

太原东山岩溶水系统锶元素分布特征及其指示意义

苏慧^{1,2}, 武亚遵¹, 侯宏冰², 李兵岩²

(1. 河南理工大学 资源环境学院, 河南 焦作 454000; 2. 中国地质科学院

水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061)

摘要: 东山岩溶水系统是兰村泉域的重要组成部分, 查明其补径排关系, 对兰村泉域水资源开发利用与保护有重要的指导意义。根据地形地貌、地质构造和地下水流场, 将东山岩溶水系统划分为补给区、强径流带、径流带、转换带和汇水区, 在此基础上, 采集了岩溶水样品, 分析了 Sr^{2+} 含量及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 并对系统内岩溶水中 Sr^{2+} 质量浓度及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在不同水文地质分区中的分布情况及其成因进行了分析研究。结果表明: 从补给区到汇水区 Sr^{2+} 质量浓度逐渐增加, 局部地段因降水的稀释作用有所降低; 东山岩溶地下水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值呈现出明显的不均一性, 其仅与水-岩相互作用有关, 与径流条件无关; 在东山岩溶水系统内, 岩溶水 Sr^{2+} 浓度场与 TDS 场具有高度的相似性, 系统可划分为杨兴河岩溶水子系统和乌河岩溶水子系统。

关键词: Sr^{2+} 浓度; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值; 含水介质; 锶元素分布特征; 东山岩溶水系统

中图分类号: P641.3

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2020)03-0083-05

Distribution characteristics and indicative significance of strontium elements in Dongshan karst water system of Taiyuan City

SU Hui^{1,2}, WU Yazun¹, HOU Hongbing², LI Bingyan²

(1. Institute of Resources and Environment, Henan Polytechnic University, Jiaozuo 454000, China; 2. Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Shijiazhuang 050061, China)

Abstract: Dongshan karst water system is an important water source in Lancun spring region. Finding out its supplement, runoff, and drainage mechanism is of great significance to the development, utilization and protection of the water resources in this region. Based on the topography, geological structure and groundwater flow field, this system is divided into five areas, which are recharge area, strong runoff area, runoff area, conversion area and catchment area. Water samples were collected accordingly and the distribution and genesis of Sr^{2+} concentration and the ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in these five hydrogeological areas were analyzed. The results show that the mass concentration of Sr^{2+} increases gradually from the recharge area to the catchment area, and decreases in some partial areas due to the dilution of precipitation. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in Dongshan karst groundwater shows an obvious heterogeneity, which is only related to water rock interaction, not to runoff condition. In Dongshan karst water system, the Sr^{2+} concentration field is highly similar to the TDS field. This water system can also be divided into Yangxinghe karst water subsystem and Wuhe karst water subsystem.

Key words: Sr^{2+} concentration; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio; aqueous media; distribution characteristics of strontium; Dongshan karst water system

1 研究背景

我国北方岩溶含水层厚度大、富水性强、资源量

丰富, 天然水资源量约为 $108.8 \times 10^8 \text{ m}^3/\text{a}$, 且水质良好, 已经成为了北方重要的供水水源^[1-4]。为合理利用和保护岩溶水资源, 厘清其循环演化规律至

收稿日期: 2019-07-27; 修回日期: 2020-02-02

基金项目: 地质调查项目 (DD20179252) (国家计划单列项目)

作者简介: 苏慧 (1992-), 男, 河南正阳人, 硕士研究生, 研究方向为水文地质、工程地质及灾害地质。

通讯作者: 侯宏冰 (1976-), 男, 河北正定人, 高级工程师, 主要从事环境水文地质研究。

关重要^[5-8]。锶是地球上丰度最高的碱土元素,其化学性质稳定,在水文地球化学过程中不易分馏^[9-11],常用于确定含钙矿物的风化速率及示踪地下水中钙的来源,揭示岩溶水的循环演化机理^[12-13]。目前一些专家学者已经运用锶元素解决了诸多实际问题,苏小四等^[14]应用含水介质和地下水中的 Sr 含量与⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值确定了鄂尔多斯沙漠高原白垩系含水层中发生的主要水-岩作用;李小倩等^[15]在对河北平原高氟地下水进行研究时,发现了氟含量与锶同位素的组成有着高度相似性,揭示了锶同位素对研究高氟地下水的形成机理、分布规律和生态效应有着良好的示踪作用;范伟等^[16]在分析青肯泡地区锶富集的水文地球化学环境特征的基础上,运用 R-型因子分析法来探究锶富集的形成原因。

上述研究表明,采用锶元素揭示岩溶地下水系统的循环演化方面效果显著。位于太原兰村泉域的东山岩溶水系统,是兰村泉域的主要组成部分,查明其补径排条件,对泉域水资源开发和利用具有重要的指导意义。为此,本研究基于东山岩溶水系统地质、水文地质资料,在野外调查、取样分析测试的基础上,对锶元素分布特征及其成因进行了分析研究,并尝试采用水化学场与地下水流场相结合的方法划分东山岩溶水系统子系统,以期对东山岩溶地下水资源的合理开发利用和保护提供了科学依据。

2 研究区地质与水文地质概况

东山岩溶地下水系统是兰村泉域不可分割的一部分,其面积为 1 810 km²,其中灰岩裸露面积达 700 km²。系统总体受构造控制,东北部受系舟山断裂带的制约,东部及南部受黑石窑压性逆断层、阳坪旺背斜的控制,西部由棋子山地垒及东山弧形断裂带所阻隔,北部及东部地区受元古界、太古界变质岩基底的控制,形成了一个由隔水或弱透水边界所包围的岩溶地下水系统。研究区地质与水文地质概况及取样点分布图见图 1。

系统内发育一条近南北向的范庄断裂将研究区分为灰岩裸露区和断陷盆地。范庄断裂以东为灰岩裸露区,裸露型岩溶发育,地表出露中奥陶峰峰组 and 上、下马家沟组灰岩地层,岩溶含水岩组为下奥陶冶里组、亮甲山组地层与寒武系张夏组地层;范庄断裂以西为断陷盆地,东西向的马坡地垒将其分为两个盆地,北为大孟盆地,南为阳曲盆地,两大盆地发育不同的岩溶类型,大孟盆地覆盖型岩溶发育,阳曲盆

地埋藏型岩溶发育,岩溶含水岩组均为中奥陶系上、下马家沟组地层。由图 1 中东山岩溶地下水等值线可知,东山岩溶地下水自东整体向西径流,范庄断裂是研究区水文地质分区的边界,为张夏组含水层向马家沟组含水层的转换带,范庄断裂以东的灰岩裸露区为东山岩溶水系统的补给区,主要接受大气降水入渗补给,范庄断裂以西的阳曲盆地、大孟盆地地为东山岩溶水系统的汇水区。

研究区内有两条主要河流,北部为杨兴河,该河自东向西流,与岩溶地下水径流方向大致相同;南部为乌河,自西向东流动,与岩溶地下水径流方向相反。两条河流常年干涸,只有特大洪水才有水流。

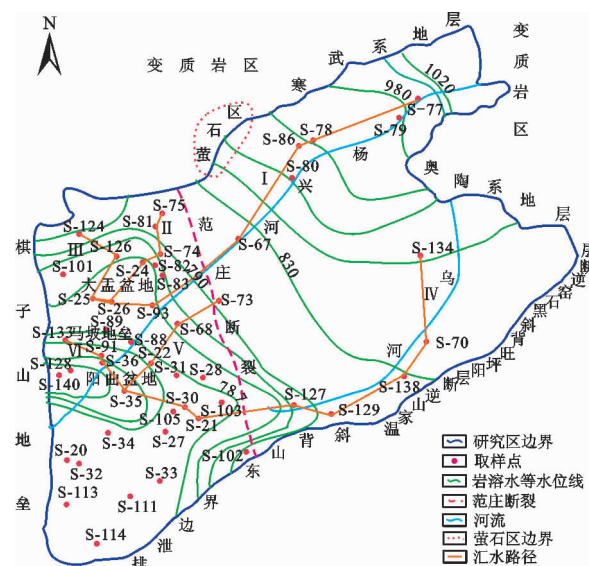


图 1 研究区地质与水文地质概况及取样点分布图

3 样品的采集与测试

根据研究区的地下水流向选取两个剖面①南温川-杨兴-大孟-高村-黄寨镇;②南温川-西烟-东梁-凌井店-侯村进行地下水取样分析。2018 年共采集 41 个样品(如图 1),样品来自于寒武系灰岩、奥陶系灰岩岩溶含水层及变质岩区。

采用高密度聚乙烯瓶进行取样,在取样之前,清洗干净,放在用酸洗过的塑料袋中,密封以防污染。每个取样点取 0.5 L 水样,并用 0.45 μm 过滤膜过滤,然后在每升水样中加入 8 mL 高纯度 HNO₃ 酸化。锶元素由北京科荟测试技术有限公司测试,水化学由国土资源部地下水矿泉水及环境监测中心测试。

4 结果与分析

4.1 锶元素分布特征

根据研究区的地形地貌、地质构造特征,结合岩

溶地下水流场,可将东山岩溶水划分为补给区、寒武系含水层向奥陶系含水层的转换带、大盂盆地汇水区、强径流带、径流带和阳曲盆地汇水区。图2为研究区岩溶水 Sr^{2+} 质量浓度与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布等值线图。

由图2可知,研究区内 Sr^{2+} 质量浓度高值主要集中在大盂盆地汇水区与阳曲盆地汇水区,其他区域的 Sr^{2+} 质量浓度较这两个区域低(图2(a));研究区内 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值整体上是北部、西部、南部较高,中部较低(图2(b))。各区域 Sr^{2+} 质量浓度及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分布特征如下:

(1)补给区(S-67、S-77、S-78、S-80), Sr^{2+} 质量浓度为0.347~0.88 mg/L,其中S-80样品的 Sr^{2+} 质量浓度要远大于其他取样点的Sr含量值, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.709 911~0.711 336, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随Sr浓度的增加而减少。水样中阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主,水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} - \text{Mg}$ 。

(2)寒武系含水层向奥陶系含水层的转换带(S-74、S-75、S-76、S-81),Sr含量为0.274~0.364 mg/L, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随 Sr^{2+} 质量浓度的增加

而减少。水样中阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主,水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} - \text{Mg}$ 。

(3)大盂盆地汇水区(S-24、S-25、S-26、S-82、S-93),为大盂盆地的中心, Sr^{2+} 质量浓度为0.404~0.499 mg/L,平均值为0.466 4 mg/L, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.711 125~0.711 397,平均值为0.711 228。水样中阳离子以 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主,水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} - \text{Mg} - \text{Na}$ 。

(4)强径流带(S-21、S-29、S-70、S-71、S-129), Sr^{2+} 质量浓度为0.315~0.539 mg/L, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.710 147~0.711 196, S-71水样中的 Sr^{2+} 质量浓度和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值均高于其他点很多,总体趋势为 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随 Sr^{2+} 质量浓度的增加而减少。水样中阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主,水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} - \text{Mg}$ 。

(5)阳曲盆地汇水区(S-28、S-30、S-32、S-34、S-35、S-95、S-99、S-105), Sr^{2+} 质量浓度为0.36~0.766 mg/L,平均值为0.513 mg/L, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为0.709 993~0.711 287,平均值为0.710 391。水样中阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主,阴离子以 HCO_3^- 为主,水化学类型为 $\text{HCO}_3^- - \text{Ca} - \text{Mg}$ 。

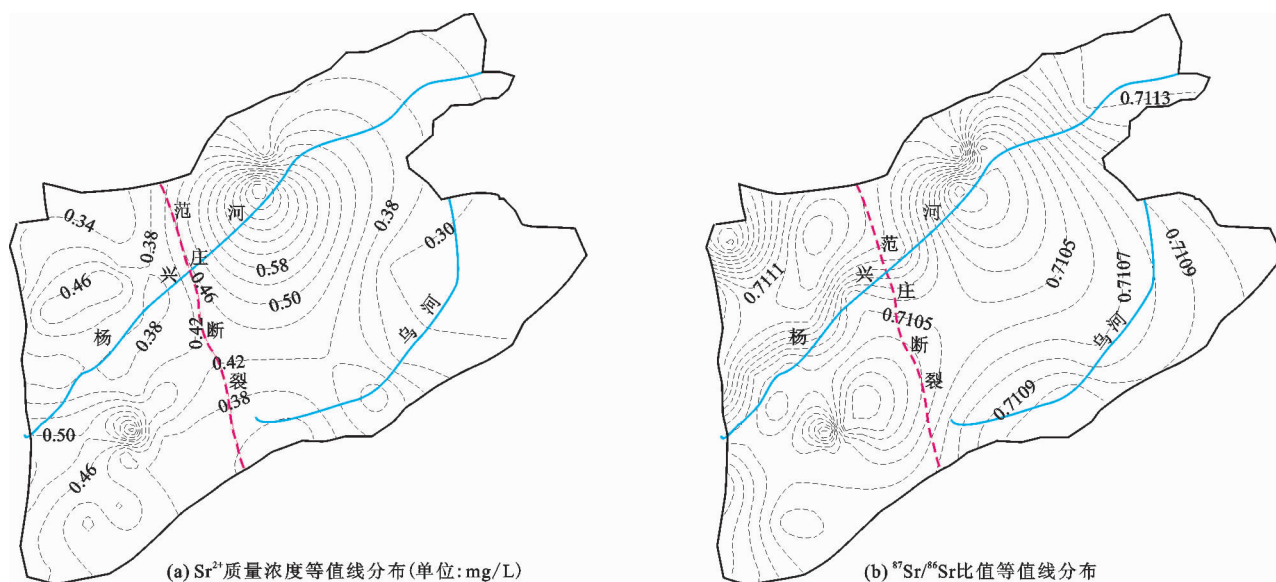


图2 研究区岩溶水 Sr^{2+} 质量浓度与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值等值线分布图

4.2 成因分析

含水介质中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值主要受其初始 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值、 Rb/Sr 比值和地质年代的控制^[17]。一般情况下,碳酸盐岩矿物和硫酸盐矿物Sr含量值较高而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低;硅酸盐矿物中的Sr含量较低而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较高^[18]。

岩溶水中的 Sr^{2+} 是含有游离 CO_2 的地下水与

富含锶的海相碳酸盐岩作用的结果,随径流途径和时间的延长, Sr^{2+} 含量逐渐增加。岩溶地下水不同区域的 Sr^{2+} 质量浓度及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的分布特征差异很大,具体分析如下:

(1)在系统补给区,含水介质为寒武系鲕状灰岩、竹叶状灰岩,不考虑外界因素的影响,地下水中的Sr的来源只能是大气降水和碳酸盐矿物的溶解,

由于雨水中 Sr^{2+} 质量浓度极低,且 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低,约为 0.709 2,对地下水中 Sr 的贡献极少,故地下水中的 Sr 分布规律应接近碳酸盐矿物中的 Sr 分布规律。而地下水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随 Sr^{2+} 质量浓度增加而减少的规律正符合碳酸盐矿物中 Sr 的分布规律。样品 S-80 具有 Sr^{2+} 浓度高而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值低的特征,该样点位于一条近南北向的沟谷中,沟谷北端是一片萤石 (CaF_2) 分布区,研究表明,锶元素与 Ca^{2+} 、 F^- 均有较高的亲和性,故在萤石中锶元素含量较高,因此接受了来自萤石区的水补给的水样,锶元素浓度较高;

(2) 位于范庄断裂附近的寒武系含水层向奥陶系含水层的转换带,地下水中的 Sr 来自于碳酸盐岩的溶解,因此,地下水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随 Sr^{2+} 质量浓度的增加而减少。由于区域地下水循环交替频繁,更新速度快,地下水中的 Sr 难以富集,故地下水中的 Sr 浓度较低。

(3) 大孟盆地汇水区,为地下水中各种元素的富集区, Sr 存在一定程度的富集,而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值只是高于一部分区域地下水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,不存在富集现象,同时 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr^{2+} 质量浓度之间没有明显的相关性。

(4) 在强径流带,水力梯度大,岩溶地下水径流迅速, Sr 难以富集,因此该区域的岩溶地下水中的 Sr^{2+} 质量浓度低于其他区域相同含水介质的岩溶地下水的 Sr^{2+} 质量浓度。该区域的岩溶地下水含水介质为灰岩含水层, Sr 来自于碳酸盐矿物的溶解,故符合碳酸盐矿物中 Sr 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的分布规律, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值随 Sr 浓度的增加而减少。对于 S-71 样点, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高,可能有来自研究区南部边界外变质岩区的水流混入, Sr^{2+} 浓度高,可能是有孔隙水的混入。

(5) 阳曲盆地汇水区,与大孟盆地类似,该区域为各种水流汇集区域, Sr 产生了一定程度的富集, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值不存在富集效应^[19]。阳曲盆地和大孟盆地同为汇水区,阳曲盆地的 Sr^{2+} 质量浓度均值高于大孟盆地,但 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值却比大孟盆地小很多,是因为与阳曲盆地相邻的变质岩区分布范围远小于与大孟盆地紧邻的变质岩区的范围,变质岩中 Sr^{2+} 质量浓度低而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值却很高,故导致了这一现象。

4.3 径流路径上的 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 分布特征及其指示意义

经分析可知,区域地下水流场与 Sr^{2+} 质量浓度

场与 TDS 场具有高度的相似性,沿径流方向梯度变化具有一致性。为此,沿东山岩溶水径流方向选取 6 条路径(图 1),分析了 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 的变化情况。图 3 为研究区岩溶水 TDS 等值线分布图,由图 3 可知,在汇流路径上,东山岩溶地下水的 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 变化规律具有高度的一致性,但其变化规律与天然条件溶滤作用下 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 随径流路径增加的趋势一致,有部分异常点的出现。因此可知,东山岩溶地下水中的 Sr^{2+} 的质量浓度并不只是受岩石溶滤作用支配的。

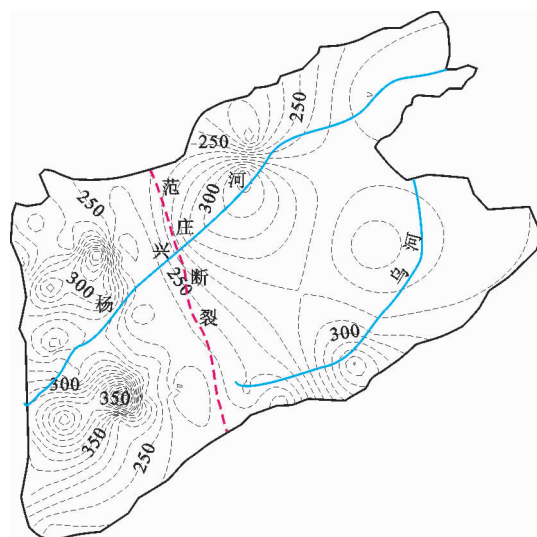


图 3 研究区岩溶水 TDS 等值线分布图(单位:mg/L)

图 4 为沿地下水径流路径上的 Sr^{2+} 质量浓度及 TDS 变化过程线。异常点主要位于转换带和强径流带上。转换带是一条深大断裂造成的,由断裂东侧的寒武系岩溶含水层向断裂西侧的奥陶系岩溶含水层转换,降水可沿断裂直接补给岩溶含水层,对该区域的岩溶水起到一定的稀释作用,故位于该区域的岩溶地下水的 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 较低,如图 4(a)、4(d) 和 4(e) 所示;而在强径流带上,由于水力梯度较大,岩溶地下水更新速率较快,故在这一区域的岩溶地下水中的元素很难富集,其变化规律与天然条件溶滤作用下元素浓度随径流路径增加的趋势不一致,如图 4(a) 中的强径流带;在选取的 6 条汇水路径上,径流带上的岩溶地下水中的 Sr^{2+} 质量浓度与 TDS 符合天然条件溶滤作用下元素浓度的变化规律,随径流路径的增长元素浓度逐渐增加。选取的 6 条汇水路径,分别向两个汇水区汇聚,一条近东西向的地垒将两个汇水区分开,汇水路径 I、II、III 向大孟盆地汇聚,汇水路径 IV、V、VI 向阳曲盆地汇聚,位于该区域的岩溶地下水中的 Sr^{2+} 质量浓

度与TDS明显高于其他区域,这也正符合天然条件下岩溶地下水径流中的元素富集规律。

经过以上分析,对东山岩溶水系统有了更进一步的认识,从水化学角度分析东山岩溶水系统的补排关系,并与东山岩溶地下水流场所显示的补排路径存在高度的相似性。为此,认为东山岩溶水系统

存在两个不同的子系统,且两个子系统的 Sr^{2+} 质量浓度与TDS值存在一定程度上的差异,两个岩溶水子系统分别为:(1)杨兴河岩溶水子系统,存在的汇水路径有I、II、III,汇水区为大盂盆地;(2)乌河岩溶水子系统,存在的汇水路径有IV、V、VI,汇水区为阳曲盆地。

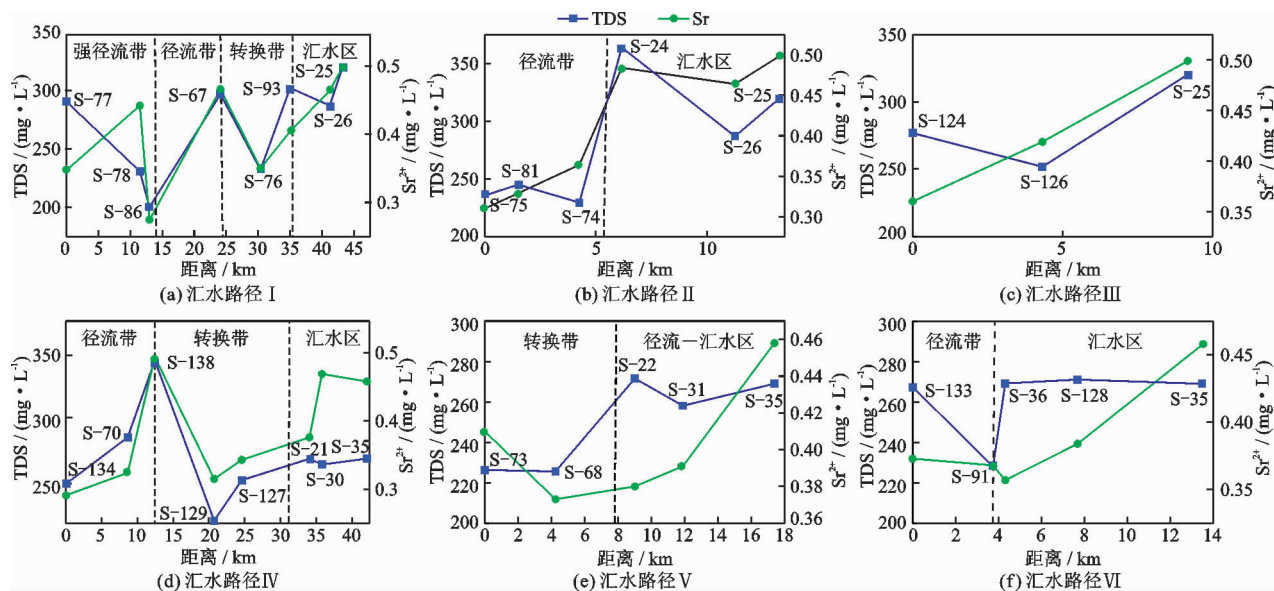


图4 沿地下水径流路径上的 Sr^{2+} 质量浓度及TDS变化过程线

5 结论

根据地形地貌、地质构造、地下水流场,将东山岩溶地下水划分为补给区、强径流带、径流带、转换带和汇水区,在此基础上,研究了 Sr^{2+} 质量浓度及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在不同水文地质分区中的分布情况及其成因,得出以下结论:

(1)沿地下水径流路径Sr元素具有富集效应,总体上,从补给区到汇水区 Sr^{2+} 质量浓度逐渐增加,但在转换带因降水的稀释作用导致了 Sr^{2+} 质量浓度在这一区域的值较低;

(2) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值只与含水介质中发生的水-岩作用有关,与径流条件无关,东山岩溶地下水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值是不均一的,其比值在0.710 218 ~ 0.711 496之间。北部和西部最高,均大于0.711 000,最高值达到0.711 496;南部稍低,其大部分比值大于0.710 900,最高值为0.711 098;中间最低,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值均小于0.710 900。

(3)根据东山岩溶地下水流场,选取了6条汇水路径,并对其 Sr^{2+} 质量浓度与TDS值做了分析,从水化学角度确定了这6条汇水路径,且与地下水流场所指示的岩溶地下水径流路径有着高度的相似

性。依据锶元素的分布特征,并结合东山岩溶地下水的补排路径,将东山岩溶水系统划分为杨兴河岩溶水子系统和乌河岩溶水子系统。

参考文献:

- [1] 梁永平,王维泰,赵春红,等.中国北方岩溶水变化特征及其环境问题[J].中国岩溶,2013,32(1):34-42.
- [2] 刘光亚.中国北方的岩溶水强径流带[J].河北地质大学学报,2017,40(2):15-19.
- [3] 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.
- [4] 赵春红,梁永平,王维泰,等.北京西山泉域岩溶水系统特征探讨[J].中国岩溶,2017,36(5):641-647.
- [5] 申豪勇,梁永平,徐永新.中国北方岩溶地下水补给研究进展[J].水文,2019,39(3):15-21.
- [6] 梁永平,王维泰.中国北方岩溶水系统划分与系统特征[J].地球学报,2010,31(6):860-868.
- [7] 王维泰,梁永平,王占辉,等.中国北方气候变化特征及其对岩溶水的影响[J].水文地质工程地质,2012,39(6):6-10+28.
- [8] 郝晓燕,晋华,杨瑞芳,等.北方地区岩溶含水层脆弱性评价研究[J].人民黄河,2015,37(12):77-80.

(下转第96页)

- 2012, 28(3):311-320.
- [13] 李慧,周顺武,陆尔,等. 1961-2010 年中国华南地区夏季降水结构变化分析[J]. 气候变化研究进展, 2018, 14(3):247-256.
- [14] 汪卫平,杨修群,张祖强,等. 中国雨日数的气候特征及趋势变化[J]. 气象科学, 2017, 37(3):317-328.
- [15] 钱莉莉,贺中华,梁虹,等. 基于降水 Z 指数的贵州省农业干旱时空演化特征[J]. 贵州师范大学学报(自然科学版), 2019, 37(1):10-14+19.
- [16] 张勇荣,马士彬,闫利会. 贵州省近 55 年降水事件变化特征[J]. 长江科学院院报, 2017, 34(1):40-44.
- [17] 吴端耀,罗娅,王青,等. 2001-2014 年贵州省林草植被覆盖度时空变化及其与气温降水变化的关系[J]. 贵州师范大学学报(自然科学版), 2017, 35(1):1-7+29.
- [18] 张志才,陈喜,王文,等. 贵州降雨变化趋势与极值特征分析[J]. 地球与环境, 2007, 35(4):351-356.
- [19] 陈学凯,徐建新,胡娟萍,等. 1961-2012 年贵州省极端降水时空变化特征[J]. 水资源与水工程学报, 2015, 26(4):50-56+61.
- [20] 韩会庆,张娇艳,苏志华,等. 2011-2050 年贵州省极端气候指数时空变化特征[J]. 水土保持研究, 2018, 25(2):341-346.
- [21] 甘文强,李刚,万雪丽. 近 57 a 5-9 月贵州极端强降水变化特征[J]. 干旱气象, 2018, 36(4):617-623+635.
- [22] 严小冬,孙翔,杨春艳,等. 贵州近 50 a 来夏季不同等级强降水事件特征研究[J]. 中低纬山地气象, 2018, 42(2):1-6+20.
- [23] 刘德祥,白虎志,梁东升,等. 甘肃不同强度降水日数变化对干旱灾害的影响[J]. 干旱地区农业研究, 2007, 25(2):212-217.
- [24] ZHAI Panmao, ZHANG Xuebin, WAN Hui, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. Journal of Climate, 2005, 18(7):1096-1108.
- [25] 彭贵芬,刘瑜. 云南各量级雨日的气候特征及变化[J]. 高原气象, 2009, 28(1):214-219.
- [26] 莫跃爽,周秋文. 贵州省 1960-2014 年不同地貌类型的气温变化特征[J]. 水土保持研究, 2019, 26(4):166-170+176.
- [27] TONG Xiaowei, WANG Kelin, YUE Yuemin, et al. Quantifying the effectiveness of ecological restoration projects on long-term vegetation dynamics in the karst regions of Southwest China [J]. International Journal of Applied Earth Observation and Geo information, 2017, 54:105-113.
- [28] 韩会庆,苏志华,张娇艳,等. 1960-2013 年贵州省强降水天数时空变化特征[J]. 长江科学院院报, 2017, 34(11):1-5.
- [29] 王大钧,陈列,丁裕国. 近 40 年来中国降水量、雨日变化趋势及与全球温度变化的关系[J]. 热带气象学报, 2006, 22(3):283-289.
- [30] 刘学华,吴洪宝. 中国夏季雨日降水量的概率分布[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(2):173-180.
- [31] 王颖,施能,顾骏强,等. 中国雨日的气候变化[J]. 大气科学, 2006, 30(1):162-170.

(上接第 87 页)

- [9] 武冬冬,康卫东,王文祥,等. 张掖盆地地下水锶元素地球化学特征研究[J]. 水电能源科学, 2017, 35(4):41-44.
- [10] 苏春田,聂发运,邹胜章,等. 湖南新田富锶地下水水化学特征与成因分析[J]. 现代地质, 2018, 32(3):554-564.
- [11] 朱小龙,罗维均,王世杰. 贵州凉风洞洞穴系统锶同位素特征[J]. 地球化学, 2018, 47(2):209-216.
- [12] 刘超飞,张志强. 锶同位素研究综述[J]. 科技广场, 2017(7):26-33.
- [13] 王增银,刘娟,王涛,等. 锶元素地球化学在水文地质研究中的应用进展[J]. 地质科技情报, 2003, 22(4):91-95.
- [14] 苏小四,吴春勇,董维红,等. 鄂尔多斯沙漠高原白垩系地下水锶同位素的演化机理[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 2011, 38(3):348-358.
- [15] 李小倩,周爱国,刘存富,等. 河北平原深层地下水中氟含量与锶同位素组成的关系研究[J]. 水文, 2008, 28(4):38-42.
- [16] 范伟,杨悦锁,冶雪艳,等. 青肯泡地区地下水中锶富集的水文地球化学环境特征及成因分析[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2010, 40(2):349-355+367.
- [17] PU Junbing, YUAN Daoxian, ZHANG Cheng. Tracing the sources of strontium in karst groundwater in Chongqing, China: A combined hydrogeochemical approach and strontium isotope [J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 67(8):2371-2381.
- [18] 董维红,苏小四,谢渊,等. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水水-岩反应的锶同位素证据[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2010, 40(2):342-348.
- [19] 吴春勇. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水水化学演化的同位素示踪研究[D]. 吉林: 吉林大学, 2011.