

青铜峡灌区排水沟—地下水水化学特征及转换关系分析

孙玉芳^{1,2}, 海晶³, 金晓媚^{1*}, 赵志鹏², 李洪波², 朱薇²

(1.中国地质大学(北京)水资源与环境学院, 北京 100083; 2.宁夏回族自治区水文地质调查院, 银川 750026; 3.宁夏回族自治区煤炭地质局, 银川 750021)

摘要:【目的】分析青铜峡灌区浅层地下水与排水沟的水化学和同位素特征, 揭示地表水与地下水之间的转换。

【方法】综合运用数理统计、Gibbs模型、Piper图、Schoeller图、阳离子交替吸附作用图等方法, 系统分析排水沟水及周围浅层地下水的水化学特征, 探讨排水沟与周围浅层地下水的转化关系。【结果】排水沟水总体呈弱碱性或碱性, TDS在休灌期大于灌期; 浅层地下水TDS在休灌期和灌期差别不大, 但都明显大于排水沟。排水沟和浅层地下水阳离子: $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$, 阴离子: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ 。排水沟附近的浅层地下水离子浓度垂向上的差异大于水平方向上的差异。排水沟和浅层地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 在灌期和休灌期差异都不明显, 30 m深度浅层地下水同位素贫化明显。【结论】排水沟与浅层地下水的水化学组分受蒸发浓缩和岩石风化作用的控制, 同时受混合作用和离子交换作用影响, 浅层地下水比排水沟受离子交换作用更加显著。灌区南部浅层地下水更靠近岩石风化控制区, 中部和北部样点更靠近蒸发浓缩控制区。灌区内排水沟排泄地下水和补给地下水两种模式同时存在, 排水沟主要排泄灌溉退水, 灌溉退水比例平均值达到81.54%, 而部分排水沟不仅没有能够排水, 还成为附近浅层地下水的重要补给来源, 补给比例最高达到84.62%。

关键词: 青铜峡灌区; 排水沟; 水化学; 同位素; 转化关系

中图分类号: TV213; P592

文献标志码: A

doi: 10.13522/j.cnki.ggps.2023058

OSID: 

孙玉芳, 海晶, 金晓媚, 等. 青铜峡灌区排水沟—地下水水化学特征及转换关系分析[J]. 灌溉排水学报, 2023, 42(9): 110-118.

SUN Yufang, HAI Jing, JIN Xiaomei, et al. Hydrochemical Relationship between Water in Drainage Ditches and Shallow Groundwater in Qingtongxia Irrigation Area[J]. Journal of Irrigation and Drainage, 2023, 42(9): 110-118.

0 引言

【研究意义】地表水与地下水作为全球水循环的主要参与者, 其水化学特征及其二者之间的转化关系研究一直是区域水循环研究的热点之一^[1]。【研究进展】水体中的离子组分是水在循环过程中与周围环境长期相互作用的结果^[2], 水体中水化学组分可以反映水化学特征的空间分布和演化特征^[3-5], 干旱半干旱的西北内陆地区, 气候干燥, 降水稀少, 水资源分布时空差异大, 水量性水资源供需矛盾突出^[6-7], 水质性的水资源短缺更加严重^[8]。引黄工程很大程度上缓解了这一矛盾, 一方面为区域工农业生产、人类生活和生态环境的改善提供必要的水资源, 另一方面引黄水利工程引起了局部地下水循环变化和水文地球化学过程改变等, 因此开展区域水文过程研究成为一项十

分重要的工作, 诸多学者先后在水体的水化学组分^[1,5]、离子来源^[9-10]、循环方式^[11-12]、地表水与地下水关系^[13-14]、地下水补给^[9-10]等方面开展研究, 取得了丰富的研究成果。水化学结合氢氧同位素方法, 及Piper图和Gibbs图等传统水化学方法, 是目前研究区域水文过程最常用且有效的方法^[15]。

青铜峡灌区位于西北内陆干旱-半干旱区, 地处黄河中游, 因其特殊的地理位置而得黄河之利, 灌溉历史有2000多年, 是我国最古老的引黄灌区之一。灌区渠系和排水沟纵横交错, 从而形成了引水有保障、排水有出路的灌排系统。灌区丰富的地下水资源与沟渠渗漏、田间灌溉入渗关系密切, 发达的灌排系统一方面将黄河水引入灌区浇灌土地从而保障农业生产和植被生长的生态水位, 另一方面把富余的水排出不致使地下水位过高而产生盐碱化、沼泽化等生态问题。近年来, 受气候变化和产业结构调整的影响, 用水结构不断发生变化, 灌排系统不断完善, 地表水与地下水的转换日益复杂。【切入点】关于农田排水系统引起的水文过程的研究主要集中在水盐运移^[16]、控制排水对土壤肥力的流失^[17]及污染^[18]等方面, 针对排水沟相关的地表水与地下水转化引发的水化学特征及转

收稿日期: 2023-02-22 修回日期: 2023-06-14 网络出版日期: 2023-09-15

基金项目: 宁夏财政厅项目(6400201901273, NXCZ20220201); 宁夏回族自治区人才小高地建设项目; 第五批宁夏青年科技人才托举工程项目(NXKJTGCG2020053); 宁夏自然科学基金项目(2021AAC03450)

作者简介: 孙玉芳(1985-), 女, 宁夏固原人。高级工程师, 博士研究生, 主要从事生态水文方面研究。E-mail: 446725299@qq.com

通信作者: 金晓媚(1968-), 女, 河北保定人。教授, 博士, 主要从事生态水文方面研究。E-mail: jinxm@cugb.edu.cn

©《灌溉排水学报》编辑部, 开放获取 CC BY-NC-ND 协议

化量还不清楚。【拟解决的关键问题】青铜峡灌区灌排系统发达，地下水浅埋，盐渍化问题普遍，排水沟排水去盐效果不理想，本文以青铜峡灌区的排水沟为研究对象，应用水化学和稳定同位素等方法，系统分析排水沟水及周围浅层地下水的水化学特征，探讨排水沟对局部地区地下水环境的影响，提高对灌区水文过程的认识。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

青铜峡灌区属于干旱-半干旱大陆性气候，气温和降水具有明显的季节变化特征，降水稀少且主要集中在每年的6—9月，多年平均降水量180 mm左右，日照时间3 000 h左右，蒸发强烈，年蒸发量与降水量的比值接近10倍。黄河从青铜峡口进入灌区，南北向贯穿研究区，黄河干流、支流、山洪沟道、湖泊湿地和灌排系统共同构成了研究区的水文体系。现有总干渠2条，干渠10条，黄河以东分布东干渠、汉渠、秦渠、马莲渠，河西分布西干渠、唐徕渠、汉延渠、惠农区、泰民渠、大清渠等；大小排水沟近百条，骨干排水沟24条，总长660 km；其中河东15条，排水面积788 km²，河西49条，排水面积4 214 km²；陶乐扬水灌区24条，排水面积147 km²。其中东排水沟、第一排水沟、第四排水沟、第五排水沟、第三排水沟排水量都超过1×10⁸ m³。灌区自西向东构成了山前洪积倾斜平原—冲洪积倾斜平原—冲湖积平原的地貌格局，地貌的这种特点决定了水文地质条件的水平分带性（图1）。潜水补给来源主要为大气降水、洪水散失、灌溉及渠系渗漏、地下水径流及黄河水的补给；潜水的排泄以蒸发为主，其次为向排水沟排泄，少量人工开采，灌区东部的部分地区地下水向黄河排泄。引黄灌溉渠系渗漏和田间入渗对地下水的补给占补给量的80%左右。灌区每年4月中旬至9月底为灌期，10月至翌年3月为休灌期。

1.2 样品采集

在青铜峡灌区的南部、中部和北部分别选取典型排水沟段，南部选取四二干沟（YP-5）、第二排水沟（YP-7）、永二干沟石油城段（YP-8）和望远段（YP-12）；中部选取中干沟永宁县上游（YP-10）、中游（YP-11）、下游（YP-9）；北部选取第五排水沟（YP-1）、第三排水沟的沙湖段（YP-3）和平罗段（YP-4）。在垂直排水沟距离10 m的位置布置一组30 m深（1#）和10 m深（2#）的监测孔组；在垂直排水沟距离30 m位置再布置一组30 m（3#）和10 m深（4#）的监测孔组。排水沟及其附近监测孔浅层地下水受到当地枯、丰期及灌溉制度的影响，存在灌期

和休灌期之分，因此分别在休灌期（4月上旬）和灌期（8月上旬）采集排水沟和监测孔水质全分析和同位素氘D、氧¹⁸O水样。共采集全分析样品98件，氘D、氧¹⁸O同位素样品各98件。

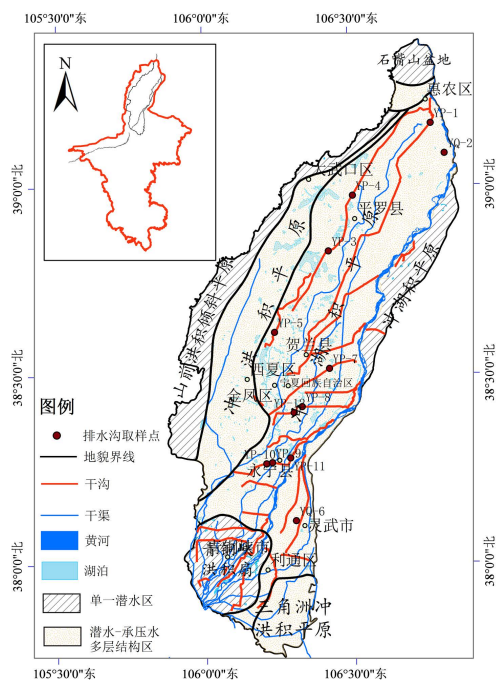


图1 青铜峡灌区主要沟渠分布与采样点分布

Fig.1 Distribution of main ditches and sampling points in Qingtongxia irrigation area

1.3 样品测试

水化学样品采集后保存于2.5 L塑料瓶并密封，2 d内送到实验室进行检测，全分析样送至国土资源部银川矿产资源监督检测中心测定，K⁺、Ca²⁺、Na⁺、Mg²⁺、Cl⁻、SO₄²⁻采用离子色谱仪（TY2014000015）分析，HCO₃⁻和CO₃²⁻采用双指示剂滴定法测定，并经阴阳离子平衡验证，保证可信误差范围在±5%以内。水体同位素样品采样后保存于500 mL塑料瓶中，并立即密封，以减少蒸发，稳定同位素样送至中国地质科学院水文环境地质研究所实验测试中心进行测定。

1.4 研究方法

采用ArcMap绘制青铜峡灌区主要沟渠分布与采样点分布图，运用Excel 2016软件对样品离子组分浓度的最大值、最小值、平均值、标准差进行描述性统计，并计算变异系数。应用Origin 2017软件绘制统计图、同位素关系图、Gibbs图、Schoeller图和阳离子交替吸附作用图，应用Grapher 13绘制Piper图。

利用同位素技术可以计算水体不同补给来源的混合比例，根据同位素质量守恒原理，利用二端元混合模型^[19]计算排水沟水或浅层地下水的来源比例。

当浅层地下水向排水沟排泄时，计算式为：

$$f_i + f_g = 1, \quad (1)$$

$$f_i \delta_i + f_g \delta_g = \delta_d, \quad (2)$$

当排水沟向浅层地下水补给时, 计算式为:

$$f_i + f_d = 1, \quad (3)$$

$$f_i \delta_i + f_d \delta_d = \delta_g, \quad (4)$$

式中: f_d 、 f_g 、 f_i 分别为排水沟水、浅层地下水、灌溉退水的比例(%) ; δ_d 、 δ_g 、 δ_i 分别为排水沟水、浅层地下水、灌溉退水的 ^{18}O 或D的量(‰)。

2 结果与分析

2.1 水化学特征

水化学描述性统计结果显示(表1): 排水沟和浅层地下水pH值介于6.97~8.88之间, 呈弱碱性或碱性, 变异系数0.02~0.05, 空间变异性小; 排水沟及浅层

地下水pH值在休灌期均高于灌期。排水沟溶解性总固体(TDS)平均值在休灌期(1 655.95 mg/L)大于灌期(1 026.45 mg/L), 浅层地下水TDS平均值在休灌期(2 556.02 mg/L)和灌期(2 682.59 mg/L)差别不大, 但都明显大于排水沟, 这可能是因为受到地层溶滤组分进入浅层地下水影响, 相对排水沟矿化度增大。浅层地下水分层统计结果显示(表1), 1#和3#浅层地下水的TDS大于2#和4#, 变异系数也有相似的规律, 说明30 m深度的浅层地下水矿化程度高于10 m深度, 30 m与10 m深度浅层地下水水力联系弱, 相互转化不明显。

表1 青铜峡灌区排水沟与浅层地下水水化学参数统计

Table 1 Statistics of hydrochemical parameters of drainage ditches and shallow groundwater in Qingtongxia irrigation area

水样类型	统计值	离子量/(mg L ⁻¹)							pH 值	TDS/(mg L ⁻¹)
		K ⁺	Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻		
排水沟	最大值	24.90	1 009.09	138.01	159.75	1 328.44	946.60	518.17	8.88	3 925.00
	最小值	2.75	47.44	36.23	27.72	43.63	94.30	136.03	8.33	410.00
	平均值	12.71	407.51	76.58	75.08	447.60	422.59	308.89	8.43	1 655.95
	标准差	8.12	271.86	26.23	40.16	356.27	245.72	106.22	0.16	970.65
	变异系数	0.64	0.67	0.34	0.53	0.80	0.58	0.34	0.02	0.59
	最大值	24.65	488.82	87.69	79.20	558.00	509.60	401.59	8.72	1 782.00
	最小值	3.90	80.56	30.96	36.56	67.29	126.29	219.05	7.50	578.50
	平均值	9.64	227.81	66.97	54.13	220.89	256.66	332.38	8.10	1 026.45
	标准差	6.14	129.46	14.07	12.99	142.20	120.06	50.66	0.31	408.79
	变异系数	0.64	0.57	0.21	0.24	0.64	0.47	0.15	0.04	0.40
休灌期浅层地下水	1# 平均值	5.99	1 077.35	133.69	163.64	1 296.60	967.77	543.19	8.34	3 979.56
	2# 平均值	4.61	377.56	102.82	83.28	343.37	447.98	464.81	8.37	1 663.70
	3# 平均值	6.07	989.58	137.90	156.29	1 232.55	891.01	536.50	8.43	3 763.75
	4# 平均值	4.75	438.52	97.54	85.95	392.80	464.59	522.75	8.39	1 839.38
灌期浅层地下水	1# 平均值	4.87	1 054.95	131.92	145.62	1 233.03	883.47	540.59	7.75	3 749.31
	2# 平均值	3.87	349.54	93.83	82.43	312.43	421.89	511.57	7.63	1 551.30
	3# 平均值	5.77	1 037.58	139.77	143.06	1 233.19	859.09	547.43	7.65	3 717.56
	4# 平均值	4.30	459.81	91.98	92.52	444.54	495.38	566.82	7.64	1 919.19

注 1#代表距沟10 m深度30 m; 2#代表距沟10 m深度10 m; 3#代表距沟30 m深度30 m; 4#代表距沟30 m深度10 m。

排水沟和浅层地下水的宏量离子量排序在休灌期与灌期一致(表1), 阳离子: $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$, 阴离子: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$; 宏量离子组分中除了 HCO_3^- 在灌期略有升高, 其他组分均在休灌期大于灌期, 尤其 Na^+ 和 Cl^- 、 SO_4^{2-} 的变化更大。水化学组分分层统计结果显示(表1): 1#>2#、3#>4#, 30 m深度浅层地下水离子质量浓度高于10 m深度, 灌期(图2(a))和休灌期(图2(b))规律相似。将各层浅层地下水的水化学组分平均值相减后比较, 可以判断水化学组分浓度变化的方向和程度。2#-1#、4#-3#分别代表距离排水沟10 m和30 m的浅层地下水垂直方向上的差异, 灌期和休灌期的2#-1#、4#-3#均为负值(图2(c)、图2(d)), 可知30 m深度的浅层地下水离子浓度大于10 m深度, 且变幅较大, 并且10 m范围内的垂向差异大于30 m范围的。1#-3#、2#-4#分别代表30 m深度和10 m深度浅层地下水在水平方向的差异, 1#-3#为正值, 表示在30 m深度时, 距离排水沟10 m

的浅层地下水离子浓度大于30 m距离, 变幅较小; 2#-4#为负值, 表示距离10 m深度时, 距离排水沟10 m的浅层地下水离子浓度小于30 m距离, 变幅较小。可见排水沟附近的浅层地下水离子浓度垂向上的差异大于水平方向上的差异。

2.2 水化学类型

Piper图是表征水体水化学组成并体现水化学特征的重要方法^[20], 经阴阳离子平衡检验后, 将主要离子的毫克当量数(meq, %)点投到Piper图中, 来判断研究区水化学类型。Piper图的菱形区域被划分为V、VI、VII、VIII区和IX区(图3)^[21], 分别指示 Ca^{2+} - HCO_3^- 型、 Ca^{2+} - SO_4^{2-} 型、 Na^+ - Cl^- 型、 Na^+ - HCO_3^- 型及混合型。据图3所示, 在休灌期, 排水沟样点中, 8个分布在VII区(Na^+ - Cl^- 型水)、1个(YP-9)分布在V区(Ca^{2+} - HCO_3^- 型水)、1个(YP-10)分布在IX区(混合型水); 在灌期, 排水沟样点中, 6个分布在VII区(Na^+ - Cl^- 型水)、2个(YP-9、YP-11)分布在V区

(Ca^{2+} - HCO_3^- 型水)、2个(YP-10、YP-7)分布在IX区(混合型水),在灌期受到农田退水冲淡作用影响,排水沟由休灌期的 Na^+ - Cl^- 型水向混合型和 Ca^{2+} - HCO_3^- 型水转化。浅层地下水的水化学组分在Piper 图中的分布结果显示,除VI区没有分布,在V、VII、VIII、IX区均有分布,总体表现为过渡型。距排水沟10 m 的浅层地下水,1#比2#分布更加离散,且2#

水样更接近排水沟水样的分布,说明10 m 深度范围内的浅层地下水与排水沟联系密切,30 m 深度浅层地下水与排水沟之间的水力联系较弱。距排水沟30 m 的浅层地下水,3#和4#样点分布较一致,比1#、2#的分布更加离散,相对排水沟差别更大,说明30 m 距离以外浅层地下水与排水沟水力联系减弱,水化学组分差异明显。

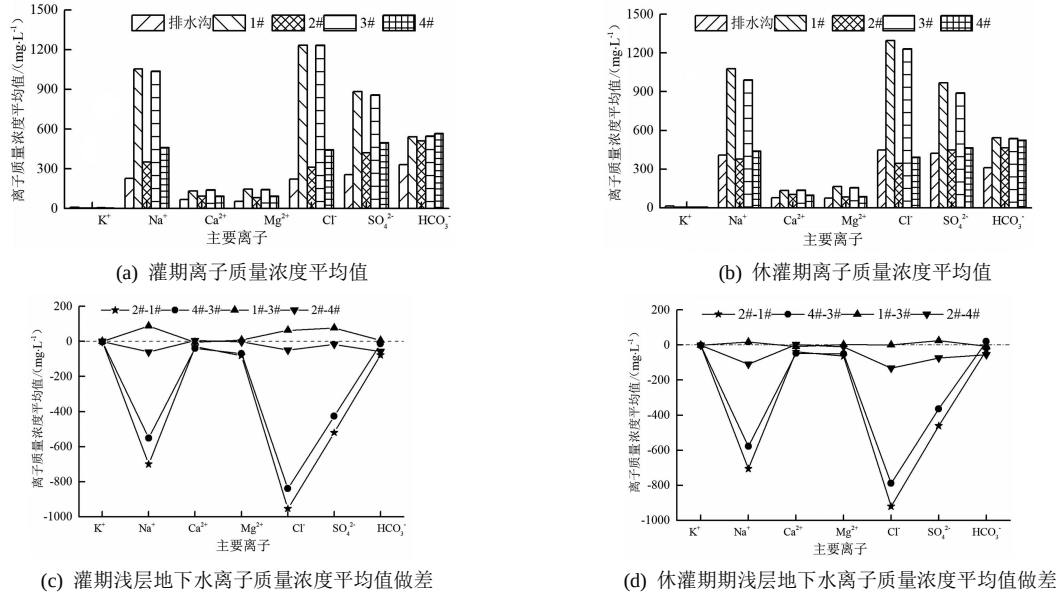


图2 排水沟及浅层地下水宏量组分统计

Fig.2 Statistic chart of macro-composition of drainage ditch and shallow groundwater

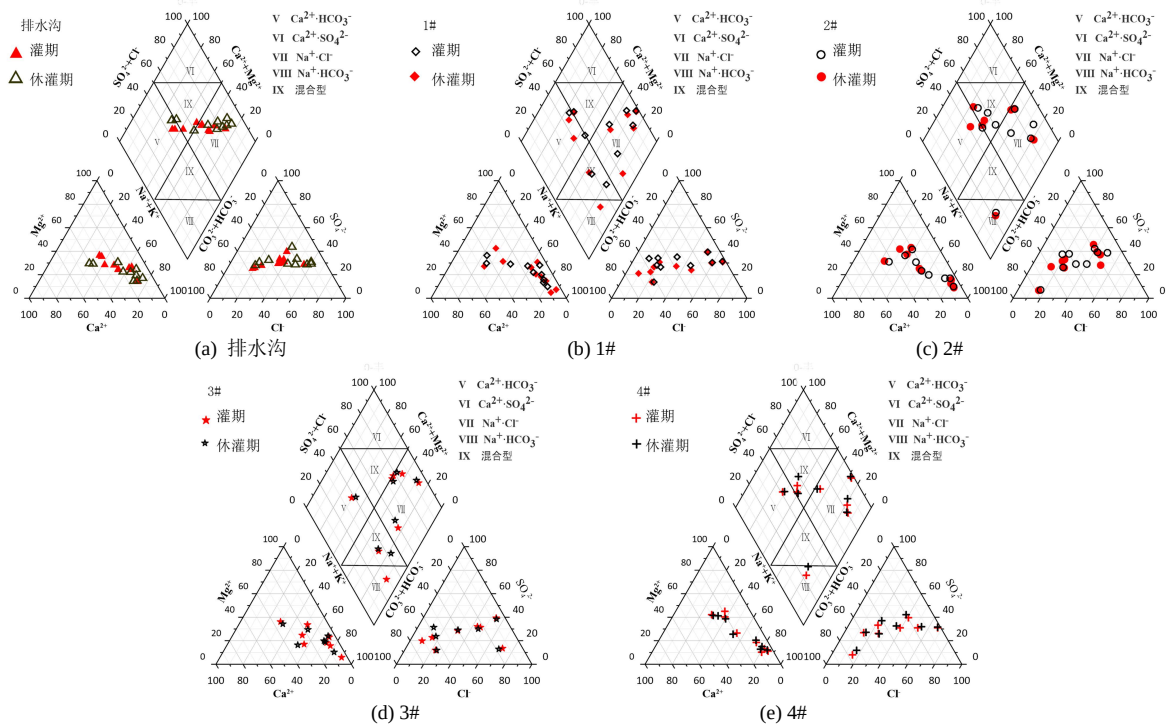


图3 青铜峡灌区排水沟及周围浅层地下水Piper 三线图

Fig.3 Piper diagram of drainage ditch and surrounding shallow groundwater in Qingtongxia irrigation district

2.3 稳定同位素特征

水体中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 关系被广泛用作分析水体来源,并通过判读不同水体与大气降水线的位置关系可以

解析不同水体间的相互关系^[15]。浅层地下水及排水沟样点均位于黄河水氢氧同位素关系线($\delta\text{D}_{\text{SMOW}}=4.66\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}-22.75, r=0.92$)^[22]和银川地

区降水线 ($\delta D_{SMOW}=7.28\delta^{18}O_{SMOW}+5.76$, $r=0.98$) [23] 的右下方, 显示重同位素贫化。排水沟的 $\delta^{18}O$ 和 δD 在灌期和休灌期差异不明显, 空间差异小, 说明其补给来源稳定且季节性变化小。浅层地下水 1#、3#的 $\delta^{18}O$ 和 δD 均小于 2#、4#, 并小于相应排水沟。浅层地下水的 1#、3#水样在灌期和休灌期都向左下方偏

移, 重同位素贫化, 远离黄河水线, 而向银川地区降水线靠近; 2#、4#水样与排水沟分布一致, 更加靠近黄河水线; 说明排水沟与 10 m 深度的浅层地下水补给来源相似或者二者之间联系密切、交换频繁, 30 m 深度浅层地下水与 10 m 深度浅层地下水和排水沟之间水力联系较弱。

表 2 青铜峡灌区排水沟及周围浅层地下水稳定同位素统计

Table 2 Statistics of $\delta^{18}O$ and δD of drainage ditch and surrounding shallow groundwater in Qingtongxia irrigation district %

指标		$\delta^{18}\text{O}$					δD				
		排水沟	1#	2#	3#	4#	排水沟	1#	2#	3#	4#
灌期	YP-1	-8.8	-10.5	-9.2	-9.2	-10.5	-65.0	-84.0	-68.0	-70.0	-83.0
	YP-3	-6.4	-11.2	-9.6	-11.5	-9.0	-55.0	-83.0	-73.0	-86.0	-67.0
	YP-4	-7.1	-9.6	-7.5	-11.6	-7.4	-58.0	-76.0	-64.0	-87.0	-62.0
	YP-5	-8.9	-9.5	-8.5	-	-	-67.0	-68.0	-64.0	-	-
	YP-7	-9.9	-11.1	-9.3	-10.7	-9.5	-73.0	-81.0	-70.0	-78.0	-70.0
	YP-8	-8.5	-6.1	-9.4	-5.1	-9.3	-66.0	-56.0	-69.0	-51.0	-68.0
	YP-9	-9.1	-9.9	-	-	-	-68.0	-71.0	-	-	-
	YP-10	-9.7	-11.5	-10.4	-11.5	-10.3	-71.0	-83.0	-76.0	-83.0	-76.0
	YP-11	-9.3	-11.5	-8.5	-10.7	-8.6	-68.0	-83.0	-64.0	-79.0	-65.0
	YP-12	-6.6	-7.9	-6.8	-9.5	-8.1	-58.0	-65.0	-60.0	-73.0	-66.0
	最大值	-6.4	-6.1	-6.8	-5.1	-7.4	-55.0	-56.0	-60.0	-51.0	-62.0
	最小值	-9.9	-11.5	-10.4	-11.6	-10.5	-73.0	-84.0	-76.0	-87.0	-83.0
	平均值	-8.4	-9.9	-8.8	-10.0	-9.1	-64.9	-75.0	-67.6	-75.9	-69.6
	标准差	1.2	1.7	1.0	2.0	1.0	5.7	9.1	4.8	10.9	6.3
	变异系数	-0.1	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
休灌期	YP-1	-8.1	-10.4	-9.0	-10.3	-9.1	-67.0	-84.0	-68.0	-83.0	-69.0
	YP-3	-3.3	-11.0	-10.8	-11.4	-9.3	-42.0	-82.0	-80.0	-85.0	-70.0
	YP-4	-6.9	-9.1	-7.6	-11.4	-7.4	-61.0	-73.0	-64.0	-86.0	-62.0
	YP-5	-9.2	-9.8	-9.7	-	-	-70.0	-70.0	-69.0	-	-
	YP-7	-10.6	-11.0	-9.2	-10.9	-9.4	-80.0	-80.0	-69.0	-78.0	-70.0
	YP-8	-9.4	-5.9	-9.3	-5.3	-9.2	-73.0	-55.0	-71.0	-52.0	-69.0
	YP-9	-9.7	-9.8	-	-	-	-71.0	-71.0	-	-	-
	YP-10	-10.0	-11.4	-9.5	-11.1	-10.2	-73.0	-82.0	-74.0	-81.0	-75.0
	YP-11	-8.5	-11.2	-8.0	-10.5	-8.4	-67.0	-82.0	-63.0	-78.0	-64.0
	YP-12	-7.6	-8.5	-8.3	-9.8	-7.7	-67.0	-67.0	-67.0	-74.0	-64.0
	最大值	-3.3	-5.9	-7.6	-5.3	-7.4	-42.0	-55.0	-63.0	-52.0	-62.0
	最小值	-10.6	-11.4	-10.8	-11.4	-10.2	-80.0	-84.0	-80.0	-86.0	-75.0
	平均值	-8.3	-9.8	-9.0	-10.1	-8.8	-67.1	-74.6	-69.4	-77.1	-67.9
	标准差	2.1	1.7	1.0	2.0	0.9	10.1	8.6	5.1	10.6	4.2
	变异系数	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1

注 1#代表距沟 10 m 深度 30 m; 2#代表距沟 10 m 深度 10 m; 3#代表距沟 30 m 深度 30 m; 4#代表距沟 30 m 深度 10 m。

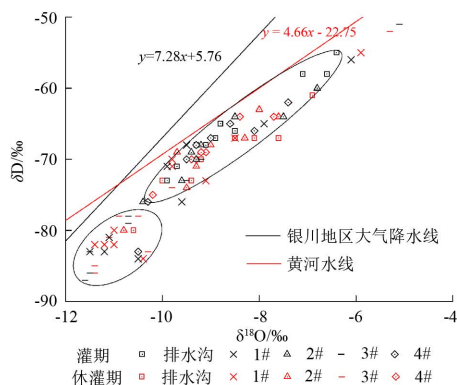


图 4 青铜峡灌区典型排水沟及周围
浅层地下水 δD 和 $\delta^{18}O$ 的关系

Fig.4 Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of typical drainage
ditches and surrounding shallow groundwater

2.4 水化学成因分析

2.4.1 Gibbs 效应

Gibbs 模型的应用能够很好地揭示水中离子组分主要受哪种地球化学作用控制: 降水控制类型、岩石风化控制类型和蒸发浓缩控制类型[24]。图 5 显示, 排水沟及其周边浅层地下水样点分散的落在岩石风化控制和蒸发浓缩控制的过渡带, 而远离降水控制端元。排水沟及浅层地下水无显著的灌期和休灌期差异, 并且浅层地下水 1#、2#、3#和 4#水样分异不明显, 说明排水沟与浅层地下水可能发生了普遍的混合作用或者离子交换, 排水沟及其附近 30 m 深度与 10 m 深度浅层地下水具有相似的组分来源。灌区浅层地下水样点在模型中分布离散, 灌区南部的 YP-9、YP-10、YP-11 和灌区中部的 YP-5、YP-7 更靠近岩石风化控

制区，中部的 YP-8、YP-12 和北部 YP-1、YP-3、YP-4 更靠近蒸发浓缩控制区。浅层地下水受其赋存环境和水动力条件的影响，地下水总体流向是自西南向东北，灌区南部属于区域上的径流区，岩石风化作用占主导，中部和北部属于径流排泄区，以蒸发浓缩作用为主。阴离子 $\text{Cl}^-/(\text{Cl}^-+\text{HCO}_3^-)$ 模型中，大部分样

点落在大于 0.5 的范围，阴离子以 Cl^- 为主，而阳离子 $\text{Na}^+/(\text{Na}^++\text{Ca}^{2+})$ 模型中样点比较分散，在 0.1~1.0 范围均有分布，也说明灌区浅层地下水发生普遍的阳离子交换作用。部分样点落在了模型外，可能是人类活动干扰的结果。

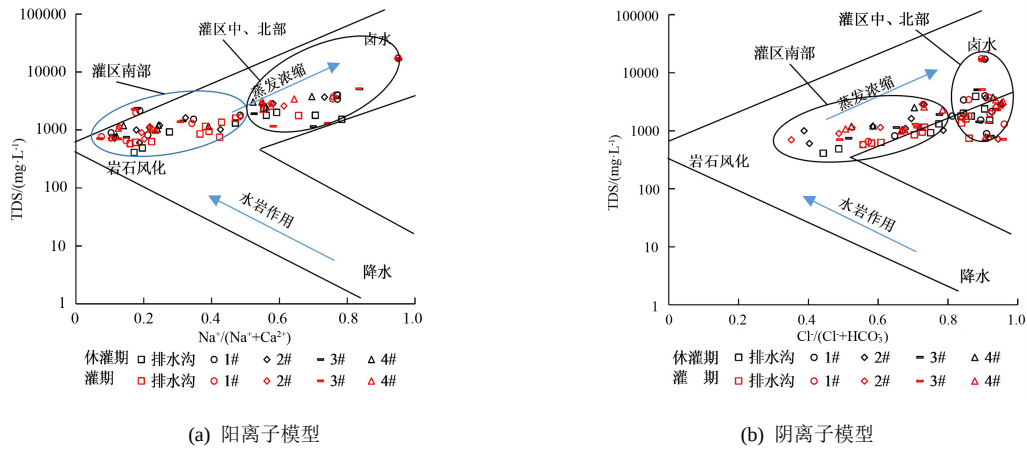


图 5 青铜峡灌区典型排水沟及周围浅层地下水 Gibbs 图

Fig.5 Gibbs map of typical drainage ditches and surrounding shallow groundwater in the Qingtongxia irrigation district

2.4.2 混合作用

Schoeller 图作为一种常用水化学特征图示，可以清晰地展示众多样品中宏量离子的浓度变化；如果图中各水样点连接 2 个元素之间的连线基本平行，表示这两个元素的浓度比值基本上相等或相近^[25]；如若不平行，则水样之间浓度比值差异较大，Schoeller 图还可用来展示不同取样点之间的地下水化学组分的相对运动方向，即随着水流由浓度相对低点向浓度相对高点运移^[25]。研究区水样在灌期和休灌期的 Schoeller 图特征显示相似（图 6），1#与 3#浅层地下

水的各离子变化趋势相近，表明 30 m 深度浅层地下水在水平方向上发生混合作用，2#、4#与排水沟水样的各离子变化趋势相近，表明排水沟与 10 m 深度浅层地下水发生水平方向和垂向混合作用。1#与 3#浅层地下水位于其他水样之上，排水沟位于最下部，30 m 深度与 10 m 深度及排水沟各水化学组分变化趋势差异较大，说明排水沟向浅层地下水补给，10 m 深度的浅层地下水及排水沟向 30 m 深度的浅层地下水补给，并且混合作用影响较弱。

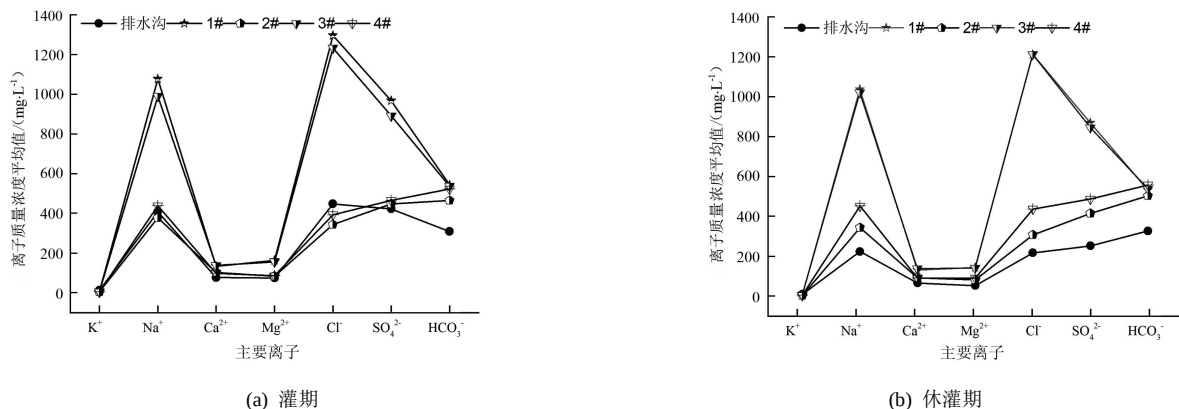


图 6 青铜峡灌区典型排水沟及周围浅层地下水 Schoeller 图

Fig.6 Schoeller map of typical drainage ditches and surrounding shallow groundwater in Qingtongxia irrigation district

2.4.3 阳离子交换作用

离子比例关系 $(\text{Na}^+-\text{Cl}^-)/[(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{SO}_4^{2-}+\text{HCO}_3^-)]$ 值可用于判断阳离子交换作用的程度^[26]。如果地下水系统中碳酸岩溶解作用连续发生且未发生离子交换作用，样点分布则会靠近原点位置，而已发生离子

交换的样品点分布则会靠近 1:1 线。由图 7 可以看出，除 YP-1 远离斜线，其他浅层地下水样点均分布在 1:1 斜线附近，表明浅层地下水离子交换作用显著，而排水沟水样更靠近原点位置，表征其受离子交换作用影响较小。

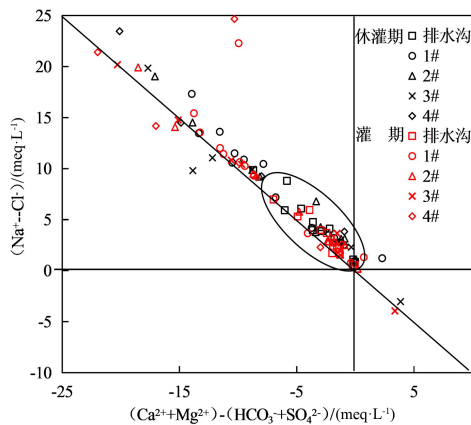


图7 阳离子交换吸附作用

Fig.7 Diagram of alternating adsorption of cations

3 讨论

3.1 排水沟—地下水转化量

浅层地下水与排水沟之间的关系有2种：一种是

表3 排水沟或地下水的不同来源混合比例

混合比例	YP-1	YP-5	YP-9	YP-10	YP-11	YP-3	YP-4	YP-7	YP-8	YP-12	%
f_i	75	42.86	95.77	100	57.14	110	25	45.58	59.89	15.38	
f_g	25	57.14	4.23	0	42.86	-10	-	-	-	-	
f_d	-	-	-	-	-	-	75	54.42	40.11	84.62	

表4 排水沟及附近浅层地下水水位

项目	YP-1	YP-10	YP-11	YP-3	YP-4	YP-7	YP-8	YP-12	m
灌期	排水沟	1 089.349	1 107.995	1 113.511	1 097.569	1 092.866	1 104.215	1 107.844	1 108.336
	2#	1 090.070	1 107.948	1 113.124	1 097.383	1 092.997	1 104.038	1 106.575	1 107.192
休灌期	排水沟	1 088.362	1 108.322	1 113.913	1 098.387	1 093.274	1 104.385	1 108.033	1 108.343
	2#	1 089.288	1 108.529	1 113.793	1 097.674	1 093.810	1 104.597	1 107.345	1 108.019

3.2 排水沟与地下水转化研究的实际意义

青铜峡灌区是我国重要的农业生产区，大水漫灌依然是最主要的灌溉方式，丰富的灌溉水源补给导致潜水位浅埋，盐渍化普遍。为减轻盐渍化的危害，当地人民群众在加强灌溉用水管理的同时采取了水利措施（沟排结合井排、灌溉洗盐、压盐、放淤）、农技措施（作物合理布局、平整土地、施放有机肥）和土壤改良措施（更换土壤、压沙、释放改良剂）等综合管理方法，而水利措施是其他措施的基础，挖沟排水应用最广泛且能持久见效，一直沿用至今，有效的排出了部分灌溉退水和地表积水。通过排水沟与地下水的水化学、同位素转化关系研究可知，近年来，青铜峡灌区排水沟在排泄地下水方面的效果不甚理想。灌区地形平坦，地面坡降小，有些支沟深度仅2 m左右，沟底高于地下水位，只能排泄灌溉退水和地表水，不能排地下水，加之部分排水沟缺乏养护，淤堵、坍塌等问题严重，排水效果不够理想。尤其灌区北部，作为灌区地下水的排泄区，地下水位浅、盐渍化严重，

浅层地下水与引黄灌溉退水混合后向排水沟排泄，一种是灌溉水和排水沟水向浅层地下水补给。北部引黄渠水样 YQ-2 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 数据（-8.7, -64）和引黄渠水样 YQ-6 的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 数据（-9.9, -71）分别代表灌区南部和北部灌溉水的同位素组成，2#地下水与排水沟联系最密切，将灌期 2#水样及灌溉水同位素数据和带入式（1）—式（4），计算得到各排水沟或地下水的混合比例（表3）。结果显示，排水沟主要排泄灌溉退水，灌溉退水比例平均值达到81.54%，而部分排水沟不仅没有能够排水，还成为附近浅层地下水的重要补给来源，补给比例最高达到84.62%。水位统计结果显示（表4），排水沟水位与2#浅层地下水位相当，甚至部分排水沟水位高于地下水位，水头差的存在导致排水沟不仅不能排泄地下水，还向地下水补给。

4 结论

1) 排水沟水 TDS 及水化学组分空间变异性在休灌期大于灌期，水化学类型在休灌期以 $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ 型水为主，到灌期向混合型和 $\text{Ca}^{2+}\text{-HCO}_3^-$ 型水转化。浅层地下水 TDS 和水化学组分空间变异性在休灌期和灌期差别不大，但都明显大于排水沟，水化学类型复杂多样。排水沟和浅层地下水阳离子： $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ ，阴离子： $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$ 。排水沟附近浅层地下水离子浓度垂向上的差异大于水平方向上的差异。排水沟与浅层地下水水化学组分受蒸发浓缩和岩石风化作用的控制，同时受混合作用和离子交换作用影响，浅层地下水比排水沟受离子交换作用更加显著。灌区南部排水沟及浅层地下水更靠近

岩石风化控制区，中部和北部其他更靠近蒸发浓缩控制区。

2) 排水沟和浅层地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 在灌期和休灌期差异都不明显，空间变异小。30 m 深度与 10 m 深度地下水及排水沟的同位素分异明显，之间水力联系较弱；10 m 深度浅层地下水与排水沟之间水力联系密切。

3) 灌区内排水沟排泄地下水和补给地下水 2 种模式同时存在，排水沟主要排泄灌溉退水，灌溉退水比例平均值达到 81.54%，而部分排水沟不仅没有能够排水，还成为附近浅层地下水的重要补给来源，补给比例最高达到 84.62%。

（作者声明本文无实际或潜在的利益冲突）

参考文献：

- [1] 田华, 辛拓, 李金芳, 等. 乌伦古河流域水体水化学与同位素特征及指示意义[J]. 干旱区研究, 2021, 38(6): 1 497-1 505.
TIAN Hua, XIN Tuo, LI Jinfang, et al. Characteristics and indication of hydrochemistry and environmental isotopes of different water sources in the Ulungur River Basin[J]. Arid Zone Research, 2021, 38(6): 1 497-1 505.
- [2] 刘明亮, 何瞳, 吴启帆, 等. 雄安新区地热化学特征及其指示意义[J]. 地球科学, 2020, 45(6): 2 221-2 231.
LIU Mingliang, HE Tong, WU Qifan, et al. Hydrogeochemistry of geothermal waters from Xiongan New Area and its indicating significance[J]. Earth Science, 2020, 45(6): 2 221-2 231.
- [3] YE C Y, ZHENG M P, WANG Z M, et al. Hydrochemistry of the Gasikule salt lake, Western Qaidam Basin of China[J]. Acta Geologica Sinica - English Edition, 2014, 88(S1): 170-172.
- [4] XIAO Y, SHAO J L, CUI Y L, et al. Groundwater circulation and hydrogeochemical evolution in Nomhon of Qaidam Basin, Northwest China[J]. Journal of Earth System Science, 2017, 126(2): 26.
- [5] 王磊, 董少刚, 王雪欣, 等. 内蒙古托克托县“神泉”水文地球化学特征及成因研究[J]. 干旱区研究, 2020, 37(5): 1 140-1 147.
WANG Lei, DONG Shaogang, WANG Xuexin, et al. Hydrogeochemical characteristics and origin of “Shenquan” in Tuoketuo County, Inner Mongolia[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(5): 1 140-1 147.
- [6] 赵春红, 申豪勇, 王志恒, 等. 汾河流域地表水水化学同位素特征及其影响因素[J]. 环境科学, 2022, 43(10): 4 440-4 448.
ZHAO Chunhong, SHEN Haoyong, WANG Zhiheng, et al. Hydrochemical and isotopic characteristics in the surface water of the Fenhe River Basin and influence factors[J]. Environmental Science, 2022, 43(10): 4 440-4 448.
- [7] 李双慧, 黄选明, 朱宏军, 等. 基于水化学和环境同位素的准格尔煤田地下水水循环特征[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2021, 19(3): 561-571, 589.
LI Shuanghui, HUANG Xuanming, ZHU Hongjun, et al. Characterization of groundwater circulation in the Jungar Coalfield based on water chemistry and environmental isotopes[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(3): 561-571, 589.
- [8] 纪媛媛, 周金龙, 孙英, 等. 新疆昌吉市平原区地下水化学特征及质量评价[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2021, 19(3): 551-560.
JI Yuanyuan, ZHOU Jinlong, SUN Ying, et al. Groundwater chemical characteristics and water quality evaluation for groundwater in plain area of Changji City, Xinjiang[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2021, 19(3): 551-560.
- [9] 李书鉴, 韩晓, 王文辉, 等. 无定河流域地表水地下水的水化学特征及控制因素[J]. 环境科学, 2022, 43(1): 220-229.
LI Shujian, HAN Xiao, WANG Wenhui, et al. Hydrochemical characteristics and controlling factors of surface water and groundwater in Wuding River Basin[J]. Environmental Science, 2022, 43(1): 220-229.
- [10] QIAN H, WU J H, ZHOU Y H, et al. Stable oxygen and hydrogen isotopes as indicators of lake water recharge and evaporation in the lakes of the Yinchuan Plain[J]. Hydrological Processes, 2014, 28(10): 3 554-3 562.
- [11] LIAO F, WANG G C, SHI Z M, et al. Estimation of groundwater discharge and associated chemical fluxes into Poyang Lake, China: Approaches using stable isotopes (δD and $\delta^{18}\text{O}$) and radon[J]. Hydrogeology Journal, 2018, 26(5): 1 625-1 638.
- [12] 胡玥, 刘传琨, 卢粤晗, 等. 环境同位素在黑河流域水循环研究中的应用[J]. 地球科学进展, 2014, 29(10): 1 158-1 166.
HU Yue, LIU Chuankun, LU Yuehan, et al. Application of environmental isotopes in understanding hydrological processes of the Heihe River Basin[J]. Advances in Earth Science, 2014, 29(10): 1 158-1 166.
- [13] MARTINEZ J L, RAIBER M, COX M E. Assessment of groundwater-surface water interaction using long-term hydrochemical data and isotope hydrology: Headwaters of the Condamine River, Southeast Queensland, Australia[J]. Science of the Total Environment, 2015, 536: 499-516.
- [14] 郭亚文, 田富强, 胡宏昌, 等. 南小沟河流域地表水和地下水的稳定同位素和水化学特征及其指示意义[J]. 环境科学, 2020, 41(2): 682-690.
GUO Yawen, TIAN Fuqiang, HU Hongchang, et al. Characteristics and significance of stable isotopes and hydrochemistry in surface water and groundwater in Nanxiaohogou Basin[J]. Environmental Science, 2020, 41(2): 682-690.
- [15] 任孝宗, 杨小平. 鄂尔多斯沙区天然水体水化学组成及其成因[J]. 地理学报, 2021, 76(9): 2 224-2 239.
REN Xiaozong, YANG Xiaoping. Hydrochemical compositions of natural waters in Ordos Deserts and their influencing factors[J]. Acta Geographica Sinica, 2021, 76(9): 2 224-2 239.
- [16] 李开明, 刘洪光, 石培君, 等. 明沟排水条件下的土壤水盐运移模拟[J]. 干旱区研究, 2018, 35(6): 1 299-1 307.
LI Kaiping, LIU Hongguang, SHI Peijun, et al. Simulation of soil water and salt migration under open-ditch drainage[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(6): 1 299-1 307.
- [17] 李亚威, 徐俊增, 刘文豪, 等. 明沟-暗管组合控排下稻田水氮流失特征[J]. 农业工程学报, 2021, 37(19): 113-121.
LI Yawei, XU Junzeng, LIU Wenhao, et al. Characteristics of water and nitrogen loss under subsurface pipe-open ditch controlled drainage in paddy fields[J]. Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering, 2021, 37(19): 113-121.
- [18] 郑兰香, 杨桂钦, 高晓波, 等. 2019 年宁夏第三排水沟水体的主要化学指标分析[J]. 湿地科学, 2022, 20(1): 119-124.
ZHENG Lanxiang, YANG Guiqin, GAO Xiaobo, et al. Analysis of main chemical indexes of water of the third drainage ditch in Ningxia in 2019[J]. Wetland Science, 2022, 20(1): 119-124.
- [19] RICE K C, HORNBERGER G M. Comparison of hydrochemical tracers to estimate source contributions to peak flow in a small, forested, headwater catchment[J]. Water Resources Research, 1998, 34(7): 1 755-1 766.
- [20] PIPER A M. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses[J]. Transactions, American Geophysical Union, 1944,

- 25(6): 914-928.
- [21] 张人权, 梁杏, 靳孟贵. 水文地质学基础[M]. 6 版. 北京: 地质出版社, 2011.
- ZHANG Renquan, LIANG Xing, JIN Menggui. Foundation of hydrogeology[M]. 6th ed. Beijing: Geological Publishing House, 2011.
- [22] 苏小四, 林学钰. 银川平原地下水循环及其可更新能力评价的同位素证据[J]. 资源科学, 2004, 26(2): 29-35.
- SU Xiaosi, LIN Xueyu. Cycle pattern and renewability evaluation of groundwater in Yinchuan Basin: Isotopic evidences[J]. Resources Science, 2004, 26(2): 29-35.
- [23] 苏小四, 林学钰, 廖资生, 等. 黄河水 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD 和 $\delta^3\text{H}$ 的沿程变化特征及其影响因素研究[J]. 地球化学, 2003, 32(4): 349-357.
- SU Xiaosi, LIN Xueyu, LIAO Zisheng, et al. Variation of isotopes in the Yellow River along the flow path and its affecting factors[J]. Geochimica, 2003, 32(4): 349-357.
- [24] 陈静生. 水环境化学[M]. 北京: 高等教育出版社, 1987.
- CHEN Jingsheng. Aquatic chemistry[M]. Beijing: Higher Education Press, 1987.
- [25] 姜体胜, 曲辞晓, 王明玉, 等. 北京平谷平原区浅层地下水化学特征及成因分析[J]. 干旱区资源与环境, 2017, 31(11): 122-127.
- JIANG Tisheng, QU Cixiao, WANG Mingyu, et al. Hydrochemical characteristics of shallow groundwater and the origin in the Pinggu plain, Beijing[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2017, 31(11): 122-127.
- [26] SARIKHANI R, DEHNAVI A G, AHMADNEJAD Z, et al. Hydrochemical characteristics and groundwater quality assessment in Bushehr Province, SW Iran[J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 74(7): 6 265-6 281.

Hydrochemical Relationship between Water in Drainage Ditches and Shallow Groundwater in Qingtongxia Irrigation Area

SUN Yufang^{1,2}, HAI Jing³, JIN Xiaomei^{1*}, ZHAO Zhipeng², LI Hongbo², ZHU Wei²

(1. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China;

2. Hydrology & Environmental Geological Survey Institute of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750026, China;

3. Bureau of Geology of Ningxia Hui Autonomous Region, Yinchuan 750021, China)

Abstract: 【Objective】 Change in groundwater in Qingtongxia Irrigation areas is mainly due to the leaching of drainage ditches and infiltration of field irrigation. The exchange between surface water and groundwater is frequent but complex. This paper analyzes the hydrochemical relationship between water in drainage ditches and their adjacent shallow groundwater. 【Method】 The study was based on hydrochemical data measured from water samples taken from both drainage ditches and shallow groundwater. Their correlations and transformation were analyzed using statistics, Gibbs model, Piper chart, Schoeller chart, cation alternating adsorption chart and other methods.

【Result】 The water in the drainage ditches was more alkaline in the off-irrigation period, and slightly alkaline or alkaline in the irrigation period. In contrast, the shallow groundwater was neutral or weakly alkaline in the off-irrigation period and weakly alkaline or alkaline in the irrigation period. The TDS of the water in the drainage ditches was higher in irrigation period than in off-irrigation period, while the TDS of the shallow groundwater remained approximately same, though it was significantly higher than that of the drainage ditches. The content of cations in the water in both the drainage ditches and shallow groundwater were ranked in the order of $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$, while the anions were in the order of $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$. The difference in ion concentration in the shallow groundwater near the drainage ditches was greater in the vertical direction than in the horizontal direction. The $\delta^{18}\text{O}$ and δD in the ditch water and shallow groundwater were approximately the same during both irrigation and off-irrigation periods, and their spatial variation was small. The isotope dilution by shallow groundwater was noticeable at the depth of 30 m. 【Conclusion】 The chemical compositions of ditch water and shallow groundwater are controlled by evaporation or rock weathering, in addition to hydrodynamic mixing. The hydrochemistry in the shallow groundwater in the south of the area depends on rock weathering, while that in the middle and north of the area is largely modulated by evaporation. Depending on the depth of groundwater table, the drainage ditch can either discharge or drain the groundwater due to the rise of groundwater table following irrigation. The average ratio of irrigation water withdrawal was 81.54%. For regions where groundwater table is deep, the drainage ditch is the main source of groundwater, accounting for 84.62% of water supply to the groundwater.

Key words: Qingtongxia irrigation area; drainage ditch; hydrochemical characteristics; Isotope; transformation relation

责任编辑: 赵宇龙