

doi:10.6053/j.issn.1001-1412.2025.01.012

华北平原南部浅层含水组地下水化学特征及其影响因素分析

马小雷^{1,2}, 张晓凯³, 韩宁¹

(1. 中国冶金地质总局西北局, 西安 710119;

2. 自然资源部矿山地质灾害成灾机理与防控重点实验室, 西安 710119;

3. 河北省地质环境监测院, 石家庄 050081)

摘要: 地下水是华北平原的重要工农业和生活供水水源, 随着城市化进程加快及人类活动影响, 区域地下水的水化学特征日趋复杂, 进一步识别华北平原南部浅层地下水水质的空间分布、成因及主要影响因素是优化保护利用浅层地下水资源的前提, 对于构建包气带和浅层地下水生态安全具有重大意义。在地下水样品采集的基础上, 采用数理统计分析离子浓度变化、相关性分析确定离子相关关系、Piper 三线图析水化学类型、Gibbs 图析离子成因以及对比地下水主要离子比值等多种方法, 探究华北平原南部地区浅层水地球化学特征及成因机制。结果表明: 研究区浅层地下水化学类型多样, 以 $\text{HCO}_3-\text{Ca}+\text{Mg}$ 型和 $\text{HCO}_3+\text{SO}_4+\text{Cl}-\text{Na}$ 为主; 其水化学组成主要受自然和人为因素的双重作用控制; 岩石风化和蒸发浓缩的共同作用是导致该地区浅层地下水主要离子组分特征的主要原因。方解石、白云石已接近或超过溶解度, 该类矿物处于饱和状态并将发生沉淀。石膏、岩盐还未达到溶解度, 该类矿物处于不饱和状态。华北平原南部浅层地下水水化学特征组分发生显著变化除受水岩相互溶解吸附作用外, 还受到人类活动的影响。

关键词: 浅层地下水; 水化学; 离子组分; 华北平原南部

中图分类号: P641 **文献标识码:** A

0 引言

地质环境是生态环境的重要组成部分, 与人类生产生活息息相关^[1]。随着社会经济的飞速发展, 在自然因素和人为因素作用下出现了环境污染、水质恶化、水资源匮乏、地质灾害等环境地质问题, 严重地影响了人类的生存和经济持续健康发展。

近30年来, 随着经济的快速发展, 水资源需求量迅速增大, 地下水开采规模增加, 随着南水北调工程中线通水, 华北平原南部地区浅层地下水水流场发生了较大的变化, 并随之产生了许多环境地质问题, 如地面沉降、地下水漏斗等, 严重影响了社会经济的可持续发展。地下水资源直接关系到社会发展

的可持续承载能力, 更是影响国民经济发展、产业结构布局、地下水开发管理以及地质环境保护的主要因素。地下水资源量和水环境质量成为制约国民经济发展的重要因素, 已引起社会各界的广泛关注。掌握其影响因素和利用其发展规律, 对水资源的可持续利用和减缓环境地质问题的产生, 具有一定的现实意义^[2]。目前, 华北平原对水资源环境方面的研究主要在于解决供需矛盾及地面沉降等环境地质问题^[3]。

本文通过采集华北平原南部邯郸东部平原地区浅层地下水样品, 运用数理统计分析离子浓度变化、相关性分析确定离子相关关系、Piper 三线图分析水化学类型、对比分析地下水主要离子比值、Gibbs 图分析离子成因, 以及矿物饱和指数分析矿物状态等多种方法, 研究了华北平原南部地区浅层地球水化

收稿日期: 2024-10-17; 改回日期: 2025-01-02; 责任编辑: 沈名星

作者简介: 马小雷(1987—), 男, 硕士, 高级工程师, 主要从事水工环地质方面的研究。通信地址: 陕西省西安市长安区西沣辅道130号, 中国冶金地质总局西北局。邮政编码: 710119。E-mail: 654073640@qq.com

学特征及影响因素,以期对保障华北平原南部地区浅层地下水生态安全提供科学的参考依据^[4-6]。

1 研究区自然条件

1.1 研究区位置

研究区位于华北平原南部,太行山东麓。地势西高东低、开阔平坦,自西南向东北缓慢倾斜,地面坡度为 1/2500~1/5000。北与邢台市接壤,西靠西部丘陵山区,南临河南省,东与山东省毗邻。

1.2 研究区地质条件

研究区属山西断隆和华北断拗带的一部分,基本以京广铁路为界,西侧为山西断隆,东侧为华北断拗。华北断拗自中生代以来地壳以相对下降运动为主,向东依次为邯郸凹陷、广平永年凸起、丘县凹陷及内黄凸起,各构造单元边界受 NE 向及径向断裂的控制。

利用以往钻孔资料及华北平原第四系研究成果,主要依据沉积地层学,结合古气候地层学,综合考虑历史剖面对比的方法,对第四系按新分法进行划分,自西向东依次为老冲洪积区、新冲积区、冲积平原区和冲湖积平原区。华北平原第四系沉积物厚度自西向东逐渐增大,在山麓前缘平原地带为 200—300 m,广大低平原区为 350—500 m。大量钻孔粒度与含水层岩性统计资料可知,第四系粒度自上而下由细→粗→较细,构成了一个较完整的沉积旋回。反映了第四纪以来,径流由弱→强→较弱的变化过程。

1.3 研究区水文地质条件

研究区浅层地下水划分为 2 个地下水系统:漳卫河地下水系统和黄河地下水系统。浅层地下水系统包气带岩性一般为亚黏土和亚砂土,接受大气降水、河流、渠道、地表水灌溉、井灌回归补给,以人工开采和潜水蒸发的形式排泄,地下水水力性质为潜水—微承压水。以当地地下水主要开采深度为底界,一般 80~120 m,在有咸水区,一般 60~80 m。

由于地下水位持续下降和开采技术的提高,使开采段深度发生了变化,原来分层开采的一、二组含水层成为以混合开采为主,即浅层地下水含水组。

2 材料与方法

2.1 水样品采集与测试

通过 2022 年 7 月在研究区范围内采集浅层地下水样品 103 件,作为分析研究区浅层地下水含水岩组地下水水化学特征的基础数据来源,采样点分布位置见图 1。浅层地下水采样点主要来自监测井、民机及农灌井,采样深度 15~120 m。采样前进行采样洗井,洗井水体积应达到 3~5 倍的井筒滞水体积。对采样瓶采用待采集水样润洗 2~3 次,以保证采集水样的代表性。

2.2 分析方法

对于研究区水质分析结果,通过统计分析离子浓度变化、以 Piper 三线图分析浅层地下水化学类型、对比分析主要离子的毫克当量比值、采用 Gibbs 函数分布图分析地下水主要离子来源以及计算矿物饱和指数分析主要矿物在地下水中的状态等多种方法,对浅层地下水质量进行研究^[7]。

3 分析结果

3.1 浅层含水组地下水化学组分基本特征

3.1.1 浅层含水组地下水化学组分统计学分析

通过对研究区浅层含水组采样,对检测结果的主要因子进行数学统计,数据见表 1。从研究区浅层含水组主要离子浓度统计结果分析,浅层含水组主要阴离子平均浓度从大到小依次为: HCO_3^- 为 432.50 mg/L, SO_4^{2-} 为 269.75 mg/L, Cl^- 为 176.44 mg/L, NO_3^- 为 6.05 mg/L;浅层含水组主要阳离子平均浓度从大到小依次为: Na^+ 为 166.26

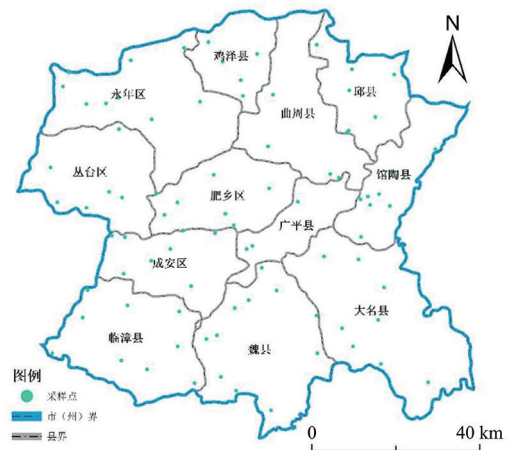


图 1 研究区地下水采样点分布图

Fig. 1 Map showing the groundwater sampling point distribution in the study area

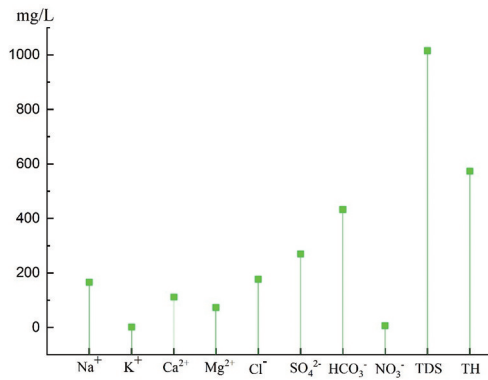


图2 研究区浅层地下水化学参数平均浓度垂线图

Fig. 2 Vertical line diagram of average concentration of the groundwater's chemical parameter

mg/L、 Ca^{2+} 为 111.36 mg/L、 Mg^{2+} 为 72.80 mg/L、 K^+ 为 1.60 mg/L；浅层地下水各离子平均浓度见图 2。研究区浅层含水组 pH 均值为 7.5，基本呈现弱碱性。

离散系数是可以一定程度地衡量地下水化学组分离散程度的相对统计量。研究区浅层含水组阴离子中 NO_3^- 空间分布上除 2 处相对较高外整体上较均匀，差异较大，离散系数最大为 2.62 说明浅层含水组水质受人类活动影响较明显； Cl^- 浓度为西部偏低，东部偏高，介于 7.52~603 mg/L，离散系数为 0.862，变化较明显； SO_4^{2-} 浓度除西南部较低外，其余部分偏高，介于 6.85~949.0 mg/L，离散系数为 0.774，变化较明显； HCO_3^- 浓度南部偏高北部偏低，介于 144~1053 mg/L，变异系数为 0.395，变化不明显。研究区浅层含水组阳离子中 K^+ 浓度除东南部个别点偏高外，整体较均匀，介于 0.29~22.2 mg/L，离散系数为 1.769，变化较明显； Na^+ 浓度为西部偏低东部偏高，介于 13.8~657 mg/L，离散系数为 0.775，变化较明显； Ca^{2+} 浓度整体变化较大，介于 7.96~459 mg/L，离散系数为 0.72，变化较明显； Mg^{2+} 浓度中部及东南部高，其余部分偏低，介于

11.7~224 mg/L，离散系数为 0.61，变化相对不大。

以上分析可以得出，浅层含水组各主要离子浓度离散系数均 >0.1 ，说明其浓度在空间分布上具有显著的离散性^[8]。浅层地下水自然条件下径流方向为自西向东，继而转向北东，流向与地表水基本一致。经过多年集中开采，地下水位下降漏斗形成后，地下水径流方向由漏斗外围流向漏斗中心，导致其水动力条件发生变化。另外，浅层含水组地下水埋深相对较浅，包气带岩性以亚黏土和亚砂土为主，渗透系数相对较大，防护性能差，响度容易受到人为活动的影响，进而影响离子组分的相对含量。

从图 3 可知，研究区浅层地下水 Na^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 、 NO_3^- 、TH、TDS 空间分布相对较为一致，自西向东沿地下水流向呈逐渐升高的趋势。除 Ca^{2+} 、 NO_3^- 外，低值区主要位于平原区西部，高值区主要位于平原区东部。 Ca^{2+} 是西部山区往东部平原过渡，因此呈现较高值， NO_3^- 由市区集中于平原区西部的丛台区等区域，浓度值较高，位于人口较为密集区，受人为活动的影响明显。

3.1.2 浅层含水组地下水水化学类型特征

由 2 个三角形和 1 个菱形组成的派珀 (AM Piper) 三线图 (图 4) 可以很好的表示地下水化学成分的相对浓度。其中，左下角三角形的 3 条边线分别代表地下水化学成分中阳离子中 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 的毫克当量百分数。右下角三角形的 3 条边线分别表示地下水化学成分中阴离子 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 的毫克当量百分数，这一图解的优点是不受人为因素影响，可以综合反映地下水水化学组成及演化特征。从 Piper 三线图可知，研究区浅层含水组地下水离子浓度整体分布相对分散，阳离子 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 、 Ca^{2+} 毫克当量百分数相对集中且较大，阴离子 HCO_3^- 毫克当量百分数相对集中而较大。

表 1 研究区浅层含水组主要离子浓度数理统计分析

Table 1 Statistics of mathematical analysis of major ions in shallow aquifer zone of the study area

项目	统计值	pH	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	NO_3^-	TDS	TH
浅层水 (n=103)	最小值	7.0	13.8	0.29	7.96	11.7	7.52	6.85	144.0	0.0	281.0	67.8
	最大值	8.4	657.0	22.20	459.0	224.0	603.0	949.0	1053.0	138.0	2395.0	1502.0
	平均值	7.5	166.26	1.60	111.36	72.80	176.44	269.75	432.50	6.05	1015.88	573.40
	标准偏差	0.29	128.8	2.83	80.14	44.38	152.16	208.85	170.88	15.83	523.0	295.53
	离散系数	0.039	0.775	1.769	0.720	0.610	0.862	0.774	0.395	2.620	0.515	0.515

注： w_B /mg/L；pH 值、离散系数无量纲。

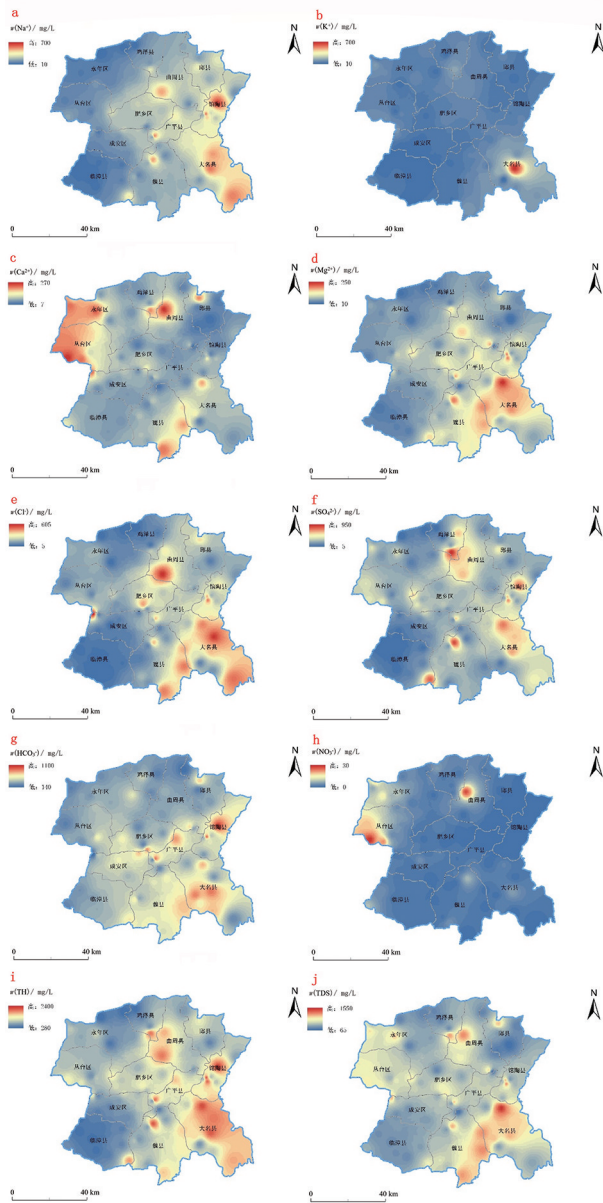


图 3 研究区浅层含水组地下水主要离子浓度分布图
Fig. 3 Map showing concentration distribution of major ions in groundwater of shallow water-bearing group in the study area

研究区浅层含水组地下水化学类型受地貌分区、地层岩土特性、水文地质分区、自然气候条件以及人类活动等因素影响^[9]。研究区浅层含水组地下水水化学类型特征较为复杂,以 $\text{HCO}_3^- \text{Ca} + \text{Mg}$ 型和 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4 + \text{Cl}^- \text{Na}$ 型水为主,局部为 $\text{HCO}_3^- \text{Na}$ 型、 $\text{Cl}^- + \text{SO}_4 + \text{Na}$ 型水。

3.1.3 浅层含水组地下水各主要离子浓度相关性分析

为了间接反映出地下水中各离子是否为相同来源,可以通过计算分析浅层含水组地下水各主要离

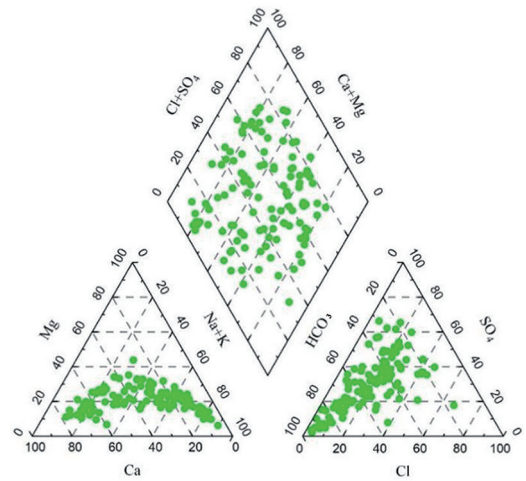


图 4 研究区浅层含水组地下水的 Piper 三线图
Fig. 4 iper three line diagram of groundwater in shallow aquifer

子浓度之间的相关性^[10]。对研究区浅层含水组地下水水样的主要离子采用 SPSS 软件进行相关系数的计算^[11]。利用表 2 的计算结果绘制相关性热图 5,浅层地下水中 TDS 与 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 HCO_3^- 、 SO_4^{2-} 之间相关性显著,推测浅层地下水中可能具有相同的来源,是地下水化学成分的主要控制因素; Na^+ 、 Cl^- 浓度相关性较为显著($r=0.66$),指示浅层地下水中的 Na^+ 、 Cl^- 主要来源于岩盐溶解; Mg^{2+} 与 Na^+ 、 Cl^- 具有一定的相关性,推测其主要来源于硅酸盐岩的溶解; NO_3^- 与 Ca^{2+} 之间相关性较强,说明地下水受到人类活动的影响, NO_3^- 已经影响了地下水的化学成分。

3.2 浅层含水组地下水化学作用分析

3.2.1 浅层含水组地下水离子比值分析

采用离子比值分析法,可进一步说明地下水在水岩相互作用下的水化学过程^[12]。当水与含水层介质中的岩土体相互接触时,含水层介质会吸附水中的一部分离子,同时岩土体中的一部分物质会通过溶解的方式进入地下水中。一般地,含水层介质中岩盐和硅酸盐矿物的溶解,会使得地下水中的 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 得以增加,这样, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 与 Cl^- 毫克当量浓度比值就可以一定程度地反映 Na^+ 、 K^+ 、 Cl^- 的来源^[13-14]。

若 $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\gamma(\text{Cl}^-)$ 比值=1,由式(1)可以间接地推断出地下水中 Na^+ 主要来源于岩盐溶解;若 $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\gamma(\text{Cl}^-) > 1$,由式(2)可以间接地推断出地下水中 Na^+ 的来源为岩盐溶解和硅酸盐

表2 研究区浅层含水组地下水主要离子相关系数

Table 2 Correlative coefficient of major ions of the groundwater of shallow water bearing group in the study area

项目	水化学参数	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	TDS	TH
	Na ⁺	1									
	K ⁺	0.072	1								
	Ca ²⁺	-0.205*	0.553**	1							
	Mg ²⁺	0.616**	0.077	0.182	1						
浅层水 (n=103)	Cl ⁻	0.666**	0.147	0.277**	0.755**	1					
	SO ₄ ²⁻	0.684**	0.363**	0.399**	0.622**	0.573**	1				
	HCO ₃ ⁻	0.445**	-0.049	-0.114	0.594**	0.182	0.183	1			
	NO ₃ ⁻	-0.172	-0.784**	0.722**	-0.119	-0.001	0.242*	-0.194*	1		
	TDS	0.776**	0.389**	0.422**	0.801**	0.805**	0.896**	0.403**	0.250*	1	
	TH	0.251**	0.422**	0.778**	0.757**	0.659**	0.660**	0.301**	0.400**	0.786**	1

注: *表示 0.05 显著水平, **表示 0.01 显著水平。

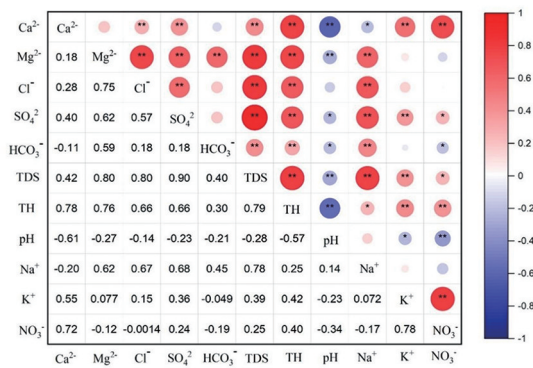


图5 研究区浅层含水组地下水主要离子相关性热图

Fig. 5 Heat map of the major ions' correlativity of the groundwater in shallow water group in the study area

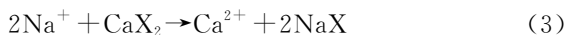
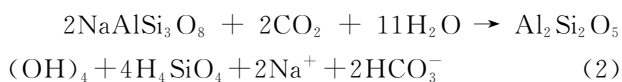
*表示相关系数在 0.05 水平上显著;

**表示相关系数在 0.01 水平上显著;

圆直径表示相关系数的大小,直径越大相关数越大,反之越小,

红色代表正相关,蓝色代表负相关

溶解的共同作用;当 $\gamma(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\gamma(\text{Cl}^-) < 1$, 通过式(3)可以间接推断有人类活动导致额外的 Cl^- 源输入或者阳离子交替吸附作用导致地下水中的 Na^+ 将置换岩土吸附的其他阳离子。由图 6a 可知, 浅层地下水样品大部分落在 $y = x$ 线附近, 说明浅层地下水中 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 主要源于岩盐的溶解。



含水层介质中碳酸盐岩矿物、硅酸盐岩矿物和蒸发盐岩矿物的溶解, 可以使得地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 得以增加。采用 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 与 HCO_3^- 的毫

克当量浓度比值就可以一定程度地反映地下水中 Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 的来源^[15]。由图 6b 可知, 浅层地下水样品大部分落在 1:1 线上方, 说明浅层地下水中 Ca^{2+} 与 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐岩的溶解。

地下水中 $\gamma(\text{Ca}^{2+})/\gamma(\text{Mg}^{2+})$ 可以进一步确定碳酸盐岩溶解主要来源于方解石还是白云石^[16], 当 $\gamma(\text{Ca}^{2+})/\gamma(\text{Mg}^{2+}) = 1$, 说明主要发生白云石溶解; 当 $\gamma(\text{Ca}^{2+})/\gamma(\text{Mg}^{2+}) > 2$ 时, 主要发生方解石溶解; 当 $1 < \gamma(\text{Ca}^{2+})/\gamma(\text{Mg}^{2+}) < 2$ 时, 则说明发生白云石和方解石共同溶解。由图 6c 可知, 浅层地下水样品点大部分落在 1:1 线附近, 说明浅层地下水以白云石溶解作用为主。

地下水中 Ca^{2+} 的来源可以通过 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的毫克当量浓度比值做一定程度的反映^[17]。当 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的毫克当量浓度比值为 1 时, 可以推断明矾、石膏等硫酸盐矿物的溶解是地下水中 Ca^{2+} 的主要来源; 当 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的毫克当量浓度比值 > 1 , 可以推断除明矾、石膏等硫酸盐矿物的溶解外, 地下水中 Ca^{2+} 还有其他来源; 当 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 的毫克当量浓度比值 < 1 , 可以推断发生了阳离子交替吸附作用。由图 6d 可知, 浅层地下水样品点大部分落在 1:1 线附件, 说明浅层地下水以石膏等硫酸盐物溶解为主。

地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 和 SO_4^{2-} 主要来自于方解石、白云石等碳酸盐岩矿物和钠长石、钾长石等硅酸盐岩矿物以及明矾、石膏等蒸发岩矿物风化溶解^[30]。当 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 与 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 的毫克当量浓度比值 > 1 , 可以推断碳酸盐岩矿物的溶解为主要来源; 当 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 与 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 的毫克当量浓度比值 < 1 , 可以推断硅酸盐岩的溶解为主

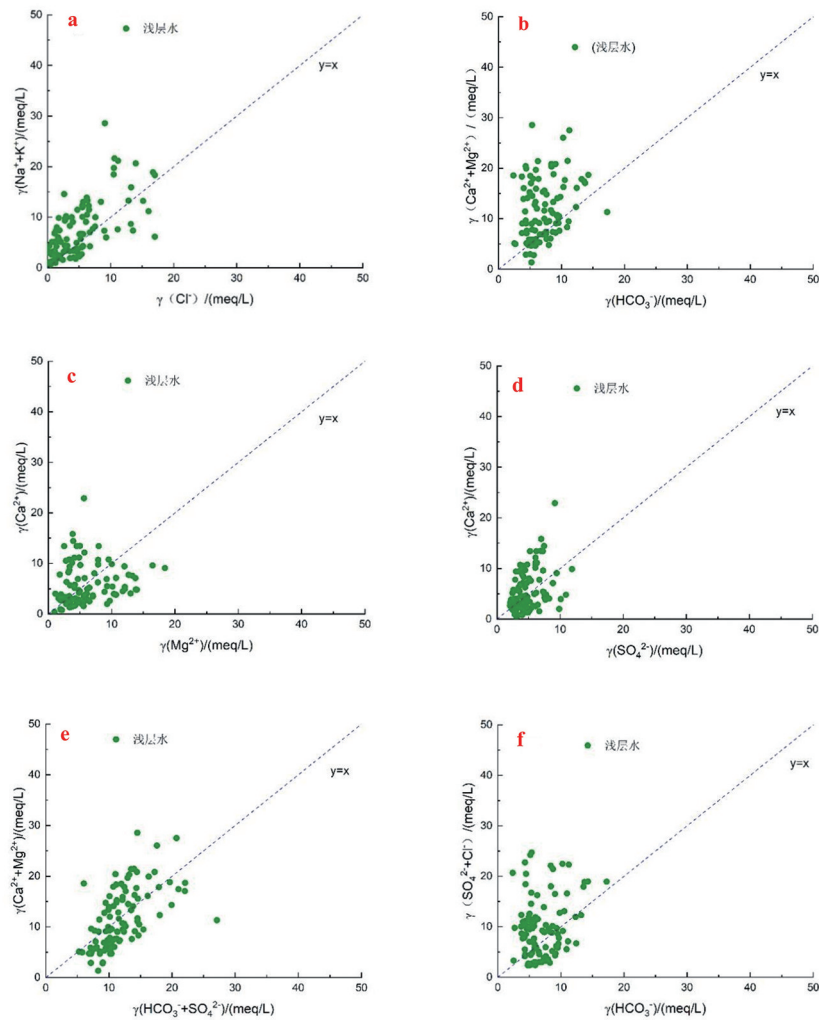


图 6 研究区地下水主要离子比值图

Fig. 6 Major ions' ratio of the groundwater

要来源;当 $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ 与 $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ 的毫克当量浓度比值等于 1 时,可以推断碳酸盐岩矿物与蒸发岩矿物的共同溶解为主要来源。由图 6e 可知,浅层地下水样品点大部分落在 1:1 线附近,说明浅层地下水中的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 主要来源于碳酸盐岩的矿物与蒸发岩矿物共同溶解所致。

地下水中 $\gamma(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})/\gamma(\text{HCO}_3^-)$ 可以进一步确定地下水中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 的来源^[18]。当 $\gamma(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})/\gamma(\text{HCO}_3^-) > 1$,说明地下水中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 主要来源于硅酸盐岩溶解,反之则主要来源于碳酸盐岩的溶解,由图 6f 可知,浅层地下水样品主要分布在 1:1 线两侧及上部,说明浅层地下水中 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 HCO_3^- 既受到碳酸盐岩溶解的影响又受到硅酸盐岩溶解的影响。

3.2.2 浅层含水组地下水化学成因机制

溶滤作用与吸附作用是相互逆过程。当水与含水层介质的岩土体相互作用时,含水层介质的岩土体中一部分物质进入地下水中,就发生了溶滤作用;当含水介质的岩土体吸附水中一部分物质,就发生了吸附作用^[19]。大气降水、岩石风化、汇流径流、蒸发浓缩等一系列水的内循环过程是地下水中主要化学组分发生变化的主要原因,Gibbs 图可直观地反映出地下水中的主控因子^[20]。通过计算 $w(\text{TDS})$ 与 $\gamma(\text{Na}^+)/\gamma(\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 、 $w(\text{TDS})$ 与 $\gamma(\text{Cl}^-)/\gamma(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 比值关系,采用一种半对数坐标函数关系 Gibbs 图(图 7)来分析地下水化学成因机制,将地下水化学组分的成因机制分为降水控制型、水岩作用控制型和蒸发-浓缩控制型^[21]。

由图 7 可知,浅层地下水大部分采样点 $w(\text{TDS}) = 281 \sim 2395 \text{ mg/L}$, $\gamma(\text{Na}^+)/\gamma(\text{Na}^+ +$

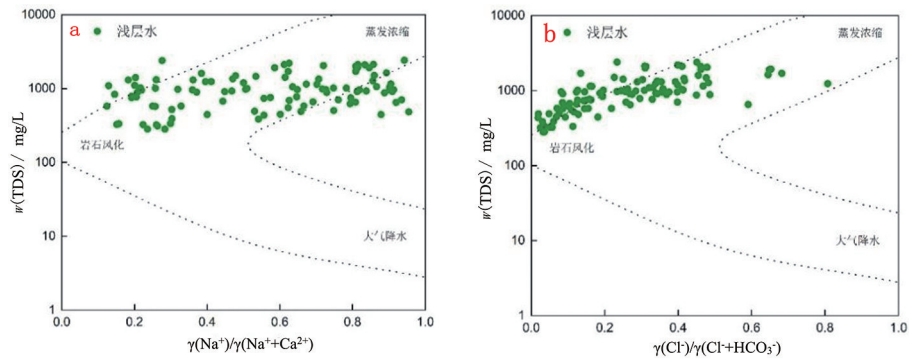


图7 研究区浅层含水组地下水 Gibbs 函数关系图

Fig. 7 Gibbs function diagram of the groundwater in shallow water-bearing group in the study area

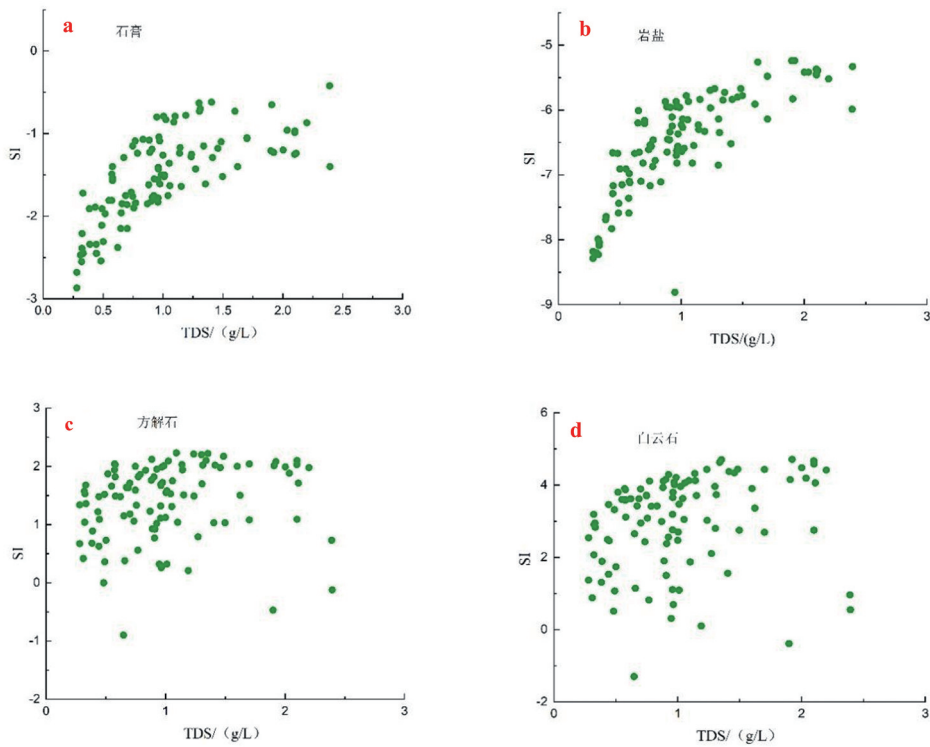


图8 研究区浅层地下水主要矿物饱和指数图

Fig. 8 Saturation index diagram of the groundwater

$\text{Ca}^{2+}) = 0.07 \sim 0.95$, $\gamma(\text{Cl}^-) / \gamma(\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-) = 0.01 \sim 0.5$, 表明华北平原南部浅层含水组地下水盐度变化大, 岩石风化和蒸发-浓缩的共同作用是研究区浅层含水组地下水水化学组分的主控因素, 大气降水则对地下水化学成分影响较小。

3.2.3 浅层含水组地下水饱和指数分析

通过分析矿物饱和指数(SI)的变化情况, 来确定水化学演化的不同阶段^[22]。岩盐、石膏、白云石、方解石等主要矿物在地下水中的溶解、解析、沉淀等水文地球化学作用可以通过饱和指数来分析, 从而

确定地下水化学成分受控的主要水文地球化学作用^[23]。通过计算研究区浅层含水组地下水中不同矿物的SI, 当矿物饱和指数 $\text{SI} < 0$, 可以推断地下水中该类矿物将继续发生溶解而不会发生沉淀, 处于不饱和状态; 当矿物饱和指数 $\text{SI} = 0$, 可以推断地下水中该类矿物正好处于相对平衡状态; 当矿物饱和指数 $\text{SI} > 0$, 可以推断地下水中该类矿物将发生沉淀, 处于饱和状态。由于计算中会不可避免地产生误差, 一般认为某种矿物的饱和指数在 0 ± 0.5 时, 该种矿物处于相对平衡状态^[24]。

通过分析不同矿物的饱和指数 SI 与相应的 TDS 浓度的关系图,研究区浅层含水组地下水中石膏的饱和指数 SI 算术平均值为-1.65(图 8a);岩盐的饱和指数 SI 算术平均值为-6.8(图 8b);方解石的饱和指数 SI 算术平均值为 0.65(图 8c);白云石的饱和指数 SI 算术平均值为 1.7(图 8d)。结果表明,浅层含水组地下水中石膏和岩盐处于不饱和状态,将继续发生溶解;方解石、白云石处于饱和状态,矿物将发生沉淀。

3.3 人为活动影响

近年来随着城市化进程的加快、农业活动影响等,华北平原浅层地下水漏斗不断扩大^[25]。加之华北平原南部地区在大力发展农业畜牧业的过程中常年使用化学肥料、畜牧养殖家禽粪便排放、生活污水无统一收纳排放等,在包气带防污能力较弱的情况下,导致浅层地下水中三氮含量呈上升趋势,迁移转换快、污染范围广^[26]。研究区浅层含水组地下水 NO₃⁻ 背景值较低,当 NO₃⁻ 浓度超过 10 mg/L,一般认为地下水受到了人为活动的影响^[27]。浅层含水组地下水中 NO₃⁻ 浓度为 68 mg/L,证实了浅层地下水受到人为活动的影响。

4 结语

(1)研究区位于华北平原南部,包气带岩性为亚黏土和亚砂土,地下水水力性质为潜水—微承压水。地下水呈弱碱性,地下水主要离子为 Na⁺、Ca²⁺、HCO₃⁻ 和 SO₄²⁻。ω(TDS)_{平均} = 1015.88 mg/L,属中矿化度水。

(2)研究区浅层含水组地下水化学类型受地貌分区、地层岩土特性、水文地质分区、自然气候条件以及人类活动等因素的影响,呈现类型较为复杂。主要为 HCO₃⁻Ca+Mg 型水和 HCO₃⁻+SO₄²⁻+Cl⁻Na 型水,局部为 HCO₃⁻Na 型水和 Cl+SO₄²⁻Na 型水。

(3)研究区浅层含水组地下水通过 Gibbs 图反映出:其盐度变化大,属于岩石风化和蒸发—浓缩共同作用的地下水化学组分主控因素,大气降水对地下水化学成分影响较小;石膏、岩盐将继续发生溶解;方解石、白云石将发生沉淀。地下水化学成分已经受到人为活动的影响,地下水化学成分也发生了较为显著变化。

参考文献:

- [1] 朱菊艳,郭海朋,李文鹏,等. 华北平原地面沉降与深层地下水开采关系[J]. 南水北调与水利科技, 2014, 12(3): 165-169.
- [2] 靳博文,王文科,段磊,等. 保定平原区地下水生态水位阈值的探讨[J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(5): 166-175.
- [3] 李文鹏,王龙凤,杨会峰,等. 华北平原地下水超采状况与治理对策建议[J]. 中国水利, 2020, 13: 26-30.
- [4] 陈飞,丁跃元,李原园,等. 华北地区地下水超采治理实践与思考[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2020, 18(2): 191-198.
- [5] 石建省,李国敏,梁杏,等. 华北平原地下水演变机制与调控[J]. 地球学报, 2014, 35(5): 527-534.
- [6] 朱静思,王哲,侯天宇,等. 超采治理影响下的京津冀平原地下水动态演变特征[J]. 水文, 2022, 42(5): 97-101.
- [7] 柳风霞,史紫薇,钱会,等. 银川地区地下水水化学特征演化规律及水质评价[J]. 环境化学, 2019, 38(9): 2055-2066.
- [8] 张勇. 荞麦地流域地下水的物质来源特征及健康风险评估研究[D]. 桂林: 桂林理工大学, 2019.
- [9] 徐远志. 新疆伊犁河谷西部平原区地下水化学演化及水循环特征研究[D]. 郑州: 华北水利水电大学, 2021.
- [10] 夏绮文,李炳华,何江涛,等. 潮白河再生水生态补给河道区浅层地下水氮转化[J]. 环境科学研究, 2021, 34(3): 618-628.
- [11] 洪慧,李娟,汪洋,等. 基于统计学方法的地下水水质评价与成因分析: 以齐齐哈尔市为例[J]. 环境工程技术学报, 2019, 9(4): 431-439.
- [12] MASOUD A M, ABU EL-MAGD S A. Integration of hydrochemical and isotopic characteristics for identifying groundwater recharge sources of the Eocene carbonate aquifer, Western Desert, Egypt [J]. Journal of African Earth Sciences, 2022, 187: 104449.
- [13] 曾小仙,曾妍妍,周金龙,等. 石河子市浅层地下水化学特征及其成因分析[J]. 干旱区研究, 2021, 38(1): 68-75.
- [14] 吴玺,安永会,魏世博,等. 黑河下游鼎新谷地浅层地下水水化学特征及演化规律[J]. 干旱区资源与环境, 2021, 35(9): 103-109.
- [15] 燕子琪,周宏. 宜昌长江南岸岩溶地下水系统水化学特征分析[J]. 安全与环境工程, 2022, 29(6): 139-148.
- [16] 王忠亮,甘爽,董子涵,等. 河北省高碑店市浅层地下水水化学演化特征及其形成机制[J]. 桂林理工大学学报, 2021, 41(3): 510-517.
- [17] 赵崇钦. 涉县东风湖泉域地下水化学特征及演化规律[D]. 石家庄: 河北地质大学, 2020.
- [18] 刘兵,王贺,姜永海,等. 基于水化学和氢氧同位素的东宫河流域不同水体转化关系研究[J]. 环境科学研究, 2020, 33(9): 1979-1990.
- [19] 王瑞. 松嫩平原地下水水化学特征及演化机理研究[D]. 长春: 吉林大学, 2015.
- [20] SUDHEER KUMAR M, DHAKATE, R, YADAGIRIG, et al. Principal component and multivariate statistical approach for evaluation of hydrochemical characterization of fluoride-rich groundwater of Shaslar Vagu watershed, Nalgonda District, India [J]. Arabian Journal of Geosciences, 2017, 10(4): 83.
- [21] 肖勇,莫培,尹世洋,等. 北京南郊平原地下水化学特征及成因

- 分析[J]. 环境工程, 2021, 39(8): 99-107.
- [22] 燕子琪, 周宏. 宜昌长江南岸岩溶地下水系统水化学特征分析[J]. 安全与环境工程, 2022, 29(6): 139-148.
- [23] WANG S, CHEN J, ZHANG S X, *et al.* Hydrochemical evolution characteristics, controlling factors, and high nitrate hazards of shallow groundwater in a typical agricultural area of Nansi Lake Basin, North China [J]. *Environmental Research*, 2023, 223: 115430.
- [24] 张福初, 吴彬, 高凡, 等. 奎屯河流域平原区地下水水化学特征及成因分析[J]. 环境科学研究, 2021, 34(7): 1663-1671.
- [25] 邵景力, 赵宗壮, 崔亚莉, 等. 华北平原地下水流模拟及地下水资源评价[J]. 资源科学, 2009, 31(3): 11-17.
- [26] 窦舒畅, 邢立亭, 陈免良, 等. 济南泉域岩溶地下水质量与健康风险评估[J]. 安全与环境工程, 2022, 29(5): 112-121.
- [27] YU C Q, HUANG X, CHEN H, *et al.* Managing nitrogen to restore water quality in China[J]. *Nature*, 2019, 567(7749).

Chemical characteristics of ground water in shallow aquifer and influencing factors in south north China plain

MA Xiaolei^{1,2}, ZHANG Xiaokai³, HAN Ning¹

- (1. Northwest Bureau of China Metallurgical Geology Bureau, Xi'an 710119, Shaanxi province, China;
2. Key Lab of Mine Geological Hazards Mechanism and Control, MNR, Xi'an 710119, Shaanxi province, China;
3. Hebei Provincial Geological Environment Monitoring Institute, Shijiazhuang, 050000, Hebei province, China)

Abstract: In south north China plain ground water is an important source of industrial, agricultural and domestical water supply. With accelerating urbanization and human activities chemical characteristics of the groundwater here are becoming increasingly complex. To make clear of spatial distribution of the groundwater quality and genesis of the complexity of the characteristics and the influencing factors is the prerequisite for optimizing protection and utilization of the groundwater and is significant to construction of vadose zone and ecological security of the groundwater. The groundwater sampling and analysis, mathematical analysis of ion concentration change, correlative relationship of ion determined by correlative analysis, piper triplot analysis of chemical types of the groundwater, Gibbs diagram analysis of ion genesis and calculation and comparison of ratios of major ions are carried out to explore geochemical characteristics and the genetic mechanism of the groundwater. The result shows that multi-chemical types of groundwater of the shallow aquifer in the study area. $\text{HCO}_3 - \text{Ca} + \text{Mg}$ and $\text{HCO}_3 + \text{SO}_4 + \text{Cl} - \text{Na}$ are the main types. Chemical composition of groundwater is controlled by both natural and human factors. Combination of rock weathering and evaporative concentration is the main factor to result in composition characteristics of ions in the groundwater. Calcite and dolomite are saturated or over saturated, gypsum and halite not saturated. The characteristic chemical composition change is not only influenced by interactional absorption between rock and water but also by human activities.

Key Words: Shallow groundwater; the south north China plain; water chemistry; ionic component