

地质调查项目成果

# 黄河上游新构造活动与 地质灾害风险评价

马寅生 廖椿庭 张业成 吴满路 张春山  
赵志中 施 炜 张岳桥 蒋复初 曾庆利 著  
杜建军 王红才 徐 刚 乔子江

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

## 内 容 提 要

本书是“黄河上游新构造运动与地壳稳定性调查研究”项目的研究成果。经过艰苦、细致的工作,基本查明黄河上游地区新构造运动特征,以及新构造运动与环境变化,并针对该区严重地质灾害的背景、条件进行研究,进行了地质灾害综合区划和地质灾害风险评价。

本书可供从事新构造运动、地质灾害研究的人员参考使用。

### 图书在版编目(CIP)数据

黄河上游新构造活动与地质灾害风险评价/马寅生等著.-北京:地质出版社,2003.12

ISBN 7-116-03966-X

黄... 马... . 黄河中、上游-现代地壳构造运动-研究 黄河中、上游-现代地壳构造运动-关系-地质灾害-研究

.P548 24

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2003)第 103695 号

Huanghe Shangyou Xingouzao Huodong Yu Dizhi Zaihai Fengxian Pingjia

---

责任编辑:祁向雷 周乐耘

责任校对:王素荣

出版发行:地质出版社

社址邮编:北京海淀区学院路 31 号,100083

电 话:(010)82324508(邮购部);(010)82324577(编辑室)

网 址:[http:// www.gph.com.cn](http://www.gph.com.cn)

电子邮箱:[zbs@gph.com.cn](mailto:zbs@gph.com.cn)

传 真:(010)82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:787mm×1092mm<sup>1/16</sup>

印 张:18.125 彩 图:8 面

字 数:450 千字

印 数:1—800 册

版 次:2003 年 12 月北京第一版·第一次印刷

定 价:50.00 元

ISBN 7-116-03966-X P·2434

---

(凡购买地质出版社的图书,如有缺页、倒页、脱页者,本社发行处负责调换)

# 前 言

万里黄河,从青藏高原发源,经黄土高原、华北平原,奔腾东流入海,在祖国大地上塑造了壮丽的山河,哺育了中华民族的成长。黄河流域作为中华民族发展的摇篮地区之一,不仅在历史上,而且现今一直是我国社会发展的重要地区之一。

从内蒙古托克托县河口镇至黄河源头的黄河上游地区,是我国西北青海、甘肃、宁夏、内蒙古四省的经济文化中心区,也是西部大开发的重点地区之一。区内水利资源丰富,水力资源理论蕴藏量 1880.7 万千瓦,占黄河干流水力资源理论蕴藏量 2976.6 万千瓦的 63.18%;区内拟选电站数 31 座,装机容量可达 1884 万千瓦,年发电量可达 783.1 亿度,占黄河干流水力资源比重的 75.2%;区内已建成电站 4 座,装机容量 202.9 万千瓦,年发电量 102.0 亿度。区内已兴建和规划的这些大型水利枢纽工程,对本区乃至全国的经济发展都具有重要影响。同时,黄河上游地区又是我国通向西北的咽喉要地,交通要道。我国计划实施的南水北调西线工程、西气东输工程都涉及本区。但是,该区新构造活动强烈,地质灾害频发,已经成为制约本区经济发展的重要因素。因此,黄河上游地区新构造活动和地质灾害的区域性调查与评价,对于国土资源科学规划、减灾防灾以及保证国民经济的持续健康发展具有重要的意义。

本部黄河上游新构造活动与地质灾害风险评价专著是“黄河上游新构造运动与地壳稳定性调查研究”项目的研究成果。该项目是中国地质科学院 2000 年启动的大调查预警工程类科研项目(编号:DKD2003003),项目周期为 3 年,起止时间:2000 年 1 月~2002 年 12 月,项目负责单位为地质力学研究所。项目的工作任务是:查明黄河上游新构造运动特征;区域稳定性评价;区域地质灾害评价、区划与风险评估的方法和原则。

2002 年 4 月,在中国地质调查局地质调查项目整合过程中,该项目被整合为“新构造运动与国家重大工程安全”实施项目的子项目(子项目编码:200012400103)。总体目标任务是:查明黄河上游新构造运动特征;区域稳定性评价;区域地质灾害评价、区划与风险评估的方法和原则;现今地应力测量。项目周期和起止时间不变。

通过三年的调查研究,取得了如下新认识和新进展:

## 1. 前新生代构造背景

黄河上游地区跨越了华北克拉通上几个不同的构造单元和华北克拉通西南(青藏高原东北缘)不同时代的增生地体,总体上处于不同构造单元的结合部,其前新生代构造背景控制了该区新构造运动的展布与分区,许多活动构造带就是沿前新生代构造边界,重新以新的方式活动的。

## 2. 地壳岩石圈结构特征

黄河上游地区的地壳与岩石圈结构,总体上处于地壳与岩石圈结构的转变带、过渡带和梯度带上,它们是黄河上游地区新构造活动展布与分区的最根本的控制因素,地表许多大的

活动断裂带往往可以延伸到地壳深部,往往是深部作用过程的表层响应。

### 3. 新构造运动方式、阶段、期次与强度

黄河上游地区新生代的构造运动方式以活动地块的断块隆升和相互作用为主要特征,断块内部的缩短——褶皱作用并不强烈。古近系常表现为宽缓的褶皱,新近系和第四系经常为水平地层,断块整体隆升强烈,断块之间被活动断裂分隔。断块之间的相互作用分为两个大的阶段,早期阶段古近纪和新近纪以伸展作用为主,形成一些断陷湖盆。新近纪未发生较强烈的挤压作用,在块体边缘形成逆冲断裂和推覆体。晚期阶段第四纪断块之间的相互作用转变为左旋走滑为主,形成一些大型的走滑断裂和小的拉分盆地。新生代的挤压作用主要有两期,第一期发生在渐新世末,强度较弱,影响程度西南部较强,向东北方向逐渐减弱。第二期发生在上新世末,强度大,在全区都有明显影响。

### 4. 活动断裂的活动性、运动方式、活动速率及其演化

黄河上游地区的活动断裂包括两个影响深达上地幔的活动断裂系——鄂尔多斯周缘活动断裂系和青藏高原东北缘活动断裂系。前者环绕鄂尔多斯地块分布,在研究区内包括鄂尔多斯北缘河套盆地断裂带、西缘银川盆地断裂带和鄂尔多斯西南缘六盘山断裂带,以伸展断陷为主,第四纪平均垂直运动速率约  $1.0\text{mm/a}$ ,新生代以来表现为持续伸展断陷。后者为一系列弧形山系和压陷盆地之间的向东北突出的弧形断裂带,由西南向东北分为东昆仑-玛曲断裂带、西秦岭北缘断裂带、乌鞘岭-六盘山断裂带、香山-天景山断裂带、烟筒山断裂带和牛首山-罗山断裂带,以左旋走滑运动为主,左旋走滑运动速率在花石峡-玛曲断裂带为  $10\sim 12\text{mm/a}$ 、西秦岭北缘断裂带为  $2.5\text{mm/a}$ 、乌鞘岭-六盘山断裂带为  $5\sim 10\text{mm/a}$ 、香山-天景山断裂带为  $2.7\sim 5.5\text{mm/a}$ 、烟筒山断裂带尚未获得其运动速率、牛首山-罗山断裂带为  $3\sim 4\text{mm/a}$ ,该断裂系在第三纪表现为伸展作用,控制一系列第三纪盆地发育,第三纪末-第四纪初发生挤压逆冲,然后转变为左旋走滑运动。两个断裂系在六盘山地区交汇、复合,呈挤压逆冲活动。

### 5. 昆仑山活动断裂带玛曲段活动特征及其东延

通过遥感分析和野外追踪、测量,发现昆仑山-玛曲活动断裂带玛曲段第四纪左旋走滑兼正断活动现象明显,且表现出明显的地震断层特征。该段断裂走向  $N105^\circ E$ ,倾向南。地震地表破裂带主要表现形式有断层陡坎、沟槽、拉分凹地及河流、冲沟的左旋错动。从实际测量统计结果来看,活动断层切过早中更新世冰碛层形成的陡坎最高达  $23\text{m}$ ,切过黄河四级阶地形成的陡坎高约  $17\text{m}$ ,切过晚更新世晚期黄河三级阶地形成的陡坎高  $1.5\sim 3\text{m}$ 。断裂左旋错动黄河四级阶地陡坎  $690\text{m}$ ,使得一级冲沟左旋错动  $382\text{m}$ ,二级冲沟左旋错动  $135\sim 152\text{m}$ ,三级冲沟左旋错动  $25\sim 56\text{m}$ 。断裂在晚更新世晚期至今的平均走滑运动速率为  $10.15\pm 0.34\text{mm/a}$ ,早更新世晚期至晚更新世晚期的垂直运动速率约为  $0.01\text{mm/a}$ ,晚更新世晚期至今的垂直运动速率为  $0.25\text{mm/a}$ ,水平走滑运动速率超过垂直运动速率 40 倍以上。

玛曲以东,断裂带分为三支,三条  $NWW$  向断裂以左阶斜列的方式继续沿秦岭南缘向东延伸。南边一支是玛沁-玛曲断裂向东的继续延伸,自玛曲县城南侧往东,进入若尔盖盆地,沿黑河南侧穿过草地,经沙木唐、阿细龙曲北侧、森多括、本多、下黄寨,至银青附近逐渐消

失。断裂走向 N100°E,过求吉后向南偏转为南东向,长度约 160km。中间一支迭部-武都断裂西自哈拉塘、沿代桑曲南侧山前向东,经尕海盆地南侧、热当坝盆地北缘、热尔、卡坝、多儿、插岗,至武都继续向东,走向 N100°~120°E,长度超过 320km。上述两支断裂相距约 20km。北边一支迭山地震破裂带,发育在迭部北约 25km 处,走向 NWW,与迭部-武都断裂近平行延伸。

## 6. 新生代隆升过程

黄河上游地区新生代期间大致经历了三期强烈的地面抬升,两次较长时间的夷平。三期强烈的地面抬升分别在 30Ma 以前,23~15Ma 和 3.4Ma 以后。两次较长时间的夷平形成两期主要夷平面。早期夷平面——山顶面形成于 24Ma 以前的渐新世晚期,晚期夷平面——主夷平面的形成时代在上新世初,结束于 3.4Ma 前。

从 3.4MaBP 起,黄河上游地区与青藏高原一同开始整体强烈隆升、主夷平面瓦解。这期强烈的地面抬升过程又可以进一步分为三个次级隆升阶段,分别发生于 3.4Ma、2.5Ma 和 1.7MaBP。

1.7Ma 以来的隆升阶段可再进一步分为 1.5Ma、1.1Ma、0.6Ma、0.15Ma、0.05Ma 和 0.01Ma 六个次级的隆升事件,其中以 1.1Ma、0.6Ma 和 0.15Ma 三个隆升事件地面抬升更为强烈。

## 7. 新构造运动与环境演化

通过黄河源鄂陵湖西侧剖面、共和盆地剖面研究,结合前人在临夏盆地的研究结果表明,黄河上游地区新生代的环境变化与新生代的构造运动关系密切。与新生代构造运动的阶段相对应,新生代环境变化也分为古近纪-新近纪炎热干燥与第四纪寒冷干燥两个时期。

在古近纪和新近纪炎热干燥时期,气候环境又可分为多个阶段。特别在中新世期间,气候变动很大,在全球可以对比。渐新世晚期和中新世初(30~21.71Ma)气候干旱,为干热草原阶段。21.71Ma 左右气候由干变湿,植被发生巨大变化,草原多被阔叶树森林草原代替,中新世早、中期(21.71~14.7Ma)气候以凉湿为主。14.7Ma 前后有一次明显降温,之后又恢复到凉湿气候,并持续到约 10.15Ma。中新世晚期(10.15~7Ma)气候温暖,为森林或森林草原发展阶段。在中新世末(自 7Ma 开始)气候曾一度变得非常干燥。

在第四纪寒冷干燥时期,可进一步分为早期(2.1~0.079Ma)气候相对温和与晚期(79.2ka 至今)气候相对干旱两个阶段。早期阶段可进一步划分为三个气候期,五个气候亚期。第一个气候期(2.1~1.85Ma),为温和轻湿或暖和偏湿气候期,发育针阔叶混交林植被;第二个气候期(1.85~0.93Ma),属温和稍干气候期,发育针阔叶混交林植被或疏林—稀树草原型植被。该气候期包括两个气候亚期,早期相对干旱气候亚期(1.85~1.68Ma),晚期相对潮湿气候亚期(1.68~0.93Ma)。第三个气候期(0.93~0.079Ma),属温和偏干或干爽气候期,发育森林草原型植被。也分为早晚两个气候亚期,早期相对干旱气候亚期(0.93~0.62Ma),晚期相对潮湿气候亚期(0.62~0.079Ma)。晚期阶段(79.2ka 至今),属于温和较干或干爽气候期,发育稀疏草原或森林草原型植被。

黄河源地区 1000 年来的环境变化可以分为三个大的阶段,1000 年以前和 360 年以来气候相对比较干旱,1000~360 年期间气候相对比较湿润。在后两个大的阶段中又可以进一

步划分出四个相对暖湿的气候段和三个相对干冷气候段,形成三个暖湿-干冷-暖湿的气候变化旋回。

## 8. 地应力测量与构造应力场研究

共完成 8 个地点的现今地应力测量,获得 8 个地点的现今地应力实测数据。其中,青藏高原东北缘临夏-玛曲之间 5 个测点和鄂尔多斯地壳西南缘华亭附近 3 个测点。根据本项目的现今地应力测量结果,结合该区原有的地应力实测数据,初步形成一个横跨青藏高原东北缘的北东向实测地应力走廊剖面,显示黄河上游地区的现今地应力方向总体呈北东向,西秦岭地块是现今地应力的一个过渡带,由北向南,最大主应力方向由 NE 逐渐转变为 EW、SEE 向,现今地应力实测数据与现今构造活动特征相吻合。

在现今地应力测量和新构造运动研究的基础上,运用有限单元方法和光弹实验方法对研究区的构造应力场进行了模拟分析,获得了区域应力场的大小和方向。

综合黄河上游地区区域构造变形分析、现今地应力测量和构造应力场模拟研究结果显示:黄河上游地区新构造期的构造活动总体受北东-南西向应力作用,受来自于青藏高原向北东方向的作用力控制,即受印度板块与青藏高原碰撞的作用力控制。在印度板块与青藏高原陆陆碰撞过程中,可能由于碰撞的边界条件随时间推移发生变化,致使青藏高原向北东方向的作用力方向随时间发生顺时针方向的偏转,造成黄河上游地区在新近纪末主要受北北东方向应力作用,在青藏高原东北缘形成一系列北西西向的逆冲断裂,在第四纪主要受北东东向应力作用,致使青藏高原东北缘一系列北西西向活动断裂在第四纪主要呈左旋运动。在整个新构造期,虽然黄河上游地区不同构造单元的地应力无论在数值上还是在方向上都有局部变化,但总体上最大主压应力方向为北东向,鄂尔多斯和阿拉善地块上始终为地应力相对稳定和相对较低的区域,构造应力主要在几个断裂带内集中。

## 9. 地质灾害基本特征

黄河上游地区是我国地质灾害活动强烈的地区之一,地质灾害种类多、分布广、活动频繁而又强烈。地质灾害可分为突发性地质灾害和缓发性或累进性地质灾害两类。突发性地质灾害主要为地震、崩塌、滑坡、泥石流,其次为瓦斯爆炸、矿井突水、地裂缝等;缓发性或累进性地质灾害主要为水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化,其次为湿陷性黄土、冻融、煤自燃等。

地质灾害空间分布很不均衡。崩滑流地质灾害主要发生在中部的甘肃东部、宁夏南部地区,其次发生在北部的贺兰山和南部的阿尼玛卿山地区,形成 10 个崩滑流密集带,其中以天兰铁路、兰新铁路沿线和黄河刘家峡-龙羊峡地带最发育。水土流失亦以甘肃东部、宁夏南部地区最严重。土地沙漠化主要发生在北部的内蒙古、宁夏北部地区。土地盐渍化主要发生在北部的河套平原和宁夏平原。湿陷性黄土主要发育在中部的甘肃东部、宁夏南部地区。冻融活动主要发生在西北边缘的冷龙岭和南部的阿尼玛卿山、巴颜喀拉山地区。煤自燃和矿井地质灾害主要发生在宁夏、甘肃的一些煤田或煤矿。

地质灾害随时间变化,呈现不规则的周期性强弱变化和不断发展累进的长期性变化特点,且不同地质灾害的变化规律不一。自 17 世纪中叶以来的大约 500 年时间里,本区地震活动出现 5 个活跃幕和平静幕的交替变化。据本区勘探资料基本确认的最早崩滑流活动为中更新世或晚更新世,迄今至少有 5 次长时间活动;据历史记载,自南北朝以来的约 1500 年

时间,可能在隋唐、南宋后期、明朝中期、清朝的康乾、光绪年间和 20 世纪 30 年代崩滑流活动比较强烈;近 50 年来历史记录崩滑流活动大致经历了 7 次强弱交替变化,每个周期时间大约为 5~8 年。水土流失、土地沙漠化和土地盐渍化历史悠久,但自唐宋以后,特别是明清以来发展加快;近 50 年来,在得到局部治理的同时,在总体上水土流失急剧发展,大部分地区平均每年扩展速率 0.5%~3.0%,局部地区大于 5%;土地沙漠化迅速发展,年平均扩展速率 1.1%~3.5%;土地盐渍化缓慢发展。

## 10. 地质灾害对社会经济的危害

地质灾害对社会经济既具有十分严重的直接破坏作用和间接破坏作用,又具有广泛的深远危害。直接破坏作用主要表现为地震、崩滑流等突发性地质灾害不仅造成大量人员伤亡,而且严重破坏城镇和房屋、铁路、公路、水库、电站、矿山等工程安全,造成严重的财产损失;间接破坏作用主要表现为影响城市发展和工业、农业、交通运输、电力工业等,造成巨大的经济损失;深远危害主要是水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化等灾害严重破坏土地资源、水资源、生物资源和生态环境,导致当地居民生活、生产条件恶化,严重削弱区域社会经济可持续发展能力。

## 11. 地质灾害形成条件与区域背景

通过对洒勒山滑坡、甘肃白银露天矿滑坡、兰州市泥石流和黄河刘家峡-龙羊峡河段崩塌、滑坡、泥石流等典型地质灾害调查研究和区域地质灾害综合分析,认为黄河上游地区地质灾害是在多种因素综合作用下发生、发展的,岩土性质、地质构造和地形地貌等因素是地质灾害形成与发展的基础条件;断裂活动、地震、暴雨、融雪、洪水与人为活动等因素是地质灾害形成与发展的动力条件或激发条件。在该区地质灾害活动中自然条件(包括地质、地形地貌、气候水文等条件)控制了地质灾害的区域分布和时间演化过程,具有主导作用;人为条件(包括耕植、放牧、采樵、挖药、开矿、用水、工程建设以及防治工程等)是地质灾害形成与发展的辅助条件,它可以促进或者抑制某些自然活动过程,并且控制某些局部性地质灾害活动,但无法改变自然环境和地质灾害的基本规律。新构造运动导致青藏高原隆起和黄土高原的形成,控制了区域地质自然环境、气候环境的演化和地形地貌的形成,为地质灾害的形成和发展提供了物质条件和触发因素,是控制区域地质灾害形成与发展的根本因素。

## 12. 地质灾害综合区划

综合黄河上游地区的地质灾害类型、发育程度以及地质灾害的形成条件,可以将研究区分为三个灾害区和 13 个灾害亚区,各个灾害区和灾害亚区的地质灾害特点与形成条件有显著差异。北方区——气候干旱、风力侵蚀活动强烈,活动断裂发育,以土地沙漠化、土地盐渍化和地震灾害为主,区内分为 5 个灾害亚区;中部区——活动断裂发育,分布有大面积黄土,地形起伏切割剧烈,以地震、崩滑流、水土流失灾害为主,区内分为 4 个灾害亚区;西北边缘和南部区——活动断裂比较发育,为高山、高原,气候寒冷,以冻融灾害为主,区内分为 4 个灾害亚区。

地质灾害分区格局是地质条件、地貌条件、气候条件、社会经济条件以及区域地质自然环境的综合反映。

### 13. 地质灾害风险评价

地质灾害风险研究是近年来兴起的一个越来越受到重视的新领域,是指地质灾害活动及其对人类破坏损失的可能。它所反映的是发生地质灾害的可能机会与破坏损失程度,是地质灾害自然属性和社会经济属性的综合反映。

本项目调查研究了国内外有关自然灾害风险评价的最新进展,深入分析了地质灾害风险的主要特征、地质灾害风险构成与基本要素,提出地质灾害风险评价的目的是清晰地反映评价区地质灾害总体风险水平与地区差异,为指导国土资源开发、保护环境、规划与实施地质灾害防治工程提供科学依据。地质灾害风险评价主要包括地质灾害危险性分析、易损性分析和期望损失分析三个方面。地质灾害风险评价根据灾种可分为单灾种风险评价和多灾种综合风险评价两种类型。根据评价范围或面积,可分为点评价、面评价、区域评价三种类型。在此基础上建立了地质灾害风险评价的指标体系、地质灾害风险评价的步骤与方法,建立了一个以 Mapinfo 平台为基础,并以 Foxpro 为数据库为辅的计算机地质灾害风险评价系统。完成了西宁-兰州-天水地区崩滑流地质灾害风险评价和黄河上游地区崩滑流地质灾害风险评价。在西宁-兰州-天水地区的评价结果中,兰州市为高风险区,西宁市、秦安县和甘谷县为较高风险区,中度风险区有 18 个县市,较低风险区有 17 个县市,低风险区为同仁县。高风险区和较高风险区均为重度-较重度危险区和高易损区。在黄河上游地区的评价结果中,不同地区崩滑流地质灾害风险程度相对差异较大,总体分布特点是中部地区较高,北部和南部较低。高风险区为兰州市、西宁市、临夏市;较高风险区为石嘴山市、秦安县、广河县、天水市、庄浪县;其它地区为中等风险区、较低风险区和低风险区。

### 14. 区域稳定性评价

在综合研究内外动力地质作用、表层场地特征和地壳结构特征的基础上,选择地震活动、活动断裂、地应力、地壳或岩石圈结构、崩滑流地质灾害的危险性和场地岩土体的性质作为黄河上游地区区域稳定性评价的六种因素,然后将研究区按经度 10 和纬度 10 划分成 2300 个单元网格,对每个单元的每个因素,均按照稳定、基本稳定、比较稳定、较不稳定和不稳定五个等级进行单因素评价和分区,在单因素评价的基础上,根据各因素对区域稳定性的影响程度进行区域稳定性综合评价。评价结果显示,黄河上游地区区域稳定性受新构造活动所控制,稳定区占 7.04%,基本稳定区占 27.61%,较稳定区占 43.17%,较不稳定区占 18.92%,不稳定区占 3.26%。不稳定区主要分布在河套的呼包凹陷、临河凹陷,南北带的银川-平罗一带、中宁附近、海原-固原一带、六盘山地区和天水-武山一带,以及化隆-民和之间、贵德附近和花石峡一带。较不稳定区主要沿河套断陷、南北带的银川-六盘山一线、海原断裂带、秦岭北缘和花石峡-玛沁一线分布。稳定区和基本稳定区主要分布在鄂尔多斯、阿拉善地块、兰州盆地和共和-贵南一带。

参加本项目的研究人员有马寅生、廖椿庭、张业成、吴满路、张春山、赵志中、施炜、张岳桥、蒋复初、王红才、曾庆利、徐刚、乔子江。项目实施过程中,地质力学研究所区明益研究员参加了地应力测量工作,国土资源部实物地质资料中心的胡景江、高庆昭、张智慧、赵立永参与了地质灾害部分的研究工作。在项目研究过程中,项目负责人马寅生与美国纽约州立大学巴佛罗分校地震工程研究中心 P.J.Barosh 教授合作进行了“渭河盆地、鄂尔多斯西缘活动

断裂研究”，通过合作加深了对黄河上游地区新构造运动的认识。

本书共分十三章，前言、第一章、第四章、第五章、第六章由马寅生编写，第二章由马寅生、曾庆利编写，第三章由施炜编写，第七章由马寅生、张春山、廖椿庭、吴满路编写，第八章、第十一章、第十二章由张业成、张春山编写，第九章、第十章由张业成、张春山、马寅生编写，第十三章由马寅生、张春山编写。最后由马寅生负责统稿，排版、插图清绘由施炜、曾庆利、杜建军负责完成。

三年来，在中国地质调查局、中国地质科学院和地质力学研究所各级领导的关怀下，在陈庆宣院士、崔盛芹教授、吴锡浩研究员和易明初研究员的指导下，项目组成员努力工作，紧密配合，团结协助，圆满完成了本项目的研究任务。

在研究过程中，得到了中国地质科学院副院长董树文研究员，地质力学研究所所长杨万来，副所长赵越研究员、吴珍汉研究员，地质力学研究所科技处赵志中处长、雷伟志、白嘉启副处长的指导、支持和关怀，在野外工作中得到甘肃省地质矿产开发局罗建民、徐军、段永民高级工程师、陕西省地质调查院齐文副院长、地调局西北项目办杜玉良、赵玉杰高级工程师、援藏基金会黄京主任、甘肃省统战部秦耀处长、甘南州地矿局尕尔英局长、夏河县地矿局、碌曲县地矿局、玛曲县政府等方面的热心帮助，在有限单元计算中得到谭成轩研究员的帮助，在样品测试分析中得到地质力学研究所古地磁实验室杨振宇、孙知明、赵越、任小娟、第四纪实验室刘科、ESR 实验室吴乃芬，国家地震局地质研究所<sup>14</sup>C 实验室尹金辉、刘粤霞、郑勇刚、孢粉实验室严富华、麦学舜、光释光实验室陈杰、张克旗，中国地质科学院环境地质开放实验室申建梅、王成敏等的协助和支持，在此一并对他们表示衷心感谢。

# 目 录

前 言	
第一章 黄河上游地区前新生代地质背景 .....	( 1 )
第一节 自然地理与社会经济概况 .....	( 1 )
第二节 前新生代地质概况 .....	( 2 )
第三节 前新生代构造演化 .....	( 8 )
第二章 黄河上游地区地球物理场和岩石圈三维结构 .....	( 14 )
第一节 地球物理场基本特征 .....	( 14 )
第二节 地球物理测深剖面 .....	( 22 )
第三节 岩石圈结构特征 .....	( 28 )
第三章 黄河上游地区新生代地层 .....	( 33 )
第一节 古近系 .....	( 33 )
第二节 新近系 .....	( 37 )
第三节 第四系 .....	( 40 )
第四章 黄河上游地区活动断裂 .....	( 44 )
第一节 活动断裂的几何学特征 .....	( 44 )
第二节 活动断裂运动学特征 .....	( 71 )
第三节 古近-新近纪活动断裂及新生代断裂演化 .....	( 77 )
第五章 黄河上游地区新生代构造隆升与新构造运动阶段划分 .....	( 81 )
第一节 古近-新近纪的隆升和夷平 .....	( 81 )
第二节 3.4Ma 以来隆升的阶段性和时间序列 .....	( 84 )
第三节 新构造运动方式和时间序列 .....	( 88 )
第六章 黄河上游地区新生代环境变化 .....	( 92 )
第一节 黄河源地区 1000 年来环境变化研究 .....	( 92 )
第二节 共和盆地剖面第四纪环境变化研究 .....	( 100 )
第三节 古近-新近纪环境变化 .....	( 113 )
第七章 黄河上游地区构造应力场 .....	( 118 )
第一节 现今地应力测量 .....	( 118 )
第二节 构造应力场有限单元模拟 .....	( 124 )
第三节 构造应力场光弹实验模拟 .....	( 128 )
第八章 黄河上游地区地质灾害基本特征及其对社会经济的危害 .....	( 136 )
第一节 地质灾害发育程度与时空分布特征 .....	( 136 )
第二节 地质灾害对社会经济的危害 .....	( 153 )
第九章 黄河上游地区地质灾害形成条件与区域背景 .....	( 158 )
第一节 地质灾害基本要素与控制条件 .....	( 158 )
第二节 主要地质灾害活动的动力条件与影响因素 .....	( 160 )

第三节	地质灾害形成与发展的区域背景 .....	(171)
第十章	黄河上游地区崩滑流典型灾害分析 .....	(179)
第一节	黄河刘家峡-龙羊峡河段崩滑流地质灾害 .....	(179)
第二节	洒勒山滑坡 .....	(188)
第三节	甘肃白银露天矿滑坡 .....	(192)
第四节	兰州市泥石流 .....	(194)
第十一章	黄河上游地区地质灾害综合区划与分区特征 .....	(201)
第一节	地质灾害综合区划的目的原则与依据 .....	(201)
第二节	地质灾害分区特征 .....	(202)
第十二章	黄河上游地区区域地质灾害风险评价 .....	(211)
第一节	区域地质灾害风险评价的理论与方法 .....	(211)
第二节	黄河上游地区崩滑流地质灾害风险评价 .....	(219)
第三节	西宁-兰州-天水重点地区崩滑流地质灾害风险评价 .....	(247)
第十三章	黄河上游地区区域稳定性评价 .....	(263)
第一节	影响地壳稳定性因素分析 .....	(263)
第二节	区域稳定性单因素评价 .....	(265)
第三节	区域稳定性综合评价 .....	(272)
图版及图版说明	.....	(276)

# 第一章 黄河上游地区前新生代地质背景

## 第一节 自然地理与社会经济概况

### 一、自然地理概况

黄河上游地区是指黄河源头至内蒙古托克托县河口镇的黄河上游流域全区(图 1-1), 面积  $38.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ , 占整个黄河流域面积  $75.2 \times 10^4 \text{ km}^2$  的 51.3% (水利部黄河水利委员会, 1989)。黄河上游河段主流长 3472km, 支流水系主要有多曲、热曲、拉多曲、白河、黑河、曲什安河、隆务河、大夏河、洮河、湟水(大通河)、庄浪河、祖厉河、清水河、苦水河、都思兔河、大黑河等。此外, 研究工作还涉及黄河中游的渭河上游地区。

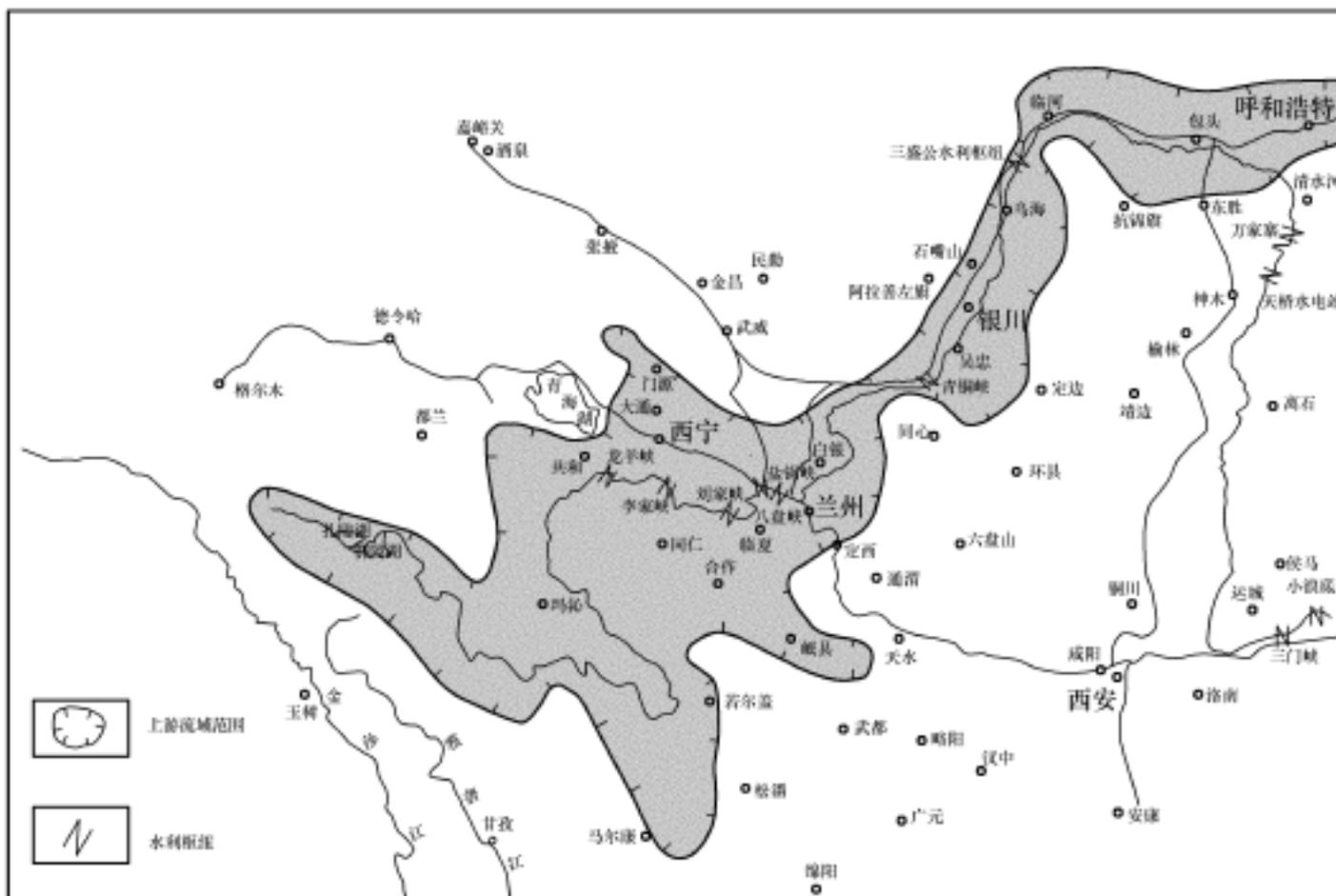


图 1-1 黄河上游流域范围及交通位置图

研究区海拔高程均在 1000m 以上, 最高超过 5000m。地形起伏比较剧烈, 地貌类型多样。兰州以北地区, 属鄂尔多斯高原和黄土高原, 除六盘山、贺兰山、阴山为侵蚀地貌外, 其他为侵蚀的黄土丘陵(梁、峁)和堆积河谷平原。兰州—西宁以南和研究区西北边缘为山地,

地质矿产部兰州水文地质工程地质中心, 1987, 黄河流域环境地质图系总说明书。

分为两种类型:一类是侵蚀山地,分布在阿尼玛卿山以北,主要包括陇中高原及其南缘的西秦岭山脉;另一类型为冰川、冰缘作用的山地,包括祁连山的东缘部分和阿尼玛卿山系与巴颜喀拉山系。研究区除河套平原、宁夏平原比较平坦外,其他地区地形起伏和切割比较剧烈。北部黄土丘陵地区沟壑纵横,南部侵蚀山地地区,峰峦叠嶂,狭谷深邃。

研究区的北部属于中温带大陆性干旱、半干旱气候,西南部属于亚温带、亚寒带高原气候。全年平均气温变化较大,西北大部分地区为 $6\sim 8$ ,西南高山高原地区在 $6$ 以下,黄河源头地区最低,平均气温低于 $-4$ 。大部分地区年平均降水量为 $150\sim 500\text{mm}$ ,自西北向东南增加。

## 二、社会经济概况

按行政区划,研究区包括内蒙古自治区西南部、宁夏自治区大部、甘肃省中部和东部、四川省西北部、青海省东部,共计有25个地(市、盟)、137个县(市、区、旗)。

研究区人口大约2800万,人口密度变化较大:兰州、西宁、银川、呼和浩特、包头地区平均人口密度在 $200$ 人/ $\text{km}^2$ 以上;这些城市的城区和近郊区达 $600\sim 1000$ 人/ $\text{km}^2$ ;甘肃中部和东部、宁夏平原、河套平原地区平均人口密度为 $50\sim 100$ 人/ $\text{km}^2$ ;其他地区低于 $50$ 人/ $\text{km}^2$ ;其中青海东南部、四川西北部,平均人口密度只有 $1\sim 10$ 人/ $\text{km}^2$ 。

研究区交通以铁路、公路为主,集中在以呼和浩特、包头、兰州、天水、西宁为中心的城市之间。公路密度分布不均,在省会城市和各地级城市之间,公路密度和道路等级比较高,县城和部分乡镇有公路相通,祁连山和黄河源头地区公路稀少。

研究区水能资源丰富,水利工程数量较多,且规模较大。主要有龙羊峡水电站、李家峡水电站、刘家峡水库、盐锅峡水库、八盘峡水库、青铜峡水库、长山头水库,此外还有三盛公水利枢纽和河套灌区、宁夏灌区等。

研究区有耕地大约330万公顷,以旱地为主,由于许多地区发生日益严重的水土流失、土地沙漠化、土地盐碱化,所以耕地质量比较差。农业生产以粮食生产为主,农业种植以小麦、玉米、水稻、谷子、高粱等粮食作物为主,部分地区种植胡麻、棉花、烟草、甜菜等经济作物。研究区草地面积比较广,是我国重要牧区。主要牲畜为羊,其次还有马、牛等。由于气候、土壤条件影响和大部分地区超载放牧,许多地区草场发生退化,畜牧生产受到严重限制。研究区林地面积比较小,主要分布在研究区南部,林木主要为经济林、生态林,其次为用材林。

研究区工业门类比较多,主要有电力、煤炭、石油、化工、有色冶金、建材、机械等,工业企业主要集中在包头-呼和浩特、石嘴山-银川、天水-兰州-西宁一带。

## 第二节 前新生代地质概况

### 一、地 层

#### 1. 太古宇

黄河上游地区出露的最老地层是太古宙变质岩,主要分布在大青山-狼山地区、阿拉善地块北部(内蒙古自治区地质矿产局,1991)和贺兰山北部地区(宁夏回族自治区地质矿产

局,1990),钻井和地球物理资料显示鄂尔多斯地块基底、河套盆地基底和银川盆地基底均有太古宇发育(张福礼等,1994;),包括贺兰山北段的贺兰山群,大青山、乌拉山、狼山地区的集宁群、乌拉山群,千里山、桌子山地区的千里山群和阿拉善地区的下阿拉善群。主要由一套中深变质的矽线石石榴子石黑云斜长片麻岩、黑云斜长片麻岩、黑云变粒岩、大理岩和石英岩组成,构成华北克拉通的基底。

## 2. 元古宇

元古宇在黄河上游地区有两种情况。其一是分布在华北克拉通上的元古宇,主要分布在大青山、乌拉山、狼山、贺兰山、鄂尔多斯、阿拉善等地,古元古界变质较深,下部以各种片麻岩、片岩和变粒岩等为主,多含有磁铁石英岩和磁铁矿层,上部以千枚岩、片岩和大理岩为主。中、新元古界区域变质程度较浅或者没有变质,保存有较多的原始沉积特征,含有大量的碳酸盐岩地层和叠层石(内蒙古自治区地质矿产局,1991;宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。中元古界为长城系和蓟县系,新元古界为青白口系,普遍缺失震旦系。长城系总体上是一套浅变质的海相碎屑岩,主要为石英岩、石英砂岩、粉砂质板岩、板岩和少量砾岩。蓟县系总体上是一套浅海相碳酸盐岩,主要为白云岩、叠层石白云岩、夹含有硅质条带和结核的白云岩、泥质白云岩。青白口系为碎屑岩和碳酸盐岩交互沉积的环境,下部为各类杂色板岩、变质粉砂岩,夹少量泥灰岩,上部为硅质板岩和白云岩互层。第二种是华北克拉通西南增生地体上的元古宇,主要分布在中祁连山和柴达木盆地周边,在东昆仑山南坡和西秦岭仅有零星出露。其主要特征是除震旦系为未变质的粗碎屑岩-碳酸盐岩外,古元古界和中、新元古界长城系-青白口系均经受区域变质作用。古元古界变质较深,以角闪岩相变质为主,主要由一套片麻岩、角闪岩、大理岩、片岩及石英岩、千枚岩组成。中、新元古界变质较浅,形成绿片岩相变质岩。长城系为石英岩-砂泥质岩沉积,蓟县系为碳酸盐岩沉积,青白口系为砂泥质岩沉积。

## 3. 古生界

古生界在黄河上游地区广泛发育,在华北克拉通上,古生界发育寒武系、下中奥陶统、中上石炭统和二叠系,缺失上奥陶统-下石炭统(内蒙古自治区地质矿产局,1991;宁夏回族自治区地质矿产局,1990;陕西省地质矿产局,1989)。下古生界为一套浅海相碎屑岩和碳酸盐岩沉积,上古生界以海陆交互相碎屑岩为主,夹有碳酸盐岩沉积和煤系地层沉积。属于稳定环境下的盖层沉积。华北克拉通西南增生地体上的古生界发育完整,各时代地层均有发育,下古生界以海相碎屑岩、碳酸盐岩和海相中、基性火山岩沉积为主,上古生界以海陆交互相碎屑岩沉积为主,泥盆系底部在祁连山地区发育陆相红色磨拉石建造(甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991;陕西省地质矿产局,1989)。

## 4. 中生界

黄河上游地区中生界发育齐全,三叠系、侏罗系、白垩系均有出露。三叠系在南祁连和秦岭以北为陆相红色河湖碎屑岩沉积,以南中下三叠统为海相复理石沉积和碳酸盐岩沉积,上三叠统为海陆交互相碎屑岩沉积。侏罗系和白垩系全区为陆相河湖沼泽相沉积,岩性主要为陆源碎屑岩,侏罗系普遍夹有煤系地层,白垩系底部普遍发育磨拉石沉积和粗碎屑岩沉积(内蒙古自治区地质矿产局,1991;宁夏回族自治区地质矿产局,1990;陕西省地质矿产局,1989;甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991)。

## 二、岩 浆 岩

黄河上游地区岩浆活动始于太古宙,止于新生代,火山喷发和岩浆侵入均有发生,但岩浆活动分布很不均匀。鄂尔多斯地块和阿拉善地块内部没有岩浆活动出露,岩浆活动主要分布在阴山、祁连山、西秦岭、东昆仑、阿尼玛卿山和巴颜喀拉山等构造带上。

在华北克拉通北缘的阴山地区,岩浆活动分为三个大的阶段,太古宙—古元古代克拉通基底发育时期,中元古代—古生代克拉通盖层形成阶段和中新生代陆内造山作用阶段。岩浆活动沿狼山—色尔腾山—大青山一线呈近东西向展布,与区域构造线方向一致。太古宙的岩浆活动一方面有多次中基性岩浆喷溢,形成集宁群、乌拉山群、千里山群和下阿拉善群的原岩物质;另一方面发育中酸性岩浆侵入和硅铝质物质重熔,形成混合花岗岩。侵入岩的岩性主要为石英闪长岩和二长花岗岩。混合花岗岩主要分布在包头市以北和以东的柳林沟、根皮敖包、大庙和老爷山一带,乌海市东北的桌子山北端和阿拉善左旗迭布斯格东北等基底岩系出露区,分别赋存于乌拉山群、千里山群上部和下阿拉善群上部(内蒙古自治区地质矿产局,1991)。古元古代的岩浆活动有中性岩浆喷溢和中酸性岩浆侵入和混合岩化作用,岩性主要有混合花岗岩、闪长岩和花岗岩。中元古代早期岩浆岩主要为酸性岩浆侵入,主要岩性为斜长花岗岩、花岗闪长岩和花岗岩,中元古代晚期岩浆活动除酸性岩浆侵入外,中基性和基性—超基性岩浆侵入也比较发育,岩性有花岗岩、花岗闪长岩、石英闪长岩、闪长岩和零星分布的基性—超基性岩类。新元古代—古生代岩浆活动微弱,仅在与兴蒙褶皱带接触带附近有少量加里东期和海西期中酸性岩浆侵入。阴山地区岩浆活动在中生代印支、燕山期主要表现为沿乌拉特前旗-呼和浩特深断裂、狼山-色尔腾山南缘深断裂的酸性岩浆侵入。

贺兰山、桌子山地区岩浆活动相对较弱,可分为太古宙-古元古代、中生代两期,太古宙—古元古代岩浆活动主要表现为太古宙的混合岩化作用和早元古代末期的酸性岩浆侵入,形成太古宙贺兰山群、千里山群的混合花岗岩和早元古代末期黄旗口黑云斜长花岗岩体(内蒙古自治区地质矿产局,1991;宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。中生代的岩浆活动仅在贺兰山北段发育基性玄武岩喷发,形成时代为晚三叠世,火山岩在上三叠统顶部,全岩 K-Ar 法同位素年龄值为  $229 \pm 15\text{Ma}$ 。

祁连山地区的岩浆活动虽然从元古宙至新生代均有发育,但主要以早古生代岩浆作用为主(甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991)。元古宙火山岩以古元古代和长城纪较发育,震旦纪次之,蓟县纪火山岩呈夹层产出。岩石类型除超基性岩外,基性至酸性熔岩-火山碎屑岩均有发育。由于经受多次构造运动和变质作用,已成为变质程度不同的变质火山岩。元古宙侵入岩主要分布在马衔山一带,岩石类型为花岗岩。早古生代岩浆活动非常强烈,且沿断裂带展布。在寒武纪、奥陶纪和志留纪地层中发育多个从基性—中基性—酸性的海底火山喷发旋回,岩石类型主要为火山熔岩和火山碎屑岩。与强烈的海底火山喷发相对应,早古生代的侵入岩也很发育,岩性以酸性岩为主,中性岩次之,此外还发育大量的基性、超基性侵入岩。晚古生代岩浆活动大为减弱,火山活动仅在北祁连山东段民乐至景泰一线泥盆纪有小规模火山喷发,一般呈夹层或透镜状产于下—中泥盆统内,为一套杏仁状玄武岩及其凝灰岩。侵入岩仅在清水、静宁、秦安等地有零星分布,岩石类型主要为花岗岩。中生代岩浆活动微弱,火山岩很少,侵入岩主要发育在祁连山东段与秦岭构造带相接的清水一带,岩性主要为花岗岩。新生代的岩浆活动也仅在清水南边见一个小的石英二长岩体和

一个小的正长岩体。

西秦岭地区的岩浆活动与祁连山地区有所不同,岩浆活动以中生代岩浆作用为主(甘肃省地质矿产局,1989;陕西省地质矿产局,1989)。元古宙岩浆岩活动主要表现为碧口地区碧口群的火山岩,主要是基性—中基性熔岩、酸性熔岩、火山碎屑熔岩和火山碎屑岩。早古生代岩浆活动主要分布在水天以东,凤县以北,陕西和甘肃交界地区,以奥陶纪和志留纪火山活动为主,为一套以中酸性火山岩为主的海底喷发的火山熔岩和火山碎屑岩,侵入岩很少。晚古生代西秦岭地区岩浆活动微弱,未发现有火山活动,侵入岩分布零星,岩性变化较大,基性、超基性岩主要沿西秦岭北缘深断裂分布。中生代岩浆活动强烈,既有强烈的火山喷发,又有大量的岩浆侵入。火山岩岩石类型以中酸性熔岩为主,中基性火山岩和中酸性火山碎屑岩次之,超基性和碱性火山岩及潜火山岩较少。侵入岩岩石类型包括超基性岩、中性岩及酸性岩,以酸性花岗岩最发育。岩浆活动与区域构造线方向一致,构成近东西向岩浆岩带。新生代岩浆活动很弱,仅在西和县西南发育十余个潜火山岩体,在陕西甘肃交界处东岔河发育一个石英正长岩岩体。

东昆仑地区岩浆活动非常发育(青海省地质矿产局,1991;中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988)。元古宙表现为中基性火山喷发,岩性主要有蚀变玄武岩、凝灰岩、凝灰质砂岩和凝灰质千枚岩等。侵入岩有辉长岩、斜长花岗岩和富斜花岗岩,后者以巨型的岩基产出。早古生代岩浆活动主要分布在东昆仑北坡柴达木盆地南缘,以中基性火山岩为主,由晚奥陶世变拉斑玄武岩组成,可划分为两个火山喷发旋回。第一旋回主要是玄武岩。第二旋回由玄武岩、流纹岩、火山碎屑岩组成。早古生代侵入岩较少,仅在东昆仑北坡有少量岩体分布,以酸性岩为主。晚古生代火山活动和岩浆侵入与早古生代正好相反,火山岩分布较少,侵入岩大量分布。火山岩主要分布在柴达木盆地南缘中、西段,产于上泥盆统陆相-海陆交互岩系中上部。中部以中、基性熔岩为主,上部以中—酸性熔岩及火山碎屑岩为主。晚古生代侵入岩非常发育,超基性岩主要沿布尔汗布达山分布,构成一近东西向的超基性岩带。中—酸性侵入岩往往组合成巨大的复合岩体和复合岩带,柴达木盆地南缘近东西向展布,早期岩石类型单一,岩性主要为石英闪长岩、花岗闪长岩和二长花岗岩;晚期岩石类型复杂,有闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩、斜长花岗岩、富斜花岗岩、二长花岗岩、花岗岩、钾长花岗岩以及正长斑岩等。中生代东昆仑既有强烈的火山喷发又有大量的岩浆侵入。火山活动主要发生在印支期,早—中三叠世为海相喷发,晚三叠世为陆相喷发。早—中三叠世火山岩集中分布在柴达木东缘东昆仑与西秦岭和祁连山的结合部,火山岩为钙碱系列的玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩组合,并发育较多的火山碎屑岩,早三叠世火山岩以中基性、中酸性为主,中三叠世以中酸性、酸性为主。晚三叠世陆相火山岩沿东昆仑自西而东,由酸性向基性发展,西段以流纹岩和流纹质角砾岩为主,东段以安山岩和安山质角砾凝灰熔岩为主。侵入岩也主要发育在印支早期,主要是中酸性侵入岩,岩石类型有石英闪长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、富斜花岗岩和花岗岩。新生代东昆仑未见岩浆活动。

阿尼玛卿山的岩浆活动比较简单,岩浆活动历史也比较短(青海省地质矿产局,1991;中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988)。火山活动主要发生在早二叠世、早中三叠世和侏罗纪。早二叠世火山岩以中—基性熔岩为主,局部有少量火山碎屑岩及中酸性熔岩。早—中三叠世火山岩以海相喷发的中基性—中酸性熔岩为主。侏罗纪火山岩为陆相喷发,主要由中、酸性喷发岩、凝灰岩组成。岩浆侵入活动主要发生在海西期和印支期。海西期侵入

岩主要以超基性岩为主,基性岩很少,另外在阿尼玛卿山北坡雪前沟有一处钾长花岗岩。主要分布在布青山—积石山一带,呈北西西方向延伸,有大小 150 余个基性、超基性岩体,组成长约 400km,宽 20~30km 的一个超基性岩带。印支期侵入岩主要为一些小的中酸性侵入体,岩石类型主要为花岗岩、花岗闪长岩等。

巴颜喀拉山的岩浆活动较弱,分布也较零散(青海省地质矿产局,1991;中国地质科学院成都地质矿产研究所,1988)。火山活动仅在晚三叠世和早侏罗世发育。晚三叠世火山岩分布在巴颜喀拉山南缘与唐古拉山接合部的治多到玉树一线,火山岩以中—基性熔岩为主,呈北西向展布,与区域主断裂构造线方向一致。早侏罗世火山岩仅见于巴颜喀拉山东段久治附近,主要由中、酸性喷发岩、凝灰岩组成。岩浆侵入活动发生在印支期晚期,既有基性—超基性侵入体,又发育中酸性侵入体。基性—超基性岩沿巴颜喀拉山南缘与唐古拉山接合部通天河一线分布,侵入到上三叠统中。中—酸性侵入岩有闪长岩、石英闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、二长花岗岩、花岗岩及钾长花岗岩等类型,均侵入到三叠系中。

### 三、构造

黄河上游地区的前新生代构造既包括稳定的克拉通地块,又有不同时期强烈变形的构造带。稳定地块涉及鄂尔多斯地块和阿拉善地块,两者均具有二元结构,以太古宇和古元古界变质岩为结晶基底,中新元古界、古生界和中生界稳定沉积为盖层。盖层中构造变形微弱,地层近乎水平,仅发育少量断裂(张福礼等,1994;李清河等,1999)。强烈变形的构造带包括鄂尔多斯地块北缘的阴山构造带、鄂尔多斯地块西缘的贺兰山构造带、祁连山构造带、东昆仑-西秦岭构造带和松潘-甘孜褶皱带以及河套裂谷带和银川裂谷带。

阴山构造带是在华北克拉通北缘古老克拉通基础上发育起来的中新生代陆内造山带(崔盛芹等,2000),其构造-岩浆活动主要发生在印支—燕山期,北侧由于受兴蒙褶皱系的影响,产生有古生代的构造-岩浆作用。中生代印支期和燕山早期构造运动以南北向的逆冲挤压变形为特征,形成了近 EW 向的色尔腾山逆冲推覆体系和大青山逆冲推覆体(王建平等,1986;刘正宏等,2002;王涛等,2002;郑亚东等,1998,1990;Davis 等,1998;和政军等,1998),燕山晚期阶段,产生了近南北向的伸展作用,形成了东西向延伸的早白垩世呼和浩特变质核杂岩和同构造的早白垩世呼和浩特-包头断陷盆地和固阳断陷盆地(王新社等,2002;刘正宏等,2002;Darby 等,2001),这一伸展作用在新生代得到进一步发展并一直延续至今。

贺兰山构造带是位于鄂尔多斯地块和阿拉善地块之间的一个近南北向的构造带,其前中生代的构造演化与鄂尔多斯地块相近,太古宙—古元古代为结晶基地形成时期,中元古代—古生代为沉积盖层阶段,二者之间的不同在于贺兰山地区从早奥陶世末到中奥陶世,发育巨厚的含笔石页岩、碳酸盐岩和崩塌角砾岩(崔广振等,1985),经历了一个坳拉谷发育阶段。燕山运动东西向的挤压形成一系列轴向南北的背、向斜和走向南北的逆冲断裂,造成上三叠统与中侏罗统之间、白垩系与侏罗系之间的角度不整合接触(内蒙古自治区地质矿产局,1991;宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。白垩纪普遍发育一套红色磨拉石堆积。自新生代开始发生东西向伸展作用,形成了南北向展布的银川断陷盆地。

祁连山构造带由南、北祁连褶皱带和中祁连隆起带组成(甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991),其间以北祁连缝合带、党河南山缝合带为界(向光中等,1986;尹安,2001)。南、北祁连褶皱带主要为一系列北西走向的复背斜、复向斜和逆冲断裂,主要由早古

生代地层组成,形成于加里东期。中祁连隆起带具有陆块特征,主要由一套古元古界中深变质岩系组成,中新元古界主要为浅海相碎屑岩组合,缺失早古生代沉积盖层,晚古生代以来的沉积也很零星,长期处于隆起状态。

东昆仑—西秦岭构造带是构成我国南北地质构造和现今自然地理景观分界的一个非常重要的东西向构造带(甘肃省地质矿产局,1989;青海省地质矿产局,1991)。该带以古生代及三叠纪海相地层组成的褶皱、断裂和海西、印支期、燕山期岩体为主体,构成一系列近东西向延伸的褶皱、断裂带,主要的构造变形形成于印支期。

松潘-甘孜褶皱带的主要特征是一系列北西走向的强烈褶皱和逆冲断裂,主要是印支期变形的产物,褶皱的地层以三叠系为主。

## 四、构造单元划分

黄河上游地区在地质构造方面跨越了几个不同的构造单元。但对该区的构造单元划分,不同学者各有己见。综合考虑黄河上游地区地质构造演化特征、岩石圈三维结构,并参照前人已有的各种划分方案(黄汲清等,1983;黄汲清,1984;赵茹石等,1994;崔盛芹等,2000),可以将黄河上游地区的大地构造单元划分如下(图 1-2):

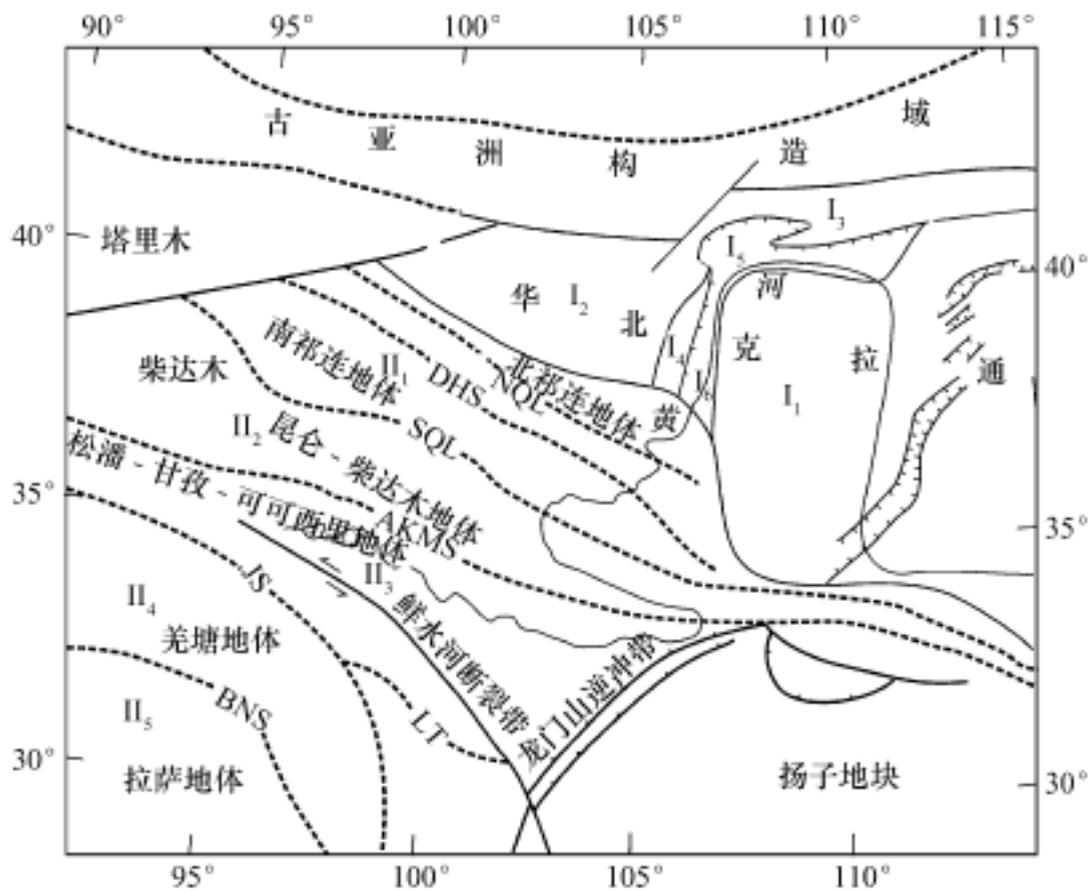


图 1-2 黄河上游地区构造分区图

—华北克拉通: 1—鄂尔多斯地块, 2—阿拉善地块, 3—阴山陆内造山带, 4—贺兰山陆内造山带, 5—河套断陷盆地, 6—银川断陷盆地; —青藏高原东北缘增生地体: 1—祁连山地体, 2—东昆仑-柴达木地体, 3—松潘-甘孜-可可西里地体; NQL—北祁连缝合带; DHS—党河南山缝合带; SQL—南祁连缝合带; AKMS—阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带; JS—金沙江缝合带; BNS—班公错-怒江缝合带; LT—理塘缝合带

· 华北克拉通:

1: 鄂尔多斯地块; 2: 阿拉善地块; 3: 阴山陆内造山带; 4: 贺兰山陆内造山带;  
5: 河套断陷盆地; 6: 银川断陷盆地。

· 青藏高原东北缘增生地体: 1: 祁连山地体; 2: 东昆仑-柴达木地体; 3: 松潘-甘孜-可可西里地体。

## 第三节 前新生代构造演化

黄河上游地区前新生代的构造演化是早古生代以来华北克拉通与其西南部地体拼合增生的过程。(郭令智等, 1984; Howell, 1980, 1983; Coney et al., 1980; Jones et al., 1983)在此期间, 祁连山地体、东昆仑-柴达木地体、松潘-甘孜-可可西里地体、羌塘地体等拼合、合并(尹安, 2001), 依次拼贴到华北克拉通西南边缘, 直至与印度板块碰撞、特提斯洋消失。

### 一、华北克拉通

华北克拉通的基底由太古宇麻粒岩相的各种变质岩、角闪岩相的片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩夹大理岩, 以及古元古代绿片岩相、部分角闪岩相的变质岩组成。其最老岩石记录可达 38 亿年(Liu 等, 1992), 代表了华北克拉通古老的陆核。古元古代末的吕梁运动(约 1800Ma)使华北克拉通的结晶基底最终固结形成(程裕淇, 1994; 白瑾等, 1996; 崔盛芹等, 2000, 2002; Zhao 等, 2000)。

华北克拉通的盖层从中元古代开始, 由中新元古界浅海相陆源碎屑岩及镁质碳酸盐岩、寒武-奥陶系石灰岩、石炭系煤系和二叠-三叠系砂岩组成。缺失上奥陶统、志留系、泥盆系和下石炭统。根据基底岩石和沉积盖层发育特点, 不同学者对华北克拉通二级构造单元有不同的划分(黄汲清等, 1983; 黄汲清, 1984; 马杏垣, 1989)。黄河上游地区跨越了华北克拉通的鄂尔多斯地块、阿拉善地块、贺兰山拗拉谷和内蒙古地轴的一部分。

#### 1. 鄂尔多斯地块

据航磁和钻井资料, 鄂尔多斯地块基底由太古宇的变质岩组成(李清河等, 1999)。盖层的中新元古界和下古生界为海相沉积, 石炭系为海陆交互相煤系地层, 二叠系以上地层为陆相沉积。现今的鄂尔多斯地块为巨厚的中新生界覆盖。除中新元古界与基底太古宇之间为角度不整合接触以外, 其余均为整合及平行不整合接触, 地层产状近水平分布。自中元古代以来, 未发生明显的构造变形, 是我国最稳定的构造地块。研究区主要涉及鄂尔多斯地块的西部边缘, 其西界沿一系列的南北向断裂与贺兰山拗拉谷、祁连山地体相接。

#### 2. 阿拉善地块

阿拉善地块地处阿拉善高原, 区内地势平坦, 山脉的相对高差一般小于 150m。地块东以贺兰山西麓断裂为界, 南以龙首山南缘断裂为界。地块内最老的地层为阿拉善群片麻岩、大理岩和变粒岩, 同位素 K-Ar 法年龄为 1982Ma, 厚度大于 4000m(李清河, 1999)。其时代归属笼统置于古元古代—太古宙(内蒙古自治区地质矿产局, 1991)。这套前长城系变质岩组成阿拉善地块的基底。中新元古代地层出露在地块南缘龙首山和东缘狼山一带, 缺失古生代和三叠纪沉积。侏罗—白垩纪时地块内发育断陷盆地, 沉积物分布在断陷盆地内部。

新生代沉积物也分布在中生代形成的盆地内。

### 3. 阴山中新生代陆内造山带

阴山中新生代陆内造山带位于华北克拉通北缘,以太古宇和古元古界深变质岩为结晶基底(内蒙古自治区地质矿产局,1991;崔盛芹等,2000),中元古代—古生代的构造演化与华北克拉通相似,为克拉通盖层沉积阶段。虽然在其北缘与兴蒙褶皱带相接的部位受北侧兴蒙褶皱带影响,发育有古生代的构造、岩浆作用,但其主要的构造变形时期发生在中新生代。中生代强烈的构造变形使得早期的古克拉通变成为一个东西向的中新生代陆内造山带。

### 4. 贺兰山中新生代陆内造山带

贺兰山中新生代陆内造山带西以贺兰山西缘断裂为界与阿拉善地块相邻,东以桌子山断裂为界与鄂尔多斯地块接壤,南以牛首山西南缘断裂为界与祁连山地体相接。在形态上为一北东向的楔形。贺兰山中新生代陆内造山带的结晶基底由太古宇和古元古界变质岩组成,属于华北克拉通基底的一部分。其沉积盖层比鄂尔多斯地块的沉积厚度要大得多。中元古界至第四系总厚度达一万多米。前震旦系主要由陆相—滨海陆源碎屑岩组成。震旦纪发育有陆源冰水沉积相。下寒武统为浅海陆源碎屑岩和碳酸盐岩,中寒武统至下奥陶统主要是滨浅海到半深海碳酸盐岩。从早奥陶世末到中奥陶世,形成了巨厚的含笔石页岩、碳酸盐岩,滑塌角砾岩相当发育(崔广振等,1985)。后者作为拗拉谷所特有的构造标志,它的发育程度直接反映出拗拉谷的活动强度。晚古生代以后主要为类磨拉石建造。中生代燕山期的造山作用使得早期地层发生强烈变形,早期的克拉通变成为中新生代陆内造山带。

### 5. 河套、银川断陷盆地

河套断陷盆地从白垩纪开始发育,受一系列 NEE 向同沉积正断层控制,构成一个北断南超的箕状断陷,中新生代沉积厚度近 9000m(张福礼等,1994),北厚南薄,沉积中心靠近山前大断裂一侧。受盆地内部乌拉山以西的“中央隐伏隆起”和“包头-达拉特隐伏隆起”影响,进一步为成杭五、白彦花、呼包 3 个次级盆地。银川盆地自新生代开始发育,受一系列 NNE 和近 SN 向同沉积正断层控制,构成一个对称的南北向断陷盆地,新生代沉积厚度为 5000m 左右(张福礼等,1994)。

## 二、青藏高原东北缘增生地体

前人对青藏高原东北缘增生地体的研究已有很多(常承发等,1973;Allegre 等,1984;Sengor 等,1996;Yin A. 等,1996,2001)。黄河上游地区涉及青藏高原东北缘的祁连山地体、东昆仑-柴达木地体和松潘-甘孜-可可西里地体。

### 1. 祁连山地体

祁连山地体由复杂变形的早古生代弧造成,发育在华北克拉通的南部边缘。一般的将祁连山地体分为北、中、南祁连三个北西向的构造单元(李春昱等,1978;肖序常等,1978;尹安,2001)。

(1)北祁连地体。北以祁连山北缘逆冲断裂带为界,东以海原断裂和六盘山西缘断裂为界(李清河等,1999),南界为北祁连缝合带,东段可能位于永登—华家岭—张家川一带。早古生代,北祁连地体发育有典型的蛇绿岩套,它们与一套碎屑岩、碳酸盐岩、硅质岩共生。在景泰老虎山以西,下部是以斜辉橄榄岩为主的超镁铁质岩,其上为辉长岩和辉长辉绿岩,上部为基性熔岩,由具枕状构造的玄武岩、细碧岩及玄武安山岩等组成(吕德徽,1983;向光中

等,1986)。由景泰马厂山、米家山往东至静宁张家川一带,虽火山岩发育,但在其底部往往缺失超镁铁质岩石组合。晚古生代北祁连地体发育一些孤零的或小范围的海相、海陆交互相及陆相盆地或山麓沉积。北祁连地体是一个早古生代的岛弧系,当弧后盆地沿北倾的俯冲带关闭时,华北地台的南部边界于奥陶纪形成(尹安,2001)。

(2)中祁连地体。又称中祁连隆起,西端在当金山口与阿尔金断裂相接,东端由天水往东可能与“秦岭地轴”相连。北界与北祁连地体呈断层接触,南界在武山附近。地体主要有一套前长城系的中深变质岩系,相当于一套复理石—碳酸盐岩—中基性火山岩建造。中新元古界主要为浅海相碎屑岩组合,震旦系有较多的中基性火山岩建造。早古生代只有零星沉积,晚古生代和中新生代为海相、海陆交互相和陆相沉积。中祁连地体被认为是在新元古代—寒武纪从华北地台的南部边缘分裂出来的(Xia等,1996)。中祁连与北祁连之间的洋盆消失可能在早志留世或奥陶纪末期,但二者之间的连续会聚一直持续到早泥盆世(Xia等,1996)。

(3)南祁连地体。北以党河南山缝合带为界,南以南祁连缝合带为界(尹安,2001),地体由一套巨厚的下古生界的浅海相陆源碎屑岩、中基性火山岩和浅海陆源复理石沉积构成(青海省地质矿产局,1991)。晚泥盆世中、南祁连之间的洋盆最终关闭(程裕淇,1994),南祁连地体的奥陶系和志留系海相沉积和火山序列高度变形。

## 2. 东昆仑-柴达木地体

东昆仑-柴达木地体南以阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带为界(Molnar等,1987; Pan, 1996; Deng, 1996),北以南祁连缝合带为界(李春昱等,1978,1982)。地体基底为前震旦纪的一套角闪岩相的深变质岩石(潘裕生等,1998),主要由古元古界的片麻岩、片岩和大理岩组成。格尔木-拉萨公路附近,昆仑山活动断裂北边片麻岩的 Rb-Sr 法年龄为  $1846 \pm 109\text{Ma}$ (张以 等,1994)。昆仑山断裂带南边,东昆仑-柴达木地体东南部,变形闪长岩的 Sm-Nd 等时线年龄为  $1927 \pm 34\text{Ma}$ (张以 等,1994)。基底深变质岩之上不整合覆盖着一套震旦纪到奥陶纪的浅海相被动大陆边缘或弧后盆地堆积物,以陆源碎屑岩和碳酸盐岩为主,夹基性火山岩和凝灰岩(青海省地质矿产局,1991;姜春发等,1992;黄汉纯等,1996;尹安,2001)。奥陶纪末加里东运动使其褶皱上升,普遍缺失志留纪地层。

泥盆系底部磨拉石建造与下部地层不整合接触,其上至下石炭统,火山沉积岩中夹有海相沉积岩的现象在东昆仑地区广泛出现(黄汉纯等,1996;Yin等,1988)。中晚石炭世,在东昆仑-柴达木地体中部和北部广泛沉积浅海相碳酸盐岩(青海省地质矿产局,1991)。沿东昆仑-柴达木地体最南部边缘晚石炭世—早二叠世海相沉积中夹有大量的玄武岩、安山岩和流纹岩,总厚度超过 3500m(青海省地质矿产局,1991;Pierce等,1988),这种局部发育的火山作用、巨厚的海底沉积、火山岩地层和火山岩地球化学暗示(Pierce等,1988),南部东昆仑-柴达木地体可能经历了一个裂谷事件,早二叠世,南部东昆仑-柴达木地体离开了一部分(尹安,2001)。二叠纪末期,松潘-甘孜-可可西里洋底开始向东昆仑-柴达木地体之下俯冲,导致东昆仑-柴达木地体在二叠纪末抬升,南部火山喷发和花岗岩的侵入(张以 等,1994),东昆仑三叠系与下伏地层不整合接触。这一过程一直持续到三叠纪末,这个二叠纪—三叠纪岛弧重叠在较老的早古生代岛弧之上(姜春发等,1992)。由于三叠纪火山岩在东昆仑-柴达木地体东北缘也普遍发育,因此,东昆仑-柴达木地体的二叠纪—三叠纪岛弧的形成也可能与南祁连地体向南的俯冲有关(尹安,2001)。

与古生代火山活动相伴,东昆仑-柴达木地体发育广泛的岩浆侵入,中酸性侵入岩往往形成规模较大的岩基,侵入活动在加里东期、海西期、印支期、燕山期均有。如加里东期万宝沟岩体斑状黑云母花岗岩的锆石 U-Pb 法年龄为 421.6Ma(常承法等,1990),K-Ar 法年龄 431Ma。格尔木东采石场花岗闪长岩的年龄 270 ~ 240Ma,西大滩花岗片麻岩体为 194 ± 17Ma(潘裕生等,1998)。

三叠纪末的强烈运动,使得三叠系复理石杂岩(Burchfiel 等,1995)强烈褶皱,导致南祁连缝合带关闭,松潘-甘孜-可可西里洋于中侏罗世消失(Nie 等,1994;Zhou 等,1996)。侏罗-白垩纪柴达木与周围山区发生分异,开始下沉进入陆相湖盆发育阶段。

### 3. 松潘-甘孜-可可西里地体

松潘-甘孜-可可西里地体是位于北部东昆仑-柴达木地体和南部羌塘地体之间的一个三角形构造单元,北以阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格缝合带为界,南界西段为金沙江缝合带(李春昱等,1982;Molnar 等,1987;Burchfiel 等,1989;Dewey 等,1988;Deng,1996),东段义敦弧北,以理塘缝合带为界(尹安,2001),东部边界到龙门山逆冲断裂带东缘(Burchfiel 等,1995)。

松潘-甘孜-可可西里地体的主体是巨厚的深海三叠系沉积序列(Rao 等,1987;青海省地质矿产局,1991;Hou 等,1991;Gu,1994;Nie 等,1994),又称为松潘-甘孜复理石杂岩(尹安,2001),更新的陆相地层很零星,更老的沉积岩只见于边缘。这套三叠系复理石杂岩时代大多为晚三叠世,厚度至少为几千米,分布范围也远比松潘-甘孜-可可西里地体要宽得多。在昆仑弧的两侧、阿尼玛卿-昆仑-木孜塔格北边(Sengor 等,1996),三叠纪复理石沉积位于华北被动大陆边缘古生代海相程序的顶部(Zhou 等,1996)。沿金沙江缝合线混杂岩带的南边,作为弧前盆地的沉积物,三叠系海相地层与火山碎屑岩互层。晚三叠世末至早侏罗世,松潘-甘孜复理石杂岩被褶皱,发生了强烈的变形(Chen 等,1994;Burchfiel 等,1995;Worley 等,1996;Worley 等,1997)。这一变形事件和碰撞及后来华北和华南继续会聚作用为同一地质时代(Burchfiel 等,1995;Yin 等,1996)。少量零星分布的花岗岩也形成于这一时期或稍后。自此以后抬升为陆,缺乏以后的沉积,只有一些零星的陆相红色磨拉石盆地(潘裕生等,1998)。

## 参 考 文 献

- 白瑾,黄学光,王惠初等.1996.中国前寒武纪地壳演化(第二版).北京:地质出版社
- 常承发,郑锡澜.1973.中国西藏南部珠穆朗玛地区地质构造特征以及青藏高原东西向诸山系形成的探讨.中国科学,(2): 190~201
- 常承发,Shasklaton R M, Dewey J F 等.1990.青藏高原地质演化.北京:科学出版社
- 程裕淇.1994.中国区域地质概论,北京:地质出版社
- 崔广振,张臣,王士政.1985.贺兰山裂堑演化特征,见:地质研究论文集.北京:北京大学出版社
- 崔盛芹等.2000.华北陆块北缘构造运动序列及区域构造格局.北京:地质出版社,326
- 崔盛芹等.2002.燕山地区中生代陆内造山作用.北京:地质出版社,386
- 甘肃省地质矿产局.1989.甘肃省区域地质志.北京:地质出版社,692
- 郭令智,施央申,马瑞士等.1984.论地体构造——板块构造理论研究的最新问题,中国地质科学院院报,第10号,27~34
- 和政军,李锦轶,牛宝贵等.1998.燕山—阴山地区晚侏罗世强烈推覆—隆升事件及沉积响应.地质论评,44(4):407~417
- 黄汉纯,黄庆华,马寅生.1996.柴达木盆地地质与油气预测.北京:地质出版社
- 黄汲清.中国大地构造特征的新研究.1984.中国地质科学院院报,第9号,5~18

- 黄汲清,任纪舜,姜春发等.1983.中国大地构造及其演化,1 400 万中国大地构造图简要说明 北京:科学出版社
- 姜春发,杨经绥,冯秉贵,朱志直,赵民,柴耀楚.1992.昆仑开合构造.北京:地质出版社
- 李春昱等.1978.秦岭和祁连山构造演化.见:国际交流地质学术论文集.北京:地质出版社,174~197
- 李春昱等.1982.亚洲大地构造图说明书.北京:地图出版社
- 李清河,郭守年,吕德徽.1999.鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造.北京:地震出版社
- 刘正宏,徐仲元,杨振升.2002.阴山中生代地壳逆冲推覆与伸展变形作用.地质通报,21(4~5):246~250
- 吕德徽.1983.青藏高原的板块构造与强震的关系.西北地震学报,5,1
- 马杏垣.1989.中国岩石圈动力学图集.北京:中国地图出版社
- 内蒙古自治区地质矿产局.1991.内蒙古自治区区域地质志.北京:地质出版社,725
- 宁夏回族自治区地质矿产局.1990.宁夏回族自治区区域地质志.北京:地质出版社,522
- 潘裕生,孔祥儒,钟大赉等.1998.青藏高原岩石圈结构、演化和动力学,见:青藏高原形成演化与发展,广州:广东科技出版社,23~45
- 青海省地质矿产局,1991.青海省区域地质志.北京:地质出版社,662
- 陕西省地质矿产局,1989.陕西省区域地质志.北京:地质出版社,698
- 水利部黄河水利委员会.1989.黄河流域地图集.北京:中国地图出版社,354
- 王建平,杨玉东.1986.大青山及邻区推覆构造形成机制的讨论.构造地质论丛(第6期)北京:地质出版社,1~6
- 王涛,郑亚东.2002.中蒙边界中生代推覆—伸展递进转换及地壳尺度的切向剪切.地质通报,21(4~5):232~237
- 王新社,郑亚东,张进江, G A Davis, B J Darby.2002.呼和浩特变质核杂岩伸展运动学特征及剪切作用类型.地质通报,21(4~5):238~245
- 向光中,侯珍清,吕德徽等.1986.论祁连山古缝合线.西藏地质,1
- 肖序常,陈国铭,朱志直.1978.祁连山古蛇绿岩带的地质构造意义,地质学报,52(4):281~295
- 尹安.2001.喜马拉雅—青藏高原造山带地质演化,地球学报,22(3),193~230
- 张福礼,黄舜兴,杨昌贵,张志才.1994.鄂尔多斯盆地天然气地质.北京:地质出版社,152
- 张以,郑征康.1994.青海可可西里及邻区地质概况.北京:地震出版社
- 赵茹石,周振环,毛金海等.1994.甘肃省板块构造单元划分及其构造演化.中国区域地质,1
- 郑亚东, Davis G A, 王琮等.1998.内蒙古大青山大型逆冲推覆构造.中国科学(D辑),28(4):289~295
- 郑亚东,王士政,王玉房.1990.中蒙边界区新发现的特大型推覆构造及伸展变质核杂岩.中国科学(B辑),12:1299~1305
- 中国地质科学院成都地质矿产研究所.1988.青藏高原及邻区地质图及说明书.北京:地质出版社
- Allegre C J and 34 others.1984. Structure and evolution of the Himalayan-Tibet orogenic belt. Nature, 307:17~22
- Burchfiel B C, Chen Zhiliang, Liu Yuping, Royden L H.1995. Tectonics of the Longmen-Shan and adjacent regions, central China. Int. Geol. Rev., 37: 661~735
- Burchfiel B C, Molnar P, Zhao Z, Liang K, Wang S, Huang M and Sutter J.1989. Geology of the Ulugh Muztagh area, northern Tibet. Earth Planet. Sci. Lett., 94: 57~70
- Chen S F, Wilson C J L, Deng Q D, Zhao X L, Luo Z L.1994. Active faulting and block movement associated with large earthquakes in the Min Shan and Longmen Mountains, northern Tibetan plateau. J. Geophys. Res., 99: 24025~24038
- Coney P J, Jones D L and Monger J W H,1980. Cordillera suspect terranes. Nature, Vol. 288,329~333
- Darby B J, Davis G A and Zheng Y.2001. Evolving geometry of the Hohhot metamorphic core complex, Inner Mongolia, China. Geol. Soc. America Abstracts with Programs, 33(3): A-32
- Davis G A, Wang C, Zheng Y, et al.1998. The enigmatic Yinshan fold-and-thrust belt of northern China: new views on its intraplate contractional styles. Geology,26(1): 43~46
- Deng W.1996. The ophiolites of the geotransversers from Yecheng to Shiquanhe. In Geological Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains, ed. Pan Yunsheng, Seismological Press, Beijing, 51~93
- Dewey J F, Shackelton R M, Chang C, Sun Y.1988. The tectonic evolution of the Tibetan Plateau. Phil. Trans. R. Soc. Lond., A327: 379~413
- Gu X X.1994. Geochemical characteristics of the Triassic Tethys-turbidites in northwestern Sichuan, China: Implications for provenance and interpretation of the tectonic setting. Geochim. Acta., 58: 4615~4631

- Hou L, Luo D, Fu D, Hu S, Li K . 1991 . Triassic Sedimentary-Tectonic Evolution in Western Sichuan and Eastern Xizang Region . Geological Publishing House, Beijing (in Chinese with English summary)
- Howell D G and Jones D L . The principles of terrane analysis and some key definition . C . P . T . C . 1983, Stanford University, Abstract, Vol . 2
- Howell D G . Mesozoic accretion of exotic terranes along the New Zealand segment of Gondwaraland . 1980, *Geology*, Vol . 8, 487 ~ 491
- Jones D L, Howell D G, Coney P J and Monger J W H . Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America . *Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions* . 1983, TERRA Sci . Publ . Co ., 21 ~ 35
- Liu DY, Nutman AP, Compston W, Wu JS and Shen QH . Remnants of 3800 Ma crust in the Chinese part of the Sino-Korean craton . 1992 . *Geology*, 20:339 ~ 342
- Molnar P, England P, Martinod J . 1987 . Mantle dynamics, the uplift of the Tibetan Plateau, and the Indian monsoon . *Rev . Geophys .*, 31:357 ~ 396
- Nie S, Yin, Rowley D, Jin Y . 1994 . Exhumation of the Dabieshan ultra-high pressure rocks and accumulation of the Songpan-Ganzi flysch sequence, central China, *Geology*, 7(22):999 ~ 1002
- Pan Y . 1996 . Regional geologic evolution and conclusion . In *Geologic Evolution of the Karakorum and Kunlun Mountains*, Pan Yunsheng ed . Seismological Press, Beijing, 263 ~ 288
- Pierce J A, Mei H . 1988 . Volcanic rocks of the 1985 Tibet geotraverse Lhasa to Golmud . *Phil Trans . Roy . Soc . Lond .*, A327: 203 ~ 213
- Rao R, Xu J, Chen Y, Zou D . 1987 . The Triassic System of the Qinghai-Xizang Plateau . Geological Publishing House, Beijing
- Sengor A M C, Natalin B A . 1996 . Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis . In (Yin A, T M Harrison eds .) *The Tectonics of Asia*, TM Harrison, Cambridge University Press, New York, 486 ~ 640
- Worley B A, Powell R, Wilson C J L . 1997 . Crenulation cleavage formation: Evolving diffusion, deformation and equilibration mechanisms with increasing metamorphic grade . *J . Struct . Geol .*, 19: 1121 ~ 1135
- Worley B A, Wilson C J L . 1996 . Deformation partitioning and foliation reactivation during transpressional orogenesis, an example from the Central Longmen Shan, China . 8: 395 ~ 411
- Xia L, Xia Z, Xu X . 1996 . Origin of the Oceanic Island Arc System in the Northern Qilian Shan . Geological Publishing House, Beijing
- Yin A, Nie S . A . 1996 . Phanerozoic palinspastic reconstruction of China and its neighboring regions . In (T M Harrison eds), *The Tectonics of Asia*, Cambridge University Press, New York, 442 ~ 485
- Yin J, Xu J, Liu C, Li H . 1988 . The Tibetan plateau: regional stratigraphic context and previous work . *Phil Trans . Roy . Soc . Lond .*, A327: 5 ~ 52
- Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, Sun M, Lu L Z . 2000 . Metamorphism of the basement rocks in the Central Zone of the North China Craton: implications for Paleoproterozoic evolution . *Precambrian research*, 103, 55 ~ 88
- Zhou D, Graham S A . 1996 . The Songpan-Ganzi complex of the western Qinling Shan as a Triassic remnant ocean basin . In *The Tectonic Evolution of Asia*, A Yin, TM Harrison ed . Cambridge University Press, 281 ~ 299

## 第二章 黄河上游地区地球物理场 和岩石圈三维结构

地球深部的构造作用必然要反映于地表。板块运动、高原和山脉的隆升、火山喷发等,都会通过对水圈、生物圈和大气圈的作用影响地球的表面形态、气候和环境,地表所发生的断裂活动、褶皱变形、地震、崩滑流等地质灾害不过是深部岩石圈物质运动的地表响应,黄河上游地区新构造运动和区域稳定性根本上取决于地壳乃至地幔物质的性质及其运动历史和状态。

### 第一节 地球物理场基本特征

#### 一、重力场特征

##### 1. 布格重力异常特征

从《中国岩石圈动力学地图集》(《中国岩石圈动力学地图集》编委会,1989)给出的中国 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 平均布格重力异常图可以看出(图 2-1),黄河上游地区布格重力异常总体呈北西向展布,从西南到东北布格重力异常逐渐升高,主体位于青藏高原东北缘重力异常梯度带上,黄河源头地区位于青藏高原低重力平缓负异常区的边缘,布格重力异常值为 $(-475 \sim -450) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,河套地区位于我国两大重力异常梯度带之间的平缓负异常区,布格重力异常值为 $(-150 \sim -125) \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,布格重力异常变化很大,相差约 $325 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。

在黄河上游地区中部青藏高原东北缘一级重力异常梯度带内,重力异常的分布也是不均一的,存在两个较明显的次级梯度带(图 2-2),一条从临夏到舟曲,呈北北西向,最大梯度为 $2.3 \times 10^{-5} \text{ m/(km} \cdot \text{s}^2)$ ,另一条沿六盘山展布,从同心的大罗山延伸到固原、庄浪,然后向东南延伸至陇县,最大梯度为 $2.4 \times 10^{-5} \text{ m/(km} \cdot \text{s}^2)$ ,在两个梯度带之间,分布着一系列重力相对高和重力相对低的地区,这一般对应着隆起和拗陷,形成一个重力场的过渡地带,它们都是青藏高原东北缘巨大一级重力异常梯度带的组成部分。在六盘山重力梯度带以东,有一连串的相对重力高的区域,墩墩梁一带为 $-155 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,庆阳西的三岔一带为 $-175 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,平凉为 $-130 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,陇县为 $-155 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ,异常走向基本上为南北向,变化缓慢,是鄂尔多斯地块深部物质、结构、构造均匀、平缓特点的反映。

##### 2. 均衡重力异常特征

根据《中国岩石圈动力学地图集》(《中国岩石圈动力学地图集》编委会,1989)给出的中国 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 均衡重力异常图(图 2-3)和梁桂培等(1992)给出的南北地震带北段均衡重力异常与地震震中分布图(图 2-4)可以看出,黄河上游地区处于重力均衡异常正负异常相间地区,重力均衡异常非常复杂,变化较大,正负异常差值达 $107 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ 。正、负均衡重力异常

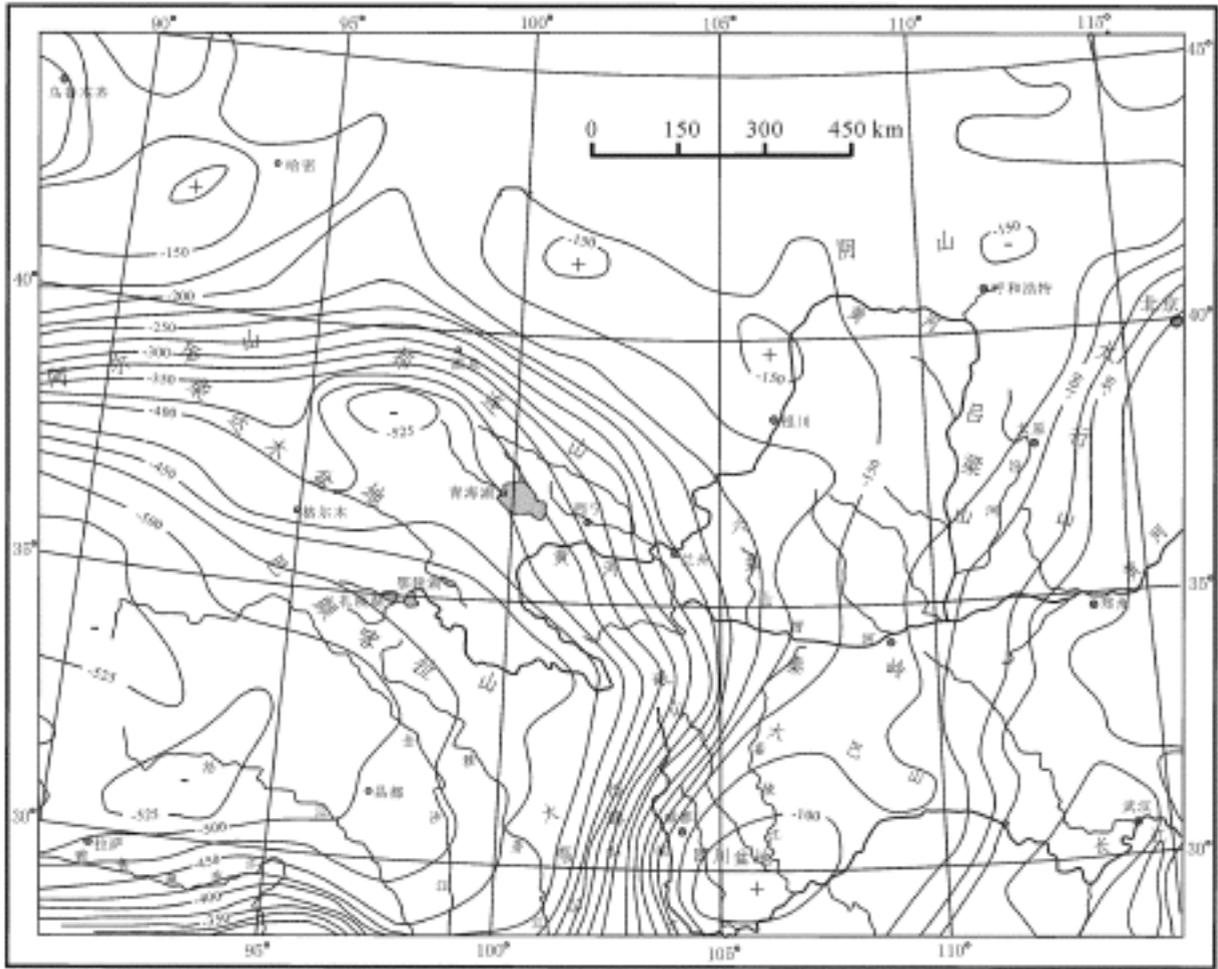


图 2-1 黄河上游地区  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  平均布格重力异常图 ( $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )  
(据马杏垣等, 1989)

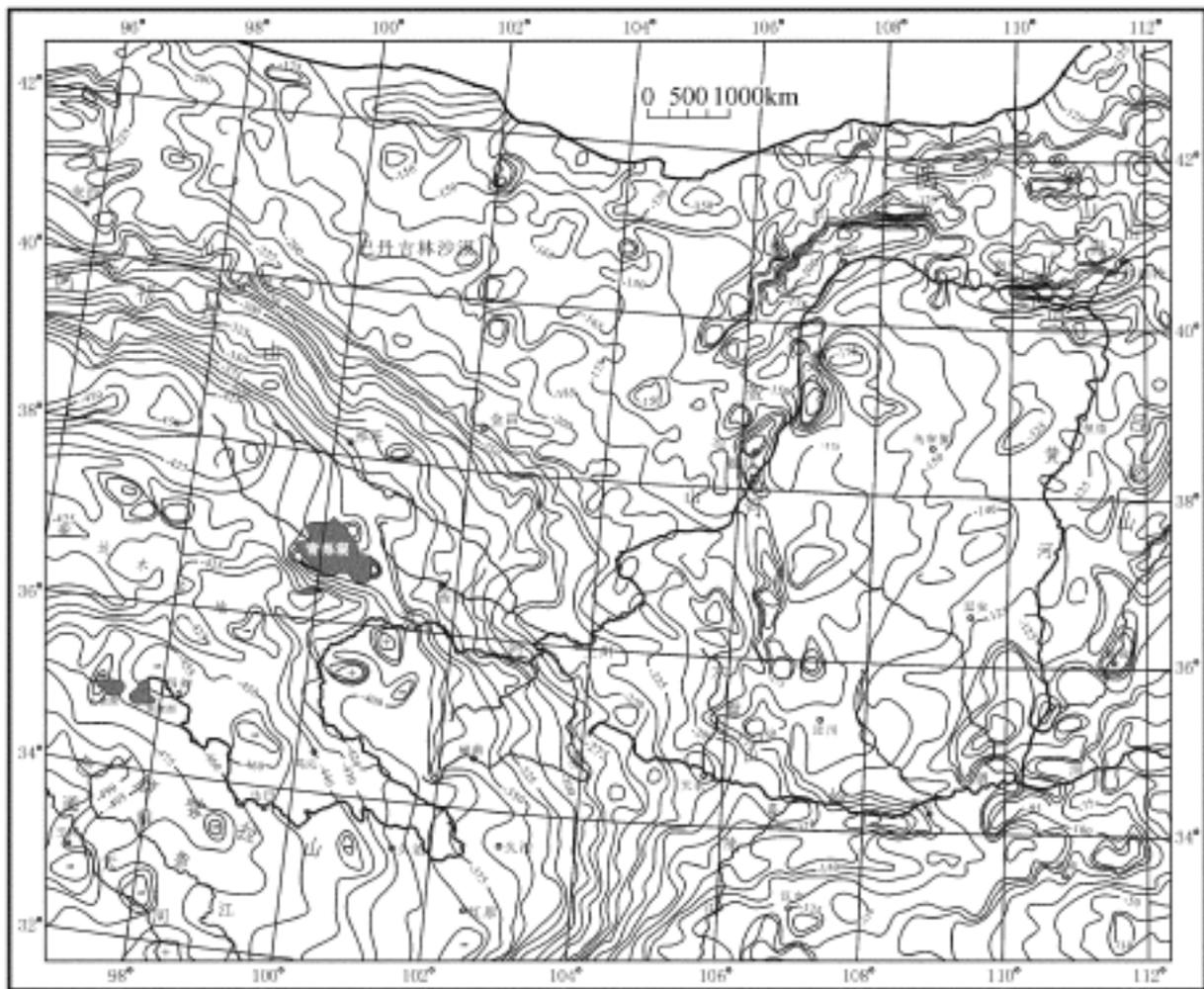


图 2-2 黄河上游布格重力异常图 ( $10^{-5} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )  
(据地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所, 1989)

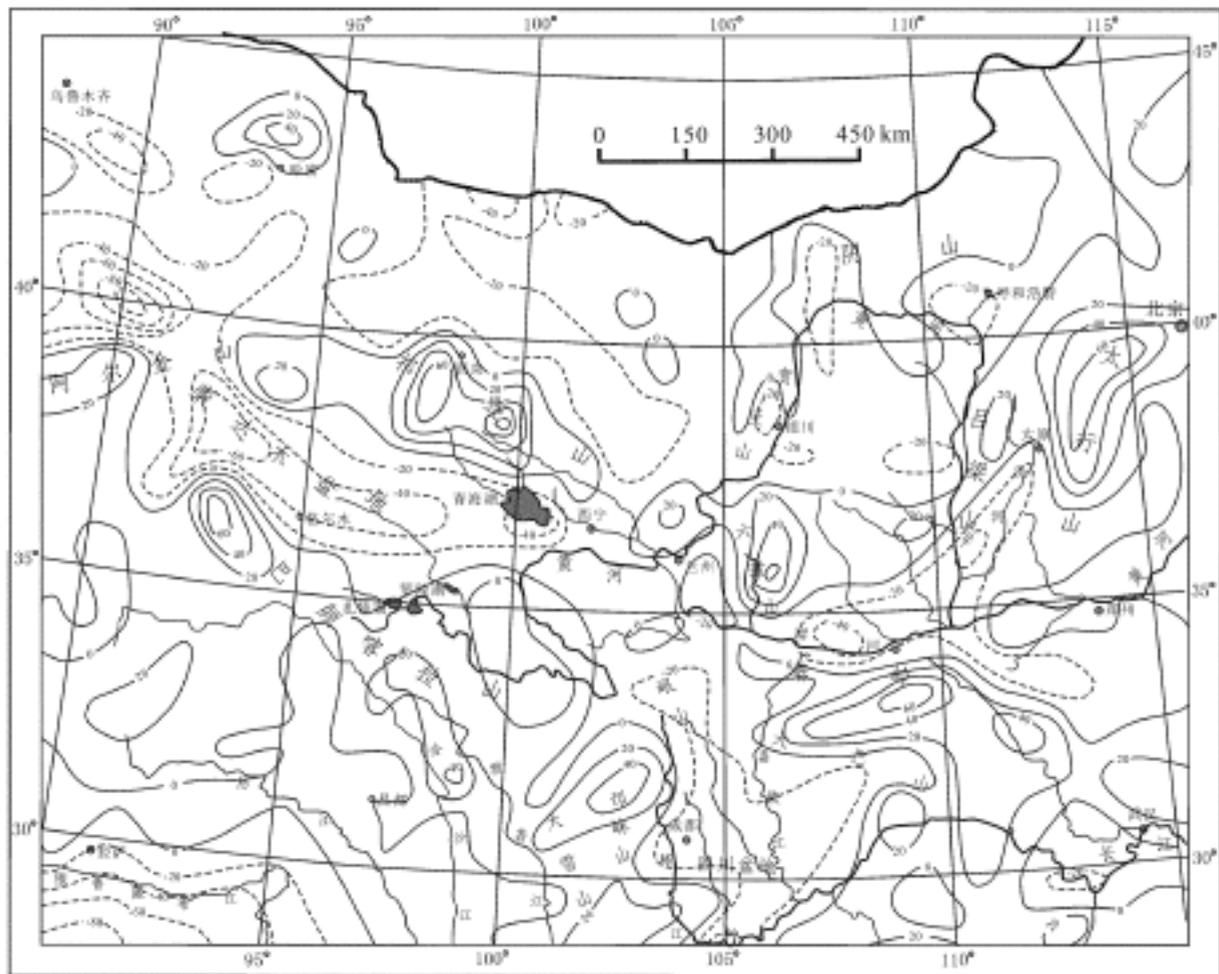


图 2-3 黄河上游地区  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  均衡重力异常图 ( $10^{-5} \text{ m/s}^2$ )  
(据马杏垣等, 1989)

与构造的隆起和沉降有良好的对应关系(表 2-1), 正均衡重力异常区对应隆起区, 负均衡重力异常区对应沉积盆地, 均衡异常值的大小与垂直差异升降运动的幅度相对应。在负均衡重力异常对应的沉积盆地内均发育有厚度不等的中新生代沉积物, 如银川盆地负重力均衡异常区第四纪以来最大沉积厚度达 2000m, 渭河盆地负重力均衡异常区第四纪以来最大沉积厚度达 1352m。银川盆地现今沉降速率约  $1 \sim 2 \text{ mm/a}$ , 渭河盆地约  $1 \text{ mm/a}$ , 西安和宝鸡两个明显的沉降中心(沉降速率为  $11.7 \text{ mm/a}$  和  $7.0 \text{ mm/a}$ )与城市抽取地下水有关。

表 2-1 黄河上游地区均衡重力异常与相应的地质构造

编号	异常区名称	异常区极值( $10^{-5} \text{ m/s}^2$ )	异常区走向	相应的地质构造
1	临河	- 55	NEE	河套断陷盆地
2	桌子山	+ 49	SN	桌子山隆起区
3	银川	- 57	SN	银川断陷盆地
4	大小罗山	+ 36	NNW	大小罗山隆起区
5	华亭	+ 49	近等轴状	六盘山隆起区
6	渭河	- 58	NWW	渭河断陷盆地
7	宁强-镇巴	+ 47	EW	秦岭隆起区
8	武威	- 47	等轴状	武威盆地
9	临夏-贵德	- 36	NWW	临夏-贵德盆地
10	河南-久治	- 54	等轴状	兴海盆地

(据李清河等, 1999)

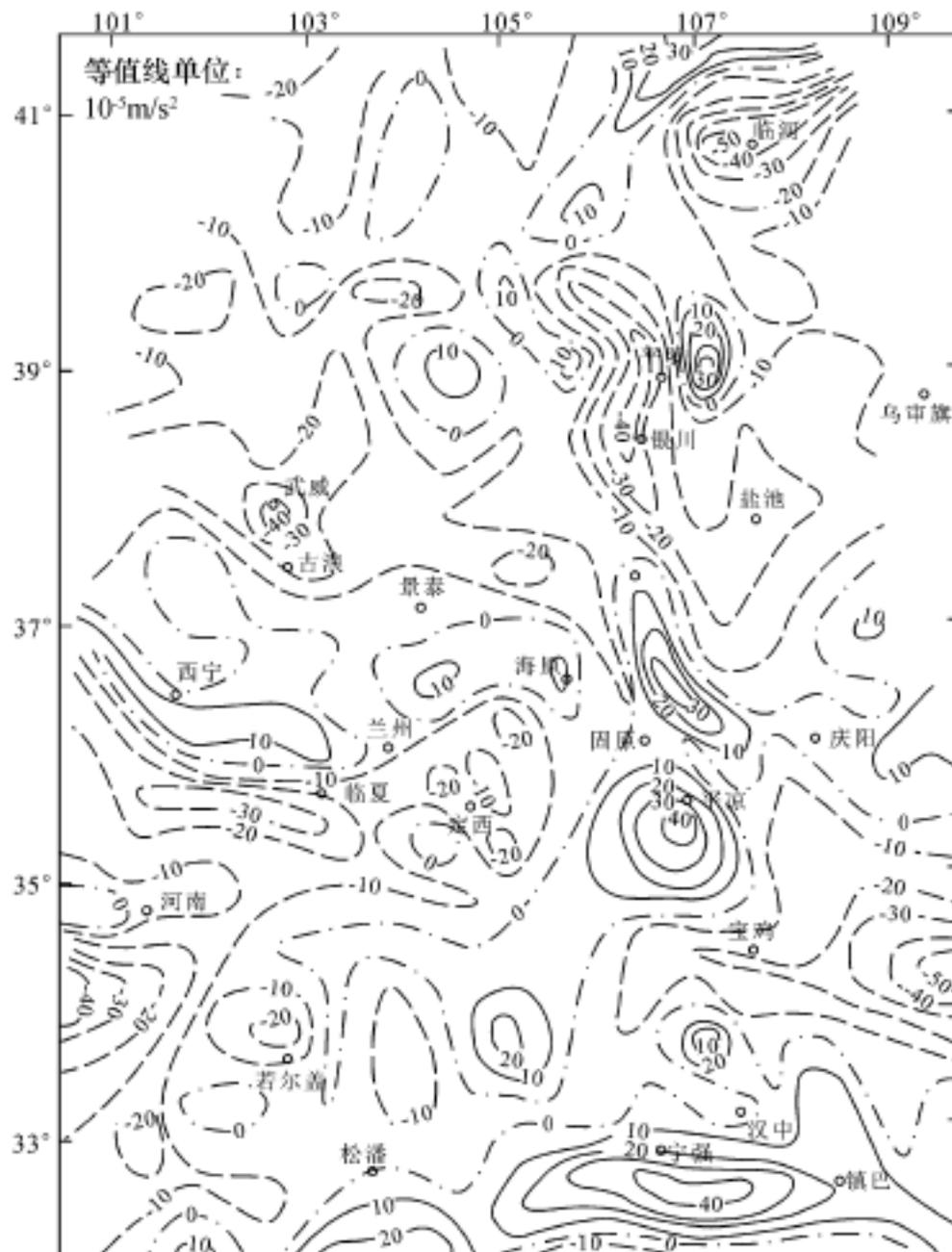


图 2-4 黄河上游中段均衡重力异常图  
(据梁桂培等, 1992)

均衡异常集中展布的地带对应着地貌阶梯带和现今构造活动带。临河—固原—天水—线均衡异常集中展布带,对应南北地貌阶梯带和南北地震带,东侧海拔高程 1500 ~ 2500m,西侧海拔高程 2500 ~ 3000m。宝鸡—贵德—线均衡异常集中展布带,对应秦岭北缘活动构造带,北侧为中生代陇中盆地,南侧为西秦岭造山带,两侧地貌高程相差 300 ~ 500m。

## 二、磁场特征

从中国  $1^\circ \times 1^\circ$  的航磁异常 ( $T_a$ ) (图 2-5) 来看,黄河上游地区处于磁异常稍微偏低的地区,大部分地区为负异常,兰州以西至黄河源头地区为低缓的负异常区,航磁异常 ( $T_a$ ) 值为  $0 \sim -50\text{nT}$ 。兰州至托克托段为正、负相间的磁异常区,磁异常值在  $100\text{nT}$  和  $-100\text{nT}$  之间变化。以临河—银川—固原—宝鸡—线和西安—天水—武山—临夏—线为界,可进一步将黄河上游地区的磁异常特征划分为三个大区(李清河等, 1999)。

东部鄂尔多斯地块内部,航磁异常变化平缓,异常呈北东向展布或走向不明显。北部为宽缓的正异常区,磁异常值可达  $150\text{nT}$  以上,南部为宽缓的负异常区,磁异常值可达

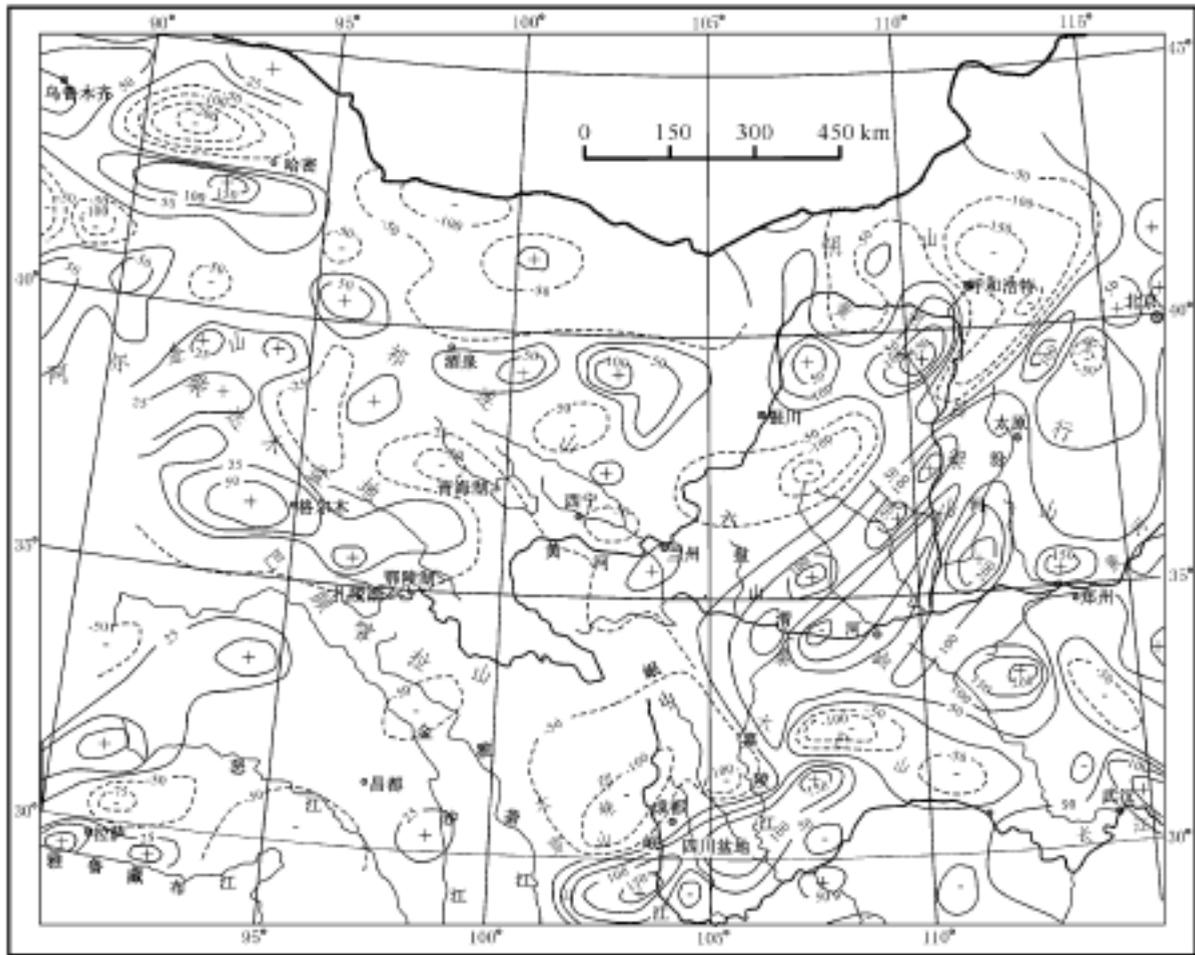


图 2-5 黄河上游地区  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  航磁异常 ( $T_a$ ) 图  
(据马杏垣等, 1989)

- 150nT。反映鄂尔多斯地块结晶基底成分比较单一, 构造连续性好。鄂尔多斯周缘盆地以宽缓的弱负异常为主, 磁异常值在  $0 \sim 150\text{nT}$  之间, 磁异常的形态与盆地形态相吻合, 是盆地内巨厚的弱磁性中新世沉积物的反映。

西部阿拉善地块, 磁异常表现为低缓的正异常, 方向性不明显, 异常值在  $0 \sim 100\text{nT}$  之间, 反映阿拉善地块的结晶基底成分比较均匀。南侧祁连山东段, 磁异常线性特征显著, 局部异常明显, 正、负异常相间排列, 磁异常呈北西向, 至六盘山一带转为南北向。

南部秦岭造山带为一强磁场区, 东西向条带状正异常场呈平行密集排列是其主要特征, 中心处强度可达到  $500\text{nT}$ 。秦岭以南至黄河源头地区, 磁异常低缓, 以弱的负异常为主, 异常值在  $0 \sim -50\text{nT}$  之间, 大部分地区异常线性特征不明显, 是该区大面积三叠系和古生界弱磁性沉积岩的反映(杨华等, 1991)。

### 三、地温场特征

本书主要依据本区已取得的大地热流数据, 讨论其地温场特征。大地热流值系指地球内部的热以热传导的方式在单位时间内通过单位面积散发到地表的热量, 其分布受岩石圈的热状态控制, 并与地质构造及地壳活动性有着密切联系。全球大陆平均热流值为  $58.4\text{mW}/\text{m}^2$ 。

据梁恕信等 李清河等(1999)在黄河上游地区通过钻孔测温、岩石热导率测试获得的大地热流值资料(表 2-2)和国家地震局地学断面编委会(1991)青海门源至福建宁德地学断面说明书提供的大地热流值(表 2-3)分析,黄河上游地区不同构造单元的大地热流值明显不同,大地热流值大小与该地区的构造活动性有关。深大断裂与断陷盆地的测点有较高的热流值。在相同的构造单元中,基底的起伏和构造形态与热流值有明显的正相关关系。在有沉积盖层的地区,基底隆起部位的热流值高于基底拗陷区。

以石嘴山测点为代表的银川盆地地温梯度为 28.0 / km,热导率为 2.33W / m·K,大地热流值为 66.3mW / m<sup>2</sup>。始新世形成的渭河地堑大地热流值较高,达 74.83 ~ 77.38MW / m<sup>2</sup>。

天水地区地温梯度在 21.01 ~ 49.3 / km,加权平均值为 30.23 / km,热导率在 1.46 ~ 3.28W / m·K 之间,加权平均为 2.60W / m·K,大地热流值在 61.39 ~ 86.98MW / m<sup>2</sup> 之间,加权平均为 73.26 MW / m<sup>2</sup>。

通渭-西吉-海原-中宁地区地温梯度在 25.7 ~ 42.4 / km,加权平均值为 29.72 / km,热导率在 1.52 ~ 3.00W / m·K 之间,加权平均为 2.42W / m·K,大地热流值在 52.6 ~ 80.78MW / m<sup>2</sup> 之间,加权平均为 69.8MW / m<sup>2</sup>。

阿拉善地块地温梯度为 27.1 ~ 31.5 / km,平均值为 29.3 / km,热导率在 2.02 ~ 2.34W / m·K 之间,平均为 2.18W / m·K,大地热流值在 63.2 ~ 63.7MW / m<sup>2</sup> 之间,平均为 63.45MW / m<sup>2</sup>。

表 2-2 黄河上游地区实测大地热流汇总表

序号	地点	经纬度		静井 时间	热流计算段				地温梯度 / km	热导率 W / m·K	大地热流 M W / m <sup>2</sup>
		东经 (°)(')('')	北纬 (°)(')('')		范围 m	时代	岩性	标本 数			
1	甘肃清水	106 06 00	34 45 00	10 年	21 ~ 153	N	砂质泥岩	3	41.9	1.76	73.6
2	甘肃天水	105 54 12	34 29 06	4 月	50 ~ 390	N, J, Pt	泥岩、片麻岩	6	49.3	1.45	71.2
3	甘肃天水	106 12 00	34 29 00	10 年	20 ~ 80		花岗岩	3	23.0	3.28	75.7
4	甘肃礼县	105 07 00	34 08 00	4 月	10 ~ 150	N	泥岩、砂岩	3	38.1	1.76	66.9
5	甘肃成县	105 42 01	33 56 22	7 月	60 ~ 220	D	灰岩、片岩	5	24.51	3.01	73.84
6	甘肃成县	105 41 57	33 56 21	7 月	120 ~ 210	D	灰岩、片岩	5	30.18	2.88	86.98
7	甘肃成县	105 45 00	33 45 00	10 年	30 ~ 90	N	含砾砂岩	3	34.93	1.76	61.39
8	甘肃西和	105 24 19	33 51 56	8 天	220 ~ 340	D	灰岩, 锌矿	5	21.01	3.00	62.94
9	甘肃靖远	104 49 58	36 52 20	4 天	660 ~ 880	J	砂岩	17	26.9	3.00	80.7
10	甘肃靖远	104 50 52	36 52 51	4 天	360 ~ 560	J, T	砂岩	5	28.0	2.73	76.5
11	甘肃靖远	104 54 35	36 42 26	4 天	200 ~ 620	J	砂岩	21	27.8	2.79	77.4
12	甘肃靖远	104 55 37	36 42 19	5 天	340 ~ 628	J	砂岩	21	27.5	2.44	67.0
13	宁夏西吉	105 44 24	35 48 06	10 月	40 ~ 240	E	泥岩、砂砾岩	4	42.4	1.52	64.6
14	宁夏海原	105 56 38	36 35 34	2 天	2200 ~ 3180	K	泥岩、砂岩	9	25.7	2.05	52.6
15	石嘴山	106 43 41	39 14 13	4 天	160 ~ 860	P, C	泥岩、砂岩	32	28.0	2.37	66.3
16	巴彦浩特	105 11 56	39 16 05	3 月	1380 ~ 3560	K, J	泥岩、砂岩	14	31.5	2.02	63.7
17	巴彦浩特	105 18 11	39 02 46	1 月	3050 ~ 3560	K, O	泥岩、灰岩	21	27.1	2.34	63.2
18	甘肃华池	107 59 03	36 26 55	3 月	1380 ~ 1450	J	泥岩、砂岩	3	26.0	2.40	62.3

梁恕信等。陕甘宁盆地岩石热物理性质及现代地热场特征。国家地震局兰州地震研究所,长庆石油勘探局勘探开发研究院,1993。

续表

序号	地点	经纬度		静井 时间	热流计算段				地温梯度 / km	热导率 W/ m·K	大地热流 M W/ m <sup>2</sup>
		东经 (°)( ) ( )	北纬 (°)( ) ( )		范围 m	时代	岩性	标本 数			
19	甘肃华池	107 55 49	36 12 37	75 天	3360 ~ 3900	P, C	泥、砂、灰岩	14	23.8	2.62	62.4
20	甘肃华池	108 01 00	36 12 44	1 月	600 ~ 910	T	泥岩、砂岩	16	30.1	2.07	62.4
21	甘肃庆阳	107 52 04	36 00 35	7 天	1140 ~ 1240	T	泥岩、砂岩	17	30.1	2.07	62.3
22	甘肃庆阳	107 52 43	36 00 35	1 月	1610 ~ 1710	T	泥岩、砂岩	17	30.6	2.03	62.3
23	甘肃庆阳	107 53 15	36 00 36	1 月	1580 ~ 1660	T	泥岩、砂岩	11	30.2	2.10	63.4
24	甘肃庆阳	107 53 08	36 02 55	5 年	1640 ~ 1690	T	泥岩、砂岩	10	28.6	2.16	61.8
25	甘肃合水	108 03 16	35 47 23	1 月	1510 ~ 1636	T	泥岩、砂岩	3	28.1	2.19	61.7
26	甘肃庆阳	107 35 35	36 15 00	1 月	1430 ~ 1500	J	泥岩、砂岩	10	28.8	2.19	63.1
27	甘肃庆阳	107 32 37	36 15 36	1 月	1360 ~ 1430	J	泥岩、砂岩	6	32.5	1.96	63.7
28	甘肃庆阳	107 34 54	36 16 53	1 月	860 ~ 1000	J	泥岩、砂岩	6	29.8	2.06	61.5
29	甘肃庆阳	107 41 35	36 10 29	1 月	1360 ~ 1430	J	泥岩、砂岩	7	25.0	2.53	63.1
30	陕西吴旗	107 55 34	36 53 00	3 月	1280 ~ 1360	J	泥岩、砂岩	20	27.2	2.31	62.8
31	陕西吴旗	107 51 22	37 03 23	4 月	1200 ~ 1300	J	泥岩、砂岩	20	25.6	2.56	61.8
32	甘肃镇原	107 08 11	35 42 41	15 年	80 ~ 200	K	泥岩、砂岩	10	29.7	1.84	54.8
33	甘肃镇原	107 18 21	35 31 53	5 年	1536 ~ 1716	T	泥岩、砂岩	21	27.8	2.00	55.6
34	甘肃环县	107 12 55	36 39 16	35 天	3860 ~ 5180	T Pt	泥、灰岩、 白云岩	24	18.0	3.20	57.6
35	陕西定边	107 22 41	37 02 48	17 天	1290 ~ 2290	J	泥岩、砂岩	14	27.5	2.12	58.2
36	宁夏盐池	107 06 25	38 00 07	1 年	3340 ~ 4630	P,	砂、灰、白云岩	17	19.3	2.89	55.9
37	宁夏盐池	107 05 02	37 59 39	3 月	1520 ~ 1780	J, T	泥岩、砂岩	12	27.9	2.01	56.2
38	宁夏盐池	107 04 04	37 30 21	3 月	600 ~ 1250	J	泥岩、砂岩	7	25.5	2.24	57.2
39	宁夏盐池	107 05 04	37 27 42	19 月	1000 ~ 1780	J	泥岩、砂岩	11	25.6	2.19	56.1
40	陕西长武	107 46 00	35 00 00	4 天	200 ~ 557	K, J	砂砾岩、砂岩	30	23.9	2.45	58.3
41	鄂托克旗	106 59 06	38 33 18	2 天	2420 ~ 3300	P, C	泥岩、砂岩	11	25.5	2.19	55.9
42	鄂托克旗	106 47 05	38 17 33	9 天	600 ~ 670	T	泥岩、砂岩	8	24.8	2.22	55.0
43	宁夏盐池	106 53 01	37 43 47	1 月	1440 ~ 1890	T	泥岩、砂岩	7	26.6	2.05	54.6
44	宁夏盐池	106 53 22	37 41 04	9 月	1010 ~ 1380	J	泥岩、砂岩	6	29.6	1.91	56.7
45	宁夏盐池	106 48 54	37 21 14	3 天	4170 ~ 4900	P, C, O	泥、砂、灰岩	14	23.3	2.55	59.4
46	鄂托克旗	106 48 05	38 25 49	6 天	1300 ~ 1370	T	泥岩、砂岩	11	25.1	2.29	57.5
47	鄂托克旗	106 42 01	38 33 31	5 天	1080 ~ 1270	P	泥岩、砂岩	14	23.9	2.31	55.1
48	鄂托克旗	106 34 50	38 15 53	8 月	1530 ~ 1760	O	灰岩	3	21.3	3.01	64.0
49	宁夏灵武	106 40 34	38 02 49	4 月	340 ~ 1700	T, P	泥岩、砂岩	14	28.1	2.49	70.0
50	宁夏盐池	106 49 35	37 53 27	1 月	1010 ~ 1810	J, T	泥岩、砂岩	17	31.9	2.13	68.1
51	宁夏灵武	106 47 11	37 50 10	9 天	1420 ~ 2310	T, P	泥岩、砂岩	7	26.7	2.60	69.4
52	宁夏盐池	106 34 58	37 25 32	6 天	2350 ~ 3000	P, C	泥岩、砂岩	12	22.5	2.44	54.9
53	甘肃华亭	106 36 51	35 14 08	6 天	190 ~ 530	J	砂岩、泥岩	17	18.0	2.41	43.3
54	甘肃华亭	106 38 16	35 14 10	4 天	200 ~ 540	J	砂岩、泥岩	43	19.0	2.19	41.6
55	甘肃平凉	106 39 43	35 23 50	9 天	170 ~ 300	O	灰岩	7	18.1	3.26	59.0
56	陕西陇县	106 53 40	34 45 00	4 天	300 ~ 468	J	砂岩、泥岩	30	25.2	2.01	50.7
57	陕西陇县	107 01 12	34 47 08	6 天	260 ~ 595	J	砂岩、泥岩	30	22.6	1.98	44.7

(据李清河等, 1999)

表 2-3 黄河上游地区地温、地温梯度、热导率 and 大地热流值数据表

序号	地点	东经 (°)(′)(″)	北纬 (°)(′)(″)	地温梯度 / km	热导率 W/ m·K	大地热流 M W/ m <sup>2</sup>
1	青海门源	101 23 36	37 25 26	23.28 ± 0.16	3.74 ± 0.15	87.51 ± 3.48
2	青海门源	101 37 44	37 19 50	20.10 ± 0.69	3.75 ± 0.13	75.46 ± 3.69
3	青海大通	102 40 27	36 55 05	18.05 ± 0.20	2.75 ± 0.20	49.56 ± 3.29
4	甘肃窑街	102 52 12	36 25 08	25.67 ± 0.16	3.26 ± 0.37	83.66 ± 9.56
5	甘肃红古	102 53 55	36 21 57	31.48 ± 0.33	2.62 ± 0.19	82.49 ± 6.09
6	甘肃红古	102 54 05	36 22 53	30.64 ± 0.86	2.70 ± 0.24	82.74 ± 7.81
7	甘肃红古	102 54 36	65 23 41	26.71 ± 0.35	2.90 ± 0.24	77.39 ± 6.56
8	甘肃红古	102 54 37	36 22 17	31.62 ± 0.35	2.55 ± 0.17	30.57 ± 5.40
9	甘肃永登	103 01 07	36 39 17	29.63 ± 0.02	2.08 ± 0.08	61.57 ± 2.50
10	甘肃永登	103 23 54	35 58 26	23.95 ± 0.31	1.96 ± 0.09	46.93 ± 2.30
11	甘肃兰州	103 45 16	36 04 40	38.57 ± 0.48	1.71 ± 0.07	65.88 ± 2.90
12	甘肃定西	104 35 20	35 33 07	43.55 ± 1.36	1.46 ± 0.10	63.56 ± 4.80
13	宁夏西吉	105 44 24	35 48 06	42.42 ± 1.02	1.52 ± 0.10	64.64 ± 4.44
14	甘肃华亭	106 36 51	35 14 08	18.00 ± 0.19	2.41 ± 0.08	43.34 ± 1.44
15	甘肃华亭	106 38 16	35 14 10	18.98 ± 0.62	2.19 ± 0.08	41.58 ± 2.07
16	甘肃平凉	106 39 43	35 23 50	18.12 ± 2.06	3.26 ± 0.04	58.99 ± 6.74
17	甘肃灵台	107 06 22	35 04 28	27.23 ± 0.67	2.97 ± 0.33	80.92 ± 9.20
18	甘肃镇原	107 08 11	35 42 41	29.70 ± 0.24	1.84 ± 0.15	54.77 ± 4.39
19	甘肃镇原	107 18 21	35 31 53	27.78 ± 0.01	2.00 ± 0.10	55.57 ± 2.80
20	陕西永寿	108 12 33	34 55 27	12.57	4.68 ± 0.19	58.85 ± 1.92
21	陕西耀县	108 48 26	35 05 53	20.53	3.19 ± 0.23	66.42 ± 0.48
22	陕西耀县	108 53 03	35 08 14	23.36 ± 0.32	2.84 ± 0.37	66.27 ± 8.62
23	陕西周至	108 11 48	34 09 52	28.42 ± 0.51	2.43 ± 0.25	69.02 ± 7.34
24	陕西户县	108 30 01	34 09 27	29.50 ± 0.16	2.43 ± 0.25	71.64 ± 7.51
25	陕西户县	108 41 35	34 03 50	31.93 ± 0.45	2.43 ± 0.25	77.51 ± 8.19
26	陕西咸阳	108 41 56	34 20 32	49.11 ± 0.74	1.45 ± 0.20	71.24 ± 9.86
27	陕西长安	108 53 41	34 06 49	31.14 ± 0.68	2.43 ± 0.25	75.62 ± 8.09
28	陕西西安	108 56 29	34 17 35	58.20	1.091	63.64
29	陕西西安	108 57 54	34 13 15	33.64 ± 0.64	2.43 ± 0.25	81.69 ± 8.70
30	陕西临潼	109 14 03	34 22 10	40.22 ± 0.35	2.43 ± 0.25	97.67 ± 10.27
31	陕西临潼	109 23 36	34 30 21	30.98 ± 0.15	2.08 ± 0.31	64.59 ± 9.47
32	陕西渭南	109 29 21	34 31 29	31.95 ± 0.16	2.08 ± 0.30	66.40 ± 9.74
33	陕西渭南	109 29 26	34 32 16	28.50 ± 0.06	2.19 ± 0.32	62.52 ± 9.12
34	山西安泽	112 17 55	36 02 05			64.88
35	山西安泽	112 14 01	36 01 58			68.68
36	山西临汾	111 28 24	36 01 32			45.63
37	陕西定边	103 34 52	37 35 26			50.65
38	陕西定边	107 37 08	37 34 22			34.74

(据国家地震局地学断面编委会, 1991)

鄂尔多斯地块构造相对稳定,大地热流值较低,地温梯度在  $18 \sim 32.5$  / km,加权平均值为  $25.64$  / km,热导率在  $1.84 \sim 3.26$  W/ m·K 之间,加权平均为  $2.33$  W/ m·K,大地热流值在  $41.6 \sim 70$  M W/ m<sup>2</sup> 之间,加权平均为  $58.10$  M W/ m<sup>2</sup>。

## 第二节 地球物理测深剖面

自 20 世纪 60 年代以来,我国的地质工作者在黄河上游地区进行过大量的地球物理探测工作,包括人工地震测深、人工地震与天然地震的联合反演、大地电磁测深等等,获得了大量有价值的研究成果。

### 一、人工地震测深剖面

#### 1. 景泰-白银人工地震测深剖面

图 2-6 是曾融生等(1965)通过宽角反射人工地震测深获得的甘肃景泰-白银地区一维速度结构图,显示甘肃景泰-白银地区地壳中存在高速夹层。

#### 2. 门源-平凉-渭南人工地震测深剖面

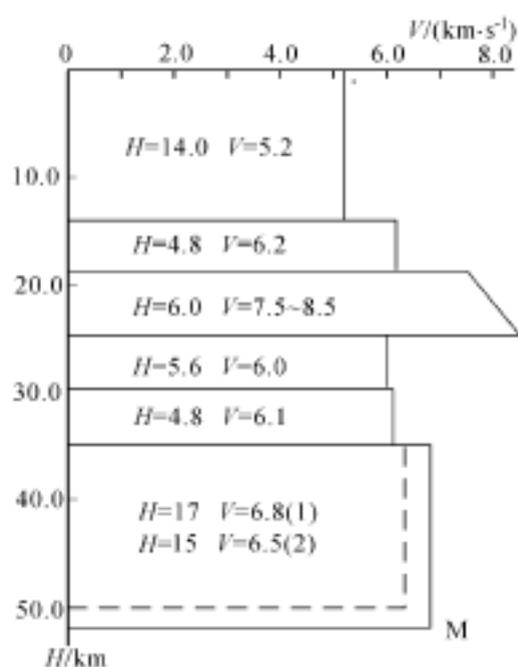


图 2-6 景泰-白银一维速度结构  
(据曾融生等,1965)

1982 年,国家地震局对门源-平凉-渭南一线进行人工地震剖面测深工作,剖面跨越祁连山造山带、鄂尔多斯地块、六盘山构造带、渭河盆地等构造单元,全长 868.9km。该剖面的速度结构(国家地震局地学断面编委会,1992)(图 2-7)。鄂尔多斯地块上沉积盖层中各地层近水平,构造运动不明显,在人工地震测深剖面上解释深度约 4km,可能为中生代白垩纪或侏罗纪地层顶面,沉积层速度约  $5.1$  km/ s,界面速度为  $5.8$  km/ s。上地壳厚度一般为  $10 \sim 20$  km,层速度约为  $6.1$  km/ s。中地壳厚度约  $9 \sim 14$  km,层速度约  $6.25 \sim 6.30$  km/ s。下地壳厚度约  $11 \sim 13$  km,层速度约  $6.8$  km/ s,莫霍面埋深约  $44 \sim 45$  km。

鄂尔多斯西南缘六盘山地区,中新世代地层已经褶皱,地震测深解释基底深度为  $1.5 \sim 4$  km,沉积层速度  $4.9$  km/ s,界面速度为  $5.8$  km/ s。上地壳厚度约  $18 \sim 23$  km,层速度约  $6.1$  km/ s,但在六盘山一带有一较厚的低速层,平均  $11$  km,最厚处达  $17$  km,低速层速度约  $5.9$  km/ s。中地壳厚度约  $11 \sim 14$  km,层速度约  $6.3$  km/ s。下地壳厚度  $8$  km 左右,六盘山东西两侧速度横向差异大,莫霍面上隆,埋深约  $43$  km。

北祁连褶皱带的西吉、会宁至永登一带,地震测深解释基底深度  $2.4$  km,沉积层速度  $4.9$  km/ s,界面速度为  $5.8$  km/ s。上地壳厚度约  $15 \sim 19$  km,层速度约  $5.9 \sim 6.1$  km/ s。中地壳厚度约  $12 \sim 16$  km,层速度约  $6.2 \sim 6.3$  km/ s。下地壳厚度约  $9 \sim 12$  km,层速度约  $6.8$  km/ s。莫霍面向西逐渐变深,从六盘山的  $43$  km,至西吉为  $46$  km,会宁为  $48$  km,到甘沟驿为  $50$  km 左右。

在会宁-张家川断裂带以西的中祁连带,中地壳速度横向差异很大,尤其在剖面的黄河

两岸。下地壳与北祁连也有明显差异,不仅下地壳厚度从东南向西北逐渐变厚,而且莫霍面从东南向西北逐渐变深。下地壳厚度在甘沟驿约 12km,到永登为 28km,门源为 30km。莫霍面深度在甘沟驿约 50km,到永登为 56km,门源 59km。下地壳速度与北祁连区别甚大,剖面上过黄河向西,下地壳存在很厚的低速层,最厚处约 20km,速度约 6.5~6.6km/s。

总体来看,该剖面的地壳厚度自西向东逐渐变薄,从门源的 59km,到鄂尔多斯地块的平均 40km 左右,相差约 19km,是一个地壳厚度变化的梯度带。

### 3. 郑州-银川人工地震测深剖面

郑州-银川人工地震测深剖面是国家地震局地球物理勘探大队 1985~1986 年完成的一条通过黄河上游地区的人工地震测深剖面,剖面全长 580km,揭示了剖面沿线的地壳上地幔结构。1992 年在中国地学大断面工作中,孙武城对该剖面进行了重新解释,获得了该剖面的二维速度结构图(国家地震局地学断面编委会,1992)(图 2-8)。

郑州-银川人工地震测深剖面的分析结果表明,在过鄂尔多斯地块的陕西韩城西华沟至宁夏灵武清水营段,地壳上地幔顶部速度结构与构造较西段单调。上地壳由四个不同的正梯度层组成,梯度值分别为 0.04~0.05km/s, 0.13km/s, 0.10~0.14km/s 和 0.03~0.05km/s。各层厚度变化不大,总体趋势是由东向西稍微加厚。由于没有获得上地壳底界的反射,未能确定上地壳的厚度。但上地壳顶部厚达 3~5km 的中生代地层较为平缓,断裂、褶皱均不发育(李清河等,1999)。中地壳为一匀速层,层速度 6.24km/s,厚度 7.5km,康氏面深度为 18.2~20.6km。康氏面上下速度跳跃差较小(0.25~0.38km/s)。下地壳由上部近似匀速层和下部较弱梯度层组成。匀速层速度 6.5~6.6km/s,层厚度 15~19km;梯度层的梯度值 0.023~0.110km/s,厚度为 3~6km。莫霍面深度 40~42km,东浅西深,莫霍面上下速度跳跃差为 1.1km/s 左右。上地幔顶部速度为 7.75~8.00km/s。

在银川盆地和贺兰山的灵武至阿拉善段,地壳、上地幔顶部速度结构纵向与横向变化明显。虽然上地壳也是由四个不同的正梯度层组成的,但各层的梯度值变化较大,尤其在银川断陷盆地,新生代沉积物厚达 8km 以上,其中第四系沉积厚度达 1.6km 以上。上地壳总厚度为 11~15km,底部速度为 6.22~6.38km/s。由于没有获得可靠的中地壳底界反射波,中地壳结构的可信程度较低。下地壳的不均匀性也十分明显,在银川盆地下方,下地壳中间夹一低速层,最低速度为 6.0km/s,低速层厚度 10~15km,低速层向鄂尔多斯地块和阿拉善地块两个方向均逐渐消失。银川盆地下方莫霍面隆起约 6km,但隆起顶部并不与盆地沉降中心相对应,而向东偏移至黄河断裂下方。由于莫霍面上隆,导致中、下地壳厚度显著变薄。下地壳底部层速度 6.76~6.77km/s,而上地幔顶部为 7.90~8.04km/s

### 4. 徽县-礼县人工地震测深剖面

李清河等(1990)在水天-礼县地区开展的人工地震测深结果显示,该区地壳结构可分为上、中、下三层。上地壳深度约 14.24km,均方根速度为 5.76km/s;中地壳深度约 28.86km,均方根速度为 5.98km/s,其中在 23.67~28.86km 之间有一厚约 5km 的低速层,其层速度仅 5.49km/s;莫霍面深度 44.38km,均方根速度为 6.29km/s。

### 5. 天水地区人工地震测深

1986 年国家地震局组织兰州地震研究所等单位,在水天地区开展了两条交叉纵测线和网状非纵测线的人工地震测深工作(闵祥仪等,1991)(图 2-9a)。测深结果显示(图 2-9b),大草滩(东经 104°)以西的西秦岭地区,地壳厚度骤然变大,由东部的 47km 厚骤然增至 50km

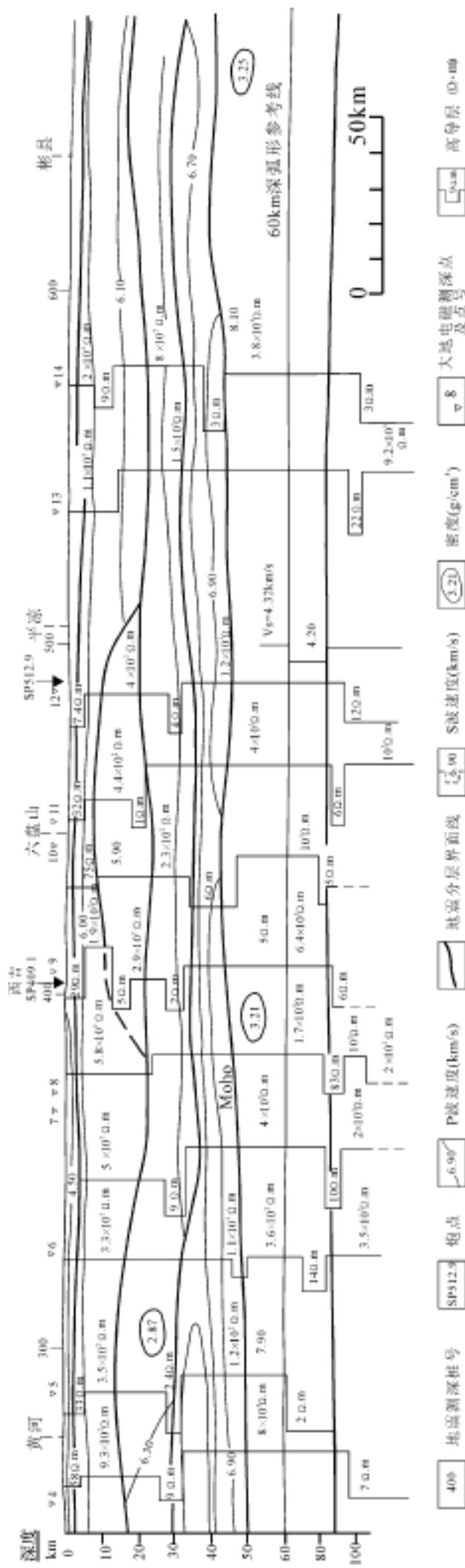


图 2-7 门源-平凉-渭南地震测深剖面二维速度结构及电性分层结构  
(据国家地震局地质学断面编委会, 1992)

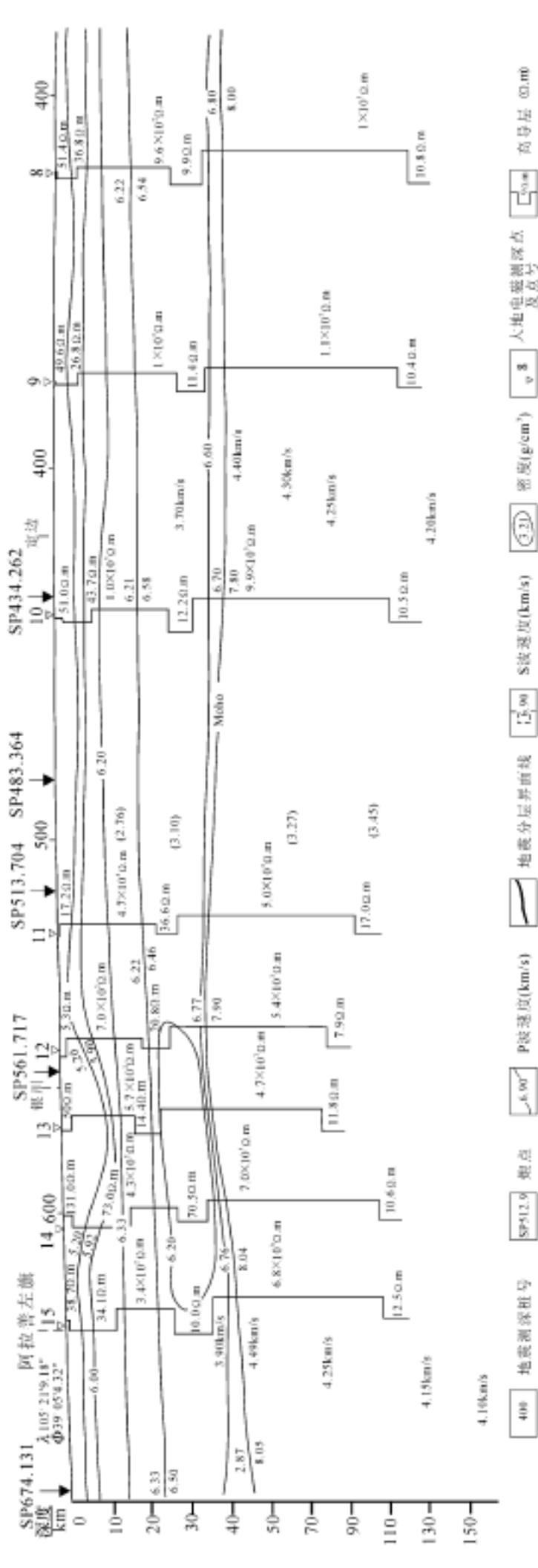


图 2-8 郑州-银川-银川人工地震测深剖面西段  
(据国家地震局地质学断面编委会, 1992)

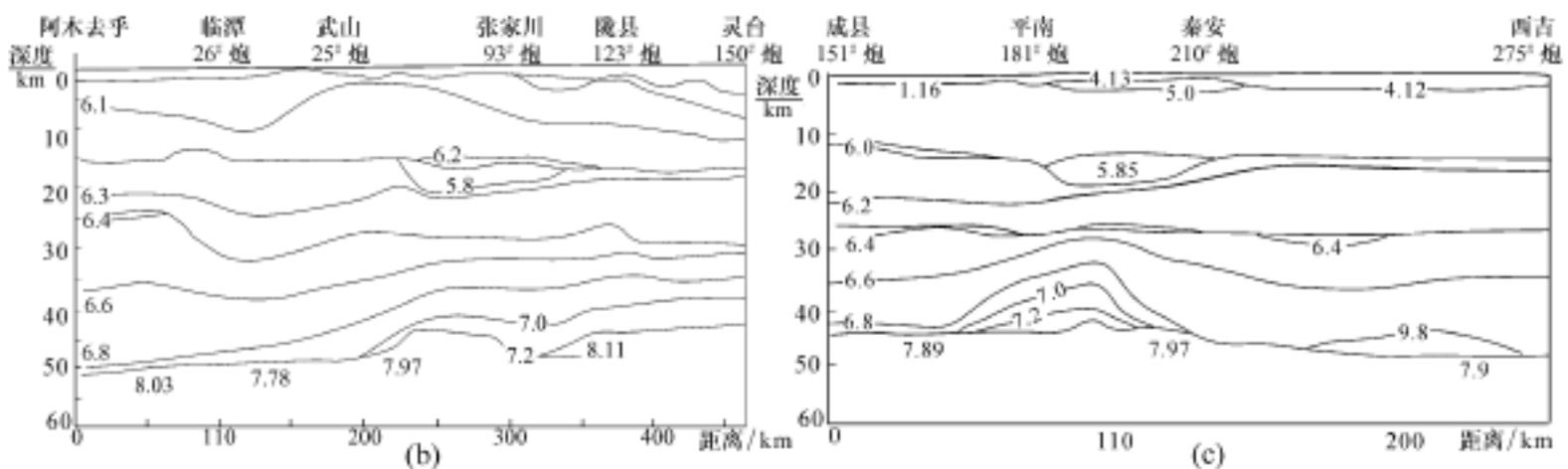
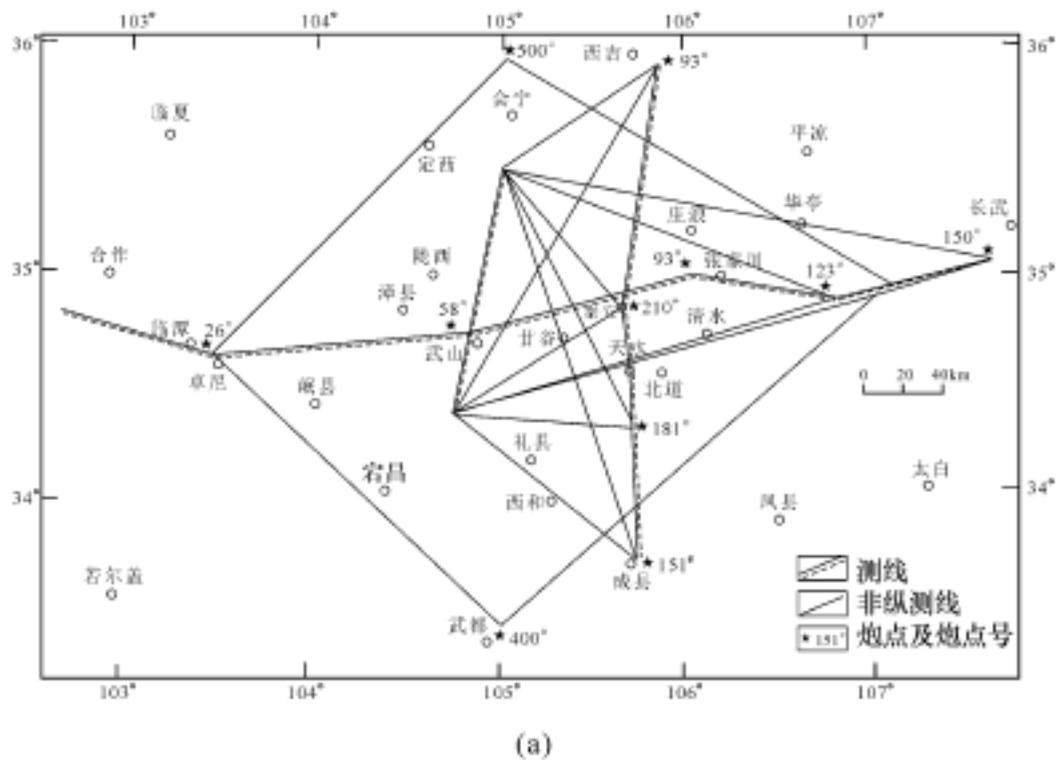


图 2-9 天水地区人工地震测深剖面位置及两条纵测线二维速度结构(km/s)  
(据阎祥仪等, 1991)

以上,其下的上地幔顶部折射波速度也开始回升,上地壳(约 20km 以内)厚度增加,但波速略低。大草滩至陇县固关(东经 106°36′)之间的祁连山段(或六盘山带),地壳厚度比西秦岭要小。此段中部武山至秦安一带莫霍面上隆,在隆起部位的东缘张家川一带,其上地壳下部 15km 深处存在一个厚 5km 的低速层,可能与断层活动有关。上地幔顶部地震波速平均为 7.88km/s,明显低于其东部地区。陇县固关(东经 106°36′)以东的鄂尔多斯地块,莫霍面埋深明显变浅,莫霍面深度约 45~46km,断裂很少,且上地壳变厚,近 20km,上地壳的平均波速较高,下地壳速度远高于其西部地区,上地幔顶部的地震波速度为 8.1km/s。在该测线大草滩(东经 104°)至新兴(东经 105°)一带,上地幔顶部地震波速度比东西段明显偏低,为 7.78km/s,可视为上地幔顶部的低速槽。

其南北向测线测深结果显示(图 2-9c)地壳可分为沉积层、上地壳、中地壳与下地壳四层。沉积层厚度为 1~3.5km,起伏较大,沉积层波速为 4.13~4.15km/s,基底界面速度为 5.83~6.08km/s。上地壳深度变化不大,在 12.4km 到 15.6km 之间,平均层速度为 5.94~6.08km/s。中地壳深度 26.2~28km。莫霍面呈南浅北深趋势,在天水至秦安间上隆,最浅仅 43km,西吉为 49km,西秦岭波速稍低,为 6.59~6.77km/s,祁连段为 6.6~6.9km/s,天

水-秦安间最高。在深度 14.8km 至 19~20km 之间,存在一个低速层,层速度为 5.85km/s,尤其在天水-秦安间该层速度最低(李清河等,1991)。

非纵测线资料解释的结果表明,该区地壳呈西厚东薄、北厚南薄的形态,西秦岭北缘断裂是一超壳深断裂。

## 二、大地电磁测深剖面

自 20 世纪 60 年代以来,原中国科学院兰州地球物理研究所、国家地震局兰州地震研究所、国家地震局地质所和郑州地球物理勘探大队等单位,在黄河上游地区开展了大量大地电磁测深工作,为分析该区地壳上地幔的电性结构奠定了基础。

### 1. 平罗-乌审旗剖面

平罗-乌审旗剖面跨越了鄂尔多斯地块和银川盆地两个构造单元,反演结果(图 2-10a)显示,鄂尔多斯地块内部,电性结构比较简单,横向变化小。表层电阻率为几十  $\Omega \cdot m$ ,厚度约为 5km,可能相当于中新世沉积层,这一结果与石油物探方法所测出的结晶基底顶面的埋深一致(林长佑等,1983;张福礼等,1994)。地壳下部存在一个高导层,顶面埋深大约在

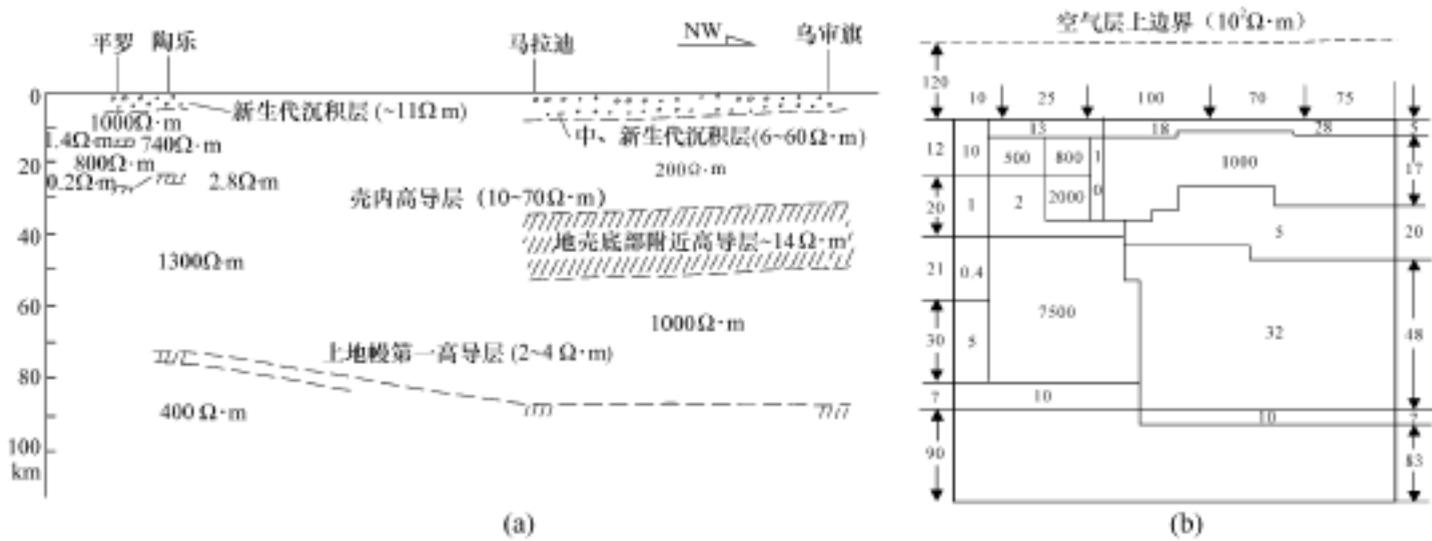


图 2-10 平罗-乌审旗电性结构剖面图

(据李清河等,1999)

(a) 一维反演结果; (b) 二维数学模拟结果

粗方框内的数字为该区电阻率,单位为  $\Omega \cdot m$ ,框外的数字为层厚度或点距,单位为 km。

虚线为空气层的上界面,电阻率取  $10^2 \Omega \cdot m$ 。测点从左到右分别是宁夏平罗西大滩、陶乐、内蒙古马拉迪、乌审旗

20km,底面埋深在 42km 左右,电阻率约为  $2 \Omega \cdot m$ 。根据人工地震测深资料,鄂尔多斯地块莫霍面深度为 40~42km,地壳下部高导层的底面与莫霍面相当。鄂尔多斯地块上地幔第一个高导层的埋深,不同解释方法结果不太一致,二维反演结果为 90km(李清河等,1999),而一维解释为 98km(林长佑等,1983)或 110km(国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组,1988)。

银川盆地的平罗、陶乐两个测点虽然相距较近,但电性结构差别较大(图 2-10b)。表层电阻率基本一致,约十几  $\Omega \cdot m$ ,厚度约 5km 左右,比较接近。壳内高导层分布上两点差别较大,在平罗测点,壳内有一个厚度达 20km 的高导层,顶面埋深为 12km。陶乐测点壳内高导层顶面埋深为 27km,厚度仅 5km。银川盆地上地幔第一高导层顶面埋深为 84km 左右,明

显比鄂尔多斯地块上地幔第一高导层顶面要浅。

## 2. 靖边-阿拉善左旗剖面

该剖面是上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面的一部分,其探测结果(国家地震局地学断面编委会,1992)(图 2-11)显示,鄂尔多斯地块上的陕西靖边、定边和宁夏盐池三个测点电性结构比较一致,可分为六个电性层,表层电阻率约为  $50 \cdot m$ ,厚度  $1 \sim 2km$ ,为新生代沉

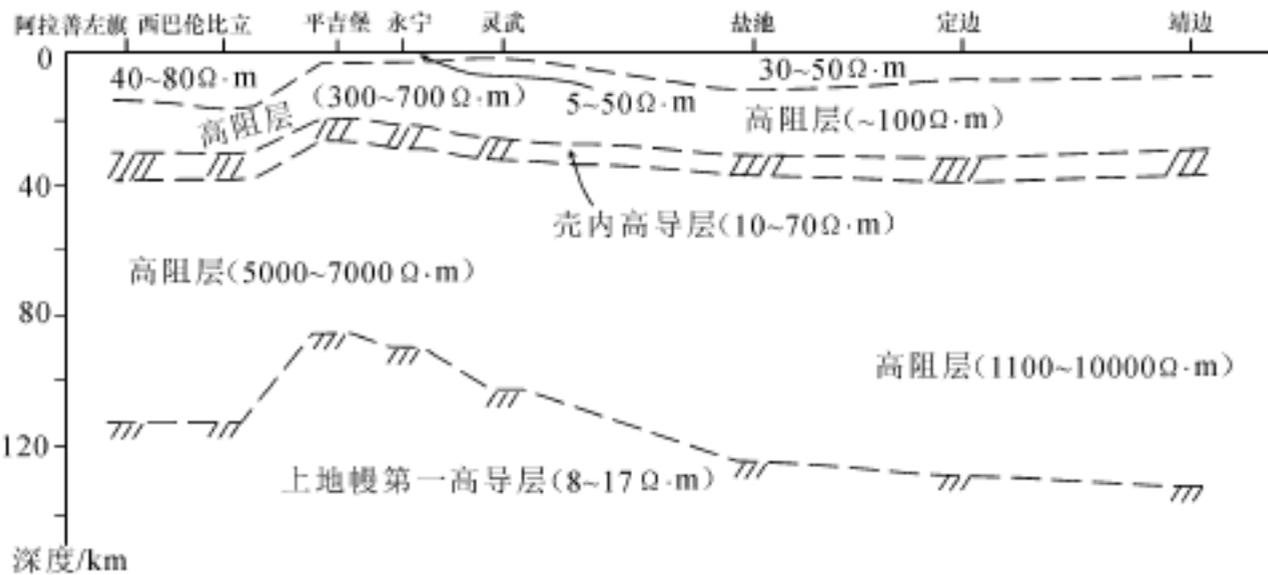


图 2-11 阿拉善左旗-靖边剖面电性结构图

(据国家地震局地学断面编委会,1992)

积层。第二层是电阻率约为  $30 \cdot m$  的低阻层,厚度  $4.8 \sim 7.5km$ ,呈东浅西深的特点,这一层相当于白垩—三叠系。第三层是电阻率约为  $1000 \cdot m$  的高阻层,厚度  $20 \sim 25km$ ,相当于地壳上层结晶基底及花岗岩层。第四个电性层是电阻率约为  $11 \cdot m$  的壳内低阻层,厚度  $7 \sim 8km$ ,顶面深度为  $30 \sim 32km$ ,底面埋深为  $36 \sim 39km$ ,与深度为  $40 \sim 42km$  的莫霍面比较接近,该低阻层与下地壳较弱的速度梯度层相当。第五电性层是电阻率为  $10^3 \sim 10^4 \cdot m$  的高阻层,厚度为  $87 \sim 92km$ 。第六电性层是电阻率约为  $10 \cdot m$  的低阻层,即上地幔第一高导层,顶面深度为  $123 \sim 131km$ ,可能为软流层顶面的埋深。

银川盆地的永宁和平吉堡两个测点的电性结构与鄂尔多斯地块上的测点电性结构不同。表层电阻率为  $5 \sim 50 \cdot m$ ,厚度仅为  $2.4 \sim 3.1km$ ,可能为中新生代沉积层。第二层是电阻率为  $600 \sim 700 \cdot m$  的高阻层,层厚  $16 \sim 19km$ ,底面深度  $19 \sim 22km$ ,相当于下地壳的分界面。第三层为壳内低阻层,电阻率为十几  $\cdot m$ ,厚度  $6 \sim 8km$ ,其深度范围相当于中下地壳内的低速异常体。第四层是电阻率为  $5000 \cdot m$  左右的高阻层,厚度  $60km$ ,底面深度约为  $85 \sim 89km$ ,也就是上地幔第一高导层的顶面,该高导层的电阻率为  $8 \sim 12 \cdot m$ 。上地幔第一高导层与软流层相当,其顶面深度与鄂尔多斯地块  $120km$  的深度相比较显示,软流层在银川盆地强烈上隆。

阿拉善地块的电性结构与鄂尔多斯地块相似,表层是电阻率为  $100 \cdot m$  左右的新生代沉积层,厚度约  $1.5 \sim 2.5km$ 。其下是电阻率为  $50 \cdot m$  左右的低阻层,厚度  $12 \sim 15km$ ,相当于中生代白垩—三叠纪地层。第三层是  $400 \cdot m$  左右的高阻层,厚度  $12 \sim 15km$ ,相当于花岗岩层。第四层是  $10 \sim 70 \cdot m$  左右的高导层,厚度  $7 \sim 9km$ ,顶面深度  $29 \sim 30km$ ,底面深度  $37 \sim 38km$ ,与下地壳异常低速层相当。上地幔第一高导层深度为  $112km$ ,与鄂尔多斯地块相近。

### 3. 景泰-定边剖面

景泰-定边剖面大地电磁测深结果(图 2-12)(屈健鹏等, 1996, 1998)显示, 鄂尔多斯地块电性结构具有很好的成层性和稳定性。鄂尔多斯地块西缘大水坑到大罗山之间上地幔第一高导层深度 100~92km, 与鄂尔多斯地块上地幔第一高导层埋深 107~110km 相比有所隆起。大罗山以西, 电性结构大体相似。仅在两端壳内高导层顶面有一突变, 上地幔第一高导层向西逐渐加深。

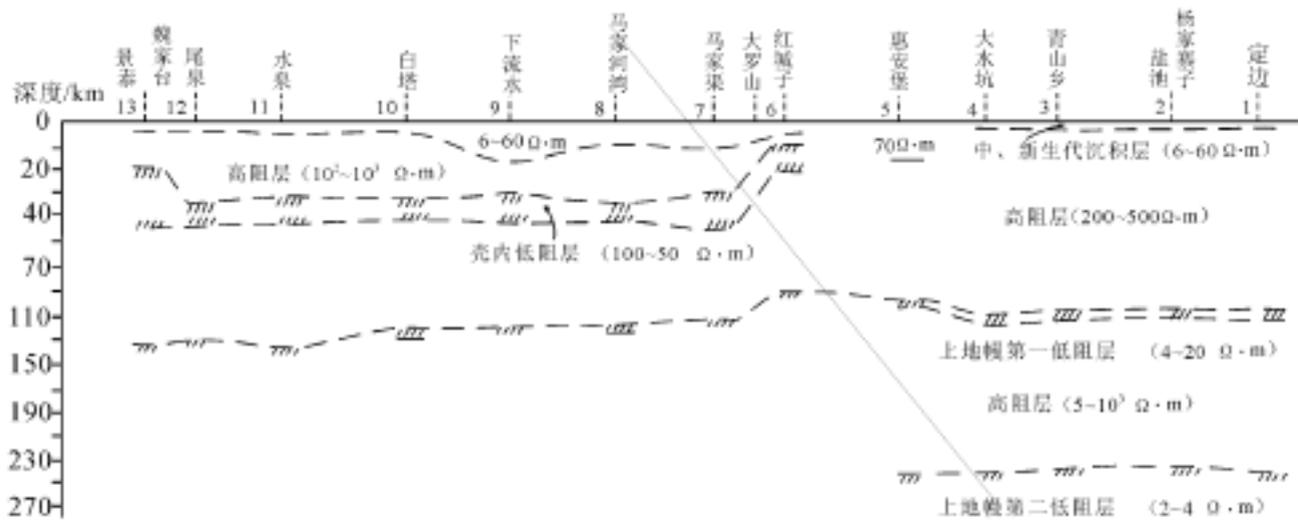


图 2-12 景泰-定边剖面电性结构图  
(据屈健鹏等, 1998)

## 第三节 岩石圈结构特征

### 一、地壳厚度

图 2-13 是通过剩余布格重力异常反演得到的地壳厚度图, 显示黄河上游地区地壳厚度总体上自西南向东北逐渐变薄, 黄河上游地区大部分位于青藏高原东北部地壳由厚变薄的梯度带上。黄河源头地区地壳厚度 60~64km, 鄂尔多斯及其周缘地区地壳厚度在 42~44km 之间。青海门源至福建宁德地学断面研究显示(国家地震局地学断面编委会, 1991), 鄂尔多斯地块地壳厚度平均 40km, 青海湖为 58km, 秦岭大别造山带 35~37km。莫霍界面的深度从门源的 58km 至永登急剧抬升到 42km, 在彬县和黄陂附近的莫霍界面有 3~4km 的隆起, 在渭河盆地深到 35km 左右。莫霍界面总趋势是西浅东深, 变化幅度近 25km。

黄河上游地区结晶基底埋深变化较大, 祁连造山带东段、秦岭造山带厚度为零, 河套地区近 8km, 银川盆地 3~4km, 鄂尔多斯地块南缘 5~6km, 而渭河地堑却深达 10km。上地壳的厚度较大, 鄂尔多斯地块上地壳厚度约 14km, 以西厚达 14~23km, 以东为 9~14km。中地壳比较均匀, 厚度横向变化较小, 厚 9.5~15.5km。下地壳的厚度变化较大, 鄂尔多斯地块小于 10km, 而祁连造山带却有 30km, 渭河断陷由于上地幔的引张作用, 下地壳厚度急剧减薄, 只有 3~6km。据此分析, 地壳由西向东减薄主要是下地壳的厚度变小引起的。

张少泉等(1985)通过对门源-平凉-渭南地震测深剖面资料进行了分析认为, 地壳厚度在

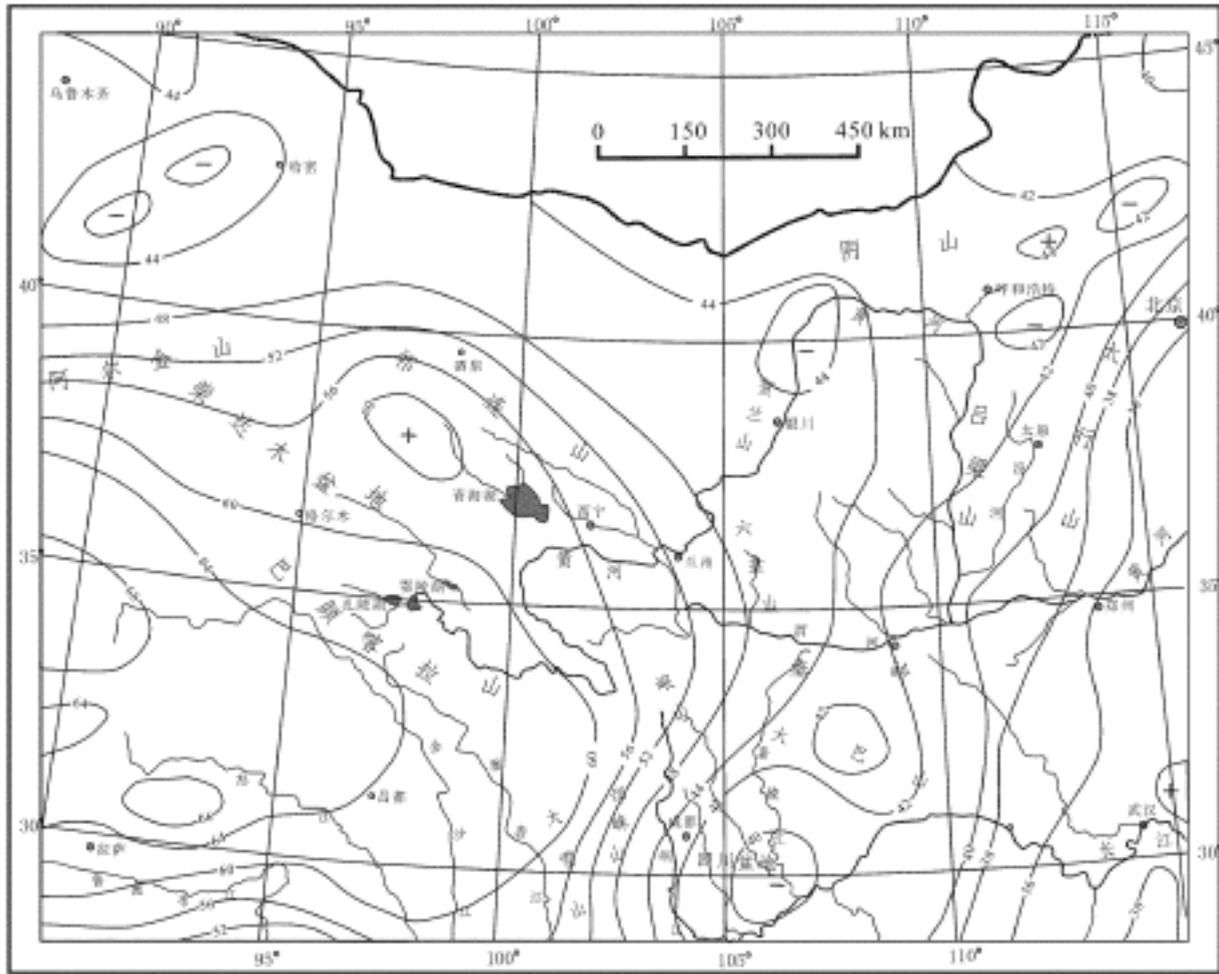


图 2-13 黄河上游地区重力反演地壳厚度图  
(据马杏垣等, 1989)

西段为 57.2km, 中段 44.1km, 东段 35.4km, 莫霍面深度与地面高程呈镜像对称关系。

## 二、地壳速度结构

根据黄河上游地区一系列人工地震测深剖面 and 过该区的 GGT 剖面的探测结果, 黄河上游地区各构造单元的速度结构如下。

### 1. 祁连造山带东段

地壳固结部分上、中地壳的厚度变化不大, 比较稳定, 而下地壳厚度变化较大, 在门源为 27km, 至西吉炮点减小到 13.5km, 且中、下地壳向上挠曲, 有向六盘山推挤的趋势。地壳总厚度 45 ~ 58km, 地壳平均速度 6.35km/s。其中: 沉积盖层: 厚 0 ~ 4km, 层速度 4.9km/s; 上地壳: 厚 14 ~ 19.5km, 层速度 5.9 ~ 6.2km/s; 中地壳: 厚 10 ~ 15.5km, 层速度 6.25 ~ 6.6km/s; 下地壳: 厚 13.5 ~ 27km, 层速度 6.6 ~ 6.8km/s; 下地壳低速层: 厚 5 ~ 17km, 层速度 6.5km/s; 上地幔顶部速度 7.9km/s。

### 2. 六盘山构造带

六盘山构造带是中国东西两大构造单元的分界线, 地壳结构与祁连造山带截然不同。上地壳巨厚, 达 23km, 而下地壳减薄, 最薄处只有 7km。在六盘山下, 地壳上隆, 与六盘山呈相关关系, 中、下地壳形成细颈构造, 呈现自下而上仰冲推覆形态。鄂尔多斯地块的中、下部有向六盘山下插的趋势。地壳总厚度 42.5km, 地壳平均速度 6.16km/s。其中: 沉积盖层: 厚 4km, 层速度 4.9km/s; 上地壳: 厚 19 ~ 23km, 层速度 6.13km/s; 低速层: 厚 11km, 层速度 5.9km/s; 中地壳: 厚 9.5 ~ 12.5km, 层速度 6.3km/s; 下地壳: 厚 7 ~ 12.5km, 层速度 6.8km/s。

s; 上地幔顶部速度 7.9km/ s。

### 3. 鄂尔多斯地块

地壳总厚度 40km, 地壳平均速度 6.19km/ s。其中: 沉积盖层: 厚 5 ~ 6km, 层速度 5.1km/ s; 上地壳: 厚 14km, 层速度 6.1km/ s; 中地壳: 厚 12km, 层速度 6.35km/ s; 下地壳: 厚 11.5km, 层速度 6.7km/ s; 上地幔顶部速度 8.10km/ s。

### 4. 渭河断陷

渭河断陷位于鄂尔多斯地块东南缘, 南侧与秦岭造山带相连, 曾于 1556 年发生 8 级大地震。其地壳结构十分典型的揭示了新生代裂谷盆地的特征, 速度为 5.8km/ s 的基底最深处达到 10km, 断陷与秦岭之间的边界断裂断距大于 10km, 并向下延伸穿透莫霍面, 是可以肯定的超壳大断裂。盆地北坡以阎良、鲁桥和三原口镇的三组断裂为界逐渐抬升, 到口镇附近抬升到 2 ~ 3km。固结地壳厚度变小至 25km, 特别是下地壳拉张的很薄, 平均为 4km。上地幔上隆, 地壳总厚度只有 35km, 形成典型的细颈型构造。上地幔顶部的速度也偏低(7.90 km/ s)。地壳总厚度 35km, 地壳平均速度 5.9km/ s。其中: 沉积盖层: 厚 2.5 ~ 10km, 层速度 4.4km/ s; 上地壳: 厚 10 ~ 12km, 层速度 6.1km/ s; 中地壳: 厚 10 ~ 14km, 层速度 6.3km/ s; 下地壳: 厚 3 ~ 6km, 层速度 6.9km/ s; 上地幔顶部速度 7.9km/ s。

### 5. 秦岭造山带

按照一般规律, 秦岭造山带的地壳厚度应接近或大于 40km, 但实测结果平均为 36km。中地壳为低速层, 上地幔顶部速度偏低, 在沿走向和垂直走向的剖面上都没有发现有山根存在, 说明秦岭造山带地壳增生过程中仍然处于活动阶段。地壳总厚度 35.0km, 地壳平均速度 6.00km/ s。其中: 沉积盖层: 厚 0 ~ 4km, 层速度 5.2km/ s; 上地壳: 厚 9 ~ 14km, 层速度 6.05km/ s; 中地壳低速层: 厚 11 ~ 14km, 层速度 5.8km/ s; 下地壳: 厚 7 ~ 9km, 层速度 9.68km/ s; 上地幔顶部速度 7.8km/ s。

### 6. 鄂尔多斯地块

具有壳幔结构简单, 整体稳定的特点。上地壳由 4 个速度梯度层组成: 0.04 ~ 0.05 km/ (s·km), 0.13km/ (s·km), 0.10 ~ 0.14km/ (s·km) 和 0.03 ~ 0.05 km/ (s·km)。中地壳为一均速层, 层速度为 6.24km/ s, 深 19.4km, 厚 7.5km。下地壳由上部近于均速层和下部较弱的速度梯度层组成。均速层的速度为 6.5 ~ 6.6km/ s, 厚 15 ~ 19km; 梯度层梯度值为 0.023 ~ 0.110 km/ (s·km), 厚度 3 ~ 6km。莫霍面: 深度为 40 ~ 42km, 东浅西深, 上地幔顶部的速度为 7.75 ~ 8.00km/ s。

### 7. 银川盆地

鄂尔多斯西缘银川盆地地壳和上地幔顶部的速度结构纵向与横向变化明显。在银川盆地, 新生代沉积达到 8km, 上地壳总厚度 11 ~ 15km, 底部速度为 6.22 ~ 6.38km/ s。银川盆地下方, 下地壳上部发生强烈的速度逆转, 最低速度为 6.0km/ s, 厚度为 10 ~ 15km, 并分别向鄂尔多斯地块和阿拉善地块方向逐渐消失。银川盆地下方莫霍界面隆起约 6km, 但是隆起顶部并不与盆地沉降中心相对应, 而是向东偏移到黄河断裂的下方。

另外, 在一些构造单元的固结地壳内存在不同深度、不同速度、不同厚度和不同规模的低速层。祁连造山带的下地壳内有 17km 厚, 速度为 6.50km/ s 的低速层, 六盘山构造带上地壳底部存在厚度为 11km, 长度为 100km, 速度为 5.90km/ s 的低速透镜体。

### 三、地壳上地幔横波速度结构

据上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面研究结果(国家地震局地学断面编委会, 1992), 鄂尔多斯地块和阿拉善地块 S 波的速度结构具有类似特征, 分别从 53km ( $V_s = 4.40\text{km/s}$ )、62km ( $V_s = 4.49\text{km/s}$ ) 深处向下速度依次降低至 4.20km/s 或 4.10km/s。如果将速度为 4.20km/s 的相应深度作为上地幔低速层的顶界, 则鄂尔多斯地块和阿拉善地块下方的上地幔低速层的埋深分别是 106km 和 108km。

据青海门源至福建宁德地学断面研究结果(国家地震局地学断面编委会, 1992), 沿青海门源至福建宁德地学断面, 鄂尔多斯地块的上地幔低速层埋深 54km, 相对较浅, 高速层顶盖的厚度较薄, 只有 15km, 低速层的厚度也大于 100km, 速度相对偏低, 属构造活动区所具有的上地幔结构特征。鄂尔多斯地块的地壳内无低速层, 可是横波平均速度都偏低, 只有  $V_s = 3.46\text{km/s}$ , 也显示为不稳定的地壳结构特点。但从鄂尔多斯地块本身的纵波速度看 ( $V_p = 6.20\text{km/s}$ ), 应属于稳定型的地壳结构。因此认为“稳定的鄂尔多斯地块漂浮在不稳定的上地幔之上, 使其周边的地震活动性较强”。

青海门源至福建宁德地学断面中, 秦岭褶皱系的地壳厚度只有 35km, 显然偏薄, 地壳的平均速度也偏低 ( $V_s = 3.56\text{km/s}$ ), 上地幔的高速顶盖比其西北的祁连褶皱系和鄂尔多斯地块厚, 为 40km, 而其以东的大别隆起带与扬子地台都无低速层。秦岭下面的低速层埋深 75km, 速度偏低, 厚度也大于 140km, 其上地幔应属于过渡性质的结构。中祁连隆起带和北祁连褶皱带的上地幔有相似的结构特征, 上地幔低速层的埋深由中祁连隆起带向北祁连褶皱带逐渐变浅, 由 83km 变到 64km, 壳下岩石圈(高速层顶盖)的厚度由 20km 变浅至 15km, 低速层的厚度由大于 100km 变薄到 25km, 是构造活动区所具有的特征。

### 四、岩石圈结构特征

综合黄河上游地区的重力场、磁异常、大地电磁测深、人工地震测深、大地热流测量等地球物理探测资料, 显示黄河上游地区总体上处于地壳、岩石圈结构的转变带、过渡带和活动带上。黄河上游地区大部分位于青藏高原东北部地壳、岩石圈由西南向东北由厚变薄的梯度带上。地壳组成具有特征不同的三层结构, 下层地壳主要为麻粒岩相的岩石所组成, 中层地壳主要为角闪岩相和混合岩相的岩石所组成, 上层地壳主要为花岗片麻岩与混合岩相所组成。但是, 在个别地区, 固结地壳存在两层结构。鄂尔多斯地块和阿拉善地块重、磁异常平缓, 地壳、岩石圈速度结构、电性结构稳定、大地热流值相对较低, 构造运动微弱。河套断陷、银川断陷与渭河断陷以宽缓的弱负磁异常为主, 为负均衡重力异常区, 地壳、岩石圈速度结构和电性结构相对复杂, 发育低速层和高导层, 地壳和上地幔隆起, 大地热流值相对较高, 构造活动强烈。祁连造山带岩石圈结构处于过渡带、活动性较强, 秦岭造山带地壳厚度较薄, 上地幔顶部速度偏低, 且没有山根发育, 表明其尚处于活动阶段。黄河源头地区地壳厚度大, 重、磁异常比较平缓, 岩石圈结构资料较少。

## 参 考 文 献

- 地质矿产部地球物理地球化学勘查研究所,地质矿产部区域重力调查方法技术中心.1989.1 250万中华人民共和国布格重力异常图及说明书
- 国家地震局《鄂尔多斯周缘活动断裂系》课题组.1988.鄂尔多斯周缘活动断裂系.北京:地震出版社
- 国家地震局地学断面编委会.1992.青海门源至福建宁德地学断面及说明书.北京:地震出版社
- 国家地震局地学断面编委会.1992.上海奉贤至内蒙古阿拉善左旗地学断面及说明书,北京:地震出版社
- 李清河.1991.天水地区S波速度结构,西北地震学报,13(增刊)48~54
- 李清河.1991.天水地震区地壳结构特征,西北地震学报,13(增刊)
- 李清河,郭建康,周民都等.1991.成县-西吉剖面地壳速度结构,西北地震学报,13(增刊):37~43
- 李清河,郭守年,吕德徽.1999.鄂尔多斯西缘与西南缘深部结构与构造.北京:地震出版社
- 李清河,闵祥仪,郭建康等.1990.天水-礼县地区地壳速度结构.西北地震学报,12(2):49~58
- 梁桂培,李渭娟.1992.南北地震带北段深部构造与均衡异常,见:大陆多震层研究.北京:地震出版社
- 林长佑等.1983.内蒙古、甘、宁某些地区地球上部电导率分布的横向变化特征.西北地震学报,5,1
- 林长佑等.1995.天水地区莫霍面附近的高导层及壳幔过渡带.地震学报,17(2):230~236
- 马杏垣等,1989.中国岩石圈动力学地图集,北京:中国地图出版社
- 闵祥仪,1991.天水地区人工地震测深观测系统与观测资料,西北地震学报,13(增刊):5~7
- 闵祥仪,周民都,郭建康等.1991.灵台-阿木去乎剖面地壳速度结构.西北地震学报,13(增刊):29~36
- 屈健鹏等.1996.鄂尔多斯西南定边—大罗山大地电磁测深剖面解释.西北地震学报,18(4):32~37
- 屈健鹏等.1998.鄂尔多斯西缘定边-景泰地壳上地幔电性结构分析.西北地震学报,20,1
- 杨华等.1991.青藏高原东部航磁特征及其与构造成矿带的关系.北京:地质出版社
- 曾荣生等.1965.我国西北地区地壳中的高速夹层.地球物理学报,14,94~106
- 张必敖等.1987.南北地震带北段地温场的初步探讨.西北地震学报,9,1
- 张福礼,黄舜兴,杨昌贵等.1994.鄂尔多斯盆地天然气地质.北京:地质出版社
- 张少泉.1988.地球物理学概论,北京:地震出版社
- 张少泉,武利均,郭建明等.1985.中国西部地区门源-平凉-渭南地震测深剖面资料的分析解释.地球物理学报,28(5):460~472
- 张云琳,郭守年,司玉兰等.1988.鄂尔多斯块体西南缘的大地电磁测深.华北地震科学,6,3
- 周民都,李清河,闵祥仪等.1991.天水地震区非纵资料解释,西北地震学报,13(增刊)

## 第三章 黄河上游地区新生代地层

黄河上游地区新生代地层分布广泛,除西南部山区以外,大部分地区为新生代地层所覆盖。区内古近系和新近系全部为陆相湖盆和山间坳地型沉积,第四纪沉积类型繁多,主要发育有河湖相沉积、冲洪积、坡积、冰碛和风成沉积。

### 第一节 古近系

黄河上游地区的古近系主要分布在西秦岭及其以北地区,可以划分为河套盆地、银川盆地、陇东区、西秦岭 4 个地层小区(图 3-1)。河套盆地地区包括河套盆地及其周边地区;银川盆地地区包括银川盆地及其周边地区;陇东区包括陇西和陇东两个盆地。陇西盆地的范围大致

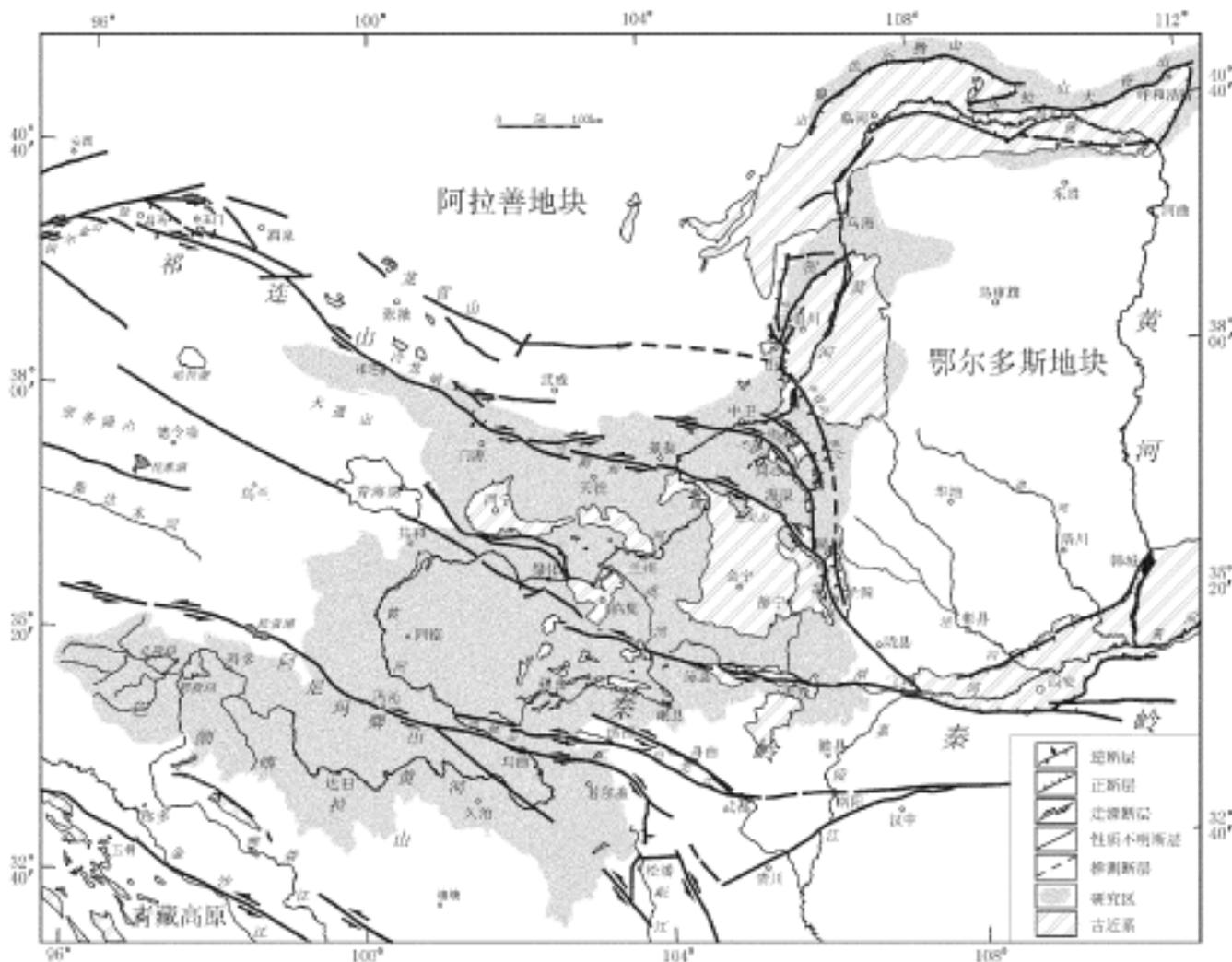


图 3-1 黄河上游地区古近系分布图

为乌鞘岭-老虎山以南、秦岭以北、六盘山以西、日月山以东的广大地区,可进一步划分为定西-静宁、兰州、临夏、西宁四个次级盆地。陇东盆地位于六盘山以东,南部和东部进入陕西、北部延入宁夏。西秦岭区包括礼县、徽成、岷县、临潭、合作、甘加等十余个山间坳地,分布比

表 3-1 黄河上游及邻区古近系和新近系地层划分对比表

地层区 地层系统		陇东										鄂尔多斯	河西走廊	柴达木盆地	集宁					
		陇东盆地		西 宁 盆 地	临 夏 盆 地		兰 州 盆 地		五 泉 山 组		更 新 统					第 四 系				
第四系	更新统	五泉山组		临夏组	更新统	五泉山组	五泉山组	五泉山组	五泉山组	五泉山组	五泉山组	更新统	第四系	七个泉组	第四系	集宁				
	上新统	甘肃群		临夏组	临夏组	积石组	临夏组	临夏组	临夏组	临夏组	临夏组	曲沟组	N <sub>2</sub>	狮子沟组	N <sub>2</sub>	集宁				
中新统		甘肃群		咸水河组	咸水河组	何王家组	上咸水河组	中咸水河组	上咸水河组	东乡组	东乡组	N <sub>1</sub>	N <sub>1</sub>	上干柴沟组	上干柴沟组	上干柴沟组	上干柴沟组			
		甘肃群		咸水河组	车头沟组	柳树组	中庄组	上庄组	中庄组	上庄组	上庄组									
渐新统		固原群		清水营组	马哈拉沟组	他拉组	下咸水河组	下咸水河组	下咸水河组	下咸水河组	下咸水河组	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	白杨河组	白杨河组	白杨河组	白杨河组	白杨河组		
		固原群		清水营组	谢家组	谢家组	谢家组	谢家组	谢家组	谢家组	谢家组								谢家组	伊克布拉格组
始新统		固原群		寺口子组	洪沟组	野狐城组	野狐城组	野狐城组	野狐城组	野狐城组	野狐城组	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	火烧沟组	火烧沟组	火烧沟组	火烧沟组	火烧沟组	火烧沟组	
		固原群		寺口子组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组									祁家川组
古新统		固原群		寺口子组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	E <sub>3</sub> <sup>1</sup>	路乐河组	路乐河组	路乐河组	路乐河组	路乐河组	路乐河组	路乐河组
		固原群		寺口子组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组	祁家川组									

较零散。从沉积特征上来看,古近系为一套干燥气候条件下形成的含石膏红色沉积,特别是古近系上部以石膏为主的盐类沉积特别发育。各地层小区及其邻区的地层划分对比如表 3-1。

## 一、河套盆地地层区

本区的古近系主要发育在河套盆地内,沉积厚度大,埋藏深。经物探和钻井资料揭露,古近系在河套盆地的临河拗陷、乌拉山山前拗陷、呼和浩特拗陷之中均有分布,总厚度达 1000 m,直接不整合于下白垩统之上,缺失古新统,自下而上分为始新统乌拉特组和渐新统临河组(张兴翥,1983;内蒙古自治区地质矿产局,1991)。

乌拉特组底部为棕褐色块状砾岩、砾状砂岩;中、上部为棕红、紫红、绿灰、深灰色粉细砂岩与泥岩不等厚互层,夹薄层白云质灰岩。呈正沉积旋回、水平层理、波状层理等特征,厚 172~178 m。所含孢粉为小榆粉-朴粉-三孔庭粉组合(内蒙古自治区地质矿产局,1991),与下伏下白垩统不整合接触。

临河组由一套胶结致密的灰绿、深灰、灰黑色泥岩夹粉细砂岩组成,偶夹浅灰色泥灰岩、灰质白云岩薄层,含黄铁矿结核及次生石膏脉。具水平层理、水平波状层理及斜层理,局部出现交错层,厚 483~1006 m。整合与始新统乌拉特组之上。

## 二、银川盆地地层区

本区古近系除在银川盆地内广泛发育外,在银川盆地的南部地表也有出露。银川盆地内的古近系埋藏深,沉积厚度达 3600 m(IGCP 第 206 项中国工作组,1989)。地表出露的古近系以河湖相沉积为主。自下而上依次为始新统寺口子组、下一中渐新统清水营组和上渐新统贺家口子组。缺失古新统沉积。

寺口子组下部为砖红色含砾砂岩,上部为砖红色砂岩、细砂岩。与下伏下白垩统角度不整合接触。

下渐新统未建组,主要岩性为紫红色泥岩和砖红色砂岩,夹少量石膏。与下伏始新统寺口子组为平行不整合接触。

清水营组以湖相沉积为主,兼有河流相的红色沉积,主要岩性为砖红色、浅红色泥岩、粉砂岩、细砂岩,夹多层优质石膏矿层,含较多的脊椎动物化石。

贺家口子组,以湖相为主,由一套红色泥岩夹少量砂岩石膏层组成,含腹足类化石(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。

## 三、陇东地层区

陇东地层区古近系发育齐全,分布广泛。

在陇东盆地,古近系统称为固原群,是由袁复礼 1925 年命名的固原系沿革而来的,岩相、厚度变化较大。可进一步划分为古新统一始新统寺口子组及渐新统清水营组(甘肃省地质矿产局,1989)。寺口子组下部为红色砾岩,厚 10~30 m,局部可达 564 m,平行或角度不整合与下白垩统六盘山群之上;上部为砖红色砂岩夹泥岩,厚约 320 m。清水营组下部为红色细砂岩,含钙质结核;上部为紫红、土红色砂质泥岩,夹蓝灰色泥岩、石膏质泥岩及石膏层。清水营组厚约 205 m(甘肃省地质矿产局,1989;施雅风,1998)。

在陇西盆地的四个次级盆地中,古近系划分和名称各不相同。在西宁盆地,古近系统称

西宁群,自下而上分为古新统祁家川组、始新统洪沟组和渐新统马哈拉沟组(青海省地质矿产局,1991)。祁家川组上部为棕红色泥岩夹石膏及泥灰岩,局部夹薄层菱铁矿;下部为桔红、棕红色泥岩、砂岩、砾岩及泥灰岩,厚 33 ~ 568 m。与下伏上白垩统呈角度不整合接触。洪沟组在盆地内下部为棕红色泥岩,中部为灰绿色泥质石膏岩与棕红、砖红色泥岩互层,上部为灰绿色石膏岩夹钙芒硝及灰黄色泥灰岩;在盆地边缘则为红色砾岩、砂砾岩。厚 88 ~ 427 m,与下伏祁家川组为连续沉积。马哈拉沟组在盆地中心以石膏岩和泥岩为主,在盆地边缘以红棕色泥岩、砂岩为主夹砾岩,是主要膏岩层,厚约 133 ~ 527 m,与下伏洪沟组为连续沉积。

在兰州盆地与西宁群相当的地层为古新统一始新统西柳沟组、渐新统野狐城组(甘肃省地质矿产局,1989)。西柳沟组为桔红色疏松砂岩,底部为泥钙质结核层或砂砾岩层,不整合于下白垩统河口群之上,厚度 59 ~ 593 m。野狐城组以暗红色泥岩夹砂岩为主,以富含石膏为特征,整合于西柳沟组之上,厚度 198 ~ 831 m。岳乐平等(2000)对兰州盆地永登剖面第三系沉积物的磁性地层学研究表明,西柳沟组顶界年龄为 51 Ma,上部 152 m 砖红色块状砂岩古地磁年龄为 58 ~ 51 Ma。由于在西柳沟组下部没有取样,因此,西柳沟组时代为古新世至始新世早期。野狐城组顶界年龄大约为 31.5 Ma,底界年龄为 51 Ma,时代为早始新世晚期-早渐新世早期。野狐城组之上的咸水河组古地磁年龄为 31.5 ~ 15 Ma,其下段含南坡坪动物群与峡沟动物群的红色粘土及砂岩古地磁年龄为 31.5 ~ 20.0 Ma,时代为早渐新世-早中新世早期。

在临夏盆地,早期人们也划分有古新统-始新统西柳沟组、渐新统野狐城组(甘肃省地质矿产局,1989)。后来李吉均等人(1994)对临夏盆地新生代沉积物的古地磁测年表明,古近系在临夏盆地仅发育渐新统上部称他拉组,年龄为 21.81 ~ 30.61 Ma,岩性自下而上,依次为山麓河流相紫红色砂砾岩、河湖相紫红色粉砂岩泥岩互层和紫红色块状、湖相泥岩(施雅风等,1998)。

在定西-静宁盆地,古近系统称固原群,靖远及六盘山西麓下部为紫红色巨厚层砾岩、砂砾岩及含砾砂岩,厚 368 m;上部为浅紫红、桔黄色厚层砂岩、砂质泥岩,夹砾岩、石膏及透镜状灰岩,厚 788 m。定西、会宁、秦安一带为紫红、灰白、棕灰色砾岩、砂岩互层,厚度数十米至 300 m 不等。角度不整合在不同时代地层之上。

#### 四、西秦岭地层区

本区的古近系分布比较分散,大部分为秦岭造山带内的坳地型沉积,部分坳地的一侧有断层发育,主要包括徽县-成县盆地、礼县、临潭、合作、甘加、桑科、大酒滩、红科坳地等,从生物化石和沉积特征上可与陇西盆地的古近系大致对比。由于研究程度不高,笼统称为固原群。岩性主要为一套红色、砖红色、紫红色的砾岩、砂岩和泥岩。

此外,黄河上游地区周边的河西走廊地层区古近系自下而上为火烧沟组和白杨河组。火烧沟组主要岩性为桔红色中细粒砂岩,棕红色、浅红色砂岩、泥岩,含泥钙质结核,与下伏下白垩统角度不整合接触,是一套山麓-河湖相沉积。白杨河组岩性主要为桔红色细砂岩、砂岩、砂砾岩、棕红色泥岩,或平行不整合覆于火烧沟组之上,或直接不整合于中生代及更老的地层之上。过去火烧沟组定为古新统-始新统,其上的白杨河组定为渐新统。但据黄华芳等人研究,火烧沟组的古地磁年龄为 37.7 ~ 30.3 Ma,白杨河组的古地磁年龄为 29.5 ~

24.5 Ma, 疏勒河组的古地磁年龄为 22.2 ~ 3.8 Ma。火烧沟组的时代应为始新世晚期到渐新世。

柴达木盆地古新统-始新统为路乐河组,由砾岩、砾状砂岩、泥质粉砂岩、泥岩成,地表出露厚度 86 ~ 832 m,与下伏下白垩统角度不整合接触。渐新统称下干柴沟组,其岩性变化较大,西部以灰色砾岩、砂岩和泥岩为主,向东渐变为黑灰色含钙质泥灰岩为主,含丰富的介形类、腹足类化石,与下伏路乐河组整合接触。

鄂尔多斯西部区缺失古新统-始新统,渐新统主要为一套红色泥岩含石膏建造,自下而上分为下—中渐新统乌兰布拉格组、上渐新统伊克布拉格组。下渐新统未建组,岩性主要为砖红、棕红色泥岩、砂质泥岩、砂岩,夹灰白色泥岩、泥灰岩,厚 25 m,不整合于下白垩统之上。乌兰布拉格组主要由红色泥岩、粉砂岩及灰白、桔黄色砂岩组成,夹石膏矿层,厚 200 ~ 300 m,与下渐新统假整合接触。伊克布拉格组下部为浅棕红色砂质泥岩,夹薄层粉砂岩及透镜状钙质结核层;上部为浅桔黄色砂岩、砂砾岩,夹灰色钙质结核层,厚 59 m,与下伏乌兰布拉格组整合接触。

## 第二节 新近系

黄河上游地区新近系全部为陆相湖盆和山间坳地型沉积,与古近系基本相似,但沉积范围进一步扩大(图 3-2)。根据其分布及发育特征可将黄河上游地区新近系划分为河套盆地、银川盆地、陇东、西秦岭和巴颜喀拉 5 个地层小区。前 4 个地层区的范围与古近系基本相

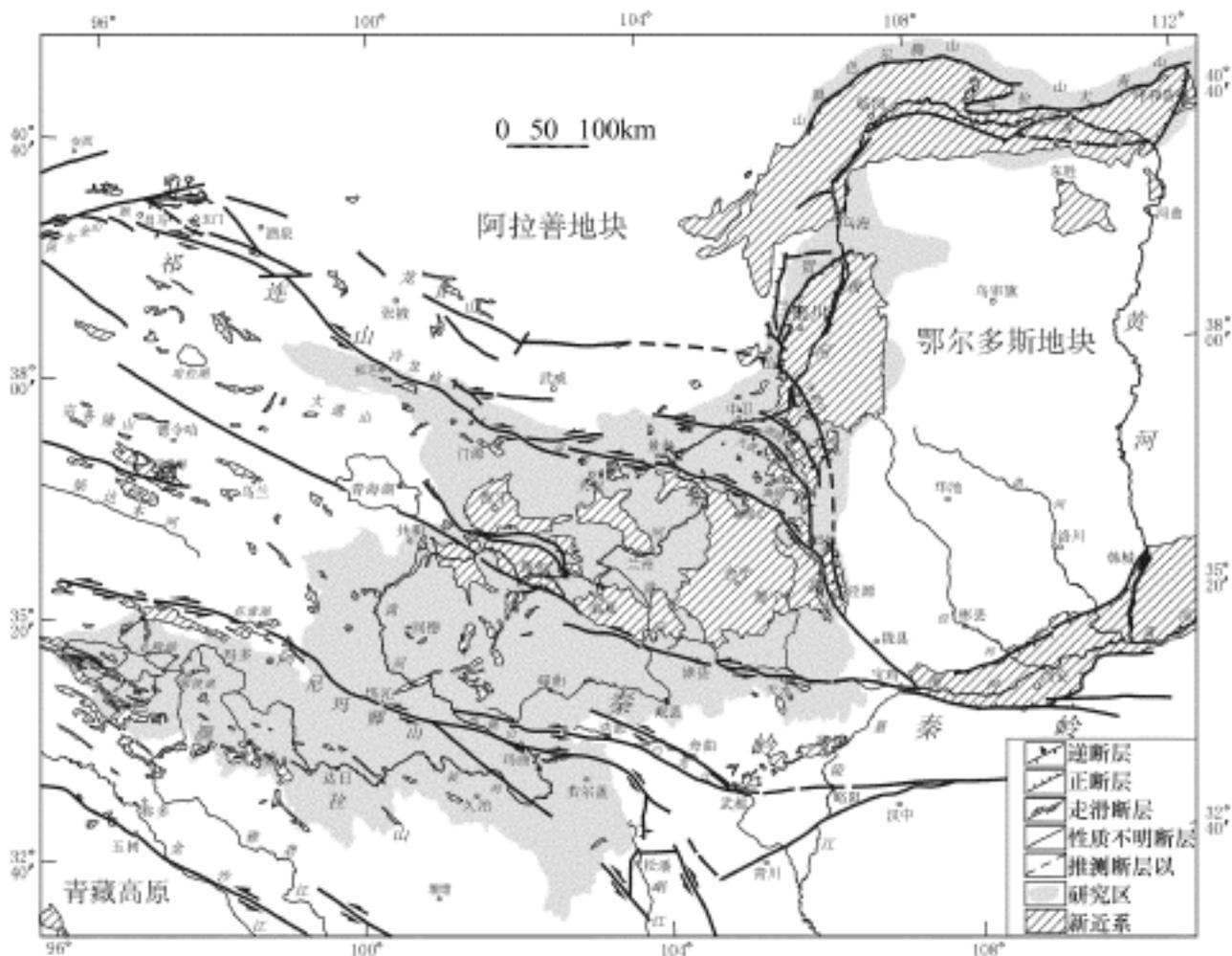


图 3-2 黄河上游地区新近系分布图

同,巴颜喀拉地层区包括西秦岭以南至黄河源头的整个地区。在沉积特征上,新近纪初期以河流相的灰白色砾岩、砂砾岩和棕黄色砂质泥岩为主,与古近系之间往往有沉积间断,在不少地区,见新近系之间不整合于中生界及更老的地层之上。新近系地层划分对比见表 3-1。

## 一、河套盆地地层区

本区的新近系主要分布在河套盆地内部,在盆地边缘仅有零星出露。盆地内新近系自下而上分为中新统五原组和上新统乌兰图克组(内蒙古自治区地质矿产局,1991),沉积厚度超过 3000 m。据钻井揭露,五原组为一套胶结较紧密的杂色岩组。岩性以紫褐、灰绿、蓝灰、深灰色泥岩为主,粉细砂岩次之,夹薄层泥灰岩及鲕粒灰岩,普遍含黄铁矿结核、硬石膏斑块,厚度 703 ~ 1125 m,与渐新统临河组为假整合接触。乌兰图克组为一套胶结较疏松的棕红色岩组。岩性主要以棕红、棕褐色泥岩与灰黄、浅灰色细砂岩互层为主,偶夹薄层泥灰岩及薄层砾岩,普遍含石膏及泥灰质结核,具微细水平及斜层理,厚度 231 ~ 2388 m,与下伏五原组假整合接触。

## 二、银川盆地地层区

新近系除在银川盆地内广泛发育外,在盆地南侧地表也有出露。盆地内新近系沉积厚度达 2500 m,埋藏深。地表出露的新近系主要是中新统,以河流相的红色碎屑岩建造为主,自下而上可分为红柳沟组和干河沟组。红柳沟组岩性以桔红色泥岩夹灰白色砂岩为主,含丰富的古脊椎动物、腹足类、轮藻和介形虫等化石,厚度 165 ~ 702 m,与下伏渐新统贺家口子组平行不整合接触。干河沟组为灰色砾岩、灰白色砂岩和土红色粘土互层,含哺乳动物化石,厚度 170 ~ 634 m,与下伏红柳沟组整合接触。

## 三、陇东地层区

新近系统称为甘肃群,分布范围是在古近系基础上的进一步扩大,属河流-湖泊相沉积。在陇东盆地,甘肃群进一步划分为中新统咸水河组和上新统临夏组。咸水河组下部为桔红、砖红色石英砂岩夹细砂岩,不整合于渐新统清水营组之上,厚 217 m,上部为淡红、桔红色含砾泥岩夹砂岩及泥钙质结核,厚 55 m,属河流-湖泊相沉积,含丰富的哺乳类化石。上新统临夏组岩性较单一,以桔红、棕红色砂质泥岩及泥岩为主,常有泥钙质结核,底部往往有砾岩或含砾砂岩,产状水平,厚度一般小于 50 m,六盘山区可达 170 m,与下伏咸水河组整合接触。

在陇西盆地的四个次级盆地中,由于地层发育和研究程度不同,其地层划分和名称各不相同。

在陇西盆地东部的定西-静宁盆地,部分地段的甘肃群可细分为中新统咸水河组和上新统临夏组。咸水河组为褐黄、棕红色砂质泥岩,底部多为白色砂砾岩,厚 314 ~ 434 m,属河流-湖泊相沉积,富含哺乳类化石,与下伏渐新统固原群平行不整合接触。临夏组为一套浅棕黄色砂质泥岩与砂砾岩互层的河流-洪积相为主的沉积,富含以三趾马为代表的哺乳类化石,厚度 296 m。

在临夏盆地,李吉均等(1994)对其进行了详细的研究和年代测定,将新近系自下而上依次分为中新统中庄组(14.74 ~ 21.81 Ma)、上庄组(12.93 ~ 14.74 Ma)、东乡组(7.0 ~ 12.93 Ma)和柳树组(5.41 ~ 7.0 Ma),上新统何王家组(4.1 ~ 5.41 Ma)和积石组(2.5 ~

3.4 Ma)。中庄组下部为褐黄色河流相砂岩、砂砾岩产石膏和大量象、巨犀类化石；上部为褐红色泥岩，具韵律层理，含大量石膏。上庄组下部为褐红色河流相粉砂岩、砂岩，上部为褐红色泥岩。东乡组下部为褐黄色钙质胶结粉砂岩、砂岩夹少量泥岩，底部为薄层砂砾岩；上部为紫红色泥岩，含大量灰白、青灰色泥灰岩条带。柳树组下部为褐黄色块状泥岩，含钙质结核；上部为褐黄色湖相粉砂岩，含大量钙质结核。何王家组下部为河流相砂砾岩，上部为湖相泥岩，含大量钙质结核。积石组为山区河流、泥石流沉积，以砂砾岩为主与下伏何王家组不整合接触(施雅风, 1998)。

在兰州盆地，新近系发育不全，仅有中新统咸水河组，其岩性下段是一套红色粘土夹黄色砂岩的河湖相地层，以厚层块状白砂岩底部为其顶界，以薄层状黄色砂岩为其底界，古地磁年龄为(31.5 ~ 20.0 Ma)(岳乐平等, 2000)；中段是一套黄色粘土夹白色砂岩，以白色砂岩为底界，以棕黄色含砾砂岩为顶界，古地磁年龄(20.0 ~ 16.5 Ma)；上段是一套棕红色含砾砂岩，磨圆较好的灰黄色砾石层与粘土互层，古地磁年龄为(16.5 ~ 15 Ma)。

在西宁盆地，新近系自下而上可分为中新统谢家组、车头沟组和咸水河组，上新统临夏组。谢家组下部为浅黄棕色块状泥岩夹灰、绿黄、蓝灰色泥岩和泥质膏岩，盆地边缘相为细砾岩或砂砾岩；中部为泥质膏岩夹暗灰色石英细砂岩；上部为灰绿、绿黄色鳞片状或团块状泥质膏岩，厚 76 ~ 625 m，与下伏马哈拉沟组为角度不整合接触。车头沟组岩性变化大，为棕黄色泥岩、粉砂质泥夹泥质粉砂岩、砾岩、砂砾岩，盆地边部变为粗碎屑沉积，厚度 77.3 ~ 245.3 m，与下伏谢家组整合接触。咸水河组主要分布于盆地中心，厚度不足 200 m，岩性以灰白、灰黄色泥岩为主，底部为砂岩、含砾砂岩、砂砾岩夹泥岩，富含古脊椎动物、介形虫、孢粉、轮藻等化石，与下伏车头沟组呈整合接触。上新统称临夏组，底部为灰白色含砾砂岩；下部为棕黄色粉砂质泥岩、泥灰岩；中部为棕黄色砂质泥岩与灰色中砾岩；上部为灰色厚层状粗—中砾岩夹浅灰绿、灰白色中厚层细砂岩、含砾砂岩、含砾泥岩，为一套反序山麓相沉积，厚度 1395 m，与下伏咸水河组呈角度不整合接触。

## 四、西秦岭地层区

新近系在西秦岭地层区东部甘肃省境内没有进一步划分，统称甘肃群，由于研究程度低，许多地方甚至没有与古近系分开。在西秦岭西部青海省境内的贵德、泽库等盆地，新近系划分为中新统和上新统曲沟组。中新统在贵德盆地底部为浅桔红色砾岩夹砂砾岩，下部为桔红色砂砾岩夹砾岩及泥岩，上部为暗桔红色含粉砂钙质粘土岩夹泥岩，厚度 161 m，与上覆曲沟组和下伏中三叠统皆为角度不整合接触。曲沟组为灰黄色、棕褐色泥岩、细砂岩夹砾岩和含砾砂岩，富含轮藻和介形类及以三趾马为代表的哺乳动物等化石。在西秦岭大部分山间坳地的新近系多为紫红色砾岩、砂砾岩夹泥质粉砂岩。

## 五、巴颜喀拉地层区

本区研究程度很低，新近系仅划分为中新统和上新统，二者为角度不整合接触。中新统下部为砖红色、桔红色中厚层砂岩、含砾砂岩、砾岩夹石膏及岩盐薄层，产腹足类、介形虫及昆虫等化石；上部为灰白、灰绿色中厚—薄层泥岩、粉砂质泥岩及泥灰岩，厚 488 ~ 1227 m。

上新统在黄河源区称为曲果组，下部为灰紫、紫红、桔黄色砂岩夹粉砂质泥岩，局部夹薄层石膏，底部为紫灰色复成分砾岩；上部为紫红色、桔黄色复成分砾岩夹钙质砂岩透镜体，厚度大于 2000 m，不整合覆盖在三叠系巴颜喀拉山群之上。在玛曲若尔盖盆地，上新统称为红土坡组，岩性为紫红色厚层一块状粉砂质泥岩、细砂岩、含砾砂岩、砂质砾岩、砾岩组成的韵律式互层，厚 725 m，与下伏三叠系和上覆更新统均为角度不整合接触。

在黄河上游邻近的鄂尔多斯西部，中新统主要岩性为土黄色中粗粒砂砾岩，夹透镜状浅棕红色泥岩，底部含钙质结核；上新统为灰白色、黄绿色砂砾岩、砂岩，夹泥灰岩。河西走廊地区新近系统称疏勒河组，其主要岩性为浅紫红色泥质粉砂岩、灰色厚层砾岩夹砂岩、细砂岩。柴达木盆地中新统称上干柴沟组，为黄绿色砂岩与棕红色泥岩、页岩互层。上新统称油沙山组和狮子沟组，其中，油沙山组为棕红色粉砂岩、泥岩及棕灰色砂岩互层。狮子沟组在盆地边缘以砾岩为主，盆地中心为砂质泥岩、细砂岩与粉砂岩互层，含丰富的腹足类、轮藻和介形类等化石。

### 第三节 第四系

黄河上游地区第四系沉积分布广泛、类型繁多，既有河湖相沉积、冲洪积，也发育冰川沉积和风成黄土沉积。按沉积作用和沉积物类型可将黄河上游地区第四系分为盆地型河湖相沉积、冲洪积型沉积、风成黄土型沉积及冰川性沉积四种类型图(图 3-3)。盆地型河湖相沉

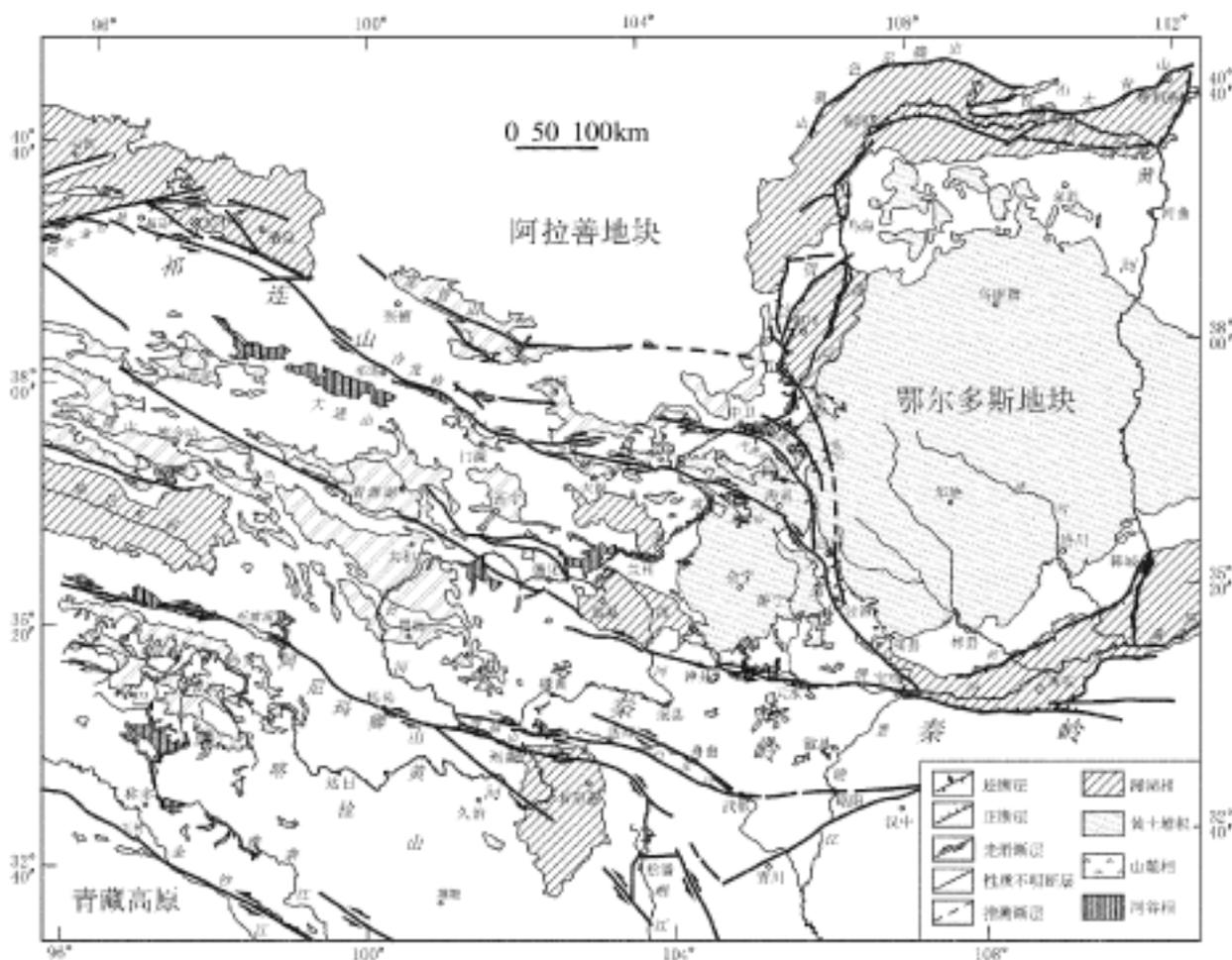


图 3-3 黄河上游地区第四系分布图

张森琦等, 2002, 黄河源区生态环境地质调查研究报告。

积主要分布在河套、银川、共和、诺尔盖等几个盆地内,沉积厚度大,埋藏深。在河套盆地和银川盆地第四系沉积厚度超过 1000m (IGCP 第 206 项中国工作组,1989),据地球物理资料和钻井揭露,沉积物以粘土和细砂为主,在盆地边缘发育粗碎屑沉积物。冲洪积型沉积遍布区内各山地的山前地带、各地河床、河漫滩或低阶地中,主要为黄褐、灰白色砂砾层,砂层和砂粘土,厚度一般为几十米到上百米。黄土型沉积在研究区秦岭以北广泛分布,在西秦岭及其以南地区零星分布,形成著名的黄土高原,自下而上分为下更新统午城黄土、中更新统离石黄土和上更新统马兰黄土。冰川和冰水沉积主要集中在祁连、西秦岭和巴颜喀拉等高山地区。在许多地方经常是多种类型的沉积叠加在一体,不同地区第四系划分对比如表 3-2。

表 3-2 黄河上游地区第四系地层划分对比表

地层区		集宁	河套盆地	鄂尔多斯	宁夏河谷盆地	宁夏黄土地区	祁连-走廊		陇东	柴达木盆地	青海共和盆地	巴颜喀拉	
地层系统													
第四系	全新统	湖积层、冲、洪积层	风积层、湖积层、冲、洪积层	大沟湾组	湖积层 灵武组	风积砂 亲戚沟组	现代冰川、现代冰碛层、冲积层		酒勒山组	风积层、化学沉积冲、洪积层及湖积层	风积层	冰水堆积及河漫滩堆积	
	更新统	上	湖积层	马兰组或城川组	水洞沟组	马兰组	黄土状亚砂土	乐都组	马兰组	七个泉组	共和组	冲、洪积层	冰水沉积及冰碛层
				萨拉乌苏组	萨拉乌苏组		戈壁砂砾层		萨拉乌苏组				
		中	湖积层	离石组	贺兰组	离石组	南湖组或酒泉组	离石组	冰碛层				
下	湖积层		银川组	午城组	玉门组	五泉山组	河湖相沉积、冰水沉积及冰碛层						

## 一、更新统

更新统在黄河上游地区的盆地、河谷地区、平原地区均广泛发育。盆地以湖相沉积为主的粘土与细砂互层。河谷地区为河湖相沉积,由砂土、粘土、细砂、砂砾石互层组成。平原地区以黄土沉积为主。

### 1. 下更新统

河套盆地下更新统为湖相沉积,主要为灰黄—棕褐色砂粘土与细砂互层,底部为粗砂细砾层。

宁夏河谷盆地的下更新统称银川组,为河湖相沉积,由黄色、棕红色粘质砂土、粘土、细砂夹砂砾石组成。宁夏黄土区下更新统称午城组(闵隆瑞,1984),俗称“午城黄土”,为浅桔黄色黄土,其上部与中更新统黄土之间可见一层不太明显的古土壤。

陇东地层区下更新统称五泉山组,祁连-走廊地区称玉门组。玉门组以冰川、冰水成因为主主要为冰水砂砾岩、终碛泥砾岩,有时夹较大的岩块漂砾,无层理;五泉山组下部以冲积砾石层夹亚粘土层为主,而洪积层及冰水泥砾层少见,且不含生物化石。其上部为亚粘土

层,以冲积为主,含丰富的生物化石(甘肃省地质矿产局,1989)。

青海省共和盆地中一下更新统称共和组,主要为浅湖—滨湖环境沉积的粗砂—泥质沉积,孢粉组合特征及剖面中所含的哺乳动物化石指示共和组的时代为中—晚更新世(郑绍华等,1985;钱方,1999)。用光释光法测年和古地磁测年,共和组年龄为 2.07 Ma ~ 78.6ka,时代为早更新世—晚更新世中期。青海省青海湖一带中一下更新统称哈达滩组,为土黄色粉砂、亚砂土、亚粘土夹粘土,含丰富的腹足类、介形类、孢粉等化石。在祁连山地区下更新统称玉门组。而在柴达木盆地中一下更新统称七个泉组,为一套粗碎屑岩。

## 2. 中更新统

河套盆地中更新统为一套还原环境下的湖相沉积,主要为灰黄、浅灰色粉细砂与淤泥质砂粘互层,具微细水平层理;在鄂尔多斯地区中更新统称为离石黄土,主要为棕褐、浅红色粉砂质黄土,夹古土壤和钙质结核层。

宁夏河谷盆地的中更新统称为贺兰组,以河湖相沉积为主,为黄褐色砂土、粘土与灰白色细砂、砂砾石互层。宁夏黄土区中更新统称离石组,俗称“离石黄土”,浅黄色、褐黄色黄土,孔隙度中等,具明显的层理、垂直节理和湿陷性。

陇东地区中更新统称为离石组,俗称“离石黄土”,代表中更新统风积、洪积层,其特征与宁夏离石组基本一致。

祁连-走廊地区中更新统分为南湖组或酒泉组。南湖组由土黄色粘土,黄绿、灰褐色粉砂岩、细砂岩及砂砾层组成,富含腹足类、双壳类、植物碎片等化石。在西宁—民和盆地,中更新统称北寺山组,其下部为灰绿色冰碛层,中部为灰黄—青灰色冲积、冲洪积层,其上覆有灰绿色砂或土状堆积,上部为“离石黄土”具黑色斑点和红色条带(青海省地质矿产局,1991)。

## 3. 上更新统

河套盆地上更新统为湖相沉积,主要由灰白色半固结的砂砾岩、灰绿色砂质粘土、灰黑色淤泥组成。在鄂尔多斯乌审旗一带,上更新统称为马兰组,俗称“马兰黄土”,为淡黄色黄土,含钙质结核,具垂直节理和大空隙。南阿拉善地区上更新统,主要分布于山前,为一套冲、洪积相堆积,岩性为砂砾石、含砾砂土。

宁夏河谷盆地的上更新统自下而上称萨拉乌苏组和水洞沟组,均为河湖相沉积。萨拉乌苏组为浅灰黄色砂土夹细砂、砾石。水洞沟组上部为灰黄色粉砂,具明显的水平层理,中部为黄绿色、蓝灰色粘质砂土有近水平的波状褶曲层。下部为黑色泥炭质砂质粘土及砂砾石层。宁夏黄土区上更新统为马兰组,其岩性单一,主要为浅黄色黄土,夹钙质结核及褐色土壤条带。具孔隙度大、湿陷性强、垂直节理发育、质地均一、无层理等风成黄土的典型特征(宁夏回族自治区地质矿产局,1990)。

陇东地区上更新统分布极为广泛,下部以砂砾石层堆积为主,夹砂层透镜体,分选性极差。在河西走廊山前倾斜平原,俗称“戈壁滩”,上部为黄土状亚粘土,含细砾岩和薄层棕色亚粘土透镜体,层理明显,产软体动物化石。在甘肃陇东地区上更新统自上而下划分为萨拉乌苏组和马兰组,萨拉乌苏组由蓝灰、灰绿色河湖相堆积层组成;马兰组以淡灰黄色黄土为主,含少量石膏结核,呈疏松状、大孔隙、颗粒粗、遇酸强烈起泡,具垂直节理,风积特征明显(甘肃省地质矿产局,1989)。

祁连-走廊地区上更新局部地区称乐都组,下部为黄灰色砂砾层冰碛物,中部为黄色砂

质粘土层,上部为马兰黄土。此外,巴颜喀拉地区主要为冰水沉积及冰碛层。

## 二、全新统

全新统分布广泛。山前、盆地边缘及河流两岸以冲、洪积相堆积为主,岩性主要为灰黄、灰绿色砂砾卵石,夹粘砂土,有时见水平层理及交错层理。湖盆内部及河流谷地以河湖相、湖相沉积为主,为灰色淤泥质粘土、粘砂土、粉砂等,赋存芒硝、食盐、天然碱等。平原地区以风成砂土或黄土沉积为主,其中,风成砂土广泛分布于各大沙漠地区,以浅黄色细砂为主,构成沙丘、沙垄、沙山等沙漠景观。局部地区有现代冰川、现代冰碛层分布。

鄂尔多斯局部地区全新统称大沟湾组,主要由灰黄色粉砂及灰白色粉砂质粘土组成,质地较硬,发育垂直节理,常形成直立陡崖,赋存普氏野马、牛类等动物化石及新石器时代的石斧、石刀。

宁夏河湖相全新统称为灵武组,主要分布于湖盆内部及河流谷地,上部为灰黄色细砂、粉砂、粘质砂土,具明显的水平层理;中部为黄绿色、黑色细砂、粉砂、砂质粘土、淤泥及具波浪状层理的炭质条带等;下部为灰色粗砂及砾石层,粗砂具明显的交错层理。而全新统风成黄土层则称为亲戚沟组,为浅褐黄色、灰黄色黄土,底部含少量泥砾。

## 参 考 文 献

- 甘肃省地质矿产局 .1989 .甘肃省区域地质志 .北京:地质出版社
- 李吉均,方小敏,阻俊杰等 .1994 .临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列 .见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994)。北京:科学出版社,41~54
- 闵隆瑞 .1984 .中国黄土高原第四纪构造运动 .中国地质科学院院报,第9号,225~236
- 内蒙古自治区地质矿产局 .1991 .内蒙古区域地质志,北京:地质出版社
- 宁夏回族自治区地质矿产局 .1990 .宁夏回族自治区区域地质志 .北京:地质出版社
- 钱方 .1999 .青藏高原晚新生代磁性地层研究,地质力学学报,5(4):22~34
- 青海省地质矿产局 .1991 .青海省区域地质志 .北京:地质出版社
- 施雅风,李吉均,李炳元 .1998 .青藏高原晚新生代隆升与环境变化,广州:广东科技出版社
- 岳乐平, F. Heller, 邱占祥等 .2000 .兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录 .科学通报,45(18):1998~2003
- 张兴曦 .1983 .内蒙古临河地区新生代的地层层序问题 .石油勘探与开发,4
- 郑绍华,吴文裕,李毅等 .1985 .青海贵德、共和两盆地晚新生代哺乳动物,古脊椎动物学报,23(2):90~134
- IGCP 第 206 项中国工作组 .1989 .中国活断层图集 .北京:地震出版社、西安地图出版社

# 第四章 黄河上游地区活动断裂

## 第一节 活动断裂的几何学特征

黄河上游地区活动断裂非常发育,按其断裂活动特征可以分为两个活动断裂系:鄂尔多斯周缘活动断裂系和青藏高原东北缘活动断裂系(图 4-1)。前者环绕鄂尔多斯地块分布,以伸展断陷为主(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组,1988;IGCP 第 206 项中国工作组,1989),包括鄂尔多斯北缘河套盆地断裂带、西缘银川盆地断裂带和鄂尔多斯西南缘六盘山断裂带。后者为一系列弧形山系和压陷盆地之间的向东北突出的弧形断裂带(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990),以左旋走滑为主,由西南向东北可分为东昆仑-玛曲断裂带、西秦岭北缘断裂带、乌鞘岭-六盘山断裂带、香山-天景山断裂带、烟筒山断裂带和牛首山-罗山断裂带。两个断裂系在六盘山地区交汇、复合。

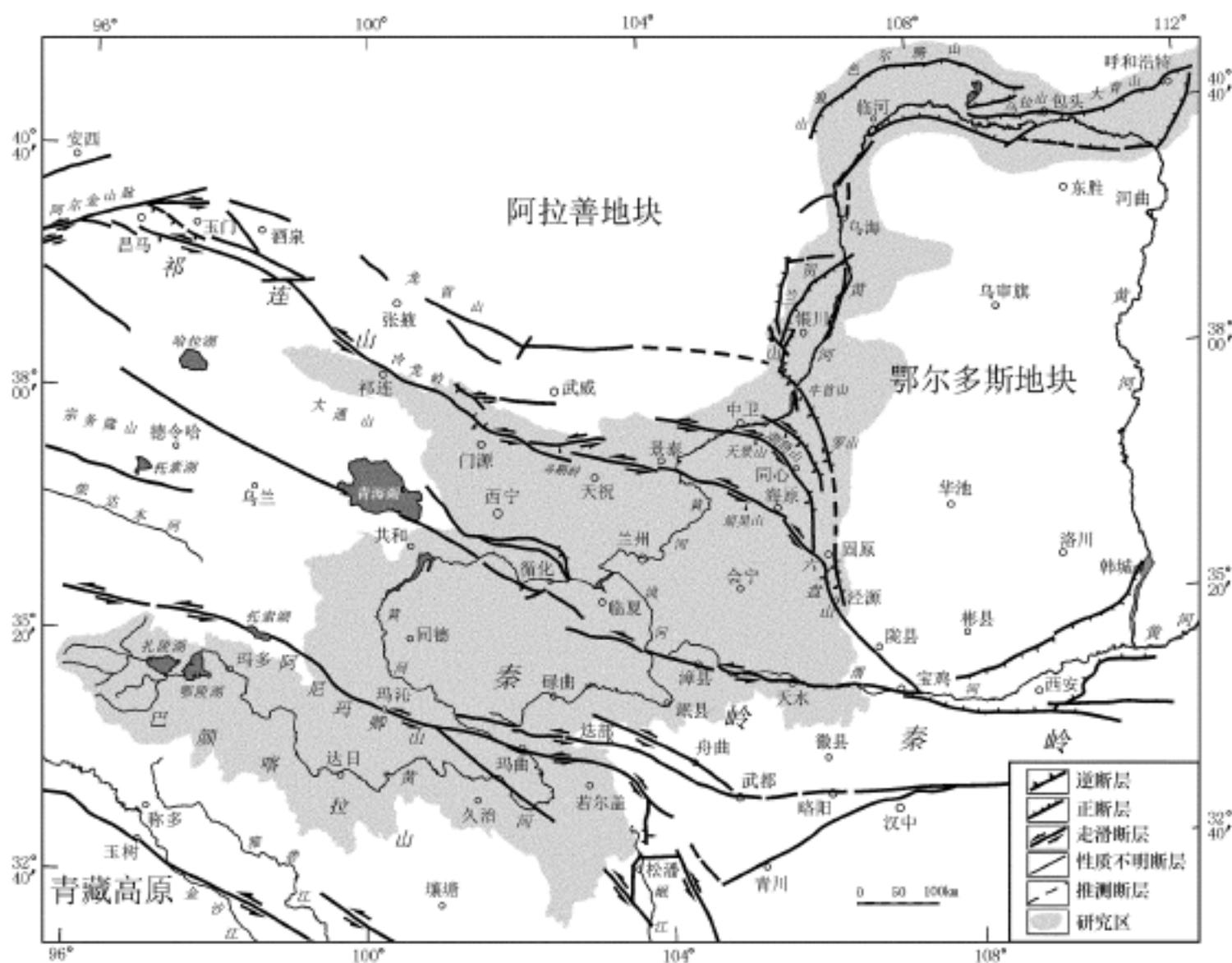


图 4-1 黄河上游地区活动断裂图

# 一、鄂尔多斯周缘活动断裂系

研究区内鄂尔多斯周缘活动断裂系包括河套盆地断裂带和银川盆地断裂带。此外,我们还对鄂尔多斯南缘的渭河盆地活动断裂带(或称秦岭北缘活动断裂带)进行了调查研究。

## (一)河套盆地活动断裂带

河套盆地活动断裂带位于鄂尔多斯地块北缘(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组,1988;IGCP 第 206 项中国工作组,1989),东西长达 500km,南北宽 60km。断裂带北侧是阴山造山带、南侧是鄂尔多斯地块。断裂带由一系列走向 NEE 的同沉积正断层和横切它们的次级断裂组成,控制着河套盆地的形成与演化,形成一个北深南浅的箕状断陷。自白垩纪以来,由于这些断裂的断陷活动,在盆地内堆积了厚达 7000m 的新生代沉积物。第四纪以来,断裂带的构造活动主要集中在盆地北缘的山前断裂上,自东向西分别为大青山山前活动断裂、乌拉山山前活动断裂、色尔腾山山前活动断裂和狼山山前活动断裂(图 4-2)。

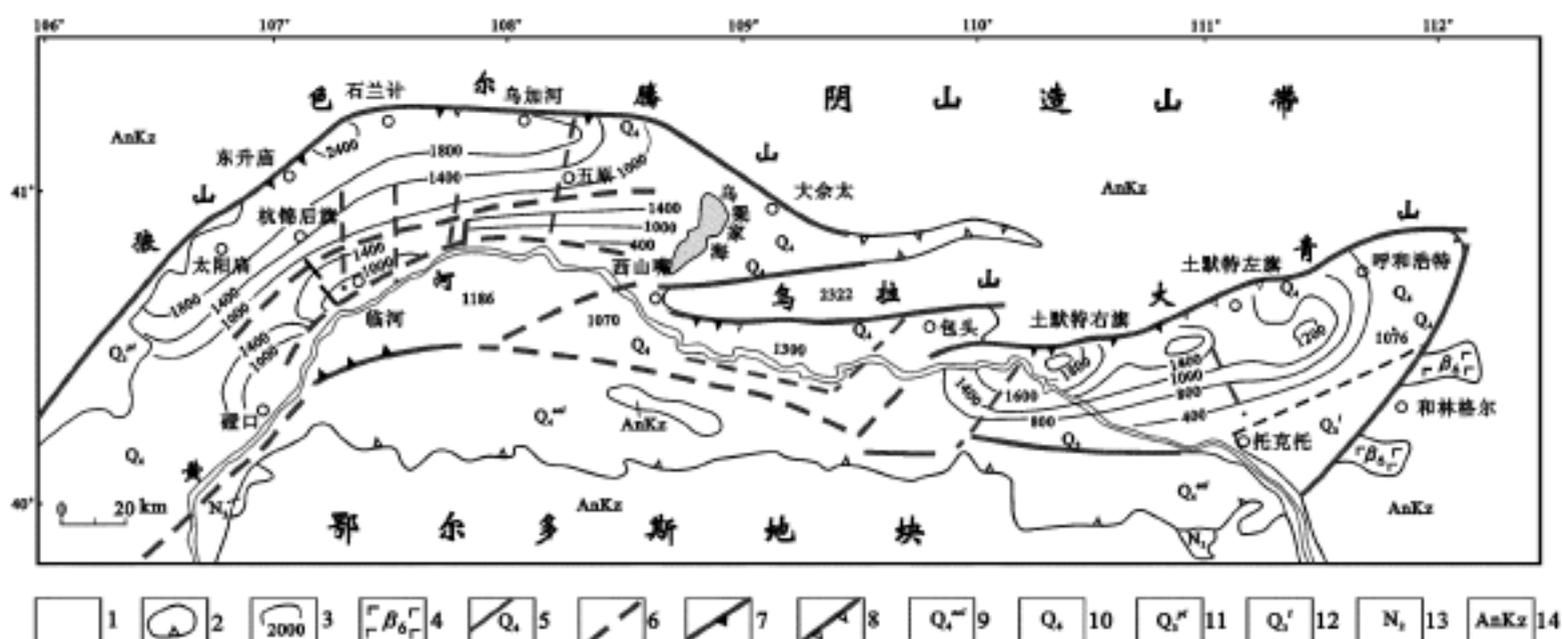


图 4-2 河套盆地活动断裂分布图

(据国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组,1988,有修改)

1—隆起区;2—第四纪盆地边界;3—第四系等厚线(单位:m);4—中新世玄武岩;5—活动断裂及时代;6—隐伏活动断裂;7—断层崖;8—断层三角面;9—全新世风积层;10—全新统;11—晚更新世洪积层;12—晚更新世湖积层;13—上新统红层;14—前新生界

### 1. 大青山山前活动断裂

大青山山前活动断裂东起内蒙古卓资县旗下营(国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组,1988;IGCP 第 206 项中国工作组,1989;吴卫民等,1995,聂宗笙等,1996),向西沿大青山南麓延伸,经面铺窑子、哈拉沁、霍寨、土默特左旗把什、土默特右旗西湾、包头市海岱,至包头市东河区留宝窑子一带,向西进入盆地,长约 200km,总体走向  $N70^{\circ} \sim 80^{\circ} E$ , 倾向南东。沿断裂构成明显的地貌分界,断裂北侧是海拔高度 2000m 的基岩山地,南侧是地形平坦的河套盆地,盆地内海拔高度约 1020m,断裂南北两侧高差近 1000m。山前发育断层崖、断层陡坎和断层三角面。断裂北侧地层主要是主要由太古宇、元古宇变质岩组成,断裂南侧为第四纪全新世沉积。沿断裂冲洪积扇呈线状排列,断裂南侧发育冲洪积扇群。断裂切割第四纪沉积,使得第四纪沉积物与太古宇变质岩呈断层接触。在大青山山前活动断裂

中部的美岱桥-土默特左旗段,断裂由两条平行排列的正断层组成,走向  $N60^{\circ} \sim 75^{\circ} E$ , 倾向南东,二者相距约 70m,分别沿山前一级台地的前缘和后缘展布。南侧断层切断全新世沉积物,在一级台地前缘形成 8~12m 高的断层陡坎。北侧断层使得组成一级台地的全新统坡洪积、冲洪积物与太古宇变质岩断层接触(图 4-3),也使得断层北侧三级基座台地上的上更新统萨拉乌苏组冲湖积地层相对抬升近 70m。断裂活动控制了河套盆地内部呼包次级断陷,断陷内第四系沉积物厚度达 2000m。

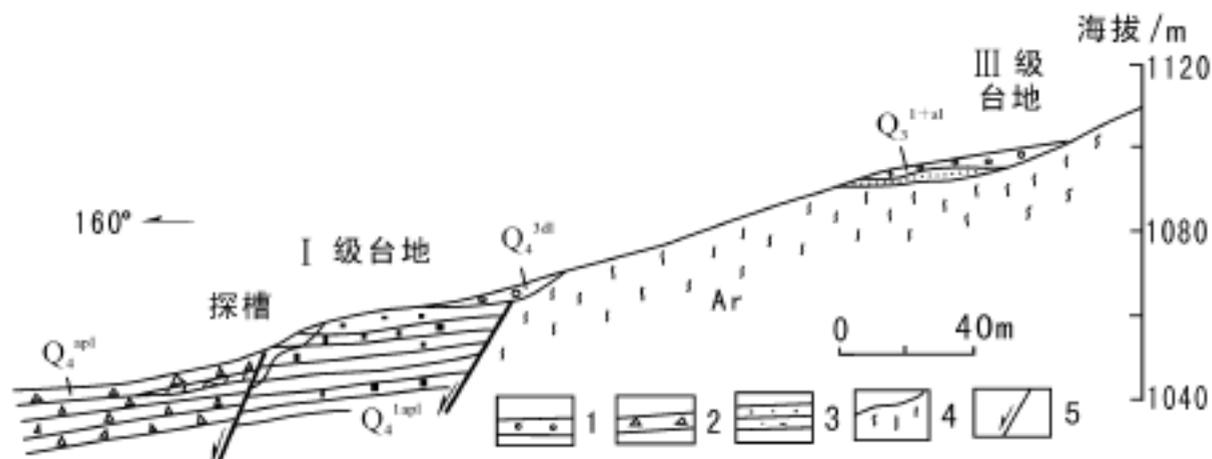


图 4-3 大青山山前活动断裂中部土默特左旗上达赖村东断裂剖面图

(据吴卫民等,1995)

1—砾石层;2—角砾层;3—砂层;4—太古宇片麻岩;5—断层

$Q_4^{3dl}$ —上全新统坡积角砾层; $Q_4^{1apl}$ —下全新统冲洪积、坡洪积砾石层、砂层;

$Q_4^{apl}$ —全新统坡洪积、冲洪积砾石层; $Q_3^{+al}$ —上更新统萨拉乌苏组冲湖积地层

## 2. 乌拉山山前活动断裂

乌拉山山前活动断裂东起包头市东河区以北大庙附近,向西沿乌拉山南麓,经张家营子、白彦花、公庙子,至乌拉特前旗(西山嘴)附近与乌拉山北侧断裂相交进入盆地,走向近东西,倾向南,延伸约 115km。断裂地貌标志明显,北侧是海拔 2000m 以上的乌拉山基岩山地,南侧是海拔约 1000m 的河套平原。断层上盘是第四系河湖相及冲洪积砂砾层,下盘是太古宇片麻岩。断裂沿山前展布,形成陡峻的断层崖、断层三角面。最显著的是西山嘴至乌兰不拉格长达 15km 的断层崖,高出盆地 50~60m,断层崖上部保留有较好的中、晚更新世湖积和冲洪积交互的砂砾石层。沿断裂的一系列冲积扇呈线状排列。断裂活动控制了河套盆地内部白彦花次级断陷,断陷内第四系沉积物厚度达 1400m。

## 3. 色尔腾山-狼山山前活动断裂

色尔腾山-狼山山前活动断裂东起乌拉山北侧乌拉特前旗明安一带(吴卫民等,1996),向西沿色尔腾山、狼山南麓,经台梁、余太、赛音呼都格、乌珠尔郭勒、乌盖、青山镇,至敖龙布鲁格附近,全长约 280km。断裂东段走向北西西,中段走向近东西,西段走向北东,总体呈一向北西方向突出的弧形。断裂沿北侧色尔腾山、狼山基岩山地与南侧河套平原的地貌分界延伸,北侧山地第三纪夷平面向北倾斜,高出平原 1000m。山前地带的中、晚更新世及第三纪红色泥岩被抬升,组成连续分布的山前台地,断裂沿各级台地前缘发育,向盆地倾斜,呈阶梯状切割第四纪不同时期的沉积物。冲洪积扇沿断裂呈线状排列。断裂活动控制了河套盆地内部杭五次级断陷,断陷内第四系沉积物厚度达 2000m。

## (二) 银川盆地活动断裂带

银川盆地活动断裂带位于鄂尔多斯地块西缘,南北长 160km,东西宽 52km,长轴方向呈 NNE 向,开始形成于始新世。断裂带西侧是贺兰山隆起,东侧是鄂尔多斯地块。断裂带由一组走向 NNE 向和近 SN 向的同沉积正断层组成,相向倾斜,构成对称的地堑状,控制了银川盆地的形成与演化。根据钻探和物探资料,银川盆地属对称的新生代断陷盆地,盆地基底由奥陶纪和前奥陶纪地层组成,新生界厚度大于 7000m。其中,古近系和新近系厚度分别为 3600m 和 2500m,第四系厚度最大可达 1609m。沉降中心在银川—平罗一带。盆地西缘边界断裂为 NNE 向的贺兰山东麓断裂,盆地东缘边界断裂为 NNE 向的黄河断裂。盆地东缘和西缘的边界断层都是倾向盆地的兼有走滑分量的正断层,盆地内部也有一系列阶梯状正断层,最大垂直断距 2000~3000m。盆地北部边界是石嘴山附近南倾的近东西向隐伏正断层,南界是倾向南西的牛首山东麓逆断层。盆地边缘和内部断裂均为活动断裂。自公元 1000 年以来,银川盆地共发生  $M \geq 5$  地震 16 次,最大震级为 8 级。极震区长轴方向呈 NNE 向,明显受活动断裂控制。

贺兰山东麓断裂西为高耸的贺兰山,最高峰海拔 3556m,东侧是平坦开阔的银川平原,海拔 1100~1300m,两者高差达 2200m。如果加上盆地内 7000m 厚的新生代沉积,断裂两边新生代差异隆升幅度近 10km。断裂沿盆山地貌交界处展布,形成明显的地貌分界。断裂带

由一系列正断层组合而成,在平面上呈锯齿状。断层面平直光滑,断层面上擦痕与走向近乎垂直。断层下盘为老地层,在不同地段地层时代不同,断层上盘一般为第四系冲洪积物。沿断裂发育断层三角面、断层崖和断层陡坎,冲积扇呈线状分布。在部分地段断裂错断早期洪积扇,在早期洪积扇上形成新的断层陡坎,形成重叠的冲积扇,断层在剖面上呈阶梯状(图 4-4)。反映山前断裂现今仍然在强烈活动,断层下盘老山在急剧隆升。在石嘴山以北红果子附近,横跨断层的长城被两条山前断层错断。东侧一条断层使长城地基垂直错断 4m,右旋水平错断 1.3m。西侧一条断层使维修后的长城再次右旋错断 1.4m,垂直错断 0.94m。显示近代断层活动不仅为垂向位移,而且也有右旋水平位移,水平位移量还有加大的趋势。

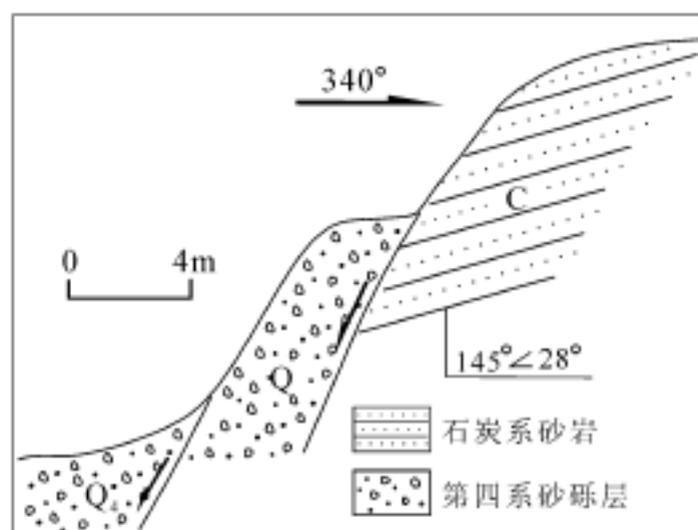


图 4-4 石嘴山市简泉农场西侧贺兰山东麓断裂带呈阶梯状错断两期冲积扇

## 二、青藏高原东北缘活动断裂系

青藏高原东北缘活动断裂系主要由一系列弧形山系和压陷盆地之间的向东北突出的弧形活动断裂带组成(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990;IGCP 第 206 项中国工作组,1989),活动断裂带以左旋走滑为主,由东北向西南可分为牛首山-罗山断裂带、烟筒山断裂带、香山-天景山断裂带、乌鞘岭-六盘山断裂带、西秦岭北缘断裂带和东昆仑-玛曲断裂带。

## (一)牛首山-罗山断裂带

牛首山-罗山断裂带(又称青铜峡-固原深断裂)是青藏高原东北缘地区最外侧的一条边界断裂。断裂带南起泾源县附近,向北经云雾山和罗山东麓,然后折向北北西,经牛首山东麓和元山子一带向西延伸。据任纪舜等(1980)的研究,可能与甘肃龙首山南麓大断裂相连,全长约 590km。该断裂带不仅是青藏高原东北缘最外侧的一条边界活动断裂带,而且是青藏高原地块与华北地块和阿拉善地块的分界断裂。断裂带两侧的地质历史、现今地貌和地球物理场存在着明显差异,在地质历史上,断裂带西南侧是祁连山加里东期海槽发育区,东北侧为华北和阿拉善地台。在现今地貌上,断裂带西南侧为一系列不对称的弧形山地和盆地,东北侧是北北东向延伸的贺兰山山系、银川盆地和黄土高原。在重力场方面,沿断裂带在云雾山东麓和牛首山、三关口一带存在一条近南北向和北西向的重力梯度带。

牛首山-罗山活动断裂带西段因沙漠覆盖,第四纪活动不清,南部罗山东麓一带具有清晰的挤压逆冲特征,中部牛首山、三关口一带除挤压逆冲特征外还具有明显的左旋走滑活动特征。断裂带内包括有许多次级活动断裂,主要的次级活动断裂由南向西北方向依次为蒿店-海子口断裂、罗山东麓活动断裂、牛首山东麓活动断裂、三关口活动断裂等。

### 1. 蒿店-海子口断裂

蒿店-海子口活动断裂是牛首山-罗山活动断裂带最南端的一条次级活动断裂,断裂南起泾源县沙南附近,向北经蒿店、海子口,至固原县东侧程儿山一带。断层走向近南北,倾向西,倾角  $50^{\circ}\sim 65^{\circ}$ ,为逆断层。在蒿店以南,断裂主要发育在下白垩统。在泾源县水泥厂附近,见断层上盘奥陶系灰岩逆冲到下白垩统砂泥岩之上。在蒿店到海子口之间,见下白垩统砂泥岩逆冲到渐新世红色泥岩之上。至程儿山一带,见白垩系砂泥岩逆冲到中新统红色泥岩之上。

### 2. 罗山东麓活动断裂

罗山东麓断裂沿大、小罗山东麓展布,北起周家圈,向南经潭庄、潘家圈、王登圈、红泉子、雪家沟等地,至庙山附近逐渐消失,长约 50km。断裂走向  $345^{\circ}\sim 350^{\circ}$ ,倾向西,倾角  $65^{\circ}\sim 80^{\circ}$ 。断层上盘是下奥陶统薄层灰岩、长石石英砂岩、板岩,下盘为第四系冲洪积沙砾层和黄土,断层破碎带宽约 50~60m,有的地段破碎带宽达 200m,表现为强烈的挤压逆冲特征。断层西侧(上盘)急剧上升的大、小罗山为一宽约 5km 的复式背斜,主要由下奥陶统组成。背斜西翼即罗山西麓也被断层所切割,但其现今活动不明显。断层东侧(下盘)为韦州-下马关冲、洪积平原。山前地带第四纪冲、洪积扇极为发育,宽大的洪积扇自西侧山麓向东可一直延伸到苦水河边。由于受断裂带强烈逆冲和罗山急剧上隆的影响,罗山冲、洪积平原地形面自西向东发生较大的倾斜,坡角达  $5^{\circ}\sim 8^{\circ}$ 。据《宁夏罗山地区供水水文地质勘测报告》的钻孔和水文地质资料,韦州-下马关冲、洪积平原基底为古生代地层,其上堆积了较厚的新生代沉积物(图 4-5),第四纪沉积物西厚东薄。以平原中部低矮的煤山为界,西部罗山至煤山间第四系厚度约为 200m,东部煤山以东最大厚度只有 75m。

在断裂带北段大罗山东麓杨牧沟沟口,宽达 200m 的断层破碎带内发育三条晚更新世以来的活动断裂。在潭庄西,沿罗山东麓发育有三条大体平行的陡坎,陡坎之间间距 30~100m,陡坎高度 1~4m,走向约  $345^{\circ}$ 。在地表,三条陡坎均表现为西高东低,陡坎自由面向东倾,自西向东,在剖面上呈逐次下降的阶梯状。在垂直陡坎的东西向冲沟壁上,可见西侧和中间的两条陡坎均对应着全新世逆断层,断层倾向与陡坎倾向相反。东侧的陡坎经探槽

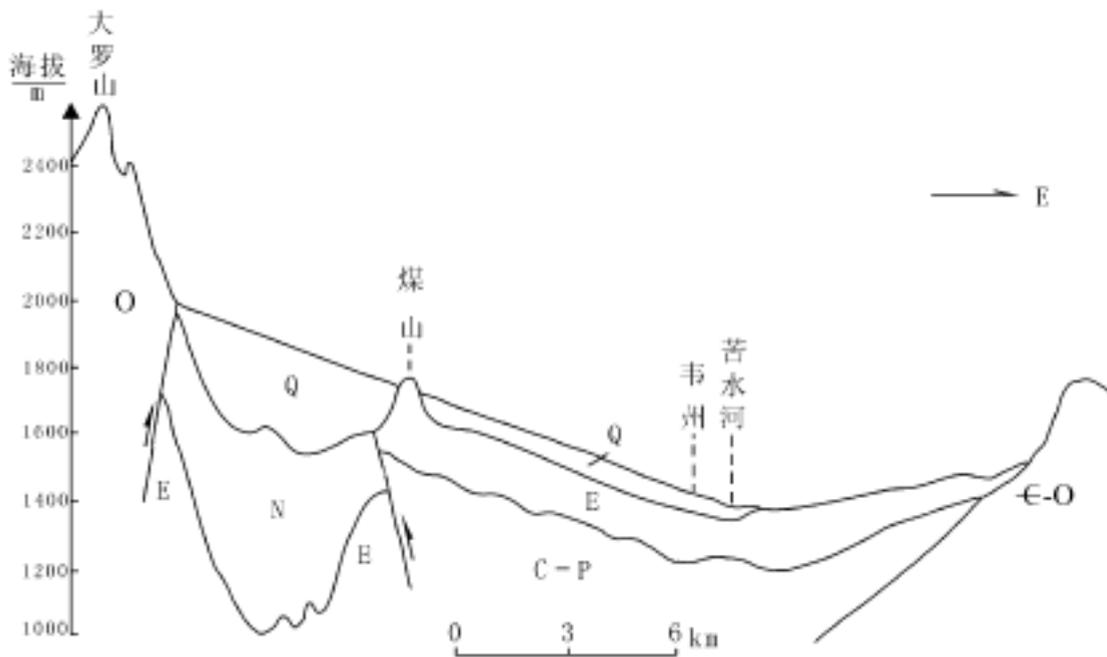


图 4-5 韦州-下马关盆地地质剖面示意图

(据《宁夏罗山地区供水水文地质勘查报告》(1973), 简化和修改)

揭露(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990), 也对应着逆断层, 且全新世以来有过不至一次的活动。在断裂带南段小罗山东麓红泉子, 破碎带宽度近百米, 在冲沟壁上见由上盘奥陶系砂岩组成的破碎带逆冲到第四纪冲、洪积砂砾层和黄土之上, 接触面总体倾向西, 倾角  $80^\circ$  左右。

### 3. 牛首山活动断裂带

牛首山活动断裂带是牛首山-罗山活动断裂带的主要组成部分, 断裂带南起牛首山东麓, 向北经青铜峡、庙山湖、大小柳木高至土井子一带。断裂带东北侧为银川盆地, 西南侧是牛首山区。断裂带由平行排列的北西向断层组成, 主要是牛首山东麓断层、柳木高断层和牛首山东麓山前台地前缘断层。

牛首山东麓断层在 TM 卫星影像上是一条明显的线性影像特征。断层走向  $335^\circ$ , 倾向南西, 倾角较陡, 大约为  $60^\circ \sim 80^\circ$ 。断层上盘(断层南西盘)为下奥陶统浅变质碳酸盐岩和碎屑岩组成的牛首山山体, 其上不整合覆盖有残存的中新统红层和早更新统砾石层, 断层下盘(断层东北盘)是中新统红层组成的台地, 在中新统红层台地的最高一级夷平面上覆盖有一套  $3 \sim 5\text{m}$  厚的早更新世水平砾石层。断层破碎带宽约  $30\text{m}$ , 断层面上发育斜向擦痕, 擦痕侧伏角为  $45^\circ$  左右, 擦痕指示断层具有挤压逆冲和左旋走滑活动特征。在牛首山东南端九泉北, 断层下盘下奥陶统基岩几乎直接出露地表, 断层两盘的早更新统砾石层垂直错距幅度约  $40\text{m}$ (国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990)(图 4-6)。

牛首山东麓断层向西北延伸过黄河, 经青铜峡车站到红墩凹山、大小柳木高及土井子一带称为柳木高断层, 断层走向  $330^\circ$ , 倾向东北, 倾角  $50^\circ \sim 70^\circ$ 。在红墩凹山附近, 断层切过早白垩世砖红色砾岩, 在早白垩世近水平产状的地层中形成一个宽约  $15\text{m}$ , 产状  $50^\circ \sim 64^\circ$  的断层破碎带, 破碎带在地貌上形成一个  $3 \sim 5\text{m}$  高的断层陡坎。在大柳木高南侧断层上盘中新世地层逆冲到下盘晚侏罗世地层之上, 呈左旋逆冲活动。

牛首山东麓山前台地前缘断层位于牛首山东麓断层以东约  $7.5\text{km}$  处的墙框子到马

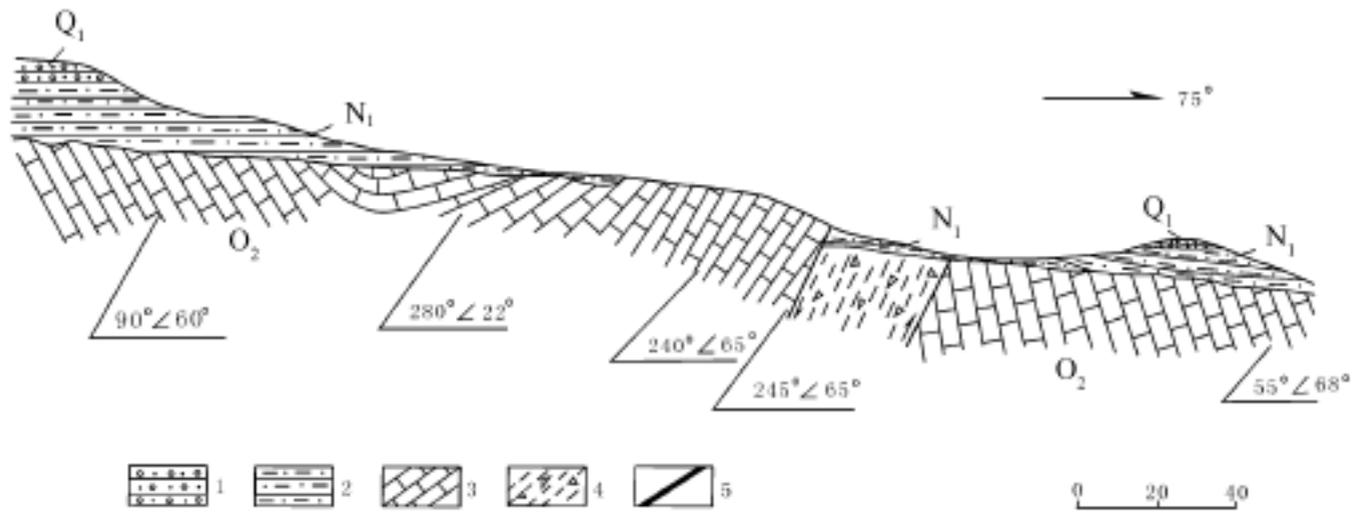


图 4-6 牛首山东麓九泉北断层剖面图

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990)

1—下更新统砾石层; 2—中新统粘土岩; 3—中奥陶统变质灰岩; 4—断层破碎带; 5—逆断层

家湖一带, 走向北西, 大体与牛首山东麓断层平行, 是第四纪以来银川盆地的西南边界。

#### 4. 三关口活动断裂带

三关口活动断裂带位于贺兰山南部, 南起花布山一带, 经鸚鵡嘴、高石墩、三关口、吉井子、青石嘴至一棵树附近, 呈北西向延伸, 长度大于 50km。断裂带从南向北由鸚鵡嘴( $F_1$ )、红井沟( $F_2$ )、三关口( $F_3$ )、吉井子( $F_4$ )和青石嘴( $F_5$ )等五条斜列的次级断层组成(图 4-7)。在卫星影像上, 三关口活动断裂呈现明显的线性影像特征, 沿断裂冲积扇、断层三角面呈线状分布, 构造地貌明显。

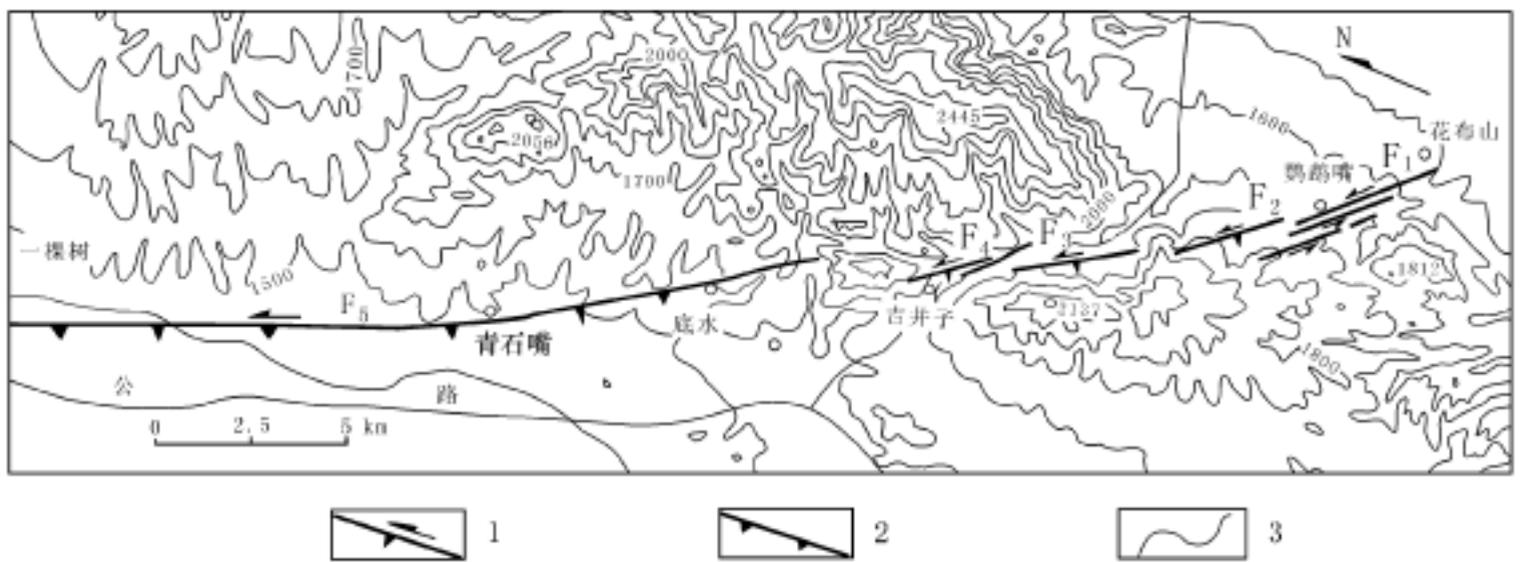


图 4-7 三关口活动断裂带断层分布图

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990)

1—左旋走滑断层; 2—断层陡坎; 3—等高线

三关口断裂带南段由三条平行排列的断层组成, 切过近南北向的新生代花布山背斜西翼(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990)。在鸚鵡嘴附近, 最东侧的鸚鵡山断层( $F_1$ )错断了渐新统、中新统和上更新统的地层, 呈左旋运动。在高石墩南西, 断层斜切中奥陶统变质灰岩和下白垩统砂砾岩, 同时将中奥陶统和下白垩统之间的一条北东向逆断层左旋错断 150m 左右。三关口断裂带中段吉井子附近, 吉井子断层( $F_4$ )产状

230° 60°~80°,断层不仅切过渐新世地层,左旋错断冲沟,同时断层面上发育指示左旋运动的擦痕和反阶步。三关口断裂带北段底水至一棵树之间,青石嘴断层(F<sub>5</sub>)错断全新统,形成高约1.2~2m的断层崖,使得一系列冲沟在流经断层处发生左旋同步错动,左旋水平错距约6~7m。该段断层崖走向340°~350°,倾向南西。

## (二) 烟筒山断裂带

烟筒山活动断裂带北起中卫县余丁乡金沙西北侧的牙石沟,向东南过黄河,经烟筒山东麓红山口子、九座坟、榆树沟、詹家大坡、好汉疙瘩、康麻头和小井子,过窑山东麓和炭山西麓,到云雾山一带可能与牛首山-罗山断裂带重合。活动断裂主体分布在烟筒山东麓,向西北进入腾格里沙漠情况不清。断裂带总体表现为向北东凸出的弧形,北段烟筒山东麓走向310°,中段窑山东麓和南段炭山西麓走向转为340°,倾向南西,倾角约为40°~70°。

在地貌上,烟筒山活动断裂带西侧是上古生界、第三系和少量中生界组成的余丁-烟筒山隆起,东侧是新生代中宁-红寺堡沉降盆地。

在平面上,活动断裂带由若干条长短不一的次级断裂斜列组成。在烟筒山东麓,沿断裂带,山前的多处冲沟、山脊等地貌标志发生左旋错动,并且在许多地点见到错开第四纪地层的新断层和平行山麓展布的小陡坎、槽形地带、眉脊面等地震地表破裂带特有的地震地貌现象(宁夏地震局,1983;顾功叙等,1983)。在九座坟、行家窑、榆树沟和詹家大坡等地,见一系列大小不等的冲沟在通过山前断层处发生左旋错动,并且见到因断层错动而废弃的干沟。经国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局(1990)测量,榆树沟南500m范围内的6条规模不同的被断层错断的冲沟的错距,由南向北分别为7.5m、34m、13m、4.5m、5.5m和2.0m。在行家窑西,山前有一高0.3~1.0m的陡坎,走向305°,横切山脊,连续性很好。在榆树沟南,山前一系列眉脊面的连线与冲沟左旋错动点和全新世活动断裂相对应,走向310°。

在剖面上,山前主断裂倾向南西,上盘老地层向北东方向逆冲到下盘新地层之上,具逆冲特征。在马过井,沿山前发育走向大致310°的一组平行的断层,其中最明显的两条断层相距约10m,倾向相反,夹在两条断层之间的石炭系灰岩和粉砂岩向西南逆冲到始新统紫红色砾岩之上,向东逆冲到晚更新世风成黄土之上(图4-8)。在榆树沟羊圈,山前主断层上盘泥盆纪砂岩向东北方向逆冲到下盘第四纪砾石层之上,在主断层东40m,见两条相距约1m的相向而倾的地震断层切过全新统。

## (三) 香山-天景山断裂带

香山-天景山断裂带西起甘肃营盘水,向东经甘塘、孟家湾、窟窿山、碱沟、红谷梁、青疙瘩、桃山、兴隆、李旺、黑城镇、黄铎堡,到固原一带可能与海原断裂带重合,全长约300km。断裂带主体位于香山和天景山北麓,向西延伸可能与古浪活动断裂相连,最终与冷龙岭活动断裂带重合。

香山-天景山断裂带地貌特征和卫星影像特征明显,总体表现为一向北东方向凸出的弧形,在红谷梁以西,断裂带走向北西西至近东西向,北侧是以中新统为基底的山前台地和第四纪中卫盆地,南侧是由古生界为主体组成的香山-天景山隆起,其主峰香山寺相对断裂北侧中卫盆地高出1100m。红谷梁以东,断裂带走向逐渐由北西西向转变为北北西向、近南北向,西侧是由第三系为主体组成的低山丘陵,东侧为清水河新生代断陷。马开义等(1985)根

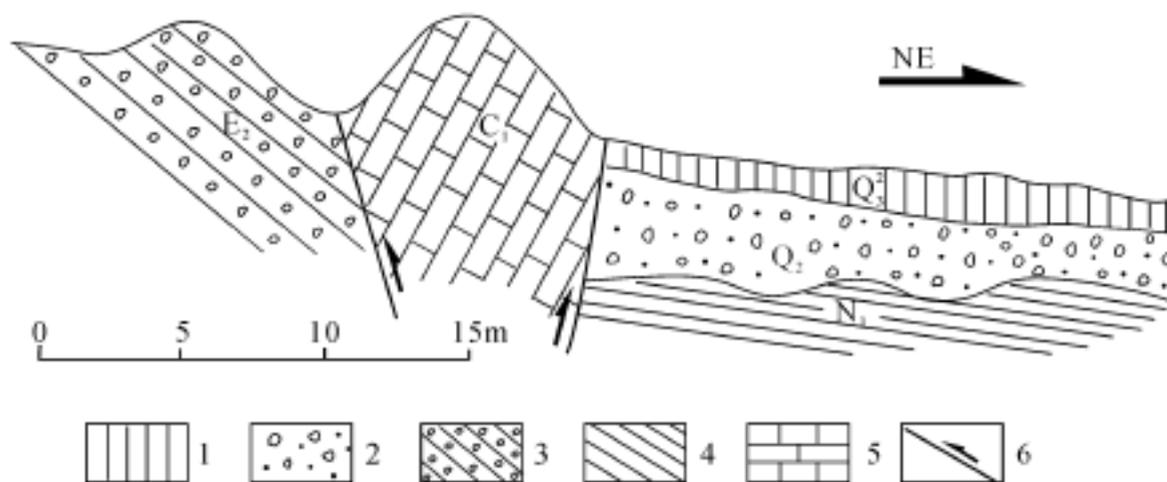


图 4-8 烟筒山东麓马过井断裂素描剖面

(据 1:20 万中卫幅区域地质调查报告修改)

1—上更新统黄土; 2—中更新统砂砾层; 3—中更新统桔红色泥岩; 4—始新统紫红色砾岩;  
5—下石炭统灰岩、粉砂岩; 6—断层

据重力资料计算结果,认为香山-天景山活动断裂带下切深度不大,属基底断裂。在平面上,香山-天景山活动断裂带由一系列大小不一的次级断层斜列组成。这些次级断层,长的可达 40km,短的仅 10km。

在活动断裂带西部北西西走向段,次级断层以左旋走滑为主,兼有逆冲或正断分量,彼此间呈左阶或右阶斜列展布,在左阶错列区形成拉分盆地,地貌表现为下陷地形,如碱沟盆地和长流水盆地等;在右阶错列区,形成推挤型构造,具有明显的挤压特征(邓起东,1984;张维岐等,1988;周特先,1985),地貌表现为上隆地形,如粉石沟。该处两条北西西向断层为左旋走滑兼逆冲断层,左旋错断所有的地质体和水系。在两条次级断层右阶错列区,岩石强烈变形,形成北西向褶皱和逆断层,并且被限制在两条次级走滑兼逆冲断层之间。除此之外,由于活动断裂的左旋走滑,在断裂带两侧形成拖曳褶皱。如在粉石沟之东大沟之间,断裂带北盘台地的中新世地层受断裂左旋走滑运动的影响,形成了一系列轴向为北西—北北西向的拖曳褶皱,其轴向在断层附近与断层近平行,远离断层向北逐渐转变为北西至北北西向。

香山-天景山活动断裂带西部北西西向走向段的左旋走滑不仅造成水系、冲沟的左旋错动,而且使横跨断层的地质体和地质界线发生更大的左旋水平位移。在碱沟到东大沟之间,沿断裂带有三个地质体明显发生了大规模的左旋错动。在碱沟一带断层两侧寒武系与中新统之间的不整合面被断层左旋错移了约 3.2km,在乱岔沟至窟窿山一带下更新统沿断层被左旋错开约 4km,在粉石沟附近断层带中泥盆系在断层左旋错动中被拖带了约 2.3km(张维岐等,1988)。在活动断裂带东部北北西走向段,断层具有明显的挤压逆冲特点。

香山-天景山活动断裂带也是一条地震断裂,沿断裂带 1709 年曾发生过一次 7.5 级地震(张维岐等,1988),形成了一条长约 30km 的地震地表破裂带。破裂带东起双井子,西至粉石沟,与香山-天景山活动断裂带中段吻合,主要表现形式有断层、陡坎、沟槽、滑坡群、裂缝以及年轻山脊、冲沟和河流阶地等的错动现象。据统计,年轻冲沟错距一般为 4~5m,最大错距位于青驼崖西,为 5.5m(邓起东等,1990),向两侧错距逐渐减小。在青驼崖附近,地

马开义等,1985,黑山峡地区区域地球物理特征与深部构造。

震造成的变形规模最大,发育大规模的滑坡群、沟槽和地震陡坎等。据此,认为青驼崖附近是 1709 年 7.5 级地震的宏观震中。

香山-天景山活动断裂带具有多期活动的特点,在宁夏中卫县黄河南岸下河沿东大沟剖面上,两条近东西向断裂平行排列,相距 30m 左右。南侧断层向南倾,上盘石炭系煤系地层逆冲到下盘中新统桔红色砂质泥岩夹砂砾岩之上,断层带内逆冲挤压特征明显(图 4-9)。北侧断层向北倾,上盘第四系砂砾层下降,垂直断距超过 3m,形成高约 3m 的断层陡坎。

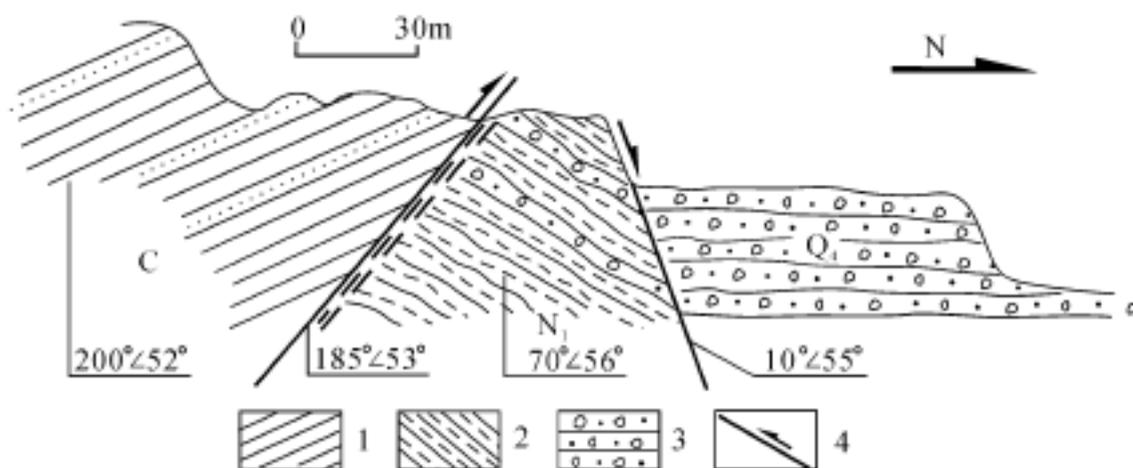


图 4-9 香山-天景山活动断裂带中卫下河沿东大沟剖面

1—石炭系煤系地层;2—中新统桔红色砂质泥岩夹砂砾岩;3—第四系灰黄色砂砾石;4—断层

#### (四) 乌鞘岭-六盘山活动断裂带

乌鞘岭-六盘山活动断裂带位于青藏高原东北缘祁连山活动断裂带东段,是青藏高原东北缘地区最重要,也是最引人注目的一条第四纪左旋走滑断裂带(国家地震局地质研究所等,1993;国家地震局国际合作司,1993)。东起宝鸡,向北北西方向沿陇山、六盘山东麓延伸,到固原一带逐渐向北西、北西西向偏转,经南华山、西华山北麓,黄家洼山南麓,水泉尖山、米家山、老虎山、毛毛山和乌鞘岭北麓,冷龙岭南麓,向西接金强河活动断裂带(何文贵等,1996)、冷龙岭活动断裂带(何文贵等,2001)和祁连 昌马活动断裂带(丁国瑜等,1989),一直可以延伸到昌马以西被阿尔金断裂带所截,在研究区内绵延 500km,总体为向东北凸出的弧形。

在地球物理方面,沿断裂带是一条明显的重力梯度带,显示断裂带切割很深。

在地貌上,活动断裂带沿一系列条块状强烈隆起的山地两侧展布,包括乌鞘岭(3562m)、毛毛山(4070m)、老虎山(3251m)、米家山(2304m)、哈思山(3017m)、水泉尖山(2280m)、黄家洼山(2665m)、西华山(2704m)、南华山(2955m)、月亮山(2633m)、六盘山(2928m)等,自西向东由北西西向逐渐转变为北西向和北北西向,海拔高度一般在 3000m 左右。断层三角面、断层陡坎、水系左旋错断等现象非常明显。在条块状隆起山地之间或斜列部位,发育一系列新生代盆地。盆地形状为菱形、矩形或楔形。均为最新沉积区,个别盆地(干盐池盆地)还发育现代湖泊。盆地属于活动断裂左旋走滑形成的拉分盆地。

在遥感影像上,活动断裂的线性影像非常明显,活动断层左阶斜列处的拉分盆地影像清晰。在平面上,活动断裂带由一系列次级断层左阶斜列而成。

乌鞘岭-六盘山活动断裂带西段安远镇至喜集水一线为毛毛山-老虎山活动断裂带,中段喜集水至硝口一线为海原活动断裂带,东段硝口至宝鸡一线为六盘山活动断裂带。

## 1. 毛毛山-老虎山活动断裂带

毛毛山-老虎山活动断裂带西端以安远镇拉分盆地与金强河活动断裂相接,向东沿毛毛山、老虎山北麓延伸,以景泰县喜集水拉分盆地与海原活动断裂带相连,长约 120km。断裂带由西段的毛毛山活动断断裂和东段的老虎山活动断裂左阶斜列而成,走向北西西,倾向南西。断裂带切过第四系,形成明显的断层陡坎和断层地貌,以左旋走滑活动为主,兼有逆冲。

(1)毛毛山活动断裂。西起安远镇盆地西端,向东经盖菜坡、牛圈沟,沿龙沟河南岸过冰峡和马圈沟,至甘肃省天祝县松山乡黑马圈河脑的独山子,全长约 51km(才树华等,1994;何文贵等,1996)。断裂带总体走向为北  $70^{\circ}\sim 80^{\circ}$  西,倾向南西,倾角较陡,多大于  $60^{\circ}$ 。

地貌上,断裂带沿宽阔的谷地延伸,南侧抬升,北侧下降。沿断裂带发育断层三角面,断层陡坎,断陷洼地,还可见到断塞塘出现,并伴有一系列断层泉出现。穿过断裂带的山脊、水系、冲沟、阶地等地貌发生错断,产生同向左旋偏转,形成许多歪脖子山脊和相应的 S 型水系和冲沟,有时还可见到废弃的断头沟,断距从几十米到几百米不等。

水系错断比较明显的地段在香水沟到大洪沟之间,最大左旋水平错距在大台西侧的金家直沟,为 360m。最小错距在挡马沟与东台沟之间,冲沟左旋错动 6m。比较典型的山脊错断在大洪沟以西,最大错距是大台西梁,为 540m。大洪沟以东的夹皮沟,断裂通过处出现一系列左旋错断的冲沟和山脊。阶地错断与冲沟错断紧密相连,多形成不对称阶地,一侧很窄或不发育,另一侧很宽,或者阶地边缘被左旋错断,形成肘状拐弯。在西香水沟、干柴沟、东台沟及岔洼等处阶地错断现象非常普遍。在西香水沟,由于活动断裂错断,形成不对称阶地。北侧断层将冲沟东岸三级台地(高出河床 25~30m)左旋错断 102m;东岸二级阶地不发育,西岸二级阶地(高出河床 8~10m)北水平左旋错断 50m,垂直断距约 6m;一级阶地左旋错距十几米,且阶地面上至今还保留有 0.5m 左右高的陡坎。在平面上,断裂又由多条次级断层呈平行或斜交方式排列而成。在挡马沟与上干柴沟之间有三条近于平行的断层,中间一条呈折线形,发育明显的断层陡坎。在东、西香水河和马圈沟也发育平行的断层。

在剖面上,断裂形态比较复杂,有时为单一断面,有时为两三个断面,有时为断层破碎带。在冰峡口和银洞沟可见到宽约 30m 的断层破碎带,并伴有黑色断层泥出露。沿断裂带

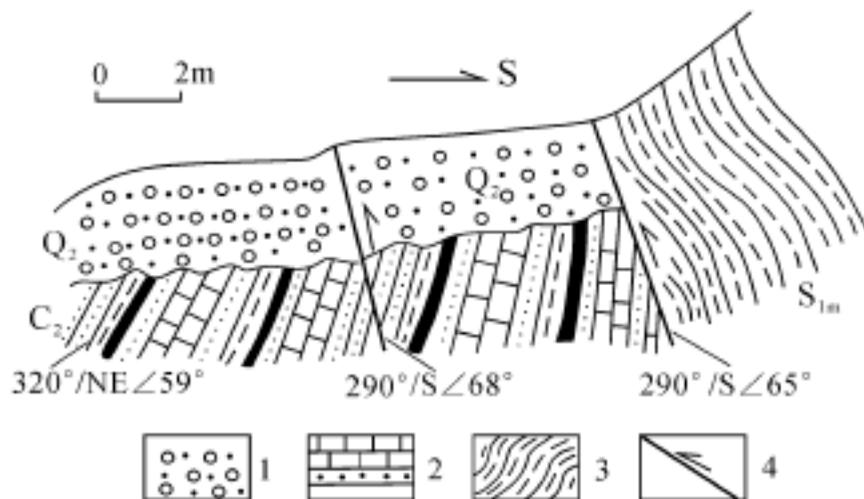


图 4-10 西香水沟东岸断层剖面

(据何文贵等,1996)

1—中更新统砂砾层;2—中石炭统灰岩、砂岩及页岩夹煤层;3—下志留统变质砂岩;4—断层

见断层上盘古生代地层逆冲到第四系之上(图 4-10),表现为逆断层特征。

(2)老虎山活动断层。西端与毛毛山断裂相接,向东经吊沟、金堂洼、阿门岷、杨家磨、松山水,至赵家岷,以喜集水拉分盆地与海原断裂带相连,长约 78km,总体走向  $280^{\circ}\sim 290^{\circ}$ ;倾角  $75^{\circ}$  左右(刘百箴等,1994;何文贵等,1994)。在卫星影像上,活动断裂构成一条明显的线性影像。沿活动断裂为一直线状沟谷,发育断层三角面、断层陡坎等断层地貌。同时沿活动断裂发育地震陡坎、纹沟错断、地震滑塌、地震鼓包、地震裂缝、地震槽、地震塘、地震陷坑和喷砂孔等地震破裂地貌。

老虎山活动断裂在平面上由 7 条不连续的次级断层左阶斜列而成,除断裂东端与海原断裂带之间的阶距最大,达 4km 以外,阶距一般较小,多为 100~300m。在次级断层左阶斜列区也形成小的拉分盆地。在剖面上,在松山水附近见断层上盘奥陶纪地层向北逆冲到上新世和早更新世地层之上,而在全新世地层中断层表现为正断活动(图 4-11)(袁道阳等,1994a,1994b),反映活动断裂第四纪不同阶段活动特征的差异。沿该带发生过 1888 年景泰 6.8~7 级地震和 1990 年景泰 6.2 级地震(周俊喜等,1992;侯康明等,1992;才树华等,1992)。

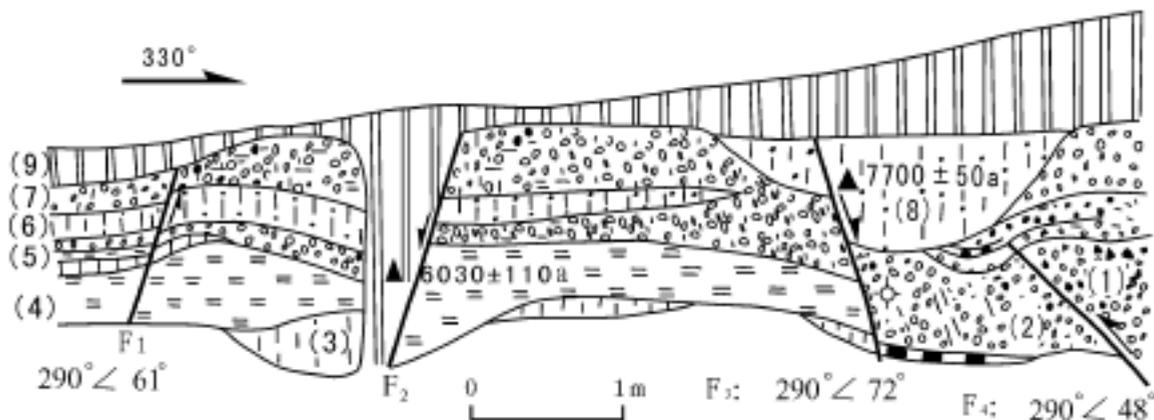


图 4-11 老虎山断层阿门岷西多坝沟探槽剖面

(据袁道阳等,1994)

- (1)土黄色残积碎石;(2)含砂土砾石层;(3)含砂质土;(4)黑色粘土;(5)桔黄色粘土;  
(6)含砾黄土状粉土;(7)含土碎石层;(8)含砾石土;(9)黑色腐殖土

## 2. 海原活动断裂带

海原活动断裂带西起甘肃省景泰县兴泉堡,东至宁夏固原县硝口以南,长约 240km。断裂带西以喜集水拉分盆地与老虎山活动断裂左阶斜接,东与六盘山断裂带相连。走向自西向东由北西西逐渐转变为北西向,呈向北东凸出的弧形。西段甘肃景泰以东至宁夏海原,长约 180km,走向  $280^{\circ}\sim 290^{\circ}$ ;东段海原以南至固原硝口一带,断裂带走向向北偏转,为  $320^{\circ}$ 。

海原活动断裂带是由 11 条倾向不同的次级断层、8 个拉分盆地及其它构造有机组合起来的一条具有强烈走滑活动的断裂带(Deng 等,1986,1989;Zhang 等,1988;邓起东等,1989,1990)。自西向东依次为:马厂山北麓断层、沈家庄盆地、哈思山南麓断层、荒凉滩盆地、水泉-荒凉滩北麓断层、邵水盆地、小红门-赵家岷断层、大营水盆地、北嶂山北麓断层、三角城盆地、阴山窑断层、黄家洼山南麓断层、干盐池盆地、南、西华山北麓断层、大黄沟断层、老虎腰岷盆地、小南川断层、小南川盆地和硝口-蔡祥断层。断裂带顺山体与盆地的交接部位展布,构成一条醒目的山岳与盆地分界线。

(1)马厂山北麓断层。它是海原活动断裂带最西端的一条次级断层,西起景泰县兴泉

堡,沿马厂山北麓向东,止于沈家庄盆地南缘马家窑附近,走向  $285^{\circ}\sim 300^{\circ}$ ,全长约 13km。断层南侧是由下志留统灰绿色板岩、千枚岩、变质砂岩、变质火山岩组成的中低山,北侧为上新统红层组成的丘陵,上覆下更新统砾石层及晚更新世黄土。断层带为负地形,表现为线状谷地,主要分布有上新统红层、下更新统砾石层和全新世松散堆积。

马厂山北麓断层主体由两条断层组成,两条断层间距 100~300m 不等,西窄东宽。南支断层总体走向约  $285^{\circ}$ ,向东到沈家庄盆地南侧走向转为  $300^{\circ}$ 。南支断层倾向,在沈家庄盆地南侧表现为向北倾的正断层,在沈家庄盆地以西是向南倾的逆断层。在三塘西南见两条断层在剖面上呈叠瓦状分布,南支断层产状  $197^{\circ}\ 63^{\circ}$ ,北支断层产状  $204^{\circ}\ 63^{\circ}$ (图 4-12)。南支断层上盘是下志留统杂色千枚岩、板岩、变质砂岩和变质火山岩,下盘为早更新世的黄褐色砂砾岩,上下盘之间为一宽约 10m 的挤压破碎带。在大沙沟及红坡等地的剖面中,南支断层没有切割基座阶地上覆盖于上新统之上的全新统。

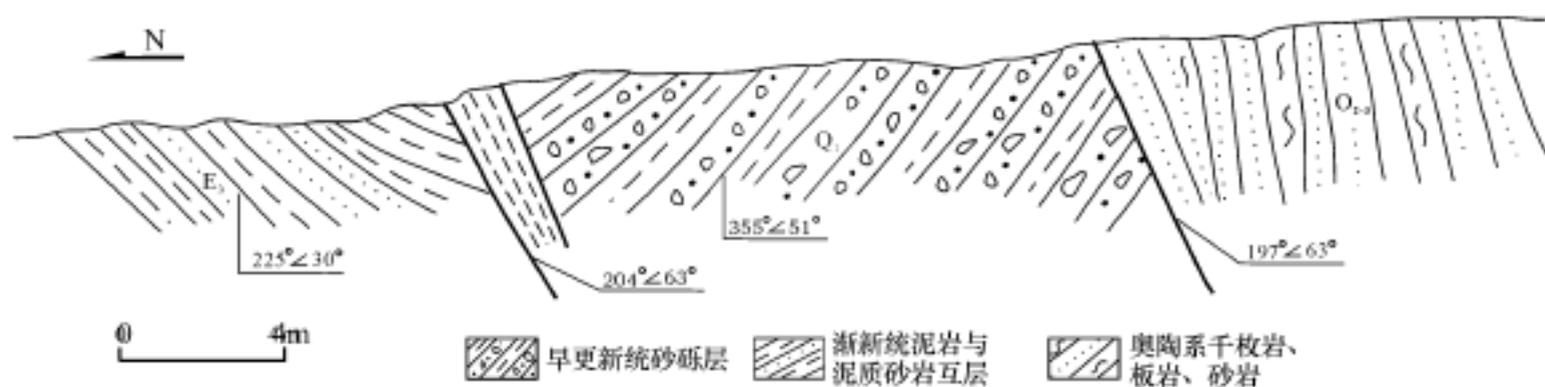


图 4-12 三塘西南马厂山北麓断层剖面图

马厂山北麓断层北支断层走向  $285^{\circ}\sim 295^{\circ}$ ,倾向南,倾角  $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ;切割了全新世及现代河床,沿北支断层发育 1920 年地震地表破裂带。沿断层分布有断层崖、地震陡坎,北盘抬升,南盘下降。三塘南大沙沟以西断层崖高达数米,崖角尚残存 1920 年海原地震形成的自由面,大沙沟以东,断层崖较低,一般为 40~80cm。大沙沟河床被地震地表破裂带切断,形成向南倾的地震陡坎,高度 40~80cm。沿断层水系左旋错动十分明显,一些晚更新世至全新世以来发育的河流被断层错断形成断头河和断尾河,年轻冲沟由于多次错动而遗弃成为古干沟。水平错距大的可达 100m 以上,河流一、二级阶地水平左旋错距 10~30m,1920 年海原地震地表破裂带左旋错动年轻冲沟、河流阶地、河床及山脊的错距为 2~3m,宽达十余米,主要由上下盘破碎的砂岩、泥岩组成,发育片理化和构造透镜体。在破碎带内发育 1~3 个黑色断层泥带。在三塘西南,测得马厂山北麓断层北支断层破碎带内断层泥的 ESR 年龄为 61.9ka,反映海原活动断裂带左旋走滑兼正断活动开始于晚更新世晚期。

(2)沈家庄盆地。位于马厂山北麓断层与哈思山南麓断层左阶斜列区,盆地北缘受哈思山南麓断层西段左旋正走滑断层控制,南缘受马厂山北麓断层的南支断层控制,盆地东缘有北北东向正断层分布,长 5km,宽 2km,整体上为一走向北西西向的长条形。

盆地北侧主要出露上新统红层,其上局部有下更新统砾石层覆盖。盆地南侧主要出露下志留统的变质砂岩,其上局部有上新统和下更新统分布。盆地内部为全新统冲洪积砾石层,盆地现代沉降中心在盆地西北端的沈家庄一带,盆地南缘的洪积扇规模大,向北延伸,直到盆地

北缘。盆地北缘断层活动性比南缘断层强烈,断层切割了全新统洪积砾石层,形成断层崖,并使得冲沟发生左旋错动。1920年地震地表破裂带也沿盆地北缘断层分布。邓起东等(1990)根据盆地两侧均有上新统和下更新统分布,推测盆地形成于下更新统砾石层堆积之后。

(3)哈思山南麓断层。西起沈家庄盆地北缘,向东沿米家山北麓,在长滩一带过黄河后沿哈思山南麓延伸,至荒凉滩盆地南缘窝子滩以东,全长42km,断层走向 $290^{\circ}\sim 300^{\circ}$ ,在黄河以西倾向南西,以西倾向北东。沿断层发育断层崖、断层陡坎、地裂缝带、水系、冲沟、山脊、阶地左旋错断等一系列地震地表破裂地貌,在断层带发育断层泥。在部分地段,断层性质多样,断层多期活动特征非常明显。根据断层各段的活动特征可进一步划分为四段,自西向东为沈家庄-上沟段、上沟-黄河段、黄河-虫台子沟段及虫台子沟-窝子滩段。

在沈家庄-上沟段,断层为沈家庄盆地的北界,控制着沈家庄盆地的发育,表现为正走滑断层。断层上盘是全新统冲、洪积砂砾石,下盘是上新统红层及其上覆的全新统砾石层,断层崖高约数米至十余米,由西向东逐渐降低。断层破碎带内发育黑色的断层泥,水系左旋错动位移量可达87m。

上沟-黄河段,断层沿米家山北麓延伸,由两条断层组成,两条断层相距20~100m,均倾向南西。北侧断层上盘是上新统红色粘土,下盘是下石炭统砂岩,断层带内发育黑色断层泥,沿断层发育断层崖,断层崖高度2~4m,沿断层发育斜列的地裂缝带、低断层崖、左旋错动的冲沟、阶地、洪积扇、山脊和断塞塘等地震地表破裂带地貌,地震地表破裂带宽几米至25m,断层运动特征表现为正走滑断层。南侧断层上盘是中、下泥盆统紫红色砂砾岩,下盘为上新统红色粘土,泥盆系砂砾岩逆冲或逆掩到上新统红层之上,表现出强烈的挤压特征,断层破碎带中也发育0.5m左右宽黑色断层泥。

黄河-虫台子沟段,断层沿哈思山南麓延伸,走向 $300^{\circ}$ ,倾向北东,倾角变化较大( $10^{\circ}\sim 60^{\circ}$ ),一般在 $40^{\circ}$ 左右。东北侧断层上盘是由下古生界泥盆系砖红色砾岩、砂岩,志留系千枚岩、板岩和加里东中晚期花岗闪长岩体组成的基岩山地,西南侧下盘是第四纪冲洪积物组成的冲洪积台地和上新统红层。上盘不同时代的老地层逆冲到下盘上新统红层及全新统砂砾层之上(图4-13),并使得不同级别的水系发生左旋位移,最大一级水系左旋错动幅度可达300~700m,中等规模的水系错动幅度大者为40~60m,小者10~26m。沿断层分布有1920年地震地表破裂带,使年轻冲沟再次发生左旋错动,错距一般达3~4m,最大为5~6m。断层活动的多期性表现十分明显。在黄石头梁沟以西约500m处,一条三尾沟与断层北侧单一沟头的错距分别为31m、15m和7m。在扁强图沟东岸阶地上,一条双尾沟的错距分别为10m和3m。在地弯岬以东1.5km处有两条断层,南侧断层泥盆系砖红色砾岩逆冲到全新统砂岩和泥岩之上,又被第四系砂砾层不整合覆盖;北侧的另一条断层使泥盆系逆冲到第四系砂砾层之上。断层面上,擦痕侧伏角为 $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ,断层运动学特征表现为逆左旋走滑断层。

虫台子沟-窝子滩段,断层控制荒凉滩盆地南界,北侧是荒凉滩盆地全新世砂砾石堆积,南侧是基岩山地,五条向北倾的活动断层组成断裂带(图4-14)。最北侧断层在地表为一向北倾的断层陡坎,高度2~3m,倾向与坡向相反,产状 $15^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。在断层陡坎底部泉水线状分布,过断层的冲沟被左旋错断,在断层南北两侧形成断头沟和断尾沟,冲沟左旋错距80~100m。断层上盘(北盘)是全新统砂砾石,下盘(南盘)是下志留统板岩、变质粉砂岩。断层运动学特征表现为左旋正走滑断层。最北侧断层向南25m发育另一断层,上盘是下志留统逆冲到下盘下更新统灰黄色砂砾层之上,顶部被全新统水平砂砾层覆盖,断层并未切割全新

统,断层产状  $55^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。最北侧断层向南 165m 处,下更新统砂砾层中发育的第三条破裂面,也被上覆全新统砂砾层覆盖,未切割全新统。该断层向南 10m 处发育第四条断层,上盘为下更新统砂砾层与下盘上新统紫红色砂砾岩呈正断层接触,顶部被全新统砂砾层覆盖。再向南约 300m,发育另一逆断层,上盘石炭系灰黑色炭质页岩夹砂岩逆冲到上新统紫红色泥岩之上。

(4)荒凉滩盆地。位于哈思山南麓断层和水泉-荒凉滩盆地北缘断层左阶斜列区,盆地东西长 5km,南北宽 1.5km。盆地北侧是下志留统板岩和千枚岩,南侧为石炭系炭质页岩和上新统砖红色砂岩、泥岩。盆地东南侧有两条断层,相距 50m,走向北东,倾向北西,两条断层之间为石炭系,南侧断层为逆断层,上盘石炭系逆冲到下盘上新统之上;北侧断层地表出现断层陡坎,地震地表破裂带沿断层分布,西北盘下降。盆地内地形整体向南倾斜,地表均为全新世冲洪积砂砾、碎石和岩块覆盖,盆地边部出露部分下更新统砂砾岩。

(5)水泉-荒凉滩盆地北缘断层。西起荒凉滩盆地北缘,向东经邵水盆地西南缘至水泉附近,走向  $290^{\circ}$ ,倾向北东,倾角约  $50^{\circ}$ 。该断层西段荒凉滩盆地北缘为逆走滑断层,东段邵水盆地西南缘为正走滑断层。断层北侧为基岩山地,南侧是荒凉滩盆地,盆地与山地高差达 150m 左右,上盘下志留统板岩、千枚岩逆冲到下盘石炭系黄色砂岩之上。到邵水盆地西南缘,断层上盘是全新统冲洪积物,下盘是下志留统板岩、千枚岩。断层上盘(北侧)下降成为邵水盆地,下盘(南侧)上升形成基岩山地,断层两盘地面高差达 200m,为正走滑断层。沿断层发育断层三角面和断层崖。钻孔揭示断层上盘第四系厚度 126m(7 号孔)、110.73m(8 号孔)和 73.45m(5 号孔),自西向东第四系厚度逐渐减薄,加上断层两盘地面高差,该段断层总的垂直断距大于 300m。再其北侧发育另一条隐伏断层其北盘(上盘)第四系厚度大于 335.15m(13 号孔)。

(6)邵水盆地。位于与小红门-赵家岫断层左阶斜列区,东西长约 4km,南北宽约 3km。盆地四周均为基岩山地,分别出露下志留统千枚岩、板岩,上泥盆统紫红色砂岩和石英砾岩和石炭系黄色砂岩夹煤层。盆地东北、西北和西南三面均受向盆地倾斜的阶梯状正断层断层控制(图 4-15),整个盆地形状为菱形。盆地内部地形平坦,地面向南倾斜,地表均为全新统冲洪积砂砾、碎石和亚砂土所覆盖。经钻孔验证,盆地沉积物主要是第四系的砾石层、砂层和亚砂土,第四系沉积厚度大于 335.15m,沉降中心位于盆地西北侧。

(7)小红门-赵家岫断层。位于邵水盆地北东侧和大营水盆地西南侧,在卫星影像上,断层线性影像特征明显,是这两个盆地的边界走滑断层。断层西起邵水盆地北侧小红门,经大红门、煤沫滩,向东南至赵家岫,全长 14km,走向约  $300^{\circ}$ 。在地貌和倾向上,断层东西两段正好相反。邵水盆地东北缘,断层西段由三条近于平行倾向南西的断层所组成,在剖面上呈阶梯状分布,由北向南,断层的新活动性越来越清楚。北起第一条断层构成盆地东北边界,下盘是上志留统砂岩和砾岩组成的基岩山地,海拔高程达 2082m,上盘是邵水盆地第四系冲洪积物,地面高程约 1730m,相对高差达 352m;向西南侧第二条断层在盆地内使河流、冲沟左旋错断,地表可见断层陡坎;第三条断层新活动最强烈,地表断层陡坎清晰可见,地震地表破裂沿之发育,水系左旋错距最大可达 70m,可见同一河流被多次错断遗迹。大营水盆地南缘,断层东段倾向北东,西南侧断层下盘为下志留统板岩和千枚岩组成的水泉尖山基岩山地,海拔约 2000m,东北侧上盘是大营水盆地上更新统黄土和全新统冲洪积物。沿断层形成直线状沟谷,发育断层破碎带和断层陡坎。

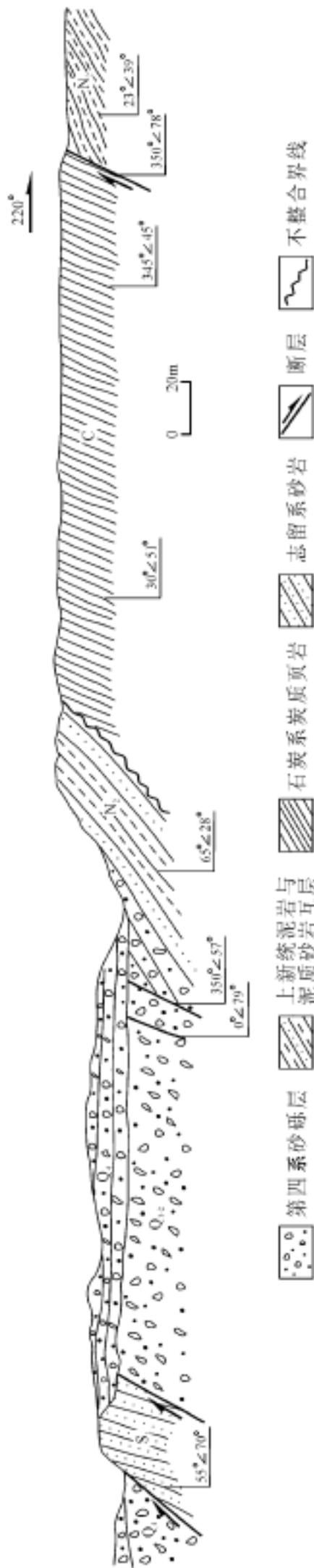


图 4-14 荒凉滩盆地南侧窝子沟断层剖面图

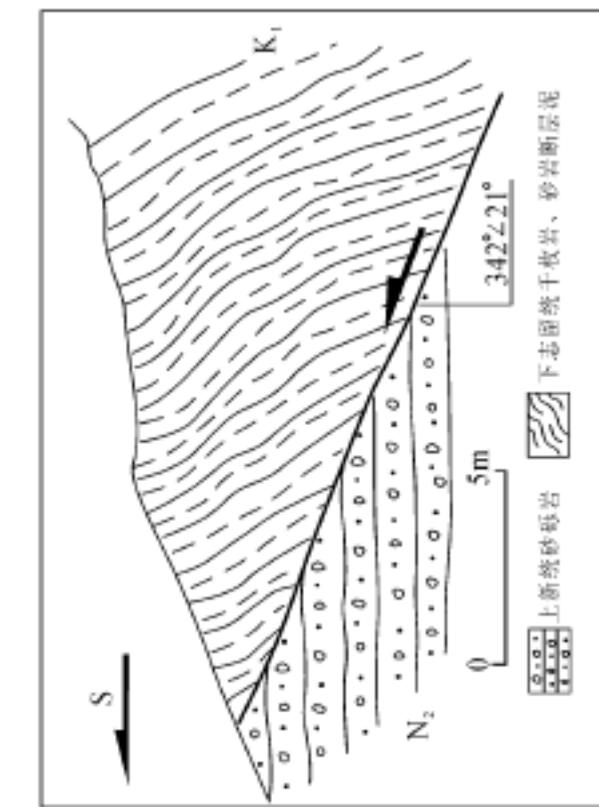


图 4-13 荒凉滩西虫台子沟断层剖面

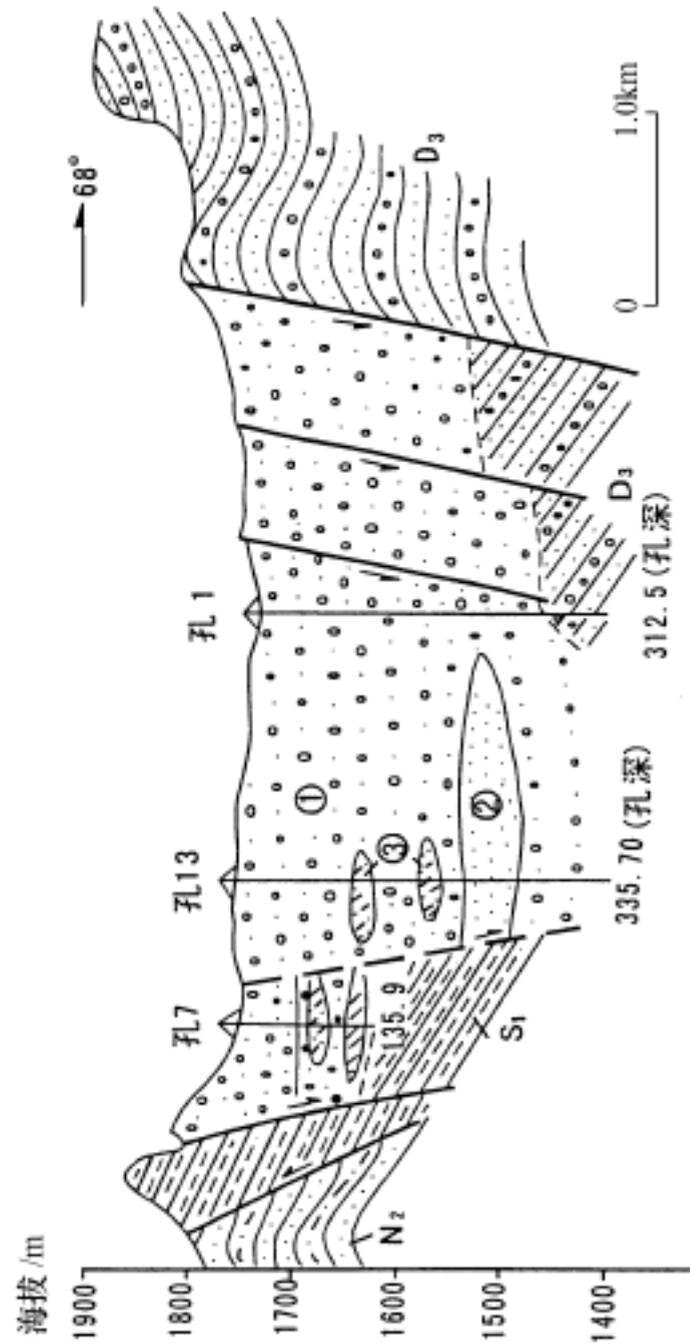


图 4-15 邵水盆地剖面图

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局, 1990)

①砾石层; ②砂层; ③亚砂土

$N_2$ —上新统红色砂岩和砂质泥岩;  $D_3$ —上泥盆统砂砾岩;  $S_1$ —下志留统板岩

(8)大营水盆地。位于小红门-赵家岫断层和北嶂山北麓断层左阶斜列区,东西长约8km,南北宽约2.5km,为一长条形洼地。盆地西南侧以小红门-赵家岫断层为界,受断层控制,断层以南为下志留统板岩、千枚岩组成的基岩山地。盆地北东侧受北嶂山北麓断层控制,断层以北是上三叠统中厚层灰绿色砂岩和侏罗系厚层黄绿色砂岩、石英砾岩。盆地西北侧和东南侧分别为石炭系黄色砂岩夹煤层和下志留统板岩、千枚岩。盆地内部地形,纵向上东高西低,横向上南北两侧高,中间低。盆地内地表沉积物主要为上更新统黄土和全新统冲洪积砂砾、碎石和亚砂土。钻孔揭示第四系厚度大于750m,沉积物主要为砂砾和亚砂土。盆地基底埋深东部浅,西部深。西部2号孔第四系厚度大于750m,盆地东缘119号孔第四系仅79m(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)。在盆地内部发育一条北西西向高枣坪断层,走向286°,倾向南。在地表主要表现为断层崖和断层陡坎。在大营水村东南简易公路旁,断层崖高达10m,向西可达20m以上。断层崖前缘断层被覆盖,其北侧有4条正断层,均倾向南,错断砾石层和亚砂土,组成一个阶梯状正断层带,顶部被次生黄土和亚砂土覆盖。1920年海原地震地表破裂沿高枣坪断层分布,使最年轻的冲沟左旋错动平均2.8m。高枣坪断层控制了盆地的全新世沉积,地表全新统主要分布在断层以南,钻孔揭示断层两盘第四系厚度相差很大,断层南侧38号孔584.7m尚未穿透第四系,该孔附近断层北侧95号孔66m就见到上三叠统黄绿色砂岩基底(图4-16)。

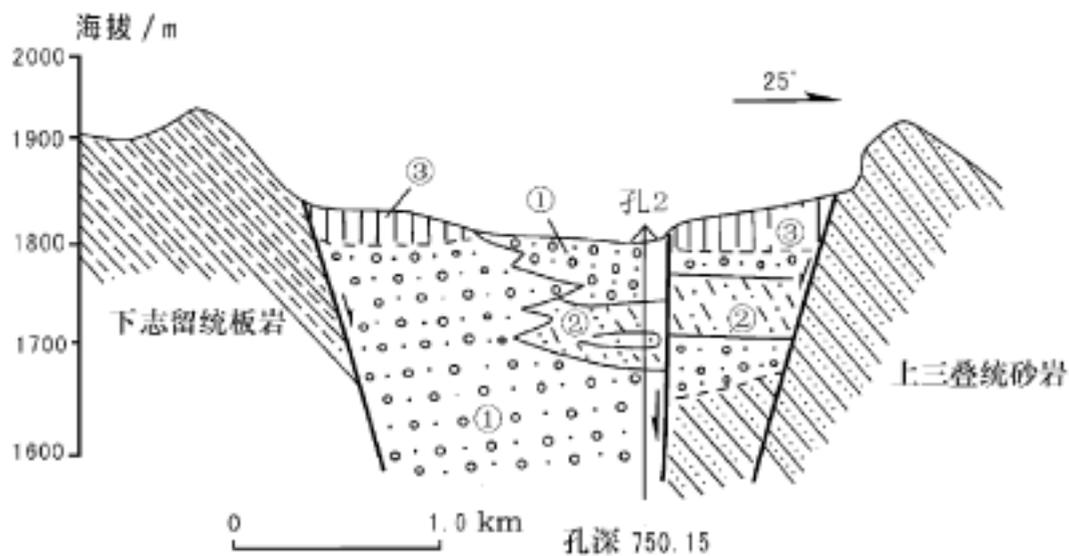


图 4-16 大营水盆地剖面图

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)

第四系砾石层; 第四系亚砂土; 上更新统黄土

(9)北嶂山北麓断层。断层西起大营水盆地北界,经李家坪、关寺湾、花道子、秦家湾,向南东东方向延伸至三角城附近,构成三角城盆地西南边界,全长28km,走向约300°。断层倾向总体向北东倾斜,部分地段倾向南西。断层在地貌上为一线状沟谷,由于两侧河流和冲沟均向断层所在的沟谷中汇入,水系错断现象不太清楚,大规模的水系位移很难确定。但仍可见到1920年海原地震形成的地震断层陡坎、断层泉,若干条最年轻的冲沟被地震地表破裂带所错断,错距3~5.5m。沿断层通过的沟谷,小规模滑坡十分发育,一般长度数十米到数百米,但仅限于断层附近。西段大营水至李家坪一线,断层在卫星影像上表现为明显的线性影像特征,地表可见断层破碎带及顺断层方向延伸数百米的沟谷地貌。断层北东侧是上三叠统和侏罗系组成的基岩山地,西南侧是大营水盆地内上更新统黄土,地面高差约100m,

钻孔揭示断层上盘盆地北侧第四系厚度为 66m。在李家沟附近,断层走向 295°,倾向北东,倾角 46°,断层上盘侏罗系紫红色砂岩和泥岩逆冲到上更新统黄土之上(图 4-17),并在断层附近侏罗系地层中形成挤压破碎带,断层面上擦痕清楚,侧伏角 25°;表现为强烈的左旋逆走滑断层。在花道子西,断层倾向南西,倾角 65°,错断全新统次生黄土和砾石层,上盘下掉,断距 0.6m。在黑石岬以东 1km 处,断层倾向北东,上盘下志留统板岩逆冲到侏罗系紫红色泥岩和砂质泥岩之上,并在断层附近下志留统板岩中形成约 5m 宽的挤压破碎带,侏罗系又逆冲到全新统次生黄土之上,且形成高 0.5~0.9m 的断层陡坎。

(10)三角城盆地。位于北嶂山北麓断层与阴山窑断层左阶斜列区,盆地长 1.5km,宽 0.7km。盆地主要表现为地貌凹陷,西北侧为一陡崖,海原地震时又形成新的断层陡坎,东北侧也有断层陡坎,但相对较低,仅 0.5~1m,西南侧被耕地覆盖,但地表显示断层东北盘下降,西南盘上升。盆地内部地形东高西低,与周围黄土梁的相对高差为 70~100m,西北侧滑路坡附近高差最大,向东南逐渐减小。盆地四周为上更新统风积黄土,盆地内部为全新统次生黄土及河流冲积物覆盖。

(11)阴山窑断层。位于黄家洼山西段南麓,西起滑路坡,经下湾、上湾、阴山窑,向南东东方向至边沟附近,全长 12km。断层走向 305°~310°,倾向北东。断层两侧均为山地,仅在其西北端发育一小型的三角城拉分盆地。活动断层主体沿一条先存的逆断层发育,卫星影像线性特征明显。先存的老断层上盘为前寒武系片岩和大理岩,下盘是侏罗系紫红色砂岩和泥岩。沿先存的老断层发育断层陡坎、小地堑等地震地表破裂,地震地表破裂与基岩断层空间位置完全吻合。地震地表破裂带通过处,最年轻的冲沟被左旋错断,错距 2.5~7m。

(12)黄家洼山南麓断层。位于黄家洼山南麓和干盐池盆地西南缘,西起边沟,经张泥水、高湾子,向东延伸至干盐池盆地西南缘,全长 9km。断层走向 300°左右,倾向北东。在地貌上,断层上盘西高东低,下盘西低东高。断层北东侧上盘的西段是黄家洼山基岩山地,海拔 2471m,东段是干盐池盆地,海拔仅 2000m 左右;与断层上盘情况相反,断层西南侧下盘的西段是打拉池盆地的北缘,东段是相对隆起区,海拔 2137m。断层两侧地貌上的强烈反差,反映断层东西两段活动性质的不同。断层上盘西段是前寒武系片岩和大理岩,东段为全新统冲洪积松散堆积物;断层下盘西段主要是全新统冲洪积物,东段为下更新统砾石层。断层西段,上盘前寒武系片岩逆冲到下盘侏罗系、上新统和晚第四纪黄土之上(图 4-18),并使一系列河流、山脊发生同步左旋错动,形成十分壮观的断层地貌,具有两级阶地的河流错距 180~260m,只有一级阶地和没有阶地的河流左旋错距 30~80m,断层活动特征为逆走滑断

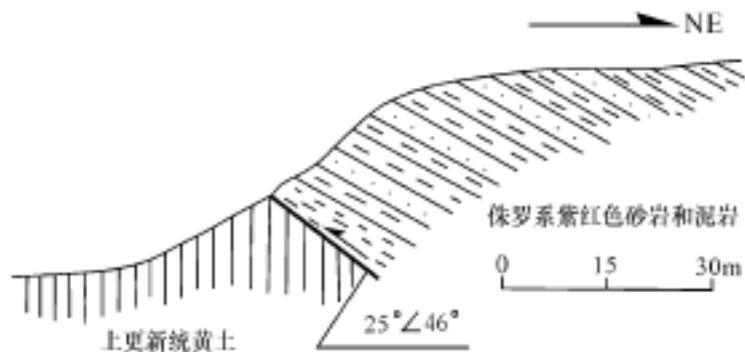


图 4-17 李家沟断层剖面

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)

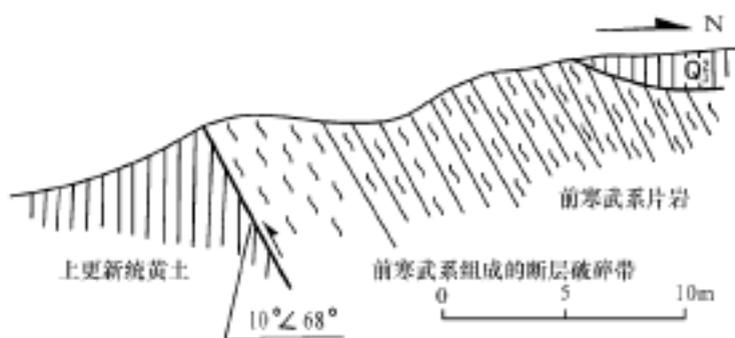


图 4-18 高湾子断层剖面

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)

层。干盐池盆地西南缘断层东段,下盘下更新统砾石层及其下伏前寒武系与上盘干盐池盆地第四系呈正断层接触,地表见前寒武系片岩构成的破碎带断续出露,没有切割全新统次生黄土,邓起东等(1990)探槽揭示断层产状 $40^{\circ} \sim 65^{\circ}$ ;断层面上有薄层断层泥和两组擦痕,侧伏角分别为 $60^{\circ}$ 和 $40^{\circ}$ ,为正走滑断层。

(13)干盐池盆地。位于黄家洼山南麓断层与南、西华山北麓断层左阶斜列区,盆地形状为菱形,长8km,宽3km,盆地内部地形平坦,向北倾斜,盆地中心发育现代盐湖。盆地东北、北西侧分别为前寒武系片岩、大理岩和前寒武系片岩组成的基岩山地,西南和东南侧分别为下更新统砾岩和上更新统风积黄土组成的隆起区。盆地内部地表为全新统冲洪积碎石、砂砾、粘砂土和蒸发盐类堆积物。钻孔揭示盆地内为第四系松散堆积物,厚度大于176m(国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)。盆地西北部唐家坡附近52号钻孔,76.4m见前寒武系绿色片岩破碎带,第四系为黄土状粘砂土和含砾石砂粘土;盆地东南部东堡子附近53号钻孔176.15m见前寒武系片岩和大理岩基底,第四系上部70m为砂砾石和碎石层,下部为粘质粉砂土。电测深结果显示,盆地沉降中心位于现代盐湖附近,第四系厚度可能大于500m。盆地南西缘受黄家洼山南麓断层控制,北东缘受南、西华山北麓断层控制,盆地北西侧发育三条近于平行排列的阶梯状正断层,走向近东西,均向南倾,上盘逐级向盆地方向下降。1920年海原地震沿该断层带形成一系列张裂缝和断层陡坎。盆地内部发育干盐池-唐家坡断层,沿盆地对角线方向贯穿盆地,使黄家洼山南麓断层和南、西华山北麓断层相互连通起来。断层在平面上呈反“S”形,总体走向 $290^{\circ}$ ,由一系列正断层陡坎、鼓包和张裂缝带组成。在唐家坡以西表现为正断层陡坎或小地堑,断层陡坎南盘下降,高度 $0.4 \sim 0.9\text{m}$ ,邓起东等(1990)探槽揭示正断层倾滑错距4.5m,断层走向与盆地西南缘交角 $20^{\circ}$ 。唐家坡以东以鼓包和张裂缝带为主,一系列田埂被左旋错断,错距一般 $3.4 \sim 6\text{m}$ ,最大可达 $7.5\text{m}$ 。团庄以东,因耕地和筑路破坏,断层不清。在红岷子附近见断层与盆地北东缘断层 $20^{\circ}$ 相交。

(14)南、西华山北麓断层。断层自西向东沿干盐池盆地北东缘、西华山、南华山北麓延伸。断层西起干盐池盆地北东缘,经红岷子、大沟门、任湾、菜园、刺儿沟、油房院、乱堆子,向南东东方向至曹洼以东,全长70km。断层走向 $305^{\circ} \sim 310^{\circ}$ ,倾向与活动方式在不同地段有所不同。断层总体以左旋走滑运动为主,不同地段兼有不同性质的倾滑分量。断层西段和东段表现为正走滑断层,断层中段为逆走滑断层。断层两盘地貌反差十分明显,卫星影像线性特征非常清楚。断层西段位于干盐池盆地北东缘山前地带,倾向南西。断层北东侧是黄家洼山的东延部分,海拔高度达2353m,断层西南侧为干盐池盆地,地形平坦,海拔高度2000m左右,反映断层南西盘下降,北东盘上升。断层切割了上更新统黄土和全新统砂砾层直达地表,在地表发育断层陡坎、陡崖和地震凹槽。断层下盘地层是前寒武系大理岩、白云石大理岩及白云石英片岩。其上覆盖有渐新统紫红色砾岩、钙质粉砂岩、粉砂质泥岩夹石膏,上盘除在山前断层附近有上更新统风积黄土外,盆地内全部是全新统冲洪积物和蒸发盐类堆积(图4-19),断层活动以正倾滑运动为主。断层中段沿西华山北麓延伸,分布在西华山东山前坡度由陡变缓处,或沿山前北西向沟谷展布。断层南西侧为陡峻的西华山,海拔高度2703.7m,北东侧为黄土塬隆起区,海拔高度 $2000 \sim 2100\text{m}$ 。断层倾向南西,上盘主要为前

宁夏水文二队,1980,宁夏回族自治区海原县干盐池洼地、曹洼洼地、南华山山前地带地面电测深工作报告。

寒武系绿色石英片岩,仅有零星渐新统红层和上更新统黄土出露,下盘主要是上新统红层和上更新统黄土,沿断层发育碎裂岩、角砾岩和断层泥,组成宽达 100 ~ 500m 的断层破碎带。断层切割了上更新统黄土和渐新统红层,断层上盘前寒武系片岩逆冲到下盘渐新统红层和下更新统砾石层之上(图 4-20)。断层附近,北东侧

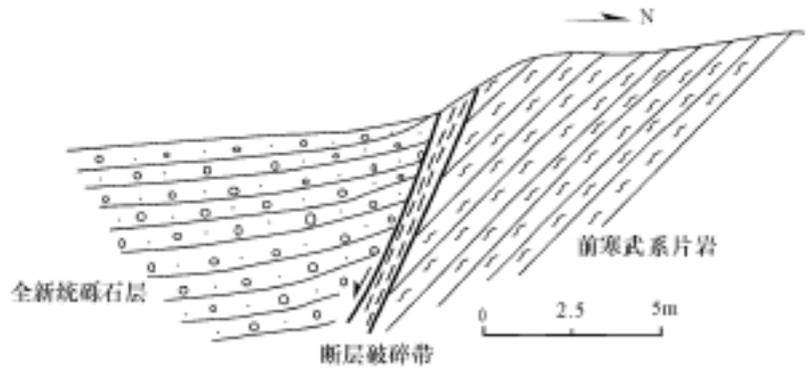


图 4-19 邵家庄北山前正走滑断层剖面

渐新统红层发生强烈褶皱,形成一系列轴向北北西与断层锐角相交的牵引背斜和向斜。断层使一切横穿断层的地质体、河流、冲沟和山脊发生左旋错断。不同级别的河流、冲沟错距不等,最大错距可达 500 ~ 600m,比较年轻的冲沟错距 50 ~ 90m 不等,杨户章沟以东山脊的错距达 70m 左右。1920 年海原地震在地表形成宽约 10m 的断陷槽及高约 0.5 ~ 1m 的断层陡坎,使最年轻的冲沟再次发生位移,左旋错距最大可达 10m。断层东段主体沿南华山北缘分布,大部分地段由多条走向近平行的断层组成断层带,断层倾向主要向北东倾斜,部分地段断层倾向南西或由相对倾斜的一组断层组成地堑式陷落带。地貌上断层南西侧的是南华山基岩山地,最大海拔高程达 2954.6m,北东侧是黄土塬和全新世盆地。断层西南侧地层主要是前寒武系大理岩、白云石大理岩夹白云母石英片岩,其上不整合覆盖上志留统砖红色长石石英砂岩,断层北东侧主要为上更新统黄土和全新统冲洪积物。在南华山和西华山之间,断层西南侧主要为第三系红层和下更新统砾岩。在剖面上,断层切穿全新世沉积直达地表,断层面发育黑色断层泥,上盘下降,垂直断距可达 15m 以上。在地表发育断层陡坎、断陷槽、鼓包、张裂缝和断层泉,陡坎高度 1m 左右。断层左旋错断冲沟、河流、阶地和洪积扇,形成断头沟和断尾沟,错距可达 8m。断层活动表现为正走滑断层。另一方面,沿断层可见第四纪以前的逆冲活动特征,如在叠水崖沟谷中出露的两条倾向相反的对冲式断层逆冲到渐新统红层之上。



图 4-20 海原县西安乡大沟门西华山北麓断层剖面

Q<sub>1</sub>—下更新统砾石层; E<sub>3</sub>—古近系砂岩和砂质泥岩; AnЄ—前寒武系片岩

(15) 大黄沟断层。大黄沟断层位于南华山东段南侧,沿大黄沟和老虎腰岷盆地西南边缘分布,走向 330° 左右。断层北西段发育在南华山东端的泥盆系之中,沿北西向沟谷分布,表现为宽达数米的断层破碎带。断层东南段,沿大黄沟两侧均形成断层崖,构成一个小型的断层谷,宽达 100 ~ 300m,由北西向南东逐渐变宽。大黄沟东坡的一些小型支沟被左旋错断,形成断头和断尾沟,错距 30 ~ 40m。最年轻的冲沟左旋错距可达 7.5m,断层崖高度

0.5m。断层最南端倾向北东,控制了老虎腰岷盆地的西南边界,形成陡峻的盆地边缘。

(16)老虎腰岷盆地。位于大黄沟断层与小南川断层左阶斜列区,东西长约 2km,南北宽约 2km,盆地形状呈菱形。盆地北东和西南边界受上述两条断层控制,盆地南北两侧边界正断层不太清楚,但局部地段见近东西向正断层和断层崖地貌。盆地东侧和北侧为泥盆系砂岩、砂砾岩组成的基岩山地,西侧和南侧为前寒武系、泥盆系和渐新统红层,有大片黄土覆盖。盆地内发育全新世冲积物。由于受河流切割,盆地内形成两级阶地,一级阶地高出河床约 1m,二级阶地高约 5m。

(17)小南川断层。断层北起老虎腰岷盆地北东缘,向南东方向至小南川盆地南西缘,全长约 8km,走向 330°。断层南北两端分别沿老虎腰岷盆地北东缘和小南川盆地南西缘分布,成为控制盆地发育的边界断层,在两个盆地之间,断层主要沿冲沟分布,山坳地带有黄土覆盖。断层北端老虎腰岷盆地北东缘,倾向南西,上盘为全新世冲积物,下盘是泥盆系砂岩和砾岩,地表有断层崖发育,断层活动为正走滑断层。在断层中段,沿断层发育的 1920 年地震地表破裂带切割黄土,穿过断层的冲沟发生左旋错动,错距一般为十余米,最大者可达 100m 以上。在被断层控制的北西向冲沟沟底出露的下白垩统地层中发育断层破碎带,宽 7~8m,倾向南西,倾角较陡。断层东南端,小南川盆地西南缘,形成陡峻的断层崖。

(18)小南川盆地。位于小南川断层与硝口-蔡祥断层的左阶斜列区,长约 2km,宽约 1km,盆地形状为长条形。盆地东北侧和西南侧边界均以陡峻的断层崖与两侧山地分界,分别受硝口-蔡祥断层北段和小南川断层控制,地貌反差明显。盆地内部地形十分平坦,盆地与两侧山地相对高差 80~100m。盆地周围大部分被上更新统黄土所覆盖,仅在西侧局部出露渐新统,盆地内部堆积物为全新统次生黄土。推测盆地形成时间可能为晚更新世至全新世。

(19)硝口-蔡祥断层。位于月亮山东麓,北起小南川盆地北东缘,向南经唐家山、蔡祥堡、猫儿沟、上大寨、叶家河,至固原的硝口,全长约 55km,走向 320°~330°,倾向南西。断层上盘主要是下白垩统六盘山群,下盘主要为渐新统和中新统红层,上盘下白垩统逆冲到渐新统和中新统红层之上(图 4-21)。主断层面倾向西南,断层破碎带宽度数十米至一二百米,带内常发育次级断层,形成一条复杂的断裂带。断层一直切割到地表,在地表形成宽度几米至几十米的槽形地带及小型地堑构造。断层左旋错断河流、阶地、冲沟和山脊,规模较大的河流左旋错距达 570~600m,冲沟的左旋错距大者可达 50~80m,发育在黄土中的最年轻的小型冲沟和山脊左旋错距一般为 3~4m,最大可达 5~6m,属 1920 年海原地震的产物。断层活动表现为逆走滑断层。硝口-蔡祥断层北端,沿小南川盆地北东缘延伸,控制了小南川盆地东北边界,在盆缘形成

一系列阶梯状的断层崖,断层倾向南西,倾角 65°,上盘为全新世次生黄土,下盘是下白垩统和上更新统,断层活动表现为正走滑断层。沿断层发育一系列规模不等的滑坡,成群出现。例如,在猫儿沟以南,沿断层走向,在一个长约 3km,宽 500~800m 的范围内,分布着一系列的滑坡体,黄土和基岩向北东方向滑动,构成一个大规模的滑坡群。在猫儿沟西,发育一个很大的滑坡体,长约 2~2.5km,走向近东西,与硝口-蔡祥断层大角度相交,黄土和基岩向

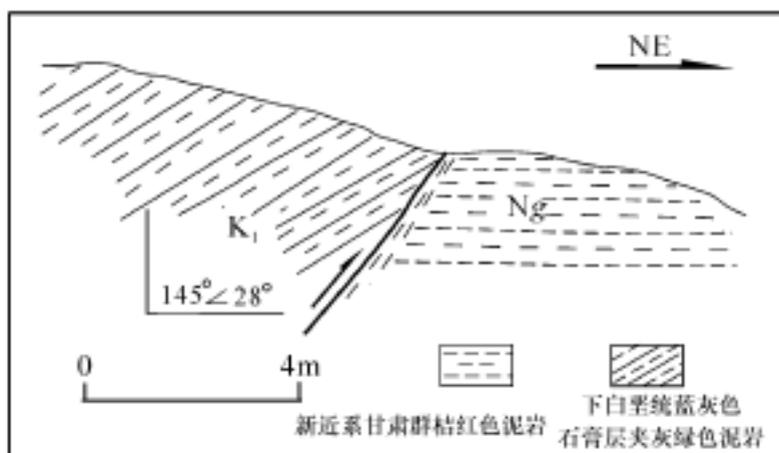


图 4-21 海原断裂带蔡祥堡断层剖面

南滑动,位移距离大 1km,滑坡体堵塞河流形成蒿内堰塞湖。在硝口,断层下盘渐新统红层形成滑坡,长约 150m。此外,沿断层还有泉水出露。

### 3. 六盘山活动断裂带

六盘山活动断裂带主体沿六盘山、陇山东麓分布,北与海原活动断裂带相接,南至秦岭北缘断裂。断裂带北起固原硝口,经和尚铺、泾源县、北面井、陇县,向南至宝鸡附近,总体走向北北西,长度超过 200km。断裂带西侧是海拔 2500 ~ 3000m 的六盘山和陇山,东侧为低丘和谷地,地貌反差明显,卫星影像清晰。

硝口至和尚铺一带断裂带沿六盘山东麓高山和低丘的分界线分布,断层线多呈舒缓坡状,沿断层分布有一系列泉水。断层面向西倾斜,倾角  $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ ;断层上盘是下白垩统六盘山群,下盘为第三系红层和第四系沉积物,上盘六盘山群不同时代的地层逆冲到下盘第三系红层和第四系沉积物之上,发育几十米宽的断层破碎带,断层破碎带内发育 20cm 厚的断层泥。在海子峡以北,见断层左旋错断一些年轻的冲沟,断层活动具有左旋走滑分量。在海子峡断层错断小溪及其阶地,断层面沿小溪断错的拐弯部位发育。断层上盘是六盘山群马东山组底部或李洼峡组顶部的泥灰岩和灰岩,邻近断层发育宽 20m 左右的断层破碎带,破碎带内的角砾岩沿一个断层面逆冲到全新世河漫滩沉积物之上。在和尚铺以西,上盘是下白垩统六盘山群三桥组紫红色砂岩,邻近断层处下白垩统砂岩强烈破碎,形成 50m 宽的破碎带,破碎带带内发育各种破裂面、构造透镜体、碎裂岩等,由下白垩统砂岩组成的破碎带沿产状  $250^{\circ} \ 32^{\circ}$  的断层面逆冲到下盘渐新统棕红色泥岩之上(图 4-22)。沿断层面发育 20cm 厚的断层泥,用 ESR 方法测得断层泥年龄为 390.54ka。断层附近发育小型滑坡。

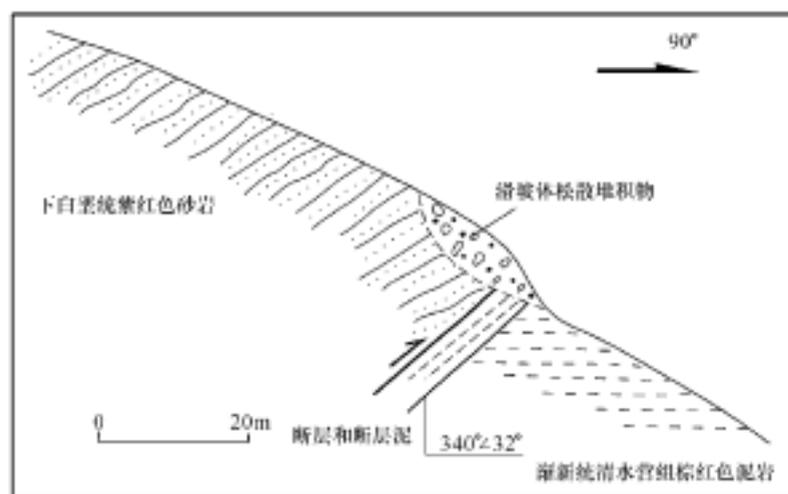


图 4-22 和尚铺六盘山东麓断层剖面

和尚铺向南至山寨西段,六盘山东麓断层以西发育三条近平行的次级断层,自西向东三条次级断层依次为隆德-底店断层、山河镇断层和陈靳家-梁殿峡断层,它们均切割了第三系红层和上更新统黄土,所不同的是隆德-底店断层倾向西,上盘第三系和上更新统下降,下盘下白垩统上升,表现为正断层;陈靳家-梁殿峡断层倾向东,上盘下白垩统砂岩逆冲到第三系红层和上更新统黄土之上,表现为逆断层。该段六盘山东麓断层地貌反差强烈,卫星影像线性特征明显,沿断层发育一系列泉水,上盘下白垩统逆冲到第三系红层和全新统沉积物之上。在泾源县县城西侧山口香水店村南侧河谷中,断层产状  $244^{\circ} \ 48^{\circ}$ ;上盘下白垩统砂岩逆冲到下盘河流一级阶地全新世砾石层之上(图 4-23),垂

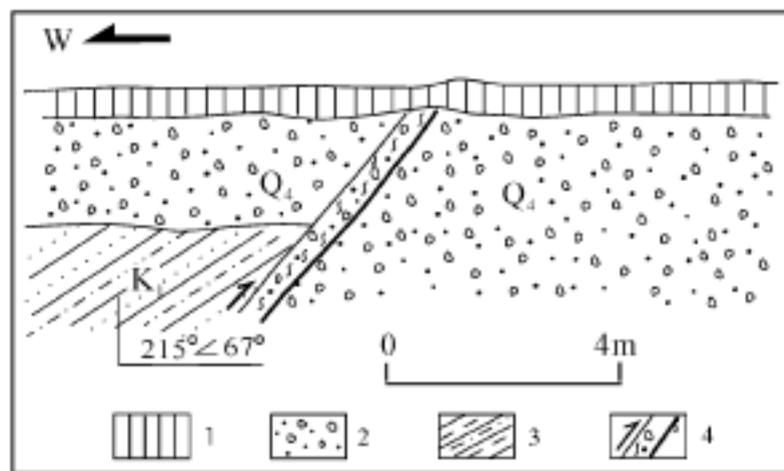


图 4-23 泾源县西侧香水店村断层剖面

1—耕作层;2—全新统砂砾层;3—下白垩统紫红色砂岩夹灰绿色砂质泥岩;4—断层破碎带

直断距大于 4m, 断层面之上发育由下白垩统砂岩组成的断层破碎带, 宽度大于 2m, 在断层破碎带与断层面之间有 30cm 厚的断层泥, 测得其 ESR 年龄为 92.5ka。

山寨乡以南, 断裂带继续沿六盘山和陇山东麓向南东方向延伸, 山寨乡至陇县以北继续保持逆断层特征。在陇县一带断层出露不清。陇县以南八渡至县功一带, 发育两条近平行的正断层, 走向北西, 西侧断层倾向北东, 东侧断层倾向南西, 倾角  $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ , 断层切割了上更新统黄土, 构成一个小型地堑。县功以南至宝鸡段, 覆盖严重, 断层不清。

### (五) 西秦岭北缘活动断裂带

西秦岭北缘活动断裂带东起陕西宝鸡, 西至青海湖南侧出研究区进入柴达木盆地, 全长 600km, 总体走向北西西。断裂带由一系列次级左旋走滑断层斜列而成, 自东向西有天水断层、甘谷-武山断层、漳县断层、锅麻滩断层和循化-贵德断层(图 4-24)。断裂活动表现为冲沟、山脊和阶地错断、文化层变形、全新统被切断等等(滕瑞增等, 1991; 贾云鸿等, 1992)。断裂活动显示出明显的多期活动特征。

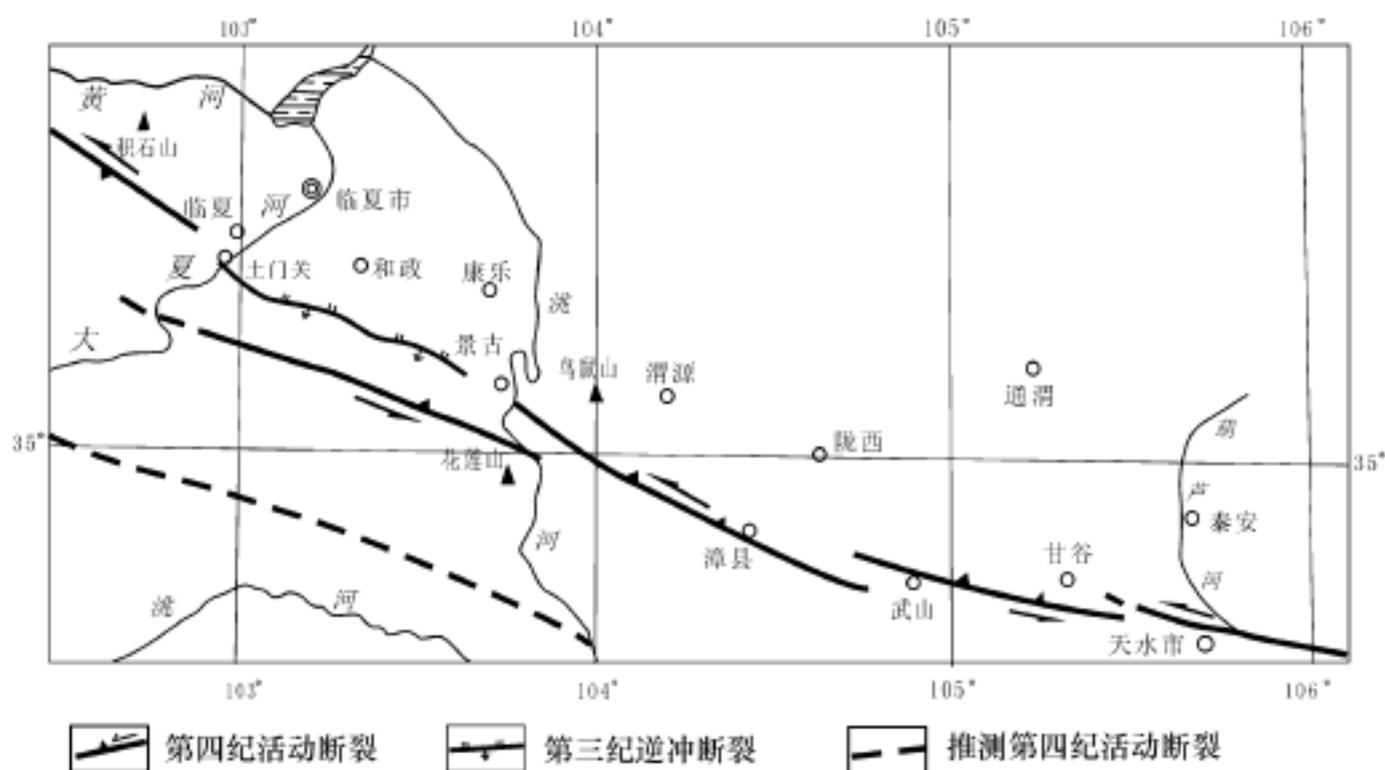


图 4-24 西秦岭北缘活动断裂分布图

#### 1. 天水断层

天水断层西起甘谷县康家坪一带, 向东沿南东东方向, 经西湾、新郡沟、温家套, 至赵家河以东。断层总体走向南东东, 在西湾至温家套之间弯曲, 成一向南凸出的弧形。断层向北倾斜, 倾角  $50^{\circ} \sim 75^{\circ}$ 。断层上盘是前长城系牛头河群黑云母斜长片麻岩、片岩、石英岩及大理岩和上白垩统红色砂砾岩和砂岩, 下盘为第三系红层, 断层性质兼有左旋和逆冲。断层错断第四系沉积, 沿断层发育泉水和一系列滑坡。在天水市中梁乡吊沟门, 断层产状  $10^{\circ} 51'$ , 上盘前长城系片麻岩逆冲到下盘第三系红层之上, 因覆盖断层破碎带宽度不详, 但断层破碎带内发育断层泥。

#### 2. 甘谷-武山断层

断层东与天水断层相接, 向西经武家河、张家窑、洛门镇、大坪头、刘家庄、康勿里, 至漳县附近。断层走向北西西, 倾角较陡, 一般  $65^{\circ} \sim 80^{\circ}$ , 向北倾斜, 局部地段向南倾斜。断层切

割上更新统黄土,断层面擦痕近水平,侧伏角小于 $30^{\circ}$ 。断层左旋错断河流和冲沟,沿断层泉水线状分布,发育一系列滑坡。在武家河,断层产状 $15^{\circ} \sim 75^{\circ}$ ,左旋水平位移量 $24\text{m}$ ,正断垂直位移量 $4.0\text{m}$ (贾云鸿等,1992)。在武山县北侧何家沟,断层产状 $195^{\circ} \sim 80^{\circ}$ ,上盘古近系和新近系红层与下盘前长城系片麻岩以正断层接触。断层性质为左旋正断层。

### 3. 漳县断层

漳县断层东起漳县椿树坪以东,经殪虎桥、黄香沟、杨庄,向西至渭源县土牌,走向 $290^{\circ}$ ,倾向北东,倾角 $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。断层两盘为古生界和中生界,断层破碎带宽 $10\text{m}$ ,主断面规则、光洁,如同刀切,断层泥新鲜,厚度小于 $1\text{m}$ ,断层面上发育擦痕,指示断层运动以水平左旋扭动为主兼有正断。断层活动最突出的表现是山脊位错、大小冲沟和洪积台地被错断、洪积扇的侧叠、沿断层形成断塞塘堆积和断塞塘被再次错动等。在黄香沟,断层从黄香沟北侧山坡上通过,断层倾向与坡向相反,断层不仅切割平移山坡和冲沟,而且上盘下降,造成冲沟和山脊左旋错断,形成沟谷断塞现象,断层沟槽地貌非常明显。沿断层大冲沟的最大左旋错距 $55.8\text{m}$ ,长度不过百米的小冲沟的左旋错距也可达 $24.3\text{m}$ ,断层两侧地形垂直落差约 $5 \sim 6\text{m}$ 。在断层沟槽中堆积有坡积物,在北侧沟谷断塞的地方堆积有全新世早、中期的淤泥层、砂砾和粘土混杂堆积,靠近断裂处为淤泥粘土,远离断裂则为混杂堆积。滕瑞增等(1991)用 $^{14}\text{C}$ 测年得知最早一次断塞堆积形成时间在距今 $10 \sim 13\text{ka}$ 之间,最晚一次发生在距今 $6 \sim 7\text{ka}$ 之间,反映漳县断层全新世共发生过两次大地震,大震复发周期约为 $5000\text{a}$ 左右。

### 4. 锅麻滩断层

锅麻滩断层东起祁家寨,经锅麻滩、白石山、围子山、松香滩,向西至土房大庄以西,走向北西西,向北东倾斜,倾角 $75^{\circ} \sim 80^{\circ}$ 。断层两盘均为古生界。断层活动主要表现为冲沟、山脊和阶地错断和全新世地层被切割等。断层运动表现为左旋走滑兼逆冲。

### 5. 循化-贵德断裂

循化-贵德断裂东起临夏,经循化、尖扎南侧和贵德北侧,至日月山南麓并延伸出研究区,继续向西沿倒淌河过青海湖南侧进入柴达木盆地,总体走向北西—北西西。断裂的地貌特征非常明显,贵德以东断裂东段沿西秦岭北缘盆山边界延伸,南侧是海拔 $3600 \sim 4400\text{m}$ 的秦岭山脉,北侧是海拔 $2600\text{m}$ 左右的循化盆地。贵德以西断裂沿日月山南麓延伸,北侧是海拔 $4000$ 多米高的日月山,南侧是海拔 $3000\text{m}$ 左右的共和盆地。在卫星影像上断裂表现出明显的线性特征。沿断裂带,断层三角面、断层崖、滑坡非常发育。沿断裂常形成沟槽地貌和沟谷,断裂切割山脊、河流和沟谷,表现出明显的左旋错动特征。断裂东段倾向南西,西段倾向北东。断裂切割了第三系和第四系断层,在剖面上表现为上盘逆冲的逆断层。在循化县道帏乡多什则村西,断层面倾向南西,倾角 $50^{\circ}$ ,上盘三叠系灰黑色板岩、薄层砂岩逆冲到下盘上新统褐红色砂泥岩之上(图4-25),形成几十米宽的断层破碎带,断层面附近发育几十厘米厚的断层泥,断裂带附近发育滑坡。

### (六) 东昆仑-玛曲活动断裂带

东昆仑-玛曲活动断裂带属于昆仑山活动断裂带(又称库赛湖-玛曲断裂带等)东段,向西经东大滩、西大滩、库赛湖至阿尔金山,被阿尔金断裂带所截,向东与秦岭南缘活动断裂带相接,是青藏高原东北部一条重要的边界断裂(Jerome Van Der Woerd等,2002;Avouac和Tapponnier等,1993;Peltzer和Tapponnier,1988;Tapponnier和Molnar,1977;Tapponnier等,1982;青海省地震局、中国地震局地壳应力研究所,1999;任金卫等,1999)。在遥感影像上,

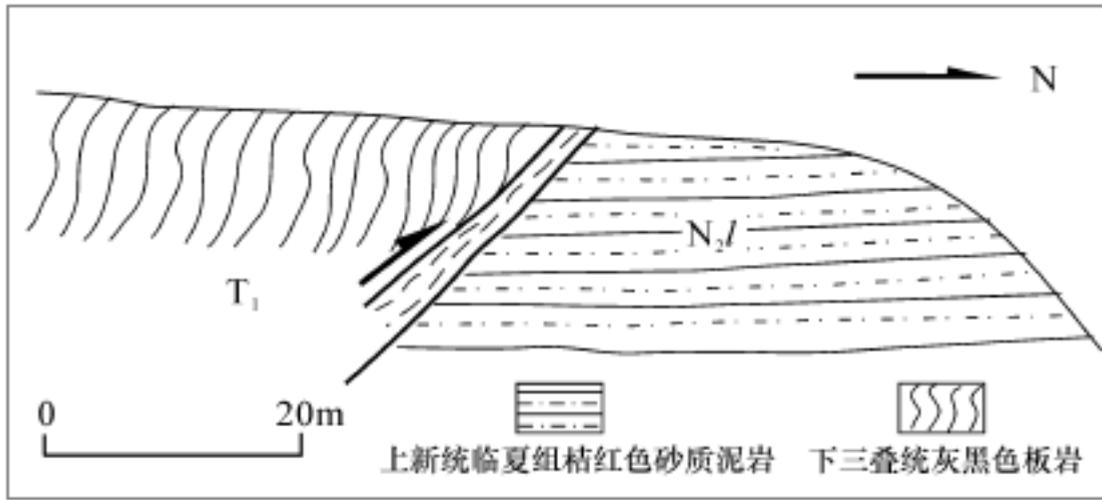


图 4-25 循化县道帡乡多什则村西断裂剖面

断裂带表现出明显的线性特征,在地貌上,其断续分布的线性断裂谷地表现突出。

东昆仑-玛曲活动断裂带断裂带规模巨大,在东经  $96^{\circ} \sim 105^{\circ}$  之间总长约 800km,走向  $100^{\circ} \sim 130^{\circ}$ 。根据断裂带的走向和组合特征,可以将断裂带分为四段,各段长度 150 ~ 270km,自西向东依次为秀沟-托索湖段、托索湖-玛沁段、玛沁-玛曲段和玛曲-武都段。各段之间呈左阶斜列,在斜列区发育拉分盆地,并以拉分盆地相连。

### 1. 秀沟-托索湖段

该段西起秀沟盆地北侧,向东经埃勒岭、东德水外、阿拉克湖、孟可特哈尔散、三岔口、加确沟口,至托索湖南侧,走向  $100^{\circ}$ ,延伸约 210km。断裂带不仅控制第四纪沉积,而且水平错断第四纪不同时期的河流阶地、洪积扇和一系列不同级别的水系冲沟,沿断裂带发育多期地震破裂。以阿拉克湖为界,可进一步分为西段的秀沟-阿拉克湖断裂和东段的红水川断裂两段,在阿拉克湖附近东西两段断裂左阶斜列区形成阿拉克湖拉分盆地。

阿拉克湖以西,断裂带分为南北两支,两条走滑断层近平行延伸约 100km。以两条断层为南北边界,构成一个宽 5 ~ 8km 的断陷谷地。两条断层均左旋切割山麓冲积扇,错断第四纪沉积,并且在 1963 年 4 月 19 日 7.1 级地震和 1971 年 3 月 24 日 6.4 级地震期间有过明显的破裂。两次地震的震源机制解与沿一个走向  $100^{\circ} \sim 105^{\circ}$  陡倾面的左旋滑移是一致的 (Tapponnier 和 Molnar, 1977)。沿断裂一系列断层泉呈线性排列。

阿拉克湖以东,断裂从红水川断裂谷地之间穿过,经托索河峡谷延伸至托索湖西端河口。

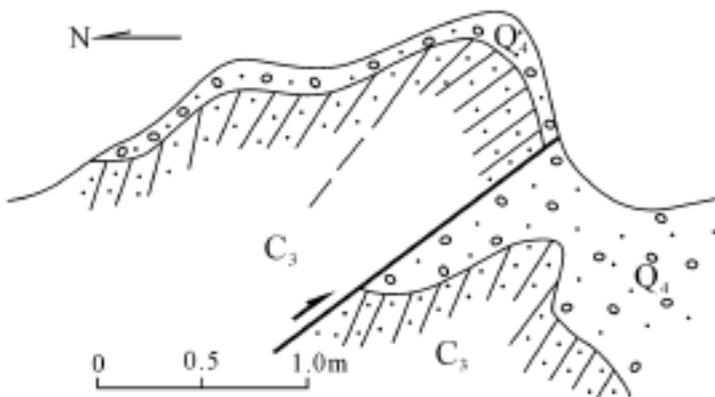


图 4-26 托索河断裂第四纪活动剖面  
(据青海省区域地质调查大队,1973)

整条断裂连续且线性清楚,断面主要向南倾,局部北倾,倾角  $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。沿断裂发育一系列全新世断面,断裂不仅控制了谷地中的第四纪沉积,而且左旋水平断错第四纪不同时期的河流阶地、洪积扇和一系列不同级别的水系冲沟。在托索河,有的地段可见上石炭统逆冲于第四系全新统砾石层之上(图 4-26)。沿断裂发育多期断层陡坎、地裂缝、地震鼓包和小型张性凹地等地震地表破裂带,最新一期为 1937 年花石峡地震地表破裂带(肖振敏、刘光勋,1988)。

阿拉克湖盆地长约 40km, 宽约 9km, 总体为走向北西西的长条形。盆地南以秀沟-阿拉克湖断裂为界, 北以红水川断裂为界。盆地南北两侧地貌均为基岩山地, 盆地内地势平坦, 中间为阿拉克湖。南侧断裂南盘主要为二叠系岩层, 局部地段上覆中新统湖相层; 北侧断裂北盘为三叠系岩层, 上覆早更新世湖相层及中晚更新世冲积物。盆地内部为早更新世湖相层、中晚更新世冲洪积物和全新世湖沼沉积。盆地内发育一条从盆地西南角贯穿盆地至东北角的活动断裂, 使盆地南侧秀沟-阿拉克湖断裂和盆地北侧红水川断裂连接起来。

## 2. 托索湖-玛沁段

该段西自托索湖北侧, 往东经地那染山、花石峡、下大武、玛积雪山北麓、东倾沟, 至玛沁盆地西侧, 走向  $120^{\circ} \sim 130^{\circ}$ , 长约 155km, 卫星影像线性特征清晰。断层面倾向南西, 倾角  $40^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。沿断裂带发育不同类型的断错地貌, 发育 1937 年 1 月 7 日花石峡 7.5 级地震形成的地震地表破裂带。断裂带左旋错断第四系不同阶段的多级河流阶地、洪积扇, 表现为逆左旋走滑运动。在玛积雪山南麓, 发育一条平行的次级活动断裂。

断裂带西端以托索湖拉分盆地与红水川断裂相接。托索湖拉分盆地长约 50km, 宽约 8km, 总体表现为北西西向的矩形。盆地南界为阿拉克湖断裂段东端红水川断裂, 北界为花石峡—东倾沟断裂。盆地南北两侧为基岩山地, 盆地内部平坦, 且大部分被托索湖湖水所覆盖。盆地南侧地层为石炭系和二叠系, 北侧为三叠系, 上覆新近系, 有的地段可见三叠系逆冲到第三系砾岩之上; 盆地内部发育全新世冲洪积物和全新世湖相沉积。从盆地西南角至盆地东北角, 发育一条贯穿盆地的全新世活动断裂, 1937 年花石峡 7.5 级地震形成的隆起带就沿这一断裂分布。

## 3. 玛沁-玛曲段

该段西起玛沁盆地北侧, 往东经肯定那、西贡周, 西科河南岸、唐地、玛曲, 进入若尔盖盆地, 长约 180km。从玛曲向东, 断裂继续在若尔盖盆地内沿黑河南岸穿过若尔盖草地向东延伸, 直至岷山北端求吉附近。断裂走向  $N110E$ , 倾向南西, 倾角  $50^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 。在西科河羊场以东, 断裂北侧 20km 处, 迭部-武都断裂与其平行展布, 南侧发育一条北西向的阿万仓活动断裂。

活动断裂线性特征很强, 延伸平直稳定, 卫星影像线性特征十分明显, 线性地貌特征非常清晰。沿断裂发育断层陡坎和断塞塘等断层地貌, 发育规模 10 ~ 20m 的拉分型的小断陷洼地, 多处出现断层泉。断裂左旋错断水系、冲沟、河流阶地、冲洪积物 and 山脊。断裂错断上更新统冰碛物, 错断全新统冲洪积物。

## 4. 玛曲-武都段

该段自玛曲向东, 沿若尔盖盆地北部、岷山北端, 至武都继续往东与秦岭南缘活动断裂相连(图 4-27), 从玛曲至武都长约 270km。该段断裂带分为两支, 南边一支是玛沁-玛曲断裂向东的继续延伸, 自玛曲县城南侧往东, 进入若尔盖盆地, 沿黑河南侧穿过草地, 经沙木唐、阿细龙曲北侧、森多括、本多、下黄寨, 至银青附近逐渐消失。断裂走向  $100^{\circ}$ , 过求吉后向南偏转为南东向, 长度约 160km。北边一支迭部-武都断裂西自哈拉塘、沿代桑曲南侧山前向东, 经尔海盆地南侧、热当坝盆地北缘、热尔、卡坝、多儿、插岗, 至武都, 走向  $100^{\circ} \sim 120^{\circ}$ ,

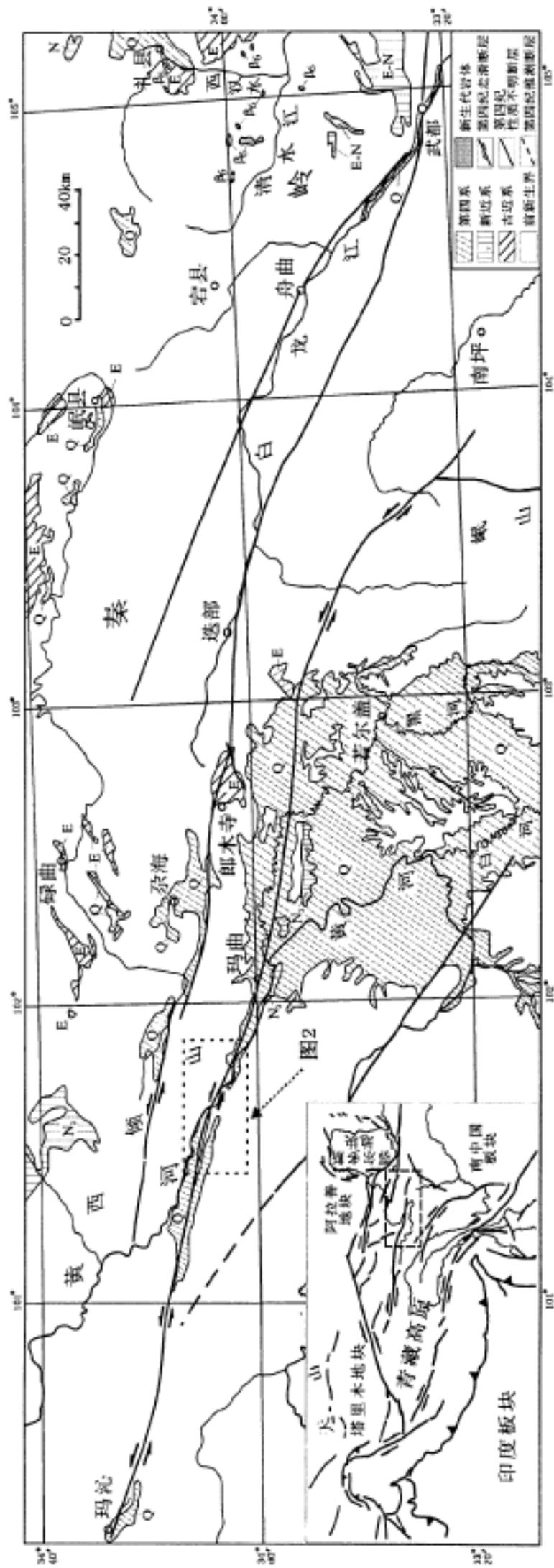


图 4-27 东昆仑-玛曲活动断裂带玛曲-武都段断裂展布图

1-第四系湖沼相沉积; 2-活动断裂; 3-基岩山地

长度超过 320km。南北两支断裂相距约 20km。除此之外,在迭部北约 25km 处,发育一条次级迭山地震破裂带,与迭部-武都断裂近平行延伸。

南支玛沁-玛曲断裂主要在沼泽草地中延伸,表现为明显的线性影像,它控制着黑河水系的延伸,在罗叉北出沼泽草地,向东断裂错断第四系沉积和基岩山地。在玛曲县城南侧见该断裂错断全新统冲积砂砾层,倾向西南,倾角  $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ ,断层上下盘表层泥炭层厚度相差 1m。

北支迭部-武都断裂走向  $100^{\circ} \sim 120^{\circ}$ ,倾向南西。断裂左旋错断水系、冲沟、全新统冲积扇和山脊,形成断头沟、断尾沟以及断塞塘。沿断裂发育断层崖、断层陡坎、断陷谷地等地貌。断裂平直、线性强。在尕海盆地南缘断裂表现为左旋走滑兼逆冲特征,上盘古生界灰岩逆冲到下盘第四系冲积砂砾层之上,控制着尕海盆地的南界。在热当坝盆地北缘,断裂左旋错断山脊、冲沟,使冲积扇左旋侧移,断裂切割上更新统黄土,形成断层陡坎。

迭山地震破裂带在迭部以北沿迭山分水岭延伸,卫星影像上线性的断陷谷地、断层陡坎非常清楚。在迭部至两河口一线,沿该地震破裂带,发育一系列大型现代滑坡。如在该断裂带上的甘肃省舟曲县大川乡泄流坡滑坡,滑坡体长 2600m,总体积约  $5000 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,属典型的多发性断裂带滑坡,20 世纪曾发生过 7 次堵江性的大滑动。

## 第二节 活动断裂运动学特征

### 一、鄂尔多斯周缘活动断裂系

鄂尔多斯周缘活动断裂系除西南边缘断裂带为左旋挤压运动外,其余活动断裂均表现为具有伸展特征的正断层,部分地段兼有走滑分量。它们控制着一系列断陷盆地和隆起的形成,在第四纪活动表现为强烈的垂直差异运动特征。

鄂尔多斯周缘断陷盆地的边界断裂,往往形成明显的地貌边界,一侧陡峻的山岭拔地而起,另一侧为平坦的沉降盆地,断裂沿山岭与盆地的交界处延伸,地层和构造标志十分清楚地反映出正断层活动特征或正断层兼有走滑性质。断层上升盘的夷平面、阶地面高度变化和下降盘第四系沉积厚度资料显示,断层新生代垂直差异运动强烈,第四纪的垂直差异运动量也很大。在大青山地区,第三纪夷平面在靠近山前断裂处高出盆地约 1200m,在断裂上盘呼包凹陷内埋深达 7400m,新生代相对落差达 8600m。根据大青山山前第四系出露的最大相对高程和盆地中第四系的厚度,大青山山前断裂带第四纪累计垂直运动幅度为 2500m。

贺兰山东麓山前断裂带第四纪累计垂直运动幅度为 2100m。石嘴山市红果子附近山前断裂错断长城,东侧断层使得长城地基错断的垂直断距为 4m,水平断距 1.3m。靠近山前的西侧断层错断重修后的长城,断距在水平方向右旋 1.4m,垂直方向 0.94m。反映在银川断陷带贺兰山东麓山前断裂在近代水平位移量在逐渐增大。

据国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组(1988)的研究,河套断陷带、银川断陷带和渭河断陷带第四纪垂直位移量和平均速率均较大,垂直位移量一般为 2000m 以上,最大达 2500m,平均速率达  $1.0 \text{ mm/a}$ (表 4-1),并且上升盘的平均上升速率远比下降盘的平均堆积速率要小。

表 4-1 鄂尔多斯周缘断陷带第四纪断裂的垂直位移量和速率

断陷带名称	断裂名称	垂直位移总量 m	平均速率 m m/ a	上升盘		下降盘		上升盘与下降盘位移量比值
				累计位移量 m	平均速率 m m/ a	累计位移量 m	平均速率 m m/ a	
河套断陷带	狼山-色尔腾山山前断裂带	2510	1.05	110	0.05	2400	1.00	1/ 22
	乌拉山山前断裂带	2135	0.89	130	0.5	2400	0.83	1/ 15
	大青山山前断裂带	2500	1.05	100	0.04	2400	1.00	1/ 25
银川断陷带	贺兰山东麓断裂带	2100	0.88	300	0.13	1800	0.75	1/ 6
渭河断陷带	秦岭北麓断裂	1850	0.77	650	0.27	1200	0.50	1/ 2
	华山山前断裂	2002	0.83	650	0.27	1352	0.56	1/ 2
山西断陷带	交成断裂	900	0.38	300	0.13	600	0.25	1/ 2

(据国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组, 1988)

经吴卫民等(1996)测量,色尔腾山山前断裂西段第四纪以来垂直位移幅度在东乌盖沟一带为 2800 m 左右,平均活动速率为 1.16 m m/ a;在乌加河一带为 2200 m 左右,平均活动速率为 0.91 m m/ a;在乌不浪口位移幅度为 1200 m 左右,平均速率为 0.50 m m/ a。断裂上升盘晚更新世晚期以来的平均抬升速率,在荣丰壕一带为 3.6 m m/ a,在乌加河一带为 3.0 m m/ a;在乌不浪口一带为 2.2 m m/ a。全新世平均垂直活动速率分别为:荣丰壕为 1.20 m m/ a;特默胡柱沟西为 1.27 m m/ a;庆达木沟为 1.08 m m/ a;黑口子为 0.7 m m/ a;奋斗为 1.04 m m/ a;伊和阿木沟为 1.35 m m/ a。

## 二、青藏高原东北缘活动断裂系

青藏高原东北缘活动断裂系除在六盘山地区主要表现为逆冲运动外,其余活动断裂均表现为左旋走滑运动。首先,青藏高原东北缘活动断裂系每个断裂带都由一系列次级活动断层左阶斜列组成,在两条断层之间的斜列部位,常常发育大小不等的拉分盆地,这是断裂带左旋走滑运动的证据之一。其次,这些断层常常左旋错断山脊、水系、冲沟和地质体,形成大小不等的左旋位移量。左旋位移量小的有几米、几十米,大的可达数百米。在强烈左旋运动的同时,每条断裂带的不同次级断层,或者一条活动断层的不同地段,还伴随有大小不同的倾向运动,形成几米到 20~30 m 的垂向断距。有的断层表现为逆走滑运动,有的表现为正走滑运动。有时一条断层的不同地段也可能表现为不同形式的倾向运动。每条断裂带的断裂运动速率变化较大(Van Der Woerd 等, 2002;任金卫等, 1999;青海省地震局、中国地震局地壳应力研究所, 1999;滕瑞增等, 1991),甚至同一条断裂带的不同段落运动速率也不相同,但其走滑运动速率均远大于其倾向滑动速率。

### 1. 牛首山-罗山断裂带

牛首山-罗山断裂带的运动学特征主要表现为左旋走滑,兼有逆冲分量。平面上断裂左旋错断山脊、冲沟和水系,表现为左旋走滑运动。在剖面上断层水平上冲,呈逆断层。在断层面上,发育斜向的擦痕,侧伏角一般小于 30°。闵伟等(1994)通过统计罗山东麓活动断裂的水平位移,求得其全新世水平滑动速率约为 3~4 m m/ a。

## 2. 烟筒山断裂带

烟筒山断裂带的运动特征也以左旋走滑为主,兼有逆冲分量。断裂左旋错断冲沟和山脊,错距 2.0~34 m。垂直断距也比较小,全新世垂直断距一般在 1 m 左右。

## 3. 香山-天景山断裂带

香山-天景山断裂带的运动学特征总体上为左旋走滑兼有逆冲活动,但其东段和西段运动特征有较大差别。在香山-天景山活动断裂带西部北西西向走向段,断层运动以左旋走滑为主兼有逆冲分量。从青疙瘩到营盘水,许多地方都能见到横跨断层的冲沟、山脊、阶地和冲、洪积扇等被断层左旋错动。其中最多见的是冲沟在流经断层处发生左旋同步错动,有的冲沟已被错断废弃。对应冲沟形成时代和规模大小的不同,其左旋错动幅度也有很大差异,一般错动小的只有几米,大的可达几百米。邓起东等(1990)通过与海原活动断裂带上的冲沟规模分类进行比较(宋方敏等,1983),将这一带的冲沟分为五类,并且测量了每一类冲沟的错距。第一类冲沟规模最大,经历时代最长,左旋错距达 450 余 m。第二、三、四类冲沟的规模依次减小、形成时代越来越晚,左旋错距分别为 50~150 m、20~47 m 和 6~17 m。第五类冲沟规模最小,形成时间最新,在双井子到东大沟一带左旋错动明显,水平错距一般为 4~5 m。邓起东等(1990)根据这些数据估计出香山-天景山活动断裂带第四纪中晚期平均水平滑动速率约为 2.7~5.5 m m/a。

香山-天景山活动断裂带东部北北西、近南北向走向段,断层运动以逆冲运动为主,表现为逆断层,断层切过全新统,在逆断层上盘发育牵引褶曲。

## 4. 乌鞘岭-六盘山活动断裂带

乌鞘岭-六盘山活动断裂带除六盘山段以逆冲运动为主外,其它地段的运动学特征表现为左旋走滑兼有逆冲和正断分量。

毛毛山断裂的断层活动主要以左旋走滑为主,兼有逆冲分量。在毛毛山活动断裂西端,由于左阶斜列的金强河断裂、毛毛山断裂的左旋活动,在安远镇附近造成拉分断陷,形成拉分盆地,使得盆地北侧的毛毛山断裂在剖面上出现倾滑分量。何文贵等(1996)根据断裂错断阶地和冲沟的断距求得毛毛山活动断裂晚更新世早期以来、晚更新世晚期以来、全新世早期以来、全新世晚期以来的平均水平滑动速率分别为 4.56 m m/a、3.67 m m/a、3.84 m m/a 和 3.54 m m/a,安远镇盆地北侧晚更新世晚期以来和全新世的平均倾滑速率分别为 0.70 m m/a、0.44 m m/a。根据断裂水平断距和垂直断距的分组现象,认为断裂活动以粘滑运动为主,具有分期活动特点。最新一次古地震事件的年代大于距今  $3980 \pm 50a$ ,距今 25ka 以来有过 6 次古地震事件,平均复发间隔约 4ka。

何文贵等(1994)求得老虎山断裂中更新世中期以来的水平滑动速率为 2.4~2.8 m m/a,中更新世晚期以来的水平滑动速率为 3.65~4.17 m m/a,晚更新世早期以来的水平滑动速率为 4.1~4.8 m m/a,晚更新世晚期以来的水平滑动速率为 3.8~4.8 m m/a。全新世,老虎山断裂的活动在空间上具有明显的分段性,且各段的活动在时间上具有准周期性。在阿门岷以东的断裂东段,全新世地层中可以确定出 7 次古地震事件(袁道阳等,1994b),从新到老分别为距今 104a(1888 年景泰 7 级地震)、 $800 \pm 100a$ 、 $1925 \pm 175a$ 、 $3000 \pm 200a$ 、 $4250 \pm 150a$ 、 $5100 \pm 200a$ 、 $7700 \pm 50a$ ,它们具有准周期性,平均复发间隔约为 1000a,震级约为 7 级左右。阿门岷以西的断裂西段,大体上可以确定 3 次古地震事件,年代分别为距今  $1000 \pm 150a$ 、 $3000 \pm 200a$ 、 $4500 \pm 100a$ ,也具有准周期性,平均复发间隔为 1500a 左右。断裂西段与东段

相比,复发间隔稍长,震级大约为 7 级。距今大约  $3000 \pm 200a$  左右的古地震事件,使老虎山断裂全段破裂,按全段断裂长 80km 估算,其震级为 7.5 级左右。这与断裂东段全新世以来滑动速率大(平均为  $5.27 \text{ m m/ a}$ ),西段滑动速率相对较小(平均  $4.25 \text{ m m/ a}$ ),断裂滑动具不均匀性是相一致的。

关于海原活动断裂带的运动速率,Zhang 等(1988)沿 NW—SE 走向的海原断裂带测得六条冲沟的左旋错距为 30~90 m,给出两个最可信的全新世滑动速率为  $7.6 \pm 1.0 \text{ m m/ a}$  和  $6.7 \pm 1.0 \text{ m m/ a}$ ,三个较小的全新世滑动速率为  $3.4 \pm 0.7 \text{ m m/ a}$ 、 $3.5 \pm 0.9 \text{ m m/ a}$ 、 $4.1 \pm 0.4 \text{ m m/ a}$ ,以及一个有疑问的较大值  $16.4 \pm 5.9 \text{ m m/ a}$ ,全新世平均滑动速率大于  $6 \text{ m m/ a}$ 。并认为,如果 Burchfiel 等(1987)给出的海原断裂第四纪平均滑动速率  $5 \sim 10 \text{ m m/ a}$  是适当的话,海原断裂全新世的平均活动速率为  $8 \pm 2 \text{ m m/ a}$ 。

邓起东、张维岐等(1990)通过工作给出海原活动断裂带各次级断层全新世时期的平均滑动速率如表 4-2,整个海原活动断裂带的平均滑动速率为  $4.97 \sim 6.62 \text{ m m/ a}$ 。

表 4-2 海原活动断裂带各次级断层全新世时期平均滑动速率统计表

次级断层名称	B 级水系平均位移值 m	位移经历时间 a	平均滑动速率 m m/ a	备注
六盘山东麓逆断裂北端	40.5	8000~6000	5.06~6.75	位移数据仅 2 个
硝口-蔡祥断层	41.5	8000~6000	5.19~6.92	
小南川断层	29.5	8000~6000	3.69~4.92	位移数据仅 2 个
南、西华山北麓断层	55	8000~6000	6.88~9.17	
黄家洼山南麓断层	48.5	8000~6000	6.06~8.08	
阴山窑断层	25.7	8000~6000	3.21~4.28	位移数据仅 3 个
北嶂山断层	59.5	8000~6000	7.47~9.92	位移数据仅 2 个
高枣坪断层	31.2	8000~6000	3.9~5.2	位移数据仅 3 个
赵家岷-小红门断层	46	8000~6000	5.75~7.67	位移数据仅 2 个
邵水盆地西端断层	38.2	8000~6000	4.78~6.37	
哈思山南麓断层	41.1	8000~6000	5.14~6.85	
马厂山北麓断层	19.9	8000~6000	2.49~3.32	

(据国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局,1990)

## 5. 西秦岭北缘活动断裂带

西秦岭北缘活动断裂带的运动特征主要表现为左旋错断山脊、水系、冲沟和地质体。滕瑞增等(1991)研究认为,断裂带水平活动强度东强西弱,垂直活动强度西强东弱,平均水平滑动速率为  $2.5 \text{ m m/ a}$ ,垂直运动速率为  $0.4 \sim 0.7 \text{ m m/ a}$ 。

## 6. 东昆仑-玛曲活动断裂带

东昆仑-玛曲活动断裂带的运动学特征主要表现为左旋走滑运动,并伴有沿倾向的逆冲和正断分量。左旋运动特征主要表现为山脊、沟谷、水系和阶地的左旋错动。左旋错距在玛沁-玛曲段最大可达 690 m,最小的为 12.5 m(表 4-3)。垂直分量在玛沁-玛曲段,主要形成断层陡坎,陡坎高度最大为 23 m(表 4-4)。

表 4-3 东昆仑-玛曲活动断裂带玛沁-玛曲段水平左旋错距

地点	错动标志	错距/ m	备注
煤矿沟口北约 1000 m	近代小溪	31	青海地震局等, 1999
煤矿沟口北约 1000 m	冲沟二级阶地	97	青海地震局等, 1999
煤矿沟口北约 1000 m	冲沟基岩岸壁	130	青海地震局等, 1999
大武牧场东约 3k m	近代小溪	20	青海地震局等, 1999
大武牧场东约 3k m	冲沟基岩岸壁	54.5	青海地震局等, 1999
西贡周	洪积扇	75	青海地震局等, 1999
当庆沟	水系	45	青海地震局等, 1999
唐地	黄河四级阶地陡坎	690	皮尺测量
唐地	冲沟	152	皮尺测量
唐地	冲沟	56	皮尺测量
唐地	断头沟	135	皮尺测量
唐地	水系	382	皮尺测量
乞哈儿沟	水系三级阶地	25	皮尺测量
瓦日马	冲沟	56	步测

表 4-4 东昆仑-玛曲活动断裂带玛沁-玛曲段垂直断距

地点	错断标志	断距/ m	备注
煤矿沟口北约 1000 m	冲沟一级阶地	2.17	青海地震局等, 1999
煤矿沟口北约 1000 m	冲沟二级阶地	5	青海地震局等, 1999
大武滩	全新世地层	0.8 ~ 2.5	青海地震局等, 1999
肯定那东沟	晚更新世冰水砾石层	9.5 ~ 15	青海地震局等, 1999
西科河羊场	基岩陡坎	10	青海地震局等, 1999
西科河羊场	晚更新世砾石层	3	青海地震局等, 1999
当庆沟	冲沟二级阶地	6	青海地震局等, 1999
唐地	上更新统冰碛物	23	经纬仪测量
唐地	黄河四级阶地	17	经纬仪测量
唐地	黄河三级阶地	1.5 ~ 3.0	皮尺测量
玛曲县城南	冲积层顶面	1	皮尺测量
瓦日马	冲积层	10	皮尺测量
瓦日马	冲积层	5	皮尺测量

曾秋生、刘光勋等(1999)的研究结果给出了昆仑山活动断裂带各断裂的左旋水平运动速率(图 4-28)。库赛湖活动断裂在晚更新世中期至全新世初期的左旋走滑运动速率高达 13 ~ 14 m m/ a; 东、西大滩活动断裂全新世左旋走滑运动速率一般不超过 9 m m/ a, 平均滑动速率为 7.5 m m/ s; 阿拉克湖-托索湖活动断裂晚更新世末至全新世中期走滑运动速率一般为 5 ~ 6 m m/ a, 全新世末期活动增强, 走滑运动速率可达 8 m m/ a; 花石峡断裂和下大武断裂晚更新世末至全新世中期走滑运动速率一般为 4 ~ 5 m m/ a, 全新世末期增至 6 ~ 7 m m/ a; 东倾沟

断裂运动无大变化,从晚更新世中期开始至全新世中期断裂走滑运动速率始终保持在 5.0 ~ 6.0 mm/a 之间;玛沁断裂从晚更新世末至现代,断裂平均滑动速率为 9 mm/a,但其活动随时间是不断加强的,走滑活动速率也是不断增大的,至全新世末已达 12.6 mm/a;玛曲断裂从中更新世末期至晚更新世末期为低速率走滑运动,进入全新世后活动增强,全新世中期的走滑速率上升到 5.4 mm/a,仍为该断裂带中活动最弱的一条断裂。

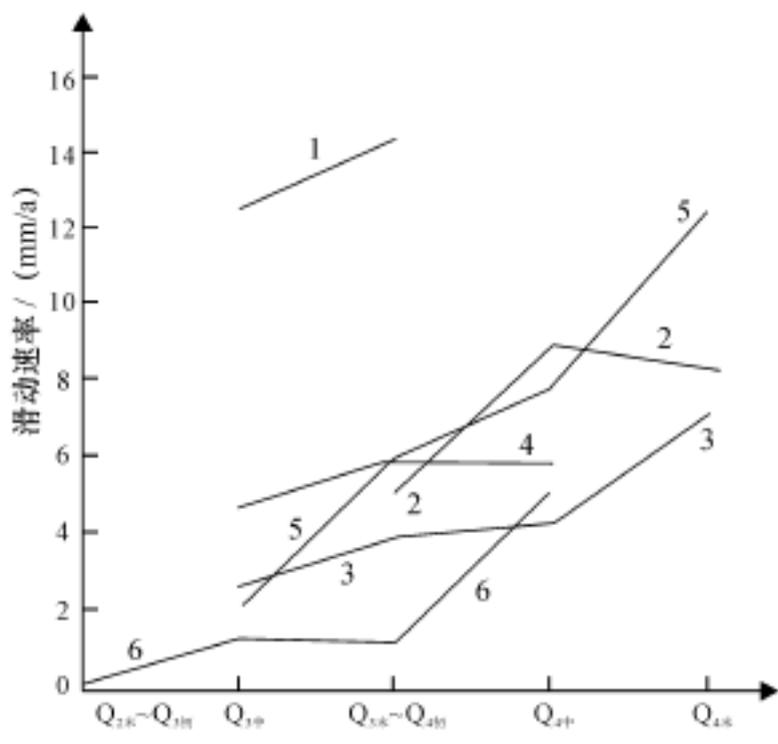


图 4-28 昆仑山活动断裂带不同断裂走滑运动速率变化曲线

(据青海省地震局、中国地震局地壳应力研究所,1999)

- 1—库赛湖断裂;2—东西大滩断裂;3—花石峡-下大武断裂;  
4—东倾沟断裂;5—玛沁断裂;6—玛曲断裂

Van Der Woerd 等(2002)得出昆仑山活动断裂带的平均左旋滑动速率为  $11.5 \pm 2.0$  mm/a。在西大滩-东大滩段,东经  $94^\circ$  附近的三个地点,测得阶地陡坎的左旋错距为 24 ~ 110 m,用  $^{26}\text{Al}$  和  $^{10}\text{Be}$  宇宙射线测年法测得阶地冲积面上石英卵石的表面年龄为 1800 ~ 8200a,求得断裂平均左旋滑动速率为  $11.7 \pm 1.5$  mm/a,最大地震 ( $M \sim 8$ ) 复发周期为 800 ~ 1000a。托索河-玛积雪山段(东经  $98^\circ \sim 99.5^\circ$ )东经  $99^\circ$  花石峡附近两处阶地陡坎左旋错距从 57 m 到 400 m,  $^{14}\text{C}$  年龄范围为 5400 ~ 37000aBP,最小滑动速率约 10 mm/a。在一个地方,1937 年 1 月 7 日花石峡 7.5 级地震产生了 4 m 左旋滑动和 0.4 m 逆冲滑动,地震的最大复发间隔约 400a。玛沁段(东经  $99.5^\circ \sim 102.1^\circ\text{E}$ )玛沁(东经  $100.5^\circ$ )附近,一个形成于末次冰期最盛时(20ka)到 11100aBP 之间的冰川侧碛的左旋错距为 180 m,平均滑动速率为  $12.5 \pm 2.5$  mm/a。

对花石峡-玛曲活动断裂带玛曲段进行调查时,在唐地( $101.5^\circ\text{E}$ )以东 6km 长的一段断裂上,测得断裂错断黄河四级阶地陡坎的左旋错距为 690 m,一级冲沟左旋错动 382 m,二级冲沟左旋错动 135 ~ 152 m,三级冲沟左旋错动 25 ~ 56 m。乞哈儿沟水系三级阶地左旋错距 25 m。断裂错断黄河三级阶地垂直断距 1.5 ~ 3 m,四级阶地垂直断距 17 m,错断早中更新世冰碛层的垂直断距达 23 m(图 4-29)。在玛曲县城以南黄河南岸,通过光释光测年,获得黄河一级阶地顶部年龄  $13.70 \pm 0.67\text{ka}$ ,二级阶地顶部年龄  $32.68 \pm 2.30\text{ka}$ ,三级阶地顶部年龄  $42.63 \pm 2.04\text{ka}$ ,四级阶地顶部年龄  $67.99 \pm 2.36\text{ka}$ 。用 ESR 测年法测得唐地附近早中更新世冰碛层的顶部年龄为 837.32ka。据此,求得花石峡-玛曲活动断裂带玛曲段晚更新世晚期至今的平均走滑运动速率为  $10.15 \pm 0.34$  mm/a,这与 Van Der Woerd 等(2002)求得的昆仑山活动断裂带  $11.5 \pm 2.0$  mm/a 的平均走滑速率基本一致。此外,根据该段断裂的垂直断距,求得早更新世晚期至晚更新世晚期的垂直运动速率约为 0.01 mm/a,晚更新世晚期至今的垂直运动速率为 0.25 mm/a。显示水平走滑运动速率远大于垂直运动速率,两者相比,水平走滑运动速率超过垂直运动速率 40 倍以上。

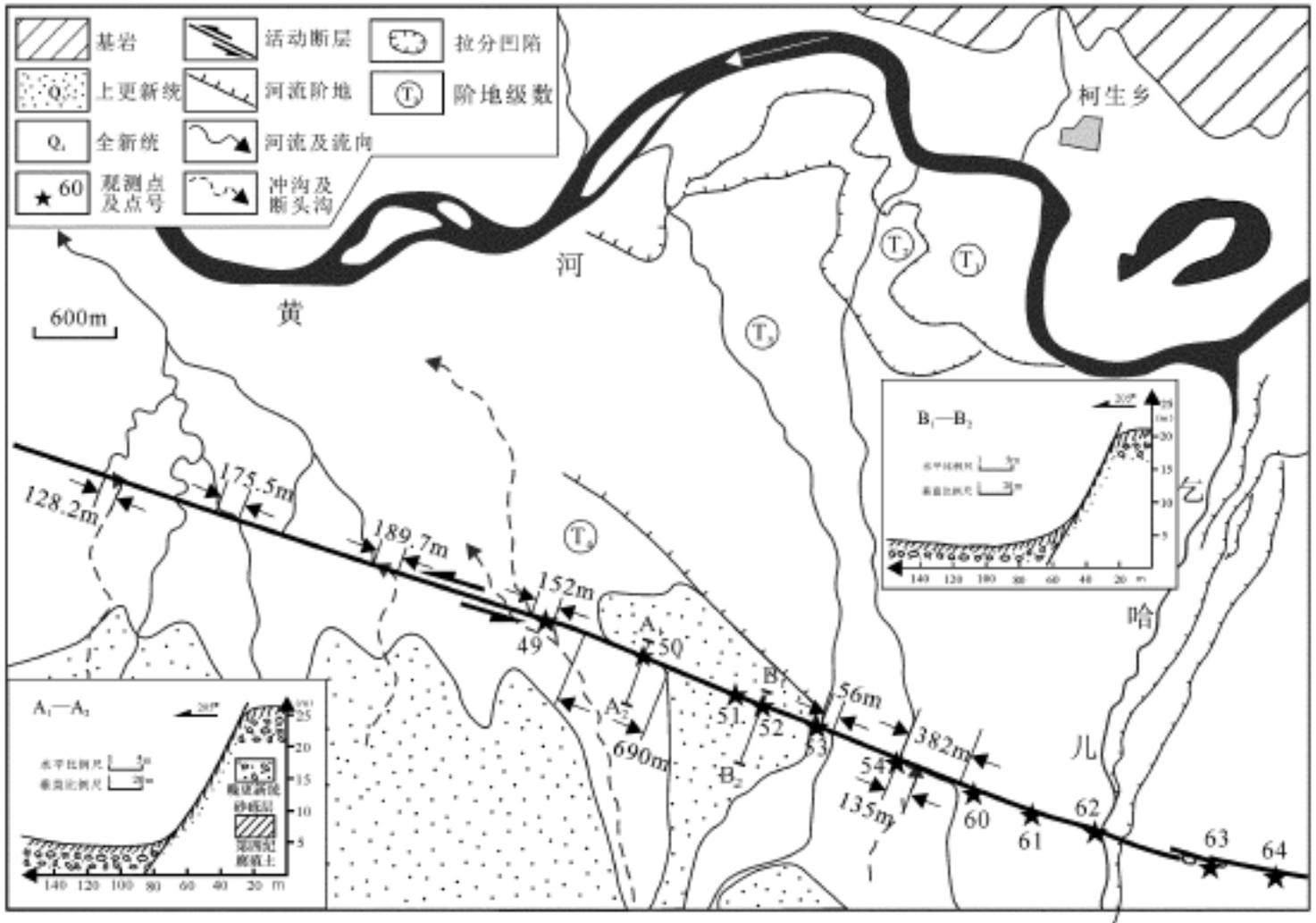


图 4-29 玛曲活动断裂左旋走滑运动图

### 第三节 古近-新近纪活动断裂及新生代断裂演化

#### 一、古近-新近纪断裂活动特征

黄河上游地区古近-新近纪活动断裂是第四纪活动断裂发育的背景,对第四纪活动断裂的展布与活动有着重要的影响,许多第四纪活动断裂就是在古近-新近纪活动断裂的基础上发展起来的,具有一定的继承性,但是古近-新近纪活动断裂在活动方式上与第四纪也有明显的不同。古近-新近纪活动断裂按其分布特征和活动特征也可以分成鄂尔多斯周缘和青藏高原东北缘两个活动断裂系。

鄂尔多斯周缘活动断裂系的古近-新近纪断裂活动无论在断裂分布,还是在断裂的活动方式上,都与第四纪活动断裂基本相同或非常相似。大部分第四纪活动断裂就是在同一条古近-新近纪活动断裂的继续发展,二者在几何学和运动学方面都基本一致,古近-新近纪断裂活动也表现为控制鄂尔多斯周缘断陷盆地的差异升降运动。

青藏高原东北缘活动断裂系的古近-新近纪活动断裂现今主要表现为一系列北西、北西西向的逆冲断裂,在活动断裂的展布特征上,或与第四纪活动断裂带一致,或者与第四纪活动断裂带平行;在剖面上经常表现为老地层逆冲到古近-新近系之上,逆冲特征明显。与第四纪断裂活动不同的是,断裂活动的走滑特征不明显或不如第四纪活动断裂的走滑运动那

么强烈。但是,古近-新近纪活动断裂往往构成古近-新近纪断陷盆地的边界断裂,控制着古近-新近纪的沉积,反映古近-新近纪盆地发育阶段断裂活动以伸展为主,现今的逆冲断层是新近纪末强烈挤压、盆地反转阶段的产物。

## 二、新生代断裂演化

黄河上游地区的新生代断裂活动可以分为鄂尔多斯周缘和青藏高原东北缘两大活动断裂系,两个活动断裂系的断裂活动和断裂演化有较大不同。鄂尔多斯周缘活动断裂系新生代以来的断裂活动基本上一直是伸展断陷,主要为正断层,断层活动以垂直差异升降为主,断裂的活动方式没有大的改变,所不同的是各个阶段的断裂活动在速率上可能会有所差异。青藏高原东北缘活动断裂系新生代的断裂活动在古近-新近纪和第四纪有很大不同,古近-新近纪断裂活动以伸展作用为主,控制着古近-新近纪盆地的发育。新近纪末的强烈挤压,使得古近-新近纪盆地反转消亡,古近-新近系发生褶皱和冲断,形成一系列以逆冲运动为主的逆冲断裂,组成青藏高原东北缘北西西向的一组逆冲断裂系。第四纪断裂主要为走滑断裂,以左旋走滑运动为主,兼有逆冲和正断分量。

## 三、断裂活动方式转变的时代

青藏高原东北缘活动断裂系的断裂活动在古近-新近纪以伸展作用为主,在第四纪以左旋走滑运动为主,期间发生过一次挤压逆冲作用,断裂活动方式曾经发生过由伸展向挤压、左旋走滑的转变。那么这种断裂运动方式的变化发生于什么时代?

首先是青藏高原东北缘逆冲断裂逆冲作用的开始和结束时间。青藏高原东北缘的逆冲断裂普遍逆冲于上新统及其上覆的下更新统砾石层之上,因此,断裂逆冲活动所影响的最新地层是下更新统。

其次,第四纪左旋走滑断裂开始活动的时间。青藏高原东北缘第四纪活动断裂带内的拉分盆地的形成在早更新世砾石层沉积之后,也就是说第四纪活动断裂的左旋走滑运动在早更新世砾石层沉积之后才开始发育。在海原活动断裂带内的干盐池拉分盆地西南侧,边界走滑断裂以南发育有一套下更新统砾石层,砾石成分以片岩为主,与盆地北侧基岩山区的前寒武系绿色片岩相同,并且砾石统计获得的古水流方向显示,干盐池拉分盆地西南侧的下更新统砾石层沉积时,砾石堆积是跨越当时尚不存在的盆地,从盆地北侧的山地隆起区搬运而来的。反映干盐池拉分盆地的形成和海原断裂的走滑运动开始于早更新世砾石层堆积之后。

第三,我们在青藏高原东北缘呈左旋走滑活动的香山-天景山断裂带测得其两个断层泥 ESR 测年数据为 178.5ka 和 537.6 ka,在海原断裂带测得的一个断层泥 ESR 测年数据为 61.9 ka,在六盘山断裂带获得的一个断层泥 ESR 测年数据为 92.5 ka。显示断裂的左旋走滑活动主要发育在中更新世以后。

综上所述,黄河上游地区青藏高原东北缘活动断裂系断裂的逆冲作用结束于早更新世晚期,断裂的左旋走滑运动开始于早更新世砾石层沉积之后,早更新世末是该区新构造运动的转变时期,青藏高原东北缘的活动断裂由逆冲运动转变为左旋走滑运动。

## 参 考 文 献

- 才树华,侯珍清,贾云鸿,侯康明.1992.1990年甘肃天祝-景泰6.2级地震烈度及发震构造的探讨.西北地震学报,第14卷(增刊)
- 才树华,贾云鸿,何秀琴,吕德徽.1994.毛毛山断裂带运动学特征及与海原活动断裂带的对比,中国地震学会地震地质专业委员会,中国活动断层研究,北京:地震出版社
- 邓起东.1984a.青藏高原活动断裂晚第四纪活动性质和错断速率兼论青藏高原和内部次级块体的运动学特征,喜马拉雅地质科学国际讨论会论文摘要
- 邓起东.1984b.断层性状、盆地类型及其形成机制,地震科学研究,1~6期
- 邓起东.1991.活动断裂研究的进展和方向.活动断裂研究,第1期,北京:地震出版社,1~6
- 邓起东,张维岐,张培震等.1989.海原走滑断裂带及其尾端挤压构造.地震地质,11(1):1~14
- 顾功叙,林庭煌,时振梁等.1983.中国地震目录.北京:科学出版社
- 国家地震局“鄂尔多斯周缘活动断裂系”课题组.1988.鄂尔多斯周缘活动断裂系.北京:地震出版社
- 国家地震局地质研究所,国家地震局兰州地震研究所.1993.祁连山-河西走廊活动断裂系.北京:地震出版社
- 国家地震局地质研究所、宁夏回族自治区地震局.1990.海原活动断裂带.北京:地震出版社
- 国家地震局国际合作司.1993.中法合作活断层对比研究.北京:地震出版社
- 何文贵,刘百箴,吕太乙等.1994.老虎山断裂带的分段性研究.西北地震学报,16(3):66~72
- 何文贵,刘百箴,吕太乙等.1996.毛毛山断裂带晚第四纪活动特征.活动断裂研究,第5期.北京:地震出版社,63~77
- 何文贵,刘百箴,袁道阳,杨明.2001.冷龙岭断裂古地震初步研究,活动断裂研究,第8期,北京:地震出版社,64~74
- 侯康明,张守洁,袁道阳,曹克倍.1992.1990年景泰6.2级强震的烈度分布及发震断裂.中国地震,8(1)
- 贾云鸿,金瑶泉,滕瑞增等.1992.西秦岭北缘断裂带构造应力场的研究,活动断裂研究,第2期.北京:地震出版社,第128~134页
- 刘百箴,吕太乙,袁道阳等.1994.景泰老虎山活动断裂地区的第四纪地层的划分与对比研究.西北地震学报,16(4)
- 刘光勋等.1989.主要活动断裂及其现今运动.见:马杏垣编,中国岩石圈动力学地图集.北京:中国地图出版社
- 闵伟,王萍,杨平,柴焯章.1994.罗山东麓活动断裂的几何学特征及全新世滑动速率.活动断裂研究,第3期.北京:地震出版社,140~150
- 聂宗笙,江娃利,吴卫民.1996.内蒙古大青山山前断裂带西段全新世古地震的大探槽研究.活动断裂研究,第5期,北京:地震出版社,125~135
- 宁夏地震局.1983.宁夏地震目录.银川:宁夏人民出版社
- 青海省地震局,中国地震局地壳应力研究所.1999.东昆仑活动断裂带.北京:地震出版社
- 任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余.1980.中国大地构造及其演化.北京:科学出版社
- 任金卫,汪一鹏,吴章明,叶建青.1999.青藏高原北部东昆仑断裂带第四纪活动特征和滑动速率.活动断裂研究,第7期.北京:地震出版社,147~164
- 宋方敏,朱世龙,汪一鹏等.1983.1920年海原地震震中的最大水平位移及西华山北缘断裂地震重复率估计.地震地质,5(4)
- 滕瑞增,金瑶泉,李西侯,苏向洲.1991.西秦岭北缘断裂带黄香沟断裂的活动期次与地震复发周期关系.活动断裂研究,第1期.北京:地震出版社,96~104
- 吴卫民,李克,马保起等.1995.大青山山前断裂带大型组合探槽的全新世古地震研究,活动断裂研究,第4期.北京:地震出版社,123~132
- 吴卫民,聂宗笙,许桂林等.1996.色尔腾山山前断裂西段活断层研究.活动断裂研究,第5期.北京:地震出版社,113~124
- 肖振敏,刘光勋.1988.青海花石峡地震变形带的初步研究.中国地震,4(1):68~75
- 袁道阳,刘百箴,吕太乙等.1994.老虎山活动断裂地震破裂带研究.活动断裂研究,第3期.北京:地震出版社,151~159
- 袁道阳,刘百箴,吕太乙等.1994.老虎山断裂古地震研究.活动断裂研究,第3期.北京:地震出版社,160~169
- 张维岐,焦德成,柴焯章等.1988.宁夏香山-天景山弧形断裂带新活动特征及1709年中卫南7.25级地震变形带.地震地

质,10(3)

周俊喜等 .1992 .1888 年景泰 6 级地震破裂带研究 .西北地震学报,第 14 卷(增刊)

周特先 .1985 .宁夏构造地貌格局及其形成与发展 .地理学报,3

Avouac J P and Tapponnier P 1993 . Kinematic model of active deformation in Central Asia . *Geophys . Res . Lett .*, 20, 895 ~ 898

Burchfiel B C, Zhang Peizhen, Wang Yipeng, et al .1987 . Geology of the Haiyuan fault zone, Ningxia -Hui Autonomous Region: China and its Relation to the Evolution of the Northeast Margin of the Tibetan Plateau, *Tectonics*

Deng Qidong, Chen Shefa, Song Fangmin, et al .1986 .Variations in the geometry and amount of slip on the Haiyuan fault zone, China and the surface rupture of the 1920 Haiyuan earthquake, *Earthquake Source Mechanics, Geophysical monograph 37 ( Maurice E wing 6 )* . 169 ~ 182

Deng Qidong, Zhang Weiqi, Zhang Peizhen, et al .1989 . The Haiyuan strike-slip fault zone and the compressional structures at its end . *Earthquake Research in China, Vol .3, No .1* .29 ~ 43

IGCP 第 206 项中国工作组 .1989 .中国活断层图集 .地震出版社,西安地图出版社

Van Der Woerd Jerome, Paul Tapponnier, Frederick J . Ryerson, Jerome et al .2002 . Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climate origin of the regional morphology . *Geophysical Journal International*, 148, 356 ~ 388

Peltzer G, and Tapponnier P . 1988 . Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach . *J . Geophys . Res .*, 93, 15095 ~ 15117

Tapponnier P, and Molnar P . 1977 . Active faulting and tectonics in China, *J . Geophys . Res .*, 82(20), 2905 ~ 2930

Tapponnier P, G Peltzer, A Y Le Dain et al .1982 . Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine . *Geology*, 10, 611 ~ 616

Zhang Peizhen, Peter Molnar, Burchfiel B C et al .1988 . Bounds on the Holocene slip rate of the Haiyuan Fault, North-Central China . *Quaternary Research*, 30 .151 ~ 164

# 第五章 黄河上游地区新生代构造隆升 与新构造运动阶段划分

构造隆升是继活动断裂之外新构造运动的另一个重要的表现形式,也是造就现今构造地貌的最根本的地质作用。构造隆升的方式与强度进一步影响到地质环境的变迁和地质灾害的发生与分布。

## 第一节 古近-新近纪的隆升和夷平

### 一、沉积记录显示的三次地面抬升

古近-新近纪沉积记录中的间断和粗大的山麓相砾石堆积是古近-新近纪地面抬升的直接证据。在黄河上游地区,渐新统与中新统之间普遍为平行不整合接触,存在沉积间断,反映黄河上游地区在渐新世末(23 Ma 左右),发生过一次大范围的地面抬升。

在兰州盆地,古近-新近系自下而上为细柳沟组、野狐城组和咸水河组,它们记录了周边山脉隆升的丰富信息,在一定程度上也反映了黄河上游地区构造隆升的时间、期次和幅度。细柳沟组由砖红色块状粗砂岩组成,厚 152 m。古地磁测量其顶界年龄为 51 Ma,底界年龄 58 Ma,时代为晚古新世-早始新世早期(岳乐平等,2000)。野狐城组由一套含石膏夹层的紫红色粘土及砂岩组成,厚 440 m。古地磁年龄约为 51 ~ 31.5 Ma,为早始新世晚期至早渐新世早期。咸水河组下段是一套红色粘土夹黄色厚层砂岩的河湖相地层,以厚层块状白砂岩底部为其顶界,以薄层状黄色砂岩为其底界,厚 381 m,其间含南坡坪动物群与峡沟动物群,地层古地磁年龄为 31.5 ~ 20.0 Ma,为渐新世及早中新世早期;咸水河组中段是一套红色粘土夹白色厚层砂岩,以底部第 1 层白色砂岩为其底界,以第 1 层棕黄色含砾砂岩(磨圆较好的砂砾石层)为其顶界,厚 204 m,古地磁年龄为 20.0 ~ 16.5 Ma,为早中新世中期,含张家坪动物群与对亭沟动物群。张家坪动物群化石产出层位的年龄大约为 20.4 Ma,距渐新世和中新世界线(23.80 Ma)大约有 3.80 Ma 的时间间隔。咸水河组上段是一套黄色砂砾岩与浅棕色粘土互层,厚 153 m,含泉头沟动物群。年龄为 16.5 ~ 15 Ma,为中中新世早期。

野狐城组大量石膏层的出现代表了干燥气候条件下的盐湖沉积;经历大约 20 Ma 的区域广泛的水体沉积,反映了长期稳定的构造环境。大约在 32 Ma 前,盆地基底开始隆升,水体萎缩、干枯。在野狐城组之上发育山前洪积与辫状河流相沉积的咸水河组,其下段底部的厚层黄色砂岩中含大量不稳定矿物及植物碎片,具有较为典型的近源低山物源沉积特征。这一时期气候环境发生巨大变化(经历数千万年的盐湖沉积结束),构造环境也发生较大变化(水体萎缩、干枯、周缘山体抬升),蕴示着黄河上游地区在 32 Ma 前后第一次发生大范围隆升。

第一次抬升后,进入相对平静时期,周缘山地遭受剥蚀,盆地在接受了近源山地剥蚀物后广泛沉积了泛滥平原型的厚层红色粘土。大约在 20 Ma 前后,盆地开始接受咸水河组中段沉积,其沉积特征与下段有较大差异,含多层白色厚层砂岩,砂岩颗粒纯净,成熟度较高。表明物质来源于较远的高地,反映出早中新世中期(20 Ma,古地磁年表 C6n 极性时),该地区发生第 2 次较大范围隆升。

在临夏盆地,30.61 Ma 开始沉积的他拉组底部砂砾岩,反映西南侧高原发生了上升(施雅风等,1998)。上述砾岩堆积及其开始的年代说明,始新世末至渐新世早期,黄河上游地区发生了一次地面上升。他拉组(30.61 ~ 21.81 Ma)顶部的侵蚀面显示,临夏盆地于 21 Ma 前一度因构造活动而抬升,形成沉积间断,稍后又转为沉降,堆积含有底砾岩的中庄组。李吉均等(1998)在临夏盆地的研究认为在 21.8 Ma 有一次重大环境变化。所有这些均说明自 20 ~ 18 Ma 开始,黄河上游地区第二次出现大的地形反差,地面上升是毋庸置疑的。

黄河上游地区最近一期巨砾岩的出现和凹地的形成,代表了这一地区最近一期的地面抬升。临夏盆地 3.4 Ma 前开始大规模堆积的积石组砾石层,代表了黄河上游地区古近-新近纪第三次强烈的地面抬升。这期砾石层堆积与青藏高原及其周边地区的砾石层沉积有着很好的对应性。河西走廊于 3.4 Ma 前开始堆积玉门砾岩(黄华芳等,1993),厚度达几百至上千米。与玉门砾岩基本同时,塔里木盆地南缘堆积西域砾岩。南亚西瓦利克凹陷带中,自 5 Ma 的塔特罗组粒径变粗,但大规模砾岩的出现在 2.1 Ma 前(Burbank 等,1984;Johnson 等,1982;Opdyke 等,1979,1982),较高原北侧晚了约 1 Ma。高原东南侧的元谋盆地,4 Ma 前出现洼地形态(钱方等,1991),横断山脉于 3.4 Ma 前地面强烈隆起(陈富斌,1992)。与高原外围洼地发育和大规模砾石层堆积相一致,在高原内部也出现了许多断陷盆地。昆仑山垭口地区 3.4 Ma 前,开始拉张下陷并堆积砾石层(崔之久等,1996)。唐古拉山口地区 4 Ma 前下沉并接受曲果组沉积(钱方等,1982)。喜马拉雅山西段克什米尔盆地,于 4 Ma 前下陷堆积卡列瓦系(Karewa Formation)(Burbank 等,1982,1983),中段定日盆地于 3.4 Ma 前接受加布拉组河湖相沉积。综合上述资料,说明黄河上游地区最近一期的地面上升在青藏高原大部分地区都有反映,是一次影响广泛的区域性地面抬升,开始于大约 5 Ma 前,3.4 Ma 以来最为强烈。最近一期的地面上升对于青藏高原的形成有重大意义。

黄河上游地区三期地面上升与青藏高原三期强烈的火山活动有着很好的对应关系。综合青藏高原各地区火山岩的年代资料(邓万明,1993,1995;刘嘉麒等,1990),新生代大规模火山喷发主要有三期。第一期主要在 30 Ma 以前,主要火山喷发集中在冈底斯构造带,并伴随着大规模的岩浆侵入(王松产,1990)。第二期的时代在 20 ~ 10 Ma 间,北羌塘碱性火山岩带强烈喷发,形成许多面积可达数百平方千米的熔岩台地(邓万明,1993,1995);而此时喜马拉雅构造带则主要表现为大规模的岩浆侵入,成岩时代也集中于 20 ~ 10 Ma(涂光炽等,1982)。第三期发生在最近的 2 Ma 中,以昆仑山钙碱质-钾玄质火山带活动最为强烈,形成熔岩流、熔岩被、火山口等。这三期火山喷发和岩浆侵入代表的强烈构造活动伴随着青藏高原的三期地面上升,也显示黄河上游地区的构造隆升受到青藏高原构造活动的制约,是青藏高原构造活动的一部分。

根据以上分析,我们认为黄河上游地区古近-新近纪期间大致经历了三期地面抬升,它们分别在 30 Ma 以前,23 ~ 15 Ma 和 3.4 Ma 以后。

## 二、夷平面显示的两次隆升和夷平

### 1. 黄河上游地区的夷平面

根据 Ahnert(1970)和 Young(1972;1986)研究成果,不论是准平原成因的夷平面,还是山麓剥蚀平原、双层水平面成因的夷平面,它们的形成需要至少 10 Ma 的相对构造稳定时间。因此,夷平面是构造相对稳定时期的产物,记录了长达 10 Ma 以上的构造相对稳定时期。

黄河上游刘家峡以上地区可普遍见到两级夷平面:山顶面和主夷平面(施雅风等,1998;潘保田等,1998)(图 5-1)。

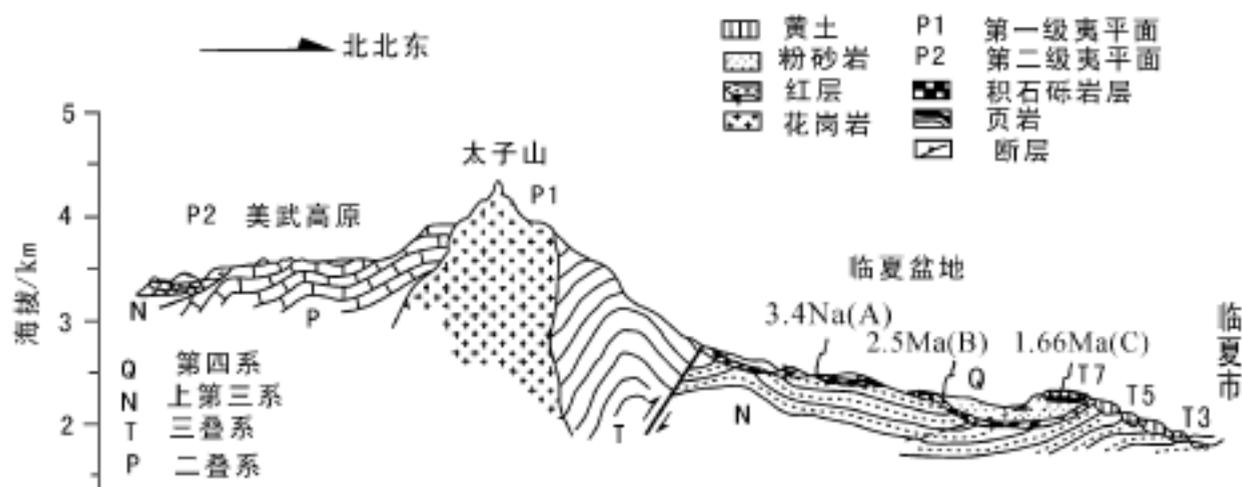


图 5-1 甘南高原和临夏盆地地貌—地层关系与大夏河阶地横剖面图

(据施雅风等,1998)

山顶面 (Summit surface) 是较高的一级夷平面,它位于黄河及其上游主要支流的源头。一般分布在各大山脉的顶部,保存面积较小,大部分成为现代平顶冰川和古冰帽的发育中心。黄河最上游流域山顶面的海拔为 4700 ~ 5000 m,残留在巴颜喀拉山和阿尼玛卿山的各山峰所在地区,如阿尼玛卿峰和年保玉则山附近,成为第四纪冰帽发育的地形依托(郑本兴等,1995)。顺黄河而下,山顶面的高度降低。在若尔盖至刘家峡段的西秦岭(或甘南高原),山顶面的海拔为 4000 ~ 4200 m。在黄河重要支流——洮河与大夏河的源头,微弱的切割使山顶面和主夷平面都得到了较好的保存,海拔 4000 ~ 4200 m 的山顶面仅分布在最高的太子山地区,面积狭小。

主夷平面 (Main surface) 是分布较广、保存面积较大的一级夷平面。它普遍出现在各大河流的源头及河间分水岭地带,构成青藏高原及其外缘山地的主体,故称主夷平面。据 Lehmkuhle 研究,主夷平面在玛多附近的黄河源区海拔 4300 m 以上,向东至若尔盖盆地周围降至 4000 ~ 4200 m。在西秦岭,以美武高原地区为代表的主夷平面构成甘南高原的主体,海拔 3500 ~ 3600 m。主夷平面与太子山地区的山顶面之间隔以大的地形斜坡,不像是断层错动与岩性控制的结果。主夷平面切削的地层主要为古生代地层和花岗岩侵入体,其高度与东侧莲花山一带的新红层堆积顶面(3500 m)十分接近。

### 2. 两级夷平面的形成时代

黄河上游地区,特别是刘家峡以上地区是青藏高原的重要组成部分,其两级夷平面的发

育特征在青藏高原上也可普遍见到,所不同的是,在青藏高原中心地带主夷平面高 4500 m 以上,至高原外围山地高度降至 3200 ~ 3500 m。

从青藏高原夷平面的发育情况来看,山顶面切削的最新地层是始新统和古近-新近纪早期侵入岩体,由于花岗岩体的侵入年代为 45 Ma,由此看来它应晚于始新世。此山顶面上,在藏北一些地区覆盖有第二期火山熔岩;在布尔罕布达山覆盖有中新统(崔之久等,1996b),所以它应早于新近纪。由此推断,山顶面形成于 24 Ma 以前的渐新世晚期。

主夷平面普遍切削了古近统,因此它应在渐新世之后。在青藏高原及其周围山地主夷平面上普遍发育古喀斯特溶洞。崔之久等(1995,1996a)最新得到的古溶洞中新生方解石的裂变径迹(FT)年龄为 19 ~ 7 Ma。在沉积速率上,临夏王家山剖面 5 ~ 3.4 Ma 期间沉积速率最低,说明上新世中期主夷平面还在发育之中。甘肃南部的武都地区位于青藏高原边缘,白龙江河谷两岸保存着大面积的夷平面。海拔 2800 ~ 3000 m 的平坦面是山顶面。主夷平面高度在 2400 ~ 2500 m,其上发育典型峰丛和大型岩溶洼地。出现于岩溶洼地沉积的三趾马动物群主要包括巴氏似剑齿虎(*Epi macharirodus palandi*)、缟鬣狗(*Hyaena sp.*)、始密獾(*Eomellivora sp.*)、貂(*Martes sp.*)、古中国对角犀(*Dicoratherium cf. palaeosinensis*)、额鼻角犀(*Dicerorhinus sp.*)、大唇犀(*Chilotherium sp.*)、平齿三趾马(*Hipparion platyodus*)、斯氏马颌兽(*Chleuastochoelus stehlini*)、始柱角鹿(*Eostylaceros blainvillei*)、麂(*Muntiacus lacustris*)、河南兽(*Honanotherium sp.*)、双角鹿(*Dicroceros sp.*)和古麟(*Palaeotragus sp.*)等(邱铸鼎,1979;邱占祥等,1987)。大部分动物为晚中新世的代表分子,个别动物如平齿三趾马可延续到 4 ~ 5 Ma 的上新世初(钱方等,1991;薛祥熙等,1995)。从这一动物群化石资料看,主夷平面的形成时代应在上新世初。在甘南高原主夷平面与下陷盆地中的新近纪地层,高度十分接近,因此新近纪地层可以看作主夷平面的相关沉积,说明主夷平面结束于 3.4 Ma 前。应当说明主夷平面上 7 Ma 岩溶停止发育并不代表夷平作用终结,主要是由于气候变干。

前述地面抬升分析表明,古近-新近纪黄河上游地区三期强烈地面抬升之间均有长达 10 Ma 以上的相对稳定时期,有足够的形成时间。

## 第二节 3.4 Ma 以来隆升的阶段性的

### 一、盆地沉积演化显示的隆升阶段性

李吉均等(1995)对临夏盆地沉积历史的研究表明,3.4 Ma 以前临夏盆地基本是以泥岩和粉砂岩沉积为主,夹少量薄层细砾岩的河湖相沉积,砾径多小于 1 ~ 2 cm,表明当时的地形反差并不大,在大多数时间里构造相对平稳。

3.4 Ma 前临夏盆地河湖相细粒红色沉积结束,在近山前堆积了 60 多米厚,直径达 1 ~ 2 m 的洪积巨砾岩和泥石流沉积(积石组)。在离太子山较远的王家山一带,仍有 52 m 相当 0.7 Ma 的地层缺失,并在其上堆积了厚 30 m,直径达 10 ~ 20 cm 的砾石层,砾石多为大量早先砾石层中少见的花岗岩。这表明从 3.4 Ma 开始,甘南高原开始强烈隆升,早先连通的甘南高原主夷平面——临夏盆地红层沉积面开始解体,南部高原地区花岗岩基底被抬升到相当高度。与此相对应,从 3.4 Ma 开始,在河西走廊和塔里木盆地南缘出现巨厚的玉门砾岩和

西域砾岩,取代早先的粉砂、泥岩沉积(李云通等,1984;黄华芳等,1993;Liu等,1996;Deng,1996);横断山脉中,各主要断陷盆地沉积物的年龄普遍小于3.4Ma,且在盆地底部存在一个相似的代表夷平面的厚层红土型风化壳(陈富斌,1992);昆仑山垭口断陷形成盆地,在一厚层红土风化壳上沉积了一套200m厚的惊仙谷组山麓冲积扇砾岩。所有这些显示,从3.4Ma开始的强烈隆升不仅是黄河上游地区的一个重要的抬升事件,而且在青藏高原普遍存在,是一个区域性的引起整个青藏高原隆升的构造事件。李吉均等(1995,1996)将约3.4Ma开始的这一构造运动称之为青藏运动。以青藏高原以整体隆升,主夷平面瓦解,形成大型断陷盆地和浅色沉积代替红色沉积为特色,并将其分为A、B、C三幕,3.4Ma的构造运动为A幕,2.5Ma为B幕,1.7Ma为C幕。

在临夏盆地2.5Ma的青藏运动B幕表现为积石组砾石层的变形和东山古湖的形成。这次隆升强度较小,东山组与积石组间的地层缺失量非常少,约100~300ka,且仅出现在湖边地区,在湖心是连续的。

1.7Ma的青藏运动C幕抬升,使得临夏东山古湖在1.65Ma被切穿排干,黄河得到相当发展,在古湖沉积面上形成井沟头组砾石层。在兰州盆地,在主夷平面之后的一级山麓剥蚀面上广泛覆盖一套洪积扇砾岩,即甘肃期准平原(陈梦熊,1947),其上再覆盖一层150m厚的黄土,古地磁和石膏裂变径迹测年表明,洪积砾石层形成于1.8Ma,其被河流切割的时代约为1.7Ma,紧接着黄河出现,并于约1.63Ma再度强烈下切,形成黄河最高的第七级阶地(朱俊杰等,1995)。1.7Ma的青藏运动C幕强烈的构造运动和高原抬升导致黄河开始形成。

## 二、黄河阶地显示的隆升阶段性

1.7Ma青藏运动C幕的构造运动和高原抬升之后,青藏高原整体轮廓、构造沉积格局和当今重大水系格局均已基本形成(施雅风等,1998)。其后的高原隆升阶段性主要表现为河流的阶段性下切、袭夺和溯源侵蚀、扩展水系的源头和形成一系列阶地。黄河上游地区1.7Ma以来的隆升阶段性也通过沿黄河发育的一系列阶地得以表现。

### 1. 黄河玛曲段阶地

经实际调查和测量,黄河玛曲段共发育五级阶地(图5-2)。各级阶地特征如下:

一级阶地高出河床8.5m,阶地面很平,阶地宽超过300m,为堆积阶地,阶地顶部发育一层20~30cm厚的一层细砂,阶地斜坡上为粉砂和粉质粘土,夹砂砾层,水平层理。阶地底部以砂砾石为主。

二级阶地高出一级阶地4.0m,阶地较窄,一般为几米到十几米宽,为堆积阶地,阶地顶部发育一层50cm厚的腐殖土,阶地斜坡主要为粉砂和细砂,夹砂砾层,底部为砂砾石。

三级阶地比二级阶地高出7.5m,阶地很宽、很平,一般宽度为350~400m,属堆积阶地。阶地底部为60cm厚的一层砂砾石,之上有一层15cm厚的含砂砾石透镜体的细砂层。再上为细砂、粉砂和粘质粉土,阶地顶部发育一层厚1.2m的腐殖土。

四级阶地高出三级阶地20m,宽度可达100m,为基座阶地。阶地基座地层为上新统红土坡组紫红色砾岩,基座顶面起伏不平,在基座顶面凸起的部位阶地面直接为砾岩基岩面,在基座顶面较低洼的部位基岩面上发育一层很薄的紫红色粘土风化壳,风化壳之上堆积有一层砂砾石,砂砾石之上为细砂和粉砂。在有砂砾石堆积部位的阶地顶部常常发育一层几十厘米厚的腐殖土。

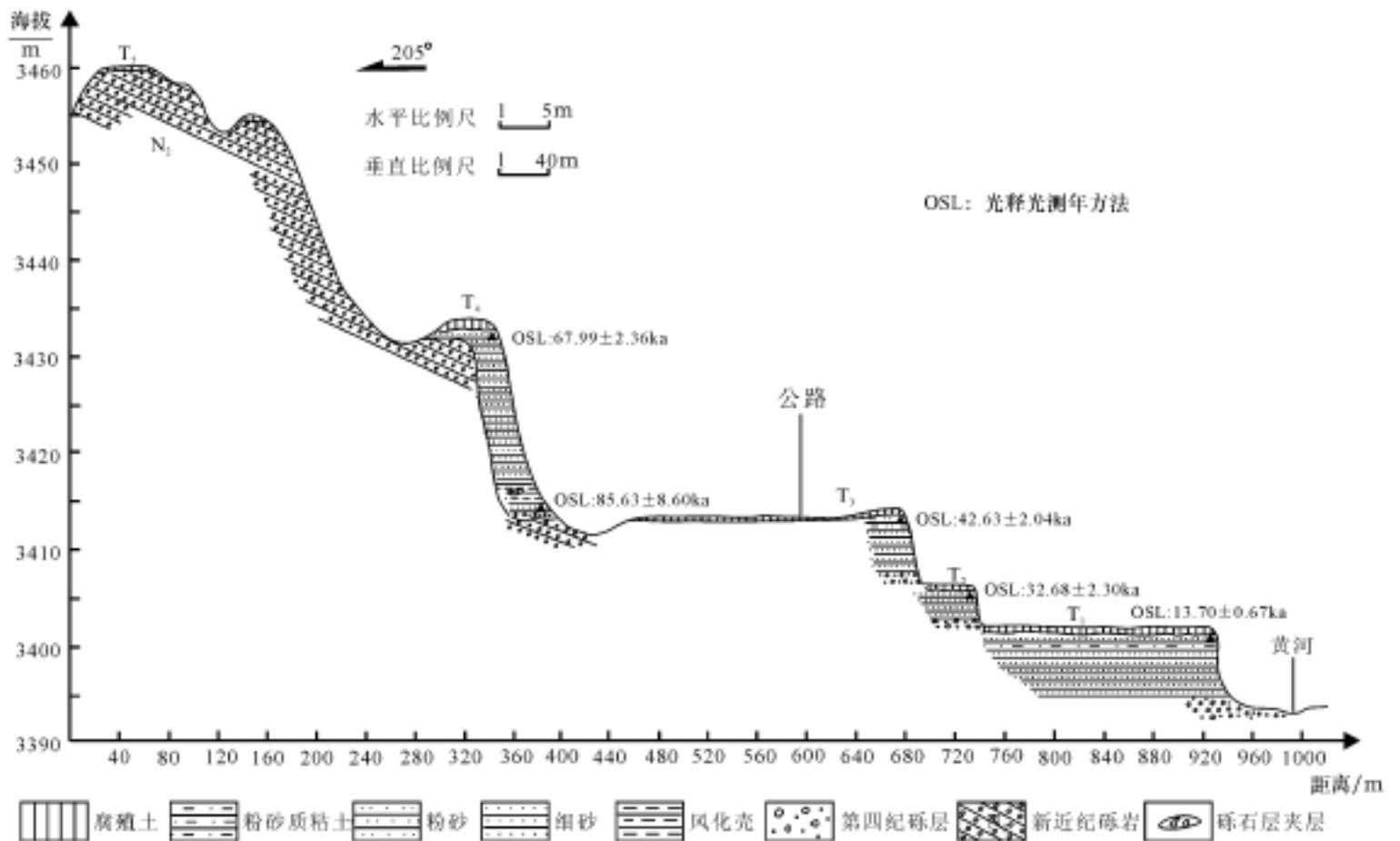


图 5-2 黄河玛曲阶地横剖面

第五级阶地比四级阶地高 26 m, 宽达 200 m, 为侵蚀阶地, 阶地面为上新统红土坡组紫红色砾岩, 阶地面若有起伏, 阶地面上未见堆积物, 仅在部分低洼部位基岩面上有很薄的一层腐殖土。

采用光释光 (OSL) 测年方法对阶地堆积物进行测年, 获得各级阶地的形成时代分别为, 一级阶地顶部年龄  $13.70 \pm 0.67\text{ka}$ , 二级阶地顶部年龄  $32.68 \pm 2.30\text{ka}$ , 三级阶地顶部年龄  $42.63 \pm 2.04\text{ka}$ , 四级阶地顶部年龄  $67.99 \pm 2.36\text{ka}$ , 四级阶地底部砾石层之上的年龄为  $85.63 \pm 8.60\text{ka}$ 。

## 2. 黄河循化段阶地

黄河循化段发育有五级阶地 (图 5-3), 每级阶地基座上发育堆积物, 尤其第五级阶地上的堆积物最厚, 可达 280 m。在第五级阶地上的堆积物下部是厚达 140 m 的山麓洪积扇砾岩、泥石流和河流砾石层, 时间跨度为 1.1 ~ 0.8 Ma (施雅风等, 1998), 上部为黄土堆积。第五级阶地面距现今黄河河床高达 700 m。

## 3. 黄河兰州段阶地

经李吉均 (1991, 1996, 2001)、潘宝田 (1991) 等研究, 黄河兰州段共有 7 级阶地 (图 5-4), 各级阶地上均有厚度不等的黄土覆盖, 各级阶地的形成时代分别为 1.7 MaBP ( $T_7$ ), 1.5 MaBP ( $T_6$ ), 1.2 MaBP ( $T_5$ ), 0.6 MaBP ( $T_4$ ), 0.15 MaBP ( $T_3$ ), 0.06 MaBP ( $T_2$ ) 和 0.01 MaBP ( $T_1$ )。最高的第 7 级阶地之上是一级山麓剥蚀面, 其上覆盖一层厚薄不一的山麓洪积相砾石层, 砾石层中所含石膏的裂变径迹年龄为 1.86 MaBP (朱俊杰, 1994)。

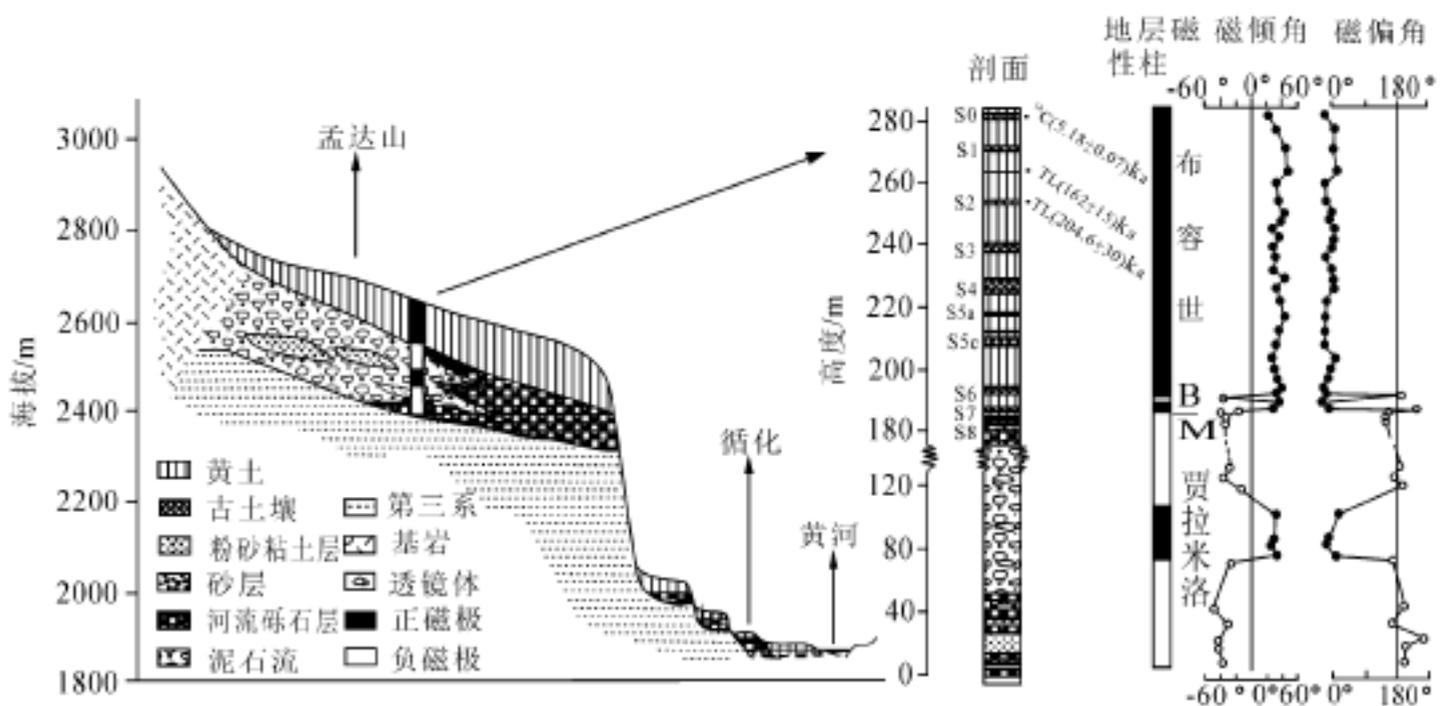


图 5-3 黄河循化阶地横剖面  
(据施雅风等, 1998)

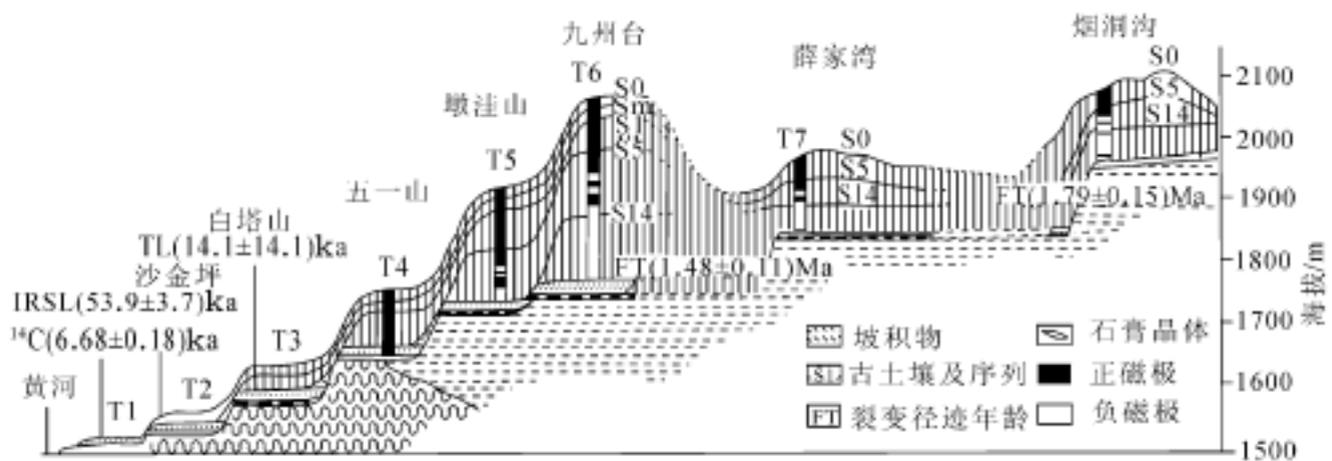


图 5-4 黄河兰州阶地横剖面  
(据施雅风等, 1998)

#### 4. 黄河中卫段阶地

经田勤俭 研究,黄河中卫段发育 9 级阶地,除第一级阶地为堆积阶地外,第二至第九级阶地均为基座阶地,并且每级阶地上都堆积着厚度不等的沉积物。第一级阶地砾石层之上覆盖的土状堆积底部的<sup>14</sup>C 年龄为  $4.735 \pm 0.05$ kaBP(韩文峰等, 1993);二级阶地<sup>14</sup>C 年龄为  $17.92 \pm 0.695$ kaBP(韩文峰等, 1993);三级阶地顶部光释光(OSL)年龄为  $68.7 \pm 5.1$ kaBP(田勤俭, 1998);四至九级阶地顶面年龄根据阶地堆积物砾石表面钙膜厚度估算分别为 140 Ka、230 Ka、340ka、340ka、490ka 和 720ka。

综上所述,自 1.7 Ma 黄河形成至今,上游河段阶地发育最多的地方共有九级阶地,而且越向下游,阶地级数有越多的趋势。如果黄河下切的程度可以近似地反映高原隆起的幅度,那么,沿黄河上游河段黄河阶地的发育程度表明,1.7 Ma 以来,黄河上游地区经历了六个较快的隆升阶段,分别发生在约 1.5 Ma、1.1 Ma、0.6 Ma、0.15 Ma、0.05 Ma 和 0.01 Ma,其中以 1.1 Ma、0.6 Ma 和 0.15 Ma 三个阶段隆起最强烈。

## 第三节 新构造运动方式和时间序列

目前大多数研究者将新构造运动定义为新近纪以来发生的构造运动(曹伯勋,1995)。本书所指的新构造运动是指新近纪以来造成地壳变形、引起地壳隆升与沉降的构造运动。将新构造运动造成的地壳变形和活动形迹称为新构造形迹,新近纪以来的构造运动时期称为新构造期。

### 一、新构造运动方式

综合黄河上游地区新生代的构造变形、沉积建造和高原隆升特征,黄河上游地区新生代的构造运动方式以活动地块的断块隆升和相互作用为主要特征。断块内部的缩短——褶皱作用并不强烈,古近系常表现为宽缓的褶皱,新近系和第四系经常为水平地层,断块整体隆升强烈。断块之间被活动断裂分隔,断块之间的相互作用,早期以挤压作用为主,在块体边缘形成逆冲断裂和推覆体,到晚第四纪转变为左旋走滑为主,形成一些大型的走滑断裂和拉分盆地。新生代的挤压作用主要有两期,第一期发生在渐新世末,强度较弱,影响程度西南部较强,向东北方向逐渐减弱;第二期发生在上新世末,强度大,在全区都有明显影响。

### 二、新构造运动阶段和时间序列

#### 1. 构造变形的阶段和时间序列

黄河上游地区新生代构造运动(或喜马拉雅期构造运动)按构造变形可以分为古近-新近纪和第四纪两个大的旋回。古近-新近纪早期旋回和第四纪晚期旋回不仅在构造变形特征,而且在盆地发育特征上都有显著不同。

古近-新近纪时期,构造活动微弱,黄河上游地区处于构造稳定时期,发育大范围的坳陷湖盆和断陷湖盆,沉积了一套红色陆源碎屑物质。新近纪末喜马拉雅运动第一幕强烈的构造变形使得古近-新近纪湖盆消亡或者缩小,形成逆冲断裂,断裂附近的古近-新近纪地层发生褶皱。

第四纪时期,构造变形强烈,在青藏高原东北缘一系列左旋走滑断裂持续活动,沿断裂带形成一系列拉分盆地和挤压隆起区。在鄂尔多斯周缘持续断陷,盆地范围进一步缩小,发育一套黄色冲洪积堆积,现今的构造地貌逐渐形成。与此同时,由于气候环境的改变,黄土堆积大面积发育。

黄河上游地区新生代的构造运动特征、阶段和强烈构造变形的时间与中国东部有较大差异。中国东部喜马拉雅期较强烈的构造变形发生在古近纪末,古近纪末强烈的构造变形奠定了中国东部的构造地貌轮廓。

## 2. 高原隆升的阶段和时间序列

黄河上游地区新生代期间大致经历了三期强烈的地面抬升,两次较长时间的夷平。三期强烈的地面抬升分别在 30 Ma 以前,23 ~ 15 Ma 和 3.4 Ma 以后。两次较长时间的夷平形成两期主要夷平面。早期夷平面——山顶面形成于 24 Ma 以前的渐新世晚期,晚期夷平面——主夷平面的形成时代在上新世初,结束于 3.4 Ma 前。

从 3.4 Ma 起,黄河上游地区与青藏高原一同开始整体强烈隆升,主夷平面瓦解。这期强烈的地面抬升过程又可以进一步分为三个次级隆升阶段,分别发生于 3.4 Ma、2.5 Ma 和 1.7 Ma。李吉均等(1995, 1996)将 3.4 Ma 以来,造成青藏高原整体隆升、主夷平面瓦解、大型断陷盆地形成和浅色沉积代替红色沉积的强烈构造运动从喜马拉雅运动中分离出来,称为青藏运动,并分为 A、B、C 三幕,与分别发生于 3.4 Ma、2.5 Ma 和 1.7 Ma 的隆升相对应。

1.7 Ma 以来的隆升阶段也可以再进一步分为 1.5 Ma、1.1 Ma、0.6 Ma、0.15 Ma、0.05 Ma 和 0.01 Ma 六个再次一级的隆升阶段,其中以 1.1 Ma、0.6 Ma 和 0.15 Ma 三个阶段地面抬升更为强烈。李吉均(1991)、潘保田(1991)等将造成 1.1 Ma 和 0.6 Ma 黄河快速下切的构造运动称之为黄河运动。

## 参 考 文 献

- 曹伯勋 .1995 .地貌学及第四纪地质学 .武汉:中国地质大学出版社
- 陈富斌 .1992 .横断事件:亚洲东部晚新生代的一次重大构造事件 .山地研究,10(4):195 ~ 202
- 陈杰,卢演涛,丁国瑜 .1996 .祁连山西段及酒西盆地地区第四纪构造运动的阶段划分 .第四纪研究,(3):263 ~ 271
- 陈梦熊 .1947 .甘肃中部之地文 .地质论译,12(6)
- 崔之久,高全洲,刘耕年等 .1996a .夷平面、古岩溶与青藏高原隆起 .中国科学(D 辑)
- 崔之久,洪云,陈怀录 .1995 .青藏高原古岩溶研究的新进展,见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究,学术论文年刊(1994),北京:科学出版社,120 ~ 125
- 崔之久,伍永秋,刘耕年等 .1996b .昆仑山姬口地区晚新生代以来的气候构造事件,见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究,学术论文年刊(1995) .北京:科学出版社,74 ~ 84
- 邓万明 .1993 .青藏北部新生代钾质火山岩微量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学研究 .岩石学报,9(4):379 ~ 387
- 邓万明 .1995 .青藏高原新生代岩浆活动与岩石圈演化 .见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究,学术论文年刊(1994),北京:科学出版社,288 ~ 295
- 地质矿产部地质辞典办公室 .1983 .地质辞典(一),普通地质、构造地质分册(下册),北京:地质出版社。
- 韩文峰等 .1993 .黄河黑山峡大柳树松动岩体工程地质研究 .兰州:甘肃科技出版社
- 黄华芳,彭作林,卢伟等 .1993 .酒西盆地、酒东盆地第三系磁性地层的划分与对比 .甘肃地质学报,2(1):6 ~ 16
- 李吉均 .1998 .青藏高原隆升与环境研究的回顾与争议 .见:施雅风等主编:青藏高原晚新生代隆升与环境变化 .广州:广东科技出版社,3 ~ 14
- 李吉均,方小敏,马海州等 .1996 .晚新生代黄河上游地貌演化与环境变迁,中国科学(D 辑),316 ~ 322
- 李吉均,方小敏,朱俊杰等 .1995 .临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列,见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究,学术论文年刊(1994),北京:科学出版社,41 ~ 54
- 李吉均,方小敏 .1998 .青藏高原隆起与环境变化研究 .科学通报,43(15):1569 ~ 1574
- 李吉均,方小敏,潘保田等 .2001 .新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响 .第四纪地质,21(5):381 ~ 391
- 李运通等 .1984 .中国的第三系 .北京:地质出版社
- 刘嘉麒,买买提 .伊旺 .1990 .西昆仑山第四纪火山岩的分布与 K-Ar 年龄,中国科学(B 辑),(2)180 ~ 187

- 马杏垣 .1989 .中国岩石圈动力学图集 .北京:中国地图出版社。
- 潘保田,方小敏,李吉均等 .1998 .晚新生代青藏高原隆升与环境变化 .见:施雅风等主编:青藏高原晚新生代隆升与环境变化 .广州:广东科技出版社,375~414
- 潘保田等 .1991 .兰州地区黄土阶地发育与地貌演化 .见:中国西部第四纪冰川与环境 .北京:科学出版社
- 钱方,马醒华,吴锡浩 .1982 .羌塘组曲果组磁性地层学研究 .见:青藏高原地质文集(4) .北京:地质出版社,121~130
- 钱方,周国兴等 .1991 .元谋第四纪地质与古人类 .北京:科学出版社
- 邱占祥,黄为龙,郭志慧等 .1987 .中国的三趾马化石 .北京:科学出版社
- 邱占祥,谢骏义,阎德发等 .1990 .甘肃东乡几种早中新世哺乳动物化石 .古脊椎动物学报,28:9~24
- 邱铸鼎 .1979 .华北几个地点的上新世哺乳动物化石 .古脊椎动物与古人类,17(3)
- 施雅风,李吉均,李炳元等 .1998 .高原隆升与环境变化 .见:孙鸿烈、郑度主编:青藏高原形成演化与发展 .广州:广东科技出版社,75~137
- 施雅风,汤懋苍,马玉贞 .1998 .青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨 .中国科学(D辑),28(3):264~271
- 涂光炽,张玉泉,王中刚等 .1982 .西藏南部花岗岩类的地球化学 .北京:科学出版社
- 王松产 .1990 .西藏中南部火山岩 .见:西藏变质岩与火山岩 .北京:地质出版社,199~239
- 薛洋熙,岳乐平 .1995 .陕西府谷崂屹川沟三趾马动物群的发现与时代划分 .科学通报,40
- 岳乐平, F. Heller, 邱占祥等 .2000 .兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录 .科学通报,45(18):1998~2003
- 郑本兴,李世杰,王苏民 .1995 .若尔盖盆地周围高山第四纪冰川演变历史,见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化,环境变迁与生态系统研究,学术论文年刊(1994) .北京:科学出版社,218~226
- 钟大赉,丁林 .1996 .青藏高原隆升过程及其机制的探讨 .中国科学(D辑),26(4):289~295
- 朱俊杰,曹继秀,钟巍等 .1995 .兰州地区黄河最高阶地与最老黄土沉积的发现及其古地磁年代学的研究 .见:青藏项目专家委员会编,青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994) .北京:科学出版社,77~90
- Ahnert F. 1970. Functional relationship between denudation, relief and uplift in large midlatitude drainage basins. *A m. Jour. Sci.*, 286: 243~263
- Burbank D W, Reynolds R G H. 1984. Sequential late Cenozoic structural disruption of the northern Himalaya foredeep, *Nature*, 31: 114~118
- Burbank D W, Johnson G D. 1982. Inter mountain basin development in the past 4 Ma in the Northwest Himalaya. *Nature*, 298: 432~436
- Burbank D W. 1992. Causes of recent Himalaya uplift deduced from deposited patterns in the Ganges Basin. *Nature*, 357: 680~683
- Burbank, D W. Johnson G D. 1983. Late Cenozoic chronologic and stratigraphic development of the Kashmir Inter mountain Basin in the Northwest Himalaya. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 43: 205~235
- Deng X Q. 1996. The age of Kuche and Xiyu Formations on the edge of Tarim Basin. Beijing: 30th Intern. Geol. Congress Abstr, 3(1): 85
- Harrison T, Copelend P, Kidd W S F et al. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255: 1663~1670
- Johnson N M, Opdyke N D. 1982. Magnetic polarity stratigraphy and ages of Siwalik Group of the Potwar Plateau, Northern Pakistan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.* 37: 17~42
- Li Jijun et al. 1995. Uplift of Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau and global change. Lanzhou University Press
- Li Jijun, 1991. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. *Quat. Sci. Rev.*, 10: 479~483
- Liu T S, Menglin D, Derbyshire E. 1996. Gravel deposits on the margins of the Qinghai-Xizang Plateau, and their environmental significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 120: 159~170
- Opdyke N D, Johnson N M, et al. 1982. Paleomagnetism of the middle Siwalik formation of Northern Pakistan and reation of the salt range decollement. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 37: 1~15
- Opdyke N D, Johnson N M, 1979. Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate palaeontology of upper Siwalik sub-group of Northern Pakistan. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 27: 1~24
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian Monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in Northern Pakistan. *Nature*, 342: 163~166

- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C4 grasses in the late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 115:91 ~ 116
- Young A, Saunders J. 1986. Rates of surface processes and denudation. *Hill slope processes*. Allen & Unwin, Inc. Boston, 3 ~ 27
- Young A. 1972. *Slope*. Oliver & Boyd Ltd Edinburgh.

# 第六章 黄河上游地区新生代环境变化

## 第一节 黄河源地区 1000 年来环境变化研究

玛多黄河桥以上的河段为黄河河源段,其流域为黄河源地区。黄河源地区地处青藏高原东北部,其环境变化一方面记录了青藏高原东北部的环境变化,另一方面对黄河的发育和演变,甚至对黄河流域的环境变化都有着重要影响,特别是近年来,黄河源头区水资源衰减,引起黄河源区频繁断流,对黄河流域的自然环境、人民生活和国民经济建设都造成重大影响。因此,研究黄河源地区的环境变化不仅具有重要的理论意义,而且具有重要的实际意义。

### 一、剖面岩性特征

黄河源剖面位于黄河源头鄂陵湖西侧小湖与大湖之间的垅岗东侧(图 6-1),地理坐标东经 97°38.820',北纬 35°00.295',海拔 4279m。剖面为一垂直陡坎,高 1.4m,自下而上分为四

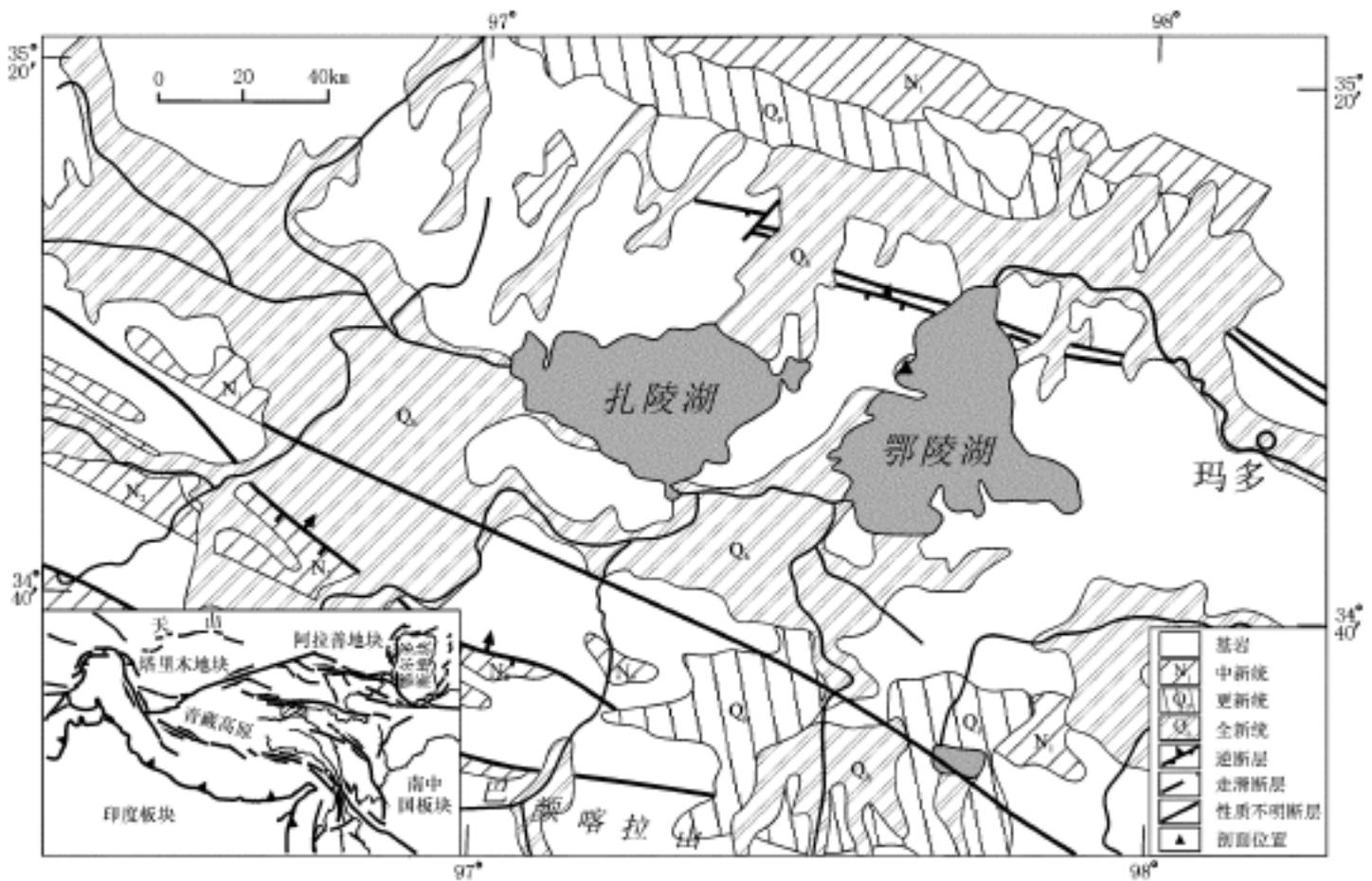


图 6-1 黄河源地区鄂陵湖西侧剖面位置图

层(图 6-2), 依次为:

(1) 砂砾层, 砾石扁圆形, 砾石大小 3 ~ 5cm, 分选很好, 砾石间为细沙, 未见底, 厚度不详。

(2) 含扁平砾石的粘土, 砾石的扁平面水平排列, 厚度 20cm。

(3) 土黄粘土, 含有菌丝和植物须根, 厚度 82cm。

(4) 砂砾层, 砾石为扁圆形, 大小 2 ~ 4cm, 分选好、磨圆也好, 与粉砂混杂在一体, 顶部有少量植物生长, 厚度 28cm。

从剖面的沉积情况来看, 整个剖面均为湖相沉积, 可分为上、中、下三个阶段, 早期阶段包括第(1)砂砾层和第(2)层含砾粘土层, 沉积物为粗碎屑物; 中间阶段第(3)层为粘土沉积; 晚期阶段即顶部第(4)层砂砾层, 也是粗碎屑沉积, 与早期阶段在沉积环境上比较类似。

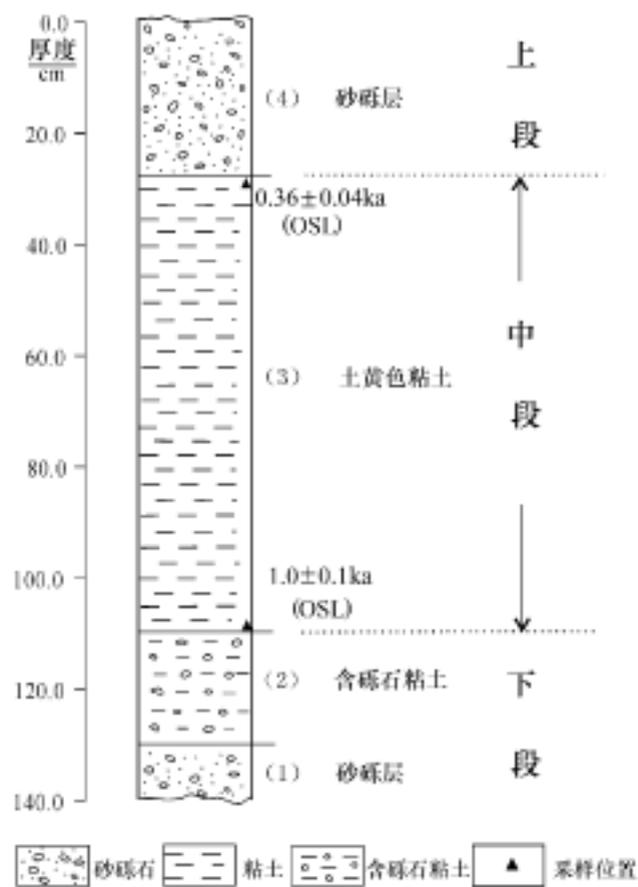


图 6-2 黄河源地区鄂陵湖西侧剖面

## 二、剖面地层测年

在该剖面测年工作中, 我们采用了两种测年方法, 一种是光释光测年方法(OSL 法), 第二种是电子自旋共振测年方法(ESR 法)。在剖面第(3)层的顶部和底部各取了一个光释光测年样品, 在剖面的第(1)层和第(4)层砂砾石中各取了一个电子自旋共振测年样品, 两种样品均在开挖 20 ~ 30cm 后的新鲜面上采集。

光释光测年是由中国地震局新构造年代学开放实验室光释光测年实验室完成的, 测量仪器为 Daybreak 1100 型 OSL/ TL 自动测量系统, 铀、钍、钾含量是用德国菲尼根玛特公司制

表 6-1 黄河源地区光释光(OSL)法测年结果表

编号	样品	地点	宇宙射线 剂量率 m rad/ a	Th ( $10^{-6}$ )	U ( $10^{-6}$ )	K %	系数	环境剂量率	古剂量	OSL 年龄
								Gy ka	Gy	ka
HeOSL-1	黄土	青海省 玛多县	13.9	7.90	2.31	1.45	0.082 ± 0.014	3.819	3.9 ± 0.4	1.0 ± 0.1
								3.712		1.0 ± 0.1
								3.712		1.0 ± 0.1
								3.514		1.1 ± 0.1
HeOSL-2	黄土	青海省 玛多县	14.7	8.40	2.70	1.45	0.077 ± 0.004	4.018	1.4 ± 0.2	0.35 ± 0.04
								3.905		0.36 ± 0.04
								3.905		0.36 ± 0.04
								3.698		0.38 ± 0.04

造的 ELEMENT 高分辨率等离子体光谱仪测定的。测年结果如表 6-1, 第(3)层土黄色粘土层顶部年龄为  $0.36 \pm 0.04\text{ka}$ , 第(3)层土黄粘土层底部年龄为  $1.0 \pm 0.1\text{ka}$ 。

### 三、碳酸盐含量、磁化率与气候变化

碳酸盐含量和磁化率样品按 5cm 的间隔在剖面的新鲜面上均匀采集, 样品测试由地质力学研究所第四纪地质与环境实验室承担, 测试结果如表 6-2、图 6-3。

表 6-2 黄河源地区磁化率、碳酸盐含量分析结果表

样号	位置/ cm	磁化率/ SI			磁化率平均值	碳酸钙/ %
HE - 1	5.0	12.2	12	8.05	12.0	8.05
HE - 2	10.0	12.7	12.6	4.25	12.6	4.25
HE - 3	15.0	13.6	13.4	9.64	13.4	9.64
HE - 4	20.0	13.7	13.5	7.5	13.6	7.5
HE - 5	25.0	11.9	11.7	11.74	11.7	11.74
HE - 6	30.0	11.6	11.3	10.62	11.4	10.62
HE - 7	35.0	14.9	14.6	5.55	14.7	5.55
HE - 8	40.0	12.5	12.3	14.23	12.4	14.23
HE - 9	45.0	11.6	11.3	12.57	11.3	12.57
HE - 10	50.0	13.5	13.6	13.91	13.6	13.91
HE - 11	55.0	13.5	13.7	6.55	13.6	6.55
HE - 12	60.0	17.7	17.8	6.31	17.8	6.31
HE - 13	65.0	13.2	13.3	12.49	13.2	12.49
HE - 14	70.0	13.3	13.2	16.11	13.2	16.11
HE - 15	75.0	12.9	12.9	11.98	12.9	11.98
HE - 16	80.0	12.5	12.4	15.02	12.4	15.02
HE - 17	85.0	9.9	9.8	12.28	9.8	12.28
HE - 18	90.0	10.9	10.8	4.37	10.8	4.37
HE - 19	95.0	11	10.9	10.22	10.9	10.22
HE - 20	100.0	12.8	12.7	5.12	12.7	5.12
HE - 21	105.0	11.8	11.8	8.68	11.7	8.68
HE - 22	110.0	11.8	11.4	12.63	11.5	12.63
HE - 23	115.0	13.6	13.5	5.75	13.5	5.75
HE - 24	120.0	11.1	10.8	12.41	10.9	12.41
HE - 25	125.0	11.8	11.7	16.46	11.7	16.46
HE - 26	130.0	10.7	10.4	17.42	10.5	17.42
HE - 27	135.0	9.7	9.6	11.54	9.6	11.54
HE - 28	140.0	10.7	10.7	5.6	10.7	5.6

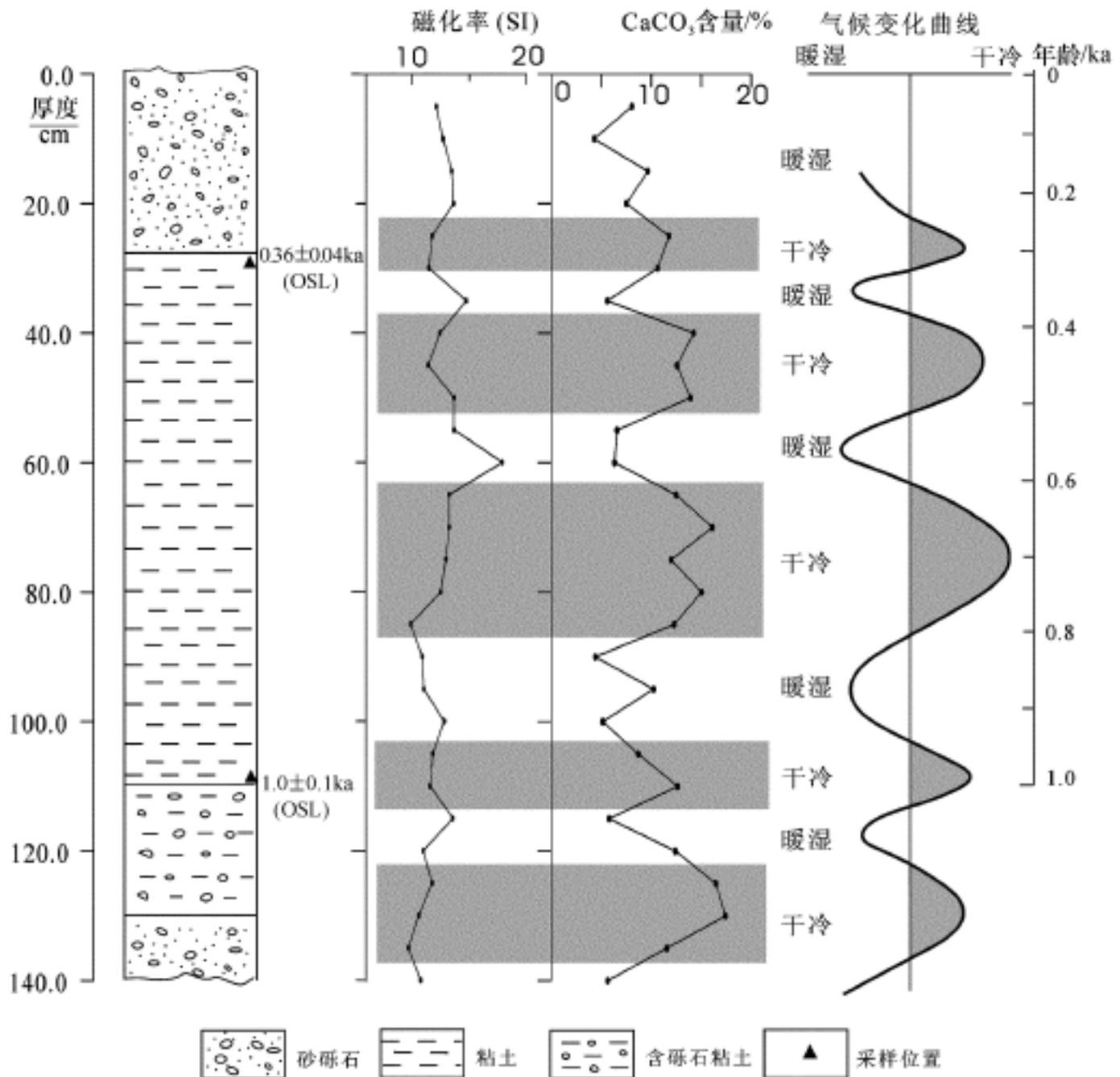


图 6-3 黄河源头鄂陵湖西侧剖面磁化率和碳酸盐含量变化图

黄土的磁化率被证明是与气候密切相关的一个替代性指标,磁化率的增大与相对暖湿气候有关(An, 1990; Zhou, 1990)。碳酸盐含量的变化是区域降水量的一个替代指标。降水量大,易溶碳酸盐的淋滤作用加强,碳酸盐含量低。反之,降水量少,碳酸盐含量高(曹伯勋, 1995; 曹兴山, 1996; 赵景波, 2000)。黄河源地区的磁化率和碳酸盐含量分析结果表明,磁化率和碳酸盐含量呈周期性的变化,显示 1000 年以来,黄河源地区发育四个相对暖湿的气候段,三个干冷气候段,形成三个暖湿 - 干冷 - 暖湿的气候变化旋回。其中: 950 ~ 800aBP 为暖湿气候, 800 ~ 600aBP 为一段较强的干冷气候, 600 ~ 510aBP 为暖湿气候, 510 ~ 380aBP 为干冷气候, 380 ~ 320aBP 为暖湿气候, 320 ~ 240aBP 为干冷气候, 240aBP 至今为暖湿气候段。

#### 四、孢粉组合所记录的环境变化

孢粉样品按 10cm 的间隔采自同一剖面,孢粉分析是由国家地震局地质研究所孢粉分析室采用第四纪的孢粉分析方法进行化学分析和处理完成的,是获得了比较丰富的孢粉。

### (一) 孢粉分析结果

经分析及显微镜下检查、鉴定及统计共得各类孢粉 1917 粒。如将这些孢粉进行分类,又可归入 45 个植物自然分类科属之内。每块样品的详细孢粉类型及其数量可见表 6-3、图 6-4。该剖面的孢粉组合特征是:

(1) 蕨类植物孢子含量很少,仅均占总数的 4.2%,其中以卷柏属孢子较多;

(2) 乔木植物花粉含量较多,约占总数的 43.5%,其中又以松较多,其次为桦及冷杉等,松、桦及冷杉分别约占总数的 27.8%、7.6% 及 4.3%,桦、栎、胡桃、榆等合计为 19.0%;

(3) 灌木及草本植物花粉多,约占总数的 52.3%,其中又以蒿、藜、禾本科及麻黄等较多。蒿、藜、禾本科及麻黄依次分别占总数的 28.6%、10.1%、3.0% 及 4.0%。

从表 6-3 可以看出,灌木及草本植物花粉和乔木植物花粉在该剖面底部(含砾石粘土及砂砾层)及顶部(粉砂砾石层),分别均占总数的 56.5% 及 40%,蕨类植物孢子均占 3.0% 左右,在土黄色粘土层中,灌木及草本植物花粉和乔木植物花粉分别约占总数的 55% 及 45%,蕨类植物孢子均占总数的 4.6%。

### (二) 古环境分析和地质时代讨论

如表 6-3 所示,在该剖面沉积时期,灌木及草本植物为当时植被的主要两类植物。据这两类植物的数量,灌木及草本植物可占总数的 50%,乔木植物平均超总数的 40%。且在灌木及草本植物中主要是习性中生、旱生的蒿、藜、禾本科及麻黄等,在乔木植物中也是以性喜温干环境的松较多。根据这样的植物组成及性质,推断该剖面沉积时期之植被应属温带性质的森林草原,气候温和偏干或较干。据剖面之顶部及底部是灌木及草本植物花粉明显多于乔木植物花粉,但在土黄色粘土层中,灌木及草本植物花粉则是略多于乔木植物花粉。这也表明,剖面顶部或底部沉积时期的气候及环境比较相似、接近及雷同,但不同于土黄色粘土层沉积时期的古环境,看来剖面顶部及底部沉积时期的气候比土黄色粘土层沉积时期的气候可能相对较干燥。

## 五、黄河源地区 1000 年来的环境变化

综合鄂陵湖西侧剖面的沉积分析、磁化率和碳酸盐含量分析、孢粉分析及其测年结果,黄河源地区 1000 年来的环境变化可以分为三个大的阶段,1000 年以前和 360 年以来气候相对比较干旱,1000~360 年期间气候相对比较湿润。

在后两个大的阶段中又可以进一步划分出四个相对暖湿的气候段和三个相对干冷气候段,形成三个暖湿-干冷-暖湿的气候变化旋回。其中:950~800aBP 为暖湿气候,800~600aBP 为一段较强的干冷气候,600~510aBP 为暖湿气候,510~380aBP 为干冷气候,380~320aBP 为暖湿气候,320~240aBP 为干冷气候,240aBP 至今为暖湿气候。

黄河源区 1000 年来的环境变化研究结果显示,黄河源区 1000 年来的气候和环境变化的总体趋势是向干旱荒漠化方向发展的,是晚全新世气候变凉期的反映,与昆仑山垭口附近 3.5ka 古人类活动遗迹(崔之久等,1995)所反映的环境变化是一致的,受全球气候变化所控制。

表 6-3 青海省玛多县鄂陵湖西侧剖面孢粉谱

样号及深度/m	He01	He03	He05	He07	He09	He11	He13	He15	He17	He19	He21	He23	He25	He27															
	粒数及百分数	粒数 %																											
孢子花粉总数	116	100	134	100	125	100	145	100	144	100	151	100	148	100															
乔木植物花粉总数	47	41	53	40	61	49	68	47	57	40	66	44	67	45															
灌木及草本植物花粉总数	65	56	76	57	57	46	69	48	79	55	82	54	77	52															
蕨类植物孢子总数	4	3.5	5	3.7	7	5.6	8	5.5	8	5.5	3	2	5	3.4															
乔木植物花粉																													
冷杉属( <i>Abies</i> )	5	4.3	6	4.5	7	5.6	4	2.7	5	3.5	5	3.3	2	1.4	2.7	5	3.6	12	7.6	11	9	4	3.2	6	5.1				
云杉属( <i>Picea</i> )									1	0.7	1	0.7			1	0.7													
雪松属( <i>Cedrus</i> )					1	0.8																				1	0.8		
铁杉属( <i>Tsuga</i> )							1	0.7																		1	0.8		
油杉属( <i>Keteleeria</i> )							1	0.7																					
松属( <i>Pinus</i> )	31	27	32	24	46	37	48	33	42	29	32	21	38	26	39	26	36	25	42	31	41	26	36	30	32	26	35	30	
桦属( <i>Betula</i> )	11	9.5	12	9	5	4	11	7.6	4	2.8	15	9.9	22	15	14	9.4	11	7.5	8	5.8	10	6.4	8	6.6	7	5.6	8	6.8	
槲木属( <i>Alnus</i> )			1	0.7			1	0.7	1	0.7	2	1.3	1	0.7	1	0.7	1	0.7	1	0.7	1	0.6							
鹅耳枥属( <i>Carpinus</i> )																							1	0.8	1	0.8			
栎属( <i>Quercus</i> )			1	0.7			1	0.7			2	1.3	3	2	1.3	1	0.7												
栗属( <i>Castanea</i> )									1	0.7			1	0.7															
榆属( <i>Ulmus</i> )			1	0.7			1	0.7			1	0.7		1	0.7	1	0.7	2	1.4	1	0.6	1	0.8						
桦属( <i>Zelkova</i> )											1	0.7						1	0.7				1	0.8					
胡桃属( <i>Juglans</i> )											2	1.3			1	0.7	2	1.4	1	0.7			1	0.8	1	0.8			
山核桃属( <i>Carya</i> )																			1	0.7									
豆科( <i>Leguminosae</i> )			1	0.8							1	0.7			1	0.7					1	0.6							
杨梅属( <i>Myrica</i> )																			1	0.7									
椴属( <i>Tilia</i> )			1	0.8					3	2.1	2	1.3	1	0.7	2	1.3	1	0.7	3	2.1	1	0.6							
木犀属( <i>Oleaceae</i> )											1	0.7			1	0.7													
芸香属( <i>Rutaceae</i> )																													

样号及深度/m	He01	He03	He05	He07	He09	He11	He13	He15	He17	He19	He21	He23	He25	He27
	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %	粒 %
灌木及草本植物花粉														
榛属( <i>Corylus</i> )		1 0.7		1 0.7	1 0.7	1 0.7	1 0.7	1 0.7	1 0.7		2 1.3	1 0.8		
麻黄属( <i>Ephedra</i> )	3 2.6	4 3	12 9.6	7 4.8	5 3.5	4 2.6	4 2.7	2 1.3	4 2.7	5 3.6	3 1.9	4 3.3	12 9.7	5 4.2
蒿属( <i>Artemisia</i> )	37 32	41 31	26 21	31 21	41 29	40 27	47 32	48 32	47 32	39 28	39 25	34 26	39 31	38 32
紫菀属( <i>Aster</i> )		1 0.7					1 0.7	1 0.7						
菊科(Compositae)	3 2.6	2 1.5	2 1.6	3 2.1	4 2.8	4 2.6	1 0.7	3 2	2 1.4	3 2.1	2 1.3	2 1.6	1 0.8	1 0.8
藜科(Chenopodiaceae)	17 15	18 13	12 9.6	14 9.7	20 14	17 11	10 6.8	11 7.4	12 8.2	10 7.2	20 13	6 4.9	13 11	14 12
茜草科(Rubiaceae)										1 0.7				
石竹科(Caryophyllaceae)												1 0.8		
地榆属( <i>Sanguisorba</i> )		1 0.7				1 0.7	1 0.7				1 0.6			
唇形科(Labiatae)													1 0.8	
蓼属( <i>Polygonum</i> )	2 1.7		1 0.8	1 0.7	1 0.7	1 0.7			1 0.7		1 0.6	1 0.8	1 0.8	
唐松草属( <i>Thalictrum</i> )														1 0.8
狐尾藻属( <i>Myriophyllum</i> )				1 0.7										
黑三棱( <i>Sparganiaceae</i> )		2 1.5	2 1.6	4 2.7	2 1.4	5 3.3	3 2	4 2.7	3 2	3 2.1	5 3.2	4 3.3	3 2.4	2 1.7
香蒲属( <i>Typha</i> )	1 0.9													
莎草属( <i>Cyperaceae</i> )		1 0.7		4 2.7	1 0.7	3 2	2 1.4	2 1.3	1 0.7	2 1.4	1 0.6	1 0.8		1 0.8
禾本科( <i>Gramineae</i> )	2 0.7	5 3.7	2 1.6	3 2.1	4 2.8	5 3.3	5 3.4	5 3.4	8 5.5	6 4.3	5 3.2	2 1.6	4 3.2	3 2.5
蕨类植物孢子														
石松属( <i>Lycopodium</i> )								1 0.7						
卷柏属( <i>Selaginella</i> )	3 2.6	1 0.7	4 3.2	3 2.1	4 2.8		3 2	2 1.3	3 2	3 2.1	5 3.2	3 2.5	2 1.6	
水龙骨科( <i>Polypodiaceae</i> )		2 1.5	2 1.6	2 1.4	4 2.8	3 2	2 1.4	1 0.7	1 0.7	2 1.4	5 3.2	4 3.3	2 1.6	1 0.8
水龙骨科(Polypodium)		1 0.7												
紫萁属( <i>Osmunda</i> )	1 0.9			1 0.7							1 0.6			
凤尾蕨属( <i>Pteris</i> )		1 0.7	1 0.8						1 0.7	1 0.7			1 0.8	1 0.8
铁线蕨属( <i>Adiantum</i> )				1 0.7										
真蕨纲(Filicales)				1 0.7					1 0.7					

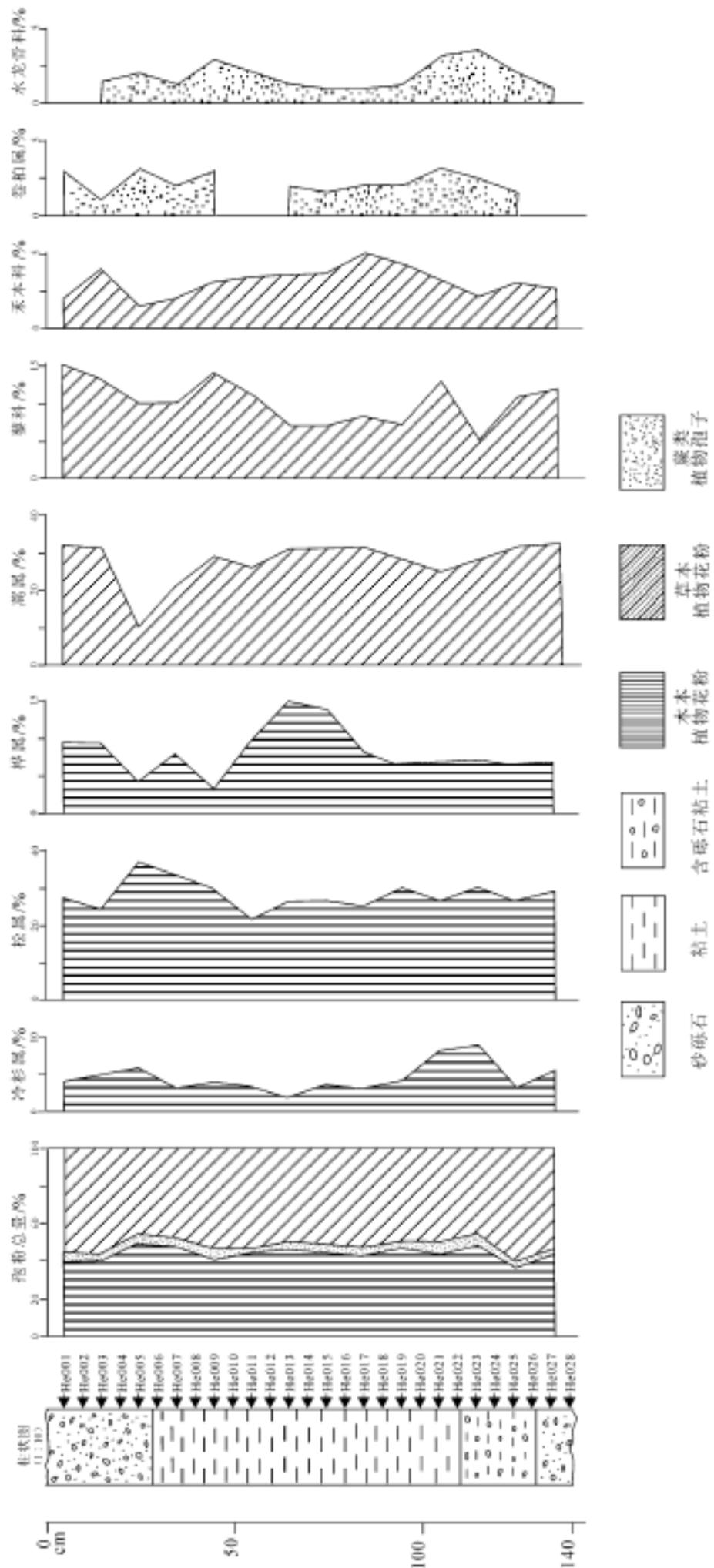


图 6-4 黄河源地区鄂陵湖西侧剖面孢粉分析结果图

## 第二节 共和盆地剖面第四纪环境变化研究

### 一、剖面岩性特征

共和盆地第四纪剖面位于青海省共和县恰卜恰镇沙有村南侧(图 6-5),地理坐标东经  $100^{\circ}36.300'$ ,北纬  $36^{\circ}13.726'$ ,海拔 2803 m。在 1:20 万共和幅地质图上定为中新统,《青海省区域地质志》(1991)将共和盆地的中下更新统定为共和组。剖面为一垂直陡坎,剖面顶部是共和盆地—塔拉平坦的地面。岩性变化如图 6-6,自下而上依次为:

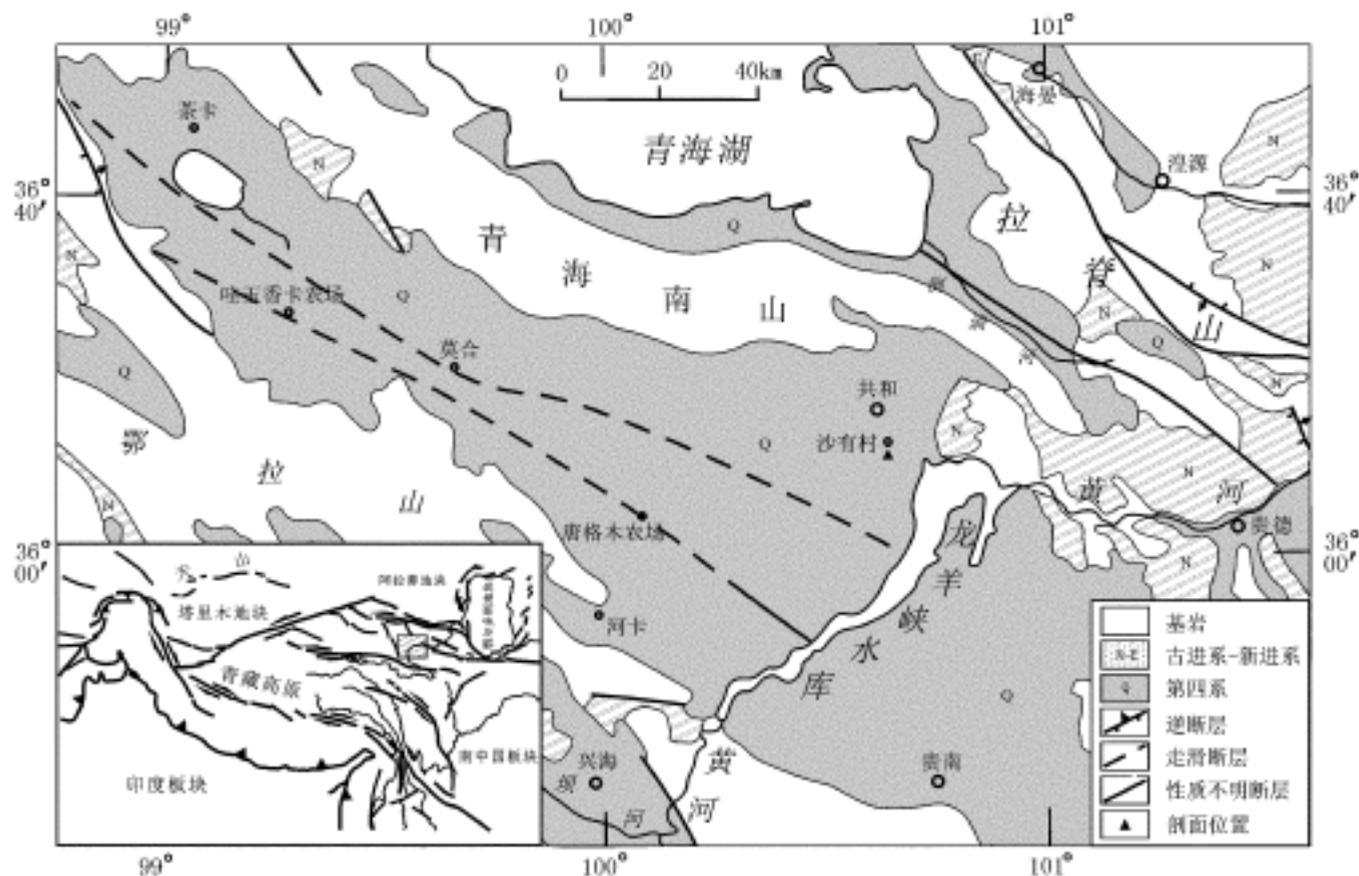


图 6-5 青海共和盆地第四纪剖面位置图

- (1) 灰绿色细砂岩,胶结比较差,比较松散,未见底,厚度大于 2.5 m。
- (2) 棕灰色泥岩,水平层理,夹有褐色条带,厚度 0.8 m。
- (3) 灰色泥质粉砂岩,厚度 0.7 m。
- (4) 粉砂质泥岩,厚度 0.5 m。
- (5) 泥质粉砂岩,发育小的斜层理,厚度 0.5 m。
- (6) 棕色泥岩,厚度 1 m。
- (7) 泥质粉砂岩,厚度 1.5 m。
- (8) 粉砂质泥岩,厚度 4.5 m。
- (9) 纹层状泥岩与粉砂岩互层,纹层厚度 1~2 cm,并夹有薄层石膏,厚度 1.8 m。
- (10) 棕灰色泥岩,加石膏条带,厚度 2.7 m。

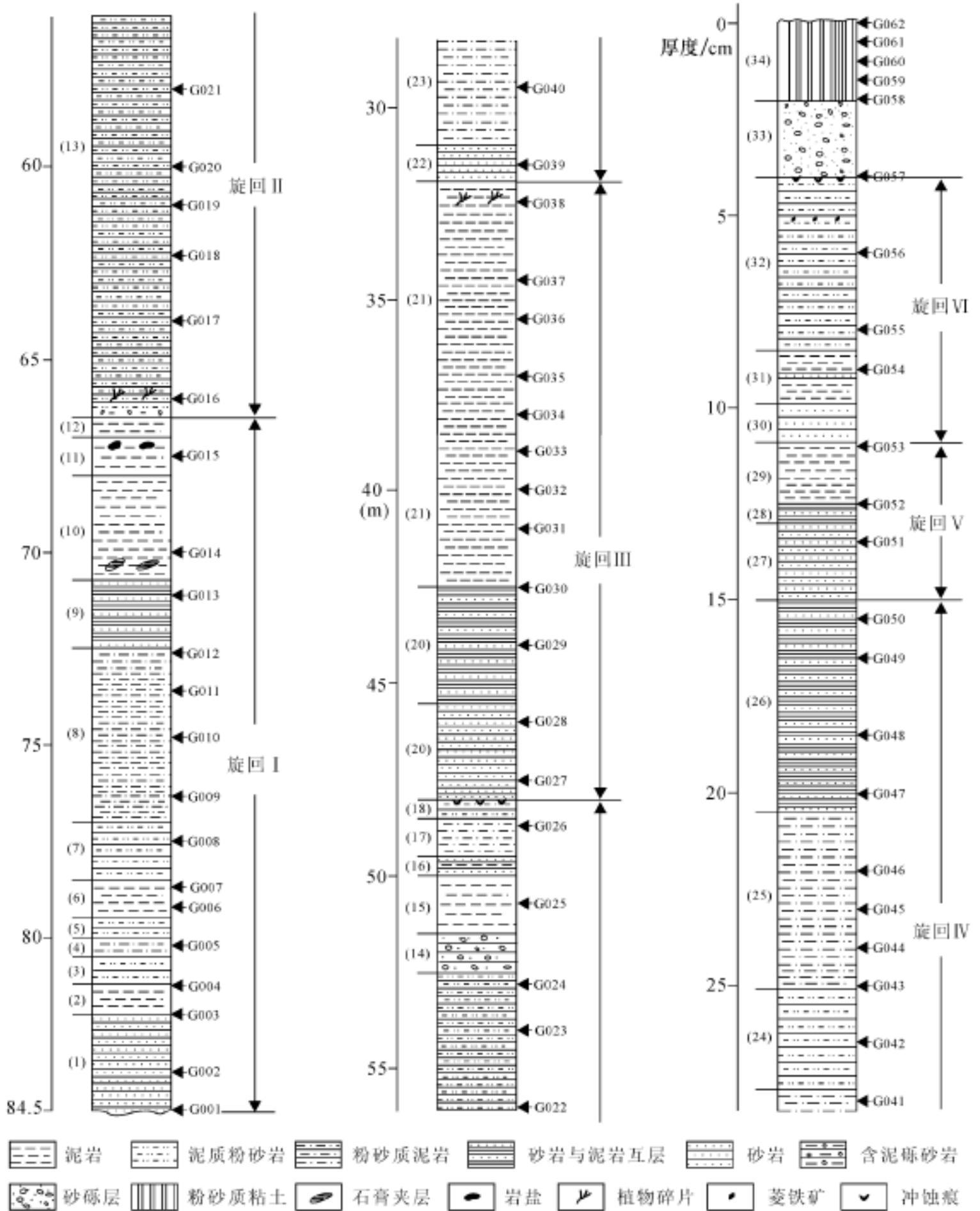


图 6-6 共和盆地沙有村南侧第四系剖面图

(11) 黄灰色泥岩, 含岩盐, 风化面上发育白色盐渍, 厚度 1 m。

(12) 棕灰色泥岩, 厚度 0.5 m。

(13) 纹层状泥质粉砂岩, 水平层理, 纹层厚 1 ~ 2 cm, 泥质纹层和粉砂质纹层交替发育, 含植物枝杆碎片, 顶部有泥砾夹层, 夹层厚 20 cm, 砾石为泥岩, 砾石呈扁圆形, 大小一般 0.5 ~ 2 cm, 大的

可达 4 ~ 5cm,砾石间为粉砂充填,厚度 14m。

(14)黄褐色含泥砾粗砂岩,含植物碎片,厚度 1m。

(15)棕灰色泥岩,厚度 1.5m。

(16)泥岩与粗砂岩互层,厚度 0.5m。

(17)粉砂质泥岩,厚度 1m。

(18)褐灰色泥质砂岩,顶面有细小的侵蚀痕迹,厚度 0.5m。

(19)灰绿色砂岩,发育大的斜层理,顶部 50cm 含泥岩砾石,砾石大小 1 ~ 3cm,厚度 2.5m。

(20)灰绿色砂岩夹泥岩、含泥砾砂岩,发育小的斜层理,厚度 3m。

(21)块状黄灰色泥岩、粉砂质泥岩,含植物碎片,厚度 10.6m。

(22)细砂岩,厚度 0.9m。

(23)纹层状粉砂质泥岩,纹层由数毫米厚的泥层和粉砂层交互出现,水平层理,厚度 3.3m。

(24)褐灰色泥质粉砂岩,顶部颜色变为灰绿色,厚度 2.6m。

(25)纹层状粉砂质泥岩,纹层由数毫米厚的泥层和粉砂层交互出现,水平层理,厚度 4.6m。

(26)薄层泥岩与粉砂岩互层,水平层理,厚度 5.5m。

(27)灰色砂岩,厚度 2m。

(28)薄层砂岩与泥岩互层,厚度 0.5m。

(29)泥岩夹粉砂质泥岩,厚度 1.6m。

(30)黄褐色砂岩,厚度 1m。

(31)泥岩夹砂岩条带或砂岩透镜体,厚度 1.4m。

(32)泥质粉砂岩,发育小的斜层理,斜层理大小 10cm 左右,含褐色斑点或条带,厚度 4.5m。

(33)砂砾石层。砾石形状为圆形和次圆形,磨圆度比较好。砾石分选差,大小混杂,一般 1 ~ 5cm,大的 10 ~ 15cm。砾石成分复杂,有石英、砂岩、火山岩等。砾石间的胶结物为细砾和砂。砂砾层底面起伏不平,有冲蚀的沟槽痕迹。厚度 2m。

(34)粉砂质粘土,厚度大于 2.5m。

在整个剖面上,除(33)层与下部(32)层间发育较大侵蚀面为平行不整合接触以外,其余为整合接触。

从沉积相来看,剖面的(1)至(32)层为湖相沉积,相当于《青海省地质志》中的共和组。(33)层为河流相沉积,(34)层为风成沉积,相当于上更新统和全新统。在(1)至(32)层的湖相沉积中,(1)至(12)层构成一个由粗变细的沉积旋回,(13)至(18)层构成第二个由粗变细的沉积旋回,(18)层顶面有细小的侵蚀痕迹。(19)至(21)层构成第三个沉积旋回,(22)至(26)层构成第四个沉积旋回,(27)至(29)层构成第五个沉积旋回,(30)至(32)层构成第六个沉积旋回。

## 二、剖面的古地磁测年

古地磁样品采集于共和剖面新开挖 0.3 ~ 1m 深的鲜面上,采样间隔 0.5 ~ 1m,由于部分样品在托运和后期加工过程中破碎,未能得到测试结果,导致部分地段样品间隔较大。共采集样品 115 个,加工后获得 85 块室内古地磁测试样品。

全部样品的系统剩磁测试是在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室美国立式 2G-755R 超导磁力仪上进行的,样品的系统热退磁处理是利用美国 TD-48 热退磁炉完成,热退磁温度间隔为 50 ,图 6-7 为部分样品热退磁曲线和磁矢量图,从系统退磁结果来看,随

着温度升至 300 ,剩磁强度减弱 50% ~ 70% ,然后随温度升至 680 ,剩磁强度逐步减弱至零,表明样品磁性矿物很可能是磁赤铁矿或多畴和单畴赤铁矿的混合物。样品的剩磁组分均利用主向量法。古地磁测试数据的分析结果表明,85 块样品中有 74 块能分离出较可靠的古地磁分量(表 6-4),其他样品由于磁性太弱以及风化作用的影响,均无法分离出可靠的特征剩磁分量。

表 6-4 共和盆地古地磁样品测试结果表

样品号	层面坐标下		样品号	层面坐标下	
	D / (°)	I / (°)		D / (°)	I / (°)
003	66.0	52.3	069	53.5	- 43.4
004	53.3	35.8	070	171.6	- 28.4
006	225.1	57.7	071	334.2	- 9.1
007	17.7	24.2	073	190.1	- 25.6
008	193.8	- 38.4	075	172.8	- 7.8
010	199.2	- 52.0	076	174.2	- 15.8
012	166.2	- 33.9	077	183.8	- 25.3
013	172.4	- 22.5	078	185.9	- 23.8
014	179.3	- 28.9	079	192.5	- 16.6
015	186.3	- 54.0	080	153.2	- 24.4
016	176.3	- 43.7	081	111.8	- 50.4
017	180.0	- 25.6	082	357.1	- 30.9
018	153.7	- 29.9	083	179.6	- 16.7
020	203.1	- 40.2	084	162.9	- 17.8
021	161.8	- 47.9	085	193.0	- 30.6
022	175.6	- 43.4	086	241.9	- 65.2
024	160.5	- 65.8	087	146.1	- 26.4
025	179.0	- 49.8	088	190.7	- 41.0
028	147.3	- 23.0	090	177.6	- 22.4
029	236.4	55.9	091	331.2	- 2.1
031	2.6	45.9	092	188.0	- 5.2
032	39.4	58.3	095	266.6	- 22.8
033	360.0	40.0	096	345.3	57.8
046	64.6	66.7	098	15.3	62.6
053	117.2	- 38.3	099	5.0	48.5
055	179.8	- 59.3	100	160.9	- 26.4
056	237.0	- 13.2	101	167.0	- 11.0
058	138.1	- 42.3	102	183.9	- 63.4
059	172.9	- 52.9	104	158.7	- 36.8
060	247.5	- 48.9	105	83.9	- 40.9
061	160.7	- 49.3	106	176.3	39.4
062	158.3	- 23.8	107	211.0	36.3
063	155.1	- 37.2	108	28.3	62.2
064	343.6	- 36.3	111	1.1	43.1
065	168.9	- 10.9	113	350.3	47.4
066	206.9	- 32.7	114	313.1	64.9
067	260.3	- 25.4	115	112.8	35.9
068	348.8	- 31.5			

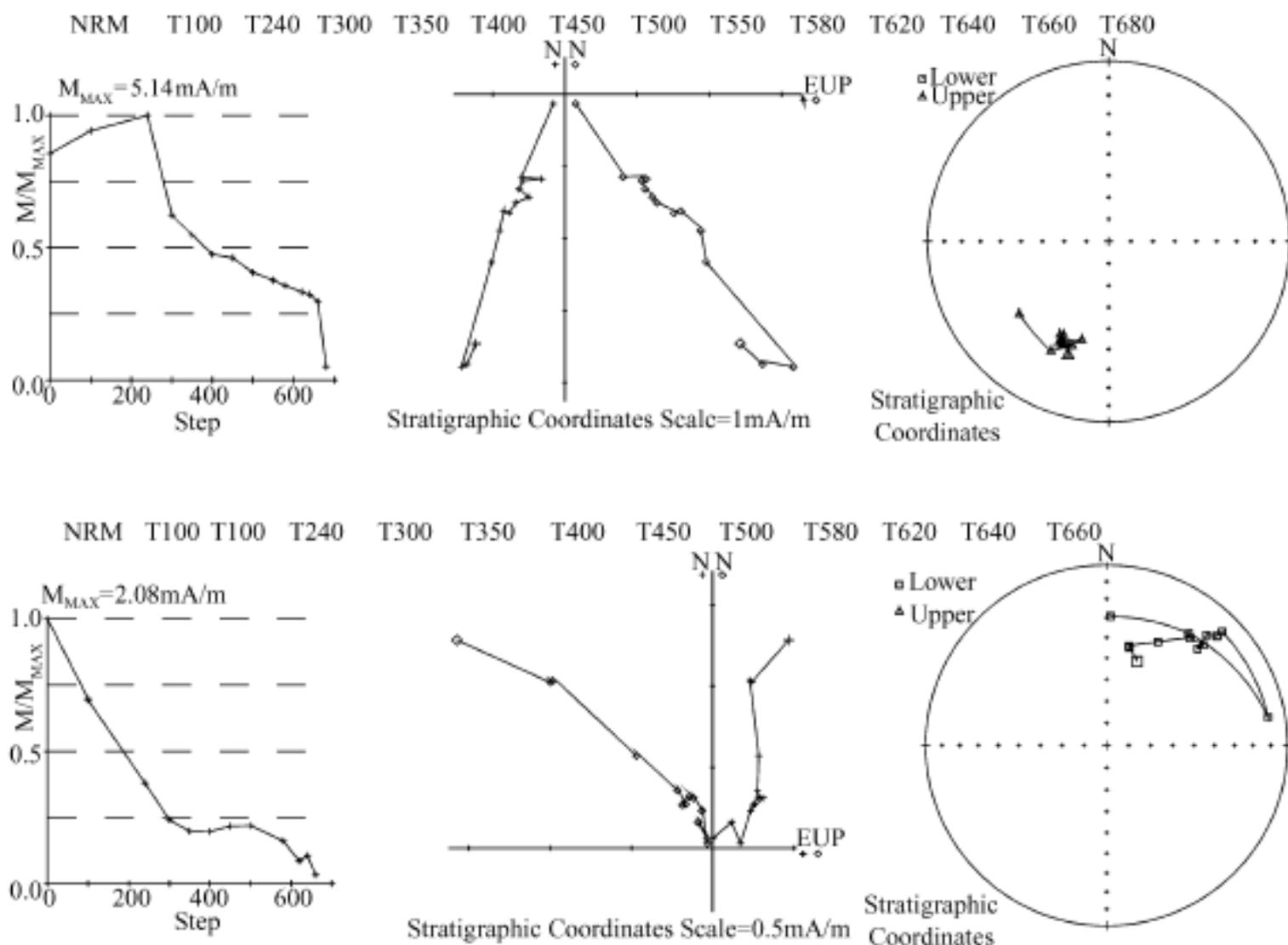


图 6-7 共和盆地部分样品热退磁曲线和磁矢量图

图 6-8 是共和盆地剖面古地磁磁偏角和磁倾角与地层层序图, 85 m 厚的测量剖面中有四个正极性段, 三个负极性段。由于作者在 (34) 层底部用光释光法测得的年龄为  $13.3 \pm 1.1 \text{ ka}$ , 在 (32) 层顶部用光释光法测得的年龄为  $79.2 \pm 9.7 \text{ ka}$ , 因此, 根据新生代磁性地层年表 (Zhu 等, 2001; 杨振宇, 2002; Burbank 等, 1985; Zheng 等, 1992; Ding 等, 1994; 刘东生等, 1985), 第 (32) 至 (34) 层的 N1 正极性对应布容世正极性, 年龄为  $0 \sim 0.78 \text{ Ma}$  至今。(32) 层底对应 B/M 界线, 年龄为  $0.78 \text{ Ma}$ 。R1 负极性段包括 (28) 至 (31) 层, 年龄为  $0.78 \sim 0.99 \text{ Ma}$ 。N2 正极性段包括 (26) 层上部和 (27) 层, 对应贾拉米洛 (Jaramillo) 事件, 年龄为  $0.98 \sim 1.05 \text{ Ma}$ 。R2 负极性段包括 (19) 至 (26) 层下部, 年龄为  $1.07 \sim 1.77 \text{ Ma}$ 。N3 正极性段包括 (13) 至 (18) 层, 对应奥尔都维 (Olduvai) 事件, 年龄为  $1.76 \sim 1.91 \text{ Ma}$ 。R3 负极性段包括 (3) 至 (12) 层, 年龄为  $1.91 \sim 2.07 \text{ Ma}$ 。N4 正极性段包括 (1) 至 (2) 层, 至少对应留尼汪 (Reunion) 事件, 其年龄超过  $2.07 \text{ Ma}$ 。也就是说, 共和盆地剖面底部地层年龄至少为  $2.1 \text{ Ma}$ , 该剖面地层记录至少包括了上新世末至第四纪的沉积演化, 这与共和盆地晚新生代哺乳动物化石所指示的时代基本一致 (周本雄等, 1959; 郑绍华等, 1985)。

### 三、沉积物与环境变化

从共和剖面沉积物分析, 整个剖面的沉积环境可以分为两个大的阶段, 早期第 (1) 至 (32) 层湖相沉积阶段和晚期第 (33)、(34) 层河流相和风成沉积阶段。湖相沉积阶段的沉积

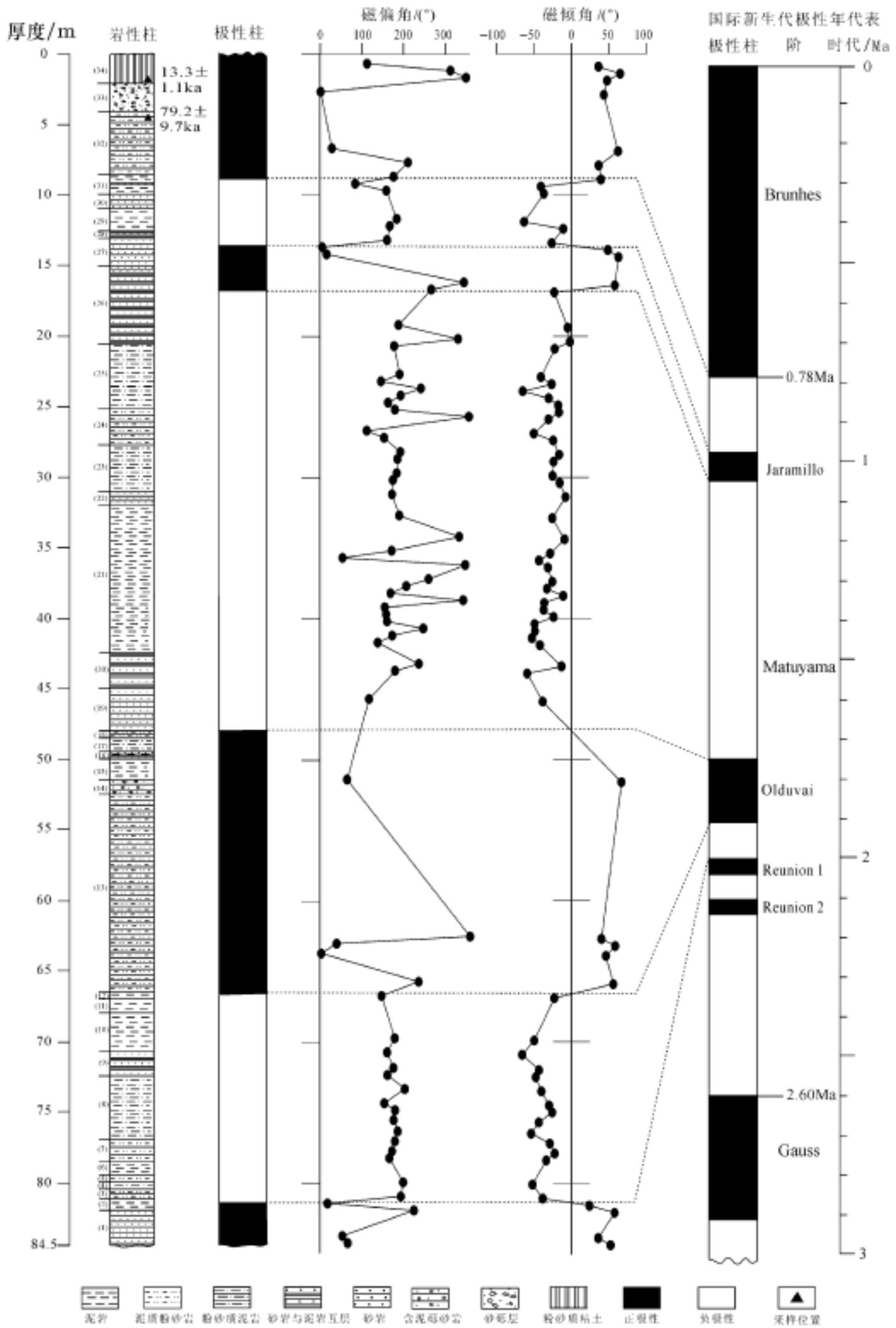


图 6-8 共和盆地剖面古地磁磁偏角和磁倾角与地层层序图

物为浅湖到滨湖环境沉积的粗砂到泥质沉积,说明在整个湖盆发育过程中构造环境变化不大,比较稳定。湖相沉积阶段有可进一步按照沉积物的变化分为六个次级沉积旋回。第一旋回(约为 2.07 ~ 1.91 Ma)由细砂逐渐变为泥质沉积。其顶部第(10)至(12)层中出现岩盐和石膏夹层,反映第一旋回晚期(1.85 ~ 1.68 Ma)气候逐渐趋于干燥。第二旋回(1.91 ~ 1.76 Ma)下部含泥岩砾石和植物枝杆碎片,反映当时气候比较温暖、湿润,植物比较发育,湖水比较动荡,水动力条件比较好。(18)层顶面细小的冲蚀痕,反映在第二旋回末(1.76 Ma)湖面抬升,湖盆缩小。第三旋回(1.76 ~ 1.30 Ma)下部发育大的斜层理和泥岩砾石,反映湖水又一次加深,上部厚层的泥岩含植物碎片,反映当时湖水进一步变深,气候比较湿润。第四旋回(1.30 ~ 1.0 Ma)下部细砂岩,中上部为纹层状粉砂质泥岩和薄层泥岩与粉砂岩互层,反映这一阶段气候季节性变化或者阶段性变化较大。第五旋回(1.0 ~ 0.88 Ma)比较短,沉积物也较薄,反映一个比较短时间的气候变化。第六旋回(0.88 ~ 0.079 Ma)上部泥质粉砂岩中所含的褐色斑点和条带未见黄铁矿的晶形,可能是当时沉积的菱铁矿风化所致,反映第六旋回后期气候趋于干燥,湖水盐度升高。六个旋回的湖相沉积反映在湖盆演化过程中气候环境经历了从干旱到湿润再到干旱的一个大的变化过程。(32)层顶面(79.2 ka)的冲蚀沟槽和(33)层的河流砂砾层堆积显示晚更新世中期共和盆地构造活动加剧,湖盆消失,遭受侵蚀,晚更新世中晚期(79.2 ~ 13.3ka)共和盆地为河流堆积环境。(34)层的风成沉积反映晚更新世末和全新世(13.3ka 以来),共和盆地的构造环境发生了较大变化和一种干旱气候环境。

#### 四、碳酸盐含量、磁化率与气候变化

共和盆地剖面的碳酸盐含量和磁化率样品按 0.5 ~ 2m 的间隔在剖面的新鲜面上采集,样品测试由地质力学研究所第四纪地质与环境实验室承担,测试结果如表 6-5、图 6-9。

表 6-5 共和盆地剖面磁化率、碳酸盐含量分析结果表

样号	位置/ m	磁化率/ SI		磁化率平均值/ SI	碳酸钙/ %	
G62	0.0	23.5	23.3	23.2	23.3	6.3
G61	1.0	25.5	25.3	25	25.3	6.41
G60	2.5	24.5	24.5	24.3	24.4	8.01
G59	3.3	36.3	36	35.8	36.0	10.17
G58	4.3	26.8	26.8	26.5	26.7	9.99
G57	5.3	7.1	6.8	6.6	6.8	5.02
G56	6.3	10.1	10.1	9.9	10.0	6.61
G55	7.0	20.2	20.2	20	20.1	8.7
G54	8.2	13.4	13.3	13.2	13.3	8.08
G53	9.7	10.5	10.4	10.2	10.4	9.34
G52	10.9	9.5	9.4	9.3	9.4	9.57
G51	11.9	17.7	17.6	17.5	17.6	9.2
G50	13.4	11	11	10.8	10.9	8.37
G49	14.5	12.6	12.6	12.5	12.6	5.7
G48	17.0	17.2	7.2	17.1	17.2	9
G47	18.5	24.4	24.3	24.1	24.3	6.34

续表

样号	位置/ m	磁化率/ SI		磁化率平均值/ SI	碳酸钙/ %	
G46	20.5	13.6	13.4	13.4	13.5	8.01
G45	22.2	9.7	9.6	9.4	9.6	8.89
G44	23.5	13.9	13.7	13.5	13.7	4.94
G43	24.5	11.5	11.5	11.3	11.4	5.95
G42	26.5	10.7	10.6	10.5	10.6	6.39
G41	28.5	7.8	7.8	7.7	7.8	9.43
G40	30.5	6.7	6.5	6.4	6.5	7.84
G39	31.7	8.8	8.5	8.3	8.5	6.83
G38	33.8	6	6	5.9	6.0	7.38
G37	35.8	6.7	6.5	6.5	6.6	8.11
G36	37.0	10.8	10.6	10.5	10.6	9.62
G35	38.5	13.6	13.5	13.3	13.5	8.26
G34	40.5	12.1	11.9	11.7	11.9	11.95
G33	42.0	14.8	14.6	14.5	14.6	12.46
G32	43.5	20	19.9	19.6	19.8	9.96
G31	44.5	16.8	16.6	16.4	16.6	7.64
G30	45.5	13.2	13.1	12.9	13.1	8.27
G29	46.5	9.4	9.1	8.8	9.1	15.74
G28	47.5	23.2	23.1	22.9	23.1	8.96
G27	49.0	12.2	12.2	12.1	12.2	6.69
G26	50.0	17.9	17.7	17.4	17.7	7.93
G25	52.0	11.4	11.2	11.1	11.2	7.87
G24	53.0	15.5	15.2	15.1	15.3	9.13
G23	55.0	10.5	10.2	10	10.2	6.06
G22	56.5	14.2	13.9	13.7	13.9	11.13
G21	58.0	24.4	24.2	23.8	24.1	7.34
G20	59.5	22.5	22.4	22.2	22.4	13.17
G19	60.5	15.6	15.3	15	15.3	8.06
G18	61.5	11.6	11.3	11	11.3	4.98
G17	62.5	21.5	21.2	21	21.2	4.8
G16	64.5	17.9	17.6	17.4	17.6	6.55
G15	66.0	8.9	8.8	8.8	8.8	6.65
G14	68.0	8.8	8.8	8.6	8.7	6.33
G13	69.0	18.7	18.6	18.5	18.6	6.11
G12	71.0	20	19.7	19.4	19.7	5.54
G11	72.0	17.6	17.8	17.4	17.6	9.31
G10	73.5	18.3	18.1	17.9	18.1	10.54
G09	75.5	6.8	6.6	6.3	6.6	6.62
G08	76.5	12	11.8	11.6	11.8	8.83
G07	78.5	9	8.9	8.5	8.8	17.68
G06	80.5	19.6	19.4	19.2	19.4	7.03
G05	82.5	13.6	13.4	13.3	13.4	8.43
G04	83.0	8.2	7.9	7.6	7.9	12.77
G03	83.5	15.9	15.6	15.3	15.6	8.77
G02	84.0	12.5	12.2	12.4	12.4	6.84
G01	84.5	16.5	16.3	16.6	16.5	5.03

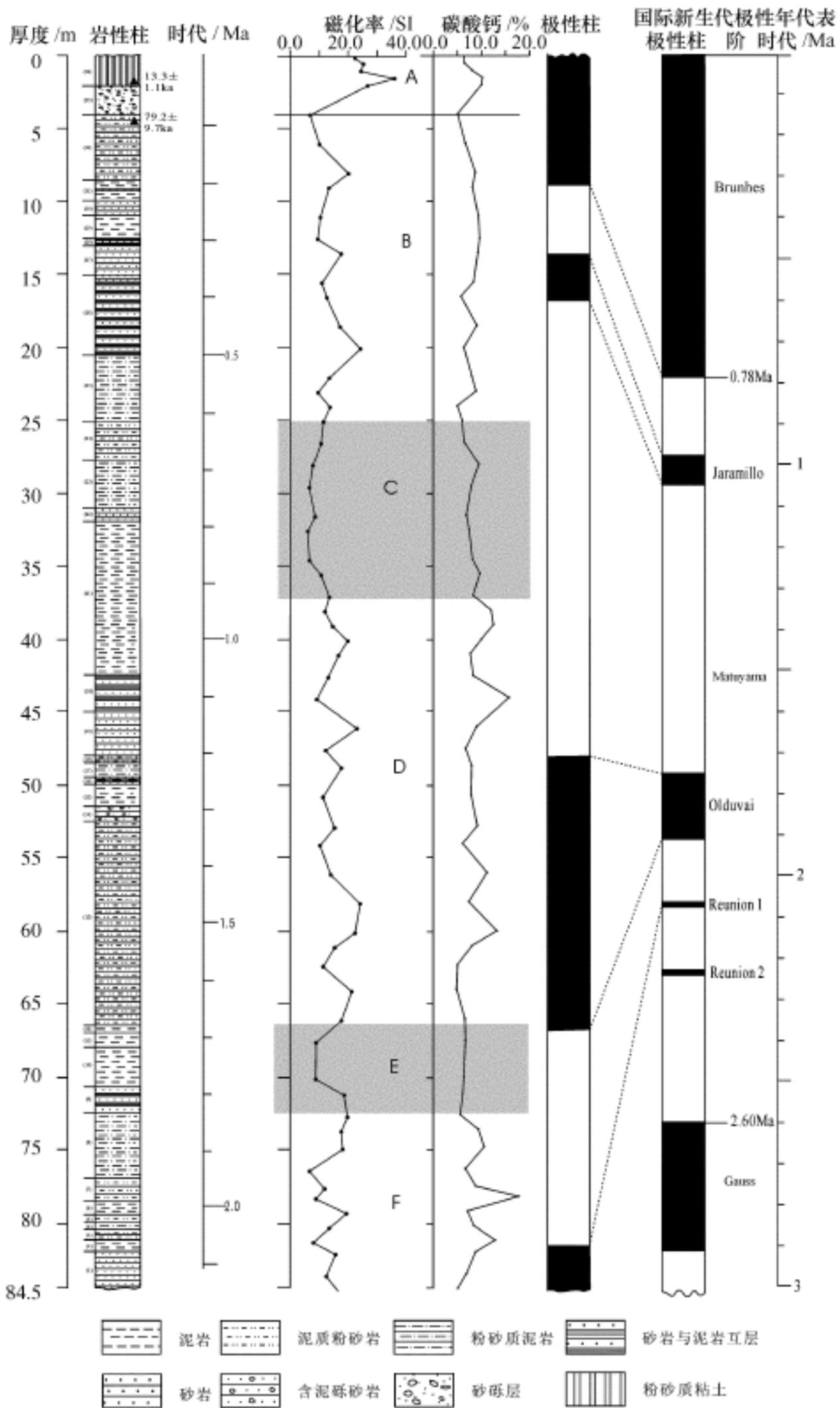


图 6-9 共和盆地剖面磁化率、碳酸盐含量变化图

盆地沉积物的磁化率和碳酸盐含量被证明是与气候密切相关的代用指标 (An, 1990; Zhou, 1990; 曹伯勋, 1995; 曹兴山, 1996; 赵景波, 2000)。共和剖面磁化率和碳酸盐含量的分析结果显示, 盆地碳酸盐含量变化情况比较特殊, 与磁化率的变化呈正相关关系, 磁化率低的地段碳酸盐含量低, 磁化率值较高的地段, 碳酸盐含量也高。这与一般情况下的碳酸盐含量和气候的关系相反, 其原因尚待进一步研究。图 6-9 显示的 2.1 Ma 以来共和盆地磁化率的变化自下而上可以分为六个阶段。

第一阶段, 85 ~ 72.5 m, 时代为 2.1 ~ 1.85 Ma, 包括剖面第(1) ~ (8)层, 岩性为灰绿色-灰色细砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩。该段磁化率交替变化较大, 但磁化率值总体较高, 反映这一阶段的降水量较大, 为暖湿气候。

第二阶段, 72.5 ~ 66.5 m, 时代为 1.85 ~ 1.68 Ma, 包括剖面第(9) ~ (12)层, 为厚度 1 ~ 2cm 的纹层状泥岩与粉砂岩互层, 黄灰色泥岩和棕灰色泥岩, 夹薄层石膏或石膏条带, 含岩盐, 风化面上发育白色盐渍。该段磁化率低, 反映这一阶段降水量少, 气候干旱。

第三阶段, 66.5 ~ 37.5 m, 时代为 1.68 ~ 0.93 Ma, 包括剖面第(13) ~ (20)层和(21)层的下部, 岩性为含扁圆形泥砾的纹层状泥质粉砂岩、黄褐色含泥砾粗砂岩、含泥砾砂岩、粉砂质泥岩和泥岩, 含植物碎片。该段磁化率值总体较高, 反映这一阶段降水量较多, 气候比较湿润。

第四阶段, 35 ~ 25 m, 时代为 0.93 ~ 0.62 Ma, 包括剖面第(21)层的上部和(22) ~ (24)层, 岩性为粉砂质泥岩、泥质粉砂岩、细砂岩。该段磁化率低, 且比较稳定, 反映这一阶段降水量少, 气候干旱。

第五阶段, 25 ~ 4 m, 时代为 0.62 ~ 0.079 Ma, 包括剖面第(25) ~ (32)层, 岩性为粉砂质泥岩、泥岩、与砂岩、粉砂岩互层。磁化率总体较高, 仅在该段顶部有所降低, 反映该段总体降水量较多, 气候相对湿润。在该段末期, 降水量减少, 气候变干燥。

第六阶段, 0 ~ 4 m, 时代为 0.0 ~ 79.2ka, 包括剖面第(33)和(34)层, 岩性下部为砂砾石层, 上部为粉砂质粘土。该磁化率远高于前五个阶段, 磁化率自均超过 20, 反映自 79.2ka 以后, 气候环境发生了质的变化, 降水量进一步减少, 气候更加干燥。

## 五、孢粉组合所记录的环境变化

通过对共和剖面沉积层中的 62 块样品进行分析, 获得了较为丰富的孢粉, 经鉴定和统计共得到各类孢粉 8097 粒, 并可将其归为 66 个植物自然分类科、属之中。

### (一) 孢粉组合特征

该剖面的孢粉组合特征是, 乔木植物花粉占总数的 32.2% ~ 55.6%, 灌木及草本植物花粉占总数的 13.4% ~ 56.2%, 蕨类植物孢子占总数的 2.3% ~ 41.9%。依据该剖面灌木及草本植物花粉在垂向上的变化, 可将该剖面的孢粉组合自下向上划分为四个孢粉带 (图 6-10)。

#### 1. 带松-水龙骨科(水龙骨属)-蒿孢粉带

该带位于剖面 72.5 ~ 84.5 m 处, 其特点是乔木植物花粉均占总数的 45.7%, 其中又以松较多, 占总数的 28.1%, 桦均占总数的 5.5%, 桦、栎、胡桃及榆等最多占总数的 15.8%。蕨类植物的孢子较少, 占总数的 33.8%, 而且其中又以水龙骨科及水龙骨属孢子较多, 二者合计可均占总数的 22.3%, 灌木及草本植物花粉较少, 均占总数的 20.5%, 其中又以蒿及禾本科粉较多, 蒿及禾本科分别均占总数的 8.7% 及 5.5%。

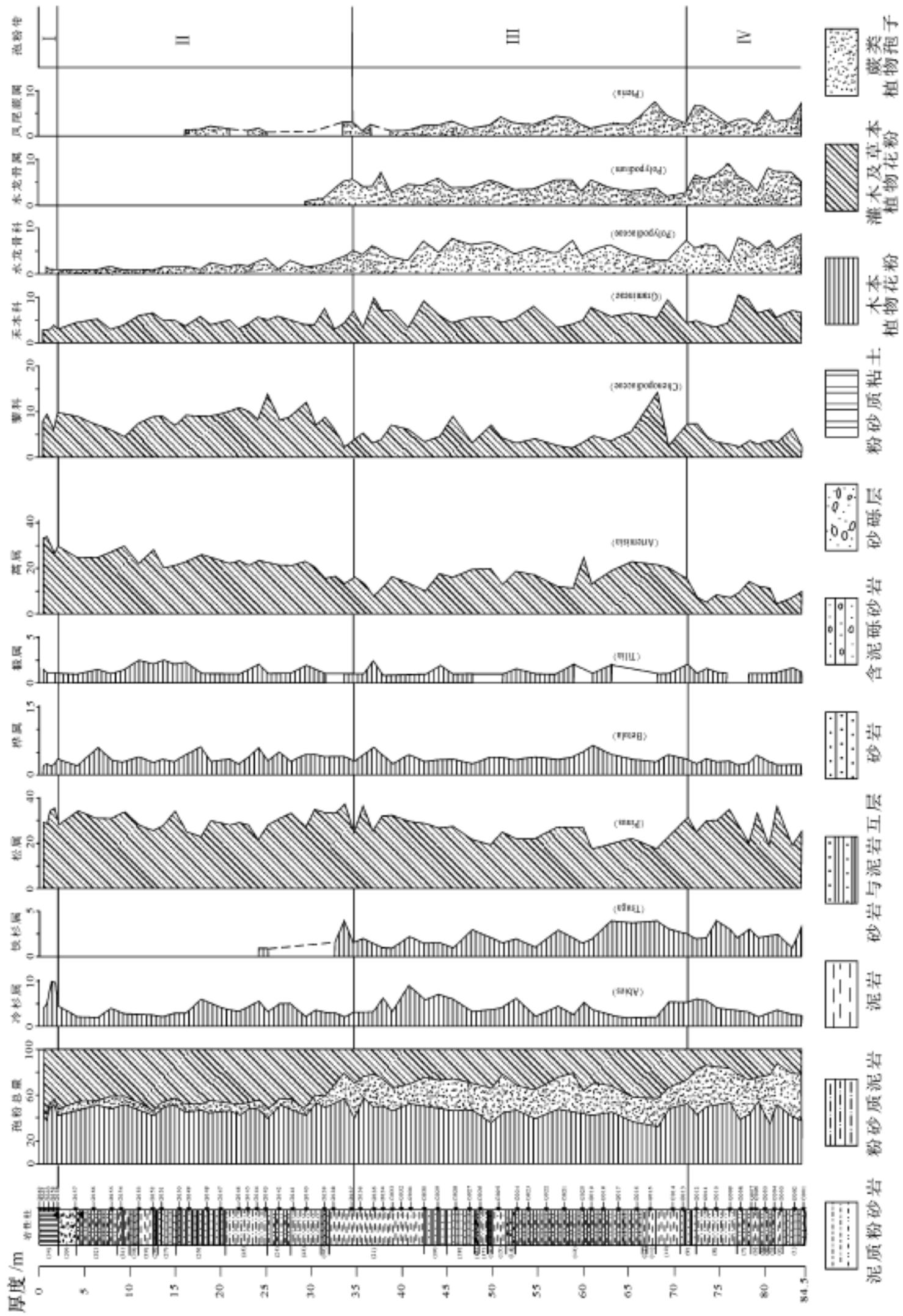


图 6-10 共和盆地剖面孢粉分析结果图

## 2. 带松-蒿-水龙骨科(水龙骨属)孢粉带

该带处于剖面 38.0~71.2m 处,该带灌木及草本植物花粉均占总数的 30.5%,明显多于 带,其中蒿、藜及禾本科等花粉依次分别均占总数的 16.1%、4.5%及 5.8%。蕨类植物孢子少于 带,占总数的 25.1%,其中又以水龙骨科及水龙骨属孢子较多,合计均占总数的 17.3%。乔木植物花粉均占总数的 45.7%,其中松、桦分别均占总数的 24.7%及 7.8%。桦、栎、胡桃及榆等花粉最多合计可均占总数的 19.7%。

## 3. 带松-桦-蒿花粉带

该带见于剖面 4~37.0m 处,其乔木植物花粉均占总数的 47.4%,其中松均占 29.8%,桦均占 7.9%,桦、栎、胡桃及榆等花粉最多合计可均占总数的 17.8%。灌木及草本植物花粉均占总数的 44.1%,其中蒿、藜及禾本科等花粉依次分别均占总数的 22.2%、8.1%及 4.6%,麻黄花粉多于 带及 带,最多可均占总数的 5%。蕨类植物孢子少,均占总数的 8.3%,其中水龙骨科孢子均占 3.2%,卷柏属孢子多于 带及 带。

## 4. 带松-蒿-藜花粉带

该带位于剖面深度 0~2m 处,与其下面的三个孢粉组合带比较而言,灌木及草本植物花粉明多于乔木植物花粉。灌木及草本植物花粉占总数的 51%,蒿、藜、禾本科及麻黄花粉依次分别均占总数的 30.1%、8.3%、3.1%及 2.9%。乔木植物花粉占总数的 44.8%,其中松占 31.2%,桦、栎、胡桃及榆等花粉最多仅占总数的 9.7%。蕨类植物孢子少,仅占总数的 4.3%,且其中又以卷柏属孢子相对较多,占总数的 2.6%。

## (二) 沉积环境分析

根据共和剖面孢粉组合所划分的四个带,可将其古植被及沉积环境对应地分为四个段,自下而上依次为:

### 1. 段(温和轻湿或暖和偏湿气候期,针阔叶混交林植被段)

该段对应孢粉 带,可划在 72.5~84.5m 的剖面底部。从其三大类植物的数量之比,乔木植物几乎占总数的 50%,其中又以松为主,占不足总数的三分之一。灌木及草本植物较少,仅占总数的 20%。由于在乔木植物中虽主要是温性的针叶裸子植物松及不多的阔叶被子植物桦等,但也有一定量习性喜暖湿环境的栎、榆、胡桃楸等。此外,在蕨类植物中存在数量较多的习性暖湿环境的水龙骨。因此,依据这种植物组成及其特性,可以推断在这一沉积时段,是一种温和或比较暖和轻湿或偏湿的气候环境及针阔叶混交林的森林型植被,与现今的植被有明显的差异,而且当时该地的温度和湿度可能均高于现今。

### 2. 段(温和稍干气候期,针阔叶混交林植被段或疏林-稀树草原型植被段)

该段见于剖面 38~71.2m 处,虽然其乔木植物仍占总数的不足二分之一,且其中松的含量占总数的 20%,但从该段的灌木及草本植物的明显增加,多于 段 10%,而且其中习性喜暖和偏干环境的蒿成分多于 段。在蕨类植物中,习性喜暖湿环境的水龙骨等也少于 段。据此,可见该段沉积期间的温度和湿度可能比 段沉积时低。因此可以推断当时的气候属温和稍干,植被针阔叶混交林植被段或疏林-稀树草原型植被。

### 3. 段(温和偏干或干爽气候期,森林草原型植被段)

该段位于剖面 4~37m 处,乔木植物和灌木及草本植物二者数量接近,均占总数的不足二分之一,且乔木植物中松的含量多,接近总数的三分之一,灌木及草本植物中,除蒿(占总数略多于五分之一)外,习性温干及干凉的藜及麻黄亦可占总数十分之一左右。在该段不仅喜

暖湿蕨类植物明显少于 段,而且出现了相对较多的耐干喜旱的卷柏属孢子,可见该段沉积时期的气候比较温和干爽或温和偏干,植被属森林草原型。

#### 4. 段(温和较干或干爽气候期,稀疏草原或森林草原型植被段)

该段对应于剖面顶部孢粉带,见于剖面 0~2.0m 处。该段灌木及草本植物大致可占总数略多于二分之一,其中又以组成现今草原植被的主要成分蒿、藜及禾本科等三者为主,这三类植物占总数略多于五分之二。乔木植物无论种类及数量均明显少于其他三段(段、段和段),但生性温干的松明显多于其下的三段,表明该段沉积时期的温度又明显低于其下面三段沉积时的温度,是一种温和较干或温凉较干的气候环境,植被稀疏草原或森林草原。

以上分析表明,在该剖面沉积时期,该地区的植被及其相对应的气候经历了四次比较明显的演替、变化和波动。此外,4m 以下或 4~84.5m 沉积层段时的气候变化及植被演替显示了在该段中这些变化由下而上具有清楚的从量变到质变的过程。

#### (三) 沉积物的地质时代分析

从该剖面 4m 以下沉积物中获得的各类孢粉,其颜色较深,压扁程度较大,且有一些属非该地的现生植物的孢粉。2m 以上沉积物中的孢粉,其颜色较浅,立体性较强,且全为该地现生植物的孢粉,这表明该剖面 4~84.5m 段沉积物的地质时代可能不会早于早更新世,也不会晚于中更新世。而 2m 以上沉积物地质时代可能不会早于晚更新世。

据我国北方地区不多的第四纪孢粉分析资料,在西北地区第四纪早期及中期地层的孢粉组合中,通常含有少量或一定量的山核桃及枫香等第三纪亚热带残留植物的孢粉,在第四纪晚期的孢粉组合中,这些分子通常则无。在该剖面 4m 以下,特别是剖面 72.5~84.5m 段的沉积物中,可见到一定量的枫香、山核桃及水龙骨等亚热带植物孢粉遗留。在 2m 以上的沉积物中,则未见有及未出现枫香、山核桃等花粉。据此推断,该剖面 4m 以下或 4~84.5m 沉积层段的地质时代可能主要属早中更新世( $Q_{1-2}$ ),4m 以上沉积层段的地质时代可能为晚更新世至全新世( $Q_3 \sim Q_4$ )。

我国西北及华北地区早更新世初气候均相对比较寒凉较干或较湿,植被多是冷湿性的针叶林或凉干性的草原或荒漠草原。对照该剖面 4m 以下,特别是 72.5~84.5m 沉积层段时之古气候及古环境,可见其性质明显不同。据此,可推断,该剖面底部沉积物的地质时代可能还不属于早更新世的早期或该剖面底部可能缺失早更新世早期或初期的沉积。

在一定地理区域内,相同地质时代的孢粉组合及古植被和古气候,通常也是相似及可比的。从该剖面 4m 以下或 4~84.5m 及 2m 以上或 0~2m 沉积层段的孢粉组合特征及其反映的古环境特性,也可看出,它同我国西北地区一些早更新世河湖相沉积的孢粉以及一些晚更新世类马兰黄土层中的孢粉及其孢粉组合反映的古环境变化趋势基本上是一致的。此外,该剖面 4m 以下或 4~84.5m 沉积层段的孢粉组合分带及其古气候分期及古植被分段等特性可与陕西、陇西及柴达木盆地的早更新世地层的孢粉组合进行对比;而 2m 以上或 0~2m 沉积层段的孢粉组合分带及其古气候分期及古植被分段等特性可同青海、甘肃及陕西等省的一些晚更新世地层的孢粉组合均可进行对比。据此,对该剖面沉积物的地质时代,故可由下而上拟作如下划分:即将 4~84.5m 之沉积物或沉积层段的地质时代拟划为或定为早中更新世( $Q_{1-2}$ ),将 0~2m 层段沉积物的地质时代置于或划为晚更新世( $Q_3$ )至全新世( $Q_4$ )。

## 六、第四纪环境变化

综合共和盆地沉积分析、磁化率和碳酸盐含量分析、孢粉分析及其测年结果,共和盆地剖面至少记录了 2.1 Ma 以来(早更新世或上新世末以来)的沉积演化和环境变化,其第四纪环境变化分为两个大的阶段,即早期湖相沉积阶段(2.1 ~ 0.079 Ma),从早更新世(或上新世末)至晚更新世中期,气候相对温和;晚期河流和风成沉积阶段(79.2ka),包括晚更新世晚期以来至今,气候相对干旱。

早期阶段可进一步划分为三个气候期,五个气候亚期。第一个气候期(第一个气候亚期)包括剖面 85 ~ 72.5 m 段,时代为 2.1 ~ 1.85 Ma,为温和轻湿或暖和偏湿气候期,孢粉组合为松-水龙骨科(水龙骨属)-蒿孢粉带,属针阔叶混交林植被;

第二个气候期包括剖面 72.5 ~ 37.5 m 段,时代为 1.85 ~ 0.93 Ma,属温和稍干气候期,孢粉组合为松-蒿-水龙骨科(水龙骨属)孢粉带,属针阔叶混交林植被段或疏林-稀树草原型植被。该气候期包括两个气候亚期,早期相对干旱气候亚期(1.85 ~ 1.68 Ma),晚期相对潮湿气候亚期(1.68 ~ 0.93 Ma)。

第三个气候期包括剖面 37.5 ~ 4 m 段,时代为 0.93 ~ 0.079 Ma,属温和偏干或干爽气候期,孢粉组合为松-桦-蒿花粉带,属森林草原型植被。也分为早晚两个气候亚期,早期相对干旱气候亚期(0.93 ~ 0.62 Ma),晚期相对潮湿气候亚期(0.62 ~ 0.079 Ma)。

晚期阶段(79.2ka)晚更新世晚期以来,沉积环境为河流和风成沉积,气候相对干旱,属于温和较干或干爽气候期,孢粉组合为松-蒿-藜花粉带,属稀疏草原或森林草原型植被。

总之,共和盆地自早更新世以来(2.1 Ma 以来)由偏湿气候逐渐转变为干旱气候,古植被由针阔叶混交林植被逐渐转化为森林草原型植被。兰州盆地和临夏盆地孢粉化石记录的第四纪环境变化也是如此(潘安定,1999)。这可能主要是青藏高原早更新世以来强烈隆升的结果,其中,早更新世至更新世中期,青藏高原强烈隆升(黄汲清等,1980;李吉均等,1979;Li Jijun,1979;李吉均,2001),使得共和盆地由温和轻湿气候转变为干爽气候,这期间出现的相对潮湿和相对干旱的气候亚期,则可能是冰期与间冰期交替出现的结果(曹伯勋,1995)。但其环境变化稍滞后于昆仑山垭口盆地(许清海,2001),可能是青藏高原隆升逐渐向北波及扩散的缘故。晚更新世中期以来(79ka 以来),青藏高原进入快速隆升阶段(闵隆瑞,1984;袁宝印,1995),共和盆地环境骤变,气候干旱,进入末次冰期(刘耕年等,1997;张玉芳等,1998),后逐渐演变为现今的环境。

共和盆地第四纪环境变迁,不仅反映了共和盆地第四纪演化历史,而且对研究青藏高原第四纪以来隆升及其周缘环境变化有重要意义。

### 第三节 古近-新近纪环境变化

#### 一、海洋底栖有孔虫反映的环境变化

Miller 等(1987)根据大西洋古近 - 新近纪海洋底栖有孔虫  $^{18}O$  变化进行的古近-新近纪气候变化研究的结果如图 6-11 显示,古近-新近纪以来海洋底栖有孔虫  $^{18}O$  逐渐增加,代表气候逐渐变冷,全球冰量不断增加并存在几次快速变化阶段。

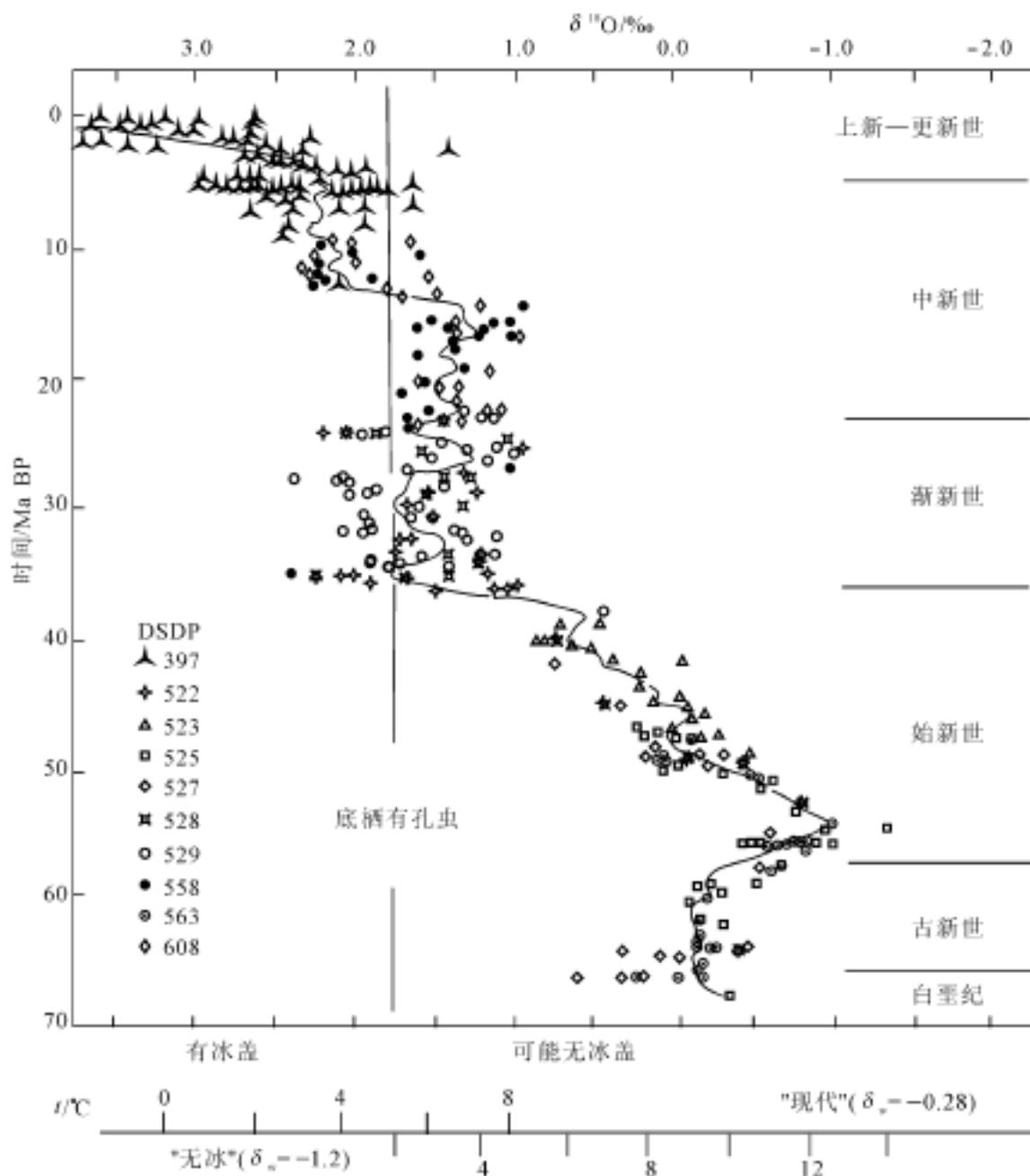


图 6-11 新生代底栖有孔虫氧同位素曲线

据 DSDP 大西洋十个钻孔资料综合编成, 下方为用  $^{18}\text{O}$  算得的海水温度标尺

(据 Miller 等, 1987)

古新世(65 ~ 54 Ma)和始新世(54 ~ 38 Ma)时期全球气温高, 两极地区无冰盖发育。其中最显著的是距今 55 ~ 50 Ma 的始新世早期, 被称为“始新世大暖期”。Crowley(1991)等综合来自海洋和陆地的证据, 推测早始新世热带气候可以扩展到北纬 45°。

新生代的第一次快速降温发生在大约 36 Ma 前的渐新世早期, 它反映南极冰川的大规模增长, 被 Miller 等(1991)称为:“早渐新世冰盖增大事件”。这次降温事件导致南极洲周围海区广泛出现冰筏沉积, 其中 ODP748 孔的冰筏沉积层厚达 40cm。

36 Ma 前的降温事件之后, 深海底栖有孔虫的  $^{18}\text{O}$  值略有回落, 但始终没有恢复到 36 Ma 以前的水平, 基本上在 1.5‰ 上下(1‰ ~ 2‰)波动。这种情形一直持续到 15 Ma 前。这个长达 20 Ma 时期的后半段(21 ~ 15 Ma), 气候非常温暖, 当时赤道附近的海洋表层水温较“早渐新世冰盖增大事件”时期升高 3 ~ 5 。

新生代第二次大规模的降温事件发生在大约 15 Ma 前, 大西洋底栖有孔虫  $^{18}\text{O}$  的值, 由小于 1.5‰ 升高到大于 2‰, 它记录了南极冰盖的再度扩大。来自南极洲 Transantarctic 山

的地貌学证据揭示,11 Ma 以前南极冰盖一度扩展 (Barrett 等,1992),称为中中新世降温事件。中中新世降温事件之后,全球气候再未恢复到以前的温暖水平。在距今 6.7 ~ 5.0 Ma 的中新世末,全球气候明显降温,西南极冰盖形成并延伸至南美洲南部,这次变冷被称为“中新世末事件”(Kennett 等,1974)。这次降温伴随着约 50 m 的海平面下降,极地与赤道间温度梯度增高,风速加大,大洋环流及上升流增强,气候趋于干旱。与此相对应,地中海发生盐度危机,形成厚达 2000 ~ 3000 m 的海域蒸发岩,海洋生物濒于灭绝,被称为“墨西拿事件”(Hsu 等,1977)。

新生代第三次快速大幅度降温出现在距今 3 ~ 2.5 Ma 前。20 世纪 80 年代后期以来的 ODP 在北大西洋高纬度地区的钻探揭示,尽管 12 Ma 前挪威-格陵兰海首次出现冰筏沉积,反映北半球高纬度地区同南极洲一样遭受了中新世降温的影响,发育了冰川;但是北半球大规模发育冰川是 3 MaBP 以后的事,特别是 2.5 MaBP 以后北大西洋底栖有孔虫的平均  $^{18}O$  值增至 4‰,波动幅度加大到 1.5‰(金性春等,1995),北半球冰期时代才真正来临。

## 二、临夏盆地孢粉研究反映的环境变化

临夏盆地是黄河上游的一个新生代断陷盆地。据古地磁测年(李吉均等,1995),临夏盆

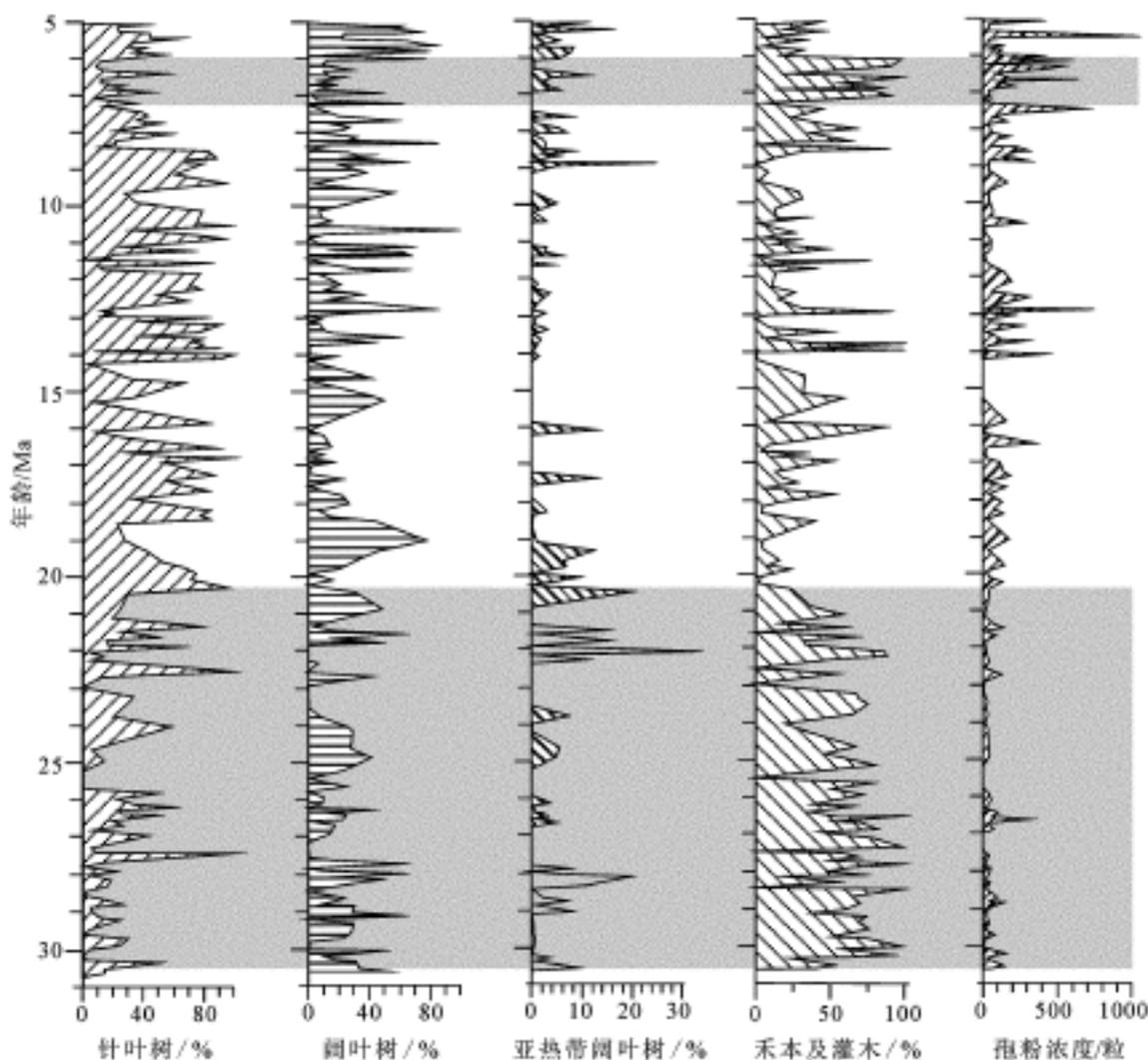


图 6-12 临夏盆地古近—新近纪孢粉结果

年龄依古地磁结果确定(据李吉均等,1995);阴影区代表了两个显著的干热草原发展时期,

中新世早、中期以凉湿为主(据施雅风、李吉均等,1998)

地的临夏群开始于 30 Ma 前,古湖结束于 1.67 Ma 前,是我国迄今为止,获得的有绝对测年资料的最长新生代剖面之一。施雅风、李吉均等(1998)在国家攀登计划项目“青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究”的研究中,通过对采自临夏群(30 ~ 4 Ma)剖面的孢粉分析表明,30 ~ 21.71 Ma 的渐新世晚期和中新世初,草本植物占优势,气候干旱,为干草原植被。21.71 Ma 以后,孢粉浓度增加,大量出现阔叶树种,且多为亚热带成分,为森林草原。这与巨犀等大型哺乳动物化石反映的环境是一致的,反映气候和环境的一次重大变化。

中庄组(21.71 ~ 14.7 Ma)后期植被变稀,至上庄组及东乡组下部(14.7 ~ 10.15 Ma)孢粉浓度再度增高,柏、杉等针叶树种花粉增加,反映 14.7 Ma 前有一次明显降温,这与深海记录到“中中新世降温事件”是一致的。10.15 ~ 7 Ma 的东乡组上部,气候温暖,多含亚热带分子,为森林或森林草原,但植被变化频率很大,产于该组的三趾马动物群反映的环境特征与孢粉组合基本一致。柳树组(7 ~ 5.4 Ma)前期为干旱草原,花粉较少;后期为森林草原,植被覆盖度增加。这一地层的孢粉组合说明,自 7 Ma 开始临夏盆地气候一度变得十分干燥,草原大发展,<sup>18</sup>O 和 <sup>13</sup>C 分析表明 C<sub>4</sub> 植被代替 C<sub>3</sub> 植被(图 6-12)。

综观临夏盆地 30 ~ 4 Ma 期间植被变化,可以看出黄河上游地区第三纪气候炎热,整体特征表现为干燥,中新世期间,气候变动很大,在全球可以对比。其中,渐新世晚期和中新世初(30 ~ 21.71 Ma)气候干旱,为干热草原时期。21.71 Ma 左右气候由干变湿,植被发生巨大变化,草原多被阔叶树森林草原代替,中新世早、中期(21.71 ~ 14.7 Ma)以凉湿为主。14.7 Ma 前后有一次明显降温,之后又恢复到凉湿气候,并持续到约 10.15 Ma。中新世晚期(10.15 ~ 7 Ma)气候温暖,为森林或森林草原发展阶段。在中新世末(自 7 Ma 开始)气候曾一度变得非常干燥。

## 参 考 文 献

- 曹伯勋 .1995 .地貌学及第四纪地质学 .武汉:中国地质大学出版社,171 ~ 173
- 曹兴山 .1996 .甘肃第四纪气候期划分 .干旱区研究,13(3):28 ~ 40
- 崔之久,伍永秋,刘耕年 .1995 .昆仑山垭口地区新石器时代人类活动遗迹的发现及其环境意义,科学通报,40(7):624 ~ 627
- 黄汲清等 .1980 .特提斯—喜马拉雅构造域上新世—第四纪磨拉石的形成及其与印度板块活动的关系 .国际交流地质学术论文集(一)北京:地质出版社 .
- 金性春,周祖翼,汪品先 .1995 .大洋钻探与中国地球科学 .上海:同济大学出版社
- 李吉均,方小敏,潘宝田等 .新生代晚期青藏高原强烈隆起及其对周边环境的影响 .第四纪研究,2001,21(5):381 ~ 391
- 李吉均,方小敏,朱俊杰等 .1995 .临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列 .见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究 .学术论文年刊(1994) .北京:科学出版社,41 ~ 54
- 李吉均,文世宣,张青松等 .青藏高原隆升的时代、幅度和形式的探讨 .中国科学,1979,6,608 ~ 616
- 刘东生等 .1985 .黄土与环境 .北京:科学出版社
- 刘耕年,崔之久 .昆仑山垭口热水剖面 18000 年以来的环境变化记录 .地质力学学报,1997,3(4):39 ~ 45
- 闵隆瑞 .1984 .中国黄土高原第四纪构造运动,中国地质科学院院报,第 9 号,225 ~ 236
- 潘安定 .青藏高原东北缘第四纪孢粉及其环境,冰川冻土,1999,20(2):23 ~ 28
- 青海省地质矿产局 .1991 .青海省区域地质志 .北京:地质出版社
- 施雅风,李吉均,李炳元 .1998 .青藏高原晚新生代隆升与环境变化 .广州:广东科技出版社
- 施雅风,李吉均,李炳元等 .1998 .高原隆升与环境变化 .见:青藏高原形成演化与发展 .广州:广东科技出版社
- 宋长青,孙湘君 .中国第四纪孢粉学研究进展,地球科学进展,1999,14(4):401 ~ 406

- 王开发,徐馨.第四纪孢粉学.贵阳:贵州人民出版社,1988
- 许清海,阳小兰,梁文东,等.东昆仑山区更新世植被与环境变化的孢粉学证据.冰川冻土,2001,23(4):407~413
- 杨振京,徐建明.孢粉—植被—气候关系研究进展.植物生态学报,2000,26(增刊):73~81
- 杨振宇.2002.高精度地层划分对比的可靠方法.地质通报,21(1):45~47
- 袁宝印,王振海.青藏高原隆起与黄河地文期.第四纪研究,1995,4,353~359
- 张玉芳,张俊牌,徐建明,等.黄河源区距今13万年来古气候演化.地质力学学报,1998,4(4):69~74
- 赵景波.2000.黄土形成过程的实质与环境.干旱区地理,23:315~319
- 郑绍华,吴文裕,李毅,王国道.1985.青海贵德、共和两盆地晚新生代哺乳动物.古脊椎动物学报,23(2):89~134
- 郑卓.第四纪孢粉分析的时间序列与空间模型.地球科学进展,1998,13(3):300~305
- 周本雄,刘后一.青海共和更新世的哺乳动物化石.古脊椎动物学报.1959,1(4):217~223
- An Z S, Liu T 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
- Barrett P J, Adams C J, McIntosh W C et al. 1992. Geochronological evidence supporting Antarctic deglaciation three million years ago. Nature, 359: 816~818
- Burbank D W, Li J J. 1985. Age and paleoclimatic significance of the loess of Lanzou, North China. Nature, 316:429~431
- Crowley T J, North G R. 1991. Paleoclimatology. Oxford University Press
- Ding Z L, Rutter N W, Liu T S. 1994. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quat. Sci. Rev., 13: 39~70
- Harrison T, Copeland P, Kidd W S F et al. 1992. Raising Tibet. Science, 255:1663~1670
- Hsu K J, Garrison R E, Montadert. 1977. History of the Mediterranean salinity crisis. Nature, 267: 399~403
- Kennett J P, Watkins N D. 1974. Late Miocene-Early Pliocene paleomagnetic stratigraphy. Paleodiatology and Biostratigraphy in New Zealand. Geol. Soc. Am. Bull., 85: 1385~1398
- Li Jijun, Wen Shixun, Zhang Qingsun, et al. A discussion on the period, amplitude and type of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. Scientia Sinica, 1979,22:1314~1328
- Miller K G, Fairbanks R D, Mountain G S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, Sea level history and continental margin erosion. Paleogeography, 2(1): 1~19
- Miller K G, Fairbanks R D. 1991. Unlocking the ice house: Oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy and margin erosion. J. G. R., 96: 6829~6848
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian Monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in Northern Pakistan. Nature, 342:163~166
- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C4 grasses in the late Miocene of Northern Pakistan: evidence from stable isotopes in paleosols. Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol., 115:91~116
- Zheng H, An Z, Show J. 1992. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy. Phys. Earth Planet. Int., 70:146~153
- Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G et al. 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 346: 737~739
- Zhu Rixiang and Tschu Kangkun. 2001. Studies on paleomagnetism and reversals of geomagnetic field in China. Beijing: Science Press.

# 第七章 黄河上游地区构造应力场

## 第一节 现今地应力测量

### 一、研究区已有地应力测量结果

黄河上游地区内已有的地应力测量数据很少,且分布局限,主要集中在青铜峡、李家峡、拉西瓦、龙羊峡几个主要的水利工程的坝址附近和白银矿的矿区,而研究区北部河套地区的资料较少。研究区内地应力测量所用方法主要是压磁法、空心包体法和水压致裂方法。通过系统收集黄河上游地区已有的地应力测量结果,得到 21 个平面压磁法地应力测量数据,14 个三维压磁法地应力测量数据,3 个三维应变片地应力测量数据,12 个空心包体地应力测量数据,20 个平面水压致裂地应力测量数据,震源机制 25 个解地应力数据。已有的地应力测量结果显示在研究区已有地应力测量结果的最大主应力方向在北北东向到北北西向之间(图 7-1)(表 7-1,表 7-2,表 7-3),最大主压应力值随深度的增加而增加,在地表几十米以内其值一般在几到十几 MPa。不同方法的测量结果表现出较好的一致性,现今地应力方向总体呈北东向,黄河上游地区的现今应力实测数据与现今构造活动特征相吻合。

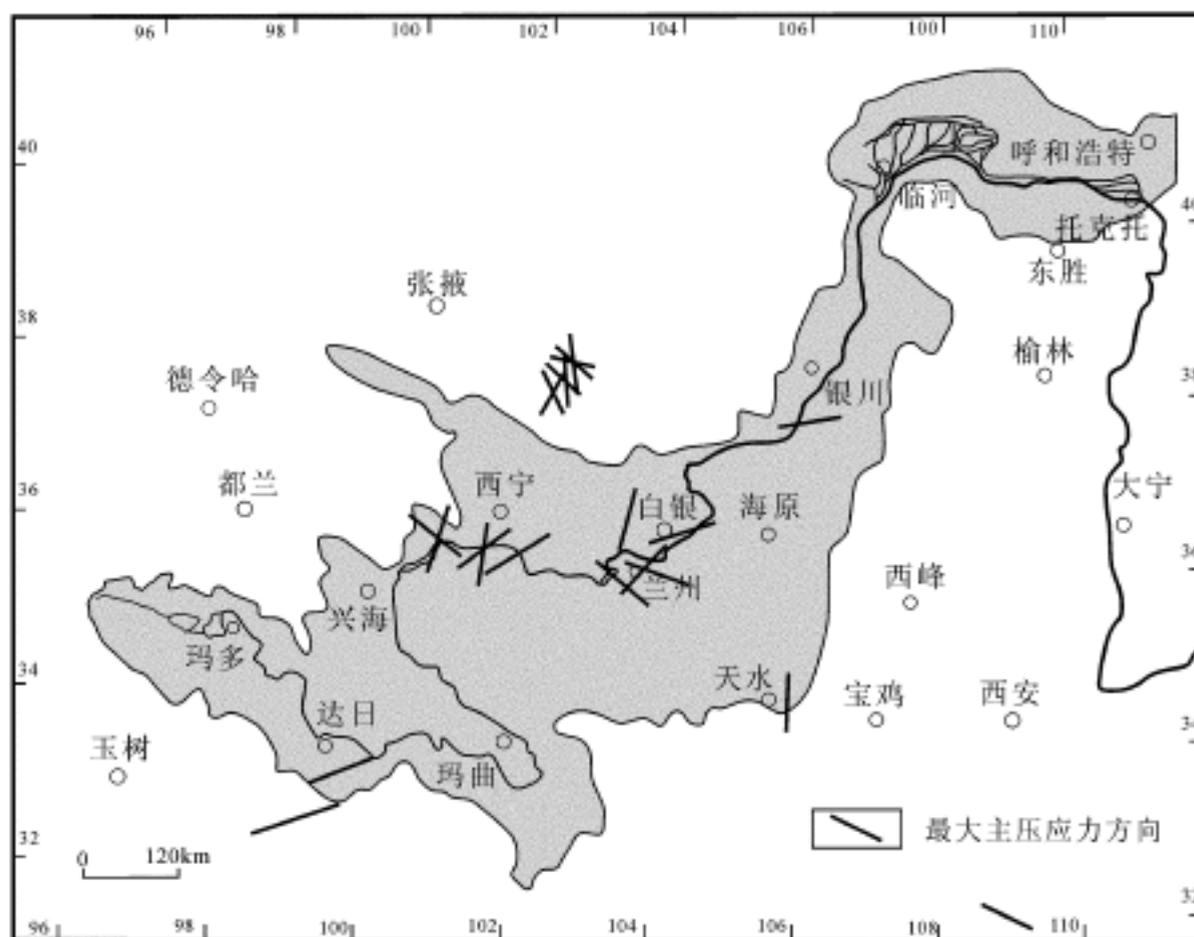


图 7-1 黄河上游地区已有地应力测量结果图

表 7-1 黄河上游地区及邻区压磁法地应力测量结果表

测量时间	测点位置	北纬纬度 (°)	东经经度 (°)	岩性	测点深度 m	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力方向 (°)	资料来源
1988-1989	宁夏青铜峡大坝	37.863	105.927	奥陶纪灰岩	31.25	4.8	3	75	地科院地质力学所廖椿庭等 <sup>①</sup>
1988-1989	宁夏青铜峡大坝	37.863	105.927	奥陶纪砂岩	29.52	4.5	2.7	17	地科院地质力学所廖椿庭等
1987	青海龙羊峡	36.17	100.8		68-96	10.2	6.2	178	国家地震局地壳应力所谢富仁
1987	青海龙羊峡	36.17	100.8		49-60	7.8	6.7	15	国家地震局地壳应力所谢富仁
1987	青海龙羊峡	36.17	100.8		87-95	11.6	7.6	116	国家地震局地壳应力所谢富仁
1987	青海龙羊峡	36.17	100.8		84-99	11.3	4	0	国家地震局地壳应力所谢富仁
1987	青海拉西瓦	36.06	101.45	中生代花岗岩	200~267	19	10.5	56	国家地震局地壳应力所谢富仁
1989	青海拉西瓦水电站	36.148	101.606	花岗岩		54.6	37.6	4	国家地震局地壳应力所施兆贤 <sup>②</sup>
1977	甘肃金川矿二矿 区东部	38.504	102.301	大理岩	20	2.4	2.3		地科院地质力学所廖椿庭等
1978	甘肃金川矿二矿 区东部	38.493	102.328	大理岩	44	4.2	3.5	20	地科院地质力学所廖椿庭等
1975	甘肃金川矿二矿 东主井	38.493	102.328	大理岩	375	19.8	10.8	3	地科院地质力学所廖椿庭等
1980	甘肃金川矿二矿 西主井	38.504	102.301	花岗岩	480	24.5	15.4	155	地科院地质力学所廖椿庭等
1976	甘肃金川矿二矿 东副井	38.493	102.328	大理岩	460	50	28.2	163	地科院地质力学所廖椿庭等
1978	甘肃金川矿二矿 1520中段	38.493	102.328	特富矿	480	32	20.6	32	地科院地质力学所廖椿庭等
1980	甘肃平口峡	38.493	102.328	角闪花岗岩	37	8.4	3	43	地科院地质力学所廖椿庭等
1980	甘肃青山堡	38.493	102.328	花岗闪长岩	14.7	2.9	2.2	59	地科院地质力学所廖椿庭等
1976		38.5	102.33		21	5	3.6	98	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980		38.5	102.33		20	2.4	2.3	0	国家地震局地壳应力所谢富仁
1977		38.5	102.33		44	4.1	3.5	20	国家地震局地壳应力所谢富仁
1978		38.5	102.33		375	19.8	10.8	3	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980		38.5	102.33		480	24.5	15.4	155	国家地震局地壳应力所谢富仁

测量时间	测点位置	北纬纬度 (°)	东经经度 (°)	岩性	测点深度 m	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力方向 (°)	资料来源
1976		38.5	102.33		460	50	28.2	167	国家地震局地壳应力所谢富仁
1978		38.5	102.33		480	32	20.6	32	国家地震局地壳应力所谢富仁
1977		38.5	102.33		240	34.4	26	128	国家地震局地壳应力所谢富仁
1979		38.5	102.33		120	16.8	5.8	152	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980	河南安阳	36.099	114.347		8~15	2.4	1.4	298	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980	河南焦作	35.251	113.226		14	1.29	0.7	18	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980	山西绛县	35.495	111.691		13~19	4.4	2.4	338	国家地震局地壳应力所谢富仁
1980	山西平定	37.803	113.621		8~15	2.2	1.1	357	国家地震局地壳应力所谢富仁
1984	山西洪洞万圣寺	36.322	111.566		5.8~14	0.8	0.5	14	国家地震局地壳应力所谢富仁
1984	山西洪洞郭盆	36.303	111.593		7~19	0.5	0.3	342	国家地震局地壳应力所谢富仁
1985	陕西安康火石崖	32.709	108.891		20	0.5	0.3	117	国家地震局地壳应力所谢富仁
1985	陕西安康火石崖	32.888	108.891			0.4	0.3	127	国家地震局地壳应力所谢富仁
1985	陕西安康火石崖	32.888	108.891		173	1.7	0.7	108	国家地震局地壳应力所谢富仁
1985	陕西安康5号硇口					5.3	3.1	297	国家地震局地壳应力所孙世宗
1985	陕西安康	109.07	32.788		172	11.6	5.3	307	国家地震局地壳应力所谢富仁

① 廖椿庭等,1989,青铜峡大坝裂缝和坝体应力状态关系的研究总结报告;② 施兆贤等,1989,拉西瓦水电站地应力测量及有关问题的讨论。

表 7-2 黄河上游地区及邻区空心包体法地应力测量结果表

测量时间	测点位置	北纬纬度 (°)	东经经度 (°)	岩性	测点深度 m	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力方向 (°)	资料来源
1988	宁夏青铜峡大坝5号测点	37.863	105.972	砂岩		8.1	2.5	291	地科院地质力学所廖椿庭等
1988	宁夏青铜峡大坝6号测点	37.863	105.972	灰岩		9.1	-0.1	296	地科院地质力学所廖椿庭等
1985	青海李家峡水电站31硇	35.824	102.146	混合岩、片岩		9.7	0.1	61	地震局地壳应力研究所丁旭初
1985	青海李家峡水电站31硇	35.824	102.146	混合岩、片岩		5.5	2.7	58	地震局地壳应力研究所丁旭初

表 7-3 黄河上游地区及邻区水压致裂法地应力测量结果表

测量时间	测点位置	北纬 度 (°)	东经 度 (°)	岩性	测点深度 m	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力 力方向 (°)	资料来源
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		26.72	4.94	4.07		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		40.67	5.51	3.91	61	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		66.66	6.47	5.17	21	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		88.6	8.79	5.09		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		94.36	15.25	9	41	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		107.3	17.87	9.91		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		134.73	12.14	8.18		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		151.53	31.31	16.35		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		164.95	32.92	16.75	53	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK39	36.148	101.606		178.81	26.49	14.59		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		38.04	30.88	14.88		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		44.83	11.05	7.65	17	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		72.23	29.45	14.02	302	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		94.72	13.75	7.3		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		125.7	18.51	10.26		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		146.8	8.98	6.9		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		164.84	22.25	11.7	354	青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	青海拉西瓦水电站 ZK72	36.148	101.606		203.34	29.54	16.04		青海拉西瓦水电站水压致裂应力测量结果(梁国平等)
	山西代县太钢峨口铁矿 F1	39.060	112.951		118	13.3	6.4	140	峨口铁矿水压致裂原岩应力测量(蔡美峰等)
	山西代县太钢峨口铁矿 F2	39.060	112.951		99.14	13.2	6.5	102	峨口铁矿水压致裂原岩应力测量(蔡美峰等)
	山西代县太钢峨口铁矿 F2	39.060	112.951		133.48	14	7.2		峨口铁矿水压致裂原岩应力测量(蔡美峰等)
	山西代县太钢峨口铁矿 F3	39.060	112.951		180.29	18.2	9.2	97	峨口铁矿水压致裂原岩应力测量(蔡美峰等)
	山西代县太钢峨口铁矿 F4	39.060	112.951		110.92	10.4	6.8	112	峨口铁矿水压致裂原岩应力测量(蔡美峰等)
	陕西安康水电站				76	6.15	3	0	
	陕西安康水电站				103	15.28	6.5	305	
	陕西安康水电站				123	15.4	6.5	75	
	陕西安康水电站				150	18.68	7.5	89	
	陕西安康水电站				169	17.75	7.5	45	
	陕西安康水电站				173	17.68	7.5	64	

另据地震机制解资料,黄河上游地区的现今地应力以北东东向为主,局部地区地区有北西向。在贺兰山地区,地应力方向以北西向北西西向为主。在六盘山地区,地应力主要为北东向,而秦岭断裂带以南则为近东西向或南东向。

## 二、本项目完成的地应力测量工作

黄河上游地区已有地应力测点分布局限,且很分散,影响到资料的有效使用。为此,本项目在有限的经费中安排了 8 个地应力测点(图 7-2),以期通过本项目的补充地应力测量结果,与已有地应力测点一同组成一个横穿青藏高原东北缘的地应力实测走廊剖面,以探讨黄河上游地区,特别是青藏高原东北缘的地应力变化规律。

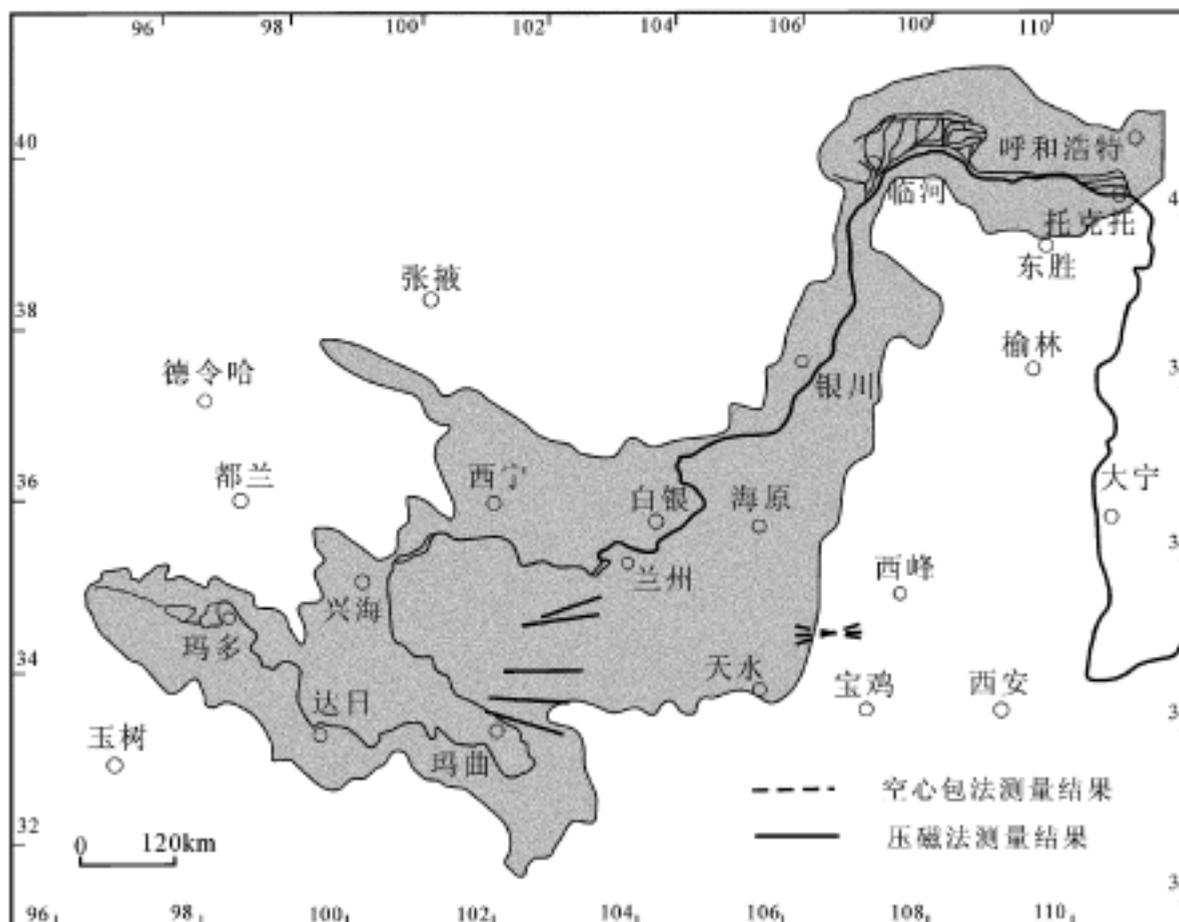


图 7-2 本项目现今地应力测量最大主压应力方向图

其中 5 个地应力测点布置在甘肃南部兰州至玛曲之间,测量方法采用压磁法,测量工作是在 2001 年 7~11 月间进行的,成功地获得了 5 个测点的地应力实测数据。

根据野外地应力测量数据,经过室内计算,得到各个测点的地应力方向和大小如表 7-4。

表 7-4 黄河上游地区地应力测量结果表

编号	测点位置	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力 方向
HDYL1	黄年			测量失败
HDYL2	阿姨山	3.5	2.3	N87°E
HDYL3	大水	2.8	-0.9	N118°E
HDYL4	尕海	4.4	2.3	N93°E
HDYL5	玛艾	4.8	1.9	N91°E
HDYL6	清水	7.4	2.8	N56°E

为了使项目的地应力测量工作能够服务于国民经济建设,更好地与黄河上游地区的经济建设相结合,同时为解决项目地应力测量总工作量设计过多问题,弥补地应力测量经费预算的不足,2002年与焦作工学院合作,共同出资,资料共享的方式,在甘肃省华亭县华亭煤矿进行测量。部署了四个测点,成功了三个测点,获得了鄂尔多斯地块西缘的地应力实测数据,完成了项目设计的地应力测量总工作量(表 7-5)。

表 7-5 黄河上游地区地应力测量结果表

编号	位置	最大主应力 MPa	最小主应力 MPa	最大主应力方向 (°)
HDYL7	华亭煤矿 450m 煤层底板	14.49	3.98	92.7
HDYL8	华亭煤矿 450m 煤层顶板	18.7	7.2	249.6
HDYL9	华亭煤矿 383m 煤层顶板	19.15	7.19	101.9

### 三、取得的新认识

根据本项目完成的 8 个现今地应力测量结果,结合收集到的该区已有的地应力实测数据,可初步形成一个横跨青藏高原东北缘的北东向实测地应力走廊剖面(图 7-3)。实测结果显示黄河上游地区表层现今地应力分布具有明显的规律性,现今地应力的方向总体上为北东向,不同构造单元上的地应力方向有所不同,在鄂尔多斯地块上的现今地应力方向为近东西向,河西走廊带的最大主压应力方向主要为北北西向,祁连山东南端前人的测量结果主要为北东向,但方向变化较大。西秦岭地块是现今地应力的一个过渡带,由北向南,最大主应力方向由北侧的 NE 向逐渐转变为中部的 EW 向和南侧的 SEE 向。表层地应力值随深度增加而加大。现今地应力状态与现今构造活动特征相吻合。

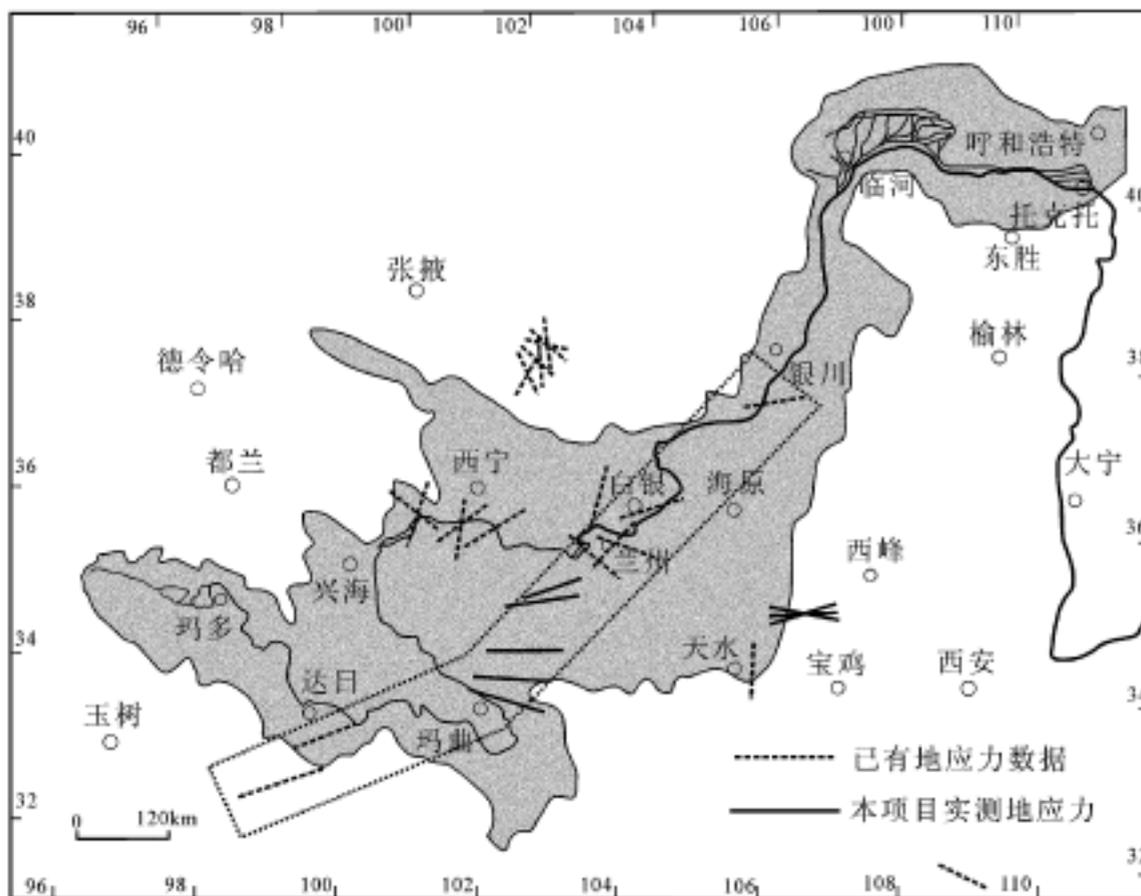


图 7-3 黄河上游地区现今地应力测量最大主压应力方向图

## 第二节 构造应力场有限单元模拟

### 一、构造应力场的数值模拟

#### 1. 地质模型建立

地质模型是依据黄河上游地区的地质构造经过适当的简化来建立的,模型包括黄河上游地区的主要断裂和岩性分布。地质模型是将黄河上游地区简化为平面问题来处理的。模拟区面积约  $239.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ ,模型长约 1900km,宽约 1260km。

#### 2. 数学模型建立

有限元模拟数学模型的建立主要包括四个方面:一是按照有限元数值分析所要求的数学、力学规则进行单元划分;二是依据区域地质分析,确定位移边界条件,给予模型合理的边界约束;三是依据研究区在区域背景上的应力边界条件,以及研究区实测点应力状态,确定模型合理的加力条件;四是岩石力学参数的确定。

对于 Super SAP 二维模拟要求,单元划分可采用三角形、四边形或二者混合。二维数学模型划分 3683 个二维等参元,3103 个节点(图 7-4)。

模型在某些点上施加全约束,以保证模型没有整体的刚体平动和转动,模型四周采用应力边界条件。

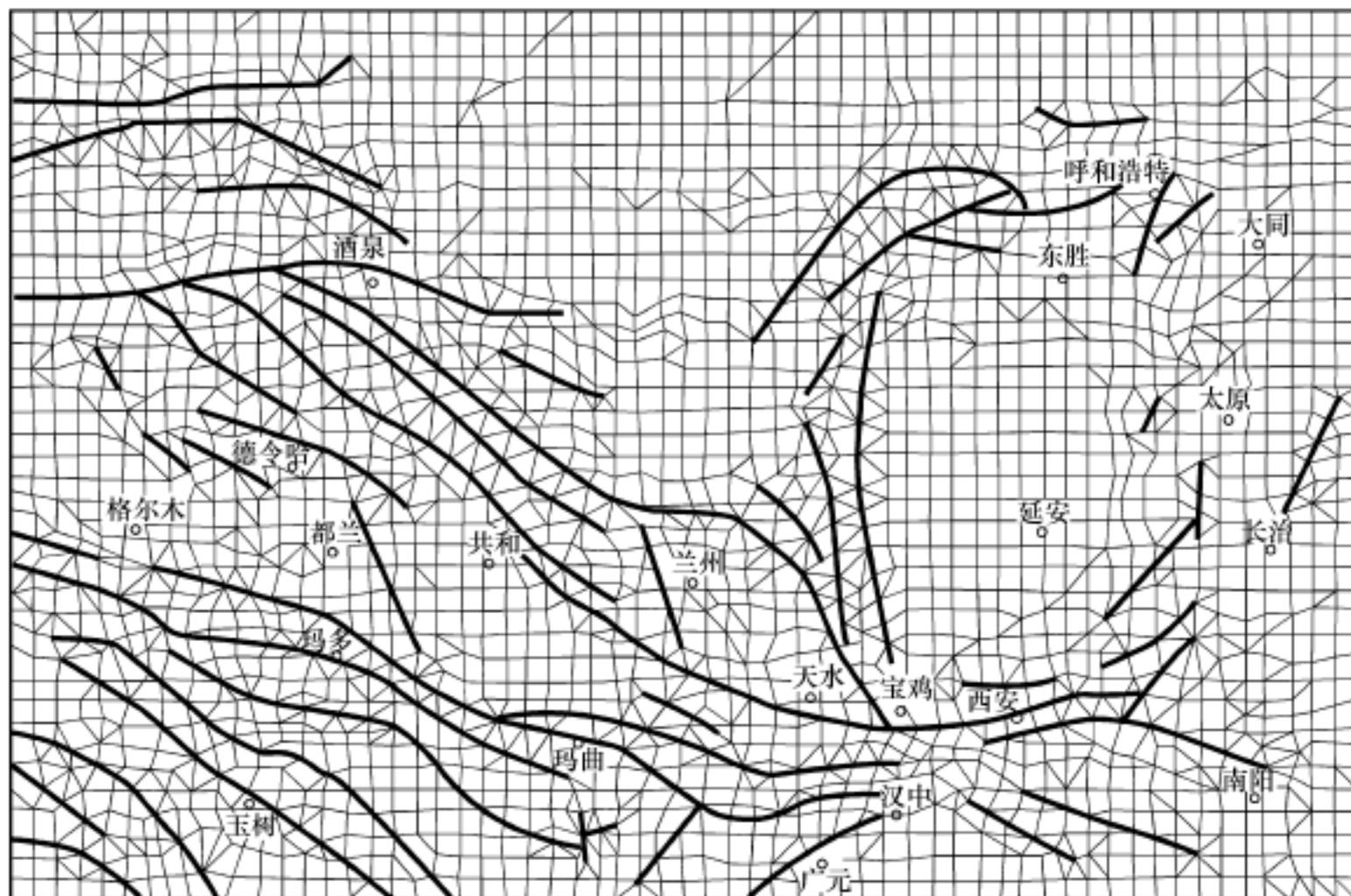


图 7-4 有限单元模型及网格划分图

根据研究区应力测量和应力场分析,采用相应的加力方式,以达到模拟结果与实测数据基本吻合。

依据岩石实验和岩石类比所得的岩石物理力学参数如表 7-6。

表 7-6 三维模型岩石物理力学参数

层位	弹性模量/ MPa	泊松比	密度/ ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )
断裂带	6000	0.32	2.3
第四系	10000	0.30	2.3
沉积岩	15000	0.28	2.4
岩浆岩	40000	0.25	2.5
变质岩	50000	0.24	2.6

### 3. 边界条件的确定

计算的边界条件根据研究区应力测量结果和应力场分析来确定,并且通过调试拟合,以达到模拟结果与实测数据基本吻合。同时,根据有限单元计算的要求,为保证模型没有整体的刚性平动和转动,要在模型边界加以约束。具体采用边界条件是:在模型的西南角施加全约束;西边界东西向约束、南北向自由;南边界南北向约束、东西向自由;模型东边界和北边界施加应力载荷。其中,东边界为东西向加力,应力值为 4MPa,并加 1MPa 的顺时针剪切力;北边界为南北向加力,应力值为 3MPa,并加 1MPa 的逆时针剪切力。

### 4. 计算模拟结果分析

数学模型建立后,运用美国 Algor 公司之有限元程序 Super SAP 的 SSAPOH 执行程序进行计算。经过反复对边界条件等进行调整试算,最终得出与实际地质资料较吻合的应力状态。

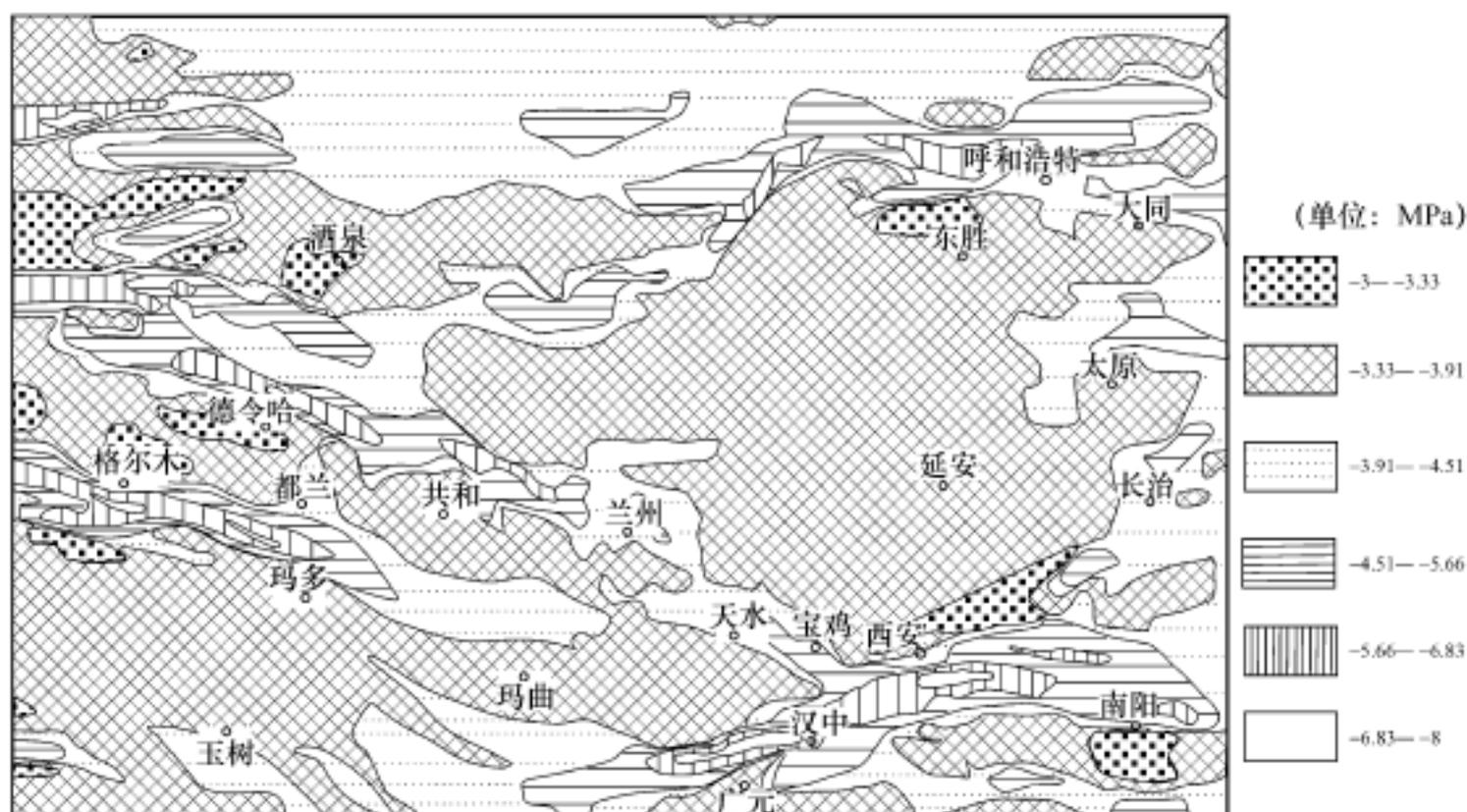


图 7-5 有限单元模拟最大主压应力分布图

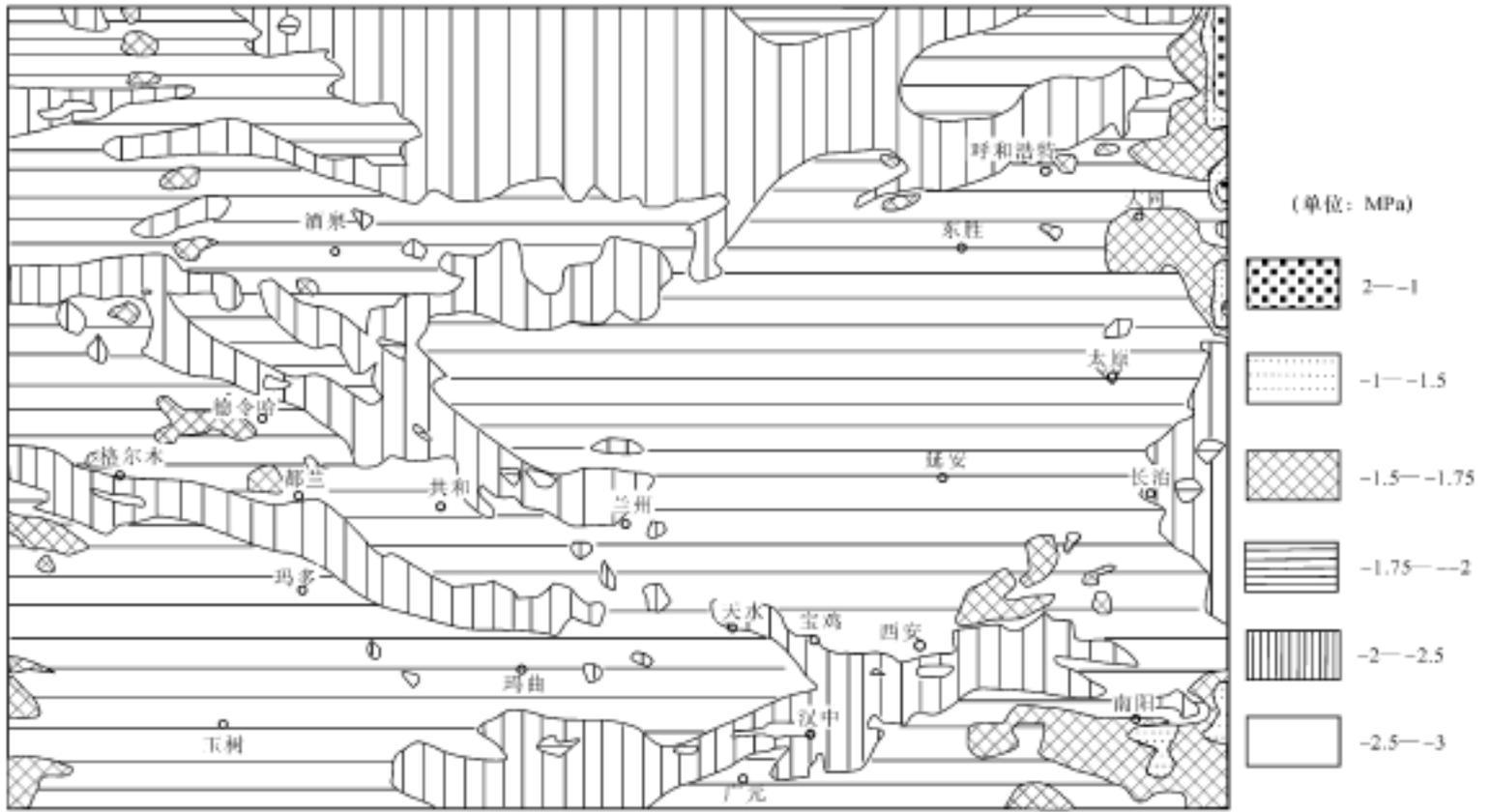


图 7-6 有限单元模拟最小主压应力分布图

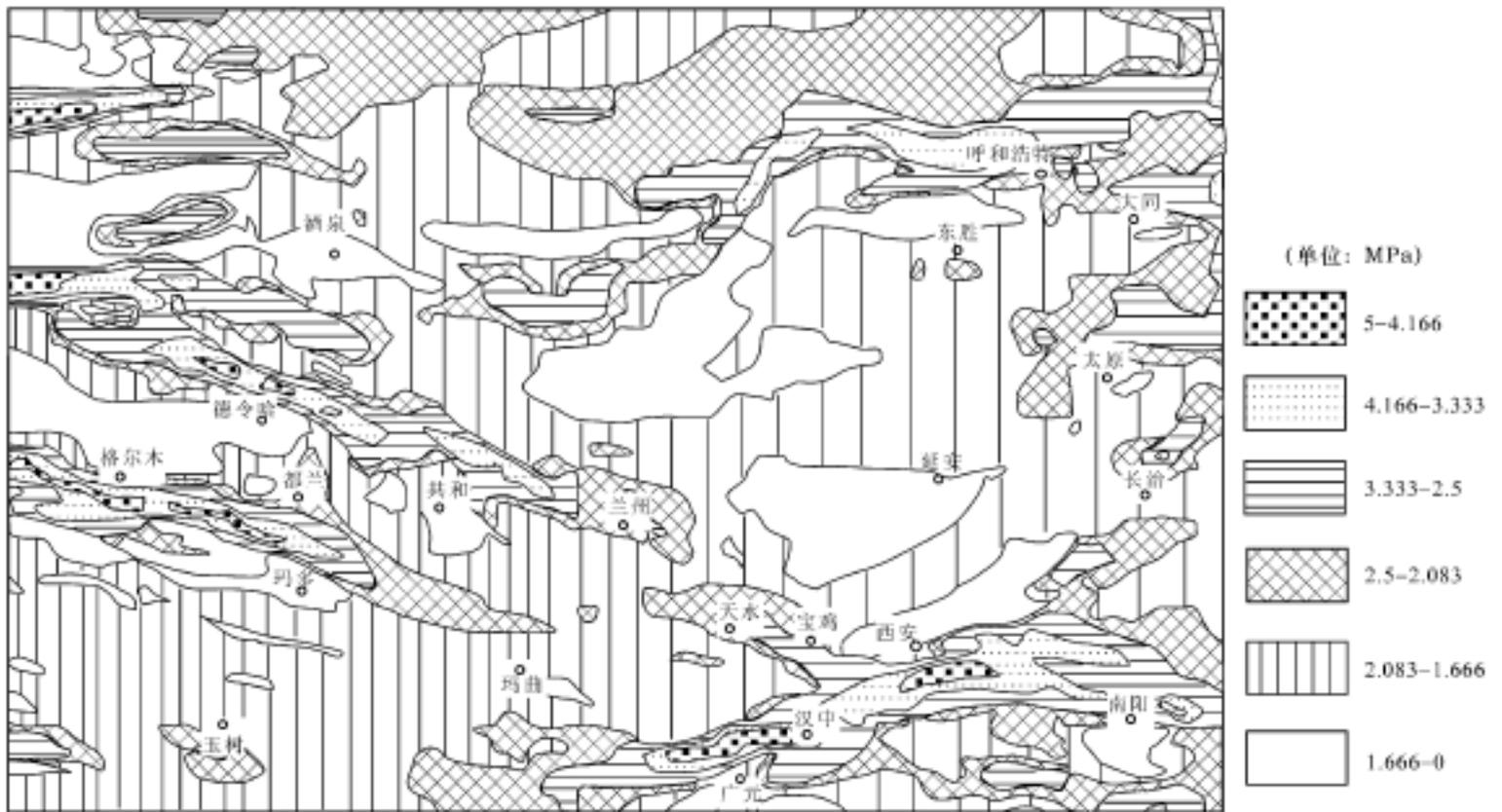


图 7-7 有限单元模拟最大剪应力分布图

对于二维等参元,可用最大主压应力,最小主压应力,最大差应力,  $\sigma_x$ 、 $\sigma_y$ 、 $\sigma_{xy}$  等应力参数讨论其在空间上的变化规律。这里主要讨论最大主压应力、最小主压应力及最大差应力在空间变化规律(图 7-5、7-6、7-7),以便为灾害危险性评估服务。

模拟区的最大水平主应力、最小水平主应力和最大差应力的高值区均与构造的展布方向平行,可见,应力的大小与构造关系密切,二者具有一定的依存关系。但三种应力在空间的分布也存在着较大的差异,表现为高值区的分布范围不尽相同。

模拟区的最大水平主应力一般在  $3.3 \sim 4.5\text{MPa}$  之间,沿主要活动断裂带地应力值相对较高最高可达  $8\text{MPa}$ 。在黄河上游地区,除北部的狼山、大青山地区和西部民和 - 西宁 - 刚察一带最大水平主应力值相对较高(可达  $7\text{MPa}$ ),且应力的高值区一般与构造带走向一致外,其它地区一般为  $3.3 \sim 4.5\text{MPa}$ 。

模拟区的最小水平主应力一般为  $1.5 \sim 2.25\text{MPa}$ ,仅个别地区应力值相对较高。在黄河上游地区,除北部的狼山、大青山地区和西部平安 - 西宁 - 刚察一带最小水平主应力值相对较高(可达  $2.75\text{MPa}$ )外,其他地区一般为  $1.5 \sim 2.25\text{MPa}$ 。

模拟区最大差应力(数值上为最大剪应力的 2 倍)一般为  $1.25 \sim 2.08\text{MPa}$ ,仅个别地区相对较高。在黄河上游地区,除北部的狼山、大青山地区差应力值相对较高(可达  $4.2\text{MPa}$ )外,在中部定西 - 兰州 - 西宁 - 刚察一带和天水 - 武山以及碌曲 - 都兰和南部阿坝地区的差应力值也相对较高(可达  $4.2\text{MPa}$ )外,其他地区一般为  $1.25 \sim 2.08\text{MPa}$ 。

模拟区的最大主压应力方向总体上呈北东东向,在不同的构造单元有所变化,比较突出的是在鄂尔多斯地块和阿拉善地块最大主压应力方向近东西向(图 7-8),这与现今地应力测量的结果非常一致。

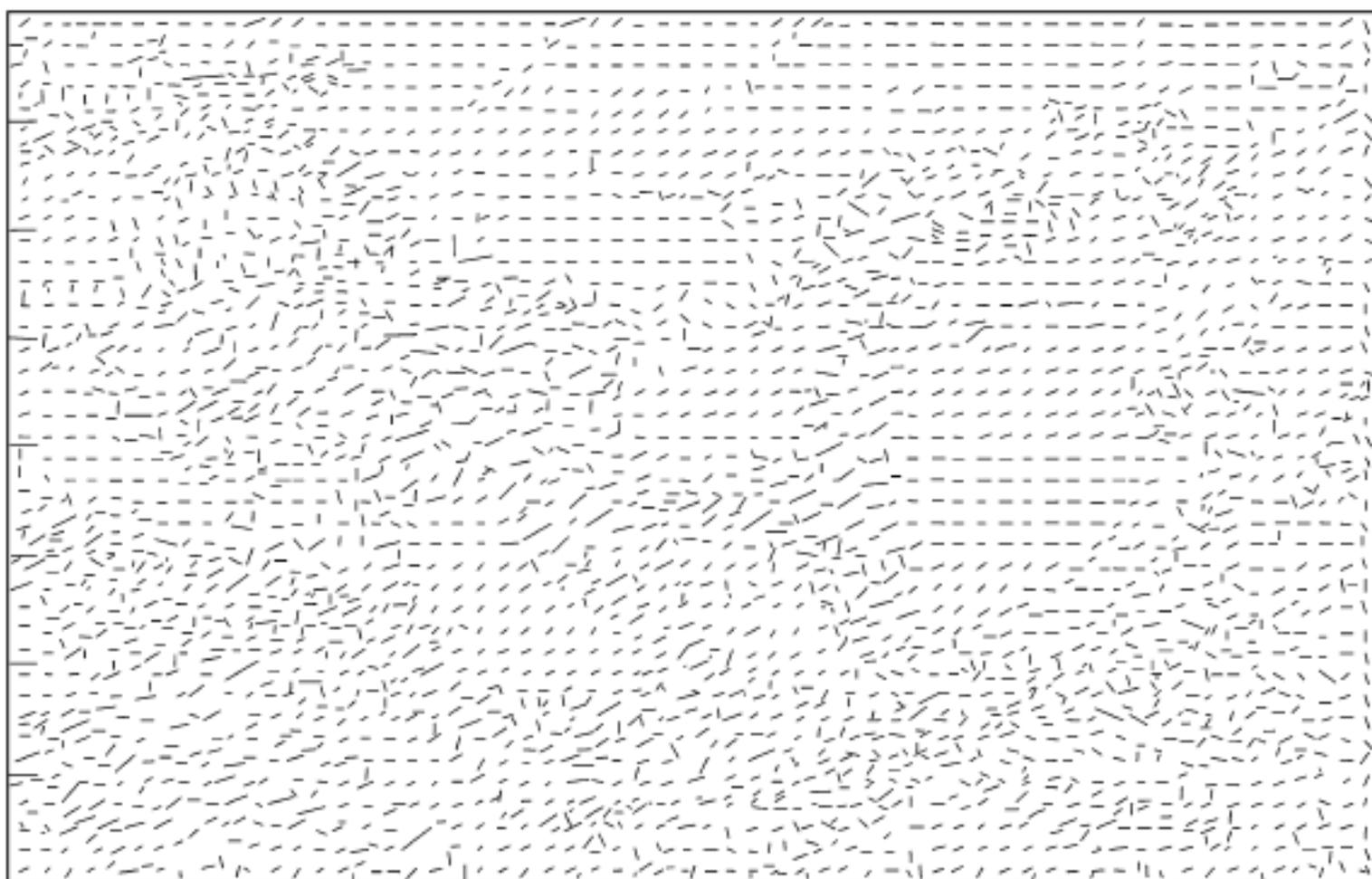


图 7-8 有限单元模拟最大主压应力方向图

## 第三节 构造应力场光弹实验模拟

### 一、光弹实验的原理和方法

用光弹实验方法模拟地质问题,主要是模拟构造应力场,进而通过应力场分析来解决各种地质问题的。

#### 1. 实验方法

实验时首先要建立所研究问题的地质模型,然后再根据地质模型和相似理论用光弹性材料制作研究对象的相似模型,进而按照一定的边界条件进行加载,测定出模型在该边界条件下的应力分布,以达到分析该地质问题的构造应力场的目的。

(1)地质模型的建立。地质模型的建立主要根据研究区的地质情况而定。一般是直接把研究区的构造图缩小到光弹仪的量程以内即可,必要时作适当简化。

(2)实验模型的制作。实验的光弹性材料是以 E44 - 6101 型环氧树脂为基体,顺丁烯二酸酐为固化剂,邻苯二甲酸二丁脂为增塑配制而成的,其质量比为 100 30 5。

在制作模型时,首先将环氧树脂、顺丁烯二酸酐和邻苯二甲酸二丁脂按上述比例配好,搅匀,注入特制的模具内,在烘箱中恒温 65 左右,固化 28 小时,称为一次固化。待材料不发粘时进行脱模,得到半固化的光弹性板材。用改装了的医用手术刀将该地区的构造线刻画到板材之上,然后把上述板材放入烘箱,以每小时 10 ~ 15 升温至 115 ,恒温 4 ~ 5 小时,再以每小时 5 ~ 6 降温至 60 ,将烘箱断电,使其自由降温至常温,进行二次固化。最后对四周余量进行加工,即可得到实验所用的模型。

由于加工成型的模型中,有较大的初应力(特别是刻划的断层处)。需要对模型进行退火,以清除其中的初应力。将加工成型的模型放入甘油中在烘箱内加温至 120 ,恒温 2 小时,然后每小时 5 降温,即可退去模型内的初应力。如果一次退火的效果不满意,还需要进行二次退火,其方法相同。模型成型后,模拟的断裂侧向不连续,断层面相接触,有较好的传力性能。

(3)实验过程。实验时,分别将模型置于万能材料实验机上,使其按选定的边界条件加均布载荷,于光弹仪上分别摄取等色线图,得到该模型的等色线条纹图案。并在光弹仪确定模型内各断裂的受力方式。

#### 2. 实验原理和计算公式

根据二维应力光学定律:

$$\sigma_1 - \sigma_2 = \frac{nf}{t}$$

式中:  $f$  为光弹性材料材料条纹值(kg/cm 条);  $t$  为模型厚度(cm);  $n$  为等色线条纹级数,

当实验模型做好后,  $f$  和  $t$  为常数,差应力( $\sigma_1 - \sigma_2$ )或最大剪应力  $\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$  与条纹级数成正比。因此光弹实验的等色线条纹图案直接反映差应力或最大剪应力的分布。

进一步求解模型内各点的主应力( $\sigma_1$  和  $\sigma_2$ )的方法很多,有剪应力差法、迭代法等等。求解各断裂端点上的应力状态,我们可以采用断裂力学中 Westergaard 函数的解析解来计算。

由于控制断裂尖端邻域应力场强弱程度的主要特征量是应力强度因子, 根据 Westergaard 函数, 可以得出平面问题断裂尖端附近  $r/a \ll 1$  邻域内 (图 7-9) 应力分量的普遍表达式为:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \frac{1}{\sqrt{2r}} \left[ K_1 \cos \frac{\theta}{2} \left( 1 - \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) - K_2 \sin \frac{\theta}{2} \left( 2 + \cos \frac{\theta}{2} \cos \frac{3\theta}{2} \right) \right] - \sigma_x \\ \sigma_y &= \frac{1}{\sqrt{2r}} \left[ K_1 \cos \frac{\theta}{2} \left( 1 + \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) + K_2 \sin \frac{\theta}{2} \cos \frac{\theta}{2} \cos \frac{3\theta}{2} \right] \\ \tau_{xy} &= \frac{1}{\sqrt{2r}} \left[ K_1 \sin \frac{\theta}{2} \cos \frac{\theta}{2} \cos \frac{3\theta}{2} + K_2 \cos \frac{\theta}{2} \left( 1 - \sin \frac{\theta}{2} \sin \frac{3\theta}{2} \right) \right] \end{aligned}$$

其中,  $K_1$  为 I 型断裂的应力强度因子 ( $\text{kg}/\text{cm}^{3/2}$ );  $K_2$  为 II 型断裂的应力强度因子 ( $\text{kg}/\text{cm}^{3/2}$ );  $\sigma_x$  是修正项 ( $\text{kg}/\text{cm}^2$ )。

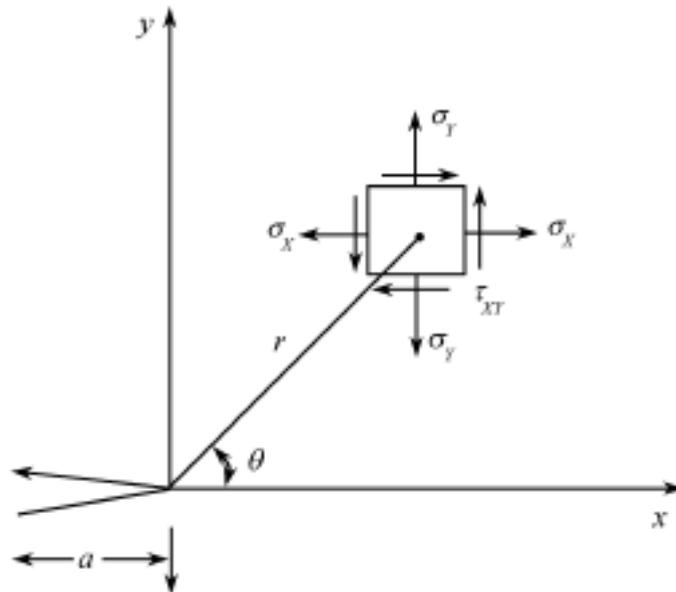


图 7-9 平面问题断裂尖端应力状态示意图

### 3. 实验结果

光弹实验所得到的最基础成果是一套反映不同应力状态的由不同级数的等色线条纹组成的等色线图案, 据此我们可以对实验模型和实验对象进行应力分析。

根据二维应力 - 光学定律, 等色线条纹级数与主应力差 ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) 或最大剪应力 ( $\tau_{\max} = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}$ ) 成正比。也就是说, 光弹实验的等色线就是等主应力差线或等最大剪应力线, 不同级数的等色线组成的等色线图案是模型内主应力差或最大剪应力的等值线图。等色线图案可以直接反映模型内主应力差或最大剪应力的大小分布。除此之外, 根据光弹实验的等色线图案我们还可以直接判断模型内各断裂的受力状态。在模型内各断裂上的等色线图案, 特别是各断裂端点上的等色线图案有三种类型。

**型条纹:** 其特征是等色线条纹分布近对称于断裂走向 (图 7-10a), 它既可以由垂直于断裂走向的压应力作用而形成, 又可以由垂直于断裂走向的张应力作用而产生。区分断裂是受压应力还受张应力, 可以用针刺法在光弹仪上进行鉴别。

**型条纹:** 其特征是等色线条纹主轴与断裂走向平行 (图 7-10b)。它们的形成是断裂受剪应力作用的结果。

复合型条纹:其特征是等色线条纹既不对称于断裂走向,也不平行于断裂走向。它们的形成是断裂既受剪应力,又受压应力或张应力作用的结果。区别断裂是受张剪应力还是受压剪应力作用,也是用针刺法下光弹仪上进行鉴别(图 7-10c)。

根据断裂上的等色线条纹类型,就可以确定出各断裂的应力状态。

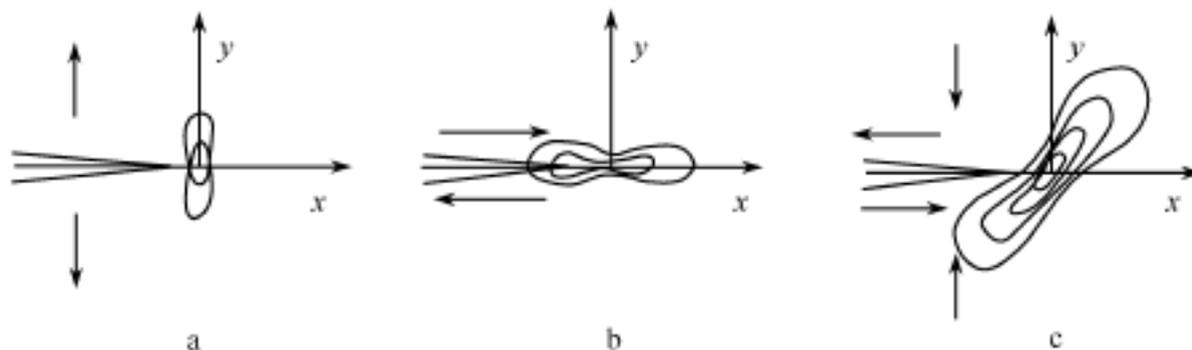


图 7-10 光弹实验等色线条纹类型图

## 二、第四纪构造应力场光弹实验模拟

### 1. 实验地质模型

黄河上游地区第四纪构造应力场光弹实验所采用的地质模型,主要根据黄河上游地区的现今构造面貌制作,考虑了黄河上游地区的主要活动断裂(图 7-11)。

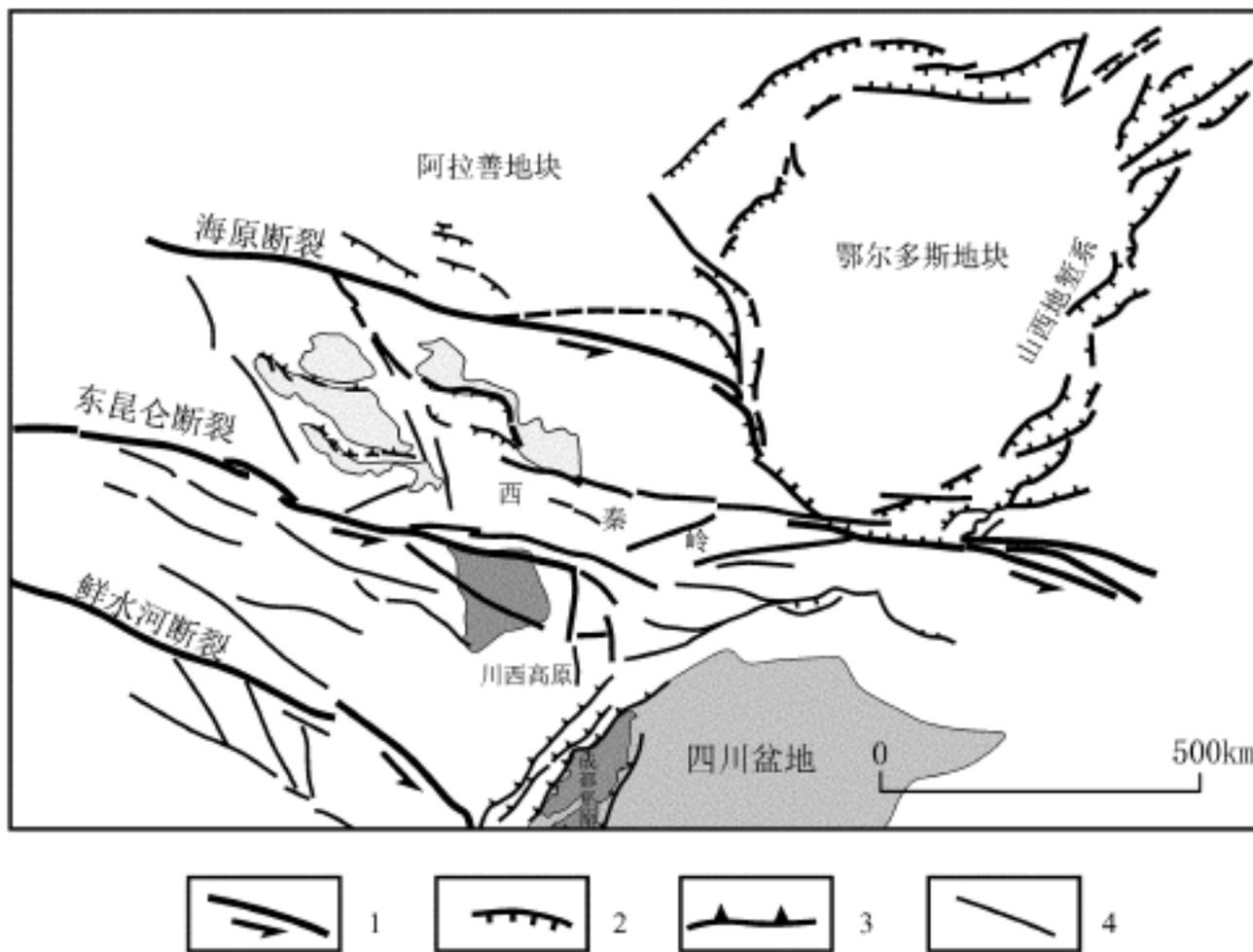


图 7-11 黄河上游地区构造纲要图

1—走滑断裂;2—正断层;3—逆断层;4—性质不明断层

## 2. 实验边界条件

根据区域构造应力场分析和现今地应力实测结果,黄河上游地区第四纪以来地应力的最大主压应力方向为北东—南西向。因此,第四纪构造应力场光弹实验模拟的边界条件选用北东—南西向(N60°E)均匀挤压。

## 3. 实验结果

(1)各断裂受力方式。在北东—南西向(N60°E)挤压外力作用下,实验所得的黄河上游地区活动断裂的受力方式如下(图 7-12):青藏高原东北缘北西向的断裂受左旋剪切应力作用,呈左旋走滑活动;六盘山至牛首山一线近南北向的断裂受挤压应力作用,呈逆冲活动;银川盆地与贺兰山一带北北东向、近南北向的断裂主要受引张应力作用,兼有右旋剪切,断裂活动呈正断兼右旋走滑;河套地区近东西向断裂主要受引张应力作用,兼有左旋剪切,断裂活动呈正断兼左旋走滑;实验中,汾渭地堑带断裂表现为主要受引张应力作用,兼受右旋剪切,龙门山一带断裂主要受右旋剪切应力作用。这一实验所得的应力作用方式、断裂活动方式与黄河上游地区第四纪以来的断裂活动方式是一致的。

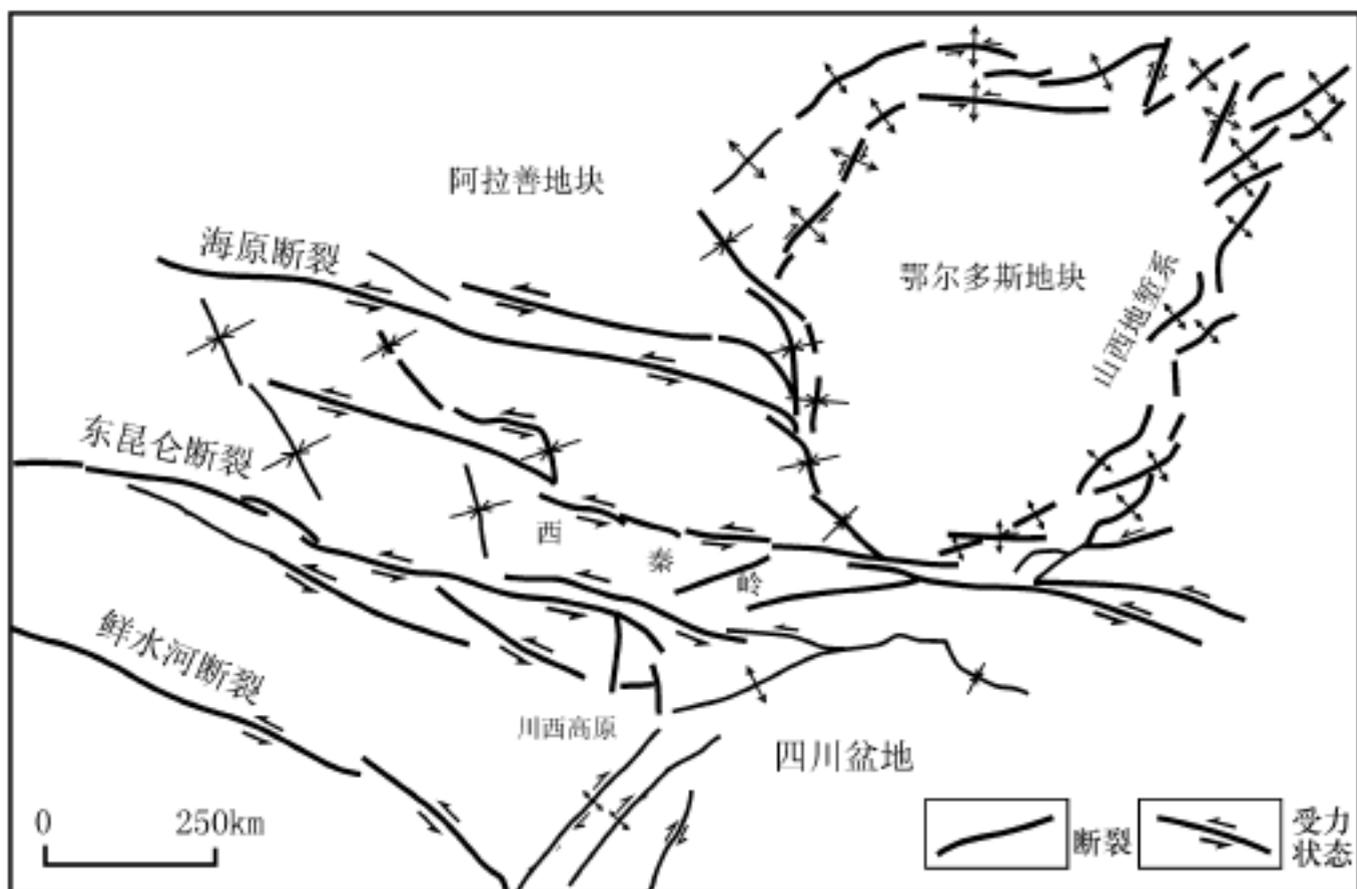


图 7-12 第四纪构造应力场光弹实验模拟各断裂受力方式图

(2)应力大小。光弹实验所得到的等色线图案直接反映了最大剪应力的大小,黄河上游地区第四纪以来应力场光弹实验的等色线图案显示(图 7-13),第四纪以来应力场中应力的大小分布是不均匀的,应力值相差很大。鄂尔多斯、阿拉善地块为相对应应力低值区,青藏高原东北缘断裂带内应力值最高,银川盆地、河套盆地、汾渭裂谷带和龙门山一带最大剪应力值距于前两个地区之间。最大剪应力值最高的地区在龙门山东北端至天水、六盘山一线的带状区域。在边界外力为 800kg 的条件下,鄂尔多斯、阿拉善地块的等色线条纹级数在一级左右,特别是鄂尔多斯地块的中北部最大剪应力最低,等色线条纹级数不到一级。在青藏高

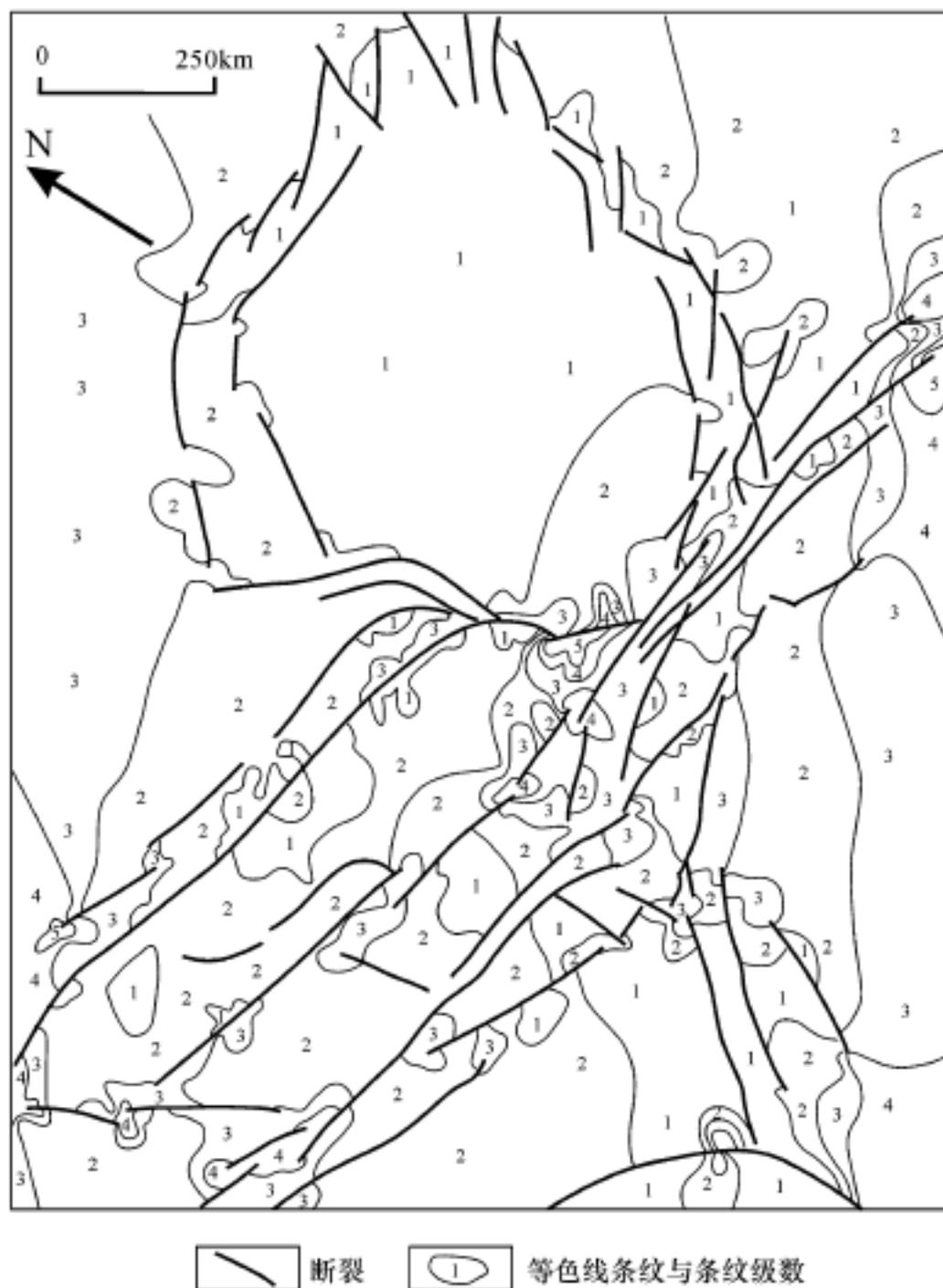


图 7-13 第四纪构造应力场光弹实验模拟等色线条纹图

原东北缘几个断裂带内,等色线条纹级数一般在 3~4 级,银川盆地、河套盆地、汾渭裂谷带和龙门山一带等色线条纹级数一般为 2~3 级。最大剪应力值最高的龙门山东北端至天水、六盘山一线等色线条纹级数可达 5~7 级。

### 三、新近纪末构造应力场光弹实验模拟

#### 1. 实验地质模型

考虑到黄河上游地区的新近纪末与第四纪的构造格局在总体上没有大的改变,故与黄河上游地区第四纪构造应力场模拟的地质模型基本相同。

#### 2. 实验边界条件

根据区域构造应力场分析,黄河上游地区新近纪末地应力的最大主压应力方向为北北东—南南西向。因此,光弹实验模拟的边界条件选用 N30°E 均匀挤压。

### 3. 实验结果

(1)各断裂受力方式。在  $N30^{\circ}E$  挤压外力作用下,实验所得的黄河上游地区活动断裂的受力方式如下(图 7-14):

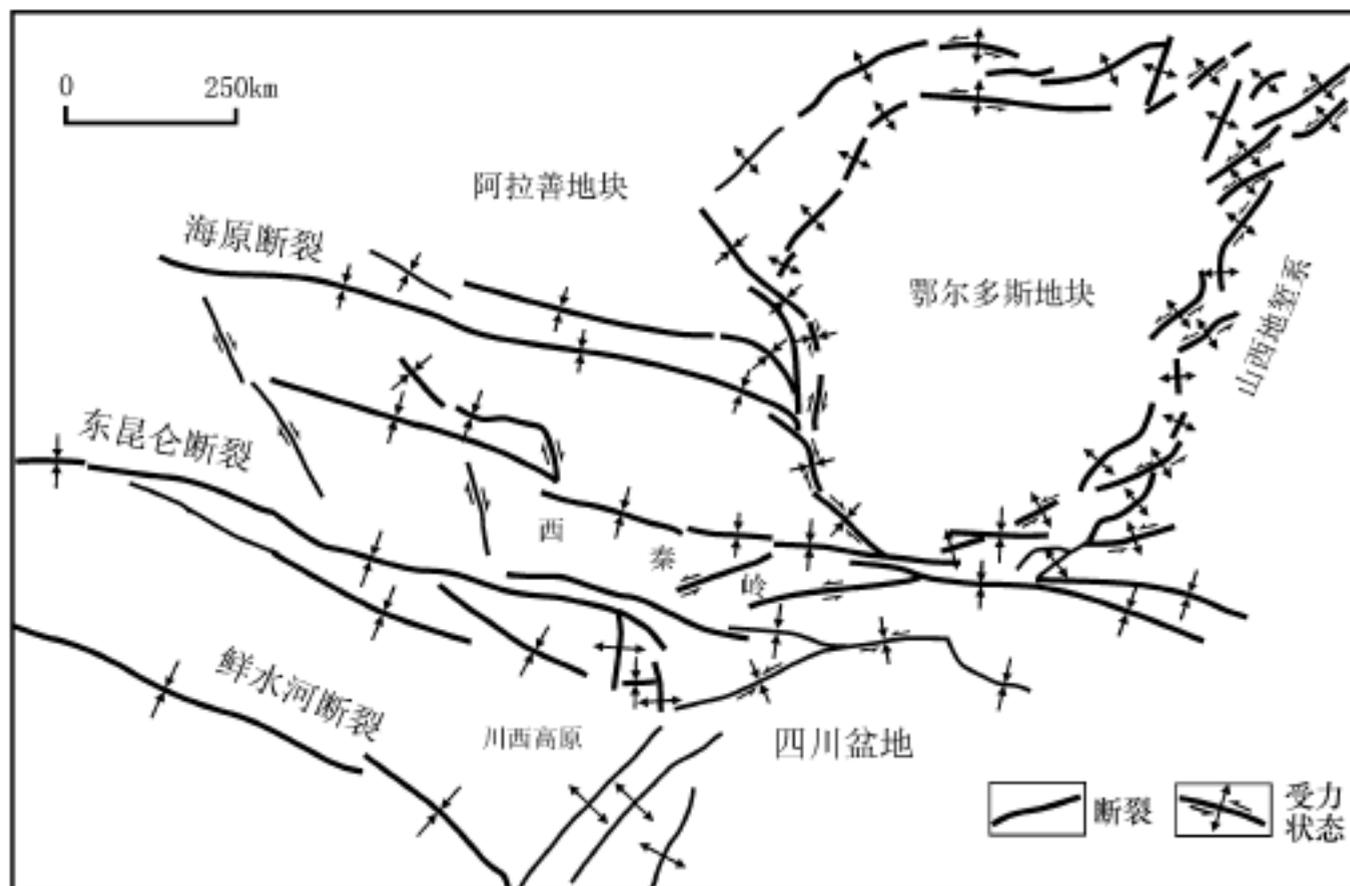


图 7-14 新近纪末构造应力场光弹实验模拟各断裂受力方式图

青藏高原东北缘北西向的断裂主要受挤压应力作用,兼有左旋剪切,断裂活动主要为逆冲活动;六盘山至牛首山一线近南北向的断裂受右旋剪切应力作用,断裂活动主要为右旋走滑;银川盆地与贺兰山一带北北东向、近南北向的断裂主要受引张应力作用,断裂活动为正断活动;河套地区近东西向断裂主要受引张应力作用,兼有左旋剪切,断裂活动呈正断兼左旋走滑;汾渭地堑带断裂表现为主要受引张应力作用,兼受左旋剪切,龙门山一带断裂主要受引张应力作用。实验所得的应力作用方式、断裂活动方式与黄河上游地区新近纪末的断裂活动方式是一致的。

(2)应力大小。黄河上游地区新近纪末应力场光弹实验的等色线图案显示(图 7-15),黄河上游地区新近纪末应力场中应力的大小分布也是不均匀的,应力大小相差很大。鄂尔多斯、阿拉善地块为相对应应力低值区,青藏高原东北缘断裂带内、银川盆地、渭河盆地最大剪应力值最高,河套盆地和汾河裂谷带最大剪应力值距于前两个地区之间,龙门山一带最大剪应力最低。在边界外力为  $800\text{kg}$  的条件下,鄂尔多斯、阿拉善地块的等色线条纹级数在 2 级左右,鄂尔多斯地块的南部、渭河断陷以北最大剪应力更低,在 1 级左右;在青藏高原东北缘几个断裂带内、银川盆地、渭河盆地,等色线条纹级数一般在 4 级左右,局部可达 5~6 级,河套盆地和汾河裂谷带一般为 2~3 级,龙门山一带最大剪应力值最低,在 1 级以下。

综上所述,无论是区域构造变形分析,还是现今地应力测量和构造应力场模拟均显示,黄河上游地区新构造期的构造活动总体受北东—南西向应力作用,受来自于青藏高原向北

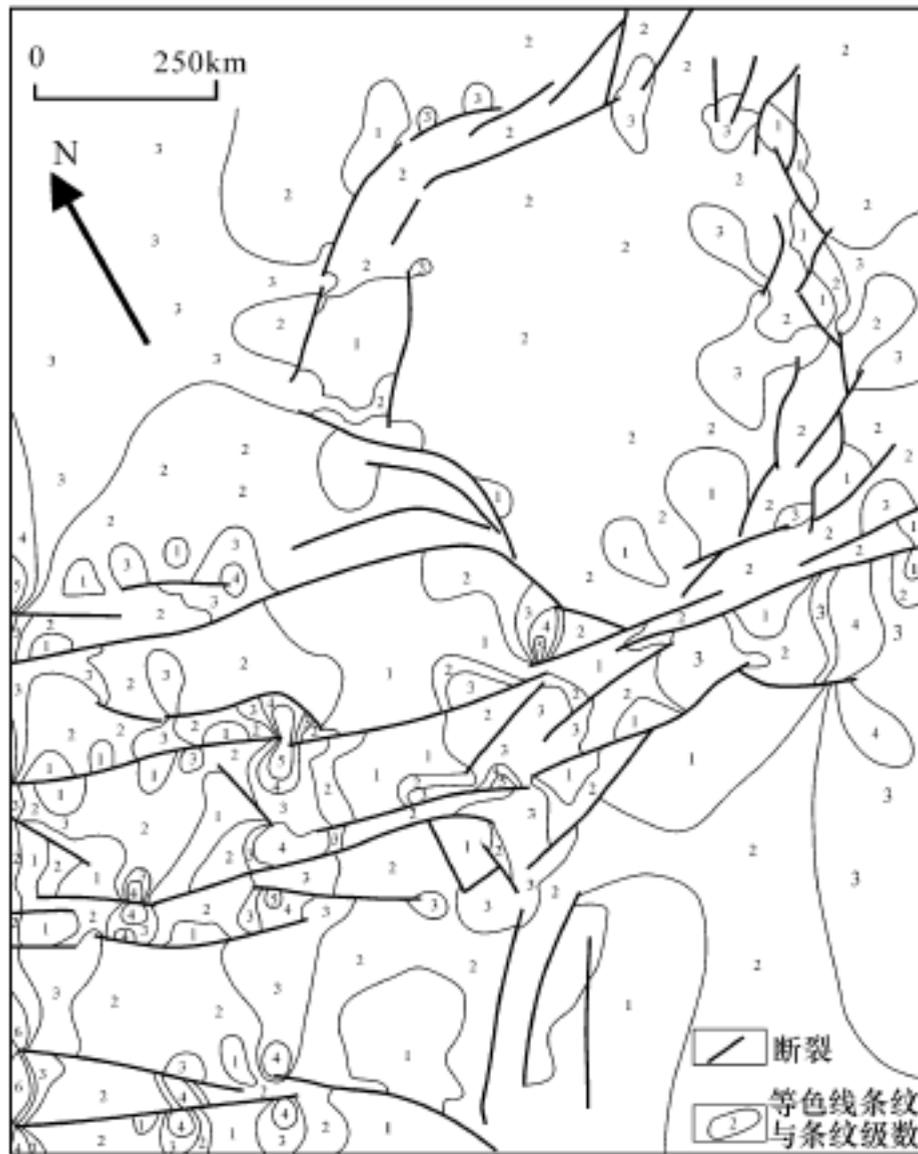


图 7-15 新近纪末构造应力场光弹实验模拟最大剪应力分布图

东方向的作用力控制,即受印度板块与青藏高原碰撞的作用力控制。在印度板块与青藏高原陆陆碰撞过程中,可能由于碰撞的边界条件随时间推移发生变化,致使青藏高原向北东方向的作用力方向随时间发生顺时针方向的偏转,造成黄河上游地区在新近纪末主要受北东方向应力作用,在青藏高原东北缘形成一系列北西西向的逆冲断裂,在第四纪主要受北东东向应力作用,致使青藏高原东北缘一系列北西西向活动断裂在第四纪主要呈左旋运动。在整个新构造期,虽然黄河上游地区不同构造单元的地应力无论在数值上还是在方向上都有局部变化,但总体上最大主压应力方向为北东向,鄂尔多斯和阿拉善地块上始终为地应力相对稳定和相对较低的区域,构造应力主要在几个断裂带内集中。

### 参 考 文 献

白明洲,黄国明 .2000. 某工程大型地下厂房围岩应力状态研究 . 地质灾害与环境保护,11(1):67 ~ 71  
 大连工学院数理力学系光测组 .1978. 光弹性实验 . 北京:国防工业出版社  
 虢顺民,江在森,张崇立 .2000. 青藏高原东北缘晚第四纪块体划分与运动态势研究 . 地震地质,22(3):219 ~ 231  
 黄汉纯,黄庆华,马寅生 .1996. 柴达木盆地地质与油气预测 . 北京:地质出版社  
 马杏垣 .1989. 中国岩石圈动力学地图集 . 北京:中国地图出版社  
 漆家福,陈发景 .1976. 下辽河—辽东湾新生代裂陷盆地的构造解析 . 北京:地质出版社

- 谭成轩,左文智,盛昌明.1995.黄河李家峡水电站工程坝区及外围现今构造应力场研究.地球学报,(4):355~364
- 陶一川.1992.石油地质流体力学分析基础.武汉:中国地质大学出版社
- 王连捷等,1996.地应力与油气运移.地质力学学报,2(2):
- 吴望一.1980.流体力学讲义(上册).北京:北京大学出版社
- 武际可,王敏中.1981.弹性力学引论.北京:北京大学出版社
- 许忠淮.2001.东亚地区现今构造应力图的编制.地震学报,23(5):492~501
- 殷有泉.1987.有限单元方法及其在地学中的应用.北京:地震出版社
- 周小平,张永兴,郭映忠等.2001.共轭平移断层中各序次应力场和断裂等构造形迹相互关系的力学分析.工程地质学报,9(4):373~376
- A.柯斯克,G.罗伯逊.1979.光弹性应力分析.上海:上海科学技术出版社
- J.C Jaeger and N.G.w.Cook.1979.Fundamentals of Rock Mechanics (- 3rd ed.), .Chapman and Hall London

# 第八章 黄河上游地区地质灾害基本特征及其对社会经济的危害

## 第一节 地质灾害发育程度与时空分布特征

黄河上游地区是我国地质灾害强烈发育的地区之一,地质灾害种类多。根据地质灾害的活动特点和危害方式,可分为突发性地质灾害和缓发性地质灾害(或累进性地质灾害)两大类。突发性地质灾害主要包括地震、崩塌、滑坡、泥石流、煤瓦斯突出等,这些地质灾害爆发剧烈,一次灾害过程比较短暂,难以有效地监测、预报,常造成严重的人员伤亡和财产损失,对社会经济产生巨大的直接危害;缓发性地质灾害(或累进性地质灾害)主要包括水土流失、土地沙漠化、土地盐碱化和特殊岩土工程地质病害、煤自燃等,这些地质灾害活动过程缓慢而又漫长,一般不会造成严重的人员伤亡和财产破坏,但严重危害土地、水、生物资源与生态环境,而且随着灾害活动的持续进行,所产生的危害具有不断累进的特点,因此对社会经济发展不但造成直接危害,而且产生深远影响。

### 一、突发性地质灾害

#### 1. 地震灾害

黄河上游地区地处中国区域地质构造东部与西部、南部与北部交界的联结地带,跨越鄂尔多斯地块、祁连造山带、秦岭造山带、青藏高原东北缘等不同性质的地质构造单元,活动断裂发育,新构造运动和地震活动频繁而又强烈。根据历史地震资料,在工作区和邻近地区发生的  $M > 6$  级地震 40 多次(图 8-1)。其中 8 级以上大地震 4 次:1654 年 7 月 21 日甘肃天水南部的 8 级地震、1739 年 1 月 3 日宁夏平罗—银川的 8 级地震、1920 年 12 月 16 日宁夏海原 8.5 级地震、1927 年 5 月 23 日甘肃古浪 8 级地震。这些大地震导致巨大的人员伤亡和财产损失,给人民造成深重灾难。如宁夏海原的 8.5 级地震,造成约 24.7 万人死亡,震中烈度达度,受地震严重危害的范围包括宁夏固原,甘肃庆阳、平凉、天水、定西、兰州、白银、陇南等 8 个地(市)的 30 多个县(市),还波及晋陕蒙豫青川的广大区域(图 8-2)。其他几次大地震造成的死亡人数也都在万人以上(表 8-1)。

表 8-1 黄河上游地区 8 级以上地震死亡人数

序号	时间 (年·月·日)	地点	震级 ( $M_s$ )	震中烈度	死亡人数 (另一说法)
1	1654.7.21	甘肃天水南	8		31000
2	1739.1.3	宁夏平罗—银川	8		50000(65300)
3	1920.12.16	宁夏海原	8.5		247000
4	1927.5.23	甘肃古浪	8		40912

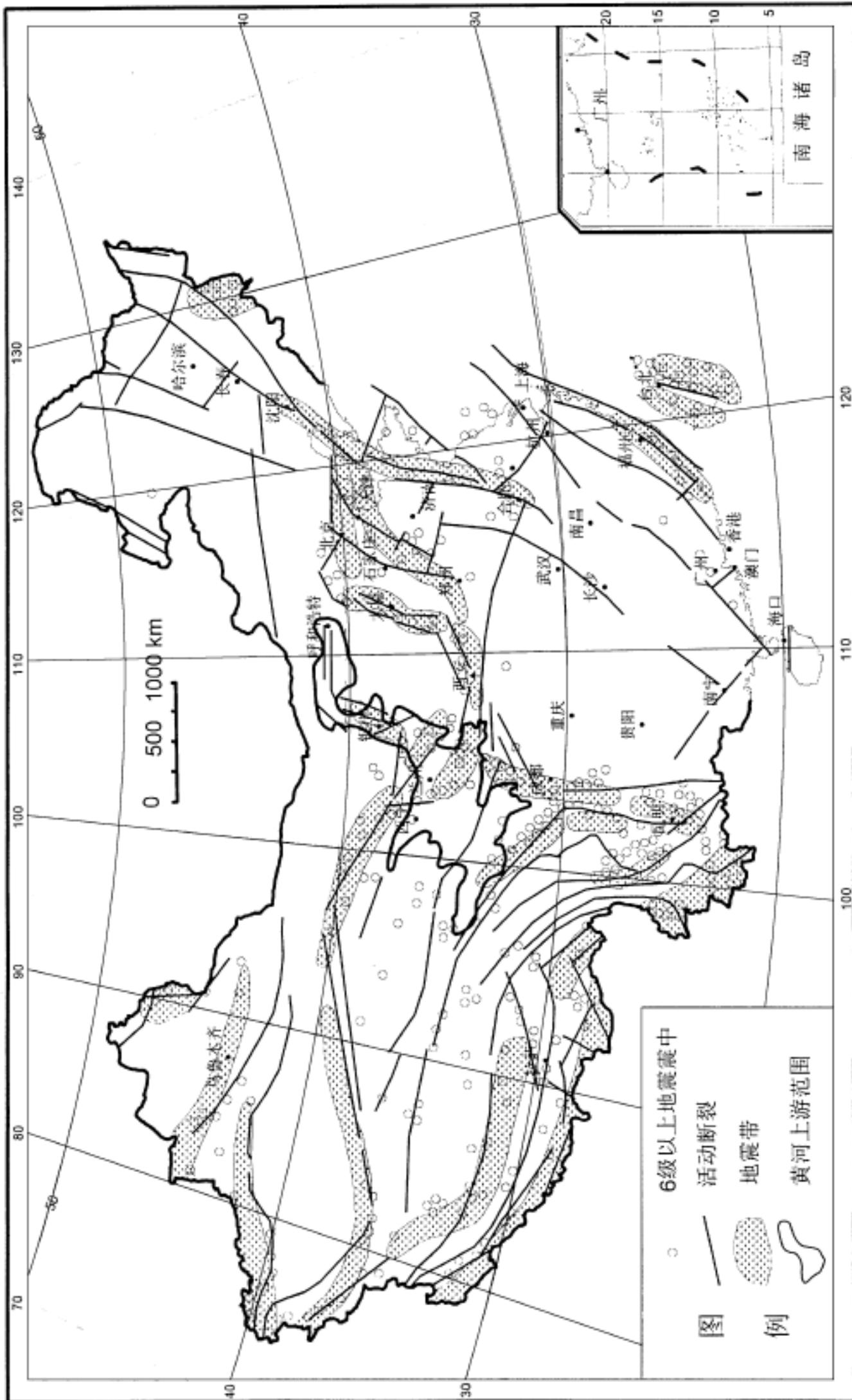


图 8-1 中国大陆地震震中、地震带及活动构造分布图  
(据中国地震局灾害防御司, 1992)

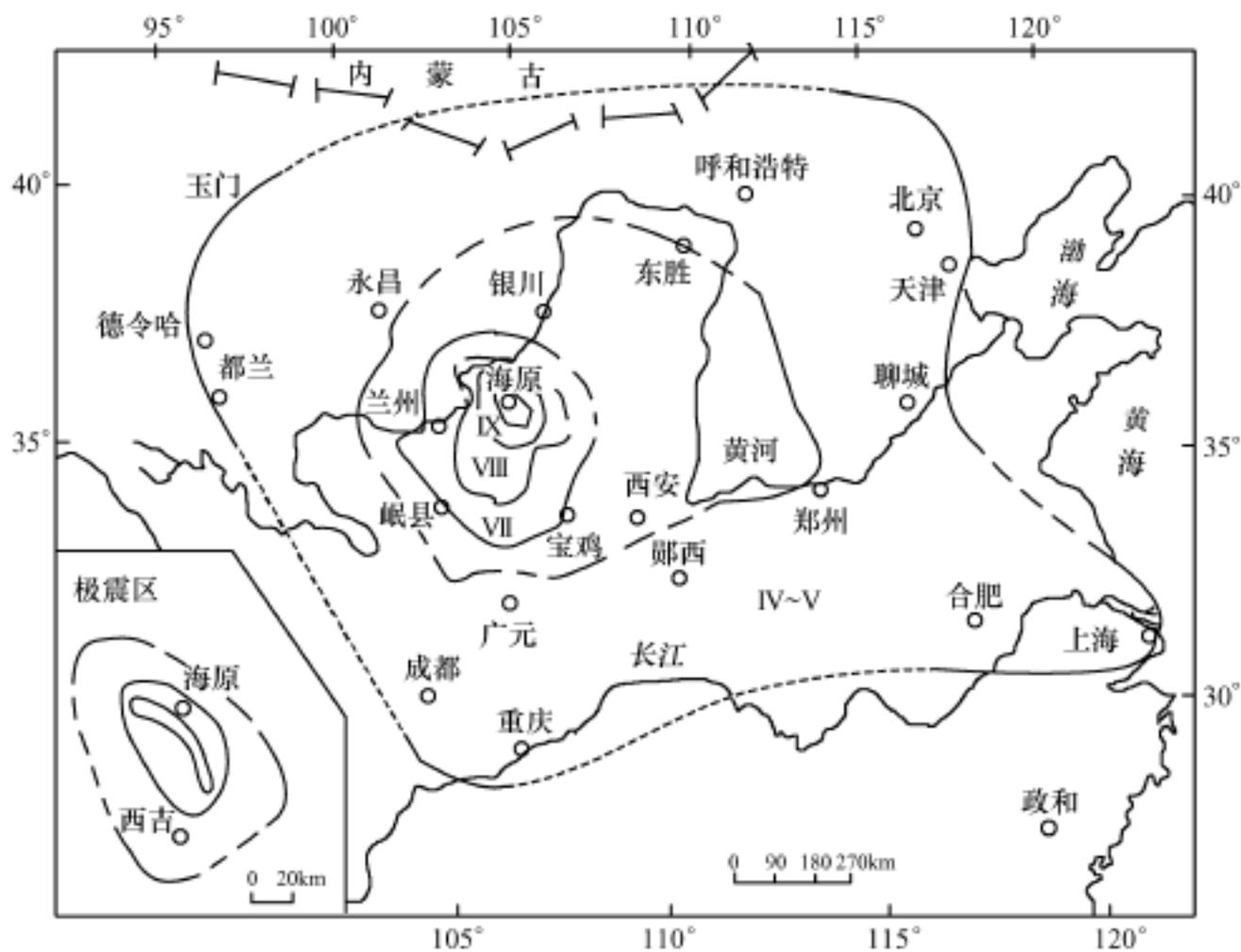


图 8-2 1920 年宁夏海原地震等震线图

(据中国地震局震害防御司, 1999)

近半个多世纪以来, 7 级以上强震活动减弱, 但 7 级以下的中强震仍比较频繁, 虽然没再发生一次死亡千人以上的大灾, 但仍然给人民生命财产造成比较严重的危害。据统计, 1949 ~ 1998 年, 本区发生破坏性地震 49 次, 其中 4 ~ 4.9 级破坏性地震 11 次, 5 ~ 5.9 级破坏性地震 28 次, 6 ~ 6.9 级破坏性地震 10 次, 累计造成 306 人死亡、424 人重伤、4186 人轻伤, 倒塌房屋 9 万间, 严重损坏房屋 75 万间, 轻微损坏房屋 133 万间, 死亡牲畜 4285 头, 直接经济损失 22 亿元人民币(按当年价累计)。其中一次死亡 100 人以上、或直接经济损失 1 亿元以上的重大地震灾害 5 次(表 8-2)。

表 8-2 1949 ~ 1998 年黄河上游地区重大地震灾害目录

序号	时间 (年·月·日)	地点	震级 $M_s$	破坏损失							
				死亡 人数 人	重伤 人数 人	轻伤 人数 人	倒塌 房屋 间	严重破 坏房屋 间	轻微损 坏房屋 间	死亡 牲畜 头	直接经 济损失 万元
1	1970.12.3	宁夏西吉(苏堡)	5.5	117	85	323	1841	1699	9000	289	
2	1990.4.26	青海共和—兴海	6.9	119	149	1900	8800	9100	66800		27427
3	1990.10.20	甘肃天祝—景泰	6.2	2	27		1566	2801	14054	24	15000
4	1995.7.22	甘肃永登	5.8	12	78	516	5656	31017	117383		10567
5	1996.5.3	内蒙古包头西	6.4	26	60	304	35808	175433	927833		150000

本区地震活动分布较广,在贺兰山东麓的平罗—银川—中宁;屈吴山、六盘山地区的中卫—固原—平凉;陇中高原的兰州—天水活动尤为强烈。这三个地带不但历史地震特别频繁,而且发生多次7级以上乃至8级以上强震、大震,成为我国大陆地震活动强烈、地震灾害严重的三个地震带:贺兰山地震带(银川地震带)、六盘山地震带、兰州—天水地震带。它们与南部川滇地区的其他地震带断续相连,形成纵贯中国大陆中部的南北地震带。除上述三个强烈地震活动带外,在本区西北缘的祁连山地区、北部的河套地区、西南边缘的巴颜喀拉山地区,以及青海的共和—兴海地区,地震活动也比较频繁,这些地区以中小地震为主,但有时也造成比较严重的地震灾害。

由于研究区地震活动强度和地壳表层岩土条件变化较大,所以不同地区地震烈度相差较大。全区以Ⅴ度烈度为主,部分地区为Ⅵ度及Ⅵ度以上烈度,少部分地区为Ⅳ度和小于Ⅳ度区。

Ⅵ度及Ⅵ度以上高烈度区主要分布在临河-磴口-石嘴山-银川-白银-海原地区,其次零星分布在北部的呼和浩特,中部的八盘峡、天水,西南部的鄂陵湖—玛沁地区。Ⅴ度烈度区广泛分布在研究区的中部及北部和东南部地区。Ⅳ度及Ⅳ度以下烈度区主要分布在北部乌拉特后旗-白云鄂博、鄂托克旗以及南部的局部地区(图 8-3)。

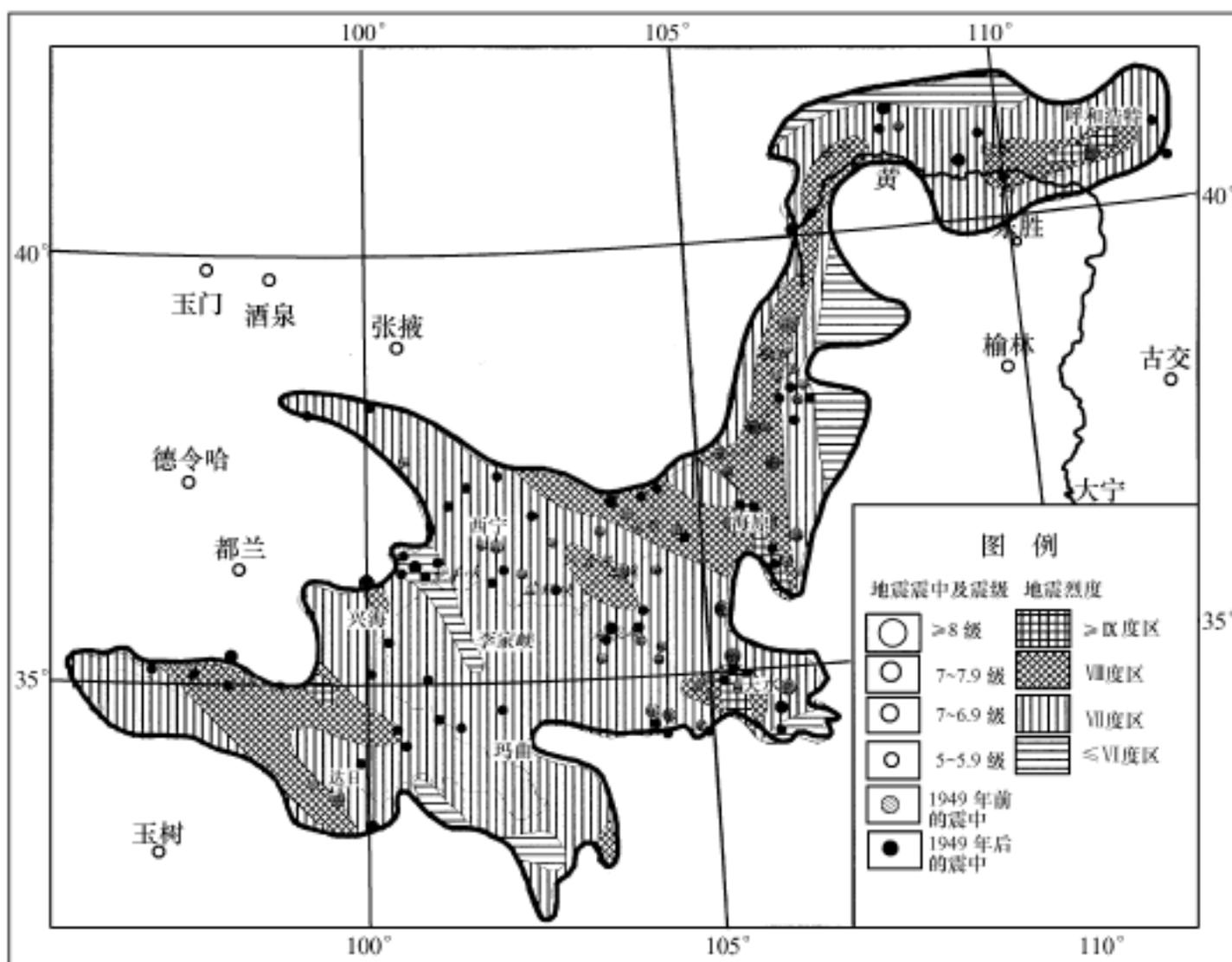


图 8-3 黄河上游地震震中及地震烈度分布图

研究区地震活动的时间分布亦很不均匀,发生十分复杂的不规则的强弱交替变化,形成多种时间尺度的地震期和地震幕。从宏观上看,本区的主要地震活动区(带)属于中国大陆南北地震带的北缘。在整个南北地震带中,不但不同区段在各活跃幕中的地震活动强度并不均一,而且发生以南北为主导方向的迁移现象。

## 2. 崩塌、滑坡、泥石流灾害

(1)崩塌灾害。本区只发生少量崩塌灾害。主要分布在六盘山地区和陇中高原,以黄河干流及一些主要支流沿岸和铁路沿线、水库库岸地区较为常见,其次分布在南部山地。根据崩塌体岩土类型,可把崩塌分为三类:以黄土为主的土质崩塌,主要分布在陇中高原地区;以坚硬岩石为主的岩质崩塌,主要分布在六盘山和黄河峡谷地区;由黄土和坚硬岩石组成的混合型崩塌,主要分布在中部黄河干流和一些主要支流两岸地带。由于大部分崩塌活动区人烟稀少,所以崩塌灾害相对较轻。但发生在村镇、铁路公路沿线、水库的崩塌常对居民生命财产、交通运输及水库等产生一定的危害。例如,1976年11月29日,兰州市白塔山望垣坪2号院发生崩塌,虽然仅 $500\text{m}^3$ ,但造成2人受伤。1996年5月9日,青海省湟中县什张家乡中心小学西侧黄土崖发生崩塌,体积仅 $11\text{m}^3$ ,却造成2人死亡、3人重伤。1988年6月25日甘肃永靖县盐锅峡焦家崖崩塌,阻塞公路,中断交通20天。1968年4月宁夏盐池县东家大湾水库大坝后侧发生崩塌,造成大坝失事。

(2)滑坡灾害。本区是全国主要滑坡灾害区之一。滑坡数量多,分布广。据初步调查统计,工作区发育有不同规模的滑坡3万余处。以中部黄土高原和六盘山地区最为发育,其次在北部的青山、贺兰山和南部的青海高原等地区。滑坡类型以土质(黄土或黄土类土与堆积土)滑坡为主,其次为岩质滑坡。滑坡规模大小不一,以体积 $100 \times 10^4 \text{m}^3$ 以下的中型、小型滑坡为主,少数为体积 $(100 \sim 1000) \times 10^4 \text{m}^3$ 的大型滑坡和体积大于 $1000 \times 10^4 \text{m}^3$ 的特大型滑坡;大型和特大型滑坡主要分布在兰州—兴海的黄河沿岸以及洮河、渭河等支流的沿岸地带。滑坡的直接诱发原因以暴雨为主,其次为地震以及融雪或冻融。滑坡活动比较频繁,对人民生命财产和经济发展造成比较严重的危害;特别是发生在城镇、交通干线、重要工程以及江河沿岸的滑坡常常造成严重人口伤亡和经济损失,并对国土资源和生态环境产生严重危害。例如:1943年2月7日青海共和境内的黄河龙羊峡上游右岸发生特大型滑坡,滑坡堆积物体积达 $1.27 \times 10^8 \text{m}^3$ ,黄河被阻塞断流8小时后溃决,查纳村被毁埋,全村115人除1人幸免于难外,其余114人死亡,1000余亩耕地被冲毁。

(3)泥石流灾害。本区是全国主要泥石流灾害区之一。泥石流数量多,分布广,活动频繁,危害严重。据现有资料统计,本区发育有不同规模的泥石流沟1000条以上,全区5个省(自治区)的131个县(市、区、旗)中有59个县(市、区、旗)发生不同程度的泥石流灾害。最严重地区为地处陇中高原的西宁-兰州-天水地区,以江河沿岸最为发育;其次为贺兰山东麓的石嘴山-小口子地区;在西北部的祁连山、南部的阿尼玛卿山的一些地区零星分布。本区泥石流类型比较复杂,在黄土高原地区,以稀性泥石流为主,部分粘性泥流和粘性泥石流;其他地区以稀性泥石流为主。泥石流灾害的直接诱因主要是暴雨,其次为融雪。泥石流灾害主要发生在每年的夏季或春末夏初之时。在城镇、交通干线以及江河、水库沿岸和电站附近的泥石流,常造成严重的人员伤亡和巨大的经济损失。例如:1964年7月16日,兰州市西固区暴雨后发生强烈泥石流,掩埋平房20栋,冲毁陈官营火车站和3.4km铁路,破坏农田600多亩,造成157人死亡,铁路停运36小时。甘肃天水西北部的罗玉沟频繁发生泥石流活动,

表 8-3 黄河上游地区崩滑流灾害密集区特征简表

编号及名称	分布地区	主要灾害类型与规模	主要破坏对象	代表性灾害实例
1. 贺兰山山前泥石流密集区	宁夏北部贺兰山及东麓山前洪积扇地带	以小型泥石流为主	村镇、矿山、道路、农田等	1988年8月3日大风沟泥石流,造成28人死亡,直接经济损失约800万元
2. 罗山-云雾山滑坡、泥石流密集区	宁夏南部的清水河上游地区	以中小型滑坡为主,其次为小型泥石流	村镇、道路、农田等	1920年宁夏固原石碑塬黄土滑坡,塬边两个村庄的44户房屋被压埋
3. 陇西-甘谷-天水黄土滑坡、泥石流密集区	甘肃东部的陇西、甘谷、天水地区	以中小型滑坡和小型泥石流为主	城镇、村庄、铁路、公路、桥梁、工厂、矿山、农田等	1990年8月11日天水锻压机床厂滑坡,体积 $256 \times 10^4 \text{m}^3$ ,造成7人死亡,4人受伤,6个车间和24座其他建筑被摧毁,直接经济损失2067万元;1978年7月16日天水伯阳菜子沟泥石流,天兰铁路被冲毁,中断行车360小时
4. 会宁-静宁黄土滑坡、泥石流密集区	甘肃东部的定西、会宁、静宁地区	以中小型滑坡和小型泥石流为主	村镇、道路、农田等	1975年定西内管镇丁家峡沟、李家峡沟泥石流,冲毁房屋、农田
5. 临夏-东乡-广河黄土滑坡密集区	甘肃中部的临夏、东乡、广河地区	以不同规模的滑坡为主	村镇、道路、农田、水利工程等	1983年3月7日,东乡县洒勒山大型滑坡,造成237人死亡,27人受伤,并毁坏公路、水库、农田
6. 兰州泥石流、黄土滑坡密集区	甘肃省兰州市区	以不同规模的泥石流和滑坡为主	城市、铁路、公路、工厂等	1964年7月16日兰州市西固区泥石流,造成157人死亡,铁路中断36小时
7. 西宁-湟源-海晏崩塌、滑坡、泥石流密集区	青海省西宁、湟源、海晏地区	以不同规模的崩塌、滑坡、泥石流为主	城镇、铁路、公路、工厂、村庄、农田等	1994年7月5日西宁市大寿沟泥石流,造成9人死亡,直接经济损失1000多万元
8. 刘家峡-龙羊峡崩塌、滑坡密集区	青海东部和甘肃中部的黄河龙羊峡-刘家峡地区	以不同规模的滑坡、崩塌为主	村庄、道路、农田和水利水电工程等	1943年2月7日青海共和查纳巨型滑坡,造成114人死亡,掩埋农田1000亩
9. 临潭-卓尼-岷县泥石流密集区	甘肃南部的临潭、卓尼、岷县地区	以不同规模的泥石流为主	城镇、道路、农田等	1987年7月6日卓尼县泥石流,造成46人死亡,直接经济损失1052万元
10. 兴海-玛沁-甘德融冻泥石流密集区	青海东南部的兴海、玛沁、甘德地区	以中小规模的融冻泥流为主	道路、农田	

100 多年来先后在 1866 年、1894 年、1927 年、1954 年、1958 年和 1965 年发生 6 次严重的泥石流灾害。1965 年泥石流发生于 7 月 7 日,因暴雨洪水引起,总输沙量  $68 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,泥石流溢出沟道,冲毁沟口大堤,涌入市区,造成 1556 户受灾,105 人死亡,冲毁房屋 3800 间,淤埋农田 8700 亩,损失粮食 2.4 万公斤,还有 20 多个机关单位受灾,损失物资 140 万元。1997 年 8 月 5 日青海共和龙羊峡水电站泥石流,除造成 2 人死亡外,主发电机房被淤,停止发电,公路被毁,直接经济损失约 8000 万元。

崩塌、滑坡、泥石流(简称崩滑流)同属于山地地质灾害,它们形成条件相似,发生时间和分布地区相近。受地形地貌、岩土、地质构造、气候以及人为活动等条件影响,工作区崩滑流灾害的分布极不均匀,在全区形成 10 个相对密集区,其中大部分灾害分布在中部地区,尤其以黄河干流两岸以及天兰铁路、兰新铁路沿线最为集中,部分分布在北部和南部的局部地区(图 8-4、表 8-3)。

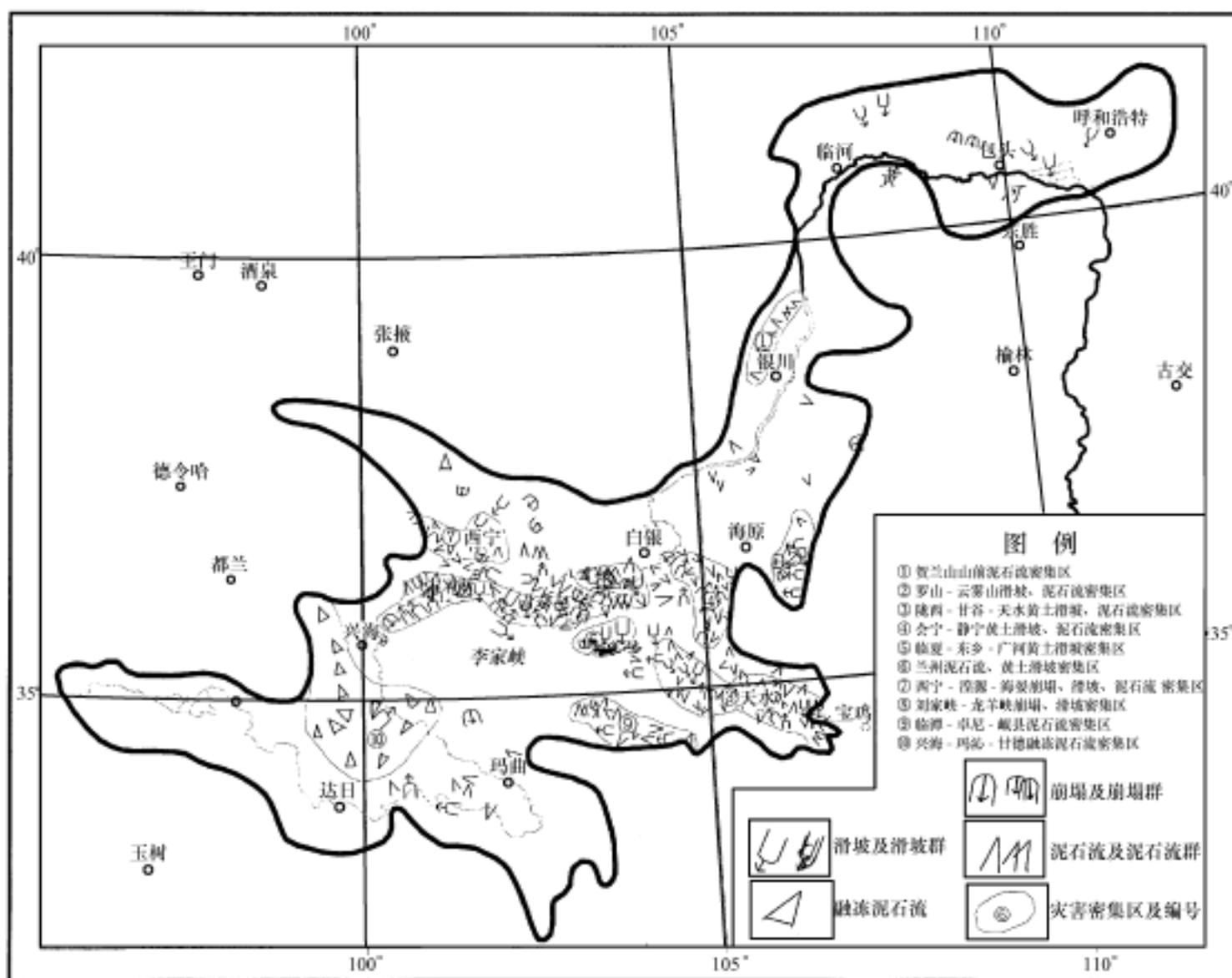


图 8-4 黄河上游崩塌、滑坡、泥石流灾害分布图

受气候影响,崩滑流活动主要发生在每年的 3~9 月,即春末至初秋季节。其中 3~6 月份多为融雪洪水引起的崩滑流,主要分布在南部的巴颜喀拉山、阿尼玛卿山和西北缘的老龙岭地区。6~9 月份主要为暴雨洪水引起的崩滑流,主要分布在中部和北部地区。

除年内变化外,崩滑流活动还发生十分复杂的、更长时间尺度的强弱变化。受工作程度限制,目前还没有相应的资料对此进行充分的分析。根据一些零星的勘查资料,可以得出如下粗浅判断:本区崩滑流活动的历史非常久远,可大致分为三种时间尺度,现代时期的崩滑流,历史时期的崩滑流,地质时期的崩滑流。这三种尺度崩滑流活动的时间分布都不均匀,其强弱变化有两个比较突出的特点:伴随气候冷暖干湿交替发生大致同步性的强弱变化;历史时期伴随本区人口增长以及农耕、放牧、采矿、修路等社会经济活动的增强,崩滑流在强弱交替中呈持续发展态势。

据最近 50 年不完全的崩滑流灾害记录,新中国成立以来,本区崩滑流灾害多发期主要为:1953~1954 年、1957~1959 年、1964~1966 年、1971~1974 年、1976~1978 年、1983~1990 年、1996~1998 年。大约 5~8 年为一个周期(图 8-5)。

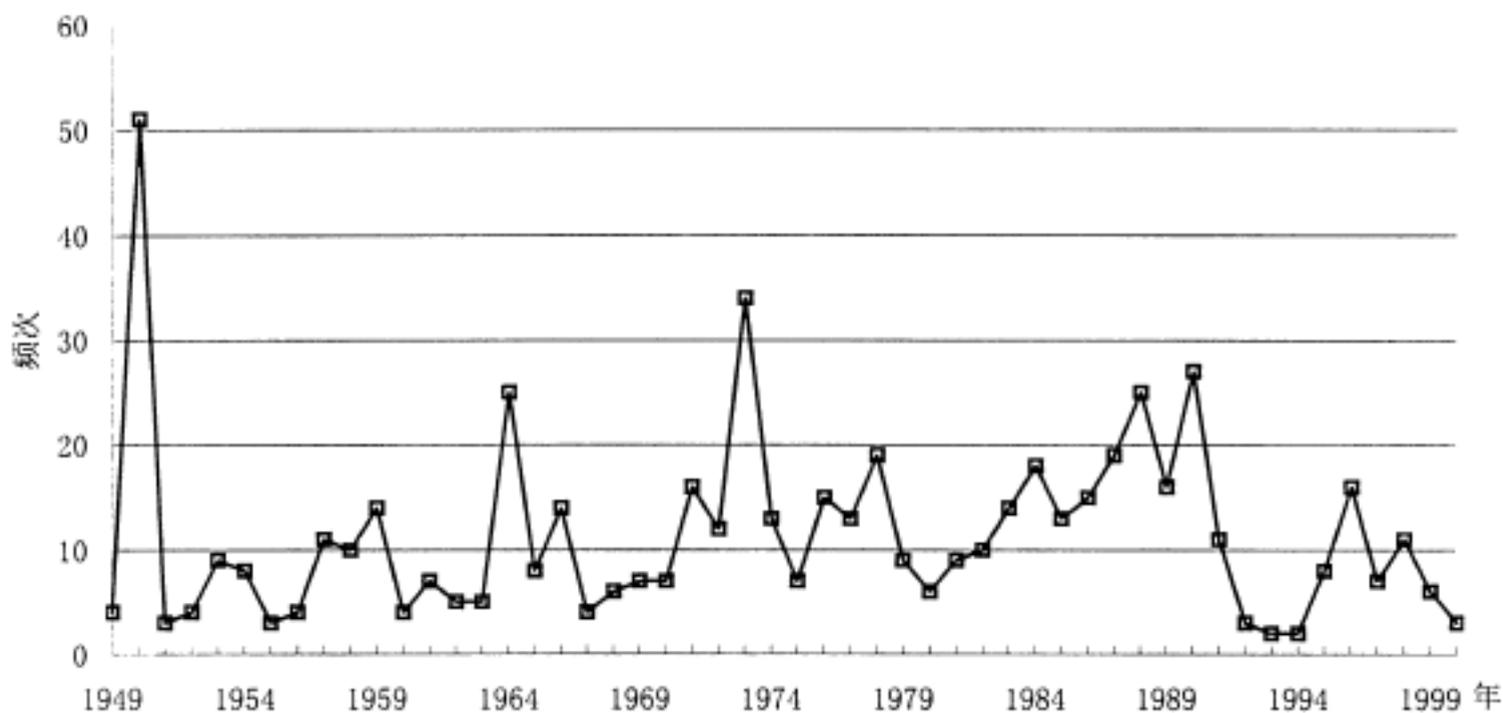


图 8-5 黄河上游地区 1949~2000 年有确切记录的崩滑流灾害逐年频次图

早期历史上的崩滑流灾害虽然早在后汉的有关史书中就有记载,但只不过是一些零星的文字材料。据此统计,自南北朝以来的大约 1500 年时间里,似乎是在隋唐、南宋末年、明朝中期以及清朝的康乾、光绪年间和 20 世纪 30 年代初期崩滑流灾害比较严重,其他时期崩滑流灾害较轻。

本区可识别的地质时期的崩滑流活动大致可追溯到第四纪中更新世或晚更新世。据青海贵德阿什贡泥石流洪积扇上的钻孔资料,泥石流堆积物厚度 27m,共有 5 个旋回,每个旋回层厚 4.4~6.2m,每层岩性组合基本相同:上部为含砾粘土,中部为泥质砂砾石,下部为泥质漂砾。尽管无法判别其形成时代和堆积环境,但仅从一般沉积特征分析,它们应为第四系更新统(或中上更新统)的泥石流堆积。另外,在本区和相邻地区还有一些天然剖面,也可从不同侧面反映地质时期的崩滑流活动情况。例如,在兰州市黄河南岸的小金沟,由泥石流沟所揭露的天然剖面最大厚度约 68m,其底部为侏罗系砂页岩;其上为半成岩的石质黄土,厚 7~11m;再其上为含砂和粘性土的砾石层,厚 18~23m;该层之上为冲积含砂黄土,厚 3~7m;顶部为黄土,厚 28~32m。该剖面中部的含粘土的砂砾石层,应为泥石流堆积或水石流

堆积;顶部黄土土质均匀,含少量钙质结核,中密,较坚硬,可能为上更新统马兰黄土,因此该泥石流堆积层应属中下更新统(图 8-6)。此外,在宁夏隆德县杨家店和马拉庙以及甘肃牛首山和甘肃武都徐家湾等地区的天然剖面中,也都见有层数不一、厚薄不等的泥石流堆积物,这些堆积物除了下伏于黄土层之下外,还有的覆盖于黄土层之上,构成洪积扇或河流高阶地的表层物质(图 8-7)。

据上述资料分析,第四纪时期本区发生多期崩滑流活动,其中既有更新世(或中晚更新世)的多期活动,又有全新世的多期活动。这些活动很可能与第四纪气候变化有密切关系—估计它们多发生在气候比较温暖、降水比较丰富的间冰期或相对温暖期。当然这只是从一般意义上的推测,是否如此,尚需进一步工作证实。

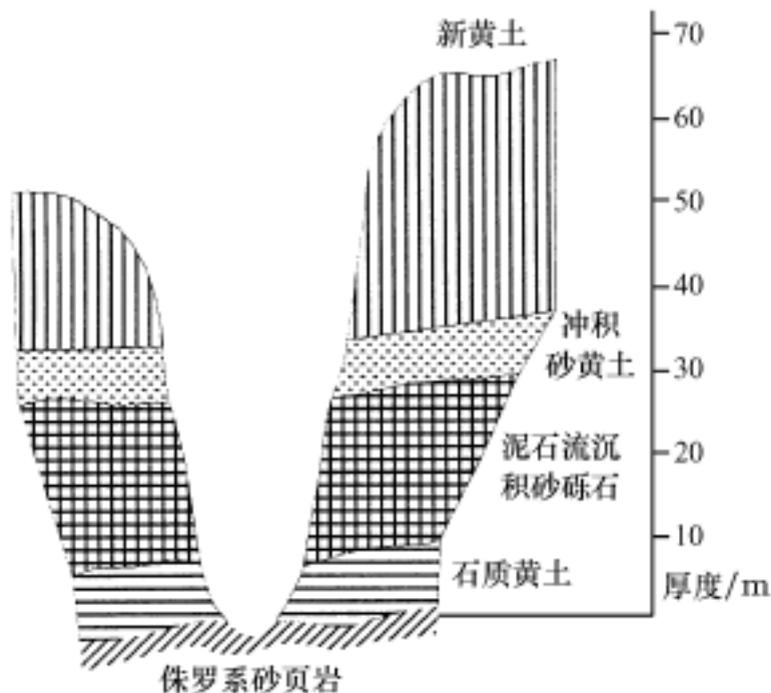


图 8-6 甘肃兰州黄河南岸小金沟泥石流沉积剖面图  
(据甘肃省地质矿产局等,1996)

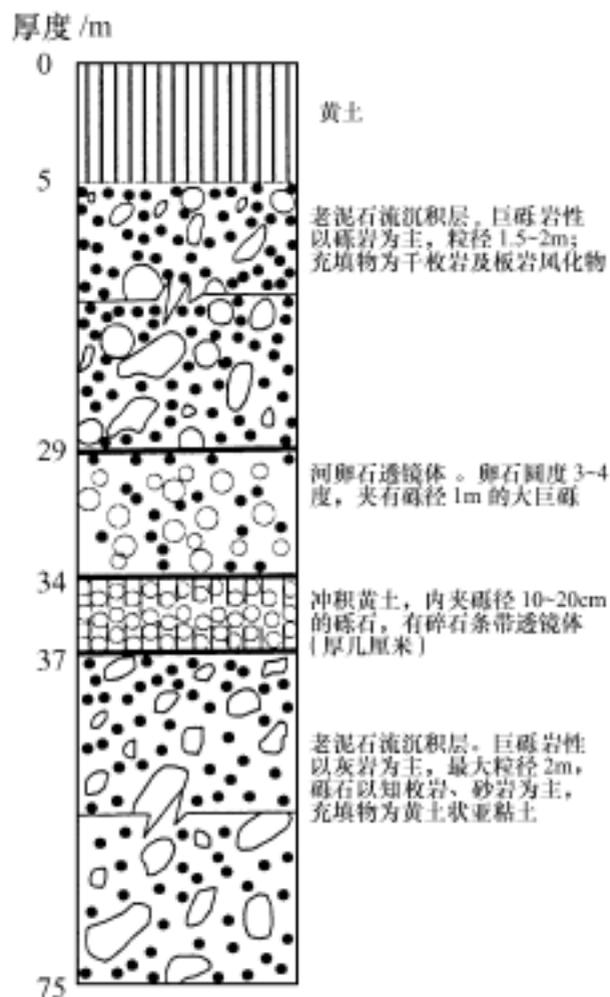


图 8-7 甘肃武都三河徐家湾新老泥石流沉积剖面图  
(据中国科学院兰州冰川冻土研究所,1982)

### 3. 其他突发性地质灾害

地面塌陷灾害。有岩溶塌陷、黄土塌陷和采矿塌陷,前两种数量不多,而且多发生在远离城镇、村庄和交通干线的地区,因此造成的灾害不严重。采矿塌陷主要发生在矿区,以煤矿最为常见。灾害比较严重的采矿塌陷有宁夏的石嘴山煤矿、石炭井煤矿,甘肃的窑街煤矿、靖远煤矿,青海的大通煤矿,内蒙古的陈三沟煤矿等。其主要危害是破坏房屋等工程建筑 and 土地资源以及矿区环境。例如,宁夏石嘴山煤矿共有三个矿区,其中二矿区发生地面塌陷,面积  $6.7\text{km}^2$ ,塌陷坑深度一般  $10\sim 15\text{m}$ ,最深达  $22\text{m}$ ,伴随地面塌陷还发生大量地裂缝,其规模不一,有的宽达  $0.6\text{m}$ ,深  $5\sim 7\text{m}$ ,造成大量民房倾斜、开裂,塌陷区的铁路、公路遭到

破坏,为维修铁路,累计回填路基土方一百多万方,耗资数百万元。宁夏石炭井煤矿的4个矿区均发生不同程度的地面塌陷灾害,其中二矿区较为严重,其塌陷面积约 $3\text{km}^2$ ,塌陷深度达8m以上。甘肃窑街煤矿地面塌陷区长1~2km,宽300~600m,深8~10m,矿区房屋、道路以及环境遭到破坏。内蒙古临河市陈三沟煤矿,1996年5月3日,受当时发生在包头的6.4级地震影响,发生整体性塌陷,塌陷区长250m、宽30m,塌陷区边缘形成数条大裂缝,造成煤矿井巷报废,地面亦遭到严重破坏。青海大通县煤矿区的多个小煤矿发生严重地面塌陷,累计面积 $9.8\text{km}^2$ ,5个自然村的500多户村民的房屋和1000多亩耕地、7500多亩山林草场遭到破坏。

(1)地裂缝灾害。除部分地区伴随黄土湿陷和冻融发生的一些小规模地裂缝外,本区主要是伴随多次强震和大型崩塌、滑坡出现的地裂缝灾害。例如1920年12月16日,宁夏海原发生8.5级大地震,除造成650多个大型滑坡外,还在宁夏固原硝口向西北至甘肃景泰之间,出现断续绵延达220km的大量臃包和地裂缝,因此加剧了地震对房屋、道路和耕地的破坏。1996年5月3日发生在包头的6.4级地震,使一些地区发生地裂缝,其中在内蒙古达拉特旗黄河大堤等处出现92处地裂缝,成为堤防隐患。

(2)瓦斯爆炸。本区是我国瓦斯爆炸灾害多发区。区内多数煤矿存在不同程度的瓦斯爆炸威胁,以甘肃省靖远煤矿、窑街煤矿、两当县煤矿、宁夏石嘴山煤矿、汝箕沟煤矿、同心县太阳山煤矿等最严重。瓦斯爆炸常造成严重的人员伤亡,并毁坏井巷、矿山设备,危害矿井正常生产,是本区重要矿山地质灾害。例如:1978年5月24日甘肃窑街煤矿三矿发生瓦斯爆炸,造成90人死亡、87人受伤,66m巷道被毁;1988年8月5日,甘肃两当县地方煤矿发生瓦斯爆炸,造成44人死亡,4人受伤。宁夏石嘴山煤矿自1959年建成投产以来,瓦斯涌出量和瓦斯灾害事故呈逐年增长趋势,瓦斯喷出高峰值达 $150\text{m}^3/\text{分}$ ,1986年6月7日到9日,连续发生两次瓦斯爆炸事故,9人窒息,经抢救脱险,但工作面被封闭,停产4个多月。

(3)矿井突水灾害。主要发生在宁夏石嘴山煤矿和石炭井煤矿。突水原因主要有三种:雨水、河水以及大量污水灌入矿井引起突水事故;巷道掘通老窑或旧的生产井巷引起突水灾害;采掘工作面揭露地下水含水层引起突水灾害。除煤矿外,还有的其他矿也偶尔发生突水事故。如1996年5月3日,甘肃成县黄渚镇李家沟铅锌矿老硐积水冲破岩壁突入矿硐,水深达100m,造成33人死亡,采掘设备被淹,矿区停产半月,直接经济损失近1000万元。由于本区矿区地表水和地下水丰度不高,所以突水灾害发生次数少,规模也不大。除造成一定人员伤亡外,主要破坏矿井设备,影响正常生产。

此外,本区还有岩爆、冒顶等矿井灾害,仅发生在少数矿区,灾害规模和破坏损失都比较轻。

## 二、缓发性地质灾害(累进性地质灾害)

### 1. 水土流失

水土流失是指在一定环境条件下,受外动力地质作用,土壤或地壳表层物质被破坏、搬移,发生流失以及堆积的运动过程或动力现象。水土流失的动力作用主要包括风力侵蚀、水力侵蚀、重力侵蚀、冻融侵蚀与冰川侵蚀,其中以水力侵蚀作用最强烈,造成的水土流失灾害最严重,所以社会上所称的水土流失多为水力侵蚀所造成的水土流失。

本区是我国水土流失最严重的地区之一。多种水土流失活动都比较强烈,尤其是水力

表 8-4 黄河上游地区水土流失类型与危害程度

水土流失类型	水土流失强度	分布地区	主要危害
风力侵蚀	重度侵蚀	库布齐沙漠(内蒙古杭锦旗、东胜市)	破坏土地资源,导致耕地、草场退化,危害农牧业生产;破坏水资源、生物资源与区域生态环境;加剧土地沙漠化和沙尘暴灾害
	中度侵蚀	毛乌素沙地西北缘和贺兰山东缘北段(内蒙古鄂托克旗和宁夏石嘴山地区)	
	轻度侵蚀	贺兰山东缘南段(宁夏银川、吴忠西部地区)	
	微度侵蚀	河套平原、宁夏平原(内蒙古呼和浩特、包头、临河,宁夏中部地区)	
水力侵蚀 (含重力侵蚀)	重度侵蚀	渭河、洮河、祖厉河、环江流域(甘肃临夏、定西、天水、环县地区)	破坏土地资源,导致耕地、草场退化,危害农牧业生产;破坏水资源、生物资源与区域生态环境;造成江河、水库、湖泊淤积,导致水利工程效能降低,加剧泥石流和洪水灾害
	中度侵蚀	陇中高原北部和麦积山地区(甘肃兰州、天水东部和青海共和地区)	
	轻度侵蚀	庄浪河、洮河上游及黄河源头地区(甘肃白银和青海果洛地区)	
冻融侵蚀与 冰川侵蚀	中度侵蚀	祁连山南麓大通河流域(青海海北地区)	破坏土地资源,危害铁路、公路等工程设施
	轻度侵蚀	阿尼玛卿山、巴颜喀拉山地区(青海果洛地区)	

蚀和风力侵蚀活动,不但分布广,而且强度大,是对土地资源危害最严重的自然灾害(表 8-4)。

风力侵蚀活动主要发生在北部地区,以内蒙古杭锦旗、东胜、鄂托克旗、乌海和宁夏的石嘴山等地区最严重,其次在内蒙古河套平原、宁夏银川平原地区比较严重。风力侵蚀加剧了土地沙漠化以及沙尘暴灾害,严重危害农牧业生产,并破坏生态环境。

水力侵蚀活动主要发生在中部和东北部地区。其中重度水力侵蚀区主要分布在陇中高原的渭河、洮河、祖厉河、环江流域,以甘肃临夏、定西、天水和环县等地区最为严重,平均侵蚀模数大于 10000 吨/平方千米·年,最严重地区达 12000 吨/平方千米·年。中度水力侵蚀区主要分布在重度水力侵蚀区外围地带,主要包括宁夏海原,甘肃的兰州、岷县等地区,其次分布在内蒙古乌拉特前旗、杭锦旗等地,平均侵蚀模数 5000~7000 吨/平方千米·年。轻度水力侵蚀区主要分布在宁夏同心,甘肃靖远、永登,青海的西宁、共和、同仁等地,其次分布在北部内蒙古呼和浩特、托克托等地,平均侵蚀模数 3000~5000 吨/平方千米·年。严重水力侵蚀区,沟壑纵横,土地贫瘠,水源和植被稀少,不但土地资源遭受严重破坏,而且造成河流和水库严重淤积,加剧崩滑流与洪水灾害(图 8-8)。

冻融侵蚀与冰川侵蚀主要发生在西南部的阿尼玛卿山和巴颜喀拉山地区,其次发生在西北部祁连山南麓地区,属轻度-中度侵蚀。由于这些地区人口稀少,所以其直接破坏作用不显著,其主要危害是破坏土地资源与生态环境。

本区水土流失活动早在人类出现以前的地质时期就广泛发生,在人类出现以后,伴随农牧业生产活动和社会经济发展,成为危害日益广泛的自然灾害。历史上(特别是近代和现代)水土流失灾害既受自然条件控制,又受人为活动和社会经济条件影响。在这两方面条件共同作用下,水土流失活动发生复杂的变化。新中国成立以来的 50 余年,党和政府高度重

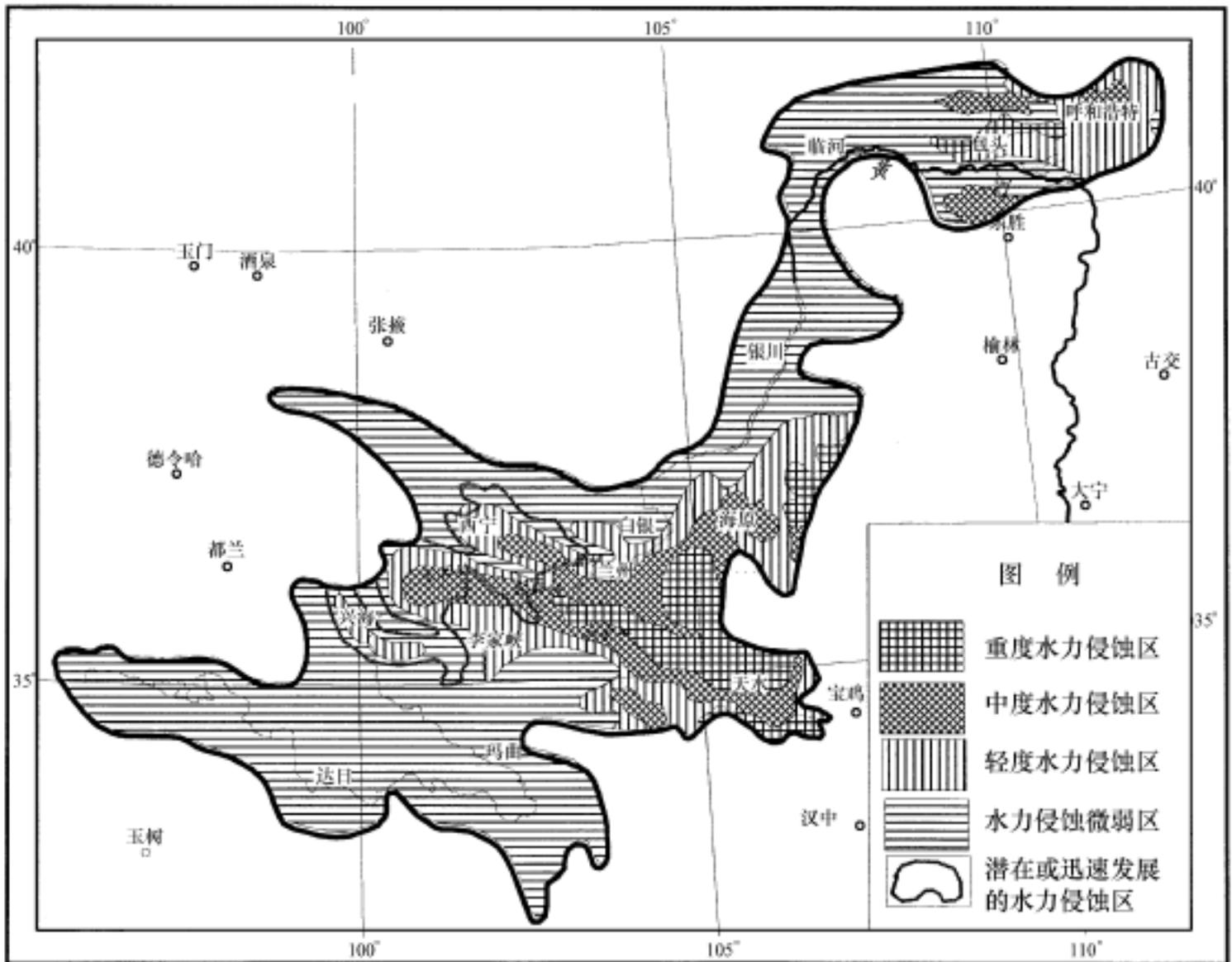


图 8-8 黄河上游水力侵蚀强度图

视水土流失防治工作,取得了显著成绩。但是,在治理的同时,受自然和人为活动影响,大部分地区水土流失活动仍在持续发展,尤其是风力侵蚀和水力侵蚀活动发展尤其迅猛。其主要表现是:水土流失面积不断扩大,大部分地区每年平均扩展速率 0.5% ~ 3.0%,个别地区大于 5%;水土流失程度不断加剧升级。水力侵蚀活动持续发展,不断趋于严重的主要地区为甘肃东部、宁夏南部的陇中高原地区和青海东部地区,其中以青海的西宁、共和、兴海地区近年来水力侵蚀的发展速度最快、潜在危险性最高。

## 2. 土地沙漠化

按照 1994 年《联合国关于在发生严重干旱和(或)荒漠化的国家特别是在非洲防治荒漠化的公约》给出的解释,土地沙漠化是指因气候变异和人类活动等因素造成的干旱、半干旱和亚湿润干旱地区土壤物质流失,土壤的物理、化学和生物特性、经济特性退化,生物经济生产力下降或丧失,自然植被长期丧失的现象或过程。

根据沙漠化土地的面积比、发展速率,以及已经形成的沙丘的密度、活动程度(沙丘植被覆盖度),将沙漠化土地划分为程度不同的 4 种类型。

潜在沙漠化土地。沙漠化土地面积在 5% 以下,一定时期以来沙漠化土地增加量小于 5%。外貌上仍保持原有的地表特征,局部地区有薄层片状覆沙,覆盖度小于 5%,且为季节性出现。土质疏松,含沙量极丰富,农牧业生产尚可正常进行,但已具有明显沙化倾向,一旦

自然条件发生变化或受人为经济活动影响,生态环境恶化,就会发生沙漠化。

正在发展中的沙漠化土地。沙漠化土地面积 5% ~ 25%, 一定时期以来沙漠化土地增加量 5% ~ 20%。已出现明显的风沙地貌现象, 地表上形成片状常年性覆沙, 覆盖度 5% ~ 20%, 并有轻度风蚀现象, 地表趋于粗化, 局部地段出现雏形沙丘。有的地段仍为原生植被, 有的地段则变成沙生植被, 二者交错呈片状镶嵌分布。土地资源遭到较明显破坏, 农作物产量下降, 草原退化。

强烈发展中的沙漠化土地。沙漠化土地占 26% ~ 50%, 一定时期以来沙漠化土地增加量 21% ~ 40%。地貌景观发生明显变化, 出现流动沙丘, 常年覆沙面积达 21% ~ 50%, 风沙流动性较强, 风蚀和风积活动比较强烈。土壤主要为风沙土。植被覆盖度 30% 左右, 沙生植被发育, 主要为草甸植被、草生植被和干草原等类型。土地资源遭受严重破坏, 已不适宜种植业, 可作为牧场, 但牧草产量、品质亦不断下降。

严重沙漠化土地。沙漠化土地面积 50% 以上, 一定时期以来沙漠化土地的增加量 40% 以上。地表出现大面积流动沙丘, 沙丘一般高 3 ~ 5m, 多密集连片分布。风蚀活动严重。植被均系沙生植物, 覆盖度小于 10%。土地资源遭到特别严重破坏, 绝大部分土地不适宜农牧业生产。

本区土地沙漠化灾害比较严重。除零星分布在南部的青海共和等地外, 主要分布在北部的内蒙古和宁夏地区(图 8-9)。其中严重沙漠化土地主要分布在内蒙古乌拉特前旗、杭锦旗、鄂托克旗、临河市、乌海市和宁夏的青铜峡市、中卫县、灵武县、盐池县等地。沙漠化土地多呈带状分布, 局部地区成片分布。有大量流动沙丘, 多呈新月状, 一般高 4 ~ 5m, 最高可达 10 ~ 30m, 迎风坡坡度 5° ~ 10°, 背风坡坡度 20° ~ 30°。不少地区大量沙丘密集相连, 形成绵长的沙丘链或沙丘群。受常年风和季节风影响, 沙丘在往复式运动中, 不断向东、向南移动。单个沙丘的移动速率一般 8 ~ 15m/ a, 快者超过 20m/ a。沙丘链、沙丘群的移动速率一般 3 ~ 8m/ a。强烈发展中的沙漠化土地主要分布在内蒙古达拉特旗、东胜市、乌海市和宁夏的陶乐、盐池、同心等地。沙漠化土地呈断续带状或零星片状分布。除平铺沙地外, 发育有密度不一的半固定沙丘和少量新月形流动沙丘, 一些地区出现沙丘链和沙丘群。植被覆盖度 20% ~ 30%, 主要为沙生植被。大部分地区不能耕作。正在发展中的沙漠化土地主要分布在内蒙古乌拉特中旗、乌拉特后旗、达拉特旗、乌海市、鄂托克旗和宁夏的盐池、灵武、同心、中卫等地。地表为沙质、砾质平铺沙地, 局部出现沙丘雏形, 植被覆盖度 30% ~ 50%, 有不同类型的沙生植物。虽然可进行农业种植, 但土质粗化, 肥力和涵养水分能力持续下降, 耕作条件劣化, 产量不断下降。潜在沙漠化土地除广泛分布在上述三类沙漠化土地的外围地区外, 还分布在本区中部甘肃、青海的一些地区, 这些地区出现薄层状覆沙, 耕牧条件出现劣化趋势。

包括本区在内的土地沙漠化的活动历史非常久远, 其总的变化趋势是沙化程度不断加重, 面积逐渐扩大。新中国成立以来, 虽然高度重视沙漠化防治工作, 但只是在局部地区沙漠化得到遏止或逆转, 大部分地区沙漠化不但没有被遏止或削弱, 反而以更大速度继续发展。

采用朱震达提出的沙漠化土地平均年增长率评价沙漠化发展变化情况。

$$R = \left[ \sqrt[n]{\frac{1 - 1}{2}} \right] \times 100$$

式中:  $R$  为沙漠化土地年平均增长率(%);  $S_1$  为第一次沙漠化土地面积( $\text{km}^2$ );  $S_2$  为第二次沙漠化土地面积( $\text{km}^2$ );  $n$  为第二次与第一次的时间间隔(年)。

本区大部分沙漠化土地分布区的年平均增长率为 1.1% ~ 3.5%。以内蒙古的乌拉特中旗、乌拉特后旗、鄂克托旗和宁夏的灵武、盐池、中卫等地发展较快。

土地沙漠化虽然不会造成人员伤亡和严重的财产损失,但对国土资源和社会经济仍具有广泛而又深远的危害。首先,土地沙漠化破坏地表土层结构,使细粒物质和有机质大量损失,导致地力下降,土壤贫瘠,植被退化,耕植和放牧条件恶化,农牧业生产遭受严重破坏。据发生严重沙漠化的宁夏盐池县土地沙漠化动态监测结果,这里每年风蚀深度达 3 ~ 5cm,耕作层内细粒物质损失 10% ~ 30%,1961 ~ 1976 年间,平均每年沙化土地扩大 17.2 万亩,草原植被退化,覆盖度不断下降,特别是优良的豆科、禾本科牧草持续减少,牧草营养价值下降 49%,产草量和畜载能力不断降低,甚至完全丧失。土地沙漠化除严重破坏农牧业生产外,强烈的风沙活动还有时掩埋铁路、公路,甚至掏蚀路基,因此包兰铁路以及一些公路的交通运输遭受日益严重影响,有时甚至因沙害而短时停运。严重的风沙活动还常常埋压房屋、水库、渠道、塘坝、水井,使居民丧失基本生存条件,因而被迫迁移,导致在不少地区出现风沙步步逼近,居民村落节节避退的局面。例如内蒙古鄂托克前旗,近几十年来累计被风沙掩埋水井 1438 眼,埋压房屋 2203 间、棚圈 3312 间,700 多户居民被迫搬迁。土地沙漠化不仅对当地造成严重的直接危害,而且伴随土地沙漠化过程,这些地区的气候条件不断恶化,干旱、风沙和沙尘暴加剧,地表水和地下水萎缩,植被减少,因此导致区域生态环境恶化,从而大大削弱了区域可持续发展能力。

### 3. 土地盐渍化

又称土地盐碱化、土壤盐碱化,是指在土壤或地壳表层岩土中大量盐分积聚,形成盐渍土(盐碱土)的过程或现象。根据盐渍化形成的主要原因分为原生盐渍化和次生盐渍化。根据盐渍土中的盐类成分,分为盐土和碱土两大类。根据地表浅层 0 ~ 20cm 土壤中盐分含量多少将盐渍土或盐渍化程度分为三个等级:重盐渍化(盐分含量大于 0.4%);轻盐渍化(盐分含量 0.2% ~ 0.4%);非盐渍化(盐分含量小于 0.2%)。

本区盐渍化除零星分布在甘肃、青海的局部地区外,主要分布在北部的河套平原和宁夏平原地区(图 8-9)。

内蒙古河套平原盐渍化土地面积约 9500 $\text{km}^2$ 。盐渍化类型以重盐渍化盐土为主,含盐量大于 0.4%,最高达 1% 以上。

宁夏平原盐渍化零散分布在银川平原和卫宁平原的一些地区,总面积 102 万亩,盐渍化类型以盐土为主。盐渍化程度不一,重盐渍化面积 38 万亩,主要分布在银川平原北部和卫宁平原的部分地区;中盐渍化和轻盐渍化面积 64 万亩,广泛分布在银川平原和卫宁平原。

盐渍化的主要危害是破坏土地资源,危害农牧业生产:轻盐渍化耕地,产量下降,重盐渍化土地地表常凝聚大片盐霜或盐斑,大部分农作物难以正常生长。

本区盐渍化主要是因长期不科学的引黄灌溉引起的次生盐渍化。因此盐渍化的形成、发展、变化过程与灌溉和防治密切相关。

内蒙古河套平原的盐渍化经历了发生、发展、急剧扩大、缓慢发展 4 个阶段。1958 年以前,河套地区引黄灌溉面积和灌溉水量均较小,灌区全年地下水位平均埋深 2.2 ~ 2.3m,其

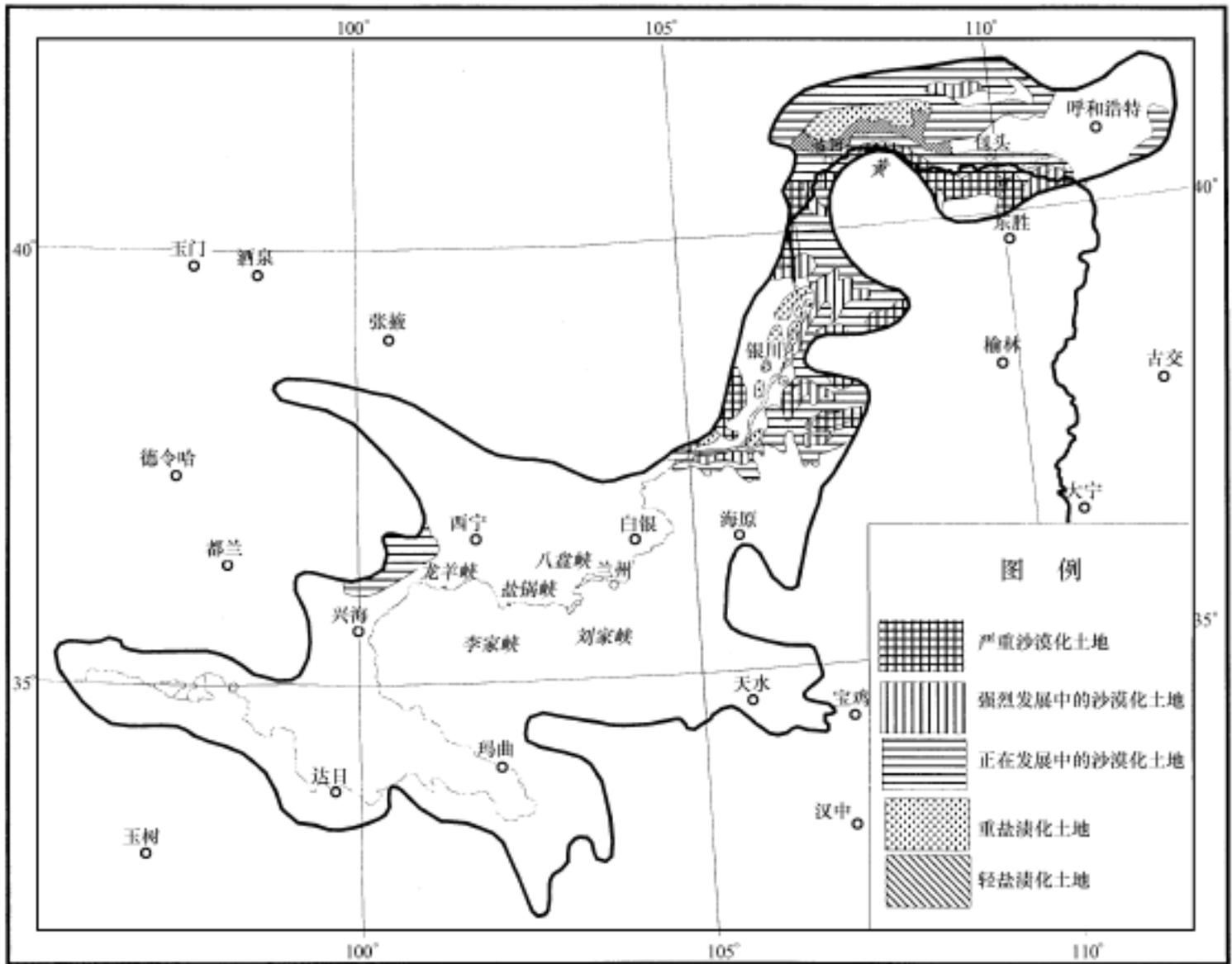


图 8-9 黄河上游土地沙漠化、土地盐渍化分布图

中地下水位埋深大于 1.5m 的时间占全年的三分之二以上,春季返盐季节地下水位更低,一般埋深在 3.5m 以下。在这种情况下,虽然发生盐渍化,而且缓慢扩大,但盐渍化程度较轻,总面积约 60 万亩。1959~1964 年,在引黄灌溉面积略有扩大的同时,灌溉引水量大幅度增加,致使全年平均地下水位埋深上升到 1.8m,特别是在集中灌溉的农作物生长发育期,地下水平均水位埋深仅 1.5m 左右,最高仅为 1m 左右,因此导致盐渍化不断发展,面积扩大到 158 万亩。1965~1973 年,随着灌溉面积和灌溉水量的继续增长,地下水位埋深 1.65m,农作物灌溉期上升到 1.5m 以上,最高不到 1m。盐渍化迅速发展,面积扩大到 316 万亩,盐渍化程度亦不断加重。1974 年以后,一方面引黄灌溉面积继续扩大,另一方面不断改善灌排条件,实施防治措施,因此使局部地区的盐渍化得到控制或不同程度的脱盐改良,但大部分地区盐渍化仍在缓慢发展。

宁夏银川平原和中卫平原盐渍化形成、发展过程与河套平原相似:1975 年以前盐渍化持续发展,1976 年以后由于加强综合防治,盐渍化迅速发展势头得到遏制,部分地区得到改良,但尚未能全部治理,一些地区(如平罗县、青铜峡、西干渠等地)的盐渍化仍在持续发展。

#### 4. 煤自燃

煤自燃是指煤炭在天然条件下或开采过程中因氧化生热等原因引起燃烧的现象或过程。煤自燃包括煤田自燃和矿井煤自燃两种类型。

本区两种类型煤自燃都比较严重。其中煤田自燃主要发生在宁夏的汝箕沟煤田和大峰沟煤田、白芨沟煤田,这些地区的煤自燃始于1862年,到1988年,燃烧面积达 $2.21\text{km}^2$ ,平均每年烧毁煤炭约100万吨;其次是内蒙古阿拉善盟的古拉本煤矿,近年来形成4处火区:太阳山火区、炭窑沟火区、大岭火区、东方红火区,火区总长约2300m,宽40~180m,燃烧面积约 $27 \times 10^4 \text{m}^2$ ,燃烧深度10~80m,已烧毁可采优质无烟煤几百万吨。

近年来,国家不断加大煤田自燃治理,已取得初步成效。例如,宁夏汝箕沟煤田原有火区21处,经治理已熄灭8处;内蒙古古拉本煤矿也投入巨大资金,采取多种措施灭火或阻止火势蔓延。但由于治理难度大,需要巨大资金和复杂的工程技术,所以完全控制、熄灭煤田火灾尚需时日。

矿井煤自燃主要发生在甘肃的窑街煤矿、阿干镇煤矿以及甘肃永登大有矿等。甘肃窑街矿矿井煤自燃事故主要发生在20世纪50年代,开采百万吨煤的自燃发火率超过100次,到60年代下降到34次,80年代以后进一步下降到1次以下。阿干镇煤矿开采百万吨煤的自燃发火率平均为26次。甘肃省永登县大有矿二上山于1982年6月15日发生煤自燃,用砖头泥沙封堵后,在火未熄灭的情况下于6月23日启封,导致火势增大,发生严重灾情:造成17人死亡,1860m巷道及设备材料被烧毁封闭,全矿停产。

煤自燃放火的主要危害是烧毁煤炭资源,污染环境;矿井煤自燃不但常造成人员伤亡,破坏矿井设备,而且能引起爆炸,造成更大的破坏损失。

### 5. 特殊岩土工程地质病害

是指建筑在某些具有特殊工程地质性质岩土上的工程设施,因灾害性工程地质作用发生沉陷、滑移、开裂、倾倒、坍塌的现象。所谓特殊工程地质性质主要是指岩土具有特殊的物质成分、结构、构造、物理力学性质。容易产生工程地质病害的特殊岩土较多,发育在本区的主要是湿陷性黄土和冻土,其次是软土(图8-10)。

(1)黄土湿陷。黄土是一种具有特殊工程地质性质的岩土。黄土成分以粉土颗粒和亲水性弱的颗粒为主,具有大孔结构,在干燥状态下可以承受一定荷重而变形不大,但浸水后,土粒间水膜增厚,水溶盐被溶解,土粒联结显著减弱,从而发生土体结构破坏,并产生湿陷。由于湿陷的变形较大,而且多是突然发生的,所以常导致其上部的房屋、桥梁等建筑物发生沉陷、变形、破坏,从而发生灾害。

本区中部和北部的部分地区发育有大面积的黄土和黄土状土,其形成时代为第四纪更新世和全新世。强烈湿陷性黄土主要为上更新世的马兰黄土,主要分布在宁夏南部、甘肃中部和东部、青海东部。根据其湿陷性程度,分为两级:强湿陷黄土,相对湿陷系数大于0.07;弱湿陷黄土,相对湿陷系数0.03~0.07。

强湿陷黄土主要分布在宁夏南部的海原,甘肃中部和东部的兰州、白银、定西、天水地区。湿陷黄土所形成的地貌主要为黄土塬、黄土梁及黄土宽谷。黄土颗粒组分以直径0.05~0.005mm的粉粒为主,占70%~75%,大于0.05mm的砂粒和小于0.005mm的粘粒组分分别占15%~20%和5%~10%;含水量一般小于10%;孔隙比大于1,最大超过1.2;相对湿陷系数0.07~0.11,湿陷敏感性强,属于强湿陷性黄土,并大多具有自重湿陷特点。

弱湿陷黄土主要分布在青海东部的西宁、大通、互助、乐都地区。湿陷黄土所形成的地貌主要为黄土梁峁和河流阶地。黄土颗粒组分以直径0.05~0.005mm的粉粒为主,约占65%,大于0.05mm的砂粒和小于0.005mm的粘粒分别占20%和15%左右;含水量12%左

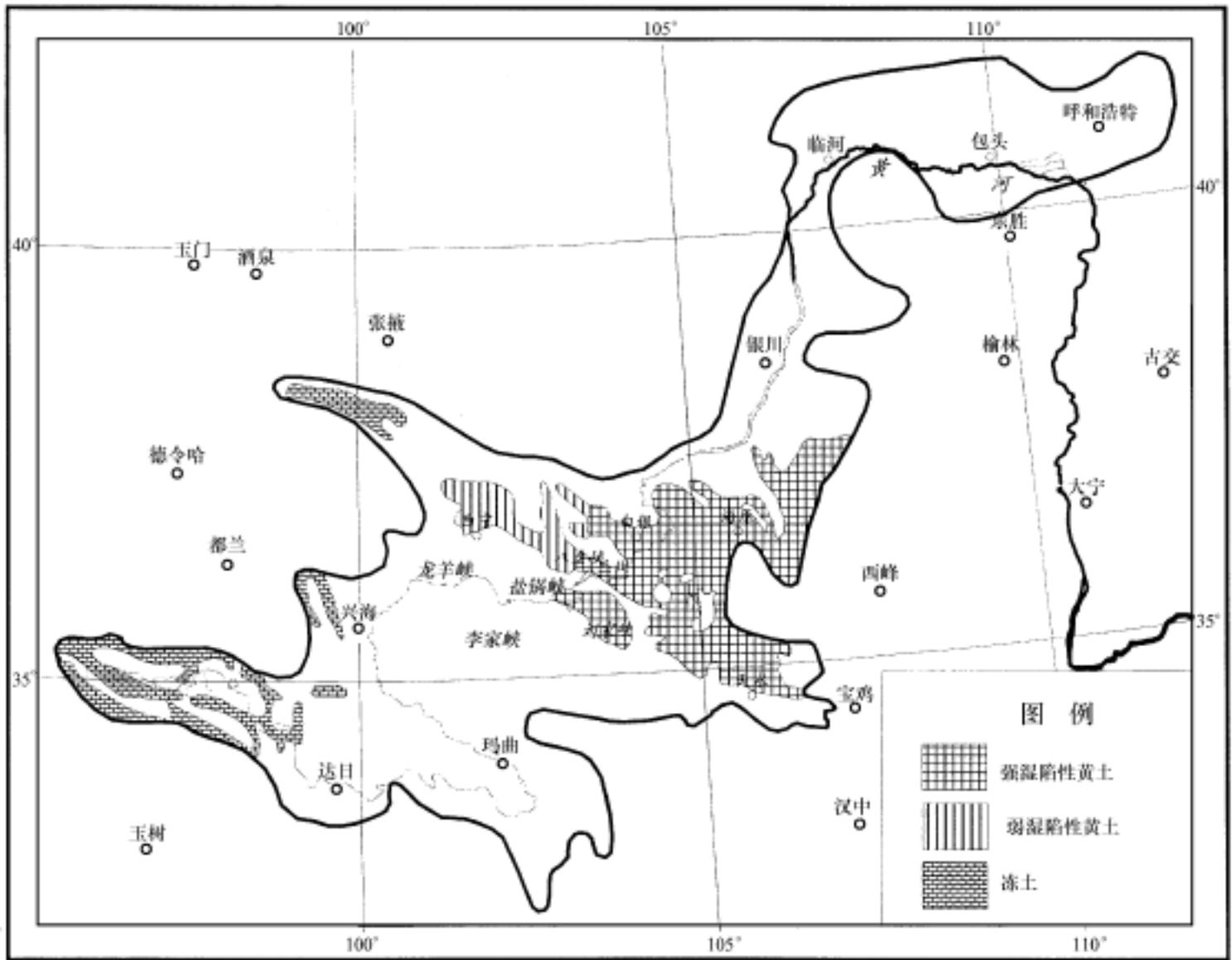


图 8-10 黄河上游湿陷性黄土与冻土分布图

右;孔隙比 1 左右;相对湿陷系数 0.03。

湿陷性黄土的主要危害是威胁房屋、桥梁等工程设施的安全;特别是具有自重湿陷特征的黄土,即使是荷重很轻的工程设施,因黄土地基的自重湿陷活动也会发生破坏。例如兰州钢厂第一炼钢车间建筑在未经处理的自重湿陷性黄土地基上,生产废水入渗后,11m 深的黄土发生自重湿陷,建筑物相对沉降 74cm,不能继续使用。再如,因黄土湿陷活动,使兰州连城铝厂 35 号住宅楼和青海湟源物探队的 100 余幢房屋发生沉陷变形,造成严重损失。

(2)冻土与冻融。冻土是指温度等于或低于零摄氏度,并含有固体水(冰)的土。冻土分为两类:冻结状态保持三年或三年以上者称为多年冻土;随温度、季节变化发生反复冻结融化的称为季节性冻土。

季节性冻土发生反复冻结与融化的过程或现象称为冻融。冻融活动可以导致冻胀、滑塌、沉陷以及冻融风化、冻融泥石流等多种地质作用,因此使房屋、道路、桥梁、机场等工程设施发生鼓胀、沉陷、裂缝等,从而威胁工程安全,影响工程正常使用。

本区冻土和冻融现象主要发生在西南边缘的黄河源头地区和西北边缘的大通山地区(图 8-10)。由于这些地区人口、城镇和工程设施稀少,所以危害尚不突出,今后随着西部大开发的进行,其危害将逐渐被暴露,是拟建的铁路、公路、输气、输电、通信工程、调水工程等需要重点防治的地质灾害。

## 第二节 地质灾害对社会经济的危害

### 一、地质灾害对社会经济的多重破坏作用

本区地质灾害类型多、分布广,对社会经济具有多重破坏作用,可大致分为以下三个方面或层次。

**直接危害:**主要表现为造成人员伤亡,破坏房屋、铁路、公路、桥梁、水库、电站等工程设施,威胁城镇、村庄安全,损毁机器、设备以及牲畜和各种农牧业产品、工业产品、物资、物品,造成财产损失。

**间接危害:**主要表现为破坏耕地、草场及农作物,造成农牧业减产,恶化农牧业生产条件;破坏工业、交通运输业,甚至造成停工、停产、交通中断,影响水利水电工程效能。

**深远危害:**主要表现为破坏土地资源、水资源、生物资源,恶化生态环境,加剧气候干旱化以及风沙、沙尘暴等灾害,形成地质灾害活动与环境劣化的互馈增强的恶性循环,成为区域社会经济可持续发展的严重阻碍。

各种地质灾害的主要危害作用不同:地震、崩滑流等突发性地质灾害以直接破坏作用为主;水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化等累进性资源环境型地质灾害以间接破坏作用和深远危害为主。前者常造成严重的人员伤亡和财产损失;后者虽然一般不会造成严重人员伤亡和财产损失,但对国土资源和生态环境的破坏因难以逆转而不断累加,因此不仅使灾害活动区的人类生存与社会经济发展条件日趋恶化,而且对更广大区域的资源条件和环境状况产生广泛影响(图 8-11)。

危害程度 \ 灾种	突发性地质灾害			累发性地质灾害				
	震	崩滑流	其他	水土流失	土地沙漠化	土地盐碱化	煤自燃	其他
直接危害 - 造成人口死伤和财产损失	严重危害	严重危害	严重危害	轻微危害	轻微危害	轻微危害	较严重危害	轻微危害
间接危害 - 破坏农牧业、工业及其他社会经济活动	较严重危害	较严重危害	较严重危害	严重危害	严重危害	严重危害	严重危害	严重危害
深远危害 - 破坏资源、环境,阻碍可持续发展	轻微危害	较严重危害	轻微危害	严重危害	严重危害	严重危害	严重危害	严重危害



严重危害      较严重危害      轻微危害

图 8-11 黄河上游地区各类地质灾害破坏作用与危害程度

### 二、地质灾害对人民生命财产和社会经济的危害方式

#### 1. 造成人员伤亡,危害人民生命健康

地震以及崩塌、滑坡、泥石流和瓦斯爆炸等突发性地质灾害是造成人员死伤的重要自然灾害。1920年12月16日发生在宁夏海原的8.5级地震,造成24.7万人死亡,是20世纪我

国和全世界一次死亡人数最多的地震灾害。本次地震除使宁夏、甘肃严重受灾外,还波及陕西、山西、河南的一些地区,受影响面积达 170 万  $\text{km}^2$ 。宁夏、甘肃的 30 多个县严重受灾,其中死亡人数超过一万的有 7 个县。频繁发生的滑坡、泥石流以及瓦斯爆炸等灾害,也常造成几人到上百人死亡。地震和崩滑流灾害在夺去人民生命的同时,还破坏房屋、耕地、交通设施等,因此使居民失去住所、粮食、水源,生活陷入严重困难,甚至发生饥荒、疫病、造成更多人员死伤。

虽然随着防灾、抗灾能力的不断提高,各种地质灾害的人员死亡率将逐渐降低,但目前对地震和崩滑流等突发性灾害仍无法进行比较准确的预测、预报和有效防御,因此,地质灾害,特别是大地震以及特大型滑坡、泥石流、瓦斯爆炸等对人民生命健康的威胁仍然比较严重。

2. 危害城镇安全,破坏房屋、铁路、公路、水库、电站等工程设施和粮食、牲畜、作物、林木、机器设备、物资等,造成财产损失

据历史灾害资料,本区的银川、兰州、天水等城市以及几十个县级城镇曾遭受地震的严重破坏。如 1920 年 12 月 16 日宁夏海原 8.5 级地震造成大量房屋倒塌,震中区成为几十里不见人烟的废墟。据国家地震局编制的地震烈度区划,本区大部分城镇处于 Ⅱ 度以上烈度区,其中兰州、银川、呼和浩特以及包头、临河、乌海、石嘴山、青铜峡、吴忠、白银等 10 个市和近 20 个县城处于 Ⅱ 度烈度区,地震仍然是威胁城镇安全的首要自然灾害。

本区有 20 几个县以上城镇存在比较严重的滑坡、泥石流和崩塌灾害的危害或威胁。其中兰州市最为突出,在市区和近郊共发育有大小泥石流沟 55 条,近半个世纪来,有 20 多条沟发生泥石流活动,对城市安全造成严重危害。如 1964 年 7 月 16 日西固区泥石流,造成 157 人死亡,房屋、铁路等工程设施遭到严重破坏。天水市也面临比较严重的泥石流灾害威胁,1965 年 7 月 7 日发生的罗玉沟泥石流,对人民生命财产和城市设施及 20 多个企业、学校、机关单位造成严重危害。此外,西宁市以及一些县城和企业也受到崩滑流灾害的危害或威胁。

本区铁路和公路遭受多种地质灾害危害,以崩塌、滑坡、泥石流最为频繁。危害最严重的铁路为天(水)兰(州)铁路,其次是兰新铁路、兰青铁路和包兰铁路。据初步调查资料,陇海铁路天水至兰州段铁路沿线发育有泥石流沟 82 条,较大型滑坡 100 多处,崩塌(危岩)20 多处;兰新铁路兰州到乌鞘岭段发育有泥石流沟 23 条,较大型滑坡和崩塌(危岩)10 余处;兰青铁路兰州—海晏段发育有泥石流沟 69 条,较大型滑坡和崩塌(危岩)100 余处;包兰铁路沿线发育有泥石流沟 26 条,较大型滑坡和崩塌(危岩)50 多处。这些地质灾害是破坏铁路设施,威胁铁路运输安全的重要因素。例如,1964 年 7 月 20 日、8 月 12 日、8 月 19 日,兰州市西固区发生三次泥石流,其中洪水沟泥石流直冲陈官营火车站,3360m 铁路被淤埋,中断行车 36 小时;1978 年 7 月 12 日,宝天铁路伯阳附近的菜子沟发生泥石流,铁路淤积了 4~6m 厚的堆积物,总体积 20 多万  $\text{m}^3$ ,中断行车 360 小时。

修建在崩滑流高发区的公路也普遍遭受这些灾害的危害。灾害最严重的公路主要有:天水—兰州—西宁公路以及天水—通渭—定西、兰州—临夏、西宁—同仁公路等。

黄河上游水力资源丰富,水库、电站等水利工程众多。但不少水利工程遭受崩滑流灾害的威胁。特别是红山峡以上河段,山高坡陡谷深,崩滑流尤其发育。据初步调查,龙羊峡—刘家峡之间的 472km 黄河干流两岸,除发育有 42 条泥石流沟外,还发育有滑坡 300 多处,平均分布密度达 0.84 处/km。这些灾害对龙羊峡水电站、李家峡水电站、刘家峡水电站等水

利工程造成不同程度的危害。例如:1997年8月5日,龙羊峡水电站遭泥石流袭击,造成2人死亡,主发电机房被淤,停止发电,公路被毁,直接经济损失约8000万元。

本区水利工程除遭受崩滑流危害外,还导致水库塌岸和水库淤积,因此影响水库安全和水利效能。例如:刘家峡水库蓄水30年来,泥沙淤积达15亿 $m^3$ ,占总库容的23%,平均每年淤积0.5亿 $m^3$ ,最大淤积高度达0.6m左右,形成的水下三角洲前缘已逼近水电站水轮机入口处,进一步发展将直接影响发电。黄河龙羊峡水库平均每年淤积量高达4177万 $m^3$ ;宁夏化隆河水库于1964年建成,到1976年就淤积了135万 $m^3$ ,占总库容的29%;盐锅峡水库总淤积量1670万 $m^3$ ,占总库容的76%;甘肃巴家嘴水库总淤积量2.28亿 $m^3$ ,占总库容的46%。正在建设或规划建设的水库,也将发生严重淤积现象。预测:黄河公伯峡水库建成后约80年时间将淤积2.9亿 $m^3$ ,届时水库将被淤满;寺沟峡水库、小峡水库、大峡水库、乌金峡水库、黑山峡水库建成后的每年淤积量预测为40万~140万 $m^3$ 。除水库淤积外,大部分水库还发生不同程度的水库塌岸,以刘家峡水库等最严重。

### 3. 破坏农业、牧业以及工业、交通运输业

水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化不仅破坏耕地、草地和地表水、地下水资源,而且加剧干旱、风沙等灾害,是阻碍本区农牧业发展的首要因素。综合内蒙古、宁夏、甘肃和青海的主要灾害区资料,近30年来,比较适宜耕植和放牧的耕地、草地大约减少了8%,现有耕地农作物产量平均减少15%左右,每公顷草地产草量大约减少25%。不少地区农牧业生产条件不断恶化,一些地区甚至完全丧失。严重灾害区的主要农牧业产品产量及农业产值徘徊不前,甚至出现负增长。

伴随本区工业和交通运输等事业的发展,地质灾害在破坏农牧业生产的同时,对第二、三产业的破坏作用也越来越严重。主要表现在以下几方面:地震、崩滑流以及瓦斯爆炸、矿井突水等灾害破坏厂房、设备、井巷等,造成停工、停产;地震、崩滑流等灾害破坏铁路、公路、航道等交通设施,影响正常运输,甚至使交通完全中断;地震、崩滑流以及水土流失等灾害破坏水力水电工程,影响发电、输电。

### 4. 破坏资源环境,阻碍社会经济可持续发展

可持续发展是人类面对日益严重的人口、资源、环境形势而提出的战略性发展纲领。它所追求的基本原则和总体目标是实现既满足当代人的需求,又不损害子孙后代需求能力的发展。

目前对可持续发展的内涵和构成尚缺乏系统的认识,还没有建立完善的可持续发展能力评价指标及相应的评价方法。但目前对可持续发展的基本要素已得到公认。主要包括:自然资源与自然环境;人文资源与社会环境;经济发展现状;社会经济发展能力(图8-12)。不同区域这些要素条件不一,因此可持续发展能力有很大差异。

综合影响可持续发展的各方面条件,本区的诸多关键要素明显劣于我国其他区域和全国平均水平;其中最突出、最重要的是自然资源和自然环境。如前所述,由于严重的水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化以及崩滑流等灾害,所以本区以土地为核心的国土资源劣化,生态环境脆弱,加上气候以及交通、通信等条件影响,本区一直处于比较贫穷落后的地位。新中国成立以后,尽管党和政府一直高度重视本区资源开发与经济发展,农业、工业等得到全面提高,但发展速度和发展质量都明显低于东部地区和全国平均水平。从现实经济发展水平看,人均GDP和GDP增长率都比较低,人民生活水平不高,尚没解决温饱的人口比例比

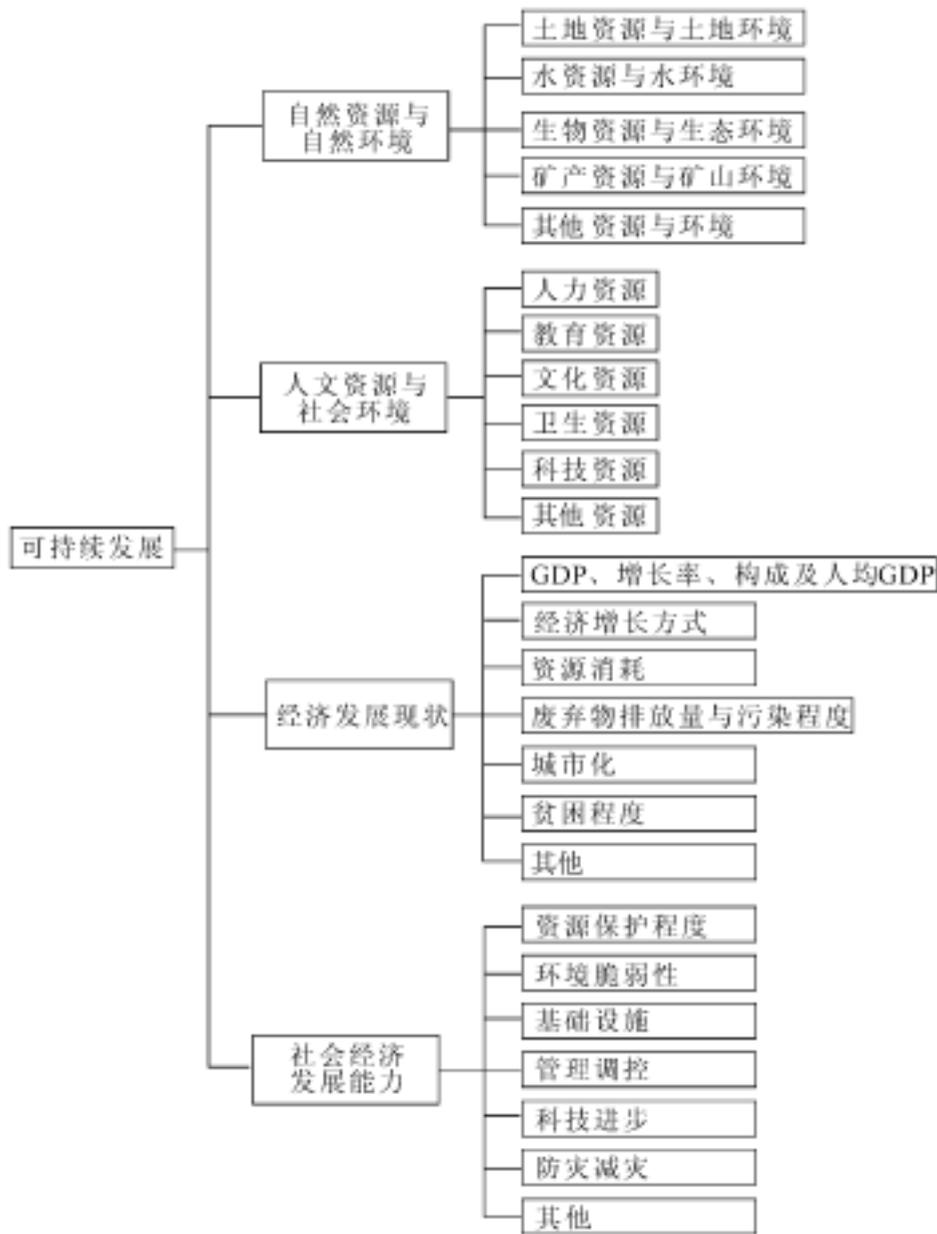


图 8-12 区域可持续发展能力基本要素

较大,宁夏西海固等一些地区是全国贫困最严重的地区。今后时期,尽管随着西部大开发战略的实施,本区将得到更快速度的发展,但严重的地质灾害和脆弱的生态环境仍然是阻碍本区发展的关键因素。

## 参 考 文 献

- 段永侯等 .1993 .中国地质灾害 .北京:中国 建筑工业出版社
- 甘肃省地质矿产局,环境地质研究所 .1996 .甘肃省地质灾害发育分布图 .兰州:甘肃民族出版社
- 高文学,蒋凤亮,高庆华等 .2000 .地球化学异常——地震预测整体观的探索 .北京:地震出版社
- 高文学等 .1997 .中国自然灾害史(总论) .北京:地震出版社
- 高志海,丁峰,魏怀东 .2001 .甘肃河西地区荒漠化的现状、成因及其防治 .自然灾害学报,10(4):70~75
- 国家地震局 .1991 .中国地震烈度区划图及说明书 .北京:地震出版社
- 国家地震局,国家统计局 .1996 .中国大陆地震灾害损失评估汇编 .北京:地震出版社
- 国家科委全国重大自然灾害综合研究组 .1995 .中国重大自然灾害及减灾对策(年表) .北京:海洋出版社
- 黄河流域及西北片水旱灾害编委会 .1996 .黄河流域水旱灾害 .郑州:黄河水利出版社
- 黄润秋 .2000 .岩石高边坡的时效变形分析及其工程地质意义 .工程地质学报,8(2):148~153

- 黄润秋,林峰,陈德基等 .2001 .岩质高边坡卸荷带形成及其工程性状研究 .工程地质学报,9(3):227~232
- 雷明堂,蒋小珍,李瑜等 .2000 .城市岩溶塌陷地质灾害风险评估——以贵州六盘水市为例 .中国地质灾害与防治学报,11(4):23~27
- 鲁春霞,于云江,关有志 .甘肃省土壤盐渍化及其对生态环境的损害评估 .自然灾害学报,10(1):99~102
- 陕西省减灾协会 .1999 .秦巴山区山地自然灾害 .世界国土出版公司 .
- 唐灿,孟晖 .1999 .河西走廊地区土沙漠化问题分析 .中国地质灾害与防治学报,10(4):47~55
- 张春山,张业成,胡景江等 .2000 .中国地质灾害时空分布特征与形成条件 .第四纪研究,20(6):559~566
- 张敏,张启胜 .2000 .龙羊峡水库区的地震活动 .地震地质,22(3):216~218
- 张咸恭 .2001 .南水北调西线工程地质灾害刍议 .中国地质灾害与防治学报,12(2):1~6
- 张志忠,武强,魏学勇 .2001 .西北干旱区水资源开发与生态环境问题 .地质灾害与环境保护,12(3):12~14
- 张宗祜,邵时雄,陈云等 .1999 .中国北方晚更新世以来地质环境深化与未来生存环境变化趋势预测 .北京:地质出版社
- 中国地质科学院水文工程地质研究所 .1992 .中国沙漠及土地沙漠化图 .北京:中国地图出版社
- 中国科学院兰州冰川冻土研究所,甘肃省交通科学研究所 .1982 .甘肃泥石流 .北京:人民交通出版社
- 中国岩石力学与工程学会地面岩石工程专业委员会、中国地质学会工程地质专业委员会 .1988 .中国典型滑坡 .北京:科学出版社

# 第九章 黄河上游地区地质灾害 形成条件与区域背景

## 第一节 地质灾害基本要素与控制条件

### 一、地质灾害基本要素

地质灾害是地质动力活动或地质环境异常变化对人类生命财产和生活、生产以及支持人类生存与发展的资源、环境的破坏现象或过程。

地质灾害是地质活动与人类活动相互作用的结果。其基本要素包括两个方面：一是地质动力活动及地质环境变化，主要包括内动力地质作用、外动力地质作用以及与它们密切相关的大气环境、水环境、岩土环境的异常变化，因此导致地震、火山、崩塌、滑坡、泥石流、地面沉降、地面塌陷、地裂缝、水土流失、土地沙漠化、土地盐渍化等现象；二是人类的生存与发展，主要包括人类的生命健康、生活生产和维持人类生存与发展的基础条件，以及人类对地质灾害的抗御活动。这两方面条件分别作为灾害体和受灾体共同构成地质灾害，并决定了地质灾害的程度或规模。从另一个角度看，如果不发生地质动力活动或地质环境异常变化，就不会出现地震、火山、崩塌、滑坡、泥石流等现象，因此也就不会发生地质灾害；另一方面，如果没有人类及其各种活动，或者人类具有充分的减灾能力，能够完全有效地防治地质灾害的破坏作用，也不会发生地质灾害。因此，在那些地质动力活动比较微弱，地质环境比较稳定的地区，地质灾害很少发生；在人类出现以前，地震、火山、崩滑流等只是伴随地球运动和演化而发生的地质动力现象，而构不成灾害；在人类出现以后，这些地质动力现象就时刻危害人类的生存与发展，成为不可避免的自然灾害。但在不同时期和不同地区，由于人类生存与活动的方式不同，社会经济发展水平不一，对地质灾害的抗御防治能力有所差异，所以地质灾害的种类和危害程度很不相同，甚至此时此地的地质灾害在彼时彼地则可能不是灾害。

### 二、灾害体与受灾体的主要控制条件

地质灾害的灾害体或地质灾害的动力活动，主要受各种自然条件控制，其次受耕植、放牧、采矿、引水和工程建设等人类活动的影响。不同类型地质灾害的主要控制因素不同：地震作为内动力地质灾害，主要受地壳运动和新构造活动控制，其次受地貌、岩土性质和水文地质等条件影响；崩滑流属于外动力地质灾害，主要受地貌、地质构造、岩土、气候、水文、植被等条件控制，其次受耕植、采矿、工程建设以及破坏植被等人为活动影响；水土流失、土地沙漠化主要受气候、地貌、植被、岩土以及耕植、放牧、采矿、过度开发水资源等人为活动控制；土地盐渍化主要受气候、岩土、水文地质以及灌溉等人为活动控制；地裂缝主要受新构造活动、岩土、水文地质以及人类开采地下水、采矿等活动控制；地面塌陷主要受新构造活动、

岩土、水文地质以及人类开采地下水、采矿等活动控制；岩爆、突水、瓦斯爆炸等矿井地质灾害除受地质构造、岩矿性质、水文地质条件等控制外，均是由人类采矿活动引起的灾害；黄土湿陷、冻融主要受岩土、水文地质，以及气候和人类工程建设活动控制(图 9-1)。



图 9-1 不同类型地质灾害活动形成条件与影响程度示意图

以上各种条件可概括为两种类型:地质灾害活动的基础条件;地质灾害活动的动力条件或激发因素。例如:对于崩滑流,地貌、岩土体性质与结构是其形成的主要基础条件,强烈的现今构造活动和暴雨、洪水以及采矿等是其形成的激发因素;地面塌陷、地裂缝,岩土性质与结构、水文地质与工程地质条件是其形成的基础因素,构造运动、采矿、开采地下水等是其形成的主要激发因素。

地质灾害受灾体条件主要包括:人口数量与密度;城镇及房屋、铁路、公路、水利、电力、通信等工程设施;畜禽、耕地、农作物、草场;公用与私人财产类型及价值;一产、二产、三产;土地、水、生物、矿产等国土资源与生态环境;地质灾害防治工程及其他减灾措施。

上述各种条件共同决定了地质灾害能否形成以及地质灾害的成灾程度:当地质灾害活动作用于受灾体,并超过受灾体的抗御能力时,受灾体发生破坏损失,即出现地质灾害;地质灾害活动条件越充分,地质灾害活动的能量和规模越大,活动越频繁,受灾体的数量和密度越高,对地质灾害的破坏作用越敏感,防治能力越差,地质灾害的成灾程度越高,造成的破坏损失越严重。

## 第二节 主要地质灾害活动的动力条件与影响因素

### 一、地震活动的主要控制因素

本区灾害性地震均为构造地震,是现今构造活动或新构造运动的结果。由于本区新构造活动比较强烈,所以历史地震和现今地震灾害都很严重。

本区新构造活动的基本方式属于继承性的差异升降与断块运动。在这一背景下,因持续隆升和断块上升,形成了青海高原、陇中高原、鄂尔多斯高原和巴颜喀拉山、阿尼玛卿山、六盘山、阴山等一系列高原、山地,因断陷沉降形成了河套盆地、银川盆地等内陆盆地。与此同时,在各个地区特别是不同构造单元的边缘地带,发育有许多活动性断裂;正是由于这些断裂的活动导致了构造地震的发生。

受区域构造控制,不同地区活动断裂的发育特点和活动程度不同,因此地震的活动强度也不一致。研究区共发育有2个活动断裂系,8个活动断裂带(图9-2、表9-1)。

#### 1. 河套盆地活动断裂带

位于研究区北部内蒙古的河套平原及其南北两侧地区。发生地震的主要活动断裂有大青山山前活动断裂、乌拉山山前活动断裂、色尔腾山山前活动断裂和狼山山前活动断裂等。沿该断裂带历史上曾发生多次灾害性地震(表9-1),河套活动断裂带主要活动性断裂的方向为东西向,部分为北东向,个别为近南北向和北西向,绝大部分断裂既有垂直错动,又有水平位移。近东西向活动断裂与北东和北西向活动断裂交汇复合部位是地震发生的主要地带。在该断裂系控制下,除发生大量小震外,还发生多次中强地震,形成了地震灾害比较严重的河套地震带。该活动断裂系的西端,主要断裂由近东西向转为北东—南西向和近南北向,从而与银川活动断裂带及地震带相连。

#### 2. 银川盆地活动断裂带

位于内蒙古和宁夏的桌子山、贺兰山、银川盆地地区,由一系列呈近南北向或北北东向的活动断裂组成,主要有贺兰山东麓断裂、银川盆地东缘断裂等。这些断裂的活动性比较强,

表 9-1 黄河上游主要活动性断裂与地震活动特征

活动断裂系		主要活动断裂带与地震活动			活动强度
名称	发育地区	名称	断裂方向	发生的主要地震活动	
鄂尔多斯周缘活动断裂系	内蒙古河套平原地区	、河套盆地活动断裂带	北东东向—近东西向	1929年1月14日内蒙古土默特左旗6.0级地震； 1979年五原6.25级地震； 1976年和林格尔6.3级地震	较强烈
	贺兰山、银川盆地地区	、银川盆地活动断裂带	北北东向	1739年1月3日宁夏平罗8.0级地震； 1477年5月13日宁夏银川6.5级地震； 1921年2月22日宁夏灵武6.0级地震	强烈
青藏高原东北缘活动断裂系	牛首山-罗山东麓	、牛首山-罗山活动断裂带	北北西向—近南北向	1622年10月25日宁夏固原干城子7.0级地震； 1876年7月14日宁夏青铜峡6.5级地震	较强烈
	烟筒山东麓	、烟筒山活动断裂带	北西—北北西向	1219年6月12日宁夏固原—西吉6.5级地震； 1561年鸣沙南7.25级地震	较强烈
	香山-天景山东麓	、香山-天景山活动断裂带	北西西—北西向	1495年4月10日宁夏中卫6.3级地震； 1627年2月16日宁夏永康堡6级地震； 1852年5月26日宁夏中卫6.0级地震	较强烈
	乌鞘岭、毛毛山、老虎山、米家山、水泉尖山北麓,黄家洼山南麓,西华山、南华山北麓和六盘山、陇山东麓	、乌鞘岭-六盘山活动断裂带	北西西—近南北向	1888年景泰6.8~7级地震； 1990年景泰6.2级地震； 1920年12月16日宁夏海原8.5级地震； 1306年9月22日宁夏固原6.5级地震； 1921年4月12日宁夏固原-隆德6.5级地震	强烈
	西秦岭北缘	、西秦岭北缘活动断裂带	北西西向	1654年7月21日甘肃西和—天水8级地震； 1718年6月19日甘肃通渭7.5级地震； 143年10月甘肃甘谷7级地震	强烈
	布尔汗布达山南麓、阿尼玛卿山北麓	、东昆仑-玛曲活动断裂带	北西西向	1963年4月19日青海阿拉克湖7.0级地震； 1937年花石峡7.5级地震； 2001年11月14日库赛湖8.1级地震	强烈

不仅导致频繁的中小地震活动,而且发生多次7级以上强震(表9-1)。该活动断裂带的主要活动断裂的发育方向为近南北向和北北东向,部分为近东西向。大部分活动断裂既发生垂直错动,又发生不同形式的水平位移。例如,红果子沟明代长城受断裂影响,垂直错断0.35~0.95m,并发生右旋1.45m。该断裂系北端与河套断裂系相连,其南部与牛首山-罗山活动断裂带相接。

### 3. 牛首山-罗山活动断裂带

主要分布在宁夏南部,南起泾源县附近,向北经云雾山和大小罗山东麓,然后折向北北西,经牛首山东麓和元山子一带向西延伸。断裂带主要由蒿店-海子口活动断裂、大小罗山东麓活动断裂、牛首山东麓活动断裂、三关口活动断裂组成。断裂活动南段以逆冲为主兼有左旋走滑,北段以左旋走滑为主兼有逆冲分量,沿该断裂带不仅发育大量小震活动,876年7月14日宁夏青铜峡发生过6.5级地震。

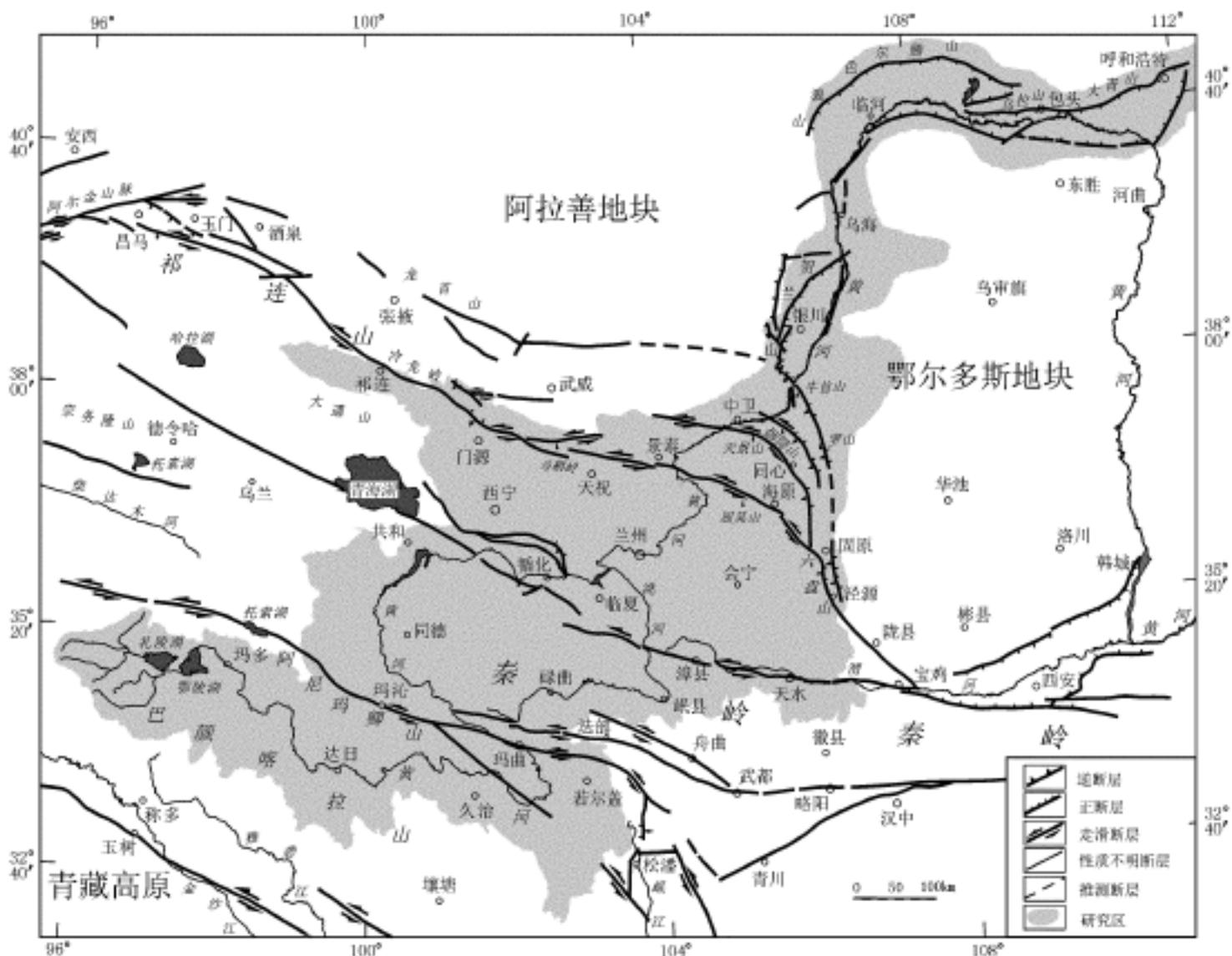


图 9-2 黄河上游地区活动断裂分布图

#### 4. 烟筒山活动断裂带

烟筒山活动断裂带北起中卫县余丁乡金沙西北侧的牙石沟,主体沿烟筒山东麓展布,南到云雾山一带可能与牛首山-罗山断裂带重合。断裂带由多条次级断层斜列组成,断裂活动以左旋走滑兼逆冲为主。沿断裂带发育大量的中小地震和破坏性地震(表 9-1)。

#### 5. 香山-天景山活动断裂带

香山-天景山活动断裂带西起甘肃营盘水,主体位于香山和天景山北麓,向西延伸可能与古浪活动断裂相连,向东到固原一带可能与海原断裂带重合,总体表现为一向北东方向凸出的弧形。断裂带由一系列大小不一次级断层斜列组成,在活动断裂带西部北西西走向段,次级断层以左旋走滑为主,兼有逆冲或正断分量,在活动断裂带东部北北西走向段,断层具有明显的挤压逆冲特点。沿断裂带曾多次发生过 7 级以上的强震。

#### 6. 乌鞘岭-六盘山活动断裂带

乌鞘岭-六盘山活动断裂带东起陕西宝鸡附近,西与冷龙岭活动断裂带相接,总体表现为向北东方向凸出的弧形。断裂带自西向东由毛毛山-老虎山、海原和六盘山三个次级活动断裂带组成,每个次级活动断裂带又由一系列更次一级的活动断层和拉分盆地组成,是青藏高原东北缘最重要,也是最引人注目的一条第四纪左旋走滑断裂带。除断裂带东段六盘山

活动断裂带以逆冲活动为主外,断裂带以左旋走滑运动为主,不同地段兼有逆冲或正断分量。沿该断裂带,发生过多次地震(表 9-1),是一条重要的地震活动带。

### 7. 西秦岭北缘活动断裂带

西秦岭北缘活动断裂带东起陕西宝鸡,西至青海湖南侧,总体沿西秦岭北缘延伸,走向北西西,以左旋走滑活动为主。断裂带由一系列次级左旋走滑断层斜列而成,自东向西为天水断层、甘谷-武山断层、漳县断层、锅麻滩断层和循化-贵德断层。断裂活动不但导致频繁中小地震活动,而且发生多次强震活动(表 9-1)。这些强震主要发生在规模较大的活动性断裂带上有横向断裂构造复合的部位或其附近。

### 8. 东昆仑-玛曲活动断裂带

东昆仑-玛曲活动断裂带属于昆仑山活动断裂带(又称库赛湖-玛曲断裂带等)东段,向西经东大滩、西大滩、库赛湖至阿尔金山被阿尔金断裂带所截,向东与秦岭南缘活动断裂带相接,是青藏高原东北部一条重要的边界断裂。断裂带自西向东分为四段,依次为秀沟-托索湖段、托索湖-玛沁段、玛沁-玛曲段和玛曲-武都段。各段之间呈左阶斜列,在斜列区发育拉分盆地,并以拉分盆地相连。断裂带以左旋走滑运动为主,兼有一定量的逆冲和正断分量,平均左旋运动速率约  $10\text{mm/y}$ 。沿断裂带发生过多次地震(表 9-1),是一条非常重要的地震活动带。

上述 8 个活动断裂带,以银川盆地活动断裂带、乌鞘岭-六盘山活动断裂带、西秦岭北缘活动断裂带、东昆仑-玛曲活动断裂带的活动性最强,发生的地震活动最强烈,除频繁的中小地震外,还发生多次 7 级以上以至 8 级和 8.5 级强震。其次为河套活动断裂带、香山-天景山活动断裂带、烟筒山活动断裂带和牛首山-罗山活动断裂带,其构造活动性和历史地震活动较强,发生大量中小地震和少量 7 级左右的强震。

地震灾害除主要受活动断裂控制外,还受地貌及岩土性质等条件影响,这些因素共同决定了地震烈度的高低。本区沿主要活动断裂带均为 Ⅱ 度和 Ⅲ 度以上地震烈度区,而活动断裂带的外围地区,地震烈度随地貌和岩土性质的不同,地震烈度不一:地形切割剧烈,岩石结构和力学性质不均一的地区(主要为黄土和有软弱夹层或软硬相间的碎屑岩、变质岩、可溶岩发育区),伴随中强地震活动,常发生大量的滑坡、地裂缝等次生灾害,因此这些地区的地震烈度也达到 Ⅱ 度以上;而地形起伏不大,岩石性质与岩体结构比较稳定的地区,地震烈度相对较低,一般为 Ⅰ 度。

## 二、崩塌、滑坡、泥石流活动的形成条件

崩塌、滑坡、泥石流(简称崩滑流)活动受多种因素影响,这些因素可分为两个方面:一是基础性因素,主要包括地貌和岩土条件,它们是崩滑流活动的基础,也就是说只有具备一定的地貌条件和岩土条件才有可能发生崩滑流活动;二是激发因素,主要包括地震、暴雨、洪水、融雪和人为活动,也就是说,在一定的地貌和岩土基础条件下,因一定强度的地震、暴雨、洪水、融雪和某些人为活动均可激发崩滑流活动。

### 1. 地貌条件

研究区地貌类型多样。从总体上看,以山地、高原为主,其次还有丘陵、台地、沙漠、戈壁和平原(图 9-3)。

山地有两类:一是侵蚀、剥蚀低山、中山、高山,主要分布在研究区中部,其次分布在研究

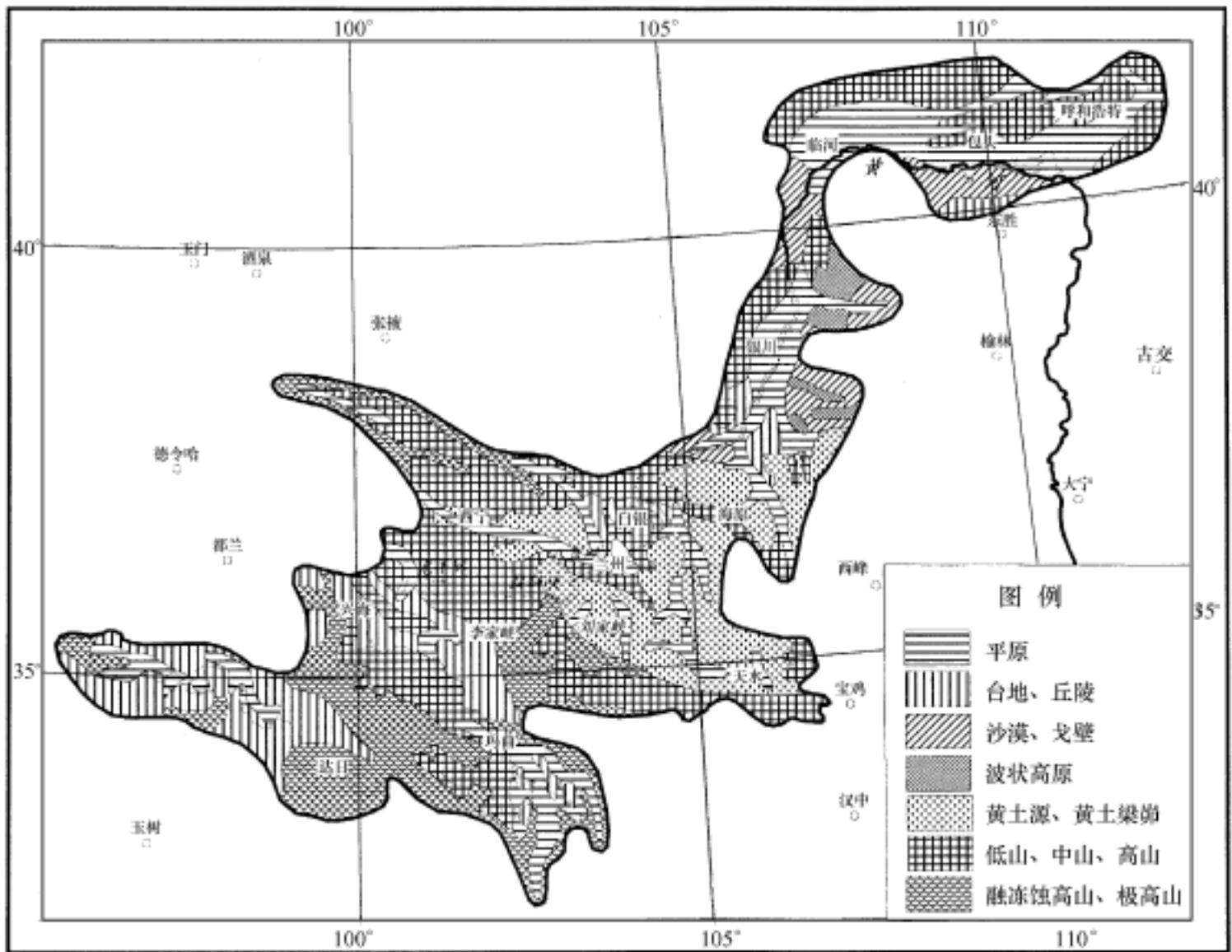


图 9-3 黄河上游地区地貌类型图

区北部,主要山脉有大青山、狼山、贺兰山、六盘山、达坂山、拉脊山等;二是融冻蚀高山、极高山,主要分布在研究区南部和西北边缘,主要山脉有:冷龙岭、大通山、西倾山、阿尼玛卿山、巴颜喀拉山等。山地海拔多在 1000m 以上,最高峰(阿尼玛卿山的玛卿岗日峰)海拔 6282m。这些山地起伏跌宕,沟谷发育。主要河流除黄河干流外,还有大通河、湟水、黑河、白河等。沿干流和主要支流多峡谷,主要峡谷有盐锅峡、刘家峡、寺沟峡、李家峡、公伯峡、积石峡、松巴峡、阿什贡峡、龙羊峡等。

高原主要位于研究区中部的陇中高原和陕北高原的西缘。它们都属于黄土高原,为侵蚀、剥蚀的黄土塬、黄土梁峁和黄土台塬。从宏观上看,整个高原地区海拔高程相差不大,多为 1000 ~ 3000m,高原上的一些山地海拔 3000m 以上,最高 3670m(马衔山),但因大部分地区为黄土所覆盖,侵蚀、剥蚀活动特别剧烈,所以沟壑纵横,地表被切割得支离破碎。

丘陵、台地主要分布在研究区西南部,其间杂于山地之中,分布面积不大。海拔较高,但侵蚀切割不剧烈,地形起伏相对较小。

沙漠、戈壁主要分布在研究区北部,为毛乌素沙地、乌兰布和沙漠、库布齐沙漠、银肯沙漠的组成部分。海拔一般为 500 ~ 1000m。主要受风力侵蚀,多为活动沙丘,但地形起伏和切割不剧烈。

平原主要发育在黄河干流、主要支流两岸和山前地带。成因类型有冲积平原、冲湖积平原、山间河谷冲洪积平原、山前冲洪积平原等。分布较广,但规模都不大。主要有:河套平原、银吴平原、卫宁平原等。海拔相差不大,多在 1000m 左右。外动力地质作用以堆积活动为主。地表起伏和切割较弱。

地貌是崩滑流活动的基础,它在很大程度上决定了崩滑流能否形成以及崩滑流的类型、数量(密度)、规模。从区域分布看,崩滑流与地貌类型具有密切的依存关系:在黄土塬、黄土梁峁和山地(低山、中山、高山)地貌区最发育,这两类地区崩滑流数量约占全区崩滑流的 85%;台地、丘陵以及融冻蚀高山、极高山和波状高原地区有少量崩滑流发育,这些地区崩滑流数量约占全区崩滑流的 15%;平原和沙漠、戈壁基本上没有崩滑流活动,其数量不足全区的 1%(图 9-4)。

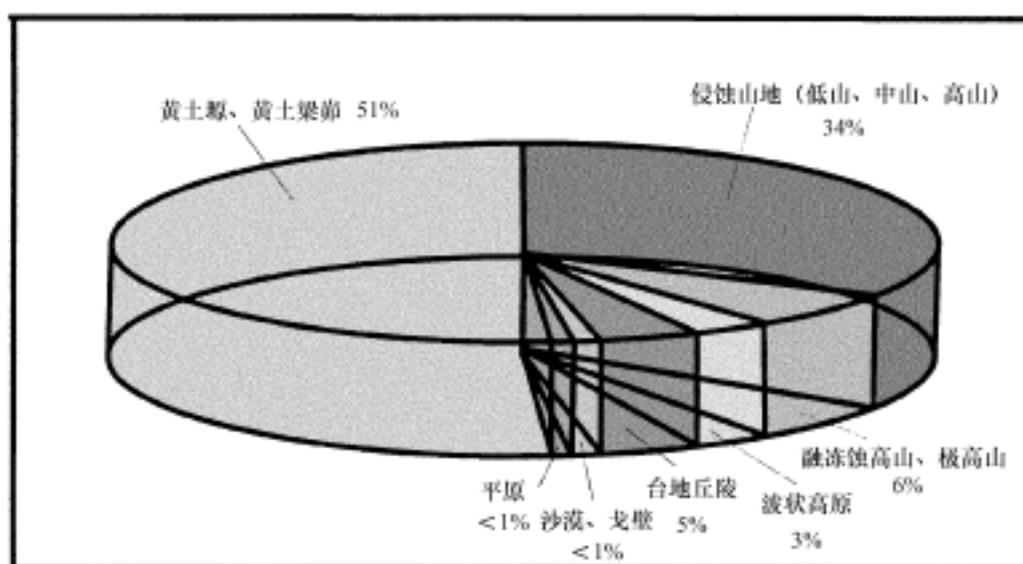


图 9-4 黄河上游地区不同类型地貌崩滑流数量比例构成示意图

从局部地貌条件看,崩塌和滑坡主要与山坡坡度、斜坡高度或崖谷临空高度、沟谷密度有关,主要发育在坡度  $20^{\circ} \sim 70^{\circ}$ 、高度大于 15m、沟谷密度大于  $3\text{km}/\text{km}^2$  的地区;泥石流主要与流域相对高差、山坡坡度、沟床比降、沟谷密度有关,主要发育在流域相对高差大于 300m、山坡坡度  $20^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 、主沟沟床平均比降  $0.04 \sim 0.40$ 、沟谷密度大于  $5\text{km}/\text{km}^2$  的地区。

## 2. 岩土条件

崩滑流活动与岩土类型、性质、结构具有特别密切关系:在致密坚硬、结构完整的岩土发育区,很少有崩滑流活动;相反,在结构破碎或松散软弱岩土发育区,崩滑流活动强烈。

研究区岩土类型多样,性质和结构复杂,对崩塌、滑坡、泥石流的控制作用不尽一致。

本区崩塌分为两类,岩质崩塌主要发生在研究区北部和西部的侵入岩、厚层砂岩、碳酸盐岩发育区,以黄河干流和主要支流河谷两岸最为发育;土质滑坡主要发生在研究区中部的黄土发育区,其规模比较小。

本区发生滑坡的岩土类型比较多,主要有 4 类:一是黄土,属第四系更新统,主要分布在研究区中部,滑坡数量多,除少量大中型滑坡外,以小型滑坡为主;二是软弱红色岩系,属第三系,岩性主要为泥岩、泥质砂岩、砾岩,遇水后泥质岩发生软化,形成软弱结构面,发生滑坡;三是软弱片状、层状碎屑岩或软硬相间的层状碎屑岩,以二叠系、三叠系为主,其次为石炭系、侏罗系及白垩系、第三系,岩性主要为页岩、泥岩和砂岩、砾岩夹煤层、油页岩、火山岩

等,主要分布在研究区南部和中部的部分地区;四是软弱层状泥灰岩或软硬相间的片状、层状碳酸盐岩、变质岩、碎屑岩,主要属寒武系、奥陶系、志留系、泥盆系,岩性为泥灰岩、灰岩、页岩、砂岩、砾岩、片岩、板岩、千枚岩、火山岩等,分布在研究区中部的部分地区。这几类岩土中的滑坡数量约占全区滑坡总数的 80% (图 9-5)。

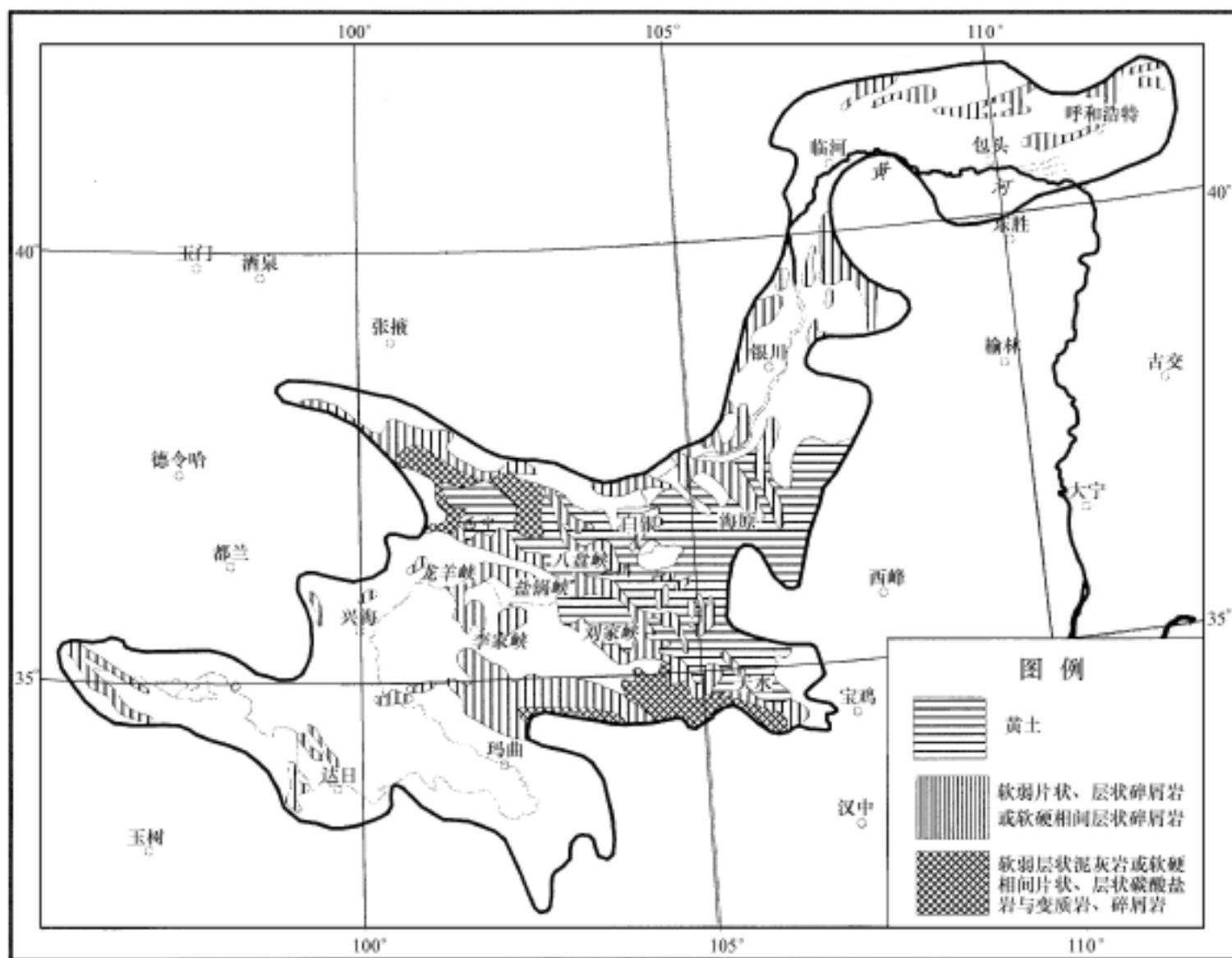


图 9-5 黄河上游地区崩塌、滑坡、泥石流易发岩土类型分布图

岩土是泥石流固体碎屑物的来源。通常情况下泥石流的固体碎屑物分布越广泛、储存越丰富,越有利于泥石流的形成。研究区泥石流固体碎屑物主要是第四系黄土,其广泛分布在研究区中部,为本区主要泥石流活动区。泥石流类型以泥流和粘性泥石流为主,其次为第四系洪积、冲洪积砂砾石或卵石以及第四系残积、坡积和崩塌体、滑坡体,岩性为碎石、砂和粘性土,广泛分布在研究区内,在河谷和一些山前地带最为发育,多形成泥石流和水石流。

### 3. 活动断裂及地震

对崩滑流既具有直接作用,又具有间接影响。直接作用表现为地震和强烈的断裂活动是一种重要动力,直接导致大量的崩塌和滑坡;间接影响表现为断裂构造和地震活动常破坏岩土体结构,形成大量构造裂隙或破碎的构造岩,甚至形成规模巨大的破碎带,从而为崩塌、滑坡以及泥石流创造有利的条件。因此,研究区主要活动断裂带和地震带多为崩滑流密集带。

例如,1654年7月21日发生在甘肃天水南部的8级地震,引起大量崩塌、滑坡,以至天

水地区“震百余日,山皆倒置”,甚至在远离震中 200 多 km 的兰州附近,亦有大量房舍、田园和一些居民被毁埋,崩滑体还淤塞江河,形成一些堰塞湖,有的迄今仍存遗迹。1920 年 12 月 16 日发生在宁夏海原的 8.5 级地震亦引起大量崩塌、滑坡,致使“山岭错移,江河改道”,其中会宁清江驿东大约 5 里处的 2 处岩崩,将响水河约 2500m 河道壅塞,并摧毁掩埋了附近村庄、桥梁。1996 年发生在包头的 6.4 级地震,在本区的临河等地引起多处崩塌、滑坡,其中临河哈德门金矿滑坡体体积约 2000m<sup>3</sup>,造成 6 人死亡,20 余人受伤。

#### 4. 气候条件

主要是降水和融雪,它们是崩滑流活动的重要动力条件和触发因素,因此在一定程度上控制了崩滑流的时空分布。

降水条件主要包括平均年降水量和暴雨程度。研究区气候比较复杂,降水变化比较大。多年平均降水量 100 ~ 800mm,总体变化趋势为北部少,南部多。一年以内降水分布不均,大约有 50% ~ 70% 集中在每年的 7、8、9 三个月,降水多以暴雨形式出现,暴雨多发区主要分布在银川-兰州-玛沁以东地区,24 小时最大降水可达 100mm 以上,最强烈的六盘山地区,24 小时最大降水量可达 200mm(表 9-2)。

表 9-2 黄河上游主要气象站各季降水量占全年降水量的百分率(%)

地 区	春 季 (3~5月)	夏 季 (6~8月)	秋 季 (9~11月)	冬 季 (12月~来年2月)	6~9月连 续最大降水
呼和浩特	13	66	19	2	77
银川	18	58	22	2	71
兰州	20	55	24	1	70
天水	22	48	28	2	65
西宁	19	57	23	1	72
玛多	14	61	22	3	76
若尔盖	20	51	27	2	69

据统计,本区大约有 40% 的崩塌、50% 的滑坡、80% 的泥石流是由暴雨和连续性降雨引起的。因此,崩滑流的时间分布与降水的时间分布大体一致,亦主要发生在每年夏季。其地区分布主要发育在年降水量比较丰富、暴雨比较强烈的中部和南部地区。

由于降水只是控制崩滑流活动的若干条件中的一个因素,所以要完全量化降水、暴雨与崩滑流的关系,或确定触发崩滑流的临界降水量、降雨强度特别困难。在崩滑流灾害中,泥石流对降水、暴雨的依赖程度最高。据若干典型泥石流灾害分析,不同地区因岩土性质和地形地貌差异,形成泥石流的最小雨强不尽一致:中部黄土梁峁、黄土塬地区,一般为 15 ~ 30mm/h;其他黄土不发育的侵蚀山地和波状高原地区,一般在 30 ~ 50mm/h 以上。

大量融雪活动主要发生在研究区南部和西北边缘的高山、极高山地区,由此形成的融雪洪水有时会形成崩滑流,据初步统计,其数量大约占全区崩滑流的 5% ~ 15%。较强烈融雪活动主要发生在每年的春夏季节,所以此时是融雪崩滑流的多发期。

#### 5. 植被条件

植被条件是影响崩滑流,特别是滑坡和泥石流活动的重要因素:森林、植被发育,可以保护水土,抑制水力剥蚀、侵蚀活动,提高斜坡的稳定性,从而削弱水土流失和崩滑流活动;相

反,森林、植被稀少,岩土裸露,水力剥蚀、侵蚀活动加剧,岩石风化和水土流失严重,斜坡稳定性降低,势必加剧崩滑流活动。

受自然环境和人为活动影响,研究区森林植被覆盖率低,且地区差异比较大。植被类型主要为天然森林和人工林木、草地、农作物。全区森林覆盖率约7%,仅为全国平均水平的50%,主要分布在研究区南部的山地、高原地区。草地主要分布在北部和南部的部分地区,草地面积小,且退化、沙化严重。农作物主要分布在北部和中部地区。

本区由于森林植被条件差,特别是在黄土发育的陇中高原地区,林草稀少,水土流失特别严重,成为全国滑坡和泥石流活动的重灾区。

## 6. 人为活动

随着本区人口持续增长和经济不断发展,人为活动已经成为一种重要的地质动力作用,对自然环境和崩滑流活动产生越来越严重的影响。这些人为活动主要包括:耕植、放牧、伐木、采樵、挖药、采矿、修路、水利工程建设等。这些活动对崩滑流产生直接作用和间接影响:人为破坏斜坡或堆弃矿渣、弃土,直接导致崩塌、滑坡、泥石流;人为破坏植被和岩土结构,改变水文动态或水文地质条件,促进了崩滑流活动。

人为活动在一定程度上影响了崩滑流的发育程度。例如:在黄土发育的陇中高原地区,由于过度耕植和放牧,加剧了水土流失和滑坡、泥石流活动,使其成为本区和全国灾害最发育地区之一;天兰铁路、兰新铁路、兰青铁路沿线,以及白银市和龙羊峡、李家峡、刘家峡水库沿岸,受人类工程和采矿影响,大大促进了滑坡和泥石流、崩塌活动,成为本区崩滑流灾害最发育的地区(或地带)。

上述各种条件并不是孤立存在的,它们从不同方面、以不同形式控制或影响崩滑流活动,其中地貌和岩土条件是崩滑流活动的基础,地震、暴雨、洪水是崩滑流活动的主要动力来源和触发因素,森林植被既影响崩滑流活动的基础条件,又影响其触发因素,是不可忽视的间接条件,人为活动不仅影响崩滑流的基础条件,又是其活动的直接动力。

这些条件共同作用,控制了崩滑流的发育程度及地区分布。在研究区中部地区,由于地形切割剧烈,沟谷发育,同时黄土和软弱岩石或软硬相间的岩石发育,加上人为活动比较强烈,森林覆盖率低,植被破坏严重,降水不均,部分地区暴雨、洪水比较频繁,所以成为崩滑流活动最发育地区;其中海晏地区、西宁地区、兰州地区、天水地区以及贺兰山东麓、六盘山北缘、刘家峡—龙羊峡之间的黄河河谷地带等,因主要形成条件特别充分,而成为灾害特别发育的崩滑流密集带。

## 三、水土流失的主要控制因素

### 1. 地质因素——地表岩土性质与新构造活动

地表岩土的耐侵蚀程度是影响水土流失的决定性因素。本区地表岩土类型复杂多样,但总的以第四系沉积物为主的松散土类和以各种坚硬岩石为主的石质类。其中第四系松散沉积物抗侵蚀能力较差,特别是广泛发育的黄土和黄土类土。

土的渗透性和崩解性是决定其抗侵蚀能力的重要指标。据以往试验资料,本区黄土渗透率较低,一般为 $0.5 \sim 1.5 \text{ mm}^2/\text{min}$ ,但崩解性高, $4 \text{ cm} \times 4 \text{ cm} \times 4 \text{ cm}$ 黄土原状土样品在静水中崩解为散粒所需时间为 $0.5 \sim 3 \text{ min}$ ,马兰黄土的相对可蚀性(指每毫米径流深的侵蚀深度)为 $0.089 \sim 0.276 \text{ mm}$ 。不同粒度组成和性质的黄土,渗透率、崩解性和可蚀性不一,砂质

黄土渗透率较高,崩解性和可蚀性强;粘质黄土渗透率较低,崩解性和可蚀性较差。

本区黄土十分发育,而且大部分地区为可蚀性很强的马兰黄土,所以特别容易遭受水力侵蚀和风力侵蚀,因此水土流失以及崩滑流活动十分强烈。

除黄土外,一些地区还发育有第四系冲积、湖积、残积、坡积物,其可蚀性虽然不像黄土那么强烈,但其结构松散,在水力侵蚀和风力侵蚀作用下,也发生一定程度的水土流失活动。受区域新构造活动影响,挽近以来,本区在整体上升的同时,发生比较强烈的差异性升降运动。在这一背景下,本区在相对于中下游地区不断隆升的同时,区内山地、高原与盆地、沟谷交错分布,从而为强烈的水力侵蚀和水土流失创造了基础条件。

## 2. 地貌因素——地表起伏与切割程度

本区地貌以高原、山地为主,间夹小型盆地,山高坡陡,沟谷纵横,因此水力侵蚀活动比较强烈。

不同地区,地貌特征不一,水力侵蚀强度和水土流失程度不同,中部的黄土丘陵沟壑区最强烈,其他地区相对较弱(表 9-3)。

表 9-3 黄河上游不同地貌区水力侵蚀强度与水土流失程度

侵蚀类型区		冲积平原区	黄土丘陵沟壑区	高原山地区	草原区	沙漠区
分布地区		内蒙古、宁夏的河套平原、宁夏平原	宁夏南部、甘肃中部和东部、青海东部	甘肃西南部、青海东部、四川西北部及内蒙古、宁夏的部分地区	青海东部、甘肃西南部、四川西北部的部分地区	内蒙古的部分地区
地形坡度 (%)	< 5°	100	8	3	5	—
	5°~ 25°	0	55	25	85	—
	> 25°	0	37	72	10	—
沟谷密度 (km/ km <sup>2</sup> )		0.2 ~ 0.3	2.0 ~ 7.0	2.0 ~ 4.0	< 0.5	—
切割深度		一般小于 10m, 最大 50m 左右	50 ~ 200m	100m 左右	一般小于 10m, 最大 50m 左右	—
平均年降水量/ mm		200 ~ 500	300 ~ 500	300 ~ 750	300 ~ 750	150 ~ 400
地表物质		黄土为主	黄土	岩石为主	沙土为主	流沙
耕地面积比/ %		40 ~ 50	10 ~ 30	1 ~ 20	< 3	< 1
植被度/ %		30 ~ 70	30 ~ 80	30 ~ 90	70 ~ 90	< 25
水力侵蚀模数/ 10 <sup>4</sup> t (km <sup>2</sup> ·a)		0.01 ~ 0.02	0.10 ~ 1.20	0.01 ~ 0.50	0.02 ~ 0.20	—
水土流失程度		微弱	特别强烈	大部分地区比较强烈	部分地区比较强烈	水力侵蚀不强, 风力侵蚀强烈

## 3. 气候因素——暴雨与大风

土壤侵蚀的动力主要来源于雨水冲刷和风的吹扬作用。因此降水、洪流以及风力是水土流失的重要因素。有关部门曾经对黄河上游的输沙量与降水量的相关关系进行过分析研究,发现在年降水量为 400 ~ 500mm 之间,输沙模数最高,达  $500 \times 10^4 t km^2 \cdot a$  以上,最高超过  $2500 \times 10^4 t km^2 \cdot a$ ;年降水量小于 400mm 和大于 500mm 的地区,输沙模数均小于  $500 \times 10^4 t km^2 \cdot a$ 。除这一规律外,降雨强度与水力侵蚀活动的关系更为直接:黄土高原地区每小时降雨量大于 10mm 时即发生水力侵蚀活动,大于 20mm 时不但发生强烈的水力侵蚀活动,

而且可能发生滑坡和泥石流。

本区降水分布不均,其中黄土发育的陇中高原地区年平均降水量 300 ~ 500mm,正处于或接近高输沙段。与此同时,每年降水主要发生在夏季,每小时雨强超过 10mm 的降雨极易发生。正是由于极易遭受侵蚀的黄土与如此降水条件的结合,使本区中部成为水土流失最严重的地区。

受风力控制的侵蚀活动主要分布在本区北部和中部地区。据观测和试验,当风速达  $5\text{ m/s}$  以上时即可起沙扬尘,当风力达 8 级(风速达  $17.2\text{ m/s}$ )以上时,可发生强烈扬沙。本区北部和中部地区平均每年 8 级与 8 级以上的大风日数为 18 ~ 27 天,最长达 70 天。大风主要出现在每年的 3 ~ 6 月,发生次数为全年的 60% 以上;而此时正是地表土层干燥,结构疏松,而且植被稀少之时,所以风力侵蚀活动尤其强烈。据初步调查,本区北部和中部地区风蚀模数  $1300 \sim 6500\text{ t/km}^2 \cdot \text{a}$ 。

#### 4. 植被因素——植被类型与覆盖度

本区天然植被主要为:草原植被和半荒漠草原植被,主要分布在北部和中部地区;高寒草原植被,主要分布在南部和西北边缘地区;农业植被主要分布在中部和北部地区。

从总体上看,本区植被覆盖率比较低,而且植被类型主要为草原植被和农业植被,护沙固土能力差,难以对土壤侵蚀活动进行有效的抑制,所以水土流失严重。

#### 5. 人为活动——破坏岩土和植被

本区多种人为活动均对水土流失产生重要影响。这些活动主要包括:坡地耕植、超载放牧、挖药采樵、开矿修路、过量用水等。这些活动的主要危害是破坏地表岩土和植被,从而促进或加剧水土流失活动。

## 四、土地沙漠化的主要控制因素

本区土地沙漠化主要发生在北部和中部的干旱、半干旱地区。其形成与发展既受自然因素控制,又受人为活动的强烈影响;其中自然因素乃是土地沙漠化的基础,人为活动则进一步促进了土地沙漠化的发展。

### 1. 自然因素

地质因素——地表岩土性质。严重沙漠化地区地表主要为第四系堆积物或第三系、白垩系碎屑岩,质地疏松,抗风蚀能力差,为土地沙漠化提供了丰富的物质基础。

气候因素——气候干旱,多大风,而且旱季与风季同时,为土地沙漠化提供了强劲的动力条件。

### 2. 人为因素

草原耕植和超载放牧,严重破坏草原植被、土壤和生态平衡,甚至形成盲目扩大耕植和扩大畜牧规模→风蚀增强,草原退化→再度扩大或易地耕植、放牧→风蚀加剧→草原进一步退化,土地沙漠化发生、发展并不断严重的恶性循环过程。此外,樵柴采药,破坏表土、植被,加剧风沙和沙漠化。如内蒙古、宁夏、青海一些沙漠边缘地带的梭梭林、红柳林、胡杨林普遍遭严重破坏,一些地区甚至被采伐殆尽,使一些已固定的沙丘复起,沙漠及沙漠化土地急剧扩大。过量开发利用水资源,使地表水萎缩,地下水水位下降,甚至濒临枯竭,因此导致植被衰亡,土壤干燥沙化,从而加剧土地沙漠化活动。此外,采矿、修路等对植被、土壤、水资源以及生态环境也产生一定影响,从而促进了土地沙漠化。

## 五、土地盐渍化的主要控制因素

本区盐渍化除部分属于原生盐渍化外,多是在一定自然条件基础上,因长期不科学灌溉引起的次生盐渍化。

自然条件主要包括沉积环境、沉积类型及气候条件。本区盐渍化发育的河套平原、银川平原、中卫平原,属于封闭的长期相对沉降的构造盆地,第四系除冲积、洪积、风积碎屑物外,还有多层湖相沉积和湖沼相沉积。在干旱气候条件下,湖相和湖沼相沉积物中含盐量比较高,并且广泛堆积了含钠、镁的氯化物、硫酸盐化学沉积物。200m以上地层含盐量一般都在0.2%以上,特别是在沉积中心地区的深拗陷带,含盐量达0.4%~0.8%。所含地下水亦为高矿化咸水或盐卤水,一般矿化度都在5g/L以上,最高达73.3g/L。

在上述地质、水文地质背景下,主要通过下列4种途径形成盐渍化:深部高矿化水发生顶托越流活动引起的盐渍化;深部高矿化水沿断裂带径流排泄活动引起的盐渍化;低洼地带排水不畅,盐分聚集引起的盐渍化;不合理农田灌溉引起的盐渍化。其中灌溉失当主要包括:长期重灌轻排,或只灌不排,而且灌溉水量过大,加上渠系严重渗漏,使大量地表水渗入地下,潜水位升高,在干旱气候条件下,发生强烈蒸发,造成土壤盐分不断积聚,形成盐渍化。非灌溉成因的盐渍化发育面积比较小,只零散分布在沉积平原之中;灌溉成因的次生盐渍化发育面积比较大,而且不断扩展,将各种成因的盐渍化连结成大面积分布的盐渍化土地。

## 六、其他地质灾害的主要控制因素

发生在矿山井下的突水灾害,除主要受矿区水文地质条件控制外,还与开采方式密切相关。瓦斯爆炸主要与煤层时代、变质程度、产状、性质、地质构造、开采深度以及管理水平有关。煤自燃主要与煤的变质程度、成分、煤中硫的含量及瓦斯含量、煤层产状、厚度、地质构造等密切相关。

黄土湿陷和冻融主要与岩土性质、气候以及建筑物或工程设施类型密切相关。

### 第三节 地质灾害形成与发展的区域背景

#### 一、地质灾害形成的构造地貌与自然环境背景

在控制地质灾害的诸多因素中,地貌和气候具有至关重要的主导作用。然而,从根本上看,地貌乃是区域地壳运动或构造变动的结果,因此,一些专家称之为构造地貌;气候又与地貌密切相关,从而形成地壳运动或构造变动-地貌-气候-环境-灾害系统。

中国地貌的基本轮廓是从西向东呈三级阶梯状降低,南北方向为条带状山脉与盆地或平原交织。造成这种地貌轮廓的地质构造基础虽然是在漫长的地史演化过程中逐步形成的,但主要是晚新生代以来的新构造运动的结果。

晚新生代以来的新构造运动对中国区域地貌的最后形成产生十分广泛的影响,特别是青藏高原的隆起乃是这一时期最重要的构造-地貌“事件”。这一事件在对区域地貌格局产生深刻作用的同时,进一步对气候、环境以及地质灾害产生广泛影响。

青藏高原的急剧隆起发生在新生代。在此之前经历了漫长的成陆作用和造山作用,形

成了昆仑山、可可西里山、唐古拉山等一系列山系的雏形。在古近纪以前,诸多山系和青藏高原的高度还不小。新近纪,特别是第四纪早更新世中晚期以后,青藏地区发生持续、快速整体隆升,青藏高原迅速形成。到中更新世末,高原平均高程达 3000m,高大山系达 4000 ~ 5500m;到晚更新世末,高原进一步上升到 4000m,高大山系上升到 5000 ~ 6500m;全新世以来,上升速度进一步加剧,高原和高大山系分别达到 4500 ~ 5000m 和 5500 ~ 8000m;目前隆升活动仍未停止,大部分地区以 2 ~ 10mm/a 速率继续上升。

本区处于青藏高原的东北边缘及其与中国区域地貌的第二阶梯的过渡地带。在这一背景下,一方面活动断裂发育,地震频繁而又强烈;另一方面,地貌类型以高原、山地为主,地形起伏和沟谷切割比较剧烈,因此崩塌、滑坡、泥石流以及水土流失等地质灾害发育。

青藏高原的隆起,控制了晚新生代以来东亚季风的形成与发展,从而使本区以及中国乃至整个亚洲的气候环境发生了巨大变化。

据有关研究成果,古近纪时期,地轴与黄道面交角大约为 40°(现为 66°34'),太阳辐射能够更多地进入高纬度地区,因此全球气候比较温暖,亚热带气候带可达北纬 35°~ 45°,暖温带可达北纬 45°~ 50°。该时期我国和东亚大陆构造活动相对稳定,大多数地区遭受剥蚀夷平,青藏高原及周缘山地尚未大幅度隆起,中国大陆地貌虽然也有多种形式的变化,但基本上为波浪状起伏的准平原。在这种情况下,除沿海地带出现局部性季风环流外,广大区域为行星风系控制。气候带基本与纬向线平行分布,各带温差不大,锋面活动不强,自高纬向赤道地表温度缓慢上升,气候带稀疏宽广。全国陆地可大致分为 5 个区域:东北区域为湿润暖温带;华北区域为湿润的暖温带-亚热带;准噶尔盆地—内蒙古高原为干旱暖温带;塔里木盆地-长江中下游地区为干旱-半干旱亚热带;青藏高原-华南沿海地区为湿润的热带、亚热带。

新近纪末期,全球气候开始变冷,气候带增多,各带之间冷暖、干湿变化加大。与此同时,海陆热力差异加强,因此在全球范围内开始出现原始的古季风环流。在我国,一方面各地区准平原化遭到日益严重破坏,地貌形态趋于复杂化、多元化;另一方面,青藏地区在全部成陆后开始向高原发展,其时大部分地区高程达 2000m 以上。在这种情况下,一方面使中国大陆气候带(特别是冬季气候带)开始南移,另一方面已显雏形的青藏高原对夏季风开始产生愈益明显的阻滞作用,因此使西北地区开始出现全年干旱的气候特征。临近第四纪之前,虽然气候在反复冷暖交替中不断变冷,但毕竟没有进入冰期阶段;已经出现的古季风环流虽然受到原始青藏高原和帕米尔高原的影响,但这种影响还比较微弱,因此东亚季风尚不强盛,对我国和东亚气候的影响并不特别显著。在这种情况下,中国大陆新近纪气候在继承古近纪时期气候温暖,南北温差不大,气候带基本与纬圈平行等特点的同时,又出现气候带南移,区域气候变化趋于复杂多变等特点,从而显示出开始向第四纪气候转化的趋势。这一时期中国大陆大致分为 6 个气候区域:东北地区仍为湿润的暖温带;海河、黄河下游地区为湿润的温带-亚热带;西北干旱暖温带除包括西北大型盆地和高大山系外,进一步向东扩展到黄土高原地区;藏滇地区为湿润的温带-亚热带;长江中下游和江南丘陵的大部分地区为湿润的亚热带气候区;东南沿海和台湾、海南地区为湿润的热带-亚热带。

第四纪,特别是早更新世中晚期以后,中国大陆气候发生了重大变化。这种变化除了受第四纪全球性冰期、间冰期控制外,还受到急剧隆升的青藏高原的强烈影响。

第四纪以来,全球性降温使中低纬的海陆热力差异不断加大,因此使新近纪末期出现的局部性古季风环流逐步扩大,形成大范围的东亚季风环流。与此同时,急剧隆起的青藏高

原,对自由大气产生的热力作用和动力作用越来越大,从而使东亚环流得到极大地加强。实际观测和模拟试验结果表明,冬季(或寒冷的冰期阶段),青藏高原是中国和亚洲地区的一个十分强大的冷源。受其影响,一方面在海拔大约 4000 ~ 5000m 的近地面产生一个具有反气旋特征的冷高压,因此加强了中国大陆的冬季风;另一方面,由于青藏高原的屏障作用,阻隔了北部西伯利亚气流与南部印度洋气流的联系,使冷空气在西伯利亚地区积聚加强,并频繁侵袭我国,不但加剧了我国西北地区的寒冷、干旱,而且使中国东部地区产生强烈的东北季风,冬季温度明显低于同纬度的其他大陆地区。夏季(或温暖的间冰期),青藏高原一方面作为中国和亚洲大陆的热源,形成一个由高原近地面热低压和高原上空高压组成的高原季风环流,因此强化了中国东部,特别是东南部区域的夏季风环流,使这些地区夏季(或间冰期阶段)更加炎热多雨;另一方面,它仍是一个巨大的屏障,阻挡了西南季风的北上,因而使青藏高原及其北部广大地区常年干旱少雨。

综合上述,新生代时期中国大陆气候由时空比较稳定的温暖气候逐渐变化为寒冷多变的气候。这一变化始于上新世,早更新世逐渐发展,中晚更新世和全新世急剧发展,目前尚在继续演化之中。气候变化的主要特征包括:第一,中国大陆由受行星风系控制转变为受季风控制;第二,气候变化除纬度效应外,还出现强烈的非纬度的区域性变化,造成强烈的南北向差异和东西差异,在此两方面综合作用下,形成三大气候区:东部的东南季风区、西南部的西南季风区、西北部的内陆干旱区;第三,青藏高原和高大山系,除呈现整体干旱、严寒和区域性气候变化外,还形成了垂直气候带;第四,在中国大陆第四纪以来气候的时间变化上,一方面随冰期、间冰期及冷期、暖期交替发生较长时间尺度的变化,另一方面随冬夏交替发生短时间尺度的变化:冬季和冰期阶段,西北部和西南部地区极端寒冷、干旱,东部地区气温也低于同纬度其他地区;夏季和间冰期,东部地区较其他同纬度地区相比要炎热多雨,西北部和西南部地区仍十分干旱。

气候在地质自然环境系统中具有突出的主导作用。气候变化进一步决定了植被迁移、冻土与冰川发育、黄土分布、沙漠进退等;这些环境又共同控制了地质灾害活动,并影响了人类的生存与发展。

气候环境变化的多种效应,首先反映在青藏高原地区。

第一,从冰川发育情况看,青藏高原一直是中国陆地冰川主要发育区,第四纪以来,伴随全球气候转冷和高原急剧隆起,冰川活动的规模在反复消长中不断扩大。

第二,晚更新世以后,由于青藏高原大幅度隆起,降水急剧减少,导致湖泊萎缩,湖水咸化。如班公错、羊卓雍错、马法木错等陆续由外流变为内注;奇林湖(色林错)等一批湖泊解体,并逐步进入盐湖阶段。

第三,伴随更新世后气候愈益寒冷干燥,土壤也发生显著变化。中更新世时期,为典型的褐红壤型土。晚更新世时,除喜马拉雅山南翼和青藏高原东南边缘地区,因受到一定的西南季风的影响,仍继续红壤或褐红壤型土的形成活动外,其余广大地区均变为褐土型土。全新世时期,除局部海拔高度较低,受季风影响的地区为黄棕壤型土的成土活动外,其余广大地区进一步发展为棕毡土型成土活动。此外,自更新世晚期开始,在高原腹地和周缘山地还形成了大面积的多年冻土。

第四,高原植被也发生显著变化。古近—新近纪时期为茂密的针阔叶混交林。早更新世以后,植被逐渐稀疏,昆仑山首先变为高山荒漠和灌木丛草原。中更新世以后,高原地区

的栎类和雪松迅速减少,松树和其他针叶树增多。晚更新世以后,松栎林、云杉林等完全消失,逐渐变为高寒草原、草甸和荒漠草原或荒漠稀疏灌木草原。

青藏高原隆起不仅使自身环境发生了巨大变化,而且对本区和中国广大区域的地质自然环境也产生了重要影响。

第一,在区域环境变化中,最突出的是中国北方地区的沙漠化。中国沙漠主要分布在北纬 $35^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ,东经 $75^{\circ}\sim 125^{\circ}$ 之间的西北、内蒙古温带与暖温带的干旱、半干旱地区。按纬度而言,这些地区本不应该成为沙漠肆虐的地区。除远离海洋外,更重要的是第四纪以后,由于全球气候变冷和青藏高原的迅速隆起,使这些地区气候持续严重干旱,于是在早更新世时期开始出现沙漠,然后在反复消长中不断扩大,最终形成大面积的沙漠。

第二,中国黄土的发育历史与沙漠化具有类似特点。作为寒冷干燥气候的产物,自早更新世形成以后,它一方面随冰期与间冰期发生反复扩展与收缩,另一方面在反复消长中呈现不断发展的趋势。从黄土发育情况看,老黄土主要停积在西北和华北地区,而新黄土(下蜀土上部)则越过长江,远达江南丘陵地区。此外,在中国西北黄土沉积剖面中,愈到上部由新黄土反映的气候愈趋干燥。这些变化显示了青藏高原不断隆升的作用。

第三,我国西北以及内蒙古高原、黄土高原等广阔区域的河流、湖泊等地表水体的兴衰,明显受到青藏高原隆起和第四纪气候变化的影响。其发展的总趋势是,伴随季风气候的发展和干旱的加强,地表水体萎缩,含盐量提高。如罗布泊湖中全新世以后面积急剧缩小。位于内蒙古高原弱水下游的古居延海,原来包括今日的嘎顺诺尔、苏古诺尔及居延洼地,汇纳弱水东河和西河,水域辽阔,两汉时期,该地经济繁荣,而后由于气候日趋干旱,沙漠化发展,入泽河水锐减,湖面萎缩,古居延泽干涸,仅在嘎顺诺尔和苏古诺尔洼地尚存残留的湖泊。

我国泥石流活动的发展历史也与青藏高原和东亚季风气候的形成与发展具有密切关系。据有关研究成果,早更新世时期,我国北方泥石流活动不强,只在天山等局部地区发现泥石流堆积物。中更新世时期,泥石流活动显著加剧,泥石流堆积物广泛发育在天山、昆仑山、贺兰山、太行山、秦岭、川滇山地等地区。在黄土发育区,泥石流堆积物多出现在离石黄土下部;在非黄土地区,泥石流堆积物则覆盖在早期河湖相沉积物上,或与同期其他类型沉积物以相变方式发生水平交错过渡。晚更新世和全新世,泥石流活动在广泛发生的同时,还出现类型多样和强度加大的特点。在青藏高原和西北高山地区,主要为冰川型泥石流;在黄土高原、陇南山地、川滇山地等地区,主要为粘度较大的暴雨型泥石流;在秦岭、太行山、燕山、辽西山地等地区,主要为暴雨型泥石流。导致第四纪泥石流活动演化的主要原因是:第一,中更新世后中国大陆完全受季风气候控制,季节性降水、暴雨型降水变得十分强烈,为泥石流活动提供了强劲的动力条件;第二,由于青藏高原的持续隆起和中国其他区域新构造运动的进行,中国大陆三大阶梯状的地貌格局逐步形成,高原、山地、丘陵地区的局部性高差也越来越大,因此为泥石流活动创造了广泛的地形基础;第三,伴随第四纪风化剥蚀与多种沉积活动的进行,第四纪黄土以及残积物、坡积物、冲洪积物等松散堆积物愈益丰富,因此为泥石流活动提供了充分的物质基础。

第四纪环境演化直接影响了青藏高原地区的古人类活动。现今的青藏高原,环境恶劣,人烟稀少,特别是藏北高原地区基本上属于无人区。但考古资料表明,在石器时代,这里曾有过与华北地区类似的古人类活动。近几十年来,先后在申扎县多格则公社多热藏布河二级阶地、日土县扎布公社古湖岸阶地、普兰县马法木错东北岸的三级阶地、日土县帕也布也

峰南麓帕也曲真沟、吉隆县戳错龙湖北岸阶地等发现新石器 20 多处。这些古人类遗迹说明,在更新世晚期或全新世初期,尽管青藏高原已经发生急剧隆起,气候和水土环境也逐渐恶化,但整个高原地区的环境还没有发展到完全扼杀人类生机的程度,特别是在河流、湖泊及一些山麓地区,气候相对温暖湿润,并有较好的水土条件,使古人类在这些地方得以栖息生存。全新世以后,尽管全球和东亚进入温暖的冰后期,但青藏高原隆升到前所未有的高度,藏北高原更加严寒干旱,同时河流干涸,湖水咸化,土壤贫瘠,草木稀疏,可狩猎动物绝迹,使古人类失去生存条件而迁徙消失。

除青藏高原外,地质自然环境变化对中国大陆,特别是西北以及华北地区的不同时期的人类活动也产生了重要影响,由此导致的古丝绸之路的兴衰和古楼兰、且末、米兰等众多城镇的废弃等都是很典型的例证。

## 二、地质灾害形成与发展的社会经济背景

在前面有关地质灾害形成原因的论述中,认为人为活动是水土流失、土地沙漠化、土地盐碱化以及崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害形成与发展的重要因素,这些人为活动主要包括不合理的耕植、超载放牧、毁林、采药、开矿、修路等。其形式虽然多种多样,但所产生的效果均表现为破坏土地、水和生态环境,因此导致多种地质灾害的发生和发展。

据有关史料分析,几千年来本区水土资源与生态环境发生显著变化。这种变化过程除了受自然条件控制外,与人类活动和社会经济条件有着重要关系。这种现象在自然生态环境脆弱、社会经济活动比较强烈的陇中地区表现得尤为明显。

陇中系指甘肃黄河以东地区,是水土流失和崩滑流最严重地区。这些地质灾害虽然自古有之,但其不断严重化趋势与历史时期的人类活动大致同步发展。

据地方志载,该地区在古代属“雍州”,为西戎部族所居,以牧为主。秦穆公三十七年“穆公用由余谋,伐戎王……开地千里,遂霸西戎”。在此之前,陇中大部分地区是“大山乔木,茂林阴翳”。据《汉书·地理志》载,秦汉之际,“天水、陇西山多林木,民以板为屋”,“山水清丽,林跨数郡”。公元前 359 年,秦孝公任用商鞅,实施“行辟土,废井田,开阡陌,任民耕种”的变法,此后秦始皇筑长城以拒胡,并派太子扶苏和大将蒙恬“屯兵军垦,移民守边”,将内地大量汉民移居陇中,“官给耕牛、籽种、农具”,从此本区开始大规模垦荒种地。

秦末汉初,因连年战乱,耕地大面积荒芜。至文景时期,呈农牧并举之势。据《史记·食货志》载,当时“天水、陇西、北地、上郡与关中同俗,然西有羌中之利,北有戎翟之畜,畜牧为天下饶”。可见当时生态环境良好,农牧兴旺。

东汉以后,经隋至唐,本区农牧交错,但仍以畜牧业为主。

从宋朝开始大面积毁林开荒,并专门设置了采伐林木的机构,以至“辟地数千里,建堡居要塞,戎卒三百人,岁获大木万本,以给京师”。开垦出的耕地除供民用外,还供军需。元明时期,继续毁林开荒,并愈加强烈,除驻兵屯垦外,还从山西迁来大量移民从事农耕生产,因此,耕地规模空前扩大,生态环境遭到持续严重破坏,昔日“畜牧天下饶”的景象一去不复返。清王朝建立以后,朝廷继续鼓励垦荒,至乾隆年间,本区的次生林几乎砍伐殆尽。清朝末年,许多地区的天然植被已不复存在“举目四顾,光村赤地”,导致“陇中苦瘠甲于天下”。

近百年来,本区是生态环境仍然极其脆弱、自然灾害特别严重的地区。新中国成立以来,尽管通过多种途径治理生态环境以及防治水土流失、土地沙漠化等,但与此同时,农牧民

为了增加收入,解决温饱,不仅耕植活动没有减缓,而且牧畜、采薪、采药以及采矿、修路等不断发展,因此在局部得到治理的同时,整体上生态环境继续恶化,多种自然灾害仍十分严重。

综合上述,历史上陇中地区社会经济和生产方式大体经历了畜牧为主-农牧并举与交替-农业为主的演化过程。

如果扩大一下区域,可以发现,整个鄂尔多斯高原和黄土高原地区的社会经济发展与生态环境变化与陇中地区是一致的。据历史文献记载,在春秋战国时代的前期,鄂尔多斯高原和黄土高原的广大地区为森林和丛草覆盖,仅河谷平原原有零星农田。到春秋战国后期,平原多被开垦,但其他地区仍为森林草地,森林覆盖率达 53%。到秦汉魏晋南北朝时代,平原地区的森林基本上被砍伐殆尽,已无大片林木。特别是秦始皇派蒙恬北征,占据鄂尔多斯地区,移民守边,发展农业,森林草原遭到较严重破坏,到秦汉时代,黄河中游地区森林覆盖率下降到 42%。到唐宋时代,采伐森林的范围不断扩大,山地森林遭到严重破坏,鄂尔多斯高原的森林几乎绝迹,整个黄河上游地区森林覆盖率下降到 32%。到明清时代直至新中国成立时,自然环境持续恶化和大规模垦荒,使森林遭到毁灭性的破坏,覆盖率进一步下降到 3% 左右(图 9-6)。

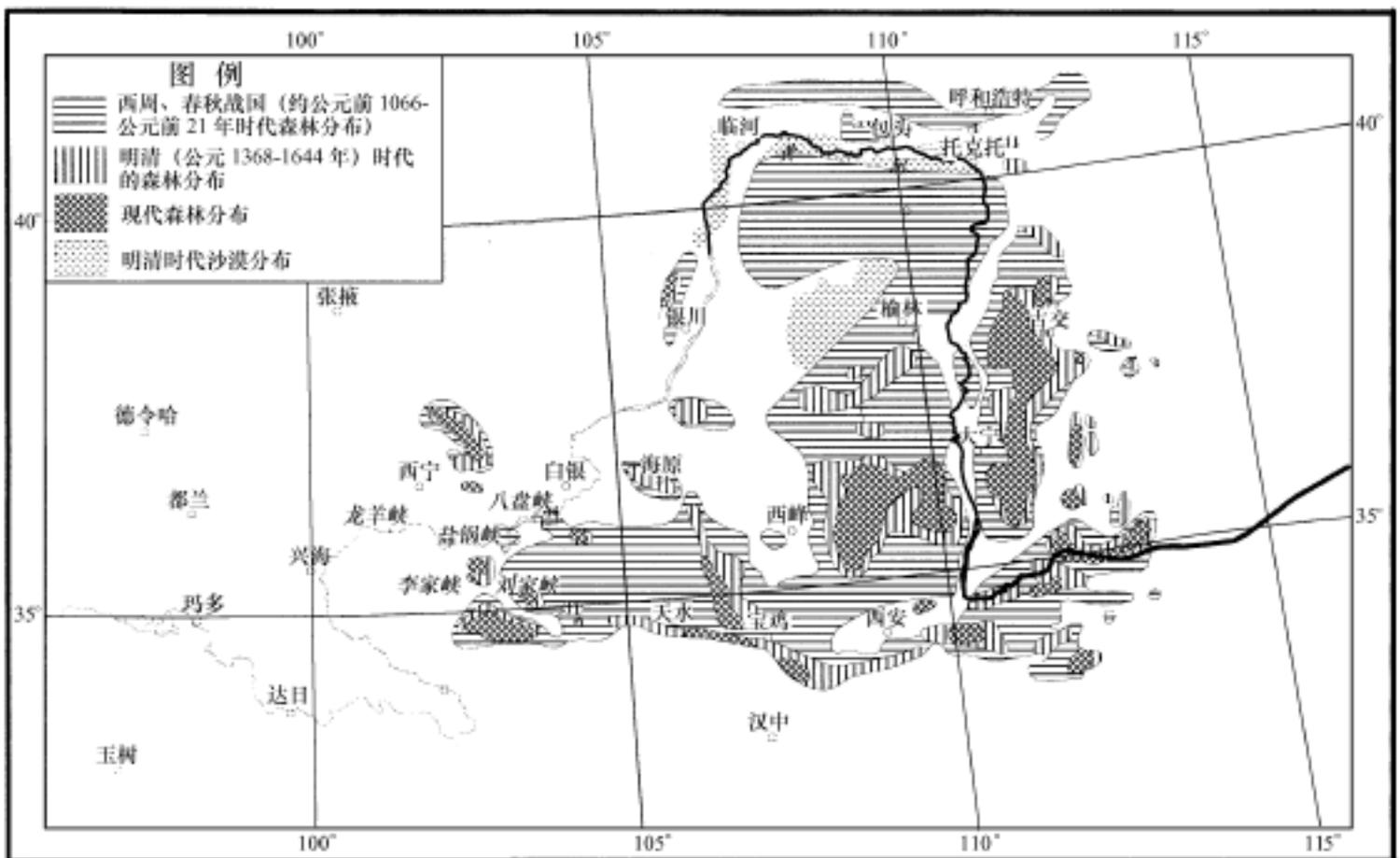


图 9-6 鄂尔多斯高原和黄土高原地区森林分布的历史变化

(据刘明光等)

造成这种环境演化和生态能力变化的直接因素是水土资源和森林植被的严重退化;而国土资源与生态环境退化的原因除气候、水文等因素外,不断发展的生产方式和人为活动无疑是重要原因。

生产方式和各种人为活动都是在一定的社会经济背景下发生的。这种背景条件主要表现在两个方面:一是人口增长与生存压力,历史上本区人口虽然反复消长,但总体趋势不断

增长,特别是近几十年来大幅度增长,成为我国西部人口密度较高地区之一;而本区土地瘠薄,水源匮乏,国土资源承载力比较低,在这种情况下农民为了解决温饱,不顾耕植条件和环境状况,广种薄收,加剧环境恶化和自然灾害,并形成贫穷与灾害同步反复加剧的恶性循环局面。二是观念与生产方式落后,违背自然规律与社会经济发展规律,以过度消耗资源和破坏生态环境为代价,获取暂时利益,导致地质灾害的不断加剧。

### 三、自然因素与人为因素相互关系的探讨

自然因素和人为因素对地质灾害形成与发展都具有重要作用,需要特别说明的是,这两方面条件并不是孤立的,它们相互影响,共同控制了地质灾害的程度与规律。

自然因素是地质灾害形成的基础。从某种意义上说,如果不具备一定的自然条件,地质灾害就不会发生;反之,只要具备一定的自然条件,地质灾害就一定会出现,即使是人类影响甚微,甚至是在人类出现以前,地质灾害或者是这种动力活动也在不断地发生。因此,地质灾害属于自然现象,是不可避免的。在自然因素控制下,地质灾害发生复杂的变化,在时间上,常常表现为不同尺度的周期性变化以及不同形式的长期趋势性变化。这是一个人类难以改变、或者根本无法改变的自然过程。

人类活动是地质灾害形成与发展的辅助因素,它可以在一定程度上推动或抑制自然环境变化或某些自然动力活动,从而促进或者削弱某些地质灾害活动。从总体上看,人为活动无力扭转自然环境的演化进程,因而不能改变地质灾害活动的时空分布,但从局部看,人为活动却显示出强劲作用,它一方面直接决定了一些地质灾害事件的发生与发展,另一方面影响了某些地质灾害的时空变化,这些作用虽然不能改变地质灾害的基本规律,但给人们的感受往往更加直观和特别深刻。

在本区地质灾害形成与发展进程中,在新构造运动、地形地貌、气候等条件控制下的自然环境演化与在社会经济条件控制下的人为环境变化具有同向效应,二者叠加,导致水土流失、土地沙漠化以及崩滑流等地质灾害出现不断严重化趋势。

全面认识地质灾害的控制因素与形成条件,是确定减灾指导思想,制定减灾方针,有效防治地质灾害的基础。人类无法改变自然环境演化过程,只能认识其基本规律,采取力所能及的措施避害趋利。人类只能科学地规范自己的行为,运用工程与非工程手段防治地质灾害,并保护地质自然环境,削弱地质灾害活动基础,减轻地质灾害的破坏损失。那种忽视人为作用,肆意破坏地质自然环境,势必加剧地质灾害,无疑是错误的;但如果片面夸大人为能力,轻视自然规律,甚至认为只要通过人类本身努力就可以改变自然过程,完全扼制或消除地质灾害活动,同样也是错误的。只有正确认识自然过程与人为过程的关系,摆好二者的关系,地质灾害防治工作才能有正确的基础,并取得最好的成效。

### 参 考 文 献

- 邓清禄,王学平.2000.长江三峡库区滑坡与构造活动的关系.工程地质学报,8(2):136~141  
国家地震局编制.1991.中国及毗邻海区新构造图(1:400万).北京:地震出版社  
侯康明,石亚缪,张忻.1999.青藏高原北部NNW向构造活动方式及形成年代.地震地质,21(2):127~135  
李兴唐.1991.活动断裂研究与工程评价.北京:地质出版社

- 刘高,韩文峰,聂德新 .2001 .青藏高原东北部新构造运动效应 .中国地质灾害与防治学报,12(1):30~34
- 马宗晋,赵俊猛 .1999 .天山与阴山-燕山造山带的深部结构和地震 .地学前缘,6(3):95~102
- 王学滨,潘一山 .2001 .地质灾害中的应变局部化现象 .地质灾害与环境保护,12(4):1~4
- 许志琴,杨经绥,姜枚等 .1999 .大陆俯冲作用及青藏高原周缘造山带的崛起 .地学前缘,6(3):139~151
- 殷跃平,康宏达,陈波 .2000 .三峡工程移民区滑坡防治与利用技术研究 .地质灾害与环境保护,11(2):135~140
- 张业成 .1993 .青藏高原隆起及其对中国地质自然环境影响的探讨 .地质灾害与环境保护 4(1)
- 张志 .2000 .黄河河源生态环境及活动构造的水系响应研究 .地质灾害与环境保护 11(1):1~5
- 张宗祜等 .1999 .中国北方晚更新世以来地质环境演化与未来生存环境变化趋势预测 .北京:地质出版社
- 中国地质科学院编制 .1976 .中华人民共和国地质图(1:400万) .北京:中国地图出版社
- 中国科学院编南京地理与湖泊研究所编制 .1993 .中国及其毗邻地区地貌图(1:400万) .北京:中国地图出版社

# 第十章 黄河上游地区崩滑流典型灾害分析

## 第一节 黄河刘家峡-龙羊峡河段崩滑流地质灾害

### 一、崩滑流发育程度及与新构造运动的关系

黄河刘家峡-龙羊峡河段是指自甘肃省永靖县的刘家峡向上游,经甘肃省的积石山、青海省的循化、尖扎、贵德,到青海省贵南县的龙羊峡河段,全长 472km。该河段蕴藏丰富水能资源,已建或规划多处大型水利工程。但该段崩滑流活动十分强烈。据初步调查,该段黄河两岸发育有崩滑流约 400 处,平均每千米 0.84 处,是本区崩滑流最发育地带之一。

该段山地地质灾害以滑坡为主,广泛发育在两岸地带;泥石流次之,主要发育在循化、贵德等地;崩塌数量较少,零星发育在一些峡谷地带。该段崩滑流数量多、密度高,规模大小不等,除大量中小型灾害外,还有不少大型、特大型灾害。如:青海共和县的查纳滑坡,长约 3600m,宽约 1500m,厚 15~70m,体积约 1.6 亿  $m^3$ ;青海贵德县阿什贡滑坡体积约 3 亿  $m^3$ ;青海省循化县查汗大寺滑坡,堆积体积 1 亿  $m^3$  以上;青海省共和县查中滑坡,滑动后尚存的残留体积约 7000 万  $m^3$ ;李家峡电站左岸滑坡体积 1800 万  $m^3$ 。此外还有公伯峡的古什群滑坡群、李家峡电站右岸滑坡、松巴峡滑坡群、龙羊峡的拉卡及秋滑坡、赛蒙卡亚滑坡、克东滑坡、尼抗滑坡、塔卖儿滑坡、曲棱滑坡、野莫滑坡、斜拉滑坡、多隆滑坡、多右滑坡、多左滑坡等,滑坡体体积均在 100 万  $m^3$  以上。

该段强烈的崩滑流活动与该地区地貌、岩石和新构造运动等具有十分密切的关系。现简要分析如下。

#### 1. 地形地貌条件

该段属侵蚀中山夹小型河谷盆地或河谷平原,海拔 1500~3000m,地形起伏严重,特别是黄河河谷蜿蜒曲折,切割特别剧烈,形成众多峡谷,除龙羊峡、刘家峡外,还有寺沟峡、李家峡、公伯峡、积石峡、松巴峡、阿什贡峡等,切割深度达 500m 以上,并形成不少悬崖陡壁,为崩滑流活动提供了非常有利的条件。

#### 2. 岩土性质

该段为峡谷和盆地相间,发育的岩土相应为两类。盆地主要为第三系红色泥岩与砂岩、砾岩,岩石强度不高,结构均一性差,一些地区在此之上覆盖有厚薄不等的第四系洪积、冲积及崩滑堆积,岩性主要为泥质碎石、砾石、卵石、砂等,因此不但容易发生滑坡,而且容易形成泥石流。峡谷和山地岩石性质和结构比较复杂,古元古界深变质暗绿色片麻岩、结晶片岩,主要分布在李家峡、公伯峡、寺沟峡、刘家峡等峡谷地带,产状变化较大,倾角一般为  $12^\circ\sim 35^\circ$ ,岩石结构完整性较差,特别是断裂带附近,岩石尤为破碎;下古生界浅变质的结晶灰岩、泥质板岩和海陆交互碎屑岩,主要分布在龙羊峡一带,因岩石软硬不一,再加上断裂发育,

所以岩体结构完整性较差,容易发生滑坡、崩塌及其他斜坡变形现象。

### 3. 活动断裂

该河段及邻近地区活动断裂发育,不但数量比较多,规模比较大,而且活动性比较强。现将主要活动断裂及其特征简述如下。

(1)拉脊山断裂带。由4~5条近似平行的断裂组成,总体走向 $235^{\circ}\sim 275^{\circ}$ ,倾向北北东,倾角 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。主干断裂长150~350km,断裂带宽15~20km。断裂切割深度达玄武岩层顶面。自晚古生代以来,主要表现为强烈的挤压和扭动活动,使古元古界逆冲到上第三系红层之上。沿断裂带有中酸性岩浆岩侵入。有明显的航磁异常和重力梯度变化。晚近和现今时期仍在活动,历史上有记载的地震活动计有10余次,最近两次分别发生在1819年和1968年,震级为5.8级和5.4级。沿断裂带还有比较强烈的地热异常和水热活动。

(2)共和-天水断裂带。总体走向 $300^{\circ}$ ,倾向南西,倾角 $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。断裂带长约600km,宽2~3km。断裂为压扭性。断裂切穿岩石圈达软流层。断裂使古元古界逆冲到上第三系之上。沿断裂带出现超基性岩和深变质岩。断裂带重力异常明显,梯度等值线密集。有高热流显示。历史上发生多次地震。

(3)贵南南山断裂带。总体走向 $260^{\circ}\sim 270^{\circ}$ ,倾向 $330^{\circ}\sim 350^{\circ}$ ,倾角 $40^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。断裂带长约900km,破碎带宽15~25km。断裂为压扭性。切穿地壳达上地幔顶部。沿断裂带出现重力梯度异常,发育有辉长岩、玄武岩和中浅变质岩带。活动比较强烈,中小地震活动比较频繁,并有中温矿泉。

(4)东巴-新街断裂。走向 $300^{\circ}\sim 310^{\circ}$ ,倾向北东,倾角 $65^{\circ}$ 左右。长约210km。切割古元古界、三叠系及上第三统。沿断裂带出露有中高温矿泉,发生多次地震,最大震级达5.9级。

(5)扎仓寺断裂。走向北西西。长约100km。沿断裂带出露有36~94 的热泉。受断裂作用,三叠系逆冲到上第三统之上。

(6)麦加-岗察寺断裂。走向北北西,倾向北东,倾角 $30^{\circ}\sim 75^{\circ}$ 。长100km。属压扭性。断裂使二叠系逆冲到上第三系之上,并形成超基性岩及中深变质岩带。沿断裂带出现明显重力异常,南端有50~74 矿泉出露。历史上曾发生一次2.3级地震。

(7)罗汉堂断裂。走向 $320^{\circ}\sim 345^{\circ}$ ,倾向南西,倾角 $50^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。长26km,断裂带宽100~200m。上第三系和第四系更新统被错断,断距分别达300m和15~20m。沿断裂带出现超基性岩和深变质岩带,并有明显重力异常和高热流显示。历史上发生二次小震,最大震级2.2级。

### 4. 新构造活动

该区域新构造活动比较强烈。其主要标志除活动断裂发育外,还有间歇性、差异性隆升活动。在区域地壳运动控制下,本区晚近时期以持续性隆升为主,总幅度达2500~3000m。但不同时期和不同地区的运动方式和速率不尽相同。共和盆地、贵德-循化盆地在第四纪早期发生沉降活动,沉降幅度1000~1400m,平均沉降速率 $0.4\sim 0.6\text{mm/a}$ ,形成厚达400~1000m以上的下更新统和中更新统;此后一直到现今,为间歇式抬升,幅度达120~500m,平均速率 $0.4\sim 4.2\text{mm/a}$ 。其他地区晚近时期发生间歇性的持续抬升,平均上升速率 $2.9\sim 6.7\text{mm/a}$ 。由于隆升作用并非持续均匀地进行,而是间歇式的活动,同时伴有强烈的侵蚀切割作用,所以形成陡峭高耸的山岳与断陷盆地和深切峡谷相间的地形特点,特别是黄河干

流,峡谷深度常达 300 ~ 700m 以上,两岸发育有 3 ~ 8 级基座阶地(表 10-1)。

此外,本区还发生地震活动、地热活动、变质作用,这些活动主要沿断裂,特别是一些深大断裂带进行,对此不再详述。

本区以断裂和差异性隆升为主的新构造活动,一方面导致地形剧烈起伏和强烈的侵蚀切割作用,另一方面破坏了岩体结构,并形成多种软弱岩石或软弱结构面,因此为崩滑流活动创造了其他地区所没有的有利条件。

表 10-1 黄河上游刘家峡-李家峡段第四纪升降特征

地区	时代 升降	早更新世以来				晚更新世以来		全新世以来	
		早期		晚期		幅度 m	平均速率 mm/ a	幅度 m	平均速率 mm/ a
		幅度 m	平均速率 mm/ a	幅度 m	平均速率 mm/ a				
共和盆地		- 1400	- 0.6	隆升		450	2.3	50	4.2
贵德-循化盆地		- 1000	- 0.4	245	0.3	340 ~ 610	1.7 ~ 3.1	35 ~ 80	3.0 ~ 6.7
其他地区		隆 升				80	0.4	40	3.3

注:“-”为沉降。

## 二、滑坡、泥石流实例

### 1. 青海共和查纳滑坡

位于青海共和盆地龙羊峡水利工程大坝上游约 6km 的黄河右岸。滑坡发育在第四系中下更新统半胶结粘性土和砂层中。滑坡体长约 3600m,宽约 1500m,厚 15 ~ 70m,体积约 1.6 亿  $m^3$ ,滑动后残留体积 1.27 亿  $m^3$ 。

1943 年 2 月 7 日发生快速滑动,最大水平滑距约 3000m,最大垂直滑距约 300m。滑坡体前部为松散的碎屑物,中部为块状岩体,后部为错落坍塌体。滑坡体越过宽阔的黄河河漫滩后,飞越对岸,形成的天然大坝堵塞黄河 8 小时后溃决。查纳村被摧毁,全村 115 人仅一人幸存,1000 多亩农田被掩埋。

查纳滑坡的突出特点是:规模大、滑速高(推测最高滑速达 45m/ s)、滑程远,在黄河上游乃至全国具有重要典型意义。

查纳滑坡的形成与地形地貌、岩土性质以及水文地质条件密切相关。查纳滑坡所处的龙羊峡地段,地形起伏和河流切割剧烈,发育有大量陡坡、峡谷。查纳边坡位于黄河右岸,从河漫滩到坡顶高度总计达 400m。整个斜坡呈多级台阶状:坡顶为高阶地,其下为第一个台阶平台,宽约 100 ~ 150m,该平台后缘到坡顶之间的坡度大于 45°;第一台阶往下为缓倾斜的波状阶面,平均坡度 20° ~ 30°;波状阶面前缘与黄河河漫滩相连。该斜坡高差大,坡度陡,稳定性差,尤其是斜坡后部特别容易失稳滑动。

斜坡由半胶结的第四系下更新统、中更新统湖相沉积物组成。在龙羊峡地区发育厚度 400 ~ 550m。产状近于水平。岸坡下部主要为砖红色、灰黄色、黄褐色粘性土,夹多层厚 0.3 ~ 3.0m 的砂、粉砂层,上部主要为浅黄色、黄色、灰色、灰黄色粉砂、砂,夹少量粘性土。由于这些土层形成时代较新,固结程度和成岩程度比较低,再加上颗粒比较细,多为粒状、镶嵌结构和盐晶胶结,所以具有类似非湿陷性黄土的物理力学性质和工程地质特征,因此在重力作用和地下水动力作用下容易失稳变形而发生滑动。

据工程地质试验,该岸坡粘性土的含水率为 10% ~ 12%,饱和度 75% 左右,容重  $2.0\text{g/cm}^3$ ,孔隙比 0.45 左右,塑性指数 10 ~ 16。矿物成分以伊利石为主,含大量可溶盐类,成分以碳酸钙为主。在天然状态下抗剪强度较高,但随着含水率的增加,强度迅速降低,高饱和度情况下的内聚力下降约 90%。特别是遇水后极易软化,并迅速崩解,水下稳定坡角小于  $10^\circ$ 。粉砂和砂的强度略高于粘性土,但性质不稳定,遇水后稳定性大大降低,特别是内聚力和抗剪强度仅相当于天然状态的 5% ~ 18%。

岸坡岩土属于强度低、性质不稳定的易软化岩土。其应力-应变曲线具有明显的峰值:达到峰值时,在天然状态下破坏前的轴向应变一般小于 3%;峰值后强度明显下降,并有一定的残余强度。

岸坡中地下水为孔隙裂隙水,主要赋存在砂、粉砂以及粘性土所夹的砂层中。水化学类型为氯化物钾钠水。水力坡度比较大。

在上述地质、水文地质条件下,岸坡中的软弱结构面主要有三组:层间软弱结构面——主要是特别软弱的粘性土层以及粘性土与砂性土的接触面;构造裂隙——其走向与岸坡平行或垂直,倾角多在  $70^\circ$  以上,一般长 3 ~ 5km,宽度小于 1mm,发育密度 0.7 ~ 1.5 条/m;地下水浸润与活动面——主要是含水层与隔水层界面。

综上所述,高差巨大的高角度斜坡、软弱结构面发育的半胶结岩土以及地下水活动是导致查纳滑坡的直接原因。

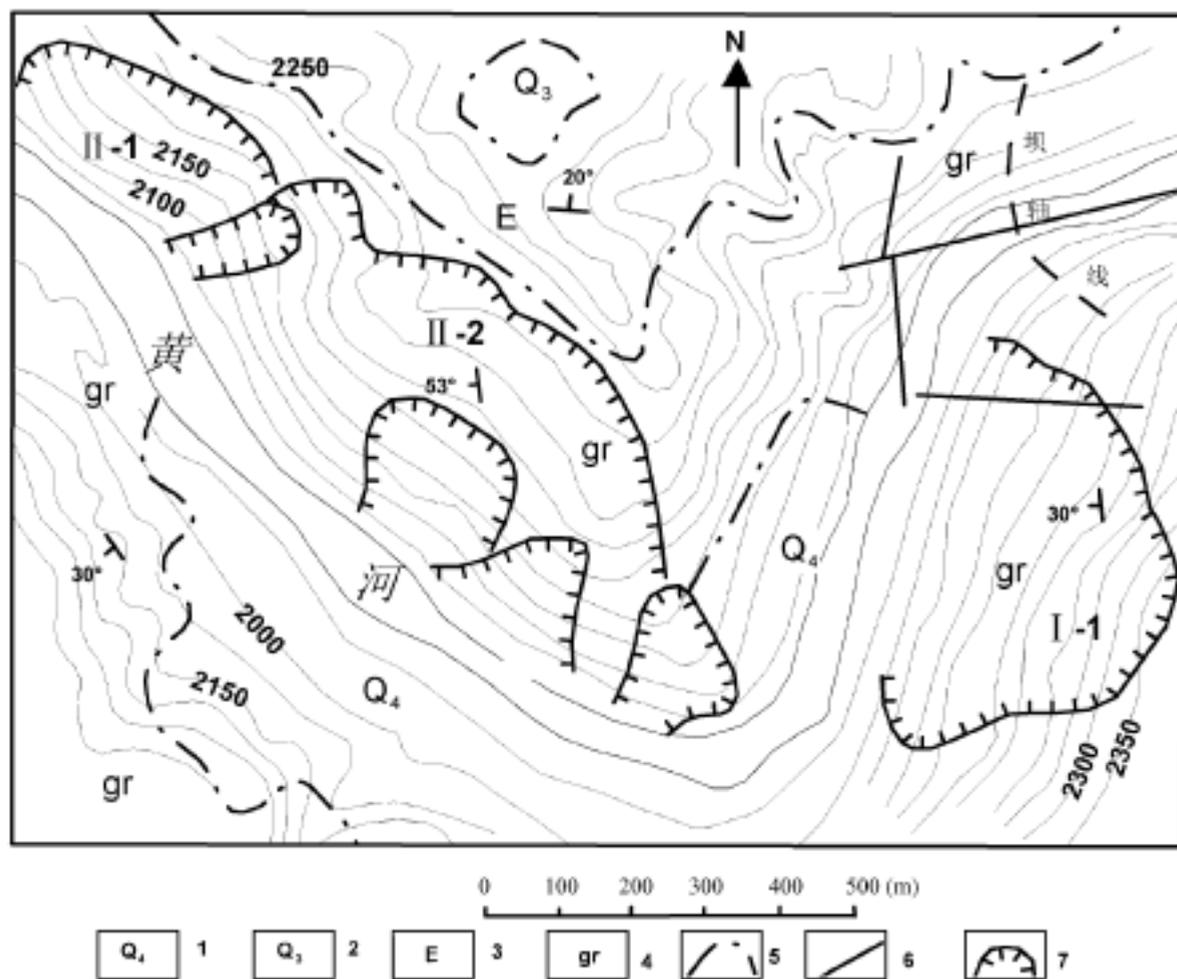


图 10-1 李家峡 、 滑坡平面图

(据钟立勋,1999)

- 1—第四系全新统坡积、冲积、洪积层;2—第四系更新统黄土;3—下第三系砂砾岩;
- 4—前震旦系混合岩;5—地层界线;6—断层;7—滑坡边界线

## 2. 李家峡 号、 号滑坡

李家峡水电站是黄河上游又一大型水电工程,位于青海省尖扎县,设计坝高 165m,库容 17.2 亿  $m^3$ ,装机容量 200 万千瓦,坝型为混凝土拱坝。

水电工程所在的李家峪峡谷全长 5km,为强烈切割的中高山峡谷地形,山势高耸,河道狭窄,河谷呈“V”型,谷坡  $40^\circ \sim 60^\circ$ ,河面宽 40~60m,相对高差 200~300m 以上。水库坝址处于峡谷中段,其上游河道弯曲,下游河道比较平直。

在水库坝址上游发育有两个大型深层岩质滑坡,在此分别称为李家峡 号滑坡和李家峡 号滑坡,它们分别发育在坝址上游右岸 90m 和上游左岸 750m 处,一旦发生活动,将对工程安全和正常运营造成严重危害(图 10-1)。

号滑坡位于黄河急转弯处,其底宽 520m,长 395m,面积  $16.5 \times 10^4 m^2$ ,体积  $698 \times 10^4 m^3$ ,其中库水位以上  $235 \times 10^4 m^3$ ,库水位以下  $463 \times 10^4 m^3$ 。滑坡体前缘海拔高程 2060~2080m,高出河水面 10~30m;后缘海拔 2300~2350m,高出河水面 270~280m,前后缘高差 250~270m。后缘有一高约 50m、坡度  $40^\circ \sim 47^\circ$  的陡壁。以下斜坡坡度  $25^\circ \sim 45^\circ$ ,上缓下陡。斜坡有三级不太明显的起伏状台阶,台面高程分别为 2165m、2230m、2285m。坡面上冲沟比较发育,较大规模的有 5 条,受冲沟切割,坡面比较破碎(图 10-2)。

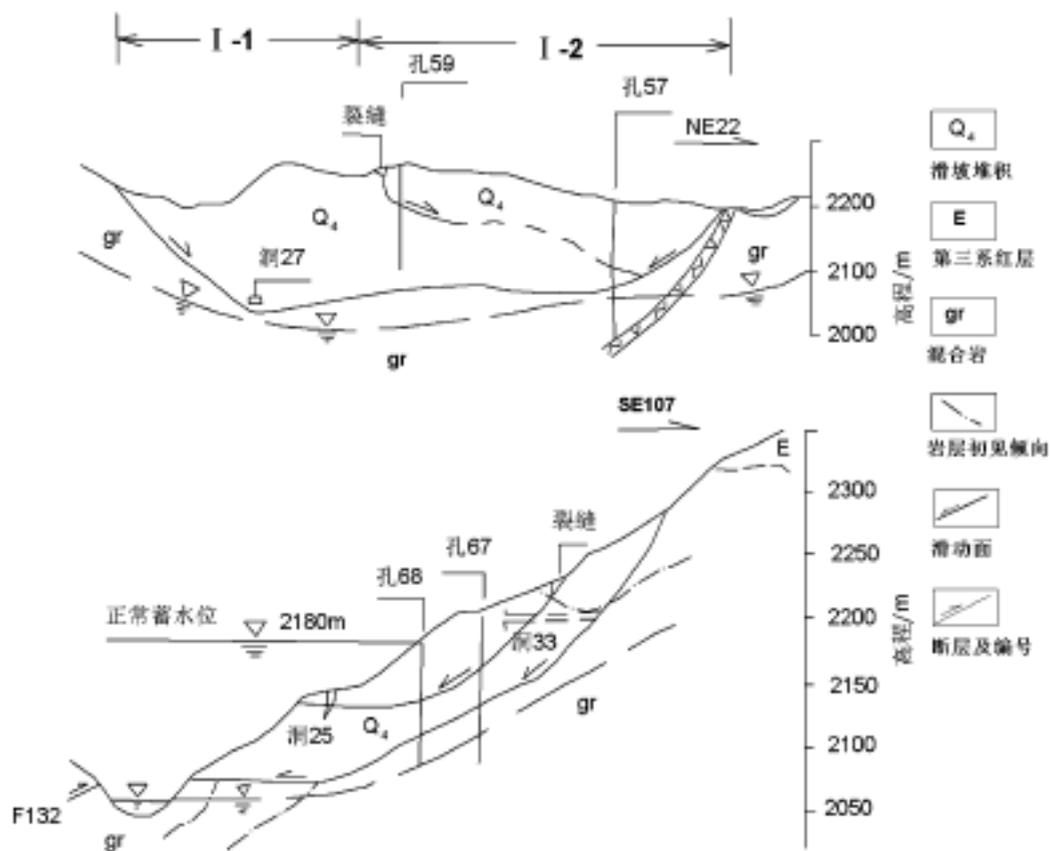


图 10-2 李家峡 号滑坡纵、横剖面图

(据钟立勋,1999)

滑坡体后缘顶部为下第三系红色砂岩,中部和下部表层为第四系坡积、洪积、冲积层,第三系和第四系下部为元古宇混合岩。

混合岩乃斜坡的基础和主体,其主要矿物成分为长石、石英、黑云母等。受断裂构造影响,混合岩结构不完整,破碎严重,不但裂隙十分发育,而且形成多个贯通整个斜坡的层间挤压面。

据勘探结果,在下伏混合岩岩体中,大约每隔 20~40m 就发育有一个挤压破碎带,其厚度一般 0.3~1.5m,局部厚 3~5m。其剖面形态为弧形弯曲的躺椅状,上陡下缓,后缘坡度 40°~55°,中部坡度 20°~40°,下部坡度 5°~15°。挤压破碎带由大小不等的岩块、岩屑、岩粉和粘土、砂质粘土等组成,这些岩土结构松散,强度低,特别是遇水后容易软化,是斜坡中潜在的滑动面或滑动带(表 10-2)。

表 10-2 李家峡 号滑坡挤压破碎带粘性土主要物理性质指标

岩性	颗粒组成/ %			密度 g/cm <sup>3</sup>	天然 容重 g/cm <sup>3</sup>	干容重 g/cm <sup>3</sup>	天然 含水量 %	孔隙度 %	孔隙比	液限 %	塑限 %	塑性 指数
	< 0.005 mm	0.005 ~ 0.05 mm	0.05 ~ 2 mm									
粘土	20	29	51	2.76	2.06	1.89	10.2	32.3	0.48	29.8	15.5	14.3
砂质粘土	5.45	37.9	56.6	2.76	2.22	2.04	8.67	26.1	0.35	26.0	16.4	9.6
粘质砂土	2.5	30	67.5	2.76	2.14	1.89	13.7		0.46	31.7	17.7	14
平均值	12.8	31.9	55.3	2.76	2.11	1.92	10.5	30.75	0.45	28.9	16.1	12.8

(据水利电力部西北勘测设计院资料)

发育在大坝上游黄河左岸的 号滑坡规模较大,其下部宽 1280m,长 370m,面积约  $32 \times 10^4 \text{ m}^2$ ,最大厚度 110m,体积  $1845 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,其中库水位以下  $1327 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,库水位以上  $518 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。滑坡前缘剪出口海拔 2040~2060m,后缘高程 2265m,高差 205~225m。滑坡后缘为一高 40m 的陡壁,坡度 40°~70°,以下坡度为 30°~50°,上缓下陡。坡面上冲沟比较发育,侵蚀切割比较剧烈。该滑坡体前缘有一较稳定岩体,将该滑坡体分为两部分:位于上游的 -1 区体积  $440 \times 10^4 \text{ m}^3$ ;位于下游的 -2 区体积  $1405 \times 10^4 \text{ m}^3$  (图 10-1 至图 10-3)。

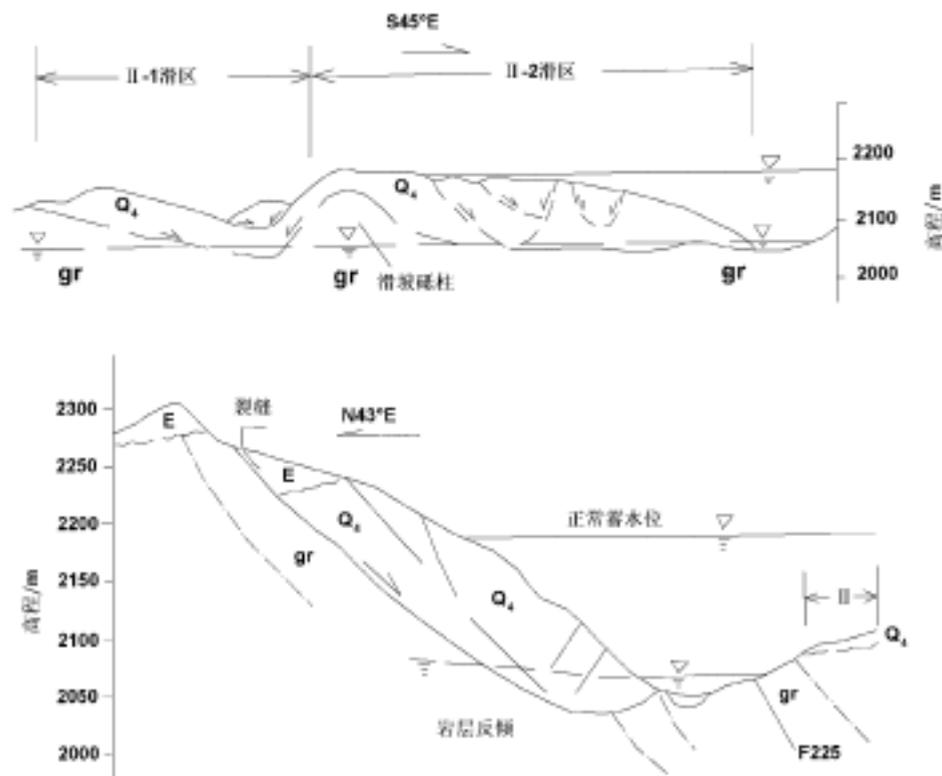


图 10-3 李家峡 号滑坡纵、横剖面图

(据钟立勋,1999)

该滑坡表层为厚薄不等的第四系坡积、洪积、冲积碎屑物和下第三系红色砂岩,其下为元古界混合岩。岩石片理走向与黄河流向大致平行,倾向河床,倾角  $40^{\circ} \sim 50^{\circ}$ 。据地表观察和地下勘探资料,混合岩结构破碎,裂隙特别发育,形成贯通整个滑坡体的挤压破碎带,其厚度一般  $0.8 \sim 1.5\text{m}$ ,局部达  $2\text{m}$ ,岩性主要为碎石、砾石和粘性土,结构松散,强度低,其中粘性土遇水软化,是潜在的滑动带或滑动面(表 10-3)。

表 10-3 李家峡 号滑坡挤压破碎带粘性土主要物理力学性质指标

岩性	颗粒组成/ %			密度 $\text{g cm}^{-3}$	天然 容重 $\text{g cm}^{-3}$	干容重 $\text{g cm}^{-3}$	天然 含水量 %	孔隙度 %	孔隙比	液限 %	塑限 %	塑性 指数
	< 0.005 mm	0.005 ~ 0.05 mm	0.05 ~ 2 mm									
粘土	39.98	33.78	26.24	2.75	2.21	1.96	14.1	29.5	0.44	39.7	18.7	21.0
砂质粘土	18.17	26.21	55.62	2.77	2.15	1.89	13.1	32.8	0.50	30.6	17.6	13.0
粘质砂土	9	48	43	2.76	2.22	1.95	13.8		0.42	35.2	16.3	18.9
平均值	27.1	30.5	42.4	2.76	2.18	1.92	13.6	31.7	0.47	34.7	18.0	16.7

(据水利电力部西北勘测设计院资料)

综合上述,李家峡 号滑坡和 号滑坡的主要特点和形成条件基本相同:斜坡高差大、坡度陡,后缘为数十米高的陡坡或陡崖,坡面侵蚀剧烈,冲沟发育;斜坡表层为第四系松散碎屑沉积和下第三系半成岩的砂岩,下伏元古宇混合岩,裂隙发育,形成强烈挤压破碎带,成为岩体内的主要软弱层或软弱结构面; 号滑坡混合岩片理走向与黄河平行,倾向河床;地表

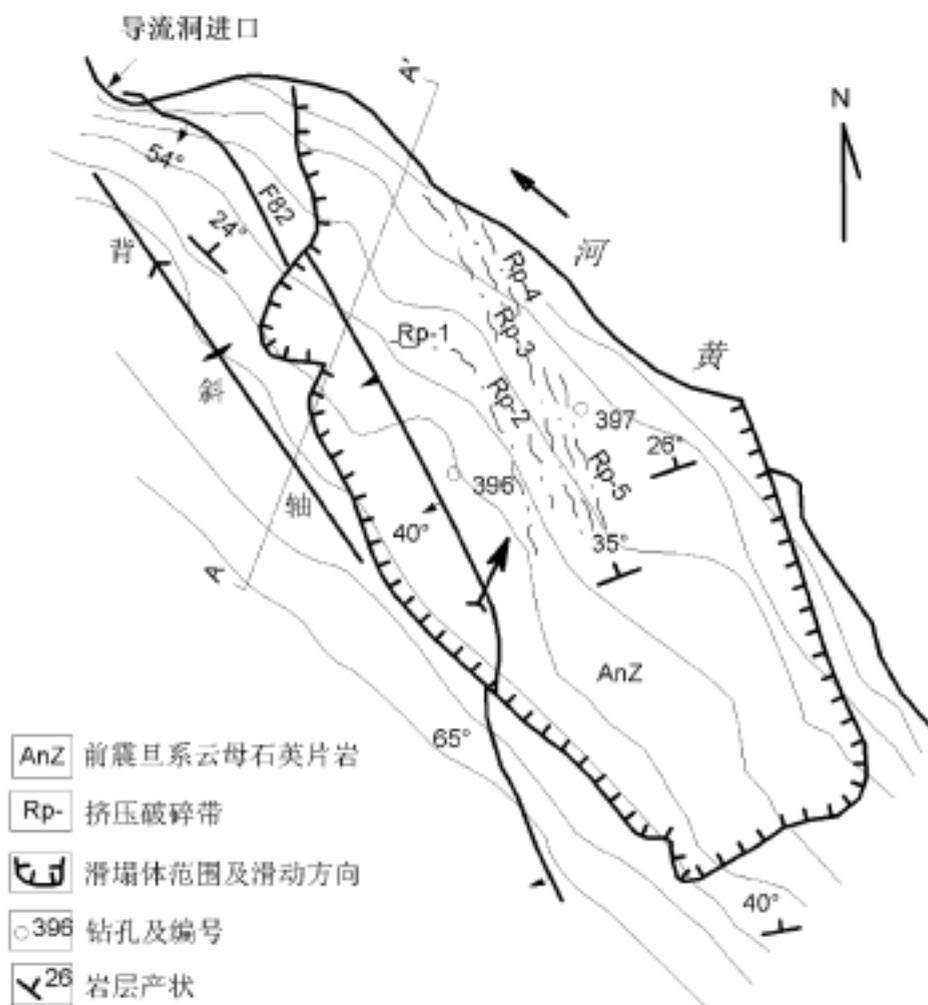


图 10-4 刘家峡苏州崖塌滑体地质略图

(据钟立勋, 1999)

水和地下水活动进一步破坏斜坡和岩体结构完整性,降低岩体(特别是挤压破碎带岩石)的强度和稳定程度。

基于这些条件,李家峡、号滑坡具有一定的活动危险性。为了确保李家峡水利工程安全,有关部门对这两个滑坡进行了动态监测,实施的手段和方法主要包括:大地测量、地表裂缝和地下裂缝变形观测、钻孔倾斜仪监测等。取得的初步结果表明,两个滑坡在发生缓慢滑移,每年位移量 0.3~2cm。据此分析,虽然近几年发生大规模整体滑动的可能性不大,但仍属于发展中的滑坡;特别是邻近水库大坝,所以加强勘查研究,密切监视滑坡的动态变化是十分必要的。

### 3. 刘家峡苏州崖崩塌、滑坡

位于刘家峡水电站大坝上游的水库左岸,距导流隧洞进口 40m,距大坝轴线约 250m。

崩塌体在平面上呈半圆形,最大宽度 140m,最大长度 270m,最大厚度约 50m,体积约  $85 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。前缘伸入黄河水面以下,河床海拔 1610m,后缘海拔高程 1710~1730m,相对高差 100m 以上。岸坡坡度  $50^\circ \sim 60^\circ$ ,顶部相对较缓,中下部较陡(图 10-4、图 10-5)。

1957 年 9 月 26 日发生一次大规模崩滑。此前数年已出现活动迹象:1952 年后缘产生拉开裂缝,宽 0.2m 左右,1954 年增至 0.4m 左右,1955 年又增至 0.7m,1957 年进一步扩大到 1m 左右,在 9 月 26 日 20 时许终于发生崩滑。据当时目击者回忆,开始时上部岩块崩落,继之发生大规模崩塌、滑落,其时声响如雷,火光闪烁,尘土弥漫,至午夜前后,大规模崩滑停息,但零星崩落仍时有发生,持续三天后完全停息。此次崩滑体积约  $85 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,滑动方向为北东  $20^\circ$ ,垂直滑距约 10m,水平滑距 5~8m。崩滑后,后缘岩体中裂缝明显增宽,达 3~5m,并形成一陡坎。

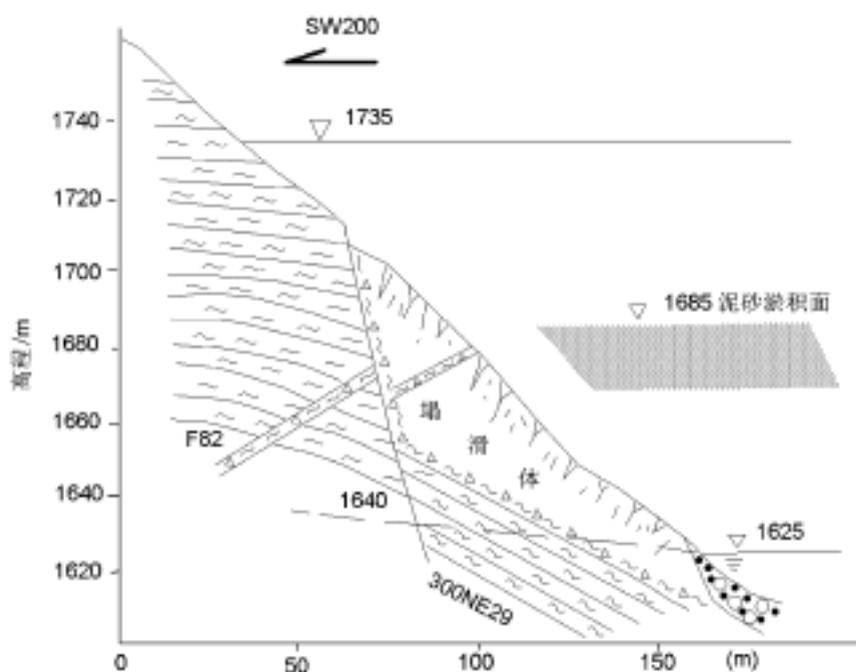


图 10-5 刘家峡苏州崖塌滑体剖面图  
(据钟立勋,1999)

岸坡岩石为元古宇深变质的云母石英片岩,片理走向北西  $60^\circ \sim 80^\circ$ ;倾向北东,倾角  $25^\circ \sim 40^\circ$ ,即倾向河床。岸坡内发育有一条正断层,其走向北西  $17^\circ$ ,倾向南西,倾角  $45^\circ \sim 65^\circ$ 。发育有两组构造裂隙:一组走向北西  $25^\circ \sim 30^\circ$ ,倾向南西或北东,倾角  $80^\circ$ ;另一组走向北东  $60^\circ \sim 70^\circ$ ,倾向南东或北西,倾角  $60^\circ \sim 80^\circ$ 。与此同时,在岩体内沿片理面发育多个顺层构造挤压破碎带。出露于地表的有 6 条,每条宽 5~10cm。岩体内的构造挤压破碎带产状与石英片岩的片理产状一致,其岩石破碎,结构松散,成为软弱滑动带或滑动面(表 10-4)。

表 10-4 刘家峡苏州崖崩滑体构造挤压破碎带岩石主要物理力学性质指标

指标	天然含水量 %	密度 g/cm <sup>3</sup>	干容重 g/cm <sup>3</sup>	流限 %	塑限 %	塑性 指数	湿化崩解 %	抗剪强度		含盐量/ %	
									C 10 <sup>5</sup> Pa	易溶盐	难溶盐
最大值	8.90	2.76	1.70	31.0	21.4	12	37.75	33~25	0.30	0.95	2.13
最小值	2.95	2.74	1.53	29.0	17.0	10	15.09	25~54	0.02	0.035	0.99
平均值	4.87	2.75	1.62	29.4	18.0	11.6	26.40	30~27	0.05	0.29	1.45

(据水利电力部天津勘测设计院资料)

受大气降水、水库蓄水和地下水活动影响,崩滑体的水动力条件很不稳定。受降水影响,黄河水位变幅 20m 以上;水库蓄水后,库水位年升降幅度达 30~40m。因此,崩滑体及其中的软弱带和其他结构面反复被浸泡,所承受的静水压力和动水压力随之发生剧烈的强弱变化,进一步降低了岩土强度和岸坡的稳定程度。

发生崩滑主要有三方面原因:岸坡陡峻,高差较大;岸坡岩体结构完整性差,构造挤压破碎带以及片理、构造裂隙等软弱结构面十分发育,特别是构造挤压破碎带和岩石片理的倾向与岸坡同向;地表水、地下水动力作用强烈而又极不稳定。

为了观察崩滑体动态变化情况,分析其活动危险性及对水利工程的可能危害,有关部门实施了以崩滑体位移为主要内容的动态监测工作。结果表明,几十年来没有发生明显变形滑动,处于比较稳定状态。其原因是:1957 年崩滑后,大部分势能已经释放,岸坡的最大垂直高差降低了 20~30m,地面坡度降低了 10°~20°,因此提高了它的稳定性;水电站建成以来,水库发生大量淤积,崩滑体下部有 2/3 以上的部分被泥沙淤埋,因此既大大增加了坡脚的压重,又限制了滑动空间,从而提高了它的稳定程度。

尽管如此,由于崩滑体紧邻电站工程,所以继续密切关注其动态变化,使用更加先进的技术方法进行监测、预测、预报工作,仍然十分必要。

#### 4. 阿什贡泥石流

位于龙羊峡与松巴峡之间的阿什贡的西北部,地处黄河北岸。泥石流沟长 6.5km。上部形成区为一开阔的掌形坡地,面积约 7km<sup>2</sup>。坡地上侵蚀剧烈,沟壑十分发育,长度大于 500m 的冲沟就有 16 条,最长达 2300m,冲沟切割深度均在 50m 以上,沟坡陡立,沟底呈“V”型,两侧坡角大于 60°,大量冲沟似树枝状向主沟汇聚。形成区还发育有大量规模不等的崩塌体和滑坡体。中部流通区主沟长约 2500m,深 50~120m,蜿蜒曲折达山前沟口。其下为堆积区,形成缓倾斜的堆积扇,前缘直达黄河河床,面积超过 100 × 10<sup>4</sup> m<sup>2</sup> (图 10-6)。

近几十年来,发生多次泥石流活动,致使大约 1500 亩耕地被淤埋,约 1000m 公路被破坏,被迫数次改道。

据地质勘查资料,该泥石流早在史前就发生过多期活动,因此形成多期泥石流堆积物。钻探揭露,泥石流堆积扇后缘沉积厚度达 42m,中部沉积厚度 27m,前缘沉积厚度 3.8m。据中部沉积物的相变分析,大致发生 5 次泥石流沉积过程,形成的沉积物的埋藏深度分别为 0.0~4.3m、4.3~10.6m、10.6~16.7m、16.7~22.3m、22.3~27.0m。各期沉积物除埋藏深度和厚度不一外,岩石性质和韵律结构基本相同:沉积物层理清楚,粒度分选上细下粗——上部为含有 15% 左右砂、砾石的粘土,中部为泥质碎砾,下部为泥质块砾。表明每次泥石流活动都是开始时碎屑物含量多,流体稠度大,颗粒粗,逐渐碎屑物变细、变少,沉积变缓。沉积物时代难以准确确定,据岩性结构推测,为第四纪全新世或晚更新世以来的沉积。

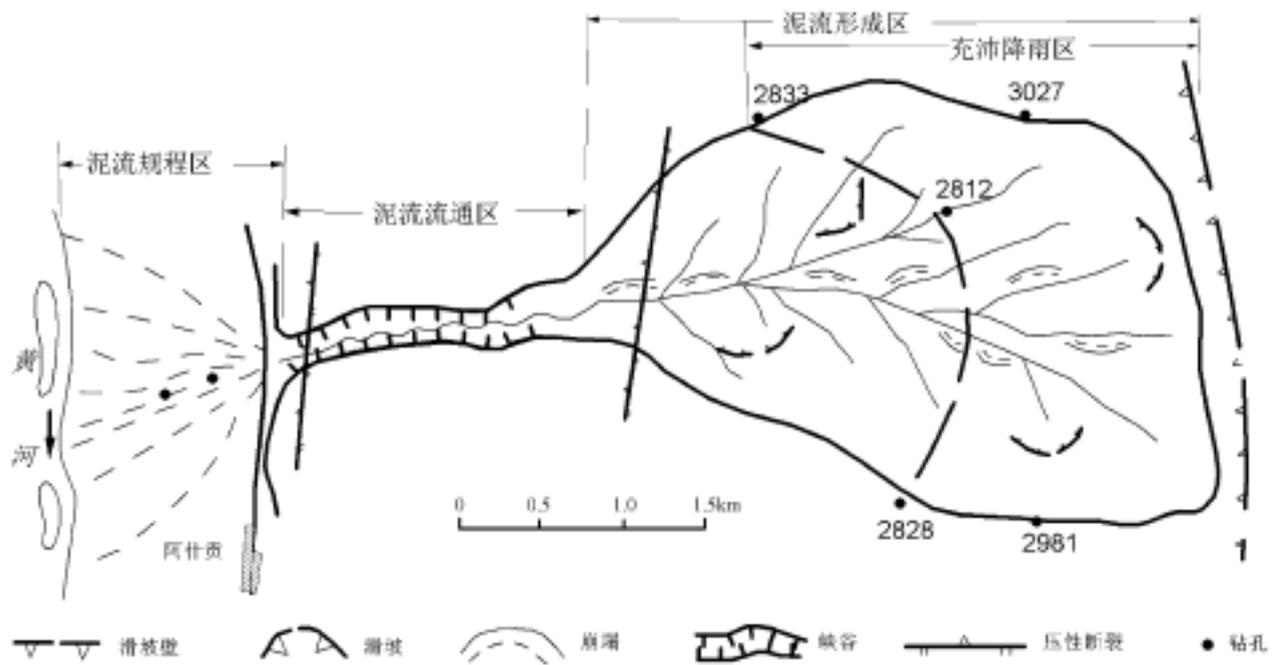


图 10-6 阿什贡泥石流沟流域形态

阿什贡泥石流活动的直接因素为地形、岩石、气候和外动力地质作用 4 方面条件的共同作用。泥石流沟所在区域地貌为构造剥蚀山地,起伏剧烈,切割严重。泥石流流域的主体为一个巨大的滑坡体,有比较完整的形成区、流通区、堆积区。泥石流流域为半胶结的第三系红色泥岩、粉砂岩、砂岩,结构比较松软,遇水后特别容易崩解,受风化和构造破坏,表层广泛分布有松散的残积、坡积物,厚一般 0.5m,最厚超过 1m,为泥石流提供了十分充足的固体碎屑物。泥石流沟所在区域虽然属于内陆半干旱气候,但由于泥石流流域处于拉脊山南缘,为局部高降水区,其年降水量高达 700mm,为区域年降水量的 2~2.5 倍。而且降水分配不均,主要集中在夏季,并多以暴雨形式出现,因此暴雨、山洪成为泥石流活动的动力条件。在上述地形和气候条件下,泥石流流域内的剥蚀、侵蚀活动十分强烈,形成大量冲沟以及崩塌、滑坡,因此进一步助长或推动了泥石流活动。

阿什贡泥石流的背景因素或深层原因是比较强烈的新构造运动。该地区新构造运动的主要形式表现为比较强烈的震荡或不均衡上升和断裂活动。因此形成高耸山地、深切河谷以及多级阶地,还导致黄河河道的频繁摆动和强烈的不对称侵蚀活动。直接影响泥石流形成、发展的活动断裂为发育在泥石流沟东侧的尕让-阿什贡断裂和横穿泥石流沟的倒淌河-阿什贡-德贝断裂,它们使元古宇变质岩逆冲到上第三系贵德群红色碎屑岩之上,迄今仍在发生活动。

## 第二节 洒勒山滑坡

### 一、滑坡类型与灾害概况

洒勒山滑坡位于甘肃省东乡族自治县原果园乡洒勒村旁的洒勒山南麓,为一高速、远程滑动的大型滑坡。滑坡体南北长约 1600m,东西宽约 1700m,面积约  $1.4\text{km}^2$ ,体积约  $5000 \times 10^4 \text{m}^3$ 。

1983 年 3 月 7 日 17 时 46 分,突然发生快速滑动,全部滑动过程仅历时 55 秒,最大滑速达  $19.8\text{m/s}$ 。滑坡将洒勒、苦顺、新庄三个自然村摧毁,造成 237 人死亡、27 人重伤,400 余

头牲畜被淤埋,直接财产损失 40 多万元。此外还毁坏耕地 3000 多亩,九二水库被填埋,王家水库进水渠道被淤,巴谢河被堵,1.3km 长的公路和高压输电线遭到破坏。

## 二、滑坡发展活动阶段

1983 年 3 月 7 日的洒勒山滑坡虽然突发于瞬间,但在此前几年该滑坡就出现蠕动变形,此后不断发展,经历挤压滑移后发生剧烈滑动,最后实现稳定。

### 1. 蠕动变形阶段

1975 年,洒勒山滑坡西侧的胡朗沟发生一次大规模的山体滑动,滑距数十米。1978 ~ 1979 年为丰水年。1979 年 9 ~ 10 月,洒勒山顶顶部北坡出现了宽约 10cm 的大致东西走向的裂缝,断续延伸达数十米。同时在洒勒山南坡二级台阶后缘也出现了裂缝。1980 年山顶裂缝断续长达 1000m。1982 年 5 月山顶裂缝加宽到 20cm,并出现了许多新裂缝,走向呈大致东西向。山南坡二级台阶后缘裂缝宽达 40cm,单条裂缝断续延伸百米以上,同时出现不少平行的新裂缝。由于山南坡中部岩土体产生了自北向南的蠕变,山坡表部出现张裂缝,变形体后缘产生了自地表向深部发展的拉裂缝,但尚未形成连续的剪切面。此变形阶段历时三年半。

### 2. 挤压-滑移阶段

1982 年 10 ~ 12 月,本区有较多的降雪。1983 年 2 月中旬,洒勒山南坡二级台阶继续变形开裂,南北向裂缝扩大,山顶北坡裂缝加宽、加深、加长,并出现了垂直错位。1983 年 3 月 2 日,山体滑动,山坡堆土开裂,山坡上一、二级台地表面都出现新的裂缝,房屋等变形错位。3 月 3 日出现了山鸣,崖坎掉土,泉水变浑,东侧沟边出现了一条南北向大裂缝。3 月 5 日山顶北坡裂缝宽达 1m,断续的裂缝有的已经连通。3 月 7 日下午两点左右山顶北坡裂缝互相沟通,宽 1m,深不见底,行人无法通过。下午四点左右变形体东侧上山小路已无法通过;处于二级阶地上的新庄水窖变形,水浑浊。此阶段滑体后缘陡倾,拉裂面与滑体下部的蠕滑面已连通,滑体处于极限平衡状态。此阶段历时约 20 天。

### 3. 剧滑阶段

洒勒山临滑前 3 分钟,新庄桥变形、开裂,局部坍塌,滑体西缘开始掉土。这时主滑段后缘拉裂面与水平剪切面连通。1983 年 3 月 7 日 17 点 47 分,山体西侧滑动,发生巨响,山顶冒土烟,大规模山体急速下滑,紧接着山体整体下滑。整个剧滑阶段历时不足 1 分钟。据甘肃省临夏、兰州、永靖地震台地震图分析,滑坡发生时间是 1983 年 3 月 7 日 17 时 46 分,记录到两次滑动,第一次滑动振幅大,滑动造成的地震波相当于一次 1.4 级地震,历时 55 秒;第二次滑动振幅较小。

1983 年 3 月 7 日的滑坡使海拔 2283m 的洒勒山峰顶滑落消失,现在后壁最高点仅 2265m。滑下岩土体近  $4 \times 10^7 \text{ m}^3$ ,致使九二水库被填,王家水库被淤,巴谢河被堵。滑坡范围南北长 1.5km,东西宽 1.3km。滑坡体北、东、西界线明显整齐。滑坡后壁高达 220m,上陡(70°)、下缓(50°)。滑壁下为“封闭洼地”。主滑体有两个梯形平台,次级滑壁高 20 ~ 50m。侧缘、前缘形成许多鼓丘。滑坡由二级阶地剪出口剪出后,前缘滑坡舌覆盖于一级阶地、河漫滩及河床中。滑坡上各种裂隙明显:两侧为张扭性羽状裂隙带;滑坡前缘有垂直滑动方向的鼓张裂缝带和平行滑动方向的张裂缝带;滑坡后缘山顶处有平行滑壁走向的宽达 30m 的张裂缝带,构成典型的滑坡地貌景观。现今南坡组成物质分上下两层:上部为滑坡堆积物新老黄土;下部为第三系红层,岩性为粘土岩、砂岩、砾岩。其泥岩、砂岩、砾岩均含水,下部粘

土岩,由于长期被地下水浸润已经泥化。

#### 4. 稳定阶段

滑坡在滑动后,能量基本释放,坡度变缓。滑落岩土在自重作用下逐渐压密,滑带也在排水后逐渐固结,从而滑坡逐渐趋于稳定状态。滑坡壁、滑坡台地坡度也变缓和。只是滑坡后壁临空高度达 220m 左右,坡度  $50^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ,超过黄土的稳定坡角,因此尚处于不稳定状态,继续有规模不等的岩土体崩落。

### 三、滑坡形成的地质背景与主要条件

洒勒山滑坡位于洒勒山南麓、洮河次一级支流巴谢河北岸。该地区滑坡非常发育,大型滑坡有那勒寺滑坡、赵家山滑坡、前五家滑坡、八风山滑坡等,洒勒山滑坡乃是众多滑坡中的一个(图 10-7)。

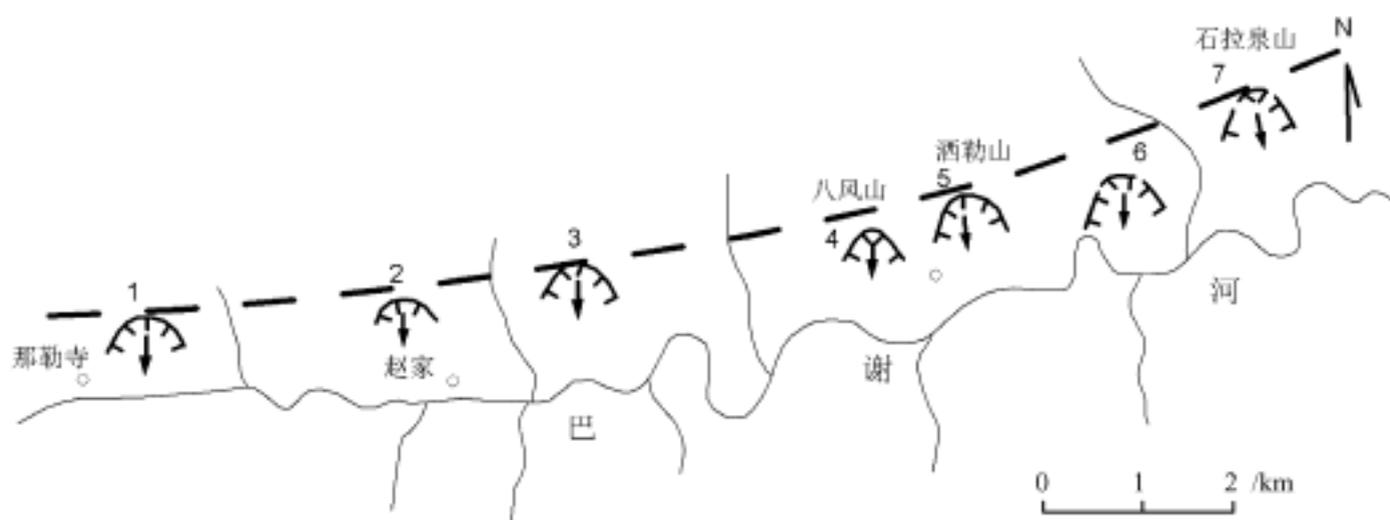


图 10-7 巴谢河北岸大中型滑坡分布示意图

1—200a 前那勒寺山大滑坡;2—100a 前赵家山中型滑坡;3—50a 前五家大型滑坡;4—1968 年八风山中型滑坡;5—1983 年洒勒山大型滑坡;6—预测王家山中型滑坡;7—预测石拉泉山大型滑坡

该滑坡密集带位于晚新生代构造盆地临夏-临洮盆地的中部。其北侧为东西走向的祁连山褶皱带的马衔山-兴隆山,南侧为秦岭褶皱带的呈北西西走向的太子山。洒勒山为构造侵蚀山地,地形起伏和切割比较剧烈,滑动前滑坡后缘海拔 2270m,前缘海拔 1940m,相对高差 330m,平均坡度  $45^{\circ}$ 。

发育地层为上第三系临夏组和第四系松散沉积。临夏组为红色、紫红色粘土岩夹砂砾岩透镜体及灰绿色泥灰岩,有时夹厚为 5~20cm 的黑灰色粘土岩。中间有一层厚约 5m 的砂砾岩。粘土岩总厚约 700m,产状近于水平,比较致密,但成岩作用差,节理发育,遇水发生软化,失水后干裂,呈块状,裂隙部分被次生石膏充填。泥岩、砂岩比较松软,裂隙发育,含水可达 15%~20%,风化强烈,风化层可达地下深处,形成含大量蒙脱石等矿物的粘性土,抗剪强度降低,易产生变形(图 10-8、10-9)。

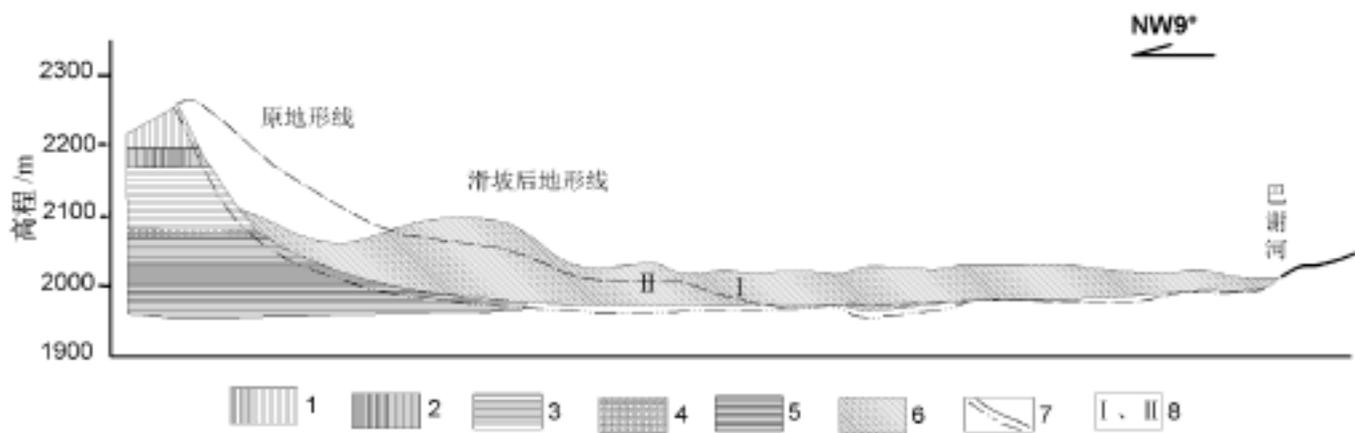


图 10-8 洒勒山滑坡剖面图

(据河北地质学院苏伯苓资料, 1982)

1—黄土; 2—石质黄土; 3—红黄土; 4—砂砾石; 5—红色粘土岩、砂岩互层;  
6—滑床; 7—滑坡堆积体; 8—滑坡前原、级阶地

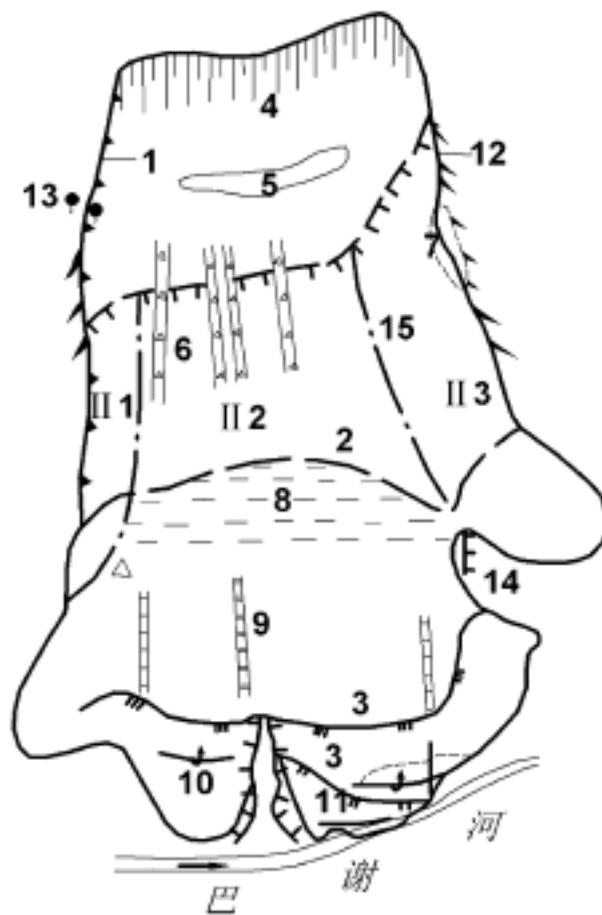


图 10-9 洒勒山滑坡滑动现象图示

(据河北地质学院苏伯苓资料, 1982)

1—滑坡轮廓线; 2—滑坡体前缘剪出口; 3—二、三级阶地物质分布线; 4—滑坡后缘及断壁; 5—滑体上的洼地; 6—挤压破碎带; 7—侧向挤出鼓丘; 8—壅垒分布带; 9—张裂解体谷; 10—逆掩翻卷; 11—背斜隆起带; 12—侧缘裂隙; 13—泉眼出水点; 14—未动的二阶梯陡坎; 15—滑坡分区界线

导致滑坡活动的主要原因包括 4 个方面。

第一, 斜坡高差大, 坡度陡, 积蓄巨大的势能。

第二, 斜坡基底的上第三系红色粘土岩、砂砾岩成岩程度差, 比较松软, 特别是受地下水作用, 沿裂隙带发生严重泥化, 形成软弱结构面。上覆第四系黄土, 垂直节理发育, 形成大量

与斜坡走向平行的拉张裂隙,并与斜坡后缘的高角度拉断面以及下部的近于水平的软弱结构面贯通相连,形成滑动带或滑动面。

第三,降水融雪促进了滑坡发展,1978~1979年为丰水年,其中1979年降水量达650mm,比多年平均降水量多34%,特别是7、8、9三个月降水量达509mm,比历年同期降水量多62%,随后在9、10月份在洒勒山山顶就出现了裂缝;1982年10~12月降雪量特多,为历年同期降水量的7倍,1983年春季冰雪融水大量下渗,促使滑坡剧烈活动。

第四,人为因素,主要是人为改造河道,修建水库、水渠,改变了地下水的径流、排泄条件,使大量地下水滞留在上第三系软弱岩石中;与此同时,水库浸泡坡脚和渠水渗漏也促进了斜坡失稳变形。

### 第三节 甘肃白银露天矿滑坡

#### 一、滑坡灾害概况

甘肃白银矿是我国著名的有色金属矿。1956年开始露天开采,历经28年,于1984年闭坑。在露天开采过程中,在采场内形成许多滑坡或滑塌体,其中较大规模的有10处。这些滑坡发生较大规模滑动10次,小规模滑动以及坍塌、片帮等现象数十次,给采矿安全和正常生产造成严重危害(图10-10)。

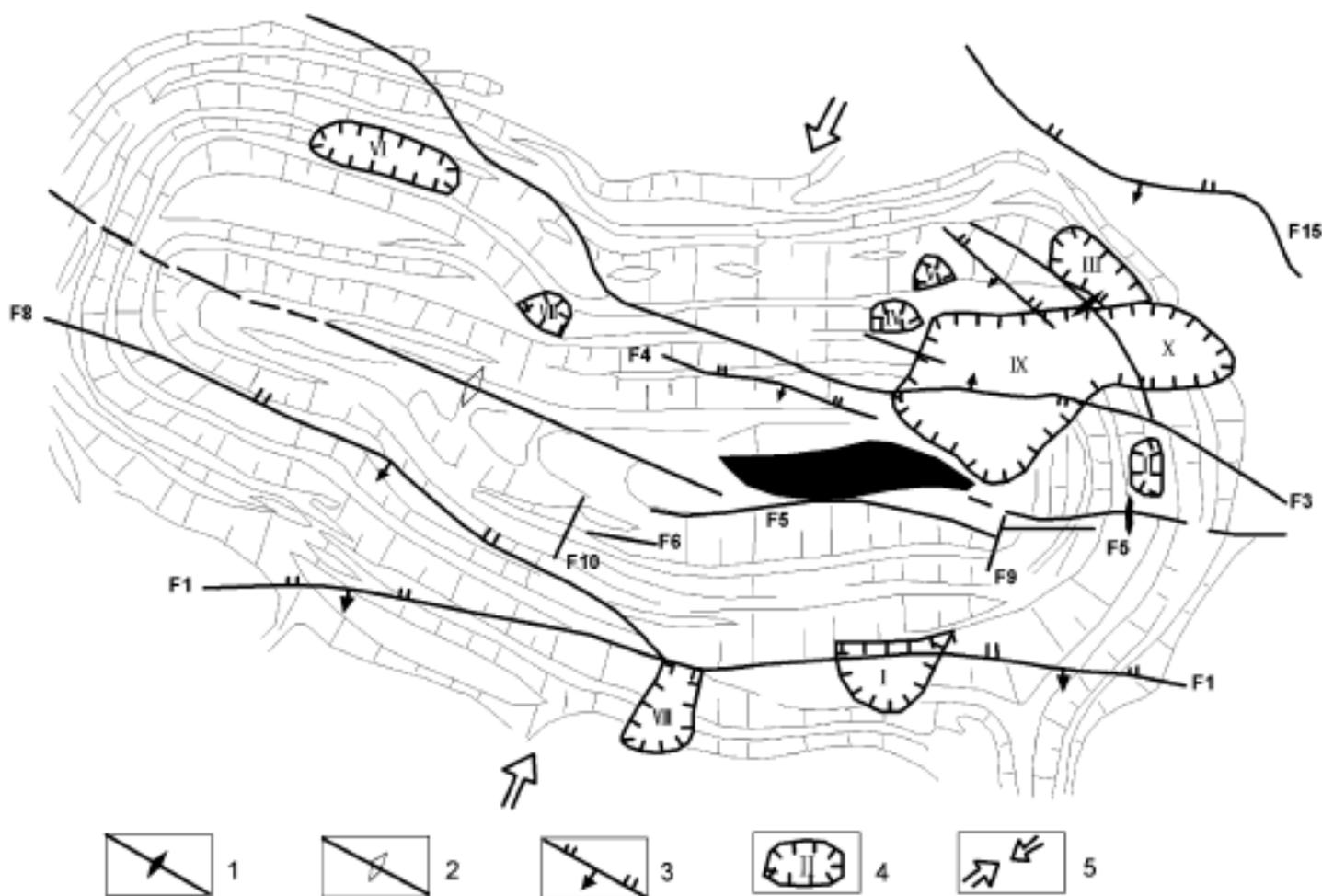


图 10-10 甘肃白银露天矿矿区滑坡及褶皱、断裂分布图

(据白银有色金属公司成岗,1982)

1—背斜;2—向斜;3—断层;4—滑坡及编号;5—构造应力作用方向

在历次滑坡灾害中,以 1983 年 7 月 9 日和 10 日发生的 一 号滑坡规模最大,损失最严重。其滑动量约  $100 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。由于在滑动前进行了准确预测,并提前三天发出预报,采取了停产、撤离人员、设备,切断高压输电线等措施,因此避免了人员伤亡和重要设备损失,但造成停产三个月,少采铜 3000 多吨。其他历次滑坡也没造成人员伤亡,但均造成不同程度的设备损失和停产损失。

## 二、矿区地质、水文地质、工程地质条件

矿区位于北祁连加里东褶皱带东侧,出露的地层主要为中寒武统海相火山岩和千枚岩。主要岩石有石英角斑凝灰岩、石英角斑凝灰熔岩、石英角斑岩、层凝灰岩夹石英角斑凝灰岩、千枚岩,局部有石英钠长斑岩。其中石英角斑凝灰岩普遍发生硅化、绿泥石化、绢云母化、碳酸盐化等蚀变,并夹有薄层状绿泥石板岩、层凝灰岩、凝灰质千枚岩、硅质千枚岩。石英角斑凝灰熔岩呈厚层状或块状,片理较发育。

矿区采场处于白银背斜的折腰山背斜,东部走向近东西向,西部转为北西向,南倾,倾角  $70^\circ \sim 75^\circ$ ,沿核部断层发育,岩石破碎,蚀变强烈,是主要矿体分布带。

矿区采场断裂构造十分发育,走向以北西、北西西、东西向为主,性质以压扭性为主,部分为张扭性。矿区为干燥的大陆性气候,年降水量 250 ~ 300mm,大部分降水集中在 7 ~ 9 月。矿区内地下水不发育,地下水类型主要为裂隙水,沿构造破碎带富水性较强。开挖边坡上有十多处出水点,流量不大,一般每昼夜仅  $200 \text{ m}^3$ ,雨季可达  $1000 \text{ m}^3$ 。

开挖所形成的边坡岩体类型多样,可分为 5 类:块状结构岩组,主要分布在北边坡、东边坡,主要岩性为石英钠长斑岩、含角砾石英角斑岩、石英角斑凝灰熔岩、含角砾石英角斑凝灰熔岩,呈厚层状或块状结构;层状结构岩组,在各边坡广泛发育,主要岩石为石英角斑凝灰岩,其次为含角砾石英角斑凝灰岩、层凝灰岩、绿泥石板岩,片理和节理都十分发育;片状结构岩组,主要分布在采场西南边坡,主要为凝灰质千枚岩、灰质千枚岩、硅质千枚岩、石英绢云母千枚岩等,片理和层理发育,节理不发育;碎裂结构岩组,主要分布在东边坡和南边坡,为断层挤压破碎带。东边坡岩石主要为石英角斑凝灰岩、石英钠长斑岩、含角砾石英角斑凝灰熔岩,岩石强度较高,但受断裂构造影响,岩石遭受破坏,断层节理发育,强度严重降低。南边坡为  $F_1$  断层破碎带,宽 10 ~ 30m,由未胶结的断层角砾、断层泥组成。地下水活动比较强烈,并有多处地下水溢出,受地下水作用,发生比较严重的泥化现象。

## 三、滑坡形成原因

第一,采场最大采掘深度达 280m,边坡暴露 20 多年,岩石发生不同程度风化。采场边坡下陡( $55^\circ \sim 60^\circ$ )、上缓( $42^\circ \sim 48^\circ$ ),下部边坡因应力集中容易被剪断滑移,导致滑坡。

第二,岩体除层理、片理、节理发育外,还发育有多条断层,形成规模不等的挤压破碎带,破坏了岩体结构的完整性,形成许多软弱结构面。

第三,大部分边坡岩石强度不高,特别是发生严重蚀变的凝灰岩及层凝灰岩,遇水后极易发生水解泥化,强度进一步降低,并容易发生滑动变形。

第四,地下水沿构造破碎带渗透循环,使软弱结构面更加脆弱。

第五,持续探矿、采矿活动不断对边坡进行切割,放炮、运输等对边坡产生震动,使岩石结构和边坡稳定性遭到不断破坏。

## 第四节 兰州市泥石流

### 一、泥石流灾害概况

兰州市区处于黄河上游的一个狭长谷地之中,东西长约 80km,南北两侧均为丘陵、山地,宽几公里到十几公里。

兰州市区泥石流特别发育。据调查有泥石流沟 55 条,其中黄河南岸 24 条,北岸 31 条。泥石流沟一般长 5~15km,流域面积一般 3~30km<sup>2</sup>。规模较大的泥石流沟主要有:寺儿沟、大金沟、黄峪沟、罗锅沟等(图 10-11)。兰州市泥石流活动比较频繁。近 50 年来有 20 多条沟发生活动(表 10-5)。

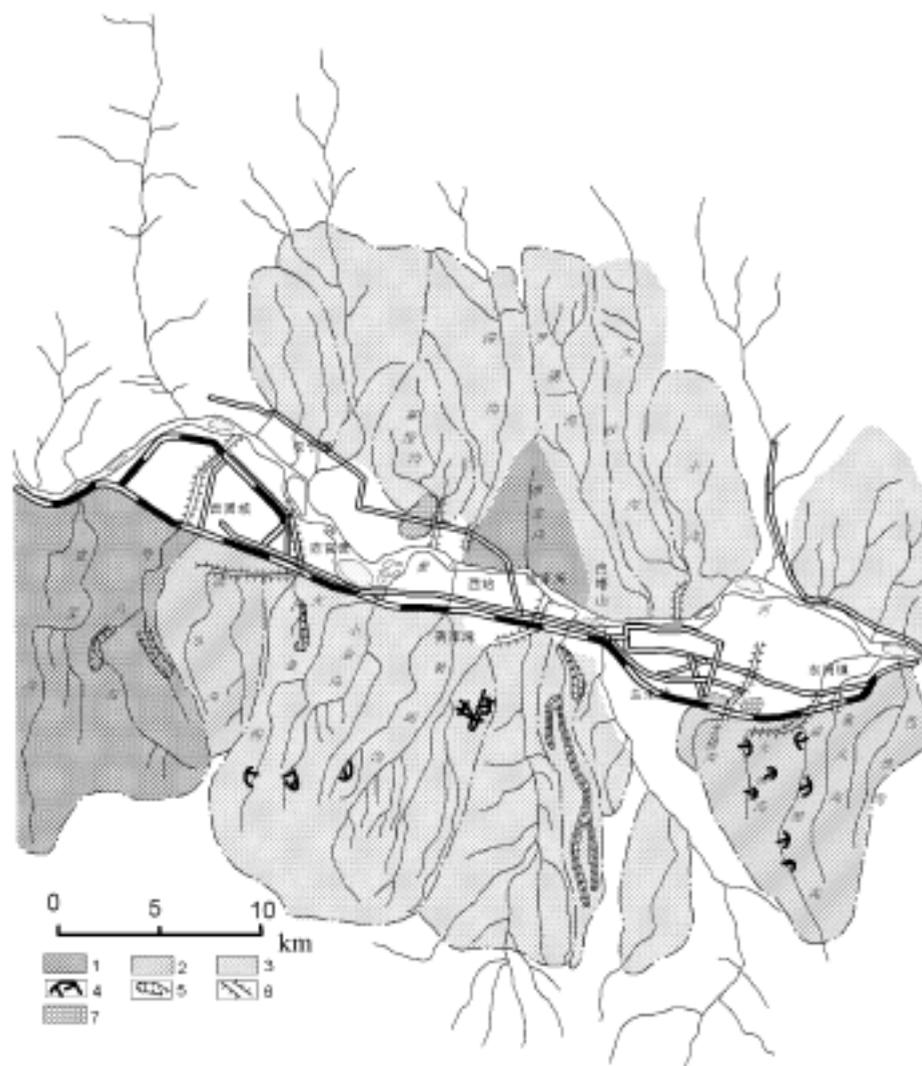


图 10-11 兰州市区泥石流分布图

(据黄河流域及西北片水旱灾害编委会,1996)

- 1—粘性泥石流区;2—粘性泥流区;3—洪水间稀性泥石流区;4—滑坡;  
5—沟岸坍塌;6—排导沟;7—泥石流溢出口和泛滥区

由于市区人口和房屋、道路等工程建筑与公共设施密集,所以泥石流危害十分严重,不但造成人员伤亡和严重财产损失,而且严重威胁城市安全,阻碍城市发展。例如,1964 年 7 月 20 日,因暴雨,位于兰州市西固区的洪水沟、西柳沟等暴发泥石流,冲毁和掩埋平房 20 余栋,造成 157 人死亡,陈官营火车站被淹没,3.4km 铁路被淤埋,铁路停运 36 小时,还破坏农田 600 多亩。再如 1966 年 8 月 8 日,因暴雨,兰州市盐场堡的大沙沟、沙沟、大破沟暴发泥石

表 10-5 兰州市主要泥石流沟基本特征

沟名	位置	流域面积 km <sup>2</sup>	主沟			形成区				固体碎屑物及补给方式					泥石流活动特征				
			长度 km	平均 比降 %	面积 km <sup>2</sup>	沟槽 长度 km	沟槽 比降 %	山坡平 均坡度 /(°)	形成泥石流的主要 岩性	滑坡坍 塌数 (处)	滑坡总 面积 km <sup>2</sup>	滑坡区 坡度 /(°)	补给 方式	物质储 备量 10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>	发生 时间	性质	发生 频率	发育 阶段	危害对象
寺儿沟	兰州市西固区柳泉乡柳沟村	29.30	12.0	19	25.00	8.5	24	28	砂岩、页岩、板岩、黄土	14	1.50	37	滑坡及局部塌	—	1925年7月最大,1959年次大	性稀 粘间性	几年至几年一次	旺盛期	危害城镇
小里沟	兰州市西固区柳泉乡年家台	9.50	9.0	9	7.50	7.0	11	25	砂岩、页岩、板岩、黄土	2	0.25	25~30	滑坡、塌	—	1959年较大	性稀	几年一次	衰败期	危害农田、铁路
洪水沟	兰州市西固区石头坪	12.15	5.5	10	10.90	3.5	12	40	黄土及部分红粘土	3	0.75	30~45	滑坡	230	1964年8月最大	性粘 泥流	几年一次或几年一次	旺盛期	冲埋民房及农田
元托帽沟	兰州市西固区大元帽	4.25	3.5	15	3.65	3.0	18	23	黄土	5	0.63	45	坍塌	—	1964年8月最大	性粘 泥流	几年至几年一次	发育初期	冲埋城镇与道路
脑地沟	兰州市西固区马耳山	6.75	7.5	9	4.55	6.0	13	30	黄土	7	0.50	45	坍塌、滑坡	—	1964年8月最大	性稀 泥流	几年至几年一次	发育初期	冲埋城镇及道路
深沟	兰州市西固区陈官营	8.25	5.5	7	6.25	4.0	10	30	黄土	5	0.37	50	坍塌	—	1964年8月最大	性稀 泥流	几年至几年一次	发育初期	冲埋城镇及道路
三岔沟	兰州市七里河五星坪	12.00	6.5	8	10.00	6.0	13	22	黄土	3	1.50	45	坍塌	—	1972年较大	性粘 泥流	几年至几年一次	发育初期	冲埋城镇及道路
黄峪沟	兰州市龚家湾柴家庄	25.50	11.0	8	21.00	9.0	11	25	黄土及河卵石	4	1.20	25~60	坍塌、滑坡	—	1972年较大	性稀 泥流	几年至几年一次	衰败期	危害城镇道路

沟名	位置	流域面积 km <sup>2</sup>	主沟			形成区			固体碎屑物及补给方式				泥石流活动特征				危害对象		
			长度 km	平均 比降 %	面积 km <sup>2</sup>	沟槽 长度 km	沟槽 比降 %	山坡平 均坡度 /(°)	形成泥石流的主要 岩性	滑坡坍 塌数 (处)	滑坡总 面积 km <sup>2</sup>	滑坡区 坡度 (°)	补给 方式	物质储 备量 10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>	发生 时间	性质		发生 频率	发育 阶段
岗沟	兰州市 刘家堡	18.75	9.5	8	16.50	7.5	12	25	黄土及 河卵石	5	2.00	25~60	坍塌	—	1972年 较大	稀性 泥石流	几年 至十 几年 一次	衰 败 期	危害城 镇 道路
大金沟	兰州市 崔家坪	22.75	12.0	6	19.35	9.6	6.3	30	黄土	4	1.80	38	坍塌、 滑坡	—	1964、1973 年较大	稀性 泥石流	十 几 年 一 次	衰 败 期	危 害 农 田、 道 路
小金沟	兰州市 彭家坪村	10.75	9.5	9	8.75	7.5	10.0	28	黄土	4	1.20	35	坍塌、 滑坡	—	1964、1973 年较大	稀性 泥石流	十 几 年 一 次	衰 败 期	危 害 农 田、 道 路
石板沟	兰州市 彭家坪乡	6.00	7.0	10	5.00	6.0	14.0	32	黄土	4	0.50	35	坍塌、 滑坡	—	1964、1973 年较大	稀性 泥石流	十 几 年 一 次	衰 败 期	危 害 农 田、 道 路
老狼沟	兰州市 东岗红山根 (兰州车站)	1.40	2.8	20	1.10	2.3	24	30	黄土及 部分红 粘土	8	0.65	30~45	滑坡、 坍塌	80	1950、 1964 较大	粘 性 泥 流	几 年 一 次， 偶 有 一 年 几 次	旺 盛 期	曾冲埋沟 口民房和 工厂，危 害严重
红沟	兰州市 拱星墩附近	2.16	2.0	30	2.16	2.0	30	30	黄土	6	0.30	40	滑坡、 坍塌	—	1950、 1964 较大	粘 性 稀 泥 流	几 年 至 十 几 年 一 次	发 育 初 期	危 害 民 房 及 道 路
烂泥沟	兰州市 东岗焦家湾	44.50	11.0	7	44.00	10.5	9	26	黄土及 部分红 土	7	1.35	28	滑坡、 坍塌	—	1950、 1964 较大	粘 性 泥 流	几 年 至 十 几 年 一 次	旺 盛 期	危 害 城 镇 及 铁 路， 危 害 程 度 一 般
鱼儿沟	兰州市 东岗拱星墩 乡方家湾	2.75	4.4	19	1.50	3.2	20	28	黄土及 部分红 土	5	0.40	30	坍塌、 滑坡	—	1950、 1964 较大	粘 性 稀 泥 流	几 年 至 十 几 年 一 次	旺 盛 期	危 害 城 镇 及 铁 路， 危 害 程 度 一 般
西洼沟	兰州市 东岗镇桃树 坪	14.60	9.9	9	12.00	7.9	11	22	黄土	9	0.63	5	坍塌	—	1964 较大	稀 性 泥 流	十 几 年 一 次	发 育 初 期	冲埋公路 及农田

续表

沟名	位置	流域面积 km <sup>2</sup>	主沟			形成区			固体碎屑物及补给方式				泥石流活动特征				危害对象		
			长度 km	平均 比降 %	面积 km <sup>2</sup>	沟槽 长度 km	沟槽 比降 %	山坡平 均坡度 /(°)	形成泥石 流的主要 岩性	崩塌坍 塌数 (处)	崩塌总 面积 km <sup>2</sup>	崩塌区 坡度 (°)	补给 方式	物质储 备量 10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>	发生 时间	性质		发生 频率	发育 阶段
枣树沟	兰州市盐 场堡东 1 公里	4.25	4.5	3	3.20	3.5	8	25	黄土		零星 分散	50	坍塌	—	1966 较大	稀 性 泥 流	几 十 年 一 次	发 育 初 期	淹 没 城 镇 及 农 田
石门沟	兰州市盐 场堡	8.25	7.0	4	6.00	5.0	7	25	黄土		零星 分散	50	坍塌	—	1966 较大	稀 性 泥 流	几 十 年 一 次	发 育 初 期	淹 没 城 镇 及 农 田
小沟	兰州市盐 场堡	8.75	8.0	3	5.80	5.5	9	25	黄土		零星 分散	50	坍塌	—	1966 较大	稀 性 泥 流	几 十 年 一 次	发 育 初 期	淹 没 城 镇 及 农 田
罗锅沟	兰州市白 塔山东侧	37.00	16.5	3	34.00	13.5	4	32	黄土及 卵石		零星 分散	40~50	坍塌 及 堆	约数 十万 立方 米	1966 较大	稀 性 泥 流	几 十 年 一 次	衰 败 期	尚 未 造 成 灾 害
拱北沟	兰州市下 徐家湾	0.63	1.3	24	0.50	0.9	27	40	花岗 岩及 黄土		0.3	35	人为 废石	8~9	1976、1978 较大	粘 性 泥 流	几 年 一 次	衰 败 期	沟 口 溢 流, 冲 房、 民路、 农 田,危 重
单家沟	兰州市下 徐家湾	0.87	1.0	24	0.87	1.0	24	0	花岗 岩及 黄土		0.2	35	坍塌 人 为 废 石	7~8	1976、1978 较大	粘 间 性 流	几 十 年 一 次	发 育 初 期	工 房 冲 埋 及 公 路
水车沟	兰州市上 徐家湾	1.00	2.0	36	0.80	1.7	38	40	花岗 岩及 黄土		0.3	35	人为 废石	5~6	1978 较大	粘 间 性 流	几 十 年 一 次	衰 败 期	冲 埋 公 路 及 农 田
老虎沟	兰州市上 徐家湾	1.13	1.5	27	1.00	1.2	33	40	花岗 岩及 黄土		0.3	35	人为 废石 多 处	4~5	1978 较大	粘 间 性 流	几 十 年 一 次	衰 败 期	冲 埋 公 路 及 农 田
马槽沟	兰州市十 二里店 公里	0.63	1.5	22	0.60	1.3	25	40	花岗 岩及 黄土		0.1	35	人为 废石 多 处	3~4	1978 较大	粘 间 性 流	几 十 年 一 次	衰 败 期	冲 埋 公 路 及 农 田

沟名	位置	流域面积 km <sup>2</sup>	主沟			形成区			固体碎屑物及补给方式				泥石流活动特征						
			长度 km	平均 比降 %	面积 km <sup>2</sup>	沟槽 长度 km	沟槽 比降 %	山坡平 均坡度 /°	形成泥石 流的主要 岩性	滑坡坍 塌数 (处)	滑坡总 面积 km <sup>2</sup>	崩塌区 坡度 /°	补给 方式	物质储 备量 10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup>	发生 时间	性质	发生 频率	发育 阶段	危害对象
关山沟	兰州市 安宁区 十里店	3.00	3.1	16	2.50	2.8	20	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	6	0.3	35	人为 废石	7~8	1959 较大	粘性 稀泥流	几年 至几年 一次	衰 败期	冲埋农 田及 民房
里城沟	兰州市 安宁区 十里店	3.40	3.0	11	3.00	2.5	19	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	5	0.4	35	人为 废石	7~8	1959 较大	粘性 稀泥流	几年 至几年 一次	衰 败期	冲埋工 厂、道 路及 民房
枣树沟	兰州市 安宁区 十里店	1.03	2.2	27	0.80	1.8	30	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	4	0.20	35	人为 废石	5~6	1959 较大	粘性 稀泥流	几年 至几年 一次	衰 败期	冲埋工 厂、道 路及 农田
深沟	兰州市 安宁区 仁寿山	5.00	6.5	5	4.50	5.0	6	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	零星分布	0.43	35	塌 采废 坍及石 渣	10	1949 较大	稀 泥流	几 十年 一次	衰 败期	冲埋农 田及 道路
碱水沟	兰州市 安宁区 桃花村	5.00	5.0	5	4.10	4.7	7	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	3	0.53	35	滑 坡、塌 采废 坍及石 渣	6~7	1949 较大	稀 泥流	几 十年 一次	衰 败期	冲埋农 田及 道路
李黄沟	兰州市 安宁区 香花村	2.50	2.5	10	2.00	1.8	13	35	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	3	0.3	35	滑 坡、 塌	—	1949 较大	稀 泥流	几 十年 一次	衰 败期	冲埋农 田及 道路
大清沟	兰州市 安宁区 西三公里 店	8.00	6.5	5	6.80	5.4	9	30	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	3	0.78	35	采 废石 渣	7~8	1965 较大	稀 泥流	几 十年 一次	衰 败期	冲淤农 田、道 路、 威胁工 厂
蚂蚁沟	兰州市 安宁区 西四公里 店	1.25	1.5	10	0.94	1.0	14	30	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	零星分布	0.20	35	塌 采废 坍及石 渣	5~6	1965 较大	稀 泥流	几 十年 一次	衰 败期	冲淤农 田、道 路、 威胁工 厂
楼梯沟	兰州市 安宁区 十里店 石家湾	1.60	4.0	9.4	1.30	3.4	13	30	片 花岗岩、 片麻岩及 片麻黄土	3	0.80	35	采 废石 渣	8~10	1965 较大	稀 泥流	几 十年 至几 十年 一次	衰 败期	冲淤农 田、道 路、 威胁工 厂

流,除造成严重人员伤亡外,还毁坏房屋 766 间、围墙 2280m,冲走粮食约 5000kg、食油 1700kg 以及大量禽畜和生活生产物品,毁坏耕地 2300 余亩,损坏工厂机器设备 100 多台。

## 二、泥石流基本特征

兰州市泥石流可分为以下三种类型。

**粘性泥流:**主要分布在东部的东岗镇和西部的西固城地区,主要泥石流沟有:西洼沟、鱼儿沟、烂泥沟、大洪沟、老狼沟和洪水沟、脑地沟、元托帽沟、西柳沟等。泥石流固体碎屑物主要为粘土和少量砂砾石,容重一般  $1.6 \sim 2.0 \text{ t/m}^3$ ,一次冲出固体物质一般  $(2 \sim 5) \times 10^4 \text{ m}^3$ 。泥石流活动比较频繁,以洪水沟尤其严重。该泥石流沟流域面积  $12.15 \text{ km}^2$ ,主沟长 5.5km,山坡平均坡度  $33^\circ$ ,沟道平均比降 10%。流域全为第四系黄土覆盖,固体物质来源除流域内的冲蚀及土溜外,主要由发育在中部的三个大滑坡供给。滑坡的固体物质储备量约  $6750 \times 10^4 \text{ m}^3$ ,近期可能滑动补给量  $64 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。据历史记载,近 100 余年来,发生较大活动 7 次,分别在 1867 年、1904 年、1926 年、1933 年、1953 年、1961 年、1964 年,平均大约 18 年发生一次活动,是兰州市危害最严重的泥石流沟(图 10-12)。

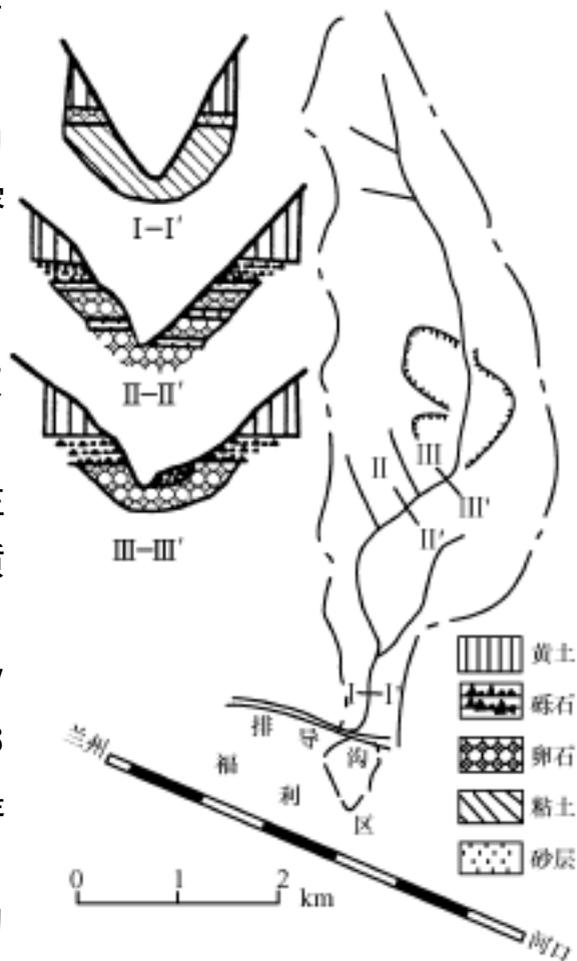


图 10-12 洪水沟流域形状及地质剖面图  
(据黄河流域及西北片水旱灾害编委会,1996)

**粘性泥石流:**主要分布在西部的西固区和中部的徐家湾一带。主要泥石流沟有:宣家沟、寺儿沟、单家沟等。流域内除少量黄土外,主要为碎屑岩。泥石流中固体物质除粘性土外,主要为砂岩、页岩、板岩等。泥石流中泥沙体积含量比较高,容重一般  $1.8 \sim 2.2 \text{ t/m}^3$ 。

**稀性泥石流。**分布在中部广大地区。主要泥石流沟有:深沟、大沙沟、破沟、小沟、大金沟、小金沟、黄峪沟等。流域内主要为碎屑岩。泥石流中固体物质主要为砂和岩石碎块。泥石流容重  $1.5 \sim 1.8 \text{ t/m}^3$ 。活动比较频繁。

## 三、泥石流形成条件

兰州市区位于狭长的黄河河谷盆地之中。泥石流发育在两侧山地的山前地带。南岸山坡坡度  $40^\circ \sim 50^\circ$ ,相对高差 400~500m;北岸山坡坡度  $40^\circ \sim 60^\circ$ ,相对高差 400~800m。山坡上侵蚀切割剧烈,沟谷密集。因此为泥石流活动提供了有利的地形地貌条件。

黄河两岸山坡主要为黄土、半成岩的第三系泥岩以及花岗片麻岩、砂岩、页岩,岩土结构松散,抗侵蚀能力差。外动力地质作用强烈,滑坡以及崩塌、土溜等十分发育,因此为泥石流提供了比较充分的固体碎屑物质。

兰州市属中温带亚湿润气候。年平均降水量 476mm,降水分配不均,年内降水主要集中在 6~9 月,其降水量占全年的 72%,并多以暴雨的形式发生;每次暴雨降水量 20~60mm。暴雨洪水是兰州市泥石流活动的主要激发因素。据最近 20 多年来发生的几次较大

规模泥石流的监测统计资料,泥石流活动的降雨强度为:一次短历程(2h左右)的降雨量30mm,雨强达20mm/h的降雨即可引起泥石流;一次历程降水(2~3h)超过60mm,或降雨强度达到50mm/h的暴雨可引起较大规模的群发性泥石流。

除上述自然条件外,人为活动也具有不可忽视的重要作用。影响最严重的是山坡上沿沟谷开辟了许多采石场,不仅加剧了水力侵蚀活动,而且大量废石弃渣成为泥石流固体碎屑物的物源。此外,建房、修路等工程建设活动也对山坡和岩土结构产生一定影响。

## 参 考 文 献

- 甘肃省地质矿产局,环境地质研究所.1996,甘肃省地质灾害发育分布图,兰州:甘肃民族出版社
- 黄河流域及西北片水旱灾害编委会.1996.黄河流域水旱灾害.郑州:黄河水利出版社
- 中国岩石力学与工程学会地面岩石工程专业委员会,中国地质学会工程地质专业委员会.1988.中国典型滑坡.北京:科学出版社
- 中国科学院兰州冰川冻土研究所,甘肃省交通科学研究所.1982.甘肃泥石流.北京:人民交通出版社
- 钟立勋.1999.中国重大自然灾害实例分析.中国地质灾害与防治学报,10(3):1~10

# 第十一章 黄河上游地区地质灾害综合区划与分区特征

## 第一节 地质灾害综合区划的目的原则与依据

### 一、地质灾害综合区划的目的

地质灾害综合区划是在对研究区地质灾害特点和形成条件进行综合分析的基础上,以分区的形式反映不同类型地质灾害的分布规律与发育程度,为更加全面地认识区域地质灾害条件,深入分析地质灾害与新构造运动的关系提供依据。

### 二、地质灾害综合区划的依据

主要依据为地质灾害类型以及地质灾害的发育程度与危害程度;次要依据为影响地质灾害的地质条件、地貌条件、气候条件、水文条件、植被条件和社会经济条件;参考依据为自然地理区划和行政区划。

综合上述条件的异同将研究区划分为不同的区和亚区。

### 三、地质灾害综合区划的基本原则

#### 1. 主导性与综合性相结合原则

本次所进行的区划一方面是全面考虑多种条件的综合性区划,另一方面又将各种条件分成为不同的层次,即以地质灾害类型、程度和主要形成因素作为主导条件,其他条件作为辅助条件或参考条件,划分区和亚区,从而体现以关键因素为核心、以次要因素为辅助的主导性、综合性原则。

#### 2. 同一性和差异性相结合的原则

将地质灾害类型、地质灾害程度和地质灾害形成条件相近的地区划为同一区或同一亚区;将这些因素(特别是主导因素)差别较大的划为不同的区或亚区,综合反映地质灾害的分布特征和区域规律。

#### 3. 科学性与应用性相结合的原则

通过区划不仅能够更全面地反映地质灾害的基本规律,揭示地质灾害与新构造的关系,而且为制定区域地质灾害减灾规划,部署与实施地质灾害勘查、监测、防治工程提供依据。

#### 4. 历史性与前瞻性相结合的原则

在对地质灾害进行历史研究的基础上,分析自然环境变化和社会经济发展对地质灾害的可能影响,综合两方面结果进行综合区划。

## 第二节 地质灾害分区特征

### 一、地质灾害综合分区方案

根据确定的分区依据和基本原则,将研究区划分为北部、中部、南部三个地质灾害区,每个区中又分为若干亚区:北部为 5 个亚区;中部为 4 个亚区;南部为 4 个亚区(图 11-1)。

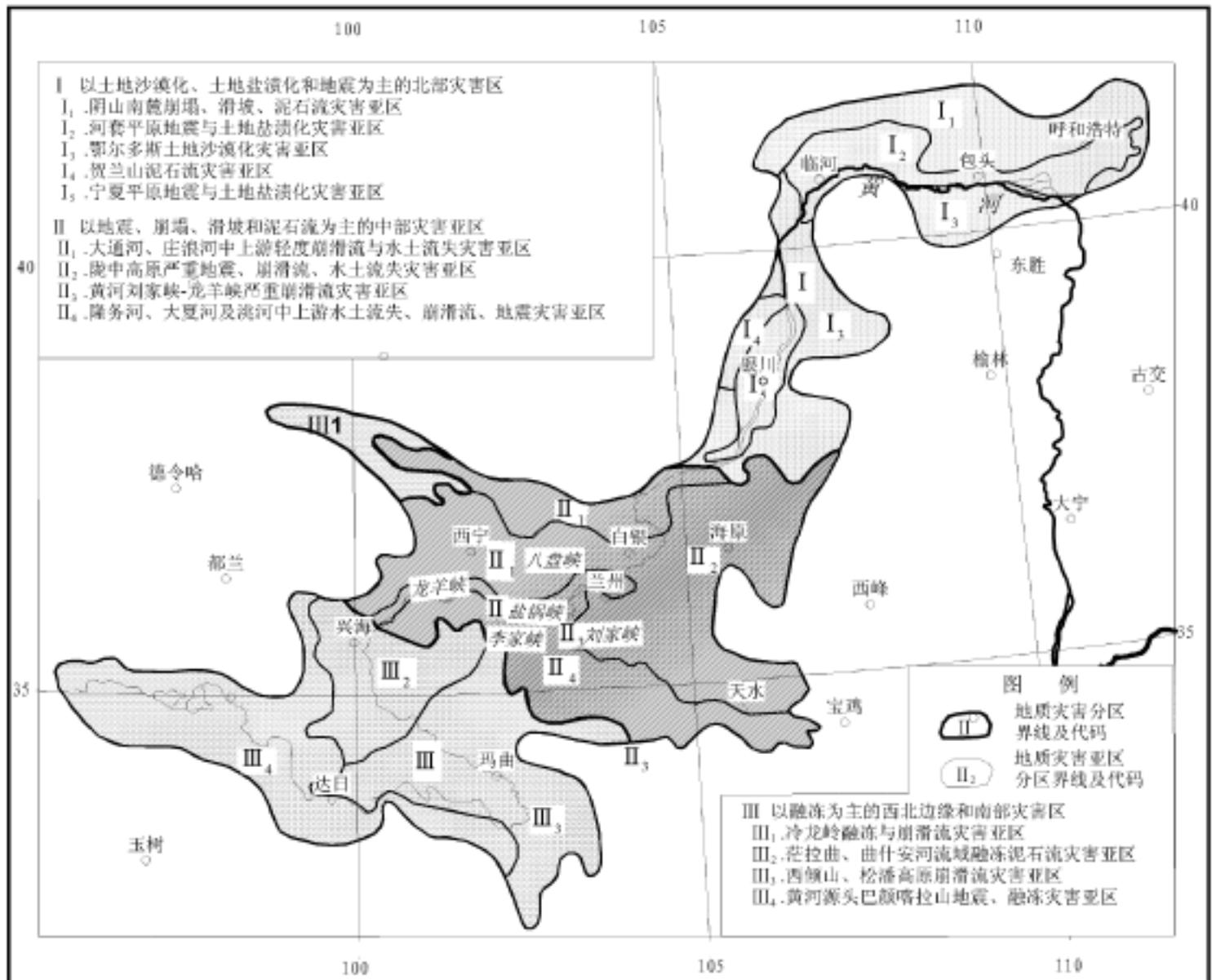


图 11-1 黄河上游地区地质灾害综合分区图

同一地质灾害区的地质灾害类型和地质灾害的主要形成条件相近;同一亚区不仅地质灾害类型和地质灾害形成条件基本相同,而且地质灾害程度相差不大。

### 二、地质灾害分区特征

#### 1. 以土地沙漠化、土地盐渍化和地震为主的北部灾害区

分布在黑山峡以北,包括大黑河、乌加河、都思兔河、苦水河、清水河流域。行政区域包

括内蒙古呼和浩特市、包头市、乌海市、阿拉善盟、伊克昭盟、巴彦淖尔盟、乌兰察布盟，宁夏石嘴山市、银川市、银南地区、固原地区。

主要地质灾害为土地沙漠化、土地盐渍化和地震，部分地区发育有崩滑流以及湿陷性黄土和水土流失、煤自燃、瓦斯爆炸、矿井突水等灾害。大部分地区地震烈度为Ⅱ度、Ⅲ度，局部地区达Ⅳ度以上。各种地质灾害除了使一些城镇、工程设施和矿山受到危害外，主要是土地资源、水资源、生物资源和生态环境遭到严重破坏，因此使当地人民的生活、生产条件恶化，贫困加剧，并严重削弱区域可持续发展能力。

本区地表岩土主要为松散的第四系风积、湖积、冲积、冲洪积砂或砂质粘土、粘质砂土、砂砾石，部分地区为软硬相间的层状碎屑岩和块状岩浆岩、变质岩。新构造活动强烈，活动断裂发育；尤其是在本区北部河套平原和南部宁夏平原与山地的边缘地带，近东西向和近南北向的活动断裂特别发育。主要有巴彦乌拉山东缘 - 狼山南缘 - 色尔腾山南缘断裂、乌拉山北缘断裂、大青山南缘断裂、贺兰山东麓断裂、银川盆地东缘断裂等。这些断裂活动不仅引起频繁的中小地震，而且导致多次 7 级以上强震。

本区地貌类型多样，北部和南部的中心地带分别为河套平原和宁夏平原，其外围为沙漠和侵蚀山地、干燥剥蚀高原。平原和沙漠地区地势平坦，起伏切割微弱，山地、高原地区起伏和切割比较严重。

本区属中温带干旱、半干旱气候，年平均降水量 150 ~ 400mm，年降水变率 25% ~ 40%，年水面蒸发量 1200 ~ 1600mm，陆面蒸发量 100 ~ 400mm，每年 8 级和 8 级以上大风日数超过 10 天，北部地区达 30 ~ 70 天，风力侵蚀特别强烈。

本区社会经济活动极不均衡银川、呼和浩特和包头等城市人口密度大于 200 人/km<sup>2</sup>，工程活动比较强烈；其他地区人口平均密度小于 50 人/km<sup>2</sup>，城镇和工程设施稀少，经济活动主要为农牧业生产。

受自然和人为活动影响，本区土地沙漠化呈持续发展态势，一些地区土地盐渍化呈缓慢发展态势。

## 2. 以地震、崩滑流、水土流失为主的中部灾害区

位于黄河的黑山峡至玛曲之间，主要包括祖厉河、洮河、大夏河、温泉、隆务河流域和渭河上游流域。行政区域主要包括：宁夏固原南部，甘肃兰州市、白银市、天水市和定西地区、临夏自治州，青海西宁市、海东地区、海南自治州、黄南自治州。

本区主要地质灾害为地震、崩滑流、水土流失，大部分地区地震烈度为Ⅱ度，局部地区达Ⅲ度以上；崩滑流数量多、分布广，特别是在黄河干流两岸和天兰铁路、兰新铁路沿线以及黄河部分支流的中上游地区特别发育，形成多个崩滑流密集带；水土流失以中度、轻度水力侵蚀为主，东部的定西、通渭地区水土流失最严重，达重度程度。其他地质灾害还有黄土湿陷、煤自燃、瓦斯爆炸、土地沙漠化、冻融等。地质灾害的主要危害除破坏城镇以及铁路、公路、水库、电站等工程设施安全，造成人员伤亡和财产损失外，还严重破坏土地资源、水资源、生物资源和生态环境，使人民生活、生产条件不断恶化，加剧贫困，并严重削弱区域可持续发展能力。

本区岩土类型主要为第四系黄土，部分地区为层状碎屑岩、块状岩浆岩和变质岩。新构造活动比较强烈，活动断裂发育。活动断裂以北西向为主，主要有拉脊山断裂、共和 - 天水断裂等。受构造活动控制，地震活动频繁，发生多次 7 级以上、最高 8.5 级地震。

本区地貌类型主要为黄土塬和黄土丘陵,其次为侵蚀剥蚀山地,局部为小型河谷平原和丘陵台地。地形起伏、切割十分剧烈。重力侵蚀、水力侵蚀以及风力侵蚀活动都很强烈。

本区属中温带、暖温带半干旱或亚湿润气候,部分高山地区属亚寒带湿润气候。年平均降水量 150~700mm,西部少,东部多,年降水变率 15%~30%。水面蒸发量 800~1400mm,陆地蒸发量 150~500mm。

本区社会经济条件极不均衡:西宁、兰州、天水等城市以及天兰铁路沿线、兰新铁路沿线,人口、城镇、工程设施密度大,农业、工业、交通运输业发达,平均人口密度 200 人/ km<sup>2</sup> 以上,最高达 600 人/ km<sup>2</sup>;其他地区人口、城镇、工程设施很少,平均人口密度 10~200 人/ km<sup>2</sup>,部分地区小于 10 人/ km<sup>2</sup>,社会经济活动主要为农牧业生产。由于本区黄土发育,地形起伏切割剧烈,生态环境脆弱,所以人类社会经济活动,特别是坡地耕植和超载放牧对环境破坏严重,因此促进了水土流失、崩滑流等地质灾害的发生和发展。

### 3. 以冻融为主的西北边缘和南部灾害区

分布在本区西北部边缘的大通河上游和南部的阿尼玛卿山、巴颜喀拉山地区。行政区域主要包括:青海海北、黄南、果洛、玉树,四川的阿坝。

本区主要地质灾害为冻融,其次为地震、泥石流、滑坡、崩塌、水土流失。高山、高原地区发育有大面积永久冻土和季节冻土,对道路等工程设施造成一定危害。大部分地区地震烈度为 Ⅴ 度,部分地区为 Ⅵ 度,局部为 IX 度。崩滑流活动除部分由暴雨、洪水和地震引起外,主要是伴随融雪活动而发生的,在一些地区形成比较密集的融冻泥石流活动区。水土流失主要发生在兴海、同仁地区,属于轻度水土流失地区。由于本区人口、城镇、工程设施稀少,所以地质灾害对居民生命财产的破坏不严重,主要危害除破坏道路等工程设施外,对土地资源和生态环境危害比较严重,致使黄河源头地区发生土地退化。

本区岩土主要为层状变质岩和软硬相间的层状碎屑岩,部分地区为松软的第四系软土和坚硬的块状岩浆岩。新构造活动比较强烈,以北西向为主的活动断裂比较发育。主要活动断裂有东昆仑-玛曲断裂、昆仑山口-达日断裂等。新构造运动引起比较频繁的地震活动,其中有几次 7 级和 7 级以上地震。

本区地貌类型以融冻蚀高山为主,部分地区为侵蚀山地和小型台地丘陵。地形起伏切割比较严重。重力侵蚀和冻融侵蚀比较强烈。

本区气候类型为高原亚寒带、亚温带半干旱或湿润气候。年平均气温 -6~2℃,年气温较差 20~28℃。年平均降水量 300~750mm,北部少,南部多,年降水变率 10%~20%,年水面蒸发量 800~1200mm,陆面蒸发量 100~400mm。

本区人口、城镇、工程设施稀少,大部地区人口平均密度 1~10 人/ km<sup>2</sup>,部分地区少于 1 人/ km<sup>2</sup>。社会经济活动主要为牧业生产和农业生产。部分地区受人为活动影响,水土流失发展迅速。

各区地质灾害基本特征见表 11-1。

表 11-1 黄河上游地区地质灾害综合分区特征说明表

地质灾害分区		自然地理区域	行政区域	地质灾害类型、程度与主要破坏作用	地质灾害形成的自然条件	地质灾害形成的社会经济条件	地质灾害发展趋势	典型地质灾害事例
区	亚区							
以土地沙漠化、土地盐渍化和地震为主的北部灾害区	1 阴山南麓崩滑流灾害亚区	阴山南麓地区	内蒙古自治区巴彦卓尔盟、乌兰察布盟南部地区	以轻微的崩滑流和水土流失为主,部分地区发生土地沙漠化,地震烈度-度,造成少量人员伤亡,威胁房屋、道路等工程安全,部分地区发生土地沙化和草场退化	岩土工程地质类型主要为坚硬块状岩浆岩、较坚硬块状片麻岩和软硬相间的层状碎屑岩。南缘地区发育有较大规模的近东西向活动断裂。地貌类型为侵蚀山地和干燥剥蚀高原,起伏比较剧烈。属中温带干旱、半干旱气候,年降水量 150~400mm,西部少,东部多,年降水变率 25%~40%,水面蒸发量 1300~2300mm,陆面蒸发量 100~400mm,每年 8 级和 8 级以上大风日数 40~70 天。水力侵蚀、风力侵蚀比较强烈,部分地区发生重力侵蚀活动	平均人口密度 1~10 人/km <sup>2</sup> ,城镇和工程设施稀少,社会经济活动主要为牧业和种植业,一些草场畜牧量超载	水土流失和土地沙漠化呈缓慢发展趋势	内蒙古包头市石拐矿区白灰厂滑坡、内蒙古临河市哈德门金矿滑坡
	2 河套平原地震与土地盐碱化灾害亚区	河套平原地区	内蒙古自治区呼和浩特市、包头市、巴彦卓尔盟南部地区	以地震和盐碱化为主,部分地区发生水土流失和小型滑坡,地震烈度-度,盐渍化轻-重度,造成人员伤亡,威胁城市设施和工程安全,土地资源和水资源遭到破坏	地表岩土工程地质类型主要为盐渍土和松软的粘性土、砂性土。活动断裂比较发育,主要有:北缘的狼山山前断裂、色尔腾山山前断裂、大青山山前断裂,南缘的鄂尔多斯台地北缘断裂,东缘的和林格尔断裂等,主体走向为近东西向。地貌类型为冲积平原和山前冲洪积平原,起伏不大,切割微弱。属中温带干旱、半干旱气候,年降水量 150~400mm,西部少,东部多,年降水变率 25%~40%,水面蒸发量 1500~2200mm,陆面蒸发量 150~350mm,每年 8 级和 8 级以上大风日数 15~40 天	人口密度较高,呼和浩特和包头市平均 200~600 人/km <sup>2</sup> ,其他地区 10~100 人/km <sup>2</sup> 。种植业发达,引黄河水灌溉历史悠久	土地盐渍化持续缓慢发展,局部地区发生土地沙漠化	1996 年 5 月 3 日包头西 6.4 级地震;河套平原盐渍化
	3 鄂尔多斯西缘土地沙漠化灾害亚区	鄂尔多斯高原西北部和西部的库布齐沙漠、乌兰布和沙漠、毛乌素沙漠的边缘地区	内蒙古自治区伊克昭盟、乌海市、宁夏自治区的吴忠市、银南地区	以沙漠化为主,其次为地震。沙漠化程度不一,以正在发展中的沙漠化为主,部分地区为强烈发展的沙漠化和严重沙漠化;地震烈度以度为主,部分地区为度和度以下,局部地区为度。主要破坏土地资源和生态环境	地表主要为松散的风积砂土。活动断裂较发育,主要有桌子山西缘断裂、马家滩-大水坑隐伏断裂等,主体走向近南北向。地貌类型主要为沙漠、戈壁,其次为干燥剥蚀的波状高原,局部为侵蚀山地,起伏和切割不剧烈。属中温带干旱、半干旱气候,年降水量 200~400mm,西部少,东部多,年降水变率 30%~40%,水面蒸发量 1400~2400mm,陆面蒸发量 200~400mm,每年 8 级和 8 级以上大风 30~50 天。风力侵蚀活动强烈	平均人口密度 1~50 人/km <sup>2</sup> ,城镇、工程设施稀少,部分地区耕植、放牧活动	土地沙漠化持续发展,部分地区急发展	宁夏自治区灵武县、盐池县土地沙漠化

地质灾害分区		自然地理区域	行政区域	地质灾害类型、程度与主要破坏作用	地质灾害形成的自然条件	地质灾害形成的社会经济条件	地质灾害发展趋势	典型地质灾害事例
区	亚区							
	4 贺兰山泥石流亚区	贺兰山东山倾斜平原地区	宁夏自治区的石嘴山市、银川市、吴忠市	主要为泥石流,数量比较多,活动比较频繁,但规模较小。其次有水土流失和煤自燃、瓦斯爆炸、矿井突水等灾害。地震烈度为Ⅰ度。除造成少量人口伤亡外,主要破坏房屋、道路等工程设施。煤自燃和矿井地质灾害破坏矿产资源和生态环境,造成人员伤亡,破坏井巷和矿山设备,影响矿山生产	岩土类型主要为软硬相间的层状碎屑岩,部分地区为块状岩浆岩和松散的冲洪积砂砾石、风积砂。活动断裂不太发育,规模较大者为北北东向的贺兰山东麓断裂。地貌类型主要为侵蚀中山和山前洪积平原,起伏切割比较剧烈。属中温带半干旱气候,年平均降水量 150~200mm,年降水变率 30%~40%,年水面蒸发量 1200~1500mm,陆面蒸发量 100~200mm,每年 8 级和 8 级以上大风日数 20~30 天。水力侵蚀、风力侵蚀,重力侵蚀活动都比较强烈	平均人口密度 50~200 人/km <sup>2</sup> 。除农业、牧业生产外,采矿和工程建设活动比较强烈	一些泥石流和自燃正治理,部分地区水土流失不发展	宁夏石嘴山市大武口沟泥石流、宁夏平罗县黄口沟泥石流
	5 宁夏平原震地与地盐渍化亚区	宁夏平原	宁夏自治区的银川市、吴忠市	主要为地震和盐渍化,局部发生土地沙漠化。地震烈度以Ⅰ度为主,部分地区为Ⅱ度。盐渍化以重度盐渍化为主。地震造成大量人口伤亡,严重威胁城镇和工程设施安全。盐渍化破坏土地资源和水资源	岩土类型以松软的盐渍土为主。活动断裂发育,主体走向为近南北向和北北东向、北北西向,主要有银川盆地东缘的黄河断裂、青铜峡-固原断裂等。地貌类型为冲积平原,起伏和切割微弱。属暖温带干旱气候,年平均降水量 150~250mm,北部少,南部多,年降水变率 30%~40%,年水面蒸发量 1000~1600mm,陆面蒸发量 100~200mm,每年 8 级和 8 级以上大风日数 10~20 天	人口密度较高,大部分地区平均 50~200 人/km <sup>2</sup> 。农业生产发达,引黄灌溉历史特别悠久。工程活动比较强烈	大部分地区土地盐渍化持续发展	1739 年 1 月 3 日宁夏平罗 8.0 级地震;银川平原土地盐渍化
	1 大通河、庄浪河中游轻度崩滑与水土流失亚区	黄土高原与西廊间大通河、庄浪河上游黄河的黑峡-山峡流域	宁夏自治区中卫市,甘肃省白银市、兰州市,青海海东地区	主要为崩滑流和水土流失,但灾害比较轻,其次为地震,大部分地区地震烈度为Ⅰ度,部分地区为Ⅱ度。部分地区发育有湿陷性黄土和土地沙漠化。除对人民生命财产安全造成一定威胁外,主要破坏土地资源和生态环境	岩土类型多样,以层状碎屑岩和块状岩浆岩为主,部分地区为松散的粘性土和黄土。活动断裂比较发育,主体走向为北西向和北西西向,主要有毛毛山-南西华山断裂、庄浪河断裂等。地貌类型主要为干燥剥蚀山地和侵蚀中山,起伏比较剧烈。属中温带高原半干旱气候,年平均降水量 150~300mm,年降水变率 15%~30%,年水面蒸发量 1400~2000mm,陆面蒸发量 150~250mm	人口密度较低,大部分地区平均 1~50 人/km <sup>2</sup> ,局部地区 50~200 人/km <sup>2</sup> 。城镇、工程设施比较少。主要为农牧业生产,部分地区发生工程和采矿活动	许多地区水土流失呈展态势	青海互助县南峡滑坡

地质灾害分区		自然地理区域	行政区域	地质灾害类型、程度与主要破坏作用	地质灾害形成的自然条件	地质灾害形成的社会经济条件	地质灾害发展趋势	典型地质灾害事例
区	亚区							
以地震、崩流、水流为主的部灾	2 陇高原严重地震、崩流、水流灾害亚区	陇高和岭缘、高原北缘地区	甘肃省、临夏市、天水市、定西市、青海省西宁市、海东地区	主要为地震、崩滑流、水土流失,地震烈度以度为主,部分地区达度以上;崩滑流分布广,在一些地区密集发育;水土流失以中度-重度为主。其次为黄土湿陷灾害。再其次为煤自燃、瓦斯爆炸和冻融灾害。造成大量人员伤亡和财产损失,严重威胁城镇和工程安全,严重破坏土地资源和生态环境	岩土类型以黄土为主,其次为层状碎屑岩,部分地区为块状岩浆岩,局部为块状或片状变质岩。活动断裂发育,展布方向以北西西向、近东西向、近南北向为主,主要有西华山北麓-六盘山东麓断裂、西华山-南华山南麓断裂、屈吴山断裂、同仁-天水断裂等。地貌类型主要为侵蚀的黄土塬和黄土丘陵,其次为干燥剥蚀低山和侵蚀中山,起伏切割剧烈。属中温带、暖温带亚湿润气候,年平均降水量200~500mm,年降水变率20%~30%,水面蒸发量800~1400mm,陆面蒸发量200~500mm。水力侵蚀、重力侵蚀、风力侵蚀都很强烈	人口密度较高,大部分地区50~200人/km <sup>2</sup> ,部分地区200~600人/km <sup>2</sup> 或10~50km <sup>2</sup> 。部分地区城镇设施和工程较多。主要为农业生产,其次为牧业生产,部分地区工程和矿活动比较强烈	许多地水土流失和滑活呈断展趋势	1920年12月16日宁夏海原8.5级地震,734年3月19日甘肃天水7级地震,1352年4月18日甘肃会宁7级地震,1718年6月19日甘肃通渭7.5级地震,1622年10月25日宁夏双井7.0级地震;甘肃天水泥石流、宁夏固原原石滑坡、甘肃定西市内管镇泥石流、青海省西宁市寿沟泥石流
	3 刘家峡-龙羊峡严重崩流灾害亚区	兰州-海河流域及岸带	甘肃省、临夏市、青海省、海东地区、南治州	主要为崩塌、滑坡、泥石流,数量多,规模大,活动比较频繁;其次为水土流失,大部分地区属中度侵蚀;再其次为地震,大部分地区为度烈度区;局部地区发育有湿陷性黄土。主要破坏城镇、村庄和水力水电工程以及道路等工程设施,造成人员伤亡、财产损失,影响生产,破坏土地资源和生态环境	表层岩土主要为厚薄不等的冲洪积粘性土、砂和砾卵石,部分地区为黄土,其下为碎屑岩、变质岩。新构造活动比较强烈,活动断裂发育,主要有拉脊山断裂、共和-天水断裂、贵南南山断裂、东巴-新街断裂、扎仓寺断裂、麦加-岗察寺断裂等。地貌类型为侵蚀中山夹深切河谷与河谷盆地,地形起伏剧烈,切割严重,峡谷发育。属中温带亚湿润气候和高原亚温带、亚寒带湿润气候,年降水量350~500mm,年降水变率15%~25%,年水面蒸发量1000~1400mm,陆面蒸发量200~350mm。水力侵蚀、重力侵蚀活动都很强烈	很不均匀。东北部人口、城镇、工程密度比较高,平均人口密度100~200人/km <sup>2</sup> ,兰州市达400人/km <sup>2</sup> 以上,农业和工程建设活动比较强烈。西南部人口平均密度10~50人/km <sup>2</sup> ,城镇和工程设施少,主要为水利水电工程	东部北水流失和一些带滑呈断展趋势	青海共纳查纳滑坡、峡李家峡滑坡、刘家峡崖坡、甘肃东乡洒勒山滑坡,青海贵德阿什贡泥流、甘肃省兰州市泥石流;1125年8月30日甘肃省兰州市7级地震

续表

地质灾害分区		自然地理区域	行政区域	地质灾害类型、程度与主要破坏作用	地质灾害形成的自然条件	地质灾害形成的社会经济条件	地质灾害发展趋势	典型地质灾害事例
区	亚区							
	4 隆务河、大夏河、洮河中游水土流失、崩滑流、地震灾害亚区	青海高原东北边缘和中原南部边缘	甘肃天水市、定西地区、临夏自治州、甘南自治州、青海的海南自治州、黄南自治州	主要为水土流失(属于轻度-中度侵蚀)、崩滑流(轻度-中度)、地震(大部分地区为I度和II度以上烈度),局部发育有湿陷性黄土。主要危害是破坏国土资源和生态环境,地震威胁城镇、工程和居民生命安全	岩土类型主要为层状碎屑岩,部分地区为块状岩浆岩、变质岩和松散的第四系沉积,局部为第四系黄土。东部地区活动断裂比较发育,主体方向为北西西向,主要有同仁-天水断裂、礼县-天水断裂等。地貌类型主要为侵蚀山地、丘陵,起伏切割比较严重。属中温带、暖温带亚湿润气候和高原亚温带亚湿润气候,年降水量350~700mm,东部多,西部少,年降水变率15%~25%,水面蒸发量1000~1200mm,陆面蒸发量200~400mm。水力侵蚀和重力侵蚀活动比较强烈	人口平均密度10~100人/km <sup>2</sup> ,局部100人/km <sup>2</sup> 以上,东部高,西部低。主要为农业种植业活动,其次为牧业生产,部分地区工程活动比较强烈	水土流失呈断展态势	1654年7月21日天水南8级地震,甘肃卓尼县城泥石流,甘肃卓尼县大族乡滑坡,甘肃临潭县泥石流
	1 冷龙岭冻融与崩滑流灾害亚区	冷龙岭南缘大通山北缘大通河上游流域	青海北自治州	主要为冻融和崩滑流,其次为地震和水土流失,各种灾害都不严重。主要危害是破坏交通和国土资源	岩土类型主要为层状碎屑岩和松散的第四系沉积。活动断裂比较发育,走向以北西向为主,以冷龙岭断裂规模最大。地貌类型为侵蚀山地和冻融蚀高山,起伏切割比较严重。属高原亚寒带半干旱气候,年平均气温-2~2℃,年降水量300~400mm,年降水变率10%~20%,水面蒸发量800~1000mm,陆面蒸发量200~300mm	平均人口密度1~10人/km <sup>2</sup> ,城镇、工程设施稀少,人类活动微弱,仅部分地区发生农业生产和牧业生产活动	部分地区水土流失呈断展态势	青海门源北滑坡
	2 茫拉曲、曲什安河流域融冻泥石流灾害亚区	青海高原东北部的茫拉曲、曲什安河流域	青海南自治州,黄南自治州、果洛自治州	主要为融冻泥石流,数量比较多,但规模一般不大;其次为地震,地震烈度为I度,局部达II度,部分地区发生轻度水土流失。主要破坏道路等工程安全和正常使用	岩土类型主要为层状变质岩,其次为层状软硬相间沉积岩,局部发育有松散的第四系沉积。活动断裂不发育,以北西向为主,主要有鄂拉山-温泉断裂等。地貌类型主要为融冻蚀山地和侵蚀山地,其次为侵蚀丘陵,地形起伏和切割比较严重。属高原亚寒带湿润气候,年平均气温-2~0℃,年气温较差24~28℃,年平均降水量500~700mm,年降水变率10%~20%,年水面蒸发量1000~1200mm,陆面蒸发量200~300mm。融冻侵蚀和重力侵蚀、水力侵蚀比较严重	人口、城镇、工程设施稀少,平均人口密度1~10人/km <sup>2</sup> ,主要社会经济活动为牧业生产	部分地区水土流失呈迅速发展态势	青海玛沁西北滑坡、青海甘德东泥石流

地质灾害分区		自然地理区域	行政区域	地质灾害类型、程度与主要破坏作用	地质灾害形成的自然条件	地质灾害形成的社会经济条件	地质灾害发展趋势	典型地质灾害事例
区	亚区							
以冻融为主的西北边缘和南部灾害区	3 西倾山、松潘高原崩滑流灾害亚区	青海高原东北部的西倾山、阿尼玛卿山东南段和松潘高原地区	青海黄南自治州、果洛自治州,四川阿坝自治州	主要为崩滑流,但灾害不严重;其次为冻融。主要危害是破坏道路	松潘高原地区岩土类型为层状变质岩和松软的第四系软土,其他地区主要为软硬相间的层状沉积岩。活动断裂不发育,主要断裂为北西向的阿尼玛卿山断裂。地貌类型主要为侵蚀山地和融冻蚀高山,间杂小型台地丘陵,地形起伏比较大。气候类型为高原亚寒带、亚温带湿润气候,年平均气温 $-2 \sim 2$ , 年气温较差 $20 \sim 24$ , 年平均降水量 $500 \sim 750\text{mm}$ , 年降水变率 $10\% \sim 20\%$ , 年水面蒸发量 $800 \sim 1000\text{mm}$ , 陆面蒸发量 $100 \sim 300\text{mm}$ 。水力侵蚀比较严重	人口、城镇、工程施工稀少,平均人口密度 $1 \sim 10$ 人/ $\text{km}^2$ , 主要社会经济活动为农牧业生产	局部地区崩滑流呈发展态势	青海班玛泥石流
	4 黄河源头巴颜喀拉山地震、冻融灾害亚区	黄河源头的巴颜喀拉山北麓地区	青海果洛自治州、玉树自治州	主要为地震和冻融灾害,地震烈度为 $\text{度}$ 、 $\text{度}$ , 部分地区有小型崩滑活动。主要危害是破坏道路	岩土类型主要为层状变质岩,部分地区为块状岩浆岩、层状碎屑岩和第四系沉积。活动断裂发育,以北西向为主,主要有昆仑山口-达日断裂等。地貌类型以融冻蚀高山、极高山为主,其次为高原上的台地,地形起伏较大。气候类型为高原亚寒带湿润气候,年平均气温 $-6 \sim -2$ , 年气温较差 $24 \sim 28$ , 年平均降水量 $200 \sim 500\text{mm}$ , 年降水变率 $10\% \sim 15\%$ , 年水面蒸发量 $800 \sim 1000\text{mm}$ , 陆面蒸发量 $200 \sim 400\text{mm}$ 。冻融侵蚀比较严重	人口、城镇、工程施工稀少,平均人口密度小于 $10$ 人/ $\text{km}^2$ , 社会经济活动主要是牧业生产	生态环境呈不断恶化趋势	1947年3月14日青海达卡西北 $7 \frac{3}{4}$ 级地震, 1963年4月19日扎陵湖北 $7$ 级地震; 青海玛多公路冻融

## 参 考 文 献

- 段永侯等. 1993. 中国地质灾害. 北京: 中国建筑工业出版社
- 甘肃省地质矿产局, 环境地质研究所. 1996. 甘肃省地质灾害发育分布图. 兰州: 甘肃民族出版社
- 高文学等. 1997. 中国自然灾害史(总论). 北京: 地震出版社
- 国家地震局. 1991. 中国地震烈度区划图及说明书. 北京: 地震出版社
- 国家科委国家计委国家经贸委自然灾害综合研究组编著. 1998. 中国自然灾害区划研究进展. 北京: 海洋出版社
- 黄河流域及西北片水旱灾害编委会. 1996. 黄河流域水旱灾害. 郑州: 黄河水利出版社

- 陕西省减灾协会 .1999. 秦巴山区山地自然灾害 . 世界国土出版公司
- 向喜琼,黄润秋 .2000. 基于 GIS 的人工神经网络模型在地质灾害危险性区划中的应用 . 中国地质灾害与防治学报,11(3):23~27
- 殷坤龙,柳源 .2000. 滑坡灾害区划系统研究 . 中国地质灾害与防治学报,11(4):28~32
- 张业成 .1993. 青藏高原隆起及其对中国地质自然环境影响的探讨 . 地质灾害与环境保护,4(1)
- 张宗祜等 .1999. 中国北方晚更新世以来地质环境演化与未来生存环境变化趋势预测 . 北京:地质出版社
- 中国地质科学院水文工程地质研究所 .1992. 中国沙漠及土地沙漠化图 . 北京:中国地图出版社
- 中国科学院兰州冰川冻土研究所、甘肃省交通科学研究所,1982,甘肃泥石流。北京:人民交通出版社
- 中国岩石力学与工程学会地面岩石工程专业委员会,中国地质学会工程地质专业委员会 .1988. 中国典型滑坡 . 北京:科学出版社

# 第十二章 黄河上游地区区域 地质灾害风险评价

## 第一节 区域地质灾害风险评价的理论与方法

### 一、地质灾害风险研究现状

地质灾害风险研究是自然灾害风险研究的一个分支,是近年来兴起的一个越来越受到重视的新领域。

国内外自然灾害的研究历史非常久远,但有关自然灾害风险研究仅是近几十年才兴起的一个新的领域,虽然有关理论和方法迅速发展而日益丰富,但迄今尚没有形成完整的体系。尽管如此,已有的自然灾害风险研究与实践不但为减灾提供了重要的基础依据,而且为合理开发国土资源、保护区域环境发挥了重要作用。

自 20 世纪 70 年代以来,国外一些发达国家开始进行比较系统的灾害风险评估及相关理论、方法研究。美国于 1970 年开始对加利福尼亚州的地震、滑坡等 10 种自然灾害进行了风险评估,1973 年完成,得出 1970~2000 年加利福尼亚州 10 种自然灾害可能造成的损失为 550 亿美元。与此同时,由美国国家地质调查所和住房与城市发展部的政策发展与研究办公室,联合支持对洪水、地震、台风、风暴潮、海啸、龙卷风、滑坡、强风、膨胀土等 9 种自然灾害进行预测评估,对美国各县发生的灾害建立起一套预测模型,估算 9 种灾害到 2000 年的期望损失。美国组成一个由 17 位成员组成的专门委员会,制定了减灾十年计划,把自然灾害评估列为研究的重要内容,要求开展单类的或者综合的灾害风险评估工作。日本、英国等一些国家近年来也陆续开展了地震、洪水、海啸、泥石流、滑坡等灾害风险分析或灾害评估,并把有关成果作为确定减灾责任与实施救助的重要依据。

为了推进广泛的国际间协调与合作,联合国在 1987 年通过决议,确定在 20 世纪最后十年开展“国际减轻自然灾害十年”活动。1991 年,联合国国际减灾十年(IDNDR)科技委员会提出了《国际减轻自然灾害十年的灾害预防、减少、减轻 and 环境保护纲要方案与目标》(PRE-EMPT),在规划的三项时事中的第一项就是进行灾害评估,提出:“各个国家对自然灾害进行评估,即评价危险性和脆弱性。主要包括:总体上哪些自然灾害具有危害性;对每一种灾害威胁的地理分布和发生间隔及影响程度进行评价;估计评价最重要的人口和资源集中点的易灾性。”把自然灾害评估纳入实现减灾目标的重要措施。一些国际组织提出了多项重大自然灾害评估的国际合作计划。如 90 年代联合国国际减灾十年科技委员会组织实施的“全球地震危险性评估计划”等,使世界范围的地震研究进入一个新的阶段。

近年来,专门性的地质灾害风险评价研究也得到长足进展,特别是在滑坡、泥石流等灾害危险性评价方面。例如 Jefferies 等 1996 年提出了用 Bayesian 方法进行风险概率的评估;

Cross 于 1998 年采用滑坡敏感性指数 LSI (landslide susceptibilty index) 作为定量化指标进行滑坡灾害危险性区划,并在英国 Derbyshire 地区进行了实践;Ragozin 等于 2000 年提出了应用于滑坡灾害风险评价的危险性指标和易损性指标以及相应的表达式;Johnson 等于 2000 年在澳大利亚一项为城市发展规划服务的崩塌、滑坡、泥石流灾害预测中,把地质灾害危险性、易损性和风险评价作为一体,以 GIS 软件为技术平台,分别采用平面和三维评价系统,对 Cairns 地区进行了崩滑流地质灾害的危险性分析和风险区划研究。在地质灾害区划体系方面,一些欧洲国家初步建立了各具特色的分析评价与区划体系,如法国的 ZERMOS 系统、意大利系统、捷克斯洛伐克系统等。

近几十年来,我国自然灾害风险评估研究得到广泛而又迅速发展。我国比较系统深入的灾害风险评估当属地震灾害。其代表性的工作成果首先是由国家地震局先后完成的三代《中国地震烈度区划图及使用规定》。该图在对全国区域地震危险性评估基础上,确定了不同地区一般场地条件下在未来一定期限内可能遭遇超越概率为 10% 的烈度值,即地震基本烈度。与此同时,国家地震局震害防御司等先后进行了“中国地震灾害损失预测”、“未来地震损失评估方法”等研究。通过这些工作,建立了地震灾害评估指标体系,基本完善了评估内容,初步形成了比较系统的灾害评估理论和方法。水利、农林、气象等部门和一些专家分别对一些区域性洪水灾害、森林灾害、台风灾害等进行了风险分析或灾情预测评估,编制了风险图,提出了灾情评估或风险评价的方法和技术。虽然这些工作还比较肤浅、零散,但对指导行业减灾,提高灾害风险管理水平发挥了一定作用。

在单类自然灾害风险研究不断发展的同时,综合性自然灾害风险研究也开始起步。于光远、马宗晋、高庆华、张业成、苏桂武、黄崇福、李永善、张显东、于庆东等对自然灾害风险特征、风险要素、指标体系、评价模型等进行了广泛探索,使自然灾害风险评价理论与方法等到不断发展丰富。与此同时,马宗晋、高庆华、张业成等在对中国大陆洪水、地震、气象、地质、风暴潮等 5 类、16 种自然灾害时空分布与发展趋势分析的基础上,进行了综合风险评估与保险区划。

近年来,地质灾害风险研究得到广泛关注。张梁、张业成、罗元华、柳源、金晓梅等对地质灾害属性特征与风险构成以及易损性及其在灾害风险评价中的地位进行了研究;殷坤龙、晏同珍等对滑坡灾害危险性和斜坡不稳定性的空间预测与区划进行了系统研究,先后提出了定量评价的信息分析模型、多因素回归分析模型、判别分析模型等,并对秦巴山区和三峡库区滑坡灾害进行了危险性分析与区划;刘希林等提出了判断泥石流危险性程度和评估泥石流泛滥堆积范围的统计模型,并对云南和四川省泥石流灾害风险进行了评估;胡瑞林等初步提出了地质灾害评价的计算机预测系统与应用方法。这些研究取得的成果,不但丰富了地质灾害研究内容,而且有的已为减灾管理发挥了作用。

当前,自然灾害风险研究正处于方兴未艾之时,今后将得到更加迅速的发展,其研究内容将更加广泛,理论方法更加丰富、先进,可以预见,不久的将来,它将成为一项具有完善理论和技术方法的新兴领域。地质灾害作为自然灾害的一个重要类型,该方面的研究将与自然灾害风险研究同步,甚至可超前发展。其基本趋势是:从历史与现状分析走向预测与研究相结合;从个体分析走向个体与区域研究相结合;从定性分析走向定量评价;从单项要素分析走向综合要素评价;从传统的调查统计和手工制图,走向以 GIS 技术为核心的模型化评价与计算机制图,并向网络技术化发展。

## 二、地质灾害风险定义及其主要特征

目前对灾害风险这一概念有不同的定义和解释。大部分权威性辞典的定义为“面临的伤害和损失的可能性”；“人们在生产劳动和日常生活中、因自然灾害和意外事故侵袭导致的人身伤亡、财产破坏与利润损失”。1984年，联合国科教文组织 UNESCO 将其定义为：由于某特定的自然灾害对经济、社会、人口所可能导致的损失。

基于自然灾害风险的普遍意义和地质灾害减灾需要出发，将地质灾害风险定义为：地质灾害活动及其对人类破坏损失的可能。它反映发生地质灾害的可能机会与破坏损失程度。

地质灾害种类很多，根据其活动特点可分为突发性地质灾害和缓发性（累进性）地质灾害两类。地质灾害风险一般是对突发性地质灾害的特征表述或量度。地质灾害风险具有一般自然灾害风险的主要特点，主要表现在下述两个方面。

一是风险的必然性或普遍性。地质灾害是地质动力活动、人类社会经济活动相互作用的结果，由于地球活动不断进行，人类社会不断发展，所以地质灾害将不断发生；从这一意义上说，地质灾害乃是一种必然现象或普遍现象。

二是风险的不确定性或随机性。地质灾害虽然是一种必然现象，但由于它的形成和发展受多种自然条件和社会因素的影响，所以就某一次地质灾害事件或某一时间地质灾害而言，乃是一种随机现象，即在什么时候、什么地点发生何种强度（或规模）的灾害活动，它将导致多少人死亡或造成多大损失，都具有很大的不确定性。

地质灾害风险特征是构建地质灾害风险评价理论与方法的基础或出发点。基于地质灾害风险的复杂性，对地质灾害风险认识与评价是一个不断深化、完善的理论研究与技术方法的创新过程。

## 三、地质灾害风险构成与基本要素

地质灾害风险程度主要取决于两方面条件：一是地质灾害活动的动力条件：主要包括地质条件（岩土性质与结构、活动性构造等）、地貌条件（地貌类型、切割程度等）、气象条件（降水量、暴雨强度等）、人为地质动力活动（工程建设、采矿、耕植放牧等），通常情况下，地质灾害活动的动力条件越充分，地质灾害活动越强烈，所造成的破坏损失越严重，灾害风险越高；二是人类社会经济易损性，即承灾区生命财产和各项经济活动对地质灾害的抗御能力与可恢复能力，主要包括人口密度及人居环境、财产价值密度与财产类型、资源丰度与环境脆弱性等，通常情况下，承灾区（地质灾害影响区）的人口密度与工程、财产密度越高，人居环境和工程、财产对地质灾害的抗御能力以及灾后重建的可恢复性越差，生态环境越脆弱，遭受地质灾害的破坏越严重，所造成的损失越大，地质灾害的风险越高。上述两方面条件分别称为危险性和易损性，它们共同决定了地质灾害的风险程度。基于此，地质灾害的风险要素亦由危险性和易损性这两个要素系列组成。危险性要素系列包括地质条件要素、地貌条件要素、气象条件要素、人为地质动力活动要素以及地质灾害密度、规模、发生概率（或发展速率）等要素。易损性要素系列包括人口易损性要素、工程设施与社会财产易损性要素、经济活动与社会易损性要素、资源与环境易损性要素。

## 四、地质灾害风险评价系统

地质灾害风险评价是对风险区发生不同强度地质灾害活动的可能性及其可能造成的损失进行的定量化分析与评估。

地质灾害风险评价的目的是清晰地反映评价区地质灾害总体风险水平与地区差异,为指导国土资源开发、保护环境、规划与实施地质灾害防治工程提供科学依据。

根据地质灾害风险构成,地质灾害风险评价主要包括下列三方面内容:

一是危险性分析。通过对历史地质灾害活动程度以及对地质灾害各种活动条件的综合分析,评价地质灾害活动的危险程度,确定地质灾害活动的密度、强度(规模)、发生概率(发展速率)以及可能造成的危害区的位置、范围。

二是易损性分析。通过对风险区内各类受灾体数量、价值以及对不同种类、不同强度地质灾害的抗御能力进行综合分析,评价承灾区易损性,确定可能遭受地质灾害危害的人口、工程、财产以及国土资源的数量(或密度)及其破坏损失率。

三是期望损失分析。在危险性分析和易损性分析的基础上,计算评价地质灾害的期望损失(未来一定时期内地质灾害可能造成的人员伤亡与经济损失的平均值)与损失极值(未来一定时期内可能造成的人口伤亡与经济损失的最高值)。

在上述三方面分析中,危险性分析和易损性分析是地质灾害风险评价的基础,通过这两方面分析,确定风险区位置、范围以及地质灾害活动的分布密度与时间概率,进而确定可能遭受地质灾害的人口、工程、财产以及资源、环境的空间分布与破坏损失率;期望损失分析是地质灾害风险评价的核心,其目标是预测地质灾害可能造成的人口伤亡、经济损失以及资源、环境的破坏损失程度,综合反映地质灾害的风险水平。这三方面分析相互联系,形成具有层次特点的地质灾害风险评价系统(图 12-1)。

## 五、地质灾害风险评价类型

针对不同目的或服务对象,可进行不同类型的地质灾害风险评价。

根据风险评价灾种,可分为单灾种风险评价和多灾种综合风险评价。二者的评价内容和方法基本相同,但单灾种风险评价所涉及的要害比较单一,因此评价方法和过程比较简单,多灾种综合评价则需要在单灾种评价基础上,进一步对比不同种类地质灾害的危害程度,进而评价地质灾害的综合风险程度。

根据地质灾害风险评价范围或面积,将地质灾害风险评价分为点评价、面评价、区域评价。

点评价是指对一个地质灾害体或一个具有相同活动条件和特征的相对独立的灾害群的灾情或风险程度进行的评价。如一个滑坡或滑坡群、一条泥石流沟或同地区紧邻发育的泥石流群等。点评价的范围一般不超过几十平方公里,行政区范围一般不超过几个乡(镇)或一个县(市)。面评价是对一个具有相对统一特征的自然区域或社会经济区域(如一个小流域或一个城市)进行的地质灾害风险评价。评价区面积一般从几十平方公里到几千平方公里,行政范围一般为一个县(市)或几个县(市)。由于进行面评价的地区都是地质灾害危害比较严重的地区,所以地质灾害一般有几十处或几百处,而且常常不是一种地质灾害,而是几种地质灾害的综合评价。区域评价是指跨流域、跨地区的大面积的地质灾害风险评价,评

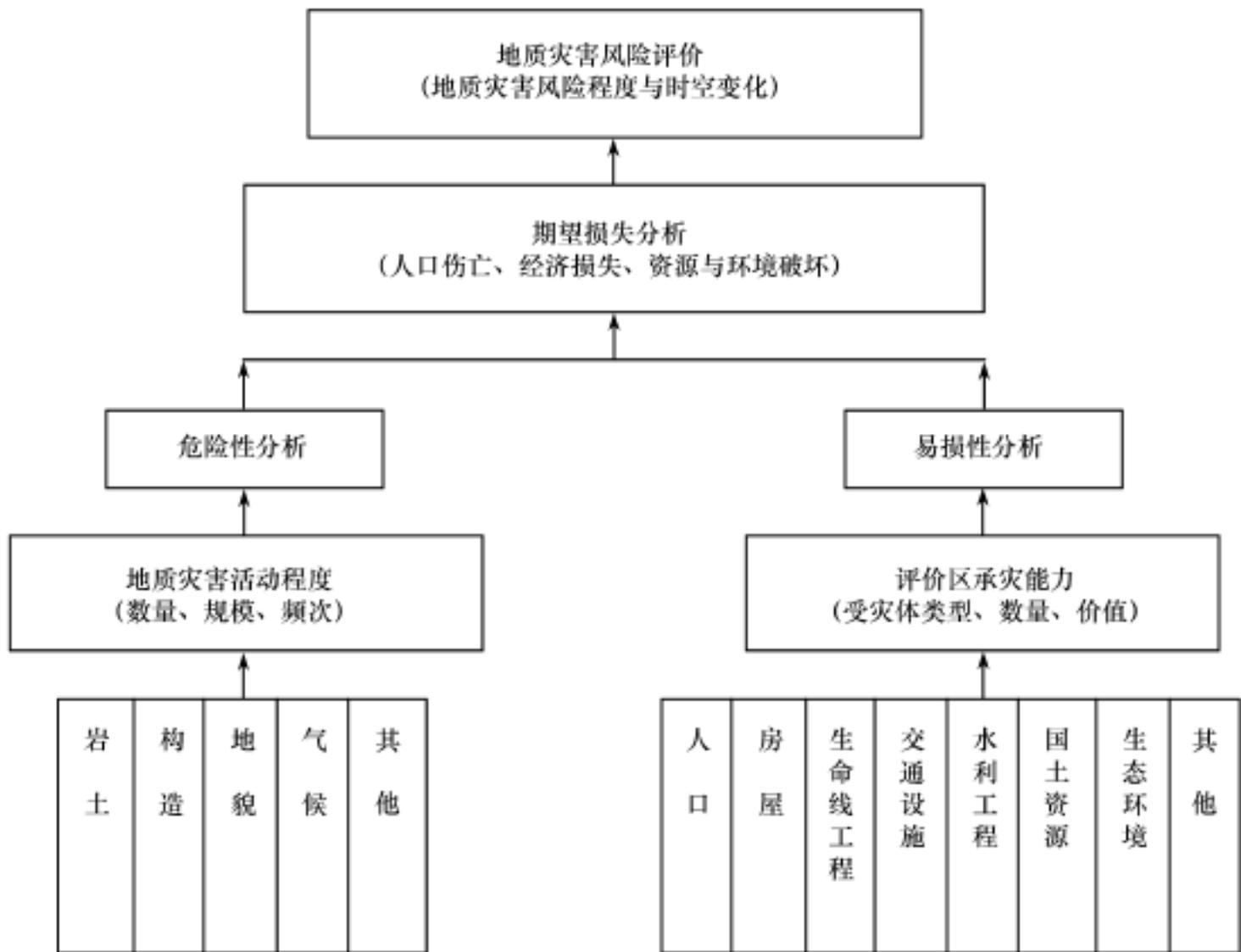


图 12-1 地质灾害风险评价系统示意图

价范围为一省或几省乃至全国区域,面积达几万到几百万平方公里。评价区内灾害点成千上万,常常难以准确计数,涉及的灾种几乎包括所有类型的地质灾害。

不同范围地质灾害风险评价的目的、基础、途径和方法不尽一致。点评价的对象是具体的单一的灾害体或灾害事件,通过评价要比较准确地量化它的损失水平和风险程度,为具体的防治工程提供依据。点评价是在对灾害活动条件和受灾体易损性进行深入研究基础上进行的,其基本手段除了专门性调查统计外,还需要进行必要的测试和试验。它所使用各种指标以及得出的不同层次的评价结果,基本上达到绝对的量化程度。面评价的目标是认识一个有限地区的地质灾害的破坏损失程度或风险水平,其意义除了指导灾害防治工程外,还将为地区规划和资源开发提供依据。面评价的内容与点评价基本一致,仍然是危险性评价、易损性评价和期望损失评价,但所采取的调查方法一般限于全面调查统计,辅以必要的重点专门勘查,所使用的指标和各层次的评价结果虽然达到绝对量化程度,但精度要低于点评价。区域评价的目标是对大面积区域性地质灾害的破坏损失或风险程度进行评价,它的意义是为宏观减灾决策和区域经济规划提供依据。区域评价仍以危险性评价、易损性评价和期望损失评价为中心内容,采取的基本方法是区域性调查和相应的统计分析,所使用的指标和各层次的评价结果一般达到相对的量化程度,所取得的评价结果主要体现在风险区划上。综合上述,将点评价、面评价、区域评价的基本特点总结于表 12-1。

表 12-1 地质灾害评价范围及其特征表

评价类型	点评价	面评价	区域评价
评价对象	灾害体或灾害群灾情与风险	地区地质灾害综合灾情与风险	区域地质灾害总体灾情与风险
评价面积	一般不超过几平方公里	几十到几千平方公里	几千到几百万平方公里
评价范围	一般不超过一个县	一个县到几个县	几个县到全国
评价意义	为抗灾、救灾和实施防治工程提供依据	为布置防治工程和地区规划提供依据	为宏观减灾决策和制定规划提供依据
评价手段	专门调查统计和必要的观测、试验	专门调查统计	区域调查统计
评价精度	绝对量化	以绝对量化为主	相对量化

## 六、地质灾害风险评价指标体系

根据地质灾害风险构成及风险评价内容,风险评价指标分为不同层次、不同方面,它们组成地质灾害风险评价指标体系(表 12-2)。

表 12-2 地质灾害风险评价指标体系简表

分类		分层	基础层指标	分析层指标	目的层指标
危险性	历史灾害		密度、规模、频次	地质灾害活动强度、活动概率	地质灾害危害面积
	形成条件		活动断裂密度、历史最高震级、地震烈度、易灾性岩土分布面积,相对高差、沟谷密度,年降水量、暴雨日数、平均雨强、融雪日数及径流量,森林覆盖率、植被覆盖率,坡耕地面积,工程挖填面积,弃土弃渣体积,地下水超采率,地下水位变幅		
易损性	人口		人口密度、人口增长率、易灾人口比率	受灾人口密度	受危害人口、财产及产业、资源、环境数量、密度与破坏损失率
	财产与经济		房屋、铁路、公路、生命线工程、构筑物数量、价值,农作物、农产品数量、价值,设备、工具、仪器、材料、物资用品等数量、价值,产业产值、增长率	受地质灾害直接危害的财产价值密度、间接危害的财产价值与产值密度	
	资源与环境		土地数量、价值,矿产资源、水资源、生物资源数量、价值	受危害的资源、环境价值	
防治能力	工程防治		监测覆盖范围,防治工程种类、数量与效能	危害人口、财产、产业及资源、环境的减灾数量与减灾程度	防灾有效度
	非工程防治		群测群防效能,抢险救灾效能,生物防治与环境治理效能		
期望损失				人口死亡、经济损失	综合损失率及破坏损失等级

## 七、地质灾害风险评价的步骤与方法

### 1. 地质灾害风险评价的基本步骤

根据风险评价的目的和评价区具体条件,构建地质灾害风险评价系统,建立指标体系和评价模型,确定风险分区原则和评价方法。

全面调查各项基础数据,并根据风险评价需要进行统计分析,编制包括历史地质灾害分布图、易灾性岩土分布图、地震与活动性构造分布图、地貌图、降水量与暴雨强度图、人口密度图、交通设施分布图、水利工程分布图、土地类型图等各种基础图件及地质灾害风险评价表;根据危险性构成、易损性构成,进行危险性分析、易损性分析,在此基础上,进行期望损失分析;综合地质灾害可能造成的人口伤亡、经济损失以及资源环境破坏作用,进行综合风险评价,并分析评价区风险分布特点与形成条件,根据社会发展需要提出减灾对策建议。

## 2. 地质灾害风险评价的基本方法

地质灾害风险评价的关键指标是期望损失。期望损失程度主要取决于风险区范围及其危险性程度,风险区内各种受灾体数量、价值及破坏损失率,防治工程的减灾有效度。可以应用下述模型计算地质灾害的期望损失值:

$$D(s) = \frac{M(D_{wi}, D_{yn}) \cdot L(D_{yn}, D_{wi}) \cdot (1 - D_f)}{D(wi) D(yn)}$$

式中:  $D(s)$ ——地质灾害期望损失(人口死亡或财产损失)数量;

$D_{wi}$ ——地质灾害的危险性等级;

$D_{yn}$ ——地质灾害的受灾体类型;

$M(D_{wi}, D_{yn})$ ——不同危险区内人口数量或不同种类受灾财产价值;

$L(D_{yn}, D_{wi})$ ——不同危险区内人口平均死亡率或不同种类财产损失率;

$D_f$ ——地质灾害减灾有效度。

为了便于不同地区和不同时间之间对比,可采用期望损失率  $D(s)_l$  反映期望损失程度(%或‰),其值等于期望损失值  $D(s)_j$  与评价区同类对象(人口、财产等)总量  $D(z)$  的比率。即:

$$D(s)_l = \frac{D(s)_j}{D(z)}$$

如何确定风险评价各项要素不仅十分重要而且特别复杂。其复杂性主要表现在每项要素都包含着众多因子,而这些因子常常隶属于不同的方面,而且在评价系统中属于不同的层次。为了进行量化与可比,首先需要对各项评价要素进行定量化标识和归一化处理,实现要素的量化可比。例如:在危险性分析中,将影响地质灾害活动的各方面条件中的主要因素首先进行定量化标识——地质条件选取活动性构造密度、易灾性岩土发育面积,地貌条件中选取相对高差、沟谷发育密度,气候条件中选取年平均降水量、暴雨强度……在此基础上,依据它们对地质灾害活动的作用方式和影响程度,划分影响程度等级和相应的标度,从而纳入危险性评价模型,进行危险性分析。在易损性分析中,面对种类繁多的受灾体,首先进行分类,然后根据各类受灾体的数量、单位价值以及折旧等因素,转化为风险区受灾体总价值,进而应用易损性分析评价模型实现易损性分析。

地质灾害风险评价是对一个复杂系统的定量化分析过程,所采用的方法属于多层次分级聚类分析。其数学模型主要包括模糊聚类综合评价、灰色聚类综合评价、物元模型综合评价以及积分值法、W值法等。整个系统分析则常采用层次分析法。

模糊聚类综合评价的基本步骤是:根据地质灾害风险构成,建立因素集、综合评价集和权重集,确定隶属函数,得到综合评价结果,并进行解释分析。

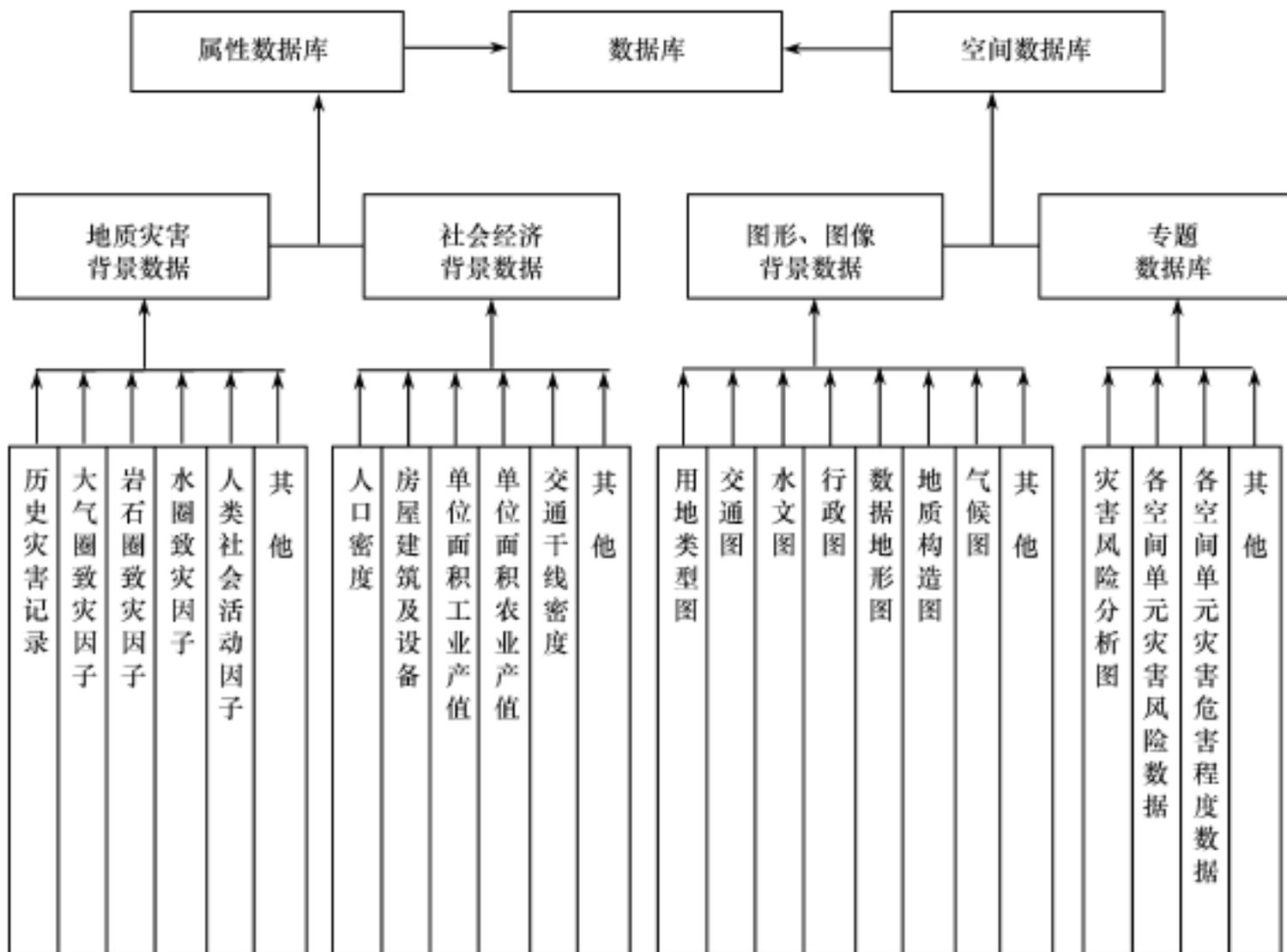


图 12-2 地质灾害风险评价数据库组织结构

灰色聚类综合评价的基本步骤是：确定聚类白化数和白化函数，标定聚类权，求聚类系数，构造类向量，求解聚类灰数。

物元模型综合评价的基本步骤是：确定物元组合，分析评价对象对于综合评价等级的关联度，评定综合等级。

层次分析法(AHP法)是对一个包括多方面因子而又难以准确量化的复杂系统进行分析评价时，根据各因子之间以及它们与评价目标的相关性，理顺组合方式和层次，据此建立系统评价的结构模型和数学模型；对模型中的各种模糊性因子，根据它们的强度以及对影响对象的控制程度，确定标度指标和作用权重；将这些指标作为基本参数，代入评价模型，逐级进行定量分析并最终取得评价目标。根据地质灾害风险系统组成，大致可通过4个层次的统计分析完成评价工作：以各种要素为主体的基础层统计分析；以危险性、易损性、减灾能力为目标过渡层分析；以期望损失为目标的准则层分析；以风险度或风险等级为最终目标的目标层分析。

## 八、地质灾害风险评价计算机系统

### 1. 系统结构设计

地质灾害风险区划计算机系统(Risk Evaluation System of Geological Disasters)是以GIS工具软件为核心，结合其它一些软件的辅助支持，面向地质灾害管理、评价研究的应用型专

业系统。它具有数据维护(信息源数据库管理)、危险性(孕灾环境及自然条件)分析、易损性(承灾区社会经济)分析、风险评价与风险区划的功能。

## 2. 系统硬软件环境的选择

各种与 IBM 兼容的 586 以上微机(需带有 80387 浮点运算器),16 兆以上内存,0.5G 以上硬盘,VGA 以上彩色图形显示器(卡)。分辨率为  $0.1\text{mm} \times 0.1\text{mm}$ 、带有国际标准数据交换格式的扫描仪(便于弧段跟踪、数据矢量化处理和数据格式转换),数字化仪和绘图仪。采用美国的 Mapinfo 系统为基础软件。该系统即有描述地图特征的 graph 系统和记录属性数据的关系型数据管理 table 系统,便于有效地管理空间数据,描述空间坐标的点、线、面特征数据以及这些特性的属性数据。

## 3. 数据库的组织结构

地质灾害风险评价系统涉及三类数据库:属性库、图形库和图像库。通过分析评价区内各灾种成灾特点、社会经济构成,收集各类数据库的数据,并评价其精确度、可靠性、可利用性及相互关系,确定入库的数据项,并给出各数据项的详细定义,编辑数据库。在各相关数据库之间建立公共特征码字段,以便提高数据的检索查询效率(图 12-2)。

## 4. 地质灾害风险评价系统

地质灾害风险评价系统是一类专业性的地理信息系统,总体结构如图 12-3。

该系统功能模块可由支撑软件直接提供。许多支撑软件虽然功能强大,但一般都是从通用性入手考虑,具体到某一类专业应用系统,开发者仍有一定工作量的二次开发任务,需要对系统功能模块进行扩充以满足特定需求。在此基础上开发扩充功能模块,满足应用子系统的操作并优化系统整体结构。

该系统具备强大而独特的数据分析功能,它包括图形的合并与分割,图形要素条件的选取、求点距以及图形的叠加等,这些功能可为地质灾害风险区划提供先进的评价手段。

# 第二节 黄河上游地区崩滑流地质灾害风险评价

## 一、崩滑流灾害形成条件与风险要素

### 1. 崩滑流灾害形成条件

地质灾害的本质是地质动力活动或地质环境异常变化作用于人类或社会经济的结果。虽然地质灾害的形成因素很多,但可概括为两个方面:一是地质灾害活动条件,二是地质灾害承灾体条件。地质灾害活动条件指的是影响地质灾害活动程度的各种因素。在地质灾害风险评价中,称其为危险性条件。通常条件下,地质灾害活动条件越充分,地质灾害活动越强烈,即地质灾害发育的数量越多,密度和规模越大,活动频次越高,地质灾害风险越高,所造成的破坏损失越严重。地质灾害承灾体条件指的是受地质灾害危害对象的数量、密度、价值以及抗御地质灾害的能力与遭受地质灾害破坏后的可恢复性,在地质灾害风险评价中,称其为易损性条件。通常情况下,受灾体数量越多、密度和价值越高,对灾害的抗御能力和遭受地质灾害破坏后的可恢复性越差,易损性越高,地质灾害的风险程度越高,所造成的破坏损失越严重。

评价区崩滑流灾害的危险性条件主要包括地形地貌因素、地质因素、气候因素、植被因素和人为因素。

从地形地貌条件看,评价区的北部和东部属于内蒙古高原和黄土高原。内蒙古高原南部为大型拉分盆地,北部为中低山区;黄土高原地貌为切割剧烈、沟壑纵横的黄土塬、黄土梁峁和侵蚀山地。评价区西南部属青藏高原东北边缘地区,地貌主要为侵蚀山地和高原,起伏剧烈,切割严重,特别是在黄河主流和主要支流形成许多深切峡谷。在这种地形地貌条件下,不仅广泛发育了大量崩塌(危岩)、滑坡体和泥石流,而且在一些地区形成崩滑流密集带。

地质因素主要是岩土性质。评价区岩土类型多样,其中容易产生崩滑流活动的易灾性岩土主要有以下三类:一是第四系黄土,特别是中、晚更新世的离石黄土和马兰黄土,其广泛分布在评价区的北部和东部地区,因其特殊的物质成分、结构和物理力学性质,极易遭受侵蚀,并形成切割剧烈的黄土地貌,因此,为崩滑流活动提供了有利条件;二是软弱片状、层状碎屑岩和软硬相间的层状碎屑岩,主要属于中生代和第三纪沉积岩,岩性主要为砂岩、砂砾岩夹泥灰岩、页岩、粘土岩、石膏,主要分布在评价区的西南部地区,由于这些岩石多为层状或片状结构,且软硬相同,所以特别容易形成滑坡;三是软弱层状泥灰岩或软硬相同的片状、层状碳酸盐岩与变质岩、碎屑岩,其形成时代较广,以上古生代为主,主要分布在评价区西北部、西南部、东南部的一些地区,由于这些岩石多为层状或片状结构,而且在坚硬的沉积岩、变质岩中发育有页岩、泥灰岩和煤层等夹层,所以容易发生滑坡。其次是新构造活动。评价区新构造活动比较强烈。主要表现在下列三个方面:一是活动性断裂发育,主要有河套盆地活动断裂带、银川盆地活动断裂带、牛首山-罗山活动断裂带、烟筒山活动断裂带、香山-天景山活动断裂带、乌鞘岭-六盘山活动断裂带、西秦岭北缘活动断裂带、东昆仑-玛曲活动断裂带等,这些活动断裂系中的活动断裂规模比较大,活动性比较强;二是差异性升降运动比较强烈,形成一系列山地、高原和众多山间盆地、河谷盆地;三是地震活动比较剧烈。强烈新构造活动从三个方面促进崩滑流活动:一是造成地形地貌强烈起伏和严重切割,为崩滑流提供了有利的地形地貌条件;二是断裂活动破坏岩土结构,形成大量裂隙,甚至使岩石破碎或形成构造岩,使斜坡岩体中出现大量容易崩塌、滑坡的结构面;三是构造活动,特别是强烈地震活动使斜坡失稳,发生崩塌、滑坡。

气候因素主要是降水。评价区降水虽然并不充沛,但由于降水主要发生在夏季,而且一些地区多以暴雨的形式出现,所以为崩滑流活动提供了重要的动力条件或激发条件。

植被条件对崩滑流具有重要的抑制作用。本区南部和西南部降雨较充足,森林植被比较发育,草皮覆盖度较高,有的县(如玛曲县)只以牧业为主,根本没有农业,水土保持相对较好,因此崩滑流灾害相对较轻。中部地区由于农业比较发达,森林或草场较少,再加上人类活动比较强烈,崩滑流灾害比较严重。北部地区虽然森林植被较少,但草场比较发育,加上人口相对稀少,崩滑流灾害亦相对较轻。

评价区人类活动比较强烈,局部地区异常强烈。人类活动在中部的西宁—兰州—天水一线最为强烈,其次为北部的银川平原和河套平原,而西南部地区相对较弱。崩滑流灾害除受地形、地质、气候等自然条件控制外,人为活动也具有不可忽视的作用。激发或加速形成崩滑流的人为活动主要包括坡地垦殖、采矿、工程建设等,这些活动有的直接破坏坡体,导致边坡失稳变形,发生滑坡或崩塌,有的破坏植被或岩土结构,间接地促进滑坡、崩塌以及泥石流活动。

崩滑流灾害主要危害人民生命财产和工程安全,破坏农业、工业、交通运输业和社会经济发展。因此崩滑流灾害易损性条件主要为人口、房屋、铁路、公路、水利工程和耕地等主要受灾对象的分布情况。由于这些因素的地区差异很大,所以评价区易损性极不均衡:城市和铁路沿线人口和工程设施稠密,易损性最高;东部和北部农牧业区人口和工程设施较少,易损性较低;西南部高山高原地区人口和工程设施稀少,易损性最低。

## 2. 崩滑流灾害风险要素

根据崩滑流灾害形成条件和风险构成,将崩滑流灾害风险要素归结为两个方面(图 12-3)。一是危险性要素,主要包括发育程度要素和活动条件要素。发育程度要素由崩滑流的发育密度——即平均每平方公里发育多少处崩滑流来反映。活动条件要素主要包括地形地貌——用地貌类型和切割程度来反映;地质条件——用易灾岩土发育程度、活动断裂发育程度、地震烈度和差应力值来反映;气候条件——用降水量和暴雨与融雪程度反映;植被条件——用森林植被度来反映;人为条件——用耕地、放牧、采矿、工程建设活动程度反映。

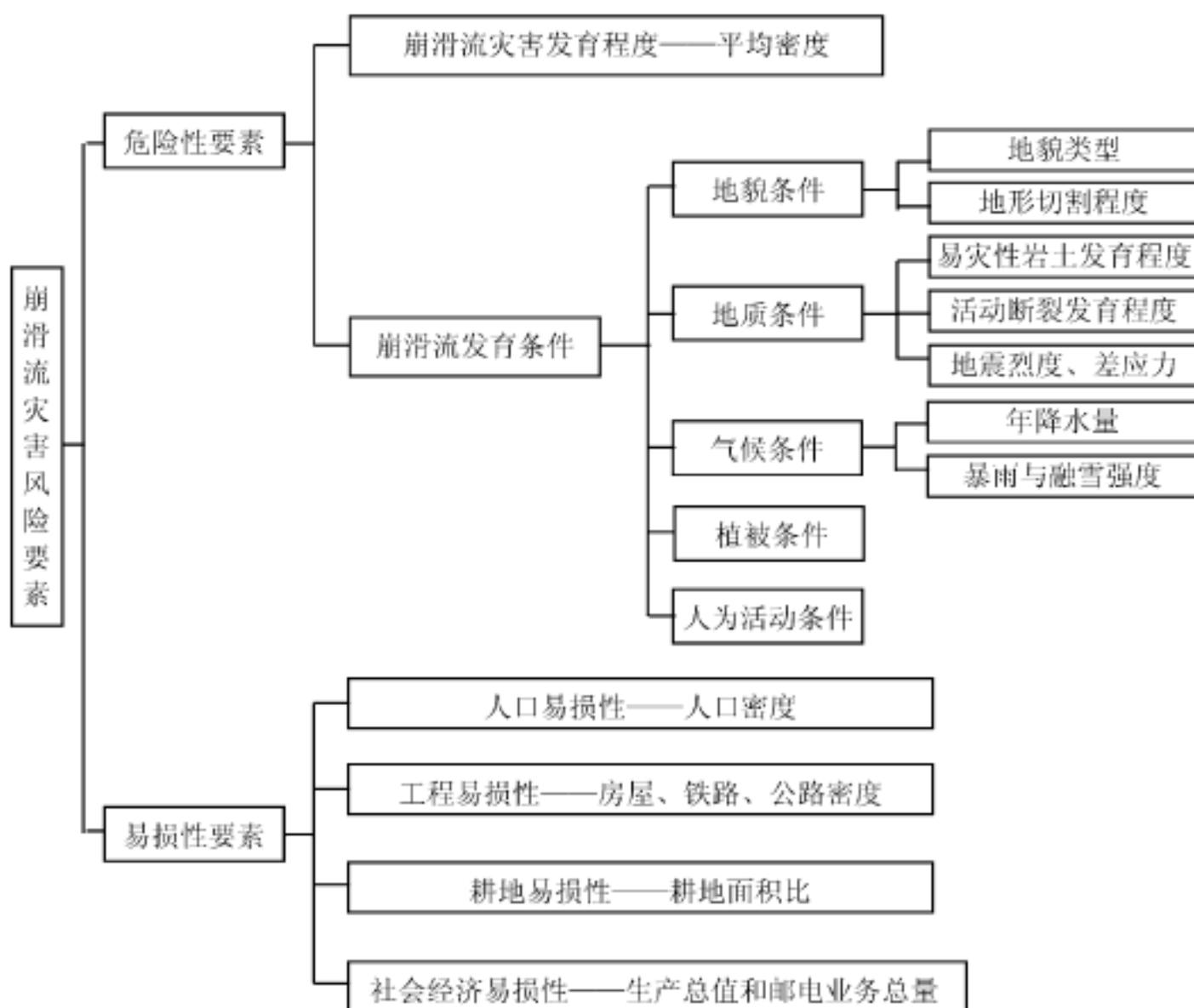


图 12-3 崩滑流灾害风险要素构成示意图

二是易损性要素,主要包括人口易损性——用平均人口密度反映;工程易损性——用房屋、铁路、公路密度反映;耕地易损性——用耕地面积占国土面积比率反映;社会经济——用生产总值和邮电业务总量来反映。

## 二、地质灾害危险性要素数据

黄河上游地区崩塌、滑坡、泥石流地质灾害(简称崩滑流地质灾害)比较发育,活动频繁,给人民生命财产造成了巨大的损失。为了对本区地质灾害进行综合评价,在广泛收集前人的研究成果和实地调查的基础上,对本区的地质灾害活动程度和潜在形成条件进行了分析整理,以便为风险评价提供基础数据。

为了对本区地质灾害进行综合性评价,在广泛收集资料和实地调查的基础上,根据崩滑流地质灾害的形成条件和风险构成,对地质灾害的危险性要素进行了统计和概化。由于有些要素的数据是可以进行量化统计的,有些要素只是描述性的,则只能根据一定的标准进行概化,用数据来表示。描述性的危险性要素的原始数据整理与概化按照各要素的等级标准(表 12-3)进行,得到各评价单元的危险性要素的统计分析结果(表 12-4),将其按评价单元录入,形成基础属性数据库。基础数据的来源与统计方法如下:

表 12-3 黄河上游地区崩滑流危险评价要素概化分级表

危险性要素等级	1	2	3	4	5
易灾性岩土发育程度	块状岩浆岩、变质岩为主,易灾性岩土极不发育	块状岩浆岩、变质岩为主,部分地区发育有易灾性岩土	黄土等易灾性岩土比较发育	以黄土和软硬相间的层状碎屑岩为主,易灾性岩土发育	黄土和软硬相间的层状、片状碎屑岩等易灾性岩土特别发育
地貌类型	主要为山间平原和河谷平原	主要为高原和河谷平原	主要为侵蚀丘陵、台地、高原	主要为黄土塬、黄土梁峁、侵蚀低山 - 中山,部分丘陵、台地	主要为黄土塬、黄土梁峁、侵蚀高山
地形切割程度 (m/21km <sup>2</sup> )	0 ~ 20	20 ~ 75	75 ~ 150	150 ~ 600	> 600
人为活动程度	微弱	较微弱	较强烈	强烈	特别强烈

表 12-4 黄河上游地区崩滑流危险评价要素原始数据表

项目 单元名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流频次 次	活动断裂长 km	地貌 类型	切割 程度	年降水量 mm	暴雨日数 天	易灾 岩土	人为 活动	森林植被 km <sup>2</sup>	差应力值 MPa	地震 烈度
土默特左旗	2957.4	0	47	2	3	420	0.7	5	3	400	2.3	8
托克托县	1461.4	0	38	2	1	430	0.7	5	3	168	2.0	7
和林格尔县	3612.4	0	64	3	1	430	0.7	2	3	58	2.3	7
武川县	5052	0	72	4	3	300	0.3	1	2	124	3.3	8
土默特右旗	2511	0	32	2	1	420	0.7	5	3	144	2.0	8
固阳县	5595.2	1	30	5	3	290	0.3	2	2	32	3.7	8
达尔罕旗	19068.1	0	1	3	2	200	0.09	2	1	15	2.3	6
卓资县	3292.3	0	31	3	3	350	0.3	3	3	150	2.6	7
凉城县	3656.2	0	26	3	3	420	0.3	3	3	30	2.5	7
察哈尔右翼中旗	4491.5	0	1	3	3	300	0.2	3	2	10	2.9	7
四子王旗	26446.5	0	1	3	3	200	0.09	3	1	5	3.0	7
达拉特旗	8778	2	147	2	2	410	0.3	4	2	115	1.6	7

续表

项目 单元名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流频次 次	活动断裂长 km	地貌 类型	切割 程度	年降水量 mm	暴雨日数 天	易灾 岩土	人为 活动	森林植被 km <sup>2</sup>	差应力值 MPa	地震 烈度
鄂托克前旗	13117.4	0	29	2	2	200	0.2	5	1	7	1.7	6
鄂托克旗	20901	0	144	2	2	200	0.2	4	1	6	2.0	6
杭锦旗	19747	0	197	2	2	220	0.2	4	2	207	1.8	7
临河市	2564.3	0	1	2	1	140	0.3	5	3	12	2.0	8
五原县	2363.9	0	30	2	1	170	0.3	5	3	10	2.0	7
磴口县	3444	0	21	2	1	140	0.2	5	3	38	2.0	8
乌拉特前旗	7908.2	4	204	4	3	230	0.3	4	3	450	3.1	7
乌拉特中旗	24776.3	0	131	5	3	175	0.2	2	2	33	2.0	6
乌拉特后旗	26186.4	0	111	4	4	130	0.09	3	1	30	3.6	6
杭锦后旗	1884.7	0	1	2	1	140	0.2	5	2	9	2.0	8
阿拉善左旗	84713.4	0	1197	2	1	130	0.09	4	1	688	1.7	7
阿坝县	9583	0	103	3	3	710	0.1	2	1	2	2.4	6
若尔盖县	9932	0	195	3	3	670	0.2	3	1	1254	2.5	6
红原县	8059.5	0	99	3	3	700	0.3	2	1	20	2.0	7
永登县	5658.8	0	160	4	4	350	0.09	4	2	366	2.5	7
皋兰县	2556.6	3	1	4	3	300	0.09	3	2	2	2.5	7
榆中县	3255.8	5	1	5	4	420	0.2	3	3	269	2.5	7
靖远县	5687.6	3	167	5	2	300	0.1	5	2	11	2.0	8
会宁县	5673.8	10	65	5	2	420	0.2	5	3	34	2.2	8
景泰县	5494.7	0	112	4	3	240	0.09	3	2	30	2.1	8
清水县	1927.8	7	34	5	4	600	0.5	2	3	244	2.9	7
秦安县	1593.2	11	6	5	4	550	0.4	5	4	3	2.5	7
甘谷县	1556.9	4	8	5	5	500	0.4	4	4	6	2.5	9
武山县	1961.8	5	53	5	5	500	0.3	3	3	316	2.2	8
张家川县	1263.2	0	1	5	4	600	0.5	3	3	304	2.5	7
古浪县	5170.5	4	5	4	4	320	0.09	3	2	730	1.8	8
天祝县	5964.9	8	274	4	5	450	0.09	2	3	778	2.6	8
定西县	3616.1	4	41	5	4	500	0.2	5	3	16	2.3	7
通渭县	2878.3	4	62	5	4	500	0.3	5	4	33	2.2	7
陇西县	2386.2	4	44	5	4	520	0.2	5	3	22	2.3	7
渭源县	2059.6	2	21	4	4	550	0.2	4	3	288	2.1	7
临洮县	2860	6	112	5	4	520	0.2	4	3	26	2.0	8
漳 县	2160.6	3	60	4	3	550	0.3	3	2	632	2.1	7
岷 县	3506.1	5	127	5	4	550	0.1	2	2	156	2.0	7
庄浪县	1472	12	5	5	4	550	0.4	4	3	190	2.1	7
静宁县	2173.4	7	50	5	4	500	0.4	4	3	33	2.1	7
临夏市	116.1	1	1	5	4	520	0.2	5	4	1	2.0	7
临夏县	1159.7	3	15	5	4	520	0.1	5	3	194	2.0	7
康乐县	992.6	0	1	4	4	550	0.2	5	2	282	2.1	7

续表

项目 单元名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流频次 次	活动断裂长 km	地貌 类型	切割 程度	年降水量 mm	暴雨日数 天	易灾 岩土	人为 活动	森林植被 km <sup>2</sup>	差应力值 MPa	地震 烈度
永靖县	1876.8	11	46	5	5	430	0.2	3	2	28	2.3	8
广河县	517.2	3	1	4	4	550	0.2	5	3	14	2.0	7
和政县	929	2	15	4	4	520	0.2	4	2	388	2.0	7
东乡县	1526	10	77	5	4	500	0.2	4	3	1	2.0	8
积石山县	922.5	1	1	4	4	480	0.1	4	3	5	2.0	7
和作市	2500	0	90	5	4	570	0.1	4	3	256	2.0	7
临潭县	1437.9	3	40	5	4	570	0.1	3	2	504	2.0	7
卓尼县	5059	5	170	5	4	600	0.1	3	2	2494	2.1	7
玛曲县	9390.4	3	7	4	4	720	0.09	3	1	488	2.0	7
碌曲县	4183.7	0	70	4	4	700	0.09	2	1	550	2.2	7
夏河县	6012.1	0	177	4	4	650	0.1	3	1	1014	2.1	7
大通县	3033.3	2	66	4	4	450	0.09	3	3	326	3.3	7
平安县	718.3	1	1	5	5	350	0.1	3	2	10	2.8	7
民和县	1859.2	5	23.5	5	5	350	0.2	4	3	123	2.7	8
乐都县	2674	5	32.5	5	5	350	0.2	2	2	164	3.8	7
湟中县	2424.7	5	1	4	3	300	0.09	4	3	146	3.2	7
湟源县	1505.3	5	63	4	4	350	0.09	2	2	36	3.2	7
互助县	3280.6	2	43	4	4	350	0.09	3	3	829	3.5	7
化隆县	2824.8	2	94	5	4	400	0.09	3	3	10	2.0	7
循化县	1704.9	2	61	4	4	450	0.09	3	1	86	2.0	7
门源县	5650	1	160	4	5	500	0.09	2	2	748	2.0	8
祁连县	13532.2	3	192	4	5	420	0.09	4	1	44	2.4	7
海晏县	5294.4	2	58	3	4	360	0.09	3	1	116	3.8	7
刚察县	11179.7	0	176	3	4	400	0.09	3	1	15	3.0	7
同仁县	3162	1	3	3	4	500	0.09	2	1	636	2.0	7
尖扎县	1582.4	2	1	4	4	450	0.09	3	1	244	2.0	7
泽库县	6442.9	0	41	3	4	500	0.09	4	1	533	2.1	7
河南县	6401.7	2	42	4	4	600	0.1	4	1	564	2.3	7
共和县	16998.3	6	179	3	4	300	0.09	3	2	8	2.0	7
同德县	4583.3	2	88	4	4	500	0.09	3	1	768	2.4	7
贵德县	3225.4	5	89	4	5	450	0.09	4	1	98	2.0	7
兴海县	11692.6	4	165	4	4	400	0.09	4	1	192	2.2	9
贵南县	6469.6	2	1	3	4	400	0.09	5	1	246	1.8	7
玛沁县	13329	7	224	4	4	550	0.09	4	1	1033	1.7	8
甘德县	7057.7	3	93	4	4	600	0.09	4	1	333	2.0	8
达日县	14237.5	0	360	4	4	650	0.09	3	1	596	2.0	8
久治县	8126.3	2	11	4	4	700	0.09	2	1	828	2.0	7
玛多县	26099	0	453	3	4	400	0.09	3	1	66	1.8	8
曲麻莱县	38255.3	0	330	3	4	350	0.09	3	1	1	1.7	7

续表

项目 单元名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流频次 次	活动断裂长 km	地貌 类型	切割 程度	年降水量 mm	暴雨日数 天	易灾 岩土	人为 活动	森林植被 km <sup>2</sup>	差应力值 MPa	地震 烈度
永宁县	985.8	1	26	3	2	230	0.2	4	2	20	1.8	8
贺兰县	1275.7	1	40.3	3	4	190	0.2	5	2	80	1.8	8
平罗县	2129.8	1	95	4	4	185	0.2	5	3	234	1.9	8
陶乐县	883.2	0	53	3	1	190	0.2	5	2	3	1.7	7
惠农县	1019.9	0	71	3	2	170	0.2	3	2	3	2.0	8
吴忠市	1003.5	0	52	2	2	250	0.2	5	3	4	2.0	7
中卫县	4773.7	2	93	4	4	200	0.09	3	3	60	2.0	8
中宁县	2153.4	3	108	4	2	230	0.09	4	3	12	2.0	8
盐池县	6913.5	2	23	4	2	310	0.2	5	2	10	2.0	6
同心县	7125.6	2	245	5	4	280	0.1	5	3	2	1.9	8
青铜峡市	1932.5	0	47	5	2	220	0.1	4	3	24	1.8	8
灵武市	3766.6	1	63	2	2	250	0.2	5	2	16	1.8	7
固原县	3809.9	6	167	5	4	370	0.6	5	3	118	1.8	8
海原县	5534.2	1	116	5	4	290	0.2	5	3	37	2.0	9
西吉县	3315	1	88	5	4	370	0.3	5	3	22	2.0	9
隆德县	993.4	1	22	5	4	420	0.4	4	2	28	2.0	8
泾源县	770.7	0	1	5	4	450	0.4	4	2	358	2.0	7
呼和浩特市	2022.4	0	18	2	3	400	0.8	4	5	136	2.5	7
包头市	2765.7	1	108	2	3	350	0.7	5	5	260	2.0	8
兰州市	1695	81	16	4	5	400	0.1	5	5	76	2.5	8
白银市	3312.8	2	45	4	3	350	0.09	2	3	2	2.5	8
天水市	5699	28	182	5	5	650	0.5	4	4	1100	2.5	7
西宁市	325.9	10	1	5	5	350	0.1	5	5	100	2.6	7
银川市	1396.4	1	66	2	2	210	0.2	4	4	69	2.0	8
石嘴山市	539.6	3	35	5	4	175	0.2	3	4	136	2.0	8
乌海市	1615.3	0	144	3	3	150	0.2	2	4	2	2.0	7

(1)崩滑流频次主要来源于本文建立的黄河上游地质灾害属性库、黄河流域地貌及外动力地质现象图(1 200 万)、甘肃省地质灾害发育分布图等资料。用崩滑流发生的次数来表示。

(2)活动断裂线长度主要来源于本项目所编的黄河上游地区新构造图、中国及毗邻海区新构造图(1 400 万)以及本项目的实际调查,从图上量取得到活动断裂长度,单位 km。

(3)地貌类型主要来源于中国及毗邻地区地貌图(1 400 万)、黄河流域地貌及外动力地质现象图(1 200 万)等资料,按表 12-1 分级标准得到各评价单元的地貌等级。

(4)切割深度来源:主要来源于中国及毗邻地区地貌图(1 400 万)、黄河流域地貌及外动力地质现象图(1 200 万)等资料,按表 12-1 分级标准得到各评价单元的切割深度等级。

(5)年降水量主要来源于中国自然地理图集中的“中国年降水量分布图”,直接从图上得到各评价单元的年降雨量平均值,单位 mm。

(6)暴雨日数来源于中国自然地理图集中的“华北地区年暴雨日数及年雷暴日数图”,直接从图上得到各评价单元的年暴雨日数,单位 d。

(7)易灾岩土主来源于黄河流域岩土工程地质类型图(1:200万)、黄河流域工程地质图(1:200万)。从图上按各评价单元的岩土类型或组合类型得到易灾岩土等级。

(8)人为活动来源于国家统计局2000年统计资料中的人口密度、工程状况等资料,按人类活动的强弱得到人类活动程度等级。

(9)森林植被资料来源于1:10万地形图(国家测绘局,1971年),并辅以卫星照片校核,直接从图上量取得到各评价单元的森林植被的面积,单位  $\text{km}^2$ 。

(10)差应力值来源于收集到的研究区及邻区的原地地应力测量资料(包括压磁法、空心包体法和水压致裂法),利用二维有限元模拟结果取得差应力值,单位 MPa。

(11)地震烈度来源于中国地震烈度区划图(1:1000万)、中国及邻区地震震中分布图(1:400万)(国家地震局中国地震区划图编委会,1991)、黄河流域地质构造及地震烈度分区图(1:200万)等资料,直接从图上得到各评价单元的地震烈度值。

### 三、社会经济状况数据

#### 1. 社会经济情况

评价区总人口约3820万,人口密度很不均匀,西宁、兰州、天水市区和近郊区最高,达600~2000人/ $\text{km}^2$ ,青海省黄南州、海南州人口密度稀少,平均密度小于30人/ $\text{km}^2$ ,其他地区平均人口密度一般为100~300人/ $\text{km}^2$ 。

评价区城市相对较少,除兰州、呼和浩特、西宁、包头属大城市外,其余均属中小城市。评价区是黄河上游交通发达地区。陆路交通以西宁、兰州、天水、银川、包头、呼和浩特为中心形成以铁路、公路为骨干的交通运输系统。铁路干线有天兰铁路、兰新铁路、兰青铁路、包兰铁路、青藏铁路(东段)。公路密度极不均匀,主要集中在西宁、兰州、白银、天水、临夏、银川、包头、呼和浩特等城市和部分州府、县城之间,其它地区,特别是西南地区公路稀少,交通不便。

评价区水能资源丰富,水利工程数量较多,且规模较大。主要有龙羊峡水电站、李家峡水电站、刘家峡水库、盐锅峡水库、八盘峡水库、青铜峡水库、磴口水利工程枢纽等。

评价区有耕地458万公顷,主要分布在甘肃的兰州、临夏、定西、天水、银川、临河、包头、呼和浩特和青海的西宁、海东地区。农业以小麦、玉米、谷子、高粱等粮食作物为主,部分地区种植棉花、胡麻、烟草等经济作物。在青海的海东、海南、黄南和内蒙古大青山以北地区,主要为畜牧业生产,主要牲畜为羊,其次还有马、牛等。评价区林地面积比较小,主要分布在南部和西南部地区,其次为六盘山、贺兰山和大青山地区,林地主要为经济林、生态林,其次为用材林。由于评价区气候比较干旱,风沙活动比较强烈,加上不合理的垦殖、超载放牧和采矿、挖药、工程建设等人为活动影响,不少地区国土资源和生态环境遭到不同程度的破坏或威胁,水土流失、土地沙化、草场退化等日趋严重,不仅直接制约了本区农牧业生产,而且成为阻碍本区可持续发展的重要因素。

评价区工业门类比较多,主要有电力、煤炭、石化、有色冶金、建材、机械等,工业企业主要集中在兰州、西宁、天水、白银、银川、包头、呼和浩特等城市。

评价区第三产业发展较快,特别是旅游业蓬勃兴起,已经成为一些地区的重要产业。

表 12-5 黄河上游经济调查统计结果一览表

名称	总人口 万人	生产总值 万元	公路长度 km	铁路长度 km	耕地面积 千公顷	邮电业务 万元	人均居住 m <sup>2</sup>
土默特左旗	34.5	185498	654	61.5	68.3	729	11.8
托克托县	19	116868	455	0	39.8	80.9	12
和林格尔县	18.8	50596	478	62	66.13	491	15.9
武川县	17.2	64377.7	492.6	0	88.3	480.9	8.4
土默特右旗	34.7	226823	673	35	79	682.2	9.2
固阳县	21.5	95000	618	70	114.7	384.1	8.5
达尔罕旗	11.3	69345.9	809	27	77.7	338.2	14
卓资县	23.7	57000.2	495	88	69.8	568.4	16
凉城县	23.8	58393.2	696	65	70.9	480.5	19.2
察哈尔右翼中旗	22	59365.1	523	0	80.6	414	15
四子王旗	21.1	65228.2	1106	0	106.7	566.8	12.8
达拉特旗	32.4	254646.8	1444	80	86.34	2043	24.5
鄂托克前旗	6.8	49000.2	851	0	9.9	526	14.8
鄂托克旗	8.7	102527.7	2625	30	8.56	1113.4	18.3
杭锦旗	13.3	93039.8	1912.4	0	32.08	799.3	21.3
临河市	49.6	357210	400	121.5	75.76	6114	17.3
五原县	30.3	142202.9	1624	70	76.11	1229	18.4
磴口县	11.9	80789.1	275	50	19.86	1332	18.4
乌拉特前旗	37	192826.1	2096	113	83.06	2234.1	11
乌拉特中旗	14.5	70432	1086	0	39.78	841	23.5
乌拉特后旗	5.5	41667.7	668	0	3.32	211.3	11.7
杭锦后旗	31.1	177182.5	368	7	56.46	1561	19.5
阿拉善左旗	13.4	71824	1458	0	12.15	2291.9	21.6
阿坝县	5.9	16206	493	0	10.04	186	8
若尔盖县	6.3	23648	658	0	5.17	132	19
红原县	3.5	14839	371	0	0.46	113	14
永登县	50.2	188704	210	80	92	2466	8
皋兰县	17	68250	720	640	28.99	509.5	12.6
榆中县	42.3	72467.5	2312	73.7	74.42	1689	9.2
靖远县	47.1	101355.3	150	40	75.79	917	12
会宁县	57.8	65872	1232	0	152.2	639	9.1
景泰县	23.4	70609	274	113	46.22	735	10
清水县	29.9	26121	315	0	64.47	328	6
秦安县	56.8	51451	1601.2	0	70.58	1079.5	10.1
甘谷县	57	63902	1315	37	59.82	1017.5	9.9
武山县	41.4	45112	232.1	46.3	43.43	620.6	9.1
张家川县	30	24714	1052	0	38.29	421	11
古浪县	38.4	55732.4	413	110	62.44	472	15
天祝县	23	39385.1	409	52	24.05	620	8.4
定西县	46.7	81469	555.7	75	119.36	3241.7	14.5
通渭县	44.2	46562	423	0	123.53	516	12.1

续表

名称	总人口 万人	生产总值 万元	公路长度 km	铁路长度 km	耕地面积 千公顷	邮电业务 万元	人均居住 m <sup>2</sup>
陇西县	48.5	69777.7	944	75	81.03	1524	16
渭源县	34.3	32517	280	0	53.37	278	24.5
临洮县	53.1	81387	542.2	0	74.19	989.8	15
漳 县	18.8	26886.5	352.2	0	31.78	190	9
岷 县	43.9	44658	11	0	41.71	563.7	12
庄浪县	41	51375.6	291	0	62.58	539.1	10.6
静宁县	46	68135.6	421.2	0	102.17	778.6	9
临夏市	19.4	52515	99.5	0	3.27	246.3	7.8
临夏县	36.7	38298.3	722	0	25.91	276	12
康乐县	23.6	23595	144	0	23.15	352	13
永靖县	19.8	26117.1	1148.9	46	23.39	917	6
广河县	19.4	29059.1	727	0	17.73	485	17
和政县	18.9	15328	463	0	15.84	281	8.3
东乡县	25.9	17554	756.7	0	25.09	206.3	10
积石山县	22.1	16900	487.3	0	18.51	242	8.7
和作市	7.9	23771	155	0	10.02	1300	22
临潭县	14.7	17526	265	0	17.75	255.6	10
卓尼县	9.9	12730	302	0	11.87	38	11
玛曲县	3.7	21649	517.5	0	7	167.6	7
碌曲县	3	8244	173	0	2.77	190	7.2
夏河县	7.8	17132.2	261.4	0	11.7	200	10.8
大通县	42	160496.8	479	39	53.3	1879	9.5
平安县	11	32059.6	141.5	25	13.6	1035	11
民和县	36.6	71930	1388.5	16	44.67	823.5	10.5
乐都县	29.1	60143.4	364	49	41.93	837	11.6
湟中县	45	85730.2	780	0	64.87	756.8	12
湟源县	13.2	22719.1	189	53	19.87	529	11.5
互助县	36.8	94065.2	1180	15	69.33	557	12.5
化隆县	22.5	31363.6	280	0	35.13	388	13
循化县	10.8	18952.8	339	0	9.13	48	12
门源县	14.6	36682	563	0	32.47	554.9	14
祁连县	4.4	24130.2	811	0	2.87	299.9	12
海晏县	3.1	24120.9	378	144	3	677.1	11
刚察县	3.9	17261.2	200	150	14.35	185.9	11.5
同仁县	7.4	28828.3	318	0	8.27	597	12
尖扎县	4.8	65896.7	11	0	5.33	345	13
泽库县	5.3	13411.7	320	0	0.3	61.2	11
河南县	2.9	14692.9	223	0	0.2	64	12
共和县	12.5	56722.4	720	0	11.8	834.1	12.7

续表

名称	总人口 万人	生产总值 万元	公路长度 km	铁路长度 km	耕地面积 千公顷	邮电业务 万元	人均居住 m <sup>2</sup>
同德县	4.7	14670.6	181	0	7.2	138	8
贵德县	9.1	17171	11	0	10.8	286.5	9
兴海县	5.5	13525	458	0	5.3	22	8
贵南县	6.4	21887.3	255	0	10.93	0	9
玛沁县	3.4	19539.7	460	0	1.31	649	8
甘德县	2.4	4794.3	16	0	0.3	51	10
达日县	2.3	4565.3	369	0	0.2	66	7.8
久治县	1.8	5245.9	229	0	0.2	40	9
玛多县	1.1	4046.1	635	0	0.2	50	7
曲麻莱县	2.1	7619.9	673	0	0.2	57	6
永宁县	18.3	97182	120	26	21.79	923	9.1
贺兰县	17.7	87000	298	35	25.35	843	18.5
平罗县	26	100892	154	45	30.94	1508	7
陶乐县	3	10360	103	0	4.64	246.9	12
惠农县	8	37449	307	20	10.96	364	25
吴忠市	30.3	172906	364	0	17.33	4035.8	13.4
中卫县	33	124923	352	132	22.84	2784	13
中宁县	22.9	80601	289	96	16.17	1690	12
盐池县	15.2	30622.8	815	0	59.21	940	11
同心县	35.8	48342	751	50	97.75	1017	12.4
青铜峡市	24.4	191066	467	60	23.71	1690	9
灵武市	25.7	120057	721	42	22.3	1743	70
固原县	51.7	73222	703	132	118.73	3703	16.9
海原县	37.1	39999	850	40	85.14	451	13
西吉县	45.4	43412	700	0	73.05	682	9
隆德县	21.7	32693	303	0	42.57	451	10
泾源县	11	11455	70	0	18.87	272.2	11
呼和浩特市	144.49	1333721	299	56	46	14744	12.6
包头市	181.46	2039903	468	106	61.2	11481	13.5
兰州市	288.6	2595092	503	135.3	23	98723	12.1
白银市	171.6	652408	198	38.6	27.89	10686	12.7
天水市	328.7	722019	116	96.5	114.67	12163	9
西宁市	107.17	616391	208	33.7	6	7121	12.8
银川市	87.83	820047	240	35.5	22.07	8199	13.5
石嘴山市	65.34	431356	196	55	1.93	2402	14
乌海市	32.45	285566	202	50.4	4	3064	13.8

西部大开发给本区社会经济发展带来良好机遇。今后时期,本区交通、通信等基础设施建设以及能源、矿产资源开发将飞速发展,工业、农业以及第三产业产值也将以较高的速率持续增长,这将对国土资源和生态环境产生巨大的压力,另一方面社会经济的不断发展,为保护资源和治理生态环境创造有利条件。因此,将对本区地质灾害产生复杂影响。

## 2. 社会经济易损性数据

易损性经济指标主要来源于国家统计局 2000 年统计的 1999 年的县级经济统计资料, 部分城市资料来源于 1999 年甘肃省统计年鉴、青海省统计年鉴、宁夏统计年鉴和内蒙古统计年鉴, 将易损性要素的指标列于下表(表 12-5), 将其按评价单元录入, 形成基础属性数据库, 并通过共用字段与危险性基础属性数据库相链接。

# 四、崩滑流地质灾害活动程度的危险性评价

## 1. 危险评价要素的数据预处理

首先将前面统计和概化的数据按表 12-6 的分级标准进行赋值预处理。将崩滑流频次与单元国土面积相除后得到崩滑流点密度, 将活动断裂的长度与单元国土面积相除后得到活动断裂的线密度, 将森林植被的面积与单元国土面积相除后得到植被度, 注意植被度与崩滑流灾害呈负相关。然后将各要素按照不同的标准分为 5 级, 并按 1、2、4、7、10 从低到高依次赋值, 得到表 12-7 的结果。

第二, 将赋值预处理后的各评价要素的数据进行归一化处理, 其目的是使所有要素的评价结果均位于区间[0,1]之间。其计算公式为:

$$X_1(i, j) = \frac{X(i, j) - \min(x(i, j))}{\max(x(i, j)) - \min(x(i, j))}$$

式中:  $X_1(i, j)$ ——评价要素  $j$  的第  $i$  评价单元归一后的数值;

$X(i, j)$ ——评价要素  $j$  的第  $i$  评价单元的数值;

$\min(x(i, j))$ ——评价要素  $j$  的最小值;

$\max(x(i, j))$ ——评价要素  $j$  的最大值。

整个危险性评价过程均用自行编制的程序在计算机中进行, 为清楚显示计算过程, 本书列出了部分中间数据和结果。其后的易损性评价和风险评价过程也是如此。

表 12-6 黄河上游地区崩滑流危险评价要素概化分级表

危险评价要素	危险评价要素分级				
	A	B	C	D	E
崩滑流点密度(处/100km <sup>2</sup> )	< 0.01	0.01 ~ 0.1	0.1 ~ 0.3	0.3 ~ 0.5	> 0.5
地震烈度	< 6	6 ~ 7	7 ~ 8	8 ~ 9	> 9
活动断裂线密度(km/100km <sup>2</sup> )	< 0.5	0.5 ~ 1	1 ~ 2	2 ~ 5	> 5
易灾性岩土发育程度	1	2	3	4	5
地貌类型	1	2	3	4	5
地形切割程度(m/21km <sup>2</sup> )	0 ~ 20	20 ~ 75	75 ~ 150	150 ~ 600	> 600
年平均降水量(mm)	< 300	300 ~ 400	400 ~ 500	500 ~ 600	> 600
年平均暴雨日数(天)	< 0.1	0.1 ~ 0.2	0.2 ~ 0.3	0.3 ~ 0.5	> 0.5
森林植被度(%)	> 20	15 ~ 20	10 ~ 15	15 ~ 20	< 5
差应力值(MPa)	< 2.0	2.0 ~ 2.5	2.5 ~ 2.9	2.9 ~ 3.3	> 3.3
人为活动程度	1	2	3	4	5
等级赋值	1	2	4	7	10

表 12-7 黄河上游地区崩滑流危险性评价要素数据表

名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流 密度	活动断裂 线密度	地貌 类型	切割 程度	年降 水量	暴雨 日数	易灾 岩土	人为 活动	森林 植被度	差应 力值	地震 烈度
土默特左旗	2957.4	1	4	2	4	4	10	10	4	4	2	4
托克托县	1461.4	1	7	2	1	4	10	10	4	4	2	2
和林格尔县	3612.4	1	4	4	1	4	10	2	4	10	2	2
武川县	5052	1	4	7	4	2	7	1	2	10	3	4
土默特右旗	2511	1	4	2	1	4	10	10	4	7	2	4
固阳县	5595.2	2	2	10	4	1	7	2	2	10	10	4
达尔罕旗	19068.1	1	1	4	2	1	1	2	1	10	2	1
卓资县	3292.3	1	2	4	4	2	7	4	4	10	4	2
凉城县	3656.2	1	2	4	4	4	7	4	4	10	4	2
察哈尔右翼中旗	4491.5	1	1	4	4	2	4	4	2	10	7	2
四子王旗	26446.5	1	1	4	4	1	1	4	1	10	7	2
达拉特旗	8778	2	4	2	2	4	7	7	2	10	1	2
鄂托克前旗	13117.4	1	1	2	2	1	4	10	1	10	1	1
鄂托克旗	20901	1	2	2	2	1	4	7	1	10	2	1
杭锦旗	19747	1	2	2	2	1	4	7	2	10	1	2
临河市	2564.3	1	1	2	1	1	7	10	4	10	2	4
五原县	2363.9	1	4	2	1	1	7	10	4	10	2	2
磴口县	3444	1	2	2	1	1	4	10	4	10	2	4
乌拉特前旗	7908.2	2	7	7	4	1	7	7	4	7	7	2
乌拉特中旗	24776.3	1	2	10	4	1	4	2	2	10	2	1
乌拉特后旗	26186.4	1	1	7	7	1	1	4	1	10	10	1
杭锦后旗	1884.7	1	1	2	1	1	4	10	2	10	2	4
阿拉善左旗	84713.4	1	4	2	1	1	1	7	1	10	1	2
阿坝县	9583	1	4	4	4	10	2	2	1	10	2	1
若尔盖县	9932	1	4	4	4	10	4	4	1	4	4	1
红原县	8059.5	1	4	4	4	10	7	2	1	10	2	2
永登县	5658.8	1	7	7	7	2	1	7	2	7	4	2
皋兰县	2556.6	4	1	7	4	2	1	4	2	10	4	2
榆中县	3255.8	4	1	10	7	4	4	4	4	7	4	2
靖远县	5687.6	2	7	10	2	2	2	10	2	10	2	4
会宁县	5673.8	4	4	10	2	4	4	10	4	10	2	4
景泰县	5494.7	1	7	7	4	1	1	4	2	10	2	4
清水县	1927.8	10	4	10	7	10	10	2	4	4	7	2
秦安县	1593.2	10	1	10	7	7	7	10	7	10	4	2
甘谷县	1556.9	7	2	10	10	7	7	7	7	10	4	7

续表

名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流 密度	活动断裂 线密度	地貌 类型	切割 程度	年降 水量	暴雨 日数	易灾 岩土	人为 活动	森林 植被度	差应 力值	地震 烈度
武山县	1961.8	7	7	10	10	7	7	4	4	2	2	4
张家川县	1263.2	1	1	10	7	10	10	4	4	1	4	2
古浪县	5170.5	2	1	7	7	2	1	4	2	4	1	4
天祝县	5964.9	4	7	7	10	4	1	2	4	4	4	4
定西县	3616.1	4	4	10	7	7	4	10	4	10	2	2
通渭县	2878.3	4	7	10	7	7	7	10	7	10	2	2
陇西县	2386.2	4	4	10	7	7	4	10	4	10	2	2
渭源县	2059.6	2	4	7	7	7	4	7	4	4	2	2
临洮县	2860	7	7	10	7	7	4	7	4	10	2	4
漳 县	2160.6	4	7	7	4	7	7	4	2	1	2	2
岷 县	3506.1	4	7	10	7	7	2	2	2	10	2	2
庄浪县	1472	10	1	10	7	7	7	7	4	4	2	2
静宁县	2173.4	10	7	10	7	7	7	7	4	10	2	2
临夏市	116.1	10	2	10	7	7	4	10	7	10	2	2
临夏县	1159.7	7	4	10	7	7	2	10	4	2	2	2
康乐县	992.6	1	1	7	7	7	4	10	2	1	2	2
永靖县	1876.8	10	7	10	10	4	4	4	2	10	2	4
广河县	517.2	10	1	7	7	7	4	10	4	10	2	2
和政县	929	7	4	7	7	7	4	7	2	1	2	2
东乡县	1526	10	10	10	7	7	4	7	4	10	2	4
积石山县	922.5	4	1	7	7	4	2	7	4	10	2	2
和作市	2500	1	7	10	7	7	2	7	4	4	2	2
临潭县	1437.9	7	7	10	7	7	2	4	2	1	2	2
卓尼县	5059	2	7	10	7	10	2	4	2	1	2	2
玛曲县	9390.4	2	1	7	7	10	1	4	1	7	2	2
碌曲县	4183.7	1	4	7	7	10	1	2	1	4	2	2
夏河县	6012.1	1	7	7	7	10	2	4	1	2	2	2
大通县	3033.3	2	7	7	7	4	1	4	4	4	3	2
平安县	718.3	4	1	10	10	2	2	4	2	10	4	2
民和县	1859.2	7	4	10	10	2	4	7	4	7	4	4
乐都县	2674	4	4	10	10	2	4	2	2	7	10	2
湟中县	2424.7	7	1	7	4	2	1	7	4	7	7	2
湟源县	1505.3	10	7	7	7	2	1	2	2	10	7	2
互助县	3280.6	2	4	7	7	2	1	4	4	1	10	2
化隆县	2824.8	2	7	10	7	4	1	4	4	10	2	2

续表

名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流 密度	活动断裂 线密度	地貌 类型	切割 程度	年降 水量	暴雨 日数	易灾 岩土	人为 活动	森林 植被度	差应 力值	地震 烈度
循化县	1704.9	4	7	7	7	4	1	4	1	7	2	2
门源县	5650	2	7	7	10	7	1	2	2	4	2	4
祁连县	13532.2	2	4	7	10	4	1	7	1	10	2	2
海晏县	5294.4	2	4	4	7	2	1	4	1	10	10	2
刚察县	11179.7	1	4	4	7	4	1	4	1	10	7	2
同仁县	3162	2	1	4	7	7	1	2	1	1	2	2
尖扎县	1582.4	4	1	7	7	4	1	4	1	2	2	2
泽库县	6442.9	1	2	4	7	7	1	7	1	7	2	2
河南县	6401.7	2	2	7	7	10	2	7	1	7	2	2
共和县	16998.3	2	4	4	7	2	1	4	2	10	2	2
同德县	4583.3	2	4	7	7	7	1	4	1	2	2	2
贵德县	3225.4	4	7	7	10	4	1	7	1	10	2	2
兴海县	11692.6	2	4	7	7	4	1	7	1	10	2	7
贵南县	6469.6	2	1	4	7	4	1	10	1	10	1	2
玛沁县	13329	2	4	7	7	7	1	7	1	7	1	4
甘德县	7057.7	2	4	7	7	10	1	7	1	10	2	4
达日县	14237.5	1	7	7	7	10	1	4	1	10	2	4
久治县	8126.3	2	1	7	7	10	1	2	1	4	2	2
玛多县	26099	1	4	4	7	4	1	4	1	10	1	4
曲麻莱县	38255.3	1	2	4	7	2	1	4	1	10	1	2
永宁县	985.8	4	7	4	2	1	4	7	2	10	1	4
贺兰县	1275.7	2	7	4	7	1	4	10	2	7	1	4
平罗县	2129.8	2	7	7	7	1	4	10	4	4	1	4
陶乐县	883.2	1	10	4	1	1	4	10	2	10	1	2
惠农县	1019.9	1	10	4	2	1	4	4	2	10	2	4
吴忠市	1003.5	1	10	2	2	1	4	10	4	10	2	2
中卫县	4773.7	2	4	7	7	1	1	4	4	10	2	4
中宁县	2153.4	4	10	7	2	1	1	7	4	10	2	4
盐池县	6913.5	2	1	7	2	2	4	10	2	10	2	1
同心县	7125.6	2	7	10	7	1	2	10	4	10	1	4
青铜峡市	1932.5	1	7	10	2	1	2	7	4	10	1	4
灵武市	3766.6	2	4	2	2	1	4	10	2	10	1	2
固原县	3809.9	4	7	10	7	2	10	10	4	10	1	4
海原县	5534.2	2	7	10	7	1	4	10	4	10	2	7
西吉县	3315	2	7	10	7	2	7	10	4	10	2	7
隆德县	993.4	4	7	10	7	4	7	7	2	10	2	4
泾源县	770.7	1	1	10	7	4	7	7	2	1	2	2
呼和浩特市	2022.4	1	2	2	4	4	10	7	10	7	4	2

续表

名称	国土面积 km <sup>2</sup>	崩滑流 密度	活动断裂 线密度	地貌 类型	切割 程度	年降 水量	暴雨 日数	易灾 岩土	人为 活动	森林 植被度	差应 力值	地震 烈度
包头市	2765.7	2	7	2	4	2	10	10	10	7	2	4
兰州市	1695	10	2	7	10	4	2	10	10	10	4	4
白银市	3312.8	2	4	7	4	2	1	2	4	10	4	4
天水市	5699	10	7	10	10	10	10	7	7	2	4	2
西宁市	325.9	10	1	10	10	2	2	10	10	1	4	2
银川市	1396.4	2	7	2	2	1	4	7	7	10	2	4
石嘴山市	539.6	10	10	10	7	1	4	4	7	1	2	4
乌海市	1615.3	1	10	4	4	1	4	2	7	10	2	2

## 2. 崩滑流地质灾害危险评价

(1) 灰色关联分析及各因素的权重值确定。由于不同要素作用于崩滑流地质灾害的方式和影响程度不同,而这些要素有的是可以明确判断和度量的,而有些因素则是不能完全确定或模糊不清的,这就形成了一个灰色系统,因而可以用灰色关联分析的方法来确定各因子对灾害所做贡献的大小,从而确定各因子的权重值。

令  $X(i, j)$  为灰色关联因子集,  $i$  代表样本,  $N$  代表样本总数 ( $i=1, 2, \dots, N$ ),  $j$  代表关联因子,  $M$  代表关联因子总数, ( $j=1, 2, \dots, M$ ),  $N \geq M$ 。若把主导因子  $X(i, L)$  作为对比序列,则关联度的计算方法和步骤如下(邓聚龙,1987):

用均值化方法把原始数据进行处理,得出均值化矩阵  $X_1(i, j)$ 。

$$X_1(i, j) = \frac{X(i, j)}{X(j)}$$

式中:  $X_1(i, j)$ ——均值化数据;

$X(i, j)$ ——原始数据;

$X(j)$ ——原始数据第  $j$  列 ( $j$  个因子) 的平均值。

用下列公式进行求差序列计算:

$$(i, j) = |X_1(i, L) - X_1(i, j)|$$

式中:  $(i, j)$  为主导因子与关联因子比较后的绝对差值。

计算最大绝对差值和最小绝对差值。

$$\max = \max_i \cdot \max_j (i, j)$$

$$\min = \min_i \cdot \min_j (i, j)$$

式中:  $\max$ ——所有差值序列中的最大绝对差值;

$\min$ ——所有差值序列中的最小绝对差值。

计算关联系数

$$(i, j) = \frac{\min + K \cdot \max}{(i, j) + K \cdot \max}$$

式中:  $(i, j)$  为关联系数;  $K$  为经验系数,一般取  $K=0.5$ 。

计算关联度:

$$R(j) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (i, j)$$

式中:  $R(j)$  为对比序列(主导因子)与其它各因子的关联度;  $j$  为第  $j$  列因子。

利用已概化的数据,用上述计算方法分别求得黄河上游地区各关联因子的关联度(表 12-8)。从关联度可以看出各因素对地质灾害的贡献大小,参见表 12-13 中的关联度排序,即关联序。

表 12-8 各关联因子的关联度及权重值表

因素	崩滑流发育密度	活动断裂线密度	地貌类型	地形切割程度	年平均降水量	年平均暴雨日数	易灾性岩土发育程度	人为活动程度	植被度	差应力值	地震烈度
代号	$X_1$	$X_2$	$X_3$	$X_4$	$X_5$	$X_6$	$X_7$	$X_8$	$X_9$	$X_{10}$	$X_{11}$
关联度	1	0.7531	0.7372	0.7330	0.7634	0.7690	0.7318	0.7635	0.7300	0.7658	0.7405
权值	1	1.004	0.0985	0.0979	0.1019	0.1027	0.0978	0.1021	0.0975	0.1023	0.0989
关联序		5	7	8	4	1	9	3	10	2	6

从关联度和关联序的结果来看,各种因素对崩滑流的贡献自大到小的排序为:年平均暴雨日数、差应力值、人为活动程度、年平均降水量、活动断裂线密度、地震烈度、地貌类型、地形切割程度、易灾岩土发育程度、植被度。

在已往的评价中,一般都是按关联序依次按等差为 1 的数列给定权值,但这似乎夸大了各因素的差别,因此本文按各因素的关联度占所有因素的关联度之和的比重作为权植,这样可能更接近实际情况,实际计算的结果也证明了这一点。

崩滑流的点密度只能说明过去崩滑流的活动状况,今后的发展趋势及衰减程度则主要取决于崩滑流的潜在条件,而人口和社会经济状况等承灾能力又是崩滑流灾害的对象和前提。利用德尔菲方法,得出在危险性要素中,崩滑流密度的权重值为 0.42,其他危险性要素的总权重值为 0.58。

(2)崩滑流危险评价的数学模型。崩滑流的危险程度可用危险性指数来表示。危险性指数越高,未来发生崩滑流的危险性就越大。危险性评价指数可用下式求得。

$$WX_i = \sum_{k=1}^n d(k) \sum_{j=1}^m R(j) \cdot X(i, j)$$

式中:  $WX_i$  为评价单元的危险性指数;  $n$  为危险性要素历史活动程度和潜存条件的类别;  $d(i)$  为危险性要素历史活动程度和潜存条件的类别的权值,分别为 0.42 和 0.58;  $m$  为危险性要素关联因子总数;  $R(j)$  为各关联因子的权重值;  $X(i, j)$  为各关联因子概化后的数据。

利用危险评价的数学模型,将各因素的权重值代入模型,建立起崩滑流危险性评价的数学模型:

$$WX_i = 0.42 X(i, 1) + 0.58 (1.004 X(i, 2) + 0.0985 X(i, 3) + 0.0979 X(i, 4) + 0.1019 X(i, 5) + 0.1027 X(i, 6) + 0.0978 X(i, 7) + 0.1021 X(i, 8) + 0.0975 X(i, 9) + 0.1023 X(i, 10) + 0.0989 X(i, 11))$$

(3)崩滑流危险性评价。按危险性评价的数学模型分别计算出黄河上游地区各县级评

价单元的危险性指数(表 12-9)。为了比较直观地反映各评价单元的危险程度,对危险性指数进行分组区划,由低到高共划分为 A、B、C、D、E5 个等级,5 个危险等级的单元分布是高风险区 5 个,较高危险区 7 个,中等危险区 11 个,较低危险区 47 个,低风险区 46 个(表 12-10)。危险等级以专题图形式反映危险程度分布(图 12-4)。

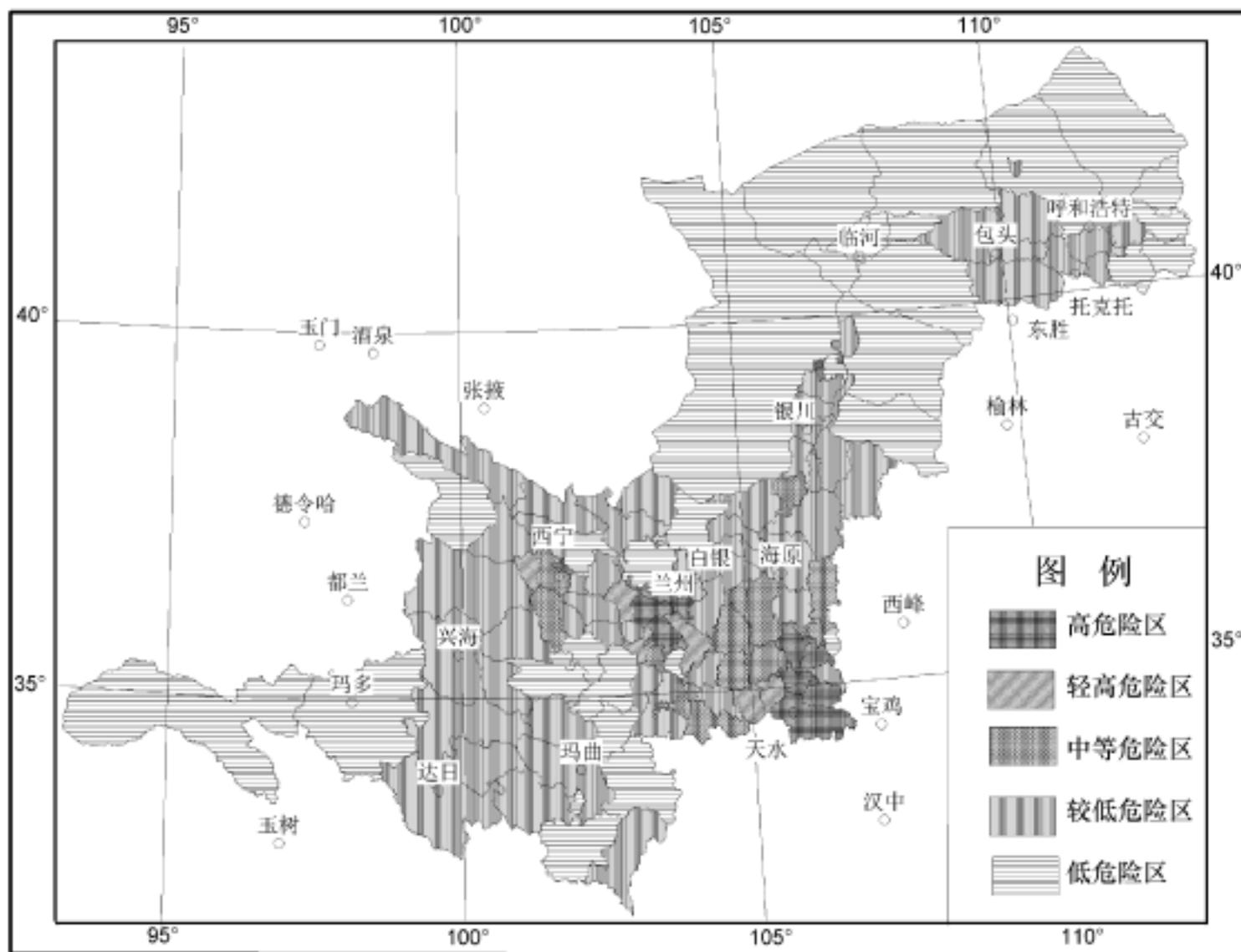


图 12-4 黄河上游地区崩塌、滑坡、泥石流危险程度图

根据危险评价结果,评价区不同地区崩滑流灾害危险程度相对差异较大,总体分布特点是中部地区较高,东北部和西南部较低。具体危险程度单元是:高风险区为东乡县、秦安县、兰州市、临夏市、永靖县;较高危险区为广河县、西宁市、石嘴山市、庄浪县、天水市、静宁县、清水县;中等危险区为湟源县、甘谷县、通渭县、固原县、临洮县、隆德县、陇西县、定西县、武山县、民和县、会宁县;较低危险区为乐都县、岷县、贵德县、临夏县、中宁县、天祝县、榆中县、平安县、积石山县、临潭县、漳县、和政县、永宁县、湟中县、循化县、西吉县、海原县、皋兰县、包头市、尖扎县、同心县、甘德县、固阳县、乌拉特前旗、兴海县、靖远县、化隆县、平罗县、渭源县、祁连县、卓尼县、贺兰县、门源县、河南县、玛沁县、银川市、中卫县、海晏县、大通县、白银市、互助县、玛曲县、达拉特旗、盐池县、贵南县、达日县、张家川县;低风险区和作市、呼和浩特市、共和县、灵武市、久治县、同德县、青铜峡市、土默特右旗、土默特左旗、古浪县、吴忠市、红原县、永登县、乌海市、托克托县、武川县、凉城县、陶乐县、夏河县、惠农县、刚察县、泾源

县、康乐县、和林格尔县、景泰县、卓资县、乌拉特后旗、五原县、临河市、同仁县、玛多县、磴口县、碌曲县、察哈尔右中、泽库县、若尔盖县、阿坝县、乌拉特中旗、杭锦后旗、四子王旗、曲麻莱县、杭锦旗、鄂托克前旗、鄂托克旗、阿拉善左旗、达尔罕旗。

表 12-9 黄河上游地区崩滑流灾害危险评价、易损性评价、风险评价结果表

代号 99	名称	危险性指数	危险等级	易损性指数	易损等级	风险指数	风险等级
150121	土默特左旗	0.1797	A	0.3362	B	0.0604	B
150122	托克托县	0.1662	A	0.3033	B	0.0504	B
150123	和林格尔县	0.1533	A	0.101	A	0.0155	A
150125	武川县	0.1646	A	0.0805	A	0.0133	A
150221	土默特右旗	0.1797	A	0.3438	B	0.0618	B
150222	固阳县	0.267	B	0.1112	A	0.0297	A
150223	达尔罕旗	0.0652	A	0	A	0	A
152624	卓资县	0.1524	A	0.1644	A	0.0251	A
152629	凉城县	0.1619	A	0.1213	A	0.0196	A
152631	察哈尔右翼中旗	0.1382	A	0.0909	A	0.0126	A
152634	四子王旗	0.1143	A	0.0102	A	0.0012	A
152722	达拉特旗	0.2061	B	0.0908	A	0.0187	A
152724	鄂托克前旗	0.101	A	0	A	0	A
152725	鄂托克旗	0.0967	A	0.0104	A	0.001	A
152726	杭锦旗	0.1037	A	0.0102	A	0.0011	A
152801	临河市	0.1506	A	0.4265	C	0.0642	B
152822	五原县	0.1508	A	0.4485	C	0.0676	B
152823	磴口县	0.1409	A	0.0804	A	0.0113	A
152824	乌拉特前旗	0.2654	B	0.1218	A	0.0323	A
152825	乌拉特中旗	0.1292	A	0.0102	A	0.0013	A
152826	乌拉特后旗	0.1509	A	0	A	0	A
152827	杭锦后旗	0.1267	A	0.343	B	0.0435	B
152921	阿拉善左旗	0.0893	A	0	A	0	A
513231	阿坝县	0.136	A	0	A	0	A
513232	若尔盖县	0.137	A	0.0102	A	0.0014	A
513233	红原县	0.1669	A	0	A	0	A
620121	永登县	0.1668	A	0.1109	A	0.0185	A
620122	皋兰县	0.3183	B	0.2131	B	0.0678	B
620123	榆中县	0.3673	B	0.3367	B	0.1237	B
620421	靖远县	0.2604	B	0.0905	A	0.0236	A
620422	会宁县	0.4038	C	0.2421	B	0.0978	B
620423	景泰县	0.1526	A	0.1032	A	0.0157	A
620521	清水县	0.6236	D	0.2517	B	0.157	B
620522	秦安县	0.8379	E	0.6069	D	0.5085	D
620523	甘谷县	0.4906	C	0.5993	C	0.294	C
620524	武山县	0.4193	C	0.4144	C	0.1738	C

续表

代号 99	名称	危险性指数	危险等级	易损性指数	易损等级	风险指数	风险等级
620525	张家川县	0.204	B	0.5361	C	0.1094	B
622323	古浪县	0.1753	A	0.1236	A	0.0217	A
622326	天祝县	0.3703	B	0.0702	A	0.026	A
622421	定西县	0.4271	C	0.3149	B	0.1345	B
622424	通渭县	0.4698	C	0.3025	B	0.1421	B
622425	陇西县	0.4271	C	0.5163	C	0.2205	C
622426	渭源县	0.2417	B	0.272	B	0.0657	B
622427	临洮县	0.4413	C	0.272	B	0.12	B
622428	漳 县	0.3484	B	0.0909	A	0.0317	A
622429	岷 县	0.3855	B	0.2108	B	0.0813	B
622726	庄浪县	0.7731	D	0.5033	C	0.3891	D
622727	静宁县	0.6352	D	0.4729	C	0.3004	C
622901	临夏市	0.8187	E	0.8177	E	0.6695	E
622921	临夏县	0.3811	B	0.4947	C	0.1885	C
622922	康乐县	0.1537	A	0.4221	C	0.0649	B
622923	永靖县	0.8042	E	0.276	B	0.222	C
622924	广河县	0.7842	D	0.6375	D	0.4999	D
622925	和政县	0.3474	B	0.3922	B	0.1363	B
622926	东乡县	0.842	E	0.2421	B	0.2038	C
622927	积石山县	0.36	B	0.4743	C	0.1707	C
623001	和作市	0.1972	A	0.0903	A	0.0178	A
623021	临潭县	0.3537	B	0.2213	B	0.0783	B
623022	卓尼县	0.2391	B	0.0602	A	0.0144	A
623025	玛曲县	0.2132	B	0	A	0	A
623026	碌曲县	0.1401	A	0	A	0	A
623027	夏河县	0.1589	A	0.0602	A	0.0096	A
630121	大通县	0.2196	B	0.2922	B	0.0642	B
632121	平安县	0.366	B	0.3146	B	0.1151	B
632122	民和县	0.4131	C	0.3446	B	0.1424	B
632123	乐都县	0.3955	B	0.2213	B	0.0875	B
632124	湟中县	0.3422	B	0.3133	B	0.1072	B
632125	湟源县	0.5587	C	0.1441	A	0.0805	B
632126	互助县	0.2144	B	0.2624	B	0.0563	B
632127	化隆县	0.2562	B	0.1108	A	0.0284	A
632128	循化县	0.3417	B	0.0808	A	0.0276	A
632221	门源县	0.2366	B	0.0602	A	0.0142	A
632222	祁连县	0.2398	B	0	A	0	A
632223	海晏县	0.2255	B	0.0329	A	0.0074	A
632224	刚察县	0.1563	A	0	A	0	A
632321	同仁县	0.147	A	0.0806	A	0.0118	A

续表

代号 99	名称	危险性指数	危险等级	易损性指数	易损等级	风险指数	风险等级
632322	尖扎县	0.2908	B	0.1007	A	0.0293	A
632323	泽库县	0.1374	A	0	A	0	A
632324	河南县	0.2364	B	0	A	0	A
632521	共和县	0.1921	A	0	A	0	A
632522	同德县	0.1903	A	0.05	A	0.0095	A
632523	贵德县	0.3827	B	0.0602	A	0.023	A
632524	兴海县	0.2607	B	0	A	0	A
632525	贵南县	0.2054	B	0	A	0	A
632621	玛沁县	0.2358	B	0	A	0	A
632623	甘德县	0.2685	B	0	A	0	A
632624	达日县	0.2044	B	0	A	0	A
632625	久治县	0.1905	A	0	A	0	A
632626	玛多县	0.1415	A	0	A	0	A
632726	曲麻莱县	0.1088	A	0	A	0	A
640121	永宁县	0.3446	B	0.3354	B	0.1156	B
640122	贺兰县	0.2386	B	0.3664	B	0.0874	B
640221	平罗县	0.25	B	0.2538	B	0.0635	B
640222	陶乐县	0.1606	A	0.0908	A	0.0146	A
640223	惠农县	0.1564	A	0.1625	A	0.0254	A
640301	吴忠市	0.1691	A	0.5543	C	0.0937	B
640321	中卫县	0.2262	B	0.1233	A	0.0279	A
640322	中宁县	0.3741	B	0.2744	B	0.1027	B
640323	盐池县	0.2056	B	0.0806	A	0.0166	A
640324	同心县	0.2832	B	0.0908	A	0.0257	A
640381	青铜峡市	0.1822	A	0.3359	B	0.0612	B
640382	灵武市	0.1911	A	0.162	A	0.031	A
642221	固原县	0.4552	C	0.3454	B	0.1572	B
642222	海原县	0.3183	B	0.0807	A	0.0257	A
642223	西吉县	0.3375	B	0.2624	B	0.0886	B
642224	隆德县	0.4319	C	0.5242	C	0.2264	C
642225	泾源县	0.1557	A	0.2311	B	0.036	A
150101	呼和浩特市	0.1946	A	0.6371	D	0.124	B
150201	包头市	0.2909	B	0.607	D	0.1766	C
620101	兰州市	0.8307	E	0.8219	E	0.6828	E
620401	白银市	0.2177	B	0.5433	C	0.1183	B
620501	天水市	0.665	D	0.5737	C	0.3815	D
630101	西宁市	0.7772	D	0.8875	E	0.6898	E
640101	银川市	0.2339	B	0.6168	D	0.1443	B
640201	石嘴山市	0.7731	D	0.8159	E	0.6308	D
150301	乌海市	0.1664	A	0.5461	C	0.0909	B

表 12-10 黄河上游地区崩滑流危险等级划分及危险单元个数表

危险性等级	A	B	C	D	E
危险性程度	低危险	较低危险	中等危险	较高危险	高危险
危险性指数	< 0.2	0.2 ~ 0.4	0.4 ~ 0.6	0.6 ~ 0.8	> 0.8
危险单元个数	46	47	11	7	5

## 五、地质灾害社会承受能力的易损性评价

### 1. 易损性要素的数据预处理

首先将各易损性要素与国土面积相除得到各要素的密度或丰度,然后制定出黄河上游地区原始资料进行预处理的概化分级标准(表 12-11)。按照概化分级标准将原始数据进行概化处理,得到表 12-12。

第二,将数据进行归一化处理,其方法与前相同。

表 12-11 黄河上游地区崩滑流易损性评价要素概化分级表

易损性要素	易损性要素分级				
	A	B	C	D	E
人口密度(人/ km <sup>2</sup> )	< 10	10 ~ 100	100 ~ 200	200 ~ 800	> 800
国内生产总值密度(万元/ km <sup>2</sup> )	< 10	10 ~ 30	30 ~ 50	50 ~ 100	> 100
铁路线密度(km/ 100km <sup>2</sup> )	< 0.1	0.1 ~ 2	2 ~ 5	5 ~ 10	> 10
公路线密度(km/ 100km <sup>2</sup> )	< 10	10 ~ 20	20 ~ 50	50 ~ 80	> 80
耕地丰度(kh/ 100km <sup>2</sup> )	< 1	1 ~ 2	2 ~ 3	3 ~ 4	> 4
邮电业务总量(万元/ 100 km <sup>2</sup> )	< 10	10 ~ 50	50 ~ 100	100 ~ 500	> 500
房屋密度(间/ km <sup>2</sup> )	< 100	100 ~ 1000	1000 ~ 2000	2000 ~ 5000	> 5000
等级赋值	1	2	4	7	10

表 12-12 黄河上游地区崩滑流易损性评价要素数据表

名称	总人口	生产总值	公路长度	铁路长度	邮电业务	耕地面积	人均居住
土默特左旗	4	7	4	4	2	4	4
托克托县	4	7	4	2	1	4	4
和林格尔县	2	2	2	2	2	2	2
武川县	2	2	1	2	1	2	2
土默特右旗	4	7	4	2	2	7	4
固阳县	2	2	2	2	1	4	2
达尔罕旗	1	1	1	2	1	1	1
卓资县	2	2	2	4	2	4	4
凉城县	2	2	2	2	2	2	4
察哈尔右翼中旗	2	2	2	2	1	2	2
四子王旗	1	1	1	2	1	1	2
达拉特旗	2	2	2	2	2	1	2
鄂托克前旗	1	1	1	2	1	1	1
鄂托克旗	1	1	2	2	1	1	1

续表

名称	总人口	生产总值	公路长度	铁路长度	邮电业务	耕地面积	人均居住
杭锦旗	1	1	1	2	1	1	2
临河市	4	10	2	4	7	4	7
五原县	4	7	7	4	4	7	7
磴口县	2	2	1	2	2	1	2
乌拉特前旗	2	2	4	2	2	2	2
乌拉特中旗	1	1	1	2	1	1	2
乌拉特后旗	1	1	1	2	1	1	1
杭锦后旗	4	7	2	2	4	4	7
阿拉善左旗	1	1	1	2	1	1	1
阿坝县	1	1	1	2	1	1	1
若尔盖县	1	1	1	2	1	1	2
红原县	1	1	1	2	1	1	1
永登县	2	4	1	2	2	2	2
皋兰县	2	2	4	10	2	2	2
榆中县	4	2	7	4	4	4	4
靖远县	2	2	1	2	2	2	2
会宁县	4	2	4	2	2	4	2
景泰县	2	2	1	4	2	1	2
清水县	4	2	2	2	2	7	2
秦安县	7	4	10	2	4	10	7
甘谷县	7	4	10	4	4	7	7
武山县	7	2	2	4	2	4	4
张家川县	7	2	10	2	2	7	7
古浪县	2	2	1	4	1	2	4
天祝县	2	1	1	2	2	1	2
定西县	4	2	2	4	4	7	4
通渭县	4	2	2	2	2	10	4
陇西县	7	2	4	4	4	7	7
渭源县	4	2	2	2	2	4	7
临洮县	4	2	2	2	2	4	7
漳县	2	2	2	2	1	2	2
岷县	4	2	1	2	2	2	4
庄浪县	7	4	2	2	2	10	7
静宁县	7	4	2	2	2	10	4
临夏市	10	10	10	2	7	4	10
临夏县	7	4	7	2	2	4	7
康乐县	7	2	2	2	2	4	7
永靖县	4	2	7	4	2	2	2
广河县	7	7	10	2	4	7	10
和政县	7	2	4	2	2	2	4

续表

名称	总人口	生产总值	公路长度	铁路长度	邮电业务	耕地面积	人均居住
东乡县	4	2	4	2	2	2	4
积石山县	7	2	7	2	2	4	7
和作市	2	1	1	2	4	1	2
临潭县	4	2	2	2	2	2	4
卓尼县	2	1	1	2	1	1	2
玛曲县	1	1	1	2	1	1	1
碌曲县	1	1	1	2	1	1	1
夏河县	2	1	1	2	1	1	2
大通县	4	7	2	2	4	2	4
平安县	4	4	2	4	7	2	4
民和县	4	4	7	2	2	4	7
乐都县	4	2	2	2	2	2	4
湟中县	4	4	4	2	2	4	7
湟源县	2	2	2	4	2	2	4
互助县	4	2	4	2	2	4	4
化隆县	2	2	1	2	2	2	4
循化县	2	2	2	2	1	1	2
门源县	2	1	1	2	1	1	2
祁连县	1	1	1	2	1	1	1
海晏县	1	1	1	4	2	1	1
刚察县	1	1	1	2	1	1	1
同仁县	2	1	2	2	2	1	2
尖扎县	2	4	1	2	2	1	2
泽库县	1	1	1	2	1	1	1
河南县	1	1	1	2	1	1	1
共和县	1	1	1	2	1	1	1
同德县	2	1	1	2	1	1	1
贵德县	2	1	1	2	1	1	2
兴海县	1	1	1	2	1	1	1
贵南县	1	1	1	2	1	1	1
玛沁县	1	1	1	2	1	1	1
甘德县	1	1	1	2	1	1	1
达日县	1	1	1	2	1	1	1
久治县	1	1	1	2	1	1	1
玛多县	1	1	1	2	1	1	1
曲麻莱县	1	1	1	2	1	1	1
永宁县	4	7	2	4	4	4	4
贺兰县	4	7	4	4	4	2	7
平罗县	4	4	1	4	4	2	2
陶乐县	2	2	2	2	2	1	2

续表

名称	总人口	生产总值	公路长度	铁路长度	邮电业务	耕地面积	人均居住
惠农县	2	4	4	2	2	2	4
吴忠市	7	10	4	2	7	2	7
中卫县	2	2	1	4	4	1	2
中宁县	4	4	2	4	4	1	4
盐池县	2	1	2	2	2	1	2
同心县	2	1	2	2	2	2	2
青铜峡市	4	7	4	4	4	2	4
灵武市	2	4	2	2	2	1	7
固原县	4	2	2	4	4	7	7
海原县	2	1	2	2	1	2	2
西吉县	4	2	4	2	2	4	4
隆德县	7	4	4	2	2	10	7
泾源县	4	2	1	2	2	4	4
呼和浩特市	7	10	2	4	10	4	10
包头市	7	10	2	4	7	4	10
兰州市	10	10	4	7	10	2	10
白银市	7	10	1	2	7	1	10
天水市	7	10	1	2	7	4	10
西宁市	10	10	7	10	10	2	10
银川市	7	10	2	4	10	2	10
石嘴山市	10	10	4	10	7	1	10
乌海市	7	10	2	4	7	1	7

## 2. 崩滑流地质灾害的易损性评价

(1) 关联度计算及权值确定。利用已概化的数据,用前述灰色关联分析方法分别求得黄河上游地区各易损性关联因子的关联度,同样各因素的关联度占有所有因素的关联度之和的比重作为权植(表 12-13),并按关联度的大小进行排序得到关联序。

表 12-13 各关联因子的关联度及权重值表

因素	人口密度	国内生产总值	公路线密度	铁路线密度	邮电业务总量	耕地丰度	房屋密度
代号	X11	X12	X13	X14	X15	X16	X17
关联度	1	0.8778	0.8805	0.9033	0.8774	0.8786	0.8687
权值	1	0.1661	0.1666	0.1709	0.1660	0.1662	0.1642
关联序		4	2	1	5	3	6

从关联度和关联序的结果来看,各种因素对易损性的贡献自大到小的排序为:铁路线密度、公路线密度、耕地丰度、国内生产总值、邮电业务总量、房屋密度。

由于人口和社会经济状况等虽然都是崩滑流灾害承灾能力的体现,但人口与社会经济状况在易损性中的作用不同,二者即相互联系,又互相之间不可比较,人员伤亡在灾情统计中占有非常重要的地位,减灾防灾的目的从根本上来说是以人类的安全生存为目标。利用

德尔菲方法,得出在易损性要素中,人口的权重值为 0.45,其他易损性要素的总权重值为 0.55。

(2)崩滑流易损性评价的数学模型。崩滑流的易损程度可用易损性指数来表示。易损性指数越高,未来发生崩滑流造成的损失可能性就越大。易损性评价指数的数学模型为:

$$YS_i = \sum_{k=1}^N D(k) \sum_{j=m+1}^M R(j) \cdot X(i, j)$$

式中:  $YS_i$  为评价单元的易损性指数;  $N$  为人口易损性和其它易损性的种类,  $N = 2$ ;  $D(i)$  为人口易损性和其它易损性的权值,分别为 0.45 和 0.55;  $M$  为关联因子总数;  $m$  为危险性要素关联因子总数;  $R(j)$  为各关联因子的权重值;  $X(i, j)$  为各关联因子概化后的数据。

利用易损性评价的数学模型,将各因素的权重值代入得到易损性评价模型为:

$$YS_i = 0.45 X(i, 11) + 0.55(0.1661 X(i, 12) + 0.1666 X(i, 13) + 0.1709 X(i, 14) + 0.1660 X(i, 15) + 0.1662 X(i, 16) + 0.1642 X(i, 17))$$

(3)崩滑流地质灾害易损性评价。利用易损性评价模型分别计算出黄河上游地区各县级评价单元的易损性指数(表 12-9)。为了比较直观地反映各评价单元的易损程度,对易损性指数进行分组区划,共划分为 5 个等级,5 个易损程度等级的单元分布是高易损区 4 个,较高易损区 5 个,中等易损区 16 个,较低易损区 31 个,低易损区 60 个(表 12-14)。易损等级以专题图形式反映易损程度分布(图 12-5)。

表 12-14 黄河上游地区崩滑流易损性等级划分表

易损性等级	A	B	C	D	E
易损性程度	低度易损	较低易损	中等易损	较高度易损	高度易损
易损性指数	0 ~ 2	2 ~ 4	4 ~ 6	6 ~ 8	8
县级单元数	60	31	16	5	4

根据易损性评价结果,评价区不同地区崩滑流灾害易损程度相对差异较大,总体分布特点是中部地区较高,东北部和西南部较低。具体是:高易损区为西宁市、兰州市、临夏市、石嘴山市;较高易损区为广河县、呼和浩特市、银川市、包头市、秦安县;中等易损区为甘谷县、天水市、吴忠市、乌海市、白银市、张家川县、隆德县、陇西县、庄浪县、临夏县、积石山县、静宁县、五原县、临河市、康乐县、武山县;较低易损区为和政县、贺兰县、固原县、民和县、土默特右旗、杭锦后旗、榆中县、土默特左旗、青铜峡市、永宁县、定西县、平安县、湟中县、托克托县、通渭县、大通县、永靖县、中宁县、临洮县、渭源县、西吉县、互助县、平罗县、清水县、东乡县、会宁县、泾源县、乐都县、临潭县、皋兰县、岷县;低易损区为卓资县、惠农县、灵武市、湟源县、古浪县、中卫县、乌拉特前旗、凉城县、固阳县、永登县、化隆县、景泰县、和林格尔县、尖扎县、漳县、察哈尔右翼中旗、同心县、陶乐县、达拉特旗、靖远县、和作市、循化县、海原县、盐池县、同仁县、武川县、磴口县、天祝县、贵德县、门源县、夏河县、卓尼县、同德县、海晏县、鄂托克旗、若尔盖县、乌拉特中旗、杭锦旗、四子王旗、曲麻莱县、玛多县、久治县、达日县、甘德县、玛沁县、贵南县、兴海县、共和县、河南县、泽库县、刚察县、祁连县、碌曲县、玛曲县、红原县、阿坝县、阿拉善左旗、乌拉特后旗、鄂托克前旗、达尔罕旗。

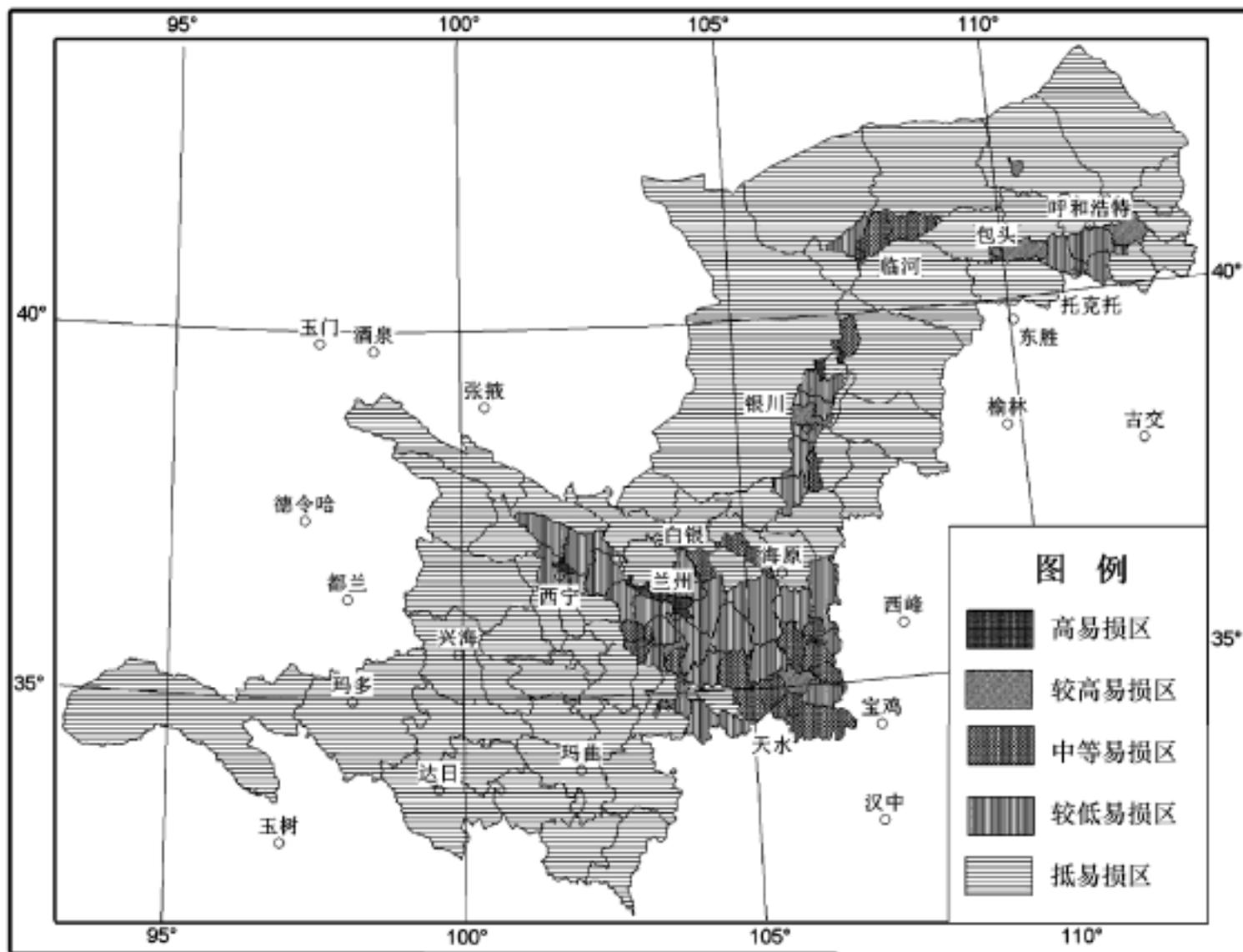


图 12-5 黄河上游地区崩塌、滑坡、泥石流易损程度图

## 六、崩滑流地质灾害风险评价

根据崩滑流灾害的形成条件,风险评价体系主要要素包括为两个方面(图 12-3)。一是危险性分析。主要包括历史活动程度条件和潜在形成条件。二是易损性分析。主要包括评价区的承灾能力和防治能力。风险评价是在危险性分析和易损性分析的基础上进行的。

### 1. 崩滑流风险评价的数学模型

崩滑流的风险程度可用风险指数来表示。风险性指数越高,未来发生崩滑流的风险性就越大。风险性指数是在危险性分析和易损性分析的基础上进行的,一般用危险性指数和风险性指数的乘积来表示。风险性评价指数可用下面的数学模型求得。

$$FX_i = xz \cdot WX_i \cdot YS_i$$

式中:  $FX_i$  为评价单元的风险性指数;  $WX_i$  为评价单元的危险性指数;  $YS_i$  为评价单元的易损性指数;  $xz$  为修正系数,使风险指数的值落在一定的范围内;对于风险要素已经归一化的模型来说,  $x$  一般取 1。

因此,风险评价的评价模型为:

$$FX_i = WX_i \cdot YS_i$$

## 2. 崩滑流风险性评价

利用风险评价的数学模型,以及利用已计算出各评价单元的危险性指数、易损性指数,可求得各评价单元的风险指数(表 12-9)。为了比较直观地反映各评价单元的风险程度,对危险性指数进行分组区划,划分为 5 个等级,5 个风险等级的单元分布是高风险区 3 个,较高风险区 7 个,中等风险区 13 个,较低风险区 33 个,低风险区 60 个(表 12-15),并以专题图形式反映风险程度分布图(图 12-6)。

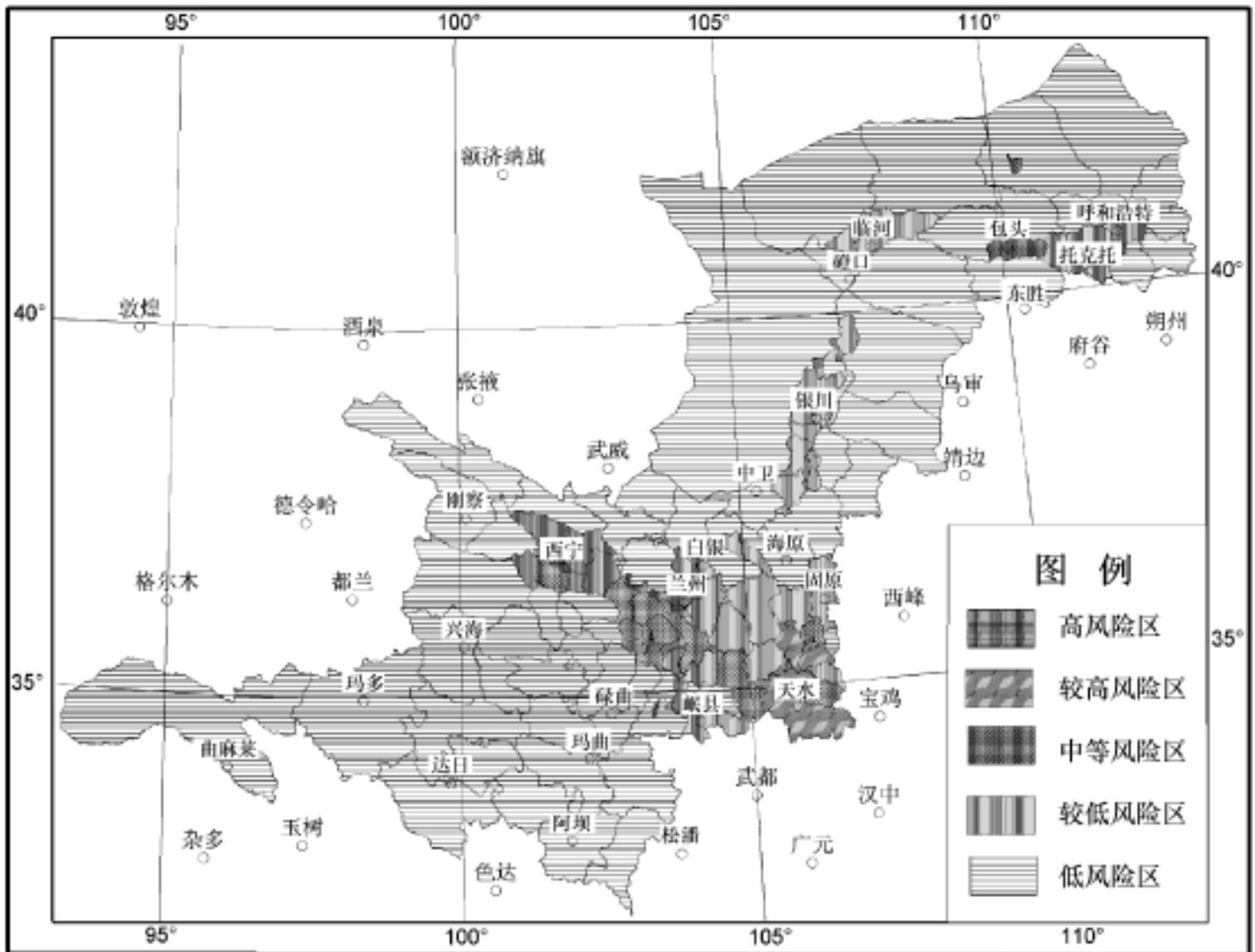


图 12-6 黄河上游地区崩塌、滑坡、泥石流风险程度图

表 12-15 黄河上游地区崩滑流风险等级划分及风险单元个数表

风险性等级	A	B	C	D	E
风险性程度	低风险	较低风险	中等风险	较高风险	高风险
风险性指数	$< 0.04$	$0.04 \sim 0.16$	$0.16 \sim 0.36$	$0.36 \sim 0.64$	$> 0.64$
风险单元个数	60	38	10	5	3

根据风险评价结果,评价区不同地区崩滑流灾害风险程度相对差异较大,总体分布特点是中部地区较高,北部和南部较低(图 12-7)。具体风险等级单元是:高风险区为兰州市、西宁市、临夏市;较高风险区为石嘴山市、秦安县、广河县、天水市、庄浪县;中等风险区为静宁县、甘谷县、隆德县、永靖县、陇西县、东乡县、临夏县、包头市、武山县、积石山县;较低风险区

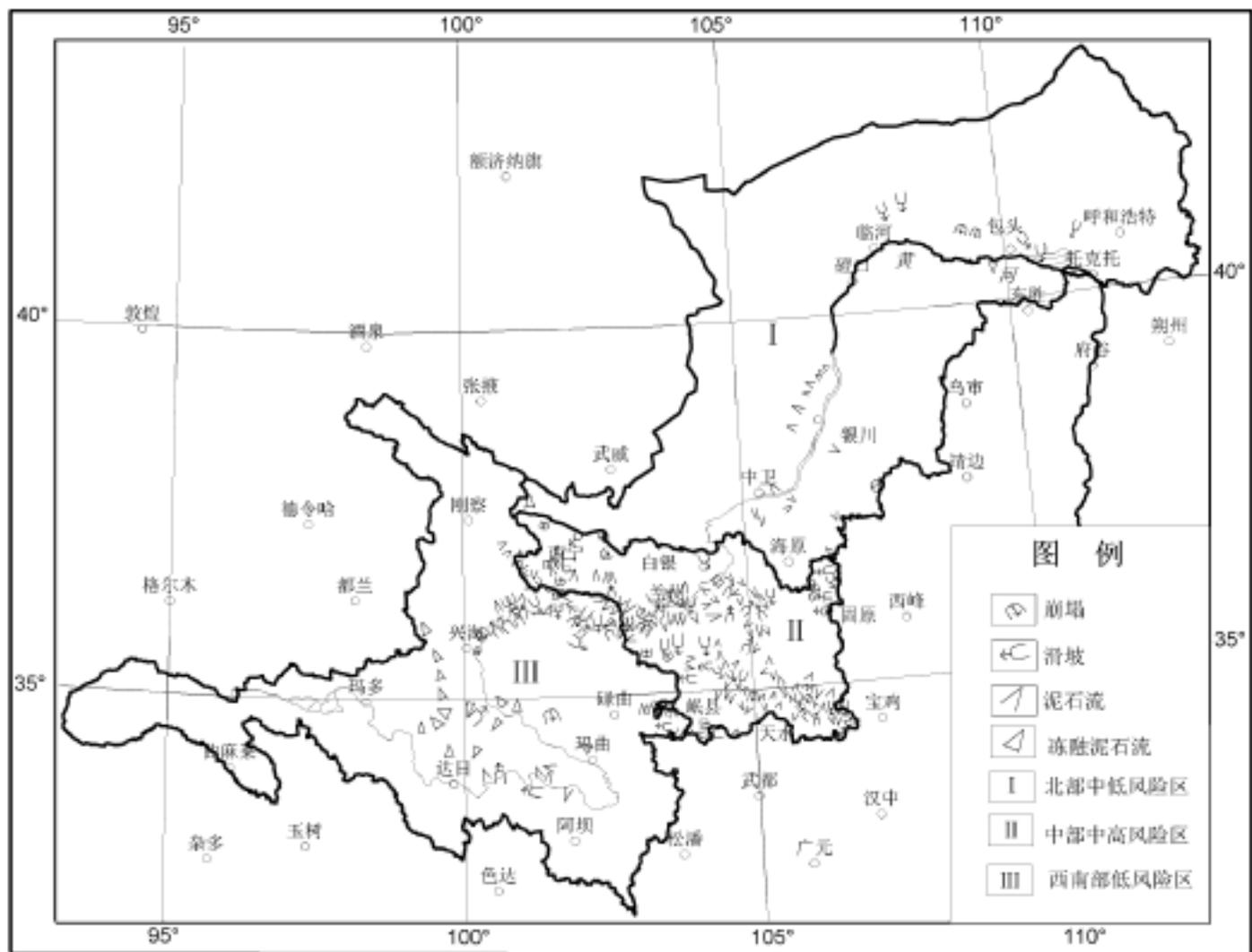


图 12-7 黄河上游地区崩滑流地质灾害风险分区图

为固原县、清水县、银川市、民和县、通渭县、和政县、定西县、呼和浩特市、榆中县、临洮县、白银市、永宁县、平安县、张家川县、湟中县、中宁县、会宁县、吴忠市、乌海市、西吉县、乐都县、贺兰县、岷县、湟源县、临潭县、皋兰县、五原县、渭源县、康乐县、大通县、临河市、平罗县、土默特右旗、青铜峡市、土默特左旗、互助县、托克托县、杭锦后旗；低风险区为泾源县、乌拉特前旗、漳县、灵武市、固阳县、尖扎县、化隆县、中卫县、循化县、天祝县、海原县、同心县、惠农县、卓资县、靖远县、贵德县、古浪县、凉城县、达拉特旗、永登县、和作市、盐池县、景泰县、和林格尔县、陶乐县、卓尼县、门源县、武川县、察哈尔右翼中旗、同仁县、磴口县、夏河县、同德县、海晏县、若尔盖县、乌拉特中旗、四子王旗、杭锦旗、鄂托克旗、曲麻莱县、玛多县、久治县、达日县、甘德县、玛沁县、贵南县、兴海县、共和县、河南县、泽库县、刚察县、祁连县、碌曲县、玛曲县、红原县、阿坝县、阿拉善左旗、乌拉特后旗、鄂托克前旗、达尔罕旗。

### 第三节 西宁-兰州-天水重点地区 崩滑流地质灾害风险评价

#### 一、评价区自然地理与社会经济情况

##### 1. 自然地理情况

西宁-兰州-天水地区(以下简称评价区或本区)地处黄河上游中部,国土面积 96908km<sup>2</sup>,

约占黄河上游总面积的 27%。

该地区黄河支流水系主要有上游的湟水、大通河、庄浪河、大夏河、洮河和中游的渭河。评价区海拔高度一般为 1500~3000m, 最高为 4485m。地貌类型多样: 南部和西南部主要为侵蚀剥蚀山地, 部分地区为冻融剥蚀山地, 主要山脉有拉脊山、马衔山等; 北部和东部属陇中高原, 地貌类型主要为黄土塬、黄土梁峁以及侵蚀丘陵、侵蚀山地。

评价区地形起伏剧烈, 南部和西南部侵蚀山地地区, 峰峦叠嶂, 沟谷发育, 特别是黄河干流和主要支流切割十分剧烈, 形成龙羊峡、刘家峡、寺沟峡、李家峡、公伯峡、积石峡、松巴峡、阿什贡峡、八盘峡、桑园峡等众多峡谷, 切割深度均达数百米; 北部和东北部黄土高原地区沟壑纵横, 地表起伏不平, 甚至支离破碎。

评价区地处我国东部季风气候与西部干旱气候及青藏高寒气候交错地区, 气候复杂。西部地区属于高原亚温带气候, 东部地区属于中温带亚干旱和中温带亚湿润气候。大部分地区年平均气温 2~10℃, 西部低, 东部高。气温变化比较剧烈, 年气温月较差一般为 8~16℃, 年较差一般为 26~32℃。年降水量一般为 300~600mm, 西部较少, 东部较多。降水时间分布不均, 主要集中在每年的夏季, 且多以暴雨形式出现, 尤其是在银川、兰州以东地区, 24 小时最大降雨量可达 100mm 以上。年降水量变率一般为 15%~25%。水面蒸发量一般为 800~1200mm, 陆面蒸发量 200~500mm。干燥度一般为 1.5~2.5。平均每年 8 级和 8 级以上大风日数一般为 5~35 天, 平均每年沙尘暴日数为 3~15 天。

自然地理条件是崩滑流等地质灾害活动的直接因素和背景条件, 它们控制了地质灾害的灾变程度和风险水平。

## 2. 社会经济情况

评价区包括青海省的西宁市、海东地区、黄南州、海南州和甘肃省的兰州市、白银市、临夏州、定西地区、天水市, 共计 9 个市(地、州)的 40 个县(市)。该地区是黄河上游人口密度最高、社会经济最发达的地区。

评价区总人口 1360 万。人口密度很不均匀, 西宁、兰州、天水市区和近郊区最高, 达 600~2000 人/km<sup>2</sup>, 青海省黄南州、海南州人口密度稀少, 平均密度小于 30 人/km<sup>2</sup>, 其它地区平均人口密度一般为 100~300 人/km<sup>2</sup>。

评价区城市比较少, 仅有兰州、西宁、白银、天水 and 临夏市, 除兰州属大城市外, 其余均属中小城市。

评价区是黄河上游交通发达地区。陆路交通以西宁、兰州、天水为中心, 形成以铁路、公路为骨干的交通运输系统。铁路干线有天兰铁路、兰新铁路、兰青铁路、包兰铁路、青藏铁路(东段)。公路密度极不均匀, 主要集中在西宁、兰州、白银、天水、临夏等城市和部分州府、县城之间, 其它地区, 特别是西南地区公路稀少, 交通不便。

评价区水能资源丰富, 水利工程数量较多, 且规模较大。主要有龙羊峡水电站、李家峡水电站、刘家峡水库、盐锅峡水库、八盘峡水库等。

评价区有耕地 167 万公顷, 主要分布在甘肃兰州、临夏、定西、天水和青海西宁、海东地区。农业以小麦、玉米、谷子、高粱等粮食作物为主, 部分地区种植棉花、胡麻、烟草等经济作物。在青海的海东、海南、黄南等地区, 主要为牧业生产, 主要牲畜为羊, 其次为马、牛等。评价区林地面积比较小, 主要分布在南部和西南部地区, 林地主要为经济林、生态林, 其次为用材林。

由于评价区气候比较干旱,风沙活动比较强烈,加上不合理的垦殖、超载放牧和采矿、挖药、工程建设等人为活动影响,不少地区国土资源和生态环境遭到不同程度的破坏,水土流失、土地沙化、草场退化等日趋严重,不仅直接制约了本区农牧业生产,而且成为阻碍本区可持续发展的重要因素。

## 二、崩塌、滑坡、泥石流灾害风险评价

### 1. 崩塌、滑坡、泥石流灾害概况

本区是黄河上游崩塌、滑坡、泥石流灾害(以下简称崩滑流灾害)最严重地区。与此同时,本区又是黄河上游人口最稠密、社会财产最密集、社会经济最发达地区。

根据黄河上游地质灾害区划结果,评价区属于中部灾害区。该区地质灾害除地震、水土流失外,主要为崩滑流灾害。主要有以下特点:

第一,崩滑流分布广,类型多,规模大,活动频繁。评价区是黄河上游崩滑流最发育地区。崩滑流分布十分广泛,但不同地区发育程度不一,形成5个崩滑流活动密集带:西宁-湟源-海晏崩塌、滑坡、泥石流密集带;刘家峡-龙羊峡崩塌、滑坡密集带;兰州泥石流、滑坡密集带;临夏-东乡-广河滑坡密集带;陇西-甘谷-天水滑坡、泥石流密集带。不同地区灾害类型不一,全区以滑坡为主,但不同地区滑坡类型不同,黄河刘家峡-龙羊峡地带以岩质滑坡为主,其它地区以黄土滑坡为主;泥石流主要分布在兰州、天水 and 西宁地区;崩塌主要分布在黄河干流和主要支流的峡谷地带。灾害规模不等,其中崩塌和泥石流以小型为主,滑坡除大量中小型灾害外,不乏大型滑坡。如青海共和查纳滑坡体积达 $1.6 \text{ 亿 m}^3$ ;甘肃东乡洒勒山滑坡体积约 $5000 \text{ 万 m}^3$ 。崩滑流灾害活动比较强烈,特别是兰州、天水和西宁等部分地区的滑坡和泥石流活动尤其频繁。

第二,崩滑流造成的破坏损失严重。评价区是黄河上游社会经济最发达地区,特别是崩滑流密集区分布在兰州、西宁、天水等主要城市以及天兰铁路、兰新铁路、包兰铁路、青藏铁路沿线和刘家峡水电站等大型水利工程建设区,因此崩滑流灾害除威胁人民生命财产和重大工程安全外,还破坏城市发展和交通运输,造成比较严重的直接损失和间接损失。

### 2. 崩塌、滑坡、泥石流灾害风险评价

采用本章第一节确定的地质灾害风险评价理论和方法,对西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害进行危险性分析、易损性分析和风险评价,在此基础上,对评价区崩滑流灾害的风险特征进行综合分析。

(1)危险性分析。基本方法和步骤是:根据危险构成,确定危险性要素:崩滑流发育密度、活动断裂发育程度、易灾性岩土发育程度、地貌类型、地形切割程度、年降水量、暴雨与融雪强度、人为活动程度;以县(市)为评价单元,分析各要素的强弱、多寡、充分程度,并分为5个等级,绘制各要素的分布图;采用专家评判方法确定不同等级要素的评判分值以及不同要素对崩滑流危险程度的作用权值;利用评价模型计算各县(市)的危险性指标,根据危险性指数分布情况,将危险性分为轻重不同的5个等级,绘制评价区崩滑流灾害危险性程度图(表12-16、12-17,图12-8、12-9、12-10、12-11、12-12、12-13、12-14、12-15、12-16)。

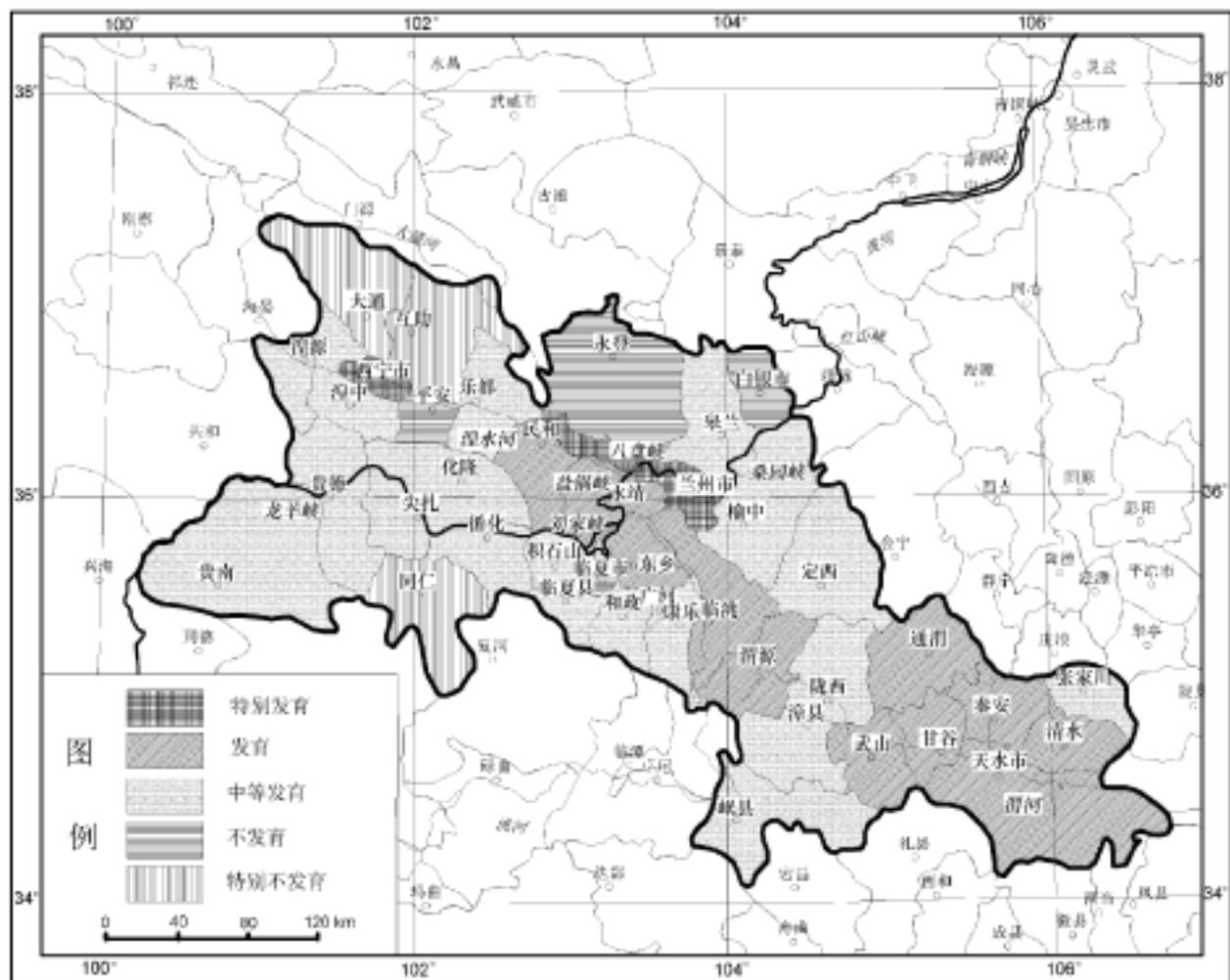


图 12-8 西宁-兰州-天水地区崩滑流发育程度图

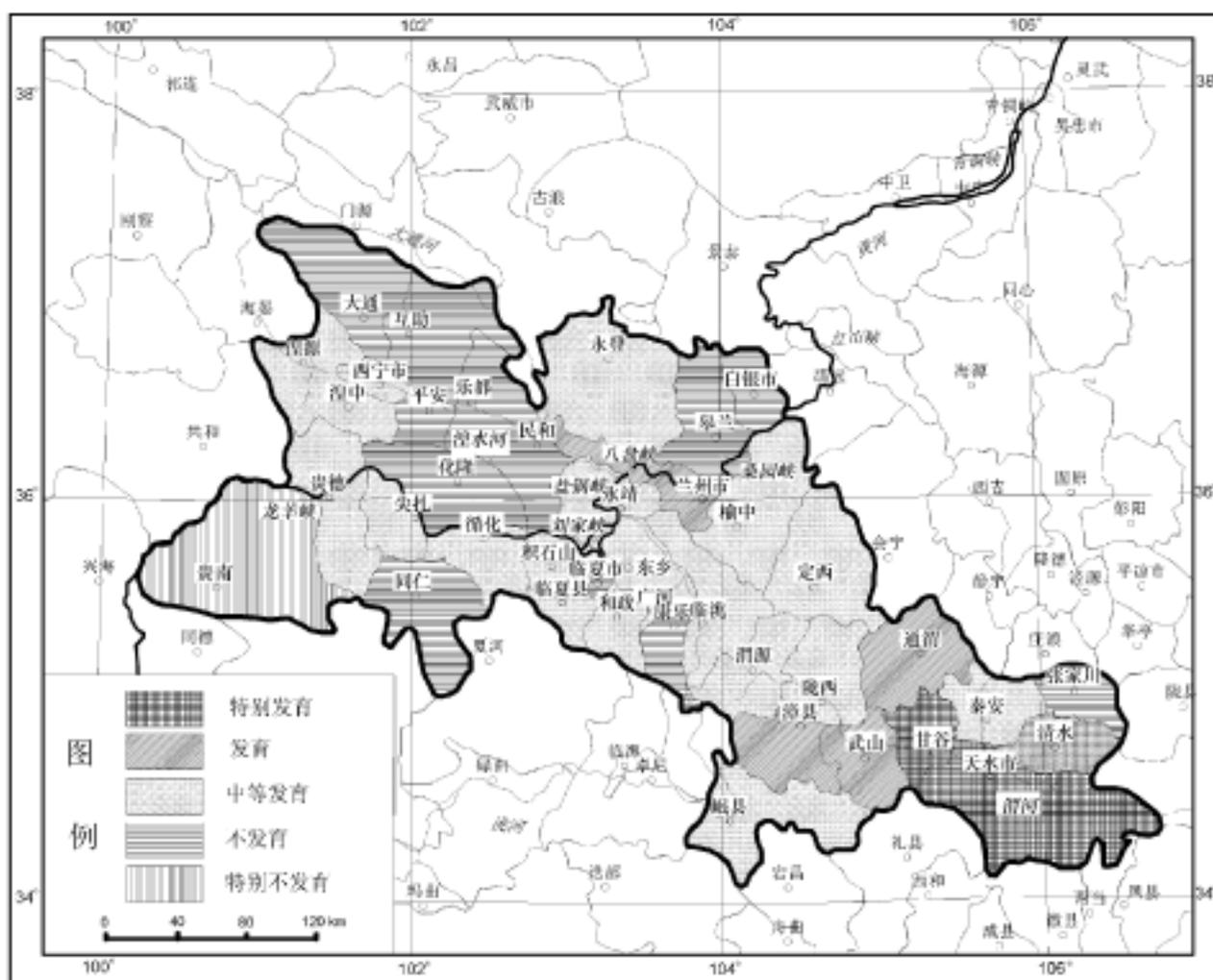


图 12-9 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的活动断裂发育程度图

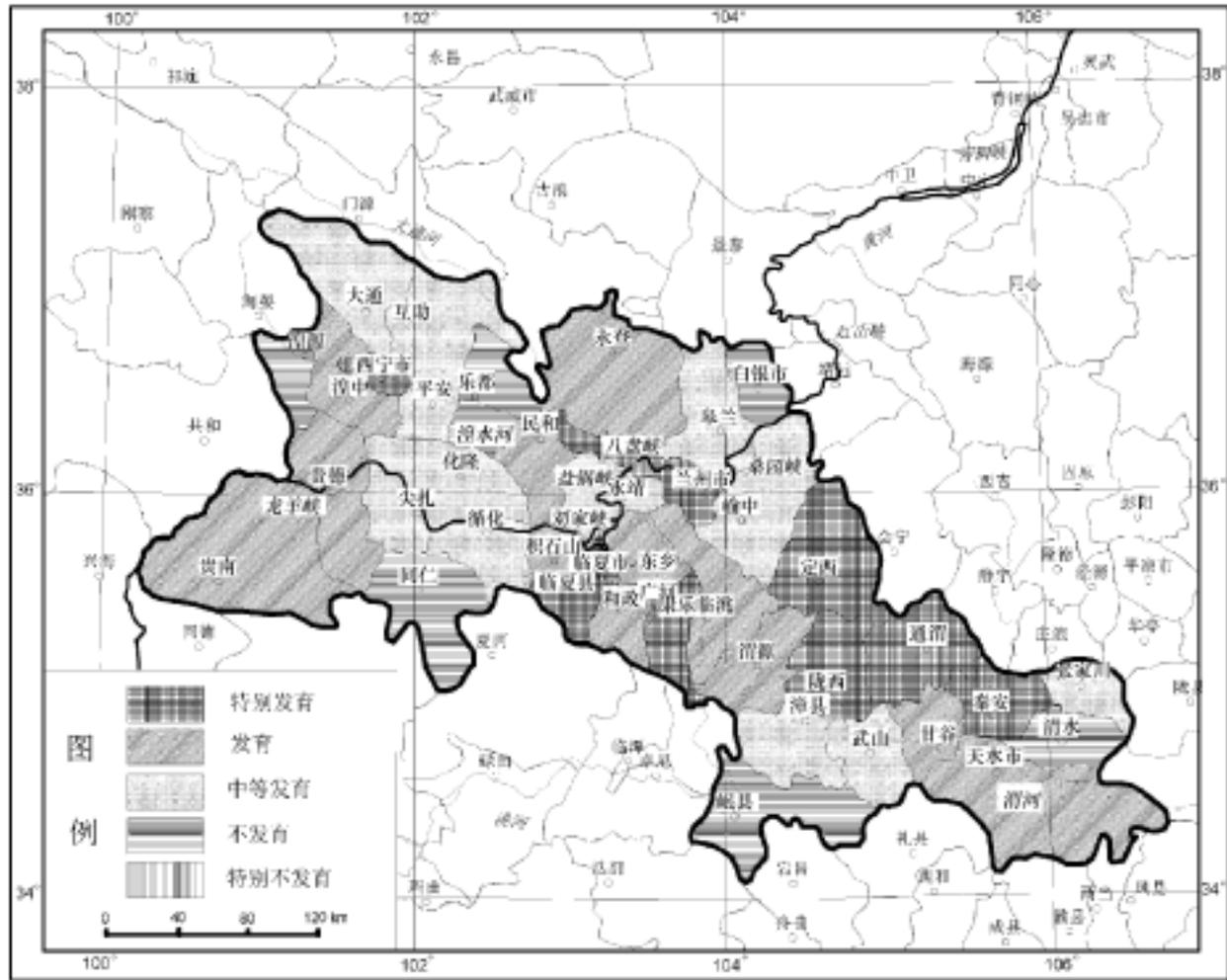


图 12-10 西宁-兰州-天水地区崩滑流易灾性岩土发育程度图

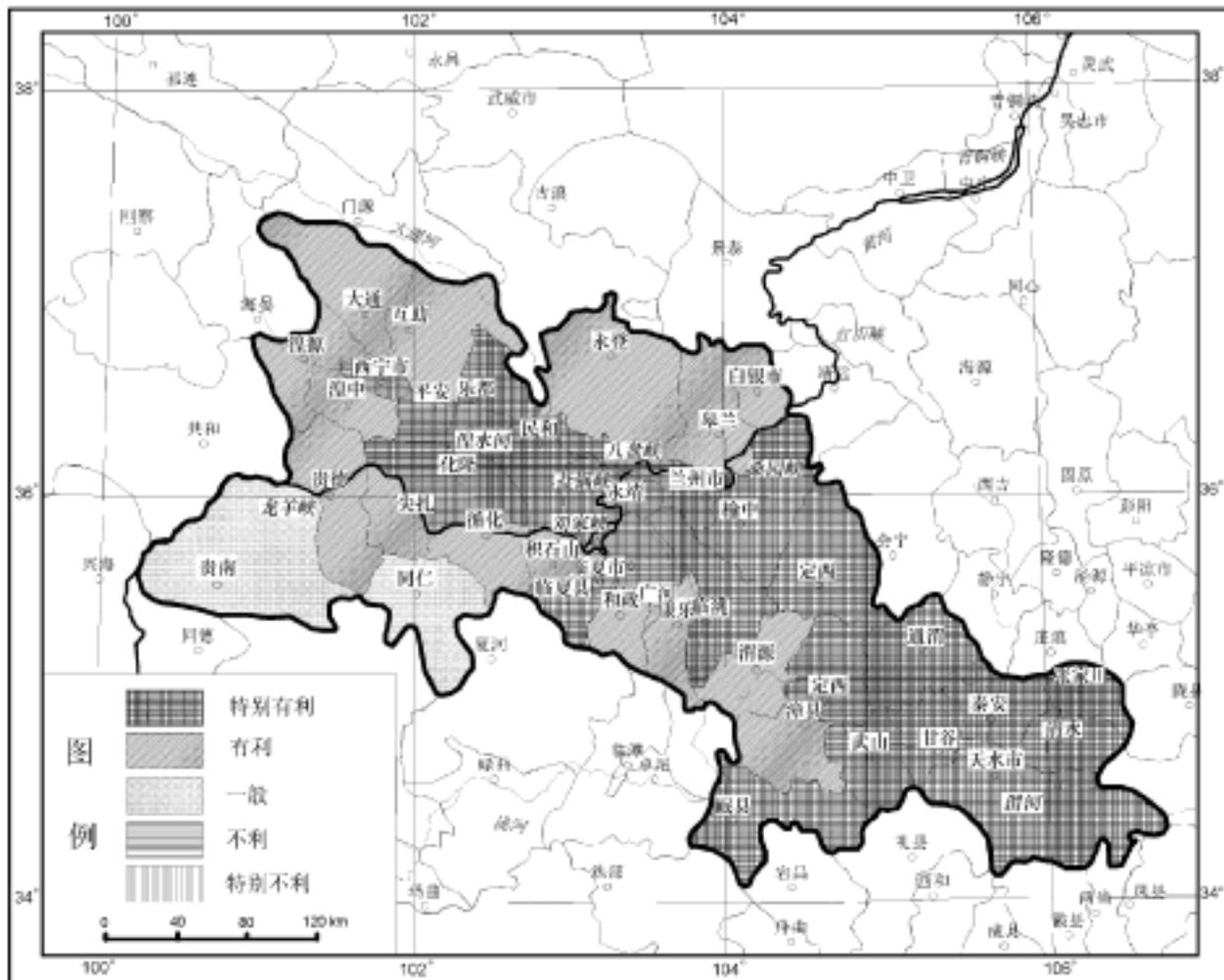


图 12-11 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的地貌条件图

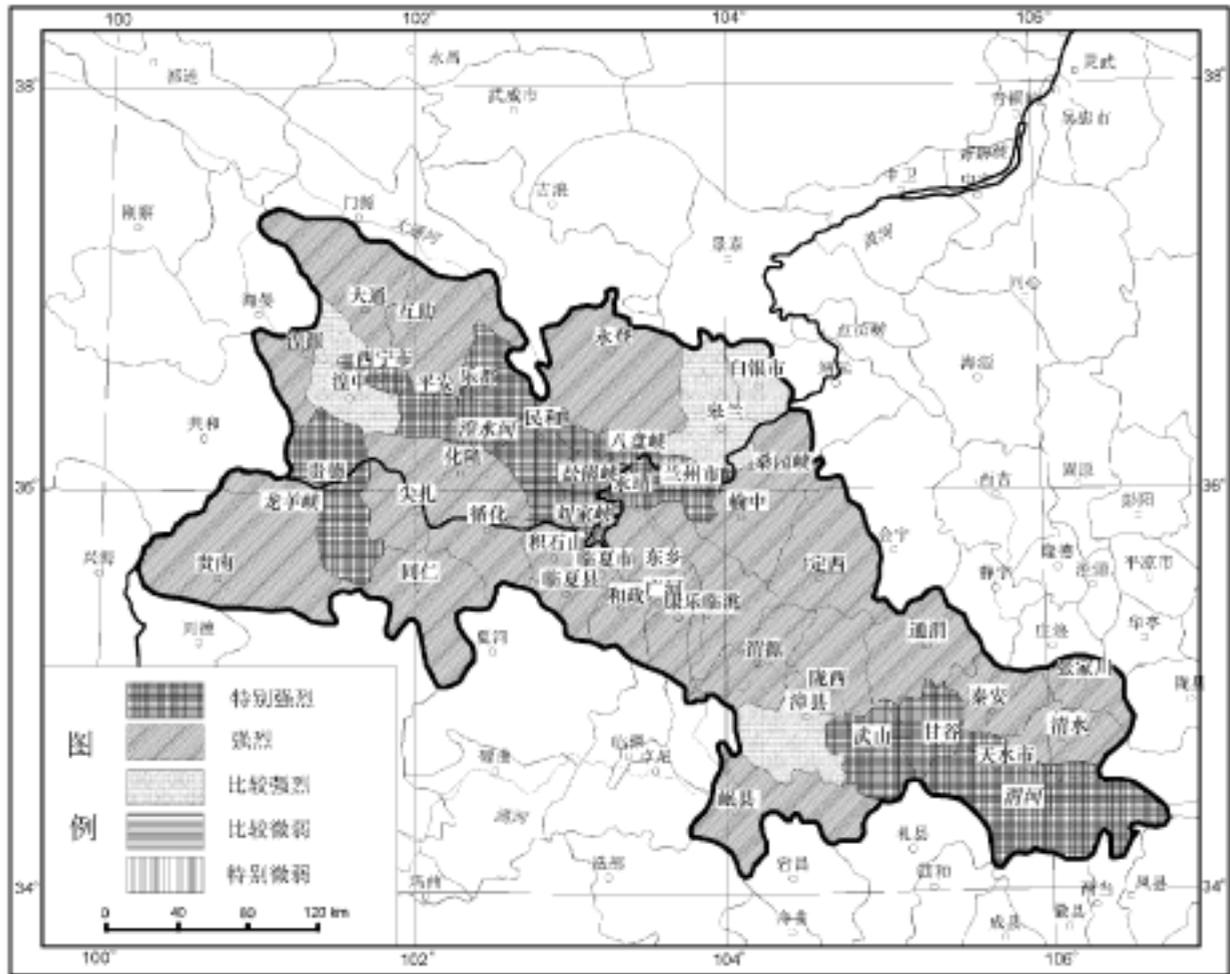


图 12-12 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的地表侵蚀切割程度图

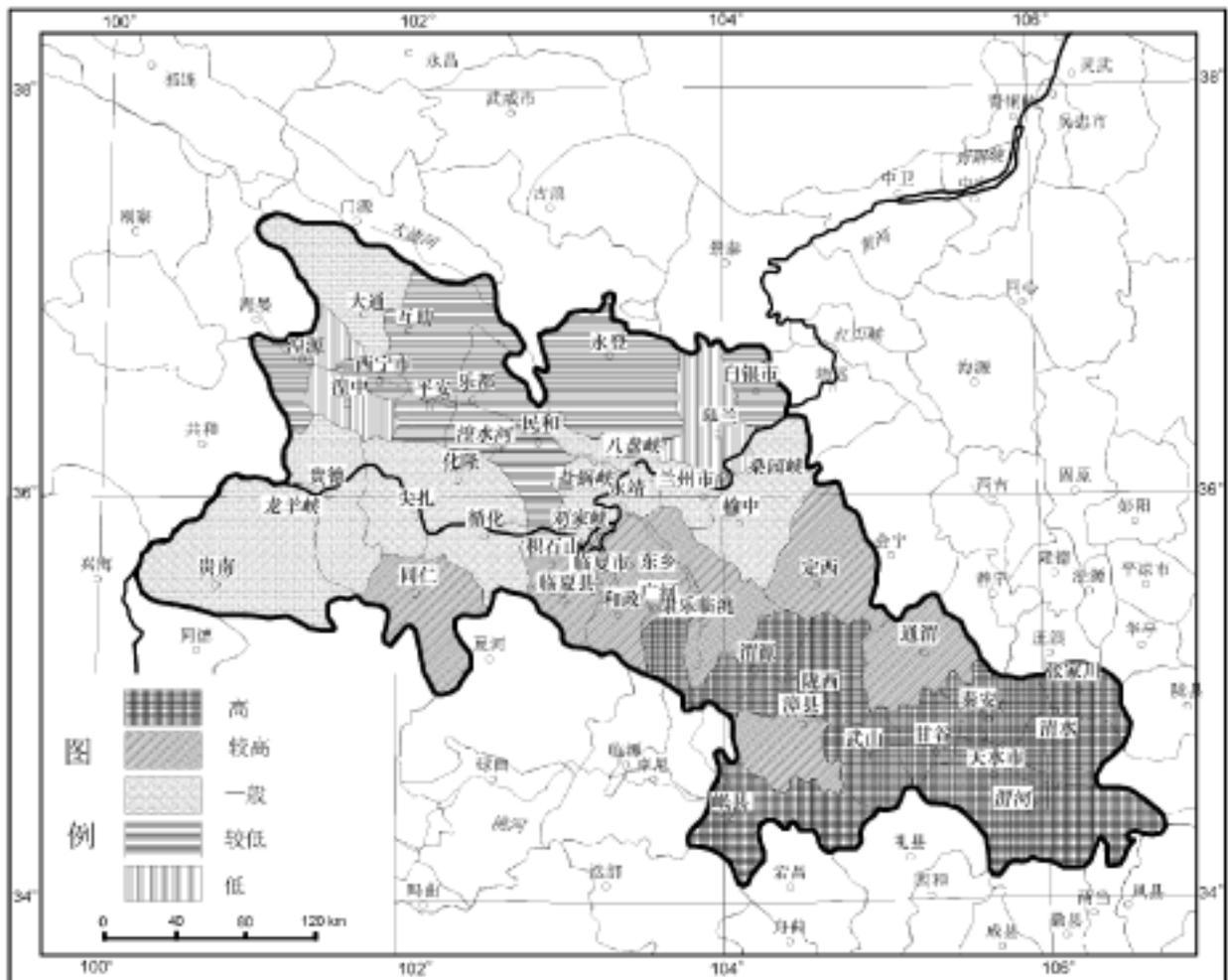


图 12-13 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的年降水程度图

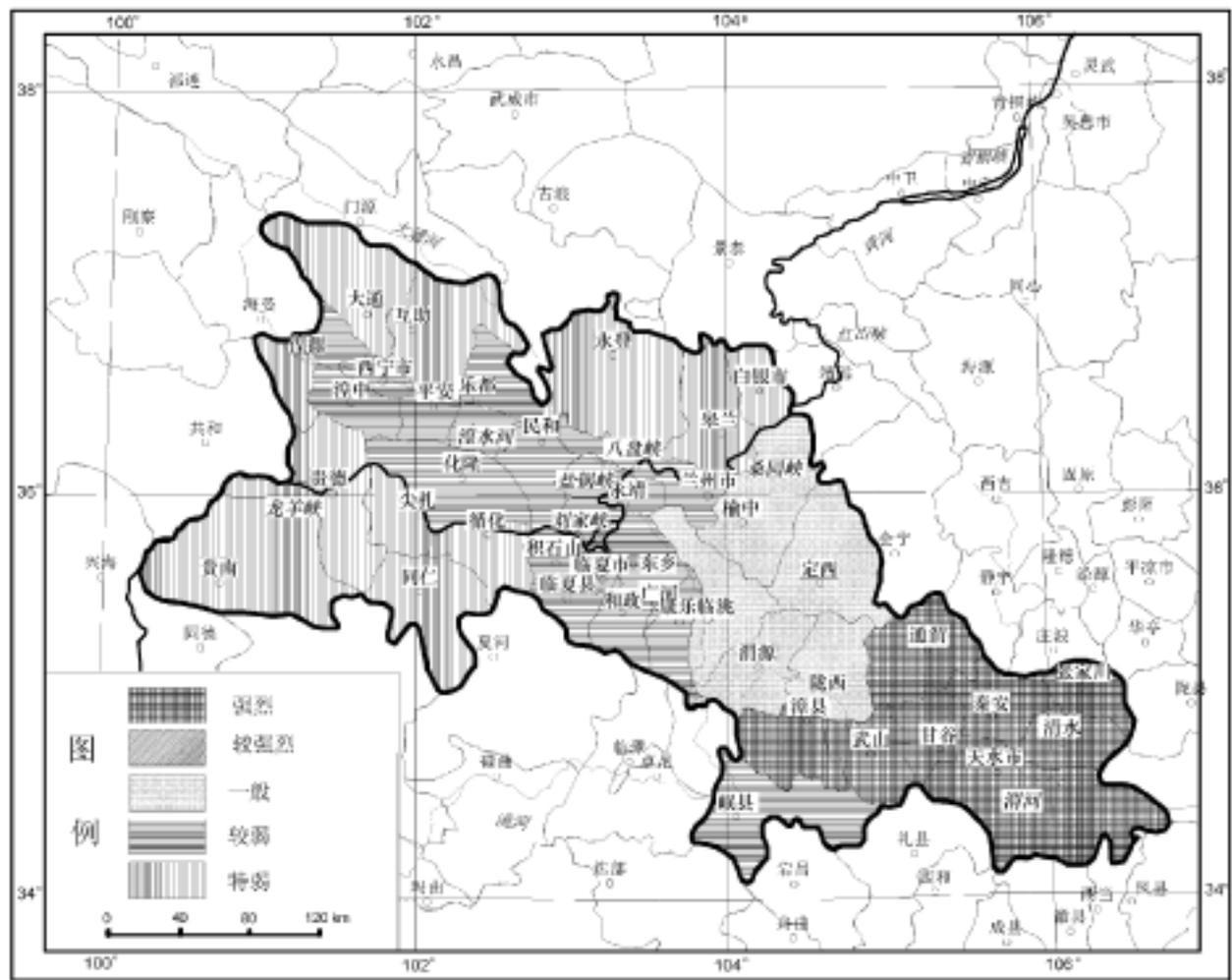


图 12-14 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的暴雨程度图

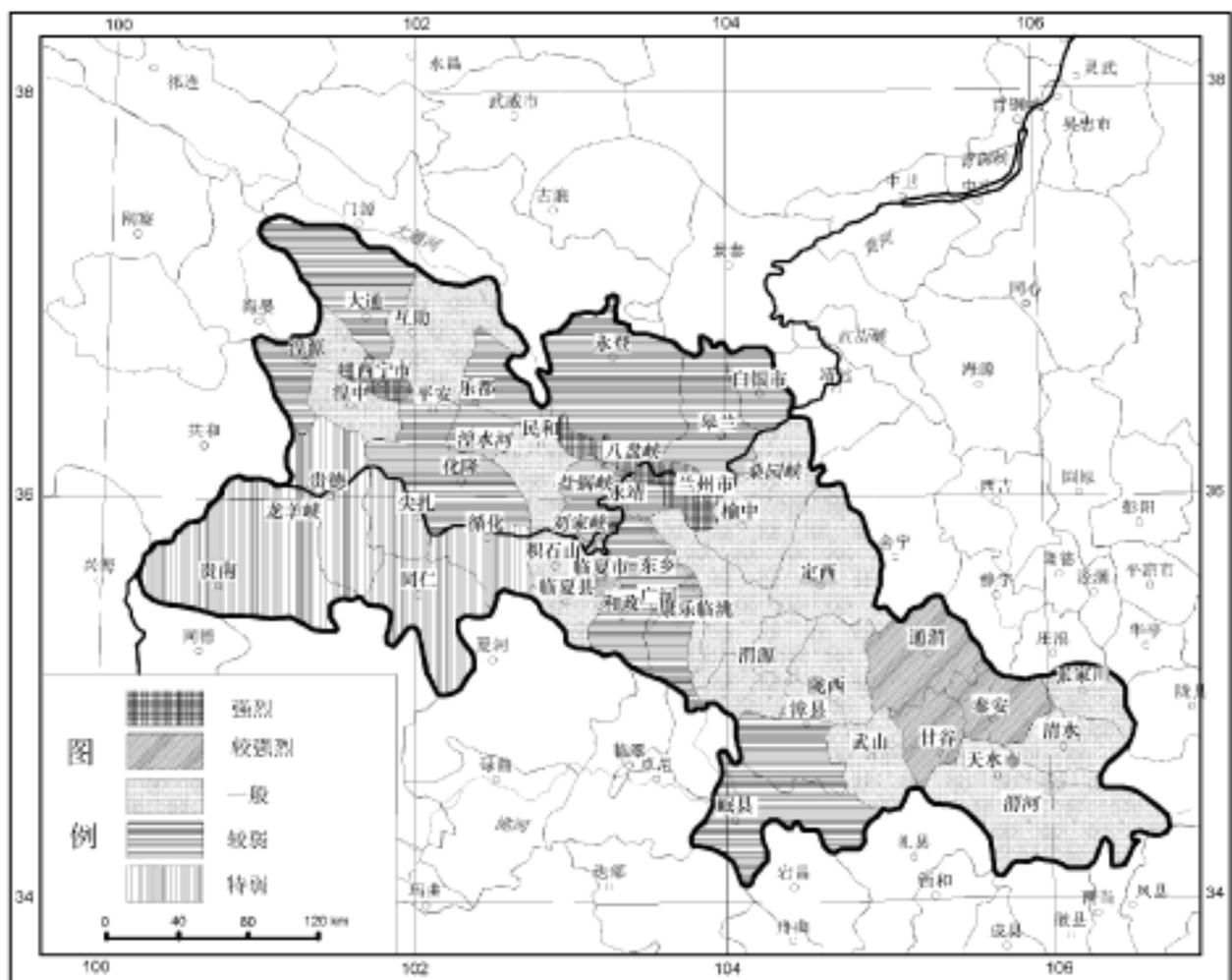


图 12-15 西宁-兰州-天水地区影响崩滑流活动的人为活动程度图

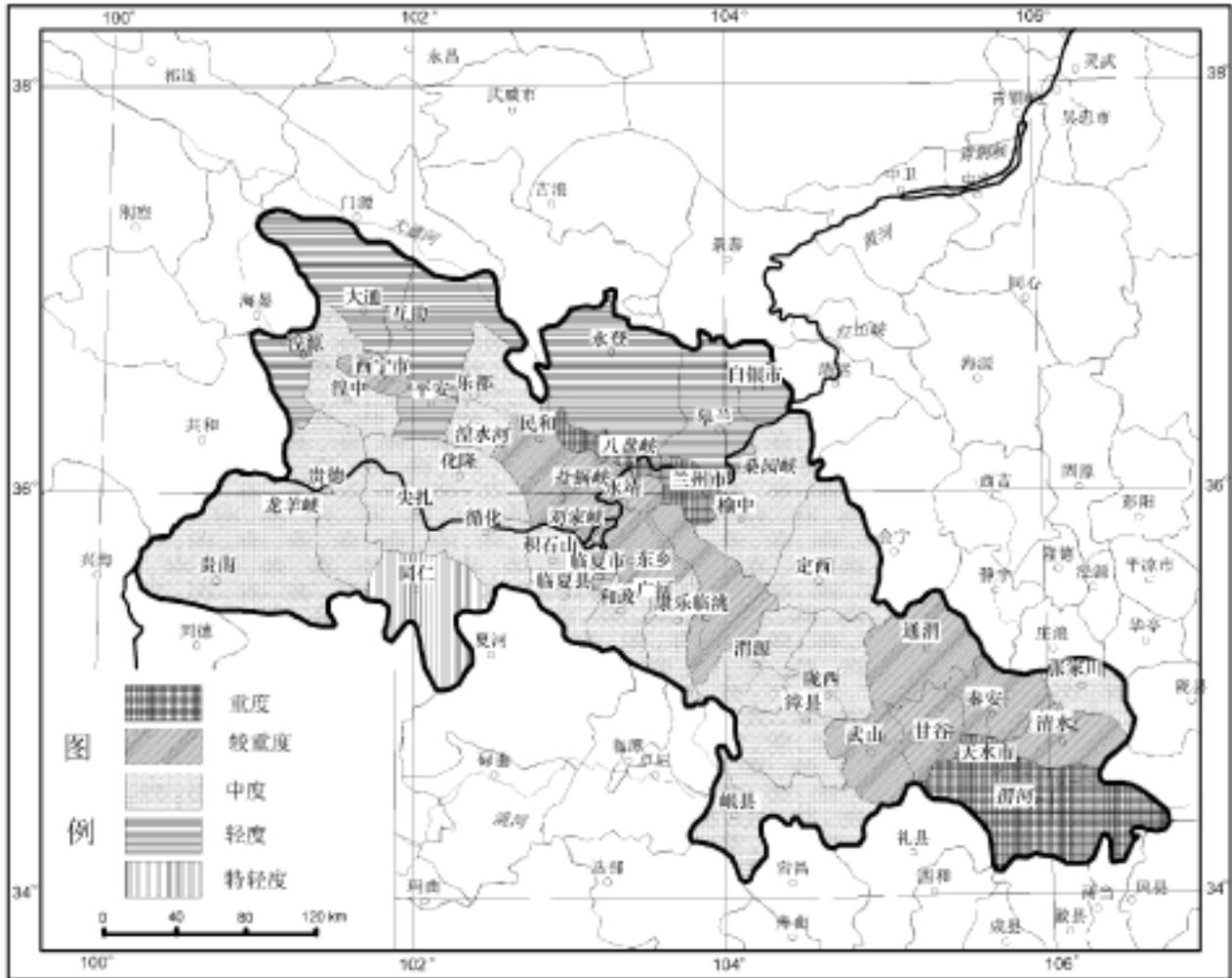


图 12-16 西宁-兰州-天水地区崩滑流活动危险程度图

根据分析结果,评价区崩滑流灾害的危险性相对程度差异较大,总体分布特点是中部和东部危险性重,北部和西南部危险性轻。5个等级危险性分布单元是:重度危险性县(市)为兰州市和天水市;较重度危险性县(市)为西宁市、民和县、永靖县、东乡县、临洮县、通渭县、秦安县、清水县、甘谷县、武山县;中度危险性县(市)为湟中县、乐都县、贵德县、贵南县、化隆县、尖扎县、循化县、积石山县、和政县、广和县、康乐县、榆中县、定西县、渭源县、陇西县、漳县、岷县、张家川县;轻度危险性县(市)为大通县、互助县、平安县、湟源县、永登县、皋兰县、白银市、临夏市;特轻度危险性县(市)为同仁县。

(2)易损性分析。基本方法和步骤是:根据易损性构成,确定易损性要素:人口密度、房屋密度、铁路密度、公路密度、水利工程密度、耕地面积比,以县(市)为评价单元,按照各要素的多寡程度分为5个等级,绘制各要素的分布图;采用专家评判方法确定不同等级要素的评判分值以及评价区综合易损性指数分布情况,将易损性分为高低不同的5个等级,绘制评价区崩滑流灾害易损性分布图(表 12-18、12-19、图 12-17、12-18、12-19、12-20)。

根据分析结果,评价区崩滑流灾害的易损性相对差异较大,总体分布特点是中部和东北部较高,西南部低。5个等级易损性分布单元是:高易损区为兰州市和西宁市;较高易损区为临夏市和广河县、秦安县;中等易损区为白银市和湟中县、民和县、积石山县、临夏县、榆中县、临洮县、定西县、通渭县、陇西县、武山县、甘谷县、张家川县,较低易损区为大通县、互助县、平安县、乐都县、湟源县、化隆县、永登县、皋兰县、永靖县、东乡县、和政县、康乐县、渭源县、漳县、岷县、清水县和天水市;低易损区为贵德县、贵南县、尖扎县、循化县、同仁县。

表 12-16 西宁 - 兰州 - 天水地区崩滑流危险性要素分级表

危险性要素	崩滑流发育密度(处/km <sup>2</sup> )	崩滑流活动条件							等级评判分值	
		活动断裂发育程度	易灾性岩土发育程度	地貌类型	地形切割程度	年降水量 mm	平均每年暴雨日数 天	人为活动程度		
权值	0.65	0.05	0.08	0.1	0.05	0.01	0.01	0.05		
要素分级	A	< 1	特别不发育,且活动微弱	块状岩浆岩、变质岩为主,易灾性岩土极不发育	主要为山间平原和河谷平原	微弱	< 300	< 0.1	微弱	1
	B	1 ~ 5	不发育,且活动不强烈	块状岩浆岩、变质岩为主,部分地区发育有易灾性岩土	主要为高原和河谷平原	不强烈	300 ~ 400	0.1 ~ 0.2	不强烈	2
	C	5 ~ 10	较发育,且活动较强烈	黄土等易灾性岩土比较发育	以侵蚀山地高原为主	较强烈	400 ~ 500	0.2 ~ 0.3	较强烈	4
	D	10 ~ 20	发育,且活动强烈	以黄土和软硬相间的层状碎屑岩为主,易灾性岩土发育	以黄土塬、黄土梁峁、侵蚀山地为主,部分丘陵、台地	强烈	500 ~ 600	0.3 ~ 0.5	强烈	6
	E	> 20	特别发育,且活动特别强烈	黄土和软硬相间的层状、片状碎屑岩等易灾性岩土特别发育	黄土塬、黄土梁峁、侵蚀山地	特强烈	> 600	> 0.5	特强烈	10

表 12-17 西宁 - 兰州 - 天水地区崩滑流危险性等级划分表

危险性等级	A	B	C	D	E
危险程度	特轻度	轻度	中度	较重度	重度
危险性指数	0 ~ 2	2 ~ 4	4 ~ 6	6 ~ 8	8

表 12-18 西宁 - 兰州 - 天水地区崩滑流易损性要素分级表

易损性要素	人口易损性 (人口密度)	工程易损性 (房屋、铁路、公路、水利工程密度)	耕地易损性 (耕地面积比%)	
	权值	0.45	0.35	0.20
要素分级	A	< 10	低	< 10
	B	10 ~ 100	较低	10 ~ 20
	C	100 ~ 200	中等	20 ~ 30
	D	200 ~ 800	较高	30 ~ 40
	E	> 800	高	> 40

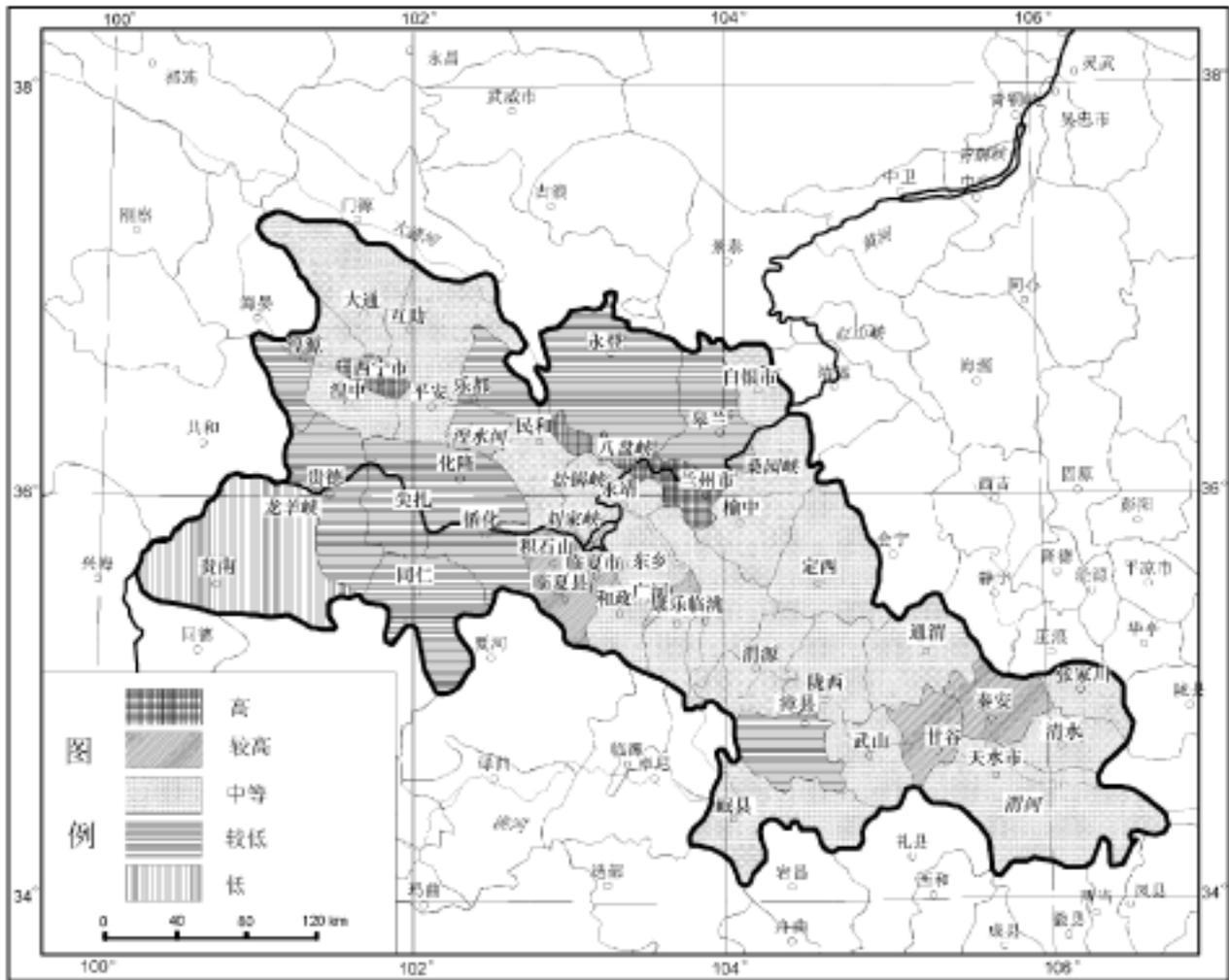


图 12-17 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害人口易损性分布图

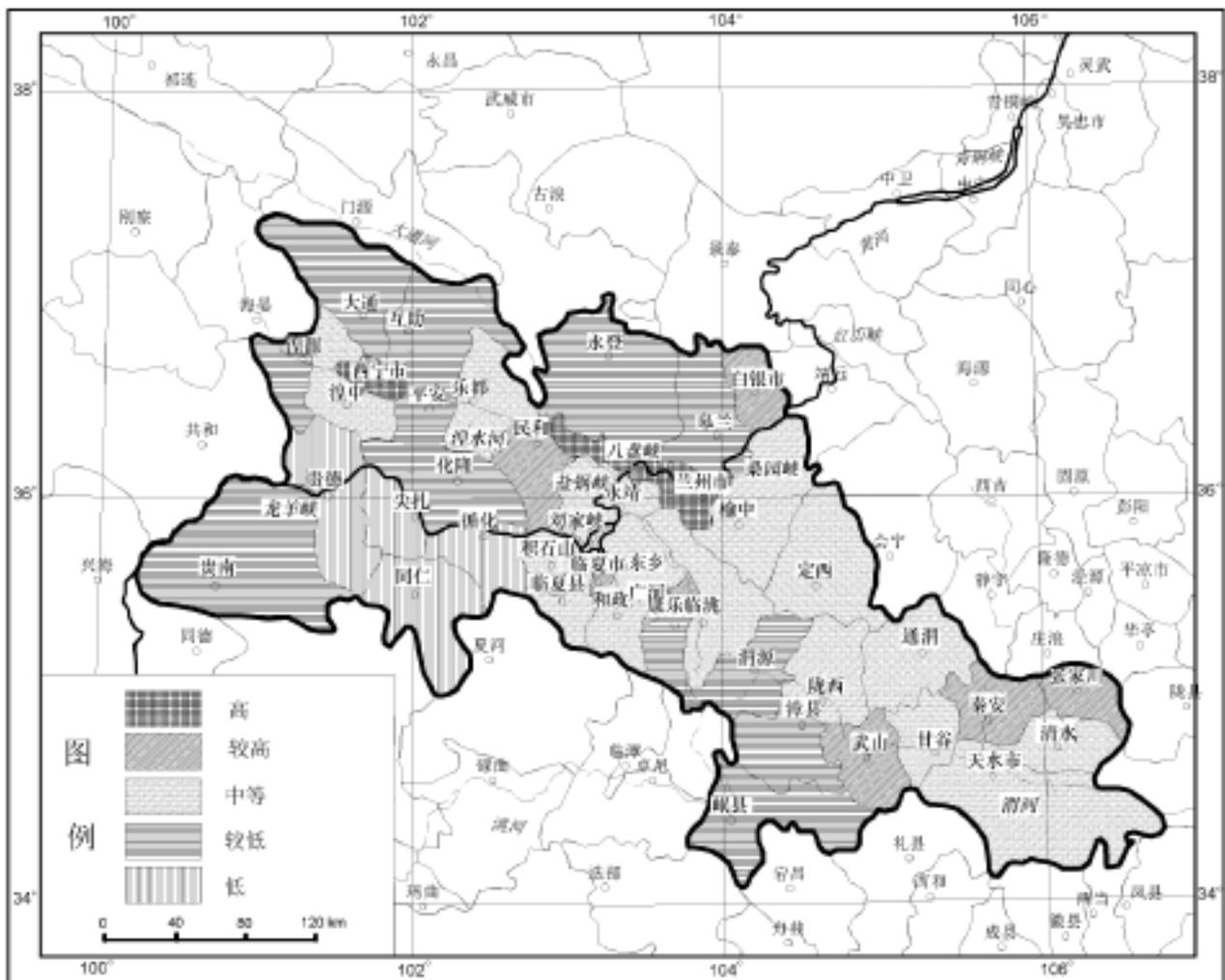


图 12-18 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害工程易损性分布图

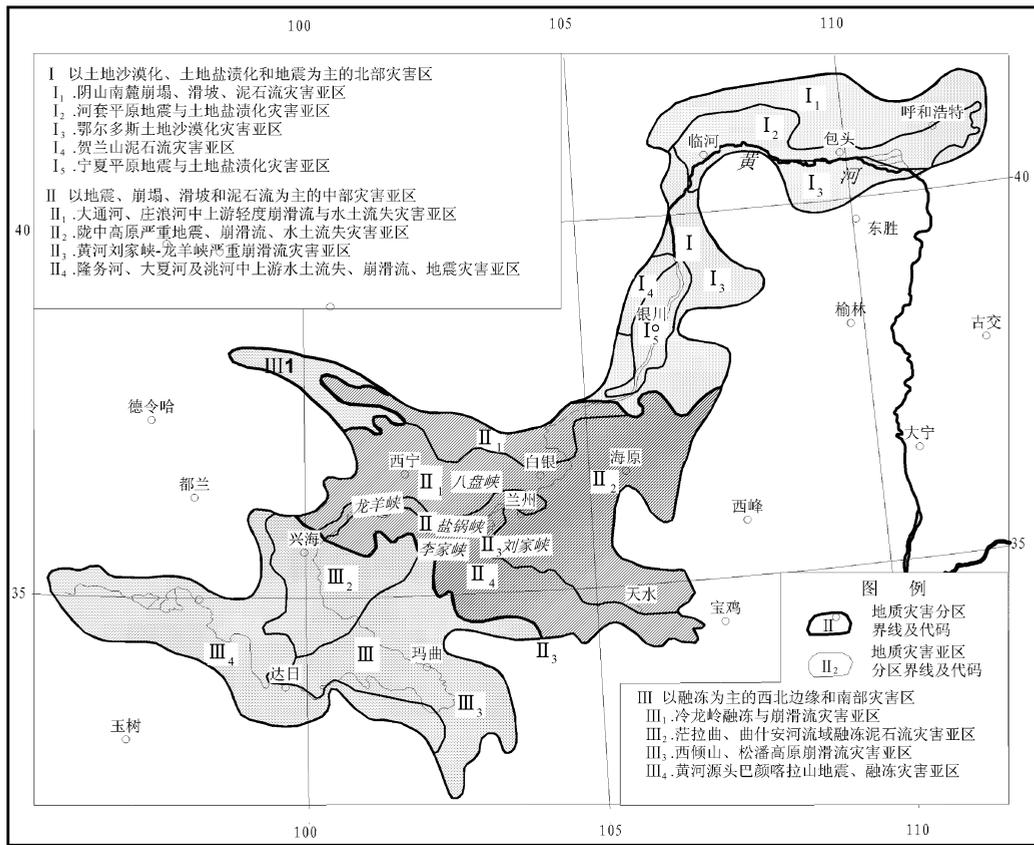


图 12-19 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害耕地易损性分布图

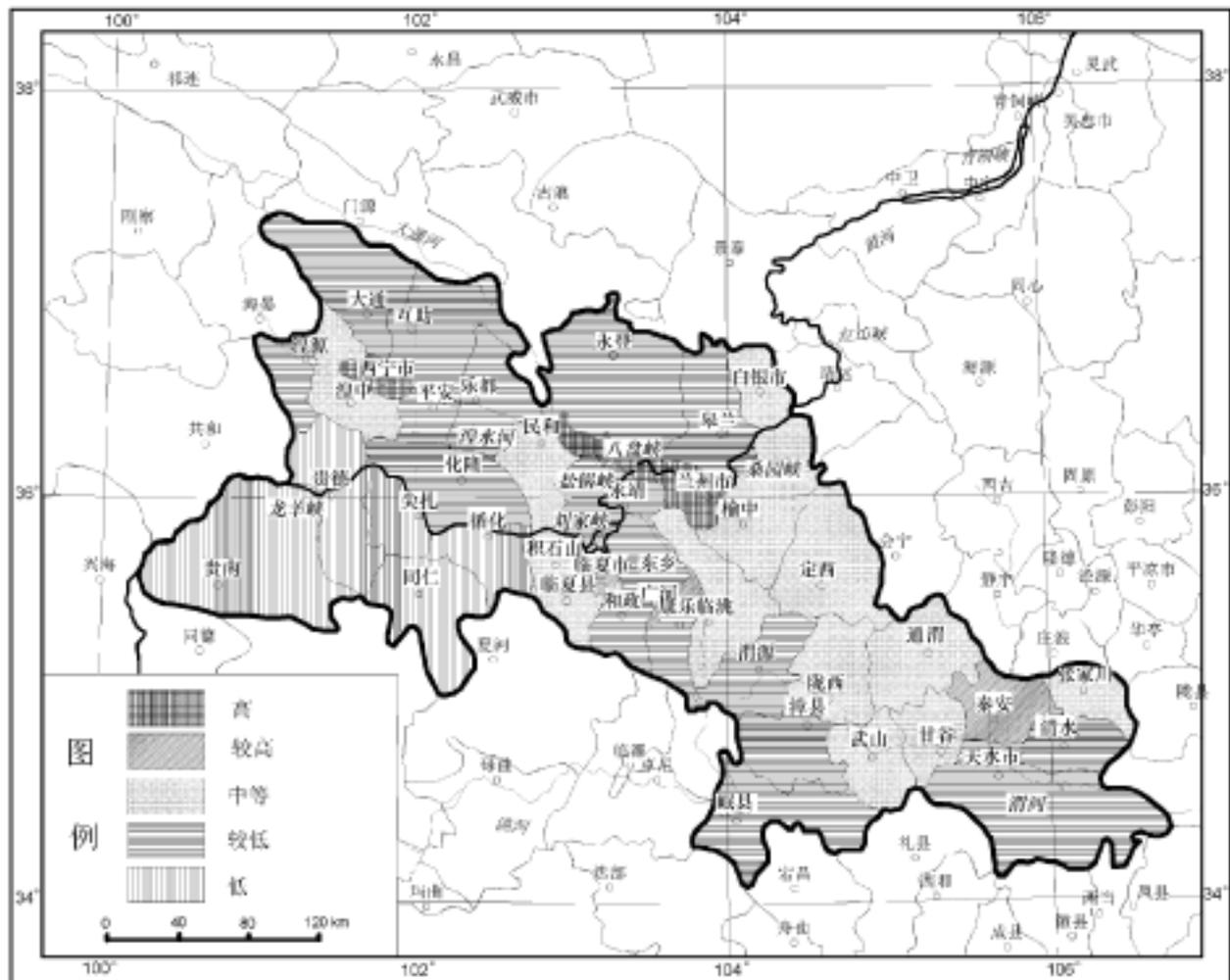


图 12-20 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害综合易损性分布图

表 12-19 西宁-兰州-天水地区崩滑流易损性等级划分表

易损性等级	A	B	C	D	E
易损性程度	特轻度	轻度	中度	较重度	重度
易损性指数	0~2	2~4	4~6	6~8	8

(3) 风险评价。基本方法和步骤是:在危险性分析和易损性分析基础上,根据风险评价模型,计算评价单元风险指数;根据风险指数分布情况,划分风险等级,绘制风险程度分布图(表 12-20、图 12-21);结合崩滑流灾害的形成条件,进行风险分析。

表 12-20 西宁-兰州-天水地区崩滑流风险等级划分表

风险性等级					
风险性程度	低	较低	中等	较高	高
风险性指数	< 4	4~16	16~36	36~64	> 64

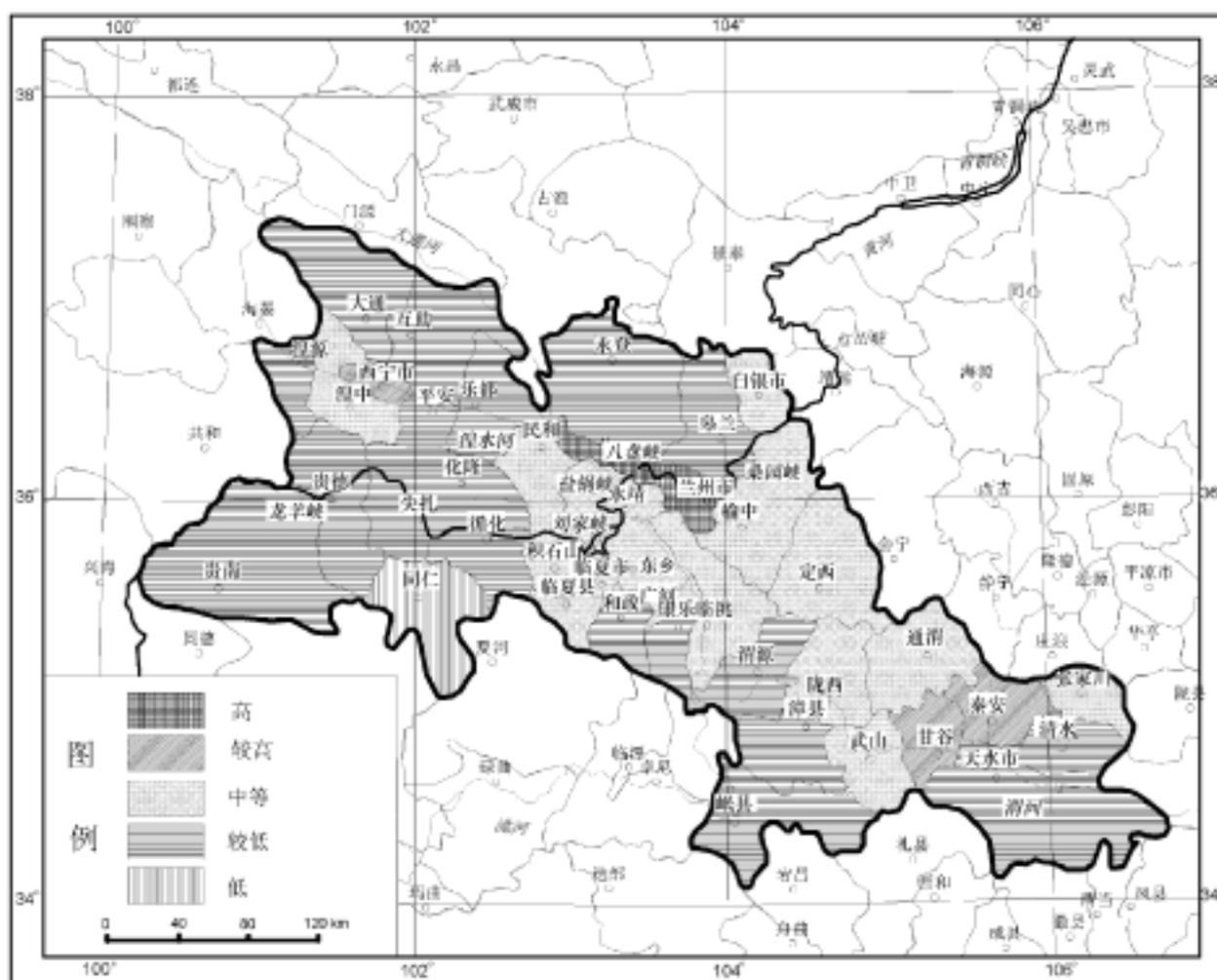


图 12-21 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害风险程度图

根据评价结果,不同地区崩滑流灾害风险程度相对差异较大,总体分布特点是东北部较高,西部和西南部较低。5 个风险等级的分布单元是:高风险区为兰州市;较高风险区为西宁市和秦安县、甘谷县;中度风险区为湟中县、民和县、永靖县、积石山县、东乡县、临夏市、临夏县、榆中县、广河县、临洮县、定西县、渭源县、通渭县、陇西县、武山县、张家川县、清水县、

天水市;较低风险区为大通县、互助县、平安县、乐都县、湟源县、贵德县、贵南县、化隆县、尖扎县、循化县、永登县、皋兰县、白银市、和政县、康乐县、漳县、岷县;低风险区为同仁县。

评价区崩滑流灾害风险程度是危险性和易损性的综合反映:高风险区和较高风险区均为重度-较重度危险区和高易损区;中度风险区为中度-较重度危险区和较低-中度易损区;较低度和低度风险区为低度-中度危险区和低度-较低度易损区(图 12-22)。

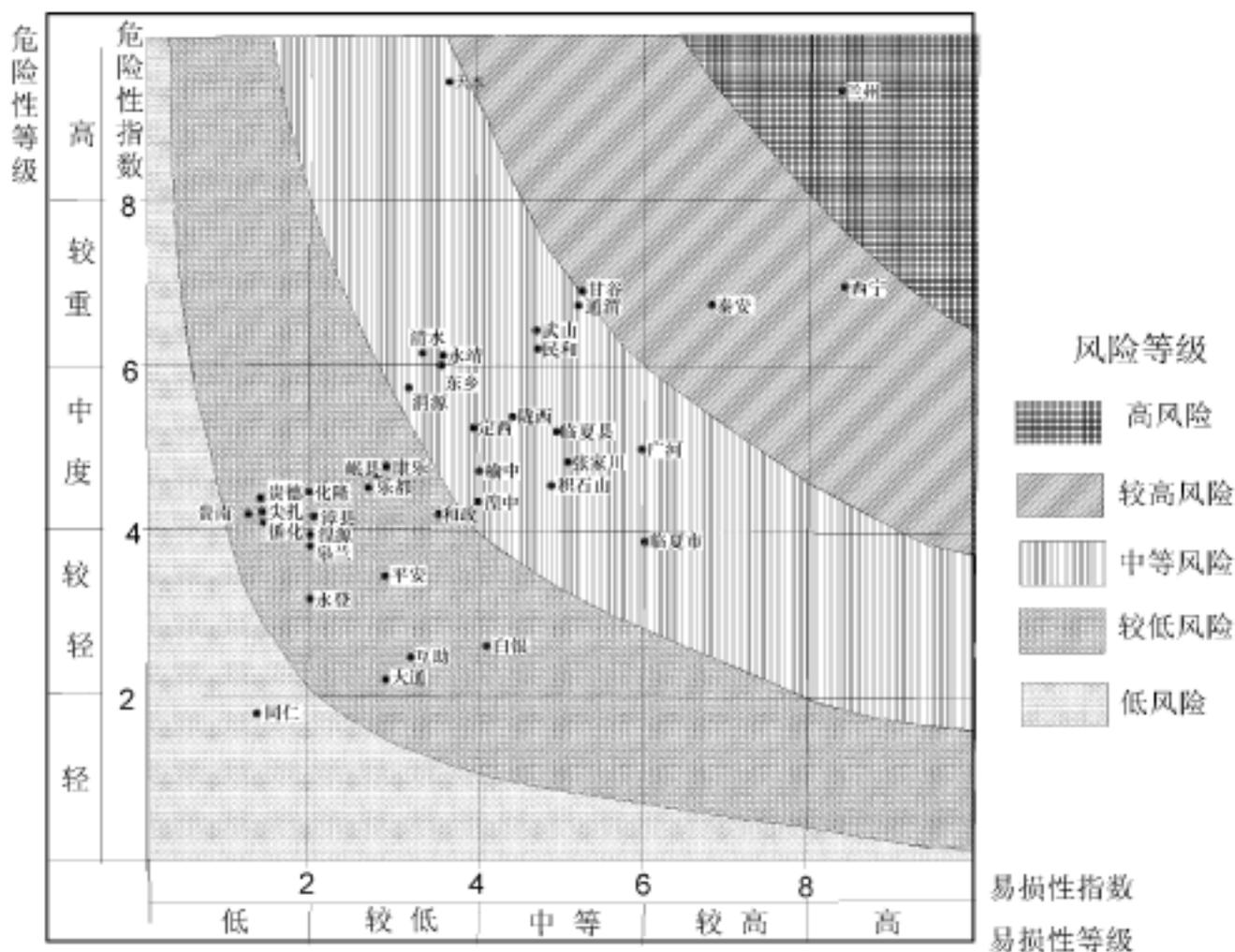


图 12-22 西宁-兰州-天水地区崩滑流灾害危险性、易损性及风险程度对比图

根据评价区崩滑流灾害风险分布与风险构成特点,可分为三种类型:一是位于中部陇中高原上的兰州市、西宁市及天兰铁路沿线的一些城镇,地形起伏切割严重,活动断裂和黄土发育,崩滑流活动频繁,人口密集,社会经济比较发达,崩滑流灾害的危险性、易损性和风险程度较高;二是地处东部陇中高原的甘肃省临夏、定西、天水地区,地形起伏切割严重,活动断裂和黄土发育,崩滑流数量多、分布广,活动比较频繁,以农业种植业为主,人口密度较高,人为活动比较强烈,崩滑流灾害的危险性、易损性和风险以中等为主;三是地处西北部的高原、山地的青海省海东、黄南和甘肃省的白银地区,地形起伏切割比较严重,一些地区发育有活动断裂和易灾性岩土,部分地区崩滑流比较发育,人口密度低,社会经济不发达,崩滑流灾害的危险性、易损性和风险程度较低。

## 参 考 文 献

- 陈喜昌 .2000 .一个用于防灾的坡型系统 .地质灾害与环境保护,11(2):107~111
- 陈毓川,赵逊,张之一等 .2000 .世纪之交的地球科学——重大地学领域进展 .北京:地质出版社
- 邓聚龙 .1987 .灰色系统基本方法 .武汉:华中工学院出版社
- 冯利华 .2000 .基于神经网络的洪水预报研究 .自然灾害学报,9(2):45~48
- 甘肃省地质矿产局、环境地质研究所 .1996 .甘肃省地质灾害发育分布图 .兰州:甘肃民族出版社
- 高文学等 .1996 .中国自然灾害史(总论) .北京:地震出版社
- 国家地震局 .1991 .中国地震烈度区划图及说明书 .北京:地震出版社
- 国家地震局编制 .1991 .中国及毗邻海区新构造图(1:400万) .北京:地震出版社
- 国家地震局震害防御司 .1993 .地震灾害预测与评估手册 .北京:地震出版社
- 胡宝清,刘顺生,张洪恩等 .2001 .长江流域地质-生态环境的演化机制及综合自然灾害区划 .自然灾害学报,10(3):13~19
- 胡瑞林 .1998 .地质灾害计算机预测系统与应用 .北京:地质出版社
- 黄崇福 .1998 .以历史灾情资料为依据的农业自然灾害风险评估方法 .自然灾害学报,7(2)
- 黄崇福 .1999 .自然灾害风险分析的基本原理 .自然灾害学报,8(2)
- 江东,王健华,陈佩佩等 .1999 .GIS软件支持下的煤矿水害预测研究 .地质灾害与环境保护,10(1):67~78
- 梁正召,芮勇勤,唐春安等 .2000 .露天矿潜滑体边坡变形、失稳模拟分析 .地质灾害与环境保护,11(3):234~237
- 刘化仁 .2000 .跨世纪的十大人为环境灾难及其对策 .地质灾害与环境保护,11(4):279~282
- 刘军,张倬元 .模糊综合评判方法在四川某公路深挖路堑边坡稳定性分析中的应用 .地质灾害与环境保护,11(3):238~241
- 刘希林 .1995 .泥石流危险性评价 .北京:科学出版社
- 刘希林 .2000 .泥石流风险评价中若干问题的讨论 .山地学报, No. 4
- 罗元华,张梁,张业成等 .1998 .地质灾害风险评估方法 .北京:地质出版社
- 沈芳,黄润秋,苗放等 .2000 .地理信息系统与地质环境评价 .地质灾害与环境保护,11(1):6~10
- 汪晶 .1998 .风险评价技术的原理与进展 .环境科学, No. 3
- 吴青伯,刘永智,童长江等 .寒区冻土环境与工程环境间的相互作用 .工程地质学报,8(3):281~287
- 向喜琼,黄润秋 .2000 .地质灾害风险评价与风险管理 .地质灾害与环境保护,11(1):38~41
- 许强,黄润秋,巨能攀等 .2000 .滑坡治理方案的计算机辅助设计系统(Slope-CAD)的开发与研究 .中国地质灾害与防治学报,11(4):33~38
- 许强,黄润秋,巨能攀等 .2001 .边坡岩块体稳定性分析系统的开发与研究 .工程地质学报,9(4):408~413
- 殷跃平,柳源 .2000 .中国地质灾害防治研究——对国际减灾十年活动(1990-2000)的思索 .工程地质学报(增刊):1~10
- 于庆东 .1999 .灾害经济损失评估理论与方法探讨 .灾害学,8(2)
- 张梁,张业成,罗元华等 .1998 .地质灾害灾情评估理论与实践 .北京:地质出版社 .
- 张梁,张建军 .2000 .地质灾害风险区划理论与方法 .地质灾害与环境保护,11(4):323~328
- 张梁,张业成,高兴和,刘晓燕 .2002 .地质灾害经济学 .河北人民出版社
- 张业成,胡景江,张春山等 .1995 .中国地质灾害危险性分析与灾变区划 .海洋地质与第四纪地质,15(3):55~67
- 张业成,张春山,张梁等 .1993 .中国地质灾害系统层次分析与综合灾度计算,中国地质科学院院报(27、28) .北京:地质出版社,139~154
- 张业成,张梁 .1996 .正在兴起的地质灾害风险评估 .见:当代地质科学进展(1995),武汉:中国地质大学出版社
- 张永波,张礼中,周小元等 .2001 .地质灾害信息系统的设计与开发 .北京:地质出版社
- 中国地质科学院主编 .1976 .中华人民共和国地质图(1/400万) .北京:中国地图出版社
- 中国科学院编南京地理与湖泊研究所编制 .1993 .中国及其毗邻地区地貌图(1/400万) .北京:中国地图出版社
- 中国地图出版社编制 .1998 .中国自然地理图集 .北京:中国地图出版社
- 中华人民共和国地图集 .1984 .北京:地图出版社
- Anon, Webster's. 1989. Encyclopedic Unabridged dictionary of the English Language, Gramercy books. New York.

- Arattano M. 1999. On the Use of Seismic Detectors as Monitoring and Warning System for Debris Flows. *Natural hazards*, 20 (2/ 3)
- Arnould M. 1976. Geological Hazards-insurance and Legal and Technical Aspects. *Bulletin of The International Association of Engineering Geology*. No. 14:263 ~ 274
- Azm S. Al-homoud, Gutaiba A. Al-masri. 1999. An expert System For Analysis and Design of Cut Slopes and Embankments. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.5. No.2. 157 ~ 172
- Bell F G. 1999. Geological Hazards, Their Assessment, Avoidance and Mitigation. Published by E & FN Spon. London.
- Besson L, Tacher Y. 1988. The Regulation of Map-making of Natural Hazards in Isere, France. *Landslides*, Ch. Bonaard (ed) :1497 ~ 1498
- Blaikie P T, C I Davis and B Wisner. 1994. *At Risk: Natural Hazards. People 's Vulnerability, and Disasters*, Routledge, London
- Brabb E E .1984. Innovation Approachs to Landslide Hazard and Risk Mapping. *Proc. Of 4th ISL, Toronto*: 307 ~ 323
- Brabb E E, Panpeyan E H, Bonilla M G. 1972. Mmap of Landslide Susceptibility in San Mateo Country, California. *US Geological Survey*
- Brand E W 1988. Landslide Risk Assessment in Hong Kong. *Landslide*:1059 ~ 1074 .Brunsden D, Prior D B. 1984. *Slope Instability*. John Wiley & Sons Ltd
- Busoni E P S, Senchis C. Calzolari and A. Romagnoli. 1995. Mass Movement and Erosian Hazard Patterns by Multivariate Analysis of Landscape Integrate data: The Upper Orcia River Valley (Siena, Italy) case. *Catena*
- Carrara A, Guzzetti F, Cardinali M, Reichenbach P. 1999. Use of GIS Technology in the Prediction and Monitoring of Landslide Hazard Natural Disaster. *Natural hazards*, (2/ 3)
- Carrara. 1983. Multivariate Models For Landslide Hazard Evaluation. *Math. Geology*. (15):403 ~ 426
- Glass, C E Ray Klimmek. 2001. Routing debris flows. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.7. No.2. 177 ~ 191
- Hitchcock. C S. 1999. Mapping Liquefaction Hazards in Simi Vally, Veutura County California. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.5. No.4. 441 ~ 458
- Chung R M. 1994. *Natural disaster studies*. Natural Academy Press, Washington D. C
- Flanklin J. 1995. Predictive Vegetation Mapping: Geographic Modelling of Biospatial Patterns in Relation to Environment Gradients. *Progress in Physical Geography*, 19(2)
- Wiecaorek G F, Morgan B A, Campbell R H. 2000. Debris Flow Hazards in The Blue Ridge of Central Virginia. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.6. No.1. 3 ~ 23
- Chen. Hongey 1999. Initiation of The Tungmen Debris Flow, Eastern Taiwan. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.5. No.4. 459 ~ 473
- Humbert M. 1976. Risking - map of aeras exposed to movement of soil-French " zermos " map . *Bulletin of the inter national Association of engineering geology*, No. 16, 80 ~ 82
- Lucio Lirer, Livia Vitelli. 1998. Volcanic Risk Assessment and Mapping in the Vesuvian Area Using GIS. *Natural hazards*, 17 (1)
- Marco Lazzari, Paolo Salvaneschi. 1999. Embedding a Geographic Information System in a Decision Support System for Landslide Hazard Monitoring. *Natural hazards*, 20(2/ 3)
- Mc Call G J HI, Laming K J C and Scott S C 1992. *Geohazards-natural and Man-made*. Chapman Hall, London
- Chase R B, Chase Karl. E, Kehew Al E. et al. 2001. Determining the Kinematics of Slope Movement Using Low-cost Monitoring and Cross Section Balancing. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.7. No.2. 193 ~ 203
- Rossi G N, Harmancioglu and Yevjevich V. 1994. *Coping With Floods*, Kluwer Acadmic Pulishers, Dordrecht, Boston, London
- Miles S B, Keeper D K. 2000. Evolution of Seismic Slop-performance Models Using a Regional Case Study. *Environmental & Engineering Geoscience*. Vol.6. No.1. 25 ~ 39
- Sevtap A, Semith M Yucemen. 2000. Reliability of Lifeline Networks with Multiple Sources under Seismic Hazard. *Natural hazards*, 21(1)

- Turcker B. A. M. Erdik, Hwang C N. 1994. Issues in Urban Earthquake Risk. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London
- Turner D P, Koerper H. Gucinski, and Peterson C. 1993 . Monitoring Global Change Comparison of Forest Cover Estimates Using Remote Sensing and Inventory Approaches. Environmental Monitoring and Assessment . (26)
- Van Westen C J, Seijmonsbergen A C, Mantovan F. 1999 . Comparing Landslide Hazard Evaluation : Three Case Support System for landslide Hazard Monitoring. Natural hazards, 20(2/ 3)

# 第十三章 黄河上游地区区域稳定性评价

区域稳定性是指工程建设地区,在内、外动力(以内动力为主)的作用下,现今地壳及其表层的稳定程度,以及这种稳定程度与工程建筑之间的相互作用和影响(李兴唐等,1987;孙叶等,1998),即由地球内外动力作用形成的地质灾害对工程建设地区人类和工程建筑安全的影响。

区域稳定性研究的目的是在综合分析各种影响区域稳定因素的基础上,按其主次控制关系,研究稳定性的区域分布规律,从而划分不同稳定程度的区(带)、业区(亚带)及地段,并进行各区段的区域稳定性评价,以期为城市规划、重大工程或重要城镇地点的选择提供依据,为经济建设找出相对稳定的场址。

## 第一节 影响地壳稳定性因素分析

### 一、影响区域稳定性的因素

影响区域稳定性的因素很多,不同学者有不同的侧重,不同地区也各有其本身的特点。但一般认为影响区域稳定性的因素有地震活动、构造活动、岩浆活动、物理地质作用、人类工程活动和场地特征等。考虑到地应力是引起一切内动力地质作用的根本原因,许多学者也把地应力作为影响区域稳定性的因素之一。

#### 1. 地震

地震是影响区域稳定性最重要的因素之一,也是对工程建设破坏最大的因素之一。区域稳定性研究地震的任务是评价和预报工程区发生地震的性质、地球物理条件和可能活动的断裂,以及地震作用下断裂位错、地基变形、破坏的可能性。概括为地震对工程区地壳和地质体稳定性的影响。

反应地震活动程度的指标有地震的震级、基本烈度和地壳应变能。地震的震级和地壳应变能反映了地震的大小和能量,是反映地震的一个重要指标。地震烈度是一个地区遭受地震作用引起工程建筑破坏的程度,与地震的大小和能量有着密切的关系。一个地区在给定时间、一定范围内可能遭受的最大地震烈度称为基本烈度。一个地区基本烈度的大小也就反映了这个地区区域稳定性的相对好坏。因此,可以选用基本烈度作为区域稳定性评价中反映地震活动的评价指标。

基本烈度是根据历史地震资料(包括地震周期及震级的变化),按地震活动频度的线性预测方法确定的。

#### 2. 构造活动

构造活动包括历史时期的构造活动和现今构造活动。区域稳定性评价中涉及的构造活动主要是指构造的现今活动情况。现今构造活动的表现有多个方面,如活动断裂、地形变

等,特别是活动断裂。

尽管不同学者对活动断裂定义的认识各有不同,但其最大的差异为时间范围,其共同点在于有运动和位移的证据。因此,可以认为,活动断裂是指那些在近代或历史时期内发生的或有过继承运动和位移,以及在不久的将来可能再生或继续运动和位移的断层。考虑到活动断裂鉴别的可能性,本文所指的活动断裂是指第四纪以来发生的或者有过继承性活动的,且未来有可能活动的断裂。

活动断裂对区域稳定性的影响表现在两个方面,其一是断裂活动切断地壳岩层,使相邻块体产生差异运动,引起其上建筑物的破坏。另一方面活动断裂与地震活动密切相关,地震往往是沿活动断裂发生,受活动断裂控制。

### 3. 火山活动

火山活动是地壳活动的标志之一,尤其是活火山。活火山分布地区不仅地壳活动性强,而且火山活动本身就会对火山附近地区的稳定性造成很大影响,对附近的建筑物造成破坏。

### 4. 地壳升降速率

现今地壳表面的升降运动直接影响地表建筑物的安全,地面沉降、地面差异沉降部会对地表建筑物的稳定性造成不利的影响。

新生代第四纪以来或晚第三纪以来的地壳相对升降量或升降速率与地壳结构、应力状态和岩石圈动力条件密切相关。垂直差异运动大的活动带常是地震带。大面积地壳均匀上升区常是地壳稳定区。相对沉降地带大多是地壳稳定条件差的地区。

### 5. 地应力

地壳现今应力场的特征和量级是论证区域地壳稳定性的重要基础。地应力包括地应力的大小、性质和方向。确定现今地应力的大小和方向有许多方法,如震源机制解法、现场地应力测量方法、地质构造分析方法和地应力模拟研究方法等。构造活动的强度和性质与地应力的大小和方向密切相关。地应力集中区往往是地震活动区。

### 6. 区域物理地质作用

严格地说,应该是指在外动力地质作用下形成的诸如滑坡、泥石流和冰川、岩溶等多种地质现象对工程建设的作用和影响。

### 7. 场地特征

研究区内场地地质体的介质、结构特征也是影响区域稳定性的重要因素之一。场地地质体的介质、结构不同,不仅在建筑时要对其建筑物的地基进行不同的处理,而且在各种影响区域稳定性的内、外动力因素作用下,其稳定程度也有差异。特别是受地质作用影响时,其地面震害与场地地质体的介质、结构之间的关系更为密切。

## 二、研究区地壳稳定性评价因素的选择

就研究区而言,内动力地质作用中,地震活动十分强烈,著名的南北地震带和青藏高原东北缘地震带均通过本区,地震活动无疑是影响研究区区域稳定性的重要因素之一;地应力和研究区发育的许多活动断裂,是影响黄河上游地区区域稳定性的另两个重要因素。考虑到研究区内动力地质作用均受岩石圈结构和深部地质作用控制,岩石圈结构特征应该作为影响黄河上游地区区域稳定性的一个重要因素。外动力地质作用对许多地质灾害的发生、发育有重要影响,进而影响到地壳表层工程建设的稳定性和安全性,在研究区的稳定性评价

中,地质灾害危险性也是需要考虑的重要因素之一。除此之外,研究区场地的工程地质特征是另一重要因素。因此,我们选择地震活动、活动断裂、地应力、岩石圈结构、崩滑流地质灾害危险性和场地特征六个方面作为黄河上游地区区域稳定性评价的主要因素。

## 第二节 区域稳定性单因素评价

由于影响研究区区域稳定性的主要因素是地震活动、活动断裂、地应力、地壳或岩石圈结构、崩滑流地质灾害的危险性和场地岩土体的性质等,这些要素有的是可以度量的,有些是描述性的,因此,在进行区域稳定性评价时,只有按照一定的标准将各因素转化成定量化数据,才能对其进行有效的定量化评价。为此,我们首先将影响研究区区域稳定性的六种因素均按照稳定、基本稳定、比较稳定、较不稳定和不稳定五个等级进行分级,然后将研究区按经度 10 和纬度 10 划分成 2300 个单元网格,对每个单元的每个因素进行单因素评价和分区。

### 一、地震活动评价与分区

地震活动可以用不同的方式作以表述,地震烈度就是其一。地震烈度是一个地点遭受地震作用所产生的地面影响的程度,因此,一个地区地震烈度的大小就反映了地震活动对该区区域稳定性的影响程度。地震的基本烈度场是一个地区在给定时间、一定范围内可能遭受的最大地震烈度。在对黄河上游地区区域稳定性评价中,我们采用国家地震局 1991 年出版的《中国地震烈度区划图》上给出的烈度作为研究区地震活动程度的指标,并根据地震烈度将研究区的区域稳定性划分为稳定(5°)、基本稳定(6°)、比较稳定(7°)、较不稳定(8°)和不稳定(9°)五个等级(图 13-1)。

### 二、断裂活动评价与分区

根据研究区活动断裂的活动强度、活动类型,将断裂活动分为五级,即稳定区——远离活动断裂带,无活动断裂通过;基本稳定区——无活动断裂通过,距活动断裂带较远;比较稳定区——距活动断裂较近,或者有第三纪活动断裂通过;较不稳定区——有活动断裂通过,但活动断裂规模较小、活动较弱;不稳定区——位于大的活动断裂带上或活动断裂带的交汇处,断裂活动强烈(图 13-2)。

### 三、地应力评价与分区

地应力大小主要参照有限单元模拟和光弹实验模拟的结果,并选择最大剪应力作为评价指标将其分为五级,稳定区最大剪应力值小于 1.67 MPa,基本稳定区最大剪应力值为 1.67 ~ 2.08 MPa,比较稳定区最大剪应力值为 2.08 ~ 2.50 MPa,较不稳定区最大剪应力值为 2.50 ~ 2.92 MPa,不稳定区最大剪应力值大于 2.92 MPa(图 13-3)。

### 四、岩石圈结构评价与分区

地壳表层的构造活动是地壳和岩石圈深部作用过程的表层响应,研究区地壳与岩石圈结构是控制地壳表层的地质构造分区和构造活动的根本原因。我们将黄河上游地区的地壳和岩石圈结构划分为五级,稳定区——布格重力异常梯度值很小、岩石圈各界面平缓,无低

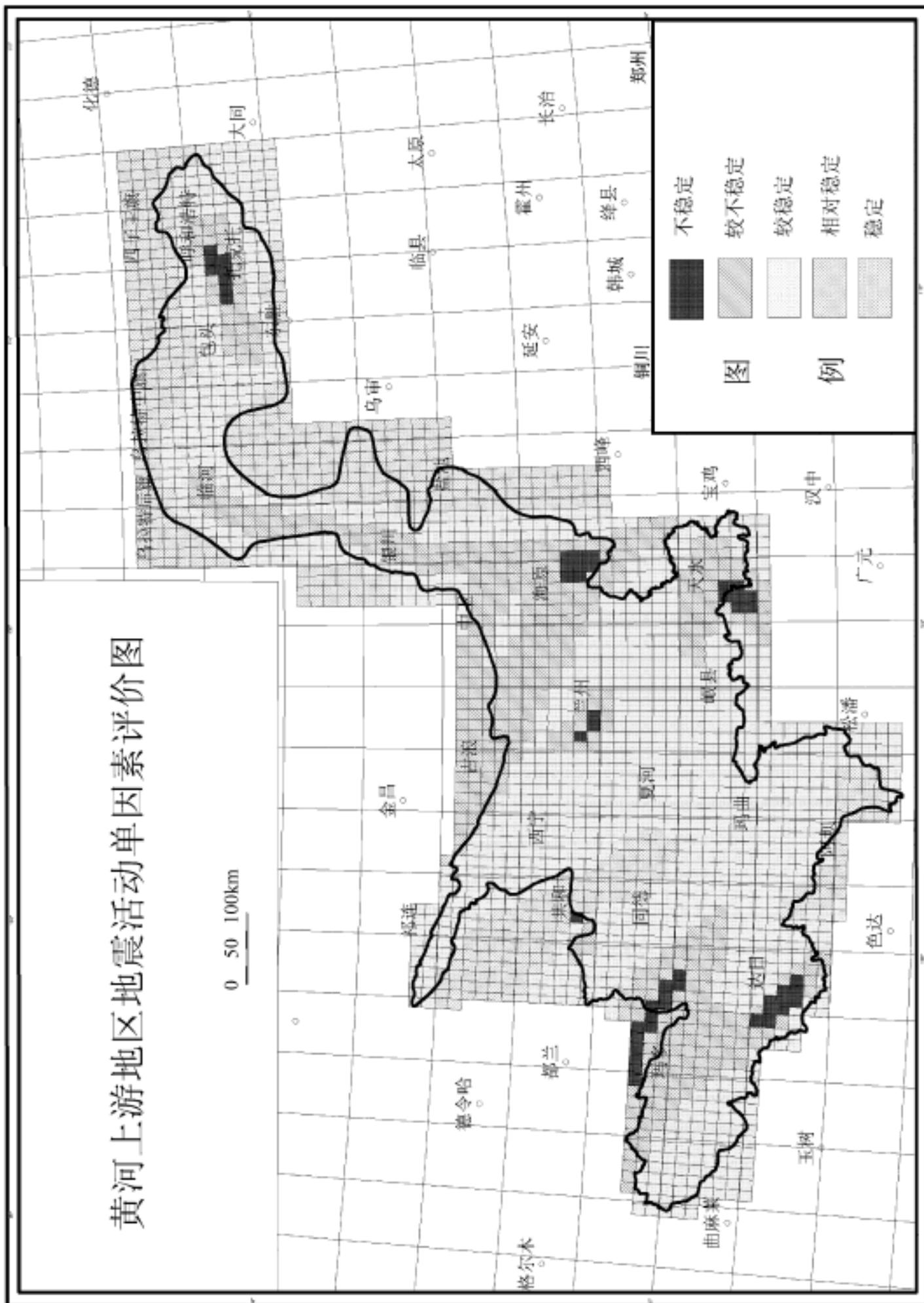


图 13-1 黄河上游地区地震活动单因素评价图

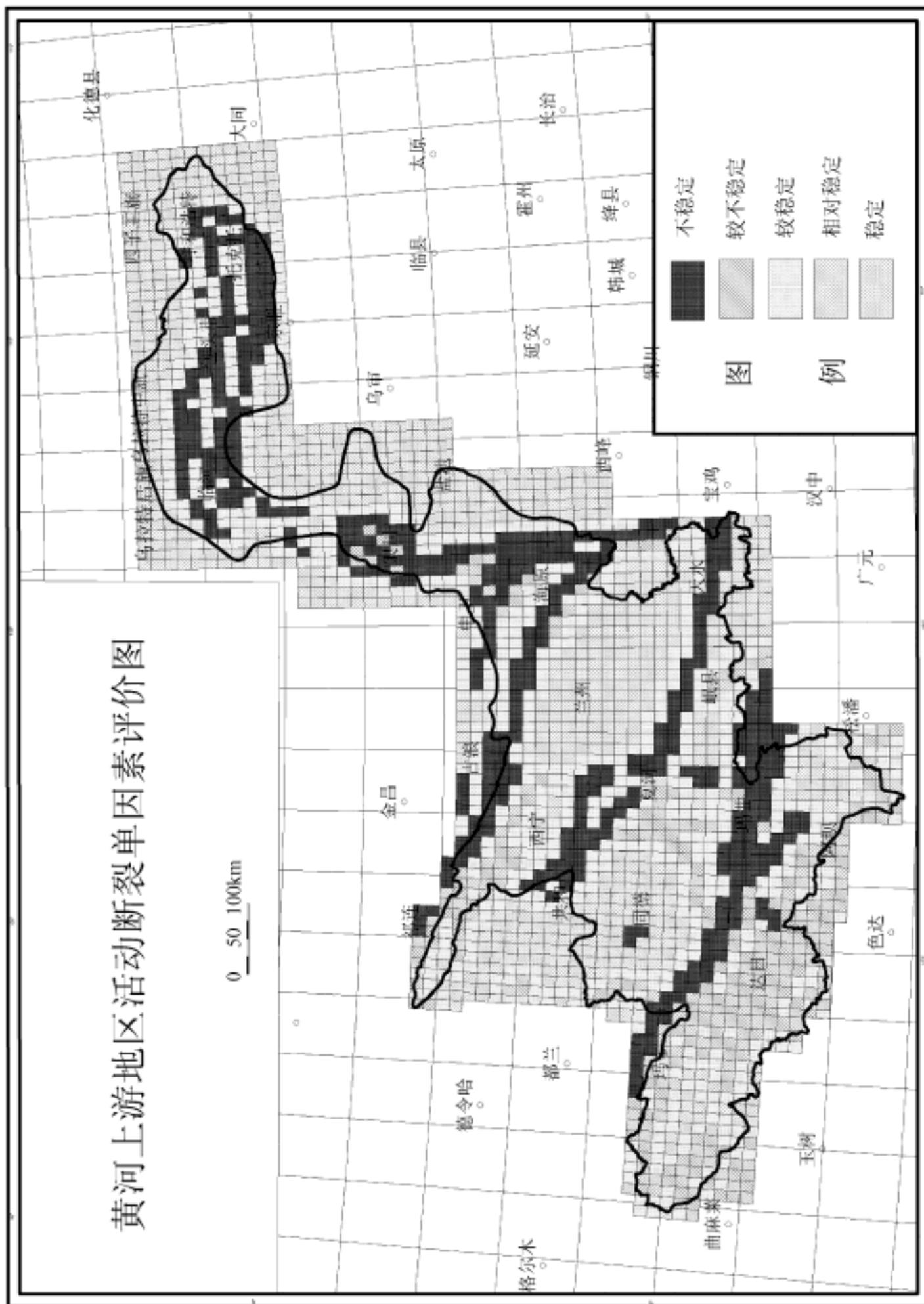


图 13-2 黄河上游地区活动断裂单因素评价图





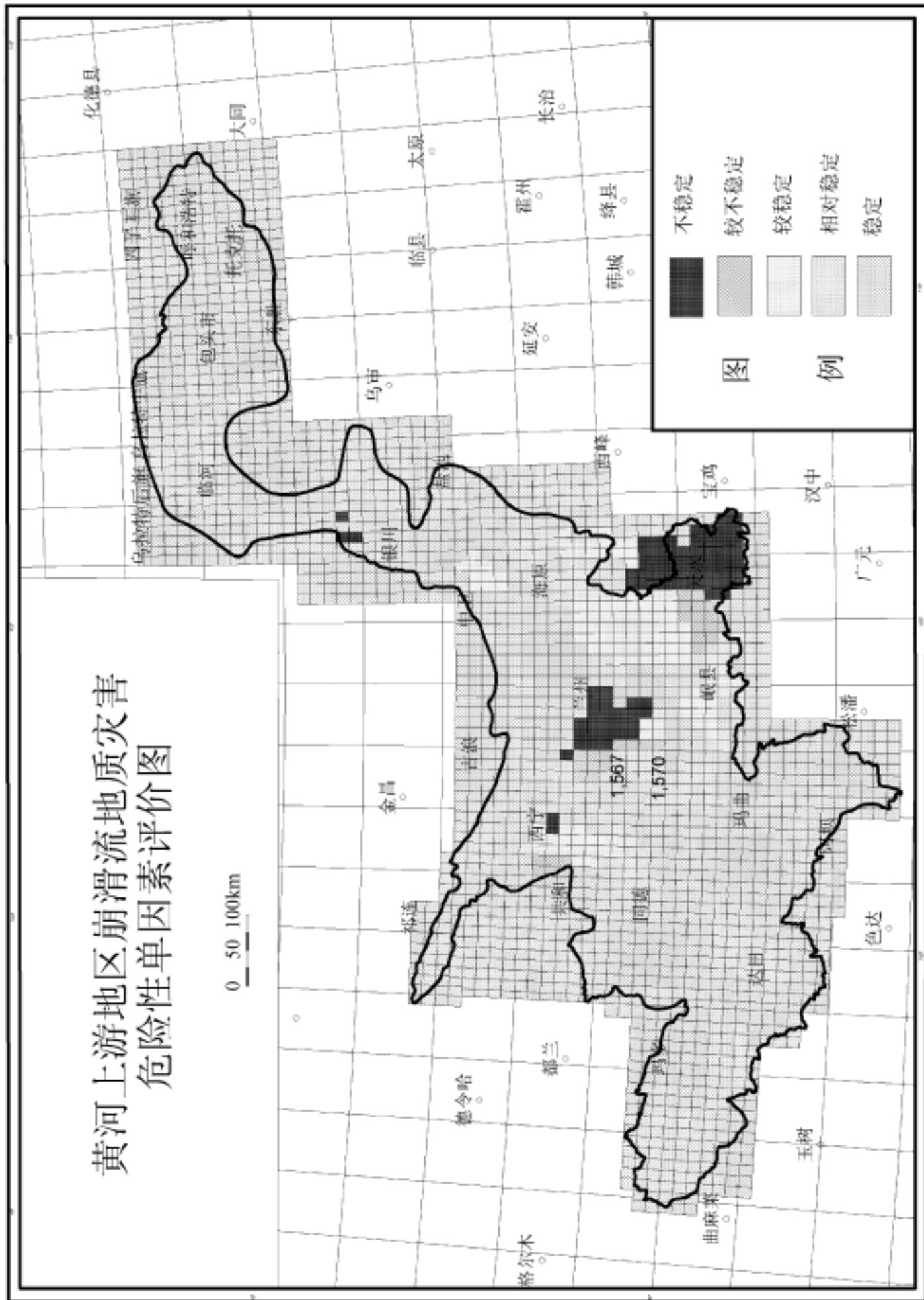


图 13-5 黄河上游地区崩滑流地质灾害危险性单因素评价图



速层和高导层;基本稳定区——布格重力异常梯度值较小、岩石圈各界面较缓,无低速层和高导层;较稳定区——布格重力异常梯度值中等、莫霍面和上地幔隆起较缓,无低速层和高导层;较不稳定区——布格重力异常梯度值较大、莫霍面和上地幔隆起,发育低速层或高导层,但处于低速层或高导层的中部;不稳定区——布格重力异常梯度值大,处于莫霍面和上地幔隆起的梯度带、低速层和高导层的梯度带上或岩石圈各界面的错断带上(图 13-4)。

## 五、崩滑流地质灾害危险性分区

黄河上游地区崩滑流地质灾害非常发育,对研究区的经济建设和生命财产造成了很多破坏和损失,也是影响地面建筑物稳定性的重要因素之一。为此,在研究区地质灾害危险性评价的基础上,将崩滑流地质灾害危险性作为评价因素之一,也按照五个等级将其划分为低度危险、较低度危险、中度危险、较高度危险和高度危险区(图 13-5)。

## 六、场地工程地质特征评价与分区

场地介质是地表建筑物和工程的载体,其介质类型和结构特征直接影响到其上建筑物和工程的稳定性和安全,是区域稳定性评价必须考虑的因素之一。根据黄河上游地区场地的工程地质特征,将其分为五个级别,稳定区——各类侵入体分布区;基本稳定区——前第三纪变质岩、碳酸盐岩和碎屑岩分布区;较稳定区——第三纪碎屑岩分布区;较不稳定区——第四纪堆积和黄土堆积分布区;不稳定区——湖泊、沼泽、淤泥分布区(图 13-6)。

### 第三节 区域稳定性综合评价

#### 一、区域稳定性综合评价指标体系

区域稳定性是区域地壳现代活动程度的综合反映,它受地震活动、构造活动、地应力、地壳或岩石圈结构、崩滑流地质灾害以及场地特征等诸多因素的控制。因此,要考虑这众多影响因素对区域稳定性进行综合分析、评价,得出客观合理的结论,就十分困难。而且,由于影响区域稳定性的诸因素本身的复杂性,它们对区域稳定性的影响程度又是不确定的、不清晰的,信息定量数据往往是不够充分的。加之人们主观认识的差异性,往往很难获得一致的结论。因此,在进行黄河上游地区区域稳定性综合评价时,我们将各单因素评价的五个分级进行量化,所有因素,相同的级别赋予相同的值(表 13-1),然后以这些数字化的指标进行多因素综合评价。

#### 二、区域稳定性综合评价方法及指数计算方法

统计各个单元的各影响因素的等级数值和赋值,按地震烈度 28%、断裂活动 24%、地应力 15%、地壳结构 15%、崩滑流地质灾害危险性 8%、场地岩土体特征 10%的权值计算各单元的稳定性指数,即:

稳定性指数 = 0.28 \* 烈度 + 0.24 \* 断裂 + 0.15 \* 地应力 + 0.15 \* 地壳结构 + 0.08 \* 灾害危险 + 0.1 \* 岩土

用上式得出的计算结果位于[0,5]之间,为了便于利用稳定性指数进行分级,将计算结果

按下式进行归一化。其目的是使所有要素的评价结果均位于区间[0, 1]之间。其计算公式为：

$$X_1(i, j) = \frac{X(i, j) - \min(x(i, j))}{\max(x(i, j)) - \min(x(i, j))}$$

式中： $X_1(i, j)$ ——评价要素  $j$  的第  $i$  评价单元归一后的数值；

$X(i, j)$ ——评价要素  $j$  的第  $i$  评价单元的数值；

$\min(x(i, j))$ ——评价要素  $j$  的最小值；

$\max(x(i, j))$ ——评价要素  $j$  的最大值。

表 13-1 区域稳定性综合评价的指标体系表

稳定程度	赋值	地震烈度	断裂活动	地应力 (MPa)	地壳结构	崩滑流地质灾害危险性	场地岩土体性质
稳定	1	5	远离活动断裂带, 无活动断裂通过	1.67	布格重力异常梯度值很小、岩石圈各界面平缓, 无低速层和高导层	低度危险	各类侵入体分布区
基本稳定	2	6	无活动断裂通过, 距活动断裂带较远	1.67 ~ 2.08	布格重力异常梯度值较小、岩石圈各界面较缓, 无低速层和高导层	较低度危险	前第三纪变质岩、碳酸盐岩及碎屑岩分布区
较稳定	3	7	距活动断裂较近, 或者有第三纪活动断裂通过	2.08 ~ 2.50	布格重力异常梯度值中等、莫霍面和上地幔隆起较缓, 无低速层和高导层	中度危险	第三系碎屑岩分布区
较不稳定	4	8	有活动断裂通过, 但活动断裂规模较小、活动较弱	2.50 ~ 2.92	布格重力异常梯度值较大、莫霍面和上地幔隆起, 发育低速层或高导层, 但处于低速层或高导层的中部	较高度危险	第四系堆积及黄土分布区
不稳定	5	9	位于大的活动断裂带上或活动断裂带的交汇处, 断裂活动强烈	2.92	布格重力异常梯度值大, 处于莫霍面和上地幔隆起的梯度带、低速层和高导层的梯度带上或岩石圈各界面的错断带上	高度危险	湖泊、沼泽、淤泥分布区

### 三、区域稳定性综合评价的分级标准

根据黄河上游地区区域稳定性综合评价的稳定性指数, 将研究区的区域稳定性分为稳定、基本稳定、较稳定、较不稳定和不稳定五级, 各级别的稳定性指数采用等差范围(表 13 ~ 2), 即稳定区的指数范围为 0 ~ 0.2, 基本稳定区指数范围为 0.2 ~ 0.4, 较稳定区指数范围为 0.4 ~ 0.6, 较不稳定区指数范围为 0.6 ~ 0.8, 不稳定区指数范围为 0.8 ~ 1.0。

表 13-2 区域稳定性综合评价分级标准表

区域稳定性级别	稳定	基本稳定	较稳定	较不稳定	不稳定
代码	1	2	3	4	5
指数范围	0 ~ 0.2	0.2 ~ 0.4	0.4 ~ 0.6	0.6 ~ 0.8	0.8 ~ 1.0
评价结果 (单元数)	162	635	993	435	75



## 四、区域稳定性综合评价结果

根据各单元综合评价的稳定性指数和分级标准,得到黄河上游地区区域稳定性评价结果如图 13-7。评价结果显示,黄河上游地区稳定区占 7.04%,基本稳定区占 27.61%,较稳定区占 43.17%,较不稳定区占 18.92%,不稳定区占 3.26%。不稳定区主要分布在河套的呼包凹陷、临河凹陷,南北带的银川-平罗一带、中宁附近、海原-固原一带、六盘山地区和天水-武山一带,以及化隆-民和之间、贵德附近和花石峡一带。较不稳定区主要沿河套断陷、南北带的银川-六盘山一线、海原断裂带、秦岭北缘和花石峡-玛沁一线分布。稳定区和基本稳定区主要分布在鄂尔多斯、阿拉善地块、兰州盆地和共和—贵南一带。总体而言,黄河上游地区区域稳定性的展布与新构造活动是一致的,受黄河上游地区新构造活动的强度所控制。

### 参 考 文 献

- 陈荣华,冯德益 .1989.地震活动模糊集中度和模糊集中增强度及其在地震危险性估计中的应用.地震,(1)
- 冯德益,楼世博等 .1984.模糊数学方法及其应用.北京:地震出版社
- 国家地震局 .1991.中国地震烈度区划图及说明书.北京:地震出版社
- 贺仲雄 .1984.模糊数学及其应用.天津:天津科学技术出版社
- 黄庆华,马寅生,宋新初 .1993.北京地区地震活动与稳定性的模糊综合评价.地质学报,67(3)
- 李清河 .1991.天水地震区地壳结构特征.西北地震学报,13(增刊)
- 李兴唐,许兵等 .1987.区域地壳稳定性研究理论与方法.北京:地质出版社
- 马杏垣等 .1989.中国岩石圈动力学地图集.北京:中国地图出版社
- 孙叶,谭成轩等 .1998.区域地壳稳定性定量化评价.北京:地质出版社
- 杨华等 .1991.青藏高原东部航磁特征及其与构造成矿带的关系.北京:地质出版社
- 卓锤如 .1989.震源区背景应力水平的区域特征及潜在地震震级的估计.地震,(4)

# 图 版 说 明

## 图 版 1

- A. 大青山山前活动断裂遥感影像,活动断裂地貌形迹清晰,沿断裂冲积扇呈线状排列。
- B. 石嘴山简泉农场贺兰山东麓山前断裂地貌特征,断裂走向 NE-SW,山前发育三级冲积扇,表明至少存在三期正断活动(镜头方向 20°)。
- C. 石嘴山红果子车站贺兰山东麓山前断裂错断古长城(镜头方向 NW)。
- D. 发育于宁夏石嘴山崇岗乡天气沟的贺兰山山前断裂断层面(镜头方向 140°)。
- E. 宁夏青铜峡红墩凹山柳木高断层,断层面较陡(镜头方向 290°)。
- F. 宁夏青铜峡红墩凹山柳木高断层陡坎(镜头方向 220°)。
- G. 宁夏中宁县牛首山西侧断裂,上盘为古近系红粘土,下盘为石炭系煤系地层(镜头方向 170°)。

## 图 版 2

- A. 宁夏中卫县下河沿东大沟,香山一天景山活动断裂带早期为逆冲断裂,石炭系逆冲到上新统( $N_2$ )地层之上,晚期为正断层,上新统与第四系正断接触(镜头方向 240°)。
- B. 宁夏中卫县下河沿粉石沟,香山一天景山活动断裂上盘石炭系逆冲到下盘新近系( $N_2$ )上面(镜头方向 80°)。
- C. 古浪活动断裂断层陡坎(镜头方向 110°)。
- D. 景泰县兴泉堡老虎山北麓活动断裂的断裂带(镜头方向 100°)。
- E. 景泰县兴泉堡,马厂山北麓断裂上盘下更新统砂砾层逆冲到渐新统红层之上(镜头方向 110°)。
- F. 景泰县五佛寺活动断层, $Q_3$ 黄土与石炭系( $C_3$ )断层接触(镜头方向 270°)。
- G. 白银荒凉滩西侧虫台子沟,哈思山南麓断层上盘志留系逆冲到上新统红层之上( $N_2$ )(镜头方向 80°)。
- H. 白银荒凉滩,地震断层陡坎,冲沟左旋错动,发育断头沟和断层泉(镜头方向 270°)。

## 图 版 3

- A. 海原县干盐池盆地北侧的活动断裂地貌,镜头前方为干盐池拉分盆地及其北缘断层三角面(镜头方向 50°)。
- B. 宁夏海原县西安乡大沟门,西华山北麓沿活动断裂形成的地震塌陷带,北侧为古近系红层,南侧为前寒武系片岩(镜头方向 120°)。
- C. 海原县李俊乡蔡祥堡,海原活动断裂上盘泥盆系膏盐层逆冲到下盘新近系红层之上(镜头方向 248°)。

D. 泾源县西峡水库东侧,六盘山活动断裂上盘下白垩统( $K_1$ )逆冲到第四纪砂砾层之上(镜头方向  $0^\circ$ )。

E. 青海循化县道帏乡,秦岭北麓活动断裂上盘下三叠统逆冲到新近系之上(镜头方向  $320^\circ$ )。

F. 陕西华县莲花寺,秦岭山前活动断裂断层面,上盘第四系与下盘太古宇呈正断层接触(镜头方向  $230^\circ$ )。

G. 陕西韩城西北侧铁路桥下,渭河盆地北缘断裂主断面(镜头方向  $20^\circ$ )。

H. 陕西三原县口镇西北侧,渭河盆地北缘断裂主断面(镜头方向  $270^\circ$ )。

## 图 版 4

A. 玛曲县欧拉乡西侧玛曲活动断裂卫星影像;

B. 玛曲活动断裂断层陡坎;

C. 玛曲活动断裂错断早中更新世冰碛层(S)、黄河四级阶地( $T_4$ )与三级阶地( $T_3$ )陡坎剖面;

D. 玛曲活动断裂左旋形成的小型拉分凹陷;

E. 玛曲活动断裂左旋错断冲沟;

F. 碌曲县尕海乡南侧迭部 - 武都活动断裂地貌;

G. 郎木寺盆地北侧迭部 - 武都活动断裂左旋错断冲沟;

H. 阿万仓活动断裂的断层陡坎。

## 图 版 5

A. 青海湟源县日月山北麓,中新世代地层之间的不整合接触(镜头方向  $70^\circ$ )。

B. 青海平安县沙沟乡树儿湾,古近系的水平层理(镜头方向  $45^\circ$ )。

C. 青海化隆县石土仓九道湾,临夏组( $N_2$ )红色泥岩中发育水平层理(镜头方向 N)。

D. 青海化隆县南合群峡,临夏组( $N_2$ )不整合在前震旦系( $Anz$ )片麻岩之上(镜头方向  $300^\circ$ )。

E. 兰州达川,上更新统黄土( $Q_3$ )不整合在下白垩统( $K_1$ )红褐色砂泥岩之上(镜头方向 NE)。

F. 甘肃天水中梁乡,第四系冲积砾石层与新近系红层不整合接触(镜头方向  $200^\circ$ )。

G. 甘肃古浪县黄洋河,上更新统黄土覆于下中更新统砂砾层之上(镜头方向  $280^\circ$ )。

H. 甘肃天祝县华藏寺北,下更新统五泉山组砾石层(镜头方向  $280^\circ$ )。

## 图 版 6

A. 甘肃玛曲县尼玛乡黄河南侧上新统红土坡组砾岩(镜头方向  $320^\circ$ )。

B. 甘肃碌曲县尕海乡下白垩统砾岩(镜头方向 N)。

C. 甘肃玛曲县尼玛乡地应力测量的野外工作。

D. 甘肃玛曲县尼玛乡地应力测量所取得的带元件的岩心。

E. 黄河上游地区新近纪末构造应力场光弹实验模拟等色线图案。

F. 黄河上游地区第四纪构造应力场光弹实验模拟等色线图案。

## 图 版 7

- A. 甘肃古浪县城南侧,古浪地震诱发的滑坡群(镜头方向 350°)。
- B. 甘肃东乡石拉泉洒勒山滑坡滑坡体(镜头方向 65°)。
- C. 甘肃东乡石拉泉洒勒山滑坡后壁的圈椅状构造(镜头方向 350°)。
- D. 兰州达川黄河岸边滑坡,滑坡冲毁工厂(镜头方向 N)。
- E. 兰州达川滑坡群后壁连续多个圈椅状构造(镜头方向 N)。
- F. 兰州达川黄河岸边滑坡后壁的圈椅状构造。
- G. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡监测点。
- H. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡体内部的破碎岩体和岩石(镜头方向 135°)。

## 图 版 8

- A. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡体堵塞白龙江(镜头方向 180°)。
- B. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡体内部的破碎岩块(镜头方向 150°)。
- C. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡体内部发育的新滑坡体(镜头方向 80°)。
- D. 甘肃舟曲县大川乡安子坪,泻流坡滑坡体内部小滑坡体前缘发育的反向逆冲叠瓦状构造(镜头方向 135°)。
- E. 陕西泾阳县南侧,泾河南岸滑坡体(镜头方向 SE)。
- F. 西安市长安区太乙宫镇翠花山,地震崩塌形成的巨型岩块群。
- G. 甘肃宕昌县化马乡泥石流(镜头方向 N)。
- H. 甘肃迭部县腊子口崩塌体(镜头方向 SW)。