第	35	卷	第	4	期

2016 年 8 月

Vol. 35 No. 4 Aug. 2016

王晋丽,陈喜,张志才,等.基于离散裂隙网络模型的裂隙水渗流计算[J].中国岩溶,2016,35(4):363-371. DOI:10.11932/karst20160403

# 基于离散裂隙网络模型的裂隙水渗流计算

王晋丽<sup>1,2,3</sup>,陈 喜<sup>1,2</sup>,张志才<sup>1,2</sup>,康建荣<sup>3</sup>,高 满<sup>1,2</sup> (1.河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏南京 210098; 2.河海大学水文水资源学院,江苏南京 210098;

3. 江苏师范大学地理测绘与城乡规划学院,江苏 徐州 221116)

摘 要:离散裂隙网络模型(Discrete Fracture Network(DFN))是研究裂隙水渗流最为有效的手段之一。文 章根据裂隙几何参数和水力参数的统计分布,利用 Monte Carlo 随机模拟技术生成二维裂隙网络,基于图论 无向图的邻接矩阵判断裂隙网络的连通,利用递归算法提取出裂隙网络的主干网或优势流路径。基于立方定 律和渗流连续性方程,利用数值解析法建立了二维裂隙网络渗流模型,分析不同边界条件下裂隙网络中的流 体流动。结果表明,该方法可以模拟区域宏观水力梯度和边界条件下,裂隙网络水力梯度方向总的流量,以及 节点的水位、节点间的流量和流动方向的变化特征,为区域岩溶裂隙水渗流计算提供了一种实用、可行的方 法。

关键词:裂隙介质;离散裂隙网络模型;连通性;裂隙水;渗流
中图分类号:P641.2
文載标识码:A
文章编号:1001-4810(2016)04-0363-09

## 0 引 言

我国西南岩溶地区是全球三大岩溶集中连片分 布区中面积最大(54万km<sup>2</sup>)、岩溶作用最强烈、生态 环境最复杂的地区<sup>[1]</sup>。区内发育不同大小裂隙,特别 是近地表表层岩溶带,裂隙率大,是水分滞留与传输、 水化学元素迁移的重要通道,对地下水量、水质运移 具有重要影响,因此,岩溶裂隙是岩溶地区水文地质 结构的核心组成部分<sup>[2]</sup>,对天然岩体中裂隙模拟的研 究具有十分重要的意义<sup>[3]</sup>。裂隙的特征包括裂隙方 向、长度、渗透性以及裂隙的密度和连通性。然而岩 溶地区节理和裂隙数量众多、几何结构难以一一确 定,对岩溶裂隙特征的识别与刻画仍然是一个极具挑 战的问题与难点<sup>[4]</sup>。基于有限的地质测量数据,利用 统计方法分析,获得这些裂隙的几何特征及分布规 律,进而运用 Monte Carlo 模拟技术,生成与实际岩 体具有相同统计规律的随机裂隙网络来描述复杂裂隙网络是一种合理、可行、有效的研究途径<sup>[5]</sup>。对此, 许多学者开展了大量卓有成效的研究工作,裂隙网络 随机模拟技术得到了很快发展,并日趋成熟<sup>[6-8]</sup>。但 水流是沿着连通的路径进行流动的,需要在复杂网络 系统中辨识相互连通的裂隙。

裂隙网络及连通性对裂隙介质的渗流具有很大 的影响。在过去的 30 年中,研究裂隙介质中流体流 动和溶质运移的模拟方法主要分为两大类:随机连续 介质模型(Stochastic Continuum(SC))<sup>[9-13]</sup>和离散 裂隙网络模型(DFN)<sup>[14-18]</sup>。这两种模型在工程实践 中都已经得到了成功的应用,但各自有不同的优势与 不足之处。在 SC 模型中,裂隙介质等效为地下水流 服从达西流动的均质多孔介质,适合于研究大范围、 裂隙分布密集的岩体渗流,但对于管道、裂隙和空隙 多重介质并存,等效连续介质模型不能很好地刻画岩

收稿日期:2016-03-16

基金项目:中英重大国际合作项目(41571130071);国家自然科学基金面上项目(41571020,51574132);江苏省高校自然科学研究面上项目 (15KJB170003)

第一作者简介:王晋丽(1970-),女,讲师,博士研究生,研究方向为地下水数值模拟。E-mail:wang-jinli70@163.com。

溶地区复杂的地下水流特征<sup>[19]</sup>。DFN 模型通过模 拟整个区域的裂隙渗流场,能够考虑每一条裂隙对整 体渗流的贡献,因而更接近真实情况,但该方法计算 量大。

因此,对于区域裂隙水流模拟需要解决裂隙网络 定量描述方法和水流模拟方法,如在典型岩溶区裂隙 调查基础上,如何根据裂隙网络特征生成裂隙网络系 统,简单方便地模拟裂隙网络水流特征?本文利用 Monte Carlo 模拟技术生成二维随机裂隙网络,基于 无向图邻接矩阵判断裂隙网络的连通,利用递归算法 提取出裂隙网络的主干网<sup>[20]</sup>;基于詹美礼等<sup>[21]</sup>交叉 裂隙水流的研究成果,采用数值一解析法,以交叉裂 隙水流为基本计算单元,根据渗流连续性方程和立方 定律建立裂隙交点水量平衡方程组,结合不同边界条 件,求解该方程组得到了裂隙网络内部节点的水头值 以及各个节点间的流量和区域总流量<sup>[22]</sup>,为区域岩 溶裂隙水渗流计算提供了一种适用可行的研究方法。

# 1 裂隙介质的渗流计算

岩体裂隙渗流的基本理论——立方定律,是 Navier-Stokes 方程对层流、不可压缩流体在两个光 滑平行板间流动的求解方法,其表达式为<sup>[23]</sup>:

$$Q = \frac{gb^3 w}{12v} \Delta h \tag{1}$$

式中:Q 为渗流量(m<sup>3</sup>/s);v 为流体的运动粘度(m<sup>2</sup>/s);b 为两个平行板间的距离(或裂隙宽度 m); $\Delta h$  为水力梯度,w 为裂隙的宽度(m)。为了研究方便,通常 Q 为单宽流量,于是 w=1,裂隙网络成为二维网络。

则裂隙导水系数 T<sub>1</sub>为:

$$T_{\rm f} = \frac{gb^3}{12v} \tag{2}$$

于是

$$Q = T_{\rm f} w \, \frac{\Delta h}{l} = T_{\rm f} w \Delta h = C \triangle h \tag{3}$$

其中:C为水力传导率( $\frac{T_{f}w}{l} = C, m^2/s$ )。

对于交叉裂隙水流运动,节点*j*质量守恒方程 为<sup>[21-22]</sup>:

$$\sum_{i} Q_{ij} = E_j \tag{4}$$

式中,  $Q_{ij}$  为节点*i* 流向节点*j* 的流量,  $E_i$  为节点*j* 的 源汇项(如入渗量、开采量)。

如忽略源汇项,式(3)代入式(4)得:

$$\sum C_{ij} \Delta h_{ij} = 0$$

式中, $C_{ij}$ 为节点i与j之间水力传导率, $\Delta h_{ij} = H_i - H_j$ ,其中 $H_i$ 、 $H_j$ 分别为节点i和节点j的水位(m)。因此,节点i和j水位关系为:

$$H_{j} = \frac{\sum_{i=1}^{k} C_{ij} H_{i}}{\sum_{i=1}^{k} C_{ij}} \qquad k = 2,3 \ \text{gm} \ 4 \tag{5}$$

或

$$\left(\sum_{i=1}^{k} d_{ij} H_{i}\right) - H_{j} = 0$$
 (6)

式中, $d_{ij} = \frac{C_{ij}}{C_{sj}}$ 其中, $C_{sj} = \sum_{i=1}^{k} C_{ij}$ 。

对于裂隙网络系统,有两类节点:①边界节点,如 已知边界水头,在稳定流情形下是一个常数,该类节 点会连接到某一个内部节点;②内部节点,其水头是 未知的,该类节点可能会连接到邻近的2个、3个或4 个节点上(如公式(5)中的k),而且假设研究区域是 在一个 x-y 的二维平面,各点位置高程相同,于是总 水头就是压力水头。

对每一个内部节点水头表述为式(6)的一个方程, 于是 n 个内部节点(水头是未知的)可列出 n 个方程, 求解这个方程组,就可得到内部节点水头。对简单的 网络,该方程组可用消元法求解,而对复杂的网络,则 需使用数值技术求得节点水头和节点间的流量。

# 2 算 例

## 2.1 裂隙介质几何与水力特性参数及边界条件

如通过野外测量或试验已获得两组裂隙的几何 与水力参数的统计特征(如表1中均值μ和标准差σ 及分布函数),且假设:裂隙条数依据其密度服从 poisson随机过程,中心点位置服从均匀分布,走向服 从正态分布,迹线长 *l* 服从负指数分布<sup>[18]</sup>,裂隙的导 水系数 *T*,服从对数正态分布<sup>[24]</sup>。研究区域边界条 件分两种情况:第一种是左右边界为定水头边界(假 定左边界水头为 3 m,右边界水头为 1 m),上下边界 水头从 3 m 到 1 m 线性变化;第二种是左右边界为 定水头边界(同样假定左边界水头为 3 m,右边界水 头为 1 m),上下边界为隔水边界。研究区域为边长 10 m 的方形区域。

表1 裂隙特征参数的统计分布

Table 1 Statistical distribution of characteristic parameters of fracture

裂隙	密度		走向				迹线长			导水系数 T <sub>f</sub>			
组号	条•m <sup>-2</sup>	分布	$\mu/^{\circ}$	$\sigma/^{\circ}$	分布	$\mu/m$	$\sigma/m$	分布	位置	$\mu/m^2/s$	$\sigma/m^2/s$	分布	
1	0.10	poisson	15.0	8.0	正态	5.5	0.5	负指数	均匀	10 <sup>-6</sup>	10 <sup>0.5</sup>	对数正态	
2	0.10	poisson	126.0	21.0	正态	6.5	0.5	负指数	均匀	10-6	$10^{0.5}$	对数正态	

## 2.2 二维裂隙网络的随机生成

二维裂隙网络中单条裂隙(也即迹线)以线段表示,迹线由中心点(x<sub>0</sub>,y<sub>0</sub>)、迹线长 *l*、θ角 3 个参数确定,如图 1 所示。迹线端点坐标为

$$x = x_0 \pm \frac{1}{2} \times \cos\theta$$
$$y = y_0 \pm \frac{1}{2} \times \sin\theta \tag{7}$$

在给定的模拟区域内,迹线中心点的个数由该组裂隙 的密度决定,服从泊松分布,其长度为迹线长,方向由 $\theta$ 角确定( $\theta$  角定义为自 x 轴逆时针旋转至迹线的角 度)。

每一组裂隙的密度可以确定该组要产生裂隙中 心的总数,同时裂隙中心位置服从均匀分布,裂隙长 度和方向分别从表1各自的分布中随机选取,裂隙与 模型边界相交,将超出模型边界的裂隙裁减掉,裂隙 导水系数随机地从表1导水系数分布中提取,然后将 各参数以式(7)组合,利用 Monte Carlo 随机模拟技



**图 1 迹线在岩体位置的控制参数**(引自文献[7]) Fig. 1 Control parameters of trace in the location of the

rock mass(after Liu et al. ,[7])

术生成二维裂隙网络。图 2 为表 1 算例中某一次随 机生成的裂隙网络,应用递归算法去掉孤立的裂隙、 裂隙簇或盲端裂隙,提取出裂隙网络的主干网如 图 3。



Fig. 2 Fracture network of one of the realizations of case 1



Fig. 3 Backbone network of the same realization of Fig. 2

## 2.3 裂隙网络渗流分析

#### 2.3.1 第一种边界条件下的裂隙网络渗流

左右边界为定水头边界,上下边界水位从 3 m 到 1 m 线性变化,如图 3 中的连通网络包含 33 个节 点(9 个边界节点,24 个内部节点。其中 9 个边界节 点指左边界 3 个节点,右边界 5 个节点,下边界 1 个 节点),15 条裂隙 42 段连通路径。42 段连通路径可 以通过它的起点和终点确定,每一段路径的长度可以 通过它的起点和终点坐标算出。15 条裂隙中的每一 条裂隙根据它所服从的对数正态分布随机选取一个 导水系数,然后根据公式(3)计算出每一个流动路径 的水力传导率。

本算例有 24 个内部节点,于是就有 24 个未知数,可列出 24 个方程,利用 Matlab 程序求解内部节 点的水头(表 2)。根据 42 段流动路径的起点和终点 的水头差以及该段的水力传导率可以计算出不同流 动路径的流量(表 3)。表 3 中水力传导率最小值与 最大值之比为1:126,说明水力传导率变化较大。

图 4 标出了第一种边界条件下节点的水头值以 及通过箭头表明了流体沿着每一个连通路径的流动 方向,流动总是朝着具有较低总水头的节点流去。在 水力梯度方向进入网络的总流量为图 4 中流动路径  $1 \rightarrow 12, 2 \rightarrow 4$  和 3  $\rightarrow 4$  的流量之和,即(0.531 8 + 0.097 7 + 0.121 8) × 10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s • m<sup>-1</sup>) = 0.751 3 × 10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s • m<sup>-1</sup>),在水力梯度方向通过网络右边界 的出流量为图 4 中流动路径 29  $\rightarrow$  31、30  $\rightarrow$  32、30  $\rightarrow$ 33、27  $\rightarrow$  28 以及 22  $\rightarrow$  23 的流量之和,即(0.052 4 + 0.010 5 + 0.076 8 + 0.028 3 + 0.349 0) × 10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s • m<sup>-1</sup>) = 0.517 0 × 10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s • m<sup>-1</sup>),其余的 0.234 9 × 10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s • m<sup>-1</sup>)沿着下边界 9  $\rightarrow$  10 点侧向流出。

#### 表 2 连通图 3 裂隙网络节点及水头(第一种边界条件)

Table 2 Heads at internal nodes for the interconnected network in Fig. 3 (boundary condition 1)

节点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
X/m	0.000	0.000	0.000	0.735	3.169	4.882	7.331	6.834	7.867	8.958	1.267	4.276	6.761	3.429	5.400	7.002	7.576
Y/m	4.396	3.304	2.795	2.932	3.384	2.519	1.283	3.191	1.638	0.000	7.281	5.453	3.944	7.801	5.732	4.050	3.446
水头 H/m	3.000	3,000	3.000	2.880	2.161	1.825	1.461	1.424	1.380	1.208	1.636	1.861	1.523	1.580	1.601	1.494	1.455
节点	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
X/m	8.745	6.721	7.726	8.157	8.932	10.000	7.085	8.878	8.968	9.230	10.000	9.128	9.796	10.000	10.000	10.000	
Y/m	2.220	6.058	4.370	3.646	2.344	0.549	8.680	5.634	5.481	5.035	3.727	5.539	5.286	5.856	5.376	5.208	
水头 H/m	1.384	1.526	1.421	1.398	1.339	1.000	1.301	1.026	1.024	1.046	1.000	1.020	1.006	1.000	1.000	1.000	

注:表2中1、2、3、10、23、28、31、32、33点为边界点,其余点为内部节点。

## 表 3 连通图 3 节点间的水力传导率和流量(第一种边界条件)

Table 3 Hydraulic conductivity and flow in channels in Fig. 3 (boundary condition 1)

				线段长/	导水系数/	水力传导率/	水头降/	流量 Q* /
序号	起点	终点	裂隙线	m	$m^2/s  imes 10^{-6}$	$m^2/s  imes 10^{-6}$	m	$m^3/s \times 10^{-6}$
1	2	4	8线	0.823 9	0.667 7	0.810 5	0.120 5	0.097 7
2	3	4	3线	0.747 8	0.756 2	1.011 2	0.120 5	0.121 8
3	4	5	3线	2.475 2	0,756 2	0.305 5	0.718 4	0.219 5
4	5	6	9线	1.919 1	1.252 3	0.652 6	0.336 3	0.219 5
5	6	7	9线	2.743 5	1,252 3	0.456 5	0.364 2	0.166 3
6	6	8	6线	2.063 8	0.274 4	0.133 0	0.400 4	0.053 3
7	7	9	7线	0.643 2	1.328 5	2.065 4	0.080 4	0.166 1
8	8	17	6线	0.785 7	0.274 4	0.349 3	-0.030 3	-0.010 6
9	8	9	10 线	1.865 1	2.690 9	1.442 8	0.044 2	0.063 8
10	9	18	7线	1.052 6	1.328 5	1.262 2	-0.003 8	-0.004 8
11	9	10	10 线	1.968 2	2.690 9	1.367 2	0.1718	0.234 9
12	1	12	2线	4.404 8	2.056 6	0.466 9	1.139 0	0.531 8
13	11	12	11 线	3.520 8	0.391 8	0.111 3	-0.225 0	-0.025 0
14	12	15	2线	1.158 2	2.056 6	1.775 7	0,259 8	0.461 3
15	12	13	11 线	2.908 2	0.391 8	0.134 7	0.337 8	0.045 5
16	11	14	1线	2.224 2	0.9917	0.445 9	0.056 2	0.025 1
17	13	16	5线	0.262 7	0.411 4	1.566 2	0.029 1	0.045 6
18	14	24	1线	3.760 1	0.9917	0.263 8	0.278 5	0.073 5
19	14	15	12 线	2.857 7	6.472 9	2.2651	-0.021 4	-0.048 5
20	15	19	2线	1.360 6	2.056 6	1.511 6	0.075 6	0.114 3
21	15	16	12 线	2.322 3	6.472 9	2.787 3	0.107 1	0.298 5
22	16	20	5线	0.7917	0.411 4	0.519 6	0.073 1	0.038 0
23	16	17	12 线	0.833 5	6.472 9	7.765 6	0.039 4	0,306 0
24	17	21	6线	0.613 7	0.274 4	0.447 2	0.056 6	0.025 3
25	17	18	12 线	1.694 0	6.472 9	3.8212	0.070 7	0.270 2
26	18	22	7线	0.224 6	1.328 5	5.915 4	0.044 9	0.265 6
27	19	20	13 线	1.964 7	2.148 9	1.093 8	0.104 6	0.114 4
28	20	27	5线	1.644 7	0.411 4	0.250 1	0.375 5	0.093 9
29	20	21	13 <b>线</b>	0.842 8	2.148 9	2.549 7	0.022 9	0.058 4
30	21	22	13 线	1.515 5	2.148 9	1.417 9	0.059 0	0.083 7
31	22	23	13 线	2.088 1	2.148 9	1.029 1	0.339 1	0.349 0
32	24	25	14 线	3.534 6	0.943 0	0.266 8	0.275 3	0.073 5
33	25	26	14 线	0.177 3	0.943 0	5.318 8	0.002 0	0.010 6
34	25	29	15 线	0.267 3	2.939 5	10.99 9	0.005 6	0.061 6
35	26	29	4 线	0.170 2	2.382 3	13.99 4	0.003 6	0.050 4
36	26	27	14 线	0.516 7	0.943 0	1.824 9	-0.021 5	-0.039 2
37	27	30	5线	0.618 9	0.411 4	0.664 7	0.039 8	0.026 5
38	27	28	14 线	1.518 3	0.943 0	0.621 1	0.045 5	0.028 3
39	29	31	4线	0.927 9	2.382 3	2.567 5	0.020 4	0.052 4
40	29	30	15 线	0.714 5	2.939 5	4.114 4	0.014 7	0.060 5
41	30	32	5线	0.223 1	0.411 4	1.844 2	0.005 7	0.010 5
42	30	33	15 线	0.218 2	2.939 5	13.47 3	0.005 7	0.076 8

注:\*流量从左到右为正。



图 4 连通图 3 在第一种边界条件下裂隙节点水头,节点编号及水流方向 Fig. 4 Node heads, node number and fluid flow directions for Fig. 3 under the boundary condition 1

图 4 和表 3 说明了关于网络流的许多重要原理。 首先,在裂隙网络中的流体流动,总趋势是由左边的 较高水头流向右边的较低水头,某些裂隙传输水流横 穿或逆向总的水力梯度方向,如 9→10、9→18、8→ 17、11→12、14→15 和 26→27。这种流动模式确保了 一定的流量可能通过侧向流出或流入网络,如本例的 9→10 通过下边界侧向流出裂隙网络。其次,网络中 的节点水头并不是随着流动路径均匀地变化,水力梯 度(表 3 中水头差/线段长)变化范围在 0.003 6~ 0.290 2之间(如 9→18 点水力比降为 0.003 6,4→5 点水力比降为 0.290 2)。而且在单条裂隙中水流流 动会受到和它相交裂隙流动的影响。

2.3.2 第二种边界条件下的裂隙网络渗流

左右边界为定水头边界,上下边界为隔水边界, 由于是分析同一网络在不同的边界条件下水位的变 化,所以仍以图 3 为例,研究其在第二种边界条件下 的裂隙网络渗流。由于上下隔水边界的水位未知,所 以在这种边界条件下,将上下边界看作导水系数为零 的裂隙,其与内部裂隙的交点作为内部点来处理,去 掉其与左右边界的四个交点(即角点),于是在图 3 中,边界点就只包括左右边界的交点,为 8 个。内部 点则增加 1 个为 25 个,有 25 个未知数,可列出 25 个 方程。利用 Matlab 程序求解内部节点的水头,见表 4。流动路径的水力传导率与边界条件无关,保持不 变,计算出不同流动路径的水头差和流量见表 5。

图 5标出了第二种边界条件下节点的水头值以 及通过箭头表明了流体沿着每一个连通路径的流动 方向,进入网络的总流量为图 5 中流动路径 1→12、 2→4和 3→4 的流量之和,即(0.491 2+0.081 8+ 0.102 0)×10<sup>-6</sup>m<sup>3</sup>/(s・m<sup>-1</sup>)=0.675 0×10<sup>-6</sup>m<sup>3</sup>/ (s・m<sup>-1</sup>),通过网络右边界总的出流量为图 5 中流 动路径 29→31、30→32、30→33、27→28 以及 22→23 的流量之和,即(0.063 2+0.012 7+0.093 0+0.035 1+0.471 0)×10<sup>-6</sup>m<sup>3</sup>/(s・m<sup>-1</sup>)=0.675 0×10<sup>-6</sup> m<sup>3</sup>/(s・m<sup>-1</sup>)。由于上下边界为隔水边界,所以左边 界总的入流量等于右边界总的出流量。

表 4 连通图 3 裂隙网络节点及水头(第二种边界条件)

Table 4 Heads at internal nodes for the interconnected network in Fig. 3 (boundary conditions 2)

节点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
水 H/m	3.000	3.000	3.000	2.899	2.297	2.015	1.715	1.663	1.649	1.649	1.734	1.948	1.644	1.680	1.708	1.618	1.587
节点	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	
水头 H/m	1.524	1.632	1.528	1.512	1.458	1.000	1.354	1.031	1.029	1.056	1.000	1.025	1.007	1.000	1.000	1.000	

注:表4中1、2、3、23、28、31、32、33点为边界点,其余为内部节点。

## 表 5 连通图 3 节点间的水头差和流量(第二种边界条件)

Table 5 Head difference and flow in channels in Fig. 3 (boundary conditions 2)

	h		线段长/	水力传导率/	水头降/	 流量 Q* /
序号	起点	终点	m	$m^2/s  imes 10^{-6}$	m	$m^3/s \times 10^{-6}$
1	2	4	0, 823 9	0.810.5	0, 100, 9	0.081.8
2	3	4	0.747 8	1.011 2	0,100 9	0, 102 0
3	4	5	2,475 2	0.305 5	0.601 9	0.183 9
4	5	6	1.919 1	0.652 6	0.281 8	0.183 9
5	6	7	2.743 5	0.456 5	0.300 1	0.137 0
6	6	8	2.063 8	0.133 0	0.352 5	0.046 9
7	7	9	0.643 2	2.065 4	0.066 4	0.137 1
8	8	17	0.785 7	0.349 3	0.076 3	0.026 7
9	8	9	1.865 1	1,442 8	0.014 0	0.020 2
10	9	18	1,052 6	1.262 2	0.124 5	0.157 1
11	9	10	1.968 2	1.367 2	0.000 0	0.000 0
12	1	12	4.404 8	0.466 9	1.052 0	0.491 2
13	11	12	3,520 8	0.111 3	-0.214 2	-0.023 8
14	12	15	1.158 2	1.775 7	0.240 2	0.426 5
15	12	13	2.908 2	0.134 7	0.303 8	0.040 9
16	11	14	2.224 2	0.445 9	0.053 5	0.023 9
17	13	16	0.262 7	1.566 2	0.026 2	0.041 0
18	14	24	3.760 1	0.263 8	0.326 3	0.086 1
19	14	15	2.857 7	2.265 1	-0.027 5	-0.062 3
20	15	19	1.360 6	1.511 6	0.075 4	0.114 0
21	15	16	2.322 3	2.787 3	0.089 8	0.250 3
22	16	20	0.7917	0.519 6	0.089 8	0.046 7
23	16	17	0.833 5	7.765 6	0.031 4	0.243 8
24	17	21	0.613 7	0.447 2	0.075 1	0.033 6
25	17	18	1.694 0	3.821 2	0.062 2	0.237 7
26	18	22	0.224 6	5.915 4	0.066 7	0.394 6
27	19	20	1.964 7	1.093 8	0.104 2	0.114 0
28	20	27	1.644 7	0.250 1	0.4717	0.118 0
29	20	21	0.842 8	2.5497	0.016 7	0.042 6
30	21	22	1.515 5	1.417 9	0.053 8	0.076 3
31	22	23	2.088 1	1.029 1	0.457 7	0.471 0
32	24	25	3.534 6	0.266 8	0.322 7	0.086 1
33	25	26	0.177 3	5.318 8	0.002 2	0.011 7
34	25	29	0.267 3	10.99 9	0.006 7	0.073 7
35	26	29	0.170 2	13.99 4	0.004 5	0.063 0
36	26	27	0.516 7	1.824 9	-0.027 4	-0.050 0
37	27	30	0.618 9	0.664 7	0.049 6	0.033 0
38	27	28	1.518 3	0.621 1	0.056 5	0.035 1
39	29	31	0.927 9	2.567 5	0.024 6	0.063 2
40	29	30	0.714 5	4.114 4	0.017 7	0.072 8
41	30	32	0.223 1	1.844 2	0.006 9	0.012 7
42	30	33	0.218 2	13.47 3	0.006 9	0.093 0

注:\*流量从左到右为证。



图 5 连通图 3 在第二种边界条件下裂隙节点水头,节点编号及流体流动方向 Fig. 5 Node heads, node number and fluid flow directions for Fig. 3 under the boundary conditions 2

同第一种边界条件相比,部分原来横穿或逆向水 力梯度方向的水流发生了改变,如 9→10 点流量为 0,8→17 和 9→18 的水流不再逆向,而是沿着总的水 力梯度方向流动;而且,同一节点的水头发生了不同 程度的变化,于是水力梯度发生改变,变化范围在 0~0.297 0之间(如 9→10 点水力比降为 0,18→22 点水力比降为 0.297 0),因而节点间的流量也发生了 改变;在宏观水力梯度方向总的入流量和出流量也发 生了改变。

# 3 结 论

本文根据裂隙特征参数的统计分布,应用 Monte Carlo 随机模拟技术生成二维裂隙网络,根据图论无 向图的邻接矩阵利用递归算法实现了裂隙网络的连 通识别。以交叉裂隙水流为计算基本单元,应用立方 定律和水流连续性方程,对稳定的、单相的、完全饱和 的二维裂隙网络渗流系统进行模拟,得到如下结论:

(1)利用数值解析法计算裂隙网络的渗流,该渗流程序可以计算出研究区域裂隙节点的水头和裂隙 节点间的流量以及流经整个研究区域总的流量,为裂隙水渗流计算提供了简单、实用的计算方法。

(2)在不同边界条件下,相同的裂隙网络结构其 出入流量和渗流场均发生了改变,因此在实际问题分 析中,重要的是确定含水系统边界条件,通常是根据 实测地层剖面和水文地质测绘确定,或根据地下水示 踪试验来进一步推断。比如泥岩、页岩连续分布且厚 度大或泥岩、粉砂岩连续展布都能形成稳定的隔水边 界;别外,如果含水系统边界与河流相通,发生了水力 联系,则河流可作为边界。

#### 参考文献

- [1] 李阳兵,王世杰,容丽.西南岩溶山区生态危机与反贫困的可持 续发展文化反思[J].地理科学,2004,24(2):157-162.
- [2] 蒋忠诚,袁道先.表层岩溶带的岩溶动力学特征及其环境和资源 意义[J].地球学报,1999,20(3): 302-308.
- Berkowitz B. Characterizing flow and transport in fractured geological media: A review [J]. Advances in Water Resources, 2002,25(8-12): 861-884.
- [4] 罗明明,尹德超,张亮,等,南方岩溶含水系统结构识别方法初探[J].中国岩溶,2015,34(6):543-550.
- [5] 刘晓丽,王恩志,王思敬,等,裂隙岩体表征方法及岩体水力学特 性研究[J].岩石力学与工程学报,2008,27(9):1814-1821.
- [6] 宋晓晨,徐卫亚.裂隙岩体渗流模拟的三维离散裂隙网络数值模型(1):裂隙网络的随机生成[J].岩石力学与工程学报,2004, 23(12):2015-2020.
- [7] 刘耀儒、杨强,覃振朝.基于统计模型的裂隙岩体渗流场的并行 数值模拟[J].岩石力学与工程学报,2008,27(4):736-742.
- [8] 陈必光,宋二祥,杨强,等,二维裂隙岩体渗流传热的离散裂隙网络模型数值计算方法[J].岩石力学与工程学报,2014,33(1): 43-51.
- [9] Neuman S P. Stochastic continuum representation of fractured rock permeability as an alternative to Rev and fracture network concepts: in Proceedings of the 28<sup>th</sup> U. S. Symposium on Rock Mechanics, Tucson[C], 1987.
- [10] Neuman S P, Depner J S. Use of variable scale pressure test data to estimate the log hydraulic conductivity covariance and dispersivity of fractured granites near Oracle. Arizona [J].

Journal of Hydrology, 1988,10(1):475-501.

- [11] Tsang Y W, Tsang C F. Hale F V, et al. Tracer transport in a stochastic continuum model of fractured media[J]. Water Resources Research, 1996, 32(32): 3077-3092.
- [12] Ando K, Kostner A, Neuman S P. Stochastic continuum modeling of flow and transport in a crystalline rock mass: Fanay-Augeres, France, revisited[J]. Hydrogeology Journal, 2003, 11(5):521-535.
- [13] Long J C S, Remer J S, Wilson C R, et al. Porous media equivalents for networks of discontinuous fractures [J]. Water Resources Research, 1982,18(3):645-658.
- [14] de Dreuzy J R, Darcel C, Davy P, et al. Influence of spatial correlation of fracture centers on the permeability of two-dimensional fracture networks following a power law length distribution[J]. Water Resources Research, 2004,40(1);62-67.
- [15] de Dreuzy J R, Davy P, Bour O. Hydraulic properties of twodimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture[J]. Water Resources Research, 2002,38(12):1276.
- [16] Cacas M C, Ledoux E, De Marsily G, et al. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network: calibration

and validation: 2. The transport model[J]. Water Resources Research, 1990.26(3):491-500.

- [17] Cacas M C, Ledoux E, De Marsily G, et al. Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network; calibration and validation: 1. The flow model[J]. Water Resources Research, 1990,26(3):479-489.
- [18] Long J C S, Billaux D M. From field data to fracture network modeling: An example incorporating spatial structure[J]. Water Resources Research, 1987,23(7):1201-1216.
- [19] 杨杨,唐建生,苏春田,等. 岩溶区多重介质水流模型研究进展[J]. 中国岩溶,2014,33(4):419-424.
- [20] 王晋丽,陈喜,黄远洋,等.岩体裂隙网络随机生成及连通性研究[J].水文地质工程地质,2013,40(2):30-35.
- [21] 詹美礼,速宝玉,交叉裂隙水流 N-S方程有限元分析[J].水科 学进展,1997,8(1):1-8.
- [22] Priest S D. Discontinuity analysis for rock engineering [M]. London: Chapman and Hall, 1993.
- [23] Snow D T. Anisotropie permeability of fractured media[J].Water Resources Research, 1969,5(6):1273-1289.
- [24] de Marsily G. Quantitative hydrogeology[M]. Orlando, FL: Academic Press, 1986.

# Computation of fracture water flow based on discrete fracture network model

WANG Jin-li<sup>1,2,3</sup>, CHEN Xi<sup>1,2</sup>, ZHANG Zhi-cai<sup>1,2</sup>, KANG Jian-rong<sup>3</sup>, GAO Man<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China;

2. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing, Jiangsu 210098, China;

3. School of Geography, Survey and Planning, Jiangsu Normal University, Xuzhou, Jiangsu 221116, China)

Abstract Discrete fracture network (DFN) model is one of the most effective means to study the flow path and groundwater flow in a fractured rock aquifer. Based on statistical distributions of geometrical and hydraulic parameters of fractures, two-dimensional discrete fracture network is realized through using Monte Carlo stochastic simulation technology. Fracture network connectivity is determined based on adjacency matrix of undirected graph and backbone or distinct preferential flow path is preserved using recursive algorithm. Flow model of DFN is built using numerical-analytical method on the basis of cubic law and seepage continuity equation; and this model is used to solve fluid flow under different boundary conditions. The results show that this method can simulate the total flux into the regional domain in the direction of hydraulic gradient, head at internal nodes and flow in channels as well as variation of flow direction at internal nodes. It provides a practical and feasible method for flow estimation of regional karst fissure water.

Key words fractured media, discrete fracture network model, connectivity, fracture water, seepage

(编辑 张玲)