

陕西师范大学

硕士学位论文

伊洛河全新世古洪水平流沉积物的沉积学研究

姓名：袁源

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：黄春长

20070501

伊洛河全新世古洪水平流沉积物的沉积学研究

袁 源

摘 要：全新世时期是人类文明迅速发展繁荣的时期，也是全球环境发生深刻变化的时期。位于黄河中游的伊洛河流域，是我国古代文明的重要发祥地之一，人类活动的古遗址分布广泛。现有研究成果显示，该区在全新世水旱灾害频发，对中华文明进程产生了深远影响。深入研究古遗址周围的黄土——古土壤地层和古洪水平流沉积物，识别和获取蕴藏其中的古洪水信息，并以此确定全新世特大古洪水事件发生的次数、频率、时间及规模，有助于揭示伊洛河流域及黄河中游地区全新世环境演变的特点和规律。

本研究基于详细的野外考察，在河南新郑县北格大张村黄土台地选择了全新世黄土——古土壤 GDZ 剖面，在洛阳市东北约 20 km 处的汉魏故城遗址选择了 HWC 剖面，在汉魏城邻近河岸的龙虎滩村采集了 LHT 剖面，又在其邻近的上游 2 处河岸于营村、杨湾村分别采集了 YYC、YWC 剖面，共 4 处典型的全新世古洪水平流沉积剖面。对 5 个剖面进行了磁化率、粒度等环境代用指标的室内实验分析和测定。通过实验结果，鉴定识别蕴藏于古洪水平流沉积物中的伊洛河全新世特大古洪水信息，并可为进一步揭示全新世黄河中游地区环境演变和人类活动状况及二者的相互作用提供依据。获得的主要结论为：

1. GDZ 剖面是典型的全新世黄土——古土壤剖面，记录了黄河中游及其附近地区的全新世气候环境演变信息：晚冰期（14700~11500aB. P.）气候冷干且多突变；早全新世（11500~8500aB. P.）气温有所回升，但仍寒冷干燥，接近西北草原气候，冬季风渐弱、夏季风增强；中全新世（8500~3100aB. P.）为全新世最温暖湿润期，夏季风强盛，气候类似长江中下游现代气候，风沙活动和风尘堆积减弱，成壤强烈，土壤淋溶和粘化作用较强，气候最适宜期为 6760~6520aB. P.；晚全新世（3100~1500aB. P.）气候开始恶化，干旱少雨，植被退化，冬季风最为强盛，成壤作用减弱，风尘堆积最频繁且强度大，沉积速率高，比早全新世更干旱。其 L_0 的形成机制为：黄河频繁的改道、决口、泛滥在豫北、豫东平原上沉积了大量的黄河泥沙，在冬、春季节，干燥、松散的黄河泥沙在平原强劲的东北风吹扬下，形成沙尘暴，粒径较细的粉沙级颗粒以悬移状态被扬起、搬运、最后沉降在距离来源区 20~150km 的外围。经过风力长期的塑造，在高空西风急流所携

带极细粉尘的加入和风尘沉积区物理、化学、生物参与成壤改造作用下最终形成沙质黄土层。

2. HWC、LHT、YWC、YYC 剖面均为全新世古洪水平流沉积剖面。根据 HWC 剖面的文化遗物判断, 4 个剖面中的平流沉积层记录的均为晚全新世古洪水事件, 且越靠剖面上部的层位对应的洪水规模越大。在 LHT、YWC 和 YYC 剖面中, 磁化率均呈现出平流沉积层中偏低, 而在风吹沙和中、粗沙层中偏高的特点, 其原因是平流沉积层的物质来源多为上游黄土区的土壤侵蚀和水土流失带来的土壤, 而沙层的物源则是上游基岩山区的岩石经风化、搬运而来。

3. LHT 和 YWC 剖面中都有多个“平流沉积层——风吹沙层”互层, 其中的平流沉积层为古洪水平流沉积物, 风吹沙层则是洪水间歇期当地盛行的东北风搬运的河床沙在阶地上堆积的产物。晚全新世时期, 当盛行的东北风携带黄泛泥沙在 GDZ 剖面堆积形成 L_0 时, LHT 和 YWC 剖面则在河谷中强劲的东北风与频繁发生的古洪水的交替作用下形成了“平流沉积层——风吹沙层”互层。推测 LHT 剖面中的粘土质平流沉积层和粉沙质平流沉积层共记录了 12 次晚全新世特大古洪水事件, 其中顶部的 3 次为近现代大洪水。YWC 剖面的层位种类最为复杂多样, 其中的粉沙质平流沉积层、粉沙土质平流沉积层、粉土质平流沉积层、粘土质平流沉积层、细沙质粉土层和细沙质土层均为洪水沉积物, 共代表了不少于 10 次晚全新世特大古洪水事件。平流沉积层与风吹沙层在 LHT 和 YWC 剖面的多次交替, 反映出晚全新世时期该区气候环境系统的剧烈波动和恶化、东北风强盛和古洪水事件的频繁发生。

4. HWC 剖面至少记录了 3 次全新世晚期特大洪水事件, 对应剖面中的 3 个平流沉积层, 之所以记录的洪水次数较少是因为其离河流较远, 有洛河大堤阻隔洪水且受人类活动干扰大。YYC 剖面共记录了 8 次晚全新世古洪水事件, 由于剖面位于出山口地带的砾石质河床段, 水动力条件较强, 因此河床中没有沉积丰富的细沙物质, 所以位于一级阶地上的剖面中没有 LHT 和 YWC 剖面中风吹沙层与平流沉积层交替出现的情况, 取而代之的是历次大洪水形成的中、粗沙层和平流沉积层, 即剖面中各层均代表 1 次晚全新世古洪水事件。

关键词: 伊洛河; 全新世; 古洪水; 平流沉积物

Sedimentological Studies on Holocene Paleoflood Slack Water Deposits in the Drainage Basin of Yiluo River

Yuan Yuan

Abstract The Holocene was the quick development and prosperity period of the mankind's civilization, and also the great change period of the global environment. The drainage basin of Yiluo River, which lies in the middle reach of the Yellow River, is one of the prehistoric culture centers in China, and there are a great many of prehistoric sites in it. Existing studies reveal that floods and droughts were so frequent in this area in Holocene that brought significant impact on the evolution of Chinese culture. Deep studies on the Holocene loess-palaeosol sequences and the slack water deposits profiles, identifying and obtaining the information of paleoflood recorded in them, ensuring the amount, frequency, time and scale of the extreme Holocene paleofloods, are very helpful in revealing the characters and rules of the environment change during Holocene in this drainage basin and the middle reach of the Yellow River.

Based on detailed field investigation, five typical profiles, including one high-resolution Holocene loess-palaeosol profile GDZ and four Holocene slack water deposits profiles such as HWC, LHT, YWC and YYC, were sampled and studied by the proxy climatic data of grain size and magnetic susceptibility in laboratory. Information about extreme Holocene paleofloods in those slack water deposits profiles can be identified on the basis of the results of experiment. It also provides evidences for further research on the environment change and human activities and the interaction between them in Holocene in the middle reach of the Yellow River. The main results are as following:

1. GDZ profile is a representative Holocene loess-palaeosol profile, which recorded the information about the climate and environment change in and around Yiluo Basin: Late Last Glacial(14700~11500aB.P.) dry-cold climate and frequent

abrupt change; Early Holocene(11500~8500aB.P.) temperature rised back but still dry-cold, the summer-wind enhanced while the winter-wind weakened; Mid-Holocene (8500 ~ 3100aB.P.) the warmest and humidest period in Holocene, strong summer-wind and pedogenesis, similar climate with the Middle and Lower reach of Yangtze River currently, weakened sand storm and aeolian dust accumulation, strong leaching and argillic processes, the most suitable period was 6760~6520aB.P.; Late Holocene (3100~1500aB.P.) the climate exacerbated to dry-cold, strong winter-wind and weaker pedogenesis, vegetation deteriorated, frequent and strong aeolian dust accumulation, drier than the Early Holocene. The forming process of L_0 is that a large number of silt and clay were deposited in the plain by the frequent breaching of dike and route-changing, overflowing of the Yellow River since Yellow River formed. The dry and loose silt was blown by strong wind along NE direct in winter and spring, forming sand storm, and the thinner grain was carried up in the suspending state and deposited in the place about 20-150km distance beside the region of the silt source. At last, with the physical, chemical and biological pedogenic process, the aeolian sediment became the sandy loess.

2. HWC, LHT, YWC and YYC are all Holocene slack water deposits profiles. Based on the cultural relics, the slack water layers of the 4 profiles are identified as the results of Late Holocene paleofloods. The power of flood corresponding to the upper layers is stronger than the lower layers. In LHT, YWC and YYC profiles, the law of magnetic susceptibility is the same, lower in slack water deposits and higher in aeolian fine sand layers. The difference lies on the material source of slack deposits and sand. The source of slack deposits is the loess of the upper reach where the soil erosion is very heavy, while the source of sand is the airslaked rocks of mountainous area in the upper reach.

3. There were several “interbedded slack deposit-aeolian fine sand layers” in both LHT and YWC profiles, the silt layers are slack water deposits and the aeolian fine sand layers were carried by the NE direct wind. When the aeolian dust carried by the

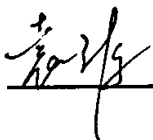
NE direct wind formed L_0 in GDZ in Late Holocene, the strong NE wind in the river valley and frequent paleofloods cooperated the “interbedded slack deposit-aeolian fine sand layers” in LHT and YWC at the same time. Based on the analysis of grain size, the fine sand layers are identified as aeolian deposits carried by the NE wind from the riverbed, while the clayey silt slack layers and silty sand slack layers have totally recorded 12 Holocene paleoflood events in LHT profile. The top 3 layers of LHT profile seem to be the deposits of 3 recent and modern floods. The layers in YWC profile is the most complex and various among these profiles. The experimental data show that more than 10 Holocene paleoflood events were recorded in the following layers of this profile, such as silty sand slack layers, silty sand clay slack layers, silt slack layers, clayey silt slack layers and clay slack layers. The “interbedded slack deposit-aeolian fine sand layers” indicate that the abrupt deterioration and fluctuation of climate and environment system, stronger NE direct wind and frequent paleoflood events in this region in Late Holocene.

4. Experimental data show that at least 3 extreme Late Holocene paleoflood events were recorded in the HWC profile, corresponding to the 3 silt layers. Analysis of experimental data reveals that 8 Holocene paleoflood events were recorded in YYC profile. Because of the gravel riverbed and the lack of sand in riverbed, the “interbedded slack deposit-aeolian fine sand layers” in LHT and YWC profiles were replaced by the slack deposits and medium sand layers. Each layer of this profile represents one paleoflood event of the Late Holocene.

Key Words: Yiluo River; Holocene; Palaeoflood; Slack Water Deposit

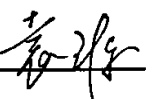
学位论文独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是我在导师的指导下进行的研究工作及取得的
研究成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，论文中不包含其他个人已
经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得陕西师范大学或其它教育机构的学
位或证书而使用过的材料。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文
中作了明确说明并表示谢意。

作者签名：  日期： 2007.5.28

学位论文使用授权声明

本人同意研究生在校攻读学位期间论文工作的知识产权单位属陕西师范大
学。本人保证毕业离校后，发表本论文或使用本论文成果时署名单位仍为陕西师
范大学。学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其它指定机构送交论文的
电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学
校图书馆、院系资料室被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；
有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。

作者签名：  日期： 2007.5.28

第一章 绪论

1 选题的依据和研究意义

自然灾害往往给人类造成巨大损失和沉重灾难。在所有的灾害事件中, 尤以洪水灾害对人类的影响最大。全球每年因自然灾害造成的经济损失中, 旱涝灾害就占 55% 以上, 其中干旱占 15%, 洪涝占 40%^[2]。新中国成立来, 水灾造成的直接经济损失在各类自然灾害中居第一, 约占自然灾害总损失的 40% 以上^[1]。我国是一个洪水灾害频繁的国家, 每年因洪水灾害造成的损失, 占总灾害损失的 50~75%, 并呈逐年增长的趋势。1998 年的特大洪灾, 使全国 29 个省(市、区) 遭受了不同程度的损失, 直接经济损失 2550.9 亿元(总经济损失 3307.4 亿元)^[2]; 2003 年陕西渭河洪水灾害, 直接经济损失 82.9 亿元^[4]。

因此, 研究河流水文水情、摸清洪水发生规律对人类的生产生活具有重大意义, 对于生态环境脆弱的黄河中游地区尤为重要。洪水研究不仅应成为防治洪水灾害的重点之一, 对于流域水利工程建设也具有重大的参考价值, 特别是全新世时期黄土高原地区的古洪水发生背景和规律的研究。因此, 研究全新世古洪水事件具有重大的理论和现实意义。

全新世气候演化具有阶段性、突变性等诸多特征, 是过去全球变化研究的重点, 也是当今全球变化研究的热点。近 30 余年来, 国际上在地球古气候研究方面取得了重大进展^[5-7]。采用了树木年轮^[8-14]、冰芯^[15-20]、黄土——古土壤序列^[21-28]、湖泊沉积^[29-32]、孢粉^[33-36]、深海沉积岩芯^[37]、植物硅酸体^[38-40]、历史文献记录^[41, 42]等用于重建古气候和古环境的代用资料的信息, 以求揭示古环境的演化规律。

其中, 黄土——古土壤风尘沉积序列是目前研究全球变化最好的陆地信息载体之一^[43], 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, 都有黄土分布。而我国黄土高原的黄土, 是已知陆地上连续性好、且能与深海沉积序列对比的沉积物。在黄土高原和黄河中游的黄土分布区, 巨厚的黄土地层不仅有着丰富的生物遗存, 更保存着非常完整、连续的黄土——古土壤序列^[43-45], 记录了 200 多万年以来黄土高原地区, 乃至亚欧大陆所发生的重大地质事件, 如生物气候环境变迁、新构造运动、人类文明发展史等。因此, 它为研究黄河中游地区的全新世环境演变和古洪水事件提供了理想的陆地信息载体。此外, 河流洪水沉积物, 尤其是平流沉积, 是研究无实测数据时期和地区河流洪水的重要依据, 也是现阶段古洪水研究中最常用的信息载体。

伊洛河流域位于黄土高原东南部的黄河中游地区, 四面环山, 气候温和, 雨量丰沛, 是我国古代文明发源地之一, 洛阳城、汉魏故城等坐落其中, 黄河的重

要支流——伊洛河流经该区。全新世各个阶段的自然环境演变和人类活动信息在该区的黄土——古土壤序列中和古洪水平流沉积物都有记录, 频繁发生的水旱灾害信息也蕴涵其中。已有土壤学、环境变迁学和考古学家从不同角度, 利用不同的方法和手段对黄河中游的全新世环境演变进行了研究, 并取得了一定的成果

[25-29, 46-50]。

本研究就在此基础上展开, 通过大量野外考察, 在河南新郑县北格大张村黄土台地选择了全新世黄土——古土壤格大张 GDZ 剖面, 在洛阳市东北约 20 km 处的汉魏故城遗址选择了汉魏城 HWC 剖面, 在汉魏城邻近河岸的龙虎滩村选定了龙虎滩 LHT 剖面, 又在其邻近的上游 2 处河岸于营村、杨湾村分别选择了杨湾村 YYC、于营村 YWC 剖面, 共 4 处典型的全新世古洪水平流沉积剖面。对上述 5 处典型、序列完整、沉积学和土壤学特征清晰的全新世剖面进行高密度采样, 运用地层学、第四纪地质学、土壤学、考古学、水文学等学科的理论方法, 识别其记录的环境演变和全新世古洪水信息, 揭示全新世时期伊洛河流域古洪水的发生规律。研究结果不仅有助于丰富全新世环境变迁的理论, 而且能为黄土高原的生态环境建设、黄河中游地区水利工程建设和促进区域可持续发展提供借鉴。

2 研究进展

2.1 全新世环境演变研究进展

全新世也叫做冰后期, 即末次冰期之后的时期。由于地球上不同区域的气候变化具有各自区域的特点, 所以末次冰期的结束时间在全球并不同步, 全新世的开始也就不可能是统一的。总的来说, 中低纬地区冰川消融退缩早, 全新世也就开始得早些, 高纬度地区冰川存留的时间较长, 全新世开始相对较晚。全新世的开始有诸多标志。气候转暖, 气温回升, 导致冰川融化, 融水流回洋盆使海面升高; 新仙女木冰阶生长于欧洲大部分地区的苔原植被被以桦和柳为代表的森林灌丛所取代; 在冰缘冻土区由于融冻泥流作用停止, 土壤稳定, 植被发育, 湖泊沉积物由 YD 的泥沙质, 迅速变为有机质腐泥或泥灰质化学沉积; 冰芯沉积中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也突然增大至冰后期水平; 深海沉积中有孔虫组合由喜冷型转为喜暖型等。本文根据目前国际上通用的全新世起始时间^[51], 确定其年代为 11500aB. P.

对于全新世气候变化阶段的划分, 不同国家、地区的不同学者也认识各异。全新世的气候变化总体是初期由冷转暖, 中期达到最暖, 后期又转凉的过程, 笼统地说是早期比现代冷, 中期比现代暖, 晚期与现代类似。但在整个过程中, 气候的波动变化非常明显。欧洲研究较早、较详细, 已经分出 10 个变化阶段, 国内一般划分早、中、晚 3 个大的时期, 在中期又可细划为数个阶段。

2.1.1 黄土——古土壤序列中的环境信息研究

在整个第四纪时期,气候发生着明显的剧烈变化,往往影响着风尘的沉积速率和成壤强度的强弱变化。根据黄土高原巨厚的黄土——古土壤序列表明,气候曾出现过多个干冷——温湿的变化周期^[53],即气候干冷降水量少,植被覆盖度小,为黄土堆积期;而气候温湿降水量多,为古土壤成壤期。

至今,许多学者利用黄土高原巨厚的黄土堆积与古土壤的序列,采用不同的研究方法,揭示出了不同的气候变化旋回次数。早在上世纪 70 年代中期,刘东生、王永焱^[43]根据化学成分、同位素、磁化率等研究,曾将黄土地层的气候变化划分为 20 个旋回;袁宝印等^[54]对洛川黄土的构造和地貌条件研究指出,自 240 万年以来洛川黄土塬连续接受了厚约 130 多米的黄土堆积,其间至少经历了 24 个气候变化旋回;丁仲礼等^[55]根据黄土地层中黄土与红褐色古土壤的交替,将约 250 万年来的气候变化分为 37 个旋回;赵景波等^[56]指出灰黄色古土壤与红褐色古土壤的交替代表了生物、气候、土壤的变化,根据这两大类不同古土壤的交替,将 250 万年来的气候变化划分为 51 个旋回和亚旋回,这种划分不仅代表了气候的变化,也代表了土壤旋回和土壤发育时的生物变化旋回;郭正堂等^[58]对渭南黄土分析指出,渭南黄土至少记录了 56 个清晰的成壤期,如果把每个成壤期和相对干冷的黄土堆积作为一个气候事件,则代表 112 个气候事件。

2.1.2 黄河中游地区全新世环境变化

许多学者通过黄河中游不同地区的黄土——古土壤剖面,进行了全新世气候变化的高分辨率研究,重现了黄河中游地区全新世气候变化的过程。

黄春长等通过对陕西岐山黄土剖面地层学和土壤学研究,发现在全新世的全球性“大暖期”即将到来之前,黄土台塬面有洪水发生。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 6000aB. P. 前后季风气候转折,形成了 6000~5000aB. P. 显著的干旱阶段。这与施雅风等(1992)确定的 6000~5000aB. P. 气候波动剧烈、环境较差的阶段相当。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 8500~6000aB. P. 是大暖期中最为温暖湿润的时期。在大约 3100aB. 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^[52]。

同时,黄春长等根据关中盆地全新世考古地层学、文化层 ¹⁴C 年代数据和黄土高原全新世已有的 ¹⁴C 和 TL 年代数据,在陕西眉县清湫村全新世黄土剖面确定了一个年代序列^[52]。11500~8500aB. P. 为早全新世气候转暖转湿期,对映过渡层 Lt, 8500~6000aB. P. 为全新世最温暖湿润的时期,对映古土壤层 S², 6000~5000aB. P. 是气候恶化的干旱阶段,对映黄土夹层 Lx, 5000~3100aB. P. 是中全新世的第二

个温暖湿润阶段,对映古土壤层 S^1_0 , 3100aB. P. 至今为气候干旱化时期,形成现代黄土 L_0 和表土层 TS。

唐克丽、贺秀斌等也提出,自全新世以来大致经历了早全新世冰川消融变暖期(10000~8500aB. P.),中全新世温湿大暖期(8500~3000aB. P.)及晚全新世变冷干期(3000aB. P. 至今);在大暖期中,最佳暖期为 6500~5500aB. P.。在以上冷、暖分段的基础上,全新世黄土层中出现的 1~3 条厚度不等的黑垆土带,说明气候有若干暖湿和冷干交替的小波动^[67]。

贾耀锋、庞奖励等根据关中盆地李湾剖面磁化率,确定全新世气候阶段为 11.5~8.5kaB. P. 转暖转湿,8.5~6kaB. P. 温暖湿润,但在 7.8kaB. P. 发生比较明显的干冷事件,6~5kaB. P. 为全新世最干旱时期,5~3.1kaB. P. 以温暖湿润为主,并在 4.2kaB. P. 和 3.1kaB. P. 经历了 2 次气候恶化期,3.1kaB. P. 以来气候转为干旱^[69]。

黄萍等研究渭北黄土台塬新店村剖面,认为过渡层(Lt)当中的各项分析指标都反映出其代表全新世初期气候转暖转湿的过渡时期,剖面中部的全新世中期地层中出现了两层古土壤(S^1_0 和 S^2_0)夹一层黄土(Lx)的现象,说明全新世中期的所谓“大暖期”(8500~3100aB. P.)并非一个稳定、连续的温暖湿润期,其间存在着一个风力堆积旺盛的严重干旱事件。因此,以黄土 Lx 为代表的干旱事件,将全新世大暖期分为 3 个主要的阶段,即早期的气候温暖湿润阶段,中期的干旱阶段和晚期的温暖湿润阶段。其中早期的温暖湿润阶段地表成壤作用最为强烈,这反映大暖期的早期是全新世最为温暖湿润的时期。上部的现代黄土(L_0)则反映从 3100aB. P. 开始,西北季风的气候效应大大增强,气候向干旱方向发展^[60]。

孙雄伟、夏正楷等利用孢粉分析结果恢复古代的植被状况,研究河南洛阳邙山黄土丘陵寺河南剖面,分析探讨中原地区中全新世以来的古植被和古环境变化,认为该地区中全新世以来的主要植被类型是暖温带森林草原,其中早期(7380~7235aB. P.)气候较为寒冷干燥,随着全新世大暖期的到来气候转好,6120~5625aB. P. 期间是中全新世以来气候最好的时期,5625~4580aB. P. 期间气候开始恶化,此后又逐渐好转,直到 3090aB. P. 以后,该地区人类活动增强。从中全新世以来,该地区气候波动明显,在 5275~4580aB. P. 和 6375~6120aB. P. 期间,出现了两次明显的气候恶化^[61]。

2.2 古洪水研究进展

古洪水是指第四纪全新世以来至可考证的历史洪水期以前这一期内发生的大洪水^[62-65],也可概指史前发生的依赖沉积记录辨析的洪水^[66]。古洪水事件多发生在不同气候状况演变的过渡时期,尤其是在气候转型时期的突变阶段,是水文过程对气候极端事件的即时响应^[67]。其研究是利用第四纪地质学、地层学、地貌学、

年代学、水力学、水文学、地球物理学、地球化学、古生物学等多学科理论和方法,寻找全新世以来发生的大洪水在河流某些部位留下的洪水沉积物或其他洪水活动遗迹,进而根据其沉积特征和年代学方法,探讨古洪水事件的发生历史以及古洪水对古气候变化的响应,确定古洪水发生的时间、气候背景、水文特点以及对古代人类文明发展所产生的影响。研究古洪水有助于反演流域古气候变化的历史,重建流域洪水发生的序列,分析洪水发生的周期,从而对预测气候变化和工程设计提供佐证^[69]。

2.2.1 有关古洪水的传说和文献

翻阅史籍可以发现,几乎所有民族在其文明曙光初露的时代都流传着一串洪水事件。《圣经》中诺亚方舟的故事讲得淋漓尽致;古埃及的文明与尼罗河洪水季节性的涨落和泛滥息息相关;在印度也有一些模糊的洪水民间传说。

我国的史书上有不少关于虞夏时期洪水肆虐的记载。中国古代《尚书·尧典》首记其事说:“汤汤怀山襄陵,浩浩滔天”。《孟子·滕文公上》记录说:“昔尧之时,天下犹未平,洪水横流,汜滥于天下,草木畅茂,禽兽繁殖,五谷不登,禽兽逼人,禽蹄鸟迹交于中国”,“禹疏九河,沦济漯而注诸海;决汝、汉,排淮汜而注之江;然后中国可得而食也”。司马迁的《史记·夏本纪》也记录说:“当帝尧之时,鸿水滔天”,尧“用鲧治水,九年而水不息,功用不成。于是帝尧乃求人,始得舜”;舜“行视鲧之治水无状,于是舜举鲧子禹,而使续鲧之业”;禹“乃劳身焦思,居外十三年,过家门不敢入”;“天下于是太平治”。《庄子·天下》也提到了大禹时的洪水:“昔者禹之湮洪水、决江河而通四夷九州也,名川三百,支川三千,小者无数。禹亲自操众耜,而九杂天下之川。排无胶,胫无毛。沐甚雨,栉疾风,里万国”。此外,《吕氏春秋·爱类》、《诗经》、《左传》、《国语》、《墨子》、《荀子》、《韩非子》、《管子》、《楚辞》等书对中国古史传说时代发生的洪水皆有所提及。可见距今四千年左右的尧舜禹时代,持续发生了很长时间的特大洪水灾难。

2.2.2 国内外对古洪水事件的研究

尽管国内外早已对古洪水有了传说和文字记载,但真正把古水文作为一门学科来研究仅十几年时间。随着第四纪地质学、地层学、地貌学、年代学、水力学、水文学等多种学科的交叉,以及同位素、热释光等测年手段精度的提高,古洪水事件的研究逐渐为国际地学界和史学界关注的热点。

据曹银真等^[69,70]的资料,国外从 50 年代开始有了古水文研究,L. B. Leopold 和 J. P. Miller 在 1954 年首次使用了“古水文学”一词。S. A. Schumm 1965 年把古水文学定义为“研究地球上首次出现降水到有历史水文记载以前的古代景观中

的水文极其组成、分布和运动的学科”。W. Frochlich 对波兰喀尔巴阡山地区研究认为, 在该地区有距今 8400 年左右的古洪水, 因而河道下切达 4~6m。W. G. Spaulding 在研究北美西南荒漠地区的古水文以后认为, 该地区在晚威廉康星和早全新世, 曾发生过两次洪积过程, 其中以冰期全盛期(距今 18000 年)为最大^[71]。近年来, 国外相继报道在地中海、黑海和美国等地发现了史前异常洪水事件的记录^[72-76]。

在国内, 也有许多学者也对古洪水做了一些研究。在上个世纪 80 年代, 丁梦林^[77]依据地质地貌资料, 推测远古时代大洪水发生在末次冰期全盛期; 马宗申^[78]、沈树荣^[79]等人也都利用历史资料, 对古洪水和大禹治水做过考证; 徐润滋^[80]、詹道江^[81]等利用洪水平流沉积物, 分别对红水河、西淅河的古洪水进行了研究。

如今, 随着研究手段的多样化和测年技术的精确化, 全新世时期的古洪水研究在我国的许多河段逐渐展开, 成为洪水研究一个热点问题。吴忱^[72]根据古河道埋藏在沙体中的草炭、木炭、漂木及其上面的泥炭层、古遗址等资料, 指出在 3500~3000aB. P. 的商代末期和 2500~2300aB. P. 的战国早期, 华北平原有过两次洪水期。华北平原的河型, 在 2500aB. P. 以前以弯曲型为主, 以后则为顺直—微弯曲型, 在冲积扇上部, 还有分汉型^[82, 83]。殷春敏等^[84]采用粒度分析与沉积构造研究表明, 华北平原不同类型沼泽沉积剖面具有洪水——沼泽沉积旋回特征, 每一个旋回对应一个洪水期和一个沼泽期。以沼泽层层顶 ¹⁴C 测年结果为划分沉积旋回的时代界限, 华北平原全新世至少存在 10 个洪水—沼泽沉积旋回。各旋回的结束时间为: (13000±140) aB. P., (12910±180) aB. P., (10530±120) aB. P., (9500±40) aB. P., (8760±250) aB. P., (8030±150) aB. P., (5600±85) aB. P., (5020±200) aB. P., (4600±190) aB. P., (3470±125) aB. P., 并指出华北新石器时代晚期及夏商周时期文化遗址大多分布于山前洪积台地, 可能与当时平原区洪泛频繁有关。

姚鲁峰^[85]指出, 在永定河流域 3200~3000aB. P. 的商末和 1900~1700aB. P. 的东汉, 有过两次洪水期。詹道江等人对滹沱河岗南—黄壁庄段古洪水的调查研究后认为, 发生在 2500aB. P. 前后的战国初期的洪水最大, 洪峰流量达到 35000m³/s; 其次是 3500aB. P. 前后的商初洪水, 洪峰流量 25500m³/s; 再次是 2000aB. P. 前后的西汉末年至东汉初年的洪水, 洪峰流量 22300m³/s^[104]。

夏敦胜等^[86]根据孢粉分析结果, 并结合磁化率、碳酸钙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。结果表明在距今 4.2ka 前后曾出现洪水事件, 当时气候可能具有一定的不稳定性。

袁宝印等^[87]通过对北京平原地区晚第四纪堆积期与史前大洪水研究发现, 8000~4000aB. P., 沉积速率达到最大, 出现晚第四纪堆积期, 同时洪水频繁, 恰

好与传说中的史前大洪水时期相当。3000aB. P. 以后, 气候向干冷转化, 永定河水量减少, 人类生产力提高, 抵御洪水能力增强, 洪水给人类造成的威胁相对降低。

张强等^[88, 89]通过对长江下游地区的埋藏古树、泥炭、以及海相贝壳测年资料进行搜集和整理, 结果表明: 长江下游地区 6000aB. P. 以来古洪水的发生与气候变化有着密切的联系。其原因是由于长江下游地区地势低平这一地貌特点, 使得海面变化对于洪水发生有着重要的影响, 气候变化导致的海面上升对长江下游河段径流的顶托作用, 导致河流上溯以及地面排水不畅, 致使洪水发生频率加大以及洪水危害的程度加强, 出现“小水大灾”的现象。

张理华等^[90]对苏皖沿江平原全新世气候变化进行研究, 指出本区发生至少 3 次大的古洪水, 对本区及长江三角洲一带新石器时代以来人类文明的发展造成了巨大的灾难, 致使许多遗址中出现了多个文化断层。并通过粒度、地球化学、及 $\delta^{13}\text{C}$ 在剖面的变化表明, 古洪水多发生在不同气候状况演变的过渡时期, 而且多发生在气候转型时期的突变阶段。

洪水严重地影响了古文化的发展。环境考古部门多年的发掘已证实许多地区存在着新石器时代以来成因不明的文化间断(即无文化遗物的洪水淤积层)现象, 引起了人们的普遍关注。一般认为这些文化断层是由古洪水造成的。

对于上海马桥遗址文化断层成因, 朱诚等^[91-94]通过样品作孢粉鉴定说明, 马桥遗址良渚文化末期去向不明应是该时期长江三角洲出现的大规模洪灾所致。并指出, 史料记载中的鲧、禹治水也在这一时期。

张芸等^[95]还分析了上海马桥地区全新世中晚期气候变化、海面变化对古洪水的影响和控制作用。认为整个马桥遗址剖面有 3 个文化断层: 良渚文化层之下、马桥文化层下部与良渚文化层之间, 唐宋文化层与马桥文化层之间, 代表了 3 个洪水泛滥和海侵过程。第 1 次洪水发生在 6150aB. P. 与 4400aB. P. 之间, 此时气候温暖湿润, 海面为最高海面; 第 2 次洪水发生在 3900~3250aB. P. 期间, 气温较高且为高海面; 马桥文化后的第 3 次洪水期(2450~2000aB. P.), 气候干凉且为低海面。

朱诚等^[96]还根据对长江三峡及江汉平原地区新石器文化遗址的分布、文化间断、埋藏古树和历史资料探讨了本区全新世异常洪水频率的变化, 共划分出 4 个洪水频发期: 第 I 洪水期(8000~5500aB. P.), 共发生特大洪水 9 次; 第 II 洪水期(4700~3500aB. P.), 至少发生特大洪水 9 次; 第 III 洪水期(2200~700aB. P.), 共发生特大洪水 91 次; 第 IV 洪水期(500~100aB. P.), 共发生特大洪水 52 次, 其中在小冰期最冷期(300~100aB. P.) 就有 40 次。前 3 个洪水期均与高温、高海面期强盛的夏季风活动有关, 其中第 III 洪水期还与江汉平原地区围垸、筑堤等不合理的土地利用有关, 第 IV 洪水期与强盛的冬季风活动和环太平洋地震带释放

大量地热能触发的太平洋表层海温异常事件有关。

王守春^[97]对塔里木盆地经过多年的实地考察认为,洪水对塔里木盆地的城镇和乡村聚落有很大影响,约特干遗址、阿克苏比尔遗址、尼雅遗址、瓦石峡遗址和轮台东南草湖乡遗址群废弃,可能与洪水有关。

主要分布区在甘青地区的我国齐家文化,在 3.8kaB. P. 前后,齐家文化也出现突然衰退,原始农业文化被畜牧业文化所取代。造成文化衰退的主要原因,可能是在齐家文化晚期出现的黄河异常洪水事件^[98]。在这一地区,受峡谷深切、盆地狭小、谷盆相间这一地貌特征的制约,洪水的影响十分显著。在齐家文化的主要分布区之一的官亭盆地,当时的异常洪水淹没了人类的主要栖息地。在洪水堆积之下的喇家遗址中,发现有史前洪水灾难的记录,说明当时的异常洪水给人类带来了灭顶之灾,造成喇家遗址人类的非正常死亡和遗址的彻底毁灭。在洪水堆积剖面中夹有少数晚于齐家文化的辛店文化时期灰坑,说明在洪水的间歇时期,人类曾一度回到这里,但再次来临的洪泛又迫使他们再一次离开。在洪水堆积的顶部,分布有规模较大的辛店文化时期遗址。夏正楷等^[99]还根据官亭盆地喇家村漫洪相棕红色黏土之下掩埋的齐家文化遗址(其最晚的年龄为 3678±75aB. P.)与棕红色红黏土上部夹有的辛店文化早期灰坑(年龄为 2775±75aB. P.),推测洪水多发期出现在齐家文化晚期到辛店文化早期,年代大致在 3.65~2.75kaB. P. 之间,延续时间约 900 年。

在山西塔儿山山麓的陶寺,分布有龙山文化时期的一处古代城址。在考古发掘中,发现城址的东城墙和西北城墙都有被山洪冲毁的迹象。高炜等^[100]根据山洪堆积物中含有陶寺晚期的陶片以及其上覆盖有含陶寺晚期陶片的文化层,推测山洪发生的年代在陶寺晚期,大约在 4kaB. P.。

在太行山东麓的河南孟庄,也发现有龙山文化时期古城址被山洪冲毁的现象。山洪堆积出现在龙山文化晚期,其发生的年代大约也在 4kaB. P.^[101]。河南新寨遗址阶地上覆盖有龙山、新寨和二里头等不同时期的文化层,夏正楷等^[121]通过对河南新寨遗址新寨期(3550~3400aB. P.)人类生存环境的研究,发现这一时期是一个异常洪水时期,并通过孢粉分析和氧、碳同位素测定表明,相对于龙山文化期和二里头文化时期干燥——半干燥的气候环境,新寨期气候明显变湿。气候的突然变湿与异常洪水事件同期出现,也说明气候的转型可能是导致洪水频发的主要原因。

在黄河下游的鲁西南和鲁西北地区,先民们创造了灿烂的龙山文化,但在 4kaB. P. 前后,龙山文化突然衰退,取而代之的是比较落后的岳石文化。据夏正楷等^[102]人的研究,龙山文化晚期出现的黄河异常洪水,可能是造成文化衰退的主要原因。在洪水面前,人类只能被迫选择到这些残丘上生活,形成垆堆遗址,就是

这些垭堆也不安全，在特大洪水时仍然存在有被洪水淹没的危险。因此，洪水对这一地区龙山文化造成了极大的破坏，一度十分繁盛的山东龙山文化急剧衰落。异常洪水事件之后出现的岳石文化，无论在数量和规模上，还是在生产水平上都落后于龙山文化。

2.2.3 对古洪水判别的研究

古洪水研究的关键是古洪水事件的判别问题。山区河流古洪水产生的平流沉积在沉积层理、沉积体形状、颜色等沉积构造和粒度、分选性、矿物组合等沉积结构方面具有可识别的标志；在洪泛平原区，可以通过对古溃口扇、古漫滩沉积和河道内古平流沉积的识别来确定古洪水事件^[103]。就目前的研究现状来看，记录洪水活动信息的自然物质载体主要有：最高洪水位的痕迹，洪水堆积物的物质组成、粒径特征和层位关系，古降水特征，河床地貌，河流改道和袭夺，江心洲和三角洲的变迁、古文化层所在位置等^[104]。

古洪水的研究可得到数千年的大洪水资料，使洪水的考证期大为扩展，可以从根本上避免现行靠数据外延洪水频率的弊端，为洪水计算开辟一条新的途径^[105]。由于古洪水研究是继调查历史洪水之后的一种分析年代久远洪水信息的途径。因此，判别年代久远的古洪水信息主要来自对古洪水沉积物的测定和分析。

杨达源^[106,107]确定了古洪水平流沉积的基本特征，指出古洪水研究依赖古洪水沉积获得古水文信息。他们在长江三峡下段与黄河三门峡以下河段的古洪水研究中，明确了“古洪水平流沉积”的概念及其特定的古水文指示意义，并指出古洪水平流沉积的几项特征，也就是判别它是否为具有特定指示意义的古洪水平流沉积的几项标志（在沉积构造方面为发育微薄层理，末端翘起并尖灭，此外还具有特定的粒度结构以及多种重矿物的百分含量方面的特征）。

随后，谢悦波等^[108,109]根据淮河响洪甸、淳沱河黄壁庄、长江三峡及黄河小浪底古洪水研究所取得的古洪水平流沉积物样品及实验分析，指出沉积环境、沉积物的颜色及沉积物的层理等可以指示现场寻找和判断洪水干流沉积；沉积物的粒度、矿物组成成分和孢子花粉分析还可以进一步确定该沉积物是否是古洪水平流沉积，以及洪水发生时期、洪水来源等。谢悦波等^[64]还根据古洪水平流基本特征，结合三峡河段的特点，建立了一套野外寻求和识别及实验分析判定古洪水平流沉积的指标体系，对古洪水研究的推广应用具有较高的实用价值。

古洪水研究的目的是通过古洪水信息的载体——古洪水平流沉积提供古洪水水位及流量。谢悦波等^[110-111]对长江、黄河、海河和淮河的古洪水研究之后指出，洪水平流沉积物尖灭点高程与其洪峰水位之间为一致关系，而且大量的室内模型实验及野外观测、取样调查的结果都证明洪水平流沉积尖灭点高程指示洪水水位精度最高，可以确定为洪水时的水位高程。古洪水水位和断面确定^[106]之后，即可利

用水文学方法推求出洪峰流量^[112]。

根据袁胜元、赵新军等的研究,判别古洪水事件的主要标志有考古学证据(文化遗存和古洪水现场、文化层中断和缺失、文物上的古洪水遗迹等)、沉积学标志(平流沉积物的颜色、平流沉积物的沉积构造特征、平流沉积物的沉积结构、平流沉积物的重矿物组合规律、洪泛平原的古溃口扇和漫流沉积)、古生物学标志(埋藏古树、泥炭、孢粉)、地球物理学和地球化学标志(磁化率、磁组构、有机质含量变化)等^[113]。

2.3 存在的主要问题

综上所述,目前国内外学者对全新世的古洪水事件做了许多工作,成果卓著,有力地推进了全新世环境变迁的研究。但是,就全新世古洪水研究而言,还存在下述问题^[113]:

(1) 多学科合作的局面尚未形成。目前,古洪水研究内容已涉及到沉积学、考古学、古生物学、水文学、气候学、社会学等多个领域,但进行古洪水研究的学科合作相对单调,在涉及学科交叉的地方进行深度研究的困难较大;

(2) 对古洪水沉积物的识别还存在困难。由于水文条件复杂,河道变化较大等原因,古洪水沉积的识别较困难,尽管在这方面已有不少有意义的突破,但在实际工作中还是不尽人意;

(3) 对古洪水系列的建立尚有难度。对于一条河流,通过现有的研究方法,是否能够较全面地揭示古洪水发生次数的准确信息还是一个未知数。从目前的研究看,对同一条河流,不同的研究者或不同的研究方法所建立的古洪水系列不具有很好的一致性。

从研究区域来看,开展古洪水研究的流域还不多。在中国,古洪水研究主要集中在黄河流域和长江流域的部分地区,针对黄河中游地区的研究还很少,分辨率也不高,很少运用高精度的测年方法和环境代用指标进行研究。因此,本研究试图运用环境代用指标,对 GDZ 黄土——古土壤剖面 and 伊洛河流域 4 个全新世平流沉积剖面进行高分辨率研究,探讨全新世时期黄河中游地区的环境演变和伊洛河流域的古洪水事件。

3 研究内容和技术路线

3.1 研究内容

为研究伊洛河的全新世古洪水事件,在前人研究的基础上,经过缜密的野外调查,分别在伊洛河一级阶地上选择了 HWC、LHT、YWC、YYC 等四个典型的全新世古洪水平流沉积剖面,结合新郑县的 GDZ 全新世黄土——古土壤剖面进行分析,

对以下内容展开研究：

①. 全新世黄土——古土壤和全新世古洪水平流沉积物剖面的沉积学和土壤学特征；

②. 黄河中游地区全新世环境演变及伊洛河流域全新世古洪水事件的沉积学识别。

围绕这些研究内容，凭借现有实验条件，对 5 个研究剖面的磁化率、粒度等环境代用指标进行室内实验测定，分析这些指标在剖面的分布特点和规律，结合对粒度特征的分析 and 对比，获取沉积剖面中记录的区域环境演变和伊洛河流域全新世古洪水事件的信息。同时通过查阅大量的文献资料和考古资料，更为全面地掌握全新世古洪水的信息资料，以此对实验分析结果进行对比验证。

3.2 研究的技术路线

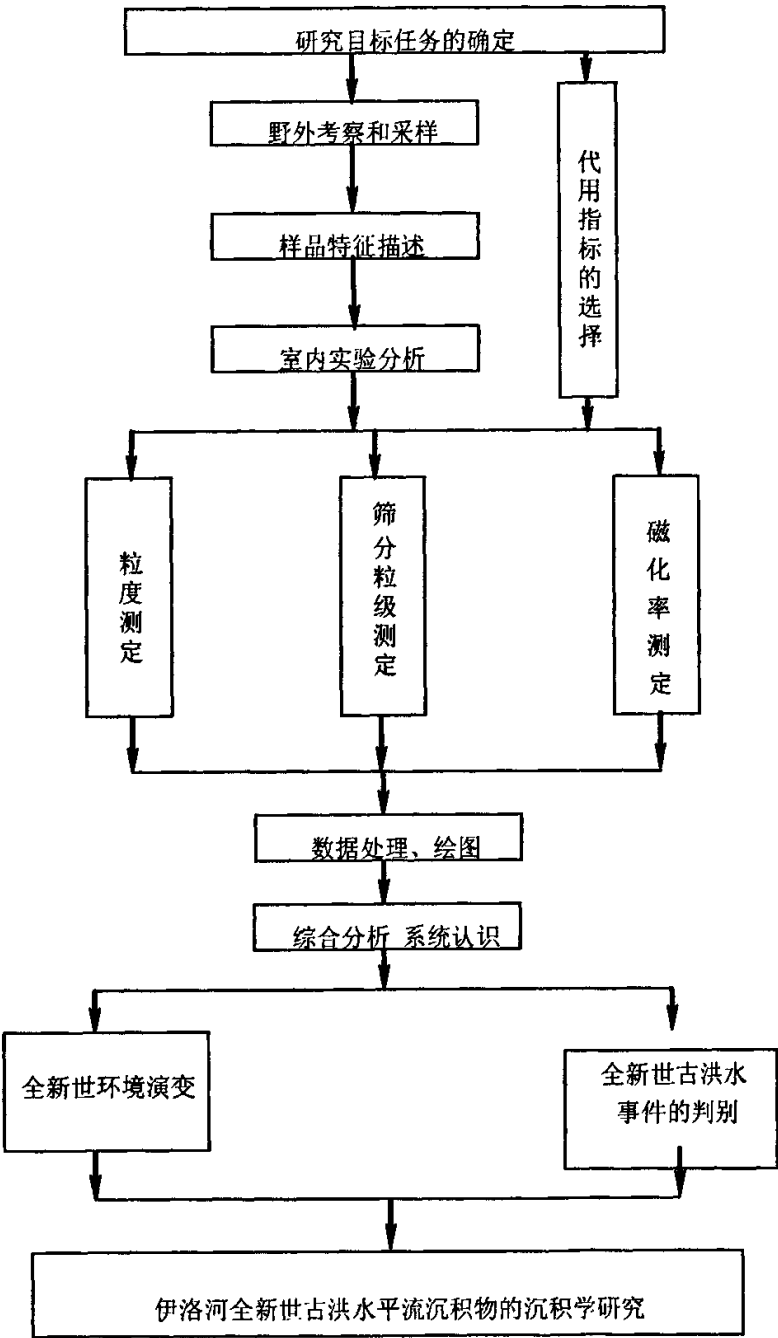


图 1-1 研究技术路线示意图

4 研究工作流程和工作量

4.1 研究工作流程

- (1) 准备阶段 (2005. 6~2005. 10): 全面收集和查阅现有的研究成果和文献资源, 确定研究思路, 选择确定环境代用指标。
- (2) 野外考察阶段 (2005. 10~2006. 4): 由导师黄春长教授带领到河南进行了 2 次野外实地考察, 选择有代表性的地段进行采样, 在新郑格大张村采集了 GDZ 全新世黄土——古土壤样品, 又在伊洛河的一级阶地上分别采集了 HWC、LHT、YWC、YYC 等 4 组全新世古洪水平流沉积物剖面样品。
- (3) 室内实验分析阶段 (2006. 5~2007. 1): 根据选定的环境代用指标进行室内实验分析, 测定了环境代用的物理指标, 如粒度、磁化率。
- (4) 总结阶段 (2007. 1~2007. 5): 对室内实验分析的结果进行综合分析, 取得本研究的结论性成果, 最后撰写论文。(见图 1-2)

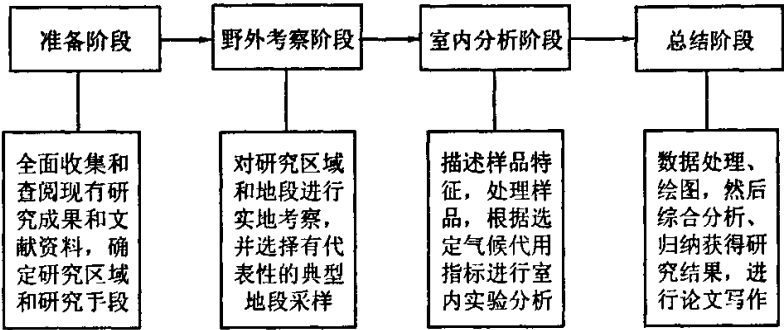


图 1-2 工作流程示意图

4.2 研究工作量

表 1-1 研究工作量

野 外 考 察	2 次, 共 10 天	
采 样 数 量	224	5 个剖面取样 224 个
粒 度 分 析	224	英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer-S 型激光粒度仪测定
磁化率分析	224	英国 Bartington 公司产的 MS-2 型磁化率仪测定
筛 分 粒 级	224	前处理后过筛、烘干, 电子分析天平 (0.0001g) 测定

第二章 研究区概况和剖面选择

1 研究区自然概况

研究剖面均位于河南省西部黄河南岸的伊洛盆地内,属黄土高原东南部的黄河中游地区,经纬度范围 $34^{\circ}36'\sim 34^{\circ}45'N$ 、 $112^{\circ}17'\sim 112^{\circ}55'E$ 。地貌上属豫西丘陵区,西起延秋、东至黑石关,呈北东向延伸近百千米,南北宽约 10 余千米,伊洛河贯流其间,北依邙山,南抵嵩山、熊耳山,西有小秦岭、崤山和熊耳山的东延丘陵部分,东有嵩箕山,中东部的伊洛平原系伊、洛、滩、涧四条河川冲积而成,山丘与河谷平原之间为洪积扇及洪积倾斜平原,构成三面环山,向东敞开的箕形盆地地形,且整体由西向东倾斜。盆地面积 1300km^2 。盆地底部长为 52 km,南北最宽处约 16 km,总面积约 800km^2 。行政区划包括洛阳市郊、偃师市的大部分和巩义市的一部分。

伊洛盆地总地势呈西高东低,南北高中间低,由中心至周边,地形渐次升高,由低到高地貌类型依次为伊洛河河谷平原区、黄土丘陵(台塬)区、基岩山区,最高海拔 404m,最低海拔 110m。本区地形起伏,地貌类型复杂。按成因,物质组成和形态特征,可以分为黄土丘陵、黄土台塬、洪积扇及洪积倾斜平原、洪流平地、河谷二级阶地、一级阶地、漫滩冲积平原。主要的河谷阶地及冲积平原为伊洛河河谷平原,呈北东向展布,平坦开阔,西高东低,阶地、漫滩呈阶梯状相连,沿河两侧不对称分布。地貌结构可分为三个部分,即北部邙山丘陵区,中部伊、洛河冲积平原区和南部黄土残塬区。其中平原部分地貌类型可分为河漫滩和三级阶地,一级阶地高出河漫滩 1~3m,组成物质为亚粘土,一、二级阶地因长期受人类耕作改造的影响,阶地界线已不明显,三级阶地靠近两侧丘陵。平原依其所在的位置可以分为洛河北侧平原、伊河南侧平原和伊洛河夹滩平原。盆地内第四纪沉积较完整,第四系广泛分布于黄土台塬及伊洛河冲积平原区。伊洛河冲积平原区由沙卵石及粉质粘土组成,呈多层结构,其成因类型有冲积、洪积、湖积,而黄土台塬、丘陵地区则由单一的黄土或黄土与下伏沙卵石、沙质粘土组成,其成因有风积、洪积等。

伊洛盆地系断陷盆地,南为嵩山背斜,北部有垂直断距近数千千米的首阳山断裂,形成了盆地基底南高北低的掀斜形态。因历经多次构造变动,盆地基底断裂构造发育,主要发育有东西向、北东向、北西向三组断裂:近东西向构造体系的控制下,决定了本区的基本轮廓和展布,导致区内地貌形态展布多为东西向或近东西向,其中的首阳山断裂,该断裂是构成洛阳盆地的北部边界,对新生代地层及水文地质条件具明显的控制作用;北西向的断裂构造主要有:新安—平顶山(伊

川)断裂、龙门—米庙断裂、鲁庄断裂等;北东向断裂在区内有石陵—孟津断裂,南缘有连地—关林断裂,平乐—西虢断裂。这些断裂切断了邙山,所形成的下降地块沟通了洛阳盆地和济源盆地。新生代以来构造运动以差异性、间歇性升降运动为其基本特征。盆地区长期相对下降,接受沉积,形成河谷平原地貌景观^[116]。

研究区气候类型为典型的大陆性季风气候,属于半湿润暖温带干凉气候类型,四季分明,冬长寒冷雨雪少,春季干旱风沙多,夏季炎热雨集中,秋季晴和日照长。本区年日照 2083~2246 小时,日照率 47%~53%。一年中以 5~8 月最多,月日照在 200 小时以上,日照率多在 52%以上,最高达 58%。全年无霜期为 6~8 个月,1 月平均气温约为 0~12℃,7 月平均气温约为 26~28℃,多年平均气温约 14.3℃,雨量适中,多年平均降水量 545.98mm,降水时空变化较大并且集中于夏季,7、8、9 三个月,约占全年降水量的 50%,多年平均蒸发量为 1451.7mm。灾害性天气种类较多,不同地域灾害性天气种类不同,同种灾害性天气在各地的危害程度也不相同,常见的有干旱、暴雨、洪水、冰雹、霜冻、干热风等。

研究区属黄河流域的伊洛河水系,主要河流有洛河、伊河及洛河支流涧河和瀍河。主要干渠有中州渠、伊东渠,现代主要河流为伊河和洛河。伊河自龙门峡谷北流进入本区;洛河出宜阳后东北流进入本区,两河在本区平行东流,于偃师境内的杨村交汇。两河平面形态基本相同,表现为河道宽浅,曲折蜿蜒,流速缓慢。河流两侧都有高约 1m 的自然堤,其支流均呈不对称的羽毛状。两河之间地形平坦,无较大沟谷发育,但是其上渠道纵横,分别引伊、洛河水灌溉,并退水回归伊、洛河。涧河属洛河支流,位于研究区西部,由新安县进入市区,于兴隆寨村汇入洛河。据涧河新安县水文站资料,历年平均径流量 $1.0 \times 10^8 \text{m}^3$,接受一部分城市污水,水质较差。瀍河亦属洛河支流,位于研究区北西部,多年平均径流量 $0.28 \times 10^8 \text{m}^3$,近年来枯水期几近干枯^[114]。

研究区土壤属于棕壤的褐土(俗称黄土),黄土层一般厚达十米以上。这一带黄土层属粘黄土,即细黄土,细沙含量少于 15%,粘土含量超过 25%,有利于原始农业的产生与发展。本区现今的地带性植被以暖温带落叶阔叶林为主,主要由华北区系壳斗科、桦木科、杨柳科、胡桃科、槭树科等科一些树种组成,间有亚热带区系植物,如黄莲木、山胡椒、牛鼻栓和美丽胡枝子等分布。从古生物地理来看,全新世时这里是森林与森林草原的过渡带,处于亚热带的森林边沿,因此出现了喜暖湿的植物和耐寒耐旱的植物并存的现象,有十分丰富的亚热带植物和动物群^[46]。

洛阳汉魏故城位于今洛阳市区东北约 20Km 洛阳市郊区、偃师市、孟津县毗连处,南临洛水,北靠邙山,东至寺里碑,西接白马寺,地势北高南低,城的平面形状虽不甚规整,但大体上呈长方形,南北长九里,东西宽六里,又称为“九六

之城”。城周 14Km，总面积约 100Km²，由宫城、内城、外郭城构成，是我国规模最大的古城址。自夏以来，先后有 13 个王朝在此建都，始建于西周，东汉光武帝建武元年(25a. A. D.)在此定都，其间经过了东周、秦、西汉、东汉、曹魏、西晋、北魏等朝代的修建与使用，最晚废弃在唐初，使用了约 1600 年。该城曾是中国古代东周、东汉、曹魏、西晋和北魏等朝代的王都或国都，因该地在汉魏两代最为繁盛，故称汉魏洛阳故城。

2 全新世剖面选择和采样

根据大量的野外考察，在河南新郑县北格大张村黄土台地选择了全新世黄土——古土壤 GDZ 剖面，在洛阳市东北约 20 km 处的汉魏故城遗址选择了 HWC 剖面，在汉魏城邻近河岸的龙虎滩村选定了 LHT 剖面，又在其邻近的上游 2 处河岸于营村、杨湾村分别选择了 YYC、YWC 剖面，共 4 处典型的伊洛河全新世古洪水平流沉积剖面。(图 2-1、图 2-2)。

2.1 GDZ 剖面

GDZ 剖面位于淮河支流颍河上游河南省新郑县以北黄土台地的格大张村，剖面位置为 34°30'26"N, 113°44'24"E。该剖面分层明显，易于识别和划分，经过考察确定该剖面为未经扰动的全新世黄土——古土壤剖面。剖面选定之后，先进行粗略的地层划分和剖面描述。为了保证获得较高的气候阶段分辨率，在详细观测分析的基础上，对 GDZ 剖面进行高密度、系统采样。首先剥掉剖面表层风化土壤，然后用标尺确定地层和深度，自地表开始向下 4cm 等距采样，将样品顺次装入贴有标签的塑料袋内，以备分析，至 300cm 深度，共采集土壤样品 75 个。样品在室内自然风干后，先对其进行详细的土壤特征观察描述，然后对野外土壤地层划分进一步验证和细化，最终确定其地层特征。

根据野外观察分析，结合实验数据，可将 GDZ 剖面全新世地层作以下划分，从上往下依次为：

- (1) 250~cm，表土层，浊橙色，细沙质粉沙土，团粒结构；
- (2) 75~25cm，全新世黄土，浊黄橙色，细沙质粉沙土，结构疏松均质；
- (3) 165~75cm，全新世古土壤，浊红棕色，粘土质粉沙土，棱块——棱柱状结构，坚硬；
- (4) 200~165cm，过渡层，浊橙色，结构疏松；
- (5) 260~200cm，晚冰期黄土，浊黄橙色，细沙质粉沙土，结构疏松均质；
- (6) 300~260cm，末次冰期黄土，浊黄橙色，细沙质粉沙土，结构疏松均质，290cm 处见细小钙结核（直径 2~3cm），未见底。

2.2 HWC 剖面

HWC 剖面位于洛阳市东北约 20 km 处龙虎滩村的汉魏故城遗址，位于伊洛河的一级阶地耕地的饲料坑内，向南约 200m 即为洛河大堤。剖面经纬度位置为 $34^{\circ}42'53''\text{N}$, $112^{\circ}37'12''\text{E}$ 。该剖面分层明显，易于识别和划分，经过考察确定该剖面为顶部有人为堆砌土的全新世古沉积平流沉积剖面。剖面选定之后，先进行粗略的地层划分和剖面描述。在详细观测分析的基础上，对 HWC 剖面进行高密度、系统采样，剥离剖面表层风化土壤及顶部 20cm 的现代人为堆砌土，用标尺确定地层和深度，自地表开始向下 5cm 等距采样，将样品顺次装入贴有标签的塑料袋内，以备分析，至 165cm 深度，共采集土壤样品 33 个。样品在室内自然风干后，先对其进行详细的土壤特征观察描述，然后对野外土壤地层划分进一步验证和细化，最终确定其地层特征。

根据野外观察分析，结合实验数据，可将 HWC 剖面全新世地层作以下划分，从上往下依次为：

(1) 35~0cm，粘土质平流沉积层，质地致密，浊红棕色，含有少量灰色瓦片；

(2) 70~35cm，汉代土壤层，具有团粒结构，浊棕色与浊红棕色斑杂，有蚯蚓孔分布，含有大量汉代灰色瓦片、陶片及少量红色陶片，含木炭屑；

(3) 110~70cm，粘土质平流沉积层，浊棕色，含有大量植物根孔，有灰绿色斑点，含有较多木炭屑和红色碎陶屑，少量灰色陶屑；

(4) 165~110cm，粉沙质平流沉积层，灰棕色，致密块状，质地均一，无结构，未见底。

2.3 LHT 剖面

LHT 剖面紧邻 HWC 剖面，位于其东南方向，出露于伊洛河河岸一级阶地之上，中沙质河床，经纬度位置为 $34^{\circ}42'35''\text{N}$, $112^{\circ}38'08''\text{E}$ 。该剖面分层较为复杂，经过考察确定该剖面为全新世古洪水平流沉积剖面。剖面选定之后，先进行粗略的地层划分和剖面描述。在详细观测分析的基础上，对 LHT 剖面进行高密度、系统采样，用标尺确定地层和深度，自地表向下到 55cm 以 5cm 等距采样，55cm 以下按照沉积物性质差异进行不等距采样，将样品顺次装入贴有标签的塑料袋内，以备分析，至 223cm 深度，共采集土壤样品 30 个。样品在室内自然风干后，先对其进行详细的土壤特征观察描述，然后对野外土壤地层划分进一步验证和细化，最终确定其地层特征。

根据野外观察分析，结合实验数据，可将 LHT 剖面全新世地层作以下划分，从上往下依次为：

- (1) 25~0cm, 表土层;
- (2) 35~25cm, 粘土质平流沉积层;
- (3) 55~35cm, 粉沙质平流沉积层;
- (4) 62~55cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色;
- (5) 71~62cm, 风吹沙层, 灰黄色;
- (6) 85~71cm, 粘土质平流沉积层;
- (7) 99~85cm, 风吹沙层, 灰黑色, 含细波纹状层理, 含木炭屑;
- (8) 104~99cm, 粘土质平流沉积层;
- (9) 114~104cm, 风吹沙层, 灰黑色, 含细波纹状层理, 含木炭屑;
- (10) 122~114cm, 粘土质平流沉积层;
- (11) 132~122cm, 风吹沙层, 灰黑色, 含细波纹状层理, 含木炭屑;
- (12) 136~132cm, 粘土质平流沉积层;
- (13) 144~136cm, 风吹沙层, 黄灰色, 含细波纹状层理, 含木炭屑;
- (14) 148~144cm, 粘土质平流沉积层;
- (15) 158~148cm, 细沙中沙互层, 无波纹状层理, 无木炭屑;
- (16) 168~158cm, 中沙层, 黄灰色, 无波纹层理, 无木炭屑;
- (17) 175~168cm, 粘土质平流沉积层, 上部为浊红棕色粘土质淤泥, 下部为灰黑色淤泥;
- (18) 180~175cm, 粉沙质平流沉积层, 浊黄橙色;
- (19) 185~180cm, 风吹沙层, 灰黄色;
- (20) 198~185cm, 粘土质平流沉积层;
- (21) 213~198cm, 风吹沙层, 灰黄色, 无波纹状层理, 含大量木炭屑;
- (22) 223~213cm, 中沙层, 灰黄色, 未见底, 河床相, 距现今河面水位 380cm。

2.4 YWC 剖面

YWC 剖面位于 HWC 剖面上游西南方向、伊洛河河岸一级阶地之上, 中沙质河床。经纬度位置为 $34^{\circ}41'46''\text{N}$, $112^{\circ}33'12''\text{E}$, 与剖面顶部相平的阶地面为麦地。经过考察确定该剖面为全新世古洪水平流沉积剖面。剖面选定之后, 先进行粗略的地层划分和剖面描述。在详细观测分析的基础上, 对 YWC 剖面进行高密度、系统采样, 用标尺确定地层和深度, 自地表开始向下采样, 除第 22 号样厚度为 1cm、第 23 号样厚度为 8cm 外, 其余样品均为 5cm 等距采样, 将样品顺次装入贴有标签的塑料袋内, 以备分析, 至 229cm 深度, 共采集土壤样品 46 个。样品在室内自然风干后, 先对其进行详细的土壤特征观察描述, 然后对野外土壤地层划分进一步验证和细化, 最终确定其地层特征。

— 根据野外观察分析, 结合实验数据, 可将 YWC 剖面全新世地层作以下划分,

从上往下依次为：

- (1) 55~0cm, 粉沙质平流沉积层, 浊黄橙色, 质地均一;
- (2) 75~55cm, 粉沙土质平流沉积层, 浊黄橙色;
- (3) 90~75cm, 粉土质平流沉积层, 灰黄色, 有成壤改造痕迹;
- (4) 95~90cm, 中沙层, 黄灰色, 含波状层理, 无木炭屑;
- (5) 105~95cm, 细沙质粉土层, 细沙呈波状微层理, 含木炭屑, 有蚯蚓粪粒, 有成壤改造痕迹;
- (6) 106~105cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色, 向下游方向厚度增加至 3cm, 含灰色瓦片;
- (7) 114~106cm, 中沙层, 灰黑色, 含波状微层理及大量木炭屑;
- (8) 144~114cm, 细沙质土层, 含多个波状微层理的细沙薄层及大量木炭屑;
- (9) 174~144cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色, 含黄色锈斑, 底部颜色更偏红, 质地更致密;
- (10) 184~174cm, 风吹沙层, 灰黑色, 有波状层理, 含大量木炭屑;
- (11) 189~184cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色;
- (12) 194~189cm, 风吹沙层, 灰黑色, 有波状层理, 含大量木炭屑;
- (13) 204~194cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色;
- (14) 209~204cm, 风吹沙层, 灰黑色, 有波状层理, 含大量木炭屑;
- (15) 214~209cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色;
- (16) 219~214cm, 风吹沙层, 灰黑色, 有波状层理, 含大量木炭屑;
- (17) 229~219cm, 中沙层, 灰黄色, 无层理, 未见底, 河床相。

2.5 YYC 剖面

YYC 剖面是 4 个古洪水沉积剖面中最靠上游的一个, 位于洛阳市上游西南方向的洛河一级阶地, 位置为 $34^{\circ}34'09''\text{N}, 112^{\circ}19'01''\text{E}$, 位于伊洛河出山口地带, 砾石质河床。经过考察确定该剖面为全新世河流洪水平流沉积剖面。剖面选定之后, 先进行粗略的地层划分和剖面描述, 在详细观测分析的基础上, 对 YYC 剖面进行高密度、系统采样, 用标尺确定地层和深度, 自地表开始向下, 除第 33 号样厚度为 7cm 外, 其余样品均 5cm 等距采样, 将样品顺次装入贴有标签的塑料袋内, 以备分析, 至 202cm 深度, 共采集土壤样品 40 个。样品在室内自然风干后, 先对其进行详细的土壤特征观察描述, 然后对野外土壤地层划分进一步验证和细化, 最终确定其地层特征。

根据野外观察分析, 结合实验数据, 可将 YYC 剖面全新世地层作以下划分, 从上往下依次为:

- (1) 20~0cm, 表土层;

- (2) 35~20cm, 含砾泥沙层;
- (3) 55~35cm, 粘土质平流沉积层;
- (4) 75~55cm, 中、粗沙层, 暗灰黄色;
- (5) 120~75cm, 粘土质平流沉积层;
- (6) 150~120cm, 中沙层, 灰黄色;
- (7) 167~150cm, 粘土质平流沉积层, 浊红棕色;
- (8) 202~167cm, 中沙层, 灰黄色, 其下为卵砾石质河床相沉积。

3 地层断代

黄土——古土壤年龄序列的确定是进行环境演变研究的关键, 只有将其置于时间标尺之上才有确切的研究意义。

首先根据黄土地层划分通用准则, 即全新世是以马兰黄土顶界作为起点。根据格陵兰冰芯氧同位素记录, 目前全新世起点(即 Younger Dryas 终点)的通用校正年代为 11500aB. P. ^[117, 118], 因此采用这个数据作为剖面全新世起点年代, 界限在 GDZ 剖面 200cm 层位处。GDZ 剖面中, 全新世早、中、晚期的界限清晰, 分别位于 165cm 和 75cm 处。根据黄河中游地区全新世考古地层学、文化层 ¹⁴C 年代数据和黄土高原全新世已有的 ¹⁴C 和 TL 年代数据来对比确定^[119-121], 其对应的校正年代分别为 8500aB. P. 和 3100aB. P. 。剖面最顶部的 25cm~0 为表土(1500aB. P. 至今)。260cm 处为晚冰期黄土与马兰黄土的界限, 其校正年代为 14700aB. P. 。

另外, 无论是在黄土——古土壤剖面中, 还是在洪水平流沉积物中, 根据文化遗物出现的层位也可以进行断代, 在 HWC 剖面 50~40cm 层位处发现有汉魏时期的灰色陶片、瓦片, 100~90cm 层位处发现有更早的仰韶文化时期的红色陶片碎屑, 有助于判断该剖面记录的古洪水发生的年代。此外, 沉积物中夹杂的木炭屑、孢粉等也可以作为断代和判断环境演变信息的依据。

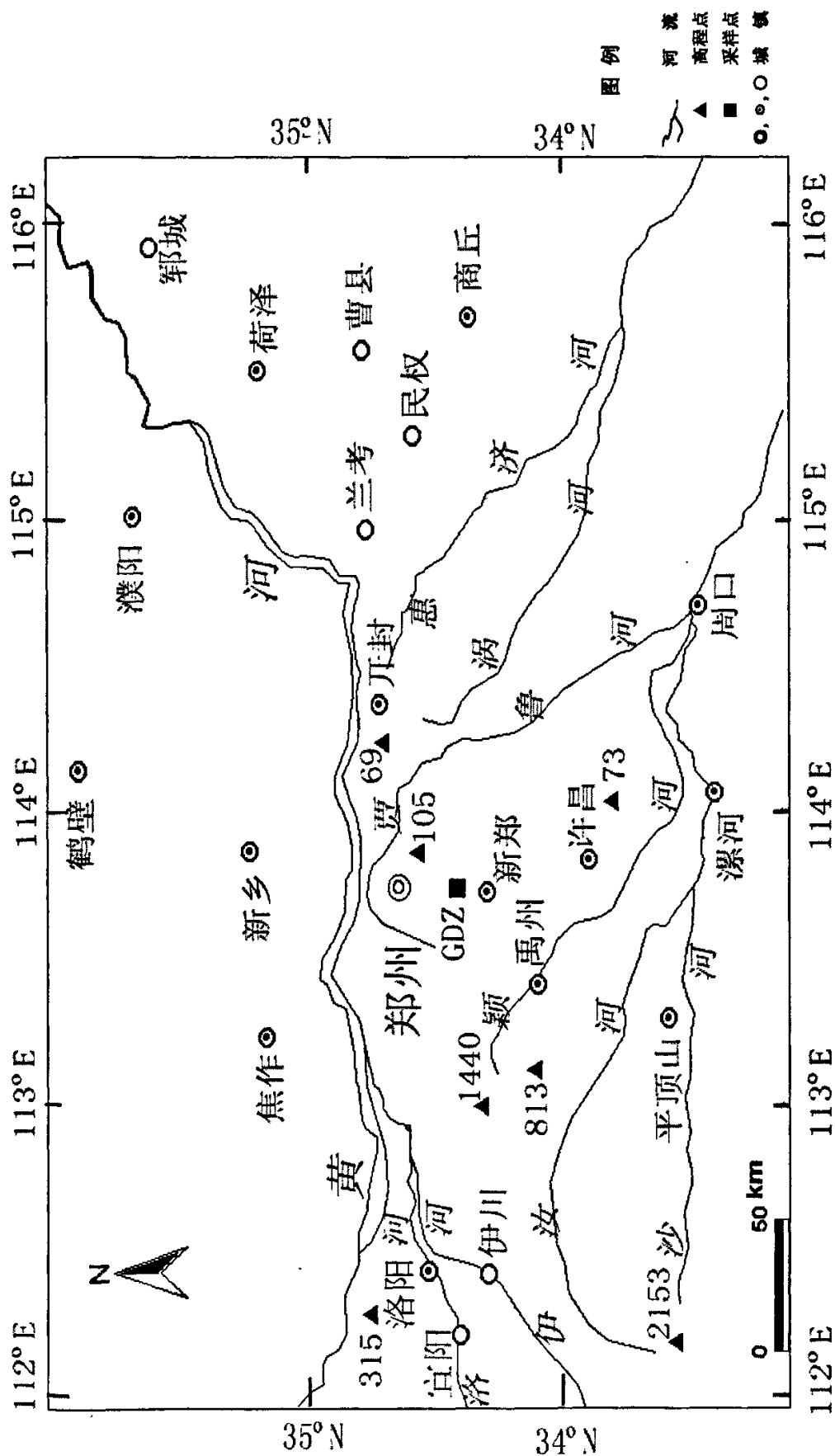


图 2-1 GDZ 剖面地理位置示意图

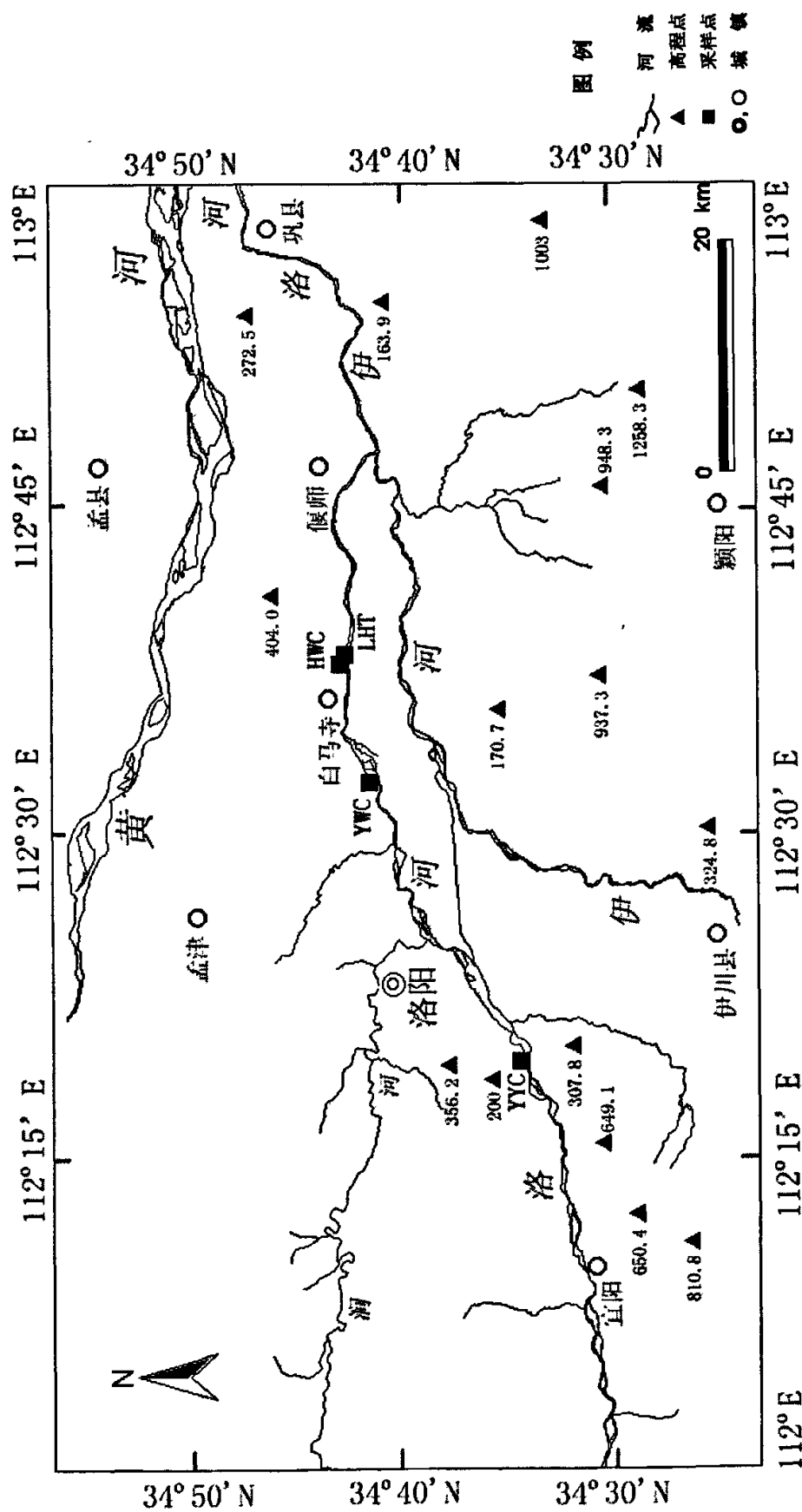


图 2-2 伊洛河中下游流域及古洪水平流沉积剖面地理位置示意图

第三章 环境代用指标的意义和实验方法

长期以来, 研究者们尝试了用各种物理、化学或生物指标来揭示黄土分布区的环境变迁规律, 引入了许多新的研究手段和方法, 在断代、地层划分、古季风演变、气候替代指标等方面均取得了长足的进展, 建立和完善了许多替代指标, 如粒度、磁化率、 CaCO_3 含量、TOC、地球化学元素、蜗牛化石、植物硅酸盐体等。本文主要以磁化率和粒度作为环境代用指标来研究黄土——古土壤剖面 and 古洪水平流沉积剖面。

1 磁化率

磁化率是指示物质在磁场中被磁化程度的一种度量, 是表征沉积物磁性特征参数之一。物质的初始磁化率 (k) 可由其磁化曲线起始段的斜率来定义。

$$k=M/H$$

式中 H 是外加磁场的强度, M 是物质在外加磁场作用下产生的磁化强度。

1.1 磁化率的环境指示意义

自从 Heller et al^[122]发现黄土剖面磁化率与北大西洋冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 的分布具有较好的可比性之后, 广袤而连续的中国黄土沉积已成为“天然的古气候环境数据库”。磁化率是物质在磁场中被磁化程度的一种量度, 是表征沉积物磁性特征参数之一, 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颗粒大小有关^[3]。中国黄土岩石磁学研究表明^[123-125], 组成黄土——古土壤的磁性矿物绝大多数是磁铁矿、赤铁矿和磁赤铁矿。在中国, 最早进行黄土磁化率测量的是安芷生等^[126], 他们注意到了古土壤与黄土磁化率的明显差异, 刘东生和 Riedrich Heller 等^[127-129]系统测量中国黄土与古土壤的磁化率, 发现磁化率值的高低与成壤作用的强弱有一定联系, 他们指出磁化率可以作为古环境的替代性指标, 还首次把中国黄土——古土壤序列的磁化率曲线与深海沉积氧同位素曲线进行对比, 认为磁化率的波动变化包含了全球环境变化的信息。根据频率磁化率和等温剩磁实验结果, 一些研究者认为: 由于成壤作用, 土壤中含有较多的超顺磁颗粒, 与黄土相比, 土壤经受了较强的成壤或风化作用, 因此由一些无机化学反应过程生成较多的超顺磁颗粒, 这就是土壤比黄土磁化率高的原因。而在我国南方地区表层土壤磁化率随着温度和降水的增加而降低, 其原因是由于高温多雨的气候条件下有利于强磁性的磁铁矿向弱磁性的赤铁矿转化或者在水分充分饱和的土壤中磁性矿物被还原和分解。Zhou, Han, Maher 等^[130-132]先后研究认为, 成壤过程是黄土高原土壤磁化率增强的主要原因, 成壤过程中有强磁性物质生成。贾蓉芬等^[133]提出

铁细菌和趋磁细菌在土壤磁化率增强中可能有重要贡献。吕厚远等^[134]认为, C3、C4 植物及其燃烧对土壤磁化率有重要的影响, 并从现代不同植物的灰化, 植物的根系和植物群落的燃烧等方面探讨对土壤磁化率的影响, 发现植物特别是 C4 植物的生长对土壤磁化率有重要的贡献。

目前, 成壤作用使土壤磁化率增强的认识已被广泛的认可。温湿条件下, 黄土在风化形成古土壤过程中, 生成许多细小磁赤铁矿和赤铁矿, 而磁铁矿含量次之, 使得古土壤磁化率增加, 在黄土中磁铁矿含量相对于磁赤铁矿和赤铁矿要高。古土壤中磁赤铁矿的存在使我们认识到成壤过程中大量磁性新生矿物的生成, 表明磁化率的增加与成壤作用有关。同时, 磁化率越高, 古土壤颜色越深, 这是由于成壤过程中形成的赤铁矿所致, 反映了成壤作用的增强。

磁化率不仅与铁磁性矿物种类有关, 而且还受其颗粒大小的影响。气候温湿程度越高, 所形成的磁性矿物有越细的趋势。在温湿气候条件下形成的古土壤含有比干旱条件下形成的黄土更细的超顺磁颗粒, 而且含量也高得多, 从而磁化率值较高。有研究表明^[135], 土壤中的某些超细粒磁铁矿的产生与土壤中铁细菌的生命活动有关。气候温湿条件下, 土壤中生物量大, 生物反映活跃, 有利于铁磁性矿物的产生。同时, 气候特别是降水的季节变化, 可使土壤中氧化—还原反应条件交替变化, 温湿季节里不同价位的铁转换形成了较稳定强铁磁性矿物。

磁化率随成壤强度的加强而升高。黄土——古土壤的磁化率主要取决于土壤的粘化强度, 即成壤强度, 而组成黄土——古土壤的原始粉尘的磁化率主要取决于粉尘的粒度组成。末次冰期极盛期的黄土代表了这种未经成壤作用或成壤作用较弱的风成粉尘, 对它们的磁化率与粒度形成的相关分析表明, 相对纯的风成粉尘的磁化率与粒度之间存在着平缓的线性关系 ($S=40.79068-0.21568 \times G$, 这里 S 为野外磁化率, G 为大于 20 μm 颗粒百分含量)。利用这一函数关系可以得到, 原始粉尘的磁化率一般低于 $50 \times 10^{-8} \text{SI}$, 而土壤和黄土相对这一本底值的增量主要取决于粉尘堆积后的成壤过程中的次生铁磁性矿物的形成率。因此, 大量的磁化率测定发现土壤的磁化率明显高于黄土, 这是由于当时的气候条件决定的, 气候温湿, 成壤作用强烈, 粘化作用增强, 有许多细小的磁铁矿和磁赤铁矿生成, 因此使得土壤的磁化率增强。

磁化率作为一种气候代用指标, 有人曾尝试把磁化率的变化转化为定量或半定量的气候参数^[136]。黄土高原现代气候研究表明, 夏季风降水是全年降水的主体, 黄土——古土壤成壤分量的高低间接反映了降水量的大小^[137]。吕厚远等^[138]通过对全国表土样品的研究发现: 黄土高原及周边地区的土壤磁化率随年平均温度、年平均降水量的增高而增高; 而长江以南广大地区的土壤磁化率随年平均温度、年平均降水量的增高而降低, 其临界范围大致在年平均温度 15℃ 左右、年平均降水

量 1100mm 左右。新疆及周边地区表层土壤磁化率与温度、降水量关系复杂。同时,通过对黄土高原及周边地区土壤磁化率与相对应的年平均温度、年平均降水量进行回归检验,得到回归方程,并利用该方程对洛川 S_1 - S_2 黄土地层磁化率进行了古温度和古降水量的估算,得到比较理想的结果。

由上述可见,磁化率的变化主要是从黄土沉积之后就地风化成壤过程中产生的超细粒磁铁矿物的含量变化,其变化又与成壤程度密切相关。因此,磁化率反映了风化成壤强度的变化,可以在一定程度上衡量东南季风强度的变化,间接地反映了气温和降水量的变化,即夏季风强度的变化。研究证实,磁化率对黄土地区环境变化反应很敏感,可以反映肉眼无法观测到的现象和规律。因此,可以从沉积物剖面的磁化率曲线特征来分析黄土高原不同时期当地的气候和环境特征。

1.2 磁化率的实验测定方法

土壤样品磁化率采用英国 Bartington 实验公司生产的 MS-2 型磁化率仪测量。测量方法和步骤为:

(1)称取粗略研磨至粒径小于 2mm 风干土样 10g(精确度 0.01g),装入 10cm³ 无磁性塑料盒中(该塑料盒内径 2cm、高 1.5cm,系同种塑料制作,其磁化率值为 -1.0×10^{-8} SI。由于黄土样品磁化率最低值一般大于 30×10^{-8} SI,远大于塑料盒的值,所以,样盒的磁化率对样品测试的影响可以忽略)并进行编号,待测;

(2)用英国 Bartington 公司制造的 MS-2 型磁化率仪测定样品的磁化率,对每个样品均进行高频(4.7kHz)和低频(0.47kHz)磁化率测定,测定精确度为 0.1。每个样品连续测定 3 次,取其平均值作为最终测量结果。

本文中所有样品的磁化率测定均采用上述方法进行。

2 粒度

粒度成分是使用最广泛的一种沉积特征。确定沉积物中不同大小碎屑含量的方法,称为粒度分析或机械分析。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。粒度组成的基本特征不仅是碎屑沉积物分类、命名的基础,而且对于查明这些沉积物的物质来源、搬运介质和动力、沉积环境以及它们的变化,都有重要的意义^[139-142]。

2.1 粒度的环境指示意义

2.1.1 粒级的划分

粒级的划分标准,因目的不同而各异,目前对粒级的划分方法有两大类。一是采用真数,即以毫米或微米为单位表示颗粒的直径。这种单位的优点是比较直

观；缺点是各个粒级不等距，不便于作图和运算。另一种是采用粒径的对数值来表示。目前广泛使用的 Φ 值是克鲁宾（Krumbein, 1934）根据伍登-温德华粒级标准（Udden-Wentworth scale），通过对数变换而来，定义为：

$$\Phi = -\log_2 d$$

式中的 d 是颗粒直径，单位毫米。

表 3-1 是温德华粒级分类及其与 Φ 值的关系^[143]。

表 3-1 温德华粒级分类及其与 Φ 值的关系（据任明达等，1981）

粒级名称	粒径下限 (mm)	Φ 值	粒级名称	粒径下限 (mm)	Φ 值
--	32 (2^5)	-5	细沙	0.125 (2^{-3})	3
--	16 (2^4)	-4	极细沙	0.063 (2^{-4})	4
--	8 (2^3)	-3	粗粉沙	0.0315 (2^{-5})	5
--	4 (2^2)	-2	中粉沙	0.0157 (2^{-6})	6
卵砾	2 (2^1)	-1	细粉沙	0.0078 (2^{-7})	7
极粗沙	1 (2^0)	0	极细粉沙	0.0039 (2^{-8})	8
粗沙	0.5 (2^{-1})	1	粘土	0.0020 (2^{-9})	9
中沙	0.25 (2^{-2})	2	--	0.0010 (2^{-10})	10

2.1.2 粒度组成及其沉积环境意义

黄土——古土壤剖面粒度是指黄土——古土壤矿物质中各级粒度的相对含量和比例，即机械组成。沉积物中的粒度特征是恢复过去古气候、古环境状况的一个重要的环境代用指标^[3]。黄土是粉尘沉积物，是风力搬运的产物，风成黄土沉积物的粒度特征可反映风搬运的动力特征，进而与季风大气环流变化联系起来。黄土的研究表明^[136]，中国黄土高原粉尘沉积物的粒度变化主要是东亚冬夏季风变化决定的，黄土——古土壤序列是东亚冬、夏季风互相消长的结果，其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。粗颗粒沉积的含量代表了冬季风的强弱变化，而细颗粒含量则代表了夏季风的变率。可见，粉尘沉积物粒度组成的变化无疑反映了东亚季风强度的变化。

刘东生^[3]研究表明中国黄土的粒度组成具有较强的一致性：主要是由 50-10 μm 粉沙粒组所组成，其含量一般在 45-60%；其次是 <5 μm 的粘粒组，含量一般在 15-25%；其它粒组含量都不多，几乎没有大于 250 μm 粒径的颗粒。

在黄土粒度组成成分中，50-10 μm 粒径的颗粒是各地黄土的众数粒组，该组分易分散、易浮动，是风力长距离搬运的基本粒组，该粒组含量在黄土剖面中的变化常被作为衡量西北季风强度变化的代用指标^[145-150]；安芷生等更进一步的研究

则指出黄土粒度的变化主要是由冬季风的强度变化所控制，由此可将其作为冬季风变化的一个替代性指标^[145, 151-153]。特别是 $>20\mu\text{m}$ （或 $30\mu\text{m}$ ）的粗颗粒代表了中强程度的大气粉尘输入，不含与成壤作用有关的粘土组分，被认为是优于中值粒径的冬季风的替代性指标。

黄土中都含有相当数量的 $<5\mu\text{m}$ 的颗粒，其成因比较复杂，但主要是在沉积之后的成壤过程中粘化作用当中产生的。因此， $<0.005\text{mm}$ 粘粒含量可以作为夏季风强度的替代指标^[3, 136]；对于大气粉尘堆积物， $<5\mu\text{m}$ 粘粒组可视为“挟持粒组”，因为它们是依靠较粗颗粒的跳跃撞击而扬起，或者附着在其它粉尘颗粒表面而被携带至堆积区。该粒组在剖面中含量的变化与粗粉沙含量的变化呈很好的反相关，这是由于粉尘堆积后受到风化成壤作用的改造，产生了一些粘粒并富集，此粒组是易变动的次生粒组，其数量随风化成壤作用的发展而增加，通常粘粒组分用来指示成壤强度变化。

$100-50\mu\text{m}$ 粒径的颗粒则是悬浮性和分散性均较差的“附加粒组”。黄土高原风尘堆积物的粒度通常 $<0.1\text{mm}$ ，因此，非风力沉积作用形成的 $>0.1\text{mm}$ 颗粒可衡量次生改造作用的程度^[154, 155]。 $>0.1\text{mm}$ 的颗粒除碳酸钙结核之外，往往能够指示人类活动影响程度和地表径流活动情况。

粘粒/粉沙的比值同样反映粉尘堆积后的次生改造作用强弱的变化，在西北季风长年控制黄土高原时期，气候寒冷干旱，尘暴十分频繁，风尘堆积较快，成壤作用微弱，粗粉沙含量较高，粘粒/粉沙比值较低；在东南季风长期控制黄土高原时期，尘暴较少发生，风尘堆积非常缓慢，气候温暖湿润，生物风化成壤作用强烈，粘粒含量增加，粘粒/粉沙比值较高，因此，粘粒和粘粒/粉沙比值直接反映了土壤的次生粘化作用的指标。

从黄土粒度组成的区域分布特征看，中国马兰黄土粒度由西北向东南变细，可划分为沙黄土带、黄土带、粘黄土带，表明黄土是大气粉尘在风的作用下一系列风选的结果。

从黄土粒度组成的地层剖面分布特征看，粒度组成的变化旋回与黄土——古土壤序列有着良好的对应性。表明粒度旋回实际上是沉积旋回或沉积岩性旋回，它反映了每个旋回开始时具有较快的沉积速率，堆积较粗的风尘堆积物，随后沉积速率逐渐变小，并进行风化成壤作用。从而形成旋回的前部为较粗黄土和旋回的后部为古土壤或古土壤与显著风化的黄土。因此，这种粒度旋回具有反映黄土沉积环境演变的意义，可作为确定黄土——土壤序列的一个标志。此外，在一层较厚的黄土层中仍存在粒度粗细的规则变化，可称为“粒度韵律”。“粒度韵律”显示了在一个环境大致相似的较长沉积阶段中，生物、气候环境仍有较小的节奏性波动。

2.1.3 常用粒度参数 M_d 、 M_z 、 σ_1 、 SK_1 、 K_g 与沉积环境意义

为揭示该剖面黄土堆积的搬运介质特点, 需要计算各种粒度参数, 借助参数来反映沉积物的物质来源、搬运介质和动力、沉积环境及其它们的变化。常用参数值有 M_d (中值粒径)、 M_z (平均粒径)、 σ_1 (标准离差)、 S_0 (分选系数)、 SK_1 (偏度)、 K_g (峰态) 等。参数值的计算均采用 Folk and Ward (1957)^[149] 制定的公式 (颗粒粒径用 Φ 值表示):

$$M_d = \Phi_{50}$$

$$M_z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

$$\sigma_1 = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6.6$$

$$S_0 = (Q_3/Q_1)^{0.5}$$

$$SK_1 = (\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{95} - \Phi_5)$$

$$K_g = (\Phi_{95} - \Phi_5)/2.44 (\Phi_{75} - \Phi_{25})$$

其中, 中值粒径 (M_d) 是粒度累积频率曲线上坐标为 50% 处所表示的颗粒直径的大小, 是度量沉积物颗粒平均大小的一种指标, 可以敏感地反映沉积环境的动力条件。

沉积学的研究^[72]表明, 平均粒径 (M_z) 表示沉积物颗粒的粗细, 可以反映沉积物来源及沉积环境的变化。用平均粒径作剖面粒度韵律曲线是研究沉积韵律的基础。平均粒径的平面等值线图是划分相带、追索物质来源的依据之一。

标准离差 (σ_1) 用来表示沉积物粒度的物质来源和分选程度, 即颗粒大小的均匀性。它与物质搬运中的动力条件以及风化成壤作用密切相关 (表 3-2)。若粒级少, 主要粒级很突出, 百分含量高, 分选就好, 标准偏差的数值小; 反之, 粒级分布范围很长, 主要粒级不突出, 甚至是两峰或多峰沉积物, 则分选就差, 标准偏差的数值大。沉积物的分选程度与沉积环境的搬运介质和自然地理条件密切相关, 物源的影响也很大。相当多的沉积区沉积物是受多物源供应的, 不同的物源区供应的物质粒度不一样; 即或同一物源, 粒度也不一定连续。这些都是使沉积物分选变差的原因。

分选系数 S_0 用来表示沉积物的分选性。其中 Q_1 和 Q_3 分别表示累积曲线上累积百分量为 75% 和 25% 处的颗粒粒径。由于 Q_3 总是大于 Q_1 , 故 S_0 总是正值, 且大于 1。 S_0 愈大, 即累积曲线愈平缓, 样品的粒径相差悬殊, 分选较差。反之, S_0 愈接近 1, 累积曲线接近垂直, 粒径愈集中, 分选愈好。

偏度 (SK_1) 是用来测量频率曲线的不对称程度的。偏态与分选有密切关系, 很纯的分选很好的单峰沉积物, 频率曲线是对称的; 当有另一组或粗或细的少量加入时, 分选变差, 频率曲线变为不对称, 或为正偏态或为负偏态; 当新加入组分的含量逐渐增加, 相应地旧组分减少, 至二组分的含量相等时, 分选最差。众

数为粒度频率曲线中最大百分含量所在粒级位置。在与正态分布曲线相比较时，众数所在的位置决定着粒度分布的对称性，即偏度（SK₀），众数位置偏于细粒级，即为正偏；众数位置偏于粗粒级，即为负偏；当偏度近于对称时，频率曲线呈对称状态（表 3-3）。

峰态（Kg）是用来测量频率曲线两尾端的分选与曲线中央部分分选的比率，即计算频率曲线尾部展开度与中部展开度的比例的。峰度和偏度一样，都是用来测量沉积物频率曲线的双峰性质和反映其尾部变化的，可用于判断沉积环境和追溯物源方向。沉积物的粒度性质主要是受物源和沉积环境两方面因素控制的。沉积物的平均粒径（或中值），有时甚至标准偏差都是主要受物源控制的，沉积环境对沉积物的粒度性质的改造，主要表现在某些原有组分的丢失或新组分的增加，即主要反映在频率曲线尾部的变化上。沉积物中出现极端的峰态（极高或极低），说明该沉积物中有某些组分已经在早先分选能力较强的沉积环境中得到了很好的分选，然后搬运到现在的沉积环境中与这里的另外组分的沉积物发生混合。峰态（Kg₀）是用来说明与正态频率曲线相比时，粒度分布曲线的尖锐或钝圆程度，反映了颗粒粒径分布的集中程度（表 3-4）。

表 3-2 沉积物分选程度按标准离差 σ₀ 分级^[144, 143]

σ (Φ)	<0.35	0.35~0.50	0.50~1.00	1.00~2.00	2.00~4.00	>4.00
分选程度	分选很好	分选好	分选中等	分选差	分选很差	分选极差

表 3-3 沉积物偏度按 SK₀ 分级^[144, 143]

SK ₀	-1.00~-0.30	-0.30~-0.10	-0.10~0.10	0.10~0.30	0.30~1.00
偏 度	极负偏	负 偏	近对称	正 偏	极正偏

表 3-4 沉积物峰态按 Kg₀ 分级^[144, 143]

Kg ₀	<0.67	0.67~0.90	0.90~1.11	1.11~1.56	1.56~3.00	>3.00
峰 态	很 宽	宽	中 等	窄	很 窄	非常窄

2.2 粒度的实验测定方法

本文中土壤样品的粒度采用下述两种方法进行。

2.1.1 粒径<0.1mm 的粒度测定

采用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer-S 型激光粒度仪测量。测量范围

0.03-900 μm , 相对误差小于 2%。仪器设置条件、样品前处理方法及测量步骤如下:

(1) 取约 0.8g (精度为 0.001g) 自然风干土壤样品放入 250ml 的烧杯中, 加入约 10ml 10% 的 H_2O_2 , 在电热板上适当加热, 使其充分反应, 除去有机质;

(2) 当气泡完全排完后, 取下冷却, 然后加入 10ml 10% 的 HCl , 在电热板上适当加热, 使其充分反应, 除去碳酸盐类;

(3) 当气泡再次排完后, 取下冷却, 再将烧杯中所有物质通过 200 目、孔径为 0.1mm 的尼龙筛, 用细水流反复冲洗筛子, 并将过筛液体全部转移至 1000ml 烧杯中, 注满蒸馏水后静置 48 小时, 用导管紧靠水面抽取上部溶液, 再注满蒸馏水, 重复几次, 直至用 pH 试纸检验溶液呈中性为止。然后小心抽取上部的清液, 余液用于激光粒度测试;

(4) 在余液中加入 5ml 0.05mol/L 的分散剂 (NaPO_3)₆ 进行分散;

(5) 采用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer-S 型激光粒度仪, 在超声波为 12.50、遮光度在 17%~18% 之间、转速为 2500 转/分、测量范围为 0.03~900 μm 、相对误差小于 4% 的条件下, 对全部余液进行激光粒度测定。

每个样品重复测量 5 次。

数据结果在 MS-Excel 中进行统计分析。

2.1.2 粒径>0.1mm 的粒度测定

采用水洗过筛法处理。仪器设置条件、样品前处理方法及测量步骤如下:

(1) 取约 30g (精度为 0.001g) 自然风干土壤样品放入 500ml 的烧杯中, 加入约足量 10% 的 H_2O_2 , 在电热板上适当加热, 使其充分反应, 除去有机质;

(2) 当气泡完全排完后, 取下冷却, 然后加入足量 10% 的 HCl , 在电热板上适当加热, 使其充分反应, 除去碳酸盐类;

(3) 当气泡再次排完后, 取下冷却, 再加入 5ml 0.05mol/L 的分散剂 (NaPO_3)₆ 进行分散;

(4) 将烧杯中所有物质通过 200 目、孔径为 0.1mm 的尼龙筛, 用细水流反复冲洗筛子直到过筛的水变为清澈, 用带橡胶头的玻璃棒轻轻研压筛内剩余物质, 确保粘土团聚体已分散并通过筛子;

(5) 准备铝盒若干, 在电子分析天平 (精度为 0.0001g) 上称量空盒重量, 记录备用;

(6) 将筛内物质全部转移至铝盒中, 并放入电热风烘箱, 在 80℃ 加热 48 小时, 待水分完全烘干后, 取出冷却, 称量、记录;

(7) 将铝盒中物质全部转移至样品袋中密封, 供显微镜下观察鉴定;

(8) 在 MS-Excel 中计算 >0.1mm 沙粒重量和百分含量。

第四章 实验分析结果及其解释

1 GDZ 剖面

1.1 粒度变化特点

由图 4-1 和表 4-1 显示, 在 GDZ 黄土——古土壤剖面中, 各个粒级和粒度特征参数的变化曲线都在 75cm 处发生了明显转折, 说明该深度代表了环境特征和成壤条件的显著改变。结合野外考察和已有的全新世黄土地层研究成果, 判断该深度为晚全新世黄土 L_0 与中全新世古土壤 S_0 的界限。图 4-1 显示, L_0 的胶粒、粘粒、粉沙等细粒组分含量均较低, 而粗粒径的细沙和沙的含量则明显高于 S_0 , 过渡层的胶粒、粘粒和细沙等含量均介于 L_0 和 S_0 之间。

其中较细的组分(胶粒、粘粒、细粉沙、粗粉沙和粉沙)含量从 75cm 向上显著降低, 而粗粒组分(极细沙、沙)含量则明显增加, 表示该深度对应全新世气候由中期的暖湿转为晚期的干旱的时间起点——3100aB. P.。

从各粒级曲线来看, 胶粒与粘粒的含量变化趋势相近, 其最大峰值都出现在 165-75cm 的 S_0 中约 100-90cm 深度, 胶粒的峰值为 2.37%, 粘粒为 14.11%, 165cm 以下深度有幅度较小的波动变化。胶粒的最小值在表土层(25-0cm)中为 1.14%, 粘粒的最小值在 L_0 (75-25cm) 中为 5.79%。胶粒和粘粒值在 S_0 层 165-75cm 处均有明显峰区, 均值分别为 1.87% 和 11.62%, 而在其上、下层位含量都明显低于本层, 胶粒含量均值都低于 1.56%, 粘粒含量都低于 8.88%, 进一步表明该深度范围对应的是全新世大暖期的古土壤 S_0 。

细粉沙、粗粉沙、粉沙的含量变化在 140cm 以上深度与胶粒、粘粒的变化相似, 在表土和 L_0 中含量低而在 S_0 中显著增高。而在 140cm 以下的层位, 其含量并没有发生像胶粒和粘粒含量那样的明显减少, 反而在粗粉沙和粉沙曲线的个别层位还有所增加, 含量甚至超过了 S_0 中部, 如细粉沙的峰值 11.88% 出现在 300-260cm 的 L_1 中, 而 S_0 、 L_t 和晚冰期黄土的均值分别仅为 10.01%、8.70% 和 8.06%, 粗粉沙的峰值 53.97% 也在 L_1 中, S_0 及其之下各层位均值分别为 49.69%、50.70% 和 50.06%。粗颗粒组分的增多代表了气候冷干和冬季风强盛的末次冰期环境。

极细沙和沙的含量变化类似, 且与前述 5 种指标呈相反变化趋势。极细沙在 L_0 层含量最高, 峰值为 27.35%, 均值 26.18%, 并在 S_0 中达到最低值 13.77%, 均值仅为 16.97%, 明显低于其他各层。 S_0 之下的 L_t 、晚冰期黄土和 L_1 中, 极细沙的含量有显著回升, 各层均值分别达到 21.45%、22.28% 和 22.45%, 表示当时环境特点与全新世大暖期差异明显; 沙级含量的峰值 14.56% 出现在 L_0 中, 该

层均值为 10.80%，在各层中仅低于表土层，其下各层除晚冰期黄土层略有回升以外，基本呈降低趋势，且显著低于剖面顶部的表土层和 L_0 层，各层均值分别为 5.55%、5.35%、6.78% 和 3.63%。

粘粒/粉沙比值在 S_0 中达到峰值 0.28，而在其上和其下的层位中均偏低，表明 S_0 层粘粒含量高而粉沙含量低，气候利于成壤；低值 0.14 在晚冰期黄土中，表明当时气候最为恶劣，风尘沉积强而成壤作用弱。从表土层向下，各层均值依次为 0.2、0.19、0.23、0.17、0.16 和 0.17。总体规律是气候温湿、风尘活动少、成壤强的时期对应的层位，粘粒/粉沙比值就大，反之，比值就小。

从表 4-2 和图 4-2 中显示的粒度参数特征分析结果看，中值粒径和平均粒径的 Φ 值变化曲线呈现相似的变化趋势，中值粒径的低值 3.97 和平均粒径的低值 4.31 都在 L_0 中，峰值 5.44 和 5.62 则出现于 S_0 ，表明 L_0 的粒度组成明显粗于 S_0 ，表土、 L_t 、晚冰期黄土和 L_1 等各层的均值都介于二者之间，75cm 处的明显转折则代表了 L_0 与 S_0 的界限。以 μm 为单位显示的中值和平均粒径变化曲线变化趋势与 Φ 值相反，但含义相同。

标准离差均值都在 1.5~2 之间，属分选差，且在表土层中随深度增加而降低，在 28-24cm 处有一明显低值 1.59，从 25cm 向下的 L_0 中开始升高，峰值 1.96 出现在 S_0 的 100cm 处， S_0 是标准离差值最大的层位，均值达到 1.81，说明该层分选最差；从 140cm 到 300cm，标准离差值有多个来回波动的阶段，但总体趋势是降低，最低值是 L_1 中 288-284cm 处的 1.49， L_1 的均值 1.58 在各层位也是最低的，其次是晚冰期黄土层的 1.61，表明这两层是 GDZ 剖面分选最好的两层，原因应该是当时的风力强盛，动力条件好。

分选系数曲线的变化与标准离差很接近，在表土层中呈降低趋势，在 28-24cm 达到低值 0.92，此后开始升高，峰值为 1.27，在 L_0 和 S_0 中均有出现（76-72cm、104-100cm）。从 L_t 到晚冰期黄土再到 L_1 ，分选系数呈波动下降趋势，3 个层位的均值分别为 1.01、0.98 和 0.97。总的来讲，风力强盛的黄土沉积期对应的各层分选性比表土层和古土壤都要好，古土壤分选最差。

各层位在偏度值上均表现为介于 0.1~0.3 之间的正偏态，偏度曲线的峰值 0.37 出现在 L_0 中，而均值偏度最大 0.3 在 L_1 中；偏度的最低值 0.17 则出现在 S_0 层，该层均值为 0.21，是各层中最低； L_t 和 L_1 的偏度介于 L_0 和 S_0 之间。这表明成壤作用越强偏度越小，所以古土壤层偏度小，成壤作用弱的黄土层则偏度较大。

峰态曲线在表土层中呈升高趋势，并在 28-24cm 达到峰值 1.26，此后在 L_0 中逐渐降低，至 76-72cm 处降至最低值 1.01，进入 S_0 后又波动上升，在 S_0 中均值为 1.12， L_t 中均值为 1.14，晚冰期黄土中继续上升，均值达到 1.17， L_1 中则为 1.15；除表土层属于中等峰态外，其余各层均属于窄峰态。

表 4-1 GDZ 剖面粒度分析结果统计表

层位	深度 (cm)	样 品 数	胶粒		粘粒		细粉沙		粗粉沙		极细沙		沙		粘粒/粉沙	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	25~0	6	1.14~ 1.48	1.24	6.63~ 9.54	7.48	5.75~ 8.56	6.74	34.87~ 39.12	36.73	21.61~ 25.28	23.73	12.45~ 14.76	13.27	0.19~ 0.23	0.20
全新世 黄土	75~25	13	1.15~ 1.50	1.25	5.79~ 8.92	6.83	4.92~ 7.76	5.74	29.34~ 40.15	36.29	23.01~ 27.35	26.18	7.99~ 14.56	10.80	0.15~ 0.24	0.19
全新世 古土壤	165~75	22	1.36~ 2.37	1.87	8.50~ 14.11	11.62	7.87~ 11.71	10.01	46.14~ 52.74	49.69	13.77~ 20.52	16.97	4.55~ 7.01	5.55	0.16~ 0.28	0.23
过渡层	200~165	9	1.29~ 1.49	1.37	8.29~ 9.86	8.88	8.06~ 10.33	8.70	48.77~ 53.01	50.70	19.54~ 22.87	21.45	4.63~ 6.98	5.35	0.16~ 0.19	0.17
晚冰期 黄土	260~200	15	1.23~ 1.59	1.39	6.60~ 9.82	7.98	6.82~ 10.07	8.06	47.28~ 53.37	50.06	19.47~ 24.91	22.28	5.62~ 7.89	6.78	0.14~ 0.19	0.16
末次冰 期黄土	300~260	10	1.43~ 1.91	1.56	7.73~ 11.99	8.84	8.11~ 11.88	8.84	50.38~ 53.97	52.17	18.80~ 23.73	22.45	2.71~ 5.43	3.63	0.15~ 0.22	0.17

表 4-2 GDZ 剖面粒度参数特征分析结果统计表

层位	深度 (cm)	样 品 数	Md/Φ		Mz/Φ		平均粒径/μm		σ/Φ		SK/Φ		Kg/Φ		S/Φ	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	25~0	6	4.24~ 4.68	4.41	39.10~ 52.76	47.37	4.47~ 4.93	4.64	54.15~ 66.10	61.75	1.73~ 1.93	1.80	0.24~ 0.28	0.26	1.01~ 1.10	1.07
															1.09~ 1.28	1.16
全新世 黄土	75~25	13	3.97~ 4.50	4.31	44.05~ 63.72	50.58	4.31~ 4.8	4.5	57.87~ 73.57	62.65	1.59~ 1.91	1.72	0.23~ 0.37	0.28	1.01~ 1.26	1.16
															0.92~ 1.27	1.05
全新世 古土壤	165~ 75	22	4.96~ 5.44	5.20	23.01~ 32.12	27.36	5.15~ 5.62	5.41	32.31~ 42.45	36.18	1.61~ 1.96	1.81	0.17~ 0.26	0.21	1.04~ 1.22	1.12
															0.95~ 1.27	1.13
过渡层	200~ 165	9	4.90~ 5.10	4.98	29.12~ 33.42	31.75	5.13~ 5.29	5.20	36.26~ 40.43	38.64	1.59~ 1.71	1.64	0.21~ 0.28	0.25	1.06~ 1.18	1.14
															0.96~ 1.11	1.01
晚冰期 黄土	260~ 200	15	4.71~ 5.12	4.89	28.85~ 38.27	33.96	4.88~ 5.31	5.07	35.51~ 45.76	41.44	1.52~ 1.69	1.61	0.20~ 0.28	0.24	1.10~ 1.23	1.17
															0.89~ 1.07	0.98
末次冰 期黄土	300~ 260	10	4.86~ 5.32	4.97	25.03~ 34.32	31.93	5.09~ 5.58	5.23	31.05~ 40.52	36.94	1.49~ 1.71	1.58	0.26~ 0.32	0.30	1.01~ 1.20	1.15
															0.90~ 1.16	0.97

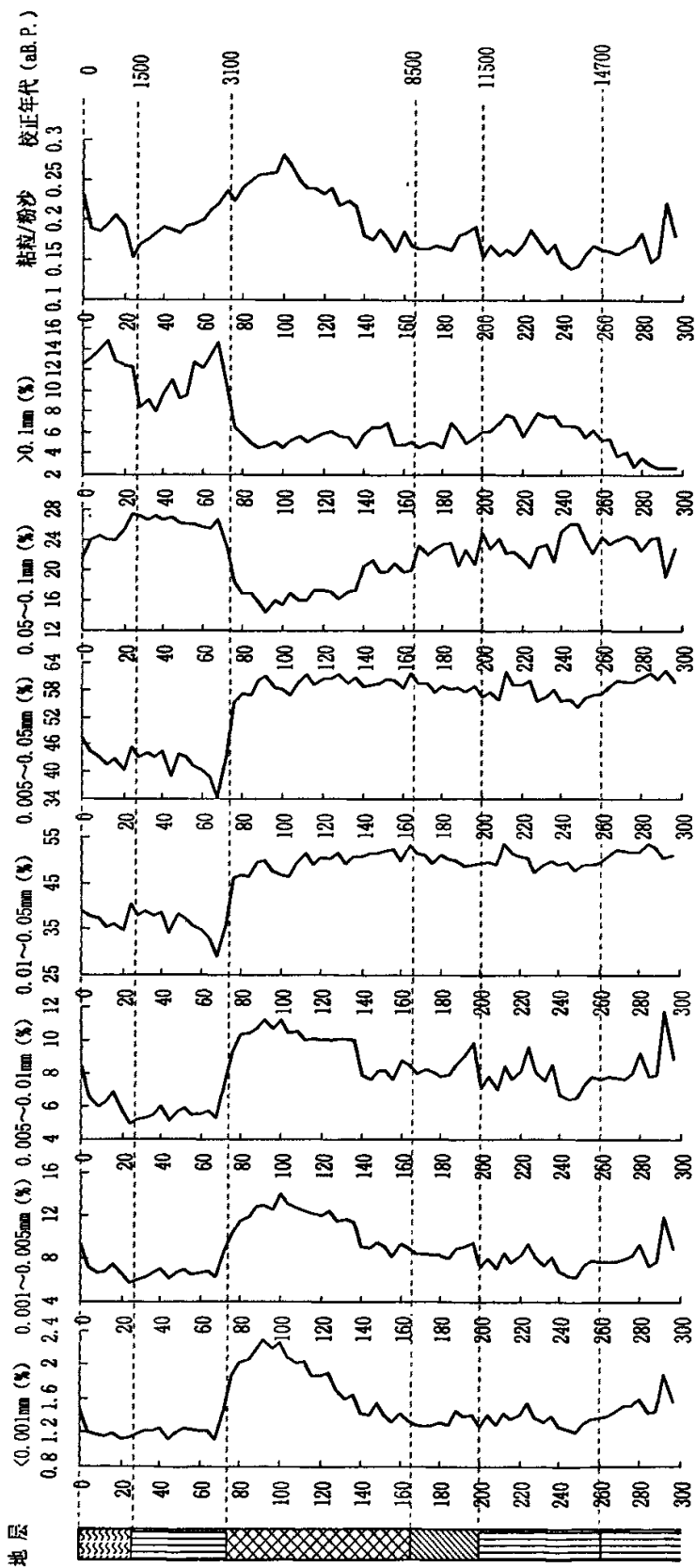


图 4-1 GDZ 剖面粒度成分变化曲线

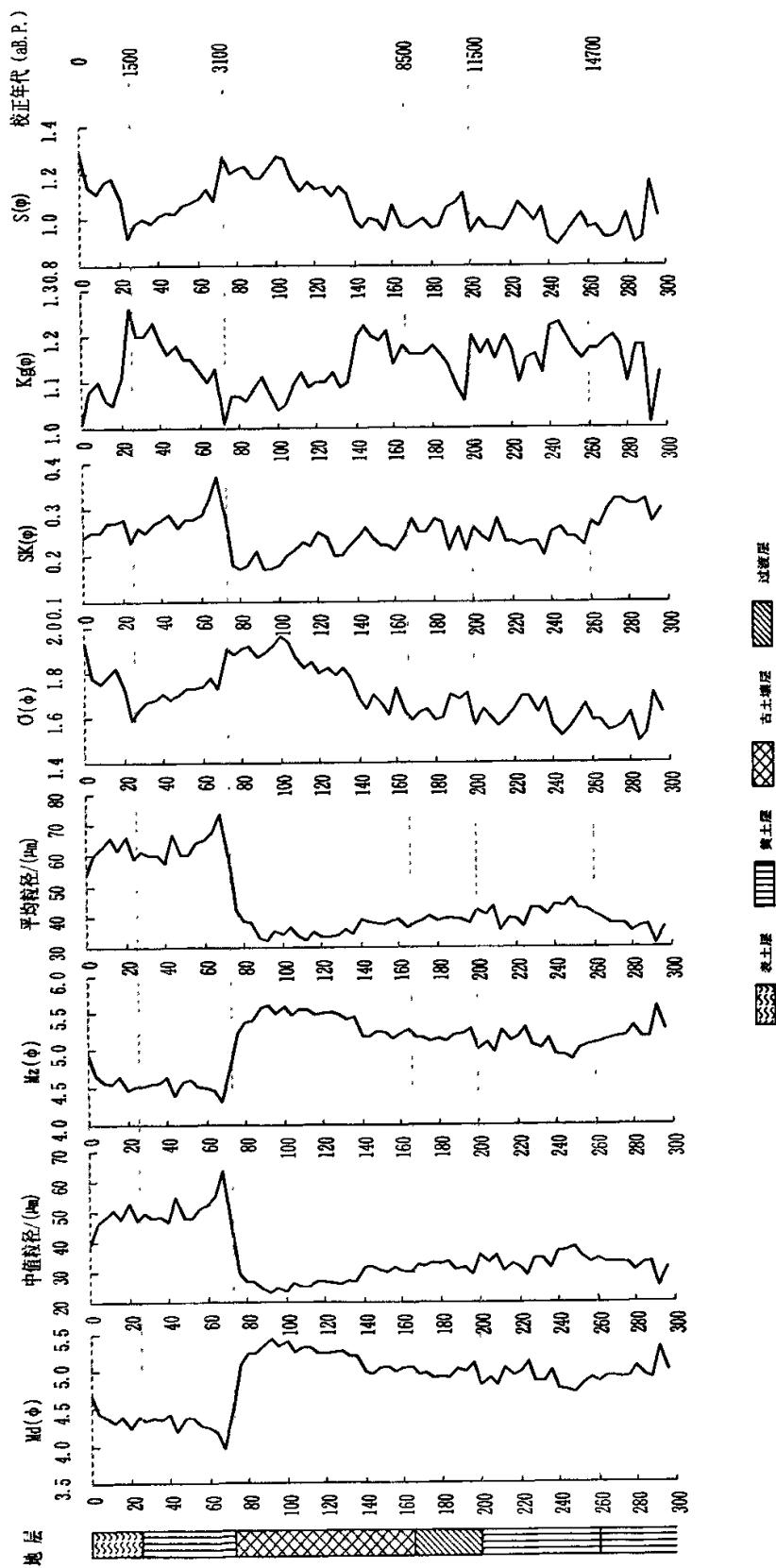


图 4-2 GDZ 剖面粒度参数特征变化曲线

1.2 磁化率变化特点

由表 4-3 和图 4-3 可知, GDZ 剖面的磁化率变化特点符合目前公认的黄土——古土壤剖面磁化率变化规律, 即古土壤中的磁化率值高于黄土中的磁化率值。原因在前面的第三章已详细阐述。以低频磁化率为例, GDZ 剖面中, 表土层磁化率均值为 $57.25 \times 10^{-8} \text{SI}$, 到 L_0 上升为 $58.96 \times 10^{-8} \text{SI}$, 并从 L_0 到 S_0 的界限 75cm 处开始迅速增加, 至 S_0 中的 136-132cm 处达到峰值 $125.7 \times 10^{-8} \text{SI}$ (S_0 均值为 $109.62 \times 10^{-8} \text{SI}$), 随后磁化率开始波动降低, L_t 、晚冰期黄土和 L_1 中均值分别为 $85.2 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $71 \times 10^{-8} \text{SI}$ 和 $51.11 \times 10^{-8} \text{SI}$, 表示从末次冰期后期到中新世, GDZ 所在地区的气候处于波动回转的状态, 而中新世之后又开始恶化。165-75cm 对应的 S_0 无论从均值还是峰值来看, 都是整个剖面中磁化率最高的一层, 与根据粒度特征分析得到的气候变化特点和地层划分结果相吻合。高频磁化率的变化趋势与低频基本一致。

从频率磁化率来看, 曲线波动较多, 但总体趋势仍符合上述特点, S_0 的均值达到 9.79%, 为各层中最高, L_0 和 L_1 均值分别为 5.90% 和 4.62%, 为各层中最低。表土、 L_t 和晚冰期黄土层的均值介于上述 2 种层位之间, 体现了环境的水热状况、成壤强度与磁化率的正变关系。

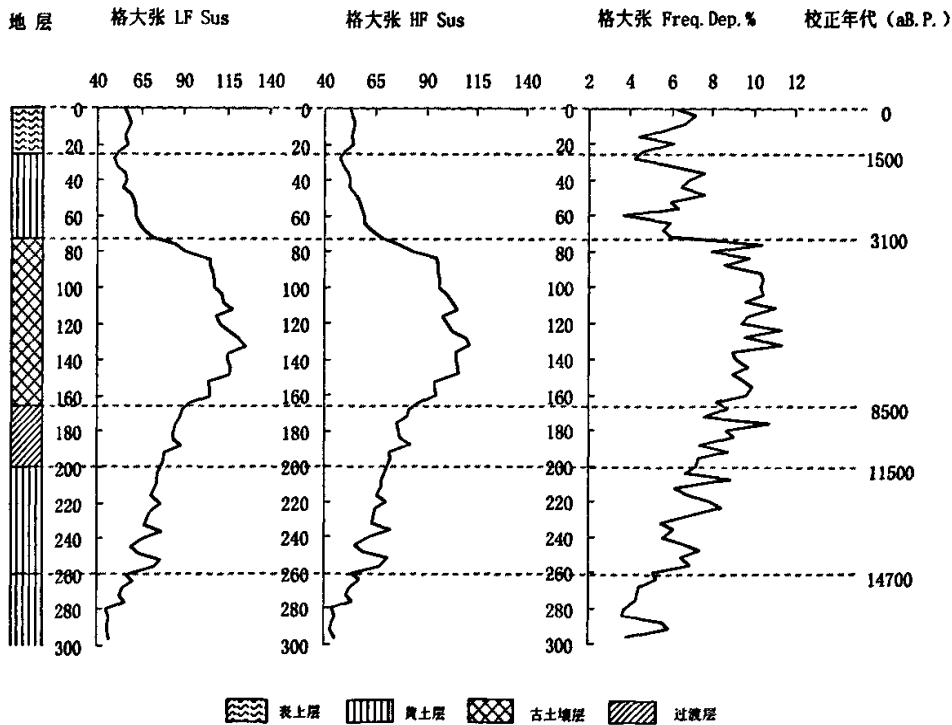


图 4-3 GDZ 剖面磁化率变化曲线

表 4-3 GDZ 剖面磁化率分析结果统计表

层 位	深 度 (cm)	样 品 数	低频磁化率 ($\times 10^{-8}\text{SI}$)		高频磁化率 ($\times 10^{-8}\text{SI}$)		频率磁化率 (%)	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	25~0	6	56.1~58.9	57.25	52.6~55	53.80	4.45~7.12	6.02
全新世 黄 土	75~25	13	49.8~72	58.96	47.7~67.7	55.48	3.73~7.57	5.90
全新世 古土壤	165~75	22	85.1~125.7	109.62	76.3~111.5	98.86	7.98~11.31	9.79
过渡层	200~165	9	78~93.7	85.20	71.5~86	77.99	7.31~10.74	8.47
晚冰期 黄 土	260~200	15	59.2~77	71.00	55.3~72.3	66.09	5.5~8.87	6.89
末次冰 期黄土	300~260	10	45.2~60.3	51.11	43.3~57.1	48.74	3.62~5.87	4.62

2 HWC 剖面

2.1 粒度变化特点

由表 4-4 和图 4-4 粒度分布显示, HWC 剖面的胶粒含量波动不大, 峰值 3.63% 出现在汉代土壤层(70-35cm)中 40-35cm 处, 该层均值 2.79% 也为各层最高; 胶粒含量最低值 1.46% 出现在粉沙质平流沉积层(165-110cm)中的 150-145cm 处, 该层均值 2.13% 为 HWC 剖面各层最低。胶粒均值的总体趋势是从上到下逐渐降低。

粘粒和细粉沙变化曲线极为相似。粘粒在第一个粘土质平流沉积层(35-0cm)和汉代土壤层中含量较高, 均值分别为 18.14% 和 17.16%, 曲线峰值 21.21% 在汉代土壤层的 40-35cm 处; 第二个粘土质平流沉积层(110-70cm)和粉沙质平流沉积层中粘粒含量相对较低。粘粒均值从剖面顶部向下逐层降低, 2 个明显的低值 8.38% 和 9.03% 都在最底部的粉沙质平流沉积层中, 深度分别为 125-120cm 和 150-145cm。细粉沙的两个低值 7.56% 和 9.53% 出现的层位与粘粒曲线完全一致, 不同的是其峰值 18.56% 出现在第一个粘土质平流沉积层的 5-0cm 处, 但均值从上向下逐层降低的趋势仍然明显。

粗粉沙和粉沙的变化规律类似。以粗粉沙为例, 从上到下各层均值分别为 58.92%、61.35%、63.52% 和 64.98%, 呈逐渐增加趋势, 与前述 3 种细粒级指标的变化相反, 其峰值 73.17% 恰恰出现在细粒组分含量最低的粉沙质平流沉积层中, 而低值 53.898% 则在细粒组分含量最高的第一个粘土质平流沉积层的 5-0cm 处, 次低值 54.9614% 在第一个粘土质平流沉积层与汉代土壤层的界限 35cm 处。

极细沙的含量总体不高，曲线变化幅度也不大，仅在粉沙质平流沉积层的 125-120cm 处有 1 个高峰值 14.35%，最低值 0.47% 也出现在粉沙质平流沉积层的 155-150cm，其余各层的值基本都在 5.03% 左右变动，该指标曲线在各层次间的规律不明显。

沙级含量曲线的低值 2.3% 出现在第二个粘土质平流沉积层的 90-85cm 处，代表着曲线上 95-60cm 深度的 1 个低值集中区；此外，还有 1 个低值 3.112% 出现在粉沙质平流沉积层的 155-150cm。曲线上有 3 个明显的峰值，分别是 9.865% (50-45cm)、9.41% (105-100cm) 和 8.593% (150-145cm)，位于汉代土壤层、第二个粘土质平流沉积层和粉沙质平流沉积层中，规律性也不明显。

从粘粒/粉沙比值曲线来看，在 HWC 剖面从上到下呈明显下降趋势，最大均值 0.28 位于剖面最顶部的第一个粘土质平流沉积层，峰值 0.36 出现在汉代土壤层的 40-35cm 处；最小均值 0.2 在剖面最下部的粉沙质平流沉积层，曲线最低值 0.13 在该层位的 150-145cm。

由图 4-5 和表 4-5 的粒度 ϕ 值参数特征来看，中值粒径和平均粒径的变化曲线非常接近，从顶部向下呈波动降低趋势。中值粒径各层均值分别为 6.03、5.91、5.82、和 5.74，曲线峰值 6.26 出现在剖面顶部第一个粘土质平流沉积层中 5-0cm 位置，最小值 5.24 则在剖面底部粉沙质平流沉积层中 125-120cm 处。平均粒径各层均值自上而下依次为 6.33、6.24、6.09 和 6.01，峰值 6.48 出现在剖面顶部 25-20cm 处，最小值 5.48 与中值粒径最小值出现的层位相同。中值粒径和平均粒径的 ϕ 值和 μ_m 值变化趋势均表明，HWC 剖面上部粒度组成相对较细，而下部偏粗，从顶部到底部粒度组成有变粗的趋势。

标准离差与分选系数曲线变化特点相似。各层标准离差均值基本都在 1.5 左右，属分选差，其 3 个峰值 1.87、1.9 和 1.74 出现的位置分别是 75-70cm、85-80cm 和 100-95cm，都位于第二个粘土质平流沉积层，该层均值也为各层中最高，达到 1.57，均值最低值 1.45 位于剖面底部的粉沙质平流沉积层，标准离差曲线最小值 1.25 也位于该层的 150-145cm 处。分选系数的均值从上到下顺次降低，分别为 1.071、1.06、0.95 和 0.91，表明该剖面从上到下分选性逐渐变好，最小值 0.71 出现在 150-145cm，该层也是标准离差最小值所在位置，表明该层位分选最好，而汉代土壤层中 40-35cm 处出现分选系数峰值 1.24，说明分选最差。总体来看，无论标准离差还是分选系数都显示，从 HWC 剖面的顶部到底部，其分选性越来越好。

从偏度曲线上看，在第二个粘土质平流沉积层波动最为剧烈，大部分层位都属 >0.3 的极正偏，峰值 0.38 分别出现在 70-65cm 和 125-120cm。各层的最大均值 0.35 位于汉代土壤层，最小均值在第二个粘土质平流沉积层，仅为 0.27。偏度曲线的 3 个低值 0.14、0.13 和 0.13 也都位于该层，分别位于 75-70cm、85-80cm 和

100-95cm。

峰态曲线方面，剖面上部的粘土质平流沉积层和汉代土壤层的属中等峰态，下部的粘土质平流沉积层和粉沙质平流沉积层为窄峰态。峰态值在 60-0cm 变化不大，仅在 40-35cm 和 50-45cm 处有 2 个较小的低值，其中 40-35cm 处的 0.9 为整个曲线的最小值。从 45cm 以下开始增大，60cm 处向下有多个明显的波动转折。两个主要的峰值 1.42 和 1.41 分别出现在第二个粘土质平流沉积层的 85-80cm 和 100-95cm 处，该层平均值为 1.19，为各层位中最高。峰态曲线均值最小的层位是第一个粘土质平流沉积层，为 0.98，汉代土壤层和粉沙质平流沉积层的均值 1 和 1.13 介于上述 2 个层位之间。峰态系数的总体趋势是剖面上部低于剖面下部。

2.2 磁化率变化特点

以低频磁化率为例，HWC 剖面的磁化率具有明显规律性。磁化率最高的是汉代土壤层，均值为 $139.9 \times 10^{-8} \text{SI}$ ，峰值在该层的 50-45cm 处，达到 $174.7 \times 10^{-8} \text{SI}$ ，印证了磁化率与成壤强度的正变关系。同理，上部的第一个粘土质平流沉积层由于靠近地表，受到了人类活动扰动较多，也发生了一定程度的成壤，故磁化率均值 $131.77 \times 10^{-8} \text{SI}$ 仅次于汉代土壤层。汉代土壤层之下的第二个粘土质平流沉积层也有生物成壤等过程，但由于距地表较远，强度不及前者，故磁化率均值为 $123.538 \times 10^{-8} \text{SI}$ ，低于第一个粘土质平流沉积层。最下部的粉沙质平流沉积层质地均一，无结构，表明无成壤作用，且颗粒较粗，故磁化率均值最低，仅为 $118.51 \times 10^{-8} \text{SI}$ ，在该层位 125-120cm 处有整个曲线的磁化率最低值 $110.3 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。高频磁化率变化与之一致。

从频率磁化率来看，第二个粘土质平流沉积层的均值最高，为 9.22%，但频率磁化率的峰值 10.15% 出现在粉沙质平流沉积层的 155-150cm 处；均值最低的是第一个粘土质平流沉积层，整个曲线的最低值 6.48% 出现在该层 15-10cm 处。上下 2 个粘土质平流沉积层在频率磁化率上的巨大差别表明，这 2 个层位在形成时，其环境特点差异很大。粉沙质平流沉积层的均值 9.16% 略低于第二个粘土质平流沉积层，而高于汉代土壤层 8.43%。

表 4-4 HWC 剖面粒度分析结果统计表

层 位	样 品 数	深 度 (cm)	胶 粒		粘 粒		细 粉 沙		粗 粉 沙		极 细 沙		沙		粘 粒/粉 沙	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
粘土质平流沉积层	7	35~0	2.12~ 3.44	2.79	16.17~ 19.71	18.14	13.28~ 18.56	15.56	53.70~ 62.42	58.92	1.63~ 5.58	4.59	5.50~ 8.47	6.60	0.24~ 0.32	0.28
			1.92~ 3.63	2.78	13.22~ 21.21	17.16	11.79~ 16.09	13.81	54.96~ 66.35	61.35	2.06~ 7.63	4.89	3.16~ 9.87	6.90	0.20~ 0.36	0.27
粘土质平流沉积层	8	110~70	1.92~ 2.49	2.20	11.53~ 16.59	14.44	10.66~ 15.43	13.78	56.58~ 68.17	63.52	2.19~ 7.57	5.00	2.30~ 9.41	5.42	0.17~ 0.27	0.22
			1.46~ 2.62	2.13	8.38~ 16.58	13.38	7.56~ 15.94	12.82	60.88~ 73.17	64.98	0.47~ 14.35	6.26	3.11~ 8.59	5.31	0.13~ 0.24	0.20

表 4-5 HWC 剖面粒度参数特征分析结果统计表

层 位	样 品 数	深 度 (cm)	Md /Φ		Mz /Φ		平均粒径/μm		σ/Φ		SK/Φ		Kg/Φ		S/Φ	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
粘土质平流沉积层	7	35~0	5.84~ 6.26	6.03	13.07~ 17.51	15.38	6.16~ 6.48	6.33	15.19~ 19.40	17.68	1.47~ 1.65	1.56	0.22~ 0.37	0.31	0.95~ 0.99	0.98
			5.64~ 6.09	5.91	14.66~ 20.03	16.78	5.97~ 6.43	6.24	16.52~ 21.66	18.70	1.38~ 1.71	1.56	0.31~ 0.38	0.35	0.90~ 1.11	1.00
粘土质平流沉积层	8	110~70	5.56~ 5.98	5.82	15.87~ 21.16	17.82	5.86~ 6.24	6.09	17.71~ 23.08	19.91	1.36~ 1.9	1.57	0.13~ 0.38	0.27	1.03~ 1.42	1.19
			5.24~ 6.05	5.74	15.06~ 26.39	18.97	5.48~ 6.32	6.01	15.98~ 27.87	20.72	1.25~ 1.59	1.45	0.23~ 0.38	0.33	1.02~ 1.35	1.13

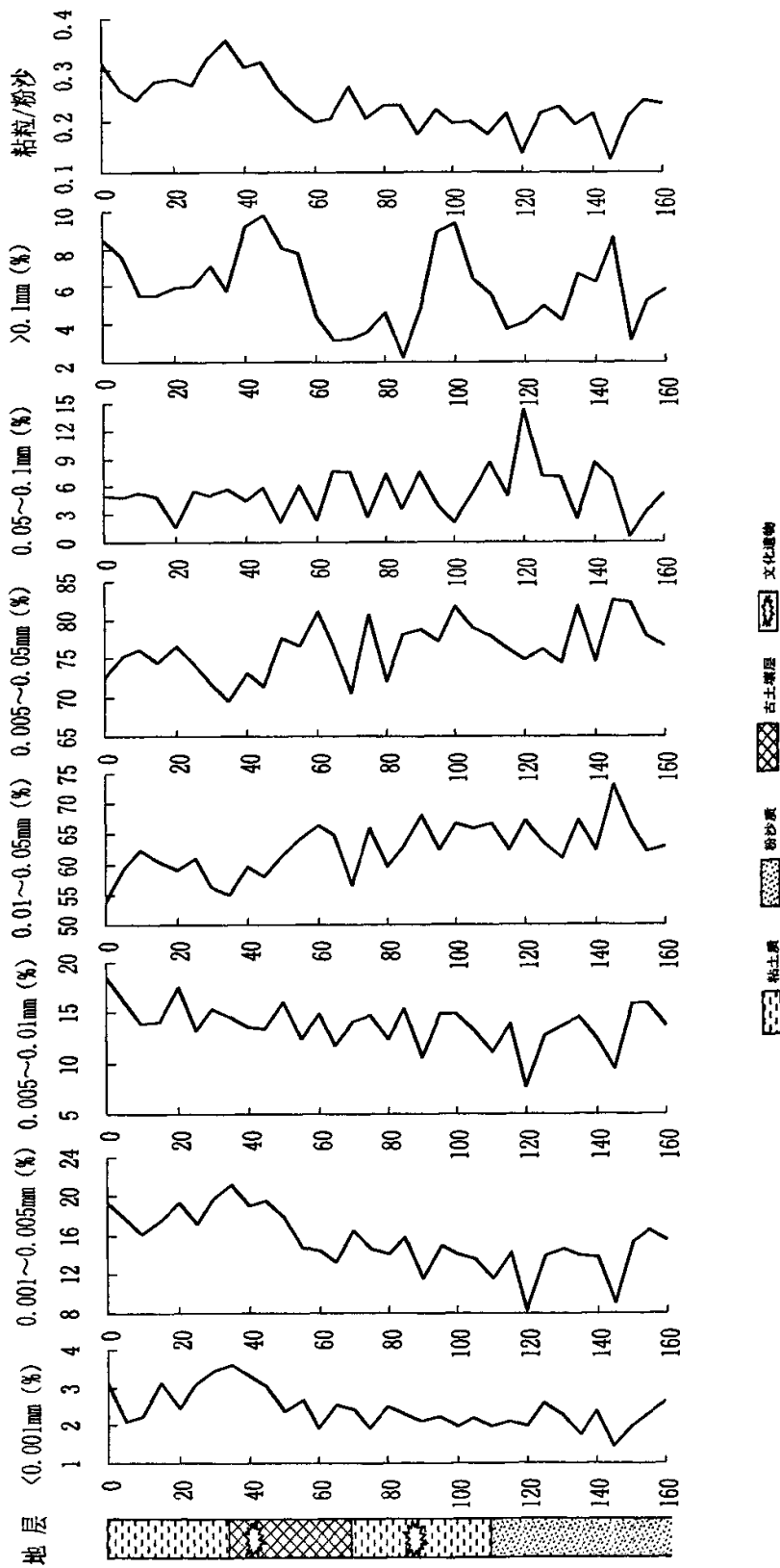


图 4-4 HWC 剖面粒度成分变化曲线

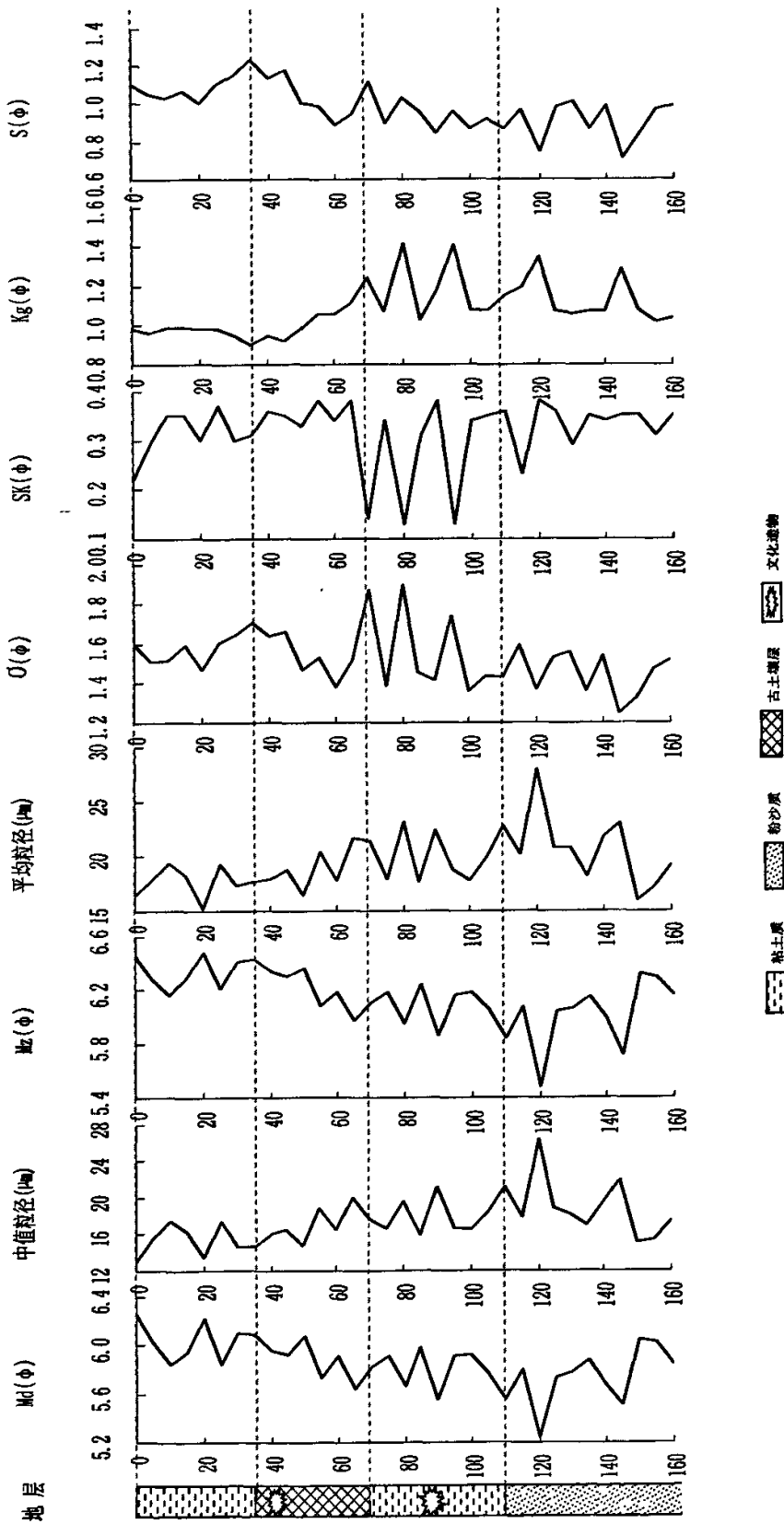


图 4-5 HWC 剖面粒度参数特征变化曲线

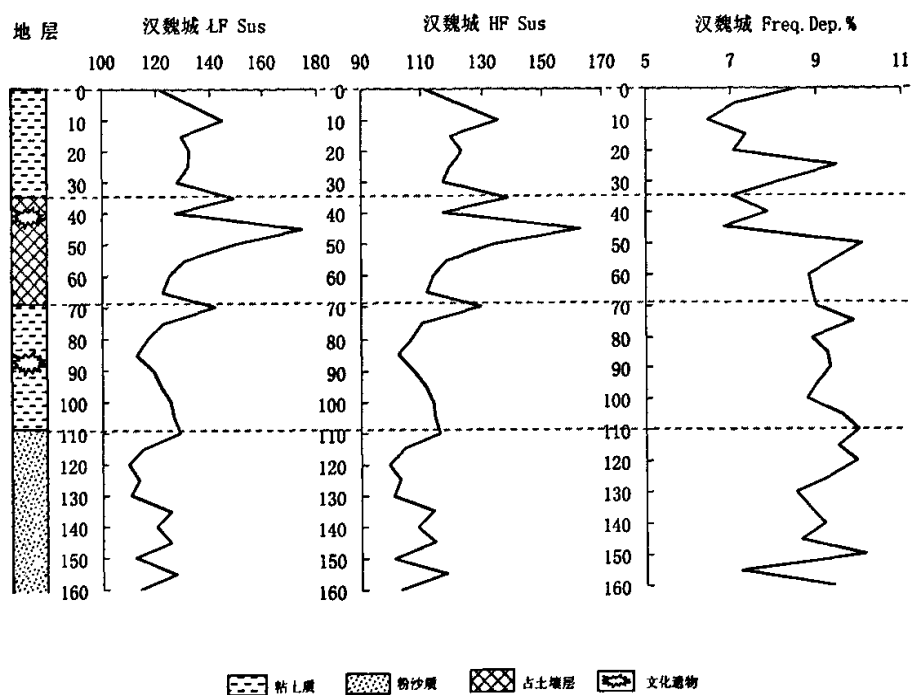


图 4-6 HWC 剖面磁化率变化曲线

表 4-6 HWC 剖面磁化率分析结果统计表

层 位	深度 (cm)	样 品 数	低频磁化率 ($\times 10^{-8}SI$)		高频磁化率 ($\times 10^{-8}SI$)		频率磁化率 (%)	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值
粘土质 平流沉积层	35~0	7	121.9~145.1	131.77	111.5~135.7	121.61	6.48~9.47	7.74
汉 代 土壤层	70~35	7	122.6~174.7	139.90	111.7~162.7	128.20	6.87~10.08	8.43
粘土质 平流沉积层	110~70	8	113.3~142.3	123.54	102.8~129.5	112.15	8.78~9.88	9.22
粉沙质 平流沉积层	165~110	11	110.3~129.1	118.51	99.3~118	107.68	7.23~10.15	9.16

3 LHT 剖面

3.1 粒度变化特点

由表 4-7 和图 4-7 显示, LHT 剖面的细粒组分(胶粒、粘粒、细粉沙)在平流沉积层中含量较高, 而在风吹沙层中含量较低。其中胶粒的峰值为 2.74%, 出现

在 136-132cm 的粘土质平流沉积层, 粘粒的峰值 15.99% 也出现在同一层位, 细粉沙的峰值则在 175-168cm 的粘土质平流沉积层中; 223-213cm 处中沙层不含胶粒, 粘粒的最小值 5.08% 在 50-45cm 的粉沙质平流沉积层, 细粉沙的最小值 3.39% 则在 132-122cm 的风吹沙层中。胶粒、粘粒、细粉沙的曲线趋势很类似, 但在 200cm 以下的层位有所不同, 胶粒含量迅速降低为 0, 而粘粒和细粉沙则迅速增加。

在粗粉沙和粉沙的变化曲线上, 低值 54.43%、39.66%、45.8% 都出现在风吹沙层 (71-62cm、114-104cm、213-198cm), 44.69%、29.03% 则在中沙层 (168-158cm、223-213cm), 而峰值 71.85%、69.11%、67.24% 则出现粘土质平流沉积层 (198-185cm、122-114cm、85-71cm), 71.71% 出现在粉沙质平流沉积层 (180-175cm), 说明粗粉沙组分在 LHT 剖面的风吹沙和中沙层中含量较低, 而在洪水平流沉积层中含量较高。各层位平均值也体现了这一趋势。粉沙的变化曲线与粗粉沙非常接近, 几个明显的峰、谷值出现的层位均与粗粉沙曲线吻合。

极细沙和沙级在 LHT 剖面的风吹沙层中的含量明显高于平流沉积层, 极细沙的峰值 35.4% (213-198cm)、34.84% (114-104cm)、29.75% (71-62cm)、27.25% (185-180) 和 26.56% (132-122cm) 等全部出现在风吹沙层中, 而低值 2.55% (175-168cm)、3.67% (148-144cm) 和 4.71% (136-132cm) 都出现在粘土质平流沉积层。在沙级含量方面, 粘土质平流沉积层中沙的含量基本都低于 4%, 而在风吹层中最小值也超过 6.9%, 最大值高达 87.709%, 均值 32.939%, 明显高于粘土质平流沉积层。

从粘粒/粉沙比值的变动来看, 部分峰值如 0.42、0.28、0.21 都出现在中沙层 (223-213cm、168-158cm) 和风吹沙层 (114-104cm), 但也有峰值 0.25、0.23、0.23 出现在粘土质平流沉积层 (136-132cm、148-144cm) 和粘土质平流沉积层 (175-168cm) 中。低值也呈现相似规律, 在风吹沙层、粉沙质平流沉积层和粘土质平流沉积层中均有出现。总的来看, 粘粒/粉沙比值在风吹沙层与平流沉积层之间的差异性不如前述几种指标明显。

由表 4-8 和图 4-8 的 Φ 值参数来看, 风吹沙层的中值粒径值总小于其上覆的平流沉积层, 应该是由该层位形成时期的环境状况和动力条件差异所致。中值粒径峰值 6.04 在 175-168cm 处的粘土质平流沉积层中, 次峰值为 6 位于 148-144cm 的粘土质平流沉积层, 低值 4.46 和 4.53 分别位于 114-104cm 和 213-198cm 的风吹沙层, 即总体来看, 平流沉积层的粒度组成要比风吹沙层更细。平均粒径曲线与中值粒径的变化趋势基本吻合, 峰值 6.28、6.27 和 6.26 分别对应 175-168cm、148-144cm 和 136-132cm 的平流沉积层, 低值 4.86、4.89 和 4.99 则位于 114-104cm、185-180cm 和 71-62cm 的风吹沙层, 进一步表明 LHT 剖面中的平流沉积层与沙层, 从沉积环境、动力条件到物质来源都是有明显不同的。

标准离差值基本都在 1~2 之间, 属分选差, 少数层位超过 2, 分选很差。峰值 1.79 出现在 168-158cm 的中沙层, 第二峰值 1.6 位于 114-104cm 的风吹沙层; 低值 0.88 和 1.14 分别位于 223-213cm 的中沙层和 55-35cm 的粉沙质平流沉积层。分选系数的峰值 1.33 位于 168-158cm 的中沙层, 其他较高的值 0.98(136-132cm)、0.93(148-144cm、175-168cm) 等大多出现在粘土质平流沉积层这样的细粒层位, 而低值则既出现在粉沙质平流沉积层(0.58、55-35cm), 也出现在风吹沙层(0.6、132-122cm, 0.62、185-180cm) 和中沙层(0.62、223-213cm) 等粒度相对较粗的粒层。

偏度值除了最底部的河床沙 <0 , 其余各层位均 >0 , 且绝大多数层位都 >0.3 , 属于极正偏, 峰值 0.46、0.45、0.42 分别在 71-62cm、114-104cm 和 213-198cm 的风吹沙层中, 低值则既有沙层中的 0.28(168-158cm) 和 0.32(185-180cm), 也有粘土质平流沉积层 0.3(136-132cm) 和 0.32(85-71cm)。峰态曲线上, 除个别层位有 <0.9 的宽峰态及 >1.56 的很窄峰态外, 其余绝大多数都是 0.9~1.56 的中等到窄峰态。峰值 1.69(71-62cm) 和 1.61(132-122cm) 都在风吹沙层, 而低值 1.06(136-132cm)、1.1(148-144cm) 和 1.19(62-55cm) 都出现在粘土质平流沉积层, 表明 LHT 剖面中粒度较粗的层位往往峰态更窄。

3.2 磁化率变化特点

由图 4-9 和表 4-9 可知, 无论低频还是高频磁化率, 在 LHT 剖面的表土层(25-0cm)几乎没有变动, 25cm 之下则具有较明显的规律性。以低频磁化率为例, 最低值 $46.6 \times 10^{-8} \text{SI}$ 出现在 136-132cm 的粘土质平流沉积层, 次低值 $109.2 \times 10^{-8} \text{SI}$ 在 148-144cm 的粘土质平流沉积层, 最大峰值 $450.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 在 114-104cm 的风吹沙层, 其他峰值 $374.3 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $338.7 \times 10^{-8} \text{SI}$ 分别出现在 158-148cm 的细沙中沙互层和 132-122cm 的风吹沙层, 表明在 LHT 剖面中, 风吹沙层的磁化率值往往高于平流沉积层。

LHT 剖面的频率磁化率曲线呈现多个波动, 3 个主要的峰值 9.07%(148-144cm)、7.94%(35-25cm) 和 6.58%(175-168cm) 都出现在粒度组成较细的平流沉积层, 5 个明显的低值 0.62%(114-104cm、223-213cm)、1.01%(99-85cm)、1.03%(71-62cm) 和 1.09%(168-158cm) 则出现在粒度组成较粗的风吹沙层和中沙层。

表 4-7 LHT 剖面粒度分析结果统计表

层 位	样 品 数	深 度 (cm)	胶 粒 <0.001mm (%)		粘 粒 0.001~0.005mm (%)		细 粉 沙 0.005~0.01mm (%)		粗 粉 沙 0.01~0.05mm (%)		极 细 沙 0.05~0.1mm (%)		沙 >0.1mm (%)		粘 粒/粉 沙	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	5	25~0	1.56~1.95	1.75	6.41~9.92	8.01	5.13~8.74	6.67	57.21~65.23	61.95	18.65~25.61	21.05	0.64~21.65	5.43	0.12~0.17	0.14
粘土质平流沉积层	2	35~25	1.84~1.90	1.87	8.63~9.48	9.06	7.28~7.74	7.51	61.68~61.968 ¹	61.82	19.05~20.12	19.58	0.22~0.47	0.34	0.15~0.16	0.16
粉沙质平流沉积层	4	55~35	1.47~1.56	1.53	5.08~5.73	5.51	3.61~4.26	3.87	62.564~68.27	65.57	20.17~26.33	23.40	0.34~1.62	0.68	0.10~0.11	0.10
粘土质平流沉积层	1	62~55	2.0224	2.0224	10.9032	10.9032	9.40	9.40	64.42	64.42	13.17	13.17	3.62	3.62	0.18	0.18
风 吹 沙 层	1	71~62	1.6488	1.6488	8.1958	8.1958	4.71	4.71	54.43	54.43	29.75	29.75	64.01	64.01	0.17	0.17
粘土质平流沉积层	1	85~71	1.69	1.69	5.83	5.83	3.92	3.92	67.24	67.24	20.39	20.39	2.08	2.08	0.11	0.11
风 吹 沙 层	1	99~85	1.56	1.56	6.04	6.04	4.59	4.59	62.28	62.28	24.25	24.25	6.91	6.91	0.11	0.11
粘土质平流沉积层	1	104~99	1.83	1.83	8.12	8.12	6.43	6.43	64.33	64.33	19.14	19.14	0.94	0.94	0.14	0.14
风 吹 沙 层	1	114~104	1.44	1.44	8.09	8.09	6.10	6.10	39.66	39.66	34.84	34.84	34.73	34.73	0.21	0.21
粘土质平流沉积层	1	122~114	1.94	1.94	8.37	8.37	7.19	7.19	69.11	69.11	13.37	13.37	0.74	0.74	0.14	0.14
风 吹 沙 层	1	132~122	1.58	1.58	5.42	5.42	3.39	3.39	61.81	61.81	26.56	26.56	22.67	22.67	0.11	0.11
粘土质平流沉积层	1	136~132	2.74	2.74	15.99	15.99	15.35	15.35	61.12	61.12	4.71	4.71	0.40	0.40	0.25	0.25
风 吹 沙 层	1	144~136	1.82	1.82	6.77	6.77	4.76	4.76	65.78	65.78	20.57	20.57	9.29	9.29	0.12	0.12
粘土质平流沉积层	1	148~144	2.89	2.89	15.37	15.37	15.09	15.09	62.97	62.97	3.67	3.67	2.05	2.05	0.23	0.23
细沙中沙互层	1	158~148	1.97	1.97	8.56	8.56	7.04	7.04	62.36	62.36	19.40	19.40	34.02	34.02	0.15	0.15
中沙层	1	168~158	1.65	1.65	14.24	14.24	12.91	12.91	44.69	44.69	21.27	21.27	75.99	75.99	0.28	0.28
粘土质平流沉积层	1	175~168	2.46	2.46	15.66	15.66	16.12	16.12	63.22	63.22	2.55	2.55	0.32	0.32	0.23	0.23
粉沙质平流沉积层	1	180~175	1.81	1.81	6.16	6.16	5.06	5.06	71.71	71.71	15.08	15.08	1.54	1.54	0.10	0.10
风 吹 沙 层	1	185~180	1.50	1.50	5.13	5.13	3.57	3.57	60.32	60.32	27.25	27.25	45.93	45.93	0.10	0.10
粘土质平流沉积层	1	198~185	2.10	2.10	8.36	8.36	6.39	6.39	71.85	71.85	11.30	11.30	2.95	2.95	0.13	0.13
风 吹 沙 层	1	213~198	1.22	1.22	7.27	7.27	4.50	4.50	45.80	45.80	35.40	35.40	28.45	28.45	0.17	0.17
中沙层	1	223~213	0	0	29.43	29.43	41.54	41.54	29.03	29.03	0	0	87.71	87.71	0.42	0.42

表 4-8 LHT 剖面粒度参数分析结果统计表

层 位	样 品 数	深 度 (cm)	Md /Φ		中值粒径/μm		Mz /Φ		平均粒径/μm		σ/Φ		SK/Φ		Kg/Φ		S/Φ	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	5	25~0	4.87~5.21	5.04	26.95~34.27	30.46	5.11~5.52	5.29	29.23~36.38	32.26	1.26~1.51	1.38	0.37~0.41	0.38	1.20~1.49	1.37	0.66~0.89	0.76
粘土质半流沉积层	2	35~25	5.11~5.15	5.13	28.12~29.051	28.59	5.38~5.46	5.42	29.92~30.95	30.44	1.44~1.48	1.46	0.38~0.39	0.39	1.28~1.32	1.30	0.80~0.83	0.82
粉沙质半流沉积层	4	55~35	4.81~4.96	4.87	32.09~35.66	34.13	4.95~5.10	5.01	33.41~37.08	35.50	1.14~1.19	1.16	0.35~0.37	0.36	1.55~1.62	1.59	0.58~0.60	0.59
粘土质半流沉积层	1	62~55	5.37	5.37	24.18	24.18	5.68	5.68	25.83	25.83	1.49	1.49	0.39	0.39	1.19	1.19	0.87	0.87
风成沙层	1	71~62	4.71	4.71	38.19	38.19	4.99	4.99	38.18	38.18	1.36	1.36	0.46	0.46	1.69	1.69	0.63	0.63
粘土质半流沉积层	1	85~71	4.98	4.98	31.77	31.77	5.09	5.09	33.87	33.87	1.22	1.22	0.32	0.32	1.58	1.58	0.62	0.62
风成沙层	1	99~85	4.89	4.89	33.84	33.84	5.04	5.04	35.84	35.84	1.26	1.26	0.35	0.35	1.49	1.49	0.66	0.66
粘土质半流沉积层	1	104~99	5.11	5.11	28.95	28.95	5.34	5.34	30.82	30.82	1.39	1.39	0.37	0.37	1.40	1.40	0.74	0.74
风成沙层	1	114~104	4.46	4.46	45.42	45.42	4.86	4.86	47.06	47.06	1.60	1.60	0.45	0.45	1.39	1.39	0.81	0.81
粘土质半流沉积层	1	122~114	5.25	5.25	26.36	26.36	5.48	5.48	27.53	27.53	1.34	1.34	0.39	0.39	1.38	1.38	0.73	0.73
风成沙层	1	132~122	4.80	4.80	35.95	35.95	4.91	4.91	38.08	38.08	1.20	1.20	0.34	0.34	1.61	1.61	0.60	0.60
粘土质半流沉积层	1	136~132	5.99	5.99	15.70	15.70	6.26	6.26	17.91	17.91	1.52	1.52	0.30	0.30	1.06	1.06	0.98	0.98
风成沙层	1	144~136	5.01	5.01	31.06	31.06	5.17	5.17	32.89	32.89	1.29	1.29	0.36	0.36	1.53	1.53	0.66	0.66
粘土质半流沉积层	1	148~144	6.00	6.00	15.63	15.63	6.27	6.27	17.43	17.43	1.49	1.49	0.33	0.33	1.10	1.10	0.93	0.93
细沙中沙互层	1	158~148	5.13	5.13	28.56	28.56	5.38	5.38	30.78	30.78	1.45	1.45	0.37	0.37	1.34	1.34	0.80	0.80
中沙层	1	168~158	5.29	5.29	25.64	25.64	5.61	5.61	32.55	32.55	1.79	1.79	0.28	0.28	0.87	0.87	1.33	1.33
粘土质半流沉积层	1	175~168	6.04	6.04	15.25	15.25	6.28	6.28	16.99	16.99	1.43	1.43	0.31	0.31	1.06	1.06	0.93	0.93
粉沙质半流沉积层	1	180~175	5.13	5.13	28.55	28.55	5.27	5.27	30.05	30.05	1.21	1.21	0.35	0.35	1.52	1.52	0.63	0.63
风成沙层	1	185~180	4.77	4.77	36.53	36.53	4.89	4.89	39.06	39.06	1.2	1.2	0.32	0.32	1.55	1.55	0.62	0.62
粘土质半流沉积层	1	198~185	5.35	5.35	24.57	24.57	5.52	5.52	26.21	26.21	1.33	1.33	0.36	0.36	1.52	1.52	0.69	0.69
风成沙层	1	213~198	4.53	4.53	43.36	43.36	4.78	4.78	44.91	44.91	1.39	1.39	0.42	0.42	1.51	1.51	0.70	0.70
中沙层	1	223~213	7.17	7.17	6.96	6.96	7.13	7.13	8.11	8.11	0.88	0.88	-0.06	-0.06	0.94	0.94	0.62	0.62

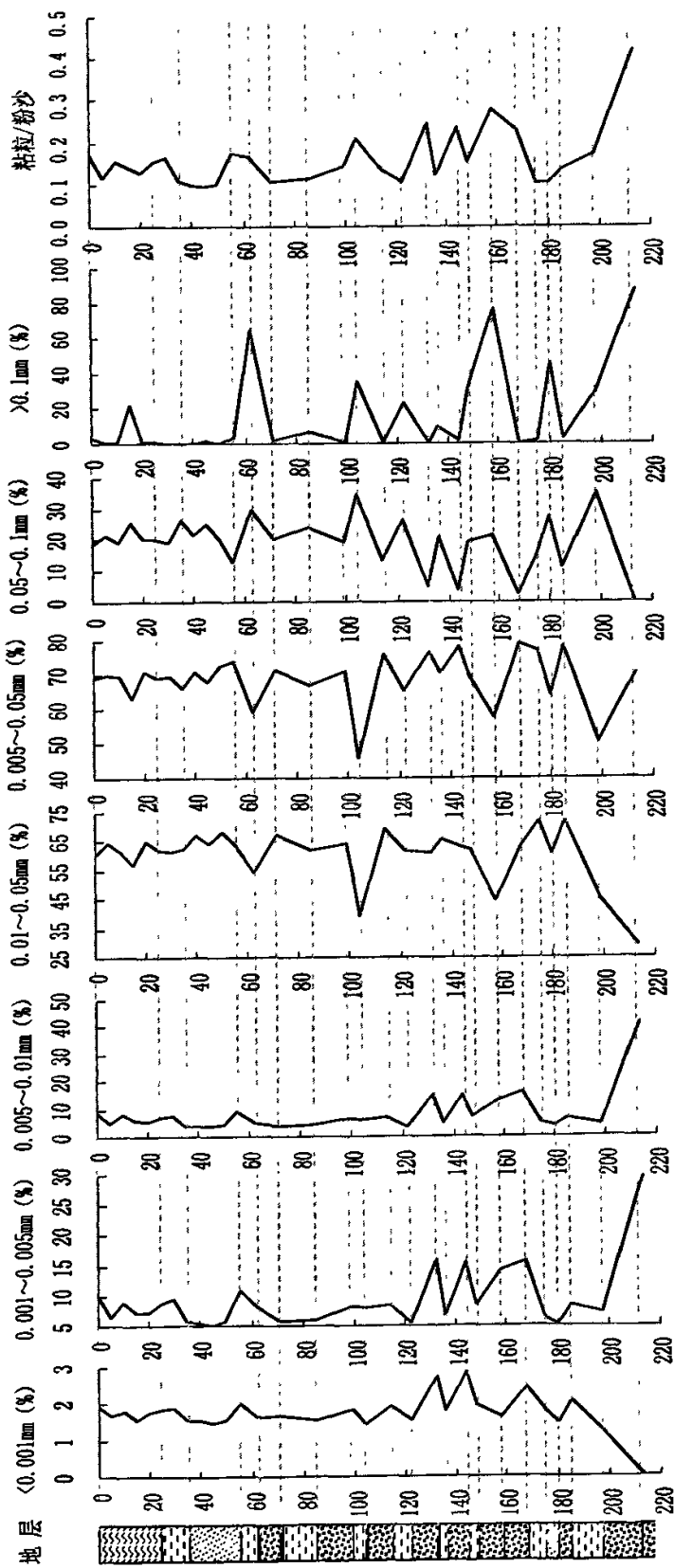


图 4-7 LHT 剖面粒度成分变化曲线

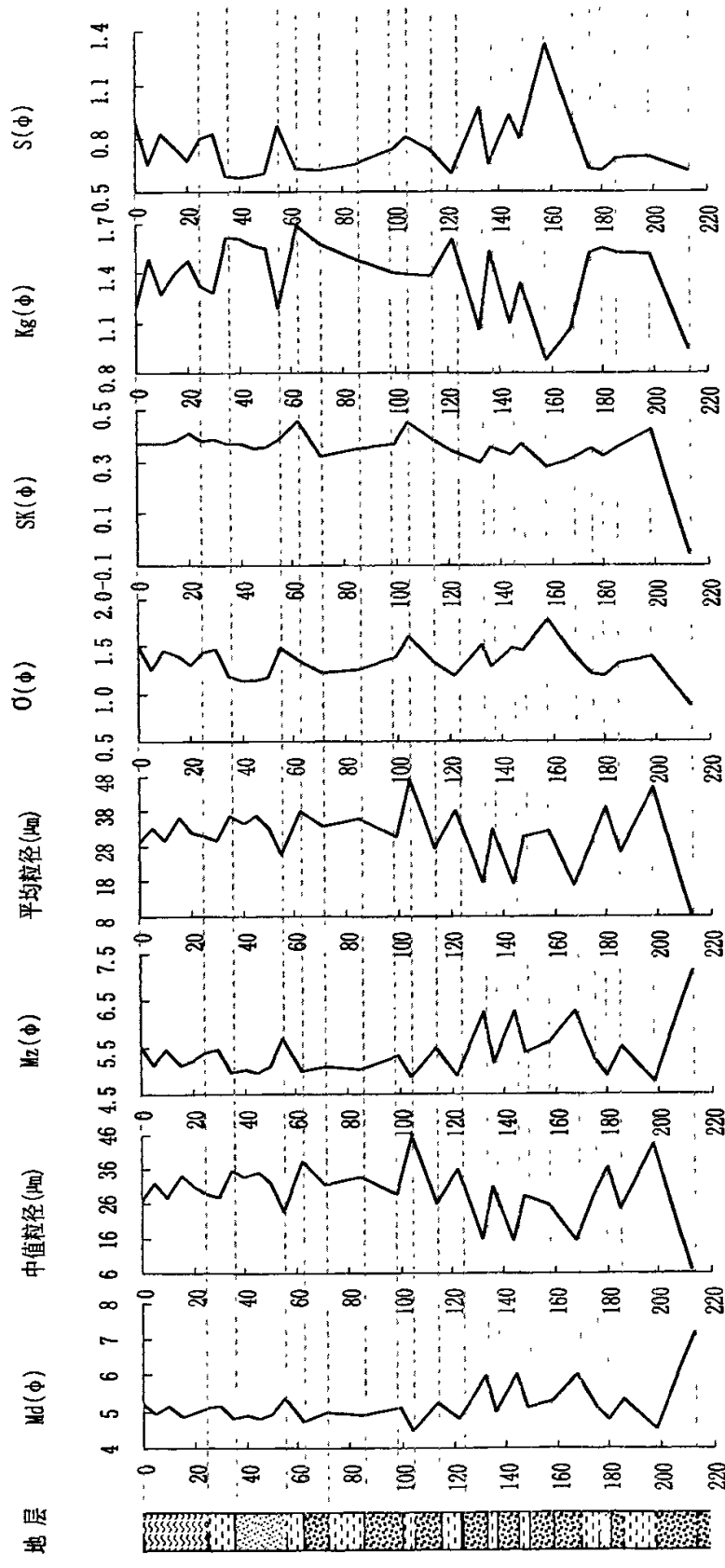


图 4-8 LHT 剖面粒度参数特征变化曲线

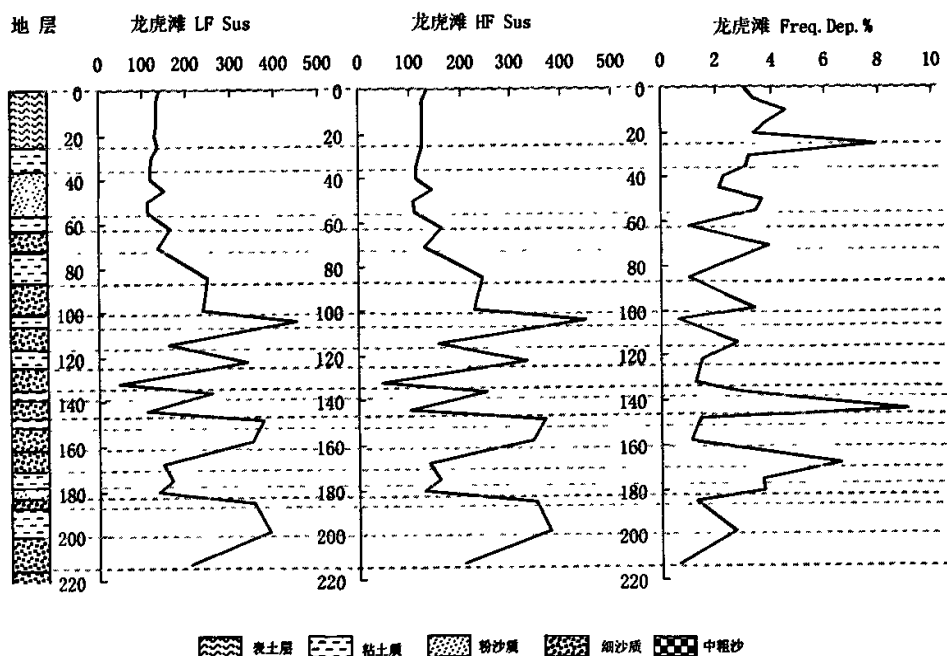


图 4-9 LHT 剖面磁化率变化曲线

表 4-9 LHT 剖面磁化率分析结果统计表

层 位	深 度 (cm)	样 品 数	低频磁化率 ($\times 10^{-8} \text{SI}$)		高频磁化率 ($\times 10^{-8} \text{SI}$)		频率磁化率 (%)	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	25~0	5	129.2~138	131.40	123.7~133.8	126.62	3.04~4.55	3.65
粘土质平流沉积层	35~25	2	122.2~134.7	128.45	118.3~124	121.15	3.19~7.94	5.57
粉沙质平流沉积层	55~35	4	109.7~147.8	122.50	105.7~144.7	119.15	2.1~3.65	2.79
粘土质平流沉积层	62~55	1	113.20	113.20	109.30	109.30	3.45	3.45
风吹沙层	71~62	1	164.50	164.50	162.80	162.80	1.03	1.03
粘土质平流沉积层	85~71	1	133.00	133.00	127.90	127.90	3.91	3.91
风吹沙层	99~85	1	246.80	246.80	244.30	244.30	1.01	1.01
粘土质平流沉积层	104~99	1	236.00	236.00	228.00	228.00	3.39	3.39
风吹沙层	114~104	1	450.50	450.50	447.70	447.70	0.62	0.62
粘土质平流沉积层	122~114	1	160.70	160.70	156.30	156.30	2.74	2.74
风吹沙层	132~122	1	338.70	338.70	333.70	333.70	1.48	1.48
粘土质平流沉积层	136~132	1	46.60	46.60	46.00	46.00	1.29	1.29
风吹沙层	144~136	1	260.50	260.50	252.80	252.80	2.96	2.96
粘土质平流沉积层	148~144	1	109.20	109.20	99.30	99.30	9.07	9.07
细沙中沙互层	158~148	1	374.30	374.30	369.00	369.00	1.42	1.42
中沙层	168~158	1	349.50	349.50	345.70	345.70	1.09	1.09
粘土质平流沉积层	175~168	1	145.90	145.90	136.30	136.30	6.58	6.58
粉沙质平流沉积层	180~175	1	165.40	165.40	159.30	159.30	3.69	3.69
风吹沙层	185~180	1	133.80	133.80	128.80	128.80	3.74	3.74
粘土质平流沉积层	198~185	1	356.20	356.20	351.70	351.70	1.26	1.26
风吹沙层	213~198	1	388.50	388.50	378.00	378.00	2.70	2.70
中沙层	223~213	1	209.50	209.50	208.20	208.20	0.62	0.62

4 YWC 剖面

4.1 粒度变化特点

由表 4-10 和图 4-10 显示, YWC 剖面的胶粒、粘粒和细粉沙曲线的变化趋势较为接近。其中, 胶粒在 4 个层位含量为 0, 分别是 95-90cm 的中沙层、106-105cm 的粘土平流沉积层、114-106 的中沙层和 209-204 的风吹沙层, 峰值为 8.9%, 位于 174-144cm 粘土质平流沉积层底部 174-169cm 处; 从均值来看, 粘土质平流沉积层 (3.69%, 214-209cm)、(4.97%, 174-144cm)、风吹沙层 (5.02%, 219-214cm) 含量较高。粘粒含量方面, 106-105cm 的粘土质平流沉积层和 114-106 的中沙层含量仍然为 0, 3 个明显的峰值 42.519%(105-95cm)、34.005%(174-144cm) 和 31.455% (214-209cm) 都分布在粒度较细的细沙质粉土层和粘土质平流沉积层; 从均值来看, 含量高的是细沙质粉土层 (37.63%、105-95cm) 和粘土质平流沉积层 (174-144cm、23.25%, 214-209cm、31.46%), 含量低的则多为风吹沙和中沙层。细粉沙的峰值同样出现在粒度组成较细的层次, 如 214-209cm (28.89%) 和 174-144cm (24.81%) 的粘土质平流沉积层等, 低值则在粒度相对较粗的层位, 如 75-55cm 粉沙土质平流沉积层 (0.63%) 和 114-106cm 的中沙层 (0.28%)。各层均值特点与之类似。

粗粉沙与粉沙曲线非常接近。粗粉沙曲线的低值 6.68%、7.79% 分别位于 95-90cm 和 229-219cm 的中沙层, 峰值 99.8% 和 96.2% 则位于 106-105cm 的粘土平流沉积层和 75-55cm 的粉沙土质平流沉积层, 其他各层位的数值波动较大, 但多数高值都出现在粒度较细的层位, 低值则在粒度较粗的层位出现。均值的分布特点与峰、谷值类似。粉沙的变化曲线与粗粉沙几乎完全一致, 表明在 YWC 剖面中, 粗粉沙粒级对粉沙的贡献最大, 占比例极高。

极细沙曲线有 4 处明显的峰值, 分别是 21.87% (55-0cm, 粉沙质平流沉积层)、26.88% (144-114cm, 细沙质土层)、26.63% (184-174cm, 风吹沙层) 和 27.49% (209-204cm, 风吹沙层), 最低值为 0, 分别位于 106-105cm 的粘土质平流沉积层、174-144cm 处的粘土质平流沉积层和 219-214cm 的风吹沙层, 总体上看 YWC 剖面极细沙在粒度较细的层位含量低, 而在粒度粗的层位含量高。

沙级的含量总体偏低, 但有 4 个明显的峰值, 70.11% (95-90cm)、61.14% (114-106cm)、33.46% (184-174cm) 和 82.12% (229-219cm), 其中 3 个位于中沙层, 1 个位于风吹沙层, 都属于粗粒径层位, 含量较低的则都是粒度组成较细的平流沉积层。粘粒/粉沙比值曲线在细沙质粉土层 (105-95cm) 中的 105-100cm 处有 1 明显的峰值 1.85%, 此外还有 3 处较小的峰值分别位于 174-144cm 粘土质平流沉积层 (0.75、0.58) 和 209-204cm 处粘土质平流沉积层 (0.64), 而低值都多

出现在粒度较粗的风吹沙层和中沙层。

粒度 ϕ 参数方面, 中值粒径和平均粒径曲线类似, 都有 2 个明显的峰值和 1 个低值。峰值 7.54 和 6.1 位于 105-95cm 的细沙质粉土层, 7.27 和 6.7 位于 214-209cm 的粘土质平流沉积层, 低值 2.6 和 2.93 位于 95-90cm 的中沙层, 其他的低值也多在风吹沙层, 体现出平流沉积层与沙层之间显著的粒度差异。

标准离差方面, 大部分层位的值都在 1~2 之间, 分选差, 105-95cm 的细沙质粉土层均值甚至达到 2.2, 分选很差, 分选系数最小值 0.26 出现在 106-105 的粘土质平流沉积层, 表明该层分选相对较好; 从分选系数上看, 最低值也在 106-105cm 处, 最高值 2.11 在 105-95cm 处, 与标准离差所示相同。从整个剖面来看, 风吹沙层的分选性总体上要略优于平流沉积层。

YWC 剖面的偏度系数比较复杂, 最小值为 105-95cm 层的 -0.86, 为极负偏, 最大值是 229-219cm 层的 0.51, 为极正偏, 其余各层位的偏度系数差异也很大, 涵盖了从极负偏到极正偏的各种情况。YWC 剖面的峰态系数变化区间也很大, 包括了很宽到很窄的五种情况, 其中最大值为 229-219cm 的 3.03, 为非常窄峰态, 最小值为 105-95cm 处的 0.65, 属于很宽峰态。YWC 剖面的这两个指标在本文研究的 5 个剖面中非常特殊。

4.2 磁化率变化特点

由表 4-11 和图 4-12 可知, YWC 剖面的低频与高频磁化率变化趋势一致。以低频为例, 其 2 个主要的峰值 $570.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 和 $513 \times 10^{-8} \text{SI}$ 分别位于 114-106cm 处和 224-219cm 处的中沙层, 而 3 个明显的低值 $69.1 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $84.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 和 $78.2 \times 10^{-8} \text{SI}$ 则分别位于 154-149cm、174-169cm 和 204-194cm 的粘土质平流沉积层, 表明在 YWC 剖面, 粒度组成较粗的层位磁化率值高于粒度组成较细的层位。

频率磁化率方面, 有 5 个明显的峰值, 6.77% (10-5cm, 粉沙质平流沉积层)、6.61% (60-55cm, 粉沙土质平流沉积层)、8.1% (106-105cm, 粘土质平流沉积层)、7.96% (159-154cm, 粘土质平流沉积层) 和 7.8% (204-194cm, 粘土质平流沉积层), 均为粒度较细的层位, 而 3 个显著的低值 0 (95-90cm, 中沙层)、0.28% (114-106cm, 中沙层)、0.45% (224-219cm, 中沙层) 全部出现在粒度组成较粗的层位。这表明 YWC 剖面的频率磁化率分布规律是粒度组成细的层位高于粒度组成粗的层位。

表 4-10 YWC 剖面粒度分析结果统计表

层 位	样 品 数	深 度 (cm)	胶 粒		粘 粒		细 粉 沙		粗 粉 沙		极 细 沙		沙		粘 粒/粉 沙	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
粉沙质平流沉积层	11	55~0	0.94~2.65	1.77	5.15~11.95	8.28	5.50~9.02	7.48	59.75~70.70	64.88	10.56~21.87	17.39	0.51~7.66	2.28	0.08~0.21	0.14
粉沙七质 平流沉积层	4	75~55	0~2.27	1.37	0~11.03	6.88	0.63~10.27	7.28	64.20~96.20	76.69	2.93~12.80	7.77	0.48~2.67	1.36	0~0.18	0.11
粉七质平流沉积层	3	90~75	0~2.07	0.85	0.38~13.15	4.88	5.29~15.95	9.58	31.68~67.75	51.98	1.08~18.24	11.20	12.61~17.47	15.82	0.01~0.18	0.07
中沙层	1	95~90	0	0	1.82	1.82	12.88	12.88	6.68	6.68	13.87	13.87	70.11	70.11	0.09	0.09
细沙质粉土层	2	105~95	0~0.02	0.01	32.74~42.52	37.63	11.91~16.09	14.00	6.96~22.98	14.97	13.91~18.00	15.95	22.64~25.95	24.30	0.94~1.85	1.39
粘土质平流沉积层	1	106~105	0	0	0	0	0.20	0.20	99.80	99.80	0	0	5.33	5.33	0	0
中沙层	1	114~106	0	0	0	0	0.28	0.28	85.23	85.23	8.55	8.55	61.14	61.14	0	0
细沙质土层	6	144~114	0.72~1.93	1.42	2.72~7.85	5.76	4.91~7.10	6.28	41.61~64.40	57.46	18.48~26.88	22.88	1.70~23.96	12.38	0.05~0.15	0.11
粘土质平流沉积层	6	174~144	2.38~8.90	4.97	10.32~34.01	23.25	11.35~24.81	18.95	32.29~71.17	49.53	0~8.58	3.09	0.51~1.22	0.73	0.19~0.75	0.44
风蚀沙层	2	184~174	1.13~3.20	2.17	6.89~10.25	8.57	2.86~15.65	9.25	41.31~55.16	48.23	11.19~26.63	18.92	4.05~33.46	18.76	0.18~0.19	0.19
粘土质平流沉积层	1	189~184	1.75	1.75	2.56	2.56	6.73	6.73	63.28	63.28	17.17	17.17	6.72	6.72	0.06	0.06
风蚀沙层	1	194~189	1.31	1.31	0	0	0.97	0.97	61.27	61.27	20.04	20.04	12.12	12.12	0.02	0.02
粘土质平流沉积层	2	204~194	2.35~3.73	3.04	4.80~7.88	6.34	12.53~15.46	13.99	52.92~63.77	58.34	10.08~13.12	11.60	1.85~2.78	2.31	0.11~0.15	0.13
风蚀沙层	1	209~204	0	0	1.00	1.00	5.52	5.52	59.72	59.72	27.49	27.49	6.02	6.02	0.02	0.02
粘土质平流沉积层	1	214~209	3.69	3.69	31.46	31.46	28.89	28.89	25.77	25.77	9.28	9.28	2.84	2.84	0.64	0.64
风蚀沙层	1	219~214	5.02	5.02	22.72	22.72	18.65	18.65	53.60	53.60	0	0	3.42	3.42	0.38	0.38
中沙层	2	229~219	0.54~0.61	0.58	2.65~2.80	2.72	2.49~2.63	2.56	7.79~9.04	7.91	0.41~0.94	0.68	79.60~82.12	80.86	0.31~0.32	0.32

表 4-11 YWC 剖面粒度参数分析结果统计表

层位	深度 (cm)	样品数	Md/ ϕ		中值粒径/ μm		Mz/ ϕ		平均粒径/ μm		α/ϕ		SK/ ϕ		Kg/ ϕ		S/ ϕ	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
粉沙质 平流沉积层	55~0	11	4.99~5.29	5.13	25.57~31.55	28.56	5.14~5.67	5.41	25.83~33.27	29.85	1.12~1.63	1.37	0.32~0.44	0.39	1.19~1.40	1.29	0.63~0.95	0.77
粉沙土质 平流沉积层	75~55	4	5.29~5.56	5.41	21.27~25.63	23.57	5.30~5.76	5.59	21.72~26.75	24.96	0.58~1.50	1.14	0.05~0.38	0.28	0.92~1.33	1.18	0.41~0.90	0.68
粉土质 平流沉积层	90~75	3	3.60~5.98	4.84	15.87~82.62	43.75	3.49~6.20	4.80	16.98~170.38	82.57	1.30~1.97	1.67	-0.28~0.34	0.01	0.80~1.13	1.01	0.81~1.52	1.15
中沙层	95~90	1	2.60	2.60	164.68	164.68	2.93	2.93	220.85	220.85	2.00	2.00	0.32	0.32	1.01	1.01	1.33	1.33
细沙质粉土层	105~95	2	5.48~7.54	6.51	5.36~22.42	13.89	5.69~6.10	5.90	39.33~48.98	44.16	2.12~2.27	2.20	-0.86~0.08	-0.39	0.65~0.66	0.66	1.94~2.11	2.03
粘土质 平流沉积层	106~105	1	5.96	5.96	16.08	16.08	5.95	5.95	16.29	16.29	0.26	0.26	-0.03	-0.03	1.03	1.03	0.17	0.17
中沙层	114~106	1	5.18	5.18	27.68	27.68	5.12	5.12	31.31	31.31	0.97	0.97	-0.32	-0.32	1.66	1.66	0.49	0.49
细沙质土层	144~114	6	4.41~5.13	4.88	28.64~46.90	34.50	4.51~5.31	5.04	31.21~60.31	39.30	1.11~1.59	1.37	0.19~0.37	0.28	1.16~1.33	1.27	0.68~0.96	0.79
粘土质 平流沉积层	174~144	6	5.93~7.33	6.58	6.22~16.35	10.97	6.15~7.55	6.71	7.85~17.39	14.34	1.42~1.83	1.60	-0.07~0.38	0.19	0.80~1.58	1.03	0.70~1.44	1.11
风沙层	184~174	2	4.39~5.63	5.01	20.14~47.73	33.93	4.41~5.77	5.09	25.33~62.18	43.76	1.52~1.62	1.57	0.12~0.18	0.15	0.97~1.44	1.21	0.87~1.07	0.97
粘土质 平流沉积层	189~184	1	5.06	5.06	29.94	29.94	5.08	5.08	36.73	36.73	1.26	1.26	-0.05	-0.05	1.09	1.09	0.81	0.81
风沙层	194~189	1	4.75	4.75	37.10	37.10	4.62	4.62	52.43	52.43	1.30	1.30	-0.22	-0.22	1.09	1.09	0.82	0.82
粘土质 平流沉积层	204~194	2	5.54~5.60	5.57	20.64~21.49	21.07	5.35~5.60	5.48	26.17~40.33	33.25	1.52~1.81	1.67	-0.26~0.22	-0.02	1.09~1.35	1.22	0.88~1.13	1.01
风沙层	209~204	1	4.74	4.74	37.35	37.35	4.83	4.83	42.05	42.05	1.05	1.05	0.11	0.11	0.92	0.92	0.73	0.73
粘土质 平流沉积层	214~209	1	7.27	7.27	6.47	6.47	6.70	6.70	16.75	16.75	1.64	1.64	-0.41	-0.41	0.73	0.73	1.40	1.40
风沙层	219~214	1	6.53	6.53	10.84	10.84	6.97	6.97	10.90	10.90	1.46	1.46	0.46	0.46	0.97	0.97	0.98	0.98
中沙层	229~219	2	1.97~2.11	2.04	231.54~254.78	243.16	2.09~2.27	2.18	226.63~251.15	238.89	1.19~1.24	1.22	0.50~0.51	0.51	2.70~3.03	2.87	0.38~0.43	0.41

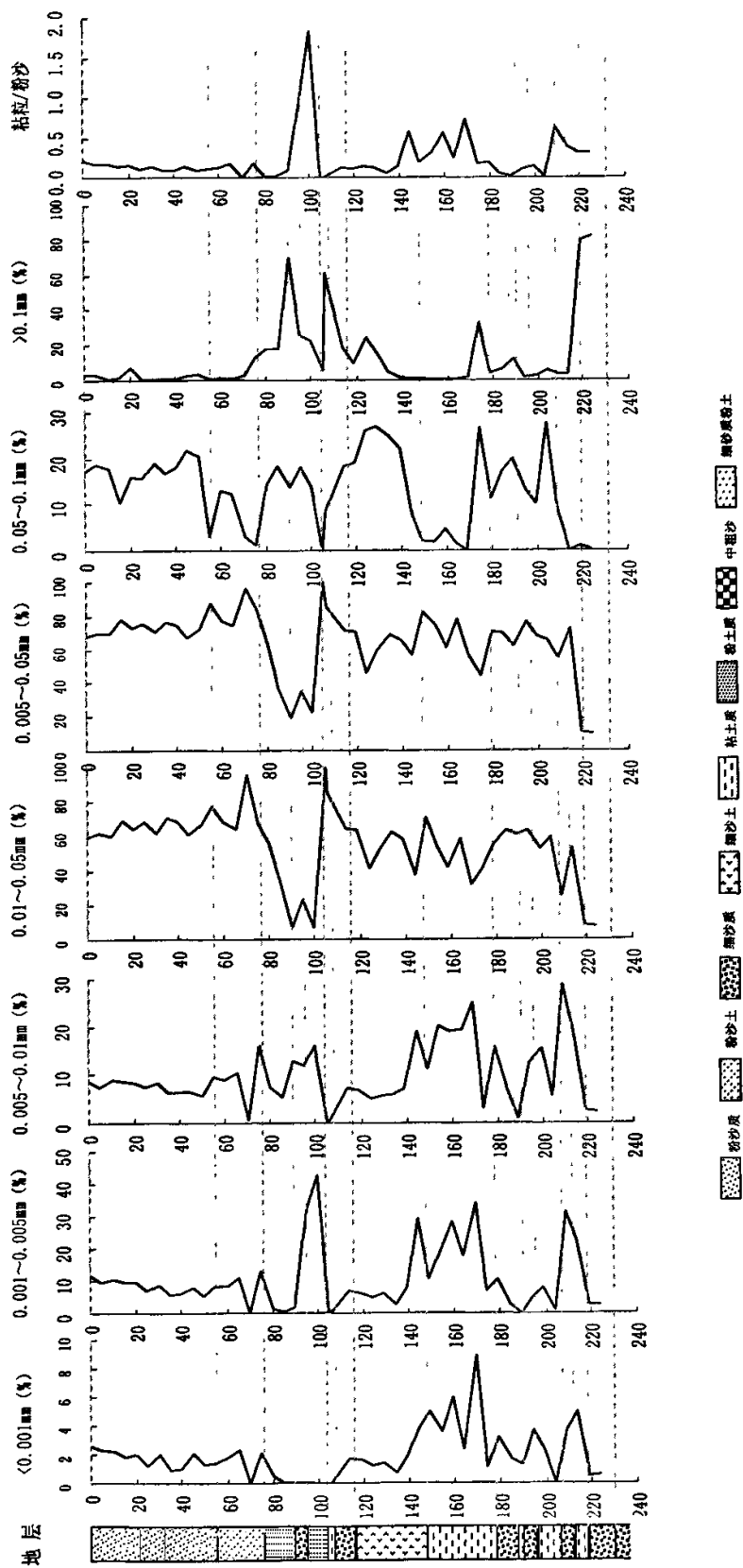


图 4-10 YWC 剖面粒度成分变化曲线

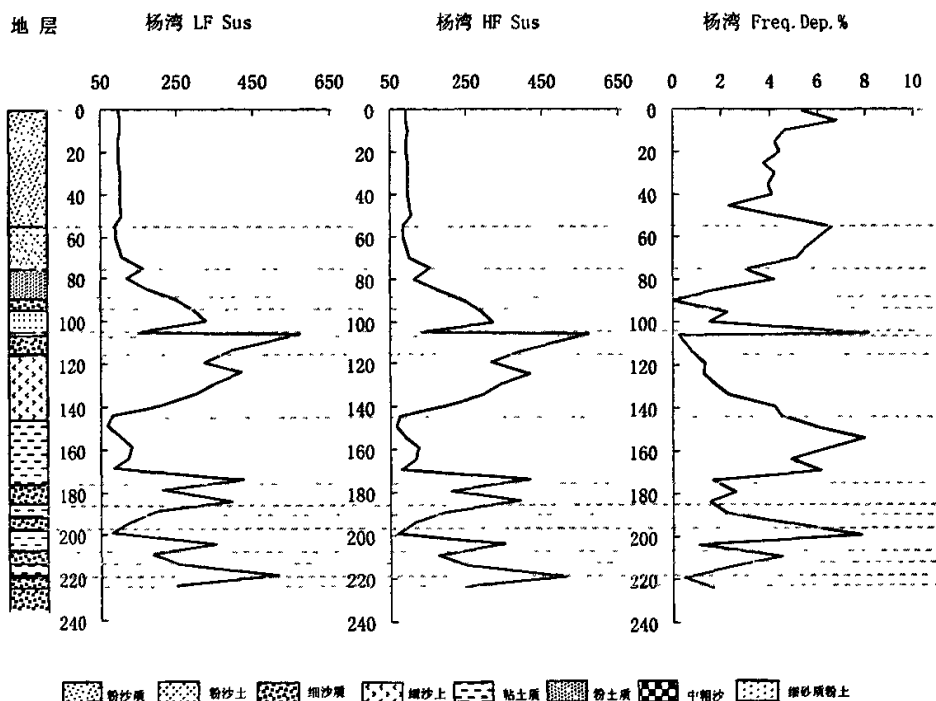


图 4-12 YWC 剖面磁化率变化曲线

表 4-12 YWC 剖面磁化率分析结果统计表

层 位	深度 (cm)	样 品 数	低频磁化率 ($\times 10^{-8}\text{SI}$)		高频磁化率 ($\times 10^{-8}\text{SI}$)		频率磁化率 (%)	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值
粉沙质平流沉积层	55~0	11	95.2~106.7	99.66	91.2~102.2	95.37	2.33~6.77	4.32
粉砂土质平流沉积层	75~55	4	87.3~104.7	94.55	82~99.3	89.08	5.16~6.61	5.83
粉土质平流沉积层	90~75	3	116~175.5	150.43	111.2~172.7	146.30	1.6~4.14	2.19
中沙层	95~90	1	244.7	244.70	244.7	244.70	0	0
细沙质粉土层	105~95	2	296~327.2	311.60	289.3~322.3	305.80	1.5~2.26	1.88
粘土质平流沉积层	106~105	1	147	147.00	135.1	135.10	8.1	8.10
中沙层	114~106	1	570.5	570.50	568.9	568.90	0.28	0.28
细沙质土层	144~114	6	208.5~421.3	331.02	199.7~416	325.20	0.82~4.22	1.97
粘土质平流沉积层	174~144	6	69.1~131.4	97.63	64.9~123.2	91.80	4.44~7.96	5.96
风吹沙层	184~174	2	212.9~425.9	319.40	207.3~418.7	313.00	1.69~2.63	2.16
粘土质平流沉积层	189~184	1	395.8	395.80	389.8	389.80	1.52	1.52
风吹沙层	194~189	1	196.5	196.50	192	192.00	2.29	2.29
粘土质平流沉积层	204~194	2	78.2~121.3	99.75	72.1~115.4	93.75	4.86~7.8	6.33
风吹沙层	209~204	1	352.7	352.70	349	349.00	1.05	1.05
粘土质平流沉积层	214~209	1	184.5	184.50	176.3	176.30	4.44	4.44
风吹沙层	219~214	1	254.8	254.80	248.3	248.30	2.55	2.55
中沙层	229~219	2	250.4~513	381.70	246.3~510.7	378.50	0.45~1.64	1.05

5 YYC 剖面

5.1 粒度变化特点

由表 4-13 和图 4-13 显示, YYC 剖面的胶粒、粘粒和细粉沙变化趋势在平流沉积层和沙层间的差异不明显, 3 种指标的最低值 0、4.78% 和 4.67% 都出现在 150-120cm 的中沙层。峰值的分布略有不同, 胶粒的峰值 2.84% 在 75-55cm 中粗沙层, 粘粒和细粉沙则在 75-55cm 的中粗沙层和 150-120cm 的中沙层有 2 个明显的峰值, 其中粘粒的最大峰值 44.56% 在 135-130cm, 而细粉沙最大峰值 25.14% 在 70-65cm。从均值看, 3 种指标的最高均值都位于 75-55cm 的中粗沙层, 最低均值各有不同, 胶粒的 1.26% 在 150-120cm 的中沙层, 粘粒的 10.26% 在 55-35cm 的粘土质平流沉积层, 细粉沙的 9.42% 则在 120-75cm 的粘土质平流沉积层。

粗粉沙和粉沙的变化趋势较为类似, 在平流沉积层中偏高而在沙层中偏低。粗粉沙(粉沙)曲线上的 3 个代表性的低值 34.44% (59.07%)、34.69% (39.36%)、28.25% (33.87%) 分别出现在 75-55cm 的中粗沙层、150-120cm 的中沙层和 202-167 的中沙层, 都是粒度较粗的层位。粗粉沙的最大峰值 78.45% 在 150-120 的中沙层, 而另外 2 个峰值 77.24% 和 75.32% 则分别在 120-75cm 的粘土质平流沉积层和 55-35cm 的粘土质平流沉积层中。从均值来看, 均值高的层位是 55-35cm 和 120-75cm 的粘土质平流沉积层, 偏低的则是 202-167cm 和 75-55cm 的中粗沙层, 具有一定的规律性。

极细沙的均值从剖面顶部向下总体呈升高趋势, 剖面最下部的中沙层和粘土质平流沉积层含量最高, 均值分别为 22.52% 和 18.88%, 均值最低的是剖面上部 35-20cm 的含砾泥沙层, 仅为 6.57%。从极值上看, 峰值 33.08% 出现在 197-192cm, 第二峰值 24.40% 在 167-160cm, 也均位于整个剖面的最下部 2 个层位之内; 低值 2.57% 则位于剖面上部的含砾泥沙层中。

从沙级含量曲线上看, 除 167-150cm 的粘土质平流沉积层顶部靠近中沙层处有 1 个较高的峰值 67.96% 外, 其他的峰值全部出现在 75-55cm、150-120cm 和 202-167cm 的粗粒沙层, 最大峰值为 70-65cm 处的 84.67%; 低值方面, 除 75-55cm 的中粗沙层底部与其下的粉沙质平流沉积层交界处有一低值 10.18% 外, 其他 3 个低值 9.3%、1.99% 和 10.08% 均出现在粒度组成较细的粘土质平流沉积层。粘粒/粉沙比值曲线上 >0.3 的 2 个显著的峰值都出现在 75-55cm 的中粗沙层和 150-120cm 的中沙层, 其他各层位起伏比较平缓, 总体来看, 粒度较粗的沙层比值偏高。

粒度 ϕ 值参数特征值方面, 表 4-14 和图 4-14 显示, 中值粒径和平均粒径的变化趋势相近, 中值粒径的两个较高的峰值 6.89 和 6.37 都出现在 120-75cm 的粘

土质平流沉积层和 167-150cm 的粘土质平流沉积层, 平均粒径的两个峰值 6.87 和 6.52 与中值粒径峰值位置相同, 且二者的最低值 4.03 和 4.29 都在 202-167 的中沙层中 187-182cm 处。从各层均值来看, 也是粒度较粗的沙层低于粒度较细的平流沉积层, 即平流沉积层的粒度组成更细。

标准离差基本都在 1~2 之间, 只有 1 个样品为 0.99, 个别层位甚至 >2, 表明整个剖面分选差。三个峰值 2.66、2 和 2.32 分别在 120-75cm、167-150cm 的平流沉积层和 202-167cm 的中沙层, 最小值 0.99 位于 167-150cm 的粘土质平流沉积层; 从均值上看, 最底部中沙层均值最大, 为 2.02, 其次为 120-75cm 的平流沉积层, 最低均值 1.4 位于 35-20cm 的含砾泥沙层。分选系数曲线与标准离差类似, 峰值 2.36、1.91 和 1.54 出现层位也与之相同, 最小值 0.61 也出现在 167-150cm 处; 最大均值 1.42 在 120-75cm 的平流沉积层, 最小均值 0.84 在 75-55cm 的中粗沙层。2 个指标结合起来表明, YYC 剖面沙层的分选更好, 而平流沉积层的分选相对较差。

从偏度曲线上看, 3 个低值 -0.4、0.09 和 0.01 分别出现在 120-75cm、167-150cm 的平流沉积层和 202-167cm 的沙层, 最小值 -0.4 所在层位为极负偏, 还有个别层位属于近对称, 但多数层位仍为 >0.1 的正偏态, 特别是粒度较粗的沙层, 其偏度值基本都 >0.3, 而平流沉积层的平均偏度则在 0.1~0.3。峰态曲线值基本都属于中等~窄的峰态, 只有极个别层位出现 <0.9 的宽峰态, 甚至还有一个 0.61 的很宽峰态。峰态系数的 3 个峰值 1.37、1.35 和 1.38 出现在 35-20cm 的含砾泥沙层、75-55cm 的中粗沙层和 150-120cm 的中粗沙层, 低值 0.61、0.71 则分别在 167-150cm、120-75cm 的粘土质平流沉积层, 规律性明显。

5.2 磁化率变化特点

由表 4-15 和图 4-15 可知, YYC 剖面的磁化率有 5 个明显的峰值和 4 个谷值。以低频磁化率为例, 峰值 $273.4 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $222.3 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $225.8 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $393.7 \times 10^{-8} \text{SI}$ 和 $304.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 分别位于 20-15cm、60-55cm、105-100cm、140-135cm 和 172-167cm, 其中有 3 个都位于沙层, 谷值 $89.3 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $84.8 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $82.5 \times 10^{-8} \text{SI}$ 和 $86.3 \times 10^{-8} \text{SI}$ 则位于 45-40cm、80-75cm、90-85cm 和 160-155cm 处, 全部位于粘土质平流沉积层中。这表明 YYC 剖面的磁化率值在沙层中偏大, 而在平流沉积层中偏小, 与 LHT、YWC 剖面的特点相同。各层均值也体现着这一特点, 除表土层因为现代成壤作用磁化率偏大外, 其余各层中均值较大的均为中沙层、中粗沙层和泥沙层, 而粘土质平流沉积层均值偏小。

表 4-13 YVC 剖面粒度分析结果统计表

层位	深度 (cm)	样品数	胶粒 <0.001mm (%)		粘粒 0.001~0.005mm (%)		细粉沙 0.005~0.01mm (%)		粗粉沙 0.01~0.05mm (%)		极细沙 0.05~0.1mm (%)		沙 >0.1mm (%)		粘粒/粉沙	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	20~0	4	1.48~ 2.13	1.83	12.25~ 16.13	13.43	11.49~ 14.36	13.13	56.05~ 64.29	60.53	7.71~ 14.47	10.90	23.04~ 45.14	35.79	0.18~ 0.26	0.21
含砾 泥沙层	35~20	3	1.6~ 2.30	2.02	13.49~ 16.92	14.90	12.76~ 15.31	14.31	58.72~ 66.70	62.22	2.57~ 10.21	6.57	27.69~ 47.61	35.60	0.20~ 0.26	0.22
粘土质平 流沉积层	55~35	4	1.17~ 2.07	1.62	7.12~ 12.61	10.26	7.13~ 12.45	9.69	60.29~ 75.32	66.26	9.26~ 16.61	11.85	9.30~ 53.58	25.42	0.10~ 0.19	0.16
中粗沙层	75~55	4	1.86~ 2.84	2.30	13.31~ 28.48	20.66	10.68~ 25.14	17.85	34.44~ 58.48	46.25	1.54~ 18.04	9.04	10.18~ 84.67	57.61	0.24~ 0.49	0.36
粘土质平 流沉积层	120~ 75	9	1.37~ 2.16	1.80	8.23~ 14.31	10.94	6.85~ 11.88	9.42	53.12~ 77.24	65.91	3.98~ 22.41	11.08	1.99~ 38.32	21.81	0.11~ 0.22	0.17
中沙层	150~ 120	5	0~ 1.86	1.26	4.78~ 44.56	20.54	4.67~ 17.15	11.81	34.69~ 78.45	55.85	6.65~ 13.39	10.08	18.97~ 70.11	57.52	0.05~ 1.15	0.41
粘土质平 流沉积层	167~ 150	4	1.50~ 2.22	1.77	7.19~ 14.88	11.42	6.03~ 12.57	9.86	49.01~ 59.85	55.93	12.17~ 24.40	18.88	10.08~ 67.96	29.33	0.14~ 0.25	0.20
中沙层	202~ 167	7	1.12~ 2.67	1.86	7.25~ 14.72	12.47	5.62~ 15.76	10.41	28.25~ 43.17	36.84	14.23~ 33.08	22.52	33.39~ 68.76	63.07	0.25~ 0.35	0.30

表 4-14 YYC 剖面粒度参数分析结果统计表

层 位	深 度 (cm)	样 品 数	Md/φ		中值粒径/μm		Mz/φ		平均粒径/μm		σ/φ		SK/φ		Kg/φ		S/φ	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	20~0	4	5.43~ 5.77	5.65	18.32~ 23.22	20.05	5.74~ 6.04	5.92	21.27~ 26.00	22.91	1.42~ 1.62	1.52	0.28~ 0.33	0.31	0.95~ 1.09	1.03	0.93~ 1.13	1.01
含砾 泥沙层	35~20	3	5.26~ 5.58	5.39	20.84~ 26.08	23.92	5.48~ 5.88	5.66	22.91~ 28.13	25.62	1.16~ 1.51	1.40	0.33~ 0.37	0.35	1.05~ 1.37	1.193	0.63~ 0.96	0.84
粘土质平 流沉积层	55~35	4	5.65~ 5.88	5.80	16.95~ 19.91	17.98	5.94~ 6.16	6.08	18.30~ 22.47	20.16	1.35~ 1.55	1.48	0.30~ 0.34	0.32	0.93~ 1.05	1.00	0.89~ 1.10	1
中粗沙层	75~55	4	4.95~ 5.70	5.38	19.19~ 32.3	24.34	5.33~ 6.01	5.69	20.09~ 34.91	25.65	1.16~ 1.66	1.43	0.37~ 0.42	0.39	1.03~ 1.35	1.21	0.64~ 0.99	0.84
粘土质平 流沉积层	120~ 75	9	5.29~ 6.89	6.09	8.45~ 25.52	16.72	5.65~ 6.87	6.06	12.28~ 56.37	31.06	1.56~ 2.66	1.93	-0.40~ 0.33	0.06	0.71~ 1.18	0.97	1.07~ 2.36	1.42
中沙层	150~ 120	5	4.95~ 5.44	5.20	23.11~ 32.44	27.61	5.17~ 5.85	5.54	25.36~ 34.6	30.29	1.38~ 1.68	1.57	0.33~ 0.38	0.36	0.94~ 1.38	1.08	0.75 ~ 1.13	1.02
粘土质平 流沉积层	167~ 150	4	5.40~ 6.37	5.82	12.11~ 23.67	18.14	5.54~ 6.52	6.06	19.65~ 24.70	22.19	0.99~ 2.00	1.55	0.09~ 0.34	0.24	0.61~ 1.14	0.88	0.61~ 1.91	1.21
中沙层	202~ 167	7	4.03~ 5.52	4.84	21.80~ 61.22	36.52	4.29~ 5.64	5.17	33.44~ 82.03	49.62	1.79~ 2.32	2.02	0.01~ 0.46	0.25	0.89~ 1.22	1.02	1.08 ~ 1.54	1.35

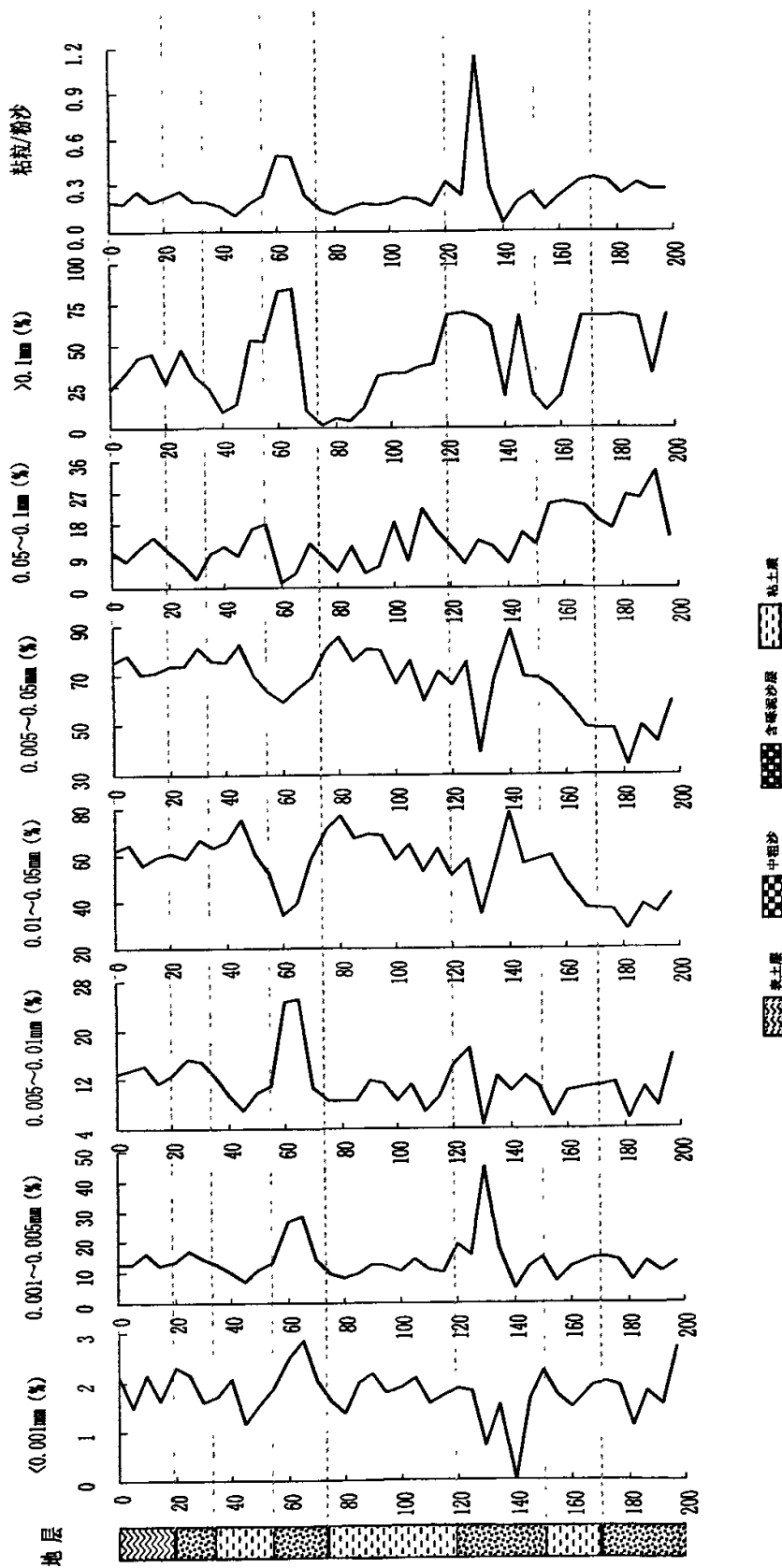


图 4-13 YVC 剖面粒度成分变化曲线

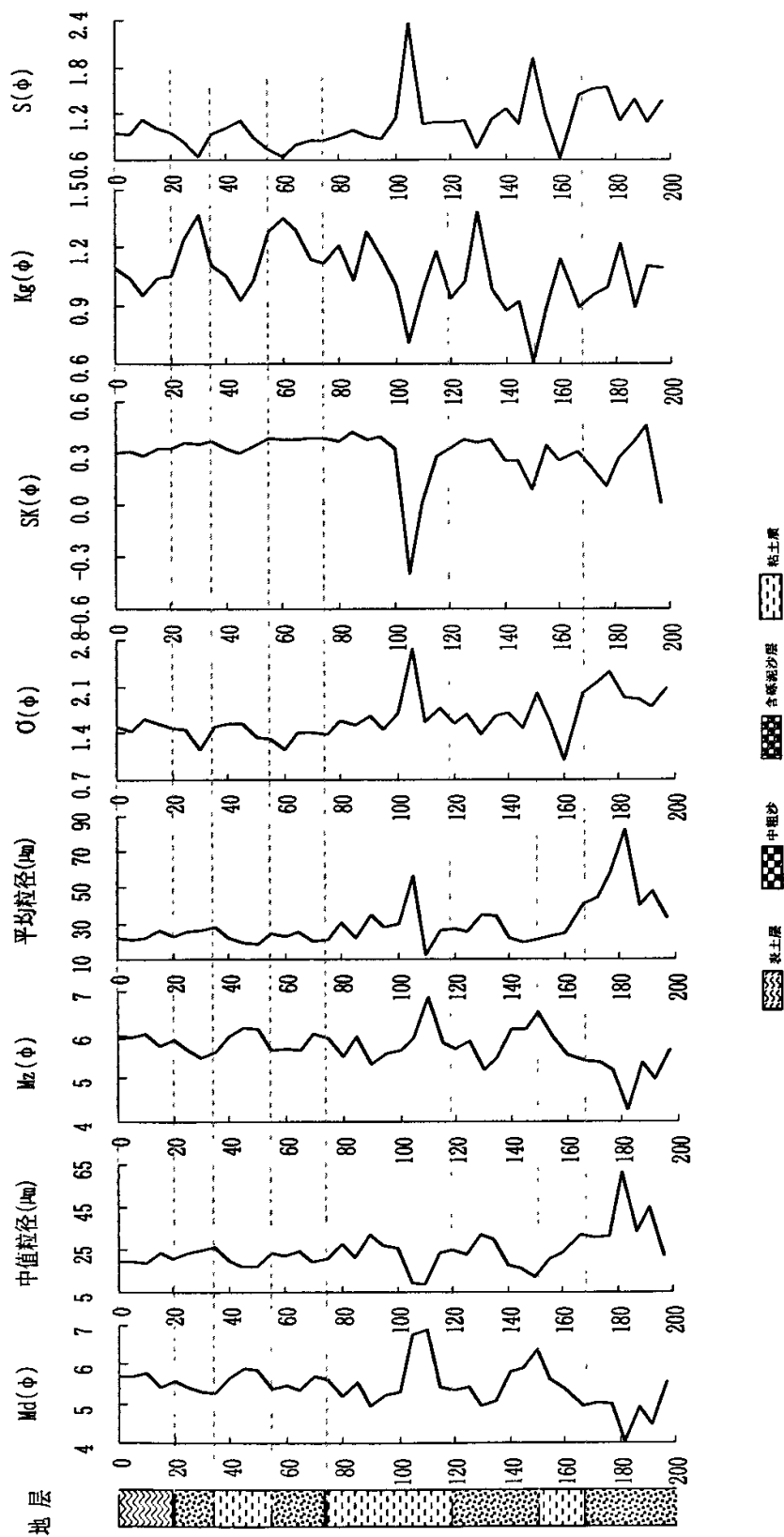


图 4-14 YVC 剖面粒度参数特征变化曲线

从频率磁化率来看，曲线有多个峰谷起伏，最大值 5.09% 位于粘土质平流沉积层的 90-85cm 处，最小值 0.06% 位于最底部中沙层的 177-172cm。从各层均值来看，粘土质平流沉积层均值偏大，分别为 2.95%、2.42% 和 2.4%，而中沙层、中粗沙层均值 1.46%、0.39% 和 1.52% 都远远低于平流沉积层，泥沙层均值 2.07% 也较低。表明 YYC 剖面中，粒度较细的平流沉积层的频率磁化率高于粒度较粗的沙层，与 LHT、YWC 剖面相同。

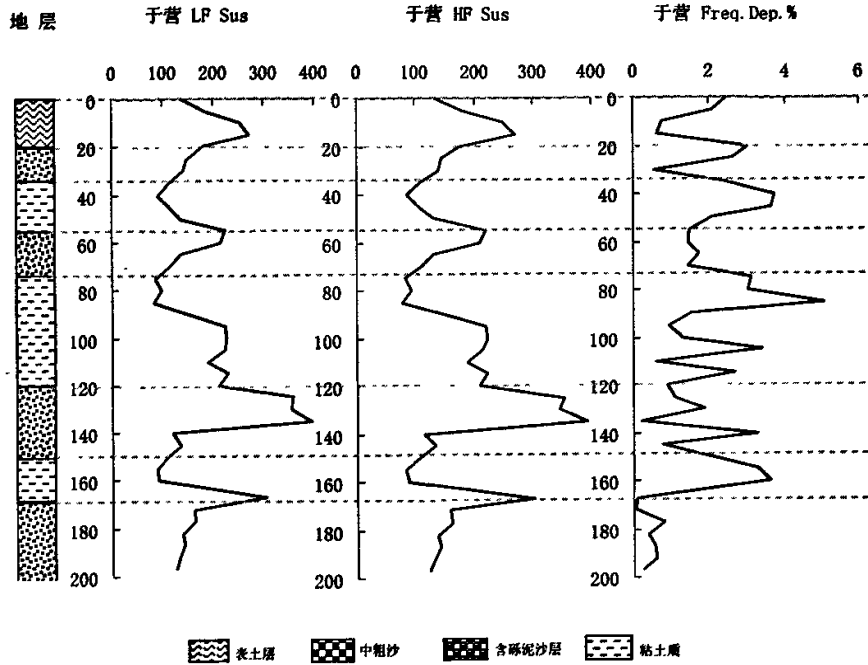


图 4-15 YYC 剖面磁化率变化曲线

表 4-15 YYC 剖面磁化率分析结果统计表

层 位	深度 (cm)	样 品 数	低频磁化率 ($\times 10^{-8} \text{SI}$)		高频磁化率 ($\times 10^{-8} \text{SI}$)		频率磁化率 (%)	
			范围	均值	范围	均值	范围	均值
表土层	20~0	4	137.7~273.4	211.95	134.3~271.7	209.25	0.62~2.47	1.47
含砾泥沙层	35~20	3	141.3~180.4	156.50	140.5~175	153.13	0.57~2.99	2.07
粘土质 平流沉积层	55~35	4	89.3~134.8	112.725	86~132	109.50	2.08~3.7	2.95
中粗沙层	75~55	4	111.1~222.3	170.175	109.5~219	167.60	1.44~1.72	1.52
粘土质 平流沉积层	120~75	9	82.5~227.8	166.40	78.3~222.8	162.88	0.58~5.09	2.40
中沙层	150~120	5	120.2~393.7	286.74	116.3~392.8	283.32	0.23~3.24	1.46
粘土质 平流沉积层	167~150	4	86.3~134.8	105.48	83.5~133.8	103.13	0.74~3.61	2.42
中沙层	202~167	7	124.8~304.5	165.56	124.5~304.3	164.99	0.06~0.8	0.39

第五章 伊洛河全新世古洪水事件识别

伊洛河流域横跨黄河中游两岸,地处 $111.8^{\circ}\text{E}\sim 112.59^{\circ}\text{E}$ 、 $33.35^{\circ}\text{N}\sim 35.05^{\circ}\text{N}$ 之间,位于暖温带南缘向北亚热带过渡地带,四季分明,气候宜人。境内山川丘陵交错,地形复杂多样,其中山区 45.51%,丘陵 40.73%,平原占 13.8%,周围有郁山、邙山、青要山、荆紫山、周山、樱山、龙门山、香山、万安山、首阳山、嵩山等多座山脉;境内河渠密布,分属黄河、淮河、长江 3 大水系,黄河、洛河、伊河、清河、磁河、铁滦河、涧河、廛河等 10 余条河流蜿蜒其间,有“四面环山六水并流、八关都邑、十省通衢”之称。伊洛盆地四面环山,气候温和,雨量丰沛,是伊、洛、滩、涧四条河川冲积而成的。自夏以来,先后有 13 个王朝在此建都,始建于西周,其间经过了东周、秦、西汉、东汉、曹魏、西晋、北魏等朝代的修建与使用,最晚废弃在唐初,使用了约 1600 年。

伊洛河是黄河中游小浪底水库以下最大的支流,2004 年流域总人口 804.4 万人, GDP 1175.2 亿元。伊洛河流域是中华民族的发祥地之一,悠久的开发历史和灿烂的古代文明以及现代经济的发展使其形成了独特的自然和人文环境^[156]。

1 伊洛河流域概况

伊洛河指伊河、洛河两条河流。洛河是黄河十大支流之一,是黄河三门峡以下最大支流,伊河是洛河第一大支流。由于伊河流域面积占洛河的 1/3,远远超过其它支流,又相对自成一个流域和水系,故习惯上常把伊河、洛河两条河流并称伊洛河。

1.1 基本情况

洛河发源于陕西省蓝田县木岔沟(一说为洛南县灌举山,一说为陕西冢岭山),流经陕西省洛南县和河南省卢氏县、洛宁县、宜阳县,进入洛阳市区,在洛阳、偃师境内汇集涧水、里河,又在洛阳以东汇合伊河,在巩义市神堤村注入黄河,干流全长 446.9 km(陕西境内 111.4 km,河南境内 335.5 km),流域面积为 18881 km²(陕西境内 3159 km²,河南境内 15722 km²),多年平均径流量 37.6 亿 m³(陕西境内 7.2 亿 m³,河南境内 30.4 亿 m³)。洛河长年有水,其河床一般宽 54—70m,水深 0.5—1.5m,每年 7—9 月为汛期,水位受季节性变化明显,据 1971—2003 年白马寺水文站资料统计:多年平均径流量 45.04m³/s,多年平均含沙量 8.4kg/m³。

伊河是洛河第一大支流,发源于河南省栾川县伏牛山北麓陶湾乡的闷敦岭,流经嵩县、伊川、洛阳市区,在偃师市顾县镇杨村注入洛河,从龙门呈西南—东北向流动。干流全长 264.8 km,流域面积 6029 km²,多年平均径流量 12.96 亿 m³。因受伊河陆浑水库影响,动态变化较大,龙门站多年平均流量 38.27m³/s,多年平

均含沙量 3.6 kg/m³，丰水年最大流量为 120m³/s，最小流量为 13.63m³/s，年径流量为 9.05×10⁸m³；而枯水年（1972 年）最大流量 72.5m³/s，最小流量为零，年径流量为 3.4×10⁸m³。

洛河在洛阳境内全长 195 km，流域位于 109°17'E~113°10'E、33°39'N~34°54'N 之间，面积 11198.8 km²（含伊河），多年平均产生径流量 20.17 亿 m³（含伊河）。

1.2 水系组成

根据自然地形、河床形态、行洪情况，以及多年来水利专业工作者的习惯划分法，洛河、伊河干流划分为上游、中游、下游 3 个河段，各河段的长度及流域面积详见表 5-1、表 5-2。

表 5-1 洛河分段表

河段	区间范围	河道长度（km）		流域面积（km ² ）	
		区间	累计	区间	累计
上游	河源—洛宁县长水	252	252	6244	6244
中游	长水—偃师市杨村	159.6	411.6	5827	12071
下游	杨村—入黄河口	35.3	446.9	781	12852

注：流域面积不含伊河流域。

表 5-2 伊河分段表

河段	区间范围	河道长度（km）		流域面积（km ² ）	
		区间	累计	区间	累计
上游	河源—嵩县陆浑	169.5	169.5	3492	3492
中游	陆浑—洛阳龙门	54.4	223.9	1826	5318
下游	龙门—偃师杨村	40.9	264.8	711	6029

洛河有支流 300 多条，长度在 3 km 以上的有 272 条，其中陕西境内 108 条，河南境内 164 条，流域面积在 100 km² 以上的有 39 条，其中陕西境内 15 条，河南境内 24 条，详见表 5-3。伊河支流长度在 3 km 以上的有 83 条，流域面积 100 km² 以上的有 10 条，详见表 5-4。

表 5-3 洛河水系流域面积在 100 km²以上的支流情况表

序号	支流名称	发源地点	流经县市区	汇流地点 (县乡村)	干流长度 (km)	流域面积 (km ²)
1	蒿坪河 (石头峪)	陕西省华县金堆镇 五里场与张家院间	陕西省华县、洛南县	洛南县保安村西	36 (华县 7)	195.64 (含华 县内 68.44)
2	文峪河	华县金堆镇西北	华县、洛南县	洛南县眉底	54.5 (华县 22.5)	223.34 含华 县 104.94
3	西麻坪河	华县金堆镇肉架子	华县、洛南县	洛南县尖角	45 (华县 6.75)	235.85 (含华 县 51.75)
4	石门河	洛南县龙山道沟	洛南	尖角	23.9	353.6
5	石坡河	洛南县驾鹿乡火龙关	洛南	梁头原王村	56.2	662.0
6	周湾河	驾鹿乡三道沟	洛南	石坡	33.6	117.1
7	桑坪河	秦岭八套老山	洛南	桑坪南入石坡河	35.1	183.0
8	西峪河	陈耳乡大王西峪	洛南	黄坪乡后城	40.8	161.0
9	龙河	庙台乡寺河	洛南	罗家嘴	25.8	136.0
10	县河	马河乡蟒岭	洛南	城关碾子沟口	31.4	154.0
11	西沙河	油泉乡分水岭	洛南	庙坪村	26.5	123.5
12	中沙河	蟒岭老君峪沙岭槽	洛南	沙底河村	35.5	157.9
13	东沙河	丹凤县炉道乡碾子沟	洛南	庙湾乡土家嘴	41.2	335.0
14	姬家河	古城马连滩卧牛石	洛南	寺坡河村东沙	26.5	133.9
15	兰草河	河南省卢氏到三道村	卢氏、洛南	兰草河口	27	130
16	木桐河	灵宝县冠云山	灵宝、卢氏	卢氏河口子	31	154
17	官坡河	卢氏县石圪塔	卢氏	卢氏小河口	26	132
18	沙河	灵宝县冠云山	灵宝、卢氏	卢氏下坪村	27	178
19	文峪河	卢氏县包头寨	卢氏	卢氏涧西	26	124
20	范里河	卢氏县三不管圪塔	卢氏	卢氏范里	22	128
21	寻峪河	卢氏县石大山	卢氏、洛宁	洛宁寻峪	30	266
22	秦阳沟	洛宁县全宝山	洛宁	洛宁齐上	23	102
23	大铁沟	陕县摩云岭	陕县、洛宁	洛宁桥河	28	163
24	还峪	洛宁县全宝山	洛宁	洛宁下竹园	22	110
25	底张涧	洛宁县通天沟	洛宁	洛宁磨头	30	127
26	陈吴涧	洛宁县青同坪	洛宁	洛宁寨子	15	117
27	龙窝涧	洛宁县花山东	洛宁、宜阳	宜阳寺上	25	106
28	渡洋河	陕县摩云岭	陕县、洛宁、宜阳	洛宁温庄	52	427
29	连昌河	陕县马头山	陕县、宜阳	宜阳三乡	54	410
30	韩城河	渑池县白阜	渑池、宜阳	宜阳韩城	43	263
31	焦涧河	宜阳县方宝寨山	宜阳	宜阳连庄	27.5	107
32	汪洋河	渑池县西果园	渑池、宜阳	宜阳鱼泉	37	181
33	陈宅河	宜阳县立顶山	宜阳	宜阳陈宅	24	121
34	水兑河	渑池县曹家庄	渑池、宜阳	宜阳水兑	30	165
35	甘水河	宜阳县铁炉	宜阳、伊川	宜阳小作	27	116
36	涧河	陕县观音堂	陕县、渑池、义马、 新安、洛阳市	洛阳瞿家屯	104	1430
37	廪河	孟津县古县	孟津、洛阳市	洛阳东关	35	180
38	伊河	栾川县闷教岭	栾川、嵩县、伊川、 洛阳郊区、偃师、巩县	偃师县杨村	265	6029
39	坞罗河	巩县五指岭	巩县	巩县北石村	30.9	120

表 5-4 伊河水系流域面积在 100 km² 以上的支流情况表

序号	支流名称	发源地点	流经县市 (区)	汇流地点	干流长度 (km)	流域面积 (km ²)
1	栾川北沟	栾川县西庄沟	栾川	栾川镇	25	139
2	洪洛河	栾川县路龙湾	栾川	黄石砭	24	160
3	小河	栾川县界岭	栾川	沟鱼	44	603
4	明白河	栾川县牧虎岭	栾川、嵩县	嵩县前河	55	352
5	大章河	嵩县鹰嘴沟	嵩县	水牛沟	32	124
6	德亭河	嵩县王莽寨	嵩县	山峡	35	276
7	焦家川	嵩县大楼怀	嵩县	陆浑村	30	147
8	顺阳河	宜阳县邓庄	宜阳、伊川	伊川鸣皋	28	154
9	白降河	登封市黄龙洞山	登封、伊川	伊川王庄	56	380
10	浏涧河	偃师市香楼寨	偃师	顾县	44.5	253

伊洛河流域属暖温带山地季风气候，冬季寒冷干燥，夏季炎热多雨。伊洛河谷地和附近丘岭年均气温在 12—15℃ 之间，最冷 1 月份在 0℃ 左右，最热 7 月份在 25—27℃ 之间，山区气温垂直变化明显。区内年降水在 500—1100mm 之间，年降水量随地形高度增加而递增，山地为多雨区，河谷及附近丘岭为少雨区，降水时间分布不均，7—9 月份降水量占全年的 50% 以上，年最多降水量为年最少降水量的 2.4—3 倍。洛河多年平均径流量 37.6 亿 m³，黑石关站多年平均径流量 35.17 亿 m³，大部分水量来自上游山区，伊河陆浑水库以上集水面积占伊河的 58%，径流量占 71%；洛河长水以上集水面积占洛河（不含伊河）的 52%，径流量占 65%。洛河以北黄土丘陵地区植被少、降雨少、产流少，白马寺以下地区为伊洛河流域径流最少的区域。伊洛河流域洪水由暴雨产生，具有涨落陡、洪峰高、历时短等特点，对中下游及黄河防洪安全具有较大影响。伊洛河调查历史最大洪水发生在 1931 年，伊河龙门段洪峰流量 10300m³/s，洛河洛阳桥段洪峰流量 10750m³/s。伊洛河实测最大洪水发生在 1958 年，伊河龙门站洪峰流量 6850m³/s，洛河白马寺站洪峰流量 7230m³/s。

1.3 暴雨洪水特点

伊河龙门镇、洛河洛阳以下至伊洛河黑石关之间，伊河、洛河两河所夹滩地及伊河与南岸高崖，洛河与北岸高崖所围的区域，简称夹滩滞洪区。夹滩滞洪区大洪水时河道决堤或漫堤行洪，是自然滞洪区^[157]。

该流域是河南省的多暴雨地区之一。流域内暴雨具有集中、量大、面广、历时长特点，较大暴雨多出现在 7 月中旬至 8 月上旬，出现的地区以西部山区为多。流域暴雨中心有两个：一是“E”字形地形喇叭口入口处的新安—宜阳—嵩县—

带，多因夏季暖湿气团与西北干冷气团在此相持而降雨；二是上游的洛南、栾川，因暖湿气团吹入“E”字型喇叭口后受地形抬升作用影响而降雨。第一种情况出现几率较大。

本区洪水由暴雨产生，其变化受雨型、地形条件影响较大，具有陡涨陡落、洪峰高、历时短的特点。土石山区地势陡峻，植被稀少，径流系数大，因此是主要产流区。洛河长水—洛阳河道顺直，大支流汇入多，且常为暴雨中心，是洛河洪峰的主要来源地区；伊河伊川县以上流域呈团扇形，支流汇入多，是伊河洪峰的主要来源地区。一遇暴雨，伊、洛两河水位往往同时暴涨，且洪水也经常发生“碰头”现象。

1.4 水旱灾害

伊洛河流域历为水旱灾害多发区。据历史资料记载，自公元 184 年（汉高后三年）以来 2200 多年中，发生河道决口、洪水泛滥的大水灾 110 次，平均 20 年一次。建国以后，1954 年、1957 年、1958 年、1975 年、1982 年，伊洛河均发生了全流域洪水（详见表 1-5-1）。1982 年洪水，造成堤防决口 445 处，受淹村庄 357 个，毁坏房窑 22 万间，冲淹耕地 47 万亩，直接受灾人口 64 万人。

表 5-5 建国以来伊洛河大洪水实测洪峰流量

年 份	洛河白马寺站 (m ³ /s)	伊河龙门站 (m ³ /s)
1954	5970	5470
1957	4480	1450
1958	7230	6850
1975	1920	2480
1982	5380	5550

2 调查历史洪水情况

按照洪水事件发生的时间，将有实际观测记录的洪水称为实测洪水，历史时期发生的有文献记载的洪水称为历史洪水，史前发生依靠沉积记录辨析的洪水称为古洪水。

1953 年 9 月通过调查洛河黑石关、洛阳、龙门镇等河段的历史洪水，估算黑石关 1935 年洪水的洪峰流量为 6600~7300m³/s，1937 年为 7710m³/s；洛阳 1931 年洪水为 9440m³/s，龙门镇 1931 年为 8200m³/s，即龙门镇、洛阳 1931 年的洪水为最大洪水，而当年在黑石关的并不突出，1937 年才是黑石关的最大洪水。1955 年又对伊洛河进行了全面的洪水调查，结果显示，伊、洛河最大洪水发生在 1931

年, 修订龙门镇洪峰流量为 $10400\text{m}^3/\text{s}$, 洛阳为 $11000\text{m}^3/\text{s}$, 系 2 站百年来的最大洪水, 黑石关站为 $7800\text{m}^3/\text{s}$, 水位较 1935、1937、1954 年均低, 仅排列第 4 位。

洛河上游故县与卢氏河段, 最大洪水发生在 1898 年 (清光绪 24 年), 故县洪峰流量为 $5400\text{m}^3/\text{s}$, 伊河嵩县河段最大洪水发生在 1943 年, 洪峰流量为 $5300\text{m}^3/\text{s}$ 。

1964 年, 王国安根据酈道元《水经注》记载, 推算公元 233 年在今伊河龙门的洪水洪峰流量为 $20000\text{m}^3/\text{s}$, 这是黄河流域有文字记载的最早历史洪水。

3 古洪水事件的判别方法

重要的水利、水电、交通和建筑工程需要极为稀遇的洪水, 如重现期为百年、千年、万年的洪水作为规划设计的依据。然而, 现有实测洪水的资料系列远远不能满足计算这种稀遇洪水的要求。即使中国历史悠久, 史志碑刻甚丰, 洪水调查遍及全国的河流, 但加入调查历史洪水后, 据此推求稀遇洪水仍感资料不足, 导致判断困难, 引起争论。因此, 由洪水频率曲线外延推求稀遇设计洪水在现有规范条件下很难突破。

基于古洪水平流沉积物这一洪水信息载体, 利用其尖灭点高程或古洪水平流沉积物的顶面高程作为洪水指示, 采用水文学模型推求所发生洪水的流量, 从而可以得到远远超过调查历史洪水重现期的大洪水, 大大扩展了洪水范围, 尤其是稀遇洪水信息。这些稀遇洪水资料的加入, 使频率曲线的稀遇洪水部分有了点据控制, 千年洪水由外延变为内插, 万年洪水也外延不多, 频率曲线大大改善。因此, 古洪水被誉为洪水计算的新途径。

古洪水研究有别于实测洪水与历史 (调查) 洪水, 有关水文信息 (水位、年代) 来源于古洪水平流沉积物。杨达源等^[126, 127]指出古洪水平流沉积物是洪水漫上平缓的岸坡平台或古漫滩之后, 水流流速趋近于零状态下的细颗粒沉积, 也就是死水断面内的洪水平流沉积物。该平缓的岸坡平台或古漫滩必定曾被洪水漫淹并留下平流沉积, 只有该平流沉积很快被其它碎屑物堆积掩埋起来, 才能得以长久地保存。因此, 确定和取得古洪水平流沉积物, 是古洪水研究中的关键问题。在过去的 20 多年来, 利用古洪水平流沉积重建古洪水发生历史的方法已被广泛应用。

对古洪水平流沉积物判定的最基本手段之一是粒度分析。利用物理的方法测定沉积物粒度的大小及各粒级所占百分数, 并计算中值粒径、平均粒径、标准离差、分选系数、偏度系数、峰态系数等, 也就是研究沉积物中各种不同粒级的机械组成和粒度特征值, 帮助推断沉积物的来源、搬运动力及沉积环境, 从而推断其类型。

4 伊洛河全新世古洪水平流沉积物的沉积学研究

通过野外详细的实地调查和分析实验数据,初步认为本文研究的 HWC、LHT、YWC 和 YYC 等 4 个剖面中均含若干平流沉积层,为全新世古洪水平流沉积剖面。根据 HWC 剖面中的文化遗物以及各个剖面的特征推测,其记录的古洪水事件都发生在晚全新世。平流沉积层是古洪水的产物,而风吹沙层则可能是洪水间歇期,河床中的细沙被风力搬运、堆积覆盖到河岸上的洪水沉积物所致。因此,上述剖面中最常见的结构为平流沉积层与沙层交替出现。由于 GDZ 剖面与上述剖面位于同一地区,各时期地层形成时的环境特点相似,且年代已知,故将 GDZ 剖面的全新世黄土 (L_0)、古土壤 (S_0) 地层与 HWC、LHT、YWC 和 YYC 剖面进行对比,通过其粒度组成特征来识别研究区的全新世古洪水事件。

4.1 GDZ 剖面的环境信息识别

GDZ 剖面中,全新世早、中、晚期的界限清晰,分别位于 165cm 和 75cm 处,其对应的校正年代分别为 8500aB. P. 和 3100aB. P., 165-75cm 即为全新世中期形成的 S_0 ; 75-25cm 对应晚全新世黄土 L_0 , 25cm 对应年代为 1500aB. P.; 200-165cm 为早全新世黄土质过渡层, 200cm 以下是末次冰期黄土 L_1 , 年代起点为 11500aB. P.。从图 5-1 可知, GDZ 剖面中晚冰期黄土与过渡层性质最为接近, 曲线几乎完全重合, 表土层和 L_0 的粒度组成最粗, S_0 的粒度组成最细, 过渡层、晚冰期黄土和 L_1 粒度组成居中, 反映了各层形成时期环境特点和成壤强度的差异。

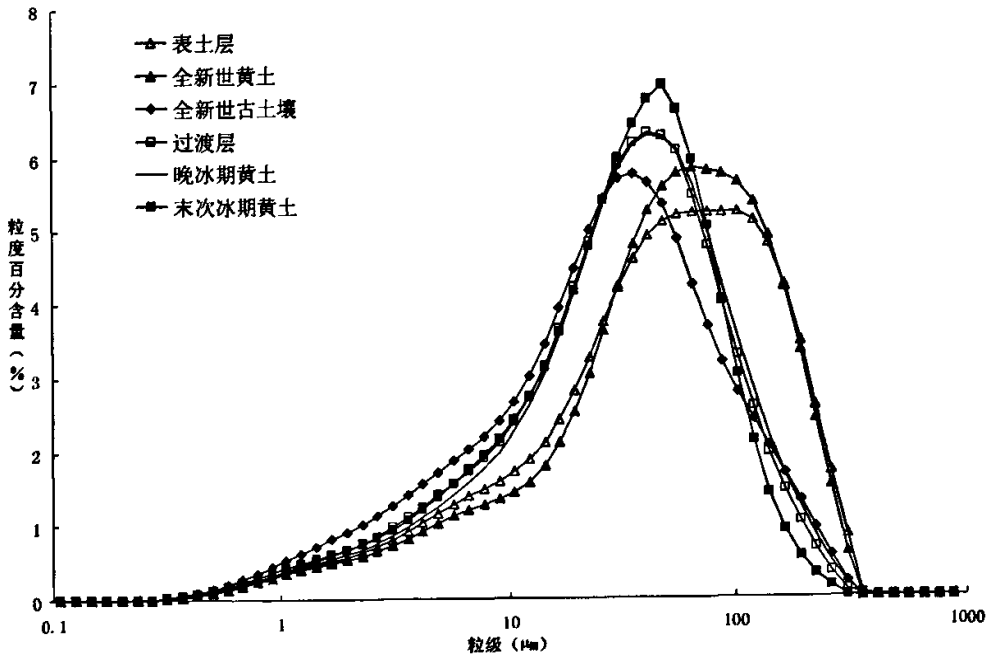


图 5-1 GDZ 剖面粒度频率分布曲线图

已有研究表明, 该区的地方性盛行风向为东北风, 尤其是晚全新世时期, 黄河及其支流决口泛滥区沉积的沙质和粘壤质物质在强劲的东北风的搬运下, 成为 GDZ 剖面中 L_0 的主要物质来源, 而西风高空急流所携带的远源极细粉尘是次要来源。东北向地方性风系、横贯欧亚大陆的高空西风急流, 作为形成 GDZ 剖面、尤其是 L_0 的搬运力同时发生作用, 共同形成了 GDZ 剖面中沉积速率最快的 L_0 。

综上, GDZ 剖面记录的黄河中游全新世环境演变的信息为:

晚冰期 (14700~11500aB. P.) 内气候多突变, 代表冷干气候, 存在中期的突然增温与末期的突然降温事件, 可对比西欧 13000aB. P. 的增温事件及 11000aB. P. 的 YD 事件;

早全新世 (11500~8500aB. P.) 处于末次冰期向中全新世大暖期过渡的阶段, 气温有所回升, 但仍较寒冷干燥, 植被有所恢复, 但不丰茂。冬季风渐弱、夏季风增强导致沉积速率比晚冰期时期偏低, 从粒度组成来看, 其沉积颗粒粗, 粘粒含量低, 气候接近现代西北草原气候;

中全新世 (8500~3100aB. P.) 是全新世气候最温暖湿润的时期, 沉积物呈浊红棕色, 棱块——棱柱状结构发育, 质地较硬, 颗粒细, 粘粒含量高指示夏季风强盛, 气候类似长江中下游现代气候, 通过磁化率曲线结合内插法推算其气候最适宜期为 6760~6520aB. P.。这一时期全球普遍进入了全新世最温暖的时期, 东南夏季风控制下, 气候普遍温暖湿润, 黄泛区风沙活动减弱, 风尘堆积相应较弱, 风化成壤强烈。由于降水多, 土壤淋溶作用和粘化作用都较强, 土壤有向下风化成壤过程;

晚全新世 (3100~1500aB. P.) 全新世大暖期结束时, 气候进入恶化期。受东亚季风格局变化的影响, 该地区受到地方性风力系统的控制, 重新进入干旱少雨期。地表植被开始退化, 土层加速向上增长, 成壤作用减弱, 堆积形成现代黄土 L_0 覆盖于古土壤 S_0 之上。据粗略估算, 本期 GDZ 剖面的黄土沉积速率高达 31.25cm/Ka, 粒度组成中粘粒、粉沙等迅速降低, 极细沙、沙粒含量显著增加, 表明冬季风最为强盛, 气候最干旱, 沙尘暴最频繁且强度大, 气候向干旱化趋势明显, 且比早全新世更干旱。各种指标证据都表明了 3100aB. P. 以来是一个相对干旱的时期。 S_0/L_0 的界限标志着晚全新世以来气候的显著变化。直至目前延续了 3100 多年的气候格局也没有从根本上改变, 只是在百年、十年尺度上有波动变化;

现代表土层 (1500~0aB. P.) 则是以来气候转暖, 加之人类耕作影响在 L_0 的顶部叠加形成的一层耕作土壤, 受到人类活动的扰动较大。

4.2 HWC 剖面古洪水信息的识别

表 5-6 对 GDZ 剖面全新世 L_0 和 S_0 地层的粒度特征值与 HWC 剖面各层进行对比发现, HWC 剖面平流沉积层的粘粒、粉沙含量均显著高于 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 , 极细

沙的含量则明显偏低；沙级含量上，HWC 的平流沉积层与 S_0 接近，而远远低于 L_0 的含量。从中值粒径和平均粒径来看，平流沉积层的值都高于 L_0 和 S_0 ，表明平流沉积层的粒度偏细；同时，平流沉积层的标准离差和分选系数都小于 L_0 和 S_0 ，说明平流沉积层的分选程度更好。

表 5-6 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 HWC 剖面粒度特征值的比较

层 位	粘粒	粉沙	极细沙	沙	中值 粒径	平均 粒径	标准 离差	偏度	峰态 系数	分选 系数	众数 位置
	<0.005mm	0.005- 0.05mm	0.05- 0.1mm	>0.1mm	Md	Mz	σ	SK ₀	Kg ₀	S	μ_m
GDZ L_0 (75~25cm)	8.07	42.03	26.18	10.80	4.31	4.54	1.72	0.28	1.16	1.05	76.316
GDZ S_0 (165~75cm)	13.48	59.69	16.97	5.97	5.20	5.41	1.81	0.21	1.12	1.13	35.562
粘土质平流沉积层 (35~0cm)	20.93	74.48	4.59	6.60	6.03	6.33	1.56	0.31	0.98	1.07	26.202
汉代土壤层 (70~35cm)	19.93	75.17	4.90	6.90	5.90	6.24	1.56	0.35	0.99	1.06	26.202
粘土质平流沉积层 (110~70cm)	16.64	77.30	5.00	5.42	5.82	6.09	1.57	0.27	1.19	0.95	26.202
粉沙质平流沉积层 (165~110cm)	15.50	77.81	6.26	5.31	5.74	6.01	1.45	0.33	1.13	0.91	26.202

沉积物的粒度频率分布曲线和累积频率曲线特征也是判断沉积物形式的主要手段之一。图 5-2 显示了 GDZ 剖面 L_0 和 S_0 与 HWC 剖面各层的粒度频率分布曲线，其相同点是曲线均为单峰，区别在于 HWC 各层对峰值都高于 GDZ 的 L_0 和 S_0 ，且 L_0 和 S_0 偏度系数分别为 0.28 和 0.21，属正偏态，而 HWC 的 4 个层位中有 3 层的偏度系数都 >0.3，属极正偏，表明其粒度组成比 GDZ 剖面更细。从峰态系数来看， L_0 和 S_0 都是窄峰态，而 HWC 的平流沉积层中既有窄峰态，又有中等峰态，HWC 各层都比 GDZ 剖面 L_0 和 S 的峰型更尖锐、更窄。根据曲线的最高峰即众数的位置显示， L_0 层的粒度组成最粗，其次是 S_0 ，HWC 各层位的颗粒组成较细，且比较接近。

图 5-3 显示了 GDZ 剖面 L_0 和 S_0 与 HWC 剖面平流沉积层的粒度累积频率曲线。 L_0 和 S_0 的曲线明显偏右，粒度偏粗，而 HWC 各层曲线则偏左且分布集中，表明其粒度组成比 L_0 和 S_0 更细，并且形成这几层平流沉积层的洪水规模比较接近。此外，HWC 的曲线坡度更陡而 L_0 和 S_0 相对较缓，也说明其粒径分布更集中于部分粒级。

从图 5-4 得，HWC 剖面各层的粒度特征值在三角图中的位置与 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 有明显的区别。与 GDZ 相比，HWC 各层的粉沙含量更高、极细沙含量更低、粘粒含量相当。粒度组成的差异表明，HWC 剖面的沉积特征与 L_0 和 S_0 明显不同。

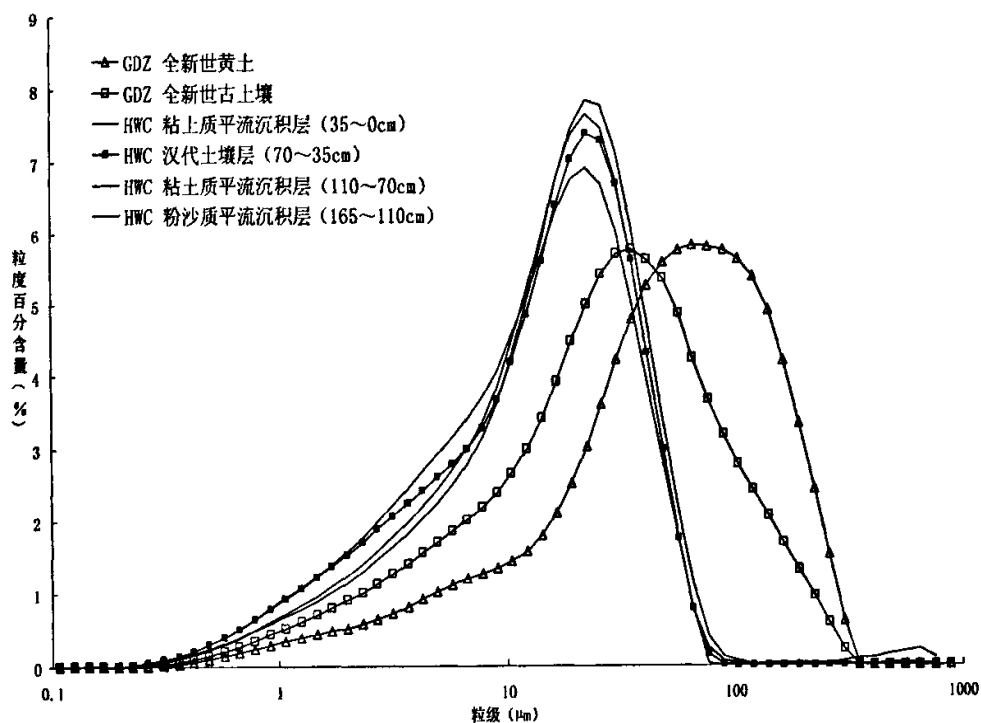


图 5-2 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 HWC 剖面粒度频率分布曲线图

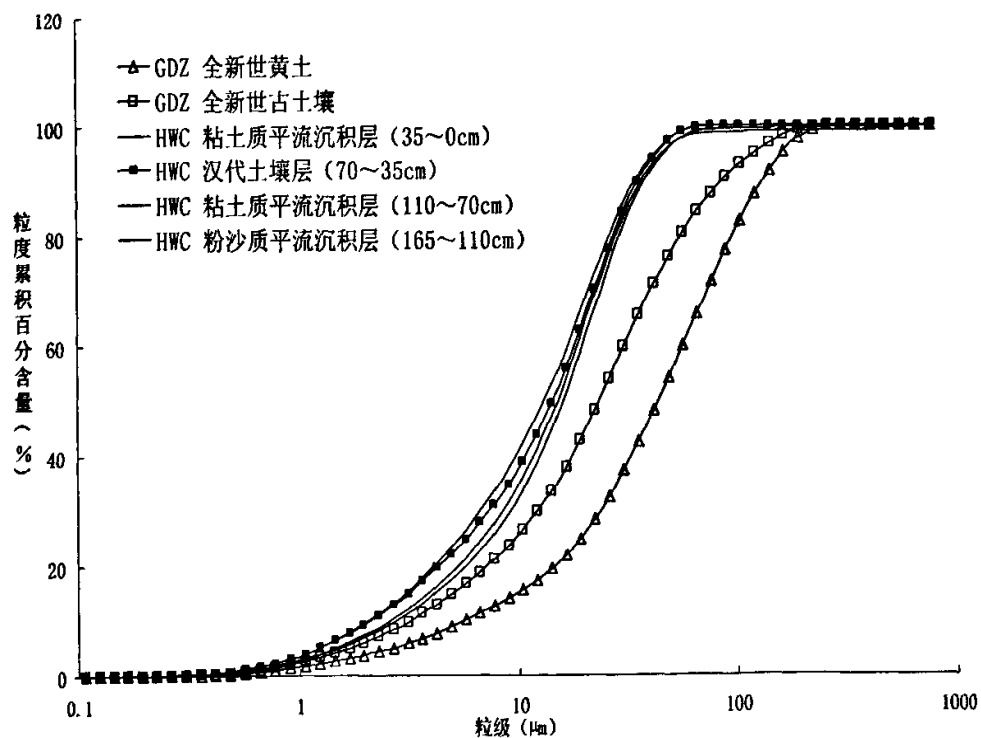


图 5-3 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 HWC 剖面粒度累积频率曲线图

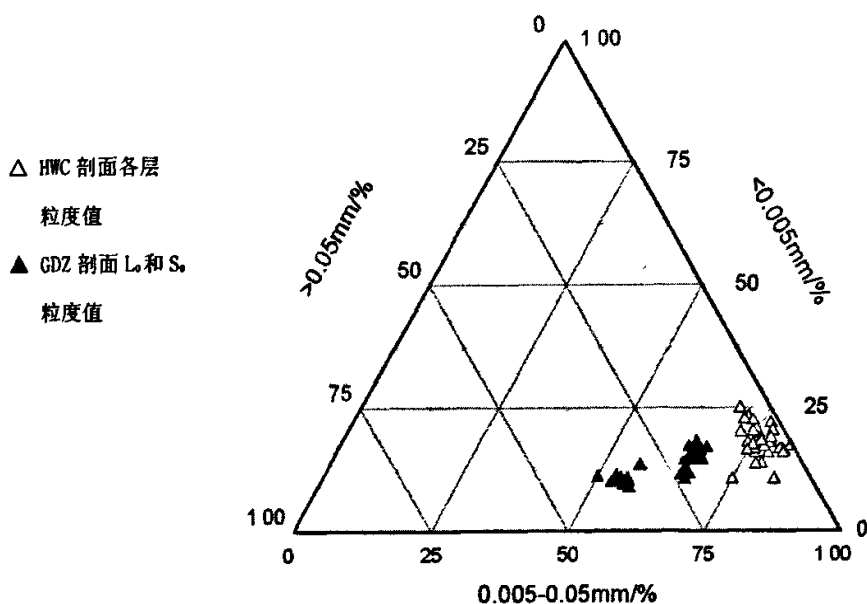


图 5-4 GDZ 剖面与 HWC 剖面粒度特征值三角图

因此，HWC 剖面的 4 个层位，其粒度特征与 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 差异明显，可以认定其既非黄土层，亦非古土壤层。结合野外判读的剖面特征，初步判定 HWC 剖面的 3 个平流沉积层代表了发生在该地点的 3 次古洪水，根据剖面中的陶片、陶屑等文化遗物的位置和剖面厚度判断，这 3 次古洪水都应发生在晚全新世，并且越靠剖面上部的平流沉积层对应的古洪水规模越大、水位越高。

值得注意的是，汉代土壤层的粒度特征与平流沉积层的特征非常接近，推测该层土壤可能是在原来的洪水沉积层上经过一定成壤改造形成的，故特征相近。同时，该处建城之后仍然不断有新的特大洪水带来的沉积物覆盖其上，如“建武七年(31a. A. D.) 六月洛水成灾；建武十年(34a. A. D.) 洛水溢；永平三年(60a. A. D.) 洛水溢；永元十年(98a. A. D.) 五月京师大水；永初二年(108a. A. D.) 六月洛阳及郡国 40 大水；建光元年(121a. A. D.) 秋，洛阳及郡国 29 雨水成灾；延光三年(124a. A. D.) 洛阳及郡国 23 地震，36 雨水，大水成灾；建和二年(148 a. A. D.) 七月京师大水；建和三年(149 a. A. D.) 八月京师大水；永寿元年(155 a. A. D.) 六月洛水溢，漂流人物，三辅以东莫不淹没；熹平三年(174 a. A. D.) 秋，洛水溢”等^[171]。这也可能是其粒度特征与洪水平流沉积层相近的原因。

综上，HWC 剖面至少清晰地显示了 3 次晚全新世古洪水事件，且洪水动力条件各不相同。从剖面中平流沉积层与文化层关系来看，无论是 HWC，还是 LHT、YWC 和 YYC 剖面，其记录的古洪水都发生在全新世晚期。由于 HWC 剖面并不在河岸，而是在与河床有一定距离的阶地上，加上人类活动的影响，所以记录的古洪水次数比更靠近河岸的 LHT、YWC 和 YYC 剖面偏少。

4.3 LHT 剖面古洪水信息的识别

表 5-7 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 LHT 剖面粒度特征值的比较

层 位	粘粒	粉沙	极细沙	沙	中值 粒径	平均 粒径	标准 离差	偏度	峰态 系数	分选 系数	众数 位置
	<0.005mm	0.005~ 0.05mm	0.05~ 0.1mm	>0.1mm	Md	Mz	σ	SK ₀	Kg ₀	S	μ_m
GDZ L ₀ (75~25cm)	8.07	42.03	26.18	10.80	4.31	4.54	1.72	0.28	1.16	1.05	76.316
GDZ S ₀ (165~75cm)	13.48	59.69	16.97	5.97	5.20	5.41	1.81	0.21	1.12	1.13	35.562
表土层 (25~0cm)	9.75	68.62	21.05	5.43	5.04	5.29	1.39	0.38	1.37	0.76	41.43
粘土质平流沉积层 (35~25cm)	10.92	69.33	19.58	0.34	5.13	5.42	1.46	0.39	1.30	0.82	41.43
粉沙质平流沉积层 (55~35cm)	7.04	69.44	23.40	0.68	4.87	5.01	1.16	0.36	1.59	0.59	41.43
粘土质平流沉积层 (62~55cm)	12.93	73.82	13.17	3.62	5.37	5.68	1.49	0.39	1.19	0.87	35.562
风吹沙层 (71~62cm)	9.85	59.14	29.75	64.01	4.71	4.99	1.36	0.46	1.69	0.63	48.265
粘土质平流沉积层 (85~71cm)	7.52	71.16	20.39	2.08	4.98	5.09	1.22	0.32	1.58	0.62	41.43
风吹沙层 (99~85cm)	7.60	66.87	24.25	6.91	4.89	5.04	1.26	0.35	1.49	0.66	41.43
粘土质平流沉积层 (104~99cm)	9.96	70.76	19.14	0.94	5.11	5.34	1.39	0.37	1.4	0.74	35.562
风吹沙层 (114~104cm)	9.53	45.75	34.84	34.73	4.46	4.86	1.60	0.45	1.39	0.81	65.507
粘土质平流沉积层 (122~114cm)	10.32	76.30	13.37	0.74	5.25	5.48	1.34	0.39	1.38	0.73	35.562
风吹沙层 (132~122cm)	6.99	65.20	26.56	22.67	4.80	4.91	1.20	0.34	1.61	0.60	41.43
粘土质平流沉积层 (136~132cm)	18.74	76.46	4.71	0.40	5.99	6.26	1.52	0.3	1.06	0.98	22.491
风吹沙层 (144~136cm)	8.59	70.53	20.57	9.29	5.01	5.17	1.29	0.36	1.53	0.66	41.43
粘土质平流沉积层 (148~144 cm)	18.27	78.06	3.67	2.05	6.00	6.27	1.49	0.33	1.10	0.93	22.491
细沙中沙互层 (158~148cm)	10.54	69.40	19.40	34.02	5.13	5.38	1.45	0.37	1.34	0.80	35.562
中沙层 (168~158cm)	15.89	57.60	21.27	75.99	5.29	5.61	1.79	0.28	0.87	1.33	48.265
粘土质平流沉积层 (175~168cm)	18.12	79.33	2.55	0.32	6.04	6.28	1.43	0.31	1.06	0.93	22.491
粉沙质平流沉积层 (180~175cm)	7.97	76.78	15.08	1.54	5.13	5.27	1.21	0.35	1.52	0.63	35.562
风吹沙层 (185~180cm)	6.63	63.89	27.25	45.93	4.77	4.89	1.20	0.32	1.55	0.62	41.43
粘土质平流沉积层 (198~185cm)	10.46	78.23	11.30	2.95	5.35	5.52	1.33	0.36	1.52	0.69	30.525
风吹沙层 (213~198cm)	8.49	50.30	35.40	28.45	4.53	4.78	1.39	0.42	1.51	0.70	56.229

从表 5-7 可知, LHT 剖面的平流沉积层和中沙层粘粒含量很高, 部分层位已经超过 GDZ 剖面的 S₀, 而风吹沙层中粘粒含量很低, 大多数都低于 GDZ 的 L₀; 粉沙

的含量除 L_0 外各层均较高，但风吹沙层的均值仍低于平流沉积层和中沙层；极细沙的含量上，风吹沙层明显高于平流沉积层和中沙层；此外，风吹沙层和中沙层的沙粒含量也远远高于平流沉积层。

GDZ 的 L_0 中值粒径和平均粒径 ϕ 值最小，即粒度组成最粗，其次是 LHT 剖面各风吹沙层，再次是 GDZ 的 S_0 ，而 LHT 各平流沉积层和中沙层的值最大，表明其粒度组成最细。从标准离差来看，各层位值基本都在 1~2 之间，普遍分选差，但仍然小于 GDZ 剖面 L_0 和 S_0 层的分选系数，LHT 各沙层的值比平流沉积层相对略微偏小，表明其分选程度相对较好，分选系数也有类似特点， L_0 和 S_0 的值都 >1，表明其分选最差，而 LHT 剖面绝大多数层位都 <1，且风吹沙层比平流沉积层的值更加偏小，分选更好。从偏度系数上看，GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 都在 0.1~0.3 之间，属于正偏，而 LHT 剖面除 168~158cm 处的中沙层为 0.28，属于正偏外，其余各层全部 >0.3，属于极正偏，表明 LHT 剖面的粒级组成整体较 L_0 剖面偏细。从峰态系数看，LHT 多数层位的值基本都比 GDZ 大，表明其峰型较窄较尖锐。

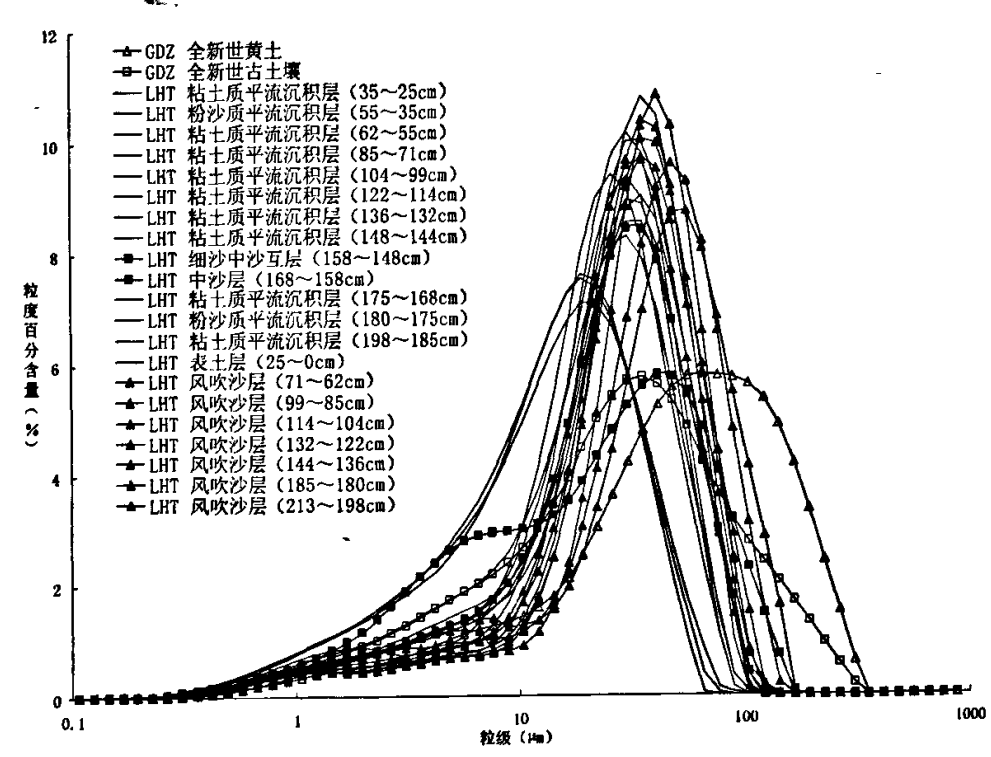


图 5-5 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 LHT 剖面粒度频率分布曲线图

由图 5-5 可知，LHT 剖面各层的粒度频率分布曲线均为单峰型，且大部分层位都比 GDZ 剖面 L_0 和 S_0 的峰型更窄更尖锐；偏态方面，几乎所有风吹沙层和洪水平流沉积层的偏态都是极正偏，而对比层 GDZ 的 L_0 和 S_0 则属正偏态，差别较为明显；从众数位置来看，LHT 剖面中所有层位的值都小于 GDZ 的 L_0 ，但大多数层位的值却

大于 GDZ 的 S_0 ，即比总体粒度组成比 L_0 细但比 S_0 粗，洪水平流沉积层的众数都 $\leq 41.43\mu\text{m}$ ，而风吹沙层则都 $\geq 41.43\mu\text{m}$ ，粒度组成的差异反映了不同的动力条件。从图 5-6 看，LHT 各层几乎都比 GDZ 剖面的累积频率曲线更陡，表明其粒度分布更加集中且多在图的左侧，尤其是洪水平流沉积层，偏左尤为明显，表明其粒度组成最细，LHT 各层与 GDZ 剖面存在明显区别。

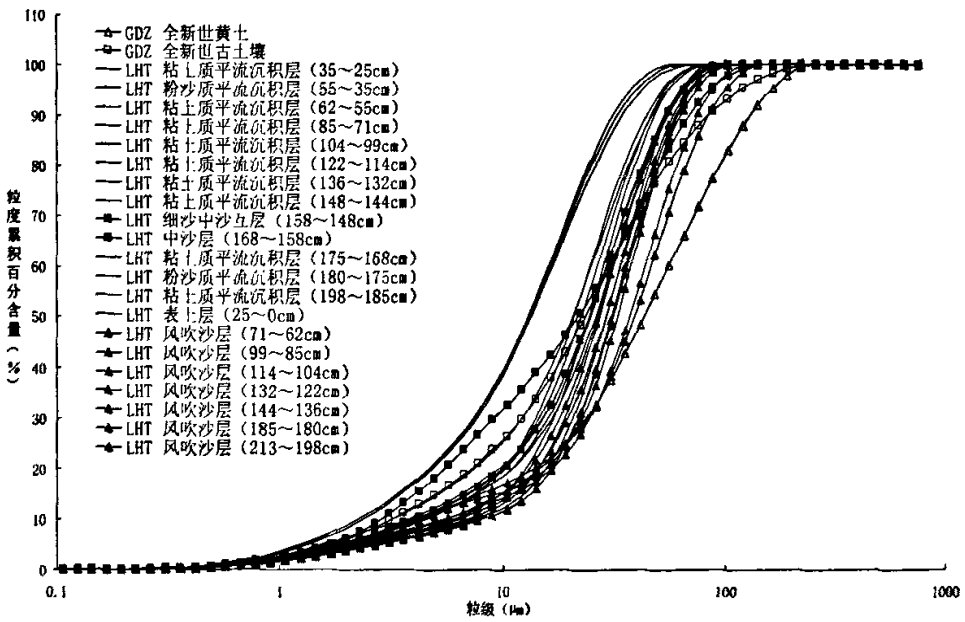


图 5-6 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 LHT 剖面粒度累积频率曲线图

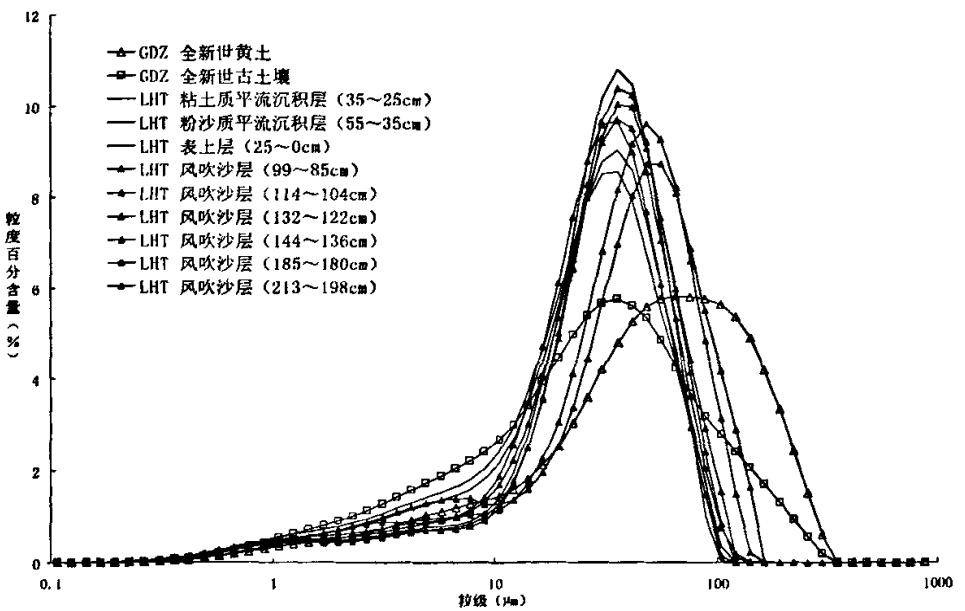


图 5-7 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 LHT 剖面典型层位粒度频率分布曲线对比

为更好地识别 LHT 剖面中平流沉积层记录的古洪水信息，并进一步探究其与风吹沙层在粒度组成上的差别，通过图 5-7 专门对比了 GDZ 剖面的 S_0 、 L_0 层和 LHT 剖面最上部的 3 个洪水平流沉积层以及 6 个典型的含木炭屑的风吹沙层的粒度频率分布曲线特征。可以看出，无论是洪水平流沉积层还是风吹沙层，LHT 剖面的峰值都高于 GDZ 的 L_0 和 S_0 ，峰态更加狭窄和尖锐。同时，LHT 剖面的多数洪水平流沉积层的众数位置比风吹沙层偏小，表明二者在粒度机械组成上存在较大的不同。

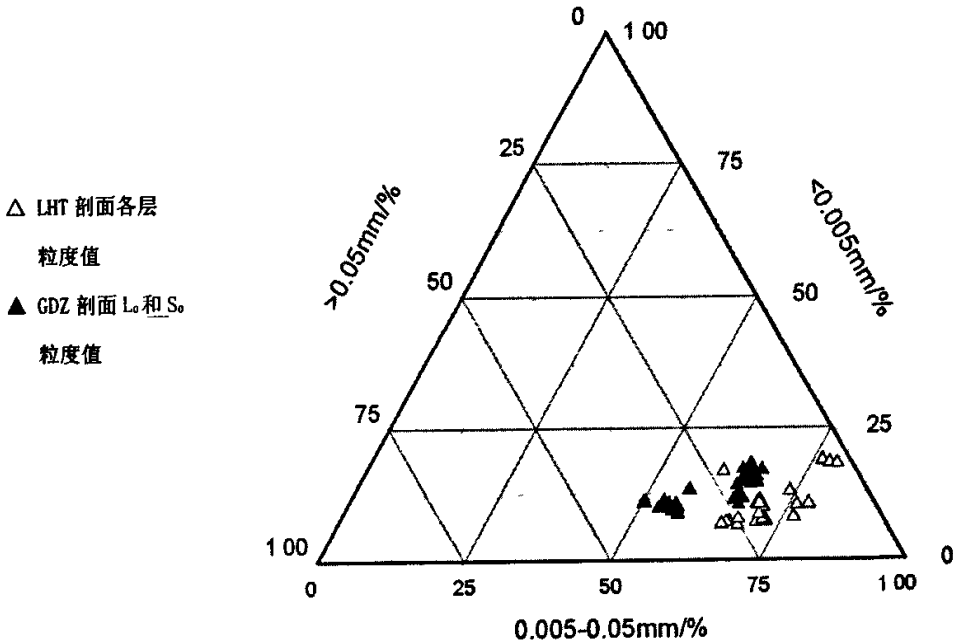


图 5-8 GDZ 剖面与 LHT 剖面粒度特征值三角图

从图 5-8 来看，LHT 剖面各层与 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 的值点有一定区分度，部分层位之所以与 S_0 较为接近，是由于 LHT 剖面位于伊洛河一级阶地的最前沿，受河流影响，含有中沙层、风吹沙层等粗粒层位较多，所以显得区别不很明显。但典型的洪水平流沉积层与 L_0 、 S_0 之间还是有明显差别的，总体来讲，LHT 剖面与 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 相比较，粉沙含量更高，粘粒含量接近或略低，极细沙含量略高。

综上，LHT 剖面中的平流沉积层和风吹沙层，其粒度组成特征与 GDZ 剖面的黄土和古土壤均具有较大差异。需要指出的是，LHT 剖面在本文研究的 4 个古洪水平流沉积剖面中处于河流一级阶地的最前沿，该剖面对洪水的变化最为敏感。剖面中的粘土质平流沉积层和粉沙质平流沉积层即为古洪水平流沉积物，底部中沙层为河床相沉积。结合野外实地观察和沉积学、地貌学分析，初步推测 LHT 剖面记

录了 12 次古洪水, 分别对应的层位是: 表土层(25~0cm)、粘土质平流沉积层(35~25cm)、粉沙质平流沉积层(55~35cm)、粘土质平流沉积层(62~55cm)、粘土质平流沉积层(85~71cm)、粘土质平流沉积层(104~99cm)、粘土质平流沉积层(122~114cm)、粘土质平流沉积层(136~132cm)、粘土质平流沉积层(148~144cm)、粘土质平流沉积层(175~168cm)、粉沙质平流沉积层(180~175cm)、粘土质平流沉积层(198~185cm), 越靠剖面上部各层对应当洪水规模越大。由于剖面中有多个风吹沙层, 推测为全新世晚期气候恶化、东北风增强搬运运动结果, 对比 HWC 剖面的文化层及现代文献记载, 认为这些古洪水事件都发生在全新世晚期, 其顶部的 3 层平流沉积: 表土层(25~0cm)、粘土质平流沉积层(35~25cm)和粉沙质平流沉积层(55~35cm)很可能分别对应着当地近现代的三次大洪水, 分别是 1958 年 7 月 17 日(洛河黑石关站洪峰流量 $9450\text{m}^3/\text{s}$)、1954 年 8 月 3 日(洛阳站洪峰流量 $7230\text{m}^3/\text{s}$)和 1931 年 8 月 12 日(洛阳站洪峰流量推算为 $11100\text{m}^3/\text{s}$), 其下的平流沉积层则可能来自汉魏及隋唐时期的古洪水。关于含有木炭屑的风吹沙层的成因, 推测是由于全新世晚期气候恶化, 强盛的地方性东北风沿河谷而上, 把河床中散露的细沙搬运到上一次洪水形成的平流沉积物表面堆积而成。即, 洪水发生时期, 流水搬运、沉积形成以粘土质平流沉积层为代表的洪水平流沉积层, 洪水间歇期, 在东北风的作用下形成以含木炭屑的风吹沙层为代表的风积层。两种层位多次交互出现, 表明该地区的气候环境在晚全新世发生了深刻变化, 由温湿的成壤期恶化为风尘堆积期, 古洪水伴随着气候的恶化而频繁发生。

4.4 YWC 剖面古洪水信息的识别

从表 5-8 可知, YWC 剖面平流沉积层的粘粒值波动较大, 既有高于 GDZ 的 L_0 和 S_0 的, 也有低于 L_0 和 S_0 或介于二者之间的, 规律性不明显; 粉沙含量上, YWC 绝大多数层位含量比 GDZ 剖面高; 除了少数几个风吹沙层外, YWC 其余各层的极细沙含量均低于 L_0 , 但有部分粉沙质平流沉积层(55~0cm)、细沙质土层(144~114cm)、和粘土质平流沉积层(189~184cm)高于 S_0 ; 沙级含量上, 除细沙、中沙层及个别粉土质平流沉积层(90~75cm)、细沙质粉土层(105~95cm)含量高于 GDZ 剖面外, 其余各层均低于 L_0 层。从 ϕ 值中值粒径和平均粒径来看, YWC 剖面的大部分平流沉积层都高于 L_0 , 有部分还高于 S_0 , 但在 95~90cm 的中沙层也有低值, 表明 YWC 平流沉积层的粒度总体上比 GDZ 的 L_0 偏细, 甚至有些层位比 S_0 更细, 而沙层则偏粗。此外, YWC 多数层位的标准离差和分选系数都小于 L_0 和 S_0 , 表明其分选程度优于黄土和古土壤。YWC 剖面的偏度系数比较复杂, 涵盖了从极负偏到极正偏的各种情况, 峰态系数也很丰富, 包括了很窄到很宽的五种情况。

表 5-8 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YWC 剖面粒度特征值的比较

层 位	粘粒	粉沙	极细沙	沙	中值 粒径	平均 粒径	标准 离差	偏度	峰态 系数	分选 系数	众数 位置
	<0.005mm	0.005- 0.05mm	0.05- 0.1mm	>0.1mm	Md	Mz	σ	SK ϕ	Kg ϕ	S	μ_m
GDZ L ₀ (75~25cm)	8.07	42.03	26.18	10.80	4.31	4.54	1.72	0.28	1.16	1.05	76.316
GDZ S ₀ (165~75cm)	13.48	59.69	16.97	5.97	5.20	5.41	1.81	0.21	1.12	1.13	35.562
粉沙质平流沉积层 (55~0cm)	10.05	72.36	17.39	2.28	5.13	5.41	1.37	0.39	1.29	0.77	41.43
粉沙土质平流沉积层 (75~55cm)	8.25	83.96	7.77	1.36	5.41	5.59	1.14	0.28	1.18	0.68	30.525
粉土质平流沉积层 (90~75cm)	5.73	61.55	11.20	15.82	4.84	4.80	1.67	0.01	1.01	1.15	26.202
中沙层 (95~90cm)	1.82	19.57	13.87	70.11	2.60	2.93	2.00	0.32	1.01	1.33	477.007
细沙质粉土层 (105~95cm)	37.64	28.97	15.95	24.30	6.51	5.90	2.20	-0.39	0.66	2.03	4.884
粘土质平流沉积层 (106~105cm)	0	100.00	0	5.327	5.96	5.95	0.26	-0.03	1.03	0.17	16.571
中沙层 (114~106cm)	0	85.51	8.55	61.14	5.18	5.12	0.97	-0.32	1.66	0.49	26.202
细沙质土层 (144~114cm)	7.18	63.74	22.88	12.38	4.88	5.04	1.37	0.28	1.27	0.79	41.43
粘土质平流沉积层 (174~144cm)	28.21	68.48	3.09	0.73	6.58	6.71	1.60	0.19	1.03	1.11	22.491
风吹沙层 (184~174cm)	10.73	57.49	18.91	18.76	5.01	5.09	1.57	0.15	1.21	0.97	41.43
粘土质平流沉积层 (189~184cm)	4.31	70.01	17.17	6.72	5.06	5.08	1.26	-0.05	1.09	0.81	35.562
风吹沙层 (194~189cm)	1.31	62.24	20.04	12.12	4.75	4.62	1.30	-0.22	1.09	0.82	35.562
粘土质平流沉积层 (204~194cm)	9.38	72.34	11.60	2.31	5.57	5.48	1.67	-0.02	1.22	1.01	26.202
风吹沙层 (209~204cm)	1.00	65.24	27.49	6.02	4.74	4.83	1.05	0.11	0.92	0.73	48.265
粘土质平流沉积层 (214~209cm)	35.14	54.66	9.28	2.84	7.27	6.70	1.64	-0.41	0.73	1.40	5.689
风吹沙层 (219~214cm)	27.75	72.25	0	3.42	6.53	6.97	1.46	0.46	0.97	0.98	16.571

从图 5-9 中来看,除 105-95cm 的细沙质粉土层和 214-209cm 的粘土质平流沉积层的频率分布曲线有双峰外,各层均为单峰,但峰型、偏态各异,有个别异常尖锐,也有部分非常钝圆。个别层位出现双峰的原因可能是形成该层位的洪水的

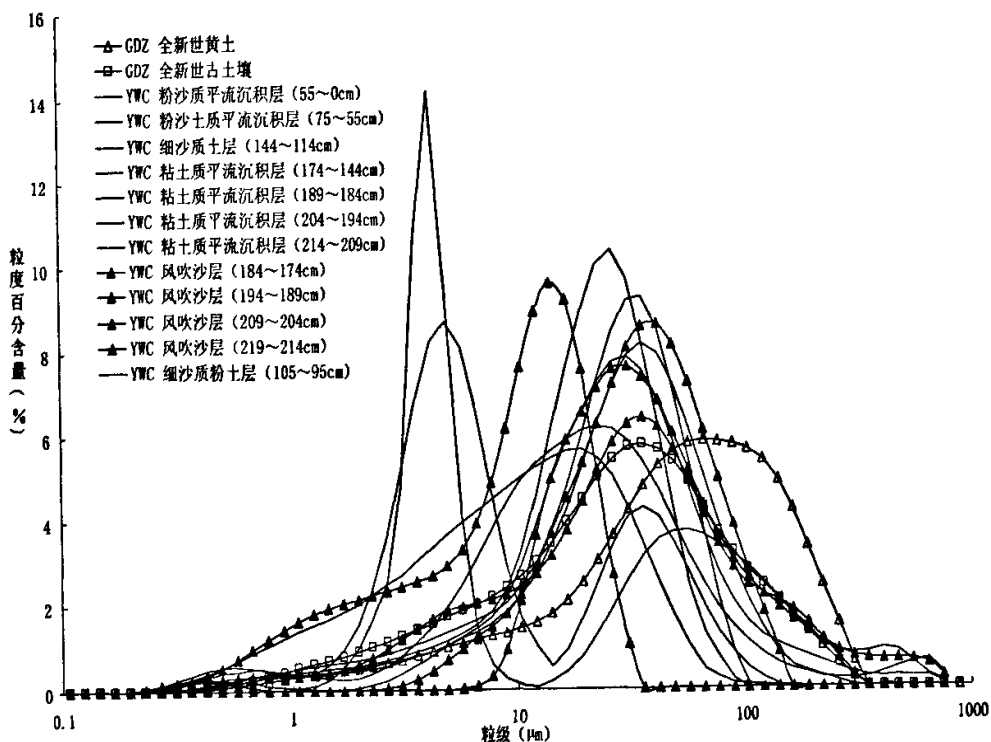


图 5-9 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YWC 剖面粒度频率分布曲线图

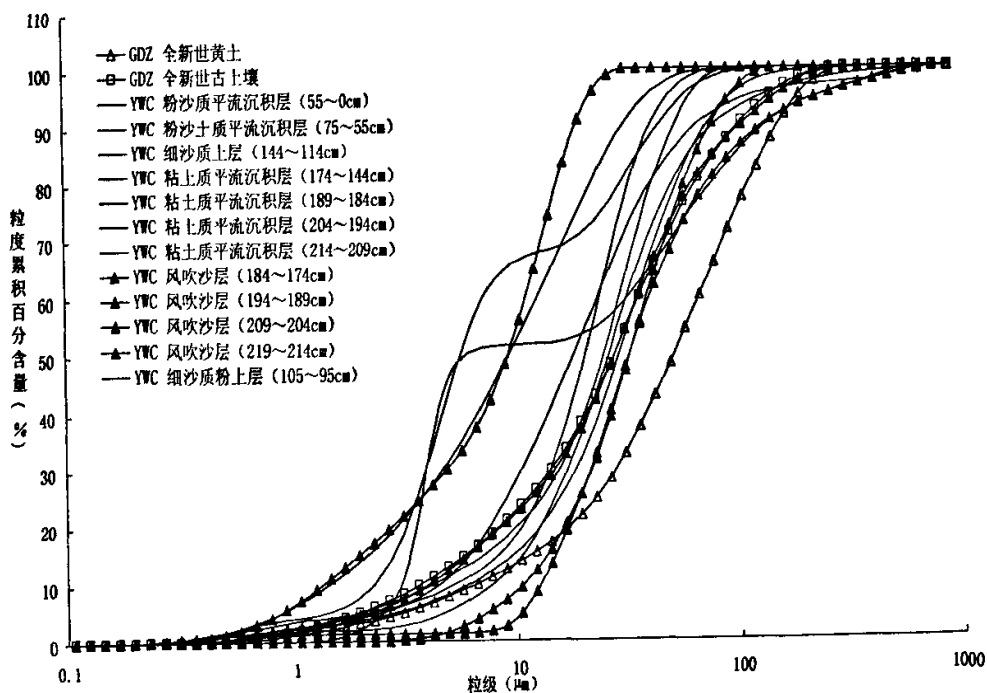


图 5-10 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YWC 剖面粒度累积频率曲线图

动力条件和物质来源与形成其他层位的洪水有较大差异，造成与该层位部分粒级的含量显著偏多或偏少。总体来看，YWC 各层众数位置均小于 GDZ 的 L_0 ，表明其粒度组成比 L_0 层更细。平流沉积层的众数比风吹沙层更小。

图 5-10 中，YWC 剖面大多数层位的累积频率曲线呈正常的“S”型，且均位于 L_0 曲线左侧，表示其粒度组成都比 L_0 偏细，但有个别层位，细沙质粉土层（105~95cm）和粘土质平流沉积层（214~209cm）的累积频率曲线形态较为特殊，形成的原因已在前一段落中进行了阐述。

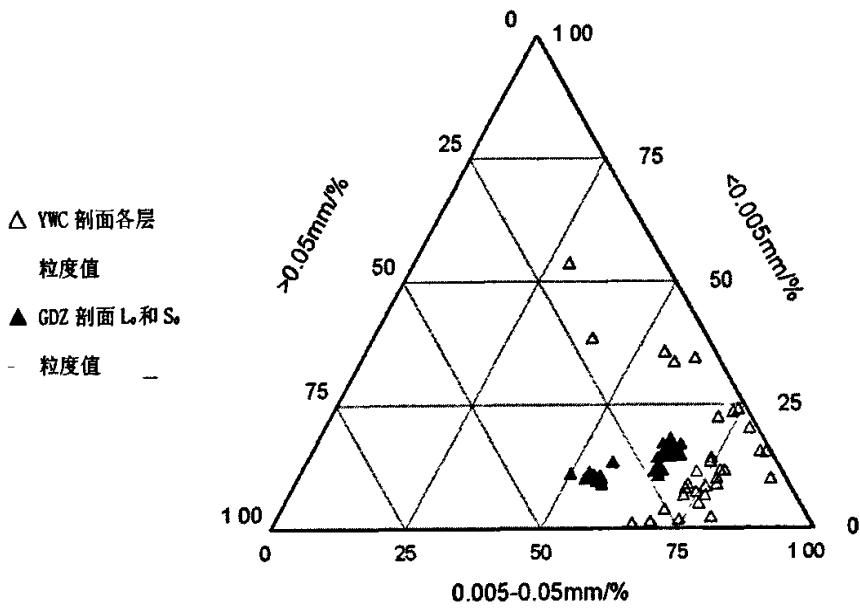


图 5-11 GDZ 剖面与 YWC 剖面粒度特征值三角图

从图 5-11 中可知，YWC 剖面各层的粒度组成与 GDZ 剖面的 L_0 和 S_0 差别明显。首先在于 L_0 和 S_0 分布集中，而 YWC 各层很分散，这是因为该剖面层位组成复杂，包括了粉沙质平流沉积层、粉沙土质平流沉积层、粉土质平流沉积层、粘土质平流沉积层、风吹沙层、中沙层等，各层的粒度组成都不相同，所以导致在三角图中数据点分布非常分散，但与 L_0 和 S_0 相比较，仍然体现了较好的区分度，总体上看，YWC 剖面与 GDZ 剖面相比，粉沙含量高，粘粒含量相近，极细沙含量略高。

综上，YWC 剖面中各层位的沉积学特征均与 GDZ 的黄土、古土壤层有较大差别。按照与 LHT 剖面类似的方法，将 YWC 剖面中的粉沙质平流沉积层、粉沙土质平流沉积层、粉土质平流沉积层、细沙质粉土层、粘土质平流沉积层等确定为洪水平流沉积层，其中粒度组成越粗的层位，对应的洪水动力越强；风吹沙层则是东北风搬运的河床沙，底部中沙层为河床相沉积。由于剖面中有多个风吹沙层，推测为全新世晚期气候恶化、东北风增强搬运的结果，据此确定 YWC 剖面中的 9 个平流沉积层为晚全新世古洪水所致，对应的层位分别是：粉沙质平流沉积层（55~

0cm)、粉沙土质平流沉积层 (75~55cm)、粉土质平流沉积层 (90~75cm)、细沙质粉土层 (105~95cm)、粉沙质平流沉积层 (106~105cm)、粘土质平流沉积层 (174~144cm)、粘土质平流沉积层 (189~184cm)、粘土质平流沉积层 (204~194cm) 和粘土质平流沉积层 (214~209cm), 越靠剖面上部的层位对应当洪水规模越大。根据沉积厚度, 似乎 YWC 剖面最顶部的 3 层洪积层可与 LHT 剖面对比, 可能为同期洪水形成。此外, 144-114cm 深度的细沙质土层中含有多个波状微层理的细沙薄层及大量木炭屑, 尽管厚度很小, 但其特征与典型的风吹沙层非常相似, 推测该层位代表了由多次规模较小、发生时间接近的古洪水事件组成的 1 个古洪水期, 所以, YWC 剖面至少记录了不少于 10 次的晚全新世古洪水事件。

4.5 YYC 剖面古洪水信息的识别

从表 5-9 可知, YYC 剖面的粘粒含量在各层位间差别明显, 3 个平流沉积层的粘粒含量都低于 GDZ 剖面的 S_0 , 而中沙层、中粗沙层和含砾泥沙层的含量都高于 S_0 ; 除 202-167cm 中沙层的粉沙含量较低外, 其余各层的粉沙含量均大大高于 L_0 和 S_0 ; YYC 剖面各层的极细沙含量相对偏低, 只有最底部 2 个层位 (粘土质平流沉积层 167-150cm、中沙层 202-167cm) 的含量超过 L_0 和 S_0 ; YYC 各层的沙级含量都远远高于 GDZ 的 L_0 和 S_0 。表土层的粒度组成与含砾泥沙层非常相近。

表 5-9 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YYC 剖面粒度特征值的比较

层 位	粘粒 ＜0.005mm	粉沙 0.005- 0.05mm	极细沙 0.05- 0.1mm	沙 ＞0.1mm	中值 粒径 Md	平均 粒径 Mz	标准 离差 σ	偏度 SK ₀	峰态 系数 Kg ₀	分选 系数 S	众数 位置 μ_m
GDZ L_0 (75~25cm)	8.07	42.03	26.18	10.80	4.31	4.54	1.72	0.28	1.16	1.05	76.316
GDZ S_0 (165~75cm)	13.48	59.69	16.97	5.97	5.20	5.41	1.81	0.21	1.12	1.13	35.562
表土层 (20~0cm)	15.26	73.66	10.90	35.79	5.65	5.92	1.52	0.31	1.03	1.01	30.525
含砾泥沙层 (35~20cm)	16.91	76.53	6.57	35.60	5.39	5.66	1.40	0.35	1.19	0.84	35.562
粘土质平流沉积层 (55~35cm)	11.88	75.95	11.85	25.42	5.80	6.08	1.48	0.32	1.00	1.00	30.525
中粗沙层 (75~55cm)	22.96	64.10	9.04	57.61	5.38	5.69	1.43	0.39	1.21	0.84	30.525
粘土质平流沉积层 (120~75cm)	12.74	75.33	11.08	21.81	6.09	6.06	1.93	0.06	0.97	1.42	30.525
中沙层 (150~120cm)	21.80	67.66	10.08	57.52	5.20	5.54	1.57	0.36	1.08	1.02	41.43
粘土质平流沉积层 (167~150cm)	13.19	65.79	18.88	29.33	5.82	6.06	1.55	0.24	0.88	1.21	30.525
中沙层 (202~167cm)	14.32	47.25	22.52	63.07	4.84	5.17	2.02	0.25	1.02	1.35	56.229

ϕ 值平均粒径和中值粒径方面, YYC 剖面各层均大于 GDZ 剖面, 即粒度组成比 GDZ 更细, 符合洪水平流沉积物的特点; 标准离差和分选系数方面, 除 75-55cm 的中粗沙层和 202-167cm 的中沙层外, 其余各层都比 L_0 和 S_0 偏小, 表明分选程度比 GDZ 剖面好。

结合表 5-9 和图 5-12, YYC 各层的粒度众数位置都小于 L_0 , 且除最底部 2 个中沙层外, 其余各层还小于 S_0 , 表明 YYC 剖面大部分层位粒度组成较细。从频率分布曲线的峰态上看, 120-75cm、167-150cm 的粘土质平流沉积层和 202-167cm 的中沙层都具有 2 个峰值, 其余层位为单峰, 沙层的峰态系数偏大, 为窄峰或很窄峰态, 而平流沉积层的峰态系数较小, 为中等峰或宽峰。从偏度系数来看, 剖面上部的 4 个层位和 150-120cm 的中沙层均 >0.3 , 为极正偏, 底部的中沙层则与 L_0 和 S_0 类似, 属正偏, 120-75cm 的平流沉积层为近对称峰型。图 5-13 中, L_0 的累积频率曲线最靠右, 表明比其他各层的粒度组成都更粗, 202-167cm 的中沙层粒度组成比 S_0 更粗, 其余各层曲线均位于 S_0 曲线左侧, 并且最左侧的为平流沉积层, 表明其粒度组成最细。同时, YYC 剖面多数层位的曲线比 L_0 和 S_0 略陡, 表示其粒度组成更为集中。

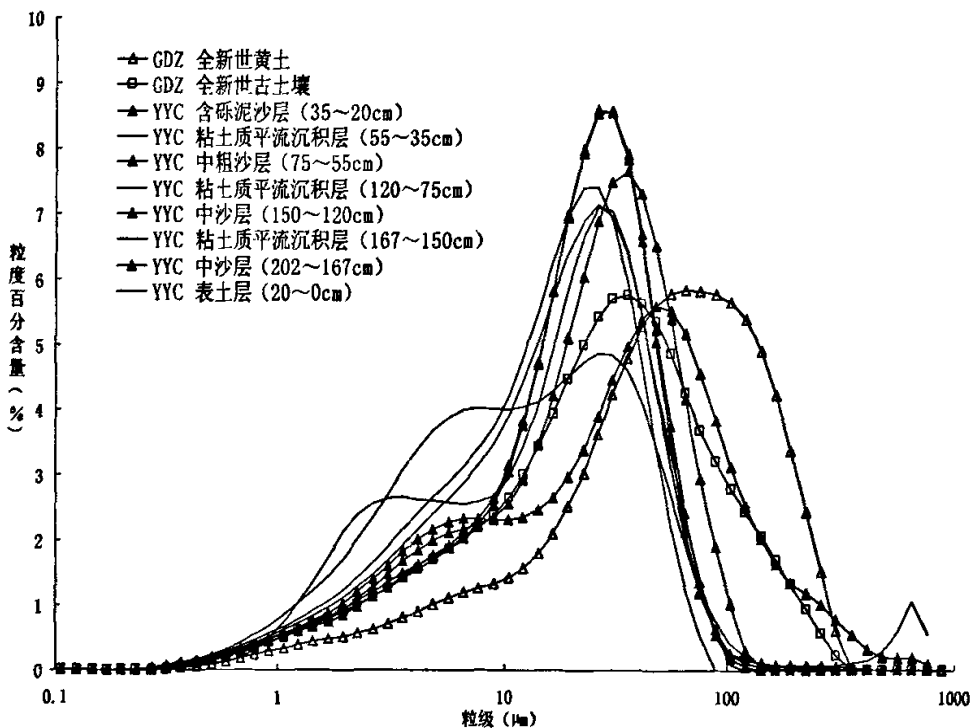


图 5-12 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YYC 剖面粒度频率分布曲线图

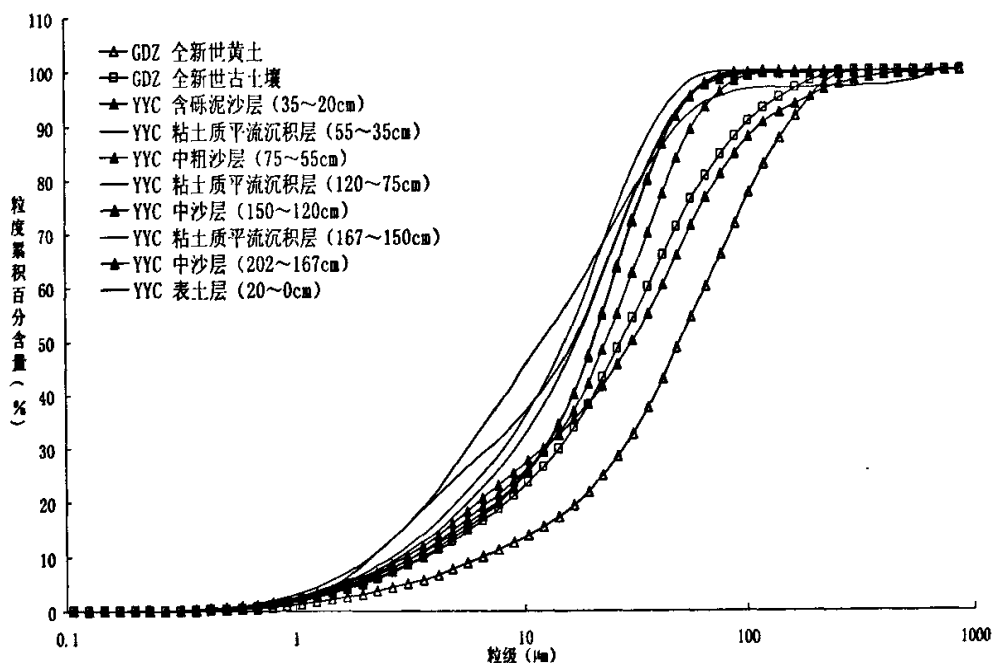


图 5-13 GDZ 剖面黄土、古土壤层与 YYC 剖面粒度累积频率曲线图

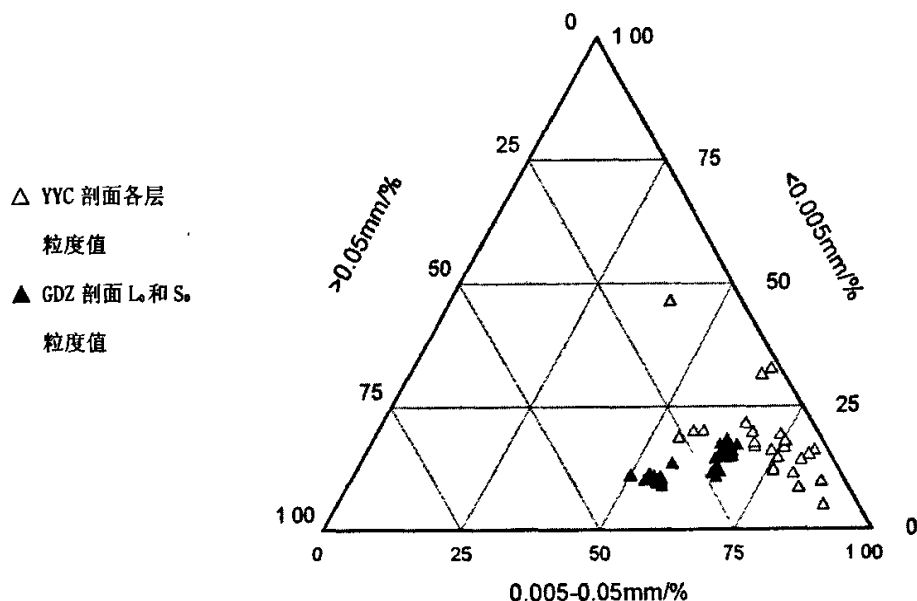


图 5-14 GDZ 剖面与 YYC 剖面粒度特征值三角图

从图 5-14 可知,YYC 剖面中绝大部分层位的粒度数据在三角图中的位置与 GDZ 剖面 L_0 和 S_0 有较大区别,YYC 比 GDZ 剖面显著偏细,粉沙含量比 GDZ 明显偏高,

极细沙含量偏低，粘粒含量比较接近。粒度组成的差异说明其沉积动力明显不同。

由于 YYC 剖面位于伊洛河的出山口地带，为砾石质河床，所以河床中没有丰富的细粒洪泛物质，因此 YYC 剖面中不存在 LHT、YWC 剖面中“风吹沙层——平流沉积层”互层，YYC 剖面的 8 个层位，各代表了 1 次晚全新世古洪水事件，且越靠上部的层位对应的古洪水规模越大。综上，YYC 剖面中各层共记录了 8 次晚全新世古洪水事件。

第六章 结 论

本研究基于详细的野外考察,分别在河南新郑县北格大张村黄土台地选择了全新世黄土——古土壤 GDZ 剖面,在洛阳市东北约 20 km 处的汉魏故城遗址选择了 HWC 剖面,在汉魏城邻近河岸的龙虎滩村采集了 LHT 剖面,又在其邻近的上游 2 处河岸于营村、杨湾村分别采集了 YYC、YWC 剖面,共 4 处典型的全新世古洪水平流沉积剖面。对 5 个剖面、224 个样品进行了粒度、磁化率等环境代用指标的室内实验测定,并对实验数据进行了分析,重点进行了粒度机械组成、粒度分级及粒度参数(如频率分布曲线、累积频率曲线、粒度中值、均值、偏度、标准离差、峰态、分选系数等参数指标)的分析,探讨了如何通过沉积学研究方法从古洪水平流沉积物中获取全新世古洪水事件信息的途径。获得的主要结论为:

1. GDZ 剖面是典型的全新世黄土——古土壤剖面,记录了黄河中游及其附近地区的全新世气候环境演变信息:晚冰期(14700~11500aB.P.)气候冷干且多突变;早全新世(11500~8500aB.P.)气温有所回升,但仍寒冷干燥,接近西北草原气候,冬季风渐弱、夏季风增强;中全新世(8500~3100aB.P.)为全新世最温暖湿润期,夏季风强盛,气候类似长江中下游现代气候,风沙活动和风尘堆积减弱,成壤强烈,土壤淋溶和粘化作用较强,气候最适宜期为 6760~6520aB.P.;晚全新世(3100~1500aB.P.)气候开始恶化,干旱少雨,植被退化,冬季风最为强盛,成壤作用减弱,风尘堆积最频繁且强度大,沉积速率高,比早全新世更干旱。其 L_0 的形成机制为,黄河频繁的改道、决口、泛滥在豫北、豫东平原上沉积了大量的黄河泥沙,在冬、春季节,干燥、松散的黄河泥沙在平原强劲的东北风吹扬下,形成沙尘暴,粒径较细的粉沙级颗粒以悬移状态被扬起、搬运、最后沉降在距离来源区 20~150km 的外围。经过风力长期的塑造,在高空西风急流所携带极细粉尘的加入和风尘沉积区物理、化学、生物参与成壤改造作用下最终形成沙质黄土层。

2. HWC、LHT、YWC、YYC 剖面均为全新世古洪水平流沉积剖面。根据 HWC 剖面的文化遗物判断,4 个剖面中的平流沉积层记录的均为晚全新世古洪水事件,且越靠剖面上部的层位对应的洪水规模越大。在 LHT、YWC 和 YYC 剖面中,磁化率均呈现出平流沉积层中偏低,而在风吹沙和中、粗沙层中偏高的特点,其原因是平流沉积层的物质来源多为上游黄土区的土壤侵蚀和水土流失带来的土壤,而沙层的物质来源则是上游基岩山区的岩石经风化、搬运而来。

3. LHT 和 YWC 剖面中都有多个“平流沉积层——风吹沙层”互层,其中的平

流沉积层为古洪水平流沉积物，风吹沙层则是洪水间歇期当地盛行的东北风搬运的河床沙在阶地上堆积的产物。晚全新世时期，当盛行东北风携带的黄泛泥沙在 GDZ 剖面堆积形成 L₀ 时，LHT 和 YWC 剖面则在河谷中强劲的东北风与频繁发生的古洪水的交替作用下形成了“平流沉积层——风吹沙层”互层。推测 LHT 剖面中的粘土质平流沉积层和粉沙质平流沉积层、共记录了 12 次全新世晚期特大洪水事件，其中顶部的 3 次为近现代大洪水；YWC 剖面的层位种类最为复杂多样，其中的粉沙质平流沉积层、粉沙土质平流沉积层、粉土质平流沉积层、粘土质平流沉积层、细沙质粉土层和细沙质土层均为洪水沉积物，共代表了不少于 10 次全新世晚期特大洪水事件。平流沉积层与风吹沙层在 LHT 和 YWC 剖面的多次交替，反映出晚全新世时期该区气候环境系统的剧烈波动和恶化、东北风强盛和古洪水事件的频繁发生。

4. HWC 剖面至少记录了 3 次全新世晚期特大洪水事件，对应剖面中的 3 个平流沉积层，之所以记录的洪水次数较少是因为其离河流较远，有洛河大堤阻隔洪水且受人类活动干扰大。YWC 剖面共记录了 8 次晚全新世古洪水事件，由于剖面位于出山口地带的砾石质河床段，水动力条件较强，因此河床中没有沉积丰富的细沙物质，所以位于一级阶地上的剖面中没有 LHT 和 YWC 剖面中风吹沙层与平流沉积层交替出现的情况，取而代之的是历次大洪水形成的沙层和平流沉积层，即剖面中各层均代表 1 次晚全新世古洪水事件。

本文的研究基本实现了预期目标，为通过沉积学方法研究黄河中游全新世特大古洪水事件进行了初步尝试，并获得了一些新的认识，主要运用沉积学实验分析方法，研究了黄土——古土壤剖面和古洪水平流沉积剖面两种沉积动力截然不同的沉积物，并将其粒度特征指标进行了对比分析，用以鉴别洪水沉积剖面中的平流沉积层，还通过黄土——古土壤剖面记录的环境演变信息讨论了洪水平流沉积剖面中物质的形成机制。但是，由于时间仓促、本人的专业水平所限等原因，使论文中还存在较多的不足之处，比如地层测年工作的欠缺、对个别层位的粒度特征解释不全面、对平流沉积物的识别手段方法还不够多样等，有待在下一步工作中继续完善。今后还需要借助更多的环境代用指标来鉴别古洪水平流沉积物并从中获取古洪水事件信息，运用测年方法确定特大洪水事件发生的年代，并利用沉积学、地貌学、水力学、水文学等学科的知识对古洪水的频率、水位、流量等特征进行进一步的探索，使全新世古洪水事件研究进一步细化和定量化，为黄河中游地区的流域综合治理工作及水利工程设计提供依据。

参考文献

- [1] 长江流域规划办公室. 长江水利史略. 北京:水利电力出版社, 1979
- [2] 延军平, 黄春长, 陈瑛. 跨世纪全球环境问题及行为对策[M]. 北京: 科学出版社, 1999:84-90
- [3] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社, 1985, 1-481.
- [4] 张骅. 渭河洪涝灾害的根源和防治对策[J]. 陕西水土保持, 2005, 153(1): 22-23
- [5] 张志强, 孙成权. 全球变化研究十年新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(5): 464-477
- [6] 安芷生, 符淙斌. 全球变化科学的进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(5): 671-680
- [7] 陈宜瑜, 陈泮勤等. 全球变化研究进展与展望[J]. 地学前缘, 2002, 9(1): 11-18
- [8] Lamarche V C. Paleoclimatic inferences from long tree-ring records[J]. Science, 1974, 183:1043-1048
- [9] Briffa K. Analysis of dendrochronological variability and associated natured climates in Eurasia-the last 10 000 years (Advance-10K) [J]. PAGES, 1997, 7(1):6-8
- [10] Woodhouse C A, Overpeck J T. 2 000 years of drought variability in the central united States [J]. Bulletin of American Meteorological, 1998, 79(12):2693-2714
- [11] 邵雪梅, 吴祥定. 利用树轮资料重建长白山区过去气候的变化. 第四纪研究[J], 1997, (1):76-85
- [12] 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):363-367
- [13] 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
- [14] 秦宁生, 邵雪梅, 时兴合等. 青藏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
- [15] 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
- [16] 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
- [17] Cuffey K M, Clow G D, Alley R B et al. Large Arctic temperature changes at the Wisconsin-Holocene glacial transition [J]. Science, 1995,

- [18] 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
- [19] 施雅风, 孔昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境[C]. 北京:海洋出版社, 1992:206-211
- [20] 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
- [21] 安芷生, Porte S D, 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
- [22] 李春圆, 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
- [23] 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
- [24] 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
- [25] 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
- [26] 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
- [27] Huang C C, Zhou J, Pang J L, et al. A Regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathernal in the Guanzhong Basin [J]. The Holocene, 2000, 10(1):135-143
- [28] Huang C C, Pang J L. An early Holocene erosion phase on the loess tablelands in the southern loess plateau of Chian [J]. The Geomorphology, 2002, 43(1):209-218
- [29] Huang Chunchang. Environment changes in the West Ireland[M]. Xi' an: Shaanxi Normal University Press, 1997
- [30] 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
- [31] 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
- [32] 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
- [33] R. Cheddadi, H F Lamb, J. Duiot, S. Vander Kaars. Holocene climate change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data [J]. Climate Dynamic, 1998, 14(2):883-890
- [34] 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

- [35] 宋长青, 孙湘君. 中国第四纪孢粉研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4):401-406
- [36] 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
- [37] 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[M]. 武汉:湖北科学技术出版社, 1992
- [38] 吴乃琴, 吕厚远, 孙湘君等. 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
- [39] 吕厚远, 吴乃琴, 刘东生等. 150 ka 来宝鸡黄土植物硅酸体组合季节性气候变化[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(2):132-136
- [40] 吕厚远, 刘东生, 吴乃琴等. 末次间冰期以来黄土高原南部植被演替的植物硅酸体记录[J]. 第四纪研究, 1999, 4:336-349
- [41] 侯雨坚, 祝一志. 历史记录提取的近 5-2.7ka 黄河中下游平原重要气候事件及其环境意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20(4):23-28
- [42] 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁初步研究[J]. 中国科学, 1973(2):168-18
- [43] 夏正楷. 第四纪环境学[M]. 北京:北京大学出版社, 1997:169-171
- [44] 刘东生. 中国的黄土堆积[M]. 北京:科学出版社, 1965
- [45] 王永焱. 黄土与第四纪地质[M]. 西安:陕西人民出版社, 1982
- [46] 张本昫, 李容全. 洛阳盆地全新世气候环境[J]. 北京师范大学学报, 1997, 33(2):275-280
- [47] 阎留运, 徐九儒. 洛阳盆地地热资源与龙门地热田的关系[J]. 中国煤田地质, 2002, 14(1):37-40
- [48] 吕志涛, 王伟峰. 河南省洛阳盆地地热资源成因类型分析[J]. 地下水, 2006, 28(1):36-43
- [49] 王现国, 梁龙豹, 冯劭东等. 洛阳盆地地下水人工调控试验研究[J]. 人民黄河, 2006, 28(7):67-68
- [50] 许文峰, 王现国, 刘记成等. 洛阳盆地地下水动力场环境演化研究[J]. 人民黄河, 2007, 29(2):54-55
- [51] Paul A Mayewskia, Eelco E Rohlingb, J Curt Stagerc, et al. Holocene climate variability[J]. Quaternary Research, 2004, 62:243-255.
- [52] 黄春长, 庞奖励, 黄萍等. 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
- [53] 刘东生, 丁仲礼. 中国黄土研究新进展(二) 古气候与全球变化[J]. 第四纪研究, 1990, (1):1-9
- [54] 袁宝印, 巴特尔, 崔久旭. 黄土区沟谷发育与气候变化的关系(以洛川黄土塬区为例)[J]. 地理学报, 1987, 42(4):328-337

- [55] 丁仲礼, 刘东生, 刘秀铭等. 250 万年来的 37 个旋回[J]. 科学通报, 1989, 34(19):1494-1496
- [56] 赵景波, 岳应利, 杜娟. 黄土的形成与气候旋回划分[J]. 中国沙漠, 2002, 22(1):11-15
- [57] 唐克丽, 贺秀斌. 黄土高原全新世黄土——古土壤演替及气候演变的再研讨[J]. 第四纪研究, 2004, 24(2):129-139
- [58] 郭正堂, 丁仲礼, 刘东生等. 黄土中的沉积——成壤事件与第四纪气候旋回[J]. 科学通报, 1996, 41(1):56-59
- [59] 贾耀峰, 庞奖励. 关中盆地东部李湾剖面全新世高分辨率气候研究[J]. 干旱区资源与环境, 2003, 17(3):39-43
- [60] 黄萍, 庞奖励, 黄春长. 渭北黄土台塬全新世地层高分辨率研究[J]. 地层学杂志, 2001, 25(2):107-110
- [61] 孙雄伟, 夏正楷. 河南洛阳寺河南剖面中全新世以来的孢粉分析及环境变化[J]. 北京大学学报, 2005, 41(2):289-294
- [62] 谢悦波, 姜洪涛. 古洪水研究—挖掘河流大洪水的编年史[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2001, 37(3):390-394
- [63] 谢悦波, 杨玉荣, 王辉. 三峡河段古洪水平流沉积指标体系[J]. 人民长江, 1999, 30(8):4-7
- [64] 谢悦波, 王文辉, 王平. 古洪水平流沉积粒度特征[J]. 水文, 2000, 29(4):18-20
- [65] 詹道江, 谢悦波. 古洪水研究[M]. 北京:中国水利水电出版社, 2001
- [66] Baker V R. A bright future for old flows; Origins, status and future of paleoflood hydrology. In: Thorndyckcraft V R, Benito G, Barriendos M et al. (eds). Palaeofloods, Historical Data and Climatic Variability: Applications in Flood Risk Assessment (Proceedings of the PHEFRA International Workshop held in Barcelona, 16-19th October, 2002). Madrid: CSIC, 2003, 13-18
- [67] Knox J C. Large increases in flood magnitude in response to modest changes in climate. Nature, 1991, 361: 410-437
- [68] 武汉水利电力学院, 华东水利学院编. 水力学[M]. 上海:人民教育出版社, 1980
- [69] 曹银真. 古水文学及其研究方法[J]. 地理研究, 1988, 7(2):94-102
- [70] G. 佩斯, I. 福斯特著, 曹银真译. 古水文[J]. 地理译报, 1987, 2:50-55
- [71] W. G. Spaulding 著, 许清海译. 北美西南部荒漠地区的末次洪积气候期[J]. 国外地理文摘, 1987, 2:30-31
- [72] 吴枕. 古河道与古水文——兼谈海河平原的古洪水[A]. 华北平原古河道研究论文集[C]. 北京:中国科学技术出版社出版, 1991
- [73] Ely L L, Enzel Y, Baker V R et al. A 5 000-year record of extreme

- floods and climate change in the southwestern United States[J].
Science, 1993, 262(5132):410-412
- [74] Kerr R A. Black Sea deluge may have helped spread farming[J].
Science, 1998, 279(5354):1132
- [75] Sandweiss D H, Nlaasch K A, Anderson D G. Transitions in the
Mid-Holocene[J]. Science, 1999, 283(5401):499
- [76] Kerr R A. A victim of the Black Sea flood found[J]. Science, 2000, 289
(5487):2021-2022
- [77] 丁梦林. 古地震与远古时代大洪水传说的起因[J]. 第三届全国第四纪学术会议论文集[A]. 北京:科学出版社, 1982, 206-210
- [78] 马宗申. 关于我国古代洪水和大禹治水的探讨[J]. 农业考古, 1982, 2:
3-11
- [79] 沈树荣. 上古时代有关地下水和水旱灾害的传说[J]. 水文地质工程地质,
1979, 2:58-60
- [80] 徐润滋. 红水河阶地与极限洪水[J]. 地理研究, 1986, 5(1):42-49
- [81] 詹道江. 洪水计算的新途径[J]. 河海大学学报, 1988, 16(3):64-73
- [82] 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
- [83] 吴忱, 朱宣清, 何乃华等. 华北平原古河道研究[M]. 北京:中国科学技术出
版社, 1991:169-184
- [84] 殷春敏, 邱维理, 李容全. 全新世华北平原古洪水[J]. 北京师范大学学报
(自然科学版), 2001, 37(2):280-284
- [85] 姚鲁峰. 全新世以来永定河洪水的发生规律[J]. 地理研究, 1991, 10(3):
59-67
- [85] 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, 1998, 34(3):119-127
- [86] 袁宝印, 邓成龙, 吕金波等. 北京平原晚第四纪堆积期与史前大洪水[J].
第四纪研究, 2002, 22(5):474-481
- [87] 张强, 姜彤, 施雅风等. 6000aB. P. 以来长江下游地区古洪水与气候变化关系
初步研究. 冰川冻土, 2003, 25(4):368-373
- [88] 张强, 姜彤, 施雅风等. 长江三角洲地区 1 万年以来洪水与气候变化的关系
[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(3):11-15
- [90] 张理华, 朱诚, 张强. 苏皖沿江平原全新世气候变化与洪水事件研究[J].
武汉大学学报(理科版), 2002, 48(6):709-714
- [91] 朱诚, 宋健, 尤坤元等. 上海马桥遗址文化断层成因研究[J]. 科学通报,
1996, 41(2):148-152
- [92] 朱诚, 史威, 于世永等. 上海马桥地区 6000 年来环境演变的沉积学研究[J].
应用基础与工程科学学报, 1996, 4(1):5-11

- [93] 朱诚,于世永,张兵等. 南京宝华山地区全新世沉积环境研究[J]. 地理科学, 1997, 17(3):253-258
- [94] 朱诚,于世永,史威等. 南京江北地区全新世沉积与古洪水研究. 地理研究, 1997, 16(4):24-30
- [95] 张芸,朱诚,史威. 上海马桥地区全新世中晚期气候变化、海面变化和古洪水[J]. 海洋科学, 2002, 26(1):54-58
- [96] 朱诚,于世永,卢春成. 长江三峡及江汉平原地区全新世环境考古与异常洪涝灾害研究[J]. 地理学报, 1997, 52(3):269-278
- [97] 王守春. 塔里木盆地的古遗址与洪水. 西域研究, 2000, (3):1-7
- [98] 谢瑞琚. 甘青地区史前考古[J]. 北京:文物出版社, 2000:111-130
- [99] 夏正楷,王赞红,赵青春. 我国中原地区 3500aB. P. 前后的异常洪水事件及其气候背景[J]. 中国科学(D 辑), 2003, 33(9):881-888
- [100] 高炜,张岱海,高天麟. 陶寺遗址的发掘与夏文化的探讨[A]. 见:郑杰祥编. 夏文化论集[C]. 北京:文物出版社, 2002:298-306
- [101] 袁广阔. 关于孟庄龙山城址毁因的思考[J]. 考古, 2000, (3):39-44
- [102] 夏正楷,杨晓燕. 我国北方 4kaB. P. 前后异常洪水事件的初步研究[J]. 第四纪研究, 2003, 23(6):667-674
- [103] 袁胜元,王秋良. 确定古洪水事件的沉积学方法及古洪水研究的应用. 许昌学院学报, 2005, 24(2):44-46
- [104] 水利电力部东北勘测设计院. 洪水调查. 北京:水利电力出版社, 1978
- [105] 詹道江,谢悦波. 洪水计算的新进展——古洪水研究[J]. 水文, 1997, 1:1-6
- [106] 杨达源,谢悦波. 古洪水平流沉积[J]. 沉积学报, 1997, 15(3):29-32
- [107] 杨达源 谢悦波. 黄河小浪底段古洪水沉积与古洪水水位的初步研究[J]. 河海大学学报(自然科学版), 1997, 25(3):86-89
- [108] 谢悦波,杨达源. 古洪水平流沉积基本特征[J]. 河海大学学报, 1998, 26(6):5-10
- [109] 谢悦波,刘金涛,沈起鹏. 黄河小浪底河段古洪水沉积[J]. 河海大学学报, 2001, 29(4):27-30
- [110] 谢悦波,费宇红,沈起鹏. 古洪水平流沉积与水位[J]. 地球学报, 2001, 22(4):320-323
- [111] 谢悦波,姜洪涛. 古洪水研究——挖掘河流大洪水的编年史[J]. 南京大学学报(自然科学版), 2001, 37(3):390-394
- [112] 史辅成,易元俊,慕平. 黄河历史洪水调查、考证和研究[M]. 河南:黄河水利出版社, 2002
- [113] 袁胜元,赵新军,李长安. 古洪水事件的判别标志[J]. 地质科技情报, 2006, 25(4):55-58
- [114] 张本昀,吴国玺. 全新世洛阳盆地的水系变迁研究[J]. 信阳师范学院学

报, 2006, 19(4): 490-493

- [115] 郑求根, 张育民, 赵德勇等. 豫西地区构造演化与上三叠统地层保存和分布[J]. 河南石油, 1998, (2): 6-10.
- [116] 周新科, 许化政, 胡宗全等. 豫西地区晚三叠世原型盆地及含油气性分析[J]. 石油实验地质, 2005, 27(3): 211-217.
- [117] 黄春长, 庞奖励, 陈宝群等. 渭河流域先周-西周时代环境和水土资源退化及其社会影响[J]. 第四纪研究, 2003, 23, (4): 404-414.
- [118] Robert N. The Holocene: An Environment History[M]. Oxford: Blackwell, 1992
- [119] 中国社会科学院考古研究所. 中国考古学中炭十四年代数据集(1965-1991)[M]. 北京: 文物出版社, 1991: 125-131
- [120] 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, 1991: 12-19
- [121] Zhou W J, Az 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
- [122] Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese Loess deposits[J]. Journal of Geophysical Research, 1984, 77: 125-141.
- [123] 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, (2): 281-287.
- [124] 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.
- [125] 王健, 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
- [126] 安芷生, 李华梅等. 洛川黄土剖面的古地磁研究[J]. 地球化学, 1977, (4): 239-249
- [127] Heller. F., Liu. T. S., et. al. Magnetic stratigraphical dating of Loess deposits in China[J]. Nature, 1982, 300: 431-433
- [128] Heller F, Liu T S, et. al. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of Loess in China[J]. Geophysical Research Letter, 1986, 13: 1169-1172.
- [129] Kukla, et. al. Pleistocene climatic in China dated by magnetic susceptibility[J]. Geology, 1988, 16: 811-814.
- [130] Zhou L P, et. al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese Loess[J]. Nature, 1990, 364: 737-739
- [131] Han J M. Palaeoclimatic impact on the magnetic and stable isotopic characteristics of the Chinese Loess. Ph D Thesis. Vrije University

- Brussel, 1991: 190-191
- [132] Maher B A. Magnetic properties of modern soil and Quaternary loess paleosols : paleoclimatic implications[J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology palaeoecology*, 1998, 137: 25-54
- [133] 贾蓉芬. 陕西段家坡黄土剖面中趋磁细菌特征及其环境意义[J]. *中国科学 (D)*, 1996, 26 (5): 411-416
- [134] 吕厚远, 刘东生. C3、C4 植物及燃烧对土壤磁化率的影响[J]. *中国科学 (D)*, 2001, 31 (1): 43-53
- [135] Jong W E, Fassbinder et al. Occurrence of ultra fine-grained magnetic in soil[J]. *Nature*, 1990, 343:161-163
- [136] Porter S C, An Zhisheng. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation [J]. *Nature*, 1995, 375:305-308
- [137] 孙东怀, 安芷生, 吴锡浩等. 最近 150ka 黄土高原夏季风气候格局的演化[J]. *中国科学(D 辑)*, 1996, 26(5):417-422
- [138] 吕厚远, 韩家懋等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. *中国科学 (B)*, 1994, 24(1):1290-1297.
- [139] 任明达, 王乃梁. 现代沉积环境概论[M]. 北京:科学出版社, 1981, 8-25
- [140] 华东石油学院岩矿教研室. 沉积岩石学(上册)[M]. 北京:石油工业出版社, 1982, 79-96
- [141] 华东石油学院勘探系、基础地质、石油地质教研室. 沉积岩[M]. 北京:石油化学工业出版社, 1977, 66-93
- [142] 成都地质学院. 沉积岩石学[M]. 北京:地质出版社, 1980, 307-320
- [143] 任明达, 王乃梁. 现代沉积环境概论[M]. 北京:科学出版社, 1981, 8-25
- [144] 成都地质学院陕北队编. 沉积岩(物)粒度分析及其应用[M]. 北京:地质出版社, 1978
- [145] Kukla G, An Zhisheng. Loess stratigraphy in central China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 72: 203-225
- [146] 丁仲礼, 孙继敏, 朱日祥. 黄土高原粘土成因及上新世北方干旱化问题[J]. *第四纪研究*, 1997, (2): 147-157
- [147] 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义[J]. *科学通报*, 1997, 42 (1): 66-69
- [148] 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)*, 1998, 28 (3): 278-283
- [149] 孙有斌, 鹿化煜等. 黄土-古土壤石英颗粒的粒度分布[J]. *科学通报*, 2000, 45 (19): 2094-2097
- [150] 张小曳. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积[J]. *第四纪研究*, 2001, 21 (1): 29-39

- [151] An Z S, Porter S C. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China. [J]. *Geology*, 1997, 25 (7): 603-606
- [152] An Zhisheng Kukla G J, Porter S C et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years [J] *Quaternary Research*, 1991, 36: 29-36
- [153] An Zhisheng, Liu Tunsheng, Lu Yanchou, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-palesol sequence in central China[J]. *Quaternary International*, 1990 (7/8): 91-95
- [154] 杜恒俭, 陈华德, 曹伯勋主编. 地貌学及第四纪地质学[M]. 北京:地质出版社, 1981:89-102
- [155] 张宝政, 陈琦主编. 地质学原理[M]. 北京:地质出版社, 1983:118-119
- [156] 王兵, 臧玲, 谢林红. 试论伊洛河流域可持续发展战略[J]. *河南国土资源*, 2005(11): 8-9
- [157] 刘富叶. 伊洛河流域设计洪水研究[J]. *人民黄河*, 2004, 26(7): 17-30
- [158] 李铮华, 王玉海. 黄土沉积的地球化学记录与古气候演化[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1998, 18(2): 41-47
- [159] 文启忠等. 中国黄土地球化学[M]. 科学出版社, 1989:1-125.
- [160] 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芳等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. *第四纪研究*, 1995(3): 223-231
- [161] 陈骏, 季峻峰, 仇纲等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. *中国科学(D辑)*, 1997, 27(6): 531-536
- [162] 陈骏, 安芷生, 季峻峰等. 陕西洛川黄土剖面的 Rb/Sr 及其气候地层意义[J]. *国科学(D辑)*, 1998, 28(6): 498-504
- [163] 庞奖励, 黄春长, 张占平. 陕西岐山黄土剖面 Rb、Sr 组成与高分辨率气候变化[J]. *沉积学报*, 2001, 19(4): 637-641
- [164] 陈骏, 仇纲, 鹿化煜等. 最近 130 ka 黄土高原夏季风变迁的 Rb 和 Sr 地球化学证据 [J]. *科学通报*, 1996, 41(21): 1964-1966
- [165] 陈骏, 汪永进, 陈旸等. 中国黄土地层 Rb 和 Sr 地球化学特征及其古季风气候意义. *地质学报*, 2001, 75(2): 259-265
- [166] Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profile, deep sea sediments and sedimentary rock[J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1969, 33:1521-1552
- [167] 陈骏, 王洪涛, 鹿化煜. 陕西洛川黄土沉积中稀土元素及其它微量元素的化学淋滤研究[J]. *地质学报*, 1996, 70(1): 61-72
- [168] 王云, 魏复盛等. 土壤环境元素化学[M]. 北京:中国环境科学出版社, 1995
- [169] 赵景波, 朱显谟. 黄土高原的演变与侵蚀历史[J]. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1999, 5(2): 58-63

- [170] 黄春长著. 环境变迁[M]. 北京:科学出版社, 1988:180
- [171] 姚汉源. 中国水利发展史[M]. 上海: 上海人民出版社, 2005:69-71
- [172] 甘枝茂. 黄土高原地貌与土壤侵蚀研究[M]. 西安:陕西人民出版社, 1989
- [173] 史念海. 周原的历史地理与周原考古[J]. 西北大学学报, 1978, 2:77-97
- [174] McM anus J P Y. Grain size determination and interpretation [A].
Tucker Med. Techniques in Sedimentology, Black-well [C]. Oxford:
Oxford Press, 1988:63-85
- [175] Yang Dayuan. Sedimentary records of large Holocene floods from the
middle reaches of the Yellow River, China [J]. Geomorphology,
2000, 33:73-88
- [176] G. M. Friedman and J. E. Sanders. Principles of Sedimentology[M].
John Wiley & Sons, New York, Chichester, Prisbnane, Toron-to, 1978.
- [177] Huang C C, Pang J L, Huang P et al. High-resolution studies of the
oldest cultivated soils in the southern Loess Plateau.
Catena, 2002, 47:29-42
- [178] 史辅成, 易元俊, 慕平. 黄河历史洪水调查、考证和研究[M]. 河南:黄河水
利出版社, 2002
- [179] Waythomas, Christopher F. , Jarrett, Robert D. Flood geomorphology
of Arthurs Rock Gulch, Colorado: palectlood history[J].
Geomorphology, 1994, 11(1):15-40
- [180] Kochel R C. Extending stream records with slackwater paleoflood
hydrolog: Examples from West Texas[A]. Baker V R, Kochel R C. Flood
Geomorphology[M]. John Wiley&Sons, 1988. 377-391
- [181] 谢悦波, 张素亭, 毕东生. 古洪水行洪断面面积的估算[J]. 河海大学学报
(自然科学版), 1999, 27(5):8-11

致 谢

本论文是在导师黄春长教授的悉心指导下完成的。从论文的选题、提纲的确定、野外选点采样、室内实验分析到论文最后定稿，无一不饱含着恩师的大量心血。恩师为人朴实、治学严谨、学问精深、淡泊名利，他高尚的道德情操、对事业的执着追求、对学生的言传身教和无私奉献的敬业精神，都将成为我今后为人、处世、学习和工作的榜样和典范。在我攻读硕士的三年间，无论是学习、生活还是其他方面，都得到了恩师的悉心指导。几年来，恩师不但教会了我怎样做学问，更教会我如何立身、如何做人。同时，每到恩师家拜访，师母热情的接待、体贴入微的关怀以及慈母般的嘘寒问暖都让我如沐春风、倍感亲切。在此，我要向恩师和师母致以最诚挚的感谢和崇高的敬意！无论天涯海角，师恩永铭于心！

衷心感谢庞奖励教授三年来在野外考察采样、室内实验分析和专业学习中的教诲和指导！

衷心感谢张健高级工程师、张旭老师、王利军老师等为分析实验提供的悉心指导和鼎力帮助；感谢旅游与环境学院办公室陈鹏老师、李振亭老师在学习和生活等方面给予的诸多关照和帮助！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；感谢张凤老师在资料复印方面给予的支持和帮助！

衷心感谢我的学长李胜利老师、李小平老师、杨一鸣、韩佳、曹艳峰、徐勤向、赵文字、何忠、李新艳、刘安娜、申朝瑞、张琼华、李瑜琴、肖军以及旅游与环境学院硕士研究生李菁、葛本伟、李燕、文杨、孙素梅、姚平等同学在专业学习、野外考察采样、室内实验分析、论文写作过程和平时的学习生活中给予的热情帮助和精神鼓励！感谢我的好友代保平、董永强、窦永涛、赵大可、窦龙、孙天宇、辛健、聂臣高、章杰宽、黄亮高等以及舍友李广文、段飞、代兰海、郭斌在各方面对我的关心和帮助！

借此机会，我还要衷心感谢曾经在专业学习和成长进步中给予我辛勤培养和无私帮助的旅游与环境学院武裕仁教授、张治勋教授、吴成基教授、延军平教授、赵景波教授、孙虎教授、孙根年教授、卢新卫教授、葛淼研究员、赵先贵教授、白文新副教授、师谦友副教授、赵振斌副教授、岳大鹏副教授、张艳芳副教授、卫海燕副教授、严艳副教授、肖玲副教授、董婕副教授、殷淑燕副教授、查小春副教授、王晓峰副教授、周忠学副教授、刘少锋副研究员、陈林老师、苏惠敏老

师等各位老师，感谢他们在我求学于陕西师范大学旅游与环境学院的七年岁月中，带领我一步步走进地理科学的圣殿，领略这个古老而年轻学科的神奇魅力！

衷心感谢陕西师范大学党委学工部（学生处）和共青团陕西师范大学委员会在几年中提供宝贵的勤工助学岗位和实践锻炼机会，为我提高自身综合素质、增强社会竞争力搭建了广阔平台。在长期的工作接触中，两个部门的各位领导和老师教会了我许多做事的技巧和做人的准则。特别感谢解勇国老师、梁玉奇老师、宋传东老师、焦维军老师、闫文浩老师和袁冰老师！

我在陕西师范大学附属中学兼职的一年半时间里，得到了教务处张庆华老师、朱琳英老师、刘晓晴老师和地理教研组屈景学老师、石莉群老师、张军老师、程禾老师、曹秋娟老师及任课年级沙瑞龙老师、高珊老师等同事的倾力帮助和支持，在此一并表示衷心的感谢！感谢我所有天真可爱的学生们带给我的快乐！

特别感谢陕西师范大学杨晓东老师、李庆云老师八年来对我的帮助和鼓励！感谢我家母的好友——刘叔叔、张阿姨全家八年来对我无微不至的关心和照顾！

我要特别感谢我的母亲、外祖父、外祖母、二姨、三姨及全部家人。近二十载的寒窗苦读，我一路走来，身后总是他们鼓励的眼神、宽容的微笑、执著的信任和无穷的力量，他们的理解、支持和期望是我三年得以全力攻读硕士学位的基础和动力。特别是我的母亲，感谢她给予我生命，养育我成长成才，为我倾注了全部汗水和心血。她是我人生道路上不可或缺的精神支柱！

最后，我还要感谢我自己的不懈努力。七年来，我独自在外求学，在师长和亲友的帮助、鼓励下不断磨砺和成熟。尽管期间有过短暂彷徨和迷茫，但我最终战胜了困难，也超越了自己。在西安独立生活的七年是我人生中的重要一页，我收获的自信、坚韧与经验将成为珍藏终生的宝贵财富。

七年的春华秋实，我沉浸于师大浓郁的学术氛围和厚德敦行的校风，受益匪浅，收获良多。回望来路，忆往昔峥嵘岁月，万千感慨在心头；憧憬明天，云山雾渊何所惧，我自负重万里行！

今当临别，道一声珍重，那一声珍重里，有我蜜甜的忧愁！

再次深深感谢所有曾给予我关心、帮助、支持和鼓励的人！祝愿你们事业精进、身体健康，生活美满、阖家幸福！

袁 源

丁亥年仲夏于终南山兰园寓庐

攻读硕士学位期间的科研活动、研究成果及奖励

科研项目：

1. 国家自然科学基金项目(40571154)：黄河中游古代都市迁移发展与环境变迁互动关系研究；
2. 国家社会科学基金项目(04BZS022)：古代渭河流域中心城市发展迁移与环境变迁互动关系研究；
3. 教育部博士点基金项目(20050718008)：渭河流域全新世大洪水重现期研究。

研究成果：

1. 偶发事件对中国入境旅游业的影响及对策分析[J]. 固原师专学报, 2006, 27(1):75-80
2. 长江流域全新世古洪水研究进展[J]. 固原师专学报, 2006, 27(3):10-15

所获奖励：

1. 黄河流域全新世古洪水研究进展[J]：陕西省地理学会 2005 年学术年会优秀论文一等奖；
2. 陕西师范大学 2005 级学生军训工作“优秀带队干部”；
3. 陕西师范大学 2006 级学生军训工作“优秀带队干部”。