文章编号:1000-7601(2019)03-0250-06 doi:10.7606/j.issn.1000-7601.2019.03.33

黄土高原白草塬土地利用变化对地下水补给的影响

黄亚楠,林国伟,李 志
(西北农林科技大学资源环境学院,陕西 杨凌 712100)

摘 要:为研究黄土高原土地利用变化对地下水补给的影响,在甘肃会宁县白草塬采集农地、杏林地、杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地 4 种土地利用方式 0~10 m 剖面土样,通过制定表征土壤水分亏缺的指标和氯离子质量平衡法,从土壤水分含量、储水量、干燥化和深层渗漏量等角度分析了土地利用变化对地下水补给的可能影响。结果表明:不同土地利用方式对土壤水分作用强度和深度不同。0~10 m 剖面的平均土壤含水量表现为农地>杏林地>杏林‖柠条地>杏林‖苜蓿地。0~5 m 包含杏树的两种间作地平均土壤含水量已达到或接近萎蔫湿度,土壤达到中度甚至重度干燥化;5~10 m 各利用方式干燥化程度有所减轻。4 种样地土壤水分深层渗漏量为 8.8~13.6 mm·a^{-1},占多年平均降雨量的 4.0%。由于土地利用类型转换时间不到 10 年,尽管土地利用变化对土壤水分有较大影响,但对地下水补给的影响尚不显著。

关键词:土壤水分;土地利用变化;深层渗漏;氯离子质量平衡法;黄土塬区
中图分类号:S152.7 **文献标志码**:A

Impacts of changes in land use on groundwater recharge on Baicao loess tableland

HUANG Ya-nan, LIN Guo-wei, LI Zhi[1]
(*College of Natural Resources and Environment*, *Northwest A & F University*, *Yangling*, *Shaanxi* 712100, *China*)

Abstract: To evaluate the impacts of changes in land use on groundwater recharge, we sampled 10 m soil profiles under four types of land uses (farmlands, apricot orchards, apricot-caragana intercropping lands, and apricot-alfalfa intercropping lands) on Baicao loess tableland. After determining the soil water contents and chloride contents in soil water, we quantified the land use change impacts on groundwater based on some indices including soil water content, water storage, desiccation, and deep drainage. Different types of land uses have impacts on soil water with varying magnitudes and depths. The averaged soil water contents across the 10 m profiles were in the order of farmlands > apricot orchards> apricot-caragana intercropping lands >apricot-alfalfa intercropping lands. The two intercropping lands with apricot had soil water contents that were very close to the wilting point in the 0~5 m soil profiles, which subsequently resulted in moderate or even severe desiccation. But, the desiccation was alleviated with the depth, especially in the soil of 5~10 m deep. The deep drainages of soil water under the four land uses ranged from 8.8 to 13.6 mm·a^{-1}, accounting for 4.0% of average annual precipitation. Since the changes from farmlands to other types occurred within last 10 years, the impacts of the land use changes on the groundwater recharge were not significant though their effects on soil water contents were large.

Keywords: soil moisture; land use changes; deep leakage; chloride mass balance method; loess tableland

黄土高原是全球黄土分布面积最广、土层最厚、构造最为复杂的高地,也是世界上水土流失最为严重的地区之一。近 50 年多来,我国开展了一系列黄土高原水土保持工作,如实施退耕还林还草工程,这一决策经过多年发展已取得了可观的生态、社会和经济三位一体效益[1-2]。此项工程虽有效地

收稿日期:2018-04-21 **修回日期**:2019-05-03
基金项目:国家自然科学基金项目(51179161);中央高校基本科研业务费(2452015105)
作者简介:黄亚楠(1993-),女,河南信阳人,博士研究生,研究方向为水环境演变机制。E-mail:hyndyxa@163.com
通信作者:李志(1978-),男,山东沂水人,博士,教授,主要从事水文水资源方面的研究。E-mail:lizhibox@nwafu.edu.cn

遏制水土流失和保持土壤养分等[3-5],却同时导致了区域水文变化,如土壤干层加剧和径流减少等现象[6],逐步威胁到当地的可持续发展[7]。因此,分析退耕还林还草的水文效应成为当前的研究热点。

地下水是黄土高原的重要水源,近年来地下水位呈持续下降的趋势[8]。但地下水减少与土地利用变化的关系一直不明确,一个重要的原因是深厚的黄土层(50~150 m)产生的巨大储水结构,导致地下水文过程极其复杂,因此传统的土壤水分和地下水位监测技术难以直接表征降水与地下水之间的联系[9]。运用适合的方法研究土壤水分运移过程及其影响因素,对理解水文变化和指导土地规划与生态建设等具有重要的意义。

深厚的黄土层中,土壤水分是降水转化为地下水的中间纽带,而土地利用变化可以通过改变土壤水分平衡影响降雨对地下水的补给过程,还能通过破坏土壤优先通道,影响优先流的发生,进而引起区域地下水补给的变化。因此,借助新方法分析土壤水分运动机制,有助于研究地下水与土地利用的关系。Cl^-是分析土壤水分运移及降雨入渗率等方面的重要环境示踪剂[10]。1969 年 Eriksson 首次提出氯离子质量平衡法(Chloride mass balance method,CMB)[11],即根据降水输入的 Cl^-浓度和降雨量与土壤水分中 Cl^-浓度的比值推求地下水补给量,此法被认为是评估干旱半干旱区地下水补给量最有效的办法之一[12],目前在国内外已得到广泛运用[13-17]。我国西北干旱半干旱地区,具有特殊的地质地理和气候的天然优势,受人类活动影响较为单一,加之深厚的黄土层可以保留长时间序列信息。因此,可以用 CMB 法对地下水补给进行广泛而深入的研究[18]。

本文以典型的退耕还林还草工程实施区域白草塬为研究对象,基于土壤水分和氯离子含量探究塬区农田、杏林地、杏林与柠条或苜蓿的间作地 4 种不同利用方式土壤水分运动过程,并深入剖析土地利用变化对地下水补给的影响,从而为退耕还林背景下的黄土高原地下水资源管理提供理论依据。

1　研究区与研究方法

1.1　研究区概况

研究区位于黄土高原西部甘肃省会宁县白草塬(36°11′~36°13′N, 105°04′~105°06′E),属东南季风气候西北部边缘区,年均降水量 270 mm,年均气温 6.4℃,年均日照时数 2 613 h,年均辐射量 5.79 $\times10^5$ J·cm^{-2},有效积温 2 920.5 ℃。海拔在 1 600~1 700 m,地势由东南向西北倾斜,主要由河流和梁峁顶面残塬切割而成,塬边为“V”型深谷。塬面土层深厚,第三纪岩泥床被第四纪黄土覆盖,第四纪黄土在垂直方向上(从上至下)依次为渗透性较强的马兰黄土、含水性能较好的离石黄土和持水性差的午城黄土。该区土壤类型为沙壤土和黄绵土[19-20],其中以粉砂土含量居多(粉砂土含量占比达 60%以上),土壤容重为 1.05~2.5 g·cm^{-3}[21],田间持水量为 21%,凋萎湿度 4%[22]。

黄土塬区周围的沟谷深切到基岩以下,使塬区形成了独立水文质地单元结构,减少了潜水层侧向以及顶托补给塬区地下水的可能性,使降水成为了主要补给来源[23]。由于塬面水资源短缺,气候干旱,土地利用方式以人工栽培植物(春麦、玉米、豆类和马铃薯等经济作物)为主,天然植被种类较少,只有在塬边地段和梁峁上部有残存长芒草等分布。自 1999 年退耕还林还草工程实施后,大量农地转换为杏树林及杏树与其他灌木或草的间作地[24]。

1.2　试验设计

2015 年 7 月在白草塬面上选择农地、杏林地、杏林‖柠条地及杏林‖苜蓿地 4 种土地利用方式开展试验。其中,杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地选择位于相邻 4 棵杏树中心(株行距 3.5 m×4.0 m)、生长密度均匀的间作区作为采样点。经调查,选取的样地均无灌溉,完全依靠天然降水,加之黄土塬区具有黄土分布面积广、土质均一等特点,故本文选取的利用方式具有典型代表性,其土壤水分状况及其所携带的水化学信息可以反映农地转变为其他类型后土壤水文特征,各采样点的具体情况如表 1 所示。

表 1　采样点概况

Table 1　General information of study sites

土地利用方式 Present land use type	原利用方式 Old land use type	植被生长年限 Years of present land use/a	经纬度 Longitude and latitude
农地 F Farmland	F	-	36°11′08″N 105°04′53″E
杏林地 X Apricot orchard	F	9	36°13′44″N 105°05′07″E
杏林‖柠条地 XN Apricot-caragana intercropping	F	9	36°13′40″N 105°04′49″E
杏林‖苜蓿地 XM Apricot-alfalfa intercropping	F	8	36°13′57″N 105°06′35″E

注:表内土地利用方式统一采用中文首字母,下同。

Note: These land use types are unified in Chinese initials in the table, the same below.

1.3 测定项目和方法

为探讨土地利用变化对地下水补给的影响,从定性和定量两个角度对所得数据统计和分析。首先,通过土壤储水量、水分亏缺量和干燥化程度等土壤水分指标定性探讨土地利用变化对土壤水分运动的影响;其次,使用氯离子质量平衡法量化地下水补给量,并进一步分析其对土地利用变化的可能响应。

1.3.1 土壤水分指标的测定与计算 采用人工钻孔的方法在上述样点取0~10 m土层范围内土样,每隔0.2 m采集1个土样,剔除钻头上部1/3的土壤,剩余土样一部分装于铝盒,于105℃恒温条件下连续烘干12 h,测定并计算各层土壤质量含水量,另一部分用聚乙烯塑料瓶密封后带回实验室低温保存,用于其他项目测定。土壤水分计算公式如下:

$$SM = (a - b)/b \times 100\% \tag{1}$$

式中,SM为土壤质量含水量(%);a为土壤鲜重(g);b为土壤干重(g)。

用土壤储水量(SWS)、水分亏缺量(WD)和土壤干燥化指数(SDI)3个指标来分析不同土地利用方式对土壤水分的影响,其计算公式如下[25]:

$$SWS = SM \times SBD \times h \tag{2}$$

$$WD = (W_F \times SBD \times h) - SWS \tag{3}$$

$$SDI = \frac{SM - W_M}{SSM - W_M} \times 100\% \tag{4}$$

式中,SWS、WD分别为土壤储水量、水分亏缺量(mm);SBD为土壤容重(g·cm^{-3});h为土层深度(mm);W_F、W_M、SSM、SDI分别为田间持水量、凋萎湿度、土壤稳定湿度(即凋萎湿度与田间持水量的算术平均值)、土壤干燥化指数(%)。其中,SDI可准确定量描述研究区土壤干燥化强度和干旱胁迫程度,依据SDI值的大小,将土壤干燥化强度划分为4级[4,26]:(1)若$SDI \geq 100\%$,为无干燥化;(2)若$70\% \leq SDI < 100\%$,为轻度干燥化;(3)若$40\% \leq SDI < 70\%$,为中度干燥化;(4)若$SDI < 40\%$,为重度干燥化。

1.3.2 氯离子质量平衡法 土壤氯离子浓度的测定:取5 g干土样加入25 g超纯水(18.25 Ω·cm,25℃)充分搅拌,在恒温振荡机震荡60 min(180 r·min^{-1}),随后用低速离心机离心15 min(4 000 r·min^{-1}),将所得上清液过0.22 μm滤膜后,用离子色谱仪(ICS1100)测定上清液中Cl^-浓度。

氯离子质量平衡法遵循以下假设才能使用[27]:(1)大气输入是Cl^-的唯一来源;(2)Cl^-在循环过程中表现稳定,不参与其它地球化学反应;(3)土壤水分运移遵循一维垂直活塞流模式。本文选取的样地属雨养农业区,无灌溉历史,降水入渗是该区地下水补给的唯一来源。前期的研究结果表明地下水补给可能存在双组份模式的补给[28-29],即优先流和活塞流,但优先流仅发生在某些特殊的地区,而活塞流是普遍存在的。为此本研究假定土壤剖面降雨垂直入渗为活塞向下运动,则该区地下水的补给量为[30]:

$$R = \frac{P \times Cl_P^-}{Cl_s^-}$$

式中,R为多年平均地下水补给量(mm·a^{-1});P为多年平均降水量(mm·a^{-1});Cl_P^-为降雨输入的多年平均Cl^-浓度(mg·L^{-1}),本研究中Cl^-浓度为1.0 mg·L^{-1}[29];Cl_s^-为稳定层土壤水中Cl^-浓度(mg·L^{-1})。

1.3.3 数据处理 试验数据采用Microsoft Excel 2016统计软件处理,应用OriginPro 2016软件绘制图形。

2 结果与分析

2.1 土壤水分剖面特征

图1为4种利用方式下0~10 m土层土壤水分垂直分布剖面。0~2 m土壤水分受地表蒸发和降雨强度影响,波动性较大,无明显规律;2~5 m土地利用变化对土壤水分的影响随深度增加逐渐加强,4个样地土壤水分逐渐减少,其中杏林‖柠条地、杏林‖苜蓿地含水量基本接近萎蔫湿度(4%);>5 m土壤水分随深度加深均有增加趋势。可见,0~5 m受土地利用方式影响剧烈;5~10 m土地利用变化的影响相对和缓,水分有所恢复。需要注意的是,与农地相比,尽管其他3个样地的土壤水分均为5 m以下开始恢复,杏林地和杏林‖柠条地分别在9 m和7 m以下恢复到农地水平,而杏林‖苜蓿地恢复深度达到10 m或更深处,说明土地利用方式对土壤水分的影响深度不同。

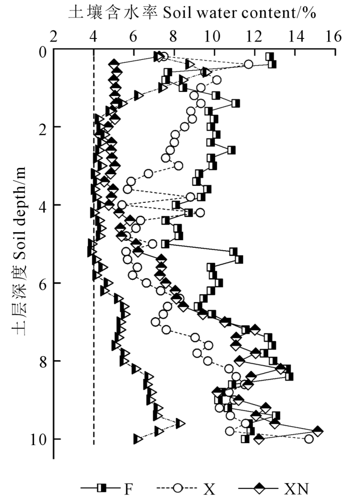

图1 不同土地利用方式下土壤质量含水率

Fig.1 Water content under different land use types

4 个样地 0~10 m 平均土壤水分为农地>杏林>杏林‖柠条地>杏林‖苜蓿地,含量分别为10.3%、8.5%、7.8%和 5.4%(表 2)。整体而言,4 个样地的土壤水分条件较差。0~5 m 农地、杏林地、杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地土壤储水量分别为 614、518、333 mm 和 336 mm,占田间持水量的 24.4%~45.0%;尽管 5~10 m 土壤储水量略高于 0~5 m,介于 342~675 mm,但占田间持水量的比例最高仅 53.5%。4 个样地在 0~5 m 土壤水分亏缺严重,亏缺量达 751~1 032 mm,其中农地和杏林地出现中度干燥化现象,而 2 种间作地为重度干燥化;随深度的增加,>5 m 的土壤水分亏缺量有所降低,除杏林地和杏林‖苜蓿地分别出现中度和重度干燥化外,其他 2 个样地属轻度干燥化。

为深入分析农地转变为包含杏树的利用方式后对土壤水分造成的影响,进一步量化了利用方式与土壤水分之间的响应关系(表 2)。与农地相比,杏林地、杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地 0~5 m 储水量分别减少 96、281 mm 和 278 mm,平均减少量 218 mm;5~10 m 储水量较农地分别减少 133、49 mm 和 333 mm,平均减少量 171 mm。此外,杏林地与 2 种间作地 0~10 m 土壤储水量也有明显差别,分别减少了 91 mm 和 384 mm。由此可见,土地利用变化可以显著影响土壤水分含量,农地转为其他利用方式后,各层土壤水分减少明显,水分亏缺严重,并出现不同程度的干燥化现象;尤其是杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地已接近或达到萎蔫湿度,形成了明显的、深厚的土壤干层。

2.2　土壤水分的深层渗漏量

由图 2 可知,各样地氯离子垂直分布相似,2.4 m 以上剖面土壤水分 Cl^- 浓度远大于下层,深层土壤水分 Cl^- 浓度趋于稳定。土壤水分 Cl^- 浓度曲线峰值的宽度范围与扩散的影响程度成正比,波峰越宽则扩散作用越强烈[31]。各利用方式下土壤水分 Cl^- 浓度峰值均出现在 0~2.4 m 剖面,表明土壤水分在近地表层受降雨入渗、地表蒸发和植物蒸腾等作用比较强烈[32];2.4~5 m 土壤水分 Cl^- 浓度值随深度增加趋于一致;5.8~10 m 土壤水分 Cl^- 浓度随深度增加基本稳定。不同利用方式稳定层土壤水分 Cl^- 平均浓度表现为杏林地>杏林‖柠条地>农地>杏林‖苜蓿地,数值分别为 49.0、32.5、31.6 mg·L^{-1}和 23.5 mg·L^{-1}。

深剖面 Cl^- 浓度变化是评价降雨入渗过程的重要依据,也能揭示地下水补给率等重要信息[33]。为探究土地利用变化对深层土壤水分运动的影响,结合对土壤质量含水量特征的分析,选用 5.8 m 作为地下水被以稳态流补给的临界深度。通过氯离子质量平衡法计算地下水补给率,农地、杏林地、杏林‖柠条地和杏林‖苜蓿地(表 3)分别为 8.8、6.2、14.2 mm·a^{-1}和 13.6 mm·a^{-1},平均值为 10.7 mm·a^{-1},4 个样地补给量分别占比年均降雨量3.2%、2.3%、5.3%和 5.0%,平均值为 4.0%。

3　结论与讨论

植被和气候共同作用导致土壤水分亏缺,进而影响区域水循环。人工林地因根系发达通常耗水量大,随深度的增加,根系的影响逐渐减弱,深层土壤水分有所恢复,但恢复程度因土地利用方式不同也有差异。本研究中农地土壤水分为 10.3%,水分亏缺量较小;而转化为包含杏树的利用方式后,0~5 m 剖面包含杏树的样地植被根系生长旺盛,对周围水分吸取强度大,因此水分亏缺量比农地高 218.3±106.0 mm,变化程度远比地处半湿润区的洛川塬区[34]和长武塬区[35]严重的多;5~10 m 剖面根系作用随深度逐渐减弱,土壤水分有所恢复,其中杏树林和杏树‖柠条地分别在 9 m 和 7 m 恢复到农地水平,但杏树‖苜蓿地属双高耗水植被[36],因根系吸水强度过大,深层土壤水分较难恢复。可见,土地利用方式对区域水资源的可持续利用有十分重要的影响。

表 2　各样地不同土层土壤水分状况

Table 2　Soil water status in different layers under different land use types

土地利用方式 Land use type	平均值 Average/%			储水量 SWS/mm			Δ/%			亏缺量 WD/mm			干燥化程度 Degree of desiccation		
	0~5 m	5~10 m	0~10 m	0~5 m	5~10 m	0~10 m	0~5 m	5~10 m	0~10 m	0~5 m	5~10 m	0~10 m	0~5 m	5~10 m	0~10 m
N	9.5	11.2	10.3	614	675	1293	45.0	53.5	49.3	751	585	1332	中度 Moderate	轻度 Slight	轻度 Slight
X	8.0	9.0	8.5	518	542	1063	37.9	43.1	40.5	847	718	1562	中度 Moderate	中度 Moderate	中度 Moderate
XN	5.1	10.4	7.8	333	626	972	24.4	49.7	37.0	1032	634	1653	重度 Severe	轻度 Slight	中度 Moderate
XM	5.1	5.7	5.4	336	342	679	24.6	27.1	25.9	1029	918	1946	重度 Severe	重度 Severe	重度 Severe

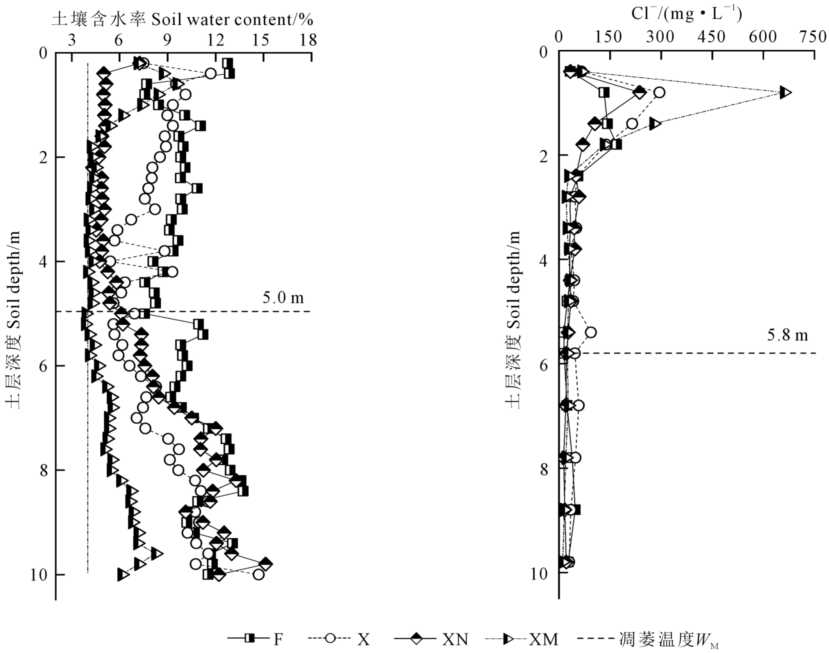

图 2 不同土地利用方式下土壤水分 Cl^-浓度

Fig.2 Chloride concentration of soil water under different land use types

表 3 包气带剖面数据

Table 3 Datas of unsaturated zone profiles

土地利用方式 Land use type	5.8 m 以下 Cl^- 平均浓度 The average Cl^- concentration below 5.8 m /(mg·L^{-1})	入渗补给率 Recharge rate /(mm·a^{-1})	占平均多年降水量比例 Ratio in average annual precipitation/%
N	30.6	8.8	3.2
X	43.7	6.2	2.3
XN	19.0	14.2	5.3
XM	19.9	13.6	5.0

白草塬地处西北旱区,年均降雨量仅为 270 mm,而年蒸发量是降雨量的 6.5 倍,干旱的气候除了限制地区性水资源状况,还会导致土壤强烈持续性干燥化,并形成干层[37]。研究中除农地外,包含杏树的利用方式在 0~10 m 均出现中度及以上程度的干燥化现象,尤其是包含杏树的 2 种间作地在 0~5 m 出现重度干燥化。从根系研究和土壤水分传导的性质可以判断,此种干燥化的形成是植物根系吸水造成的。但需要注意的是,由于该区降雨远小于植被需水量,产流率低,蒸发作用强烈,“土壤水库”的调节能力因水分含量降低而减弱[37]。地区性水量负平衡除了与长期的根系耗水作用有关,还与当地气候条件紧密相关,两者共同作用加剧了该区土壤干层的形成。

吸力下渗和重力下渗[37-38]是黄土塬区土壤水分下渗的两种主要机制。由表 2 可知,白草塬土壤水分上干下湿,故不存在吸力下渗;该区年降雨量远小于年蒸发量,难以补足土壤水分亏缺量,重力下渗会非常困难。对于干旱的白草塬而言,点位尺度上的土壤水分和氯离子剖面都显示了活塞流的运动机制,因此,如果这是地下水补给的主要方式,将导致地下水补给非常困难。一方面,4 种利用方式下平均水分亏缺量为 1 623 mm,相对于 270 mm 的年均降水量,即使降雨全部入渗也难以补足水分亏缺量(干旱气候区强烈的蒸发作用使降雨全部入渗的可能性为零);另一方面,塬区年均地下水补给量为 6.2~14.2 mm·a^{-1},仅占年均降水量的 2.3%~5.3%。由于包气带厚度为 0~350 m,可以计算出降雨入渗到地下水最长需要 5 645 a。黄土高原其他地区的补给研究显示,半湿润区的洛川塬[27]年均补给量 36~67 mm·a^{-1},占年均降雨的 5.8%~10.8%,与半干旱区的固原(年均补给量为 55~100 mm·a^{-1})相近[39],降雨入渗到达地下水需 133~316 a,从时间尺度上看远小于干旱区的白草塬入渗时间。

尽管不同利用方式下地下水补给量不同,但这并不只是由土地利用变化导致的。由于包气带浅层土壤水分输送距离较长,运移速度缓慢,使土壤水分运移具有一定的滞后效应[40]。因此,农地转变为杏树间作柠条或苜蓿的利用方式后对降雨入渗的影响可能还未到达地下水层,如果持续该种土地利用方式的转变,未来必将严重威胁地下水的安全。目前,该区已经存在严重的水资源短缺问题,水源主要靠外来引入,如果不注重土地利用变化的影响,未来的水资源将面临更严峻的挑战。因此,对于气候干旱的白草塬,如何兼顾生态环境与水资源的可持续利用,需要进一步研究。

参 考 文 献:

[1] Li J J, Li Z, Lv Z M. Analysis of spatio-temporal variations in land use on the Loess Plateau of China during 1986-2010[J]. Environmental Earth Sciences,2016,75(11):1-12.

[2] 李玉山.新时期水土保持与面临的科学技术问题[J].中国水土保持,2007,(3):1-3.

[3] 信忠保,余新晓,张满良,等.黄土高原丘陵沟壑区不同土地利用的土壤养分特征[J].干旱区研究,2012,29(3):379-384.

[4] 黄明斌,杨新民,李玉山.黄土高原生物利用型土壤干层的水文生态效应研究[J].中国生态农业学报,2003,11(3):113-116.

[5] Chen L D, Wang J P, Wei W, et al. Effects of landscape restoration on soil water storage and water use in the Loess Plateau Region, China[J]. Forest Ecology & Management,2010,259(7):1291-1298.

[6] Zhou J, Fu B J, Gao G Y, et al. Effects of precipitation and restoration vegetation on soil erosion in a semi-arid environment in the Loess Plateau, China[J]. Catena,2016,137(137):1-11.

[7] Li Z, Liu W Z, Zhang X C, et al. Impacts of land use change and climate variability on hydrology in an agricultural catchment on the Loess Plateau of China[J]. Journal of Hydrology,2009,377(1-2):35-42.

[8] 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.

[9] Li Z, Lin X Q, Coles A E, et al. Catchment-scale surface water-groundwater connectivity on China's Loess Plateau[J]. Catena,2017,152:268-276.

[10] Mccartney M P, Neal C. Water flow pathways and the water balance within a head-water catchment containing a dambo: inferences drawn from hydrochemical investigations[J]. Hydrology & Earth System Sciences,1999,3(4):581-591.

[11] Eriksson E, Khunakasem V. Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain[J]. Journal of Hydrology,1969,7(2):178-197.

[12] Scanlon B R, Keese K E, Flint A L, et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions[J]. Hydrological Processes,2006,20(15):3335-3370.

[13] Silburn D M, Cowie B A, Thornton C M. The brigalow catchment Study revisited: Effects of land development on deep drainage determined from non-steady chloride profiles[J]. Journal of Hydrology,2009,373(3):487-498.

[14] Radford B J, Silburn D M, Forster B A. Soil chloride and deep drainage responses to land clearing for cropping at seven sites in central Queensland, northern Australia[J]. Journal of Hydrology,2009,379(1-2):20-29.

[15] Gates J B, Edmunds W M, Ma J, et al. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride[J]. Hydrogeol Journal,2008,16(5):893-910.

[16] 陈植华,徐恒力.确定干旱—半干旱地区降水入渗补给量的新方法—氯离子示踪法[J].地质科技情报,1996,15(3):87-92.

[17] Cheng L P, Liu W Z, Li Z, 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.

[18] 汪丙国,靳孟贵,王文峰,等.氯离子示踪法在河北平原地下水垂向入渗补给量评价中的应用[J].节水灌溉,2006,(3):16-20.

[19] 蒲金涌,冯建英,姚晓红,等.甘肃黄土高原土壤农业水分常数分布特征[J].干旱地区农业研究,2008,26(3):205-209.

[20] 韩承鼎.甘肃省白银市水土保持可持续发展探讨[J].亚热带水土保持,2011,23(1):39-41.

[21] 靳春胜,黄孝刚,张立原,等.六盘山东西两侧黄土古土壤容重的特征及其古气候指示意义[J].地质学报,2008,82(5):702-709.

[22] 李玉山,韩仕峰,汪正华.黄土高原土壤水分性质及其分区[J].水土保持研究,1985,(2):1-17.

[23] 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.

[24] 李哲敏,高春雨,张劲松.退耕还林工程生态效益评价方法初探[J].中国农业资源与区划,2006,27(6):55-59.

[25] 曹裕,李军,张社红,等.黄土高原苹果园深层土壤干燥化特征[J].农业工程学报,2012,28(15):72-79.

[26] 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.

[27] Huang T M, Yang S, Liu J L, et al. How much information can soil solute profiles reveal about groundwater recharge? [J]. Geosciences Journal,2016,20(4):495-502.

[28] Tan H B, Liu Z H, Rao W B, et al. Stable isotopes of soil water: Implications for soil water and shallow groundwater recharge in hill and gully regions of the Loess Plateau, China[J]. Agriculture, Ecosystems & Environment,2017,243:1-9.

[29] Li Z, Chen X, Liu W Z, 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.

[30] Allison G, Hughes M. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer[J]. Australian Journal of Soil Research,1978,16(2):181-195.

[31] Scanlon B R. Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils[J]. Journal of Hydrology,1991,128(91):137-156.

[32] Phillips F M. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest[J]. Soil Science Society of America Journal,1994,58(1):15-24.

[33] Scanlon B R. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone[J]. Water Resources Research,2000,36(2):395-409.

[34] 王延平,韩明玉,张林森,等.洛川苹果园土壤水分变化特征[J].应用生态学报,2012,23(3):731-738.

[35] 向伟,林雪青,张志强,等.黄土塬区土地利用变化对深剖面土壤水分的影响[J].干旱地区农业研究,2016,34(4):12-17.

[36] Wang Z Q, Liu B Y, Liu G, et al. Soil water depletion depth by planted vegetation on the Loess Plateau[J]. Science in China Series D: Earth Sciences,2009,52(6):835-842.

[37] 李玉山.黄土区土壤水分循环特征及其对陆地水分循环的影响[J].生态学报,1983,3(2):91-101.

[38] 黄明斌,杨新民,李玉山.黄土区渭北旱塬苹果基地对区域水循环的影响[J].地理学报,2001,56(1):7-13.

[39] Huang T M, Pang Z H. 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]. Hydrogeol Journal, 2011,19(1):177-186.

[40] Peck A J, Hurle D H. Chloride balance of some farmed and forested catchments in Southwestern Australia[J]. Water Resources Research,1973,9(3):648-657.