

文章编号: 1008-2786-(2019)2-186-12

DOI:10.16089/j.cnki.1008-2786.000412

丘陵区典型小流域地下水化学特征与补给来源分析

刘皓雯^{1,2}, 秦 伟³, 高美荣¹, 陆 文^{1,2}, 唐家良^{1*}

(1. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041;

2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国水利水电科学研究院泥沙研究所, 北京 100049)

摘 要: 川中紫色土丘陵区频发的季节性干旱严重制约区域农村经济和社会可持续发展。地下水是丘陵区农村居民饮用和灌溉的主要水源, 但迄今该区域地下水补给循环过程的相关研究报道极少。本研究选取盐亭大兴小流域(480 hm²)为典型小流域进行综合水文观测与取样, 比较了小流域内浅层地下水(2 口泉水、14 口井水)在不同覆被条件下雨季和旱季的水化学特征(包括 D、¹⁸O)及水岩作用过程, 并通过氯离子平衡法和二元混合模型法对比分析区域降水补给地下水规律。结果表明: (1) 研究区内浅层地下水水化学类型为 HCO₃·SO₄-Ca, 主要控制因素为岩石风化水解; (2) 由地下水同位素峰值响应特征可知该区域浅层地下水对雨季降水补给响应时间约为 50 ~ 85 d; 雨季浅层地下水交换作用比旱季强烈; (3) 氯离子平衡法受人为干扰较大, 计算结果可能偏小, 二元混合模型法未包含更多水源, 计算结果可能偏大; (4) 优化估算结果表明浅层地下水全年接受降水补给率在 12% ~ 38% 间变化, 雨季单次降水补给地下水比例在 4.3% ~ 58.0% 间变化。本研究通过揭示丘陵区浅层地下水水化学性质变化规律, 初步估算了浅层地下水补给来源及比例, 可为区域地下水资源评估提供科学基础。

关键词: 丘陵区; 水化学特征; 同位素; 地下水补给

中图分类号: P345

文献标志码: A

随着全球气候持续变暖, 近年来极端干旱事件频发^[1], 甚至在降水量丰富的地区也会发生季节性旱灾(四川、重庆等)^[2]。地下水在饮用水和灌溉水供给上具有重要作用。地下水作为四川盆地紫色土丘陵区重要的饮用和灌溉水源, 储量较低, 补给速率不明, 制约农村区域经济和社会可持续发展^[3], 因此地下水补给过程及其机理研究尤为重要。

传统地下水补给定量评价多采用水均衡法和通量法进行地下水的垂向补给分析^[4]。离子质量平衡法因简便、有效, 也常用于地下水补给计算^[5-6]。

氢氧同位素示踪法作为一种广泛应用的研究手段, 也在地下水补给评价中进行了众多有意义的应用, 获得了较为可靠的研究结果^[7-11]。

目前国内外针对地下水补给过程的研究多针对干旱半干旱区等地区^[12-17]。比如 Scanlon 等研究了全球尺度下干旱半干旱区地下水补给来源特征^[13-14]。汪敬忠等运用环境同位素和水化学示踪技术研究了宁夏河套平原地下水补给来源^[15]。

川中丘陵区位于亚热带湿润季风气候区, 夏秋多暴雨, 冬春多干旱, 水资源时空分布不均^[18], 其地

收稿日期 (Received date): 2018-09-21; **改回日期** (Accepted date): 2019-1-23

基金项目 (Foundation item): 国家科技重大专项“水体污染控制与治理”(2017ZX07101001-02); 水土保持生态效应监测与评价技术研究(201501045); 中国科学院关键技术人才项目。[National Major Science and Technology Program for Water Pollution Control and Treatment (2017ZX07101001-02); Study on Monitoring and Evaluation Technology of Ecological Effects of Soil and Water Conservation (201501045); Key Technology Talents Project of Chinese Academy of Sciences]

作者简介 (Biography): 刘皓雯(1994-), 女, 四川乐山人, 硕士研究生, 研究方向为流域水文学与环境科学。[LIU Haowen (1994-), female, born in Leshan, Sichuan province, M. Sc. candidate, research on watershed hydrology and environmental science] E-mail: 904455534@qq.com

* **通讯作者** (Corresponding author): 唐家良(1975-), 男, 四川隆昌人, 博士, 研究员, 研究方向为土壤地理与流域水文研究。[TANG Jialiang (1975-), male, Ph. D., professor, specialized in Soil Geography and Watershed Hydrology] E-mail: jltang@imde.ac.cn

下水作为区域重要的饮用水资源和灌溉水源面临严重的季节性干旱难题^[3]。但迄今尚无该区域地下水补给循环过程的相关研究报道。王红兰等^[19]研究了川中丘陵区土壤水导水率剖面变化,揭示了土壤水分特征变化,但缺乏对埋深大于1 m的浅层地下水水分运移特征研究;汪涛等^[20]研究了川中丘陵区浅层地下水硝酸盐的污染情况,但未涉及该区域地下水的补给循环过程。本研究以绵阳市盐亭县大兴小流域为例,通过综合观测分析川中丘陵区小流域降水、土壤水、地下水水文与化学性质动态特征,利用氢氧同位素示踪、氯离子平衡等手段估算区域地下水补给来源与补给速率,初步揭示区域地下水演化特征,从而为区域地下水资源综合评估提供科学基础。

1 研究区域概况

1.1 研究区域地理概况

研究区位于四川盆地中北部绵阳市盐亭县大兴小流域(105°27'E, 31°16'N),流域面积约为480 km²(图1),地处涪江支流弥江流域,低缓丘陵

与谷地相间分布。研究区域为典型亚热带季风气候,年均气温17.3℃,多年平均降水量为826 mm,区域内降水分布极不均匀,超过80%的降雨集中在雨季(5—9月)^[21]。其中春季降水量占全年降水量的5.9%,夏季占65.5%,秋季占19.7%,冬季占8.9%。土壤类型以水稻土和石灰性紫色土(蓬莱镇组上段)为主,主要农作物有水稻、油菜、小麦、玉米等,林地植被以桉木和柏木为主。

1.2 研究区域水文地质概况

研究区内地层以侏罗系地层为主,地层厚度大于300 m,地层岩性以钙质砂岩、泥岩与湖相碳酸盐岩为主^[22],构成了厚质砂岩含水岩组、砂泥岩交互层含水岩组两种主要地下水含水岩组,同时由四川省水文地质图可知研究区岩层为碳酸岩类裂隙岩类含水层组,富水程度中等。从水文地质剖面图可知研究区地层基本为水平产状(图2),深层地下水并不发育,浅层地下水为当地居民生活和农业生产的主要水源。

2 研究方法

2.1 观测与取样分析

为了阐明不同类型浅层地下水在雨季、旱季的水文地球化学性质演化规律并分析其补给来源及特征,在2015年1月—2016年12月期间使用敞口容器(带漏斗)采集每场降雨雨水样品,降雨过程中每隔30分钟采集一次,并将本次降雨中的所有雨水样品混合作为本次降雨代表性样品;每月定期采集8个井水样点、2个泉水样点、5个土壤水采样点、1个流域地表出水口水样(表1,图1)。其中井水、泉水每月采集2次,地表水样每月采集1次。使用有机玻璃采样器对井水、泉水、地表水进行取样,在液面下20 cm左右汲取水样,并缓慢移出液面及时装瓶与测定;降水事件结束后1~2 d内,利用真空陶土管采集典型坡面(林地、耕地)20 cm、40 cm深度处

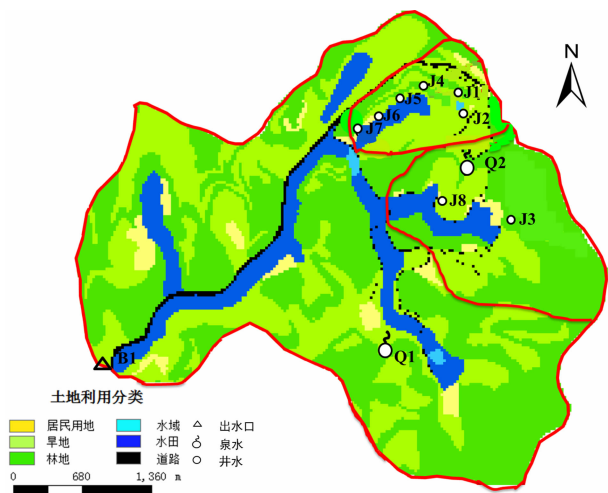


图1 研究区采样点分布图

Fig. 1 Sampling sites distribution in the study area

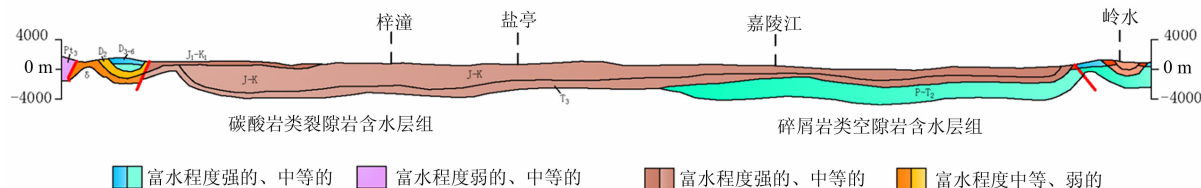


图2 四川东部水文地质剖面示意图

Fig. 2 Hydrogeological profile of eastern Sichuan

表 1 采样点基本信息

Tab. 1 Description of the sampling sites

编号	取样点	井深/m	高程/m	水样类型	汇水区植被类型
Q1	王云光泉	地表	452	泉水	上坡林地
Q2	杨燕泉	地表	444	泉水	上坡农林复合
J1	苏容	9.51	410	浅层地下水	上坡农林复合(旁边水塘)
J2	新井	1.49	413	浅层地下水	上坡农林复合
J3	张忠武	3.07	425	浅层地下水	上坡林地
J4	林修	2.51	405	浅层地下水	上坡农林复合
J5	赵兴强	3.15	404	浅层地下水	上坡农林复合
J6	张飞上	3.09	402	浅层地下水	居民点侧、上坡农林复合、水田
J7	张飞	7.00	404	浅层地下水	居民点侧、上坡农林复合
J8	赵德纯	4.21	404	浅层地下水	上坡农林复合、水田
B1	大兴	地表	399	地表水	农林复合

表注:井深为井口到井底的深度;高程(m):采样点地面海拔高程。

的土壤水^[23]。现场用便携式水质测定仪(德国 Scott)测定 pH、电导率(EC)、总矿化度。采用 250 ml 塑料瓶将样品收集后立即密封,送至实验室,保存于 4℃ 冰箱,于 48 h 内分析完毕^[24]。所有水样经 0.22 μm(Whatman, 英国)滤膜进行过滤后利用 Picarro 液态水同位素分析仪(L2120i, Picarro Inc.)测定水样同位素特征值,测定结果以相对于 VSMOW 标准的千分差表示,计算得到 $\delta^{18}\text{O}$ 、 δD , 精度分别为 $\pm 0.02\text{‰}$ 、 $\pm 0.13\text{‰}$ 。采用 ICS900 离子色谱仪测定样品其他水化学性质,包括 K^+ 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 HCO_3^- 采用盐酸滴定法测定。所有测试分析工作依托中国科学院盐亭紫色土农业生态试验站(31°16'N, 105°28'E)完成。

2.2 数据处理方法

采用 Microsoft Excel 2010 软件进行实验数据处理与计算;采用 SPSS18.0 (SPSS, Inc., USA) 进行统计分析;采用 ArcGIS 9.3、CAD、Origin 8.0 绘图;另利用 AquaChem 软件绘制水化学组分关系 Piper 三线图。

3 研究结果

3.1 水体 pH、电导率特征

本研究对大兴小流域内浅层地下水(井水、泉水)样分析发现,流域内浅层地下水 pH 变化幅度小

(图 3),在 6.98 ~ 8.39 之间,均值为 7.79,雨季 pH 整体均值略低于旱季,水体偏碱性。地表出水口径流水样 pH 在 7.65 ~ 8.56 之间,均值为 7.99,高于浅层地下水。

研究区内浅层地下水 EC 波动较大(305 ~ 1035 $\mu\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$,见图 3),表明研究区域内浅层地下水参与水循环程度深。研究区内浅层地下水 EC 浓度雨季大于旱季,地表径流出水口 B1 雨季、旱季电导率均值分别为 335 $\mu\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$ 、431 $\mu\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$,雨季电导率小于旱季电导率,与地下水特征相反。图 3 根据地下水采样点空间分布特点,发现随着海拔高度降低,地下水电导率整体呈现递增趋势,雨季比旱季更加明显。但受到地表水文过程影响的地下水井 J8 和小流域出口 B1 点电导率则相对较低。

3.2 氢氧同位素组成特征

$\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 常被用作示踪剂来判断地下水来源^[25]。研究区域浅层地下水、土壤水、地表水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的范围分别是 $-37.37\text{‰} \sim -78.05\text{‰}$ 和 $-1.58\text{‰} \sim -55.05\text{‰}$, $-0.76\text{‰} \sim -63.85\text{‰}$ 和 $-0.43\text{‰} \sim -10.47\text{‰}$, $-20.15\text{‰} \sim -80.15\text{‰}$ 与 $-5.59\text{‰} \sim -16.02\text{‰}$ 。根据 2 年不间断降雨取样监测,初步建立了盐亭地区区域大气降水线 LMWL (图 4):

$$\delta\text{D} = 7.58\delta^{18}\text{O} + 21.07 \quad (1)$$

与全球大气降水线(GMWL) ($\delta\text{D} = 8.0\delta^{18}\text{O} +$

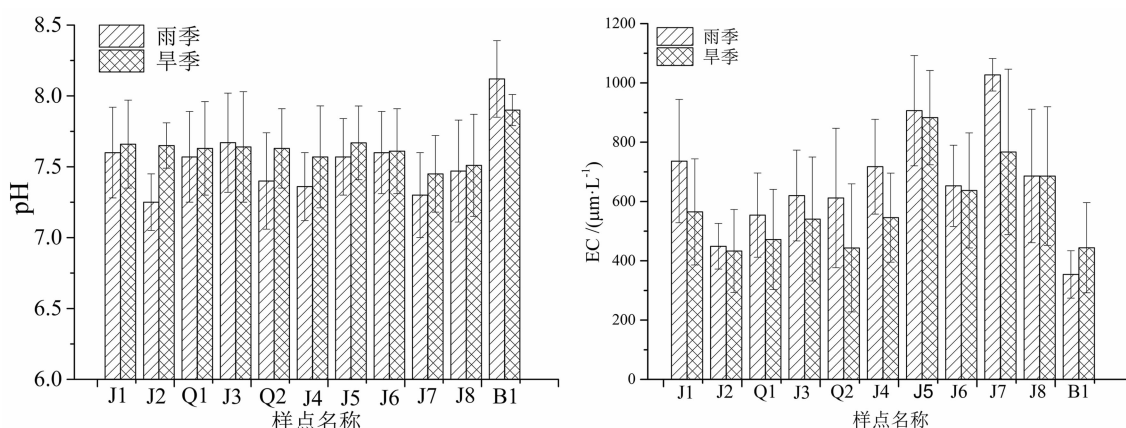


图3 研究区内采样点电导、pH 雨季和旱季分布情况(J表示水井,Q表示泉水,B表示地表水)

Fig.3 Spatial distribution of conductance and pH of the watershed water bodies during rainy and dry seasons

(J notes well waters, Q notes spring waters, B notes surface water)

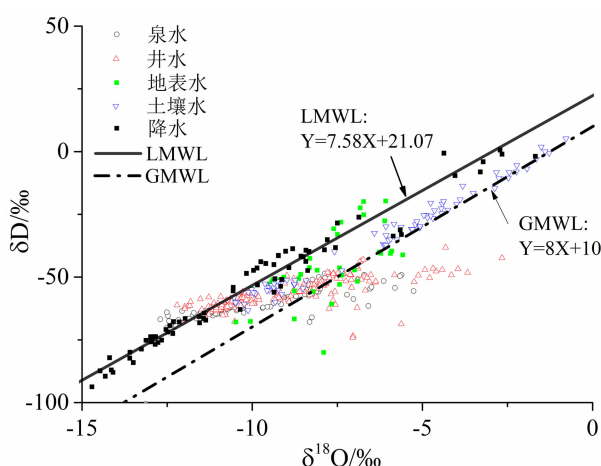


图4 2015—2016年不同水源氢氧同位素关系分布图

Fig.4 Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes in different waters during 2015 and 2016

10)^[26]相比,本地降水 δD 和 $\delta^{18}O$ 关系线斜率偏小、截距偏大。

图4显示了2015—2016年土壤水、地表水、浅层地下水的氢氧同位素分布特征。图中地表水 $\delta^{18}O$ 和 δD 主要位于本地大气降水线的两侧,但较为散乱;土壤水 $\delta^{18}O$ 和 δD 位于本地大气降水线的右下方,其线性关系式为 ($R^2 = 0.96$):

$$\delta D = 6.7\delta^{18}O + 6.8 \quad (2)$$

可知土壤水 δD 和 $\delta^{18}O$ 关系式比本地大气降水线斜率稍小;浅层地下水 $\delta^{18}O$ 和 δD 偏离大气降水线,位于其右下方,斜率最小,其线性关系式为 ($R^2 = 0.75$):

$$\delta D = 2.4\delta^{18}O - 31.51 \quad (3)$$

3.3 水化学特征分析

地下水化学类型分析对于揭示水文地球化学成分和规律起着重要的作用^[27]。Piper 三线图(图5)显示,本研究流域内的地下水化学类型均为 $HCO_3^- \cdot SO_4^{2-}-Ca$, 属于低矿化度水,不同集水区水体水化学组成有一定差异,地表水离子浓度变幅较大,井水与泉水离子浓度相对更稳定。其中阳离子整体差异较小,各水体中 Ca^{2+} 浓度高于 Mg^{2+} 与 Na^+ , J6井 Ca^{2+} 均值浓度最高 ($60.32 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$), K^+ 浓度最低,均在 $1.28 \sim 2.62 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间,除 J3 井以外,所有采样点 Na^+ 的均值浓度均在 $20 \sim 30 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间,变幅较稳定。浅层地下水阴离子 HCO_3^- 浓度最大,所有采样点 HCO_3^- 均值浓度在

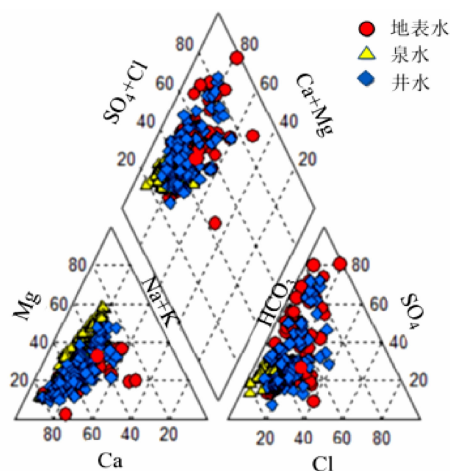


图5 研究区水体水化学 Piper 三线图

Fig.5 Hydrochemical interpretation by piper diagram for different waters in the watershed

表 2 不同采样点主要离子浓度
Tab. 2 Major ions concentration in different waters

取样点	Ca ²⁺ /(mg · L ⁻¹)	Mg ²⁺ /(mg · L ⁻¹)	K ⁺ /(mg · L ⁻¹)	Na ⁺ /(mg · L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ /(mg · L ⁻¹)	Cl ⁻ /(mg · L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ /(mg · L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ /(mg · L ⁻¹)
Q1	39.18 ± 16.79	22.30 ± 3.79	1.22 ± 0.71	14.45 ± 2.96	96.17 ± 53.12	7.25 ± 8.27	25.5 ± 9.57	14.06 ± 7.86
Q2	48.89 ± 24.14	17.01 ± 3.85	1.34 ± 1.3	18.95 ± 8.79	152.06 ± 80.24	15.55 ± 4.89	44.94 ± 19	32.89 ± 12.18
J1	59.13 ± 20.41	12.06 ± 3.89	1.28 ± 1.43	20.56 ± 9.25	131.51 ± 58.91	17.14 ± 9.99	58.96 ± 63.72	35.79 ± 9.53
J2	50.02 ± 15.44	14.91 ± 4.2	1.95 ± 1.7	28.59 ± 14	123.19 ± 51.00	9.79 ± 8.9	87.60 ± 95	29.05 ± 12
J3	44.22 ± 0.51	18.22 ± 0.21	2.36 ± 1.9	15.57 ± 0.3	124.83 ± 70.11	6.85 ± 0.67	37.19 ± 1.04	7.22 ± 0.23
J4	52.70 ± 24.44	19.07 ± 3.94	1.97 ± 2.78	22.20 ± 2.42	120.91 ± 61.29	30.34 ± 5.4	44.51 ± 4.09	32.15 ± 7.7
J5	58.27 ± 17.27	11.27 ± 6.94	2.23 ± 2.3	20.30 ± 6.3	122.17 ± 69.57	23.23 ± 7.7	48.81 ± 71	58.34 ± 18
J6	60.32 ± 26.33	11.78 ± 2.05	2.62 ± 6	20.74 ± 3.39	121.79 ± 34.8	27.50 ± 7.49	48.82 ± 8.45	22.15 ± 7.22
J7	49.65 ± 23	13.51 ± 4.45	1.71 ± 1.29	28.13 ± 10.08	146.91 ± 62.97	37.93 ± 14.97	26.95 ± 53.86	39.51 ± 20.78
J8	46.84 ± 23.41	21.64 ± 2.87	1.85 ± 0.65	21.94 ± 4.17	152.60 ± 28.83	22.41 ± 6.44	34.36 ± 6.3	38.72 ± 12.97
B1	46.56 ± 18	14.31 ± 3.25	2.66 ± 0.81	18.13 ± 4.5	76.16 ± 50.45	24.22 ± 0.37	28.29 ± 3.77	5.18 ± 6

表注:每个指标浓度表达为平均浓度 ± 标准差。

120 ~ 180 ml · L⁻¹之间,井水中 HCO₃⁻ 离子浓度高于泉水与地表水,J8 井的 HCO₃⁻ 均值浓度最高(152.60 ml · L⁻¹),整体上 HCO₃⁻ 离子浓度随着海拔降低,浓度增大,与电导率结果相似。NO₃⁻ 在井水中的浓度整体高于泉水与地表水;各水体 Cl⁻ 离子浓度差别较小。地表水离子总浓度低于浅层地下水的浓度。

3.4 地下水补给动态分析

3.4.1 基于氯离子示踪法估算降水对地下水的补给

Cl⁻ 是一种稳定的元素,在大气降水含量较低,流域内水体蒸散发导致 Cl⁻ 浓度升高,但 Cl⁻ 在剩余水体中的总量保持不变,即降水中 Cl⁻ 与地下水 Cl⁻ 是守恒的^[28],运用水体中 Cl⁻ 质量平衡法可以估计流域内地下水补给率^[29]。该方法假设:(1)在流域水循环过程中不与围岩和土壤发生反应或氯离子交换;(2)地表径流比例较小,蒸散发是流域内水分损失的主要方式;(3)蒸散发是引起降水和地下水之间氯离子浓度差别的主要原因;(4)降水是地下水中氯离子的唯一来源。Cl⁻ 质量平衡法计算公式如下,

$$R(\%) = 100 \times (C_{Cl降}/C_{Cl地}) \quad (4)$$

式中 R 为年平均地下水补给率, $C_{Cl降}$ 为降水中氯离子的雨量加权平均浓度, $C_{Cl地}$ 为地下水中氯离子平均浓度。

根据 2015、2016 年在研究小流域采集的全年降水样,计算得该流域降水中 Cl⁻ 加权平均浓度为 2.08 ml · L⁻¹,其中雨季为 2.14 ml · L⁻¹,旱季为 1.66 ml · L⁻¹。图 6 显示降水中的 Cl⁻ 浓度雨季大于旱季,浅层地下水 Cl⁻ 浓度也表现出相同的特征。

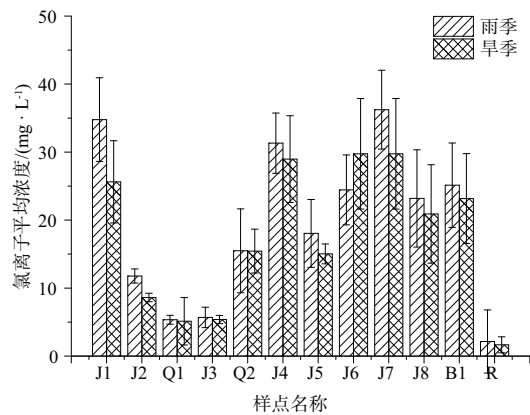


图 6 不同季节流域水体氯离子平均浓度

Fig. 6 Average concentration of chloride ion in different waters during different seasons

研究区内地下水(井水、泉水)中 Cl⁻ 浓度最高为 37.93 ml · L⁻¹,Cl⁻ 最小浓度为 6.85 ml · L⁻¹。计算 10 个采样点在雨季(5—9 月)、旱季(10 月至次年 4 月)Cl⁻ 加权平均浓度(如图 6 所示),根据上述公式计算,结果发现雨季接受降水补给最小为 5.91% (J7),最大为 40.02% (Q1),平均补给为

12.67%;旱季最小为5.59%(J7),最大为32.50%(Q1),平均补给为10.81%。不同地下水采样点接受降水补给率如图7所示。

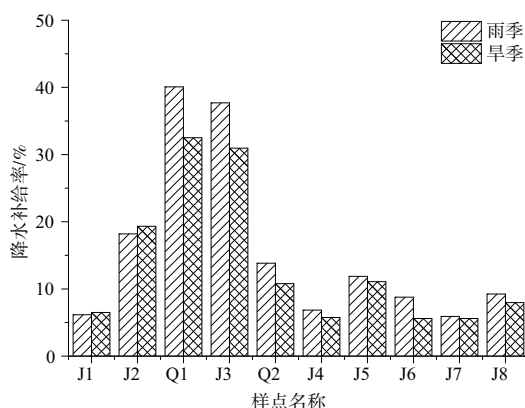


图7 流域内不同地下水井降水补给率估算结果

Fig.7 Estimation of groundwater recharge rates from precipitation for different groundwater sampling wells in the watershed

3.4.2 基于混合分析模型法估算浅层地下水补给来源

通过对降水、地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 特征动态分析,发现2015年、2016年雨季降水 $\delta^{18}\text{O}$ 动态分布都呈“V”形特征,与降雨量具有明显负相关关系, ^{18}O 雨量效应显著。地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 对降水 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值有明显响应(地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 也具有较为明显的“V”形分布)验证了其他研究中也发现的地下水与大气降水补给之间的联系^[30]。通过比较地下水与降水 $\delta^{18}\text{O}$ 峰值特征的响应时间,发现2015年浅层地下水对雨季降水事件峰值响应滞后了约50~60 d,2016年对降水事件峰值响应滞后了约70~85 d(图8),且地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 极

值差异比雨水中 $\delta^{18}\text{O}$ 极值差异小,地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 分布整体与降水相比较趋于平滑,说明雨水补给地下水后与原有地下水发生了混合。

采用地下水二元混合模型^[31],利用氢氧同位素特征差异进行混合分析计算,公式如下:

$$\delta_A \times R + \delta_B \times (1 - R) = \delta \quad (6)$$

A、B代表不同类型水源,R表示水源A(本研究中为降水)在地下水中所占比例,(1-R)为水源B(本研究中为降水事件前地下水)在地下水中所占比例。模型需满足:1)各端元氢、氧同位素特征差异明显;2)发生混合作用以后,同位素未与岩石相互作用而发生改变。

利用两元混合模型分别计算了2015年、2016年产生 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值的两次降水事件(2015年8月7日、2016年7月18日)过程对浅层地下水的补给。2015年8月7日降水事件历时28 h,累积降水量55.2 mm,最大降水强度 $47 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,平均降水强度 $3.79 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -16.64‰ ;2016年7月18日降水事件历时20 h,累积降水量185.8 mm、最大降水强度 $64.8 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$,平均降雨强度 $16.34 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -20.17‰ 。本研究区内降水主要通过活塞流方式进行土体内下渗^[32],通过分析数据图(图8),地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 产生极低值时为完全接受当次降水事件补给的时间。2015年9月29日和10月10日和2016年9月29日分别为两次降水事件补给完成时间。最后计算结果见表3,2015年8月7日降水补给不同位置地下水的比例为15%~29%,2016年7月18日降水补给地下水的比例为4.3%~58%,不同位置水井间差异较大。

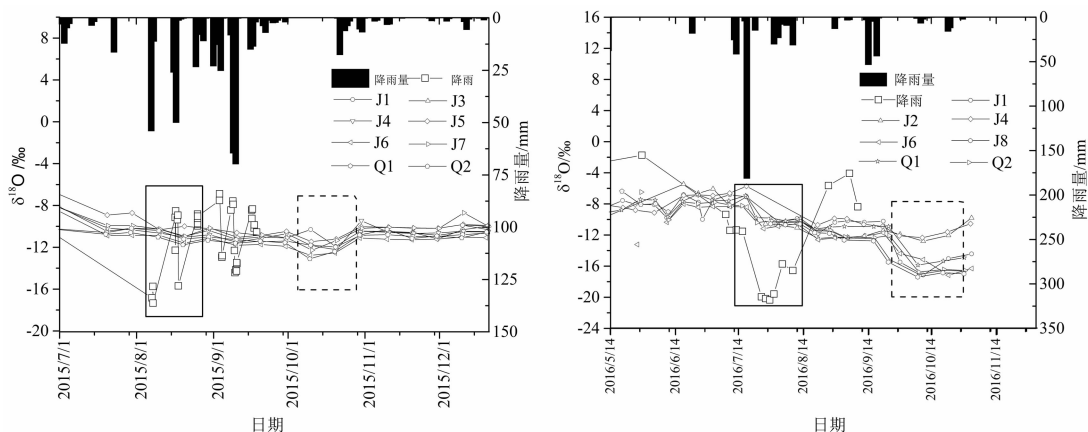


图8 2015、2016年地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 响应动态

Fig.8 Corresponding changes of $\delta^{18}\text{O}$ in groundwater during 2015 and 2016

表 3 基于 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法的流域内地下水井单场降雨事件降雨补给率图

Tab. 3 Recharged rate by single rainfall event in different groundwater wells based on $\delta^{18}\text{O}$ tracing

降水事件	状态	J1	J2	J3	J4	J5	J6	J7	J8	Q1	Q2
2015 年 8 月 7 日	混合前	-10.17	—	-11.33	-11.74	-10.79	-10.49	-11.03	-11.84	-10.70	-8.29
	混合后	-11.75	—	-12.87	-12.34	-11.82	-11.45	-12.2	-12.69	-11.91	-10.88
	降水补给率	24%	—	29%	11.89%	17%	15%	20%	17%	20%	31%
2016 年 7 月 18 日	混合前	-10.12	-11.87	—	-13.81	—	-10.7	—	-15.16	-11.00	-12.17
	混合后	-15.33	-12.23	—	-16.04	—	-12.23	—	-17.07	-15.04	-16.85
	降水补给率	51%	4.30%	—	35%	—	16%	—	38%	44%	58%

4 讨论

4.1 地下水化学性质变化驱动因素分析

地下水化学成分是地下水在流动过程中经过漫长的地质历史时期形成的,主要受到地下水所流经区域地质环境的影响^[33]。研究区浅层地下水阳离子 Ca^{2+} 浓度最高,不同覆被下 Ca^{2+} 差异不大。研究区内主要岩石矿物类型包括蒙脱石、方解石、白云石、钾长石等,而且方解石、白云石溶解度高^[34]。半对数坐标图 Gibbs 图可以较直观地反映出地下水的离子起源,可定性分析地下水化学成因^[35-36]。本研究中,图 9 显示所有采样点基本都分布在 GIBBS 图左侧中部,研究区内水样 TDS 主要分布在 $178 \sim 494 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 之间, $\text{Na}^+/\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}$ 与 $\text{Cl}^-/\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^-$ 均小于 0.5,说明研究区域浅层地下水离子主要来源于岩石风化水解。

因此,结合研究区岩性,浅层地下水中 Ca^{2+} 主

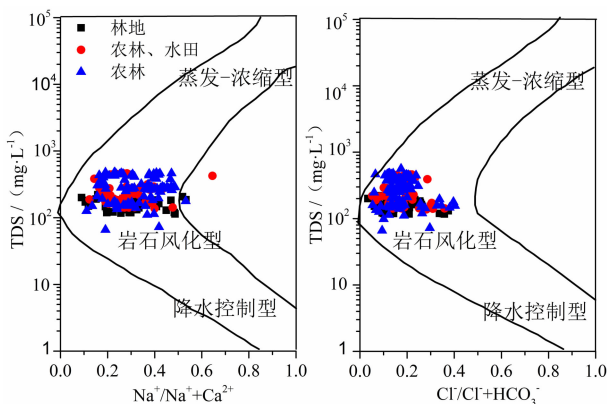


图 9 研究区采样点水化学性质 GIBBS 图

Fig. 9 Hydrochemical GIBBS diagram for sampling points in study area

要来源于方解石与白云石的风化水解作用。不同覆被下的浅层地下水的阳离子浓度差异小,阴离子浓度差异较大,可能受到采样点汇水区土地覆被类型的影响。比如农林复合区受施肥影响,浅层地下水中 NO_3^- 浓度较高。 HCO_3^- 离子浓度随着海拔降低,浓度增大,可能是地下径流运移路径变长,地下水径流与孔隙中 CO_2 及风化岩块发生化学反应,围岩中的离子组分不断向水中转移,溶滤作用持续累积所导致。

EC 是水体中总溶解离子浓度的总体反映^[5]。浅层地下水雨季 EC 大于旱季的原因可能是因为,第一,研究区位于亚热带季风气候区,雨季降水量增大,地下水补给量增多,更多的 CO_2 、 O_2 进入地下水,加剧了与土壤和围岩的反应,加剧了地下水的溶滤作用^[37]。第二,雨季土壤中的动物、植物中的根系呼吸作用强烈,释放更多 CO_2 ,地下水 pH 比旱季低(图 3),碳酸盐和硅酸盐在 CO_2 和土壤有机酸作用下被大量分解,过程中释放大量阳离子和碳酸氢盐离子,使地下水雨季离子浓度更高,电导率也更高。第三,雨季降水补给地下水,施肥后的坡耕地氮素淋溶造成大量硝酸盐等可溶性物质随降水进入地下水也可能是造成 EC 值升高的原因。而地表径流出水口雨季电导率小于旱季电导率的原因是研究区雨季多暴雨,地表径流汇流时间快,与地表面发生离子交换时间短,离子含量少。流域出水口水样电导均值为 $407 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$,远小于地下水电导率均值,说明在小流域内浅层地下水不是地表径流主要补给来源。

电导率增长趋势说明小流域内浅层下水具有较强的水力联系,流程越长,其电导率越高(图 3),与 HCO_3^- 离子空间分布特征相同。其中,J6、J8 不符合

递增规律的原因主要为 J6、J8 的集水区土地利用类型为农林复合,且位于地表沟渠附近,接受一定的地表水补给,因此电导率较低(研究区地表水电导率范围 $127 \sim 500 \mu\text{s} \cdot \text{cm}^{-1}$)。J1 电导率高可能和井深有关系, J1 是所有井水采样点中最深的(9.51 m),参与地下水循环程度更深,因此经历了更长的运移路径。

4.2 地下水补给过程解析

图4本地大气降水线($\delta\text{D} = 7.58\delta^{18}\text{O} + 21.07$)与全球大气降水线(GMWL)($\delta\text{D} = 8.0\delta^{18}\text{O} + 10$)^[26]相比,本地降水 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 降水线方程斜率偏小、截距偏大,与成都地区降水线方程 $\delta\text{D} = 7.53\delta^{18}\text{O} + 1.42$ ^[38]斜率相近,说明研究区与成都地区降水来源地基本一致。降水线斜率主要是由降水水汽源地海水不同动力分馏而造成的^[39],而本地大气降水线斜率偏小的原因可能是降雨过程经历了再蒸发过程^[38]或者与陆地蒸发水汽补充有关^[40]。截距受降水水汽源地海水表面上空气湿度影响^[39]。降水线方程的高截距反映出研究流域受大陆性局地水汽来源的影响,降落到地表的水重新蒸发在当地水汽来源中占很大比例^[41]。氡盈余呈夏低冬高,说明本地区雨季降水水汽来源于海洋,冬季水汽来源于大陆区域水循环^[42]。同时图4中小流域地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 与地下水、降水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 部分重合,表明研究区地表水、地下水接受大气降水补给。地表水 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 不具有明显的线性关系,说明地表水可能经历了一些复杂的同位素分馏过程,比如非平衡蒸馏,或受表面温度、风速(与水表面相切)、湿度的影响^[29]。土壤水氢氧同位素位于本地大气降水线的右下方,比本地大气降水线斜率稍小,表明土壤水接受降水补给^[43],在降水补给土壤水时受到蒸发作用影响。浅层地下水的氢氧同位素位于大气降水线右下方,具有线性关系,表明研究区浅层地下水补给来源较单一,且主要来源于降水^[44],同时在接受补给过程中经历了一定程度的蒸发^[45]或者接受水汽再循环产生的降水补给。浅层地下水斜率低于土壤水斜率是因为土壤水样均在雨季采集,因此土壤水氢氧同位素具有夏季降水特点,斜率更大,氡盈余也较大。

氯离子在地下水中广泛分布,不为植物及细菌所摄取,不被土粒表面吸附,氯化物溶解度大,不易沉淀析出,是地下水中最稳定的离子^[46]。运用氯离

子质量平衡方法估计降水对地下水的补给是一种较为常用的方法^[47]。据赵吉霞等人研究结果可知研究流域的岩性以碳酸盐岩为主,几乎不含盐岩^[34],因此氯离子来源岩石风化水解可能性小。根据氯离子平衡公式进行计算得出雨季和旱季降水对地下水的补给,雨季降水补给大于旱季降水补给。由图7发现接受降水补给最高的两个地下水采样点为 Q1(雨季:40.07%,旱季:32.5%)和 J3(雨季37.69%,旱季30.95%)的集水区植被类型均为林地,而补给区覆被类型为农林复合的浅层地下水接受降水补给相对较低,原因可能是:1)川中丘陵区农林复合区涵养水源能力不如林地^[48],林地集水区降水入渗大于农林复合集水区,所以林地接受降水补给率高;2)农田区受人为耕作影响大,土壤中可能含有一定浓度的氯离子,若浅层地下水与土壤发生氯离子交换,则计算值小于实际降水补给率。因此利用氯离子平衡法计算研究区内降水补给受集水区土地覆被类型影响;3)降雨样品的收集时间有限,无法控制降雨中氯元素的变化^[16]。

由图8可知,地下水对雨季降水事件的响应约为50~85 d,说明了研究区域内浅层地下水开启程度好,更新速度较快,每年降水量对地下水补给有至关重要的作用,地下水补给也受限于降水量。通过基于 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪的二元混合模型计算井水接受单次降雨补给率发现,2015年单次降水补给地下水率比2016年单次降水补给率小,2016年降水事件历时更长,雨量更大,说明降水量对降雨补给地下水率具有直接关系^[49]。不同采样点接受大气降水补给差异较大,地下水接受大气降水补给量的空间变化与地形、土壤和植被有关^[50],因此当其中一个因素发生变化,都对补给量有较大的影响,比如 Q1、J3 汇水区覆被为林地,接受降水补给率高,位于低洼地带 J7、J8 接受降水补给率较高, Q2 是位于地表的横井,因此接受降水补给率最高。因此二元混合模型法受降雨量,汇水区覆被类型,地形影响。

氯离子平衡法与二元混合模型法的计算结果具有较大差异原因之一是计算降水补给时间尺度的差异,氯离子平衡法计算以年降水为计算单位,基于 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法的二元混合模型以单次降水事件为计算单位。利用氯离子平衡法计算降水对地下水的补给优点:适用于饱和带,不需要复杂的试验测试设备,结果可信度高。缺点是受人为干扰较大,计算结

果可能偏小。 $\delta^{18}\text{O}$ 的二元混合模型优点是:氢氧同位素易测量,且精度高,对单次降水补给率计算准确度较高。缺点是对缺少全年的降水补给计算,二水源混合模型法未包含更多水源,计算结果可能偏大,同时对确定单次降雨补给与对应的地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 难度较大,不同采样点降雨补给差异较大。结合氯离子平衡法与基于 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法的二元混合模型的计算结果,研究区域内每年降水对区内地下水的补给率大致在 12% ~ 38% 之间,雨季单次降水补给地下水约在 4.3% ~ 58.0% 之间波动。因此当年降水在本研究区地下水补给中占有较大比例,是紫色土丘陵区地下水的快速补给来源。

4 结 论

(1) 雨季浅层地下水水力交替作用比旱季强烈;浅层地下水与地表径流水力联系较好。

(2) 盐亭地区区域大气降水线 LMWL 初步建立: $\delta\text{D} = 7.58\delta^{18}\text{O} + 20.07$, 浅层地下水补给主要来源于雨季降水,地表水接受大气降水与地下水补给。

(3) 研究区浅层地下水化学类型为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 - \text{Ca}$, 研究区域浅层地下水离子受研究区溶滤作用、汇水区覆被和人为活动的影响,其中决定浅层地下水水化学性质的是岩石风化水解。在利用该区内浅层地下水时,应减少饮用钙离子浓度过高的地下水,避免形成结石。应避免利用农田附近硝态氮浓度过高的井水作为饮用水源。

(4) 研究区内浅层地下水对雨季降水的响应时间约为 50 ~ 85 d, 接受降水补给率受降雨量、汇水区覆被、地形等因素影响。结合氯离子平衡法与基于 $\delta^{18}\text{O}$ 示踪法的二元混合模型,研究流域内每年降水对区内地下水的补给率大致在 12% ~ 38% 之间,雨季单次降水补给地下水约在 4.3% ~ 58.0% 之间。

参考文献 (References)

- [1] 尹晗, 李耀辉. 我国西南干旱研究最新进展综述[J]. 干旱气象, 2013, **31**(1): 182 - 193. [YIN Han, LI Yaohui. Summary of advance on drought study in southwest China[J]. Journal of Arid Meteorology, 2013, **31**(1): 182 - 193]
- [2] 王劲松, 张强, 王素萍, 等. 西南和华南干旱灾害链特征分析[J]. 干旱气象, 2015, **33**(2): 187 - 194. [WANG Jinsong, ZHANG Qiang, WANG Suping, et al. Characteristic analysis of drought disaster chain in southwest and south China[J]. Journal of Arid Meteorology, 2015, **33**(2): 187 - 194]
- [3] 苏培东, 文敏, 袁勇. 川中红层区地下水特征及勘探开发方法探讨[J]. 水文, 2007, **27**(4): 38 - 40. [SUI Peidong, WEN Min, YAUN Yong. Discussion on groundwater characteristics and exploration and development methods in the red bed area of central Sichuan province [J]. Journal of China Hydrology, 2007, **27**(4): 38 - 40]
- [4] 袁瑞强, 龙西亭, 王鹏, 等. 氯离子质量平衡法应用问题刍议[J]. 水文, 2015, **35**(4): 7 - 13. [YUAN Ruiqiang, LONG Xiting, WANG Peng, et al. Discussion on application of chloride mass balance method[J]. Journal of China Hydrology, 2015, **35**(4): 7 - 13]
- [5] 宋献方, 刘相超, 夏军, 等. 基于环境同位素技术的怀沙河流域地表水和地下水转化关系研究[J]. 中国科学, 2007, **37**(1): 102 - 110. [SONG Xianfang, LIU Xiangchao, XIA Jun, et al. Study on the relationship between surface water and groundwater conversion based on environmental isotope techniques in Huaisha River Basin [J]. Science in China Press, 2007, **37**(1): 102 - 110]
- [6] 王欢欢. 基于深剖面土壤水同位素及氯离子的地下水补给机制研究[D]. 兰州: 西北农林科技大学, 2018: 11 - 23. [WANG Huanhuan. Determining groundwater recharge mechanism based on isotope and chloride characteristics of soil water from a deep soil profile[J]. Lanzhou: Northwest A&F University, 2018: 11 - 23]
- [7] 刘澄静, 胡媛梅, 刘志林, 等. 哈尼梯田区降水稳定氢氧同位素的早雨季变化特征及其影响因素[J]. 山地学报, 2018, **36**(4): 519 - 580. [LIU Chengjing, JIAO Yuanmei, LIU Zhilin, et al. Seasonal variations of precipitation stable hydrogen and oxygen isotope in Hani rice terraces and its influencing factors [J]. Mountain Research, 2018, **36**(4): 519 - 580]
- [8] MUKHERJEE A, FRYAR A E, ROWE H D. Regional-scale stable isotopic signatures of recharge and deep groundwater in the arsenic affected areas of West Bengal, India [J]. Journal of Hydrology, 2007, **334**(1): 151 - 161.
- [9] PATTERSON L J, STURCHIO N C, KENNEDY B M, et al. Cosmogenic, radiogenic, and stable isotopic constraints on groundwater residence time in the Nubian Aquifer, Western Desert of Egypt [J]. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2013, **6**(1): 1005.
- [10] GUO X, FENG Q, LIU W, et al. Stable isotopic and geochemical identification of groundwater evolution and recharge sources in the arid Shule River Basin of Northwestern China [J]. Hydrological Processes, 2015, **29**(22): 4703 - 4718.
- [11] LIU F, SONG X, YANG L, et al. Identifying the origin and geochemical evolution of groundwater using hydrochemistry and stable isotopes in the Subei Lake basin, Ordos energy base, Northwestern China [J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2015, **19**(1): 551 - 565.

- [12] 陆垂裕, 孙青言, 李慧, 等. 基于水循环模拟的干旱半干旱地区地下水补给评价[J]. 水利学报, 2014, **45**(6): 701 – 711. [LU Chuiyu, SUN Qingyan, LI Hui, et al. Estimation of groundwater recharge in arid and semi-arid areas based on water cycle simulation[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2014, **45**(6): 701 – 711]
- [13] SCANLON B R, REEDY R C, STONESTROM D A, et al. Impact of land use and land cover change on groundwater recharge and quality in the southwestern US[J]. Global Change Biology, 2010, **11**(10): 1577 – 1593.
- [14] SCANLON B R, KEESE K E, FLINT A L, et al. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions [J]. Hydrological Processes, 2010, **20**(15): 3335 – 3370.
- [15] 汪敬忠, 吴敬禄, 曾海鳌, 等. 内蒙古河套平原水体同位素及水化学特征[J]. 地球科学与环境学报, 2013, **35**(4): 104 – 112. [WANG Jingzhong, WU Jinglu, ZENG Haiao, et al. Characteristics of water isotope and hydrochemistry in Hetao Plain of inner Mongolia[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2013, **35**(4): 104 – 112]
- [16] 谭秀翠, 杨金忠, 宋雪航, 等. 华北平原地下水补给量计算分析[J]. 水科学进展, 2013, **24**(1): 73 – 81. [TAN Xiucui, YANG Jinzhong, SONG Xuehang, et al. Estimation of groundwater recharge in North China Plain[J]. Advances in Water Science, 2013, **24**(1): 73 – 81]
- [17] JYRKAMA M I, SYKES J F. The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario)[J]. Journal of Hydrology, 2007, **338**(3/4): 237 – 250.
- [18] 朱波, 汪涛, 徐泰平, 等. 紫色丘陵区典型小流域氮素迁移及其环境效应[J]. 山地学报, 2006, **24**(5): 601 – 606. [ZHU Bo, WANG Tao, XU Taiping, et al. Non-point-source nitrogen movement and its environment effects in a small watershed in hilly area of purple soil[J]. Mountain Research, 2006, **24**(5): 601 – 606]
- [19] 王红兰. 川中丘陵区林地与坡耕地土壤水力学性质研究[D]. 杨凌:西北农林科技大学, 2013:11 – 30. [WANG Honglan. Soil hydraulic parameters of forest land and sloping farmland in the hilly area of central Sichuan basin [D]. Yanling: Northwest A&F University, 2013:11 – 30]
- [20] 汪涛, 朱波, 高美荣, 等. 川中丘陵区典型小流域地下水硝酸盐污染分析[J]. 生态与农村环境学报, 2006, **22**(3): 84 – 87. [WANG Tao, ZHU Bo, GAO Meirong, et al. Nitrate pollution of groundwater in a typical small watershed in the central Sichuan hilly region[J]. Journal of Ecology and Rural Environment, 2006, **22**(3): 84 – 87]
- [21] 沈茜, 唐家良, 朱波. 紫色丘陵区典型小流域非点源磷迁移特征[J]. 山地学报, 2015, **33**(5): 528 – 537. [SHEN Xi, TANG Jialiang, ZHU Bo. Characteristics of non-point-source phosphorus losses in some representative land-use sub-catchments in the hilly area of Purple Soil[J]. Mountain Research, 2015, **33**(5): 528 – 537]
- [22] 李秋芬, 苗顺德, 王铜山, 等. 四川盆地晚二叠世克拉通内裂隙作用背景下的盐亭—潼南海槽沉积充填特征[J]. 地学前缘, 2015, **22**(1): 67 – 76. [LI Qiufen, WANG Shunde, WANG Tongshan, et al. Sedimentary filling configuration of Yanting-Tongnan through under the background of intracratonic rift in Late Permian, Sichuan Basin [J]. Earth Science Frontiers, 2015, **22**(1): 67 – 76]
- [23] ZHAO P, TANG X, ZHAO P, et al. Tracing water flow from sloping farmland to streams using oxygen-18 isotope to study a small agricultural catchment in southwest China [J]. Soil and Tillage Research, 2013, **134**: 180 – 194.
- [24] 王芮, 唐家良, 章熙锋, 等. 亚热带农业小流域暴雨过程硝态氮迁移特征及水文示踪研究[J]. 水利学报, 2016, **47**(8): 996 – 1004. [WANG Rui, TANG Jialiang, ZHANG Xifeng, et al. Characteristics of Nitrate-N losses through runoff and hydrological tracing in subtropical agricultural catchments [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2014, 2016, **47**(8): 996 – 1004]
- [25] SUBYANI A M. Use of chloride-mass balance and environmental isotopes for evaluation of groundwater recharge in the alluvial aquifer, Wadi Tharad, west Saudi Arabia [J]. Environmental Geology, 2004, **46**(6): 741 – 749.
- [26] CRAIG H. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters [J]. Science, 1961, **133**(3467): 1833 – 1834.
- [27] 张人权, 梁杏, 靳孟贵, 等. 水文地质学基础, 第六版[M]. 北京:地质出版社, 2011: 1 – 7 [ZHANG Renquan, LIANG Xin, JIN Menggui, et al. Beijing: Hydrogeological foundation[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2011: 1 – 7]
- [28] WOOD W W, SANFORD W E. Chemical and isotopic methods for quantifying ground water recharge in a regional, semiarid environment [J]. Ground Water, 1995, **33**(3): 458 – 468.
- [29] LEANEY F W, HERCZEG A L. Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and localized recharge, South Australia[J]. Journal of Hydrology, 1995, **164**(1): 363 – 387.
- [30] CLARK I D. Environmental isotope in hydrogeology [M]. Zhengzhou: Yellow River Water Conservancy Press, 2006: 23 – 54.
- [31] 钱会, 马致远, 李培月. 水文地球化学[M]. 北京:地质出版社, 2012: 142 – 143. [QIAN Hui, MA Zhiyuan, LI Peiyue. Hydrogeochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2012: 142 – 143]
- [32] ZHAO P, TANG X Y, ZHAO P, et al. Identifying the water source for subsurface flow with deuterium and oxygen-18 isotopes of soil water collected from tension lysimeters and cores[J]. Journal of Hydrology, 2013, **503**: 1 – 10.
- [33] BOATENG T K, OPOKU F, ACQUAAH S O, et al. Groundwater

- quality assessment using statistical approach and water quality index in Ejisu-Juaben Municipality, Ghana [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, **75**(6):1–14.
- [34] 赵吉霞. 模拟酸雨对典型紫色母岩风化特征的影响[D]. 成都: 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 2018: 32–34. [ZHAO Jixia. Effects of simulate acid rain on watering characteristics of typical purple rock[D]. Chengdu: University of Chinese Academy of Sciences, 2018: 32–34]
- [35] GIBBS R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. *Science*, 1970, **170**(23):1088–1090.
- [36] 王亚平, 王岚, 许春雪, 等. 长江水系水文地球化学特征及主要离子的化学成因[J]. *地质通报*, 2010, **29**(2/3): 446–456. [WANG Yaping, WANG Lan, XU Chunxue, et al. Hydro-geochemistry and genesis of major ions in the Yangtze River, China [J]. *Geological Bulletin of China*, 2010, **29**(2/3): 446–456]
- [37] 迟恩先, 兰波, 肖延卿. 溶液温度及 CO₂ 含量对长石溶解度的影响[J]. *水资源与水工程学报*, 2014, **25**(2): 230–232. [CHI Enxian, LAN Po, XIAO Yanqin. Effect of solution temperature and CO₂ content on solubility of feldspar [J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 2014, **25**(2): 230–232]
- [38] 吴旭东. 成都地区大气降水稳定同位素组成反应的气候特征[J]. *四川地质学报*, 2009, **29**(1), 52–58. [WU Xudong. Stable isotope compositions for meteoric water from Chengdu and their implication of climate[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2009, **29**(1), 52–58]
- [39] CLARK I D, FRITZ P. Environmental isotopes in hydrogeology [M]. Florida: CRC press, 1997:19–30.
- [40] 黄一民, 宋献方, 何清华, 等. 洞庭湖流域下落雨滴蒸发研究[J]. *地理科学*, 2018, **38**(8):1364–1369 [HUANG Yiming, SONG Xianfang, HE Qinghua, et al. Study on the drop of raindrops in the Dongting Lake watershed [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2018, **38**(8):1364–1369]
- [41] 田立德, 姚檀栋, 孙维贞. 青藏高原南北降水中 D 和 ¹⁸O 关系及水汽循环[J]. *中国科学 (D)*, 2001, **31**(3): 214–220. [TIAN Lideng, YAO Tandong, SUN Weizhen. Relationship between D and ¹⁸O in the precipitation of the North and South of Qinghai-Tibet Plateau and the water vapor cycle[J]. *Science in China(D)*, 2001, **31**(3): 214–220]
- [42] 王超. 紫色土坡耕地径流水源同位素示踪研究[D]. 成都: 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 2013: 2–10. [WANG Chao. Tracing water source on sloping farmland of purple soil by hydrogen and oxygen isotopes[D]. Chengdu: Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, 2013: 2–10]
- [43] PANG Z, KONG Y, LI J, et al. An Isotopic Geoindicator in the Hydrological Cycle [J]. *Procedia Earth & Planetary Science*, 2017, **17**:534–537.
- [44] SHARMA M L, HUGHES M W. Groundwater recharge estimation using chloride, deuterium and oxygen-18 profiles in the deep coastal sands of Western Australia [J]. *Journal of Hydrology*, 1985, **81**(1): 93–109.
- [45] GREMILLION P, WANIELISTA M. Effects of evaporative enrichment on the stable isotope hydrology of a central Florida (USA) river[J]. *Hydrological Processes*, 2015, **14**(8):1465–1484.
- [46] 束龙仓, 陶月赞, 张元禧. 地下水水文学[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2009: 48–49. [SHU Longcang, TAO Yuezan, ZHANG Yuanxi. *Groundwater Hydrology* [M]. Beijing: China Water Conservancy and Hydropower Press, 2009:48–49]
- [47] 尹立河. 基于多种方法的地下水补给研究: 以鄂尔多斯高原为例[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2011: 33–60. [YIN Lihe. Estimation of groundwater recharge using multiple approaches: a case study in the ordos plateau[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2011: 33–60]
- [48] 程训强, 王明珠, 唐家良, 等. 低丘红壤区不同降雨类型对浅层地下水位动态变化的影响——以江西省余江县为例[J]. *山地学报*, 2011, **19**(5): 51–61. [CHEN Xunqiang, WANG Mingzhu, TANG Jialiang, et al. Dynamic changes of underground water tables affected by different rainfall Types in low hilly red soil area[J]. *Mountain Research*, 2011, **19**(5):51–61]
- [49] 闫建梅, 何丙辉, 田太强, 等. 川中丘陵区不同土地利用方式土壤入渗与贮水特征[J]. *水土保持学报*, 2014, **28**(1): 53–57. [YAN Jianmei, HE Binghui, TAIN Taiqiang, et al. Soil infiltration and water-holding characteristics of different land use in Sichuan hilly basin[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2014, **28**(1): 53–57]
- [50] 刘皓雯, 章熙峰, 唐家良, 等. 川中紫色土丘陵区不同类型集水区暴雨事件氮流失特征对比研究. *人民长江*, 2018, **49**(12):16–22. [LIU Haowen, ZHANG Xifeng, TANG Jialiang, et al. Comparison of the nitrogen loss characteristics from catchments with different land use patterns in the hilly area of purple soil in Central Sichuan basin[J]. *Renming River*, 2018, **49**(12): 16–22]

Chemical Characteristics and Recharging Rates in the Groundwater of Typical Small Watersheds in the Hilly Central Sichuan Basin, China

LIU Haowen^{1,2}, QIN Wei³, GAO Meirong¹, LU Wen¹, TANG Jialiang^{1*}

(1. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu 610041, China;*

2. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;*

3. *China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100049, China*)

Abstract: The frequent seasonal droughts impede the sustainable economic and social development in the hilly and rural area of central Sichuan Basin. Groundwater in the region is vital for drinking water supply and farming irrigation. However, there have been few relevant research on groundwater recycling process and recharge rates for central Sichuan Basin. In this study, Daxing watershed with an area of 480 ha was selected as case study to conduct integrated hydrological monitoring and sampling. The chemical properties and water-rock interaction processes were studied for the shallow groundwater bodies (including 2 springs and 14 wells) under different land covers during rainy and dry season, respectively. By comparing the chloride ion balance method with the two-component mixing model method using ^{18}O tracers, the recharging characteristics of groundwater in the region was interpreted. The results showed that chemical type of shallow groundwater was $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{-Ca}$, which was mainly controlled by weathering and hydrolysis of rocks. It was confirmed that in the isotopic peaking signal of groundwater responding to rainfall water that recharging cycles of shallow groundwater in rainy season lasted about 50 ~ 85 days. The interaction processes in rainy season were stronger than those in dry season. The chloride ion balance method might relatively underestimated the values due to human interferences, whereas the mixing model method might make overestimation because only two major sources were considered. It suggested by the optimized estimation that the annual average recharging rates of shallow groundwater by precipitation ranged from 12% to 38%, and the rainfall recharging rates for each single rainfall events ranged from 4.3% to 58.0%. By revealing the water chemistry dynamic of shallow groundwater in hilly area, this study preliminarily identified the groundwater recharge sources and estimated the recharging rates in a typical hilly area, and provide a scientific basis for further regional assessment of groundwater resources.

Key words: hilly watershed; water chemistry; isotopes; groundwater recharge