

黄土形成与演变模式^{*}

赵景波

(陕西师范大学地理系 西安 710062)

(中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室 西安 710054)

摘 要 黄土具有土壤的结构、有机质和淀积产物,黄土主要是风尘堆积后经草原区、森林草原区和荒漠草原区的成壤过程形成的。黄土所经受的成壤作用主要是生物作用、弱淋溶作用、CaCO₃ 的迁移和富集作用以及部分地区的粘化作用。黄土是在相对冷干气候条件下发育的成熟的灰黄色古土壤,不同地区黄土所属土壤类型主要为灰钙土、栗钙土、棕钙土、棕漠土和黑垆土。黄土形成模式主要是风尘堆积后经不同的成壤作用转变为灰黄色土壤的模式,黄土的演变主要是黄土在后期风化过程、后期成壤过程和成岩过程中发生的变化。

关键词 黄土形成因素,黄土形成作用,黄土的本质,黄土形成模式

中图分类号 S151

人们对中国黄土的形成与环境进行了 40 余年的研究,取得了大量研究成果。然而过去是把黄土作为沉积物看待的,是从沉积地层学的角度对其研究的,所以过去没有认识到黄土的形成过程是土壤化过程。虽然过去对黄土地层中的古土壤也开展了一些研究,但研究的是温湿偏热气候条件下发育的红褐色古土壤,没有认识到冷干气候条件下发育的黄土也是古土壤。因此,前人提出的黄土形成与演变模式是风尘演变为灰黄色沉积物的模式^[1,2]。我们根据大量野外考察和室内研究,发现黄土具有典型的土壤特征,由此提出了黄土形成与演变的土壤化新模式和黄土所属的土壤类型。

1 研究剖面与方法

为使研究结果具有可靠性和代表性,作者对黄土高原的西安、长安、蓝田、宝鸡、洛川、长武、甘肃靖远、天水、武山、静宁、镇原、西峰、定西、兰州、正宁等 30 余个剖面进行了大量的野外调查和观察。在野外研究的基础上,选择了西安刘家坡、宝鸡何家村、洛川秦家寨、长武城东、西峰火巷沟、环县山城、陇西文峰镇、兰州晏家坪和靖远若篱等 10 个剖面的第 1~5 层黄土进行了土壤学的重点研究。由于黄土地层是由黄土与红褐色古土壤构成的,所以研究剖面的 5 层黄土的各层之间为红褐色古土壤。在所研究剖面的第 1~5 层黄土中,每层采集微结构鉴定样品 6~8 块,在第 1~2 层黄土中采集 CaCO₃ 与有机质分析样品 8~10 块。

^{*} 国际地质对比计划项目(IGCP379),陕西师范大学重点项目(SNU027),教育部重大项目(2000ZDXM770013)和国土资源部九五重点项目(9501104)资助

收稿日期:2000-10-20;收到修改稿日期:2001-02-05

研究方法包括野外鉴别黄土中的宏观土壤结构、生物结构、 CaCO_3 与 CaSO_4 等淀积产物的存在形式、分布特点,室内显微镜下鉴定土壤微结构、粘化特征、区分原生与次生 CaCO_3 含量,用 HCl 溶解 CaCO_3 的化学分析气量法测定 CaCO_3 含量和用焦磷酸钠提取—重铬酸钾法测定有机质含量。

2 黄土的土壤特征和形成作用

根据野外调查和室内分析、鉴定,我们在黄土中找到了许多土壤的标志,为确定黄土形成因素提供了有力证据。

2.1 黄土层中的土壤结构和粘化作用

30 余个剖面的野外观察、鉴别可知,黄土层中具有多种清楚的宏观土壤结构,常见的类型有似棱柱状结构、棱块状、团块状及团粒状、根孔和虫孔等结构。黄土中的土壤结构在不同地区存在很大差异,反映了不同地区成壤作用强度有所不同。在黄土高原东南部,黄土的结构以似棱柱状和团块状为主;在黄土高原的中部以团粒状为主,团块状少量;在黄土高原的西北部则以团粒状和粒状为主。在西安、长安和宝鸡附近,黄土中的似棱柱状结构体长 40~60 cm 左右,棱柱体直径约为 0.5~1.5 cm;团块结构中的团块大小为 0.5~1.0 cm,形状为多角形,不规则形;团粒结构中粒径大小为 0.1~0.2 cm 左右。似棱柱状结构的棱柱体和团块结构中的团块之间常有微裂隙和钙质充填物,分界较明显,易于识别。由于团粒的粒径小,边界不明显,肉眼识别有一定困难,具这种结构的土体表面有团粒大小的起伏变化。粒状结构在黄土中就是粉砂质粒状结构,具这种结构的土体表面较平坦。

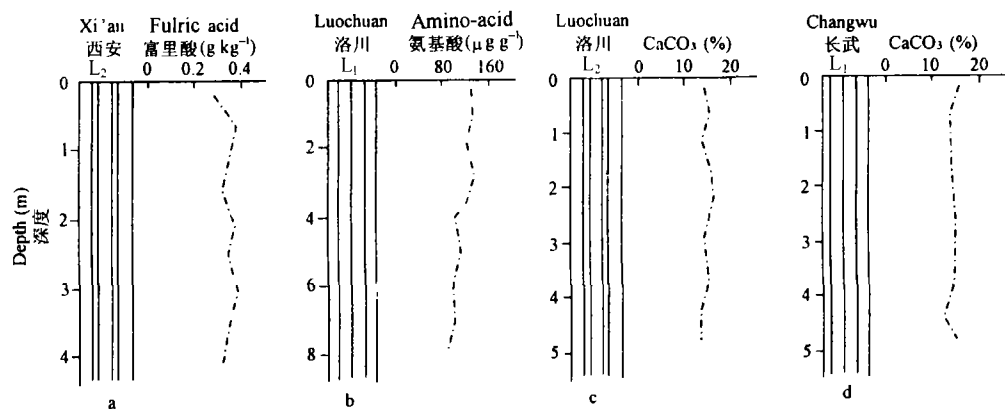
在黄土高原西北部的干旱偏冷地区,黄土中的土壤结构发育较弱,以粒状和团粒状为主。虽然这样的结构不是土壤的有力证据,但与它们一同出现很多植物的根孔等生物结构则是土壤的有力证据。在西北干旱区现代土壤中,也以粒状和团粒状结构为主,不见团块状和棱柱状结构发育^[3]。因此,不能认为不具似棱柱状结构和团块结构的黄土就没有经过成壤作用和不是古土壤。

为鉴别黄土中的土壤微结构,我们在西安刘家坡、蓝田水家嘴、宝鸡何家村、陕西洛川、长武和兰州等剖面 70 万年来各层黄土中共采集 206 块样品进行磨片观察。通过 412 张薄片的显微镜鉴定,在黄土中发现了多种土壤微结构,主要有以下 3 种。第一种是淀积粘土胶膜与粉砂粒共同构成的粒状孔隙胶结微结构(图版 I-1,2)。在这一微结构类型中,胶结物以淀积光性粘土胶膜为主,另有一定量的非定向的粘土物质。光性粘土胶膜是粘化作用较明显的成壤过程中产生的土壤微形态。黄土中的光性粘土胶膜主要以流胶状和斑点状形式出现,块状少量,颜色以棕黄色为主,指示其发育不强, Fe_2O_3 含量较低。黄土中的光性粘土胶膜主要见于西安和宝鸡等黄土高原东南部地区,在黄土高原中部的洛川地区只有少数层位发育。在这一微结构类型中,粗粒矿物常具定向排列的特征。第二种微结构是残积粘土与粉砂粒构成的粒状孔隙胶结微结构(图版 I-3)。在这一微结构中,胶结物主要为不具光性特征的粘土块,充填于粒间孔隙内。粘粒含量的明显增加表明当时发生了一定的残积粘化作用。这一微结构中的粗粒矿物一般不具定向排列特征,显示其所受成壤作用较第一种微结构弱。第三种微结构是出现了土壤团聚体的团粒结构(图版 I-4)和团块结构。在这类结构中,粘粒含量也有明显的增加,表现为团粒或团块

内为粘土胶结物含量较高的粒状孔隙胶结微结构(图版 I-4)。镜下鉴定还表明,在较干旱的甘肃六盘山以西地区,黄土中的微结构主要为粒状接触胶结结构(图版 I-5,6)。在这一微结构中,粘粒成分含量极少,结构性孔隙非常发育,显示所受成壤作用弱。

2.2 黄土发育过程中的生物作用和富钙作用

土壤是生物起到了重要作用的成壤过程形成的,是含有机质的疏松土层。黄土发育时是否具有生物的重要作用对认识黄土形成作用的实质十分重要。土壤形成过程中的生物作用主要是植物和土层中微生物的作用,只要地表有植被发育,土层中就必然会有土壤微生物的活动。因此,只要确定了黄土发育时的地表有植被发育,就等于确定了所有生物作用的存在。黄土中根系残体^[4]和大量根孔是植被发育的直接证据。通过宝鸡何家村第 1~5 层黄土与红色古土壤中 30 块样品的富里酸和胡敏酸测定(图 1)可知,黄土层中富里酸含量和胡敏酸总含量在 $0.46 \sim 0.55 \text{ g kg}^{-1}$ 之间,红色古土壤中这两种有机酸含量在 $0.52 \sim 0.61 \text{ g kg}^{-1}$ 之间。红色古土壤经历了漫长的成壤过程是公认的,黄土与红色古土壤中有机酸含量差异不大应是黄土经历了成壤过程决定的。通过对长武城东和洛川秦家寨第 1 层黄土中 10 块样品的氨基酸含量测定得知,该层黄土中氨基酸含量在 $74 \sim 170 \mu\text{g g}^{-1}$ 之间,而且有些深层样品的氨基酸含量高于浅层(图 1),这应当是当时生物作用强弱不同造成的,是黄土经历了成壤过程的显示。



a. 西安刘家坡第 2 层黄土中的富里酸含量曲线; b. 洛川秦家寨第 1 层黄土中氨基酸含量曲线;
c. 洛川秦家寨第 2 层黄土中 CaCO_3 含量曲线; d. 长武城东第 1 层黄土中 CaCO_3 含量曲线

图 1 黄土中的有机酸和淀积为主的 CaCO_3 含量

Fig.1 Contents of organic acids and illuvial CaCO_3 in loess

孢粉也表明黄土发育过程中具备形成土壤的生物作用。虽然孢粉可以从荒漠地区搬运来的,但荒漠区的植被与草原和森林草原区的植被不同,这种差别是确定黄土经历土壤化及其强度的依据。我们通过对陕西岐山城西马兰黄土中 67 块孢粉样品的分析可知,岐山地区马兰黄土发育时的植被为臭椿 (*Ailanthus*)、栎 (*Quercus*)、榆 (*Ulmus*)、鹅耳枥 (*Carpinus*)、菊科 (*Compositae*)、蒿属 (*Artemisia*) 等构成的森林草原。这种植被与荒漠植被大不相同,指示该区黄土发育时具有森林草原地区的成壤作用。黄土中的动物化石同样显示黄土发育时具有明显的生物作用。黄土层中数量最多,最能说明黄土形成时地表有

植被发育的动物化石是蜗牛。这类动物迁移能力极弱,完全能够认为蜗牛是当时当地生长的。研究表明,黄土中的蜗牛零散分布,几乎都是旱地生长的成分^[1],主要以禾本科和绿色双子叶植物为食,这表明黄土发育过程中动植物的作用始终是存在的。黄土中的啮齿类化石也是很常见的动物化石,也是迁移能力弱的当地生长的动物。啮齿类的食物是植物的枝叶和种子,指示黄土发育过程中具备形成土壤的植被条件和生物作用。除生物因素外,形成土壤还有气候、地形、母质和时间四种因素以及相互的作用。黄土发育时的高原地形使得风尘堆积在旱地条件下,风尘细而均一的母质特征非常利于土壤化,黄土发育速度又非常缓慢,并处在气候的直接作用下,所以黄土形成过程具备土壤发育的五大因素和相应的作用。

CaCO₃ 含量高是黄土的特点之一。黄土中 CaCO₃ 存在形式和分布形式也能指示黄土经历了成壤作用。作者对洛川、长武和兰州等地黄土中 CaCO₃ 测定表明,黄土高原中部第 1~5 层黄土中 CaCO₃ 含量为 15% 左右,黄土高原西北部兰州附近黄土中 CaCO₃ 含量更高。然而,现代风尘中 CaCO₃ 含量明显低于黄土^[1]。黄土是由风尘演变而来的,其中高的 CaCO₃ 含量是在其漫长的成壤过程中接受了大气降水中的 CaCO₃ 造成的。大气降水中的 Ca(HCO₃)₂ 经蒸发后淀积在黄土中,长期的积累就产生了富含 CaCO₃ 的特征。美国西南部的研究表明,现代干旱区的土壤每平方米每年可从大气降水中获得 1.0~5.1 g 的 CaCO₃^[5]。因此,可以确定黄土中 CaCO₃ 含量高是黄土形成过程中富钙作用的结果。富钙过程是 CaCO₃ 经过较弱的迁移而发生沉淀聚集的过程,CaCO₃ 以次生斑点、薄膜和菌丝体等的形式出现是其重要特点。观察可见,黄土高原中部和东南部黄土中的 CaCO₃ 主要是以上述次生 CaCO₃ 的形式出现的,具淀积 CaCO₃ 的特征。黄土中大量次生 CaCO₃ 实际上是黄土这类灰黄色古土壤的 CaCO₃ 淀积层,这种淀积层之所以不具有成层性是黄土发育过程中处于风尘连续堆积条件下造成的。风尘的连续淀积使土壤发育时的地面不断变高,CaCO₃ 淀积的层位也随之上移,结果形成了不断加厚的、分层不明显的 CaCO₃ 淀积层。由于黄土发育时气候是干旱和半干旱的,淀积 CaCO₃ 主要以非结核的形式出现,这也是其成层性不明显的原因之一。

上述资料表明,黄土具有土壤的特征,黄土发育过程中具备形成土壤的五大因素和相应的成壤作用,所以黄土是在相对冷干气候条件下发育的灰黄色古土壤。根据年代学的研究,黄土开始发育的年代为距今 250 万年左右^[6,7],黄土地层厚度一般为 130 m 左右,由此计算绝大多数地区每万年发育的黄土厚度小于 1.0 m。这表明黄土发育时有足够的时间发育为成熟的土壤,它没有变成红褐色古土壤的原因是当时的冷干气候条件决定的。

3 黄土形成过程的划分

前人对黄土形成作用进行过研究,但过去是从沉积物的角度探讨其形成的^[1,2,8],没有从黄土形成土壤化的角度开展研究。由于黄土形成过程的实质是土壤化,所以从土壤学的角度研究黄土形成过程是认识黄土本质的正确途径,只有这样才不致于偏离对黄土本质的认识。过去一般所说的黄土形成过程是风尘堆积物在弱碱性的氧化环境中,受到

雨水和生物等的作用,其中的碎屑方解石大部分被溶解,并转入粒间溶液,再因强烈蒸发,重新沉淀出来成为次生碳酸盐,次生碳酸盐与少量铁锰氧化物包裹着粉尘颗粒,使之成为灰黄色、疏松多孔和具大孔隙的黄土^[1]。过去对黄土形成的研究较多地注意到了碎屑方解石向次生碳酸盐的转化,而对黄土发育时的生物作用、富钙作用和粘化作用注意不够,因而没有认识到黄土中的许多土壤结构和黄土形成的土壤化过程。

现代黄土高原西北部为干旱草原区,中部和东南部为半干旱的森林草原区和半湿润的落叶阔叶林区^[9]。在黄土发育的冰期气候比今冷干^[1,10,11],黄土高原西北部为荒漠草原区,中部为草原区,东南部为森林草原区^[12]。由于黄土高原存在气候、植被和成壤作用的差异,不同地区黄土形成作用及其强弱就会存在差别。根据黄土高原地区的气候、植被和黄土所受成壤作用强度的差异,可将黄土形成过程分为以下3种。

第一种是在黄土高原西北部干旱区发生的黄土形成过程。在这种地区,黄土发育时的气候比现今更为干旱,处在荒漠草原的气候条件下^[10,12]。这种地区风尘经受的成壤作用较弱,包括生物的作用,碎屑 CaCO_3 溶解和微弱迁移、淀积作用,来自大气降水中的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 经蒸发导致的 CaCO_3 富集和淀积作用和 CaSO_4 的弱淋溶、淀积作用。由于这种地区植被稀疏,生物作用较弱,有机质含量低。微弱的淋溶导致 CaCO_3 呈粉末、斑点状,薄膜状少见。气候干旱,成壤过程中的化学作用弱,没有粘化作用发生,形成的土壤结构为粒状和团粒状。微弱的淋溶造成 CaCO_3 迁移深度很小便发生淀积,并在 CaCO_3 淀积层之下形成石膏淀积层。风尘经这一地区的成壤作用之后,形成的是棕钙土和棕漠土。

第二种是在黄土高原中部半干旱区发生的黄土形成过程。在黄土形成时,这种地区以干旱的草原气候为主,处在草原土壤形成的条件下^[10,12]。这种地区的风尘经受的成壤作用也包括生物作用,原生碎屑 CaCO_3 溶解、迁移和淀积作用,来自大气降水中 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 的蒸发和富钙作用。与荒漠草原区黄土的形成相比,这种地区的生物作用较强,形成了清楚的团粒结构和丰富的根孔和虫孔; CaCO_3 的迁移深度加大,多以薄膜、斑点形式出现; CaSO_4 的淋溶明显,一般没有石膏淀积层发育。在草原区的成壤过程中,化学作用仍较弱,没有粘化作用发生或仅有微弱残积粘化的表现。经过这一地区的成壤作用形成的黄土主要是栗钙土、灰钙土以及部分黑钙土。

第三种是在黄土高原东南部发生的黄土形成过程。在这种地区,黄土形成时为森林草原植被和半干旱的气候^[10,12]。这种地区的风尘堆积后经受的成壤作用较前两种地区强,形成的团粒结构更为明显,除发育了大量草本植物根孔之外,还发育了许多直径较大的木本根孔。碎屑 CaCO_3 的溶解、迁移深度较大,并与来自大气降水中的 CaCO_3 一起聚集成为 CaCO_3 薄膜和部分结核。该区成壤过程中化学作用较为明显,发生了一定的粘化作用,土层中普遍有粘粒含量增加的表现和粘粒聚集形成的粘土块。然而粘粒的特点显示这种地区发生的主要是残积粘化作用。粘化作用的结果使黄土具有典型的土壤的团块结构。经过这种成壤作用形成的黄土主要是粘化黑垆土、黑焦土、黑麻土等。

上述荒漠草原区、草原区和森林草原区的成壤作用是形成黄土的主要作用。另在黄土高原东南部和秦岭山区以及中国南方地区部分黄土发育时出现过半湿润、甚至湿润的气候和森林植被,这部分黄土经受的成壤作用更强,发生了淀积粘化作用,具有似棱柱状结构与褐色土的特征。根据黄土形成所受成壤作用的不同,可将黄土形成模式示于图3。

4 黄土形成后的演变

根据作者对黄土地层古土壤和黄土性质的研究^[12,13]和前人研究^[1],可知黄土形成后的演变可分为四种情况。一是黄土形成后气候发生变化而引起的黄土演变。当气候变得温暖湿润时,成壤作用加强,已形成的黄土会受到后期较强成壤作用的改造而变为红褐色古土壤。这种变化可以发生在温湿偏热的亚热带气候条件下,也可以发生在温暖半湿润、半干旱的气候条件下。虽然不能说红褐色古土壤的物质都是由已形成的黄土转变而来的,但根据红褐色古土壤的下部具黄土的特征^[13,14,15]可以确定至少有一部分物质是由黄土转变而来的。在红褐色古土壤形成后还会发生变化,这就是经成岩作用变为红色泥岩。二是黄土形成后受成岩过程影响而发生变化。黄土形成后受上覆土层压力作用而变密实,受水溶液的作用而发生胶结,都属成岩作用。成岩作用使黄土失去原有的许多特点,最后变成灰黄色、无层理的粉砂岩(图2)。三是黄土形成后的再搬运作用而使黄土发生的变化。黄土形成后受水力、重力等动力的作用而发生搬运,在一定的条件下发生堆积。流水作用是黄土再搬运、沉积的主要动力,它也使黄土失去原来的一些特点,并产生层理等新的特点,形成黄土状土(图2)。黄土状土被埋藏后,经成岩作用形成具层理的灰黄色粉砂岩(图2)。四是黄土形成后受强风化淋滤而发生的变化。这种变化使黄土转变成为风化壳,并经后期成岩作用变成红色泥岩。

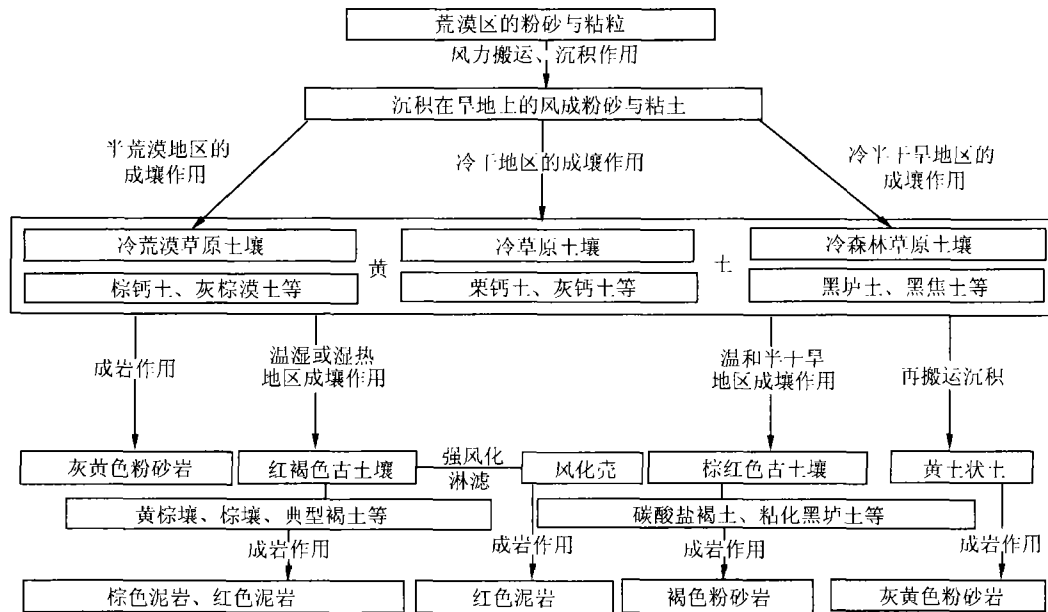


图2 黄土形成与演变模式

Fig. 2 Formation and evolution patterns of loess

5 结 论

根据黄土的土壤特征、形成过程和形成因素及作用的分析,可得出如下结论:

1. 黄土发育过程具备形成土壤的五大因素,作为母质的风尘、地形、时间因素对黄土变为土壤非常有利,当时的生物和气候条件决定了黄土只能是灰黄色的古土壤。

2. 黄土形成过程的实质是土壤化。黄土主要是通过草原、森林草原和荒漠草原地区的成壤过程形成的,秦岭山区和南方的少数黄土是经森林地区的成壤过程形成的。

3. 黄土形成过程中发生的作用主要是生物作用、微弱淋溶作用、 CaCO_3 的富集和淀积作用以及部分地区发生的粘化作用。

4. 黄土主要是在相对冷干气候条件下发育的棕钙土、灰钙土、栗钙土、黑钙土和黑垆土。这样的土壤也是在当时当地生物、气候条件下处于稳定状态、发育成熟的灰黄色古土壤。

5. 黄土形成模式主要是风尘堆积后经受三种较弱的成壤作用变为灰黄色古土壤的模式,黄土演变是黄土在后期风化、后期成壤、再搬运过程和成岩过程中发生的变化。

6. 作为发育成熟的灰黄色古土壤的黄土具有指示冷干气候的作用,黄土是性质优良的土壤资源。黄土的土壤发生层分层不清是风尘的连续堆积和弱的成壤作用造成的。

参 考 文 献

1. 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 4~6, 170~172
2. 张宗祜, 张之一, 王云生. 中国黄土. 北京: 地质出版社, 1989. 199~206
3. 熊毅, 李庆逵. 中国土壤. 北京: 科学出版社, 1987. 132~142
4. 侯春红. 西安地区全新世古土壤的研究. 中国岩溶, 1999, 18(3): 207~212
5. Marion G M, Schlsinger W H, Fongtelyn P J. A regional model for soil CaCO_3 deposition in southwestern desert. Soil Science, 1985, 139: 468~481
6. 赵景波. 黄土中的 CaCO_3 与环境. 沉积学报, 1993, 11(1): 136~142
7. 孙建中, 赵景波, 孙秀英等. 黄土还要更老些. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(1): 105~112
8. Heller F, Liu Tungsheng. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 1982, 300: 431~433
9. 王永焱, 滕志宏, 岳乐平. 黄土中石英颗粒表面结构与中国黄土的成因. 地理学报, 1982, 37(1), 36~40
10. 朱志诚. 秦岭及其以北黄土区植被地带特征. 地理科学, 1991, 11(2): 151~164
11. Kukla G, Heller F, Liu X M *et al.* Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 1988, 16: 811~814
12. 赵景波. 第四纪冷干气候条件下发育的古土壤. 土壤通报, 1991, 22(6): 245~248
13. 赵景波. 黄土中风化壳的确定与研究. 地质论评, 1991, 37(2): 117~124
14. 赵景波, 黄春长, 韩佳等. 长安县黄土中的风化壳与环境研究. 陕西师范大学学报(自然科学版), 2000, 28(3): 115~120
15. 赵景波. 风化带地质新理论— CaCO_3 淀积深度理论. 沉积学报, 2000, 18(1): 29~35

PATTERN OF LOESS FORMATION AND EVOLUTION

Zhao Jing-bo

(*Department of Geography, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062; State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710054*)

Summary

This paper concludes that the formation of loess is in fact a result of soil-forming. Loess in the different regions such as steppe, desert steppe and forest steppe regions, may develop into Isohumisols, Aridisols, Cambisols, etc. But compared with reddish paleosols, it was formed in dry and cold conditions, so, loess even could serve as an indicator of dry and cold climate. The evolution of loess occurred with change in the post-weathering, post-soil-formation and post-lithification after aeolian deposit.

Key words Factors of loess formation, Formation processes of loess, Essence of loess, Pattern of loess formation

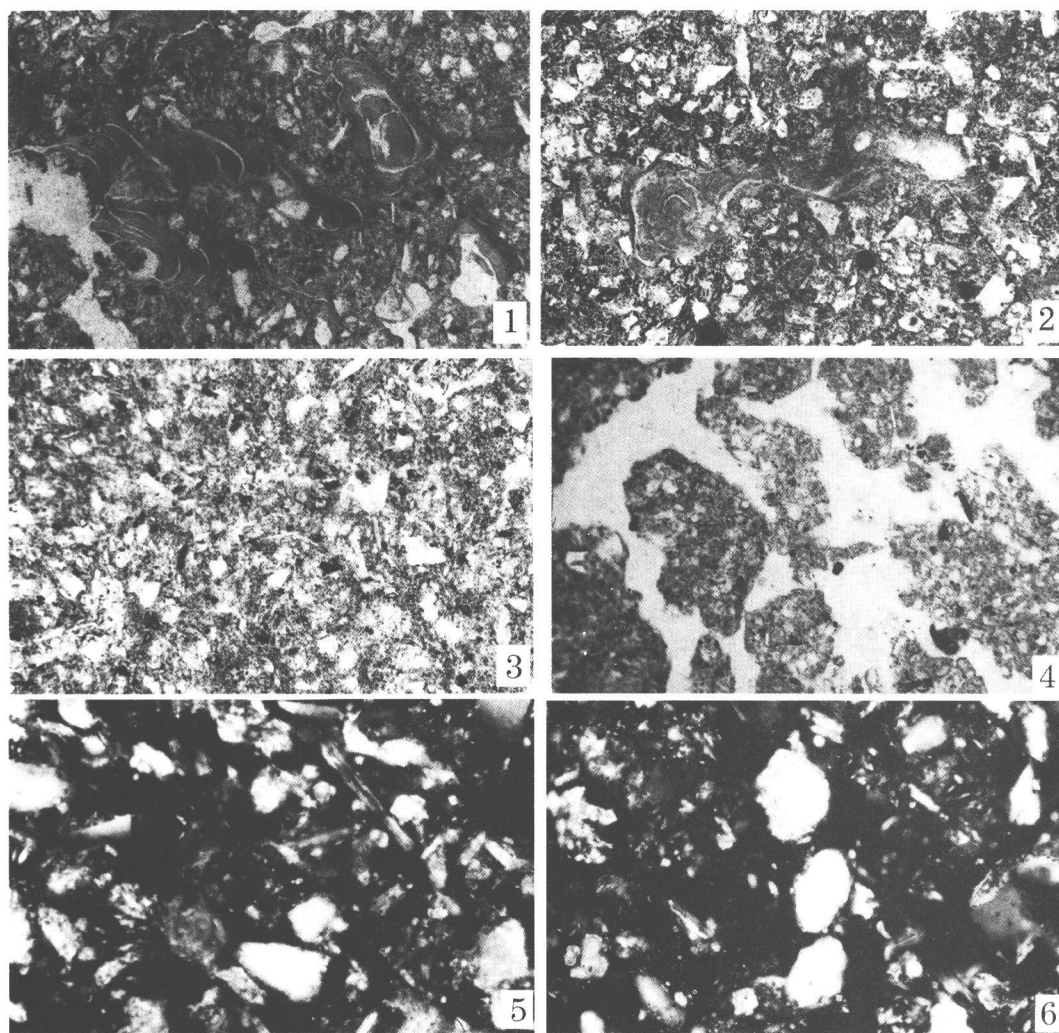


图 1 黄土中的土壤显微结构

Fig.1 Soil microstructure in loess layers

1、2 分别为西安刘家坡第 3 层黄土和第 4 层黄土中的粒状孔隙胶结结构和新月形块状光性粘土胶膜($\times 150$); 3、4 分别为西安刘家坡第 5 层黄土中残积粘土发育的粒状孔隙胶结结构($\times 100$)和第 1 层黄土中的团粒结构($\times 70$); 5、6 分别为兰州晏家坪和陇西文峰镇第 1 层黄土中的粒状接触胶结结构($\times 100$)