

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0076

LI Shaoning, JIA Xiaopeng. Variability of ^{222}Rn in Golmud River and its implication for surface-groundwater interaction[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(4): 1190–1199. [李劭宁, 贾晓鹏. 格尔木河 ^{222}Rn 同位素变化及其对地表水-地下水交互关系的指示意义[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4): 1190–1199.]

格尔木河 ^{222}Rn 同位素变化及其对地表水-地下水交互关系的指示意义

李劭宁^{1,2}, 贾晓鹏¹

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 沙漠与沙漠化重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 我国西北内陆干旱区水资源匮乏, 生态环境脆弱, 在全球气候变化和人类活动干扰背景下, 采用同位素方法进行精细尺度地表水-地下水交互作用研究是探求当地水循环变化和水资源管理的基本要求。通过测量格尔木河流域河水、地下水样品 2019 年 5 月和 8 月的 ^{222}Rn 浓度和典型断面流量, 结果发现: 山区河段河水 ^{222}Rn 浓度最高, 平均值为 $948.72 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, 指示基岩裂隙水是山区河段重要补给来源; 山前冲洪积扇河水 ^{222}Rn 浓度最低, 平均值为 $76.71 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, 地下水补给较少; 溢出带地区河水 ^{222}Rn 浓度上升至平均 $676 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, 地下水溢出补给河水, 向下至细土平原, 河水 ^{222}Rn 浓度呈下降趋势。时间变化上, 8 月与 5 月相比, 河水 ^{222}Rn 浓度下降, 表明地下水补给减少。溢出带 S1~S2 河段河水与地下水交互关系以双向转化为主, 基于质量守恒原理计算河水与地下水交互通量, 5 月和 8 月累积河水渗漏通量分别为 $3.87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 地下水补给通量分别为 $0.51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 河水渗漏强度大于地下水补给, 二者交互通量存在时空差异。

关键词: ^{222}Rn ; 地下水补给; 水循环; 质量平衡; 柴达木盆地

中图分类号: P641.3; O613.16 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)04-1190-10

0 引言

河水与地下水相互作用是高寒干旱区水体及其溶质迁移转化的重要途径, 具体分析该相互关系并计算交互通量是研究水资源循环演化的基本要求, 也是地区水资源评估的难点^[1-3]。

19 世纪以来, 各国学者不断从直接或间接多种角度出发探究河水与地下水相互作用。Cey 等^[4]和 Harte 等^[5]使用断面测流法分析径流补给关系, 计算净交互通量。得益于化学离子和同位素技术的发展, 越来越多的学者使用水化学离子、EC、氢氧同位素等示踪剂分析河水与地下水补给关系, 并根据质量守恒原理计算交互通量^[6-9]。该方法的应用基础是示踪剂在地表水与地下水中的浓度差异, 通过河水中示踪剂浓度变化推断补给关系, 河

水与地下水中 ^{222}Rn 同位素 2~3 个数量级的差异使其在两水相互关系研究中具有一定优势^[10-11]。 ^{222}Rn 是地层中的 ^{238}U 衰变产生的 ^{226}Ra 辐射衰变的产物, 它由地层进入地下水, 使地下水中 ^{222}Rn 浓度极高, 根据联合国上世纪 70 年代调查结果, 全球地下水平均 ^{222}Rn 浓度约 $1.8 \times 10^5 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$ ^[12]。同时, ^{222}Rn 作为一种放射性同位素, 其半衰期为 3.8 d, 由于辐射衰变和向大气逸散, 河水中 ^{222}Rn 含量很少, 当某一河段出现地下水补给时, 河水 ^{222}Rn 浓度明显上升, 地下水补给停止后, 河水 ^{222}Rn 浓度迅速下降^[10, 13]。 ^{222}Rn 示踪剂被应用于澳大利亚^[10-11, 13-14]、欧洲^[15]、南美洲^[16]、中国^[17-20]等地区的流域水循环研究。

格尔木河发源于昆仑山脉, 地表和地下径流在自上而下流动过程中频繁转化, 水循环过程复杂,

收稿日期: 2019-09-27; 修订日期: 2020-04-30

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC0406600)资助

作者简介: 李劭宁, 硕士研究生, 主要从事同位素水文学研究. E-mail: lishaoningq@163.com

通信作者: 贾晓鹏, 副研究员, 主要从事同位素水文学研究. E-mail: jiaxp@lzb.ac.cn

是研究地表水-地下水转化关系的理想场所。近来,在气候变化和人类活动影响下,该地区水资源大量开采,地下水咸化,有效的水资源评估和管理对当地生产生活具有重要意义。有学者^[21-26]使用水化学、氢氧同位素和数值模拟方法研究该地区地表水环境特征和地下水演化规律。但是,已有研究对南部昆仑山区关注较少,并且,河水与地下水作为密切联系的邻接水体,需要从两水统一体的角度来分析其相互关系^[2]。因此,本文使用²²²Rn示踪剂,通过野外实地测量河水和地下水²²²Rn浓度及断面流量,分析格尔木河径流过程中²²²Rn浓度的时空变化和地下水补给特征,并使用质量平衡方程计算河水与地下水交互通量,以期为该流域地表水-地下水相互关系研究提供新的尝试,为当地水资源高效开发利用和河流生态恢复提供

理论参考。

1 研究区概况

格尔木河位于柴达木盆地南部,地理位置为 94°28′55″~95°17′41″ E, 35°56′07″~37°05′11″ N, 海拔 2 600~3 400 m(图 1)。该地区深居大陆腹地,又受青藏高原山脉阻挡,形成了典型的高原内陆高寒干旱气候,日照充足,昼夜温差大,干旱少雨,蒸发强烈。多年平均气温为 6.2℃,多年平均降水量为 46.6 mm,月平均最高温度和月平均最大降水量均出现在 7 月(分别为 18.8℃和 13.7 mm),月平均最低温度出现在 1 月(-8℃),月平均最小降水量出现在 2 月,为 0.6 mm。多年平均蒸发量为 2 320.8 mm。以上气候数据由格尔木气象站 1989—2018 年的日数据计算得到。

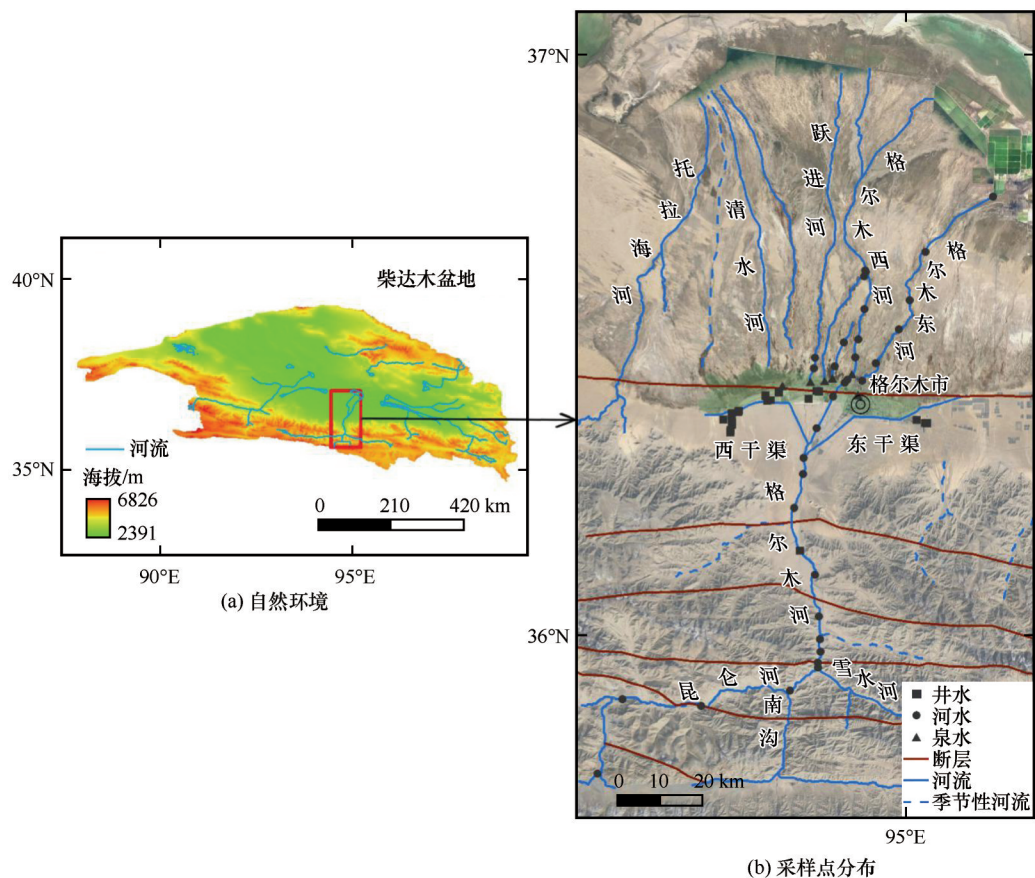


图 1 研究区自然地理环境及采样点分布^[24,27]

Fig. 1 Map showing the geographical environment and sampling sites in the study area^[24,27]

格尔木河是柴达木盆地第二大河,发源于昆仑山脉东段北坡,主要由西支昆仑河、东支雪水河汇合而成。自源头至格尔木市区,河流总长 378.5 km, 1959—2014 年格尔木水文站多年平均径流量为

$6.90 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ^[28]。河流与地下水水力联系密切,山前冲洪积扇地区河水下渗,补给地下水,至冲洪积扇前缘溢出带,地下水溢出补给河水,同时形成多条泉集河,其中数条在下游与格尔木河汇合,向

北一起注入达布逊湖。

该地区具有西北内陆典型山盆系统的水文地质结构(图2),盆地内部覆盖面积广大的第四纪沉积,沉积物颗粒自南向北由粗变细,含水层结构呈带状分异。南部昆仑山区高山降水较充沛,山地降水和冰雪融水成为地下径流的主要来源^[29]。山前冲洪积扇沉积物厚度增大,质地松散,岩性以砂砾卵石为主,潜水层沿地势倾斜分布,并接受格尔木河下渗补给。向北经冲洪积扇前缘至细土平原,沉积物颗

粒逐步细化,转变为砂、亚砂土、亚黏土组成的多层结构,形成潜水和多层承压水组合分布的含水层系统,地下水矿化度增加,水化学类型为 $\text{Cl}\cdot\text{HCO}_3\text{-Na}\cdot\text{Mg}$ 或 $\text{Cl}\cdot\text{SO}_4\text{-Na}\cdot\text{Ca}$,该区域地形趋向平坦,水力坡度减小,地下水抬升溢出地表,形成数量众多的泉集河。盆地中部为盐湖平原,受和缓地形影响,地下水水平运动缓慢,隔水层变薄,地下水垂直运动发达,由于潜水层埋深较浅,地下水大量蒸发排泄,导致水体矿化度极高,水化学类型以 Cl-Na 为主^[30]。

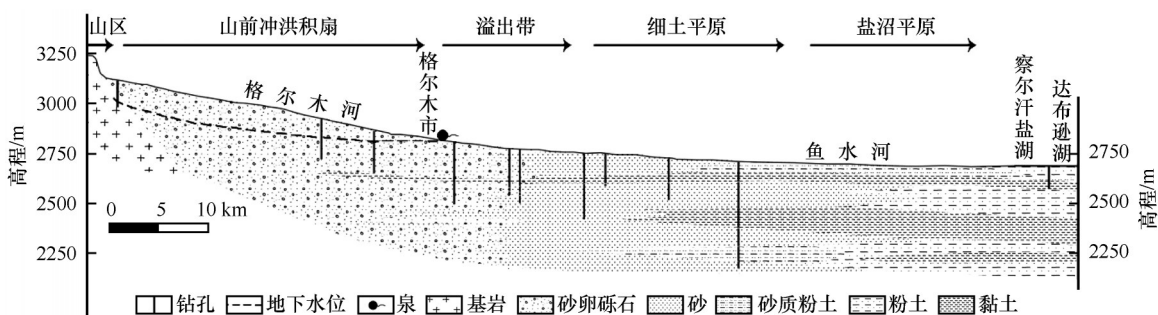


图2 研究区水文地质剖面示意图^[28]

Fig. 2 A hydrogeological profile through Golmud City^[28]

2 材料与方法

2.1 采样与测试

2019年5月和8月两次在格尔木河流域选取河水 and 地下水共59个样点采集样品,其中包括35个河水样点和24个地下水样点,地下水包括井水和泉水(图1)。河水取样尽可能靠近中心河道的动态水流,在河水表面以下约10 cm处取样,井水样品来自正在抽水灌溉的水井,均已持续抽水3 h以上,泉水样品则尽可能靠近泉眼,水泡上升,泉水溢出的地方^[31]。每个河水样点采集两个样品,地下水样点采集一个样品,以手持GPS(eTrex 309X, GARMIN)记录样点位置,采样前用样品水清洗250 mL样品瓶,测量水温(℃),取水过程中保证水流缓慢流入样品瓶,减少气体逸散。每个样品均在一小时内使用RAD7测氦仪及其水氦配件测量²²²Rn浓度。同一天内,先测河水样品,后测地下水样品,测量之前使外界空气在设备中充分循环,尽可能清除残留氦气影响,并将内部相对湿度降到5%以下,每个样品循环计数4个周期,持续20 min(RAD H₂O User manual)。

根据前人研究,在河水与地下水交互频繁的溢出带及其向细土平原过渡地区选取S1、S2、S3共3个河段测量流量、流速、水深、河宽,测流设备采用SonTek M9声学多普勒水流剖面仪,最下游处断面

5月由于自然条件限制无法使用该设备,故使用SVR表面流速仪(Decatur Electronics, Inc., USA)测流速,手动测量水深、河宽,8月因草场围护没有测量该断面。

2.2 质量平衡方程

河水蒸发作用和悬移颗粒的²²²Rn释放对某一河段范围内²²²Rn的质量平衡影响较小^[13,17],因此,假设其作用可以忽略。考虑河水中²²²Rn的辐射衰变和向大气逸散的影响,设 α 为河水中²²²Rn的总流失系数,其计算公式如下:

$$\alpha = \frac{D^{0.5}}{v^{0.5}h^{1.5}} + \frac{\lambda}{v} \quad (1)$$

式中: D 为²²²Rn的分子扩散系数($\text{cm}^2\cdot\text{s}^{-1}$); v 为河水流速($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$); h 为河水深度(m); λ 为辐射衰变常数($2.08\times 10^{-6}\text{ s}^{-1}$)。参数 D 与水的温度 T (℃)有关,计算公式为^[32]:

$$-\log D = \frac{980}{T + 273.15} + 1.59 \quad (2)$$

基于质量守恒原理,针对不同补给情形建立河水中²²²Rn在上下游之间的质量平衡方程^[15,17,33-34]。

①地下水补给河水

$$C_d Q_d = C_u Q_u e^{-\alpha L} + C_g Q_g \frac{1 - e^{-\alpha L}}{\alpha} \quad (3)$$

式中: C_u 、 C_d 分别为上、下游河水²²²Rn浓度($\text{Bq}\cdot\text{m}^{-3}$); Q_u 、 Q_d 分别为上、下游河流流量($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$); L 为上

下游断面间距离(m); C_g 为地下水 ²²²Rn 浓度(Bq·m⁻³); Q_g 为地下水补给速率(m³·s⁻¹·m⁻¹)。

②河水补给地下水

$$C_dQ_d = C_uQ_u e^{-\alpha L} - C_uQ_r \cdot \frac{1 - e^{-\alpha L}}{\alpha} \tag{4}$$

式中: Q_r 为河水渗漏速率(m³·s⁻¹·m⁻¹)。

③河水与地下水双向转化

$$\begin{cases} C_dQ_d = C_uQ_u e^{-\alpha L} + C_gQ_g \cdot \frac{1 - e^{-\alpha L}}{\alpha} - \frac{C_u + C_d}{2} \cdot Q_r \cdot \frac{1 - e^{-\alpha L}}{\alpha} \\ Q_d = Q_u + Q_gL - Q_rL \end{cases} \tag{5}$$

3 结果与讨论

3.1 不同水体 ²²²Rn 浓度特征

不同水体 ²²²Rn 浓度测量结果见表 1,从统计结果可以看出,所有河水样品 ²²²Rn 浓度的平均值为 701. 18 Bq·m⁻³,地下水样品 ²²²Rn 浓度的平均值为 22 735. 87 Bq·m⁻³,二者相差数十倍,与前人研究结果一致^[10-11]。地下水接受周围地层释放的 ²²²Rn,辐射衰变输出远小于释放输入,形成较高的 ²²²Rn 浓度。河水中的 ²²²Rn 主要来自地下水补给,河床沉积物和河水悬移颗粒释放量很小, ²²²Rn 随地下水补给进入河水,河水中的 ²²²Rn 因自然衰变而减少,同时在河水波动过程中向大气逸散,因此,当地下水补给终止时,河水 ²²²Rn 浓度迅速降低^[10,13]。根据此原理,当河水 ²²²Rn 浓度上升时,推测该河段存在地下水补给。

表1 不同水体 ²²²Rn 浓度统计结果(单位:Bq·m⁻³)
Table 1 ²²²Rn concentration of some water samples
(unit:Bq·m⁻³)

日期	水体和样品数量	最大值	最小值	平均值
5月	河水(n=35)	5 200	16. 5	814. 80
	地下水(n=24)	39 350	6 050. 0	22 464. 58
8月	河水(n=34)	4 045	0	584. 22
	地下水(n=22)	35 200	8 000. 0	23 031. 82
总体	河水(n=69)	5 200	0	701. 18
	地下水(n=46)	39 350	6 050. 0	22 735. 87

3.1.1 河水 ²²²Rn 浓度特征

根据表 1,河水 ²²²Rn 浓度位于 0~5 200 Bq·m⁻³ 之间,平均值为 701. 18 Bq·m⁻³,其中 5 月和 8 月河水 ²²²Rn 浓度平均值分别为 814. 8 Bq·m⁻³ 和 584. 22 Bq·m⁻³,相比于 5 月,河水 ²²²Rn 浓度在 8 月有所下降,且成对 T 检验结果显示该差异显著(P=0. 02011),表明河水 ²²²Rn 浓度的影响因素发生变化。

格尔木河河水 ²²²Rn 浓度沿流程自上而下先降后

升,不同地貌单元之间存在显著差异(图 3)。70 km 之内的山区河段河水 ²²²Rn 浓度平均 948. 72 Bq·m⁻³,高于其他河段,结合箱线图,5 月和 8 月中位数分别为 607 和 475 Bq·m⁻³,均向下四分位数偏斜,箱体较长,异常值偏离很远, ²²²Rn 浓度波动较大。该河段河流径流量小,且接受基岩裂隙水排泄补给,又有东西向断裂分布,地下水补给与断层 ²²²Rn 释放综合作用,导致河水 ²²²Rn 浓度升高^[24]。相比于中下游河段,山区河段河水 ²²²Rn 浓度波动最大,一方面与密集分布的断层有关,另一方面反映地下水补给变化,与基岩裂隙水不均匀性、随机性分布特征一致。第一个采样点至第二个采样点, ²²²Rn 浓度由 1 105 Bq·m⁻³ 迅速下降至 250 Bq·m⁻³,除地下水补给和断层分布变化影响外,还与该河段另一较大河流的汇入有关,第二个采样点处河水水量明显增加,流速快,水质浑浊。60 km 处河水 ²²²Rn 浓度出现异常值,最高超过 5 000 Bq·m⁻³。此处有断层经过,地层 ²²²Rn 从裂隙逸出,进入河水,此外,该河段位于大干沟水库和小干沟水库之间,水库蓄水导致流量减少, ²²²Rn 的进入更容易引起河水 ²²²Rn 浓度的大幅提升。

山前冲洪积扇地带的河水 ²²²Rn 浓度平均 76. 71 Bq·m⁻³,明显低于其他河段,中位数小于 100 Bq·m⁻³,变化范围小,但存在异常值。河流经出山口流出山谷,在该地区形成冲洪积平原,河水渗漏补给含水层^[30],因此地下水向河水的输入量极少,河水 ²²²Rn 浓度很低。

110~130 km 之间的溢出带地区河水 ²²²Rn 浓度上升至平均 676 Bq·m⁻³,向下至细土平原,下降至平均 249. 5 Bq·m⁻³,表明地下水补给在溢出带上升,至细土平原下降。这一变化与地形起伏密切相关,冲洪积扇前缘溢出带靠近盆地内部,地势趋缓,地下水位抬升补给河水,细土平原地下水位随地形起伏波动,地下水对河水的补给相对减少^[30]。该结果与赵丹等在诺木洪河测得的 ²²²Rn 浓度变化特征具有相似性,两地区同属高寒干旱区山盆系统,径流补给特征具有一致性^[18]。溢出带和细土平原 ²²²Rn 浓度略低于山区河段。

从时间对比来看,河水 ²²²Rn 浓度 5 月和 8 月沿流程变化趋势基本一致,8 月较 5 月稍有降低。这一变化可能与河流流量增加和地下水补给减少有关。山区河段 20 km 之内的径流量在 8 月明显减少,且山区河流 5 月份冰雪融水补给量大,8 月份降水补给增加,冰雪长期下覆基岩和薄层土壤, ²²²Rn 浓度可

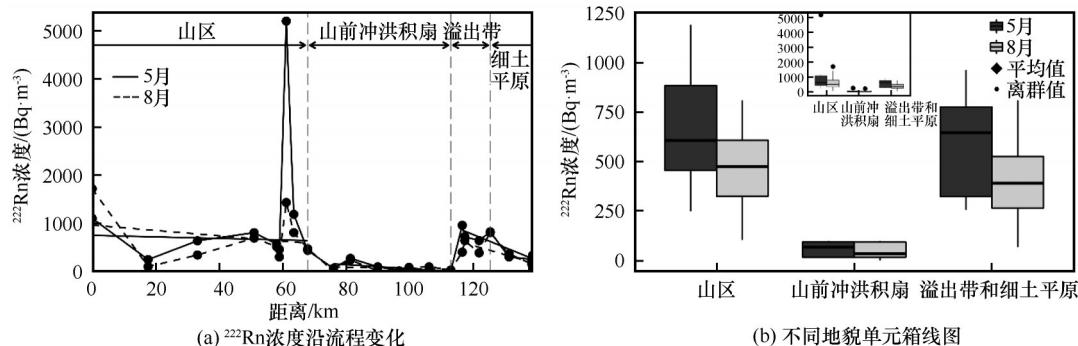


图3 格尔木河²²²Rn浓度特征[(b)中小图显示离群值]
Fig. 3 ²²²Rn concentration profiles along Golmud River (a) and boxplots of ²²²Rn concentration in various geomorphic units (b)

能较降水大,从而导致山区河水²²²Rn浓度呈现季节差异。下游河段,由于格尔木市区附近3—10月为灌溉季,两次采样期间,林地和农场持续抽水灌溉可能引起地下水位下降,导致溢出带地区地下水对河水的补给量减少,此外,该河段径流量在8月增加,二者共同作用,导致河水²²²Rn浓度降低。结合地下水位监测可以更好解释这一变化。

根据图4可知,3条发源于溢出带泉眼的泉集河沿流程具有相似的²²²Rn浓度变化,源头泉水出露处²²²Rn浓度很高,超过10 000 Bq·m⁻³,符合地下水²²²Rn浓度特征。泉水汇集成河,向下游流动,河水²²²Rn浓度迅速降低,至3 km处平均降至初始²²²Rn浓度的14%。格尔木东河和2号泉集河在下游某些河段²²²Rn浓度略有上升,表明河流在这些区域再次获得地下水补给。从时间变化来看,3条泉集河源头处泉水8月²²²Rn浓度均低于5月,向下游流动过程中,不同河流²²²Rn浓度的时间变化略有差异,其中样点资料较多的格尔木东河²²²Rn浓度由5月至8月下降,与格尔木河相同,1号和2号泉集河²²²Rn浓度8月比5月升高。

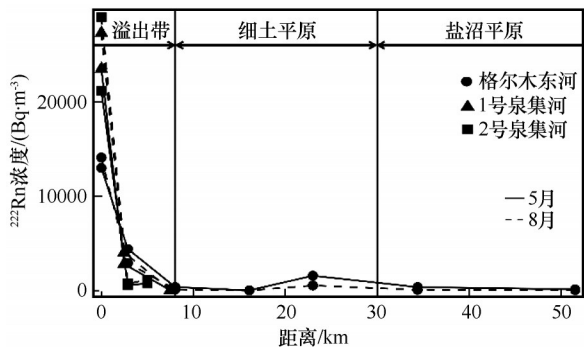


图4 其他泉集河²²²Rn浓度沿流程变化
Fig. 4 ²²²Rn concentration profiles along the three spring-fed rivers

3. 1. 2 地下水²²²Rn浓度特征

地下水²²²Rn浓度介于6 050~39 350 Bq·m⁻³,平均值为22 735. 87 Bq·m⁻³,其中5月和8月地下水²²²Rn浓度平均值分别为22 464. 58 Bq·m⁻³和23 031. 82 Bq·m⁻³,无显著差异(表1)。相比于时间变化,地下水²²²Rn浓度的空间差异更为显著。图5展示了井水和泉水²²²Rn浓度,河东地区样点少,且²²²Rn浓度明显较低,河西林地地下水²²²Rn浓度高于其他地区,尤其林地向西靠近农场的地区²²²Rn浓度最高,河西农场地下水²²²Rn浓度较低。地下水²²²Rn浓度大小与地层岩性和构造条件有关,同时受含水层溶解条件影响,探明其形成机制需要更多的地质资料^[35-37]。在河水与地下水相互作用研究中,最重要的是准确获取进入河流的地下水²²²Rn浓度,提高定量计算的准确度^[11]。

3. 2 河水与地下水交互通量

使用质量平衡方程计算3个河段(S1、S2、S3)河水与地下水的交互通量(图5),所需参数见表2,地下水²²²Rn浓度 C_g 使用河流附近5 km范围内7个采样点的平均值,河水流速、深度、水温使用上下游两个断面处的平均值,河段长度通过Google Earth测量。计算的前提是根据已知参数判断河水与地下水的转化关系,通常认为^[17]:若 $C_d > C_u, Q_d > Q_u$,则地下水补给河水,使用式(3);若 $C_d < C_u, Q_d < Q_u$,则河水补给地下水,使用式(4);若 $C_d > C_u, Q_d < Q_u$ 或 $C_d < C_u, Q_d > Q_u$,则河水与地下水双向转化,使用式(5)。该判断方法并非严格的充分条件推断,仅适用于 C_u 和 C_d 及 Q_u 和 Q_d 相差较大的情形,当现实测量结果相差较小时,需结合其他参数进一步分析,避免计算结果异常。计算3个河段5月与8月河水和地下水交互通量选用的公式见表2。

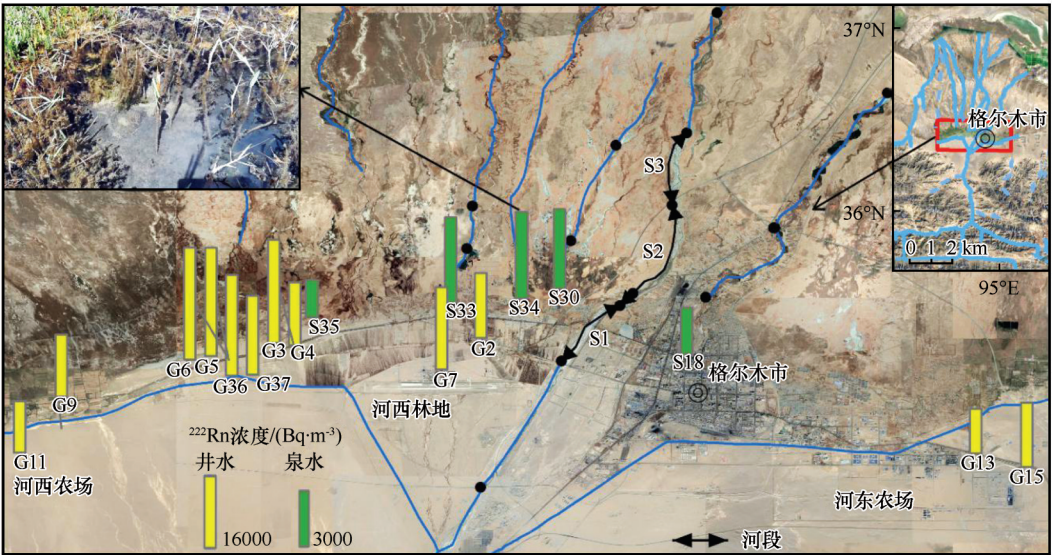


图5 地下水 ²²²Rn 浓度及泉眼照片

Fig. 5 Map showing ²²²Rn concentrations of groundwater in the study area, together with a photo of a hole of spring

表2 质量平衡方程计算参数

Table 2 Parameters in mass balance equation

参数	5月			8月		平均值	单位
	S1	S2	S3	S1	S2		
C_u	16.5	961.5	645	34	405	412.4	$Bq \cdot m^{-3}$
Q_u	9.162	5.667	7.91	15.321	15.385	10.689	$m^3 \cdot s^{-1}$
C_d	961.5	645	826.5	405	390	645.6	$Bq \cdot m^{-3}$
Q_d	5.667	7.91	6.68	15.385	14.884	10.1052	$m^3 \cdot s^{-1}$
C_g	21936	21936	21936	20483	20483	21354.8	$Bq \cdot m^{-3}$
L	4200	6500	2900	4200	6500	4860	m
λ	2.08×10^{-6}	2.08×10^{-6}	2.08×10^{-6}	2.08×10^{-6}	2.08×10^{-6}	2.08×10^{-6}	s^{-1}
ν	0.966	0.951	0.809	1.486	1.444	1.1312	$m \cdot s^{-1}$
h	0.574	0.489	0.491	0.57	0.493	0.5234	m
T	14	15	11.5	13.1	13.35	13.39	$^{\circ}C$
公式	(5)	(3)	(5)	(5)	(5)	(5)	

由表3可知,5月S1河段同时存在河水与地下水之间的双向转化,其中河水渗漏速率为 $92.03 \times 10^{-5} m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$,地下水补给速率为 $8.82 \times 10^{-5} m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$,二者相差约10倍,全河段累积河水渗漏通量为 $3.87 m^3 \cdot s^{-1}$,地下水补给通量为 $0.37 m^3 \cdot s^{-1}$,河水与地下水净交互通量为 $3.5 m^3 \cdot s^{-1}$ 。该河段位于冲洪积平原前缘溢出带,地下水以下降泉形式溢出地表,进入已有河流或形成泉集河。上述计算得到的地下水补给通量体现了溢出带的水循环特征,另一方面,该河段平均每公里的地下水补给量为 $0.088 m^3 \cdot s^{-1}$,低于无上游来水的泉集河 $0.13 m^3 \cdot s^{-1}$ 的补给速率^[22],表明两者在同一溢出带的补给特征存在差异。此外,较大的河水渗漏通量表明在溢出带这一地下水

集中出露的地区,河水渗漏依然是区域水循环中重要的一环。由于溢出带沿冲洪积扇前缘呈东西向带状分布,结合野外调查,泉眼在这一带状区域内错落散布,因此,从纵向河段分析时,部分非泉水出露的区间上仍然存在持续河水渗漏。S2河段以地下水补给河水为主,补给速率为 $2.11 \times 10^{-5} m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$,较S1河段明显降低,累积地下水补给通量为 $0.14 m^3 \cdot s^{-1}$,该河段地下水对河水的补给强度减弱,无明显河水渗漏,河水与地下水相互转化的频繁程度降低。S3河段再次出现河水与地下水双向转化,河水渗漏速率和地下水补给速率分别为 47.1×10^{-5} 和 $4.69 \times 10^{-5} m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$,累积河水渗漏通量和地下水补给通量分别为 $1.37 m^3 \cdot s^{-1}$ 和 $0.14 m^3 \cdot s^{-1}$,河水

表3 质量平衡方程计算结果

Table 3 Calculation results of mass balance equation

日期	交互速率和通量	S1	S2	S3
5月	河水渗漏速率/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	92.03×10^{-5}		47.1×10^{-5}
	地下水补给速率/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	8.82×10^{-5}	2.11×10^{-5}	4.69×10^{-5}
	累积河水渗漏通量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	3.87		1.37
	累积地下水补给通量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0.37	0.14	0.14
8月	河水渗漏速率/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	6.22×10^{-5}	9.82×10^{-5}	
	地下水补给速率/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)	7.74×10^{-5}	2.11×10^{-5}	
	累积河水渗漏通量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0.26	0.64	
	累积地下水补给通量/($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	0.33	0.14	

与地下水净交互通量为 $1.23 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 。表明河水在下游细土平原流动过程中由于地下水位升降变化,二者的交互作用也存在方向转换,但作用强度低于溢出带地区,此外,该河段的河水渗漏通量依然大于地下水补给通量。

8月S1河段河水与地下水依然保持双向转化,河水渗漏速率为 $6.22 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,地下水补给速率为 $7.74 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,地下水补给超过河水渗漏,累积河水渗漏通量 $0.26 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,地下水补给通量 $0.33 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,净交互通量为 $0.07 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,与5月相比,河水渗漏大幅降低,地下水补给也有所减少。该时期山区降水和冰雪融水增加导致河水上涨,流速加快,而地下水由于持续抽水灌溉水位下降,这些因素都可能引起河水与地下水交互通量的变化。S2河段河水与地下水继续相互转化,河水渗漏速率和地下水补给速率分别为 9.82×10^{-5} 和 $2.11 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$,累积河水渗漏通量 $0.64 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,地下水补给通量 $0.14 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,净交互通量 $0.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,河水渗漏速率较S1河段增加,且改变了5月份该河段无河水渗漏的情形,地下水补给速率较S1河段减少,与5月份变化趋势一致,且补给强度与5月份基本相同。

溢出带S1~S2河段5月和8月累积河水渗漏通量分别为 $3.87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,地下水补给通量分别为 $0.51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,河水渗漏强度大于地下水补给,指示河水渗漏在该区域的重要性。综上可知,该地区河水与地下水存在强烈交互转化,二者在不同河段不同季节的相互关系基本保持稳定,多数情况下都呈现双向转化,但具体交互通量差异较大。

前人在2011—2012年通过测流得到格尔木河地下水补给量为 $2.6092 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ^[24],本文选取的S1~S2河段是格尔木河的一段,计算得到的平均 $0.49 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 的地下水补给量相对较少。这表明格尔

木河地下水补给量随时间动态变化,后续研究中可积累更多测量资料以揭示其变化规律。

3.3 敏感性分析

质量平衡方程共涉及9个变量,每个变量对结果的影响程度不同。使用数据中各变量平均值进行敏感性分析,计算各变量在1%~50%变化范围内引起的地下水累积补给通量的相对误差(图6)。所有参数按敏感性由大到小排序如下: $C_d > Q_d > C_u > C_g > h > L > Q_u > T > v$ 。下游河水²²²Rn浓度 C_d 对结果影响最大,且随着变化比例增大,相对误差迅速上升。在以后研究中,若能将 C_d 的测量误差控制在10%以内而其他参数不变,可保证结果产生的相对误差不超过20%。下游流量 Q_d 的变化大小所产生的相对误差存在明显差异,当 Q_d 的变化量不超过5%时,相对误差也小于5%;当 Q_d 的变化量大于5%时,河水与地下水的交互关系由二者双向转化变为地下水补给河水,适用的质量平衡方程发生改变,相对误差也明显上升。因此,以后研究中应通过增加河水样品容量、细化样品测量过程、合理布局地下水样点来提高²²²Rn浓度和径流量的测量精度及代表性,减少研究结果的不确定性。

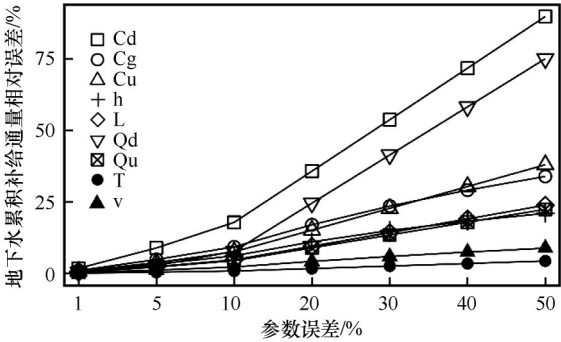


图6 敏感性分析

Fig. 6 Sensitivity analysis

4 结论

(1) 河水 ^{222}Rn 浓度平均值为 $701.18 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, 8 月与 5 月相比整体下降, 表明 8 月地下水对河水的补给减少。沿流程来看, 河水 ^{222}Rn 浓度在山区河段最高, 反映了基岩裂隙水的重要补给作用, 山前冲洪积扇地区河水下渗, ^{222}Rn 浓度最低, 溢出带随着地下水位抬升, 地下水补给河水导致 ^{222}Rn 浓度增加, 向下至细土平原, ^{222}Rn 浓度再度呈现下降趋势。

(2) 地下水 ^{222}Rn 浓度平均值为 $22\,735.87 \text{ Bq} \cdot \text{m}^{-3}$, 比河水高 2~3 个量级, 5 月和 8 月无显著差异, 但受水文地质条件影响, 形成中部高、东西两农场低的空间特征。

(3) S1~S2 河段同时存在河水与地下水双向转化, 5 月和 8 月累积河水渗漏通量分别为 $3.87 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.9 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 地下水补给通量分别为 $0.51 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $0.47 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, 河水与地下水交互关系以双向转化为主, 但多数情况下, 河水渗漏强度大于地下水补给, 且交互通量在不同河段和不同时间具有明显变化。

综上, 以 ^{222}Rn 为示踪剂, 基于质量守恒原理探究河水与地下水交互关系和交互通量是较为有效的方法, 可应用到整条河流与地下水相互关系的研究, 特别是南部山区河段, 基岩裂隙水对河流的补给作用有待进一步研究。后续研究中可从样品容量和测量及样点布局方面改进测量精度, 同时结合多种示踪剂测量, 提高结果准确性。

致谢: 本文在样品采集、测试和写作过程中得到导师拓万全研究员、冰冻圈科学国家重点实验室徐锐老师和崔晓庆老师的大力支持和帮助, 特此感谢!

参考文献 (References):

- [1] Tsur Y, Graham-Tomasi T. The buffer value of groundwater with stochastic surface water supplies[J]. *Journal of Environmental Economics & Management*, 1990, 21(3): 201-224.
- [2] Sophocleous M. Interactions between groundwater and surface water: The state of the science[J]. *Hydrogeology Journal*, 2002, 10(1): 52-67.
- [3] Kalbus E, Reinstorf F, Schirmer M. Measuring methods for groundwater-surface water interactions: a review[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, 10(1): 873-887.
- [4] Cey E E, Rudolph D L, Parkin G W, et al. Quantifying groundwater discharge to a small perennial stream in southern Ontario, Canada[J]. *Journal of Hydrology*, 1998, 210(1/2/3/4): 21-37.
- [5] Harte P T, Kiah R G. Measured river leakages using conventional stream flow techniques: the case of Souhegan River, New Hampshire, USA[J]. *Hydrogeology Journal*, 2009, 17(1): 409-424.
- [6] Song Xianfang, Liu Xin, Xia Jun, et al. Interactions between surface water and groundwater in Chabagou Catchment using hydrogen and oxygen isotopes[J]. *Journal of Basic Science and Engineering*, 2009, 17(1): 8-19. [宋献方, 刘鑫, 夏军, 等. 基于氢氧同位素的岔巴沟流域地表水-地下水转化关系研究[J]. *应用基础与工程科学学报*, 2009, 17(1): 8-19.]
- [7] Yang Qiyue, Wu Jinkui, Ding Yongjian, et al. A study of isotope hydrology in shallow groundwater and stream water in the Xilin River basin[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, 31(5): 850-856. [杨淇越, 吴锦奎, 丁永建, 等. 锡林河流域地表水和浅层地下水的稳定同位素研究[J]. *冰川冻土*, 2009, 31(5): 850-856.]
- [8] Hou Dianjiong, Qin Xiang, Wu Jinkui, et al. Isotopic, chemical characteristics and transforming relationship between surface water and groundwater in the Xiaochangma River basin[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2012, 34(3): 698-705. [侯典炯, 秦翔, 吴锦奎, 等. 小昌马河流域地表水-地下水同位素与水化学特征及转化关系[J]. *冰川冻土*, 2012, 34(3): 698-705.]
- [9] Kanduž T, Grassa F, McIntosh J, et al. A geochemical and stable isotope investigation of groundwater/surface-water interactions in the Velenje basin, Slovenia[J]. *Hydrogeology Journal*, 2014, 22(4): 971-984.
- [10] Cook P G. Estimating groundwater discharge to rivers from river chemistry surveys[J]. *Hydrological Processes*, 2013, 27: 3694-3707.
- [11] Unland N P, Cartwright I, Andersen M S, et al. Investigating the spatio-temporal variability in groundwater and surface water interactions: A multi-technique approach[J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2013, 17(9): 3437-3453.
- [12] Harley J H, Harley N H, Healy J W, et al. Exposures from the uranium series with emphasis on radon and its daughters[R]. Bethesda, MD: National Council on Radiation Protection and Measurements, 1984: 52-54.
- [13] Cook P G, Lamontagne S, Berhane D, et al. Quantifying groundwater discharge to Cockburn River, southeastern Australia, using dissolved gas tracers ^{222}Rn and SF_6 [J]. *Water Resources Research*, 2006, 42: 1-12.
- [14] Cook P G, Favreau G, Dighton J C, et al. Determining natural groundwater influx to a tropical river using radon, chlorofluorocarbons and ionic environmental tracers[J]. 2003, 277: 74-88.
- [15] Stellato L, Petrella E, Terrasi F, et al. Some limitations in using ^{222}Rn to assess river-groundwater interactions: the case of Castel di Sangro alluvial plain (central Italy)[J]. *Hydrogeology Journal*, 2008, 16: 701-712.
- [16] Oyarzún R, Zambra S, Maturana H, et al. Chemical and isotopic assessment of surface water-shallow groundwater interaction in the arid Grande River basin, North-Central Chile[J]. *Hydrological Sciences Journal*, 2016, 61(12): 2193-2204.
- [17] Su Xiaosi, Xu Wei, Yang Fengtian, et al. Using new mass balance methods to estimate gross surface water and groundwater exchange with naturally occurring tracer ^{222}Rn in data poor regions: a case study in northwest China[J]. *Hydrological Processes*, 2015, 29(6): 979-990.
- [18] Zhao Dan, Wang Guangcai, Liao Fu, et al. Groundwater-surface water interactions derived by hydrochemical and isotopic (^{222}Rn , deuterium, oxygen-18) tracers in the Nomhon area, Qaidam basin, NW China[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 565: 650-661.
- [19] Yi Peng, Luo Huan, Chen Li, et al. Evaluation of groundwater discharge into surface water by using Radon-222 in the Source Area of the Yellow River, Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal*

- of Environmental Radioactivity, 2018, 192: 257-266.
- [20] Wang Yushan, Cheng Xuxue, Zhang Mengnan, et al. A study of the spatial variation in groundwater discharge to river using ^{222}Rn in the lower reaches of the Malian River[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2018, 45(5): 34-40. [王雨山, 程旭学, 张梦南, 等. 基于 ^{222}Rn 的马莲河下游地下水补给河水空间差异特征研究[J]. 水文地质工程地质, 2018, 45(5): 34-40.]
- [21] Tan Hongbing. The study on water environment geochemistry in Golmud River watershed[D]. Xining: Qinghai Institute of Salt lakes, Chinese Academy of Sciences, 2000. [谭红兵. 格尔木河流域水环境地球化学研究[D]. 西宁: 中国科学院青海盐湖研究所, 2000.]
- [22] Kou Wenjie. The conversion between surface water and ground water and the rational exploitation in Geermu basin[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2006. [寇文杰. 格尔木河流域地表水与地下水相互转换关系及其合理开发利用研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2006.]
- [23] Li Jian, Wang Hui, Wei Liqiong. Isotopic and hydrochemical characteristics of groundwater in the Golmud River basin[J]. Northwestern Geology, 2007, 40(4): 91-100. [李健, 王辉, 魏丽琼. 格尔木河流域平原区地下水同位素及水化学特征[J]. 西北地质, 2007, 40(4): 91-100.]
- [24] Luo Yinfei. The groundwater system and resources in piedmont plain of Golmud River basin in Qinghai Province[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2013. [罗银飞. 青海省格尔木河流域山前平原区地下水系统及地下水资源评价[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2013.]
- [25] Wang Yuhang, Wang Wenke, Duan Lei, et al. Study on dynamic of groundwater in alluvial-pluvial fan zone in front of mountain of Golmud River basin[J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 2014, 25(1): 133-136. [王宇航, 王文科, 段磊, 等. 格尔木河流域山前冲洪积扇地下水动态研究[J]. 水资源与水工程学报, 2014, 25(1): 133-136.]
- [26] Wang Shengbin, Xiao Yong, Wang Wanping, et al. Groundwater table dynamics in Golmud piedmont plain of Qinghai Province[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(1): 241-247. [汪生斌, 肖勇, 王万平, 等. 青海省格尔木山前平原区地下水动态特征分析[J]. 冰川冻土, 2016, 38(1): 241-247.]
- [27] Wang Yonggui. Investigation and evaluation of groundwater resources and environmental problems in Qaidam basin[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2008. [王永贵. 柴达木盆地地下水资源及其环境问题调查评价[M]. 北京: 地质出版社, 2008.]
- [28] Xiao Yong. Groundwater circulation patterns and its change trend in southern Qaidam basin, northwest China[D]. Beijing: China University of Geosciences(Beijing), 2018. [肖勇. 柴达木盆地南缘地下水循环演化模式及其变化趋势研究[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018.]
- [29] Chen Mengxiong. Hydrogeological status of Qaidam basin[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 1957, 1: 16-21. [陈梦熊. 柴达木盆地的水文地质条件[J]. 水文地质工程地质, 1957, 1: 16-21.]
- [30] Li Wenpeng, Zhou Hongchun, Zhou Yangxiao, et al. Groundwater flow system of typical arid area in northwest China[M]. Beijing: Seismological Press, 1995. [李文鹏, 周宏春, 周仰效, 等. 中国西北典型干旱区地下水流系统[M]. 北京: 地震出版社, 1995.]
- [31] Mook W G, Vries J J. Water sampling and laboratory treatment [M]//Rozanski K, Froehlich K, Mook W G. Environmental isotopes in the hydrological cycle: principles and applications. Paris-Vienna: UNESCO-IAEA, 2000: 167-178.
- [32] Peng T H, Takahashi T, Broecker W S. Surface radon measurements in the North Pacific Ocean station Papa[J]. Journal of Geophysical Research, 1974, 79(12): 1772-1780.
- [33] Danckwerts. Significance of liquid-film coefficients in gas absorption[J]. Industrial and Engineering Chemistry, 1951, 43(6): 1460-1467.
- [34] O' Connor Donald J, Dobbins William E. Mechanism of reaeration in natural streams[J]. Transactions of the American Society of Civil Engineers, 1958, 123(1): 641-666.
- [35] Lively R S, Morey G B. Hydrogeochemical distribution of uranium and radon in east-central Minnesota[J]. Isotope Studies of Hydrologic Processes, 1982: 91-108.
- [36] Asikainen. State of disequilibrium between ^{238}U , ^{234}U , ^{226}Ra and ^{222}Rn in groundwater from bedrock[J]. Geochemica et Cosmochimica Acta, 1981, 45: 201-206.
- [37] Krishnaswami S, Graystein W C, Turekian K K. Radium, thorium and radioactive lead isotopes in groundwaters' application to the in situ determination of adsorption-desorption[J]. Water Resources Research, 1982, 18(6): 1663-1675.

Variability of ^{222}Rn in Golmud River and its implication for surface-groundwater interaction

LI Shaoning^{1,2}, JIA Xiaopeng¹

(1. Key Laboratory of Desert and Desertification, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Water resources are scarce in the arid region in Northwest China, and the ecological environment is fragile. In the context of global climate change and human activity interference, the use of isotope methods to conduct fine-scale surface water-groundwater interaction studies is a basic requirement for exploring local water cycle changes and water resources management. Research of water cycle and runoff variation has always been a difficult issue of assessment of water resources in arid basins. In May and August, 2019, samples of river water and groundwater had taken, then ^{222}Rn concentration of these samples were measured and river runoff were also gauged. Then spatial and temporal characteristics of ^{222}Rn concentrations in river water and groundwater had analyzed, together with interactions between them. The results show that (1) ^{222}Rn concentration of river water in mountains are high, with a mean value of $948.72 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$, indicating that groundwater coming out of bedrock fissure water is an important source of river water in the mountains, especially near a tectonic faults; (2) ^{222}Rn concentration of river water in the alluvial floodplain with less groundwater recharge are low, $76.71 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ in average; (3) ^{222}Rn concentration rises to average $676 \text{ Bq}\cdot\text{m}^{-3}$ in the transitional zone of alluvial floodplain and low-lying plain, where groundwater recharges to the river as spring. Toward downstream low plain, ^{222}Rn concentration of river water go down again; (4) temporally, compared to May, ^{222}Rn concentration of river water is relatively low in August, showing a decline of groundwater recharge; (5) ^{222}Rn concentration of groundwater is 2-3 orders of magnitude higher than river water and demonstrate a spatial variation of high in the middle whereas low in the east and west; (6) in S1~S2, two concurrent processes of groundwater discharging to river and river water leaking to groundwater dominate the surface-groundwater interaction. A mass balance method was used to calculate the exchange flux which indicates accumulated river leakage flux in May and August is $3.87 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ and $0.9 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, separately, while $0.51 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ and $0.47 \text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ for groundwater discharge flux. River leakage is more powerful than river discharge and the flow flux between surface and groundwater varies noticeably in different sections and different time.

Key words: ^{222}Rn ; groundwater recharge; water cycle; mass balance; Qaidam basin

(责任编辑: 周成林; 编辑: 庞瑜, 周成林)