

中文核心期刊 CSCD核心期刊 中科双效期刊 中国科技核心期刊 Caj-cd规范获奖期刊

等水位河间地块岩溶裂隙和流场演变模拟初探

焦友军,黄奇波,王旭升,于青春

Preliminary modeling investigation on changes in Karst fractures and seepage field in rockmass between streams with equal water levels

JIAO Youjun, HUANG Qibo, WANG Xusheng, and YU Qingchun

在线阅读 View online: https://doi.org/10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202307009

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

海原盆地地下水咸化特征和控制因素

Groundwater salinization characteristics and controlling factors in the Haiyuan Basin 王雨山, 李成, 李海学, 程旭学, 刘伟坡, 张梦南 水文地质工程地质. 2019, 46(4): 10-17

非均匀多孔介质等效渗透率的普适表达式

A universal expression of the equivalent permeability of heterogeneous porous media 张东, 刘晓丽, 王恩志 水文地质工程地质. 2020, 47(4): 35-42

裂隙宽度空间变异性和泄漏条件对网络裂隙中DNAPLs运移影响研究

Effects of spatial variability of fracture width and leakage conditions on the migration of DNAPLs in network fractures 常兴, 骆乾坤, 邓亚平, 马雷, 钱家忠 水文地质工程地质. 2022, 49(3): 174–181

上新世红土微观结构参数与渗透系数的变化关系研究

A study of the relationship between the coefficient of permeability and microstructure of the Pliocene laterite 杨玉茹,李文平,王启庆 水文地质工程地质. 2020, 47(2): 153-160

河南某大型裂隙岩溶水源地地下水位动态分析

A dynamic analysis of groundwater levels in a large fractured-karst groundwater wellfield in Henan 姜宝良, 陈宁宁, 李小建, 潘登, 张晓, 姜英博 水文地质工程地质. 2021, 48(2): 37-43

不同赋存环境下碳酸盐岩溶蚀过程试验模拟研究

Experimental simulation of the carbonate dissolution process under different occurrence conditions 林云, 任华鑫, 武亚遵, 贾方建, 刘朋, 梁家乐 水文地质工程地质. 2021, 48(2): 15-26



关注微信公众号,获得更多资讯信息

DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202307009

焦友军,黄奇波,王旭升,等.等水位河间地块岩溶裂隙和流场演变模拟初探 [J].水文地质工程地质, 2024, 51(1): 1-11. JIAO Youjun, HUANG Qibo, WANG Xusheng, et al. Preliminary modeling investigation on changes in Karst fractures and seepage field in rockmass between streams with equal water levels[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2024, 51(1): 1-11.

等水位河间地块岩溶裂隙和流场演变模拟初探

焦友军1,2,3,4,黄奇波2,3,4,王旭升1,于青春1

 (1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院,北京 100083;2. 中国地质科学院岩溶地质研究所/ 自然资源部广西岩溶动力学重点实验室/联合国教科文组织国际岩溶研究中心,广西桂林 541004;
 3. 广西平果喀斯特生态系统国家野外科学观测研究站,广西平果 531406;

4. 广西岩溶资源环境工程技术研究中心, 广西桂林 541004)

摘要: 经典地下水动力学根据 Dupuit 假设得到了河渠间潜水含水层水位分布的解析解,常用于实际工程。该解析模型是 否适用于具有裂隙网络的河间地块岩溶含水层,这个问题远未得到充分论证。考虑降雨入渗强度为 100~800 mm/a 的情 形,建立剖面二维离散裂隙网络渗流模型,对等水位河间地块开展数值模拟研究。裂隙网络包含陡倾角和缓倾角 2 组裂 隙,具有随机分布特征,隙宽均值为 0.01 cm。根据稳定流场模拟结果划分包气带和饱水带裂隙界面,分析水位分布特征,计 算饱水带裂隙网络的等效渗透系数,并与经典解析模型反算的等效渗透系数进行了对比,发现采用解析模型的误差小于 25%。进一步模拟岩溶作用下裂隙演变的情景,对 10 ka 内河间地块裂隙状态和准稳态渗流进行了预测,发现隙宽最大值 达到 0.07 cm,经典解析模型仍然能够通过水位反算出数量级相符的等效渗透系数。模拟结果表明潜水面具有不规则形状, 而且在河岸会出现明显的渗出面泉点,裂隙泉点数量在岩溶演变过程中逐渐减少。经典解析模型虽然能够估算河间地块 裂隙网络的等效渗透系数,但不能刻画潜水面的不规则形态,也不能预测岩溶裂隙渗流场的演变趋势。 关键词:河间地块;岩溶裂隙网络; Dupuit 假设;等效渗透系数;溶蚀作用

中图分类号: P641.2 文献标志码: A 文章编号: 1000-3665(2024)01-0001-11

Preliminary modeling investigation on changes in Karst fractures and seepage field in rockmass between streams with equal water levels

JIAO Youjun^{1,2,3,4}, HUANG Qibo^{2,3,4}, WANG Xusheng¹, YU Qingchun¹

(1. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083,

China; 2. Institute of Karst Geology, CAGS/Karst Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR/International

Research Center on Karst under the Auspices of UNESCO, Guilin, Guangxi 541004, China;

3. Pingguo Guangxi, Karst Ecosystem, National Observation and Research Station, Pingguo,

Guangxi 531406, *China*; 4. *Guangxi Karst Resources and Environment Research Center* of Engineering Technology, *Guilin, Guangxi* 541004, *China*)

收稿日期: 2023-07-16; 修订日期: 2023-08-14 投稿网址: www.swdzgcdz.com

基金项目: 国家自然科学基金项目(41772249;41877196;41702279);中国地质调查局地质调查项目(DD20221758);中国地质科学院岩溶地 质研究所基本科研业务项目(2021012)

第一作者: 焦友军(1990—), 男, 博士研究生, 助理研究员, 主要从事岩溶水资源研究。E-mail: jiaoyoujun@mail.cgs.gov.cn

通讯作者:王旭升(1974一),男,博士,教授,主要从事地下水动力学研究。E-mail:wxsh@cugb.edu.cn

Abstract: The analytical solution of distributed water table in an unconfined aquifer between streams has been obtained in classic groundwater hydraulics based on Dupuit's assumption, and it is frequently used in engineering practice. However, the applicability of this analytical model to groundwater in karst fractures needs a further verification. A 2D profile model of discrete fractures in rockmass between streams with equal water levels was simulated, considering a rainfall infiltration rate of 100-800 mm/a. The random fracture network includes two fracture groups, steeply or slightly inclining with the same statistic average aperture of 0.01 cm. Phreatic surface were identified by checking the interface between saturated and unsaturated fractures. The equivalent hydraulic conductivity of saturated fractures was obtained from seepage simulations and compared to the inversely estimated result from the classical analytical solution. It indicates that the relative error of inverse estimation is smaller than 25%. Further, the change in fractures aperture due to dissolution of Karst rocks was simulated with predictions on the state of fractures and quasi-steady state seepage in a 10 ka period. It finds that the maximum of the fracture aperture reaches 0.07 cm, and the classical model can yield an equivalent hydraulic conductivity from water table distribution with the same order of magnitude as the real hydraulic conductivity. The simulation shows an irregular shape of water table and seepage springs on river sides, where the number of springs reduced gradually following the karstification process. Though the classical analytical model can be used to estimate the equivalent hydraulic conductivity of the fractured aquifer between streams, it is unable to reveal the irregular water table shape and predict the change in seepage in Karst fractures.

Keywords: divide area between streams; Karst fracture network; Dupuit's assumption; equivalent permeability; dissolution

在岩溶裂隙水研究中,地下水大都在裂隙空间中 运动,水动力条件变化多样,多孔介质中的水流运动 规律通常不能直接应用于岩溶水[1-3]。河渠间地下水 运动经典解析解模型在分析孔隙介质工程问题时简 单且有效,比如分析河渠间地下水分水岭的移动、农 田排水渠合理间距以及水库渗漏等问题[1-2,4]。然而, 对于具有岩溶裂隙的河间地块问题,经典解析模型是 否还能作为一个有效的工程分析方法,缺少明确的论 证。经典河间地块潜水模型以 Dupuit 假设为前提, 忽 略渗流速度的垂直分量,简化成一维问题得到解析公 式^[4-5]。Dupuit 假设对大尺度的河间地块孔隙含水层 影响不大,但不一定能适应复杂裂隙网络中的渗流 场,因为该假设不适用于地下分水岭和渗出面等存在 垂向渗流的位置,而裂隙水流速方向受裂隙走向的控 制,可以发育显著的垂向流^[1,5]。这就需要研究在裂隙 水中使用 Dupuit 假设和解析解的误差以及如何分析 能得到正确结果。

河间地块裂隙网络的实际水流过程,一般需要采 用数值模拟方法进行研究。潜水含水层的水流模拟 方法包括有限元法、有限差分法等,不管从饱和-非饱 和还是仅从饱和水流角度,一般都能够模拟无入渗的 潜水自由面问题^[6-11]。然而,降雨入渗补给作用下的 自由面渗流模拟,仍然是裂隙网络渗流模拟的难点。 张有天等^[6]提出的初流量法采用连续介质有限元方法 模拟了自由面,简单考虑了有入渗的情景。变分不等 式方法^[7-8]是求解裂隙渗流自由面的严格方法,具有 完备的理论基础,收敛性较好,但其算法设计复杂,应 用困难。基于离散裂隙网络模型,薛亮等^[12]尝试模拟 了有降雨入渗补给条件下的裂隙水流演变。确定潜 水面需要划分干裂隙节点(包气带)和湿裂隙节点(饱 水带),判断干节点变湿后能否形成稳定的潜水面^[10-14],然而干湿节点的交替迭代过程不一定能够收敛,这 是模拟算法设计的重要难点^[11]。

对于岩溶含水层构成的河间地块,降雨入渗驱动 渗流场的形成,并携带溶解性二氧化碳运移而产生溶 蚀作用,导致裂隙扩张,从而带动渗流场持续演变。 前人已经提出利用溶蚀速率和裂隙节点钙离子浓度 变化计算裂隙扩宽增量的方法^[15-16]。本研究利用现 有的岩溶裂隙水流演变算法^[3,12-14],加入对降雨入渗 补给条件下裂隙水自由面的处理,专门探讨等水位河 间地块中岩溶裂隙网络和渗流场的演变特征。本文 重点将模拟结果与经典解析模型进行对比分析,评价 经典解析模型的适用性,并初步揭示裂隙网络系统不 规则的潜水面特征,预测裂隙水系统的演变趋势。

1 理论和方法

1.1 基于 Dupuit 假设的经典河间地块模型 在剖面二维的河渠间地下水研究中(图 1a),经典 地下水动力学采用 Dupuit 假设, 即忽略渗流速度的垂 直分量, 对隔水底板水平的潜水含水层计算单宽流量 为^[1]:

$$q_x = -K_x h \frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}x} \tag{1}$$

式中: q_x ——单宽流量/(m²·d⁻¹);

 K_x ——水平方向的渗透系数/(m·d⁻¹);

h——相对隔水底板的水位/m;

x——从河流边界(图 1a 左边界)出发的水平距离/m。





对于等水位河间地块,假设潜水含水层为均质各 向同性、隔水底板水平、降水均匀入渗、地下水流趋 于稳定,根据有入渗补给的潜水稳定运动一维基本方 程可以推得河渠间有入渗的潜水流浸润曲线方程^[1-2]:

$$h = \sqrt{h_0^2 - \frac{w}{K_x}x^2 + \frac{wL}{K_x}x}$$
(2)

式中: ho--两侧河流水位/m;

w——降水入渗强度/(mm·a⁻¹);

L——含水层长度/m。

式(2)即河间地块水位分布的经典解析公式。根 据该经典解析模型,等水位河间地块的地下水分水岭 在含水层中间位置 *x* = *L*/2 处,该处具有最高水位。在 已知水位数据的情况下,可反推含水层水平方向渗透 系数为:

$$K_x = \frac{w}{4(h_{\rm mid}^2 - h_0^2)} L^2 \tag{3}$$

式中: h_{mid}——河间地块最高水位/m。

针对河间地块水位分布,本文提出的科学问题具体表现为:如果河间地块是一个岩溶含水层,发育裂隙网络(图1b),那么地下水水位的分布是否仍然可以用式(2)进行描述,并在已知水位的情况下用式(3)求出等效的渗透系数?根据笔者对国内外文献的调研,现有研究尚未对这个问题给出清晰的论证。

1.2 裂隙网络水流计算方法

岩体裂隙网络通过人工输入或蒙特卡罗方法随 机产生,然后检查连通性,去除末端裂隙,对节点和连 通裂隙段进行编码组成网络系统。裂隙网络生成和 连通性识别的成熟算法在前人研究中已经提出^[11-12]。 对于单个裂隙,采用立方定律描述其水流^[3]:

$$q_{ij} = \frac{g b_{ij}^3}{12v} \frac{(H_i - H_j)}{L_{ij}}$$
(4)

式中: Hi ——裂隙节点编号为 i 的节点水头/m;

- H_j——以节点 *i* 作为中心节点, 与其直接相邻的 第 *j* 个裂隙节点的水头/m;
- q_i——以节点 i 作为中心节点, 与其直接相邻的 第 j 个节点形成的裂隙段的单宽流量/ (cm²·s⁻¹), 以从 i 点流向第 j 个点为正;

*L*_{ii}——裂隙段的长度/m;

b_{ij}——隙宽/cm;

v——水的运动黏滞系数;

g----重力加速度/(m·s⁻²)。

根据水均衡原理,饱水带裂隙网络中的每个节 点,可以作为中心节点与相邻节点建立水量平衡方程:

$$\sum_{i=1}^{a} q_{ij} = 0$$
 (5)

式中:a——节点 i 相邻的饱和节点数量。

本文模型限定 *a*≤4, 当其中的 1 条或 2 条裂隙为 末端裂隙时, 不参与计算, 此时 *n* 取值为 2 或 3。

一般而言,裂隙网络中的水流没有统一的潜水 面,等效意义上的潜水面可以通过区分干、湿节点来 识别。当计算水头大于位置高度的节点属于湿节点, 否则为干节点即包气带节点,以此进行迭代^[2]。潜水 面处节点的水均衡方程可表述为:

$$q_{w} + \sum_{j=1}^{a} q_{ij} = 0 \tag{6}$$

式中: q_w——降水入渗通过包气带节点传递的单宽流 量/(cm²·s⁻¹)。

渗出面节点是裂隙潜水模拟中侧向边界上的特

殊节点,其位置高于河水位,并且与模型内部的湿节 点相邻。采用迭代算法对渗出面节点进行识别,尝试 将其水头设为与所在位置高度相同,以此计算内部相 邻湿节点的排泄流量,汇集成渗出面节点的流量,相 当于一个泉点的流量。

1.3 裂隙网络等效渗透系数的数值计算方法

由全部湿节点连接的裂隙网络属于饱水带。如 果在宏观尺度上把饱水带裂隙视为多孔介质,则可以 用等效渗透系数表示裂隙网络的渗透性。对于三维 裂隙网络,可确定一个方体采样区间,模拟计算单向 水力梯度作用下的裂隙水流,确定过水断面的流量, 然后根据 Darcy 定律反算等效渗透系数^[17]。对于二维 裂隙网络,方法是类似的,即划分出1个矩形裂隙窗 口,施加一个单向的水力梯度,开展离散裂隙网络水 流模拟,按照 Darcy 定律计算单向的等效渗透系数。 本文取矩形裂隙窗口计算等效渗透系数,每个裂隙窗 口在 *x* 和 *z* 方向的宽度分别为 Δ*x* 和 Δ*z*, 而垂直 *x-z* 平 面取单位宽度,由离散裂隙模型计算的窗口流量计算 等效渗透系数为:

$$K_{x}^{e} = \frac{Q_{x}\Delta x}{\Delta z \Delta H_{x}}, K_{z}^{e} = \frac{Q_{z}\Delta z}{\Delta x \Delta H_{z}}$$
(7)

式中: K_x^e 和 K_z^e —— x 和 z 方向的等效渗透系数/(m·d⁻¹);

 ΔH_x 和 ΔH_z —施加在 x 和 z 方向的边界水头差/m;

 Q_x 和 Q_z ——在x和z方向的流量/(m²·d⁻¹)。

1.4 岩溶裂隙隙宽变化的模拟方法

裂隙中的溶蚀作用与钙离子浓度有关,碳酸盐岩 (假设为纯碳酸钙)的溶解速率^[15]为:

$$F(C) = k_1 \left(1 - \frac{C}{C_{\text{eq}}} \right), C \le 0.9C_{\text{eq}}$$
(8)

$$F(C) = k_b \left(1 - \frac{C}{C_{\rm eq}} \right)^b, C > 0.9C_{\rm eq}, n > 1$$
 (9)

式中:C——钙离子实际浓度/(mol·L⁻¹);

*C*_{eq}——钙离子平衡态浓度/(mol·L⁻¹);

 k_b —溶解速率常数/(mol·cm⁻²·s⁻¹), b 为整数。

当 C≤0.9C_{eq}时, b=1, 采用一阶公式计算溶解速率; 当 C>0.9C_{eq}时, 一般取 b=4, 即采用四阶公式计算^[18-19]。

假设单裂隙一维层流的质量运输方程仅由岩石 与反应溶液的接触时间决定^[3],中心节点的钙离子浓 度为*C_i*,相邻节点的钙离子浓度为*C_{ij}*,根据式(8)和式 (9)可计算出从裂隙节点*j*流向节点*i*的浓度差(Δ*C_{ij}*)。 依据钙离子质量守恒,中心节点的钙离子浓度可表 示为:

$$C_{i} = \frac{\sum_{j=1}^{s} q_{ij} (C_{ij} + \Delta C_{ij})}{\sum_{j=1}^{s} q_{ij}}, q_{ij} < 0$$
(10)

式中:*s*——与中心节点相连且流量为负的裂隙数。 进一步整理可得钙离子的质量守恒方程:

$$C_i \sum_{j=1}^{s} q_{ij} - \sum_{j=1}^{s} C_{ij} q_{ij} - \sum_{j=1}^{s} \Delta C_{ij} q_{ij} = 0, q_{ij} < 0$$
(11)

对于所有内部节点 *i* 作为中心节点组成浓度方程组, 当 *C*>0.9*C*_{eq} 时, 方程组需采用迭代求解。

根据求解的浓度结果可推得单条裂隙的溶蚀速率:

$$R_{ij} = \frac{\mathrm{d}M}{\mathrm{d}t} = \Delta C_{ij} q_{ij} \tag{12}$$

式中: R_{ii}——溶蚀速率/(mol·s⁻¹);

M——溶蚀量/mol。

若演变过程模拟的时间步长为 Δt,则溶蚀隙宽增 量为:

$$\Delta b_{ij} = \frac{R_{ij} M_{CaCO_3}}{\rho L_{ij}} \Delta t \tag{13}$$

式中: Δb_{ij}——溶蚀隙宽增量/cm;

 M_{CaCO_3} ——碳酸钙的摩尔质量/(g·mol⁻¹);

 ρ ——碳酸盐岩密度/(g·cm⁻³)。

本文假设溶解反应过程并不引起水的质量变化, 任意时刻裂隙水保持稳定流状态,但是在下一个时刻,水流速率和水头分布需要根据新的裂隙宽度进行 计算。在每一个演变过程模拟的时间步长内,先进行 裂隙网络稳定流场的模拟,得到 q_i,然后利用式(13) 确定隙宽的增量 Δb_i,改变下一步渗流场模拟的裂 隙宽度,依次向前推进。裂隙的产状(倾角和迹长)、 降水人渗强度以及河流的水位在演变模拟过程中 均假设保持不变,也不考虑溶洞的形成。裂隙宽度 的计算和流场的计算是交替进行的,因此尚不属于严 格意义上的耦合模拟。本文只研究水流和裂隙宽度 的变化,钙离子浓度只是中间模拟结果,不专门进行 论述。

裂隙水流和隙宽演变模拟通过 FractureToKarst 软件^[13-14] 实现。FractureToKarst 是于青春老师采用 C++ 编写开发,具有良好的用户图形界面,其可产生数十 万条连通裂隙网络,可同时模拟层流和紊流 2 种岩溶 水流状态,并分别模拟不同水流状态下的溶蚀速率和 隙宽演变,主要应用于岩溶发育过程中渗流演变分 析、降雨和 CO₂ 分压影响分析等相关研究。

Table 1 Statistic parameters of the random fracture network						
裂隙组	统计参数	服从分布	均值	标准差	最小值	最大值
	倾角/(°)	正态分布	10	1	9	12
第一组	迹长/m	对数正态分布	250	5	230	270
	隙宽/cm	均匀分布	0.01		0.008	0.012
	倾角/(°)	正态分布	85	2	82	88
第二组	迹长/m	对数正态分布	250	5	230	270
	隙宽/cm	均匀分布	0.01		0.008	0.012

表1 随机裂隙网络统计参数

河间地块固定裂隙网络的水流模拟 2

2.1 等水位河间地块裂隙网络与模型参数

以二维等水位河间地块裂隙含水层作为模拟对 象,含水层长度为L=1000m,高度为H=500m,如图1 (b)所示。左、右两侧为河流定水头边界和渗出面泉 点边界,上部为降雨边界,下部为隔水边界。岩体包 括2组随机裂隙,具有相同的裂隙密度,裂隙中心点 位置和隙宽均服从均匀分布,走向服从正态分布,迹 长服从对数正态分布。裂隙网络随机模拟的统计参 数如表1所示。去除末端裂隙后,含水层共包含7200 条随机裂隙段。

2.2 固定裂隙网络的水流模拟结果 研究设计2种河流水位和3种降水入渗条件组合 共6种模拟情形,2种河流水位为100,200m,3种降 水入渗补给强度为 300, 500, 700 mm/a, 6 种模拟情形 的裂隙水流场结果如图2所示。由图2中不同河水位 和入渗强度形成的潜水面可以看到,裂隙水渗流潜 水面是不连续的,可能具有一定的起伏,自由水面仅 存在于裂隙中。渗出面表现为悬挂的裂隙泉点,入渗 补给强度越大,两侧的悬挂泉就会越多,模拟结果符 合实际情况。根据渗流水位数据找出裂隙潜水面最 高水位和位置,见表2。根据图2和表2最高水位数 据可以看出,最高水位没有在x=500m的准确位置取 得,而是在其附近范围取得,地下分水岭也是在中间 位置一定范围内变动,这也正是裂隙水渗流不均匀的 特点。



Fig. 2 Fracture flow fields with various river levels and infiltration

裂隙水流在局部小范围内水流交换密切,地下水 流向差异很大,没有明显的水力边界,只有扩大到一 定范围才能识别裂隙水的总体流向和大致水力边界。 裂隙水流场也存在着更小的分散流动子系统,这和多 孔介质的多级地下水流动系统理论相符[2]。裂隙含水 层在局部范围内体现了强烈的非均质性和各向异性,

只有在足够大的范围内才能体现出一定的各向同性[17]。 需要指出的是,本研究对潜水面裂隙水流的处理是近 似的,因此计算得到的只是近似的潜水面分布。

2.3 等效渗透系数评价

根据图 2 中的模拟结果读取潜水面中心线上的最 高湿裂隙,该裂隙连接2个湿节点。将2个湿节点水

表注	2	不同模拟情形的最高湿节点水头及其坐标
Table 2	H	ydraulic head and coordinates of the highest wet

fracture node in different scenarios

	河水位	降水入渗强度	最高湿节点		
模拟情形	/m	$/(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{a}^{-1})$	水头/m 坐标	坐标x/m	坐标 z/m
Al		300	262.17	512.14	257.83
A2	100	500	340.18	551.75	339.03
A3		700	382.23	692.13	376.77
B1		300	307.90	548.53	304.75
B2	200	500	378.74	587.27	368.79
В3		700	429.67	538.41	420.88

头的平均值作为经典模型中最高水位 h_{mid} 的值, 然后 由式(3)计算出 K_x作为经典模型的等效渗透系数。 表 3 为不同模拟情形下潜水面中心线上的最高平均 水位, 根据中心线上的最高水位计算等效渗透系数, 图 3 分别为 100, 200 m 等水位条件下, 等效渗透系数 随降水入渗强度的变化情况。可以看出, 等效渗透系数 随降水入渗强度的变化情况。可以看出, 等效渗透系 数基本在 3.5×10⁻³ ~ 4.0×10⁻³ m/d 范围内, 仅降雨强度 较小时等效渗透系数变化稍大但仍小于 4.5×10⁻³ m/d。 可以看出, 采用经典模型计算裂隙含水层的等效渗透 系数没有随河水位和降水入渗的变化产生较大的波 动, 初步判断该方法对于裂隙含水层具有一定的稳定性。

利用数值模拟计算等效渗透系数,首先将裂隙潜 水饱水带分成5个裂隙窗口,如图4所示,每个窗口上 边界线有3条,分别为穿过窗口潜水面最高湿节点的 水平虚线、最低湿节点虚线以及两者中间的实线。每 个裂隙窗口可模拟计算3组等效渗透系数,分别与 3条上边界线相对应。取3组等效渗透系数的最大值 (*K*_{max})、最小值为(*K*_{min}),可以定义均差Δ*K*=(*K*_{max}-*K*_{min})/ 2,等效渗透系数的中间值*K*=(*K*_{max}+*K*_{min})/2。裂隙窗

表 3 中心线最高水位在不同情形的模拟结果

 Table 3
 Modeling results of the highest water level on the middle line in different scenarios

降水入渗强度	河水位100m情景		河水位200 m情景		
$/(\mathbf{mm} \cdot \mathbf{a}^{-1})$	水位/m	情景编号	水位/m	情景编号	
100	160.41		241.74		
200	204.16		280.85		
300	261.58	A1	307.21	B1	
400	291.37		336.79		
500	326.79	A2	367.97	B2	
600	346.4		390.51		
700	364.43	A3	420.88	B3	
800	405.34		435.55		



图 3 经典模型反算的等效渗透系数变化特征

Fig. 3 Change in equivalent K calculated with the classic analytical model

口等效渗透系数的特征可表示为:

$$K_x^e \sim K_x^{ej} \pm \Delta K_x,$$

$$K_z^e \sim K_z^{ej} \pm \Delta K_z$$
(14)

式中:
$$j$$
——第 j 个裂原窗口;
 K_x^{ej} 、 K_z^{ej} —— x 方向、 z 方向等效渗透系数的中间值
(m·d⁻¹)。



Fig. 4 Rectangular fracture windows divided for computing the equivalent K

在河水位为100 m、降水入渗强度分别为300, 700 mm/a 的条件下,计算每个裂隙窗口水平和垂直 等效渗透系数中间值和偏差,结果见图5。图5(a)和 图5(b)两种情形下各裂隙窗口水平等效渗透系数 K_x 均值分别为5.19×10⁻³,5.31×10⁻³ m/d,垂直等效渗透 系数 K_z 均值相同为4.33×10⁻³ m/d。可以看出K值受 到裂隙窗口上边界位置在潜水面附近选取的影响不 大,产生的偏差基本小于1.0×10⁻⁴ m/d,仅有第5个裂 隙窗口最大偏差在1.0×10⁻³ m/d 左右。



对比图 3 中经典模型计算渗透系数和图 5 数值模拟结果,可以看出经典模型反算的渗透系数均值为 3.73×10⁻³ m/d,裂隙窗口模拟的渗透系数均值为*K*.=

5.25×10⁻³ m/d、 \bar{K}_z = 4.33×10⁻³ m/d。取 $K = \sqrt{\bar{K}_x \bar{K}_z}$ 进行 对照,裂隙网络模拟的平均渗透系数为4.77×10⁻³ m/d。 经典模型反算的等效渗透系数比模拟结果略低,相对 误差小于25%。因此,采用经典模型根据中心线最高 水位计算等效渗透系数的方法,在实践上是可行的。

3 河间地块岩溶裂隙万年尺度演变模拟

3.1 典型模拟情景与时间处理

选择降水入渗强度为 700 mm/a、河水位为 100, 200 m 的 A3 和 B3 两种情形模拟裂隙流场在岩溶作用 下的演变,模拟溶蚀时间步长设为 1 ka,模拟总时间 为 10 ka。潜水面附近土壤微生物释放 CO₂ 对应的 Ca²⁺ 平衡浓度设为 2.0×10⁻³ mol/L,入渗 Ca²⁺初始浓度为平 衡浓度的 0.9 倍,河流水中 Ca²⁺浓度设为平衡浓度的 0.8 倍^[18,20]。

3.2 流场演变特征

2种模拟情形在演变2,5,10 ka之后的流场见图 6。 对于河水位为 100 m 的模拟情形,中心线最高水位在 3个时间分别为 310,251,180 m;对于河水位为 200 m 的模拟情形,中心线上潜水面最高水位在 3 个时间分 别为 355,308,263 m。可以看出,由于溶蚀作用,岩溶 裂隙逐渐扩宽,潜水面逐渐下降,强岩溶带随潜水面 下移而向含水层深部发展。渗出面的长度也随着岩 溶演变过程而逐渐缩短,直至消失,裂隙泉点数量减 少,最终全部转为干涸状态。





3.3 隙宽和等效渗透系数演变特征

考虑 2 种模拟情形初始时刻和 10 ka 饱水带岩溶 演变,统计第 1 组缓倾角和第 2 组陡倾角裂隙的隙宽 变化,结果见图 7。第 1 组缓倾角裂隙在演变 10 ka 后,100m河水位模拟情形在0.015~0.030cm之间的中等裂隙频率高于200m河水位情形,而后者在0.030~0.060cm高隙宽频率相对较高,裂隙平均值也高于前者,潜水面附近裂隙扩宽的不均匀性进一步增强。相

比于第1组裂隙,第2组裂隙在2种模拟情形中都表现为各组隙宽分布频率相对平均,说明第2组裂隙岩

溶发育相对均匀。



Fig. 7 Statistic histograms of 2 groups of fracture aperture with different river level, Group1 with a slight dip angle and Group2 with a large dip angle

根据裂隙渗流场的演变结果,采用经典模型和数 值模拟计算相对应的等效渗透系数,经典模型计算结 果如图 8 所示,在 5 ka 时间内 2 种河水位的渗透系数 几乎相同,说明经典模型计算的渗透系数不随外界水



Fig. 8 Change in the highest water level in the middle line and equivalent *K* estimated with the classic analytical model

动力条件变化而改变,也进一步验证了经典模型的可 靠性。100 m 河水位模拟在 8 ka 的计算结果出现了下 降趋势,可能是由于裂隙潜水面的不稳定性造成的, 也可能是由于算法本身不完善引起的,其他大多模拟 时刻的计算结果是可靠的。在数值模拟计算结果中 e2 窗口(图 4)渗透系数增加缓慢并在 10 ka 演变过程 中渗透性最低,5个裂隙窗口在 10 ka 的等效渗透系数 变化范围为 1.4×10⁻² ~ 2.3×10⁻² m/d。经典模型计算等 效渗透系数与数值模拟计算结果相差不大,最大值和 最小值的偏差均小于 20%,表明在非均性更强的裂隙 潜水中采用经典模型仍具有一定的可靠性。

4 讨论

4.1 "潜水面"分水岭问题

裂隙潜水面最高水位和分水岭常是2个不同的位置。对于孔隙介质来说,2个二维地下水流子系统之间的水力零通量作为水系统分界线,分界线除了是铅垂线外还可能是向一侧倾斜的曲线。潜水面的最高

水位点可能是位于一个地下水流动子系统之中,而不 在界线上,潜水面和分界线的交点才是潜水分水岭的 位置^[4-5]。

对模拟情形 B3 的流场进一步分析,结果见图 9, 由于裂隙网络交错纵横,在中间分水岭区域有较多近 垂向裂隙向两侧分流的现象,很难区分出分界线的位 置,当尝试画分界线时会不可避免地切割裂隙走向代 表的流线,因此在中间区域裂隙水流交换频繁,难以 确定具体的系统界线。鉴于裂隙水局部强烈非均质 性,可考虑以一定大小范围作为裂隙潜水的分水岭区 域,而不以某一点作为分水岭位置,相对来说更适合裂隙潜水分水岭的研究。在图9中圈出的两处红色虚线范围能够明确体现出向两侧分流。但实际上就区域水流系统来说,分水岭位置是处于2个水位波峰之间的低位置处,而两侧高水位波峰仅代表了局部水流系统的最高补给水位,并不是整体意义上的分水岭^[21]。 上述分析表明在裂隙含水层中潜水面是不连续的,可能存在多个局部水位最高点,以最高水位点作为分水岭存在一定的误差。可尝试结合最高水位区域和实际分水岭区域,取平均水位作为分水岭区域的最高水位。



4.2 渗出面泉点

相比经典模型,数值模拟在潜水渗出面的模拟中 具有一定优势,它实现了潜水面分水岭和渗出面附近 2种垂向流速分量模拟的效果。在模拟情形 B3 中,两 侧渗出边界作为泉点模拟,其水头设置与泉点高程相 同,模拟结果在两边河流上方存在两排悬挂泉点,图 9 标注了两侧河流共 11 处泉点的编号。渗出面泉点的 排泄流量变化如图 10 所示,约 2/3 的高位泉点在 3 ka 内随潜水面下降逐渐干涸。总体而言,渗出面在裂隙 潜水岩溶发育中存在时间超过 5 ka,且排泄量占总量 的 10% ~ 30%,随岩溶发育总体呈现先增加后减小的 趋势。因此在实际潜水研究中渗出面不可忽略,使用





Fig. 10 Changes in the discharge rate of seepage springs during karst development in the modeling scenario of B3

经典模型可对含水层渗透性进行初步分析,但在渗出 面存在时应注意对浸润曲线的修正^[22]。

4.3 经典模型的适用性和数值模拟方法的局限

基于 Dupuit 假设的经典模型尽管忽略了水流的 垂向运动,但从结果上来看将其应用于岩溶裂隙的 河间地块与数值模拟的真实结果相差并不大,其误 差小于 25%,这与多孔介质中潜水有分水岭和渗出面 的情况大致相同。考虑到数值模拟方法的复杂性,在 工程应用上对于大尺度的水文地质参数估计问题时, 宏观角度上采用经典模型是一种简单且行之有效的 方法。

5 结论

本研究构建了等水位河间地块裂隙网络水流的 数值模型,对河间地块潜水位经典解析模型在裂隙水 中的适用性进行了研究。通过模拟不同河水位和不 同降雨人渗强度条件下的裂隙潜水流场,根据模拟结 果的中心线最高水位数据计算了经典解析模型的含 水层渗透系数,另外对裂隙不同小窗口进行单独承压 水流模拟计算裂隙网络的等效渗透系数,对比2种 方法计算结果。通过对裂隙流场在岩溶作用下演变 10 ka 的模拟,根据模拟结果计算了不同模拟情形下经 典解析模型的渗透系数和裂隙窗口的等效渗透系数 演变。得出以下结论:

(1)采用基于 Dupuit 假设的经典模型计算裂隙潜水流等效渗透系数的方法是可靠的,误差范围不超过25%。在裂隙演变的过程中,利用经典模型计算等效 渗透系数与数值模拟计算的结果最大值和最小值的 偏差均小于20%,在非均质性更强的岩溶水中采用经 典模型仍具有一定的可靠性。

(2)河间地块中间区域裂隙水在局部的强烈非均 质性导致难以确定某一点具体的水系统分界线,相对 来说以一定的范围作为裂隙潜水的分水岭区域更适 合裂隙潜水分水岭的研究。

(3)渗出面流量在模拟过程中占了排泄总量的 10%~30%,在实际潜水研究中渗出面不可忽略。

(4)综合来说,河间地块经典解析解模型对于岩 溶裂隙介质具有一定的适用性,在工程应用初步分析 中能够替代复杂的裂隙水流数值模拟工作。

本研究初步反映了岩溶裂隙河间地块的典型特征,但由于仅选择1个随机实现即仅讨论了1种确定性的裂隙网络,更多裂隙网络潜水的一般规律还有待于进一步研究,如采用大量随机裂隙网络模型开展

Monte-Carlo 模拟,得到潜水面和分水岭的概率型特征。 致谢:感谢岩溶水资源研究组曹建文研究员、吴 华英副研究员、罗飞副研究员等对本研究的支持!

参考文献(References):

- [1] 陈崇希,林敏.地下水动力学 [M].武汉:中国地质大学 出版社, 1999. [CHEN Chongxi, LIN Min. Groundwater hydraulics [M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1999. (in Chinese)]
- [2] 王大纯,张人权,史毅虹,等.水文地质学基础[M]. 北京:地质出版社,1995. [WANG Dachun, ZHANG Renquan, SHI Yihong, et al. Fundamentals of hydrogeology[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995. (in Chinese)]
- [3] YU Qingchun, SHEN Jifang, WAN Junwei, et al. Some investigation on early organization of Karst system[J]. Journal of China University of Geosciences, 1999, 10: 314-321.
- [4] HAN Pengfei, WANG Xusheng, WAN Li, et al. The exact groundwater divide on water table between two rivers: a fundamental model investigation [J]. Water, 2019, 11(4): 685.
- [5] LI Ruoyi, WANG Xusheng. Analytical investigation of the exact groundwater divide between rivers beyond the Dupuit-Forchheimer approximation[J]. Hydrological Processes, 2021, 35(2): e14036.
- 【6】 张有天,王镭,陈平.有地表入渗的岩体渗流分析 [J].岩石力学与工程学报,1991,10(2):103-111. [ZHANG Youtian, WANG Lei, CHEN Ping. Analysis of water percolation in rockmass due to surface infiltration[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 1991, 10(2): 103 111. (in Chinese with English abstract)]
- [7] 姚池,姜清辉,叶祖洋,等.裂隙网络无压渗流分析的初流量法 [J]. 岩土力学, 2012, 33(6): 1896 1903.
 [YAO Chi, JIANG Qinghui, YE Zuyang, et al. Initial flow method for unconfined seepage problems of fracture networks[J]. Rock and Soil Mechanics, 2012, 33(6): 1896 1903. (in Chinese with English abstract)]
- [8] JIANG Qinghui, YAO Chi, YE Zuyang, et al. Seepage flow with free surface in fracture networks[J]. Water Resources Research, 2013, 49(1): 176-186.
- [9] KAUFMANN G, BRAUN J. Karst aquifer evolution in fractured rocks[J]. Water Resources Research, 1999, 35(11): 3223 - 3238.
- [10] 徐维生,柴军瑞,陈兴周.含自由面岩体裂隙网络非

线性渗流分析的传导矩阵调整法 [J].水动力学研究 与进展 A 辑, 2010, 25(4): 484 - 492. [XU Weisheng, CHAI Junrui, CHEN Xingzhou. The conductivity matrix reforming method about non-linear seepage with free surface in fracture network of rock mass[J]. Chinese Journal of Hydrodynamics, 2010, 25(4): 484 - 492. (in Chinese with English abstract)]

- [11] GABROVŠEK F, ROMANOV D, DREYBRODT W.
 Early karstification in a dual-fracture aquifer: The role of exchange flow between prominent fractures and a dense net of fissures[J]. Journal of Hydrology, 2004, 299(1/2): 45 66.
- [12] 薛亮,于青春. 岩溶水系统演化中河间地块分水岭消失过程的数值模拟分析 [J]. 水文地质工程地质, 2009, 36(2):7 12. [XUE Liang, YU Qingchun. Numerical simulation for the disappearing of a watershed divide in a karst groundwater system [J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2009, 36(2):7 12. (in Chinese with English abstract)]
- [13] 于青春,武雄,大西有三. 非连续裂隙网络管状渗流 模型及其校正[J]. 岩石力学与工程学报, 2006, 25(7): 1469 - 1474. [YU Qingchun, WU Xiong, OHNISHI Yuzo. Channel model for fluid flow in discrete fracture network and its modification[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2006, 25(7): 1469 -1474. (in Chinese with English abstract)]
- [14] 王云,于青春,薛亮,等.裂隙岩溶含水系统溢流泉演 化过程的数值模拟[J].中国岩溶,2010,29(4):378-384. [WANG Yun, YU Qingchun, XUE Liang, et al. Numerical simulation for the evolution of the overflow spring in fracture-karst aquifer system[J]. Carsologica Sinica, 2010, 29(4): 378 - 384. (in Chinese with English abstract)]
- [15] DREYBRODT W. The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution[J]. The Journal of Geology, 1990, 98(5): 639 - 655.
- [16] LIU Zaihua, DREYBROD W. Dissolution kinetics of calcium carbonate minerals in H₂O CO₂ solutions in

turbulent flow: The role of the diffusion boundary layer and the slow reaction H_2O^+ $CO_2 \rightarrow H^{+} + HCO_3^{-}[J]$. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1997, 61(14): 2879 – 2889.

- [17] 张莉丽. 裂隙岩体渗透典型单元体存在性 [D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2011. [ZHANG Lili. Determining the representative elementary volumes of fracture rock mass based on permeability analysis[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2011. (in Chinese with English abstract)]
- GROVES C G, HOWARD A D. Minimum hydrochemical conditions allowing limestone cave development[J].Water Resources Research, 1994, 30(3): 607 615.
- [19] GROVES C G, HOWARD A D. Early development of karst systems: 1. Preferential flow path enlargement under laminar flow[J]. Water Resources Research, 1994, 30(10): 2837 - 2846.
- [20] 万军伟, 晁念英, 沈继方, 等. 湖北清江罗家坳河间地 块岩溶系统碳循环特征 [J]. 中国岩溶, 1999, 18(2):
 123 - 128. [WAN Junwei, CHAO Nianying, SHEN Jifang, et al. Study on the carbon cycle in a Karst system at the luojiaao interfluve along the Qingjiang River of westen Hubei, China[J]. Carsologica Sinica, 1999, 18(2): 123 -128. (in Chinese with English abstract)]
- [21] 韩鹏飞,王旭升,蒋小伟,等.氢氧同位素在地下水流系统的重分布:从高程效应到深度效应[J].水文地质工程地质,2023,50(2):1-12.[HAN Pengfei,WANG Xusheng,JIANG Xiaowei, et al. Redistribution of hydrogen and oxygen isotopes in groundwater flow systems: From altitude effect to depth effect[J].Hydrogeology & Engineering Geology, 2023, 50(2):1-12.(in Chinese with English abstract)]
- [22] 陈崇希. Dupuit 模型的改进——具入渗补给 [J]. 水文 地质工程地质, 2020, 47(5): 1-4. [CHEN Chongxi. Improvement of Dupuit model: With infiltration recharge[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2020, 47(5): 1-4. (in Chinese with English abstract)]

编辑:张若琳