

双重介质模型在岩溶地下水流动系统模拟中的应用

吴世艳¹, 周启友¹, 杨国勇², 张晓勇³

(1. 南京大学地球科学系、水科学系, 南京 210093; 2. 中国矿业大学资源与地球科学学院, 徐州 221008;

3. 江苏省环境监测中心, 南京 210036)

摘要: 文章采用不稳定层状裂隙水流模型, 应用有限元- 卷积结合法, 模拟了岩溶地下水流动系统。相对于等效多孔介质模型, 双重介质模型模拟的水位下降速度更小, 达到稳定的时间更长。距抽水井较近的观测孔处, 双重介质模型模拟的水位变化过程阶段性较明显, 水位变化过程类似于承压含水层- 弱透水层的释水过程, 裂隙和孔隙基质分别相当于承压含水层和弱透水层。然后讨论了影响裂隙和孔隙基质间水流交换项的因素, 分析了孔组抽水后的渗流场特征。

关键词: 岩溶地下水流动系统; 不稳定层状裂隙水流模型; 有限单元- 卷积结合法; 水流交换项; 等效多孔介质模型

中图分类号: P641.134

文献标识码: A

文章编号: 1000-3665(2008)06-0016-06

1 引言

双重介质渗流模型是研究裂隙渗流的一个重要方法。它认为介质由裂隙和孔隙基质两个系统组成, 裂隙是流体的主要传输通道, 渗透性较大; 孔隙基质是流体的主要储存空间, 孔隙度大。两个系统都被看作是连续体, 符合达西定律, 形成两个彼此独立又相互联系的水动力学系统^[1]。双孔隙度模型是双渗透率模型的特例, 基质渗透率为零; 等效多孔介质模型则是双孔隙度模型的特例, 基质和裂隙间的交换量为零^[2]。

根据两个系统间水流交换量定义的不同, 双重介质模型可以分为准稳定模型和不稳定模型。准稳定模型认为水流交换量与两个系统中的水头差成正比, 是时间的隐函数。Barenblatt^[3]首先提出双重介质概念, 假设裂隙和孔隙基质皆为均质且各向同性。Warren和Root^[4]考虑了裂隙岩体各向异性的渗透特征, 但其模型只能用于均质正交裂隙网络。不稳定模型认为系统间的水流交换通过孔隙中的水向裂隙流动完成, 水流交换量是时间的显函数。不稳定层状模型由Streltsova-Adams^[5]和Bibby^[6]提出, 假设低渗透率的孔隙基质是层状的, 裂隙与孔隙基质间的线性流垂直于等间距、常开度的裂隙。不稳定球状模型由Rasmuson

和Neretnieks^[7]提出, 孔隙基质被离散为一系列大小相等的球体。考虑到解析法的局限性, 许多研究者发展了数值模型^[8-10]。为应用双重介质模型研究裂隙岩体中的流动过程进行了有益的尝试。

岩溶介质是在裂隙介质基础上形成的一种特殊含水系统, 其中的地下水流动通过差异性溶蚀与介质相互作用而不断演化。对岩溶水系统的研究目前有许多, 郑茂辉和李鸿喜^[11]运用非均质、各向异性地下水非稳定流理论和Ritz有限单元法, 模拟了山东淄博市博山区裂隙岩溶水的动态。钱家忠等^[12]应用三维等参有限元法, 评价了徐州市张集水源地裂隙岩溶水资源的开采方案。陈学群等^[13]利用改进的BP神经网络建立了济南市泉域岩溶地下水动态变化的随机模型。这些研究促进了对岩溶地下水流动系统特性的认识。但遗憾的是, 应用双重介质模型对岩溶地下水流动系统的研究却很少见报道。而事实上, 岩溶介质具有双重介质的特征, 在我国北方, 含水介质以溶蚀裂隙为主, 适合采用双重介质模型进行研究。

为此, 本文以岩溶含水介质为研究对象, 采用双重介质模型对其中的地下水流动系统进行模拟分析, 目的是探讨双重介质渗流模型在岩溶地下水流动系统模拟中的可能性, 说明双重介质模型的优势。

2 岩溶地下水流动系统概念模型

研究区位于山西省寿阳县境内, 属于娘子关泉群岩溶水系统西部子系统补给径流区。区内新近古近系、第四系松散层广泛分布, 二叠系碎屑岩零星出露。中奥陶统灰岩顶板埋深450~800m, 岩溶水水位埋深430~460m, 属超深水位埋藏型岩溶区。研究区内的含

收稿日期: 2007-10-18; 修订日期: 2007-11-26

基金项目: 国家自然科学基金项目(40371021); 国防科工委高放废物地质处置研究项目资助

作者简介: 吴世艳(1981-), 女, 博士研究生, 从事水文学及水资源研究。

E-mail: wushy07@gmail.com

水层主要由上马家沟组二、三段(O_2m^{2+3})组成,由北向南倾斜,平均厚度 212.04m,上覆峰峰组(O_3f)不透水层。含水层北部为奥灰岩裸露区,接受大气降水补给,而在南部埋深则达1 000m^[14]。

研究区内岩溶裂隙较为发育,主要岩溶形态有:(1)最发育和最常见溶蚀裂隙,是岩溶地下水的主要储水空间和运移通道,各含水层通过溶蚀裂隙发生水力联系;(2)溶孔,直径小于 2cm 的溶蚀空间,主要以蜂窝状、零星状及成层状分布,零星状的主要与溶蚀裂隙伴生,蜂窝状的则是研究区普遍的储水空间,常发育于泥质灰岩顶面附近,连通性好;(3)孔洞,直径 2~20cm 的溶蚀空间,主要发育在灰岩、花斑灰岩中,顶底均为土黄色条带灰岩。

受构造、埋藏条件、岩性等因素影响,本区岩溶裂隙发育具有明显的不均一性,在垂向上呈现出明显的分带性(表 1)。平面上自北向南随上马家沟组标高降低,埋深加大,岩溶裂隙充填程度增加,也呈现出了明显的分带性。由此可知,研究区含水介质具有双重介质的特征,适合双重介质渗流模型的应用。

表 1 中奥陶统上马家沟组不同标高岩溶裂隙发育情况
Table 1 Karst and fractures of the Upper Majiagou Group of the Middle Ordovician at different elevations

标高 (m)	岩溶裂隙 发育率(%)	出水段发育率 (%)	裂隙发育程度
300~400	13.5~19.8	0.7~1.56	强
200~300	5~13.5	0.3~0.55	中等
<200	0.5~2	0.19	弱

研究区大部分地区的岩溶水水位都高于含水层顶板,具有承压水性质。来自西北部、西南部和北部的岩溶水在中部地区汇集,以 5‰左右的水力坡度向东部缓慢流动。由于渗流速度缓慢,研究区的岩溶地下水可以用达西定律描述。同时,由于研究区含水层平面展布长度远大于含水层厚度,因而可将研究区的地下水概化为平面二维流。

为了进行模拟,本文将南部灰岩顶板埋深1 000m 线定义为弱透水补给边界。北部以东山背斜轴为界,为零流量边界。东部 SG-11 孔和 SG-13 孔之间边界为研究区的排泄边界。SG-11 孔北部、SG-13 孔以南的边界按垂直于地下水等水位线的地下水流线的方向给定,为零流量边界。西边界中段以郭家沟断层为界,也定义为弱透水边界,其南段和北段为研究区岩溶地下水的补给边界。整个研究区面积为 502.41km²(图 1)。

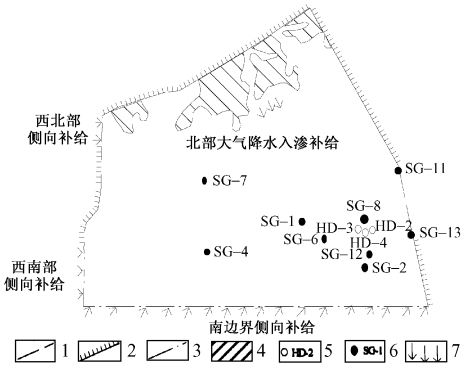


图 1 研究区水文地质概念模型

Fig. 1 Conceptual hydrogeological model of the study area
1—一类边界;2—二类零流量边界;3—二类补给边界;
4—灰岩裸露区;5—抽水孔及编号;6—观测孔及编号;
7—大气降水入渗补给

3 双重介质渗流模型

本文采用不稳定层状模型来分析研究区的岩溶地下水系统,其控制方程为:

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \Gamma - Q = S \frac{\partial H}{\partial t} \\ H|_{t=0} = H_0 \\ T \frac{\partial H}{\partial x} \cos(n, x) + T \frac{\partial H}{\partial y} \cos(n, y)|_B = q \end{cases} \quad (1)$$

式中: H ——裂隙水位;
 T ——裂隙导水系数;
 S ——裂隙贮水系数;
 Q ——抽水井流量;
 q ——第二类边界 B 上单宽补给量;
 H_0 ——初始时刻裂隙水位;
 n ——渗流区边界的外法线方向;
 Γ ——单位面积从孔隙基质流向裂隙的量,计算
公式为:

$$\Gamma = \left[-\frac{2LK'}{a(a+b)} \right] \left[\sum_{n=0}^{\infty} \int_0^{\infty} \frac{\partial H}{\partial \tau} e^{-\alpha_n(t-\tau)} d\tau \right] \quad (2)$$

式中: L ——含水层厚度;
 K' ——孔隙基质的渗透系数;
 a ——基质岩块半厚;
 b ——裂隙开度的一半。

$$\alpha_n = \frac{\pi^2(2n+1)^2K'}{4S_s a^2} \quad (3)$$

式中: S'_s ——孔隙基质贮水率。

从式(2)可看出 Γ 是时间 t 的显函数,故该模型被称作是不稳定层状模型^[15]。

4 数值计算方法

由式(2)知, 水流交换项 Γ 的表达式中含有卷积积分和无穷指数序列, 代入 Γ 之后方程(1)将成为积分微分方程。故需要一种有效的数值方法来计算方程中的微分项、卷积积分和无穷指数序列。本文按 Galerkin 有限元-卷积结合的方法处理。

将式(2)代入式(1), 通过变换得到相应的 Galerkin 有限元方程^[16]:

$$G_{IJ} H_J^{k+1} + S_{IJ} \frac{H_J^{k+1} - H_J^k}{\Delta t_{k+1}} + S_{IJ}^* \sum_{n=0}^{\infty} I_{nj}^{k+1} = \int_B q N_I dB - \int_R Q N_I dR \quad (4)$$

式中: 上标 $k+1$ 和 k 分别表示新、旧时间水平, $t_{k+1} = t_k + \Delta t_{k+1}$ 。

$$\text{有: } G_{IJ} = \int_R \left(T_{xx} \frac{\partial N_I}{\partial x} \frac{\partial N_J}{\partial x} + T_{yy} \frac{\partial N_I}{\partial y} \frac{\partial N_J}{\partial y} \right) dR \quad (5)$$

$$S_{IJ} = \int_R S N_I N_J dR \quad (6)$$

$$S_{IJ}^* = \int_R \beta N_I N_J dR \quad (7)$$

$$\beta = \frac{2LK'}{a(a+b)} \quad (8)$$

式中: N_I 和 N_J ——基函数。

通过近似和归纳, I_{nj}^{k+1} 和 I_{nj}^k 的递推关系为^[17]:

$$I_{nj}^{k+1} = e^{-\alpha_n \Delta t_{k+1}} I_{nj}^k + \frac{1}{\alpha_n} \langle \frac{\Delta H_J}{\Delta t} \rangle_{k+1} (1 - e^{-\alpha_n \Delta t_{k+1}}) \quad (9)$$

式中:

$$\langle \frac{\Delta H_J}{\Delta t} \rangle_{k+1} = \frac{H_J^{k+1} - H_J^k}{t_{k+1} - t_k} = \frac{\Delta H_J^{k+1}}{\Delta t_{k+1}} \quad (10)$$

将式(9)代入式(4), 化简整理后可得不稳定层状模型的矩阵形式:

$$[A] \{H_J\}^{k+1} = [B] \{H_J\}^k + \{F\} \quad (11)$$

式中: $[A] = \sum_{e=1}^N [A]^e$, $[B] = \sum_{e=1}^N [B]^e$, $[F] = \sum_{e=1}^N [F]^e$, N 是研究区的单元数。在某一单元 e 上, 各矩阵元素的表达式为:

$$A_{IJ}^e = G_{IJ}^e + \frac{S_{IJ}^e}{\Delta t_{k+1}} + \frac{\gamma S_{IJ}^{*e}}{\Delta t_{k+1}} \quad (12)$$

$$B_{IJ}^e = \frac{S_{IJ}^e}{\Delta t_{k+1}} + \frac{\gamma S_{IJ}^{*e}}{\Delta t_{k+1}} \quad (13)$$

$$F_I^e = \int_B q N_I dB - \int_R Q N_I dR - S_{IJ}^{*e} \sum_{n=0}^{\infty} e^{-\alpha_n \Delta t_{k+1}} I_{nj}^k \quad (14)$$

$$\gamma = \sum_{n=0}^{\infty} (1 - e^{-\alpha_n \Delta t_{k+1}}) / \alpha_n \quad (15)$$

本文将研究区剖分成 260 个三角单元, 153 个结点。采用编制的程序和迭代的方法, 以 Galerkin 有限元-卷积结合法对不稳定层状模型进行计算。同时, 为了进行比较, 对同一研究区进行等效多孔介质模型的数值计算。参数分区如图 2 所示, 双重介质模型和等效多孔介质模型经识别和校正后的参数见表 2。

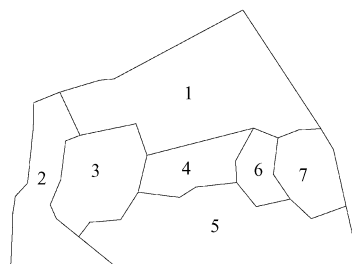


图 2 数值模拟中的水文地质参数分区

Fig. 2 Subdivisions for hydrogeological parameters in the numerical simulation

表 2 数值模拟中的参数识别结果

Table 2 Parameters identified in the numerical simulation

参数区		1	2	3	4	5	6	7
等效多孔介质	T (m ² /d)	140	180	2 830	4 200	250	14 100	32 000
双重介质中的裂隙	S (1)	0.0005	0.0006	0.00196	0.0066	0.0008	0.0095	0.02
双重介质中	K' (m ² /d)		0.036		0.052	0.036	0.064	0.085
的孔隙基质	S'_s (m ⁻¹)		0.0003		0.0004	0.0003	0.0005	0.0007

5 结果与讨论

5.1 双重介质模型与等效多孔介质模型模拟结果的比较

图 3 给出了观测孔 SG-1、SG-4、SG-7 及 SG-12 处两种

模型模拟的水位变化过程。从图中可以看出如下特征:

(1) 无论是在研究区的上游还是下游, 总体而言, 不稳定层状模型模拟的水位下降速度更小, 模拟水位达到稳定所需的时间更长。

(2) 距抽水井较近的 SG-12 观测孔处, 不稳定层状

模型模拟的水位变化经过了几个阶段。开始,水位下降迅速,但时间很短,与等效多孔介质模型类似,表明孔隙基质的水流尚未进入裂隙中,主要是裂隙水在排泄。之后,不稳定层状模型的水位过程线开始偏离等效多孔介质模型,水位降低速度变慢,表明孔隙基质的水已经开始补给裂隙,延缓了裂隙水位的下降速度,这一阶段时间较长。最后,不稳定层状模型的水位逐渐达到稳定,并逐渐与等效多孔介质模型的水位趋向一致。但趋向稳定阶段的不稳定层状模型的水位过程线

还未完全与等效多孔介质模型重合,主要是因为本次模拟运行的时间还不够长。不稳定层状模型所模拟的水位变化过程与承压含水层-弱含水层中的释水过程非常类似,裂隙和孔隙基质分别相当于承压含水层和上覆承压弱透水层^[18]。在等效多孔介质模型中,承压含水层假设弹性释放是瞬时完成的;而在双重介质模型中,裂隙作为水的运输通道,可以从孔隙基质得到补给,水的释放存在一个滞后延迟过程,更真实地反映实际情况。

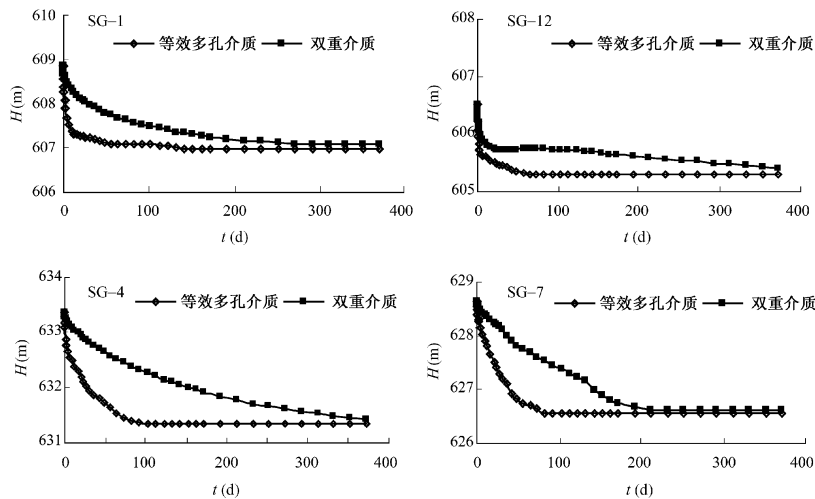


图3 观测孔处等效多孔介质与双重介质模型模拟水位变化过程的比较

Fig.3 Comparison of water level changes simulated with the equivalent porous and double medium models at the observation wells

(3) 距抽水井较远的 SG-1、SG-4 和 SG-7 观测孔处,不稳定层状模型模拟的水位变化的阶段性不是很明显,但与等效多孔介质模型相比,仍存在水位下降缓慢的特征。距抽水井越远,受抽水影响越小,故其水位变化的阶段性也越不明显。观测孔 SG-7 与 SG-1 和 SG-4 不同很可能与含水层参数 T 相差较大有关。

5.2 模型参数 Γ 的讨论

双重介质模型中多了水流交换项 Γ , 其大小决定了双重介质模型与等效多孔介质模型模拟结果的不同。由前面的分析可知, Γ 的表达式中含有卷积积分, 故计算矩阵 A_{ij} 、 B_{ij} 和 F_i 中含有无限指数序列求和项。该指数序列的收敛速度直接依赖于无量纲参数 $t^* = K't/(S'sa^2)$ 。如果 t^* 值偏小(即 t 偏小或 a 偏大), 则收敛速度偏低。

根据 Huyakorn^[17], 用等效厚度 a_0 代替孔隙基质的实际半厚, 按以下方式确定时,

$$t^* = K't/(S'sa_0^2) = 0.5 \quad (16)$$

即使仅取指数序列的前三四项, 也只会产生非常小的截断误差, 既加快了收敛速度, 也保证了计算精度。本

文采用这一方法。

为了分析在研究区给定条件下, 等效厚度 a_0 对 Γ 中参数 α_n 和 β 的影响, 图 4 给出了 α_2 和 β 随 a_0 的变化关系曲线。由图 4 可知, 基质岩块等效厚度 a_0 对 α_2 和 β 都有很大的影响, 当 a_0 较小时 α_2 和 β 都会增大, 因而使得计算波动大, 计算结果不够准确。本文 a_0 取 20m。

5.3 研究区渗流场分析

研究区孔组以 6 467.1m³/d 流量抽水时, 不稳定层状模型模拟的流场变化过程如图 5 所示, 图中的实线是初始流场的水头, 标注的数据是初始流场的水位。

分析流场变化过程可以看出, 抽水后的流场与初始流场在空间分布特征上总体趋势一致。随着抽水时间的推移, 流场的等水头线渐渐向左、向下推移, 且变化速度缓慢, 反映了不稳定层状模型的水位下降速度较小的特点。模拟的抽水总量接近将来的 8 950m³/d 开采设计流量, 可以认为模拟流场基本反映了研究区将来以设计流量开采时流场可能的变化情况。

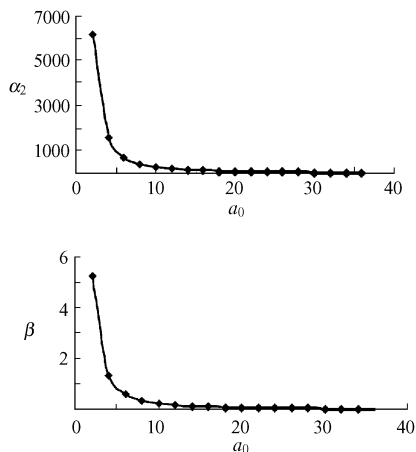


图4 等效厚度 a_0 对 Γ 中参数 α_2 和 β 的影响

Fig. 4 Effects of effective thickness a_0 on the parameters α_2 and β in the Γ item

为了进一步说明抽水后流场的变化, 本文分析了从补给区到排泄区剖面 AA 和 BB' 上的水位变化情况 (图 6, 剖面位置见图 5)。由图可知, 与等效多孔介质模型模拟结果相比, 双重介质模型模拟的水位变化确实比较缓慢, 进一步证实了 5.1 节的结果。

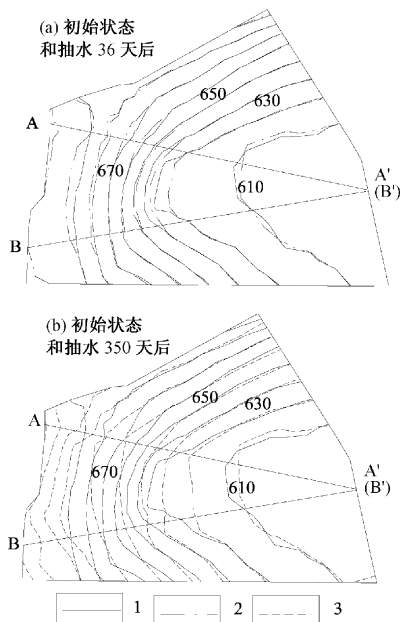


图5 孔组抽水时不稳定层状裂隙水流模型模拟的不同时间的流场

Fig. 5 Flow fields at different times simulated with unsteady parallel fracture flow model under group well pumping conditions

1—初始状态; 2—36d; 3—350d

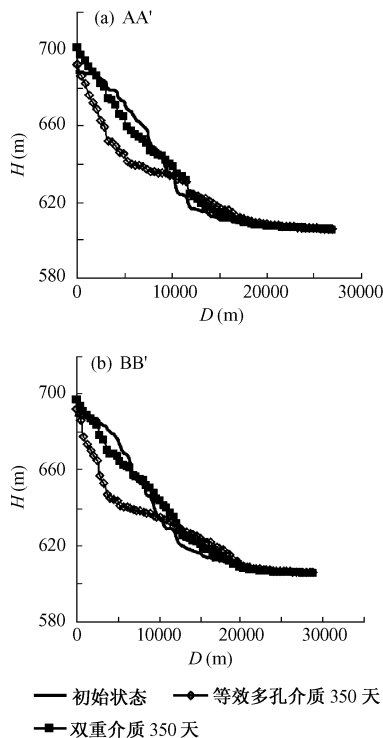


图6 剖面 AA 和 BB 处不同模型模拟的抽水 350 天后的水位剖面线

Fig. 6 Water level simulated with different models at sections AA' and BB' after pumping of 350 days

注: 坐标 D 为距剖面线左端点的距离

6 结论

本文采用不稳定层状模型, 应用有限元-卷积结合法, 对岩溶裂隙地下水的运动过程进行了模拟分析, 并传统等效多孔介质模型进行了对比, 结果表明双重介质模型模拟的水位变化过程不像等效多孔介质模型那样, 水位降低迅速, 快速达到稳定。这是因为在等效多孔介质模型中, 承压含水层的弹性释放被假设是瞬时完成的; 而双重介质模型中, 裂隙作为水的运输通道, 可以从孔隙基质得到补给, 存在一个滞后延迟过程, 因而双重介质模型模拟的结果更能真实的反映实际情况。

通过本文的研究, 充分说明了双重介质模型在裂隙水和岩溶裂隙水模拟分析中的优势, 为认识裂隙和岩溶裂隙介质中水的运动规律提供了一种较好的手段。但双重介质模型仍然还是一种较为简单的概化, 裂隙的离散性、非均质性、各向异性等特性在模型中还没有得到充分的表示, 还有必要在今后的研究中对该模型作进一步的补充和完善。

参考文献:

- [1] 宋晓晨. 裂隙岩体渗流非连续介质数值模型研究及工程应用[D]. 南京: 河海大学, 2004.
- [2] Zeno George Philip. Incorporating subcritical crack growth mechanics into natural fracture characterization for improved reservoir simulation [D]. Austin: The University of Texas, 2003.
- [3] 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.
- [4] Warren J E, Root P J. The behavior of naturally fractured reservoirs[J]. Society of Petroleum Engineering Journal, 1963 (3): 245– 255.
- [5] Streltsov Adams T D. Well hydraulics in heterogeneous aquifer formations[J]. Adv Hydrosol, 1978, 11: 357– 423.
- [6] Bibby R. Mass transport of solutes in dual porosity media [J]. Water Resources Research, 1981, 17: 1075– 1081.
- [7] Rasmuson A, Neretnieks I. Exact solution of a model for diffusion in particles and longitudinal dispersion in packed beds[J]. AIChE J, 1980, 26: 686– 690.
- [8] Rossen R J. Simulation of naturally fractured reservoirs with semi implicit source terms [J]. Soc Pet Eng J, 1977, 17: 201– 210.
- [9] Duguid J O, Lee P C Y. Flow in fractured porous media [J]. Water Resources Research, 1977, 13: 548– 556.
- [10] Narasimhan T N. Multidimensional numerical simulation of fluid flow in fractured porous media [J]. Water Resources Research, 1982, 18: 1235– 1247.
- [11] 郑茂辉, 李鸿喜. 岩溶断块区地下水数值模拟[J]. 水文地质工程地质, 2001, 28(1): 7– 9.
- [12] 钱家忠, 吴剑锋, 曹洪信, 等. 徐州市张集水源地裂隙岩溶水三维等参有限元数值模拟[J]. 水利学报, 2003(3): 37– 41.
- [13] 陈学群, 李福林, 崔兆杰, 等. 济南市岩溶水动态变化的神经网络模拟及泉水喷涌趋势预测[J]. 水文地质工程地质, 2005, 32(4): 60– 64.
- [14] 中国煤田地质总局华盛水文地质勘察公司第三工程处. 山西省寿阳县白家庄水源地岩溶供水水文地质勘探报告[R]. 2002.
- [15] Peter S Huyakorn, Barry H. Lester, Charles R Faust. Finite element techniques for modeling groundwater flow in fractured aquifers[J]. Water Resources Research, 1983, 19(4): 1019– 1035.
- [16] 陈崇希, 唐仲华. 地下水流动问题数值方法[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990.
- [17] Peter S Huyakorn, George F Pinder. Computational methods in subsurface flow[M]. New York: Academic Press, 1983.
- [18] 吴世艳. 双重介质渗流模型研究及其在水资源评价中的应用[D]. 徐州: 中国矿业大学, 2007.

Application of double medium flow model to modeling of karst groundwater flow system

WU Shí-yan¹, ZHOU Qí-ryou¹, YANG Guo-yong², ZHANG Xiao-yong³

(1. Department of Earth Sciences and Hydrosociences, Nanjing University, Nanjing 210093, China;

2. School of Mineral Resources and Earth Science, China University of Mining & Technology, Xuzhou 221008, China;

3. Jiangsu Environmental Monitoring Center, Nanjing 210036, China)

Abstract In this paper, an unsteady parallel fracture flow model and a combined finite element convolution approach are used to simulate and analyze karst groundwater flow systems. Compared with conventional equivalent porous medium model, the water level changes simulated by this double medium flow model are slower and the time of being stable is longer. For the water level simulated by this model, there exist clear water level change stages at the observation well near the pumping wells. The process of water level changes simulated by the unsteady parallel fracture flow model is analogous to that of the classical aquifer aquitard system, in which the fracture and the matrix block is treated as the confined aquifer and the overlying confined aquitard, respectively. Factors that influence the matrix to fracture water leakage term and flow fields after group well pumping are also discussed in the paper.

Key words: karst groundwater flow system; unsteady parallel fracture flow model; combined finite element convolution approach; water leakage term; equivalent porous medium model

责任编辑: 汪美华