

文章编号: 1006-6616(1998)04-12-18

## 中原邙山黄土地层

蒋复初<sup>1,3</sup>, 吴锡浩<sup>1,2</sup>, 孙东怀<sup>2</sup>, 肖华国<sup>1,2</sup>, 王苏民<sup>3</sup>,  
安芷生<sup>2</sup>, 田国强<sup>1</sup>, 刘<sup>1</sup>, 殷伟德<sup>1</sup>, 薛<sup>3</sup> 滨<sup>3</sup>

1 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710054;

3 中国科学院湖泊沉积与环境开放研究实验室, 南京 210008.

**摘要:** 位于黄土高原与华北平原过渡带上的中原黄土地层, 以邙山赵下峪剖面为其典型代表。据光释光和热释光测年及磁性地层研究结果, 该剖面从邙山塬面至黄河河床出露 S<sub>9</sub>—S<sub>10</sub> 黄土—古土壤序列, 总厚度 172.1m, B/M 界线记录于 S<sub>8</sub> 古土壤层顶部, 以厚层晚更新世 S<sub>1</sub> 古土壤 (15.7m) 和巨厚 L<sub>1</sub> 黄土 (77.3m) 为其特色。赵下峪剖面上末次间冰期以来的平均沉积速率明显增大, 其中以末次冰期晚冰阶 L<sub>1</sub>LL<sub>1</sub> 黄土的沉积速率最大, 高达 34.5mm/a。在邙山黄土堆积过程中, 倒数第二冰期末 (相当于 L<sub>2</sub> 顶部), 约 150ka B.P., 发生了风尘沉积速率的突变, 其原因是此时黄河贯通三门峡东流, 给风尘源区带来丰富的物质。同时赵下峪剖面的磁化率曲线所示, 黄土—古土壤的磁化率强弱, 并不简单地反映夏季风强度, 也要受到沉积速率变化的影响。

**关键词:** 中原; 邙山黄土; 晚更新世; 磁化率; 沉积速率

**分类号:** P534.631

**文献标识码:** A

邙山位于河南省郑州市 NW 方向黄河南岸, 东亚地貌阶梯低边界带上, 地处以风尘沉积为主的黄土区向以风尘沉积与流水沉积共同作用的平原区的过渡地带。最具特色的是邙山黄土—古土壤序列中 S<sub>1</sub> 古土壤和 L<sub>1</sub> 马兰黄土厚度可达 90m 以上, 这是迄今为止发现的晚更新世黄土地层厚度最大的剖面之一。作者对中原邙山黄土地层进行了研究, 本文主要讨论赵下峪剖面黄土—古土壤地层序列的划分与时代。

### 1 地层序列

邙山塬是黄土高原与华北平原过渡带上最东南缘的黄土塬 (图 1), 现存塬面东西长约

收稿日期: 1998-07-15

基金项目: 国家自然科学基金项目 (49572132); 地质矿产部“九五”重点基础项目 (9501113) 和国家攀登计划预选项目 (95 预-40)

作者简介: 蒋复初 (1949), 男, 研究员, 主要从事第四纪地质与环境研究

18km,南北宽约 5km,最高海拔 262m 由于黄河南移侧向侵蚀,邙山塬北侧形成陡立岸坡和深切冲沟,出露良好的地层剖面,其中以北缘中部的赵下峪剖面出露最好,厚度最大。赵下峪剖面位于荥阳市北邙乡刘沟村,地理坐标  $34^{\circ}58'N$   $113^{\circ}22'E$ ,出露  $S_{10}$ 以上黄土—古土壤序列,厚度 172.1m 根据岩性和磁化率特征,结合光释光(OSL)和热释光(TL)的年代测定结果,赵下峪剖面自上而下可划分为(图 2):

S<sub>9</sub> 褐灰色粘土质粉砂,古土壤,含大量植物根须及白色菌丝体小晶体 2.6m

L<sub>1</sub> 复合黄土,浅灰黄色粉砂土,夹 5 层黄褐色弱发育古土壤层。总厚 77.3m 可进一步划分为:

L<sub>1</sub>LL<sub>1</sub> 复合黄土,上部灰黄色粘土质粉砂,黄土,均匀疏松多孔,顶部发育零星小钙质结核,中部于 27.9—29.9m 和 30.4—32.8m 处夹两层弱发育古土壤,浅灰褐色粉砂质粘土,颗粒较细,发育较浅的土壤团粒结构,有较多的白色菌丝体与雾状晶体 41.6m

L<sub>1</sub>SS<sub>1</sub> 由三层弱发育古土壤和两层黄土(分别于深度 48.2—49.8m 和 51.0—53.3m)组成的复合古土壤。弱发育古土壤,浅红褐色粉砂质粘土,具浅发育的土壤团粒结构;黄土,灰黄色粘土质粉砂,粉砂,疏松 13.2m

L<sub>1</sub>LL<sub>2</sub> 浅灰黄色粘土质粉砂,黄土 22.5m

S<sub>8</sub> 由三层紫红色粉砂质粘土和两层灰黄色粘土质粉砂组成的复合古土壤。古土壤发育良好,具土壤团粒结构,含较多次生碳酸盐白色菌丝体和钙质结核 于 92.1—92.3m 和 95.2—95.4 处夹两层各厚约 20cm 的钙质结核层。 15.7m

L<sub>2</sub> 为两层黄土夹一层弱发育古土壤组成的复合黄土。上部灰黄色粘土质粉砂,零星小钙质结核;中部浅红褐色粉砂质粘土,弱发育古土壤,具团粒结构,见星点状白色碳酸盐;下部灰黄色粘土质粉砂,黄土,胶结较好,棱柱状结构,断面平整,可见白色钙膜 10.8m

S<sub>7</sub> 红褐色粉砂质粘土,古土壤,块状,含有大于 20cm 的钙质结核。 2.8m

L<sub>3</sub> 灰黄色粘土质粉砂,黄土,胶结较好,含较多钙质结核 4.4m

S<sub>6</sub> 紫红色粉砂质粘土,古土壤,发育良好,块状,含均匀分布的白色次生碳酸盐菌丝体和黑色 Fe-Mn 质膜,底部多钙结核 3.1m

L<sub>4</sub> 灰黄色粘土质粉砂,黄土,致密坚实,断面不平,含较多钙质结核,顶部为厚约 0.5m 的钙质结核层 7.0m

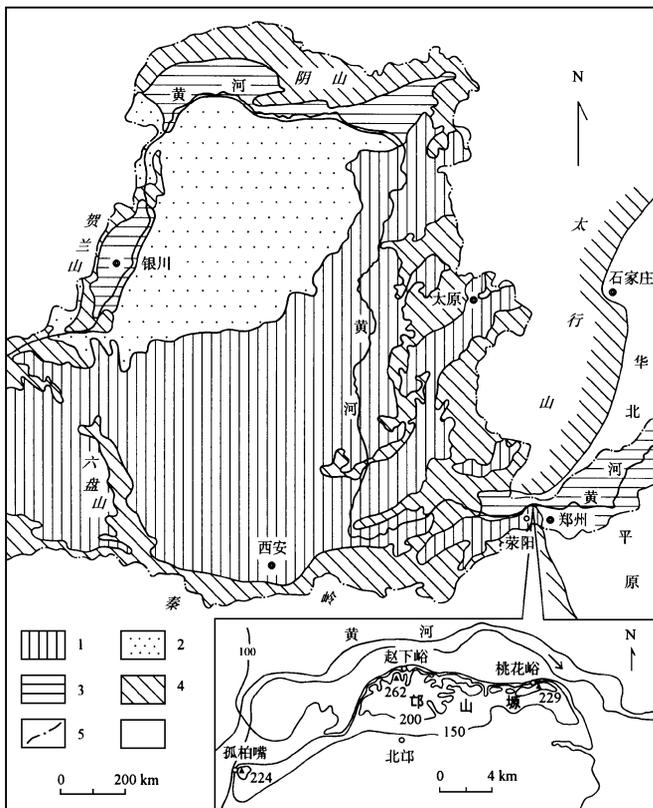


图 1 中原邙山塬位置略图

Fig. 1 Schematic map showing location of Mangshan Yuan

1. 黄土; 2. 沙漠; 3. 冲积层; 4. 基岩; 5. 黄河流域边界

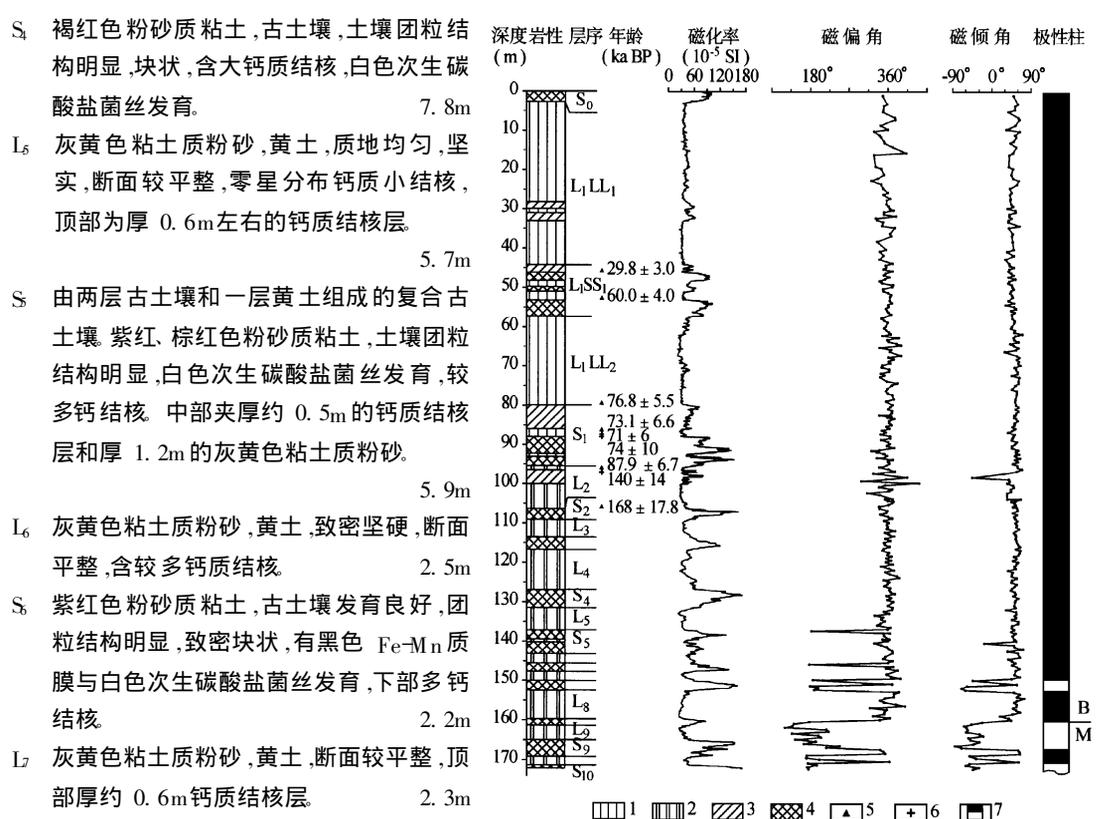


图 2 荥阳赵下峪剖面磁性地层柱状剖面与磁化率曲线

Fig. 2 Magnetostratigraphic column and curves of the magnetic susceptibility in Zhaoxiayu profile, Xinyang

1. 马兰黄土; 2. 离石黄土; 3. 弱发育古土壤; 4. 古土壤;
5. 光释光年龄; 6. 热释光年龄; 7. 正向/反向极性

## 2 地层时代

赵下峪剖面共测定光释光测年样品 6 个,热释光测年样品 2 个,另有 1 个热释光样品 (9208号) 采自临近冲沟黄土剖面 S<sub>1</sub> 古土壤层之上 10cm 处。光释光和热释光测年样品分别由中国地震局地质研究所尹功明等和中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室张景昭测定,结果列于表 1 中。从所测得的年龄结果来看,虽然个别样品的年龄值存在倒置的现象,但在指示大层位上仍有其参考意义。

表 1 荥阳赵下峪黄土剖面光释光 (OSL)和热释光 (TL)年龄测定结果

Table 1 The results of optically stimulated luminescence dating and thermoluminescence dating of the loess in Zhaoxiayu profile, Xingyang

野外号	实验号	层位	深度 (m)	年龄 (kaBP)	备注	
XZOSL01	96106	L <sub>1</sub> LL <sub>1</sub> 底部	44.1	29.8 ± 3.0	OSL	
XZOSL02	96107	L <sub>1</sub> SS <sub>1</sub> LLL <sub>2</sub> 底部	53.2	60.0 ± 4.0		
XZOSL03	96108	L <sub>1</sub> LL <sub>2</sub> 底部	79.8	76.8 ± 5.5		
XZOSL04	96109	S <sub>1</sub> LL <sub>1</sub> 顶部	86.4	73. ± 6.6		
XZOSL07	90110	L <sub>2</sub> 顶部	95.9	87.9 ± 6.7		
XZOSL08	96111	L <sub>2</sub> 底部	106.1	168.8 ± 17.8		
ZTL-3	L93-57	L <sub>1</sub> 底部	87.8	7 ± 6		TL
ZTL-1	L93-44	L <sub>2</sub> 顶部	95.9	140 ± 14		
9208	L93-31	L <sub>1</sub> 底部		74 ± 10		

对赵下峪剖面同时进行了磁性地层研究,一般以 50cm 间距系统采集古地磁样品,其中在可能出现极性转换的层段采取了连续样品。采集古地磁样品时,先清理出原始地层。修出水平面,罗盘磁北定向,共采集古地磁大样 360块。在室内将采取的古地磁大样切割加工,每一深度的样品加工出 2个以上边长为 2cm的定向立方体以供测量。大部分样品在中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室测试,部分样品由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室赵越、任晓娟帮助测试。两次测试都按 50°C 的间隔进行系统热退磁,并使用英制 Minispin 旋转磁力仪测量每一步退磁后的剩磁。热退磁和剩磁测量皆在零磁场空间内进行。测试数据经处理分析,绘出极性柱状图(图 2)。

古地磁样品剩余磁性的测量结果表明,赵下峪黄土剖面极性带包括了布容正向极性带 (B)和松山反向极性带 (M)上部,布容时和松山时的界限 (B/M)位于第 8层古土壤 (S<sub>8</sub>)顶面之下 30cm,深度为 159.8m。对照 S. C. Cande和 D. V. Kent 的古地磁极性年表<sup>[1]</sup>, B/M 界限的年龄为 0.78Ma BP。赵下峪剖面极性时带在黄土-古土壤序列中的位置与黄土高原腹部地区典型剖面<sup>[2-9]</sup>大致可以对比,但仍存在一定差异。关于 B/M 界限的位置,多数研究者认为其位于 L<sub>8</sub> 黄土层中<sup>[2-8]</sup>, Heller 与刘东生认为在 S<sub>8</sub> 古土壤的上部<sup>[9]</sup>。邙山塬西端的孤柏嘴剖面的 B/M 界面亦位于 S<sub>8</sub> 之顶部<sup>[10]</sup>。关于邙山黄土的 B/M 界限记录于 S<sub>8</sub> 古土壤层顶部的原因,初步分析有两种可能,一是本文所认为的 S<sub>8</sub> 只是 L<sub>8</sub> 黄土层中所夹的次级古土壤层,其磁化率值亦较上、下古土壤层的磁化率为低;二是由于本区位于黄土高原最东南缘,当黄土高原开始发育 L<sub>8</sub> 黄土时,邙山地区仍受东南季风的控制,降水较丰,继续发育古土壤,直至 0.78 Ma BP 后才开始发育 L<sub>8</sub> 黄土。有关这方面问题有待进一步研究。

对赵下峪剖面布容正向极性带中可能出现布莱克事件的 S<sub>1</sub> 古土壤及其上下连续采样测试,皆没有反向磁化显示。但在布容带下部深度 149.3-152.3m 层段却出现一短暂的反向极性显示,对应于 L<sub>7</sub> 黄土底部至 S<sub>7</sub> 古土壤。关于这一事件,尚未见诸报道,是否是极性转换时期极性不够稳定的缘故,有待深入研究。

松山反向极性带中 166.3-170.3m 处记录了一个正向极性事件,对应于 S<sub>9</sub> 中部-L<sub>10</sub> 层段,可能为贾拉米洛正极性亚带 (J),若是,则年龄为 0.98-1.05Ma BP。贾拉米洛亚带在黄土-古土壤序列中的位置通常在 L<sub>10</sub>-S<sub>12</sub> 间<sup>[6]</sup>,不同地区黄土-古土壤序列的 J 亚带层位略有差异。

### 3 邙山黄土的磁化率和沉积速率

赵下峪剖面出露  $S_0$  以上黄土—古土壤序列,厚度达 172.1m,其中,  $S_1$  古土壤厚达 15.7m,由 3 层紫红色古土壤夹两层黄土、钙质结核层组成的复合古土壤,  $L_1$  马兰黄土更是厚达 77.3m,它由 5 层古土壤或弱发育古土壤和 6 层黄土组成。就晚更新世黄土而言,堪称为目前已发现的厚度最大的黄土剖面。  $S_1$  以上的 9 层古土壤和 8 层黄土,反映了末次间冰期以来古气候的多变性。

黄土—古土壤序列的磁化率,通常作为夏季风变迁的代用指标。赵下峪剖面磁化率曲线表明(图 2),黄土层的磁化率值多在  $30 \times 10^{-5} SI$  左右,同时,无论  $L_2$  以上或以下,黄土层的磁化率值相差不大,内部变化也很小,可视为已接近当地未经成壤作用的风尘沉积本底值,因而对于冰期中夏季风波动的指示性不显著,不能正确反映夏季风最弱的谷值。弱发育古土壤磁化率峰值约  $50-60 \times 10^{-5} SI$ ,古土壤的磁化率峰值大致变化于  $70-170 \times 10^{-5} SI$  之间。值得注意的是,末次间冰期晚冰阶以及末次冰期间冰阶古土壤的磁化率值为  $70-110 \times 10^{-5} SI$ ,明显较下部古土壤的磁化率偏低。可以认为,  $L_2$  以上古土壤磁化率峰值相对于  $L_2$  以下的古土壤偏小,在一定程度上是由沉积速率偏大的原因决定的。对于以风尘沉积为母质的加积型古土壤而言,磁化率值所指示的成壤作用强度,并不简单地反映间冰期夏季风的强弱,而是要受到沉积速率变化的影响。

以 SPECMAP 确定的氧同位素阶段<sup>[11]</sup>界限日历年龄为标定点,按 Kukla 等<sup>[12]</sup>磁化率年龄模式,获得相应的邙山晚更新世黄土—古土壤序列年代地层时间标尺,并据此计算出赵下峪剖面  $S_2$  以上各层段的平均沉积速率和分辨率。从表 2 可知,赵下峪剖面不同冰期或冰阶与间冰期或间冰阶的平均沉积速率和分辨率有很大的差异。末次冰期的平均沉积速率明显增大,其中又以晚冰阶  $L_1LL_1$  黄土的平均沉积速率最大,高达  $3.45mm/a$ 。末次间冰期  $S_1$  古土壤的平均沉积速率虽然较  $L_1$  黄土小得多,但仍可达  $0.28mm/a$ ,它不仅远远大于  $S_2$  古土壤的  $0.05mm/a$ ,而且还高于  $L_2$  黄土的  $0.18mm/a$ 。由此指明,从倒数第二冰期 ( $L_2$ ) 未开始的沉积速率突变性增大,标志邙山黄土的沉积环境发生了重大的变化。这种突变事件在黄土高原似乎并不明显,象渭南剖面 150ka B P 来的沉积速率,虽相对较黄土高原其它地区的同期沉积速率略高些,但  $L_1$  黄土的平均沉积速率只有  $0.11-0.13mm/a$ ,  $S_1$  古土壤仅为  $0.06-0.08mm/a$ <sup>[13]</sup>。

表 2 邙山赵下峪剖面晚更新世黄土的平均沉积速率和分辨率

Table 2 Average sedimentation rate and resolution of the late Pleistocene loess in Zhaoxiayu profile at Mangshan

地层单位	单位厚度 (m)	氧同位素阶段	界限年龄 (ka B P)	持续时间 (ka)	平均沉积速率 (mm/a)	平均分辨率 (a/cm)
$S_0$	2.6	1	0-12.05	12.05	0.22	46.3
$L_1LL_1$	41.6	2	12.05-24.11	12.06	3.45	2.9
$L_1SS_1$	13.2	3	24.11-58.96	34.85	0.38	26.4
$L_1LL_2$	22.5	4	58.96-73.91	14.95	1.51	6.6
$S_1$	15.7	5	73.91-129.84	55.93	0.28	35.6
$L_2$	10.8	6	129.84-189.61	59.77	0.18	55.3
$S_2$	2.8	7	189.61-244.18	54.57	0.05	194.9

邙山黄土的主要特色是厚度巨大的晚更新世黄土地层。特别是赵下峪剖面的晚更新世  $S_1$  古土壤和  $L_1$  马兰黄土,无论是厚度还是分辨出的黄土—古土壤序列,都远远超过黄土高原内部的同时代黄土—古土壤序列<sup>[5, 6, 14-17]</sup>,甚至也超过桃花峪剖面<sup>[18]</sup>。桃花峪剖面位于邙山塬的东北缘,晚更新世黄土的厚度可达 81.3m。赵下峪剖面与桃花峪剖面的地层特征相似,但赵下峪剖面的厚度更大,并有较好的全新世古土壤保存。两个剖面都详细记录了末次间冰期以来的古季风气候变迁<sup>[18-21]</sup>。末次间冰期(氧同位素 5 阶段)记录赵下峪剖面优于桃花峪剖面,而末次冰期间冰段(氧同位素 3 阶段)记录,桃花峪剖面优于赵下峪剖面。

邙山黄土是一种近源砂黄土,其风尘源区就在黄河下游冲积扇的扇顶部位。邙山黄土  $L_2$  及以下的黄土—古土壤序列的厚度则与黄土高原相近,而  $S_1$  古土壤与  $L_1$  马兰黄土的显著增厚和风尘沉积速率的突变性增大,表明倒数第二冰期末(相当于  $L_2$  顶部),约 150ka B P 前后,沉积邙山黄土的沉积物来源发生了重大的变化,其原因是此时黄河贯通三门峡东流<sup>[22]</sup>,给风尘源区带来丰富的物质。东流的黄河携带着大量从黄土高原剥蚀下来的物质,出三门峡后堆积形成广阔的冲积扇,细粒物质经风扬为粉尘,又在邙山这一特殊的构造地貌部位堆积了巨厚的晚更新世黄土。快速堆积巨厚的晚更新世黄土地层需要大量的物质,黄河泥沙来量快速增加为其提供了丰富的物源,同时也表明 150ka B P 来黄土高原由于人类活动加强导致侵蚀加剧和环境恶化开始变得突出。

## 参 考 文 献

- [1] Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100(B4): 6093- 6095.
- [2] 刘东生,安芷生. 洛川北汉寨黄土磁性地层学初步研究. *地球化学* [J], 1984, (2): 134- 137.
- [3] 葛同明. 洛川黄土沉积层的磁性地层学研究. *海洋地质与第四纪地质* [J], 1984, 4(1): 37- 44.
- [4] 丁仲礼,刘东生. 中国黄土研究新进展. (一)黄土地层,第四纪研究 [J], 1989, (1): 24- 25.
- [5] 孙建中,赵景波. 黄土高原第四纪 [M]. 北京: 科学出版社. 1991, 1- 11.
- [6] 岳乐平,薛祥煦. 中国黄土古地磁学 [M]. 北京: 地质出版社. 1996, 33- 88.
- [7] 郑洪波,安芷生, J Shaw, 等. 段家坡黄土剖面磁性地层学研究 [C]. 见: 刘东生,安芷生主编. 黄土—第四纪地质—全球变化,第三集. 北京: 科学出版社. 1992, 40- 50.
- [8] Liu Xiuming, Liu Tungsheng, Xu Tingchun, et al. A preliminary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu Province [C], in Liu Tungsheng (ed.), *Aspects of Loess Research*, China Ocean Press, 1987. 164- 167.
- [9] Friedrich Heller, Liu Tungsheng. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China [J]. *Nature*, 1982, 300, 431- 433.
- [10] 赵希涛,曲永新,李汉青,等. 河南荥阳孤柏嘴剖面黄土—古土壤序列与高分辨率  $S_1-L_1$  地层的初步研究 [C]. 见: 刘嘉麒,袁宝印主编,中国第四纪地质与环境——庆贺刘东生院士八十五华诞暨从事地质工作五十五周年文集,北京: 海洋出版社, 1997. 68- 78.
- [11] Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, et al. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages. Development of a high-resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy [J]. *Quaternary Research*, 1987, (27): 1- 29.
- [12] Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility [J]. *Geology*, 1989, (16): 811- 814.
- [13] 刘嘉麒,陈铁梅,最高众,等. 渭南黄土剖面的年龄测定及十五万年来高分辨率时间序列的建立 [J]. *第四纪研究*, 1994, (3): 193- 202.
- [14] 刘东生,等. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1985. 44- 112.
- [15] 张宗祜,张之一,王芸生. 中国黄土 [M]. 北京: 地质出版社, 1989. 10- 103.
- [16] 朱照宇,丁仲礼. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [17] 陈发虎,李吉均,张维信. 兰州黄土地层研究 [C]. 中国西部第四纪冰川与环境. 北京: 科学出版社, 1991. 120- 130.
- [18] 蒋复初,吴锡浩,肖华国,等. 郑州邙山桃花峪高分辨率晚更新世黄土地层 [J]. *地质力学学报*, 1997, 3(2): 8- 14.
- [19] 蒋复初,吴锡浩,肖华国. 郑州邙山晚更新世黄土地层与古环境 [C]. 见: 国家计委国土司、地矿部科技司编,献给第三十届国际地质大会地质科学研究论文集. 北京: 中国经济出版社, 1996. 465- 471.

- [20] 肖华国, 吴锡浩, 蒋复初, 等. 中原末次冰期间冰阶以来的古季风气候变迁 [J]. 地球学报, 1998, 19(1): 84- 89.
- [21] Xiao Huaguo, Wu Xihao, Jiang Fuchu, et al. The paleoclimate variations in the China Central Plains since the interstade of the last glacial stage [J]. Acta Geologica Sinica, 1998, 72(1): 108- 113.
- [22] 吴锡浩, 蒋复初, 王苏民, 等. 关于黄河贯通三门峡东流入海问题 [J]. 第四纪研究, 1998, (2): 188.

## ON MANGSHAN LOESS STRATIGRAPHY IN CHINA CENTRAL PLAINS

JIANG Fuchu<sup>1,3</sup>, WU Xihao<sup>1,2</sup>, SUN Donghuai<sup>2</sup>, XIAO Huaguo<sup>1,2</sup>, WANG Sumin<sup>3</sup>,  
AN Zhisheng<sup>2</sup>, TIAN Guoqiang<sup>1</sup>, LIU Ke<sup>1</sup>, YIN Weide<sup>1</sup>, XUE Bin<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081;

<sup>2</sup> State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710054;

<sup>3</sup> Open Laboratory of Lake sediment and Environment, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008.

**Abstract** The Zhaoxiayu loess section in Mangshan Yuan which is located at the transitional zone between the North China Plains and the Loess Plateau is typical of the loess stratigraphy in China Central Plains. The section is exposed from the top of Mangshan Yuan to the valley bottom of the Huanghe River, the loess-paleosol sequence from S<sub>1</sub> to S<sub>0</sub>, with a total thickness of 172.1 m. It is known from the results of optically stimulated luminescence dating and thermoluminescence dating and the magnetostratigraphy that, the B/M boundary was recorded at the top of S<sub>8</sub>. The sequence is characterized by a relatively thick paleoso S<sub>1</sub> (15.7m) and a thick loess L<sub>1</sub> (77.3m) of the Late Pleistocene.

Mangshan loess is a kind of near-source sandy dust deposit with the source area lying just at the head of an alluvial fan at the lower reaches of Huanghe River. There is great difference in the average rate of sedimentation of loess in different glaciations or stades and of paleosol in different interglaciations or interstades in Zhaoxiayu loess profile. The sedimentation rate of loess L<sub>1</sub> L<sub>1</sub>, paleosol L<sub>1</sub> S<sub>1</sub>, and loess L<sub>1</sub> L<sub>2</sub> in the Last Glaciation is as high as 3.45 mm/a, 0.38 mm/a, 1.51mm/a, respectively, and that of paleosol S<sub>1</sub> of the Last Interglaciation is 0.28mm/a, a rate not only higher than that of paleosol S<sub>2</sub> (0.05 mm/a), but also higher than that of loess L<sub>2</sub> (0.18 mm/a). It has been shown that an abrupt change of the dust sedimentation rate happened in the end of penultimate glaciation, about 150 ka B P (equivalent to the top of L<sub>2</sub>). The reason for this may be that the Huanghe River might have cut through the Sanmenxia Gorge to flow eastwards transporting abundant materials to the source area since that time.

The magnetic susceptibility of loess and paleosol is related to the strength of pedogenesis, and can be served as a proxy index for variations of summer monsoon. Magnetic susceptibility values of loess in Zhaoxiayu section, 30× 10<sup>-5</sup> SI or so, approximates to the background values of dust deposit that has undergone no little or no pedogenesis. And that of paleosol, 70- 170× 10<sup>-5</sup> SI, and that of immature paleosol, 50- 60× 10<sup>-5</sup> SI, can not be considered as a simple reflection of the strength of summer monsoon in interglaciation or interstades. They should also be affected by sedimentation rate.

**Key words** China Central Plains; Mangshan loess; Late Pleistocene; magnetic susceptibility; sedimentation rate