

文章编号: 1001-1986(2010)05-0028-06

煤矿区放水试验中示踪剂的运移规律

王 皓¹, 杜剑卿², 李竞生¹

(1. 煤炭科学研究总院西安研究院, 陕西 西安 710054;

2. 中国地质大学, 北京 100083)

摘要: 以地下水动力学的相关理论为基础, 提出应用溶质运移模型对放水和示踪联合试验中获取的水量、水位及示踪剂浓度时间序列数据进行定量研究的方法。对裂隙介质溶质运移的基本规律、数学模型及其数值解法进行了系统的总结, 对比各种解法的优缺点及其适用条件, 并给出了联合试验溶质运移规律模拟分析的流程。

关键词: 放水示踪试验; 溶质运移; 数值模型; 矿井涌水量

中图分类号: P641; TD74 文献标识码: A DOI: 10.3969/j.issn.1001-1986.2010.05.006

Advance in tracer transfer regulation and research method of dewatering and tracing test in coalmine

WANG Hao¹, DU Jianqing², LI Jingsheng¹

(1. Xi'an Branch, China Coal Research Institute, Xi'an 710054, China;

2. China University of Geoscience, Beijing 100083, China)

Abstract: Based on correlation theory of groundwater dynamics, the way to the quantitative analysis of time-varying data on flow, water level, and solute concentration, obtained in dewatering and tracing test, with solute transfer model is put forward. In addition, the basic rules of solute transfer in fissure medium and numerical solution for solute transfer model are systematically summarized, advantage and disadvantage of different numerical solutions and their applicable conditions are compared, and the process of building solute transfer model is discussed from the view of applications.

Key words: dewatering and tracing test; tracer transfer; numerical model; water yield of mine

目前在判断矿井涌水的补给来源和补给通道方面, 通常对放水示踪试验获取的水化学数据进行基于解析模型的定量分析, 辅以现场经验为指导的定性研究, 并以此作为水文地质条件推断的判据。但是, 在较为复杂的水文地质条件的推理判别过程中, 还需要结合更为具体的数值模型计算结果来提高判据的可靠性。此外, 在使用数值法进行矿井涌水量的预测方面, 常用的地下水数值模型仅用地下水位数据拟合渗透系数、释水系数等水文地质参数, 而在实际工作中, 常存在水文地质观测孔数量有限, 不能完全控制整个研究区地下水流场的问题, 导致了水文地质参数拟合结果的多解性。这样, 数值法求得的矿井涌水量精度也很难保证。如何充分利用放水和示踪联合试验测得的数据更好地为矿井防治水工作服务, 是矿井水文地质工作者应该关注的问题之一。

1 放水和示踪联合试验

为了查明矿区地下水的运动途径、流动速度、地下河系的连通、延展与分布情况, 以及矿坑涌水的水源与通道等, 可利用井下打钻放水的手段人为地激发大降深流场, 并从流场上游的某些地下水点投入示踪剂, 在下游的地下水点监测示踪剂是否出现, 以及出现的时间及其浓度。根据检测结果绘制示踪剂的浓度历时曲线, 综合分析系统的介质场和势场特征, 从而获取系统天然流场的水动力属性^[1]。这种将矿区大型放水试验和人工投放试剂的示踪试验相结合的试验手段, 称为放水和示踪联合试验, 它是近年来矿区水文地质条件探查的一种非常有效的技术手段。与在天然流场中投放示踪剂的传统示踪试验相比, 放水和示踪联合试验具有以下优势:

a. 大流量放水试验可以充分暴露研究区水文

收稿日期: 2010-05-12

基金项目: 煤炭科学研究总院西安研究院青年基金项目(2009XAYQN003)

作者简介: 王 皓(1981—), 男, 江苏连云港人, 博士研究生, 从事水文地质与矿井水害防治方面的工作。

地质条件,能够形成大范围、大降深激发流场,有助于建立完整的水文地质概念模型。

b. 根据不同的试验目的,可以通过调整放水孔的位置、流量,人为地改变原始流场的水流方向和水力梯度。

c. 水力梯度的增大,意味着地下水流速的增大。因此,可以通过增大地下水的水力梯度来缩短示踪剂在导水介质中的运移时间,提高示踪试验的效率。

易溶于水的化学试剂是使用得最多的示踪剂。它可以在地下暗河、岩溶管道、裂隙岩体介质和均匀多孔介质等几乎所有地下水系统中发挥作用。作为示踪剂的化学试剂按其检测方法可以分为以下三大类^[2]:

a. 利用化学试剂溶液的导电性质示踪的电解质示踪剂。例如食盐、KCl等常见的盐类离子化合物。此类示踪剂优点是价格便宜,性质稳定,对环境影响很小。它的缺点是,地下水电导率背景值高,造成检测下限增大;示踪时用量较大,对大型示踪试验需要数百公斤,甚至数十吨的食盐才会在接收点检测到明显的信号。故此类示踪剂主要适用于小规模示踪试验。

b. 利用化学试剂的染色功能的染料示踪剂。包括普通色素和荧光色素。此类示踪剂的优点是直观,简单。它的缺点是检出限不够低,而且检测结果受人为因素影响较大,不能适应复杂的地质环境,满足不了大型示踪试验的要求。因此,此类示踪剂适用于地质条件简单的小规模示踪试验。

c. 取样直接化验检测试剂的浓度的离子或者分子示踪剂。此类示踪剂主要有两小类:一是选用稀有元素或者含有稀有元素的化合物,以无机物居多;二是具有易检测的特殊原子团的化合物,以有机化合物为主。钼酸铵为此类示踪剂的典型代表,其背景值较低,易于检测,可适用于较复杂的地质条件,是一种理想的大型示踪试验的离子示踪剂。

在实际应用过程中,可结合以上三类示踪剂适用条件进行选择。

2 示踪剂在裂隙介质中的运移规律

2.1 裂隙介质中溶质运移规律研究进展

对裂隙岩体中水流和溶质运移的研究最早是在单裂隙中进行的,由单管道裂隙逐步发展到单平行板裂隙研究。随着研究的进一步深入,由对单裂隙研究又逐步发展到交叉裂隙和由平面裂隙构成的网络状裂隙的研究。

单个管道中溶质运移的研究始于1953年,Taylor^[3]首先研究了单个管流中的溶质弥散,Gill^[4](1970)获得管流中溶质运移的解析解。为了获得弥散系数,Grance and John^[5-7](1978)使用 Hermite 矩

阵来描述浓度场,类似于幂矩阵方法。而在变管径裂隙中,Russell等^[8](2000)研究了其中的溶质弥散作用,认为它是几个作用的综合结果,包括分子扩散、溶质在裂隙平面上的速度变化所引起的大弥散以及溶质通过裂隙管径时的速度变化所引起的 Taylor 弥散。他们用有效纵向弥散系数 D_L 来表示所有这些弥散作用的总和。

在单裂隙溶质运移理论研究中,平行板裂隙模型较之管流模型则更为深入,由单管裂隙研究升级到平面裂隙流研究。光滑平行板裂隙模型认为裂隙由两片光滑、平直、无限长的平行板构成,裂隙的宽度比长度小得多,其宽度与其长度一般相差 10^2 个数量级甚至更大。前苏联学者 Ломизе 在 1951 年通过大量的试验分析,得到了单个裂隙水流运动的立方定律。Lomize^[9]、Romm^[10]、Louis^[11]分别以平行玻璃板模拟裂隙,证明了在层流时立方定律的有效性。但 Tsang^[12]通过研究发现,由于张开度的变化及岩桥的存在,裂隙渗流出现沟槽流现象,导致立方定律不成立。此外,Gentir^[13]在试验基础上发现裂隙面仅有一小部分是导水的,特别是在荷载作用下,出现沟槽流现象更加明显。Engelder 和 Scholz^[14], witherspoon 和 wang 等^[15]的试验也表明,立方定律仅适用于两侧光滑平直,张开度较大且无充填物的渗流规律。吴吉春等^[16](2003)提出裂隙网与神经网络具有类似性,可参考神经网络方法来研究裂隙网中溶质运移的特点。钱家忠等^[17](2007)在实验室采用自制的单裂隙沟槽流物理模型,进一步研究了单裂隙沟槽流模型水流和溶质运移机理,研究成果表明当出现沟槽流时,沟槽流模型与传统的平行板模型得到的结果存在较大差异。

对交叉裂隙和平面裂隙构成的网络状裂隙中溶质运移的研究始于 20 世纪 80 年代。80 年代中期,国内外学者开展了大量的室内和野外试验,实验尺度由小规模室内试验逐渐扩大到较大规模的野外试验,实验装置也在前人工作基础上不断改进。此外,还对裂隙交叉处的混合模式、数学模型和模型求解方法进行了探讨^[18]。20 世纪 90 年代,溶质运移的研究有了进一步的发展,集中研究溶质与裂隙壁的相互作用和在网络中的局部运移特征,如研究裂隙表面和充填物的物理化学吸附、裂隙表面粗糙度、裂隙水化学性质和其它环境条件变化对吸附的影响、测定裂隙表面和充填物对核素的等温吸附线和热力学平衡常数、网络中局部水流环流对运移的影响等方面。周志芳,黄勇等^[19](2005)在传统的随机步行法基础上,提出了改进的随机步行法,并将其应用于裂隙网络溶质运移模拟中。通过与传统的随机步行法和解析解进行比较,发现用改进了的随

机步行法模拟的结果更为准确。

2.2 示踪剂在裂隙介质中运移的主要控制因素

示踪剂在裂隙网络中运移的速度主要受岩体裂隙中的对流、沿裂隙的机械弥散、沿裂隙的分子扩散、由裂隙向岩体孔隙骨架的扩散、裂隙壁的吸附等因素控制^[20]。

2.2.1 对流

对流为裂隙中示踪剂随地下水流以平均流速共同运动的过程，它描述了与地下水具有同样速率的示踪剂的运移现象。据吴爱祥等^[21]，示踪剂在裂隙中某一点的对流量可表示为：

$$J_c = qC_0$$

式中 J_c 为示踪剂的对流量， $\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ； q 为溶液流量， m/s ； C_0 为示踪剂浓度， mol/m^3 。

2.2.2 弥散

示踪剂的弥散指示踪剂的散播区域超出仅通过地下水平均流速而预期的扩展范围，该过程可由机械弥散和分子扩散引起。机械弥散为地下水实际流速在微观尺度上偏离平均速率的结果；分子扩散由浓度梯度引起，是一种使地下水中各部分浓度均匀化的过程。与机械弥散的作用相比，分子扩散通常是次要的且可以被忽略。只有当地下水流速很小时才显出其重要性。弥散通量可由 Fick 第一定律求得^[22-23]：

$$J_h = -D_h \frac{\partial C}{\partial x}$$

式中 J_h 为弥散通量， $\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ ； D_h 为分子扩散系数， $\text{m}^2 \cdot \text{s}$ 。

2.2.3 吸附与解吸

吸附与解吸是发生在固相与液相界面处的一种现象。示踪剂在水相与团聚体间的吸附过程包括水与团聚体内小孔隙壁间的物质交换、示踪剂在团聚体内小孔隙静止的水中的扩散过程，即液相中的溶质可能被固相所吸附，固相中的物质也可由于溶解或离子交换而进入液相。吸附浓度可由 Freundlich 吸附等温式求得^[24]。

$$S = KC^{1/n}$$

式中 C 是作用达到平衡时溶液的浓度； K 和 n 是在一定范围内表示吸附过程的经验系数。

2.2.4 放射性衰变

若研究对象是地下水中某种放射性物质或以放射性物质作为示踪剂，则它的浓度分布除受对流和弥散作用的影响之外，还将受到其自身的放射性衰变的影响。即地下水中的放射性物质在迁移过程中会不断地随着时间发生衰变，从而自动降低它的浓度^[26]。

2.3 裂隙介质中溶质运移的数学模型

2.3.1 等效连续介质模型

该模型由 Snow 等^[25]提出，根据流量相等的原

则把岩体及其裂隙系统等效成连续介质。此时，岩体和裂隙都具有渗透性，连续介质中的水流运动一般遵循达西定律，且符合质量守恒的连续性原理，可通过达西定律和连续性方程推导等效连续介质的水流运动基本方程。等效连续介质模型可以直接运用较成熟的孔隙介质饱和渗流分析方法来求解裂隙岩体饱和渗流问题，但由于它是把裂隙网络等效为连续介质，不能很好地刻画出大裂隙的优先导水作用，因此不是所有的裂隙岩体均可等效为连续介质，因此，该模型的使用有一定的局限性。

2.3.2 离散裂隙网络模型

离散裂隙网络模型认为岩块本身不透水，整个地下水运动是通过裂隙网络来进行的。其基本思路是：假定达西定律适用于单裂隙的渗流规律，由达西定律和连续原理推导出裂隙渗流的控制方程。离散裂隙网络模型能较好地描述裂隙岩体的非均质各向异性，故当岩块很致密，确可忽略其渗透性时，具有拟真性好、精度高的优点，但该模型需要给定研究区域中全部有效裂隙的几何参数(裂隙的产状、隙宽分布、间距和迹长等)，这在实际工程中很难做到。虽然裂隙网络模拟生成技术在解决这一问题上取得了重大进展，但目前还有许多问题(如裂隙渗流参数的生成问题等)有待解决。因此，离散裂隙网络模型适合于求解岩块致密、裂隙稀疏的小区域的渗流问题。

2.3.3 双重介质模型

该模型是一种双连续介质模型，最初由苏联学者 Barenblatt 等^[26]提出。模型把裂隙岩体看作是具有一定水力参数的两类连续介质的叠加，一类分布相对密集、数量多、分布广、规模小，结构面空隙总体积较大，其每个裂隙为透水性相对较弱的裂隙，该裂隙系统相互交织成不规则网格状，被称为分枝裂隙介质；另一类分布相对稀疏、数量少，结构面空隙总体积较小，其每组结构面为规模较大、延伸长、透水性相对较强的大裂隙(断层等)，该大裂隙对岩体整体地下水运动起控制作用，被称为主干裂隙介质。该模型对裂隙和基质分别建立水流和溶质运移数学模型，然后根据边界上的物质通量相同的条件将二者联系起来，使之成为一个整体，从而较客观地描述裂隙系统的介质特征、水流运动和溶质迁移规律。该模型能在一定程度上刻画出优先流现象，并且考虑了岩块裂隙间客观存在的水交换，故具有较好的拟真性。

2.3.4 黑箱模型

该模型最早由 Jury(1982)提出，又称为输入—输出模型。它将有溶质输入和输出的含水层作为一个黑箱，通过研究输入和输出的关系(无需知道溶质

在其中的各种迁移转化规律)来了解黑箱的综合效应,通过这种综合效应,根据输入来预测输出或根据输出来反求输入。使用黑箱模型需要较少的计算参数,对于研究复杂含水层体系或机理复杂的大范围的溶质运移规律,这是一个简单可行的方法。据 Fried 等,黑箱模型数学表达式^[27]如下:

$$S(t) = Ae(t) ,$$

式中 A 为传递函数; $e(t)$ 为输入; $S(t)$ 为输出。

其基本原理是把溶质进入系统比作输入信息 $e(t)$,在含水层中由于各种物理化学作用和弥散作用使溶质发生变化,这种变化规律是可用各种数学方程来描述,而这里把这些复杂的作用综合为一个算符 A 表示。变化后的溶质分布情况可比作输出信息 $S(t)$,算子 A 反映了模型特征^[28]。该模型是目前模拟大范围溶质运移规律的有效模型之一^[29]。

3 放水和示踪联合试验中示踪剂运移规律模拟流程——以双重介质模型为例

利用放水和示踪联合试验成果判断矿井涌水的补给来源和补给通道时,通过建立示踪剂运移模型进行模拟运算,不仅可以获取试验区在不同时段地下水流场的分布情况,而且可以得到目的含水层中各时刻示踪剂的浓度场分布状态,可为矿井水文地质条件的推断提供数据支持。

另外,在应用放水和示踪联合试验获取的试验资料进行矿井涌水量预测中,溶质(示踪剂)运移模型较之单一的地下水流模型有更大的优势,其用于拟合求参的数据不仅有各观测孔的水位资料,而且有各取样点的示踪剂浓度资料,以这些资料作为约束条件可有效地降低水文地质参数拟合过程中的多解概率,使模型预测出的矿井涌水量更接近实际。煤矿区进行放水示踪试验的含水岩组主要为裂隙或岩溶介质,其具有很强的非均质性和各向异性,并且裂隙或岩溶介质的贮水性主要取决于遍布整个岩层的孔隙和微小裂隙,而其导水性能主要取决于一些大的裂隙和溶蚀裂隙。由于双重介质模型可考虑到岩块裂隙间的水交换,更适用于矿区裂隙或岩溶介质中的溶质运移研究,模拟分析流程见图 1。

3.1 建立试验区三维地层模型

根据空间变异理论,可利用试验区已有的钻孔资料进行空间插值以实现三维地层模型的建立。这样可以更直观、深入的了解含、隔水层的空间分布特征,为下一步水文地质概念模型的建立提供准备条件。

3.2 确定水文地质概念模型

以试验区三维地层模型为基础,结合对试验区水文地质条件的认识,建立水文地质概念模型,包

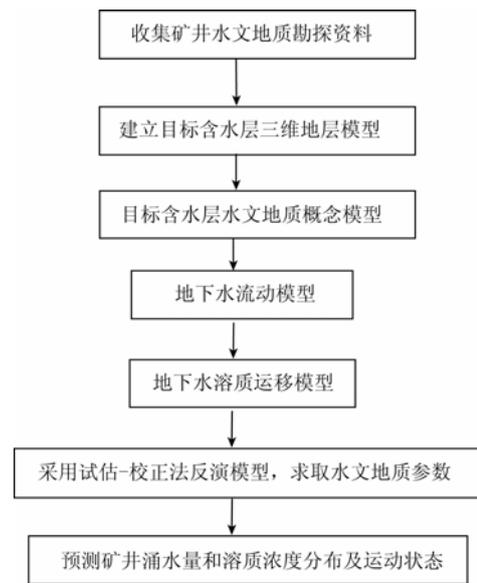


图 1 放水和示踪联合试验溶质运移模型建立流程图

Fig. 1 Flow chart for building solute transfer model of dewatering and tracing test

括对地下水系统的内部结构、边界条件、地下水和溶质的运动状态以及输入、输出条件的概化。

3.3 建立试验区地下水流和溶质(示踪剂)运移的数学模型

基于双重介质理论的溶质运移数学模型包括孔隙骨架中地下水流控制方程、裂隙介质中地下水流控制方程、孔隙骨架中溶质运移控制方程以及裂隙介质中溶质运移控制方程^[30]。

a. 孔隙骨架中地下水流控制方程为:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_i} (K_{ij} \frac{\partial h_m}{\partial x_j}) = S_m \frac{\partial h_m}{\partial t} \\ h_m|_{t=0} = h_{m0}(x, y) \\ h_m|_{\Gamma_{1,3}} = h_m(x, y, t) \end{cases} .$$

式中 h_m 为孔隙岩体中地下水流的水头, m; S_m 为孔隙介质的贮水系数,无量纲; K_{ij} 为渗透系数, m/d。

b. 裂隙介质中地下水流控制方程为:

$$\begin{cases} (2b) \frac{\partial}{\partial x} (K_f \frac{\partial h_f}{\partial x}) - q_{nI} | + q_n |_{I'} = S_f \frac{\partial h_f}{\partial t} (i, j = 1, 2) \\ h_f|_{t=0} = h_{f0}(x, y) \\ h_f|_{\Gamma_{1,3}} = h_f(x, y, t) \\ K_{ij} \frac{\partial h}{\partial x_j} n_i |_{\Gamma_2} = f_0(x, y, t) \end{cases} ,$$

其中 $K_f = \frac{\rho_0 g (2b)^2}{12\mu}$,

式中 b 为裂隙宽, m; h_f 为裂隙地下水流的水头, m; S_f 为裂隙贮水系数,无量纲; K_f 为裂隙渗透系数张量, m/d; q_n 为地下水水量在岩体与裂隙介质间补给或排泄的交换项, m^2/h 。

c. 孔隙骨架中溶质运移控制方程为：

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x_i} (\phi \rho D_{ij} \frac{\partial C_m}{\partial x_j} - \rho u_i C_m) - \phi R_m \rho \frac{\partial C_m}{\partial t} - \phi R_m \lambda C_m = 0 \\ C_m|_{t=0} = C_{m0}(x, y) \\ C_m|_{\Gamma_{1,3}} = C_m(x, y, t) \end{cases},$$

式中 C_m 为孔隙介质中的溶质浓度, g/m^3 ; ϕ 为孔隙度; λ 为一阶降解速率系数; R 为孔隙岩块域延迟系数, 定义为

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{\phi} K_d,$$

式中 ρ_b 为孔隙骨架密度, g/m^3 ; K_d 为溶质在孔隙介质中分配系数。

D_{mij} 为孔隙水动力弥散系数张量, 定义为：

$$\phi D_{mij} = \phi \tau D^* \delta_{ij} + \alpha_\gamma |q| \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_\gamma) \frac{q_i q_j}{|q|},$$

式中 α_L 、 α_τ 分别为纵向和横向弥散系数, m^2/d ; τ 为骨架曲度; D^* 为分子弥散系数, m^2/d ; δ_{ij} 为 Kronecker 符号, $|q|$ 为流速模的量。

d. 裂隙介质中溶质运移控制方程为：

$$\begin{cases} (2b) \left[R_f \lambda C_f - \frac{\partial}{\partial x} \left(D_f \frac{\partial C_f}{\partial x} \right) + q_f \frac{\partial C_f}{\partial x} + R_f \frac{\partial C_f}{\partial t} \right] + \Gamma|_{I^+} - \Gamma|_{I^-} = 0 \quad i, j = 1, 2 \\ C_f|_{t=0} = C_{f0}(x, y) \\ C_f|_{\Gamma_{1,3}} = C_f(x, y, t) \\ D_f \frac{\partial C_f}{\partial n} \Big|_{\Gamma_2} = f_1(x, y, t) \end{cases},$$

式中 C_f 为裂隙介质溶质浓度, g/m^3 ; $\Gamma|_{I^+}$ 和 $\Gamma|_{I^-}$ 分别为裂隙—孔隙骨架交换界面处的扩散质量通量; D_f 和 R_f 分别为裂隙介质弥散系数和延迟因子, 定义为

$$R_f = 1 + \frac{2K_d^*}{2b},$$

$$D_f = \alpha_f q_f + D_d,$$

$$\Gamma_n \Big|_{I^+} = \left(q_n C - \phi D_{mij} \frac{\partial C}{\partial n} \right) \Big|_{I^+},$$

$$\Gamma_n \Big|_{I^-} = \left(q_n C - \phi D_{mij} \frac{\partial C}{\partial n} \right) \Big|_{I^-}.$$

式中 α_f 为纵向弥散系数, m^2/d ; K_d^* 为裂隙域分配系数; D_d 为分子扩散系数, m^2/d 。

3.4 溶质(示踪剂)运移模型的求解

裂隙介质含水层放水和示踪试验的示踪剂运移模型求解方法可归纳为三类：欧拉法、拉格朗日法以及欧拉-拉格朗日混合法^[31]。欧拉法以在空间中固定的坐标系作为参考系, 主要包括有限单元法、有限差

分法和边界单元法等; 而拉格朗日法则以跟着流体运动的坐标系作为参考系, 主要包括动坐标系法、网格变形法和特征线法等。当弥散项占主导时, 各种数值解法均能得到满意的结果。例如, 目前比较常用的有限单元法和有限差分法对于求解以弥散为主(对流不占优)的等效连续介质溶质运移模型, 是比较精确的。相反, 当对流项占主导时, 各种常见的数值解法解的精度与效果不同, 有些会产生数值弥散与过量问题。

目前使用较为广泛的数值方法主要是有限差分法、有限单元法和质点追踪法。有限差分法计算简单, 物理意义直观, 在溶质运移问题求解中得到普遍的应用。但是, 当对流项占优, 即 Peclet 数较高时, 则出现数值波动和弥散。此后, 某些学者提出了上游加权的方法, 虽然消除了数值波动, 但增大了数值弥散。当采用高阶的时间导数和空间导数离散逼近, 并用极短的时间和空间步长求解, 上游加权法可同时消除大部分的数值弥散, 但求解效率却大大降低。总之, 对差分法的改进, 或消除了数值波动, 或减少了数值弥散, 仍然未能从根本上消除数值困难^[32]。

与有限差分法相比, 有限单元法比较灵活, 求解精度高, 因而成为早期求解溶质运移问题应用最广泛的数值法。其中以迦辽金有限元法应用最多。但是, 当对流问题占优时, 有限单元法反而失去了求解精度高的优势, 精度较差分法更差, 而且时间导数中心差分的有限元会出现过量现象。而向后差分法, 则出现数值弥散。为了克服以上困难, 许多学者提出了不同的上风(迎风)加权方法, 或称非对称函数法。与迦辽金有限元方法的区别仅在于所取的权函数与基函数不同, 通过修正权函数, 使其成为非对称的形式, 来达到上游加权的效应。

随机步行法是质点追踪法中的一种。其基本思想是将溶质运移视为大量示踪剂特征点运动的平均结果, 每个特征点做两种运动, 一种是对流, 即特征点按平均流速运动, 一种是弥散, 即特征点围绕着平均运动的起伏, 具随机性。该方法的优点是特征点在研究范围中连续运动, 计算浓度时, 可在感兴趣的部分上进行统计特征点的数量, 无须在每一个时间步长内计算所有区域上的浓度。周志芳, 黄勇等^[19](2005)在传统的随机步行法基础上, 提出了改进的随机步行法, 由空间步长的大小(质点的位置变化)来确定时间步长的大小, 再由时间步长计算质点的新位置, 避免了时间步长选得不合理而导致模拟结果的不准确。黄勇^[33](2005)将改进的随机步行法应用于裂隙网络溶质运移模拟中, 并与传统的随机步行法和解析解进行了比较, 结果表明, 用空间步长确定时间步长的方法比人为给定的时间步长更

合理, 模拟的结果更准确。

在实践中, 应结合试验区示踪剂在裂隙介质含水层中运移的具体条件, 选择适当的数值求解方法, 利用试验观测所得各取样点的水位和示踪剂浓度资料, 采用试估-校正手段反演示踪剂运移模型以求取含水层的各项水文地质参数, 包括渗透系数、释水系数、弥散系数和离子吸附系数等^[6]。

3.5 示踪剂运移规律的预测

各水文地质参数求解完毕后, 将其代入示踪剂运移模型, 形成矿井涌水量和地下水中示踪剂浓度分布及运动趋势的预测模型^[34]。可使用此模型预测矿井涌水量和示踪剂浓度分布、运动规律。而且, 预测出试验区流场和示踪剂浓度的分布特征后, 结合对矿区边界条件和源汇项的认识, 可以有效地判别矿井涌水的补给来源和补给通道等。

4 结语

从以上分析可以看出, 溶质运移模型应用到放水和示踪联合试验中, 不仅可以求取研究区地下水流场的分布情况, 而且可以得到溶质的浓度场分布状态, 为矿井水文地质条件的推断提供了数据支持。此外, 该模型还可以用于预测矿井涌水量。通过新增溶质浓度资料作为约束条件可以降低参数拟合过程中的多解概率, 使模型预测出的矿井涌水量更接近实际。然而, 目前针对溶质运移模型的各种数值解法都有各自的局限性, 还不能彻底地解决计算中的数值弥散和数值振荡现象。因此, 该问题仍然是数值模拟领域今后研究的重点。

参考文献

- [1] MEIGS L C, BEAUHEIM R L. Tracer tests in a fractured dolomite I. experimental design and observed trace recoveries[J]. Water Resources Research, 2001, 37(5): 1113-1128.
- [2] 郑克勤, 刘建刚, 咸云尚, 等. 地下水典型连通示踪模型的数值模拟[J]. 贵州水力发电, 2008, 22(3): 54-60.
- [3] TAYLOR G R. Dispersion of soluble matter in solvent flowing slowly through a tube[J]. Proc. R. Soc. London A. 1953, 219: 186-203.
- [4] GILL W N, SANKARASUBRAMANIAN R. Exact analysis of unsteady convective diffusion[J]. Proc. R. Soc. London A. 1970, 316: 341-350.
- [5] JOHN L E, DEGANCE A E. Dispersion approximation to the multicomponent convective diffusion equation for chemically active system[J]. Chem. Eng. Sci., 1975, 30: 1065-1067
- [6] DEGANCE A E, JOHNS L E. The theory of dispersion of chemically active solutes in a rectilinear flow field[J]. Appl. Sci. Res., 1978, 34: 189-225.
- [7] DEGANCE A E., JOHNS L E. On the dispersion coefficients for Poiseuille flow in a circular cylinder[J]. Appl. Sci. Res., 1978, 34: 227-258.
- [8] RUSSELL L D, HARIHAR R, GLASS R J. Solute transport in a

- variable aperture fractures: An investigation of the relative importance of Taylor dispersion and macrodispersion[J]. Water Resource. Res., 2000, 36(7): 1611-1625.
- [9] LOMIZE G M. Flow in fractured rocks[M]. Gesenergoizdat, Moscow, 1951.
- [10] ROMM E S. Flow characteristics of fractured rocks[M]. Nedra, Moscow, 1966.
- [11] LOUIS C. A study of groundwater flow in jointed rock and its influence on the stability of rock masses[R]. RockMech Res Rep 10. Imp Coll, London, 1969: 91-98.
- [12] TSANG Y W, TSANG C F. Channel model of flow through fractured media[J]. Water Resource Research, 1987, 23(3): 467-479.
- [13] BERKOWITS B. Percolation theory and its application to groundwater hydrology[J]. Water Resource Research, 1993, 29(4): 775-794.
- [14] EENGELDER J T. Cataclasis and the generation of fault gouge[J]. Geological Society of America Bulletin, 1974, 85(2): 1515-1522.
- [15] WITHERSPOON P A, WANG J S, IWAI K, et al. Validity of cubic law for fluid in a deformable rock fracture[J]. Water Resource Research, 1980, 16(6): 1016-1024.
- [16] 程诚, 吴吉春. 单裂隙介质中的溶质运移研究综述[J]. 水科学进展, 2003, 14(4): 502-508.
- [17] 覃华, 钱家忠. 单裂隙沟槽流模型水流与溶质运移基本规律试验研究[D]. 合肥: 合肥工业大学, 2007: 37-57.
- [18] 黄勇. 多尺度裂隙介质中的水流和溶质运移随机模拟研究[D]. 南京: 河海大学, 2005: 15-24.
- [19] 黄勇, 周志芳. 多尺度裂隙介质中溶质运移研究进展[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2005, 33(5): 500-504.
- [20] 程汉鼎, 柴军瑞, 李亚盟. 裂隙岩体溶质运移研究简述[J]. 水电能源科学, 2006, 25(3): 33-37.
- [21] 吴爱祥, 尹升华. 堆浸过程溶质运移机理与模型[J]. 中南大学学报(自然科学版), 2006, 37(2): 385-389.
- [22] 郑西来, 钱会, 杨喜成. 地下水含水介质的弥散度测定[J]. 西安工程学院学报, 1998, 20(4): 33-36.
- [23] 刘晓丽, 梁冰, 薛强. 地下水环境中有机污染物迁移转化动力学模型的研究[J]. 工程勘察, 2003(1): 24-28.
- [24] 李韵珠, 李保国. 土壤溶质运移[M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [25] SNOW D T. Fracture deformation and changes of permeability and storage upon changes of fluid pressure: quartz[J]. Colorado School of Mines, 1968, 63(1): 201-244.
- [26] BARENBLATT G I, ZHELTOV I P, KOCHINA I N. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks[J]. Journal of Applied Mathematics and Mechanics, 1960, 24: 852-864.
- [27] 朱永飞, 王心义, 廖资生. 基岩裂隙水运移模型评价[J]. 中国煤田地质, 2003, 15(6): 34-36.
- [28] 王锦国, 周志芳. 裂隙岩体溶质运移模型研究[J]. 岩土力学, 2005, 26(2): 270-276.
- [29] 钱家忠, 汪家权, 葛晓光, 等. 我国北方型裂隙岩溶水流及污染物运移数值模拟研究进展[J]. 水科学进展, 2003, 14(4): 509-512.
- [30] 张永祥, 陈鸿汉. 多孔介质溶质运移动力学[M]. 北京: 地质出版社, 2000.
- [31] 成建梅, 胡进武. 饱和水流溶质运移问题数值解法综述[J]. 水文地质工程地质, 2003, 30(2): 99-104.
- [32] HALDEMANN W R, CHUANG Y, RASMUSSEN T C, et al. Laboratory analysis of flow and solute transport through a fracture embedded in porous tuff [J]. Water Resource Research, 1991(1): 53-65.
- [33] 黄勇. 多尺度裂隙介质中的水流和溶质运移随机模拟研究[D]. 南京: 河海大学, 2005: 125-127.
- [34] 吴吉春, 薛禹群. 太原盆地地下水污染数值模拟[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1997(3): 392-401.