

陕西洛川黄土剖面的白度参数及其古气候意义

陈 畅¹⁾ 陈 骏¹⁾ 季峻峰¹⁾ 刘连文¹⁾ 鹿化煜²⁾

1) 南京大学地球科学系表生地球化学研究所, 成矿作用国家重点实验室, 南京, 210093

2) 中国科学院地球环境研究所, 西安, 710054

内容提要 对陕西洛川黄土剖面的白度研究表明, 黄土和古土壤存在明显的白度差别, 表现为黄土的白度值较高, 而古土壤的白度值较低, 依据白度值可以清晰地区别剖面中的黄土层和古土壤层。化学处理以及分粒级实验结果表明风化成壤作用造成细粒级铁氧化物的含量增高是古土壤中白度值降低的主要因素。洛川剖面白度值的变化与第四纪冰期—间冰期旋回的波动特征相一致, 其逐渐增高的趋势与全球气候变冷总体趋势相吻合, 表明白度在反映夏季风环流强度变化, 以及对全球气候变化的响应问题上具有广阔的应用前景。

关键词 黄土 白度 铁氧化物 古气候变迁

土壤颜色是土壤最明显的特征之一, 土壤发育程度通常以颜色变化为特征(柯夫达, 1981)。而我国北方黄土高原广泛发育黄土沉积, 在野外最直观的现象就是亮黄色的黄土层与暗红色的古土壤层交互出现。其中发育最好、厚度最大的古土壤 S5 由 3 层红棕色的古土壤叠加复合而成, 俗称“红三条”, 是野外最显著的辨识标志(Han et al., 1998; 刘东生等, 1985)。根据粒度、磁化率、Rb/Sr 值、粘土矿物、⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 等多指标研究, 黄土层是在冷干的冰期由冬季风搬运、堆积而来, 古土壤层则是在暖湿的间冰期由于夏季风加强和风化成壤作用加剧而形成, 因此黄土-古土壤序列实际记录了东亚季风环流系统的演化历史(An et al., 1990; Maher et al., 1994; Ding et al., 1995; Porter et al., 1995; 季峻峰等, 1997; 陈骏等, 1999a; Chen et al., 1999b; An, 2000; 杨杰东等, 2000)。

由于黄土序列展示了浅色黄土与深色古土壤之间的交替变化, 因此用某种方法来定量测量黄土颜色的变化具有重要意义。然而, 有关黄土颜色变化的定量研究及其古气候意义的探讨目前还十分薄弱。依据传统方法, 常采用国际上通用的 Munsell 标准色卡, 凭借肉眼比较来判别土壤颜色, 带有较大的主观性, 因此结果只能是定性的(Guo et al., 1998)。为此, 本文尝试采用造纸、纺织学及陶瓷工业中广泛使

用的白度指标, 以陕西省洛川剖面为例, 定量研究黄土-古土壤序列中的颜色变化规律, 探讨黄土剖面中白度值的演化以及与古气候变化之间的关系。

1 样品及测量

样品采自陕西洛川黑木沟剖面(35°45'N, 109°25'E)。该剖面是黄土高原中部的标准剖面之一(刘东生等, 1985; Kukla et al., 1989), 总厚 137 m。自上而下划分为全新世黑垆土(S0)、晚更新世马兰黄土(L1)、中更新世离石黄土上部(S1~L5)和下部(S5~L15)以及早更新世午城黄土(WS1~WL4), 下伏晚上新世红粘土(RC)。采样从黑垆土底部(S0)开始, 向下连续采至上新世红粘土顶部(图1), 采样间距 20 cm, 共采集 681 块样品。

白度即物体表面显白的程度, 实际衡量颜色的深浅。把光谱反射率为 100% 的理想表面的白度定义为 100, 光谱反射率为零的绝对黑表面白度定义为零(李亨, 1994)。白度有许多测量公式, 本文测量的白度为波长 457 nm 处的光谱反射率大小(Murray, 1980; Parkes, 1989)。方法是将样品烘干后称取 5g, 研磨至 200 目, 压制成圆片后在国产 BDJ-D II 型白度计上进行白度测试, 所用标准白板为硫酸钡, 测量的相对误差为 ±2%。

每个样品同时还进行了磁化率测试, 在中国科

注: 本文为国家重点基础研究专项经费(编号 G1999043400)和国家杰出青年基金项目(编号 49725307)资助成果。

收稿日期: 2001-03-22; 改回日期: 2001-08-01; 责任编辑: 周健。

作者简介: 陈畅, 女, 1973年生。1996年毕业于南京大学地球科学系。现为南京大学地球化学专业博士研究生, 主要从事环境地球化学与第四纪地质研究。通讯地址: 210093, 南京市汉口路22号, 南京大学地球科学系; 电话: 025-3595795; Email: iges@nju.edu.cn。

学院西安黄土与第四纪地质国家重点实验室完成，所用仪器为英国 Bartington 公司制造的 MS2 磁化率仪。

2 白度在黄土和古土壤中的变化

洛川黄土和古土壤中白度值的分析结果见图1和表1。由图表可知，黄土的白度值较高，平均为20.3%，而古土壤的白度值则较低，平均为14.9%，与磁化率值的分布规律正好相反。其中黄土中白度最高值可达25.4%（见于上砂质黄土层 L9），古土壤中白度最低值则只有10.3%（见于土壤发育程度最强的古土壤 S5），而下伏的红粘土白度值更低，平均为12.4%，最低值只有8.9%，与野外观察的黄土、古土壤及红粘土的颜色变化完全一致。同磁化率、Rb/Sr 等指标相类似，依据白度值能够有效地区分剖面中的黄土和古土壤地层单元，且具有更直观的意义。

剖面中不同时代的黄土层白度值的变化有一定的规律性，表现为由老至新白度值呈逐渐增大的趋

表 1 陕西洛川剖面中白度值分析统计结果
Table 1 Statistic results of whiteness intensity
in the Luochuan loess section

时 代	地 层	样品数	白 度 (%)	
			范 围	平均值
全新世	黑垆土(S0)	3	14.7~18.0	16.4
早更新世	马兰黄土(L1)	38	17.9~22.5	20.0
早中更新世	黄土(L2~L5)	79	18.2~24.6	20.7
	离石上部古土壤(S1~S4)	50	12.1~21.5	15.5
晚中更新世	黄土(L6~L15)	157	14.8~25.4	20.1
	离石下部古土壤(S5~S14)	98	10.3~18.3	14.6
中更新世	离石黄土(L2~L15)	235	14.8~25.4	20.3
	离石古土壤(S1~S14)	148	10.3~21.5	14.9
早更新世	午城黄土(WL1~WL4)	135	13.4~22.8	17.6
	午城古土壤(WS1~WS4)	107	11.5~18.6	14.9
晚上新世	红粘土(RC)	15	8.9~14.8	12.4

势。其中午城黄土层的白度值平均为17.6%，离石黄土下部平均为19.9%，离石黄土上部平均为20.7%，马兰黄土平均为20.0%。各古土壤层的白度值随时代也呈一定的变化。其中午城古土壤层的白度值平均为14.9%，与离石下部古土壤层的白度值(平均为

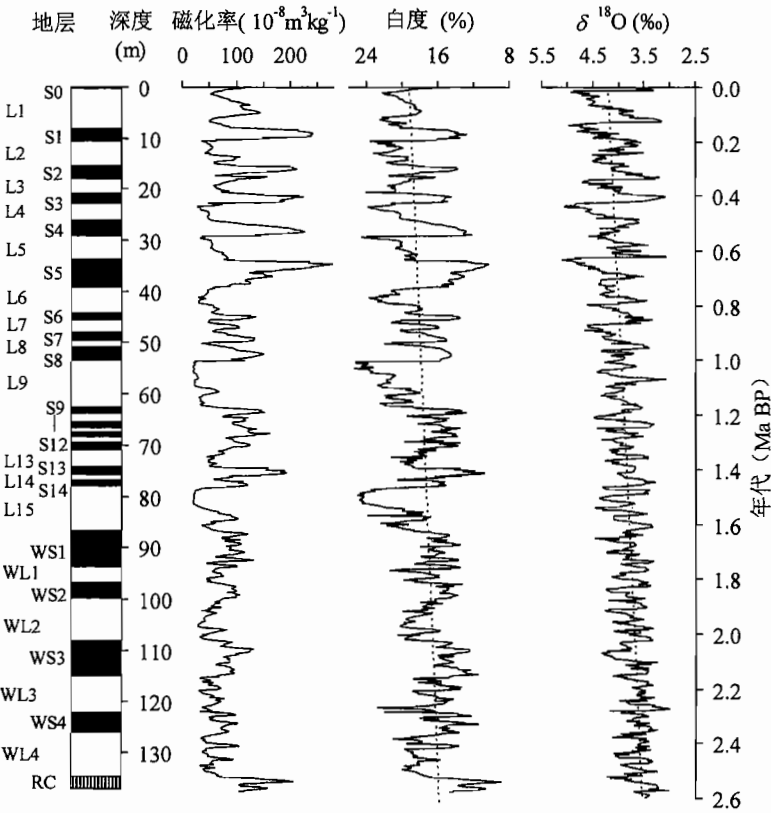


图 1 洛川黄土剖面中白度值与磁化率的分布特征及与太平洋 ODP849 孔
氧同位素曲线(Mix et al., 1995)变化趋势的对比

Fig. 1 Distribution of whiteness intensity and magnetic susceptibility signal in the Luochuan loess section,
compared with the variation of oxygen isotope from ODP Site 849 in the Pacific Ocean (Mix et al., 1995)

14.6%)差别较小,而与离石上部古土壤层(平均为15.5%)相差稍大。此外,由图1还可看出,S5以上的黄土-古土壤旋回中白度值的变化幅度很大,呈高幅低频的变化特征;S5~L15之间则为高幅高频的变化特征;L15以下的黄土-古土壤旋回中白度差值显著减小,表现为低幅高频的变化特征。

3 影响白度变化的因素

土壤颜色的变化与土壤特性密切相关。研究表明,土壤颜色受土壤结构、离子交换能力、有机质、碳酸盐、铁氧化物以及细粒级的矿物组分等因素的影响较大(Taylor, 1982; Torrent et al., 1983; Schwertmann, 1988, 1993; Bigham et al., 1993; Sanche-Marano n et al., 1997)。黄土是一种风成沉积物,经由冬季风搬运而沉积在黄土高原,受当时气候条件的影响,经历或强或弱的风化成壤过程,原始的物质组成必然发生了相应的变化,如碳酸盐的淋失与再淀积,铁矿物的转变,有机质的产生与分解等,导致黄土物质外观上的颜色变化。

为了查明黄土和古土壤白度值变化的主因,特选择6个典型的黄土和古土壤样品,参照 Li 等(1995)和 Mehra 等(1960)的方法进行了化学处理,步骤见图2。每一步骤的反应完成后用去离子水洗涤、离心3次,将溶液与残留物分离。残留物在65℃下烘干,测量白度,结果见表2。由表2可以看出:

(1)可交换离子对黄土和古土壤的颜色变化没有影响,去除可交换离子后的白度值 W_I 与全岩样品的白度值 W_B 几乎没有差别。

表2 洛川黄土和古土壤样品中可交换离子、碳酸盐、有机质、铁氧化物分别去除后的白度值及与全岩样品的比较

Table 2 Whiteness intensities in bulk, exchangeable-free, carbonate-free, organic matter-free, and iron oxide-free samples of typical loess and paleosols

样号	层位	W_B	W_I	W_{II}	W_{III}	W_{IV}
93L55	L1	22.3	22.5	22.5	24.4	34.4
93L902	S1	13.5	13.5	18.0	19.5	27.5
93L1035	L2	23.2	23.2	22.3	23.9	33.7
93L1560	S2	14.8	15.2	18.1	17.2	31.4
93L1800	L3	20.2	20.4	20.7	22.5	32.3
93L3481	S5	13.0	12.9	13.4	14.8	31.2

(2)碳酸盐含量的变化对黄土和古土壤的白度值没有显著影响。碳酸盐矿物是黄土地层中的常见矿物,在黄土层中平均可达11%,而在古土壤中由于风化淋失只有1%~3%(刘东生等,1985)。尽管黄土层和古土壤层的碳酸盐含量差别很大,但白度值在去除碳酸盐之前与之后没有多大变化,如L1黄土样品的白度值 W_B 为22.3%,酸淋溶后的白度值 W_I 为22.5%,变化幅度只有1%。因此,碳酸盐含量不是白度值变化的主要控制因素。这一结果与海底沉积物的灰度值与碳酸盐含量没有因果联系的结论相一致(Bauch et al., 1999)。

(3)有机质也不是白度变化的主要控制因素,这与 Porter(2000)认为有机质造成古土壤颜色变深的结论不同。从表2可以看出,去除有机质后的白度值 W_{III} 虽略有增长,但变化幅度较小,只比酸溶后的白度值 W_{II} 高5%~10%。由于黄土地层中有机质含量

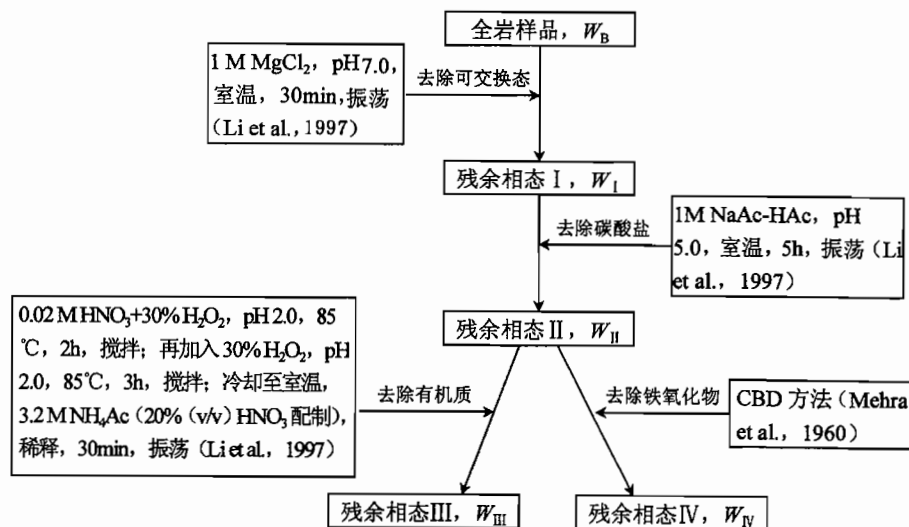


图2 研究黄土和古土壤样品白度影响因素的实验步骤

Fig. 2 Experimental procedure for the possible causes of whiteness variations in loess and paleosol samples from the Luochuan loess section

本身就很低,除了 S0 和 S1 能达到 1.5% 而外,多数都低于 1% (文启忠等, 1989; 林本海等, 1992), 因此极少量的有机质难以成为黄土和古土壤白度变化的主要控制因素。

(4) 铁氧化物是影响白度变化的主因。由表 2 可见, 用 CBD 方法去除铁氧化物后样品颜色变化十分醒目, 其白度值 W_N 比酸溶后的白度值 W_1 至少高 50% 以上。最发育的古土壤 S5 中铁氧化物的含量最高 (An et al., 1987), 白度的变化幅度也最大, W_N 比 W_1 高出 1 倍以上。此外, 经 CBD 去除铁氧化物后, 黄土和古土壤样品原先在全岩中的颜色差别明显减小, 除 S1 外, 其余样品的 W_N 十分接近。研究表明在有机质含量很低的土壤中铁氧化物是最主要的着色剂 (Torrent et al., 1983; Schwertmann, 1988), 其含量的少量变化会显著改变土壤的颜色。

除了上述化学处理之外, 还对典型的黄土 L1 和古土壤 S1 样品进行了分粒级实验, 结果见图 3。图 3 显示, 黄土和古土壤的白度值与粒级配分密切相关, 即细粒级组分白度值低, 粗粒级白度值高。其中古土壤 $>45 \mu\text{m}$ 组分中白度为 35.8%, 而 $<2 \mu\text{m}$ 组分则只有 8.2%, 随粒级由粗到细白度下降了 4~5 倍。与全岩的白度相比可以看出, 正是 $<2 \mu\text{m}$ 组分使得样品颜色变深, 且对古土壤的影响大于黄土。研究表明, 铁氧化物主要赋存在细粒级中, 并且古土壤中铁氧化物的含量明显高于黄土 (Guo et al., 2000; Ding et al., 2001), 因此风化成壤过程中细粒级的铁氧化物增多是古土壤颜色变深因而白度值降低的主要因素。此外, 虽然黄土和古土壤全岩样品的白度值相差很大, 但 $>45 \mu\text{m}$ 组分中二者的白度值却十分接近 (图 3), 表明主要受冬季风控制的粗粒级组分不含或极少含铁氧化物, 因此颜色十分相似。

4 白度的古气候意义

第四纪的主要特点是气候变化巨大, 表现为冰期与间冰期交替波动的特征。在黄土高原, 这种冰期与间冰期旋回被真实地记录在黄土-古土壤序列中, 并通过各种替代性指标间接地反映出来, 如磁化率、粒度、Rb/Sr 值等 (An et al., 1991; Porter et al., 1995; Ding et al., 1995; 陈骏等, 1999a, 2001)。由图 1 可以看出, 洛川剖面中白度值的变化也与冰期-间冰期旋回相对应, 表现为冰期时白度值增高, 间冰期时白度值降低, 与磁化率的波动形式相反。

由前述讨论可知, 黄土地层中白度值的变化主要受细粒级铁氧化物的含量控制。黄土地层中铁是

稳定元素, 在风化成壤过程中不会从体系中迁出或丢失, 只会发生价态和形态的转变, 从不稳定的硅酸盐矿物 (如辉石、黑云母、绿泥石等) 中释放出来, 转化为稳定的氧化物 (如赤铁矿、针铁矿、磁铁矿、磁赤铁矿等) (陈骏等, 1997; 刁桂仪等, 1997; 季峻峰等, 1999; 刘连文等, 2001)。间冰期时, 气候炎热, 降雨量较大, 植被稠密, 风化成壤作用较强, 粗颗粒的不稳定矿物容易分解、细粒化, 一些活动性组分 (如碳酸盐、盐类等) 大量淋失, 导致细粒级铁氧化物增多, 从而土壤颜色加深, 白度值降低。冰期时情况则相反。因此黄土-古土壤序列中的白度变化实际反映了受夏季风环流强度控制的风化成壤作用的强弱。

与磁化率相比, 白度在指示风化成壤强度方面似乎具有更高的灵敏度。以午城组为例, 野外观察颜色偏暗偏红, 成壤作用相对较强 (刘东生等, 1985; Kukla et al., 1989), 但磁化率值却相对偏低 (图 1)。然而, 午城组中白度呈现低值高频的变化形式, 与其外观变化十分吻合。此外, 上粉砂层 L9 中磁化率只显示 1 个次级峰, 而白度却相应地显示 3 个次级谷, 表明白度能够反映夏季风强度的一些精细变化。

值得一提的是, 剖面中白度值的变化呈现明显的阶段性 (图 1), 以 S5 和 L15 为分界线, 分别对应于第四纪以来 2 次重要的气候转型事件 (An et al., 1990; Guo et al., 1998; Xiao et al., 2000)。此外, 剖面中白度值呈逐渐增高的趋势, 与深海氧同位素曲线所指示的全球气候逐渐变冷的总体演化趋势 (Mix et al., 1995) 相一致, 表明白度能够灵敏地反

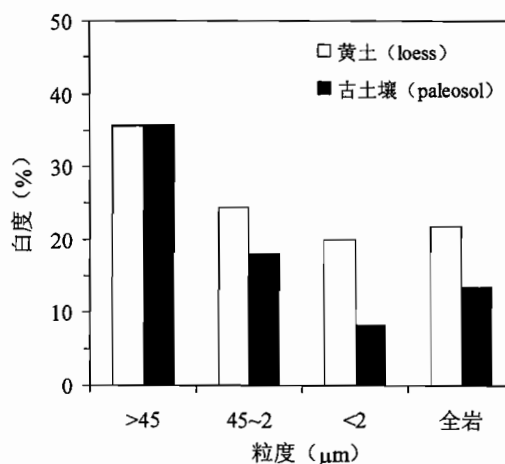


图 3 洛川黄土和古土壤全岩样及不同粒级组分中的白度值

Fig. 3 Whiteness intensities in bulk and different grain-size fractions of loess and paleosol samples from the Luochuan loess section

映夏季风环流强度的变化,并且在联系黄土高原古气候与全球气候变化的响应问题上具有广阔的应用前景。

5 结语

综上所述,颜色变化是黄土-古土壤剖面中最特征的变化之一,也是夏季风作用的直接证据。黄土剖面中白度值的变化十分明显,表现为黄土的白度较高,而古土壤的白度较低,依据白度值可以清晰地区别出黄土层和古土壤层。白度的变化主要受细粒级铁氧化物的含量控制,实际反映了黄土高原夏季风强度的演化历史。由于白度指标对于颜色的测量具有速度快、投资少和适合于野外直接测量的优点,因此白度可作为一个新的快速便利的夏季风替代性指标加以研究和应用,尤其是在磁化率变化不明显的剖面中,如我国南方下蜀土以及晚第三纪红粘土剖面具有十分广阔的应用前景。

参 考 文 献

- 陈骏,季峻峰,仇纲,鹿化煜,朱洪兵. 1997. 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), 27(6): 531~536.
- 陈骏,汪永进,季峻峰,陈旻,鹿化煜. 1999a. 陕西洛川黄土剖面的 Rb/Sr 参数及其气候地层学意义. 第四纪研究, (4): 350~356.
- 陈骏,汪永进,陈旻,刘连文,季峻峰,鹿化煜. 2001. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义. 地质学报, 75(2): 259~266.
- 刁桂仪,文启忠. 1997. 黄土中的铁——环境示踪元素之一. 见: 刘嘉麒,袁宝印主编. 中国第四纪地质与环境. 北京: 海洋出版社, 149~157.
- 季峻峰,陈骏,王洪涛. 1997. 陕西洛川黄土-古土壤剖面中伊利石结晶度. 地质论评, 43(2): 181~185.
- 季峻峰,陈骏,刘连文,鹿化煜. 1999. 洛川黄土中绿泥石的化学风化与磁化率增强. 自然科学进展, 9(7): 619~623.
- 柯夫达 B A. 1981. 土壤学原理(上). 陆宝树,周礼恺,吴珊眉等译. 北京: 科学出版社, 19~20.
- 李亨. 1994. 颜色技术原理及其应用. 北京: 科学出版社, 136~140.
- 林本海,刘荣谟. 1992. 最近800ka 黄土高原夏季风变迁的稳定同位素证据. 科学通报, 18: 1691~1694.
- 刘东生等. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社.
- 刘连文,陈骏,王洪涛,季峻峰,陈旻. 2001. 一个不受风力分选作用影响的化学风化指标: 黄土酸不溶物中 Fe/Mg 比值. 科学通报, 46(7): 578~582.
- 文启忠等. 1989. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 28~34.
- 杨杰东,陈骏,李春雷,陶仙聪,季峻峰,陈旻. 2000. 2.5Ma 以来大陆风化速率的演变. 地质论评, 46(5): 472~480.

References

- An Z S. 2000. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate. Quaternary Science Reviews, 19: 171~187.
- An Z S, Liu T S, Zhu Y Z, Sun F Q, Ding Z L. 1987. The paleosol complex S5 in the China Loess Plateau——A record of climatic

- optimum during the last 1.2 Ma. Geojournal, 15: 141~143.
- An Z S, Liu T S, Lu Y C, Kukla G, Wu X H, Hua Y M. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. Quaternary International, 7/8: 91~95.
- An Z S, Kukla G J, Porter S C, Xiao J. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years. Quaternary Research, 36: 29~36.
- Bauch H A, Helmke J P. 1999. Glacial-interglacial records of the reflectance of sediments from the Norwegian—Greenland—Iceland Sea (Nordic Sea). International Journal of Earth Sciences, 88: 325~336.
- Bigham J M, Ciolkosz E J. 1993. Soil Color. Madison: Soil Science Society of America Special Publication, 159.
- Chen Jun, Ji Junfeng, Qiu Gang, Lu Huayu, Zhu Hongbin. 1998. Geochemical studies on the intensity of chemical weathering in Luochuan loess sequence, China. Science in China (Series D), 41(3): 235~241.
- Chen Jun, Wang Yongjin, Ji Junfeng, Chen Yang, Lu Huayu. 1999a. Rb/Sr variations and its climatic stratigraphical significance of a loess-paleosol profile from Luochuan, Shaanxi Province. Quaternary Sciences, (4): 350~356 (in Chinese with English abstract).
- Chen J, An Z, Head J. 1999b. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. Quaternary Research, 51: 215~219.
- Chen Jun, Wang Yongjin, Chen Yang, Liu Lianwen, Ji Junfeng, Lu Huayu. 2000. Geochemical characterization of Rb and Sr in the Chinese loess stratigraphy and its implications for paleomonsoon climate. Acta Geologica Sinica (English edition), 74(2): 279~288.
- Diao Guiyi, Wen Qizhong. 1997. Iron in loess——a tracer element of environment. In: Liu Jiaqi, Yuan Baiyin, ed. Quaternary Geology and Environment in China. Beijing: China Ocean Press, 149~157 (in Chinese).
- Ding Z L, Liu T S, Rutter N W. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon in the past 800,000 years. Quaternary Research, 44: 149~159.
- Ding Z L, Yang S L, Sun J M, Liu T S. 2001. Iron geochemistry of loess and red clay deposits in the Chinese Loess Plateau and implications for long-term Asian monsoon evolution in the last 7.0 Ma. Earth and Planetary Science Letters, 185: 99~109.
- Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, Wei L, Ding Z, Wu N, Lu H, Jiang W, An Z. 1998. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Global and Planetary Change, 18: 113~128.
- Guo Z T, Biscaye P, Wei L Y, et al. 2000. Summer monsoon variations over the last 1.2 Ma from the weathering of loess-soil sequences in China. Geophysical Research Letters, 27: 1751~1754.
- Han J, Fyfe W S, Longstaff F J. 1998. Climatic implications of the S5 paleosol complex on the southernmost Chinese Loess Plateau. Quaternary Research, 50: 21~33.
- Ji Junfeng, Chen Jun, Wang Hongtao. 1997. Crystallinity of illite from the Luochuan loess. Geological Review, 43(2): 181~185 (in Chinese with English abstract).
- Ji Junfeng, Chen Jun, Liu Lianwen, Lu Huayu. 1999. Chemical weathering of chlorite in the Luochuan loess and implications for

- enhancement of magnetic susceptibility. *Progress in Natural Science*, 9(7): 619~623 (in Chinese).
- Kukla G, An Z. 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72: 203~225.
- Li Heng. 1994. *Principle and Application of Color Technology*. Beijing: China Science Press, 136~140 (in Chinese).
- Li X, Coles B J, Ramsey M H, Thornton I. 1995. Sequential extraction of soils for multielement analysis by ICP-AES. *Chemical Geology*, 124: 109~123.
- Lin Benhai, Liu Rongmo. 1992. Stable isotope evidence of summer monsoon evolution in the Loess Plateau for the last 800 ka. *Chinese Science Bulletin*, 18: 1691~1694 (in Chinese).
- Liu Lianwen, Chen Jun, Wang Hongtao, Ji Junfeng, Chen Yang. 2001. A chemical index of weathering without effect of wind sorting: Fe/Mg ratios in the acid-insoluble phases of loess sediments. *Chinese Science Bulletin*, 46(16): 1384~1388.
- Liu Tungsheng, et al. 1985. *Loess and Environment* (English Edition). Beijing: China Ocean Press.
- Maher B A, Thompson R, Zhou L P. 1994. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach. *Earth Planetary Science Letters*, 125: 461~471.
- Mehra O P, Jackson M L. 1960. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7: 317~327.
- Mix A C, Pisias N G, Rugh W, Rugh C, Lopez C, Nelson K. 1995. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0~5 Ma): Local and global climate changes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138: 371~412.
- Murray H H. 1980. Major kaolin processing developments. *International Journal of Mineral Processing*, 7: 263~274.
- Parkes D. 1989. Instrumental methods for evaluating whiteness, brightness, and fluorescence. *Tappi Journal*, 72: 95~100.
- Porter S C, An Z. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glacial. *Nature*, 375: 305~308.
- Porter S C. 2000. High-resolution paleoclimatic information from Chinese eolian sediments based on grayscale intensity profiles. *Quaternary Research*, 53: 70~77.
- Sánchez-Maranón M, Delgado G, Melgosa M, et al. 1997. CIELAB color parameters and their relationship to soil characteristics in Mediterranean red soils. *Soil Science*, 162: 833~842.
- Schwertmann U. 1988. Occurrence and formation of iron oxides in various pedoenvironments. In: Stukl J W et al., ed. *Iron in Soil and Clay Minerals*. 267~308.
- Schwertmann U. 1993. Relationships between iron oxides, soil color, and soil formation. In: Bigham J M, et al., ed. *Soil Color*. Madison: Soil Science Society of America Special Publication, 51~69.
- Taylor R M. 1982. Color in soils and sediments. Reviews. In: *Proc. Int. Clay Conf. Bologna, Italy*, Elsevier, Amsterdam, 705~765.
- Torrent J, Schwertmann U, Fetcher H, et al. 1983. Quantitative relationships between soil color and hematite. *Soil Science*, 136: 354~358.
- Wen Qizhong, et al. 1989. *Geochemistry of Chinese Loess*. Beijing: China Science Press, 28~34 (in Chinese).
- Xiao J L, An Z S. 1999. Three large shifts in East Asian monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154: 179~189.
- Yang Jiedong, Chen Jun, Li Chunlei, Tao Xiancong, Ji Junfeng, Chen Yang. 2000. Variations in continental weathering intensity over the past 2.5 Ma. *Geological Review*, 46(5): 472~480 (in Chinese with English abstract).

Whiteness Intensity in Luochuan Loess Sequence (Shaanxi Province) and Paleoclimatic Implications

CHEN Yang¹⁾, CHEN Jun¹⁾, JI Junfeng¹⁾, LIU Lianwen¹⁾, LU Huayu²⁾

1) *Institute of Surficial Geochemistry, Department of Earth Sciences, State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Nanjing University, Nanjing, 210093*; 2) *Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, 710054*

Abstract

In this paper the whiteness intensities have been measured in the Luochuan loess profile, Shaanxi Province. Results show significant differences of whiteness intensities between loess and paleosol samples. Whiteness intensities are higher in loess than in paleosols. Based on chemical treatments and grain-size fraction, the decrease of whiteness intensities in paleosols is mainly due to the increase of concentration of fine-grained iron oxides during chemical weathering and pedogenesis. Variations of whiteness intensities in the Luochuan loess-paleosol sequence correspond well to cyclic alternation of glacial and interglacial climate. Moreover, the whiteness intensity increases gradually from bottom to top of the sequence, in accord with the general trend of global cooling indicated by evolution of oxygen isotope from deep-sea sediments. Therefore, the whiteness intensity can serve as a sensitive indicator of summer monsoon circulation and has a potential in the application to the response of global climate changes.

Key words: loess; whiteness; iron oxides; paleoclimatic variation