

周原全新世复合古土壤和成壤环境的 微形态学研究*

庞奖励 黄春长 张战平
(陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062)

摘要 通过对陕西周原黄土剖面的微形态研究, 结合微量元素、粒度及磁化率分析, 探讨了黄土风化成壤的特征; 揭示出该剖面的全新世古土壤 S_0 是温暖湿润的环境下形成的具有强烈粘化特征的复合土壤, 是 6 000~ 5 000 a.B.P. 出现的区域性干旱气候事件造成风尘加速堆积的结果。关中盆地在 8 500~ 6 000 a.B.P. 风化成壤最为强烈, 气候最为暖湿。在 5 000~ 3 100 a.B.P. 又出现了一个比较强烈的成壤时期。而最近 3 100 年以来是一个风尘堆积较强的相对干旱期。

关键词 复合土壤, 土壤微形态, 全新世, 黄土高原, 周原剖面
中图分类号 S151+.24

愈来愈多的证据表明全新世这一人类文明大发展时期的环境曾发生过显著的变化。在黄土高原地区, 许多学者通过对全新世黄土地层的研究, 阐述了这一时期的季风气候变化及对全球变化的响应^[1~ 10], 但很少有人通过土壤微结构的研究来重建全新世的环境演变。本文通过对周原剖面的野外形态和室内微结构研究, 结合微量元素、粒度、磁化率等方法, 试图揭示关中盆地全新世时期的环境变化规律。

1 周原剖面地层特征及样品采集

在黄土高原南部, 全新世黄土剖面在深约 150~ 50 cm 间普遍存在一古土壤层(代号 S_0)。 S_0 以下是马兰黄土(L_4), S_0 以上是现代黄土(L_0) 和表土层(TS)。对于 S_0 及其以上部分的成因学术界有不同的认识。土壤学界认为, S_0 是以马兰黄土为母质形成的自然地带性土壤, S_0 以上的覆盖层部分是人类长期耕作形成的熟化加积层。而第四纪学界则认为全新世黄土剖面是东亚季风强度变化的产物, S_0 属埋藏古土壤, S_0 以上的覆盖层是西北季风增强时期的风尘堆积物。周原剖面位于陕西岐山县周原黄土台塬面(107°39' E, 34°27' N)。海拔 600~ 650 m, 年均气温 12℃, 降雨 600~ 650 mm。剖面出露厚度超过 4m, 全新世黄土-土壤序列发育完整, 各地层单元间界线清晰, 野外清楚地表现为多层埋藏土壤夹多层黄土的组合形式。研究发现, S_0 在这里不是单一的土壤层, 而是由上、下两个土壤层(分别标为 S_0^1 和 S_0^2) 构成的复合土壤, 中间夹一显著的黄土层(L_x)。在 S_0^1 和 S_0^2 的中间也出现很薄的颜色变浅的黄土状夹层, 但由于其太薄而难以作独立的地层单元对待, 可作为夹层来处理。 S_0^2 下部与马兰黄土之间还有一过渡层(L_t)。本文根据地层的颜色、宏观结构构造特征将剖面从下到上依次划分为四个地层单元: 马兰黄土(L_4) → 过渡层(L_t) → 埋藏古土壤(S_0) → 现代黄土(L_0) + 表土层(TS)。土壤 S_0 又进一步分为: 下层土壤(S_0^2) → 黄土夹层(L_x) → 上层土壤(S_0^1), 地层详述见表 1。

从地表开始, 沿剖面向下以 2 cm 间距连续采样, 采入马兰黄土顶部, 共获得 160 个样品。样品经过室内自然风干后, 对每个样品进行了磁化率、粒度和微量元素分析。磁化率用 WCL-1 型磁化率仪测定。粒度分析采用比重计法。微量元素用原子吸收方法分析, 分析过程中加入检测样品进行质量控制, 分析结果达到预定要求。从上述每个地层单元中取 1~ 5 个样品磨片用于土壤微结构分析(保证其能够代表

* 国家自然科学基金项目(编号 40071006)和中国科学院西安黄土与第四纪地质实验室基金资助

收稿日期: 2001- 05- 12; 收到修改稿日期: 2002- 03- 17

该地层的典型特征),共获得 20 个薄片(见表 1)。

表 1 周原全新世剖面地层特征

Table 1 The description of the Zhouyuan loess-palaeosol sequence, China

| 地层代号 Stratigraphic symbol | 深度 (cm) Depth | 薄片数 Thin section number | 颜色 Colour | 结构 Structure | 其他特征 Other features |
|---------------------------------|------------------|-------------------------------|--|-------------------------------|--|
| 表土 (TS) 和现代黄土 (I_0) | 0 ~ 25 | 1 | 表土 (TS) 浊棕色 (7.5YR6/4), 现代黄土 (I_0) 呈浊橙色 (7.5YR5/4) | 团块状结构 | 粉砂质地, 较均质。多孔隙, 下部部分孔隙中有白色钙质粉末。其中 0 ~ 25 cm 为表土, 球形微团聚体发育 (0.5 ~ 2 mm), 有较多的根须、蚯蚓孔和粪粒等 |
| | 25 ~ 48 | 1 | | | |
| 古土壤 (S_0^1) | 48 ~ 90 | 3 | 浊红棕 (5YR4/4) | 棱块状结构, 胶结紧实 | 粘土质粉砂质地, 中小孔隙和微团聚体较发育。结构面上有棕色-红棕色 Fe 质胶膜, 但胶膜未深入到结构体内部。剖面 90 cm 以上部分见到少量白色钙质粉末、菌丝状碳酸盐。深度 110 ~ 90 cm 间出现一层浊橙色黄土状夹层 |
| | 90 ~ 110 | 1 | | | |
| | 110 ~ 130 | 2 | | | |
| 黄土 L_1 | 130 ~ 160 | 1 | 橙色 (7.5YR6/6) | 不规则团块结构 | 粉砂质地, 质地均匀, 胶结不紧实。常见到白色粉末状、菌丝状碳酸盐 |
| 古土壤 (S_0^2) | 160 ~ 190 | 2 | 浊红棕色 (5YR5/4), 略带色斑, 190 cm 以上部分带更多的红色成分, 其中的黄土状夹层呈橙色 (7.5YR6/6) | 棱块状结构, 胶结紧实而十分坚硬。其中黄土状夹层呈团块结构 | 粘土质粉砂质地, 胶结紧实而坚硬, 特别是在上部更为坚硬。结构面上普遍发育棕色或红棕色的粘粒胶膜, 但胶膜未深入到结构体内部。在深度 190 ~ 200 cm 间出现一层橙色粉砂质地的黄土状夹层 |
| | 190 ~ 200 | 1 | | | |
| | 200 ~ 262 | 5 | | | |
| 过渡 (L_1) | 262 ~ 280 | 1 | 橙色 (7.5YR6/6) | 近均质块状结构 | 粉砂质地。含较多中小孔隙 |
| 马兰黄土 (L_1) | 280 ~ | 2 | 浊黄澄 (10YR6/4) | 均质块状结构 | 粉砂质地, 孔隙中普遍有白色粉末状、菌丝钙质沉淀 |

2 剖面沉积和风化成壤特征

2.1 微形态特征

对微结构观察结果的统计分析表明, 周原剖面出现有六种微形态类型。它们分别是: (1) 类型 I。胶斑结构或基底式胶结结构, 较多不透明矿物。骨骼颗粒数量少且棱角不明显, 主要是石英和少量长石。孔隙和裂隙发育 (20% ~ 25%)。大量光性定向粘土。粘粒以胶膜状和聚集状两种形式出现。绝大多数孔隙和裂隙边沿出现厚 (0.04 mm ~ 0.07 mm) 而连续的红棕色铁质粘粒胶膜, 胶膜与周围物质界线鲜明, 略带波状 (局部可见流胶状) 光性, 含量 $80 \text{ g kg}^{-1} \sim 120 \text{ g kg}^{-1}$ 。聚集状粘粒有块状、云雾状、不规则状等, 与周围物质无明显界线, 含量 $150 \text{ g kg}^{-1} \sim 200 \text{ g kg}^{-1}$ 。这类微结构主要出现在 S_0^1 上段 (160 ~ 190 cm)。(2) 类型 II。斑状-胶斑结构。骨骼颗粒主要由石英、长石组成, 可见黑云母和角闪石假形。孔隙和裂隙发育, 多数孔隙边沿分布有断续状铁质粘粒胶膜, 但是胶膜薄 (0.01 mm ~ 0.04 mm) 且数量较少 ($50 \text{ g kg}^{-1} \sim 100 \text{ g kg}^{-1}$)。聚集状粘粒含量 $100 \text{ g kg}^{-1} \sim 150 \text{ g kg}^{-1}$ 。这类微结构主要出现在 S_0^2 下段 (200 ~ 262 cm) 和土壤 S_0^1 下段 (110 ~ 130 cm)。(3) 类型 III。斑状-胶斑结构。骨骼颗粒含量高于类型 I 和 II, 而矿物组成基本一致。孔隙边沿仅出现少量薄而断续状的铁质粘粒胶膜 (含量 $< 50 \text{ g kg}^{-1}$, 厚度 $< 0.02 \text{ mm}$)。聚集状粘粒含量 $100 \text{ g kg}^{-1} \sim 150 \text{ g kg}^{-1}$ 。在部分孔隙边沿可见少量针状次生方解石。这类结构主要出现在 S_0^1 上段 (48 ~ 90 cm) 以及表土 TS 中。(4) 类型 IV。粒状-斑状结构, 孔隙较发育。骨骼颗粒有石英、长石、角闪石、黑云母、白云母等, 黑云母和角闪石假形较多。少量孔隙边沿可见极薄

的断续状粘粒胶膜,少量聚集状粘粒($50\text{ g kg}^{-1}\sim 100\text{ g kg}^{-1}$)。其主要出现在 S_0^2 和 S_0^1 的黄土状夹层中。(5)类型V。粒状-斑状结构。骨骼颗粒成分有石英、长石、角闪石、黑云母、白云母、绿帘石及少量方解石。孔隙边沿可见到针状、细粒状次生方解石。有较多针状粘土矿物。其主要出现在 L_0 、 L_x 、 L_t 当中。(6)类型VI。粒状-斑状结构。骨骼矿物棱角明显且种类多。既有较多的原生方解石残核,亦有大量针状、胶膜状、核状的次生方解石。这种结构仅出现在马兰黄土中。显然,微结构类型I、II、III指示显著的粘化作用和淋溶作用;而类型IV、V、VI指示显著的钙积作用,显示风积黄土的结构特征。

2.2 古土壤类型

黑垆土是黄土高原地区普遍的土壤类型,具粒状-微团聚体结构和普遍钙积现象(70 g kg^{-1}),结构面有霜粉状、假菌丝状碳酸盐新生体,铁铝很少发生移动,原生黑云母、方解石较多,粘化作用十分微弱。微结构分析表明周原剖面的古土壤 S_0 不具备这些特征,不应是黑垆土类型。在土壤发生学分类中,棕壤和黄棕壤带有棕色,缺少碳酸盐淀积层。黄棕壤形成在北亚热带湿润环境中,强烈的粘粒淋溶淀积可形成粘盘,铁明显移动常形成 Fe 质结核并伴有弱富铝化作用。显然,古土壤 S_0 的粘化聚集和铁铝淋溶强度均没有这样强烈,也不属于黄棕壤类型。棕壤形成在暖温带湿润环境中,较强烈的粘粒聚集导致在结构面上常覆盖粘粒胶膜。分析对比认为, S_0^2 特别是其上段的微结构指示的粘化强度和 Fe-Al 移动强度几乎与棕壤相当。通常褐土具有显著的粘化,但粘化强度要比棕壤弱,钙的淋溶淀积十分明显。在褐土之中,淋溶作用最强且剖面上石灰基本淋失殆尽($< 2\text{ g kg}^{-1}$)的称为淋溶褐土。通过分析对比,发现尽管 S_0^1 上段的次生方解石指示了微弱的钙积,但指示的钙积强度远弱于典型褐土,而非非常接近淋溶褐土,应属于淋溶褐土类型。

综上所述微结构在周原剖面中的变化,全新世土壤 S_0 具这样的特征:(1) S_0 属于埋藏古土壤,被一层明显的弱风化黄土层(L_x)分裂为 S_0^1 和 S_0^2 两层,显示两个完整的成壤过程,具有多期成壤特征,属于复合土壤或多周期土壤。(2) S_0 是在暖湿的森林环境下形成的具有显著淋溶和粘化作用的土壤。其中 S_0^2 粘化强烈,在其上部出现了粘化层。 S_0^1 粘化作用相对较弱,且从下往上粘化程度越来越弱,在上部出现微弱的钙积现象。(3)复合土壤 S_0 在不同成壤阶段的成壤强度明显不同。早期成壤阶段,大量铁质粘粒胶膜指示成壤强度最高,并且从早到晚,风化成壤强度逐渐增强,形成了具棕壤特征的土壤 S_0^2 。后期成壤阶段,风化成壤强度有所降低,形成了具淋溶褐土特征的土壤 S_0^1 。(4)在土壤 S_0^1 和 S_0^2 中,成壤强度并非持续不变。由于成壤过程中薄层黄土层的堆积,造成了短暂的成壤强度降低时期,在其中分别出现了具有很弱成壤特征的强风化黄土状夹层。(5)现代黄土 L_0 中出现黄土的典型微结构。表土TS仍具有黄土的微结构,但却迭加了一定程度的粘化现象,而这种粘化现象是人类耕作活动的结果,与下部古土壤 S_0 中的粘化明显不同。这说明 S_0 以上部分的覆盖层(L_0+TS)并非单纯由人类耕作活动形成的加积层,主要由于西北季风效应增强,风尘堆积加速而形成的黄土,但其上迭加了人类耕作活动的产物。

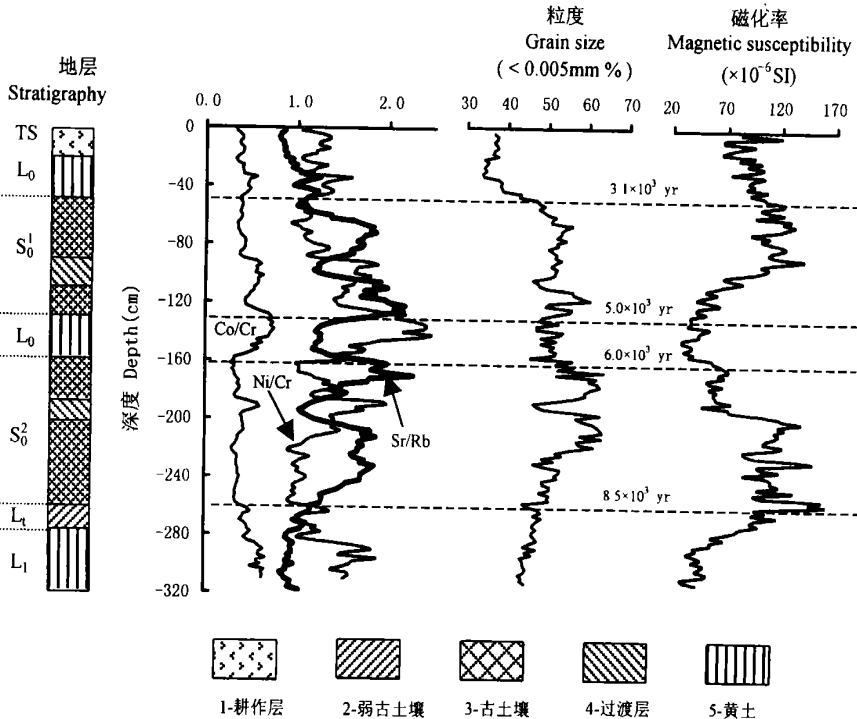
3 周原剖面的微量元素、粒度和磁化率分布特征

分析结果表明周原剖面中微量元素分布具有下列特征:(1)风化成壤过程中,不同元素的迁移方向不同。 Cd 、 Co 、 Cu 、 Pb 、 Cr 、 Ni 、 Zn 、 Mn 在古土壤中含量平均分别是 0.28 mg kg^{-1} 、 24 mg kg^{-1} 、 40 mg kg^{-1} 、 46 mg kg^{-1} 、 72 mg kg^{-1} 、 76 mg kg^{-1} 、 112 mg kg^{-1} 、 257 mg kg^{-1} ;黄土层中平均分别为 0.2 mg kg^{-1} 、 22 mg kg^{-1} 、 33 mg kg^{-1} 、 41 mg kg^{-1} 、 48 mg kg^{-1} 、 65 mg kg^{-1} 、 99 mg kg^{-1} 、 242 mg kg^{-1} ,在土壤中趋于聚积。而 Sr 和 Rb 在古土壤中趋于降低。黄土层和古土壤中 Rb 平均分别为 58 mg kg^{-1} 、 54 mg kg^{-1} , Sr 分别为 55 mg kg^{-1} 、 35 mg kg^{-1} 。(2)风化成壤过程中不同元素的地球化学活动性差异很大,据其可分为三类。第I类,在成壤过程中活动性很小,剖面中含量变化幅度小于10%,有 Co 、 Mn 、 Ni 、 Rb 。第II类,成壤过程中强烈地活动,表现为显著地淋溶或聚积,其在剖面中含量变化大于20%,有 Cr 、 Cd 、 Sr 、 Cu 。第III类,活动强度介于上述第I类和第II类元素之间,含量变化在10%~20%,有 Zn 和 Pb 。(3)古土壤中, Rb/Sr 比值高于黄土,而 Co/Cr 和 Ni/Cr 比值则低于黄土。土壤层磁化率明显高于黄土层。土壤中平均为 $96\times 10^{-6}\text{SI}$,而全新世黄土为 $66\times 10^{-6}\text{SI}$,马兰黄土中仅 $46\times 10^{-6}\text{SI}$ 。粒度分析表明,小于 0.005 mm 的粘粒含量在古土壤中普遍高于黄土。黄土和古土壤单元中平均分别为 450 g kg^{-1} 和 540 g kg^{-1} ,在 S_0^2 的上部可达 550 g kg^{-1} ,这表明 S_0^2 上部的粘化程度最高(表2和图1)。

表 2 周原剖面微量元素、粒度、磁化率分析结果

Table 2 Analytical results of trace elements, grain size and magnetic susceptibility in the Zhouyuan profile, China

| 地层单元 Stratigraphic unit | | 磁化率 Magnetic susceptibility ($\times 10^{-6}$ SI) | 粒度 Grain size (< 0.005 mm) (%) | Co/Cr | Ni/Cr | Rb/Sr |
|--------------------------------|-------|--|---|-------|-------|-------|
| 表土(TS) + 现代黄土(L ₀) | | 89 | 37 | 0.404 | 1.243 | 0.969 |
| 土壤 | 古土壤 | 114 | 51 | 0.384 | 1.123 | 1.497 |
| (S ₀ ¹) | 黄土状夹层 | 87 | 50 | 0.568 | 1.675 | 1.488 |
| | 古土壤 | 50 | 56 | 0.508 | 1.616 | 1.951 |
| 黄土层(L ₀) | | 39 | 50 | 0.597 | 1.976 | 1.352 |
| 土壤 | 古土壤 | 61 | 59 | 0.357 | 1.292 | 1.632 |
| (S ₀ ²) | 黄土状夹层 | 79 | 53 | 0.460 | 1.536 | 1.093 |
| | 古土壤 | 113 | 54 | 0.357 | 1.085 | 1.584 |
| 过渡层(L ₁) | | 101 | 47 | 0.457 | 1.148 | 1.046 |
| 马兰黄土(L ₁) | | 46 | 45 | 0.587 | 1.504 | 0.923 |
| 平均值 | 黄土 | 66 | 45 | 0.458 | 1.354 | 1.184 |
| | 古土壤 | 96 | 54 | 0.333 | 1.056 | 1.571 |

图 1 周原剖面 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr、粒度、磁化率曲线与黄土-古土壤序列的对比图
图中年龄数据引自文献[1]Fig. 1 Rb/Sr, Co/Cr, Ni/Cr ratios, grain size and magnetic susceptibility plots for the Zhouyuan profile, China
The age data are cited from Huang *et al.* (2000)

4 讨论

4.1 土壤微结构与成壤环境

铁质粘粒胶膜是土壤中的粘粒部分机械移动和淀积的标志,也是铁质组分移动的标志,是淋溶较强烈的森林土壤的特征^[10, 13, 14]。聚集状粘土矿物集合体,是粘土物质就地扩散和集中的产物,它指示粘土就地重新排列且稍有移动。显然,粘粒胶膜的厚度和含量、聚集状粘土的多少就成为衡量黄土在风化成壤过程中粘化强度的重要标志。铁质粘粒胶膜和聚集状粘土含量越多,指示气候愈温暖湿润,淋移作用愈强烈;相反,则指示气候干旱,淋移作用愈弱。周原剖面中,微结构分为两大类,一类是光性定向粘土含量低而有丰富的碳酸盐(类型IV、V、VI),指示粘化作用很弱,具黄土的微结构特征,形成在以干旱为特征的环境中;另一类是铁质粘粒胶膜和聚集状粘土普遍发育(类型I、II、III),显示强烈的成壤作用和淋移淀积特征,指示其形成在暖湿的气候环境。而且微结构指示的暖湿程度和成壤强度是:类型I > 类型II > 类型III。

4.2 剖面的 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr 比值、粒度、磁化率曲线与黄土-古土壤序列的对比

黄土在风化成壤过程中,其 Rb/Sr 比值与风化成壤作用程度密切相关,可指示东南季风强弱变化情况^[14-16]。Sr²⁺ 离子半径与 Ca²⁺ 相近,它们在表生环境中的地球化学行为十分相似。风化成壤过程中,含 Sr 矿物分解释放出的 Sr²⁺,与 Ca²⁺ 一起以游离形式随土壤溶液向下移动,导致地层中 Sr 大量被淋溶。但矿物分解释放的 Rb 较易被富含 K 的粘土所吸附而大部分滞留在原层内。生物作用特别是植物可以造成某些元素在土壤表层进行一定程度的聚集^[14, 17]。土壤层中 Cr, Cu, Cd, Co, Ni, Pb, Zn, Mn 元素趋于相对富集的主要原因应是茂盛植被环境下较强烈的生物地球化学作用所致。风化成壤过程中, Sr 和 Rb, Co, Ni 和 Cr 之间的地球化学活动性差异造成了周原剖面中 Sr 与 Rb, Co 与 Cr, Cr 与 Ni 的分离,导致了 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr 比值发生变化。分析又发现, Rb/Sr 值与 Sr 含量呈正相关,相关系数达 0.98; Co/Cr、Ni/Cr 比值与 Cr 含量呈正相关,相关系数分别为 0.82 和 0.81,这说明 Rb/Sr 比值大小主要取决于 Sr 的丢失程度, Co/Cr、Ni/Cr 比值主要取决于 Cr 的相对富集程度。众所周知,黄土高原是相同源区的风尘大量堆积所形成,不同时代土壤的成壤母质组成应基本相同。即同一剖面上微量元素分布的差异是风尘堆积后环境变化所引起,所以 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr 值大小实际上反映了成壤的强度。相对低的 Rb/Sr 值和相对高的 Co/Cr、Ni/Cr 值指示气候干冷、西北冬季风盛行、沙尘暴频繁、植被稀少;相对高的 Rb/Sr 值和相对低的 Co/Cr、Ni/Cr 值指示气候温暖湿润、东南季风盛行、成壤强烈、植被茂盛。磁化率和粒度目前被认为是较好的气候替代指标,黄土-古土壤序列是气候变化最直接的记录^[3, 5, 10-12]。周原剖面的 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr 比值、磁化率、粒度变化曲线可与黄土-古土壤序列进行良好的对比(见图1),表现为:各曲线变化趋势十分相似,形态基本一致,几乎是同步发生变化;各个黄土、土壤单元都可在 Rb/Sr、Co/Cr、Ni/Cr 比值、粒度、磁化率曲线上得到不同程度的反映。不同气候替代指标的相互呼应,说明揭示的关中盆地全新世气候变化规律是可靠的。

4.3 关中盆地全新世气候变化过程重建

从现代土壤区域分布及成壤自然环境条件分析,复合古土壤 S₀ 成壤时的环境应该比这一地区现代气候暖湿的多。如果与周原地区现代自然条件进行对比,推知 S₀ 发育时期的降雨量和气温比现在分别高 150~300 mm 和 2~3℃; S₁ 时期的降雨量比现在高 100~150 mm,年均气温稍高于现代水平;黄土堆积时期,降水量比现代减少大约 20%~30%,相当于年降雨量为 400~500 mm,而年均气温与现代水平相当。

将黄土-古土壤序列和气候替代指标结合起来分析,周原剖面记录了全新世有十个气候变化阶段。考虑到土壤 S₀¹ 和 S₀² 实质上分别代表一个显著的气候事件,该剖面实际上记录了 5 个时间尺度不同的气候事件。本文未进行深入的断代研究,参照黄春长等^[1] 在眉县全新世剖面研究时确定的年代,将关中盆地全新世气候变化过程概括为:(1)早全新世(11 500~8 500 aB.P.)。是末次冰期结束后气候向温暖转化的过渡时期,关中盆地的气候仍是以干冷为特征,堆积了马兰黄土的顶部和过渡层黄土 L₀。(2)中全新世早期(8 500~6 000 aB.P.)。东南季风气候占优势,气候温暖湿润,植被茂盛,形成了古土壤 S₀²。期间还出现过短暂的干旱阶段。(3)中全新世中期(6 000~5 000 aB.P.)。出现了以干旱为特征的区域性

气候恶化阶段,形成了黄土夹层 L_{α} 。(4) 中全新世晚期(5 000~ 3 100 a.B.P.)。东南季风效应占优势,气候温暖湿润,形成了古土壤 S_0^1 。在这一时期内出现过短暂的干旱阶段。(5) 晚全新世(3 100 年以来)。西北季风增强,成为一个相对干旱的时期,出现了显著的风尘堆积,但是由于人类长期耕作的影响,表土中出现了一定的粘化现象。

参考文献

1. Huang C C, Zhou J, Pang J L. A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin, China. *Holocene*, 2000, 10(1): 135~ 143
2. Tan M, Liu T S. Stable isotope of a stalagmite from Jiguan cave in Henan Province, China. In: Wang S J. ed. *Scientia Geologica Sinica*. Beijing: Science Press, 1995. 281~ 284
3. Zhou W J, An Z S. Stratigraphic division of Holocene loess in China. *Radiocarbon*, 1994, 36(1): 37~ 45
4. 安芷生. 中国中、东部全新世气候适宜期与东亚季风变迁. *科学通报*, 1993, 38(14): 1 302~ 1 305
5. 贺秀斌, 唐克丽, 等. 黄土高原全新世黄土重矿物研究及其土壤发生学意义. *地理科学*, 1996, 16(2): 159~ 163
6. 黄春长. 渭河流域 3100 年前资源退化与入地关系演变. *地理研究*, 2001, 8(1): 20~ 31
7. 施雅风, 孔昭宸, 等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. *中国科学(B 辑)*, 1993, (8): 865~ 873
8. 吴锡浩, 安芷生, 王苏民, 等. 中国全新世气候适宜期东亚夏季风时空变迁. *第四纪研究*, 1994, (1): 24~ 37
9. 庞奖励, 黄春长, 张占平. 陕西岐山黄土剖面 Rb、Sr 组成与高分辨率气候变化. *沉积学报*, 2001, 19(4): 637~ 641
10. 刘东生. *黄土与环境*. 北京: 科学出版社, 1985
11. An Z S, Kukia G J, Porter S C, *et al.* Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during last 130 000 years. *Quaternary Research*, 1991, 36: 29~ 36
12. Evans M F, Heller F. Magnetic enhancement and paleoclimate: Study of a loess/paleosol couplet across the Loess Plateau of China. *Geophysical Journal International*, 1994, 117: 257~ 264
13. 熊毅, 李庆远编. *中国土壤*. 北京: 科学出版社, 1987
14. 文启忠. *中国黄土地球化学*. 北京: 科学出版社, 1989
15. Chen J, An Z S, Head J. Variation of Sr/Rb ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130 000 years and their implications for monsoon paleoclimatology. *Quaternary Research*, 1999, 52: 215~ 219
16. Gallet S, Jahn B M, Torii M. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chemical Geology*, 1996, 133: 67~ 78
17. 韩兴国, 李凌浩, 黄建辉主编. *生物地球化学概论*. 北京: 高等教育出版社, 1999

MICROMORPHOLOGICAL STUDIES OF THE HOLOENCE SOIL COMPLEX AND PEDOGENICAL ENVIRONMENT ON THE ZHOUYUAN LOESS TABLELAND

Pang Jiang-li Huang Chuang-chang Zhang Zhan-ping

(College of Tourism and Environmental Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China)

Summary

Holocene polycyclic soils were discovered on the Zhouyuan tableland. A typical loess profile is observed by field and soil micromorphology, as well as magnetic susceptibility, grain-size analysis and trace elements. Argillic horizons were identified in the soil and calcification was observed in the loess layer in the profile. It suggests that the Holocene palaeosols S_0^2 and S_0^1 were formed in warm-wet forest environment. Because of the deposition of a layer (L_x) during the aridity interval between 6 000 and 5 000 aB. P., the palaeosols S_0 , normally associated with the Holocene Megathermal period, is thus separated into two distinct soils, namely palaeosols S_0^2 and S_0^1 . The conclusion is confirmed by the magnetic susceptibility, grain-size and trace elements in the profile. It indicates that the lower soil (S_0^2) was formed in the warm-wettest phase in the Holocene in the Guanzhong basin, with the strongest pedogenesis, between 8 500 and 6 000 aB. P. The upper soil (S_0^1) was developed in another warm-wet phase when the rainfall was probably lowered slightly between 5 000 and 3 100 aB. P. It has been a relative aridity period during the last 3 100 years, with accelerated aeolian dust deposit. A layer of 40~ 60 cm thick loess has been accumulated on the Zhouyuan tableland and thus the soil complex has been buried and becomes palaeosol of the Holocene.

Key words Soil complex, Micromorphology, Holocene, Loess Plateau, Climatic change