

李常锁,高帅,殷延伟,等. 济南四大泉群附近补给路径及补给比例研究[J]. 中国岩溶, 2023, 42(5): 875-886.

DOI: 10.11932/karst20230501

济南四大泉群附近补给路径及补给比例研究

李常锁^{1,2,3},高帅^{1,2,3},殷延伟⁴,逢伟^{1,2,3},孙斌^{1,2,3},柳浩然^{1,2,3},
陈奂良^{1,2,3},刚什婷^{1,2,3},邢立亭⁵,耿付强^{1,2,3}

(1. 山东省地质矿产勘查开发局八〇一水文地质工程地质大队, 山东 济南 250014; 2. 山东省地下水环境保护与修复工程技术研究中心, 山东 济南 250014; 3. 山东省地质矿产勘查开发局地下水资源与环境重点实验室, 山东 济南 250014; 4. 薛城区自然资源局, 山东 枣庄 277000; 5. 济南大学水利与环境学院, 山东 济南 250022)

摘要: 济南地区岩溶大泉是集供水、旅游、生态等功能于一体的重要自然资源,但随着经济社会的快速发展,人类活动影响不断增强,各岩溶大泉受到水质劣化、流量衰减的威胁。为了明确济南四大泉群附近主要补给路径,更加科学合理的保护泉水资源,文章采用流速流向定量分析、地下水流场分析、水化学同位素分析、聚类分析、三端元混合比计算等研究方法,分析了济南四大泉群主要补给路径,定量计算了各泉群补给路径贡献比例。研究表明,四大泉群的主要补给路径可划分为西部、南部、东南部补给路径,每个泉群受到不同补给路径的混合补给作用,其中趵突泉、黑虎泉、五龙潭、珍珠泉泉群的主要补给来源分别为南部补给路径(流量占比40.21%)、东南部补给路径(流量占比47.42%)、西部补给路径(流量占比47.13%)、南部补给路径(流量占比51.04%),研究工作可为我国北方岩溶大泉成因机制和生态保护提供参考。

关键词: 趵突泉泉域; 流速流向; 水化学同位素; 补给路径; 补给比例

中图分类号: P641.8 **文献标识码:** A

文章编号: 1001-4810(2023)05-0875-12

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

我国北方地区岩溶水以其动态稳定、水质良好的特点成为北方地区城市供水、工农业生产的重要水源,为经济社会发展的提供了重要支撑^[1-2]。但是随着我国经济社会的快速发展,城市人口不断增加,城市硬化面积持续扩张,工农业生产的迅速发展,一方面是加大了对岩溶水的开发利用,另一方面极大的改变了岩溶水系统水循环过程,造成了岩溶水资源量衰减、水质持续劣化、岩溶大泉枯竭等环境地质问题。济南趵突泉泉域位于鲁中南山区北部,是

我国北方较为典型的岩溶水分布区,其中以趵突泉为代表的岩溶大泉泉群,不仅承担着为城市居民提供优质水源的作用,还是承载着重要自然风光、文化遗产价值。自20世纪70年代以来,城市建设进入快速发展阶段,岩溶地下水开采量大大增加,城区四大泉群逐步出现枯竭、断流的现象,直至21世纪初生态调控措施大量实施后,四大泉群才得以重新喷涌,至今泉水保护一直是趵突泉泉域水文地质工作的重点、难点,而掌握岩溶大泉补给来源及路径是科学开展岩溶大泉保护的关键。

趵突泉泉域作为北方典型岩溶大泉之一,国内

基金项目: 国家自然科学基金项目(42272288; 42202294); 山东省自然科学基金项目(ZR2021QD084)

第一作者简介: 李常锁(1976—),男,研究员,研究方向: 水文地质、环境地质等领域研究工作。E-mail: lics120@163.com。

通信作者: 高帅(1990—),男,工程师,研究方向: 地下水循环演化、地下岩体渗流等领域研究。E-mail: shuaigao90@126.com。

收稿日期: 2023-04-20

外学者对其进行了大量的水文地质研究工作。国内外学者对趵突泉泉域岩溶水的主要补给来源、循环演化过程^[3-4]、岩溶冷水与北部地热的关系^[5-6]、岩溶含水介质的空间分布及流场特征^[7-8]、岩溶水与地表水的转化关系^[9-10]、岩溶地下水动态特征及其影响因素^[11-12]、泉水动态特征及其影响因素^[13-15]等方面进行深入的研究,对趵突泉泉域含水系统、水流系统特征有了较为全面的阐述,另外,邢立亭团队在泉域尺度上定量分析了主要岩溶含水层对趵突泉泉域岩溶大泉的补给作用,为泉水保护提供了重要的依据。但是岩溶含水层不仅具有高度非均质性、各向异性特征,而且趵突泉泉域受地质构造作用,主要含水层在空间上分布复杂多变,水流系统呈现多级次、嵌套式的结构特征^[16],若要更加精确的得到岩溶大泉主要补给通道或来源方向,需要开展岩溶大泉附近小尺度的岩溶水径流特征研究。

目前,水文地质条件分析法、水位动态监测/统测、抽/压水试验等是分析地下水补给来源、径流路径的基础研究手段,但其难以定量确定岩溶泉群的补给比例。随着水化学同位素检测技术和野外监测技术的发展,水化学、同位素分析、野外参数实时监测等技术不仅能够地下水形成与演化过程、示踪地下水径流路径,还能进行多端元混合计算^[17-19],也为定量分析岩溶泉群的补给比例提供了有效手段,另

外地下水流速流向的测定为地下水流场分析提供了直接有效的测试手段^[20]。因此,为了进一步掌握济南四大泉群附近主要补给路径及补给贡献率,深化岩溶大泉成因机制,本文在充分掌握四大泉群附近地质、水文地质等条件的基础上,采用水化学同位素分析、地下水流速流向测试、三端元混合计算等研究方法,确定了四大泉群附近主要含水层对岩溶大泉的补给路径,并计算了不同补给路径对岩溶大泉的贡献率,研究成果可为泉域岩溶地下水开采优化配置、岩溶大泉生态环境恢复工程提供理论支撑。

1 研究区概况

研究区位于山东省济南市城区内,趵突泉泉域的汇集排泄区(图 1a),主要为趵突泉、黑虎泉、五龙潭、珍珠泉四大典型岩溶泉群集中出露区域,为保证能够分析不同岩溶水径流路径对四大泉群的补给作用,本文以四大岩溶泉群为中心向外扩 2 km 的范围作为研究区(图 1b)。该区域地势为南东高北西低,为山前冲积-洪积倾斜平原,坡度一般 5°~10°,绝对标高一般 25~50 m,属暖温带大陆性气候,春季干燥少雨,夏季炎热多雨,多年平均气温 14.2 ℃,多年平均降水量为 643.3 mm,在 6—9 月集中降水,12 月至翌年 3 月较小^[21-22]。

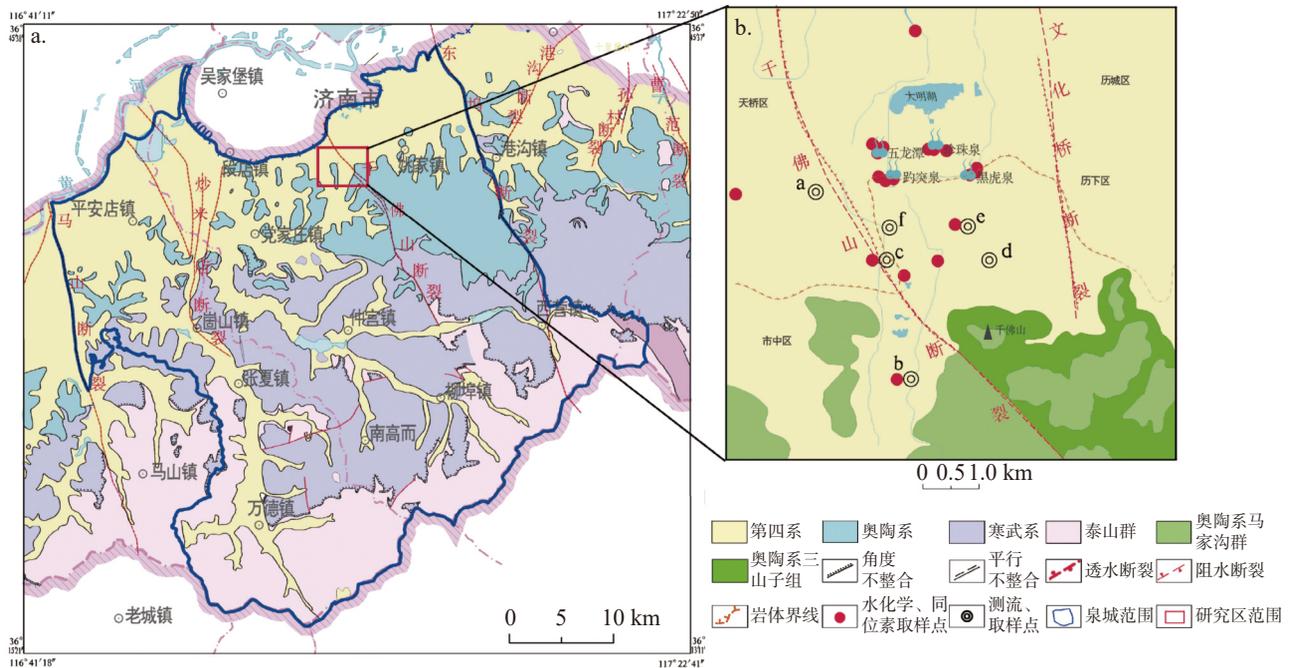


图 1 趵突泉泉域和研究区地质构造略图

Fig. 1 Geological map of Baotu Spring area and research area

研究区地层自上而下依次为第四系、奥陶系北庵庄组、东黄山组、三山子组、寒武系炒米店组、张夏组及燕山期火成岩体。区内分布有两条主要断裂构造,千佛山断裂和文化桥断裂(图 1b),其中千佛山断裂为一条规模较大的断裂,走向 $N10^{\circ}\sim 30^{\circ}W$,倾向 SW,文化桥断裂走向 $N10^{\circ}\sim 20^{\circ}W$,倾向 SW,倾角大于 60° 。由于千佛山断裂与文化桥断裂的存在,使二者之间寒武系炒米店组、奥陶系三山子组地层相对抬高,形成地垒构造^[21-22]。

研究区主要的含水层为寒武系炒米店组—奥陶系马家沟群含水层,岩性为厚层纯灰岩、白云质灰岩、灰质白云岩、白云岩及泥质灰岩等,岩溶、裂隙发育且彼此连通,导水性强,有利于地下水的径流和富集,形成一个具有统一水面的含水层。济南市市区大部分地表覆盖建筑物、道路等硬化构筑物,大气降水垂直入渗有限,泉群主要补给来源是地下侧向径流补给,岩溶地下水大致自南向北径流,城区多年来一直采取禁采、限采等泉水保护政策,城区基本无自备井抽取地下水,地下水主要排泄方式是泉排泄和地下径流。

2 材料与方法

2.1 流速流向测试

为了更好的掌握研究区主要含水层地下水流场特征,本次研究在区内设置 6 个流速流向测试点(图 1b),分别位于研究区东南、南、西北方向,测试含水层为寒武系炒米店组—奥陶系马家沟群含水层,其中西、北侧测试点主要测量火成岩体与灰岩接触带地下水流速流向,多方位布点能够很好的控制岩溶地下水的径流特征。

流速流向测试采用的仪器为美国 Geotech 公司生产的地下水流速流向仪,主体探头由高分辨率视频摄像机、一个磁通阀门罗盘、一个光学放大透镜、一个光源和一个不锈钢外壳组成(图 2)。首先,根据已有的钻孔资料,将该钻孔的主要含水层作为该钻孔的测点,将胶粒探测器缓慢放入钻孔测点,固定电缆后静置 10~30 min,保证探测器周围流体恢复自然流动状态后再开启仪器进行测量。胶粒探测器对地下水体中胶粒捕捉效果受多个因素影响,例如胶粒捕捉延迟、粒子敏感度、最小粒子尺寸等,由于胶粒

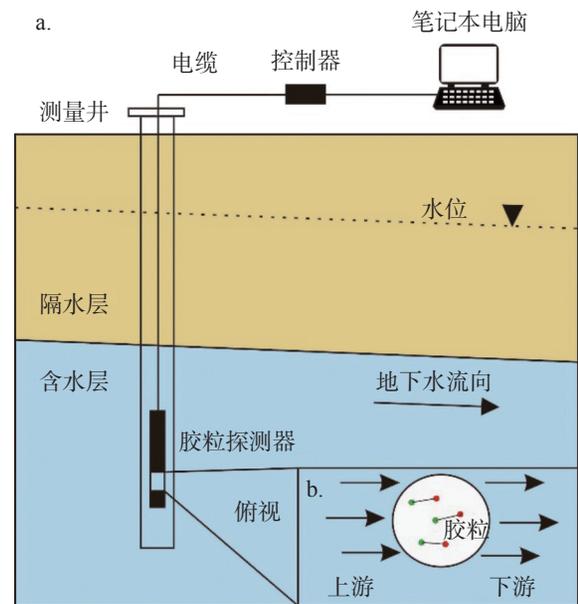


图 2 流速流向测试原理图

Fig. 2 Schematic diagram of flow direction and velocity test

探测区对胶粒运动非常敏感,所以在测试过程中必须保证探测器稳定,在开启仪器进行测量时,需要根据捕获的胶粒情况调整捕捉参数,一般选择 1 min 捕捉 50~100 个胶粒为宜。

2.2 水化学同位素分析

为了能够准确掌握济南四大典型岩溶泉群的补给路径差异,本文于 2019 年 9 月在研究区采集 20 组水化学样品、氢氧同位素样品(图 1b),水化学样品和氢氧同位素样品的取样点位一致。样品主要为寒武系上统炒米店组至奥陶系马家沟群含水层及泉水样品。井水在采集前用水泵将井筒内滞留水体抽出,确保采集到新鲜地下水样品,取样容器在采样前用原水至少润洗 3 次,水化学样品采用 2.5 L 聚乙烯桶采集,采集后 24 h 内运送至实验室检测。氢氧同位素样品采用 100 mL 的 PET 塑料瓶采集,容器内不能有气泡,并用封口膜密封。水化学常规组分样品送至山东省地矿工程勘察院实验室进行测试,氢氧同位素样品送至北京钼科瑞检测技术有限公司测试。

水化学常规组分中阴离子(Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^-)测试的仪器为 Thermo Fisher 的 ICS-600 离子色谱仪,检出限分别为 $0.007\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.046\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.016\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.006\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。主要阳离子(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+})测试仪器为 PerkinElmer 的电感耦合等离子体发射光谱仪(ICP-OES),型号为 Optima 7000 DV,检出限分别为 $0.05\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.12\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.02\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 、 $0.02\text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

重碳酸根离子(HCO_3^-)采用盐酸滴定法测定。测试结果采用公式(1)进行阴阳离子平衡检验,相对误差 E 处于 $\pm 5\%$ 内均可认为测试结果可靠,经计算,所有样品的阴阳离子平衡误差均在 $\pm 5\%$ 以内,说明测试结果真实可靠。

$$E(\%) = \frac{\sum N_c - \sum N_a}{\sum N_c + \sum N_a} \times 100 \quad (1)$$

式中: E 为阴阳离子相对误差,%; N_c 、 N_a 分别为阳离子和阴离子的毫克当量浓度($\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$)。

氢氧同位素采用激光光腔衰荡光谱法测试,仪器为L2130-i液态水同位素分析仪,测试精度 δD 为 $\pm 1.5\%$, $\delta^{18}\text{O}$ 为 $\pm 0.2\%$ 。测试结果为相对于维也纳标准平均海洋水(VSMOW)的千分偏差(公式2),用 $\delta/\%$ 表示,即

$$\delta = \frac{R_{\text{Sample}}}{R_{\text{V-SMOW}}} - 1 \quad (2)$$

式中: R 表示重同位素与轻同位素的同位素丰度比值(D/H , $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), R_{Sample} 和 $R_{\text{V-SMOW}}$ 分别表示样品和维也纳标准平均海洋水中氢氧稳定同位素丰度比值。

3 结果与讨论

3.1 四大泉群补给路径分析

3.1.1 岩溶地下水流速流向特征

由于岩溶含水介质的高度非均质性、各向异性,岩溶地下水水流场分布规律十分复杂,而且随着研究区域尺度越小,含水介质特征对地下水水流场的影响越明显。为了获取更直接的证据分析泉群附近岩溶地下水水流场特征,本文在四大泉群主要补给方向布置了6个地下水流速流向测试点(图1),获取主要岩溶含水层中地下水的流速、流向分布规律。

由各测点地下水流速流向风玫瑰图可以看出,研究区西侧的a点区域岩溶地下水主要向SE、ESE方向径流,井内流速大致(仪器测量的为井筒内地下水流速,简称井内流速) $0.2 \times 10^{-3} \sim 1.6 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图3(a)),表明该处岩溶地下水向四大泉群方向径流,且流动速度较快。南侧b点区域岩溶地下水主要向NE方向径流,井内流速 $< 0.2 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图3(b)),流速相对较慢,该点位于千佛山断裂西侧,推测受千佛山断裂强径流带的作用,其西侧一定范

围内岩溶地下水水位高于强径流带水位,导致一定范围内的岩溶地下水向千佛山断裂强径流带汇集。

研究区东南侧,即千佛山地垒内部区域,沿经十路分布的两个点(c点和d点),沿文化路布设2点(e点和f点),其中c点紧邻千佛山断裂东侧,区域岩溶地下水主要向SW方向径流,井内流速大致 $0.1 \times 10^{-3} \sim 0.6 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (图3(c)),受千佛山断裂径流带的汇集作用影响明显,d点距离千佛山断裂较远,区域岩溶地下水主要向W方向径流,井内流速大致 $0.4 \times 10^{-3} \sim 1.2 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,同样受千佛山断裂强径流带的汇集作用影响。f点区域岩溶地下水主要向NNW方向径流,即趵突泉群方向,井内流速大致 $0.4 \times 10^{-3} \sim 1.0 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,e点区域岩溶地下水大致向WNW、NW方向径流,即四大泉群方向,井内流速大致 $0.2 \times 10^{-3} \sim 0.6 \times 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,这两个点受千佛山断裂的影响较弱。

根据四大泉群附近岩溶地下水的流速流向分析可以看出,四大泉群西侧的岩溶地下水自东向西径流补给泉群,流速相对较高,南侧的岩溶地下水在靠近千佛山断裂附近时,受到千佛山断裂汇集作用,会向千佛山断裂汇集再补给泉群,而东南侧岩溶地下水部分向北直接补给泉群,部分会受向千佛山断裂汇集后再补给泉群。

3.1.2 地下水水流场分析

根据研究区岩溶水位统测资料,绘制四大泉群附近岩溶地下水的等水位线图(图4)。根据等水位线图可以看出,四大泉群附近岩溶地下水水流场除受地层产状的影响外,还受火成岩体与灰岩接触带、千佛山断裂两个构造的控制。根据前期水文地质研究资料,千佛山断裂自千佛山垭口往北具有明显的透水特性,两侧岩溶地下水向断裂汇集,本次岩溶地下水的流速流向测试结果也是很好的验证,而千佛山垭口以南段则渗透性能较差,对两侧岩溶地下水的汇集作用较弱。因此,千佛山断裂东侧、四大泉群东南部区域,来自径流区的岩溶地下水向北径流经过千佛山垭口附近后,部分岩溶地下水受千佛山断裂的汇集作用向千佛山断裂汇集,另一部分继续向北径流至四大泉群排泄。千佛山断裂西侧、四大泉群南部区域,来自径流区的岩溶地下水向北径流经过千佛山垭口附近后,部分岩溶地下水则受千佛山断裂的汇集作用向千佛山断裂汇集,另一部分继续向

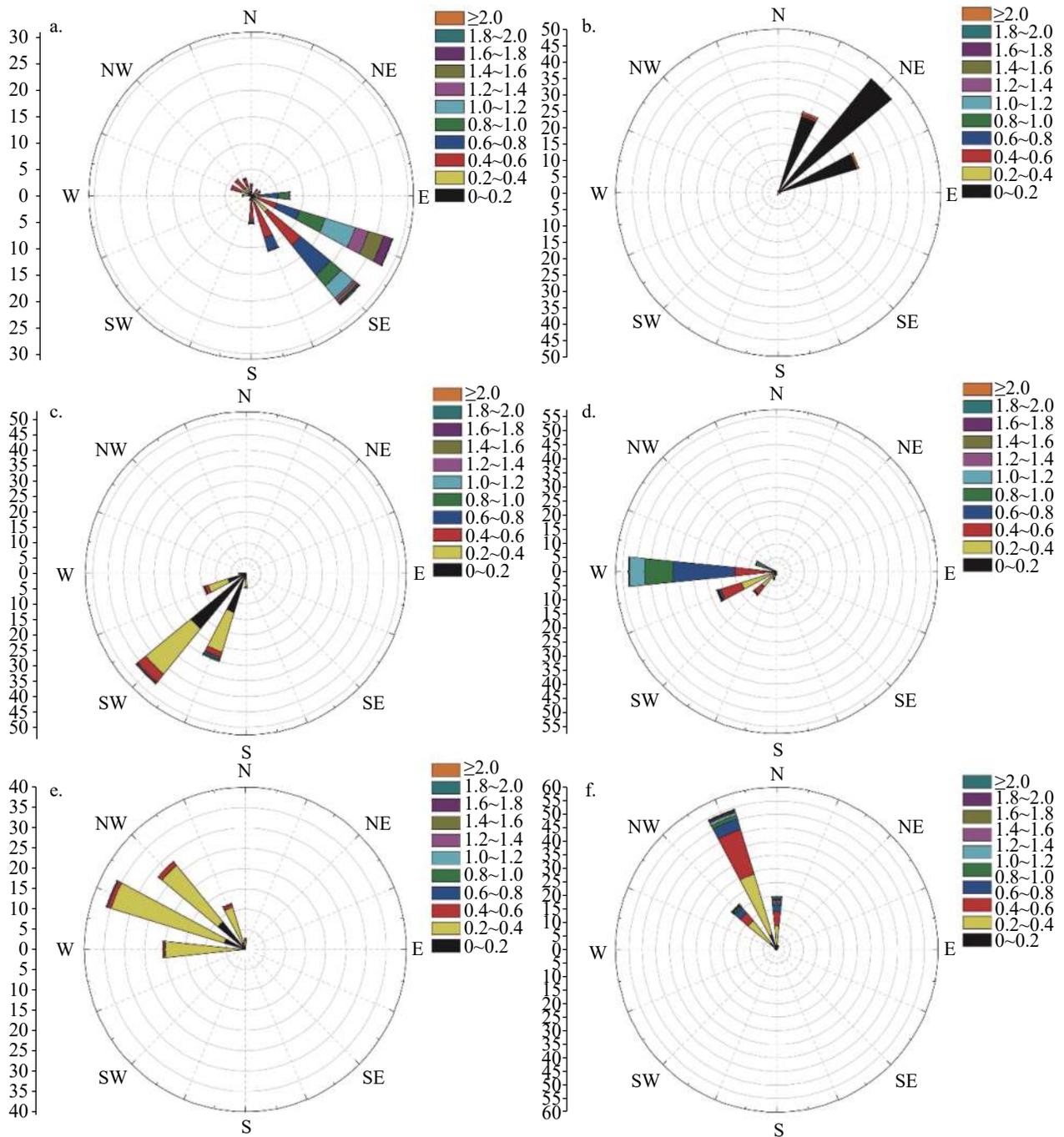


图 3 岩溶地下水流速流向风玫瑰图

Fig. 3 Wind-rose diagram of flow direction and velocity test of karst groundwater

北径流至四大泉群排泄。另外，西侧岩溶地下水水位稍微高于四大泉群水位，岩溶地下水整体呈现自西向东径流，岩溶地下水流速流向测试结果也验证了这一现象。根据火成岩体、灰岩及两者接触带水文地质性质可推测，西部岩溶地下水可通过火成岩体与灰岩接触带自西向东径流至四大泉群，或在千佛山断裂附近与来自南部、东南部岩溶水混合后径流至四大泉群。

综上所述，研究区岩溶地下水整体自南向北径流，但其流场空间特征主要受灰岩与火成岩体接触带、千佛山断裂等强径流带的控制。因此，根据研究区岩溶地下水流程空间特征及构造条件，可将四大泉群的主要补给路径划分为西部、南部和东南路径，而北部为径流排泄方向，其中西部路径是火成岩体与灰岩接触带形成的东西向径流路径，是济西地区奥陶系岩溶含水地下水自西向东补给四大泉群的主

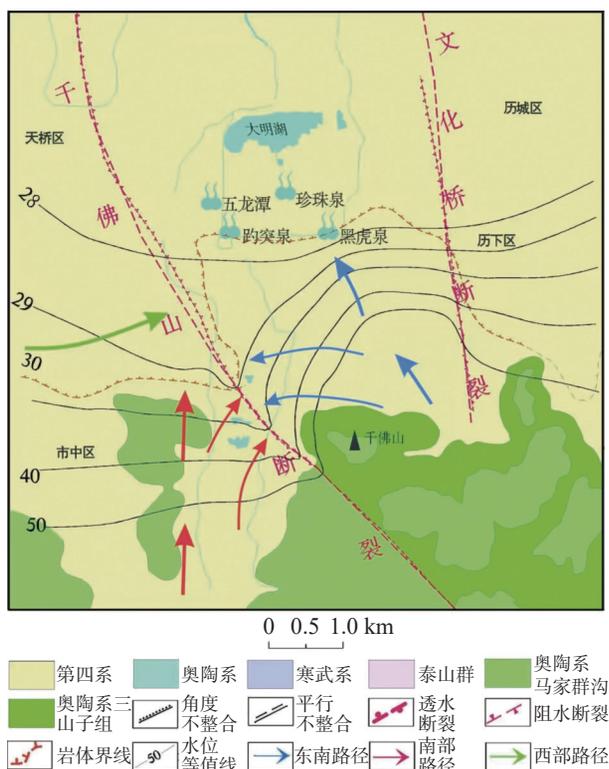


图 4 岩溶地下水等水位线图

Fig. 4 Water level contour map of karst groundwater

要径流路径;南部路径主要为千佛山断裂西侧、党家庄镇以东的奥陶系、寒武系岩溶含水层,岩溶地下水受地层产状控制,大体自南向北径流,是南部径流区岩溶地下水自南向北补给四大泉群的主要径流路径;东南部路径主要为千佛山断裂东侧广泛分布的奥陶系、寒武系岩溶含水层,岩溶地下水受地层产状控制,大体自南向北径流,是东南部岩溶地下水沿千佛山断裂与文化桥断裂之间的含水层向四大泉群径流的主要径流路径。

3.2 四大泉群补给路径差异性

3.2.1 水化学同位素基本特征

本文采用数理统计的方法分类统计了不同泉群、补给路径岩溶水水化学组分的平均值、最大值、最小值等统计参数(表 1)。四大泉群中,趵突泉泉群和黑虎泉泉群泉水水化学组分含量相似,水化学类型均为 $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$ 型, pH 相差较小,分布范围为 7.40~7.80,呈弱碱性特征,趵突泉泉群 TDS 分布范围 520.00~525.00 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$,均值为 523.33 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$,黑虎

表 1 泉水与岩溶地下水水化学组分、同位素组分统计表

Table 1 Statistics of chemical and isotopic components of spring and karst groundwater

分区	统计参数	pH	TDS/ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	K^+ / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	Na^+ / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	Ca^{2+} / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	Mg^{2+} / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	Cl^- / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	SO_4^{2-} / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	HCO_3^- / $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	$\delta^{18}\text{O}/$ ‰	$\delta\text{D}/$ ‰	水化学类型
趵突泉泉群	均值	7.80	523.33	1.15	25.57	126.78	22.79	56.14	100.50	272.11	-8.11	-58.15	$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$
	最大值	7.80	525.00	1.17	26.19	127.19	23.05	56.37	101.39	275.00	-8.10	-57.98	
	最小值	7.80	520.00	1.11	24.73	125.97	22.41	56.02	99.81	269.22	-8.12	-58.34	
黑虎泉泉群	均值	7.47	543.67	1.50	37.26	119.50	22.93	64.17	110.17	269.22	-7.94	-58.24	$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$
	最大值	7.50	610.00	1.69	42.74	134.87	25.04	74.45	124.30	292.37	-7.83	-57.53	
	最小值	7.40	495.00	1.34	30.85	111.02	21.15	54.95	96.88	257.64	-8.04	-58.91	
五龙潭泉群	均值	7.53	473.33	0.98	18.49	116.67	21.22	49.40	87.10	263.43	-8.20	-58.81	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
	最大值	7.60	490.00	0.99	19.72	120.16	21.73	52.12	90.78	266.32	-8.18	-58.55	
	最小值	7.50	460.00	0.97	17.06	112.89	20.76	46.44	82.95	260.53	-8.22	-59.03	
珍珠泉泉群	均值	7.50	446.00	1.27	20.92	105.21	19.94	46.44	80.55	248.95	-8.08	-59.01	$\text{HCO}_3\text{-Ca}$
	最大值	7.50	450.00	1.30	21.30	105.81	20.13	46.44	80.69	254.74	-8.08	-58.95	
	最小值	7.50	442.00	1.24	20.54	104.61	19.74	46.44	80.40	243.16	-8.08	-59.06	
西部路径	均值	7.85	329.00	2.08	33.26	56.27	16.83	51.05	49.69	205.53	-8.27	-59.97	$\text{HCO}_3\text{-Ca}\cdot\text{Mg}$ $\text{HCO}_3\cdot\text{Cl-Ca}\cdot\text{Na}$
	最大值	7.90	390.00	2.99	46.95	56.83	17.74	75.51	56.82	214.21	-7.94	-57.24	
	最小值	7.80	268.00	1.16	19.57	55.71	15.92	26.59	42.55	196.85	-8.59	-62.70	
南部路径	均值	7.75	562.50	1.04	33.03	126.16	20.78	66.65	121.11	276.46	-7.54	-55.41	$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$
	最大值	7.90	620.00	1.64	33.55	143.89	21.39	84.02	123.00	306.85	-7.43	-54.75	
	最小值	7.60	505.00	0.44	32.51	108.42	20.17	49.28	119.21	246.06	-7.64	-56.06	
东南部路径	均值	7.36	772.00	1.09	64.04	164.89	29.17	103.66	173.52	337.53	-7.66	-55.86	$\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}$ $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\text{-Ca}\cdot\text{Na}$ $\text{HCO}_3\cdot\text{SO}_4\cdot\text{Cl-Ca}\cdot\text{Na}$
	最大值	7.50	940.00	1.93	98.34	218.04	36.34	119.48	208.93	425.53	-7.43	-54.66	
	最小值	7.10	600.00	0.54	35.58	141.28	19.81	82.25	143.18	254.74	-7.91	-57.28	

泉群 TDS 分布范围 495.00~610.00 mg·L⁻¹, 均值为 543.67 mg·L⁻¹, 二者优势阴、阳离子均为 HCO₃⁻、Ca²⁺, 而黑虎泉泉群 Na⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 含量明显高于趵突泉泉群, 可能与黑虎泉泉群受到更多的浅层补给有关。五龙潭泉群和珍珠泉泉群泉水水化学组分含量相似, 水化学类型均为 HCO₃-Ca 型, pH 分布范围为 7.50~7.60, 呈弱碱性特征, 五龙潭泉群 TDS 分布范围 460.00~490.00 mg·L⁻¹, 均值为 473.33 mg·L⁻¹, 珍珠泉泉群 TDS 分布范围 442.00~450.00 mg·L⁻¹, 均值为 446.00 mg·L⁻¹, 二者优势阴、阳离子均为 HCO₃⁻、Ca²⁺。

东南路径岩溶地下水 pH 分布范围为 7.10~7.50, 均值为 7.36, 呈中性—弱碱性特征, TDS 分布范围 600.00~940.00 mg·L⁻¹, 均值为 772.00 mg·L⁻¹, 优势阴、阳离子均为 HCO₃⁻、Ca²⁺, 但 Na⁺、Cl⁻、SO₄²⁻ 含量也相对较高, 导致该区域岩溶地下水水化学类型相对复杂, 包含 HCO₃·SO₄-Ca、HCO₃·SO₄-Ca·Na、HCO₃·SO₄-Cl-Ca·Na 三种类型, 这可能与径流区强烈的人类活动有关。南部路径岩溶地下水 pH 值分布范围为 7.60~7.90, 均值为 7.75, 呈弱碱性特征, TDS 分布范围 505.00~620.00 mg·L⁻¹, 均值为 562.50 mg·L⁻¹, 优势阴、阳离子均为 HCO₃⁻、Ca²⁺, 水化学类型主要为 HCO₃·SO₄-Ca 型。西部路径岩溶地下水 pH 值分布范围为 7.80~7.90, 均值为 7.85, 呈弱碱性特征, TDS 分布范围 268.00~390.00 mg·L⁻¹, 均值为 329.00 mg·L⁻¹, 优势阴、阳离子均为 HCO₃⁻、Ca²⁺, 水化学类型主要为 HCO₃-Ca·Mg 型和 HCO₃-Cl-Ca·Na 型。

趵突泉泉群 δ¹⁸O 分布范围为 -8.12‰~-8.10‰, 均值为 -8.11‰, δD 分布范围为 -58.34‰~-57.98‰, 均值为 -58.15‰。黑虎泉泉群 δ¹⁸O 分布范围为 -8.04‰~-7.83‰, 均值为 -7.94‰, δD 分布范围为 -58.91‰~-57.53‰, 均值为 -58.24‰。五龙潭泉群 δ¹⁸O 分布范围为 -8.22‰~-8.18‰, 均值为 -8.20‰, δD 分布范围为 -59.03‰~-58.55‰, 均值为 -58.81‰。珍珠泉泉群 δ¹⁸O 分布范围为 -8.08‰~-8.08‰, 均值为 -8.08‰, δD 分布范围为 -59.06‰~-58.95‰, 均值为 -59.01‰。对比四大泉群氢氧同位素组成, 黑虎泉泉群氢氧同位素组成分布范围较大且重同位素相对富集, 再次证实黑虎泉泉群接受较多浅层补给, 其他三个泉群氢氧同位素组成分布相对集中。

东南路径岩溶地下水 δ¹⁸O 分布范围为 -7.91‰~-7.43‰, 均值为 -7.66‰, δD 分布范围为 -57.28‰~-

-54.66‰, 均值为 -55.86‰。南部路径岩溶地下水 δ¹⁸O 分布范围为 -7.64‰~-7.43‰, 均值为 -7.54‰, δD 分布范围为 -56.06‰~-54.75‰, 均值为 -55.41‰。西部路径岩溶地下水 δ¹⁸O 分布范围为 -8.59‰~-7.94‰, 均值为 -8.27‰, δD 分布范围为 -62.70‰~-57.24‰, 均值为 -59.01‰。有统计数据可以看出, 西部路径岩溶地下水氢氧同位素中重同位素相对贫化, 而南部、东南路径岩溶地下水氢氧同位素相对富集, 四大泉群氢氧同位素介于二者之间, 说明四大泉群受到三个路径的多源补给。

3.2.2 泉群补给路径差异性

受地层岩溶发育、地质构造等多重因素的影响, 四大泉群各自表现出不同的成因类型^[21], 其水化学组分比例也会存在一定的差异性, 采用 Piper 三线图可以表征泉群及补给路径样品水化学组分比例差异及演化过程^[23-24]。从泉群及补给路径样品的 Piper 三线图可以看出, 四大泉群各常规离子比例相对集中, 南部路径样品十分靠近四大泉群样品分布区, 表现出与四大泉群相似分布特点, 而东南路径样品表现出高 SO₄+Cl 的特点, 西部路径样品表现出低 SO₄+Cl 的特点, 大体上四大泉群分布在东南路径、南部路径及西部路径样品中间位置, 表明四大泉群受到三个补给路径多源补给的作用(图 5)。Piper 三线图虽然能表征样品在离子组分比例的关系, 但是忽略了离子组分浓度差异性, 而 Schoeller 图能够分析不同泉群、补给路径水化学组分浓度差异特征^[25]。由 Schoeller 图可以看出, 四大泉群离子浓度整体上表现出黑虎泉泉群>趵突泉泉群>五龙潭泉群>珍珠泉泉群的特征, 东南路径样品各离子组分浓度最高, 南部路径其次, 西部路径最低, 四大泉群位于三者中间, 再次从离子组分含量方面验证四大泉群受到三个补给路径多源补给的作用(图 5)。

另外, 由四大泉群水化学类型可知, 五龙潭泉群、珍珠泉泉群的水化学类型主要为 HCO₃-Ca 型, 趵突泉泉群、黑虎泉泉群为 HCO₃·SO₄-Ca 型, 在空间上呈现出明显的分带性, 结合四大泉群水化学组分统计数据, 说明四大泉群的补给路径也存在明显的差异性。为了进一步确定四大泉群之间的关系, 本项目采用 TDS、K⁺、Na⁺、Ca²⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻、HCO₃⁻ 等作为聚类因子, 对四大泉群进行层次聚类分析, 并建立不同泉群之间的谱系图(图 6), 分析结果显示, 四

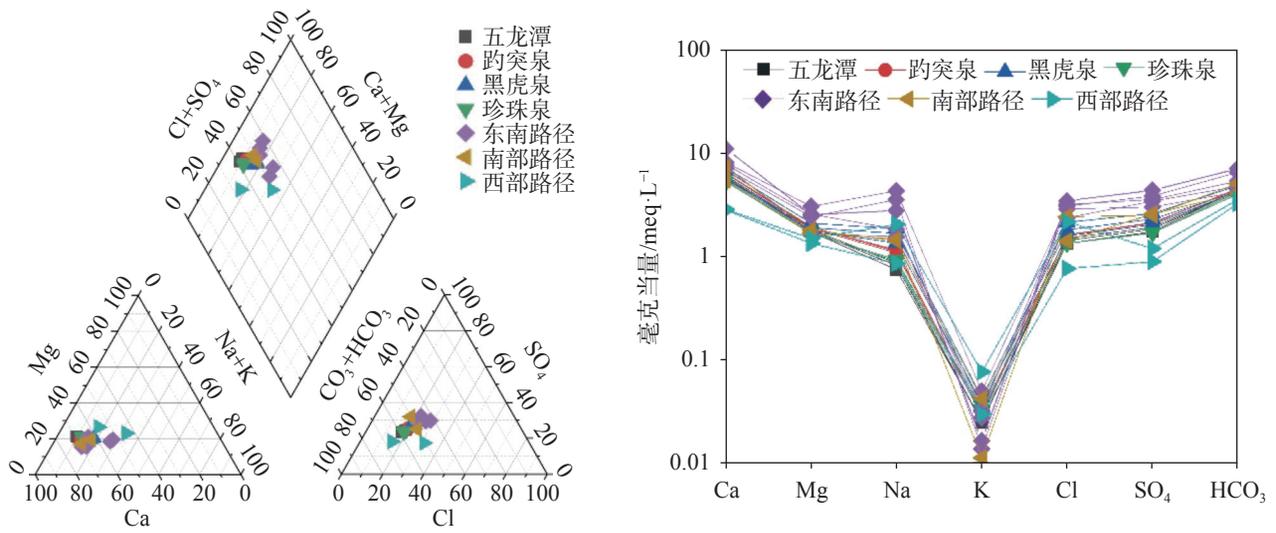


图5 泉群及补给路径的水化学 Piper 三线图和 Schoeller 图

Fig. 5 Hydrochemical Piper trilinear chart and Schoeller chart of spring groups and recharge paths

大泉群可以划分为两类, 珍珠泉泉群和五龙潭泉群水化学组分具有明显的相似性, 趵突泉泉群和黑虎

泉泉群具有相似的水化学参数特征, 表明同一类具有相似的补给来源。

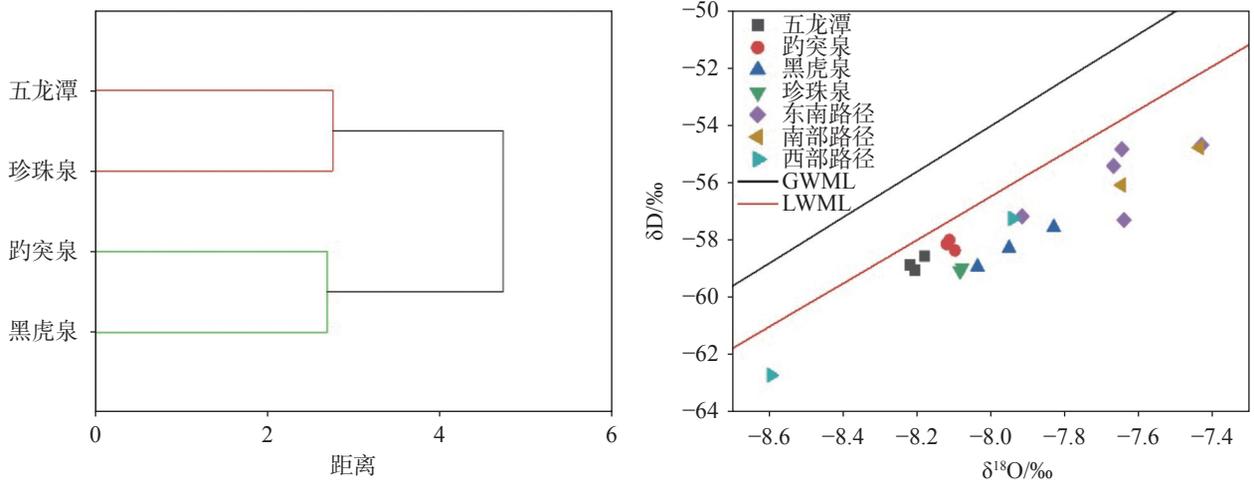


图6 四大泉群谱系图及氢氧同位素分布图

Fig. 6 Dendrogram of spring groups and plot of hydrogen and oxygen isotopes

四大泉群及补给路径的氢氧同位素组成也存在明显差异。所有样品点均分布在全球大气降水线、当地大气降水线的右下方^[26], 说明研究区岩溶地下水受到一定的蒸发分馏作用或混合作用。四大泉群间比较, 五龙潭泉群的氢氧同位素组成偏负, 珍珠泉泉群次之, 黑虎泉泉群的重同位素最为富集, 再次说明四大泉群之间的补给来源具有明显的差异, 其中, 黑虎泉泉群各泉点的补给来源具有内部差异, 这与水化学组分分析结果一致, 表明黑虎泉泉群补给来源最为复杂。东南、南部路径的氢氧同位素样品分布在四大泉群右上方, 西部路径样品分布在四大泉

群左下方, 每个补给路径与泉群距离不同, 表明每个补给路径对单一泉群的补给贡献有差异。

通过以上分析可以看出, 四大泉群水化学、同位素组分表现出“四群两区”的特点, 即珍珠泉泉群和五龙潭泉群东西条带分布区、趵突泉泉群和黑虎泉泉群东西条带分布区, 同时每个泉群接受多个路径的混合补给作用, 且各个补给路径对单个泉群的补给贡献也存在差异性。

3.3 不同补给路径的补给贡献比例

通过以上分析, 确定四大泉群主要补给路径为

东南路径、南部路径和西部路径,明确了不同补给路径对单个泉群的补给贡献存在差异。为了进一步掌握三个补给路径对四大泉群的补给贡献程度,本文采用三端元计算模型分别计算三个补给路径对四大泉群的补给比例(公式3)。

$$\begin{cases} A_1\delta_1 + B_1\delta_2 + C_1\delta_3 = M_1 \\ A_2\delta_1 + B_2\delta_2 + C_2\delta_3 = M_2 \\ \delta_1 + \delta_2 + \delta_3 = 1 \end{cases} \quad (3)$$

式中: A_1 、 A_2 、 B_1 、 B_2 、 C_1 、 C_2 为A、B、C三个混合端元样品的两种参数含量; M_1 、 M_2 为混合样品的两种参数含量; δ_1 、 δ_2 、 δ_3 为A、B、C三个混合端元的混合比例。

采用三端元模型计算地下水混合比例时,不仅要明确不同端元样品存在显著差异,这一点上一节已明确讨论,另外需要采用的计算参数要具有代表性。TDS是水样溶解物质总量的综合反映,可减少特殊条件对模型计算的影响,而岩石矿物中 $\delta^{18}\text{O}$ 值一般高于水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可能存在一定的同位素交换反应,而岩石中含氢矿物很少,且 δD 值很低,同位素交换反应对水中 δD 值几乎不产生影响,因此,本文选择 δD 、TDS作为计算参数,来计算三个补给径流路径对四大泉群的补给比例。

通过计算可知,趵突泉泉群主要补给路径为南部路径,占比为40.21%,其次为西部路径,占比为38.71%,二者贡献了趵突泉泉群约80%的补给量。黑虎泉泉群主要补给路径为东南路径,占比为47.42%,其次为西部路径,占比为31.75,二者贡献了黑虎泉泉群约80%的补给量。五龙潭泉群主要补给路径为西部路径,占比为47.13%,其次为南部路径,占比为44.28%,二者贡献了五龙潭泉群超过90%的补给量。珍珠泉泉群主要补给路径为南部路径,占比为51.04%,其次为西部路径,占比为48.75%,二者贡献了珍珠泉泉群约99%的补给量。根据同年同月四大泉群泉流量数据,西部路径贡献了四大泉群40.26%的泉流量,南部路径贡献了四大泉群38.24%的泉流量,东南路径贡献了四大泉群21.50%的泉流量(图7)。

通过对四大泉群补给路径及贡献比例分析可以看出,四大泉群主要补给路径为西部和南部路径,占了四大泉群总泉流量的79.50%左右,其次为东南补给路径,占了四大泉群总泉流量的21.50%。这表明济南西部岩溶地下水和千佛山断裂西侧的径流区岩溶地下水对四大泉群的持续喷涌起到关键作用,千

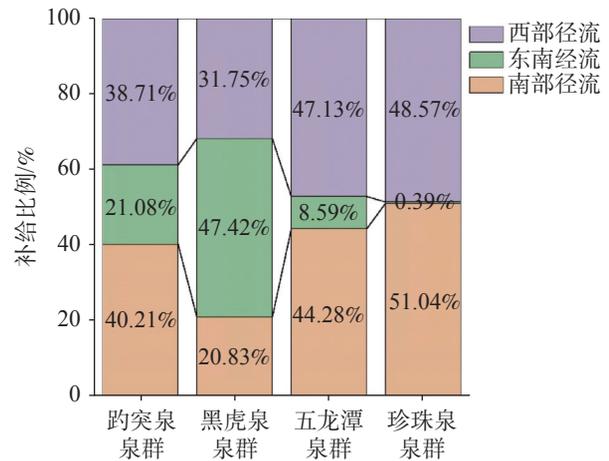


图7 不同补给路径对泉群的补给比例

Fig. 7 Recharge ratio of different flow paths for spring groups

佛山断裂东侧径流区岩溶地下水主要支撑黑虎泉泉群的持续喷涌,其次为趵突泉泉群,对五龙潭泉群和珍珠泉泉群的补给作用相对较小。

4 结论

(1)趵突泉泉域四大泉群附近主要补给路径可以分为东南路径、南部路径和西部路径,其中东南部补给路径主要来自千佛山断裂东侧的径流区岩溶地下水补给,南部补给路径主要来自千佛山断裂西侧的径流区岩溶地下水补给,西部补给路径主要来自济南西郊岩溶地下水沿灰岩与火成岩体接触带的径流补给。

(2)四大泉群及主要补给路径岩溶地下水的水化学、氢氧同位素特征具有明显的差异性,四大泉群在空间上整体表现为“四群两区”的特点,即珍珠泉泉群和五龙潭泉群东西条带分布区、趵突泉泉群和黑虎泉泉群东西条带分布区,表明四大泉群受到不同补给路径的混合补给作用。

(3)趵突泉、黑虎泉、五龙潭、珍珠泉泉群的主要补给路径分别为南部(流量占比40.21%)、东南部(流量占比40.21%)、西部(流量占比40.21%)、南部(流量占比40.21%),济南西部和千佛山断裂西侧的岩溶地下水对四大泉群的持续喷涌起到关键作用,而千佛山断裂东侧岩溶地下水对黑虎泉泉群的持续喷涌起到重要作用。

参考文献

- [1] 袁道先. 我国北方岩溶研究的形势和任务[J]. 中国岩溶, 2010,

- 29(3): 219-221.
YUAN Daoxian. The situation and tasks for northern karst research of our country[J]. *Carsologica Sinica*, 2010, 29(3): 219-221.
- [2] 韩行瑞. 岩溶水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2015: 2-4.
HAN Xingrui. Karst hydrogeology[M]. Beijing: Science Press, 2015: 2-4.
- [3] Wu X, Li C, Sun B, Geng F, Gao S, Lv M, Ma X, Li H, Xing L. Groundwater hydrogeochemical formation and evolution in a karst aquifer system affected by anthropogenic impacts[J]. *Environmental Geochemistry and Health*, 2019, 42(9): 2609-2626.
- [4] Gao Shuai, Li Changsuo, Jia Chao, Zhang Hailin, Lv Minghui, Sun Bin, Chen Huanliang, Gang Shiting, Meng Fanqi. Hydrochemical and stable isotope ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) characteristics and hydrogeochemical processes in the Baotu Spring basin, Eastern China[J]. *Arabian Journal of Geosciences*, 2021, 14(20): 2084.
- [5] 隋海波, 康凤新, 李常锁, 韩建江, 邢立亭. 水化学特征揭示的济北地热水与济南泉水关系[J]. *中国岩溶*, 2017, 36(1): 49-58.
SUI Haibo, KANG Fengxin, LI Changsuo, HAN Jianjiang, XING Liting. Relationship between north Jinan geothermal water and Jinan spring water revealed by hydrogeochemical characteristics[J]. *Carsologica Sinica*, 2017, 36(1): 49-58.
- [6] Wang Jiale, Jin Menggui, Jia Baojie, Kang Fengxin. Hydrochemical characteristics and geothermometry applications of thermal groundwater in northern Jinan, Shandong, China[J]. *Geothermics*, 2015, 57(1): 185-195.
- [7] Qin Dajun, Zhao Zhanfeng, Guo Yi, Liu Wencai, Haji Muhammed, Wang Xiaohong, Xin Baodong, Li Yu, Yang Yong. Using hydrochemical, stable isotope, and river water recharge data to identify groundwater flow paths in a deeply buried karst system[J]. *Hydrological Processes*, 2017, 31(24): 4297-4314.
- [8] 武东强, 邢立亭, 兰晓荀, 孟庆晗, 侯玉松, 赵振华, 孙斌, 袁学圣. 济南岩溶含水介质孔隙结构特征[J]. *中国岩溶*, 2021, 40(4): 680-688.
WU Dongqiang, XING Liting, LAN Xiaoxun, MENG Qinghan, HOU Yusong, ZHAO Zhenhua, SUN Bin, YUAN Xuesheng. Pore structure characteristics of karst water-bearing media in Jinan[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(4): 680-688.
- [9] Guo Y, Qin D J, Sun J, Li L, Li F L, Huang J W. Recharge of river water to karst aquifer determined by hydrogeochemistry and stable isotopes[J]. *Water*, 2019, 11(3): 479.
- [10] 管清花, 汪玉静, 陈学群, 曾桂华, 辛光明. 济南玉符河重点渗漏带岩溶地下水补给特征与保护[J]. *中国岩溶*, 2023, 42(2): 233-244.
GUAN Qinghua, WANG Yujing, CHEN Xuequn, ZENG Guihua, XIN Guangming. Recharge characteristics and protection of karst groundwater in major leakage area of Yufu river in Jinan[J]. *Carsologica Sinica*, 2023, 42(2): 233-244.
- [11] 祁晓凡, 李文鹏, 李传生, 杨丽芝, 马瑜宏. 济南岩溶泉域地下水位与降水的趋势性与持续性[J]. *灌溉排水学报*, 2015, 34(11): 98-104.
QI Xiaofan, LI Wenpeng, LI Chuansheng, YANG Lizhi, MA Yuhong. Trends and persistence of groundwater table and precipitation of Jinan karst springs watershed[J]. *Journal of Irrigation and Drainage*, 2015, 34(11): 98-104.
- [12] 祁晓凡, 李文鹏, 李海涛, 杨丽芝. 济南岩溶泉域地下水位、降水、气温与大尺度气象模式的遥相关[J]. *水文地质工程地质*, 2015, 42(6): 18-28.
QI Xiaofan, LI Wenpeng, LI Haitao, YANG Lizhi. Teleconnections between groundwater levels, precipitation, air temperature of the Jinan karst springs watershed and large scale climatic patterns[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2015, 42(6): 18-28.
- [13] 迟光耀, 邢立亭, 主恒祥, 侯新宇, 相华, 邢学睿. 大气降水与济南泉水动态变化的定量关系研究[J]. *地下水*, 2017, 39(1): 8-11.
CHI Guangyao, XING Liting, ZHU Hengxiang, HOU Xinyu, XIANG Hua, XING Xuerui. The study of quantitative relationship between the spring water and the dynamic change of the atmospheric precipitation in Jinan[J]. *Ground Water*, 2017, 39(1): 8-11.
- [14] 迟光耀, 邢立亭, 侯新宇, 黄林显, 杨奕, 张文静. 基于小波分析与Mann-Kendall法的岩溶大泉动态研究[J]. *中国岩溶*, 2018, 37(4): 515-526.
CHI Guangyao, XING Liting, HOU Xinyu, HUANG Linxian, YANG Yi, ZHANG Wenjing. Study of large karst springs using the wavelet analysis and Mann-Kendall methods[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(4): 515-526.
- [15] 郭艺, 秦大军, 王枫, 甘甫平, 闫柏琨. 基于时间序列分析法的岩溶泉水位预测[J]. *中国岩溶*, 2021, 40(4): 689-697.
GUO Yi, QIN Dajun, WANG Feng, GAN Fuping, YAN Baikun. Prediction of karst spring water level based on the time series analysis method[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(4): 689-697.
- [16] 孙斌, 彭玉明. 济南泉域边界条件、水循环特征及水环境问题[J]. *中国岩溶*, 2014, 33(3): 272-279.
SUN Bin, PENG Yuming. Boundary condition, water cycle and water environment changes in the Jinan spring region[J]. *Carsologica Sinica*, 2014, 33(3): 272-279.
- [17] Hosono T, Hossain S, Shimada J. Hydrobiogeochemical evolution along the regional groundwater flow systems in volcanic aquifers in Kumamoto, Japan[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2020, 79: 410.
- [18] Geravand F, Hosseini S M, Maghsoudi M, Yamani M. Characterization of karst springs from Zagros Mountain in Southwestern Iran[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2022, 81: 529.
- [19] Shah R A, Jeelani G, Yadav J S, Rai S K. Hydrogeochemical and stable isotopic evidence to different water origins of karst springs in the western Himalayas, India[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2022, 81: 297.
- [20] 蒋文豪, 周宏, 李玉坤, 刘伟, 龚冲, 郭绪磊. 基于钻孔内地下水流速和流向的岩溶裂隙介质渗透性研究[J]. *安全与环境工程*, 2018, 25(6): 1-7, 18.
JIANG Wenhao, ZHOU Hong, LI Yukun, LIU Wei, GONG

- Chong, GUO Xulei. Permeability measurement of karst fractured media based on groundwater velocity and direction within a borehole[J]. *Safety and Environmental Engineering*, 2018, 25(6): 1-7, 18.
- [21] 奚德荫, 孙斌, 秦品瑞. 济南泉水研究[M]. 济南: 济南出版社, 2017: 30-40.
- XI Deyin, SUN Bin, QIN Pinrui. Research on Jinan springs[M]. Jinan: Jinan Press, 2017: 30-40.
- [22] 徐军祥, 李常锁, 邢立亭. 济南泉水及其保护[M]. 北京: 地质出版社, 2020: 10-20.
- [23] Piper A M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses[J]. *Transactions American Geophysical Union*, 1944, 25(6): 914-923.
- [24] Gao Zongjun, Han Cong, Yuan Shuyu, Liu Jiutan, Peng Yuming, Li Changsuo. Assessment of the hydrochemistry, water quality, and human health risk of groundwater in the northwest of Nansi lake catchment, North China[J]. *Environmental Geochemistry and Health*, 2022, 44(3): 961-977.
- [25] Schoeller H. Qualitative evaluation of groundwater resources (in methods and techniques of groundwater investigation and development)[J]. *Water Resource Series*, 1967, 33: 44-52.
- [26] Craig H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters[J]. *Science*, 1961, 133(3467): 1833-1834.

Research on recharge paths and recharge ratios near the four major spring groups in Jinan

LI Changsuo^{1,2,3}, GAO Shuai^{1,2,3}, YIN Yanwei⁴, PANG Wei^{1,2,3}, SUN Bin^{1,2,3}, LIU Haoran^{1,2,3}, CHEN Huanliang^{1,2,3}, GANG Shenting^{1,2,3}, XING Liting⁵, GENG Fuqiang^{1,2,3}

(1. 801 Institute of Hydrogeology and Engineering Geology, Shandong Provincial Bureau of Geology & Mineral Resources, Jinan, Shandong 250014, China; 2. Shandong Engineering Research Center for Environmental Protection and Remediation on Groundwater, Jinan, Shandong 250014, China; 3. Key Laboratory of Groundwater Resources and Environment, Shandong Provincial Bureau of Geology & Mineral Resources, Jinan, Shandong 250014, China; 4. Natural Resources Bureau of Xuecheng District, Zaozhuang, Shandong 277000, China; 5. School of Water Conservancy and Environment, University of Jinan, Jinan, Shandong 250022, China)

Abstract Due to its dynamic stability and good water quality, karst water in the northern region of China has become an important water source for urban water supply, and industrial and agricultural activities, providing an important support for economic and social development. Karst springs in Jinan City are also important natural resources integrated with water supply, tourism and ecology. However, since the 1970s, the karst groundwater mining has increased greatly with the rapid development of urban construction; consequently, four major karst spring groups in Jinan gradually dried up and even incurred the cutoff. Until the early 21st century, the four major karst spring groups began to gush again, thanks to the implementation of a large number of ecological control measures. But the water quality of these spring groups is not as good as it was before and the flow is also not large as before. Moreover, there exist ecological and environmental issues such as water quality deterioration, water flow decline, etc. Scholars from around the world have conducted much hydrogeological research in Baotu Spring basin, including the source of recharge of karst groundwater, the cycle of evolution, the relationship between karst cold water and northern geothermal energy, the spatial distribution of karst water-bearing media and flow field characteristics, the conversion relationship of karst water and surface water, etc. However, it is difficult to accurately grasp preponderant runoff paths in karst aquifers at a scale of the hydrogeological unit, which is one of most difficult challenges in the study of karst groundwater.

The authors are convinced that the analysis of preponderant runoff paths of karst groundwater is prone to be not precise, due to the limitation of spatial accuracy at a scale of the hydrogeological unit. Therefore, in order to clarify the main preponderant runoff paths near the four major karst spring groups in Jinan, and to protect the spring water resources in a more scientific and reasonable way, this study chooses the local area near the outlet of the karst springs as the object, analyzes the preponderant runoff paths of the four major karst spring groups in Jinan, and calculates the contribution ratio of the preponderant runoff paths for each karst spring group by using quantitative analysis of flow velocity and flow direction, groundwater flow field analysis, hydrochemical isotope analysis, cluster analysis, and

calculation of the mixing ratio of the three-terminal elements.

The study shows that the preponderant runoff paths of the four karst spring groups can be divided into the western, southern and southeastern preponderant runoff paths. Among these paths, the southeastern preponderant runoff path mainly comes from the karst groundwater recharge in the runoff area on the east side of the Qianfo mountain fault; the southern preponderant runoff path mainly comes from the karst groundwater recharge in the runoff area on the west side of the Qianfo mountain fault; the western preponderant runoff path mainly comes from the karst groundwater recharge along the contact zone of gray rock and igneous body in the western suburb of Jinan. In general, water chemical components, and hydrogen and oxygen isotope fractions of these four karst spring groups can be divided into two areas in terms of spatial distribution, namely, the east-west strip distribution area of Zhenzhu spring group and Wulong spring group, and the east-west strip distribution area of Baotu Spring group and Heihu spring group, indicating that the four karst spring groups are subjected to a mixture of different preponderant runoff paths. But even so, the main recharge path of every spring group is different. For example, both Baotu Spring group and Zhenzhu spring group are recharged by the south recharge path with the respective recharge flow ratio of 40.21% and 51.04%, Heihu spring group by the east-south path with the recharge flow ratio of 47.42%, and Wulong spring by the west path, with the recharge flow ratio of 47.13%. The research findings can provide references for the formation mechanism and ecological protection of karst springs in North China.

Key words Baotu Spring area, flow direction & velocity, hydrochemistry and isotopes, recharge path, recharge ratio

(编辑 杨杨张玲)