

DOI: 10.13718/j.cnki.xdzk.2016.02.015

川东平行岭谷典型岩溶含水 介质特征的识别方法探讨

——以重庆青木关地下水系统为例^①

杨平恒^{1,2}, 张宇¹, 田萍³,
卢丙清⁴, 谢世友^{1,2}, 况又莉¹

1. 西南大学 地理科学学院 三峡库区生态环境教育部重点实验室, 重庆 400715;
2. 国土资源部岩溶生态环境 重庆南川野外基地, 重庆 408435;
3. 四川省地质环境监测总站, 成都 610081; 4. 重庆市地质勘查开发局 南江水文地质工程地质队, 重庆 401121

摘要: 采用流量指数衰减法、示踪试验法、地球化学法等 3 种方法, 探讨重庆青木关岩溶含水介质的组合情况. 通过流量指数衰减法计算发现, 研究区地下水系统管道水和裂隙水分别占含水层水资源量的 16.7% 和 83.3%, 裂隙介质在地下水资源的调蓄中发挥着重要的作用; 示踪试验表明, 研究区发育有一条规模较大的岩溶管道, 管道直径为数米级; 水化学和 $\delta D, \delta^{18}O$ 值表明, 研究区地下水系统的含水介质为裂隙和管道介质并存. 研究认为, 可用流量指数衰减法查清不同含水介质的构成, 辅助以示踪试验法计算管道直径及相关的水文地质参数, 并圈定流域范围, 地球化学法作为以上 2 种方法的补充.

关键词: 岩溶地下水; 含水介质; 管道; 裂隙; 川东平行岭谷

中图分类号: P641.6

文献标志码: A

文章编号: 1673-9868(2016)02-0090-08

水是生命之源、生产之要、生态之基, 在国民经济建设中发挥着不可替代的作用. 岩溶地下水是地下水资源的重要组成部分, 全世界有 20%~25% 的人口把岩溶地下水作为饮用水源^[1]. 我国西南地区(滇、黔、桂、渝、湘、鄂、川、粤等省市区)的岩溶总面积约有 50 万 km^2 ^[2], 岩溶地下水在这些地区的经济社会发展中起着至关重要的作用.

岩溶地下水系统由岩溶化的可溶岩体的空间分布格局所决定. 作为岩溶水赋存空间的岩溶含水介质, 其空间形态主要由管道、裂隙和孔隙及其组合形态构成^[3]. 受岩性、构造、地质条件等诸多因素的影响, 中国西南岩溶含水介质具有不均匀性的特点^[4-5], 导致其赋存的地下水资源量有很大的差异和不均匀性, 这往往给勘查、评价和开发带来很大的困难.

本研究以重庆川东平行岭谷区青木关地下水系统为例, 运用流量指数衰减法计算水资源量的构成, 结合在线高分辨率示踪试验对含水层岩溶管道介质定量刻画, 辅助以水化学和 $\delta D, \delta^{18}O$ 法的定性分析. 对岩溶含水介质进行探讨分析, 以期提高对川东平行岭谷区岩溶地下水系统的认识, 对岩溶地下水资源的评价、开发和利用提供帮助.

^① 收稿日期: 2014-11-28

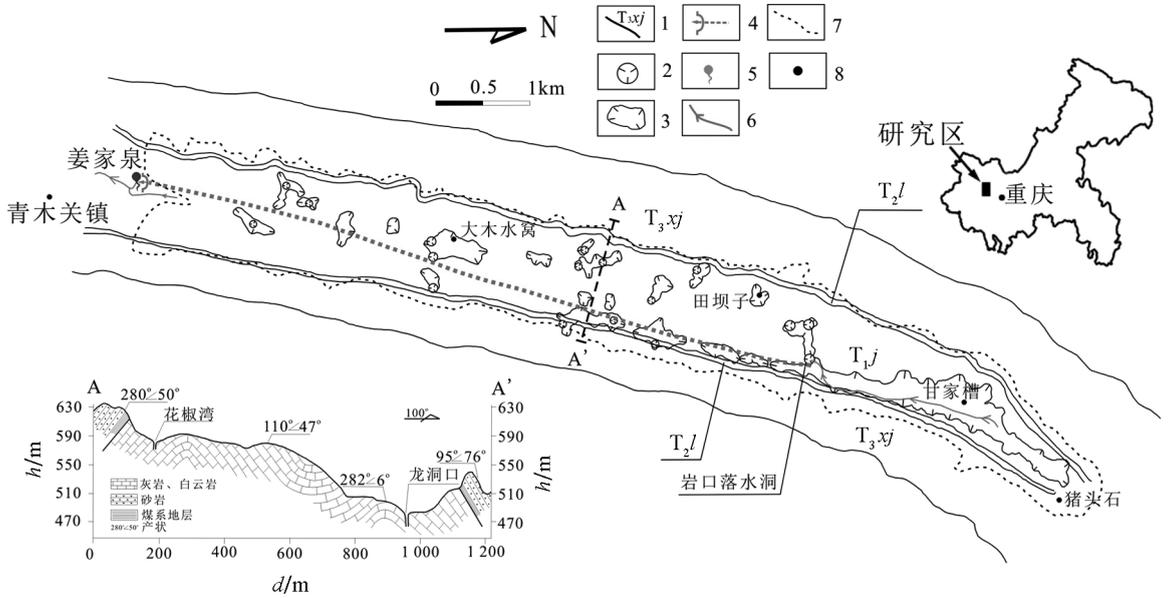
基金项目: 重庆市国土资源和房屋管理局科技计划项目(CQGT-KJ-2014056); 国家科技支撑计划项目(2011BAC09B01); 国家自然科学基金项目(41103068); 中央高校基本科研业务费专项基金(XDJK2014A016); 重庆市院士专项基金(cstc2013jcyjys20001).

作者简介: 杨平恒(1983-), 男, 浙江温州人, 博士, 副教授, 主要从事岩溶环境学的研究.

1 研究区概况

青木关地下水系统位于川东平行岭谷区重庆境内的华蓥山帚状褶皱束温塘峡背斜中段,行政位置处于沙坪坝区、北碚区和璧山县的交界处.区内主要由下三叠统嘉陵江组(T_{1j})厚层块状灰岩、白云岩、白云质灰岩夹角砾状灰岩,以及中三叠统雷口坡组(T_{2l})白云质灰岩、白云岩及泥灰岩、夹角砾状灰岩及灰绿、黄绿色页岩组成.这些碳酸盐岩地层被两侧上三叠统须家河组(T_{3xj})灰色长石石英砂岩夹灰黑色炭质页岩及煤层包围(图 1),背斜核部为碳酸盐岩地层,背斜两翼为须家河组地层.背斜成山,向斜成谷,表现为“一山二岭一槽”的典型岩溶槽谷地貌.

研究区内地势北高南低,相关的研究^[6-8]及本研究表明,研究区存在一条发源于北端岩口落水洞的地下河,在流域最南端的姜家泉(海拔约 320 m)出露,注入青木溪,最终流入嘉陵江.研究区地下水系统的流域面积约 13.4 km².研究区多年平均降水量为 1 250 mm,多年平均气温为 16.5 ℃.



1. 地层界线及代号; 2. 落水洞; 3. 洼地; 4. 地下河展布及出口; 5. 泉点; 6. 地表水流向; 7. 分水岭; 8. 地物名.

图 1 研究区水文地质示意

2 研究方法

2.1 地下水流量指数衰减方程

岩溶含水层中管道、裂隙系统虽然复杂,但可以通过野外流量原位观测资料加以分析了解,其中洪水期是全面了解岩溶含水层的重要时段.流量指数衰减方程是计算岩溶含水层水资源量构成的重要手段之一^[9].本研究对 2007 年 9 月研究区 3 场降雨过程中地下河出口的流量动态及其衰减过程进行分析,以了解岩溶含水介质的特征,计算其水资源的构成.

为便于准确观测流量,本研究在姜家泉泉口修建了矩形明渠,明渠长约 10 m,宽 2.1 m,高 1.5 m;在姜家泉出口约 5 m 处安装了 WGZ-1 型光电数字水位计(重庆华正水文仪器有限公司)实时监测水位,精度为 1 mm,数据采集间隔由水位变幅决定,根据经验公式^[2]将水位换算成流量.

岩溶地下水流量的指数衰减方程表达式如下^[9]:

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad (1)$$

式中: t 为时间(单位为 h); Q_0 为衰减开始时刻($t=0$)的初始流量(单位为 L/s); Q_t 为衰减开始后第 t 时间的流量(单位为 L/s); α 为衰减系数.

衰减系数(α)是流量动态变化的一个特征量,它表示流量衰减的变化率,并与岩溶含水层特征有关,衰

减系数越大, 表示含水介质中流量的衰减速度越快. 由于岩溶含水介质大多是不均匀的, 因而衰减系数 α 在整个衰减过程中并非为常量. 对公式(1)两边取对数, 得:

$$\alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0.43t} \quad (2)$$

式中符号意义同公式(1).

2.2 示踪试验介绍

使用荧光素钠、天来宝作为示踪剂注入含水层中, 采用 GGUN-FL30 型野外自动化荧光仪 (Albillia 公司)^[10], 自动监测地下水中 2 种示踪剂的浓度, 获取连续的示踪剂穿透曲线. 仪器监测时间步长设置为 4~5 min 不等, 检测精度为 0.02 $\mu\text{g/L}$. 利用美国国家环保总署 (U. S. Environmental Protection Agency) 研发的 Qtracer2 软件^[11]对示踪试验获取的示踪剂穿透曲线进行计算, 获取相关参数. 具体的原理和计算方法见 Qtracer2 软件的操作手册^[11].

2.3 测试方法

利用 CTDP300 型多参数自动记录仪 (Greenspan 公司) 记录地下水的电导率、pH 值和水温, 精度分别为 0.1 $\mu\text{S/cm}$, 0.01 和 0.01 $^{\circ}\text{C}$, 数据采集时间步长为 15 min.

选取地下水系统入口岩口落水洞地表水和出口姜家泉地下水的水化学和 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 月度数据作为研究对象, 每月采集水样, 雨季适度加密取样, 并避开雨天. 采样方法和水化学与 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 测试方法见文献^[12].

3 结果与分析

3.1 基于降雨期水文过程的含水介质分析

岩溶区地下水流量的起伏和水化学动态变化幅度大, 这主要取决于降水、地表水和地下水三者之间的转化速度、排泄条件、岩溶发育程度以及岩体透水性^[13-14]; 而通过对强降水过程中流量、水化学动态变化的监测和研究, 可反演其形成原因^[14]. 因而可以依据流量来认识岩溶发育程度和含水介质的结构等.

3.1.1 流量动态对降雨的响应指示岩溶含水介质特征

图 2 是研究区水文地球化学过程对降雨的响应图. 对应这 3 场降雨, 姜家泉的流量也出现 3 次洪峰, 分别记为 S1, S2 和 S3 (图 2). 3 场降雨发生后, 姜家泉流量滞后与降雨事件的时间分别为 5.95 h, 10.45 h 和 7.02 h (表 1), 且流量对降雨响应后, 分别在 20 h, 10 h 和 9 h 后达到最高值, 流量分别从 104.5 L/s, 162.1 L/s 和 146.1 L/s 上升至 353.1 L/s, 575 L/s 和 1 087 L/s (表 1). 以上信息表明地下水系统对降雨事件响应极其迅速, 反映出研究区地下水系统岩溶强烈发育, 含水介质透水性大, 地下河管道流具有“过路水”的特征, 存在单一规模较大的岩溶管道.

表 1 姜家泉流量动态对降雨的响应特征

场次	降雨量/ mm	雨强/ ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	流量响应降雨的 滞后时间/h	初始流量/ ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	最大流量/ ($\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$)	流量得以响应至峰 值的时间/h
S1	34.8	2.88	5.95	104.5	353.1	20
S2	23.8	1.34	10.45	162.1	575	10
S3	31.2	2.38	7.02	146.1	1 087	9

另外, 每次降雨事件发生后, 地下河出口流量的衰减过程曲线要比上升过程曲线平缓, 表现为上升支陡下降支缓的不对称尖峰型, 呈现出与对数正态分布类似的特征 (图 2), 说明岩溶含水层除了单一管道, 还存在大量的裂隙介质 (本文未进行裂隙级以下含水介质的细分), 对含水层水资源起到很好的调节作用.

3.1.2 地下水资源的构成分析

由于 S3 的水文过程较 S1, S2 完整, 且流量也较大, 更能有效、真实地反映岩溶含水层的特性, 因而选取 S3 的流量衰减过程作为计算分析的对象. 根据公式(2), 可以得到衰减过程 2 个亚动态的衰减系数 α

分别为 0.026 616, 0.008 837 h, 二者的时间拐点为 16.76 h. 缪钟灵等^[15]认为衰减系数 α 在 $n \times 10^{-1} \sim n \times 10^{-2}$ 量级为连通性极好的大型管道水, 衰减系数 α 在 $n \times 10^{-2} \sim n \times 10^{-3}$ 量级为张性裂隙、断裂带及溶隙系统的储水(本文统称裂隙水). 根据公式(1), S3 期间的指数衰减方程可表示为:

$$Q_t = \begin{cases} 1.087e^{-0.026616t} & 0 \leq t \leq 16.75 \\ 696e^{-0.008837t} & 16.75 \leq t \leq 298 \end{cases} \quad (3)$$

式中符号 t 的意义与前面公式相同.

对公式(3)进行计算, 可以得青木关地下河流域第一亚动态的贮水量(V1)为 52 885 m³, 第二亚动态的贮水量(V2)为 263 179 m³. 前者即赋存于流域内岩溶管道中的水资源量, 约占含水层总贮水量的 16.7%, 后者为赋存于流域内岩溶裂隙中的水资源量, 约占含水层总贮水量的 83.3%. 表明研究区除了有岩溶管道的存在之外, 还有体积、贮水量更大的岩溶裂隙存在, 在水资源的存储和调节上起到了非常重要的作用, 这也验证了降雨期间地下河流量过程线呈类似对数正态分布的现象.

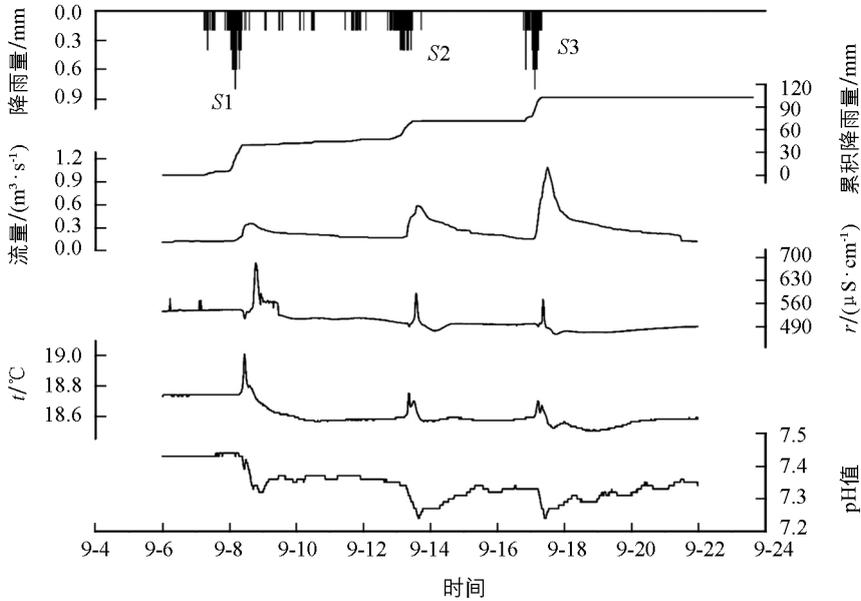


图 2 姜家泉水文物理化学指标动态变化

3.2 基于示踪试验的含水介质研究

人工示踪试验是收集地表水、地下水水力信息和研究含水介质特征的最可靠工具之一, 可分为定性和定量 2 种类型^[11], 本研究采用定量的示踪试验法. 笔者在研究区进行了多次示踪试验, 在此例举其中 4 次试验作为分析对象(图 3).

影响示踪剂浓度穿透曲线形状的主要因素是地下河的结构特征^[16-17]. 从图 3 可以看出, 4 次示踪试验示踪剂穿透曲线皆为单峰型, 并且对称性较好, 除在大木水窝进行的示踪试验以外, 其他 3 次示踪曲线为平滑的单峰曲线, 基本没有拖尾现象, 回收率都在 80% 左右, 甚至更高(表 2), 说明示踪剂在岩口落水洞至姜家泉段运移的通道相对单一, 无岔道分走水流, 也无较大溶潭发育. 从地下水运移速度特点来看, 地下水流速较大, 最大流速与平均流速之比为 1.32~1.89, 平均流速皆大于 1 000 m/d, 雷诺兹数大于 10 000, 同样表明研究区岩溶地下水管道相当发育, 地下水运移路径非常通畅, 为典型的完全紊流流态.

另外, 本研究根据示踪试验穿透曲线, 结合试验期间的流量, 计算出岩口落水洞至姜家泉段岩溶管道储水量为 30 008~43 154 m³, 直径为 2.27~2.72 m; 而田坝子落水洞、大木水窝落水洞到姜家泉段的储水量分别约为 49 179 m³ 和 30 022 m³, 直径分别为 2.99 m 和 3.35 m(表 2). 由于大木水窝洼地至姜家泉段处在地下河流域的中下游段, 岩溶管道介质更为发育, 因而其岩溶管道横截面、直径较岩口落水洞至姜家泉段大.

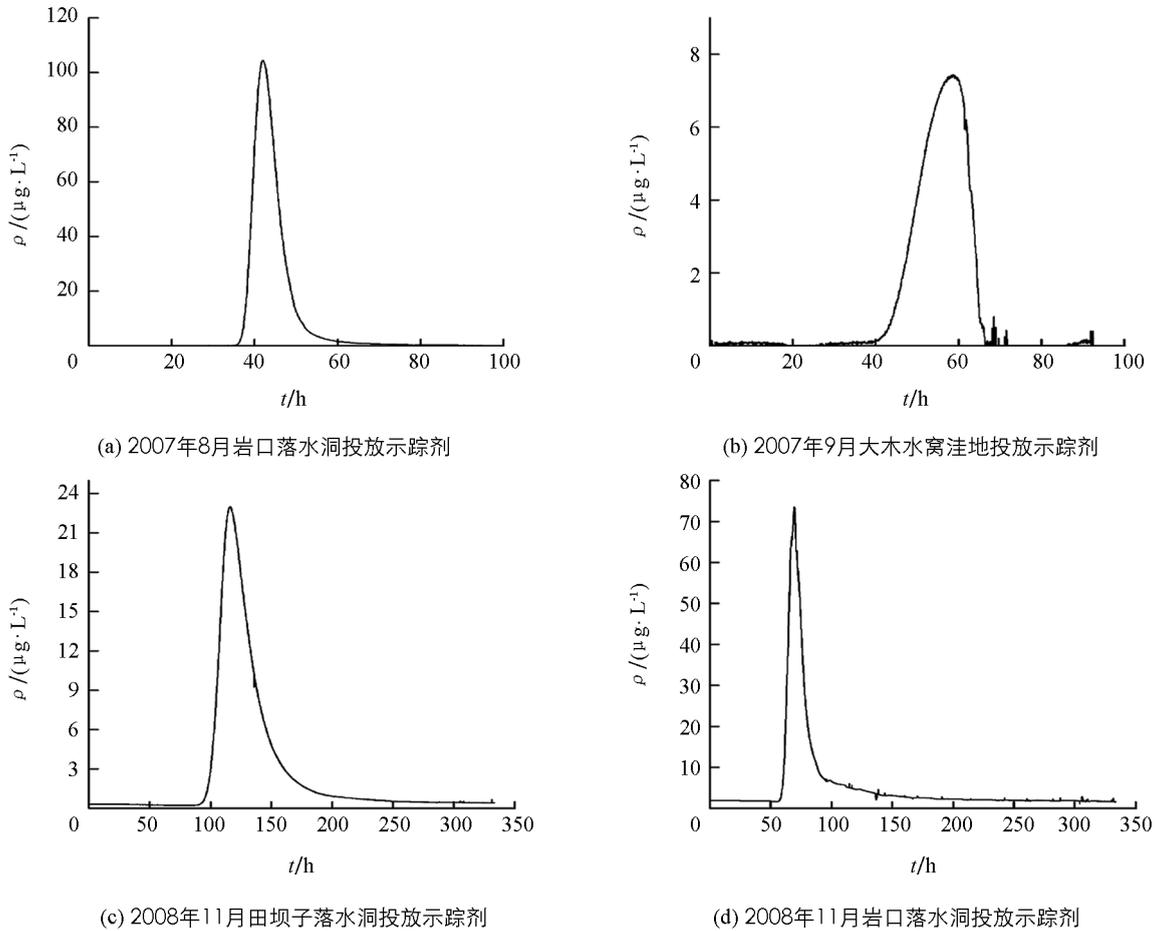


图 3 姜家泉示踪剂穿透曲线

表 2 由示踪试验获取的水力参数信息

编号	投放时间	投放点	平均流速/ ($\text{m} \cdot \text{h}^{-1}$)	管道中储 水量/ m^3	运移管道 直径/ m	雷诺兹数	回收率/ %
a	2007/8/1 11: 25	岩口落水洞	167.8	43 154	2.72	1.11×10^5	93.8
b	2007/9/14 14: 36	大木水窝洼地	61.2	30 022	3.35	5.00×10^4	28.2
c	2008/11/3 16: 26	田坝子落水洞	51.2	49 179	2.99	3.73×10^4	79.5
d	2008/11/4 15: 55	岩口落水洞	88.8	30 008	2.27	4.92×10^4	89.1

3.3 基于地球化学分析的含水介质研究

3.3.1 降雨条件下的地下水地球化学动态

从图 2 可以看出, 研究区地下河出口姜家泉水的 pH 值、电导率和水温在降雨期间表现出与流量一样“暴涨暴落”的特性; 另外, 关于本研究区的其他文献也表明, 地下水中由水土流失带来的铁、锰、铝等元素的质量浓度随流量表现出与对数正态分布形状类似的特性^[18-19]. 这充分表明研究区含水介质存在一个规模较大的单一岩溶管道.

3.3.2 地下水系统水化学的季节动态

对水化学月时间尺度的监测发现, 与碳酸盐岩溶解有关物理化学指标(Ca^{2+} , Mg^{2+} 的质量浓度以及电导率)在雨季表现出稀释效应^[12], 这表明研究区地下水化学对降雨响应灵敏, 即研究区岩溶管道介质的存在能快速响应降雨事件.

除了基本的水化学方法, 还可以运用 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 方法来探讨岩溶含水介质的组合特征. 由于蒸发和凝结等作用, 自然界中水体在运动的过程中发生了不同程度的同位素分馏, 导致各种水体中的 δD , $\delta^{18}\text{O}$ 具有不

同的特征值^[20-22]. 图 4 为研究区地下河入口处地表水和地下河出口水体的 $\delta D, \delta^{18}O$ 值. 从图 4 可以看出, 地表水中的 $\delta D, \delta^{18}O$ 从 8 月至次年 1 月逐渐变大, 表明由于旱季地表水缺少雨水补给, 水体未得以快速更新, 水体蒸发严重, 引起地表水体中 δD 与 $\delta^{18}O$ 存在明显的季节效应. 而地下水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 与地表水相比明显偏负, 且相对于地表水更为稳定, 大致落于重庆大气降水线的两侧^[23](图 4), 说明地下水很少蒸发. 由于采样时段避开降雨天气, 降水通过落水洞灌入的管道水份额相对于裂隙水来说较少, 地下河出口水体的 δD 与 $\delta^{18}O$ 信息所反映的可能是雨水在岩溶系统内混合残留的信息, 是以岩溶裂隙中的扩散流为主的岩溶水, 因而可进一步推断, δD 和 $\delta^{18}O$ 落在当地大气降水两侧的原因可能是降水通过土壤快速渗入存储于岩溶裂隙中, 并以扩散流的形式持续不断地补给地下河管道.

以上研究表明, 地下水系统中管道介质和裂隙介质并存.

3.4 对 3 种方法的评价

流量指数衰减法基本可以明确管道介质和裂隙介质, 但对于不同介质所反映出来的水资源量可能会有一定的主观性; 另外, 这种方法无法确定流域的范围, 无法弄清地下水的来龙去脉.

示踪试验法可以明确地判断出地下水系统投入点和接收点之间岩溶管道介质的几何形态信息, 计算出岩溶管道介质的相关水文地质参数, 还可以划定流域范围, 但目前岩溶区开展的示踪实验^[7-8, 17, 24-26], 还无法反映岩溶裂隙的信息.

水化学和 $\delta D, \delta^{18}O$ 法可以反映岩溶管道介质与裂隙介质并存的信息, 但无法定量区分这 2 种介质所占的比例, 也无法断定流域的边界.

3.5 研究区岩溶含水介质分析

综合以上 3 种方法, 结合野外水文地质调查, 本研究认为研究区存在一条直径在数米级的地下河. 该地下河发源于岩口落水洞处, 沿着西南向岩层走向和背斜核部发育, 沿途不断接受降水通过裂隙介质以扩散流的形式和通过落水洞以集中流的形式补给, 其中裂隙介质占流域含水介质的绝大多数. 降雨期间, 岩溶管道介质成为流域地下水的主要排泄通道, 发挥着重要的排泄作用, 当管道水排尽后, 含水层中赋存的裂隙水逐渐补给管道, 对流域水资源起到了重要的调节作用. 虽然岩溶管道的储水空间少, 储水能力较差, 但其流速大, 排水、汇水能力极强, 是岩溶地下水系统的强径流带. 裂隙介质的流速小, 但其储水空间大, 是岩溶地下水系统相对较弱的径流带.

4 结 论

1) 重庆青木关地下水系统的流量在降雨期间快速响应于降雨事件, 利用构建流量指数衰减方程, 计算得到裂隙介质和管道介质的水资源量, 它们分别占整个含水层的 83.3% 和 16.7%. 结合降雨期间流量呈对数正态分布类似的特点, 发现含水层中管道介质在地下水系统的排泄中发挥着重要的作用, 而裂隙介质对水资源的存储和调蓄有着至关重要的作用.

2) 示踪试验显示研究区发育有一条规模较大的岩溶主管道, 其地下水为紊流流态, 岩溶管道直径为数米级, 计算得到的管道中水资源存储量与利用流量衰减法得到的水资源存储量基本一致.

3) 地球化学法分析表明, 研究区地下水水化学在雨季快速响应于降雨事件, δD 与 $\delta^{18}O$ 分布在重庆大气降水线两侧, 可以认为研究区含水层岩溶管道介质与裂隙介质并存.

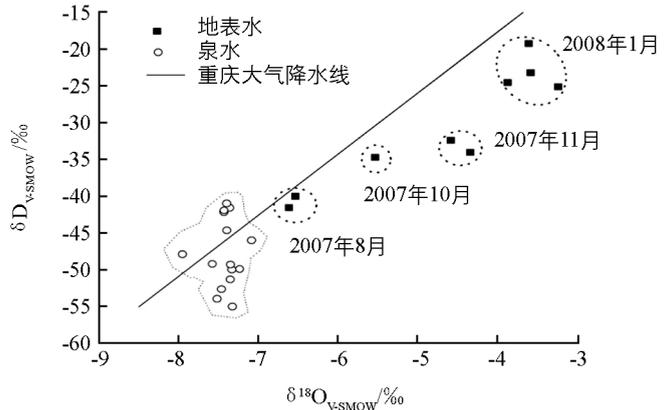


图 4 地表水、地下水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 的关系

4) 需要使用不同的研究方法相互补充和验证岩溶含水介质, 其中流量指数衰减法可较好地计算出不同含水介质的比例, 示踪试验可以较好地计算出岩溶管道的空间结构, 确定相关的水文地质参数, 划定流域范围, 水化学法和 $\delta D, \delta^{18}O$ 可作为上述 2 种方法的补充和验证。

参考文献:

- [1] FORD D C, WILLIAMS P W. Karst Hydrogeology and Geomorphology [M]. Chichester, U K: Wiley, 2007.
- [2] 袁道先, 朱德浩, 翁金桃. 中国岩溶学 [M]. 北京: 地质出版社, 1994.
- [3] 中国地质科学院岩溶研究所. 中国岩溶研究 [M]. 北京: 科学出版社, 1979.
- [4] 袁道先. 岩溶水不均匀性程度差异的产生条件 [C]//中国地质学会第二届岩溶学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 1982: 77—85.
- [5] 袁道先. 论岩溶水的不均匀性 [G]//岩溶地区水文地质及工程地质工作经验汇编. 北京: 地质出版社, 1978: 1—19.
- [6] 罗鉴银, 杨平恒, 袁道先, 等. 岩溶洼地消水流量的推算——以重庆市青木关地下河甘家槽洼地为例 [J]. 中国岩溶, 2010, 29(1): 70—74.
- [7] 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.
- [8] 杨平恒, 罗鉴银, 彭 稳, 等. 在线技术在岩溶地下水示踪试验中的应用——以青木关地下河系统岩口落水洞至姜家泉段为例 [J]. 中国岩溶, 2008, 27(3): 215—220.
- [9] 黄敬熙. 流量衰减方程及其应用——以洛塔岩溶盆地为例 [J]. 中国岩溶, 1982(2): 118—126.
- [10] SCHNEGG P A, COSTA R. Tracer Tests Made Easier with Field Fluorimeters [J]. Bulletin d'Hydrogeologie, 2002, 20: 89—91.
- [11] FIELD M S. The QTRACER2 Program for Tracer-Breakthrough Curve Analysis for Tracer Tests in Karstic Aquifer and Other Hydrologic Systems [M]. Washington: United States Environmental Protection Agency, 2002.
- [12] 杨平恒, 卢丙清, 贺秋芳, 等. 重庆典型岩溶地下水系统水文地球化学特征研究 [J]. 环境科学, 2014, 35(4): 1290—1296.
- [13] 何师意, 裴建国, 谢运球, 等. 湖南保靖县白岩洞地下河流域水文地球化学特征研究 [J]. 中国岩溶, 2006, 25(3): 187—194.
- [14] 邹成杰. 岩溶地区地下水位动态分析 [J]. 中国岩溶, 1995, 14(3): 261—269.
- [15] 缪钟灵, 缪执中. 指数衰减方程在地下水研究中的运用 [J]. 勘察科学技术, 1984(5): 1—6.
- [16] SMART C. Artificial Tracer Techniques for the Determination of the Structure of Conduit Aquifers [J]. Ground Water, 1988, 26(4): 445—453.
- [17] 杨立铮, 刘俊业. 试用示踪剂浓度——时间曲线分析岩溶管道的结构特征 [J]. 成都地质学院学报, 1979, 16(4): 211—219.
- [18] 杨平恒, 袁道先, 叶许春, 等. 降雨期间岩溶地下水化学组分的来源及运移路径 [J]. 科学通报, 2013, 58(18): 1755—1763.
- [19] 杨平恒, 袁道先, 袁文昊, 等. 以 PCA 揭示降雨期间岩溶地下水文地球化学的形成 [J]. 科学通报, 2010, 55(9): 788—797.
- [20] CRAIG H. Isotopic Variations in Meteoric Waters [J]. Science, 1961, 133(3465): 1702—1703.
- [21] SANCHEZ-ESPANA J, ERCILLA M D, CERDAN F P, et al. Hydrological Investigation of a Multi-Stratified Pit Lake Using Radioactive and Stable Isotopes Combined with Hydrometric Monitoring [J]. Journal of Hydrology, 2014, 511: 494—508.
- [22] TIMSIC S, PATTERSON W P. Spatial Variability in Stable Isotope Values of Surface Waters of Eastern Canada and New England [J]. Journal of Hydrology, 2014, 511: 594—604.
- [23] 李廷勇, 李红春, 沈川洲, 等. 2006~2008 年重庆大气降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 特征初步分析 [J]. 水科学进展, 2010, 21(6): 757—764.
- [24] 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

地质工程地质, 2013, 40(5): 11-15.

- [25] 邓振平, 周小红, 邹胜章, 等. 在线监测仪在岩溶地下水示踪实验中的应用——广西临桂县罗锦地下水示踪试验 [J]. 水资源保护, 2009, 25(2): 75-78.
- [26] 李敬兰, 李益民. 广西龙布排泥库地下水多元示踪试验研究 [J]. 安全与环境工程, 2004, 11(1): 59-62.

A Methodological Research on the Identification of a Typical Karst Aquifer

Media in the Paralleled Ridge-Valley of East Sichuan

——A Case Study of Qingmuguan Karst Groundwater System, Chongqing

YANG Ping-heng^{1,2}, ZHANG Yu^{1,2}, TIAN Ping³,
LU Bing-qing⁴, XIE Shi-you^{1,2}, KUANG You-li¹

1. School of Geographical Sciences, Southwest University, Key Laboratory of Eco-Environments in Three Gorges Reservoir Area, Ministry of Education of the People's Republic of China, Chongqing 400715, China;
2. Field Scientific Observation & Research Base of Karst Eco-Environments at Nanchuan in Chongqing, Ministry of Land and Resources of the People's Republic of China, Chongqing 40843, China;
3. Geological and Environmental Monitor Station of Sichuan Province, Chengdu 610081, China;
4. Nanjiang Hydrogeological & Engineering Geology Brigade, Chongqing Bureau of Geology and Minerals Exploration, Chongqing 401121, China

Abstract: Methods of discharge recession equation, tracing test, and geochemistry were employed to investigate the karst aquifer media in the Qingmuguan groundwater system, a typical karst aquifer in the Paralleled Ridge-Valley of East Sichuan. Result of the discharge recession method showed that the media of karst were comprised of conduits and fissures with a rate of 16.7% and 83.3%, respectively. The fissure medium played a significant role in the regulation of groundwater resources. The tracing test showed that a large scale of karst conduits developed in the study site with a diameter of several meters. The methods of hydrochemistry and δD and $\delta^{18}O$ indicated that the media of karst conduits and fissures coexisted in the groundwater system. In conclusion, composition of different aquifer media can be defined by the equation of discharge recession, supplemented with tracing test for the calculation of the diameter of the karst conduit and the relevant hydrogeological parameters, and the identification of the watershed boundary. Geochemical method acts as a supplement of the two methods mentioned above.

Key words: karst groundwater; aquifer media; conduit; fissure; the Paralleled Ridge-Valley of East Sichuan

