

郧县盆地风成黄土—古土壤与汉江I级阶地 形成年龄研究

庞奖励, 黄春长, 周亚利, 查小春, 张玉柱, 王蕾彬

(陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062)

摘要: 在对汉江上游河谷进行野外考察的基础上, 就郧县盆地汉江I级阶地及其风成黄土—古土壤覆盖层沉积学和理化性质进行了研究, 并且采用OSL方法进行了测年断代。获得了26个OSL年龄数据, 证实厚层风成黄土 L_1 底部的年龄在25 ka BP, 而剖面底部风成黄土—冲积砂层交互层(T_1-al_2)年龄范围在55-25 ka BP之间。地层年龄说明I级阶地上黄土的堆积过程基本连续, 汉江I级阶地的发展经历了早期新构造抬升与河流下切阶段(55-25 ka BP)和晚期阶地稳定接受沉积(25-0 ka BP)两个阶段。距今55 ka BP前后, 新构造运动抬升和汉江下切作用加剧, 河漫滩相沉积层开始脱离水面并接受风尘堆积物。这个过程持续到距今约25 ka BP, 期间河水不时地淹没阶地, 从而形成了风成黄土—冲积砂交互的沉积学特征。距今约25 ka BP以来, 河水不再淹没阶地, 汉江I级阶地最终形成, 阶地开始接受连续的风尘堆积。在汉江下切作用加剧的同时, 全球性末次冰期的发展也逐步进入冰盛期, 风尘活动强烈, 在阶地表面堆积形成了厚层黄土。汉江I级阶地形成以来, 气候的变化使黄土覆盖层受到不同程度的风化改造, 形成了黄土—古土壤地层, 其地层序列从下向上依次为: 河流相砂卵石层(T_1-al_1)→黄土—冲积砂互层(T_1-al_2)→马兰黄土(L_1)→过渡黄土(L_t)→古土壤(S_0)→近代黄土(L_0)→表土(MS)。这个层序记录汉江上游流域自从25 ka BP以来的气候变化经历末次冰期后东南季风逐渐加强、中全新世季风强盛、晚全新世季风衰退和气候变干的演变模式。

关键词: 汉江上游; 河流阶地; OSL测年; 风成黄土; 气候变化

DOI: 10.11821/dlxb201501005

秦岭持续抬升促成了两侧河流多级阶地的形成^[1]。20世纪50年代, 汉江流域水土资源开发的需求, 科学家对区内的地学问题开始研究, 内容涉及到新构造、地层、古人类、河流地貌、第四纪环境等方面, 为区域资源开发提供了重要的基础数据^[2-7]。随南水北调中线工程的建设, 对区域未来环境变化研究和预测成为研究热点^[8-14]。不同学者利用不同介质蕴含的信息对汉江上游地区气候变化进行了研究, 获得了大量研究成果^[15-16]。但整体而言, 关于汉江流域的诸多问题研究程度仍很低, 如汉江阶地地貌发育时间问题、河流地貌演化的机制、全新世气候的变化规律、流域水文过程对气候的响应等仍不甚清楚, 对这些问题的研究有助于深入了解汉江流域第四纪环境演化的经络, 为预测未来环境的变化提供科学依据。本文以OSL测年数据为基础, 结合第四纪地质学、地貌学和沉积学等学科的理论和方法, 建立了汉江上游I级阶地风成黄土—古土壤覆盖层的年代框架, 阐明了汉江I级阶地的形成过程以及对气候变化的响应规律。

收稿日期: 2014-10-16; 修订日期: 2014-11-15

基金项目: 国家自然科学基金项目(41271108, 41030637, 41371029); 中央高校基本科研费(GK201301003) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41271108, No.41030637, No.41371029; Fundamental Research Funds for Central Universities, No.GK201301003]

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, 主要从事环境演变与土地资源利用的研究。
E-mail: jlpang@snnu.edu.cn

1 研究现状和存在问题

1.1 区域概况

汉江上游位于秦岭南侧,属北亚热带湿润季风气候区,地处温带和亚热带带的过渡地带。区内森林覆盖面积高达62%,多年平均降水870 mm。汉江发源于陕西省宁强县,于武汉汇入长江,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,年均径流量 563×10^8 m³。汉江中下上游(丹江口以下)地貌主要为平原和丘陵,流域面积6.47万 km²。汉江上游自西向东穿行于秦岭和大巴山之间,长约925 km,流域面积 9.5×10^4 km²,盆地与峡谷交替出现,峡谷地段一般深切入基岩中,缺少河漫滩或仅发育砾石河漫滩,阶地狭窄或缺失,而盆地地段的河谷宽阔和发育多级阶地(图1)。

1.2 汉江上游河流地貌研究存在的问题

汉江河流地貌的特征和演变、区域环境演变等问题前人进行了一定的研究。1950s年代,国家对汉江江水资源开发的需求,朱震达等首次对汉江流域地貌进行了详细的考察^[2-3]。此后,借助多种沉积物(风成黄土、石笋、泥炭等)不同学者对汉江流域及主要支流的相关地质地理问题进行了研究^[1-18],但整体研究深度有限。所取得的成果尽管对有些问题获得了一些共识,也存在较大分歧。普遍认为汉江上游发育有四级阶地,其中I级阶地在盆地区(如汉中盆地、安康盆地、郧县盆地等)发育较好,阶地面一般高出汉江平水位10~20 m。II级阶地较发育,阶地面一般侵蚀明显,多呈坡面较缓的丘陵,阶地面高出汉江平水位30~40 m。III和IV级阶地面一般侵蚀破坏严重,仅在局部地区断续可见,地形多呈丘陵,阶地面分别高出汉江平水位60~70 m和90~110 m。邻近区域的丹江、南洛河也可见到I~IV级阶地。

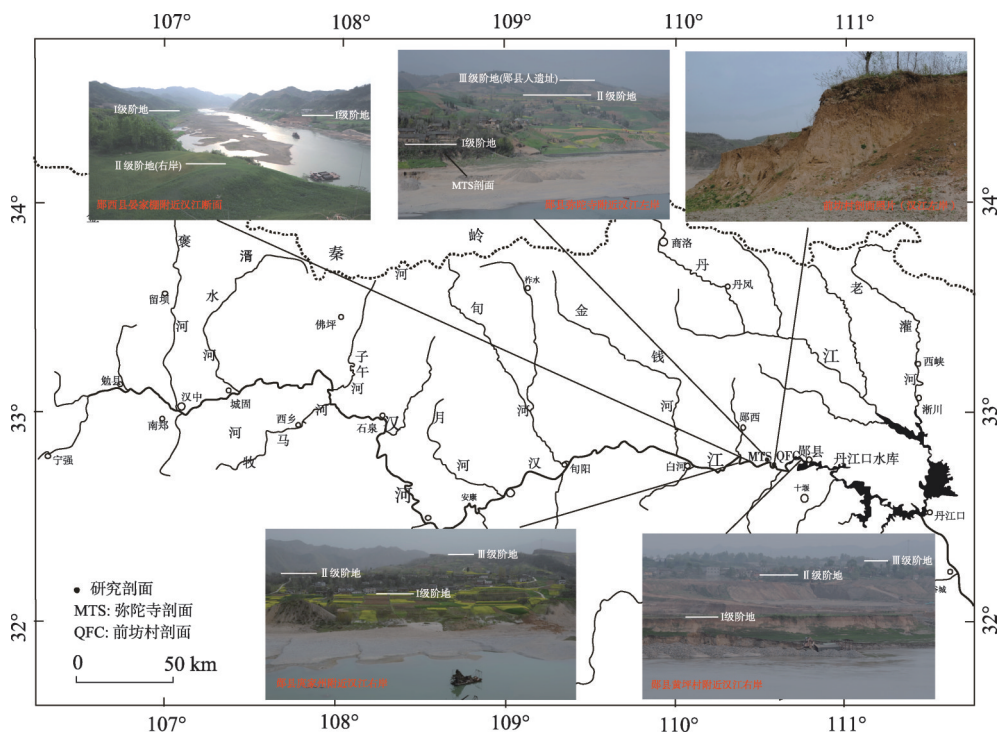


图1 汉江上游地区概况图

Fig. 1 Map showing the upper reaches of Hanjiang River region, China

虽有上述共识,但长期以来受断代技术的制约,至今未能获得足够的可信的测年数据,致使对汉江阶地地貌形成时代问题上有很大的分歧。例如, Sun 等对汉中一带的黄土用 TT-OSL 方法进行了测年,认为 I 级阶地形成时间不晚于 150 ka BP^[10]。阎桂林等用古地磁法对郧县段汉江阶地上沉积物测年后认为汉江Ⅲ级阶地的年龄大致在 1100 ka BP^[4]。而陈铁梅等则用电子自旋共振法对动物化石测年后,认为汉江Ⅲ级阶地年龄不晚于 800 ka BP^[5]。杨秀芬和黄培华则利用地层对比方法,间接推断认为汉江 I、Ⅱ、Ⅲ、Ⅳ级阶地分别形成于全新世、晚更新世、中更新世和早更新世^[6-7]。鹿化煜等对黄土的地层学、磁性地层及 OSL 年龄研究后认为南洛河Ⅱ级阶地的形成时间不晚于 1100 ka BP^[17]。薛祥煦等根据溶洞沉积物的 OSL 测年数据,认为南洛河的 I、Ⅱ、Ⅲ级阶地的形成时间分别不晚于 28 ka BP、241 ka BP、526 ka BP^[1]。雷祥义等对黄土地层研究认为丹江Ⅲ级阶地的形成时间不晚于 600 ka BP^[18]。但将不同地点和不同学者的数据进行对比后,则明显发现同级阶地的年龄差别巨大,难以对比(表 1),而且现有的认识多数依靠地层对比方法推断获得,缺乏足够的技术测年数据支撑。显然,年龄问题成为准确推演汉江阶地形成过程的关键,同时也是利用阶地上覆盖物蕴含的信息准确重建区域气候变化轨迹的瓶颈。

表 1 汉江阶地形成年代 (ka BP)
Tab. 1 A age of Hanjiang river terraces, China

河流	地点	I 级阶地	Ⅱ级阶地	Ⅲ级阶地	Ⅳ级阶地	断代方法	测年材料	资料来源
汉江	郧县段	—	—	1100	—	古地磁	黄土	阎桂林 ^[4]
	汉中段	>86	>155	—	—	TT-OSL	黄土	Sun X F ^[10]
	郧县段	全新世	晚更新世	中更世	早更新世	地层对比		黄培华 ^[6]
	汉中段	全新世	晚更新世	中更世	早更新世	地层对比		杨秀芬 ^[7]
	郧县段	—	—	>800	—	电子自旋共振	动物牙齿	陈铁梅 ^[5]
南洛河	洛南县段	—	1100	—	—	OSL、古地磁	黄土	鹿化煜 ^[17]
	洛南县段	30	240	526	—	OSL	洞穴堆积物	薛祥煦 ^[1]
丹江	商县-丹风段	—	—	> 600	—	地层对比	黄土	雷祥义 ^[18]

近年来,光释光(OSL)测年技术在第四纪沉积物测年中得到了广泛的应用。许多学者的研究成果认为 Murray 建立的利用小剂量释光信号进行石英灵敏度校正的单片再生剂量法(SAR)对中国黄土进行直接测年是可行的,黄土作为一种风成堆积物完全适合于用光释光技术进行测年^[19-24]。汉江阶地上普遍分布有厚层的风成黄土覆盖物,这为利用 OSL 测年技术对地层进行断代成为可能,这正是本文的研究所在。

2 研究材料

利用阶地上覆盖物间接获得阶地形成年龄是目前获得阶地年龄的主要途径^[25-27]。前人在利用阶地上覆盖的黄土古土壤序列来间接地确定阶地形成年代相当成功,其依据是当河漫滩地貌沉积体抬升永久露出水面而被风尘(黄土)覆盖后,黄土底界的年龄就是阶地形成的最小年龄。对安康-丹江口段汉江的调研发现,在河道宽阔的盆地段(如安康城、旬阳县城、郧西—郧县段等), I ~Ⅲ级阶地普遍清晰,均可见到 5~20 m 厚黄土古-土壤覆盖在河流相砾石层上,尽管Ⅱ、Ⅲ级阶地的黄土覆盖层上部侵蚀强烈,但其底部与砾石层的接触关系清楚(图 1)。所以汉江阶地上分布的风成黄土符合测年的要求,可作为一个时间标尺来标定汉江阶地形成的时代,这正是本文推演汉江 I 级阶地形成过程的基础。

南水北调工程实施过程中,白河-郧县段汉江河谷大规模地开采砂金,形成的断面使多处汉江 I 级阶地及覆盖物被完整地暴露出来,清楚地看到 5~10 m 厚的风成黄土直接覆

盖在河流相沉积物上,成为良好的研究剖面(图1),本文选择Ⅰ级阶地上前坊村剖面和弥陀寺剖面作为研究对象。野外对研究剖面的沉积学特征和结构进行了详细观察,确认Ⅰ级阶地风成黄土覆盖层与下伏河流相砾石层之间没有明显的不整合接触面,可以认为汉江河流域地貌沉积体脱离水域的同时黄土即进行堆积,之间的时间差可以不计,即黄土的底界年龄可以代替汉江Ⅰ级阶地形成年龄。毫无疑问,只要得到风成黄土剖面底界的年龄,就能获得汉江Ⅰ级阶地的最小年龄(表2)。

表2 前坊村和弥陀寺剖面地层描述

Tab. 2 Description of Qianfangcun profile and Mitosi profile in the upper reaches of Hanjiang River, China	
前坊村剖面	弥陀寺剖面
0~70 cm, 表土(MS), 浊棕(5YR7/4)。粉砂—粘土质地, 疏松多孔。	0~60 cm, 表土(MS), 浊棕(5YR7/4)。粉砂-粘土质地, 疏松多孔。
70~120 cm. 近代黄土(L0), 浊橙(7.0YR 5/4), 粉砂质地, 块状—团块状结构。	60~120 cm, 近代黄土(L0), 浊黄橙 (7.0YR 5/4), 粉砂质地, 块状结构。
120~260 cm, 古土壤(S0), 亮红棕(5.5YR 3/4)。粘土质地, 棱块状结构, 紧实致密。	120~280 cm, 古土壤(S0), 浊红棕 (5.5YR 3/4)。粘土质地, 棱块状结构, 较紧实。
260~570 cm, 马兰黄土(L1), 浊黄橙色(7.5YR 7/3), 粉砂质地, 均匀的块状构造, 底部见零星碳酸盐结核。	280~600 cm, 马兰黄土 (L1), 浊黄橙色 (7.5YR 5/4), 粉砂质地, 均匀的块状构造。
570~670 cm, 黄土—冲积砂交互层(T1-al ₁)。黄土为粉砂—细砂质地, 纯净, 均匀块状结构, 砂层为中砂质地。	600~1000 cm, 黄土—冲积砂交互层(T1-al ₁)。黄土为粉砂—细砂质地, 纯净, 均匀块状结构。砂层为中砂质地, 疏松。650 cm以下开始出现碳酸盐结核。
570~? cm, 典型河流砾石层(T1-al ₁), 厚度大于400 cm。	1000~? cm, 典型河流相砾石层(T1-al ₁), 厚度大于350 cm。

3 测年方法和结果

3.1 测年样品选择

测年样品获得包括野外采样→颗粒提取→石英颗粒提纯→样片制备四个阶段。① 野外采样: 将钢管(5 cm×20 cm)沿水平方向打入预设的采样位置,待沉积物充满钢管后取出用铝箔纸将钢管的两头进行封堵,再用黑塑料袋和铝箔密封。② 颗粒提取: 在暗室内除去样品四周围曝光部分(约4 cm厚)。剩余样品用10%盐酸和30%双氧水浸泡以除去胶结物,用蒸馏水洗至中性后再用超声波振荡使其充分分散。用筛分法分离出90~125 μm颗粒。③ 石英颗粒提纯: 加入40%的氢氟酸,溶蚀40分钟以除去长石,清洗后再加入10%的盐酸浸泡40分钟以除去残留的氟化物。将经上述处理后的石英用110℃峰值和红外释光(IRSL)进行检测,保证样品中长石产生的冗杂信号降到忽略不计水平(长石释光强度与石英释光强度之比小于10%)^[27]。④ 样品制备: 在直径9.7 mm的不锈钢片上涂抹少许硅油,将90~125 μm的石英颗粒单层平铺在其上面,以备测试。

3.2 等效剂量(De)的测定

等效剂量采用单片再生剂量法(SAR)法在Risø TL/OSL DA-20型自动释光断代仪上测量。该仪器安装蓝光激发光源(波长470±30 nm)和红外激发光源(波长880±80 nm),光电倍增管为9523QB15型,前端置Hoya U-340滤光片(7 mm厚)。人工β辐射源为⁹⁰Sr/⁹⁰Y源,活度为1.48G Bq。实验在陕西师范大学TL/OSL断代实验室中完成。

3.2.1 等效剂量最佳测试条件的确定 样品进行等效剂量(De)测量前需通过试验找到适合本样品的最佳测量条件,保证将浅阱电子跃迁对测试结果的影响降到最低,才能得到有效的De值,一般通过预热坪区检验、剂量恢复实验和热转移实验三个过程实现上述目的。① 预热坪区检验: 选择前坊村剖面QFC-13样品进行预热坪区测试,测试3个样

片, 预热温度选择180~300℃, 间隔20℃, 预热10s。测试表明200~280℃是一个显著的预热坪区, 此温度范围内De值在5.36~6.09 Gy之间, 不随温度的升高而显著变化(图2a)。

② 剂量恢复实验: 将样品完全晒退后再施加一定的人工辐射剂量, 然后在不同的预热温度下测试, 得到的人工辐照剂量与实测剂量之比即为恢复系数(K_i)。前坊村剖面样品QFC-13的 K_i 在260℃时介于0.90~1.10(平均值1.08), 接近于1(图2b), 说明预热温度选为260℃是合适的。

③ 转移实验: 样品预热过程中可能有部分浅阱电子发生跃迁而增强光释光的信号, 导致测到的De值可能偏大^[23]。试验显示前坊村剖面样品QFC-13在220~260℃之间由热转移产生的剂量仅在0.05~0.06 Gy之间(图2c), 小于样品原始剂量的0.5%, 可认为热转移对QFC-13样品年龄测试结果的影响可忽略。另外, 样品测试频繁的辐照、预热和晒退行为会对石英释光信号的敏感度产生影响。对前坊村剖面样品QFC-13的试验表明, 预热温度260℃的条件下同一个样品不同样片的循环比在0.95~0.99之间, 处于误差范围内(图2d)。上述实验说明本文设计的测量De值的实验程序和实验条件是合理的。

3.2.2 等效剂量测量结果及可靠性分析 De值采用单片再生剂量法(SAR)获得, 将校正后的再生剂量光释光信号与再生剂量拟合生成释光生长曲线, 然后将校正后的自然光释光信号内插到生长曲线上即求得得到该样片的De值(图3a)。前坊村剖面

和弥陀寺剖面所有OSL样品释光信号晒退曲线均呈现在0.3 s之内快速衰减, 在前0.8s内基本晒退至本底值(图3b), 这说明本文用于测量的石英的生长曲线良好和释光信号未达到饱和, 能保证内插得到的De值的准确性, 这充分说明用上述方法得到的前坊村剖面 and 弥陀寺剖面OSL样品的De数值是可信的(表3)。

沉积样品在埋藏前是否充分曝光是测年数据可靠性的关键, 常用单片De值的频率分布来判断样品在沉积时的曝光程度^[21]。RSD_{OSL}(样品自然释光信号的离散度)和RSD_{R-OSL}(样品第一次再生剂量的释光信号的离散度)两者值愈接近, 说明样品最后一次被埋藏前晒退的愈彻底, 释光信号愈趋于回零。已有研究认为风成沉积物的光释光信号极易晒退回零^[20, 23]。测量数据显示, 前坊村剖面 and 弥陀寺OSL样品的De分布较集中, 例如, 前坊村剖面样品CFC-12的RSD_{OSL}(20.90%)和RSD_{R-OSL}(22.58%)十分接近(图3c、3d), RSD_{De}(12.1%)较小。弥陀寺剖面样品MTS-16的其RSD_{OSL}(19.31%)和RSD_{R-OSL}(21.31%)十分接近(图3e、3f), RSD_{De}(9.081%)也较小。上述RSD分布说明本文用于OSL测年的沉积物在最后一次被埋藏前经历了较彻底晒退, 即本文所得到的De值准确可信。基于测年样品在沉积之前晒退较彻底和De值呈正态分布的特征, 每一个OSL测年样品的De值采用全部被测样片De值的平均值。

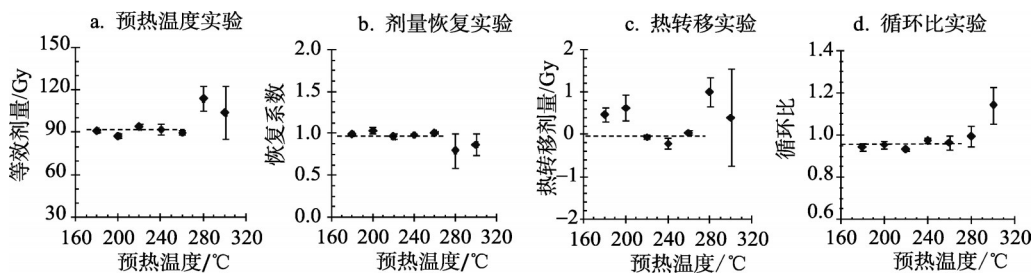


图2 前坊村样品QFC-13预热坪区(a)、剂量恢复(b)和热转移实验图(c、d)

Fig. 2 The preheat plateau (a), dose recovery test (b) and thermal transfer test (c, d) of sample QFC-13 in Qianfangcun profile, China

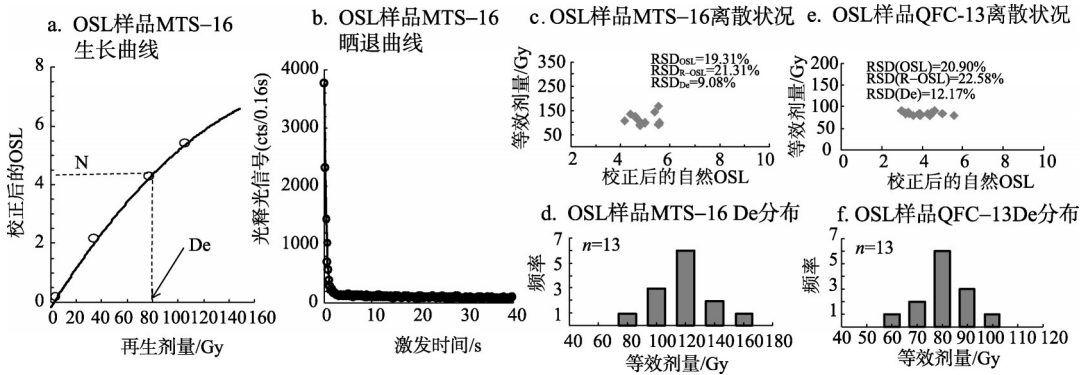


图3 OSL样品的释光特征

Fig. 3 The thermoluminescence characteristics of samples from the Qianfangcun profile and Mituosi profile, China

表3 前坊村和弥陀寺剖面OSL年龄数据

Tab. 3 OSL age data of Qianfangcun profile and Mituosi profile in the upper reaches of the Hanjiang River, China

样品号	深度(cm)	实测年龄(ka)	U/ppm	Th/ppm	K/%	等效剂量/Gy	年剂量/Gy · ka ⁻¹
前坊村剖面							
QFC-1	95-100	2.90±0.15	2.67±0.11	13.20±0.37	2.24±0.06	9.17±0.45	3.16±0.06
QFC-2	155-160	5.63±0.21	2.60±0.11	11.90±0.35	2.18±0.06	17.41±0.53	3.09±0.07
QFC-3	225-230	8.28±0.32	2.73±0.11	12.00±0.34	2.18±0.06	25.88±0.82	3.13±0.07
QFC-4	285-290	9.68±0.65	2.50±0.11	13.10±0.35	2.16±0.06	30.13±1.92	3.11±0.07
QFC-5	335-340	10.96±0.44	2.72±0.11	12.00±0.34	2.27±0.06	35.17±1.19	3.21±0.07
QFC-6	385-390	12.68±0.29	2.41±0.10	12.20±0.33	2.27±0.06	39.09±0.38	3.08±0.06
QFC-7	440-445	16.76±0.60	2.48±0.10	12.70±0.34	2.34±0.06	54.72±1.60	3.16±0.07
QFC-8	470-475	17.98±1.51				50.82±4.17	2.83±0.53
QFC-9	540-545	22.82±2.69	2.15±0.09	11.0±0.31	2.07±0.06	63.67±7.4	2.79±0.05
QFC-10	570-575	24.62±1.99				68.80±5.42	2.79±0.52
QFC-11	580-585	27.53±3.16	2.00±0.08	9.23±0.28	1.93±0.06	70.03±7.9	2.54±0.05
QFC-12	600-605	34.36±4.50	1.42±0.07	6.05±0.19	1.67±0.06	70.05±9	2.04±0.05
QFC-13	630-630	52.43±11.78	1.46±0.07	5.21±0.19	1.45±0.05	134±30.2	2.56±0.04
弥陀寺剖面							
MTS-1	140-145	3.35±0.51	2.34±0.09	14.0±0.38	2.62±0.07	12.24±1.85	3650±70
MTS-2	190-195	6.48±0.24	2.41±0.10	13.9±0.38	2.60±0.07	23.50±0.74	3630±70
MTS-3	230-235	7.56±0.45	2.30±0.09	15.2±0.40	2.50±0.07	27.03±1.52	3580±70
MTS-4	270-275	8.24±0.58	2.28±0.07	13.1±0.35	2.48±0.07	27.74±1.87	3370±60
MTS-5	340-345	9.92±0.32	2.70±0.11	12.5±0.34	2.46±0.07	32.96±0.85	3320±60
MTS-6	352-357	10.72±0.36	2.46±0.10	12.0±0.32	2.39±0.07	33.83±0.93	3160±60
MTS-7	410-415	12.53±0.65	2.32±0.10	12.2±0.33	2.40±0.07	41.07±1.98	3280±70
MTS-8	475-480	16.38±0.74	2.37±0.10	10.6±0.30	2.21±0.07	49.99±1.99	3050±70
MTS-9	590-595	24.78±3.89	2.70±0.10	14.1±0.37	2.42±0.06	82.88±1.9	3.34±0.06
MTS-10	625-630	27.75±2.56	2.14±0.09	13.1±0.35	2.13±0.06	81.51±5.83	2.94±0.06
MTS-11	735-740	45.80±6.66	2.10±0.09	10.6±0.30	2.05±0.06	124.36±17.92	2.71±0.06
MTS-12	825-830	47.29±13.58	1.70±0.08	7.98±0.24	1.96±0.06	114.116±32.67	2.41±0.05
MTS-13	940-945	53.95±3.84	2.18±0.09	9.20±0.27	2.04±0.06	142.09±9.57	2.63±0.06

3.3 年剂量测定和OSL年龄计算

年剂量与样品周围地层中放射性元素元素U、Th、K的含量、宇宙射线有关。样品U、Th和K含量在北京原子能研究院是用中子活化法测定。宇宙射线对年剂量的贡献通过辐射剂量之间的转换系数计算获得^[22]。样品含水量影响年量, 样品含水量值结合该地区黄土土壤水分的研究结果进行了校正。样品的 α 射线的辐射效率系数值参照Lai的研究成果取值 $\eta=0.035$ 。最后, 根据相关转换参数获得了各个OSL样品准确的年剂量值(表3)。

OSL年龄通过公式(样品埋藏年龄=等效剂量/年剂量)计算得到。用上述实验得到的De和环境剂量数据计算得到前坊村剖面 and 弥陀寺剖面 OSL 样品的年龄数据(表3)。

4 讨论和结论

4.1 讨论

4.1.1 汉江I级阶地风成黄土覆盖层底界年龄 前坊村剖面中厚层风成黄土L₁底部样品QFC-10的OSL年龄是 24.62 ± 1.99 ka BP, 弥陀寺剖面中厚层风成黄土L₁底部样品MTS-9的OSL年龄是 24.78 ± 3.89 ka BP, 两者的OSL年龄数据基本一致(表3)。尽管OSL测年样品QFC-10和MTS-9位于不同的剖面中, 但位于相同的地层位置—厚层风成黄土L₁的底部(图4), 即相同地层单元(风成黄土L₁)底部的OSL年龄在不同地点剖面中是一致的。基于此, 将厚层风成黄土L₁的底界年龄确定为25 ka BP, 应该是合理的。也就是说, 汉江上游地区风成黄土L₁开始稳定堆积的时间不晚于25 ka BP。

黄土L₁下伏地层是风成黄土—冲积砂层交互层(T₁-al₂)(表1)。前坊村剖面T₁-al₂顶部样品QFC-11的OSL年龄是 27.53 ± 3.16 ka BP, 与上覆风成黄土L₁底部的OSL年龄(24.62 ± 1.99 ka BP)十分接近。弥陀寺剖面T₁-al₂顶部样品MTS-10的OSL年龄 27.75 ± 2.56 ka BP, 与上覆风成黄土L₁底部的OSL年龄(24.78 ± 3.89)也十分接近。上述年龄数据分布说明: ①不同地点的T₁-al₂顶部的OSL年龄基本一致; ②厚层风成黄土L₁底部的OSL年龄与下伏T₁-al₂顶界的OSL年龄相差很小(<3.0 ka BP), 考虑到野外样品样布设在地层界线上下一定范围, 这样小的年龄差可以忽略; ③地层界线上下年龄的接近说明下伏T₁-al₂层与上覆风成黄土L₁土之间在时间序列上基本是连续的, 因此可以认为沉积过程基本连续的, 即使有短暂的沉积中断也可以忽略不计。

前坊村剖面T₁-al₂的最老OSL年龄(样品QFC-13)是 52.43 ± 11.78 ka BP, 最新OSL年龄(QFC-11)是 27.53 ± 3.16 ka BP, OSL样品年龄分布符合上部年龄小和下部年龄大的规律, 这说明T₁-al₂的OSL年龄在52.4-27.5 ka BP之间。弥陀寺剖面T₁-al₂最老年龄OSL年龄是 53.95 ± 3.84 ka BP(样品MTS-13), 最新OSL年龄(样品QFC-10)是 27.75 ± 2.56 ka BP, OSL样品年龄分布也符合上部年龄小和下部年龄大的规律, 说明弥陀寺剖面T₁-al₂的OSL年龄在54.0-27.7 ka BP之间, 与前坊村剖面T₁-al₂的年龄范围一致(表3和图

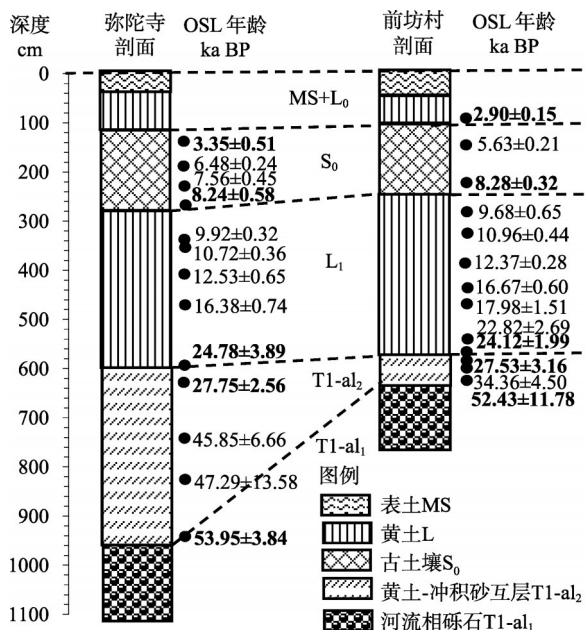


图4 前坊村剖面 and 弥陀寺剖面地层序列及测年数据
Fig. 4 Stratigraphy and OSL age of Qianfangcun profile and Mituosi profile, China

4)。地层 OSL 年龄的分布特征说明不同剖面 T_1 - al_2 的 OSL 年龄范围一致,故本文将风成黄土-冲积砂层交互层(T_1 - al_2)的年龄范围确定在 55-25 ka BP 之间。

4.1.2 汉江 I 级阶地形成过程 从剖面的沉积特征变化和地层的 OSL 年龄分布看(表 1 和图 4),汉江 I 级阶地的发展经历了早期新构造抬升与河流下切阶段(55-25 ka BP)和晚期阶地面稳定接受沉积(25-0 ka BP)两个阶段。在秦岭山脉不断抬升的背景下,距今 55 ka BP 前后,新构造抬升增强和汉江下切作用显著加剧,河漫滩相沉积物开始脱离水面并接受风尘堆积。汉江显著下切作用持续了大约 30 ka,在此期间汉江两岸不时被河水淹没,导致堆积的黄土又不时被河流沉积物所覆盖,呈现出不同沉积相交错出现,形成了风成黄土与冲积砂层交互出现的沉积特征。但这种交错沉积并非等时间间距,因而每一个沉积旋回形成的冲积砂层和黄土层厚度不等,但风成黄土-冲积砂互层的现象十分清楚。距今大约 25 ka,在经过了约 30 ka 的新构造抬升和汉江下切后,新构造抬升趋于停止,阶地面抬升到一定高度,汉江河水再难以淹没阶地面。另外,薛祥熙^[1]用 OSL 测年获得的南洛河 I 级阶地年龄在 28-31 ka BP,与本文确定的汉江 I 级阶地年龄十分接近。

4.1.3 汉江低阶地发展及对气候变化的响应 距今 25 ka 前后,新构造抬升趋于停止,汉江下切显著变慢和 I 级阶地完全形成。于此同时,全球性末次冰期也逐步进入冰盛期(25-18 ka BP),冬季风进一步强盛和气候冷干,风尘活动加剧致使汉江 I 级阶地开始接受持续的风尘堆积,形成了厚层风成黄土 L_1 。马春梅等^[16-18]对神龙架泥炭的研究也认为这一时期是冷期气候。黄土 OSL 年龄数据反映风成黄土堆积是连续的(表 3 和图 4),没有发生显著的沉积中断。对风成黄土剖面进行的地球化学、理化性质参数研究证实^[12],25 ka BP 以来区内气候是不稳定的,气候变化引起黄土覆盖层发生不同程度的风化成壤改造作用,形成了现在的黄土-古土壤序列,其地层序列从下向上依次为:河流相砂卵石层(T_1 - al_1)→黄土-冲积砂互层(T_1 - al_2)→马兰黄土(L_1)→过渡黄土(L_t)→古土壤(S_0)→近代黄土(L_0)→表土(MS),这种地层序列与渭河谷地的黄土地层序列可进行对比。汉江 I 级阶地的黄土-古土壤层序记录汉江上游流域自从 25 ka BP 以来的气候变化经历末次冰期后东南季风逐渐加强、中全新世季风强盛、晚全新世季风衰退和气候变干的演变模式,这与其它地区和其它介质揭示的 2.5 ka BP 以来气候变化规律一致。

4.2 结论

(1) 以系统的 OSL 测年数据为依据,分析认为汉江 I 级阶地形成于晚更新世, I 级阶地始出现于 55 ka BP,最终形成于 25 ka BP。55-25 ka BP (阶地形成初期),以强烈新构造抬升与汉江河流下切为特征,此期间尽管河漫滩相沉积物脱离水面接受风尘堆积,但不时被河水淹没,形成了风成黄土-冲积砂层交互出现的沉积学特征。25-0 ka BP (阶地发展晚期),以阶地面稳定接受风尘堆积为特征,形成了风成黄土覆盖层。

(2) OSL 年龄表明汉江 I 级阶地形成后就开始接受风尘堆积,从河流相沉积→风尘堆积是一个连续过程,没有显著的沉积中断。汉江 I 级覆盖的黄土-古土壤序列是 25 ka BP 以来风尘连续堆积的结果,其地层序列从下向上依次为:河流相砂卵石层(T_1 - al_1)→黄土-冲积砂互层(T_1 - al_2)→马兰黄土(L_1)→过渡黄土(L_t)→古土壤(S_0)→近代黄土(L_0)→表土(MS)。

(3) 汉江 I 级阶地风成覆盖层的形成及其风化成壤强度的变化记录了汉江上游流域自从 25 ka BP 以来的气候变化经历末次冰期后东南季风逐渐加强、中全新世季风强盛、晚全新世季风衰退和气候变干的演变模式。

参考文献(References)

- [1] Xue Xiangxi, Li Huhou, Li Yongxiang et al. The new data of the uplifting of Qinling Mountains since the middle Pleistocene. *Quaternary Sciences*, 2004, 24(1): 82-87. [薛祥熙, 李虎侯, 李永项, 等. 秦岭中更新世以来抬升的新资料]

- 及认识. 第四纪研究, 2004, 24(1): 82-87.]
- [2] 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.]
- [3] 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.]
- [4] Yan Guilin. A preliminary study on magnetic stratigraphy of the geological section with the fossil bed of Yunxian homo of Hubei. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 1993, 18(2): 221-226. [阎桂林. 湖北“郧县人”化石地层的磁性地层学初步研究. 地球科学: 中国地质大学学报, 1993, 18(2): 221-226.]
- [5] Chen Tiemei. ESR dating on the stratigraphy of Yunxian homo erectus, Hubei, China. *Acta Anthropological Sinica*, 1996, 15(2): 114-117. [陈铁梅. 湖北郧县人化石地层的 ESR 测年研究. 人类学学报, 1996, 15(2): 114-117.]
- [6] Huang Peihua, Li Wensen. Landscape, Quaternary strata and buried environment at estuary of the Qu Yuan River in Yunxian County, Hubei Province. *Jiangnan 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.]
- [7] Yang Xiufen, Ma Shoulin. Geomorphological characteristics relating to the Neotectonics in the Hanzhong basin. *Journal of Northwest Normal University*, 1987, (2): 45-49. [杨秀芬, 马守林. 汉中盆地与新构造运动有关的地貌特征. 西北师范学院学报, 1987, (2): 45-49.]
- [8] Huang C C, Pang J L, Zha X C et al. Extraordinary hydro-climatic events during the period AD 200-300 recorded by slackwater deposits in the upper Hanjiang River valley, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013, 374: 274-283.
- [9] Zhang Y Z, Huang C C, Pang J L et al. Comparative study of the modern flood slackwater deposits in the upper reaches of Hanjiang and Weihe river valleys, China. *Quaternary International*, 2012, 282: 184-191.
- [10] Sun X F, Lu H Y, Wang S J et al. Ages of Liangshan Paleolithic sites in Hanzhong basin, central China. *Quaternary Geochronology*, 2012, 10: 380-386.
- [11] Pang Jiangli, Huang Chunchang, Zhou Yali et al. Holocene eolian loess and its pedogenic modification in the upper Hanjiang River Valley, China. *Acta Geographica Sinica*, 2011, 66(11): 1562-1573. [庞奖励, 黄春长, 周亚利 等. 汉江上游谷地全新世风成黄土及其成壤改造特征. 地理学报, 2011, 66(11): 1562-1573.]
- [12] Pang Jiangli, Huang Chunchang, Zhou Yali et al. Formation of the first river terraces of Hanjiang River and its response to the East Asian monsoon. *Geological Review*, 2014, 60(5): 1076-1084. [庞奖励, 黄春长, 周亚利 等. 汉江上游 I 级河流阶地形成及对东亚季风变化的响应. 地质论评, 2014, 60(5): 1076-1084.]
- [13] Zha Xiaochun, Huang Chunchang, Pang Jiangli et al. The Holocene palaeoflood events in the Yunxi reach in the upper reaches of Hanjiang River. *Acta Geographica Sinica*, 2012, 67(5): 671-680. [查小春, 黄春长, 庞奖励 等. 汉江上游郧西段全新世古洪水事件研究. 地理学报, 2012, 67(5): 671-680.]
- [14] 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.]
- [15] Ma Chunmei, Zhu Cheng. Geochemical studies of high-resolution climate change during late glacial from peat at Dajihu Lake in Shenglongjia in Hubei province. *Chinese Science Bulletin*, 2008, 53(11): 26-37. [马春梅, 朱诚. 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.]
- [16] Shao Xiaohua, Wang Yongjin, Cheng Hai et al. The Holocene monsoon climatic evolution and drought events recorded in stalagmites at Shenglongjia 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.]
- [17] 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.]
- [18] Lei Xiangyi. Paleoenvironmental changes recorded by Shangzhou loess-paleosol sequences on the eastern Qinling Mountains. during the last 0.6Ma. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 1999, (1): 69-79. [雷祥义. 商州黄土记录的最近六十万年来东秦岭古环境变迁. 海洋地质与第四纪地质, 1999, (1): 69-79.]
- [19] Murray A S, Wintle A G. The single aliquot regenerative dose protocol. *Radiation Measurements*, 2003, 37: 377-381.
- [20] Lai Z P, Zhang W G, Chen X et al. OSL chronology of loess deposits in East China and its implications for East Asian monsoon history. *Quaternary Geochronology*, 2010, (5): 154-158.
- [21] Wang Hengsong, Huang Chunchang, Zhou Yali et al. OSL dating of the Holocene paleoflood events on the Qianhe River in the Guanzhong Basin, China. *Science in China: Series D*, 2012, 42(3): 390-401. [王恒松, 黄春长, 周亚利 等. 关中西部千河流域全新世古洪水事件光释光测年研究. 中国科学: D 辑, 2012, 42(3): 390-401.]
- [22] Roberts H M, Wintle A G. Equivalent dose determinations for polymineralic fine-grains using the SAR protocol. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20(5-9): 859-863.

- [23] Prescott J R, Robertson G B. Sediment dating by luminescence. *Radiation Measurements*, 1997, 27(5/6): 893-922.
- [24] Zhou Yali, Lu Huayu, Mason J A et al. OSL sequence and Holocene climate change in Otindag sandland. *Science in China: Series D*, 2008, 38(4): 452-462. [周亚利, 鹿化煜, Mason J A 等. 浑善达克沙地的光释光年代序列与全新世气候变化. *中国科学: D辑*, 2008, 38(4): 452-462.]
- [25] Starkel L. Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas. *Quaternary Science Review*, 2003, 22: 2189-2198.
- [26] Pan Baotian, Su Huan, Liu Xiaofeng et al. River terraces of the Yellow River and their genesis in eastern Lanzhou Basin during last 1.2 Ma. *Quaternary Sciences*, 2007, 27(2): 174-180. [潘保田, 苏怀, 刘小丰 等. 兰州东盆地最近 1.2Ma 的黄河阶地序列与形成原因. *第四纪研究*, 2007, 27(2): 174-180.]
- [27] Hu Xiaomeng, Yang Jingchun. The response of the development of Fen River tectonic movement and paleoclimate changes since last non-glaciation stage. *Journal of Geomechanics*, 2001, (2): 176-180. [胡小猛, 杨景春. 临汾盆地末次间冰期以来地貌演化的构造和气候响应. *地质力学学报*, 2001, (2): 176-180.]

Eolian loess-palaeosol sequence and OSL age of the first terraces within the Yunxian Basin along the upper Hanjiang River

PANG Jiangli, HUANG Chunhang, ZHOU Yali, ZHA Xiaochun,
ZHANG Yuzhu, WANG Lebin

(College of Tourism and Environmental Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China)

Abstract: The first river terrace within the Yunxian Basin along the upper reaches of Hanjiang River was investigated in the field work. The sediment profiles were sampled systematically. The sedimentological characteristics, and physical and chemical properties were analyzed in laboratory. The samples were dated using OSL method. The results show that, the bottom age of the thick loess L_1 is 25 ka BP, and the age range of the eolian loess-alluvial sand inter-beds (T_1 - a_2) is between 55-25 ka BP. The age distribution suggests that deposition process of the loess sequence in Hanjiang River valley is essentially continuous. The first river terrace of the Hanjiang River has experienced two development stages, including the tectonic uplift and river incision (55-25 ka BP), and then the stabilized eolian loess deposition (25-0 ka BP). Around 55 ka BP, the river incision started because of the intensified tectonic uplifting. The eolian loess accumulation on the uplifted flood plain was frequently interrupted due to the overbank flooding. This process continued around 25 ka BP and the inter-beds of eolian loess and alluvial sand (T_1 - a_2) were therefore formed. To about 25 ka BP, the first river terrace had formed and eolian loess accumulated continuously on the terrace land. At the same time, with the river incision, the last glaciation entered the maximum stage and the thickest eolian loess covered the terrace because of the increased dust storms and dustfalls. Since the formation of the terrace about 25 ka BP, the eolian loess experienced varying degrees of weathering and pedogenesis in different periods because of monsoonal climate change. The stratigraphic paleosol-loess sequence on the first terrace from the bottom to the top is listed as fluvial gravel (T_1 - a_2) \rightarrow eolian loess and alluvial sand inter-beds (T_1 - a_2) \rightarrow Malan loess (L_1) \rightarrow transitional loess (L_t) \rightarrow paleosol (S_0) \rightarrow recent loess (L_0) \rightarrow modern soil (M_s). This stratigraphic sequence has recorded a monsoonal climate change model since 25 ka BP, including the gradually intensified southeast monsoon during the late glacial and early Holocene periods, the strongest monsoon in the mid-Holocene, and the monsoon recession and the climate drying during the late Holocene.

Keywords: Hanjiang River; river terrace; OSL age; eolian loess; climatic change