



# 山东省大汶河下游地区水文地质特征及富水规律研究

王金晓<sup>1,2</sup>, 滕跃<sup>1,2</sup>, 张文强<sup>1,2</sup>, 刘小天<sup>1,2\*</sup>, 朱庆利<sup>1,2</sup>, 郁鸿峰<sup>1,2</sup>

(1. 山东省地矿工程勘察院(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)

**摘要:**基于在大汶河流域开展的 1:5 万区域水文地质调查工作, 详细论述了大汶河下游地区的水文地质条件, 总结了不同类型含水岩组的富水性规律, 为地下水资源保护提供水文地质依据。研究表明: 区内发育松散岩类孔隙含水岩组、碳酸盐岩类裂隙岩溶含水岩组、岩浆岩变质岩类裂隙含水岩组 3 类, 地下水富集规律受河流影响明显。孔隙水富水区分布在琵琶山溢流坝及戴村坝上游截流区附近, 长期接受河水的侧渗补给, 是富水区形成的主要原因; 岩溶水富水区分布在两个拦河坝之间区域, 受地层及断裂构造控制, 河水渗漏补给是主要的补给源。河道挖砂破坏第四系含水岩组, 导致区域水文地质条件变化, 拦河坝之间地区孔隙水富水性减弱, 岩溶水富水性增强。河水直接补给岩溶水导致岩溶水化学类型发生了显著变化, 由重碳酸型—硫酸型为主变为以氯化物、硫酸型为主。

**关键词:**水文地质条件; 富水机理; 水化学特征; 大汶河下游; 山东省

中图分类号:P641

文献标识码:A

doi:10.12128/j.issn.1672-6979.2025.10.004

## 0 引言

地下水是我国主要城市的重要供水水源, 是维持国家经济快速健康发展、维系生态平衡的重要自然资源<sup>[1]</sup>。区域地形地貌、气象、水文条件、补径条件、赋存类型和人为活动, 都会对地下水中离子含量及其分布特征产生影响<sup>[2]</sup>。随着经济社会的发展, 尤其受人类活动的影响, 区域水文地质条件发生了变化, 影响地下水资源的使用和保护。

大汶河流域经济发展迅速, 同时随着人类活动对地下水影响的加剧, 地面塌陷、地裂缝、地下水污染等环境地质问题日益突出。目前对大汶河的研究多集中在河流水质演化、地下水化学特征、控制因素等方面。如侯恩光等<sup>[3]</sup>利用 Copula 函数构建大汶河水质、水量的二维、三维联合分布, 系统分析水量水质变化规律; 李晓波等<sup>[4]</sup>综合运用数理统计、离子比值、水化学图解、饱和指数等方法系统的分析了水

化学组分的空间分布、水化学特征, 指出大汶河流域中下游浅层地下水水化学特征主要受水岩相互作用控制, 阳离子交替吸附作用弱, 同时也受到农业和工业等人类活动的影响; 申洪鑫等<sup>[5]</sup>运用单因子污染指数法、内梅罗污染指数法和因子分析法对大汶河流域水质状况和污染来源进行了评价与分析, 结果表明大汶河流域水体整体水质较差。周乐等<sup>[6]</sup>通过区域地质和电性特征研究, 分析了莱芜盆地、大汶口盆地边界断裂水文地质特征。李波等<sup>[7]</sup>论述了莱芜盆地东部地区水文地质条件, 圈定了 3 个岩溶水富水地段, 并分析了富水机理。近年来由于断流、人类干扰(水利工程大量修建、水土保持工作大量进行、采砂量增加)等, 大汶河水质、水生态发生了非常大的变化<sup>[8-9]</sup>。

研究区内的工程建设及采砂活动影响了区域水文地质条件, 导致不同含水岩组的富水性、水化学特征发生了变化, 目前关于该方面的研究较少。本文基于在大汶河下游开展的 1:5 万区域水文地质调查

收稿日期: 2025-03-17; 修订日期: 2025-06-18; 编辑: 曹丽丽

基金项目: 山东省 1:5 万区域水文地质调查(演马庄、障城幅)鲁勘字[2020]49 号

作者简介: 王金晓(1987—), 男, 山东德州人, 高级工程师, 主要从事水工环地质工作; E-mail: 81402635@qq.com

\* 通信作者: 刘小天(1992—), 男, 山东乳山人, 工程师, 主要从事水工环地质工作; E-mail: 1114157563@qq.com

工作,从含水岩组类型、补径排条件、地下水动态特征等方面详细论述了大汶河下游地区水文地质条件及变化情况,分析了富水机理及水化学特征,以期为大汶河下游地区地下水资源保护和合理开发利用提供依据。

## 1 研究区概况

### 1.1 气象水文

研究区属温带半湿润季风气候区,四季分明。受大气环流、季风和地形条件的影响,降水的时间变化很大。据 1957—2023 年的降水量统计资料分析,区内多年平均降水量为 755.1 mm,最大降水量出现在 1964 年,降水量 1 475.3 mm,最小降水量出现在 2002 年,降水量 354.4 mm,最大降水量是最小降水量的 3 倍以上。研究区降水量年内分布不均,降水多集中在 6—9 月,降水量占全年降水总量的 77% 左右,年内最大降水量出现在 8 月,最小降水量出现在 3 月。

研究区地表水系较发育,主要河流有大汶河、汇河、小汶河等。大汶河上游牟汶河发源于沂源县沙崖子村一带<sup>[10]</sup>,向西流至大汶口与柴汶河汇流后称大汶河,再西流至戴村坝以下称大清河,在东平县马口村入东平湖,全长 208 km,流域面积 9 069 km<sup>2</sup>,平均年径流量  $1.9 \times 10^9$  m<sup>3</sup>。大汶河上游分为南北两支,北支主要接纳了莱芜和泰安市区的废水,南支主要接纳了新泰市的废水,南北两支在大汶河口汇合后依次接纳了大汶口镇、磁窑镇、肥城市和东平县的废水后入东平湖<sup>[11-12]</sup>。

### 1.2 地形地貌

研究区处于鲁中低山丘陵区与鲁西南平原的过渡地带,地形东、西、南三面高中间低,低山丘陵区平均海拔 100~300 m,山间平原区地形平坦,多被第四系覆盖,平均海拔 50~70 m。根据地貌成因,可将研究区地貌类型分为强—弱切割构造侵蚀中低山丘陵区、剥蚀堆积山间平原区、堆积山间平原亚区等。

### 1.3 地层岩性

研究区位于华北地层区,鲁西地层分区,泰安地层小区,地层自下而上为新太古界泰山岩群,古生界寒武系、奥陶系,新生界第四系(图 1)。新太古界泰山岩群隐伏于研究区南部,岩性为斜长角闪岩、黑云

变粒岩;古生界寒武系朱砂洞组岩性主要为白云岩、灰岩,馒头组岩性主要为页岩、砂岩、灰岩,张夏组岩性主要为厚层灰岩,崮山组岩性主要为页岩夹疙瘩状灰岩,炒米店组为泥晶灰岩夹页岩;奥陶系三山子组主要为细晶白云岩、微晶白云岩,东黄山组为微晶白云岩,北庵庄组为微晶灰岩、云斑灰岩;第四系岩性主要为粉砂质黏土、中细砂。

### 1.4 构造

研究区内基岩出露以古生代地层为主,其次为新太古代侵入岩。区内构造活动活跃,主要表现为基底韧性变形及盖层脆性断裂,侵入岩体变形以浅层次及表层次的脆性断裂为主,构造应力场以张性和扭性为主,断裂构造主要由 NE 向、NNW 向、近 EW 向 3 组。

研究区脆性断裂发育,控制着新生代盆地的生成发展,脆性断裂大多有多期活动,性质复杂,规模及产状不同,根据断裂走向可分为 NE 向、NNW 向、近 EW 向 3 组。总体来看,各个不同方向的断裂具有形成时代的多期性、活动性质的多样性,断裂性质多以张性、张扭性为主,主要的断裂构造有大井断裂、泗皋断裂、军屯断裂、接山-东疏断裂、九山沟断裂、老树峪断裂等。

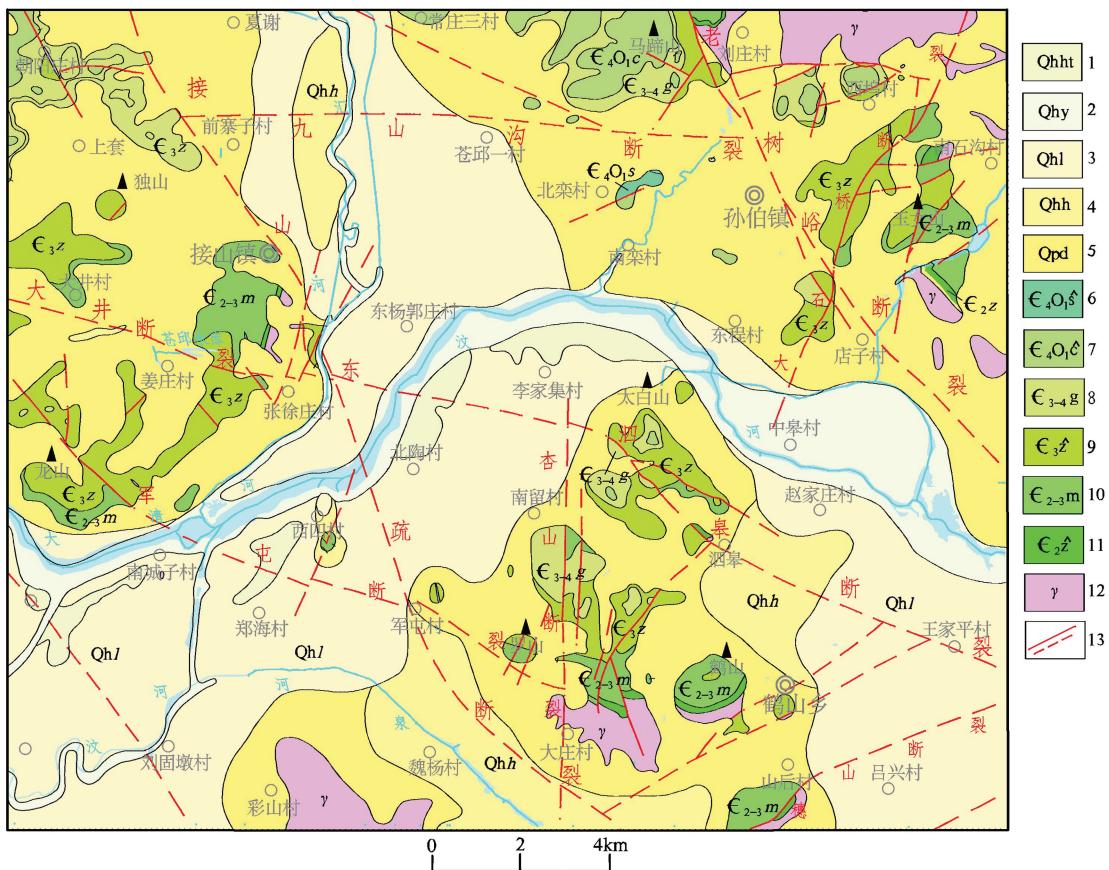
## 2 水文地质条件

### 2.1 含水岩组与富水性

根据地下水赋存条件、水理性质、含水介质及其空隙特点,研究区内含水岩组可分为松散岩类孔隙含水岩组、碳酸盐岩类裂隙岩溶含水岩组、岩浆岩变质岩类裂隙含水岩组 3 类<sup>[13-14]</sup>。

(1) 松散岩类孔隙含水岩组分布在大汶河及其支流沿岸和山前坡麓地带。河流两侧含水层为中、粗砂夹砾石,厚度一般为 2~5 m,最厚可达 10 m,自河床向两侧逐渐变薄,含水层除在河床附近裸露外,上部多覆盖一定厚度的黏质砂土或粉质黏土。大汶河南侧单井涌水量普遍在 500~1 000 m<sup>3</sup>/d,靠近河道处富水性增强,单井涌水量 1 000~3 000 m<sup>3</sup>/d,大汶河北单井涌水量普遍小于 500 m<sup>3</sup>/d。

(2) 碳酸盐岩类裂隙岩溶含水岩组主要分布在研究区中西部,含水岩组主要为九龙群张夏组、长清群馒头组、朱砂洞组,岩性以灰岩、白云岩为主。在低山丘陵区,含水岩组大部分裸露于地表,在山前及



1—寒亭组;2—沂河组;3—临沂组;4—黑土湖组;5—大站组;6—三山子组;7—炒米店组;8—崮山组;9—张夏组;10—馒头组;11—朱砂洞组;12—侵入岩;13—实测及推测断层。

图1 研究区地质简图

沟谷地带隐伏于第四系之下,裸露区由于出露位置较高,地形切割剧烈,岩溶发育不均,不利于地下水的储存富集,单井涌水量一般 $<500\text{ m}^3/\text{d}$ ,但在山前隐伏区内受构造等条件的影响,形成局部的富水区,单井涌水量可达 $1000\sim5000\text{ m}^3/\text{d}$ 。

(3) 岩浆岩变质岩类裂隙含水岩组分布在研究区西南部南城子—周家庄以及东南部的李家平—马家庙一带,含水岩组以新太古代泰山岩群变质岩及新太古代早期、晚期侵入岩为主,岩性主要为斜长角闪岩、二长花岗岩等。多隐伏于第四系以下,地下水赋存在岩浆岩网状风化裂隙及线状构造裂隙,风化层厚度 $20\sim30\text{ m}$ 不等,单井涌水量一般在 $50\sim100\text{ m}^3/\text{d}$ ,局部构造发育处单井涌水量可大于 $500\text{ m}^3/\text{d}$ 。

## 2.2 地下水补径排特征

地下水的循环运动特征受地形地貌、含水介质、

地质构造、气象水文和人类活动的影响,不同类型地下水运动方式有明显的差异<sup>[15]</sup>。

(1) 松散岩类孔隙水。山前冲洪积层、残坡积、坡洪积层岩性主要为砂质黏土,局部夹粉细砂,厚度较薄,接受大气降水及侧向径流补给,单井涌水量小于 $500\text{ m}^3/\text{d}$ ,排泄方式以侧向径流及蒸发为主。大汶河两侧的冲洪积平原区孔隙水富集,地下水接受大气降水、河流的侧渗、灌溉回渗及侧向径流补给,地下水整体由东南向西北径流,排泄方式主要为人工开采及枯水期向大汶河排泄。

(2) 碳酸盐岩类裂隙岩溶水。在南部的鹤山—罗山及东北部的玉女山一带,基岩裸露区可直接接受大气降水补给,构成系统内的补给区,地下水整体由东向西,由南向北径流,由于大汶河河道挖砂严重,东程村—北陶村一带河水直接与下部基岩接触,对岩溶水有较强的补给作用,地下水主要排泄方式为

人工开采及向北部的径流。

(3) 岩浆岩变质岩类裂隙水。分布在龙崮-泗汶-鹤山以南地区,含水层主要为新太古代泰山岩群变质岩及新太古代早期、晚期侵入岩,且多隐伏于第四系之下,地下水主要赋存于风化层中,厚度10~30m不等,裸露区接受大气降水补给,隐伏区主要接受上部第四系的渗漏补给,主要的排泄方式为人工开采。

## 2.3 地下水动态特征

地下水监测工作在社会经济发展中发挥了重要作用<sup>[14]</sup>，影响地下水水位动态变化主要有气象、水文、地层结构、含水层埋藏条件、农田灌溉及人工开采，是自然和人为作用综合影响的结果<sup>[16-17]</sup>。为掌握研究区地下水动力场特征，分析“三水”转化规律，开展了地下水动态监测工作。

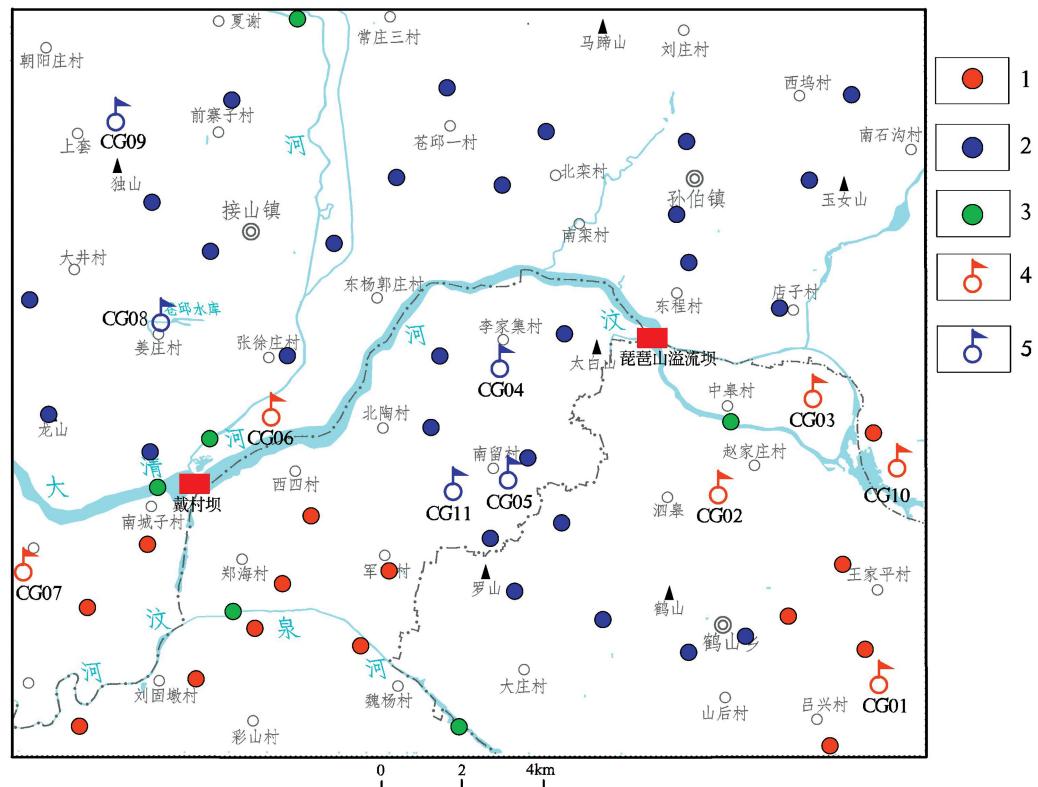
### 2.3.1 监测点布设

本次在研究区内布设地下水动态监测点 11 个

(表 1), 水位统测点 58 个, 其中孔隙水统测点 20 个, 岩溶水统测点 32 个, 地表水统测点 6 个。监测点覆盖整个工作区, 重点区域加密布设, 能够准确刻画不同类型地下水流场特征, 分析地表水、地下水之间的补排关系(图 2)。

表 1 动态监测点信息一览表

序号	监测点编号	监测点类型	成井深度/m	监测项目
1	CG01	孔隙水	12	动态监测、水位统测、水质分析
2	CG02	孔隙水	35	动态监测、水位统测、水质分析
3	CG03	孔隙水	20	动态监测、水位统测、水质分析
4	CG04	岩溶水	340	动态监测、水位统测、水质分析
5	CG05	岩溶水	200	动态监测、水位统测、水质分析
6	CG06	孔隙水	30	动态监测、水位统测、水质分析
7	CG07	孔隙水	20	动态监测、水位统测、水质分析
8	CG08	岩溶水	180	动态监测、水位统测、水质分析
9	CG09	岩溶水	210	动态监测、水位统测、水质分析
10	CG10	孔隙水	12	动态监测
11	CG11	岩溶水	105	动态监测



1—孔隙水统测点;2—岩溶水统测点;3—地表水统测点;4—孔隙水动态监测点;5—岩溶水动态监测点

图 2 研究区监测点分布图

### 2.3.2 监测方式

地下水动态监测采用人工测量及资料收集的方

式,CG01~CG09 采用人工监测,监测频率为 5 d 一次,监测时间从 2020 年 8 月至 2021 年 8 月,满足一

个水文年,监测过程中不定期对数据进行抽查、验证,保证数据的真实可靠性。CG10、CG11 为国家监测点,收集的监测数据从 2018 年 1 月至 2021 年 12 月。水位统测采用人工测量,统测时间分别为 2021 年 6 月和 10 月,统测时采用 RTK 对测量点进行高程测量,平面坐标系为国家 2000 大地坐标系,高程基准为 1985 国家高程基准。

### 2.3.3 动态监测结果

地下水动态是自然与人为作用综合影响的结果<sup>[15]</sup>。研究区内大汶河建有琵琶山溢流坝和戴村坝,大坝截流蓄水对两侧的地下水产生了的影响,影

响了其地下水动态特征。

CG10 监测点位于大汶河上游李家平村东北,成井深度 12 m,含水层为第四系中粗砂。监测点多年水位维持在 65 m 左右(图 3),年内水位变幅与降水量基本保持一致。7—8 月接受降水补给后水位抬升,同时由于琵琶山溢流坝蓄水,可持续接受河流的侧渗补给,至次年 3 月份,水位始终处于高位。3—6 月由于农业灌溉开采量增加,同时河流蓄水量减少,监测点水位迅速下降,接受降水补给后水位再次抬升。

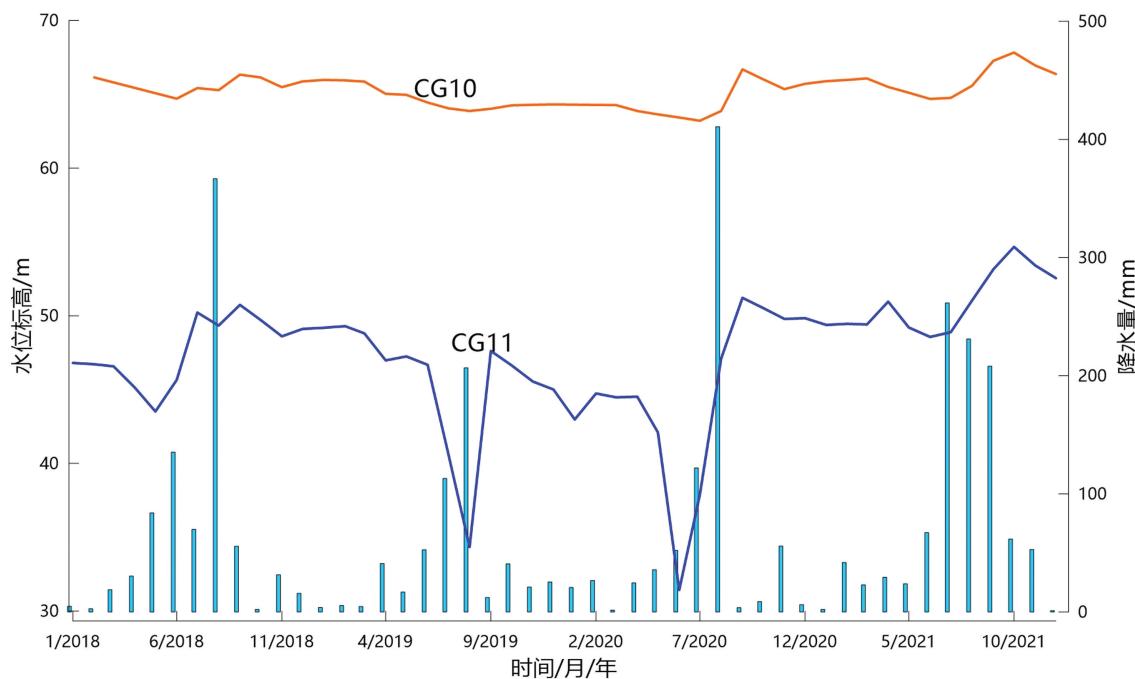


图 3 监测点多年水位动态曲线图

CG11 监测点位于汶上县军屯镇马山庄村西,成井深度 105 m,含水层为张夏组灰岩。监测点多年水位维持在 50 m 左右,灌溉季节水位迅速下降,7—8 月水位涨幅明显,强降雨过后水位受河流蓄水影响波动明显。

孔隙水水位始终高于岩溶水水位,两者动态变化趋势相近,表明两者有共同的补给源,结合研究区条件及大汶河蓄水情况,河流对两种类型地下水均有补给作用。

本次在戴村坝下游设置了河流流量监测点,每月测流 1 次,通过流量与地下水水位的相关关系,分析河流对地下水的影响(图 4)。

大汶河年内流量不均,受上游拦河坝截流放水的影响,6—8 月,11 月至次年 1 月份流量较大,此时河道内水位升高,对地下水的补给能力增强,表现为附近地下水监测点水位升高。

CG04 监测点位于李家集村南,距大汶河约 1 km。该监测点成井深度 200 m,含水层为张夏组灰岩,水位标高在 44.5~51 m。7—8 月份强降水过后水位升高,涨幅接近 1 m,而后随着用水量增加及补给源的减少,水位下降,11 月大汶河上游放水,河水位升高,河流补给导致地下水水位持续缓慢升高,4 月份以后河流水量及降水量减少,水位持续下降,7 月份接受降水及河流补给,水位再次升高。

CG07 监测点位于戴村坝下游龙崮村, 距大汶河 600 m。监测点成井深度 20 m, 含水层为第四系中细砂, 水位标高 46~49 m。7—8 月接受降水补给后水位升高, 9 月份用水量增加后水位下降, 11 月

以后由于大汶河的补给, 水位持续升高, 4 月份以后河水流量及降水量减少导致补给减小, 水位下降明显, 接受下次降水及河水补给后, 水位再次回升。

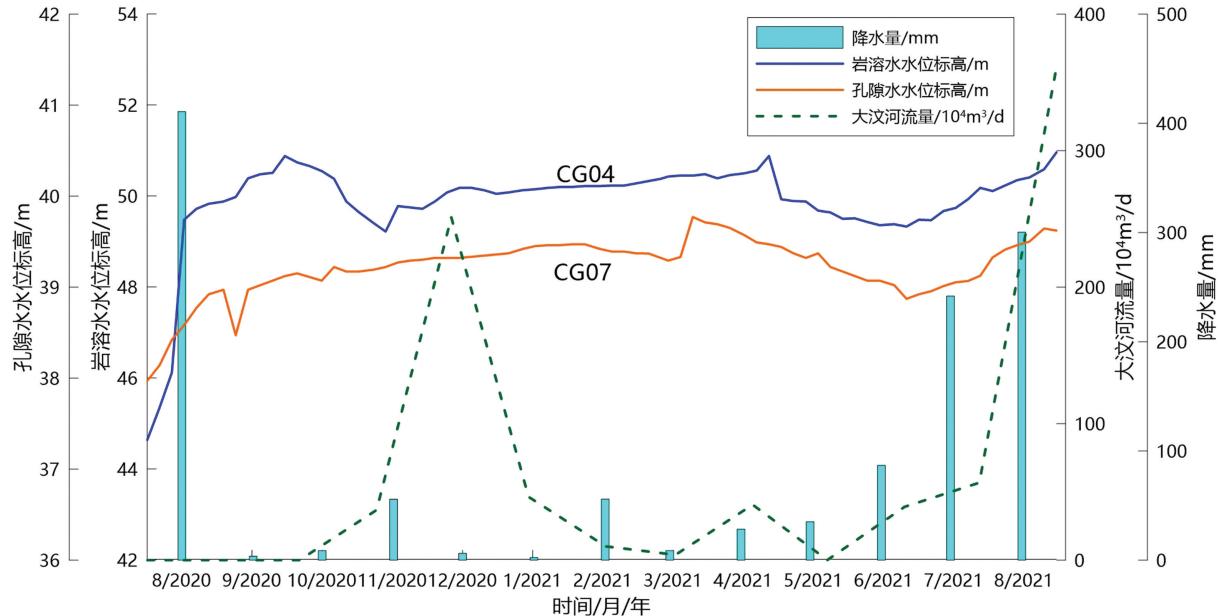


图 4 监测点年内水位动态曲线图

### 3 富水地段分布

#### 3.1 孔隙水富水地段

通过调查及抽水试验工作确定了研究区不同类型地下水的富水性情况。孔隙水富水地段分布在琵琶山溢流坝上游的赵家庄—王家平村以及戴村坝附近的东西四村一带(图 5)。

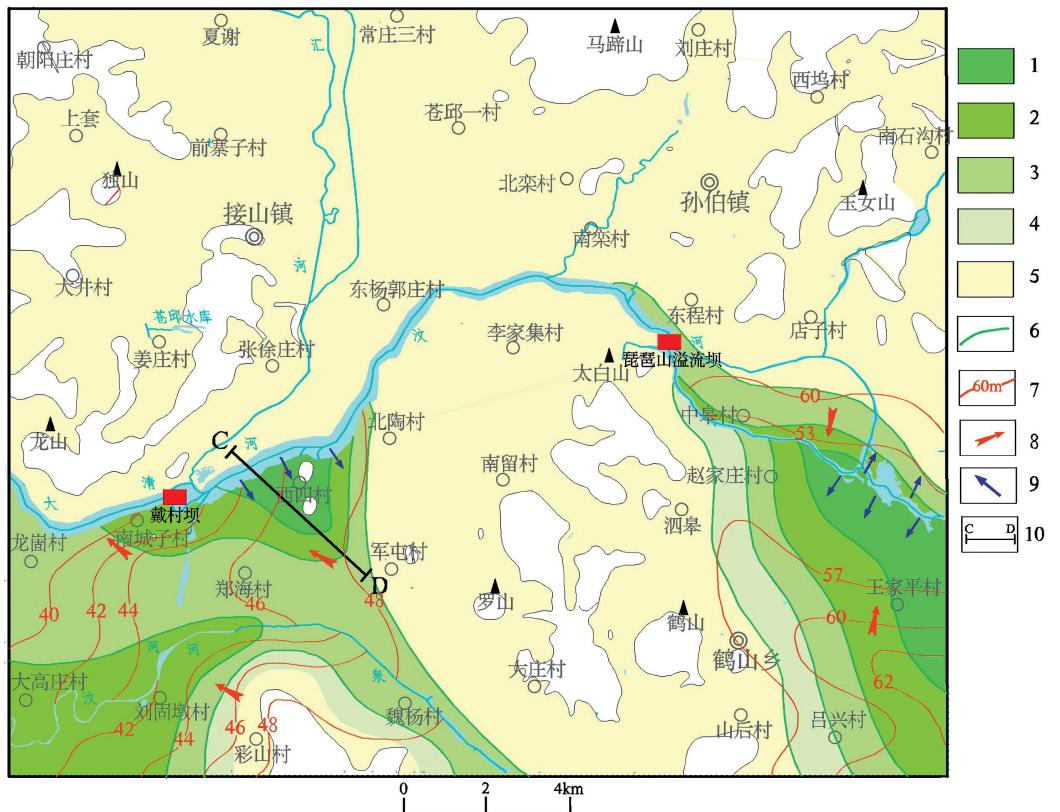
赵家庄—王家平富水区第四系厚度 30~40 m, 含水层为中粗砂, 第四系底部为太古代侵入岩, 隔水作用明显, 接受大气降水和南部的侧向径流补给, 靠近河流处还可接受河流的侧渗补给, 地下水整体运动方向由南向北。由于琵琶山溢流坝的截流蓄水导致河水位较高, 可持续补给两侧孔隙水, 沿河处形成富水地段, 河道附近单井涌水量大于 5 000 m<sup>3</sup>/d, 水化学类型以 HCO<sub>3</sub>·Ca·Na 型为主, TDS 含量 0.6~0.7 g/L。

戴村坝附近西四村一带第四系厚度普遍在 10 m 左右, 含水层厚度 5~7 m 不等, 岩性主要为中粗砂夹砾石(图 6)。该富水地段分布在戴村坝上游

沿河地区, 大坝截流蓄水使得河水可持续补给河南部的孔隙水, 同时富水地段还可接受降水入渗和东南部的侧向径流补给, 地下水整体流向由东南向西北, 单井涌水量大于 5 000 m<sup>3</sup>/d, 水化学类型以 HCO<sub>3</sub>·SO<sub>4</sub>·Ca 型为主, TDS 含量 0.4~0.8 g/L。

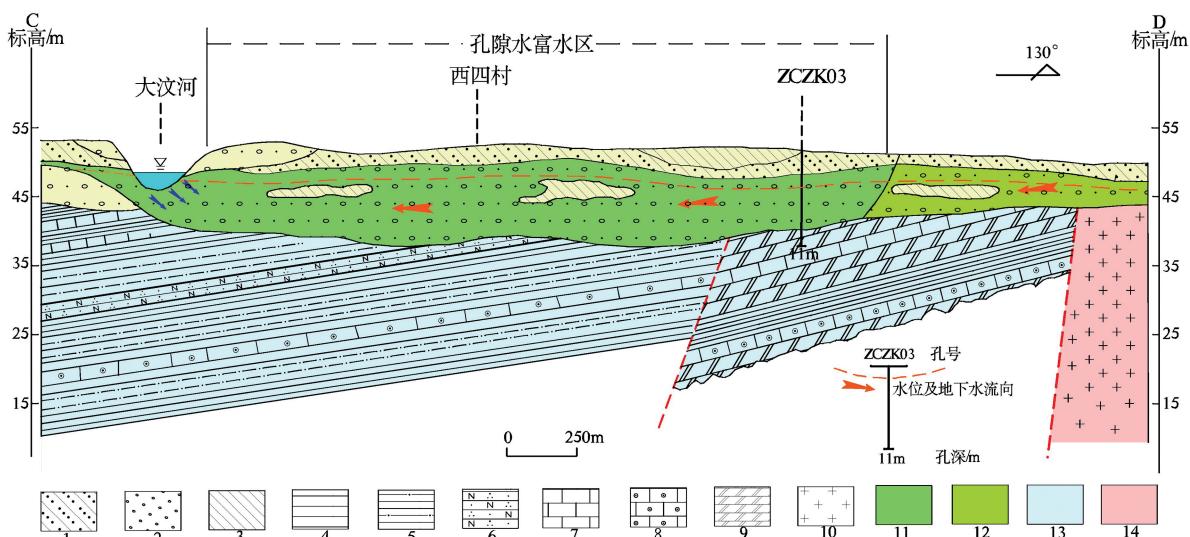
#### 3.2 岩溶水富水地段

研究区岩溶水富水地段分布在大汶河琵琶山溢流坝—戴村坝之间区域, 北边界至九山沟断裂, 东北部边界为崮山组与张夏组地质界线, 东边界为老树峪断裂, 南边界为富水性分区界线, 西部受接山—东疏断裂的控制(图 7、图 8)。含水岩组主要为寒武纪张夏组灰岩, 富水地段主要接受侧向径流及河流的渗漏补给。琵琶山溢流坝—戴村坝之间挖砂严重, 河床底部可见基岩出露, 河水可直接补给岩溶水, 接受补给后向北部径流。大汶河以北岩溶水化学类型主要为 Cl·SO<sub>4</sub>·Ca·Na 型, TDS 含量 0.9~1.14 g/L, 大汶河以南水化学类型主要为 HCO<sub>3</sub>·SO<sub>4</sub>·Cl·Ca·Na·Mg 型, TDS 含量 0.44~0.89 g/L。



1—富水性 $>5000\text{m}^3/\text{d}$ ;2—富水性 $3000\sim5000\text{m}^3/\text{d}$ ;3—富水性 $1000\sim3000\text{m}^3/\text{d}$ ;4—富水性 $500\sim1000\text{m}^3/\text{d}$ ;  
5—富水性 $<500\text{m}^3/\text{d}$ ;6—富水性界线;7—等水位线;8—孔隙水流向;9—河流侧向补给;10—水文地质剖面线。

图5 孔隙水水文地质简图



1—粉砂质黏土;2—中粗砂夹砾石;3—黏土;4—页岩;5—砂质页岩;6—长石石英砂岩;7—灰岩;8—鲕粒灰岩;9—白云岩;10—花岗岩;11—富水性 $>5000\text{m}^3/\text{d}$ ;12—富水性 $3000\sim5000\text{m}^3/\text{d}$ ;13—富水性 $<500\text{m}^3/\text{d}$ ;14—富水性 $50\sim100\text{m}^3/\text{d}$ 。

图6 孔隙水富水地段水文地质剖面图

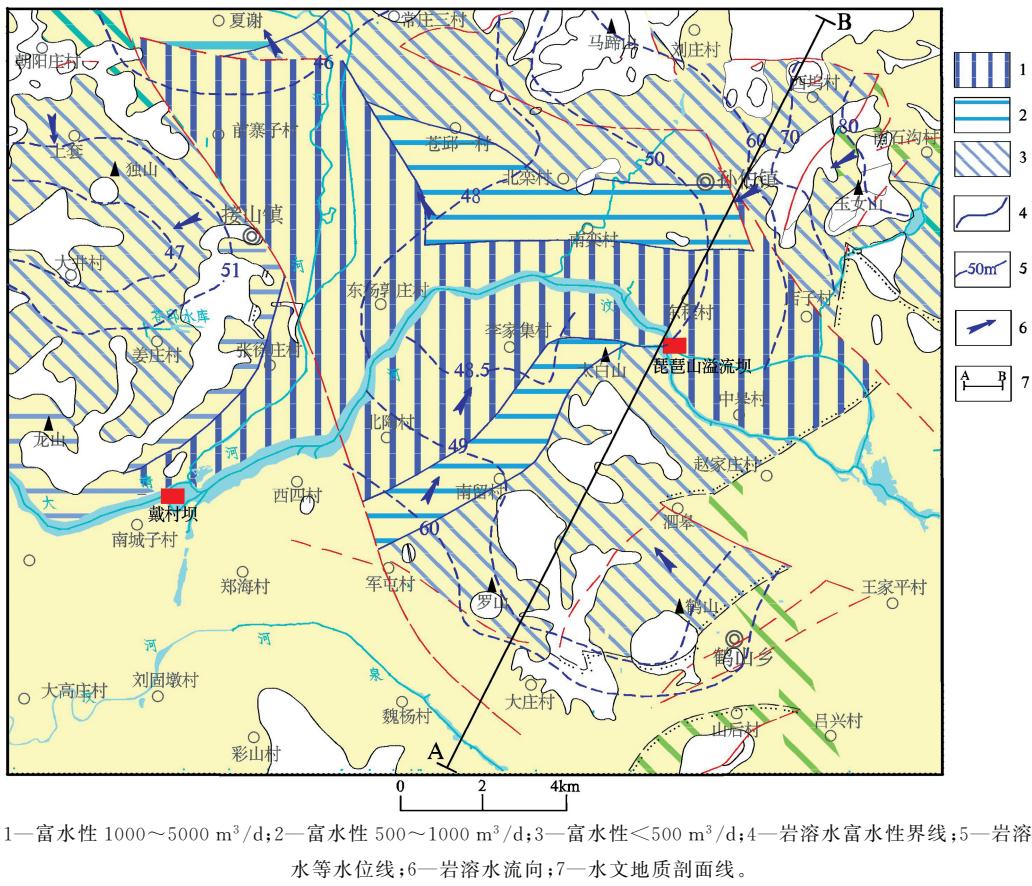


图 7 岩溶水水文地质简图

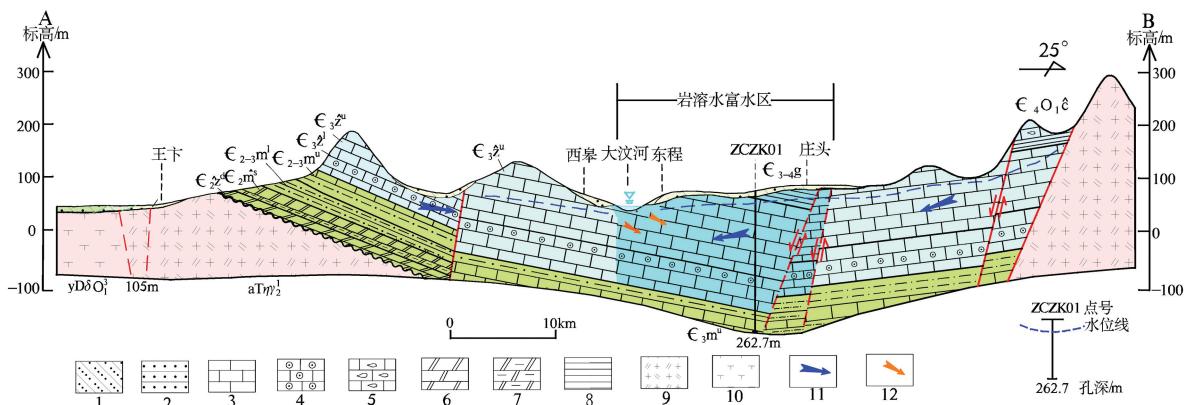


图 8 岩溶水富水地段水文地质剖面图

## 4 水文地质条件变化

研究区内人类活动频繁, 拦河坝的修建及后期的采砂活动, 改变了地表水与地下水之间的水力联

系, 导致研究区水文地质条件发生了变化。

大汶河河砂资源相当丰富, 全河原河砂资源储量  $3.6 \text{ 亿 } \text{ m}^3$ 。1991 年以来, 随着社会经济的发展, 基本建设项目增多, 采砂工具及运沙车辆载重的不

断提升,河道采砂逐渐形成规模,到 2001 年底,全河已有砂场 200 余处,年开采销售砂量  $1.6 \times 10^7 \text{ m}^3$  左右。目前全河已形成四大资源枯竭区:一是牟汶河旧县大桥至埠阳庄大桥河段;二是岱岳区大汶口至马庄河段;三是宁阳县堽城里至肥城夏辉河段;四是琵琶山拦河坝至戴村坝河段<sup>[18]</sup>。

研究区内较大规模采砂场有中皋村采砂场及南城子采砂场,由于河道内河砂枯竭,目前已停采。

#### 4.1 富水性变化

河砂具有维持河道潜流,稳定河道形态,提供生物栖息地、形成河道和两岸地下水互补、河流水质过滤和降解的重要功能。河砂资源的掠夺性开采造成生态环境恶化,砂层厚度变薄,部分河床基岩裸露,使得河床储水能力、供给能力下降<sup>[19]</sup>。2004 年大汶河全河河砂开采率已超过 50%,近 50 km 河段砂资源已基本枯竭,多数地方河床岩石已外露<sup>[20]</sup>。研究区内琵琶山溢流坝至戴村坝上游附近河道内,河砂资源已经枯竭,部分河段河床裸露,河水直接与下部基岩接触。

根据 1980—1985 年开展的济宁市幅 1:20 万区域水文地质调查,大汶河两侧松散岩类孔隙水富水性普遍在  $1000 \sim 3000 \text{ m}^3/\text{d}$ ,西南部大高庄一带富水性达到  $3000 \sim 5000 \text{ m}^3/\text{d}$ ,水化学类型为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型。人类活动导致沿河孔隙水富水性发生了较大的变化,富水区在拦河坝附近呈面状分布,远离拦河坝富水性降低。采砂活动引起的河床下切导致区域水力梯度变化,河水对孔隙水补给能力减弱,本次通过调查及抽水试验工作对富水性进行了分区,琵琶山溢流坝以下至戴村坝上游一带孔隙水富水性普遍小于  $500 \text{ m}^3/\text{d}$ ,部分地区孔隙水井干涸,开采利用价值较低。

琵琶山溢流坝上游及戴村坝附近对河道保护力度较大,第四系含水层未受到明显破坏,由于大坝长期截流蓄水,导致对附近的孔隙水形成持续性补给,因此在坝体上游形成局部的孔隙水富水地段,单井涌水量大于  $5000 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

#### 4.2 地下水化学类型变化

天然河砂可以过滤和降解污染物,过度采砂让河道失去这层天然屏障,河水水质不断恶化,沿河群众疾病发生率明显上升,水生生物几乎灭绝<sup>[3]</sup>。

大汶河河砂资源的大量开采,降低了河流对受

污染水体的降解能力,增加水环境的污染几率<sup>[4]</sup>。研究区内主要以岩溶水作为生活用水,由于缺少第四系含水层的过滤保护作用,地表水可直接补给下部岩溶水,对岩溶水化学类型产生了影响。

研究区岩溶水水化学类型变化明显,根据《济宁市幅 1:20 万区域水文地质调查报告》,20 世纪 90 年代,研究区岩溶水水化学类型主要为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg}$  型,与孔隙水化学类型基本一致,2000 年左右,水化学类型以  $\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} \cdot \text{Ca}$  型为主,2016 年水化学类型变为以  $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca}$  型为主,2022 年水化学类型主要为  $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Na}$  型。岩溶水化学类型从以重碳酸—硫酸型为主变为以氯化物、硫酸型为主。

本次在大汶河附近区域取地表水样品 3 件,氯化物含量  $200 \sim 240 \text{ mg/L}$ ,硫酸盐含量  $291 \sim 447 \text{ mg/L}$ ,孔隙水样品 5 件,氯化物含量  $76.2 \sim 202 \text{ mg/L}$ ,硫酸盐含量  $100 \sim 229 \text{ mg/L}$ ,岩溶水样品 10 件,氯化物含量  $46.6 \sim 239 \text{ mg/L}$ ,硫酸盐含量  $106 \sim 329 \text{ mg/L}$ (表 2),地表水中氯化物和硫酸盐的含量远超附近地下水样品。

表 2 取样点氯化物、硫酸盐含量汇总表

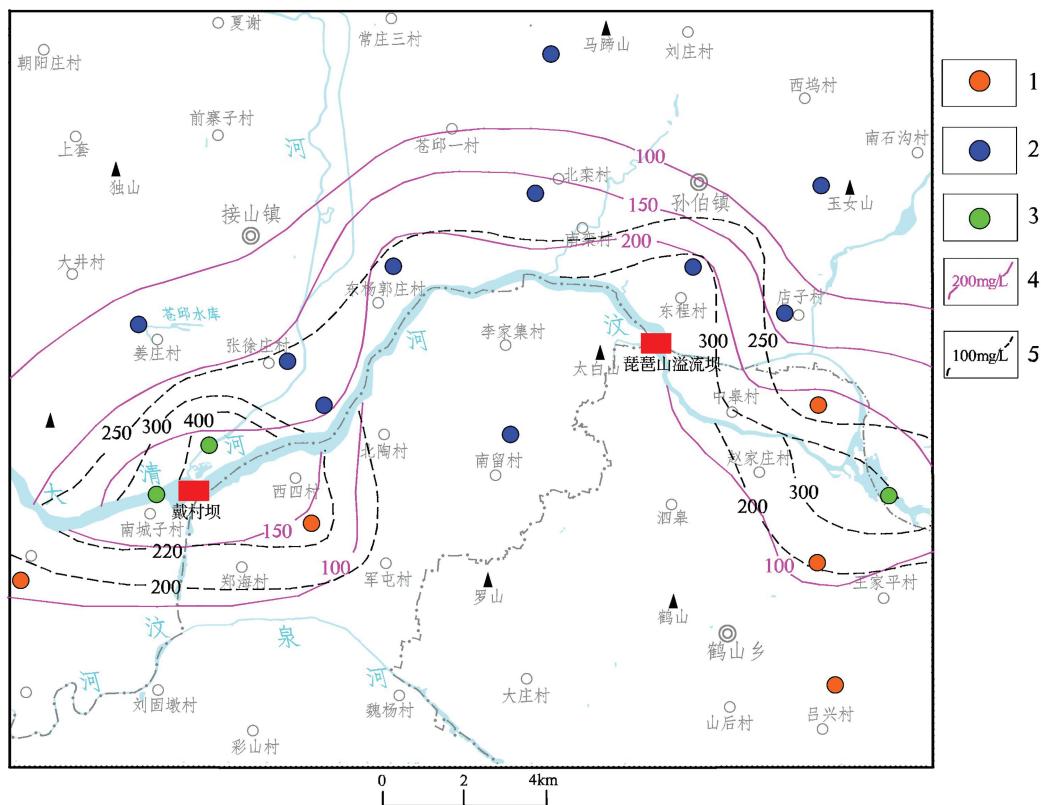
取样点 类型	氯化物含量/(mg/L)			硫酸盐含量/(mg/L)		
	最小值	最大值	平均值	最小值	最大值	平均值
地表水	200	240	224.67	291	447	346.33
孔隙水	76.2	202	132.44	100	229	185.8
岩溶水	46.6	239	152.74	106	329	195.7

根据绘制的研究区氯化物、硫酸盐含量等值线图(图 9),区内岩溶水氯化物及硫酸盐含量呈现出靠近河道两侧含量高,远离河道逐渐降低的趋势,综合分析地表水为岩溶水中氯化物、硫酸盐的主要来源,河水离子组分含量的变化导致岩溶水化学类型的变化。

## 5 结论

(1) 研究区主要发育松散岩类孔隙含水岩组、碳酸盐岩类裂隙岩溶含水岩组、岩浆岩变质岩类裂隙含水岩组 3 类。

(2) 孔隙水主要补给源为大气降水、侧向径流及河流侧渗,主要排泄方式为人工开采及丰水期向河流排泄,水化学类型主要为  $\text{HCO}_3 \cdot \text{Ca} \cdot \text{Na}$  和  $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \cdot \text{Ca}$  型。岩溶水主要补给为侧向径流、河流渗漏,主要排泄方式为人工开采,水化学类



1—孔隙水取样点;2—岩溶水取样点;3—地表水取样点;4—氯化物含量等值线 5—硫酸盐含量等值线。

图9 氯化物、硫酸盐含量等值线图

型主要为  $\text{Cl} \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca} \cdot \text{Na}$  型。

(3) 人类工程活动及河道挖砂导致研究区富水性及地下水化学类型发生了变化。孔隙水富水地段分布在琵琶山溢流坝及戴村坝截流上游地区,蓄水后河水的稳定补给是富水地段形成的主要原因。岩溶水富水地段分布在两个拦河坝之间区域,河道挖砂导致基岩裸露,河水直接渗漏补给是富水地段形成的主要原因。

(4) 河道挖砂导致河水直接渗漏补给岩溶水,岩溶水水化学类型由重碳酸—硫酸型为主转化为氯化物、硫酸型为主。

## 参考文献:

- [1] LI P Y, QIAN H. Water resources research to support a sustainable China [J]. International Journal of Water Resources Development, 2018, 34(3): 327–336.
- [2] 高宗军, 万志澎, 贺可强, 等. 大汶河流域中上游地区岩溶地下水水化学特征及其控制因素分析 [J]. 地质科技通报, 2022, 41(5): 264–272.
- [3] 侯恩光, 张升第, 王如岩, 等. 大汶河流域泰安段水质变化及其与水量响应关系研究 [J]. 灌溉排水学报, 2021, 40(10): 137–144.
- [4] 李晓波, 李静. 大汶河流域中下游浅层地下水水化学特征及其影响因素 [J]. 环境科学研究, 2024.
- [5] 申洪鑫, 牛蓓蓓, 李富强, 等. 大汶河水质状况评价和污染源分析 [J]. 安全与环境工程, 2021, 28(5): 176–185.
- [6] 周乐, 朱庆俊, 罗旋, 等. 大汶河流域沉积盆地边界断裂电性及水文地质特征研究 [J]. 干旱区资源与环境, 2020, 34(12): 161–166.
- [7] 李波, 王金晓, 吴璇, 等. 山东莱芜盆地东部水文地质条件及富水块段特征 [J]. 中国岩溶, 2020, 39(5): 637–649.
- [8] 郭坤荣. 大汶河生态健康评价研究 [D]. 济南: 山东师范大学, 2007.
- [9] 孙蓉, 孙秀玲, 宫雪亮, 等. 大汶河戴村坝径流序列一致性影响分析 [J]. 水电能源科学, 2017, 35(9): 17–21.
- [10] 郭莹莹, 刘晓琼, 马睿, 等. 东平湖区上游河段水质评价与影响因素分析 [J]. 山东水利, 2020(11): 53–55.
- [11] 梅如波, 王琰, 王晓晴, 等. 大汶河流域污染原因分析及防治对策 [J]. 污染与防治, 2014, 26(1): 133–135.
- [12] 郭坤荣, 徐跃通. 大汶河流域健康状况及治理对策研究 [J]. 水土保持研究, 2007, 14(3): 336–340.
- [13] 严翠翠, 韩琳, 谭志荣, 等. 莒县沐河下游地区水文地质条件及

- 富水块段特征[J].山东国土资源,2021,37(5):32-40.
- [14] 魏钢毅,伊飞,张卓,等.牟汶河流域地表水化学特征及影响因素分析[J].山东国土资源,2024,40(7):8-14.
- [15] 冯克印,魏茂杰,王金晓,等.寿光市巨淀湖地区水文地质特征及“三水”转化规律研究[J].山东国土资源,2025,41(4):37-45.
- [16] 张文强,滕跃,许庆宇,等.黄河流域长孝岩溶水系统水文地质特征及蓄水模式分析.山东国土资源,2024,40(3):116-127.
- [17] 杨海博,朱文峰,路兵,等.泰莱盆地西南部地下水位和硝酸盐浓度动态特征及成因机制[J].山东国土资源,2025,41(1):39-49.
- [18] 刘永辉,侯庆国,禹敦臣.关于大汶河河道采砂管理情况的调查分析[J].山东水利,2004(9):66-70.
- [19] 徐玉.大汶河采砂对防洪工程及生态环境的影响[D].济南:济南大学,2011.
- [20] 李静,刘洪才,任汝信,等.采砂对大清河防洪及环境的影响及政治对策[J].中国水土保持,2000(10):29-30.

## Study on Hydrogeological Characteristics and Water

### Enrichment Patterns of the Lower Dawen River in Shandong Province

WANG Jinxiao<sup>1,2</sup>, TENG Yue<sup>1,2</sup>, ZHANG Wenqiang<sup>1,2</sup>, LIU Xiaotian<sup>1,2</sup>, ZHU Qingli<sup>1,2</sup>, XI Hongfeng<sup>1,2</sup>  
 (1. Shandong Geo-engineering Exploration Institute (No.801 Hydrogeology and Engineering Geology Brigade of Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, Shandong Jinan 250014, China; 2. Shandong Engineering Research Center for Environmental Protection and Remediation on Groundwater, Shandong Jinan 250014, China)

**Abstract:** Based on the 1:50000 regional hydrogeological survey conducted in Dawen River Basin, hydrogeological conditions in the downstream area of Dawen River have been discussed, and water rich characteristics of different types of water bearing rock formations have been summarized. It will provide a hydrogeological basis for the protection of groundwater resources. It is indicated that three types of aquifer groups have been identified in this area, they are porous aquifer group in loosely consolidated clastic rocks, fissure-karst aquifer group in carbonate rocks, and fissure aquifer group in magmatic and metamorphic rocks. The enrichment pattern of groundwater is significantly influenced by rivers. The pore water rich areas are distributed near the upstream interception areas of Pipashan overflow dam and Daicunba, and have long been supplied by lateral seepage of river water. It is the main reason for the formation of rich water areas. Karst water rich areas are distributed in the area between two dams. It is controlled by geological and fault structures, with river water leakage as the main source of recharge. The excavation of sand in the river channel damages the Quaternary water bearing rock formations, and results in changes in regional hydrogeological conditions. The water rich properties of pore water in the areas between the river dams weaken, while the water rich properties of karst water increase. The direct recharge of karst water by river water has led to a significant change in hydrochemical type of the karst water. Hydrochemical type has changed from being predominantly bicarbonate-sulfate to predominantly chloride and sulfate.

**Key words:** Hydrogeological conditions; water rich mechanism; hydrochemical characteristics; lower Dawen river; Shandong province