

文章编号: 1674-9057(2014)04-0666-07

doi:10.3969/j.issn.1674-9057.2014.04.011

# 广西平果县赤泥堆场周边岩溶地下水动态变化特征

黎容伶, 蓝俊康, 陆海建, 夏源

(桂林理工大学 环境科学与工程学院, 广西 桂林 541004)

**摘要:** 根据地下水的长期观测资料, 广西平果县赤泥堆场周边的岩溶地下水位、泉流量、地下水水温动态都明显地随季节呈周期性变化, 为此判断其动态成因类型为降雨入渗亚型。该区地下水动态随降雨变化的基本特征是: 峰丛洼地比峰林谷地的明显, 峰林谷地比孤峰平原区的显著, 这种变化是由于地貌和岩溶发育程度的差异所致。利用统计分析求出地下水水位和泉流量的衰减方程, 并根据泉水流量的衰减方程推算出泉域内岩溶地下水储存量为 1 757 万  $\text{m}^3$ , 并反算出泉域范围内的平均降雨入渗系数约为 0.42。

**关键词:** 岩溶水; 动态特征; 赤泥堆场; 平果; 广西

**中图分类号:** P641.134; P641.2

**文献标志码:** A

地下水动态是一个非常复杂的自然过程, 是多种输入(天然或人工的)对地下水系统激励后的综合响应<sup>[1]</sup>。岩溶泉水是地下水的一个重要的组成部分, 研究岩溶泉水的动态变化规律, 不仅对保护岩溶泉水有着重要意义, 而且对岩溶水的合理开发利用也有着重要的指导作用<sup>[2-3]</sup>。

岩溶水系统是一个不断演化的动态系统, 岩溶含水介质中的水流具有裂隙流和管道流并存、层流与紊流并存、线性流与非线性流并存、连续水流与孤立水体并存的特点<sup>[4]</sup>, 前人用回归分析法、时序法、反馈型神经网络建模法、统计学及统计学分析软件分析法等<sup>[4-9]</sup>对岩溶水的动态进行预测和分析。

本文对广西平果县赤泥堆场周边地区岩溶地下水动态特征进行研究, 其目的是为了判断该地区岩溶地下水的动态成因类型, 建立该区地下水水位、泉流量的衰减方程, 判断地下水的补给特征, 最后通过衰减方程来估算堆场周边岩溶水系统的平均降雨入渗系数, 以便正确地估算出堆场及其周围的地下水资源量, 用于预测堆场运行后

对地下水所造成的污染, 为地下水环境影响评价服务。

## 1 研究区的环境地质条件

### 1.1 自然地理情况

**1.1.1 地形地貌特征** 研究区内的地势西高东低, 西部为峰丛洼地, 分水岭一带地势较高, 山顶海拔标高为 550 ~ 675 m, 向东地势逐渐降低。研究区东面(右江河岸)的地面标高最低, 一般为 100 ~ 110 m。研究区范围内主要有以下 3 种类型的地貌单元: 峰丛洼地型( $I_1$ ); 峰林谷地型( $I_2$ ); 孤峰、残丘平原型( $II_2$ )。

**1.1.2 气象特征** 平果县地属亚热带季风性气候, 四季区分明显, 多年平均气温 21.6  $^{\circ}\text{C}$ , 月平均气温最高为 28.4  $^{\circ}\text{C}$ (7月), 最低为 12.1  $^{\circ}\text{C}$ (1月), 无霜期 345 天以上。年均降雨量 1 359 mm, 每年降雨主要集中在 6 ~ 9 月。多年平均的蒸发量为 1 572.5 mm, 蒸发量最高值出现在气温较高的 7 月, 最低值则出现在气温较低的 12 月。

**1.1.3 水文特征** 研究区内的河流主要是右江,

收稿日期: 2013-11-03

基金项目: 国家自然科学基金项目(41302197); 广西矿冶与环境科学实验中心项目(KH2012ZD004)

作者简介: 黎容伶(1987—), 女, 硕士研究生, 研究方向: 水文地质工程地质勘察, 569986696@qq.com。

通讯作者: 蓝俊康, 博士, 教授, lanj@163.com。

引文格式: 黎容伶, 蓝俊康, 陆海建, 等. 广西平果县赤泥堆场周边岩溶地下水动态变化特征[J]. 桂林理工大学学报, 2014, 34(4): 666-672.

右江在调查区内由北西流向南东，是当地唯一的河流及区域岩溶水排泄基准面。右江水量丰富，常年水位约 83 m，洪水期多在每年 6~8 月，水位变化幅度一般在 5~10 m。多年平均流量为 350 m<sup>3</sup>/s，洪水期最大流量为 5 100 m<sup>3</sup>/s，枯水期最小流量为 23 m<sup>3</sup>/s。

### 1.2 地层岩性

研究区内主要地层及岩性：第四系残坡积层 (Q<sub>4</sub><sup>pl+dl</sup>)，岩性为粘土；中上三叠统平而关群下段 (T<sub>2-3</sub>p<sup>1</sup>)，页岩、灰岩、白云质灰岩及粉砂岩；中三叠统河口组第一段 (T<sub>2</sub>h<sup>1</sup>)，砂岩、粉砂岩、灰岩及细砂岩夹页岩；三叠系果化组 (T<sub>2</sub>g)，页岩、泥质页岩、砂岩夹页岩；下三叠统北泗组 (T<sub>1</sub>b)，白云岩、白云质灰岩及酸性火山岩；下三叠统罗楼组 (T<sub>1</sub>l)，灰岩、白云岩、白云质灰岩；下三叠统马脚岭组 (T<sub>1</sub>m)，页岩、砂质页岩及灰岩；上二叠统 (P<sub>2</sub>)，砂岩、铁铝质页岩、泥岩及灰岩；下二叠统茅口阶 (P<sub>1</sub>m)，灰岩、白云质灰岩、燧石灰岩；下二叠统栖霞阶 (P<sub>1</sub>q)，灰岩；上石炭统 (C<sub>3</sub>)，白云岩、白云质灰岩及灰岩；中石炭统黄龙

组 (C<sub>2</sub>h)，白云岩及灰岩；中石炭统大埔组 (C<sub>2</sub>d)，白云岩；下石炭统大塘阶 (C<sub>1</sub>d)，灰岩、燧石灰岩；下石炭统岩关阶 (C<sub>1</sub>y)，硅质岩夹硅质页岩和锰土；上泥盆统融县组 (D<sub>3</sub>l)，硅质岩、硅质页岩及灰岩。研究区水文地质图见图 1。

### 1.3 地质构造

研究区内主要有 3 条区域性断裂 (F<sub>1</sub>、F<sub>2</sub>、F<sub>3</sub>)，走向均为北西-南东；此外还有主断裂派生或次生的次一级断裂 (图 1)。主要褶皱也有 3 个，即局祥复式背斜、南立背斜、雁江向斜。

### 1.4 水文地质条件

1.4.1 地下水类型 研究区内第四系残坡积粘土层厚度为 0~15 m，地下水位大多低于粘土层的底板，只有局部地下水位高于粘土层底板 (如果化中学一带)。因此，按埋藏条件划分大部分地区地下水类型为潜水，局部为承压水；如按含水介质划分则为碳酸盐岩裂隙溶洞水；如按水化学类型划分，则为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型水。其地下水中 pH 值 7~8，矿化度 40~360 mg/L。

1.4.2 含水层及隔水层 主要的含水地层：①北

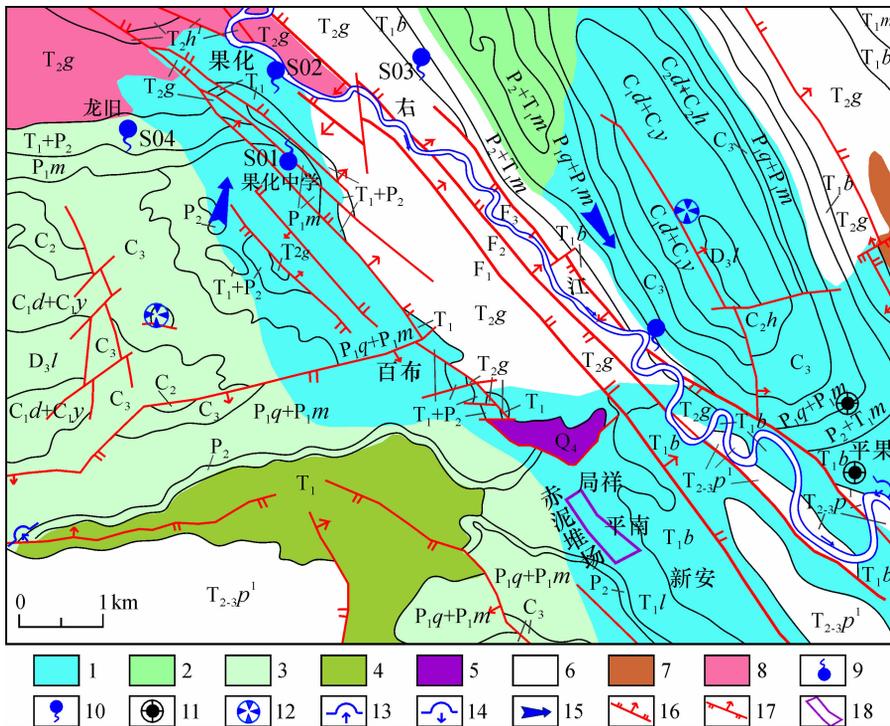


图 1 研究区水文地质图

Fig. 1 Hydrogeological map for research area

1—裂隙溶洞水，含水丰富，埋深 < 10 m；2—裂隙溶洞水，含水中等，埋深 10~50 m；4—裂隙溶洞水，含水性中等；5—覆盖型岩溶水，水量丰富；6—夹碎屑溶洞裂隙水，含水较弱；7—基岩裂隙水，水量中等；8—基岩裂隙水，水量贫乏；9—上升泉；10—下降泉；11—地下河天窗；12—溶洞；13—地下河入口；14—地下河出口；15—地下水流向；16—正断层；17—逆断层；18—赤泥堆场范围；S01—果化中学上升泉；S02—果化暗河；S03—果化镇东下降泉；S04—龙旧泉

泗组白云岩、白云质灰岩；②罗楼组灰岩；③茅口阶灰岩；④栖霞阶灰岩；⑤上石炭统白云岩、灰岩；⑥融县组硅质岩、灰岩。

根据区域水文地质普查资料，以上各含水层的富水性：北泗组的溶洞裂隙水的泉水流量为40~50 L/s；罗楼组泉水枯期流量为91~205.6 L/s；茅口阶和栖霞阶灰岩的地下河出口及大泉水枯期流量达到54~222 L/s；上石炭统白云岩、灰岩地下河出口及大泉水枯期流量75~2360 L/s；融县组的溶洞裂隙水的泉水流量30~164.6 L/s。

主要的隔水地层：①第四系残积、坡积粘土(Q<sub>4</sub>)；②上二叠统砂岩、铁铝质页岩及泥岩；③平而关群下段的页岩、泥灰岩；④果化组的页岩、泥质页岩；⑤马脚岭组页岩、砂质页岩。

1.4.3 地下水的补、径、排特征 (1) 补给源：研究区内地下水的补给基本都来自于大气降雨。

(2) 地下水径流方向：由于研究区内地势西高东低，地下水的径流总体上由西往东流，由北向南流（局部由南向北），最后汇入右江。

(3) 地下水的水位变幅：2006年以前，右江水位随着季节性流量的变化较大，地下水位年变幅多在12~25 m；2006年以后，因右江水位受金鸡滩水电站控制，靠近右江两岸地下水位变幅减少，但远离岸边区域的地下水位变幅仍在12~25 m。

(4) 地下水的排泄：通过3种途径，一是被当地村民抽水利用，村民的饮用和灌溉用水一般都取自于当地的溶潭；二是地下水冒出地表变成地表水流入右江；三是通过岩溶管道、岩溶裂隙等流入右江。

## 2 地下水长期观测及结果分析

### 2.1 基本动态特征

研究区西部为碳酸盐岩组成的裸露型岩溶区，峰丛洼地的地形为地下水补给创造良好的条件。研究区地下的岩溶管道发育，降雨对地下水动态直接影响很明显，不过，由于地貌和岩溶发育程度上的差异，造成不同空间位置上的地下水位、水量动态随降雨的变化程度而有很大的差别，表现出地下水动态随降雨的变化呈现出峰丛洼地比峰林谷地的明显、峰林谷地比平原区显著的规律。

从表1看出，峰丛洼地的地下水动态变化较大，丰水期时，有可能出现地下水溢出地表，而

在枯水期，地下水埋藏很深，最大埋藏达80 m。峰林谷地的水位埋藏变化较少一些，年最大变幅最多只有18 m；变化最小的是孤峰残丘平原，年变幅一般不超过10 m。

图2显示，在长期观测期内，百布村（位于赤泥堆场西北部，距离堆场约5400 m，为峰林谷地）地下水位年变幅为11 m，而局祥村（位于赤泥堆场正北部，距离堆场约200 m，为孤峰平原型）地下水位年变幅仅为2 m。

### 2.2 地下水动态成因类型

根据观测资料，研究区内地下水动态与大气降雨密切相关，故其成因类型为气象控制型中的降

表1 研究区地下水动态变化综合统计

Table 1 Comprehensive statistics data of groundwater level changes during a year in reach area

地貌	岩组组合	年水位埋深/m	泉年流量/(L·s <sup>-1</sup> )	说明
峰丛洼地	石灰岩组	0~<10	0.1~20	以中部的泉城峰丛山区为典型代表，统计其天窗、溶井、溶潭年水位埋深变化，以及个别下降泉及溶潭天窗的水量变化。水位、水量变化在50~80倍
		0~>50	1~50	
		0~>70	12~200	
		0~>80	1000~60000	
峰林谷地	石灰岩组	1.56~18.75	50~900	龙旧、百布一带，谷地相对汇水，水位变化2~10倍。地下河出口水量变化较大
	白云岩组	2~8	50~4850	
孤峰残丘平原	石灰岩组		0.5~124	东部右江河谷，岩溶发育较均匀，径流排泄分散，沿河两岸有地下河出口及泉水溢出
	松散堆积岩组	1.3~10	2360~8000	

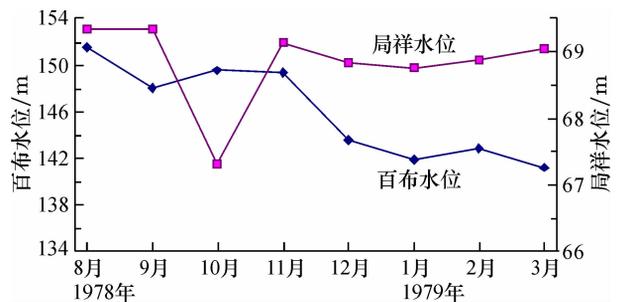


图2 百布村和局祥村水位变化曲线

Fig. 2 Curve of groundwater level changes versus time in Baibu and Juxiang villages

雨入渗亚型<sup>[9-10]</sup>。这种降雨入渗亚型的成因及特点是：包气带岩石的透水性好，地下水位及其他动态要素均随着降水量的变化而变化；水位的峰值与降雨的峰值一致或稍滞后；年内地下水位变幅大，季节性变化十分明显。

根据长沙勘察设计院广西分院 1978—1979 年在果化地区开展的地下水长期动态观测资料绘制而成的图 3、图 4 和图 5，可以看出无论是泉流量、地下水位，还是地下水的温度都随季节呈周期性变化。

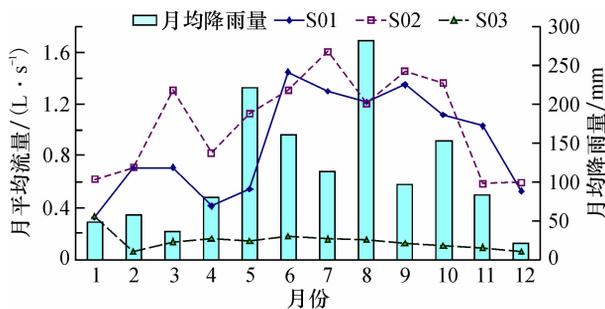


图3 果化区泉流量长期观测曲线

Fig. 3 Long-term observation curve for springs flow in Guohua

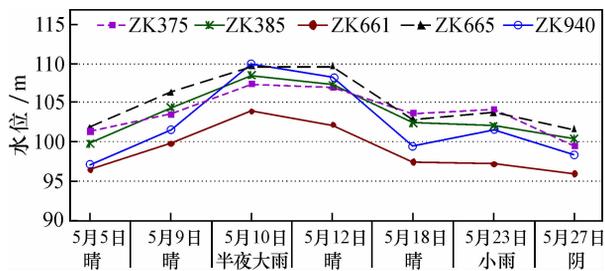


图4 平南村(堆场所在地)钻孔水位随气候变化曲线

Fig. 4 Curves of drilling water level changes versus climate in Pingnan village

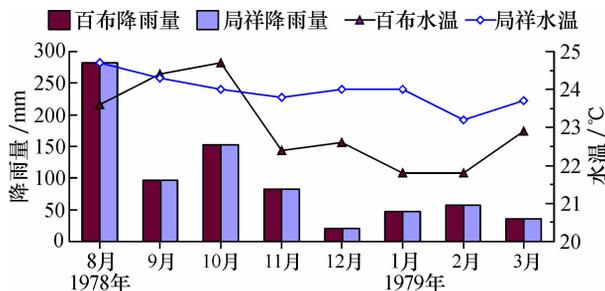


图5 百布村和局祥村地下水水温和降雨量变化曲线

Fig. 5 Curves of groundwater temperature and rainfall changes in Baibu and Juxiang villages

### 2.3 地下水动态变化规律

2.3.1 泉流量衰减方程 研究区内，果化中学和果化镇东的泉流量和规模较大，观测资料齐全，

动态变化明显，因此，以果化中学上升泉和果化镇东下降泉的流量进行动态分析。

根据果化中学上升泉(S01)水流量动态观测资料绘成图6。经分析认为：果化中学的上升泉流量的衰减由两个亚动态叠加，其总衰减方程式

$$Q_t = 379\ 296 e^{-0.005\ 2t} + 451\ 872 e^{-0.008\ 6t}; \quad (1)$$

91 天后,上述衰减方程简化为

$$Q_t = 206\ 496 e^{-0.008\ 6t}. \quad (2)$$

自衰减期开始(9月1日)至第91天,为第一亚动态,其初始总流量为116.3808 m<sup>3</sup>/d,衰减系数为0.0052,衰减曲线较平缓,反映此时降雨补给起了很大的作用,能够较快地填补消耗项,流量衰减相对缓慢。自第91天至第153天为第二亚动态,衰减系数为0.0086,衰减曲线变陡,表明此时降雨补给已经减少,而通过岩溶管道和裂隙的消耗仍在持续,消耗储存量增大,所以其流量衰减的较快。

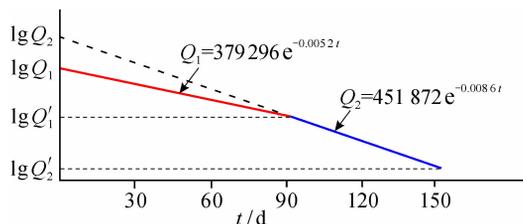


图6 S01 流量衰减亚动态叠加曲线

Fig. 6 Overlay curve of flow metadynamic attenuation in Spring S01

同理，果化镇东下降泉(S03)流量衰减动态分析(图7)也发现，该泉水流量衰减动态也是由两个亚动态叠加，其总衰减方程为

$$Q_t = 103\ 680e^{-0.000\ 36t} + 105\ 408e^{-0.000\ 62t}; \quad (3)$$

92 天之后,衰减方程变为

$$Q_t = 993\ 60 e^{-0.000\ 62t}. \quad (4)$$

自衰减期开始(6月1日)至第92天,为第一亚动态,其初始总流量为14.9472 m<sup>3</sup>/d,衰减曲线十分平缓,衰减系数仅为0.00036,从图3可以看出,虽然该区6—10月降雨量十分丰富,但此期间泉流量却较小,泉流量呈缓慢衰减状态。自第92天至第214天为第二亚动态,衰减曲线变陡(图7),衰减系数为0.00062,此时降雨补给减少,泉水在补给甚微的情况下持续排泄,流量衰减迅速加快。

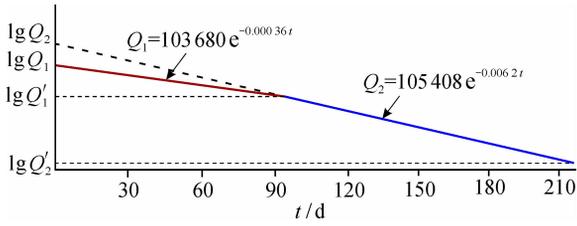


图7 S03流量衰减亚动态叠加曲线

Fig. 7 Overlay curve of flow metadynamic attenuation in Spring S03

2.3.2 地下水水位衰减方程 根据平果县平南村钻孔地下水水位动态长期观测资料(图8),经分析得知,平南村地下水水位衰减动态是由3个亚动态叠加形成的,其总衰减方程为

$$S_t = 648.91e^{-0.0318t} + 718.24e^{-0.0345t} + 488.09e^{-0.0298t}; \quad (5)$$

61天之后,只有后面两项,衰减方程变为

$$S_t = 87.56e^{-0.0345t} + 19.76e^{-0.0298t}; \quad (6)$$

122天之后,衰减方程变为

$$S_t = 12.87e^{-0.0298t}. \quad (7)$$

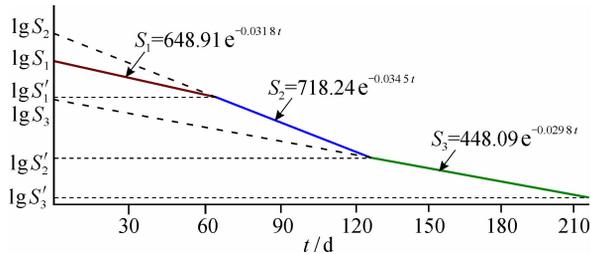


图8 平南村(堆场所在地)水位衰减亚动态叠加曲线

Fig. 8 Overlay curve of groundwater level metadynamic attenuation in Pingnan village

自衰减期开始(8月1日)至第61天,为第一亚动态,其初始水位为100.49 m,衰减曲线较陡,衰减系数为0.0318,此阶段为平南地区的丰水期,降雨补给丰富,水位衰减较快。自第61天至第122天为第二亚动态,衰减系数增大为0.0345,衰减曲线变陡,曲线斜率增大,水位衰减迅速加大,反映平水期的降雨补给减少,但消耗仍在持续,故水位快速下降。自第122天至第214天为第3亚动态,衰减曲线较平缓,衰减系数为0.0298,说明在枯水期的水位比较稳定,水位衰减较小。

2.3.3 地下水动态变化原因分析 根据以上研究发现,本研究区无论是泉流量还是地下水位,其动态变化规律基本上都呈指数衰减型,造成此现象的原因一般是含水层在丰水期末期获得一次较

大降雨补给之后,再不获得降雨继续补给或者降雨补给甚微时,地下水流量和水位的变动规律就会满足地下水非稳定运动的布西涅斯克方程<sup>[8]</sup>,即呈明显的指数函数衰减,或表现出不同的衰减期或亚动态,形成动态叠加<sup>[11]</sup>。由此原理可以看出,本地区岩溶含水层在丰水期末期(9月初)后就很少再得到降雨的有效补给了。

此外,由于溶沟、溶槽、管道、孔隙、裂隙、破碎带等储存地下水空间的存在,使得岩溶带具有一定的调蓄能力。地下调蓄功能主要体现在衰减过程中的衰减速度,衰减系数越大,地下水衰减越快,地下调蓄功能越差。反之,较小的衰减系数,地下水缓慢衰减,地下调蓄功能就强,地区的抗旱能力也越强<sup>[12-16]</sup>。

根据果化地区泉流量和地下水位衰减规律得知:果化地区的泉流量衰减在第一亚动态时,衰减系数较小,地下水衰减缓慢,地下调蓄能力较强,具有较强的抗旱能力。在泉流量衰减的第二亚动态时,衰减系数增大,地下水衰减加快,地下调蓄能力减弱,抗旱能力变差,此时的水位变动较小。

## 2.4 根据泉流量动态计算岩溶地下水的储存量和泉域平均降雨入渗系数

2.4.1 泉域地下水的储存量的估算 泉流量的衰减方程反映了岩溶泉水的流量随时间的变化过程,它随时间的衰减累积,即衰减方程对时间的积分,可以看成地下水汇流区域的地下水储存量<sup>[16-18]</sup>,即

$$V = \int_0^T Q_0 e^{-\alpha t} dt = Q_0 \left. \frac{e^{-\alpha t}}{-\alpha} \right|_0^T = \frac{Q_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha T}), \quad (8)$$

式中:V—地下水储存量(m<sup>3</sup>);T—衰减段的时长(d)。运用式(8)可求出果化中学上升泉地下水储存量,过程如下:

已知该泉在第二亚动态阶段时泉水的衰减天数为153 d,由式(2)得

$$\begin{aligned} V_{\text{储}} &= \int_0^T Q_t dt = \int_0^{153} 20\,649\,6e^{-0.0086t} dt \\ &= \frac{206\,496}{0.0086} (1 - e^{-0.0086 \times 153}) \\ &= 17\,569\,937.15 \text{ m}^3. \end{aligned} \quad (9)$$

此值表明,在该泉水汇流区域内的岩溶地下水储存量为1757万m<sup>3</sup>。

2.4.2 根据泉群流量动态观测数据反算泉域范围

内平均降雨入渗系数 经过观察发现，果化一带岩溶地下水的排泄途径仅为以下2种：一是通过3个泉水涌出地表，二是由管道、岩溶暗河汇集，再从暗河流出地表。因此可以根据泉群、地下河的长期观测流量数据反求降雨入渗系数。该区的泉流量长期动态观变化情况如表2所示。

可利用地形图圈出该区的泉流域范围：东边为右江河流边界，南边、西边和北边均为地表分水岭，泉流域的总面积约为170万m<sup>2</sup>（图9，由于S03位于右江的另一侧，不划入计算范围）。根据该区的泉流域面积和同期降雨量（表3）可以反算泉域降雨入渗系数，即

$$\alpha = Q/PS, \tag{10}$$

式中： $P$ —区域年降雨量(m)，据表3累计求得； $Q$ —泉群(包括地下河)总流量(m<sup>3</sup>/d)，可据表2的观测值求出； $S$ —泉域面积(m<sup>2</sup>)，可用CAD软件计算； $\alpha$ —降雨入渗系数，无量纲。

根据长沙勘察设计研究院平果县气象站历年降雨量统计资料(表3)及表2可知，该区的年降雨量为1349.4mm，泉水总流量为 $9.54 \times 10^{14}$ mm<sup>3</sup>，泉域面积为 $1.70 \times 10^{12}$ mm<sup>2</sup>，则

$$\alpha = \frac{Q}{PS} = \frac{9.54 \times 10^{14}}{1349.4 \times 1.70 \times 10^{12}} = 0.42,$$

因此，在该泉域范围内的降雨入渗系数约为0.42。

该数据与水文地质普查的建议值0.4~0.45(岩溶裸露区)基本吻合。

表2 果化区泉群流量长期动态观测数据

Table 2 Springs flow by dynamic observation during a year in Guohua area

流量/(L·s<sup>-1</sup>)

泉名	1978年									1979年		
	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
S01	0.413	0.541	1.449	1.298	1.217	1.347	1.113	1.030	0.525	0.326	0.704	0.710
S02	0.819	1.129	1.314	1.607	1.209	1.452	1.361	0.590	0.592	0.617	0.713	1.313
S03	0.165	0.143	0.173	0.157	0.151	0.125	0.106	0.091	0.056	0.331	0.057	0.135
S04		0.944	0.368			1.556	0.761	0.980	0.089	0.121		0.069

注：S01—果化中学上升泉；S02—果化暗河；S03—果化镇东下降泉；S04—龙旧泉。

表3 1978—1979年平果县各月降雨量

Table 3 Monthly precipitation in Pingguo County from 1978 to 1979

mm

月降雨量	1978年									1979年		
	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	1月	2月	3月
月降雨量	80.0	221.7	160.0	113.4	281.6	96.7	152.9	83.1	20.3	32.5	21.8	85.4

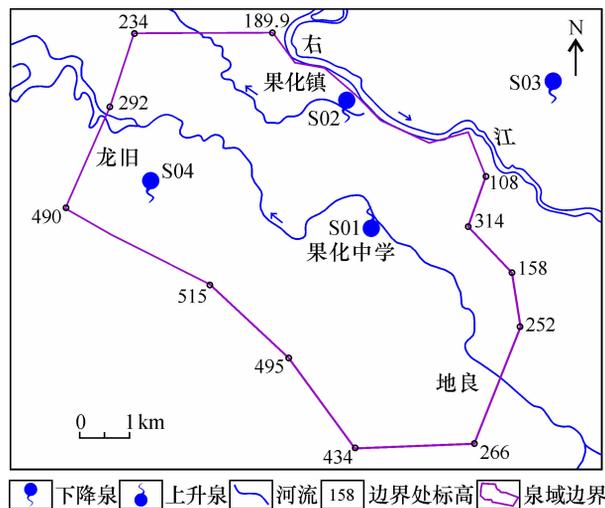


图9 果化地区泉流域范围

Fig. 9 Scope of spring drainage in Guohua area

### 3 结论

(1) 根据长期观测资料，调查区内地下水位变化、泉流量变化、地下水水温变化动态都随季节性变化十分显著，故判断平果县赤泥堆场及周边的成因类型为气象控制型中的降雨入渗亚型。

(2) 研究区岩溶地下水的动态基本特征：地下水动态随降雨规律变化，峰丛洼地比较峰林谷地的明显，赤泥堆场周边峰林谷地比平原区(赤泥堆场所在地)的显著。

(3) 研究区地下水水位和泉流量都呈明显的指数函数衰减，各自有不同的衰减期或亚动态，形成动态叠加，这反映出赤泥堆场周边岩溶含水层在丰水期末期(9月初)后就很少再得到降雨

的有效补给。

(4) 根据泉流量的衰减方程估算出该区泉域内岩溶地下水的储存量为 1 757 万  $\text{m}^3$ , 泉域的平均降雨入渗系数约为 0.42, 这为正确地估算出堆场及其周围的地下水资源量, 用于预测堆场运行后对地下水所造成的污染, 为地下水环境影响评价提供了重要的依据。

本文所引用的数据均依据长沙勘察设计院广西分院 1978—1979 年间的动态观测数据, 在此表示感谢!

### 参考文献:

- [1] 仵彦倾, 李俊亭. 地下水动态研究现状与展望 [J]. 西安地质学院学报, 1992, 14 (4): 58-64.
- [2] 李娟. 地下水动态观测浅析 [J]. 陕西水利, 2011, 3 (4): 117-118.
- [3] 雒征, 胡彩虹, 郝永红. 岩溶泉水的研究现状与进展 [J]. 水资源与水工程学报, 2005, 16 (1): 56-59.
- [4] 王茂枚, 束龙仓, 季叶飞, 等. 济南岩溶泉水流量衰减原因分析及动态模拟 [J]. 中国岩溶, 2008, 27(1): 19-31.
- [5] 柳大伟, 蒋忠诚, 陈伟伟. 基于 Elman 神经网络的表层岩溶泉动态预测及应用——以广西平果县果化镇布洋 1 号表层岩溶泉为例 [J]. 中国岩溶, 2007, 26 (1): 71-74.
- [6] 汤邦义. 多亚动态型泉水流量衰减方程的探讨 [J]. 勘

- 察科学技术, 1984 (5): 10-15.
- [7] 林敏. 泉流量衰减方程中  $\alpha$  系数物理意义的探讨 [J]. 勘察科学技术, 1984 (5): 6-9.
- [8] 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): 1-5.
- [9] 黄敬熙. 流量衰减方程及其应用 [J]. 中国岩溶, 1982 (2): 118-126.
- [10] 蓝俊康, 郭纯青. 水文地质勘察 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2008.
- [11] 孙美云. 试用泉水衰减动态求含水层水文地质参数 [J]. 云南地质, 1982, 1 (3): 285-294.
- [12] 李林立. 西南典型岩溶区生态环境对表层岩溶水的调蓄能力的影响研究 [D]. 重庆: 西南大学, 2004.
- [13] 董华, 王彦俊, 阎震鹏. 黄河下游浅层地下水资源潜力与含水系统调蓄能力分析 [J]. 地理与地理信息科学, 2004, 20 (3): 92-95.
- [14] 宋金良. 北方岩溶地下水系统的调蓄功能分析 [J]. 煤田地质与勘探, 1984, 26 (2): 43-46.
- [15] 张远恒, 王明章. 地下河系统调蓄能力预测方法探讨 [J]. 贵州地质, 2011, 28 (2): 122-125.
- [16] 程星, 杨子江. 影响喀斯特地下水调蓄功能的因素的探讨 [J]. 中国岩溶, 2000, 19 (1): 53-57.
- [17] 施鑫源. 用衰减方程计算岩溶地下水量的新方法 [J]. 长春地质学院学报, 1982, 1 (1): 91-96.
- [18] 祖浙江. 初探烧变岩含水带地下水储存量的计算 [J]. 资源与产业, 2007, 9 (4): 24-26.

## Dynamic variation character of karst groundwater around red mud dumps in Pingguo of Guangxi

LI Rong-ling, LAN Jun-kang, LU Hai-jian, XIA Yuan

(College of Environmental Science and Engineering, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China)

**Abstract:** Based on the analysis of long-term observation data of groundwater around red dumps in Pingguo County, the groundwater level, the spring flow and the groundwater temperature in study area all varied periodically with climate, the genetic type of the groundwater dynamic variation was judged as rainfall infiltration type. The basic of groundwater dynamic variation characters were as following: the variations with rainfall in peak-cluster depression area were greater than that in peak forest valley, while in peak forest valley area, the variation was greater than that in isolated peak plain. This is resulted from the diversity of their topographic feature and the degree of karst development. The attenuation equations of water level and springs discharge are derived from statistical analysis. The storage capacity of groundwater is 17.57 million cubic meters according to the attenuation equation of springs discharge, and the average rainfall infiltration coefficient in the domain of springs is 0.42 by inversion.

**Key words:** karst water; dynamic; red mud; dump; Pingguo; Guangxi