

裂隙岩体渗流耦合数值分析方法 及其工程应用

王洪涛 王恩志 金宜英

(清华大学,北京,100084)

摘要 针对岩体中主干裂隙和网络状裂隙提出了耦合渗流数值模型模拟分析岩体地下水三维渗流的方法。使用离散介质渗流模型描述岩体主干裂隙中的水运动,使用连续介质渗流模型描述网络状裂隙中水运动。连续介质充满整个研究域,离散介质按主干裂隙的实际空间分布嵌入连续介质中,并依据裂隙壁水力条件耦合两者。该方法逐个计算主干裂隙的渗流,充分体现主干裂隙的特殊水力作用;同时又避免了逐个计算网络状裂隙中的渗流所带来的困难,可以在较大尺度上分析渗流,便于工程应用。理论例子显示它能比较客观地反映裂隙岩体的渗流特性。该方法被应用到乌江构皮滩水利枢纽岩体渗流的分析中。

关键词: 主干裂隙 网络状裂隙 耦合渗流模型 水利枢纽 泄洪

1 引言

针对岩体中主干裂隙和网络状裂隙,本文给出了一种实用有效的裂隙岩体渗流分析方法——耦合渗流分析方法。在乌江构皮滩水利枢纽岩体渗流分析中的应用显示:该方法既能表达岩体裂隙的渗流性质,又便于工程应用。

2 概念模型

裂隙岩体中的非连续面按其渗流作用不同可以分为主干裂隙和网络状裂隙两部分^[1,2]。主干裂隙如断层、剪切破裂带、层间错动带和大节理等,通常切割深,延伸长,规模大;网络状裂隙主要由节理和裂隙等构成,单体规模小,总体密度大,在空间上交割成立体网络状。大量实践表明:主干裂隙所占体积比率小,但渗透性强,是地下水运动的主要通道;网络状裂隙所占体积比率大,但渗透性差,是地下水贮存的主要空间。

耦合渗流分析的基本思路是分别描述主干裂隙和网络状裂隙中的水运动,然后将两者耦合起来。使用离散介质方法描述主干裂隙中的水运动,使用连续介质方法刻画网络状裂隙中的水运动。连续介质连续充满整个研究域,离散介质按主干裂隙的空间产出状态嵌入连续介质域中。对于连续介质域,使用两域相交面上的水头值耦合两模型;对于离散介质域则使用连续介质域的水流量进行耦合。耦合模型有其独特的优点:逐个计算主干裂隙的水运动,可以充分体现主干裂隙的特殊导水作用;将离散介质嵌入连续介质域中,没有以往裂隙

收稿日期:1998-02-27,国家自然科学基金资助项目(编号:59779014)部分研究内容。

网络模型要求裂隙具有贯穿性这一限制^[2~4],应用条件更宽松;避开了逐个计算网络状裂隙渗流所带来的困难,可以在较大研究域上进行岩体渗流分析^[3,4]。同时,耦合模型还解决了双重介质渗流模型用连续介质概化主干裂隙域所存在的问题^[5]。

3 数学模型与数值解法

连续介质域(也称岩块域)中的三维非恒定渗流微分方程为

$$\mu_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{mxx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{myy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{mzz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + W_m \quad (1)$$

式中 $h(x, y, z, t)$ 为连续介质域水头; μ_s 为贮水率; W_m 为源汇项; $K_{mxx}, K_{myy}, K_{mzz}$ 为渗透系数张量,可以通过野外试验等方法确定,也可以根据裂隙统计资料(实测或模拟生成^[3,6]),使用渗透网络方法计算^[7]。与离散介质域的耦合条件为

$$h(x, y, z, t) |_{(x, y, z) \in D_i} = H_i(x, y, z, t) \quad i = 1, 2, \dots, N_f \quad (2)$$

式中 D_i 为第 i 裂隙域; $H_i(x, y, z, t)$ 为第 i 个裂隙的水头, N_f 为裂隙数。式(1)在给定初始条件和边界条件下可求得满足式(2)的解。

对于离散介质域(也称裂隙域)而言,裂隙可以有规则的或者不规则的几何形态;可以是贯通的,也可以是非贯通的;裂隙的渗透性可以相同,也可以不同。它们按其空间产出状态分布于连续介质域之中。假设渗流在某主干裂隙面局部坐标系下为二维非恒定流,通过裂隙间的交叉与其它主干裂隙交换水量,通过裂隙壁与连续介质域交换水量。各主干裂隙面二维流在研究域空间坐标系下组合成三维裂隙网络渗流体。

就裂隙局部坐标系而言,第 i 个裂隙中的二维非恒定渗流满足微分方程

$$\mu_i^* \frac{\partial H_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(T_{jxx}^i \frac{\partial H_i}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_{jyy}^i \frac{\partial H_i}{\partial y} \right) + W_{f_i} + F_i \quad (3)$$

式中 H_i 为 i 裂隙的水头; μ_i^* 为贮水系数; T_{jxx}^i, T_{jyy}^i 为主干裂隙的导水系数; $T_j^i = K_j^i b_i$; K_j^i 为主干裂隙渗透系数; b_i 为其水力开度; W_{f_i} 为源汇项; F_i 为连续介质域的水量交换项,定义为单位时间单位裂隙面积由连续介质域进入主干裂隙的水体积。

$$F_i = K_{m1} \frac{dh}{dn_1} + K_{m2} \frac{dh}{dn_2} \quad (4)$$

式中 K_{m1}, K_{m2} 和 n_1, n_2 分别为 i 裂缝两壁的渗透系数和外法线向量。裂隙可以与其它裂隙相交叉,形成主干裂隙间的水量交换。裂隙交叉的水流条件为

$$H_i|_{B_{ij}} = H_j|_{B_{ji}} \quad i, j = 1, 2, \dots, N_f; i \neq j \quad (5)$$

式中 $B_{ij}=B_{ji}$ 为 i 与 j 裂隙的交叉线。

裂隙 i 的边界有两种:①与研究域边界面相交,边界条件由研究域边界确定;②终止于研究域内部,水流通量为零。裂隙边界可能终止于其它裂隙面或者源汇之上,这时按内边界的方法处理。每个裂隙都有这样一个定解问题,并通过式(5)将各个裂隙联系起来。

使用有限单元法求上述耦合渗流模型的数值解。在进行有限元剖分时,离散介质域各主干裂隙的节点需要统一编号,而单元则可以单独编号。为了不使节点重复,裂隙交叉线上的节点号将由拥有该交叉线的裂隙共享。共享节点在裂隙各自坐标系中具有各自的坐标值^[1]。

微分方程(1)或(3)并不能单独求出解来,这是因为两者以耦合形式存在。为此,使用迭代方法求其解。基本步骤如下:

(1) 把式(2)的 H 用离散介质域的边界条件(边界节点)和初始条件(内节点)代替,求解式(1),得到 h ;

(2) 根据得到的 h ,按式(4)求耦合项的流量贡献,并代入式(3)求解之,得到离散介质域本次迭代的水头 H ;

(3) 把 H 代入式(2)求解式(1),得到连续介质域本次迭代的水头 h ;

(4) 重复(2),(3)步,直到满足迭代精度为止。

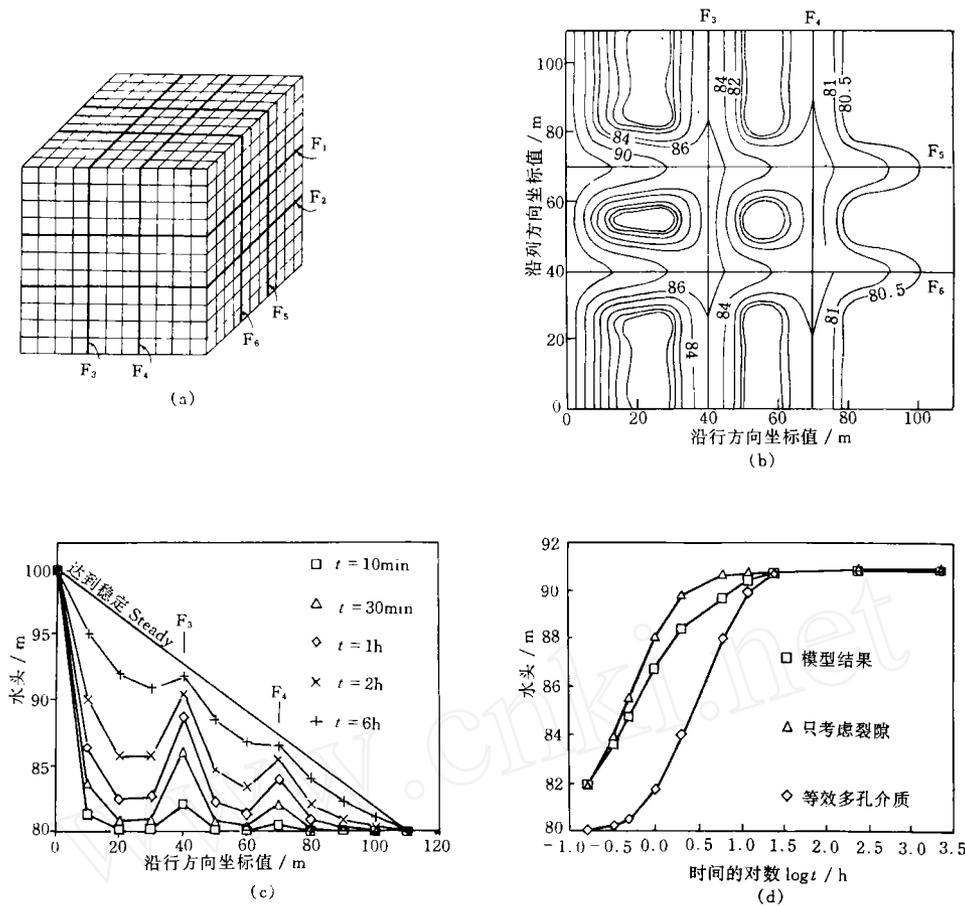
实际运算表明:上述迭代格式一般只需 3~4 次迭代即可达到精度。由于使用迭代法求解,所以被裂隙完全隔开的几个连续介质域可以分开求解,这使得每次求解的有限元方程组个数减少,使模型解决实际问题的尺度扩大,且求解速度加快。

应该指出,当主干裂隙的渗透系数比连续介质域的渗透系数大几个数量级时,沿裂隙壁可能出现水跃,造成两域相交面上的水头值不等,致使方程(2)产生误差;由于裂隙壁水跃产生条件目前尚无可利用的研究成果,使用水流通量取代方程(2)又将造成模型迭代求解不收敛,因此,为了尽量减少误差作用,在对岩块域进行有限元剖分时,靠近裂隙壁的单元体要加密剖分。关于裂隙壁水跃产生的条件问题,还有待进一步深入研究。

上述耦合模型中的源与汇包括开采(注水)井、天然降雨和泄洪雾化降雨补给、蒸发排泄等。下面以降雨补给为例加以说明。这里仅考虑进入岩体饱水带的补给量和排泄量,忽略降雨的入渗过程。假设在研究域边界面某面积 A 内的降雨补给强度为 R ,则补给量为 $q=RA$ 。 q 的一部分进入裂隙域,另一部分进入岩块域。裂隙或者岩块得到的补给量不仅与它们接受补给的面积大小有关,而且与它们的渗透能力有关。假设与 A 相交的裂隙共有 N_s 个,岩块部分的面积为 A_m ,则第 i 个裂隙获得的补给量 q_i 为

$$q_i = qL_iT_i / (A_mK_m + \sum_{j=1}^{N_s} L_jT_j) \quad (6)$$

式中 L_i, T_i 为第 i 裂隙在 A 上的长度和导水系数; K_m 为岩块的渗透系数。当两个裂隙在 A 上共用交叉线时,共用的部分按两个裂隙计算,仍然使用式(6)分配补给量,但长度 L_i 各取其半。当 A 本身为裂隙面时则按 A 中各剖分单元的面积分配补给量。岩块域得到的补给量仍按式(6)计算,不过式(6)分子中的 qL_iT_i 要改为 qA_mK_m 。



注：图(a)研究域及其有限元剖分情况；图(b)表层水头平面等值线图(30min)，单位：m；图(c)3层3行各节点不同时间的水头变化；图(d)5层3行6列节点在不同模型(耦合模型，只考虑裂隙的模型，等效多孔介质模型)条件下计算水头随时间的变化。

图 1 裂隙孔隙岩体在单侧水位瞬时上升条件下的渗流分析

Fig. 1 Theoretical flow problem and calibration results in a fractured-porous rock mass

4 理论算例

边长为 110 m 的正方体岩体中有 6 个裂隙，如图 1(a)所示。研究域的左右边界面给定水头，上下前后四个边界面隔水。岩体中的地下水为饱和和承压状态。初始水头 $H_0=80\text{ m}$ ，之后左边界水头瞬时上升至 100 m，右边界水头不变，求此条件下研究域的水头分布。岩块渗流参数为： $\mu^*=0.001$ ， $K_m=0.1\text{ m/d}$ 。各裂隙的渗流参数相同： $\mu_s=0.001$ ， $T=100\text{ m}^2/\text{d}$ 。岩块域被剖分成 1 331 个相等大小的正方体，共计 1 728 个节点。裂隙域共计剖分成 726 个正方形单元和 728 个节点，每个裂隙都有 44 个交叉线节点与其它裂隙共享。

计算结果如图 1(b),(c)所示。其中图 1(b)给出了回水 30 min 时表层水头的平面等值线图；图 1(c)是第 3 层第 3 行各节点上的水头随时间的变化情况。可见左边界水位上升之

后,裂隙由于较好的导水性,水头随之迅速上升,并沿裂隙迅速向右传递;裂隙间的岩块由于渗透性较差,最初水头上升速度比裂隙域慢,存在明显的滞后现象。随着时间增长,裂隙域与岩块域的水头差达到最大值,水头开始同步上升。时间进一步增长后,裂隙域水头上升速度减小,并趋于恒定;岩块域水头上升速度比裂隙域快,两者水头差降低,最后达到恒定渗流状态。

为了把本文方法与等效连续介质方法和仅考虑裂隙的离散介质方法进行比较,对后两种方法也进行了计算。图1(d)给出了第5层第3行第6列节点上的水头变化情况。可见仅考虑裂隙的离散介质方法由于裂隙不向岩块供水,水头上升速度快,达到恒定时间短,不能反映岩块的滞水作用;而等效多孔介质方法(等效渗透系数为 1 m/d)水头滞后较长时间后才开始上升,且上升速度慢,达到恒定时间长,不能反映裂隙的特殊导水作用。本文提出的耦合模型解决了上述问题。

5 乌江构皮滩水利枢纽水垫塘区岩体渗流分析

5.1 工程概况与地质条件

乌江构皮滩水利枢纽位于贵州省余庆县境内。坝址以上控制流域面积 $43\,250\text{ km}^2$,多年平均流量 $707\text{ m}^3/\text{s}$,最大洪水流量 $39\,300\text{ m}^3/\text{s}$ 。双曲拱坝坝顶高程 638 m ,最大坝高 231 m ,长 536.7 m ,坝下有水垫塘和二道坝。电站装机容量 200 万 kW ,年均发电量 $88.85\sim 91.92$ 亿 $\text{ kW}\cdot\text{h}$,是乌江上最大的水电站。

岩体渗流计算重点考虑坝下游泄洪消能区。通过渗流分析确定此区在泄洪条件下的地下水流动场,为防渗漏设计和充水边坡稳定分析提供依据。主要岩性为二迭系吴家坪组(P_{2w})、茅口组(P_{1m})和栖霞组(P_{1q})灰岩,地形陡峭。岩层走向 $30^\circ\sim 45^\circ$,与河谷走向近于垂直,倾向北西,倾角 $40^\circ\sim 55^\circ$ 。主要构造形迹有断层、层间错动和裂隙等。灰岩之下为梁山组(P_{1l})页岩为主的岩性,山体相对低平。

5.2 边界条件和渗透系数

计算区东北部、西北部和西南部三边界为岩体地表分水岭或沟谷,构成零通量边界;底边界以 300 m 高程为限,当灰岩与页岩的岩性分界面高于此限时,取岩性界面,否则取 300 m 高程为界,认为其下地下水处于滞流状态,底界面亦为零通量边界;灰岩与页岩的分界面在地表的出露线构成了计算区的东南部边界。计算区含水介质为 $P_{1q}-P_{2w}^{\text{灰}}$ (部分)以灰岩为主的岩性,面积为 0.585 km^2 ,如图2所示。以防渗帷幕为界分成上、下游两部分,上游部分全部按连续介质概化,下游部分分别考虑主干裂隙(按离散介质概化)和岩块(按连续介质概化)。所考虑的主干裂隙共计22个,列于表1中。防渗帷幕用8个低渗透面概化。

渗透系数值以区内62个压注水试验钻孔的2163个注水段的试验成果为基础给定。渗透系数 K 为岩石吸水率 ω 的2.8倍,即 $K=2.8\omega$ 。试验成果显示,岩体的渗透系数在主干裂隙附近一般都比趋势值有不同程度的增加,说明主干裂隙具有更好的渗透性。作为例子,图3给出了钻孔 Z_{169} 的压注水试验成果,可见除 F_{b93} 之外,钻孔揭露的其它主干裂隙均表现出高渗透性。图中深度较小段的较大透渗系数是由于近地表岩体风化所致。由于压注水试验代表了注水段上(高度为 $5\sim 10\text{ m}$)渗透性的平均值,不代表主干裂隙(钻孔揭穿高度一般为 $0.1\sim 1.0\text{ m}$)的渗透系数值,所以在处理中,用注水段高度与主干裂隙被揭穿高度的比值放

全国中文核心期刊

I S S N 1001-3962

CODEN SSKYEA

水利水运科学研究

JOURNAL OF NANJING HYDRAULIC RESEARCH INSTITUTE

4

1998

水利部 交通部 电力工业部
南京水利科学研究所

ISSN 1001-3962



表1 主干裂隙特征与渗透系数值

编号	产状			模型/m		渗透系数 /($m \cdot d^{-1}$)	编号	产状			模型/m		渗透系数 /($m \cdot d^{-1}$)
	倾向	倾角	长度	宽度	长度			宽度	倾向	倾角	长度	宽度	
F ₃₇	35°	75°	140	0.1~0.2	10.0~18.0		F _{b113-1}	307°	53°	190	0.05~0.15	3.0~12.0	
F ₃₅₋₁	312°	45°	80	0.1~0.4	18.0~30.0		F _{b113-2}	307°	53°	160	0.05~0.15	3.0~12.0	
F ₃₅₋₂	305°	45°	66	0.05~0.2	18.0~30.0		F _{b112-1}	307°	53°	130	0.1~0.2	5.0~10.0	
F ₃₅₋₃	320°	45°	104	0.1~0.3	18.0~30.0		F _{b112-2}	307°	53°	80	0.1~0.2	5.0~10.0	
F ₄₉	35°	80°	120	0.3~0.5	12.0~20.0		F _{b82-1}	307°	53°	>900	0.12~1.0	5.0~10.0	
F ₃₄	300°	54°	130	0.15~0.8	12.0~20.0		F _{b88-1}	307°	53°	180	0.01~0.35	8.0~15.0	
F ₁₆₅	359°	68°	170	0.1~0.2	15.0~25.0		F _{b93}	307°	53°	>900	0.07~0.16	10.0~18.0	
F ₃₉	195°	63°	120	0.4~0.8	15.0~25.0		F _{b81}	307°	53°	300	0.12~0.6	8.0~15.0	
F ₁₀₀	0°	82°	70	0.2~0.3	10.0~20.0		F _{b54}	307°	53°	300	0.2~0.3	12.0~20.0	
F _{b114-1}	307°	53°	150	0.15~0.4	2.0~10.0		F _{b59}	307°	53°	380	0.2~3.4	12.0~20.0	
F _{b114-2}	307°	53°	180	0.15~0.4	2.0~10.0		F _{b63}	307°	53°	250	0.15~0.35	8.0~15.0	

Tab. 2 Geometry of dominant fractures and their permeability range

5.3 计算结果简析

对三种工况的地下水流域进行了模拟分析:①库水位 $Z_u = 630$ m, 下游水位 $Z_d = 463.76$ m, 无降雨;② $Z_u = 630$ m, $Z_d = 480$ m, 洪水频率 1%, 有泄洪雾化降雨补给;③ $Z_u = 62.17$ m, $Z_d = 483.23$ m, 洪水频率 0.2%, 有雾化降雨补给。下面以工况②为例说明流域特征。泄洪 3 d 结束时的地下水浸润曲面如图 4 所示, 沿剖面 I-I 的水头等值线见图 5。

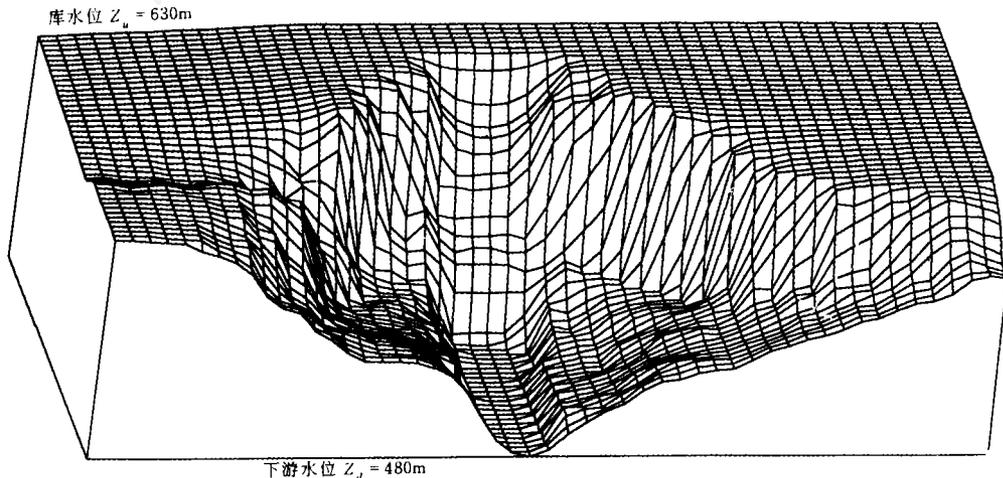


图4 泄洪结束时地下水浸润曲面, 垂直放大 2 倍

Fig. 4 Ground water surface at the end of flood discharge, enlarged twice vertically

水库泄洪后, 雾化降雨的大量补给使水垫塘两侧岩体地下水位迅速上升。但由于多条层间断裂近于垂直地穿过乌江, 沟通了岩体与乌江的水力联系, 使岩体中的地下水在上升的同时, 沿断裂不断排泄到乌江, 岩块地下水同时流向断裂。从剖面上看, 由于断裂渗透性好, 造

成水位等值线通过时发生弯曲。浸润曲面附近水流动速度最快,向深部变小。从水库向下游到防渗帷幕,水力梯度为0.01~0.3。由于防渗帷幕的阻挡,地下水在越过帷幕过程中水位从593~612 m跌落到535~550 m。越过帷幕后,地下水快速流向乌江,水力梯度为0.3~0.8。地下水在排向乌江时有15~20 m高的渗出面。

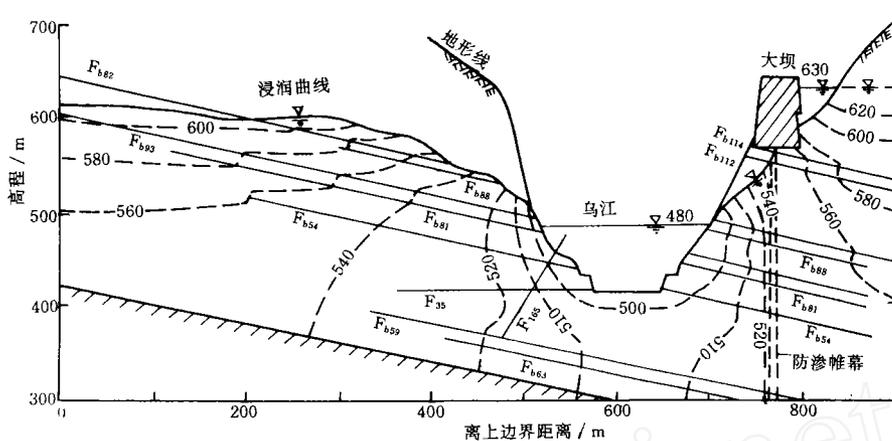


图5 泄洪结束时沿 I-I 剖面地下水头等值线图(单位:m)

Fig. 5 Hydraulic head contour map at the end of flood discharge along I-I profile

6 结 语

本文提出了耦合主干裂隙和网络状裂隙系统分析裂隙岩体地下水三维渗流的方法。这种方法既能包含岩体全部裂隙系统,反映主干裂隙的特殊导水作用和网络状裂隙及岩块的贮水作用,又能在较大研究域上进行渗流计算,同时也解决了双重介质渗流模型用连续介质概化裂隙系统所存在的问题。应用实例说明它是一种有效实用的岩体渗流分析方法。

参 考 文 献

- 1 王洪涛,李永祥. 三维随机裂隙网络非稳定渗流理论模型研究. 水利运科学,1997,(2):123~129
- 2 王恩志. 岩体裂隙的网络分析及渗流模型. 岩石力学与工程学报,1993,2(1):20~35
- 3 Long C S, Gilmour P, Witherspoon P. A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures. Water Resour. Res., 1985,21(8):1105~1115
- 4 Ezzedine S, Marsily G E. Study of transient flow in hard fractured rocks with a discrete fracture network model. Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr., 1993,30(7):1605~1609
- 5 Huyakorn P S, Lester B H, Faust C. Finite element techniques for modelling ground water flow in fractured aquifers. Water Resour. Res., 1983, 19(4):1019~1035
- 6 Baecher G B, Lanney N A, Einstein H H. Statistical description of rock properties and sampling. Proc. U.S. Symp. rock Mech., 18th, 1977, 5C:1~8
- 7 王洪涛,王恩志. 各向异性裂隙岩体渗透系数计算方法探讨. 武汉水利电力大学学报,1997,30(2)

A coupled model for numerical analysis of ground water flow in a fractured rock mass and its engineering application

Wang Hongtao Wang Enzhi Jin Yiyang

(*Tsinghua University, Beijing*)

Abstract

An approach for the analysis of three dimensional ground water transient flow in a fractured rock mass is presented. Flow in the dominant fracture system is described by a distinct medium model, while flow in the network fracture system is described by a continuous medium model, and the two models are coupled together by hydraulic head and flux. It is assumed that the continuous medium occupies the entire studied domain, and the distinct medium is embedded into the continuous medium according to the spatial distribution of the dominant fractures. The coupled model calculated one-by-one the fluid flow in the dominant fractures which are functioned as the major water transport conduits, and it avoids unnecessary calculating fluid flow in individual network fractures which are numerous in number. In this way, the method can be applied to a large-sized calculation domain. Theoretical calibration results show that the coupled model can better reveal the flow properties of ground water in a fractured rock mass. Case study of the model in Wujiang Goupitan hydropower project for the calibration of ground water flow in the carbonate rock mass indicates that the method presented is practical and effective.

Key words: dominant fracture, network fracture, coupled seepage model, hydropower project, flood discharge