

典型岩溶矿区突水成因研究

——以龙宝煤矿为例

焦安军^{1,2}, 李继红³, 林华颖^{2,4}, 田世祥^{2*}, 苏谦⁵

(1. 毕节市能源发展技术中心, 贵州 毕节 551799; 2. 贵州大学 矿业学院, 贵州 贵阳 550025;

3. 贵州乌江水电开发有限责任公司 乌江渡发电厂, 贵州 遵义 563100;

4. 贵州省矿山安全科学研究院有限公司, 贵州 贵阳 550025;

5. 贵州华达地质工程有限公司, 贵州 贵阳 550000)

摘要: 为研究岩溶地区煤矿采面突水成因, 以贵州黔北地区龙宝煤矿为试验地点, 采用可控源音频大地电磁法确定水源及导水通道, 并结合 COMSOL 建立突水模型, 分析突水过程裂隙水压和突水量变化. 采用可控源音频大地电磁法探明突水点附近 T_1y^2 地层形成 2 条导水通道, P_3c 地层形成 5 条导水通道, P_3l 地层形成 4 条导水通道, 煤层采动导致应力场和地下水的天然流场发生变化, 在上部地层形成岩体裂隙并贯穿 T_1y^1 和 T_1y^3 隔水层. 通过模拟不同裂隙与工作面导通后的突水量, 并结合现场实测突水量综合分析可知, 突水前, 采空区的冒落带已经导通了 I 号导水通道, 使涌水量一直保持在 $20 \text{ m}^3/\text{h}$ 左右; 推采过程中, 顶板受到采动影响冒落, 使采面与 II 号导水通道贯通, 导致含水层 T_1y^2 中的承压水通过 II 号导水通道瞬间涌入工作面, 使涌水量突然增大至 $100 \text{ m}^3/\text{h}$.

关键词: 突水; 岩溶地区; 龙宝煤矿; 地球物理勘探; 数值模拟

中图分类号: X936

文献标志码: A

文章编号: 1672-9102(2024)01-0057-09

On the Causes of Water Inrush in Typical Karst Mining Area: Taking Longbao Coal Mine as an Example

JIAO Anjun^{1,2}, LI Jihong³, LIN Huaying^{2,4}, TIAN Shixiang², SU Qian⁵

(1. Bijie Energy Development Technology Center, Bijie 551799, China;

2. College of Mining Engineering, Guizhou University, Guiyang 550025, China;

3. Wujiangdu Power Plant, Wujiang Hydropower Development Co., Ltd., Zunyi 563100, China;

4. Guizhou Institute of Mine Safety Science Co., Ltd., Guiyang 550025, China;

5. Guizhou Huada Geological Engineering Co., Ltd., Guiyang 550000, China)

Abstract: In order to study the causes of water inrush from coal mining face in karst area, Longbao Coal Mine in northern Guizhou is taken as the test site. The controlled source audio-frequency magnetotelluric method is used to determine the water source and water channel, and the water inrush model is established with COMSOL to analyze the changes of fracture water pressure and water inrush during water inrush. The controlled source audio-frequency magnetotelluric method is used to prove that two water-conducting channels are formed in the T_1y^2 stratum near the water inrush point, five water-conducting channels are formed in the P_3c stratum, and four water-conducting channels are formed in the P_3l stratum. The mining of coal seam leads to the change of stress field and natural flow field of groundwater, and rock mass cracks are formed in the upper stratum and run through the T_1y^1 and T_1y^3 aquifuge. By simulating the water inrush after the conduction of different cracks and

收稿日期: 2022-03-21

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(52104079); 贵州科技计划资助项目(黔科合支撑[2020]4Y050号)

* 通信作者, E-mail: husttsx@163.com

working faces, combined with the comprehensive analysis of the measured water inrush in the field, it can be seen that before the water inrush, the caving zone in the goaf has been connected to the No.I water channel, so that the water inflow has been maintained at about $20 \text{ m}^3/\text{h}$. In the process of pushing mining, the roof is affected by mining, so that the mining face is connected with the No.II water channel, resulting confined water in the aquifer T_1Y^2 instantaneously pouring into the working face through the No.II water channel, so that the water inflow suddenly increases to $100 \text{ m}^3/\text{h}$.

Keywords: sudden water; karst region; Longbao Coal Mine; geophysical exploration; numerical simulation

我国矿山开采逐渐转向地下深部,开采过程中不可避免受到地应力、瓦斯、地下水等危害,这些危害会造成重大财产损失甚至人员伤亡,严重制约煤炭的安全高效开采^[1-4].我国有三分之一的区域为岩溶地区,主要集中在西南地区^[5-7],由于岩溶发育造成矿井充水,影响矿山安全生产.因此,研究岩溶地区突水对煤矿安全开采具有重要意义.

针对煤矿突水国内学者进行了大量研究.史红邈等^[8]采用力学模型对突水进行模拟,得出裂隙开度与突水量的关系;张丽军等^[9]使用荧光技术进行突水水源识别,并结合 SIMCA 等模型实现水源快速识别;杨坤等^[10]采用隐马尔科夫模型分析突水阈值,以突水系数阈值和实际突水系数建立预测模型;许延春等^[11]采用理论分析和数值模拟相结合的方法分析隔水煤柱的安全性,并通过分析导水通道及闭坑矿井积水对邻近矿井安全开采的影响;路喜等^[12]通过对突水位置的水化学分析得出突水源,并针对突水过程提出治理措施;张培森等^[13]采用相似模拟等方法分析特厚煤层开采造成的离层对顶板积水的影响,并提出底板突水系数法对离层水涌突风险进行评估;庞贵良^[14]采用综合探查等手段对矿井导水构造进行探查,提出奥陶系峰峰组防治奥灰水害的技术.

虽然众多学者针对矿井突水进行了大量研究,但由于地质环境的复杂性,各地质环境下矿井突水过程存在差异.为研究岩溶地区煤层突水成因,选取贵州黔北地区龙宝煤矿为研究对象,采用地球物理勘探与数值模拟相结合的方法对该矿 10803 综采工作面进行分析.

1 矿井概况

龙宝煤矿位于云贵高原,矿区内无河流和水库等地表水体,是地下水经流区,也是地下水排泄区.区域中主要为碳酸盐和碎屑岩.岩体充水通道主要以岩石原生和采矿节理、裂隙为主,规模一般不大,断层、老窑巷道、岩溶管道导水较少.由于全年降水量随季节变化,导致地下水动态也随季节变化,区域内龙潭组可采煤层与上覆的中-强岩溶含水层之间一般具有较好的隔水层,含水层之间水力联系较弱,对煤矿床开采影响较小,只有当导水断层或其他导水通道与上覆含水层具有水力联系时,上覆含水层才会成为矿井的充水水源,从而威胁煤矿床的开采.龙宝煤矿 10803 综采工作面推采至 265 m 时发生顶板垮落,出现突水,突水位置如图 1 所示.



图 1 10803 采面及突水点位置

2 地球物理勘探

可控源音频大地电磁法 (CSAMT) 是一种人工源频率域电磁法,利用发射电偶极 A, B (两电偶极的距离一般为 $500 \sim 2000 \text{ m}$) 向地下发送不同频率的交变电流,形成交变电磁场,在距离场源足够远的地方测量相互垂直的电场信号强度 E_x 和磁场信号强度 H_y ,根据 Cagniard 公式求得地下介质的视电阻率和阻抗相位:

$$\rho_s = \frac{1}{5f} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2}; \tag{1}$$

$$\varphi = \varphi_E - \varphi_H. \tag{2}$$

式中: ρ_s 为视电阻率, $\Omega \cdot m$; f 为发射频率,Hz; E_x 为 x 方向的电场强度,V/m; H_y 为 y 方向的磁场强度,A/m; φ 为阻抗相位,rad; φ_E 为电场阻抗相位,rad; φ_H 为磁场阻抗相位,rad.

估算有效探测深度 D 的近似公式为

$$D \approx \delta / \sqrt{2} = 356 \sqrt{\rho / f_0}. \tag{3}$$

式中: D 为探测深度,m; δ 为趋肤深度,m; ρ 为大地电阻率, $\Omega \cdot m$; f_0 为工作频率,Hz.

本次 CSAMT 法探测布置 1 个发射源, $AB=2\,000\text{ m}$,收发距为 11.8~12.2 km,接收偶极距为 20 m,观测频率为 1~7 680 Hz,发射电流为 10 A.勘探范围如图 2 所示.

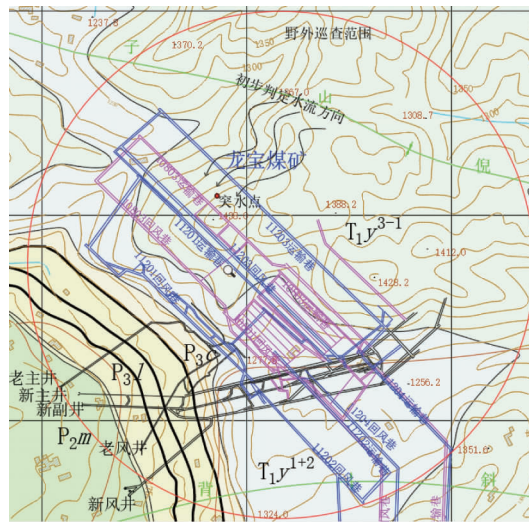


图 2 地球物理勘探范围圈定

本次测量共布置 5 条测线,其中 1[#],2[#],3[#]和 5[#]测线长均为 780 m,各条测线均设置 39 个测点;4[#]测线长 840 m,设置 42 个测点.测线及测点布置如图 3 所示.

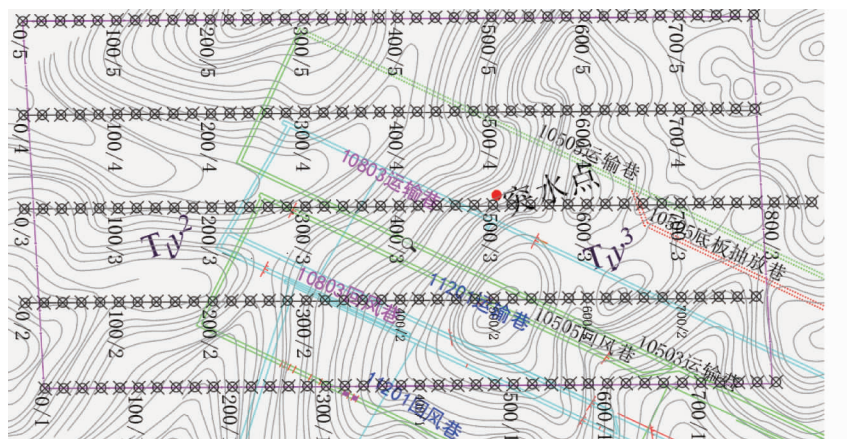


图 3 测线布置

图 4 为不同标高平面电阻率云图.其中,标高 1 200 m 地球物理勘探显示,在监测范围南部及东部存在低电阻的富水区域,西部富水区发育在二叠系下统夜郎组沙堡湾段 (T_1y^1) 附近,但未连通采面,北部富水区向西南流入 10803 采面附近,见图 4a.标高 1 100 m 地球物理勘探(图 4b)显示,在监测范围东南、中南、西南、西北及北部存在富水区,10803 采面附近富水区为东南部及中南部,未与西北部富水区域相连,岩体自身裂隙与采动共同作用使得电阻率云图呈条带状,北部地区电阻率异常范围与强度相较于标高 1 200 m

较弱,该部分水流向中南部及东南部,而西南部电阻率异常是由临近矿井采动引起的.由图 4c 可知,10803 采面在标高 1 000 m 附近东南部及中南部存在信号低阻区,相较于标高 1 100 m 处低阻范围再次减小,岩体裂隙发育使得该区域电阻率云图也呈条带状,西北部情况与标高 1 100 m 情况相同,未与采面相连,西南部电阻率异常也是由附近矿井采动造成.分析图 4d 发现,900 m 标高低电阻率区域只存在测区东南部及中部,并且靠近 10803 采面,低电阻率区也呈条带状.

根据不同标高电阻率测量发现,测区北部低电阻率区域呈倒三角状,随着埋深增加,低电阻率区域不断减少;测区东南与中南部受采动影响,北部地下水不断向该区域流动,东南与中南部低电阻率区域呈梭状,随着埋深增加,电阻率异常区域不断减少,异常范围垂直距离较长,表明电阻率异常区域的节理在横纵均有贯通.由于地层的富水性是动态变化的,因此在采煤过程中应采取相应的防水措施.部分电阻率弱或较弱的区域,由于岩溶未充填或半充填的影响,对该区域也应采取相应的防水措施.

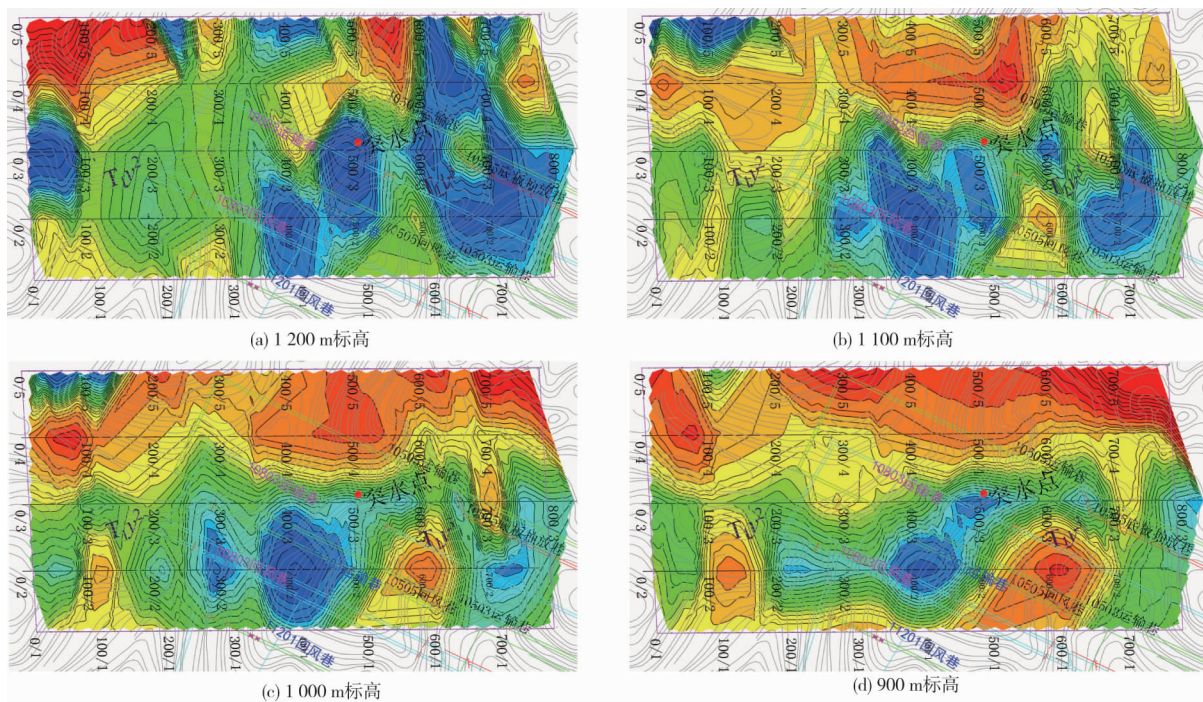


图 4 不同标高平面电阻率云图

图 5 为不同地层导水通道示意图.根据图 5a 所示, T_{1y}^2 地层推断 I 号导水通道发源于 5[#]测线 220 m 及 360~430 m 点位,向南西方向过 4[#]测线 190~360 m 点位,再向南西方向分成 2 个支流渗入底部地层; II 号导水通道发源于 5[#]测线 590~640 m 及 700~740 m 点位,向南过 4[#]测线 620~720 m 点位,再往南分成 3 个支流,其中往西南方向的 2 个支流渗入底部地层,往东南方向的支流渗入底部地层或流出测区.

P_3c 地层推断导水通道(图 5b): I 号导水通道发源于 5[#]测线 360~380 m 点位,向南西方向过 4[#]测线 260~290 m 点位,再向南东方向渗入底部地层; I-a 号导水通道在 2[#]测线 150~190 m 点位,由上部地层渗入并向下渗入底部地层. II 号导水通道发源于 5[#]测线 620~660 m 及 710~720 m 点位,向南过 4[#]测线 620~720 m 点位,再往南分为 3 个支流,其中西南方向 2 个支流渗入底部地层,南向支流渗入底部地层或流出测区. III 号导水通道过 5[#]测线 0~160 m 点位,渗入底部地层或流出测区. IV 号导水通道过 5[#]测线 480~500 m 点位,渗入底部地层.

P_3l 地层推断导水通道(图 5c): I 号导水通道发源于 5[#]测线 360~380 m 点位,向南西方向过 4[#]测线 250~310 m 点位,再向南东方向流入 10803 采面或渗入底部地层; I-a 号导水通道在 2[#]测线 160~210 m 点位,由上部地层渗入并流入 10803 采面或渗入底部地层. II 号导水通道在 4[#]测线 620~660 m 及 710~750 m 点位分为 2 个支流,往西南方向的支流流入 10803 采面或渗入底部地层,南向支流渗入底部地层或流出测

区.Ⅲ号导水通道过 5#测线 0~150 m 点位渗入底部地层或流出测区.

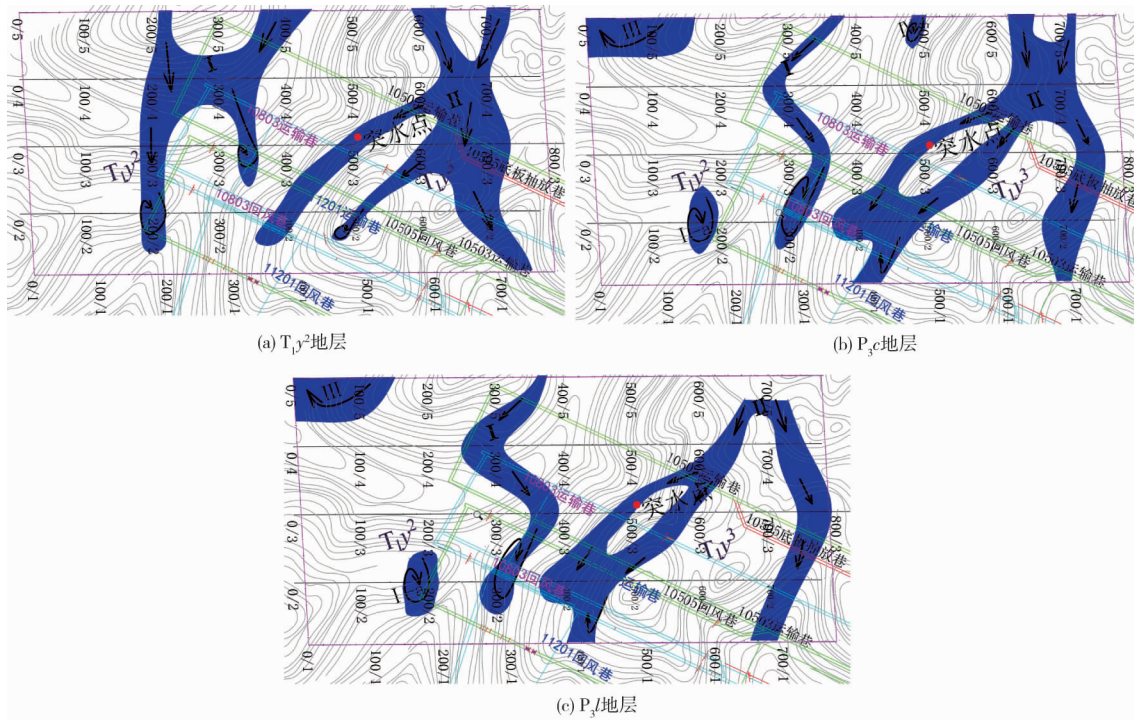


图 5 各地层导水通道

3 控制方程

非饱和土渗流常用 Richards 方程,但岩体内部裂隙复杂(如图 6 所示),继续采用 Richards 方程将使渗流分析变得更加困难.因此,对拟建立的模型进行简化处理,当非饱和状态时,岩体内的渗流也采用达西定律.

$$\frac{\partial H_p}{\partial t}(S_r \Theta + C) + \nabla[-K \nabla(H_p + D)] = 0. \tag{4}$$

式中: H_p 为水头压力; t 为时间; S_r 为储水系数; Θ 为有效饱和度; C 为湿度比; K 为水力传导系数(渗透系数); D 为垂向坐标(如 x, y 或 z).



图 6 裂隙示意

在数值分析中,水力传导系数可采用式(5)计算:

$$K = K_s \Theta [1 - (1 - \Theta_m^{\frac{1}{m}})]^2. \tag{5}$$

式中: K_s 为饱和水力传导系数; m 为经验系数.

有效饱和度 Θ 可根据 Brooks 定义的特征曲线计算:

$$\begin{cases} \Theta = \frac{1}{|\alpha H_p|^n}, & H_p \leq -\frac{1}{\alpha}; \\ \Theta = 1, & H_p > -\frac{1}{\alpha}. \end{cases} \quad (6)$$

式中： α, n 为经验系数，且 $n = 1/(1-m)$ 。

湿度比 C 可根据式(7)计算：

$$\begin{cases} C = -\frac{n(\theta_s - \theta_r)}{H_p |\alpha H_p|^n}, & H_p \leq -\frac{1}{\alpha}; \\ C = 0, & H_p > -\frac{1}{\alpha}. \end{cases} \quad (7)$$

将式(7)代入式(4)得

$$\begin{cases} \left[\frac{\partial H_p}{\partial t} \frac{1}{|\alpha H_p|^n} \left[S_r - \frac{n(\theta_s - \theta_r)}{H_p} \right] + \nabla \left[\frac{-K_s}{|\alpha H_p|^n} \left(\frac{1}{|\alpha H_p|^{\frac{n}{m}}} \right)^2 \nabla(H_p + D) \right] = 0, & H_p \leq -\frac{1}{\alpha}; \\ \frac{\partial H_p}{\partial t} S_r + \nabla[-K_s \nabla(H_p + D)] = 0, & H_p > -\frac{1}{\alpha}. \end{cases} \quad (8)$$

式中： $\theta, \theta_s, \theta_r$ 分别为体积含水率、饱和含水率和残余含水率。

假设流体在裂隙和基岩中满足达西定律。其中岩体中基岩区域 Ω_m 的控制方程为

$$[X_r \varphi + X_s(1 - \varphi)] \frac{\partial p}{\partial t} - \nabla \left(\frac{k_m}{\mu} \nabla p \right) = 0. \quad (9)$$

式中： X_r 和 X_s 分别为流体和固体的压缩量； p 为孔隙压力； φ 为岩体的孔隙率； k_m 为岩体的渗透率； μ 为流体的动力黏度系数。

在数值计算中裂隙通常采用内部边界，在 COMSOL Multiphysics 数值模拟过程中一般边界上的流动定义为切向流动，即沿着内部边界或裂隙的流动。为了使数值计算的系统分析能够统一，并且保证基岩和裂隙交界面处计算结果的连续性，裂隙中的渗流控制方程应与基岩中的类似，均遵循达西定律的某种变换形式。将式(9)中的参数进行改动就可得到裂隙区域 Ω_f 的控制方程

$$S_f d_f \frac{\partial p}{\partial t} - \nabla \left(\frac{k_f}{\mu} d_f \nabla p \right) = 0. \quad (10)$$

式中： S_f 为裂隙的储水系数； k_f 为裂隙的渗透率； d_f 为裂隙开度。

地下水在非饱和裂隙岩体中流动时，水流会绕过基岩优先进入裂隙中，为了表达裂隙中流体的流动，在数值模拟中将裂隙进行弱项处理。弱项形式能够较好地求解，需要精确 Jacobian 排列(雅可比排列)才能非线性收敛，并且能够实现对非规则约束进行修改，因此弱项形式是有限元方法中十分有用的积分形式。采用弱项形式，式(10)可化为

$$\int_{\Omega} S_f d_f \frac{\partial p}{\partial t} d\Omega - \int_{\Omega} \nabla \left(\frac{k_f}{\mu} d_f \nabla p \right) d\Omega = 0. \quad (11)$$

4 突水模拟

4.1 模型及边界条件建立

在5条勘探线范围内根据地球物理勘探分析得出：2条主要导水通道在3个不同地层面，在模型中可将 I、II 这2个主要导水通道细化出5条导水裂隙通道(1~5号)，再结合煤矿相关地质资料(10803采煤工作面上覆不同的地层平均厚度、10803工作面的坐标等)得出这2条主要导水通道与10803采煤工作面相对准确的位置关系，依此建立突水三维几何模型，如图7所示。突水模型岩体与流体输入参数见表1。

上部边界压力可分以下两种情况进行反算：

1)突水前,只有 1~2 号水裂隙通道与采空区连通.因为 1~2 号水裂隙通道连通,水头相近;3~5 号水裂隙通道连通,水头相近.设置巷道的出口流量为 20 m³/h,反算出 1~2 号水裂隙上部边界的压力为 4.576 MPa.

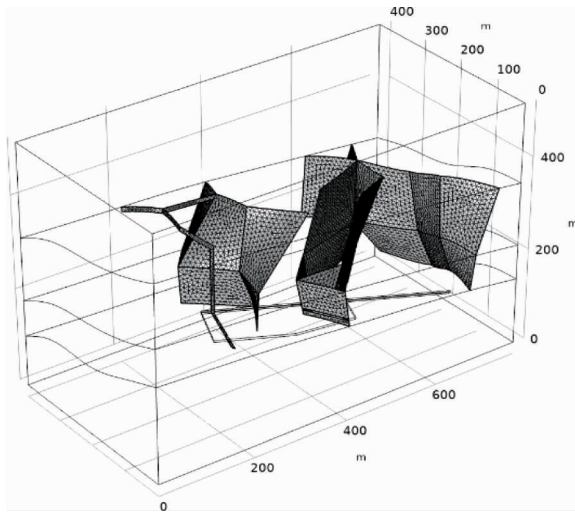


图 7 突水模型

表 1 模型输入参数

模型参数	参数数值
裂隙开度/cm	1
1~2 号导水裂隙通道渗透系数/(m·s ⁻¹)	4.5×10 ⁻³
3~5 号导水裂隙通道渗透系数/(m·s ⁻¹)	1.5×10 ⁻²
采空区堆积物的渗透系数/(m·s ⁻¹)	1.0×10 ⁻²
填充物孔隙率	0.50
采空区内堆积物的孔隙率	0.35
流体密度/(kg·m ⁻³)	1 000
黏滞系数/(Pa·s)	1.0×10 ⁻³
流体压缩性/(m·s ² ·kg ⁻¹)	4.4 × 10 ⁻¹⁰
基岩渗透率/m ²	1.0 × 10 ⁻¹¹

2)突水后,1~5 号所有导水裂隙通道都与采空区连通.1~2 号导水裂隙上边界压力保持在 4.576 MPa,巷道出口的水流量设置为 100 m³/h,反算出 3~5 号导水裂隙入口的边界压力为 4.654 MPa.

将 4.576 MPa 和 4.654 MPa 作为边界条件分别加到 1~2 号导水裂隙和 3~5 号导水裂隙上,分别计算突水前(只有 1~2 号导水裂隙通道与采空区连通)和突水后(1~5 号所有导水裂隙通道与采空区连通)两种情况下的渗流情况.

由于矿井突水受到岩石渗透的影响很小,岩石的渗透性远小于导水裂隙通道的渗透性,因此忽略岩石与裂隙间的流体交换,其余边界条件均设置为不透水边界条件.

4.2 突水分析

1~2 号导水裂隙位于 T₁y² 含水层,根据模拟边界条件可知,裂隙导通前内部积聚 4.576 MPa 水压,当裂隙导通时,裂隙内部水压降低,压力峰值降为 2.3 MPa 左右;3~5 号裂隙导通,水压峰值由 4.654 MPa 降低到 3.7 MPa 左右,并且在采空区边界上方部分裂隙水压降至 0 MPa 附近,水压云图如图 8 所示.

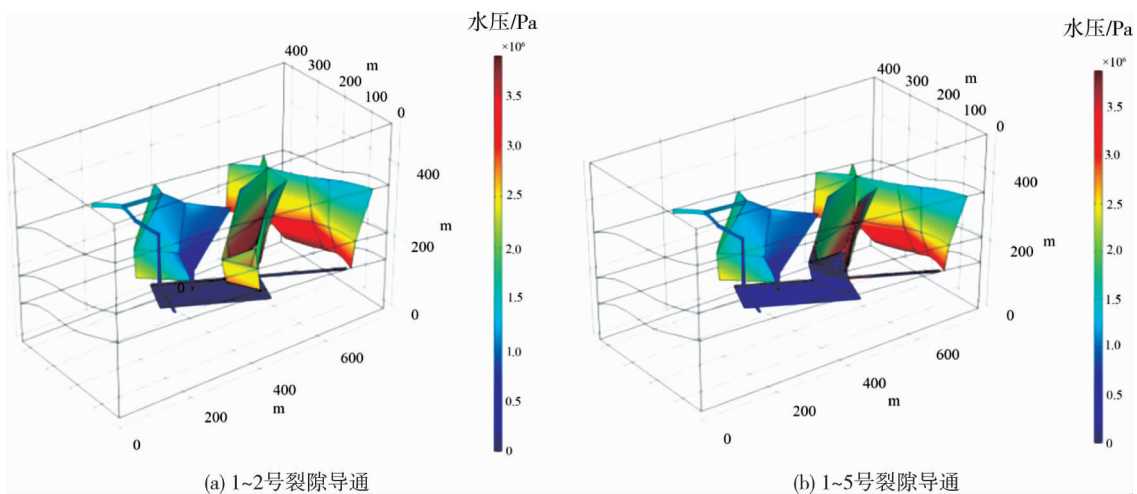


图 8 裂隙与采空区连通时的水压分布

巷道突水量实测值与模拟值曲线如图 9 所示.对比突水量的实测值与模拟值,二者存在差异,这是由于实测值是通过巷道抽水量间接表明出水量,因此数据偏小.根据突水量模拟曲线(图 9b)可知,突水发生

后,水量峰值达到 100 m³/h,随着时间推移,150 d 后突水量逐渐稳定在 15 m³/h 左右,与煤矿实际情况相符.

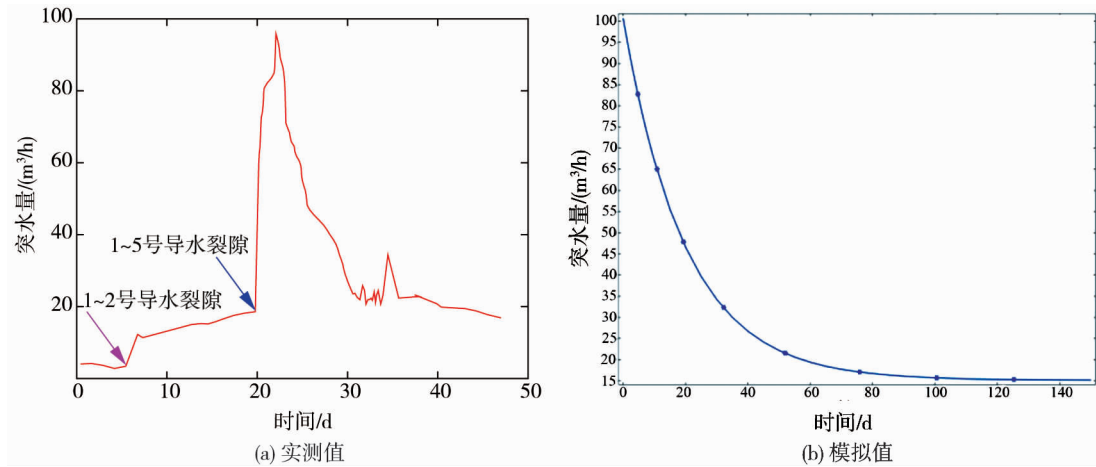


图9 巷道突水量监测曲线

为分析突水过程中采空区上覆承压水变化情况,监测突水 5,20,100,150 d 后的裂隙与采空区水压云图,如图 10 所示.承压水主要在龙潭组下部未导通采空区的低洼处及 10803 工作面未采区域左上方.突水前期(图 10a),1~2 号裂隙水压降低幅度高于 3~5 号裂隙的水压降低幅度,突水 5 d 后,1~2 号裂隙水压峰值为 1.7 MPa 左右,3~5 号裂隙水压为 2.7 MPa 左右.1~2 号裂隙突水 20 d 后,水压降到 0.6 MPa,突水 100 d 后基本上维持在 0.4 MPa 左右;3~5 号裂隙突水 20 d 后水压降到 1.4 MPa,突水 100 d 后达到 1.2 MPa.上覆岩层承压水随着突水不断进行,水压降低幅度不断减缓.

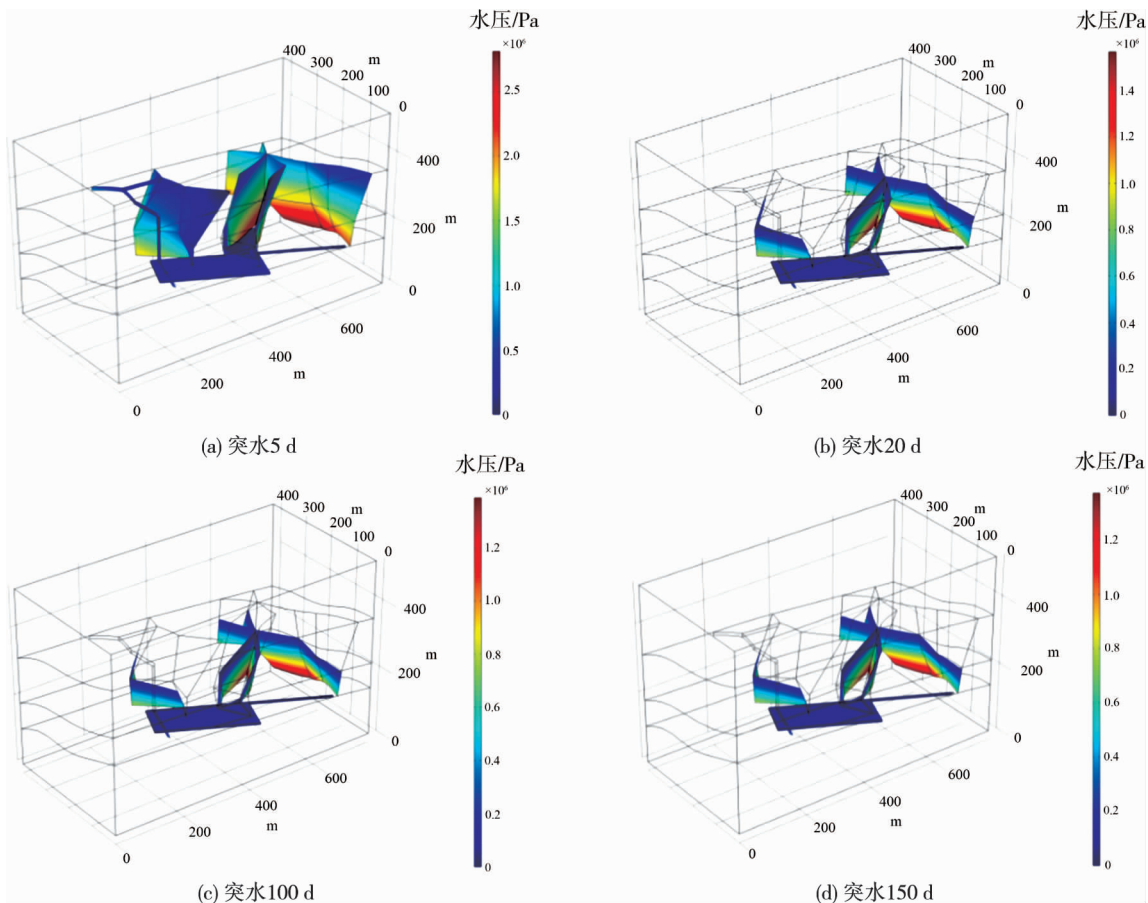


图10 突水不同时长下裂隙通道与采空区水压分布情况

5 结论

1) 岩溶地区矿井突水大多是由于采动导致应力场和地下水的天然流场发生变化,地层形成岩体裂隙贯穿隔水层,并与地表水相连。

2) 根据可控源音频大地电磁法建立矿井突水模拟,并采用非饱和裂隙岩体中流动弱项形式表述裂隙流,能够更好地再现突水过程中上覆承压水的压力变化。

参考文献:

- [1] 许江,程亮,彭守建,等.煤与瓦斯突出冲击气流形成及传播规律[J].煤炭学报,2022,47(1):333-347.
- [2] 唐巨鹏,张昕,潘一山,等.深部巷道煤与瓦斯突出及冲击演化特征试验研究[J].岩石力学与工程学报,2022,41(6):1081-1092.
- [3] ZHOU J X, ZHANG J W, WANG J N, et al. Research on nonlinear damage hardening creep model of soft surrounding rock under the stress of deep coal resources mining[J]. Energy Reports, 2022, 8(Suppl 4): 1493-1507.
- [4] HU Y B, LI W P, CHEN X M, et al. Temporal and spatial evolution characteristics of fracture distribution of floor strata in deep coal seam mining[J]. Engineering Failure Analysis, 2022, 132: 105931.
- [5] 李利平,路为,李术才,等.地下工程突水机理及其研究最新进展[J].山东大学学报(工学版),2010,40(3):104-112.
- [6] 王建秀,冯波,张兴胜,等.岩溶隧道围岩水力破坏机制研究[J].岩石力学与工程学报,2010,29(7):1363-1370.
- [7] 石少帅,李术才,李利平,等.岩溶区隧道暗河的综合预报及治理方案研究[J].岩土力学,2012,33(1):227-232.
- [8] 史红邈,姚邦华,温志辉,等.煤矿陷落柱突水主控因素研究[J].煤矿安全,2020,51(12):232-236.
- [9] 张丽军,齐海龙.激光荧光技术在煤矿突水水源识别中的应用研究[J].应用激光,2020,40(5):936-942.
- [10] 杨坤,陈伯辉,施式亮.基于HMM的煤矿底板突水短时预测模型[J].安全与环境工程,2020,27(5):190-196.
- [11] 许延春,盖秋凯,黄磊,等.闭坑矿井积水对相邻生产矿井防治水的影响[J].煤炭科学技术,2020,48(9):96-101.
- [12] 路喜,何亚东,王敏.北辛窑矿南翼大巷突水机理及防治措施[J].矿业安全与环保,2020,47(4):97-102.
- [13] 张培森,闫奋前,孙亚楠,等.特厚煤层开采覆岩离层水形成及涌突风险[J].煤矿安全,2020,51(7):36-41.
- [14] 庞贵良.保德煤矿底板奥灰水害防治关键技术[J].煤矿安全,2020,51(1):75-79.