三门峡地区晚新生代地质与环境

赵志中　王书兵　著

地质出版社

·北　京·

前　言

在项目立项、调查研究过程中，作者得到了国土资源部白星碧处长、高景曦处长，中国科学院地球环境研究所安芷生院士，中国科学院南京地理与湖泊研究所王苏民研究员，地质力学研究所龙长兴研究员、赵越研究员、吴珍汉研究员、李贵书研究员的指导、支持和关怀；在野外工作中，得到了中国科学院南京地理与湖泊研究所薛滨博士、张振克博士、吴艳宏博士的热心帮助；室内研究工作中，得到了中国地质大学田明中教授、地质力学研究所钱方研究员、何培元研究员的支持和指导。孢粉由中国地质科学院水文地质环境地质研究所童国榜研究员测试；有孔虫由地质力学研究所田国强副研究员分析；粒度分析、磁化率和碳酸盐分析由地质力学研究所第四纪环境实验室刘苺工程师测试；光释光、热释光由国家地震局地质研究所年代学实验室测试；古地磁在地质力学研究所古地磁实验室任晓娟、赵越和中国科学院地质与地球物理研究所实验室测试；成果图件由地质力学研究所图文中心李耀辉高级工程师绘制。在此一并对他们表示感谢。

本书为地质力学研究所吴锡浩研究员负责的国土资源部重点基础项目“中国第四纪地表系统巨变过程”成果的一部分。课题组成员还有蒋复初研究员、肖华国副研究员、田国强副研究员、刘苺工程师。大家共同的努力得以顺利完成任务，取得一定成果，现予出版。其中赵志中负责三门峡上新世红土、第四纪黄土与环境成果部分，王书兵负责三门组河湖相沉积与黄河贯通三门峡成果部分，在吴锡浩研究员、蒋复初研究员的指导下完成了全部成果。本书撰写分工如下：前言、第一章、第四章、第五章、第六章、英文摘要、图版由赵志中撰写，第二章、第三章、第八章由赵志中、王书兵撰写，第七章由王书兵撰写。



1. 小刘寺全新世黄土剖面



2. 曹村更新世黄土剖面



3. 曹村剖面红土与黄土分界线



4. 指望红粘土剖面全景



5. 曹村剖面所在的张汴塬全景



6. 指望剖面所在的张村塬远景



7. 阳凹黄土剖面



8. 庙下黄土剖面

图版 II



1．计王桥砾石层



2．黄底沟砾石层



3．白沙层顶部交错层理



4．东延村侵蚀构造



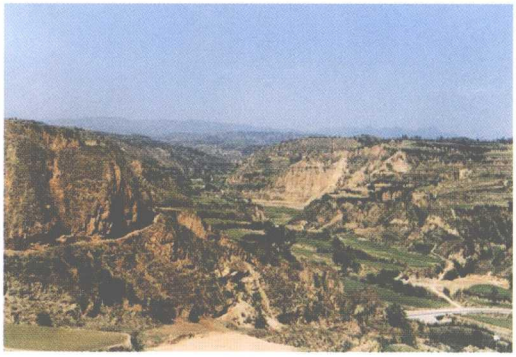
5．黄底沟地层中节理变形



6．白沙层中的泥球



7．黄底沟谷中谷



8．黄底沟全景

目　次

前　言

第一章　绪　论 …… (1)
第一节　研究意义 …… (1)
第二节　研究现状 …… (2)
一、关于黄土高原风成堆积序列 …… (2)
二、关于深海和冰芯记录 …… (3)
三、关于“三门系” …… (4)
四、关于青藏高原隆升与环境变迁问题 …… (7)

第二章　研究区自然地理和地质背景 …… (9)
第一节　自然地理 …… (9)
第二节　地　层 …… (9)
第三节　构　造 …… (12)
第四节　岩浆岩 …… (12)

第三章　三门峡地区晚新生代地层特征 …… (14)
第一节　黄土－古土壤序列 …… (14)
一、小刘寺剖面 …… (14)
二、曹村剖面 …… (15)
第二节　红黄土－古土壤序列 …… (17)
第三节　三门群河湖相地层 …… (19)
一、E 剖面 …… (20)
二、B 剖面 …… (20)
三、CB 剖面 …… (21)
四、C 剖面 …… (22)
五、D 剖面 …… (23)

第四章　黄土及红粘土序列时间标尺的建立 …… (25)
第一节　建立黄土时间标尺的方法 …… (25)
一、堆积量模式 …… (25)

二、磁化率年龄模式 …… (25)
三、轨道调谐法 …… (25)
四、粒度年龄模式 …… (26)
第二节 三门峡黄土地层时间标尺 …… (26)
第三节 三门峡红粘土地层的时间标尺 …… (28)

第五章 东亚古季风气候变化的地质记录 …… (30)
第一节 全新世黄土古季风变化的记录 …… (30)
一、磁化率特征 …… (30)
二、粒度特征 …… (31)
第二节 更新世古季风变化的记录 …… (31)
一、磁化率特征 …… (32)
二、粒度特征 …… (37)
三、碳酸盐含量特征 …… (37)
第三节 上新世古季风变化记录 …… (37)
一、磁性地层 …… (37)
二、磁化率特征 …… (38)

第六章 最近500万年东亚季风气候变化 …… (39)
第一节 全新世古季风事件 …… (39)
一、新仙女木事件 …… (41)
二、全新世第一暖期 …… (41)
三、全新世第一冷期 …… (41)
第二节 更新世古季风与气候变化 …… (42)
第三节 上新世古季风与气候变化 …… (47)

第七章 古三门湖演变与黄河贯通三门峡的时代 …… (49)
第一节 古三门湖演变 …… (49)
第二节 黄河贯通三门峡的时代 …… (50)

第八章 结 论 …… (52)

参考文献 …… (55)
英文摘要 …… (62)
图版

第一章 绪 论

第一节 研究意义

黄河自西向东经青藏高原、黄土高原和华北平原三级地貌阶梯东流入海，是中国地貌巨变的见证者。黄河流域内发现了蓝田猿人、大荔人、丁村人、河套人（祝一志，1996），以及新石器时代的仰韶、龙山、马家窑、齐家坪等文化遗址（钱方，1997）。长期以来，黄河流域是我国历史上的政治、经济、军事、文化的中心，在夏代至北宋的4000年里，黄河不仅在中华文明发展史上具特殊的地缘作用，而且是历代各种政治力量斗争的场所。黄河既孕育了灿烂的中华文明，也给中华民族带来过深重的灾难。自夏初大禹治水以来约4100年的黄河水利水患史，就与中原人民的安危相联系，也与历朝历代的盛衰相伴随。新中国成立以来的治黄水利工程建设，既有三门峡水库1960年9月蓄水运行至1964年汛期后就损失库容43%，以及淤堵渭河河口并威胁古都西安的失误，又有加固加高下游悬河堤防近50年从未发生决溢的记录。实际上，黄河问题的日益突出，多半是由于人为因素造成的。

三门峡地区位于黄土高原东南边界带，本区晚新生代地层与古季风研究相对薄弱，但是，三门峡地区晚新生代地质环境是研究黄河形成及灾害的基础，因此，选择三门峡地区开展晚新生代地质研究具有重要意义。在最近700万年，尤其是最近250万年以来，东亚古季风气候演化的特征和规律成为国际地学界研究的热点之一，本书通过在三门峡地区建立可供对比的第四纪大陆沉积物的高精度时间标尺，来认识中国黄土记录的东亚季风气候与全球气候变化的关系，选择黄土高原东南部具有代表性的曹村黄土－古土壤序列和指望红粘土剖面展开工作，以期取得如下成果：建立黄土－古土壤序列中所保存的敏感的古气候代用指标；探索上新世红土地层中的古季风记录；建立可对比的黄土－古土壤序列的时间标尺；探讨晚新生代海陆沉积环境记录对比；建立黄土高原东南部长时间尺度古季风变化记录控制剖面；认识最近500万年东亚季风气候变化与全球古气候变化关系。

古三门湖沉积广布于晋豫陕间的黄河及渭河谷地，东起三门峡，西至宝鸡一带，南缘为秦岭北麓，北迄禹门口－龙门山一带。通过研究古三门湖沉积记录，探讨古三门湖演变与黄河贯通三门峡的时代，进而讨论古三门湖与青藏高原隆起、黄土高原演化的关系。

第二节　研究现状

一、关于黄土高原风成堆积序列

欧洲学者19世纪末就开始对中国黄土进行考察与研究，明确提出了黄土的风成成因理论。20世纪50～70年代，刘东生等对中国黄土的分布、地层层序、地层划分、物质成分与结构以及黄土中的生物遗存等做了大量系统的基础工作，并全面论证了黄土的物质来源、成因及黄土搬运、堆积与演化的地质过程。

《黄土与环境》（刘东生等，1985）一书，总结了20世纪70～80年代黄土研究的重要成果，该书的出版是中国黄土研究历史上的重要里程碑。这一阶段的主要成果包括：①建立了以磁性地层为基础的第四纪黄土－古土壤序列的时间标尺；②系统研究了黄土－古土壤序列的古环境和古气候代用指标，包括粒度、矿物组成、化学成分、微形态等；③将黄土－古土壤序列记录的气候演化与指示全球气候的深海氧同位素曲线进行了对比，确认了中国黄土记录的全球古气候意义；④分析了黄土－古土壤序列的古气候代用指标频率谱，认识到轨道参数变化对黄土堆积的作用。

80年代晚期开始，中国科学家引入季风、季风环流及季风气候等相关知识，进行“黄土与古季风”研究，使科学黄土观进入到研究黄土动力学和揭示古气候、古环境变迁机制的新阶段，取得了许多新进展：

（1）从黄土堆积与东亚古季风的关系入手，提出了黄土堆积与演化的古季风控制理论，用多种代用指标建立了长、中、短不同时间尺度的冬、夏季风气候变迁序列；确定了现代气候在这些气候变化尺度和相应周期中的位置（安芷生等，1989，1990，1991a，1991b，1992）；发现和讨论了中原邙山巨厚的马兰黄土环境变迁（吴锡浩等，1994，1997，1999；蒋复初，1999）。

（2）较系统地分析了黄土－古土壤序列所记录的东亚季风变迁的周期性、阶段性和特征气候事件（华英敏等，1990；Ding et al.，1994）。

（3）论证了全球冰量、太阳辐射、下垫面状况等全球气候因子对东亚季风和中国黄土堆积的作用（安芷生等，1990，1991a，1991b；Ding et al.，1995）。

（4）通过高分辨率的黄土－古季风记录的研究，确认了末次冰期千年尺度的快速气候事件，分析其与极地高纬度地区古气候的遥相关；末次冰消期向冰后期过渡阶段的新仙女木事件时期，黄土高原的气候显示干冷－凉湿－干冷的颤动模式（Porter et al.，1995）。

（5）黄土与古季风对青藏高原隆升和构造气候旋回的响应，指出构造气候旋回的准1Ma和准0.4Ma周期与季风气候旋回的相应阶段在位相上显示同步变化。在分析了构造与气候之间的因果关系后认识到：青藏高原的形成演化及大幅度阶段性整体隆升深刻影响着东亚季风的变迁与黄土的发育，通过对黄土的古季风记录研究可以追踪青藏高原隆升的轨迹（吴锡浩等，1992，1996）。

（6）以黄土－沙漠边界带为标志的季风区与非季风区过渡带，对气候变化敏感，称之为气候敏感带。它们在末次冰期和全新世气候最佳期中有不同的迁移表现。冷期冬季风加强，使沙漠向黄土区扩展的幅度变小，一般只有几十千米或百余千米；而暖期夏季风加强与降水增加，导致沙漠退缩，幅度可达二三百千米或更大。另外，在气候由冷变暖或由暖变冷过程中发生夏季风锋面移动，相应的季风相对增量的时空变化具有穿时性。这两种特征可以作为预测未来气候变化趋势的历史“相似型”或“参考型”（周卫健，1995；周卫健等，1996；董光荣等，1996；吴锡浩等，1994）。

（7）东亚古季风变迁历史研究方面。基于对六盘山以东上新世三趾马红土序列（Ding Z L et al.，1998；Guo Z T et al.，2001；孙东怀等，1997），以及六盘山以西的中新世红土－古土壤序列（Guo Z T et al.，2002）的系统研究，建立了我国西北地区22Ma以来完整的古环境变迁记录，并且对晚新生代以来我国的季风环境的演化与青藏高原的阶段性耦合关系做了一些有意义的探讨。

二、关于深海和冰芯记录

20世纪后半叶，人类因环境恶化而面临空前的生存危机，众多国家和地区出现气候异常和严重的旱涝灾害，如从1968年开始持续15年的非洲大旱、60年代以来多次发生的EI Nino/Southern Oscillation等，人类面临严峻的挑战。为此，各国政府和科学家开始审视和反省人类向自然不断索取以及改造的整个历程。全球变化（PAGES）研究在全球范围内应运而生，探索第四纪气候与环境的演化过程与规律就成为全球变化研究的主要内容之一。

冰期理论的提出使人们认识到第四纪古气候的冰期－间冰期波动的特点。Milankovitch理论（Milankovitch，1920，1941；Berger，1988）认为，与地球轨道变化紧密相关的太阳辐射诱导的全球冰量变化控制着全球的冰期－间冰期气候波动；否定了仅有4次冰期的论点，并得到深海氧同位素、冰芯及中国黄土－古土壤序列等记录的证实。

深海钻探计划的实施，为了解更新世以来地球气候的长期变化提供了大量高分辨率证据，具有深远影响的记录包括：①Martinson等（1987）建立的具有高分辨率时间标尺的0.3Ma（BP）以来的冰量变化曲线；②Imbrie等（1984）建立的约0.8Ma（BP）以来的全球冰量变化曲线；③Ruddiman等（1989）和Raymo等（1989）利用北大西洋钻孔DSDP607建立的2.8Ma（BP）以来的冰量变化曲线；④Shackleton等（1990）在赤道太平洋钻孔ODP677建立的2.5Ma（BP）以来的冰量变化曲线。这些研究根据深海氧同位^{18}O和^{16}O的分馏机理揭示了更新世以来大陆（或海洋）由于太阳辐射诱导的冰量的变化。

冰芯深钻计划从Camp-Century冰芯的研究开始重建极地地区气候历史。随后，70年代末在南极实施了Dome C冰芯；80年代初在南极实施了Vostok冰芯；90年代初，欧洲共同体八国完成了GRIP冰芯（Dansgaard et al.，1993；GRIP members，1993），美国完成了GISP2冰芯（Mayewski et al.，1995）。许多新的发现大大拓展了它们对研究地球历史的作用，重要成果包括（姚檀栋等，1997）：①确认了Milanko-

vitch 理论；②建立了大气尘埃荷载变化原理；③再现了大气圈内温室气体的变化；④揭示了宇宙成因的同位素含量的变化；⑤证实了人类活动的影响；⑥提供了环境污染评价的指标。

但是，全球气候系统及其变化机制远比 Milankovitch 理论所描述的要复杂得多。随着研究工作的不断深入以及时间尺度的不断缩小，许多新的气候变化现象和问题相继出现，用 Milankovitch 气候周期变化理论就难以解释，如：

（1）Ruddiman 等（1989）和 Raymo 等（1989）对北大西洋 607 和 609 等钻孔深海记录的研究表明，Milankovitch 理论无法解释新生代古气候周期谱的演化。Imbrie 等（1992，1993）在全球不同位置的大洋钻孔记录的时间序列的周期谱和相位谱的分析中也发现，10 万年的周期变化在相位和幅度上都表现出对轨道驱动力明显的非线性关系，这也无法用 Milankovitch 理论来解释。

（2）Milankovitch 理论无法解释高频气候波动及不同时间尺度的气候环境突变，如从 BΦlling-AllerΦd 暖期到 Younger Dryas 冷期的气候快速变化，末次冰期以来的 Heinrich 事件（Heinrich，1988）及末次冰消期的 Younger Dryas 事件等。

（3）格陵兰 GISP2 和 GRIP 冰芯（Dansgaard et al.，1993；Bond et al.，1993）揭示出几个值得深思的古气候现象：①在末次冰期，气候表现为变幅很大的波动，在几十年这样短时间尺度中，气温变化幅度可达 5～10℃；②在末次间冰期中气候波动也很剧烈，表现为在温暖期间的降温过程，其持续时间之短、发生之突然引人关注；③全新世气候也存在十年到百年尺度的显著变化（Meese et al.，1994）；在距今约 8000～8400 年记录有一次变冷事件，降温幅度大体相当新仙女木期的一半（Alley et al.，1997）；④GRIP 记录在温暖的末次间冰期，即氧同位素 5e 阶段也存在着剧烈的古气候变化，但与 GIRP 相距仅 28km 处的 GISP2 未发现这样的气候不稳定的记录（任剑璋，1996；任剑璋等，1998）。

近年来，随着构造隆升驱动气候变化假说的提出（Ruddiman，1997），用赤道太平洋底栖有孔虫氧同位素记录（Miller et al.，1987）来指示大冰期初始时间，并用以青藏高原为代表的构造隆升导致的各种物理和化学过程及其气候效应来解释大冰期的来临，已成为当前研究的热点，从全新的角度展开了对第四纪古气候成因的研究。

三、关于“三门系”

最早，丁文江在三门峡一带提出“三门系”一词。随后，安特生在 1923 出版的《中国北部之新生界》（安特生，1923）一书中，引用丁文江所做的剖面，并把三门系定义为黄土以前、蓬蒂纪以后的更新世初期沉积。1925 年，巴尔博、桑志华在桑干河泥河湾一带采取了厚壳蚌和哺乳动物化石，其中厚壳蚌与三门峡三门系中的相同，并通过对哺乳动物化石的研究，认为三门系（泥河湾层）是上新世后期（或更新统底部）堆积物，与欧洲的维拉弗朗期相当（Barbour et al.，1925）。从此，三门系这一术语在华北地区被广泛使用。

1933 年，杨钟健和裴文中将山西平陆东延村黄河岸边最下部稍倾斜的含有厚壳蚌的

泥灰岩粘土划为三门系，泥灰岩之上坚硬的砾石层及其上的红色土层时代划为周口店期，并认为在较高台地上也有三门系堆积（杨钟健等，1933）。1934 年，卞美年提出将三门系分为上下两层：下三门系下部为粘土，中部为砾石，上部为粘土，时代为泥河湾期；上三门系下部为砾石层，上部为砂层，时代为周口店期。在高台地上，周口店期的堆积是红色土，在黄土之下（卞美年，1934）。1936 年，杨钟健在讨论三门系的问题时指出，广义的三门系包括了从静乐期到周口店期（即上上新统到中更新统），而狭义的三门系应是与泥河湾期相当的地层（杨钟健，1936）。1956 年，刘东生认为三门系不必划分为上三门系及下三门系，三门系一名仍宜考虑最初使用者的意愿，即过去的下三门系［卞美年（1934）所划］，时代属上新统上部；并以窑头沟剖面为标准，根据 Mimomys 化石的出现，及地层不整合关系而将离石黄土下面的阶地冲积物叫做陕县系，时代属更新统晚期（刘东生，1956）。1957～1958 年，中国科学院古脊椎动物研究所在裴文中教授的领导下，对三门峡至潼关一带的三门系进行调查，在平陆县张峪村附近发现了一些哺乳动物化石，为地层划分提供了新的依据。因此，他们将三门系分为三部分：上上新统“三门系”，下更新统“陕县系”和中更新统“张峪系”（黄万波等，1959）。

1959 年，在三门峡召开的第四纪地质会议上，以贾福海为代表，把“三门系”划分为 5 层，时代为下更新统：第 1 层底部砾岩；第 2 层砂质粘土夹砾石层或粘土夹砂层；第 3 层砾石、砂砾石、砂三者互层或夹层，夹砾石或砂岩，或砂层夹粘土及砂砾石层；第 4 层砂质粘土夹粘土、砂层及砾石层；第 5 层粘土层夹砾石（泥砾）、砾石层、砂层及砂质粘土层（贾福海，1959）。同时认为第 1、2 层为冰期沉积物，第 3 层为第一间冰期沉积物，第 4 层为第二冰期沉积物（冰水沉积），第 5 层冰川泥砾为第三冰期沉积物。但会上颇多不同意见，归纳如下：①认为不能划分为 5 层，应将第 1、2 层合并为一层，第 3、4 层合并为一层，第 5 层为另一层；②不同意第 5 层存在，而宜将第 1、2 层合为一层，第 3、4 层合为一层；③对第 2、3 层之间的不整合接触关系提出异议（中国第四纪研究委员会，1959）。

1976 年，袁凤钿根据渭南张家坡剖面上部沉积物以黄色为主，下部沉积物以绿色为主，两者之间有一个可能的侵蚀面相隔，而将上部一套称为“黄三门”，下部称为“绿三门”（袁凤钿，1976）。孙建中等则认为，黄三门和绿三门是同时异相的沉积物，在三门峡地区找不到可以分为上黄、下绿两套地层的剖面（孙建中，1986）。另外，薛祥煦在渭南张家坡剖面的下部发现了比泥河湾动物群更早的一个新的动物群，定名为滆河动物群，其主要成员有：贺风三趾马、祖鹿、滆河象、滆河貘鼠及鼠兔等化石，并将这套地层命名为“滆河组”，置于三门组（Q_1^2）与蓝田组（N_2^2）之间，时代为早更新世早期（Q_1^1）（薛祥煦，1981，1982）。1985 年，曹照垣等以东坡沟剖面为标准，命名为“棉凹村组”［贾福海（1959）所划分的广义三门系的第 1、2 层］，“东坡村组”［贾福海（1959）第 3 层及其上覆较老黄土层］和“瑶头村组”［贾福海（1959）第 5 层及其上覆黄土状亚砂土堆积］，并认为只有棉凹村组才代表了残存的三门系沉积地层，时代为早更新世（曹照垣等，1985）。

为了清楚了解古三门湖沉积地层的划分沿革，现列表如下（表 1－1，表 1－2）。

表 1－1　三门峡地区地层对比表

贾福海（1959）		裴文中（1959）	刘东生（1957）	张伯声（1959）	刘国昌（1959）	胡惠民（1959）	宋春青（1959）	李捷（1959）	黄万波（1984）	裴文中（1962）	曹照垣（1985）	本书	
第5层	三门系 Q_1	Q_2	陕县系 Q_1		黄土 Q_2	Q_3 或 Q_2	Q_3	Q_2？	Q_2	三门系 Q_1	瑶头村组 Q_3	三门群	上段 Q_2
第4层		Q_1	三门系 N_2		三门系 Q_1	三门系 Q_1	上三门系 Q_1	三门系 Q_1	三门系 Q_1		东坡村组 Q_2		中段 N_2－Q_2
第3层		N_2		三门系 Q_1									
第2层		三门系 N_1		N	N		下三门系 N_2		N_2	N_2	棉凹村组 Q_1（三门系）		下段 N_2
第1层								N					

表 1－2　三门峡盆地与渭河谷地层对比表

时代	蓝田剖面	袁凤钿（1976）		薛祥煦（1982）	孙建中（1991）		岳乐平（1996）	曹照垣（1985）	贾福海（1959）		宋春青（1959）			本书	
Q_3	马兰黄土						马兰黄土	瑶头村组			新黄土“第5层”				
Q_2	离石黄土						离石黄土	东坡村组			老黄土			三门群	上段
Q_1^2		三门组	黄三门	三门组	三门组	上段		棉凹村组（三门系）	三门系	5	三门系	上三门系	第4层		中段
										4			第3层		
Q_1^1	午城黄土		绿三门	滈河组			三门组			3					
										2		下三门系	第2层		下段
N_2^2	静乐组红粘土				三门组	下段	滈河组			1					
N_2^1													第1层		
N_1	蓝田组红粘土														

四、关于青藏高原隆升与环境变迁问题

自 1885 年 Neumayr 拉开了对青藏高原研究的序幕以来，对青藏高原的地质研究已取得了丰硕的成果，并极大深化和丰富了对青藏高原演化的认识。最近，由我国科学家组织实施的 PEP－Ⅱ（澳洲－亚洲断面）包括从西伯利亚至南极和印度次大陆至白令海峡，它涉及全球最大的季风影响区，即亚非季风区，以及青藏高原、黄土高原、贝加尔湖、西太平洋暖池等重要的气候敏感地区（刘东生等，1997）。因此，青藏高原的隆升对于季风气候的形成、过去全球变化有着重大的影响。

一般认为，青藏地区在 40Ma（BP）前的早第三纪中期基本结束海侵，且因印度板块向北漂移并与欧亚板块碰撞才形成青藏高原（Ruddiman et al.，1989；Harrison et al.，1992；李吉均等，1979；Li et al.，1990；吴锡浩等，1992）。Copeland 等（1990）和 Harrison 等（1992）通过孟加拉扇沉积物的研究，认为喜马拉雅的脉动性隆升从 20Ma（BP）前开始，10.9～7.5Ma（BP）和 0.9Ma（BP）至今有两次隆升高峰期，并于 8Ma（BP）左右接近目前的高度。这一结论得到了古气候学（Quade et al.，1989）、阿拉伯海沉积响应（Prell et al.，1992）、藏南快速冷却事件（陈文寄等，1996）、中印度洋地震异常（Kroon et al.，1991）等多方面证据的支持。钟大赉等（1996）从构造热事件入手并结合裂变径迹法，提出高原隆升分为 45～38Ma（BP）、25～17Ma（BP）、13～8Ma（BP）、3Ma（BP）至今 4 个阶段，其中 3Ma（BP）以来隆升最强烈。肖序常等（1998）采用热年代学裂变径迹的“矿物年龄－地形高差法”提出高原隆升的最强烈期为 2Ma（BP）至今。Shackleton 等（1988）曾利用地貌学证据证明，高原的主隆升期为更新世。崔之久等（1996）通过对古岩溶、夷平面的研究，提出高原经历了 3 次隆升和 2 次夷平，目前的高原为近 5Ma 来抬升的结果，其中 0.7Ma（BP）的“昆黄运动”使高原隆升速率达到高峰。李吉均等（1996）对黄河上游地貌和新生代地层研究表明，青藏高原从 3.4Ma（BP）开始整体抬升，并在 2.5Ma（BP）和 1.7～1.66Ma（BP）相继发生强烈隆升。吴锡浩等（1996）通过对黄土高原黄土－古土壤序列记录的东亚季风变迁和古季风气候递变的探讨，提出青藏高原从晚中新世末开始，至少经历了 5 个隆升阶段，且每个阶段初始的高原面平均高程依次为 2900m、3600m、4200m、4600m、4850m。

对青藏高原隆升的阶段和幅度的研究，主要有以下三种观点：

第一种观点，根据两个板块相撞处的沿正断层发育的火山岩放射性年代测定，认为 14Ma（BP）前已达到最大平均高度，以后东西向拉张塌陷使高度有所降低（Coleman et al.，1995；Turner et al.，1993；Searle，1995）。

第二种观点，构造的理论基础与第一种观点基本相同，但依据同位素测年资料，以及阿拉伯海的上涌流增强，南亚植被由森林灌丛（C3 植物）转变为草原（C4 植物），指示了印度洋季风的出现或增强，推断青藏高原在 8Ma（BP）前已达到或接近现在的高度（Molnar et al.，1993；Harrison et al.，1992；Kroon et al.，1991；Prell et al.，1992；Ceiling et al.，1993；Quade et al.，1989，1995）。

第三种观点，认为青藏高原是第三纪末和第四纪初才开始强烈隆升。在此之前虽然有

过构造隆升，但经过长期剥蚀曾两度达到夷平状态。最近一次强烈隆升开始于3.4Ma（BP)前，现在平均海拔4500m以上的高原地形是在第四纪才形成的（李吉均等，1979；沈显杰，1986；潘保田等，1995；Li et al.，1995；李吉均，1998；吴锡浩，1996；吴锡浩等，1992，1996)。

第二章　研究区自然地理和地质背景

第一节　自然地理

本区以中低山地和盆地为特征，北为呈北东－南西向延伸的中条山，中为三门峡盆地，南部为属秦岭山系的崤山（图2－1）。

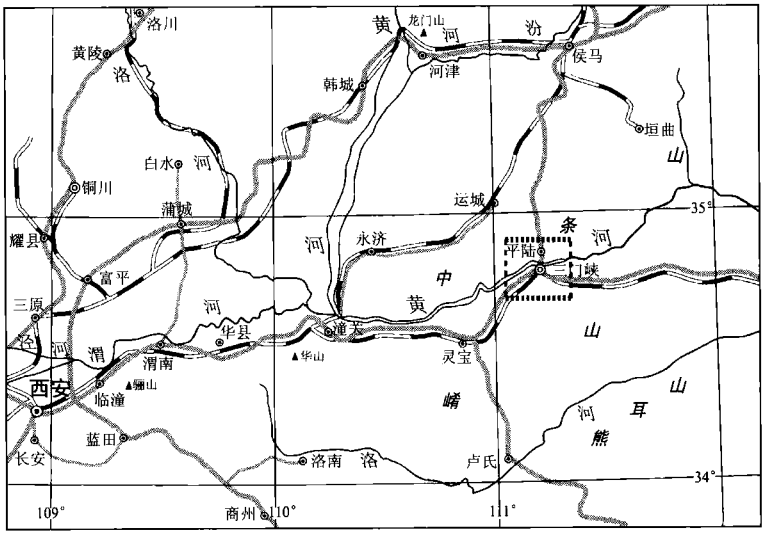


图2－1　工作区交通位置图

本区河流属黄河水系，除黄河本身外，北有源于中条山的支流枝涧河，南有源于崤山的支流青龙涧河和涧河等。

本区属暖温带季风型大陆性气候，年均温12～14℃，最冷的1月均温在－2℃左右，极端最低温为－18℃，最热的7月均温为24～27℃，极端最高温为41℃。年降水量为500～700mm，但季节分配不均，多集中在7～9月份。年均蒸发量为1500～2000mm。为半湿润到半干旱的过渡地区。

第二节　地　　层

本区出露的地层有太古宇、元古宇、古生界及新生界（图2－2），缺失中生界。

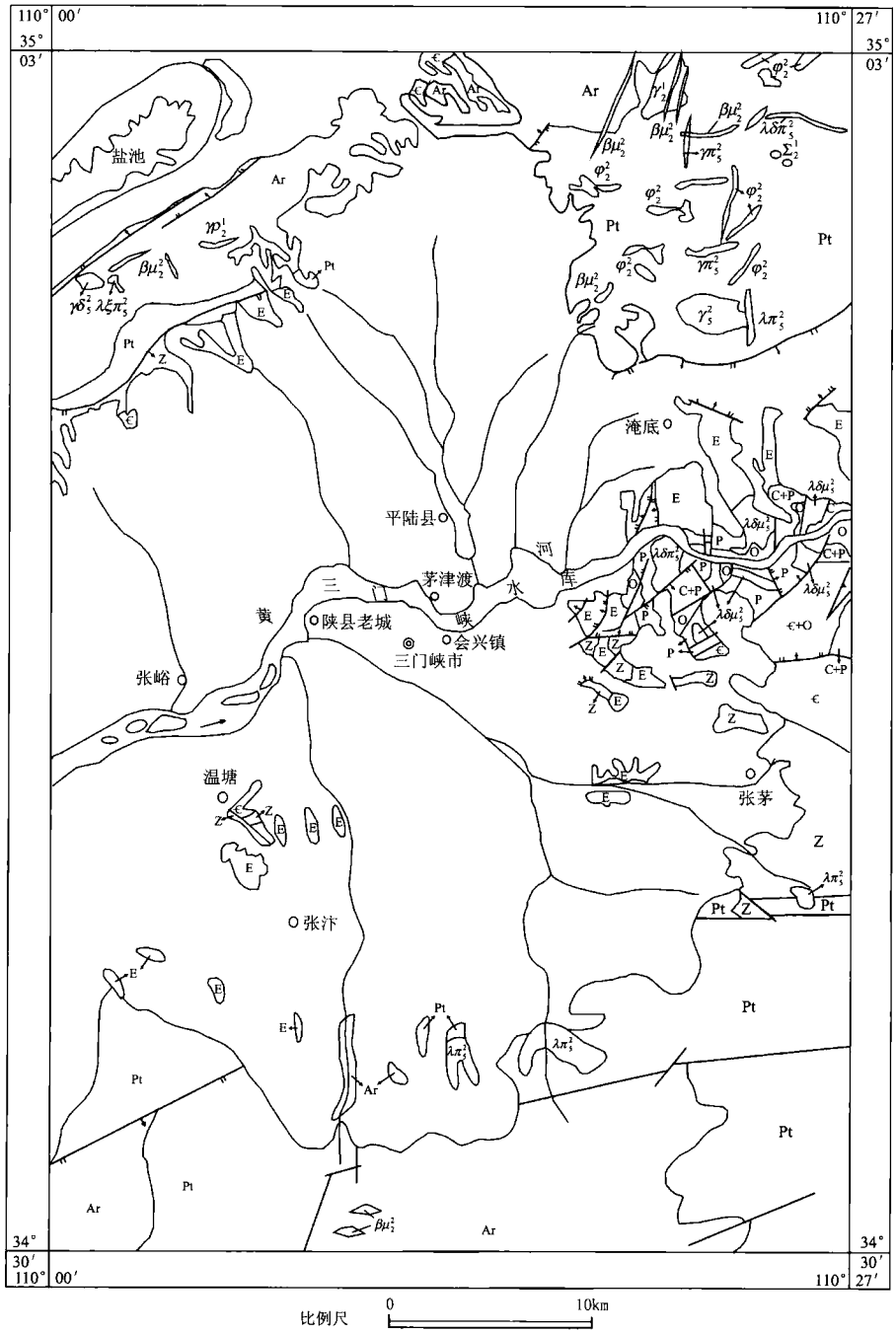


图 2－2　三门峡区域地质简图

（据 1∶20 万地质图编制）

Ar—涑水群；Pt—中条群；Z—震旦系；∈+O—寒武系、奥陶系；C+P—石炭系、二叠系；E—平陆群

燕山期岩浆岩：$\lambda\pi_5^2$—石英斑岩；$\lambda\pi_5^2$—花岗斑岩；$\lambda\delta\pi_5^2$—花岗闪长斑岩；$\lambda\xi\pi_5^2$—石英正长斑岩；

$\lambda\delta\mu_5^2$—石英闪长斑岩；$\beta\mu_5^2$—辉绿（玢）岩；$\gamma\delta_5^2$—花岗闪长岩；γ_5^2—花岗岩

新元古代岩浆岩：$\beta\mu_2^2$—辉绿（玢）岩；φ_2^2—角闪石岩类

古元古代岩浆岩：$\gamma\rho_2^1$—花岗伟晶岩；γ_2^1—黑云花岗岩；$\sum_2^1$—超基性岩

1. 太古宇

太古宇作为褶皱的结晶基底，主要分布在中条山地区，称涑水群，呈北东向分布在中条山的北麓。涑水群为遭受强烈区域变质及混合岩化作用的副变质岩系，由各种片麻岩、浅粒岩、变粒岩、斜长角闪岩、磁铁石英岩及大理岩等组成。

2. 元古宇

古元古界 主要分布于中条山和崤山地区。中条山地区称中条群，广泛分布在中条山南麓。中条群为一套浅变质岩系，属绿片岩相，原岩系砂岩、泥砂质、砂泥质及碳酸盐类沉积。

新元古界 震旦系主要出露在张茅和温塘等地，平陆西北的中条山南麓也有出露。震旦系主要是一套碎屑岩系，为杂色石英岩与粉砂岩互层，另可见中性火山喷发岩、粘土岩和碳酸盐岩等，局部具底砾岩。

3. 古生界

本区古生界包括寒武系、奥陶系、石炭系及二叠系，主要分布刘家山至曹家川一带。在温塘附近零星出露寒武系。寒武系由浅海相碎屑岩和碳酸盐岩组成。

奥陶系 由灰岩、白云岩及少量泥灰岩组成的浅海相碳酸盐岩沉积，与上覆石炭系呈平行不整合接触，上奥陶统在本区缺失。

石炭系 在本区沉积了中、上石炭统，缺失下石炭统，为一套海陆交互相含煤建造，是区内重要的含铁、铝、煤地层。

二叠系 为一套陆相碎屑岩及湖沼相含煤建造，与下伏石炭系呈整合接触。

4. 新生界

新生界下第三系平陆群主要分布在大安、庙下间的黄河南北两岸，在曹家川一带广泛分布，由于其岩层色调各异而称之为“平陆杂岩”。其底部为洪、湖积相的粗碎屑岩，中部为河、湖积相砂岩、泥岩，上部为湖积相泥岩、碳酸盐岩，再到粗碎屑岩。总体显示了由粗到细再到粗的旋回特征，其内部又可见多个由粗到细的小旋回。地层富含介形虫、螺、孢粉等化石，还有一些脊椎动物化石，与上覆和下伏地层均呈角度不整合接触。根据其内部沉积旋回、接触关系、化石组合等特征分为四个组：门里组、坡底组、大安组和刘林河组，现以米汤沟剖面为例，自下而上分述如下：

门里组 下段为灰褐色、棕红色厚层状砾岩，厚127m；中段以砖红色、紫红色砂质泥岩、泥质砾岩为主，含少量次生石膏网脉，厚202m；上段以紫红色泥岩与灰绿色泥岩互层为主，顶部含有网脉状薄层状石膏，厚205m。

坡底组 下段为棕红、灰黄色厚层状砾砂岩与砂质泥岩互层，厚402m；上段为紫红色泥岩与灰绿色泥岩、泥灰岩互层，夹有可采层状石膏，厚168m。

大安组 底部以一层砾岩与坡底组分界，两者为整合接触。下段为紫红色砂质泥岩夹松散状细砂岩，含网脉石膏，厚167m；上段以灰绿、黄绿及杂色泥岩及泥灰岩互层为主，含网脉状石膏，厚152m。

刘林河组 为一套棕红、灰黄色、紫红色厚层状砂砾岩夹泥岩、泥灰岩，厚580m。

第三节　构　　造

按照地质力学的观点（李四光，1973），本区处于秦岭纬向构造体系、祁吕－贺兰山字型构造体系与新华夏系三大构造体系复合或联合的部位。

按照槽台学说的观点，本区处于渭河地堑的东延部分，也称三门峡地堑。其西部为鄂尔多斯台向斜，北部为山西台背斜，南边为秦岭地槽（杨森楠等，1985）。北为中条地块，南为秦岭地轴，东为刘家山背斜和三门峡地垒，中部为黄河向斜（即三门峡地堑或黄河地堑）（图2－3）。

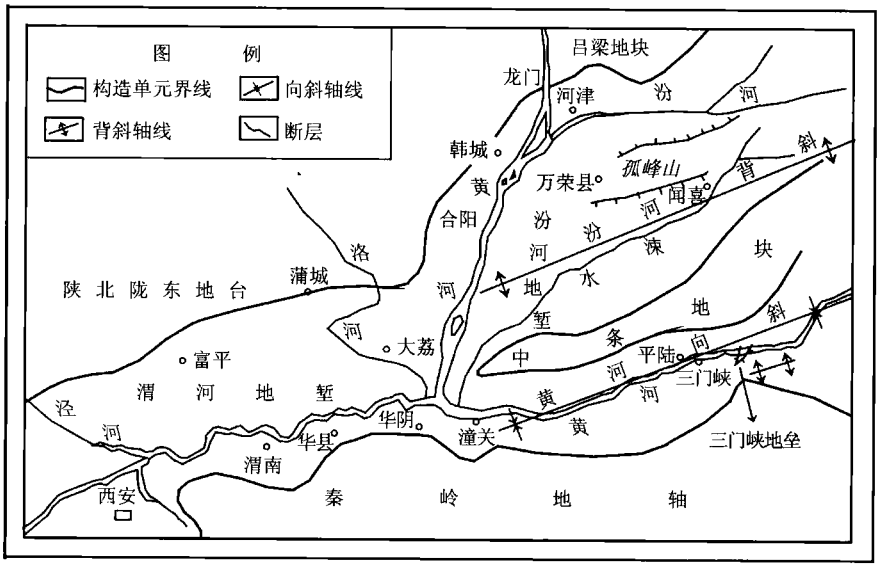


图2－3　三门峡地区大地构造略图

（据董志良，1963）

本区构造线的方向，主要受北东－北北东一组构造线所控制，产生了一系列的断裂，如中条山前大断裂、秦岭北侧山前大断裂、温塘－会兴镇断裂等，形成了不同规模的地堑与地垒构造，为明显的块状断裂地区。

第四节　岩　浆　岩

本区岩浆岩包括由酸性到超基性各类岩石。产状多样，有喷出、浅成、深成各种类型，侵入岩绝大多数为脉岩及小岩体，数量多。从分布上看，三门峡大坝一带出露较多的闪长玢岩。中条山区有闪长玢岩、黑云花岗岩、花岗闪长岩体出露，并有脉岩类零星出露。

岩浆活动以吕梁期、燕山期较为强烈，其次为新元古代、太古宙（五台期），后两期以具有较普遍的岩浆喷出为特征。

本区岩浆岩可分为四个岩浆旋回，列于表2－1。

表2－1　区域岩浆岩

时代	岩浆旋回	主要岩石	
		岩　体	脉　岩
中生代	燕山期	花岗闪长斑岩（$\gamma\delta\pi_5^2$）	石英斑岩（$\lambda\pi_5^2$）、花岗斑岩（$\gamma\pi_5^2$）、花岗闪长斑岩（$\gamma\delta\pi_5^2$）
		石英正长斑岩（$\lambda\xi\pi_5^2$）	石英闪长玢岩（$\lambda\delta\mu_5^2$）、石英正长斑岩（$\lambda\xi\pi_5^2$）
		花岗岩（γ_5^2）、花岗闪长岩（$\gamma\delta_5^2$）	辉绿玢岩（$\beta\mu_5^2$）、煌斑岩（μ_5^2）、闪长岩（δ_5^2）、正长斑岩（$\xi\pi_5^2$）
新元古代	蓟箕期		正长斑岩
	东安期	辉绿岩（$\beta\mu_2^2$）、辉长辉绿岩（$\nu\beta\mu_2^2$）	
		安山岩（α_2）	
		角闪石岩（ϕ_2^2）、方柱石黑云母闪片岩	
古元古代	吕梁期	黑云母花岗岩（γ_2^1）	花岗伟晶岩（$\gamma\rho_2^1$）、细粒花岗岩（γ_2^1）
		超基性岩（$\sum_2^1$）	
太古宙	五台期	变质细碧角斑岩系（层状） 变石英角斑岩 变角斑岩 变细碧岩　} 及相应的晶屑凝灰岩	

第三章　三门峡地区晚新生代地层特征

第一节　黄土－古土壤序列

一、小刘寺剖面

小刘寺剖面为三门峡市陕县张汴乡小刘寺村北取土坑揭露的剖面，位于黄土高原东南缘的张汴塬最高部位（图3－1），地理坐标：E111° 09′，N34° 38′。剖面顶部海拔765m，出露厚度7.10m。经区域地质调查，小刘寺剖面为三门峡地区全新世黄土沉积的典型剖面。据黄土－古土壤序列的磁化率特征并参考^{14}C年龄，地层单位自上而下划分如下：

1. S_0SS_1，黄棕色粉砂质粘土，耕作层　0.16m
2. S_0LL_1，棕黄色粘土质粉砂，深度0.55m处含瓷器碎片，0.66m处含较多炭屑，距顶0.65m处^{14}C年龄为（8004±155）a（BP）　1.0m
3. S_0SS_2，棕黑色粉砂质粘土，距顶1.25m处^{14}C年龄为（8392±170）a（BP），距顶2.65m处^{14}C年龄为（11876±520）a（BP）　1.60m
4. L_1LL_1，褐黄色粘土质粉砂，距顶5.55m处^{14}C年龄为（19490±282）a（BP）　3.98m
5. L_1SS_1，黄棕色粉砂质粘土，未见底　>0.36m

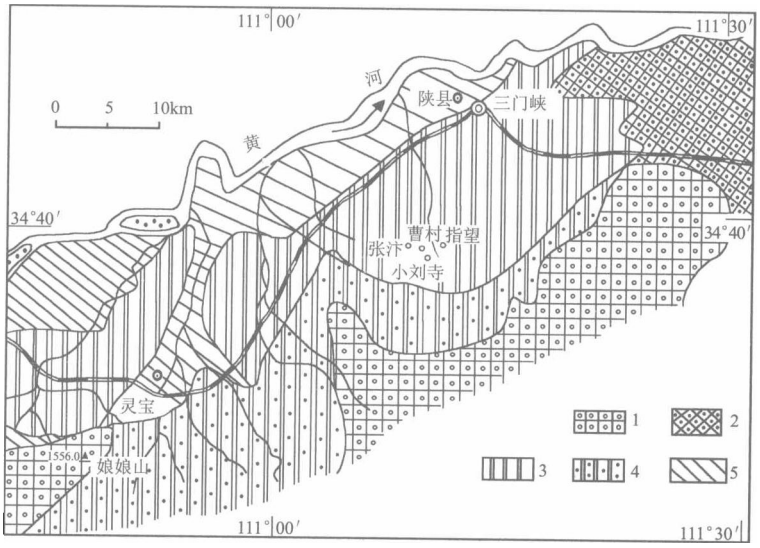


图3－1　三门峡地区地貌略图

（据滕志宏，1988修改）

1—中山构造侵蚀地貌；2—低山构造侵蚀地貌；3—黄土残塬地貌；4—黄土覆盖的丘陵地貌；5— 山前倾斜平原堆积地貌

二、曹村剖面

黄土高原的黄土－古土壤序列记录了最近250万年的冰期气候旋回和季风气候旋回。它不仅是反映东亚季风气候变化的风成沉积，而且是在轨道尺度上可与深海氧同位素记录进行对比的全球变化记录。所以，中国的风成黄土（包括其下伏的风成红粘土）已经是研究过去全球变化的热点，特别是研究东亚季风变迁的主要对象。

黄土高原东南缘的黄河三门峡地区，黄土沉积分布于不同的地貌部位（图3－1），其在塬区地层的完整性、出露厚度及地层层序等均不亚于高原内部（洛川、西峰等）（安芷生等，1989，库克拉等，1990）和南部（宝鸡、蓝田等）（丁仲礼等，1989；郑洪波等，1992）的典型剖面。但是，以前对黄土的深入研究主要集中在黄土高原内部和南部，而对其东南部的研究不仅缺广度，更少深度。仅有的部分研究工作（岳乐平，1984，1985；谢封春等，1987；滕志宏，1988）也主要集中在磁性地层学方面，其研究的剖面也不太完整。因此，有必要在该区建立完整的黄土－古土壤序列，进行详细的地层划分、磁性地层及古气候和古环境研究，并与典型剖面对比，为认识东亚季风的时空变化提供必要的控制剖面。基于这一目的，我们对三门峡地区进行了野外考察，发现了非常完整的黄土地层剖面，并采集了样品。

曹村黄土剖面位于陕县张汴乡东南约1km处的曹村东侧，剖面海拔760m，地理坐标为34°38′N，111°09′E。剖面为流水冲沟切开的天然露头，剖面黄土古土壤序列底部出露上新世红粘土，剖面总厚度153m，黄土地层厚145m，下伏红粘土地层厚8m（未见底）。据岩性及磁化率特征，剖面发育有33个黄土单元层和32个古土壤层。剖面自上而下分别为：0～1.5m为部分马兰黄土（L_1）；1.5～87.55m为离石黄土（S_1-L_{15}）；87.55～145m为午城黄土（$S_{15}-L_{33}$）；145～153m为红粘土层，L_1以上部分出露于曹村到小刘寺的塬面小台阶阶坎上。通过野外追索可以将两部分完整地连接起来。该剖面的土壤地层学划分由上而下为67个自然层位，地层详细描述如下：

67. L_0，灰黄色黄土，极疏松

66. S_0，红褐色古土壤，含大量白色菌丝体

65. L_1，灰黄色黄土，疏松，含小钙质结核

64. S_1，红褐色古土壤，团粒－碎斑结构，含白色菌丝体及少量小钙质结核，中部见有密集网状菌丝及白色胶膜，往底部颜色变浅，底部见一薄层钙质结核

63. L_2，灰黄色黄土，少量白色菌丝体，疏松具大孔隙

62. S_2，红褐色古土壤，团粒－碎斑结构，含白色菌丝体及白色胶膜，分上下两个单层，其间夹有不及0.5m的薄层黄土

61. L_3，浅黄－灰黄色黄土，较疏松，含少量钙质结核及螺壳

60. S_3，红褐色古土壤，含大量白色细长的菌丝体，底部见一薄层钙质结核

59. L_4，淡褐黄色黄土，含少量白色菌丝体及个别钙质结核

58. S_4，浅红褐－深红褐色古土壤，含白色菌丝体，菌丝体以中部为多，底部见一钙质结核层

57. L_5，淡褐黄色黄土，含少量白色菌丝体

56. S_5，深红褐色古土壤，含白色菌丝体，由三个单层复合而成，其中上单层较厚，颜色最深，团粒－碎斑结构最明显，中部及下部单层底部均见有一钙质结核层

55. L_6，淡褐黄色黄土，含少量白色菌丝体

54. S_6，红褐色古土壤，含白色菌丝体，由两个单层组合而成，其中下部单层发育较深

53. L_7，淡褐黄色黄土，含少量白色菌丝体，距该层顶面 1.5m 处见有一钙质结核层

52. S_7，红褐色古土壤，中部含大量白色菌丝体；底部为厚 0.2m 的钙质结核层

51. L_8，淡褐黄色－灰黄色黄土，含少量白色菌丝体及钙质结核

50. S_8，红褐色古土壤，上部含较多的白色胶膜及白色菌丝体；底部为厚 0.6m 的钙质结核层，结核直径可达 30cm

49. L_9，灰黄色黄土，颗粒粗且疏松，含钙质结核，中部有一层褐黄色弱发育古土壤及稀疏成层的钙质结核层

48. S_9，红褐色古土壤，含大量白色胶膜及白色菌丝体，底部为厚 0.2m 的钙质结核层

47. L_{10}，褐黄色黄土，含钙质结核，见少量白色菌丝体，质较硬

46. S_{10}，淡红褐色－红褐色古土壤，中部含大量白色菌丝体，质较硬

45. L_{11}，淡褐黄色黄土，胶结硬实，含钙质结核

44. S_{11}，红褐色古土壤，含大量白色菌丝体，下部为厚 0.6m 的钙质结核层

43. L_{12}，褐黄色黄土，胶结硬实，含白色菌丝体及钙质结核

42. S_{12}，红褐色古土壤，含大量白色菌丝体或白色胶膜，底部为厚 0.5m 钙质结核层，致密而坚硬

41. L_{13}，灰黄色－淡褐黄色黄土，含钙质结核及少量白色菌丝体

40. S_{13}，红褐色古土壤，含白色菌丝体及少量钙质结核，下部为厚 0.5m 钙质结核层，结核直径较小

39. L_{14}，淡褐黄色黄土，含钙质结核及少量白色菌丝体

38. S_{14}，红褐色古土壤，含少量白色菌丝体

37. L_{15}，灰黄色黄土，颗粒粗且疏松，含钙质结核。底部见一层钙质结核

36. S_{15}，浅红褐色古土壤，含少量白色菌丝体

35. L_{16}，淡褐黄色黄土，下部含较多钙质结核

34. S_{16}，淡红褐色古土壤，含少量钙质结核及白色菌丝体

33. L_{17}，淡褐黄色黄土，含较多钙质结核

32. S_{17}，浅红褐色古土壤，含钙质结核及白色菌丝体

31. L_{18}，淡褐黄色黄土，含较多钙质结核

30. S_{18}，红褐色古土壤，含白色菌丝体

29. L_{19}，淡褐黄色黄土，含较多钙质结核

28. S_{19}，红褐色古土壤，含白色菌丝体

27. L_{20}，淡褐黄色黄土，含较多钙质结核

26. S_{20}，红褐色古土壤，含钙质结核及白色菌丝体，底部有一层钙质结核

25. L_{21}，淡褐黄色黄土，中部及底部各见一稀疏钙质结核层

24. S_{21}，浅红褐色古土壤，底部见一稀疏钙质结核层

23. L_{22}，淡褐黄色黄土，中部见一钙质结核层，下部含较多钙质结核

22. S_{22}，红褐色古土壤，含少量白色菌丝体，底部见一钙质结核层

21. L_{23}，淡褐黄色黄土，含钙质结核

20. S_{23}，红褐色古土壤，含白色菌丝体，底部含钙质结核

19. L_{24}，淡褐黄色黄土，含较多小钙质结核及少量白色菌丝体

18. S_{24}，浅红褐色－红褐色古土壤，中部及底部各见一钙质结核层，含大量白色菌丝体

17. L_{25}，淡褐黄色黄土，含较多小钙质结核

16. S_{25}，红褐色古土壤，含较多小钙质结核及少量白色菌丝体
15. L_{26}，淡褐黄色黄土，含较多钙质结核
14. S_{26}，红褐色古土壤，含少量钙质结核及白色菌丝体
13. L_{27}，淡褐黄色－灰黄色黄土，含较多小钙质结核及少量白色菌丝体，中部钙质结核稀疏成层
12. S_{27}，淡红褐色古土壤，含较多钙质结核及少量白色菌丝体
11. L_{28}，淡褐黄色－灰黄色黄土，含钙质结核
10. S_{28}，暗红褐色古土壤，含白色菌丝体，底部见一密集的小钙质结核层
9. L_{29}，淡褐黄色－灰黄色黄土，含较多小钙质结核
8. S_{29}，红褐色－暗红褐色古土壤，含钙质结核及少量白色菌丝体，底部钙质结核较多，上部见有黑色胶膜
7. L_{30}，灰黄色黄土，含钙质结核
6. S_{30}，红褐色－暗红褐色古土壤，含少量钙质结核
5. L_{31}，灰黄色黄土，含较多钙质结核
4. S_{31}，红褐色古土壤
3. L_{32}，淡褐黄色－灰黄色黄土，含较多钙质结核
2. S_{32}，暗红褐色古土壤，含钙质结核、白色菌丝体及黑色胶膜，碎斑－棱柱结构下部为厚0.7m褐黄色小钙质结核层
1. L_{33}，灰黄色黄土，含较多钙质结核

——————整　　合——————

红粘土层：褐黄色、红褐色－暗红褐色亚砂土、亚粘土。上部见有黑色胶膜，碎斑－棱柱结构；中部含厚0.2m的砾石透镜体，砾石成分以石英、变质岩为主；下部含大量钙质结核。未见底

三门峡曹村剖面厚度大，沉积连续，地层完整，包括全新世黄土、马兰黄土、离石黄土、午城黄土，与下伏上新世红粘土呈整合接触关系。它与黄土高原内部和南部的典型剖面既有相似性又有其特色，是进行黄土、古季风与全球变化研究的又一处理想剖面。对它的详细研究及与其他典型剖面的对比研究必能有助于恢复早更新世以来该区冬、夏季风的变化特征。

在以往的研究中，我们在郑州邙山塬找到了相当好的晚更新世高分辨率黄土地层剖面，并对其进行了详细的研究，证实了邙山黄土属中－晚更新世风成沉积（Wu Xihao et al.，1995；Xiao Huaguo et al.，1997；蒋复初等，1997）。三门峡地区黄土地层与峡区以东邙山黄土的综合研究，将有效地恢复黄土高原东南缘及相邻地区第四纪以来的季风气候变化特征。

该区黄土沉积的北部紧邻黄河及著名的古三门湖，第四纪风成沉积不仅有远源组分，而且有来自古湖或古河谷滩地的近源组分。因此对其的古气候、古环境记录进行详细研究，必能为古三门湖形成、演变和消亡，以及黄河的发育过程提供重要信息。

第二节　红黄土－古土壤序列

三门峡地区位于黄土高原的东南缘，不仅发育厚层黄土沉积（岳乐平，1984；滕志宏，1988；赵志中等，2000），而且黄土地层之下发育有厚层红粘土沉积。早期对黄土下伏红粘土地层的研究主要集中于其中所含丰富的哺乳动物化石，随着研究的积累和深入，

红粘土的成因及其古气候意义越来越引起广泛关注。赵景波等（1989）对红粘土与风成黄土的物质组分进行了对比研究，安芷生等（1991）从红粘土富含风成砂和碳酸盐特征肯定了红粘土的风成成因，是东亚季风气候的产物，袁宝印（1993）、刘秀铭等（1989）以及朱日祥等（1996）分别从红粘土的分布、地层特征和岩石磁学特征等方面论证了其风成成因，郑洪波等（1992）以及 Sun Donghuai 等（1998）对黄土高原红粘土地层的磁性地层也作了初步研究，安芷生及孙东怀等对黄土高原红粘土地层成因及磁性地层进行了深入研究（孙东怀等，1997；安芷生等，2000；宋友桂等，2000；丁仲礼等，1997；Ding Zhongli et al.，1998）。前人对本区红粘土地层未作过工作。经调查，我们在陕县张汴乡东南发现黄土剖面下伏的红粘土地层剖面，从厚度及层序等方面为该区红粘土地层的代表剖面。通过对三门峡地区黄土下伏红粘土地层开展地层层序及时代的深入研究，将该地区风尘沉积下延到至少距今 5Ma 前，同时用于建立该区晚新生代地层系统。

指望剖面距陕县张汴乡东南约 3km（34°38′N，111°09′E）。剖面为冲沟壁形成的天然露头。剖面上部为午城黄土－古土壤地层，经野外观察和室内磁化率测量，该段黄土为 S_{24}－L_{33}的连续黄土－古土壤沉积，厚 34m。经过区域上调查，指望剖面黄土地层之下发育有本区出露厚度最大的上新世红粘土，厚达 40.3m 尚未见底。剖面红粘土地层共发育有 5 个沉积旋回，能分辨出 5 层红粘土古土壤 RS_1－RS_5。指望剖面详细地层自上而下描述如下：

黄土层

35. S_{24}，红褐色古土壤，较多菌丝体，质坚硬　0.35m

34. L_{25}，土黄色的黄土，含直径 1～3cm 的结核　0.65m

33. S_{25}，黄褐色古土壤，含少量菌丝体　1.05m

32. L_{26}，土黄色－淡红色黄土，含直径 1～2cm 的结核　0.65m

31. S_{26}，淡红褐色古土壤，含较多结核及菌丝体　2.00m

30. L_{27}，土黄－灰黄色黄土，含 2～10cm 的结核及少量菌丝体　6.35m

29. S_{27}，浅红－浅红褐色古土壤，质坚硬，底部含结核　3.45m

28. L_{28}，土黄－黄色黄土，含少量结核　1.30m

27. S_{28}，棕红－褐红色古土壤，含较多菌丝体，底部有少量结核　1.20m

26. L_{29}，灰黄色黄土，含少量结核，较多菌丝体　1.50m

25. S_{29}，褐红色－暗红色古土壤，含结核　1.00m

24. $L_{29'}$，淡褐色黄土，含较多直径 3～5cm 的结核　0.70m

23. $S_{29'}$，褐红色古土壤，含较多结核，底部见一结核层　1.30m

22. L_{30}，灰黄色黄土，质坚硬，含零星结核　1.80m

21. S_{30}，棕红色古土壤　0.90m

20. L_{31}，灰黄色－土黄色黄土，含少量结核　1.00m

19. S_{31}，棕红色古土壤，底部含结核　0.80m

18. L_{32}，淡红－土黄色黄土，含个别结核层　4.80m

17. S_{32}，紫红－深褐色红粘土或古土壤，含少量黑色胶膜，碎裂后呈团粒状，底部 50cm 含大量 1～3cm 结核　1.40m

16. L_{33}，土黄色黄土，含直径 10～20cm 的结核　1.80m

———— 整　合 ————

红粘土层

15. RS_1，紫红色亚粘土或古土壤，含少量黑色胶膜　1.00m

14. 棕红－橙黄色亚砂土，含直径0.5cm的细砾或砂砾石透镜体，中上部夹一层厚20cm的砾石层，砾石间充填砂，砾石直径2～5cm　1.50m
13. 紫红－棕红色亚粘土　1.90m
12. RS_2，棕黄－褐黄色弱土壤　1.30m
11. 紫红－鲜红色亚粘土，含少量黑色胶膜　1.00m
10. 上部紫红－浅紫红色亚粘土，含直径3～10cm的结核，中部浅紫红色亚粘土，含直径3～5cm的结核，下部棕红－浅紫红色亚粘土，含直径1cm左右的结核，见有橙黄色细砂薄层或细砂透镜体　9.00m
9. RS_3，棕红－褐红、紫红色亚粘土、亚砂土，少量黑色胶膜，含直径1cm结核或砾石及细砾透镜体或细砾石层，砾石成分以黑色火成岩类为主，直径3～5cm　9.30m
8. 棕红色砾石粘土层，偶夹厚度可达70cm的棕红色细砂、粉砂透镜体，砾石成分主要为斑岩、红色花岗岩、石英岩，直径5～20cm，磨圆好　3.00m
7. 含细砾的褐红－褐黄色亚砂、亚粘土，夹薄层直径1～3cm细砾石　2.60m
6. RS_4，褐红－紫红色亚粘土，偶含细砾石，少量黑色胶膜　2.50m
5. 棕红色砾石粘土层，砾石主要为斑岩、红色花岗岩及石英岩，直径5～15cm，磨圆好　0.30m
4. 棕红－浅紫红色亚砂土，含直径1cm左右的砾石　2.60m
3. 棕红色砾石亚砂土层，中上部夹棕红色亚砂土，砾石直径1～5cm　2.00m
2. RS_5，棕红－紫红色亚粘土，含少量黑色胶膜、小结核及砾石　2.00m
1. 黄色－橙黄色粗细砂　0.30m

未见底

第三节　三门群河湖相地层

黄底沟位于黄河三门峡水库北岸的山西省平陆县城东约5km处，地理坐标为：E111°17′，N34°50′，南有平陆－下坪公路经过，北有平陆－曹川公路通过，交通便利（图3－2）。

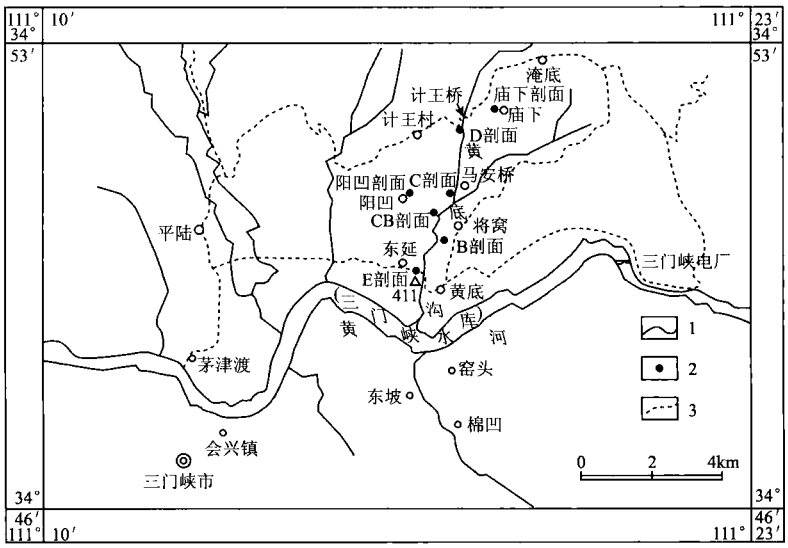


图3－2　黄底沟剖面位置图

1—河流；2—剖面位置；3—公路

黄底沟剖面起始于平陆－曹川公路计王桥南侧。底部地层为坚硬的钙质胶结砾石层，通称底砾石层；往南，出露的地层时代渐新，岩性也从粗变细。下段底砾石层分布在计王桥南北1km范围内；中段地层以粘土层为主，分布在计王桥到阳凹北沟之间；上段地层以砂层为主，分布在阳凹北沟到411m高地之间。三门群湖相地层北部倾角稍大，多在10°～20°之间，且多倾向SWW；南部倾角稍小，多在5°～10°之间，且倾向多为SSW。我们在计王桥与411m高地之间，测量了5个有代表性的直立剖面，按照从新到老的顺序，描述如下：

一、E剖面

位于东延村东约50m处的411m高地北侧公路旁，岩性自上而下为（图3－3）：

上覆地层：黄土，灰黄色粉砂质壤土，底部色偏红，可能为古土壤。距下部地层顶约1.1m处的热释光年龄为（100.5±7）ka（BP） 约4m

1. 灰白色中砂，下部层理明显 5.1m
2. 泥质粉砂、粉细砂，上部灰白色，下部棕黄色。距本层底约0.5m处的热释光年龄为（251.8±23）ka(BP) 0.8m
3. 灰白夹灰黄、棕灰色中细砂，顶部为含泥球中粗砂 3.2m
4. 暗红色粘土 0.6m
5. 黄、浅灰黄色砂 8.9m
6. 灰色块状粘土 >3.3m

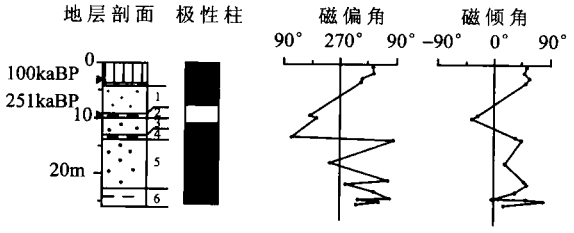


图3－3 剖面E及磁性测量结果

二、B剖面

位于将窝村西南，距平陆－下坪公路北侧约1km处的黄底沟左岸，岩性自上而下为（图3－4）：

上覆地层：为黄土和古土壤。距下部地层顶约1m处的热释光年龄为（207±23）ka（BP） 约2m

1. 灰白、灰黄色中细砂，夹锈黄色细砂，下部及底部夹四层红棕色泥球层，交错层理发育 25.0m
2. 深棕红色粘土，顶部有厚约20cm的黄灰色粉砂 1.4m
3. 黄色砂，夹青灰色粉砂质粘土、粘土及粗砂细砾薄层，底部为砂砾石薄层，砾石次圆至次棱角状，砾径多为5～10cm 10.5m
4. 上部为红棕、红黄色粘土，顶部为灰色粘土，多植物碎屑，夹黄灰色细、中砂及小砾石透镜体；下部为灰棕、浅灰绿色粘土夹黄色细砂 28.5m

5. 黄色中、粗砂，具交错层理 3.0m
6. 浅灰棕色厚层状粘土质粉砂夹红棕、黄棕色粘土薄层，含较多绿灰色条带和不规则斑块，向上渐变为绿灰色粘土 3.4m
7. 上部为黄色细砂与浅红棕色粘土质粉砂和粉砂质粘土薄层互层；下部为黄色中细砂 4.8m
8. 灰色砾石夹红棕色粘土质粉砂、含细砾细砂层。砾石次棱角至次圆状，砾径一般3～5cm，少数大于30cm。砾石成分主要有辉绿岩、砂岩、硅质岩等，砂质充填，钙质胶结 6.6m
9. 厚层状粘土，下部呈灰棕色，夹灰白、浅灰绿色条带；向上渐变为黄棕色，夹透镜状砂砾石薄层 10.8m
10. 上部为细砂夹棕色粘土质粉砂和浅绿灰、棕灰色粉砂质粘土薄层；下部为黄色粗砂，具交错层理；底部砂砾石层 >4.0m

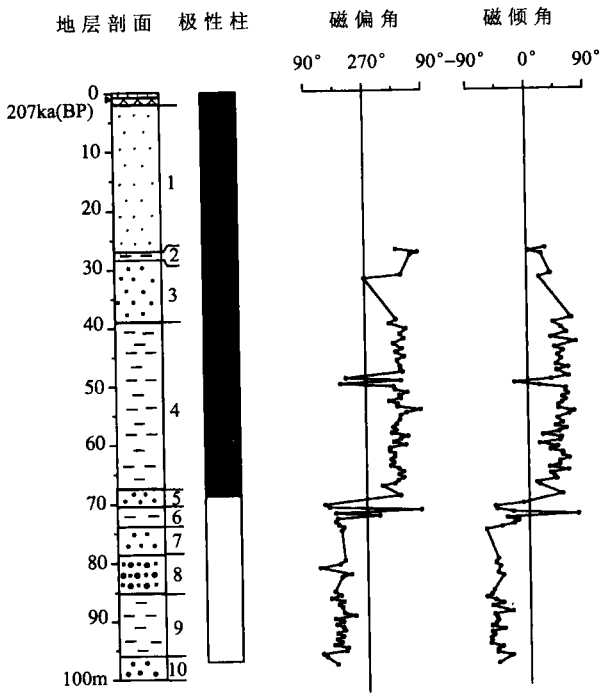


图3－4 剖面B及磁性测量结果

三、CB剖面

位于阳凹村北沟近沟口处，岩性自上而下为（图3－5）：

上覆地层：黄土，厚约30m。黄土底部为棕色粉砂质粘土，含砾石及钙结核，砾径小于5cm，局部为砂，系古土壤或风化壳，厚0.8m 30.8m

1. 泥质粉砂，上部呈棕黄色，下部呈棕红色，底部含砾石透镜体 6.8m
2. 淡红棕色粘土夹钙质结核层，顶部为棕红、淡红色亚砂土与钙质胶结层互层 5.8m
3. 灰黄色粘土 5.6m
4. 砾石 1.5m
5. 杂色粘土，有盐类矿物析出，钙质胶结，坚硬；上部略呈灰绿色，夹含砾钙质结核层 6.0m

6. 灰黄色粘土，夹砂、砾石透镜体 20.0m
7. 灰黄色中细砂，分选好；下部为含砾中细砂 3.5m
8. 灰白色砂砾石 1.0m
9. 红棕色粘土，厚层状。上部含灰绿色斑块，下部夹浅红色粉砂质粘土及砂砾石透镜体，钙质胶结 8.2m
10. 红棕色粘土及厚层状粉砂质粘土，夹砂砾石透镜体及大量小结核，略显垂直节理 8.6m
11. 红棕色粘土夹薄层粉砂质粘土，含钙结核 17m
12. 黄红色粘土，含少量小钙结核 >8m

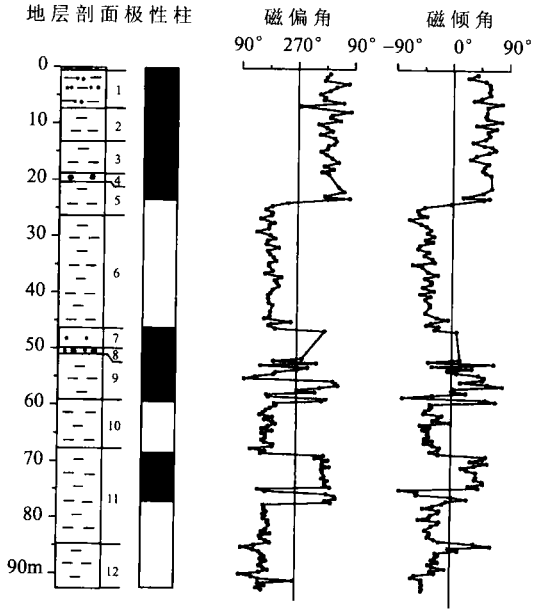


图 3－5　剖面 CB 及磁性测量结果

四、C 剖面

从阳凹村北沟沟口处到马安桥村西沿黄底沟右岸顺河床采样，岩性自上而下为（图 3－6）：

1. 厚层状红棕色粘土，上部含浅灰绿色斑块，下部夹黄红色粉砂质粘土及砂砾石透镜体 8.2m
2. 上部红棕色粘土，下部厚层状粉砂质粘土，底部为薄层砾石透镜体 15.0m
3. 上部红棕色粉砂质粘土；下部红黄、紫红色粘土夹红黄色含砾粉砂质粘土 19.7m
4. 灰黄色砾石，砾石次圆至次棱角状，砾石成分主要为砂岩、变质岩等，砾径多数为 2～5cm，大者达 30cm 左右，砂质充填，钙质胶结 2.0m
5. 红黄色厚层状粉砂质粘土、粘土，含浅灰绿色条带、斑块 19.8m
6. 黄色粘土质粉砂夹红棕色粉砂质粘土，向下渐变为红黄色粉砂及黄灰色粗砂 12.2m
7. 灰黄、红黄色粘土质粉砂与粉砂质粘土互层，夹砾石透镜体，发育共轭断层，断层面光滑平整 15.3m
8. 砾石层 1.8m
9. 黄红色粉砂质粘土，底部为砂砾石薄层 5.3m

10. 紫色含砾粉砂质粘土夹透镜状砂砾石薄层　　1.7m

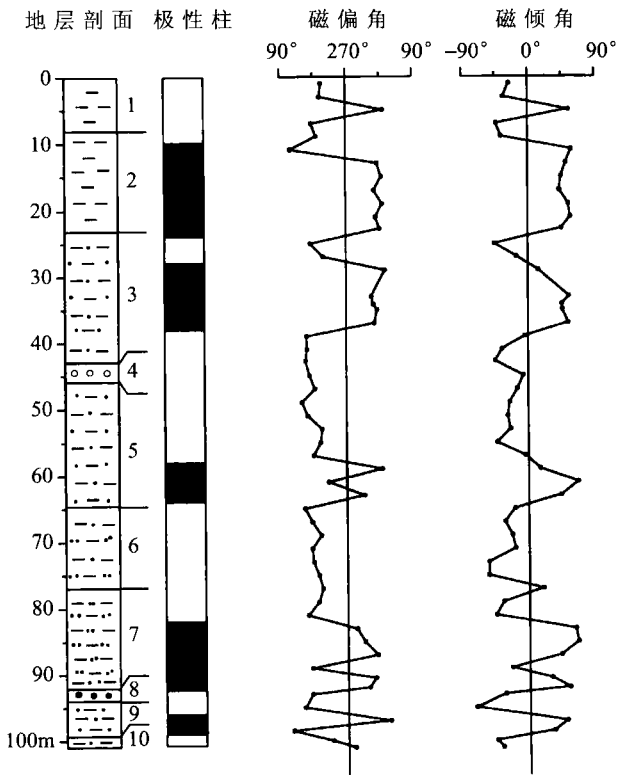


图3-6　剖面C及磁性测量结果

五、D剖面

位于计王桥西南侧公路旁，岩性自上而下为（图3-7）：

上覆地层：黄土　　1.0m

1. 灰黄色粉砂，具水平层理，夹砂砾透镜体　　9.6m
2. 粘土。上部呈灰黄色，厚层状，节理发育；下部呈暗红色，含钙质结核　　6.8m
3. 灰黄色粉砂质粘土，夹砂砾石透镜体　　3.0m
4. 暗红色粉砂，下部含砾石透镜体；顶部为薄层暗红色粘土　　9.4m
5. 红色粘土与砂砾石互层，砂砾石较松散　　15.0m
6. 黄色厚层状泥岩，坚硬，层理不明显　　2.0m
7. 红色泥岩与红黄色泥岩互层，夹砾岩透镜体和砂质泥岩薄层；泥岩坚硬，块状，无明显层理　　6.0m
8. 砾岩，呈黄红色和灰白色，钙质胶结，坚硬，无明显层理。砾石成分复杂，主要有灰岩、石英岩、石英砂岩、变质岩及火山岩等，磨圆度及分选性中等偏差。本层砾岩中夹有多层泥岩透镜体，泥岩硬度大，固结程度较高，水湿不松散　　>36.0m

下伏地层：下第三系平陆群

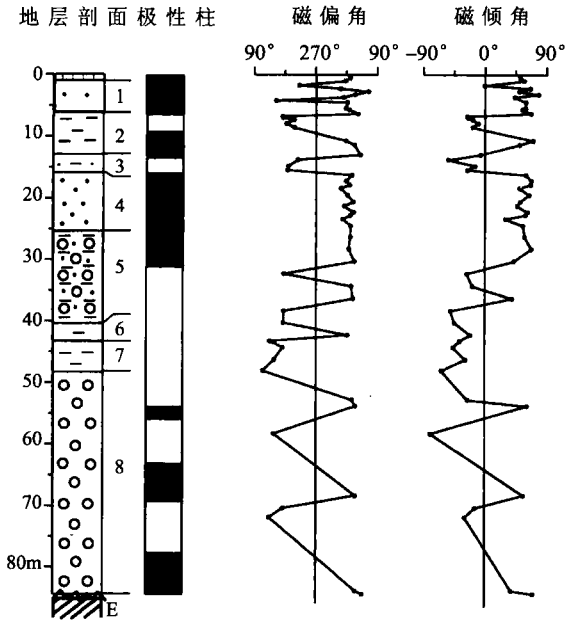


图3－7　剖面D及磁性测量结果

第四章　黄土及红粘土序列时间标尺的建立

第一节　建立黄土时间标尺的方法

一、堆积量模式

刘东生等（1985）建立了堆积量计算年龄的方法。该方法以磁性地层界限年龄和黑垆土^{14}C年龄为基础，参考其他测年数据。①首先进行黄土天然容重的测定；②再用加权平均方法获得古地磁极性变化界限间地层的粉尘堆积量；③在此基础上计算出各黄土层和古土壤层堆积量所占持续时间。由于黄土与古土壤堆积速率不同，堆积量模式给出的各黄土层和古土壤层的年龄值偏差较大，在磁性界限区间的每个黄土－古土壤组合的堆积速率相同的假设下，采用堆积量模式可计算每一个黄土－古土壤组合年龄值。堆积量模式是早期开展黄土地层时间标尺建立研究的较好办法，计算出了一个黄土古土壤组合年龄段。但是如刘东生先生所述“堆积量方法是一种优于深度计算年龄法，它并不能真实无误地反映黄土、古土壤占有的时间长度，黄土与古土壤的不同不仅表现在堆积速率差异上，也取决古气候环境的影响，而且有粉尘堆积间断的可能影响”（刘东生等，1985）。

二、磁化率年龄模式

库克拉等研究认为磁化率只是大致测定黄土地层中铁磁性矿物浓度，地层的磁化率主要由宇宙物质和火山喷发尘埃贡献的，每一层的厚度与磁化率之乘积与时间成比例，在古地磁极性转换界面间进行内插，获得的系数可用来计算每个层位的绝对年龄，磁化率年龄模式采用下列方程计算（库克拉等，1990）：

$$T_m = T_1 + \left(\sum_{i=1}^{m} a_i \cdot s_i\right)(T_2 - T_1)\left(\sum_{i=1}^{n} a_i \cdot s_i\right)^{-1}$$

式中：T_m是待测的某层位的年龄；T_1是已标定的较年轻的年龄；T_2是已标定的较老的n层的年龄，为序列中最老的层位模式；a是每一磁化率测值的厚度间隔；s是磁化率。

磁化率时间系列与深海氧同位素记录有良好的可比性（库克拉等，1990），该方法得到了较普遍应用（Kukla G et al.，1988，1987，1990；Hovan S et al.，1989；An Z S et al.，1991）。

三、轨道调谐法

丁仲礼等（1991）以古气候记录周期性研究为基础建立了轨道调谐法，在周期分析

基础上用理论计算值来“测定”沉积物所记录的古气候事件。

第一步，建立黄土地层的气候曲线，如粒度曲线；

第二步，选择目标曲线，将初始时间标尺调整到最终时间标尺的标准；

第三步，确定相位差，不同气候周期所具有的滞后时间不一致，现采用 Hays 等的估计值（Hays J D et al.，1976）；

第四步，确定年龄控制点，地层中独立的年龄控制点主要来源于古地磁极性柱；

第五步，在年龄控制点间通过厚度内插法获得初始时间标尺；

最后，通过一定数学处理方法完成气候曲线的峰谷与目标曲线上的峰谷相匹配，而获得时间标尺。

四、粒度年龄模式

安芷生等认为一定厚度或质量风成沉积所需的时间与它的某种纯冬季风粒度指标或质量成反比，从而据风成沉积的时间与冬季风粒度指标的相关性建立了粒度年龄模式（Porter S C et al.，1995；An Z S et al.，1990）。其年龄模式为：

$$T_m = T_1 + (T_2 - T_1)\left(\sum_{i=1}^{m} a_i/GS_i\right)\left(\sum_{i=1}^{n} a_i/GS_i\right) - 1$$

式中：T_m为 $i=m$ 样号的底界年龄；T_1为 $i=1$ 样号的已知顶界年龄；T_2为 $i=n$ 样号的已知底界年龄；a_i为 i 样号的厚度；GS_i为 i 样号的某种粒度值。安芷生等应用厚度粒度年龄模式成功地建立了洛川剖面末次冰期马兰黄土的高分辨率年代地层时间标尺（Porter S C et al.，1995）。

第二节　三门峡黄土地层时间标尺

我们应用粒度年龄模式和磁化率年龄模式建立了三门峡黄土地层的时间标尺。依据古地磁极性带（亚带）转换年龄（Cande S C et al.，1995）和氧同位素界限日历年龄的标定点（Martinson D G et al.，1987），我们选择了下列时间控制点：L_1底部为 73.9ka（BP），L_8下部的 B/M 界线为 780ka（BP），贾拉米洛事件（Jaramillo）顶界在 S_{11}上部为 990ka（BP），贾拉米洛事件底界在 S_{12}下部为 1070ka（BP），奥尔杜威事件（Olduvai）顶界在 L_{23}中部为 1770ka（BP），奥尔杜威事件底界在 L_{26}中上部为 1950ka（BP），M/G 界线在 L_{33}下部为 2581ka（BP）。对三门峡地区曹村黄土剖面粒度资料全面分析后，$>30\mu m$ 粒度组分可作为冬季风代用指标，采用上述粒度年龄模式对曹村黄土地层进行了计算，得出了 S_1-L_{33}各层的界限年龄（表 4-1）。应用磁化率年龄模式计算出曹村黄土地层的时间标尺，扣除碳酸盐的磁化率为校正磁化率，同时还建立了校正磁化率模式的时间标尺（表 4-1）。表 4-1 中 S 代表不同古土壤，gs 模式即粒度年龄模式，sus1 模式即磁化率年龄模式，sus2 模式即校正磁化率年龄模式。通过不同模式年龄与厚度变化关系图（图 4-1），清楚看到黄土时间标尺与厚度变化的关系。我们还对所建立的时间标尺进行了校验，首先计算贾拉米洛事件和奥尔杜威事件顶、底界共四个点的模式年龄，再与四点的古地磁

标定年龄值进行对比，粒度年龄模式的时间标尺平均误差为3.12%，校正磁化率模式的时间标尺平均误差为5.28%，磁化率模式的时间标尺平均误差为5.85%（表4-2）。

表4-1　三门峡地区黄土地层的时间标尺表

古土壤层位	累积厚度 m	sus1模式年龄值/ka	sus2模式年龄值/ka	gs模式年龄值/ka	古土壤层位	累积厚度 m	sus1模式年龄值/ka	sus2模式年龄值/ka	gs模式年龄值/ka
S_1底	5.50	129.84	129.84	129.84	S_{17}底	93.85	1588.54	1579.95	1501.10
S_2顶	8.45	169.19	172.98	178.04	S_{18}顶	94.30	1596.51	1589.05	1512.44
S_2底	12.20	252.26	261.39	242.64	S_{18}底	94.90	1609.62	1602.39	1524.38
S_3顶	16.50	298.00	310.07	299.14	S_{19}顶	95.50	1615.80	1609.58	1539.98
S_3底	18.30	341.92	356.10	325.81	S_{19}底	96.40	1629.81	1624.31	1561.60
S_4顶	21.70	378.97	393.45	373.90	S_{20}顶	97.20	1639.16	1634.20	1578.84
S_4底	24.30	437.06	448.49	413.33	S_{20}底	99.10	1679.55	1676.40	1626.09
S_5顶	28.90	499.28	512.43	483.53	S_{21}顶	100.80	1696.71	1695.08	1658.60
S_5底	34.30	641.10	643.16	561.35	S_{21}底	101.75	1714.44	1713.27	1676.99
S_6顶	39.95	687.78	690.56	630.31	S_{22}顶	104.50	1741.55	1741.12	1733.73
S_6底	42.40	719.45	720.82	666.13	S_{22}底	105.55	1763.29	1762.53	1755.26
S_7顶	46.80	754.62	755.31	732.67	S_{23}顶	107.15	1785.07	1785.16	1795.17
S_7底	47.80	766.38	766.31	746.42	S_{23}底	108.35	1821.58	1820.69	1828.20
S_8顶	49.90	781.83	781.80	781.41	S_{24}顶	109.50	1851.50	1851.05	1863.24
S_8底	52.35	825.33	825.28	815.83	S_{24}底	110.55	1892.76	1893.11	1896.18
S_9顶	63.25	917.06	918.35	939.09	S_{25}顶	111.25	1910.58	1912.14	1918.44
S_9底	64.75	950.18	950.41	960.35	S_{25}底	112.20	1946.70	1946.73	1946.61
S_{10}顶	65.25	959.10	959.29	967.60	S_{26}顶	112.80	1955.87	1956.40	1960.54
S_{10}底	66.15	978.18	977.74	979.99	S_{26}底	114.90	2001.48	2001.90	2008.76
S_{11}顶	66.75	988.85	988.85	989.10	S_{27}顶	121.80	2073.56	2074.26	2132.49
S_{11}底	69.10	1044.59	1044.58	1041.16	S_{27}底	125.40	2129.16	2129.62	2203.72
S_{12}顶	70.50	1068.79	1068.79	1068.59	S_{28}顶	126.95	2143.50	2144.29	2228.61
S_{12}底	72.70	1136.55	1134.71	1112.08	S_{28}底	128.25	2177.67	2177.73	2254.60
S_{13}顶	77.00	1220.91	1217.29	1194.59	S_{29}顶	129.65	2205.01	2205.76	2282.56
S_{13}底	78.70	1295.78	1287.77	1232.60	S_{29}底	134.00	2338.00	2338.77	2386.24
S_{14}顶	80.35	1336.91	1329.89	1266.49	S_{30}顶	136.20	2381.38	2383.10	2426.80
S_{14}底	82.10	1394.40	1384.24	1298.85	S_{30}底	137.20	2410.69	2411.15	2444.52
S_{15}顶	87.55	1441.13	1430.26	1369.90	S_{31}顶	138.40	2427.66	2428.72	2464.02
S_{15}底	89.15	1485.06	1474.37	1402.86	S_{31}底	139.40	2450.25	2451.19	2481.72
S_{16}顶	89.95	1497.32	1487.00	1418.52	S_{32}顶	141.80	2495.71	2497.31	2526.53
S_{16}底	91.15	1523.24	1513.01	1444.12	S_{32}底	143.40	2562.53	2562.28	2558.37
S_{17}顶	91.60	1530.61	1520.62	1453.03					

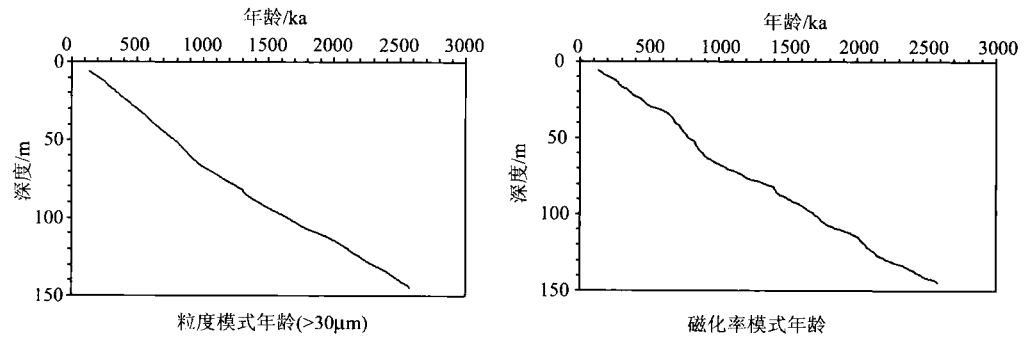


图 4－1　粒度模式和磁化率模式年龄与厚度变化曲线图

表 4－2　建立曹村黄土剖面各种模式年龄检验

时间控制点/ka	gs 模式年龄计算值/ka	误差/%	平均误差/%	sus2 模式年龄值/ka	误差/%	平均误差/%	sus1 模式年龄值/ka	误差/%	平均误差/%
990	1042.50	5.30		1056.94	6.76		1061.45	7.22	
‖									
贾拉米洛事件									
‖									
1070	1113.39	4.05		1156.29	8.06		1164.59	8.84	
			3.12			5.28			5.85
1770	1798.33	1.60		1863.58	5.29		1873.68	5.86	
‖									
奥尔杜威事件									
‖									
1950	1920.67	1.50		1969.68	1.01		1979.33	1.5	

对黄土地层时代的研究，化石只能提供黄土地层发育的大致年代，^{14}C 和热释光对黄土定年有所贡献，但只有一定的测年范围，黄土的磁性地层标定了黄土地层形成的大的时段，以上诸种黄土地层年代工作远达不到高分辨率古气候变化研究的精度要求，由此就产生了上述种种黄土地层的时间标尺模式。上述几种时间标尺模式各有其特点，在建立时间标尺时应了解所选模式的建立基础和适用范围，而且要对所建时间标尺进行检验以提高其精度。应用磁化率模式和粒度年龄模式，建立了三门峡黄土古土壤地层的精确时间标尺，使得深入开展黄土高原古季风研究和海陆对比研究成为可能。由此可见黄土地层时间标尺的建立是一件十分重要而基础的工作。

第三节　三门峡红粘土地层的时间标尺

三门峡红粘土地层为风成堆积夹河湖相沉积，安芷生等通过红粘土岩石磁学的研究认为红粘土磁化率与黄土一样对夏季风所决定的成壤作用有着较好的指示意义，尽管红粘土

中有水成沉积物的加入，但实际上对磁化率的影响是有限的（安芷生等，2000）。据此，采用库克拉等建立的磁化率年龄模式（库克拉等，1990），我们选择了下列古地磁极性带（亚带）转换年龄的时间控制点（Cande S C et al.，1995）：O 事件底界在 L_{26} 中上部为 1950ka（BP），M/Ga 界线在 L_{33} 下部为 2581ka（BP），Ga/Gi 界线在 RS_3 中下部为 3580ka（BP），Cochiti 正极性亚带底界在 RL_4 中为 4290ka（BP）。通过计算，建立了指望红粘土地层的时间标尺（表 4－3）。我们还对所建立的时间标尺进行了校验，首先计算 Ga/Gi 界线的模式年龄，再与其古地磁标定年龄进行对比，误差为 0.26%，这说明应用磁化率年龄模式建立指望红粘土地层的时间标尺是可行且可信的。

表 4－3　三门峡指望剖面红粘土层的时间标尺

地层单位	单元厚度/m	持续时间/ka	界限年龄/ka（BP）	地层单位	单元厚度/m	持续时间/ka	界限年龄/ka（BP）
L_{27}	6.35	78.67	2002.41～2081.08	S_{32}	1.40	62.17	2479.80～2541.97
S_{27}	3.45	56.15	2081.08～2137.23	L_{33}	2.00	37.06	2541.97～2579.02
L_{28}	1.30	11.60	2137.23～2148.83	RS_1	0.80	40.57	2579.02～2619.59
S_{28}	1.20	31.92	2148.83～2180.74	RL_1	1.50	65.71	2619.59～2685.30
L_{29}	1.50	29.46	2180.74～2210.20	RS_2	4.20	229.98	2685.30～2915.28
S_{29}	1.00	22.60	2210.20～2235.80	RL_2	9.00	330.57	2915.28～3245.85
$L_{29'}$	0.70	16.34	2235.80～2252.13	RS_3	9.30	472.58	3245.85～3718.43
$S_{29'}$	1.30	44.21	2252.13～2296.35	RL_3	5.60	256.07	3718.43～3974.50
L_{30}	1.90	34.73	2296.35～2331.08	RS_4	2.50	134.67	3974.50～4109.17
S_{30}	0.90	25.20	2331.08～2356.28	RL_4	4.90	180.83	4109.17～4290
L_{31}	1.00	12.44	2356.28～2368.72	RS_5	2.00		
S_{31}	0.80	21.87	2368.72～2390.61	RL_5	0.30		
L_{32}	4.80	89.19	2390.61～2479.80	未见底			

第五章　东亚古季风气候变化的地质记录

第一节　全新世黄土古季风变化的记录

一、磁化率特征

对小刘寺黄土沉积剖面以2cm间隔采样进行磁化率测量，每个样品称量10g，测量3次，取平均值。仪器使用江苏海洋大地科技公司制MODEL－942型磁化率仪。测量结果表明（图5－1），磁化率最小值为74×10^{-5}SI，出现在末次盛冰期，最大值为240×10^{-5}SI，出现在全新世早期，总体上比黄土高原中部地区同时代黄土－古土壤序列的磁化率值明显偏高（Porter S C et al.，1995）。这恰好反映，处于黄土高原东南缘的三门峡地区，降水相对偏多，气温相对偏高，即使在干冷的时期，该地区仍受夏季风的较强影响，从而使磁化率值相对偏高。

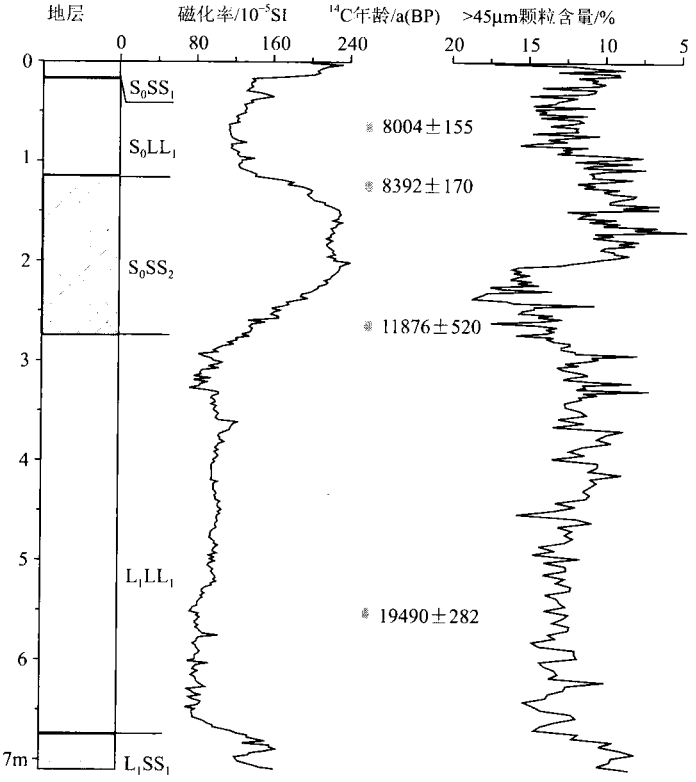


图5－1　小刘寺剖面磁化率及粗颗粒粒度变化曲线图

二、粒度特征

小刘寺剖面的粒度分析主要分析了 >45μm 的粗颗粒组分含量，其中深度 0 ~ 3.37m 段的样品间隔为 2cm，3.37 ~ 7.10m 段的间隔为 4cm。其方法及步骤为：

（1）每样称量 1 ~ 2g，倒入小烧杯后加少许蒸馏水；

（2）加入 10% H_2O_2 溶液 5mL，置于电炉上烧沸，冷却；

（3）再加入 10% HCl 溶液 5mL 烧沸，使其充分反应，冷却；

（4）加入 5% $(NaPO_3)_6$ 溶液 2mL，放入超声振荡器中振荡 5 ~ 10min；过孔径 45μm 筛；

（5）把筛中颗粒洗入烧杯，待全部沉淀，倒去清水，烘干，在精度为 1/10000 的分析天平上称量。

从分析结果可知，>45μm 粒度组分百分含量（图 5 - 1），最小为 4.6%，出现在 S_0SS_2 中部，最大为 18.7%，出现在 S_0SS_2 中部，而不是在末次盛冰期。其粗颗粒含量的变幅表明，该地的风成沉积明显比黄土高原北部地区偏细，而与中部地区相近（刘东生等，1985；Porter S C et al.，1995）。如果三门峡地区的粗颗粒组分来自毛乌素沙漠的话，其含量应比黄土高原中部地区明显偏小；而现今的情况，只能说明其中含有来自黄河谷地的近源成分。特别是从末次冰消期向全新世早期转变时段出现的粗颗粒成分增加，更是近源风成物质供给所致（王书兵等，1999）。小刘寺黄土剖面的粗颗粒组分特征作为冬季风良好代用指标，与夏季风的代用指标磁化率变化一起，作为讨论该区全新世古季风变化的主要指标，显示了与周边地区的总体一致性。

第二节　更新世古季风变化的记录

对该区典型更新世黄土剖面进行了系统的古地磁、磁化率、粒度及碳酸盐样品采集，经室内测试分析，据此讨论曹村黄土剖面磁性地层及环境记录，建立三门峡地区黄土地层序列。

对剖面进行磁性地层研究，一般以 50cm 距系统采集古地磁样品，在有可能出现极性转换处加密采样，共采集古地磁大样 325 块。在室内切割成边长 2cm 的定向立方体，由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室进行古地磁测试实验，两次测试都按 50℃ 的间隔进行系统热退磁，并使用英国制 Minispin 旋转磁力仪测量每一步退磁后的剩磁，测试数据经整理分析，绘出极性柱状图。对照古地磁极性年表（Cande S C et al.，1995），古地磁剩余磁性的测试结果显示，曹村黄土剖面极性带包括布容正向极性带（B）、松山反向极性带（M）、高斯正向极性带（G），B/M 界线位于 49.8m 处，L_8 底部以上 20cm，M/G 界线位于 144.8m 处，黄土与红粘土界线上 20cm，这两条界线与黄土高原内部及南部极性转换带的位置在大层位上基本一致（Heller F et al.，1984；Liu X M et al.，1988），但位置略为偏低。曹村剖面有明显的贾拉米洛正极性亚带（J）和奥尔杜威正极性亚带（O）显示，J 事件位于 S_{11} 顶—S_{15} 底，与公王岭、武家集及段家坡剖面的 J 事件一致（An Zhisheng et al.，1987；孙建中等，1991；岳乐平等，1996），O 事件位于 L_{23}—L_{26}，与高原内部相比位置略微偏上。此外，“Lan”正极性亚带出现在 L_9 中部，Pre - J 正极性亚带出现在 L_{15} 中，留尼旺正

极性亚带主体位于 L_{27} 中。曹村剖面保存了丰富的极性带及极性亚带，磁性地层的总体特征与黄土高原内部具有一致性，个别极性事件不一致可能与黄土及古土壤单元划分和地层发育的地域性有关，值得注意的是曹村黄土剖面的极性带（亚带）转换基本上位于黄土层中。

一、磁化率特征

黄土－古土壤序列的磁化率在一定程度上反映出古季风提供的降水量多少，可作为东亚夏季风较敏感的代用指标（安芷生等，1989；吴锡浩等，1997；An Z S et al.，1991）。我们对曹村剖面以间隔 5cm 进行磁化率采样，用南京师范大学江苏海洋大地科技公司研制的 SUS－942 磁化率仪测量，所得结果显示磁化率介于 $25 \times 10^{-5} \sim 310 \times 10^{-5}$SI 之间，依据磁化率曲线变化（图 5－2），总体可划分 4 段：

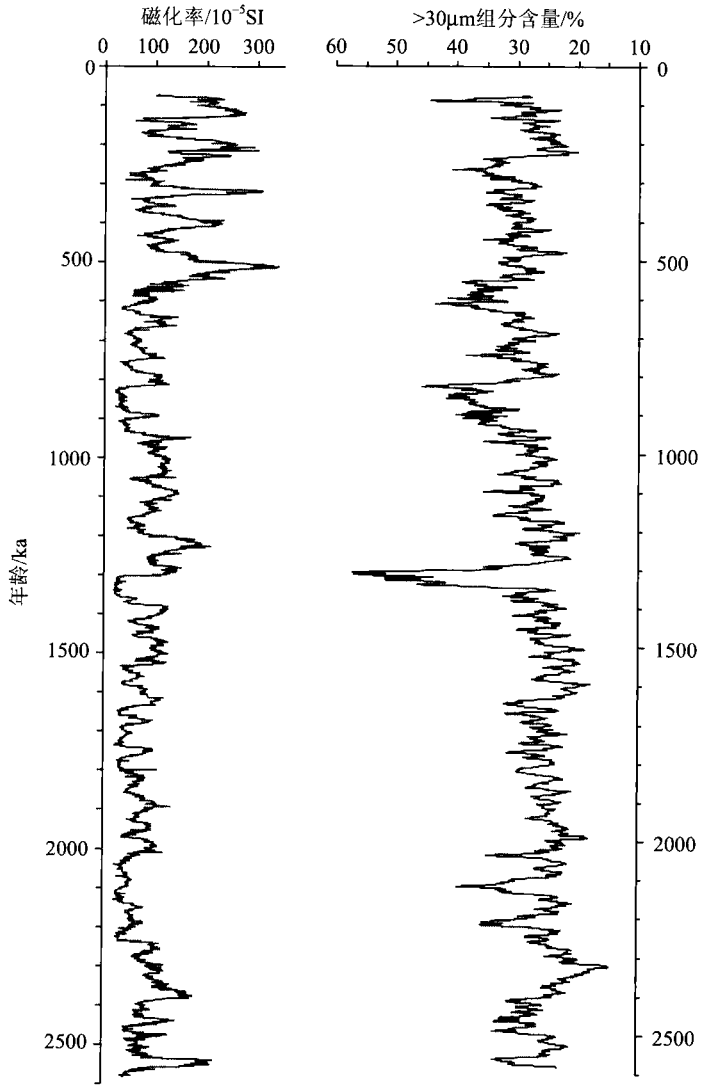


图 5－2　曹村剖面 250 万年来古季风代用指标变化特征

（1）S_5以上磁化率曲线波动幅度最大，反映季风气候的剧烈波动；

（2）L_6－S_{15}磁化率波动幅度较大，L_9、L_{15}为磁化率最低值；

（3）L_{16}－S_{27}磁化率变化较小，波动频率高，反映气候波动幅度相对较小；

（4）L_{28}－L_{33}磁化率相差较大，反映黄土沉积初期气候波动幅度较大（肖华国等，1997）。

总的来看，曹村剖面磁化率较高原内部磁化率偏高，这与三门峡位于黄土高原东南部相符，所记录的季风气候变化特征与高原内部和南部的典型剖面相似，显示了近2.60Ma以来东亚季风气候在整个 黄土高原的一致性。我们还对磁化率进行了校正，即将碳酸盐从总量中扣除，校正后的磁化率曲线波峰特征更明显，更真实地反映了季风变化特征（图5－3）。

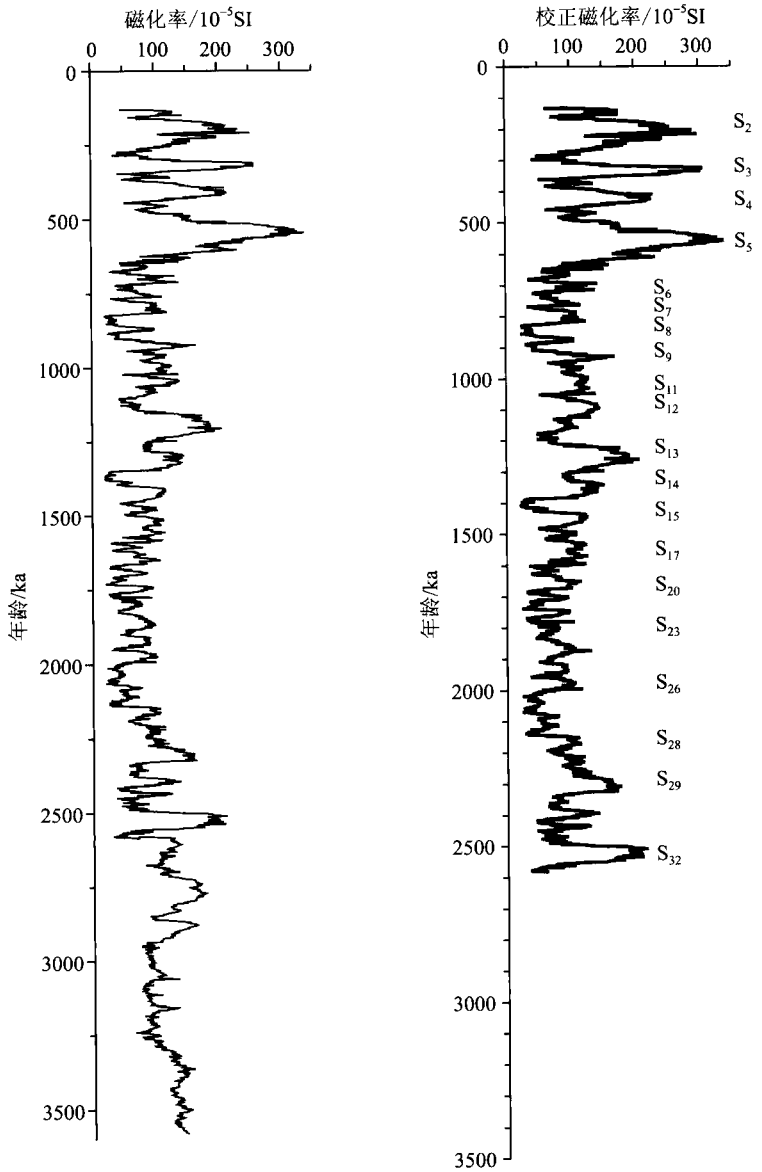


图5－3　转换为时间序列的磁化率和校正磁化率曲线

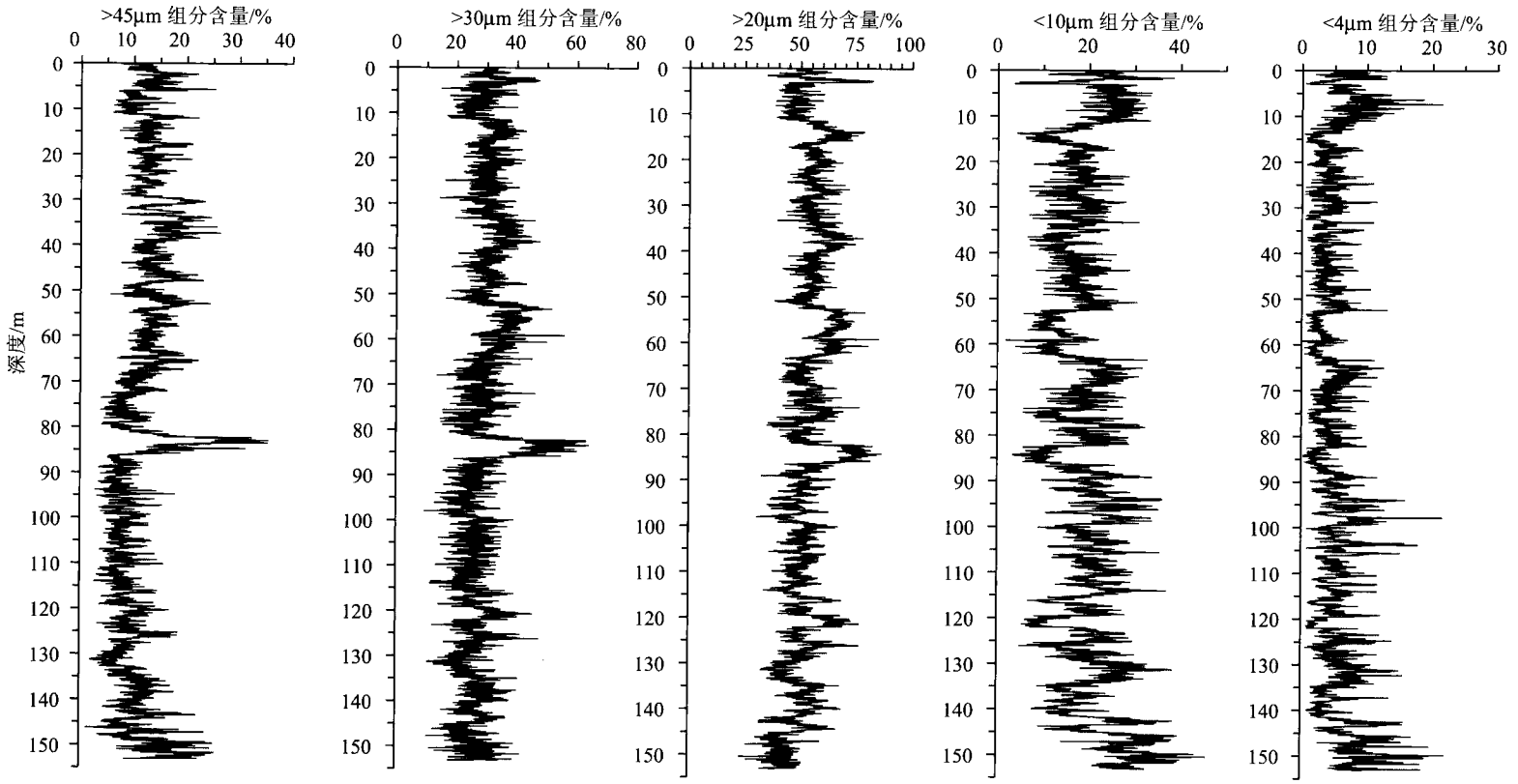


图5－4　三门峡曹村剖面粒度组分含量变化图

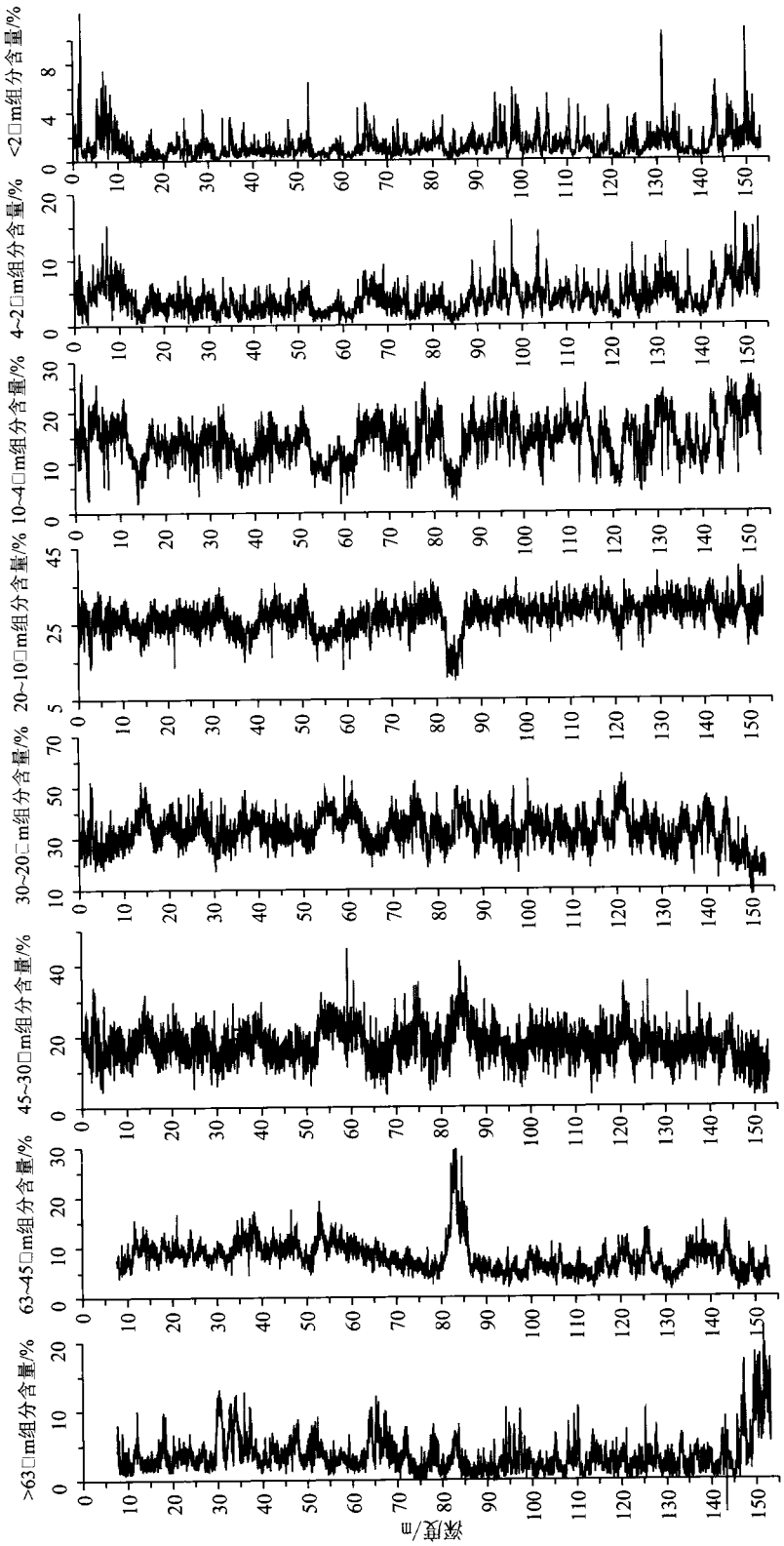


图 5-5　三门峡曹村剖面粒度组分段含量变化图

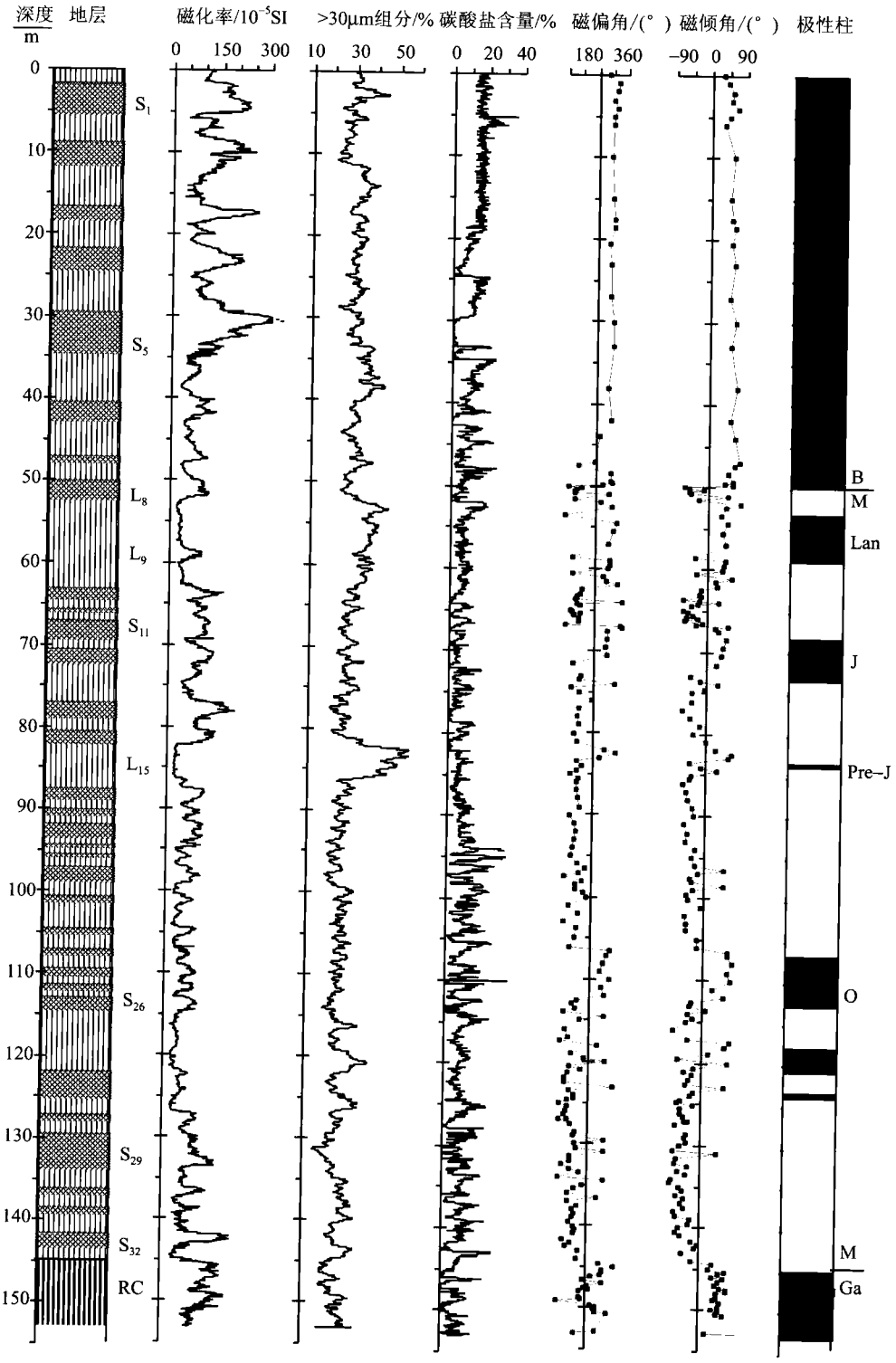


图 5－6　三门峡黄土古土壤地层剖面及其磁性地层

二、粒度特征

黄土地层的粒度可作为冬季风的代用指标，粗粒组分含量多少与冬季风强弱有良好的相关性（吴锡浩等，1997；Xiao Jule et al.，1992）。我们对曹村剖面以5cm间距采样，用中国科学院南京地理与湖泊研究所研制的粒度仪做粒度分析测试，>30μm的粗粒组分含量一般变化于10%～40%之间，局部层段可达55%（图5－4），变化频率高于磁化率曲线（图5－5）。>30μm粒度组分含量显示剖面可分为2段：

（1）L_{15}以上粗粒组分含量较高，变化幅度较大，分别在L_3、L_6、L_9、L_{15}出现明显峰值，显示冬季风强盛的几个阶段；

（2）L_{15}以下粗粒组分含量较低，一般低于30%，且含量变化幅度较小，在L_{27}出现峰值，S_{29}出现整个剖面粗组分含量最低值。

总之，曹村剖面粒度分布特征显示了明显的冬季风强弱交替状况，粗粒组分含量反映出古气候波动由弱变强的特点。

三、碳酸盐含量特征

黄土中碳酸盐含量的变化可以反映黄土形成过程中的古气候特征，碳酸盐在黄土地层中的纵向波动反映了气候暖湿－干冷的旋回变化，它可作为东亚夏季风变化的一个替代性指标（卢演俦，1981；文启中等，1989；安芷生等，1991）。我们对曹村剖面以5cm间距采样，用中国科学院南京地理与湖泊研究所研制的碳酸盐测试仪做碳酸盐测定，结果显示古土壤中碳酸盐含量较低，S_4、S_5、S_6、S_8、S_9的碳酸盐含量接近于零，而黄土中碳酸盐含量偏高，L_5、L_6、L_7、L_9可达30%左右（图5－6）。曹村剖面碳酸盐总体变化特征：L_4以上碳酸盐含量变化幅度很小，仅在L_2处出现峰值；S_4－S_8碳酸盐含量波动较大；L_8－S_{15}碳酸盐含量较低，波动幅度较小；L_{16}－L_{33}碳酸盐波动幅度较大。从剖面碳酸盐分布特征看，在黄土层发育时期碳酸盐波动频繁于磁化率和粒度变化，这可能为在干冷的时期短暂的夏季风加强导致降水增加在地层中的响应。

第三节　上新世古季风变化记录

一、磁性地层

我们对指望黄土－红粘土剖面进行了系统的古地磁采集，经室内测试分析，据此讨论指望剖面磁性地层，建立了三门峡地区红粘土磁性地层序列。

对指望黄土－红粘土地层剖面一般以50cm间距系统采集古地磁样品，在有可能出现极性转换处加密采样，共采集古地磁大样132块。在室内切割成边长2cm的定向立方体上机测试样品，由中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室进行古地磁测试实验，按

50℃的间隔进行系统热退磁，并使用英国制 Minispin 旋转磁力仪测量每一步退磁后的剩磁，测试数据经整理分析，绘出极性柱状图（图 5－7）。对照古地磁极性年表（Cande S C et al.，1995），古地磁剩余磁性的测试结果显示，指望黄土－红粘土剖面古地磁极性带包括松山反向极性带（M）下部、高斯正向极性带（Ga）、吉尔伯特反向极性带（Gi）上部，M/Ga 界线位于 33.85m 处，黄土与红粘土界线上 20 cm，Ga/Gi 界线位于 56.25m 处，RS_3中下部。这两条界线与黄土高原内部及南部极性转换带的位置在大层位上基本一致（郑洪波等，1992；Sun Donghuai et al.，1998）。指望黄土－红粘土地层剖面有明显的奥尔杜威正极性亚带（O）显示，O 事件底界位于 L_{26}底部，与该区曹村黄土剖面一致（赵志中等，2000），与高原内部相比位置略偏上。此外，Cochiti 正极性亚带可能出现在 RL_4中，与西安段家坡红粘土剖面特征一致（郑洪波等，1992）。因此，指望剖面红粘土地层发育时限为 5～2.5Ma，至少有延续 2Ma 的沉积。

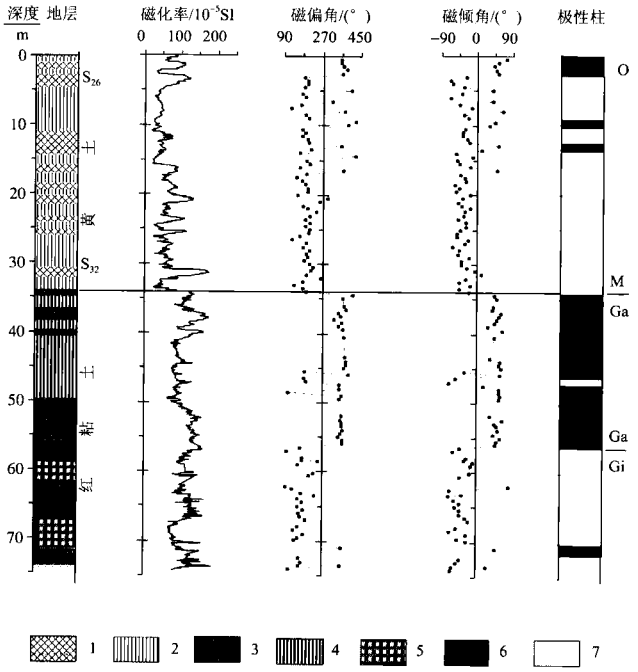


图 5－7　三门峡指望剖面黄土－红粘土地层及其磁性地层

1—古土壤；2—黄土层；3—红粘土古土壤；4—红色黄土；5—含砾砂红黄土；6—古地磁正极性带；7—古地磁负极性带

二、磁化率特征

我们对指望黄土－红粘土剖面以 5cm 间隔进行磁化率系统采样，用南京师范大学江苏海洋大地科技公司研制的 SUS－942 磁化率仪测量。所得结果显示指望剖面红粘土层磁化率介于 65×10^{-5}～240×10^{-5}SI 之间，依据磁化率测量结果（图 5－7），三门峡红粘土磁化率总体可划分 2 段：RS_3以上磁化率曲线波动频率高，波动幅度较大；RS_3以下红粘土层的磁化率波动频率低且波动幅度较小，上述特征与黄土高原红粘土的磁化率特征相一致（孙东怀等，1997；安芷生等，2000）。

第六章　最近500万年东亚季风气候变化

三门峡地区位于黄土高原东南缘（图6－1），从前几章的叙述可见，该区与黄土高原内部洛川、灵台等地的古季风变化总体特征具有一致性，也具有特殊性。前几章对该区不同时段的典型红粘土与黄土沉积的古季风环境记录进行了讨论。三门峡地区上新世以来古季风变化特征如何，更新世和全新世古气候变化特征如何，是本章讨论的重点内容。

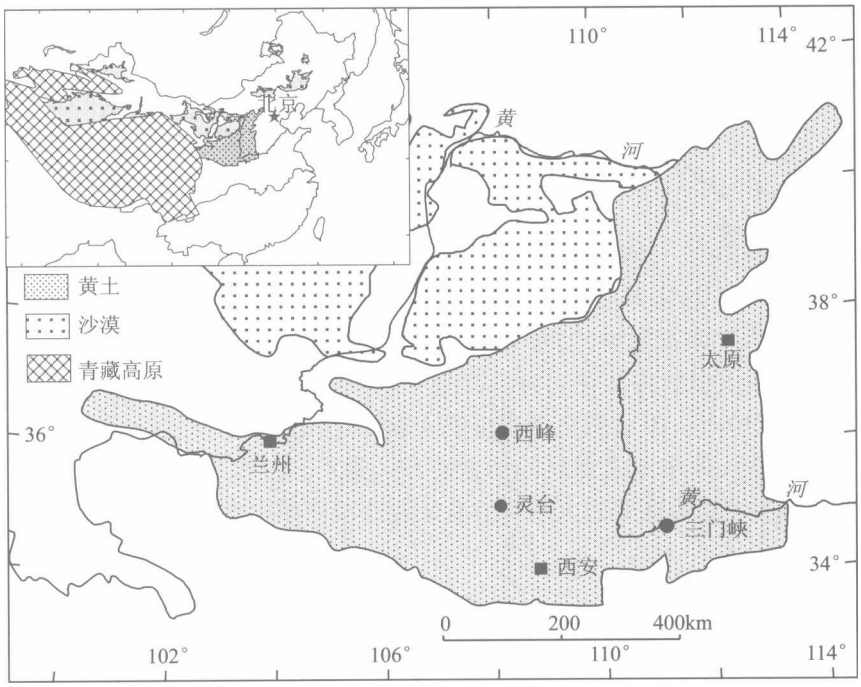


图6－1　三门峡在黄土高原上所处位置图

第一节　全新世古季风事件

一般认为（安芷生等，1990，1991a，1991b；An Z S et al.，1990），黄土－古土壤地层序列中的S_0SS_2/ L_1LL_1界面对应于深海氧同位素阶段1/2界面，L_1LL_1/ L_1SS_1界面对应于深海氧同位素阶段2/3界面。在此，据氧同位素阶段界限模式年龄进行时间标尺的转换。取深海SPECMAP曲线（Martinson D G et al.，1987）给出的氧同位素阶段1/2界限年龄12.05ka(BP)和阶段2/3界限年龄24.11ka(BP)为模式年龄点，对应到小刘寺剖面磁

化率曲线上的转点，然后再找出与磁化率模式年龄点对应的粗颗粒含量曲线点，采用 Porter 等（Porter S C et al.，1995）的厚度－粒度年龄模式计算各样点的年龄。其中，时间早于 12.05ka（BP）的 L_1LL_1 层段采用模式年龄 12.05ka（BP）和 24.11ka（BP）进行内插和外推；晚于 12.05ka（BP）的地层利用已有的 ^{14}C 年龄进行内插和外推，从而获得有统一时间标尺的磁化率时间序列和粗颗粒组分含量时间序列，并与格陵兰 GRIP 冰芯（Dansgaard W et al.，1993）和 GISP2 冰芯（Mayewski P et al.，1995）的 ^{18}O 曲线进行了对比（图 6－2）。

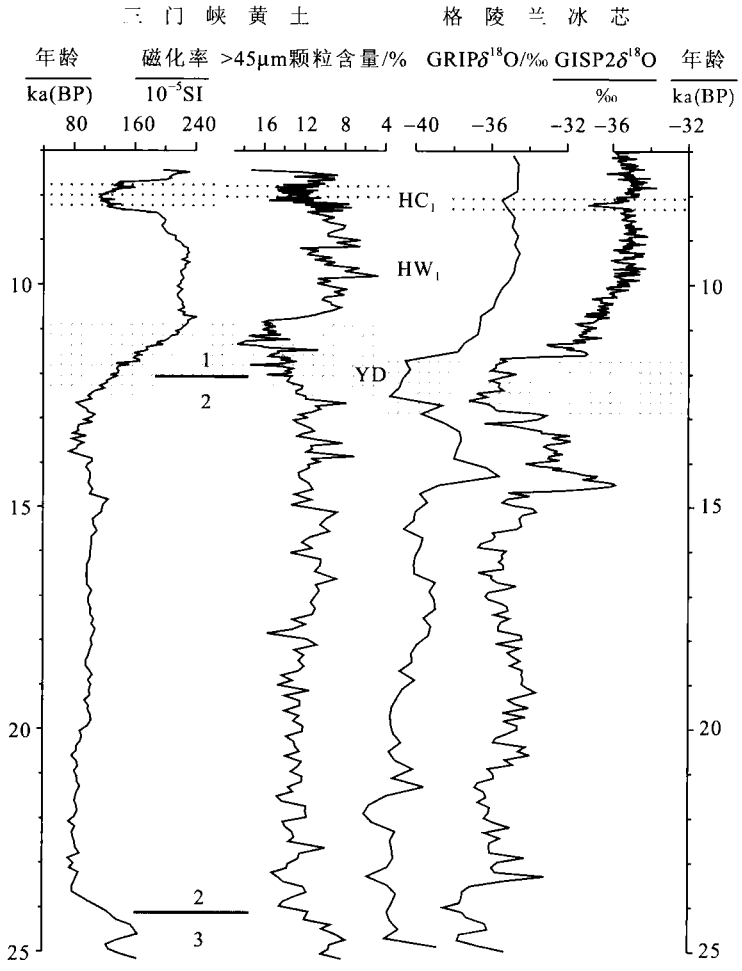


图 6－2　小刘寺剖面磁化率及粗颗粒含量时间序列和格陵兰冰芯 ^{18}O 序列对比

图中的 1/2 和 2/3 指深海氧同位素划分的界限位置；YD 指新仙女木事件；

HW_1 指全新世第一暖期；HC_1 指全新世第一冷期

从图 6－2 中可以看出，磁化率曲线和粗颗粒含量曲线具有的峰谷形态及其反映的夏季风和冬季风变迁，在 10^4a 尺度上大体上表现为此强彼弱，或此弱彼强，两者均记录了末次间冰期，末次盛冰期，末次冰消期，新仙女木期，全新世适宜期。但是，在 10^3a 至 10^2a 尺度上的夏季风与冬季风变迁，并不是简单的一弱一强的对立关系，显现多种不同的组合方式和变化趋势。

一、新仙女木事件

在格陵兰冰芯中，新仙女木（YD）事件的起止时间为（12.95 ± 11.64）ka（BP）（Dansgaard W et al.，1993）。与冰芯记录对应的三门峡地区黄土记录中，只有 >45μm 颗粒含量曲线上有 YD 事件的明确显示，起始时间为 12.5ka（BP），终止时间为 10.8ka（BP），与冰芯的相比，起始晚约 0.4ka，终止晚约 0.8ka。另一方面，在黄土磁化率曲线上，YD 事件不仅没有明显的表现，而且与粗颗粒含量增加相对应的磁化率值快速的增大（图 6－2）。这种情况表明：

（1）黄土高原的 YD 事件主要表现为东亚冬季风的加强；

（2）这种 10^3a 尺度的冬季风事件受北半球高纬极地幅度降温的影响所致，并在起止时间上有滞后效应；

（3）YD 事件时段的东亚夏季风的增强过程与深海氧同位素曲线反映的末次冰期向冰后期的转变过程相一致；

（4）YD 事件中的东亚冬季风气候表现为湿冷背景上相对的湿冷与湿暖振荡。

二、全新世第一暖期

小刘寺剖面的磁化率和 >45μm 颗粒含量曲线一致地表明，（10.8 ± 8.3）ka（BP）的夏季风强盛对应于冬季风衰弱，两者的差异仅是冬季风有较多的 10^2a 尺度的振荡。显然，这个全新世第一暖期（HW_1）在黄土高原东南部的气候既温暖又湿润，应属全新世适宜期，与格陵兰冰芯 ^{18}O 记录反映的温暖气候相一致。有关研究指出东亚夏季风在全新世适宜期具有穿时性特征，华北区的夏季降水增量峰值出现在 9ka（BP）前后。所以，三门峡地区风成沉积记录 HW_1 的适宜气候，既为短时间尺度东亚季风时空变迁具有穿时性的理论提供了新的证据，又能为早期新石器文化在中原地区普遍繁盛和扩展给予合理的环境解释。

三、全新世第一冷期

在三门峡地区全新世黄土中有 8ka（BP）前后寒冷事件的良好记录，可称为全新世第一冷期（HC_1）。磁化率指示的夏季风在 8.3ka（BP）突然减弱，约在 7.7ka（BP）又快速增强，历时约 0.6ka，磁化率值波动的最大降幅达 80×10^{-5}SI。>45μm 颗粒组分含量指示的冬季风增强，与夏季风减弱相对立，只是开始稍晚，结束稍早。格陵兰冰芯记录的这次寒冷事件，发生在 8.2ka（BP）前后，与黄土古季风记录是一致的，只是历时略短而已。HC_1 是一次广布的气候事件，也是全新世气候不稳定性的突出表现（Alley R B et al.，1997）。从此，全新世气候开始进入新冰期冷暖波动，并迎来最近 5ka（BP）历史时期的气候变化。

第二节　更新世古季风与气候变化

从岩石地层及磁性地层角度看，曹村剖面与黄土高原洛川、西峰、宝鸡及段家坡等典型剖面（Liu X M et al.，1988；安芷生等，1989；丁仲礼等，1989；郑洪波等，1992；岳乐平等，1996）具有良好的对比性，说明了中国黄土分布在时间和空间上的一致性（图6-3）。对三门峡地区黄土地层学研究（肖华国等，1997；赵志中等，2000），并结合郑州邙山末次冰期高分辨率风成黄土地层古季风与古环境演变记录（吴锡浩等，1999；蒋复初等，1998），能有效地恢复黄土高原东南部及邻区近3.0Ma以来的古季风变化过程。

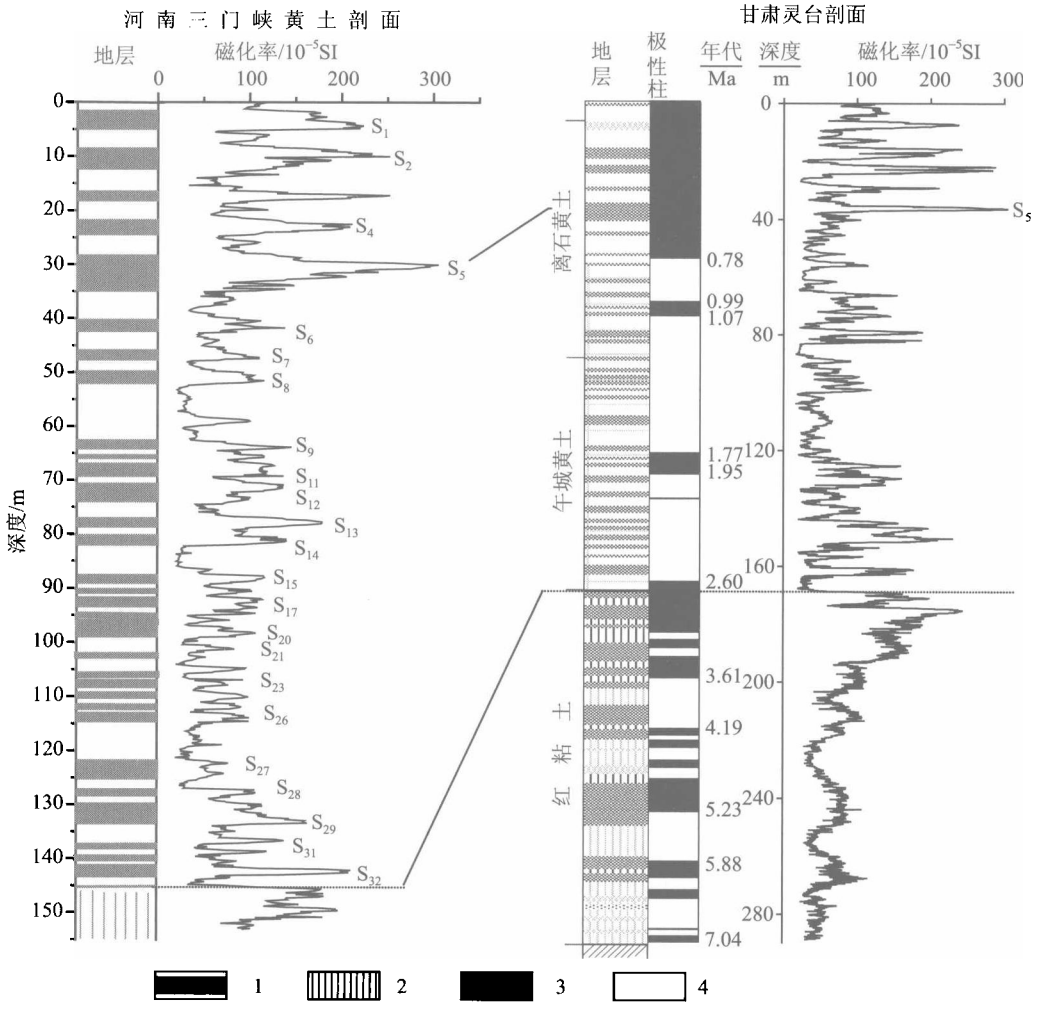


图6-3　三门峡地区黄土-古土壤序列与黄土高原内部剖面的比较

1—古土壤；2—红黄土；3—古地磁正极性事件；4—古地磁负极性事件

在只考虑组合的古土壤单元层情况下，曹村黄土剖面包含了32个代表间冰期的古土壤单元层和33个代表冰期的黄土单元层，这说明三门峡地区自2.6Ma（BP）以来至少经

历了33次大的气候冷暖交替。由表6－1可见，最近1Ma以来持续时间在40ka以上的黄

表6－1　曹村黄土－古土壤序列各单元层持续时间及与深海氧同位素阶段对比

地层单位	累积厚度 m	持续时间 ka	界线年龄 ka（BP）	氧同位素阶段	地层单位	累积厚度 m	持续时间 ka	界线年龄 ka（BP）	氧同位素阶段
S_1	5.50	55.9	73.9～129.8	5	S_{17}	93.85	48.1	1453.0～1501.1	43
L_2	8.45	48.2	129.8～178.0	6	L_{18}	94.30	11.3	1501.1～1512.4	44
S_2	12.20	64.6	178.0～242.6	7	S_{18}	94.90	11.9	1512.4～1524.4	45
L_3	16.50	56.5	242.6～299.1	8	L_{19}	95.50	15.6	1524.4～1540.0	46
S_3	18.30	26.7	299.1～325.8	9	S_{19}	96.40	21.6	1540.0～1561.6	47
L_4	21.70	48.1	325.8～373.9	10	L_{20}	97.20	17.2	1561.6～1578.8	48
S_4	24.30	39.4	373.9～413.3	11	S_{20}	99.10	47.3	1578.8～1626.1	49
L_5	28.90	70.3	413.3～483.7	12	L_{21}	100.80	32.5	1626.1～1658.6	50
S_5	34.30	77.7	483.7～561.3	13－15	S_{21}	101.75	18.4	1658.6～1677.0	51
L_6	39.95	69.0	561.3～630.3	16	L_{22}	104.50	56.7	1677.0～1733.7	52
S_6	42.40	35.8	630.3～666.1	17	S_{22}	105.55	21.5	1733.7～1755.3	53
L_7	46.80	66.5	666.1～732.7	18	L_{23}	107.15	39.9	1755.3～1795.2	54
S_7	47.80	13.8	732.7～746.4	19	S_{23}	108.35	33.0	1795.2～1828.2	55
L_8	49.90	35.0	746.4～781.4	20	L_{24}	109.50	35.0	1828.2～1863.2	56
S_8	52.35	34.4	781.4～815.8	21	S_{24}	110.55	32.9	1863.2～1896.2	57
L_9	63.25	123.3	815.8～939.1	22－24	L_{25}	111.25	22.3	1896.2～1918.4	58
S_9	64.75	21.3	939.1～960.4	25－27	S_{25}	112.20	28.2	1918.4～1946.6	59
L_{10}	65.25	7.3	960.4～967.6	28	L_{26}	112.80	13.9	1946.6～1960.5	60
S_{10}	66.15	12.4	967.6～980.0	29	S_{26}	114.90	48.2	1960.5～2008.8	61
L_{11}	66.75	9.1	980.0～989.1	30	L_{27}	121.80	123.7	2008.8～2132.5	
S_{11}	69.10	52.1	989.1～1041.2	31	S_{27}	125.40	71.2	2132.5～2203.7	
L_{12}	70.50	27.4	1041.2～1068.6	32	L_{28}	126.95	24.9	2203.7～2228.6	
S_{12}	72.70	43.5	1068.6～1112.1	33	S_{28}	128.25	26.0	2228.6～2254.6	
L_{13}	77.00	82.5	1112.1～1194.6	34	L_{29}	129.65	28.0	2254.6～2282.6	
S_{13}	78.70	38.0	1194.6～1232.6	35	S_{29}	134.00	103.7	2282.6～2386.2	
L_{14}	80.35	33.9	1232.6～1266.5	36	L_{30}	136.20	40.6	2386.2～2426.8	
S_{14}	82.10	32.4	1266.5～1298.9	37	S_{30}	137.20	17.7	2426.8～2444.5	
L_{15}	87.55	71.0	1298.9～1369.9	38	L_{31}	138.40	19.5	2444.5～2464.0	
S_{15}	89.15	33.0	1369.9～1402.9	39	S_{31}	139.40	17.7	2464.0～2481.7	
L_{16}	89.95	15.7	1402.9～1418.5	40	L_{32}	141.80	44.8	2481.7～2526.5	
S_{16}	91.15	25.6	1418.5～1444.1	41	S_{32}	143.40	31.8	2526.5～2558.4	
L_{17}	91.60	8.9	1444.1～1453.0	42	L_{33}	145.00	28.4	2558.4～2586.8	

土堆积时间至少有7次，2.6Ma（BP）以来至少有13次，分别为L_2（48.2ka）、L_3（56.5ka）、L_4（48.1ka）、L_5（70.3ka）、L_6（69.0ka）、L_7（66.5ka）、L_9（123.3ka）、L_{13}（82.5ka）、L_{15}（71.0ka）、L_{22}（56.7ka）、L_{27}（123.7ka）、L_{30}（40.6ka）、L_{32}（44.8ka），与洛川剖面情况相似（安芷生等，1989），这些不规则出现的气候事件似具有一定的周期性（表6－2）。依据一定时间段黄土沉积厚度计算出曹村黄土沉积速率，沉积速率在3～9cm/ka

表 6-2　曹村黄土-古土壤序列各单元层平均分辨率及沉积速率和深海氧同位素阶段对比

地层单位	厚度 m	累积厚度 m	持续时间 ka	氧同位素阶段	界线年龄/ka（BP）	平均沉积速率 ka·cm^{-1}	平均分辨率 ka·cm^{-1}
L_1	1.70	1.70		4			
S_1	3.80	5.50	55.91	5	73.91～129.82	6.80	0.147
L_2	2.95	8.45	48.20	6	129.82～178.02	6.12	0.163
S_2	3.75	12.20	64.61	7	178.02～242.63	5.80	0.172
L_3	4.30	16.50	56.49	8	242.63～299.12	7.61	0.131
S_3	1.80	18.30	26.68	9	299.12～325.80	6.75	0.148
L_4	3.40	21.70	48.09	10	325.80～373.89	7.07	0.141
S_4	2.60	24.30	39.43	11	373.89～413.32	6.59	0.152
L_5	4.60	28.90	70.34	12	413.32～483.66	6.54	0.153
S_5	5.40	34.30	77.68	13-15	483.66～561.34	6.95	0.144
L_6	5.65	39.95	68.97	16	561.34～630.31	8.19	0.122
S_6	2.45	42.40	35.82	17	630.31～666.13	6.84	0.146
L_7	4.40	46.80	66.54	18	666.13～732.67	6.61	0.151
S_7	1.00	47.80	13.75	19	732.67～746.42	7.27	0.137
L_8	2.10	49.90	34.99	20	746.42～781.41	6.00	0.167
S_8	2.45	52.35	34.42	21	781.41～815.83	7.12	0.141
L_9	10.90	63.25	123.26	22-24	815.83～939.09	8.84	0.113
S_9	1.50	64.75	21.26	25-27	939.09～960.35	7.05	0.142
L_{10}	0.50	65.25	7.25	28	960.35～967.60	6.89	0.145
S_{10}	0.90	66.15	12.39	29	967.60～979.99	7.27	0.138
L_{11}	0.60	66.75	9.11	30	979.99～989.10	6.58	0.152
S_{11}	2.35	69.10	52.06	31	989.10～1041.16	4.51	0.222
L_{12}	1.40	70.50	27.43	32	1041.16～1068.59	5.10	0.196
S_{12}	2.20	72.70	43.49	33	1068.59～1112.08	5.06	0.198
L_{13}	4.30	77.00	82.51	34	1112.08～1194.59	5.21	0.192
S_{13}	1.70	78.70	38.01	35	1194.59～1232.60	4.47	0.224
L_{14}	1.65	80.35	33.89	36	1232.60～1266.49	4.87	0.205
S_{14}	1.75	82.10	32.36	37	1266.49～1298.85	5.41	0.185
L_{15}	5.45	87.55	71.05	38	1298.85～1369.90	7.67	0.130
S_{15}	1.60	89.15	32.96	39	1369.90～1402.86	4.85	0.206
L_{16}	0.80	89.95	15.66	40	1402.86～1418.52	5.11	0.196
S_{16}	1.20	91.15	25.60	41	1418.52-1444.12	4.69	0.213
L_{17}	0.45	91.60	8.91	42	1444.12～1453.03	5.05	0.198
S_{17}	2.25	93.85	48.07	43	1453.03～1501.10	4.68	0.214
L_{18}	0.45	94.30	11.34	44	1501.10～1512.44	3.97	0.252
S_{18}	0.60	94.90	11.94	45	1512.44～1524.38	5.02	0.199
L_{19}	0.60	95.50	15.60	46	1524.38～1539.98	3.85	0.260
S_{19}	0.90	96.40	21.62	47	1539.98～1561.60	4.16	0.240
L_{20}	0.80	97.20	17.24	48	1561.60～1578.84	4.64	0.216
S_{20}	1.90	99.10	47.25	49	1578.84～1626.09	4.02	0.249
L_{21}	1.70	100.80	32.51	50	1626.09～1658.60	5.23	0.191
S_{21}	0.95	101.75	18.39	51	1658.60～1676.99	5.17	0.194
L_{22}	2.75	104.5	56.74	52	1676.99～1733.73	4.85	0.206
S_{22}	1.05	105.55	21.54	53	1733.73～1755.26	4.88	0.205

续表

地层单位	厚度 m	累积厚度 m	持续时间 ka	氧同位素阶段	界线年龄/ka（BP）	平均沉积速率 ka·cm^{-1}	平均分辨率 ka·cm^{-1}
L_{23}	1.60	107.15	39.91	54	1755.26～1795.17	4.01	0.249
S_{23}	1.20	108.35	33.02	55	1795.17～1828.20	3.63	0.275
L_{24}	1.15	109.50	35.04	56	1828.20～1863.24	3.28	0.305
S_{24}	1.05	110.55	32.94	57	1863.24～1896.18	3.19	0.314
L_{25}	0.70	111.25	22.26	58	1896.18～1918.44	3.14	0.318
S_{25}	0.95	112.20	28.17	59	1918.44～1946.61	3.37	0.297
L_{26}	0.60	112.80	13.94	60	1946.61～1960.54	4.31	0.232
S_{26}	2.10	114.90	48.21	61	1960.54～2008.76	4.36	0.230
L_{27}	6.90	121.80	123.73		2008.76～2132.49	5.58	0.179
S_{27}	3.60	125.40	71.23		2132.49～2203.72	5.05	0.198
L_{28}	1.55	126.95	24.89		2203.72～2228.61	6.23	0.161
S_{28}	1.30	128.25	25.99		2228.61～2254.60	5.00	0.200
L_{29}	1.40	129.65	27.96		2254.60～2282.56	5.01	0.200
S_{29}	4.35	134.00	103.68		2282.56～2386.24	4.20	0.238
L_{30}	2.20	136.20	40.56		2386.24～2426.80	5.42	0.184
S_{30}	1.00	137.20	17.72		2426.80～2444.52	5.64	0.177
L_{31}	1.20	138.40	19.50		2444.52～2464.02	6.15	0.163
S_{31}	1.00	139.40	17.70		2464.02～2481.72	5.65	0.177
L_{32}	2.40	141.80	44.80		2481.72～2526.53	5.36	0.187
S_{32}	1.60	143.40	31.85		2526.53～2558.37	5.02	0.199
L_{33}	1.60	145.00	28.45		2558.37～2586.82	5.62	0.178

之间，在1Ma（BP）出现由较小突变为较大，在0.80～0.90Ma（BP）出现最大值（图6-4）。曹村剖面所反映的从温湿气候向严酷大陆性气候转变的主要时间依次为约2.6Ma（BP）（红粘土/黄土）、1.37Ma（BP）（L_{15}/S_{15}界线）、0.94Ma（BP）（L_9/S_9界线）、0.48Ma（BP）（L_5/S_5界线）。

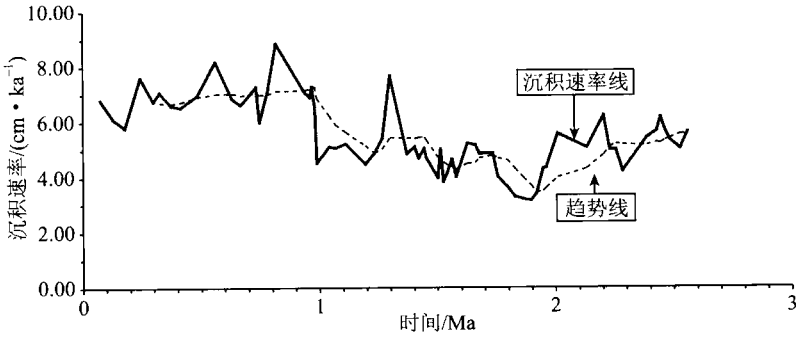


图6-4　曹村黄土沉积速率变化及趋势分析图

曹村剖面所反映的古季风特征与深海氧同位素有较好的可比性，我们将倒数第二次冰期以来曹村剖面的季风记录指标曲线与300ka（BP）来的深海氧同位素曲线（Martinson D G et al.，1987）进行了对比（图6-5），氧同位素阶段5（a-e）、6、7、8和夏季风代用指标的磁化率及冬季风代用指标的>30μm粒度组分有较好的对应，且总体上显示了大陆记录滞后于大洋记录（图6-6）。

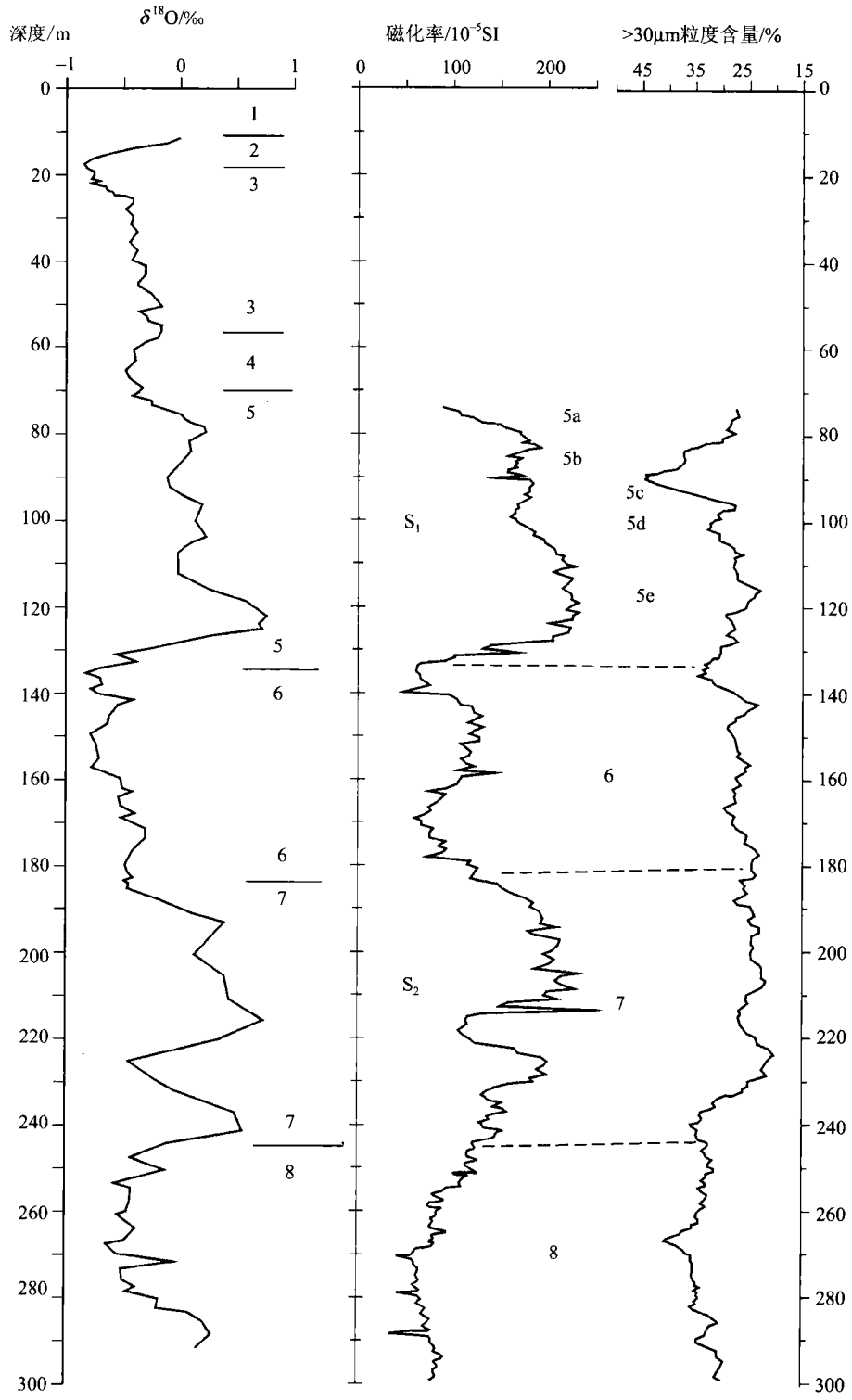


图 6－5　300ka（BP）以来曹村剖面季风记录指标变化与深海氧同位素曲线（Martinson D G et al.，1987）对比

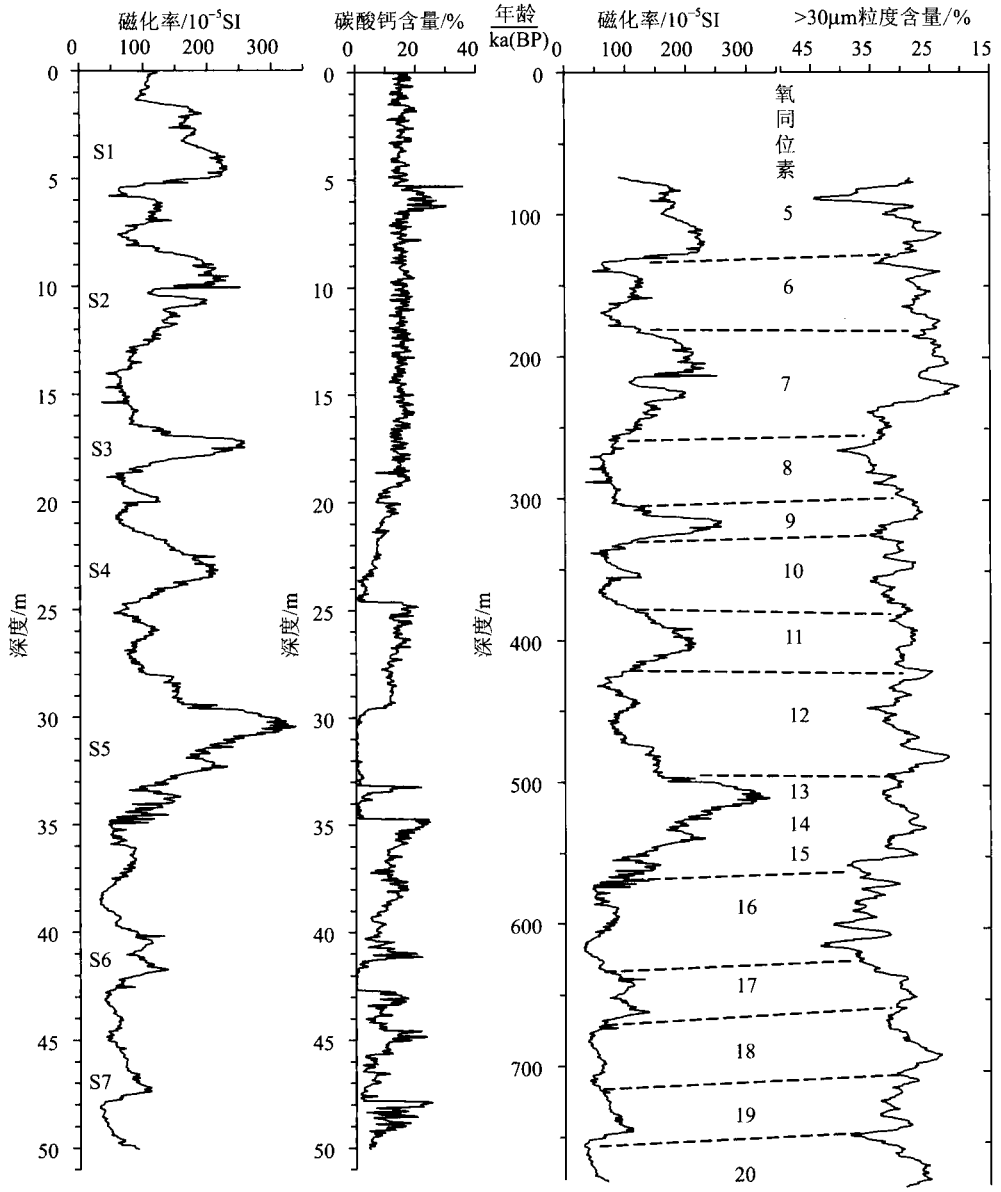


图 6-6　曹村剖面 S_7-S_1 各季风记录指标变化与深海沉积对比

第三节　上新世古季风与气候变化

该区红粘土为近 5～2.6Ma 沉积，可划分出 5 层红粘土古土壤。三门峡红粘土由底到顶磁化率阶段性地波动，反映了近 5～2.6Ma 夏季风阶段性进退特点，夏季风显著增强的峰值分别出现在约 5.0Ma（BP），4.0Ma（BP），3.5Ma（BP），2.8Ma（BP）和 2.6Ma（BP）。约 3Ma（BP）后磁化率所反映的夏季风波动频率高，波动幅度较大，反映红粘土

沉积后期气候波动幅度较大，夏季风有较明显增强。约5～3Ma（BP）红粘土层的磁化率反映的夏季风波动频率低且波动幅度较小，此时间段红粘土层沉积时气候波动较小。总的来看，指望剖面红粘土地层夏季风代用指标值较黄土高原内部偏高（图6－7），所记录的季风气候变化总体特征与高原内部和南部的典型剖面相似（孙东怀等，1997；安芷生等，2000），显示了近5Ma以来东亚季风系统的演化在区域上的一致性。

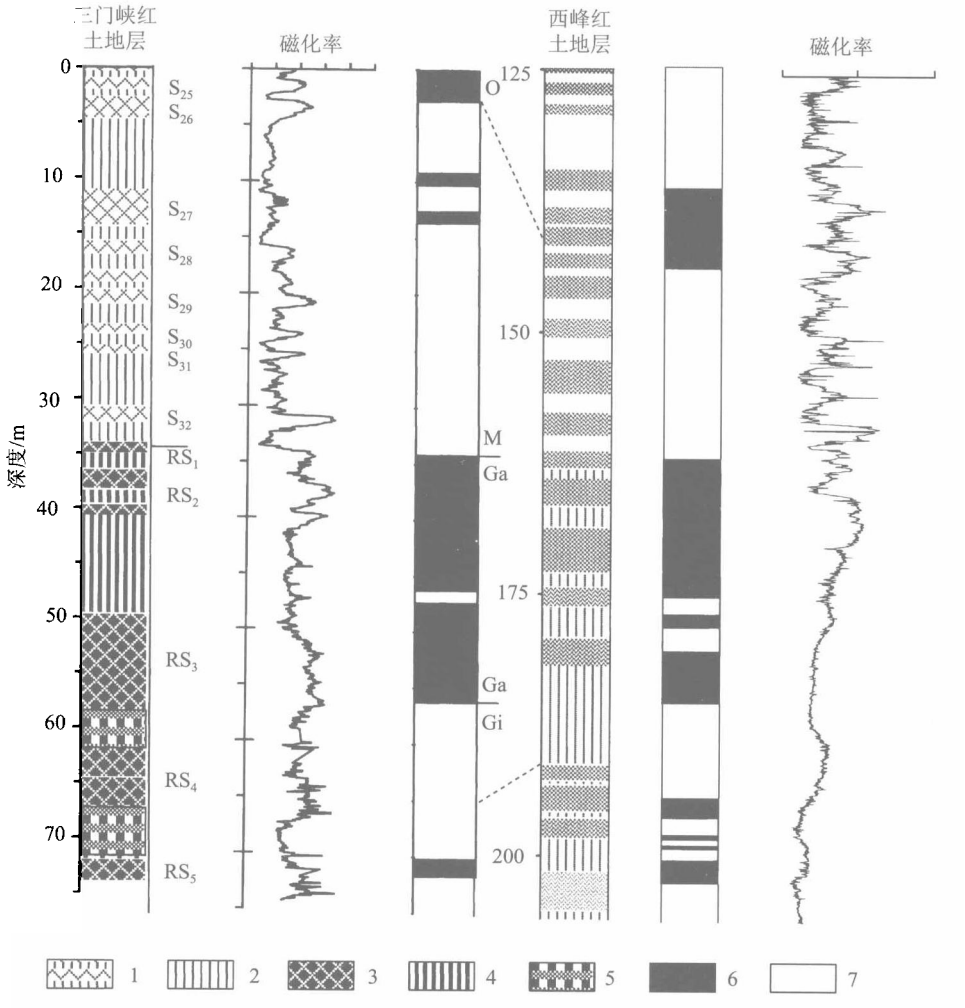


图6－7　三门峡指望剖面红土地层与西峰红粘土剖面

1—古土壤；2—黄土层；3—红土古土壤；4—红色黄土；5—含砾砂红黄土；6—古地磁正极性带；7—古地磁负极性带

第七章　古三门湖演变与黄河贯通三门峡的时代

第一节　古三门湖演变

古三门湖演变受构造运动的控制。古三门盆地是受喜马拉雅运动Ⅲ幕的影响而形成的断陷盆地。古三门湖发育初期，在盆地中沉积了一套近源砾石层，其东北部黄底沟剖面砾石成分多含片麻岩、片岩、石英岩、石英砂岩、硅质灰岩、玄武岩、辉绿岩等岩石，与中条山出露的地层成分接近。南部东坡沟剖面砾石成分则多为灰岩、石英岩及安山玢岩，与刘家山出露的地层成分接近。这套砾岩，经钙质胶结，非常坚硬。砾石层中，含有坚硬的钙质胶结粘土夹层或透镜体。底砾石层与下伏平陆群在黄底沟呈角度不整合接触。同时，在湖盆外围继续接受红粘土沉积。磁性地层研究结果，古三门湖开始沉积的时间大约为5.0Ma（BP）。

古三门湖形成之后，经历多次构造运动的影响，发生了河－湖相环境的多次演替，古三门湖湖盆也经历多次的扩张与萎缩。总体上，湖盆面积逐步缩小，湖心逐渐向东转移，西部出露水面开始接受风黄土堆积的时代早。

黄底沟剖面的上部为一套厚约36m的白砂层，其上盖有薄层砾石并发育浅红色风化壳，上覆无明显古土壤层的黄土。这套白砂层，为古三门湖最高层位的沉积物，它从黄底村向东尖灭，向西增厚，其中见砾石透镜体和粘土夹层，尤其含大量成分属三门群中段粘土的泥球，预示着古三门湖行将被河流所取代。在白砂层上覆黄土中，离白砂层顶界1m处热释光年龄为(207±23)ka(BP)。E剖面顶部发育一侵蚀面，侵蚀面之上1m处黄土和侵蚀面之下5m处白砂层的热释光年龄样分别为(100.5±7)ka(BP)、(251.8±23)ka(BP)。

第三级阶地上覆黄土底部的热释光年龄为（148.3±10.5）ka（BP）。这说明，在马兰黄土堆积之前，大约在150ka（BP），存在一次湖水迅速外泄的突发事件，导致古三门湖消亡。

同样的现象，也见于山西南部芮城匼河（图7－1），中更新世离石黄土构成的黄土台面，高出黄河水面约80m，发育一层高水位沉积的砂及砂砾石层，上覆马兰黄土（贾兰坡等，1962）。从这一剖面来看，它指示了中更新世末期一次湖盆快速扩大、水位迅速升高的突发事件，反映上游有更大的来水进入古三门湖，淹没了湖滨高地上的离石黄土，并在其上堆积了砂砾石。砂砾石层大致与三门群上段白砂层相当，这可能与古三门湖与上游湖盆开始相连串通有关。湖水大量进入，水位升高，超过了三门峡地垒的高度，湖水先向东漫流，并不断下切，最终切穿三门峡东流而形成黄河。随着三门峡谷地的形成，湖水迅速外泄，河流下切，之后在砾石层之上再堆积了晚更新世马兰黄土。

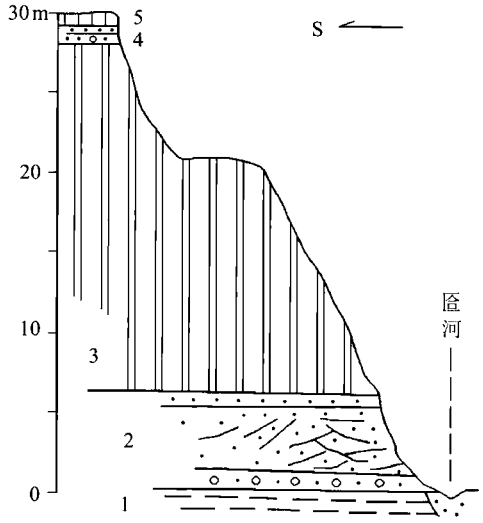


图 7－1　山西芮城匼河地质剖面略图

1—三门群泥灰质粘土；2— 匼河组砾石层；3— 离石黄土；4— 晚更新世砂及砂砾石层；5— 马兰黄土

综上所述，推测古三门湖消失的年代大约为 150ka（BP）。

第二节　黄河贯通三门峡的时代

各种地质证据也表明，直到末次间冰期前才有东流入海的黄河。以三门群沉积终结为标志的古三门湖消亡，是东流黄河得以形成的前提。古三门湖消亡大约在 150ka（BP）。据三门峡黄河阶地分析，只有三级低阶地才与外流黄河水系相联系。通过第三级阶地与第一级台地关系可以推测，马兰黄土堆积之前，由于黄土高原及邻区的强烈侵蚀，使得黄河上、中游从各自独立的内流水系逐步相互连通，因而干流水量增加，汇集于古三门湖，湖水量增加，湖面扩大，沉积粗颗粒白砂层。同时，湖水漫过三门峡地垒，从中条山与崤山之间低缓的分水垭口向东溢流，并不断下切。在 150ka（BP）前后，三门峡谷地终于被贯通，湖水迅速外泄，切过白砂层，形成第三级阶地，出现具真正意义的黄河。干流进入华北平原，成为东流入海的黄河水系。之后，黄河中游水系谷地内先后发育二级阶地。

黄河在小浪底以东出峡谷，挟带着来自黄土高原的大量泥砂，在华北平原和黄海陆架上快速沉积。据有关资料，华北平原在松山负极性时沉积厚度偏小，渤海湾西岸 B/M 界线在地下 150～170m，而 0.15～0.16Ma（BP）的海侵层在天津 S_{32} 孔中的深度为 100～80m，厚达 30m（王强等，1986）；在渤海 BC_1 孔的同一海侵层具有更大的深度和厚度。这种快速沉积在黄海陆架上也有反应，QC_2 孔的 B/M 界线在孔深 80m 处，末次间冰期海侵层位于孔深 54.66～33.22m 处，厚达 21.44m（杨子赓等，1993）。特别是郑州附近属砂黄土的邙山黄土，主要是冬季偏北风吹扬起黄河冲积扇物质形成的近源风成沉积，L_2 以下各层黄土和古土壤的厚道与黄土高原相近，而 S_1 增厚至 8～9m，L_1 更厚，达 70～90m。

这种从 S_1 开始的风成沉积速率突然增大，说明在倒数第二冰期末才有东流的黄河并供应丰富的粉尘物源（吴锡浩等，1999；蒋复初等，1998，1999，2007）。

黄河贯通三门峡东流入海是河流袭夺的结果，也是构造活动使地貌阶梯边界带西升东降的响应。大致在 0.15Ma（BP）相伴发生的构造运动、河流袭夺和外流黄河水系的形成，对华北的自然环境产生深刻的影响。

第八章　结　论

黄土高原东南缘的三门峡地区，黄土沉积分布于不同的地貌部位，其在塬区地层的完整性、出露厚度均不亚于黄土高原内部和南部的典型剖面。本区黄土研究工作主要在磁性地层学方面，其研究的剖面也不太完整。通过区域第四纪地质调查在河南三门峡市陕县张汴乡曹村发现了厚158m的完整黄土－古土壤序列，出露了67个层位，为L_0－L_{33}连续黄土沉积，下伏红粘土层。陕县张村发育有本区出露厚度最大的上新世红粘土，厚达40余米，上覆午城黄土。黄土序列的季风代用指标有磁化率、粒度和碳酸盐，红粘土序列的季风代用指标有磁化率。曹村剖面磁化率可划分4段：S_5以上磁化率曲线波动幅度最大；L_6－S_{15}磁化率波动幅度较大；L_{16}－S_{27}磁化率变化较小，波动频率高；L_{28}－L_{33}磁化率相差较大。曹村剖面粗粒组分含量可分为2段：L_{15}以上粗粒组分含量较高，变化幅度较大；L_{15}以下粗粒组分含量较低，变化幅度较小。曹村剖面碳酸盐含量总体变化特征：L_4以上碳酸盐含量变化幅度很小；S_4－S_8碳酸盐含量波动较大；L_8－S_{15}碳酸盐含量较低，波动幅度较小；L_{16}－L_{33}碳酸盐波动幅度较大。指望红粘土磁化率总体可分2段：RS_3以上磁化率曲线波动频率高，波动幅度较大；RS_3以下红粘土层的磁化率波动频率低且波动幅度较小。

曹村黄土剖面B/M界线位于L_8中下部，M/G界线位于黄土与红粘土界线上20cm处，这两条界线与区域上基本一致，位置略偏低。贾拉米洛事件位于S_{11}－S_{15}，奥尔杜威事件位于L_{23}－L_{26}。指望黄土－红粘土剖面古地磁极性带包括松山反极性带下部、高斯正极性带和吉尔伯特反极性带上部，M/Ga界线位于黄土与红粘土界线上20cm处，Ga/Gi界线位于RS_3中下部，这两条界线与区域层位基本一致。指望剖面奥尔杜威事件底界位于L_{26}底部，Cochiti正极性亚带可能出现在RL_4中。本书对黄土地层的各种年龄模式进行了总结，应用磁化率及校正磁化率年龄模式计算了曹村黄土地层的时间标尺，同时还建立了粒度年龄模式的时间标尺，对所建立的曹村黄土地层时间标尺进行了校验，时间标尺平均误差在5.8543%以内。应用磁化率年龄模式建立了指望红粘土地层的时间标尺，误差在0.26%。曹村黄土剖面包含了32个代表间冰期的古土壤层和33个代表冰期的黄土层，说明三门峡地区自2.6Ma（BP）以来至少经历了33次大的气候冷暖交替。2.6Ma（BP）以来持续时间在40ka以上的黄土堆积有13次，这些不规则出现的气候事件具有一定的周期性。曹村黄土剖面反映的从温湿气候向干冷气候转变的主要时间依次为约2.6Ma（BP）、1.37Ma（BP）、0.94Ma（BP）、0.48Ma（BP）。曹村剖面所反映的古季风特征与深海氧同位素有较好的可比性，总体显示了大陆记录滞后于大洋记录。通过对指望红粘土地层剖面研究，建立了三门峡地区晚第三纪红粘土地层序列，为近5～2.6Ma沉积，可划分出5层红粘土古土壤，建立了本区红粘土地层的时间标尺，与区域上红粘土有较好的可比性。

古三门盆地为一断陷盆地，年代学研究表明，古三门湖开始沉积的时间大约为5.0Ma（BP），后经历多次河－湖相环境的演替，湖盆多次的扩张与收缩，总体上，湖盆逐步缩小，湖心东移。黄底沟剖面上部的白砂层，为古三门湖最高层位的沉积物，顶部砾石层含大量三门群粘土的泥球，说明古三门湖行将被河流所取代，侵蚀面上黄土和侵蚀面下白砂层的热释光年龄分别为(100.5±7)ka(BP)和(251.8±23)ka(BP)，三级阶地黄土底部的热释光年龄为(148.3±10.5)ka(BP)，这说明在150ka(BP)，存在一次湖水迅速外泄的突发事件，导致古三门湖消亡，黄河贯通三门峡。

三门峡地区为探讨中国黄土时空展布及古季风变迁提供了一个理想的控制地点，陕县张汴塬曹村更新世黄土剖面及刘寺全新世黄土剖面为三门峡地区黄土代表剖面，发育了完整的第四纪黄土地层，详细记录了最近2.6Ma年来的古季风变化，可与深海沉积进行良好的对比。作为夏季风代用指标的磁化率和碳酸盐与冬季风代用指标的粗粒组分具有总体一致的演化阶段性，显示了古气候变化的周期性特征。应用粒度年龄模式建立了曹村黄土－古土壤沉积的高分辨率年代地层序列，进行了时 间控制下的古气候变化及海陆对比讨论，有关曹村剖面反映的长时间尺度的古季风变迁及其驱动机制有待深入探讨。三门峡地区红粘土地层以张村塬的指望剖面为代表，记录了近5～2.6Ma的古季风环境变迁过程。黄河贯通三门峡事件是以三门群沉积终结为标志的古三门湖消亡，是东流黄河得以形成的前提，古三门湖消亡大约在150ka（BP）。有关三门峡地区晚新生代地质环境研究具体概括如下：

（1）发现了黄土高原东南缘上新世红土及第四纪黄土的代表性剖面。厚7.1m的小刘寺全新世黄土剖面，厚145m的曹村第四纪黄土剖面，厚40.3m的指望上新世红粘土剖面。

（2）建立了三门峡地区红土－黄土沉积序列。小刘寺剖面包含了马兰黄土晚期以来的黄土－古土壤序列，曹村黄土包含了$L_{33}-L_1$的连续黄土－古土壤序列，指望剖面包含了RS_5-RS_1红粘土序列。

（3）建立了三门峡地区古季风变化的多种代用指标记录。以5cm间距采集了粒度、磁化率和碳酸盐的季风代用指标记录，粒度粗组分作为冬季风强弱的代用指标，磁化率和碳酸盐作为夏季风强弱的代用指标。

（4）建立了可对比的红土－黄土序列的时间标尺。以地层的磁性地层极性柱为界限年龄，采用粒度年龄模式、磁化率年龄模式及校正磁化率年龄模式建立三门峡红土－黄土序列的时间标尺，并进行了各种年代标尺的误差计算。

（5）探讨了陆相红土－黄土沉积与海洋沉积对比。曹村黄土30万年来季风记录指标与深海氧同位素有良好的对比，还分别进行了S_5、S_7和S_{26}以来的海陆记录对比。

（6）探讨了最近500万年来东亚季风气候变化。三门峡小刘寺剖面检测出新仙女木事件、全新世第一暖期和第一冷期，2.6Ma来发生了13次持续4万年以上强冬季风的事件，5～2.6Ma发生了5次夏季风显著增强的时段。

（7）古三门湖发育起始于大约在5Ma（BP）；结束于大约150ka（BP）。在构造运动的抬升过程中古三门湖的范围逐步缩小。西部出露水面成为陆地的时代最早，东部三门峡一带最晚，湖泊沉积中心存在自西向东迁移的过程。黄底沟剖面是已知的记录古三门湖发育起始时间最早、结束年代最晚的地层剖面。古三门湖沉积地层，时代跨度较长，从晚第

三纪上新世早期一直延续至第四纪中更新世晚期，按照岩石地层学的命名原则，称之为三门群。依据其岩性特征自上而下划分为三段，上段以砂层为主；中段以粘土层为主；下段为底砾石层。

（8）本区普遍发育二级台地和三级黄河阶地；它们的年龄大致分别为：0.8Ma(BP)、0.48Ma(BP)、0.15Ma(BP)、60～40ka(BP)及20～15ka(BP)。它们分别是不同期次构造运动的产物。本区的三级河流阶地，是统一黄河的产物。通过各种资料的分析和测年的结果，表明统一黄河形成于大约150ka(BP)。

参 考 文 献

N. W. Rutter，丁仲礼译．1992. 中国黄土与全球变化．第四纪研究，(1)：2～10.

安特生．1923. 中国北部之新生界．地质专报，甲种第三号，地质调查所出版社．

安芷生，Kukla G，刘东生．1989. 洛川黄土地层学．第四纪研究，(2)：155～168.

安芷生，孙东怀，陈明扬等．2000. 黄土高原红粘土序列与晚第三纪的气候事件．第四纪研究，20 (5)：435～446.

安芷生，吴锡浩，卢演俦等．1990. 最近2万年中国古环境变迁的初步研究．见：刘东生，安芷生主编．黄土·第四纪地质·全球变化（二）．北京：科学出版社，1～26

安芷生，吴锡浩，汪品先等．1991a. 最近130ka中国的古季风——Ⅰ古季风记录．中国科学（B辑），(10)：1076～1084.

安芷生，吴锡浩，汪品先等．1991b. 最近130ka中国的古季风——Ⅱ古季风变迁．中国科学（B辑），(11)：1209～1215.

卞美年．1934. On the Cenozoic Deposits of the Lower Huangho Valley. 中国地质学会志，13 (3)．

曹照垣，邢历生，于清河．1985. 三门峡东坡沟磁性地层的初步研究．中国地质科学院地质力学研究所所刊，第5号，65～73.

陈文寄，李齐，周新华等．1996. 西藏高原南部两次快速冷却事件的构造意义．地震地质，18：109～115.

崔之久，高全训，刘耕年等．1996. 夷平面、古岩溶与青藏高原隆升．中国科学（D辑）26：378～385.

戴英生．1983. 黄河的形成与发育简史．人民黄河，(6)．

德日进，杨钟健．1930. 山西西部、陕西北部蓬蒂纪后黄土期前之地层观察．地质专报，甲种第八号.

丁梦林，1982. 古地震与远古时代大洪水传说的起因．第三届全国第四纪学术会议论文集，北京：科学出版社，206～209.

丁肃．1949. 黄河流域之地形变迁及水系演进．黄河研究资料汇编，第三种，南京水利实验处．

丁仲礼，刘东生．1989. 中国黄土研究新进展（一）黄土地层．第四纪研究，(1)：24～35.

丁仲礼，孙继敏，朱日祥等．1997. 黄土高原红粘土成因及上新世北方干旱问题．第四纪研究，(2)：147～157.

丁仲礼，余志伟，刘东生．1991. 中国黄土研究新进展（三）时间标尺．第四纪研究，(4)：336～341.

董光荣，王贵勇，李孝泽等．1996. 末次间冰期以来我国东部沙区的古季风变迁．中国科学（D辑），26 (5)：435～444.

董志良，夏其发，耿鹤年，孙培善．1963. 黄河龙门—三门峡段河谷发育的探讨．见：中国地质学会第三十二届学术年会论文选集（水文地质、工程地质、地貌），188～194.

华英敏，吴守贤，安芷生等．1990. 第四纪沉积序列的频谱分析．见：刘东生，安芷生主编．黄土·第四纪地质·全球变化（二）．北京：科学出版社，134～142.

黄万波，计宏祥．1984. 三门峡地区含哺乳动物化石的几个第四纪剖面．古脊椎动物学报22 (3)：230～238.

黄万波，孙翠玉．1959. 三门峡水库第四纪地质会议野外旅行指南．见：中国第四纪研究委员会编．三门峡第四纪地质会议文集，141～146.

贾福海．1959. 对黄河三门峡水库三门子的初步认识．见：中国第四纪研究委员会编．三门峡第四纪地质会议文集．21～40.

贾兰坡等．1962：匽河．中国科学院古脊椎动物与古人类研究所．甲种专刊，第5号．

蒋复初，吴锡浩，肖华国，王苏民，薛滨．1997. 郑州邙山桃花峪高分辨率晚更新世黄土地层．地质力学学报，3 (2)：11～17.

蒋复初，吴锡浩，孙东怀等．1998a. 中原邙山黄土地层．地质力学学报，(4)：12～18.
蒋复初，吴锡浩，肖华国等．1998b. 邙山黄土及三门峡贯通的时代．见：安芷生主编．黄土·黄河·黄河文化．郑州：黄河水利出版社，13～19.
蒋复初，吴锡浩，肖华国等，1999. 中原邙山黄土及构造与气候耦合作用．海洋地质与第四纪地质，19(1)，45～51.
孔昭宸，杜乃秋等．1992. 中国北方全新世大暖气期植物群的古气候波动．见：中国全新世大暖期气候与环境．北京：海洋出版社，48～63.
库克拉，安芷生，刘东生．1990. 中国中部黄土地层学．见：刘东生，安芷生编．黄土·第四纪地质·全球变化（二）．北京：科学出版社，115～133.
李吉均．1996. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起．中国科学（D辑），26（4）：316～322.
李吉均．1998. 青藏高原隆起与环境变化研究．见：中科院第九次院士大会报告汇编，75～82.
李吉均，文世宣，张青松，王富葆，郑本兴，李炳元．1979. 青藏高原隆起的时代、幅度和形式的探讨．中国科学，(6)：608～616.
李吉均，方小敏，马海洲等．1996. 晚新生代黄河上游地幔演化与青藏高原隆起．中国科学（D辑），26：316～322.
李容全．1991. 黄土高原水系变迁．见：黄土高原地区自然环境及其演变．北京：科学出版社，70～84.
李容全．1993. 黄河的形成与变迁．见：杨景春主编．中国地貌特征与演化．北京：海洋出版社，52～58.
李四光．1973. 地质力学概论．北京：科学出版社．
刘东生，黄万波，王挺梅．1957. 三门系地层的新构造运动．见：中国科学院第一次新构造运动座谈会发言记录．北京：科学出版社，164～169.
刘东生等．1966. 黄河中游黄土．北京：科学出版社．
刘东生等．1985. 黄土与环境．北京：科学出版社，44～406.
刘东生，郭正堂，韩家懋，丁仲礼．1997. 当前国际古全球变化研究的主要科学问题和任务——极地－赤道－极地大断面．地学前缘，4（1）：63～69.
刘书丹．1988. 从河南东部平原第四纪沉积物特征探讨黄河的形成与演变．河南地质，6（2）：20～24.
刘秀铭，刘东生．1989. 中国黄土磁化率各向异性与成因及其对第四纪研究的意义．中国科学（B辑），(4)：441～448.
卢演涛．1981. 黄土地层中 $CaCO_3$ 含量变化与更新世气候旋回．地质科学，(2)：122～131.
闵隆瑞．1985. 中国第四纪古地理．见：中国古地理图集．北京：中国地图出版社．
潘保田，李吉均，曹继秀．1994. 黄河中游的地貌与地文期问题．兰州大学学报（自然科学版），30（1）：115～123.
潘保田，李吉均，朱俊杰等．1995. 青藏高原：全球气候变化的驱动机和放大器．兰州大学学报（自然科学版），31（4）：160～167.
钱方．1998. 黄河、长江流域新石器时代文化和环境．见：安芷生主编．黄土·黄河·黄河文化．郑州：黄河水利出版社，196～201.
任剑璋．1996. 东亚第四纪时期气候不稳定性的黄土记录［博士学位论文］．
任剑璋，刘东生，周晓权，全浩．1998. 气候不稳定性记录研究的新进展．海洋地质与第四纪地质，18(2)：49～58.
沈显杰．1986. 青藏高原隆升构成造热演化机制．地质科学，(2)：110～117.
宋友桂，方小敏，李吉均等．2000. 六盘山东麓朝那剖面红粘土时代及其构造意义．第四纪研究，20(5)：457～463.
孙东怀，刘东生，陈明扬等．1997. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化，中国科学（D

辑），27（3）：265～270.
孙建中．1986. 关于“黄三门”与“绿三门”．西安地质学院学报，8（4）：42～45.
孙建中，赵景波等．1991. 黄土高原第四纪．北京：科学技术出版社，23～26.
滕志宏．1988. 豫西两个黄土剖面及其地层划分．地层学杂志，12（4）：290～297.
王乃梁．1956. 对于张伯声先生“从黄土线说明黄河河道的发育”一文的意见．科学通报，（7）．
王强，李凤林，李玉德等．1986. 15万年来渤海湾西、南岸平原海岸线变迁．见：赵松龄、苍树溪主编．中国海平面变化．北京：海洋出版社，43～52.
王书兵，蒋复初，吴锡浩等．1999. 三门峡地区末次盛冰期至全新世早期的古季风事件．地球学报，（4）：433～437.
文启中．1989. 中国黄土地球．北京：科学出版社，143～145.
吴锡浩．1996. 青藏高原隆升幅度的初步研究．见：刘东生主编．黄土·第四纪地质·全球变化（四）．北京：科学出版社，1～17.
吴锡浩，王富葆，安芷生，钱方，卢演俦，张选阳．1992. 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度．见：刘东生，安芷生主编．黄土·第四纪地质·全球变化（三）．北京：科学出版社，1～13.
吴锡浩，安芷生，王苏民等．1994. 中国全新世气候适宜期东亚夏季风时空变迁．第四纪研究，（1）：24～37.
吴锡浩，安芷生．1996. 黄土高原黄土－古土壤序列与青藏高原隆升．中国科学（D辑），26：103～110.
吴锡浩，安芷生，王苏民．1997. 黄土与古季风．地学前缘，4（1－2）：77～78.
吴锡浩，蒋复初，肖华国等．1999. 中原邙山黄土及最近200ka构造运动与气候变化．中国科学（D辑），29（1）：75～81.
夏东兴，吴桑云，郁彰．1993. 末次冰期以来黄河变迁．海洋地质与第四纪地质，13（2）：83～88.
肖华国，蒋复初，吴锡浩等．1997. 三门峡地区的黄土地层．见：安芷生主编．黄土·黄河·黄河文化．郑州：黄河水利出版社，1～7.
肖序常，李廷栋，陈炳蔚，刘训等．1998. 青藏高原岩石结构、构造演化及隆升．广州：优秀科技出版社．
谢封春，姜泽泛．1987. 豫西黄土的基本特征．河南地质，5（3）：42～48.
薛铎．1996. 黄河东段形成时代管见．河南地质，14（2）：110～112.
薛祥煦．1981. 陕西渭南——早更新世哺乳运动群及其层位．古脊椎动物与古人类，19（1）：35～44.
薛祥煦．1982. 陕西渭南游河三门组（Q_1^2）与蓝田组（N_2^2）之间的一个新层位——游河组．见：第三届全国第四纪学术会议论文集．北京：科学出版社，20～22.
杨森楠，杨巍然主编．1985. 中国区域大地构造学．北京：地质出版社．
杨钟健，裴文中．1933. 洛阳至西安间之新生地质．中国地质学会志，13：73～90.
杨钟健．1936. 三门系之历史讨论．地质论评，1（3）：323～330.
杨子赓，林和茂．1993. 中国东部第四纪进程与国际对比．北京：地质出版社，79～82.
姚檀栋，王宁练．1997. 冰芯研究的过去、现在和未来．科学通报，42（3）：225～230.
袁宝印．1993. 中国黄土地貌的形成机制与演化过程．见：中国地貌特征与演化．北京：海洋出版社，123～148.
袁宝印，王振海．1995. 青藏高原隆起与黄河地文期．第四纪研究，4：353～357.
袁凤钿．1976. 渭河地区新生界及第四系下界的讨论．陕甘宁石油普查通讯，2：22～32.
岳乐平．1984. 陕县张汴塬黄土剖面的古地磁研究．西北大学学报，（4）：79～85.
岳乐平．1985. 陕县和西锋剖面的古地磁研究．见：中国黄土研究的新进展．西安：陕西人民出版社.
岳乐平．薛祥煦．1996. 中国黄土古地磁学．北京：科学技术出版社，38～40.
张伯声．1958. 陕北盆地的黄土及山陕间黄河河道发育的问题．中国第四纪研究，1（1）．

张抗. 1988. 黄河中游水系形成史. 中国第四纪研究, 8 (1).
赵景波. 1989. 西安和山西保德第三纪晚期红粘土的研究. 沉积学报, 7: 113~120.
赵志中, 吴锡浩, 蒋复初等. 2000. 三门峡地区黄土与古季风. 地质力学学报, (4): 19~26.
赵志中, 蒋复初, 吴锡浩等. 2002. 三门峡地区的红粘土磁性地层及环境记录. 海洋地质与第四纪地质, 22 (3): 93~97.
赵志中, 吴锡浩、蒋复初等. 2003. 黄土地层精确时间标尺的建立. 地质力学学报, 9 (4): 337~342.
郑洪波, 安芷生, J. Shaw, 等. 1992. 段家坡黄土剖面磁性地层学研究. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化 (三). 北京: 科学出版社, 44~61.
中国第四纪研究委员会. 1959. 三门峡第四纪地质会议文集. 北京: 科学出版社,
钟大赉, 丁林. 1996. 青藏高原的隆起过程及其机制探讨. 中国科学 (D辑), 26 (2): 289~295.
周卫建. 1995. 最近13000年我国环境敏感带的季风气候变迁及^{14}C年代学 [博士学位论文].
周卫建, 李小强, 董光荣等. 1996. 新仙女木期沙漠/黄土过渡高分辨率泥炭记录—东亚季风颤动的实例. 中国科学 (D辑), 26 (2): 118~124.
朱日祥, 潘永信, 丁仲礼. 1996. 红粘土的磁学性质. 第四纪研究, (3): 232~287.
朱照宇. 1989. 黄河中游河流阶地的形成与水系演化. 地理学报 44 (4), 429~439.
朱照宇, 丁仲礼. 1994. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化, 北京: 地质出版社.
祝一志, 周明镇. 1996. 中国北方古人类生活环境及其与黄土地层的对比. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化. 北京: 科学出版社, 46~52.
Alley R B, Mayewski P A, Sowers T et al. 1997. Holocene climatic instability: A prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 25 (6): 483-486.
An Z S, Kukla G, Porter S C et al. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years. Quaternary Research, 36: 29-36.
An Z S, Liu D S, Lu Y C et al. 1990. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. Quaternary International, 7/8: 91~95.
An Zhisheng et al. 1987. Loess-paleosol sequences and chronology at Lantian Man localities. Aspects of loess research. Beijing: China Ocean Press, 192~203
Barbour G B, Licent E, Teihard de Chardin P. 1926. Geological study of the Deposits of the Sangkangho Basin. 中国地质学会志, 4 (1): 267.
Berger A. 1988. Milankovitch theory and climate. Reviews of Geophysics 26: 624-765.
Bond G, Broecker W S, Johnson S et al. 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature 365: 143-147.
Cande S C, Kent D V. 1995. Revised geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 100 (B4): 6093~6095.
Ceiling T E, Wang Y, Quade J. 1993. Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological changes in the late Miocene. Nature, 361: 344-345.
Coleman M, Hodges K. 1995. Evidence for Tibetan Plateau uplift before 14 myr ago from a new minimum age for east-west extention. Nature, 374: 49-52.
Copeland P, Harrison T M. 1990. Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by 40Ar/39Ar analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Begal Fan. Geology, 18: 354-357.
Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B et al. 1993. Evidence for general instability for past climate from a 0.5Ma ice-core record. Nature, 364: 218-220.
Ding Z L, Liu T S, Rutter N W et al. 1995. Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years. Quaternary Research, 44: 149-159.

Ding Z, Sun J, Yang S et al. 1998. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay—loess sequence at Lingtai, the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 25: 1225 - 1228.

Ding Z L, Yu Z M, Rutter N W et al. 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quaternary Science Reviews, 13: 39 - 40.

GRIP members. 1993. Climatic instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, 364: 203 - 207.

Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, Biscaye P E, Liu D S. 2001. Origin of the Miocene - Pliocene red - earth formation at Xifeng in Northern China and implications for paleoenvironments. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 170: 11 - 26.

Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, LiuT S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416: 159 - 163.

Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F, Yin An. 1992. Raising Tibet. Science, 255: 1663 - 1670

Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. 1976. Variations in the Earth' s Orbit: Pacemaker of the Ice Ages. Science, 194: 1121 - 1132.

Heinrich H. 1988. Origin and consequence of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130000 years. Quaternary Research, 29: 142 - 152.

Heller F, Liu T S. 1984. Magnetism of Chinese loess deposits. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 77: 125 - 141

Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, Shackleton N J. 1989. A Direct link between the China loess and marine $\delta^{18}O$ records: Eolian Flux to the North Pacific. Nature, 340: 296 - 298.

Imbrie J, Berger A, Boyle E A, Clemen S C, Duffy A, Howard W K, Kukla G, Kutzbath J, Martinson D G et al. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2. the 100, 000-year cycle. Palaeoceanography, 8: 699 - 735.

Imbrie J, Boyle E A, Clemen S C, Duffy A, Howard W K, Kukla G, Kutzbath J, Martinson D G et al. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles, 1. Linear response to Milankovitch forcing. Palaeoceanography, 7: 701 - 731.

Imbrie J, Hays J G, Martinson D G, McIntyre A C, Morley J J, Pisias N G, Prell W L, Shaekleton N J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support form a revised chronology of the marine ^{18}O record. In: Berger A L, Imbrie J, Hays J, Kukla G, Saltzman B (eds) . Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing. Dordrecht: Reide, 269 - 305.

Jiang Fuchu, Fu Jianli, Wang Shubin et al. 2007. Formation of the Yellow River, inferred from loess palaeosoil sequence in Mangshan and lacustrine sediments in Sanmen Gorge, China. Quaternary International, 175: 62 - 70.

Kroon D, Steens T, Troelstra, S K. 1991. Onset of monsoonal related upwelling in the western Arabian Sea as revealed by planktonic foramifers. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 117: 257 - 263.

Kukla G, An Z S, Melice J L, Gavin J, Xiao J L. 1990: Magnetic Susceptibility Record of Chinese Loess. Transaction of the Royal Society Edinburgh, 81, 263 - 288.

Kukla G, Heller F, Liu X M et al. 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology, 16: 811 - 814.

Kukla G. 1987. Loess Stratigraphy in Central China. Quaternary Science Review, 6: 191 - 219.

Li Jijun et al. 1995. Uplift of Qinghai - Xizang (Tibet) Plateau and global change. Lanzhou: Lanzhou University Press, 1 - 207.

Li Tingdong, Xiao Xuchang, Li Guangcen et al. 1990. Deep seated structures and uplift mechanism of the Qinghai-

Xizang Plateau. Geology of the Himalayas, Volume 2, Geological Publishing House, 1 - 16.

Liu X M, Liu T S, Xu T C, Chen M Y. 1988. The Chinese loess in Xifeng, I, the primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area, Gansu Province. Geophys. J, 92: 345 - 348.

Lu H Y, Huissteden K V, An Z S et al. 1999. East Asia winter monsoon variations on a millennial time scale before the last glacial - interglacial cycle. Journal of Quaternary Science, 14 (2): 101 - 110

Martinson D G, Pisia N G, Hays J D et al. 1987. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high - resolution 0 to 300000 - year chronostratigraphy. Quaternary Research, (27): 1 - 29.

Mayewski P A, Bender M, 1995. The GISP2 ice core record - Paleoclimate hights. Reviews of Geophysics, (Supplement): 1287 - 1296.

Meese D A, Gow A J, Grootes P et al. 1994. The accumulation record from the GISP2 Core as an indicator of climate change throughout the Holocene. Science, 266: 1680 - 1682.

Milankovitch M M. 1941. Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem. Koniglich Serbische Akademie, Spec publ 132. Section des Sciences Mathematiques et Naturelles, Tome 33.

Milankovitch M M. 1920. Theorie mathematique des phenomenes thermiques Produit parla radiationsolaire. Aeademie Yougoslave des sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier - Villars.

Miller K G, Faribanks R G, Mountain G S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, Sea level history and continental margin erosion. Paleoecanog, 2 (1): 1 - 19.

Molnar P, England P, Martinod J. 1993. Mantle dynamics, uplift of the Tibetan plateau and the Indian monsoon development. Reviews of Geophysics, 34: 357 - 396.

Porter S C, An Zhisheng. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Last glaciation. Nature, 375: 305 - 308.

Prell W K, Kutzbach J E. 1992. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. Nature, 360: 647 - 652.

Prell W L, Murray D W, Clemens S C, Anderson D M. 1992. Evolution and variability of the Indian Ocean summer morsoon: Evidence from the western Arabian Sea. Drilling program, in Synthesis of Results From Scientific Drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monogr. Ser. , 70: 447 - 469.

Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C4 grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. Paleogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol. , 115: 91 - 116

Quade J, Cerling T E, Rowman J K. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. Nature, 342: 163 - 166.

Raymo M E, Ruddiman W F, Backman S, Ciement B M, Martinson D G. 1989. Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and north Atlantic deep water circulation. Paleoceanography, 4: 413 - 446.

Ruddiman W F. 1997. Tectonic Uplift and Climate Change. New York: Plenum Press, 1 - 515.

Ruddiman W F, Raymo M E, Martison D G, Clement B M, Backman J. 1989. Pleistocene evolution: Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. Paleoceanography, 4: 354 - 412.

Ruddman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of the late Cenozoic Northern Hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. Journal of Geophysical Research 94 (D15), 18: 409 - 427.

Searle M. 1995. The rise and fall of Tibet. Nature, 374: 17 - 18.

Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistoncene time scale based on ODP Site 677. Trans. R. Soc. Edinburg Earth Sci. , 81: 251 - 261.

Shackleton R M et al. 1988. Cenozoic uplift and deformation of the Tibetan Plateau: the geomorphologic evidence. Phil. Trans. R. Soc. Lon. A. , 327 - 385.

Sun Donghuai, Shaw J, An Zhisheng et al. 1998. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of a continu-

ous 7.2Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 25: 85 - 88.

Turner S, Hawkesworth C, Liu J et al. 1993. Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. Nature, 364: 50 - 54.

Wu Xihao, Wang Sumin, An Zhisheng et al. 1995. Mangshan Loess and its prospects for study of Past Global Changes. SCIENTA GEOLOGIA SINICA, Supplementary Issue (1): 115 - 120.

Xiao Huaguo, Jiang Fuchu, Wu xiao et al. 1997. The climatic events recorded by loess near Zhengzhou, China and compared with Heinrich Events. Proceedings of 30th International Geological Congress, 21: 87 - 92.

Xiao Jule, Zheng Hobo, Zhao Hua. 1992. Variation of winter monsoon intensity on the loess plateau, central China during 130000 years: Evidence from grain size distribution. The Quaternary Research, 31: 13 - 19.

Zhao Zhizhong, Jiang Fuchu, Xiao Huaguo et al. 2006. Sanmenxia loess and the paleoenvironment change. Journal of China University of Geosciences.

Late Cenozoic Geology and Paleoenvironment in Sanmenxia

Zhao Zhizhong Wang Shubing
(Institute of Geomechanics, CAGS, 100081 Beijing)

Sanmenxia lies in the southeast of Loess plateau, which different parts of land form deposit loess. Sanmenxia loess section is one of the most typical one as its complete sequence and thickness comparing with the loess section in the inner loess plateau. Before our research, some magnetostratigraphic work has been done. We began Quaternary geological investigation in the area, and found complete 158-meter-deep loess section at Caocun village in Shanxian County. The section includes 67 layers and red clay below continuous loess sequence. The most thick section of red clay was found near Zhangcun village in Shanxian County. The thickness of red clay is more than 40 m, which lies below Wucheng loess.

The proxy-index of paleomonsoon in loess are susceptibility, grain size and carbonate. The susceptibility can be divided into four segments, the first susceptibility wave most from L_1 to S_5, the second one wave more from L_6 to S_{15}, the third one change smaller and high frequency from L_{16} to S_{27}, the last one wave more. The content of coarse component in Caocun loess from L_1 to L_{15} is higher and wave more than from L_{15} to L_{33}. The carbonate can be divided into four segments, the first one above L_4 has a small change, the second wave greatly from S_4 to S_8, the third one has small change with small content from L_8 to S_{15}, the last wave greatly. The susceptibility in red clay can be divided into two segments; the first one above RS_3 wave frequently with great range change, the second one below RS_3 has small change and frequency.

The borderline of B/M in Caocun loess lies in L_8. The borderline of M/G lies under L_{33}. Two borderlines are similar to other districts, but lower position. Jaramillo event lies from S_{11} to S_{15}. Olduvai event lies from L_{23} to L_{26}. The paleomagnetic polarity epoch in Zhiwang red clay section contains Matuyama and Gauss and part of Gilbert epoches. The borderline of M/G lies up the borderline of loess/red clay. The borderline of Ga/Gi lies in RS_3. Two borderlines are similar to other districts. Olduvai event lies in L_{26}. Cochiti event lies in RL_4. We summarized all kinds of age-model of loess sequence. The time-scale of Caocun loess were established with susceptibility and revised susceptibility age-model. We calculated size-time-scale and verified all kinds of time-scales. The average error is less than 5.85%. We established the time – scale of Zhiwang red clay with susceptibility age-model, which error is only 0.26%.

Caocun loess section contains 32 paleosol layers and 33 loess layers. This shows that there are at least 33 climate waves in Sanmenxia 2.6 million year before present. Since 2.6 million years BP there are 13 layers of loess for the duration of more than 40 ka. These climate events have definite periodicity. The main time steps when the warm-wet climate goes to the continental climate are about 2.6Ma and 1.37Ma and 0.94Ma and 0.48Ma (BP). The characteristic of paleomonsoon in Caocun loess is compared well with the change of oxygen isotope in deep-sea. But

the change of the continental records is later than that the ocean records. Studying Zhiwang red clay, we established red clay stratum sequence in Late Tertiary at Sanmenxia. Zhiwang red clay deposited from 5 to 2.6 Ma BP, and can be divided into 5 layers of red clay paleosol. We established the time – scale of red clay. Its characteristic is similar to other district.

Through study of geomorphy, there can be divided into two structure mesa at least and three stages of river terraces. The height above sea level of them are: 520 – 530m, 410 – 480m, 340 – 360m, 315 – 320m and 305 – 310m and they tower above the yellow river surface 230 – 240m, 120 – 170m, 50 – 70m, 25 – 30m, and 15 – 20m. Their age are 0.8Ma (BP), 0.48Ma (BP), 0.15Ma (BP), 0.06 – 0.04Ma (BP) and 0.02 – 0.015Ma (BP). They are the results of different structural movement. On the back edge of the second mesa is Miaoxia profile, which contains $S_0 - S_8$ loess – paleosol sequence. On the front edge of the second mesa is Yangwa profile, which contains upper $S_0 - S_6$ loess-paleosol sequence and lower hypo-loess, the boundary of above two is at 41m. From a study of the magnetostratigraphy, the Brunhes – Matuyama polarity boundary is located in Miaoxia profile at 61.8 meters in Yangwa profile at 69.3 meters. The first mesa contains several loess-paleosol sequences on the back edge and $S_0 - S_1$ on the front edge. The foundation of the third terrace is the White sand layer. The Malan loess that contains a folium weathering crust in the bottom is located on the While sand layer.

On the basis of the study of the deposits of the ancient Sanmen Lake, the analysis of the characteristic of the third terrace, the datum of Huabei plain、the Yellow sea and the Bohai sea, especially on the close research of Malan loess in Manshan, Henan province, we presume that the Yellow River forms before the late interglaciation, at about 150ka (BP). The third terrace is the outcome of the unified Yellow River.