

引用格式:魏良帅,郭蕾蕾,黄安邦,舒勤峰.西南缺水区地下水水量、水质空间分异特征及成因分析——以乌蒙山片区金沙江干流绥江—屏山段为例[J].山地学报,2021,39(5):658-671.

WEI Liangshuai, GUO Leilei, HUANG Anbang, SHU Qinfeng. Spatial differentiation of groundwater storage, quality and their genesis in water-deficient areas of Southwest China: a case study of the Suijiang-Pingshan section of the Jinshajiang River in the Wumengshan Mountain Areas, China [J]. Mountain Research, 2021, 39(5):658-671.

西南缺水区地下水水量、水质 空间分异特征及成因分析 ——以乌蒙山片区金沙江干流绥江—屏山段为例

魏良帅¹,郭蕾蕾²,黄安邦¹,舒勤峰¹

(1.中国地质科学院探矿工艺研究所,成都 611734; 2.四川水利职业技术学院 资源环境工程系,成都 611231)

摘要:乌蒙山区地下水资源匮乏且时空分布不均,居民长久以来面临取水难题。目前该区对于地下水富集规律及成因的研究较为成熟,但是没有与地下水水质评价结果及超标指标成因分析有效结合在一起,缺乏综合分析与实践检验。本研究以金沙江干流绥江—屏山段为研究区,基于地下水资源量统计分析、地下水质量评价结果,利用数理统计、Piper 三线图、Gibbs 图等分析区域地下水缺水类型、水化学演化规律及空间分布特征,并结合土样、岩样、水样各指标的相关性分析及土壤 EF 计算,分析区域地下水超标因子来源。研究表明:(1)碎屑岩区地下水分布分散、流量小、数量多,为资源型缺水;碳酸盐岩区地下水分布集中、流量大、数量小,为工程型缺水。(2)区内水—岩作用整体偏弱,以低矿化度的 HCO_3^- 型地下水为主,占 81.57%,分布于山地地区,接收大气降雨补给后就近排泄; $\text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4^{2-}$ 型、 SO_4^{2-} 型地下水分别占 17.69%、0.74%,分布于河谷两侧、金沙江两岸。(3)地下水各组分大多为 I、II 类水, NO_3^- 源于农业、生活污水,为主要超标因子,其次为 Al、Fe,因地层中背景值较高。(4)建议区域地下水开发利用方式为地表水直接引用、碎屑岩区分散引用、岩溶泉集中引水、民井抽提、钻孔探采。本研究为乌蒙山连片贫困缺水服务群众饮水安全和地下水资源合理利用提供理论依据。

关键词:乌蒙山;地下水分布;水化学特征;水质现状;开发利用

中图分类号: P641.69

文献标志码: A

乌蒙山连片贫困区水资源时空分布不均,冬季易出现干旱、畜饮水困难,影响农作物产量及经济发展。生态劣势及水资源不足导致的乌蒙山连片贫困区存在空间贫困的特点^[1]。开发式扶贫是实现中国贫困地区由输血模式向造血模式转变的主要途径^[2],有效开发利用地下水资源是实现贫困地区可持续发展重要任务之一。系统的进行区域地下水水量、水质的空间分异特征及成因分析,开展地下水资源量和地下水质量的评价^[3-4],将为合理有序开发

利用乌蒙山连片贫困区水资源、保障群众用水安全提供科学依据。

2016—2020 年,乌蒙山片区先后展开了基础水文地质调查、地下水资源评价、地下水勘查技术方法的研究。文献^[5]分析了乌蒙山区毕节市的地下水类型、地下水化学特征及其形成条件,认为碳酸盐的溶解和硫化物的氧化是该区地下水主要的水文地球化学过程。专家建议^[6-7],根据地层富水性选取具有供水意义的富水段选建探采结合井进行乌蒙山区

收稿日期(Received date):2021-03-06;改回日期(Accepted date):2021-10-11

基金项目(Foundation item):中国地质调查局项目(DD20160287)。^[China Geological Survey Project (DD20160287)]

作者简介(Biography):魏良帅(1979-),男,辽宁抚顺人,硕士,高级工程师,主要研究方向:环境工程地质与工程水文地质。^[WEI Liangshuai (1979-), male, born in Fushun, Liaoning province, master, senior engineer, research on environmental engineering geology and engineering hydrogeology] E-mail:53831087@qq.com

地下水开采;也可以通过修建储水池开发利用表层岩溶泉^[8]。奎香地区地下水水质评价结果表明 I ~ III 类地下水 77 组, IV ~ V 类地下水 26 组, 超标指标主要为硝酸根、铁、锰、铝^[9]。目前该区对于地下水富集规律及成因的研究较为成熟, 但是没有与地下水水质评价结果及超标指标成因分析有效结合在一起, 缺乏综合分析与实践检验。

本文以重点区乌蒙山金沙江干流绥江—屏山段作为研究区, 开展水文地质调查、出露泉点流量及水质监测, 利用数理统计、Piper 三线图^[5]、Gibbs 图、同位素分析的方法, 综合分析区域地下水资源量分布、地下水水文地球化学过程、地下水水质特征, 结合岩样、土样、水样中异常因子相关性分析及土壤 EF 计算, 对地下水中超标指标的来源进行识别, 综合地下水水量及水质空间分布特征提出区域地下水开发利用建议。本研究为乌蒙山连片贫困缺水地区服务群众饮水安全和地下水资源合理利用提供理论依据。

1 研究区概况

研究区位于扬子地层区川南黔北分区滇东北与昆明—昭通分区交接地带, 行政区划属四川省宜宾市屏山县和云南省昭通市绥江县(图 1)。属中亚热带湿润季风气候, 平均气温 17.50℃, 降水充沛, 多

年平均降水量 986.60 mm, 6—9 月的降水量占全年的 80%。金沙江自柑子乡由南向北入境, 于新市镇流向转为自西向东, 是区内地表水、地下水的主要排泄通道。

区内构造由一系列褶皱轴面及伴生的断裂面组成, 西部为构造侵蚀阶梯状中—高山地貌, 东部为条形龙脊状中—高山地貌。地层主要有: 寒武系(C)、奥陶系(O)、志留系(S)、二叠系(P)、三叠系(T)、侏罗系(J)、白垩系(K)及第四系。地层岩性以砂岩、泥岩为主, 灰岩、白云岩次之。碳酸盐岩由南至北贯穿于研究区中部, 西南区也有零星分布, 为岩溶中山峡谷、环状溶蚀山地地貌。

区内砂岩、灰岩、白云岩等弹脆性岩石在构造应力作用下, 发育切穿性较好的裂隙, 在水蚀作用下进一步发育为更大的溶隙, 为中等—强富水含水层; 泥岩、页岩等粘塑性岩石不易产生张性裂隙, 在风化作用下发育为较窄、较短、分布密集的网状裂隙, 导水、储水性较差, 形成相对隔水层, 仅在特殊(背斜、向斜、断裂等)条件下构成含水层。地下水类型主要为碎屑岩类孔隙裂隙水、碳酸盐岩类裂隙溶隙水、基岩裂隙水。根据岩性组合, 碎屑岩类孔隙裂隙水又分为砂岩孔隙裂隙水、砂岩夹泥岩孔隙裂隙水、泥岩夹砂岩孔隙裂隙水; 碳酸盐岩类裂隙溶隙水又分为碎屑岩夹碳酸盐岩类裂隙溶隙水、碳酸盐岩夹碎屑

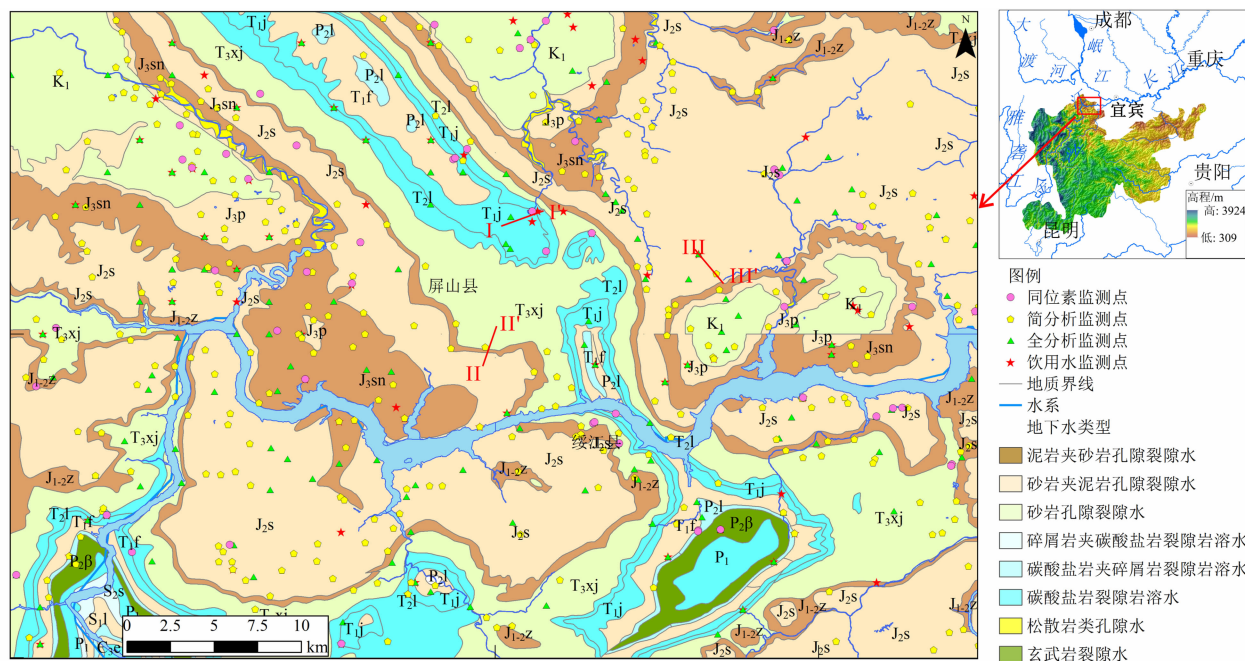


图 1 研究区位置及水文地质简图

Fig. 1 Location and hydrogeological sketch map of study area, China

岩类裂隙溶洞水、碳酸盐岩类裂隙溶洞水(图1)。

2 取样及测试

本次工作采样密度 $0.25 \text{ 组} \cdot \text{km}^{-2}$, 采集水样筒分析 319 组、全分析 152 组、饮用水 79 组、有机污染物 53 组、同位素 49 组, 采样点分布如图 1 所示, 检测指标见表 1。野外现场测量水温、pH、 HCO_3^- 、 Ca^{2+} 、溶解性总固体 TDS。采集土样 109 组、岩样 100 组, 检测指标为锌 Zn、铜 Cu、镉 Cd、铅 Pb、锰 Mn、钴 Co、钼 Mo、铬 Cr 等。

表 1 地下水化学分析指标
Tab. 1 Chemical analysis elements of groundwater

分析类型	分析指标
筒分析	pH、溶解性总固体、总硬度、 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-}
全分析	pH、溶解性总固体、总硬度、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 F^- 、 Na^+ 、亚硝酸盐(NO_2^-)、耗氧量、硼(B)、锌(Zn)、铜(Cu)、镉(Cd)、铅(Pb)、锰(Mn)、镍(Ni)、钴(Co)、铝(Al)、银(Ag)、铁(Fe)、钼(Mo)
生活饮用水分析	色度、浑浊度、臭和味、肉眼可见物、pH、溶解性总固体、总硬度、挥发酚、阴离子合成洗涤剂(P)、总大肠菌群、细菌总数、砷(As)、铬(Cr)、汞(Hg)、硒(Se)、氰化物、氟化物、氯化物、硝酸盐、硫酸盐、三氯甲烷
地下水污染有机组分分析	三氯甲烷、氯苯、甲苯、六六六、滴滴涕、苯并[a]芘
同位素	δD 、 $\delta^{18}\text{O}$

3 研究区地下水特征及成因分析

3.1 不同富水岩组成因模式及缺水类型分析

3.1.1 不同富水岩组成因模式

研究区地下水主要受地表水、大气降雨补给,受

地质构造、地形地貌控制,赋存于含水层的脉状裂隙、管状溶洞、脉状溶蚀裂隙及孔隙中,于沟谷、地势较低、陡缓交界处排泄。其成因模式为(图2):(1)砂岩裂隙型:浅层构造裂隙发育,深部裂隙不发育,地下水沿裂隙下渗遇相对隔水层出露成泉。含水层为彼此不相连接的孤立的块状或条状含水岩体,地下水的循环条件良好,径流途径短,主要为潜水(剖面 I-I')。(2)砂泥岩组合裂隙型:上部砂岩段构造裂隙发育,下部泥岩裂隙不发育,地下水沿裂隙下渗至沿砂泥岩界面出露成泉,常呈带状分布。主要为潜水、承压水,其中承压型地下水埋藏较深,在露头区接受补给后受隔水层夹持顺层运移,径流途径长,地下水矿化度较高(剖面 II-II')。(3)碳酸盐岩裂隙溶洞型:主要为条带岭谷型岩溶裂隙水,地下水赋存于二叠系栖霞茅口组($\text{P}_1\text{q}+\text{m}$)、三叠系下统嘉陵江组(T_1j)、中统雷口坡组(T_2l)地层中。受构造条件的控制^[10-11],各碳酸岩层以不等厚与碎屑岩相间排列,常常以单斜形式出现,碳酸盐岩层顶、底板以碎屑岩层为边界,形成一个独立的含水层,相互之间不易产生水力联系。地下水接受大气降水补给后,沿碳酸盐岩含水层与碎屑岩隔水层界面顺层流动,于沟谷两侧排泄(剖面 III-III')。

3.1.2 不同富水岩组泉点流量特征

据 444 个泉点实测流量数据分析不同含水岩组地下水富水模式及泉点出露情况(表 2)。从流量总和上看,碳酸盐岩类裂隙溶洞水的泉点数量仅 28 个,流量总和为 $1963.99 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$,远远大于其它含水岩组的泉点流量和;从泉点个数上看,砂岩夹泥岩孔隙裂隙水泉点出露 212 个,数量最多,平均泉点流量为 $0.63 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$,其次为砂岩孔隙裂隙水,泉点出露数量 103 个,平均泉点流量为 $0.99 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ 。反映了区内碎屑岩孔隙裂隙水分布分散、数量多、流量小以及碳酸盐岩类裂隙溶洞水分布集中、数量少、流量大的特点。

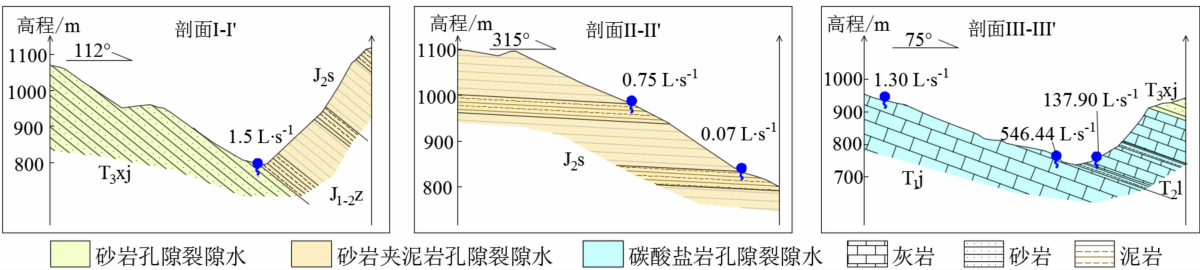


图 2 研究区不同富水岩组成因模式

Fig. 2 Genetic model of different water-rich rock group in study area

表 2 研究区泉点流量统计特征值

Tab. 2 Statistical characteristic value of spring flow amount in the study area

泉点流量统计特征值	泉点 数量/个	流量最小值/ (L · s ⁻¹)	流量最大值/ (L · s ⁻¹)	流量平均值/ (L · s ⁻¹)	流量总和/ (L · s ⁻¹)	标准差 σ	变异系数 CV
泥岩夹砂岩孔隙裂隙水	95	0.002	3.6	0.37	35.29	0.58	1.55
砂岩夹泥岩孔隙裂隙水	212	0.005	37.56	0.63	134.23	2.68	4.23
砂岩孔隙裂隙水	103	0.002	16.2	0.99	101.68	2.37	2.4
碎屑岩夹碳酸盐岩裂隙溶洞水	—	—	—	—	—	—	—
碳酸盐岩夹碎屑岩裂隙溶洞水	5	0.102	5.2	2.66	13.3	2.48	0.93
碳酸盐岩裂隙溶洞水	28	0.06	546.44	70.14	1963.99	125.37	1.79
玄武岩裂隙水	1	—	—	0.8	—	—	—

3.1.3 研究区水资源分布及缺水特征分析

研究区砂岩夹泥岩孔隙裂隙水分布最为广泛,也是区内最丰富、最主要的地下水类型,根据大气降雨入渗系数法计算资源量为 $10\,073.74 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占地下水总资源量的 48.15%;砂岩孔隙裂隙水,资源量为 $5345.02 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,占地下水总资源量的 25.55%,碎屑岩夹碳酸盐岩类裂隙溶洞水资源量最少,仅占地下水总资源量的 0.04%。基于区内地下水长观站及雨量站,枯季径流模数法计算砂岩夹泥岩孔隙裂隙水和砂岩孔隙裂隙水可开采资源量分别为 $2020.56 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 和 $1678.86 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,分别占总可开采资源量的 38.22% 和 31.75%,是区内最主要的地下水开采类型(图 3)。

其次,碳酸盐岩裂隙岩溶水根据大气降雨入渗系数法计算资源量为 $3658.45 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,占地下水总资源量的 17.49%;根据枯季径流模数法计算可开采资源量为 $995.19 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,占总可开采资源量的 18.82%,是区内另一主要地下水开采

类型(图 3)。

根据研究区不同类型含水岩组富水性差异的成因及泉点流量统计特征,该区域的缺水类型可分为资源缺水型和工程缺水型两大类:

(1)资源型缺水型:为研究区主要缺水类型,主要集中在碎屑岩、碳酸盐岩与碎屑岩互层的含水岩组之中,含水层地下水资源量和允许开采量小。由于降雨时空分布不均,且地下水位埋深大,降雨对地下水的有效补给不足,地层岩性的蓄水能力较差,造成地层岩性的富水性不足。

(2)工程缺水型:主要分布于碳酸盐岩类裂隙溶洞水含水岩组,地下水分布极不均匀。浅表层地下水以表层岩溶泉的形式排泄,但是泉流量小、动态变化大、枯水期易干涸,引泉的效益一般。而寻找地下水赋存的岩溶管道难度大,钻探深度大,钻孔取水难度大。

3.2 地下水水质特征

3.2.1 地下水水化学特征

综合 407 组简分析、全分析、饮用水分析等水化

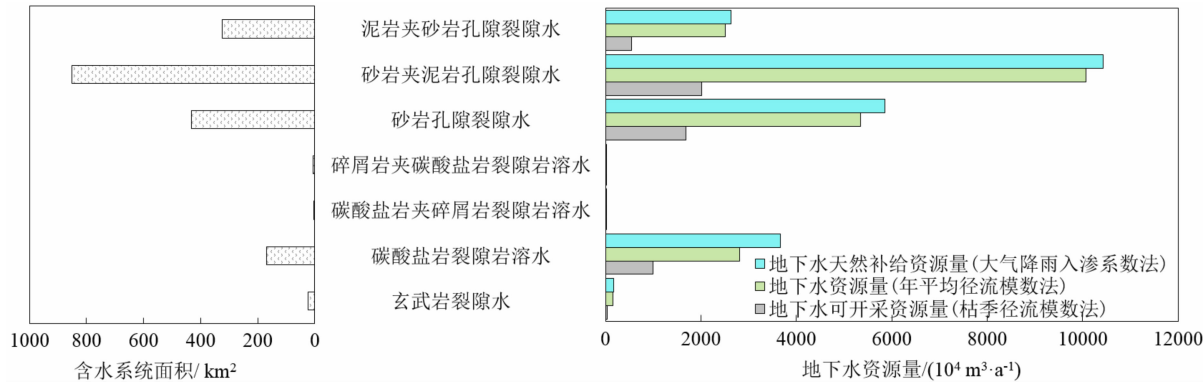


图 3 研究区地下水资源量分布

Fig. 3 Groundwater resources assigning characters in the study area

学数据绘制 Gibbs 图(图 4),取样点主要分布于中部,研究区地下水基本受岩石风化作用的影响^[12-13]。对不同类型含水岩组的水化学类型进行统计见表 3。研究区地形切割强烈,地下水交替条件良好,溶滤作用充分,将易溶盐分带出,主要为低矿化度的 HCO₃ 型地下水(图 5),基本分布于山地地区,数量占 81.57%;在径流过程中,地下水逐渐富集硫酸盐,变成 HCO₃ · SO₄ 型地下水,占 17.69%;继续富集硫酸盐逐步形成 SO₄ · HCO₃ 型

地下水,在这个过程中伴随着 Ca²⁺ 和 Na⁺ 的阳离子吸附交替作用,继而形成 SO₄ 型地下水,基本围绕着沟谷、河流两岸展布。本次调查仅 3 个水点,占 0.74%。地下水径流于金沙江两岸河漫滩变缓,SO₄²⁻、Cl⁻ 等水化学成分逐渐累积,地下水呈现微咸化。

进一步分别统计砂岩裂隙富水性、砂泥岩组合裂隙型、碳酸盐岩裂隙溶洞富水型三种富水模式地下水水化学参数特征值(表 4)。

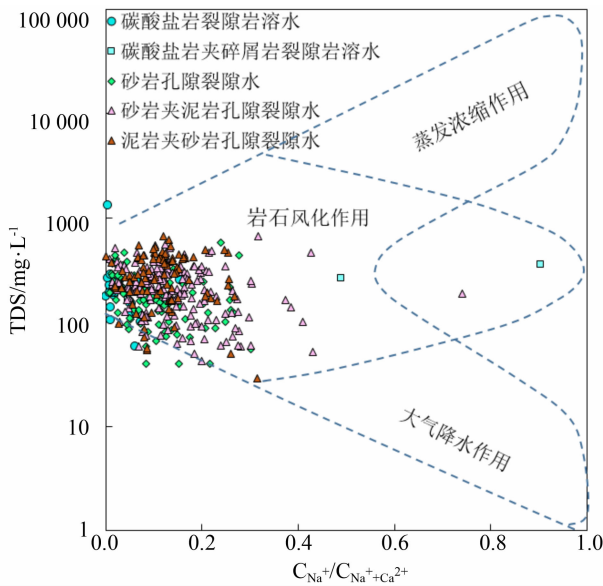


图 4 研究区地下水化学 Gibbs 图
Fig.4 Gibbs diagram of groundwater

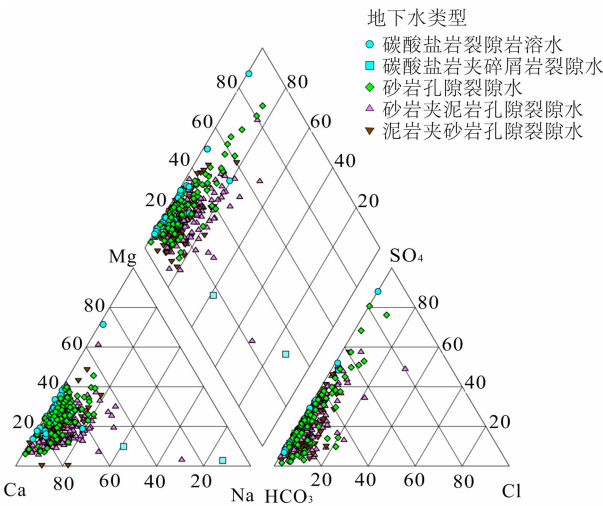


图 5 研究区地下水化学 Piper 三线图
Fig.5 Piper diagram of groundwater

表 3 不同富水模式地下水水化学类型统计

Tab.3 Statistics of Groundwater Hydrochemical Types in different water rich models (单位:个)

舒卡列夫水化学类型	不同富水模式地下水类型										合计
	碳酸盐岩类 裂隙溶水		碳酸盐岩夹碎 屑岩类裂隙水	砂岩孔 隙裂隙水		砂岩夹泥岩孔 隙裂隙水			泥岩夹砂岩 孔隙裂隙水		
	T ₂ l	T ₁ j	P ₂ l	K ₁	T ₃ xj	J ₂ s	J ₃ p	T ₁ f	J ₁₋₂ z	J ₃ sn	
HCO ₃ - Ca	7	4	1	27	17	102	16	14	10	37	235
HCO ₃ - Ca · Mg	6	5	2	6	21	13	6	6	12	16	93
HCO ₃ - Na · Ca	—	—	1	—	—	2	—	—	—	—	3
HCO ₃ - Na · Ca · Mg	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
HCO ₃ · SO ₄ - Ca	—	—	—	—	6	19	1	2	2	3	33
HCO ₃ · SO ₄ - Ca · Mg	2	2	—	—	18	4	2	1	5	2	36
HCO ₃ · SO ₄ - Na · Ca	—	—	—	—	—	1	—	—	—	—	1
HCO ₃ · SO ₄ - Na · Ca · Mg	—	—	—	—	—	—	1	—	—	—	1
HCO ₃ · SO ₄ - Na	—	—	1	—	—	—	—	—	—	—	1
SO ₄ - Ca	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1
SO ₄ - Ca · Mg	—	—	—	—	2	—	—	—	—	—	2
合计	16	11	5	33	64	142	26	23	29	58	407

表 4 不同富水模式地下水水化学统计特征分析

Tab. 4 Statistical characteristics of groundwater hydrochemistry of different water-rich rock group (单位: $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)

指标	砂岩裂隙富水型					砂泥岩组合裂隙富水型					碳酸盐岩裂隙溶洞富水型				
	最小值	最大值	平均值 μ	标准差 σ	变异系数 CV	最小值	最大值	平均值 μ	标准差 σ	变异系数 CV	最小值	最大值	平均值 μ	标准差 σ	变异系数 CV
pH	5.81	9.14	7.38	0.52	0.07	5.28	8.73	7.46	0.48	0.06	6.43	8.67	7.69	0.55	0.07
TDS	40	580	194.56	109.71	0.56	28.86	978	250.78	131.3	0.52	40	1310	265.26	269.87	1.02
TH	21.53	411.41	144.3	85.57	0.59	11.04	506.48	195.35	103.63	0.53	33.12	1790	232.73	310.43	1.33
K ⁺	0.12	7.17	1.45	1.19	0.82	0.12	20.43	1.69	1.54	0.91	0.39	4.82	1.25	0.99	0.79
Na ⁺	0.38	33.4	4.91	5.5	1.12	0.01	52.6	8.74	7.18	0.82	0.01	101.67	6.74	19.19	2.85
Ca ²⁺	5.74	110	41.37	24.87	0.6	2.48	167.46	58.2	31.73	0.55	6	330.48	52.99	53.82	1.02
Mg ²⁺	1.48	39.54	7.99	5.51	0.69	0.26	47.4	10.13	7.71	0.76	1.73	43.18	11.15	7.66	0.69
CO ₃ ²⁻	0.5	6.1	0.56	0.57	1.02	0.5	11.14	0.59	0.84	1.43	0.5	16.71	1.49	3.26	2.19
HCO ₃ ⁻	13.3	331.5	140.35	94.92	0.68	5.6	442.7	182.88	97.83	0.53	28.31	316	139.96	61.77	0.44
Cl ⁻	0.34	35	5.44	6.62	1.22	0.32	52.5	7.15	8.44	1.18	0.43	18.1	1.7	3.06	1.81
SO ₄ ²⁻	1.49	344.95	27.58	35.7	1.29	5.75	208	31.98	25.86	0.81	7.89	848.5	53.12	145.97	2.75

碳酸盐岩裂隙溶洞水的 pH 为 6.43 ~ 8.67, 变异系数小为 0.07, 以中性水为主, 部分为弱碱性, 而砂岩裂隙水、砂泥岩组合裂隙水的 pH 跨度较大, 部分为弱酸性水、弱碱性水。而从溶解性总固体 TDS 和总硬度 TH 来看, 两者均最大, 离散程度也大, 这与径流过程中的水—岩作用有关。径流路径短, 水岩作用时间短, 水中离子含量较小, 径流路径长, 水—岩作用充分, 离子含量也较大^[14-16]。其中仅出露于三叠系中统雷口坡组(T₂l)的一个泉点(野外编号 PA142)的 TDS = 1310 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ > 1000 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 为微咸水, 虽然流量为 167 $\text{L} \cdot \text{s}^{-1}$, 但是不适于直接引用。常规离子 $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^{+}、\text{Na}^{+}$, 说明研究区地下水阳离子均以 Ca^{2+} 为主, 其次为 Mg^{2+} , 特别是碳酸盐岩裂隙溶洞水中 Ca^{2+} 的离散程度最大, 最大值可达 330.48 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 同样说明了碳酸盐岩类裂隙溶洞水径流路径长。 $\text{HCO}_3^{-} > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^{-} > \text{CO}_3^{2-}$, 说明研究区地下水阴离子均以 $\text{HCO}_3^{-}、\text{SO}_4^{2-}$ 为主, 仅泉点 PA142 的 SO_4^{2-} 含量达 848.5 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$, 其余泉点均小于 100 $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。

研究区内主要由砂岩、泥岩(K-J 地层)等组成的碎屑岩分布面积广, 受沉积环境的影响, 在含泥岩的地层中往往含有方解石、白云石和石膏脉或结晶体, 而地下水中的 $\text{Ca}^{2+}、\text{Mg}^{2+}、\text{HCO}_3^{-}$ 和 SO_4^{2-} 主要

来自于岩层中这些矿物的溶解作用, 受构造作用影响, 地层倾角 6° ~ 80° 不等, 影响了地下水的循环交替条件, 浅层及循环交替强烈区域, 往往发育淡水。深部循环交替滞缓, 尤其是金沙江北岸, 地层倾角较缓, SO_4^{2-} 浓度在地下水中呈现较高数值, 在阴离子中组成中也较为显著, 形成了 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{HCO}_3^{-} \cdot \text{SO}_4^{2-} - \text{Ca}^{2+} \cdot \text{Mg}^{2+}$ 型的微咸水。

3.2.2 地下水同位素特征

将采集水样测试后的氢氧同位素投影到 $\delta D - \delta^{18}\text{O}‰$ 关系图(图 6), 拟合雨水线斜率稍大于全国雨水线斜率, 氢、氧同位素向水汽二相中的富集系数之比稍大于全国平均水平, 且截距 > 10, 说明该地区形成降水的过程中受温度、蒸发因素的影响, 导致氢同位素相对盈余。据 $H_{\text{补}} = H_{\text{样}} + (\delta D - Dr) / \text{grad}D$ 估算地下水补给高程^[17-19], 其中 Dr 为参考点水样 δD 值取 -49‰, 取 gradD 为高程点的递减梯度取 -3‰/100 m。研究区砂岩裂隙型地下水取样点补给高程为 173 ~ 1314 m, 相补给高差最大值为 593 m; 砂泥岩组合裂隙型地下水取样点补给高程为 156 ~ 1593 m, 相补给高差最大值为 473 m; 碳酸盐岩裂隙溶洞型地下水取样点补给高程为 363 ~ 1360 m, 相补给高差最大值为 336 m。由此可见, 区内地下水补给来源均较近, 径流途径短。结合水化

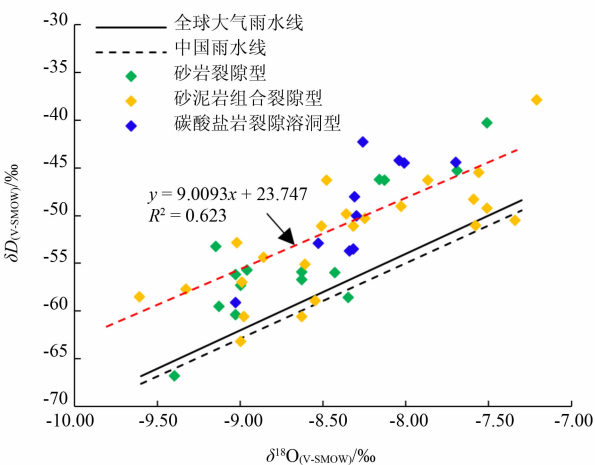


图 6 研究区关系图

Fig. 6 Fitting diagram of δD and $\delta^{18}O$ in study area

学和同位素科对研究区地下水演化过程进行研究^[20,21],该区地下水整体上具有接受大气降雨补给后,就近排泄或着经过短距离径流后排泄的特征,地下水径流交替快,水岩作用程度整体偏弱。

3.2.3 地下水水质现状评价

基于简分析采样点(319 个水样)的指标(pH、溶解性总固体、总硬度、氯化物、硫酸盐、硝酸盐、钠),基于全分析采样点(152 个水样)的毒理性指标(氟化物 F^- 、亚硝酸盐 NO_2^- 、锌 Zn、铜 Cu、镉 Cd、铅 Pb、锰 Mn、镍 Ni、钴 Co、铝 Al、银 Ag、铁 Fe、钼 Mo),进行单指标水质评价,并根据《2017 年地下水质量标准》从劣不从优的原则进行地下水质量的综合评价(表 5)。

表 5 研究区单指标及综合水质评价结果

Tab. 5 Water quality evaluation results of single and comprehensive indexes in study area (单位:个)

分析类型	评价指标	水质评价等级(水点个数)				
		I	II	III	IV	V
简分析 (319 水样)	pH	307	—	—	11	1
	溶解性总固体	242	68	9	0	0
	总硬度	147	133	35	4	—
	氯化物	317	2	—	—	—
	硫酸盐	286	29	3	1	—
	硝酸盐	14	30	71	159	45
	钠	319	—	—	—	—
	简分析综合评价	4	33	149	61	72

续表 5

水质分类	评价指标	水质评价等级(水点个数)				
		I	II	III	IV	V
全分析 (152 水样)	F ⁻	151	—	—	—	1
	亚硝酸盐(NO_2^-)	100	46	6	—	—
	锌(Zn)	151	1	—	—	—
	铜(Cu)	110	42	—	—	—
	镉(Cd)	110	42	—	—	—
	铅(Pb)	150	—	1	1	—
	锰(Mn)	149	—	2	1	—
	镍(Ni)	115	—	36	1	—
	钴(Co)	152	—	—	—	—
	铝(Al)	5	41	87	17	2
	银(Ag)	75	42	35	—	—
	铁(Fe)	109	29	9	4	1
	钼(Mo)	115	35	2	—	—
	全分析综合评价	—	—	84	37	31
饮用水 (79 水样)	总大肠菌群	54	—	—	19	6
	细菌总数	71	—	—	8	—
	砷(As)	49	—	27	3	—
	铬(Cr)	79	—	—	—	—
	汞(Hg)	79	—	—	—	—
	硒(Se)	79	—	—	—	—
	氰化物	20	59	—	—	—
	氟化物	78	—	—	1	—
	氯化物	78	—	—	1	—
	硝酸盐	41	26	12	—	—
	硫酸盐	58	15	2	—	4
	三氯甲烷	79	—	—	—	—
	色度	77	—	—	—	2
	浑浊度	74	—	—	3	2
	嗅和味	79	—	—	—	—
饮用水综合评价	肉眼可见物	76	—	—	—	3
	pH	64	—	—	15	—
	溶解性总固体	54	18	5	1	1
	总硬度	39	24	13	1	2
	挥发酚	79	—	—	—	—
饮用水综合评价	阴离子合成洗涤剂(P)	55	24	—	—	—
	饮用水综合评价	—	23	14	32	10

从单指标水质结果分析,区内各组分含量较低,大多为Ⅰ、Ⅱ类水,少有Ⅲ类水,水质良好,适用于集中式生活饮用水水源及工业用水。简分析、全分析、饮用水水质综合评价的Ⅳ、Ⅴ类水占比分别为:41.69%、44.74%、53.14%。研究区简分析、全分析、饮用水水质综合评价结果见图7~9。

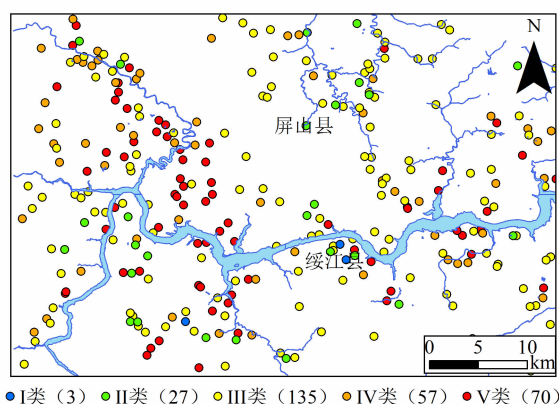


图7 研究区简分析水质综合评价

Fig. 7 Water quality comprehensive evaluation result of chemical brief analysis

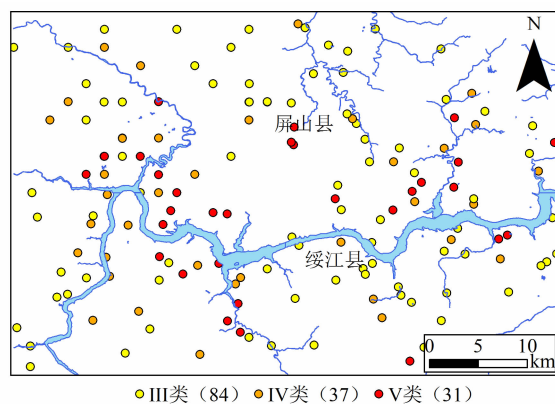


图8 研究区全分析水质综合评价

Fig. 8 Water quality comprehensive evaluation result of chemical total analysis

影响简综合水质评价结果Ⅳ~Ⅴ类水较多的单指标主要是 NO_3^- ,这些水点分布于河漫滩、沟谷等人类聚集地带(图7),受农业、生活污水的影响。影响全分析综合水质评价结果的主要为Al,铝元素在地壳中含量居于第三,淡水水体中平均铝含量为 $0.24 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ (地下水质量评价标准中Ⅲ类水Al含量 $\leq 0.20 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$),初步推测Al含量高源于水-岩作用。其次,局部地区地下水Fe水质在Ⅳ类

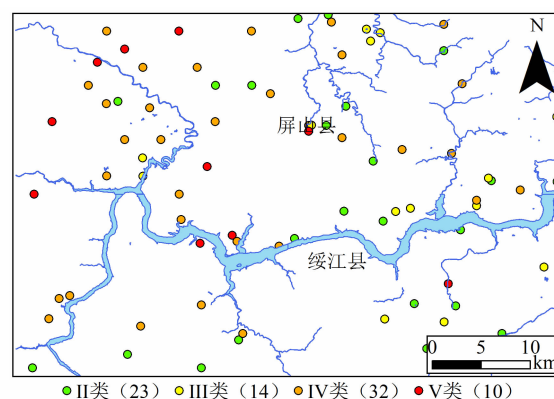


图9 研究区饮用水水质综合评价

Fig. 9 Water quality comprehensive evaluation result of drinking water analysis

标准以上,可能是来源于地下各种含铁的物质,也有可能来自工业含铁离子废水(图10、图11)。影响饮用水综合评价的指标主要是大肠杆菌、细菌总数、pH,菌类与人类活动有关,Ⅳ~Ⅴ类水的pH偏酸

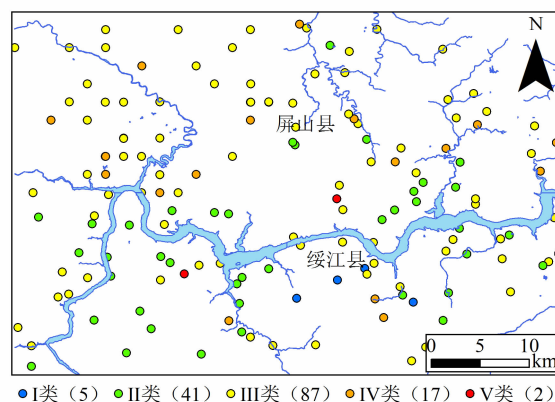


图10 Al元素水质评价结果

Fig. 10 Water quality comprehensive evaluation result of Al

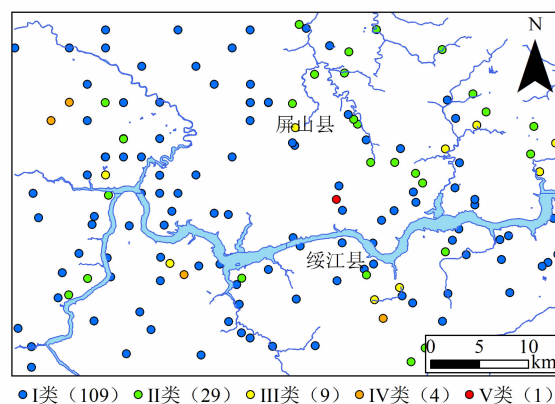


图11 Fe元素水质评价结果

Fig. 11 Water quality comprehensive evaluation result of Fe

性,与地层的 Fe 元素有关。

对工作区内采集的 58 组地下水有机污染样品进行分析评价,评价农药对地下水的影响。本次指标检测限:三氯甲烷($1.40 \times 10^{-3} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$)、氯苯($1.00 \times 10^{-3} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$)、甲苯($1.40 \times 10^{-3} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$)、六六六($6.00 \times 10^{-5} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$)、滴滴涕($4.80 \times 10^{-5} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$)、苯并[a]芘($1.60 \times$

$10^{-6} \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$),测试结果均低于检测限,说明区各指标均未超标,区内地下水未受到农药使用的影响。

3.2.4 地下水水质异常成因

对研究区地下水的硝酸盐、氟化物、亚硝酸盐及土样、岩样的重金属元素进行相关性分析,进一步讨论地下水水质异常原因(图 12)。

地下水中 Zn 与 Cu、Cd、Co,呈显著正相关,相

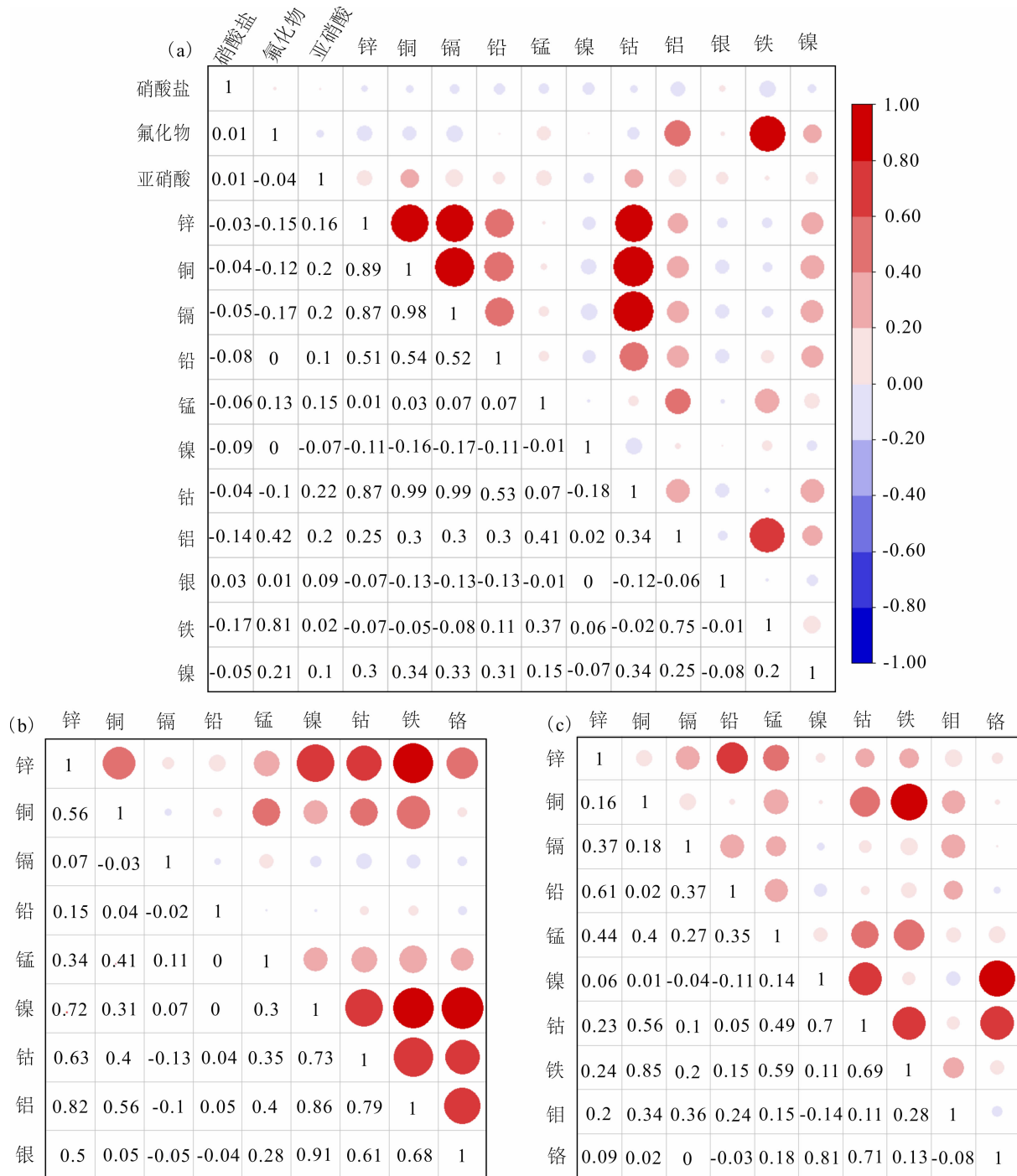


图 12 研究区毒理性指标相关性分析:(a)水样;(b)岩样;(c)土样

Fig. 12 Correlation analysis of toxicological elements: (a) groundwater samples; (b) soil samples; (c) rock samples

关性系数 R 分别为 0.89、0.87 和 0.87; Cu 与 Cd、Co 呈显著正相关, R 分别为 0.98 和 0.99; Cd 与 Co 呈显著正相关, 相关性系数为 0.99。此外, Pb 与 Zn、Cu、Cd、Co 呈正相关关系, R 分别为 0.51、0.54、0.52 和 0.53; Fe 与 F^- 呈显著正相关, $R = 0.81$; Al 与 Fe 呈显著正相关 $R = 0.75$ 。这可能是因为, 铅 Pb、铬 Cr、铜 Cu、锌 Zn 等元素与磁性矿物特别是亚铁磁性矿物之间在赋存形态、沉积特征上存在一定的联系。分别对照岩样、土样各重金属元素的相关性(图 12b、12c), 岩样各指标相关性与水样相关性一致, 初步判定水样中重金属元素源于水—岩作用。

通过计算富集系数 EF 判定土样中是否存在人为重金属污染^[22-24]。 EF 是双重归一化数据处理结果, 选择某一元素作为参比元素, 本文选择与其他元素相关性差的镍 Ni 元素作为参比元素, 公式如下:

$$EF = \frac{M_s - Ni_s}{M_b - Ni_b} \quad (1)$$

其中, M_s 为样品中某金属元素含量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$); Ni_s 为样品中镍元素含量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$); M_b 为样品某金属元素背景值含量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$); Ni_b 为样品镍元素背景值含量 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$); 背景值均取自中国土壤背景值 ($\text{mg} \cdot \text{kg}^{-1}$)。当 $EF > 1.0$ 时, 说明该元素相对富集是受到人为活动的影响; $EF \approx 1$ 时, 该元素来源于地壳风化等。进而半定量估算某种重金属元素的污染来源, 获得其富集程度与污染状况^[25-26]。

通过计算研究区土壤中的镉、钼元素可能存在人为污染(表 6), 其余元素均来源于地壳风化, 再次论证了地下水水样中重金属元素锌、铜、铅、锰、钴、铬是水—岩作用的结果。因此, 对于 Al、Fe 含量为 IV ~ V 类水的泉点, 主要是背景值较大。Al 元素 IV ~ V 类水主要分布于中都河、富荣河、金沙江两侧地带, 占比 12.5%, Fe 元素 IV ~ V 类水零星分布于河流、沟谷两侧, 与 Al 分布地点相近, 占比 3.29%, 该区域地下水不推荐直接作为饮用水水源(图 10、图 11)。

3.3 开发利用建议

根据地下水的富水程度、开发利用条件、地下水水质特征, 对研究区地下水资源开发利用区划分为 7 个大区(图 13)。对于高山峡谷地貌区, 地势陡峭、地下水赋存条件差, 泉点出露极少, 通过修葺水

表 6 研究区土样毒性指标富集系数 EF 统计分析

Tab. 6 Statistical analysis of enrichment factor

EF of soil toxicological elements

EF 值	最小值	最大值	平均	标准差	变异系数
锌(Zn)	0.04	10.19	1.08	1.18	1.10
铜(Cu)	0.04	4.82	1.14	0.86	0.75
镉(Cd)	0.04	83.09	4.18	8.44	2.02
铅(Pb)	0.04	4.49	1.24	0.95	0.77
锰(Mn)	0.05	2.84	0.97	0.61	0.63
钴(Co)	0.18	3.99	1.22	0.62	0.51
钼(Mo)	0.01	8.72	0.39	0.84	2.17
铬(Cr)	0.26	2.11	0.94	0.36	0.39

库或直接引用地下水为主(I); 对于 K_1 、 J_2s 、 T_3xj 砂岩层或砂泥岩互层地区, 以表层泉分散用水为主(II); 对于 T_1j 、 T_2l 的白云岩、灰岩地层区域, 以集中引水管道的方式满足周边及下游居民使用(III); 对于 J_3sn 、 J_3p 的泥岩、砂泥岩区, 泉点出露较少, 且流量较小, 通过民井的方式抽提引用地下水(IV); 对于上覆泥岩、页岩等相对隔水层, 下伏具有良好补给条件的巨厚砂岩 (K_1 、 J_2s) 或溶隙发育的碳酸盐岩 (T_2l) 区域, 可作为有利的钻孔找水区(V)。在保证居民生活、生产用水的基础上, 根据区内地下水资源的特点, 本着兼顾原则, 对绥江县境内发育一断裂且地下水富集条件较好区域开发利用热矿泉水(VI); 西南区域, 二叠系下统茅口组 (P_1m) 灰岩区, 出露一流量达 $822 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ 的大泉, 水质为 I 类水, 可作为饮用矿泉水开发利用区(VII)。

综上所述, 砂岩夹泥岩孔隙裂隙水、砂岩孔隙裂隙属为区内最丰富、最主要的地下水类型, 具有分布范围广、泉点流量小的特点, 适宜分散农户开发利用; 碳酸盐岩裂隙类溶洞水泉点流量大, 水质优良, 适宜场镇集中供水。结合地下水水质特征, 开采应用以各指标背景值较低、地下水质量良好的补给区作为集中式生活饮用水水源, 以水质质量较差的排泄区作为工、农业用水, 并做好防护措施。

4 结论

(1) 根据含水岩组特征, 研究区可分为砂岩裂隙型、砂泥岩组合裂隙型、碳酸盐岩裂隙溶洞型三种

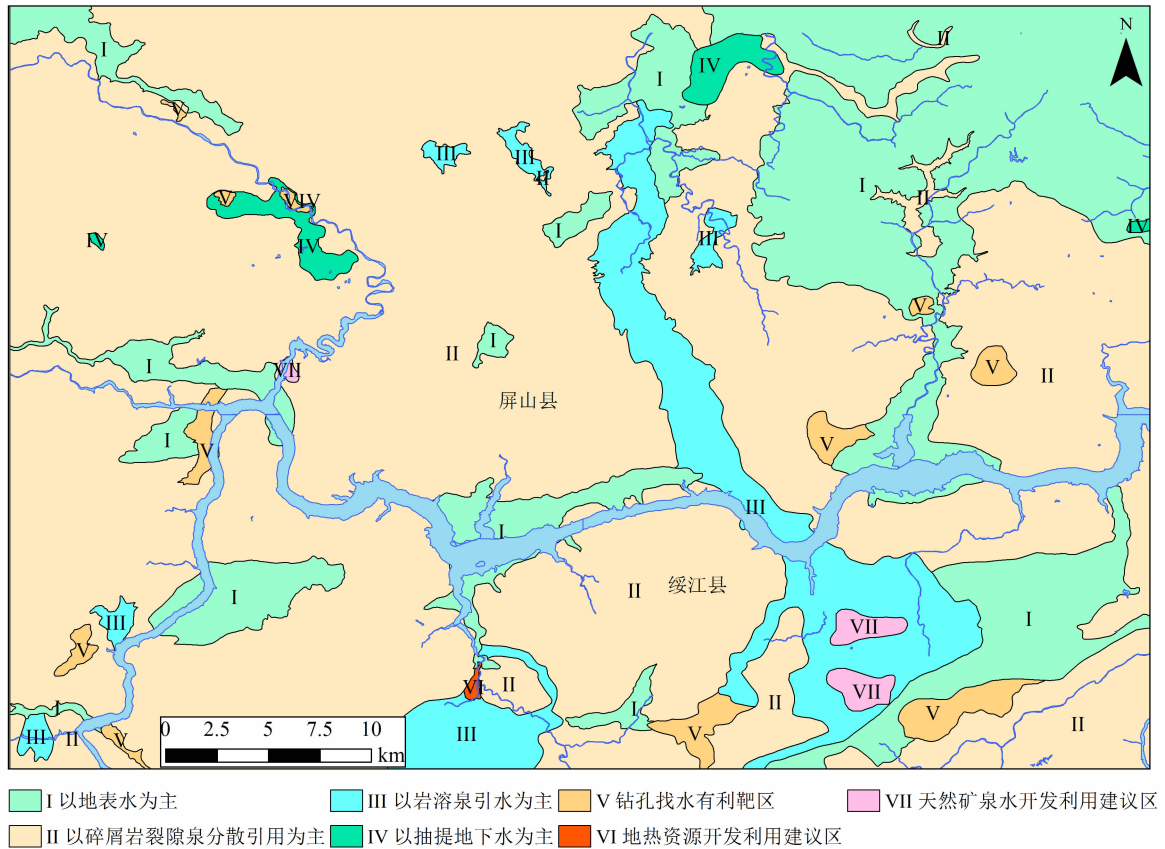


图 13 地下水资源开发利用分区图

Fig. 13 Zoning map of groundwater resources development and utilization

富水模式,根据泉水出露特征和资源量计算结果,砂岩及砂泥岩区地下水分布分散、流量小、数量多,为资源型缺水;碳酸盐岩区地下水分布集中、流量大、数量小,为工程型缺水。

(2)区内地下水化学特征基本受岩石风化作用控制影响。山地区域地下水水化学类型以 HCO_3^- 型为主,矿化度低,水—岩作用偏弱,径流路径短,循环交替快;少数分布于河谷两侧、金沙江两岸的泉点水化学类型多为 $\text{HCO}_3^- \cdot \text{SO}_4$ 型和 SO_4 型,矿化度高,水—岩作用充分,径流路径长。

(3)区内地下水有机污染物监测指标正常,单指标水质评价结果显示,区内大多为 I、II 类水,少有 III 类水,水质良好;综合评价结果显示,简分析、全分析、饮用水水质 IV 和 V 类水占比为 41.69%、44.74%、53.14%,影响指标主要为 NO_3^- ,受农业、生活污水影响,其次为 Al、Fe,为地下水环境背景值影响。

(4)碎屑岩类孔隙裂隙水具有分布范围广、泉点流量小的特点,适宜分散农户引泉使用,局部富水

块段适宜钻探取水;碳酸盐岩类裂隙溶洞水具有点状分布、泉点流量大,水质优良,适宜场镇集中供水。

参考文献 (References)

- [1] 梁晨霞,王艳慧,徐海涛,等. 贫困村空间分布及影响因素分析——以乌蒙山连片特困区为例[J]. 地理研究,2019,38(6): 1389 - 1402. [LIANG Chenxia, WANG Yanhui, XU Haitao, et al. Analyzing spatial distribution of poor villages and their poverty contributing factors: A case study from Wumeng Mountain Area [J]. Geographical Research, 2019, 38(6): 1389 - 1402] DOI: 10.11821/dlyj020180024
- [2] 张玉韩,侯华丽,沈悦,等. 乌蒙山片区矿产资源开发功能区及扶贫政策探索[J]. 资源科学,2018,40(9): 1716 - 1729. [ZHANG Yuhuan, HOU Huali, SHEN Yue, et al. Study on the functional division of mineral resources development and poverty alleviation policy in Wumeng Mountain Area [J]. Resources Science, 2018, 40(9): 1716 - 1729] DOI: 10.18402/resci.2018.09.03
- [3] 马成有. 地下水环境质量评价方法研究[D]. 长春:吉林大学,2009: 11 - 20. [MA Chengyou. Study on the groundwater environmental quality assessment methods [D]. Changchun: Jilin

- University, 2009: 11–20]
- [4] 谢洪波. 焦作市地下水质量综合评价及污染预警研究[D]. 西安: 长安大学, 2008: 68–91. [XIE Hongbo. Study on synthetic appraise of groundwater quality and pollution warning-forecast in Jiaozuo [D]. Xi'an: Chang'an University, 2008: 68–91]
- [5] 洪涛, 谢运球, 喻崎雯, 等. 乌蒙山重点地区地下水水化学特征及成因分析[J]. 地球与环境, 2016, **44**(1): 11–18. [HONG Tao, XIE Yunqiu, YU Qiwen, et al. Hydrochemical characteristics study and genetic analysis of groundwater in a key region of the Wumeng Mountain, southwestern China [J]. Earth and Environment, 2016, **44**(1): 11–18] DOI: 10.14050/j.cnki.1672–9250.2016.01.002
- [6] 钟金先, 崔英山, 毛郁, 等. 乌蒙山重点地区水文地质特征分析[J]. 地下水, 2016, **38**(5): 179–182. [ZHONG Jinxian, CUI Yingshan, MAO Yu, et al. Analysis on hydrogeology characteristics in Wu Mengshan key areas [J]. Ground Water, 2016, **38**(5): 179–182]
- [7] 李峰锐, 李海侠, 钱康, 等. 乌蒙山五寨地区地下水水质特征分析[J]. 中国水运, 2019(4): 124–125. [LI Fengrui, LI Haixia, QIAN Kang, et al. Analysis of groundwater quality characteristics in Wuzhai area of Wumeng Mountain [J]. China Water Transport, 2019(4): 124–125]
- [8] 任蕊, 杨成程, 匡野. 乌蒙山岩溶缺水地区表层岩溶泉有效开发模式研究[J]. 地下水, 2018, **40**(2): 24–26. [REN Rui, YANG Chengcheng, KUANG Ye. Study on the exploitation model of epikarst spring karst water Wumengshan area [J]. Ground Water, 2018, **40**(2): 24–26]
- [9] 蒲文斌, 钱康, 陈鹏, 等. 乌蒙山 1:5 万奎香幅地下水水质评价及相关性分析[J]. 地下水, 2020, **42**(2): 7–10, 33. [PU Wenbin, QIAN Kang, CHEN Peng, et al. Groundwater quality assessment and correlation analysis in 1:50000 kuixiang sheet of Wumeng Mountain [J]. Ground Water, 2020, **42**(2): 7–10, 33] DOI: 10.19807/j.cnki.DXS.2020–02–003
- [10] 黄思霜, 许模, 杨艳娜, 等. 川东高陡背斜区水文网控制的地下岩溶空间分异研究[J]. 山地学报, 2020, **38**(1): 83–92. [HUANG Sishuang, XU Mo, YANG Yanna, et al. Spatial differentiation of underground karst controlled by hydrological network in high-steep anticline in eastern Sichuan, China [J]. Mountain Research, 2020, **38**(1): 83–92] DOI: 10.16089/j.cnki.1008–2786.000493
- [11] 成胜, 许模, 杨艳娜, 等. 川东褶皱带明月峡背斜区地下岩溶发育规律[J]. 长江科学院院报, 2020, **37**(11): 114–120. [CHENG Sheng, XU Mo, YANG Yanna, et al. Study on the development rules of underground karst in the Mingyue gorge anticline area of the eastern Sichuan tectonic belt [J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 2020, **37**(11): 114–120] DOI: 10.11988/ckyyb.20190832
- [12] 栾凤娇, 周金龙, 贾瑞亮, 等. 新疆巴里坤—伊吾盆地地下水水化学特征及成因[J]. 环境化学, 2017, **36**(2): 380–389. [LUAN Fengjiao, ZHOU Jinlong, JIA Ruiliang, et al. Hydrochemical characteristics and formation mechanism of groundwater in plain areas of Barkol–Yiwu Basin, Xinjiang [J]. Environmental Chemistry, 2017, **36**(2): 380–389] DOI: 10.7524/j.issn.0254–6108.2017.02.2016062001
- [13] 李巧, 周金龙, 高业新, 等. 新疆玛纳斯河流域平原区地下水水文地球化学特征研究[J]. 现代地质, 2015, **29**(2): 238–244. [LI Qiao, ZHOU Jinlong, GAO Yexin, et al. Groundwater hydro-geochemistry in plain of Manasi river basin, Xinjiang [J]. Geoscience, 2015, **29**(2): 238–244]
- [14] 唐金平, 张强, 胡漾, 等. 巴中北部岩溶山区地下水化学特征及演化分析[J]. 环境科学, 2019, **40**(10): 4543–4552. [TANG Jinping, ZHANG Qiang, HU Yang, et al. Hydrochemical characteristics of karst groundwater in the mountains of northern Bazhong city, China [J]. Environmental Science, 2019, **40**(10): 4543–4552] DOI: 10.13227/j.hjxx.201904068
- [15] 吴春勇, 苏小四, 郭金淼, 等. 鄂尔多斯沙漠高原白垩系地下水水化学演化的多元统计分析[J]. 世界地质, 2011, **30**(2): 244–253. [WU Chunyong, SU Xiaosi, GUO Jinmiao, et al. Multivariate statistical analysis of hydrogeochemical evolution of groundwater in Cretaceous aquifer Ordos desert plateau [J]. Global Geology, 2011, **30**(2): 244–253] DOI: 10.3969/j.issn.1004–5589.2011.02.013
- [16] 赵江涛, 周金龙, 梁川, 等. 新疆焉耆盆地平原区地下水演化的主要水文地球化学过程分析[J]. 环境化学, 2017, **36**(6): 1397–1406. [ZHAO Jiangtao, ZHOU Jinlong, LIANG Chuan, et al. Hydrogeochemical process of evolution of groundwater in plain area of Yanqi, Xinjiang [J]. Environmental Chemistry, 2017, **36**(6): 1397–1406] DOI: 10.7524/j.issn.0254–6108.2017.06.2016091807
- [17] 焦艳军, 王广才, 崔霖峰, 等. 济源盆地地表水和地下水的水化学及氢、氧同位素特征[J]. 环境化学, 2014, **33**(6): 962–968. [JIAO Yanjun, WANG Guangcai, CUI Linfeng, et al. Characteristics of hydrochemistry and stable hydrogen, oxygen isotopes in surface water and groundwater in Jiyuan Basin [J]. Environmental Chemistry, 2014, **33**(6): 962–968] DOI: 10.7524/j.issn.0254–6108.2014.06.023
- [18] PETERMANN E, GIBSON J J, KNOLLER K, et al. Determination of groundwater discharge rates and water residence time of groundwater-fed lakes by stable isotopes of water (^{18}O , ^2H) and radon (^{222}Rn) mass balances [J]. Hydrological Processes, 2018, **32**(6): 805–816. DOI: 10.1002/hyp.11456
- [19] MEZGA K, URBANC J, CERAR S. The isotope altitude effect reflected in groundwater: A case study from Slovenia [J]. Isotopes in Environmental and Health Studies, 2014, **50**(1): 33–51. DOI: 10.1080/10256016.2013.826213
- [20] 杨楠, 苏春利, 曾邯斌, 等. 基于水化学和氢氧同位素的兴隆县地下水演化过程研究[J]. 水文地质工程地质, 2020, **47**(6): 154–162. [YANG Nan, SU Chunli, ZENG Hanbin, et al.

- Evolutional processes of groundwater in Xinglong county based on hydrochemistry and hydrogen and oxygen isotopes [J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2020, **47**(6): 154 – 162] DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.202005027
- [21] 张雅, 苏春利, 马燕华, 等. 水化学和环境同位素对济南东源饮用水源地地下水演化过程的指示[J]. *环境科学*, 2019, **40**(6): 2667 – 2674. [ZHANG Ya, SU Chunli, MA Yanhua, et al. Indicators of groundwater evolution processes based on hydrochemistry and environmental isotopes: A case study of the Dongyuan drinking water source area in Ji'nan city [J]. *Environmental Science*, 2019, **40**(6): 2667 – 2674] DOI: 10.13227/j.hjx.201810211
- [22] 胡恭任, 于瑞莲. 应用地积累指数法和富集因子法评价 324 国道塘头段两侧土壤的重金属污染[J]. *中国矿业*, 2008, **17**(4): 48 – 51. [HU Gongren, YU Ruilian. Application of index of geo-accumulation and enrichment factor in assessment of heavy metal contamination in soil of tangtou section on No. 324 main roads [J]. *China Mining Magazine*, 2008, **17**(4): 48 – 51]
- [23] BLASER P, ZIMMERMANN S, LUSTER J, et al. Critical examination of trace element enrichments and depletions in soils: As, Cr, Cu, Ni, Pb and Zn in Swiss forest soils [J]. *The Science of the Total Environment*, 2000, **249**: 257 – 280. DOI: 10.1016/S0048-9697(99)00522-7
- [24] TEIXEIRA E C, ORTIZ L S, ALVES M F C C, et al. Distribution of selected heavy metals in fluvial sediments of the coal mining region of Baixo Jacui, RS, Brazil [J]. *Environmental Geology*, 2001, **41**: 145 – 154. DOI: 10.1007/s002540100257
- [25] 崔龙鹏, 白建峰, 史永红, 等. 采矿活动对煤矿区土壤中重金属污染研究[J]. *土壤学报*, 2004, **41**(6): 896 – 904. [CUI Longpeng, BAI Jianfeng, SHI Yonghong, et al. Heavy metals in soil contaminated by coal mining activity [J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2004, **41**(6): 896 – 904]
- [26] 马宏瑞, 张茜, 季俊峰, 等. 长江南京段近岸沉积物中重金属富集特征与形态分析[J]. *生态环境学报*, 2009, **18**(6): 2061 – 2065. [MA Hongrui, ZHANG Qian, JI Junfeng, et al. Enrichment and speciation analysis of heavy metals in the sediments of Yangtze River (Nanjing section) [J]. *Ecology and Environmental Sciences*, 2009, **18**(6): 2061 – 2065] DOI: 10.16258/j.cnki.1674-5906.2009.06.038

Spatial Differentiation of Groundwater Storage, Quality and Their Genesis in Water – Deficient Areas of Southwest China: A Case Study of the Suijiang – Pingshan Section of the Jinshajinag River in the Wumengshan Mountain Contiguous Zone, China

WEI Liangshuai¹, GUO Leilei², HUANG Anbang¹, SHU Qinfeng¹

(1. *Institute of Prospecting Technology, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu 611734, China;*

2. *Department of Resources and Environmental Engineering, Sichuan Water Conservancy College, Chengdu 611231, China)*

Abstract: The Wumengshan Mountain Contiguous Zone, China suffers from deficiency of groundwater resources. The uneven spatial and temporal distribution of groundwater storage causes long faced problem of local water access. It is necessary to analyze the spatial characteristics of groundwater volume and hydrochemistry, to clarify genetic mechanism and evaluate groundwater quantity and quality in Wumengshan. In this study, the Suijiang – Pingshan segment of the Jinshang River situated in the Wumeng Mountain Area was selected as case study. The regional groundwater shortage type, hydrochemical evolution and spatial distribution characteristics were analyzed by integration of mathematical statistics, Piper and Gibbs diagrams. The source of excessive ions in groundwater was traced based on the indices' correlation of soil, rock and water samples and calculation of soil enrichment factors. The analytical results are summarized as follows: (1) Groundwater resource in the clastic-rock area was identified as resource-based water shortage areas with dispersive, low-flow and large-number features. Groundwater resource in the carbonate rock area was typical of engineering water shortage area with concentrated, high-flow and

low-number characteristics. (2) The water-rock interaction was relatively weak in the study area. HCO_3 -type groundwater with low TDS accounted for 81.57% of total groundwater resource, which was distributed in mountain area. HCO_3 -type groundwater was recharge by precipitation and discharged nearby. $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$ and SO_4 type groundwater accounted for 17.69% and 0.74%, respectively, exposed in both side of Jinshajiang River. (3) The concentrations of groundwater indicated the I and II types. NO_3^- was the main excessive ion and originated from agricultural and domestic sewage. Al and Fe were the secondary excessive ions, derived from high Al and Fe concentrations in the strata. (4) The exploitation of regional groundwater resource included direct drinking for surface water, disperse drinking for groundwater in clastic rock area, concentrating and extraction from wells and drilling holes. This study is expected to directly serve for safe drinking and rational utilization of groundwater resources in the Wumeng Mountain areas.

Key words: The Wumeng Mountain; groundwater distribution; hydrochemical characteristic; groundwater quality; development and utilization