

黄土高原的第四纪环境与水土保持研究

盛海洋, 樊万辉

(黄河水利职业技术学院, 河南 开封 475001)

摘要: 论述了第四纪不同的地质阶段黄土高原的变迁, 不同时期黄土高原地貌景观的形成因素, 土壤侵蚀的类型及侵蚀强度的区域分异规律, 最后提出了防止水土流失的具体措施。

关键词: 黄土高原; 第四纪环境; 地壳运动; 区域分异; 水土流失

中图分类号: S 157; P 534. 63

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2004) 01-0078-04

Quaternary Environment of Loess Plateau and Soil and Water Conservation

SHENG Hai-yang, FAN Wan-hui

(Yellow River Conservancy Technical Institute, Kaifeng 475001, Henan, China)

Abstract: The evolution of Loess Plateau of different geological stages in Quaternary is described. The formative elements of geological landscape of the Loess Plateau in different period are presented, as well as soil erosion types and regional disunite law of erosion intensity. At last, the authors put forward some measures for soil and water loss.

Key words: Loess Plateau; Quaternary environment; motion of crust; district disunite; loss of soil and water

1 前言

我国的黄土高原, 作为区域地貌单元, 位于北纬 $34^{\circ} \sim 41^{\circ}$; 东经 $103^{\circ} \sim 114^{\circ}$ 。其范围大体为: 东起五台山西麓、太行山, 西到日月山东侧和乌鞘岭, 东西绵延 1 100 多 km。北起长城沿线, 南界秦岭北麓, 南北宽 240 ~ 600 km。覆盖面积约 44 万 km^2 。根据野外调查, 陇西一带的黄土厚度最大, 达到 339 m, 而关中地区完整的黄土剖面也达 150 m 左右。据对典型的厚约 135 m 的洛川标准剖面黄土层(层下是青藏高原隆起以前暖湿时期形成的古红壤)的研究发现, 这 240 万年中共有 24 次这样的干冷和暖湿时期的交替(图略)。其中从黄土堆积底界到第 15 黄土层(L_{15})底部为午城黄土, 从 L_{15} 底部到第 6 古土壤层(S_5)顶为离石黄土下部, 从 S_5 顶部到第 1 黄土层(L_1)底部为离石黄土上部, L_1 为马兰黄土, 马兰黄土上覆全新世古土壤 S_0 。从总体上看, 黄土高原的黄土厚度, 从西北往东南由厚变薄, 如兰州地区最厚可达 300 m 以上, 而陕西洛川 135 m, 河南洛阳仅约 50 m。黄土粒度也从西北往东南由粗变细, 可以分成砂黄土、一般黄土和细粒黄土。如陕北榆林黄土颗粒平均直径 0. 004 5 mm, 而关中西安已只有 0. 001 5 mm 以下。黄土中重矿物西北部较多, 轻矿物在东南部较多。显微镜下分析, 黄土颗粒表面有麻点和擦痕。这些都是风成沉积物的典型特征。

2 黄土高原的第四纪环境

据张宗祜、刘东生等人所研究确立的三个剥蚀面(马兰—离石剥蚀面, 离石上、下剥蚀面和离石—午城剥蚀面), 作为黄土地层的主要界线(图略)。根据黄土中的气候旋回面(主要反映气候变化的古土壤和剥蚀面), 配合以年代学方法如 ^{14}C 法、古地磁法等, 来建立黄土高原的第四纪环境。

据研究, 青藏高原在上新世海拔高度仅 1 000 m 左右, 高原主体及周围山地还没有剧烈抬升, 地壳处于相对稳定状态, 我国的大陆地貌表现为缓慢起伏的准平原。上新世末黄土高原地区还是一个广阔的、地形起伏高差不大的古剥蚀面, 分布着不同地质时代的基岩残山和河流相、湖相、坡积及残积相的红土、砾石、黏土等。例如在子午岭分水岭顶部, 渭河以北的北山, 均有厚层的古风化壳(为第三纪末期, 第四纪前的风化层)。这些风化壳的岩性特征和三趾马化石的广泛分布表明, 这个地区在上新世末还是处于湿热稀疏草原环境中, 气候条件比较湿热。

其后在早更新世(甚至在此之前的上新世晚期), 青藏高原及秦岭在印度板块向北强烈挤压作用下, 开始缓慢上升, 大气沉积作用受冬季风影响逐步加强, 已经大量接受粉尘堆积, 形成红黏土和午城黄土。根据古地磁的测量结果, 红黏土与午城黄土的界线位于高斯正向极性时与松山反向极性时的界线附近, 因此, 黄土高原的初期年龄推定为 2. 4 ~ 2. 5

¹ 收稿日期: 2003-08-25

作者简介: 盛海洋(1963-), 男, 陕西宝鸡人, 副教授, 硕士, 主要从事自然地理与水土保持教学和研究工作。

Ma B. P. o.

早更新世, 高原区内在一些侵蚀盆地或断陷盆地中, 在第三纪末期的河流上及古盆地中形成了许多大小不同、深度不等的湖泊。如关中平原从西部的宝鸡周至到东部的渭南大荔, 从南部的长安到北部的富平, 在离石黄土之下一般都有三门湖的沉积层。在洛河上游的吴旗以及洛河河谷两侧均有早更新世湖相沉积分布。这表明当时除黄土高原东南部有面积较大的古汾渭湖盆之外, 在高原中部陕山之间还有一个或数个面积中等的相互隔绝的串珠状湖盆。在黄土高原的北侧外缘还有较大的古银川湖盆、河套湖盆。此外, 中小湖泊更是众多, 它们都是内陆湖泊, 各自控制当地水系的发育。由于当时气候湿润, 降水较多, 山前洪积地貌发育。但大型河流尚未出现, 缺乏河流的侵蚀、搬运。另外, 这一时期也存在面状流水、冲沟以及重力等侵蚀作用, 但因地形起伏和高度较小, 沟谷密度和规模很小, 且当时的侵蚀作用大大小于堆积作用, 因而形成了多数地区厚约 50 m 的午城黄土。

在早更新世末期, 青藏高原北缘及秦岭已抬升到海拔高程 2 000 m 左右。并开始阻挡来自印度洋湿热空气继续北上同来自西伯利亚冷空气的混合, 进而使我国大陆由受行星风系控制转变为受东亚季风控制, 从而形成中国西北部的内陆干旱区。由于气候干燥, 雨量减少, 蒸发强烈, 一些湖泊萎缩消亡, 并演化为河流, 如渭河、洛河河谷地带的湖泊在这一阶段逐步消失, 并形成河流。

中更新世开始, 由于新构造上升运动对环境的影响, 高原的气候变为温湿和干凉的交替, 这时期河流最为发育, 河水流量同气候变化相对应或多或少, 变化频繁。如泾河、坝河、祖厉河属于这类河流。而能够连续成今天的水系平面, 形成统一的大河——黄河, 则稍晚些, 起码应从三门峡沉积饱满的即将消亡, 在一次大洪水中突破三门峡, 夺路华北平原, 黄河才逐步形成(所以说, 黄河形成于黄土高原之后, 先有黄土高原, 才有黄河)。

晚更新世初期, 干旱气候开始显著。到全新世初期, 黄土高原由于受到青藏高原剧烈隆起影响, 黄土高原在这一时期大幅度上升, 这从河流阶地可以得到证明。笔者曾到陇东—兰州一带实地考察, 见六级黄河阶地, 其中四级阶地底部黄河冲积形成的砾石层高出现在河床 200 多 m。有关资料也表明: 兰州附近晚更新世末形成的“甘肃期侵蚀面”, 高出河面 300 m 以上, 山陕之间黄河干流下切到相应地形面之下 140 ~ 150 m, 反映兰州地区新构造运动上升幅度至少 300 m, 山陕之间黄河干流地区上升至 150 m。此外, 在这一时期高原明显被干旱少雨的气候所控制, 北部、西北部向沙漠化方向演化, 导致沙漠、戈壁的扩大, 并成为晋陕甘干旱大气沉积黄土系统。

因此, 黄土高原从第四纪初以来一直处于间歇性的大面积的整体抬升运动中, 周围的凹陷或地堑(如汾渭地堑) 为长期下降。但由于受区域构造运动的影响, 黄土高原新构造抬升是不均衡的, 由东向西、由北向南抬升量越来越大, 从而形成西北高、东南低的翘起的倾斜上升的黄土高原。另外, 在整

个第四纪时期内, 黄土高原的侵蚀环境的主要变化时期是中更新世早期和中更新世晚期以及晚更新世晚期。

综上所述, 黄土高原在地质构造上可分为 3 个盆地, 即六盘山以西“甘肃盆地”、六盘山至吕梁山之间“陕北盆地”、吕梁山至太行山之间的“汾河盆地”。这些盆地于中生代形成, 开始接受陆相堆积, 到第三纪、第四纪受青藏高原抬升运动的影响, 开始缓慢阶段性上升, 同时接受黄土堆积。在晚更新世末全新世早期整个黄土高原剧烈抬升, 形成了不同时期的黄土高原古地理环境, 从而沉积了不同时代和岩性成份的黄土。随之黄土高原在地貌上经历了盆地——堆积平原——高平原——高原的发育历史。

3 黄土高原的水土流失

现代黄土高原大部分地区仍属于新构造上升区。新构造上升会引起侵蚀基准面的下降, 增加流水作用的势能, 促进水土流失的快速发展, 这对黄土高原会产生不利的影响。另外, 现代由于人口大量增加, 人类活动频繁对地貌的发展起了重要作用, 甚至改变了黄土高原自然发展的趋势。如秦朝以前, 黄土高原的森林覆盖率在 60% 以上, 目前仅为 6%, 不及全国森林覆盖率的 50%, 是全国植被覆盖率最低的区域之一。森林所具有的蓄水保土功能大大降低, 致使地表径流量加大、水土流失严重、流入黄河的泥沙量增加。根据现代黄土高原侵蚀率可知, 黄土高原处在侵蚀加速的时期。现代每年从三门峡测站测得黄河多年平均输沙量为 16 亿 t, 含沙量为 35 kg/m³, 如将这一数量平均分配到整个 44 万 km² 的黄土高原区, 那么平均侵蚀率为 363 g/(cm² · ka), 更新世黄土堆积率为 9. 3 g/(cm² · ka), 比现代侵蚀率小 38. 7 倍。因而造成黄土塬的面积有所减少, 丘陵面积增加, 冲沟密度和规模加大, 从而形成了现代黄土地貌景观。

在黄土高原, 由于内外营力的强烈作用, 以及黄土物质的特殊性、地貌特征对侵蚀的反馈作用等综合影响, 致使黄土高原的侵蚀、搬运过程强烈, 地面物质移动迅速, 土壤侵蚀严重, 无疑加速了地貌的演化过程。当前的土壤侵蚀, 包括水力侵蚀、风力侵蚀、重力侵蚀、冻融及动物侵蚀及人为侵蚀 6 种侵蚀类型和 13 种侵蚀方式。13 种侵蚀方式中主要有: 水力侵蚀——片蚀、沟蚀、洞穴侵蚀(潜蚀) 及流泥; 风力侵蚀——吹蚀、磨蚀; 重力侵蚀——滑坡和滑塌、崩塌、泻溜和剥落等。至于人为侵蚀, 或更确切地说, 是在人类活动影响下所产生的人为新增水土流失, 则是近数十年来才开始注意和重视的一个专门范畴。

黄土高原水土流失最严重的区域包括陕西北部、内蒙古南部、山西西北部以及渭河、泾河、洛河的上游, 面积 11. 4 万 km², 其中大部分属于黄土丘陵区, 年均输沙量占全区的 80%, 占入黄泥沙总量的 74%。一般地区输沙模数在 5 000 ~ 10 000 t/(km² · a), 部分地区输沙模数在 10 000 t/(km² · a) 以上。其强度的区域分异规律是:

(1) 东西方向上, 吕梁山和六盘山是黄河中游流失强度区

域差异的主要分界线。吕梁山以东, 绝大部分地区侵蚀模数都在 $5\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 以下。六盘山以西的侵蚀强度都在 $5\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 左右。其中又以渭河为界, 渭河北地区包括散渡河、葫芦河等侵蚀模数都在 $5\,000\sim8\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 之间, 渭河南岸除局部地区外, 侵蚀模数都在 $5\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 以下。

(2) 吕梁山和六盘山之间的渭河北山南北向是侵蚀强度的分界线之一, 渭河北山至延安、志丹、庆阳一线, 侵蚀模数都在 $5\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 以下; 由此线向北侵蚀强度逐渐增强, 至延安为 $6\,500\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 至绥德、米脂为 $15\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$, 再向北至府谷、准格尔旗则大于 $18\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 。渭河北山以南主要是黄土台塬、冲积平原、山地, 侵蚀强度一般都在 $1\,000\text{ t}/(\text{km}^2\cdot\text{a})$ 以下。

(3) 中、小流域的水平分异规律明显, 一般中游的侵蚀强度最大, 上游最小。在小流域内, 从分水岭至谷底的垂直方向上, 土壤侵蚀方式和强度有明显的变化特征, 据此可划分为若干侵蚀地带。在黄土丘陵区所特有的地形结构中, 土壤侵蚀在梁峁坡主要以减蚀和细沟侵蚀, 侵蚀量占流域总侵蚀量的 28.5% ; 沟谷底以底蚀、旁蚀和向源侵蚀为主, 侵蚀量小占 2.5% ; 沟谷坡以泻溜、滑塌等重力侵蚀为主, 沟谷坡的侵蚀量占流域总侵蚀量的 68% 以上, 而输沙模数分别为梁峁坡、沟谷底的 3.3 倍和 1.2 倍。由此看出, 黄土丘陵区水土流失的主要地带是沟谷底以上的梁峁沟坡即该区水土流失防治的根本在于梁峁沟坡的水土保持措施。

4 水土保持措施

要搞好水土保持工作, 必须正确认识水土流失发生的历史原因, 或者说必须正确认识影响水土流失的各种因素及其相互关系。一般认为: 影响水土流失的因素包括地形地貌、地质、气候、水文、植被、土壤等, 这些因素在自然界是互相影响互相制约的, 水土流失则是这些因素在某一地区的集中表现。但是这些因素的作用各不相同。地质因素为流水侵蚀提供物质源泉和潜能; 气候因素(大气降水)使地质潜能转化为流水动能, 作用于地表。气候因素的作用具有广泛性, 而地质因素则表现出明显地区差异性。植被土壤因素受气候、地貌以及人类活动等因素的影响和制约, 它既是水土流失最直接原因之一, 也是水土流失强度的表现, 在水土流失强烈的地段, 由于有效养分的流失, 土壤结构不良, 肥力低下, 植被生长缓慢, 覆盖度低。从某种意义上讲, 植被覆盖差, 土壤肥力低是水土流失环境恶化的表现, 而不是其根本原因。造成水土流失强度具有较大地区差异的根本原因应该是地质因素。对于水土流失强烈的地区, 应该充分认识到其地质背景及其演变历史, 改变过去急于求成的思想。把水土保持工作当作一项长期的艰巨的任务, 这一任务不是一代人两代人能完成的, 应该树立世世代代都要保持水土的思想。

另外, 在治理措施上, 要处理好生物措施与工程措施的关系和调整土地利用结构与必要财物投入的关系等。其技术措施如下:

4.1 生物措施

生物措施是治理黄土高原区水土流失并有效地保持水土的一项根本性措施。因为植被的覆盖, 可以防止暴雨对地表土层的冲击, 可以含蓄部分降水, 植物根系可以固结土壤, 增加有机质和团粒结构, 可以提高土壤的抗蚀能力, 阻滞地表径流以及增加下渗等。据观测, $5\sim7$ 年的幼林, 郁被度达到 $50\%\sim70\%$, 可以减少土壤冲刷量 $30\%\sim60\%$ 。当树冠全部郁被, 枯枝落叶与杂草形成地表覆盖层以后, 土壤冲刷可以完全控制。其具体措施如下:

(1) 增加地面覆被(或覆盖)措施。包括农、林、牧(草)的植物及其枯落物的覆被在内, 免耕、少耕法所保留的作物残茬, 人工利用各种秸秆以及工业产品等物所作的覆盖等。

(2) 增加地表糙率措施。农地的等高耕作, 林草地下面的枯落物等等都起到增加地表糙率, 减缓水流速度, 减小冲刷作用, 同时也就增加了渗漏, 相应地减少了径流, 进一步起到防治侵蚀的作用。

4.2 农业技术措施

在黄土高原地区的农业生产中, 保持水土的主要措施有土壤改良、减缓地面坡度和缩短坡长等。

(1) 土壤改良主要是通过对耕地平整深翻和施肥, 使土壤形成较厚的海绵结构层, 以增加土壤渗漏速度及增加持水能力。包括深耕、自然免耕法、底层耕松法、钻破底层、增加有机质、多施农家肥、改良土壤增加团粒结构等措施, 都有这样的作用。

(2) 减缓地面坡度的措施。各种形式的梯田, 如水平梯田、隔坡梯田、反坡梯田、渐变梯田、水平阶等等措施。

(3) 缩短坡长措施。各种形式的地埂、截流沟、地中或底边的软埝(或称宽底地埂)以及前面所述的各种梯田也都起到同样作用。

4.3 水利工程措施

根据不同的黄土地貌类型, 采取相应的工程措施。如黄土沟谷的治理, 主要有柳谷坊、淤地坝、小水库和护岸工程等。这些措施主要是削弱水流冲刷能力, 变荒谷沟为川台地以及防止沟谷的扩展等。对末梢水文网流路的控制措施, 包括排洪渠、导流沟、有纵坡的各种地埂软埝等输水工程等都属之。对于黄土沟间地的治理, 特别是保护黄土塬, 减轻其因沟谷发展的蚕蚀和破坏, 也必须采取一定的工程措施, 主要有沟头封沟埂、坡面截流槽和各种蓄水槽, 如旱井、水窖、水塘(涝池)等, 这是为了防止坡面水流的集中或将水流引向无害地段, 并蓄集起来以供利用, 同时可以保护耕地, 防止沟头扩展。

此外, 结合黄土地区的大型水利工程、道路工程以及城镇厂矿等建设所进行的水土保持工作也取得了重要经验, 如兴修水库, 不仅可调节径流, 蓄水灌溉, 改变土地干旱状况, 而且也可以提高较大范围的侵蚀基准面, 配合支流和坡面工程, 更有利于减轻流域内的水力侵蚀。又如人工边坡的稳定, 滑坡的防护等方面都取得了显著的效果, 也丰富了水土保持的内容。

水土保持的最终目的是改善生态环境,在采取生物措施时候,既要看到它对保持水土的积极作用,又要看到它受其它条件的制约;利用工程措施保水保土,创造适合植物生长的条件,促进生态环境的改善,使流水侵蚀降低到最低限度。

4.4 坚持不懈地控制人口

黄土高原地区的人口由 1949 年的 4 499. 72 万人增加到 1985 年的 8 139. 22 万人。由于人口大幅度的增加,而农业生产的投入又不足,广大的农村人口为了维持基本生活,势必要大量开垦不适宜农耕的陡坡荒地。在重点产沙区每增加 1 人要增加 0. 33 hm² 耕地才能维持基本生活。黄土高原

参考文献:

[1] 张宗祜,等. 中国黄土[M]. 北京: 地质出版社,1989.
[2] 刘东生,等. 第四纪环境[M]. 北京: 科学出版社,1997.
[3] 刘东生,等. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社,1985.
[4] 刘东生,等. 中国的黄土堆积[M]. 北京: 科学出版社,1965.
[5] 王经武. 水土流失对生态环境的影响及对策[J]. 南昌水专学报,1999,(2): 31– 35.
[6] 孙建中,等. 黄土高原第四纪[M]. 北京: 科学出版社,1991.
[7] 甘枝茂. 黄土高原地貌与土壤侵蚀研究[M]. 西安: 陕西人民出版社,1989.
[8] 赵景波. 黄土高原的侵蚀历史[A]. 资源产业化开发与生态环境建设[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1998. 20– 25.
[9] 吴以 . 略论水土保持学科特性及治理措施分类[J]. 中国水土保持,1990,(12): 23– 26.
[10] 孟庆枚. 黄土高原水土保持[M]. 郑州: 黄河水利出版社,1996.

(上接第 77 页)

2.3 森林土壤的有效贮水能力与类型间的差异

土壤的持水性能由持水量来确定。衡量林地土壤的蓄水能力的计量方法是以总孔隙度为基准, 计算饱和持水量(最大持水量)。森林土壤蓄水能力主要取决于土壤非毛管孔隙, 并以它作为贮水量的基 准⁷⁾。出现差异的原因是:¹ 土层厚度不一样, 在 21 个群落内, 林地土壤厚度变化在 55 ~ 115 cm 之间; ④林地土壤的干扰程度也有差异, 21 个群落的土壤破坏率变化在 6. 1% ~ 62. 4% 之间。土壤有效水贮量很高, 见表 2。其平均值为 836. 08 t/ hm², 标准差 379. 25 t/ hm², 变异系数 43. 94, 各土壤有效贮水量的变化范围在 416. 48 ~ 1 803 t/ hm² 之间, 相差 4. 33 倍。在 21 个森林类型中一次最大贮水量超过 900 t/ hm² 有 9 个, 其中 1 400 t/ hm² 以上的有 3 个: 16 号栎楠—鼠刺群落、18 号榉木+ 南酸枣群落、21 号木莲群落为湖南的顶极群落类型, 这些群落发育较成熟, 水源涵养功能强, 其余的 12 个森林群落类型的森林环

参考文献:

[1] 中国林科院. 森林土壤分析方法[Z]. 国家标准局批准, 1998.
[2] 中国科学院南京土壤研究所. 土壤理化分析[M]. 上海: 科学出版社, 1976. 466– 522.
[3] 陈绍栓. 杉木细柄阿丁枫混交林涵养水源功能和土壤肥力的研究[J]. 土壤学报, 2002, 39(4): 599– 603.
[4] 叶仲节, 柴锡周. 浙江林业[M]. 杭州: 浙江科学技术出版社, 1980. 191.
[5] 邱凤琼, 丁庆堂, 等. 不同肥力水平的黑土中有机质碳、氮、磷的形态 及其分配与供肥强度关系[M]. 沈阳: 辽宁科学技术出版社, 1983.
[6] 吴建平, 袁正科. 湖南天然林生物因子与土壤养分物理特性的关系[J]. 湖南林业科技, 2001, 20(6): 30– 32.
[7] 马雪华. 森林水文学[M]. 北京: 中国林业科学出版社, 1993. 123– 127.

的许多地方已经到了无荒可垦的地步,可是人口增长率并没有明显地下降, 仍在 1. 98%, 由此人地矛盾更加突出。为此, 要控制人口的增加数量、提高人口素质, 使人类自身的生产和物质资料的生产相适应。

实行计划生育,控制人口增长, 以适应经济发展; 改善生态环境和提高人民生活水平, 都是协调人类与生态环境关系的重要问题。所以控制人口要坚持不懈地抓下去。

致谢: 本文得到黄委会水科院史学建博士、教授级高工的指导和帮助, 谨此致谢。