

第一章 绪论

第一节 隐伏活动构造研究简况

隐伏活动构造是指地表无明显位错标志,断裂主体部分隐伏于第四纪松散层内的一类活动构造。其英文名称为 buried active fault、hidden active fault 和 subsurface active fault 等。由于未直接出露于地表,隐伏活动构造探测研究显得相对较困难,也成为活动构造及地震构造研究中的难点。隐伏活动构造多发育于人类居住密集区,其突发性活动给人类带来了严重的灾害。因此,隐伏活动构造的研究越来越引起地质界的重视。

隐伏活动构造研究从定性逐步进入定量化研究阶段。纵观其研究历史,可将隐伏活动构造研究分为方法实验、单项手段研究为主和综合定量研究 3 个主要发展阶段。

20 世纪 70 年代末期 美国学者用浅地表断层气(氦气等)的剖面测量 并将断层气丰度变化作为地震预报的一种前兆手段(King, 1978; Sugisaki *et al.*, 1980)。紧随其后,我国一些学者开展了断层气的实验研究(罗光伟等, 1980) 并很快地将其用于隐伏断裂的探测研究中(张炜等, 1988)。但直到 80 年代后期,这类研究多以单项手段的定性研究为主。到了 80 年代末 90 年代初,隐伏活动构造的探测研究才逐渐走上多手段的综合定量探测阶段。这一转变主要归功于工程建设和地震预测的需要。如从 80 年代后期 我国大型工程 尤其是大型火电、核电、大江河堤和城市规划等 需要在东部平原区展开 而有些重要工程又必须坐落在历史强震区域或活动构造区。这就不得不加速进行隐伏区活动构造的探测研究。主要研究的实例有:

(1)三河—平谷 8 级地震区隐伏活动断裂研究。国家地震局地质研究所组织多学科探测手段 运用遥感地质、地表地质调查、化探(土壤氦气)、浅层物探(地质雷达和浅层地震)、钻探和年代学等 对夏垫隐伏断裂开展了联合剖面的探测研究 查明了 1679 年 8 级大震发震断层——夏垫隐伏断裂的走向、空间展布、最大垂直位错量及位错速率等(向宏发等, 1988) 研究确定了该断裂地震重复时间间隔 明确指出未来 100 年尺度内 区内不存在发生 7 级以上地震的危险性,即历史上曾经发生 8 级大震的地区建电厂完全可行。多个探槽开挖出 8 级地震的地震断层遗迹,以及相应的研究成果引起了地学同行的极大关注,获得工程部门的一致好评。这一研究成果不仅解决了工程建设的急需,而且为开展隐伏断裂的理论研究开创了新局面。

(2)威海市市区神道口隐伏断裂的探测研究。神道口隐伏断裂是斜贯威海市及开发区的一条北西向隐伏断裂,国家地震局地质研究所在地表地质调查的基础上,采用化探、浅层物探和钻探等手段,比较成功地查明了神道口隐伏断裂的位置和第四纪活动性。浅层地震发射法揭示并结合区内钻探资料分析,神道口隐伏断裂上断点距地表 20m 左右。通过深达 70 余米的钻孔岩芯采样和测年数据资料分析,距地表 18m 深的地层 TL 年龄为

56.8ka BP, 即属晚中更新世中期;距地表 31.4m 深度的地层 TL 年龄为 177.5ka BP, 属中更新世中晚期。由此可见, 神道口隐伏断裂的断层位错主要影响到中更新世中晚期, 晚更新世中期 (距今 5.68 万年) 以来断层的活动性已不明显。这为评价威海市的地震安全性, 为威海市地震区划工作提供了重要的基础资料 (国家地震局地质研究所, 1995)。

顺应这一需要 国家地震局在“七五”计划中 确定在邢台震区开展隐伏活动构造深浅关系的实测剖面研究 (方仲景, 向宏发等, 1987) 采用遥感、化探、物探、钻探等多手段联合攻关, 研究了邢台地震区浅、中、深部三种断裂的空间相关性这一项目的开展检验了仪器手段, 培养了人才, 也为后来的工作确定了思路。在此之后, 山西太钢扩建 (1989)、湖南常德的沅江防洪大堤修建 (1989) 等 都要求对区内隐伏构造进行探测研究 确定其活动性 (汪良谋等, 1990)。但应该看到, 这些实际需要使我国隐伏活动构造的研究从理论到实际应用的转化过程来得如此之快, 以致有仓促上阵、临阵磨枪的感觉。1989~1993 年地震局地质研究所在北京平原区开展了隐伏断裂活动性的综合探测研究, 通过多种手段的联合剖面探测研究, 在隐伏断裂的准确定位、活动时代和活动方式等关键问题的研究上, 取得了许多新资料和新认识 (向宏发等 1993, 1994; Xiang Hongfa *et al.*, 1996) 从而使隐伏断裂的理论研究大大向前推进了一步。

从 20 世纪 90 年代中后期以来, 国内对隐伏断裂探测研究的的目的性更强了。如用浅层地震反射法对唐山地震区隐伏断裂的活动特性, 有目的地进行了探测研究, 取得了区内唐山隐伏断裂向上破裂位错接近地面的认识 (李建华等, 1998 郝书俭等, 2001) 在邢台震区 通过浅层地震探测 得到断裂未达到地表的认识 (赵成斌等, 1999) 对聊城—兰考隐伏断裂, 通过浅层地震反射法、系列钻探剖面揭露和新年代学的综合研究, 取得了该断裂最新一期破裂位错上切达地表以下 20m, 属全新世早期活动断裂, 其平均垂直位错速率为 0.12mm/a (向宏发, 王学潮等, 2000)。在隐伏断裂的研究中, 一些研究者注意到用钻孔岩芯资料, 从沉积相、地层断错及层厚变化等进行隐伏断裂古地震事件研究的尝试 (徐锡伟等, 2000)。

国际上, 日本学者对平原区隐伏构造的研究做了大量的工作。尤其值得重视的是, 1995 年日本阪神大地震后, 日本学者从多个方面加强了对平原隐伏断裂的探测研究, 并将遥感地质、浅层地震反射法和钻探地质剖面揭露很好地结合起来 (河村知德等, 1998; Sata *et al.*, 1998; Takemura, *et al.*, 2000)。如在大阪平原区 有一条近南北向的 Uemachi 断层, 位于大阪湾东侧且与海岸线近于平行。为了查明这条隐伏断裂的准确位置及其最新活动性, 日本学者运用浅层地震反射法和长跨度、多孔位的钻探揭露 (我们称之为系列钻探地质剖面法) 进行探测研究。在横跨隐伏断裂 500m 的长度内布置了 31 孔钻孔 (最深达 60m)。通过系列钻孔岩芯柱状图的精细分析, 在上新世—第四纪的大阪组的顶部, 按显示海平面周期变化的微地层组合特征分为 13 个层位 其中的黏土层 如层 13 等 可作为研究隐伏断裂的标准层 (Kitada *et al.*, 2000)。资料表明, 层 13 主要分布于断裂西盘 在接近 Uemachi 断层附近突然消失。而对于 Sakuragawa 断层 (为 Uemachi 主断层的分支断层) 断层北盘的层 12 在接近断层处明显向上翘起, 并终止于断层附近, 而层 13 (地表以下 20~10m) 则层位完整平整地覆盖在 Sakuragawa 断层之上。这与浅层地震发射剖面得到的下部断距大、上部断距小而逐渐消亡的结果相一致。表明该断层属第四纪

活动断层 但全新世上部的海相层(层 13) 未有断层位错形迹。

另外 在土耳其 1999 年伊兹来特大地震后,地质学家用浅层地震反射法在伊兹来特海湾地区对北安纳托利亚海底隐伏断裂进行了成功的探测研究。他们发现,北安纳托利亚断裂在这里向上破裂直达地表,形成切错海底表面的断层陡坎(Kuscu *et al.*, 2000)。

据上分析 不难看出隐伏活动断裂的研究在近几年来已经有了迅速的发展 而且每一步深化与发展都与工程建设的需要和大地震的警示紧密相连。纵观国内外隐伏断裂研究现状 不论是从技术途径或研究思路上看 当今隐伏断裂研究存在如下主要技术难点:①准确定位和晚第四纪活动性的定量研究,这在城市尤为突出 ②中新世活动断裂与晚第四纪活动断裂的关系,即石油物探揭示活断裂与浅表活断裂的接口问题 ③深部震源断裂与浅部活断裂的三维相关性 ④平原区隐伏活动断裂动态三维地质构造模型的建立与应用。本书对上述技术难点进行了一些有益的探讨 期望对隐伏构造的研究起到抛砖引玉的作用。

活断层是影响黄河大堤稳定性的主要地质因素,其运动方式对地质险段形成具有重要的控制作用。本研究选取了中国东部著名的聊城—兰考隐伏活动断裂作为研究重点,主要探讨该断层的活动期次、幅度,搞清其活动历史,测定最新活动年代。在消化吸收构造地质、地形地貌、水文地质、地球物理和地震活动资料的基础上 采用大比例尺卫片影像增强处理技术,确定聊城—兰考活断层的位置和定性评价断裂的活动性,划分出活断裂的出露段和隐伏区。结合地面地质工作,研究其活动特点及几何特征、影像标志;采用简易物探手段校对黄河险工地段新构造的准确位置。出露区的活断裂,采用野外考察、测量、填图和探槽开挖的研究方法。隐伏区活动断裂,首先利用地球化学探测方法,确定断层的具体位置 然后 进行高精度浅层人工地震勘探 确定断层断错的地层层位和断距 再在断层两侧进行工程钻探 建立地层剖面年代表 确定断裂活动时代 对活动强烈、断错接近地表的地段进行大规模探槽揭露,以获得断裂活动更加可靠、翔实的证据。利用孢粉、 ^{14}C 年代测定和热释光(TL) 年代测定方法,确定出露区和隐伏区断裂活动时代。在此基础上,确定聊城—兰考活断裂的变形方式和滑动速率,评价该断裂对大堤的影响。研究的技术路线见图 1-1。

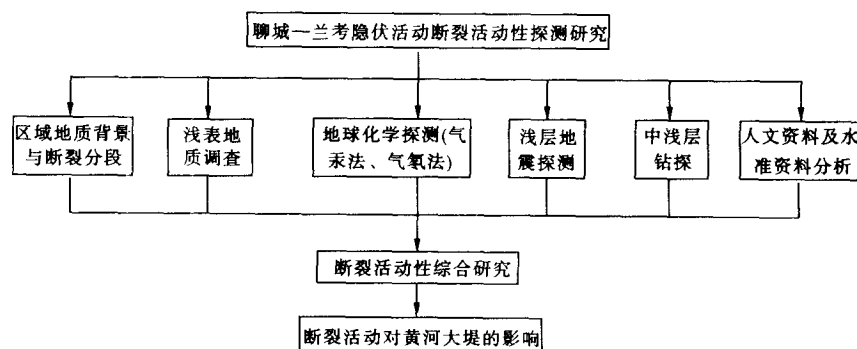


图 1-1 技术路线框架图

(向宏发 王学潮)

第二节 关于黄河工程地质研究的思考

黄河下游河道为强堆积型河道，20 世纪以来河床平均每年淤积 3~5cm 近期淤积速度更快 达到每年 10cm 由于逐年泥沙淤积，下游河床普遍高于背河地面，形成黄淮海平原上淮河和海河的分水岭 是举世闻名的‘善淤、善决、善徙’的地上悬河。

黄河的发育、演化有其自身的客观规律，而地质、地理因素是其重要的内在因素，研究黄河发育的规律，对治理、开发黄河有深远的战略意义。黄河下游有其特殊的一面，主要表现为地上悬河和河道的宽、浅、散、乱，强烈游荡和严重淤积使得河道很难安全防护和利用，也使得防护及控导工程不断淤没失效（尹学良等，1998）。近年来随着经济的发展，上中游用水量增加，下游水量减少，黄河冲沙能力减弱，黄河下游河床继续淤积抬高，河槽萎缩，滩槽高差减小，河道更加宽浅游荡，下游防洪问题十分突出。黄河在自然演变与人类活动的双重影响与作用下，下游地上悬河决溢之险与季节断流之害并存，流域性水资源短缺与灾难性水沙矛盾并存，各类治理措施的正面与负面效应并存，面临可能出现灾难性后果的突变（吴锡浩等，1999）目前，黄河下游的防洪基本是依靠十年一加高的大堤来完成的。治理黄河的基本任务之一就是在现行河道的基础上如何保持黄河安澜，而大堤的稳固与否更是事关全局的关键所在。为确保下游人民财产的安全和经济的发展，必须确保黄河大堤的稳定，确保黄河的安澜。

工程地质工作者如何有效地参加大江大河的治理是人们广泛关注的问题。作者也赞成“黄河自孟津出峡谷进入华北大平原以后，除了在局部地区以外，地质构造的影响不是居主导地位”（钱宁等，1965）的观点 但问题的关键是局部地区在何处 在这些局部地区地质构造如何影响黄河下游河道的稳定。过去，地质工作者多从地质构造对黄河河道的控制作用入手，探讨历史上黄河的走向与构造的关系（张克伟，1998；陈锦泰，1984；罗国煜等，1996；戴英生，1997；刘西林等，1993，1995；王敬禹，1986；景存义等，1991）但事实上，目前的黄河是不需要改道的。也有人根据科里奥利斯理论认为，黄河的右岸冲刷程度大于左岸，应该在右岸进行堤防加固（张天义，1997）或者认为 黄河下游河道的形态及演变都与地质作用有密切的联系（罗国煜等，1997）。这些观点同样不符合黄河的现状，目前的黄河河势由控导工程所左右，河道的走向完全由人为因素所控制。从黄河的现状看，构造活动对河道的制约作用已经被人类活动改造得面目皆非，而且，现今河道是 1855 年铜瓦厢改道形成的，距今只有 146 年的寿命 其中还有 1938~1947 年的 9 年南泛，于 1947 年 3 月 15 日又复归故道。活动断层现今的年位移速率一般都小于 1mm/a 肉眼难以观测 对黄河大堤的破坏作用也难以定量确定；只有位移速率为 10mm/a 左右时，才能通过地面宏观调查观测到（孙叶 1997），极端的情况就是地震的发生。因此，必须结合黄河的现状和工程地质学科的发展来研究黄河的稳定问题。

近年来，如何评价活动断层对黄河防洪建筑物的破坏程度引起了人们的重视。活动断层是指第四纪期间，尤其是晚更新世 10 万年 以来活动过的 并在今后仍有可能活动的断层。对重要的水利工程而言，重点是研究清楚全新世以来断层的活动情况。对于黄河大堤而言，堤防工程的老化也严重影响着黄河大堤的寿命；因此，从工程地质和堤防建

设出发,研究断裂活动时代的下限又不能太长,否则,就失去研究的现实意义。按工程地质界的惯例,工程寿命在一百年以内的项目,一般把研究重点放在活断层在全新世的活动状态上,其中,地震成为活断裂在全新世活动的重要证据。李树德 1996 认为 地震发生在活断裂上,而断层活动并非都一定发震,因为,断层的蠕变会释放应力,不发震或只造成许多微震。因此,研究活断裂的变形方式不但对堤防加固有现实意义,对于认识地震的发震机制也有重要帮助。

许多专家 马国彦等,1997; 罗国煜等,1997)指出,应该从工程地质学的角度去研究黄河的稳定问题。刘桂仪等(1998)认为 黄河下游山东段河道稳定性受控于新构造运动、活动断裂、地震烈度、河流动力地质作用、河道带地貌结构、土体性质及人为地质工程体性质等因素;而罗国煜等(1997)则认为,黄河悬河的稳定性主要受控于地壳、堤坝和地基三系统,提出了工程治理与环境治理、环境治理与经济发展、地质工程治理与水利工程治理相结合的治理策略。其实,灾害是多种因素综合作用的结果(聂高众等,1999) 研究黄河下游的防洪只从来水来沙(程致道等,1987 尹学良,1982)、河道整治(蔡为武,1995)等方面来进行是不够的 而且“;不立足于系统研究 只从提高堤防标准着手 可能难以长期奏效”(罗国煜,2000);研究治理黄河要从长远规划入手(腾国柱,1990)充分考虑地质作用的影响。而且,黄河下游持续淤积与地质历史时期华北平原的地壳下沉是密不可分的(师长兴,1997);黄河流域的缺水断流、洪涝威胁和环境恶化不是单凭水文水利科学一厢情愿的决策就能解决的(吴锡浩等,1999)。水利决策部门往往对新构造活动对大堤的破坏作用重视不够,这固然有地质作用的时间尺度比较大的原因,使得地质科学在现代环境科学研究中很难找到自己合适的位置(吴泰然等,1999)但构造地质学家们研究黄河的角度也存在一些偏差,研究的结论未能引起有关部门重视。据初步统计,从地质角度研究黄河的论文 1980~1985 年有 7 篇,1986~1990 年有 3 篇,1991~1995 年有 7 篇,1996~2000 年有 14 篇。从文献来看,1980~1985 年是黄河地质问题研究的高潮期,沉寂一段时间后,陆续又有文章发表。1980~1995 年的论文占 17 篇,而 1996~2000 年的就达 14 篇。这些论文多由部分科研院所的专家所写。在黄河的地质问题不被重视的若干年后,黄河问题最近引起全社会关注的情况下,一些专家又开始探讨黄河的工程地质问题。有趣的是,这些论文的作者很少是黄河水利委员会(以下简称黄委会)的专家,多是外单位的同行在探讨黄河的地质问题,这并不说明治黄人员不关心黄河下游地质问题,可能是身在黄委会更清楚目前治理黄河的关键所在。

黄河下现行河道远未达到衰亡阶段,是目前最现实又最经济的河道(袁隆等,1997),现行河道维持行河百年左右是完全可能的(张仁等,1987) 经济社会发展的现实已不允许黄河现行流路再度摆动,稳定黄河现行流路已成为历史发展的必然要求(李殿魁,1985)。作者认为,从地质角度研究黄河并不是告诉人们黄河是否要改道(方建华等,2000)、黄河走向是否受构造制约。而是在目前的条件下,如何保持黄河的安澜,如何评估黄河下游大堤的稳定性,这也是工程地质工作者有效参与黄河治理的基本出发点。洪水的大小是不以人们的意志为转移的,但修建稳定的堤坝却是防患于未然的重要举措。堤坝的稳定性除与建筑物本身的结构有关外,还与区域地壳稳定性有重要的密切关系。区域地壳稳定性评价是进行堤防建筑物的设计、现行河道的综合治理、有重点地进行大堤的抗震加固处

理等工作的基础，尤其是黄河大堤的安危更与所处位置的地壳活动性相关。断层活动及形成的地质险段、地震、振动液化、堤基渗漏等工程地质灾害，均会给黄河大堤及其他防洪建筑物造成较大的威胁和破坏。研究清楚黄河下游地壳的稳定性，准确地确定重要的险段，可以有针对性地采取处理措施。因此，应该从工程地质学角度探讨活断层对大堤的破坏程度，即活断层的运动方式对地质险段形成的控制作用，从变形方式、变形速率，重点是断层的突发位错等方面研究活动断层对现有堤防稳定的影响，为截渗墙的设计、大堤加固及河道整治提供依据；研究黄河下游地质险段的分布和有关地质特征，探讨地质险段和黄河防洪建筑物稳定性之间的关系，以期引起人们对地质险段治理的重视。这应该是地质工作者的义务和责任。

（王学潮）

第二章 黄河下游区域地质特征

第一节 自然地理及水文地质特征

一、自然地理概况

黄河从河南省孟津县宁嘴出峡谷后,自西向东进入华北平原,流至兰考后折向北东,直到山东垦利县入海。由于黄河下游不断淤积,河床逐年抬高,两岸大堤也不断加高培厚,现河床高出两岸防洪大堤外地面 3~5m 最大高出 10 余米,形成典型的地上悬河地貌。现代黄河下游地貌形成于晚更新世,根据成因和形态特征的不同,黄河下游地貌可分为冲积平原、冲湖积平原、冲海积平原、冲洪积平原及侵蚀剥蚀中低山丘陵等 5 类。

冲积平原分布最广。孟津宁嘴至东平湖以西为冲积扇平原,冲积扇的形成机制比较复杂,新老冲积扇相互叠置。由于黄河每次改道和决口都会形成一个冲积扇,近代黄河冲积扇就是由这些大冲积扇相互叠置在一起而形成的复合体(马国彦等,1997)。近代重要的冲积扇主要有桃花峪、兰考和花园口冲积扇。由于黄河多次改道及频繁决口,在黄河两岸形成了放射状相间分布的古河道高地、河槽洼地、沙岗高地、泛滥洼地等波状起伏的地形。自山东阳谷县陶城铺及东平湖西侧到垦利县宁海地段属黄河冲积平原,其中梁山县徐庄到济南市,在长达百余公里的黄河右岸,为泰山山地及山前冲洪积倾斜平原,沉积物在河槽内多为粉砂及粉土,漫滩处多为砂壤土和壤土,两岸洼地多为黏土及壤土,决口扇及古河道处为粉砂及砂壤土。

冲湖积平原分布于山东省梁山县及东平县一带。该区地势低洼,受泥沙淤积影响,湖区逐渐缩小,浅层沉积物主要为河流、湖泊交替沉积的冲湖积层,其中湖积层为黑色、灰黑色的淤泥质黏土及壤土,顶面微向东平湖湖心倾斜。

冲海积平原包括河口三角洲平原和滨海洼地及低平地,由数个不同时期的三角洲堆积体系组成,外形似向东北展开的扇形,地形西南高而东北低。三角洲地区古河道分布很多,一般高出两侧地面 0.5~2m,岩性主要为粉砂、粉土及砂壤土。在三角洲的西北及其前缘部分,为海陆交替沉积的滨海洼地。

冲洪积平原主要分布于太行山南麓及泰山的北麓、西麓,泰山西麓的冲洪积扇宽 20~35km,形成波状起伏的倾斜平原,前缘与东平湖东侧相交接。

侵蚀剥蚀中低山丘陵分布于黄河与大汶河间的泰山山区,山地高程一般在 300~1500m,泰山主峰为 1524m。丘陵分布在山前缘,一般小于 500m。此外,在梁山、位山以及济南以北的黄河两岸分布着一些孤山残丘。

二、水文地质特征

黄河下游地下水主要为松散岩类孔隙水，部分地区还有黏土裂隙水和基岩裂隙水。

（一）黄河冲积层松散岩类孔隙水

松散岩类孔隙水广泛分布于黄河下游河道及其沿岸地带，可分为孔隙潜水、孔隙承压水、黏性土含水带。

孔隙潜水主要分布于河床、漫滩及古河道处。含水层在西部为砂卵石层，夹粉、细中砂层，厚度一般为 20~40m。过孟州公路桥后，逐渐过渡为以中、细砂为主，粉、细砂次之，局部夹含砾石的粗砂及砂砾的透镜体，含水层厚度一般为 50~70m。在武陟、荥阳境内含水层的厚度自南向北增加，在左岸南平皋滩地，最厚可达 80 余米。在山东境内含水层的岩性主要为粉细砂，滨县以下主要为粉砂和粉土，在冲积层中常夹有海相沉积物，含水层厚度为 8~12m。孔隙承压水分布于高河漫滩、黄河沿岸洼地及埋藏古河道等地，地层多为双层结构，上部黏性土形成含水层的相对隔水顶板，下部砂层孔隙水具微承压性，地下水埋藏深度一般 1~3m。黏性土含水带分布于黄河两岸的低洼地带，位于砂层承压水之上，不但有潜水的特性，还有承压水的特性。

松散岩类的透水性与其岩性、颗粒组成及其密度有关，河流中心部位粗颗粒多，渗透系数较大，为 30~60m/d。边岸、滩地含细颗粒较多，渗透系数较小，多为 4~10m/d。砂性土的颗粒组成从西到东逐渐变细，渗透系数也随之由大变小。山东省境内松散岩类含水层岩性主要是粉砂及粉土，粉砂的渗透系数一般为 0.5~2.0m/d，粉土渗透系数平均为 0.3m/d。在渗透变形严重的地段，渗透系数有增大现象。

黄河冲积层松散岩类孔隙水的补给源主要为河水及大气降水，由于黄河为地上悬河，河水常年补给两岸地下水，地下水随着河水位升降而升降，其动态曲线是一致的。由于黄河下游冲积平原内地形平坦，地下水的坡降很小，为 0.1‰~0.36‰。地下径流迟缓，排泄出路主要为蒸发，在洼地处常形成积水、沼泽化、盐渍化现象。地下水的化学类型一般为重碳酸—钙、镁型水，矿化度为 0.18~0.3g/L。兰考以下地下水的水质变差，出现矿化度大于 1g/L 的微咸水。

（二）黏土裂隙水与基岩裂隙水

在冲积、湖积平原区还广泛分布着裂隙黏土含水层，主要分布在范县、梁山以东地区，鄄城、郓城也有零星分布。裂隙黏土分布在湖积层或湖积层以上的冲积层中。黏土层中的裂隙多为干缩裂隙，裂隙宽 0.1~2cm，层厚 0.5~2m。地下水赋存于黏土裂隙中，一般埋藏深度为 2~5m，水质较好，透水性和中砂相近。

基岩裂隙水主要分布在泰山山地，地下水赋存于碎屑岩及变质岩的裂隙中，其富水性很不均匀，一般水质较好，水量较小。

（李今朝）

第二节 第四纪地层特征

一、第四系划分

第四纪地层划分依据主要有四个方面(周慕林,1984,1985)。

(一) 生物地层的划分

根据陆相第四纪生物地层特征,通常将泥河湾动物群作为早更新世动物群的代表;以周口店动物群作为中更新世动物群的代表;以萨拉乌苏动物群作为晚更新世动物群的代表。

(二) 黄土地层的划分

早更新世黄土称为午城黄土,下部有密集的钙质结核层。中更新世黄土称为离石黄土,以含三层红色古土壤为标志。晚更新世马兰黄土,热释光年龄为12 000年前。

(三) 海相地层的划分

全新世、晚更新世、中更新世、早更新世均有不同的海侵相,含有不同种属的有孔虫,分别称为卷转虫海侵、假轮虫和星轮虫海侵、盘旋虫海侵、平坦虫海侵。

(四) 第四纪磁性地层划分

根据磁性地层正、反向极性世资料来划分。

上述从四方面进行第四纪划分最终是进行第四纪定年,但目前第四纪划分的争议较大。上新世与更新世之间的界线以高斯/松山界面(约2.48Ma)为准,刘东生和丁梦林(1982)是这一观点强有力的支持者。下更新统与中更新统界线以松山/布容界面(0.73Ma)进行划分。中更新统与上更新统界线在“吉曼卡”亚世附近。其他划分略有出入(刘嘉麒等,1997)。

刘东生和丁梦林(1982)根据黄土生物地层学和古地磁学研究相结合的方法,认为更新统与上新统界线年龄值为2.43Ma,中更新统与下更新统界线年龄值为0.69Ma。这些研究与上述结果基本一致。

据此,将上新世与早更新世的年龄界线定为2.48Ma,早更新世与中更新世的年龄界线定为0.73Ma,中更新世与晚更新世的年龄界线定为 $0.1\sim 0.15\pm \text{Ma}$,晚更新世与全新世的年龄界线定为 $0.01\sim 0.012\text{Ma}$ (表2-1)。

二、黄河下游区域第四系特征

黄河下游两岸大堤以外广泛分布着第四系及前第四系。前第四系出露在黄河冲积平原的周边山地,在辽阔的黄河下游平原区内,第四系几乎全部覆盖了古生代、中生代地层。

(一) 下更新统 Q_1

本区称为武陟组,由冲积、湖积、部分海积和玄武岩堆积而成。该组上段厚15~80m,在武陟附近主要为浅蓝灰色、灰黄色砂壤土与灰色、灰黄色粉细砂、砂砾石层互层,在滨海区为灰黑、黄灰色的砂壤土和粉土。该组中段厚20~50m,主要为黄灰、灰黄、棕黄色砂壤

表 2-1

黄河平原第四纪地层划分和岩性特征

地层时代		极性世	年龄 (万年)	气候期划分		地层组	沉积岩相	岩性特征
				气候	冰期划分			
全新世 (Q_4)	晚(Q_4^3)	布容正向极性世	1~1.2	温	冰后期	濮阳组	冲积 风积 海积	灰黄色砂壤土及灰黑色淤泥
	中(Q_4^2)			温暖				灰黄色砂壤土, 黄灰色壤土
	早(Q_4^1)			寒温				灰黑色淤泥壤土, 黄色、黄灰色壤土及中细砂
晚更新世 (Q_3)	晚(Q_3^2)		10~15	冷夹暖	冰期	惠民组	冲积 湖积 海积	灰黄色、黄色砂壤土、砂壤土夹粉土
	早(Q_3^1)			暖	间冰期			灰绿色淤泥质黏土, 褐黄色砂壤土, 黄灰色细砂、粉砂
中更新世 (Q_2)	晚(Q_2^2)		73	冷夹暖	冰期	开封组	冲积 湖积 洪积 及火山	浅棕、褐棕色壤土、黏土, 灰、白灰色砂层
	早(Q_2^1)			暖	间冰期			棕黄、棕红色壤土、细砂、泥质粉砂, 上部少量钙核
早更新世 (Q_1)	晚(Q_1^3)	松山反向极性世	97	冷	冰期	武陟组	冲积 湖积 海积 及玄武岩	浅蓝灰色、灰色砂壤土, 灰色、灰黄色粉细砂和砂砾层
	中(Q_1^2)		187	暖	间冰期			黄色、棕黄色砂壤土、灰黄色粉细砂和中砂
	早(Q_1^1)		248	冷	冰期			浅棕、棕黄、灰黄砂壤土、壤土、粉细砂
上新世 (N_2^2)		高斯正向极性世		暖	冰期前	明化镇组	冲积湖积火山	棕红色、浅灰色细砂岩、黏土岩

注 据周慕林 1984, 1985) 邵时雄、王明清等 (1989) 山东省地矿局 1991), 山东省地矿局第二水文地质工程地质大队 (1988) 等资料汇总。

土夹壤土及灰黄色粉细砂、中粗砂互层, 含少量钙质结核。在滨海区为棕黄、灰黄、灰绿色砂壤土层, 中间夹有薄层淤泥质土。下段厚 10~60m 在平原中部为棕黄、灰黄、灰绿色并含少量钙质结核的壤土、砂壤土与灰色混粒结构的粉细砂互层; 到滨海平原为深黄、灰黄、灰绿色较致密含大量锈斑的砂壤土。近海边夹海相层, 含腹足、瓣鳃类化石。底部普遍存在一砂砾层, 与下伏地层呈微角度不整合接触。

(二) 中更新统 Q_2

本区称为开封组, 由冲积、海积、洪积和湖积层组成。地层厚为 61~103m。据沉积环境、岩性特征差别, 可分为上、下两段。上段层厚为 30~50m, 在开封主要为浅棕、棕褐色壤土、黏土与灰白、灰绿色粗、中、细砂互层。黏性土中含大量钙质结核。在商丘岩性颜色过

渡为黄棕、棕灰色,一些砂层呈半胶结状。在垦利可见到灰色的黏性土增多、砂层减少的现象。下段层厚 30~60m。在开封主要为棕黄、棕红、灰黄、灰绿色壤土、砂壤土及黄色、浅灰色泥质粉砂和粉砂层。在商丘缺少棕红色调,且局部含大量铁锰质结核。在清观为棕黄、灰黄、黄灰色的薄层壤土、砂壤土与薄层的黏性土以及灰绿色的中砂层互层,含有大量湖相化石。

(三) 上更新统(Q₃)

本区称为惠民组,由冲积、湖积、海积地层组成。该组地层可分为两段,上段厚度为 17~30m,在太康见到上层是一褐黄色壤土构成的古土壤层,其下是浅灰色淤泥质砂壤土。再下是质纯、分选好的粉砂。在冠县见到上层为淤泥质细砂,其下为浅灰、黄色的中细砂。在东部惠民主要为棕黄、灰黄色壤土与灰黄色砂壤土互层,夹粉砂层。下段地层厚 16~45m,西部为浅黄、褐黄色的砂壤土和灰黄色磨圆度较好的中细砂层;中部的上层为黄褐色的砂壤土,中层为黄色细砂层,下层为黄褐色夹灰绿色并含少量钙质结核的壤土;东部为褐黄、灰黄、灰绿色砂土与黏性土互层。

(四) 全新统(Q₄)

本区称为濮阳组,由冲积、风积、海积层组成。地层厚 18~25.7m。岩性相变明显,可分为上、中、下三段。上段厚度由濮阳县的 6.55m 到近海垦利县的 0.6m,主要由灰黄色砂壤土、壤土和灰黑色薄层淤泥质土组成。表层多土壤化,沉积时间大于 1920 ± 65 a BP。中段厚度由荆隆宫的 5m 到垦利县的 14m,该段在荆隆宫未见到淤泥质土层,只是壤土、砂壤土中腐殖质增多;在濮阳、平原县见到的岩性主要为灰黄色粉砂、砂壤土及灰黄色壤土;在沾化、垦利为海相地层,主要由灰黄到浅黄色的含淤泥质的粉砂与砂壤土组成。下段厚 7~14m。岩性在荆隆宫是黄褐色的壤土和砂壤土。在濮阳、平原、垦利土中微体化石测定年龄为 9515 ± 125 a BP (马国彦等,1997)。

三、聊城—菏泽地区晚第四纪地层划分与对比

将生物地层和古地磁学研究相结合,参照气候地层轮回变化,是当前进行平原区第四纪地层划分对比较为公认的方法(刘东生,丁梦林,1985;李华梅等,1977;安芷生等,1979;周明镇等,1957;李鼎蓉等,1979)。正鉴于此,一些研究者认为,华北平原第四系下界或第四系与上新统之交应放在松山/高斯界面附近,年龄值约为 248 万年较为合适。中、下更新统的界线位于布容正向期和松山反向期之间,时代距今约 70 万年。上更新统底界及全新统下界距今分别为 10 万年和 1.2 万年。在早、中、晚更新世各个时段,都有气候从冷变暖的轮回,与此相应地层的颜色也呈现出某些规律的变化(陈望和,倪明云,1987;李鼎蓉等,1979)。如下更新统颜色以下浅上深的杂色地层为主,中更新统以上浅下深的棕红色地层为主。上更新统以土黄、浅黄色砂壤土、壤土为特征。全新统以浅灰黄、浅灰色砂壤土为主,间夹薄层紫泥、黑泥层(陈望和等,1987)。因此,通过与区域对比,根据研究区地层的沉积旋回特点和相关颜色变化,结合具有限定意义的年龄测试资料,可望对区内第四纪,尤其是晚第四纪地层作进一步的细分。

现以东明耿庄一钻孔(孔 4)为例对晚更新世以来,区内钻孔地层的岩芯特征及相关年龄测试结果自上而下作一记述:

- (1)浅灰黄色粉砂、壤土 顶部为 0.5m 耕作层 厚 2.2m。
- (2)浅灰黄色砂壤土 4.5m。
- (3)浅黄色壤土 1.3m。
- (4)深灰、黑灰色淤泥质粉砂 6.76m，以此层为区内的标志层。
- (5)褐黄色砂壤土夹网纹状黏土，含碳屑，在地表以下深度 15m 处 ^{14}C 年龄为距今 $12\,860 \pm 150\text{a}$ 。
- (6)浅灰色砂壤土 3.1m。
- (7)浅绿黄、橘黄色壤土 含钙质结核 2.6m。
- (8)浅黄色中砂、细砂夹薄层砂壤土。
- (9)棕黄色壤土 1.45m。
- (10)深灰色壤土 0.7m 在地表以下深度 36.8m 处 ^{14}C 年龄为距今 $18\,840 \pm 220\text{a}$ 。
- (11)浅灰黄色粉砂、细砂，含水 0.45m。
- (12)浅黄、橘黄色砂壤土、粉砂 4.45m。
- (13)浅灰黄色粉砂、粉细砂 4.0m。
- (14)浅灰黄色砂壤土，含钙质结核 1.5m。
- (15)浅灰黄色粉砂，含螺壳碎片 5.8m。
- (16)浅灰黄色壤土、砂壤土互层 0.8m。
- (17)棕黄色壤土，含钙质结核 4.4m。
- (18)浅灰黄色粉砂 2.4m。
- (19)浅灰黄壤土 6.6m 在地表以下深度 65.7m 处 TL 年龄为距今 $10.37\text{万} \pm 0.85\text{万年}$ 在地表以下深度 70.0m 左右的 TL 年龄为 $14.49\text{万} \pm 1.16\text{万年}$ 。

资料表明，地表以下第一层黑色淤泥层在区内普遍分布，并相对较为稳定，可作为区内的一个标准层。

另据山东省菏泽地震局（1988 在菏泽市北的一钻井 荷 A₁ 孔 孔深 48.65m 资料，自上而下的地层为：

- (1)棕黄色壤土 1.5m。
- (2)棕色砂壤土 3.1m。
- (3)灰黑、深绿色淤泥层 1.27m。
- (4)黄色、灰色砂壤土 1.4m。
- (5)灰色、棕色壤土、黏土 3.45m。
- (6)灰黑色壤土 淤泥 见贝壳 1.75m 底部 ^{14}C 年龄为 $5\,810 \pm 145\text{a}$ 。
- (7)浅棕色壤土，夹薄层粉砂 3.45m。
- (8)浅灰色粉细砂 9.7m。
- (9)棕黄色粉砂、壤土 3.6m。
- (10)棕黄色中细砂 8.6m。
- (11)灰黑色、棕红色黏土 1.6m。
- (12)浅棕黄色砂壤土 2.6m。
- (13)棕红色黏土 0.45m。

(14 灰黑色淤泥 ,0.15m, ^{14}C 年龄为 $27\,190 \pm 390\text{a}$ 。

(15 深棕红色壤土、黏土 ,6.45m。

(16 砂层 0.25m。

为了取得晚第四纪地层的年龄数据，我们在区内布置的 5 个钻孔中挑选一个钻孔岩芯逐层采样，进行碳十四 (^{14}C)、热释光 (TL) 和孢粉测年分析 (表 2-2~表 2-4)。30m 以上的浅层以 ^{14}C 测年为主，30~70m 层段以 TL 测年为主，大于 70m 的深度层用 TL 测年和孢粉分析相结合确定年龄。

表 2-2 研究区钻孔岩芯样品 ^{14}C 测年数据

序号	地表以下 采样深度(m)	样品物质	样品号	距今年龄 (a BP)	树轮校正年龄 (cal. a BP)	资源来源
1	15.0	黑色壤土	C99-1	$10\,730 \pm 100$	$12\,860 \pm 150$	
2	36.85	黑色壤土	C99-2	$18\,840 \pm 220$	$22\,360 \pm 430$	
3	11.5~13.0	黑色壤土	C99-3	$6\,350 \pm 80$	$7\,270 \pm 100$	
4	12.0	黑色壤土	C99-6	$5\,530 \pm 100$	$6\,300 \pm 95$	
5	12.5~14.5	黑色壤土	C99-7	$8\,800 \pm 100$	$9\,860 \pm 240$	
6	12.7~13.0	黑色淤泥	C88-1	$5\,810 \pm 105$		据菏泽局 1988
7	11.7~12.7	灰黑色淤泥	C88-2	$8\,760 \pm 105$		据菏泽局 1988
8	41.8~42.0	灰黑色淤泥	C88-3	$27\,190 \pm 390$		据菏泽局 1988
9	42.40	黑绿色黏土	C88-4	$20\,640 \pm 240$		据菏泽局 1988

^{14}C 测年资料表明 地表以下 13m 左右的黑色淤泥层的 ^{14}C 年龄集中分布在 5 530~8 800 年间 即属全新世中期 地表以下 36.8m 样品的 ^{14}C 年龄距今 $18\,840 \pm 220$ 年 为晚更新世晚期 (表 2-2)。另据山东省菏泽地震局 (1988) 在菏泽市北几个钻孔岩芯的 ^{14}C 测年资料 地表以下 10~15m 黑色淤泥层的 ^{14}C 年龄介于 5 810~8 760 年间 地表以下 42m 左右黑色淤泥层的 ^{14}C 年龄介于 20 640~27 190 年间 (表 2-2)。表明上述两组资料的一致性。

热释光测年资料表明，深度大于 70m 的样品 (T99-8、T99-17、T99-24) 其 TL 年龄值大于 12 万年 (表 2-3)；30~70m 层段的样品 其 TL 年龄值位于距今 12 万~5 万年区间内 而 30~20m 层段的样品 其 TL 年龄距今 3 万~4 万年左右 深度小于 20m 的样品，TL 年龄距今 1 万年左右。即 70m 左右的深度层可视为中更新统与上更新统的分界深度，这与区域晚更新世地层的分布深度 (参见图 4-3) 相吻合。

孢粉分析结果表明，位于地表以下 74.0~82.5m 层段的样品 (p-6、p-7) 以针叶裸子植物孢粉及阔叶被子植物孢粉居多，反映温、凉、干的气候较多，显示晚更新世早期一中更新世晚期的植被、气候特征 (表 2-4)。而且 上述 2 个样品中还出现了个别在第三纪出

表 2-3

研究区钻孔岩芯样品热释光 (TL) 年龄数值

序号	野外 编号	样品 物质	等效剂量 (Gy)	年剂量 (Gy/a)	距今年龄 (10^4 a)	孔号及采自地表 以下深度(m)
1	T99-9	粉砂	50.60	0.004 74	1.07 ± 0.09	孔 2(7.00m)
2	T99-1	砂壤土	40.18	0.003 87	1.06 ± 0.09	孔 4(15.00m)
3	T99-10	细砂	130.97	0.003 17	4.13 ± 0.09	孔 2(24.30m)
4	T99-2	粉砂	116.09	0.003 44	3.37 ± 0.27	孔 4(29.60m)
5	T99-12	粉砂	284.27	0.003 92	7.25 ± 0.6	孔 2(36.50m)
6	T99-4	粉砂	232.18	0.004 61	5.04 ± 0.40	孔 4(36.85m)
7	T99-5	砂壤土	288.74	0.003 34	8.64 ± 0.69	孔 4(49.60m)
8	T99-15	砂壤土	511.99	0.003 96	12.93 ± 1.06	孔 2(64.00m)
9	T99-7	砂壤土	389.94	0.003 76	10.37 ± 0.85	孔 4(65.70m)
10	T99-8	粉砂	386.97	0.002 67	14.49 ± 1.16	孔 4(70.00m)
11	T99-17	粉砂	654.87	0.003 54	18.50 ± 1.46	孔 4(78.80m)
12	T99-24	砂壤土	517.94	0.003 16	16.39 ± 1.33	孔 3(82.50m)

现并延续至中更新世的山核桃 (*Carya*) 孢粉。故深度 70~80m 的沉积层的地质时代当为中更新世晚期 (Q_3^2)；深 63~70m 的 4 个样品中，均以松 (*Pinus*)、桦 (*Betula* 属等木本植物花粉为主，反映森林型的温和气候环境，具有华北地区晚更新世早、中期的气候环境特征 (陈茅南等 1988 周昆叔等, 1984)。上述 4 个样品也均未见到华北地区中更新世尚少量存在、而至晚更新世以后消失的山核桃 (*Carya*) 属等植物花粉。因此 这一深度层段的样品年代应为晚更新世早、中期且主要为晚更新世早期 (Q_3^1) (表 2-4)。

位于地表以下 13m 的样品 (孔 3 中 p-5) 采自黑色淤泥质粉砂层，其孢粉以灌木及草本植物为主，且为以蒿属 (*Artemisia*)、藜科 (*Chenopodiaceae*) 居多的孢粉组合，与华北地区全新世早、中期的古植被及古气候特征相似 (严富华等, 1984)。因此，从孢粉组合的角度分析，这一层段的地质时代当为全新世早、中期。

综合上述年代资料分析，对区内晚第四纪地层划分与时代确定可有如下初步认识 (表 2-5)：区内中更新统与上更新统分界深度约在地表以下 70m 左右。在这一深度附近以上的一套具有一定韵律土黄色为主的砂、黏土类地层为晚更新世地层，其 TL 年龄介于 5 万~12 万年间；其下以棕红色为特征的一套具有沉积规律的地层应为中更新世地层，其 TL 年龄大于 12 万年。地表以下 35m 左右的一套浅黄色砂层应为全新世底部层位，其 ^{14}C 年龄小于 2.0 万年，埋深 10~15m 的第一个黑色淤泥层 (区内的标志层) 为全新世中期地层，其 ^{14}C 年龄介于 5 500~8 800 年间。这里还需特别说明的是，上述地层划分与深度对比主要指断层上盘 (下降盘) 而言。断裂下盘 (上升盘) 的同时代地层当受到断层活动的影响时，其深度会相应浅一些。

续表 2-4

样品编号及深度	p-1,65.7m		p-2,69.5m		p-3,63.0m		p-4,69.7m		p-5,13.0m		p-6,74.0m		p-7,82.5m	
	粒	%	粒	%	粒	%	粒	%	粒	%	粒	%	粒	%
灌木及草本植物花粉														
榛属 (Corylus)	1	0.7	2	1.5	1	0.6	2	1.3	2	1.5	1	0.7		
麻黄属 (Ephedra)					2	1.3			5	3.7			2	1.7
蒿属 (Artemisia)	2	1.5	10	7.3	27	17.0	22	14.6	58	43.0	18	12.6	15	12.8
紫菀属 (Aster)					1	0.6			1	0.7	1	0.7		
菊科 (Compositae)					1	0.6	2	1.3	2	1.5	2	1.4		
藜科 (Chenopodiaceae)	1	0.7	2	1.5	5	3.2	2	1.3	16	11.9	9	6.3	7	6.0
伞形科 (Umbelliferae)									1	0.7				
蓼属 (Polygonum)									4	3.0	1	0.7	1	0.9
莎草科 (Cyperaceae)					1	0.6	2	1.3						
禾本科 (Gramineae)	2	1.5	3	2.2	4	2.5	1	0.7	1	0.7	1	0.7	1	0.9
蕨类植物孢子														
石松属 (Lycopodium)			1	0.7	1	0.6			1	0.7				
卷柏属 (Selaginella)	1	0.7	1	0.7	2	1.3	1	0.7	3	2.2	2	1.4	1	0.9
水龙骨科 (Polypodiaceae)	2	1.5			1	0.6					1	0.7		
凤尾蕨属 (Pteris)	1	0.7												
真蕨纲 (Filicales)			1	0.7	1	0.6			1	0.7				
地质时代判定	晚更新世早期 (Q ₃ ¹)		晚更新世早期 (Q ₃ ¹)		晚更新世早期 (Q ₃ ¹)		晚更新世早期 (Q ₃ ¹)		早、中全新世 (Q ₁ ¹⁻²)		中更新世晚期 (Q ₂ ¹)		中更新世晚期 (Q ₂ ¹)	

表 2-5

聊城—菏泽地区第四纪各时段地层划分及相关年龄数据

地层	符号	岩性特征	底界埋深 (m)	年龄区间 (ka BP)	测年数据		计算年龄 (ka BP)
					年龄(a BP)	采样深度(m)	
全新统	Q ₄	浅灰黄、浅灰色壤土为主, 间夹黑色淤积层	22~35	10~12	¹⁴ C:5 530±110 ¹⁴ C:6 350±80 ¹⁴ C:8 760±105 ¹⁴ C:8 800±100	12.0 13.0 12.7 14.0	12
上更新统	Q ₃	土黄、浅黄色砂、砂壤土为主	60~70	100~120	¹⁴ C:18 840±220 ¹⁴ C:20 640±240 TL:8.64×10 ⁴ TL:10.37×10 ⁴	36.8 42.8 49.6 65.7	100
中更新统	Q ₂	下浅上深棕红色黏土、壤土为主	220~270	700	TL:16.39×10 ⁴ TL:18.50×10 ⁴	82.5 78.8	700
下更新统	Q ₁	下浅上深的杂色砂、壤土、黏土类堆积	360~420	2 000~2 400			2 400

可以看出：研究区内位于地表以下 30~40m 第一含水层中细砂、粉砂等 当为全新世底部层位。全新世地层自下而上大致分为下部砂层，中部砂壤土、壤土层并夹黑色淤泥层（标准层）和上部浅黄色粉砂、壤土层。从地层层序和岩性、颜色分析，全新世大致经历了一个沉积和气候旋回。上更新统以浅黄色和浅棕黄色富钙结核的砂、砂壤土、黏土为特征，底部以浅黄色的砂（中细砂、粉砂）与下部中更新世棕黄色、棕色壤土相区别。上更新统也大致经历了一个正向沉积旋回的堆积，底界埋深在 70m 左右。这与区域水文地质部门的划分和相关研究资料基本一致（山东省地矿局，1988 山东省地矿局第三水文地质队，1978,1979 陈望和等,1987 李鼎蓉等,1979）。

有关中更新统和下更新统的划分与时代确定，我们未做专门研究，在地层层位划分与时代对比上完全遵照前人的研究结果。多数资料表明，中更新统和下更新统底界分别位于地表以下 250m 及 420m 深度附近。

（向宏发）

第三节 黄河下游隐伏断裂地质特征

一、黄河下游构造地质特征

黄河下游地区在大地构造上属于华北板块内的冀中和冀鲁微板块。根据构造特征又