

黄河黑山峡大柳树松动岩体渗透特性研究

曹东盛<sup>1</sup>, 韩文峰<sup>2</sup>, 李树德<sup>1</sup>

(1. 北京大学环境学院, 北京 100871; 2. 天津城市建设学院, 天津 300384)

摘要: 黄河黑三峡谷大柳树松动岩体由于其特殊的物质组成、结构特征而表现出不同于正常岩体的渗透特性, 即岩体的透水性强、地下水位埋深大。岩体的强透水不仅影响水库的蓄水, 更为严重的是可能带来影响大坝和水库稳定的一系列工程地质问题。通过对大量实际资料的分析, 论述了松动岩体的宏观渗透特性以及松动岩体中软弱层带的渗透特性。

关键词: 松动岩体; 渗透特性; 软弱层带

中图分类号: P542 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2003) 03-0029-04

Dynam-relaxed Rockmass Seepage Characteristics at Daliushu in Heishanxia Gorge on the Yellow River

CAO Dong-sheng<sup>1</sup>, HAN Wen-feng<sup>2</sup>, LI Shu-de<sup>1</sup>

(1. College of Environmental Science, Peking University, Beijing 100871, China;

2. Tianjin Urban Construction Institute, Tianjin 300384, China)

**Abstract:** Because of its special compositions and structure characteristics of Daliushu in Heishanxia Gorge of Yellow River, the dynam-relaxed rockmass shows the seepage characteristics differ from the normal rockmass, namely, the strong permeability of water and a deep water table. The infiltration of the rocks not only affects the sluice of the reservoir, but more seriously it may cause a series of the engineering geological problems which will affect the stability of the dam and the reservoir. Based on the analyses of many facts and materials, the authors illustrate macroscopic seepage characteristics of dynam-relaxed rockmass and seepage characteristics in weak intercalations of dynam-relaxed rockmass.

**Key words:** dynam-relaxed rockmass; seepage characteristics; weak intercalations

黄河黑山峡河段峡谷全长 71 km, 自甘肃省靖远县大庙村入峡, 在宁夏回族自治区中卫县小湾村出峡, 是黄河上游河段中最后一个尚未开发的较长的河段, 蕴藏着丰富的水力资源。关于黑山峡河段开发方案的论证已近 50 年, 现在争论的焦点仍然是以大柳树建高坝的一级开发还是以小观音建高坝而大柳树建低坝的二级开发哪一种方案最为合理、优越。要确定黑山峡的开发方式, 涉及到经济情况、技术水平、环境状况、地质条件等许多方面的因素, 其中工程地质条件是大坝修建的一个极为重要的制约因素。关于大柳树工程地质条件的调查已进行过多次, “松动岩体”问题的提出使得对大柳树复杂工程地质条件的认识有了一个质的飞跃。十几年的实践已经证明, 大柳树的松动岩体是客观存在的, 人们对松动岩体的本质认识也正在不断深入。

松动岩体是指晚近时期在内外动力地质作用下发生了应力释放、结构面张开、密度显著降低的岩体。本文就松动岩体的渗透特性进行研究, 阐明松动岩体的宏观渗透特性以及

松动岩体中软弱层带的渗透特征。

1 大柳树松动岩体的地质背景

1.1 区域地质背景

大柳树地区地处青藏高原东北缘, 大地构造上属祁连褶皱带的走廊过渡带东段。走廊过渡带处于一个特定的大地构造部位, 即位于三大构造单元的交界处, 受东面鄂尔多斯块体、西北部阿拉善块体以及西南部祁连地槽褶皱系这三个构造块体的夹持和制约, 大柳树地区恰位于该构造块体内部次级构造单元的分界带, 即分割香山断褶和甘塘-中卫断陷的中卫-同心断裂带内。中卫-同心断裂带是活动性很强的青藏高原隆起东北缘弧形褶皱带中的一条活动断裂带, 又是西海固地震区中的一条活动性断裂带, 故位于该带内的坝址是一个地质构造复杂、活动性很强、稳定性差的构造活动带。

本区新构造运动十分强烈, 主要特点为显著的垂直差异运动和强烈的水平运动以及具有明显的演化阶段性。新构造

<sup>1</sup> 收稿日期: 2003-04-25  
基金项目: 地震科学联合基金资助项目(198089)。  
作者简介: 曹东盛(1975-), 男, 北京大学环境学院博士研究生, 现从事工程地质以及城市规划方面的研究。

运动在本区最显著的表现是断裂的强烈活动性。大柳树地区历史上多次遭受强震影响,对本区影响最大的是 1709 年中卫南 7.5 级地震。对中卫-同心断裂带中段的古地震研究成果表明,该带在晚更新世末期至少发生过 4 次古地震事件,全新世则至少发生过 2 次古地震事件。由此可见,中卫-同心断裂带是一条名副其实的强震带,有可能是大柳树岩体松动的内动力所在。

### 1.2 坝址区地质概况

#### 1.2.1 地形地貌

大柳树坝址河谷较宽,平水期河水位高程 1 240 m 左右,河水面宽 95 ~ 153 m,两岸坡度较缓,左、右岸岸坡平均坡度为 33 和 44°。冲沟发育密度很大,沟谷深切于基岩之中,一般沟谷短而直,尾端呈圆弧形,近沟口处狭窄而坡陡,与黄河近于直交。冲沟上发育支沟,总体形呈树枝状,基岩沟谷形态类似松散沉积物中的沟谷。右岸阶地发育不甚明显,但在坝址下游左岸供水一所附近有 I 级阶地发育。

#### 1.2.2 地层岩性

大柳树坝址区地层主要为寒武系中统香山群第四亚群,是一套经轻度变质、褶皱的海相陆缘碎屑岩建造,南北宽约 1.5 km,东西向延伸 10 km,为夹于大断层间的冲起构造块体。主要的岩石类型有灰绿色变质长石石英砂岩、墨绿色千枚岩、板岩、石英片岩、粉砂质泥页岩、片理化变质细砂岩。

坝址区长石石英砂岩和千枚岩或板岩交互出现,在岩性变异处均可见变余层面构造,如千枚岩上下底面、砂岩内层面上有多处重荷模层面构造。其次,同一岩性的岩石内部也具有层理、片理或板理层状构造,这就使得岩石具有了明显的各向异性。这种软硬相间的岩石组合构成了大柳树松动岩体最基本的岩石组合特征。

#### 1.2.3 地质构造

大柳树坝址区构造形迹十分发育,不同构造层次中相应的构造相互叠加,主要有褶皱、断层、裂隙等。大柳树松动岩体历经多次构造运动,坝址断层众多,破碎带宽度大,坝址区散体结构、碎裂结构和层状碎裂结构岩体之和占 80%,一般岩块尺寸仅为 30 ~ 50 cm。

#### 1.2.4 物理地质现象

坝址区物理地质作用类型多、强度大,不但有一般峡谷区坝址常见的卸荷作用,而且有倾倒、滑动、地震及断裂活动等内外动力地质作用,松动岩体的形成正是这些不同种类地质作用的共同结果。

#### 1.2.5 坝址区水文地质条件

坝址区地下水主要为基岩裂隙潜水,地下水位埋深大,并随季节变化而变化,水力坡度平缓,两岸地下水位高于黄河水位或与黄河水位持平。

## 2 松动岩体的渗透特性

大柳树松动岩体的基本特征之一是岩体透水性强、地下水埋深大,这可以从两岸岩体中较多的钻孔压水、注水试验结果以及坝址左岸固结灌浆试验资料得到验证。大柳树完整岩石或岩块结构致密,可以认为是不透水的或极微透水的,

影响岩体透水性的主要因素是岩体中大量发育的各级岩体结构面,且这些岩体结构面大多有不同程度的张开。在两岸 306, 308, 324, 311, 319 等 5 个平硐精测中,共测到张开节理、裂隙 2 000 多条,其中右岸 306 硐和 308 硐分别为 501 条和 572 条,发育密度分别达 3.86 条/m 和 1.84 条/m,足见其发育程度之高。张开结构面和裂缝构成地下水储存的主要场所和运移的主要通道。当充填物厚度比张开度小得多时,渗流与管道流类似;而在被较细小的裂缝、构造结构面切割的岩体中,地下水的渗透特征和一般较破碎岩体的渗透特征相类似(大柳树坝址区岩体结构以散体结构和碎裂结构为主,这两种结构岩体占 80% ~ 85%)。大柳树松动岩体的渗透特征是上述两种不同渗透特征的组合。

一般说来,裂隙水的分布极不均匀,在某些方向上,裂隙的张开程度和连通性比较好,其导水性强,水力联系好;在另一些方向上,裂隙闭合或连通性差,其导水性和水力联系差,即裂隙岩体的导水具有明显的各向异性。大柳树松动岩体具有裂隙水的这些特征,也具有一些自己的特点:岩体的松动使岩体导水性的各向异性程度大为降低,岩体的松动程度越严重,储存于其中的地下水越易相互贯通构成统一的水动力系统,岩体的透水性就越强。对于强烈松动岩体,具有类似松散介质中潜水的基本特征,这也是大柳树地下水位埋深普遍大的原因。

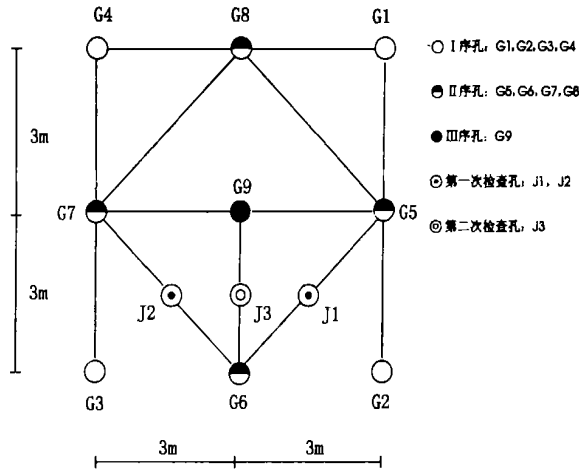


图 1 灌浆试验孔布置图

### 2.1 松动岩体的透水性

#### (1) 钻孔压水试验

能源部水利部西北勘测设计院在大柳树坝址区进行了大量的压水试验,涉及到 1 090 ~ 1 420 m 高程间的岩体,根据这些钻孔压水试验的资料可以看出,钻孔上部有很多孔段无法测量  $\omega(L/min \cdot m \cdot m)$  值,这是试验中全泵量 (70 ~ 90 L/min) 压水不起压和岩体破碎无法进行压水试验的试段,属于极强透水岩体 ( $\omega > 10$ )。据统计,1 265 m 高程以上的钻孔压水资料中,全泵量压水不起压和岩体破碎无法进行试验的试段占总数的 54%,由此可见,两岸岩体中至少有一半岩体属极强透水性岩体。总的说来,右岸岩体透水性比左岸

岩体强得多, 它的强透水性岩体不仅埋深大( 高程不大于 1 175 m), 而且分布范围广, 具有整体性, 右岸马长梁山体几乎均为强透水岩体。

压水试验透水率  $\omega$  和岩体各向同性渗透系数  $K$  的理论关系式为:

$$K = \omega/2 \pi \times \ln( R/r_0 ) \tag{1}$$

式中:  $R$ ——渗流影响半径, 对地下水位以上区域的压水试验, 可取影响半径为试验段长度  $l$ , 即  $R = l$ , 由资料可知,  $R = 80$  m;  $r_0$ ——钻孔半径(m), 本次试验  $r_0 = 0.07$  m。

根据坝址左岸固结灌浆试验资料中的压水试验成果, 灌浆前岩体的平均透水率为 6 923 Lu, 代入 1 式, 可得  $K = 9.0 \times 10^{-4}$  m/s。

如前面所述, 两岸岩体中至少有一半以上属极强透水性岩体 ( $\omega > 10$ ), 代入 1 式, 则可得  $K > 1.3 \times 10^{-4}$  m/s。

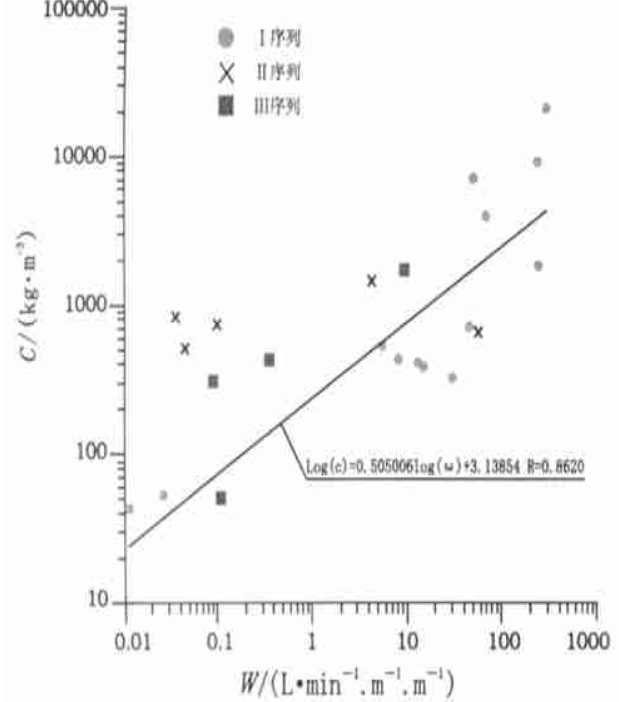


图 2 大柳树岩体单位平均水泥注入量 ( $C$ ) 与单位吸水量 ( $\omega$ ) 相关曲线

(2) 坝址左岸固结灌浆试验

水利部天津水利水电勘测设计研究院勘察院于 1998 年进行了固结灌浆试验, 场地选择在趾板下游约 50 m 处, 开挖基准面高程 1 308.5 m 左右。进行了正式灌浆孔 9 个, 分 3 序施灌, 同时施工 3 个检查孔( 图 1), 进行了压水试验、声波测孔和地震 CT 检测。为防止渗漏、冒浆, 试验前浇筑了混凝土盖板和防渗帷幕, 帷幕孔深 25 m。由试验结果可知, 序孔压水试验测得岩体平均透水率为 6 923 Lu ( 未包括异常段), 序孔平均透水率为 1 187 Lu, 序孔平均透水率为 268 Lu。按照 1 Lu = 0.01  $\omega$ (L/min·m·m), 序孔平均透水率仍大于 10  $\omega$  为极强透水性, 这充分显示了大柳树松动岩体的透水性极强。对应于 、 、 序孔的单位平均水泥注入量则分别为 2 832.36 kg/m、3 886.59 kg/m 和 707.60

kg/m。序孔之所以比序孔单位注入量少是因为松动岩体的透水性很强, 为防止浆液扩散太远, 在序孔灌浆过程中, 普遍采用间歇灌浆方法, 且间歇时间较长, 而在序孔灌浆过程中则停灌次于数少, 且停灌时间短。

对于灌浆试验成果中压水试验段的单位吸水量( $\omega$ ) 与其对应的单位注入量( $C$ ) 进行相关分析( 图 2), 得出相关方程为:

$$\log(C) = 0.505\,006 \times \log(\omega) + 3.138\,54 \tag{2}$$
$$R = 0.862\,0$$

我们将压水试验结果的单位吸水量  $\omega$ (L/min·m·m) 按 10, 1.0, 0.1, 0.03 四个界限值分为五个区间, 对应的岩体依次称为极强、严重、强、中等、微透水岩体, 将其各自对应的  $\omega$  值代入 2 式, 则可得到大柳树不同渗透性岩体所对应的单位平均水泥注入量, 见表 1。表中的比例值系考虑了试验中全泵量( 70~90 L/min) 压水不起压和岩体破碎无法进行压水试验的试段所占的比例。

表 1 岩体透水性指标与其对应单位平均注入量成果表

渗透性等级	单位吸水量 $\omega$ /(L·min <sup>-1</sup> ·m <sup>-1</sup> ·m <sup>-1</sup> )	单位平均水 泥注入量 $C$ /(kg·m <sup>-1</sup> )	所占比 例/%
极强	$\omega > 10$	$> 4315$	54
严重	$1.0 < \omega < 10$	$1349 \sim 4315$	11.8
强	$0.1 < \omega < 1.0$	$421 \sim 1349$	30.4
中等	$0.03 < \omega < 0.1$	$229 \sim 421$	3.1
微	$\omega < 0.03$	$< 229$	0.7

国内目前已建大型工程单位平均注入水泥量为 10~30 kg/m, 上表所列数据显然已远远大于以前的水平, 这不仅反映出松动岩体的透水性极强, 也预示着防渗的成本将会是惊人的。至于防渗处理的效果如何, 以及防渗体的稳定问题也是要认真对待的重大问题。

3 松动岩体中软弱层带的渗透特性

软弱层带是大柳树松动岩体的一个极其重要的组成部分, 可以说软弱层带很大程度上控制了松动岩体的物理、力学性质。大柳树高坝正常高水位 1 380 m, 软弱层带饱水后会发生一系列的物理、力学性质的改变, 与此同时, 地下水在软弱层带中的渗流也在极大地塑造着软弱层带的变化方向。一般来讲, 挤压断层带物质以断层角砾、糜棱岩为主, 结构致密, 对地下水起相对阻水作用, 但大柳树断层带由于“次生张裂”的原因, 断层带内充填物质以呈散体结构的角砾、碎块为主, 渗透性很低的断层泥只占很小的比例, 即挤压断层带中出现呈现张性断裂带特性的物质。这说明大柳树挤压断层在形成以后由于松动作用而产生了不同程度的张开, 主应力的作用方向已由以前的挤压作用为主变为现在的拉张作用为主, 松动岩体的水平地应力极低也证实了这一事实。松动岩体中的软弱层带由于次生张裂从而导致了其渗透性质的巨大变化, 其渗透性能大大加强, 进一步可发展为集中渗漏的通道, 而软弱层带物质在高孔隙水压力作用下的渗透稳定也成了急需认真对待的一个重要问题。

3.1 软弱层带的发育规律

大柳树松动岩体经历多次构造运动, 软弱层带发育的频

率高, 规模大。大柳树软弱层带主要表现为断层和层间挤压带, 后者是大柳树坝址岩体中最重要的地质现象之一。松动岩体中的断层带以碎块、角砾为主, 断层泥含量很少, 且分布不连续; 层间挤压带以千枚岩、板岩为主, 碎块、角砾次之, 断层泥含量少, 呈蜂窝状分布, 大小可达 40 cm 以上。挤压带一般顺层发育, 在延伸方向上物质组成变化较大, 断层面则以不规则的居多, 由于发育密度较大, 它们常常互相切割。

大柳树坝址岩体中缓倾角断层也比较发育, 有过半数的平硐揭露到了缓倾角结构面。从倾向上看, 缓倾角断层南倾、北倾者都较多, 因而可分别构成左右岸顺坡岩体的可能滑动面, 对斜坡、硐室稳定产生较大的影响。

3.2 室内单轴固结渗透试验

为了研究软弱层带的渗透特性, 进行了室内单轴固结渗透试验。试样均为原状样, 采自不同平硐不同深度处, 试样本身物质组成、结构构造均有很大差异, 可以对各种不同类型的软弱层带物质的渗透性质进行模拟。同时为了了解同一软弱层带不同方向的渗透性质, 选取了其中的几组试样进行了垂直层面与平行层面方向的渗透系数的对比测定。

试样描述及整理后的部分试验成果见表 2。

表 2 大柳树软弱层带单轴固结渗透成果表

取样硐	取样位置 / m	固结压力 / Mpa	渗透系数 $K_{20}$ / (m · s <sup>-1</sup> )	备 注
345	左壁 81	0.1	$1.19 \times 10^{-8}$	灰色断层泥, 含少量角砾, 平行层面渗透
		0.2	$1.09 \times 10^{-8}$	
		0.3	$7.94 \times 10^{-9}$	
		0.4	$6.40 \times 10^{-9}$	
	同上	0.1	$7.02 \times 10^{-9}$	岩性同上, 垂直层面渗透
		0.2	$1.17 \times 10^{-8}$	
		0.3	$6.99 \times 10^{-9}$	
		0.4	$9.01 \times 10^{-9}$	
319	上游壁 85	0.1	$1.83 \times 10^{-5}$	灰绿色千枚岩, 含角砾, 平行千枚岩片渗透
		0.2	$1.57 \times 10^{-5}$	
		0.3	$1.25 \times 10^{-5}$	
		0.4	$0.98 \times 10^{-5}$	
	同上	0.1	$4.24 \times 10^{-8}$	岩性同上, 垂直千枚岩片渗透
		0.2	$5.72 \times 10^{-8}$	
		0.3	$5.57 \times 10^{-8}$	
		0.4	$6.62 \times 10^{-8}$	

通过上面实验我们可以得出以下认识:

(1) 纯断层泥结构致密, 渗透系数很小, 一般为  $10^{-8} \sim 10^{-9}$  (m/s) 级, 与岩体单位吸水量分类相比较, 相当于  $10^{-3} \sim 10^{-4}$  L/(min · m · m), 为非透水层, 且不同方向上渗透性相差不大。但应该指出, 断层泥在软弱层带中的含量很少, 且多不连续, 故其在松动岩体中的阻水作用不能很好地发挥。室内试验中这种类型试样较多是由于其制样相对容易得多, 可以获取较多的实验数据。

(2) 软弱层带中千枚岩的渗透性由于其结构特点而呈现参考文献:

[ 1 ] 韩文峰, 等. 黄河黑山峡大柳树松动岩体工程地质研究[ M ]. 兰州: 甘肃科学技术出版社, 1993.  
[ 2 ] 甘肃省黄河黑山峡工程领导小组办公室. 黄河黑山峡河段小观音和大柳树坝址工程地质简介[ Z ]. 2001. 5.

明显的各向异性, 即垂直于千枚岩片方向渗透性很小, 可以认为是非透水层, 而平行于千枚岩片的方向上则渗透性明显增强, 达  $10^{-5}$  (m/s) 级, 相当于单位吸水量的 1  $\omega$  左右, 为强透水岩体。

(3) 大柳树松动岩体中次生张裂带十分发育, 次生张裂带充填的物质由于多是未经固结的角砾、碎块等, 室内制样较为困难, 本次试验证实其渗透性较强, 为  $10^{-5}$  (m/s) 级, 相当于强透水层。

(4) 实验中随着固结压力的增加, 试样的渗透系数总的趋势是减小, 这是由于试样被压密的结果, 但也有随固结压力增大, 试样的渗透系数同时也增大的情况, 这可能与实验中所控制的渗透压力不同有关, 也可能与试样本身的颗粒成分情况和结构有关。

(5) 试样的渗透系数与其粒度关系密切, 粗粒含量越多, 其渗透系数就越大, 实际情况中, 软弱层带中的粗粒物质很多, 室内实验由于受条件所限, 只能选择粒度较细的物质进行试验, 这也预示着松动岩体软弱层带的实际渗透性可能比室内实验所做的要大。

(6) 实验中可以观察到试样饱水后软化现象十分明显, 某些试样在实验过程中在较小的渗透压力下还发生出水浑浊的现象, 由于试样两端加有透水石, 故不能断定其是否发生了渗透破坏。在实际情况中, 大柳树高坝蓄水后, 地下水在软弱层带中的渗流可以通过溶蚀一些可溶物质, 以及由于局部的渗透压力增大而造成管涌、接触冲刷等渗透破坏来进一步扩大渗流通道而增加其透水性。

4 结 论

大柳树松动岩体有着区别于一般正常岩体的许多特征, 这些特征又有着内在的一致性, 它们是互相联系、互相影响着的。渗透性质是反映松动岩体特性的重要指标之一, 通过对松动岩体渗透性质的研究, 我们对松动岩体的工程特性就有了一个更为深入的认识。通过大量的现场的调查、室内试验以及论证分析, 我们对松动岩体的渗透性质有了如下的认识:

(1) 透水性强、地下水位埋深大是松动岩体渗透性质的显著表现, 各种证据都表明其渗透系数应在  $10^{-5} \sim 10^{-4}$  m/s 数量级;

(2) 松动岩体的强透水性直接导致了其对应的单位平均水泥注入量要远远大于其它正常岩体, 对整个工程的投资造成了很大的影响;

(3) 松动岩体中软弱层带的透水性与其物质组成、结构特征有很大的关系, 总的说来软弱层带也有着较强的透水性, 并不能起很好的阻水作用。

参考文献:

[ 1] Meyer L D. Evaluation of the universal soil loss equation [ J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1984, 39: 99–104.

[ 2] 白清俊. 流域土壤侵蚀预报模型的回顾与展望[ J]. 人民黄河, 1999, 21( 4) : 18– 21.

[ 3] W Wischmeier, D Smith. Predicting rainfall- erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains [ M]. USDA Agriculture Handbook. 1965. 282.

[ 4] Kenneth G Renard, George R Foster, Glenn A Weesies, et al. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation [ M]. USDA Handbook, 1997.

[ 5] Kenneth G Renard, George R Foster, Glenn A Weesies, et al. RUSLE- Revised universal soil loss equation [ J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1991, 46( 1) : 30– 33.

[ 6] 李锐, 杨勤科, 赵永安. 水土流失动态监测与评价研究现状与问题[ J]. 中国水土保持, 1999, 11: 31– 33.

[ 7] 江忠善, 王志强, 刘志. 黄土丘陵区小流域土壤侵蚀空间变化定量研究[ J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1996, 2( 1) : 1– 9.

[ 8] 吴礼福. 黄土高原土壤侵蚀模型及其应用[ J]. 水土保持通报, 1996, 16( 5) : 29– 35.

[ 9] Laflen J M, Elliot W J, Simanton J R, et al. WEPP soil erodibility experiments for rangeland and cropped soils[ J]. Journal of Soil and Water Conservation, 1991, 46( 1) : 39– 44.

[ 10] 牟金泽, 孟庆枚. 陕北中小流域年产沙量计算[ A]. 黄土高原水土流失综合治理科学讨论会资料汇编[ C]. 陕西: 中国科学院西北水土保持研究所, 1981. 251– 255.

[ 11] 汤立群, 陈国祥. 坡面土壤侵蚀公式的建立及其在流域产沙计算中的应用[ J]. 水科学进展, 1994, 5( 2) : 104– 110.

[ 12] 戚隆溪, 黄兴发. 坡面降雨径流和土壤侵蚀的数值模拟[ J]. 力学学报, 1997, 29( 3) : 343– 348.

[ 13] 段建南, 李保国, 石元春, 等. 应用于土壤变化的坡面侵蚀过程模拟[ J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4( 1) : 47– 53.

[ 14] Abbott, M B, Bathurst, J C, O ’Connell, P E, et al. An Introduction of the European Hydrological System- Syst me Hydrologique Europ en, “ SHE ”, 2: Structure of a physically based, distributed modeling system [ J]. Journal of Hydrology, 1986, 87: 61– 77.

[ 15] Beven, K J, Kirkby, M J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology [ J]. Hydrology Science Bulletin, 1979, 24( 1) : 43– 69.

[ 16] 蔡崇法, 丁树文, 史志华, 等. 应用 USLE 模型与地理信息系统 IDRISI 预测小流域土壤侵蚀量的研究[ J]. 水土保持学报, 2000, 14( 2) : 19– 24.

[ 17] Bo Huang, Bin Jiang. AVT OP: a full integration of TOPM ODEL into GIS [ J]. Environmental Modelling & Software, 2002, 17: 261– 268.

[ 18] David Pullar, Darren Springer. Towards integrating GIS and catchment models [ J]. Environmental Modelling & Software, 2000, 15: 451– 459.

[ 19] Stuart, N, Stocks, C. Hydrological modeling within GIS: an integrated approach [ A]. Kovar, K, Nachtnebel, H P Hydro GIS 93: Application of Geographical Information Systems in Hydrology and Water Resources [ M]. IAHS Publication, 1993. 319– 329.

[ 20] De Roo, A P J, C G Wesseling, et al. LISEM: a new physically-based hydrological and soil erosion model in a GIS-environment: Theory and implementation[ C]. IAHS Publication ( Proceedings of the Canberra Conference), 1994. 439– 448.

( 上接第 32 页)

[ 3] 能源部水利部西北勘测设计院. 黄河黑山峡河段开发方式规划报告[ R]. 1991. 11.

[ 4] 水利部天津水利水电勘测设计研究院勘察院. 黄河大柳树水利枢纽坝址左岸固结灌浆试验报告[ R]. 1998. 12.

[ 5] 水利部天津水利水电勘测设计研究院勘察院. 黄河大柳树水利枢纽坝址水文地质勘察报告[ R]. 2000. 5.

[ 6] 谌文武. 黄河黑山峡大柳树坝址松动岩体中断层泥的工程地质研究[ D]. 兰州大学, 1992. 5.

[ 7] 张倬元, 王士天, 王兰生. 工程地质分析原理[ M]. 北京: 地质出版社, 1990.

[ 8] 仵彦卿, 张倬元. 岩体水力学导论[ M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1995.

[ 9] 李茂芳, 孙钊. 大坝基础灌浆[ M]. 北京: 水利电力出版社, 1986.

[ 10] ( 苏) B. ½. 涅特里加, 顾慰慈. 水工建筑物设计手册[ S]. 滕庭熊译. 北京: 水利电力出版社, 1992.

[ 11] 南京水利科学研究院. 中华人民共和国行业标准土工试验规程( SL237– 1999). 北京: 中国水利水电出版社, 1999.