

# 黄土高原古土壤成土过程的特异性及发生学意义\*

胡雪峰<sup>1</sup> 鹿化煜<sup>2</sup>

(1 上海大学环境科学与工程系, 上海 200072)

(2 中国科学院地球环境研究所, 西安 710075)

**摘要** 中国西北地区, 从中新世以来就有持续不断的风尘沉积。这种风尘沉积作用即使在气候较为湿热的古土壤发育时期也未中断。黄土上土壤发生的独特性在于成土过程与风尘沉积的同步性。这种独特的成土过程使得土壤剖面深厚而均匀, 常呈复合性状。古土壤与下伏黄土, 不再是土壤与母质的关系; 古土壤的真正母质应是成土过程中不断添加的风尘物质。古土壤中并不存在埋藏 A 层, 对古土壤进行 A、B、C 等发生学层次的划分值得商榷。由于富含碳酸钙风尘物质的不断添入, 成土作用强度受到不断削弱, 绝大多数古土壤的成土作用强度未达到棕壤的发育强度。

**关键词** 黄土高原; 古土壤; 风尘沉积; 成土过程

中图分类号 S159 文献标识码 A

我国黄土高原深厚的黄土沉积层内, 嵌埋着多层条带状红色土。这些“红层”是风化程度相对较强的古土壤<sup>[1]</sup>。“黄土-古土壤”序列, 记录了我国北方第四纪气候的多旋回变化。因其具有较好的连续性和较高的分辨率, 已成为研究第四纪环境变化最理想的陆相载体, 可与深海沉积记录相媲美<sup>[2]</sup>。自 20 世纪 80 年代以来, 黄土与古气候研究逐渐成为沉积学、土壤学、环境磁学、古生物学、地球化学等诸学科研究的热点。各门学科都从各自学科的背景和方法, 在黄土与古土壤中提取可指示古气候的信息因子。土壤发生学原理很早就成为这方面研究的理论指导<sup>[3]</sup>。古土壤微形态的研究, 使得古成土作用留下的印迹清晰地展现了出来, 在早期, 为确认“红层”是古土壤起到了很重要作用<sup>[4]</sup>; 此后, 又成为古土壤成土作用强度及类型划分的重要依据<sup>[5]</sup>。而对古土壤成土作用强度和类型的鉴定, 是推测古土壤形成时期古气候与古环境的一个较为可靠的方法<sup>[6]</sup>。

传统的土壤发生学理论, 无论是研究方法还是基本原理, 也应在学科交叉研究中得到完善与发展。尤其应注意到, 黄土上进行的成土过程与传统的土壤发生过程相比有许多特异之处, 可为土壤发生学研究增添新内容。有关这方面的探讨还很少, 本文

想就此作些尝试。

## 1 成土过程和风尘沉积的同步性

在我国黄土高原, 黄土的风积成因已成共识<sup>[2]</sup>。黄土沉积和古土壤发育是两个不同的过程。在对古土壤研究时, 人们难免会受到传统土壤发生学研究思路的影响, 习惯于“母质”(黄土)形成在先, 成土作用在后。因而对黄土高原地区地质历史粉尘沉积规律的认识, 有助于揭示古成土过程的特征。

晚第三纪以来, 我国西北干旱化程度加剧, 植被退化, 形成大规模荒漠。荒漠环境提供的粉尘物, 是风尘产生和降尘事件的基本条件。最新研究认为, 我国西北地区风尘沉积早在 22 Ma 前的中新世就已形成<sup>[7]</sup>。黄土高原最近 7.2 Ma BP 以来的风尘沉积通量曲线, 可分别与赤道东太平洋  $\delta^{18}\text{O}$  曲线和北太平洋石英沉积通量变化相对比<sup>[8]</sup>。说明我国学者有关风尘通量的研究是有一定科学依据的。这些风尘通量曲线均反映, 我国西北地区至少自上新世以来, 就有连续不断的风尘沉积, 没有明显的间断期<sup>[8, 9]</sup>。

第四纪初以来, 黄土高原地区季风气候特征更加明显。由冰期至间冰期, 冬、夏季风此消彼长, 风

\* 国家自然科学基金(批准号: 40101013, 40121303)和中国科学院海外杰出学者基金(批准号: 2003-1-7)联合资助

作者简介: 胡雪峰(1968~), 博士, 副教授。主要研究方向为土壤发生与第四纪环境、土壤环境

收稿日期: 2003-10-20; 收到修改稿日期: 2004-03-24

尘通量表现出较大的变幅。冰期气候条件下,干冷的冬季风占主导,风尘通量大,黄土沉积速率快,植被稀疏,成土作用微弱;而在间冰期条件下,夏季风增强,可直入黄土高原腹地,气候变得暖湿,植被丰茂,成土作用加强。但有关研究<sup>[10, 11]</sup>均表明,即使在间冰期气候最适宜的时期,冬季风没有消失,风尘沉积也始终没有间断。

Sun等<sup>[12]</sup>通过对甘肃灵台剖面的研究,初步画出该地区7.2 Ma以来的风尘沉积通量:晚更新世末次冰期风尘通量最大,约达 $7\text{ cm ka}^{-1}$ ;上新世4.4 Ma左右风尘通量最低,约只有 $0.8\text{ cm ka}^{-1}$ 。孙有斌等<sup>[9]</sup>认为,1.2 Ma以来灵台地区风尘通量的变幅和变率显著增加,变化范围达 $5.22\sim 36.15\text{ g cm}^{-2}\text{ ka}^{-1}$ 。7次高通量值对应于黄土层 $L_1$ 、 $L_2$ 、 $L_4$ 、 $L_5$ 、 $L_6$ 、 $L_9$ 、 $L_{13}$ 的形成;更新世最佳期,即 $S_5$ 形成期,风尘通量达到第四纪最低值 $5.22\text{ g cm}^{-2}\text{ ka}^{-1}$ 。吴海斌等<sup>[10]</sup>系统计算了黄土高原洛川、西峰、宝鸡、西安刘家坡、兰州九州台、西宁大墩岭黄土剖面的粉尘沉积速率,结果显示黄土高原风尘沉积的速率自东南至西北迅速增加;各地黄土形成时期粉尘沉积平均速率约为古土壤形成时期的1~4倍。但古土壤形成时期,粉尘沉积速率也很可观。如在0.1~0.8 Ma间,西安刘家坡、洛川、宝鸡、西峰、九州台、西宁大墩岭的古土壤形成时期风尘沉积平均速率依次为4.7、4.8、5.7、7.2、13.4、12.2  $\text{cm ka}^{-1}$ 。

风尘通量的研究成果,足以表明风成黄土中的成土过程,是一种不同于传统土壤发生的独特过程:土壤发生过程始终伴随着黄土的沉积。沉积过程和成土过程同步进行,但又受制于气候的旋回变化:冰期干冷的气候条件下,黄土沉积速率大于成壤速率,以形成黄土为主;间冰期湿热的气候条件下,成壤速率大于黄土沉积速率,形成古土壤为主。黄土与古土壤的区分只是相对的:黄土是一种弱发育的古土壤;古土壤则是一种受风化成土影响较明显的古土壤。而且,即使在黄土或古土壤的形成期,由于次一级的气候波动,使得黄土层内有弱发育的古土壤层,如马兰黄土 $L_1$ 中的弱发育古土壤层 $L_{1SS}$ (见表1);古土壤层内有薄层黄土夹层,如洛川、灵台等地 $S_5$ 中的两个黄土夹层(见表1)。前人也有类似看法:安芷生等<sup>[5]</sup>在研究洛川剖面 $S_5$ 后早已指出,古土壤的形成是成壤速率相对大于黄土堆积速率的结果;郭正堂等<sup>[11]</sup>也指出,西峰剖面的古土壤为加积型古土壤,发育时仍存在着大量的粉尘堆积。

埋藏古土壤深厚而均匀的剖面,是成土过程和

风尘沉积同步进行的又一佐证。据调查,甘肃灵台剖面 $S_1$ 、 $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_4$ 、 $S_5$ 的厚度分别为4.0、4.2、2.9、3.4、4.9 m(见表1)。除了 $S_2$ 中部厚约30 cm的黄土夹层和 $S_5$ 中的厚约20 cm的两个黄土夹层(见表1),各古土壤剖面颜色均匀,未发现自上而下的层次分化现象。朱显谟<sup>[3]</sup>在陕西蓝田地区的黄土层中,共发现15层古土壤,一般厚度1~3 m,最厚达7 m。这些土壤,土体物质和粘粒的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 分子比在全剖面中非常接近,或几乎完全相等。洛川剖面古土壤同样层次深厚,有机质、粘粒、游离氧化铁(Fed)、全铁(Fet)等理化指标在剖面分布较均匀(见图1)。很难想像,一个厚达3 m以上,颜色和物质组成十分均匀的土壤剖面,是在同样厚度的黄土母质中,自上而下进行风化成土过程而形成的。

埋藏古土壤十分常见的所谓复合性状,或多元发生特征,根本原因也是成土过程和风尘沉积作用同步进行的结果。渭南地区 $S_1$ 由三层古土壤复合组成<sup>[6]</sup>,说明古土壤形成时期,古气候不是稳定不变的,而是常存在次一级的波动。在次一级的冰期气候条件下,风尘沉积速率增强,就会在古土壤中形成黄土夹层,使得两种或多种完全不同的发生学性状叠合在一个层次中。这种复合性状在微形态观察中表现得十分明显。如,在孔隙壁有流胶状定向粘粒胶膜,孔隙中却有针状、微晶粒状方解石新生体<sup>[5]</sup>;在对陕西武功渭河河谷出露的古土壤进行微形态研究时,发现同一剖面、同一层次,常出现矛盾现象:棕红色铁质粘粒与碳酸盐共存,光性定向粘粒的形成与周围的微碱性环境<sup>[13]</sup>。这种复合性状的形成是成土过程中伴随风尘沉积,且沉积速率常随气候变化而波动的必然结果。

## 2 古土壤与下伏黄土之间是否是土壤与母质的关系

在第四纪“黄土-古土壤”序列中,存在多个黄土与古土壤的沉积旋回,揭示了第四纪多旋回的气候变化。按照土壤发生学的观点,土壤源于各类成土母质。那么古土壤与下伏黄土之间是否是土壤与母质的关系?前人在对古土壤进行发生学层次划分时,把古土壤下伏黄土层划为C层<sup>[3, 5]</sup>,这实际上已经承认下伏黄土层是古土壤的成土母质。然而,由于风成黄土上成土过程的特异性,对古土壤与下伏黄土是否存在发生学上的缘由关系,还需作进一步的探讨。

表 1 甘肃灵台剖面  $S_5$  以上“黄土-古土壤”序列形态特征描述Table 1 Morphological features of the loess-paleosol sequence above  $S_5$  in the Lingtai Section, Gansu Province

层次代号 Horizon symbols	深度 Depth (cm)	形态特征 Morphological features
$S_0$	上层	0~ 30 10YR4/ 4, 现代土壤耕作层, 疏松, 石灰反应强烈
	中层	30~ 108 10YR4/ 6, 暗棕色, 有白色粉末状碳酸盐新生体, 石灰反应较弱
	下层	108~ 128 10YR7/ 4, 有大量白色粉末状碳酸盐新生体, 石灰反应中等
$L_1$	上层	0~ 250 10YR7/ 4, 紧实, 均匀, 石灰反应强烈
	中层	250~ 480 10YR5/ 6, 颜色偏暗, 大量白色粉末和菌丝状碳酸盐新生体, 石灰反应强烈
	下层	480~ 630 10YR7/ 4, 紧实, 均匀, 少量白色菌丝状碳酸盐新生体, 石灰反应强烈
$S_1$	上层	0~ 140 10YR4/ 6, 疏松, 多裂隙。有白色菌丝状碳酸盐新生体。不带碳酸盐新生体的土块无石灰反应
	中层	140~ 303 10YR3/ 4, 棱块状结构, 有黑色锰胶膜, 无石灰反应
	下层	303~ 400 10YR5/ 6, 多裂隙, 有黑色胶膜, 无石灰反应
$L_2$	上层	0~ 230 10YR6. 5/ 8, 疏松, 多裂隙, 无石灰反应
	中层	230~ 530 10YR7/ 4, 孔隙壁上有大量白色粉末和菌丝体状碳酸盐新生体。有大量钙结核和巨大石化钙磐。石灰反应强烈
	下层	530~ 780 10YR7/ 4, 少量白色粉末状碳酸盐新生体, 石灰反应强烈
$S_2$	上层	0~ 100 7. 5YR5/ 6, 疏松, 多裂隙。大量白色垂向蠕虫状碳酸盐新生体, 宽约 1cm
	黄土夹层	100~ 130 10YR6/ 6, 紧实, 有钙结核, 土体物质无石灰反应
	中层	130~ 350 7. 5YR4/ 6, 棱块状结构, 多裂隙, 结构面上有大量铁锰胶膜。无石灰反应
	下层	350~ 420 7. 5YR4/ 6, 紧实, 有大量钙结核, 结构面上有大量铁锰胶膜, 石灰反应中等
$L_3$	0~ 180	10YR7/ 4, 紧实, 少量白色菌丝状碳酸盐新生体, 大量钙结核。石灰反应强烈
$S_3$	上层	0~ 100 10YR6/ 6, 少量白色垂向蠕虫状碳酸盐新生体, 宽约 0. 5 cm, 石灰反应中等
	中层	100~ 250 7. 5YR6/ 6, 紧实, 坚硬, 结构面上有铁锰胶膜。石灰反应弱
	下层	250~ 290 10YR7/ 6, 紧实, 坚硬, 石灰反应弱
$L_4$	上层	0~ 120 10YR7/ 4, 紧实, 坚硬, 有白色菌丝状碳酸盐新生体和石化钙结核。不带碳酸盐新生体的土体物质无石灰反应
	下层	120~ 490 10YR7/ 4, 紧实, 坚硬, 有白色菌丝状和蠕虫状碳酸盐新生体。不带碳酸盐新生体的土体物质无石灰反应
$S_4$	上层	0~ 140 7. 5YR5/ 6, 棱块状结构, 结构面上有铁锰胶膜, 无石灰反应
	中层	140~ 250 7. 5YR4/ 6, 胶膜中黑色锰质的含量增多, 无石灰反应
	下层	250~ 340 7. 5YR4/ 4, 紧实, 大裂隙面上仍可发现铁锰结核, 无石灰反应
$L_5$	0~ 200	10YR7/ 6, 紧实, 有钙结核, 土体物质无石灰反应
$S_5$	$S_{5-1}$	0~ 280 7. 5YR4/ 6, 结构面上有铁锰胶膜, 有白色垂向蠕虫状碳酸盐新生体。无碳酸盐新生体的土体物质无石灰反应
	黄土夹层	280~ 300 颜色以 10YR5/ 8 为主, 裂隙面上有铁锰胶膜, 胶膜颜色 7. 5YR4/ 6, 无石灰反应
	$S_{5-2}$	300~ 380 7. 5YR4/ 6, 棱块状结构, 大量铁锰胶膜, 无石灰反应
	黄土夹层	380~ 400 颜色以 10YR5/ 8 为主, 铁锰胶膜较少, 无石灰反应
	$S_{5-3}$	400~ 490 7. 5YR4/ 6, 大量铁锰胶膜, 无石灰反应

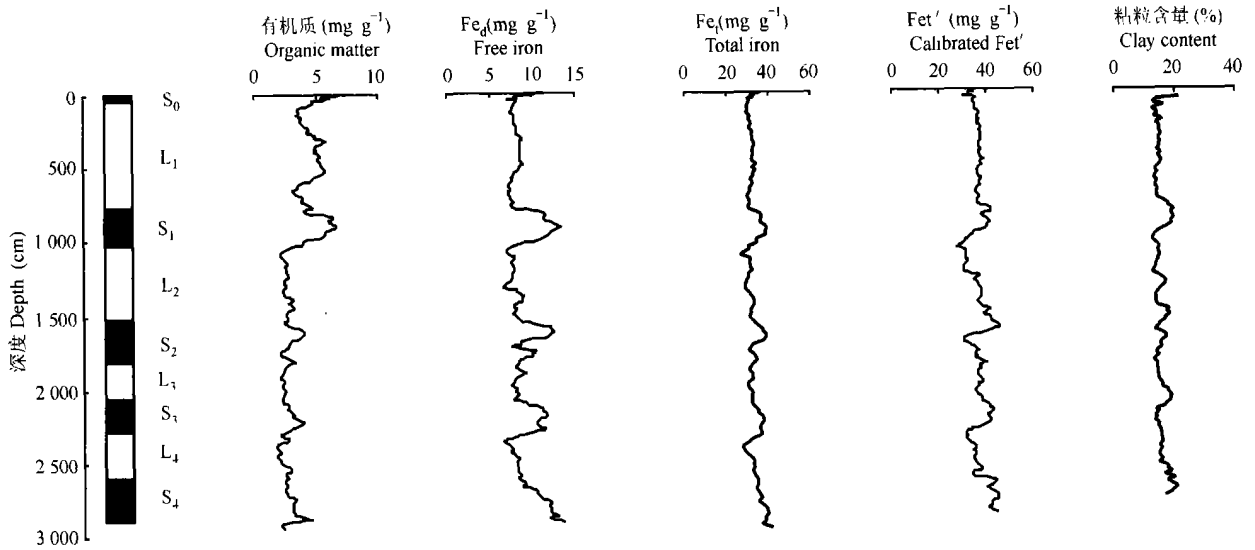


图1 洛川剖面  $S_4$  以上“黄土-古土壤”序列理化性状指标

Fig. 1 Physical-chemical properties of the loess-paleosol sequence above  $S_4$  of the Luochuan Section

如果下伏黄土是古土壤的成土母质,那么古土壤与黄土的原始物质应该完全相同。然而,事实并非如此。洛川剖面理化性状(图1)表明,古土壤粘粒( $< 2 \mu\text{m}$ )含量明显高于黄土。古土壤粒径变细,显然与粉尘物质沉积后,受到风化成土作用改造,原生矿物风化蚀变成粒径细小的次生矿物有关。但研究表明<sup>[14]</sup>,古土壤粘粒含量增加,风化成土作用只是次要因素,原始风尘物质粒径的差异才是主要原因。原始风尘物质的粒径主要取决于两个因素:一是粉尘搬运动力冬季风的强度;二是粉尘源区与黄土沉积区间的距离。冬季风的强度与粉尘中粗颗粒含量正相关,而与细颗粒的含量成反相关。冰期与间冰期,冬季风强度的差异,造成了原始粉尘物质粒径的差异。除了风动力的变化,冰期与间冰期粉尘源区范围的伸缩,也会影响原始粉尘的粒径。Sun等<sup>[15]</sup>认为,末次冰期全盛期时,东部沙区的范围大致与现在相同;而在全新世气候最适期,现在的东部沙区为草原环境。在沙漠扩张时期,粉尘源区向黄土高原逼近,也就是粉尘搬运路径的缩短,即使在风力强度不变的情况下,到达黄土高原同一地点的粉尘颗粒将变粗;而在间冰期,由于沙漠西撤,粉尘源区距黄土高原的距离增大,颗粒亦随之变细。显然,黄土与古土壤原始物质的来源和性状是有区别的。

在古土壤发育时,由于偏碱性的环境,铁的移动很微弱。古土壤铁含量的偏高,是  $\text{CaCO}_3$  淋溶造成的相对富集<sup>[11]</sup>。用  $\text{CaCO}_3$  含量对全铁( $\text{Fe}_t$ )进行矫

正后的值( $\text{Fe}'$ ),代表原始粉尘物质中的铁含量。洛川剖面  $\text{Fe}'$  曲线(图1)表明,古土壤原始粉尘的铁含量高于黄土。黄土高原长武和宜川剖面,古土壤与下伏黄土之间  $\text{Fe}'$  含量也明显不同<sup>[16]</sup>。说明古土壤与黄土原始粉尘物质地球化学性状有差异,并非真正的同源物质。

石英是黄土中抗风化能力最强的矿物。粉尘沉积后进行的风化成土过程,难以对石英颗粒造成影响。因而,石英颗粒的粒径和特征可反映原始粉尘物质的性状。前人的研究表明<sup>[17]</sup>,古土壤石英颗粒的粒径明显小于黄土,石英颗粒粒径可作为冬季风强度的替代性指标。这是黄土与古土壤原始粉尘物质性状存在差异的又一证据。

总之,组成古土壤与黄土的原始粉尘物质,形成于不同时期和不同气候环境条件,在粒径和性状上存在较大差异。古土壤的真正成土母质,并非下伏的黄土,而是成土过程中不断添加的粉尘物质。因而,从严格意义上说,古土壤与下伏黄土之间,并不存在发生学上的缘由关系。

### 3 古土壤发生层的划分是否有意义

在对黄土高原埋藏古土壤进行研究时,常沿用传统的发生学方法,对古土壤剖面进行发生学层次的划分<sup>[3, 5]</sup>。古土壤剖面通常划分为淋溶层(A)、淀积层(B)和母质层(C);B层又常细分出粘粒淀积层

(B<sub>1</sub>) 和碳酸钙淀积层 (B<sub>ca</sub>)。

A 层是土壤发育的表层, 受表生带植被及生物小循环的影响, 此层常含有较高的有机质, 颜色偏暗, 粘粒含量稍低。黄土高原古土壤中是否存在这样一个埋藏 A 层? 前人<sup>[3]</sup>在对陕西、甘肃和山西 10 个地点的古土壤进行研究时, 分别划定了 A、B、C 等发生层, 并测定了部分理化性状。但理化性状表明, 其中只有“最上一层古土壤”的“A 层”, 有机质含量明显高于该古土壤其他发生层次; 其余埋藏古土壤中“A 层”或“AB 层”有机质含量与其他发生层区别不明显。笔者认为, “最上一层古土壤”顶部有机质含量偏高, 可能是受现代土壤的影响。文献<sup>[3]</sup>中其实无典型埋藏 A 层的例子。同时, 前人<sup>[1]</sup>还曾指出, 在陕西铜川五里铺, 数层古土壤剖面的顶部尚有呈灰黑色的 A<sub>0</sub> 层残留, 但没有具体的理化分析数据相印证。有人在研究洛川剖面第五层古土壤 (S<sub>5</sub>) 时, 将 S<sub>5</sub> 顶部与 L<sub>5</sub> 相交接处划为“A 层”<sup>[5]</sup>。但相应的理化分析数据显示, 此层有机质含量低于以下各层, pH 偏高, 这显然并不符合 A 层的条件。对洛川剖面的研究表明(图 1), 除了 S<sub>0</sub> 顶部由于受现代土壤的影响, 有机质明显偏高外, 其余古土壤剖面有机质含量较均匀, 不存在一个明显的有机质含量较高的发生 A 层。

传统发生学的研究, 是假定土壤形成于一个静止的界面上; 但风成黄土的成土过程, 恰恰发生在一个不断累积和叠加的界面上。因而, 古土壤剖面的每一个微层理都曾处于地表, 都曾是 A 层。只是由于气候的波动, 不同层次在地表的“滞留”时间以及受风化成土作用改造的程度不一样。很多学者习惯于将古土壤顶部与上覆黄土相接处划为 A 层, 其实这个层次是在成土作用减弱、黄土沉积速率加大的气候环境下形成的, 恰恰是古土壤中 A 层特征最不明显的层次。一个发育成熟的土壤, 若在短时间内被沉积物掩埋, 其发育的层次就会很好地保存, 尤其是富含有机质、颜色略偏暗的 A 层, 可作为古土壤与上覆沉积物的分界。然而, 黄土高原古土壤的发生过程始终伴随着风尘沉积, 古土壤上覆黄土并不是短时间内突然覆加的。因此, 本文认为埋藏古土壤中并不存在传统发生学意义上的 A 层。

既然古土壤剖面中不存在明确的发生 A 层, 那么划分出 B 层和 C 层是否有意义? 早期的微形态研究已表明, 古土壤粘粒淀积层中的铁质粘粒胶膜无明显移动, 以残积粘化为主<sup>[3]</sup>。郭正堂等<sup>[11]</sup>的研究也表明, 古土壤中虽存在光性定向粘粒, 但粘粒的

迁移很有限。对洛川剖面的研究显示(图 1), 古土壤有机质含量与粘粒 (< 2μm)、Fe<sub>d</sub>、Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub> 等成土作用强度指标成极显著的正相关性。由于有机质主要是在近地表环境下累积的, 因而所谓“B<sub>1</sub> 层”中的粘粒主要也应该是在地表或近地表环境下形成的, 与上部层段无明显的“淋溶”与“淀积”之间的关系。

黄土与古土壤中钙质淀积层的成因十分复杂。古土壤顶部常含有蠕虫状 CaCO<sub>3</sub> 新生体(见表 1), 这些钙质主要是上覆黄土淋溶形成的, 将它划为古土壤的“B<sub>ca</sub> 层”显然不妥。强发育古土壤淋失的钙质, 常以钙结核或钙板层的形式, 淀积于古土壤下部的黄土层内; 弱发育古土壤, 钙质的迁移很微弱, 多以新生体(假菌丝体或蠕虫状)分布于整个剖面<sup>[18]</sup>。这两种情况, 显然无划分“B<sub>ca</sub> 层”的必要。

同样, 根据上文的研究, 由于古土壤与下伏黄土无发生学上的联系, 因而将下伏黄土划为 C 层, 似乎也无多大意义。

#### 4 古土壤发育强度及类型划分

对黄土高原古土壤的研究, 都无一例外地指出, 古土壤呈碱性或微碱性反应。关中平原是黄土高原的南缘, 水热条件在黄土高原地区最丰沛, 古土壤的发育程度也最强。但关中平原西安刘家坡、蓝田、段家坡和宝鸡陵塬发育最强的古土壤均呈碱性或微碱性反应<sup>[19]</sup>; 渭南古土壤也呈碱性<sup>[6]</sup>。笔者对灵台剖面各层古土壤的测试表明, 古土壤 pH 都在 8.0 以上。唐克丽<sup>[13]</sup>在研究武功古土壤时认为, 复钙和微碱性反应只是古土壤后来叠加的次生性状, 非古土壤的原生性状。笔者认为, 若复钙作用只在古土壤发育的后期存在, 可以将古土壤成土过程剥离成两个阶段来研究。但事实上, 古土壤剖面中部发育最强, 不含游离 CaCO<sub>3</sub> 的层次, 也呈碱性或微碱性反应。结合前文所论述的古土壤形成过程中成土作用和沉积过程同步性的特征, 认为由尘降产生的复钙作用, 贯穿整个成土过程, 与成土作用是不可分割的, 这也是古土壤剖面呈碱性的根本原因。在古土壤发育后期, 由于气候转干冷, 风尘通量加大, 才出现明显复钙现象, 使得大部分古土壤顶部出现碳酸盐新生体(见表 1)。

黄土高原古土壤粘土矿物以 2:1 型为主。洛川剖面发育最强的 S<sub>5</sub>, 粘土矿物主要为伊利石、蒙托石、蛭石<sup>[5]</sup>。渭南 S<sub>1</sub> 古土壤粘土矿物也以 2:1 型为主, 粘粒 SiO<sub>2</sub>/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 分子比大于 3.6<sup>[6]</sup>。关中平原南

部西安、蓝田、宝鸡等地发育最强的古土壤粘土矿物组成以伊利石、蛭石、绿泥石、蒙脱石为主,高岭石的峰很弱<sup>[19]</sup>。古土壤风化强度受限制,与成土过程中风尘物质的不断添加有很大关系。原始风尘物质中富含CaCO<sub>3</sub>和许多易风化原生矿物。CaCO<sub>3</sub>能中和成土过程中产生的有机酸;原生矿物化学风化成次生铝硅酸盐矿物时,也能释放出碱性物质。这使得古土壤始终呈碱性反应,土体物质的进一步风化受到抑制。

对黄土高原埋藏古土壤进行分类,是研究古土壤形成时期古环境的一个重要方法。朱显谟<sup>[3]</sup>认为,黄土高原古土壤主要为褐土(钙积干润淋溶土),黄土高原东南部甚至有淋溶褐土(筒育干润淋溶土)出现。安芷生等<sup>[5]</sup>通过对洛川剖面S<sub>5</sub>微型态特征,及各项理化性状指标的研究,认为S<sub>5</sub>相当于棕壤(筒育湿润淋溶土)和褐土(钙积干润淋溶土)的过渡类型——棕褐土。褐土剖面有次生CaCO<sub>3</sub>的累积,粘化作用很微弱;淋溶褐土, CaCO<sub>3</sub>基本淋失,有较明显的粘化作用,但仍呈碱性;棕壤呈中性或酸性,无游离CaCO<sub>3</sub>,粘化作用较强烈。黄土高原古土壤的发育程度有无达到棕壤(筒育湿润淋溶土)的水准?前人<sup>[13]</sup>在研究武功最上一层古土壤时,认为复钙和微碱性反应是古土壤后来叠加的次生特性,而红棕色铁质粘粒胶膜的积聚是古土壤发生的原有特性,因而应将该古土壤定为棕壤。又有学者<sup>[19]</sup>在研究关中平原、蓝田、宝鸡等地发育的古土壤时,认为其中的S<sub>3</sub>、S<sub>4</sub>、S<sub>5</sub>成土作用强度已达到现在长江流域黄棕壤(黏磐湿润淋溶土)的程度;S<sub>1</sub>达到了棕壤(筒育湿润淋溶土)的强度。黄棕壤是典型的北亚热带土壤,粘土矿物中1:1型的高岭石已大量出现,土体物质呈酸性至强酸性反应,剖面中铁锰大量迁移,常形成铁锰结核层,原始植被为森林。而关中平原南部发育最强的古土壤S<sub>5</sub>,土体仍呈弱碱性反应;高岭石的X衍射峰很弱,含量不高;铁质粘粒虽有一定程度的迁移,但远未达到形成铁锰聚积层的程度;孢粉研究表明,草本花粉占61.8%,木本花粉占38.2%<sup>[19]</sup>。显然,将关中平原S<sub>5</sub>等古土壤划作黄棕壤是值得商榷的,即便对是否已达到棕壤的发育程度也还需作研究。

笔者认为,黄土高原古土壤形成过程中,由于富含碳酸盐和易风化矿物的粉尘物质的不断添入,使得土体物质的风化程度受到不断缓冲和抑制。即使发育最强的古土壤也未达到现代黄棕壤的发育强度;是否达到棕壤的发育强度也还值得进一步探讨。

可以肯定的是,黄土高原绝大部分古土壤属褐土类,风化成土强度未达到现代棕壤的强度。

## 5 结 论

黄土高原古土壤的发生过程伴随着风尘沉积作用。这种独特的成土过程,使得土壤剖面深厚而均匀,还常有复合性状。

由于成土作用和风尘沉积的同步性,古土壤与下伏黄土并不存在发生学上的缘由关系,古土壤的真正母质是成土过程中不断添加的粉尘物质。

黄土高原古土壤中并不存在一个传统发生学意义上的确定的A层。由于古土壤发生在一个不断累积和叠加的界面上,每一个微层理既曾是淋溶层(A层),又都是淀积层(B层)。对古土壤进行传统意义上的发生学层次划分意义不大。

由于成土过程中,富含碳酸钙粉尘物质的不断添加,使得土体物质风化强度不断受到缓冲。黄土高原绝大部分古土壤的发育程度未达到现代棕壤的发育强度。

## 参 考 文 献

- [1] 朱显谟. 关于黄土层中红层问题的讨论. 中国第四纪研究, 1958, 1(1): 74~82. Zhu X M. Discussion on the red horizons in loess (In Chinese). *Quaternaria Sinica*, 1958, 1(1): 74~82
- [2] 刘东生等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. Liu D S, et al. *Loess and the Environment* (In Chinese). Beijing: Science Press, 1985
- [3] 朱显谟. 我国黄土沉积物中的古土壤. 中国第四纪研究, 1965, 4(1): 9~19. Zhu X M. Paleosols in Chinese loess sediments (In Chinese). *Quaternaria Sinica*, 1965, 4(1): 9~19
- [4] 朱海之. 黄土中的显微结构及埋藏土壤中的光性方位粘土. 中国第四纪研究, 1965, 4(1): 62~76. Zhu H Z. Micro-morphological fabric of loess and light-oriented clay in buried paleosols (In Chinese). *Quaternaria Sinica*, 1965, 4(1): 62~76
- [5] 安芷生, 魏兰英. 离石黄土中的第五层古土壤及其古气候的意义. 土壤学报, 1980, 17(1): 1~10. An Z S, Wei L Y. The fifth layer paleosol in the Lishi Loess and their paleoclimatic significance (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1980, 17(1): 1~10
- [6] 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究, 1994, (3): 256~269. Guo Z T, Liu D S, An Z S. Paleosols of the last 0.15 Ma in the Weinan Loess section and their paleoclimatic significance (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 1994, (3): 256~269
- [7] Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163
- [8] 安芷生, 王苏民, 吴锡浩等. 中国黄土高原的风积证据: 晚

- 新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆生驱动. 中国科学 (D), 1998, 28(6): 481~ 490. An Z S, Wang S M, Wu X H, *et al.* Evidence of aeolian origin of Chinese Loess Plateau—Beginning of the great Cenozoic ice age and driving of the Tibet Plateau uplift (In Chinese). *Science in China (Series D)*, 1998, 28(6): 481~ 490
- [ 9 ] 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱化的历史和变率. 中国科学(D), 2001, 31(9): 769~ 776. Sun Y B, An Z S. History of Asian inland aridification as recorded by dust flux in the Loess Plateau in the past 7 Ma and its variation (In Chinese). *Science in China (Series D)*, 2001, 31(9): 769~ 776
- [ 10 ] 吴海斌, 陈发虎, 王建民. 黄土高原第四纪粉尘沉积速率的时空变化及其意义. 沉积学报, 1998, 16(1): 147~ 151. Wu H B, Chen F H, Wang J M. Temporal and spatial variations of the loess accumulation rate and its significance on the Loess Plateau during the Quaternary period (In Chinese). *Acta Sedimentologica Sinica*, 1998, 16(1): 147~ 151
- [ 11 ] 郭正堂, 刘东生, 安芷生. 间冰期降尘与黄土中加积型古土壤. 见: 龚子同主编. 土壤环境变化. 北京: 中国科学技术出版社, 1992. 25~ 30. Guo Z T, Liu D S, An Z S. Interglacial dustfall and the accretionary paleosols in loess. In: Gong Z T. ed. *Environment Change of Soils (In Chinese)*. Beijing: Chinese Science and Technology Press, 1992. 25~ 30
- [ 12 ] Sun D H, Shaw J, An Z S, *et al.* Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continuous 7.2 Ma late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25(1): 85~ 88
- [ 13 ] 唐克丽. 武功黄土沉积中埋藏古土壤的微形态及其发生学. 科学通报, 1981, (3): 177~ 179. Tang K L. Micro-morphology and pedogenesis of the buried paleosols in loess in Wugong (In Chinese). *Chinese Science Bulletin*, 1981, (3): 177~ 179
- [ 14 ] 丁仲礼, 任剑璋, 杨石岭等. 最后两个冰期旋回季风-沙漠系统不稳定性的高分辨率黄土记录. 第四纪研究, 1999, (1): 49~ 58. Ding Z L, Ren J Z, Yang S L, *et al.* High-resolution climatic records of the last two ice ages: Evidence from loess-soil sequences, North-central China (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 1999, (1): 49~ 58
- [ 15 ] Sun J M, Ding Z L, Liu T S. Desert distribution during the glacial maximum and climatic optimum: Example of China. *Episodes*, 1998, 21: 28~ 31
- [ 16 ] 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. 第四纪研究, 1999, (1): 41~ 48. Guo Z T, Wei L Y, Lü H Y, *et al.* Changes in the composition of late Pleistocene aeolian dust and the environmental significance (In Chinese). *Quaternary Sciences*, 1999, (1): 41~ 48
- [ 17 ] Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~ 308
- [ 18 ] 胡雪峰, 周杰, 孙有斌等. 黄土高原古土壤形态特征的差异及成因探讨. 地理科学, 2000, 20(1): 39~ 44. Hu X F, Zhou J, Sun Y B, *et al.* Different morphological features of the paleosols in the Loess Plateau, Northwest China and their formations (In Chinese). *Scientia Geographica Sinica*, 2000, 20(1): 39~ 44
- [ 19 ] 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. Zhao J B. *Quaternary Soils and Environment in Loess Area of Northwest China (In Chinese)*. Xi'an: Shaanxi Science and Technology Press, 1994

## PECULIARITIES IN SOIL-FORMING PROCESSES OF PALEOSOLS IN THE LOESS PLATEAU AND THEIR PEDOGENIC IMPLICATION

Hu Xuefeng<sup>1</sup> Lu Huayu<sup>2</sup>

(1 Department of Environmental Science and Engineering, Shanghai University, Shanghai 200072, China)

(2 Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China)

**Abstract** Ever since the Miocene time, aeolian dust has been falling down over Northwestern China, forming the Loess Plateau. The dust sedimentations have never been intermitted even in the soil-forming periods when the climates were warmer and wetter. The peculiarity of the pedogenic processes of the loess lies in the synchronization of the soil-forming processes and sedimentation of aeolian dust, thus making the profile thick and uniform, with complex properties. The parent materials of the paleosols are not the underlying loess, but the aeolian materials, which were accumulated constantly during the soil-forming processes. There is not typical buried "A horizon" in the paleosols. It is not reasonable to classify paleosol profiles into A, B and C horizons. Owing to the continuous input of dust with plenty of carbonate, the pedogenic strength of the paleosols is steadily weakened, and thus has even not yet reached the level of the Brown Soil in most cases in Loess Plateau.

**Key words** The Loess Plateau; Paleosols; Dust deposition; Pedogenic processes