样品采集与测定

分别于 2018 年 7 月 26 日和 8 月 17 日在王东村选择农田和涝池,利用液压冲击土壤钻机(TGQ-30 C)采集土壤样品。农田样地平坦,面积超过 50 m×50 m,取样点位于样地中央位置,取样深度 29 m。涝池位于王东村村头低洼处,深度 2 m,面积 750 m<sup>2</sup>,集水面积约为 36 400 m<sup>2</sup>,取样点位于岸边约 1 m 处,取样深度 27 m。因测定指标不同,取样间隔不同。对于土壤颗粒组成和质量含水量,间隔 20 cm 取样一次,颗粒组成采用 Mastersizer-2000 粒度仪测定,土壤含水量利用烘干法测定。对于土壤水稳定同位素样品,0—6 m 内每间隔 20 cm 取样一次,6 m 以下每

间隔 50 cm 取样一次,所采集土壤迅速密封至玻璃瓶中,低温保存带至实验室,利用真空蒸馏抽提系统(Li-2 000)提取土壤水样。2018 年 4 月 1 日至 8 月 17 日在长武农业生态试验站气象场利用雨量桶采集日降水样,并记录降水量。所有水样密封低温保存待测。

利用液态水稳定同位素仪(LGRLIWA912-0050)测定土壤水和降水样氢氧稳定同位素组成,每个样品重复测定 6 次,前两次用以消除记忆效应,后 4 次测定平均值为水样同位素值,仪器分析精度  $\delta D$ :  $\pm 0.4\%$ ,  $\delta^{18}O$ :  $\pm 0.1\%$ 。所有水样测定结果以 VSMOW 为标准的千分差表示,  $\delta D$ (或  $\delta^{18}O$ ) = [(R 样品 - R 标准)/R 标准]  $\times 1000\%$ , 式中 R 样品和 R 标准表示样品和标准物中稳定性氢同位素 D/H 或稳定性氧同位素  $^{18}O/^{16}O$  的比率。

### 1.3 示踪峰法

示踪峰法是一种广泛应用于地下水潜在补给量的定量计算方法,但该方法是基于土壤水分以活塞流形式向下运动的假定,即土壤水分向下成层推进,“新水”取代“旧水”并将“旧水”推向深层。计算公式为:

$$V = \frac{l}{\Delta t} \quad (1)$$

式中:  $V$  为示踪峰移动速度(m/yr, m/d);  $l$  是示踪峰向下移动的距离(m);  $\Delta t$  为示踪峰向下移动距离  $l$  所需的时间(a, d)。

地下水潜在补给量计算公式为:

$$R = \frac{\int_0^l [\theta(z) \times \rho(z)] dz}{\Delta t} \quad (2)$$

式中:  $R$  为地下水潜在补给量(mm/a, mm/d);  $\theta(z)$  表示  $z$  深度处土壤质量含水量(%);  $\rho(z)$  为  $z$  深度处土壤容重( $g/cm^3$ ); 其他符号意义同前。

### 1.4 数据处理与绘图

采用 Excel 2016 软件进行数据处理,利用 Origin 2018 软件制图。

## 2 结果与分析

### 2.1 深剖面土壤水分

2.1.1 总体特征 涝池深剖面土壤水分平均值为 25.5%, 大于农田的 20.6%, 但是涝池土壤水分的变异程度却小于农田(表 2)。在黄土塬区, 由于耕作管理措施, 农田平坦加之黄土疏松多孔, 因而难以产生径流<sup>[12]</sup>, 降水入渗成为农田土壤水分的唯一来源。但是在村庄, 庭院及道路极易产生径流并经排水沟流入涝池, 因此涝池土壤水分主要来源于积水入渗, 由此导致了涝池深剖面土壤水分含量大于农田, 也大于

田间持水量, 从而为水分在重力作用下快速向下运动并补给地下水提供了必要条件。

表 2 黄土深剖面土壤湿度和土壤水稳定同位素组成

统计值	土壤湿度/%		$\delta D/\%$		$\delta^{18}O/\%$	
	农田	涝池	农田	涝池	农田	涝池
最小值	13.28	20.05	-81.76	-117.83	-10.64	-16.63
最大值	26.88	31.04	-52.03	-56.66	-6.35	-7.72
平均值	20.60	25.50	-67.75	-78.62	-9.27	-11.42
标准差	2.72	2.76	4.79	13.90	0.69	1.95
变异系数*/%	13.20	10.82	7.07	17.68	7.42	17.03

注: \* 表示变异系数取绝对值。

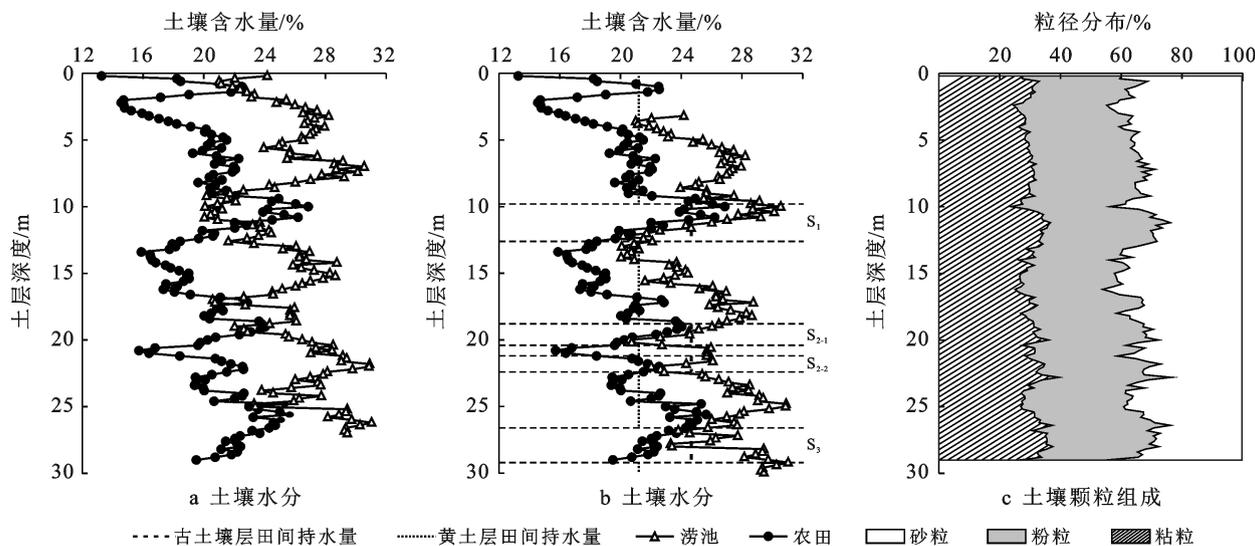
2.1.2 土壤水分垂直分布 深厚的黄土剖面由黄土—古土壤序列组成, 包括全新世代表地层  $S_0$ , 自剖面顶部向下的顺序排列为  $S_0, L_1, S_1, L_2, S_2, \dots, L_{37}, S_{37}$ , 其中 L 代表黄土层, S 代表红色古土壤层。本研究采样观察发现在 0—29 m 黄土剖面中存在 4 个明显的红色古土壤层(图 1), 所在深度与利用土层磁化率测定标识的  $S_1, S_{2-1}, S_{2-2}$  和  $S_3$  层位置基本吻合<sup>[15]</sup>。0—30 m 剖面内黄土层黏粒( $<0.002$  mm)、粉粒(0.002~0.02)和砂粒( $>0.02$ )平均含量分别为 29.7%, 34.0% 和 36.3%, 古土壤层黏粒、粉粒和砂粒平均含量分别为 32.8%, 35.6% 和 31.6%(图 1)。相较于黄土, 古土壤黏粒含量高, 孔隙率低, 具有较强的持水能力, 因此黄土深剖面土壤水分垂直分布规律与黄土—古土壤序列有关, 一层黄土和一层古土壤构成一次湿度起伏<sup>[16]</sup>。虽然涝池和农田深剖面土壤湿度均具有随深度增加而起伏变化的规律, 但是二者起伏规律并不一致(图 1a), 其原因在于涝池修建于村头低洼处, 与农田并不处于同一水平。当把涝池土壤水分曲线向下位移 3 m, 即可发现, 涝池和农田土壤水分随深度起伏变化规律趋于一致(图 1b)。

### 2.2 深剖面土壤水同位素组成

2.2.1 总体特征 涝池土壤水的  $\delta D$  值介于 -117.83%~-56.66% 之间,  $\delta^{18}O$  值介于 -16.63%~-7.72% 之间, 农田土壤水的  $\delta D$  值介于 -81.76%~-52.03% 之间,  $\delta^{18}O$  值介于 -10.64%~-6.35% 之间。与农田相比, 涝池土壤水氢氧稳定同位素组成偏负, 且变化幅度大、变异程度高(表 2, 图 2)。涝池土壤水分蒸发趋势线为  $\delta D = 7.04\delta^{18}O + 1.85$  ( $R^2 = 0.97, n = 72$ ), 农田土壤水蒸发趋势线为  $\delta D = 6.37\delta^{18}O - 8.70$  ( $R^2 = 0.84, n = 73$ ), 可见农田土壤水分蒸发线的斜率和截距均小于涝池, 表明农田土壤水分较涝池土壤水分经历了更为严重的蒸发过程。涝池土壤水同位素较均匀地分布在长武塬区大气降水线两侧, 农田土

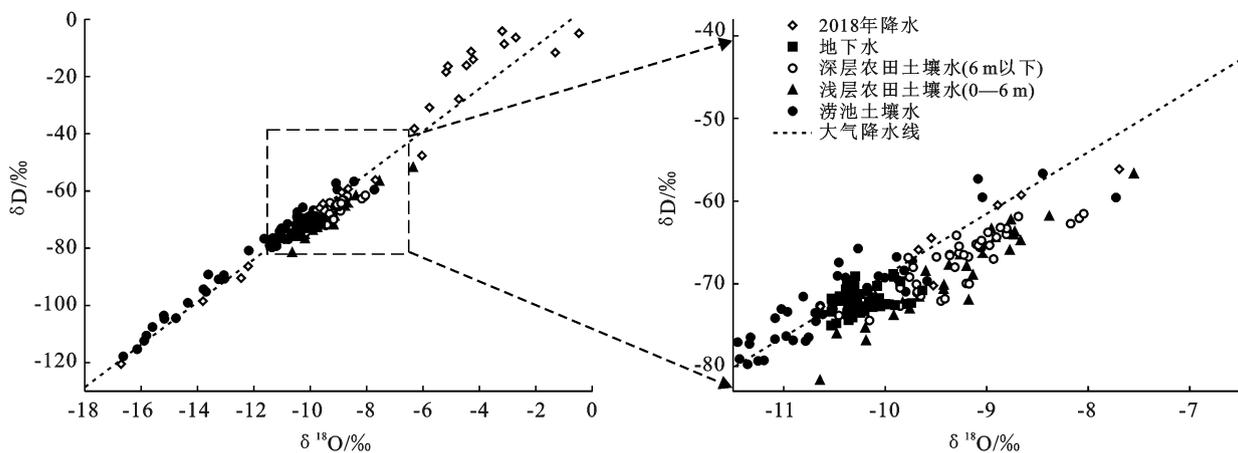
壤水同位素大部分落于长武塬区大气降水线的下方(图 2),再次表明农田土壤水分经历了较为严重的蒸发过程。造成这种差异的原因在于农田和涝池土壤水分含量及运动速度的不同。农田土壤水分含量低,

降水入渗及土壤水分再分布过程缓慢,因而水分受蒸发影响时间较长;但涝池土壤水分含量高于田间持水量,积水入渗及再分布过程快,水分受蒸发影响小,而蒸发则是引起同位素富集的重要水文因素<sup>[17-18]</sup>。



注: b 分图中涝池水分曲线向下位移 3 m; S 代表红色古土壤层。

图 1 涝池与农田土壤水分和黄土剖面土壤颗粒组成



注:大气降水线方程为  $\delta^2 H = 7.67\delta^{18} O + 8.76$ <sup>[19]</sup>,地下水数据来源于同一研究区域已有研究<sup>[7-8]</sup>。

图 2 降水、地下水及涝池与农田土壤水稳定同位素组成

2.2.2 涝池与农田土壤水氢氧同位素剖面特征 涝池和农田土壤水同位素剖面存在明显的差异(图 3)。农田土壤水同位素值在约 0—3 m 深度范围内变化明显,而在 3 m 以下深层土层内相对稳定;涝池土壤水同位素值则在整个深剖面内变化明显。造成农田和涝池土壤水同位素剖面差异的原因在于二者之间土壤水分含量、水分入渗深度及蒸发程度的不同。黄土区农耕地条件下,降水年入渗深度取决于雨季降水量、同期土壤总蒸发量和雨季前土壤水分亏缺度<sup>[20]</sup>。由于年蒸发力大于年降水量,长武塬区农田降水入渗至 3 m 深度以下土层的重现期约为 10 a<sup>[12]</sup>。土壤水

分蒸发是引起同位素富集的重要水文因素<sup>[17-18]</sup>,但土壤水分蒸发随土层深度的增加而迅速减弱,受土壤含水率、土壤类型、降水间隔时间等因素的影响,通常能够导致 0.5—3 m<sup>[21]</sup>深度以上土层土壤水同位素发生富集。在降水入渗和土壤水分蒸发的共同影响下<sup>[22]</sup>,农田浅层土壤水同位素随深度增加变化明显;但深层土壤水向下运动速度缓慢,在扩散与弥散作用下,其同位素组成趋于稳定。

涝池积水来源于村庄中庭院、道路等不透水层产生的降雨径流,由于蒸发效应的存在,涝池积水同位素组成会逐渐富集,但是新的降水事件将会打断该过

程。由于涝池面积小, 积水量有限, 较大降水事件产生的径流汇集很快会使涝池积水的同位素组成接近降水同位素组成, 这在同位素组成偏负的较大降水事件中表现尤为明显。由于涝池具有超过田间持水量的土壤湿度, 水分能够以非饱和重力流的形式快速向

下运动, 较少受蒸发的影响, 从而使涝池土壤水同位素剖面保留了积水同位素组成的时间变化特征, 尤其是同位素组成偏负的较大降水事件同位素信号将在涝池土壤剖面中得以保留(图 3), 使涝池土壤水同位素组成随深度变化明显。

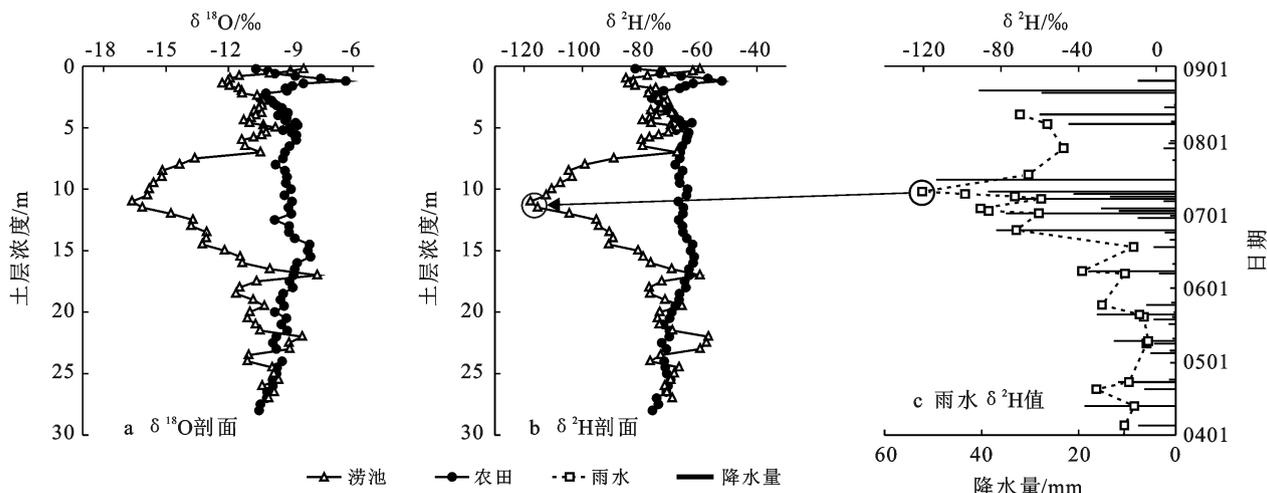


图 3 涝池与农田土壤水同位素剖面及雨水同位素时间变化

### 2.3 涝池对地下水补给计算

对比图 3b 和图 3c 看出, 涝池 11.5 m 深度土壤水很好保留了 7 月 11 日降水同位素信号。涝池深度为 2 m, 因此 7 月 11 日至 8 月 17 日涝池积水下渗深度为 9.5 m。根据公式(1)计算可知 7 月 11 日至 8 月 17 日涝池土壤水下渗速度为 0.26 m/d; 涝池 2~11.5 m 范围土层储水量为 3 389 mm, 根据公式(2)计算可知 7 月 11 日至 8 月 17 日涝池对地下水平均潜在补给率为 92 mm/d。涝池面积为 750 m<sup>2</sup>, 而涝池的集水面积约为 36 400 m<sup>2</sup>, 可知 7 月 11 日至 8 月 17 日涝池集水区内地地下水潜在补给量为 70 mm(3 389×750/36 400), 占该时段内降水量(165 mm)的 42.4%。假定该比例可以代表雨季(7—9 月)潜在补给量占降水量的平均比例, 则由多年雨季平均降水量(316 mm)可知, 涝池集水区地下水多年雨季平均补给量为 134 mm(316×42.4%), 占年降水量的 23.1%。研究区旱季降水稀少、次降水量小, 即使在村庄也难以产生径流, 涝池极少积水, 因此雨季涝池对地下水的补给量可代表全年补给量。需要注意的是, 本次采样是在涝池岸边约 1 m 处进行, 因此涝池下真实的地下水补给率以及补给速度有可能大于上述计算值。

## 3 讨论

黄土塬区地下水位高于沟谷地表水流和基岩承压水水头, 降水垂直入渗是该区地下水补给的唯一来

源<sup>[1,3,5]</sup>, 但降水如何穿过深厚的黄土包气带补给地下水成为争论的焦点<sup>[3-5,7-9]</sup>。黄土剖面中存在完整 1963-<sup>3</sup>H 剖面(图 4)是活塞流补给地下水的有力证据<sup>[2,3,6,23]</sup>。长武塬区农田 1963-<sup>3</sup>H 峰位于 6.1~6.5 m 深度处<sup>[15,23]</sup>, 可知土壤水活塞流运动速度约为 0.12 m/a[公式(1)], 黄土高原其他地区则介于 0.12~0.30 m/a 之间(表 3), 表明降水要穿过 30~90 m 厚黄土包气带补给地下水需要数百年时间。但是降水先要通过植物根区形成深层渗漏才能继续向下以活塞流形式补给地下水, P-III 频率曲线统计表明长武塬区农田条件下降水入渗至 3 m 深度的重现期约为 10 a<sup>[12]</sup>。表明在农田、林地等利用条件下, 降水以活塞流形式对地下水的补给并非每年连续发生, 只有在丰水年份才有可能发生; 1963-<sup>3</sup>H 峰在包气带中的位置则表明现代降水停留在 10 m 以上的黄土包气带中, 目前补给到地下水的则是次现代降水或者古代降水<sup>[2]</sup>。涝池土壤水同位素剖面保留了较大降水事件同位素信号, 表明涝池土壤水分同样以活塞流形式向下运动, 其下渗速度为 0.26 m/d, 远大于农田条件下的活塞流。鉴于此, 本文将涝池条件下活塞流称为快速活塞流, 将农田、林地等条件下的活塞流称为缓慢活塞流, 以示区分。

由于蒸发效应, 黄土区农田、草地、苹果林地等利用方式下土壤水同位素较降水发生了明显富集<sup>[7,9,22]</sup>。如果缓慢活塞流是地下水补给的唯一方

式,地下水将保留土壤水同位素富集的特征,特别是保留深层土壤水的同位素特征。从 $\delta^{18}\text{O}$ — $\delta\text{D}$ 关系图可见,长武黄土塬区地下水同位素组成与农田下深层土壤水同位素组成具有较大差异,反而与雨季平均降水同位素组成接近(图2),这与已有研究结果一致<sup>[7-9]</sup>。Xiang等<sup>[7]</sup>和Li等<sup>[9]</sup>据此推断除缓慢活塞流外,降水亦可通过某种快速下渗方式补给地下水,从而使地下水同位素组成保留降水同位素特征。黄土塬区地下水水位<sup>[26-27]</sup>和地下水同位素组成对大的降水事件有一定的滞后响应<sup>[5]</sup>,是降水快速下渗补给地下水的另一有力证据。现有研究均认为降水快速下渗补给方式为优先流方式<sup>[5,7-9,26-27]</sup>,但是田间尺度上并没有观测到优先流发生的直接证据;同时由于黄土质地均一,水分能够均匀入渗,优先流是否存在受到

广泛质疑<sup>[1-3,28]</sup>,即使存在也仅存在于植物根区,并不能对地下水形成补给<sup>[2,29]</sup>。

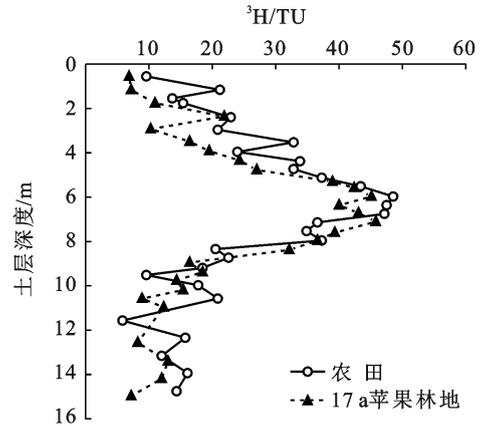


图4 农田和苹果林地土壤中 $^3\text{H}$ 随土壤深度变化特征<sup>[24]</sup>

表3 黄土高原地区活塞流速度及地下水补给量

地点	方法	利用类型	下渗速率/( $\text{m} \cdot \text{a}^{-1}$ )	补给量/( $\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$ )	降水量/mm	引用文献
山西平定	1963— $^3\text{H}$ 峰值示踪法	荒地	0.3	68	550	[6]
陕西长武	1963— $^3\text{H}$ 峰值示踪法	农田	0.12	33	580	[23]
甘肃西峰	1963— $^3\text{H}$ 峰值示踪法和CMB	农田	0.12~0.14	37~41	546	[2]
甘肃西峰	CMB	农田	—	33	523	[24]
甘肃固原	CMB	农田	0.2	50~55	450	[4]
甘肃镇宁	CMB	农田	0.2~0.25	55~71	624	[3]
陕西洛川	CMB	农田	0.19~0.29	36~67	623	[25]
陕西长武	CMB	农田	—	29	580	[15]
陕西长武	CMB	农田	—	58	580	[11]
陕西长武	稳定同位素	涝池	0.26 m/d	92 mm/d	580	本研究

注:CMB为氯离子平衡法。

本研究表明,涝池下快速活塞流下渗速度为0.26 m/d,因此可看作一种特殊的“优先流”。通过快速活塞流,降水仅需不足百天即可补给埋深不足30 m深的地下潜水,这与观察到的潜水位高峰期时间滞后雨季降水3个月左右<sup>[26]</sup>基本相符。但也有研究并未观察到地下水位对雨季降水的响应<sup>[28]</sup>,造成这种差异的原因可能在于涝池对地下水的补给属于点源补给,非大面积存在,此外,观测井距离涝池的远近也直接影响观测结果。目前,黄土塬区涝池稀少且分布不均,如果观测井距离涝池较近则其水位极易受快速活塞流补给的影响,反之亦然。这或许也是一些研究发现地下水氢氧同位素组成对降水有响应<sup>[5]</sup>的原因。

## 4 结论

涝池和农田深剖面土壤水分平均值分别为25.5%和20.6%。涝池土壤水的 $\delta\text{D}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别介于 $-117.83\%$ ~ $-56.66\%$ 和 $-16.63\%$ ~ $-7.72\%$ 之间,农田土壤水的 $\delta\text{D}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别介于 $-81.76\%$ ~

$-52.03\%$ 和 $-10.64\%$ ~ $-6.35\%$ 之间。与农田相比,涝池土壤水分受蒸发作用影响较小,保留了降水同位素组成特征。黄土塬区涝池通过快速活塞流对地下水形成补给,是地下水补给的重要来源。快速活塞流下渗速度为0.26 m/d,涝池集水区内地表水年均补给量为134 mm,占降水的23.1%。但是随着社会发展,黄土塬区涝池数量迅速减少,从而导致快速活塞流对地下水补给的减少,因此积极开展保护、恢复和重建涝池工作对于黄土塬区地下水的持续补给和利用具有重要的意义。

## [参考文献]

- [1] 李玉山,黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究[J].自然资源学报,2001,16(5):427-432.
- [2] Huang Tianming, Ma Baoqiang, Pang Zhonghe, et al. How does precipitation recharge groundwater in loess aquifers? Evidence from multiple environmental tracers [J]. Journal of Hydrology, 2020,583:124532.
- [3] Huang Tianming, Pang Zhonghe, Liu Jilai, et al.

- Groundwater recharge mechanism in an integrated tableland of the Loess Plateau, Northern China: Insights from environmental tracers [J]. *Hydrogeology Journal*, 2017, 25(7): 2049-2065.
- [4] Huang Tianming, Pang Zhonghe, Edmunds W M. Soil profile evolution following land-use change: Implications for groundwater quantity and quality [J]. *Hydrological Processes*, 2013, 27(8): 1238-1252.
- [5] Huang Yanan, Evaristo J, Li Zhi. Multiple tracers reveal different groundwater recharge mechanisms in deep loess deposits [J]. *Geoderma*, 2019, 353: 204-212.
- [6] Lin Ruifen, Wei Keqin. Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone: Implications for estimation of groundwater recharge [J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 328(1/2): 192-199.
- [7] Xiang Wei, Si Bingcheng, Biswas A, et al. Quantifying dual recharge mechanisms in deep unsaturated zone of Chinese Loess Plateau using stable isotopes [J]. *Geoderma*, 2019, 337: 773-781.
- [8] Cheng Liping, Liu Wenzhao, Li Zhi, et al. Study of soil water movement and groundwater recharge for the loess tableland using environmental tracers [J]. *Transactions of the ASABE*, 2014, 57(1): 23-30.
- [9] Li Zhi, Chen Xi, Liu Wenzhao, et al. Determination of groundwater recharge mechanism in the deep loessial unsaturated zone by environmental tracers [J]. *Science of the Total Environment*, 2017, 586: 827-835.
- [10] 程立平, 刘文兆, 李志, 等. 长武黄土塬区土地利用变化对潜水补给的影响 [J]. *水科学进展*, 2016, 27(5): 670-678.
- [11] Zhang Zhiqiang, Li Min, Si Bingcheng, et al. Deep rooted apple trees decrease groundwater recharge in the highland region of the Loess Plateau, China [J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 622/623: 584-593.
- [12] Liu Wenzhao, Zhang X C, Dang Tinghui, et al. Soil water dynamics and deep soil recharge in a record wet year in the southern Loess Plateau of China [J]. *Agricultural Water Management*, 2010, 97(8): 1133-1138.
- [13] 黄占斌, 程积民, 赵世伟, 等. 半干旱地区集雨利用模式及其评价 [J]. *农业工程学报*, 2004, 20(2): 301-304.
- [14] 杨雲舒, 刘文兆, 宁婷婷, 等. 长武塬区涝池演变特征分析 [J]. *水土保持通报*, 2015, 35(5): 315-318.
- [15] Lu Yanwei, Li Huijie, Si Bingcheng, et al. Chloride tracer of the loess unsaturated zone under sub-humid region: A potential proxy recording high-resolution hydroclimate [J]. *Science of the Total Environment*, 2020, 700: 134465.
- [16] 程立平, 刘文兆, 黄土塬区土壤水分分布特征及其对不同土地利用方式的响应 [J]. *农业工程学报*, 2011, 27(9): 203-207.
- [17] Allison G B, Barnes C J, Hughes M W. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils (2): Experimental [J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 64(1/2/3/4): 377-397.
- [18] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils (1): Theory [J]. *Journal of Hydrology*, 1983, 60(1/2/3/4): 141-156.
- [19] Xiang Wei, Evaristo J, Li Zhi. Recharge mechanisms of deep soil water revealed by water isotopes in deep loess deposits [J]. *Geoderma*, 2020, 369: 114321.
- [20] Cheng Liping, Liu Wenzhao. Long term effects of farming system on soil water content and dry soil layer in deep loess profile of loess tableland in China [J]. *Journal of Integrative Agriculture*, 2014, 13(6): 1382-1392.
- [21] De Paolo D J, Conrad M E, Maher K, et al. Evaporation effects on oxygen and hydrogen isotopes in deep vadose zone pore fluids at Hanford, Washington [J]. *Vadose Zone Journal*, 2004, 3(1): 220-232.
- [22] 程立平, 刘文兆, 黄土塬区几种典型土地利用类型的土壤水稳定同位素特征 [J]. *应用生态学报*, 2012, 3(3): 651-658.
- [23] Li Han, Si Bingcheng, Li Min. Rooting depth controls potential groundwater recharge on hillslopes [J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 564: 164-174.
- [24] Huang Tianming, Pang Zhonghe. Estimating groundwater recharge following land-use change using chloride mass balance of soil profiles: A case study at Guyuan and Xifeng in the Loess Plateau of China [J]. *Hydrogeology Journal*, 2011, 19(1): 177-186.
- [25] Huang Tianming, Yang Shuo, Liu Jilai, et al. How much information can soil solute profiles reveal about groundwater recharge? [J]. *Geosciences Journal*, 2016, 20(4): 495-502.
- [26] 阎太白. 黄土潜水补给周期的探讨 [J]. *水文地质工程地质*, 1986, 13(3): 42-44.
- [27] 阎太白, 王德潜. 洛川塬黄土潜水的补给机制及黄土含水特征 [J]. *地质论评*, 1983, 29(5): 418-427.
- [28] 王德潜. 洛川黄土潜水补给特征 [J]. *水文地质工程地质*, 1982, 9(5): 1-8.
- [29] Tan Hongbing, Liu Zihao, Rao Wenbo, 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.