

关中盆地西部黄土剖面年代序列 及其记录的成壤环境演变

贾耀锋^{1,2}, 黄春长², 庞奖励², 毛龙江³

(1. 北方民族大学管理学院, 宁夏 银川 750021; 2 陕西师范大学旅游与环境学院, 陕西 西安 710061;
3 南京信息工程大学大气科学学院, 江苏 南京 210044)

摘要: 应用光释光技术确定匠杨村黄土沉积序列年代框架。结合地层沉积特征和其他指标测量结果, 得到该区自末次冰消期以来成壤环境演变: 16 66~13 16 ka B. P. 期间气候干旱, 风尘输入量较大, 成壤作用微弱; 13 16~8 31 ka B. P. 期间气候转暖转湿, 风尘输入量最小, 但因植被没完全恢复致使成壤强度仍很弱; 8 31~3 24 ka B. P. 期间气候湿润, 风尘输入量较小, 是重要的成壤期, 其间 6 19~5 77 ka 和末期 3 78~3 24 ka 旱化趋势导致风尘输入量增加和成壤强度减弱; 3 24 ka 以来, 在气候旱化趋势下风尘输入量增加, 成壤作用再次减弱。

关键词: 关中盆地; 黄土; 光释光测年; 成壤环境

中图分类号: P 539. 6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2010)03-0458-07

黄土沉积为研究第四纪以来的气候环境提供多种记录^[1-5], 但利用这些记录获取的多数气候环境演变事件的年代数据均非常粗略, 且主要是晚更新世黄土的一些测年数据^[6-9], 对末次冰消期以来黄土记录的直接测年数据很少。精确的关于风尘黄土沉积年代的直接测定对于提高风尘黄土剖面记录的时空分辨率就显得非常重要。由于保存在风尘黄土中的石英、长石等晶体矿物中的辐射能量在搬运漂浮于空中时已被阳光彻底曝晒而重新归零, 这就为含有大量石英、长石等晶体矿物的黄土等风尘沉积物提供了一种有效的测年途径^[8-13]。因此, 通过对黄土沉积剖面进行高密度采样进行的光释光(OSL)测年可以为黄土沉积记录提供高分辨率的时间标尺。

风尘黄土成壤强度的变化受风尘源区气候植被等条件的影响, 是通过风尘黄土的堆积速率影响其成壤强度。在地形较平坦的关中盆地, 风尘黄土剖面成壤强度主要受东亚夏季风控制的降水和冬季风控制的风尘堆积速率共同作用。风尘堆积区及其源区气候环境及变化差异性也是影响风尘黄土堆积速率和成壤强度的重要因素^[14], 尤其表现在气候环境的快速转变时期。对气候环境转变期间和转变前后的风尘黄土堆积和成壤强度及其影

响因素的全面掌握, 是我们深入探讨和理解风尘黄土堆积与成壤关系及机制的关键问题。本文通过对位于关中盆地西部的匠杨村(JYC)典型风尘黄土剖面的 OSL 测年, 在确定黄土沉积记录事件年代序列的基础上, 结合磁化率、粒度和碳酸钙等气候替代指标的测试, 试图探讨本区自末次冰消期以来的成壤环境变化及其影响机制问题。

1 研究区域、地点和方法

1.1 研究区域概况

研究区域位于关中盆地西部扶风县(图 1)。本区地形西北高、东南低, 从北向南呈阶梯式跌落, 分一、二、三道塬, 由山前洪积扇前缘地带、黄土台塬、河漫滩及河谷冲积阶地三种类型构成。属大陆性季风半湿润气候, 年均气温 12℃以上, 年均降水量 593 mm, 地带性植被为暖温带半湿润夏绿阔叶林。

1.2 研究剖面及采样

匠杨村(JYC)剖面(107°39'E, 34°27'N)位于扶风县北部的黄土台塬面上, 海拔 685 m, 邻近周岐邑遗址, 属周文明发祥地周原地区。剖面出露在约 5 m 左右的陡坎处, 地层清晰可辨, 为典型的风尘黄土沉积剖面。

用直径约 5 cm、长约 20 cm 的不锈钢筒分

收稿日期: 2009-07-24 修订日期: 2009-12-08

基金项目: 国家自然科学基金项目(40771018)资助。

作者简介: 贾耀锋(1968-), 男, 博士, 宁夏西吉人, 副教授, 主要从事环境演变与资源开发研究。E-mail: jiy7779@yaho.com.cn

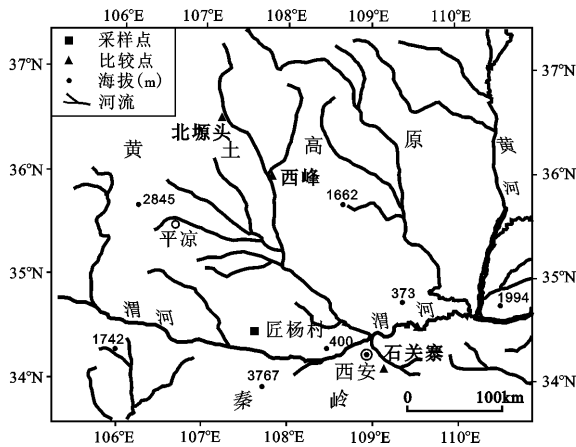


图 1 研究剖面匠杨村位置示意图

Fig 1 Map showing location of the Jiangyangcun (JYC) site and sites mentioned in the text. The dashed line indicates the boundary of the Guanzhong Basin.

别在剖面选定的采样深度采集了 12 块 OSL 测年样品, 并立即用黑色塑料袋和胶带紧紧包裹。另外还采到一块灰色陶片 JYC-01-P (表 1)。同时对剖面每间隔 2 cm 从上到下连续采样, 共采 190 个样品用于磁化率、粒度和碳酸钙的测定。所有室内实验测定均在陕西师范大学旅游与环境学院环境变迁实验室测定。

1.3 实验方法

1) 释光测年。根据标准的前处理方法进行了细粒 (直径 4~11 μm) 混合矿物样品的制备^[15]。样品预热、辐射和测定均使用 Risø TL/OSL DA-15 型释光仪。采用单片再生剂量法测定黄土和陶片细粒混合矿物样品的红外之后蓝光释光等效剂量^[16], 预热条件为 220°C / 10 s, cut-heat 条件为

表 1 匠杨村黄土-古土壤剖面放射性元素含量和光释光年龄

Table 1 Summary of dosimetry and OSL ages for samples collected from the loess-paleosol profile at JYC site

样品编号	深度 (cm)	含水量 (%)	U (10^{-6})	Th (10^{-6})	K (%)	宇宙射线 (Gy/ka)	剂量率 (Gy/ka)	等效剂量 (Gy)	OSL 年龄 (ka)
JYC-01-L ^{a)}	48	15.6	2.9	12.7	2.30	0.21	4.18	3.85 ± 0.58 (18) c)	0.92 ± 0.14
JYC-02-L	78	16.4	3.1	14.4	2.35	0.20	4.39	5.09 ± 0.67 (18)	1.16 ± 0.15
JYC-03-L	118	15.6	2.9	12.2	2.42	0.17	4.21	15.91 ± 1.40 (12)	3.78 ± 0.33
JYC-04-L	168	16.3	2.6	12.5	2.50	0.17	4.18	24.12 ± 1.58 (12)	5.77 ± 0.38
JYC-05-L	188	15.8	2.7	11.7	2.53	0.16	4.18	25.89 ± 1.35 (12)	6.19 ± 0.32
JYC-06-L	198	17.1	2.9	12.6	2.63	0.16	4.34	30.72 ± 2.74 (12)	7.08 ± 0.63
JYC-07-L	238	16.5	3.2	14.6	2.51	0.15	4.96	41.23 ± 1.70 (12)	8.31 ± 0.34
JYC-08-L	278	14.5	2.3	11.5	2.23	0.14	3.39	44.60 ± 3.16 (18)	13.16 ± 0.93
JYC-09-L	315	13.8	2.5	12.0	2.32	0.13	4.01	56.34 ± 6.08 (18)	14.05 ± 1.52
JYC-10-L	318	14.5	2.6	12.5	2.45	0.13	4.17	60.66 ± 8.03 (18)	14.55 ± 1.93
JYC-11-L	343	13.9	2.9	13.2	2.51	0.12	4.40	67.25 ± 5.41 (18)	15.28 ± 1.23
JYC-12-L	375	13.6	2.7	11.8	2.48	0.12	4.20	69.98 ± 4.55 (18)	16.66 ± 1.08
JYC-01-P ^{b)}	78	15.6	2.9	12.2	2.37	0.19	4.18	13.56 ± 1.88 (18)	3.24 ± 0.45

说明: a) 样品编号中的 L 表示黄土样品; b) P 表示陶片样品, 其考古年龄为 3.5~3.0 ka; c) 括号中的数字为测定该样品时的样片个数

220°C / 10 s, 红外激发条件为 60°C / 100 s, 红外后蓝光激发条件 125°C / 40 s。环境剂量率是通过测定样品中主要放射性元素 U、Th、K 含量确定^[15, 17]。U、Th、K 含量采用 X 射线荧光光谱分析法 (XRF) 测定, 测量仪器是荷兰帕纳科公司 (PANalytical) 生产的 PW 2403 型的 X 射线荧光光谱仪。

2) 磁化率、碳酸钙和粒度测量。磁化率用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪进行测量。碳酸钙采用气量法进行测量^[18]。粒度利用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer-S 型激光粒度仪进行测量。测量方法见参考文献 [3]。

2 测定结果

2.1 释光测年

检测测试条件的适用性, 选取 JYC-1-L 和 JYC-09-L 预热温度坪的检验和剂量恢复试验 (图 2)。在 160~300°C 预热温度范围内, 等效剂量随预热温度变化较小, 除 JYC-01-L 在 160°C 的等效剂量差异较大以外, 其它基本处于一个坪区, 且释光生长曲线通过原点, 回授效应所引起的等效剂量值的差异很小。释光信号的循环比率基本在 0.95~1.10 之间 (图 3), 说明在测量过程中由于预热、

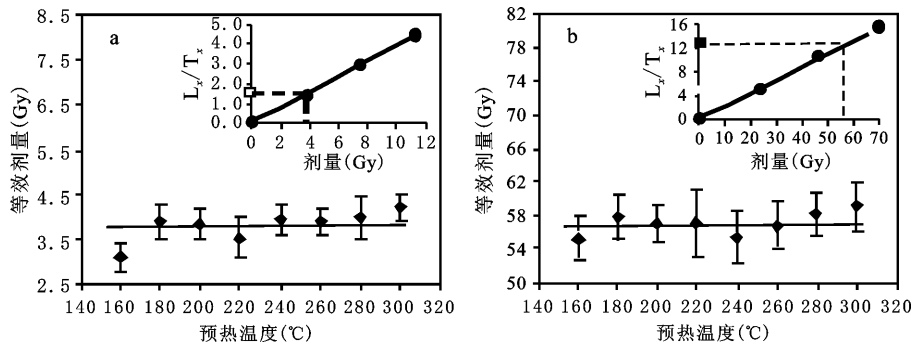


图 2 样品 JYC-01-L(a)和 JYC-09-L(b)预热温度对等效剂量坪区(内插图为拟合的释光生长曲线图)

Fig 2 Examples of preheat plateau test for samples JYC-01-L and JYC-09-L

The inset shows the growth curves of their polymetal [post-R] OSL signals respectively

辐射和激发等导致的 OSL 信号的感量变化得到了很好地校正。剂量恢复实验中, 附加给 JYC-01-L 和 JYC-09-L 的已知剂量分别为 4.28 和 67.45 Gy 而恢复得到的平均剂量为 4.35 和 67.16 Gy, 相对于已知剂量仅相差 1.65% 和 -0.43%。由以上测试结果可以看出, 本次实验所选取的测试条件是适合该系列样品年龄测定的。

物^[20], 指示了受东亚夏季风强度控制的降水量状况。在半湿润地区, 黄土中碳酸钙含量变化主要取决于由降水决定的土壤湿度变化, 故其含量反映了气候湿润状况^[4]。风尘沉积物的粒度反映其搬运营力的大小, 也受物源距离的影响^[3], 可以指示东亚冬季风的强度和风尘源区的环境状况。

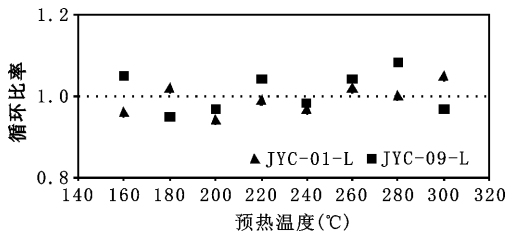


图 3 样品 JYC-01-L 和 JYC-09-L 的循环比率随预热温度变化

Fig 3 Ratios of corrected signals for samples JYC-01-L and JYC-09-L as a function of preheat temperature

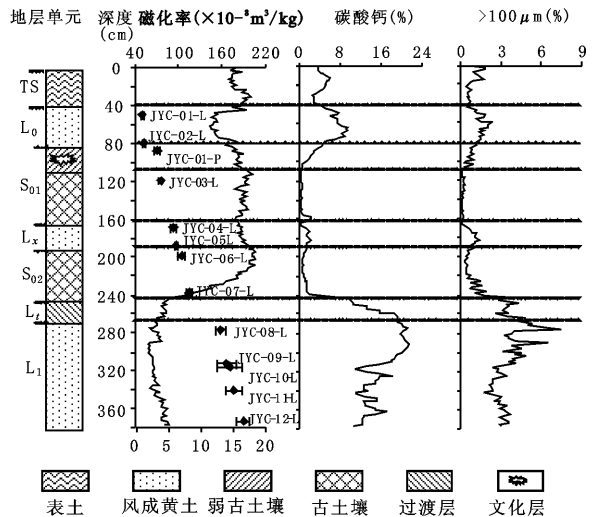


图 4 JYC 剖面磁化率、碳酸钙和粒度含量变化曲线以及测定的 OSL 年龄

Fig 4 Curves showing the magnetic susceptibility, contents of calcium carbonate and grain size of the JYC profile. The benzenges indicate the OSL ages of dated samples

从测定结果看出(表 1), JYC 黄土剖面沉积序列年龄在 16.66 ka 以来, 即基本为末次冰消期以来的风尘沉积物。根据 JYC-01-P 陶片的考古年龄 (3.5~3.0 ka^[19]) 和测定的 OSL 年龄控制, 沉积序列地层沉积特征, 结合磁化率、粒度和碳酸钙等气候替代指标测量结果, 可以看出, 除 JYC-01-L、JYC-02-L 两个样品显著偏年轻外, 其余样品的 OSL 年龄与所处沉积地层基本一致, 反映了末次冰消期以来风尘沉积和气候变化过程。

2.2 磁化率、碳酸钙和粒度

磁化率、碳酸钙和粒度是黄土研究中应用最成熟的替代指标^[2~4]。其中造成黄土与古土壤磁化率差异的主要原因是成壤过程形成的亚铁磁性矿

从图 4 中可以看出, 在整个全新世土壤层 S₀, 磁化率为一高值区, 平均为 $185.22 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ > 100 μm 的沙粒含量与碳酸钙含量在 L₁ 和 L₀ 为最大值, 在 L₁ 中分别达到 3.48% 和 16.04%, 在 L₀ 中分别达到 1.52% 和 7.03%; 另外, > 100 μm 的沙粒含量与碳酸钙含量在 L_x 形成期也出现了一个

较明显的次高值区, 分别为 0.74% 和 1.48%。从三种气候指标的变化曲线可以看出, 磁化率、 $> 100 \mu\text{m}$ 沙粒含量和碳酸钙含量变化较好地记录了本区自末次冰消期以来的气候环境演变。

3 讨论

3.1 匠杨村黄土-古土壤剖面的年代序列

如前所述, JYC-01-L、JYC-02-L 两个样品的 OSL 年龄显著偏年轻。JYC-02-L 采样深度为 78 cm, 很幸运的是在这一深度采集到一块灰色绳纹陶片 JYC-01-P, 其考古年龄为 $3.5 \sim 3.0 \text{ ka}^{[19]}$, 而测定的 OSL 年龄为 3.24 ka , 二者非常接近, 这说明测年结果是可靠的。

黄土高原地区悠久的耕作活动会使保存在晶体矿物中的释光信号极易受到干扰^[22]。在本研究中, 测定的在 50~100 cm 间两个黄土样品 OSL 年龄非常年轻, 进一步证实这种人类活动影响的存在, 在关中盆地的某些地点甚至达到剖面 100 cm 以下的深度^[21]。这与 Stevens 等在他们研究的全新世黄土剖面观察到的现象非常一致^[12], 说明在黄土高原地区, 人类耕作活动对表层样品释光信号的显著影响是一种较普遍的现象。基于同 JYC-02-L 同层发现的陶片 JYC-02-L 的考古年龄, JYC-01-L 和 JYC-02-L 应当是 3.0 ka B. P. 以来沉积的。从那时起, 人类在该地区的耕作活动已经相当普遍并逐渐增强^[22], 使贮存在晶体矿物中的释光信号被频繁晒退, 导致测定的表层沉积样品 OSL 年龄显著低于其真实的沉积年龄。

3.2 末次冰消期以来的成壤环境演变

研究表明, 东亚季风存在千年到百年等亚轨道时间尺度上的快速变化过程^[14, 23], 主要受季风气候控制的风尘黄土的堆积和成壤也存在着这种快速的转变过程^[10, 12, 21, 22]。JYC 典型黄土-古土壤剖面清楚地揭示了自末次冰消期以来的风尘黄土堆积和成壤环境的演变。

$16.66 \sim 13.16 \text{ ka B. P.}$ 期间, 磁化率是一个低值段(图 4), 平均为 $70.24 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 说明该期是一个非常弱的成壤时期, 这在碳酸钙指标中也有明确的显示, 其含量高达 15.63%, 而该层上部更高的含量与 S_{02} 层碳酸钙大量向下淋移淀积有关。同时, $> 100 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量为整个剖面最高, 达 3.27%, 指示其搬运营力东亚冬季风的强盛。以上记录一致指示本区在末次冰消期期间降水稀少、植

被稀疏的干旱环境特征。在 $13.16 \sim 8.31 \text{ ka B. P.}$ 期间, 磁化率显著增大(图 4), 而碳酸钙和 $> 100 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量明显减小, 说明成壤强度随着降水和植被条件的逐渐改善而增强^[22]。在 $8.31 \sim 3.24 \text{ ka B. P.}$ 期间, 磁化率指标平均达 $185.22 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 指示该期是一个较强的成壤期, 这在碳酸钙指标中也有明确的显示, 其含量为 1.15%。该期强的成壤作用除与风尘堆积区降水和植被条件改善有关以外, 还与较弱的风尘输入有关, $> 100 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量为整个剖面最低, 仅为 0.54%, 说明其搬运营力冬季风很弱, 这也与风尘源区土壤湿度总体增强导致的风尘物源减少也有直接的关系。所以, 在 $8.31 \sim 3.24 \text{ ka B. P.}$ 期间, 受东亚夏季风持续增强的影响, 本区气候变得更加湿润, 植被条件也因此得到大大改善^[22], 为重要的成壤阶段, 形成了全新世古土壤 S_0 。在全新世大暖期的中期的 $6.19 \sim 5.77 \text{ ka}$ 期间, 出现了一个很明显的沙尘加速堆积和成壤强度减弱的时期, 这在图 4 中的几个记录中都有明确地反映, 如碳酸钙和 $> 100 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量在该期明显增加, 分别为 1.64% 和 0.95%, 均高于它们在整个 S_0 层的平均含量。这个干旱阶段的出现使得全新世土壤 S_0 层被分割为两个土壤层 S_{02} 和 S_{01} (图 4)。 3.24 ka B. P. 以来形成现代黄土层 L_0 和表土层 T_S , 虽然这个时期人类活动已经影响到风尘黄土堆积和成壤作用自然方面的信息, 但从分析的各气候替代指标结果可大概看出其变化的自然原因。

风尘堆积与成壤强度的关系及其影响机制是许多研究者普遍关注的热点问题^[2, 5, 10, 13, 14, 22, 25, 26]。其中对于风尘源区、堆积区气候变化及其关系的深入探讨是科学阐释这个问题的关键所在。风尘黄土堆积速率是风尘输入和成壤作用这两个既相互联系又相对独立方面共同作用的结果。其中风尘输入主要受其搬运营力、风尘源区的地面物质组成及植被状况等因素的控制; 而成壤作用主要受堆积区气候和植被状况的影响, 同时风尘输入量也是成壤作用的重要影响因素并将二者联系了起来。据详细划分的 JYC 剖面地层(图 4), 选取接近各地层交界处的 OSL 样品的深度和其 OSL 年龄计算了风尘黄土的堆积速率(图 5), 并以这个堆积速率来近似地代表各主要地层的堆积速率, 据此为我们清楚地提供了末次冰消期以来关于风尘输入和成壤作用两个方面一些有益的重要信息。JYC 黄土剖面

自末次冰消期以来的平均堆积速率为 22.81 cm/ka 这接近 Roberts 等人对黄土高原西部全新世黄土剖面测定的结果^[13], 同时, 图 5 可看出, 自末次冰消期以来黄土堆积速率发生了显著变化。土壤层的堆积速率普遍偏小, 其中 S_{02} 的平均堆积速率为 23.59 cm/ka , S_{01} 下部的平均堆积速率为 25.13 cm/ka 这两个时期正好对应的是全新世大暖期两个重要的成壤时期, 说明在这两个时期降水充沛、风尘输入量较少和成壤作用较强, 致使剖面的堆积速率较小。另外, S_{02} 的堆积速率相对要小于 S_{01} 的, 这指示了本区在 $8.31 \sim 6.19 \text{ ka B. P.}$ 期间的气候更为湿润, 风尘输入更小, 成壤强度更强。而黄土层堆积速率普遍较大, 如在 $16.66 \sim 13.16 \text{ ka B. P.}$ 期间形成的 L_1 顶部平均堆积速率为 27.71 cm/ka , $6.19 \sim 5.77 \text{ ka B. P.}$ 期间形成的 L_x 的平均堆积速率为 47.62 cm/ka , 分别较前期显著增大, 接近两个成壤时期平均堆积速率的 2 倍。这指示了冬季风强盛、气候干旱、风尘快速堆积和成壤强度减弱的气候环境变化特点(图 4)。近地表 40 cm 以内的沉积物堆积速率除受自然因素影响以外, 人类活动扰动可能是一个重要因素。

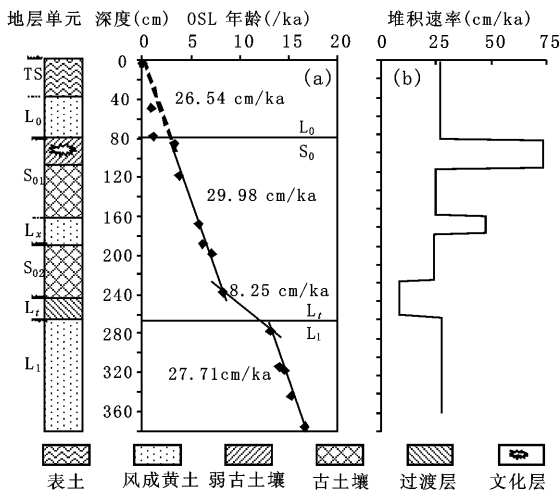


图 5 JYC 风尘黄土剖面的堆积速率

Fig 5 OSL ages and accumulation rates in the JYC loess profile

从以上分析可以看出, JYC 黄土剖面主要地层平均堆积速率基本指示了各对应时期气候环境特征, 风尘输入量减少时期对应着成壤作用增强时期, 结果导致风尘黄土堆积速率减小, 反之, 风尘黄土堆积速率则增大。但这种对应关系在气候快速转变期则不尽一致(图 5)。从 JYC 整个剖面的黄土堆积速率可以看出(图 5(b)), 最小的堆积速率

并没有出现在 $8.31 \sim 6.19 \text{ ka B. P.}$ 成壤最强的时期, 而出现在 $13.16 \sim 8.31 \text{ ka B. P.}$ 末次冰消期向全新世大暖期的转变时期, 为 8.25 cm/ka 。Stevens 等对黄土高原及关中盆地三个黄土剖面(图 1)进行的 OSL 年龄测定和计算的堆积速率表明^[12], 北塬头剖面在 $10 \sim 8 \text{ ka B. P.}$ 期间的堆积速率也很小, 为 9.6 cm/ka 二者非常接近。而最大的堆积速率也并没有出现在黄土堆积期, 却出现在 $3.78 \sim 3.24 \text{ ka B. P.}$ 期间全新世大暖期向晚期干旱气候的转变期间, 达 74.07 cm/ka 。这如果仅从黄土堆积区的气候环境变化不能完全解释。如 $13.16 \sim 8.31 \text{ ka B. P.}$ 期间, 堆积区气候植被条件还较差^[22], 不是最强的成壤时期, 所以成壤对此时风尘黄土堆积速率减小的贡献是有限的, 那么是冬季风减弱造成的吗, 如此, 在 $8.31 \sim 6.19 \text{ ka B. P.}$ 冬季风最弱时期应该是黄土堆积速率最小的时期, 那为什么没有在这期间产生最小的堆积速率呢? 我们发现, 这两个堆积速率的极值均出现在气候环境快速转变时期, 其中最小值出现在从干冷气候向暖湿气候的转变时期, 而最大值出现在从暖湿气候向干旱气候的转变时期。在气候的快速转变时期, 风尘源区气候变化与堆积区气候变化的不同步性可能是导致堆积速率与成壤强度不能完全对应的主要原因, 从分析的结果可以推断, 风尘源区的气候变化可能要先于其堆积区的气候变化。风尘堆积区在 $13.16 \sim 8.31 \text{ ka B. P.}$ 末次冰消期向全新世大暖期转变期间, 干冷气候及稀疏的植被是一种微弱的成壤环境, 而这时风尘源区的气候可能在末次冰消期期间已经大大好转, 在转型期降水量的增加^[27, 28] 已经大大改善了源区的地表状况, 如沙地面积的大大退缩, 土壤水分条件改善引起植被覆盖度的增大, 使得大大退缩的沙地/沙漠被固定或半固定下来, 加之搬运营力冬季风的持续减弱, 最后导致输入到风尘堆积区的风尘量急剧减少, 引起风尘黄土的堆积速率大大减小。而在 $8.31 \sim 6.19 \text{ ka B. P.}$ 的末期, 风尘源区的气候变干, 植被覆盖度减少, 风尘源区物源的面积扩张, 这种情况已经影响到同期的风尘黄土的堆积速率, 而我们计算的是 $8.31 \sim 6.19 \text{ ka B. P.}$ 期间风尘黄土的平均堆积速率, 所以有增大的趋势。 $3.78 \sim 3.24 \text{ ka B. P.}$ 最大堆积速率也是在同样机制作用下产生的, 即在该期虽然风尘堆积区的气候也发生一定旱化趋势(图 4), 但风尘源区气候干旱化可能在此前一定时期

已经发生,加之冬季风持续增强,导致风尘输入量激增,风尘黄土堆积速率增大。

无论是对风尘源区和堆积区的现代气候研究^[29-33],还是古气候研究^[34],均揭示两大区域气候变化的不同步性。这种不同步性,尤其是在降水量变化方面的不同步性,说明直接控制这两个地区降水的大气环流是不同的,对于处于风尘主要源区的新疆及河西走廊等地区,其水汽来源主要与西风环流与高纬度北大西洋相联系^[35,36],而堆积区主要是受东亚季风环流(夏季风)输送的热带太平洋的水汽^[23]。这两个作为风尘源区和堆积区主要水汽来源的大洋变化的不同步性可能是引起风尘源区和堆积区气候变化不同步性的主要原因,但具体的驱动机制还需做更深入地研究。

4 结 论

1) 除 JYC-01-L、JYC-02-L 两个样品的 OSL 年龄显著偏年轻外,其余样品 OSL 年龄与所处沉积地层基本一致,指示末次冰消期以来风尘黄土堆积和成壤作用及气候变化过程时间序列。

2) 关中盆地西部风尘黄土的堆积和成壤环境在末次冰消期以来经历 4 个明显阶段:在 16 66~13.16 ka B. P. 期间,气候干旱,植被稀疏,风尘输入较大,成壤作用微弱;在 13.16~8.31 ka B. P. 期间,气候转暖转湿,风尘输入量最小,但由于植被没有完全恢复致使成壤强度仍很弱;在 8.31~3.24 ka B. P. 期间,气候湿润,植被覆盖度高,风尘输入量较小,是重要的成壤期,其间 6.19~5.77 ka B. P. 和末期 3.78~3.24 ka B. P. 发生了显著的旱化趋势,导致风尘黄土加速堆积和成壤强度降低;从 3.24 ka B. P. 以来,气候有干旱化的趋势。

3) 风尘黄土堆积速率与成壤强度既有联系又有区别。风尘黄土堆积速率主要受风尘输入量的控制,而风尘输入量除受其搬运营力冬季风强度的影响外,风尘源区气候环境状况是最为主要的控制因素;风尘黄土的成壤强度虽然受风尘输入量的影响,但最主要的控制因素是风尘堆积区气候环境的状况。JYC 黄土剖面风尘黄土堆积速率与成壤强度的不完全对应性揭示了风尘源区气候的变化要先于堆积区的气候变化,二者是不同步的。

参考文献:

[1] 刘东生,卢滨涛,郑洪汉,等.黄土与环境[M].北京:科学出

版社,1985 78~81,336~348

- [2] An Z S, Kukla G, Porter S C, et al Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during last 130 000 years[J]. Quaternary Research, 1991, **36**: 29-36
- [3] Lu Huayu, An Zhiseng. Paleoclimatic significance of grain size of loess-paleosol deposit in Chinese Loess Plateau[J]. Science in China (Series D), 1998, **41**(6): 626-631
- [4] 卢滨涛. 黄土地层中 CaCO₃ 含量变化与更新世气候旋回[J]. 地质科学, 1981, **16**(2): 122-131
- [5] Chen Jie, An Zhiseng, Liu Lianwen, et al Variations in chemical compositions of the eolian dust in Chinese Loess Plateau over the past 2.5 Ma and chemical weathering in the Asian inland[J]. Science in China (Ser. D), 2001, **31**: 136-145
- [6] Fomani S L. Late Pleistocene chronology of loess deposition near Luoduan, China[J]. Quaternary Research, 1991, **36**: 19-28
- [7] Lu Y, Zhang J, Xie J. Thermoluminescence dating of loess and paleosols from the Lantian section, Shaanxi province, China[J]. Quaternary Science Reviews, 1988, **7**: 245-250
- [8] Musson F M, Clark E M, Wintle A G. Luminescence dating of loess from the Liujiapo section, central China[J]. Quaternary Science Reviews, 1994, **13**: 407-410
- [9] Frechen M. Luminescence dating of loessic sediments from the Loess Plateau, China[J]. Geologische Rundschau, 1999, **87**: 675-684
- [10] Lu Huayu, Wang Xiaoyong, Ma Haizhou, et al The Plateau Monsoon variation during the past 130 kyr revealed by loess deposit at northeast Qinghai Tibet (China)[J]. Global and Planetary Change, 2004, **41**: 207-214
- [11] Lai Z P. Testing the use of an OSL standardised growth curve (SGC) for determination on quartz from the Chinese Loess Plateau[J]. Radiation Measurements, 2006, **41**: 9-16
- [12] Stevens T, Amitage S J, Lu H, et al Sedimentation and diagenesis of Chinese loess: implications for the preservation of continuous high-resolution climate records[J]. Geology, 2006, **34**: 849-852
- [13] Roberts H M, Wintle A G, Maher B A, et al Holocene sediment accumulation rates in the western Loess Plateau, China: a 2500-year record of agricultural activity, revealed by OSL dating[J]. The Holocene, 2001, **11**: 477-483
- [14] Liu T, Ding Z. Chinese loess and the palaeomonsoon. Annual Review of Earth and Planetary Science, 1998, **26**: 111-145
- [15] Aiken M J. Thermoluminescence dating[M]. London: Academic Press, 1985. 12, 25, 277, 287-288.
- [16] Banerjee D, Murray A S, Bøtter-Jensen L, et al Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains[J]. Radiation Measurements, 2001, **33**: 73-94
- [17] Prescott J R, Hutton J T. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations[J]. Radiation Measurements, 1994, **23**(2-3): 497-500

- [18] 贾耀锋. 关中盆地东部全新世环境演变及其对人类文化的影响: 以老官台全新世黄土剖面为例 [D]. 陕西师范大学硕士学位论文, 2003 25~26
- [19] 中国社会科学院考古研究所. 中国考古学中¹⁴C年代数据集 (1965~1991) [M]. 北京: 文物出版社, 1992 125~131
- [20] Sun Jimin, Liu Tungsheng Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments [J]. *Earth Planet Science Letter* 2000, **180**: 287~296
- [21] Jia Yaofeng Huang Chunchang Pang Jiangli et al Variation of the Lithium-Barium ratio in the Holocene less-paleosol profile in the south of the Chinese Loess Plateau: implication for pedogenic weathering intensity [J]. *Soil Science* 2007, **172** (11): 925~940
- [22] Huang Chunchang Pang Jiangli Zhou qunying et al Holocene pedogenic change and the emergence and decline of rain-fed cereal agriculture on the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews* 2004, **23**: 2525~2535.
- [23] An Zhisheng The history and variability of the East Asian monsoon climate [J]. *Quaternary Science Reviews* 2000, **19**: 171~187.
- [24] Huang Chunchang Pang Jiangli Zha Xiaochun et al Impact of monsoonal climatic change on Holocene overbank flooding along Sushui River, middle reach of the Yellow River, China. *Quaternary Science Reviews* 2007, **26**: 2247~2264
- [25] 毛龙江, 黄春长, 庞奖励. 泾河中游地区全新世成壤环境演变研究 [J]. *地理科学*, 2005, **25**(4): 478~484.
- [26] 杨东, 方小敏, 彭子成, 等. 陇西六盘山黄土及最近 1.8 Ma B. P. 以来的构造运动与气候变化 [J]. *地理科学*, 2006, **26** (2): 192~199
- [27] 罗超, 彭子成, 刘卫国, 等. 新仙女木事件在罗布泊湖相沉积物中的记录 [J]. *地球科学-中国地质大学学报*, 2008, **33** (2): 190~196
- [28] 赵强, 李秀梅, 王乃昂. 末次冰消期以来民勤盆地沉积地层记录及年代学研究 [J]. *地层学杂志*, 2008, **32**(1): 27~32
- [29] 姜逢清, 朱诚, 胡汝骥. 1960~1997年新疆北部降水序列趋势探测 [J]. *地理科学*, 2002, **22**(6): 669~672
- [30] 丁永建, 叶柏生, 韩添丁, 等. 过去 50年中国西部气候和径流变化的区域差异 [J]. *中国科学(D辑)*, 2007, **37**(2): 206~214
- [31] 靳立亚, 符娇兰, 陈发虎. 近 44年来中国西北降水量变化的区域差异以及对全球变暖的响应 [J]. *地理科学*, 2005, **25** (5): 567~573
- [32] 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨 [J]. *第四纪研究*, 2003, **23**(2): 152~164.
- [33] 贾文雄, 何元庆, 李宗省, 等. 近 50年来河西走廊平原区气候变化的区域特征及突变分析 [J]. *地理科学*, 2008, **28**(4): 525~532
- [34] 熊尚发, 刘东生, 丁仲礼. 东亚冬夏季风变化的位相差及热带太平洋在季风变化中的驱动作用 [J]. *第四纪研究*, 1996, **16**(3): 202~210
- [35] 杨舵, 史玉光. 新疆春季降水与北大西洋海温关系的事实分析 [J]. *应用气象学报*, 2002, **13**(4): 478~484
- [36] 陈发虎, 黄小忠, 杨美临, 等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式——以新疆博斯腾湖记录为例 [J]. *第四纪研究*, 2006, **26**(6): 881~887.

Chronosequence of Loess Section and Evolution of Pedogenic Environment in Western Guanzhong Basin

JIA Yaofeng^{1, 2}, HUANG Chunchang², PANG Jiangli², MAO Longjiang³

(1 North University for Nationalities, School of Management, Yinduan, Ningxia 750021; 2 College of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xi'an, Shaanxi 710062; 3 College of Atmospheric Science, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, Jiangsu 210044)

Abstract The sedimentary chronosequence of Jiangaocun (JYC) loess section was made by application of optically stimulated luminescence (OSL) dating techniques. Combination of sedimentary characteristics and measurements of other indicators, the paper has explored the evolution of pedogenic environment since the last deglaciation in this area. During the period of 16.66~13.16 ka, the pedogenesis was weak, which caused by the arid climate and larger amount of dust input. During the period of 13.18~8.31 ka, the climate became warming and wetting in the eolian deposits area, and the amount of dust input was smallest, but pedogenesis was still weak because vegetation was not fully recovered. During the period of 8.31~3.24 ka, there was an important pedogenic period due to the humid climate and smaller amount of dust input, and the amount of dust input was increase and pedogenesis was weakened due to significant trend of drought during the 6.19~5.77 ka and 3.78~3.24 ka. The amount of dust input was increase and pedogenesis weakened again originated from a significant trend of drought since 3.24 ka.

Key words Guanzhong Basin, loess, OSL dating, pedogenic environment