

新构造运动对黄土高原环境变迁的影响*

李裕元, 石 辉

(中国科学院
水利部水土保持研究所, 陕西杨陵 712100)

摘 要: 新构造运动是黄土高原区域环境变迁的主导性因素。2.5 Ma 以来青藏高原的阶段性强烈隆升, 导致了东亚季风气候的形成和加强, 黄土高原乃至整个西北地区气候向干旱化趋势演化。黄土高原及其周边地区的阶段性隆升或沉降与气候演化的共同作用, 导致了黄土堆积沉积的跳跃式阶段性扩展。黄土高原的地貌演化以黄河水系的诞生为界限(1.67~1.43 MaB. P.) 划分为二个阶段: 古湖泊低地阶段和高原河流阶段。

关键词: 新构造运动; 黄土高原; 地貌演化; 气候变迁; 环境变迁

中图分类号: X144

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2001)01-0123-07

The Impact of Neotectonics on the Environmental Evolution and Soil Erosion of Loess Plateau

LI Yu-yuan, SHI Hui

(Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences
and Ministry of Water Resources, Yangling Shaanxi 712100, PRC)

Abstract: Neotectonics was the dominant factor of the environmental evolution of Loess Plateau. Since 2.5 MaB. P., because of the periodical uplift of Qinghai-Xizang Plateau, the monsoon climate was developed and gradually strengthened, and correspondingly the climate of Loess Plateau and even the whole west-northern region of China have correspondingly been tending to become more and more arid. Since 2.5 MaB. P., together with the climatic evolution, the periodical uplift or subsidence of Loess Plateau and its around area induced the bouncing and periodical enlargement of the deposition of loess. The landform of Loess Plateau may be divided into two stages: ancient lake low-lying land stages and plateau-river stage.

Key words: Neotectonics; Loess Plateau; landform evolution; climate vicissitude; environmental evolution

发生于第三纪以来的构造运动称为新构造运动, 亦称为造地貌运动。地球表面的形状(即现代地貌)主要由新构造运动塑造。我国的地貌格局总体上来说由构造运动所控制。在西部, 印度洋板块与欧亚板块碰撞, 引起青藏高原的强烈隆升。受该碰撞所产生的应力的影响, 柔性地块迅速褶皱上升, 形成东西向山脉, 而一些刚性地块则断裂成为断块盆地。在东部, 沿我国大陆沿海的边沿弧, 太平洋板块以较大的

角度俯冲到欧亚板块之下, 由于这种俯冲作用产生的应力作用, 使我国中部黄土高原地区产生一系列的隆起与凹陷, 如高原周边和内部的秦岭山地、太行山、吕梁山、六盘山等的抬升以及华北平原和汾渭地堑的下沉^[1,2]。这种地貌格局, 奠定了黄土高原形成和演化的地质学基础。第四纪(2.5 MaB. P.) 以来, 除地球轨道三要素变化的影响之外, 新构造运动(特别是青藏高原的隆升)对黄土高原的环境变迁也产

* 收稿日期: 1999-12-18

基金项目: 中国科学院“西部之光”项目资助。

作者简介: 李裕元(1965-), 男, 河南博爱人, 讲师, 在读博士。主要从事土壤物理、水土资源与环境等方面的研究工作。

生了深刻的影响。

1 黄土高原及其周边地区的新构造运动演化

1.1 青藏高原的隆升

青藏高原是一个在第四纪期间才迅速崛起的高原。它的形成和发展不仅直接改变了青藏地区的自然面貌,而且对我国包括黄土高原在内的其它地区乃至整个东亚地区的第四纪环境演变都有深刻影响。在经历了第三纪约 11.6 Ma 的剥蚀夷平之后,于 3.4 Ma B. P. 青藏高原地面开始强烈抬升^[1],使整个高原及周边地区的环境发生了巨大改变,统一的高原夷平面开始解体。到第四纪初(2.5 Ma B. P.)青藏高原平均海拔可能已达 1 500~2 000 m,导致了亚洲季风系统建立,黄土开始大面积沉积。根据青藏高原边缘及其四周河流的下切程度可以近似的反映高原隆起的幅度,可以推断其相对较为强烈的隆起过程发生在 1.5, 1.1, 0.6, 0.15, 0.05 和 0.01 Ma B. P.。其中相对更为强烈的隆起发生于 1.1~0.6 Ma B. P. 和 0.15 Ma B. P.,前者称为昆(仑)黄(河)运动,后者称为共和运动。昆黄运动构造抬升,使青藏高原面升至 3 000~3 500 m 高度,山地高度达 4 000 m 以上,使青藏高原首次全面进入冰冻圈。共和运动使青藏高原强烈隆升到平均海拔接近 4 000 m,强烈阻挡了西南海洋水汽的进入,亚洲内陆加速变干。

1.2 黄土高原主体及周边其它地区的新构造演化

在黄土高原周边地区,除第四纪时期隆升最为强烈的青藏高原以外,其它地区也发生了较大程度的新构造演化,并对黄土高原的形成与演化产生较大影响。

在上新世以前,六盘山及其以西地区与太行山以东地区为拗陷区;上新世时,六盘山和太行山进一步隆起,而二者之间则发生了不同程度的拗陷和沉降,全区海拔在当时较为接近,一般分水岭高仅 200 m 以下,显示为准平原状态^[3]。上新世末期构造活跃,使上新世准平原面解体,华北平原强烈下陷,太行山以西开始隆起,二者分界明显。原有的上新世湖盆此时开始消失或萎缩,而强烈的断陷和轻度的拗陷使此时的沉积盆地缩小,局限于断裂所夹持的地带内以及小型拗陷内。

第四纪以来黄土高原及其邻近地区新构造演化主要经历了三大阶段:

1.2.1 第四纪早期(2.50~1.45 Ma B. P.) 在近南北向主压应力作用下,黄土高原主体隆起并初具规模,断裂、褶皱、火山发育,中央环状构造(见后述)初具雏型,湖泊逐渐消亡,黄河切穿三门峡,黄河水系开始诞生(1.6 Ma B. P. 以后)。汾渭地堑不断收缩,逐级抬升,河谷下切强烈。据构造活动速率推算,当时六盘山、吕梁山和太行山的海拔高度约为 1 000~1 500 m,而秦岭不超过 2 500 m,渭河北山更低,大约只比两侧盆地高 300~500 m。

1.2.2 第四纪中期(1.45~0.10 Ma B. P.) 1.45~1.43 Ma B. P. 以后构造趋于稳定,奠基于 1.67~1.45 Ma B. P. 的中央环状构造形态在本期得到进一步发展,主构造线由近东西向变为北西西向再变为北北西向,环状构造内旋层顺时针右旋。这一时期是黄土高原奠基、发育、成型的时期。此阶段(1.67~0.85 Ma B. P.)太行山大约隆升到 1 800 m,秦岭不高于 3 000 m。子午岭断隆带也在本期内形成。

1.2.3 第四纪晚期(包括全新世)(0.10 Ma B. P. - 今) 0.1 Ma B. P. 左右发生了一次重要的构造运动,局部地区发生了强烈的改造,尤其是河谷的进一步缩小和深切,如汾渭地堑继续发育,大约在 40~30 ka B. P. 河道缩小。大约在 10 ka B. P.,本区又开始进入构造活跃区,在白于山一带发生了分水岭迁移、隆起。黄土高原进一步隆起,周围山地也强烈隆起,沟谷切割剧烈,黄土高原现代景观塬梁峁地形最终成型。

因此,1.67~1.43 Ma B. P. 称为黄土高原主隆起期,而 0.85, 0.47, 0.10, 0.01 Ma B. P. 均可称为黄土高原阶段隆起期。

1.3 黄土高原活动构造分布概况

研究发现,黄土高原具有一种近于环状的浅层构造形式(弱挤压抬升地块),并略呈顺时针方向转动^[3]。本环状构造北起白于山,南达渭河北山,包括渭河谷地中的一些隆起;西起六盘山、陇山,东达吕梁山山麓,包括管头山、黄龙山等,范围为东经 105°30'~111°47',北纬 34°10'~38°17',面积约 247 500 km²。高原环状构造带以南为汾渭强拉张剪切断隆带,以北为白于山隆起带和鄂尔多斯弱挤压抬升地块;以东有吕梁山断隆带(东西隔开了山西-关中地块与中央环状构造),太行山断隆带(中间隔开了山西-关中地块与华北地块)、华北强拉张剪切断陷地块;以西为乌鞘岭-六盘山断隆带(为陇西地块、阿拉善地块与中央环状构造的结合带)。

根据地貌、水系及遥感影像特征综合分析发现,黄土高原还存在着三条隐伏活动构造带^[3]:

1.3.1 和尚铺-西峰-甘泉-吴堡北东东向隐伏活动构造带 本构造带向南凸出,在其南北两侧,泾河、洛河、黄河、无定河皆作同步拐转。

1.3.2 陇县-彬县-黄陵-壶口北东东向隐伏活动构造带 此构造带以南,各主河道又作同步拐转,由近南北向转为东南方向,此处大支流锐减,阶地、河床发生裂点(如壶口瀑布),并形成河床纵降异常段。

1.3.3 渭河北山隐伏横断带

2 黄土高原的环境变迁

进入第四纪以来,以青藏高原阶段性强裂隆升为代表的第四纪地质事件,对黄土高原乃至整个东亚地区的变迁都产生了深刻的影响,这主要表现在巨厚黄土的阶段性沉积和扩展、现代东亚季风的形成与加强、西北地区气候向干旱化趋势演化。

2.1 黄土高原古气候的演化

2.1.1 地球轨道要素变化的影响 黄土高原古气候研究表明,黄土为干冷气候阶段所形成,而古土壤为温湿气候阶段所形成,黄土-古土壤序列所记录的古气候变化与同深海氧同位素曲线具有很好的相似性^[4]。米兰科维奇理论认为:由于太阳系星体间的引力摄动,地球轨道三要素(偏心率、地轴倾斜度、岁差)在地质时期作周期性的变化,引起地球大气圈顶层的太阳辐射在总量上以及在沿纬度分配和季节分配上作周期性波动,从而导致第四纪时期气候作冰期-间冰期旋回,为几万年到几十万年时间尺度的周期性。尽管黄土高原地区没有出现过冰期-间冰期气候,但却有与之相对应的湿润期(雨期)和干旱期(间雨期)交替的现象^[5],表现为暖湿与干冷气候的周期性变化。地球轨道与气候演变关系的研究表明,北纬35°地区天文辐射冬半年总量曲线的多寡大体上可以代表全球各地平均气温的升降^[6]。而且黄土高原地处33°43'~41°16'N^[7],大气环流处在行星风系控制之下,属于西风带,易受地球轨道要素变化的影响,为气候变化敏感地区。因此,黄土高原黄土-古土壤序列所反映的气候变迁具有全球意义。丁仲礼等(1989)根据黄土-古土壤序列的空间对比,将2.5MaB.P.以来的气候变化划分为37个大的旋回,进一步通过对宝鸡剖面黄土层和古土壤层的研究将其划分为110个次级气候阶段^[8]。朱照

宇等(1994)以黄土剖面粒度曲线峰谷变化为基础,利用轨道调谐法建立了宝鸡剖面的“地球轨道时间标尺”,并对每一个黄土层和古土壤层的顶底年作了估算^[3]。丁仲礼等(1994)将西峰剖面详细的时间标尺与气候曲线相结合,即成为气候变化的时间序列^[9],该序列的特征为:

(1)在整个第四纪的2.5Ma间,黄土所记录气候变化均具有十分明显的地球轨道变化所产生的特殊性征周期。它们是偏心率变化的400ka、100ka周期,地轴倾斜度变化的41ka周期,及岁差变化的23ka和19ka周期。

(2)在第四纪的不同阶段,气候变化的主导周期各有不同。从2.5Ma到1.6Ma,气候周期的成分较为复杂,它们有400ka、10ka、41ka、23ka和19ka周期,此外还有55ka附近的气候周期;从1.6Ma到0.8Ma,气候变化以41ka周期为主,从0.8Ma至今,气候变化的周期成分以10ka为主。

(3)在过去的2.5Ma间,存在二个气候主导周期变化的转型事件,分别发生在1.6Ma和0.8Ma附近。气候转型可能与青藏高原隆起存在某种联系。

由上面的介绍可知,地球轨道要素变化是控制黄土-古土壤沉积旋回的主导因素,即存在着如下因果关系:地球轨道旋回-太阳辐射作季节变化气候旋回-古土壤旋回,青藏高原隆起对这些旋回特征也有一定影响。

2.1.2 青藏高原隆起的影响 目前,人们普遍认识到青藏高原隆起对区域乃至全球环境变化都有重大影响。作为与青藏紧相毗邻的黄土高原地区所受影响更为深刻,这主要表现在两个方面:一为地质构造的演化,如黄土高原西部的坳陷与断陷及整体的微度抬升,这塑造了我国三级地貌阶梯;二为青藏高原的阶段性加速上升,形成和加强了东亚季风,促使了西北地区气候的干旱化和黄土的巨厚沉积。黄土高原的阶段性扩展表明,第四纪以来,北方地区一方面气候趋向干旱化,另一方面冬季风呈阶段性增强。从中国黄土地层看,午城黄土-离石黄土-马兰黄土中黄土-古土壤旋回越来越厚,黄土与古土壤之间的发育程度对比越来越明显,反映了季风气候波动周期加长,振幅加大的过程。这些变化都无法用轨道参数变化或其他假说解释,而青藏高原隆起及其相关的效应可能是这些变化的起因。

根据矿物裂变径迹年龄研究^[10,11],青藏高原在第四纪以来有加速抬升的趋势。与青藏高原抬升相

关联的华北新构造运动显示在 1.6 MaB. P.、1.0~0.8 MaB. P.、0.5 MaB. P.、0.1 MaB. P. 前后构造活动非常显著^[3], 兰州地区阶地发育状况也表明相同时间序列里高原抬升显著^[12]。在相似的时间段, 黄土的分布出现阶段性的扩张, 黄土沉积旋回厚度越来越大, 跨时越来越长, 黄土-古土壤序列古气候记录出现周期性的转型事件。这意味着随着高原的阶段加速抬升, 东亚季风的波动形式逐渐发生变化, 冬夏季风振幅越来越大, 季风变化周期也越来越长。

2.1.3 黄土高原气候变迁的阶段性和根据黄土中的气候替代性指标(粒度、磁化率等)的研究^[13~18], 黄土-古土壤序列记录了东亚地区冬、夏季风环流变化, 亚洲古季风变迁是中国古气候和古环境变迁的一个重要控制因素。根据黄土古气候记录与深海氧同位素曲线对比, 发现2.5 Ma 以来东亚冬、夏季风环境与全球冰量变化之间具有阶段性耦合特征, 这种特征可能与青藏高原阶段性隆起有关。2.5 MaB. P. 至今, 季风环流与大陆冰量的耦合程度呈阶段性增强趋势^[1]。综合有关的研究成果^[3, 19, 20], 依据黄土沉积和植被演替的阶段性和初步将黄土高原2.5 MaB. P. 以来的气候变迁, 划分为三个阶段:

(1) 第一阶段(2.5~1.67 MaB. P.)。第四纪以前(第三纪晚期)的气候较现代温暖得多, 全国大都在热带、亚热带气候笼罩之下, 气候分带不太明显。西北地区为温带森林草原的半湿润气候^[4], 晚新生代的地质、生物证据显示, 早第三纪中国大陆气候的东西差异尚不明显, 从中新世开始, 尤其是上新世以来, 随着青藏高原高度的逐渐增大, 东西气候差异增大。东部地区和东南地区成为季风区, 西北部成为内陆干旱区^[20]。但上新世红色风化壳在我国广泛发育, 青藏地区也不例外。这表明我国当时西高东低的地势对照性尚不甚明显^[21], 午城黄土以下的红黏土以红棕色、富含钙质结核、土壤结构明显及富含黏粒胶膜和铁锰胶膜为特征, 这也表明第三纪时期气候较为湿热。大约自2.5 MaB. P. 开始, 中国气候向干冷方向发展(这与全球气候变化一致), 黄土高原开始发生黄土堆积, 黄土高原的黄土-古土壤序列开始发育, 植被中的热带、亚热带分子迅速减少。第四纪初(约2.5 MaB. P.)青藏高原隆升至约2300~2800 m 高度^[22], 由于高原的阻挡, 低空西风被分隔为北支反气旋性急流和南支气旋性急流, 同时高原对大气层的加热作用和动力作用变得强烈起来, 其

南北两侧西风急流也变得明显强大, 成为大尺度范围内影响我国冰期-间冰期气候的重要因素。在夏季对流层上部的青藏高原和中、下部的热低压持续而稳定地建立起来^[23], 并激发了西南季风; 在冬季高原对西伯利亚高原起着加强的作用。至此, 青藏高原和整个东亚大气环流的基本形势得以建立^[21]。这一时期, 黄土堆积的主搬运风力为冬季北风, 堆积范围因而较小, 主要为六盘山以东与吕梁山以西地区。

(2) 第二阶段(1.67~0.85 MaB. P.)。1.67~1.43 MaB. P. 又是构造活跃期, 此时青藏高原和黄土高原周边地区发生了较大的隆起, 高空西风带分支和蒙古-西伯利亚冷高压形成, 这才造成了整个干旱-半干旱气候带的形成。因此, 使黄土来源区、分布区迅速向北向西推进。在此阶段, 太行山大致隆升到1800 m, 秦岭不高于3000 m。南北两侧的动植物群差别明显, 南北交流不明显, 因此, 可以推断, 当时黄土高原已经基本上属于干旱的温带气候, 即半干旱区气候带已推至秦岭和太行山一线, 而鄂尔多斯、阿拉善等干旱-半干旱区也开始形成。在这一阶段, 古风场发生了变换, 主要是西、西北风的作用, 当时形成了蒙古-西伯利亚冷高压(主高度为1500 m), 它们在粉尘搬运过程中起了决定性作用。冬季风已退居二位, 而夏季风的阻挡作用仍很明显, 使粉尘受阻于太行山以西和秦岭以北。这一时期发育的黄土多为棕黄色, 所受风化成壤作用也较明显, 但比上一阶段发育的黄土受风化成壤作用要弱。据洛川地区黄土研究表明, 该时段黄土发育时的年平均温度为0~4℃, 年平均降水量200~350 mm^[24], 这一阶段发育的红褐色古土壤发育时的年均温和降水量与现今基本相同。

(3) 第三阶段(0.85 MaB. P. 至今)。在0.85 MaB. P. 以来, 构造多次活跃, 山体不断抬升, 使西风带分支不断加强, 从而使黄土越过大多数分水岭而向西、向东、向南扩展, 甚至在一些坡度较大的地形上也得以保存。此时的秦岭已隆升到3500 m 以上, 太行山也达2000~2200 m。因此, 本阶段黄土高原与西部干旱区气候格局未变, 但更趋于干旱化, 而西部高原(新疆、西藏、内蒙古等)大部分地区已演化为海陆季风所不能到达的内陆干旱气候带。本阶段的古风场又发生了一次改变, 黄土高原及太行山以东的广大区域粉尘的主要搬运风力应是高空西风带急流, 它的高度在7000 m 以上, 而同时起作用的还有次冷高压产生的反气旋垂直气流。由于这两方

面的作用,使粉尘腾入高空并随高空西风带向东向南运移,越过太行山而降于东北、华北和长江中下游地区。

总之,根据各阶段黄土层的厚度、风化程度及古土壤的发育程度可以看出,在2.5 Ma B. P. 以来,古气候振荡在不同时期具有不同特征。从2.5 Ma B. P. 到1.5 Ma B. P. 气候振荡的特点为频率小,振幅变率大;从1.5 Ma B. P. 至0.8 Ma B. P. 气候振荡频率大,振幅小;从0.8 Ma B. P. 至今,气候振荡以频率小,振幅大为特征。因此,第四纪时期气候旋回具有周期长、振幅大,周期短、振幅小之总体特点,若振荡频率高则冷期时间长于暖期^[18]。根据黄土与古土壤序列及各种古气候代用指标(包括孢粉植物群、磁化率、元素化学组分、碳氧同位素、粒度组成、风化系数等指标)的研究发现,黄土高原地区的古气候变化具多旋回性,存在时间尺度的三级旋回,其周期大致为0.8 Ma、0.4 Ma和0.1 Ma^[18]。

约0.8 Ma B. P. 以来,黄土与古土壤的特点显示出这一时期气候变化幅度较大。这一时期的黄土多为棕黄色和灰黄色, CaCO_3 含量较多,当时年平均降水量约为500 mm^[19]。这一时期的红褐色古土壤多为棕壤和黄棕壤,发育时的年均温为12~15℃,年均降水量在650~950 mm,明显比上一阶段湿润。在洛川地区,这一时期黄土发育时的年均温为0~6℃之间,年均降水量为400~800 mm。但是,0.8 Ma 左右地球轨道要素实际上没有发生变化^[18],故在0.8 Ma B. P. 附近发生的气候转型事件可能与构造活动(青藏高原又一次加速隆升)有关。作者认为构造活动与古气候转型事件可能还与地磁倒转事件有关,如发生于2.5, 0.8 Ma B. P. 的构造活化与气候转型事件均对应了一次古地磁倒转事件(G/M 界线约在2.48 Ma B. P., B/M 界线约为0.73~0.80 Ma B. P.^[11])。

2.2 黄土高原地貌的变迁

2.2.1 黄土堆积的阶段性 根据完整的黄土-古土壤系列反映的气候旋回,在2.5 Ma B. P. 前后,中国北方开始大幅度堆积黄土,在这2.5 Ma 当中,黄土的堆积过程主要受气候带和古风场的变化控制,同时这种控制又受构造地貌的影响。显然,秦岭、祁连山、六盘山、吕梁山、太行山等构造隆起带的隆升高度对黄土的分布起了很关键性的作用,随着青藏高原的阶段性隆起,这些隆起带的阶段性活动导致了黄土堆积呈现阶段性变化。然而,这种变化是通过

气候带的变化以及古大气环流的变化而起作用的。从时空变化来讲,黄土沉积的过程具有三个明显的扩展阶段:

第一阶段(2.5~1.45 Ma B. P.),即午城黄土中下部,分布北界为兰州北-会宁北-定边南-榆林-离石-太谷,南界为秦岭北麓,西界为兰州-陇西,东界为昔阳-襄汾。在山地,本期黄土一般分布到800~1000 m(六盘山以东)和1700~1800 m(六盘山以西)。在六盘山与吕梁山之间,在庆阳-甘泉一线以南,黄土层位较全。这一阶段黄土搬运的主导风力为冬季北风。

第二阶段(1.45~0.1 Ma B. P.),即午城黄土上部与离石黄土全部,其分布范围扩大,北界为永登-海原-盐池-河曲-大同,南界为秦岭南麓,西界可达西宁之西的湟源,东界一般在太行山西侧,但东侧也有部分层位分布(如山东半岛)。本期黄土覆盖了一部分分水岭,其分布高度上限,在六盘山以东一般为1400~1600 m,以西为1700~2000 m,而西宁一带可达2800 m。该阶段黄土堆积的主搬运风力为西伯利亚冷高压。

第三阶段(0.1~0.07 Ma B. P.),即马兰黄土,其分布范围继续扩大,北界可达乌鞘岭(天祝)-同心-盐池-乌审旗-呼和浩特,南界为秦岭北坡,西界可达青海省日月山一带,东界可越过太行山达北京-石家庄-郑州-胶辽半岛一带。本期黄土覆盖于许多分水岭上。在六盘山以东,其分布高度上限一般为1400~1800 m,以西为1700~2200 m,在青海、甘肃山地可达3000 m。黄土沉积的搬运风力为高空西风带。

第一阶段黄土与第二阶段相比较,其陇西北界北进60~80 km,晋东北约200~400 km,整个黄土带在纬度上北扩约280 km(2.54纬度),即在1.35 Ma 时间段内平均扩展速率为2.1 m/10a;经度上东扩80 km(0.896经度),速率为0.59 m/10a;经度上西扩180 km(2.02经度),速率1.33 m/10a。晚期黄土界线在陇西北扩与南扩均为48 km,晋北约100 km,陇东、陕北与原界线相近。整个黄土带在纬度上北扩100 km(0.907纬度),90 ka 内平均扩展速率为11.1 m/10a;在经度上东扩约20 km(0.224经度),速率为2.2 m/10a,西扩约37 km(0.415°),速率为4.1 m/10a。

由黄土阶段性扩展和演化所得出的古风场主导搬运风力的顺序变换是:季风-冷高压-高空西风

带。而半干旱区、干旱区及青藏南北支西风带形成时间(1.67 Ma B. P.)左右。

2.2.2 黄土地貌的演化 由于气候、构造等的不断变迁,在黄土高原黄土分布范围阶段性扩展的同时黄土地貌也处于动态变化之中。黄土-古土壤的时空分布的变化、古水文网、河流阶地及地质构造的演化等的综合研究表明^[3, 25, 26],黄土高原地貌主要受二个因素的控制:

(1)构造演化:大面积或局部的沉降、拗陷或断陷时期为黄土堆积期(如高原的主体部分),而高原相对抬升的时期为大的侵蚀期。

(2)气候变迁:气候干冷期为黄土沉积期,暖湿期为古土壤形成期,暖湿向干冷转换的时期为相对强烈侵蚀期。气候变迁还会导致河流侵蚀力的变化并形成气候阶地。

总的来讲,黄土高原经历了古准平原(2.5 Ma B. P.)-古湖泊低地(2.5~1.6 Ma B. P.)-高原河流这三个大的地貌过程,这一过程(连同高原黄河六级阶地和水系的形成与变迁)的主要动力作用是内力作用,即构造运动的作用;黄土-古土壤、水系沉积物-古土壤的交互沉积、土壤的面状侵蚀以及某些时段的沟谷侵蚀则是以外动力作用为控制因素的,而黄土的沉积、侵蚀基准面的变化则是由构造

-地貌变动和气候变化共同作用的结果。

在黄土高原的主隆起期(1.67~1.43 Ma B. P.),黄河切穿三门峡,黄河水系诞生。从此黄土高原地貌发生了重大转折,开始由古湖泊低地向现代地貌转化。因此黄土高原的地貌演化可以黄河的诞生为界线划分为两个阶段:古湖泊低地阶段和高原河流(现代黄土地貌)阶段。

3 结论与讨论

(1)2.5 Ma 以来,青藏高原的阶段性强烈隆升导致了东亚季风气候的形成与加强,它和地球轨道三要素(偏心率、地轴倾斜度、岁差)周期性变化的共同作用导致了黄土高原的气候逐渐向干旱化趋势演化。第四纪时期黄土高原古气候的多次转型事件除与新构造运动及地球轨道三要素的变化有关外,可能还与古地磁倒转事件有关。

(2)新构造运动是黄土高原地貌演化的主导因素。黄土高原及其周边地区的阶段性隆升或沉降通过气候带的演化导致了地貌的变迁,它可以黄河水系的诞生为界限划分为二个阶段:古湖泊低地阶段和高原河流阶段。

参考文献:

- [1] 孙鸿烈,郑度.青藏高原形成演化与发展[M].广州:广东科技出版社,1998,179~213,227~230
- [2] 景可,卢金发,梁季阳.黄河中游侵蚀环境特征和变化趋势[M].郑州:黄河水利出版社,1998,1~33,93~108
- [3] 朱照宇,丁仲礼.中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化[M].北京:地质出版社,1994,5~165
- [4] 黄培华.中国第四纪时期气候演变的初步探讨[J].科学通报,1963(1):34~39
- [5] 徐钦琦.地球轨道与气候演变的关系[J].科学通报,1990,25(3):180~182
- [6] Liu Tungsheng et al. Loess and the Environment [M]. Beijing: China Ocean Press, 1985. 1~251.
- [7] 中国科学院黄土高原综合科学考察队.黄土高原地区土壤侵蚀区域特征及其治理途径[M].北京:中国科学技术出版社,1990,92~156
- [8] 丁仲礼,刘东生,刘秀铭,等.250万年以来的37个气候旋回[J].科学通报,1989,34(19):1494~1496
- [9] Ding Zhongli, Yu Z, Rutter N W et al. Towards on orbital time scale for Chinese loess deposits[J]. Quart. Sci. Rev., 1994 (13): 39~70
- [10] Zeitler P K, Johnson N M, Naeser C W et al. Fission track evidence for Quaternary of the Nanga Parbat [J]. Pakistan. Nature, 1993, 398: 255~257.
- [11] 丁林,钟大赉,潘裕生,等.东西马拉雅构造与上新世以来快速抬升的裂变径迹证据[J].科学通报,1995(40):1497~1500
- [12] 李吉均.中国第四纪冰期、地文期和黄土记录[J].第四纪研究,1989(3):269~278
- [13] 丁仲礼,刘东生,刘秀铭,等.中国黄土的土壤地层与第四纪气候旋回[A].见:黄土·第四纪质·全球变化(第一集),北京:科学出版社,1990,1~26
- [14] 安芷生, S. Porter, G. Kukla 等.最近13万年黄土高原季风变迁的磁化率证据[J].科学通报,1990,35(7):529~532
- [15] 安芷生.最近2万年中国环境变迁研究[A].见:黄土·第四纪地质·全球变化,北京:科学出版社,1990,1~26

- [16] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风(1. 古季风记录)[J]. 中国科学(B): 1991, (10): 1076~ 1081.
- [17] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风(1. 古季风记录)[J]. 中国科学(B), 1991, (11): 1209~ 1215
- [18] 石建省, 立铮华, 魏明建, 等. 黄土与古气候演化[M]. 北京: 地质出版社, 1998, 107~ 116
- [19] 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1994, 28~ 90, 131~ 159.
- [20] 吴锡浩, 王富葆, 安芷生, 等. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度[A]. 见: 黄土· 四纪地质· 全球变化(第三集). 北京: 科学出版社, 1992, 1~ 13
- [21] 张林源. 青藏高原上升对我国第四纪环境的影响[J]. 兰州大学学报(自然), 1981(3): 142~ 155
- [22] 吴锡浩. 青藏高原隆升幅度的初步研究[A]. 见: 黄土· 第四纪地质· 全球变化. 北京: 科学出版社, 1996. 1~ 17
- [23] 郭其蕴, 叶维明. 南北半球大气环流与东亚季风[J]. 气象学报, 1979, 37(1): 86~ 95
- [24] 安芷生, 魏兰英, 卢演伟. 洛川黄土剖面土壤地层学的初步研究[J]. 中国第四纪研究, 1985, 6(1): 166~ 174
- [25] 朱照宇. 中国黄土高原及邻区水系沉积物- 古土壤系列[J]. 科学通报, 1989, 34(6): 446~ 449
- [26] 朱照宇. 黄河中游河流阶地的形成与水系演化[J]. 地理学报, 1989, 44(4): 441~ 452

(上接第 88 页)

5.2 增强农民的经济实力, 提高群众投入水平

在治理水土流失上要坚持“谁投资、谁经营、谁受益”的政策, 积极扶持推进水土保持产业化进程, 增强农民的经济实力, 提高广大农民群众治理水土流失的积极性, 应用高新技术, 对农民进行技术培训, 推广投资少, 见效快的技术, 并不断完善劳动积累工、义务工使用制度, 在自愿的基础上, 适当增加劳动积累工投入, 组织有力的技术革新支撑体系, 全面的展开治理开发研究、试验示范, 加快改变贫困面貌。

5.3 搞好退耕还林工作

坚持 15 以上的坡地全部坚决退耕还林还草, 禁止毁林开荒, 落实“四荒”拍卖政策, 巩固发展以户承包, 联户承包, 专业队承包以及租赁、股份合作制等多种治理形式, 并不断完善奖励机制, 提高治理效益。

5.4 全面提高劳动者的素质

在水土流失重点治理区应经常举办各种类型的培训班, 广泛宣传水土保持知识, 搞好现有的水土保持人员的技术培训, 提高业务素质 and 科技水平, 并加强对治理区群众的技能培训, 推广科技成果, 以提高治理质量和效益。

参考文献:

- [1] 刘秉正, 吴发启. 土壤侵蚀[M]. 西安: 陕西人民出版社, 1996 年 12 月.
- [2] 蒋定生, 等. 黄土高原水土流失与治理模式[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1997 年 9 月.
- [3] 刘江. 全国生态环境建设规划[M]. 北京: 中华工商联合出版社, 1999 年 9 月.
- [4] 卢宗凡. 黄土高原生态农业[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1997 年 3 月.
- [5] 任燕. 浅析水土保持与防洪抗灾的基本对策[J]. 云南: 云南环境科学, 2000(2): 31~ 33
- [6] 李锐, 等. 黄土高原水土流失区农业综合发展研究进展[J]. 水土保持研究, 2000, 7(1): 2~ 4
- [7] 唐克丽. 中国土壤侵蚀与水土保持学的特点及展望[J]. 水土保持研究, 1999, 6(2): 2~ 7
- [8] 吴钦孝, 等. 黄土高原水土保持目标及对策[J]. 水土保持研究, 1999, 6(2): 76~ 80
- [9] 姜永清, 等. 陕北黄土高原的土壤侵蚀与综合治理[J]. 水土保持研究, 1999, 6(2): 174~ 180
- [10] 王经武, 等. 水土保持是生态环境建设的主体[J]. 水土保持研究, 2000, 7(3): 11~ 12