

黄胜东,赵龙,黄责任,等.滇中红层膏盐溶蚀特征及其对水质的影响:以楚雄谢家河河谷为例[J].中国岩溶,2022,41(4):610-622.  
DOI: 10.11932/karst20220409

# 滇中红层膏盐溶蚀特征及其对水质的影响 ——以楚雄谢家河河谷为例

黄胜东<sup>1</sup>,赵龙<sup>1</sup>,黄责任<sup>1</sup>,陈积普<sup>2</sup>,王宇<sup>1</sup>

(1. 云南地质工程勘察设计研究院有限公司(一水), 云南昆明 650041;  
2. 昆明理工大学建筑工程学院, 云南昆明 650500)

**摘要:**滇中红层多含有石膏、岩盐等可溶盐矿物,在可溶盐富集地段,地下水往往表现为咸水或微咸水而不适宜饮用。文章以楚雄市谢家河河谷为例,基于钻探、物探、测井、水质分析等综合勘察资料,研究红层膏盐在地下水循环中的溶蚀特征并分析膏盐溶蚀对水质的影响。结果表明:膏盐溶蚀形式主要为散点状膏盐的溶蚀孔洞和裂隙状石膏的溶蚀裂隙,溶蚀强度主要受控于含水介质孔隙发育程度和地下水循环速度;浅层地下水循环速度快,虽可溶盐溶蚀强烈,但对地下水水质影响较弱,水质超标面较小;深层地下水循环速度慢,可溶盐溶蚀后富集于深层承压含水层中,导致地下水水质超标面大;断裂及其影响带导水造成深层承压水向浅层地下水越流,导致浅层地下水水质变差。

**关键词:**滇中红层;膏盐;溶蚀特征;地下水循环;断层;水质

**中图分类号:**P642.25    **文献标识码:**A

**文章编号:**1001—4810(2022)04—0610—13    **开放科学(资源服务)标识码(OSID):**



## 0 引言

红层是干燥、炎热环境下形成的以陆相沉积为主的碎屑岩系,主要由砂岩、粉砂岩、泥岩组成,局部夹有砾岩、泥灰岩、灰岩、石膏及岩盐等<sup>[1-2]</sup>。红层在中国西南、西北、华中及华南地区广泛分布且性质特殊,往往具有复杂的工程地质和水文地质问题。

工程地质方面,较多学者关注于红层的物理力学性质和斜坡稳定性问题。例如,周其健等<sup>[3]</sup>关注红层软岩地区建筑地基病害问题,研究地热系统作用下红层软岩力学性能。钟志彬等<sup>[4]</sup>指出川中红层泥岩地层在深挖路堑和隧道基底的上拱变形问题,开展川中红层泥岩时效膨胀变形特性试验研究。程

强等<sup>[5]</sup>指出红层具有特殊的工程性质,易发生滑坡地质灾害,给工程建设带来较大影响。李江等<sup>[6]</sup>指出川东红层在强降雨条件下极易产生群发性平缓岩层滑坡,并研究川东红层地区降雨入渗模式和岩质滑坡成因机制。

而水文地质方面的研究主要集中于红层水文地质特征<sup>[7-9]</sup>、地下水富集规律<sup>[10-12]</sup>和红层岩溶等问题<sup>[13-14]</sup>。例如,朱春林等<sup>[7]</sup>研究滇中红层浅层地下水的特征和农村供水示范工程的建立,王宇<sup>[10]</sup>研究红层地下水的富集主要受水文地质因素控制,归纳总结出多种地下水富集模式,贾龙等<sup>[13]</sup>对中国红层岩溶及塌陷问题进行讨论。

云南红层主要有滇中红层和滇西红层两大块

资助项目:“十四五”国家地下水环境质量考核项目:国家及省级污染防治专项资金(JSKTC-20210102)(合同编号:4532300HT202100029)

第一作者简介:黄胜东(1978—),男,高级工程师,主要从事水工环地质勘查研究。E-mail:470605182@qq.com。

通信作者:陈积普(1981—),男,博士,讲师,主要从事工程地质方面的教学与科研工作。E-mail:cip836@163.com。

收稿日期:2022—02—25

(图 1), 分布面积约 9.87 万 km<sup>2</sup>, 占全省面积的 1/4, 其中滇中红层主要分布于楚雄市、元谋县、大姚县及相邻的县市地区, 面积约 3.46 万 km<sup>2</sup>, 占整个云南红层的 35%<sup>[8]</sup>, 占全省面积的 8.8%。滇中红层多以陆相红色碎屑岩沉积为主, 生物化石丰富, 是云南省膏盐、含铜砂岩等沉积矿产赋存的重要层位之一<sup>[15]</sup>。由于红层中的易溶盐在一些区段富集, 导致这些地区地下水水质表现为咸水或微咸水而不适宜饮用, 当盐类矿物含量较高时, 甚至形成可供开采的盐矿、卤泉, 如石羊、黑井等地。



图 1 云南红层分布及谢家河河谷位置(据文献 [11])

Fig. 1 Distribution of red beds and location of Xiejiahe valley in Yunnan(modified after [11])

目前, 对红层中膏盐溶蚀特性及水质影响的研究尚浅, 对红层地下水赋存的非均匀性认识仍然不足<sup>[14]</sup>, 当供水钻井设计施工处置不当时, 往往造成地下水水质串联污染或劣质水井, 影响工程效益和供水安全。因此, 本文选择具有代表性的楚雄市鹿城镇谢家河河谷, 结合地下水污染问题进行综合勘查研究, 探索滇中红层中膏盐的溶蚀特征与规律, 以为当地解决水资源及环境问题提供依据。

## 1 研究区工程地质背景

研究区谢家河河谷位于云南省楚雄市鹿城镇谢家河村, 介于北纬 25° 15'~25° 3' 20", 东经 101° 34' 50"~101° 35' 57"之间。其河谷地处滇中红层分布区中部, 为龙川江右岸剥蚀堆积二级阶地, 地形较

平缓开阔, 两岸属剥蚀堆积缓丘浅谷地貌, 脊状山丘沿北西向延伸, 相对高差 40~60 m, 山体部位植被茂密。

通过地质调查与测绘、钻探、取样等相关分析测试, 查明研究区地层岩性、水文地质特征、地下水化学特征及水质条件。

本次共布置水文地质钻孔 19 个(图 2), 根据勘察钻孔资料, 研究区主要出露白垩系下统普昌河组( $K_1p$ )和高丰寺组( $K_1g$ )地层, 与上覆第四系松散沉积物不整合接触, 主要岩性如下:

第四系沉积物主要为龙川江阶地堆积( $Q_p^{al}$ ), 具有典型的二元结构, 下部为褐黄色砂砾石层, 砾石呈次圆状、次棱角状, 上部为褐红色黏土层。

普昌河组分为两段, 上段( $K_1p^2$ )仅在庄甸村—蔡家冲水库一带呈条带状出露, 为紫红色中—厚层状长石石英砂岩夹紫红色薄—中层泥质粉砂岩; 下段( $K_1p^1$ )呈条带状展布于上段北东侧, 研究区内大部分被第四系覆盖, 出露岩性主要为紫红色薄层状粉砂质泥岩夹紫红色、灰黄色薄层状钙质泥岩、钙质粉砂岩, 中下部夹多层灰色、灰黄色薄—中层状泥灰岩。

高丰寺组也分为二段, 上段( $K_1g^2$ )为灰白色中—厚层状钙质胶结长石石英砂岩与灰黄、灰绿色粉砂质泥岩不等厚互层, 底部为灰黄色薄—中层状粉砂质泥岩, 分布于河谷北东侧山腰一带; 下段( $K_1g^1$ )展布于上段的北东侧, 为灰、紫灰色中—厚层状、块状石英砂岩夹紫红色薄层状粉砂质泥岩。

此外, 研究区南西侧分布有白垩系下统马头山组第一段( $K_1m^1$ )石英砂岩夹粉砂质泥岩与普昌河第二段( $K_1p^2$ )不整合接触, 北东侧分布有侏罗系妥甸组第二段第二亚段( $J_3t^{2-2}$ )钙质泥岩、粉砂岩与高丰寺组第一段( $K_1g^1$ )不整合接触。

迤干断层( $F_8$ )贯穿整个研究区, 钻孔揭露该断层有两条次级断裂  $F_{8-1}$  和  $F_{8-2}$ (图 2), 断裂带均为泥质充填、泥质胶结, 具有明显的压扭性, 倾角 60°~80°, 断裂带附近裂隙多被泥质、钙泥质充填。地表调查及钻孔抽水试验结果表明: 两条次级断裂附近发育有多条次级伴生构造, 一般延伸较短, 规模较小, 呈 NE 向展布; 较为明显的有两条, 一条位于 K17 钻孔北部, 一条位于 K10 和 K2 钻孔之间。

## 2 研究区水文地质特征

结合地层岩性、地质构造、地表泉点分布情况、

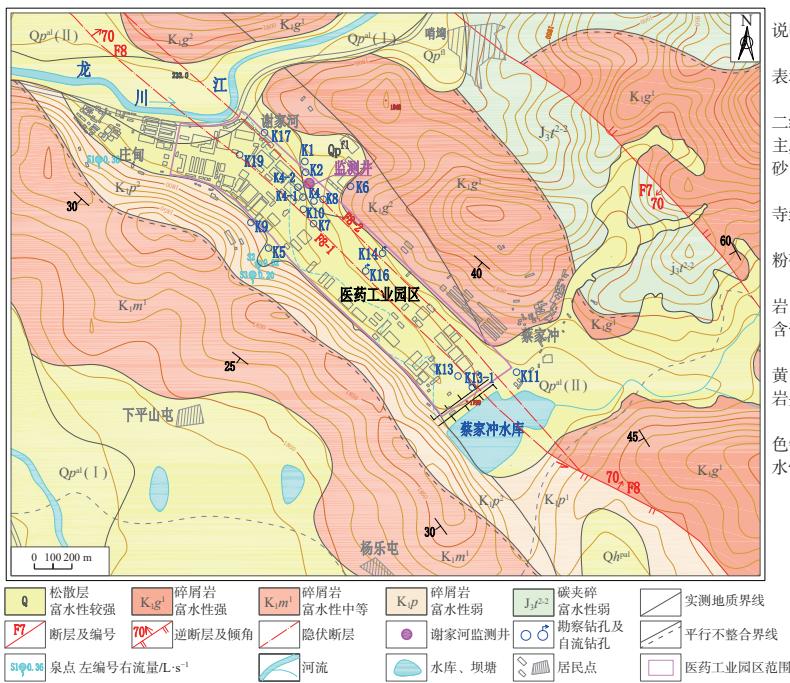


图2 研究区水文地质略图

Fig. 2 Hydrogeological sketch map of the study area

监测井和钻孔水文资料综合研判,研究区地下水介质类型有松散层孔隙水、基岩裂隙水和岩溶水。

## 2.1 松散层孔隙水

松散层孔隙水主要赋存于龙川江阶地的第四系冲积层( $Qp^{al}$ )中,主要含水层为下部的褐黄色砂砾石层,水位埋深一般2~3 m不等。

松散层孔隙水平面上以分布范围、底部以泥质弱透水基岩底板为边界条件,在沟谷、洼地形成的流域范围内主要接受大气降水、地表径流、钻孔及破碎带承压水入渗等补给;径流方向主要受地形控制,总体向区内最低侵蚀基准面—龙川江流动,在台坎、沟谷低洼带呈散点状、片状渗流溢出或下渗补给基岩风化裂隙水等方式排泄。

## 2.2 基岩裂隙水

裂隙水水文地质特征主要受裂隙成因、性质及发育程度控制,区域内基岩裂隙水可划分为风化裂隙水、层间裂隙水和构造裂隙水。

### 2.2.1 风化裂隙水

风化裂隙水主要赋存于砂岩、粉砂岩等含水层浅部,其补、径、排主要受地形控制,以沟谷、洼地形成的流域范围接受大气降水、河流入渗及孔隙水补

说明:

工作区主要地层有第四系、白垩系和侏罗系,以白垩系为主,地表均有出露,各层水文地质特征如下:

1. 第四系:以残坡积层  $Qh^{al}$ 、洪冲积层  $Qh$ 、一级阶地  $Qp^{al}(I)$ 、二级阶地  $Qp^{al}(II)$ 、三级阶地  $Qp^{al}(III)$ 、牛轭湖堆积  $Qp^{al}$ 等地层为主,岩性主要为黏土、粉砂质黏土及少量砂、砾石、砂质黏土、粉细砂、砂质黏土夹泥炭等;涌水量  $q > 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ,富水性强。

2. 白垩系:以马头山组  $K_1m^1$ 、 $K_1p^1$ 、普昌河组  $K_1p^2$ 、 $K_1p^1$ 、高丰寺组  $K_1g^2$ 、 $K_1g^1$ 等地层为主。

①马头山组岩性为浅灰、紫灰色岩屑石英砂岩夹紫红色泥岩及粉砂岩; $q=100\sim 500 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ,  $M=1.0 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ,富水性中等。

②普昌河组岩性为紫红色粉砂质泥岩、泥岩夹灰紫、灰黄色砂岩、粉砂岩、钙质泥岩、泥灰岩、夹暗紫红色含粉砂质泥岩粉砂岩,含膏盐假晶;涌流量  $Q=0.1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$ ,富水性弱。

③高丰寺组岩性为灰紫、灰黄色岩屑石英砂岩、石英砂岩与灰黄、灰紫色粉砂质泥岩、粉砂岩不等厚互层、浅灰色细砾岩,含铜砂岩夹泥灰岩;涌水量  $q=500\sim 2000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ,  $M=1\sim 5 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ,富水性强。

3. 侏罗系:妥甸组岩性为灰、深灰色泥灰岩夹灰绿、深灰、灰黄色钙质页岩。涌水量  $q < 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ,  $M < 0.5 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ,  $Q=0.1 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$  富水性弱。

给,以裂隙不发育带、弱透水接触带为边界,向沟谷腹地径流到谷地松散层散点状溢出排泄。

### 2.2.2 层间裂隙水

层间裂隙水以层状或不连续层状分布于区域内  $K_1m$ 、 $K_1p$ 、 $K_1g$  砂岩、粉砂岩、岩屑石英砂岩、砾岩等硬质、脆性碎屑岩中。

马头山组( $K_1m$ )为砂岩层状、带状裂隙水,该地层单井计算涌水量为  $100\sim 500 \text{ m}^3 \cdot \text{d}^{-1}$ ,整体地层富水性较强。

普昌河组( $K_1p$ )为泥岩夹砂岩夹层层间裂隙水,渗透系数为  $0.009\sim 0.046 \text{ m} \cdot \text{d}^{-1}$ ,单位涌水量为  $0.007\sim 0.028 \text{ L} \cdot (\text{s} \cdot \text{m})^{-1}$ ,整体富水性贫乏—弱。

高丰寺组上段( $K_1g^2$ )为泥岩、砂岩互层,砂岩为多层状层间裂隙水;下段( $K_1g^1$ )为砂岩夹泥岩层状、带状裂隙水,受断裂带控制,富水性差异大。

层间裂隙水同一含水层水力联系密切,受含水层、隔水层的顶界倾斜变化控制,隔水层和阻水断裂形成其径流边界并与地形边界形成组合边界。地下水沿裸露岩体部位接受大气降水、河流等入渗补给,向谷地低洼地带径流富集,以泉点和机井提水形式排泄。受沉积旋回韵律层中泥岩隔水作用,层间裂隙水多具承压性,表现为地下水监测井、K14、K16

钻孔等部位自流溢出, 流量为  $0.05\sim0.86 \text{ L}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

### 2.2.3 构造裂隙水

构造裂隙水主要赋存于迤干断层及其影响带内。钻孔、机井水位水质观测与抽水试验揭示断裂带不同部位的透水、阻水作用不尽相同, 主要特征如下:

(1) 谷地腹地南西支断层( $F_{8-1}$ )两侧为普昌河组( $K_{4p}$ )泥岩地层为主, 且泥岩厚度较大、连续性好, 破碎带均为泥质充填, 抽水试验表明两盘钻孔无水力联系或较弱, 因此该支断层总体阻水。

(2) 东支断层( $F_{8-2}$ )北西段( $K_8$ 至龙川江段)两盘钻孔 K17 和 K19 距离近但水质差异巨大, 判断该段阻水。

(3) 自 K8 钻孔往谷地上游方向, 断裂带错断高丰寺上段( $K_{4g^2}$ ), 上部泥岩层逐渐减少, 两盘水力联系作用由弱变强, K14、K11 钻孔揭露断层或断层破碎带附近地下水活动增强, 判定东支断层( $F_{8-2}$ )南东段导水。

(4) 谷底中部东支断层( $F_{8-2}$ )北东盘  $K_{4g^2}$  向南西  $K_{4p}$  推移, 形成多个 NE—SW 向次级破碎带, 主要分布于监测井附近区域, 造成北东盘赋存脉状裂隙水, 浅部与东侧山体部位水力联系密切。抽水试验结果表明, 破碎带区域存在含水层越流现象。

### 2.3 岩溶水

区域内岩溶水主要赋存于区域内钙质碎屑岩夹

泥灰岩和膏盐溶蚀孔洞、溶蚀裂隙中。

### 2.4 地下水系统

研究区地下水可分为浅部循环和深部循环地下水系统(图 3)。

浅部循环地下水由松散层孔隙水和风化裂隙水组成, 主要接受区域内大气降水、地表径流等补给, 向沟谷腹地和龙川江径流排泄, 地下水循环交替速度较快。

深部循环地下水由层间裂隙、溶蚀裂隙水和脉状构造裂隙水组成, 同一含水层水力联系密切, 因迤干断裂( $F_8$ )的扭动和拉张作用, 沿河谷方向切割形成多个水力联系较弱的带状块段, 加之泥岩隔水作用, 由北东侧山体部位向谷底径流形成承压水富集的弱循环系统。

### 3 研究区膏盐分布情况

区域水文地质资料显示, 普昌河组上段( $K_{4p^2}$ )泥岩夹砂岩、粉砂岩含水层含膏盐假晶, 普昌河组下段( $K_{4p^1}$ )泥岩夹钙质泥岩、泥灰岩含水层也含膏盐假晶。根据《云南省楚雄市城市供水水文地质勘察报告》(云南地质矿产局第二水文地质工程地质大队, 1986 年 12 月)资料, 监测井揭露高丰寺组上段( $K_{4g^2}$ )砂岩、泥岩、钙质泥岩含水层泥岩中发育裂隙状石膏。

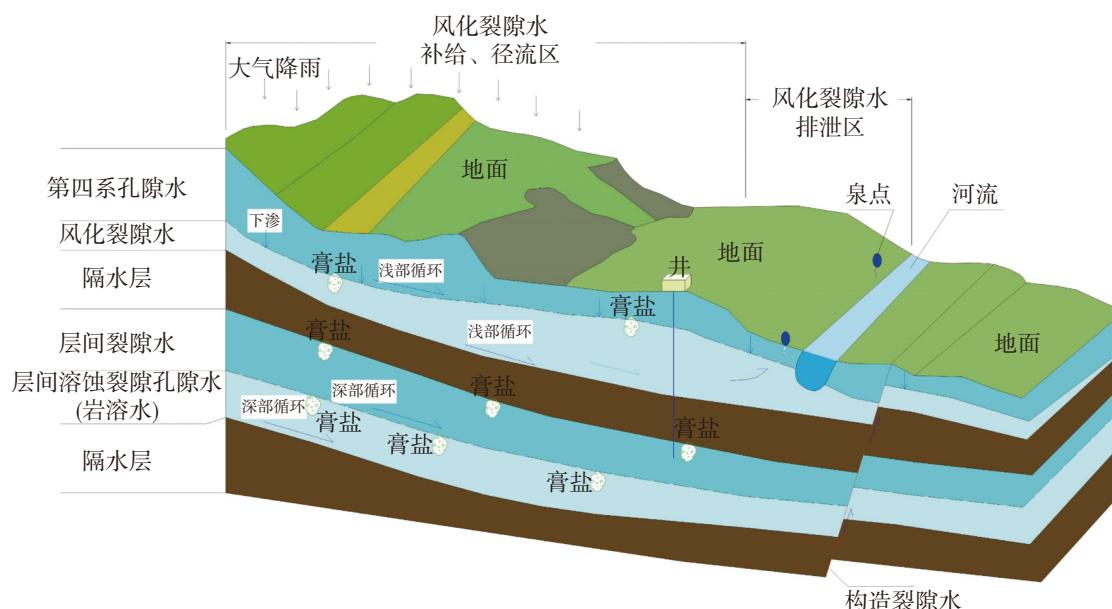


图 3 研究区地下水循环示意图

Fig. 3 Schematic diagram of groundwater circulation in the study area

### 3.1 膏盐类别及分布深度

结合钻孔资料,根据产出状态和分布形式,可将研究区膏盐分为散点状膏盐和裂隙状石膏两类。钻孔岩芯揭示溶蚀孔洞发育,K5、K7、K9钻孔揭露普昌河地层膏盐假晶残留。溶蚀孔洞在深度10~142 m段均有揭露,绝大部分集中分布在30~80 m及90~120 m之间,呈散点状零星分布于高丰寺组、普昌河组基岩裂隙和断裂破碎带岩层内。根据研究区地层岩性,溶蚀孔洞应为膏盐或方解石溶蚀形成,故将其归为散点状膏盐。部分钻孔岩芯显示高丰寺组上段( $K_1g^2$ )地层裂隙有晶体充填,实验室X衍射

结果显示晶体主要为石膏,其次是芒硝和钙芒硝。 $K_1$ 钻孔在113~119 m段多处揭露基岩裂隙中石膏充填, $K_2$ 钻孔在113 m左右和132 m处揭露裂隙充填石膏, $K_{19}$ 钻孔深96.10 m,全孔段岩芯挤压破碎,下段70 m深度起始钙质长石英砂岩裂隙大量充填石膏。如图4所示,裂隙状石膏呈晶体状产出,白色透明,具有玻璃光泽,石膏充填部位裂隙形态和发育方向不规则、隙面多不平整、隙宽5~20 mm、且不连续,有扭张作用下的裂缝状和地下水侵蚀作用形成的凹槽状。根据钻孔资料,膏盐揭露深度主要在70~140 m之间。



图4 钻孔K1、K2和K19岩芯中的裂隙状石膏

Fig. 4 Fractured gypsum in cores of boreholes K1, K2 and K19

### 3.2 平面分布

对研究区钻孔水样硫酸盐、硫化物可检测浓度的水样进行 $\delta^{34}\text{S}$ 检测,  $\delta^{34}\text{S}$ 值与 $\text{SO}_4^{2-}$ 浓度如表1所示。结果显示: $\delta^{34}\text{S}$ 值与 $\text{SO}_4^{2-}$ 浓度存在较为明显的正相关关系, $\text{SO}_4^{2-}$ 浓度较高的地层中 $\delta^{34}\text{S}$ 值为23.8‰~30.0‰,变异程度较低,未表现出分馏,参考相关文献[16]、[17]的研究,上述数据说明地下水中高浓度的 $\text{SO}_4^{2-}$ 应源于含水层围岩充填石膏的溶滤作用。

根据 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布特征,分析钻孔揭示高丰寺组上段( $K_1g^2$ )含水层裂隙充填石膏部位的分布区域如

图5所示。研究区内裂隙石膏体主要分布于谢家河河谷下游段监测井附近和蔡家冲水库下游段两个区域,结合前文工程地质背景可知,裂隙状石膏的分布区域与迤干断层破碎带存在较高一致性,表明裂隙石膏主要赋存于迤干断层及其伴生的构造裂隙中。

### 4 膏盐溶蚀特征

研究区滇中红层的类岩溶溶蚀主要分布在高丰寺组和普昌河组地层,表现形式为溶蚀孔洞和溶蚀裂隙。

表1 研究区水样  $\delta^{34}\text{S}$  值与  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度  
Table 1  $\delta^{34}\text{S}$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  concentrations of water samples in the study area

样品编号	采样位置	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V}-\text{CDT}}$ 值/‰	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	样品编号	采样位置	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V}-\text{CDT}}$ 值/‰	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$
1	K8孔 (118.0~150.6 m)	26.9	1 914.3	9	K13孔 (10~90 m)	25.0	2 218.2
2	监测井 (93 m段)	26.8	4 578.0	10	K17孔 (57~91 m)	13.5	2.1
3	K7孔 (61.5~98.3 m)	-1.5	4.8	11	K20钻孔 (0~94 m)	/	0
4	K16孔 (43.4~73.0 m)	-1.3	6.0	12	K2钻孔 (93~150 m)	26.6	3 356.5
5	K6孔 (77.6~121.3 m)	26.4	745.7	13	K9钻孔 (0~85 m)	/	12.3
6	K1孔 (69.0~121.1 m)	30.0	540.2	14	K6北东200 m 院内机井	/	0.5
7	K14孔 (48.0~67.0 m)	-8.7	17.7	15	K10钻孔	25.0	123.4
8	K11孔 (65.0~76.6 m)	23.8	925.2	16	K19钻孔 (12~91 m)	24.3	645.2

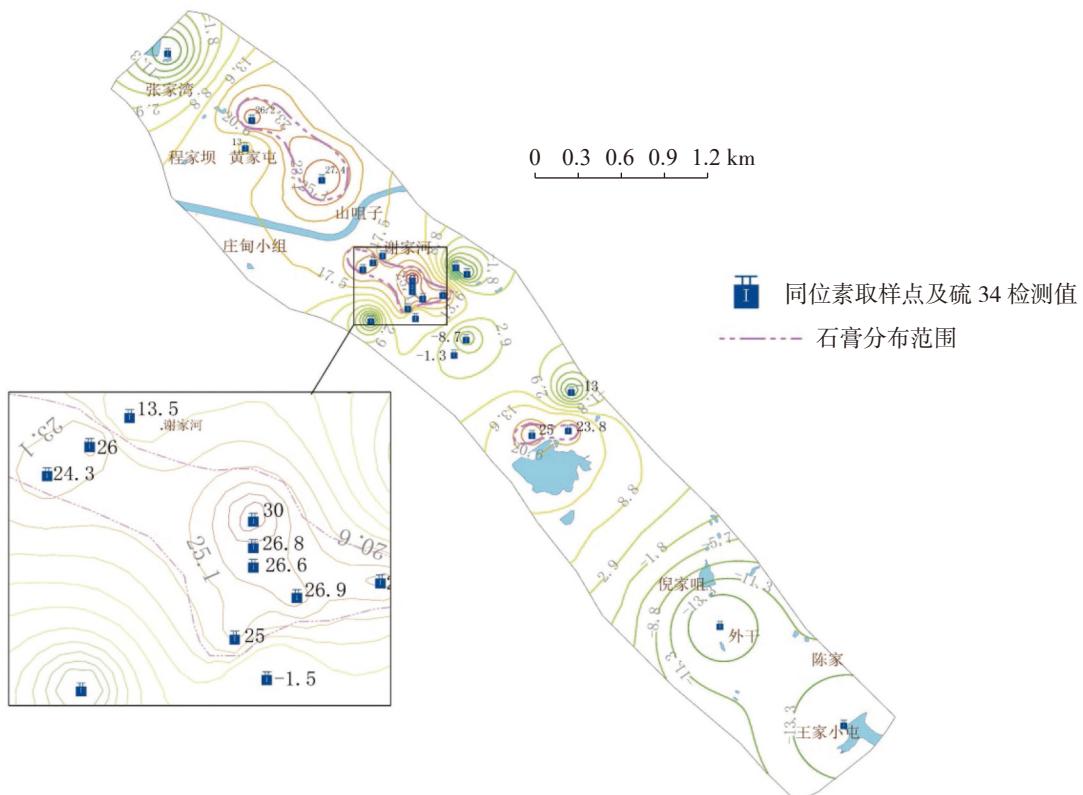


图5 研究区  $\text{K}_1\text{g}^2$  地层裂隙石膏分布示意图  
Fig. 5 Distribution diagram of fractured gypsum in  $\text{K}_1\text{g}^2$  formation of the study area

#### 4.1 溶蚀现象及特征

##### 4.1.1 溶蚀孔洞

钻孔岩芯显示高丰寺组上段( $\text{K}_1\text{g}^2$ )中钙质长石

石英砂岩段多揭露有溶蚀现象。以 K8 钻孔为例(图 6(a)), 溶蚀孔洞直径 1~5 mm、近圆形、均匀分布, 孔内多有黄褐色钙泥质半充填, 部分无充填, 线岩溶率为 5%~8%。



图 6 研究区红层中膏盐溶蚀特征

Fig. 6 Characteristics of gypsum salt dissolution in red beds of the study area

受迤干断裂构造影响,断裂带导水区段地下水活动强烈,溶蚀现象发育,普昌河组下段( $K_p^1$ )钙质泥岩发生溶蚀。K13 钻孔 50~122 m 段钙质泥岩中溶蚀孔洞直径达 1~2 cm,长 10~15 cm,并见有厚约 5 mm 的方解石半充填(图 6(b));K11 钻孔中断裂带附近钙质长石英砂岩中溶蚀情况较其余钻孔强烈,溶蚀呈蜂窝状,溶蚀孔洞直径 1~5 mm,无充填(图 6(c))。

根据钻孔揭露情况,溶蚀孔洞发育深度主要集中在 30~80 m 及 90~120 m 两个区间段(图 7),120 m 以下由于钻孔控制深度不足,未能统计。溶蚀孔洞主要为散点状膏盐溶蚀形成,表明散点状膏盐在研究区红层中不均匀分布并基本贯穿了整个含水层。

#### 4.1.2 溶蚀裂隙

溶蚀裂隙多为陡倾产出,判断是裂隙状石膏溶蚀的结果,主要见于 K8 和 K14 钻孔。K8 钻孔主要发育深度在 30~50 m,K14 钻孔发育深度在 85~94 m 段,裂隙宽 0.5~1.5 cm,无充填(图 6(d)),可见该区域埋深 100 m 以上的区段地下水活动强烈,溶蚀现象明显。

#### 4.2 溶蚀控制因素

膏盐作为可溶盐矿物,其溶解强度主要受自身溶解度和环境水的离子浓度、水温及水的循环交替条件的控制。研究区膏盐以石膏为主,其余为芒硝

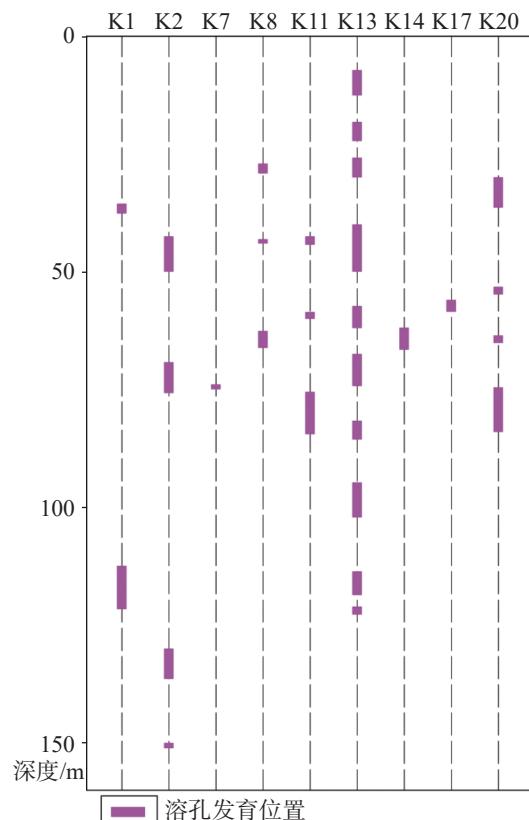


图 7 钻孔揭露溶蚀孔洞发育深度

Fig. 7 Development depth of the dissolution holes revealed by drilling

和钙芒硝,因此地下水  $\text{SO}_4^{2-}$  含量能够反映膏盐的溶解程度。

K19 观测井地下水化学分析表明, 河谷中部腹地断层( $F_{8-1}$ )部位下伏的钙质长石砂岩、钙质泥岩裂隙密集充填石膏, 构造挤压作用岩层含水贫乏且不透水, 裂隙水  $\text{SO}_4^{2-}$  含量为  $645.2 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ; 其北东侧废弃井部位砂岩层占比增大、径流循环增强,  $\text{SO}_4^{2-}$  含量增至  $2425.8 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。这种分布态势说明膏盐溶蚀强度与含水介质空隙发育程度成正比。空隙发育增强岩

石的透水性, 水流的矿化度低, 水流量大, 水流循环交替快, 则岩体的溶蚀性越强<sup>[18]</sup>。

研究区红层膏盐溶蚀以孔洞和裂隙为主, 主要分布于埋深  $100 \text{ m}$  以上的区段, 钻孔抽水试验结果也证实该区段抽水影响半径在  $50\sim200 \text{ m}$  之间, 岩层透水性较好。对观测井石膏充填部位充填率、含水情况和含水层硫酸盐含量进行分析, 如表 2 所示。

表 2 石膏充填部位含水层特征与硫酸盐含量动态

Table 2 Aquifer characteristics and sulfate content dynamics of gypsum filling sit

充填位置	充填率	充填段含水情况	孔段硫酸盐含量动态			备注
			孔段/m	时间/月.日	硫酸盐/ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	
K1(110~121 m)	4.5%	岩芯段裂隙破碎岩胶结、石膏充填,地下水径流弱	69~95	8.12	540.2	
			109~121	8.22	648.0	
			50~121	9.20	596.8	孔组抽水后
K2(130~142 m)	3.3%	岩芯段破碎,裂隙发育,部分无充填裂隙含水,地下水径流活动稍强	65~93	8.12	2480.1	
			93~151	8.30	3356.5	
			93~151	11.10	2225.0	孔组抽水后
K19(69~96 m)	8.6%	岩芯段裂隙泥质胶结、方解石 石膏充填,含水贫乏	59~90	10.11	645.2	
			14~90	11.28	738.0	

由表 2 可知, 充填石膏部位在破碎带充水下, 石膏溶滤致地下水硫酸盐含量增大的效应较明显, 钻孔揭穿含水层后钻孔涌水中硫酸盐升高具有滞后性, 延后时间与含水层透水性和地下水径流活动强度成反比。

结合相关文献 [19]、[20]、[21] 并从水文地质角度分析, 研究区膏盐溶蚀受温度、压力影响较小, 主要影响石膏溶蚀速率的是地下水径流强度和含水介质的孔隙发育程度。

## 5 膏盐溶蚀对水质的影响

为分析膏盐溶蚀对水质的影响, 对研究区勘察钻孔进行水质分析, 每个钻孔在不同深度位置取样, 测定溶解总固体(TDS)和  $\text{SO}_4^{2-}$  含量, 结果如表 3。

### 5.1 勘察钻孔水质特点

(1) 除 K4、K9 和 K16 3 个钻孔外, 其余钻孔地下水 TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量均随深度增大而增加, 并且部分钻孔表现出突变式增长。

K1、K5、K10、K14 和 K19 5 个钻孔增长幅度相

对较小, 仅增加 1 倍左右; 其余钻孔深层地下水指标是浅层地下水的 8~151 倍。K13 钻孔深层地下水  $\text{SO}_4^{2-}$  含量为  $2267.0 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ , 浅层为  $14.9 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ , 两者相差约 150 倍。

地下水 TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量随深度的变化趋势说明研究区内浅层地下水水质普遍优于深层地下水。结合钻孔涌水(承压水)情况可判断, 浓度突增的地下水为深层承压水。

(2) TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量明显受含水层膏盐含量、水循环条件和迤干断层导水性控制。

K1、K2、K6、K8 和 K19 钻孔揭露迤干断层或其影响带, 岩体较为破碎, 同时钻孔岩芯也揭露裂隙状石膏; K7、K11 和 K13 断层揭露断层破碎带, 但未发现裂隙状石膏。将揭露石膏、仅揭露断层和其余未揭露石膏钻孔水质进行对比(图 8)。

K1、K2、K6、K8、K19 等位于监测井附近的钻孔浅层地下水水质普遍较差, 溶解性总固体在  $205.5\sim1018.0 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量在  $14.2\sim460.9 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间。由于该区域位于迤干断层北东向影响带内, 岩体较为破碎, 断层导水造成深层地下水(承压水)与浅层地下水水力联系密切, 含水层中裂隙状石膏溶蚀并随地下水越流至浅层造成水质变差。而

表3 研究区钻孔水样 TDS 和  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度统计Table 3 Statistics on TDS and  $\text{SO}_4^{2-}$  concentrations of borehole water samples in the study area

钻孔	取样深度/m	TDS/ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	地层描述	钻孔	取样深度/m	TDS/ $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	$\text{SO}_4^{2-}/\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	地层描述
K1	0~69	1 018.0	460.9	揭露断层破碎带和裂隙状石膏, 高丰寺组上段	K9	0~18	228.0	17.5	监测井南西侧山脚, 普
	69~95	1 181.0	540.2		K10	18~84	221.0	12.7	昌河下段, 膏盐假晶
	95~121	1 205.0	596.8		K11	0~10	518.0	125.6	$F_{8.1}$ 附近, 上部第四系,
K2	0~67	484.5	96.8	揭露断层破碎带和裂隙状石膏, 高丰寺组上段	K12	15~120	492.0	126.7	下部高丰寺风化层
	67~93	4 100.5	2 480.1		K13	0~65	187.5	59.6	蔡家冲水库北西角, 高
K4	93~150	5 626.5	3 356.5		K14	65~87	1 544.0	951.0	丰寺上段, 揭露断层
	5~11	444.0	184.4	上部为第四系, 下部高丰寺上段	K15	0~15	196.0	14.9	蔡家冲水库北西角, 普
	0~51	316.5	29.9		K16	15~90	3 275.5	2 218.2	昌河下段, 揭露断层
K5	51~80	311.0	44.1	上部第四系, 下部为普昌河下段, 膏盐假晶	K17	90~129	3 431.0	2 267.0	
	0~50	205.5	14.2		K18	0~22	142.0	6.4	研究区中段断层 $F_{8.2}$ 附
K6	50~78	268.0	80.3	研究区中段北东侧山坡, 高丰寺上段, 底部揭露石膏和破碎带	K19	29~67	165.0	6.2	近, 高丰寺上段
	78~121	1 285.0	811.7		K20	67~120	182.5	17.5	
K7	0~61	213.0	0.3	上部第四系, 下部为普昌河下段, 膏盐假晶	K21	0~73	179.0	6.1	上部为普昌河下段, 下
	61~104	201.0	6.6		K22	73~97	178.5	5.5	部为高丰寺上段
K8	0~30	220.5	17.4	高丰寺上段, 断裂带岩石破碎, 揭露石膏	K23	0~57	89.0	2.1	河谷下游, 上部第四系,
	30~91	294.5	51.6		K24	57~91	142.0	6.4	下部高丰寺组上段
	91~118	3 016.0	1 685.8		K25	0~12	903.0	336.7	河谷下游 $F_{8.1}$ 附近, 裂隙
K9	118~140	3 057.0	1 914.3		K26	12~90	1 435.0	738.0	状石膏揭露

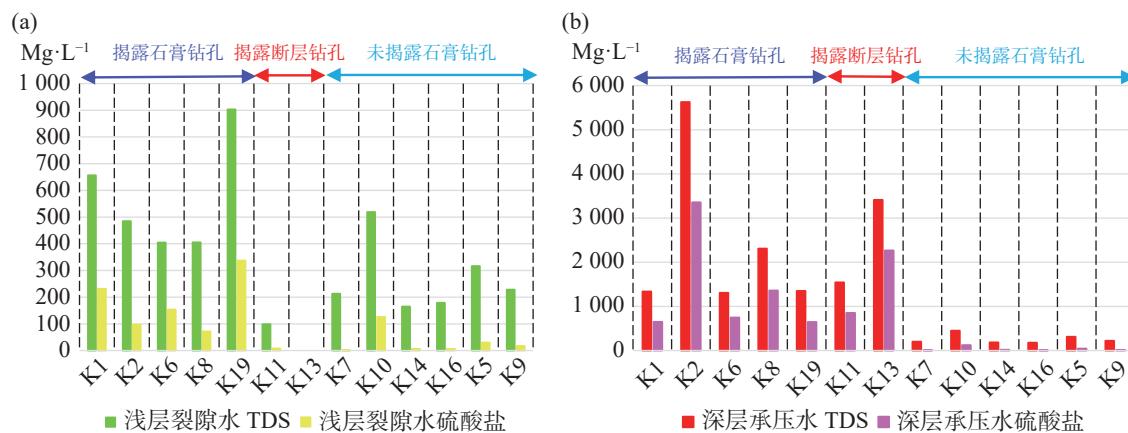


图8 研究区钻孔水质情况对比  
Fig. 8 Comparison of water quality of boreholes in the study area

同样位于支断层附近的 K11 和 K13, 由于浅部和深部缺乏足够的水力联系, 浅层地下水硫酸盐含量较低, 而深层地下水水质很差。

深层地下水(承压水)水质差异较大, 监测井附近钻孔水质最差, 溶解性总固体在  $1 335.0\sim 5 626.5 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量在  $648.0\sim 3 356.5 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量占比  $47.8\%\sim 57.1\%$ , 硫酸盐含量占比

接近总离子含量的一半; 而未揭露有石膏的钻孔水质相对较好, 如 K5、K7、K9、K10、K14、K16 钻孔, 溶解性总固体在  $165.0\sim 401.5 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量在  $6.0\sim 153.6 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量占比  $3.4\%\sim 38.3\%$ ; 揭露断裂带的钻孔水质优于深部揭露石膏的钻孔而劣于未揭露石膏的钻孔。如揭露断裂带的 K11 和 K13 钻孔, 溶解性总固体在  $1 544.0\sim 3 413.0 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$

之间, 硫酸盐含量在  $851.0\sim2267.0 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$  之间, 硫酸盐含量占比 55.1%~66.4%, 其水质优于 K2 钻孔而劣于其余未揭露石膏钻孔。

普昌河组含水层水质条件总体上优于高丰寺组含水层, 虽然 K5、K7 和 K9 钻孔揭露膏盐假晶, 但  $\text{SO}_4^{2-}$  含量总体较低, 其原因应与膏盐含量低、含水层富水性弱有关。

## 5.2 膏盐溶蚀对水质影响分析

根据钻孔地下水 TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量特征, 并结合工程地质水文地质资料综合分析, 研究区红层膏盐溶蚀对地下水的影响可总结为:

(1) 膏盐溶蚀对地下水水质影响显著。浅层地下水水质最差区域位于监测井附近, 较高的 TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量主要缘于溶蚀裂隙石膏的深部地下水(承压水)沿断层导水区段向浅部地下水越流, 且深层地下水 TDS、 $\text{SO}_4^{2-}$  含量与含水层膏盐含量密切相关, TDS 也主要由硫酸盐提供。因此, 研究区红层膏盐溶蚀是地下水劣化的主要原因;

(2) 膏盐溶蚀对浅层地下水水质的影响要明显低于深层地下水, 且这一结果是浅层和深层地下水不同的循环条件造成的。

钻孔岩芯揭示浅层含水层溶蚀孔洞发育, 并且孔洞中未见膏盐晶体残留, 表明膏盐溶蚀活动是剧烈的, 但浅部地下水水质普遍较好, 这与浅部地下水较快的循环交替速度有关。

首先, 浅部地下水水位普遍高于区域内最低侵蚀基准面—龙川江, 较好的地下水动力和排泄条件促进地下水快速更替, 有利于膏盐的持续溶解, 溶滤后随地下水排泄殆尽。

其次, 浅部地下水属于开放的地下水循环系统, 地下水化学演变有利膏盐的溶蚀。降雨入渗溶解较多的  $\text{CO}_2$ , 径流促进岩层钙质成分溶滤, 河谷上游及北东侧山地等地下水补给区水化学类型以  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型为主; 地下水径流至石膏段时, 溶度积更大的石膏大量溶解, 同离子效应使  $\text{CaCO}_3$  过饱和而沉淀析出, 规模较小的裂隙被方解石充填封闭(图 6b), 形成  $\text{SO}_4^{2-}\cdot\text{HCO}_3\text{-Ca}$  型地下水。

在上述两个因素的共同作用下, 浅部含水层膏盐溶蚀发育形成孔洞, 随着地下水径流, 溶滤产生的离子随地下水运移、排泄, 膏盐未能保存, 在无膏盐持续溶蚀的情况下, 地下水  $\text{SO}_4^{2-}$  含量较低, 水质普遍

较好。

受控于普昌河组泥岩夹砂岩和高丰寺组砂岩夹泥岩地层条件, 在隔水泥岩和断层阻水段的共同围限下, 深层地下水往往具有承压性, 水位高于龙川江(K14、K16 钻孔自流溢出), 且属于相对封闭的地下水循环系统。富含膏盐的含水层, 一定程度的溶蚀后溶液浓度趋于平衡, 较多裂隙状石膏不再溶解而得以保存, 溶滤产生的离子大量富集,  $\text{SO}_4^{2-}$  浓度升高, 水质普遍较差。

普昌河组含水层发育膏盐假晶, 浅部含水层水循环条件好, 膏盐溶蚀形成孔洞; 但由于含水层富水性弱, 且深部地下水循环条件差, 膏盐假晶得以留存, 这进一步证实膏盐溶蚀主要受控于地下水径流强度和介质孔隙发育程度。

(3) 膏盐溶蚀对迤干断层及其影响带导水区段的浅层地下水水质影响较大。F<sub>8.2</sub> 上盘高丰寺组岩层向下盘普昌河组挤压, 造成监测井附近发育 NE 向伴生构造, 从而该区段断层导水, 深层承压裂隙水与浅层地下水发生相对密切的水力联系, 高水头促使深层地下水向浅层地下水越流, 溶蚀裂隙石膏的深层地下水上涨至浅层含水层造成该区域浅层地下水污染, 水质变差。

## 6 结 论

(1) 研究区谢家河河谷地下水主要为松散层孔隙水、风化裂隙水、层间裂隙水和岩溶水。地下水系统可分为浅部循环系统和深部循环系统, 浅部循环系统包括松散层孔隙水和风化裂隙水, 深部循环系统主要由层间裂隙水构成, 受沉积旋回韵律层中泥岩隔水屏障作用, 层间裂隙水多具承压性;

(2) 研究区红层膏盐分为散点状膏盐和裂隙状石膏两类。散点状膏盐溶蚀形成孔洞在深度 10~142 m 段均有揭露, 绝大部分集中分布在 30~80 m 及 90~120 m 之间; 裂隙状石膏揭露深度在 70~140 m 之间;

(3) 膏盐溶蚀形态以溶蚀孔洞和溶蚀裂隙为主, 溶蚀孔洞主要由散点状膏盐溶蚀形成, 溶蚀裂隙主要发育于地下 100 m 以上区段; 膏盐溶蚀主要受控于地下水径流强度和含水介质孔隙发育程度;

(4) 膏盐溶蚀对研究区地下水水质影响显著。浅层地下水循环快, 膏盐基本溶蚀殆尽, 对地下水水质影响较弱, 水质普遍较好。深层地下水(承压水)

循环缓慢,溶蚀后富集于承压含水层内, $\text{SO}_4^{2-}$ 浓度较高,水质超标面大。断裂带及其影响带导水区段深层承压水向上部浅层地下水运移,导致该区域浅层地下水污染,水质变差。

## 参考文献

- [1] 彭华,吴志才.关于红层特点及分布规律的初步探讨[J].*中山大学学报(自然科学版)*,2003,42(5):109-113.  
PENG Hua, WU Zhicai. A preliminary study on the characteristics and the distribution of red beds[J]. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni*, 2003, 42(5): 109-113.
- [2] 张福存,李旭峰,安永会,鄢毅,朱春林,刘安云.中国西南地区红层特征及其供水水文地质意义[C]//中国可持续发展论坛—中国可持续发展研究会学术年会经济高速增长与中国的资源环境问题,2006: 283-287.  
ZHANG Fucun, LI Xufeng, AN Yonghui, YAN Yi, ZHUN Chunlin, LIU Anyun. Characteristics of red bed and hydrogeological significance of water supply in southwest China[C]// China forum for sustainable development-annual meeting of China society for sustainable development-rapid economic growth and China's resources and environment problems. 2006: 283-287.
- [3] 周其健,马德翠,邓荣贵,康景文,祝全兵.地热系统作用下红层软岩力学性能试验研究[J].*岩土力学*,2020,41(10):3333-3342.  
ZHOU Qijian, MA Decui, DENG Ronggui, KANG Jingwen, ZHU Quanbing. Experimental study on mechanical properties of red-layer soft rock of geothermal systems[J]. *Rock and Soil Mechanics*, 2020, 41(10): 3333-3342.
- [4] 钟志彬,李安洪,邓荣贵,吴沛沛,徐骏.川中红层泥岩时效膨胀变形特性试验研究[J].*岩石力学与工程学报*,2019,38(1):76-86.  
ZHONG Zhibin, LI Anhong, DENG Ronggui, WU Peipei, XU Jun. Experimental study on the time-dependent swelling characteristics of red-bed mudstone in central Sichuan[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2019, 38(1): 76-86.
- [5] 程强,寇小兵,黄绍模,周永江.中国红层的分布及地质环境特征[J].*工程地质学报*,2004,12(1):34-40.  
CHENG Qiang, KOU Xiaobing, HUANG Shaobin, ZHOU Yongjiang. The distributes and geologic environment characteristics of red beds in China[J]. *Journal of Engineering Geology*, 2004, 12(1): 34-40.
- [6] 李江,许强,王森,刘汉香.川东红层地区降雨入渗模式与岩质滑坡成因机制研究[J].*岩石力学与工程学报*,2016,35(supp.2):4053-4062.  
LI Jiang, XU Qiang, WANG Sen, LIU Hanxiang. Research on rainfall infiltration models of slopes and fromation mechanism of rock landslides in red stratum in the east of Sichuan Province[J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2016, 35(supp.2): 4053-4062.
- [7] 朱春林,李智毅,饶春富,邢志会.滇中红层浅层地下水的特征和农村供水示范工程的建立[J].*地质通报*,2010,29(4):610-615.  
ZHU Chunlin, LI Zhiyi, RAO Chunfu, XING Zhiwei. The characteristics of shallow groundwater and the establishment of rural water supply demonstration project in central Yunnan red beds area, southwestern China[J]. *Geological Bulletin of China*, 2010, 29(4): 610-615.
- [8] 吴香根,朱春林,吴尚谦,叶十五.滇中红层水文地质特征与找水方向[J].*路基工程*,2011(5):46-49.  
WU Xianggen, ZHU Chunlin, WU Shangqian, YE Shiwu. Redbed hydrogeological characteristics and water exploration direction in middle Yunnan Province[J]. *Subgrade Engineering*, 2011(5): 46-49.
- [9] 张彧齐,周训,刘海生,谭梦如,海阔,余鸣潇,霍冬雪.云南兰坪—思茅盆地红层中温泉和盐泉的水文地质特征[J].*水文地质工程地质*,2018,45(3):40-48.  
ZHANG Yuqi, ZHOU Xun, LIU Haisheng, TAN Mengru, HAI Kuo, YU Mingxiao, HUO Dongxue. Hydrogeological characteristics of the hot springs and salty springs occurring in the redbeds in the Lanping-Simao basin of Yunnan[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2018, 45(3): 40-48.
- [10] 王宇.红层地下水富集规律[J].*地质灾害与环境保护*,2010,21(2):53-57.  
WANG Yu. Groundwater Enrichment in Red Beds[J]. *Journal of Geological Hazards and Environment Preservation*, 2010, 21(2): 53-57.
- [11] 朱春林.滇中红层地下水富集规律及开发利用研究[D].北京:中国地质大学(北京),2010.  
ZHU Chunlin. Research on enrichment regularity and development of groundwater in the red reds of central Yunnan[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2010.
- [12] 董建兴,孙东,魏良帅,张志鹏,黄瑞,杨海军.四川盆地南缘红层咸水发育规律[J].*地质通报*,2021,40(8):1394-1401.  
DONG Jianxing, SUN Dong, WEI Liangshuai, ZHANG Zhipeng, HUANG Rui, YANG Haijun. Discussion on the development regularity of salt water in red beds in the southern margin of Sichuan basin[J]. *Geological Bulletin of China*, 2021, 40(8): 1394-1401.
- [13] 贾龙,吴远斌,潘宗源,殷仁朝,蒙彦,管振德.我国红层岩溶与红层岩溶塌陷刍议[J].*中国岩溶*,2016,35(1):67-73.  
JIA Long, WU Yuanbin, PAN Zongyuan, YIN Renchao, MENG Yan, GUAN Zhende. A review of the research on karst and sinkhole of red beds in China[J]. *Carsologica Sinica*, 2016, 35(1): 67-73.
- [14] 韩浩东,王春山,王东辉,李鹏岳,李华,杨涛.成都市白垩系灌口组富膏盐红层溶蚀特征与机理[J].*中国岩溶*,2021,40(5):768-782.  
HAN Haodong, WANG Chunshan, WANG Donghui, LI Pengyue, LI Hua, YANG Tao. Dissolution characteristics and mechanism of gypsum-salt-rich-red beds in cretaceous Guankou

- formation in Chengdu[J]. Carsologica Sinica, 2021, 40(5): 768-782.
- [15] 云南省地质矿产局. 云南省区域地质志[R]. 北京: 地质出版社, 1990.
- Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources. Regional Geology of Yunnan Province[R]. Beijing: Geological Press, 1990.
- [16] 黄奇波, 覃小群, 刘朋雨, 唐萍萍. 汾阳地区不同类型地下水  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$  的特征及影响因素[J]. 第四纪研究, 2014, 34(2): 364-371.
- HUANG Qibo, QIN Xiaoqun, LIU Pengyu, TANG Pingping. The characteristics and influencing factors of  $\text{SO}_4^{2-}$  and sulfate isotope ( $\delta^{34}\text{S}$ ) in different types of groundwater in Fenyang, Shanxi Province[J]. Quaternary Sciences, 2014, 34(2): 364-371.
- [17] 赵春红, 梁永平, 卢海平, 唐春雷, 申豪勇, 王志恒. 娘子关泉域岩溶水  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\delta^{34}\text{S}$  特征及其环境意义[J]. 中国岩溶, 2019, 38(6): 867-875.
- ZHAO Chunhong, LIANG Yongping, LU Haiping, TANG Chunlei, SHEN Haoyong, WANG Zhiheng. Chemical characteristics and environmental significance of  $\text{SO}_4^{2-}$  and sulfur isotope in the karst watershed of the Niangziguang spring, Shanxi
- Province[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(6): 867-875.
- [18] 徐瑞春, 周建军. 红层与大坝[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 2010.
- XU Ruichun, ZHOU Jianjun. Redstratum and Dam[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press, 2010.
- [19] 郑海飞, 段体玉, 刘源. 高压下水中石膏的溶解度突变现象及其意义[C]//中国矿物岩石地球化学学会第十届学术年会. 2005: 214.
- ZHENG Haifei, DUAN Tiyu, LIU Yuan. Sudden change of solubility of gypsum in water under high pressure and its significance[C]//The 10<sup>th</sup> Annual Conference of The Chinese Society of Mineralogy, Petrology and Geochemistry. 2005: 214.
- [20] 邓磊, 蔡攀, 罗玉敏. 石膏的溶解度研究[J]. 水泥, 2020 (supp.1): 104-107.
- DENG Lei, CAI Pan, LUO Yumin. Study on solubility of gypsum[J]. Cement, 2020(supp.1): 104-107.
- [21] 张玲玲. 石膏原岩静水溶蚀时间—温度效应试验初步研究[J]. 中国岩溶, 2019, 38(4): 265-268.
- ZHANG Lingling. Preliminary experimental study on time-temperature effects of gypsum rock corrosion in static water[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(4): 265-268.

## Dissolution characteristics of gypsum salt in the red beds of central Yunnan Province and their effects on groundwater quality: A case study of Xiejiahe valley in Chuxiong City

HUANG Shengdong<sup>1</sup>, ZHAO Long<sup>1</sup>, HUANG Guiren<sup>1</sup>, CHEN Jipu<sup>2</sup>, WANG Yu<sup>1</sup>

( 1. Yunnan Research Institute for Geological Engineering Survey and Design Co., Ltd, Kunming, Yunnan 650041, China; 2. School of Architectural Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, Yunnan 650500, China )

**Abstract** Red beds in central Yunnan Province are mainly deposited of continental red clastic rocks. Soluble salts in the red beds are enriched in some sections, generating undrinkable salt water or brackish water. Besides, during water resources exploitation, the improper design and construction of water supply drilling will often lead to serial pollution of groundwater or the formation of inferior wells, affecting the project benefit and safety of water supply.

To explore dissolution characteristics of gypsum salt in the red beds of central Yunnan and their effect on groundwater quality, a representative area of Xiejiahe Valley in Lucheng Town of Chuxiong City was selected in this study. Comprehensive survey methods such as geological survey, mapping and drilling were used to analyze lithology, geological structures, aquifers, groundwater types, classification and distribution and dissolution characteristics of gypsum salt in the study area. Based on indicators of sulfur isotope ( $\delta^{34}\text{S}$ ),  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration and TDS of groundwater, the groundwater quality was studied and the effect of gypsum salt dissolution on groundwater was analyzed.

The Quaternary loose sedimentary layer ( $Q_p^{\text{al}}$ ), early Cretaceous Puchanghe formation ( $K_1p$ ) mudstone intercalated with sandstone, and Gaofengsi formation ( $K_1g$ ) sandstone intercalated with mudstone compose the main strata in the study area. Groundwater media types include pore water of loose layer, bedrock fissure water and karst water. Bedrock fissure water is composed of weathering fissure water, interlayer fissure water and structural fissure

water. Pore water of loose layer and weathered fissure water constitutes a shallow circulation of groundwater with fast circulation speed. The deep circulation system is mainly composed of interlayer fissure water with pressure and slow circulation speed. The Yi-gan fault (F8), mainly containing vein fissure water, runs through the whole study area. Associated structures developed near monitoring wells lead to water diversion in this section of the fault. There are two types of gypsum salt in red beds of the study area: scattered gypsum salt and fissure gypsum. K5, K7 and K9 boreholes reveal the pseudocrystal of gypsum salt in Puchanghe formation. K1, K2, K6, K8 and K19 boreholes reveal fissure gypsum in Gaofensi formation. Sulfur isotope ( $\delta^{34}\text{S}$ ) is positively correlated with  $\text{SO}_4^{2-}$  concentration of borehole water samples, indicating that the high concentration of  $\text{SO}_4^{2-}$  in groundwater is derived from dissolution of gypsum filling in the surrounding rock of aquifer. The plane distribution of fissure gypsum shows that gypsum mainly occurs in the Yi-gan fault and its associated tectonic fractures. Dissolution forms of gypsum and salt are mainly dissolution pores and cracks. Dissolution pores are mainly formed by dissolution of scattered gypsum salt, and dissolution cracks are mainly developed above the underground section of 100m depth. The dissolution intensity of gypsum salt is mainly controlled by the development degree of pores in water-bearing media and the groundwater circulation rate of groundwater. The effect of gypsum salt dissolution on groundwater quality in the study area is significant. A fast speed of shallow fissure groundwater circulation results in basic dissolution of gypsum salt, and soluble salt minerals are strongly dissolved, hence weakly influencing groundwater quality, and contributing to a generally high quality of groundwater. Due to the slow circulation of deep confined groundwater, sulphate is enriched in confined aquifer after gypsum salt dissolution. The concentration of  $\text{SO}_4^{2-}$  is high and most of groundwater exceeds permitted levels. Deep confined water in the fault and in the water diversion section of the influence belt of fault is transported to shallow groundwater, which results in the pollution of shallow groundwater and poor water quality in the area.

Dissolution forms of gypsum salt mainly include dissolution holes of scattered gypsum salt and dissolution cracks of fissured gypsum, and the dissolution intensity is mainly controlled by development degrees of pores in water-bearing media and groundwater circulation rates of groundwater. Because the speed of shallow fissure groundwater circulation is fast, although soluble salt minerals are strongly dissolved, the influence on groundwater quality is still weak and the area of groundwater exceeding permitted levels is small. Conversely, if the circulation speed of deep fissure groundwater is slow, and soluble salt is enriched in deep confined aquifers after dissolution, resulting in low groundwater quality. Water diversion in the fault and in its influence belt causes deep confined water to flow over to shallow groundwater, which leads to the deterioration of shallow groundwater quality.

**Key words** the red beds of central Yunnan Province, gypsum salt, dissolution characteristics, groundwater circulation, fault, water quality

(编辑 黄晨晖)