

长江下游地区下蜀黄土堆积与成壤环境演变 ——以南京江北地区一典型剖面为例

毛龙江^{1,2}, 贾耀峰³, 邹欣庆²

(1. 北京大学环境学院, 北京 100871; 2. 南京大学海岸与海岛开发教育部重点实验室, 南京 210093;
3. 陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062)

摘要: 通过对南京江北地区一个典型剖面(TZC 剖面)进行野外调查、室内磁化率、粒度等替代性指标分析和光释光断代研究, 探讨了该地区第一层古土壤形成时的粉尘堆积与成壤环境演变特点。结果表明: 第一层古土壤(400~50cm)形成于全新世最适宜期(8500~3100 aBP), 是在末次冰期下蜀黄土堆积成壤基础上的再发育, 与下伏黄土之间存在发生学联系。根据沉积年代和沉积厚度对沉积速率估算, 该地区末次冰期沉积速率约为 11.17 cm/ka, 而且可以推测古土壤顶部经历过强烈的水土侵蚀作用, 侵蚀的厚度为 98.67 cm, 侵蚀下来的黄土在地势低洼的地方形成次生黄土, 这表明了次生黄土同为风尘成因, 只是经过后期雨水的侵蚀、搬运和再堆积而已。全新世晚期 3100 年以来, 季风转变, 沙尘暴加剧, 土壤退化, 在南京江北地区堆积成厚约 50cm 左右的现代黄土层或表土层。

关 键 词: 环境演变; 沙尘暴; 冰期—间冰期; 释光断代; 全新世

文章编号: 1000-0585(2006)05-0887-08

黄土高原黄土—古土壤序列为研究最近 250 万年以来的古气候和古环境变化提供了很好的研究材料^[1~5]。黄土高原是沙尘暴的沉降和粉尘堆积的产物, 同样下蜀黄土也是沙尘暴在东部沉降的结果。下蜀黄土广泛见于长江中下游沿江两岸, 尤其分布在宁镇山脉一线的低山、丘陵、岗地及河成阶地等不同地貌单元。因此, 一些学者借用黄土高原地区研究方法和研究手段对我国东部的下蜀黄土沉积进行古气候恢复及其驱动力的分析研究, 并且取得一些研究进展^[6~13], 也有一些研究者使用热释光法, 电子自旋共振法、光释光法、¹⁴C 等多种手段对长江中下游地区下蜀黄土的年代进行研究, 但是测定的年代结果相差较大^[14~20]。由于下蜀黄土堆积于比较温暖湿润的长江中下游地区, 堆积的粉尘受到后期强烈的风化成壤的改造, 从而对当时古气候和古环境的恢复失去逼真性。对于黄土高原地区来说, 古土壤的发育与粉尘的堆积具有时间上的一致性。那么, 对于温暖湿润的长江中下游地区的下蜀黄土而言, 其粉尘堆积与成壤之间存在什么关系? 而且在长江中下游地区的地势低洼的地方, 分布着许多次生黄土, 这些次生黄土是否意味着该区土壤发育过程中经历过强烈的土壤侵蚀? 侵蚀量达到多大? 等等。本文通过大量的野外考察, 在南京江北地区选取一个典型的剖面——TZC 剖面, 进行系统采样和室内实验分析, 并结合采用沉积学、环境磁学和第四纪年代学等多种分析手段探讨该地区第一层古土壤形成时的沉积与成

收稿日期: 2005-10-12; 修订日期: 2006-04-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(40271004); 973 项目子课题(0209H024); 教育部博士点基金项目(20020284005)资助

作者简介: 毛龙江(1976-), 男, 湖南涟源人, 博士后。主要从事第四纪环境演变与全球变化、海岸海洋科学等方面的研究。E-mail: mlj1214@163.com.

壤环境演变特点。

1 研究区自然地理特征

南京江北地区 TZC 剖面 ($32^{\circ}03'25.7''N$, $118^{\circ}46'40.3''E$) 位于长江以北的泰山新村往西三公里处, 剖面底部海拔高度 14.5m (图 1, 图中■为剖面位置)。当地现代年平均气温为 15.4°C , 年降水量为 1026mm ^[21]。土壤剖面为一人工开挖并出露于地面 6m 多高的陡坎, 剖面顶部为灌木丛, 地层剖面中黄棕壤发育。按照野外观察记录, 可将剖面地层作以下划分, 从上往下依次为: 50~0cm 为表土层 (Ts); 400~50cm, 古土壤 (S_0), 为典型黄棕壤; 400cm 以下为下蜀黄土层 (L_1), 未见底, 具体的剖面形态描述如表 1。

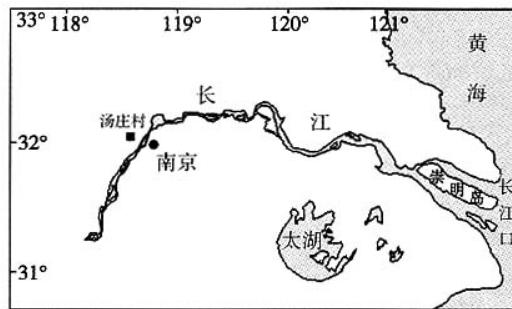


图 1 南京江北地区 TZC 剖面位置示意图

Fig. 1 Location of TZC soil profile on the northern bank of the Yangtze River, Nanjing

表 1 南京江北 TZC 剖面形态特征描述

Tab. 1 Pedological descriptions of the soil profile at TZC site in North Bank of the Yangtze River, Nanjing

地层和地层符号	深度 (cm)	校正年代(aBP)	颜色	形态特征描述
表土层 (Ts)	50~0	3100~0	棕黄微黑色	粘土质粉沙, 团粒—团块结构, 疏松易碎成粉末, 含根孔, 多根系。
古土壤层 (S_0)	400~50	8500~3100	棕红色	粉沙质粘土, 可捏碎成团粒, 比之上层要硬些。柱状结构, 下部见铁锰结核。
黄土层 (L_1)	? ~400	?	棕黄色	粘土质粉沙, 疏松易成粉末, 均质块状结构。

2 剖面及研究方法

经野外详细考察, 对江北 TZC 土壤剖面进行系统采样。自地表往下每 5cm 连续采样至下蜀黄土顶部, 共采集粒度和磁化率样品 115 个。并在剖面深度为 65、160 和 500cm 处各采光释光测定用样品一个。在野外采样时, 使用多个黑色垃圾袋进行密封, 以防漏光影响年代测试结果。对 115 个粒度磁化率样品经过室内自然风干, 每个样品取 10.0g 进行研磨至粒径小于 2mm (不损坏原粒体), 使用英国 Bartington 公司制造的 MS2-B 型磁化率仪进行测定, 每个样品测量三次, 取其平均值。另对样号为奇数的样品进行粒度分析: 在原样中取 1.0g 样品进行粒度前处理, 并对处理好的样品使用 Mastersizer 2000 激光粒度仪对处理好的样品进行测定, 测量范围 $0.02\sim2000\mu\text{m}$, 误差小于 2%。

三个释光年代样品测定根据标准的方法进行了样品前处理 (直径 $4\sim11\mu\text{m}$)^[22,23], 即样品前处理均在柔和的红外灯 (波长大于 $590\mu\text{m}$) 下进行, 首先将样品轻轻研磨, 然后经过氧化氢在室温下处理 72h 以除去有机物质, 再经盐酸在室温下处理约 24h 以除去碳酸钙, 最后用蒸馏水将处理的残液洗滤至中性。并用蒸馏水沉淀法提取 $4\sim11\mu\text{m}$ 的沉淀物作为最后的待测样品, 然后沉淀在 9.8mm 的不锈钢样碟上成为最后用于释光测定的样片。样品预热、辐射和测定均使用 Ris-TL/OSL DA-15 释光测定仪。

3 研究结果

从分析结果来看, TZC 土壤剖面低频磁化率变化范围为 $105 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg} \sim 160 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 之间(图 2, 表 2)。总体而言, 古土壤层位比表土层和下蜀黄土层高, 古土壤最高达到 $156.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 下蜀黄土层最低低于 $115 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 其中磁化率在古土壤中段(285~335cm) 出现低谷, 最低值为 $108.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 可能与物源有关。

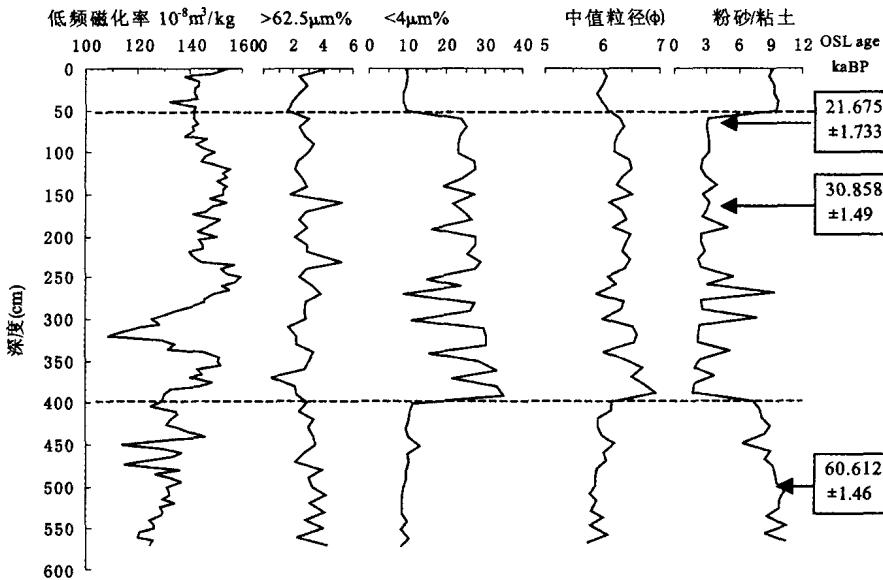


图 2 南京江北地区 TZC 剖面粒度、磁化率曲线

Fig. 2 Curves of magnetic susceptibility and grain-size distribution
on North Bank of the Yangtze River, Nanjing

表 2 南京江北地区 TZC 剖面磁化率和粒度分析结果

Tab. 2 The magnetic susceptibility and grain-size distribution on North Bank of the Yangtze River, Nanjing

层位	样品 个数	低频磁化率 ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)	粒度参数				
			>62.5 μm(%)	62.5~4 μm(%)	<4 μm(%)	中值粒径(ϕ)	粉砂/粘土
表土层 (Ts)	10	132.2~154.6 ^①	2.01~4.35	84.61~88.90	9.02~9.88	5.90~6.06	8.88~9.79
		142.8 ^②	2.80	87.83	9.37	5.98	9.32
古土壤 (S ₀)	70	129.7~159.2	1.6~5.23	62.73~88.92	9.25~33.46	6.09~6.92	1.78~9.40
		143.5	2.74	72.92	24.34	6.36	3.27
黄土层 (L ₁)	35	120.2~146.2	2.42~4.28	83.28~87.99	8.33~13.22	5.74~6.20	6.29~10.50
		129.6	3.24	87.13	9.63	5.95	8.97
全剖面	115	108.2~159.2	1.6~5.23	62.73~88.92	9.02~33.46	5.74~6.92	1.78~10.51
		135.8	2.93	82.63	14.45	6.09	7.08

注: 表中①为值的范围; ②为各层位平均值

全剖面粒度主要是以粉砂($62.5\sim4 \mu\text{m}$)为主, 占总含量的 60%~85% 之间, 其次为粘粒($<4 \mu\text{m}$), 其含量在 10%~30% 之间, 砂的含量极低。而且, 不同层位其含量变化极其明显, 其中, 表土层和下蜀黄土层粉砂含量明显高于古土壤层位, 含量高达 85% 以

上，而粘土含量显著低于古土壤层位，含量一般低于 10%。剖面中粉砂粘土比值变化明显，古土壤层位明显低于下蜀黄土层和表土层，并表现为与粉砂含量曲线成正相关关系，而与粘土含量变化曲线成反相关关系，其比值在黄土层中最高为 10.5，在古土壤层中一般低于 5。三个光释光(OSL age) 沉积年代样品测定结果如图 2。各地区全新世最适应期(大暖期)的时间研究结果不一致，一般认为大暖期开始于 9000~7500 aBP，而结束于 5000~2000 aBP。由于下蜀黄土与黄土高原黄土同为沙尘暴的产物，所以本文借用作者等人在黄土高原地区的研究结果 8500~3100 aBP 作为最适应期(大暖期)的起讫时间来研究^[24~26]，并且这个年代数据与施雅风先生等的研究结果一致^[27]，具有可靠性。

4 讨论

4.1 沉积与成壤之间的关系

全新世气候变化总体上分为三个阶段，早期(11500~8500 aBP)的气候转暖，中期全新世最适宜期(8500~3100 aBP)达到最暖，晚期(3100 aBP~)以来季风转变，沙尘暴加剧，黄土堆积加速，土壤退化。因此，全新世最适宜期(8500~3100 aBP)为一个强烈成壤时期。不同的地区具有生物气候条件，并且距沙尘暴物源的远近不同，从而不同地区存在着不同的成壤与粉尘堆积之间的相互关系。对于离沙尘暴物源较近的西北内陆地区，气候总体较干旱，古土壤的真正母质，不是其下伏的黄土，而是成土过程中不断添加的粉尘物质^[28]。因此，黄土高原古土壤又称之为加积型古土壤，即粉尘的堆积与成壤之间具有同步性。然而，对于南京江北地区而言，气候温暖湿润，降水量丰沛，而且离沙尘暴的物源较远，粉尘的沉降量较小，成壤速率大于堆积速率，因而前期粉尘堆积与成土之间存在母质与土壤的关系，即成土是在前期下蜀黄土堆积成壤基础上的再发育。

从本文选取的 TZC 剖面来看，全新世最适宜期(8500~3100 aBP)发育的第一层古土壤，正是末次冰期堆积的下蜀黄土基础上的再发育(图 3)。根据光释光(OSL) 年代测定结果和沉积厚度，初步估算南京江北地区末次冰期的黄土沉积速率约为 12 cm/ka。然而，古土壤的顶部(65~50 cm)仅仅 15 cm 厚，其沉积的年代对应于末次冰期晚期(21.675~11.5 k aBP)以来堆积的粉尘物质，而此时期正是末次冰期的极盛期，粉尘堆积速率比前期更快，因此可以推断，在全新世最适宜期(8500~3100 aBP)的成壤过程中，古土壤的表层必然经历过强烈的水土侵蚀。从剖面的地势高度来看，TZC 剖面相对于周围地区高出 3~5 m，而且在周围地势低洼的地方可见大量的次生黄土，这些均表明全新世最适宜期(8500~3100 aBP)，气候温暖湿润，降水量丰沛，水分不仅向土壤剖面垂直方向进行渗透，而且可能形成较大的表面径流，从而使土壤表面遭受强烈侵蚀，侵蚀下来的物质在地势低洼的地方进行再堆积形成次生黄土。因此，南京江北地区土壤发育过程中，不仅是向土壤剖面垂直深

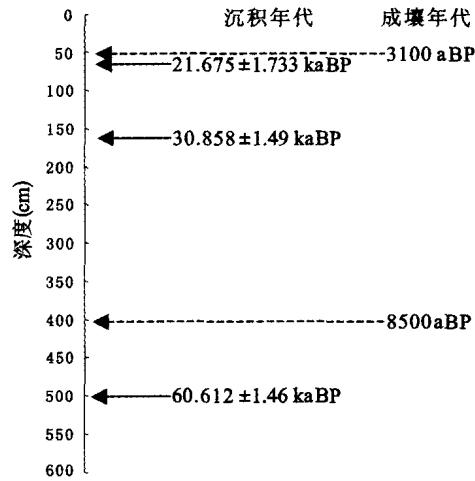


图 3 南京江北地区下蜀黄土
堆积与成壤年代对比

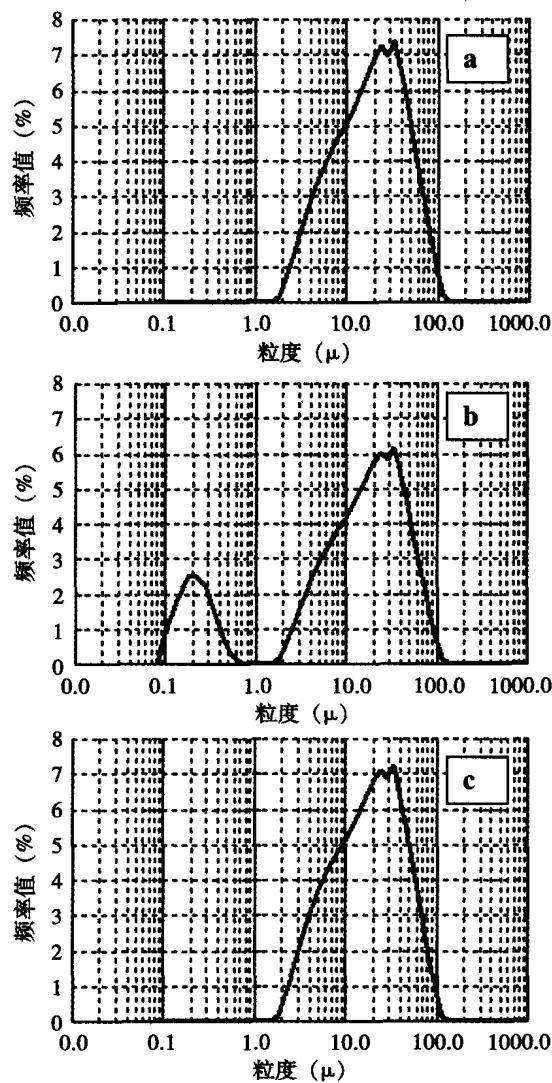
Fig. 3 Comparison between the deposits and the pedogenic chronology on North Bank of the Yangtze River, Nanjing

度方向发生淋溶淀积，而且土壤剖面表面水平方向上易形成表面径流，土壤发生强烈侵蚀。而且，根据光释光(OSL)年代和沉积厚度估算的沉积速率 11.17cm/ka ，进行进一步的估算，对应于全新世最适宜期(8500~3100 aBP)的黄棕壤成壤过程中，土壤表层经历过强烈的土壤侵蚀，其侵蚀厚度达到98.67cm，由于其过程具有复杂性，计算的数据可能存在一定的误差，其确切的数据还有待于更深入的研究。因此，下蜀黄土风生成因得到进一步的证实，而且地势低洼的冲洪积相的次生黄土同为风尘黄土，只是受到后期的流水侵蚀、搬运和再堆积等作用的再改造而已。

4.2 沉积环境演变

在黄土高原地区，磁化率和粒度已成为反演第四纪环境演变的常用方法^[29,30]。磁化率的峰谷变化分别与古土壤—黄土相对应，古土壤出现峰值主要是发育过程中产生了细小的磁颗粒导致磁化率的升高而已。沉积物的粒度是获取区域乃至全球环境演化非常重要的气候代用指标，黄土是粉尘沉积物，是风力搬运的产物。黄土粉尘沉积物的粒度变化能够用来反映了其搬运力与季风演变。黄土堆积时，东亚冬季风强盛，粉尘的搬运量大，搬运颗粒较粗；古土壤发育时，东亚夏季风强盛，粉尘搬运量小，颗粒较细^[31,32]。黄土高原是沙尘暴的杰作，同样下蜀黄土是沙尘暴堆积的产物。

从本文的TZC剖面来看，全剖面粒度主要以粉砂和粘土为主。而且粘土含量表现为古土壤层位明显比表土层和下蜀黄土层高。从图4中b可以看出，古土壤层位粒度呈明显的双峰分布，与黄土层相区别的是古土壤层位在 $0.04\sim1\mu\text{m}$ 之间形成一个小峰，而小于 $1\mu\text{m}$ 的粒级主要是成壤过程中产生大量的粘土矿物所致，这表明古土壤经历了强烈的生物风化成壤作用，土壤粘化作用显著增强。而且，古土壤层磁化率总体上表现为峰值(图2)，其值明显高于下蜀黄土和表土层。现有研究表明，全新世最适宜期(8500~3100 aBP)，温度比现今高2~4°C，降水量比现今多200mm左右，纬度带向北移5个纬度左右^[33]。在如此温



a 表土层(5号) b 古土壤层(15号)

c 黄土层(109号)

图4 南京江北TZC剖面各层位
代表性样品粒度频率分布曲线

Fig. 4 Frequency graphs of the grain-size distribution of representative samples at TZC site on North Bank of the Yangtze River, Nanjing

暖湿润的气候条件下，南京江北地区发育了厚约 3.5m 的黄棕壤。然而，在黄土高原地区，全新世最适宜期（8500~3100 aBP）仅仅形成一层厚约 1m 左右的黑垆土或褐土，而且往往边沉积边成壤，而后期成壤改造微弱^[34,35]。南京江北地区离沙尘暴物源较远，粉尘堆积速率远小于西北黄土高原地区。因而，可以推断末次冰期堆积的下蜀黄土成为全新世最适宜期土壤发育的物质基础。而且，从光释光断代可以直接表明，南京江北地区第一层古土壤，正是末次冰期堆积的下蜀黄土受到全新世最适宜期（8500~3100 aBP）强烈的淋溶改造产生粘化作用，即在下蜀黄土堆积成壤基础上的再发育。

全新世晚期（3100 aBP~）以来，季风格局发生转变，以东亚冬季风占优势，降水量减少，沙尘暴加剧，粉尘的堆积速率增大，成壤速率降低。沙尘暴的加剧不仅在黄土高原的堆积加速，而且在我国长江中下游地区的南京等地堆积成厚约 0.5m 左右的表土层或黄土层。从图 4 可以看出，表土层粒度特征与下蜀黄土的粒度特征具有一致性，其粒度频率曲线表现出一致性，呈明显的单峰分布。而且粉砂/粘土比值具有一致性，现代黄土层明显高于古土壤（图 2），这就充分表明了季风气候发生转变，沙尘暴加剧，粉尘堆积加速，成壤作用降低。同时，可以从历史上和现代沙尘暴的发生来理解下蜀黄土和现代黄土的形成。在小冰期时，寒潮强大，风成粉尘被输送到长江南岸，江南雨沙、雨土和雨黄泥的历史记载非常多见^[24]。而且现代强沙尘暴也经常到达南京等地的长江中下游地区。如 1998 年 4 月中旬沙尘暴，来自黄土高原的沙尘一路南下，途径北京和山东等地，16 日中午抵达南京^[7]。沙尘暴的加剧，粉尘的堆积速率增大，从而在南京江北地区堆积成厚约 50cm 厚的现代黄土层或表土层。

5 结论与展望

(1) 南京江北地区第一层古土壤是在全新世最适宜期（8500~3100 aBP）形成，与黄土高原古土壤相区别的是，南京江北地区古土壤是在末次冰期下蜀黄土堆积成壤基础上的再发育，因而与下伏黄土之间存在着土壤与母质的关系。

(2) 南京江北地区末次冰期下蜀黄土的堆积速率约为 11.17cm/ka，古土壤顶部在全新世最适宜期（8500~3100 aBP）曾经历过强烈的水土侵蚀。次生黄土同为风尘黄土，只是受到后期的流水侵蚀、搬运和再堆积等作用的再改造而已。

(3) 全新世晚期（3100 aBP~）以来季风转变，沙尘暴加剧，土壤退化，粉尘的堆积速率增大，在我国长江中下游地区堆积成厚约 0.5m 左右的表土层或现代黄土层。

在长江中下游地区，粉尘堆积后受到后期强烈的成壤作用，而且易形成陆地表面径流造成土壤侵蚀。因此通过剖面全样分析仅仅反演的是该地区后期的成壤环境演变，而不能反演堆积时的环境，寻求更适合于下蜀黄土的替代性指标，特别是寻求不受后期成壤作用影响的替代性指标，为下蜀黄土研究开辟一条更好的出路成为必然趋势。

但是，如何提取下蜀黄土堆积时的环境和后期成壤作用后的环境信息？而且，如何准确地去确定成壤时期的年代？具有很大的难度。这也正是我们今后进一步工作的方向。

致谢：南京大学城市与资源学系李亚兵博士、王计平博士一起参加野外采样，陕西师范大学旅游与环境学院博士生导师黄春长教授提供宝贵意见，在此一并感谢！

参考文献:

- [1] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985.
- [2] 黄春长. 渭河流域全新世黄土与环境变迁. 地理研究, 1989, 8(1): 20~31.
- [3] An Z S, Kukla, *et al.* Magnetic Susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130,000 years. Quaternary Research, 1991, 36: 29~36.
- [4] 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.
- [5] Chen J, An Z S, *et al.* Variation of Rb/Sr ration in the loess-paleosol sequences of Central China during the last 130,000 years and their implication for monsoon paleoclimatology. Quarernary Research, 1999, 51: 215~219.
- [6] 李徐生, 杨达源. 镇江下蜀黄土—古土壤序列磁化率特征与环境记录. 中国沙漠, 2002, 22(1): 27~32.
- [7] 李徐生, 杨达源, 鹿化煜. 镇江下蜀黄土粒度特征及其成因探讨. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 25~32.
- [8] 胡雪峰, 龚子同, 夏应菲, 等. 安徽宣州黄棕色土和第四纪红土的比较研究及其古气候意义. 土壤学报, 1999, 36(3): 301~307.
- [9] 杨守业, 李从先, 李徐生, 等. 长江下游下蜀黄土化学风化的地球化学研究. 地球化学, 2001, 30(4): 402~406.
- [10] Yang S Y, Li C X, Yang D Y, *et al.* Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications. Quaternary International, 2004, 117: 27~34.
- [11] 李福春, 谢昌仁, 潘根兴. 南京老虎山黄土剖面的磁化率及 Rb 和 Rb/Sr 对古气候的指示意义. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(4): 47~52.
- [12] 郑祥民. 末次冰期苏北平原和东延海区的风尘黄土沉积. 第四纪研究, 1995, (3): 258~266.
- [13] Zhang Qiang, Zhu Cheng, Jiang Tong, *et al.* Mid-Pleistocene environmental reconstruction based on Xiashu loess deposits in the Yangtze Delta in China. Quaternary International, 2005, 135: 131~137.
- [14] 黄姜依, 方家晔, 邵家骥, 等. 南京下蜀黄土沉积时代的研究. 地质论评, 1988, 34(3): 240~247.
- [15] 刘良梧. 下蜀黄土形成年代的探讨. 土壤, 1988, 20(3): 162~163.
- [16] 李立文. 南京附近下蜀黄土的研究. 南京师范大学学报(自然科学版), 1993, (6): 3~21.
- [17] 黎兴国, 何娟华, 李德生, 等. ESR 在下蜀黄土测年中的尝试. 南京师范大学学报(自然科学版), 1993, 16(3): 86~91.
- [18] Yang H, Zhao Q G, Dating of Quaternary red earth by Electron Spin Resource(ESR). Nanjing University Press. Pedosphere, 1995. 510~519.
- [19] 杨浩, 赵其国, 李小平, 等. 安徽宣城风成沉积—红土系列剖面 ESR 年代学研究. 土壤学报, 1996, 33(3): 293~300.
- [20] 赖忠平, 周杰, 夏应菲, 等. 南京下蜀黄土红外释光测年. 自然科学进展, 2001, 11(2): 203~207.
- [21] 单树模, 王庭愧, 金其铭. 江苏省地理. 南京: 江苏教育出版社, 1986.
- [22] Roberts H M, Wintle A G. Luminescence sensitivity changes of polymineral fine grains during IRSL and OSL measurements. Radiation Measurements, 2003, 37: 661~671.
- [23] 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). Global and Planetary Change, 2004, 41: 207~214.
- [24] 毛龙江, 黄春长, 周群英, 等. 渭北旱塬黄土记录的晚冰期以来短尺度气候变化. 陕西师范大学学报(自然科学版), 2002, (3): 114~117.
- [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. 地理科学, 2005, 25(4): 478~483.
- [26] 庞奖励, 黄春长, 陈宝群. 黄土高原南部全新世土壤微结构形成机理探讨. 地理研究, 2002, 21(4): 487~494.
- [27] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. 中国科学(B), 1993, 23(8): 865~872.
- [28] 胡雪峰, 鹿化煜. 黄土高原古土壤成土过程中的特异性及发生学意义. 土壤学报, 2004, 41(5): 669~675.
- [29] 安芷生, Poter S C, Kukla G, 等. 最近 13 万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报, 1990, (7): 529~532.
- [30] 刘秀铭, 刘东生, John Shaw. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义. 第四纪研究, 1993, (3): 281~287.
- [31] 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.
- [32] 汪海斌, 陈发虎, 张家武. 黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义. 中国沙漠, 2002, 22(1): 21~25.
- [33] 杨怀仁, 徐馨, 杨达源. 长江中下游环境变迁与地生态系统. 南京: 河海大学出版社, 1995.
- [34] 黄春长. 渭河流域 3100 年前资源退化与人地关系演变. 地理科学, 2001, 21(2): 30~35.
- [35] Chunchang Huang, Jiangli Pang, *et al.* Abruptly increased climatic aridity and its social impact on the Loess Plateau of China at 3100 aBP. Journal of Arid Environment, 2002, (3): 1~13.

Deposits and soil-formation process of Xiashu Loess in lower reaches of the Yangtze River: a case study of TZC profile in Nanjing

MAO Long-jiang^{1,2}, JIA Yao-feng², ZOU Xin-qing²

(1. College of Environmetal Sciences, Peking University, Beijing 100871, China;

2. Ministry of Education Laboratory for Coast and

Island Development, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

3. Department of Tourism and Environment, Shaanxi Normal University, Xian 710062, China)

Abstract: Field investigation, magnetic susceptibility, grain-size analysis and optically stimulated luminescence (OSL) dating in a loess profile of Holocene on north bank of the Yangtze River, Nanjing, have revealed the characteristics of aeolian dust deposition and pedogenic environmental change during the formation of the first paleosol. The results show that a layer of paleosol (yellow-brown soil) was formed during the Holocene climate optimum(8500-3100 aBP) on north bank of the Yangtze River, and the climate became warmer and wetter, the proxy index such as magnetic susceptibility is generally higher than other layers, and frequency graphs of grain-size distribution have double peak values, the peak values of grain size (<1 um) have been formed during pedogenic processes. but only a peak value in loess layer, so the pedogenic rate was much faster than aeolian dust deposition rate. The optically stimulated luminescence (OSL age) dating indicated the loess formed in the last glacial became the parent matters that the paleosol re-developed. On the grounds of the sediments chronology and the sediment thickness, deposition rate was 12cm/ka in the last glacial on the north bank of the Yangtze River, which can deduce that serious soil erosion happened in top paleosol during Holocene climate optimum(8500-3100 aBP) and the thickness of soil erosion was at least 1 meter. The matters eroded redeposited on the lower place and formed the secondary loess. This means that the source of the secondary loess and Xiashu loess were the same, but the secondary loess redeveloped due to heavy precipitation. There was a transformation period at 3100 aBP, representing a climate change from the period dominated by the southern monsoon to the period dominated by the northern monsoon. A layer of modern loess (about 50cm) have been accumulated since 3100 aBP, this means that the period of the last 3100 years was a one with intensified dust accumulation.

Key words: environmental change; dust storms; glacial-interglacial; TL/OSL dating;

Holocene