

陕西师范大学

硕士学位论文

汾渭平原全新世成壤环境演变的高分辨率研究

姓名：张月鸿

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：黄春长

20040501

汾渭平原全新世成壤环境演变的高分辨率研究

张月鸿

摘要 全新世与人类密切相关,是国际过去气候变化(PAGES)研究的重点,许多研究方法和信息载体已经引入了全新世环境演变的研究,并且取得了很大的进展。目前气候、气候变迁、引起气候变化的驱动力、未来气候的可预报性及人类活动对气候环境的影响程度等问题的研究都是国际全新世环境演变研究的热点。黄土高原的黄土-土壤序列是全新世高分辨率研究公认的良好信息载体,其中的汾渭平原又是我国古代文明发源地之一,人类活动的古遗址分布广泛,土壤剖面中记录了不同时期人类活动的影响,是研究全新世气候环境演变和人类活动对成壤过程、成壤环境影响程度的理想区域。

本文在了解国际国内的地学界和环境学界全新世环境演变研究进展的基础上,选定汾渭平原全新世成壤环境演变高分辨率研究作为课题,从第四纪地质和土壤学角度开展研究。经过细致缜密的野外考察,分别选择了汾渭平原东、中、西3个全新世典型黄土-土壤剖面进行高分辨率采样,确定磁化率、全Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr和Rb/Ba等理化指标进行分析实验,获得了汾渭平原全新世环境演变的高分辨率的数据信息。通过探讨各种指标在剖面中的变化特点和分布规律,研究了其对成壤环境的指示作用和所反映的全新世气候环境演变规律,并通过大量图、表、数据分析,结合剖面沉积成壤过程揭示了汾渭平原全新世以来的成壤过程、成壤环境演变以及人类活动对成壤过程及演变的影响。主要获得以下成果:

(1) 三个剖面的各项地球化学指标表明:末次冰期(-11500 a B.P.)成壤作用很弱,土壤湿度很低,几乎没有淋溶和粘化作用,植被覆盖稀疏,沙尘暴活动频繁,气候十分干冷;全新世早期(11500-8500 a B.P.)以阶段性升温为特点,该阶段气候从马兰黄土代表的末次冰期的干冷气候向温暖的冰后期过渡,气温回升,降水量增加,植被开始恢复,沙尘暴明显减少,成壤程度有一定加强,粉尘在堆积过程中经受了较弱的粘化作用和淋溶作用;全新世中期适宜期(8500-3100 a B.P.)是全新世最温暖、最适宜的时期,该阶段汾渭平原,降水量增加,温度升高,生态环境适宜,植被繁茂,风成沉积物的成壤作用强烈,土壤湿度较大,发生了显著的淋溶作用和粘化作用,在汾渭平原形成了较厚的褐土层;全新世晚期(3100 a B.P.至今)以西北季风为主导,气候比较干旱寒冷,汾渭平原进入了一个相对干旱少雨期,风尘堆积速率高,淋溶作用大大减弱,表土层人为扰动作用明显,常见各种侵入体。

(2) 全新世大暖期并不是一个持续、稳定的温暖湿润期，其间气候存在着一定波动。扶风 JYC 剖面 6000-5000 a B.P. 的黄土夹层 L_x 就代表了一个显著的气候恶化期，各分析指标都表明：在该阶段风尘堆积占优势，成壤作用减弱，土壤湿度降低，淋溶作用减弱，气候变的相对冷干。

(3) 在气候变化总体规律一致的背景下，由于小气候和微地貌的差别，仍然存在较明显的区域差异。在秦岭北麓渭河二级阶地这样的特殊环境中，SLC 剖面在全新世初和大暖期末，由于东南季风和西北季风的强弱转换，夏季风降水的变化晚于冬季风影响的陆地温度的变化，在 11500 a B.P. 和 3100 a B.P. 左右该地降水变化对于温度变化有大约 200-300 年的滞后。

(4) DXF-S 剖面在古土壤 S₀ 上部约 220-160 cm 处含夏商文化遗物，各化学指标的变化均指示在该层位土壤较大暖期前期成壤明显减弱，土壤湿度降低，淋溶作用相应减弱。通过深入的研究论证，本文认为这一阶段的弱成壤的形成可能与当时人类活动有很大的关系，很可能是夏商时代的人类活动（耕垦、聚落建设等）对当时地表土壤和植被干扰增强，破坏了原有的土壤侵蚀-堆积平衡，加速水土流失，从而导致土壤退化，成壤减弱，相应的在该层中部 200-180 cm 层位，发现了面流沉积物质，并据此推断了当时人类在洪积扇活动范围的变化。另外在 DXF-S 剖面还发现三层全新世地表径流、水文事件记录。各地球化学指标都显示为相对低值，应该是当时水流的冲蚀、淋滤作用造成了土壤中化学元素的流失。但由于规模较小，并未影响这些气候代用指标整体的指示作用。这些沙砾应该是被水流从洪积扇的中上部地表带来沉积于该剖面，表明当时有超渗产流出现，发生了小规模面状侵蚀和堆积，这些事件不只是简单的反映了当时气候湿润或有较大的暴雨洪水事件，很可能表明当时有气候的转型或短尺度的突变事件作为背景。

(5) 通过本文各指标的研究，进一步认识了汾渭平原全新世土壤的类型、成因与质量演变。对于过渡层 L_t，各理化指标都表明其成壤作用较马兰黄土有所增加，但仍属于风成黄土，是沙尘暴带来的粉尘堆积后经弱的粘化作用、淋溶作用和微弱的土壤生物作用之后的产物，水土资源向良性发展，但土壤质量仍然较差；三个剖面的全新世古土壤 S₀ 的土壤类型均为褐色土，认为是由于气候温湿，成壤速率大于黄土粉尘的堆积速率与土壤侵蚀速率而形成的，粘化层发育，土壤湿度较大，生物活动较强，水土生物资源条件优越；现代黄土 L₀ 和表土 TS 是最新的黄土沉积层，在气候冷干的背景下，叠加了人为土地利用不合理的影响，水土资源表现出明显退化，土壤质量下降。

关键词： 全新世 化学指标 成壤环境 面流侵蚀 汾渭平原

HIGHER-RESOLUTION STUDIES OF THE HOLOCENE PEDOGENIC ENVIRONMENTAL CHANGES ON THE FEN-WEI PLAINS

ZHANG yue-hong

Abstract: Holocene environment evolution is an essential part of "PAST GLOBAL CHANGES"(PAGES). Many methods have been introduced into its studies, such as: ice-core, marine isotope records, loess-soil sequence, tree-ring, lacustrine sediments, stalagmite-stalactite, spore-pollen and charcoal etc. Beginning in 1985, high-resolution studies of the loess-palaeosol sequence at Luochuan, Xi'an, Baoji, Xifeng, Lanzhou have established various proxy climatic records and which correlated well with marine isotope records. Based on the high-resolution studies on Holocene loess-palaeosol sequence, we studied the Holocene pedogenic environment evolution in Fen-wei plains of loess plateau from the angle of quaternary geology and pedology.

In this research, three typical high-resolution Holocene soil profiles in Fen-wei plains were studied by proxy climatic data of magnetic susceptibility and geochemical methods including measurements of Fe, Cu, Cr, Rb, Sr, Ba, Rb/Sr and Rb/Ba. The results provide new insights into Holocene pedogenic environment evolution and human impacts on soil development in this climatically sensitive semi-arid zone.

The results are as follows:

1. It indicates that this loess-soil sequence has been developed by eolian dust deposition and the bio-pedogenesis controlled by monsoonal climatic changes. The Malan Loess was deposited by dust storms in a cold and dry semi-desert environment before 11500 a B.P.. The transitional layer between the Holocene soil and the Malan Loess was developed in the early Holocene between 11500-8500 a B.P. when a climatic amelioration occurred. Very strong bio-pedogenesis occurred during the mid-Holocene between 8500-3100 a B.P. when a fertile Cinnamon soil was developed with leaching and argillic processes. All of the climatic proxies indicate this soil was formed in response to the warmer and moister Holocene Megathermal. During the late Holocene from 3100 a B.P., the intensified Northwest monsoon and dust storms has caused a degradation of soil and land resources indicating that a climatic decline took place.

2. The proxy data in JYC site shows that there was a climatic deterioration in the mid-Holocene, the processes of soil formation were interrupted by intensified dust-fall

第一章 绪 论

第一节 全新世环境演变研究的现状

全新世环境演变是古环境研究的重点,最近 30 多年来,国际国内的地学界和环境学界都十分重视对全新世的研究。许多学者从不同的角度,采用多种方法对不同地域的全新世环境演变进行了比较深入的研究,取得了很大的进展。

1 全新世环境演变的研究方法与信息载体

古环境研究的三大长序列信息载体是冰芯、深海沉积、黄土-土壤序列,冰芯,由于其分辨率较高、时间跨度长、保真性强,其间圈闭的气泡又含有当时宝贵的大气成分,成为一种理想的全新世环境信息载体。深海沉积,不仅分辨率高,时间跨度长,且通过沉积物中的粉尘粒度变化和有孔虫的记录,可以指示特定的气候事件。黄土-土壤序列包含的信息时间跨度很长,随着采样密度的加大,时间分辨率不断提高,可应用于研究短尺度上的环境变迁。另外常见的载体有树木年轮、湖泊沉积物、洞穴碳酸盐、孢粉、木炭屑、泥炭等,不同的信息载体特性不同,适用范围也各异。此外,历史记载、考古研究、物候研究等手段的应用,也为全新世环境的恢复做出了很大的贡献。

1.1 冰芯研究

冰芯以其分辨率高、记录时间长、信息量大和保真度高等特点,成为过去全球变化研究的重要方法之一。冰芯不但记录着过去气候环境各种参数(如气温、降水、大气化学与大气环流等)的变化,而且也记录着影响气候环境变化的各种因子,如太阳活动、火山活动和温室气体等的变化,同时还记录着人类活动对于环境的影响^[1]。国际冰芯研究正在迅猛发展,例如在南极、北极和中低纬度许多地点都钻取了冰芯。从南极东方站获得了长达 2083 m 的冰芯,根据对其 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析研究,得到南极冰盖上空 15 万年以来的气温变化记录,1994 年, Cuffey 等^[2]对格陵兰 GISP2 冰芯深钻孔进行了温度测量,并根据冰芯记录解释了近 4 万年来地表气温的变化。另外,温室气体研究成果是极地冰芯研究对全球变化研究作出的最重要的贡献之一。近年来极地冰芯记录的研究表明,最近 300 a 来,3 种主要温室气体(CO_2 、 CH_4 和 N_2O)均持续增长。另外也首次证实从未次冰期进入全新世时,温室气体浓度也具有显著的增加。但到目前为止,冰芯气候环境信息的空间分辨率还不足以进行大范围变化特征的对比研究。

目前,在我国钻取覆盖年代最长的并且有可靠年代资料的冰芯有两支,一支为1987年在祁连山敦德冰帽钻取的长138 m的敦德冰芯,得到了全新世10000 a B.P.以来的氧同位素记录^[3-7];另一支是1992年在西昆仑山古里雅冰帽钻取的长309 m的古里雅冰芯^[5, 8]。何元庆,姚檀栋等^[9]将两支冰芯中选取全新世10 ka B.P.以来的氧同位素记录进行对比。古里雅冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化表明:末次冰期结束以来,大约在11.5 ka B.P.逐渐开始升温,到7 ka B.P.突然又一次降温,标志着全新世气候高温期(即大暖期)的结束,大约持续了4.5 ka B.P.,相对于其它气候记录,该冰芯所指示的大暖期开始和终止时间都比较早。到全新世中期(7.2-5.0 ka B.P.),冰芯指示为另一个相对寒冷时期,从5.0 ka B.P.以后逐渐开始升温,除了3.5-2.5 ka B.P.之间的一个较冷阶段以外,古里雅地区近5.0 ka B.P.以来都在持续升温,并且古里雅冰芯所反映的每次气候事件都以突变式降温开始和逐渐式升温结束的^[9]。

1.2 深海沉积研究

远离大陆的深海沉积,其主要成分是生物、化学成因的软泥,有孔虫和藻类残体,以及由风力从陆地上搬运来的风尘和火山灰砂,另外,Ruddiman在研究北大西洋底据今9300年前火山沙砾分布时,发现深海沉积物中有浮冰伐运物质,并据此,发现了当时北大西洋盛行的载冰洋流运动方向和路径,进而发现浮冰伐运物质与冰川的扩张对应,代表了气候的变冷。一些学者还通过深海沉积物剖面的尘砂相对丰度变化,重建了该区域的季风活动历史。对于大量深海沉积物岩芯中浮游有孔虫种群和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析研究,获得了各个大洋表层温度(SST)变化的连续记录。例如著名的北大西洋V23-82岩芯。

我国深海沉积的研究主要集中于我国周边的大陆边缘海,主要通过分析沉积物的碳酸盐旋回、孢粉、地球化学元素、炭粒等进行过去气候学及环境学的研究。比如南沙群岛全新世沉积层中有孔虫及硅藻组合皆以热带大洋性种占优势,说明在全新世时该区处于炎热潮湿环境^[10]。

1.3 黄土-土壤的研究

黄土-土壤风尘沉积序列是目前研究全球变化的最好陆地信息载体之一。在亚洲、欧洲、和北美洲的荒漠和冰碛物分布区外围的干旱、半干旱草原地区,都分布有黄土,通过分析土壤的气候代用指标,可以间接指示古气候和环境的变化。中国黄土高原的黄土由于其深厚的地层,丰富的环境信息而具有得天独厚的优势。随着采样密度的加大,时间分辨率不断提高,全新世黄土的研究也取得了较大的进展。

长期以来,黄土的研究者们尝试了用各种物理的、化学的或生物学的指标来反

演黄土高原地区的古环境变迁,许多新的研究手段和方法引入了黄土研究。在断代、地层划分、古季风演变、气候替代指标等方面取得了长足的进展,建立和完善了许多气候替代指标,如黄土的磁化率、粒度、CaCO₃含量、TOC、全铁含量、地球化学元素指标(Rb、Sr、Ba、¹⁰Be、Cu、Cr、Rb/Sr)等。其中在利用碳、氧同位素作为气候替代指标研究黄土高原地区的古植被、降雨量及古季风场的重建方面取得了较大的成果^[11-12]。并与冰芯、深海氧同位素曲线成功的进行了对比^[13-14]。对于全新世黄土的研究,在经典三段式划分的基础上,黄春长等^[15-18]通过多项指标的综合研究发现,代表全新世大暖期的古土壤S₀,在多处剖面中被一黄土夹层L_x(6000-5000 a B.P.)分裂为两层,表明全新世大暖期中存在气候波动,并发现古土壤S₀和现代黄土L₀的界限(3100 a B.P.)反映了季风季风格局的快速转变,指示水、土、生物资源的急剧退化。

1.4 树轮研究

树木生长受季节、日照、降水、气温等气候要素影响,树木年轮的宽窄反映了不同的气候状况与条件。根据树木年轮资料提供的较长时期高分辨率记录,可以对过去温度变化进行研究,还可以探讨温室气体、火山活动太阳活动等对气候变化的影响。树木年轮在高山冷湿环境中,主要反映温度的变化;而在暖干环境中,其宽度的变化则反映湿度的变化。在美国加利福尼亚山区曾发现一棵树龄4600a的亮果松,将此树年轮与一些地层中的古木年轮对比衔接,恢复了8000多年的逐年气候变化。在英国北爱尔兰,利用泥炭层中不同层次埋藏的古橡树树干年轮的对比衔接,建立了全新世10000年的气候变化曲线。在这些记录中,5000 a B.P., 3000 a B.P., 1200 a B.P.都曾出现过较大幅度的气候恶化,公元1550-1990年的小冰期也有明显的反映^[19]。俄罗斯Taimyr地区的树轮记录了800-1200 AD的中世纪暖期,美国白山地区树轮宽度资料指示了1000-1300 AD的中世纪暖期和此后的小冰期^[20-21]; Woodhouse等^[22]主要利用树轮资料,并以历史文献记录、考古和湖泊沉积等作参照,对美国中西部过去2000年发生的干旱史进行了总结,划分出几个明显的干旱期,即250-550 AD、700-900 AD、950-1100 AD、12世纪中期、13世纪和16世纪的干旱期。

我国先后在祁连山、天山、青藏高原、长白山、秦岭山区进行了树木年轮研究工作。建立了一系列树木年轮年表^[23-24],采用了氧同位素测定技术,树轮图象分析方法等,从树木年轮中可以获得更为精确的气候变化证据。邵雪梅等^[25]重建了长白山区1655 AD年以来1-4月月平均最高气温的变化。在祁连山区^[26],建立了目前我国最长的树轮宽度序列,该序列显示800-1100 AD间的中世纪暖期,并与近千年敦德冰芯1号孔和3号孔的50年平均值序列有较好的对应。

1.5 湖泊研究

湖泊的水面波动是湖泊地区环境变化的直接结果，反之通过地貌遗迹和测年分析重建古湖水面变化过程，可以推测并确定过去环境变化的过程。全新世时期，全球大部分地区湖泊扩张，反映气候的湿润多雨。但美国中西部、中亚等以冬季风降水为主的地区，却变的干旱少雨，湖泊大幅度收缩。即使是在全新世湖泊扩张期，高湖面出现时段也不尽一致。如东非和中非许多湖泊高水位出现在10000-6000 a B.P.，而肯尼亚境内的许多湖泊在全新世早期扩张，其后则收缩。黄春长在爱尔兰的 Connemara 山地 Maumeen 冰斗湖采得全新世湖泊沉积物岩芯，研究表明全新世初期以突然、持续的变暖为特征，在距今5000年出现 Elm Decline，伴随新石器时代农牧活动，砍伐森林，影响了流域植被和土壤发育，在距今4000年，森林大规模退化，泥炭沼泽发育^[27]。

中国干旱半干旱区内陆湖泊研究较深入，在岱海进行的依据古湖湖面变化重建古降水的工作已是成功之例^[28]。湖心区沉积物的年际变化清晰，是高分辨率环境变化序列建立的重要依据，其理化性质可反映湖区的气候变化，如沉积物的磁化率、频率磁化率等对古气候的指示作用，此方面的工作如在呼伦湖、岱海等地的研究成果^[29-30]。内陆湖周边地区因地下水埋藏浅，沉积物含水量高，低温期易形成冰缘现象，成为气候变化中低温波动的记录，因而在湖盆地区的古冰缘现象也就成为指示古气候低温的依据，如在岱海、调角海子等地的研究成果^[31]。而海南岛热带玛珥湖的研究，反映出热带湖泊的全新世高温期为7200-2700 a B.P.，同时，在高温期也存在短尺度的气候波动，如7250-6120 a B.P.，4460 a B.P.，3850 a B.P.和2700 a B.P.等时间段存在振荡式的气候快速变化。晚全新世，尤其在近2700 a B.P.，各综合分析结果均反映了气候的明显变化。

1.6 洞穴碳酸盐的研究

洞穴碳酸盐是陆地环境中一种极为重要的古气候信息库，具有分布广，时间跨度大，生长机制对环境敏感，保存信息完整等特点。尤其是洞穴滴石石笋为大陆气候替代指标提供了一类独特的数据源。从稳定同位素地球化学、石笋微层、微量元素地球化学、洞穴碳酸盐结晶学和岩石学等方面进行研究。Kaufmann 和 Georg^[32]认为石笋的增长，可以大致的做简单的数学模拟，主要和气温，土壤释放的CO₂以及降水有关。Xia Qikai^[33]等研究了澳大利亚塔斯玛尼亚岛 Lynds Cave 的高分辨率石笋记录，认为9200-5100 a B.P.之间的气候可以分为7个阶段。9200-9080 a B.P.相对较干；9080-8600 a B.P.气温高频变化，不稳定；8600-8000 a B.P.气候稳定，温度降水持续升高；8000-7400 a B.P.最暖期，但蒸发量大；7400-7000

a B.P., 最湿润; 7000-6600 a B.P.降水减少, 温度变化不大; 6600-5100 a B.P.低温低湿, 气候恶化。

我国洞穴碳酸盐古气候记录研究始于 20 世纪 80 年代中期, 已经对北京石花洞、福建天鹅洞、桂林盘龙洞、南京汤山洞穴等石笋进行了细致、深入的研究, 并与海平面变化^[34]、GRIP 冰芯、青藏高原季风事件^[35]进行了对比分析, 较好的恢复了全新世的气候环境, 如李红春利用北京石花洞石笋的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录重建了京津地区 500 年来的气候变化^[36]。

1.7 孢粉研究

近年来, 为开展全球范围的古环境研究, 各大洲相继建立了孢粉数据库, 大量开展表土孢粉研究。中国第四纪孢粉数据库的建立, 汇集了我国近半个世纪积累的孢粉资料, 并利用中国第四纪孢粉数据, 系统开展了中国现代表土孢粉、6 ka B.P.及 18 ka B.P.的生物群区模拟及重建, 建立了花粉气候转换函数和响应面模型, 并取得了良好的结果。

Cheddadi^[37]等通过摩洛哥一全新世剖面的孢粉研究, 认为全新世早期与晚期有显著的不同, 10000-6500 a B.P.要比 6500 a B.P.之后要暖干, 6500 a B.P.之后, 降水量从 870mm 上升至 940mm, 温度却有显著的降低, 但 5500-4000 a B.P.温度又有一个不太明显的回升, 但远没有达到全新世早期的水平。

我国孢粉研究的时间分辨率不断提高, 在黄土高原 10 万年尺度的孢粉记录分析已达到了小于千年的分辨率, 在内蒙古调角海子钻孔的研究已达到百年分辨率。其次, 为了准确解译化石孢粉的生态学意义, 开展了大量表土花粉研究, 在中国北方建立了花粉-气候转换函数、气候-花粉响应面模型; 系统地开展了表土花粉模拟生物群区的研究, 并取得了良好的结果; 开展了华北平原不同地貌单元冲积物孢粉组合特征的研究。全新世古气候因子定量重建研究有所突破^[38]。内蒙古大青山地区调角海子钻孔和察素齐泥炭剖面的孢粉研究结果表明, 内蒙古中部山地和山前地带气候变化具有同步性, 自 9200 a B.P.至 7800 a B.P.存在着一个较为干冷的时段; 7100-4400 a B.P. 形成了全新世中最为温暖湿润的时段。自 3000 a B.P.年以后, 气温明显下降, 形成了较现今寒冷的气候^[39]。另外, 我国深海孢粉学研究也取得了较大的成果, 到目前为止, 我国深海孢粉学的主要成果出自南海的大陆坡和东海的冲绳海槽。中国所申请和主持的大洋钻探(ODP)184 航次为南海深海孢粉研究提供了绝佳的材料。到目前为止已有数个三四万年至百万年不等的孢粉成果, 东海的冲绳海槽也有一二万年的记录^[40]。

1.8 木炭屑与火的历史研究

近年来,生态学家愈来愈把火作为植被与环境整体动态研究的一部分。相对于早期文字记载资料和树木年轮中的火烧痕迹在时间和空间的局限性,被称之为“火的化石”的炭屑有其特殊的优越性:空间分布广,可提供几千年甚至几万年的火的活动的连续资料,细胞结构保存完好以及原地埋藏等。因此,近年来炭屑分析结合孢粉分析已成为研究森林火与森林生态环境相互关系的重要手段。

Carcaillet 和 Richard^[41]通过研究加拿大东部冰后期火的历史,重建了全新世的气候演变。由于当地火事件主要被夏季降水控制,他们认为全新世早期火事件的发生频率很大,代表了干旱的气候;而在 8000 a B.P.之后有显著的降低,代表了湿润的气候;3000 a B.P.之后又是一个火事件的高频期,表明气候变的冷干。Hermann Behling^[42]从巴西东南部 Lagoa Nova 提取的湖泊沉积物的孢粉和炭粒研究表明,在全新世早期 10000-8500 a B.P.该地的植被类型主要为灌木草原;8500-7560 a B.P.森林带开始扩展;7560-6060 a B.P.稀树草原扩展,森林撤退,火灾又趋于频繁;6060-2821 a B.P.该地覆盖有半落叶森林,降水明显高于前期,2810-600 a B.P.气候又变的冷干,600 a B.P.之后,才又象现在这样暖湿,火灾很少发生。

张佳华等^[43]通过高分辨率孢粉分析及烧失量、炭屑实验结果的统计分析,结合 ¹⁴C、古地磁等,对北京房山东甘池 15000 a B.P.以来植被变化和环境变迁进行了较为深入的研究,初步得知约在 14100-14000 a B.P.前后曾出现与哥得堡反转相对应的事件,在 10000 a B.P.左右出现类似与新仙女木事件相对应的事件,在大约 5770 a B.P.和 4560 a B.P.左右及 2850-2650 a B.P.出现了大暖期的突然降温事件。李永化等^[44]依据辽西地区牧场泥炭层中高分辨率的孢粉分析和炭屑含量统计分析研究表明,5000 a B.P.来的环境恶化可分为 4 个灾变过程:即 5000-4400 a B.P.的寒冷事件、2700 a B.P.左右的寒冷事件、辽金时代的农业开发以及明清战乱。

1.9 其他

除此之外,泥炭、微体生物化石、珊瑚礁、物候资料、史料记载等也是全新世气候变化的主要的信息载体,在这些方面也取得了一系列重要的成果,为我国全新世古环境的恢复和重建提供了重要的数据信息。

2 黄土高原全新世的研究进展

因本文所研究区域属于黄土高原,了解黄土高原全新世的研究概况,是我们研究工作的基础和背景,可以使我们的工作有一个较高的起点,所以特别对黄土高原全新世研究进展进行了详细的介绍,包括:日益多元化的研究方法、环境指标转换函数、黄土高原全新世环境演变与其他区域的对比研究以及黄土高原全新

世气候环境的恢复与重建。

2.1 研究方法日益多元化

黄土高原全新世的研究方法日益多元化,如地层学、土壤微结构、孢粉、磁化率、全铁、粒度、 CaCO_3 、TOC 测定分析、碳氧同位素、石英颗粒表面特征、地球化学元素、蜗牛化石组合、植物硅酸体、木炭屑等。

自扫描电子显微镜 (SEM) 问世以来,很多学者用石英矿物表面结构特征来反映沉积物迁移与沉积过程的介质环境及沉积后风化与成壤作用的性质和强度。贺秀斌、唐克丽^[45]采用了扫描电子显微镜下研究锆石表面特征的方法。对黄土高原全新世黄土-土壤系列中锆石表面特征进行观察,将表面特征按外观形态划分为六个种类,并对各类特征发生频数进行定量统计分析。认为锆石有丰富的表面特征反映沉积前后的风化作用性质和程度。

柯曼红^[46]发现地处渭河盆地的蓝田、富平、渭南、西安、泾阳等地,在早全新世到晚全新世的地层中,都能见到较多的环纹藻,尤其是在中全新世温暖期,环纹藻数量达最高峰。依据它及其共生藻类可以追溯到历史时期淡水湖沼的消长。

由于黄土地层中孢粉数量较少,近年来,植物硅酸体常被用来探讨黄土剖面的古植被景观问题。最近又提出了一种比较可靠的、独立的新资料,来进一步恢复植被景观。谢树成等^[47]利用气相色谱-质谱联用仪 (GC/MS) 从兰州九洲台全新世古土壤 (S_0) 中检测出种类众多的异地源和原地源分子化石,在引进了一种评估异地源贡献的方法以后,计算出来的原地源正构烷烃分布反映了研究区从末次间冰期以来发育了草原植被的景观,其中全新世最暖期可能还有一定的木本植物。

2.2 建立了一系列环境指标转换函数

国外从本世纪 70 年代以来开始尝试用地层中的生物残余如孢粉、硅藻、有孔虫等建立古气候的转换函数,以期定量恢复第四纪地质时期的古气候,如 Imbrie^[48]用有孔虫转换函数定量恢复了晚更新世以来加勒比海深海钻孔记录的古气候; Webb^[49]用化石孢粉定量估算了美国中西部地区末次冰期及冰后期以来的气候变化; Fritz^[50]用硅藻转换函数定量恢复了北美大平原地区 1.2 万年以来湖水的古盐度变化。近年来,国内学者也在尝试用表土转换函数方法定量恢复古气候。

吕厚远等^[51]首先建立了中国表土磁化率与现代气候参数之间的转换函数,通过研究不同气候带、不同环境下表层土壤磁化率的分布特征,分析表层土壤磁化率的大小变化与环境的关系,认为磁化率与古温度、古降水量呈线性相关关系,并建立了磁化率值与年均温、年降水量的四次回归方程。并对洛川坡头黄土剖面

S₁-S₀ 的 120 个样品的磁化率值进行了古温度、古降水量的估算。

张宗祜等^[52]对黄土高原 12 个全新世剖面的样品进行全氧化铁分析，建立回归方程。认为黄土中全氧化铁含量与黄土形成时当地的 1 月平均气温和年平均降水量呈正比，全氧化铁含量每增加 1%，相当于 1 月平均气温升高 5.8 °C，或降水量增加 245.7 mm。

宋长青，孙湘君^[53]以中国北方 215 块表土孢粉样品分析结果中的 13 种花粉类型与 4 种气候参数为基础资料建立花粉-气候因子转换函数。同时选取内蒙中部调角海子 DJ 钻孔岩芯高分辨率孢粉分析结果为材料，定量重建该地区 10000-2100 a B.P. 古气候因子数值特征。

吴乃琴等^[54]利用全国 162 块表层土壤样品的植物硅酸体组合及气候资料，建立植物硅酸体-气候因子（温度、降水量）转换函数，通过转换函数估算了渭南黄土剖面 71 块样品（约 3 万年来）的年均温、年均降水量，并在全新世部分样品中发现了少量的竹亚科植物硅酸体。

尹训钢，吴祥定^[55]采用树木年轮生长模型，从细胞尺度对华山松在不同时期的树木生长状况，包括早材和晚材的细胞大小等年轮结构变化进行了模拟。所建立的细胞大小年表对气候的响应函数结果，揭示出华山松的生长主要受生长季中 4-7 月份以及滞后一年降水的影响，而温度只是在生长季节开始的 4 月份起限制作用。

2.3 黄土高原全新世环境演变与其他区域的对比研究

庞奖励，黄春长^[56]通过对青藏高原冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 、黄土高原黄土及海洋同位素阶段记录的气候事件进行对比，认为三种不同介质所记录的全新世以来气候变化大趋势及主要气候事件是基本一致的，并可与北半球中高纬度地区太阳辐射量变化曲线进行对比。但冰芯记录的 11 ka 时的新仙女木事件非常清楚，而这一事件在海洋同位素阶段和黄土-土壤序列中的反映目前远不如冰芯清楚。青藏高原冰芯（如古里雅、敦德及唐古拉冰芯等）的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录表明，从 10.5 ka 开始， $\delta^{18}\text{O}$ 值持续上升，在 7-6 ka 上升到全新世时期的最高值（-12.5‰），指示这一时期是全新世最温暖的时候（比现代大约高 1.5 °C），这与古土壤 S₀ 下层指示的温暖气候相当。自 5 ka 后，冰芯揭示气温明显降低，一直延续到近代才开始升温。而黄土高原地区在 5-3 ka 之间却有另一层古土壤 S₀ 上层形成，这揭示在 5-3 ka 期间黄土高原的气候又转暖，自 3 ka 起气候开始恶化。海洋同位素阶段揭示全新世是一温暖的时期，但到目前为止尚未揭示出更次一级的气候事件。

刘东生等^[57]通过将中国黄土高原东亚夏季风增强的记录与澳洲干旱化或沙漠化增强记录的对比，提出在全新世气候适宜期东亚与澳洲气候记录所表明的同

步变化,可能反映了与蒙古高压系统有关的东亚冬季风环流穿越赤道对澳洲夏季风环流增强的影响。在黄土高原北部的黄土/沙漠过渡地区,当日照的季节性差异在 9 ka B.P.达到峰值时,东亚的冬、夏季风到达了强盛时期,木本和草本花粉也达到了峰值,指示了夏季降水的显著增强和夏季风的强盛期。然而,以澳洲 Keilampete 湖水深为指示的夏季风降水在 9-5 ka B.P.也达到峰值。这一现象不可能用此时南半球澳洲夏季日照处于波谷段来解释,似乎用此时加强的东亚冬季风通过越赤道气流增强了澳洲的夏季气候来解释更为合理。在约 4-2.5 ka B.P.的中晚全新世,东亚地区的日照已经相对减弱,但此时的夏季风却存在一个加强的时段,表现在靖边剖面上 3-4 m 深处木本和草本花粉浓度都有一个明显升高。陕西省榆林和内蒙浑善达克沙地也在这一时段发育了复合古土壤。在日照量不能解释这次夏季风加强事件的情况下,参考澳洲的记录,约 3 ka B.P. Keilampete 湖恰好是一个湖水变浅的时期,也许指示了澳洲高压加强引起的干旱化。同样认为,由增强的澳洲高压可能通过穿越赤道的环流增强了东亚的夏季风环流。

史培军、哈斯^[58]将中国北方农牧交错带和非洲萨哈尔带的全新世气候进行了对比研究。两者均为处在季风尾间带的干旱向半湿润气候过渡的地带,它们的自然地理环境及其全新世以来的环境演变等具有很大程度的相似性:自全新世以来,两个地带均出现过几乎同步的 8 个千年尺度的冷暖、干湿轮回;在近百年的干湿变化方面都有 10-20 a 变化周期;在少雨期和多雨期的转变过程中非洲萨哈尔带较中国北方农牧交错带提前 5 a 以上。这一超前信息的存在,为中国北方农牧交错带的气候预测提供了一个重要的前兆因素。

冯兆东^[59]把美国中西部和黄土高原全新世气候序列进行了对比。美国中西部全新世先从温凉转为温湿,继而干暖,后又转向湿凉。比格莱尔黄土沉积于 8500-6000 a B.P.,比格莱尔黄土以上的四层土壤可能分别形成于 6000-4000 a B.P., 3000 a B.P.前后, 1500 a B.P.前后及 1000 a B.P.以后。显示出全新世期间,美国中西部与中国中部的温度变化可能是同步的,但湿度变化方向是相反的,即中国的湿暖与美国的干暖相对应。

2.4 黄土高原全新世气候环境的恢复与重建

黄春长等^[60]通过对陕西岐山黄土剖面地层学和土壤学研究、磁化率、全铁、粒度、CaCO₃ 和 TOC 测定分析,发现在全新世的全球性“大暖期”即将到来之前,黄土台塬面有地表径流的侵蚀-搬运-沉积过程发生。在全新世大暖期当中,季风气候有明显的波动变化,尤其是在 6000 a B.P.前后季风气候转折,形成了 6000-5000 a B.P.显著的干旱阶段,这使得全新世大暖期分裂成为两个主要的温暖湿润阶段。各项气候代用指标显示 8500-6000 a B.P.是大暖期中最为温暖湿润的时

期。在大约 3100 a B.P.季风格局发生变化, 气候向着干旱化发展, 全新世的成壤期为黄土堆积期所取代。

李小强等^[61]通过全新世高分辨率的黄土-土壤孢粉研究, 对黄土高原历史时期植被进行了恢复与重建。最近 12000 a B.P.以来耀县剖面的孢粉记录显示, 黄土高原南缘塬区植被经历了干草原-湿润性草原-干草原-湿润草原-草原 5 个阶段, 表明在黄土高原南缘降水较丰富的半湿润地区, 塬区植被仍以草原植被为主, 无森林生长。渭南姜村、洛川和富县等塬区剖面的孢粉记录也显示出, 全新世以来, 即使在全新世高温期水分较现在丰沛的时期, 黄土高原塬区植被仍以灌木、草本植物为主, 并无森林生长。

夏敦胜等^[62]根据孢粉、磁化率、碳酸钙的分析结果恢复了陇西黄土高原地区全新世期间植被、气候的变化过程。结果表明全新世气候存在 3 个大的阶段, 全新世早期 (11-7 ka B.P.) 气候以寒冷为主要特点, 中全新世 (7-3 ka B.P.) 气候温暖湿润, 晚全新世 (3-0 ka B.P.) 气候以干旱为主要特征。研究区全新世大多数时期为草原植被, 仅在 8.5-7.8 ka B.P.短期内形成针叶林植被, 全新世期间曾出现 5 次干旱事件, 它们具有大约 2 ka 的准周期, 并具有一定的突发性。距今 4.2 ka 前后曾出现洪水事件。

吕厚远等^[63]分析了目前对黄土高原古植被状况认识差异的可能因素, 对全新世不同地貌单元古植被记录做了初步分析, 认为黄土高原的古植被并没有严格按照植被地带性分布规律分布, 基岩山地、沟谷和塬面的植被类型有明显的差别, 全新世以来有厚层黄土分布的塬面上从来没有稳定的大面积森林生长; 但在黄土高原南部沟谷和基岩山地全新世气候温暖期, 森林(疏林)可以得到较好的发育。在黄土高原外围一些局地的植被群落, 更多的受到地形及地下水的控制。

第二节 论文的选题依据、研究内容及其意义

1 论文选题的科学依据和意义

全新世与人类密切相关, 是国际过去气候变化研究 (PAGES) 的重点。一般认为, 全新世的气候是相对稳定的, 而在冰期时气候是不稳定的^[64], 这一观点已被最近高分辨率的冰芯^[65]和海洋沉积记录^[66-67]所动摇。由于许多古气候替代指标资料的分辨率较低, 使得人们对于发生在全新世持续时间相对较短的降温事件难以鉴别, 以致研究较少。然而, 目前国际科学界对于“气候、气候变迁、引起气候变化的驱动力的认识、探索未来气候的可预报性及人类活动对气候环境的影响程度”等重要课题的解答, 都需要较深入的了解全新世的气候环境变化。因此,

揭示全新世气候的变化规律对于认识现阶段地理环境及其发展趋势,协调人地关系都具有重要意义。

本文选取的研究地点位于黄土高原南部的汾渭平原,由于其处于我国东部季风区,属于半干旱-半湿润季风气候敏感带,决定了其对于全球变化影响的显著性和对全球变化响应的敏感性。因而本区黄土-土壤剖面中较完整地保存了不同时间尺度的全球变化信息,对全新世气候的波动有较敏感的反映。我们在汾渭平原选取了三个典型全新世剖面进行对比研究,这三个剖面分别位于平原东、中、西部,对于研究整个汾渭平原全新世的气候环境变化有较好的代表性。

许多学者把黄土剖面的沉积记录与全球其它地区的深海沉积、冰芯、湖泊、树轮等记录进行对比分析,结果表明,黄土剖面获得的环境和环境变化信息与世界范围的其它各种记录反映的全球变化有良好的对应,进而可以证明黄土-土壤风尘沉积序列是全球变化陆地信息的良好载体。黄土-土壤旋回直接反映了季风气候的变化,黄土层指示了以冬季风占优势,风尘堆积速率高,风化成壤作用较弱,气候冷干的时期;古土壤则反映了夏季风占优势,风尘堆积缓慢,风化成壤作用较强,气候暖湿的时期。近年来,随着采样密度加大,时间分辨率不断提高,全新世黄土的研究也取得了较大的进展,全新世黄土中一系列气候事件的发现,进一步证明,利用黄土进行全新世的高分辨率研究,具有很大的科学意义和价值。

由于传统指标,如磁化率,在气候地层学研究中的广泛应用仍然存在许多不确定因素^[68-69],因此需要创建新的替代指标加以印证。近年来,黄土地球化学元素指标的应用已进行了较深入的研究,比如,Rb/Sr 作为季风气候替代指标对风化成壤作用的指示,Sr、Ba 对降水和土壤环境湿度的反映,全 Fe 与磁化率的相似性以及成壤环境的指示等,许多学者已从不同角度论证了其可靠性和灵敏度。本文采用磁化率以及全 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr、Rb/Ba 等地球化学元素指标对汾渭平原的全新世黄土-土壤剖面进行了分析,获得了该区域全新世成壤环境变化的规律,并进一步证实了这几种地球化学元素指标应用于黄土研究的可靠性。

汾渭平原是我国古代文明发源地之一,从广泛的人类活动遗址分布可以断定,全新世时期该地有人类从事农业活动。本文选择的三个采样点 DXF-S、SLC、JYC 都位于古遗址分布区,许多土壤学家,环境变迁和考古学家都从不同角度,利用不同的方法和手段研究了该地区的土壤,取得了一定进展,这就有利于我们结合前人的研究结果进行全新世区域环境及人地关系的研究。但过去土壤学界对该地域的研究还比较粗略,在采样分析研究方面,无时间分辨率的概念。随着全新世高分辨率研究的发展,对于黄土高原风尘堆积和成壤过程演变规律有了较深入的

认识。本文在前人研究的基础上，拟从第四纪地质和土壤学角度对汾渭平原成壤环境的演变进行高分辨率、多指标研究。在大量野外考察的基础上，选择土壤剖面序列发育完整，沉积学特征和土壤学特征都清晰的剖面进行高密度采样。野外工作量大，室内分析、实验研究周期长，所得数据分辨率高，可信度强。可望从新的角度进一步深入揭示汾渭平原全新世以来的成壤过程、成壤环境演变以及人类活动的影响。

2 研究内容

本文主要以汾渭平原全新世成壤环境演变为基本内容，在前人研究的基础上，经过细致缜密的野外考察，分别选择了汾渭平原东、中、西 3 个全新世典型土壤剖面进行对比分析。通过对剖面进行磁化率、全 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr、Rb/Ba 等理化指标的分析测定，探讨各种指标在剖面中的变化特点和分布规律，进而研究了其对成壤环境的指示作用和所反映的全新世气候环境演变规律，并通过三个剖面对比，分析了在具体微地形基础上，气候短尺度事件的形成和表现形式。主要研究内容包括以下方面：

- 1) 查阅大量资料、文献，掌握本学科的进展，选择研究课题。
- 2) 汾渭平原全新世典型土壤剖面的选定及其样品的采集。
- 3) 实验分析。
 - a. 实验项目的选定；
 - b. 磁化率的测定及全 Fe 和微量元素分析；
 - c. 实验数据的整理、验证；
- 4) 分析结果及其解释。
 - a. 全铁和磁化率的分析结果和成壤环境意义；
 - b. 微量元素的分析结果及其成壤环境意义；
- 5) 关键问题讨论。
 - a. 剖面元素含量与气候环境演变的总体规律；
 - b. 汾渭平原全新世短尺度关键时段气候变化特点，其中包括大暖期中间的短尺度环境恶化事件，运城盆地大暖期后期人类活动对成壤的影响，3100 a B.P. 的气候转型，秦岭北麓气候转型期的温、湿度组合变化；
 - c. 全新世地表径流、水文事件记录；
 - d. 全新世土壤类型、成因与质量演变；
- 6) 文章总结。

第三节 研究工作过程和工作量

1 野外考察和采样

在野外对汾渭平原进行了细致周密的考察，选择具有代表性的典型剖面，剖面选定后，进行采样，首先需剥掉剖面外层风化土壤，然后用标尺固定，每隔 2 cm 向下取土采样，分别装入贴有标签的塑料袋内，以备分析。

2 样品前处理与分析

样品采回后，打开塑料袋自然风干，上覆纸以防灰尘污染。首先，对样品进行粗磨，测定 SLC 剖面磁化率，然后用化学方法进行细致的前处理与分析工作，包括在玛瑙研钵中细磨，过 200 目筛，烘干，称样，溶样，配制标准溶液，用原子吸收分光光度计进行分析等。具体工作程序，如表 1-1:

3 数据分析、处理和解释

将实验数据用 Excel 软件进行处理，绘制曲线图，做分层统计图表，通过比较分析，对个别突变性点或可疑数据进行重新分析验证，以确保数据的可信度。然后结合野外考察资料和室内土壤形态特征描述，对曲线进行地层划分，并结合前人的研究成果，对实验结果进行分析解释，撰写论文。

表 1-1 样品处理和分析实验过程

剖面	时间	实验项目	实验具体过程	样品数 (个)
山西 夏县 DXF-S	2002. 10. 2-2002. 11. 12	样品前处理	研磨, 过筛, 烘干, 称样, 溶样	205
	2002. 12. 3-2002. 12. 19	全 Fe 分析	溶液定容, 稀释为规 定浓度, 配制标样, 用原子吸收分光光度 计进行分析	103
		Rb 元素分析		103
		Sr 元素分析		103
		Ba 元素分析		103
	2003. 4. 13-203. 4. 15	重测 Rb 元素		103
	2003. 5. 8-2003. 5. 15	Cr 元素分析		103
Cu 元素分析		103		
陕西 长安 SLC	2001. 5	磁化率测定	粗磨, 装盒, 测定	125
	2003. 2. 27-2003. 3. 24	样品前处理	研磨, 过筛, 烘干, 称样, 溶样	125
	2003. 3. 28-2003. 4. 24	全 Fe 分析	溶液定容, 稀释为规 定浓度, 配制标样, 用原子吸收分光光度 计进行分析	125
		Rb 元素分析		125
		Sr 元素分析		125
Ba 元素分析		125		
陕西 扶风 JYC	2003. 10. 9-10. 26	样品前处理	研磨, 过筛, 烘干, 称样, 溶样	95
	2003. 12. 23-1. 8	全 Fe 分析	溶液定容, 稀释为规 定浓度, 配制标样, 用原子吸收分光光度 计进行分析	95
		Rb 元素分析		95
		Sr 元素分析		95
		Ba 元素分析		95
		Cr 元素分析		95
		Cu 元素分析		95

第二章 区域地理概况和剖面选择

第一节 区域地理概况

本文所研究的区域汾渭平原，位于黄土高原东南部的晋陕两省内，地理座标大致在 34° - 36° N 和 107° - 112° E 之间，包括运城盆地、关中平原和部分黄土台塬。

运城盆地位于山西省西南端，黄河中游北干流以东，与河南、陕西隔河相望，地理座标介于 $34^{\circ} 35'$ - $35^{\circ} 41'$ N， $110^{\circ} 15'$ - $112^{\circ} 04'$ E 之间，海拔 330-360 m，长

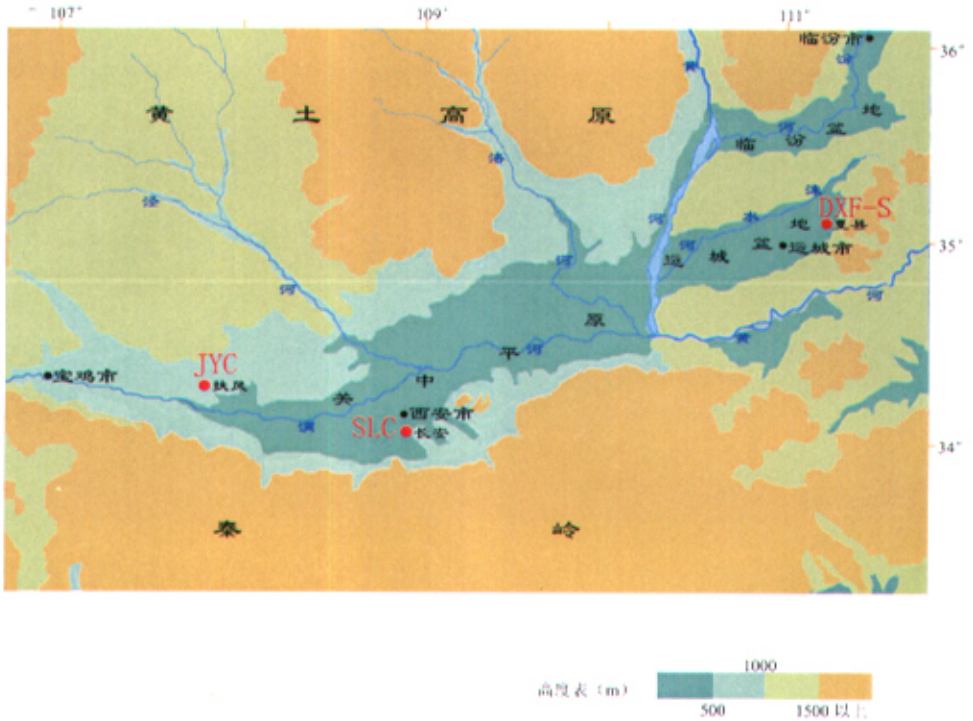


图 2-1 研究区域及全新世 DXF-S、SLC、JYC 黄土-土壤剖面位置图

145 km，宽 16-35 km，面积 3000 km^2 。运城盆地及中条山以南的河谷地带，年平均气温达 $12-14^{\circ}\text{C}$ ，年均降水量 564 mm，年蒸发量较大，达 2000-2500 mm。该区属暖温带半干旱大陆性季风气候，其基本特征是：气候温和，冬寒夏暖，热量资源充足，夏秋雨水丰沛、光能、风能较丰富。盆地基底南深北浅，东南部和南部为为中条山断层，北部为峨嵋断块台地，高出盆地 60-80 m。盆地内部断层活动形成了次一级的地垒地堑构造，如鸣条岗地垒，涑水河地堑，盐湖地堑等。中更新世晚期以后，由于峨嵋台地的抬升，使运城盆地退出了汾河流域，现属涑水

河流域。中条山北麓洪积扇绵延 103 km，宽度小，坡度大，扇前洼地有潜水溢出，在夏县、解虞一带形成大面积盐渍地。

夏县位于运城盆地东北部，中条山西麓，东南隅隔黄河与河南省为邻，面积 1358 km²。其地势东高西低，东部山地属中条山主脉，山高林密地势复杂，主要山峰有磨儿瘡、鲁山、鸡头山、兑山等，以鲁山为最高，海拔 1566 m。西部地势平坦，是运城盆地的组成部分，海拔在 500 m 以下。在山地与盆地之间，为鸣条岗丘陵地带，沟壑深长，均由东南伸向西北。境内主要河流有涑水河、白沙河、姚暹渠等，均注入伍姓湖，东南部有泗交河注入黄河。夏县属暖温带大陆性气候，年均气温 12.8 ℃，一月平均-2 ℃，七月平均 26 ℃。年降雨量 600 mm，无霜期 200 天。

关中平原位于秦岭与北山之间，是黄土高原南缘的断层陷落盆地。平原西起宝鸡峡口，东到潼关，全长 360 km，从宝鸡峡起由西向东逐渐展宽，西安附近南北宽度达 80 km。关中平原南、西、北三侧皆为山脉环绕，处于渭河中下游。渭河河床两岸有 3-4 级阶地，其中第 2-4 级阶地为黄土沉积覆盖，阶地以上又有多级黄土台塬。这些黄土台塬呈阶梯状分布，高于渭河水面 100-400 m，塬面完整，很少受到冲沟的切割。本区域属暖温带半湿润大陆性季风气候，四季分明，夏季受东南海洋性季风影响，炎热多雨，冬季则受西北大陆性季风控制，寒冷干燥，春秋时有连阴雨天气出现。年平均气温 13.1-13.4 ℃，1 月平均气温-0.3--1.3 ℃，7 月平均气温 26.1-26.3 ℃，年较差达 26-27 ℃。降水年际变化大，季节分配不均，雨量集中在 5-10 月，其中 7-9 月的雨量即占全年雨量的 47%，且时有暴雨出现。年平均相对湿度 70%左右。自然植被为暖温带针阔叶混交林，由于受人类活动的影响，平原和台塬尽为农田景观，但在一些山地诸如秦岭、北山、子午岭等仍能看到次生林的分布。

长安县地处关中平原腹地，渭河二级阶地之上。南依秦岭，北邻西安，东临蓝田、临潼，西连咸阳、户县，介于北纬 33° 07'-34° 18'和东经 108° 38'-109° 14'之间，总面积 1594 km²。长安县属暖温带半湿润大陆季风气候，冷暖干湿，四季分明。冬季受大陆季风影响，寒冷少雨；春季温暖、干燥、多风、气候多变；夏季受海洋季风影响，炎热多雨，伏旱突出，多雷雨大风；秋季凉爽，气温速降，降霖明显。年平均气温 13.0-13.4 ℃，1 月平均气温-0.4-0.9 ℃，7 月平均气温 25-26.6 ℃，年降水量 558-750 mm，7、9 月份为两个明显降水高峰。年日照时数 1983-2267 小时。

扶风县位于关中盆地西部的台塬面上，北为北山，南临渭河，漆水河、漳河流经县域，水量充沛。地域南北长东西窄，地势北高南低，呈阶梯跌落，地形分

为三部分：北部塬梁区，海拔 800-1400 m，塬面较破碎，梁状丘陵发育，沟壑纵横，并有灰岩孤丘，全县最高点瓦罐岭海拔 1500 m；中部台塬区海拔 500-800 m，塬面完整平坦，河流较多；南部平原区属渭河平原，海拔 400-500 m，地势低平，以黄土覆盖的阶地为主。本区为暖温带气候，年均温 12.4 °C，年日照 2091 小时，一月平均气温 -2.1 °C，七月平均气温 26.3 °C。年降水量 593 mm，50%集中于 7-9 月；夏多暴雨，有间断伏旱，秋初有连阴雨，无霜期 21 天。漳河切入中部台塬东流，另有渭河自南部流过。七星河、美阳河自北而南汇入漳河，流量较小。本区土壤北部以黄壤土为主，中部、南部以油土为主，中部为红油土，南部为黑油土。油土区土质肥沃，渠道纵横，便于灌溉，为本县主要农耕区。

第二节 全新世黄土-土壤剖面选取及样品采集

在野外对汾渭平原进行了细致周密的考察，选取剖面过程中注意了以下几点：

1. 黄土-土壤剖面必须完整，土壤学与地层学层次都要清晰，层位稳定；
2. 研究剖面位置应选在古遗址区的外围，须避开当时聚落的主要功能区，如建筑群、墓葬、陶窑、壕沟和堆土等，因而当时人类活动对于这些沉积剖面的形成影响不大，同时，剖面相应层位又含有可供鉴别的人类活动的可靠证据；
3. 在剖面选取中，注意了不同的地貌类型的选择，如夏县 DXF-S 剖面位于中条山的洪积扇前沿平原地区，长安 SLC 剖面位于渭河南岸的二级阶地上，扶风 JYC 剖面位于周原台塬面上，这样有利于排除地貌因素对代用指标的干扰作用；
4. 在满足上述条件的情况下，应尽量选取易采、所需工作量小的剖面，如天然陡坎、人为取土坑等。

山西夏县 DXF-S 剖面位于夏县县城正东北方向 18 km 左右，中条山西北侧的洪积扇前沿地区，海拔 500 m。采样剖面位于一砖瓦厂取土形成的陡坎内，高 3-4 m，暴露时间不长，土壤分层明显，层位稳定，易于识别和划分，经广泛的考察，确定该剖面为原生未扰动的全新世黄土剖面。选定剖面之后，对其进行了粗略的地层划分和剖面描述，并据此确定采样深度为 410 cm。为了获得较高的时间分辨率，对剖面进行高密度取样。首先剥掉剖面外层风化土壤，然后用标尺固定，每隔 2 cm 向下连续采样，将样品分别按顺序装入贴有标签的塑胶袋内，以备分析，共取样 205 块。样品在室内自然风干后，对其进行详细的室内土壤特征观察描述，对野外土壤地层划分进一步验证和细化，最终确定其地层划分，见图 2-2。

SLC 剖面位于陕西省长安县渭河南岸的二级阶地上，地处西周都邑沔镐遗址外围。全新世黄土-土壤出露在 4-5 m 高的取土坑陡坎，剖面完整，土壤学与地层学层次都很清晰。虽然剖面所在区域在新石器和青铜器时代都有人类活动，但该

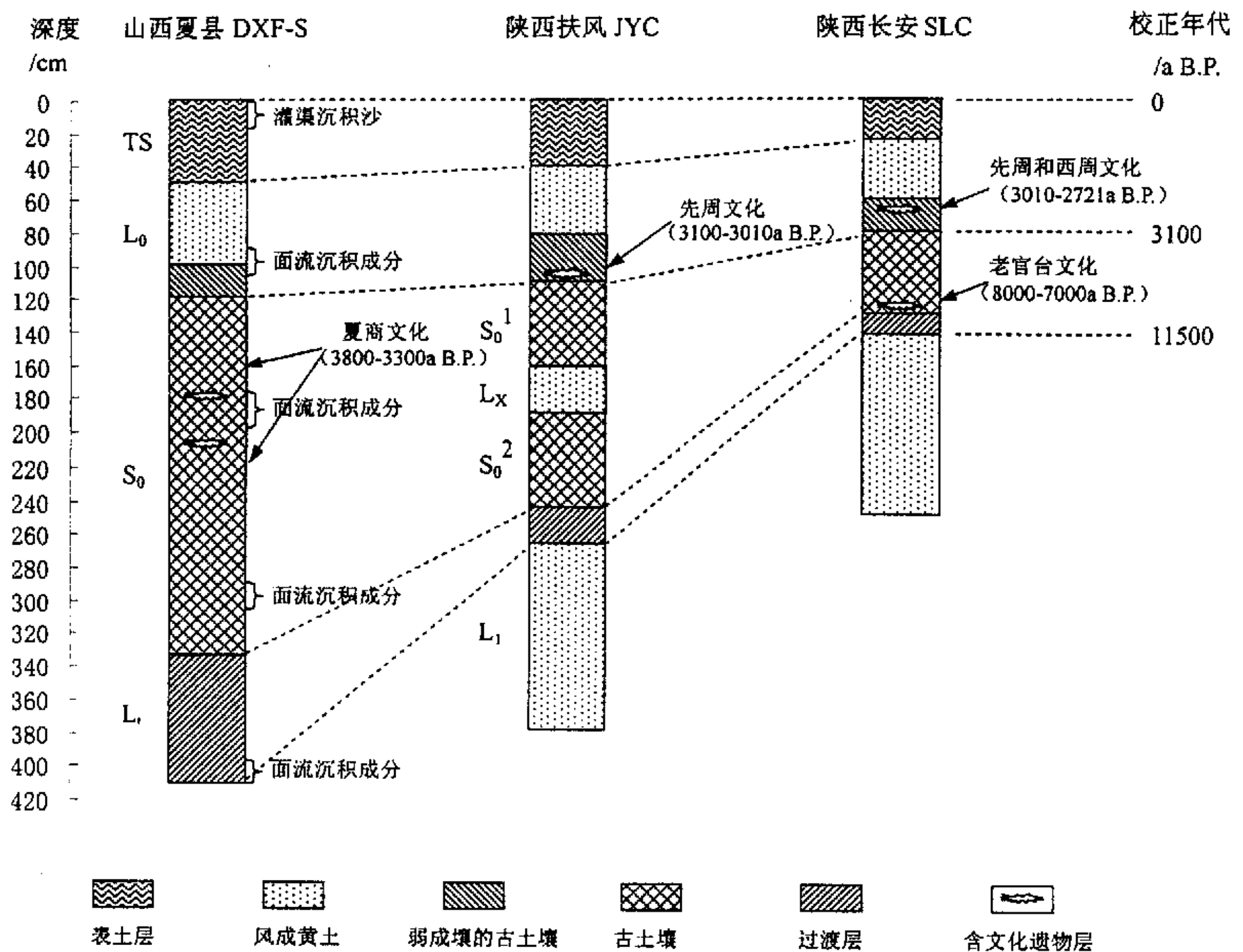


图 2-2 全新世 DXF-S、SLC、JYC 黄土-土壤剖面分层及其对比图

剖面黄土堆积和土壤发育良好,受近代人类活动扰动很少。古土壤 S_0 埋藏于 60 cm 的现代黄土和表土层下,说明其形成于过去自然景观之下,没有受现代成壤过程的改造。选定剖面之后,对其进行了粗略的地层划分和剖面描述,并据此确定采样深度为 250 cm。为了获得较高的时间分辨率,对其进行高密度取样。首先需剥掉剖面外层风化土壤,然后用标尺固定,每隔 2 cm 向下连续采样,分别装入贴有标签的塑胶袋内,共取样 125 块。根据野外剖面观察和室内土壤描述,对 SLC 剖面进行地层划分,如表 2-1。其中在古土壤 S_0 和弱成壤层内发现两个主要的含文化遗物层:128-125 cm 层位发现老官台文化期的典型陶片,陶片为橘红色、褐色,质量较差,处于半风化状态,表明当时制陶技术水平较低。72-62 cm 层位发现先周晚期到西周时代的典型灰色绳纹陶片。

JYC 剖面位于扶风县西北台塬面上,海拔 685 m,邻近先周都邑岐邑遗址。土壤剖面出露在高出地面约 5-6 m 的陡坎上。土壤层位稳定,两层红棕色古土壤

表 2-1 DXF-S、SLC、JYC 全新世土壤剖面地层划分

地 层 和地层符号	夏县DXF-S 深度(cm)	地 层 和地层符号	长安 SLC 深度(cm)	地 层 和地层符号	扶风 JYC 深度(cm)
表土层 (TS)	50-0	表土层 (TS)	25-0	表土层 (TS)	40-0
黄土层 (L ₀)	100-50	黄土层 (L ₀)	60-25	黄土层 (L ₀)	80-40
弱成壤层 (L ₀)	120-100	弱成壤层 (L ₀)	80-60	弱成壤层 (L ₀)	110-80
古 土 壤 (S ₀)	334-120	古 土 壤 (S ₀)	132-80	古土壤 S ₀ ¹	160-110
				黄土夹层 L _x	190-160
				古土壤 S ₀ ²	242-190
过渡层黄土 (L _t)	? -334	过渡层黄土 (L _t)	144-132	过渡层黄土 (L _t)	265-242
		马兰黄土 (L ₁)	? -144	马兰黄土 (L ₁)	? -265

及相间的橙黄色黄土界限分明，易于识别，经过详细考察，确定该剖面为原生未扰动的全新世黄土-土壤剖面。选定剖面之后，对其进行了粗略的地层划分和剖面描述，并据此确定采样深度为 380 cm，为了获得较高的时间分辨率，对其进行高密度取样。首先需剥掉剖面外层风化土壤，然后用标尺固定，每隔 2 cm 向下连续采样，分别装入贴有标签的塑胶袋内，共取样 190 块。样品在室内自然风干后，对其进行详细的室内分析解译，对野外土壤地层划分进一步验证和细化，最终确定其地层划分，见表 2-1。其中在剖面 110-100 cm 深度，发现了岐邑时期人类活动遗迹。

第三节 研究剖面的地层年代的确定

黄土-土壤序列年龄的确定是进行环境变迁研究的关键。许多学者在此方面已经做了大量的研究工作。本文对于三个剖面的确定，主要采用地层对比和考古学断代相结合的方法。

三个剖面的年代问题，首先根据黄土地层划分的通用准则，即全新世是以马兰黄土顶界作为起点。该界限在长安 SLC 剖面位于 144 cm，扶风 JYC 剖面处在 265 cm 深度，各项实验数据也证实该界限深度的确定是准确的。根据格陵兰冰芯

氧同位素记录，目前对全新世起点通用日历年代 11500 a B.P.^[70]。

根据关中盆地全新世考古地层学、文化层 ^{14}C 年代数据和黄土高原全新世已有的 ^{14}C 和 TL 年代数据以及与一些典型剖面进行地层对比^[71-73]，我们基本确定了三个剖面的年代框架，并且根据黄春长教授在陕西省眉县清湫村全新世黄土-土壤剖面的年代序列确定了 JYC 剖面 6000-5000 a B.P. 的气候恶化事件。JYC 剖面与清湫村全新世剖面地层对比良好，根据黄春长教授的研究，清湫村剖面黄土夹层 Lx 对应于穿插在全新世大暖期中 6000-5000 a B.P. 时的一个气候恶化期，此期为一个区域性气候干旱期，黄土迅速沉积。其他许多学者^[74-75]也认为在 6000-5000 a B.P. 中，气候波动剧烈，环境条件较差。由此，JYC 剖面 Lx 层也应该对应于这一时期，即 Lx 与 S_0^2 界线年代为 6000 a B.P.，Lx 与 S_0^1 界线年代为 5000 a B.P.。

另外，含文化遗物层在地层年代的细化中具有重要意义。山西夏县 DXF-S、陕西长安 SLC 剖面 and 扶风 JYC 剖面所在的古遗址均有明确的历史考古学断代和大量的 ^{14}C 年代数据^[71]，因此根据文化遗物层的出现层位也可进行断代。DXF-S 剖面 220-160 cm 层位发现夏商时代人类活动的遗迹，遗址区的考古和夏商断代工程均表明该层位的年代大约为 3800-3300 a B.P.。SLC 剖面 128-125 cm 层位发现橘红色、褐色，处于半风化状态的陶片，经鉴定为老官台文化期（8000-7000 a B.P.）的典型陶片，进而确定该层年代。该剖面 72-62 cm 层位发现先周晚期到西周时代的典型灰色绳纹陶片，其 ^{14}C 测年和夏商周断代工程都确定其年代范围为 3010-2721 a B.P.，也证明将 SLC 剖面全新世古土壤 S_0 顶界（80 cm）年代确定为 3100 a B.P. 是可靠的。周原岐邑遗址，从 ^{14}C 测年和夏商周断代工程的结果^[71, 76]可以断定其年代为 3100-3010 a B.P.，在扶风 JYC 剖面 110-100 cm 深度，发现了岐邑时期人类活动遗迹，表明全新世古土壤 S_0 的顶界（110 cm）为 3100 a B.P.。

另外，一些考古学家^[77]根据黄土地层中发现的陶片和瓷片的鉴定，能够大致确定黄土 L_0 的风尘沉积大致形成于西周至隋代以前（3100-1500 a B.P.），而现代表土形成于隋唐以来的 1500 年。

第三章 实验分析方法

第一节 磁化率测定

磁化率测定主要采用英国 Bartington 公司制造的 MS2 型磁化率仪,对陕西长安 SLC 剖面的 125 个样品进行测定,具体方法如下:称取风干样品 10.0g,在研钵中轻轻研磨,在不损坏原粒体的前提下,使得团粒的粒径小于 2mm,然后按编号装入塑料盒中,使用磁化率仪进行测定。每个样品测定三次,取其平均值。

第二节 全铁和微量元素测定

1 使用仪器

本研究的实验主要在陕西师范大学旅游与环境学院环境变迁实验室进行。前处理过程主要使用玛瑙研钵、200 目筛子、电子称、调温烘箱、电热板和通风橱等工具和仪器。后期采用原子吸收分析方法对待测土壤溶液中的 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba 等元素含量进行分析,使用的仪器是北京第二光学仪器厂生产的 WFX-1C 型原子吸收分光光度计,并配备天津市医疗器械工厂生产的 WM-2B 型无油气体压缩机。

2 制备待测液

1) 取风干样品 10.0 g 在玛瑙研钵中研磨,使样品全部过 200 目筛,(DXF-S 样品中需仔细研磨,剔除面流沉积沙砾成分)并将其混合均匀,从中取出 500mg 置于聚四氟乙烯坩埚中。

2) 向坩埚中加入 2.5 ml 浓硝酸,再加入 0.5 ml 70%高氯酸,将坩埚置于通风橱中的电热板上加热至浓硝酸烟雾散尽。当坩埚中出现大量高氯酸白烟,土壤呈干糊状时,将其取出冷却。

3) 再向冷却的坩埚中加入 5 ml 40%的氢氟酸及 0.5 ml 70%高氯酸,然后将其置于电热板上加热至氢氟酸烟雾散尽。当坩埚中停止冒白烟时,将其取出冷却。

4) 最后向冷却的坩埚中加入 5 ml 9%的盐酸,微加热使残渣溶解后冷却。用去离子水将坩埚中溶液洗入 50 ml 容量瓶中,定容至 50 ml,摇匀、静置后其澄清液为待测液。

3 全铁和微量元素分析方法

在待测液配备好之后,配制标准溶液,用原子吸收分光光度计对原待测液或

其稀释一定倍数后的溶液样品分别进行 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba 元素的测定。

3.1 Fe 测定分析方法

1) 配制 Fe 系列标准样品：在 0-5 系列 25 ml 容量瓶（空白为 50 ml）中先后加入 100 μg/ml 铁标准溶液、18.5%的盐酸，再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量标准见表 3-1:

表 3-1 铁系列标准样品配制剂量标准

浓度 (ppm)	0	1	2	3	4	5
Fe(100 μg/ml)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

单位: ml

2) 稀释样品：待测溶液中铁的浓度过高，需将其稀释。在已配制好的 50 ml 待测液中，用微量加液器吸取 200 μl 加入 25 ml 容量瓶中，然后向容量瓶中加入 2 ml 18.5%的盐酸，再用去离子水定容至 25 ml，即稀释 125 倍，摇匀，留待仪器测定。

3) 调校仪器测定样品：将原子吸收分光光度计调至：波长 248.3 nm，光谱带宽 0.2 nm，灯电流 2 mA，能量 78%左右，火焰使用氧化性兰色焰，然后对系列标准溶液进行测定，得出标准曲线：

DXF-S: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=11.7999$, $K_1=-0.078$, 相关系数 $r=0.999$

JYC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=10.539$, $K_1=-0.1066$, 相关系数 $r=0.998$

SLC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=9.776$, $K_1=-0.109$, 相关系数 $r=0.998$

4) 按序号对稀释样品测定读数。在测定的过程中，为了确保精度，防止漂移，每测 30 个样品，插入标准溶液进行校测一次。如测试结果漂移较大，需检查可能的原因，进行重新测定，或根据经验每隔一定样品重新测定标准曲线。

3.2 Cu 测定分析方法

1) 配制 Cu 系列标准样品：在 0-5 系列 25 ml 容量瓶（空白为 50 ml）中先后加入浓度为 100 μg/ml 的铜标准溶液、18.5%盐酸，再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量的标准见表 3-2:

2) 调校仪器测定样品：将原子吸收分光光度计调至波长 324.7 nm，光谱带宽 0.4 nm，灯电流 2 mA，能量 78%左右，火焰使用氧化性兰色焰，然后对铜系列标准溶液进行测定，得出标准曲线：

DXF-S: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=8.319$, $K_1=-0.035$, 相关系数 $r=1.000$

JYC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=7.6959$, $K_1=-0.1063$, 相关系数 $r=0.999$

表 3-2 铜系列标准样品配制剂量标准

单位: ml

浓度 (ppm)	0	1	2	3	4	5
Cu (100 $\mu\text{g/ml}$)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

3) 按序号对原待测样品进行测定。在测定的过程中, 为了确保精度, 防止漂移, 每测 30 个样品, 插入标准溶液进行校测一次。如测试结果漂移较大, 需检查可能的原因, 进行重新测定, 或根据经验每隔一定样品重新测定标准曲线。

3.3 Cr 测定分析方法

1) 配制 Cr 系列标准样品: 在 0-5 系列 25 ml 容量瓶 (空白为 50 ml) 中先后加入浓度为 100 $\mu\text{g/ml}$ 的铬标准溶液、18.5% 盐酸, 再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量的标准见表 3-3:

表 3-3 铬系列标准样品配制剂量标准

单位: ml

浓度 (ppm)	0	1	2	3	4	5
Cr(100 $\mu\text{g/ml}$)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

2) 调校仪器测定样品: 将原子吸收分光光度计调至波长 357.9 nm, 光谱带宽 0.4 nm, 灯电流 2 mA, 能量 78% 左右, 火焰使用还原性黄色焰, 然后对铬系列标准溶液进行测定, 得出标准曲线:

DXF-S: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=11.817$, $K_1=-0.135$, 相关系数 $r=0.999$

JYC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=9.7989$, $K_1=-0.1457$, 相关系数 $r=0.996$

3) 按序号对原待测样品进行测定。在测定的过程中, 为了确保精度, 防止漂移, 每测 30 个样品, 插入标准溶液进行校测一次。如测试结果漂移较大, 需检查可能的原因, 进行重新测定, 或根据经验每隔一定样品重新测定标准曲线。

3.4 Rb 测定分析方法

1) 配制 Rb 系列标准样品: 在 0-5 系列 25 ml 容量瓶 (空白为 50 ml) 中先后加入浓度为 100 $\mu\text{g/ml}$ 的铷标准溶液、10 mg/ml 的 K 溶液、18.5% 的盐酸, 再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量的标准见表 3-4:

表 3-4 铷系列标准样品配制剂量标准

单位: ml

浓度 (ppm)	0	1	2	3	4	5
Rb(100 $\mu\text{g/ml}$)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25
K(10 mg/ml)	5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

2) 稀释样品: 因待测样品中铷的含量较高, 需将其稀释。首先在已配制好的 50 ml 待测液中取 20 ml 加入 25 ml 容量瓶中, 然后向容量瓶中加入 2.5 ml 浓度为 10 mg/ml 的 K 溶液, 再用去离子水定容至 25 ml, 摇匀。

3) 调校仪器测定样品: 将原子吸收分光光度计调至波长 780.0 nm, 光谱带宽 0.4 nm, 灯电流 2 mA, 能量 78% 左右, 火焰使用氧化性兰色焰, 然后对铷系列标准溶液进行测定, 得出标准曲线:

$$\text{DXF-S: } C=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=7.928, \quad K_1=-0.085, \quad \text{相关系数 } r=0.999$$

$$\text{JYC: } C_1=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=11.915, \quad K_1=-0.163, \quad \text{相关系数 } r_1=0.998$$

$$C_2=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=12.059, \quad K_1=-0.0887, \quad \text{相关系数 } r_2=0.999$$

(注: C_1 为 JYC 剖面 0-120cm 深度所有样品的标准曲线, C_2 为 120-380cm 深度所有样品的标准曲线)

$$\text{SLC: } C=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=9.015, \quad K_1=-0.051, \quad \text{相关系数 } r=1.000$$

4) 按序号对稀释样品进行测定。在测定的过程中, 为了确保精度, 防止漂移, 每测 30 个样品, 插入标准溶液进行校测一次。我们在实验中发现 Rb 测定时不太稳定, 如测试结果漂移较大, 需检查可能的原因, 进行重新测定, 或根据实际漂移情况, 每隔一定样品重新测定标准曲线。实验过程表明, 后一种方法可行, 且效果较好。

3.5 Sr 测定分析方法

1) 配制 Sr 系列标准样品: 在 0-5 系列 25 ml 容量瓶 (空白为 50 ml) 中先后加入浓度为 100 $\mu\text{g/ml}$ 的锶标准溶液、10 mg/ml 的 K 溶液、18.5% 的盐酸, 再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量的标准见表 3-5:

2) 稀释样品: 可与 Rb 用同一稀释样品

3) 调校仪器测定样品: 将原子吸收分光光度计调至波长 460.7 nm, 光谱带宽 0.2 nm, 灯电流 2 mA, 能量 78% 左右, 火焰使用还原性黄色焰, 然后对锶系列标准溶液进行测定, 得出标准曲线:

$$\text{DXF-S: } C=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=27.775, \quad K_1=-0.018, \quad \text{相关系数 } r=1.000$$

$$\text{JYC: } C=K_0 \times A+K_1, \quad K_0=34.923, \quad K_1=0.029, \quad \text{相关系数 } r=0.999$$

SLC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=36.008$, $K_1=-0.036$, 相关系数 $r=1.000$

表 3-5 锶系列标准样品配制剂量标准

单位: ml

浓度 (ppm)	0	1	2	3	4	5
Sr(100 $\mu\text{g/ml}$)	0	0.25	0.5	0.75	1.0	1.25
K(10 mg/ml)	5.0	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0	2.0

4) 按序号对稀释样品进行测定。在测定的过程中, 为了确保精度, 防止漂移, 每测 30 个样品, 插入标准溶液进行校测一次。如测试结果漂移较大, 需检查可能的原因, 进行重新测定, 或根据经验每隔一定样品重新测定标准曲线。

3.6 Ba 测定分析方法

1) 配制 Ba 系列标准样品: 在 0-5 系列 25 ml 容量瓶 (空白为 50 ml) 中先后加入浓度为 100 $\mu\text{g/ml}$ 的钡标准溶液、10 mg/ml K 溶液、18.5%盐酸, 再分别用去离子水定容、摇匀。加入剂量的标准见表 3-6:

表 3-6 钡系列标准样品配制剂量标准

单位: ml

浓度 (ppm)	0	5	10	15	20
Ba(100 $\mu\text{g/ml}$)	0	1.25	2.5	3.75	5.0
K(10 mg/ml)	5.0	2.5	2.5	2.5	2.5
18.5%盐酸	4.0	2.0	2.0	2.0	2.0

2) 稀释样品: 可与 Rb 用同一稀释样品

3) 调校仪器测定样品: 将原子吸收分光光度计调至波长 553.6 nm, 光谱带宽 0.2 nm, 灯电流 3 mA, 能量 78%左右, 火焰使用还原性黄色焰, 然后对钡系列标准溶液进行测定, 得出标准曲线:

DXF-S: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=1127.419$, $K_1=-0.117$, 相关系数 $r=0.997$

JYC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=2161.7$, $K_1=0.4887$, 相关系数 $r=0.997$

SLC: $C=K_0 \times A + K_1$, $K_0=1494.502$, $K_1=-0.531$, 相关系数 $r=0.998$

4) 按序号对稀释样品进行测定。在测定的过程中, 为了确保精度, 防止漂移, 每测 30 个样品, 插入标准溶液进行校测一次。如测试结果漂移较大, 需检查可能的原因, 进行重新测定, 或根据经验每隔一定样品重新测定标准曲线。

第四章 分析结果及其解释

黄土-土壤化学元素在不同时空尺度上发生分异受多种因素的影响和制约,如气候、成土母质、地形地貌等因素。由于黄土粉尘物源的相对一致性,造成黄土和古土壤中化学元素在粉尘沉积以后发生分异的主导因素应是化学元素的化学性质和气候环境状况(如温度和降水)的差异,而植物参与并严格受气候环境影响的生物地球化学循环过程对化学元素的分异起到了至关重要的控制作用。黄土高原地区,在夏季风较强时期,气候湿润,植被密度较大,生物地球化学风化作用强烈,导致化学元素发生分异,表现为某些元素富集,而另外一些元素相对淋失(这种差异主要是由于化学元素在地球表层化学性质的不同造成的);相反,在冬季风较强时期,气候干冷,植被稀少,生物地球化学风化作用微弱,化学元素分异较小,表现为元素含量的相对均一性。从这个意义上讲,化学元素在黄土-土壤剖面中的分异是东亚季风系统波动变化或重大转换的结果,因此,可利用黄土化学元素作为重要代用指标来恢复古气候和生态环境演变过程。

第一节 全铁和磁化率分析与成壤环境演变

1 全铁和磁化率的成壤环境意义

Fe 是黄土中一种常见元素,主要以 Fe_2O_3 和 FeO 的形式存在,它对气候变化很敏感,一般在温湿气候条件下形成的古土壤中含量高,而在干冷气候条件下形成的黄土中含量低。全铁含量在黄土-土壤剖面上的变化,不仅与黄土高原风尘堆积物质在沉积过程中的分异有关,而且与黄土堆积时的地球化学环境和古气候波动有密切的联系。首先,由于冬季风对黄土的分选作用,黄土从西北向东南,由砂黄土变为粉黄土,再变为粘黄土,粘土矿物不断增加,与粘土矿物密切相关的铁含量也会按此方向增加。黄土粉尘物质经风化成壤作用后,全铁含量会升高,其主要原因是粉尘中含铁矿物的分解释放和易风化物浓度的降低。夏季风强盛时,不论在黄土高原还是黄土物源区,气候都会变得温湿,风化成壤作用加强,产生更多的粘土矿物,而粘土矿物含有更多的铁。同时,气温高还有利于有机质的分解,生物化学风化成壤作用也促进了 Fe_2O_3 的形成。在风化作用中,二价铁矿物受到风化时 Fe^{2+} 被氧化为 Fe^{3+} ,最后以较稳定的 Fe_2O_3 的形式保存下来(变为针铁矿和赤铁矿等)。因此,与之相对应的古土壤通常显示棕色或红色,而相应的,黄土则由于 Fe_2O_3 含量较低,呈灰黄色。另外,还有一种主要的机制是与降水相关的化学淋溶作用会从黄土中淋滤去一部分易溶物质,如 K, Na, Ca, Mg

等,使古土壤中铁含量相对富集。而气候干旱寒冷时,剖面中化学淋溶作用较弱,全 Fe 含量相对较低。因此,可以用全铁含量在黄土-土壤剖面中的变化来指示成壤环境的演变规律:全铁含量的相对高值代表了夏季风较强时的温湿气候,而低值指示了冬季风强烈时的冷干气候。

磁化率是对物质被磁化能力的度量,磁化率的高低主要与黄土、古土壤中所含铁磁性矿物种类及其颗粒大小有关^[78]。环境磁学的研究表明^[78-83],影响土壤磁化率的矿物主要是原生的磁铁矿、磁赤铁矿和成壤过程中生成的磁铁矿,而赤铁矿的磁化率很低,相比之下几乎可以忽略不计。温暖潮湿的气候比干旱寒冷的气候利于铁磁性矿物的生成,而且,气候越暖湿,形成的磁性矿物越细,产生的细小的超顺磁粒级的比重就越高,磁化率值也就越高。因为上述过程主要是在风化成壤过程中产生的,因而磁化率常被用来指示剖面风化成壤强度,以及控制成壤的气候环境变化。但由于磁化率在气候地层学研究中的广泛应用仍然存在许多不确定因素^[68-69],还需要与其它指标进行比较印证。

2 全铁和磁化率的分析结果及指示的环境演变

SLC 剖面的全铁曲线与磁化率曲线(见图 4-2)相似,可以相互印证。在马兰黄土 L_1 和过渡层 L_t ,全铁含量最低,基本位于 3.5%-3.8%之间,磁化率也处于整个剖面的最低谷,平均在 $76 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ - $107 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,反映了成黄土期,气候干冷,成壤作用微弱。在古土壤 S_0 中,全铁含量和磁化率均达到峰值,分别在 3.9%-4.3%和 $185 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ - $228 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 之间,两者准确界定了全新世中期的强烈成壤。在现代黄土 L_0 和表土层 TS 中,磁化率值有很明显的下降,平均在 $122 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ - $165 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 之间,而全铁含量也有一定程度的降低,平均在 3.7%-3.9%之间变化,表明成壤较弱,气候趋于冷干。但我们通过两者对比可以看出,在该阶段全铁下降的幅度要比磁化率小,即由全新世大暖期的古土壤 S_0 向现代黄土 L_0 过渡时,全铁含量并没有立即降低,较高的值还持续了一段时间,而磁化率却有一个十分明显的下降,这主要是因为:大暖期时,气候暖湿,氧化作用盛行,古土壤中铁主要以高价铁 (Fe^{3+}) 和强磁性含铁矿物(如磁铁矿和磁赤铁矿)为主,所以在磁化率与全铁曲线上均表现为高峰;现代黄土形成时气候趋于干冷,还原作用较强,铁主要以低价 (Fe^{2+}) 形成的较弱磁性矿物(如赤铁矿)出现,所以在磁化率曲线上表现为平淡的低谷,而全铁由于低价铁的作用,降低幅度不是很大,这就造成了全铁含量曲线并不完全等同于磁化率曲线的现象,虽然这两种替代指标在气候评价上有微小的差异,但大体上还是相似的。古土壤中铁的高含量与磁化率高值相对应,说明古土壤发育时,夏季风占优势,气候温湿,

生态环境适宜，成壤作用强烈。而在黄土堆积时期，西北季风占优势，气候冷干，生态环境较差，成壤作用微弱，铁含量下降，磁化率值较低。

同时，山西夏县 DXF-S 剖面 and 陕西扶风 JYC 剖面的全铁曲线(见图 4-1、4-3)，也表现出与 SLC 剖面一致的变化：JYC 剖面马兰黄土 L_1 全铁含量最低，位于 3.1%-3.4% 之间，平均为 3.25%；随着气候向暖湿演变，JYC 剖面过渡层 L_t 的全铁含量都有一定升高，在 3.2%-3.5% 之间变化，平均为 3.3%。而 DXF-S 剖面由于其底界未见马兰黄土，无从比较，但在过渡层，由其全铁曲线的变化明显由低值向高值过渡表明，气候在向温湿转化，尽管如此，全 Fe 含量在过渡层仍然较低，平均为 2.7%，说明气候还比较冷干，成壤作用仍然较弱。在古土壤 S_0 中，两剖面全铁含量均达到峰值，DXF-S 剖面平均为 3.2%，JYC 剖面的古土壤在 190-160 cm 处被黄土夹层 L_x 分裂为两层 (S_0^1 和 S_0^2)， L_x 的平均含量为 3.65%，明显低于该剖面古土壤 S_0^1 和 S_0^2 中全铁的平均含量 3.75% 和 4.06%，表明温暖湿润、成壤强烈的全新世适宜期，被一较干旱寒冷、成壤较弱的阶段所打断。在现代黄土 L_0 和表土层 TS 中，DXF-S 和 JYC 剖面的全铁含量都有明显的下降，平均分别为 2.7%-2.6% 和 3.47%-3.6%，表明气候恶化，成壤作用明显减弱。

第二节 微量元素的分析与成壤环境演变

1 Cu 和 Cr 的分析与成壤环境演变

1.1 Cu 和 Cr 的成壤环境意义

Cu 和 Cr 元素在生物地球化学风化作用下，也发生了较明显的分异。在降水丰沛，温度较高，植物生长茂盛的成壤期，导致 Cu 和 Cr 相对富集，所以在古土壤中含有量较高。而在较为冷干的成黄土期 Cu 和 Cr 的含量都相对较低。

铜主要以二价态出现在土壤中，对有机质具有很高的亲和力，与有机质络合（螯合）能力特强，形成物质十分稳定。同时，土壤粘土矿物对铜也有很强的吸附力。因此，在有机质和粘粒含量较高的古土壤中，Cu 的含量较高，表明 Cu 在土壤剖面中的含量变化实际上指示了土壤成壤强度的变化和成壤环境的变化。但由于 Cu 活动性较弱，其含量在整个剖面中的变幅比较小，古土壤层和黄土层的含量有差别，但相差不大。

铬是一种变价元素，在自然界中以不同价态出现，在土壤中，Cr 通常以四种化合形态存在，两种三价铬离子 Cr^{3+} 和 CrO_2^- ，两种六价铬阴离子 $Cr_2O_7^{2-}$ 和 CrO_4^{3-} ，这四种离子态铬在土壤中的迁移转化主要受土壤 PH 值、有机质及氧化还原电位 (Eh) 的制约。研究表明 Cr 的迁移能力很小，其在土壤中的分布取决于成土过

程, 它的累积与粘粒含量有关^[84]。同时各类植物对 Cr 的累积也有一定作用。因而, 在降水丰沛, 温度较高, 植物生长茂盛, 粘粒发育的成壤期(古土壤 S_0 中), Cr 的含量明显高与其它层位。

1.2 Cu 和 Cr 的分析结果及指示的成壤环境演变

Cu 在 DXF-S 剖面 and JYC 剖面(图 4-1、4-3; 表 4-1、4-3) 中有相似的变化: JYC 剖面在马兰黄土 L_1 中, Cu 没有发生明显的分异, 含量很低, 在 15 mg/kg-21 mg/kg 之间变化, 平均为 17.7 mg/kg, 表明当时气候冷干, 生物地球化学风化作用很弱; 在过渡层黄土 L_t 中, Cu 含量有所升高, 在 16 mg/kg-23 mg/kg 之间变化, 平均为 18 mg/kg, 表明气候向温湿演变。DXF-S 剖面在过渡层黄土 L_t 中, Cu 含量显著的由低值向高值过渡, 在 27 mg/kg-41 mg/kg 之间变化, 表明气候向温湿发展, 成壤作用迅速增加, 植被也有所恢复, 但由其较低的平均值(31 mg/kg), 可以看出, 这种温湿程度的增加仍十分有限, 成壤作用还比较弱。在古土壤 S_0 中, 两剖面 Cu 的含量都达到了整个剖面的峰值, DXF-S 剖面在 31 mg/kg-45 mg/kg 之间变化, 平均为 37 mg/kg, JYC 剖面古土壤明显被黄土夹层 L_x 分为两层, 下层古土壤 S_0^2 的 Cu 含量在 22 mg/kg-27 mg/kg 之间变化, 平均为 24.3 mg/kg, S_0^1 的 Cu 含量在 19 mg/kg-22 mg/kg 之间变化, 平均为 20.3 mg/kg, 中间夹层 L_x 的含量为 18 mg/kg-20 mg/kg, 平均为 19.3 mg/kg, 低于两层古土壤的含量。表明全新世大暖期并不是持续暖湿的, 中间有一段气候恶化的时期。从分析中我们还发现下层古土壤 S_0^2 中 Cu 的含量要高于上层古土壤 S_0^1 , 表明在全新世大暖期前期比后期更暖湿。在现代黄土层 L_0 和表土层 TS 中, DXF-S 剖面的 Cu 含量有显著的降低, 分别在 27 mg/kg-30 mg/kg 和 25 mg/kg-30 mg/kg 之间变化, 平均值都为 28 mg/kg, 表明气候明显趋于冷干。而 JYC 剖面在现代黄土 L_0 的弱成壤层也有显著的下降, 表明在 3100 a B.P., 气候明显恶化, 但是 JYC 剖面在表土层 Cu 含量又有一小幅的增加, 代表了隋唐时期的温暖气候, 成壤作用有一定加强。

Cr 在剖面中的变化幅度较 Cu 明显。JYC 剖面在马兰黄土 L_1 中, Cr 含量比较低, 在 55 mg/kg-61 mg/kg 之间变化, 平均为 57 mg/kg, 表明气候冷干, 成壤作用非常弱; 在过渡层黄土 L_t 中, JYC 剖面在 57 mg/kg-65 mg/kg 之间变化, 平均为 59 mg/kg, 较马兰黄土的含量有所升高, 表明气候向暖湿转化, 有较弱的成壤作用。DXF-S 剖面在过渡层黄土 L_t 中, Cr 含量由底部的 67 mg/kg 升高到顶部的 88 mg/kg, 表明气候向温湿发展, 成壤作用迅速增加, 植被也有所恢复, 但由其较低的平均值(72 mg/kg), 可以看出, 气候温湿程度的增加仍十分有限, 土壤成壤程度还比较低。在古土壤 S_0 中, Cr 含量明显升高, DXF-S 剖面在 65 mg/kg-97 mg/kg 之间变化, 平均为 79 mg/kg, 代表了气候暖湿, 植被生长茂盛的成壤期,

是全新世的气候最适宜期：JYC 剖面的 Cr 含量变化与其他指标指示的环境意义一致，在古土壤的高值中间有一个较显著的低谷，表明大暖期中有一段环境恶化的时期，下层古土壤 S_0^2 的 Cr 含量在 72 mg/kg–82 mg/kg 之间变化，平均为 77 mg/kg，在中间夹层 Lx，Cr 含量降低为 65 mg/kg–74 mg/kg，平均为 68mg/kg， S_0^1 的 Cu 含量又有所回升，在 68 mg/kg–73 mg/kg 之间变化，平均为 71 mg/kg。在现代黄土层 L_0 和表土层 TS 中，DXF-S 剖面的 Cr 含量有十分显著的下降，分别在 58 mg/kg–65 mg/kg 和 57 mg/kg–70 mg/kg 之间变化，平均值为 62 mg/kg 和 63 mg/kg，JYC 剖面 Cr 含量也有明显的降低，分别为 63 mg/kg–69 mg/kg 和 63 mg/kg–72 mg/kg，平均值也降至 64 mg/kg 和 66 mg/kg。表明在 3100 a B.P.之后，气候明显的恶化，趋于冷干，植被衰退，成壤作用也相应的减弱。

2 Rb、Sr 及 Rb/Sr 比分析与成壤环境演变

2.1 Rb、Sr 及 Rb/Sr 比的成壤环境意义

Rb 和 Sr 是一对在地球化学行为方面具有明显差别的微量元素^[85]，研究表明^[85-88]，在风化成壤过程中 Rb 是稳定组分在原地残留富集，而 Sr 是活动性组分随地表水或地下水迁移带出。Rb 在风化成壤过程中从矿物中分解释放后，由于半径较大，很容易被带负电荷的粘土矿物吸附，而在原位滞留富集，因此 Rb 主要赋存于粘化层中，丁敏等做的 SLC 剖面的粒度分析^[89]表明，粘粒组分在古土壤 S_0 中的百分含量最高，与 Rb 在 S_0 中呈现高值（见图 3-2）相互印证。另外由于一些易溶组分在化学风化中的损耗也会引起较稳定的 Rb 含量相对增高。因此最终导致古土壤中 Rb 的含量要远大于黄土。相比之下离子半径较小的 Sr 表现出比 Rb 更强的活动性，在湿润环境下，主要以游离锶或是以碳酸盐的形式随土壤溶液或地表水进行迁移，结果导致大量的锶被淋溶，导致古土壤中 Sr 含量大大低于黄土。

Rb/Sr 比也是一个较常用的指示化学风化程度的指标，风化成壤过程中的 Rb/Sr 比值变化主要是由 Rb、Sr 分离造成的。随风化程度增强，风化产物中 Rb/Sr 比值明显增加，其大小与风化程度之间呈正相关关系^[90]。Rb/Sr 比大小实际上反映了降水量的变化，指示了成壤作用的强度。降水量的增加会促进植被发育，生物风化作用增强，导致土壤的淋溶作用加强，可溶物质的迁移加剧，Rb/Sr 比值升高；降水量的减少，会导致地表植被覆盖降低，尘暴的频繁发主，风尘堆积速率加快，可溶物质在土壤沉积物中的富集，Rb/Sr 比值则会降低。因此，Rb/Sr 比的波动变化可以比较准确的反映风化成壤作用和淋溶作用的强度，进而反映生态环境的演变和古气候的波动变化。

2.2 Rb、Sr 及 Rb/Sr 比的分析结果及指示的成壤环境演变

在马兰黄土 L_1 中, SLC 和 JYC 剖面的 Rb 含量都很低 (见图 4-2、4-3; 表 4-2、4-3), 分别在 99 mg/kg -123 mg/kg 和 71 mg/kg -95 mg/kg 之间变化, 平均分别为 112 mg/kg 和 81 mg/kg, 表明气候十分干旱寒冷, 风化成壤作用很弱。而 Sr 在该阶段恰恰相反, 呈现高值, 两剖面分别在 155 mg/kg -198 mg/kg 和 75 mg/kg -148 mg/kg 之间变化, 平均分别为: 178 mg/kg 和 108 mg/kg, 表明气候十分干旱, Sr 淋溶很少。而 Rb/Sr 比与 Rb 类似, 在 SLC 和 JYC 剖面为明显低值, 平均分别为 0.63 和 0.76, 也主要反映了马兰黄土堆积时, 降水量很少, 风化成壤作用和淋溶作用微弱。

在过渡层黄土 L_t 中, DXF-S 剖面 (表 4-1) Rb 含量显著的由低值向高值过渡, 在 51 mg/kg -88 mg/kg 之间变化, 表明气候向温湿发展, 成壤作用迅速增加, 但其平均值 (65 mg/kg) 仍为全剖面最低值, 说明, 这种温湿程度的增加仍十分有限, 成壤程度还很弱。JYC 剖面 (表 4-3) Rb 含量在 78 mg/kg -93 mg/kg 之间变化, 平均为 87 mg/kg, 较马兰黄土的含量都有所升高, 而 SLC 剖面 (表 4-2) 在 108 mg/kg -117 mg/kg 之间变化, 平均为 111 mg/kg, Rb 含量在过渡层黄土 L_0 中并没有升高, 反而有微弱的降低的趋势, 通过综合分析认为, 在秦岭北麓渭河二级阶地这样的特殊环境中, 气候从冷干向暖湿过渡时, 降水量变化可能滞后于温度变化。在过渡层气温增高的同时, 降水却还没来得及响应其变化, 即存在一暖干过程。Sr 含量在 DXF-S、SLC 和 JYC 剖面的过渡层中都表现为较大幅度的下降趋势, 分别在 271 mg/kg -131 mg/kg、163 mg/kg -136 mg/kg 和 98 mg/kg -75 mg/kg 之间变化, 其中 SLC 剖面的降低幅度最小, 仅为 16%。可能因为当时降水还较少, 淋溶仍然较弱。而 DXF-S、SLC 和 JYC 剖面的 Rb/Sr 比分别在 0.22-0.67、0.67-0.85 和 0.6-1.2 之间变化, 有十分显著的增加, 尤其是在 SLC 剖面虽然 Rb/Sr 增长幅度在三个剖面中最小, 但已经清晰的反映了过渡层黄土的成壤作用较马兰黄土有所增加, 这就进一步证明 Rb/Sr 比作为一个成壤环境指标, 可能比 Rb 和 Sr 本身作为单独的指标具有更确切的含义。通过以上分析, 表明过渡层黄土 L_0 形成时, 气候向暖湿转化, 降水量有所增加, 但总量仍然较低, 风化成壤作用和淋溶作用有一定加强, 但仍然较弱。

在古土壤 S_0 中, DXF-S 剖面的 Rb、Sr、Rb/Sr 分别在 68 mg/kg -101 mg/kg、89 mg/kg -152 mg/kg 和 0.51-1.04 之间变化, 平均为 85 mg/kg、115 mg/kg 和 0.75, Rb 和 Rb/Sr 均为峰值, 而 Sr 在该阶段呈谷值, 说明这一时期气候十分湿润, 淋溶强烈, 成壤作用旺盛, DXF-S 剖面处于全新世的气候适宜期。SLC 剖面古土壤的 Rb、Sr、Rb/Sr 平均分别为 123 mg/kg、111 mg/kg 和 1.12, 而弱成壤层中的平均含量为 134 mg/kg、98 mg/kg 和 1.36, Rb 和 Rb/Sr 的含量均要高出古土壤的含

量, Sr 的含量则要低于古土壤的含量, 表明弱成壤层发育时的湿润程度似乎还高于古土壤, 淋溶强烈。综合分析其原因认为, 在秦岭北麓渭河二级阶地这样的特殊环境中, 气候从暖湿向冷干过渡时, 降水量变化也可能滞后于温度变化, 即存在一冷湿过程。JYC 剖面的 Rb 和 Rb/Sr 的含量虽然也呈现出明显的峰值, 但中间有一个较显著的谷值段, 把古土壤 S_0 分为明显的两层。下层古土壤 S_0^2 的 Rb 和 Rb/Sr 含量分别在 98 mg/kg-124 mg/kg 和 3-7.8 之间变化, 平均为 112 mg/kg 和 4.8, 在中间夹层 Lx, Rb 和 Rb/Sr 分别降至 93 mg/kg-113 mg/kg 和 2.5-4.1 之间, 平均为 105 mg/kg 和 3.2, 上层古土壤 S_0^1 的 Rb 和 Rb/Sr 含量又有小幅的升高, 在 99 mg/kg-127 mg/kg 和 2.4-4.4 之间变化, 平均为 109 mg/kg 和 3.6。Sr 的含量变化恰恰相反, 下层古土壤 S_0^2 的值最低, 平均为 25 mg/kg, 指示了强烈的淋溶作用; Lx 夹层是明显的一个高值段, 平均为 34 mg/kg, 说明气候变干, 淋溶减弱; 上层古土壤 S_0^1 的 Sr 含量平均为 31 mg/kg, 说明气候又向湿润演变, 淋溶作用增强, 但并没有恢复到大暖期前期的水平。表明 JYC 剖面全新世中期的暖湿气候被一气候恶化事件打断, 且大暖期前期要比后期湿润。

在现代黄土层 L_0 和表土层 TS 中, 三个剖面的 Rb 和 Rb/Sr 都有不同程度的降低, 而 Sr 则有显著的升高。DXF-S 剖面 Rb、Sr、Rb/Sr 含量在 L_0 和 TS 中平均为 74 mg/kg-74 mg/kg, 138 mg/kg-138 mg/kg 和 0.53-0.54; SLC 剖面平均为 126 mg/kg-123 mg/kg, 127 mg/kg-144 mg/kg 和 1.01-0.86; JYC 剖面的平均为 97 mg/kg-106 mg/kg、79 mg/kg-74 mg/kg 和 1.3-1.5。表明在 3100 a B.P.之后, 气候明显干化, 淋溶作用和成壤作用大大减弱。

3 Ba 与 Rb/Ba 比分析与成壤环境演变

3.1 Ba 与 Rb/Ba 比的成壤环境意义

Ba 与 Sr 的地球化学行为相似, 在风化过程中均为较易迁移元素, 主要反映了降水量与湿度的变化。在湿润环境下, 钡随土壤溶液或地表水进行迁移, 被大量淋溶, 而干旱环境下, 钡大多留在原地, 造成相对富集, 导致古土壤中 Ba 含量低于黄土中的含量。由于 Ba 与 Sr 的相似性, 我们尝试使用 Rb/Ba 比作为一个气候指标来佐证 Rb/Sr 比值波动所反映的古气候变化及生态环境的演变。实验分析结果表明 Rb/Ba 比与 Rb/Sr 比具有相似的变化, 高值指示成壤强度大, 代表了温暖湿润的气候, 而低值指示风化成壤作用微弱, 表明气候较为干冷。

3.2 Ba 与 Rb/Ba 比的分析结果及指示的成壤环境演变

Ba 在三个剖面中的变化相似 (图 4-1、4-2、4-3; 表 4-1、4-2、4-3), 清晰的指示了剖面中的各个地层成壤的差异和环境的演变。在马兰黄土 L_1 中, SLC 和

JYC 剖面的 Ba 含量都很高, 分别在 1909 mg/kg-2778 mg/kg 和 3033 mg/kg-4655 mg/kg 之间变化, 平均分别为 2263 mg/kg 和 3842 mg/kg, 表明 Ba 几乎没有淋失, 气候十分干旱, 成壤作用很弱。在过渡层黄土 Lt 中, DXF-S 和 JYC 剖面 Ba 含量分别在 3775 mg/kg-2125 mg/kg 和 3304 mg/kg-2223 mg/kg 之间变化, 表现为迅速的下降, 表明气候向湿润转化。但平均值仍然很高, 分别为 3211 mg/kg 和 2853 mg/kg, 表明 Ba 在该阶段只受到微弱的淋溶, 土壤湿度还很低。而 SLC 剖面在 1866 mg/kg-2798 mg/kg 之间变化, 平均为 2379 mg/kg, Ba 含量在过渡层并没有降低, 反而有升高的趋势, 与 Rb 指示的意义类似, 应该仍是气候从冷干向暖湿过渡时, 降水量变化滞后于温度变化。

在古土壤 S_0 中, DXF-S 和 SLC 剖面 Ba 含量在 1153 mg/kg-2744 mg/kg 和 679 mg/kg-1819 mg/kg 之间变化, 平均为 1660 mg/kg 和 1171 mg/kg, 都处于剖面中的最低谷, 说明 Ba 元素发生了强烈的淋溶, 代表了这一时期气候十分湿润, 是全新世的气候适宜期。但从 SLC 剖面的分析结果中发现, 在弱成壤层中, Ba 的淋溶似乎更强烈, 这也是当地特殊环境下降水变化滞后于温度变化的一个明显的反映。JYC 剖面的 Ba 含量也有十分明显的降低, 但在普遍的低值中间有一个较明显的高值段, 证明了黄土夹层 L_x 的存在。下层古土壤 S_0^2 的 Ba 含量在 602 mg/kg-872 mg/kg 之间变化, 平均为 782 mg/kg, 表明淋溶强烈; 在中间夹层 L_x , 土壤湿度降低, 淋溶减弱, Ba 含量升高到 602 mg/kg-1142 mg/kg 之间, 平均为 872 mg/kg; S_0^1 的 Ba 含量又降低, 在 601 mg/kg-871 mg/kg 之间变化, 平均为 705 mg/kg, 表明气候又变湿润, 淋溶加强。

在现代黄土层 L_0 和表土层 TS 中, DXF-S 剖面的 Ba 含量有显著的升高, 分别在 2018 mg/kg-2667 mg/kg 和 1643 mg/kg-2259 mg/kg 之间变化, 平均值为 2206 mg/kg 和 2040 mg/kg; SLC 剖面 Ba 含量也有明显的升高, 分别为 959 mg/kg-1578 mg/kg 和 1371 mg/kg-1944 mg/kg, 平均值也升至 1319 mg/kg 和 1628 mg/kg; JYC 剖面的平均值也升至 2115 mg/kg 和 1628 mg/kg。表明在 3100 a B.P. 之后, 气候明显干化, 淋溶作用大大减弱。

SLC 剖面的 Rb/Ba 比与 Rb/Sr 比具有相似的变化, 对比良好, 说明 Rb/Ba 比也可以作为一个较好的气候代用指标, 用于古气候环境的恢复工作。在马兰黄土 L_1 中, Rb/Ba 比在 3.7%-6.1% 之间变化, 平均为 4.8%, 表明气候冷干, 成壤作用很弱, 在过渡层黄土 Lt 中, 平均为 4.5%, 没有升高, 反而降低, 说明与其他元素分析的结果类似, 当地降水变化滞后于温度变化, 从古土壤 S_0 向全新世黄土过渡的弱成壤层也出现类似的情况, 指示成壤作用和气候温湿性的指标 Rb/Ba 的高值出现在弱成壤层内, 平均为 14.4%, 而古土壤中平均仅达到 10.5%。

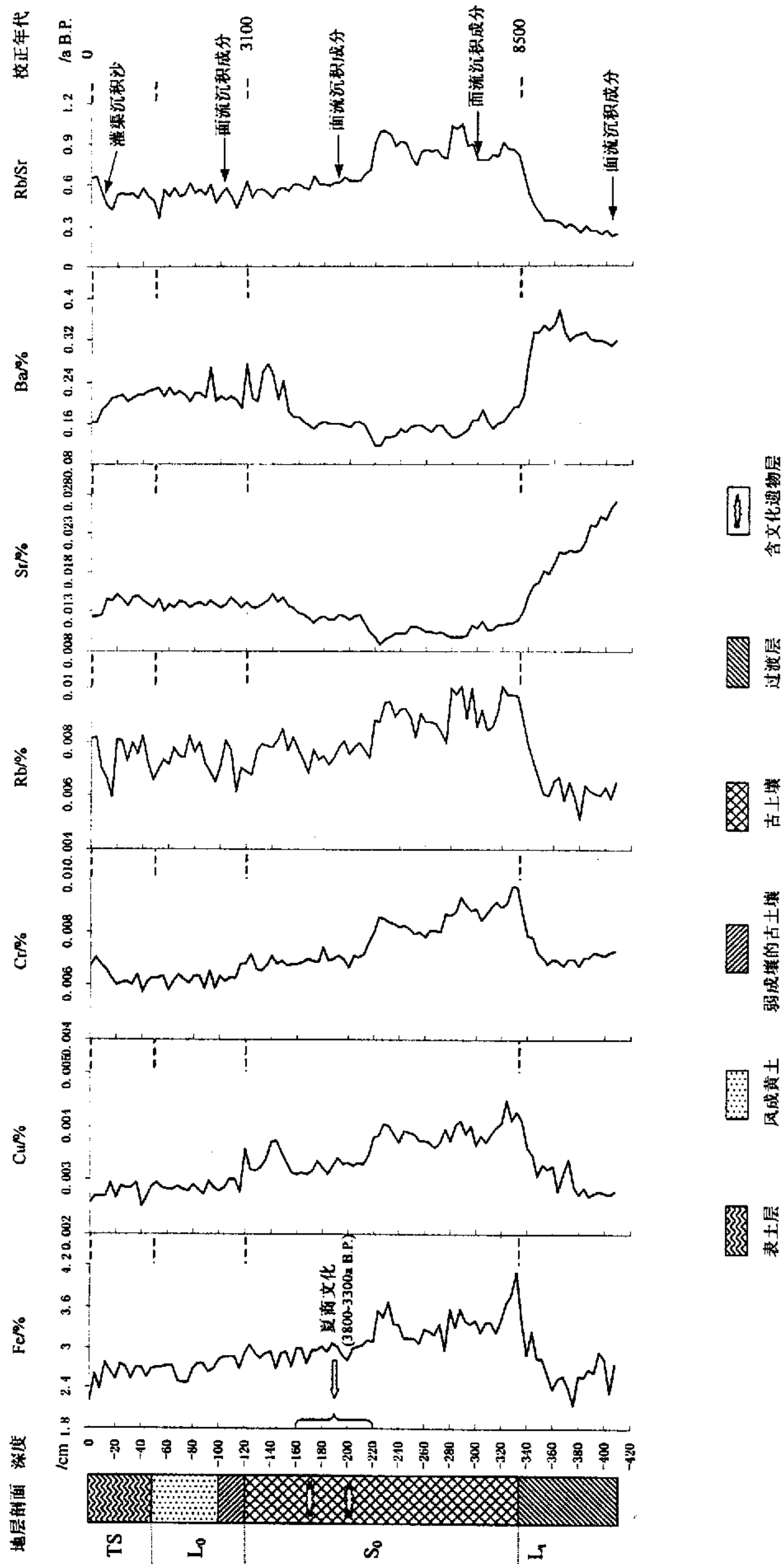


图 4-1 山西夏县 DXF 全新世黄土-土壤剖面地层划分及 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr 比值含量对比曲线图

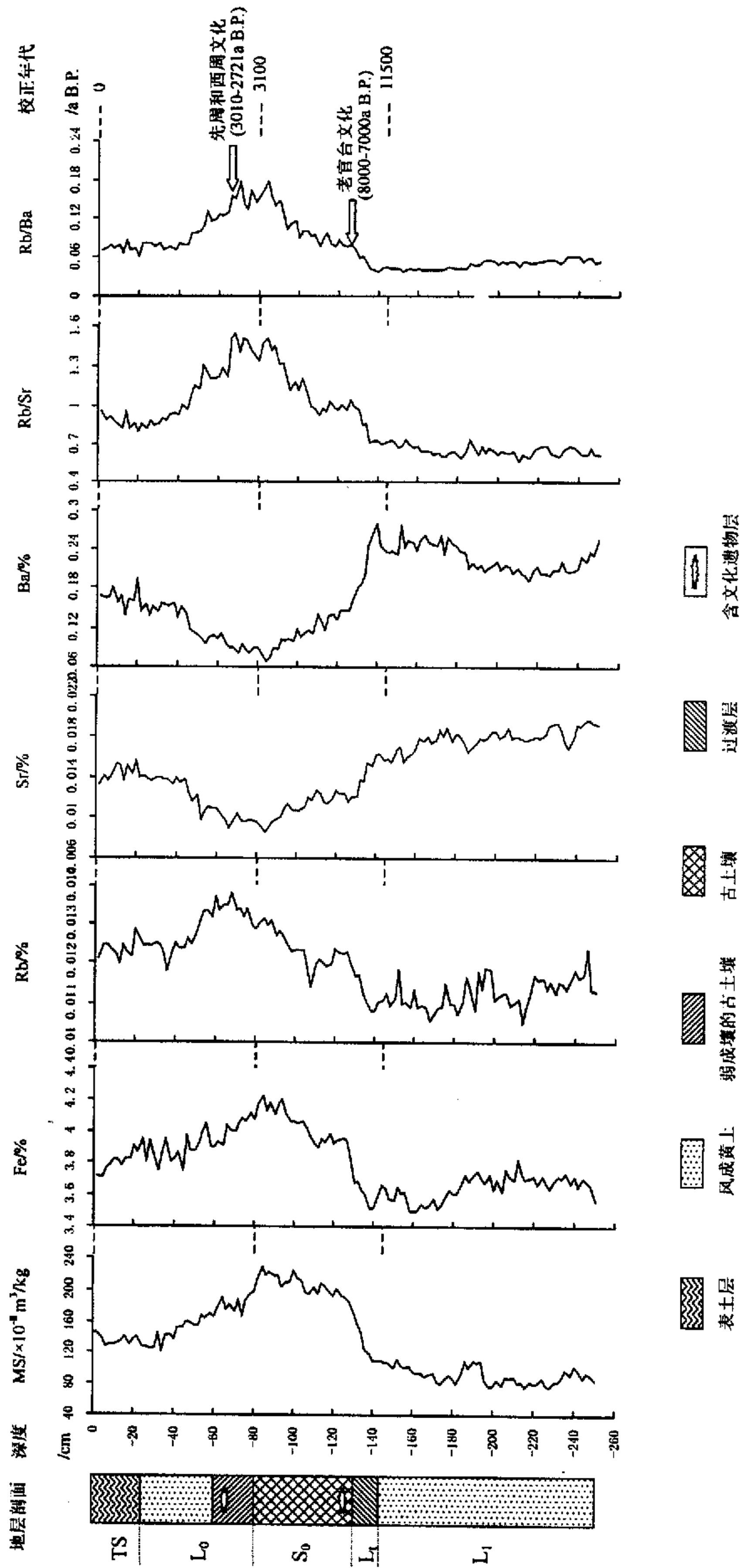


图 4-2 陕西长安 SLC 全新世黄土-土壤剖面地层划分及磁化率、Fe、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr、Rb/Ba 含量曲线图

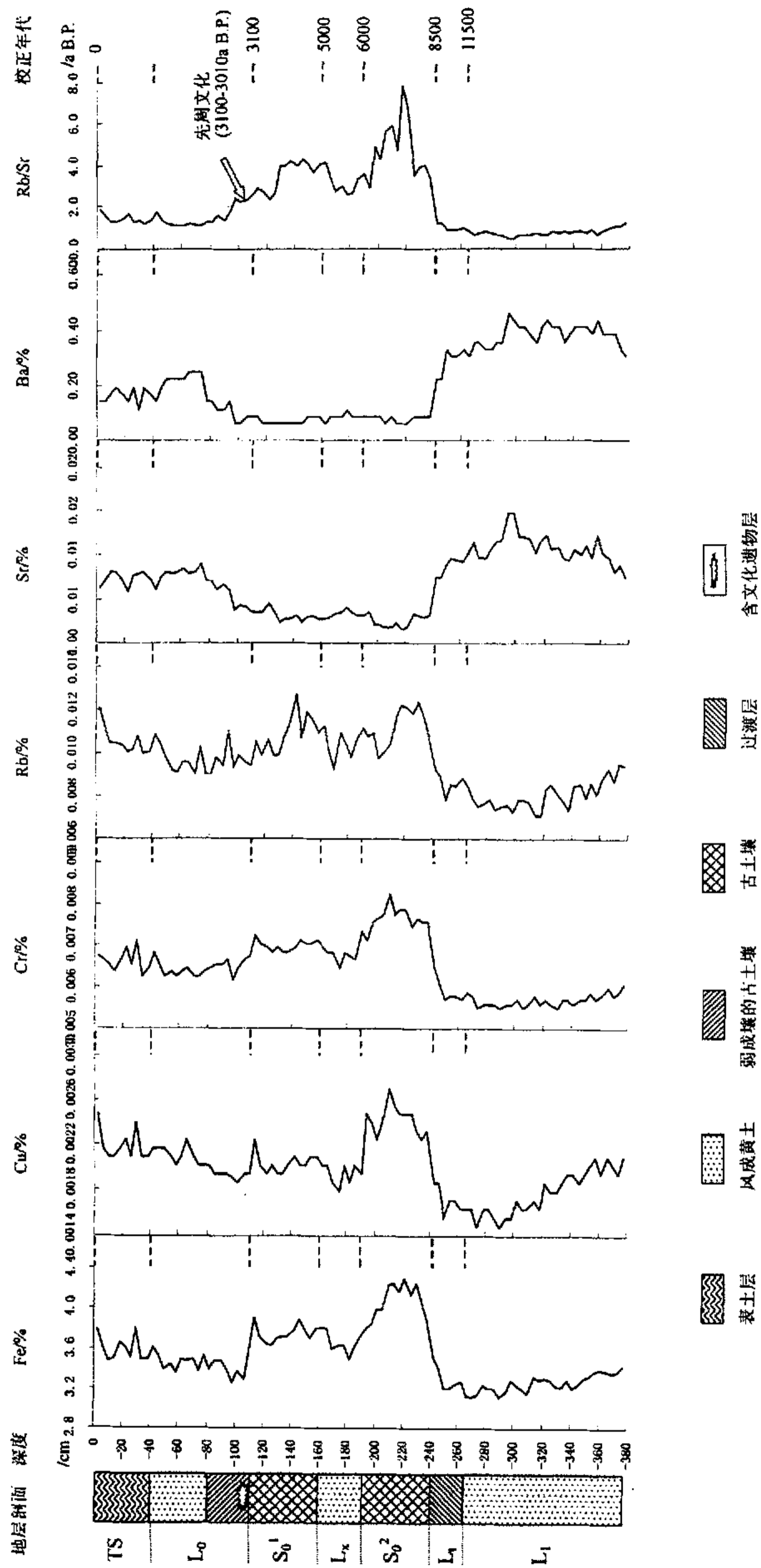


图 4-3 陕西扶风 JYC 全新世黄土-土壤剖面地层划分及 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr 含量曲线图

表 4-1 山西夏县 DXF-S 全新世黄土-土壤剖面元素分析结果

地 层 位	深 度 (cm)	样 品 数	Fe (%)		Cu (mg/kg)		Cr (mg/kg)		Rb (mg/kg)		Sr (mg/kg)		Ba (mg/kg)		Rb/Sr	
			范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (TS)	50-0	13	2.2-2.8	2.6	25-30	28	57-70	63	60-82	74	123-152	138	1643-2259	2040	0.42-0.66	0.54
黄土层 (L ₀)	100-50	13	2.4-2.8	2.7	27-30	28	58-65	62	65-82	74	130-145	138	2018-2667	2206	0.36-0.62	0.53
弱成壤层 (L ₀)	120-100	5	2.7-2.9	2.8	28-36	30	61-68	64	62-81	72	135-148	141	1915-2723	2186	0.44-0.63	0.54
古土壤 (S ₀)	334-120	53	2.6-4.1	3.2	31-45	37	65-97	79	68-101	85	89-152	115	1153-2744	1660	0.51-1.04	0.75
过渡层黄土 (L ₁)	? -334	19	2.1-3.4	2.7	27-41	31	67-88	72	51-88	65	131-271	207	2125-3775	3211	0.22-0.67	0.33

表 4-2 陕西长安 SLC 全新世黄土-土壤剖面元素分析结果

地层 层位	深度 (cm)	样 品 数	MS ($\times 10^8 \text{ m}^2/\text{kg}$)		Fe (%)		Rb (mg/kg)		Sr (mg/kg)		Ba (mg/kg)		Rb/Sr		Rb/Ba (%)	
			范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (TS)	25-0	12	127-146	136	3.7-3.95	3.81	119-128	123	133-156	144	1371-1944	1628	0.79-0.91	0.86	6-88	7.5
黄土层 (Q_0)	60-25	17	122-171	147	3.75-4.06	3.88	118-133	126	97-140	127	959-1578	1319	0.84-1.33	1.01	71-132	9.1
弱成壤层 (Q_0)	80-60	10	165-193	179	3.9-4.11	4.01	129-138	134	88-109	98	806-1101	925	1.24-1.53	1.36	123-176	14.4
古土壤 (Q_0)	132-80	26	170-228	205	3.8-4.22	4.03	111-132	123	85-128	111	679-1819	1171	0.92-1.53	1.12	73-177	10.5
过渡层黄 土 (Q_1)	144-132	6	110-157	128	3.51-3.68	3.59	108-117	111	136-163	151	1866-2798	2379	0.67-0.85	0.74	36-61	4.5
马兰黄土 (Q_1)	? -144	54	25-112	91	3.49-3.82	3.64	99-123	112	155-198	178	1909-2778	2263	0.54-0.71	0.63	3.7-61	4.8

表 4-3 陕西扶风 JYC 全新世黄土-土壤剖面元素分析结果

地层 层位	深度 (cm)	样 品 数	Fe (%)		Cu (mg/kg)		Cr (mg/kg)		Rb (mg/kg)		Sr (mg/kg)		Ba (mg/kg)		Rb/Sr	
			范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (TS)	40-0	10	3.47-3.8	3.6	21-25	22	63-72	66	100-121	106	59-82	74	1142-1953	1628	1.2-1.9	1.5
黄土层 (L ₀)	80-40	10	3.35-3.6	3.47	20-22	21	63-69	64	91-108	97	61-91	79	1412-2493	2115	1.1-1.8	1.3
弱成壤层 (L ₀)	110-80	8	3.25-3.6	3.4	19-20	19.3	62-68	66	91-110	97	36-71	53	602-1412	1007	1.3-2.6	2
古土壤 (S ₀ ¹)	160-110	12	3.63-3.9	3.75	19-22	20.3	69-73	71	99-127	109	25-45	31	602-872	692	2.4-4.4	3.6
黄土夹层 (Lx)	190-160	8	3.48-3.8	3.65	18-20	19.3	65-74	68	93-113	105	27-41	34	602-1142	872	2.5-4.1	3.2
古土壤 (S ₀ ²)	242-190	12	3.73-4.3	4.06	22-27	24.3	72-82	77	98-124	112	16-36	25	602-872	782	3-7.8	4.8
过渡层黄 土 (L ₁)	265-242	6	3.2-3.5	3.3	16-23	18	57-65	59	78-93	87	75-98	88	2223-3304	2853	0.6-1.2	1
马兰黄土 (L ₁)	? -265	29	3.1-3.4	3.25	15-21	17.7	55-61	57	71-95	81	75-148	108	3033-4655	3842	0.5-1.2	0.76

第五章 讨 论

第一节 剖面元素含量与气候环境演变的总体规律

按照土壤发生学原则,地带性土壤的发生特征应与地理环境存在统一性和连续性,如果成壤环境发生变化,其成壤过程和特征也随之发生变化^[91],通过对汾渭平原 DXF-S、SLC、JYC 三个剖面磁化率、全 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr 以及 Rb/Ba 的分析,为研究汾渭平原全新世成壤环境、气候变化和生态环境演变提供了详实的资料和信息。认为这三个剖面具有一定程度的一致性,可以相互比较印证。分析结果表明,马兰黄土 L₁ 代表的末次冰期的干冷气候,与全新世存在很大的差别;全新世气候变化在千年尺度上表现为明显的三个阶段:初期转暖,中期达到最暖的全新世适宜期,晚期又转凉。关于各个阶段的起止时间,不同的地域由于小气候的影响及分析指标的不同,划分的方案有一定差别。根据目前通用的新的全新世划分方案,我们把 11500 a B.P. 作为全新世与末次冰期的分界^[70],8500 a B.P.和 3100 a B.P.作为全新世三个阶段的分界线^[92]。

1 末次冰期 (-11500 a B.P.)

末次冰期以马兰黄土 L₁ 为代表,分别对应于 SLC 和 JYC 剖面的 144 cm 和 265 cm 以下的层位。实验分析结果(见图 4-1、4-2、4-3)表明:在马兰黄土 L₁, SLC 和 JYC 剖面剖面全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 含量都表现为整个剖面最低的谷值,而 Sr 和 Ba 表现为剖面中最大的峰值,清晰的反映了马兰黄土形成的末次冰期,成壤作用很弱,土壤湿度很低,几乎没有淋溶和粘化作用,植被覆盖稀疏,沙尘暴活动频繁,气候十分干冷,而且由分析结果可知,其干冷程度比全新世中任何一个气候恶化期都要强烈。

2 全新世早期 (11500-8500 a B.P.)

全新世早期以阶段性迅速升温为特点,对应于 DXF-S、SLC、JYC 三剖面的过渡层 Lt,深度分别为 334 cm 以下、144-132 cm、265-242 cm。实验分析结果(见图 4-1、4-2、4-3 和表 4-1、4-2、4-3)表明:在过渡层 Lt,三个剖面全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 含量均表现为明显的低值向高值的攀升,清晰的反映了过渡层黄土的成壤作用较马兰黄土有所增加,气候从末次冰期的干冷气候向温暖的冰后期过渡,气温回升,降水量增加,植被开始恢复,成壤程度有一定加强,粉尘在堆

积过程中经受了很弱的粘化作用和淋溶作用。而 Sr 和 Ba 在该阶段表现为由峰值向谷值的过渡，表明淋溶作用稍有增强，气候向湿润转化。综合三个剖面的分析结果，我们还可以发现，这一阶段，各指标的变化幅度都比较大，说明全新世早期，气候的变化比较迅速、剧烈，次一级的气候波动明显，时常有气候回返恶化的情况出现。另外由三个剖面 Lt 层的厚度均较薄，我们可以推知，全新世早期，沙尘暴显著减少，土壤的发育表现为边沉积，边成壤。但由于降水总量不多，气候仍然较干旱，成壤作用还很弱。

3 全新世中期适宜期 (8500-3100 a B.P.)

全新世中期是全新世最温暖、最适宜的时期，可能比现在年平均温度高 2-3℃左右^[92]。对应于 DXF-S、SLC、JYC 三剖面的古土壤层 S₀，深度分别为 334-120 cm、132-80 cm、242-110 cm。实验分析结果（见图 4-1、4-2、4-3）表明，三个剖面的全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 含量均达到了整个剖面的峰值，证明该阶段汾渭平原，降水量增加，温度升高，生态环境适宜，植被繁茂，风成沉积物的成壤作用强烈，伴随淋溶和粘化作用发生，粘化层发育。同时，Sr 和 Ba 在该阶段均表现为整个剖面的最低谷，表明在该阶段气候最为湿润，土壤湿度大，淋溶强烈。但 JYC 剖面 190-160 cm 处出现的黄土夹层 L_x 也表明大暖期其实并不是一个稳定、持续的温暖湿润期，其间气候存在着一定波动。

4 全新世晚期 (3100 a B.P.至今)

全新世晚期以现代黄土 L₀ 和表土层 TS 为代表，分别对应于 DXF-S、SLC、JYC 三剖面的 120 cm 至地表、80 cm 至地表、110 cm 至地表深度。反映了西北季风为主导，气候比较干旱寒冷，雨土尘暴频繁^[15-16]。实验分析结果（见图 4-1、4-2、4-3）表明，3100 a B.P. 以来形成的现代黄土和表土层中各种指标的理化性质与全新世古土壤差异很大。在现代黄土和表土层中，全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 均表现为较明显的降低，指示成壤作用减弱，气候向冷干演变；Sr 和 Ba 的值有显著的升高，指示淋溶作用减弱，土壤湿度降低，气候干化。总之，3100 a B.P. 以来，汾渭平原进入了一个相对干旱少雨期，风尘堆积速率高，成壤作用减弱，伴随风成沉积物的次生粘化作用，淋溶作用大大减弱，水土资源急剧退化。

第二节 汾渭平原全新世短尺度的关键时段气候变化特点

1 大暖期中间的短尺度环境恶化事件

JYC 剖面的古土壤层 (242-110 cm), 表现为多周期复合土壤, 被一黄土夹层 Lx (190-160 cm) 分裂为两层 S_0^2 (242-190 cm) 和 S_0^1 (160-110 cm), 记录了全新世适宜期当中在 6000-5000 a B.P. 的环境恶化事件^[74]。该气候恶化事件在 JYC 剖面各项指标中均有反映: 全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 在 190-160 cm 均为一相对谷值, 表明当时风尘堆积占优势, 成壤作用减弱, 气候变的相对冷干, 而 Sr 和 Ba 在该阶段均表现为明显的峰值, 说明在黄土夹层 Lx 发育时, 淋溶作用减弱, 土壤湿度降低, 气候变干。因此所谓的大暖期其实并不是一个稳定、持续的温暖湿润期, 其间存在一定的气候波动。许多研究都证实了该气候恶化事件的存在: 冲绳海槽 B-3GC 钻孔柱状样芯花粉学记录, 在 6000-5000 a B.P. 前后, 亚热带、热带的植物花粉成分大幅度增加, 反映植被带大幅度抬升, 常绿阔叶林面积扩大^[75]。施雅风^[74]也曾总结中国全新世大暖期的气候变化, 认为在 6000-5000 a B.P. 中, 气候波动剧烈, 环境条件较差。

至于 6000-5000 a B.P. 的气候恶化事件为何仅在 JYC 剖面出现, 而 DXF-S 和 SLC 剖面古土壤层各指标并未显示出该事件的存在, 究其原因, 可能与不同的地形位置、侵蚀与堆积平衡的差异有关^[93]: DXF-S 剖面位于洪积扇前沿缓坡, 易受到流水侵蚀, 其粒度分析记录的多次面状水流侵蚀-堆积事件就是最好的证据; 而 SLC 剖面因位于渭河二级阶地, 沔河西侧, 地势平坦, 也可能受到面状流水侵蚀。因此, DXF-S 和 SLC 剖面薄层的 Lx 粉尘堆积很容易被侵蚀殆尽, 因而在剖面中没有显现出来。而 JYC 剖面位于台塬面的浅洼地内, 黄土粉尘堆积和成壤过程中地面稳定, 易形成厚度大、层次完整的全新世剖面。此外, 我们也可从另外一个角度考虑, 因为 DXF-S 和 SLC 剖面较 JYC 剖面要偏东南, 受东南季风的影响稍强, 再加之微地貌的影响, 土壤的成壤作用也要比 JYC 略强。因此在全新世适宜期, 粉尘堆积速率慢, 成土作用强, 即使有百年尺度的干旱事件出现, 产生粉尘堆积, 也极易为接下来的成壤作用所改造, 从而使 DXF-S 和 SLC 剖面的古土壤层 S_0 不易细分。因此, 虽然在 DXF-S 和 SLC 剖面的古土壤层 S_0 中, 各指标均未显示全新世中期这个干冷事件, 但并不表示该事件不存在。

2 运城盆地大暖期后期人类活动对成壤的影响

DXF-S 剖面在古土壤 S_0 上部约 220-160 cm 处, 全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 表现为相对的低谷 (见图 4-1), 其中尤以 Cu、Cr 和 Rb 等稳定元素的表现最为明显: 在 220-160 cm 层位, Cu 含量在 31-38 mg/kg 之间变化, 平均为 33 mg/kg, 而在古土壤 S_0 的其余层位 (334-220 cm 和 160-120 cm), Cu 在 31 mg/kg-45 mg/kg 之间变化, 平均高达 38 mg/kg; Cr 和 Rb 含量在 220-160 cm 层位平均值分别为

71 mg/kg 和 76 mg/kg, 而在古土壤 S_0 的其余层位平均值却高达 81 mg/kg 和 88mg/kg。这些化学元素指标在 220-160 cm 层位的显著降低表明, 在该阶段土壤生物化学风化作用减弱, 成壤强度大大降低了。由于在该层位中部 200-180 cm 处出现面流沉积物质, 考虑到 DXF-S 剖面位于中条山西北侧的洪积扇前沿地区, 最初认为该阶段弱成壤可能是由于水流的冲蚀、淋滤作用造成的土壤元素流失, 但一般的面流侵蚀对土壤的影响不可能有这么大的规模, 而且从其 Sr 和 Ba 元素分析可以看出这两种易淋溶元素在 220-160 cm 处并没有发生明显的淋失 (如图 4-1 所示), 相对于古土壤下部反而是一个高值段, 那么相对较稳定的元素 Fe、Cu、Cr、Rb 就更不可能被大量淋滤, 这就进一步证明对于该阶段的弱成壤, 面状水流的冲蚀、淋滤可能有微弱的影响, 但并不是主导因素。另一方面, 我们也不能由土壤的弱成壤就简单理解为是气候变化的影响, 认为该阶段气候一定是在向冷干演变, 这不符合当时汾渭平原整体的气候演变规律, 而当地的微地貌和小气候变化也不会造成这么大的差异, 因此, 也基本可以排除气候变化因素的影响。综合以上考虑, 本研究在进一步分析剖面野外考察记录和室内土壤特征描述以及各化学指标在剖面中的变化后, 发现恰好在该层位 (220-160 cm) 出现含文化遗物层, 经鉴定是夏商时代 (3800-3300 a B.P.) 人类活动的遗迹。因此我们认为该层位土壤弱成壤的形成可能与人类活动有关, 很可能是夏商时代的人类活动 (耕垦、聚落建设等) 对当时地表土壤和植被干扰增强, 破坏了原有的土壤侵蚀-堆积平衡, 加速水土流失, 导致了土壤退化。

为了进一步论证人类活动对史前土壤侵蚀过程的影响程度, 我们需从现代侵蚀的原理入手来分析。土壤侵蚀是指土壤在内外力 (如水力、风力、重力、人为活动等) 的作用下, 被分散、剥离、搬运和沉积的过程。影响土壤侵蚀的因素比较多, 可以概括为自然因素和人为因素。自然因素包括气候、地形、土壤性质、植被等, 在纯粹自然因素综合作用下形成的土壤侵蚀, 称为自然侵蚀或本底侵蚀。但人类出现后, 在人类活动较强的区域与时段, 土壤在自然本底侵蚀的基础上叠加了人为因素的影响, 变的更加复杂。人类活动可以直接造成土壤侵蚀 (如挖掘过程), 也可以通过影响自然过程而加速土壤侵蚀, 由于夏商时代生产力水平仍然较低, 人类活动对土壤侵蚀的影响应该还是以后者为主。在明确了侵蚀的基本原理之后, 还必须要了解当时人类活动的性质和强度。夏、商时期生产力还不是很发达, 所谓的人类活动主要是农业耕垦和聚落建设。但相传夏朝已经开始用粮食造酒, 说明当时粮食生产有了剩余, 农业生产有了较大的进步, 相应的人口有了一定增长, 聚落也开始扩展, 人类活动对自然土壤的扰动加强。而且据考证夏商原始农业实行撂荒耕作制——毁林毁草开垦土地, 一般耕种几年之后, 便要抛荒,

重新寻找新的土地来源。这种耕作制度对植被的破坏和土壤的扰动更为强烈和广泛。在耕作方法上，夏商时出现了“垄作”，也会进一步增加对土壤的扰动。下面我们就把夏商人类活动和侵蚀原理结合起来，讨论夏商时代的这种人类活动到底是如何加速土壤侵蚀、引起土壤退化的：

首先夏商时代人类通过破坏植被来加速土壤侵蚀，导致土壤退化。我们已经了解到夏商原始农业实行撂荒耕作制，这种耕作制度对植被的破坏十分强烈和广泛。从现代土壤侵蚀原理来看，植被能改变降雨和径流的过程和特点，可以从减小径流、削弱溅蚀、抵抗流水侵蚀等方面保护其下部的土壤，同时能够改善土壤结构，固结土壤颗粒，具有明显减弱土壤侵蚀的作用，因此，当植被破坏后，土壤表面就失去了保护层，雨滴溅击引起团聚结构破坏；土壤侵蚀的速率将会提高。现代人为破坏植被的加速侵蚀研究表明^[94]，在人为破坏植被的地区，当流域植被覆盖度从90%依次降为70%、25%和小于2%(即流域植被完全被人为破坏开垦为农地)时，流域的输沙量分别增加7.6倍，356.3倍和14320-3745倍。在人为破坏植被的新开垦农地上，土壤侵蚀量达10000-21772 t/(km².a)，而林地上的侵蚀量小于15 t/(km².a)，开垦地上的侵蚀量是林地的几百倍到几千倍^[95]。另外植被破坏后，土壤表面直接受阳光照射，使地面温度上升，土壤耗水量加大，趋于干燥，土壤湿度降低，这在Sr、Ba的分析结果中有明显的表现。土壤水分的减少，必然阻碍了土壤成壤的生物化学过程。另一方面植被减少还增加了空气中水汽运移的速度，空气中相对湿度降低，气候变得干燥，可能导致区域小气候恶化，进而又促进了土壤侵蚀，减弱了成壤。

其次，夏商时代人类已经可以通过改变自然地貌加速土壤侵蚀，夏商时出现了“垄作”，可能与解决排涝和灌溉的问题有关。垄，时称为“亩”，《诗经》中有所谓“乃疆乃理，乃宣乃亩”，也就是平整土地，划定疆界，开沟起垄，宣泄雨水的意义。“垄作”虽有利于水的排泄，却加大了水的流速与流量，使水流携沙能力增强，加大了水流对土壤颗粒的冲刷和分选，结果直接加剧了排水沟及其两侧坡面下部的土壤侵蚀，并可能因侵蚀基准面降低进一步加大面状水流速度，间接加剧侵蚀。

此外，人类活动还可以通过改变土壤结构和质地加剧土壤侵蚀。夏商时代运城盆地旱作农业，人类耕作扰动土壤后，使得土壤含水量降低，如“垄作”使得沟内及两侧坡地下部土壤含水量降低，引起土壤缺水干旱，促进土壤侵蚀。另外，根据张燕等^[96]对现代耕作土与非耕作土的土壤侵蚀与土壤质量改变进行的对比研究，认为人类活动的加速侵蚀可能造成土壤质地粗化，因为人类耕作活动对土壤的经常搅动(如松土培根等)，使当时的表层土壤变得疏松，且使土壤细颗粒

不断被带至表层，有利于水流将细粒土壤带走，而在原地留下较粗土壤颗粒。长期作用的结果，便出现了土壤质地明显粗化的现象。此外人类对农作物的收获活动使本应回归土壤的养分丧失，使土壤有机质减退，而土壤有机质含量与土壤团聚体的形成关系密切，因而导致土壤团聚性破坏。这些土壤结构和质地的破坏，又进一步导致土壤的渗水、保水性能变差，促进水土流失。

综合以上分析，夏商时人类活动的影响虽然远不如现代强烈，但通过这些因素综合作用，加速了当时的土壤侵蚀，导致土壤在非自然的情况下较大程度的退化，而且土地撂荒后，人类活动引起的土壤加速侵蚀的负面影响并不能立刻停止，自然的成壤作用对侵蚀引起的土壤退化也难以马上恢复，因为细颗粒仍在自然侵蚀作用下不断损失，而粗颗粒风化分解过程又较长，留下的土壤还将持续粗化相当长的一段时间。因此，在 DXF-S 剖面化学元素分析中，220-160 cm 层位 60 cm 的厚度范围内均表现为土壤湿度的降低、生物化学风化作用和成壤强度的大幅度减弱。表明夏商时代人类在中条山北麓洪积扇的活动，对当地土壤造成的加速侵蚀影响程度还是相当大的。而且由于 DXF-S 剖面在洪积扇上所处的特殊位置，使它的人为加速土壤侵蚀与退化过程变的更加复杂：DXF-S 剖面位于洪积扇前沿地区，地势较平坦，主要的自然侵蚀方式是薄层水流的面状侵蚀，搬运动力较小，因此剖面土壤受到人为加速侵蚀、退化之后，大多滞留原地，只有很少一部分土壤被水流冲刷流失。但洪积扇中上部的土壤受到人类加速侵蚀，极易被面状水流把表层疏松土壤搬运到洪积扇下部沉积下来，剖面中 200-180 cm 发现的面流沉积成分就是有力的证明。冲刷与沉积共同作用虽然使得 DXF-S 剖面在该阶段净侵蚀损失量相对减少，甚至为负值，但由于来自洪积扇中上部的土壤仍是当时受人类加速侵蚀作用下的表层弱成壤的土壤，且经过水流的淋洗作用，变的更加“贫瘠”，使得 DXF-S 剖面在该层位（220-160 cm）土壤比起当时洪积扇中上部土壤可能退化的更严重。说明 DXF-S 剖面古土壤 S_0 上部的弱成壤层位不仅指示了洪积扇下部成壤受到了人类活动的直接扰动，同时也表明当时整个洪积扇可能都有人类活动，土壤都发生了明显的退化。

进一步深入研究，我们从 DXF-S 剖面面流沉积成分出现的层位（200-180 cm）和 S_0 上部的弱成壤层位（220-160 cm）的相对位置关系，也可以尝试推断当时人类在洪积扇上的活动范围变化。夏代早期的龙山文化从陶寺迁移到 DXF-S 所在的中条山北麓洪积扇上时，可能主要在洪积扇下部活动，洪积扇中上部土壤还没有受到人类的加速侵蚀，因而位于洪积扇下部的 DXF-S 剖面，虽然在 220-180 cm 层位土壤由于人类扰动已经开始退化，但却没有含中上部的面流迁移沉积成分。而随着人口增长，聚落发展，人类的活动范围扩展到洪积扇中上部，土壤开始受

到加速侵蚀，面状水流把表层松散土粒带到洪积扇下部沉积下来，因而在 DXF-S 剖面中 200-180 cm 阶段含有面流沉积成分。而后期可能由于人类对土壤的侵蚀加剧，土壤含水量降低，洪积扇中上部水资源首先变的短缺，已不能满足当地人类的生产、生活需求，再加上土壤退化，耕作收成减少，位于洪积扇中上部的人率先开始迁移，因而使洪积扇中上部后期植被和土壤有一个自然恢复的过程，土壤侵蚀运移量减少，使得洪积扇下部在 180-160cm 层位也没有出现面流沉积成分。最终洪积扇下部的人类在土地大部分撂荒，没有新的耕地来源，水资源严重短缺的情况下，也迁出了该地区，继续寻找新的肥沃土地。人类迁出后洪积扇下部的土壤也开始自然恢复过程，各化学指标显示，DXF-S 剖面 160-120cm 层位在大暖期后期暖湿气候的影响下土壤成壤过程又有了一定加强。

3 3100 a B.P.的气候转型

黄土 L₀ 主要是风尘快速堆积掩埋作用取代强烈成壤作用而形成，次生变化对于这个界限上下的环境信息影响较少，故可以从中获得比较真实的环境变化记录。现代黄土与古土壤相比，全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 均表现为较明显的降低，Sr 和 Ba 的值有显著的升高，且变化界限分明，指示在该界限以上成壤作用减弱，土壤湿度降低。它的存在清楚的反映了褐土型土壤 S₀ 成壤过程的终止，同时也说明该阶段沙尘暴的降尘作用超过了成壤过程的强度，气候向冷干演变，表明 3100 a B.P.左右，是一个西北季风加强的季风气候转型期。

3100 a B.P.左右气候的急剧恶化，在我国北方许多地区有鲜明的反映。任国玉等对科尔沁沙地麦里地区的研究也认为 3100 a B.P.是一个向干冷变化的转折期，蒿属和藜科等草本植物逐渐增加，而固定沙丘上的蒙古栎等阔叶树则趋于减少^[97]。吴忱^[98]等认为华北地区在 3000-2500 a B.P.的晚全新世初期，曾发生过一次环境变化，其主要表现有：气候变凉、变干，植被衰退，降水减少且时、空分配不均等。杨志荣等^[31]在内蒙大青山研究表明：3045-2200 a B.P.植被退化为草原或荒漠草原；浑善达克沙地 3100 a B.P.左右开始风沙作用强盛，环境急剧恶化；岱海、鄂尔多斯高原、锡林浩特等地这一时期广泛发育了冻融褶曲；内蒙古自治区乌兰察布盟大青山于 3500-2640 a B.P.发育了第三条古石线；在大兴安岭伊图里河地区发现了主体形成于 2700 a B.P.前后的不活动冰楔群；我国西部许多冰川在 3100 a B.P.左右发生显著的冰进。我国北方全新世地层研究的大量成果，都几乎一致地得到了 3000 a B.P.左右的冷谷^[99-102]。加拿大西部的落基山脉，新冰期显著的冰进发生在 3100-2500 a B.P.^[103]；阿尔卑斯山区在 2580-2300 a B.P.冰川前进、树线下降^[104]；斯堪的斯（Scande）山区森林-苔原交错区全新世也在此时期出现

环境恶化；格陵兰 Summit 地点的冰芯 GISP2 精确断代的地球化学年代序列也表明，在 3100 a B.P. 陆源尘埃浓度显著增加，一直延续到 2400 a B.P.^[105]。因此，3100 a B.P. 左右的气候恶化事件在整个北半球都是普遍存在的。

4 秦岭北麓气候转型期的温、湿度组合变化

在全新世气候变化总体规律一致的基础上，由于小气候和微地貌的差别，仍然存在区域差异。在全新世初期气温迅速增高的同时，降水变化在某些区域并不同步。陕西长安 SLC 剖面过渡层的 Rb 和 Ba 含量分析表明，比起马兰黄土，Rb 在过渡层的含量并没有升高，Ba 含量也没有降低，说明 SLC 剖面在过渡层并未受到较强的淋溶，土壤水分含量低，降水较少。通过综合分析认为，在秦岭北麓渭河二级阶地这样特殊的环境中，气候从冷干向暖湿过渡时，各指标虽然指示温度迅速的增高，但降水还没来得及响应其变化，仍然较低，即降水量变化滞后于温度变化，在该阶段气候可能存在一暖干过程。

同时现代黄土 L₀ 底部的弱成壤层也出现类似情况。其粒度分析表明它具有黄土的性质^[89]，磁化率和全 Fe 分析（见图 4-2）也表明，其粘化作用大大减弱了。但是从 Rb、Sr、Ba 含量的高值来看，当时的淋溶作用似乎仍比较显著。通过综合分析认为，大暖期末，在秦岭北麓渭河二级阶地，由于东南季风减弱和西北季风增强，在 3100 a B.P. 左右该地先出现了降温，而较高的降水量可能还延续了约 200-300 年。也就是说在当地特殊的环境下，由于降水量变化滞后于降温，可能存在一冷湿过程。

综上所述，我们认为在秦岭北麓渭河二级阶地这样的特殊环境中，在全新世初和大暖期末的气候转型期，由于东南季风和西北季风的强弱转换，在 11500 a B.P. 和 3100 a B.P. 左右该地降水变化对于温度变化有大约 200-300 年的滞后。在临近的渭南地区也发现了类似的温、湿度的组合关系，吴乃琴等^[106]通过对渭南黄土剖面末次盛冰期地层蜗牛化石记录研究，发现特征蜗牛种类峰值的演替反映了温、湿度变化的不同步性，温度的变化要早于湿度的变化，如渭南地区气候最冷的时期在 19500-17000 a B.P.，最干的时期则发生在 16000 a B.P.。他们认为这种湿度对于温度的滞后是冬、夏季风相互作用的结果。末次盛冰期时北半球大陆冬季风环流加强，由于陆地较小的热容量使得陆地大气温度的变化较之于海洋的变化要迅速得多^[107]，首先导致了地表温度的下降；而给黄土地区带来丰沛降水的夏季风由于海洋巨大热容量的影响显示了缓慢的响应过程，使得季风降水的变化滞后于陆地温度的变化。同样的原理，在气候转暖时，首先变化的是温度的增加，然后才是降水的增加。当然，由于全新世较末次冰期盛期温度变化的幅度要小的多，因此滞后时

间也相应要短。但应该注意的是这种滞后变化具有区域性，不同区域对其响应程度不同，SLC剖面由于位于秦岭北麓，可能受大型山脉的影响导致其大陆度较强，所以对于这种滞后响应较明显，而DXF-S和JYC剖面则响应程度较低，温度和降水基本上是同步变化的，造成这种区域差异的原因还有待进一步深入研究。

第三节 全新世地表径流、水文事件记录

山西夏县DXF-S剖面位于中条山西北侧的洪积扇前沿地区，其粒度分析发现该剖面内有四层含面状水流沉积成分的层位。其中200-180 cm处的面流沉积物质，结合该层位出现的含文化遗物层分析，是由于夏商时代人类在此活动，对地表土壤和植被干扰增强，破坏了原有的土壤侵蚀-堆积平衡，加速水土流失引起的，这在前面已经有详细的分析。其余三层分别位于410-400 cm, 310-290 cm和115-90 cm，在这些层位，各地球化学指标都显示为相对低值，应该是当时水流的冲蚀，淋滤作用造成了元素的部分流失。但由于规模较小，并未影响这些气候代用指标整体的指示作用。另外，在20-0 cm层位也发现含有沙砾物质，经野外考察证实为现代灌区淤积的成分。

在黄土地区，即使在平坦的高原面、台塬面和河流阶地面，微地貌的变化也会导致面状径流的侵蚀与堆积过程发生较大变化。发生在几千年前的土壤侵蚀、搬运、堆积过程，我们不可能看到，只能从残留的堆积物的记录来推测当时的水流侵蚀状况，进而研究其整体的气候背景。由于DXF-S剖面位于洪积扇前沿平原地区，地势较平坦，仅有 $1-3^\circ$ 的坡度变化，所以其主要的侵蚀方式应该是薄层水流的面状侵蚀。大气降水具有一定的动能，动能大小和暴雨强度、雨滴的平均直径成正比，当地面倾角为 α 时，由于向下坡方向击溅土粒的能量为 $1/2E \times \sin \alpha$ ，因为 $\sin \alpha$ 随坡度的增大而增大，向下坡移动的土粒较向上坡移动的土粒要多，本区虽然总降水量不丰，但多大暴雨，降水能量高，故击溅侵蚀也是相当可观的。再加上超渗产流的出现，带动洪积扇中上部土粒向下部移动，由于坡度很缓，产生的势能小，这些物质并没有搬运到洪积扇之外的区域，而是在其前沿平缓地带沉积下来，从而在剖面中出现了面流沉积成分。

但并不是只要有暴雨就能产生面流侵蚀和沉积，还与地面植被覆盖状况、成壤强度等许多其他因素有关。一般讲，在黄土堆积的盛期，气候干冷降水很少，气候带南移，锋面暴雨和热力对流形成较强降水的机率减小，地表径流削弱，侵蚀的强度、厚度小于风尘堆积的强度和厚度，才形成了黄土层。在成壤盛期，气候温湿，降水较丰，植被茂盛，成壤速度大于粉尘堆积的速度，又大于流水的侵蚀速度，才能形成古土壤并保存下来。因此，在黄土和古土壤形成的盛期，产生

面流侵蚀-沉积的机率较小,自然侵蚀的盛期应处于由干冷气候转化为温湿气候或由温湿气候向干冷气候转化的过渡期^[108]。因为植被的演替常滞后于气候生物的变化,气候演替的过渡期,植被覆盖较少,地表抗蚀性弱,促进地表径流侵蚀的发生;另外从系统的稳定性上来看,在气候转型期或突变期,气候系统处于不稳定状态,降水变率较大,强度较大的暴雨可能居多,导致土壤侵蚀发生频率加大。所以,DXF-S剖面四层含面状水流沉积成分的层位,不只是简单的反映了当时气候湿润或有较大的暴雨洪水事件,很可能表明当时有气候的转型或短尺度的突变事件作为背景。

仔细研究这些面流沉积成分的分布,可以发现410-400 cm处的沙砾层位于过渡层黄土Lt底部,可能为末次冰期晚冰期时全球冰川消退,气候转暖转湿过程中水文事件的记录,降水增加,而且由于气候系统处于不稳定状态,降水变率较大,再加上植被的演替要滞后于气候变化,地表植被覆盖较少,易受到侵蚀,因而在该层位保存了当时暴雨洪水冲积的物质。310-290 cm处的面流沉积成分,位于全新世古土壤S₀的底部,可能反映了全新世大暖期气候在该阶段最为湿润,洪水暴雨频繁。115-90 cm层位的沙砾层,位于3100 a B.P.的气候转型期刚刚开始之际,由于气候系统处于极不稳定状态,虽然气候整体表现为干旱,但降水应主要表现为集中的暴雨形式,能量较大,关于这点我们通过现代中国北方气候的变化及降水形式,可以类比;另外,植被的演替要滞后于气候变化,地表植被稀疏,易受到侵蚀,因而在该层位保存了当时暴雨洪水冲积的物质。

第四节 全新世土壤类型、成因与质量演变

1 全新世土壤类型与成因

对于全新世黄土地层,地质学界从沉积学和地层学的角度做了地层划分,并且命名了“坡头黄土”,“周原黄土”^[109-110]。土壤学界则将其作为现代土壤从土体构型角度进行发生层划分^[111]。但是随着黄土与季风环境演变、沙尘暴过程、风化成壤环境与过程认识的深化发展,这些宏观的层次划分已经不能满足高分辨率研究的要求。同时,在许多地点全新世多周期土壤体系的发现和研究,取得了大量成果^[73-74, 112-114]。这说明全新世时期黄土高原的成壤环境时空演变比较复杂,必须具体问题具体分析,不能局限于某种已有的模式或者方案。对于我们所选择研究的3个剖面,首先在野外进行了宏观形态特征的观测研究,然后在室内进行了详细的土壤特征描述,按照土壤学、地层学原则做了详细沉积层次划分(见图2-2,表2-1)又通过三剖面的理化分析,进一步明确了各剖面的土壤类型和成因。

对于 DXF-S、SLC、JYC 三个剖面的过渡层 Lt, 各理化指标都表明其成壤作用较马兰黄土有所增加, 但仍属于风成黄土, 是沙尘暴带来的粉尘堆积后经微弱成壤作用之后的产物, 并非是以马兰黄土为母质发育而成的。至于三个剖面都较薄的原因, 主要是因为, 全新世早期, 气温回升, 降水量增加, 植被开始恢复, 导致沙尘暴显著减少, 另外也不排除风力和流水侵蚀的影响。

全新世古土壤 S_0 情况要复杂的多, 例如, 同样是全新世古土壤 S_0 , 夏县 DXF-S 剖面 and 扶风 JYC 剖面的厚度就比长安 SLC 剖面要大的多。并且, 扶风 JYC 剖面表现为多周期复合土壤, 记录了全新世适宜期当中在 6000-5000 a B.P. 的环境恶化事件^[74]。如果简单计算沉积速率, 夏县 DXF-S 剖面 and 扶风 JYC 剖面在全新世古土壤沉积成壤过程的沉积速率就比黄土堆积时期还要大。这显然是因为在全新世适宜期成壤过程中, 两个地点在接受风尘堆积的同时, 还有地表面状径流携带的少量近源沉积物参与的结果。好在这种成分与当时地表环境处于平衡状态, 对于古土壤环境记录影响不是很大。根据理化分析, 三个剖面的全新世古土壤 S_0 的土壤类型均为褐色土。对于其成因, 传统的土壤学理论在研究其形成发育时, 往往将土壤发育与黄土堆积人为的割裂开, 认为全新世自然土壤 S_0 (褐色土或黑垆土) 都是反映现代自然环境的地带性土壤, 是以马兰黄土为母质发育而成的^[111, 115]。然而, 根据黄土高原黄土、古土壤、现代土壤和沙尘暴理论, 在土壤剖面既有垂直向下的成壤发育, 又因为风尘堆积而有向上的发育增长^[116]。全新世中期, 东南季风占优势, 气温较高, 降水比较丰沛, 植被覆盖良好, 成壤速率大于黄土粉尘的堆积速率与土壤侵蚀速率, 土壤表面随着黄土堆积而加厚, 因此导致汾渭平原广泛发育着较深厚的褐色土。

关于风成黄土 L_0 和表土层 TS 成因问题, 有人认为 L_0 和 TS 是新石器时代以来农业耕作施肥堆垫形成的人工堆积物^[117-118], 有人认为是大约近 3000 年的黄土沉夹层^[91, 119-120], 也有人认为是成壤期的一个间断中形成的黄土夹层, 划分为 S_0LL_1 ^[121]。贺秀斌, 唐克丽^[45, 121-122]初步利用锆石表面特征进行研究, 证实了全新世古土壤上覆盖层可能为新近黄土沉积而成的观点。将盖层的锆石表面特征与马兰黄土的锆石表面特征进行比较, 发现二者有较大的相关性, 并且化学作用特征不显著, 表明全新世古土壤的形成环境与马兰黄土的形成环境相似, 是干冷条件下的黄土沉积物。同时根据我们的研究, DXF-S、SLC、JYC 三剖面现代黄土 L_0 和表土层 TS 在颜色、质地、结构和理化指标方面均与黄土母质类似, 也证明是最新的黄土沉积层。虽然其中含有人类活动的遗迹, 但并非人为堆垫的产物。它的存在清楚的反映了褐土型土壤 S_0 成壤过程的终止, 同时也说明该阶段沙尘暴的降尘作用超过了成壤过程的强度, 气候趋于冷干, 反映了从 3100 a B.P. 开始西

北季风的气候效应加强了。

2 全新世土壤的质量演变

全新世早期气候从干冷的末次冰期向温暖的冰后期过渡，气温回升，降水量有所增加，各项理化指标清晰的反映了过渡层黄土的成壤作用较马兰黄土有所增加，植被开始恢复，沙尘暴明显减少，粉尘在堆积过程中经受了较弱的粘化作用和淋溶作用，即土壤矿物受到了微弱的次生风化。在剖面室内分析中，发现过渡层内蚯蚓孔很少出现，表明土壤生物作用也很弱。因此，由于降水总量不多，气候仍然较干旱，成壤作用还很弱，过渡层土壤仍然主要表现为黄土的性质。而且，这一时期汾渭平原原始农业刚刚开始萌芽，人类的生产活动仍然以采集和狩猎为主，人口稀少，人类对土壤的扰动很小，因此，土壤的发育表现为自然成壤过程，水土资源向良性发展，但土壤质量仍然较差。

全新世中期由于气候变的温暖湿润，各项理化指标均表明在全新世气候适宜期，水土生物资源条件优越：降水量增加，温度升高，生态环境适宜，植被繁茂，风成沉积物的成壤作用强烈，粘化层发育，Sr 和 Ba 淋溶强烈，土壤湿度较大。土壤剖面描述也表明在古土壤 S_0 内，蚯蚓孔较多，土壤生物活动较强。这一时期，长安 SLC 剖面发现的含人类文化遗物层显示，从 8000-7000 a B.P. 老官台文化期开始，就已经出现了人类耕作活动，而且一直持续到之后的新石器时代中、晚期，但由于人口密度小，生产力水平低，人类对土地的利用主要是适应性的利用，对成壤环境和土壤发育的影响还十分有限，而且当时气候环境适宜，植被茂密，环境的自我调节和抗干扰能力比较强，土壤发育依然表现为自然的成壤过程，在汾渭平原广泛发育了一层褐土，土壤质量优良，适宜农业耕种。

全新世晚期，黄土 L_0 和现代表土层 TS 主要是风尘快速堆积掩埋作用取代强烈成壤作用而形成，各种指标表明其理化性质与全新世古土壤差异甚大，综合反映了汾渭平原气候向着干旱化发展，降水量减少、蒸发量增大、植被退化、土壤生物活动减弱、土壤矿物次生风化强度降低、水份减少、Sr 和 Ba 淋溶减弱，表现出由气候干旱化造成的土壤退化。对于当时旱作农业和游牧业来说，这是水土资源的自然退化。但在这一时期，随着人口的急剧增加，生产力水平的提高，人类农业生产活动影响不断增强，土壤的自然发育已经受到了较大的干扰。三个剖面中，只有在人类活动影响较小的扶风 JYC 剖面，黄土 L_0 和现代表土层 TS 的差别还比较明显，JYC 剖面现代黄土 L_0 中全 Fe、Cu、Cr、Rb、Rb/Sr 的值明显低于表土层 TS，表明表土层土壤成壤作用有所加强，Sr 和 Ba 淋溶作用增强，土壤湿度较大，水土资源在自然状态下，有短期微弱的恢复。但夏县 DXF-S 和长安 SLC 剖面，随着沉积和地面增长，人类毁林草开荒造田，农业耕作规模不断扩大，

导致自然植被的破坏，而植被覆盖的改变又引起土壤生物化学过程的变化，土壤的自然发育受到人类活动的干扰，水土资源退化严重。各项分析指标均显示出从 3100 a B.P. 以来，土壤矿物次生风化强度持续降低，植被退化，土壤水份减少，Sr 和 Ba 淋溶持续减弱，表土层各理化指标并没有因为隋唐时期气候环境的转暖转湿而显示出相应的变化。表明，在过去 3100 年以来，在气候条件恶化的背景下，叠加了人为土地利用不当的结果，土壤质量明显下降。

第六章 结 论

本研究经过细致缜密的野外考察，分别选择了汾渭平原东、中、西 3 个全新世典型土壤剖面进行对比分析。通过对剖面样品进行磁化率、全 Fe、Cu、Cr、Rb、Sr、Ba、Rb/Sr、Rb/Ba 等地球化学元素指标的分析测定，探讨各种指标在剖面中的变化特点和分布规律，进而研究了其对成壤环境的指示作用和反映的全新世气候环境演变规律，并通过三个剖面对比，分析了在具体微地形基础上，气候短尺度事件的形成和表现形式。主要结论包括以下方面：

(一) 三个剖面的各项地球化学指标表明：末次冰期 (-11500 a B.P.) 成壤作用很弱，土壤湿度很低，几乎没有淋溶和粘化作用，植被覆盖稀疏，沙尘暴活动频繁，气候十分干冷；全新世早期 (11500-8500 a B.P.) 以阶段性升温为特点，该阶段气候从马兰黄土代表的末次冰期的干冷气候向温暖的冰后期过渡，气温回升，降水量增加，植被开始恢复，沙尘暴明显减少，成壤程度有一定加强，粉尘在堆积过程中经受了较弱的粘化作用和淋溶作用；全新世中期适宜期 (8500-3100 a B.P.) 是全新世最温暖、最适宜的时期，该阶段汾渭平原，降水量增加，温度升高，生态环境适宜，植被繁茂，风成沉积物的成壤作用强烈，土壤湿度较大，发生了显著的淋溶作用和粘化作用，在汾渭平原形成了较厚的褐土层；全新世晚期 (3100 a B.P.至今) 以西北季风为主导，气候比较干旱寒冷，汾渭平原进入了一个相对干旱少雨期，风尘堆积速率高，淋溶作用大大减弱，表土层人为扰动作用明显，常见各种侵入体。

(二) 全新世大暖期并不是一个持续、稳定的温暖湿润期，其间气候存在着一定波动。扶风 JYC 剖面 6000-5000 a B.P. 的黄土夹层 Lx 就代表了一个显著的气候恶化期，各分析指标都表明：在该阶段风尘堆积占优势，成壤作用减弱，土壤湿度降低，淋溶作用减弱，气候变的相对冷干。

(三) 在气候变化总体规律一致的背景下，由于小气候和微地貌的差别，仍然存在较明显的区域差异。在秦岭北麓渭河二级阶地这样的特殊环境中，SLC 剖面在全新世初和大暖期末，由于东南季风和西北季风的强弱转换，夏季风降水的变化晚于冬季风影响的陆地温度的变化，在 11500 a B.P.和 3100 a B.P.左右该地降水变化对于温度变化有大约 200-300 年的滞后。

(四) DXF-S 剖面在古土壤 S₀上部约 220-160 cm 处含夏商文化遗物，各化学指标的变化均指示在该层位土壤较大暖期前期成壤明显减弱，土壤湿度降低，淋溶作用相应减弱。通过深入的研究论证，本文认为这一阶段的弱成壤的形成可能与当时人类活动有很大的关系，很可能是夏商时代的人类活动（耕垦、聚落建

设等)对当时地表土壤和植被干扰增强,破坏了原有的土壤侵蚀-堆积平衡,加速水土流失,从而导致土壤退化,成壤减弱,相应的在该层中部 200-180 cm 层位,发现了面流沉积物质,并据此推断了当时人类在洪积扇活动范围的变化。另外在 DXF-S 剖面还发现三层全新世地表径流、水文事件记录。各地球化学指标都显示为相对低值,应该是当时水流的冲蚀、淋滤作用造成了土壤中化学元素的流失。但由于规模较小,并未影响这些气候代用指标整体的指示作用。这些沙砾应该是被水流从洪积扇的中上部地表带来沉积于该剖面,表明当时有超渗产流出现,发生了小规模面状侵蚀和堆积,这些事件不只是简单的反映了当时气候湿润或有较大的暴雨洪水事件,很可能表明当时有气候的转型或短尺度的突变事件作为背景。

(五) 通过本文各指标的研究,我们进一步认识了汾渭平原全新世土壤的类型、成因与质量演变。对于过渡层 Lt,各理化指标都表明其成壤作用较马兰黄土有所增加,但仍属于风成黄土,是沙尘暴带来的粉尘堆积后经弱的粘化作用、淋溶作用和微弱的土壤生物作用之后的产物,水土资源向良性发展,但土壤质量仍然较差;三个剖面的全新世古土壤 S₀的土壤类型均为褐色土,认为是由于气候温湿,成壤速率大于黄土粉尘的堆积速率与土壤侵蚀速率而形成的,粘化层发育,土壤湿度较大,生物活动较强,水土生物资源条件优越;现代黄土 L₀和表土 TS 是最新的黄土沉积层,在气候冷干的背景下,叠加了人为土地利用不合理的影响,水土资源表现出明显退化,土壤质量下降。

本研究基本实现了预期目标,并且在实验分析中获得了一些新的发现。但还有许多不足之处,今后可在以下两方面做更细致的研究:全新世初期的气候变化性质尚有许多争议,需结合国际国内全新世的最新进展,做进一步的高分辨率研究;寻找全新世期间面流侵蚀及人类活动的更多记录,通过比较研究,尝试量化测定人类造成的加速侵蚀的演变过程。

参 考 文 献

- [1] 王宁练, 姚檀栋. 冰芯对于过去全球变化研究的贡献[J]. 冰川冻土 2003, 25 (3): 276-287
- [2] Cuffey K M, Clow G D, Alley R B, et al. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition[J]. Science, 1995 (270): 455-458
- [3] Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Holocene-late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau[J]. Science, 1989, 246: 474-477
- [4] Thompson L G, Thompson E M, Davis M E, et al. Glacial stage ice-core records from the subtropical Dunde ice cap, China[J]. Annals of Glaciology, 1990, 14: 288-297
- [5] Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan ice core[J]. Science, 1997, 276: 1821-1825
- [6] 姚檀栋, 施雅风, Thompson L G. 等. 祁连山敦德冰芯记录的全新世气候变化[A]. 施雅风, 孔昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京: 海洋出版社, 1992
- [7] Yao T, Thompson L G. Trends and features of climatic changes in the past 5000 years recorded by the Dunde ice core[J]. Annals of Glaciology, 1992, 16: 21-24
- [8] Yao T, Jiao K, Tian L, et al. Climatic and environmental records in Guliya ice cap[J]. Science in China (Series B), 1995, 38 (2): 228-237
- [9] 何元庆, 姚檀栋, 沈永平等. 冰芯与其它记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征[J]. 冰川冻土, 2003, 25 (1): 11-18
- [10] 中国科学院南沙综合科学考察队. 南沙群岛及其邻近海区第四纪沉积地质学. 武汉: 湖北科学技术出版社, 1992
- [11] 陈云, 李铮华. 黄土高原中部最近 13 ka 来气候变化的碳、氧同位素记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16 (1): 17-22
- [12] 李春园, 王先彬, 文启忠等. 黄土沉积物中碳酸盐的碳、氧同位素特征与古气候[J]. 中国科学 (B 辑). 1995, 25 (3): 318-323
- [13] 安芷生, Porter S C, Chapell J. 最近 13 万年洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录[J]. 科学通报, 1994 39 (24): 2254-2256
- [14] 康建成, 温家洪. 15 万年以来极地冰芯、黄土、深海沉积的对比研究与全

- 球变化[J]. 极地研究, 1997, 9 (2): 134-144
- [15] Huang C C,Zhou J,Pang J L,*et al.* A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin.The Holocene,2000,10(1):135-143.
- [16] Huang C C,Pang J L,Huang P. An early Holocene erosion phase on the loess tablelands in the southern loess plateau of China. The Geomorphology, 2002, 43(1): 209-218
- [17] 黄春长, 庞奖励, 张占平. 黄土高原环境恶化的自然背景研究[J]. 陕西师范大学 (自然科学版), 2000, 28 (3): 110-114
- [18] 黄春长. 渭河流域 3100 年前的资源退化与人地关系演变[J]. 地理科学, 2001, 21(1): 29-35
- [19] 黄春长. 环境变迁. 北京: 科学出版社. 1998
- [20] Briffa K.Analysis of dendrochronological variability and associated natural climates in Eurasia-the last 10 000 years(Advance-10k)[J]. PAGES,1999,7(1): 6-8
- [21] LamarcheV C.Paleoclimatic inferences from long tree-ring records[J].Science, 1974,183:1043-1048
- [22] Woodhouse C A,Overpeck J T. 2000 years of drought variability in the central United States[J].Bulletin of the American Meteorological Society, 1998, 79 (12): 2693-2714
- [23] 秦宁生, 邵雪梅, 时兴合等. 青南高原树轮年表的建立及与气候要素的关系 [J]. 高原气象, 2003, 22 (5): 445-450
- [24] 勾晓华, 邵雪梅, 王亚军等. 祁连山东部地区树木年轮年表的建立[J]. 中国沙漠, 1999, 19 (4): 364-367
- [25] 邵雪梅, 吴祥定. 利用树轮资料重建长白山区过去气候变[J]. 第四纪研究, 1997, (1): 76-85
- [26] 康兴成, 张其花, Graumlich L J. 青海都兰过去 2000 年来的气候重建及其变迁[J]. 地球科学进展, 2000, 15 (2): 215-221
- [27] Huang Chunchang. Environmental changes in the West Ireland. Shaanxi Normal University Press.1997
- [28] 李容全, 贾铁飞. 根据内陆湖水面变化恢复古降水量的方法[J]. 科学通报, 1992, 37 (14): 1306-1309
- [29] 胡守云, 石磊, 王苏民等. 呼伦湖地区扎赉诺尔晚第四纪湖泊沉积物的磁

- 化率及其影响因素[J]. 湖泊科学, 1995, 7: 33-40
- [30] 张振克, 吴瑞金, 王苏民. 岱海湖泊沉积物频率磁化率对历史时期环境变化的反映[J]. 地理研究, 1998, 17 (3): 297-302
- [31] 杨志荣, 史培军, 方修琦. 大青山调角海子地区 11 ka B.P.以来的植被与生态环境演化[J]. 植物生态学报. 1997, 21 (6): 551-563
- [32] Kaufmann, Georg. Stalagmite growth and palaeo-climate: the numerical perspective[J]. Earth and Planetary Science letters. 2003, 214(1): 251-266
- [33] Xia Qikai, Zhao Jian-xin, Collerson K.D. Early-Mid Holocene climatic variations in Tasmania, Australia: multi-proxy records in a stalagmite from Lynds Cave[J]. Earth and Planetary Science letters. 2001, 194(1): 177-187
- [34] 王兆荣, 彭子成, 倪守斌等. 八万年来中国东部古气候与海平面变化的研究[J]. 中国科学技术大学学报, 1998, 28 (4): 450-454
- [35] 汪永进, 吴江滢, 吴金全. 末次冰期南京石笋高分辨率气候记录与 GRIP 冰芯对比[J]. 中国科学 (D 辑), 2000, 30 (5): 533-539
- [36] 李红春, 顾德隆, Lowell D. Stott. 高分辨率洞穴石笋稳定同位素应用之一——天津地区 500 年来的气候变化— $\delta^{18}O$ 记录[J]. 中国科学 (D 辑) 1998, 28 (2): 181-186
- [37] R. Cheddadi, H. F. Lamb, J. Guiot, S. van der Kaars. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data[J]. Climate Dynamics, 1998, 14 (12): 883-890
- [38] 宋长青, 孙湘君. 中国第四纪孢粉学研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14 (4): 401-406
- [39] 宋长青, 王奉瑜, 孙湘君. 内蒙古大青山 DJ 钻孔全新世古植被变化指示[J]. 植物学报, 1996, 38 (7): 568-575
- [40] 孙湘君, 罗运利, 陈怀成. 中国第四纪深海孢粉研究进展[J]. 科学通报 2003, 48 (15): 1613-1621
- [41] C. Carcaillet, P. J. H. Richard. Holocene changes in seasonal precipitation highlighted by fire incidence in eastern Canada[J]. Climate Dynamics, 2000, 16(7): 549-559
- [42] Hermann Behling. Late glacial and Holocene vegetation, climate and fire history inferred from Lagoa Nova in the southeastern Brazilian lowland[J]. Climate Dynamics, 2003, 12 (4): 263-270
- [43] 张佳华, 孔昭宸, 杜乃秋. 北京地区 15000 年以来环境变迁中灾害性气候

- 突变事件的讨论[J]. 灾害学, 1996, 11 (2): 71-75
- [44] 李永化, 尹怀宁, 张小咏等. 5000 a B.P.以来辽西地区环境灾害事件与人地关系演变[J]. 冰川冻土, 2003, 25 (1): 19-26
- [45] 贺秀斌 唐克丽. 全新世土壤锆石扫描镜鉴及其形成环境研究[J]. 土壤通报, 1997, 28 (6): 285-287
- [46] 柯曼红. 黄土高原区环纹藻化石的发现及其意义[J]. 西安地质学院学报, 1995, 17 (2): 90-93
- [47] 谢树成, 王志远, 王红梅等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据[J]. 中国科学 (D辑), 2002, 32 (1): 28-35
- [48] Imbrie J, Kipp NG. A new micropaleontological method for quantitative palaeoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. In: Turekian K K ed. The Cenozoic Glacial Ages. New Haven: Yale University Press, 1971:71-181
- [49] Webb III T, Bryson R A. Late and post glacial climate change in the Northern Midwest USA: Quantitative estimates derived from fossil pollen spectra by multivariate statistic analysis. Quatern Res, 1972,2:70-115
- [50] Frits S C, Juggins S, Battarbee R W et al. Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom-based transfer function. Nature, 1991, 352:706-708
- [51] 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. 中国科学 (B辑), 1994, 24 (12): 1290-1297
- [52] 张宗祜, 魏明建. 黄土中全氧化铁与气候指标的定量关系[J]. 科学通报, 1995, 40 (13): 12191-222
- [53] 宋长青, 孙湘君. 花粉-气候因子转换函数建立及其对古气候因子定量重建[J]. 植物学报, 1997, 39 (6): 554-560
- [54] 吴乃琴, 吕厚远, 孙湘君. 植物硅酸体-气候因子转换函数及其在渭南晚冰期以来古环境研究中的应用[J]. 第四纪研究, 1994, 3: 270-279
- [55] 尹训钢, 吴祥定. 华山松树木年轮对气候响应的模拟分析[J]. 应用气象学报, 1995, 6 (3): 257-264
- [56] 庞奖励, 黄春长. 青藏高原冰芯记录与黄土堆积和深海沉积记录之对比[J]. 高原气象, 2000, 19 (4): 504-511
- [57] 刘东生, 安芷生, 陈明扬等. 最近 0.6Ma 南、北半球古气候对比初探[J]. 中国科学 (D辑) 1996, 26 (2): 97-102

- [58] 史培军, 哈斯. 中国北方农牧交错带与非洲萨哈尔地带全新世环境变迁的比较研究[J]. 2002, 9 (1): 121-128
- [59] 冯兆东. 美国中西部第四纪冰川与黄土研究的进展和问题[J]. 第四纪研究, 1994, 4: 362-368
- [60] 黄春长, 庞奖励, 黄萍. 关中盆地西部黄土台塬全新世气候事件研究[J]. 干旱区地理, 2002, 25 (1): 10-15
- [61] 李小强, 安芷生, 周杰等. 全新世黄土高原塬区植被特征[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23 (3): 109-114
- [62] 夏敦胜, 马玉贞, 陈发虎等. 秦安大地湾高分辨率全新世植被演变与气候变迁初步研究[J]. 兰州大学学报 (自然科学版), 1998, 34 (1): 119-127
- [63] 吕厚远, 刘东生, 郭正堂. 黄土高原地质、历史时期古植被研究状况[J]. 科学通报, 2003, 48 (1): 2-7
- [64] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364(6434): 218-220
- [65] O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 1995, 270(5244): 1962-1964
- [66] Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 1997, 278(5341): 1257-1266
- [67] Bianchi G G, McCave I N. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 1999, 397(6719): 515-517
- [68] Heller F, Liu T S. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters*, 1986, 114: 385-390
- [69] Mather B A, Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geology*, 1991, 19:3-6
- [70] Robert N. *An Environmental History. The Holocene*, Oxford: Blackwell, 1992.1-315
- [71] 中国社会科学院考古研究所. 中国考古学中碳十四年代数据集(1965-1991). 北京: 文物出版社, 1991. 125-1311
- [72] 周明富, 周卫健, HEAD J. 最近三万年北庄村剖面地层学与 ^{14}C 测年[A]. 黄

- 土·第四纪·全球变化(第1集)[C]. 北京: 科学出版社, 1990. 12-19
- [73] ZHOU W J , AN Z S, JULL A, Donahue D, *et al.* Reappraisal of Chinese Loess Plateau stratigraphical sequence over the last 30 000 years: precurses of an important Holocene monsoon climatic event[J]. *Radiocarbon* . 1998, 40(2): 905-913
- [74] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. *中国科学 (B辑)*, 1992, (12): 1300-1308
- [75] 宋长青, 孙湘君, Y. Saito. 冲绳海槽 B-3GC 钻孔柱状样花粉记录的古环境信息[J]. *科学通报*, 2001, 46 (2): 153-158
- [76] 夏商周断代工程专家组. 夏商周断代工程 1996~2000 年阶段性成果报告(简本). 北京: 世界图书出版公司, 2001. 1-118
- [77] 张洲. 周原的环境与考古. 西安: 三秦出版社, 1998: 223-276
- [78] 刘秀铭, 刘东生, John Shaw. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义[J], *第四纪研究*, 1993, (3): 281-287
- [79] Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits[J]. *Geophysical Journal*, 1984, 77: 125-141.
- [80] 徐立, 刘东生, 陈明扬等. 黄土中磁性矿物的穆斯堡尔效应及其磁化率机制解析[J]. *科学通报*, 1991, (13): 1011-1013
- [81] 王建, 刘泽纯, 姜文英等, 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义[J]. *地理学报*, 1996, 51 (2): 155-162
- [82] Maher B.A., Taylor R.M., Formation of ultrafine-grained magnetic in soil, *Nature*, 1988, 336: 368-370
- [83] Jorng W.E., Fassbinder et al , Occurrence of ultrafine-grained magnetic in soil, *Nature*, 1990, 343: 161-163
- [84] 王云, 魏复盛等. 土壤环境元素化学. 中国环境科学出版社, 1995.
- [85] 陈骏, 安芷生, 汪永进等. 最近 800 ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁[J]. *中国科学, D辑*, 1998, 28 (6): 498-504
- [86] 陈骏, 汪永进, 季峻峰等. 陕西洛川黄土剖面的 Rb/Sr 值及其气候地层学意义[J]. *第四纪研究*, 1999 (4): 350-356
- [87] 庞奖励, 黄春长, 张占平. 陕西岐山黄土剖面 Rb、Sr 组成与高分辨气候变化[J]. *沉积学报*, 2001, 19 (4): 637-641
- [88] 陈骏, 汪永进, 陈暘等. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义[J]. *地质学报*, 2001, 75 (2): 259-265

- [89] 丁敏, 黄春长, 周群英等. 渭河阶地全新世土壤粒度成分高分辨率研究[J]. 干旱区研究, 2002, 19 (4): 69-71
- [90] Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profile, deep sea sediments and sedimentary rock[J]. *Geochim Cosmochim Acta* .1969 , 33: 1521-1552
- [91] 季耿善. 黑垆土的形成环境[J]. 土壤学报, 1992, 29 (2): 113-123
- [92] 张兰生, 方修琦, 任国玉. 全球变化[M]. 北京: 高等教育出版社, 2000
- [93] 周群英, 黄春长. 西周沔镐遗址全新世土壤研究[J]. 地理科学, 2003, 23 (3): 311-315
- [94] 郑粉莉等. 森林植被破坏对生态环境的影响. 中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊, 1993, 17
- [95] 郑粉莉等. 子午岭林区林地与开垦地土壤侵蚀特征的研究. 中国科学院水利部西北水土保持研究所集刊, 1993, 17
- [96] 张燕, 彭补拙, 高翔等. 人类干扰对土壤侵蚀及土壤质量的影响—以苏南宜兴低山丘陵区为例[J]. 地理科学, 2002, 22 (3): 336-341
- [97] 任国玉, 张兰生. 科尔沁沙地麦里地区晚全新世植被演化[J]. 植物学报, 1997, 39 (4): 353-362
- [98] 吴忱, 魏福利. 华北地区晚全新世初期环境变化分析[J]. 地理与地理信息科学, 2003, 19 (2): 97-101
- [99] 童国榜等. 河北平原第四纪孢粉组合及其地质意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1983, 3
- [100] 陈承惠等. 辽宁省南部一万年来自然环境的演变[J], 中国科学, 1977, 6
- [101] 张子斌等. 北京地区一万三千年来自然环境的演变[J]. 地质科学, 1981, 3
- [102] 崔海亭等. 内蒙古大青山地区全新世环境的重建 (张兰生主编). 中国生存环境历史演变规律研究 (一). 海洋出版社, 北京: 1993, 285-295
- [103] Luckman B.N. et al. Neoglacial glacier fluctuations in Canadian Rockies. *Quaternary Research*, 1993: 39, (2) 144-153
- [104] Magny, M. (杨志荣译). 大气中 ^{14}C 记录与湖面波动的相关性及其所反映的太阳对全新世气候的影响, 科技译丛, 1994 (2)
- [105] O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core[J]. *Science*, 1995, 270: 1962-1964.
- [106] 吴乃琴, 刘秀平, 顾兆炎等. 末次盛冰期黄土高原蜗牛化石记录的气候快速变化及其影响机制[J]. 第四纪研究, 2002, 22 (3): 283-291

- [107] Kutzbach J E, Webb III T. Conceptual basis for understanding Late-Quaternary climates. In: Wright *et al.* eds. Global Climates since the Last Glacial Maximum. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993,5-11
- [108] 齐鑫华, 甘枝茂, 惠振德等. 黄土高原侵蚀地貌与水土流失关系研究. 西安, 陕西人民教育出版社. 1991.
- [109] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985, 81-1013
- [110] 周昆叔. 周原黄土及其与文化层的关系[J]. 第四纪研究, 1995, (2): 174-181
- [111] 陕西省土壤普查办公室. 陕西土壤. 北京: 科学出版社, 1992
- [112] 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[J]. 第四纪研究, 1994, (1): 24-357
- [113] Huang C C, Pang J L, Huang P et al. Multi-disciplinary studies of the oldest cultivated soils in the southern part of the Loess Plateau of China. *Catena*, 2002, 47(1): 19-42
- [114] 黄春长, 黄萍, 庞奖励等. 扶风黄土台塬全新世多周期土壤研究[J]. 西北大学学报(自然科学版), 2001, 31(6): 509-513
- [115] 中国科学院土壤研究所. 中国土壤. 北京: 科学出版社, 1978
- [116] 朱显谟, 祝一志. 试论中国黄土高原土壤与环境[J]. 土壤学报, 1992, 29(4): 351-357
- [117] 陕西农业勘察设计院, 陕西农业土壤[M]. 西安: 陕西科学技术出版社, 1982. 74-84
- [118] 朱显谟主编. 黄土高原土壤与农业[M]. 北京: 农业出版社, 1990. 82-93
- [119] 郑洪汉. 黄河中游全新世黄土[J]. 地球化学, 1984, (3): 23-31
- [120] Tang K L. Micromorphology of Paleosols and Paleo-climate in the Quaternary, China. Abstracts for INQUAXIII, 1991, 329
- [121] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先等. 末次间冰期以来中国古季风气候与环境变迁. 黄土-第四纪地质-全球变化, 第三集. 北京: 科学出版社, 1992, 14-30
- [122] 贺秀斌, 唐克丽. 黄土高原全新世土壤锆石颗粒表面超微结构及其发生环境[J]. 土壤学报, 1998, 35(3): 289-295

致 谢

这篇论文的完成，我想衷心感谢以下给予我无私帮助与支持的老师和同学：

衷心感谢我的导师黄春长教授，该论文是在黄老师的悉心指导下完成的。从论文的前期准备、论文的选题、野外考察、室内实验分析到论文定稿，黄老师进行了严格细致的指导。黄老师更以他渊博的学识，严谨的学风，实事求是的科学精神，积极的人生态度，潜移默化的影响着我求学及做人的态度，指引着我前进的方向。

衷心感谢庞奖励教授、赵景波教授、任志远教授、孙根年教授在学习和专业方面给予的指导、关心和帮助。

衷心感谢张健工程师、葛淼高级工程师在实验分析中提供的指导和无私的帮助，他们的敬业精神，值得钦佩。

衷心感谢郭彩玲老师、李晓玲老师在日常资料的查阅、收集过程中给予的热情协助和大力支持；张凤老师在资料复印方面给予的支持和帮助。

衷心感谢毛龙江、贾耀锋、周群英、丁敏、黄会平、徐小玲、党群、肖雁飞、谭志海、刘昆在完成论文过程中的关心和帮助。

衷心感谢办公室陈鹏老师、李君轶老师、李振亭老师三年来在学习、工作及生活等方面所给予的诸多关照和帮助。

衷心感谢旅环院领导延军平教授、任志远教授、马耀峰教授、崔富奎副研究员、王继刚副研究员对我学习和工作的关心、支持和帮助。

张月鸿

2004.5

攻读学位期间参加的项目和研究成果

科研项目:

1. 国家自然科学基金项目:渭河流域全新世短尺度气候水文事件高分辨率研究,项目编号 40071006.
2. 教育部人文社科重点研究基地重大招标项目:渭河流域商周时代环境变迁及社会影响研究,项目编号 OIJAZJD770014.
3. 中国科学院水土保持研究所黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室项目:黄土高原季风气候演变与土壤侵蚀时间规律高分辨率研究,项目编号 10501-105.

研究成果

1. 《渭河阶地全新世成壤环境演变的高分辨率研究》将于 2004 年 6 月在《生态环境》第 13 卷第 2 期发表. 第一作者.
2. 《全球变化下毛乌素沙漠气候变化特征》2003 年 12 月在《干旱区资源与环境》第 6 期发表. 合作.
3. 《毛乌素沙漠气候变化空间分布比较研究》于 2003 年 11 月《资源科学》第 6 期发表. 合作.
4. 《渭河阶地全新世成壤环境演变的高分辨率研究》于 2003 年陕西省地理年会中获优秀论文一等奖.