

DOI: 10.20174/j.juse.2026.02.32

贵阳岩溶山区地下水位时空变异特征及影响因素

宋小庆^{1,2,3}, 陈晟⁴, 汪莹^{2,3}, 蒲秀超^{2,3}, 陈欢^{2,3}

- (1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 武汉 430078; 2. 贵州省地质矿产勘查开发局 111 地质大队, 贵阳 550008; 3. 贵州地质工程勘察设计院有限公司, 贵阳 550008; 4. 中铁开发投资集团有限公司, 昆明 650500)

摘要:为研究岩溶山区地下水位动态变化规律及变幅特征,本文以岩溶山区城市贵阳为例,选取 2022~2023 年 9 个地下水位动态观测点日监测数据及降水资料,采用自相关和互相关分析地下水位对降水的响应,并探讨补径排条件及地形坡度对地下水位动态变化的影响。结果表明:(1)研究区地下水位埋深 1.21~27.68 m,年变幅 1.54~11.99 m,地下水位动态在时空分布上存在较大差异;(2)研究区地下水位对降水信号的响应存在一定的滞后性,平均滞后时间 7~92 h,且由补给区到排泄区逐渐增加;(3)地形坡度是岩溶山地区影响地下水位变幅的重要因素,研究区地形坡度与地下水位变幅及变幅度呈正相关,线性拟合优度(R^2)分别为 0.65、0.78;(4)地下水位埋深由补给区到排泄区逐渐减小,水位变幅径流区>补给区>排泄区。

关键词:岩溶山地;时空变异;地下水位动态;相关分析

中图分类号:P641

文献标识码:A

文章编号:1673-0836(2026)02-0706-08

The Spatiotemporal Variation Characteristics and Influencing Factors of Groundwater Level in Karst Mountainous Areas of Guiyang

Song Xiaqing^{1,2,3}, Chen Sheng⁴, Wang Ying^{2,3}, Pu Xiuchao^{2,3}, Chen Huan^{2,3}

- (1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430078, P. R. China;
2. No. 111 Geological Party, Guizhou Bureau of Geology and Mineral Exploration & Development, Guiyang 550008, P. R. China;
3. Geo-Engineering Investigation Institute of Guizhou Province Co., Ltd., Guiyang 550008, P. R. China;
4. China Railway Development and Investment Group Co., Ltd., Kunming 650500, P. R. China)

Abstract: In order to study the dynamic changes and amplitude values of groundwater level in karst mountainous areas, taking the karst mountainous city of Guiyang as an example, selecting daily monitoring data and precipitation data from nine groundwater level dynamic observation points from 2022 to 2023, autocorrelation and cross-correlation analysis are used to analyze the response of groundwater level to precipitation and explore the influence of runoff and drainage conditions and terrain slope on the dynamic changes of groundwater level. The results show that: (1) The groundwater level in the study area is buried at a depth of 1.21~27.68 m, with an annual variation range of 1.54~11.99 m, and there are significant differences in the spatiotemporal distribution of groundwater level dynamics; (2) The relevant analysis results indicate that there is a significant lag in the response of groundwater level to precipitation signals in the study area, with an average lag time of 0~4 days, and it gradually increases from the supply area to the discharge area; (3) The terrain slope is an important factor affecting the amplitude of groundwater level variation in karst mountainous areas. The terrain slope in the study area is positively correlated with the amplitude and variation of groundwater level, with linear goodness of fit (R^2) of 0.65

收稿日期:2025-03-16(修改稿)

作者简介:宋小庆(1986—),男,贵州龙里人,博士生,正高级工程师,主要从事水文地质、环境地质及工程地质的研究工作。E-mail:songxiaqing234@163.com

基金项目:贵州省科技支撑计划(黔科合支撑[2022]一般210);贵阳市公共交通投资运营集团有限公司科研项目(GD3-FW-YJ-03-2020-11-ZB);贵州省地矿局重大科研项目(黔地矿科合[2020]2号)

and 0.78, respectively; (4) The depth of groundwater level gradually decreases from the recharge area to the discharge area, and the range of water level changes from the runoff area to the recharge area to the discharge area.

Keywords: karst mountain; spatiotemporal variability; groundwater level dynamic; correlation analysis

0 引言

近年来,随着城市建设的高速发展,岩溶山区受土地资源稀缺、国家耕地红线等因素的限制,致使城市建筑空间已从广度向深度不断拓展,地下车站、地下停车场、地下商场以及地下储存设施等城市地下空间的开发使建筑物越来越多,而在地下建筑设计中遇到的一个重要问题就是抗浮设计问题。抗浮设计的关键难题之一是怎样精确定地下水位的最大变幅值,归根到底就是地下水位动态变化的规律如何。

国内外学者对抗浮设防水位取值^[1-5]、抗浮设计^[6-7]及抗浮模型试验^[8-9]等方面开展研究,但大多是以区域水文地质条件为基础,从较大范围的整个场地来考虑的,且以平原区、第四系地层分布区为主。针对单独的地下室结构而言,所承受的地下水浮力,与建筑物基础所处的地层结构、微地貌以及地下水的补给及渗流等密切相关。岩溶山区地形复杂,且含水介质各向异性,岩溶地下水具有分散、多层、地下水位随地形起伏变化大等特点,不同微地形、地层组合以及不同补排条件下的地下水位变化规律复杂多变,以致工程技术人员不能很好地判断地下水位变幅取值,最终可能导致地下水抗浮事故。研究地下水位动态变化,必须了解地下水系统中不同水文地质条件下的补给过程,分析地下水位对降水的反应^[10]及水文地质要素影响。为此,本文以岩溶山地城市贵阳为例,基于自相关分析和互相关分析方法,研究地下水位变幅对降水的响应,探索不同地形坡度和补径排条件下地下水位动态变化特征,以期为岩溶山地区构建筑物抗浮设防水位的取值提供参考。

1 研究区概况

研究区位于云贵高原东部,处于近长江流域与珠江流域的分水岭地带,是贵阳市人口最为集中的中心城区。区内属亚热带湿润温和型气候,多年平均气温为 15.3℃,极端最高气温为 39.5℃,极端最低气温为-9.5℃;多年平均降水量为 1 136.96 mm,最大降水量为 1 760.8 mm(1954 年),最小降水量为 741.4 mm(2004 年),雨季一般始于每年的 4 月中旬,结束于 10 月下旬,旱季为 12 月至次年 3 月。降水量年内分配不均,全年 60%降水量集中于 5—

8 月。贵阳市地表水系包括干流南明河及其支流小车河、小湾河、花溪河。

研究区地势总体四周高中间低,高程在 1 000~1 400 m 之间,最高点为北部的黔灵山主峰,高程 1 395 m;最低点为位于东部南明河下游出境处红岩村,高程为 1 040 m,最大高差达 355 m;中部地势较为平缓,高程在 1 000~1 200 m 之间。研究区构造上处于贵阳船形向斜北部扬起端与北东向乌当断裂构造的复合部位,向斜核部出露侏罗系砂岩夹泥岩地层,两翼分布三叠系白云岩、白云质灰岩及灰岩地层,褶皱周缘则主要出露二叠系石灰岩地层(图 1)。第四系主要分布于低洼处,厚度较薄。受宽缓贵阳向斜的控制,区内地层产状总体较为平缓,局部区域受断裂影响岩层陡倾。

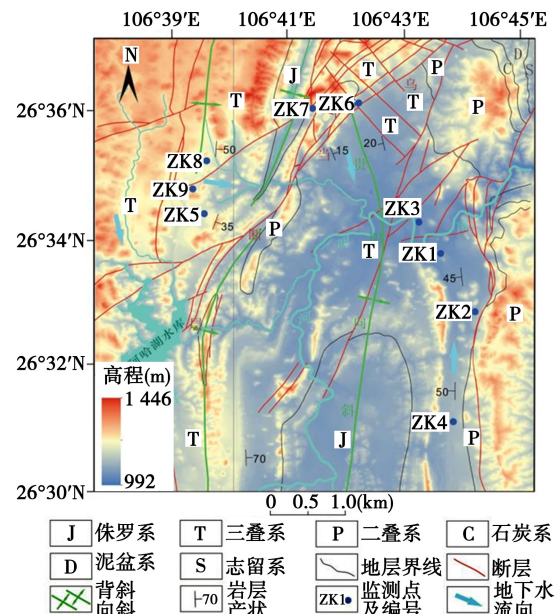


图 1 研究区位置及监测井分布

Fig. 1 Location of the research area and distribution of monitoring wells

根据贵州省地质环境监测院与贵州地质工程勘察设计院 2021 年共同完成的“贵阳市基础条件调查与综合研究报告”资料,研究区划分为 3 个相对独立的岩溶地下水系统。研究区中东部以横贯的南明河排泄基准面为界,分为南北 2 个岩溶地下水系统,其中南部地下水系统以三叠系白云岩为主,岩层倾角 45°~65°,岩层走向近南北,与地下水流向基本一致,该系统涵盖 ZK1、ZK2 及 ZK4 监测井;北部地下水系统以三叠系白云岩为主,岩层

倾角 $10^\circ \sim 25^\circ$, 岩层总体走向北北西, 地下水由北向南径流, 系统内分布有 ZK3、ZK6 及 ZK7 监测井; 以北东向乌当大断裂为界, 西北区域自成体系, 该系统主要发育三叠系白云岩、泥晶白云岩, 岩层倾角 $30^\circ \sim 50^\circ$, 岩层走向北东, 地下水总体由西向东径流, 区内分布有 ZK5、ZK8 及 ZK9 监测井。

2 数据来源与研究方法

2.1 数据来源

本研究使用的地下水位监测数据来源于贵州省地质环境监测院, 均属国家级地下水监测井, 监测时段为 2022 年 1 月 1 日至 2023 年 8 月 31 日, 数据采集频率为 1 次/日, 其中 ZK4 虽缺失 2022 年 1 月 1 日至 2022 年 6 月 19 日数据, 但仍具有一个完整水文年的监测数据。降水 24 h 数据来源于中国科学院地理科学与资源研究所, 观测站点为国家级地面气象观测基准站贵阳站(区站号 57816), 该站点位于研究区中偏东部。

2.2 研究方法

(1) 自相关分析

自相关是时间序列与自身在不同时间点的相互相关。该函数量化了一段时间内连续值的线性依赖性, 并研究了“记忆效应”(系统“忘记”其初始条件所需的时间)。对于不相关的时间序列, 自相关函数在短时间滞后内从 1 急剧下降到低于预定义值(通常为 0.2)。相反, 自相关函数表现出长时间滞后的缓慢下降, 表明时间序列具有较强的相互依赖性和较长的记忆效应^[11]。自相关函数的数学表达式为:

$$C(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(x_{t+k} - \bar{x}), k \geq 0 \quad (1)$$

$$\gamma(k) = \frac{C(k)}{C(0)} \quad (2)$$

式中: $C(k)$ 为相关曲线; n 为时间序列的长度; k 为时滞 ($k = 0 \sim m, m \leq n/3$); x 为研究变量在时刻 t 的值; \bar{x} 为序列 x 的均值; $\gamma(k)$ 为自相关函数。

(2) 互相关分析

互相关分析考虑的是输入信号到输出信号的变换, 互相关函数表示输入和输出时间序列之间的相互关系。对于随机输入序列, 互相关函数对应于脉冲响应。对于互相关函数不对称的情况, 并且滞后具有最大值或最小值, 说明输入信号对输出信号有一些影响。对应互相关函数最大值的滞后时间被定义为响应时间。互相关运算的结果反映了两个信号之间相似性的量度^[12]。它给出了随着时间的变化, 两个序列之间的关联程度。互相关函数

$r_{xy}(k)$ 定义为:

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (3)$$

$$C_{xy}(k) = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^{n-k} (x_t - \bar{x})(y_{t+k} - \bar{y}) \quad (4)$$

式中: k 为滞后时间; $C_{xy}(k)$ 为互协方差函数; σ_x 和 σ_y 是两个时间序列的标准差; \bar{x} 和 \bar{y} 分别是 x_t 和 y_t 序列的平均值。互相关运算一般不服从交换律, 即 $r_{xy}(k) \neq r_{yx}(k)$, 在 K 为实数时, $r_{xy}(k) = r_{yx}(-k)$ 。

在本研究中, 以降水和地下水位作为输入和输出信号, 以进行互相关分析, 识别两者之间的相关性和滞后性。互相关系数的峰值可以反映岩溶系统对降水信号的敏感程度, 并得到响应时间对应于井内水位对降水事件的平均响应时间。

3 结果与分析

3.1 地下水位动态变化特征

(1) 地下水位年变化特征

研究区地下水位埋深 1.21 ~ 27.68 m, 其中 ZK5、ZK9 处于地形起伏较大的西部斜坡地带, 地下水位埋深较大, 在 19.64 ~ 27.68 m 之间; 其余监测孔水位埋深 1.21 ~ 17.54 m (图 2)。

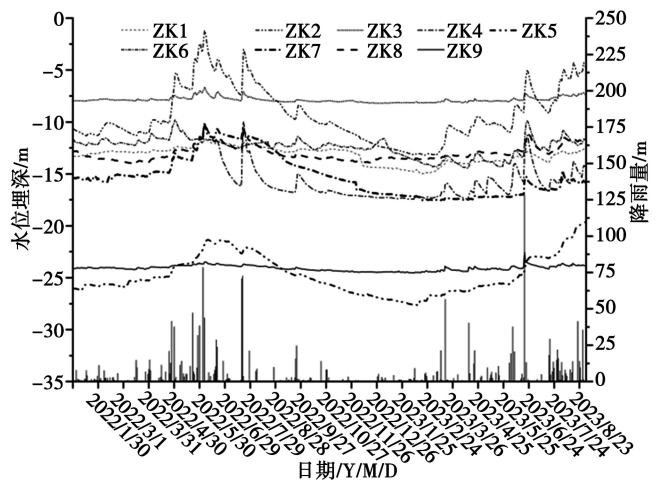


图 2 地下水位埋深、降水量动态曲线图

Fig. 2 Dynamic curves of groundwater depth and precipitation

根据地下水位动态历时曲线, 可定性判断地下水补排的快慢, 并间接反映出含水层的岩溶发育程度^[13]。ZK1、ZK3 地下水位动态曲线呈平缓跳动, 具有慢补慢排的特点, 说明所处区域的岩溶发育相对较弱或处于地下水的排泄区域; ZK2、ZK4、ZK6 及 ZK8 的地下水位动态曲线呈不对称“尖峰”状, 属补排中速型, 这类区域岩溶发育强烈, 受地形高差的影响丰枯季水位变化大, 含水层存在明显的上层岩溶发育强于下层的“二元结构”; ZK5、ZK7 的

地下水动态曲线呈不对称“缓丘”状,属补排较为滞缓的类型,说明该监测井所在区域的岩溶发育相对较弱;ZK9 的地下水动态变幅不大,但曲线形态呈对称“尖峰”状,属分水岭区域的动态类型。

利用 SPSSPRO 软件对区内地下水位埋藏深度进行描述性统计分析(表 1)。结果显示,研究区不

同点的地下水位埋深年变幅值差异大,最大变幅值达到 11.99 m,变异系数 0.29;最小变幅值为 1.54 m,变异系数 0.03,表明研究区地下水位动态变化在时空分布上存在较大的差异性,分析其主要受控于监测井所处的地下水系统补径排位置及地形起伏等因素。

表 1 研究区降水、地下水位埋深统计参数

Table 1 Statistical parameters of precipitation and groundwater depth in the research area

名称	变幅/m	极大值/m	极小值/m	平均值/m	标准差	中位数/m	方差	变异系数
日降水量/mm	128.10	128.10	0.00	3.16	9.83	0.00	96.70	3.12
ZK1	3.30	14.97	11.68	13.19	0.79	12.92	0.63	0.06
ZK2	11.99	13.19	1.21	9.26	2.68	10.10	7.20	0.29
ZK3	1.54	8.20	6.66	7.87	0.26	7.93	0.07	0.03
ZK4	7.49	17.45	9.96	16.07	1.35	16.51	1.82	0.08
ZK5	8.04	27.68	19.64	24.76	1.89	25.33	3.58	0.08
ZK6	4.63	14.45	9.82	12.42	0.91	12.21	0.82	0.07
ZK7	7.35	17.54	10.19	15.22	1.96	15.53	3.82	0.13
ZK8	3.81	13.99	10.19	13.01	0.73	13.24	0.54	0.06
ZK9	1.98	24.55	22.56	24.09	0.26	24.09	0.07	0.01

图 3 显示了研究区地下水位年动态变幅特征,地下水位变幅值总体呈正态分布,其中 ZK1、ZK3、ZK6、ZK8 及 ZK9 监测井的地下水位年变幅小于 5 m,日地下水位变幅值分布相对集中,总体变幅不大。ZK4、ZK5 及 ZK7 监测井的地下水位年变幅在 7.35~8.04 m,其中,ZK4 出现地下水位变幅极值的频次较 ZK5、ZK6 少;区内地下水位年变幅最大的为 ZK2 监测井,达到 11.99 m。

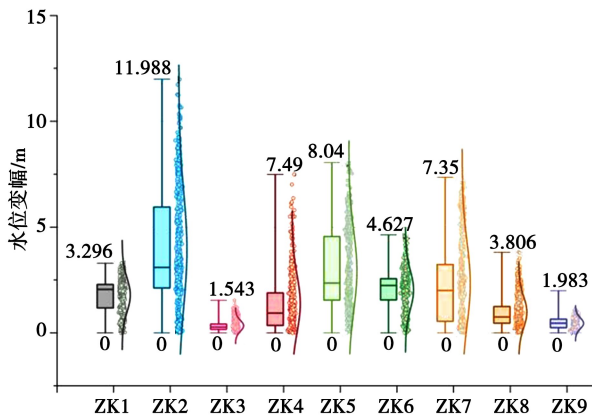


图 3 地下水位变幅箱线图

Fig. 3 Box plot of groundwater level variation

(2) 地下水位按月变化特征

选取 2022 年 9 月至 2023 年 8 月一个水文年进行地下水位月变化特征的分析。研究区月降水量分布不均(图 4),全年 62.3%的降水量和 65.4%的中雨等级以上降水集中在 5—8 月,属丰水期;11 月至次年 2 月属枯水期,降水量仅占全年的

18.3%,且最大日降水量仅为 9.0 mm;9 月、10 月及次年 3 月、4 月属平水期,降水量占全年的 19.4%,平水期降水量虽与枯水期相当,但降水强度较枯水期大,而降水频次较枯水期低。

降水是区内地下水主要的补给来源,控制着地下水位升降。图 4 显示,研究区月地下水位动态呈“V”字形变化。9 月后,随着降水的减少,地下水位逐渐降低,且地下水位变幅较小,其中 ZK1、ZK2、ZK3、ZK4、ZK5、ZK6、ZK8、ZK9 年最低水位均出现在 12 月、1 月及 2 月,ZK6 年最低水位出现在 4 月,最低水位值出现的时间较降水延迟较多的原因,与监测井所处的地下水系统补径排位置及含水层结构等有关。3 月后,随着降水频率及单次降水量的增加,地下水位随之上升,地下水位动态变幅也相应增大,至 8 月后整体水位达到最高值。

3.2 降水与地下水位的相关性分析

(1) 自相关分析

降水和地下水位时间序列数据的自相关和自相关分析可以揭示数据的结构,这有助于确定其他水文过程是否对水位变化有影响^[10]。对区内降水量及地下水位埋深序列数据进行自相关分析,结果如图 5 所示,降水量的自相关函数(ACF)迅速下降,在 1 天内达到小于 0.2 的水平,且接近显著性极限,然后在显著性极限附近随机振荡,说明降水属随机序列,呈现出白噪声特征^[14]。

地下水位随着滞后时间的增加,自相关性逐渐减弱,并在之后的时段内自相关系数存在负值,说

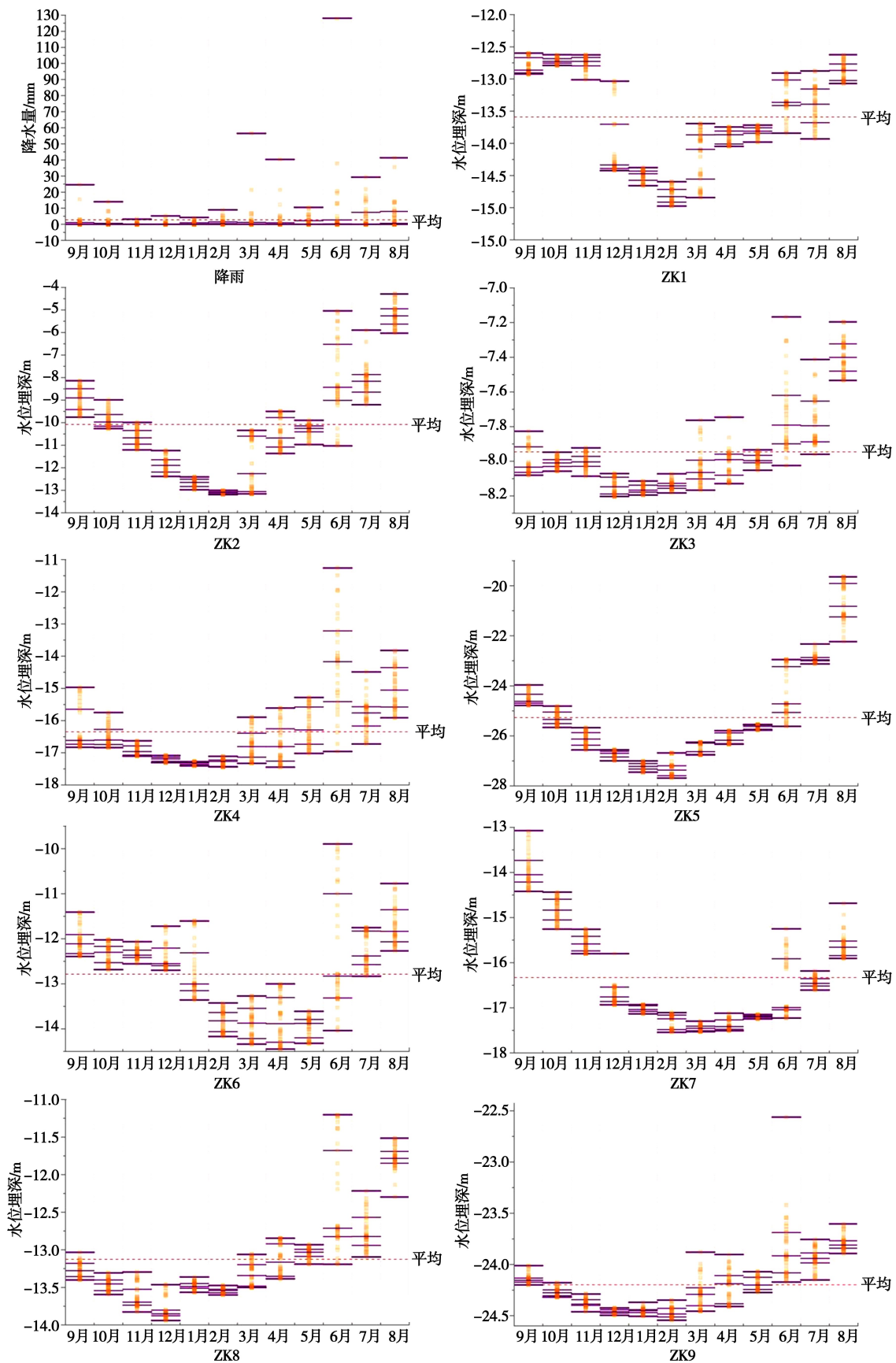


图 4 降水量、地下水埋深月动态变化 I 型箱线图

Fig. 4 I-shaped box plot of monthly dynamic changes in the precipitation and groundwater depth

明区内地下水位动态变化过程存在一定的周期性。ZK1、ZK6 自相关系数 r_k 在 1~3 d 内迅速下降,并在第 3 d 达到 $r_k < 0.2$ 水平;ZK2、ZK4 及 ZK8 的自相关曲线形态相似,地下水位的 r_k 均在 1~2 d 内迅速下降,并在第 2 d 达到 $r_k < 0.2$ 水平;ZK3 和 ZK7 的 r_k 在 1~2 d 内迅速下降,并在 2 d 内达到 $r_k < 0.2$ 水平;与其他水位动态相比,ZK5 的地下水位变化表现出非常不同曲线形态,在 2 d 内下降很快,之后缓慢下降,6 d 后自相关系数才到 0.2 的临界值,这种自相关系数的缓降行为反映了 ZK5 监测井所在区域的含水层岩溶发育较弱。

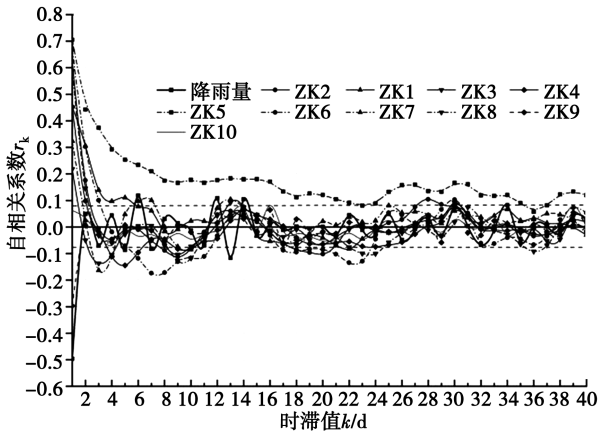


图5 降水量、地下水位埋深自相关曲线图

Fig. 5 Autocorrelation curve of precipitation and groundwater level depth

(2) 互相关分析

互相关分析通过使用各自的时间序列数据作为输入和输出信号来确定地下水位对降水的响应时间,平均响应时间表示了时间序列数据的峰值互相关系数的滞后时间^[15]。通过 Matlab 计算得到降水量和水位动态的互相关系数,图 6 表明所有监测点都显示出向正 k 值的不对称性,这意味着降水量对输出信号地下水位有明显的影响。

图 6 显示,降水事件与各监测地下水位响应(最大 r_{xy} 值)之间的延迟在 7~92 h 之间变化,表明降水事件与最大 r_{xy} 值之间存在一定的时间差。ZK1 水位对降水的平均滞后时间为 86 h,第 6 天后达到下一个峰值($r_{xy} = 0.16$),然后曲线缓慢下降,表明其具有良好的水文地质结构,岩溶发育相对均匀,地下水调蓄能力较强。ZK2、ZK6、ZK8 水位对降水的平均滞后时间分别为 78 h、89 h、74 h,三者的互相关曲线形态双非常相似,均是在 r_{xy} 达到最大值后缓慢下降,且在第 17 天出现第二个峰值,说明此类监测井所在区域含水层存在“二元结构”,并具有良好的调蓄能力,但总体较 ZK1 差。ZK3 水位对降水的平均滞后时间为 19 h,ZK4 水位对降水的平均滞后时间为 71 h,两者的互相关曲线

均在 r_{xy} 达到最大值后,便较为快速下降,具补排中速的特点;ZK5 水位对降水的平均滞后时间为 92 h,ZK7 水位对降水的平均滞后时间为 38 h,两者的互相关曲线在出现第一次峰值后,较平缓的波动一段时间才迅速下降,表明区内岩溶发育较弱。ZK9 水位对降水的平均滞后时间为 7 h, r_{xy} 变化幅度大,说明地下水位对降水的平均响应小于 1 d,具快补快排的特点。

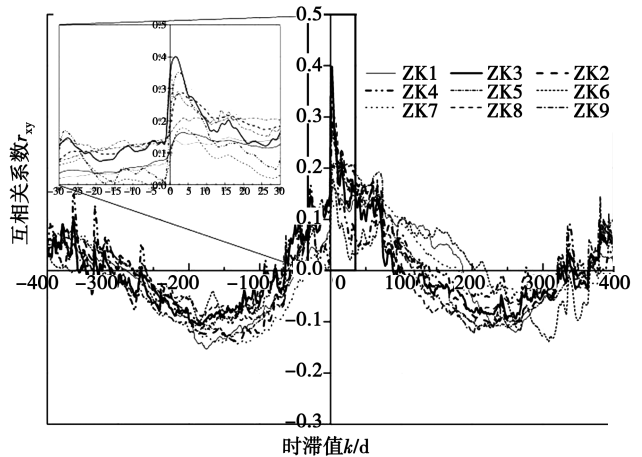


图6 降水与地下水位埋深时间序列互相关图

Fig. 6 Correlation graph between precipitation and groundwater depth time series

4 主要影响因素

控制地下水位动态变化的因素众多,涉及地质、地理、气候、人类活动等^[16-19],这些因素既相对独立,又互相影响和制约。本文主要从以下 3 个方面展开对地下水位动态变化的影响分析。

4.1 降水对地下水位变幅的影响

降水是研究区地下水的主要补给来源,降水量的季节性和年际变化对地下水水位的影响非常显著。枯水期,研究区地下水位总体呈下降趋势,降幅在 0.28~3.21 m,降幅速率从 11 月至次年 2 月逐渐减小;期间,除日降水量 9 mm 区内地下水位有轻微上涨外(涨幅 0.04~0.32 m),其余单次降水均未出现地下水位上涨现象,由此说明研究区单次有效降水阈值在 9 mm 左右。随着平水期降水的逐渐增加,地下水位开始止降反升,丰水期后,地下水位随着降水时长和降水强度的增加,地下水增幅及变幅均大幅增加,在最大日降水量 128.10 mm 时段,区内地下水位变幅达到极值,其中增幅最小的 ZK1 在降水第 3 日后,水位增幅较降水前 1 日增加 0.51 m;增幅最大的 ZK4 在降水第 3 日后,水位增幅较降水前 1 日增加 4.86 m。

4.2 地形坡度对地下水位变幅的影响

地形坡度会直接影响地下水的流动速度和方

向。在斜坡区域,地下水的水力坡度会增大,流动速度加快,从而导致地下水位快速下降;其次,地形坡度会影响地下水的蓄水能力,在斜坡上,地下水的蓄水能力较弱,会更快地被排泄或流失,致使地下水位变幅增大。线性回归分析发现(图 7),研究区地形坡度与地下水位变幅的拟合优度(R^2)为 0.78,与水位变幅的拟合优度(R^2)为 0.65,均呈现出较强的正相关性。

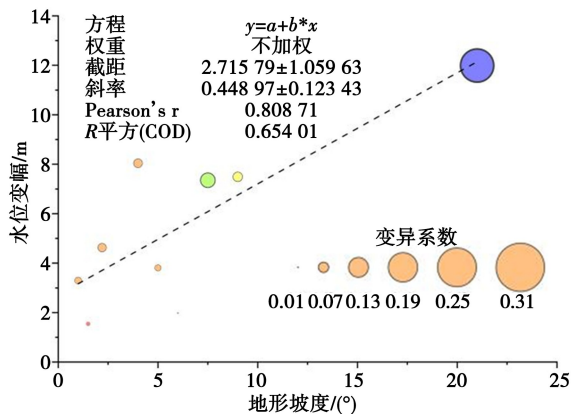


图 7 地形坡度与水位变幅、水位变幅变异系数散点图
Fig. 7 Scatter plot of terrain slope and water level variation amplitude and water level variation coefficient

ZK1、ZK2 及 ZK4 均属南部地下水系统,具有相似的地质背景条件。该系统中,ZK2 监测井处的地形坡度最大,平均坡度达到 21° ,年水位变幅 11.988 m,变异系数 0.29,均为所有监测井中的最大数值;ZK4 监测井次之,平均坡度为 9° ,年水位变幅达到 7.49 m,变异系数 0.08;ZK1 监测井平均坡度 1° ,年水位变幅 3.30 m,变异系数 0.06。由此可见,在地质背景条件相似的情况下,地形坡度是影响地下水位变幅及变幅度的重要因素。北部地下水系统也呈现出与南部地下水系统同样的规律,地形坡度与地下水位变幅及变幅度呈正相关。

与南、北地下水系统不同,西北地下水系统中的 ZK5、ZK8 及 ZK9 地下水位变幅并不符合与地形坡度正相关的规律(图 7)。ZK9 为该系统中地形坡度最大的监测井,平均坡度 6° ,年水位变幅 1.98 m,变异系数 0.01;ZK8 次之,地形坡度 5° ,年水位变幅 3.81 m,变异系数 0.06;ZK5 地形坡度 4° ,年水位变幅 8.04 m,变异系数 0.08。地下水位变幅及变异系数与地形坡度呈负相关关系。3 个监测井处的沉积岩性相同,岩溶发育程度相当,不同的是:(1)所处的地下水系统位置不同,ZK8、ZK9 处于补给区;ZK5 处于径流区,且其上游存在一大型的洼地,补给面积达 1.45 km^2 ,洼地底部不存在落水洞等直接下渗通道;(2)地下水流向与陡倾岩层走向的交角存在差异,ZK8、ZK9 的地下水流向近乎垂直于岩层走向,ZK5 地下水流向与地层走

向斜交,一般情况下,陡倾基岩区的岩层层面是控制地下水径流的主要因素之一,沿岩层走向地下水的径流较为畅通,连续性好;反之,地下水流垂直或斜交于陡倾岩层走向时,则会对地下水流造成拦挡,形成暂时性的“滞留”。由此,推测西北地下水系统的地下水动态可能主要受所处地下水系统位置及陡倾岩层走向控制,地形坡度则为次要控制因素。

4.3 补径排条件对地下水位变幅的影响

地下水所处的补径排位置对地下水位动态有着重要的影响。ZK1 及 ZK3 处于地下水系统的排泄区,地下水位对降水的平均值后时间 19~86 h,其中 ZK3 的平均值滞后时间仅为 19 h,这主要受南明河的侧向近源补给影响所致;受南明河河床切割的影响,ZK1 和 ZK3 地下水位埋深较深,平均为 7.89~13.19 m;地下水位变幅较稳定,为 1.54~3.30 m。ZK2、ZK5 及 ZK6 处于地下水系统的径流区,地下水位对降水的平均值后时间为 78~92 h;地下水位平均埋深 9.26~24.76 m,地下水位变幅总体较大,其中 ZK2 变幅最大达到 11.99 m,ZK5 变幅 8.04 m。ZK4、ZK7、ZK8 及 ZK9 均处于地下水系统的补给区,地下水位对降水的平均值后时间为 7~74 h;地下水位平均埋深在 13.01~24.09 m,总体较径流区和排泄区大;地下水动态变幅 1.98~7.49 m。总体来看,研究区地下水位对降水的平均滞后时间由补给区到排泄区逐渐增加,水位埋深则相反由补给区到排泄区逐渐减小;地下水位变幅则存在径流区>补给区>排泄区的特点。

5 结论

(1)研究区地下水位埋深 1.21~27.68 m,西部斜坡地带地下水位埋深最大,中东部地形平缓地区地下水位埋深浅,地下水位动态在时空分布上存在较大差异。区内地下水位年变幅 1.54~11.99 m,月地下水位动态呈“V”字形变化,平水期及枯水期地下水位降低,水位变幅减小;随着雨季降水量的增加,地下水位及变幅均相应增大,8 月水位整体达到最高值。

(2)相关分析结果表明,研究区地下水位对降水信号的响应存在明显的滞后性,补给区、径流区及排泄区的平均滞后时间分别为 7~74 h、78~92 h 及 19~86 h,平均滞后时间由补给区到排泄区逐渐延长。

(3)降水是区内地下水的主要补给来源,降水有效补给地下水阈值为 9 mm,日最大降水量 128.10 mm 情况下,区内地下水涨幅 0.51~4.86 m。地形坡度是控制地下水动态的重要地质因素,研究区地形坡度与地下水位变幅及变幅度呈正相关,线性拟合优度(R^2)分别达到 0.65 和 0.78;补径排条件是控制地下水位动态的又一重要地质因素,区内

地下水位埋深由补给区到排泄区逐渐减小,水位变幅表现出径流区>补给区>排泄区的特征。

参考文献(References)

- [1] 胡政,陈再谦. 基于长观水位及历史降水量的建筑抗浮水位取值研究[J]. 中国岩溶, 2018, 37(2): 245-253. (Hu Zheng, Chen Zaiqian. Research on the water level of anti-floating of building structure based on long-term boreholes and rainfall observations [J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(2): 245-253. (in Chinese))
- [2] 黄志仑,马金普,李丛蔚. 关于多层地下水情况下的抗浮水位[J]. 岩土工程技术, 2005, 19(4): 182-183. (Huang Zhilun, Ma Jinping, Li Chongwei. The water level for prevention of up-floating under the condition of multi-level groundwater[J]. *Geotechnical Engineering Technique*, 2005, 19(4): 182-183. (in Chinese))
- [3] 兰坚强. 地下水的抗浮设防水位取值及工程实例[J]. 工程勘察, 2014, 36(3): 36-39. (Lan Jianqiang. The value of anti floating and anti floating water level for groundwater and engineering examples [J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 2014, 36(3): 36-39. (in Chinese))
- [4] 张在明,孙保卫,徐宏声. 地下水赋存状态与渗流特征对基础抗浮的影响[J]. 土木工程学报, 2001, 34(1): 73-78. (Zhang Zaiming, Sun Baowei, Xu Hongsheng. Effect of characteristics of groundwater distribution and seepage on anti-uplift analysis of building foundations[J]. *China Civil Engineering Journal*, 2001, 34(1): 73-78. (in Chinese))
- [5] 胡政,田茂中,陈再谦,等. 不同岩溶形态场地抗浮水位取值研究[J]. 地下空间与工学报, 2018, 14(5): 1322-1330. (Hu Zheng, Tian Maozhong, Chen Zaiqian, et al. Study on valuing of anti-floating water level in different karst forms site[J]. *Chinese Journal of Underground Space and Engineering*, 2018, 14(5): 1322-1330. (in Chinese))
- [6] 宋向明. 低洼地区建筑的抗浮设计与设防水位合理确定[J]. 科学技术与工程, 2016, 16(35): 273-277. (Song Xiangming. Anti-floating design and reasonable determination of water level in low-lying [J]. *Science Technology and Engineering*, 2016, 16(35): 273-277. (in Chinese))
- [7] 李超. 建筑抗浮设计水位的合理取值[J]. 工程勘察, 2014, 42(4): 49-54. (Li Chao. Reasonable value of water level for building anti-floating design [J]. *Geotechnical Investigation & Surveying*, 2014, 42(4): 49-54. (in Chinese))
- [8] Guo H T, Zhou R J, Sun C, et al. Buoyancy of underground structures and pore water pressure conduction law in silty clay strata[J]. *Heliyon*, 2024, 10: e24256.
- [9] 安振东,刘贯群,张焘,等. 建筑物场区地下水位预测与抗浮水位确定—以青岛啤酒城改造为例[J]. 中国海洋大学学报, 2015, 45(4): 103-109. (An Zhendong, Liu Guanqun, Zhang Tao, et al. The prediction of groundwater level about building area and determination of anti-floating water level: Taking the transformation of Qingdao Beer City for example [J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2015, 45(4): 103-109. (in Chinese))
- [10] Cai Z S, Offerdinger U. Analysis of groundwater-level response to rainfall and estimation of annual recharge in fractured hard rock aquifers, NW Ireland [J]. *Journal of Hydrology*, 2016, 535: 71-84.
- [11] 李严,王家乐,靳孟贵,等. 运用水文时间序列分析识别济南泉域岩溶发育特征[J]. 地球科学, 2021, 46(7): 2583-2593. (Li Yan, Wang Jiale, Jin Menggui, et al. Hydrodynamic characteristics of Jinan karst spring system identified by hydrologic time-series data [J]. *Earth Science*, 2021, 46(7): 2583-2593. (in Chinese))
- [12] Katsanou K, Lambrakis N, Tayfur G, et al. Describing the karst evolution by the Exploitation of hydrologic time-series data [J]. *Water Resources Management*, 2015, 29(9): 3131-3147.
- [13] 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. (Zou Chengjie. Analysis of groundwater level fluctuation in karst terrains [J]. *Carsologica sinica*, 1995, 14(3): 261-269. (in Chinese))
- [14] Rahnamaei M, Zare M, Nematollahi A R, et al. Application of spectral analysis of daily water level and spring discharge hydrographs data for comparing physical characteristics of karstic aquifers [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 311: 106-116.
- [15] Kogovsek B, Jemcovc I, Petric M. Advanced application of time series analysis in complex karst aquifers: A case study of the Unica springs (SW Slovenia) [J]. *Journal of Hydrology*, 2023, 626: 130147.
- [16] Delbart C, Valdes, D, Barbecot F, et al. Temporal variability of karst aquifer response time established by the sliding-windows cross-correlation method [J]. *Journal of Hydrology*. 2014, 511, 580-588.
- [17] Kaushik P R, Ndehedehe C E, Ryan M. Burrows, et al. Assessing surface-groundwater interactions for sustaining spring wetlands of the Great Artesian Basin, Australia [J]. *Ecological Indicators*, 2023, 151: 110310.
- [18] 李毅,邵明安. 间歇降雨和多场次降雨条件下黄土坡面土壤水分入渗特性[J]. 应用生态学报, 2008, 19(7): 1511-1516. (Li Yi, Sao Mingan. Infiltration characteristics of soilwater on loess slope land under intermittent and repetitive rainfall conditions [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2008, 19(7): 1511-1516. (in Chinese))
- [19] 肖航,燕青,李洋,等. 短时强降雨下平原区域浅层地下水入渗补给规律研究[J]. 环境监测管理与技术, 2021, 33(6): 24-28. (Xiao Hang, Yan Qing, Li Yang, et al. Study on recharge law of shallow groundwater infiltration in plain area under short-term heavy rainfall [J]. *The Administration and Technique of Environmental Monitoring*, 2021, 33(6): 24-28. (in Chinese))