

文章编号: 1000-0550(2004)02-0332-05

洪积扇上全新世古土壤的特点及环境意义 ——以临汾盆地东坡沟剖面为例

杨前进 黄春长 刘 昆 庞奖励 陈宝群

(陕西师范大学 旅游与环境学院/西北历史环境与经济社会发展研究中心 西安 710062)

摘要 通过对山西襄汾东坡沟全新世黄土剖面地层学和土壤学的研究,以及碳酸钙、铁和粒度的测定,发现全新世古土壤中碳酸钙经历了明显的淋溶与淀积,古土壤上部 CaCO_3 平均含量 10.58%,下部为 18.47%, CaCO_3 结核的淀积深度约为 1.1 m,铁在古土壤顶部有微弱的淋移和富集,粘化作用不明显。成壤作用始于全新世大暖期之初,较为强烈的成壤作用发生于大暖期的晚期(4100 aB. P ~ 3100 aB. P),这一阶段土壤湿度大,气候波动小, CaCO_3 淋溶较强。大暖期结束后,冬季风在黄土高原占主导地位,土壤的淋溶作用和粘土作用均有一定程度减弱,显示气候干旱的趋势。该剖面位于古山前洪积扇前端,地形较高,降水易分散,淋溶作用总的说来不强烈,土壤上部 CaCO_3 残留较多, CaCO_3 淀积深度较浅,土壤类型接近黑垆土。

关键词 全新世 古土壤 洪积扇 临汾盆地

第一作者简介 杨前进 男 1966 年出生 博士研究生 地球化学与环境变迁

中图分类号 P534.63 X144 **文献标识码** A

从环境学的角度看,土壤是固体地球表面具生命活动、与环境间进行物质循环和能量交换的疏松物质,一定的环境状况对应一定的土壤类型。埋藏完好的古土壤包含着土壤形成时的环境信息。全新世古土壤是距今最新的古土壤,受后来的环境影响相对较小,因此对研究全新世的环境变迁意义巨大。目前,黄土高原地区全新世古土壤的研究主要见于河谷盆地的冲积阶地和黄土台塬^[1,2,3],而对洪积扇上全新世古土壤的研究尚未见报道。本文拟通过对山西省襄汾县东坡沟全新世黄土剖面(以下简称 DPG 剖面)的研究,揭示地貌因素在全新世古土壤形成过程中的作用。

1 研究地点、地层特征和断代

山西襄汾 DPG 剖面位于襄汾县城东北约 7.5 km,汾河的东岸,塔儿山的西麓。地势总体东高西低,呈一大缓坡。剖面选择在塔儿山古洪积扇的前沿地带,靠近汾河第四级阶地。剖面西北方有著名的龙山时代文化遗址 - 陶寺遗址。

DPG 剖面的地层是依据野外观察结合室内测试结果划分的。自上而下依次发育表土(以符号 T_s 表示,下同)、晚全新世黄土(L_0)、全新世古土壤(S_0)、过渡层黄土(L_t)和 马 兰 黄 土(L_1) 等 5 层(见表 1)。过渡层黄土的质地、颜色与其下伏的马兰黄土很接近,只是钙质

假菌丝体和根孔含量比马兰黄土多,说明过渡层黄土经历了一定程度的生物活动和 CaCO_3 淀积。古土壤含不同丰度的次生钙质假菌丝体,且下部含量较高,在古土壤下部,尚有少量钙结核,显示 CaCO_3 的淀积较为强烈。古土壤形成的晚期有 人 类 耕 作 活 动 的 参 与。 S_0 和 L_0 的分界清楚,显示 S_0/L_0 转变时期环境的突变。

剖面地层断代主要依据区域地层的对比和考古¹⁴C 断代成果。全新世底界(L_t/L_1 的分界)和晚全新世黄土底界(L_0/S_0 的分界)的年龄,参考前人在渭南和洛川剖面对全新世年代的研究成果^[4,5],分别取 11 500 a B. P 和 3 100 a B. P(aB. P 代表距今年代,本文以国际通用的 1 950A. D 为准)。黄土高原的古土壤形成于相对暖湿的气候条件,古土壤的出现代表全新世大暖期的开始,故 S_0 底界的年龄取 8 500 a B. P^[6]。 S_0 上部 88 ~ 120 cm,土壤具团块 - 团粒结构,含陶寺晚期文化的陶片、火烧土、木炭屑和沙砾,显示该时期有 人 类 活 动。参 考 附 近 陶 寺 文 化 的 延 续 时 间(2 500 aB. C ~ 1 900 aB. C)^[7],这一层位的年龄初步定为 4 100 aB. P ~ 3 850 aB. P。这样就基本确定了 DPG 剖面的年代序列(表 1、图 1)。

2 实验方法与测试结果

2.1 成壤环境代用指标的选择

黄土高原全新世剖面中部普遍存在一层或多层古

表 1 山西襄汾 DPG 全新世黄土剖面地层学/土壤学描述

Table 1 Stratigraphic and pedological descriptions of the loess paleosol sequence at DPG site, Xiangfen, Shanxi

深度/cm	地层及其符号	岩性和土壤学特征描述	校正年代/a B. P
0~30	表土层(Ts)	浊橙色(7.5YR6/4),粉沙质地,疏松,易碎成粉末。含有少量根系。上部 10 cm 团粒状结构,球形团粒(1~3 mm)丰富。以下为团块结构,含中等丰度球形团粒(1~2 mm)。16~18cm 见小石灰片(0.7×1.5×0.4 cm),38~40 cm 见石灰块,不规则状(0.5 cm)。	0~3 100
30~60	黄土(L ₀)	浊棕色(7.5YR5/4),粉沙质地,均质块体结构,比上层更疏松易碎。含较少量的中小根孔,极少量白色钙质假菌丝体。	
60~200	古土壤(S ₀)	古土壤,与上覆地层分界清楚。根据颜色、结构、物质成分可分两层。上层颜色较下层深。 上层 70~120 cm,浊橙色(5YR6/3),粉沙质地,团块结构,中等丰度球形团粒,少量白色钙质假菌丝体。88~120 cm 含陶寺晚期文化之灰色绳纹陶片、木炭屑、烧土块等,形成年代约 4100~3850 a B. P。 下层 120~200 cm。其中 120~146 cm 颜色较深,浊橙色(7.5YR6/4),含团粒较多。146 cm 以下颜色较浅,浊橙色(7.5YR7/3),含团粒较少,更疏松。粉沙质地,中少丰度钙质假菌丝体(较上层多),团块结构,中等丰度根孔,个别虫孔。180~182 cm 见少量碳酸钙结核(4.54%,水洗筛分法测量)。	3 100~8 500
200~260	过渡层黄土(Lt)	浊黄橙色(10YR7/3),粉沙质地,块状结构,质地比较均一,少量灰白色假菌丝体,较多根孔。比较疏松易碎,接近马兰黄土。	8 500~11 500
260~?	马兰黄土(L ₁)	浊黄橙色,粉沙质地,典型均质块体,疏松易碎成粉末。中等丰度根孔,极少量钙质假菌丝体。	>11 500

土壤(S₀),在不同的区域表现为不同的土壤类型。在黄土高原东南边缘河谷盆地形成褐土,中部和西北部高原面上形成黑垆土^[8]。其形成时间为全新世中期 8500~3000 a B. P.,生成环境为森林、森林草原或者草原环境。不同区域形成土壤的差异,实际上反映了不同区域成壤时期的气候、地貌、水文、生物活动和人类活动等成壤因素的差异。对半干旱、半湿润气候下形成的古土壤而言,最具环境指示意义的参数是碳酸钙 CaCO₃,尤以 CaCO₃的淀积深度和淀积类型最为重要^[9]。因此本文选择 CaCO₃作为环境变迁的替代指标。另外,在半干旱、半湿润气候下铁基本不发生化学迁移或仅有少量迁移,铁在剖面上的含量主要是通过 CaCO₃的迁移而相对改变^[10],因此铁(以全铁 TFe 表示)可以作为 CaCO₃变化的辅助指标。粘粒(<0.001

mm)分布对确定土壤的类型至关重要。本文对古土壤的研究主要建立在上述三个参数的测定与分析之上。

2.2 实验方法与测试结果

为了获得较高的时间分辨率,在 DPG 剖面上自上而下按 2 cm 间距连续采样,总共取样 140 件。样品在实验室经过两个月以上的自然风干,然后进行化学成分和粒度的分析。所有测试在陕西师范大学环境变迁研究室完成。CaCO₃用气量法测定,TFe 用原子吸收法测定,粒度用比重计法测定。测试结果见表 2、图 1。

DPG 剖面 CaCO₃含量变化显著。马兰黄土中含量变化为 15.64%~18.04%,平均 16.81%,总体波动较小。过渡层黄土中含量变化为 11.08%~20.45%,平均 16.96%,局部波动较大。CaCO₃的最高值出现在古土壤 S₀的下部,高达 22.94%。古土壤 S₀由下向上,

表 2 山西襄汾 DPG 剖面各层位 CaCO₃、TFe 和粘粒特征

Table 2 The stratigraphic chemical and clay parameters of the loess paleosol sequence at DPG site, Xiangfen, Shanxi

深度/cm	30~60	60~120	120~200	200~260	260~280
地层	L ₀	S ₀ 上部	S ₀ 下部	Lt	L ₁
TFe/%	2.49~3.12	2.65~3.49	2.20~3.04	2.11~2.94	2.38~2.69
	2.81	3.12	2.65	2.53	2.55
CaCO ₃ /%	8.68~11.51	7.82~12.63	10.83~22.94	11.08~20.45	15.64~18.04
	10.05	10.58	18.47	16.96	16.81
粘粒/%	16.10~18.45	17.83~22.31	18.01~23.74	15.95~21.25	17.42~19.24
	17.30	19.45	21.83	17.97	18.42

注: 2.49~3.12 代表参数变化范围(%), 2.81 代表平均值(%)

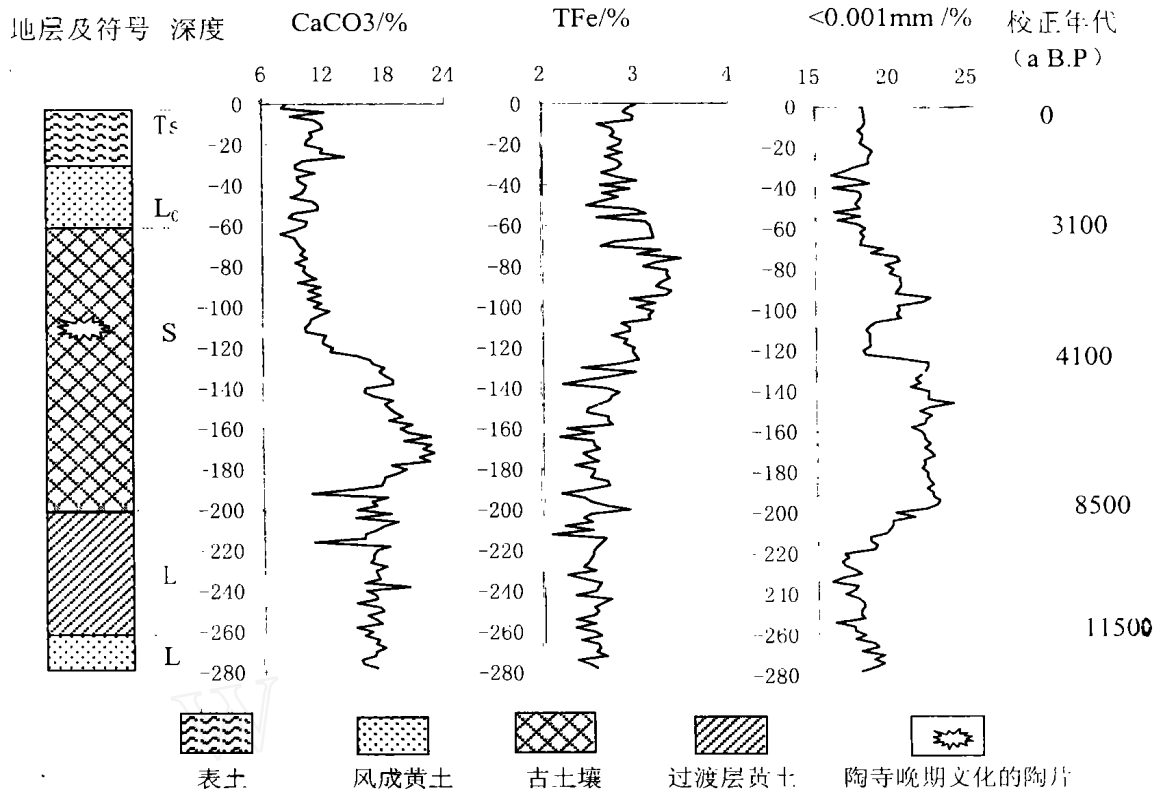


图1 山西襄汾 DPG全新世黄土剖面 CaCO_3 、TFe 和粘粒分布曲线

Fig. 1 Curves showing the contents of CaCO_3 , TFe and clay in the Holocene loess-palaeosol sequence at DPG site in Xiangfen, Shanxi

CaCO_3 总体呈减少趋势,以 120 cm 深度为界, S_0 上部 CaCO_3 含量变化于 7.82% ~ 12.63%, 平均 10.58%; S_0 下部变化于 10.83% ~ 22.94%, 平均 18.47%。 S_0 上部 CaCO_3 含量不仅小于下部,而且变化幅度也较小(图 2)。显示 S_0 上部的成壤环境较稳定。 L_0 的 CaCO_3 含量相对均匀,波动较小。

TFe 含量变化于 2.21% ~ 3.49%, 分布特征非常明显,即 S_0 上部含量较高,其他层位相对较低。 S_0 上部含量高,下部含量低,与 CaCO_3 的分布恰好相反,说明 TFe 的变化是通过 CaCO_3 的迁移而相对富集。 S_0 顶部 10 cm 铁有轻微的淋失(含量 2.95%),紧接其下的 22 cm (72 ~ 94 cm 深度) 铁有轻微富集(平均含量 3.29%)。说明 S_0 成壤末期淋溶作用一度增强到可以淋失少量铁的程度,铁与 CaCO_3 一起向下迁移,只是铁仅做了短距离下移就因介质条件改变而再次沉淀。

<0.001 mm 的粘粒分布非常独特,总体分布特点是:在 S_0 中含量较高,范围 17.83% ~ 23.74%, 平均 21.83%,波动不大; L_1 和 L_0 中含量较低,平均 17.92%。在 106 ~ 122 cm 深度出现一个粘粒低值。总得来看,粘粒含量在古土壤层中变化很小。

3 讨论

3.1 DPG 剖面全新世古土壤的成壤过程分析

虽然 CaCO_3 的淀积深度和淀积类型对环境有很强的指示意义^[9,11],但在季风控制的黄土高原地区应用这一方法时还应注意其特殊性。在东南季风占优势、降水比较丰沛时,风化成壤强度大于降尘堆积作用,随着土壤剖面的成壤继续,土壤层增厚,受淋溶和淋移作用的影响,土壤剖面有正常的向着下方的风化成壤发展。同时,受到降尘作用的影响,土壤剖面又向着上方增长加厚^[12]。当西北季风占优势且干旱缺雨时,降尘堆积作用大于风化成壤作用,成壤过程中断,形成的黄土层覆盖以前的土壤剖面使之成为古土壤。因此,古土壤的 CaCO_3 淀积深度并不是固定的,而受降水量和降尘堆积速率两个因素控制。另外,下移淀积 CaCO_3 不反映所在深度的淋溶条件,反映的是其上一定高度土层发育时的淋溶条件。

DPG 剖面的过渡层黄土 (L_t) 粉沙质地,块状结构,疏松易碎,基本上未经历成壤作用。但其中含白色钙质假菌丝体,系次生 CaCO_3 ,说明上覆地层发生了 CaCO_3 的淋溶和淋移并在此淀积,即成壤作用是从 L_t 上覆的 S_0 开始发生的。靠近 S_0 底部发现 CaCO_3 结核,说明 S_0 的 CaCO_3 淋溶和淋移作用较强。虽然 L_t 成壤作用很弱,但 L_t 的上部粘粒含量明显大于其底部含量,也大于马兰黄土 L_1 和晚全新世黄土 L_0 ,而与 S_0 层的粘粒含量接近。如何解释这一矛盾呢?

黄土的粘粒成因是一个很复杂的问题,既有来自粉尘源区的碎屑成因粘粒,也有成壤过程中粘化作用的粘粒。不同地区两种成因所起的作用不同。在黄土高原东南边缘,降水量较大,粘化作用形成的粘粒相对多些。但就黄土高原整体而言,粘粒以碎屑成因为主,成壤过程主要是对碎屑粘土矿物的晶体结构进行某些改变^[13,14]。因此L_t上部的粘粒含量增加可能不代表这时的成壤强度与S₀相当。考虑到L_t层有次生CaCO₃淀积,笔者认为L_t上部的粘粒主要是碎屑成因粘粒,部分可能系淀积粘化的成因。

古土壤S₀层以120 cm深度为界,可分为上下两部分。上部的CaCO₃含量(平均10.58%)小于下部(平均18.47%),而TFe含量大于下部,表明S₀上部的淋溶强度大于下部。但是,S₀的粘粒含量除了106~122 cm深度出现一个低值外,总体变化不大,上部含量甚至略小于下部,似乎显示S₀层粘化强度基本不变。S₀层的粘粒含量不随淋溶强度改变而改变,说明S₀层的粘粒主要是继承性的碎屑粘粒,反映原始粉尘堆积的粘粒特点,而不代表S₀层形成了厚大的粘化层。另外,即使在淋溶最强烈的S₀上部,CaCO₃仍然残留7.82%~12.63%,这一数值与黑垆土的CaCO₃含量接近^[15],也说明DPG剖面的绝对淋溶和淋移强度并不大,不可能形成厚大的粘化层。在S₀顶部,淋溶强度达到最大,有少量的铁淋溶下移,说明在S₀成壤末期,植被茂盛,土壤溶液为富含有机质的酸性溶液,促使铁的迁移。对于粘粒曲线在106~122 cm深度出现的低值,笔者认为与人类活动干扰有关,因为这一深度位于陶寺文化层内,其沙砾(>0.1 mm)含量高达8.36%,沙砾成分为陶片、炭屑、火烧土及岩石碎屑;而整个剖面的沙砾含量一般<2%,成分多为岩石碎屑。

综观整个古土壤层S₀,成壤强度并不强,因为在淋溶最强的S₀上部尚含10.58%左右的CaCO₃,钙结核数量少且个体小,钙结核淀积深度约为1.1 m,铁的迁移仅发生在S₀顶部10 cm的深度,粘化作用较弱,所以该剖面的CaCO₃淀积类型可归入连续淀积^[9],指示成壤时土壤水分少,CaCO₃淋失不彻底,土壤呈碱性。从S₀的CaCO₃和TFe的含量与分布看看,土壤类型与黑垆土接近^[15]。

黄土高原地区L₀和S₀的界限十分显著,是季风气候快速转型、土壤与土地资源退化的标志^[16],季风格局由此前的夏季风占优转为冬季风占优。在DPG剖面上,在L₀/S₀的转换层位,CaCO₃含量有一定程度的增加,而TFe和粘粒含量有一定减少,特别是TFe的减少较为显著。说明转换层位的土壤干燥,淋溶作用和粘

化作用减弱,基本反映了L₀以来(3 100 a.B.P.以来)黄土高原气候干旱化的趋势。

3.2 地形对成壤过程的影响

施雅风教授曾总结中国全新世大暖期的气候变化,认为6~5 ka B.P.气候波动强烈,环境条件较差^[6],由此全新世大暖期包含了两个暖湿期,即8.5~6 ka B.P.和5~3.1 ka B.P.,其中7.2~6 ka B.P.是大暖期中稳定的暖湿阶段(大暖期鼎盛阶段)。在这种气候格局控制下,黄土高原东南部平坦的黄土台塬上的全新世古土壤往往呈现多期发育的复合土壤^[1,2,3],通常是下层古土壤的成壤强度较深。DPG剖面全新世古土壤与关中盆地平坦的黄土台塬上的古土壤相比,有如下特点:

只发育一层古土壤。

古土壤厚度小。平坦黄土台塬上的复合古土壤厚度一般大于1.5 m,甚至大于2.0 m,而DPG剖面只有1.0 m。

成壤强度较低。DPG剖面为黑垆土,成壤作用仅表现为CaCO₃的淋溶和淀积,铁的次生富集微弱。平坦黄土台塬上的古土壤为褐土,粘化层发育,铁淋移和次生富集明显。

成壤强度的顺序不同。DPG剖面的上部古土壤淋溶强度大于下部,没有体现出大暖期的鼎盛阶段。平坦黄土台塬上的下层古土壤成壤强度大于上层,与大暖期的气候变化一致。

一定的环境状况形成一定的土壤类型。环境状况包括气候、植被、地貌和人类活动等诸因子。对DPG剖面而言,大暖期气候控制了该区的成壤时间,而地貌因子则决定了该区的土壤类型。该剖面位于山前洪积扇前沿,地表坡度大,降水分散快,所以即使降水量大,土壤湿度并不高,故淋溶作用较弱,CaCO₃的淀积深度较浅。但随着植被的正向演替,微环境逐渐好转,成壤强度逐渐加深。6~5 ka B.P.的气候恶化期在剖面上没有显示,可能与洪积扇的汇水效应有关,掩盖了气候的湿度变化。

4 结论

DPG剖面的全新世古土壤形成于全新世大暖期,成壤强度自大暖期早期到晚期逐渐加强,主要的成壤作用发生于大暖期后期(4100 a.B.P.~3100 a.B.P.)。古土壤为单层发育,成壤作用以CaCO₃的淋溶和淀积为主,上部淋溶强度大于下部,钙质结核的淀积深度约1.1 m;顶部有少量铁的短距离迁移、富集,粘化作用很弱。由于剖面位于古洪积扇上,地表坡度较大,降水易分散,故成壤强度不高。土壤类型与黑垆土接近。

参考文献(References)

- 1 Chun Chang Huang, Jiangli Pang, *et al.* High-resolution studies of the oldest cultivated soils in the southern Loess Plateau of China. *Catena*, 2002, (47):29~42.
- 2 Chun Chang Huang, Jiangli Pang, *et al.* An early Holocene erosion phase on the Loess tablelands in the southern Loess Plateau of China. *Geomorphology*, 2002, (43):3~4,209~218.
- 3 刘东生,等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 92~99 [Liu Tungsheng, *et al.* Loess and Environmental. Beijing: Science Press, 1985. 92~99]
- 4 Zhou W J, An Z S, Jull A, Donahue D, Head M. Reappraisal of Chinese Loess Plateau stratigraphical sequences over the last 30,000 years: precursors of an important Holocene monsoon climatic event. *Radiocarbon*, 1998, 40(2), 905~913.
- 5 Huang Chunchang, Zhou Jie, Pang Jiangli, *et al.* A regional aridity phase and its possible culture impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong basin, China. *The Holocene*, 2000, 10(1): 135~143.
- 6 施雅风,孔昭宸,王苏民,等. 中国全新世大暖期的气候波动与主要事件. *中国科学(B辑)*, 1992, (12): 1300~1308 [Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, *et al.* Climatic Fluctuation And Important Events During Holocene Megathermal In China. *Science in China (B)*, 1992, (12):1300~1308]
- 7 孙英民,李有谋. 考古学导论. 河南开封: 河南大学出版社, 2002. 80~81 [Sun Yingmin, Li Youmou. Introduction to Archaeology. Kaifeng Henan: Press of Henna University, 2002. 80~81]
- 8 黄春长,庞奖励,张战平. 黄土高原环境恶化的自然背景研究. *陕西师范大学学报(自然科学版)*, 2000, 28(3): 110~114 [Huang Chunchang, Pang Jiangli, Zhang Zhanping. Background of Environmental Deterioration in Loess Plateau. *Journal of Shaanxi Normal University (Natural Science)*, 2000, 28(3): 110~114]
- 9 赵景波. 风化淋滤带地质新理论 - CaCO₃ 淀积深度理论. *沉积学报*, 2000, 18(1): 29~35 [Zhao Jingbo. A new geological theory about eluvial zone-theory illuvial on depth of CaCO₃. *Acta Sedimentologica Sinica* 2000, 18(1): 29~35]
- 10 郭正堂,魏兰英,吕厚远,等. 晚第四纪风尘物质成分的变化及其环境意义. *第四纪地质*, 1999, (1): 41~48 [Guo Zhengtang, Wei Lanying, Lv Houyuan, *et al.* Changes in the composition of Late Pleistocene aeolian dust and the environmental significance. *Quaternary Sciences* 1999 (1): 41~48]
- 11 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境. 西安: 陕西科学技术出版社, 1994. 28~69 [Zhao Jingbo. Quaternary soils and environment in loess area of Northwestern China. Xi'an: Shanxi Science and Technological Press, 1994. 28~69]
- 12 朱显谟,祝一志. 试论中国黄土高原土壤与环境. *土壤学报*, 1992, (4): 351~357 [Zhu Xianmo, Zhu Yizhi. A preliminary study on soil on Loess Plateau and environmental. *Acta Pedologica Sinica*, 1992, 29(4): 351~357]
- 13 刘东生,等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 232~235 [Liu Tungsheng, *et al.* Loess and Environmental. Beijing: Science Press, 1985. 232~235]
- 14 师育新,戴雪荣,李节通,等. 末次间冰期兰州黄土记录中的粘土矿物及其环境意义探讨. *海洋地质与第四纪地质*, 1997, 17(1): 87~93 [Shi Yuxin, Dai Xuerong, Li Jietong, *et al.* Origin and significance of clay minerals in the Last Interglacial Loess in Lanzhou Area, North-Central China. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 1997, 17(1): 87~93]
- 15 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会. 中国自然地理. 土壤地理. 北京: 科学出版社, 1981. 60~62 [Chinese Academy of Science. Chinese Physical Geography. Soil Geography. Beijing: Science Press, 1981. 60~62]
- 16 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(1): 30~35 [Huang Chunchang. The Deterioration of Land Resources and the Change in Human-Earth Relationships in the Weihe River Basin at 3100aB. P. *Scientia Geographica Sinica*, 2001, 21(1):30~35]

Characteristic of Paleosol on the Paleo-alluvial-pluvial Fans and Its Environmental Significance

YANG Qian-jin HUANG Chun-chang LIU Kun PANG Jiang-li CHENG Bao-qun
(College of Tourism and Environment, Shanxi Normal University, Xi'an 710062)

Abstract Pedological and stratigraphic observations indicate that there is one paleosol layer on the Holocene loess profile in DPG site, Co. Xiangfen of Shanxi province. CaCO₃, TFe and clay analysis prove that pedological process started at the beginning of the Holocene Megathermal. The major pedological process developed between 4450~3100aB. P, when climate was humid and stable, ancient people cultivated here and created the splendid culture of Taosi. The leaching of CaCO₃ existed during the pedological process. The illuvial depth of CaCO₃ is about 1.1m. The pedogenesis is not intense overall due to deep slope on palaeo-alluvial-pluvial fans. The type of paleosol here can be regarded as the one of Heilutu soil.

Key words Holocene, paleosol, paleo-alluvial-pluvial fans, Linfen basin