黄土高原土壤干燥化问题探源*

杨文治 田均良
(中国科学院水利部水土保持研究所, 西北农林科技大学水土保持研究所, 陕西杨凌 712100)

摘 要 以黄土沉积环境的旱化和黄土形成的三种风化类型为切入点, 通过古今类比分析, 探究了黄土高原土壤干燥化的黄土地质渊源。其次, 讨论了土壤干燥化的土壤物理学成因。土壤水分物理特性, 因受黄土粒度组成的制约而呈现出明显的方向性变化, 即从西北向东南, 土壤持水性能渐次增高, 土壤蒸发性能渐趋降低, 以田间持水量作为参照状态, 则会发现黄土高原土壤经常处于水分亏缺状态。土壤干层的形成是干扰和破坏植物演替序列及其土壤水分生态基础造成的后果, 从而引起土壤干燥化的趋强化发展, 最后, 从气候变化入手, 对黄土高原土壤干燥化趋势进行了预估。

关键词 土壤干燥化; 土壤水分生态分区; 黄土高原; 植物演替; 气候变化
中图分类号 S152.7 文献标识码 A

黄土高原的土壤干燥化已经成为制约该区生态建设的重要因素, 因而引起各方关注。我国黄土是干旱和半干旱的指示物。黄土作为现代黄土性土壤的成土母质对土壤发育有着深刻影响, 其固有特性可在现代黄土性土壤中反映出来。从黄土地质渊源与土壤物理学成因分析, 它的存在有其必然性; 而土壤干层的发生则是人为干扰和破坏植物演替序列及其土壤水分生态基础条件下, 土壤干燥化向趋强化发展的产物。因此, 查明土壤干燥化的渊源、成因及其趋强化发展, 对黄土高原以林草植被建设为中心的生态建设有着重要意义。

1 黄土高原土壤干燥化的黄土地质渊源

从早更新世到晚更新世, 黄土堆积的发展标志着我国北方存在着气候变干的总趋势[1]。刘东生等[1]曾指出: "发育黄土的环境变得越来越干旱"。黄土沉积环境的旱化与黄土中水分状况, 在黄土沉积环境干冷的总趋势中, 互为因果, 环境的旱化会促进黄土干燥化, 而黄土中水分状况又成为制约黄土高原环境旱化程度的内在原因。黄土作为现代黄土性土壤的成土母质, 其固有特性可明显地在现代黄土性土壤中反映出来。刘东生等[1]根据黄土堆积过程中所经受的生物化学风化状况将各层黄土综合分级为弱风化黄土、显著风化黄土和中等风化黄土三种风化成土类型。从弱风化黄土到显著风化黄土所记录的沉积环境为干冷气候的荒漠草原到草原环境, 而中等风化黄土所记录的沉积环境则反映了干冷气候的干草原环境; 反映荒漠草原环境的弱风化黄土, 其平均气候状况可近似地以棕钙土、灰钙土地带干燥程度作为一方面的指标; 中等风化黄土和显著风化黄土记录的气候要素值, 以弱风化黄土与黑垆土所限定的气温、降水量区间来估算[1]。从现代黄土高原土壤水分生态分区分析[2], 位于荒漠草原- 干草原- 草原地带的棕钙土地带、灰钙土地带到黑垆土- 黄绵土地带所属轻黑垆土亚地带其降水量分别变动于 150~ 250 mm、250~ 350 mm、350~ 400 mm 之间, 并在土壤水分生态分区中分属于土壤强烈干旱区、土壤水分补偿失调区和土壤水分低耗区。通过古今类比分析, 可知与现代土壤水分生态分区近似, 黄土中水分的循环和补偿亦应处于低湿水平下的物理行为, 从而加剧了风起扬尘和黄土飘移堆积过程。

自 20 世纪 60 年代初期, 刘东生等[1]发现在黄河中游存在全新世黄土, 并自70年代以来随着^{14}C测年学的发展, 中国北方的全新世风成黄土得到了肯定。它是一万年以来, 黄土堆积过程、成土作用和环境变化历史的良好记录[3], 从对不同时期黄土中

* 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室基金和中国科学院水利部水土保持研究所所长基金资助
作者简介: 杨文治(1931~), 男, 山东德州人, 研究员, 博士, 研究方向为土壤水分物理与水土保持
收稿日期: 2002- 09- 23; 收到修改稿日期: 2003- 04- 25

孢粉分析结果看, 5 000 a BP 树木花粉在种类和数量上前期多, 后期减少, 而耐旱的松树花粉增多。在晚全新世以蒿属为代表的旱生草本植物花粉大增, 树木花粉减少或几乎绝迹。黄土高原全新世植物演替所表现的树木花粉的增长和衰退两个阶段, 说明 5 000 a BP 黄土堆积环境的旱化渐趋增强。

黄土高原现代地质环境不但反映了现代自然环境的特点, 而且是更新世以来黄土地质环境的延续, 黄土物质成分和结构, 以及孢粉含量的变化表明, 马兰黄土堆积时期黄土高原处于干冷气候和环境旱化趋势不断增强的态势下, 这样就为在其上发育的各种类型的土壤的干燥化奠定了地质基础。从黄土沉积环境与现代自然环境相似性分析, 黄土高原土壤干燥化的存在有其必然性。此可视为黄土高原土壤干燥化的黄土地质渊源。

2 黄土高原土壤干燥化的土壤物理学成因

黄土高原的土壤干燥化是外部条件和内部条件共同作用的产物。就外部条件而论, 黄土高原在经向和纬向上, 热量、降水量和干湿程度存在着显著的差异; 从内部条件分析, 由于黄土粒度组成由东南向西北逐渐变粗, 而导致在同一方向上土壤持水性能渐次降低, 土壤蒸发性能逐渐增强的土壤水文背景。正是在外部和内部条件影响下, 黄土高原土壤水分循环与补偿从东南向西北, 呈现为均衡补偿—准均衡补偿—周期性补偿亏缺—补偿失调—土壤强烈干燥的梯级变化[2]。

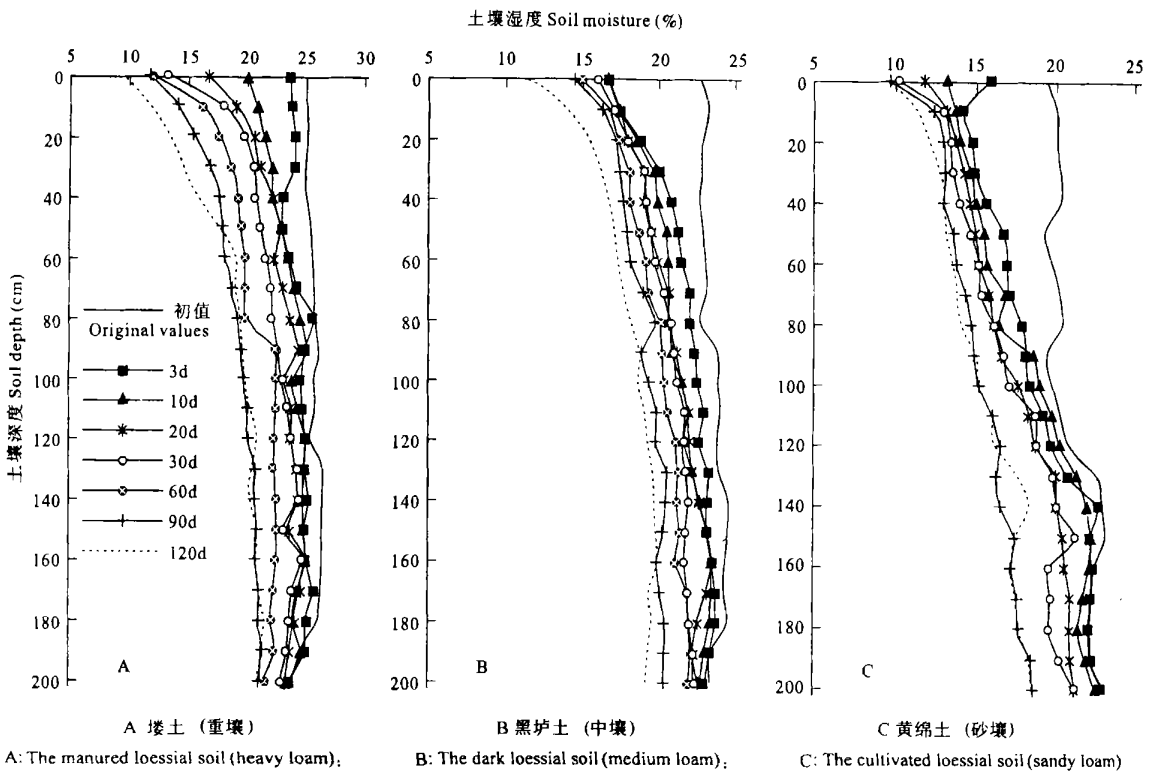

图 1 黄土高原几种不同质地土壤在蒸发条件下土壤湿度变化过程

Fig. 1 Process of moisture change of soils with different texture under evaporation in Loess Plateau

根据土壤质地均一性和方向性变化可将黄土高原的土壤划分为砂壤带、中壤带和重壤带[2]。就持水性能而论, 在这 3 个土壤质地带中, 重壤、中壤、砂壤 2 m 土层的饱和持水量分别达 976.0 mm、841.6 mm、707 mm。但因其在重力渗透作用和极强的蒸发作用下其存留的时间甚为短暂, 所以经常起作用的是田间持水量, 其值在重、中、轻壤分别为 578 mm、531.4 mm、445.0 mm。就土壤蒸发性能而论, 据田间观测, 在黄土高原, 经雨季蓄墒期之后, 至翌年入春, 在重壤土带 2 m 土层储水量, 因蒸发丢失的数量只相当于田间持水量的 10% 左右, 而在砂壤土带相应土层的水分蒸发量高达田间持水量的 45% 左右。这种情形, 主要是由于土体中水分移动能力决定的。室内模拟试验表明[4], 不同质地土壤在蒸发条件下,

当均处于田间持水量时, 供试土壤、包括重壤土、中壤土、砂壤土, 土体内水分移动都具有整体性。经 120 d、200 cm 试验管柱中, 土壤湿度都有不同程度的降低。最明显的是, 砂壤土在初始 3 d 存在一个强烈蒸发层, 其深度可伸延到 100 cm, 而重壤土和中壤土的水分剖面, 则呈大致平行的方式缓慢而均匀地向左方移动, 如图 1 所示。从土壤水的能量状态分析(表 1)[4], 在基质吸力< 100 kPa 范围内, 砂壤土的释水量大, 即低吸力持水量高, 易于移动, 而当基质吸力> 100 kPa 时, 则重壤土具有较高的释水性, 其蒸发过程表现为渐变性。但是当二种质地土壤同处田间持水量时, 在相同蒸发历时下, 砂壤土的累计蒸发量可达到田间持水量的 76.9%, 而重壤土丢失水分的相应数量为 60%。研究表明, 当土壤水分因蒸发丢失达到某一湿度水平时, 土壤湿度会趋于稳定状态达到毛管断裂湿度或稳定湿度, 其值在高原东南部, 土和粘重黑垆土分布区约相当于田间持水量的 60% ~ 70%, 向西或向西北推进, 随着质地变粗, 其值仅相当于田间持水量的 50% 左右。这样, 如果将田间持水量这一土壤水文常数视为一种参照状态; 再考虑到黄土高原土壤持水性能趋于稳定状态的特征, 这样相对于这一参照状态而言, 则会发现, 黄土性土壤经常处于水分亏缺状态, 此可视为黄土高原土壤干燥化的土壤物理学成因。

表 1　重壤土和砂壤土在不同吸力下的释水量

Table 1　The water release amount of heavy and sandy loam under different suction(%)

土壤 Soil	田间持水量 Field capacity (%)		土壤吸力值 Soil suction (kPa)							
	田间法 Field method	管柱法 Method with column	10	20	60	100	1 500	2 000	10~ 100	100~ 2 000
重壤土 Heavy loam	20~ 22	25.8	27.1	25.2	22.1	20.3	11.9	10.8	6.8	9.5
砂壤土 Sandy loam	19~ 21	19.9	22.9	18.8	13.5	11.7	5.8	5.3	11.2	6.4

3　黄土高原土壤干燥化的趋强化——土壤干层的形成

据考察研究, 在人为干预下土壤干燥化存在趋强化发展的趋势。在黄土高原森林和森林草原地带(南部), 森林破坏后, 弃耕撩荒, 与生物气候带相适应的建群植被得以恢复, 并依草- 灌- 乔的序列演替, 如陕甘交界的子午岭林区的次生林就是植物演替过程适应暖温带落叶阔叶林地带环境条件的产物。在典型草原和森林草原地带(北部), 天然植被是依由草- 草或由草- 灌丛的序列演替的, 据邹厚远研究[5], 在该地带广泛分布着的百里香草原就是长芒草草原过度放牧后形成的。试验表明, 当沙打旺种群人工进入百里香草原并迅速占领空间, 但至第五年, 随着沙打旺草原的逐渐稀疏和衰退, 长芒草种群逐渐兴盛强起来, 至第 9~ 10 年、衰退的沙打旺草地即演替成典型草原植被长芒草草地。在植物演替中, 在草类定居阶段, 多是寿命短的, 浅根性的, 易于吸收土壤上部水分的禾草类, 在这种情景下, 土壤水分的消耗主要在土体上部, 而深层水分可得到降水入渗补给, 这就为后续的灌丛或稀树灌丛的定居创造了适宜的水分环境。但是多年来, 在黄土高原生态建设中, 许多地方却违反了植物演替的客观规律, 跨越植物演替的序列, 干扰和破坏了植物演替的土壤水分的生态基础。前已述及, 若将田间持水量作为一种参照状态, 与之相比较, 黄土高原裸地, 以及荒坡草地作为人工植被的主营地, 土壤水分经常处于亏缺状态。据在陕西北部延河支流杏子河流域调查, 10 m 土层的水分剖面, 无论土层构型是否均一, 土壤储水均处于亏缺状态(图 2)。又据在地处半湿润地区的陕西中部塬地测定, 裸地 2 m 土层的储水也存在亏缺状态(图 3)。这进一步印证黄土高原土壤干燥化存在的普遍性。这样, 在原本处于土壤干燥状态的主营地上, 营造乔、灌木林之后, 林下土壤水分状况会进一步恶化。据在杏子河流域调查, 8~ 9 龄刺槐与无林荒地相比, 100~ 400 cm 土层的土壤湿度可降低到凋萎湿度左右, 人工灌木林同样也存在着强化土壤干燥化进程的作用。土壤干燥深度一般在 100~ 350 cm 范围内, 干燥强度稍弱于人工乔木林地(表 2)。由于土壤水分的负补偿效应, 因而造成土壤干燥化的趋强发展, 形成土壤干层。

所以,在某种意义上来说,黄土高原土壤干层的形成是植物演替序列遭到人为干扰的条件下造成土壤干燥化向趋强阶段发展的结果。早在1893年,俄国土壤水文学家 Г. Н. Высоцкий 就曾提出[6],在草原环境下,人工林地存在"干燥死层"的问题,并指出在草原条件下,人工造林可使土壤干燥到这样的程度,以致林木因水分亏缺而死亡。在黄土高原,尤其在草原或森林草地带广泛存在的林相衰败的小老树,就是人工林地土壤水分生态失调带来的后果。

基于上述认识,在西部大开发中,实施退耕还林

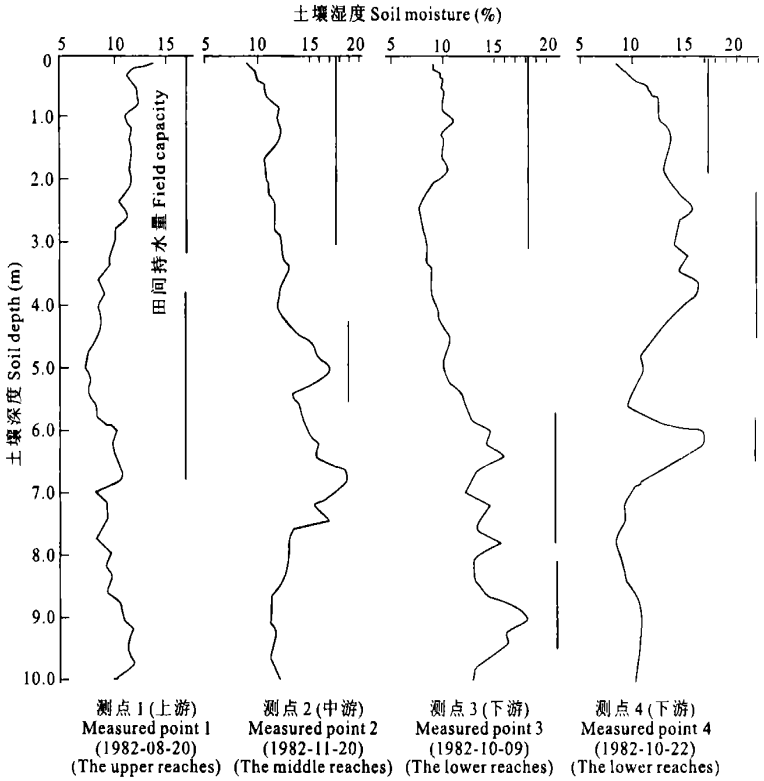

图2 陕西北部杏子河流域4个测点土壤深层储水状况

Fig. 2 Water storage in deep soil layers on the four measured points in Xing-zi river basin in North part of Shaanxi Province

(草)工程应充分重视植被地带性分布规律与土壤水分生态分区的关联性,据此提出黄土高原不同植被地带的造林模式建议:落叶阔叶林带为发展人工乔木林的主要地区,可形成近似于天然的针阔乔灌混交的结构模式,森林草原带适合发展乔灌结合的人工林体系,形成沟谷以乔灌为主,梁峁以灌草为主的结构模式,典型草原带则适合于发展灌木林为主的人工林体系,形成稀树灌草丛模式,荒漠草原带土壤水分生态环境严酷,只能营造以耐旱植物为主的小灌木。

4 气候变化与黄土高原土壤干燥化

1990年政府间气候变化委员会(IPCC)综合当今世界上较好的气候模式计算结果,提出在对 CO_2 等温室气体排放与森林砍伐不加限制的条件下,全球气温将以每10 a增长0.3℃(不确定范围0.2~0.3℃),到2025年将比现今高1℃,下世纪末将比现

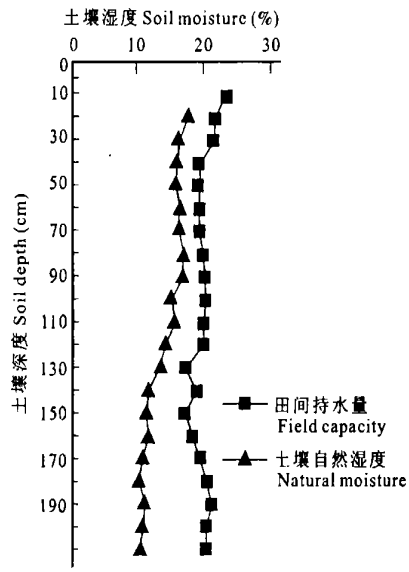

图3 陕西中部裸地(土)2 m土层土壤水分亏缺状况

Fig. 3 Soil water deficiency in soil 2 m in depth of bare land (manured loessial soil) in the middle part of Shaanxi Province

表 2　黄土丘陵区人工林下不同土层的土壤湿度

Table 2　Soil moisture in different layers under man-made forest in loess hilly-gully region(%)

土壤深度 Soil depth (cm)	刺槐林 *Robinia pseudoacia* 测点 1, 2 Mesured point 1, 2				沙棘 *Hippophae rhomnoides* 测点 3 Mesured point 3		柠条 *Caragana microphylla* 测点 4, 5 Mesured point 4, 5			
	林地 Forest land	荒坡草地 Grassland on sloping land	林地 Forest land	荒坡草地 Grassland on sloping land	林地 Forest land	荒坡草地 Grassland on sloping land	林地 Forest land	荒坡草地 Grassland on sloping land	林地 Forest land	荒坡草地 Grassland on sloping land
0~ 50	13.8	11.1	13.2	11.9	14.8	12.9	13.2	12.7	10.2	11.9
50~ 100	9.4	11.2	13.8	14.5	13.1	12.8	9.5	13.7	10.5	14.5
100~ 150	4.0	6.6	13.0	16.7	6.3	9.6	4.0	13.2	10.4	16.7
150~ 200	4.5	6.6	8.0	17.6	4.9	8.9	4.6	12.6	8.1	17.6
200~ 250	3.5	6.3	6.6	16.7	5.1	7.7	4.1	12.6	9.6	16.7
250~ 300	3.8	8.3	6.5	16.4	5.2	8.0	5.2	11.6	10.4	16.4
300~ 350	3.7	8.9	6.4	16.8	6.5	7.1	5.7	11.3	11.2	16.8
350~ 400	3.9	10.0	6.5	15.0	6.7	8.3	6.8	11.7	13.3	15.0

在高 3℃。21 世纪气候变化情景将是温度继续增加, 预计到 2030 年左右, 温度上升 1℃以内, 降水有较大的不稳定性, 但增加的可能性大些[7]。根据中国区域气候模式模拟的结果[8], 在自然和人类联合作用下, 将可能造成未来西北地区气候变暖趋势, 到 2050 年可能变暖 2.1℃, 到 2010 年时, 自然变冷作用与人类增温作用基本相互抵消, 西北地区降水将可能明显增加。对黄河流域而言, 未来几十年, 平均气温约增加 1~ 2.5℃, 降水有不同程度地增减[9]。Koumuscu[10]在土耳其东南部的研究评估认为, 增温较之降水增加对土壤水分丢失的影响更为明显, 致使水分亏缺严重, 而冬季水分盈余降低。Herbst 等[11]就增温对德国北部 100 龄山毛榉林水分的影响进行预测, 指出在夏季降水无变化的情况下, 增温和强烈的大气蒸发会排空有效土壤水的库存, 一直到生长期结束为止。

黄土高原的土壤干燥化– 土壤干层形成这一广泛存在的土壤水文现象会不会因气候变化而有所缓解? 据 Graets 等研究[12], 在干旱、半干旱地区生态系统中, 20% 的降水增加会因温度升高 3~ 4℃而抵消。骆继宾指出[13], 年平均气温每升高 1℃, 蒸发量就要增加 10%~ 15%。因此, 年降水即使有所增加, 也补偿不了由于升温导致蒸发增加所损失的水分。Gregory 的研究表明[14], 因冬季较高的气温和雪被的减少, 以及夏季降水的净输入降低, 会导致土壤干燥化发生。

综上所述, 可得到这样的认识, 在总体格局上, 由于气候升温导致蒸发增加, 以及降水的增加, 在相互影响下, 其各自对生态环境的影响会有所弱化。因此, 未来气候变化对黄土高原植被分布和水分环境的影响, 以及各植被地带雨水资源状况到 2030 年不会有明显变化。在这种状况下, 黄土高原人工林草植被建设带来的负面效应 ——土壤干燥化的趋强发展, 仍是未来该区林草植被建设的限制性因素。再从黄土高原旱涝规律分析[15], 从 1470~ 1979 年, 在总计 510 年中, 连旱 31 次, 持续时间 107 年, 平均一次连旱持续 3.5 年, 连旱占旱年总年数的 75% 以上。因此黄土高原不仅干旱突出, 而且连旱集中。这样, 所谓"十年九旱"恐怕仍是未来黄土高原难以逾越的壑。

参 考 文 献

[1] 刘东生, 等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 296~ 300, 336~ 340. Liu D S, *et al*. Loess and Environment (In Chinese). Beijing: Science Press, 1985. 296~ 300, 336~ 340

[2] 杨文治, 邵明安. 黄土高原土壤水分研究. 北京: 科学出版社, 2000. 115~ 125. Yang W Z, Shao M A. Studies on Soil Water in Loess Plateau (In Chinese). Beijing: Science Press, 2000. 115~ 125

[3] 杨勤业, 袁宝印. 黄土高原地区自然环境及其演变. 北京: 科学出版社, 1991. 104~ 105. Yang Q Y, Yuan B Y. Natural Environment and Its Evolution in Loess Plateau (In Chinese). Beijing: Science Press, 1991. 104~ 105

[4] 杨文治, 石玉洁, 费维温. 黄土高原几种土壤在非饱和条件下水分的蒸发性能和抗旱力评价. 土壤学报, 1985, 22(1): 14~ 23. Yang W Z, Shi Y J, Fei W W. Water Evaporation from soils under unsaturated condition and evaluation for drought resistance of soils in Loess Plateau (In Chinese). Acta Pedologic Sinica, 1985, 22(1): 14~ 23

[5] 邹厚远, 关秀琦. 草地生产的持续发展. 见: 黄土高原植被建

设与持续发展. 北京: 科学出版社, 1998. 210~ 231. Zhou H Y, Guan X Q. Sustained development of grasslands. *In*: Construction of Plant Cover and Sustained Development (In Chinese). Beijing: Science Press, 1998. 210~ 231

[6] Высоцкий Г Н. Избранные Труды, Изд. №304. Москва: Сельхозгиз, 1960. 31~ 67

[7] 施雅风, 张松祥. 气候变化对西北干旱地区地表水资源的影响和未来趋势. 中国科学(B辑), 1995, 25(9): 968~ 977. Shi Y F, Zhang S X. The influence of climate change on the surface water resources in arid zona of Northwest China and the future tendency (In Chinese). Science in China (Series B), 1995, 25(9): 968~ 977

[8] 秦大河主编. 中国西部环境演变评估. 第二卷. 中国西部环境变化的预测. 北京: 科学出版社, 2001. 38~ 39, 37~ 61. Qin D H. ed. Assessment of Environment Evolution in West China. Volume Ⅱ. Prediction of Environment Change in West China (*In* Chinese). Beijing: Science Press, 2001. 38~ 39, 37~ 61

[9] 王国庆, 王云璋. 黄河中上游径流对气候变化的敏感性分析. 西北水资源与水工程, 2000, 11(3): 1~ 5. Wang G Q, Wang Y Z. On analysis of sensitivity of runoff of the upper and middle reaches of the Yellow Rivier to climate change (In Chinese). Water Resources and Water Engineering in Northwest China, 2000, 11(3): 1~ 5

[10] Koumuscu A U, Erkan A Oz S. Possible impacts of climate change on soil moisture availability in Southeast Anotolia Development Project Region (GAP): An analysis from an agricultural drought perspective. Climate Change, 1998, 40: 519~ 545

[11] Herbst M, Hormann G. Predicting effects of temperature increase on the water balance of beach forest-Application of a "KAUSHA" Model. Climate Change, 1998, 40: 683~ 689

[12] 丁一汇, 王守荣. 中国西北地区气候与生态环境概论. 北京: 气象出版社, 2001. 116~ 119. Ding Y H, Wang S R. Introduction of Climate and the Ecological Environment in Northwest China (In Chinese). Beijing: Meteorology Press, 2001. 116~ 119

[13] 骆继宾. 气候变化与水资源. 见: 西部大开发与水资源文集. 北京: 中国水力水电出版社, 2000. 72~ 73. Luo J B. Climate change and water resources. *In*: Collected Works on Development and Water Resources in West China (In Chinese). Beijing: China Hydropower and Hydroelectricity Press, 2000. 72~ 73

[14] Gregroy J M, Mitchell J F B, Brady A J. Summer drought in Northern Midlalitudes in a time-dependent CO_2 climate experiment. Journal of Climate, 1997, 10: 662~ 686

[15] 邵明安, 上官周平, 黄明斌. 黄土高原近500年的旱涝变迁. 见: 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业. 西安: 陕西科学技术出版社, 1998. 173~ 183. Shao M A, Shangguan Z P, Huang M B. Changes of drought and water logging near 500 a BP in Loess Plateau. *In*: Soil Erosion and Arid Farming in Loess Plateau (In Chinese). Xian: Shaanxi Science and Technology Press, 1998. 173~ 183

ESSENTIAL EXPLORATION OF SOIL ARIDIZATION IN LOESS PLATEAU

Yang Wenzhi Tian Junliang

(Institute of Soil and Water Conservation, CAS, MWR, Northwest Sci-tech University of Agriculture and Forestry, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract Soil aridization has turned into an important restricted factor on ecological construction in Loess Plateau. It is believed that loess in China is an indicator of the arid and semiarid climate. The development of loess deposition is a symbol existing the general tendency of climate aridization in North China from the Early to the Late Pleistocene. Loess as the parent material of modern loess soil has a significant influence on soil development and its properties can be reflected in modern loess soils. Taking environment aridization with loess deposition and three weathering type of loess formation as a starting point, loess geologic origin of soil aridization in Loess Plateau was explored through comparative analysis between the old and present time. Soil physical cause of soil aridization is discussed in the paper. Soil aridization in Loess Plateau is the result of common influence of transient and immanent condition. Soil water physical properties, including water retention property and evaporation property, show an obvious regional directional change dealing with loess grain size composition, It means that soil water retention property gradually increases and soil evaporation property gradually drops from northwest to southeast. If the field capacity is taken as an index, and then soil water deficiency is discovered frequently in Loess Plateau. Arid soil-layer is the ecological aftermath of strengthened soil aridization resulted from the disturbing and breaking alignment of plant succession and ecological foundation of soil water. Based on analysis of climate change, prediction of soil aridization tendency in Loess Plateau is presented in the paper.

Key words Loess Plateau; Soil aridization; Ecological zonation of soil water; Plant succession; Climate change