

吕全标,胡晓农,曹建华,等. 基于钻孔抽水试验和示踪试验的岩溶地区含水层结构研究[J]. 中国岩溶,2017,36(5):727-735.
DOI:10.11932/karst2017y29

基于钻孔抽水试验和示踪试验的 岩溶地区含水层结构研究

吕全标^{1,2},胡晓农¹,曹建华²,黄芬²,朱昊^{1,2}

(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/国土资源部、广西岩溶动力学重点实验室,广西 桂林 541000)

摘要:岩溶含水层具有强异质性和各向异性特征,其空间结构的调查和认识是地下水流动和污染物迁移研究的重要基础。然而,岩溶含水层特殊的地质结构导致岩溶区水文地质调查非常困难。为了更好地掌握研究区岩溶含水层结构特征,本文在进行抽水试验的同时开展多示踪剂(荧光素钠、罗丹明、荧光增白剂)示踪试验。利用 Theis 标准曲线对比法分析抽水试验数据,计算试验场地渗透张量,根据示踪试验结果分析含水层结构性质。计算出研究区渗透张量主方向的导水系数分别为:0.297 m²·h⁻¹和 0.028 m²·h⁻¹,给水度为 1.19E-04,优势方向为东偏南 18.47°。抽水条件下示踪试验获得 3 种示踪剂的回收率分别为:荧光素钠 97.98%,罗丹明 B47.34%,荧光增白剂 39.54%;平均流速分别为:0.378 m·h⁻¹、0.3 m·h⁻¹和 0.14 m·h⁻¹,反映研究区岩溶孔隙、裂隙较小,示踪剂运移慢、时间长。荧光素钠和荧光增白剂的 BTC 曲线表现为单峰型,罗丹明 B 的 BTC 曲线表现为多峰型,表明研究区既发育优势流裂隙,又发育相对均匀裂隙。同时,示踪剂最大回收率方向与抽水实验所得渗透张量主方向相符。研究结果为岩溶含水层精细结构的刻画,水文模型物理参数的确定提供了方法和依据。

关键词:岩溶区;抽水试验;各向异性;示踪试验;渗透张量

中图分类号:P641.134

文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2017)05-0727-09

0 引言

中国岩溶分布面积达 344 万 km²,约占世界岩溶分布面积的六分之一。由于碳酸盐岩的溶蚀性,我国西南岩溶区岩溶系统空隙结构非常复杂。岩溶含水层不仅发育有大的溶洞、落水洞,还有许多小的裂隙分布,非均质性和各向异性特征明显。在主导渗透方向上,污染物运移速度较快、迁移远。因此,需要准确掌握含水层结构和渗透规律。目前,抽水试验是获取含水层渗透张量参数的主要方法。许多学者在利用抽水试验确定各向异性含水层参数方面开展过较多的研究工作。Hantush^[1]给出了有越流补给条件下,

径向各向异性含水层中非完整井流三维问题的数学模型及相应的计算公式。Papadopoulos^[2]利用 1 个抽水井和 3 个观测井,分析其降深数据,利用直线法推算出了各向异性导水系数 T_α 和 T_β 与其方向。之后,Way^[3]基于 Hantush 和 Papadopoulos 的研究成果,提出了通过现场抽水试验确定径向各向异性渗透系数主值(K_r 、 K_z 和 K_x 、 K_y)的方法。Louis 等^[4]在美国佛罗里达州利用多井抽水试验数据,采用最小二乘法对岩溶含水介质的各向异性进行了研究。刘燕等^[5]基于 3 组抽水试验数据,应用直线图解法对比在各项同性和各向异性条件下 3 组数据所得到的含水层参数,得出判断含水层是否属于导水性能各向异性的初

基金项目:国家自然科学基金项目(J216065)

第一作者简介:吕全标(1990—),男,硕士研究生,主要从事地下水运动理论以及溶质运移研究。E-mail:958799069@qq.com。

通信作者:曹建华(1963—),男,研究员,博士生导师,主要从事岩溶生态系统碳循环及生物地球化学研究工作。E-mail:jhcaogl@karst.ac.cn。

收稿日期:2017-05-22

步方法。蒋名亮等^[6]利用井函数的级数展开式多保留一项的简化方式,建立了一种新的改进直线解析法来分析抽水试验数据,确定各向异性含水层参数。

然而,目前国内各向异性的研究工作多集中在理论与计算方法的层面上,在实际应用方面开展的研究工作较少。由于岩溶区管道网络、溶洞及较小的裂隙和孔隙并存,且分布不均,增加了各向异性的不确定性。近年来,示踪试验作为有效的探测技术与方法,在岩溶水资源勘探中发挥着重要作用^[7-9]。自 20 世纪 80 年代,示踪试验逐渐成为西南地区岩溶地下河最主要的水文地质调查方法之一,从最初的连通性调查逐渐向地下河水力参数与管道结构的定量研究发展,同时在示踪剂类型的选择、监测手段等方面不断取得创新。由于示踪试验成本低、易于实施并效果良好,具有推广前景^[10]。杨平恒等^[11]利用在线示踪试验技术研究了青木关地下河系统地下水流速及地下水流场结构;鲁程鹏等^[12]利用示踪试验求解了后寨地下河流域地下水流速以及含水层的渗透系数。尹伟璐^[13]利用在线监测示踪剂方法对整个毛村地下河流域系统进行了研究,把毛村地下河系统划分为社更岩—扁岩地下河系统、大冲里—背地坪地下河系统和大岩前落水洞—毛村出口系统。利用示踪试验可以探测出地下水的主流方向,其结果用来检验抽水试验得到的各向异性可以增加结果的可靠性。

因此,为了获得研究区的渗透张量和岩溶含水介质的结构形态和水力特性,本文以泰斯公式为基础,就现场收集的多孔抽水试验数据,按各向异性的方法进行参数计算;然后通过示踪试验研究区内含水介质结构特征和流场,定量计算水文地质参数;最后用示踪试验得出的结果来检验抽水试验的计算结果,并对计算过程中出现的某些现象和结果进行分析。研究结果可为岩溶含水层地下水数值模型的构建提供参考,对于岩溶区地下水资源的开发利用与污染防治具有借鉴意义。

1 研究区概况

研究区位于毛村地下河中下游大岩前村。毛村地下河流域位于桂林市灵川县潮田乡,距离桂林约 35 km,研究区地处亚热带季风区,年平均气温 18.6 °C,年均降雨量 1 915.2 mm。每年的 3 月份开始到 8 月份一般为雨季,9 月份到次年 2 月份一般为枯季,受季风影响,降雨量年内分配不均。

研究区位于南圩—沙子断裂的北段,构造上属于潮田向斜的东侧,主要发育有北北东向的潮田、大岩前区域断裂及伴生的 NEE 向和 NW 向断裂^[14]。研究区内主要为东岗岭组(D_2d)灰、深灰色层孔石泥晶灰岩,以及第四系沉积物(Q)等(图 1)。

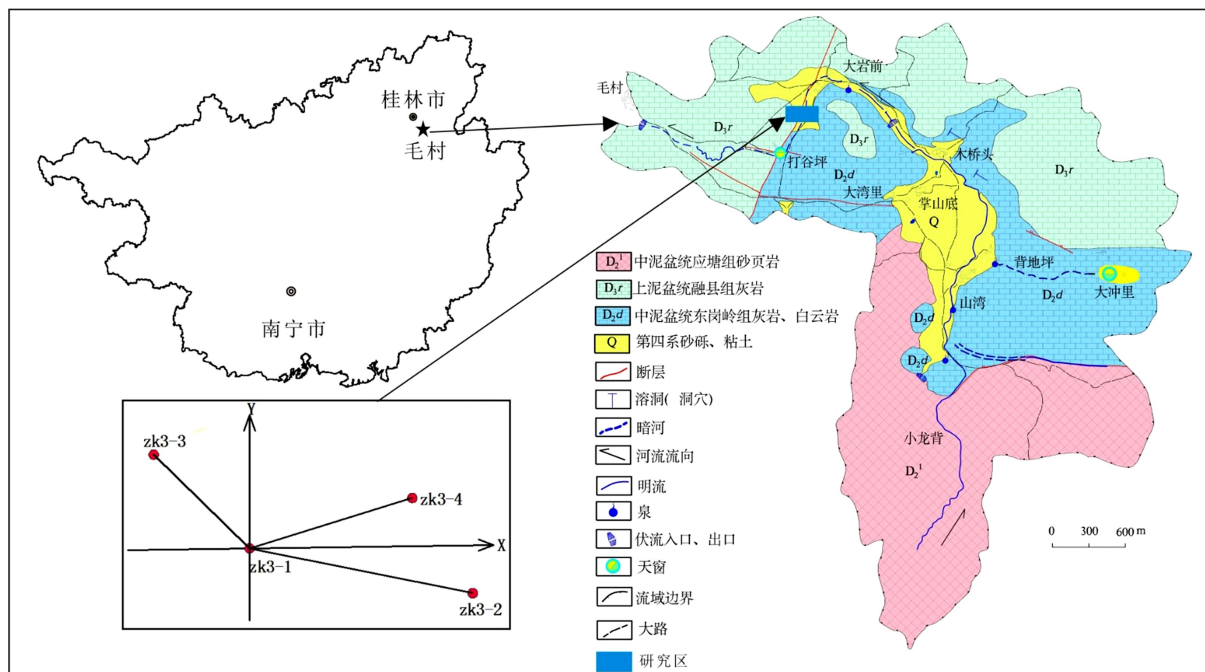


图 1 研究区地理位置及钻孔分布图

Fig. 1 Map showing geographical position of the study area and distribution of boreholes

本次试验在研究区内共设计4口钻井,钻孔zk3-1(孔深51 m)与zk3-4(孔深52 m)分别打在管道上,zk3-2(孔深50 m)与zk3-3(孔深50 m)分别打到管道旁边的裂隙上。钻孔柱状图(图2)显示研究区土层较薄,为防止土层掉入井中,用套管把土层隔死。土层之下见基岩,岩溶发育较好,整体岩芯破碎,35 m左右层位岩芯较为破碎,未见明显溶洞发育。

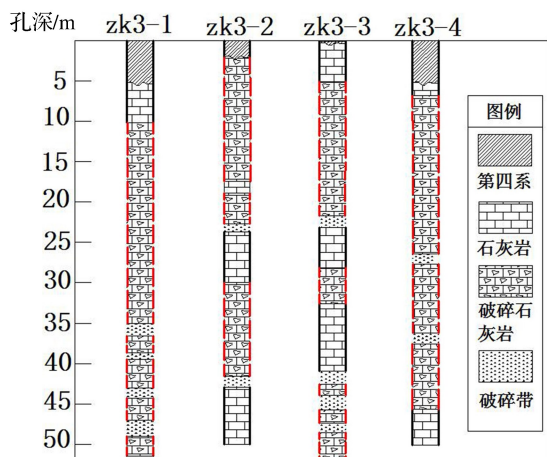


图2 钻孔柱状图

Fig. 2 Column chart of boreholes

2 研究方法

2.1 抽水试验的设计

计划此次抽水试验以zk3-1为抽水孔,zk3-2、zk3-3和zk3-4为观测孔。根据前期钻孔资料可知zk3-1号孔在地下35 m左右裂隙发育较好,推断此位置为渗透性较强地段,所以潜水泵下到35 m以下。抽水流量为 $2.99 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$,抽水共持续19 h。

2.2 渗透张量计算方法

使 T_α 与 T_β 为主要导水系数,其对应的主要坐标为 α 与 β 。主要坐标 (α, β) 与工作坐标 (x, y) 的夹角为 θ ^[15]。将试验场地概化为均质各向异性含水层,地下水在其中呈二维水平流。在直角坐标系中,控制方程:

$$T_\alpha \frac{\partial^2 S}{\partial \alpha^2} + T_\beta \frac{\partial^2 S}{\partial \beta^2} = S \frac{\partial s}{\partial t} \quad (1)$$

式中: s 为降深, S 为储水系数, t 为时间。

定义一组新的平行于 (α, β) 的坐标,然后各项异性单元转化为等效的各向同性单元。

$$\alpha^* = \sqrt{T_\beta} \alpha; \beta^* = \sqrt{T_\alpha} \beta \quad (2)$$

通过将(2)带入(1)获得各向同性形式:

$$T_e \left(\frac{\partial^2 s}{\partial \alpha^{*2}} + \frac{\partial^2 s}{\partial \beta^{*2}} \right) = S_e \frac{\partial s}{\partial t} \quad (3)$$

式中: T_e 为等效导水系数, S_e 为等效储水系数。

$$T_e = \sqrt{T_\alpha T_\beta}; S_e = S/T_e \quad (4)$$

在径向坐标系中,(3)变为

$$T_e \left(\frac{\partial^2 s}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial s}{\partial r} \right) = S_e \frac{\partial s}{\partial t} \quad (5)$$

式中: $r^2 = \alpha^{*2} + \beta^{*2} = T_\beta \alpha^2 + T_\alpha \beta^2$

在工作坐标系中 (x, y) ,水流公式变为以下形式:

$$T_{xx} \frac{\partial^2 s}{\partial x^2} + 2T_{xy} \frac{\partial^2 s}{\partial x \partial y} + T_{yy} \frac{\partial^2 s}{\partial y^2} = S \frac{\partial s}{\partial t} \quad (6)$$

为简化计算,当降深很小时($s \leq 0.1 H_0$),在潜水含水层的抽水试验可以采用修正降深,使用承压含水层的Theis公式直接计算水文地质参数^[16]。泰斯公式是否适用于分析实验数据非本次研究的重点。

$$s' = s - \frac{s^2}{2 H_0} = \frac{Q}{4\pi K} W(u) \quad (7)$$

$$u = \frac{r^2 S}{4 T t} (T = K H_0)$$

式中: s' 为修正降深[L], s 为实际降深[L], H_0 为初始含水层厚度[L], S 为给水度。

在工作坐标系中, y 轴正坐标指向北方向, x 轴正坐标指向东方向。

理想条件下,以4口井中的一口井为抽水井,以定流量 Q_1 抽水,其他孔进行水位观测,对观测孔中的水位数据运用双对数坐标配线法进行分析。通过叠加观测井的双对数时间—降深曲线与无量纲的双对数时间—降深曲线,读取每口观测井匹配点的 (s, s_D) 和 (t, t_D) 。每口观测井 i 的匹配点坐标记为 (s_{1i}^*, s_{D1i}^*) 和 (t_{1i}^*, t_{D1i}^*) ,以此来计算 T_e 值。

理想条件下,每孔的 s_{1i}^*/s_{D1i}^* 应相等, T_e 通过下式计算:

$$T_e = \frac{1}{4\pi} \frac{Q_1 s_{D1i}^*}{S_{1i}^*} \quad (8)$$

设 t 为抽水后时间, t_D 为无量纲时间, $t_D = T_e/S_e r^2 = 1/4u$, s_D 为无量纲降深,通过下式计算:

$$s_D(t_D) = \int_{\frac{1}{4t_D}}^{\infty} \frac{e^{-\lambda}}{\lambda} d\lambda \quad (9)$$

理想条件下,不同钻孔获得的 T_e 应一致,本文中,在不同钻孔中获得的 T_e 值不同。这一现象可能源于数据与曲线拟合的误差,以及含水层实际水文地质条件与Theis公式基本假设存在偏差。在这种情况下,最

佳的办法是取观测孔 T_e 值的平均值。

将三组 (t_{1i}^*, t_{D1i}^*) 与对应的位置坐标代入下式。此公式可以计算 T'_{xx} , T'_{yy} 和 T'_{xy} 。

$$y'_{1i} T'_{xx} + x'_{1i} T'_{yy} - 2 x'_{1i} y'_{1i} T'_{xy} = \frac{T_e^2 t_{1i}^*}{t_{D1i}^*} \quad (10)$$

式中: T'_{xx} , T'_{yy} 和 T'_{xy} 为未知量, $T'_{xx} = S T_{xx}$, $T'_{yy} = S T_{yy}$ 与 $T'_{xy} = S T_{xy}$, (x_{1i}, y_{1i}) 为 i 号观测孔的位置坐标。

随后获得 3 个未知量, T'_{xx} , T'_{yy} 与 T'_{xy} 。给水度通过下式计算,

$$S = \frac{1}{T_e} \sqrt{T'_{xx} T'_{yy} - T_{xy}^2} \quad (11)$$

导水性的主要组成通过 $T_{xx} = T'_{xx}/S$; $T_{yy} = T'_{yy}/S$; $T_{xy} = T'_{xy}/S$ 计算。

主要导水系数为(12)式的两个根, T_α 和 T_β 。

$$T_k = 1/2(T_{xx} + T_{yy}) \pm \sqrt{(T_{xx} - T_{yy})^2 + 4 T_{xy}^2}; \quad k = \alpha, \beta \quad (12)$$

主要导水系数方向通过下式计算得

$$\theta = 1/2 \arcsin \left(\frac{2 T_{xy}}{T_\alpha - T_\beta} \right) \quad (13)$$

这一方程有两个解, 这两个解存在以下关系, θ_1 和 $\theta_2 = 90^\circ - \theta_1$, 正确解应满足(14)的限制。

$$\frac{T_\alpha}{T_\beta} = \frac{T_{xx} - T_\beta \sin^2 \theta}{T_{yy} - T_\alpha \sin^2 \theta} \geq 1 \quad (14)$$

T_α 为最大主要导水系数, T_β 对应最小主要导水系数, 其方向与主要 α 方法垂直。

在各向异性介质中不同方向的导水系数是不一致的, 在任何方向的导水系数值可以通过下式计算^[17]。

$$T_\theta = \frac{T_\alpha \sec^2 \theta}{1 + \frac{T_\alpha}{T_\beta} \tan^2 \theta} \quad (15)$$

式中: T_α 为渗透张量椭球体长轴方向上的导水系数, T_β 对应渗透张量椭球体短轴方向上的导水系数。 θ 值为任意方向与导水系数主轴的夹角。

2.3 示踪试验

为了探究研究区含水介质结构特征, 进一步验证各个钻井之间的渗透性能, 分析研究区地下水场特征, 2016 年 10 月 17—30 日进行抽水条件下的示踪试验, 以 zk3—1 号孔作为接收孔(抽水孔), zk3—2(荧光素钠)、zk3—3(荧光增白剂)和 zk3—4(罗丹明 B)号孔作为投放点(水位观测孔), 各个投放点距接收点的距离见表 1。

表 1 投放孔与接收孔间的距离

Table 1 Distances between injection and receiving holes

孔号	距离(距 zk3—1 孔)/m	x 坐标	y 坐标
zk3—2	28.31	-6.171	27.630 6
zk3—3	17.40	12.768	-11.826 5
xk3—4	21.28	6.775	20.179 5
zk3—1	—	0.000	0.000 0

本次示踪试验为多元示踪试验, 考虑到尽可能减小对当地地下水的污染、示踪剂在试验区化学性质的稳定性及示踪元素的环境背景值等因素, 以荧光素钠、罗丹明 B 和荧光增白剂作为示踪剂。将荧光素钠 1 000 g, 罗丹明 B 1 000 g, 荧光增白剂 2 000 g 分别倒入 25 L 塑料水桶中, 加水充分搅拌完全溶解后, 利用塑料水管分别注入各个钻孔中。选择距地面 35 m 左右的强渗透段作为投放层位, 为了更好的接收到示踪剂, 故设计同一高程层位投放与取样。本次示踪试验浓度监测采用现场在线监测结合人工取样室内测试的方式。2016 年 10 月 17 号下午 7 点开始人工取样(投放孔取样方式为定深取样, 抽水孔抽出水后在人工地表排水沟内取样), 取样时间持续 14 d。接受点在线监测设备设置时间间隔为 5 min 和 10 min, 人工取样间隔时间为 0.5~12 h。在线监测采用 GGUN—FL30 型野外自动荧光仪(瑞士, Albilia 公司), 它能够在线检测出荧光素钠、罗丹明 B、荧光增白剂 3 种示踪剂的浓度。该仪器具有精度和自动化程度高, 不易受污染, 携带方便, 取样时间密度小和试验成本较低等优点。现场人工采取的水样首先放入冰箱冷藏, 待野外示踪试验结束后在室内进行复测, 对在线监测数据进行校核。

水动力弥散参数本次采用 QTRACER2 计算^[18]。QTRACER2 是美国环保局开发的, 专门对示踪试验所得的示踪穿透曲线 BTC 进行计算分析, 可得出示踪剂回收率等水文地质参数。

3 结果与讨论

3.1 各向异性判断

根据抽水试验观测孔获得的时间—修正降深曲线绘制双对数曲线, 如图 3 所示。然后与泰斯标准曲线进行拟合。

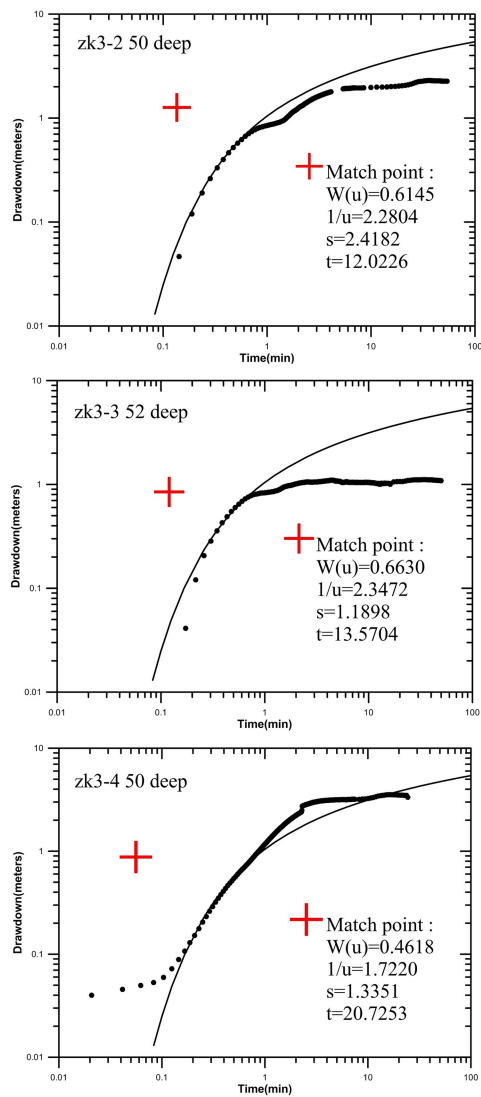


图 3 观测井配线图

Fig. 3 Curve-matching graphs of observation wells

设工作坐标系的原点为 zk3-1(抽水孔)。通过叠加观测井的双对数时间—降深曲线与无量纲的双对数时间—降深曲线,读取每口观测井匹配点的(s' , s_D)和(t , t_D)。然后通过式(8)计算出参数 T_e ,其对应的值如表 2 所示。

表 2 各钻孔导水系数值

Table 2 Transmissivity values of boreholes

	t/min	t_D	s'	s_D	$T_e/\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$	含水层 厚度/m
zk3-2	12.02	0.57	2.42	0.61	0.06	32
zk3-3	13.57	0.59	1.19	0.66	0.13	30
zk3-4	20.73	0.43	1.34	0.46	0.08	31

将三组 (t_{li}^* , t_{Dli}^*) 与对应的位置坐标代入式 (10), 计算出 $T'_{xx} = 3.2\text{E}-05 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, $T'_{yy} = 6.6\text{E}-06 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 与 $T'_{xy} = -9.6\text{E}-06 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, 把 T'_{xx} , T'_{yy} 和 T'_{xy} 代入式(11)计算出给水度 $S = 1.19\text{E}-04$, 然后用 T'_{xx} , T'_{yy} 和 T'_{xy} 分别除以 S 得出渗透性的主要组成部分 $T_{xx} = 0.27 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, $T_{yy} = 0.055 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $T_{xy} = 0.081 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 。再将 T_{xx} , T_{yy} 和 T_{xy} 代入式(12)求出渗透张量椭圆长轴和短轴方向上导水系数分别为 $T_a = 0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $T_\beta = 0.028 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 。然后根据公式(12)计算出各向异性方向 $\theta = 18.47^\circ$ 。根据式(13)可得 $T_a/T_\beta > 1$, 说明计算结果正确。渗透张量主方向为东偏南 18.47° (图 4)。



图 4 导水系数椭圆

Fig. 4 Ellipse of transmissivity

对于本文试验场地, $T_a = 0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, $T_\beta = 0.028 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 。各个观测孔与抽水孔连线上的导水系数通过式(15)计算可得,位置坐标与方位导水系数如表 3 所示。

表 3 不同方位钻孔导水系数值

Table 3 Transmissivity values of boreholes in different orientations

孔号	zk3-1	zk3-2	zk3-3	zk3-4
角度	—	5.53	152.53	34.53
正割 sec		1.005	-1.127	1.214
正切 tan		0.097	-0.52	0.688
$T\theta/\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$		0.297	0.098	0.074

3.2 示踪试验结果分析

本次示踪试验先对接收点在线监测获得的数据进行分析,然后对超出检出限的点和异常点进行水样室内复测校核,综合其数据绘制示踪剂穿透曲线(图 5)。

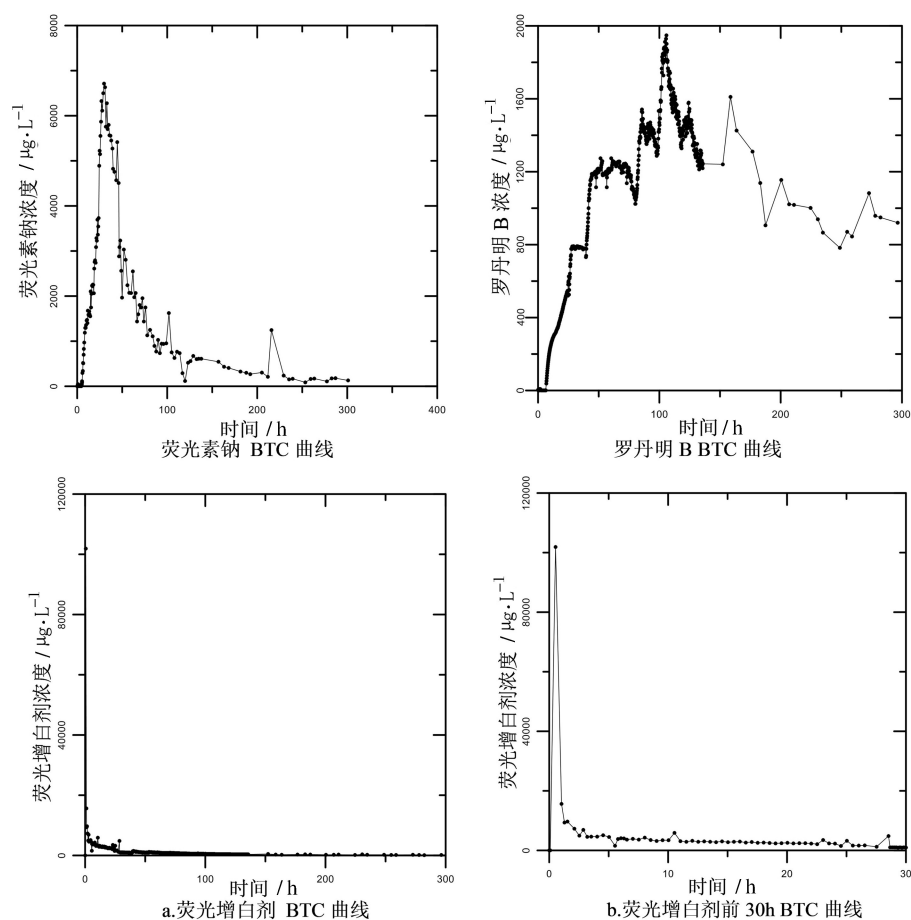


图5 接收孔各示踪剂的 BTC 曲线

Fig. 5 BTC curves of tracers in receiving holes

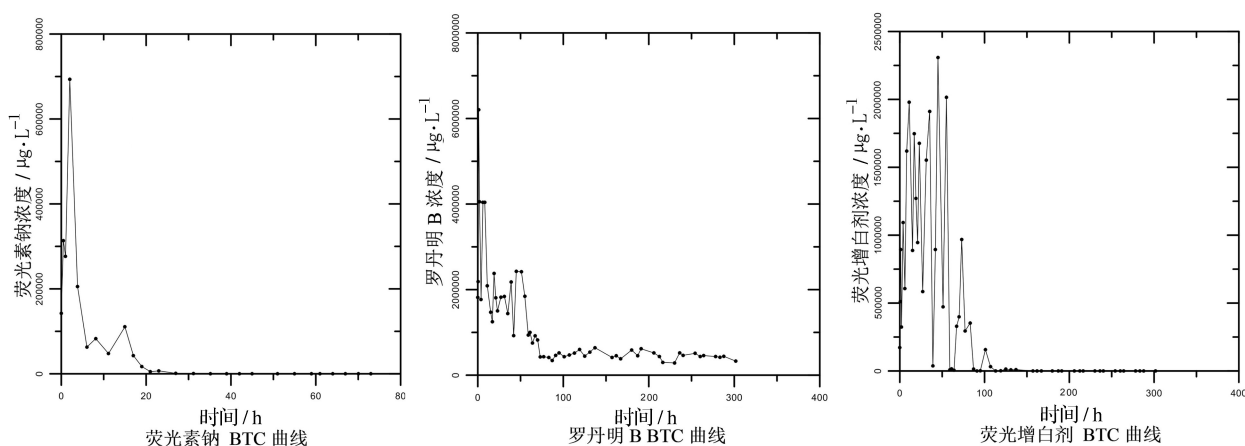


图6 投放孔各示踪剂的 BTC 曲线

Fig. 6 BTC curves of tracers in injection holes

根据 Qtracer2 计算各示踪剂的 BTC 曲线得出的水文地质参数如表 4。 P 表示回收率, T 表示初次接收到示踪剂时间, T_h 表示接收示踪剂浓度到达峰值时间, C_h 表示接收示踪剂峰值浓度, V_h 表示示踪剂

最大运移流速, $\bar{T}$ 表示示踪剂平均滞留时间, $\bar{V}$ 表示示踪剂平均运移速度, D_L 表示纵向弥散系数, Pe 数表示佩克莱数。

表 4 各示踪段的水文地质参数

Table 4 Hydrogeological parameters of each tracing section with different tracers

	P/%	T/h	T_h/h	$C_h/\mu g \cdot L^{-1}$	$\bar{T}/h$	$\bar{V}/m \cdot h^{-1}$	$D_L/m^2 \cdot s^{-1}$	Pe 数
荧光素钠	97.98	0.6	29.95	6714.9	74.99	0.378	0.95E-03	3.14
荧光增白剂	39.49	0.15	0.59	101877.4	57.21	0.3	0.12E-02	1.21
罗丹明 B	47.34	0.74	105.18	1932.5	150.44	0.14	0.42E-04	19.94

荧光素钠投放 0.6 h 后,在接收点被检测到,至 29.95 h 示踪剂浓度达到峰值,峰值浓度为 $6714.9 \mu g \cdot L^{-1}$,之后迅速下滑;荧光增白剂投放 0.15 h 后被检测到,至 0.59 h 到达峰值,峰值浓度为 $101877.4 \mu g \cdot L^{-1}$,之后迅速下滑;罗丹明 B 在投放 0.74 h 后开始出现异常,至 105.18 h 达到了峰值状态,峰值浓度为 $1932.5 \mu g \cdot L^{-1}$,但浓度曲线整体上升下降缓慢。但直到示踪试验结束时,接收孔 3 种示踪剂的浓度仍没有恢复到背景值,拖尾现象严重,BTC 曲线呈明显的非高斯分布形态,体现出示踪剂的非 Fick 扩散和含水介质的非均质性。纵向弥散系数和 Pe 数都较小,表明示踪剂投放点和接收点之间存在对流与弥散两种迁移模式。

接收孔荧光素钠和荧光增白剂的 BTC 曲线呈单峰型,且峰值持续时间较短,而罗丹明 B 的 BTC 曲线呈多峰型,且峰值持续时间较长,峰值的出现和消失具有缓慢渐变的特征,表明荧光素钠和荧光增白剂的投放孔与接收孔之间有一条较好的优势流通道,而罗丹明 B 的投放孔与接收孔之间为相对均匀、岩溶发育强度较差的水流通道。

岩溶含水层分为导水能力强的导水介质(管道、连续性好的裂隙通道)和储水介质(孔隙、连续性差的裂隙),而在持续抽水的过程中,随着导水介质中的水头下降,储水介质的水头相对上升,使原本含水层内流动较弱或不流动的区域,也会逐渐的向流动区域发生流动^[19]。由表 4 可知荧光素钠、罗丹明 B、荧光增白剂在含水层平均滞留时间分别为:74.99 h、57.21 h、150.44 h,相较于 14 d 的试验,其滞留时间较长,由此可见示踪剂有一部分在储水介质中储存。这样示踪剂运移的过程分为了两个部分:优势通道快速流和储水介质的释放。在优势流之后随着试验的继续,滞留在储水空间中的示踪剂随着水头的变化逐渐释放至流动区域,从而产生了 BTC 曲线中拖尾的现象。但是直到试验结束时接收孔罗丹明 B 的浓度依然稳

定在比较高的值上,没有明显的下降趋势,我们认为这可能是由于 zk3-4 与 zk3-1 之间的裂隙孔隙连续性更差、储水能力更强所致。

根据表 4 可知,荧光素钠、荧光增白剂和罗丹明 B 的回收率分别为:97.98%、39.54%、47.34%。但直到试验结束时,接收孔三种示踪剂的浓度均未恢复到背景值。根据上图中各投放孔的示踪剂浓度变化可知试验结束时荧光素钠和荧光增白剂基本恢复到背景值,而罗丹明 B 浓度却依旧很高,相比较接收孔罗丹明 B 浓度高出几个数量级。Hartmann^[20]等在研究中表明,当钻孔之间由连续性差、较小的孔隙连接,示踪剂的运移受弥散效应影响较大,相应的回收率较低;当钻孔之间由连续性好、较大的孔隙连接,示踪剂的运移受弥散效应影响较小,相应的回收率较高。分析其原因主要有以下几点:

(1)荧光素钠回收率最高主要是因为含水层的各向异性,导水系数越大则回收率越高,从上一节可知 zk3-2 近似位于渗透张量主方向,其导水系数最大,所以投入的荧光素钠回收率最高。

(2)荧光增白剂回收率最低的原因有:①此次示踪剂投放的层位为 35 m,而根据前期岩芯资料可知 zk3-3 的破碎带在 23 m 左右和 44 m 左右的层位,且前期抽水试验水位稳定在 24 m 左右的层位,因此可知 zk3-3 至 zk3-1 间的连通性主要在 23.6 m 左右间的层位,zk3-3 号钻井 35 m 层位与 zk3-1 的连通性较差,因此阻碍了示踪剂的运移。②如图 6 中荧光增白剂投放孔的浓度历时曲线图可知,当示踪试验结束时,浓度基本上恢复到了背景值,从而推断 zk3-3 号钻孔与 zk3-1 号钻孔间的连通性较差导致示踪剂没能流向接收孔而流向了别处。

(3)罗丹明 B 的回收率较低主要是因为 zk3-1 和 zk3-4 之间含水介质的岩溶发育较差,连通性较差,而且根据图 6 中投放孔的浓度曲线可知大量的示踪剂滞留在孔中,说明大量的示踪剂储存在储水介质

中而非导水介质中。

4 结 论

本次抽水试验和示踪试验均以 zk3-1 作为抽水孔和接收孔,抽水试验历时 19 h,示踪试验历时 14 d,根据现场实时数据取得以下结论:

(1)根据各向异性公式算得研究区渗透张量椭球体长轴和短轴方向上导水系数分别为: $0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $0.028 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$,各向异性主方向为东偏南 18.47° 。给水度为 1.19×10^{-4} ,各个观测孔的方向导水系数分别为: $0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 、 $0.098 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 和 $0.074 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ 。可知 zk3-2 方向的渗透性最好,导水系数的主方向近乎指向 zk3-2。

(2)根据对不同示踪剂的穿透曲线分析,表明投放孔 zk3-2 和 zk3-3 与接收孔 zk3-1 之间有一条连通性较好的优势流通道,但 zk3-2 号孔与 zk3-1 号孔之间的运移以优势流通道为主,而 zk3-3 号与 zk3-1 号孔之间的运移以含水介质的弥散作用为主;而投放孔 zk3-4 与接收孔 zk3-1 之间运移主要为相对均匀,岩溶发育较差的含水介质。

(3)含水层各向异性对示踪剂回收率的影响较大,导水系数最大方向上的示踪剂回收率最高,示踪剂的回收率同样受裂隙介质的弥散作用影响,弥散作用越强,示踪剂回收率越低。示踪剂的滞后效应受储水介质的影响,储水能力越强,滞后效应越明显。

(4)由抽水试验获得的渗透张量主方向与示踪剂回收率最大方向相符。结合抽水试验数据所得的结论与示踪试验所得结论可知本次试验所获得的水文地质参数准确可靠,可为岩溶含水层地下水流数值模型提供参考,为岩溶区地下水资源的开发利用与污染防治提供理论依据。

参考文献

- [1] Hantush M S. Analysis of data from pumping tests in anisotropic aquifers[J]. Journal of Geophysical Research, 1966, 71(2): 421-426.
- [2] Papadopolos I S. Nonsteady Flow to a Well in an Infinite Anisotropic Aquifer[J]. International Association of Hydrology Roches Fissures Proceedings Dubrovnik Symposium, 1965: 21-31.
- [3] Way S C, McKee C R. In-Situ Determination of Three-Dimensional Aquifer Permeabilities[J]. Ground Water, 1982, 20(5): 594-603.
- [4] Louis H. Motz. Multiple-pumped-well aquifer test to determine the anisotropic properties of a karst limestone aquifer in Pasco County, Florida, USA [J]. Hydrogeology Journal, 2009(17): 855-869.
- [5] 刘燕, 辛璐君, 郭建青, 等. 抽水试验确定各向异性含水层参数的实例讨论[J]. 勘察科学技术, 2012, (6): 5-9.
- [6] 蒋名亮, 韦佳, 郭建青, 等. 改进直线解析法确定各向异性含水层参数的计算[J]. 中国农村水利水电, 2014, (10): 56-60.
- [7] 张志强, 张强, 班兆玉, 等. 基于示踪试验的岩溶管道及水力参数定量解析[J]. 人民长江, 2015, (11): 80-83.
- [8] 陈余道, 程亚平, 王恒, 等. 岩溶地下河管道流和管道结构及参数的定量示踪: 以桂林寨底地下河为例[J]. 水文地质与工程地质, 2013, 40(5): 49-51, 63.
- [9] 贺秋芳, 杨平恒, 袁文昊, 等. 微生物与化学示踪岩溶地下水补给源和途径[J]. 水文地质工程地质, 2009, 36(3): 33-38.
- [10] 张祯武, 杨胜强. 岩溶水示踪探测技术的新进展[J]. 工程勘察, 1999, (5): 40-43.
- [11] 杨平恒, 袁道先, 蓝家程等. 基于在线高分辨率监测和定量计算的岩溶地下水示踪试验[J]. 西南大学学报(自然科学版), 2013, 35(2): 103-108.
- [12] 鲁程鹏, 束龙仓, 苑利波, 张蓉蓉, 黄币娟, 王彬彬. 基于示踪试验求解岩溶含水层水文地质参数[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2009, (4): 717-721.
- [13] 尹伟璐. 桂林市毛村流域岩溶含水介质及碳汇效应研究[D]. 中国地质大学(北京), 2016.
- [14] 黄芬, 唐伟, 汪进良, 等. 外源水对岩溶碳汇的影响: 以桂林毛村地下河为例[J]. 中国岩溶, 2011, 30(4): 417-421.
- [15] Neuman S P, Walter G R, Bentley H W, et al. Determination of horizontal aquifer anisotropy with three wells[J]. Ground Water, 1983, 22(1): 66-72.
- [16] 薛禹群. 地下水动力学[M]. 地质出版社, 2010.
- [17] 陈崇希, 林敏. 地下水动力学[M]. 中国地质大学出版社, 1999.
- [18] Field M. The QTRACER2 program for tracer-breakthrough curve analysis for tracer tests in karstic aquifers and other hydrologic systems[R]. U. S. Environmental Protection Agency, 2002: 1-179.
- [19] Massei N, Wang H Q, Field M S, et al. Interpreting tracer breakthrough tailing in a conduit-dominated karstic aquifer [J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14: 849-858.
- [20] Hartmann S, Odling N E, West L J. A multi-directional tracer test in the fractured Chalk aquifer of E. Yorkshire, UK[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2008, 94(3-4): 315-331.

Aquifer structure of karst areas derived from borehole pumping and tracer tests

LÜ Quanbiao^{1,2}, Xiaonong HU¹, CAO Jianhua², HHUANG Fen², ZHU Hao^{1,2}

(1. China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. Key Laboratory of Karst Dynamics, Ministry of Land and Resources & Guangxi, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract Karst aquifers have strong heterogeneity and anisotropy. The investigation and understanding of their spatial structure are the important foundation for research of groundwater flow and contaminant migration. However, hydrogeology surveys are very difficult to conduct in karst areas due to their special geologic structure. To tackle this problem, this work conducted pumping tests and multiple tracer experiments (sodium fluorescein and rhodamine, fluorescent whitening agent) at the same. Using the Theis standard curve comparison, we analyzed pumping test data and calculate the permeability tensors of test sites. The structure properties of aquifers were determined by the results of the tracer tests. The calculated coefficient of transmissibility in the main direction of permeability tensor in the study area are: $0.297 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$ and $0.028 \text{ m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$, specific yield is 1.19×10^{-4} and predominant direction is east by south 18.47° . Tracer recovery rates in the tracer tests under the pumping condition for three kinds of traces are: fluorescein sodium 97.98%, rhodamine B 47.34%, and fluorescent whitening agent 39.54%. The average flow velocities are $0.378 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$, $0.3 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$ and $0.14 \text{ m} \cdot \text{h}^{-1}$, respectively. They reflect the karst pores and fractures are small in the study area, tracer migration is slow and needs long time. The BTC curve of fluorescein sodium and fluorescent whitening agent is of unimode type, the BTC curve of rhodamine B is multi-peak, showing the development of single dominant fractures and relatively uniform fractures in the study area. At the same time, the direction of maximum recovery of the tracer is in accordance with the main direction of the permeability tensor from pumping tests. The results can provide a method and basis for precise description of karst aquifer characteristics and the determination of physical parameters of hydrological models.

Key words karst region, pumping test, anisotropic, tracer test, permeability tensor

(编辑 吴华英)