

文章编号: 1000-7598-(2006) 09-1490-05

基于野外水力试验的玄武岩渗透性及尺度效应

孙蓉琳, 梁 杏, 靳孟贵

(中国地质大学(武汉)环境学院, 武汉 430074)

摘 要: 在金沙江溪洛渡水电站坝区玄武岩中, 进行了 3 种水力试验, 探讨玄武岩渗透性及其尺度效应。平硐渗水试验的试验尺度为 1~2 m, 渗透系数为 $10^{-4} \sim 10^1$ m/d, 非常离散; 地下水示踪试验的尺度为 70~145 m, 渗透系数为 $10^{-0.5} \sim 10^{0.5}$ m/d, 非常集中; 压水试验的试验尺度为 4~7 m, 渗透系数值 $10^{-2} \sim 10^0$ m/d。试验结果显示渗透系数随着试验尺度的增加而增大, 笔者认为产生尺度效应的原因在于非均质性。小尺度试验常作用在局部基质段或单条裂隙上, 而大尺度试验常穿越几条大裂隙, 所获得的渗透系数值要大于前者。在进行裂隙岩体地下水渗流研究时, 针对不同尺度的研究对象, 应选择不同尺度的野外水力试验来求取渗透系数。

关 键 词: 渗透性; 水力试验; 尺度效应; 非均质性

中图分类号: TU 459.9

文献标识码: A

Permeability of basalt and its scale effect based on field hydraulic tests

SUN Rong-lin, LIANG Xing, JIN Meng-gui

(China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: Permeability of the basalt and its scale effect have been discussed through three kinds of field hydraulic tests at the dam site of Xiluodu Hydroelectric Station. The permeability value K from water seepage test in adits with the test scale 1-2 m is dispersed between 10^{-4} and 10^1 m/d. K from groundwater tracer test with the test scale 70-145 m is concentrated between $10^{-0.5}$ and $10^{0.5}$ m/d. K from water pressure test in borehole with the test scale 4-7 m is between 10^{-2} and 10^0 m/d. Three kinds of test results indicate that K increases with the hydraulic test scale. This paper attributes the scale effect to heterogeneity of fractured rock. Small-scale tests are often performed in local matrix or single fracture with bad connectivity. Large-scale tests often cross a few large fractures or faults with better connectivity so that K is larger than the value from small-scale tests. When we study groundwater flow of fractured rock, for study areas with different scales, field hydraulic tests with corresponding scale should be selected to study the permeability of fractured rock.

Key words: permeability; hydraulic test; scale effect; heterogeneity

1 前 言

近年来, 核废料储存是否安全、垃圾填埋场渗滤液下渗、水电站库区渗漏的研究越来越受到人们的关注, 裂隙岩体地下水渗流研究已经成为热点。由于裂隙岩体具有高度非均质性和各向异性, 地下水渗流研究仍有很多困难^[1]。裂隙岩体地下水渗流研究需要借助数值模拟手段, 这就首先要确定研究区的渗透系数。但是在工程实践中, 利用不同的试验方法和测试手段, 在不同的位置和不同的观测尺度上, 获得的渗透系数值往往相差很大, 达几个数

量级。这就给研究人员在进行数值模拟或其它研究时选取参数造成了困难。本文通过对野外不同水力试验取得的渗透系数进行对比分析, 研究玄武岩岩体的渗透系数及其尺度效应, 从而对地下水渗流数值模拟渗流模型和参数选取提出建议。

研究地点位于金沙江溪洛渡水电站坝址区, 该坝区河谷地貌呈 V 字型。坝区为晚二叠多期喷发的近于水平层状的峨眉山玄武岩, 共 14 层, $P_2\beta_1 \sim P_2\beta_{14}$, 总厚 490~520 m。在玄武岩底部有 1 层泥页岩沉积层 $P_2\beta_n$, 假整合于二叠系下统灰岩 P_{lm} 之上。该玄武岩岩体中构造裂隙是本区的主要控水结

收稿日期: 2005-10-24

基金项目: 国家电力总公司成都勘测设计院研究课题“金沙江溪洛渡水电站坝区水文地质条件及其工程影响研究”; 中国地质大学优秀青年教师资助计划项目 (No.CUGQNL0540)

作者简介: 孙蓉琳, 女, 1979 年生, 博士研究生, 主要从事裂隙岩体地下水渗流研究。E-mail: likeoasis@163.com

构, 主要是岩流层层间和层内的构造错动带以及裂隙网络。层间错动带是发育于岩流层界面或靠近界面以上玄武岩一侧的构造错动带 C1~C13, 一般延伸 150~400 m, 产状与岩流层近于一致, 上下影响带一般宽 0.4~0.6 m, 错动带内常充填有角砾和岩屑。层内错动带是指发育于岩流层内部的构造错动带, 主要分布在岩流层的中下部, 倾角平缓, 产状分散, 一般延伸 50~100 m, 宽度 5~10 cm, 带内由 2~5 cm 的破碎带、压碎带和角砾岩屑组成。裂隙网络由缓倾角和陡倾角的裂隙构成, 一般延伸 1~10 m, 隙宽多小于 0.2 mm, 间距多为 0.2~2 m。为对坝区蓄水前后渗流场进行模拟, 评价水库是否会渗漏, 本研究做了 3 种野外水力试验以确定裂隙岩体的渗透性。

2 平硐渗水试验

2.1 试验装置与试验步骤

平硐渗水试验是利用平硐中的声波孔进行的定水头变流量渗流试验, 目的是求取玄武岩岩体的渗透性。实验装置如图 1 所示:

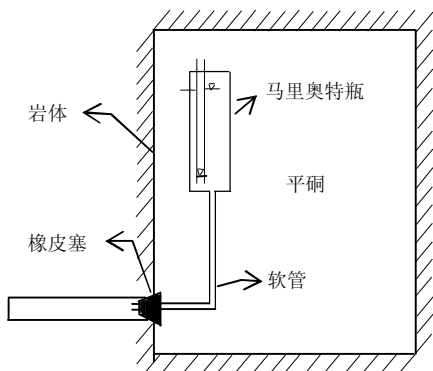


图 1 平硐渗水试验装置示意图
Fig.1 Sketch map of water seepage test equipment

试验步骤: (1) 首先根据坝区地层岩性的分布特点选定有代表性的平硐, 同一平硐中根据岩体裂隙发育特点选取具有代表性的声波孔 (代表不同裂隙发育特点) 开展试验。(2) 先清理孔内杂物和孔壁岩屑, 然后将孔口用橡皮塞塞紧, 并用石膏将橡皮塞与孔壁隙缝以及声波孔周围平硐壁面的裂隙封死, 以免从这些隙缝直接冒水。(3) 将橡皮塞上软管与马吕特瓶连接, 向声波孔内灌水至声波孔完全充水。(4) 试验开始, 记录不同时刻马吕特瓶中的刻度, 直至渗水量稳定相当一段时间, 试验结束。

2.2 渗透系数计算原理

由于声波孔的孔径一般为 4.5 cm, 长 120~160 cm, 与整个坝区岩体相比较而言, 渗水试验可以视为空间的 1 个点源, 由热传导理论, 在强度为 V_p 的瞬间点源作用下, 无限空间任意一点的水头抬升值的分布为^[2]

$$H = \frac{V_p}{8\mu_s (\pi^3 a_r^2 a_z t^3)^{-1/2}} e^{-\frac{\bar{r}^2 + (z-z')^2}{4a_z t}} \quad (1)$$

式中 H 为水头抬升值; V_p 为瞬时点源的强度, 即点源瞬时注入的水的体积; μ_s 为单位弹性给水度; $a_r = K_{rr} / \mu_s$ 为介质水平方向的压力传导系数; $a_z = K_{zz} / \mu_s$ 为介质垂直方向的压力传导系数; t 为从瞬间注水起算的时间; $\bar{r}$ 是坐标变换为各向同性介质的径向坐标; r, z 为观测点的坐标, z' 为瞬时点源在 z 轴上的位置。

本次渗水试验一般持续时间在几个小时以上, 实际上是 1 个空间连续点源的作用, 可视为由一系列瞬间点源作用的总和。每个瞬间点源的注水量为 $dV_p = Q(\tau)d\tau$ 。空间上, 在连续强度为 Q 的点源作用下, 持续时间为 τ , 则任意点水头抬升值 H 为

$$H = \int_0^t \frac{Q(\tau)}{8\mu_s [\pi^3 a_r^2 a_z (t-\tau)^3]^{1/2}} e^{-\frac{\bar{r}^2 + (z-z')^2}{4a_z (t-\tau)}} d\tau \quad (2)$$

若将介质按均质各向同性处理, 即 $K_{rr} = K_{zz} = k$ 。则

$$H = \frac{Q}{4\pi K \rho} \operatorname{erfc}\left(\frac{\rho}{2\sqrt{at}}\right) \quad (3)$$

这里, $\rho = \sqrt{r^2 + z^2}$ 为观测点至空间点源的距离, 由于声波孔实际为一柱体, 我们需要将其等效为球体, 本试验中用声波孔折算半径 ρ :

$$\rho = \sqrt[3]{\frac{3d^2 l}{16}} \quad (4)$$

式中 d 为声波孔的直径; l 为声波孔孔深。所以岩体介质的渗透系数可以表示为

$$K = \frac{Q}{4\pi H \rho} \quad (5)$$

2.3 渗透系数计算结果

本次试验在 6 个平硐中进行, 根据上述原理进行参数估计, 共 54 组有效数据。计算得到平硐不同裂隙发育带, 不同硐深的渗透系数如表 1 所示。

表 1 平硐渗水试验结果

Table 1 Result of water seepage tests in adits

平硐	硐深 /m	裂隙发育情况	l /m	ρ /m	Q /ml·min ⁻¹	K /m·d ⁻¹
PD2	133	裂隙较发育	1.38	0.08	17	0.046
PD2	132	层间错动带	1.64	0.09	45	0.104
...	...	...	...	...	...	...
PD82	136	层间错动影响带	1.36	0.08	30	0.077

3 压水试验

单孔压水试验是用栓塞将钻孔隔离出一定长度的孔段,并向该孔段压水,根据压力和流量的关系确定岩体渗透特性的一种原位渗透试验^[3]。将裂隙岩体处理为各向同性介质,渗透系数 K 用以下公式计算:

$$K = 0.005 \, 28 Lu \log \left(1.32 \frac{\bar{L}}{\bar{r}} \right) \quad (6)$$

式中 Lu 为压水耗水量; $\bar{L}$ 压水段长度; $\bar{r}$ 为压水孔半径。

单孔压水试验的单个压水试验段长度为 4~7 m, 平均为 5 m。坝区 86 个钻孔 2 715 段压水试验段利用上述方法计算了各向同性渗透系数。其中 X90 孔的单孔压水试验结果如表 2。

表 2 X90 孔单孔压水试验结果

Table 2 Water pressure test result in borehole X90

试验段	起止深度 /m	$\bar{L}$ /m	Lu	$\bar{r}$ /mm	K /m·d ⁻¹
1	12.82~18.8	5.98	20.54	91	0.209 8
2	18.98~23.45	4.47	3.63	91	0.034 7
...	...	...	...	...	...
42	223.74~230.6	6.86	1.10	75	0.012 1

4 地下水示踪试验

溪洛渡 PD82-2 孔进行投放食盐的示踪试验,分别在 C_3 , $P_2\beta_3$, C_2 , C_1 和 P_{1m} 5 个层位投放食盐,在斜洞中的 5 个出水点进行地下水电导率观测。 W_5 出水点上下游壁面共有 6 个次级出水点 W_{5-1} ~ W_{5-6} 。各投放食盐点距离出水点的距离为 70~145 m (图 2)。

除 W_1 出水点由于正在进行灌浆堵水施工,电导率受浆液影响本底值较高外,斜洞中其它各出水点电导率随时间变化曲线均有峰值出现。据此可计算得到各试验段主导裂隙的实际流速,根据实际流速和裂隙率(按 0.1 %计)以及各组试验的水力梯度,按下式计算得到从试验段到不同出水点处主导裂隙的渗透系数:

$$K = \frac{un}{J} \quad (7)$$

式中 K 为主导裂隙渗透系数; u 为实际流速; n 为裂隙率; J 为水力梯度。计算结果如表 3 所示。

表 3 地下水示踪试验不同出水点渗透系数

Table 3 Permeability of different tapping points in groundwater tracer test

出水点	渗透系数/m·d ⁻¹				
	C_3	$P_2\beta_3$	C_2	C_1	P_{1m}
W_2	2.10	2.03	0.94	0.81	0.81
W_3	1.14	0.85	0.77	0.89	0.57
W_4	1.20	0.90	0.81	0.94	0.60
W_{5-1}	2.01	0.75	0.90	0.93	0.46
W_{5-2}	1.51	0.97	0.90	0.93	0.46
W_{5-3}	1.38	0.75	0.90	0.93	0.46
W_{5-4}	1.26	0.63	0.90	1.31	0.70
W_{5-5}	1.26	0.67	0.90	1.31	0.82
W_{5-6}	2.01	0.82	0.90	1.31	0.62
平均	1.54	0.93	0.88	1.04	0.61

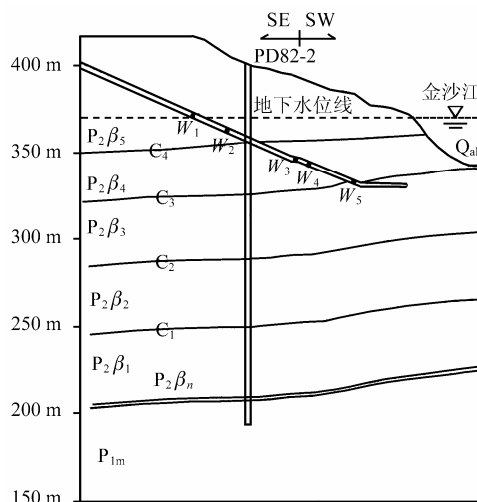


图 2 地下水示踪试验剖面图

Fig. 2 Cross-section of groundwater tracer test

5 渗透系数的尺度效应初探

根据前述 3 种试验测得的渗透系数值以及它们的试验尺度,我们绘制得图 3。

平硐渗水试验尺度为 1~2 m,单孔压水试验段长度为 4~7 m,地下水示踪试验的试验长度为 70~145 m。虽然 3 种不同尺度的水力实验的条件和手段不同,但图 3 总体上显示从小尺度到大尺度试验,得到的渗透系数值从分散到集中;渗透系数值随着试验尺度的增加而增大,这就是尺度效应。

渗透系数的尺度效应在裂隙介质中表现突出。2005 年, Lurdes Martinez-Landa 在 1 条低渗透花岗

岩裂隙坑道内, 通过不同类型的水力试验分析计算不同尺度的渗透系数, 得出渗透系数值随着试验尺度的增加而增加的结论^[4]。目前, 有关渗透系数尺度效应产生的原因, 在国内外学者之间很有争议。1998年James和Butler, 2001年Rovey和Nieman把尺度效应归因于井壁的表皮效应或者井的不完善^[5, 6]。1999年, Lee and Lee认为是井孔里紊流的影响使得求得的渗透系数值小于它的真实值^[7]。笔者以为是裂隙岩体的高度非均质性造成渗透系数的尺度效应。

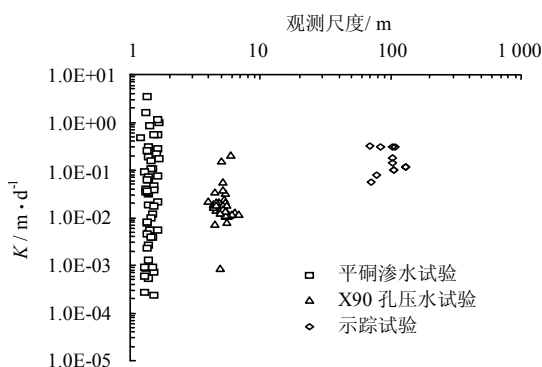


图3 渗透系数随水力试验尺度的变化

Fig. 3 Permeability with different hydraulic test scales

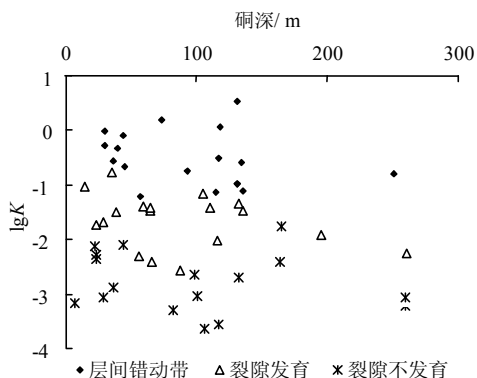


图4 平硐渗水试验不同裂隙发育带 K 值

Fig. 4 K at different fractured zones in water seepage test

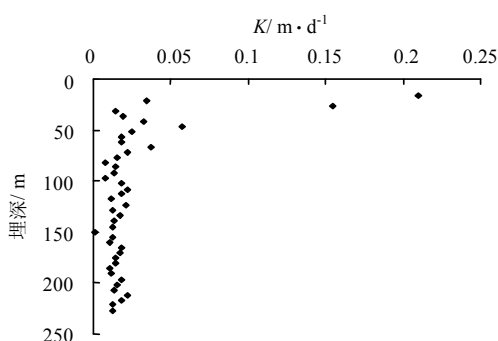


图5 X90孔单孔压水试验 K 随埋深变化

Fig. 5 K with the depth of water pressure test segment in borehole X90

平硐渗水试验由于试验点的渗水压力和渗水量较小, 且试验时间较短, 影响范围有限, 计算出的参数实际反映的是局部介质的渗透性。得到的渗透系数值非常离散, 从 $10^{-4} \sim 10^1$ m/d, 有5个数量级的差别。这些实验点在层间层内错动带、裂隙发育带和裂隙不发育带都有分布。图4显示溪洛渡坝区玄武岩裂隙介质的渗透性可分为3个不同层次。第1层次为层间、层内错动带, 其渗透系数一般在0.1 m/d以上, 最大可达3.455 m/d; 第2层次为一般构造裂隙, 其渗透系数一般在0.01~0.1 m/d; 第3层次为由微裂隙构成的岩块, 其渗透性极差, 渗透系数一般小于0.01 m/d, 最小达 5×10^{-5} m/d。这反映出裂隙岩体强烈的非均质性。因为裂隙岩体基质的渗透性远小于裂隙或层间层内错动带的渗透性。因此, 在很小的尺度上, 渗透系数就可能相差几个数量级。

图5选取单孔压水试验孔X90, 该孔位于地下水示踪试验带内, 具有代表性。渗透系数值随着埋深的增加而减小, 但是局部有波动, 这是因为该研究区是层状岩体, 层间层内皆发育渗透性较大的错动带。由于压水试验段长度为4~7 m, 该研究区裂隙的间距为0.2~2 m, 压水试验每一个试验段一般能揭露一两条裂隙。这样得到的K值就比平硐渗水试验大, 相对集中在 $10^{-2} \sim 10^{-1}$ m/d。

地下水示踪试验计算出来的K值范围集中在0.1 m/d附近。从图2看出投放示踪剂点到观测点穿越了层间层内错动带和裂隙发育带, 所以测出来的值最大、最集中, 接近于均质。

因此, 笔者认为尺度效应存在的原因是裂隙岩体介质的非均质性。非均质性制约了地下水的流动和溶质运移。而裂隙岩体在短距离内, 渗透系数可能变化几个数量级。本研究中, 玄武岩岩体裂隙发育多级次, 试验尺度越大, 碰到大规模裂隙就越多。小尺度的试验常作用于基质段或单条裂隙, 连通性较差, 试验时间较短, 得到的渗透系数值就比较小。而大尺度的水力试验能穿越几条大裂隙, 连通性较好, 试验时间长, 测出的渗透系数值比较大。因此, 大尺度渗透性在性质上不同于小尺度的渗透性, 在数值上要大于小尺度的渗透性。

Tsang曾指出非均质介质中流动的预测模拟涉及到4种尺度: 非均质尺度、观测尺度、模型网格尺度、预测区域尺度。观测尺度是观测采集系统中不同区域的样品所代表的尺度^[8]。用不同的观测尺度采集到的渗透性特征相差很大, 这种特征的差异取决于观测尺度和非均质尺度的相对值。如果能通

过野外试验得到理想的渗透系数随尺度变化的关系曲线,我们便能在任一尺度上找到对应的渗透系数值。但是受试验条件和经济条件限制,不可能在每个尺度、每个地点都做试验。如果网格尺度与观测尺度相差很大,从原位观测中提取参数并将它们赋值到网格单元上比较困难。

工程实践中,当我们在进行裂隙岩体地下水渗流数值模拟时,针对不同尺度的研究对象,所要求的精度和模型网格尺度不同,所选择的研究手段也应不同。例如对一个尺度较小的洞室研究,非均质性强,渗透参数非常离散,就不能等效为连续介质,渗流模型必须采用离散裂隙网络模型或者双重介质模型;求取渗透系数应采用一些小尺度水力试验。对于大尺度的模拟,如坝区地下水渗流场研究,就无法剖分很细。由于网格剖分尺度大,渗透系数就必须采用大尺度试验所求得的渗透系数,如地下水示踪试验,抽水试验等,渗流模型可采用等效连续介质模型。

6 结 论

在金沙江溪洛渡水电站坝区玄武岩中,进行了平硐渗水试验、单孔压水试验和地下水示踪试验。在相应的试验尺度上将裂隙岩体处理为均质各向同性介质来求取渗透系数 K , 得出以下结论:

(1) 平硐渗水试验的试验尺度为 1~2 m 时, K 值为 $10^{-4} \sim 10^{-1}$ m/d, 非常离散,说明裂隙岩体在小尺度上的高度非均质性。地下水示踪试验的试验尺度为 70~145 m 时, K 值为 $10^{-0.5} \sim 10^{0.5}$ m/d, 非常集中,说明裂隙岩体在大尺度上近于均质介质。压水试验的试验尺度为 4~7 m 时, K 值为 $10^{-2} \sim 10^0$ m/d。

(2) 水力试验结果显示裂隙岩体渗透系数随着试验尺度的增加而增大。笔者认为产生尺度效应的原因在于介质的非均质性。小尺度试验常作用在局部基质段或者单条裂隙上,而大尺度试验常穿越大裂隙或小断层,连通性较好,渗透性在数值上要大于小尺度。

(3) 工程实践中,在进行裂隙岩体地下水渗流数值模拟时,针对不同尺度的研究对象,应该选取

与模型网格剖分尺度匹配的水力试验来求取渗透系数,选取相应的渗流模型。小尺度的研究对象,选用小尺度的测试手段获得渗透系数,渗流模型选用离散裂隙网络模型或者双重介质模型。对于大尺度的研究对象,采用大尺度试验求取渗透系数,渗流模型可采用等效连续介质模型。

参 考 文 献

- [1] 宋晓晨, 徐卫亚. 裂隙岩体渗流概念模型研究[J]. 岩土力学, 2004, 25(2): 226—232.
SONG Xiao-chen, XU Wei-ya. A study on conceptual models of fluid flow in fractured rock[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2004, 25(2): 226—232.
- [2] 陈崇希, 林敏. 地下水动力学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1996.
- [3] SL31—2003, 水利水电工程钻孔压水试验规程[S].
- [4] Lurdes Martinez-Landa, Jesus Carrera. An analysis of hydraulic conductivity scale effects in granite (Full-scale Engineered Barrier Experiment(FEBEX), Grimsel, Switzerland)[J]. **Water Resources Research**, 2005, 41, WR03006.
- [5] James J, Butler Jr, John M Healey. Relationship between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact[J]. **Ground Water**, 1998, 36(2): 305—313.
- [6] Rovey C W, Niemann W L. Wellskins and slug tests; where's the bias?[J]. **Journal of Hydrology**, 2001, 243(1-2): 120—132.
- [7] Lee J Y, Lee K K. Analysis of the quality of parameter estimates from repeated pumping and slug tests in a fractured porous aquifer system in Wonju, Korea[J]. **Ground Water**, 1999, 37: 692—700.
- [8] Tsang Chin-Fu. 非均质介质中地下水流动与溶质运移模拟——问题与挑战[J]. 地球科学, 2000, 25(5): 443—450.
Tsang Chin-Fu. Modeling groundwater flow and mass transport in heterogeneous media: issues and challenges[J]. **Earth Science—Journal of China University of Geosciences**, 2000, 25(5): 443—450.