

黄土区深层土壤干燥化与土壤水分循环特征

陈洪松^{1, 3}, 邵明安^{2, 3}, 王克林¹

(1. 中国科学院亚热带农业生态研究所, 湖南 长沙 410125; 2. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;
3. 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: 深层土壤干燥化是黄土高原地区植被建设过程中出现的重大生态环境问题。采用人工和天然降雨试验, 研究了黄土高原沟壑区荒草地和裸地的土壤水分循环特征, 并分析和探讨了深层土壤干燥化的成因。2002 年天然降雨量为 459.9mm (多年平均降雨量为 584.1mm), 属干旱年, 土壤水分观测期间 (2002 年 6 月 13 日至 11 月 24 日) 天然和人工降雨试验小区的天然降雨量分别为 305.2mm 和 236.8mm。人工降雨试验主要在 2002 年 6~8 月进行, 土壤水分观测期间荒草地和裸地的人工降雨量分别为 360.7mm 和 418.5mm。试验结果表明: 干旱年, 荒草地和裸地土壤储水量处于负补偿, 入渗雨量全为蒸发蒸腾作用所消耗。在强烈的蒸发蒸腾作用下, 剖面内 (0~200cm) 土壤水分的整体移动性能较强, 最大蒸发蒸腾作用层深度很快形成。荒草地土壤水分循环强度大于裸地, 表现为荒草地最大蒸发蒸腾作用层深度较大, 两者分别为 200cm 和 180cm。雨季量少且分散的降雨极易为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗, 深层土壤由于缺乏降雨入渗的补给而逐渐干燥化。丰水年, 荒草地和裸地土壤储水量处于正补偿, 但入渗雨量的大部分 (80% 以上) 为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗。在相同的降雨量条件下, 荒草地土壤水分循环强度高于裸地, 表现为荒草地降雨入渗补给深度较小。连续降雨有利于土壤水分向深层的运移, 从而部分缓减深层土壤的干燥化进程。近 50a 来黄土高原地区气候变暖和降雨减少可能是土壤干层形成的直接原因, 而植被类型选择失当、群落密度过大和生产力过高则会加剧深层土壤的干燥化进程。

关键词: 黄土高原; 坡地; 土壤干层; 土壤水; 循环

文章编号: 1000-0933(2005)10-2491-08 **中图分类号:** S152.7, S154.1, S157.1 **文献标识码:** A

Desiccation of deep soil layer and soil water cycle characteristics on the Loess Plateau

CHEN Hong-Song^{1, 3}, SHAO Ming-An^{2, 3}, WANG Ke-Lin¹ (1. *Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha, Hu'nan 410125, China*; 2. *Institute of Geographical Science and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China*; 3. *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, China*). *Acta Ecologica Sinica*, 2005, 25 (10): 2491~2498.

Abstract: As the result of the excessive depletion of deep soil water by plants, the desiccation of the soil layer below the depth of rainfall infiltration (about 2 m) occurs widely in the Loess Plateau, particularly under artificial grassland and forestland, and thus influences the survival of the plants. However, the interactions between the development of the desiccation and water cycle in the soil layer have little understood. In the region, field investigations were carried out under grassland at a selected watershed in a gully region between June and November in 2002. The field site was divided into two areas, which received either natural rainfall or artificial rainfall. Each of them was subdivided into 2 plots (3 m×20 m), one remained under native grass, and in the other grass was cleaned up. The slope gradient was about 70% for the plots receiving natural rainfall and

基金项目: 国家自然科学基金重大研究计划资助项目 (90102012); 中国科学院知识创新工程领域前沿资助项目 (01200220055413)

收稿日期: 2004-07-09; **修订日期:** 2005-04-04

作者简介: 陈洪松 (1973~), 男, 湖北通山人, 博士, 副研究员, 主要从事土壤物理与水土保持研究. E-mail: hbchs@isa.ac.cn

Foundation item: National Natural Science Foundation of China (No. 90102012) and the CAS Knowledge Innovation Program (No. 01200220055413)

Received date: 2004-07-09; **Accepted date:** 2005-04-04

Biography: CHEN Hong-Song, Ph. D., Associate professor, mainly engaged in soil physics and soil and water conservation. E-mail: hbchs@isa.ac.cn

57.7% for those receiving artificial rainfall. The total amount of natural rainfall in 2002 was 460 mm, less than the annual average rainfall of 584 mm by 21%. During the investigation period (June 13 to November 24 in 2002), natural rainfall was 281 mm (equivalent to 230 mm as slope surface) in the former plots and 237 mm (equivalent to 205 mm as slope surface) in the latter. The areas received extra 419 mm (equivalent to 363 mm as slope surface) water for plot where grass was cleaned out and extra 361 mm water (equivalent to 313 mm as slope surface) for the plot with grass, as artificially simulated rainfall. Water content in soil layer of 0~3 m or 0~4 m was determined using a neutron probe every 1 or 2 weeks during the investigation period.

Results obtained demonstrated that the total amount of water in the soil profile of 0~3 m in the plot under native grass and natural rainfall decreased from 460 mm at the beginning to 411 mm by the end of the investigation period (June 14 to November 24 in 2002). The corresponding decrease in soil water in the plot under natural rainfall but without grass coverage was measured as from 480 mm to 435 mm. During the same period, the evapotranspiration calculated from water balance both accounted for about 120% of the amount of rainwater from natural rainfall. This indicated that infiltrated rainwater into soil profiles could be completely consumed by evapotranspiration in drought year. During the process of water consumption, soil water decreased from the whole soil profile influenced by evapotranspiration, and the greatest depth that resulted from evapotranspiration formed rapidly from June 14 to July 22 in 2002, and it was 180 cm in the plot without grass coverage and 200 cm in the plot with native grass, which suggested that vegetation would increase the intensity of water cycle. Moreover, Small intensity and amount of rainfall would be consumed easily by intensive evapotranspiration during rainy season, and thus the deep soil layer would be dry gradually without the supply of infiltrated rainwater.

The total amount of water in the soil profile of 0~4 m in the plot under native grass and artificial rainfall increased from 737 mm at the beginning to 808 mm by the end of the investigation period (June 13 to November 24 in 2002). The corresponding increase in soil water in the plot under artificial rainfall but without grass coverage was measured as from 714 mm to 804 mm. During the same period, the evapotranspiration calculated from water balance both accounted for about 80% of the amount of rainwater from natural rainfall. This indicated that most infiltrated rainwater into soil profiles would be consumed by evapotranspiration in rainy year. The depth of rainfall infiltration increased with the increase of rainfall from 110 cm at the beginning to 380 cm by the end of the investigation period (June 13 to November 24 in 2002) in the plot without grass coverage. The corresponding increase in the depth of rainfall infiltration in the plot with grass was measured as from 120 cm to 300 cm. Therefore, continual rainfall could help soil water move to the deeper soil layer, which partly slowed down the development of the desiccation at deep soil layer. This suggested that the desiccation of the deep soil layer would be formed more easily in drought and average years than in rainy year.

The above results combined with the meteorologic data during the last 50 years support the assumption that the decrease in rainfall and the increase in temperature would be the direct reason for the desiccation of the deep soil layer, and improper vegetation type and exorbitant productivity and density would accelerate its development.

Key words: the Loess Plateau; sloping land; desiccation of the deep soil layer; soil water; cycle

土壤干层是位于降雨入渗补给深度以下,因林草植被过度消耗深层储水导致土壤水分负平衡而形成的长期存在的干燥化土层,是黄土高原地区半干旱和半湿润环境条件下出现的一种特殊的水文现象^[1~3]。土壤干层最初于 20 世纪 60 年代在陕西东部旱塬(蒲城)发现,但当时并未引起足够的重视。20 世纪 80 年代以来,黄土高原地区人工林草地普遍出现土壤干层,而且越来越严重,干层厚度也不断加深,已发现可达 8~10m^[1~8],由此引起了人们的广泛关注,并逐渐成为植被建设与生态水文研究领域的热点^[9~11]。土壤干层的形成,恶化了自身的水分生态环境,不仅影响林木生长、生存和天然更新,而且对后续树草种的选择和造林种草的实施也构成一种潜在的威胁^[11]。围绕土壤干层的特征、成因、分布、评价指标、危害及其缓减对策,国内众多学者进行了大量的研究,取得了许多重要的结论^[1~4, 9, 11~20]。黄土高原地区土壤干层的区域分布特征与其降雨和土壤物理特性的地带性规律直接相关,具体表现为黄土高原从东南向西北,气候渐趋干燥、降雨逐渐减少,土壤持水性能渐次降低、蒸发性能渐趋增高、稳定湿度逐渐减小、深层储水渐次降低^[21, 22],而土壤干燥化程度渐趋严重,干层厚度也逐渐加深^[11, 15]。深层土壤干燥化强度因植物种类和生长年限而定,并与降雨量和蒸散量的比值相应,即密度大的乔灌林地,干燥强度大于密度小的乔灌林地,乔灌林地和人工草地大于农作物地,高产农田大于低产农田,有植物地大于裸露地^[1, 2]。伴随着深层土壤的干燥化过程,土壤水分循环层深度在逐年加深之后重又变浅,以至发展为相当于当年降雨入渗补给深度,导致深层土壤储水补充调节植物需水的作用

逐渐消失,使地上植被转而依靠当年降雨进行生长,易受干旱气候条件的制约^[1]。天然植被下伏干燥化土层的出现^[23],从一定程度上表明土壤干层是黄土高原地区特定气候、环境条件下的必然产物^①,而植被类型选择失当(即不遵循植被地带性分布规律)、群落密度过大和生产力过高是导致深层土壤干燥化的重要原因^[12, 13, 24]。但是,由于缺乏长期系统的定位试验,土壤干层形成的水分动力学机制还不明确,有待于更深入研究^[25]。本文基于天然、人工降雨试验,试图在研究黄土高原沟壑区王东沟小流域荒草地和裸地土壤水分循环特征的基础上,分析深层土壤干燥化的成因,以期促进黄土高原地区植被恢复重建的顺利进行。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

王东沟小流域(107°40′30″~107°42′30″E,35°12′16″~35°16′00″N)位于陕西省长武县西12km 陕甘交界处,试区面积为8.3km²,是典型的黄土高原沟壑区,属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均气温9.1℃,无霜期171d。试区塬面海拔1215~1226m,沟口最低点海拔946m,沟道长4.97km,沟壑密度2.78条/km²,主沟道平均比降5.47%,流域侵蚀模数2588t/(km·a)。降雨年际间变异大,多年平均降雨量为584.1mm,降雨主要集中在7~9月份,约占全年降雨量的55%以上。试区分为塬、梁、沟三大土地利用类型,各约占1/3。其中,(5°45′的土地面积占37.9%,(25°的陡坡占41.2%,而5°45′~25°只占20.9%^[26]。

当地主要土壤类型为粘黑垆土,母质为马兰黄土,全剖面土质均匀疏松,稳定入渗率为1.35mm/min,田间持水量为21%~23.8%,萎蔫湿度为9%~12%^[26]。非饱和层深厚,地下水埋深50~80m,不参与土壤水分循环。农业生产完全依赖天然降雨,实行旱作农业,主要种植冬小麦、玉米、糜子等,复种指数为116%。20世纪70年代起,该区自然植被多为人工林(草)取代,主要有刺槐、胡枝子、紫穗槐等。但20世纪80年代以来,部分刺槐林地遭到人为砍伐破坏而逐渐变为荒草地(稀疏刺槐林地),主要有纤毛鹅冠草、蛇莓、野菊花以及冰草等。

1.2 研究方法

在王东沟小流域沟坡中下部选取4个3m×20m的荒草地(覆盖度约85%)径流小区(正东向),其中2个坡度为35°,坡面均一,用于天然降雨试验;另外2个坡度为30°,坡面上留有造林整地的水平阶,用于人工降雨试验。2002年天然降雨量为459.9mm,试验观测期间(2002年6月13日至11月24日)天然和人工降雨试验小区的天然降雨量分别为305.2mm和236.8mm。为了对比研究,试验观测期间,天然和人工降雨试验各有一个小区去除杂草变成裸地。人工降雨采用自行研制的侧喷式降雨装置,降雨高度可达6~6.5m,绝大多数雨滴能够达到终点速度。人工降雨试验(2002年6~8月)一般都在凌晨无风时进行,降雨强度为0.58~1.18mm/min,历时40~90min,试验观测期间荒草地和裸地的人工降雨量分别为360.7mm和418.5mm。每个小区都有一套测流设备,包括集水区、集水槽、输水槽、集水池以及挡水堤。每次降雨结束后,测定降雨产流量,人工降雨试验还测定降雨产流过程,以每分钟为间隔。人工降雨试验小区沿坡顶向下每隔4m埋设中子管,天然降雨试验小区沿坡顶向下每隔5m埋设中子管。中子管于2002年4月埋设,地下埋深415cm,地上外露15cm,测深可达4m。土壤水分用CNC503DR型中子仪观测,雨季每周测定1次,旱季2周测定1次。100cm以上土层以10cm为间隔进行测定,100cm以下土层以20cm为间隔进行测定。本文土壤水分均为坡面各测点的平均值。距小区外侧1m对应于中子管埋设处,分别沿坡向下挖有6个深1m、宽0.5m的剖面,其中小区底端对应剖面深2m。以20cm为间隔用环刀分层取样(2~3个重复),测定土壤容重、饱和导水率(定水头法)、机械组成(比重计法)、有机质含量(重铬酸钾法)和水分特征曲线(离心机法),表1为人工降雨试验小区底端对应剖面土壤的基本理化性质。

表1 土壤的基本理化性质

Table 1 Some physical and chemical properties of the soil						
土层深度 Soil depth (cm)	容重 Bulk density(g/cm ³)	机械组成(%) Soil particle composition			有机质含量 Organic matter content (%)	饱和含水量 Saturated water content(cm ³ /cm ³)
		>0.02mm	0.02~0.002mm	<0.002mm		
0~20	1.12	27.94	37.32	34.75	1.05	0.517
20~40	1.06	25.66	39.58	34.76	0.66	0.549
40~60	1.15	26.52	38.74	34.74	0.52	0.502
60~80	1.29	29.42	37.69	32.89	0.50	0.472
80~100	1.26	30.03	36.72	33.25	0.33	0.494
100~200	1.40	23.03	40.18	36.79	0.35	0.476

① 陈洪松,王克林,邵明安.黄土区人工林草植被深层土壤干燥化研究进展.林业科学(待发表)

在黄土高原地区,由于地下水一般不参与土壤水分循环,所以土壤水平衡模型可以简化为:

$$\Delta W = P_a - R_s - I - E \tag{1}$$

$$P_a = P \cos \alpha \sin \beta \tag{2}$$

式中, ΔW 为观测期始、末土壤储水量的差值(mm); P_a 为坡面承雨量(mm); R_s 为地表径流量(mm); I 为冠层截留量(mm),对荒草地忽略不计; E 为蒸散(发)量(mm); P 为降落在平坦地面上的雨量(mm); α 为地面坡度($^{\circ}$); β 为雨点着地轨迹线与水平面的夹角($^{\circ}$),无风时一般等于 90° 。

2 结果与分析

2.1 久旱少雨条件下土壤水分的耗散特征

2002 年总降雨量为 459.9mm,低于多年平均降雨量(584.1mm)的 21.3%,属于旱年。在观测期内,受降雨和蒸发蒸腾过程的影响,土壤储水量有较大的起伏,但总体上处于降低的趋势(图 1)。由于 5、6 月份降雨较多,随后 7、8 月份降雨相对较少而蒸发蒸腾量较大,直到 9 月 8 日后才有较多的降雨(表 2),所以土壤储水量在 6 月 23 日处于最高峰,而 9 月 8 日则是最低谷,随后又出现观测期内的另外一个高峰(图 1)。虽然 10~12 月降雨较少(表 2),但由于气温下降,蒸发蒸腾量降低,所以土壤储水量下降趋于平缓(图 1)。

表 2 2002 年月降雨量和水面蒸发量

Table 2 Rainfall and water surface evaporation month by month in 2002

月份 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	合计 Total
降雨量 Rainfall (mm)	6.6	7.7	16.8	39.7	72.7	91.4	50.5	40.8	84.5	34.4	3.6	11.2	459.9
水面蒸发量 Water surface evaporation (mm)	48.9	64.1	147.9	159.8	121.6	210.4	220.4	190.3	142.8	109.8	81.3	27.5	1524.8

蒸发蒸腾作用层深度是影响土壤水分循环强度的主要因子,降雨只有超过蒸发蒸腾作用层深度才能形成深层渗漏,否则降雨转化成土壤水后,不参与地下水循环,而又通过蒸发蒸腾作用重新返回大气层中,无法发挥补充调节深层土壤水分的功能^[1, 2]。由图 2 可知,荒草地和裸地蒸发蒸腾作用层深度分别为 200cm 和 180cm,荒草地由于植被蒸腾耗水而加大了土壤水分循环层深度。图 2 还表明,在以土壤水分消耗为主的时期,剖面内土壤水分的整体移动性较强,最大的蒸发蒸腾作用层深度很快形成,并不是一个“由浅到深”的渐进过程,这与李开元等^[27]研究黄土丘陵区农田土壤物理蒸发时所得结论相似。6 月 14 日到 7 月 6 日虽然降雨 93.7mm(其中 $>10\text{mm}$ 降雨为 70.2mm,占 74.9%),但同期产流较多、蒸发蒸腾量较大,荒草地和裸地蒸发蒸腾作用层深度已分别达 180cm 和 160cm。7 月 6 日至 7 月 22 日降雨 13.5mm,但都为无效降雨,此时荒草地和裸地蒸发蒸腾作用层深度已达最大值,分别为 200cm 和 180cm。随后,土壤水分一直处于整体消耗的趋势,但蒸发蒸腾作用层深度并没有加大。尽管 9 月份又有较多降雨,但主要入渗补给浅层土壤,蒸发蒸腾作用层深度没有改变。由上述结果可以推断,对于蒸腾作用更强的乔灌林地,蒸发蒸腾作用层深度将会更大,深层土壤更难得到降雨入渗的补给,以至深层土壤干燥化可能处于不断加剧的状况^[1, 2]。

2.2 连续降雨条件下土壤水分的入渗规律

连续降雨条件下土壤水分的入渗规律,主要针对人工降雨而言,仅分析降雨入渗补给深度随降雨量的变化情况。在假定其他条件不变的情况下,按时段依据降雨量的相对大小划分不同水文年。

2.2.1 裸地土壤水分的入渗规律 与 4 月 25 日相比,裸地 6 月 13 日降雨入渗补给深度约为 110cm。在随后的人工降雨期间,降雨入渗补给深度不断增大,7 月 6 日、7 月 23 日、8 月 6 日、8 月 17 日分别为 180、220、240cm 和 260cm。人工降雨结束后,土壤水分在再分布和天然降雨入渗的共同作用下,降雨入渗补给深度继续增大,8 月 25 日、9 月 8 日和 11 月 24 日分别增大到 300、340cm 和 380cm(图 3a)。

下面主要分阶段分析降雨量对降雨入渗补给深度的影响,降雨量从 2002 年 1 月 1 日算起。裸地在 6 月 25 日雨后 12d 才于 7 月 8 日进行另外一场降雨,在此期间土壤水分再分布已经十分缓慢。所以,可以将 7 月 8 日以前的降雨当作一种水文年的情况,此时降雨总量为 345.8mm(坡面承雨量为 299.5mm),相当于特旱年,而降雨入渗补给深度为 180cm。这与 2001 年 9 月份降雨量较大(降雨量为 188.9mm,占全年降雨总量的 35.73%),导致 2002 年开春土壤剖面水分含量较高有关。同时,6 月 5 日、25

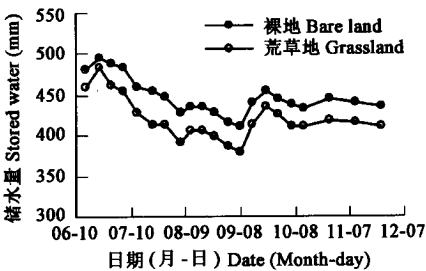


图 1 2002 年荒草地和裸地土壤储水量的动态变化

Fig. 1 The dynamic change of soil water storage of grassland and bare land in 2002

日雨后坡面覆盖塑料布在抑制蒸发作用的同时,还促进了土壤水分向深层的运移。裸地 7 月 27 日雨后 10d 才开始于 8 月 7 日进行另外一场降雨,此时降雨总量已达 595.8mm(坡面承雨量为 516.1mm),为平水年,相应的降雨入渗补给深度为 240cm。裸地 8 月 15 日降雨结束后,土壤水分在蒸发作用的同时继续向深层运移,9 月份较大的天然降雨主要补充土壤表层水分。11 月 24 日前已共降雨 889.4mm(坡面承雨量为 770.4mm),为特大丰水年,相应的降雨入渗补给深度已达 380cm,而且土壤水分还有继续向下运移的趋势。根据上述分析结果,可以初步认为,裸地特旱年、平水年和特大丰水年的降雨入渗最大补给深度分别可达 180、240cm 和 380cm。当然,降雨入渗最大补给深度与降雨的连续性、土地利用类型、土壤剖面水分状况、地形(坡度、坡位、坡向)等密切相关。对于特旱年,如果降雨分散且集中在夏季,那么大部分降雨将会因蒸发而损失掉,起不到补给土壤水分的作用;即使降雨入渗最大补给深度能达到 180cm,在随后强烈的蒸发作用下,入渗的水分也将很快被消耗掉,甚至会出现“入不敷出”的现象。不过,在特大丰水年,当降雨量达到 900mm 左右时,裸地降雨入渗补给深度可以接近甚至超过 400cm。

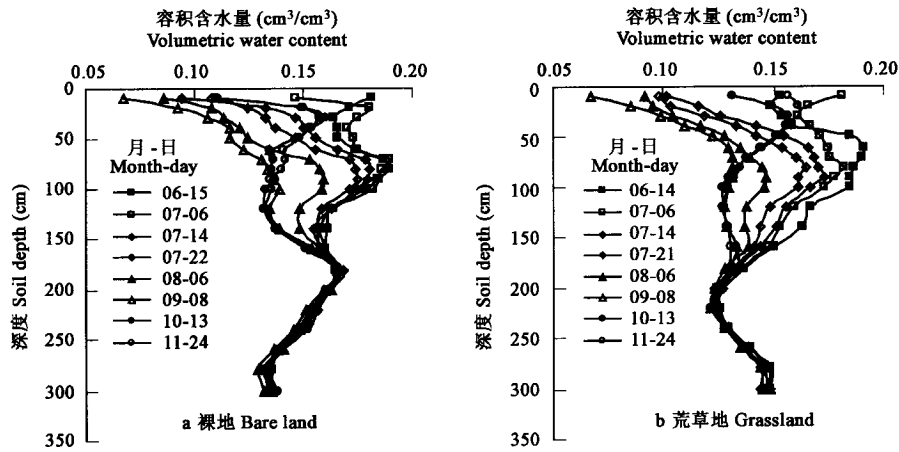


图 2 2002 年久旱少雨条件下不同时期裸地和荒草地土壤水分的动态变化

Fig. 2 Dynamic change of soil water in bare land and grassland under long-term drought and sporadic rainfall conditions during various periods in 2002

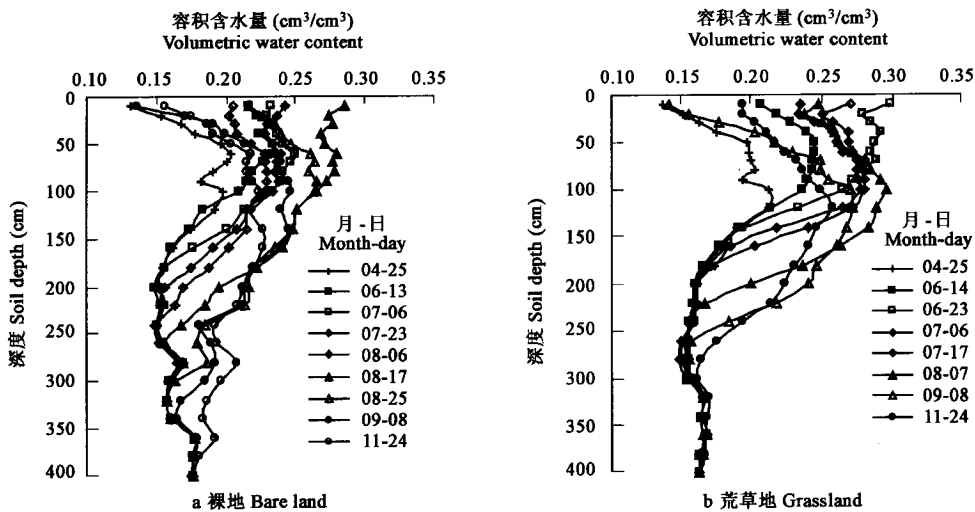


图 3 2002 年连续降雨条件下不同时期裸地和荒草地土壤水分的动态变化

Fig. 3 Dynamic change of soil water in bare land and grassland under continuous artificial rainfall conditions during various periods in 2002

2.2.2 荒草地土壤水分的入渗规律 荒草地降雨入渗补给深度的变化类似裸地,只不过各个阶段降雨量的大小有一定的差异。与 4 月 25 日相比,6 月 14 日降雨入渗补给深度为 120cm。2002 年 6 月 14 日至 8 月 10 日的人工降雨期间,降雨入渗补给深度不断增大,7 月 6 日、7 月 17 日、8 月 7 日分别为 160、180cm 和 240cm。随后,在土壤水分再分布和天然降雨入渗的共同作用

下,降雨入渗补给深度继续增大,9 月 8 日和 11 月 24 日分别增大到 260、300cm(图 3b)。

同样,从 2002 年 1 月 1 日算起,分析降雨量对降雨入渗补给深度的可能影响。荒草地 6 月 26 日雨后 10d 才于 7 月 7 日进行另外一场降雨,此时已降雨 377.8mm(坡面承雨量为 327.2mm),相当于干旱年,而降雨入渗补给深度为 160cm,这同样与 6 月 6 日、26 日雨后坡面覆盖塑料布抑制蒸发蒸腾促进土壤水分向深层的运移有关。7 月 28 日雨后 12d 才于 8 月 10 日进行另外一场降雨,此时降雨总量已达 639.5mm(坡面承雨量为 553.9mm),为平水年,降雨入渗补给深度为 240cm。11 月 24 日前共降雨 838.2mm(坡面承雨量为 726.0mm),为特大丰水年,相应的降雨入渗补给深度增大到 300cm。根据上述分析结果,同样可以初步认为,荒草地干旱年、平水年、特大丰水年最大降雨入渗补给深度分别可达 160、240cm 和 300cm。可以肯定的是,在特大丰水年,当降雨量达到 850mm 左右时,荒草地降雨入渗补给深度可达到 300cm。由于荒草地强烈的植被蒸腾作用,相同降雨量条件下,荒草地降雨入渗补给深度小于裸地。

2.3 天然、人工降雨条件下的土壤水平衡

2.3.1 天然降雨条件下的土壤水平衡 因为 2002 属干旱年,所以观测期内(2002 年 6 月 14 日至 11 月 24 日)荒草地和裸地土壤储水量(0~300cm)都处于负补偿(表 3)。若以全坡面土壤储水量来分析,则观测期内荒草地和裸地土壤储水量的亏缺量十分接近,这可能是由于荒草地产流较少而植被蒸腾耗水较多的缘故。

根据水量平衡可知,天然降雨条件下,观测期内荒草地的蒸散量为 273.13mm,而裸地蒸发量为 249.93mm,与同期降雨量的比值分别为 1.18 和 1.08(表 3)。显然,在植被的蒸腾耗水作用下,荒草地的土壤水分循环强度较裸地大,表现为荒草地的蒸散量大于裸地的蒸发量。蒸散量大于同期降雨量的结果直接导致土壤水分收支负平衡,观测期内荒草地和裸地土壤供水分别占 17.6%和 18.1%,入渗雨量全为蒸发蒸腾作用所消耗。

表 3 天然降雨条件下荒草地和裸地土壤水分平衡计算(2002-06-14~11-24)

Table 3 Soil water balance of grassland and bare land under natural rainfall condition from Jun 14 to Nov 24 in 2002							
植被类型 Vegetation type	初期储水量 Initial water storage(mm)	末期储水量 Final water storage(mm)	ΔW (mm)	P_a (mm)	R_s (mm)	E (mm)	$\frac{E}{P_a}$
裸地 Bare land	480.32	435.22	-45.10	230.5	25.67	249.93	1.08
荒草地 Grassland	459.46	411.30	-48.16	230.5	5.53	273.13	1.18

2.3.1 人工降雨条件下的土壤水平衡 人工降雨条件下,荒草地和裸地土壤储水量的动态变化代表了(特大)丰水年的情况。为了便于对比分析,以荒草地和裸地全坡面平均土壤储水量(0~400cm)为例,进行土壤水分平衡计算(表 4)。显然,在人工降雨条件下,土壤储水量处于正补偿,荒草地和裸地土壤储水量都有较大程度的增加。虽然起始土壤储水量荒草地大于裸地,但观测期末两者几乎趋于一致。这与荒草地蒸腾耗水较大而裸地产流量较多有关,当然荒草地累积降雨量比裸地少也是原因之一。

表 4 人工降雨条件下荒草地和裸地土壤水分平衡计算(2002-06-13~11-24)

Table 4 Soil water balance of grassland and bare land under artificial rainfall condition from Jun 13 to Nov 24 in 2002							
植被类型 Vegetation type	初期储水量 Initial water storage(mm)	末期储水量 Final water storage(mm)	ΔW (mm)	P_a (mm)	R_s (mm)	E (mm)	$\frac{E}{P_a}$
裸地 Bare land	713.59	803.7	90.11	567.5	112.71	364.68	0.64
荒草地 Grassland	736.45	807.7	71.25	517.5	8.89	437.36	0.85

人工降雨条件下,荒草地蒸散量和裸地蒸发量与降雨量的比值都小于 1(表 4)。虽然荒草地累积降雨量小于裸地,但由于荒草地强烈的蒸腾作用,其蒸散量反而大于裸地的蒸发量,表现为荒草地蒸散量与降雨量的比值大于裸地蒸发量与降雨量的比值。由上述分析可知,无论是干旱年还是丰水年,荒草地蒸散量与降雨量的比值都大于裸地蒸发量与降雨量的比值(表 3、4),这也间接表明了荒草地土壤水分循环强度大于裸地。虽然人工降雨条件下累积降雨量高于天然降雨情况,但人工降雨条件下荒草地的蒸散量和裸地的蒸发量也相应要大些(表 3、4)。由表 4 可知,2002 年 6 月 13 日至 11 月 24 日,荒草地径流量、土壤储水增量、蒸散量分别占同期降雨量的 1.7%、13.8%和 84.5%,而裸地径流量、土壤储水增量、蒸发量分别占同期降雨量的 19.9%、15.9%和 64.2%。这表明,集中在 6~8 月份的人工降雨,虽然在一定程度上增加了入渗量,但大部分为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗(占入渗雨量的 80%以上)。

3 结论

在黄土高原地区,干旱年荒草地和裸地土壤水分以耗散为主,土壤储水量处于负补偿,入渗雨量全为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗。在强烈的蒸发蒸腾作用下,剖面内(0~200cm)土壤水分的整体移动性能较强,最大蒸发蒸腾作用层深度很快形成,并不是一个“由浅到深”的渐进过程。荒草地土壤水分循环强度大于裸地,表现为荒草地最大蒸发蒸腾作用层深度较大,两者分别

为 200cm 和 180cm。雨季量少且分散的降雨极易为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗,深层土壤由于缺乏降雨入渗的补给而逐渐干燥化,致使土壤水分循环层深度不断加大、干燥化土层厚度逐渐增加。土壤水分循环层深度在逐年加深之后重又变浅,以至发展为相当于当年降雨入渗补给深度,导致深层土壤干燥化程度不断加剧,尤其是深根系植物。丰水年,荒草地和裸地土壤储水量处于正补偿,但入渗雨量的大部分(80%以上)为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗。在相同的降雨量条件下,荒草地土壤水分循环强度高于裸地,表现为荒草地降雨入渗补给深度较小。连续降雨有利于土壤水分向深层的运移,从而部分缓减深层土壤的干燥化进程。近 50a 来黄土高原地区气候变暖和降雨减少可能是土壤干层形成的直接原因,而植被类型选择失当、群落密度过大和生产力过高则会加剧深层土壤的干燥化进程。

References:

- [1] Li Y S. The properties of water cycle in soil and their effect on water cycle for land in the Loess Plateau. *Acta Ecologica Sinica*, 1983, **3**(2): 91~101.
- [2] Li Y S. Effects of forest on water circle on the Loess Plateau. *Journal of Natural Resources*, 2001, **16**(5): 427~432.
- [3] Yang W Z. Soil water resources and afforestation in Loess Plateau. *Journal of Natural Resources*, 2001, **16**(5): 433~438.
- [4] Yang W Z, Han S F. Soil water ecological environment on the artificial woodland and grassland in Loess hilly region. Memoir of NISWC, Academia Sinica and Ministry of Water Conservancy, 1985, **2**: 18~28.
- [5] Cong X H, Liang Y M, Li D Q. A research on root system and soil moisture dynamics of *Hippophae rhamnoides* in semiarid region in Loess Plateau. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 1990, **10**(6): 98~103.
- [6] Liang Y M, Li D Q, Cong X H. A study on soil moisture and productivity of *Astragalus assurgens* pasture on Wuqi County. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 1990, **10**(6): 113~118.
- [7] Li Y S. Productivity dynamic of Alfalfa and its effects on water eco-environment. *Acta Pedologica Sinica*, 2002, **39**(3): 404~411.
- [8] Mu X M, Xu X X, Wang W L, *et al.* Impact of artificial forest on soil moisture of the deep soil layer on Loess Plateau. *Acta Pedologica Sinica*, 2003, **40**(2): 210~217.
- [9] Zhao J B, Hou Y J, Huang C C. Causes and countermeasures of soil drying under artificial forest on the Loess Plateau in northern Shaanxi. *Journal of Desert Research*, 2003, **23**(6): 612~615.
- [10] Liu W Z. Problems in research on water behavior, its ecological effect and the optimal regulation of small watershed. *Advance in Earth Sciences*, 2000, **15**(5): 541~544.
- [11] Hou Q C, Han R L, Han S F. The preliminary research on the problems of soil drying in artificial forest and grass land in the Loess Plateau. *Soil and Water Conservation in China*, 1999, (5): 11~14.
- [12] Yang W Z, Tian J L. Essential exploration of soil aridization in Loess Plateau. *Acta Pedologica Sinica*, 2004, **41**(1): 1~6.
- [13] Li Y Y, Shao M A. Climatic change, vegetation evolution and low moisture layer of soil on the Loess Plateau. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2001, **15**(1): 72~77.
- [14] Chen H S, Shao M A. The standards for assessing the desiccation of deep soil layer on the Loess Plateau. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2004, **18**(3): 164~166.
- [15] Wang L, Shao M A, Hou Q C. The primary research on dried soil layer in the Loess Plateau. *Journal of Northwest Sci-tec University of Agriculture and Forest* (Natural Science Edition), 2001, **29**(4): 34~38.
- [16] Yang W X. The preliminary discussion on soil desiccation of artificial vegetation in the northern regions of China. *Scientia Silvae Sinicae*, 1996, **32**(1): 78~84.
- [17] Sun C Z, Huang B L, Chen H B, *et al.* Interaction between soil water conditions and different kinds of artificial plant cover in the Loess Plateau. *Journal of Beijing Forestry University*, 1998, **20**(3): 7~14.
- [18] Huang M B, Yang X M, Li Y S. Effect of apple base on regional water cycle in Weibei upland of the Loess Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2001, **56**(1): 7~13.
- [19] Wang K Q, Wang B R. The initial studies on afforestation by water-harvesting to prevent soil desiccation of artificial plantation. *Scientia Silvae Sinicae*, 1998, **34**(4): 14~21.
- [20] Wang Z Q, Liu B Y, Lu B J. A study on water restoration of dry soil layers in the semi-arid area of Loess Plateau. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, **23**(9): 1944~1950.
- [21] Li Y S, Han S F, Wang Z H. Soil water properties and zonization on the Loess Plateau. Memoir of NISWC, Academia Sinica and Ministry of Water Conservancy, 1985, **2**: 1~17.
- [22] Yang W Z, Shao M A, Peng X D, *et al.* On the relationship between environment aridization of the Loess Plateau and soil water in loess. *Science in china* (Series D), 1998, **28**(4): 357~365.

[23] Wang G L, Liu G B, Chang X, *et al.* A study on the effect of soil water on vegetation rehabilitation in watershed of loess hilly area. *Journal of Natural Resources*, 2002, **17**(3): 339~344.

[24] Guo Z S, Shao M A. Soil water carrying capacity of vegetation and soil desiccation in artificial forestry and grassland in semi-arid regions of the Loess Plateau. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, **23**(8): 1640~1647.

[25] Chen H S, Shao M A. Review on hillslope soil water movement and transformation mechanism on the Loess Plateau. *Advances in Water Science*, 200, **14**(4): 513~520.

[26] Li Y S, Shi Z Y, Zhang X Z, *et al.* The effective factor and distribution of soil moisture of Wangdonggou small watershed on Changwu County. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 1990, **10**(6): 1~6.

[27] Li K Y, Han S F, Li Y S, *et al.* Field water cycle and soil water ecological environment of crops in the Loess hilly region. Memoir of NISWC, *Academia Sinica and Ministry of Water Conservancy*, 1991, **13**: 83~93.

参考文献:

[1] 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. 生态学报, 1983, **3**(2): 91~101.

[2] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究. 自然资源学报, 2001, **16**(5): 427~432.

[3] 杨文治. 黄土高原土壤水资源与植树造林. 自然资源学报, 2001, **16**(5): 433~438.

[4] 杨文治, 韩仕峰. 黄土丘陵区人工林草地的土壤水分生态环境. 中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊, 1985, **2**: 18~28.

[5] 从心海, 梁一民, 李代琼. 黄土高原半干旱区沙棘根系特性与土壤水分动态研究. 水土保持通报, 1990, **10**(6): 98~103.

[6] 梁一民, 李代琼, 从心海. 吴旗沙打旺草地土壤水分及生产力特征的研究. 水土保持通报, 1990, **10**(6): 113~118.

[7] 李玉山. 苜蓿生产力动态及其水分生态环境效应. 土壤学报, 2002, **39**(3): 404~411.

[8] 穆兴民, 徐学选, 王文龙, 等. 黄土高原人工林对区域深层土壤水环境的影响. 土壤学报, 2003, **40**(2): 210~217.

[9] 赵景波, 侯勇坚, 黄春长. 陕北黄土高原人工林下土壤干化原因与防治. 中国沙漠, 2003, **23**(6): 612~615.

[10] 刘文兆. 小流域水分行为、生态效应及其优化调控研究方面的若干问题. 地球科学进展, 2000, **15**(5): 541~544.

[11] 侯庆春, 韩蕊莲, 韩仕峰. 黄土高原人工林草地“土壤干层”问题初探. 中国水土保持, 1999, (5): 11~14.

[12] 杨文治, 田均良. 黄土高原土壤干燥化问题探源. 土壤学报, 2004, **41**(1): 1~6.

[13] 李裕元, 邵明安. 黄土高原气候变迁、植被演替与土壤干层的形成. 干旱区资源与环境, 2001, **15**(1): 72~77.

[14] 陈洪松, 邵明安. 黄土区深层土壤干燥化程度评价标准. 水土保持学报, 2004, **18**(3): 164~166.

[15] 王力, 邵明安, 侯庆春. 黄土高原土壤干层初步研究. 西北农林科技大学学报, 2001, **29**(4): 34~38.

[16] 杨维西. 试论我国北方地区人工植被的土壤干化问题. 林业科学, 1996, **32**(1): 78~84.

[17] 孙长忠, 黄宝龙, 陈海滨, 等. 黄土高原人工植被与其水分环境相互作用关系研究. 北京林业大学学报, 1998, **20**(3): 7~14.

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

[19] 王克勤, 王斌瑞. 集水造林防止人工林植被土壤干化的初步研究. 林业科学, 1998, **34**(4): 14~21.

[20] 王志强, 刘宝元, 路炳军. 黄土高原半干旱区土壤干层水分恢复研究. 生态学报, 2003, **23**(9): 1944~1950.

[21] 李玉山, 韩仕峰, 王正华. 黄土高原土壤水分性质及其分区. 中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊. 1985, **2**: 1~17.

[22] 杨文治, 邵明安, 彭新德, 等. 黄土高原环境的旱化与黄土中水分关系. 中国科学(D 辑), 1998, **28**(4): 357~365.

[23] 王国梁, 刘国彬, 常欣, 等. 黄土丘陵区小流域植被建设的土壤水文效应. 自然资源学报, 2002, **17**(3): 339~344.

[24] 郭忠升, 邵明安. 半干旱区人工林草地土壤旱化与土壤水分植被承载力. 生态学报, 2003, **23**(8): 1640~1647.

[25] 陈洪松, 邵明安. 黄土区坡地土壤水分运动与转化机理研究进展. 水科学进展, 2003, **14**(4): 513~520.

[26] 李玉山, 史竹叶, 张孝中, 等. 长武王东沟小流域土壤墒情影响因素与分布特征. 水土保持通报, 1990, **10**(6): 1~6.

[27] 李开元, 韩仕峰, 李玉山. 黄土丘陵区农田水分循环特征及土壤水分生态环境. 中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊, 1991, **13**: 83~93.