

DOI: 10.7524/j.issn.0254-6108.2014.06.023

济源盆地地表水和地下水的水化学及氢、氧同位素特征*

焦艳军^{1,2} 王广才^{1**} 崔霖峰¹ 韩永³ 胡亚男⁴ 陈鲁¹

(1. 中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京, 100083; 2. 西南油气田公司安全环保与技术监督研究院, 成都, 610041; 3. 华北科技学院, 安全工程学院, 北京, 101601; 4. 河南省地质环境规划设计院有限公司, 郑州, 450000)

摘要 运用氢氧同位素和水化学成分作为水循环过程的示踪剂,研究济源盆地地表水和地下水之间的转化关系.通过现场调查,系统地采集了该区浅层、中深层地下水和河水样品,并在实验室进行了水化学成分(K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^-)和氢氧稳定同位素组分(D、 ^{18}O)测定.基于水化学和同位素测定结果,揭示盆地地表水和地下水循环特征.水化学分析结果显示,济源盆地水体的水化学类型主要为 HCO_3^- - SO_4 -Ca-Mg,属于低矿化度水,浅层地下水和河水联系紧密,不同水体水化学成分主要受到岩石风化作用的影响.氢氧稳定同位素研究表明,大气降水是盆地不同水体的主要补给源,地下水在接受降水的补给后经过了不同程度的蒸发作用,中深层地下水受蒸发影响较小,浅层地下水和河水受蒸发影响较大.浅层地下水和河水的主要补给方式是地表大气降水的垂直渗入补给,中深层地下水接受北部太行山区的径流补给,补给高程为620—1185 m.

关键词 氢氧同位素, 水化学, 水循环, 济源盆地.

Characteristics of hydrochemistry and stable hydrogen, oxygen isotopes in surface water and groundwater in Jiyuan Basin

JIAO Yanjun^{1,2} WANG Guangcai^{1**} CUI Linfeng¹ HAN Yong³ HU Yanan⁴ CHEN Lu¹

(1. School of Water Resources & Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing, 100083, China; 2. Safety, Environment & Technology Supervision Research Institute, Southwest Oil & Gasfield Company, Chengdu, 610041, China; 3. School of Safety Engineering, North China Institute of Science And Technology, Beijing, 101601, China; 4. Henan Provincial Geological Environment Planning & Designing CO.LID, Zhengzhou, 450000, China)

Abstract: In the present study, hydrochemical components (K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) and environmental isotopes (D, ^{18}O) were used as tracers to investigate the transformation relationship between surface water and groundwater in the Jiyuan Basin. We collected a total of 47 water samples from rivers, shallow groundwater and deep groundwater for analysis. The results of hydrochemical study show that the main water type in the Jiyuan Basin is HCO_3^- - SO_4 -Ca-Mg. Shallow groundwater and river water are closely connected. The hydrochemistry of different water bodies are mainly influenced by rock weathering. The results of deuterium and oxygen-18 analysis reveal that the precipitation is the main recharge source of various water bodies, and evaporation process took place after groundwater recharge from rainfall in the basin. Mild evaporation process occurred in the deep ground water, and intense evaporation process accured in the shallow groundwater and river water. The main recharge way for shallow groundwater and river water is through vertical meteoric precipitation infiltration, while the deep groundwater mainly accepts the recharge of water from Taihang mountains area at the altitude of 620—1185 m.

Keywords: hydrogen and oxygen isotopes, hydrochemistry, water cycle, Jiyuan Basin.

华北平原是我国水资源最为短缺的地区,人年均水资源只有 450 m^3 左右,是我国经济发展中受水资源制约最为严重的地区之一^[1].位于华北平原的济源市.近几十年来,由于气候干旱,降水量减小,开采

2013年10月22日收稿.

* 地质勘查局局管地质环境项目(H05345)资助.

** 通讯作者, E-mail: wanggc@cugb.edu.cn

量加大以及日益剧烈的人类活动的影响,地下水的补给、径流、排泄条件及水化学特征发生了很大的变化.水资源短缺问题,已成为济源市经济可持续发展面临的重大挑战之一.对该区地下水的补给机制及运移特征、地表水和地下水转化关系进行研究,对于科学规划、合理利用水资源,具有非常重要的意义.

氢氧同位素和水化学技术已被广泛地应用于水文水资源领域,其在流域地下水补给来源及方式、水循环及转化过程研究中发挥着重要作用^[2-6].林云等利用氢氧同位素对新乡市地下水补给来源进行了分析研究^[7];黄平华等利用氢氧同位素和常规水化学离子特征,计算了焦作矿区深层地下水的补给高程,为确定矿区地下水来源提供了依据^[8].近年来,流域尺度地下水中同位素的空间和时间变化规律与流域地表水、地下水相互作用关系引起了人们的重视.于静洁、宋献方等利用氢氧同位素特征及水化学特征研究了怀沙河及潮白河流域内深层和浅层地下水的氢氧同位素和水化学组成的空间分布规律和演化趋势,揭示了流域地下水循环特征^[9-10];翟远征、王金生等分析了北京市大气降水、地表水和地下水的氢氧同位素特征,揭示了区域水循环和不同水体之间的相互作用和转化机制^[11].

本次研究采用氢氧同位素示踪技术,结合水化学分析方法和区域水文地质条件分析,研究了盆地地下水循环特征、地下水与地表水的相互关系及不同水体地下水的补给来源,研究成果对于该区水资源合理统筹利用、及中国北方干旱半干旱地区类似的地下水环境问题研究具有重要的参考意义^[12].

1 实验部分

1.1 研究区概况

济源市位于河南西北部太行山南麓,黄河中下游,是一个三面环山、向东开阔的簸箕形盆地,区内总的地势北部、西北高,东南低.属暖温带大陆性季风型气候,多年平均降水量为 648 mm,多集中在 7、8、9 月.多年平均蒸发量 1810 mm,是降水量的 2.8 倍.研究区主要有沁河、蟒河等(图 1),蟒河自西北向东南流经本区,蟒河上游河段在赵礼庄附近分为南蟒河和北蟒河.北蟒河为蟒河主流,发源于山西省阳城县,北蟒河在西石露头村以上为季节性河流,河道为卵砾石,汛期有较大的流量,补给克井盆地地下水,非汛期河内无水,西石露头村以下,地下水涌出河道补给地表水,常年有水;南蟒河发源于济源市西部山区桃园岭,与北蟒河在赵礼庄附近汇合后经南官庄流出区外,据赵礼庄水文站多年资料统计,蟒河年均径流量 1.11 亿 m^3 ,年均流量 $3.52 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.沁河发源于山西沁水县,在克井盆地的东部流过,据五龙口水文站资料,多年平均径流量 15.6 亿 m^3 ,年均流量 $44.4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

研究区属华北地层区,区域上除缺失志留系、泥盆系、白垩系地层外,从太古界至新生界均有出露.第四系地层广泛分布于济源盆地,厚度一般 50—200 m,由盆地周边山前向盆地中心渐厚.含水层系统由西北向东南,岩性由粗变细,层次由少变多,西部和北部地区由单一卵砾石层组成,南部和东部由砂砾石与黏性土互层,渐变为以黏性土为主,层次由一层逐渐增多到数层.依据含水岩性组合,埋藏条件及水动力特征,浅层含水层是指埋深在 60 m 以上的全新统地层,岩性为浅黄色粉质黏土、粉土、粉砂、卵砾石,较疏松,厚 40—50 m,局部含砂层,为浅层地下水主要含水层.中深层含水层是指埋深在 60—200 m 范围的上更新统和中更新统地层,岩性为浅黄色粉质黏土、粉土、粉砂、卵砾石,局部含钙质结核,含 3—4 层砂卵石层,该层厚 50—80 m,为该区中深部主要含水地层,浅层和中深层含水层之间分布有不连续的黏土和亚黏土,厚 3—15 m 不等,个别薄的地方厚 1—3 m,属于相对隔水层,两个含水层之间存在一定的水力联系.在盆地内部,浅层地下水自西北向东南方向以水平径流的方式流动(图 1),中深层地下水和浅层地下水径流方向大体一致.

地下水的补给来源有大气降水、河水入渗、农田灌溉补给和山前侧渗补给.地下水的排泄方式主要为开采、蒸发、径流,一部分由地表河流排泄,其中浅层地下水主要接受大气降水的垂直入渗补给,并普遍存在入渗补给深层水的现象.

1.2 样品采集与分析

本研究于 2012 年 11 月 29 日—12 月 10 日沿研究区的山前—平原地区进行了地下水和地表水的采样,采样依据地下水系统特征,结合现场情况,希望反映研究区不同位置地下水特点,所有水样点均位于沁河、蟒河之间.浅层地下水样取自埋深 0—30 m 的全新统潜水含水层,主要分布在平原区;中深层地下水样取自埋深 80—200 m 的中上更新统承压含水层,主要分布在山前地区.共取水样 47 组,其中浅层地

下水样 20 组,中深层地下水样 18 组,河水样 9 组(图 1)。地下水采样点水源主要为灌溉水井和饮用水井,以及少数封闭的水井,采样时先抽水 10 min;河水样采自河流干流水面以下数厘米处。每个样品都现场过滤(0.45 μm 滤膜)后装在聚乙烯瓶中并密封,然后带回实验室置于 0—4 $^{\circ}\text{C}$ 冷藏箱中保存。

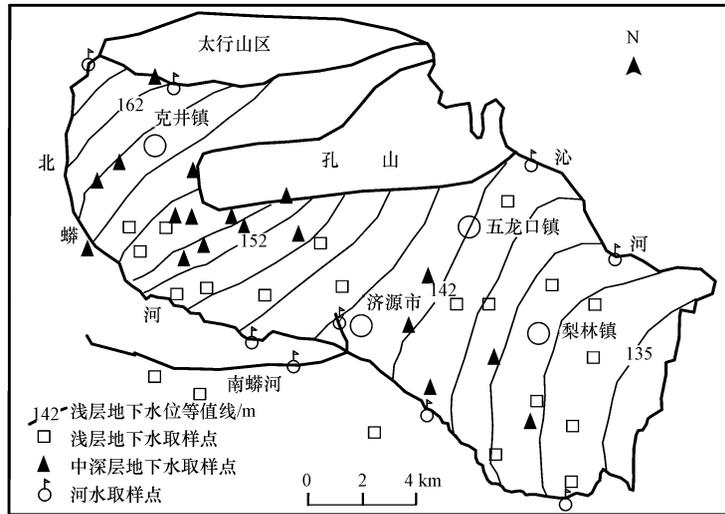


图 1 济源盆地地表水和地下水采样点分布图

Fig.1 Surface and ground water sampling sites in the Jiyuan Basin

现场采用 GPS 测定采样点的经纬度和井的地面高程。用 Eureka 多参数仪现场测定水样的温度、电导率(EC)和 pH 值。室内水化学和环境同位素分析在“中国地质大学(北京)地下水循环与环境演化教育部重点实验室”进行。水化学分析应用离子色谱仪(DX-120)测定,相对误差为 1%, HCO_3^- 采用稀硫酸-甲基橙滴定方法测定;环境同位素氘和氧-18(δD 和 $\delta^{18}\text{O}$)应用 LGR 液态水同位素分析仪测定,测定结果以相对于维也纳标准平均海水(VSMOW)的千分差(‰)表示,测定精度分别为 $\pm 2.0\text{‰}$ 和 $\pm 0.1\text{‰}$ 。

2 结果与讨论

2.1 阴、阳离子组成分析

研究区浅层地下水 pH 值介于 7.16—8.47 之间,属中性偏弱碱性水(表 1),水温变化范围为 5.32—18.07 $^{\circ}\text{C}$,平均值为 14.52 $^{\circ}\text{C}$,溶解性总固体(TDS)平均值为 833 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$;中深层地下水为 pH 值介于 7.47—8.21 之间的弱碱性水,水温变化范围为 7.06—18.30 $^{\circ}\text{C}$,平均值为 13.84 $^{\circ}\text{C}$,TDS 的平均值为 405 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$,较浅层地下水低;河水 pH 值介于 7.72—8.77 之间,属弱碱性偏碱性水,水温变化范围为 5.24—13.74 $^{\circ}\text{C}$,平均值为 8.52 $^{\circ}\text{C}$,TDS 的平均值为 631 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$,位于浅层和中深层地下水之间。3 种水体都属于低矿化度水。

表 1 济源盆地不同水体水化学和同位素统计特征

Table 1 Hydrochemistry and isotope statistical characteristic of various water bodies from Jiyuan Basin

类型	水温	pH	TDS	EC	K^+	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	$\delta^{18}\text{O}$	δD	
浅层水	最小值	5.32	7.16	423	603	1.04	10.45	88.89	27.67	14.22	56.59	274.73	-8.84	-64.59
	最大值	18.07	8.47	2091	2935	96.14	171.70	331.01	130.93	356.89	637.56	665.18	-7.66	-56.85
	平均值	14.52	7.54	833	1015	9.83	47.74	158.39	52.58	77.10	211.12	394.81	-8.12	-59.94
中深层水	最小值	7.06	7.47	269	470	1.11	6.75	63.28	24.85	3.60	5.87	265.80	-9.98	-69.74
	最大值	18.30	8.21	638	1001	2.47	33.24	130.60	55.03	58.47	150.10	403.67	-8.31	-60.54
	平均值	13.84	7.73	405	668	1.85	14.30	89.26	34.58	15.14	68.72	303.81	-8.87	-63.53
河水	最小值	5.24	7.72	349	590	1.95	7.83	62.44	30.71	5.68	94.33	218.30	-9.98	-69.74
	最大值	13.74	8.77	824	1300	11.82	96.26	161.10	47.61	138.97	299.25	395.68	-7.66	-56.85
	平均值	8.52	8.28	631	961	5.22	44.50	116.55	39.96	61.63	170.87	300.52	-8.82	-63.56

注:水温的单位为 $^{\circ}\text{C}$,pH 为无量纲,EC 的单位为 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 的单位为‰,其余离子单位均为 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

研究区不同水体的平均离子含量比较接近(表 1).浅层地下水中的主要阳离子平均含量顺序为: $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^{+} + \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+}$,其含量分别为 158.40、57.57 和 52.58 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$,主要阴离子平均含量顺序为: $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-}$,其含量分别为 394.81、211.12 和 77.10 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$;中深层地下水的主要阳离子平均含量顺序为: $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+} + \text{Na}^{+}$,其含量分别为 89.26、34.58 和 16.15 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$,主要阴离子平均含量顺序为: $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-}$,其含量分别为 303.81、68.72 和 15.14 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$;河水中的主要阳离子平均含量顺序为: $\text{Ca}^{2+} > \text{K}^{+} + \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{2+}$,其含量分别为 116.55、49.72 和 39.96 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$,主要阴离子平均含量顺序为: $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-}$,其含量分别为 300.52、170.87 和 61.63 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$,不同水体各离子浓度均表现出在山前地带含量较低,沿着地下水径流方向向平原区过渡,离子含量逐渐增大.

2.2 电导率变化特征

电导率(EC)取决于离子的性质和浓度、溶液的温度和黏度等,在一定程度上反映了水流在流域水循环过程中径流路径和滞留时间的长短.根据不同水体的电导率在空间上的分布趋势,可以大致推断水的运移路径,进一步推断区域内地表水和地下水的补给排泄关系^[13].济源盆地浅层地下水的电导率为 603—2935 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$,中深层地下水的电导率为 470—1001 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$,地表水的电导率为 590—1300 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ (表 1),下面以北蟒河为例探讨地下水和地表水之间的电导率变化特征.

河流中上游位于山前与山前平原的交汇处,河道为卵砾石,河道坡度陡峭且下切严重,地表水的电导率沿程逐渐变大(图 2),地表水的电导率和浅层地下水的电导率对比变化不确定,表明地表水和浅层地下水的相互转化比较频繁.现场调查发现,在河流中上游存在着若干段干涸河道,在干涸河道上端,地表水逐渐渗入地下,河道流量逐渐减小直至消失,形成地表水补给浅层地下水的现象;在干涸河段的下端,浅层地下水逐渐渗出补给下端河流地表水,形成地下水补给地表水的现象,使中上游成为地表水和地下水相互转化较为频繁的区域.在河流的中下游,地表水和浅层地下水的电导率较中上游有所升高,地表水和浅层地下水的电导率相差不大且总体上看浅层地下水的电导率小于地表水的电导率,表明地表水和浅层地下水经过了较长的运移路径,且总体上浅层地下水补给地表水.中深层地下水的电导率沿程变化不大,明显小于河水的电导率,说明中深层地下水和河水的联系不密切.

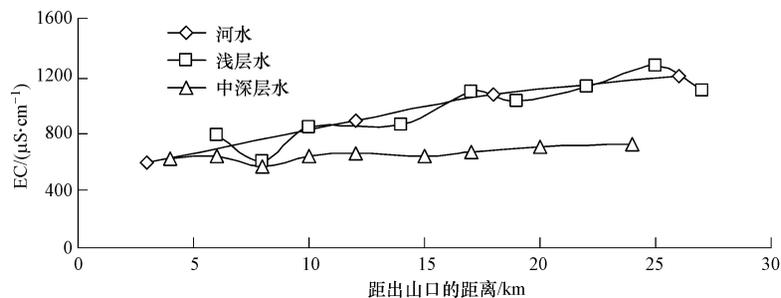


图 2 电导率沿程变化

Fig.2 Variation of conductivity along river

2.3 水化学类型特征

从水化学分类图(图 3)上可以看出,中深层地下水主要位于 piper 图菱形的左角附近,结合采样点图,A 组样点主要分布在冲洪积扇上部,位于地下水的补给区,水化学类型主要为 HCO_3^{-} -Ca-Mg,矿化度较低,沿径流方向矿化度变大,水化学类型演变为 HCO_3^{-} - SO_4^{2-} -Ca-Mg,浅层地下水和河水主要位于 piper 图菱形的左上角,水化学类型主要为 HCO_3^{-} - SO_4^{2-} -Ca-Mg,沿径流方向还出现 HCO_3^{-} - SO_4^{2-} -Ca-Mg-Na 型,河水水样点比较分散,离子含量变化情况和浅层地下水相似,这与前面电导率分析得出的浅层地下水和河水存在密切的水力联系的结论相一致.

2.4 水化学组分来源分析

天然水体中的可溶性离子主要来源于岩石和土壤的风化分解以及部分大气输入或沉降.为了更直观地比较各类河水的化学组成、形成原因以及彼此间的相互关系,吉布斯设计了一种半对数坐标图^[14].该图的纵坐标为对数坐标,代表河水中溶解性总固体;横坐标为普通直线坐标,代表河水中阳离子比值 $\text{Na}^{+}/(\text{Na}^{+} + \text{Ca}^{2+})$.Gibbs 图能够较清晰地反应出河水主要成分趋于“降水控制类型”、“岩石风化类型”或

“蒸发-浓缩类型”^[15].运用 Gibbs 图解的方法分析离子起源问题除了河水外,也可以分析地下水.将区内地下水和河水的水化学数据投绘于 Gibbs 图中(图 4),可以看出,中深层地下水样点,Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺)的比值在 0.07—0.29 之间(图 4a),Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻)比值在 0.01—0.15 之间(图 4b),样点集中分布在 Gibbs 图的中部区域,说明其离子成分来源于岩石的风化作用;浅层地下水样点,Na⁺/(Na⁺+Ca²⁺)的比值在 0.10—0.42 之间,Cl⁻/(Cl⁻+HCO₃⁻)比值在 0.05—0.38 之间,样点分布在岩石风化控制带附近,向蒸发作用控制带偏移,说明浅层地下水受岩石风化和蒸发浓缩双重作用影响,风化为主要作用;河水的离子含量投点位于中深层和浅层地下水样点中间,说明河水主要受岩石风化作用的影响.

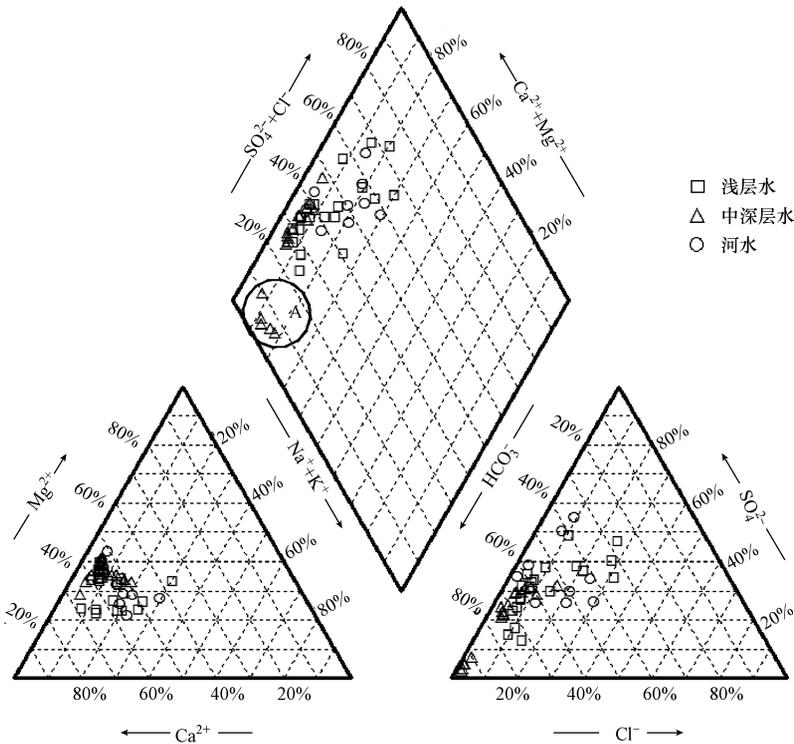


图 3 不同水体 piper 三线图

Fig.3 Piper diagram in the Jiyuan Basin for water samples

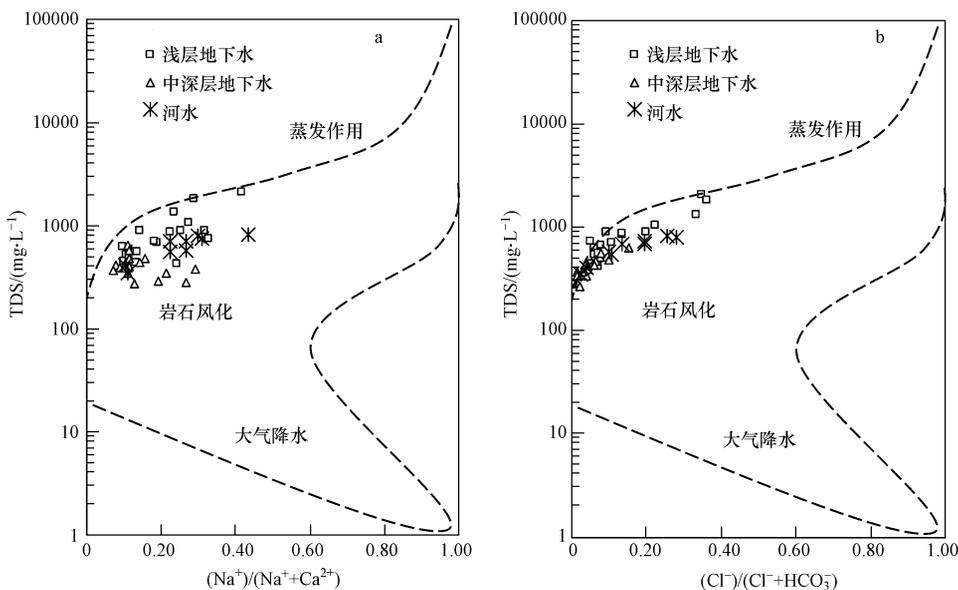


图 4 不同水体 Gibbs 图

Fig.4 Gibbs' diagram in the Jiyuan Basin for water samples

2.5 氢氧稳定同位素特征

为研究地下水、地表水与大气降水的关系,将研究区地下水、地表水 δD 、 $\delta^{18}O$ 的实测值绘制成 δD - $\delta^{18}O$ 关系图,见图 5.因缺少该区大气降水的样品,故采用河南平原大气降水线(LMWL)^[16]:

$$\delta D = 6.50198\delta^{18}O - 3.5793 \quad (1)$$

浅层地下水的 $\delta^{18}O$ 变化范围是 -8.84‰ — -7.66‰ ,平均为 -8.12‰ (表 1); δD 的变化范围是 -64.59‰ — -56.85‰ ,平均为 -59.94‰ ;中深层地下水的 $\delta^{18}O$ 变化范围是 -9.98‰ — -8.31‰ ,平均为 -8.87‰ ; δD 的变化范围是 -69.74‰ — -60.54‰ ,平均为 -63.53‰ ;河水的 $\delta^{18}O$ 变化范围是 -9.17‰ — -7.03‰ ,平均为 -8.18‰ ; δD 的变化范围是 -65.38‰ — -54.50‰ ,平均为 -60.69‰ .浅层地下水和河水的氢氧同位素平均值大于中深层地下水且比较接近,说明地下水和地表水存在密切的水力联系.结合采样图,样点 1 为位于山前的中深层地下水,落在 LMWL 附近,指示起源于当地大气降水,样点 2 为位于北蟒河下游的河水,其明显偏离 LMWL 线,指示受到强烈的蒸发浓缩作用;B 组样点包含图 3 中的 A 组样点,样点主要位于冲洪积扇上部地下水的补给区, $\delta^{18}O$ 和 δD 的值较小,说明这些水样主要接受大气降水的入渗补给,这与水化学分析的补给区地下水为低矿化度的 Ca-Mg-HCO₃ 水和电导率较低的情况相一致;C 组样点主要位于冲洪积扇下部和冲积平原区地下水的径流和排泄区,河水和地下水的 $\delta^{18}O$ 和 δD 的值比较接近,说明它们之间存在密切的水力联系,这与前面分析的等水位线和电导率反映的情况相对应.

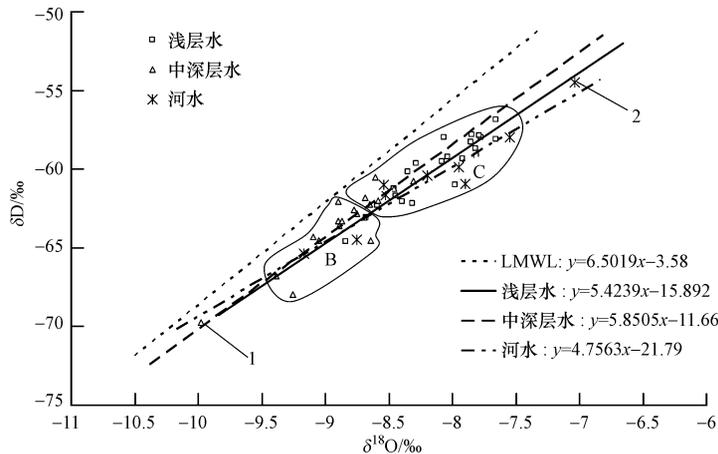


图 5 不同水体 δD - $\delta^{18}O$ 关系图

Fig.5 Scatter plot of δD - $\delta^{18}O$ in groundwater and surface water samples from the Jiyuan Basin

河水和地下水 $\delta^{18}O$ 和 δD 值均分布在区域大气降水线右下部,且 $\delta^{18}O$ - δD 关系线的相关性很好,说明当地河水和浅层、中深层地下水均为大气降水成因.但受蒸发作用的影响,河水的 $\delta^{18}O$ - δD 关系线斜率(4.7563)明显小于当地大气降水线斜率(6.5019).这一点与国内其他地区受到蒸发作用影响水体的同位素特征相一致^[17-19].浅层地下水 $\delta^{18}O$ - δD 关系线斜率(5.4239)小于当地大气降水线斜率(6.5019),但与河水的斜率较为接近,进一步说明浅层地下水和河水存在显著的相互作用的关系.中深层地下水 $\delta^{18}O$ - δD 关系线斜率(5.8505)接近大气降水而稍有偏移,表明中深层地下水在入渗补给过程中虽然受到了蒸发作用的影响,但是这种影响远不如河水和浅层地下水明显.

浅层地下水 δD 、 $\delta^{18}O$ 值分布范围较大,说明除大气降水外,还受到人工开采、灌溉回渗等多种因素的影响;而中深层地下水除个别点外均紧密分布于区域大气降水线右侧,表明中深层地下水赋存环境相对封闭,受人类活动的影响相对较小, δD 、 $\delta^{18}O$ 同位素的影响因素较少.下面以中深层地下水为例计算中深层地下水的补给高程.

大气降水氢氧稳定同位素 δD 和 $\delta^{18}O$ 随着高程的增大而减小,具有高程效应,且高程与 δD 和 $\delta^{18}O$ 之间存在很好的线性关系^[20],为确定含水层补给区及补给高程提供了依据.地下水补给高程的计算公式:

$$H = \frac{\delta_c - \delta_\lambda}{K} + h \quad (2)$$

式中, H 为地下水补给高程(m); h 为取样点高程(m); δ_c 为地下水的 $\delta^{18}O$ 或 δD 值; δ_λ 为取样点附近大

气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 或 δD 值; K 为大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 或 δD 的高度梯度值,受局地气候的影响,不同地区的高程梯度值不同.如 Kouris 流域大气降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的高程梯度值分别为 $-1.7\text{‰}/100\text{ m}$ 和 $-0.27\text{‰}/100\text{ m}$ ^[21]. 大气降水平均值选用离济源较近的郑州地区大气降水加权平均值($\delta^{18}\text{O} = -7.16\text{‰}$, $\delta\text{D} = -52.65\text{‰}$)^[8]. 地下水与围岩中的氧同位素交换可使地下水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 明显增高,这会导致根据 $\delta^{18}\text{O}$ 计算的补给高程偏低^[22]. 而 δD 则不同,通常含水介质中含氢矿物较少,故对水中 δD 值影响较小.因此,本文计算过程中计算补给高程选用 δD 值,利用 $\delta^{18}\text{O}$ 的计算结果加以验证.本区中深层地下水, δD 值在 -69.74‰ — -60.54‰ 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 值在 -9.98‰ — -8.31‰ 之间.经计算,用 δD 计算的补给区高程为 656—1145 m, 而用 $\delta^{18}\text{O}$ 计算的补给区高程为 585—1225 m.两者计算的结果比较接近.另外,取 $\delta^{18}\text{O}$ 值求得的补给高程和 δD 值求得的补给高程求平均值,中深层地下水的平均补给高程为 620—1185 m.计算数据与济源盆地北部的太行山区的高程基本一致,结合自然地理条件及地下水流场条件分析,认为北部太行山区是该区中深层地下水的补给区.

3 结论

(1) 济源盆地内水体阳离子以 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 为主;阴离子以 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 为主,属于低矿化度水,地表水和地下水的电导率沿着径流方向变化较为相似,表明地表水和地下水水力联系紧密.

(2) 济源盆地浅层地下水化学成分受到岩石风化和蒸发浓缩双重作用的影响;中深层地下水和河水主要受岩石风化作用的影响.

(3) 大气降水是该区地表水和地下水的主要补给来源.不同水体 $\delta^{18}\text{O}$ - δD 关系线斜率的大小为:河水 < 浅层地下水 < 中深层地下水,表明中深层地下水受蒸发影响较小,浅层地下水次之,河水受影响最大.

(4) 浅层地下水和河水的主要补给方式是地表大气降水的垂直入渗补给;根据大气降水的高程效应计算出中深层地下水的补给高程为 620—1185 m,北部太行山区为中深层地下水的补给区.

参 考 文 献

- [1] 钱正英, 张光斗. 中国可持续发展水资源战略研究综合报告[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2001: 2-8
- [2] 胡春华, 周文斌, 夏思奇. 鄱阳湖流域水化学主离子特征及其来源分析[J]. 环境化学, 2011, 30(9): 1620-1626
- [3] 李卫红, 陈永金, 张保华, 等. 塔里木河中游地下水化学变化及其影响因素[J]. 环境化学, 2011, 30(2): 459-465
- [4] Arumugam K, Elangovan K. Hydrochemical characteristics and groundwater quality assessment in Tirupur region, Coimbatore District, Tamil Nadu, India[J]. Environmental Geology, 2009, 58(7): 1509-1520
- [5] Perry E, Paytan A, Pedersen B, et al. Groundwater geochemistry of the Yucatan Peninsula, Mexico: Constraints on stratigraphy and hydrogeology[J]. Journal of Hydrology, 2009, 367(1): 27-40
- [6] 侯新伟, 李向全, 陈浩. 汾河中游干流河水与大气降水和浅层地下水的转化关系[J]. 水文地质工程地质, 2008, 35(6): 38-41
- [7] 林云, 潘国营, 靳黎明, 等. 氢氧稳定同位素在新乡市地下水研究中的应用[J]. 人民黄河, 2007, 29(10): 53-54
- [8] 黄平华, 陈建生, 宁超. 焦作矿区地下水中氢氧同位素分析[J]. 煤炭学报, 2012, 37(5): 771-774
- [9] 宋献方, 李发东, 于静洁, 等. 基于氢氧同位素与水化学的潮白河流域地下水水循环特征[J]. 地理研究, 2007, 26(1): 12-20
- [10] 宋献方, 刘相超, 夏军, 等. 基于环境同位素技术的怀沙河河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学: D 辑, 2007, 37(1): 102-110
- [11] 翟远征, 王金生, 滕彦国, 等. 北京市不同水体中 D 和 ^{18}O 组成的变化及其区域水循环指示意义[J]. 资源科学, 2011, 33(1): 92-96
- [12] Currell M, 韩冬梅, Cartwright I, 等. 运城盆地地下水同位素年龄特征及其演化过程和可持续利用[J]. 水文地质工程地质, 2012, 39(6): 1-5
- [13] 胡俊锋, 王金生, 滕彦国. 地下水与河水相互作用的研究进展[J]. 水文地质工程地质, 2004, 31(1): 108-113
- [14] Gibbs R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088-1090
- [15] Kortatsi B K. Hydrochemical framework of groundwater in the Ankobra Basin, Ghana[J]. Aquatic Geochemistry, 2007, 13(1): 41-74
- [16] 李满洲, 高淑琴, 李颀家. 河南平原第四系地下水氢氧同位素特征与补给分析[J]. 工程勘察, 2010, 38(11): 42-47
- [17] 蒋保刚, 闫正, 宋献方, 等. 汉江上游金水河流域河水的化学特征[J]. 环境化学, 2013, 32(6): 980-986
- [18] 钱云平, 林学钰, 秦大军, 等. 应用同位素研究黑河下游额济纳盆地地下水[J]. 干旱区地理, 2005, 28(5): 574-580
- [19] 连英立, 张光辉, 聂振龙, 等. 张掖盆地地下水及其补给水源的同位素特征[J]. 勘察科学技术, 2011, 2(5): 11-16
- [20] Yuan F, Miyamoto S. Characteristics of oxygen-18 and deuterium composition in waters from the Pecos River in American Southwest[J]. Chemical Geology, 2008, 255(1): 220-230
- [21] Boronina A, Balderer W, Renard P, et al. Study of stable isotopes in the Kouris catchment (Cyprus) for the description of the regional groundwater flow[J]. Journal of Hydrology, 2005, 308(1): 214-226
- [22] Yeh H F, Lee C H, Hsu K C. Oxygen and hydrogen isotopes for the characteristics of groundwater recharge: A case study from the Chih-Pen Creek basin, Taiwan[J]. Environmental Earth Sciences, 2011, 62(2): 393-402