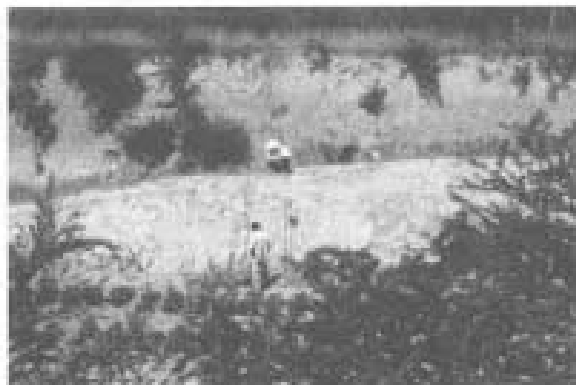


# 前 言

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莉工程师测试；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、刘莉工程师。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，王书兵负责三门峡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。



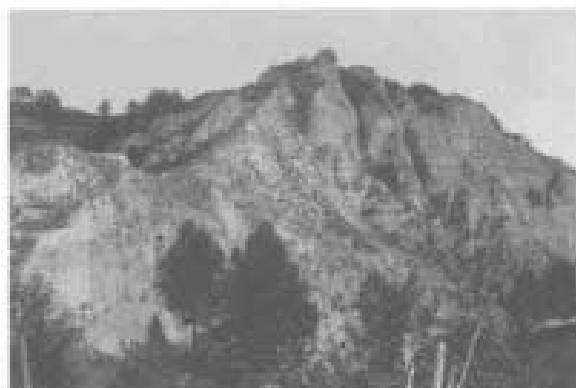
1. 小刘寺全新世黄土剖面



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. 曹村剖面所在的张沚塬全景



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



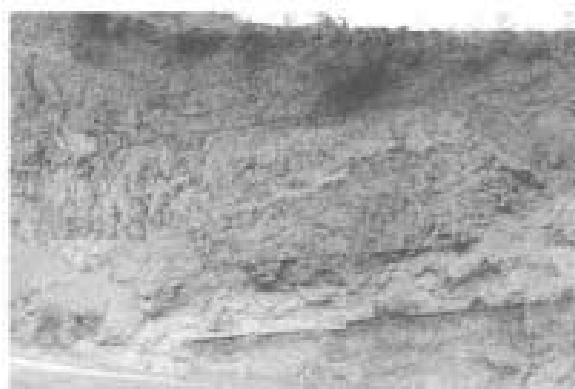
1. 计王桥砾石层



2. 黄底沟砾石层



3. 白沙层顶部交错层理



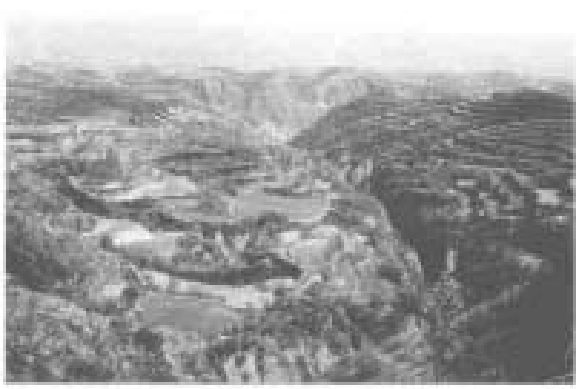
4. 东延村侵蚀构造



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、硫酸盐含量特征 .....	(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年从未发生决口的记录。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 El 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 $^{18}\text{O}$ 和 $^{16}\text{O}$ 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 Bølling-Allerød 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 GRIP 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和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，袁凤翎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”（袁凤翎，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，定名为酒河动物群，其主要成员有：贺凤三趾马、祖鹿、酒河象、酒河獾鼠及鼠兔等化石，并将这套地层命名为“酒河组”，置于三门组（ $Q_3^2$ ）与蓝田组（ $N_2^2$ ）之间，时代为早更新世早期（ $Q_3^1$ ）（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)	曹照坦 (1985)	本书
第 5 层	Q <sub>5</sub>	黄土系 Q <sub>1</sub>		黄土 Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub> 或 Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub> ?	Q <sub>5</sub>	三门系 Q <sub>5</sub>	桥头村组 Q <sub>5</sub>	上段 Q <sub>5</sub>
第 4 层	Q <sub>4</sub>			三门系 Q <sub>4</sub>	三	上三门系 Q <sub>4</sub>	三	三门系 Q <sub>4</sub>		东坡村组 Q <sub>4</sub>	三门群 中段 N <sub>2</sub> -Q <sub>2</sub>
第 3 层	N <sub>2</sub>	三门系	三门系 Q <sub>3</sub>		三	三门系 Q <sub>3</sub>	三门系	三门系 Q <sub>3</sub>			
第 2 层	三门系 N <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>	N	N	Q <sub>1</sub>	下三门系 N <sub>2</sub>	Q <sub>1</sub>	N <sub>2</sub>	N <sub>1</sub>	柳凹村组 Q <sub>1</sub> (三门系)	下段 N <sub>1</sub>
第 1 层							N				

表 1-2 三门峡盆地与渭河谷地地层对比表

时 代	裴田 剖面	袁凤翎 (1976)	薛祥煜 (1982)	孙建中 (1991)	岳乐平 (1996)	曹照坦 (1985)	贾福海 (1959)	宋春青 (1959)	本书		
Q <sub>5</sub>	马兰 黄土				马兰 黄土	桥头 村组		新黄土 “第 5 层”			
Q <sub>2</sub>	高石 黄土				高石 黄土	东坡 村组		老黄土	上段		
Q <sub>3</sub>		三门 组	黄 三门 组 三门	三 门 组 渭 河 组	上 段	(三 门 系) 柳 凹 村 组	三 门 系	5	三 门 系	第 4 层 第 3 层	三 门 群 中 段
Q <sub>1</sub>	午城 黄土							4			
N <sub>2</sub>	静 乐 组 红 粘 土				三 门 组 渭 河 组			3		第 2 层 第 1 层	下段
N <sub>1</sub>	裴田 组 红 粘 土							2			
N <sub>1</sub>								1			

#### 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(陈文奇等, 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; Geilung 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）。

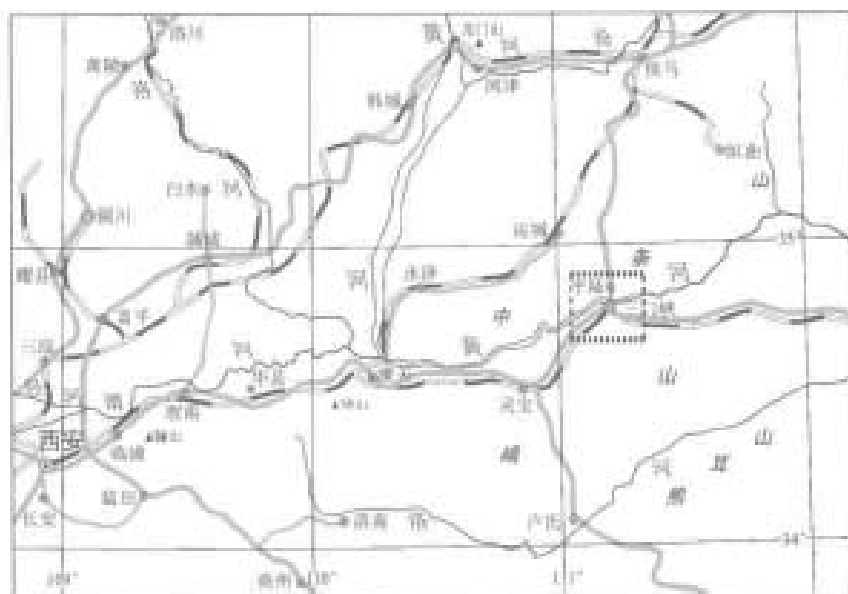


图2-1 工作区交通位置图

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 $12 \sim 14^{\circ}\text{C}$ ，最冷的1月均温在 $-2^{\circ}\text{C}$ 左右，极端最低温为 $-18^{\circ}\text{C}$ ，最热的7月均温为 $24 \sim 27^{\circ}\text{C}$ ，极端最高温为 $41^{\circ}\text{C}$ 。年降水量为 $500 \sim 700\text{mm}$ ，但季节分配不均，多集中在7-9月份。年均蒸发量为 $1500 \sim 2000\text{mm}$ 。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。

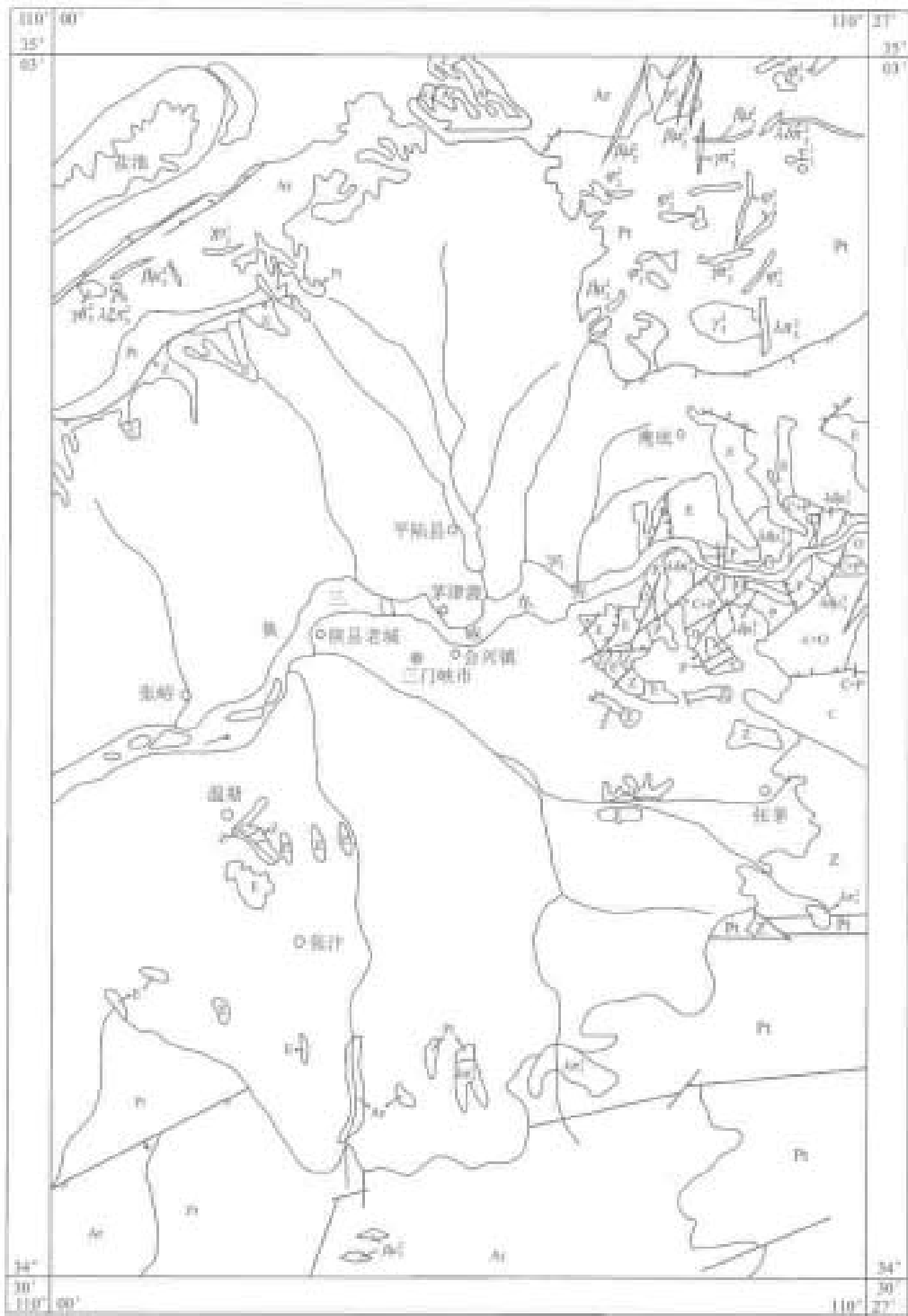


图 2-2 三门峡区域地质简图

(据 1:20 万地质图编制)

- Ar—浍水群；P—中条群；Z—震旦系；C+O—寒武系、奥陶系；C+P—石炭系、二叠系；E—早陆相  
 燕山期岩浆岩； $\lambda n_1^1$ —石英斑岩； $\lambda n_1^2$ —花岗岩； $\lambda n_2^1$ —花岗闪长斑岩； $\lambda n_2^2$ —石英正长斑岩；  
 $\lambda n_3^1$ —石英闪长斑岩； $\lambda n_3^2$ —辉绿（玢）岩； $\gamma n_1^1$ —花岗闪长岩； $\gamma_1^1$ —花岗岩  
 新元古代岩浆岩； $\lambda n_1^1$ —辉绿（玢）岩； $\phi_1^1$ —角闪石岩类  
 古元古代岩浆岩； $\gamma n_1^1$ —花岗岩类岩； $\gamma_1^1$ —黑云花岗岩； $\gamma_1^2$ —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崞山地区。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）。

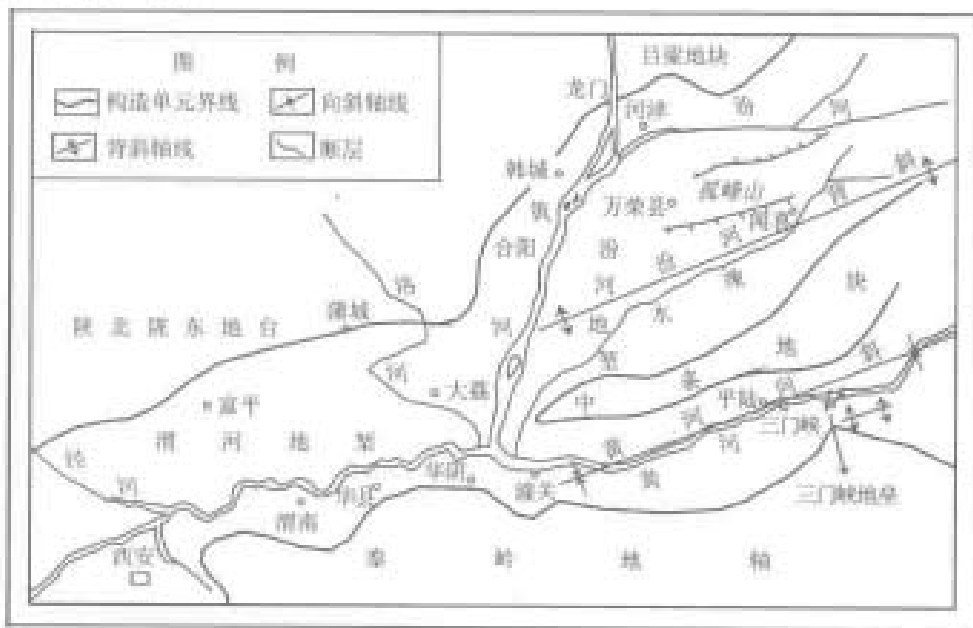


图2-3 三门峡地区大地构造略图  
(翟董志良, 1963)

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。