

汉江上游谷地全新世风成黄土及其成壤改造特征

庞奖励, 黄春长, 周亚利, 查小春, 王朝建
(陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062)

摘要: 对汉江上游郧县—郧西段一级阶地物质上堆积的黄土状覆盖层的剖面构型、粒度、矿物组合、元素分布、微形态及形成时代进行了研究, 并与渭河谷地全新世黄土—古土壤序列对比。结果表明, 这些“黄土状覆盖层”是晚更新世以来沙尘暴在区内连续堆积的结果, 具有TS-L_e-S_e-L_t-AD剖面构型; 这些风积物在不同时期受到了不同程度的成壤改造作用, 晚更新世受到弱成壤改造→全新世中期受到强烈成壤改造→全新世晚期较弱成壤改造。汉江上游地区在晚更新世末期(11500 a BP), 气候比较冷湿, 沙尘暴频繁出现, 形成较厚的黄土层L_t; 全新世初期(11500-8500 a BP), 气候从冷湿向暖湿方向转变, 沙尘暴活动减弱, 形成了过渡黄土层L_t; 全新世中期(8500-3000 a BP), 气候达到全新世最为暖湿的阶段, 沙尘暴沉积物受到强烈成壤改造而形成了古土壤S_e; 全新世晚期(3000 a BP以来), 气候暖湿程度降低, 越过秦岭的沙尘暴又明显增强, 形成了近代黄土L_e。

关键词: 沙尘暴堆积物; 成壤改造; 全新世; 汉江上游谷地

黄土高原的黄土—古土壤序列被认为是保存过去环境信息的良好载体, 科学家从其高分辨率提取了大量不同尺度的环境变化信息^[1-14]。秦岭作为黄土高原的南屏障, 其南北侧的地理环境显著不同^[15-24], 风尘能否越过秦岭在其南侧堆积尚有争议^[18-21]。在汉江上游第一级河流阶地物质上, 分布有大量“黄土状覆盖层”, 土壤学界认为它们是水成堆积物, 并将其归为黄褐土^[24-26]; 有人认为其可能是风成黄土, 但缺少可信证据^[18]。我们在考察中发现, 这些“黄土状覆盖层”的宏观特征与渭河谷地和黄土高原的全新世黄土—古土壤序列完全相同, 极可能就是全新世风尘堆积物, 应能较好地记录过去环境变化的信息。关于汉江上游全新世环境变化, 前人已利用石笋、泥炭、树木年轮等介质进行了不同程度的研究^[17, 27-30], 而关于风成黄土在秦岭南侧亚热带环境下的堆积特征、成壤改造特征及其蕴含环境信息等方面的研究仍是个空白。汉江上游作为南水北调的水源地, 其流域生态和气候环境稳定与否是能否保证长期提供稳定水源的重要因素。本文拟通过对汉江上游一级阶地上分布的“黄土状覆盖层”深度解剖, 准确判断其成因和形成时代, 揭示来风成沉积物在秦岭南侧亚热带环境中成壤改造规律及其蕴含的全新世气候变化信息。

1 区域背景

汉江位于秦岭南侧, 长江第二大支流, 发源于陕西省宁强县潘冢山, 干流河道全长1532 km, 流域面积 15.9×10^4 km², 平均海拔在2000 m左右, 天然落差1964 m, 年均径流量 563×10^8 m³、含沙量2.39 kg/m³和输沙量 1.3×10^{11} kg。属北亚热带北部湿润季风气候

收稿日期: 2011-06-13; 修訂日期: 2011-09-09

基金项目: 国家自然科学重点基金项目(41030637); 国家社会科学基金重点项目(11AZS009) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41030637; National Social Science Foundation of China, No. 11AZS009]

作者简介: 庞奖励(1963-), 男, 西安市人, 博士, 教授, 中国地理学会会员(S110005769M), 主要从事土地利用与土壤演变的研究。E-mail: jlpan@snnu.edu.cn

区,年均降水873 mm,降雨集中在5-10月份(约占全年总量的75%),森林覆盖面积高达62%。丹江口以上为上游,流经汉中、安康和十堰,长约925 km,流域面积 9.5×10^4 km²,丹江口水文站年平均流量1200 m³/s,年平均径流总量 37.80×10^9 m³,观测最大洪水流量为34300 m³/s”。汉江上游自西向东穿行于秦岭、大巴山之间,河谷深切人基岩之中,基岩主要为古生代变质岩系和少量岩浆岩,河床平均比降为0.6‰,河道蜿蜒曲折,河谷盆地与峡谷交替出现^[31-32],这些盆地成为各种来源物质堆积并保存的地方,形成了大量面积不等的平坦台地,有些地方成为历史以来人类生活和生产的重要场所^[33-35]。

2 实验材料与方法

本文依据下列条件遴选研究剖面:(1)剖面位于汉江平坦且较宽的第一级河流阶地。宽平的地形使阶地上的堆积物受坡积物影响较小,同时也使水土流失很弱,这可保证土壤发育过程的信息能够基本完整地保存下来,使地形变化对土壤发生过程的影响降到最低。(2)地层层序完整。所选剖面的地层序列完整和地层单元的界线清晰,下部的“黄土状物质”厚度至少超过150 cm,剖面直接覆盖在河流相沉积物上或向两侧追索可见其覆盖在河流相沉积物上,而与人类活动有关的表土集中在地表附近,保证了剖面的主体及其自然特征仍较完好地保存下来。野外在对多处露头观察的基础上,对郧县—郧西段汉江两岸的全新世沉积物进行了重点考察和研究(图1)。

野外对地层进行初步划分和描述,然后结合室内实验数据对地层界线进行校正。在剖面上从地表向下每5 cm连续采全岩样(约700 g),采至黄土L₁内至少100 cm。同步采集微形态样品,取样间距为10 cm(每个地层单元至少有3个样品)。颜色描述用标准比色卡(中科院南京土壤研究所制,1989)。CaCO₃用荷兰Eijkelkamp公司的碳酸钙测定仪测定。粒度用Malvern公司生产的Mastersizer2000激光粒度仪测量。元素用荷兰帕纳科公司的X-Ray荧光光谱仪(PW2403)测定,实验中加入标准样品(GSS-1),误差控制在5%内。微形态在Leica-DMRX偏光显微镜下观察。矿物的X衍射分析在西安矿产研究所完成。OSL测年采用单片再生剂量法,用丹麦生产的RIS TL/OSL2DA215仪测量,释光信号通过9235QB15光电倍增管检测,滤光片为U340。

3 实验结果和分析

3.1 土壤剖面结构与年代

野外调研发现,汉江上游第一级河流阶地上的“黄土状覆盖层”的宏观特征(浊黄橙

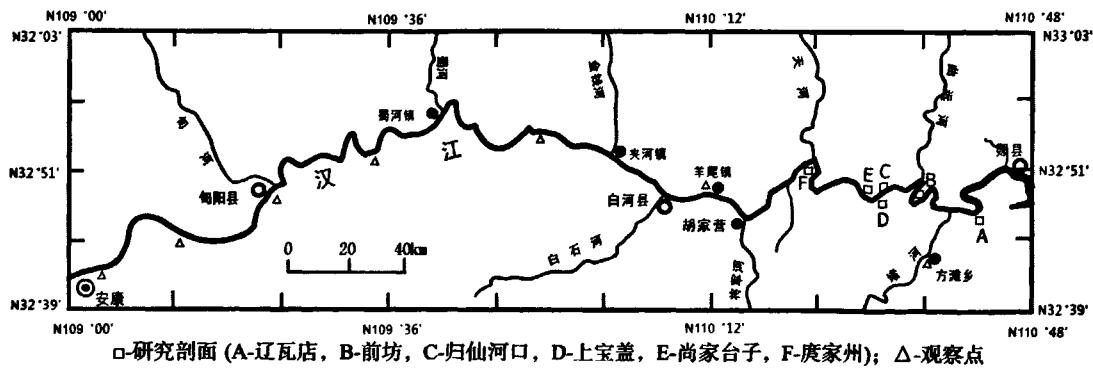


图1 研究剖面位置图

Fig. 1 Location of research profile sites in the Upper Hanjiang River Valley, China

表1 汉江上游谷地全新世黄土—土壤序列特征

Tab. 1 Pedological description of the Holocene loess-palaeosols sequences from the Upper Hanjiang River Valley, China

渭河谷地梁村剖面	汉江上游谷地庹家州剖面
剖面构型: TS-L ₀ -S ₀ -Lt-L ₁ -S ₁	剖面构型: TS-L ₀ -S ₀ -Lt-L ₁ -(AD)
(1) 表土 (TS): 厚 30~50 cm, 浊橙(7.5YR 7/3), 粉砂质地。	(1) 表土 (TS): 0~90 cm, 浊棕 (5YR7/4), 粘土 粉沙质地。
(2) 近代黄土 (L ₀): 厚 25~40 cm, 浊黄橙(10YR 7/4), 粉砂质地, 块状结构, 无层理。	(2) 近代黄土 (L ₀): 90~125 cm, 浊橙 (7.5YR 5/4), 粉砂质地, 块状结构, 无层理。
(3) S ₀ (古土壤): 厚 70~120 cm 厚, 浊棕(5YR 3.5/4), 粉砂黏土质地, 块状 弱棱块状结构。磁化率 $153.1 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 碳酸钙 $39.6 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。	(3) 古土壤 (S ₀): 125~260 cm, 浊红棕 (5.5YR 3/4), 粉砂 粘土质地, 棱柱状结构, 致密坚硬。S ₀ 中上部夹有新石器时代陶片, 附近剖面的 L ₀ 上部夹有周 汉时期的有灰色陶片。磁化率 $178.8 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 碳酸钙 $2.5 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。
(4) 过渡层(Lt): 厚 20~30 cm 厚, 浊橙(7.5YR 6/4)粉砂质地, 底部常见碳酸盐结核 (<1 mm)。	(4) 过渡层 (Lt): 260~325 cm, 浊橙(7.5YR 5/4), 粉砂质地, 底部见较多碳酸盐结核 (max=5 mm)。
(5) 马兰黄土(L ₁): 厚>500 cm, 下为古土壤 S ₁ 。浊黄橙(10YR 7/4), 粉砂质地, 结构均匀且缺少层理。L ₁ 顶界年龄 11500 a BP。磁化率 $68.9 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 碳酸钙含量 $39.6 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。	(5) 马兰黄土(L ₁): >200 cm, 未见底, 向两侧追索可见其直接覆盖在河流相沉积物上。浊黄橙(7.5YR 5/4), 粉沙质地, 结构均匀且无层理, 但顶部和底部常有碳酸盐结核, 其中底部结核较大 (最大超过 20 cm) 磁化率 $79.4 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$, 碳酸钙 $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。
	(6) 河流相沉积物 (AD): 砂层+砾石组合, 典型二元结构。



(a) 渭河谷地全新世黄土-古土壤剖面 (梁村) (b) 汉江上游第一级阶地全新世黄土-古土壤剖面 (庹家州)

Fig. 2 Holocene loess-palaeosol sequences from the Upper Hanjiang River Valley and the Weihe River Valley, China

色—浊红棕色、无层理、疏松多孔、剖面分异明显)与渭河谷地(关中盆地)和黄土高原完全相同, 详细地层特征见表1(限于篇幅, 仅以庹家州剖面为例)。尽管不同地点剖面的厚度有所差异, 但却呈现出十分相似的剖面构型(图2和图3), 从上向下依次均为: 表土层(TS)→近代黄土(L₀)→古土壤(S₀)→过渡层(L_t)→马兰黄土(L₁)→河流相沉积物(AD), 各层之间逐渐过度但界线十分清晰。这种剖面构型与渭河谷地的全新世黄土—古土壤序列完全相同^[1, 5-12], 区别是前者覆盖在河流相沉积物上, 而后者下覆仍为黄土(图2和图3)。地层序列的高度一致性暗示汉江上游谷地全新世剖面经历了与渭河谷地全新世黄土—古土壤序列相同的发育过程。

剖面的地层年龄通过释光法(OSL)直接测年和地层学对比相结合的方法解决, 将不同方法所获年龄数据进行互相验证。从研究的6个剖面(从上游向下游方向依次为: 庹家州→尚家台子→上宝盖→归仙河口→前坊→辽瓦店)看, 不同剖面的马兰黄土L₁以上的全新世部分, 层序结构完全一致(图3), 厚度较稳定(其中表土MS厚度相对较大的变化与人类活动有关), 这说明这些剖面的形成过程相同, 其形成时间也是一致的。故仅选择前坊剖面作为代表, 用OSL测年法对其进行系统测年, 获得了地层的绝对年龄, 这些绝对

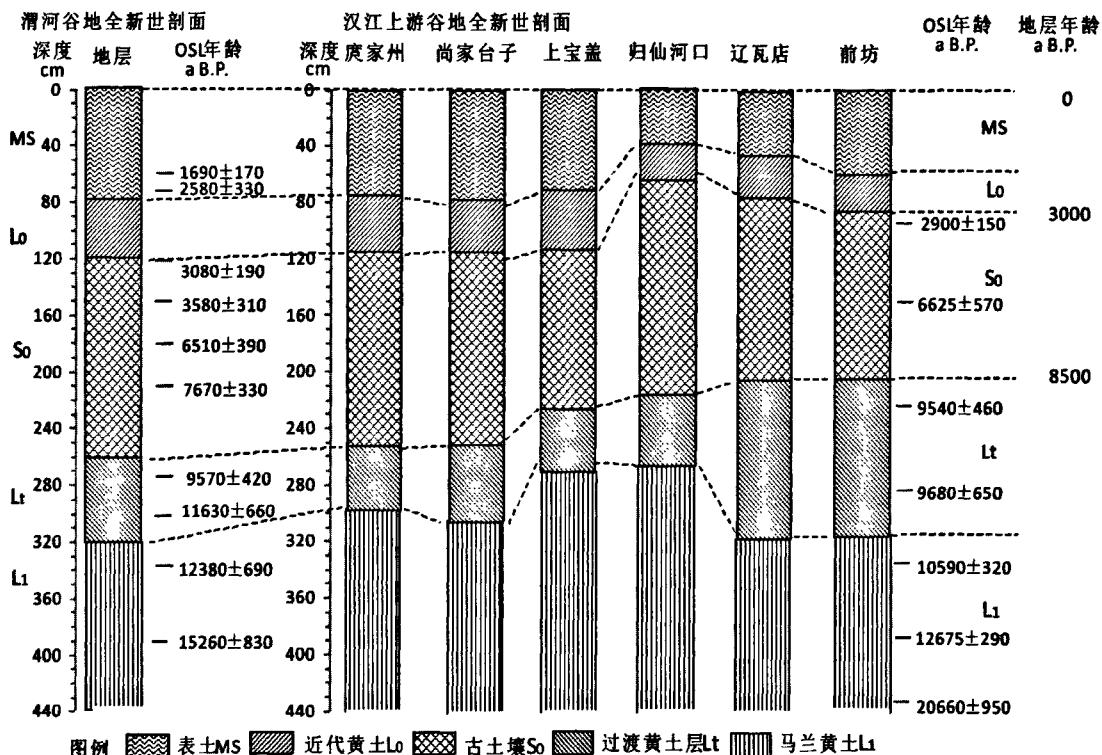


图3 汉江上游谷地全新世黄土—古土壤序列及OSL测年数据
Fig. 3 OSL age of loess-palaeosol sequences from the Upper Hanjiang River valley, China

年龄数据与渭河谷地的年龄数据非常接近(图3)。地层对比从3个方面进行:(1)所研究的黄土—古土壤序列均直接覆盖在汉江第一级阶地上,而汉江一级阶地的形成时代在晚更新世,说明这些黄土—古土壤序列的下限年龄不早于晚更新世。(2)从地层结构看,研究剖面的地层结构形式与渭河谷地全新世黄土—古土壤序列(有明确地层年龄框架)完全相同(图2),具有良好的可比性,以此推断古土壤S_o的年龄应在8500-3100 a BP,下部均质的黄土L_i相当于晚更新世的马兰黄土L_i。(3)在汉江第一级阶地上的一些较宽阔的平台上分布许多时代明确的新石器时代—汉代的文化遗址^[33-34]。通过实地考证,发现这些文化遗址的位置在地层上一般位于古土壤S_o中下部—近代黄土L_o下部之间。考古学上在辽瓦店遗址所确定的夏代文化层(2100-2000 B.C.)的位置相当于古土壤S_o的中部^[33-35]。而野外采样过程中也陆续发现,古土壤S_o的中上部夹有新石器时代的陶片,而古土壤S_o顶部附近夹有周代陶片(如庹家州、上宝盖、归仙河口、辽瓦店剖面)。依据这些时代明确的文化层或文化遗迹在地层中的位置,可确定古土壤S_o上界应在3000 a BP附近,下界不晚于8000 a BP。通过地层对比后判断古土壤S_o的年龄应在8500-3000 a BP。

将地层对比所获得的与OSL法获得的地层年龄数据进行对比,两种途径所获得的地层年龄范围十分吻合,这说明本文所确定的地层年龄是可信的。具体地层年龄是:直接覆盖在汉江第一级阶地河流沉积物质上的黄土—古土壤序列是晚更新世以来形成的。其中,最下部的均质黄土层时代为晚更新世,相当于典型马兰黄土L_i;马兰黄土L_i的顶界在11500 a BP左右;古土壤S_o的下界在8500 a BP,上界在3000 a BP。

3.2 粒度组成特征

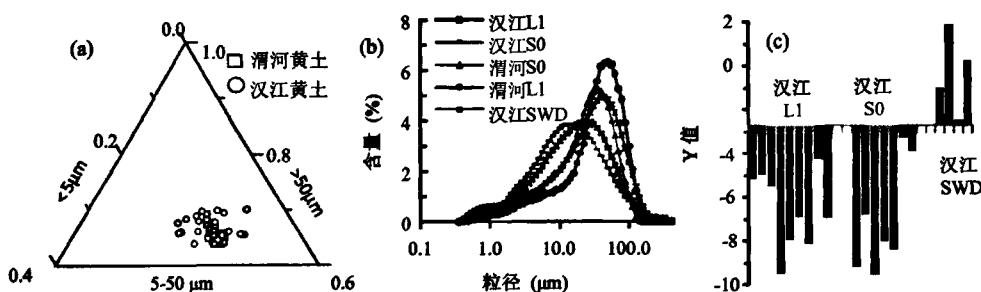
汉江上游谷地的古土壤S_o粒度与黄土L_i组成十分相似,其标准差O(ϕ)、峰态KG(ϕ)、分选系数S(ϕ)的分布范围基本一致,K_{SOL}值在1.0附近(表2);众数均为粉砂组;在粒度

表2 汉江上游谷地和渭河谷地(LC剖面)黄土—古土壤的粒度参数

Tab. 2 Particle parameters of the loess and paleosol sequences from TJZ site at the Upper Hanjiang River Valley and LC site at the Weihe River Valley, China

		Md (μm)	Mz (μm)	粘粒 (%)	细粉砂 (%)	粗粉砂 (%)	砂粒 (%)	$O(\phi)$	SK(ϕ)	KG(ϕ)	S(ϕ)
汉江上游谷地	古土壤 S ₀	12.7	18.5	7.75	50.02	34.62	7.61	1.73	0.07	1.03	1.15
	黄土 L ₁	16.8	22.9	6.54	42.24	41.72	9.51	1.72	0.14	1.03	1.15
	K _{S0/L1} ¹⁾	0.76	0.81	1.19	1.18	0.83	0.80	1.01	0.50	1.00	1.00
	SWD ²⁾	32.3	41.7	4.33	26.17	42.84	26.67	1.76	0.23	1.03	1.17
渭河谷地	黄土 L ₁	38.9	41.1	4.69	12.86	61.27	21.18	1.40	0.40	1.61	0.69
	古土壤 S ₀	25.9	28.9	7.56	26.78	54.23	11.43	1.74	0.39	1.13	1.08

注：汉江上游谷地中古土壤 S₀ 和黄土 L₁ 数据为多个剖面的平均值。1) K_{S0/L1} = K_{古土壤/黄土}，2) SWD-汉江上游典型洪水滞流沉积物



注：图中的汉江指汉江上游谷地，渭河指渭河谷地。图4A中，汉江黄土数据来自不同剖面；图4B中，汉江(古土壤 S₀、(黄土)L₁)数据为多个剖面的平均值，SWD为多个地点的平均值；图4C中，古土壤 S₀和黄土 L₁数据来自不同剖面

图4 汉江上游谷地黄土(L₁)和古土壤(S₀)粒度分布图

Fig. 4 Particle parameters of the loess and paleosol from the Upper Hanjiang River Valley, China

三角图中两者落在相同区域(图4a)，这种共性反映古土壤 S₀的粒度组成继承了黄土 L₁的主要特征。

但是，从 L₁→S₀，中值粒径 Md 为 16.8→12.7 μm，平均粒径 Mz 为 22.9→18.5 μm，SK(ϕ) 为 0.14→0.07(图4b，表2)，这说明古土壤 S₀粒度组成整体比黄土 L₁偏细，这种现象与古土壤 S₀发育过程中铝硅酸盐矿物不断被风化分解形成粘土矿物有关，也正符合典型黄土成壤改造过程中粒度整体降低的变化规律^[1-3, 7, 9, 11, 14]，上述特点证明古土壤 S₀与黄土 L₁有共同的来源。将古土壤 S₀和黄土 L₁的粒度与 SWD(汉江典型洪水滞流沉积物)也进行了对比，发现它们之间却又显著不同(图4b和表2)，这也佐证了黄土 L₁不是水成堆积物。

将汉江上游谷地黄土 L₁粒度分布与渭河谷地黄土 L₁相比(表2，图4b)，二者共同表现为：优势粒级均为粉砂(>70%)，标准差 O(ϕ) 和分选系数 S(ϕ) 相近，这种一致性暗示二者有相同的来源。继续对比又发现，前者的中值粒径、平均粒径、峰态 KG(ϕ) 和偏度 SK(ϕ) 均小于后者(表2和图4b)，即汉江上游谷地黄土 L₁粒度组成整体偏细，其原因应是西北季风越过秦岭后强度有所减弱、所携带颗粒的整体进一步减小之故。

前人利用方程 $Y = -3.5688Mz + 3.7016\sigma^2 - 2.0766SK + 3.1175$ (式中：Mz、 σ 、SK、KG 分别为平均粒径、标准差、偏度和峰态)判断沉积物成因时取得了良好效果，其中当 $Y < -2.7411$ 时，沉积物属于风成^[36-37]。对汉江上游谷地的黄土 L₁和古土壤 S₀之 Y 值统计，其均小于 -2.7411(图4c)，这也说明其应为风成成因。显而易见，从不同角度获得的粒度分布参数均表明汉江上游谷地的“黄土状物质”与渭河谷地典型黄土 L₁有相同粒度组成特征，这证实两者具应有相同的物源，应均属于风成堆积物。

表3 汉江上游谷地和渭河谷地的黄土和古土壤的矿物组成(%)

Tab. 3 The mineral assemblage of the loess and palaosols from the Upper Hanjiang River Valley and the Weihe River Valley, China

		石英	长石	伊蒙混层	绿泥石	高岭石	方解石	铁白云石	角闪石	赤铁矿
汉江 上游 谷地	古土壤 S ₀	53.6	19.2	23.0	3.0	3.0	0.0	0.0	0.0	1.2
	古土壤 S ₀	54.5	17.4	23.0	5.0	3.0	0.0	0.0	1.2	0.9
	古土壤 S ₀	53.4	16.9	24.0	7.0	4.0	0.0	0.0	1.0	0.7
	古土壤 S ₀	54.3	17.5	23.0	5.0	4.0	0.0	0.0	0.5	0.7
	黄土 L ₁	50.3	31.1	17.0	1.0	0.0	0.4	0.0	1.2	0.0
	黄土 L ₁	52.2	30.4	16.0	1.0	0.0	0.6	0.0	0.8	0.0
	黄土 L ₁	49.2	31.8	17.0	2.0	0.0	0.4	0.4	1.2	0.0
渭河 谷地 ^[7]	古土壤 S ₀	54.0	13.0	15.0	6.0	3.0	3.0	3.0	4.0	
	古土壤 S ₀	55.0	15.0	14.0	7.0	2.0	3.0	1.0	3.0	
	古土壤 S ₀	54.0	13.0	16.0	6.0	3.0	0.0	4.0	4.0	
	黄土 L ₁	50.0	22.0	11.0	6.0	0.0	7.0	2.0	2.0	
	黄土 L ₁	50.0	26.0	10.0	6.0	0.0	6.0	0.0	2.0	
	黄土 L ₁	52.0	22.0	10.0	7.0	0.0	6.0	0.0	3.0	
		石英	长石	伊蒙混层	绿泥石	高岭石	方解石	其它	未检出	

3.3 矿物组合特征

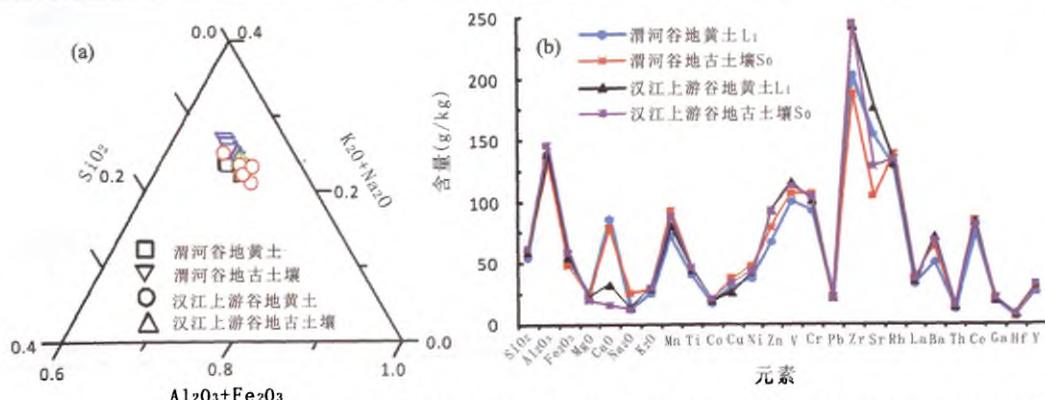
矿物组合能够较好指示沉积物的来源^[1, 3, 7, 9]。汉江上游谷地的古土壤 S₀ 和黄土 L₁ 均主要由石英、长石、粘土矿物(以伊蒙混为主)和绿泥石组成(表3), 其中石英和长石属于原生矿物, 缺少碳酸盐矿物。两者相比, 后者中长石含量显著减少, 而粘土矿物含量增加, 特别是出现了一定数量的高岭石和赤铁矿(这与其受到强烈的风化成壤有关)。这说明尽管黄土 L₁ 和古土壤 S₀ 因风化程度不同造成矿物组合有一定差异, 但它们的原生矿物组成是一致的, 暗示两者有共同的物源, 属于同一种沉积物。

与渭河谷地黄土 L₁ 比较, 汉江上游谷地黄土的矿物组成与其在含量和种类上极其相似, 但明显缺少碳酸盐矿物(表3), 但在黄土层 L₁ 的底部却常见大量碳酸盐结核(微形态也证实, 图 6b)。汉江上游的基岩主要是各种变质岩和岩浆岩^[31-32], 这暗示物源来自上游区域的河流冲积物中不可能富含碳酸盐矿物。黄土层底部这些碳酸盐结核大量存在的重要意义在于, 它说明这些结核应是上部黄土中碳酸盐类矿物强烈淋溶淀积的结果, 这直接证实黄土 L₁ 中曾存在丰富的碳酸盐矿物, 即黄土的原始矿物由石英、长石和碳酸盐矿物所组成, 这也进一步证明黄土 L₁ 不是水成堆积物。渭河谷地黄土 L₁ 的主要原生矿物为石英、长石和碳酸盐矿物(富含碳酸盐是其标志特征之一^[1, 3])。显然, 汉江上游谷地黄土 L₁ 的原始矿物组合(石英+长石+碳酸盐矿物)与渭河谷地黄土 L₁ 完全相同, 矿物组合的高度一致也指示两者物源相同, 都是风尘堆积的结果。

3.4 元素组成特征

沉积物中元素组合忠实地记录了源区的信息, 是判断沉积物来源的最有效手段^[1-3]。汉江上游谷地的古土壤 S₀ 和黄土 L₁ 的元素组合一致, 表现为: 常量元素种类相同和含量十分接近, 均为 Si、Al、Fe、Mg、K、Na、Ca, 其中 Si、Al、Fe、K 的变异小于 5%, Mg 和 Na 小于 10%、仅 Ca 达到 105% (图 5a 和 5b), 在元素组成三角图中落在相同区域(图 5a); 微量元素(Mn、Ti、Co、Cr、Cu、V、Ni、Zn、Pb、Zr、Sr、Rb、La、Ba、Th、Ce、Ga、Hf、Y)含量和种类也十分接近, 绝大多数含量变异小于 5%, 仅 Cu 为 21%、Th 为 6.0%、Mn 7.9%、Sr 为 -16.8% (图 5b)。两者元素组合的一致性表明古土壤 S₀ 和黄土 L₁ 具有相同的来源, 古土壤 S₀ 是黄土成壤改造的结果。

汉江上游谷地黄土 L₁ 的元素组合与渭河谷地黄土 L₁ 相比, 两者同时具有: 主要元素不仅种类一样且含量变异很小, 均由 Si、Al、Fe、Mg、K、Na、Ca 组成(图 5b), 7 种氧化



注: (a) 汉江上游谷地中古土壤 S_o 和黄土 L_i 数据来自多个剖面; (b) 汉江上游谷地古土壤 S_o 和黄土 L_i 数据为多个剖面的平均值。含量单位: (Mn, La) $\times 10$ g/kg, Ti $\times 10^2$ g/kg, (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) $\times 10^3$ g/kg, SiO_2 $\times 10^4$ g/kg

图 5 汉江上游谷地和渭河谷地 (LC 剖面) 黄土和古土壤元素组成
Fig. 5 Element content of the loess and paleosols from the Upper Hanjiang River Valley and LC site at the Weihe River Valley, China

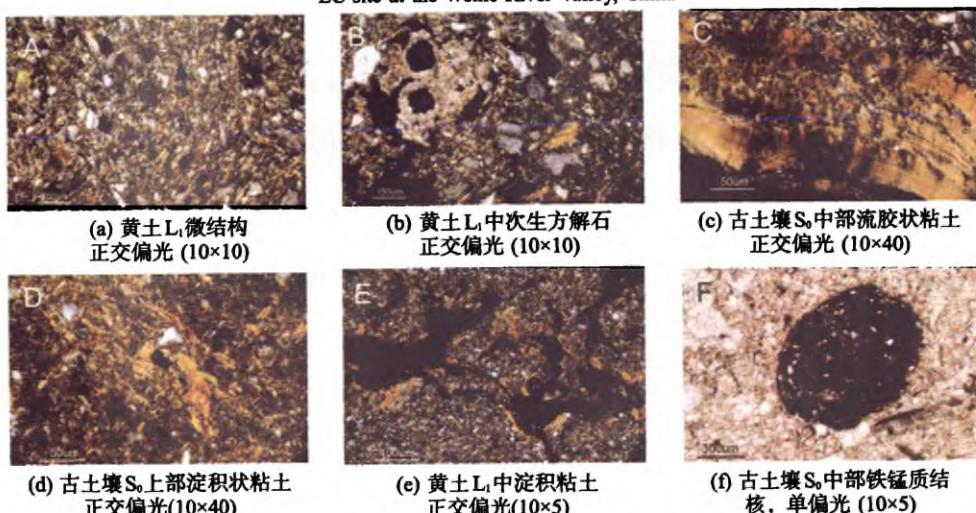


图 6 汉江上游谷地黄土和古土壤微形态

Fig. 6 Microstructure of the loess and paleosols from the Upper Hanjiang River Valley

物之和均占总量的 88.0% ~ 90.8%，而 $K^{\text{常量元素}}$ 值围绕 1.0 分布 (0.84~1.16)，仅 Ca 为 2.69；微量元素 (Mn、Ti、Co、Cr、Cu、V、Ni、Zn、Pb、Zr、Sr、Rb、La、Ba、Th、Ce、Ga、Hf、Y) 含量十分接近 (图 5b)，其中 $K^{\text{微量元素}}$ 值围绕 1.0 分布 (0.69~1.14)。上述特征表明两者在元素组合上的高度一致性，也无疑证实了汉江上游谷地的黄土 L_i 与渭河谷地黄土 L_i 是同源之物，均是来自内陆荒漠的风尘堆积的结果。

3.5 微形态特征

显微镜下显示，汉江上游谷地的黄土 L_i 和古土壤 S_o 中，可识别的粗颗粒 (>10 μm) 主要是石英，其次是斜长石，少量钾长石，属于原生矿物，未见原生方解石。其形态多为浑圆状或圆状，边界比较光滑，黄土 L_i 中的粗颗粒圆度较低 (图 6a、6b)。风化过程的新生物质—土壤形成物，主要是粘土矿物、铁锰质 (显微镜分辨率限制难以识别矿物种类)。古土壤 S_o 中，粘土有残积粘土和淀积粘土两类，其中淀积粘土极其发育，粘土胶膜发育 (图 6c、6d)，常见流胶状粘土 (图 6c)，淀积粘土/残积粘土比值 (面积比) 5~10。黄土 L_i 和 L_o

② K=渭河谷地含量/汉江上游谷地含量

中,粘土数量明显减少(面积),粘土胶膜厚度较薄(图6e),未见流胶状粘土,而大量出现残积粘土,粘土/淀积粘土比值降低(<4)。铁锰质普遍存在,但未见可识别的独立矿物,常与粘土矿物混在一起使其呈棕色,甚至红棕色(图6c、6d、6e)。古土壤S₀中,铁锰质有两种形式,一种是与粘土矿物混染在一起(图6c、6d),另一少部呈聚集状(图6f),构成铁锰质结核(多小于0.2 mm,最大0.6 mm),结合赤铁矿的出现(表3),它指示Fe在风化过程中出现明显迁移。黄土中铁锰质仅与粘土矿物混染在一起出现,未见聚集状。但是,在渭河谷地黄土L₁中普遍出现的次生方解石在这里极少出现,仅在黄土L₁偶见聚合体形式存在的方解石(图6b)。上述微形态特征反映古土壤S₀具有强烈的淋溶和淀积粘化作用,Fe明显出现迁移;而黄土则显示较弱的淋溶和粘化作用,Fe未出现迁移。

4 讨论

4.1 汉江上游谷地全新世黄土—古土壤序列的成因

前人对汉江第一级阶地上覆盖的“黄土状物质”成因认识的模糊主要是缺少可信的证据,本文的研究为准确判断其成因提供第一手证据。首先,这些“黄土状覆盖层”的野外宏观特征和地层序列与渭河谷地关中盆地全新世黄土—古土壤序列(典型风尘堆积物)不仅结构型式完全相同,而且年龄一致(图2和图3);其次,山区土壤的特征之一是母质空间变化大,与原地岩石或上游基岩成分一致,而汉江上游谷地不同地点所见“黄土状物质”的成分和地层序列变异很小,其成分与上游基岩或原地岩石明显不同,这显然不是冲积物或湖积物的特征,而风成堆积物才具有这些特征;其三,“黄土状物质”的粒度组成(100 μm以下粒级占绝对优势)不具备坡积物的粒度组成规律(粒度分布范围极大且形态变化大),也不具备河流冲积物的特征(优势粒级在100 μm以上且范围狭窄),也与湖积物不同(细而均一),却具有与渭河谷地黄土L₁的粒度分布一致(图4和表2)^[1,3,7,9,11,14];其四,“黄土状物质”的原生矿物组合主要是“石英+长石+碳酸盐矿物”,与渭河谷地黄土L₁完全一致(表3),而汉江上游基岩(各种片岩、千枚岩和花岗岩)在侵蚀、搬运和分选后形成的沉积物难形成这样的矿物组合(主要是难以出现大量碳酸盐矿物);其五,“黄土状物质”的元素组合与渭河谷地黄土L₁可进行良好对比,两者常量元素的种类一致(Si、Al、Fe、Mg、K、Na、Ca)且含量十分接近,微量元素(Mn、Ti、Co、Cr、Cu、V、Ni、Zn、Pb、Zr、Sr、Rb、La、Ba、Th、Ce、Ga、Hf、Y)的分布曲线极其相似(图5b)。上述来自地层、粒度、矿物和元素等方面的证据均指向一个结论,汉江上游谷地分布的“黄土状物质”具有典型风尘堆积物的基本特征,其是晚更新世以来来自内陆荒漠地区的沙尘暴越过秦岭后在该地区发生堆积并经历成壤改造的结果。

4.2 汉江上游谷地全新世黄土—古土壤序列发育过程分析

传统土壤发生理论认为,土壤是发育在沉积间断条件下,其剖面只能向下发展且产生一定分层,土壤厚度一般<2 m^[24-26],如现代褐土就由有机质层、粘化层和CaCO₃淀积层构成。我国地学界近数十年对黄土高原研究取得的重要成果之一,就是对传统土壤发生理论进行了补充和完善,发现在有些地区(如黄土高原)土壤形成在连续沉积条件下,其发育过程中有风尘的持续加入,土壤剖面呈现向上下两个方向发展的特征,可不显著的分层,相同环境下成土强度低于其它地区^[1-13]。汉江上游谷分布的黄土—古土壤序列具有黄土高原地区的成壤改造特征,其也直接记录了全新世的成壤变化历史。马兰黄土L₁具有浊橙色、结构均匀而较疏松、粘土矿物相对较少(<20%)且淀积粘土数量较少、极少量次生碳酸盐矿物,这些特征指示其已受到了一定成壤改造作用,但强度较弱,仅达到碳酸盐基本淋失的程度,而粘粒尚未出现淋移,整体仍显示黄土的基本特征。古土壤S₀呈现浊红棕—亮红棕、粘土胶膜极其发育(图6c、6d)和粘粒含量较高(图4b和表2)、出现铁锰质结核

(图6f) 和碳酸盐完全被淋失、淀积粘土十分发育(图6c、6d)、粘土矿物达26%、棱柱状结构和坚硬致密等特征,这些指示其经历强烈的淋溶作用,淀积粘化作用强烈并且Fe开始迁移,说明其受到强烈的成壤改造作用,强度达到粘粒出现强烈淋移和Fe的弱淋移,成壤强度相当“黄褐土”(粘磐湿润淋溶土,中国系统分类^[26])。黄土L_o在质地、结构和理化性质(如磁化率、碳酸盐含量、矿物组合等)方面与黄土L_t相似,但其颜色略深(表1)和有弱粘化现象(图6e),指示其受到成壤改造程度强于马兰黄土L_t,不仅达到了碳酸盐完全淋失的程度,而粘粒也出现弱的淋移,但其成壤强度显著弱于古土壤S_o,整体仍显示黄土的特征。表层土壤MS的特征主要受人类活动的直接影响,成壤强度的时空变异较大。

成壤强度的上述变化(古土壤S_o>黄土L_o>黄土L_t),反映了汉江上游谷地在不同时期经历了不同程度的成壤改造作用,即:晚更新世末期,黄土L_t堆积占优势并伴随弱的成壤改造→全新世中期,成壤改造十分强烈,形成了古土壤S_o(土壤类型相当黄褐土)→全新世晚期,越过秦岭的沙尘暴加剧,其沉积物形成了近代黄土L_o并伴随一定程度的成壤改造作用,成壤强度高于下覆马兰黄土L_t而显著弱于古土壤S_o。汉江上游谷全新世成壤改造强度和方向的上述变化与渭河谷地全新世的成壤变化过程完全一致。

4.3 汉江上游谷地全新世气候变化过程分析

成壤强度直接记录和反应了成壤时期的环境特征^[1-2, 7-10]。汉江上游谷地黄土—古土壤序列的成壤强度变化很好地记录了全新世气候变化历史。晚更新世末期(11500 a BP):较厚的黄土层L_t说明在末次盛冰期这一大背景下,来自内陆荒漠地区的沙尘暴能够大量越过秦岭并在汉江一级阶地上堆积下来,其较弱的风化成壤特征反映此时期区内气候冷湿,难以发生显著的风化成壤作用。全新世初期(11500-8500 a BP):相当于过渡黄土层位L_t,其呈现明显的成壤特征(浊棕色、显著粘化等),这反映全球性末次冰期结束后,区内的气候在此期间也呈开始向暖湿方向逐步转化的过渡特征,气温和降雨增加,越过秦岭的沙尘暴沉积物减少,而成壤特征反映此时期区内气候仍较冷湿,尚难以发生显著的风化成壤改造作用。

全新世中期(8500-3000 a BP):形成古土壤S_o,其强烈发育的粘土胶膜(图6C、6d)、碳酸盐的消失、质地明显变细和棱柱状结构等特征指示强烈的淋溶作用和淀积粘化作用,说明降水量充沛。而其亮红棕色、磁化率显著升高(表1)、频见铁锰质结核(图6f)、较多高岭石和出现赤铁矿(表3),指示其经历了强烈的生物化学风化作用且Fe发生了迁移,反映了气温较高、植被茂密和生物活跃的环境特征。由于汉江谷地具有黄土高原的成壤过程(成土强度低于其它地区的相同环境),结合上述风化成壤程度,说明全新世中期区内夏季风强盛,气候非常温暖湿润(降雨增加可能更显著)越过秦岭的沙尘暴不仅显著减少,且对沙尘暴沉积物的强烈成壤改造成为主导作用。

全新世晚期(3000 a BP以来):形成近代黄土L_o,但黄土L_o显示较明显的成壤痕迹(如明显粘化、碳酸盐矿物基本淋失、结构均匀但较紧实等),其成壤强度显著低于古土壤S_o而高于马兰黄土L_t,这反映自3000 a BP开始,经历了全新世中期的显著暖湿时期后,东亚季风格局有所变化,西北季风又增强,气候暖湿程度降低,沙尘暴又频繁越过秦岭并在区内沉积下来。

5 结论

通过上述分析讨论,本文获得了下列主要认识:①汉江上游第一级阶地上分布的“黄土状覆盖层”的宏观特征与渭河谷地的全新世黄土—古土壤序列完全一致,其粒度分布、矿物组合、常量和微量元素分布、微形态等方面与黄土高原的典型风成堆积物一致,说明这些“黄土状覆盖层”具有风成成因的基本特征,其是晚更新世以来自内陆荒漠的

沙尘暴在汉江上游谷地的连续堆积的结果。②汉江上游谷地的这些沙尘暴沉积物在不同时期受到的不同程度的成壤改造作用,形成了TS-L₀-S₀-L_t-L₁-AD的剖面构型,这与渭河谷地的全新世黄土—古土壤序列结构完全一致。③沙尘暴沉积物所遭受成壤改造强度的变化记录了汉江上游地区全新世气候变化,晚更新世末期(11500 a BP以前),区内气候比较冷湿,沙尘暴频繁出现,形成较厚的黄土层L₁。全新世初期(11500-8500 a BP),处于冷湿气候向暖湿方向转变的过渡阶段,沙尘暴活动减弱,形成了过渡黄土层位L_t。全新世中期(8500-3000 a BP),气候达到全新世最为暖湿的阶段,沙尘暴显著减弱而沙尘暴沉积物受到强烈成壤改造,而形成了古土壤S₀。全新世晚期(3000 a BP以来),气候暖湿程度降低,越过秦岭的沙尘暴又明显增强,形成了近代黄土L₀。

本文对汉江上游谷地这些黄土—古土壤序列的研究仅仅是初步的,许多问题尚未解决和有待深入研究,诸如更精确的地层断代、高分辨率气候替代指标的提取、已取得成果在更多剖面的验证,等等。

致谢:感谢乔晶、虎亚伟、顾宏亮、周亮、张健等在野外和室内的帮助。

参考文献 (References)

- [1] Liu Dongsheng. Loess and Environment. Beijing: Science Press, 1985. [刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985.]
- [2] Wen Qizhong. Geochemistry in Chinese Loess. Beijing: Science Press, 1989. [文启忠. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989.]
- [3] Sun Jianzhong. Loess. Hong Kong: Hong Kong Archaeological Society Publisher, 2005. [孙建中. 黄土学. 香港: 香港考古学会出版, 2005.]
- [4] Chen Jun, Li Junfeng, Qiu Gang et al. Geochemical studied on chemical weathering degree of Luochuan Loess, Shaanxi Province. Science in China: Series D, 1997, 27(5): 531-536. [陈骏, 李峻峰, 仇纲等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究. 中国科学: D辑, 1997, 27(5): 531-536.]
- [5] Huang C C, Pang J L, Su H X et al. Climatic and anthropogenic impacts on soil formation in the semiarid loess table land in the middle reaches of the Yellow River, China. Journal of Arid Environments, 2007, 71: 280-298.
- [6] Huang C C, Pang J L, Su H X et al. The ustic isohumisol (Chromozem) distributed over the China modern soil or palaeosol? Geoderma, 2009, 150: 344-358.
- [7] Zhao Jingbo, Gu Jing. Holocene soil clay grouting characteristics and environmental significance in Guanzhong Plain. Geological Review, 2009, 55(5): 753-760. [赵景波, 顾静. 关中平原全新世土壤与环境研究. 地质论评, 2009, 55(5): 753-760.]
- [8] Guo Zhengtang, Fedoroff N, Liu Dongsheng. Paleosols as evidence of difference of climates between Holocene and the last interglacial. Quaternary Sciences, 1993, 13(1): 41-53. [郭正堂, Fedoroff N, 刘东生. 全新世与上次间冰期气候差异的古土壤记录. 第四纪研究, 1993, 13(1): 41-53.]
- [9] Tang Keli, He Xiubin. Re-discussion on loess-paleosol evolution and climatic change on the Loess Plateau during the Holocene. Quaternary Sciences, 2004, 24(2): 129-139. [唐克丽, 贺秀斌. 黄土高原全新世黄土—古土壤演替及气候演变的再研讨. 第四纪研究, 2004, 24(2): 129-139.]
- [10] Pang Jiangli, Huang Chunchang, Zha Xiaochun et al. Forming process of diagnostic horizon of "Loutu" soil and its significance in Guanzhong areas. Scientia Agricultura Sinica, 2008, 41(4): 1064-1072. [庞奖励, 黄春长, 查小春等. 关中地区“壤土”诊断层的形成过程及意义探讨. 中国农业科学, 2008, 41(4): 1064-1072.]
- [11] Wang Lijuan, Pang Jiangli, Huang Chunchang et al. Weathering intensity of the TSG Holocene loess-paleosol sequence and its significance. Progress in Geography, 2011, 30(3): 379-384. [王丽娟, 庞奖励, 黄春长等. 甜水沟全新世黄土—古土壤序列风化程度及意义. 地理科学进展, 2011, 30(3): 379-384.]
- [12] Pang J L, Huang C C. Mid-Holocene soil formation and the impact of dust input in the middle reaches of the Yellow River, northern China. Soil Science, 2006, 171(7): 552-563.
- [13] Chen T H, Xu H F, Xie Q Q. Characteristics and genesis of maghemite in Chinese loess and paleosols. Earth and Planetary Science Letters, 2005, (3): 790-802
- [14] Lu Huayu, An Zhisheng. Paleoclimatic significance of grain size of loess-palaeosol deposit in Chinese Loess Plateau. Science in China: Series D, 1998, 28(3): 278-283. [鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义. 中国科学: D辑, 1998, 28(3): 278-283.]

- [15] Zha Xiaochun, Yan Junping. Comparison of runoff and sediment between southern and northern rivers to Qinling Mountains under global change. *Scientia Geographica Sinica*, 2002, 22(4): 403-407. [查小春, 延军平. 全球变化下秦岭南北河流径流泥沙比较分析. 地理科学, 2002, 22(4): 403-407.]
- [16] Yan Junping, Zheng Yu. A comparative study on environmental change response over the northern and the southern regions of the Qinling Mountains. *Geographical Research*, 2001, 20(5): 576-682. [延军平, 郑宇. 秦岭南北地区环境变化响应比较研究. 地理研究, 2001, 20(5): 576-682.]
- [17] Yin Shuyan, Wang Haiyan, Wang Deli et al. Study on historical flood disasters and climate change in the upper reaches of the Hanjiang River. *Arid Zone Research*, 2010, 27(4): 522-527. [殷淑燕, 王海燕, 王德丽等. 陕南汉江上游历史洪水灾害与气候变化. 干旱区研究, 2010, 27(4): 522-527.]
- [18] Huang Peihua, Li Wensen. Landscape, Quaternary strata and buried environment at estuary of the Quyuan River in Yunxian county, Hubei Province. *Jianghan Archaeology*, 1995, (4): 3-86. [黄培华, 李文森. 湖北郧县曲远河口的地貌、第四纪地层和埋藏环境. 江汉考古, 1995, (4): 3-86.]
- [19] Lu Huayu, Zhang Hongyan, Wang Shejiang et al. A preliminary survey on loess deposit in eastern Qinling Mountains (central China) and its implication for estimating age of the Pleistocene lithic artifacts. *Quaternary Sciences*, 2007, 27 (4): 559-567. [鹿化煜, 张红艳, 王社江等. 东秦岭南洛河上游黄土地层年代的初步研究及其在旧石器考古中的意义. 第四纪研究, 2007, 27(4): 559-567.]
- [20] Lei Xiangyi. Vegetation and environment during period of loess-paleosol development in the Qinling Mountains. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2000, 20(1): 73-79. [雷祥义. 秦岭黄土—古土壤发育时的植被与环境. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(1): 73-79.]
- [21] Zhang Xiang, Zhang Yang, Chen Xiaodan et al. Spatial-temporal distribution of runoff generating and sediment yield in Hanjiang River Basin. *South to North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2008, 8(4): 71-74. [张翔, 张扬, 陈晓丹等. 汉江上游流域产水产沙时空规律研究. 南水北调与水利科技, 2008, 8(4): 71-74.]
- [22] Cai Xinling, Sun Xian, Qiao Qiwen et al. Effects of climate change on runoff volume in the upper reaches of the Hanjiang River. *Climate Change Research*, 2008, 4(4): 220-224. [蔡新玲, 孙娴, 乔秋文等. 气候变化对汉江上游径流的影响. 气候变化研究进展, 2008, 4(4): 220-224.]
- [23] Jia Zhonghua, Zhao Enhui. Analysis on the change of sediment concentration in water source area of the middle route of the South to North Water Diversion Project. *Journal of Northwest University: Natural Science Edition*, 2010, 40(2): 343-346. [贾忠华, 赵恩辉. 南水北调中线工程陕西水源区含沙量变化分析. 西北大学学报: 自然科学版, 2010, 40(2): 343-346.]
- [24] Guo Zhaoyuan. Soil in Shaanxi. Beijing: Science Press, 1992. [郭兆元. 陕西土壤. 北京: 科学出版社, 1992.]
- [25] Xiong Yi, Li Qingkui. Soil in China. Beijing: Science Press, 1987. [熊毅, 李庆逵. 中国土壤. 北京: 科学出版社, 1987.]
- [26] Gong Zitong. Chinese Soil Taxonomy. Beijing: Science Press, 1999. [龚子同. 中国土壤系统分类. 北京: 科学出版社, 1999.]
- [27] He Baoyin, Zhang Sui, Cai Shuming. Climatic changes recorded in peat from the Dajiu Lake basin in Shennongjia since the last 2600 years. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2003, 23(2): 110-115. [何报寅, 张穗, 蔡述明. 近2600年神农架大九湖泥炭的气候变化记录. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(2): 110-115.]
- [28] Liu Hongbin, Shao Xuemei. Reconstruction of early-spring temperature of Qinling Mountains using tree-ring chronologies. *Acta Geographica Sinica*, 2003, 58(6): 879-884. [刘洪滨, 邵雪梅. 利用树轮重建秦岭地区历史时期初春温度变化. 地理学报, 2003, 58(6): 879-884.]
- [29] Ma Chunmei, Zhu Cheng, Zheng Chaogui. Geochemical studies of high-resolution climate change during late glacial from peat at Dajihu Lake in Shenlongjia in Hubai Province. *Chinese Science Bulletin*, 2008, 53(11): 26-37. [马春梅, 朱诚, 郑朝贵. 晚冰期以来神农架大九湖泥炭高分辨率气候变化的地球化学记录研究. 科学通报, 2008, 53(11): 26-37.]
- [30] Shao Xiaohua, Wang Yongjin, Cheng Hai et al. The Holocene monsoon climatic evolution and drought events recorded in stalagmites at Shennongjia in Hubei Province. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(1): 80-86. [邵晓华, 汪永进, 程海等. 全新世季风气候演化与干旱事件的湖北神农架石笋记录. 科学通报, 2006, 51(1): 80-86.]
- [31] Shen Yuchang. Landscape and its development history of Hanjiang River Valley. *Acta Geographica Sinica*, 1956, 22 (4): 295-321. [沈玉昌. 汉水河谷的地貌及其发育历史. 地理学报, 1956, 22(4): 295-321.]
- [32] Zhu Zhenda. Valley landscape of Hanjiang river upstream between Danjiangkou to Baihe. *Acta Geographica Sinica*, 1955, 21(3): 259-270. [朱震达. 汉江上游丹江口至白河间的河谷地貌. 地理学报, 1955, 21(3): 259-270.]
- [33] Hubei Bureau of Cultural Heritage. Important Archaeological Discovery from South to North Water Diversion Project in Hubei Province (1). Beijing: Cultural Relics Publishing House, 2007. [湖北省文物局. 湖北省南水北调工程重要考古发现(1). 北京: 文物出版社, 2007.]

- [34] Hubei Cultural Heritage. Important Archaeological Discovery from South to North Water Diversion Project in Hubei Province (2). Beijing: Cultural Relics Publishing House, 2007. [湖北省文物局. 湖北省南水北调工程重要考古发现 (2). 北京: 文物出版社, 2010.]
- [35] Li Zhongxuan, Zhu Cheng, Zhang Guangsheng et al. Relationship between human activity and environment of the Liaowadian site in Hubei province. Quaternary Sciences, 2008, 28(6): 1145-1159. [李中轩, 朱诚, 张广胜等. 湖北辽瓦店遗址地层记录的环境变迁与人类活动的关系研究. 第四纪研究, 2008, 28(6): 1145-1159.]
- [36] Lu Huayu, An Zhisheng. Comparison of grain-size distribution of red clay and loess-paleosol deposits in Chinese Loess Plateau. Acta Sedimentologica Sinica, 1999, (2): 226-232. [鹿化煜, 安芷生. 黄土高原红粘土与黄土古土壤粒度特征对比: 红粘土风成因的新证据. 沉积学报, 1999, (2): 226-232.]
- [37] Chengdu Geological Institute. Sedimentary Particle Size Analysis and Its Application. Beijing: Geological Publishing House, 1976: 31-127. [成都地质学院陕北队. 沉积岩(物)粒径分析及其应用. 北京: 地质出版社, 1976: 31-127.]

Holocene Aeolian Loess and Its Pedogenic Modification in the Upper Hanjiang River Valley, China

PANG Jiangli, HUANG Chunchang, ZHOU Yali, ZHA Xiaochun, WANG Chaojian
(College of Tourism and Environmental Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China)

Abstract: Loess-like sediments over the first level river terraces of the Upper Hanjiang River Valley between Yunxian and Yunxi were surveyed in detail and then sampled systematically. Pedogenic modification characteristics and the structure of soil profiles were observed in the field survey. Particle-size distribution, mineral assemblage, major elements and trace elements, magnetic susceptibility, CaCO₃, micromorphology and OSL age were analyzed in laboratory and compared with Holocene loess-paleosol sequences in the Weihe River Valley. Results are shown as follows. (1) The loess-like sediments have aeolian features due to continuous accumulation of dust storms since the Late Pleistocene, with the profile structure TS-L_o-S_o-Lt-L₁-AD. They are the same as the Holocene loess-paleosol sequences in the Weihe River Valley in these aspects, including stratigraphic structure, color, physical and chemical properties. (2) The dust storm sediments went through different degrees of pedogenic modification in different periods, namely weak pedogenic modification in the late Pleistocene, very strong pedogenic modification during the mid-Holocene and weaker pedogenic modification during the late Holocene. (3) It was cold and wet during the late Pleistocene (11500 a BP) and frequent dust storms led to the formation of Malan loess layer L₁. It is a climate shift from cold-wet to warm-humid during the early Holocene (between 11500-8500 a BP) and dust storm activity gradually decreased to form a transitional loess layer Lt. It was warm and humid during the mid-Holocene (between 8500-3000 a BP), and dust storm sediments were strongly modified to form paleosol S_o. It tended to be cooler and drier during the late Holocene (since 3000 a BP), and dust storms were obviously intensified to form modern loess L_o.

Key words: aeolian sediments; pedogenic modification; Holocene; Upper Hanjiang River Valley