

# 陇西黄土高原马兰黄土划分与末次冰期气候快速变化研究

陈发虎 马玉贞 李吉均

(兰州大学地理科学系, 730000)

**摘 要** 陇西黄土高原马兰黄土内存在 9 个弱成壤组 (层), 记录了末次冰期多达 22 个间冰段气候的环境状况。马兰黄土中部古土壤是末次冰期大间冰段的记录, 共有上、中、下 3 层古土壤, 含 11 个亚层, 尤以下层古土壤发育最好, 表明当时气候较温暖湿润。陇西马兰黄土记录与格陵兰 GRIP 冰芯记录相吻合, 说明末次冰期内气候快速变化和的不稳定性具有全球意义。

**关键词** 马兰黄土记录 古土壤序列 间冰段 末次冰期气候不稳定性

## 1 前言

末次冰期 (仅指深海氧同位素 2~4 阶段, 下同) 是距今最近的一次冰期, 但至今我们对其内部气候环境的详细变化了解甚少。南极 Vostok 站冰岩芯穿透了末次冰期, 记录到其中部间冰段的存在 (Jouzel *et al.*, 1987)。北极格陵兰冰盖冰岩芯记录给出了环境变化的新情形, 最早提取的 Camp Century 冰芯就显示出末次冰期内气候有较大幅度的波动 (Johnsen *et al.*, 1972), 这为后来在格陵兰南部的 Dye3 (Dansgaard *et al.*, 1982)、西南部的 Renland, 以及 1992 年获得的 GRIP (Dansgaard *et al.*, 1993; Johnsen *et al.*, 1992) 和 1993 年获得的 GISP2 冰芯 (Taylor *et al.*, 1993; ; Grootes *et al.*, 1993) 记录所证实, 指示出末次冰期气候的多变性和不稳定性。这种不稳定性被认为是北大西洋暖流调整引起的, 因而主要影响北大西洋及周围地区的气候 (Johnsen *et al.*, 1992)。

黄土高原西部黄土沉积速率高, 黄土古土壤的平均沉积速率为洛川、西峰等六盘山以东地区的 2~5 倍 (陈发虎等, 1993; 岳乐平等, 1991)。末次冰期马兰黄土沉积在兰州地区厚 30 余米, 个别剖面达 m, 可反映百年尺度大气粉尘变化, 因而有可能与北极格陵兰冰岩芯记录相对比, 为研究末次冰期内气候环境不稳定性全球意义提供了良好条件”

## 2 马兰黄土古土壤序列

马兰黄土是末次冰期高粉尘堆积经黄土化过程形成的, 有典型的黄土之称 (刘东生, 1985)。自本世纪初命名马兰黄土以来, 对其内部变化的研究甚少。80 年代初, 安

芷生等 (1984) 将马兰黄土划分为 3 个阶段。随磁化率指标的使用, 发现马兰黄土中部内磁化率较高, 可与深海氧同位素第三阶段对比 (Kukla *et al.*, 1988)。六盘山以西高分辨率剖面的发现为进一步认识马兰黄土内的变化奠定了基础。以临夏北塬剖面为代表, 发现马兰黄土中部存在 3 组发育较好的间冰段古土壤 (李吉均等, 1990; 安芷生等, 1990)。新近获得的临夏塬堡剖面末次冰期旋回古土壤序列与北塬剖面有较好对比, 但分辨率更高, 黄土沉积与土壤发育对气候记录更为敏感 (陈发虎等, 1994); 兰州市皋兰山剖面是陇西黄土高原另一较理想的晚更新世剖面。此两剖面马兰黄土厚约 30m, 其内成壤作用、磁化率记录及其它指标均有较大变化, 显示了详细划分的可能性。

## 2.1 古土壤序列

据陈发虎等 (1993) 描述方法, 考虑前人工作将马兰黄土一分为三, 分别为  $L_1L_1$ 、 $L_1S_1$  与  $L_1L_2$ 。其中  $L_1L_1$  与  $L_1L_2$  为早、晚马兰黄土堆积,  $L_1S_1$  为马兰黄土中部间冰段古土壤。

塬堡剖面晚期马兰黄土  $L_1L_1$  总体表现为典型黄土, 但个别层位有弱成壤作用。其顶部有 4 条物质偏细、颜色偏黑层, 磁化率曲线上出现 4 个小高峰, 可作为次一级古土壤层  $L_1L_1S_1$  (图 1); 中部有两个相距较近的磁化率峰, 可作为一层  $L_1L_1S_2$ ; 底部有一层  $L_1L_1$  内发育最好的弱成壤层  $L_1L_1S_3$ , 物质较细, 有较明显的碳酸盐假丝体形成;  $L_1L_1$  至  $L_1S_1$  过渡间出现 25cm 弱成壤层  $L_1L_1S_4$ 。因此, 晚期马兰黄土  $L_1L_1$  内有 4 个弱成壤层, 8 个亚层 (图 1)。

马兰黄土中部古土壤  $L_1S_1$  内有 3 层明显古土壤, 兰州地区不同剖面均有记录 (陈发虎等, 1993), 它们分别为  $L_1L_1S_1 \sim L_1L_1S_3$ 。每一组内土壤结构、磁化率等也有明显变化。其中,  $L_1L_1S_1$  为上层古土壤, 它由 3 个主要磁化率峰组成;  $L_1L_1S_4$  为中层古土壤, 其内至少记录了 4 次冷暖波动;  $L_1L_1S_3$  为下层古土壤层, 由两个主要土壤亚层组成。因而, 马兰黄土中部古土壤  $L_1S_1$  的 3 个古土壤组可进一步划分为 11 个亚层。

早期马兰黄土  $L_1L_2$  内总体表现为较典型黄土, 磁化率波动幅度不大。深 25m 左右的磁化率值总体较高, 命名为  $L_1L_2S_1$ , 粒度指标明显指示出 3 个较细层的存在, 与皋兰山剖面相同; 深 30m 出现另一磁化率较高段, 大体分为前后两个高峰, 作为  $L_1L_2S_2$ 。过  $L_1L_2S_2$  后, 很快变化到  $S_1$  古土壤。

皋兰山剖面为人工挖井剖面, 井深 45m。马兰黄土内的古土壤序列与塬堡剖面有较好的对比 (图 1), 指示了大区域气候环境变化特征。不同的是, 皋兰山剖面马兰黄土内磁化率波动更大, 特别是在马兰黄土中部  $L_1S_1$  和早期马兰黄土  $L_1L_2$  内, 这可能与兰州更近沙漠戈壁有关, 气候记录更为敏感。例如,  $L_1L_2S_1$  弱成壤层在塬堡剖面没有区分出亚层, 而在皋兰山剖面由 3 个亚层组成。

## 2.2 年代问题

皋兰山剖面全新世黑垆土底有机  $^{14}C$  年龄  $9\ 260 \pm 145a\ BP$ , 塬堡剖面黑垆土中部为

图1 兰州皋兰山剖面(a)和临夏塬堡(b)马兰黄土古土壤序一和磁化率记录

Fig. 1 Paleosol sequence and magnetic susceptibility record in Malan Loess in Yuanbao section, Linxia, and Gaolanshan section, Lanzhou

6 070 ±100a BP, 落入黄土高原全新世黑垆范围; 塬堡剖面深 3.7m (L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 顶), 有机<sup>14</sup>C 测年 13 000 ±200a BP。深 10.8m 的 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>3</sub> 内<sup>14</sup>C 测年为 2.3 ×10<sup>4</sup>a BP。L<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 内共有两个<sup>14</sup>C 年龄: 一个位于深 14.0m (上层古土壤内), 年龄为 26 390 ±680a BP; 另一个位于深 20.0m (下层古土壤内), 年龄为 33 220 ±1 290a BP。由于样品取自人工开挖的天然剖面, 仍受现代植物根系影响, 年龄可能偏年轻, 距此剖面不远的北塬剖面曾在 L<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 中层古土壤顶获得有机<sup>14</sup>C 年龄 40 910a BP (李吉均等, 1990)。皋兰山剖面<sup>14</sup>C 样品取自井内, 样品受现代植物根系影响较小, 井深 12.9m (L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>3</sub> 内), 有机<sup>14</sup>C 年龄为 22 485 ±640a BP, 北塬剖面相当层位 TL 测年为 25 060a BP (安芷生等, 1990); 井深 16.65m (上层古土壤中部), 有机<sup>14</sup>C 年龄为 29 040 ±350a BP, 说明 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 结束年龄接近或稍比此年龄老; L<sub>1</sub>L<sub>2</sub> 年龄虽没在塬堡剖面直接获得, 但北塬剖面 L<sub>1</sub>L<sub>2</sub> 顶 TL 年龄为 5.4 ×10<sup>4</sup>a BP (李吉均等, 1990; 安芷生等, 1990)。中国马兰黄土开始堆积的 TL 测年为 7 ×10<sup>4</sup> ~ 8 ×10<sup>4</sup> a BP 前后。

综上所述, 晚期马兰黄土 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub> 内第一个间冰段弱成壤层 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>1</sub> 年龄约为 1.3 ×10<sup>4</sup> a BP 前后, 相当于欧洲新仙女木期前的间冰段; 晚期马兰黄土 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub> 中发育最好的弱成

壤层  $L_1L_1S_3$  年龄为  $2.5 \times 10^4$  a BP 前后; 马兰黄土中部古土壤  $L_1S_1$  开始年龄约为  $5.5 \times 10^4$  a BP, 结束年龄为  $2.9 \times 10^4$  a BP 前后, 其内中层古土壤结束年龄约为  $4.0 \times 10^4$  a BP; 早期马兰黄土开始年龄按 TL 测定为  $7.5 \times 10^4$  a BP。

### 3 马兰黄土记录的末次冰期气候波动

黄土地层内气候环境代用指标较多, 但均与气候环境间不存在简单的定量关系。其中, 磁化率作为气候环境代用指标较为成熟, 其值大小主要取决于大气粉尘堆积速率高低, 同时受成壤作用强弱的影响, 指示气候的干湿变化。在与气候间没有建立起量值关系之前, 其绝对值并不十分重要, 这里仅考虑其相对变化。出乎意料的是, 我们在从事陇西黄土高原黄土地层研究时发现, 马兰黄土内部物质粗细、颜色深浅和坚硬程度均有较大变化, 磁化率曲线上明显显示了较大幅度的频繁波动(图1), 高磁化率值均对应于成壤作用较强的层位。晚期马兰黄土  $L_1L_1$  内有几个明显的磁化率峰, 对应于古土壤序列  $L_1L_1S_1 \sim L_1L_1S_4$ , 其中尤以  $L_1L_1$  结束前的  $L_1L_1S_1$  和开始时的  $L_1L_1S_3$  弱成壤层磁化率峰最明显(图1)。在皋兰山剖面, 对应塬堡剖面的  $L_1L_1S_3$  磁化率峰与马兰黄土中部古土壤相当, 其值接近  $S_1$  晚期古土壤; 马兰黄土中部间冰段  $L_1S_1$  内有3个大的磁化率峰段, 对应上、中、下3层古土壤, 其中尤以下层  $L_1S_1S_3$  中的晚期峰最高, 形成较宽磁化率峰。皋兰山剖面下层古土壤记录稍有差异, 表现为早期峰高而晚期峰低。早期马兰黄土  $L_1L_2$  内磁化率值均在较低水平内波动, 在其早期出现两个高峰, 这在皋兰山剖面上显得更为清晰。总之, 陇西地区的马兰黄土磁化率记录说明, 气候在总体较冷、较干背景下(相对全新世与末次间冰期而言), 更多地显示了波动性, 存在不同时间尺度、不同幅度的间冰段, 其变化的最大幅度与  $S_1$  晚期古土壤层相当。

对照临夏塬堡和兰州皋兰山剖面磁化率曲线还发现, 马兰黄土内还存在几次磁化率极低时期。最低值位于晚期马兰黄土内的  $L_1L_1S_3$  之后, 大约  $2.4 \times 10^4$  a BP, 记录到气候最干冷时期比传统认为的盛冰期稍早, 盛冰期标志是大陆冰盖的最大时期, 而大陆冰盖的建立大约需要3000 a左右 (Johnsen *et al.*, 1992)。当然,  $1.5 \times 10^4$  a BP 至  $2.4 \times 10^4$  a BP 间磁化率值整体较低(图1)。早期马兰黄土内在进入  $L_1S_1$  前显示了较低的磁化率值。中部马兰黄土  $L_1S_1$  内最低磁化率值位于上层与中层古土壤之间的黄土层内, 年龄约为  $3.5 \times 10^4$  a BP。这些低磁化率谷记录了末次冰期内几次最严酷时期。

塬堡剖面黄土层内孢粉样品间隔0.5m, 主要古土壤层或弱成壤层内为0.25m, 共统计到52科(属、种)的植物孢粉。除个别样品外, 绝大多数样品符合统计要求(马玉贞等, 1994)。虽然样品密度不足以与磁化率记录相对比, 但大的变化趋势还是比较清晰的(图2)。早、晚马兰黄土内针叶林成分在弱成壤层较低, 而在黄土层高达80%, 甚至95%。马兰黄土中部古土壤  $L_1S_1$  内, 针叶林成分含量也较高, 特别是古土壤层发育晚期或向黄土层过渡时期, 但一般不超过70%, 多数样品在30%左右。

旱生草本植物在早、晚马兰黄土内的变化趋势与针叶树成分相反, 弱成壤层中以草为主, 如  $1.2 \times 10^4 \sim 1.4 \times 10^4$  a BP 前后的  $L_1L_1S_1$  内含量达90%。马兰黄土中部古土壤内草本植物花粉含量较高, 指示出相对温湿条件下草本植物的大发展。温带阔叶成分在

早、晚马兰黄土内基本没有出现, 中部间冰段古土壤  $L_1S_1$  中的下层土壤内含量可高达 30%。蕨类植物和水生植物大体要求相对潮湿的环境, 多与森林植被相联系, 它们在早、晚马寺黄土内含量较低, 而在  $L_1S_1$  内总体含量较高。

图 2 塬堡剖面马兰黄土主要孢粉变化图

Fig. 2 Diagram of Pollen Content within Malan loess in Yuanbao section

从孢粉随剖面变化可以看出, 早、晚马兰黄土堆积时期针叶林成分高达 90%, 而无水生或蕨类成分, 草本成分含量也较低, 况且从剖面上可以清晰观察到, 这一时期黄土物质较粗, 微形态片中无次生碳酸盐淋溶淀积, 属典型黄土, 绝非森林土壤, 当时植被应接近荒漠或荒漠草原, 这一时期兰州地区有古沙丘形成 (陈发虎等, 1990), 早、晚马兰黄土中高含量针叶林花粉多是由周围漂入的, 值得深入研究当时的大气环流状态。大间冰段古土壤内下层古土壤中草本和针叶树含量基本相当, 出现了较高的阔叶及水生和蕨类成分, 指示了一种针、阔叶混交林植被。仅从阔叶成分含量来看, 当时比全新世湿润, 短期内可能还较温暖, 但磁化率值没有全新世黑垆土高, 这可能是由于磁化率值受成壤作用影响较大, 而成壤作用强弱与成壤时间长短相关。中层古土壤内磁化率波动频繁, 幅度也较大, 孢粉取样间隔不足以反映此变化, 孢粉以草本和针叶树为主, 还有较高蕨类成分, 为森林草原植被。1988 年我们曾在临夏县滑坡体下发现  $^{14}C$  年龄为 38 000 年的柏树树杆, 说明当时森林带位于监夏盆地。上层古土壤其早期以草本为主, 针叶林成分次之, 后期则针叶林成分升高到 70%。据土壤性状和  $CaCO_3$  淋溶程度判别, 当时可能为针叶林植被。

## 4 讨论与结论

陇西黄土高原马兰黄土内记录的末次冰期气候环境变化大大超出了人们对末次冰期的认识。就大的划分业讲, 末次冰期中期有一个大间冰段古土壤组合, 塬堡剖面上形成 3 个古土壤组, 共 11 个古土壤或弱成壤亚层。此大间冰段内早期的气候温暖程度可能不亚于全新世, 孢粉组合中出现了较高的落叶阔叶林成分, 而全新世黑垆土中以草本成分占绝对优势, 这与前人对陇东黑垆土研究结果相符 (Li Jijun *et al.*, 1988)。大间冰

段中层古土壤形成时期环境多变, 没有形成成熟的古土壤; 上层古土壤早期为草原环境, 晚期为暗针叶林植被, 当时整个黄土高原面虽可能不全为针叶植被, 但至少生境好的河谷应为针叶林植被(李吉均, 1990)。在本次冰期大间冰段中国西部内陆湖泊多出现高湖面, 现今异常干旱的柴达木盆地此时形成统一大湖, 当时可能较今湿润得多(李吉均, 1990)。大间冰段不但可能比今湿润, 个别层位记录还指示出当时可能在较短时间内温暖程度与今相当。中国末次冰期大间冰段环境值得深入研究。

塬堡和皋兰山剖面马兰黄土内共有 9 个古土壤组(层), 含 22 个弱成壤亚层, 发育程度相关较大, 形成时的植被以旱生草原为主, 记录了末次冰期内相对温暖湿润的间冰段气候状况, 当时气候极不稳定, 但变化幅度不如北极地区大。

北极格陵兰冰盖冰芯气候记录分辨率较高, GRIP 冰芯很好地揭示了末次冰期内的气候快速变化, 发现末次冰期内存在多达 20 个间冰段, 有的跨时不足 500 年, 气温甚至在几十年内变化幅度达 5~6 (Dansgaard *et al.*, 1993)。陇西黄土记录的末次冰期气候变化与格陵兰冰芯记录有极好的对比性(图 3), 主要事件年代基本相当。例如, Aller d~B ling 间冰段和晚期马兰黄土中的 L<sub>1</sub>L<sub>1</sub>S<sub>3</sub> 弱成壤层。尽管黄土记录的测年还不足以说明各间冰段年代与冰芯记录是否存在或存大多大相位差, 但可以肯定, 末次冰期内的这种不稳定性不应限于北大西洋地区, 不应是北大西洋暖流突变导致的结果, 而应是全球性气候事件。

图 3 塬堡马兰黄土磁化率记录(A)与格陵兰 GRIP 氧同位素记录(B)的对比  
(图中数字为间冰段序号)

Fig. 3 Magnetic susceptibility (A) within Malan loess in Yuanbao section and comparison with Greenland GRIP oxygen isotope record (B)

本文仅是兰州黄土末次冰期记录的初步结果, 今后还须更精确的测年资料确定各弱成壤层的形成年代, 检验众多突发事件记录的全球同异步。另一方面, 兰州黄土记录中从  $1.50 \times 10^6$  a BP, 特别是  $9.0 \times 10^5$  a BP 以来, 黄土层内均有许多弱成壤层存在, 十分类似于马兰黄土中的情形, 这对今后开展第四世中、晚期气候的快速变化和在气系统

的不稳定性研究提供了极好记录, 有待进一步研究, 可弥补格陵兰冰岩芯仅有  $2.5 \times 10^5$  a BP 记录的缺陷。

综上所述, 可获得下列几点结论:

(1) 马兰黄土内存在 9 个弱成壤组 (层), 记录了多达 22 间冰段事件, 其中晚期马兰黄土  $L_1L_1$  内有 6 个间冰段, 早期马兰黄土  $L_1L_2$  内有 5 个, 中期大间冰段内有 11 个。

(2) 马兰黄土中部记录到的大间冰段, 整体而言, 相对较为潮湿, 个别层位记录的气候湿润程度高于全新世, 短期内的温暖程度也相当高。

(3) 末次冰期陇西马兰黄土记录可与格陵兰冰芯记录相对比, 说明末次冰期内气候的快速变化具有全球性。

## 参 考 文 献

- 马玉贞, 曹继秀, 李吉均. 1994. 临夏塬堡 15 万年以来的孢粉植物群和环境变迁. 见: 青藏高原形成演化、环境变化与生态系统研究. 北京: 科学出版社, 135 ~ 142.
- 安芷生, 卢滨涛. 1984. 华北晚更新世马兰期气候地层划分. 科学通报, 29 (4): 228 ~ 231.
- 安芷生, S. Porter, G. Kukla 等. 1990. 最近 13 万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报, (7): 529 ~ 532.
- 李吉均. 1990. 中国西北地区晚更新世以来环境变迁模式. 第四纪研究, (3): 197 ~ 204.
- 李吉均, 朱俊杰, 康建成等. 1990. 末次冰期旋回兰州黄土记录. 中国科学, (10): 1 086 ~ 1 094.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 415 ~ 416.
- 陈发虎, 张维信等. 1993. 甘青地区的黄土地层学与第四纪冰川问题. 北京: 科学出版社, 114 ~ 139.
- 陈发虎, 李吉均. 1994. 末次间冰期西黄土记录的初步研究. 见: 青藏高原形成演化、环境变化与生态系统研究. 北京: 科学出版, 96 ~ 102.
- 陈发虎, 潘保田, 陈国英等. 1990. 兰州晚更新世古风成沙的发现及环境意义. 中国沙漠, 10 (3): 1 ~ 8.
- 岳乐平, 雷祥义, 曲红军. 1991. 靖远黄土剖面磁性地层的初步研究. 第四纪研究, (4): 349 ~ 353.
- 张文祥, 胡双熙. 1989. 陇东黄土塬区黑垆土形成的时代与过程. 科学通报, (16): 1 252 ~ 1 255.
- Dansgaard W, HB Clausen and N Gundestrup *et al.*, 1982. A new Greenland deep ice core. *Science*, 218: 1 273 ~ 1 277.
- Dansgaard W, S J Johnsen and HB Clausen *et al.*, 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250 - kyr ice - core record. *Nature*, 364: 218 ~ 220.
- Grootes P M, M Stuiver and J W C White *et al.* 1993. Comparison of oxygen isotope records from GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552 ~ 554.
- Johnsen S J, W Dansgaard and HB Clausen *et al.*, 1972. oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice sheets. *Nature*, 235: 429 ~ 434.
- Johnsen S J, HB Clausen and W Dansgaard *et al.*, 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland Ice core. *Nature*, 359: 311 ~ 313.
- Jouzel J, C Lorius and J R Petit *et al.*, 1987. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycles (160 000 years). *Nature*, 329: 403 ~ 408.
- Kukla G, F Heller and X M Liu *et al.*, 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16: 811 ~ 814.
- Li Ji jun, Feng Zhaodong and Tang zLingyu. 1988. Late Quaternary Monsoon Pattern on the Oless Plateau of China. *Earth Surface Processes and Landforms*, (13): 125 ~ 135.
- Taylor K C, C U Hammer and R B Aley *et al.*, 1993. Electrical conductivity measurements from GISP2 and GRIP Greenland ice core. *Nature*, 366: 549 ~ 552.

## High Resolution Record of Malan Loess in the Longxi Loess Plateau and Rapid Climate Changes during the Last Glaciation

Chen Fahu , Ma Yuzhen and Li JiJun

( *Department of Geograpy, Lanzhou University, 730000* )

### Abstract

Loess is Widely distributed in the Longxi Loess Plateau. Loess deposition in the plateau is quite sensitive to enviironmental and/or climatic changes. Because it is relative thick in the Plateau the loess climatic record has hiigh resolution. Malan loess is 30 m to 50 m thick in the plateau. Yuandao section in Linxia basin and Gaolanshan section in Lanzhou are two typical Malan loess sections in the plateau with more than 30 m thick Malan loess. It is found that there are 22 weak pedogeniic layers in it. They are the record of interstades in the last glaciation. From pedogenic structures , magnetic susceptibility index , pollen and spore composition and others it is known that climates in the interstades were relative warm and moist. The Mallan loess record is quite coincited with Greenland GRIP ice core record , reflecting the general instable climate for whole global during the last glaciation. In middle part of Malan loess there are a thick interstadial pedogenic layer with three main paleosols. The climate in that period was quite moist , and possible as warm as presen tin some time especially in the bottom paleosol formation. In wewtern China , Water Level of Inland Lakes was higher than that of Presents. The interstade in China appeared as a Mega-interstade.

**Key words :** Malan Loess Record , Paleosol sequence , Mega-interstade , climatic instability during the Last Glaciation

第一作者简介: 陈发虎, 男, 33岁, 教授, 博士生导师, 1980年毕业于兰州大学地理科学系, 获博士学位。现从事干旱区地理与环境变化研究。