

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

程立平^{1,2}, 刘文兆^{1*}

(1. 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 中国科学院水利部水土保持研究所, 杨凌 712100;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 该文就陕西省长武黄土塬区主要土地利用方式下 0~20 m 土壤剖面水分分布特征及其与土壤质地的关系进行了调查与分析, 以期服务于土地利用方式的优化配置及区域水文水资源研究。结果表明, 黄土剖面古土壤层物理黏粒含量较黄土层高约 2%~6%, 质地较重; 0~20 m 剖面田间持水率和萎蔫湿度分别为(21.39±0.13)%和(8.06±0.45)%。黄土深层土壤水分分布特征与黄土-古土壤序列有关, 一般情况下, 一层黄土和一层古土壤构成一次湿度高低起伏, 并有随深度增加湿度变大的趋势。荒草地、18 年苹果园地、8 年生及 23 年生苜蓿草地 0~20 m 土层平均湿度分别为 18.89%、15.45%、14.77% 和 10.59%, 连作高产小麦地 0~13 m 土层平均湿度为 18.74%。高产麦田和荒草地 3 m 以下土层没有发生干燥化现象; 18 年苹果园地在 10 m 以上土层发生了中度和轻度为主的土壤干燥化现象; 8 年苜蓿草地在 10 m 以上土层发生了重度、中度和轻度的土壤干燥化现象, 其中重度干燥化现象出现在 4 m 以上土层; 而 23 年苜蓿在整个 20 m 土层都发生了重度和中度的土壤干燥化现象, 其中重度干燥化现象出现在 17 m 以上土层。可以看出, 高耗水型人工林草因水分负平衡所导致土壤干燥化, 随年限增加渐进地向深层土层发展, 这在苜蓿草地上表现的更为突出。

关键词: 土壤, 水分, 土地利用, 黄土塬区, 土壤干燥化, 响应

doi: 10.3969/j.issn.1002-6819.2011.09.035

中图分类号: S152.7

文献标志码: A

文章编号: 1002-6819(2011)-09-0203-05

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.

Cheng Liping, Liu Wenzhao. Soil moisture distribution in deep layers and its response to different land use patterns on Loess Tableland [J]. Transactions of the CSAE, 2011, 27(9): 203-207. (in Chinese with English abstract)

0 引言

土壤水资源是黄土高原地区水资源的重要组成部分^[1], 土壤水分在植物的生长发育中起着非常重要的作用。深厚的黄土层为降水转化为土壤水创造了赋存条件, 黄土水库保蓄和调节水分的功能, 对降水不足和时间空间分布不均所导致的旱情能够起到有效的缓解作用, 成为影响植被生长的主导生态因素^[2]。但是在自然因素和人类活动共同作用下, 土壤干燥化在黄土高原地区已成为一种普遍的现象^[3], 人工林草的种植则使土壤干燥化向深层发展^[4]。而黄土高原地区有关土壤水分测定中的土层厚度, 农田中多以 2~3 m 厚度为限, 林草地中有达到 20 m 深度的例子^[5], 但大多数则未超过 10 m 厚度^[6-10]。由于测深限制, 该区 10 m 以下土层土壤水分状况以及土壤干燥化特征的了解尚不明确。本研究试图通过对黄土塬区主要土地利用方式下 0~20 m 土层土壤湿度剖面分布特征的

实地观测, 揭示黄土塬区深层土壤水分分布特征, 评价土壤干燥化现状, 为黄土塬区土壤水分利用效率提高、旱作农业发展及林草植被建设提供科学依据。

1 材料与方 法

1.1 研究区概况

测定地块选择黄土高原中南部的长武塬区(图 1)。所在区域为典型的黄土高塬沟壑区, 属暖温带半湿润大陆性季风气候区。年均气温 9.1℃, 降水年际变化大, 年内分布不均, 多年平均降水量 578 mm (1956~2006 年),

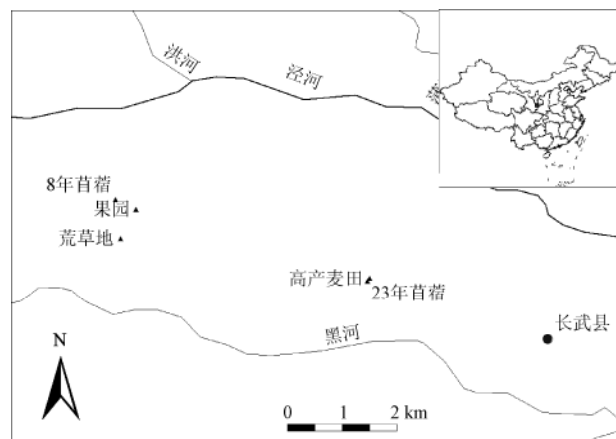


图 1 长武塬位置及样点分布示意图

Fig.1 Position of the Changwu Loess Tableland and investigated sites

收稿日期: 2011-01-04 修订日期: 2011-08-17

基金项目: 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室专项经费 (No. 10502-Z10); 国家“十一五”科技支撑计划课题 (No. 2006BAD09B09)

作者简介: 程立平 (1981-), 男, 陕西渭南人, 博士生, 研究方向农业生态水文。杨凌 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 中国科学院水利部水土保持研究所, 712100. Email: lpchengnwu@163.com

*通信作者: 刘文兆 (1960-), 男, 陕西乾县人, 研究员, 博士, 博士生导师, 研究方向流域水文生态与管理。杨凌 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 中国科学院水利部水土保持研究所, 712100.

Email: wzliu@ms.iswc.ac.cn

主要集中在7~9月,占全年降水总量55%以上。土壤为黑垆土,母质为中壤质马兰黄土,地下水埋深40~80 m。0~10 m 黄土剖面田间持水率和凋萎湿度分别为(21.16±0.86)%和(7.46±0.65)% (质量含水率,下同),土壤体积质量在1.23~1.44 g/cm³之间^[11],体积质量变化主要在0~1 m 土层内,1~10 m 土层变化较小,平均值为1.3 g/cm³。

1.2 研究方法

野外测定于2009年雨季结束后,选取10月底到11月初期间进行,在塬面上选择旱作高产麦田(连续种植15 a,多年平均产量6 000 kg/hm²左右)、苹果林地(18 a)、荒草地、人工苜蓿草地(8、23 a)为研究对象(图1),测定土壤(从土壤发生学上讲,黑垆土2~3 m 深度之下即为母质层,属于黄土,本文为论述方便,统称为土壤)水分。采用土钻取土,烘干法测定土壤水分,0~1 m 土层间隔10 cm 取样一次,1~20 m 土层间隔20 cm 取样一次。因深层土层取样的困难性,每类利用方式只取一个剖面分析,其中苹果园果树行距×株距为4 m×3 m,采样点位于两行中线位置。土壤颗粒组成采用Mastersizer2000激光粒度仪(测试范围0.02~2 000 μm)测定,每50 cm 取样测定1次。

2 结果与分析

2.1 黄土塬区0~20 m 剖面土壤质地与持水性能

2.1.1 土壤质地

已有的研究表明,深厚的黄土剖面由多个黄土—古土壤序列组合而成^[12],其中包括全新世代表地层S0,自剖面顶部向下的顺序排列为S0, L1S1, L2S2……L37S37,古土壤层底部一般都存在厚度不等的CaCO₃结核淀积层。本次取土过程中发现,测点L1下界处于9~10 m 左右,红褐色古土壤层S1下界处于12~13 m 左右,S1层中有白色丝状淋溶物,S1底部可见直径为0~6 cm 大小的CaCO₃结核淀积层,厚20 cm 左右。L2下界处于17~18 m 左右,因测深不够,S2下界未能确定。采用Mastersizer 2000激光粒度仪分析各层黄土及古土壤颗粒组成,测定结果见表1。根据卡庆斯基土壤质地分级标准,0~20 m 黄土剖面土质大多数为中壤,部分土层为重壤。其中,S0层<0.01 mm 的物理黏粒平均质量分数41.79%,分布范围为38.51%~46.58%;L1层物理黏粒平均质量分数41.1%,分布范围为39.86%~42.55%;S1层物理黏粒平均质量分数44.78%,分布范围为43.25%~46.57%;L2层物理黏粒平均质量分数41.43%,分布范围为39.79%~42.68%;S2层物理黏粒平均质量分数44.82%,分布范围为43.51%~46.41%。上述表明,古土壤层中物理黏粒含量较黄土层高约2%~6%,黏土化较强,同时古土壤层空隙率较黄土层低约4%~7%^[13]。因此,与黄土层相比,古土壤层具有较强的持水能力。

2.1.2 田间持水率和萎蔫湿度

田间持水率是表示土壤持水能力的重要参数,萎蔫湿度则是区别土壤有效水分和无效水分的分界点。通常田间持水率和萎蔫湿度可由试验测定,然而对于深层土

表1 20 m 剖面土壤颗粒组成
Table 1 Soil particle contents in the 20 m loess profiles

剖面深度/ cm	0~ 0.001 mm	>0.001~ 0.01 mm	>0.01~ 0.05 mm	>0.05~ 0.25 mm	>0.25~ 1 mm
50	13.29	30.05	51.10	5.34	0.22
100	13.38	28.07	52.15	5.32	1.09
150	18.54	28.04	46.84	5.96	0.61
200	11.54	27.53	52.55	7.47	0.92
250	11.10	27.41	54.38	6.68	0.42
300	11.99	28.61	51.72	6.29	1.40
350	10.91	31.22	53.07	4.11	0.69
400	11.39	30.99	51.49	4.50	1.63
450	11.18	28.69	54.42	4.47	1.25
500	11.40	29.60	53.56	4.99	0.45
550	11.82	28.66	54.02	5.26	0.25
600	12.06	30.28	52.75	4.85	0.06
650	11.48	30.37	52.89	4.97	0.29
700	12.07	30.19	51.03	5.92	0.78
750	12.05	30.49	50.81	5.95	0.69
800	11.00	30.06	51.38	4.86	2.69
850	12.27	32.59	47.48	5.60	2.06
900	21.24	23.02	48.33	5.08	2.33
950	21.85	23.66	48.51	4.89	1.10
1 000	22.99	23.58	47.87	4.15	1.41
1 050	14.11	30.46	50.52	2.59	2.32
1 100	13.12	33.21	50.08	2.06	1.52
1 150	12.63	31.33	51.23	2.67	2.15
1 200	13.12	30.66	51.24	2.90	2.09
1 250	12.71	30.54	52.51	2.71	1.52
1 300	13.66	31.13	50.12	3.31	1.78
1 350	12.71	29.06	51.85	5.12	1.26
1 400	12.38	30.30	51.08	5.16	1.07
1 450	11.93	27.86	53.45	4.95	1.81
1 500	12.04	28.94	52.85	4.75	1.41
1 550	12.95	29.01	51.99	4.26	1.80
1 600	23.17	22.42	47.58	5.67	1.17
1 650	24.40	22.01	46.07	5.88	1.63
1 700	19.37	24.47	49.23	5.90	1.03
1 750	17.49	26.01	48.97	5.22	2.30
1 800	13.84	31.64	49.45	3.88	1.20
1 850	12.06	32.81	50.09	3.00	2.05
1 900	12.93	31.57	50.47	4.10	0.93
1 950	12.76	31.43	50.51	4.65	0.65
2 000	13.19	31.80	50.49	3.56	0.95

壤来说,由于取样的难度,往往无法由试验测得。田间持水率与土壤质地和体积质量有关。根据李玉山等^[2]研究,黄土高原地区田间持水率1)与物理黏粒含量呈直线关系,但当物理黏粒质量分数大于27%时,田间持水率接近一个常数,可用双曲线表示;2)与0.05~0.25 mm 细砂粒含量呈显著负相关关系。本文利用上述两个关系式计算0~20 m 剖面田间持水率分别为(21.22±0.16)%和(21.55±0.12)%,平均值为(21.39±0.13)% (图2)。萎蔫湿度值与土壤颗粒组成关系紧密,根据萎蔫湿度与物理黏粒呈正相关计算^[2],0~20 m 剖面萎蔫湿度为(8.06±0.45)% (图

2)。由图 2 可以看出，黄土塬区 0~20 m 土壤剖面内田间持水率基本保持稳定，接近常数，萎蔫湿度的变化则相对较大。萎蔫湿度变化与黄土—古土壤序列变化表现出高度的一致性，S0 层萎蔫湿度变化明显，而古土壤层与黄土层萎蔫湿度均变化不大，但古土壤层萎蔫湿度明显大于黄土层萎蔫湿度，L1、L2 层萎蔫湿度平均值分别为 7.71%、7.82%，S1、S2 层萎蔫湿度平均值分别为 8.39%、8.42%。

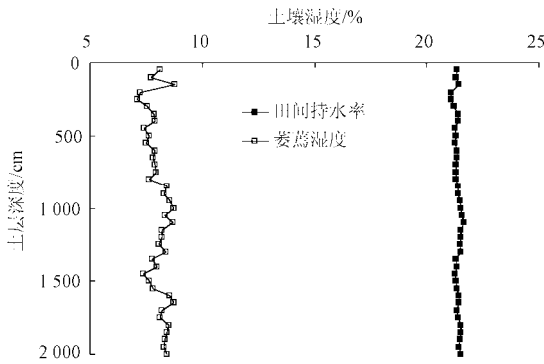


图 2 20 m 剖面田间持水率和萎蔫湿度

Fig.2 Field capacity and wilting point in the 20 m loess profiles

2.2 不同土地利用方式下 0~20 m 土壤湿度剖面特征

图 3 是不同利用方式下土壤湿度剖面，荒草地、18 年苹果园地、8 年苜蓿草地和 23 年苜蓿草地 0~20 m 土层平均湿度分别为 18.89%、15.45%、14.77%和 10.59%，连作高产小麦地 0~13 m 土层平均湿度为 18.74%。

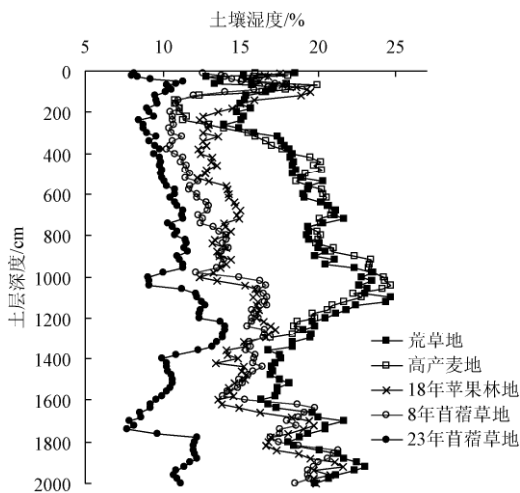


图 3 不同利用方式下 0~20 m 土壤湿度特征

Fig.3 Characteristics of soil moisture in the 20 m loess profiles under different land uses

已有研究表明农地 3 m、荒草地 2 m 以下土壤湿度无显著的年际变化^[7]，本文主要讨论 3 m 以下土层土壤水分分布特征。由图 3 可以看出，3 m 以下土层范围内，高产麦地和荒草地湿度剖面相似，都具有增大、减小、再增大的分布特点。18 年苹果林地土壤湿度在 13 m 以上土层明显低于荒草地，16 m 以下与荒草地接近；8 年苜蓿草地土壤湿度在 8 m 以上土层明显低于苹果林地，8 m 以下与苹果林地接近；23 年苜蓿草地土壤湿度在整个 20 m 土

层范围内均明显低于其他植被类型。表 2 列出了不同土地利用方式 3 m 以下土层土壤湿度。

表 2 不同土地利用方式下 3 m 以下剖面土壤湿度
Table 2 Soil moisture below a depth of 3 m under different land uses

植被类型	土层范围/m	平均湿度/%	湿度分布范围/%	标准差
荒草地	3~20	19.71	15.90~24.65	1.99
高产麦田	3~13	20.28	15.53~24.66	2.15
18 年苹果园	3~20	15.33	12.20~21.62	2.26
8 年苜蓿草地	3~20	15.13	10.22~21.31	2.82
23 年苜蓿草地	3~20	10.84	7.72~13.98	1.41

虽然不同植被条件下土壤湿度剖面差别巨大，但它们却有共同的分布特征：在大约 10~13 m、17~20 m 深度范围内出现了相对的高含水层（图 3），以荒草地、23 年苜蓿草地为例说明。荒草地整个 20 m 剖面平均湿度值为 18.89%，但在 9.4~12.0 m 深度范围内平均湿度值为 22.76%；23 年苜蓿草地整个 20 m 剖面平均湿度值为 10.59%，但在 10.8~13.4 m 深度范围内平均湿度值为 12.9%，明显高于剖面其他位置。黄土深层土壤水分的这种分布特征，与黄土剖面黄土—古土壤序列组合特征有关。黄土剖面相对的高含水层深度范围与古土壤层相对应，由前述可知，同黄土相比，古土壤黏土化较强，孔洞、孔隙发育较差，因而具有较强的持水能力。而存在于古土壤层底部的淀积层具有一定的阻水性和减渗性^[14-15]，能够增加上层土壤的持水能力，同时使水分下渗速度明显减慢。综上，当土壤水分向下运移到古土壤层时，渗透受阻，造成古土壤湿度增高，储蓄水分，因此在黄土 0~20 m 剖面内高含水层正好与古土壤分布相对应。综上，通常情况下黄土层内土壤湿度向下递增，至古土壤层上部出现最高值，古土壤层内土壤湿度向下递减，至下一层黄土层上部出现最低值。这样一层黄土和一层古土壤构成一次湿度起伏，并有随深度增加湿度变大的趋势，至潜水位附近土层基本饱和^[16]。然而多年生人工林草引起的深层土壤干燥化现象使黄土剖面水分分布规律发生变化，从而削弱了雨水穿过黄土层补给地下水的可行性，可能对区域水分循环产生影响^[17]。

2.3 不同利用方式下深层土壤干燥化

从黄土地质渊源和土壤物理学的成因来说，黄土高原土壤干燥化有其存在的必然性^[3]，然而人工林草的参与使土壤水分亏缺明显加剧，干燥化强化发展，最终在土体某一深度范围形成厚度不等的低湿层—土壤干层^[18]。土壤干层具有以下特点：一是土壤干层湿度介于萎蔫湿度和土壤稳定湿度之间；二是位于土体某一深度范围内；三是干燥化程度因植物种类和生长年限而定^[4,18]。本研究 0~20 m 土层土壤稳定湿度值采用田间持水率的 70%^[3]，即(14.97±0.08)%。从图 3 可以看出各种利用条件下的深层土壤发生了不同程度的干燥化现象，为了便于对比不同土地利用方式下土壤干层剖面分布特征、干燥化强度，本文采用土壤干燥化指数 SDI^[9]这一指标，SDI 表达式为

$$SDI = \frac{SM - WM}{SSM - WM} \times 100\% \quad (1)$$

式中, SM 为土壤湿度, %; WM 为凋萎湿度, %; SSM 为土壤稳定湿度, %。

依据土壤干燥化指数 SDI 值的大小, 将土壤干燥化强度划分为 4 级: (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。

表 3 不同土地利用方式下 3 m 以下土壤干层特征
Table 3 Characteristics of soil dry layer below a depth of 3 m under different land uses

	干层分布深度/cm	土壤干燥化指数/%	土壤干燥化强度
天然荒草			无干燥化
高产麦田			无干燥化
18 年苹果园	300~400	66.3	中度
	>400~1 020	81.1	轻度
8 年苜蓿草地	300~400	36.8	重度
	>400~740	56.8	中度
	>740~1 000	81.2	轻度
23 年苜蓿草地	300~800	27.1	重度
	>800~1 360	55.2	中度
	>1 360~1 760	22.3	重度
	>1 760~2 000	49.7	中度

深层土壤干燥化特征因植物种类和生长年限而定(表 2)。18 年苹果园地以中度、轻度干燥化为主, 土壤干层分布深度为 300~1 020 cm, 平均干燥化指数为 78.7%。苜蓿草地中, 23 年苜蓿干燥化较为严重, 以重度干燥化为主, 土壤干层分布深度为 300~2 000 cm, 平均干燥化指数为 35.9%; 8 年苜蓿以中度、轻度干燥化为主, 土壤干层分布深度为 300~1 000 cm, 平均干燥化指数为 62.2%。虽然 18 年苹果园地和 8 年苜蓿 1 000 cm 以下土层尚未发生干燥化, 但其土壤湿度已接近土壤稳定湿度, 其 1 000~1 600 cm 深度范围内平均干燥化指数分别为 103.7% 和 109.3%。

需要说明的是, 表 3 没有列出 0~3 m 剖面的土壤干层特征, 原因在于该层土壤水分一般可在丰水年得到补偿、恢复, 属于一种暂时性的土壤干层现象。在经历 2003 年大丰水年后(降雨量 959 mm), 长武小麦土壤水分入渗达到 5 m, 长期耕作高产农田的土壤干燥化基本消失^[19]。

综上所述, 高产麦田和荒草地深层没有发生土壤干燥化, 苜蓿草地和苹果园地则发生了不同程度的深层干燥化现象。同时, 通过对比不同年限苜蓿草地土壤干层特征发现, 人工林草下深层土壤干燥化的发展是一个由浅及深、由轻度到重度的渐进化过程。8 年苜蓿草地土壤干层出现在 10 m 以上土层, 重度干燥化仅出现在 4 m 以上的土层, 而 23 年苜蓿干层延伸至 20 m 以下土层, 重度干燥化已发展至 17 m 土层。

3 结论与讨论

1) 黄土塬区 0~20 m 剖面土壤质地大多为中壤, 部分土层为重壤, 剖面田间持水率和萎蔫湿度分别为 (21.39

± 0.13)% 和 (8.06 ± 0.45)%。古土壤层因黏土化较强, 孔洞、孔隙发育较差, 与黄土层相比, 其具有较强的持水能力。

2) 黄土剖面水分分布特征与黄土—古土壤序列有关, 通常情况下黄土层内土壤湿度向下递增, 至古土壤层上部出现最大值, 古土壤层内湿度向下递减, 至下一层黄土层上部出现最低值。这样一层黄土和一层古土壤构成一次湿度起伏, 并有随深度增加湿度变大的趋势, 至潜水位附近土层饱和。

3) 不同土地利用方式能显著影响深层土壤水分及干燥化状况, 荒草地、18 年苹果园地、8 年生苜蓿地和 23 年苜蓿地 0~20 m 土层平均湿度分别为 18.89%、15.45%、14.77% 和 10.59%, 连作高产小麦地 0~13 m 土层平均湿度为 18.74%。1 年生作物及荒草地均不会引起深层土壤干燥化, 而多年生人工牧草地及林果地则会引发深层土壤干燥化现象, 且土壤干燥化会随林草年限的增加向深、向强发展。

近年来, 黄土塬区苹果种植发展很快, 大面积苹果种植将会引起大范围深层土壤干燥化现象; 深层土壤水分的调节作用对农、林、果生产至关重要, 因而有关深层土壤干燥化发展过程以及土壤水分恢复是一个有待于深入研究的重要科学问题。

[参 考 文 献]

- [1] 杨文治. 黄土高原土壤水资源与植树造林[J]. 自然资源学报, 2001, 16(5): 433—436.
Yang Wenzhi. Soil water resources and afforestation in Loess Plateau[J]. *Journey of Natural Resources*, 2001, 16(5): 433—436. (in Chinese with English abstract)
- [2] 李玉山, 韩仕峰, 汪正华. 黄土高原土壤水分性质及其分区[J]. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, 1985(2): 1—17.
Li Yushan, Han Shifeng, Wang Zhenghua. Soil water properties and its zonation in the Loess Plateau[J]. *Nenior of NISWC. Academia Sinica*, 1985(2): 1—17. (in Chinese with English abstract)
- [3] 杨文治, 田均良. 黄土高原土壤干燥化问题探源[J]. 土壤学报, 2004, 41(1): 1—6.
Yang Wenzhi, Tian Junliang. Essential exploration of soil aridization in loess plateau[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2004, 41(1): 1—6. (in Chinese with English abstract)
- [4] 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.
Li Yushan. Effects of forest on water circle on the Loess Plateau[J]. *Journey of Natural Resources*, 2001, 16(5): 427—432. (in Chinese with English abstract)
- [5] Wang Zhiqiang, Liu Baoyuan, Liu Gang 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.
- [6] 陈洪松, 邵明安, 王克林. 黄土区深层土壤干燥化与土壤水分循环特征[J]. 生态学报, 2005, 25(10): 2491—2498.
Chen Hongsong, Shao Mingan, Wang Kelin. Desiccation of deep soil layer and soil water cycle characteristics on the Loess Plateau[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25(10): 2491—2498. (in Chinese with English abstract)

- [7] Wang Zhiqiang, Liu Baoyuan, Zhang Yan. Soil moisture of different vegetation types on the Loess Plateau[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2009, 19(6): 707—718.
- [8] 樊军, 郝明德, 邵明安. 黄土旱塬农业生态系统土壤深层水分消耗与水分生态环境效应[J]. *农业工程学报*, 2004, 20(1): 61—64.
Fan Jun, Hao Mingde, Shao Mingan. Water consumption of deep soil layers and eco-environmental effects of agricultural ecosystem in the Loess Plateau[J]. *Transactions of the CSAE*, 2004, 20(1): 61—64. (in Chinese with English abstract)
- [9] Li Jun, Chen Bing, Li Xiaofang, et al. Effects of deep soil desiccation on artificial forestlands in different vegetation zones on the Loess Plateau of China[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28(4): 1429—1445.
- [10] 李玉山. 苜蓿生产力动态及其水分生态环境效应[J]. *土壤学报*, 2002, 39(3): 404—411.
Li Yushan. Productivity dynamic of alfalfa and its effects on water eco-environment[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2002, 39(3): 404—411. (in Chinese with English abstract)
- [11] 王锐, 刘文兆, 李志. 黄土塬区 10 m 深剖面土壤物理性质研究[J]. *土壤学报*, 2008, 45(3): 550—554.
Wang Rui, Liu Wenzhao, Li Zhi. Physical properties of soil along a 10m deep soil profile in loess tableland[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2008, 45(3): 550—554. (in Chinese with English abstract)
- [12] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 348—350.
- [13] 赵景波, 阴雷鹏, 刘护军. 陕西长武黄土剖面 S₁—L₄ 土层入渗率与成因[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2009, 29(5): 123—130.
- Zhao Jingbo, Yin Leipeng, Liu Hujun. Permeability and origin of S₁—L₄ soil layers in Changwu loess section in shaanxi[J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 2009, 29(5): 123—130. (in Chinese with English abstract)
- [14] 王文焰, 张建丰, 汪志荣, 等. 砂层在黄土中的阻水性及减渗性的研究[J]. *农业工程学报*, 1995, 11(1): 104—110.
Wang Wenyan, Zhang Jianfeng, Wang Zhirong, et al. Experiment and study on Water-tightness and infiltration reduction of sand layer in Loess soils[J]. *Transactions of the CSAE*, 1995, 11(1): 104—110. (in Chinese with English abstract)
- [15] 王文焰, 张建丰, 汪志荣, 等. 黄土中砂层对入渗特性的影响[J]. *岩土工程学报*, 1995, 17(5): 33—41.
Wang Wenyan, Zhang Jianfeng, Wang Zhirong, et al. Influence of sand layer in loess on infiltration characteristics[J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 1995, 17(5): 33—41. (in Chinese with English abstract)
- [16] 王德潜. 洛川黄土潜水补给特征[J]. *水文地质工程地质*, 1982(5): 1—8.
- [17] 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.
Li Yushan. The properties of water cycle in soil and their effect on water cycle for land in the Loess Plateau[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 1983, 3(2): 91—101. (in Chinese with English abstract)
- [18] 杨文治, 邵明安. 黄土高原土壤水分研究[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 86—107.
- [19] Liu Wenzhao, Zhang Xunchang, 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.

Soil moisture distribution in deep layers and its response to different land use patterns on Loess Tableland

Cheng Liping^{1,2}, Liu Wenzhao^{1*}

(1. 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 712100, China;

2. Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The characteristics of soil moisture distribution in 0~20 m loess profiles under different land use patterns and its relations with soil texture on the Changwu Loess Tableland were investigated for the optimal allocation of land use patterns and the study of regional hydrology and water resources. Results showed that physical clay in soil layers of red-brown paleosol was 2%-6% higher than in loess layers. Field capacity and wilting point were (21.39±0.13)% and (8.06±0.45)%, respectively. The characteristics of soil moisture distribution in deep layers were related to the loess-paleosol sequences. Generally, one paleosol layer and one loess layer constituted a up-down humidity level and there was an increasing trend in soil moisture with increased depth. The average soil moisture contents in the loess profiles in grassland was measured, 18-yr apple orchard, and 8-yr and 23-yr planted alfalfa grasslands were 18.89%, 15.45%, 14.77%, and 10.59%, respectively. The average soil moisture content at 0-13 m layer in high-yield wheat field was 18.74%. There was no soil desiccation below the depth of 3 m in high-yield wheat field and grassland. In 18-yr apple orchard, soil desiccation occurred in the upper 10 m of the profile, being mainly moderate desiccation and light desiccation. In 8-yr planted alfalfa grassland, soil desiccation occurred above 10 m of the profile, being severe desiccation, moderate desiccation, and light desiccation, and the severe desiccation occurred above 4 m of the profile. In 23-yr planted alfalfa grassland, soil desiccation occurred in the whole loess profile and the severe desiccation occurred in the upper 17 m of the profile. The soil desiccation caused by negative water balance can gradually develop to deep soil layers with age in planted woodland and grassland and it is more prominent in alfalfa grassland.

Key words: soils, moisture, land use, the Loess Tableland, soil desiccation, response