

陕西师范大学

硕士学位论文

关中平原中西部地区全新世以来成壤环境演变和沙尘暴活动研究

姓名：刘晓琼

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：赵景波

20040501

关中平原中西部地区全新世以来成壤环境演变 和沙尘暴活动研究

刘晓琼

摘要 全新世是距离现今最近,与人类关系最为密切的时期。全新世的环境演变研究是过去全球变化研究的重点,也是当今全球变化研究的重点和热点。近年来,有关全新世环境演变的研究成为地理学界的研究热点之一。深入了解和探讨全新世成壤环境演变和沙尘暴活动对于丰富全新世环境变迁理论、认识现阶段的沙尘暴活动,促使人与自然环境协调发展都有着十分重要的意义。

通过大量的野外考察,选取了位于黄土高原南部关中平原的宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面。从剖面的沉积特征可以看出,这两个剖面全新世黄土沉积连续,保存良好,具有典型性,较完整地记录和保存了本区全新世以来的环境演变轨迹。在进行了详尽考察之后,对两个剖面从上往下每隔 2.5cm 高密度采样,宝鸡胜利村剖面采样 81 个,蓝田麋鹿村剖面采样 95 个。进行室内实验分析。

深入认识和研究全新世时期黄土-古土壤序列所保存的气候环境信息,对于我们恢复和重建该时期的成壤环境和沙尘暴活动具有十分重要的意义。因此本文采用粒度、磁化率、 CaCO_3 和 pH 值四项指标获取全新世成壤环境演变和沙尘暴活动信息。

粒度中 $50\sim 10\mu\text{m}$ 粗粉沙和小于 $5\mu\text{m}$ 粘粒和胶体累积含量的变化分别指示了冬季风和夏季风的活动强弱;碳酸钙和土壤 pH 值反映了当时气候的湿润程度。这些气候代用指标为本文研究关中平原中西部地区全新世以来的成壤环境演变和沙尘暴研究提供了良好的条件。 $50\sim 10\mu\text{m}$ 粗粉沙、碳酸钙曲线峰值对应于成壤微弱,沙尘暴活动加剧的时期。而磁化率、小于 $5\mu\text{m}$ 粘粒和胶体累积含量的曲线峰值对应成壤强烈,沙尘暴活动减弱的时期。

通过本文的研究,主要得到以下几方面的认识:

(一) 本区全新世以来气候演化可分为三个阶段:早期气候逐渐转暖,生物风化成壤作用增强,沙尘暴活动减弱;中期气候达到最适宜,生物风化成壤作用最强,沙尘暴活动次数最少;晚期气候变得冷干化,成壤作用较中期减弱,沙尘暴活动增多。

(二) 本区自全新世以来,在影响成壤环境和沙尘暴活动的过程中,自然过程是主要的,人为因素只是在一定程度上加剧了这种自然过程,全新世晚期本区气候环境的恶化更是证明了这一点。

(三) 在再现成壤环境及沙尘暴活动时, 粒度、磁化率、碳酸钙和土壤 pH 值这四项指标有着较好的指示意义, 而且各指标之间对应良好。但相比较而言粒度指标变化较为迅速, 特别是在季风格局发生转变之际。因此在再现成壤环境及沙尘暴活动时, 粒度指标较磁化率、CaCO₃和 pH 值指标更为敏感。

(四)全新世以来关中平原中西部地区的成壤环境和沙尘暴活动存在较明显的差异。具体表现为中部地区的成壤环境较西部地区优越, 而西部地区对西北季风的效应相对较为敏感。西部地区地层中的粗颗粒含量相对较高, 指示该地沙尘暴强度较大, 这在全新世晚期表现尤为明显。

(五)本区自 3100 a B. P. 以来, 沙尘暴活动大致存在有 10 次增强的时期和 10 次沙尘暴减弱的时期。在沙尘暴活动增强期, 土层中粗粉沙含量增加, 粘粒/粉砂值减小。表明这时西北季风势力增强, 气候冷干, 粉尘堆积速率增强, 成壤环境恶化。沙尘暴活动减弱时期则恰好相反。

关键词: 关中平原中西部; 全新世; 黄土-古土壤序列; 沙尘暴活动;
成壤环境演变

Holocene Environmental Change of Pedogenesis and Sandstorm Activity in the Midwest Region of Guanzhong Plain

Xiao-qiong Liu

Abstract It is the nearest period from now to Holocene, and it is extremely close to mankind. Holocene environmental change is focal point study in the past; nowadays it has same part too. In recent years, Holocene environmental change becomes one of geographical focus that educational circles study. Understanding Holocene environmental change and sandstorm activity is very important for us to enrich the theory of Holocene environmental change, realize the geographical environment at the present stage, and impel people to develop with natural environment in harmony.

After investigating a large number of fields, we chose the imperial Shengli village section of Baoji and Milu village section of Lantian in Guanzhong Plain of the southern loess plateau. These two sections keep excellent records of Holocene environmental change. After investigating exhaustively, we get 81 samples of Baoji section and 95 samples of Lantian section.

By studying the ancient environmental information of loess-palaeosol sequence, we could resume and rebuild environmental change of Pedogenesis and sandstorm activity. So we chose grain-size, magnetic susceptibility, Calcium carbonate and pH value of soil four indexes to acquire information about environmental change of Pedogenesis and sandstorm activity since Holocene.

The content change of grain-size hit $50\sim 10\mu\text{m}$ and below $5\mu\text{m}$ point out the extent of winter monsoon activity and summer monsoon activity respectively, Calcium carbonate and pH value of soil have reflected the moist degree of the climate at that time. These indexes offered possibility to study environmental change. The peak of grain-size hit $50\sim 10\mu\text{m}$ and Calcium carbonate value correspond the weak pedological process, in this period the sandstorm activity aggravated. The peak of magnetic susceptibility and grain-size below $5\mu\text{m}$ correspond the strong pedological process, in this period the sandstorm activity subsided.

The main results are following:

Firstly, the change of climate in this region can be divided into three phrases since Holocene: In early Holocene, climate turned warm gradually, pedological process was becoming strong slowly, sandstorm activity weakened; In middle Holocene,

pedological process was very strong, Summer monsoon reached its maximum, sandstorm activity was seldom; In late Holocene, climate deteriorated again, Summer monsoon was weaker and Winter monsoon was stronger, pedological process deteriorated and sandstorm activity increased.

Secondly, in this region, during the process of influencing pedological process and sandstorm activity, the natural course is main, the human factor has just aggravated the natural course to a certain extent, the deterioration of this region 's pedological process proved this especially in late Holocene.

Thirdly, in reproducing pedological process and sandstorm activity, grain-size, magnetic susceptibility, Calcium carbonate and pH value of soil four indexes have good instructions. Comparatively speaking, the grain-size index changes comparatively fast; especially when the monsoon pattern is changed, so grain-size index is more sensitive than other three indexes in reflecting environmental change of Pedogenesis and sandstorm activity since Holocene.

Fourthly, there are obvious differences in pedological process and sandstorm activity of the middle region of Guanzhong Plain and the western region of Guanzhong Plain. That to say, pedological process in the middle region of Guanzhong Plain is superior to the western region and the western region is comparatively sensitive to the effect of the northwest monsoon. In late Holocene, relatively high crude particle content of the middle region section instructs the intensity of sandstorm of this place to be greater than the middle region.

Finally, since 3100 a B.P., sandstorm activity have 10 periods that strengthen roughly, and 10 periods that weaken roughly in this region, sandstorm activity is strong at present. During the period of sandstorm activity increased, Winter monsoon is stronger, pedological process deteriorated. On the contrary, pedological process aggravated and sandstorm activity subsided.

Key words: The Midwest region of Guanzhong Plain Holocene
Loess-palaeosol sequence Sandstorm Activity pedological
process

序 言

从发生机理和沉积学特征角度来看,将沙漠和黄土视作沙尘暴事件长期历史过程中明确的响应物是适宜的。许多研究表明^[1-5],中国北方及西北内陆的戈壁和沙漠是黄土高原粉尘堆积的主要源区,西风环流、季风环流及相关的气压系统是搬运粉尘的主要营力。黄土是沙漠形成演化的同源异相沉积,黄土堆积形成时期风化成壤作用变弱,沙尘暴活动加剧,红色古土壤发育时期则相反。沙尘暴活动加剧是沙漠化的主要过程之一,也是一种严重的环境恶化事件。沙尘暴是沙暴和尘暴两者兼有的总称。据《地面气象观测规范》^[6],沙尘暴被定义为:由于强风将地面沙尘吹起,致使空气很混浊,水平能见度 $<1\text{km}$ 的天气现象。强烈的沙尘暴可能使地面水平能见度低于 50m ,破坏力极大,俗称“黑风”。沙尘暴是干旱季风气候环境的产物。早在汉代,《汉书》卷27《五行志》中就有对汉成帝建始元年发生的沙尘暴的具体记录:“成帝建始元年四月辛丑夜,西北有如火光,壬寅晨,大风从西北起,云气赤黄,四塞天下,终日夜着陆者黄土尘也。”这段古书中的记载很显然就是对典型沙尘暴的描述,也说明这是一次非常严重的降尘过程。沙尘暴在古代的历史书籍上往往被称为“雨土”或“霾”。有关研究^[7-15]证实沙尘暴天气的形成一般要具备三个基本条件:一为足够强的风力;二为不稳定的空气状态;三为下垫面存在丰富的沙尘源。短期内沙尘源变化不大时,沙尘暴天气发生的次数取决于前两个条件。

我国近代沙尘暴研究首先在地质学领域开展起来,主要从第四纪地质的角度研究黄土与粉尘堆积。相对于洪涝、地震、干旱和火灾等其他自然灾害,沙尘暴的研究历史还比较短暂。近年来,我国在积极开展沙尘暴防治工作和生态环境保护工作的同时,对沙尘暴的成因、时空分布特征等也进行了广泛的研究。目前,国内沙尘暴研究主要从气象学、生态学以及地理学遥感分析等角度研究沙尘暴活动的成因、特征、发展机制等。

我国属于中亚沙尘暴区,其中西北大部分、整个华北地区、东北地区西部都是沙尘暴灾害的多发区域。西北地区是全球现代沙尘暴高活动区之一。许多的资料表明,西北地区沙尘暴有明显加重的趋势。如河西走廊近50年的风沙灾害(包括“黑风”),比汉代至宋代1500年间的次数还多^[16],到20世纪60~70年代,风沙灾害已由10世纪前的平均100多年发生一次,发展到每隔一年就发生一次^[16]。进入90年代后,则发展到一年一次强沙尘暴,非但频率增多,强度也在加大^[16]。

从上个世纪50年代至今,沙尘暴的爆发呈上升趋势。据统计,50年代共发

生 5 次, 60 年代共发生 8 次, 70 年代共发生 13 次, 80 年代共发生 14 次, 90 年代共发生 23 次^[17]。到了 21 世纪沙尘暴爆发次数急剧增加, 仅 2000 年强沙尘暴就爆发 9 次, 钱正安等^[17]的研究表明未来可能将进入新一轮沙尘暴活动的活跃期。

中国黄土以其分布广泛、沉积连续、环境信息丰富而与深海沉积物和极地冰芯并称全球变化研究的三大支柱。其中全新世一万年以来的气候、环境变迁的历史是全球变化研究的重要内容之一。末次冰期以来, 尽管东北、华北、长江中下游、华南和西南等地区均发育了不同程度的风沙或风尘堆积, 但以西北地区发育最好。半湿润、半干旱、干旱的黄土高原地层蕴涵着丰富的古环境信息, 西北黄土高原末次冰期结束以来(即全新世以来)的黄土-古土壤堆积序列更是真实地记载和反映了历史时期本区的环境变迁。这为我们从中提取多项气候代用指标, 来判断和认识全新世的冬、夏季风的演化史, 并通过综合分析和对比多项气候代用指标来具体恢复一万年来的成壤环境演变和沙尘暴活动提供了便利的基础。黄土和古土壤是近 250 万年来岩石圈、生物圈、大气圈、水圈相互作用过程的重要记录, 其粒度、磁化率、碳酸钙等是黄土成壤环境演变的重要地质证据。因为它们作为反映冬、夏季风活动互为消长的替代性指标, 能在一定程度上说明当时的成壤环境和沙尘暴活动的情况。

有关黄土高原全新世剖面具有多个成壤期的现象, 最早是由刘东生先生发现并进行深入研究的^[18]。此后许多学者通过研究黄土高原北部和西部的一些全新世地层剖面均发现有多层埋藏古土壤层存在。在对黄土高原南部全新世黄土地层的野外调查过程中, 发现黄土高原南部常见的全新世黄土剖面厚度大约 1.5m 左右, 含有一层古土壤层 (S_0)。在波状起伏的塬面或丘陵, 由于各个不同时期的土壤侵蚀, 全新世黄土剖面会更薄。但在一些塬面和阶地地形平坦或略微下凹的区域, 全新世时期几乎没有受到明显的侵蚀, 黄土剖面厚度在 2m 以上。在黄土高原南部地区, 全新世大暖期发育的古土壤常常分裂为 2 层埋藏古土壤层, 中间夹有黄土层。本文所研究的两个剖面中, 宝鸡胜利村剖面就具有这样的特征, 蓝田麋鹿村剖面虽不具备同样的特征, 但也是由一层发育良好的埋藏古土壤层和一层弱发育的埋藏古土壤层组成。这种全新世黄土-古土壤层系包含着丰富的环境演变信息。全新世黄土是风成沉积物, 这样的剖面层序结构必然与季风气候变化有关。这就使得本文能够借用粒度、磁化率、碳酸钙和土壤 pH 值这四项指标以高分辨率揭示关中平原中西部地区全新世以来成壤环境演变和沙尘暴活动。

我国北方历史的和现代的尘暴、降尘事件多发生在具有较低温度和较干燥的冬半年, 并与强盛的冬季风相联系。这时是粉尘堆积速率加快和成壤作用微弱的黄土形成期, 也是冬季风环境效应突出的气候期。此时土层中各项气候代用指标

的具体变化为粗颗粒百分含量增加，磁化率值变低，碳酸钙含量增加，土壤碱性增强，沙尘暴活动加剧。

在导师的指导下，于 2003 年 3 月开始大量查阅各类全新世气候演变的论文资料，6 月撰写开题报告并随导师出外采样，6~7 月将采集的样品在室内自然风干，8 月开始进行试验，2004 年 1 月着手撰写论文。遵照导师指导和个人设计，本研究的具体行动步骤如图 1 所示。

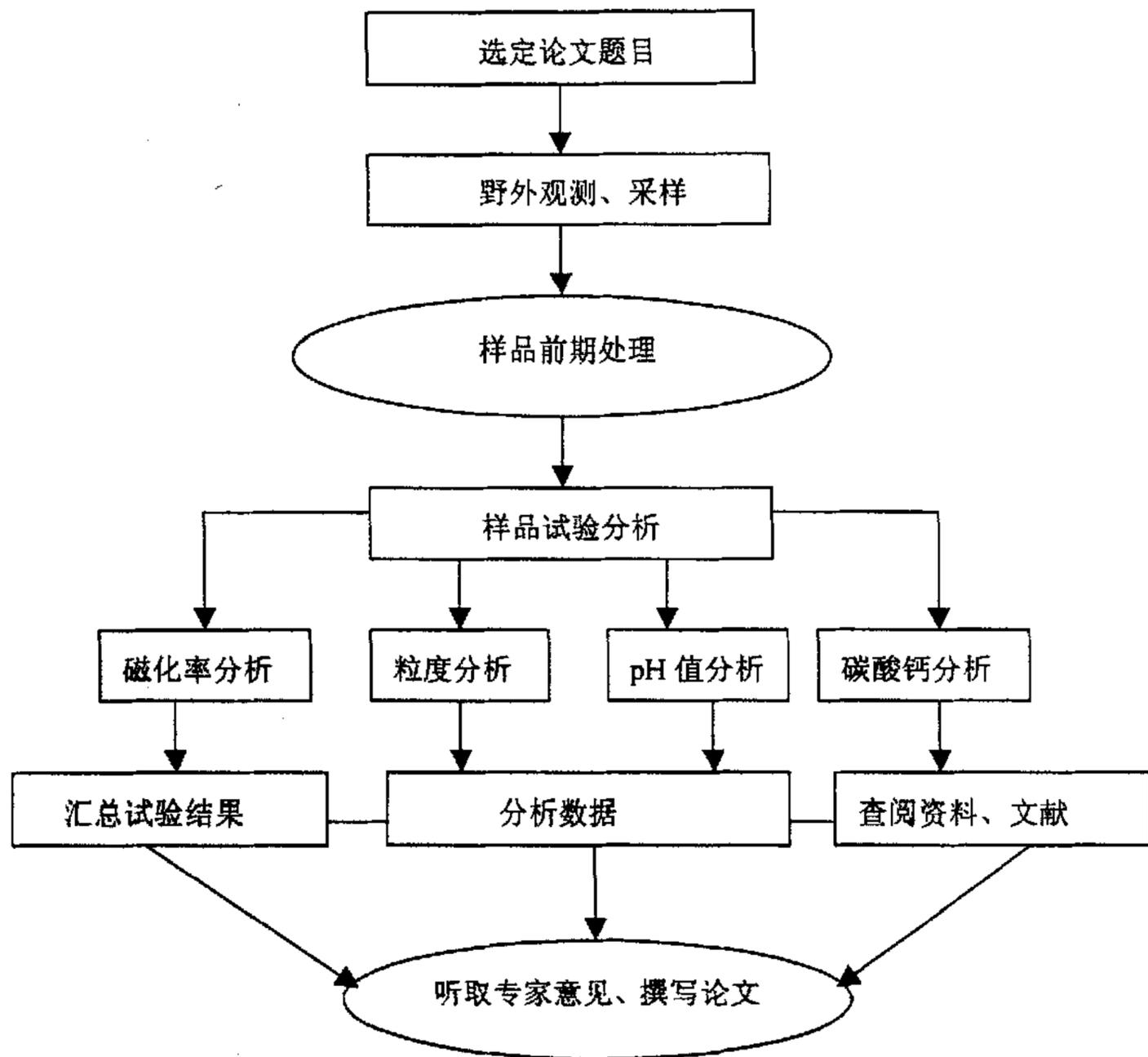


图 1 技术路线示意图

引言

关中平原地处黄土高原南部地区，北起北山，南至秦岭，西起宝鸡，东达潼关，是一个西部缩窄闭合，向东开阔的盆地平原。宝鸡一带平原很窄，愈东愈宽，西安以东宽达几十公里。关中平原西高东低，西部海拔高度约 700~800m，东部最低处仅 325m，平均海拔 520m。现为西安、咸阳、宝鸡、渭南、铜川等五市所辖。这一地区在地貌单元上大致与渭河断陷地堑一致，渭河横贯东西，故中部为渭河河流阶地地区，其北为渭北黄土台塬区，其南为一连串的秦岭北麓冲-洪积扇^[19,20]。据气象统计资料，目前关中地区年平均降水量 500~700mm，年平均气温 12~13℃，属温带大陆性季风气候，雨热同期，是陕西境内秦岭以北最暖湿的部分。本区主要的土壤类型有：褐土、壤土、油土、垆土、胶泥土等^[20]。

全新世是地球历史上全新的一页，其主要特点是：现代人的出现；使用新石器；更新世的大冰盖已经消失而代之以山地冰川和极地冰川；海平面只有小的升降；新构造运动发展为现代运动；地球上的海陆分布形式已基本形成^[21]。深入研究全新世对我们正确认识人类环境的演化有着及其重要的意义。黄土在我国北方分布很广，尤以黄河中游的黄土高原最为典型。黄土堆积是第四纪地质史中的三大事件之一^[21]。一般而言，在整个的第四纪黄土剖面中，黄土地层中所发现的脊椎动物化石多啮齿类及偶蹄类，以及一些禾本科的孢粉，都说明黄土地层是代表干燥气候时期的堆积，在地层中出现黄土时，当时的气候条件趋于冷干。而巨厚的黄土地层中的红色古土壤层则是在比较温暖的或有明显的干湿季节变化，以生长草原植物为主，并有旱生森林和灌木丛林的森林草原气候条件下形成的^[21]。由此可知在全新世地层中，全新世黄土 L₀ 发育时期气候冷干，机械风化比现在强烈，当时的蒙古高气压中心比现在冬季的更为强大，风力更强，能够搬运比现在更多的碎屑物质，所以这时黄土大量堆积。S₀ 发育时期则恰好相反，当时的西北季风势力大大减弱，东南季风势力比现在强盛，降水丰沛，成壤作用强，发育了全新世的古土壤。故通过研究全新世地层信息可以重建当时的季风活动情况继而由之推断当时的成壤环境演变和沙尘暴活动。

我国第四纪由偏北低空气流携带的粉尘沉降在黄土高原上，这些粉尘经历风化成壤改造作用而形成的黄土-古土壤序列分布广泛、沉积连续、蕴涵丰富的古环境信息，很好地记录了东亚季风变迁的历史^[18,22]。关中平原是黄土高原上的断陷盆地，其内黄土地貌主要为 3~4 级呈阶梯状分布的黄土台塬，塬面完整，高于渭河水面 100~400m，很少受到冲沟的切割。在这些台塬上发育的黄土-古土壤序列是恢复古环境的良好陆源信息载体。这就为判识和推断本地区的季风变迁及与之相关的沙尘暴活动奠定了良好的基础。在通常情况下，西北季风势力增强时，沙

尘暴活动加剧；而东南季风势力增强时，沙尘暴活动则大为减少。

全新世是人类文明迅速发展进步的时期，也是过去全球变化研究的重点。深入认识和研究全新世时期黄土-古土壤序列所保存的气候环境信息，对于我们恢复和重建该时期的成壤环境和沙尘暴活动有着十分重要的意义。

如前所述，我国近代沙尘暴研究首先在地质学界开展起来，主要从第四纪地质学的角度研究黄土与粉尘的堆积^[18,24]。另外古气候、古生物等学科的研究也或多或少进行了沙尘暴形成历史的研究^[25-31]。张德二和王嘉荫经研究证实，现代的尘暴和雨土现象从发生时间上具有一致性，发生成因上具有联系性，是地质时期黄土堆积的继续，也是近代黄土形成的实例。戴雪荣等通过分析末次间冰期甘肃沙尘暴演化历史也证明了同样的观点。沙尘暴频发于低温的冬半年，且多发于较干旱地区与较干旱的冬季。这时，大气中粉尘含量最高，是黄土沉积最有利的时期。由此可知，在黄土-古土壤序列中，黄土沉积时应该是沙尘暴频发的时段，这就为我们从全新世地层序列中提取有关粒度、磁化率、碳酸钙等信息以反演当时的沙尘暴活动奠定了基础。根据前人的研究，黄土-古土壤序列中的粗颗粒含量是西北季风气候的有效代用指标^[32,33]。其百分含量的变化与来自高纬偏北冷干西北季风的强弱直接相关，粗颗粒含量越多，指示冬春季节越寒冷干燥。磁化率对成壤程度较为敏感，地层中的磁化率高值指示温暖湿润的环境，低值指示相对冷干的环境，是一种简便易行的东南季风强度的替代性指标^[34-36]。碳酸钙含量的高低标志着黄土和古土壤受淋溶作用的强弱，能够反映当时的气候状况，与降水量关系十分密切^[37-40]，也能作为东南季风降水的替代性指标^[41, 42]。pH 值变化反映了黄土与古土壤因水分条件改变而发生的有规律的交替变化^[43]，在一定程度上能够反映当时的气候干湿状况。可见综合运用粒度、磁化率、CaCO₃、pH 值这些气候代用指标可以比较全面地判识历史时期的季风活动状况。因此本文拟通过分析宝鸡胜利村剖面及西安附近白鹿塬蓝田麋鹿村剖面的粒度、磁化率、CaCO₃、pH 值这四项指标恢复关中平原中西部地区全新世以来的西北和东南季风演变规律，并由此推断关中平原中西部地区全新世以来的成壤环境演变和沙尘暴活动。

1 区域概况、剖面位置和地层特征

1.1 区域概况、剖面位置

宝鸡市坐落于关中平原西端，北倚渭北黄土台塬，南踞秦岭，渭河流经市区。总的地势特点是南、北、西三面环山，中部低平，东部敞开，河流以渭河为主。中部地形由三部分组成：(1)渭河平原区，海拔 582~610m，主要组成部分为阶地，一级阶地高出河床 2~10m，地面平坦，覆盖着 0.5~5m 的砂泥层，下部为砂卵石层，二级阶地高出河床 10~25m，底部为厚 5~15m 的砂卵石层，上覆 10~15m 厚的黄土和砂质粘土，阶地面宽约 200~1000m，地势平坦，土壤肥沃。阶地两侧为黄土台塬，海拔 610~800m，其下有泉水出露；(2)渭河北部台塬区，渭河以北只占有陵塬、贾村塬等狭小部分；(3)渭河南部台塬区，渭河以南台塬面积较大，但因河流众多，切割剧烈，水土流失严重，塬面比较破碎。宝鸡地区气候为暖温带半湿润季风气候，属于我国半干旱-半湿润季风环境敏感地带。这里四季分明，年平均气温 12.8℃，一月平均气温 -7℃，七月平均气温 24℃，极端最高气温 41.4℃，极端最低气温 -16.7℃， $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 4074℃，年日照 2100 小时。多年平均降水量 710mm，50%集中于七至九月，易出现早春旱和伏旱，秋有连阴雨。

采样剖面位于宝鸡市区西北部陵塬胜利村，土壤剖面出露在 5~6m 的陡坎上，剖面中全新世黄土-古土壤序列表现明显，厚约 3.5m，其下部出露浊橙色马兰黄土。整个剖面的宏观地层学和土壤学特征描述见表 1-1。

蓝田县地理坐标介于 $109^{\circ} 7' \sim 109^{\circ} 48' \text{ E}$ ， $33^{\circ} 5' \sim 34^{\circ} 20' \text{ N}$ 之间，位于关中平原中东部，渭河以南，秦岭北麓。地貌以山区为主，丘陵占 20.73%，河谷平川占 19.61%，山地占 59.66%。南部和东部是秦岭山地，一般海拔 800~2000m，峰岭连绵，山势陡峭，最高峰王顺山海拔 2311m。北部的横岭为断块低山丘陵，海拔 600~1000m，上有黄土覆盖，沟谷中有砂岩。沙砾岩及红色粘土广泛出露，由于流水切割，梁沟发育，水土流失强烈。白鹿塬为黄土台塬，海拔 600~800m，塬面比较平缓，西部为汤峪河及其支流切割，地形破碎。蓝田县气候属暖温带半湿润大陆性季风气候。四季分明，雨量充沛，年均温 13.1℃，一月平均气温 -1.3℃，极端最低温 -17.4℃；七月平均气温 26.8℃，极端最高气温 43.3℃， $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 4302℃，年日照 2138 小时。多年平均降水量 724mm，主要的河流有灞河、辋川河等，统属渭河水系。植被类型属暖温带落叶、阔叶林、松栎类型。

麋鹿村剖面位于蓝田县西北部白鹿塬麋鹿村，采样点选在麋鹿村砖厂采土区。该采样点因制砖取土出露于塬面之上，高约 4m。经野外观察发现，剖面中全新世的土壤学层次和地层学层次都十分清晰，厚约 2.4m，其下部出露呈浊橙色的

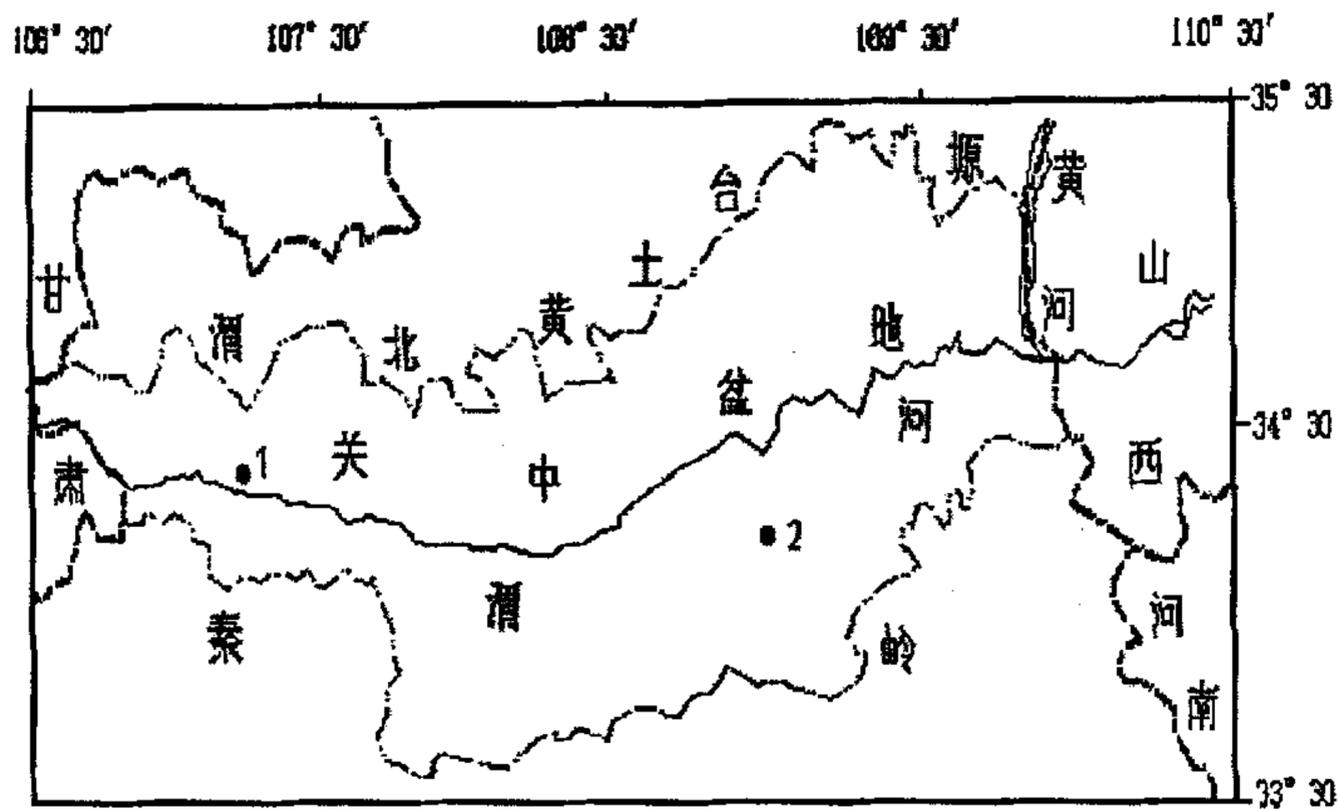


图 1-1 研究区域及采样点位置图 ●为采样点位置
1 为宝鸡胜利村剖面 2 为蓝田麋鹿村剖面

晚更新世马兰黄土。该剖面具体的地层学和土壤学特征描述见表 1-2。

1.2 样品采集和地层特征

为了获得较高的时间分辨率，在野外进行了较为细致的观察，确定两个剖面为原生未经人为扰动的全新世剖面。然后对宝鸡胜利村剖面和蓝田麋鹿村剖面进行高密度采样，从地表开始每隔 2.5cm 连续采样直至马兰黄土顶部，取得样品数分别为 81 个和 95 个。

表 1-1 宝鸡胜利村剖面全新世黄土-古土壤序列特征描述

深度 (cm)	地层和 地层符号	地层学和土壤学描述
97.5~0	表土层 TS 和 黄土层 L ₀	浊棕色(7.5YR6/3)，粉沙质，团粒状结构，多中小空隙，微团聚体，较紧实，坚硬，多根孔，蚯蚓孔较多，充以粪粒，有植物根系出现。
145~97.5	古土壤层 S ₀ ¹	浊红棕色(5YR4/4)，粘土质粉沙，棱柱状结构，含有蚯蚓孔，多小孔隙，土体中有白色钙质菌丝体出现，充填于植物根孔或虫孔中。

157.5~145	黄土夹层 Lx	油橙色(7.5YR6/4), 粉沙质, 块状结构, 含有中小孔隙, 有微团聚体, 质地较为均一, 顶部有蚯蚓孔, 时有白色钙质出现。
157.5~185	古土壤层 S ₀ ²	浊棕色(7.5YR5/4), 粘土质粉沙, 棱柱状结构, 极少有空隙出现, 微团聚体发育, 棱角状, 较为紧实坚硬, 断面较粗糙。
185~202.5	过渡层 Lt	红棕色(5YR4/6), 粉沙质, 块状结构, 多中小空隙, 较为疏松易碎易碎成粉末, 质地较为均一, 接近马兰黄土。

表 1-2 蓝田麋鹿村剖面全新世黄土-古土壤序列特征描述

深度 (cm)	地层和 地层符号	地层学和土壤学描述
87.5~0	表土层 TS 和 黄土层 L ₀	油橙色(7.5YR4/6), 粉沙质, 团粒状结构, 发育有球形小团粒, 多空隙、根孔, 蚯蚓孔亦较多, 蚯蚓孔中多填有粪粒。
87.5~155	弱发育 古土壤层 Lt	油橙色(7.5YR4/6), 粉沙质, 近似团块状结构, 疏松多空, 含有 CaCO ₃ 薄膜、斑点, 颗粒成分均一, 其硬度较上层大。
155~220	古土壤层 S ₀	浊红棕色(5YR5/4), 粘土质粉沙, 棱柱状结构, 结构体表面有粘土胶膜, 较紧实坚硬, 微具粘性, 可见少量粘土胶膜, 有蚯蚓孔和粪粒。
220~237.5	过渡层 Lt	亮棕色(7.5YR5/6), 粉沙质地, 间有小的团聚体, 多中小空隙, 有少量白色钙质菌丝和钙质粉末, 质地疏松可捏成粉末。

2 剖面地层年代的确定

中国黄土-古土壤序列是第四纪全球变化的良好信息载体^[29, 30]。确定黄土地层的年龄、建立比较准确的时间标尺, 对于恢复古环境从而更精确的描述古气候变化有着十分重要的意义。黄土-古土壤序列年龄的确定是利用黄土记录进行全球变化研究的关键。前人对此做了很多的研究^[44, 45]。同样为了准确地表述全新世以来关中平原中西部地区的成壤环境演变和沙尘暴的活动, 对所研究的剖面进行地

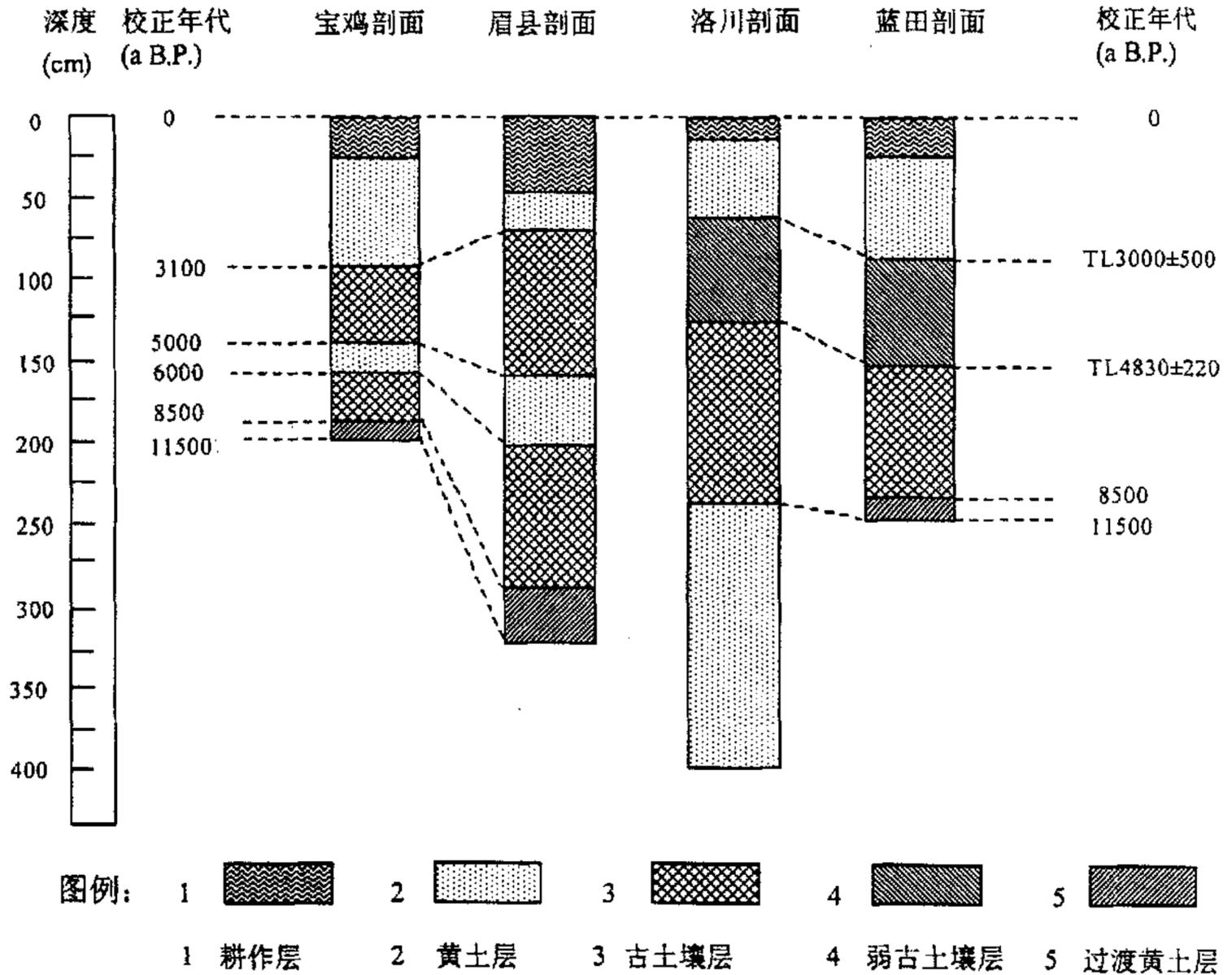


图 2-1 关中平原中西部全新世黄土-古土壤剖面年代对比表

层断代也是十分重要的。由于客观条件的限制, 未能对本文所研究的两个剖面进行年代测定, 但是可根据已经测年的其他剖面为依据, 通过地层对比确定本文研究的两个剖面地层年代。由于黄土地层分布稳定, 这种对比是可靠的。本文根据关中和陕北南部利用 ^{14}C 和 TL 测年确定的马兰黄土顶界和黄土 L_0 底界年代^[46, 47], 并参照黄春长教授所研究的关中西部眉县清湫村剖面^[48-50]与刘东生先生等所

研究的洛川黑木沟剖面^[18]。初步建立了本文所研究剖面的地层年代（见图 2-1）。

根据国际公认的全新世的起点年代 11500 a B. P.，以及参考眉县剖面 and 洛川剖面全新世的起始时间，将本文两个剖面全新世的底界定在 11500 a B. P. 左右；在 8500 a B. P. 时开始了全新世大暖期；黄春长教授^[51]通过综合分析黄土剖面中土壤资源退化记录和历史文献中水土生物资源退化记录，结合已有的 ¹⁴C、TL 测年数据和新公布的夏商周年表，确定渭河流域全新世古土壤和黄土之间的界限为 3100a B. P.。这表明从 3100 a B. P. 开始气候开始恶化，环境剧烈变化，可将其作为全新世晚期的开端。在宝鸡胜利村剖面全新世大暖期地层分裂为两层。依据施雅风先生^[52]、黄春长教授^[53]的研究，6000~5000 a B. P. 是一个气候恶化、仰韶文化衰退的时期，该时期黄土高原黄土堆积速度加快。因此宝鸡胜利村剖面中的黄土夹层的发育时期与之相对应，即 6000 a B. P. 对应古土壤 S₀² 的上界而 5000 a B. P. 对应古土壤 S₀¹ 底界。在蓝田麋鹿村剖面中弱发育的古土壤的底界应与洛川剖面中弱发育的古土壤的底界相对应，即在蓝田麋鹿村剖面中弱发育的古土壤的底界年龄为 TL4830±220 a B. P.。

3 粒度百分含量变化与成壤环境演变和沙尘暴活动

根据斯笃克斯定律，沉积速度与粒度平方成正比，分选沉积作用使平面粒度的分布具有地带性的特点。从风源地开始，沿着风前进的方向，风积物粒径由粗至细。冬春盛行西北季风的晋陕黄河中游地区，风积物从西北向东南变细。黄土是粉尘沉积物，也是风力搬运的产物。刘东生等^[18]、苏联义^[54]、朱海之^[55]、王庭梅等^[56]通过各自的研究认为，黄河中游马兰黄土自西北向东南趋于变细，并依次将其划分为砂黄土、黄土和粘黄土三个带。张德二^[57, 58]、王嘉荫^[59]经过研究证实了沙尘暴、雨土现象与黄土的形成具有成因上的联系，是黄土形成的实例。这一系列的工作都是粒度分析在环境变迁研究上具体的应用。说明了黄土是风积产物，其中的粗颗粒含量指示了西北季风势力增强，成壤环境恶化，沙尘暴和雨土现象出现频度有所增加。在黄河中游地区，粒度粗细的变化自西北而东南或自北北西而南南东呈规则地变细^[18]。依据粒度的这种分布结合张德二的研究^[57, 58]，可以知道关中地区黄土的物质来源应该是腾格里、乌兰布和、库布齐及毛乌素等沙漠和河西走廊及其以西地区^[18]。

3.1 粒度百分含量的测量方法及原理

碎屑沉积物的粒度组成又称机械成分或颗粒级配，是指不同粒径的颗粒在沉积物中所占的比例，通常用重量百分含量来表示^[18]。粒度百分含量的测量在野外常用手测法、室内则多用比重计法、粒度仪进行测定。

本次试验采用英国 Malvern 公司生产的 Masterize-S 型激光粒度仪测量，试验步骤如下：

- (1) 用电子天平称取 0.8 克的风干土样置于 250ml 的烧杯中，加入 1: 2 的 H_2O_2 10ml，在电热板上加热至充分反应(至无气泡逸出)，除去有机质；
- (2) 加入 1: 3 的 HCl 10ml，加热煮沸使其充分反应，除去碳酸钙；
- (3) 将混合液完全转移至 500 ml 的烧杯中，给烧杯注满蒸馏水后静置 48 小时，再抽去蒸馏水，重复几次直至溶液呈中性为止；
- (4) 加入 5 ml 0.05mol/l 的 $(NaPO_3)_6$ 溶液进行分散；
- (5) 在超声波为 12.50 单位条件下进行测量，待遮光度稳定在 20%左右后重复测量 5 次，取其平均值为最后测量结果；

试验条件：粒度测量范围为 0.03~900 μm ，相对误差小于 1%，符合仪器试验要求。

3.2 粒度百分含量的环境意义

黄土-古土壤序列中粒度变化反映了季风的强弱^[60-68]。研究其粒度的百分含量的变化可以反映东亚西北、东南季风互为消长的变动，判识全新世时期本区的成壤环境，并在一定程度上揭示沙尘暴的活动情况。根据 L. 莫尔德维^[69]所作的尘粒在空气中悬浮和搬运性能的试验结果表明：在黄土粒度的组成成分中，50~10 μm 粒径的颗粒是易浮动、易分散的，是风尘的“基本粒组”，也是我们通常说的粒度百分含量中的粗颗粒，可以用它来反演西北季风的变化。而粘粒的百分含量的变化与其成反相关，即与西北季风强度变化成反相关，因此可以用粘粒百分含量的变化来反演东南季风的变化。继而由冬、夏季风的变动来恢复当时的成壤环境和沙尘暴的活动。显然，西北季风活动增强时，成壤环境退化，沙尘暴活动相应加强。反之则不然。

3.3 粒度分析结果与成壤环境演变和沙尘暴活动

目前国内常用的粒度划分方案如下：

粒径 $<1\mu\text{m}$ 称为胶体；

粒径在 5~1 μm 之间称为粘粒；

粒径在 10~5 μm 之间称为细粉沙；

粒径在 50~10 μm 之间称为粗粉沙；

粒径在 100~50 μm 之间称为细砂粒；

粒径 $>100\mu\text{m}$ 称为粗砂粒；

一般也将 $<5\mu\text{m}$ 的颗粒统称为粘粒。

本文运用上述方法进行粒度分析。通过试验共测定粒径 $<1\mu\text{m}$ 、5~1 μm 、10~5 μm 、50~10 μm 、100~50 μm 、 $>100\mu\text{m}$ 六组数据（用百分含量表示），宝鸡胜利村剖面和蓝田麋鹿村剖面的粒度分析结果如图 3-1 和图 3-2 所示。粒度分析结果显示，在所研究的两个剖面中，粗粉沙(50~10 μm)的含量基本在 40%~60%之间，其中宝鸡胜利村剖面中，黄土层 L_0 和 L_x 的含量均高于古土壤层 S_0^1 和 S_0^2 。在蓝田麋鹿村剖面中，黄土层 L_0 和弱成壤层 L_t 中，粗粉沙的含量较古土壤层 S_0 高，粘粒和胶体的累积含量($<5\mu\text{m}$)则相反。在宝鸡胜利村剖面中粗粉沙的含量大约在 43%~60%之间，粘粒和胶体的累积含量大约在 20%~34%之间，而在蓝田麋鹿村剖面中则分别为 42%~60%之间和 22%~35%之间；细粉沙(10~5 μm)的含量，在宝鸡胜利村剖面中大约在 15%~21%之间，蓝田麋鹿村剖面中大约在 13%~23%之间，其变化趋势大致与粘粒和胶体的累积含量变化相当。但是波动不及粘粒和胶体的累积含量明显； $<1\mu\text{m}$ 胶体的含量，宝鸡胜利村剖面中在 5.46%~8.94%之间，蓝田麋鹿村剖面中在 5.33%~8.85%之间；100~50 μm 细砂粒的含量，在宝

鸡胜利村剖面中在 3%~7%之间, 蓝田麋鹿村剖面中在 1%~5%之间。另外蓝田麋鹿村剖面中 $>100\mu\text{m}$ 的粗砂粒的含量为 0, 宝鸡胜利村剖面中则略大, 在 0~0.24%之间。

上述粒度百分含量的变化说明, 两个剖面中黄土的粒度组成有着基本相同的面貌。主要由 50~10 μm 的粗粉沙组成, 其含量一般在 40%~60%之间, 其次是 $<5\mu\text{m}$ 的粘粒和胶体累积含量粒组, 含量一般在 20%~35%之间, 粗粉沙很少有 $>60\%$ 的。而且 $>100\mu\text{m}$ 的粗砂粒很少, 这种大体相同的粒度组成, 显示了黄土是干旱、半干旱的大气粉尘堆积物^[18]。在古土壤层和弱发育的古土壤层中, 50~10 μm 的粗粉沙和 $<5\mu\text{m}$ 的粘粒和胶体的累积含量分布与黄土层的分布呈相反趋势, 即弱成壤层和古土壤层中, 粗粉沙的含量降低而粘粒和胶体的累积含量有所升高。说明当时的气候暖湿, 风化成壤作用较强。这种粒度组成反映了古土壤是较暖湿气候的产物。

在宝鸡胜利村剖面中 202.5~185cm 段和蓝田麋鹿村剖面中的 237.5~220cm 段相当于全新世早期, 该段所对应的地层中粗粉沙含量则呈减少趋势, 粘粒和胶体累积含量呈增加趋势。反映了全新世早期是末次冰期向全新世大暖期过渡的增温期, 风尘堆积减弱, 成壤作用有所增加, 西北季风势力削弱而东南季风势力增强, 反映出当时的沙尘暴活动次数较末次冰期时减少。

宝鸡胜利村剖面 185~97.5cm 段和蓝田麋鹿村剖面中的 220~87.5cm 段分别对应于全新世大暖期, 在两个剖面中, 该段地层中的粗粉沙含量显著减少。在宝鸡胜利村剖面中最低达 43%, 蓝田麋鹿村剖面中最低达 42%。说明此时风化成壤作用较全新世早期大为增强, 风尘堆积速度则大为减弱, 也说明了沙尘暴活动大大减弱。在宝鸡胜利村剖面中 S_0^1 和 S_0^2 间黄土夹层 L_x 的粗粉沙含量较 S_0^1 和 S_0^2 含量高在 45%~48%之间, 表明 6000~5000 a B. P. 风尘的堆积大于成壤过程, 是一个相对干旱的时期, 这时沙尘暴活动增加。由此看来, 在该区全新世大暖期气候是不稳定的, 出现了一个短暂的黄土堆积期和两个成壤期, 这在磁化率曲线也有明显的显示。而就蓝田麋鹿村剖面来说, 从其粒度曲线上看虽没有出现黄土夹层 L_x , 但是全新世大暖期分化为一个弱成壤层和一个古土壤层。剖面中 220~155cm 段对应于古土壤层, 在该段粘粒和胶体的累积含量较弱成壤层高而粗粉沙含量则相反, 说明成壤环境较弱成壤层发育时优越, 也说明当时的沙尘暴活动有所减少。剖面中 155~87.5cm 段对应于弱成壤层, 在该段粗粉沙含量增加而粘粒和胶体累积含量减少, 且粘粒和胶体累积含量较古土壤层低, 这说明该阶段成壤作用较前期弱, 季风转变, 风尘堆积加剧, 土壤退化, 沙尘暴活动略有增加。这些都证实了全新世大暖期并非为单一的稳定期, 其气候和成壤过程有着明显的波

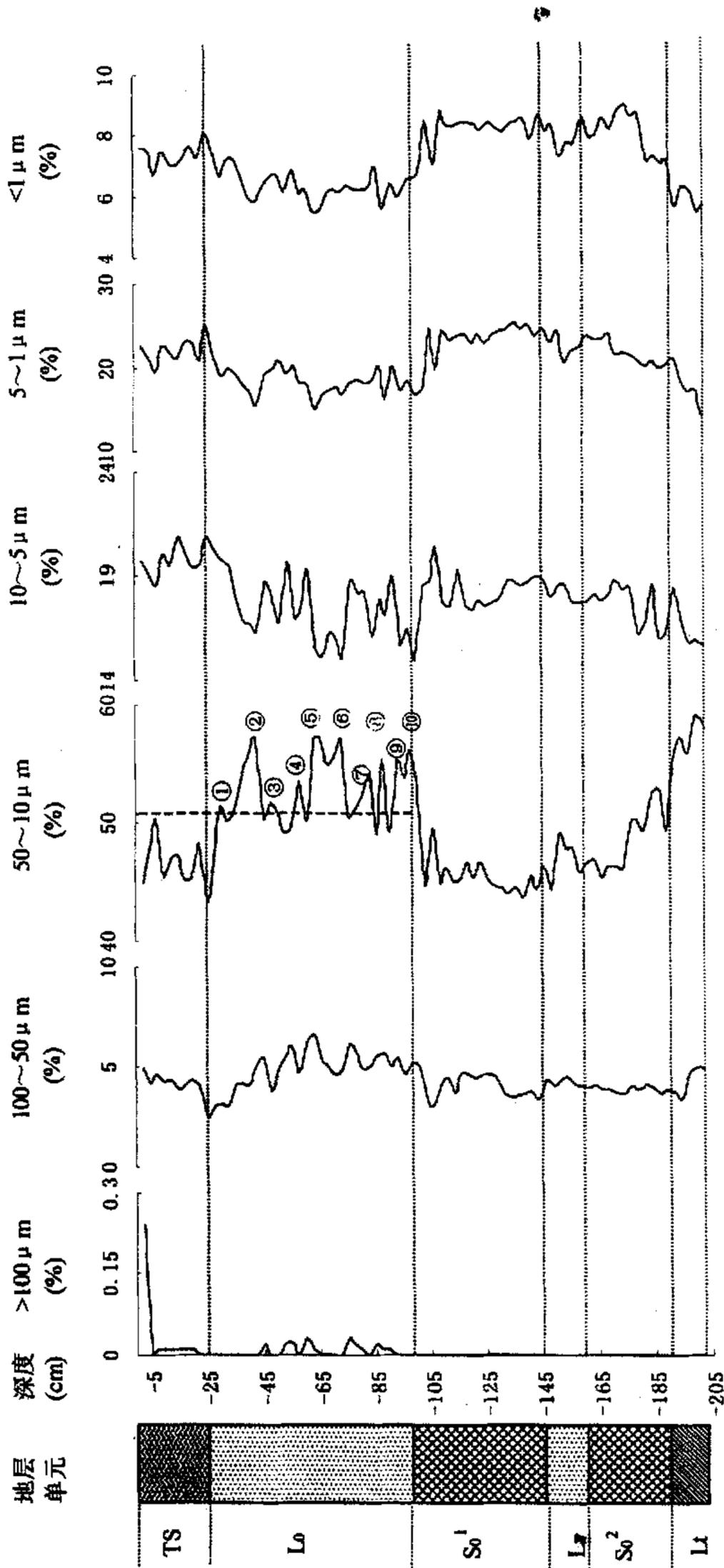


图 3-1 宝鸡胜利村全新世黄土-古土壤剖面粒度变化图 (图例见 2-1)

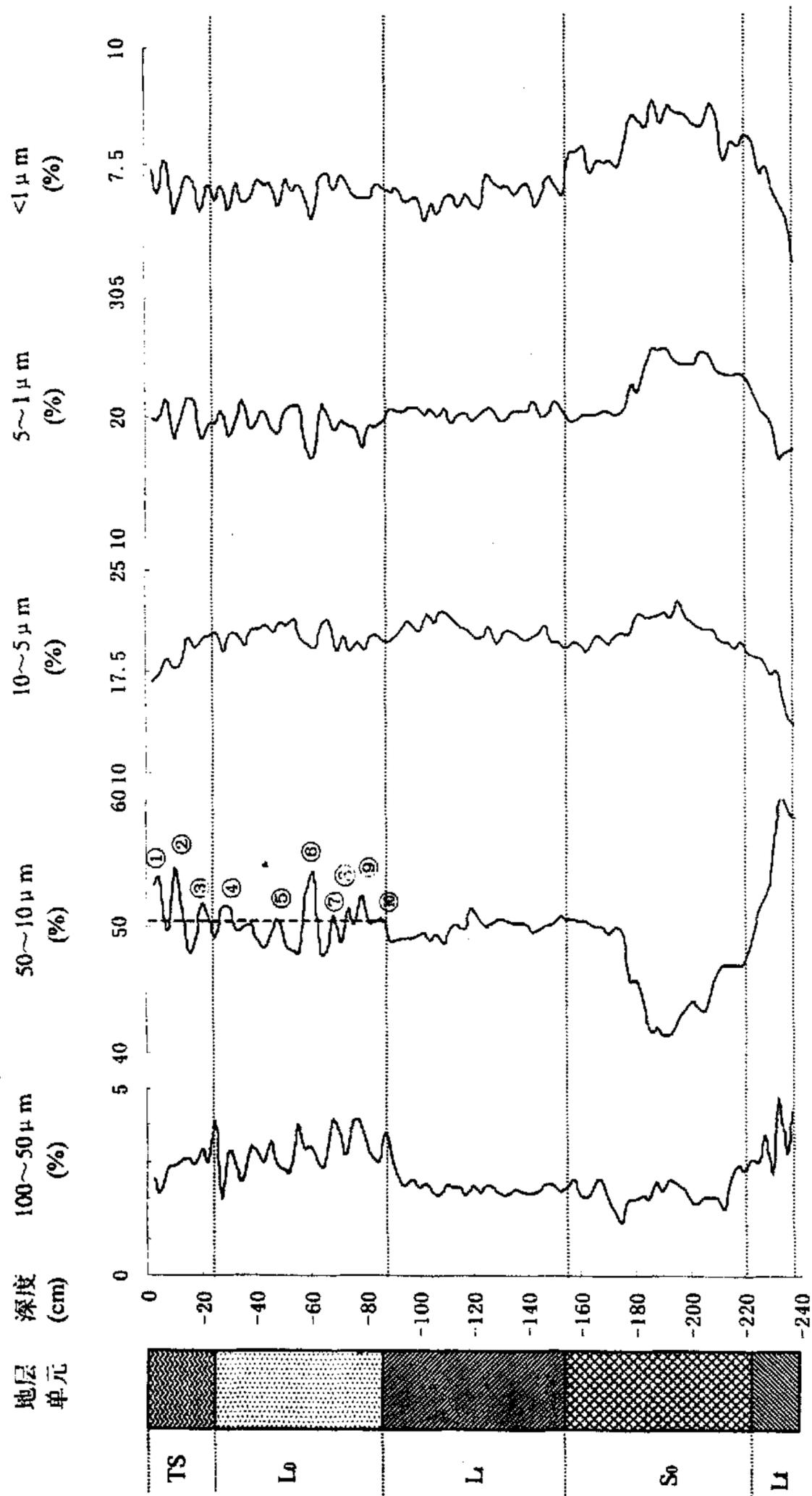


图 3-2 蓝田麋鹿村全新世黄土-古土壤剖面粒度变化图 (图例见图 2-1)

动^[52, 70]。

宝鸡胜利村剖面中的 97.5~0cm 段和蓝田麋鹿村剖面中的 87.5~0cm 段对应于全新世晚期。该时期两个剖面的地层中，粗粉沙含量较高，成壤作用较弱，反映季风转变，风尘堆积速度加剧，土壤退化，气候变干。此时地层中粗粉沙含量波动加大，粘粒和胶体的累积含量较全新世大暖期明显减少，表明该阶段风尘堆积作用远远超过了风化成壤作用，气候趋于冷干，土壤退化，反映了从 3100 a B. P. 开始西北季风的气候效应增强了^[51]。

为了量化全新世晚期的沙尘暴活动，本文选取全新世晚期黄土层 L₀ 中 50~10 μm 粗粉沙的平均值作为衡量标准(因为 50~10 μm 粗粉沙含量的高低可以反映西北季风势力的强弱，显然在西北季风势力增强时，沙尘暴活动加剧，反之则不然。)。因此在 50~10 μm 粗粉沙含量变化曲线上，凡是大于其平均值的数值所对应的时期应当是沙尘暴活动次数增加的时期。在宝鸡胜利村剖面中，全新世晚期 50~10 μm 粗粉沙含量的平均值为 51.2%，而蓝田麋鹿村剖面中其值为 50.49%。以这两个值为标准分别在图 3-1 和图 3-2 上标出相应的标准线，位于标准线以右的数值对应的时期是沙尘暴活动加剧的时期，位于其左的则相反。依据上述方法，全新世晚期宝鸡胜利村地区大致存在有 10 次沙尘暴活动增强的时期，蓝田麋鹿村地区亦大致有 10 次沙尘暴活动增强的时期(具体划分见图 3-1 和图 3-2)。同理，位于标准线以左的波谷对应的时期是沙尘暴活动减弱的时期。由两个剖面全新世晚期 50~10 μm 粗粉沙含量的平均值可以看出宝鸡胜利村地区(51.2%)的尘暴活动的强度大于蓝田麋鹿村地区(50.49%)。但是由图 3-1 和图 3-2 我们可以发现：在全新世晚期，宝鸡胜利村地区 50~10 μm 粗粉沙含量在表土层 TS 中的总体数值和数值的波动性均较蓝田麋鹿村地区小。但并不能就此绝对地认为该时期当地的沙尘暴活动幅度较后者大，而要考虑表土层 TS 与其他土层相比较而言，在其发育的过程中，受到人类生产活动的影响更大。

综前所述结合图 3-1 和图 3-2 可以看出：从 3100 a B. P. 开始，西北季风势力增强，气候恶化，沙尘暴活动增强。这从两幅图中 50~10 μm 和 100~50 μm 粒径百分含量的增加可以反映出。诸多的试验和观测结果都证明了 50~10 μm 粒组的颗粒是最易被吹扬和在大气中搬运的颗粒^[18]。在粒度分布曲线上，我们也可以注意到，该粒组百分含量的变化并非一直呈单一的增长趋势，而是呈现出一定的波动性。具体表现为，在宝鸡胜利村剖面中表现出有 10 次风尘堆积相对增强的时期，说明这时沙尘暴活动增强，即出现了 10 次沙尘暴活动的高峰期；在蓝田麋鹿村剖面中，自 3100 a B. P. 以来，亦大致有 10 次风尘堆积加快的时期，这同样意味着在这 10 个时期沙尘暴活动加剧，是其活动的高峰时期。与两个剖面中 10

次沙尘暴活动高峰期相对应的是 10 沙尘暴活动的低谷期，在这些时期的土层中粗颗粒含量减小，沙尘暴活动次数减少。同时我们也可以从图上看到，宝鸡胜利村剖面中 50~10 μm 和 100~50 μm 粒组的波动大蓝田麋鹿村剖面，表明前者的全新世晚期地层中，粗颗粒含量波动大，沙尘暴活动强于后者。

3.4 粘粒/粉砂 (Kd 值) 分析结果与成壤环境演变和沙尘暴活动

$$Kd \text{ 值} = \frac{\text{粘粒胶体累积组}(<5 \mu\text{m})\text{含量}}{\text{粗粉沙粒组}(50\sim 10 \mu\text{m})\text{含量}}$$

L. 莫尔德维所作的尘粒在空气中悬浮和搬运性能的试验结果表明，50~10 μm 粒径的颗粒易浮动、易分散，为风尘的“基本粒组”。<5 μm 粒组的颗粒往往依靠粗颗粒跳跃撞击而跃起，或者附着在粉尘颗粒表面被携带至堆积区，可视为“挟持粒组”^[69]。这样 Kd 值反映了粉尘堆积物中“挟持粒组”和“基本粒组”的比例关系，Kd 值能很好地指示粉尘堆积物的成壤强度。Kd 值越高，说明东南季风势力越强，温度和降水条件越好，生物风化成壤作用越强，土壤的次生粘化现象越明显^[71]。那么这也意味着此时沙尘暴活动次数减少。

经分析计算，所研究两个剖面的 Kd 值分布如图 3-3 和图 3-4 所示。

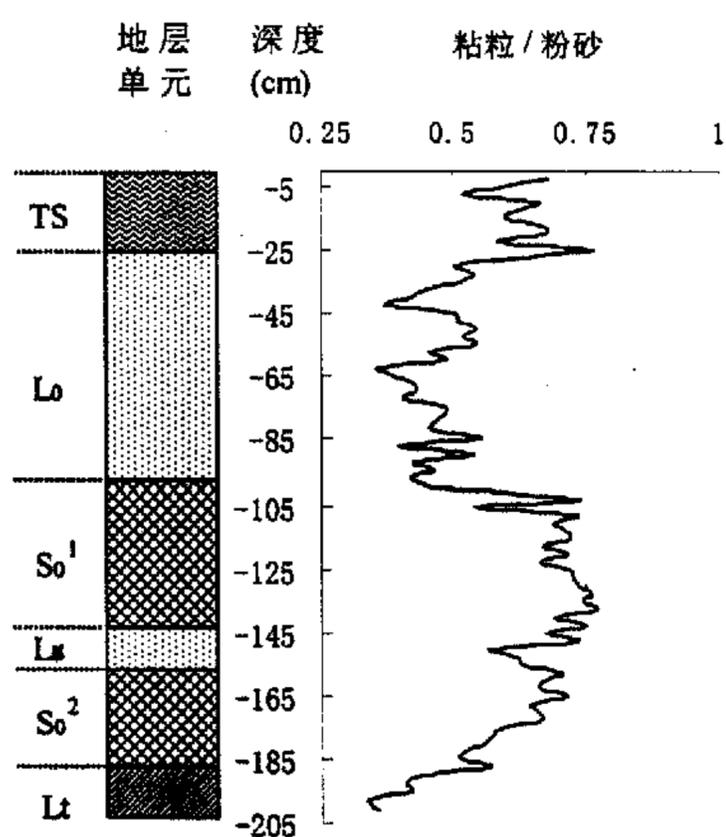


图 3-3 宝鸡胜利村全新世黄土-古土壤剖面粘粒/粉砂分布图 (图例见图 2-1)

在宝鸡胜利村剖面中，Kd 值大约在 0.34~0.76 之间，黄土层 Lx 和 Lt 最低在左右，古土壤层 S₀¹ 和 S₀² 中相对较高，其中 S₀² 中最高高于 0.76，说明 S₀² 发育时期，气候更为暖湿，成壤强度更高，沙尘暴活动次数减少。在图 3-3 中，Kd 值的峰谷变化与粘粒和胶体的累积含量变化相对应，而与粗粉沙的分布相反。从整个剖面来看，185~97.5cm 段对应全新世大暖期，Kd 值高于其他时期。但是黄土夹层 Lx 对应的 5000~6000 a B. P. 时期，Kd 值降低在 0.62~0.73 之间，说明这是一个气候恶化，沙尘暴活动加剧的阶段。202.5~185cm 段对应全新世早期，Kd 值开始逐渐增大，这时为末次冰期向冰后期的转折期，东南季风势力开始增强，生物风化成壤作用增强，沙尘暴活动较末次冰期减少。在 97.5~0cm 段对应的全新世晚期，Kd 值明显减小，表明从这一时期开始，季风格局发生转变，气候开始恶化，沙尘暴活动频繁，土壤退化。从这时的 Kd 值变化曲线看来，其值波动较大，表土层 TS 的 Kd 值有所增大。

在蓝田麋鹿村剖面中，Kd 值变化于 0.36~0.83 之间，其中古土壤层中的 Kd 值明显高于黄土层。与宝鸡胜利村剖面相同，其 Kd 值的变化趋势与粘粒和胶体的

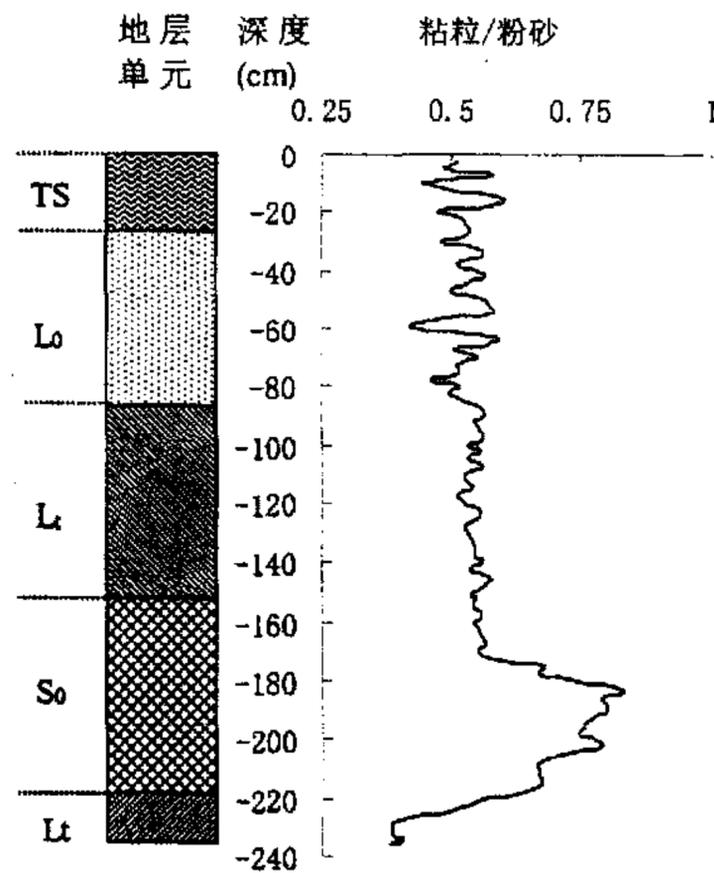


图 3-4 蓝田麋鹿村全新世黄土-古土壤剖面粘粒/粉砂分布图 (图例见图 2-1)

累积含量变化相同，而与粗粉沙(50~10 μm)的含量变化相反。在古土壤层中，Kd 值最高可达 0.83，在黄土中最低可达 0.36。220~87.5cm 段对应全新世大暖期，在

Kd 值变化曲线上,弱成壤层 Lt 和古土壤层 S₀ 的 Kd 值存在明显不同。古土壤层的 Kd 值较弱成壤层高,这表明在 S₀ 发育时期气候较 Lt 发育时期暖湿,生物风化成壤作用更为强烈,风尘堆积速率减弱,沙尘暴爆发频度较 Lt 发育时期有所降低。表土层 TS 的 Kd 值的波动性增大。

从图 3-4 可以看出,以 3100 a B. P. 为界限,剖面中的 Kd 值波动明显加大,说明在 87.5~0cm 这段地层发育的时期,季风格局发生了突然的转变,西北季风势力大大增强,气候趋于冷干化,气候的波动性增强。意味着此阶段风尘堆积加快,沙尘暴活动增强。而且通过对比图 3-1、3-2 图与图 3-3、图 3-4,可以发现 Kd 值反映的沙尘暴活动与粗颗粒百分含量反映的沙尘暴活动大致相同。

在两个剖面的黄土-古土壤序列中,与 3100 a B. P. 以来的 10 次沙尘暴活动高峰期相对的是沙尘暴活动次数有所减少、粉尘堆积速率相对减慢的 10 次沙尘暴活动低谷期。

3.5 小结

两个剖面粒度试验的分析结果表明:古土壤层的生物风化成壤作用强于黄土层。黄土层是季风格局转变,风尘堆积加快,沙尘暴活动频繁,气候恶化的时期。表土层 TS 的 Kd 值波动性的增大说明其受人类活动的影响。Kd 值反映的沙尘暴活动与粗颗粒百分含量反映的沙尘暴活动大体一致。宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面自 3100 a B. P. 开始,气候变得冷干,土壤退化,沙尘暴活动加剧。在两个剖面中与 10 次沙尘暴活动高峰期相对应的是 10 次沙尘暴活动的低谷期,沙尘暴活动低谷期沙尘暴活动并非完全消失,只是其强度和频度较高峰期减少。同时可以注意到,即使是在两个剖面沙尘暴活动增强的时期,沙尘暴活动的强度也不尽相同。

4. 磁化率变化与成壤环境演变和沙尘暴活动

在暖湿的气候条件下，生物风化作用增强，植物生长活跃，沙尘暴活动减弱。这时粉尘堆积速率大为减弱，成土过程强，风积物和土壤中含有的细颗粒和超顺磁性颗粒组分高，因此古土壤中磁化率值高。在冷干的气候条件下，生物作用减弱，植被稀疏，沙尘暴活动频繁，粉尘堆积速率增强，成壤作用减弱，铁磁性矿物含量减少，所以黄土中的磁化率较古土壤低。古土壤是沙漠化逆过程的标志，表示当时的东南季风活动增强。而风成砂是沙漠化正过程的标志，表示当时的西北季风活动增强。

4.1 磁化率的测定方法及原理

土壤磁化率用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪，测定方法如下：

- (1) 称样：用电子天平称取用研钵研磨的风干样品 10g (其粒径一般小于 2mm，保证不破坏土壤的基本结构)，装入小塑料盒编号待测；
- (2) 测量：对每个样品均进行高频和低频磁化率的测定，且连续测三次，取其平均值为最后的测量结果。

4.2 磁化率的环境意义

物质的磁化率是指当该物质处于外加磁场中时，所产生的磁化强度与外加磁场强度之比。黄土和古土壤磁化率的大小取决于其中所含的铁磁性矿物种类及其含量等^[72-77]。未受成壤作用改造的黄土的磁化率值低于受成壤作用改造的黄土和古土壤，这主要是因为成壤作用中产生了次生的超细粒磁性矿物^[78]，所以古土壤往往具有较高的磁化率。成壤作用的强度在相当程度上取决于当时地表的古气候状况，其中降水量的大小是影响磁性矿物产生的重要因素，因为水分是一切土壤中化学反应和生物反应的基本条件，降水量越大，土壤生物活性也就越大，越有利于铁磁性矿物的生成。另外一个对磁性矿物形成有重要作用的气候因素是气候的季节性变化，特别是降水的季节变化，可使土壤中氧化-还原条件反复交替变化，从而有利于不同价次的铁在转化循环过程中形成较稳定的强磁性矿物^[78]。因此，黄土和古土壤的磁化率反映了当时的古气候条件，磁化率值越高，气候条件越暖湿，反之则冷干。所以磁化率可作为分析东南季风活动的替代性指标，并结合粒度推断和恢复全新世成壤环境演变及沙尘暴活动。

4.3 磁化率分析结果与成壤环境演变和沙尘暴活动

经测量，两个剖面的磁化率变化如下：

宝鸡胜利村剖面低频磁化率值变化于 138×10^{-8} SI~ 199×10^{-8} SI 之间，平均值为 166×10^{-8} SI，中值低频磁化率为 167×10^{-8} SI。古土壤 S_0^1 和 S_0^2 中的最高值可达 199×10^{-8} SI 左右，这个最高值出现在 S_0^2 中，而且整个 S_0^2 的磁化率值比 S_0^1 高；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低可在 138×10^{-8} SI 左右；表土层 TS 磁化率值较 L_0 高。高频磁化率其值变化于 127×10^{-8} SI~ 184×10^{-8} SI 之间，平均值为 150×10^{-8} SI，中值高频磁化率为 150×10^{-8} SI，古土壤 S_0^1 和 S_0^2 中的最高值可达 184×10^{-8} SI 左右；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低可在 127×10^{-8} SI 左右。频率磁化率在 7%~12% 之间，平均值为 9.32%，中值频率磁化率为 9.38%。古土壤 S_0^1 和 S_0^2 最高达到 12%；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低值在 7% 左右；古土壤 S_0^1 和 S_0^2 及表土层 TS 中高频磁化率和频率磁化率的变化与低频磁化率的变化趋势是一样的。

蓝田麋鹿村剖面中，古土壤 S_0 和表土层 TS 中低频磁化率的变动趋势与高频磁化率和频率磁化率的变动趋势相同。其具体分布如下：低频磁化率变化于 154×10^{-8} SI~ 216×10^{-8} SI 之间，平均值为 177×10^{-8} SI，中值低频磁化率为 168×10^{-8} SI。古土壤 S_0 中的最高值达到 216×10^{-8} SI；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低可在 141×10^{-8} SI 左右。高频磁化率其值变化于 141×10^{-8} SI~ 197×10^{-8} SI 之间，平均值为 160×10^{-8} SI，中值高频磁化率为 154×10^{-8} SI。古土壤 S_0 中的最高值达到 197×10^{-8} SI；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低可在 141×10^{-8} SI。频率磁化率的数值波动于 7%~11% 之间，平均值为 9.9%，中值频率磁化率为 10%。古土壤 S_0 中的最高值达到 11% 左右；全新世黄土 L_0 和过渡层 L_t 最低可在 7% 左右。

由上述测量数据结合图 4-1 和图 4-2 经分析可知，宝鸡胜利村剖面和蓝田麋鹿村剖面磁化率变动显示了峰值和谷值的明显交替，而且古土壤中的磁化率值高于黄土中的磁化率。前者磁化率的变动幅度大于后者，无论低频、高频还是频率磁化率，均是宝鸡胜利村剖面的数值大于蓝田麋鹿村剖面。如前所述，这种变化情况反映了明显的黄土-古土壤的交替变化的特征^[79-81]，显示出西北季风和东南季风的交替变化。也同样说明了在黄土发育时期冷干的西北季风势力强大，沙尘暴活动频繁，大量的粉尘沉降于黄土高原，由于成壤作用弱，细铁磁性矿物少，磁化率值低，而古土壤发育时期则相反。两个剖面中古土壤发育阶段，虽然磁化率较高，但是仍存在次一级的变动，结合相应的粒度变化曲线，可以看出即使是在全新世早期和中期也有次一级的气候恶化事件，显然在气候恶化时期沙尘暴活动加剧。而且宝鸡胜利村剖面中的黄土夹层 L_x 的存在说明在全新世适宜期，气候并非一直保持暖湿，在这个阶段气候有所恶化，磁化率值变低，说明当时成壤作用减弱，粉尘堆积增多，沙尘暴活动增多。在全新世晚期发育的黄土 L_0 层中，磁化率

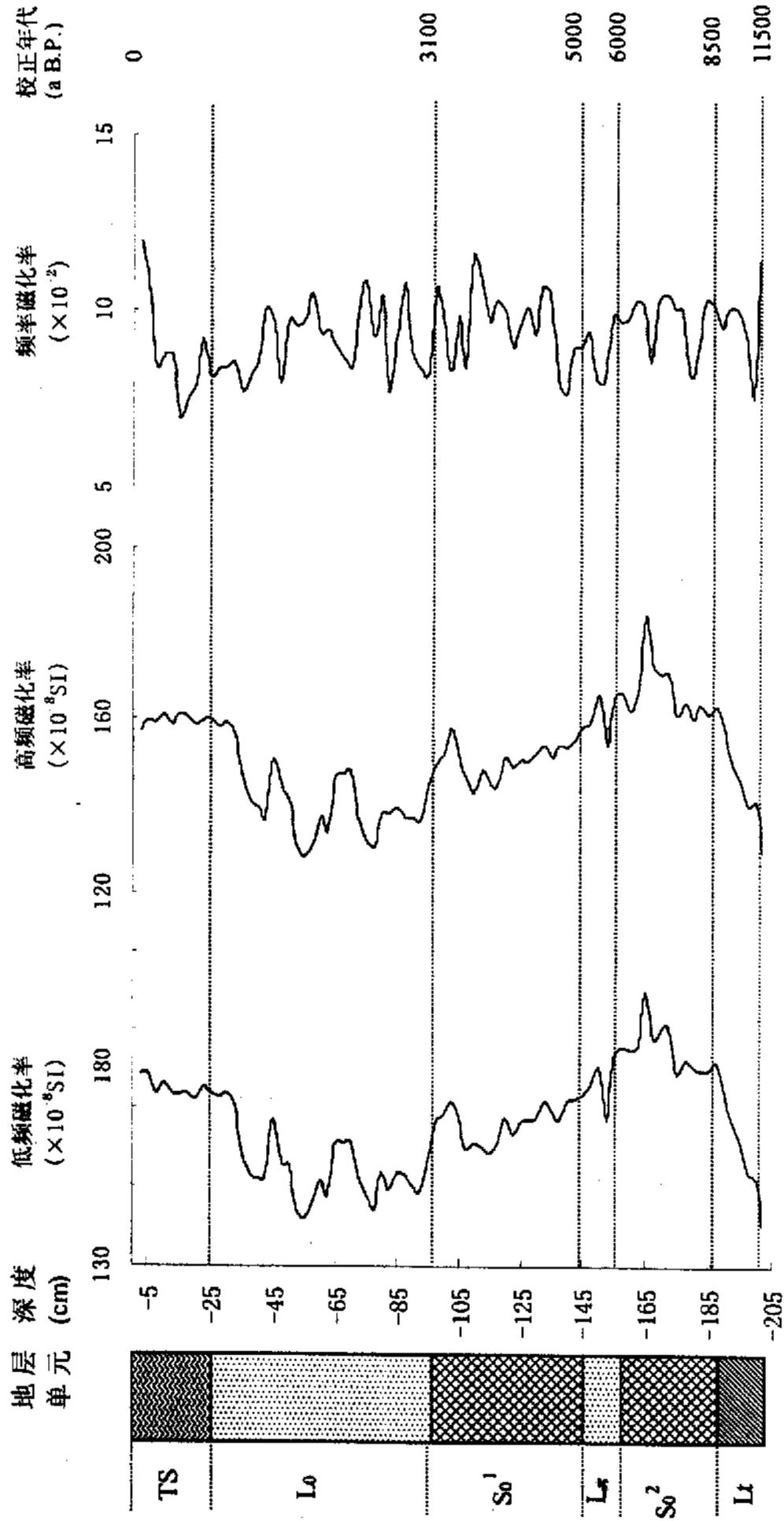


图 4-1 宝鸡胜利村全新世黄土-古土壤剖面磁化率变化图 (图例见图 2-1)

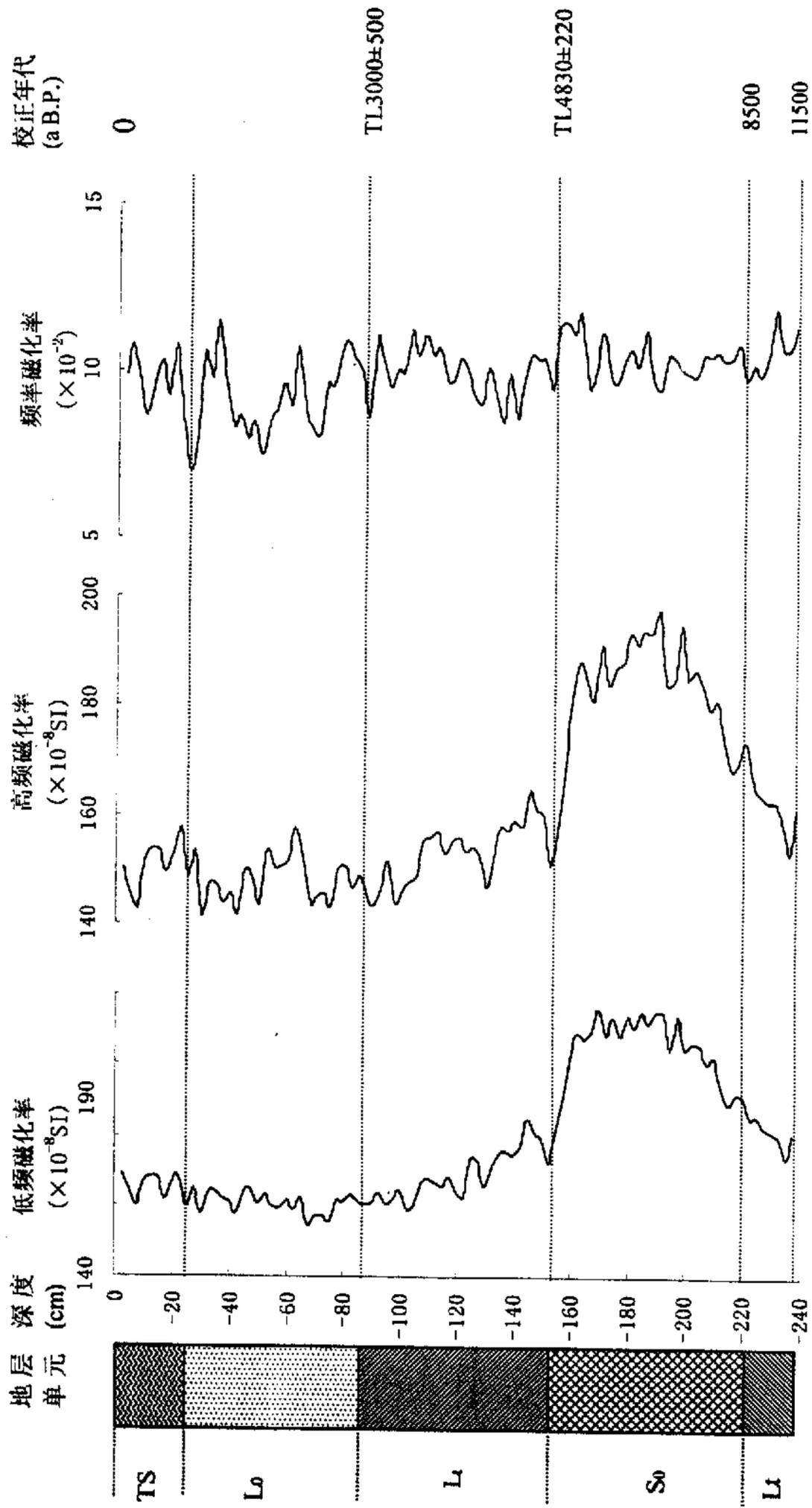


图 4-2 蓝田麋鹿村全新世黄土-古土壤剖面磁化率变化图 (图例见图 2-1)

的次一级波动较大，四个磁化率低谷值基本上可与同时期的粒度所反映较强烈的沙尘暴活动时期相对应，但是小的波动对应不明显。表土层 TS 磁化率的变化则更多的叠加了人为的因素,旺罗通过研究污染土壤的磁化率特征，证实了这点^[82]。

4.4 小结

由上述分析结合粒度分析结果可知，本文所研究的两个剖面磁化率的变动在一定程度上反映了全新世以来本区的成壤环境演变和沙尘暴活动。集中表现在：全新世早期磁化率值开始升高，说明东南季风势力增强，沙尘暴活动爆发的次数开始减少；全新世中期成壤环境较早期和晚期优越，但是仍然有次一级的气候恶化事件和偶然发生的沙尘暴活动。这在宝鸡胜利村表现的尤为明显，黄土夹层 L_x 的存在就证明了这一点；到了全新世晚期，两个剖面的磁化率迅速减小且变动幅度增大，宝鸡胜利村剖面表现尤为突出。说明自 3100a B. P. 以来，西北季风的活动大大增强，显示这时气候冷干，风化成壤作用弱，几次波谷值是沙尘暴活动增强的时段。但是与粒度相比较而言，两个剖面的磁化率显示的沙尘暴活动不及粒度理想。

5. 碳酸钙含量变化与成壤环境演变和沙尘暴活动

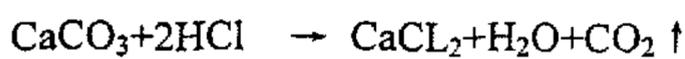
富含碳酸钙是中国黄土的重要特征之一。在许多的剖面中，形成于冷干时期的黄土中的碳酸钙的含量一般都要明显高于形成于相对暖湿时期的古土壤。这是因为在暖湿的土壤发育时期，强大的东南季风带来较多的降水，受淋溶作用的影响碳酸钙可以从土壤上部迁移至土壤下部，到达一定的深度就以碳酸钙假菌丝体或结核形式重新淀积下来，由此导致碳酸钙的淋溶作用加强，土壤层中的碳酸钙的含量降低。因此碳酸钙含量的高低标志着黄土或古土壤受淋溶作用的强弱，能够反映当时的气候状况，可作为东南季风降水的替代性指标。

5.1 碳酸钙的测量方法及原理

测定土壤中碳酸钙的方法很多，笔者在本次试验中使用气量法计算 CaCO_3 的百分含量。即加盐酸于土样，产生的 CO_2 用气体装置测量其体积，然后用固定公式计算 CaCO_3 的百分含量。

5.1.1 方法原理

样品中的 CaCO_3 与 HCl 作用，产生 CO_2



将产生的 CO_2 收集在量气筒中。测得 CO_2 的体积。根据当时的气压和温度可以计算出 CaCO_3 含量。 CO_2 在一定的温度和气压下具有一定的比重，查 CO_2 密度表可得每毫升 CO_2 的重量，根据 CO_2 重量可换算出 CaCO_3 的含量。为了防止 CO_2 在水中的溶解，装入量气管的水应当呈酸性。为了便于观察，水中可加入一些指示剂，水中含有一定量的酸时还可以减小集气管中水蒸汽分压，故在计算 CO_2 压力时减小误差。

5.1.2 仪器

- (1) 气量法测定 CaCO_3 的装置。在 250ml 的三角瓶上塞一个具有两孔的橡皮塞，一孔插入一支温度计 T，另一孔插入一个三通活塞 K（图 5-1）将两支 50ml 的碱式滴定管或 100ml 的量气管 A 和 B 夹在专用的板架上或夹在滴定管架上。在 B 管的上端与三角瓶 C 相连。两管的下端用一个 Y 型管与一个 250~300ml 的广口瓶 E 相连。在广口瓶上塞一个三孔的橡皮塞 G 为放气用，H 是一个打气球；
- (2) 取一支 70mm×18mm 的平底试管 D 或侧面开孔的弯曲试管准备盛 HCl 用；
- (3) 气压计。

5.1.3 试剂

- (1) HCl (1:2)。取 1 份 HCl 加 2 份水；
- (2) 约 0.5mol/l H₂SO₄ 有色溶液。每 100ml 水中加浓 H₂SO₄ 3 ml，加甲基红指示剂数滴，装入量气管；
- (3) 碳酸钙：固体分析纯 CaCO₃。

5.1.4 操作步骤

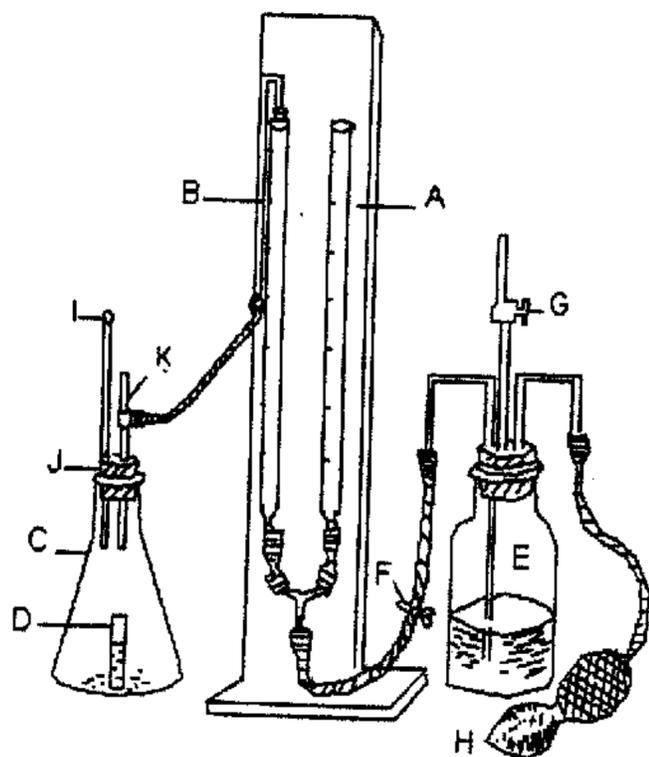


图 5-1 气量法测定 CaCO₃ 装置图

- (1) 取通过 0.25mm 筛孔的烘干土样 0.5g，置于 250ml 的三角瓶中，然后将装有 2/3 体积 1:2 盐酸的小试管用镊子小心地立于已盛有土样的三角瓶 C 中；
- (2) 在广口瓶中装入 0.5mol/l H₂SO₄ 有色溶液，关闭活塞 G，打开夹子 F，用气球打气，使水装满滴定管(滴定管 0 刻度处)。检查是否漏气：关闭活塞 K(与外部空气隔绝)，橡皮塞 J 塞好，此时 B 管液面略低于 A 管，稍等片刻，检查是否漏气。如果漏气会慢慢齐平，则应查明原因；
- (3) 打开活塞 K，使 A、B 两管液面重新在同一平面上，并记下 B 管的数字。再关好活塞 K(与外部空气隔绝)，同时打开活塞 G；
- (4) 将三角瓶 C 中的 D 管盐酸倒于瓶底，此时即有 CO₂ 气体产生，B 管液面下降，应及时用夹子 F 调节 A 管中液面，使 A 管中液面始终略高于 B 管。当 B 管液面停止下降时，用手间歇轻摇三角瓶 C 4~5 次(手应拿住瓶口处以减小体温的影响)，直到 B 管液面不下降为止。用夹子 F 或上下变动 A 管高低来调节 A、B 两管液面使之在同一水平面上，记下读数。前后两数之差即为所产生的 CO₂ 的体积。同时读取气压计读数和温度数。

5.1.5 结果计算

查相关表 (CO₂ 密度表) 计算：

$$\text{土壤 CaCO}_3 \text{ 含量 (\%)} = (V \times \rho) / m \times 10^{-4} \times 2.273$$

式中：V — 在当时气压和温度下产生的 CO₂ 体积(ml)；

ρ — 在当时气压和温度下查得的 CO₂ 密度(μg/ml)；

2.273 — CO₂ 换算成 CaCO₃ 系数(100/44)；

m — 烘干样品质量(g)。

5.2 碳酸钙的环境意义

黄土是风从沙漠戈壁吹扬搬运来的粉尘沉积物，颗粒粒度基本在 $50\sim 1\mu\text{m}$ 之间。这些粉尘物质在起源地经历了很弱的风化过程和一定的成土作用，被风携带降落到干旱、半干旱地区后，受到雨水、温度和生物等的作用，发生次生碳酸钙化，次生碳酸钙与粘粒结合成为团聚体，连接单个粉尘颗粒形成较大的颗粒，此即所谓黄土化作用。黄土在成壤过程中，受淋溶作用的影响，碳酸钙可从土壤上部向土壤下部迁移，到达一定深度(主要受降水影响)就以碳酸钙假菌丝体或结核形式重新淀积下来。也就是说，碳酸钙含量的变化主要由淋溶过程决定，所以能够用作反映夏季降水的替代性指标。碳酸钙是黄土-古土壤序列中的重要组成部分，黄土通常比古土壤具有更高的碳酸钙含量。在暖湿的土壤发育时期，强大的东南季风将更多的水汽带入黄土高原，由此导致碳酸钙的淋溶作用加强，古土壤层碳酸钙含量降低。而在冷干的黄土沉积时期，东南季风的强度较弱，持续时间较短，非常有限的降水不足以使碳酸钙产生明显的淋溶。由此可以看出，在冷干气候条件下形成碳酸钙含量较高的黄土，而在相对暖湿环境下黄土中的碳酸钙受到不同程度的淋溶，并且在适宜条件下可进一步成为土壤的淀积层。因此碳酸钙含量的高低标志着它们所受的风化作用的强弱以及淋溶所需降水量的多少，也反映了当时的气候状况。

根据成因，黄土和古土壤中的碳酸钙可以分为原生和次生两大类。原生碳酸钙是指被风从源区带来的，以碎屑状态存在的碳酸钙。次生碳酸钙指在黄土物质堆积后在黄土和古土壤形成过程中产生的碳酸钙，包括由大气降水，地下水和生物活动带来的碳酸钙。各类碎屑矿物风化释放出的 Ca^{2+} 与溶液中 CO_3^{2-} 结合形成的碳酸钙，原生碳酸钙被溶解进入溶液后重新沉淀也形成次生碳酸钙。其中后者约占碳酸钙的 90% 以上^[29, 83]。黄土高原 CaCO_3 的存在形式主要有两种：一种是以薄膜、斑点、钙丝和粉末的形式存在，这类地区的平均降水量一般在 500mm 以下；另一种是以结核的形式出现，这些地区的年平均降水量多在 500~600mm 之间^[37]。

由上述可知，碳酸钙含量的变化主要由土壤水的淋溶过程决定，被用作反映东南季风的替代性指标。黄土高原堆积黄土的时候是半干旱的草原环境，淋溶作用弱，所以 CaCO_3 含量高。在发育古土壤的时候是湿润森林环境， Ca^{2+} 更多地被溶解迁移，致使 CaCO_3 含量相对降低。黄土层位的 CaCO_3 含量通常高于 10% 而古土壤中 CaCO_3 的含量则低于 10%。具体表现在黄土剖面中古土壤层位对应 CaCO_3 含量低峰值，黄土层位表现为高峰值^[37, 84]。因此黄土剖面中的 CaCO_3 含量的高低可以指示风化成壤的强度和生物气候环境的变迁。但是也要明确指出， CaCO_3 含量高不一定代表湿润气候，含量低也不一定代表干旱气候，而要结合其他气候替

代指标综合进行分析。

5.3 碳酸钙含量分析与成壤环境演变和沙尘暴活动

在野外采样时，经观察发现这两个剖面的古土壤层均无 CaCO_3 淀积层存在，在土壤底部之下的母质中也无 CaCO_3 结核淀积层发育，其主要原因是该层古土壤形成时淋滤较强，次要原因是形成时间较短^[85]。

经统计，宝鸡胜利村整个剖面的 CaCO_3 变动于 9.91%~0.25% 之间（图 5-2），平均值为 6.09%，中值 CaCO_3 为 6.74%。其中表土层 TS 中 CaCO_3 变动于 6.21%~7.96% 之间，平均值为 7.19%，中值 CaCO_3 为 7.24%；黄土层 L_0 中 CaCO_3 变动于 6.13%~9.91% 之间，平均值为 8.27%，中值 CaCO_3 为 8.23%；古土壤 S_0^1 中 CaCO_3 变动于 4.18%~6.299% 之间，平均值为 5.29%，中值 CaCO_3 为 5.18%；在黄土夹

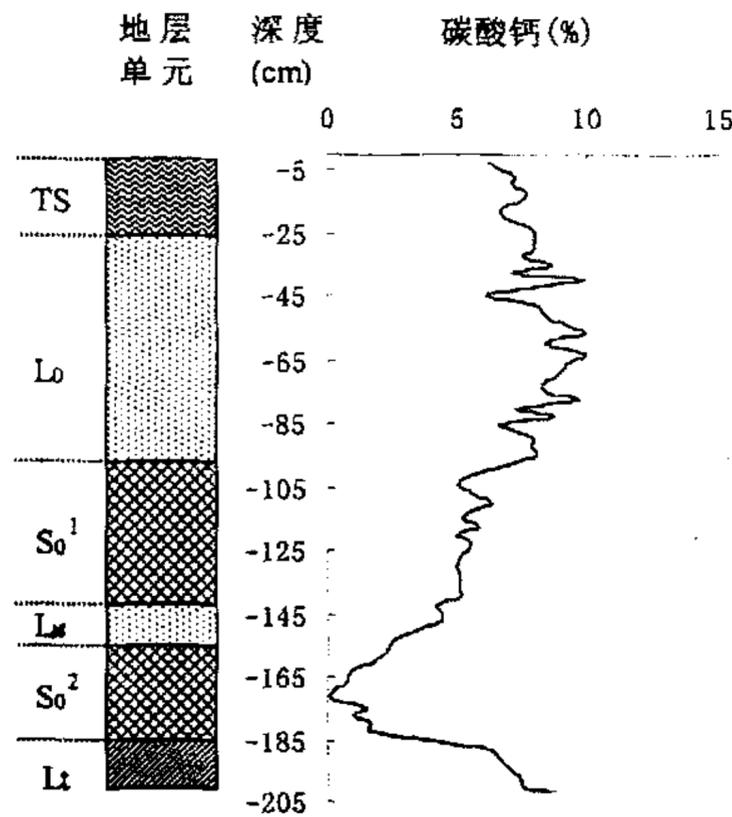


图 5-2 宝鸡胜利村全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙含量变化（图例见图 2-1）

层 L_x 中 CaCO_3 变动于 2.26%~4.26% 之间，平均值为 3%，中值 CaCO_3 为 2.6%；在古土壤 S_0^2 中 CaCO_3 变动于 0.25%~4.18% 之间，平均值为 1.35%，中值 CaCO_3 为 1%；在过渡层 Lt 中， CaCO_3 变动于 6.27%~9.11% 之间，平均值为 7.27%，中值 CaCO_3 为 7.19%。

蓝田麋鹿村整个剖面的 CaCO_3 值变动于 0.48%~9.66% 之间（图 5-3），平均

值为 5.98%，中值 CaCO_3 为 6.60%。其中表土层 TS 中 CaCO_3 变动于 6.22%~7.19% 之间，平均值为 6.81%，中值 CaCO_3 为 6.88%；黄土层 L_0 中 CaCO_3 变动于 5.83%~7.99% 之间，平均值为 6.81%，中值 CaCO_3 为 6.83%；在弱发育的古土壤层 Lt 中 CaCO_3 变动于 5.83%~7.99% 之间，平均值为 6.96%，中值 CaCO_3 为 6.99%；在古土壤层 S_0 中 CaCO_3 变动于 0.48%~7.08% 之间，平均值为 3.56%，中值 CaCO_3 为 3.58%；在过渡层 Lt 中 CaCO_3 变动于 5.83%~9.66% 之间，平均值为 7.01%，中值 CaCO_3 为 5.83%。

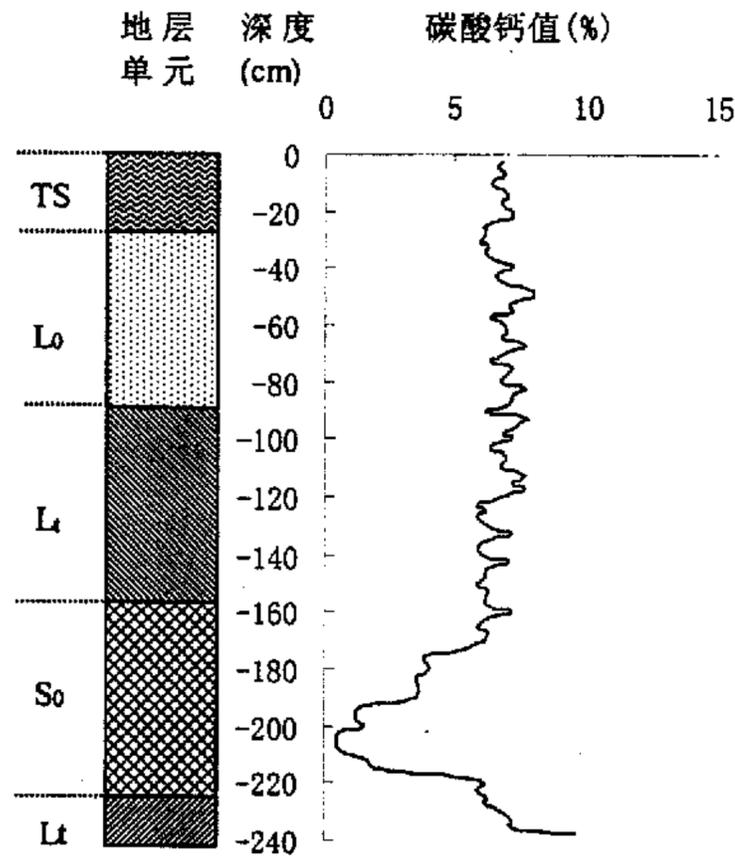


图 5-3 蓝田麋鹿村全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙含量变化 (图例见图 2-1)

由图 5-2 和图 5-3 结合两个剖面 CaCO_3 含量统计数值可以看出，(1) 就总体趋势来说，两个剖面的 CaCO_3 曲线随时间存在波动，其谷峰波动基本相同，都是在古土壤层中出现最小值而在黄土层中出现最大值。这说明黄土发育时期气候冷干，淋溶作用弱，而在古土壤发育时期气候暖湿，淋溶作用强， CaCO_3 淋失；(2) 两个剖面各层位 CaCO_3 含量存在一定差异，表现在地处关中盆地西部的宝鸡胜利村剖面 CaCO_3 含量曲线变动幅度大于位于关中盆地中部的蓝田麋鹿村剖面，这在全新世中期和晚期都明显表现。这种变化说明宝鸡地区在这两个时期的降水量变幅较蓝田地区大。而且在两个剖面中，宝鸡胜利村的平均 CaCO_3 值高于蓝田麋鹿村的平均 CaCO_3 值。

通过对比宝鸡胜利村剖面 CaCO_3 含量图和粗粉沙含量变化图与蓝田麋鹿村剖面 CaCO_3 含量图和粗粉沙含量变化图，可以注意到这两个气候代用指标的变化趋势大致相同但并非完全相似，宝鸡胜利村剖面 CaCO_3 含量和粗粉沙含量变幅大于蓝田麋鹿村剖面。这说明宝鸡胜利村地区沙尘暴活动强度大于蓝田麋鹿村地区，这种现象在全新世晚期表现尤为明显。

5.4 小结

两个剖面中，黄土层中的 CaCO_3 值高于古土壤中的 CaCO_3 值， CaCO_3 曲线随时间存在波动，其谷峰波动基本相同，而且都是在古土壤中出现最小值而在黄土过渡层中出现最大值。在全新世晚期，宝鸡胜利村剖面和蓝田麋鹿村剖面 CaCO_3 含量变化大体一致，谷峰波动基本相同。但是前者的波动性明显大于后者，这说明宝鸡胜利村地区不仅降水量变幅较蓝田麋鹿村地区大，而且尘暴活动强度也大于蓝田麋鹿村地区。而且前者地层中 CaCO_3 的平均值高，说明前者的气候状况较后者干旱。

6. 土壤 pH 值变化与成壤环境演变和沙尘暴活动

6.1 试验仪器、原理与步骤

无 CO₂ 蒸馏水、pH=7、pH=9 两种标准缓冲液，pH—HJ90B 型酸度计（北京精密器厂）、pH 复合电极（上海精密科学仪器厂）、1/1000 的电子天平、50ml 烧杯 50 个、250ml 烧杯 8 个、1000ml 烧杯 5 个、玻璃棒、100ml 量筒、研钵、酒精温度计、螺丝刀。

- (1) 称样：用电子天平称取用研钵研磨的风干样品 5g (其粒径一般小于 2mm，保证不破坏土壤的基本结构)，置于 50ml 的烧杯中；
- (2) 浸提：用量筒量取 25ml 无 CO₂ 蒸馏水，加入烧杯中；
- (3) 搅拌：用玻璃棒搅拌约 1~3 分钟，使其充分溶解，然后静置半小时至澄清；
- (4) 测值：在测样之前用两点标定法对电极进行标定(即分别用 pH=7、pH=9 的标准缓冲液标定，尽量避免空气中的 CO₂ 溶入缓冲液)，之后将电极取出，用蒸馏水冲洗电极的球泡，并用滤纸吸干。然后将 pH 复合电极的球插到待测样品液面以下，待显示屏上的 pH 值读数趋于稳定后，按确认键和储存键，样品测定结束。每测定一个样品要用不含 CO₂ 的蒸馏水冲洗 pH 复合电极表面和温度传感器顶部粘附的样品土粒，并用滤纸将水吸干，再进行第二次测定。每测定 5~6 个样品，要用 pH 标准缓冲液利用两点标定法对复合电极重新标定，以保证测定系统的一致性。而且每天开始测样之前也要重新进行标定。

6.2 土壤 pH 值的环境意义

土壤的酸碱性是描述土壤形成过程和熟化过程的良好指标，常以 pH 值表示土壤的酸碱性，根据 pH 值的大小可以将土壤划分于表 6-1。

表 6-1 土壤的 pH 值范围

土类	强酸性土	酸性土	中性土	碱性土	强碱性土
pH 值	<4.5	4.6—6.5	6.6—7.5	7.6—8.5	>8.5

引自《土壤地理学》，李天杰等编，1996，高等教育出版社

土壤 pH 值受土壤溶液中游离的 H⁺、OH⁻的浓度和土壤胶体吸附的 AL³⁺、Na⁺、Ca²⁺等离子浓度的影响^[86]，但是不包括土壤胶体吸附的 H⁺^[87]。土壤酸碱度不仅影响土壤的形成和发育，同时作为土壤肥力的重要特征，也影响植物的生长发育，而且还能反映当时的气候状况。土壤 pH 值是土壤在其形成过程中受当时生物、气

候、地质、水文、时间等多种因素作用所产生的主要属性，对当时的成壤气候环境和季风变化都有重要的指示作用。一般而言，当气候变得暖湿时，成壤作用强，土壤大部分可溶性离子被雨水冲走，土壤的 pH 值降低，沙尘暴活动有所减少。与之相反当气候变得冷干时，成壤作用弱，降水减少，生物作用变弱，土壤的 pH 值相对较高，此时沙尘暴活动往往加剧。所以可以用黄土-古土壤剖面 pH 值作为反映全新世沙尘暴活动的一个辅助性的指标。目前，从黄土-古土壤序列中的 pH 值入手来恢复和推断古气候变化的研究甚少。

6.3 土壤 pH 值分析结果与成壤环境演变和沙尘暴活动

由图 6-1 可知 pH 值随着深度存在明显的变化，总的说来，黄土中 pH 值高于古土壤，最大值出现于黄土中而最小值出现于古土壤中。整个剖面中的 pH 值的平均值为 8.37，数值总体波动于 8.019~8.692 之间，其中值 pH 值为 8.37，这说明

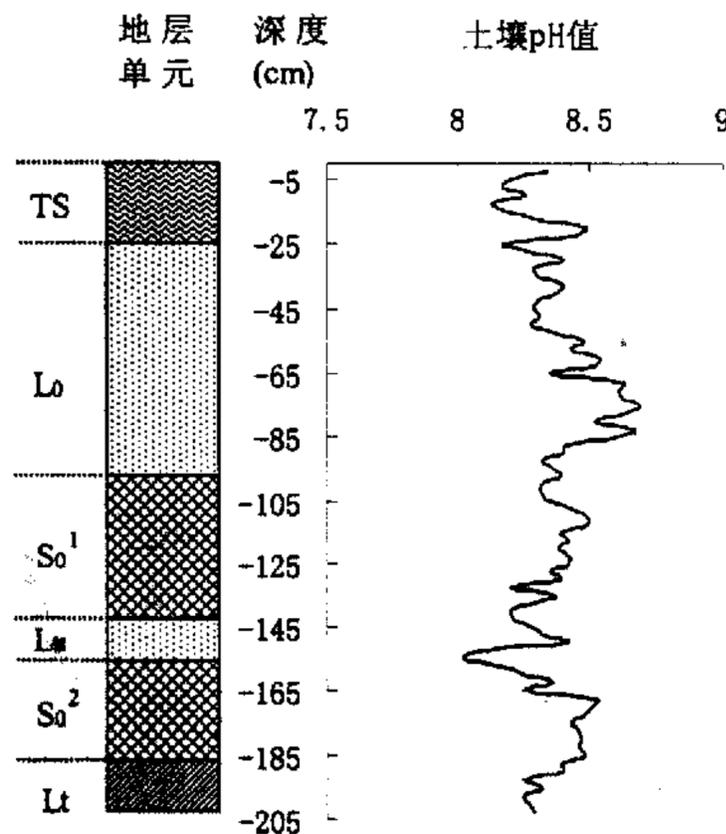


图 6-1 宝鸡胜利村全新世黄土-古土壤剖面 pH 值变化图 (图例见图 2-1)

宝鸡胜利村剖面土壤属偏碱性土壤。不同层位的具体变化如下：在表土层 TS 中 pH 值变化于 8.13~8.49 之间，中值 pH 值为 8.23，平均值为 8.27；在黄土层 L₀ 中 pH 值变化于 8.28~8.69 之间，中值 pH 值为 8.4，平均值为 8.44；在古土壤层 S₀¹ 中 pH 值变化于 8.2~8.49 之间，中值 pH 值为 8.37，平均值为 8.35；在黄土夹层 L_x 中 pH 值变化于 8.41~8.2 之间，中值 pH 值为 8.2，平均值为 8.2；在古土壤层 S₀²

中 pH 值变化于 8.02~8.53 之间，中值 pH 值为 8.46，平均值为 8.43；在过渡层 Lt 中 pH 值变化于 8.41~8.25 之间，中值 pH 值为 8.29，平均值为 8.31。

由图 6-2 可知，在蓝田麋鹿村剖面中 pH 值的变动随深度的变化要比宝鸡胜利村剖面幅度小，但是总体的变化趋势依然是黄土中的 pH 值高于古土壤，最大值出现于黄土中而最小值出现于古土壤中。整个剖面中的 pH 值的平均值为 8.57，数值总体波动于 8.214~8.775 之间，其中值 pH 值为 8.56，众数 pH 值为 8.66，这些数

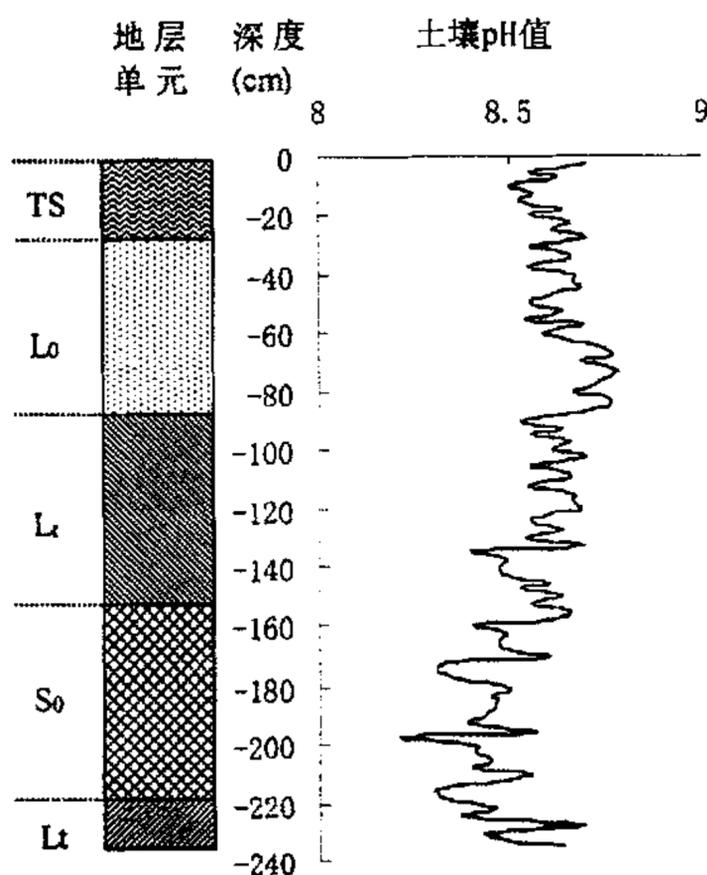


图 6-2 蓝田麋鹿村全新世黄土-古土壤剖面 pH 值变化图 (图例见图 2-1)

据说明蓝田麋鹿村剖面土壤也是偏碱性土壤。不同层位的 pH 值变化如下：在表土层 TS 中 pH 值变化于 8.50~8.71 之间，中值 pH 值为 8.594，平均值为 8.59；在黄土层 L₀ 中 pH 值变化于 8.78~8.54 之间，中值 pH 值为 8.66，平均值为 8.67；在弱发育的古土壤层 Lt 中 pH 值变化于 8.40~8.70 之间，中值 pH 值为 8.603，平均值为 8.59；在古土壤层 S₀ 中 pH 值变化于 8.214~8.611 之间，中值 pH 值为 8.44，平均值为 8.44；在过渡层 Lt 中 pH 值变化于 8.38~8.73 之间，中值 pH 值为 8.495，平均值为 8.548。

6.4 小结

如前所述，黄土-古土壤序列中的 pH 值代表了不同的气候和植被状况，土壤

pH 高值代表黄土发育时期，这时气候冷干，生物风化作用弱，植被稀疏，说明此时西北季风势力增强，沙尘暴活动增多。土壤 pH 低值代表古土壤发育时期，气候暖湿，生物风化作用增强，植被生长茂盛，土壤中的可溶性离子大量流失，说明此时东南季风势力增强，沙尘暴活动相对减少。而且图 6-1 和图 6-2 均反映出古土壤层的 pH 值明显低于黄土层的 pH 值，这说明本文所研究的两个剖面亦大致反映出古土壤发育时期东南季风势力增强，气候暖湿，植物生长繁茂，沙尘暴活动有所减少，黄土发育时期则与之相反。但是就两个剖面对比而言，宝鸡胜利村剖面 pH 值变化幅度大于蓝田麋鹿村剖面 pH 值，特别是自 3100a B. P. 以来，变幅更是显著。这说明本时期宝鸡地区的气候较蓝田地区冷干，其沙尘暴活动的幅度亦较蓝田地区大。但是在全新世晚期，pH 值指标所反映的沙尘暴的活动情况不及粒度指标明显。两个剖面的表土层 pH 值波动较大，这主要是因为人类的生产活动极大地改变了表土层的物理、化学性质，从而使表土层 TS 的 pH 值波动大。

pH 值的变化受多种因素的影响，它只能作为一个辅助性的气候代用指标，要借用 pH 值来反映沙尘暴活动需结合之前的粒度、磁化率、碳酸钙值的变动情况来综合分析。

7. 讨论

7.1 本研究选取的气候代用指标及其所反映的气候阶段的划分

全新世地层中蕴藏有丰富的环境演变信息,提取这些环境演变信息需要借用气候代用指标,气候代用指标可以在相当程度上恢复古环境的演变史。目前,所使用的气候代用指标主要有:物理的(如粒度、磁化率、土壤微结构、矿物的组成等)、化学的(地球化学元素、有机物、稳定同位素、碳酸钙等指标)、生物的(动植物化石、植物硅酸体等)和人类文化层等指标。这些气候代用指标从不同的角度再现了不同时空尺度的气候环境演变信息^[88]。针对本研究的课题要求及客观实际情况,本文选取了粒度、磁化率、碳酸钙及 pH 值四项指标,通过四项指标的综合分析和对比再现了关中平原中西部地区全新世以来的成壤环境演变及由之反映的沙尘暴活动,在本文中这四项指标较一致地再现了本地区古环境演变状况。具体而言它们所反映的古环境特征如下。

粒度指标是较为普遍的气候代用指标,沉积物粒度值的大小是指示东亚冬、夏季风气候变化的良好代用指标。黄土层发育时,西北季风势力增强,生物风化成壤作用减弱,气候变得干旱少雨,沙尘暴活动增强。古土壤发育时则恰好相反。故粗粉沙(50~10 μm)粒组往往被用于指代冬季风的强弱。在宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面中,黄土层中粗粉沙(50~10 μm)含量高于古土壤层,而粘粒和胶体(<5 μm)的累积含量则低于古土壤层,而且两者呈大致相反的变化趋势。

磁化率、碳酸钙和 pH 值被用于指代夏季风的强弱。东南季风势力增强时,生物风化成壤作用大于风尘堆积速度,降水量增加,铁磁性矿物增多,磁化率值上升,可溶性盐类淋失,碳酸钙和 pH 值减小。此时由于气候大为改善,植被较为繁茂,沙尘暴活动减弱。

参照经典的全新世时段划分方案^[52]结合本研究所使用的气候代用指标,将关中平原地区全新世以来的气候演变阶段做如下划分:

(1) 全新世早期(11500~8500a B. P.)

这一时期对应于两个剖面中的过渡层 Lt,对应的深度分别为 202.5~185cm 和 237.5~220cm,这时关中平原地区东南季风势力开始增强,但因为夏季风效应滞后于冬季风的缘故,虽然气温回升,但是降水量仍然较少,气候较为干燥。宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面中各项指标的变化表现为粗粉沙(50~10 μm)含量开始减少,分别由 60%和 60%减至 56%和 50%,而粘粒和胶体的累积含量(<5 μm)升高,分别由 20%和 22%增至 24%和 28%;Kd 值亦表现出增长趋势,分别由 0.36

和 0.34 增至 0.57 和 0.56；磁化率值表现为快速增大，宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面中低频磁化率分别由 139×10^{-8} SI 和 174×10^{-8} SI 上升至 181×10^{-8} SI 和 192×10^{-8} SI 而高频磁化率分别由 128×10^{-8} SI 和 153×10^{-8} SI 上升至 161×10^{-8} SI 和 173×10^{-8} SI；碳酸钙则呈现减小趋势，分别由 9.1% 和 9.7% 减至 6.3% 和 5.8%；pH 值变化与碳酸钙含量变化相同分别由 8.4 和 8.7 降至 8.3 和 8.4。这表明关中平原中西部地区在全新世早期气候呈好转趋势，成壤作用和粘化作用增强，沙尘暴活动次数显著减少，土壤的发育表现为边沉积边成壤。

(2) 全新世中期(8500~3100 a B. P.)

这一时期对应于宝鸡胜利村剖面中的 S_0^2 、 S_0^1 和 L_x ，对应深度为 185~97.5 cm 段。这时粗粉沙(50~10 μm)含量达到最低值 44%，粘粒和胶体的累积含量(<5 μm)达最大值 34%；低频、高频磁化率出现峰值分别为 202×10^{-8} SI 和 185×10^{-8} SI；碳酸钙和 pH 值出现最小值分别为 0.3% 和 8。从图 7-1 可以看出，在全新世中期(全新世大暖期)宝鸡胜利村剖面中该时期的古土壤层 S_0 分裂为两层，这是因为本时期季风转化，导致以风尘堆积占优势的黄土形成时期与以生物风化成壤作用占优势的古土壤发育时期相互更迭造成的。说明了全新世大暖期的气候存在明显波动，6000~5000 a B. P. 发生了一个干旱事件，形成黄土堆积，使得全新世中期古土壤分裂成为两层，表现为多周期土壤。这与许多学者研究的相同^[89-93]。由图 7-2 可知，在蓝田麋鹿村剖面中，全新世中期对应的深度为 220~87.5cm。与宝鸡胜利村剖面相同，这时地层中的粗粉沙含量、碳酸钙含量出现最小值，分别为 42% 和 0.48%。而低频、高频磁化率与粘粒和胶体的累积含量(<5 μm)出现最大值，分别为 216×10^{-8} SI、 197×10^{-8} SI 和 35%。在蓝田麋鹿村剖面中全新世大暖期发育的土层分裂为两个阶段，前一阶段为古土壤发育的最适宜期，发育了古土壤层 S_0 ，后一阶段为弱成壤层 L_t 发育时期。 S_0 发育时期，代表夏季风活动强度的粘粒胶体累积含量(<5 μm)、磁化率和 S_0^1 和 K_d 值均高于 L_t 发育时期，碳酸钙和 pH 值则低于 L_t 发育时期。而代表冬季风活动强度的粗粉沙含量(50~10 μm)在 S_0 发育时期远小于 L_t 发育时期，这表明 S_0 发育时期气候条件较 L_t 发育时期温暖，降水量丰富，生物风化作用强烈，淋溶作用强，沙尘暴活动次数少。

根据上述数据分析结合图 7-1 和图 7-2 可知在全新世大暖期，东南季风长期控制本地区，气候普遍温暖湿润，沙尘暴较少发生，风尘堆积速度减弱，土壤的次生粘化作用加强。同时由于降水量的增加，土壤剖面的淋溶和淋失作用也进一步加强，碳酸钙遭到强烈的淋失，在整个土壤剖面达到最低值。这时由于气候最为暖湿，植被类型可能为落叶阔叶林，土壤类型可能为褐土^[94-96]。总的说来这时的土壤发育表现为成壤速率大于黄土的堆积速率与土壤的侵蚀速率，土壤表面随着

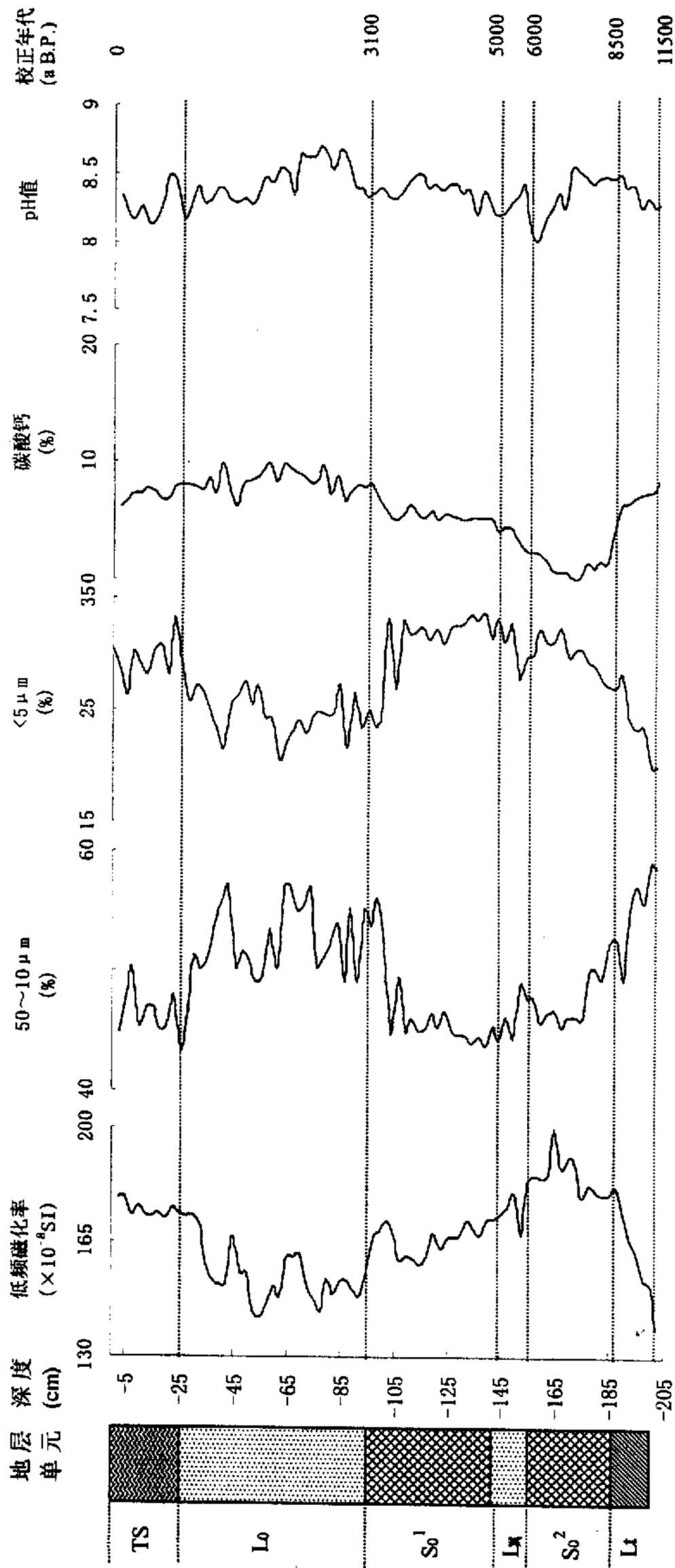


图 7-1 宝鸡胜利村剖面全新世黄土-古土磁化率、粒度、CaCO₃、pH 值对比图 (图例见图 2-1)

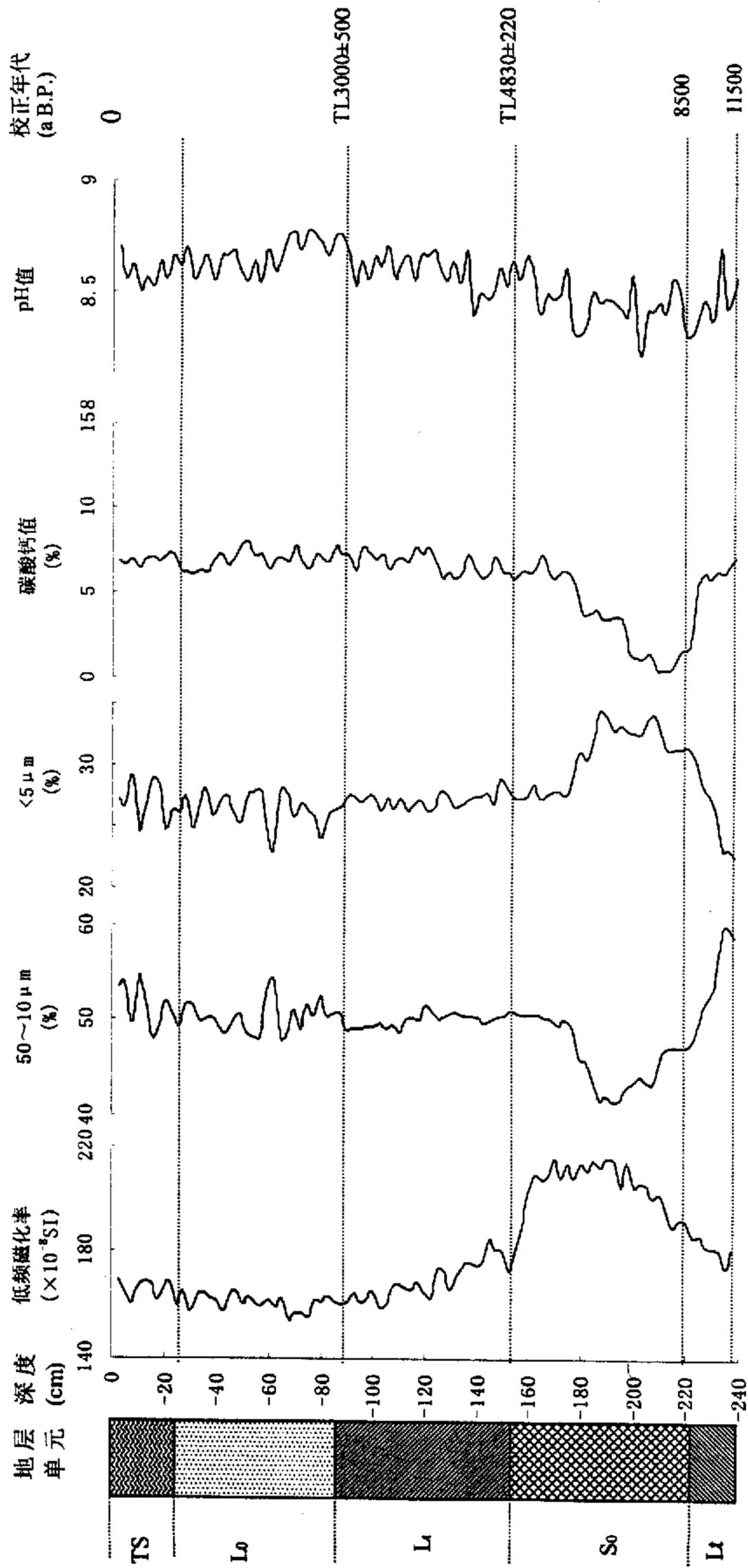


图 7-2 蓝田麋鹿村剖面全新世黄土-古土壤磁化率、粒度、CaCO₃、pH 值对比图 (图例见图 2-1)

黄土的堆积而加厚，形成了外观上无明显间断的土壤。但是这并不能说明全新世大暖期是持续温暖的，如图 7-1 和图 7-2 所示，全新世大暖期的气候和成壤过程存在明显的波动。

(3) 全新世晚期(3100 a B. P. ~至今)

这一时期分别对应于宝鸡胜利村剖面 and 蓝田麋鹿村剖面的黄土层 L_0 和表土层 TS，对应深度分别为 97.5~0cm 和 87.5~0cm。从图 7-1 和图 7-2 可以注意到这一时期两个剖面的各项指标的波动增大。具体表现为粗粉沙(50~10 μ m)含量显著增加，粘粒和胶体累积含量(<5 μ m)显著减少，Kd 值明显减小；磁化率值急剧下降，较全新世前两个时期低；碳酸钙和 pH 值总体而言较前两个时期有所升高。这些指标的变化表明，以 3100 a B. P. 为界发生了季风的转型，西北季风势力开始增强，东南季风势力削弱。气候干旱化造成风尘堆积加速，土壤颗粒变粗，粘粒含量大幅度减少，碳酸钙含量增加，土壤的碱性增强，沙尘暴活动频繁，这也说明本区气候和土壤资源显著退化。粗粉沙(50~10 μ m)含量的变化显示出本地区在全新世晚期有 10 次沙尘暴活动的峰期。但是综合分析图 7-1 和图 7-2 中各项指标可以得知，虽然近年来的沙尘暴活动的次数在增加，但是四项指标没有反映出目前是沙尘暴活动的高峰期。

通过分析我们注意到，粒度指标变化较其他三项指标快而且波动性强。其原因可能有三：其一，粒度所指代的冬季风的变化与其他三项指标指代的夏季风变化不同步，即后者有所滞后；其二，指代冬季风的粒度对季风格局的转变较其他三项指代夏季风的指标敏感性强；其三，各种气候替代指标与季风之间的对应机制可能还有着更为复杂的机理，而这尚需进一步的研究证实。由此可见，在反映本区沙尘暴活动时粒度指标是更为敏感的代用指标。

7.2 两个剖面反映的成壤环境演变和沙尘暴活动的差异

由图 7-1 和图 7-2 可知，两个剖面所反映的全新世气候阶段大致都可以分为三个阶段，即早期的转暖，中期达到最适宜期，后期又变得渐凉。虽然两个剖面总体的气候波动和成壤环境演变基本一致，但在每个气候分段中，又表现出一定的差异性，具体表现在以下几个方面。

在粒度指标变化中，位于关中平原西部的宝鸡胜利村剖面中粗粉沙(50~10 μ m)含量略大于位于中部地区的蓝田麋鹿村剖面，如前者在 43%~60%之间，而后者在 42%~60%之间，而且前者的粗沙砾的平均含量略大于后者(0%)，粘粒和胶体的累积含量前者居于 20%~34%之间，要低于后者的 22%~35%之间。前者全新世大暖期时期，50~10 μ m 粗粉沙含量的最大值为 52.84%，而后者为

51.6%。在全新世晚期, 50~10 μm粗粉沙含量的平均值分别为 51.2%和 50.49%, 50~10 μm粗粉沙含量的最大值分别为 57.24%和 54.63%, 50~10 μm粗粉沙含量的最小值分别为 43.38%和 47.98%。这说明粒级组分所指示的成壤环境演变和沙尘暴活动存在较明显的差异。尽管两个剖面均位于关中平原, 而且相距并不遥远, 但仍然表现出一定的地区差异性。在全新世晚期, 虽然两地均表现出 10 次沙尘暴活动的峰期, 但是宝鸡胜利村剖面的变幅更大。

在磁化率指标的变化中, 从总体变化趋势来看, 两个剖面的磁化率曲线谷峰波动基本相同, 即在黄土层中磁化率值低而在古土壤层中则相反, 表明磁化率值的大小变化与黄土-古土壤层位对应良好。但在宝鸡胜利村剖面中的磁化率值较蓝田麋鹿村剖面低, 而且波动性较强, 特别是在全新世晚期这种差异性更为明显。即使在全新世中期, 前者的磁化率值较后者低的同时, 其波动性亦较为显著, 这在 6000~5000 a B. P. 表现明显。在全新世早期, 前者的磁化率变化较后者快, 这也同样说明磁化率指示的成壤环境和沙尘暴活动存在差异, 关中平原西部地区成壤环境较为干旱, 生物风化成壤作用弱, 沙尘暴活动较强, 而中部地区则不然。

两个剖面的地层中, 碳酸钙和 pH 值具有相同的变化趋势, 在黄土层中出现高值而在古土壤层中出现低值。但相比较而言, 碳酸钙的波动性较 pH 值大。总的来说, 宝鸡胜利村剖面中的碳酸钙和 pH 值的波动性大于蓝田麋鹿村剖面, 这种情况在全新世晚期表现尤为突出。说明自 3100 a B. P. 以来, 关中平原西部地区气候冷干化较中部地区更甚, 土壤的淋溶作用和风化成壤作用则相对较弱, 沙尘暴活动强度较中部地区大。

表土层 TS 中, 两个剖面的磁化率值、粘粒胶体累积含量有所增加, pH 值有所降低, 说明具有一定的成壤作用。显然这种成壤作用深受人类生产活动的影响。

7.3 本区全新世以来人类活动对成壤环境演变和沙尘暴活动的影响

全新世环境演变的主要原因是冰后期的气候变暖和活跃的构造运动, 它们导致海平面的波动和动物、植被分布的改变, 并为现代人的产生和发展提供了优越的自然环境, 现代人的产生是全新世环境演化的最根本的特征^[97]。全新世是人类文明迅速发展的时期^[98], 在人类演化史上这短短的一万多年, 人类的文明历经了新石器时代、青铜器时代、铁器时代直至现代文明。自然界在人类的参与影响下发生了重大的转变。

本区全新世以来人类活动对成壤环境演变和沙尘暴活动有无影响? 如果有影响, 其作用有多大? 环境演变的自然过程和人为作用, 究竟哪一个起主要作用? 等等都是值得探讨的问题。李保生等^[99]以位于沙漠-黄土边界带的榆林、阿羌和米

浪沟湾地层剖面为典型例证，讨论了 1100ka B. P. 以来中国沙漠沙尘暴的形成、发展和演化过程。提出在过去的 1100ka B. P. 中，该地区共记录了 42 个沙尘暴期，并与 41 个间沙尘暴期构成比较连续且交替进行的一系列沉积演化历史。这种沙尘暴的演化史说明，沙尘暴活动古而有之，是有周期性的。青藏高原的隆升加剧了中亚和我国西北地区的干旱化，从而也在一定程度上加剧了沙尘暴活动。这表明沙尘暴活动这种成壤环境中的恶化事件是不以人的意志为转移的自然现象。无论在旧石器时代、新石器时代乃至最近几千年来的历史过程皆是如此。只是近半个世纪来，人类对于自然干预能力的空前增强，往往作出了对沙尘暴成因的模糊判断。诚然，应该接受现代沙尘暴是人与自然叠加作用的想法也是无可厚非的，但是如果将此种现象的发生归结为人与自然起到了平分秋色的作用乃至前者扮演了“主角”则是值得商榷的。只要我们察视一下风沙流和降尘的天气行为和人烟罕至、流沙广袤的中国沙漠以及与之比邻的大范围戈壁和岩漠区域分布，就不难作出这样的判断，当今沙尘暴形成的根本原因仍然是自然的。人类不合理的经济活动对沙尘暴的出现不过是在这种总体自然背景下的一种局部现象。同样，成壤环境的演变也是如此。

所以说全新世以来的成壤环境演变和沙尘暴活动是在自然背景之上又叠加了人为因素，但是自然过程仍是主要的。目前，人类活动是影响成壤环境演变和沙尘暴活动的一个重要因素，因此在进行各类生活活动和生产活动的过程中应尊重自然规律，促使人类与自然环境和谐发展。

总 结

全新世的环境演变研究是过去全球变化研究的重点，也是当今全球变化研究的重点和热点。深入了解和研究全新世成壤环境演变及与之相关的沙尘暴活动对于认识现阶段的地理环境，促使人与自然环境协调发展都有着十分重要的意义。本文通过研究关中平原中西部地区全新世地层的粒度、磁化率、CaCO₃和pH值四项指标，综合分析了本区成壤环境演变及与之相关的沙尘暴活动，得出了如下的初步认识：

(一)本区全新世以来气候演化可分为三个阶段：早期气候逐渐转暖，生物风化成壤作用增强，沙尘暴活动减弱；中期气候达到最适宜，生物风化成壤作用最强，沙尘暴活动次数最少。但在该时期也存在次一级的气候恶化，土壤退化，沙尘暴活动加剧的气候波动事件。具体表现为在宝鸡胜利村剖面中，6000~5000 a B. P. 曾经出现过风成黄土的堆积，相应地层中的粗粉沙(50~10 μm)含量增大而粘粒和胶体的累积含量(<5 μm)减小，代表了一个相对冷干期。在蓝田麋鹿村剖面中，虽无黄土夹层的出现，但自5000 a B. P. 前后，相应地层中的粗粉沙(50~10 μm)含量增大，意味着从这时起该地的气候开始变得干旱，但是综合其他各项指标分析，这时的气候远不及3100 a B. P. 以后的气候冷干；晚期气候变得冷干化，成壤作用较中期减弱，沙尘暴活动增多。

(二)本区自全新世以来，在影响成壤环境和沙尘暴活动的过程中，自然过程是主要的，人为因素只是在一定程度上加剧了这种自然过程，全新世晚期本区气候环境的恶化更是证明了这一点。我们要以客观公正的态度看待沙尘暴活动，而不能一味地将人为因素的影响绝对化。

(三)在再现成壤环境及沙尘暴活动时，粒度、磁化率、碳酸钙和土壤pH值这四项指标有着较好的指示意义，而且各指标之间对应良好。但相比较而言粒度指标变化较为迅速，特别是在季风格局发生转变之际。因此在再现成壤环境及沙尘暴活动时，粒度指标较磁化率、CaCO₃和pH值指标更为敏感。

(四)全新世以来关中平原中西部地区的成壤环境和沙尘暴活动存在较明显的差异。具体表现为中部地区的成壤环境较西部地区优越，而西部地区对西北季风的效应相对较为敏感。西部地区地层中的粗颗粒含量相对较高，指示该地沙尘暴强度较大，这在全新世晚期表现尤为明显。

(五)本区自3100 a B. P. 以来，沙尘暴活动大致存在有10次增强的时期和10次沙尘暴活动减弱的时期。在沙尘暴活动增强期，土层中粗粉沙含量增加，粘粒/粉砂值减小。表明这时西北季风势力增强，气候冷干，粉尘堆积速率增强，成壤环境恶化。沙尘暴活动减弱时期则恰好相反。

(六)本文中，对沙尘暴活动的研究较为粗略，虽对全新世晚期的沙尘暴活动作出了一定的量化，认为全新世晚期以来沙尘暴活动大致存在 10 次活动的高峰期。但对全新世晚期以来沙尘暴活动的量化工作仅是一种尝试，如果能够结合微量元素、全铁、TOC 及木炭屑分析，得出的结论可能更具有说服力。这是本次研究所欠缺的，同时也限制了更准确地定量全新世时期的沙尘暴活动，如果结合上述指标的分析 and 精确的测年，本研究结果会更精确，这是本文的不足之处，同时也是我本人今后努力的方向。

参 考 文 献

- [1] 刘东生, 中国黄土的堆积[M]. 北京: 科学出版社, 1965.
- [2] 卢演侑, 中国黄土物质来源的初步探讨—石英粉砂颗粒表面结构的电子显微镜研究[J]. 地球化学, 1974, (1): 47—53.
- [3] Zhang X Y, An Z S, Liu T et al study on three dust storms in china-source characterization of atmospheric trace element and transport process of mineral aerosol particles. Chinese Bulletin, 1992, 37(11): 940—945.
- [4] 张小曳, 沈志宝, 张光宇, 等, 青藏高原远源西风粉尘与黄土堆积[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(2): 147—153.
- [5] 张小曳, 张光宇, 朱光华, 等, 中国源区粉尘的元素示踪[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(5): 423—430.
- [6] 中国气象局, 地面气象观测规范[M]. 北京: 气象出版社, 1979, 22.
- [7] 王式功, 董光荣, 陈惠忠, 等, 沙尘暴的研究进展[J]. 中国沙漠, 2000, 20(4): 349—356.
- [8] 王涛, 陈广庭, 钱正安, 等, 中国北方沙尘暴现状及对策[J]. 中国沙漠, 2001, 21(4): 322—327.
- [9] 张存杰, 宁惠芳, 甘肃省近 30 年沙尘暴、扬沙、浮尘天气空间分布特征[J]. 气象, 2002, 28(3): 28—32.
- [10] 周自江, 近 45 年中国扬尘和沙尘暴天气[J]. 第四纪研究, 2001, 21(1): 9—17.
- [11] 翟章, 许钰, 贺慧霞, 930505 沙尘暴的若干启示[J]. 大气情报, 1994, 30(4): 63-65.
- [12] 赵兴梁, 甘肃特大沙尘暴的危害和对策[J]. 中国沙漠, 1993, 13(3): 1—7.
- [13] 王式功, 杨德保, 周玉素, 等, 我国西北地区“94.4”沙尘暴成因探讨[J]. 1995, 15(4): 332—338.
- [14] 陈伟民, 中国西北部“4.5”沙尘暴过程中尺度低压的数值模拟[J]. 中国沙漠, 1996, 16(2): 1—6.
- [15] 赵学勇, 中国干旱半干旱地区沙尘暴成因分析与建议. 见: 沙尘暴与防沙治沙研究进展与战略研讨会论文集, 北京: 国家自然科学基金委员会, 2000.
- [16] 孙冷, 黄朝迎, 西北地区沙尘暴引发的荒漠化问题[J]. 灾害学, 1997, 12(3): 49—52 .
- [17] 钱正安, 宋敏红, 李万元, 近 50 年来中国北方沙尘暴的分布及变化趋势分析[J]. 中国沙漠, 2002, 22(2): 106—111.

- [18] 刘东生, 黄土与环境[M], 北京: 科学出版社, 1985.
- [19] 朱士光, 黄土高原地区环境变迁及其治理[M], 郑州: 黄河水利出版社, 1999.
- [20] 聂树人, 陕西自然地理[M], 西安: 陕西人民出版社, 1981.
- [21] 景才瑞, 冰川黄土古人类—景才瑞第四纪地质学论集[M], 武汉: 华中师范大学出版社, 1996.
- [22] Ruddiman WF, Raymo ME. Northern Hemisphere climate regimes during the past 3Ma: possible tectonic connections. *Phil. Soc. Lond. B.* 1988. 318: 411—430.
- [23] Raymo ME, Ruddiman WF. tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*, 1992. 359(10): 117—122.
- [24] Dai Xuerong, LI jijun, YU lizhong, et al. The evolution of dust storms since last interglacial in Gansu as reconstructed from loess record[J]. *Acta Geographical Sinica*, 1999, 54(5): 445-453.
- [25] DONG Guangrong, ZHU Zheda. LI Baosheng. et al. On the origin and evolution of the modern gobi-desert in North China[J]. *LIU Tungsheng. Quaternary Geology and Environment in China, the Series of the INQUE Congress*[C]. Beijing: Science Press, 1993. 34-40.
- [26] PYE K, LI pingzhou. late Pleistocene and Holocene Aeolian dust deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 73 : 11-23.
- [27] AN Z S, KUKLA G J, PORTER, S C, et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess Plateau[J]. *Quaternary Research*, 1991, 36(1): 29-36.
- [28] ZHANG DE' er, Synoptic-climatic studies of dust fall in China since the historical times[J]. *Sciatica Sinica*, 1984, 27(8): 825-836.
- [29] 张德二, 中国历史文献中的高分辨率古气候记录[J], *第四纪研究*, 1995(1): 75-81.
- [30] 姚檀栋, 王宁练, 施雅风. 冰芯记录所揭示的气候环境变化[A].
- [31] 施雅风, 中国冰川与环境—现在、过去和未来[M], 北京: 科学出版社, 2000.
- [32] 李吉均, 文世宣, 张青松, 等, 青藏高原隆起的时代, 幅度与形式探讨[J], *中国科学*, 1979, (6): 608—616.
- [33] 杨怀仁, 第四纪地质[M], 北京: 高等教育出版社, 1987.

- [34] Berg A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*. 1991, 10: 297—317.
- [35] kula G, Heller F, Liu X . Pleistocene climates in china dated by Magnetic susceptibility[J]. *Geology*, 1988, 16:811-814.
- [36] Heller F, Liu tungsheng . The fifth layer paleosol in the Lishi loess and their pale climatic signdicance[J]. *Geophyd J R Astron Soc*, 1984, 77:125-141.
- [37] 赵景波, 西北黄土区第四纪土壤与环境[M]. 西安: 陕西科技出版社, 1994. 32—78 .
- [38] 卢演铸, 黄土地层中的 CaCO_3 含量变化与更新世气候旋回[J]. 1981, 16(2): 122—131.
- [39] 文启忠, 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. *第四纪研究*, 1995, 15(3): 223—230 .
- [40] 刘丛强, 张劲, 李春来, 黄土中 CaCO_3 含量及 Sr 同位素组成变化与古气候波动记录[J]. *科学通报*, 1999, 44(10): 1088—1092 .
- [41] 刘东生, 丁仲礼, 二百五十万年来季风环流与大陆冰量变化的阶段性耦合过程[J], *第四纪研究*, 1992, (1): 28—32.
- [42] 文启忠等, 中国黄土地球化学[M], 北京: 科学出版社, 1989.
- [43] 贾耀峰, 土壤 pH 值及其环境意义, 见: 硕士论文, 关中盆地东部全新世成壤环境演变及其对人类文化的影响—以老官台全新世黄土剖面为例 [A]. 2003, 28—29.
- [44] Kukla G, Heller F, L X M, et al Pleistocene climates in china dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 1988, (16): 811—814.
- [45] 丁仲礼, 余志伟, 刘东生, 中国黄土研究新进展(三)时间标尺, *第四纪研究*, 1991(4): 336—348.
- [46] 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. 见: 刘东生主编. *黄土 第四纪地质 全球变化(第一集)* . 北京: 科学出版社, 1990, 12—19.
- [47] An ZS, KuklaG, Porter S C et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000years. *Quaternary Research*, 1991, 36(1): 29—36.
- [48] Huang C C, Zhuo J , Pang J L, A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin . *The*

- Holocene, 2000, 10(1): 135—143.
- [49] Huang C C, Pang J L, Li P H, Abruptly increased climatic aridity and its social impact at 3100a BP on the Loess Plateau of China . *Journal of Arid Environments*. 2002, (3): 1—13.
- [50] Huang C C, Zhou J, Pang J L, et al . High-resolution studies of the oldest cultivated soils in the southern Loess Plateau of China, *Catena*, 2002,47 (1): 29—42.
- [51] 黄春长. 渭河流域 3100 年前资源退化与人地关系演变[J]. *地理科学*, 2001, 21(2): 31—35.
- [52] 施雅风, 孔昭成, 王苏民, 等, 中国全新世大暖期的气候波动余重要事件, *中国科学(B 辑)*, 1992, (12): 1300—1307.
- [53] Huang C C, et al A regional aridity phase and its possible culture impact during the Holocene Hypsithermal in the Guanzhong Basin , China . *The Holocene*, 2000(10): 135—143.
- [54] Poter S. C., An Zhisheng, correlation between Climate event and the North Atlantic and china during the last glaciations ,*Nature*, 1995, 375(25): 305—308.
- [55] 苏联义, 等. 黄河中游黄土颗粒的分析[J]. *地质科学*, 1959, 8, 251—255.
- [56] 王庭梅, 鲍芸瑛. 黄河中游黄土之粒度分析[J]. 1964, 第四纪地质问题, 126—139.
- [57] 张德二. 历史时期“雨土”现象剖析[J]. *科学通报*, 1984, 27, 294—297.
- [58] 张德二. 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析[J]. *中国科学 B 辑*, 1984, 3, 278—288.
- [59] 王嘉荫. 历史上的黄土问题[J]. *中国第四纪研究*, 1965, 4, 1—8.
- [60] George Kukla.Friedrich Heller, Liu Xiu Ming etc. Pleistocene climates in china dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*,1988,16: 811-814.
- [61] 曹军骥, 张小曳, 程燕, 等. 晚新生代红粘土的粒度分布及其指示的西北季风演变[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2001, 21 (3): 99-104.
- [62] 孙有斌, 周杰, 鹿化煜, 等. 风化成壤对原始粉尘的改造作用[J]. *中国沙漠*, 2002, 22 (1): 16—20.
- [63] 孙东怀, 鹿化煜, David Rea, 等. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义 [J]. *沉积学报*, 2000. 18 (3): 327—334.
- [64] Williams M A J , 等第四纪环境[M]. 刘东生, 等译. 北京: 科学出版社,

- 1997, 189-239.
- [65] 安芷生, S. C. Potter, Chappl, 等. 最近 130ka 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.
- [66] 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学 D 辑, 1998, 28 (3): 278-283.
- [67] 汪海斌, 陈发虎, 张家武. 黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义[J]. 中国沙漠, 2002, 22 (1): 21-25.
- [68] 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 赣北红土与北京邻区黄土及沙漠的粒度特征对比[J]. 科学通报, 1999, 44 (11): 1216-1219.
- [69] Moldway. L. On the governing Sedimentation from eolon suspension. Acta Universitatis Szogediensis. ,1962,14,75-109.
- [70] 黄春长, 庞奖励, 黄平, 等, 关中盆地西部台塬全新世气候事件研究[J], 干旱区地理, 2002, 25(1): 10~14.
- [71] 周群英. 粒度的分析结果及其成壤环境意义. 见: 渭河流域全新世成壤环境演变及人类活动影响高分辨率研究[A] . 2003,28-32.
- [72] 刘秀铭, 刘东生, 等, 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., 大量的研究证实.
- [73] 胡守云, 王苏民, E. appel, 等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制[J], 中国科学(D 辑), 1998, 28(4): 336-339.
- [74] 李玉梅, 刘东生, 吴文祥, 等黄土高原马兰黄土记录的 MIS3 暖湿气候[J], 第四纪研究, 2003, 23(1): 69-76.
- [75] 李徐生, 扬达源, 镇江下蜀黄土-古土壤序列磁化率特征与环境记录[J], 中国沙漠, 2002, 22(1): 27-31.
- [76] Zhou L P, Oldfield F et al. Partly pedagogic origin of magnetic mariations in Chinese loess[J], Nature, 1990, 346: 737-739.
- [77] 邓成龙, 袁宝印, 胡守云, 等环境磁学的某些研究进展评述[J], 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(2): 93-101.
- [78] 孙东怀, 周杰, 吴锡浩, 等全新世气候适宜期黄土高原及黄土/沙漠过渡区年降水量的初步恢复[J], 中国沙漠, 1995, 15(04): 339-344.
- [79] 韩家懋, 姜文英, 诸骏, 黄土和古土壤中磁性矿物的粒度分布, 第四纪研究, 1997, 3, 281-287.
- [80] 旺罗, 刘东生, 韩家懋, 等, 中国第四纪黄土环境磁学研究进展[J]. 地球科学进展, 2000, 15(13) .

- [81] 鹿化煜, 安芷生, 刘洪滨, 等, 洛川黄土记录的最近 2500ka 东亚西北东南季风变化周期[J], 地质论评, 1998, 44(5):553-558.
- [82] 旺罗, 刘东生, 吕厚远, 污染土壤的磁化率特征, 科学通报, 2000, 45(10):1091-1094.
- [83] 刘东生等, 黄土的物质和结构[M], 科学出版社, 北京: 1966, 59-71.
- [84] 耿安松, 黄土中的碳酸钙及其地质意义, 中国科学院贵阳地化所硕士学位论文(打印本), 1985. 28(3):
- [85] 赵景波, 候甬坚, 杜鹃, 等, 关中平原全新世成壤环境演变[J], 干旱区地理, 2003, 28(3): 17-22.
- [86] 朱学礼, 邓泽锦, 等, 土壤 pH 值及 CaCO₃ 在多目标地球化学调查中的研究意义, 物探化探计算机技术, 2001, 23(5): 23-25.
- [87] 李天杰, 郑应顺, 王云编著. 土壤地理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 1996, 82-92.
- [88] 贾耀峰. 讨论, 见硕士论文, 关中盆地东部全新世环境演变及其对人类文化的影响—以老官台全新世黄土剖面为例[A]. 2003, 42-46.
- [89] 张占平, 庞奖励, 黄春长, 等, 陕西岐山全新世黄土高分辨率气候记录[J]. 中国沙漠, 2000, 20(4): 415-417.
- [90] 庞奖励, 黄春长, 张占平, 等, 陕西五里铺黄土微量元素组成与全新世气候不稳定性研究[J]. 中国沙漠, 2001, 21(2): 151-156.
- [91] 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]. 陕西师范大学学报(自然科学版) [J]. 2000, 28(3): 110-114.
- [92] HuangCC,PangJL,ZhaoJB. Chinese loess and evolution of the East Asian monsoon. Progress in physical Geogralphy,2000,10(1): 75-96.
- [93] HuangCC,PangJL,HuangP,An early Holocene erosion phase on the loess tablelands in the southern loess plateau of china . The Geomorphology,2002,43(1): 209-218.
- [94] 侯春红, 西安地区全新世中期环境研究[J]. 陕西师范大学学报(自然科学版) [J]. 2001, 29(1): 96-99.
- [95] 赵景波, 黄春长, 西安地区全新世土壤下部木本植物根孔的发现与研究[J]. 中国沙漠, 2001, 21(1): 19-23.
- [96] 孙建中, 赵景波, 黄土高原第四纪[M]. 北京, 科学出版社, 1991, 186-205.
- [97] 丁锡社, 丁锡社文集[M]. 成都: 山地灾害环境研究所, 1988.

- [98] 黄春长, 环境变迁[M] . 北京: 科学出版社, 2000 .
- [99] 李保生, 安芷生, 祝一志, 等, 沙尘暴形成史初步研究—中国沙漠几个典型地质学记录的实证[J]. 地学前缘(中国地质大学), 2002, 9(3): 189—200.

致 谢

时如织梭、斗转星移，转瞬间三年的求学生涯即将划上句号。忆昔抚今，只觉心潮澎湃、思绪万千。此时纵有千言万语，亦觉不能表达自己百感交集的心情。

古人常云：“问渠哪得清如许？为有源头活水来。”同样，自己今天之所以能够取得学位并在学识上有所长进，与导师以及身边每一位老师和亲朋好友的指导和帮助分不开的。导师赵景波教授治学严谨，三年来在导师的严格要求下，我系统地学习了本学科书本上的知识和野外的知识。无论是指导毕业论文的选题、野外采样、室内分析样品，还是初稿的修改和润色，导师都倾注了无数的心血。在此向赵老师表示衷心的感谢。

三年短暂的求学生涯中，本方向的指导老师黄春长教授、庞奖励教授在学业上给予我极大的帮助。他们对待学术科学严谨、精益求精的态度是我今后努力的方向亦是我学习的楷模。在此向这二位教授表示诚挚的感谢。

同时也感谢任志远教授、吴成基教授、惠振德教授、延军平教授、孙根年教授、刘新平教授、赵先贵副教授、陈宝群老师、王纪刚老师等对我的帮助和教诲。

在毕业论文的准备和撰写过程中，郭彩玲老师、李晓玲老师、陈鹏老师、张凤老师、李雪芬老师以及实验室的张键老师、王力军老师、张旭老师等都尽己所能提供了极大的方便和指导。有时甚至牺牲了个人的休息时间，这种大公无私的精神使我为之深深感动。借此机会感谢他们给予的鼓励和帮助。

在三年的学习过程中，贾耀峰、孙建平、童心刚、郝玉芬、刘琨，党群、张月鸿、黄慧平、陶盈科、李胜利、黄馨慧、万红莲、袁薇、王花红、韩丽英、方丽娟、钱敏芳、张春玲、王晓峰、孙晨、黄青等同学都倾力相助。值此之际，特向继续学业或即将奔赴工作岗位的他们道声珍重，说声感谢！

最后，感谢给予我巨大精神动力的家人。三年前，是他们鼓励我追求上进，成为了母校的研究生。三年后，亦是他们勉励我，使我得以顺利地完成了毕业论文！

刘晓琼

二零零四年五月十日

攻读硕士学位期间参加的科研工作和科研成果

- [1] 国家自然科学基金项目：渭河流域全新世环境与水文事件研究（编号：0071006）。
- [2] 陕西省自然科学基金项目：延安地区土壤含水量与植被研究（编号：2002D02）。
- [3] 关中地区旱涝灾害研究. 陕西师范大学学报（自然版），第一作者，2002，12. 第一作者。
- [4] 西安南郊夏季土壤碳排放量的变化研究. 干旱区研究，2003，3. 合作。
- [5] 陕西黄土高原中南部土壤 CO₂ 释放量变化研究. 干旱区资源与环境，2003，9. 合作。
- [6] 西安市城市绿地系统的发展及其管理措施. 陕西省地理年会论文一等奖，2003，11. 第一作者。