关中东部地区全新世土壤发育及记录的水文事件*

庞奖励[1]　黄春长[1,2]　贾耀峰[1]
(1 陕西师范大学旅游与环境学院, 西北历史环境与经济社会发展研究中心, 西安　710062)
(2 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　通过对华县老官台全新世黄土- 古土壤高分辨率的研究, 揭示关中盆地在全新世曾有两个重要的湿润多雨、地表径流活跃的时期。其中第一个时期发生在全新世初期的 9 000~ 8 500 a BP, 它表现为末次冰期结束后气候在向全新世大暖期发展过程中, 湿度的增加滞后于温度的增加。第二个时期发生在 4 000~ 3 600 a BP, 此时正是夏代文化发展的时期, 在研究地点周围, 人类活动对环境的影响加强了面流侵蚀和堆积作用的过程。

关键词　水文事件; 面流沉积物; 全新世; 关中盆地
中图分类号　S151+　　文献标识码　A

全球变化和环境演变是地球科学领域目前研究的热点之一。深入地研究与人类演化和发展密切相关的若干气候变化事件, 如"Younger Dryas 事件"、"全新世大暖期"、"小冰期"等等, 这对未来气候变化的预测具有重要意义。科学家们[1~12]从考古、历史资料、冰芯、土壤、黄土、沙漠、湖积物、孢粉、洞穴堆积等方面提取环境演变的信息, 从多角度探讨了全新世环境演变的规律。但是, 由于区域性地形和大气环流的差异, 使得中国不同区域气候变化的起止时间、持续时间和变化幅度有较大区别。在黄土高原地区, 以往的研究成果更多地关注气候冷暖变化及其成因, 而对于气候变化过程中的降水、水文事件的研究甚少。本文以关中盆地东部的老官台剖面为研究对象, 通过对土壤学、堆积物特征的深入研究, 试图解读剖面中所包含的水文事件信息, 这对更深入地揭示半干旱地区全新世时期若干时段的地表水文变化过程及其环境演变规律有着十分重要的意义。

1　剖面位置与地层特征

在黄土高原南部进行的实地调查中, 发现不同地点(甘肃东部、关中、豫东及晋南一带)、不同地貌单元上发育的全新世剖面大部分发育有较好的三段结构, 从上到下依次是: 上部的表土和近代黄土层、中间的古土壤层 S_0 和下部过渡层 L_1。其中土壤 S_0 的形成被认为与全新世大暖期有关, 是大暖期存在的直接证据[2, 4, 8, 11~15]。随着研究的进一步深入, 发现在有些地貌单元上, 土壤 S_0 不是单一土壤类型, 而呈现复合土壤的特征, 具有较复杂的成土过程, 有时还有一些特殊的堆积物, 这些特征使得全新世地层包含了更为丰富的环境信息。在大量调查的基础上, 本文选择关中盆地东部的老官台剖面为研究解剖对象(见图 1)。研究剖面位于渭河南岸二级

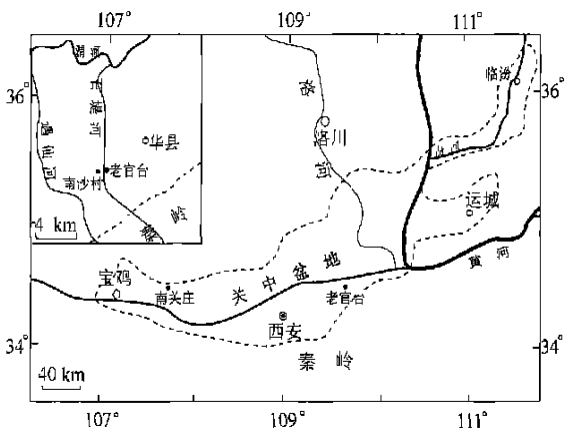

图 1　关中东部老官台全新世黄土- 古土壤剖面位置简图
Fig. 1　Map showing the location of the studied Laoguantai site

* 国家自然科学基金项目(40471119) 和教育部人文社会科学重点研究基地重大招标项目(01JDJAZ770014) 资助
作者简介: 庞奖励(1963~), 男, 教授, 主要从事资源开发与人地关系演化的研究。E-mail: jlpang@snnu.edu.cn; lhypjl@sina.com
收稿日期: 2004- 03- 10; 收到修改稿日期: 2004- 06- 20

阶地上, 地形较平坦, 海拔高程 365 m。这里年平均气温 13.4 ℃, 平均年降雨 590 mm。老官台剖面出露厚度超过 5 m。从出露情况看, 马兰黄土及其以上的全新世以来的堆积物十分清楚且较完整地保存下来。故该剖面较完整地保存了末次冰期结束以来环境演变的信息。剖面地层详细特征见表 1。

表 1 关中东部老官台全新世黄土– 古土壤序列特征

Table 1 Main features of the Holoence loess-palaeosol sequence at Laoguantai site, eastern Guanzhong Basin, China

地层 Stratum	深度 Depth (cm)	颜色及结构构造特征 Colour and structural features	粗颗粒(> 0.1 mm)组成 Coarse particle (> 0.1 mm)	
			原生颗粒 Primary particle	新生体和侵入体 New growth, intrusions
表土 TS	0~ 40	浊黄橙, 10YR7/3, 粉砂粘土质地, 球形微团聚体发育(0.5~ 1.0 mm), 有较多的根须、蚯蚓孔和粪粒等, 有显著的人类扰动		主要是碳酸钙结核、植物残体和侵入物, 亦见蜗牛壳碎片
近代黄土层 L_0	40~ 96	浊橙色, 7.5YR7/4, 粉砂粘土质地, 孔隙中等发育, 疏松易碎, 孔隙中有较多白色钙质粉末, 石灰反应强烈, 显微镜下(薄片)偶见原生方解石碎屑。显示风成黄土的主要特征		多数是碳酸钙结核, 少量蜗牛壳碎片。在 60~ 90 cm 出现西周时期的灰陶碎屑
土壤 S_0^1	96~ 194	上部(96~ 144 cm), 浊棕色, 7.5YR/6/4, 棱块状结构, 粘土质地(局部呈粉砂粘土质地), 较疏松, 球形小团粒发育(0.5~ 1.0 mm), 中等数量根孔, 新鲜面上大量假菌丝状碳酸盐体。中部(144~ 176 cm), 浊橙色, 7.5YR7/3, 团块状结构, 粉砂粘土质地, 局部呈团粒状结构, 疏松多孔, 中等数量的球形颗粒(0.5~ 1.0 mm), 中等数量假菌丝状碳酸盐。下部(176~ 194 cm), 浊红棕色, 5YR/5/4, 棱块状结构, 粘土质地, 中等孔隙, 假菌丝状碳酸盐十分发育	144~ 176 cm 发现少量细砂砾(含量约 2%~ 3%)。主要是石英, 少量长石	土壤 S_0^1 中断续发现侵入体。在 134~ 138 cm 发现有商代的灰色绳纹陶碎片和碎屑。在 144~ 176 cm 有夏代的灰陶碎屑出现。少量碳酸钙结核和蜗牛壳碎片
黄土 L_x	194~ 218	浊黄橙色, 7.5YR/7/4, 块状结构, 粉砂粘土质地, 疏松多孔, 少量粉霜状、假菌丝状白色碳酸盐, 显微镜下(薄片)可见原生方解石碎屑。特征与下部的马兰黄土相似		主要是碳酸钙结核, 少量蜗牛壳碎片
土壤 S_0^2	218~ 274	浊棕色, 5YR/ 6/3, 棱块—棱柱状结构, 局部有团粒结构, 粘土质地, 中等孔隙, 较紧实, 可见蚯蚓粪粒, 中等假菌丝状碳酸盐。粘化作用明显, 显微镜下(薄片)可见少量粘土胶膜, 其中薄膜厚度不超过 0.002 mm		主要是碳酸钙结核, 在 254~ 260 cm 出现褐色、橘红色的陶碎片和碎屑(老官台文化期)
过渡黄土 L_t	274~ 298	浊黄橙, 10YR/7/3, 粉砂粘土质地, 较多的星散状碳酸盐结核(< 5 mm)。其中 274~ 284 cm, 粉砂质地, 块状结构, 缺少孔隙, 比较致密坚硬, 与其他风成黄土明显不同	274~ 284 cm 出现少量细砂砾(含量大约在 1.5% ~ 3%)。主要是石英, 少量长石	大量碳酸钙结核, 其数量和个体较上面层位显著增加(多数大于 1mm, 最大 5 mm), 少量蜗牛壳碎片
马兰黄土 L_1	298~ 390	浊黄橙, 10YR7/4, 粉砂粘土质地, 疏松多孔, 易碎, 中等数量根孔, 显微镜下(薄片)常见原生方解石碎屑。属于典型的马兰黄土		主要是碳酸钙结核, 少量蜗牛壳碎片

2 材料与方法

在老官台剖面, 我们进行了高密度采样。从地表开始, 向下连续采样, 每 2 cm 一个样, 共取得 190 个样品。样品经室内风干后, 对其进行了磁化率、粒度分布、> 0.1 mm 的颗粒、$CaCO_3$、微量元素的分析测试。对每个地层单元取 4~ 6 个典型样品制作薄片, 在 Lieca 偏光显微镜下对其微结构进行了详细的观察(有关微结构特征另撰文讨论)。磁化率用 Bartington 公司生产的 MS-2B 磁化率仪测定, 取三次测量结果的平均值。粒度采用英国 Malvern 公司生

产的 Mastersizer S 型激光粒度仪进行分析。取有代表性样品 5~ 7 g 放入 1 000 ml 烧杯内, 加入双氧水直到不再放出气泡为止。然后加 10% 的盐酸直到不冒出气泡为止。再注入蒸馏水, 静置至少 48 h, 缓慢抽出上面的液体(抽取时避免底部的样品被扰动) , 然后将处理后的样品倒入样品池内, 进行粒度分析。大于 0. 1 mm 的颗粒用过筛法进行分离。取原样品 50 g 放入烧杯在内, 加水适量静置 10 min, 用超声波震荡使其充分分散, 用 0. 1 mm 网筛过滤后移入烘箱内烘干。碳酸钙含量用气量法测量。微量元素用原子吸收法测量, 误差小于 3%。颜色的描述用标准比色卡进行对比(比色卡由中国科学院南京土壤研究所制) 。

关于老官台剖面中的地层年代问题, 本文从四个方面来确定。一是地层学研究中对地层的划分及确定的年龄资料; 二是依据剖面中埋藏的具有比较确切年代的不同文化时期的陶片(包括老官台文化时期、夏商时代) ; 三是参考我们在关中西部研究中确定的全新世年代框架; 四是对个别样品进行了 OSL 年龄测定, OSL 年龄用 RΦse-Date-15 断代仪器进行测定[2, 7, 12, 13, 15, 16]。不同途径获得的年龄可以进行对比, 故所确定的年龄应该是可信的。

3　实验结果

磁化率、粒度、Sr/ Rb 比值目前被认为是黄土研究中较好的气候替代指标, 各地层单元的沉积学特征则是气候变化的最直接结果[5, 7, 8, 16~ 20]。从图 2 可以看出, Sr/Rb、磁化率和粒度曲线之间不仅变化趋势一致, 而且形态十分相似, 这种变化与全新世的黄土- 古土壤序列也可进行良好地对比。从地层序列组合和这些气候替代指标的变化不难看出, 古土壤 S_0 的成土强度是不均一的, 有明显的变化。中部黄土 L_x(194~ 218 cm) 的成土强度显著低于相邻的上下层土壤(S_0^1、S_0^2) , 这也得到磁化率、粒度、Sr/ Rb 比值、$CaCO_3$ 等数据的支持。显然, 黄土 L_x 的出现使得土壤 S_0 成土作用变得不连续, 分裂成上部土壤 S_0^1 和下部土壤 S_0^2。即使在土壤 S_0^1 层内, 成土强度也有变化, 其中 144~ 176 cm 的成土作用明显弱于相邻的上下层, 这也在地球化学参数上得到验证。这些变化在反映全新世大暖期内也有次一级和更次一级的气候波动。在老官台全新世黄土- 古土壤剖面中, 出现两层面状流水堆积物, 这对于进一步深入理解黄土高原南部的气候变化过程提供了新

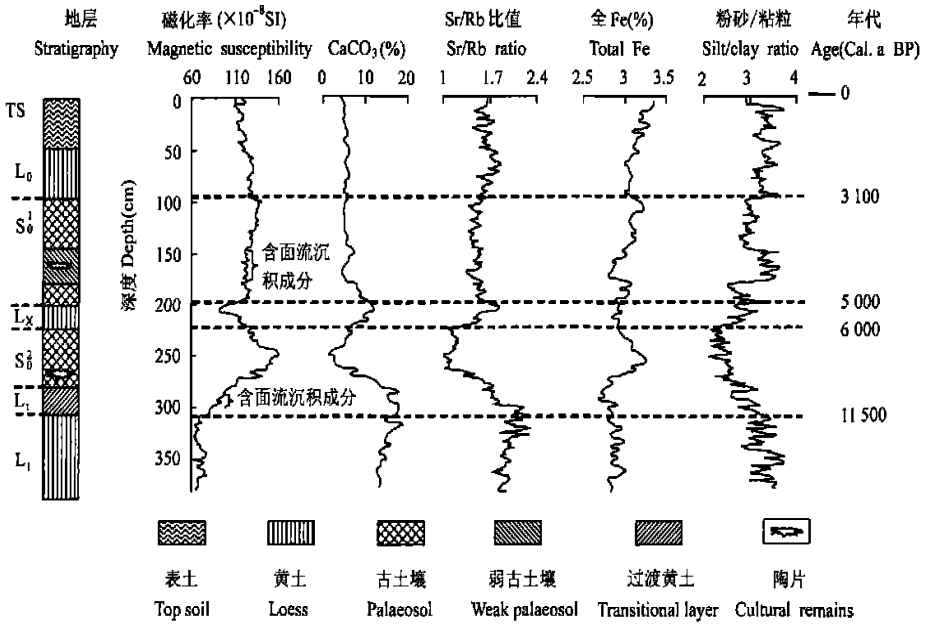

图 2　关中东部老官台全新世黄土剖面理化分析数据曲线图

Fig. 2　Stratigraphic subdivisions and diagrams showing the analytical results of magnetic susceptibility, $CaCO_3$, Sr/Rb ratio, total Fe and particle in the Holocene loess-palaeosol profile at the Laoguantai site

的证据、开辟了新视角。下面就研究剖面中出现的面状流水堆积物的特征、时间及意义进行初步讨论。

4 讨论与结论

在老官台全新世剖面中发现有两个具有流水作用特征的层段, 分别出现在过渡层 L_t 的顶部(274~284 cm)和土壤 S_0^1 中部(144~ 176 cm)。这两层沉积物的共同特征是: 在颜色、粒度分布、容重等方面与古土壤 S_0 几乎一致, 在野外地层划分上难以区别。但是, 详细观察仍可发现, 结构构造比较均匀且致密, 这与疏松多孔的风成黄土显著不同。室内分析显示, 其中含有 2% ~ 3% 的中粗砂或细砾(0.1~ 1.5 mm)。根据现代对黄土高原成因的认识[7], 在黄土高原南部, 风尘堆积的黄土中是不可能出现粗砂或细砾, 在研究剖面中出现的粗砂或细砾是无法用风尘堆积的理论进行解释。考虑到沉积物的结构和性质(十分均匀而致密, 含有少量粗砂或细砾), 结合老官台剖面周围微地形的特点(比较平坦的渭河二级阶地面, 微微向北倾斜, 南侧与秦岭北侧山脚形成的洪积扇前缘相接), 可以确定这些成分可能属于平缓地表上面状流水侵蚀—搬运—再堆积的产物, 对应英语中的"Rainwash"。因为即使在平坦的河流阶地, 也没有绝对平坦的地形, 看似较平坦的地区, 也有微小的地形变化, 存在局部相对低洼的地区。如果在湿润多雨的时期, 当降雨出现超渗产流的情况, 地形起伏变化必然引导积水流向低洼区, 产生面状径流。面状径流作用的结果是: 一方面对相对较高的地方进行侵蚀, 带走部分物质, 形成了面状侵蚀; 另一方面, 在低洼的地方将其携带的物质堆积下来。显然, 这种堆积物没有一般洪水堆积物的基本特征, 但却有流水作用的特征。将这种作用形成的堆积物称为"面流沉积物"比较合适。在全新世黄土剖面中这种沉积物的出现必然意味着当气候湿润多雨时, 地表水作用活跃。而在干旱、半干旱区, 这种面流沉积物的存在, 对于研究地表古水文变化状况具有十分重要的意义。在老官台地区具有形成这样沉积物的环境条件, 故黄土- 古土壤剖面中出现的两个具有流水作用特征的层段无疑属于面流沉积物。

第一个面流沉积层(274~ 284 cm) 出现在古土壤 S_0 底界面以下, 即过渡黄土层 L_t 顶部位置。在黄土高原地区, 古土壤 S_0 开始成土的时代大致在 8 500 a BP, 这一年龄数据也得到区域上不同方面证据的支持[2, 7, 9~ 14, 16]。故该面状流水堆积物年龄应早于 8 500 a BP。马兰黄土和全新世剖面之间的界线是一个十分重要的地质分界线, 一般认为时间在 11 500 a BP[7, 12, 13, 15, 20]。也就是说, 代表全新世早期的过渡黄土层 L_t 形成在 11 500~ 8 500 a BP。我们在关中西部岐山县南关庄剖面的过渡黄土层 L_t 顶部也曾发现此类面流沉积物, 并将其年代确定为 9 000~ 8 500 a BP[17], 而老官台剖面与南关庄剖面完全可以进行良好的对比, 因此, 认为第一面流沉积物应形成在 9 000~ 8 500 a BP(图 3)。事实上, 在其他地方的过渡黄土层 L_t 顶部也发现此类面流沉积物(如晋南的陶寺和东下冯)。这至少说明, 在关中东部地区, 9 000~ 8 500 a BP 曾是一个湿润多雨的气候环境, 也是一个洪水多发的时期。这一发现为深入地认识末次冰期结束至全新世大暖期开始这一时段时期气候的变化提供了新的证据。过去的研究成果普遍认为[2, 3, 7, 9~ 11, 18~ 20], 末次冰期结束后, 气候从末次冰期的干冷向暖湿方向变化, 在这一变化过程中, 升温和降水同步发生。而老官台剖面记录的9 000~ 8 500 a BP 的湿润多雨期无疑告诉我们这样的信息, 从 11 500 a BP 开始的气候变化, 在黄土高原南部可能首先表现为以升温为主, 经过一段时间的升温之后, 降雨才显著增加, 气候才变得湿润多雨。这毫无疑问说明, 全新世初期的气候变化特征是温度的变化与湿度(降水)的变化不完全同步, 可能首先表现为增温, 然后才增湿。这一认识与前人研究结果完全吻合。施雅风认为, 气候周期性变化过程中, 往往表现为温度变化在先, 湿度变化在后的特征[21]。而吴乃琴通过研究黄土中蜗牛化石的演替发现, 黄土高原气候在变化过程中, 温度的变化要先于湿度(降水)的变化, 湿度的变化滞后达到 1 000~ 2 000 a[22]。

第二个面流沉积层(144~ 176 cm) 出现在古土壤 S_0^1 的中部。此面流沉积层与全新世早期的面流沉积层相比, 具有: (1) 其中普遍含有灰陶碎屑, 即有人类活动的遗迹。(2) 堆积层明显比较厚(32 cm)。从面流沉积物在剖面的位置看, 其位于土壤 S_0^1 内部(S_0^1 年龄在 5 000~ 3 100 a BP), 这说明面流沉积物的时代应在 5 000~ 3 100 a BP 之间的某一时段范围内。在面流沉积物层上覆的古土壤 S_0^1 内(96~ 144 cm), 埋藏有商代典型的灰色绳纹陶陶片, 这说明该面流沉积物的堆积时代应早于商代, 即应形成在 3 600 a BP。在面流沉积物层下伏的古土壤 S_0^1(176~194 cm) 埋藏有灰色陶片, 对这些灰陶碎片和碎屑详

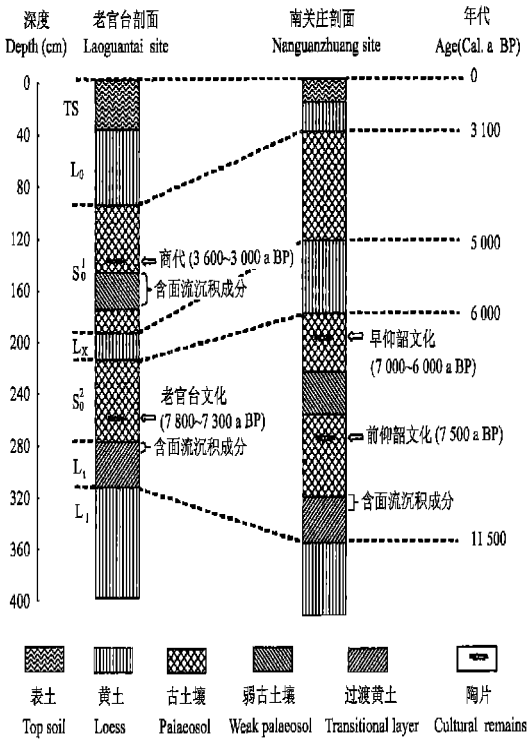

图 3　关中东部老官台剖面与关中西部南关庄剖面对比图

Fig. 3　Stratigraphic correlation between the Laoguantai site in eastern Guanzhong Basin and the Nanguanzhuang site in western Guanzhong Basin

细研究, 发现其与老官台临近的南沙村遗址中所发现的夏代灰陶片十分相似, 其应属夏代的碎陶。这就意味着该面流沉积物不早于夏代(4 100~ 3 600 a BP)。这就能够将其时代进一步缩小到 4 100~ 3 600 a BP范围内。综合这些特征, 完全有理由认为第二个面流沉积层的沉积物发生在 4 100~ 3 600 a BP, 此期间又是一个湿润多雨的地表径流活跃的时期。实际上, 史学家根据历史文献证明夏代是个洪水多发的时期, 这也为这一认识提供了进一步的佐证。在夏代及稍早时期, 南沙村(遗址) 是关中东部一个重要的人类居住和活动中心, 人类的一些生产生活活动(例如开垦、种植、烧荒等等) 直接影响到地表植被的组成和结构, 地表植被的改变增强了地表面状径流的侵蚀强度, 同时也使得面流堆积物的堆积速度加快。故本文认为, 第二面流沉积层较厚的原因可能是在气候湿润多雨的背景下, 人类活动加剧了地表侵蚀强度和堆积速度所致。

致　谢　　样品野外采集、室内实验分析及成文过程中, 得到陈宝群、杨前进、张建、卢新卫等同志的帮助, 深表感谢。

参 考 文 献

[1] 竺可桢. 中国近5 000 年来气候变迁的初步研究. 考古学报, 1972, (1): 15~ 38. Zhu K Z. A preliminary study of the climatic change in China since recent 5 000 years (In Chinese). Acta Archaeological Sinica, 1972, (1): 15~ 38

[2] 施雅风主编. 中国历史气候变化. 济南: 山东科学技术出版社, 1996. 1~ 194. Shi Y F. ed. Climatic Change in Ancient China (In Chinese). Ji' nan: Shandong Science and Technology Press, 1996. 1~ 194

[3] 姚檀栋, 施雅风, Thompson L G, 等. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化. 见: 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 206~ 211. Yao T D, Shi Y F, Thompson L G, *et al*. Holocence climatic change as recorded in Dunde ice core in Mt. Qilian. *In*: Shi Y F. ed. The Climate and Environment of China during the Holocene Megathermal (In Chinese). Beijing: Ocean Press, 1992. 206~ 211

[4] 庞奖励, 黄春长, 张战平. 周原全新世复合古土壤和成壤环境的微形态学研究. 土壤学报, 2003, 40(1): 22~ 28. Pang J L, Huang C C, Zhang Z P. Micromorphological studies of the Holoence soil complex and pedogenical environment on the Zhouyuan loess tableland(In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2003, 40(1): 22~ 28

[5] 陈焕伟. 从古土壤看北京环境变迁. 土壤学报, 2000, 37(3): 306~ 315. Chen H W. Research on variation of environment in Beijing based on palaeosol(In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2000, 37(3): 306~ 315

[6] 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 南方红土元素迁移特征及其古环境意义. 土壤学报, 2001, 38(1): 25~ 31. Xiong S F, Ding Z L,

Liu D S. Mass balance geochemistry of the red earth in southern China and its environmental implications (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2001, 38(1): 25~31

[7] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. Liu D S. Loess and Environment (In Chinese). Beijing: Science Press, 1985

[8] 唐克丽, 贺秀斌. 第四纪黄土剖面多元古土壤形成发育信息的揭示. 土壤学报, 2002, 39(5): 609~617. Tang K L, He X B. Genesis of plural paleosol in Quaternary loess profile (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2002, 39(5): 609~617

[9] 王苏民. 末次冰期以来岱海环境变化与古气候. 第四纪研究, 1990, (3): 223~232. Wang S M. Environmental change and the palaeoclimate in Daihai since Last Ice Age (In Chinese). Quaternary Research, 1990, (3): 223~232

[10] 孔昭宸, 杜乃秋, 张子斌. 北京地区10 000年以来的植物群发展和气候变化. 植物学报, 1982, 24(2): 172~181. Kong Z C, Du N Q, Zhang Z B. Development of the plant communities and climatic change in Beijing regions since 10 000 years (In Chinese). Acta Botanical Sinica, 1982, 24(2): 172~181

[11] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学(B辑), 1992, 22(12): 1 300~1 308. Shi Y F, Kong Z C, Wang S M, *et al*. Climatic fluctuation and important events in China during the Holocene Megathermal (In Chinese). Science in China (Series B), 1992, 22(12): 1 300~1 308

[12] Huang C C, Zhou J, Pang J L. A Regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin, China. Holocence, 2000, 10(1): 135~143

[13] 何元庆, 姚檀栋, 沈永平, 等. 冰芯与其记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征. 冰川冻土, 2003, 25(1): 11~18. He Y Q, Yao T D, Shen Y P. *et al*. Holocene Megathermal characters recorded in the ice core and other evidence in China (In Chinese). Journal of Glaciology and Geocryology. 2003, 25(1): 11~18

[14] 朱显谟, 祝一志. 试论黄土高原土壤与环境. 土壤学报, 1992, 29: 351~357. Zhu X M, Zhu Y Z. Soil and environment on the Loess Plateau of China (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 1992, 29: 351~357

[15] Pang J L, Huang C C, Zhang Z P. Micromorphological and geochemical evidence of climate variation in the southern Loess Plateau of China during the last 10 000 years. Eurasian Soil Science, 2003, 36(2): 136~148

[16] Huang C C, Pang J L, Huang P. Multi-disciplinary studies of the oldest cultivated soil in the southern part of the Loess Plateau of China. Catena, 2002, 47(1): 19~42

[17] Huang C C, Pang J L, Huang P. An early Holocence erosion phase on the loess tabeland in the southern Loess Plateau of China. Geomorphology, 2002, 43(3/4): 209~218

[18] Chen J, An Z S, Head J. Variation of Sr/Rb ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130 000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. Quaternary Research, 1999, 52: 215~219

[19] Galllet S, Jahn B M, Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. Chemical Geology, 1996, 133: 67~78

[20] An Z S, Kukia G J, Porter S C, *et al*. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during last 130 000 years. Quaternary Research, 1991, 36: 29~36

[21] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219~225. Shi Y F, Shen Y P, Hu N J. Signal, impact and outlook of climatic shift from warm-dry to warm-wet in Northwest China (In Chinese). Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(3): 219~225

[22] 吴乃琴, 刘秀平, 顾兆炎, 等. 末次盛冰期黄土高原蜗牛化石记录的气候快速变化及其影响机制. 第四纪研究, 2002, 22(3): 283~291. Wu N Q, Liu X P, Gu Z Y, *et al*. Rapid climatic change recorded by mollusk fossil on the Loess Plateau during the last glacial maximum (In Chinese). Quarenary Research, 2002, 22(3): 283~291

HYDROLOGICAL EVENTS RECORDED IN THE HOLOCENE SOIL IN GUANZHONG AREA, CHINA

Pang Jiangli[1]　Huang Chunchang[1,2]　Jia Yaofeng[1]

(1 College of Tourism and Environment Science & Northwest Research Center for Historical Environment and Socio-economic Development, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China)

(2 State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, Yangling, Shaanxi 712100, China)

Abstract　A Holocene loess-palaeosol sequence at the Laoguantai site in the eastern part of the Guanzhong Basin was studied for identifying changes in surface hydrology during the last 11 500 years. The profile was dated with the prehistorical remains and optically stimulated luminescence techniques. Results of the studies in the field and the laboratory provide new insights into soil development and pattern of climatic changes in this area. The soil S_0 was a soil complex composed of the lower soil S_0^2 and the upper S_0^1. Two rainwash beds were identified in the profile, whose presence in the aeolian loess in the southern Loess Plateau means that the climate was wet enough to cause active surface runoff during their deposition. They are regarded as the records of surface hydrological events during the rainy and wet phases. The first humid period identified at 9 000~ 8 500 a BP in the eastern Guanzhong basin suggested that the rainfall change was evidently not in phase with the temperature change in the early Holocene. The increasing in rainfall took place later than that in the temperature. The second rainwash bed, identified at 4 000~ 3 600 a BP, was another rainy and wet period. The strength of the soil erosion and deposition was intensified by the human activities in the stage.

Key words　Hydrological event; Rainwash; Holocene; Guanzhong Basin