

塔里木河流域地表水和地下水的转化关系

李林

(塔里木大学 水利与建筑工程学院, 新疆 阿拉尔 841005)

摘要: [目的] 探究塔里木河流域地表水和地下水的转化关系, 为该流域水资源形成机制研究和促进水资源合理开发利用提供科学依据。[方法] 以氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)作为示踪剂, 采用稳定同位素技术和水化学原理分析了塔里木河流域地表水与地下水转化关系。2018年沿塔里木河上、中、下游采集了90组地表水样和地下水样, 并测量相应的氧同位素和水化学离子(Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+), 运用Gibbs图和Piper三线图探测了塔里木河流域地上和地下水化学特征及其转化关系。[结果] ①地下水和河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有不同的变化情况: 地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 值随着流向呈现明显的逐渐富集特点, 而地表水则变化较小。通过总溶解固体(total dissolved solids, TDS)的沿程分析可知, 对于上游地下水而言, 由于河水下渗补给, 加上侧向径流影响, $\delta^{18}\text{O}$ 呈现了大幅下降。随着河水补给的增加, 其值不断富集。对于地表水而言, 随着流向其 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐下降, 此时地下水呈现富集, 说明此时期地下水能够对地表水产生补给。②根据地下水和河水测试数据分别建立地下水线和河水线方程, 且二者斜率均小于大气降水线斜率, 说明地下水和河水同位素组成受到一定程度蒸发作用影响。③塔里木河上游地下水向地表水补给平均速率为 $1.76 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$, 中游地下水向地表水补给平均速率为 $1.71 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$, 下游地下水向地表水补给平均速率为 $1.65 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$ 。[结论] 地表水—地下水的频繁转化是塔里木河流域水资源循环的主要特征, 地下水补给是河流水资源的主要补给来源。

关键词: 塔里木河; 地表水; 地下水; 氧同位素; Piper三线图

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2021)06-0023-06

中图分类号: K921

文献参数: 李林. 塔里木河流域地表水和地下水的转化关系[J]. 水土保持通报, 2021, 41(6): 23-28. DOI: 10.13961/j.cnki.stbctb.2021.06.004; Li Lin. Transformation relationship between surface water and groundwater in Tarim River basin [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2021, 41(6): 23-28.

Transformation Relationship Between Surface Water and Groundwater in Tarim River Basin

Li Lin

(College of Water Conservancy and Civil Engineering, Tarim University, Alar, Xinjiang 841005, China)

Abstract: [Objective] The transformation relationship between surface water and groundwater in Tarim River basin was explored, in order to provide scientific basis for the research on the formation mechanism of water resources and the promotion of rational development and utilization of water resources. [Methods] Using oxygen isotope ($\delta^{18}\text{O}$) as the tracer, the relationship between surface water and groundwater transformation in the Tarim River basin was analyzed by using stable isotope technique and hydrochemical principle. In 2018, about 90 groups of surface and underground water samples were collected along the upper, middle and lower reaches of the Tarim River, and their deuterium oxygen stable isotopes and hydrochemical ions (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) were measured. Gibbs diagram and Piper trigram were used to explore the chemical characteristics and their transformation relationship between surface and underground water in the Tarim River basin. [Results] ① The $\delta^{18}\text{O}$ values of groundwater and river water varied differently. For groundwater, the $\delta^{18}\text{O}$ values gradually enriched along with the flow direction, while the $\delta^{18}\text{O}$ values changed little in surface water. According to total dissolved solids (TDS) analysis along the river, for the

upstream groundwater, due to the infiltration and recharging of the river and the influence of lateral runoff, its $\delta^{18}\text{O}$ decreased significantly. With the increase of the recharging of the river, its $\delta^{18}\text{O}$ value continued to enrich. For surface water, the value of $\delta^{18}\text{O}$ gradually decreased with the flow direction, and the groundwater was enriched at this stage, indicating that the groundwater can replenish the surface water during this period. ② The groundwater waterline and river water line were respectively established, both of which were lower than the slope of precipitation line, indicating that the isotopic composition of groundwater and river water was affected by evaporation to a certain extent. ③ The average rate of groundwater recharge to surface water in the upper reaches of Tarim River was $1.76 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$, and was $1.71 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$ in the middle reaches and $1.65 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$ in the lower reaches. [Conclusion] The frequent conversion of surface water and groundwater is the main feature of water resources cycle in Tarim River basin, and groundwater recharge is the main source of water resources.

Keywords: Tarim River; surface water; groundwater; oxygen isotope; Piper trilinear nomograph

地表水与地下水是水资源中不可分割的重要部分,二者可进行密切的水质与水量交换,是影响区域水资源形成及其结构特征的重要因素^[1-4]。研究地表水和地下水资源之间的相互作用和转化的关系,是评价和管理区域水资源的前提,对掌握水资源的形成机制,合理开发利用水资源,建立区域水资源循环模式和科学管理水资源总量具有重要意义^[5-6]。自 1877 年 Boussinesq 开展对地表水和地下水的相互作用研究以来,国内外学者从未间断对地表水和地下水资源的研究,各种研究方法被国内外众多专家学者应用到不同的地区和流域,主要包括模拟算法、水量平衡法、调查分析法和环境示踪法等^[7-8]。各种方法均有其优缺点和适用性,其中:调查分析法耗时费力、误差较大;水量平衡法对各源汇项的识别与量化过程复杂,往往具有较大误差。随着地表水与地下水相互作用研究的精细化与定量化,模拟算法与环境示踪法成为目前较为常用的研究手段^[9-10]。模拟算法具有可视性、仿真性等优点,但耦合模拟存在难度,且需要的数据量大,操作复杂,受参数精度影响较大,一般用于具备大量长序列资料的大范围地区^[11-13]。近些年来,环境示踪法具有原理简单、实用有效、可结合多种信息源数据进行分析推算等优点,得到了广泛运用,并取得了很好的应用效果^[14-16]。环境同位素技术逐渐发展成为水资源研究的重要手段,特别是作为水组成成分的氢氧同位素,在水资源补给、转化和蒸发等方面开展了大量研究,取得丰富的研究成果,使得氢氧同位素技术成为地表水—地下水转化关系研究过程中重要且成熟的手段。塔里木河是中国的第一大内陆河,近些年来,塔里木河流域的工业、城镇生活和农业面源三方面的污染源导致塔里木河水水质断面中劣 V 类水占比逐渐上升,2018 年测得 V 类水高于全国 6.7% 的平均水平^[17]。再加上当地缺乏对塔里木河水资源的保护意识,过度开采导致地下水位下

降,引发土壤盐渍化和植被退化等一系列问题,严重阻碍塔里木河流域的生态建设和可持续发展^[18-20]。为了保证和促进塔里木河流域社会经济与生态可持续发展,必须全面认识塔里木河水水质质量问题。鉴于此,本文基于 2018 年塔里木河的监测数据,运用同位素分析技术,探索塔里木河流域地表水和地下水的转化关系,为塔里木河的高质量发展提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

塔里木河流域地理坐标为东经 $71^{\circ}39''-93^{\circ}45''$,北纬 $34^{\circ}20''-43^{\circ}39''$,位于天山山脉和昆仑山脉之间,是由叶尔羌河、和田河、阿克苏河等汇合而成,是南疆最大的河流,也是中国最长的内陆河流。塔里木河全长 2 179 km,流域面积 $1.02 \times 10^6 \text{ km}^2$,是一个封闭的内陆水循环和水平衡的相对独立的水文区域。流域水资源总量为 $4.29 \times 10^{10} \text{ m}^3$,地表水天然径流量 $3.98 \times 10^{10} \text{ m}^3$,地下水资源量为 $3.07 \times 10^9 \text{ m}^3$ 。

1.2 调查与采样

水文地质调查和水样采集工作于 2018 年 5—8 月在塔里木河的上、中、下游进行,共采集地下水样 300 个,地表水样 300 个,泉水样 230 个。测定氢氧同位素的样品采用 100 ml 聚乙烯采样瓶封装,测定土壤阴阳离子的样品采用 600 ml 聚乙烯取样瓶封装,样品采集后及时采用封口膜密封,然后进行 4°C 低温保存。

1.3 测试与方法

水化学常规组分和氢氧同位素由西安地质调查中心和防灾科技学院联合测定。采用离子体光谱仪(ICP)测定阳离子含量(K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}),离子色谱仪(ICS-2100)测定阴离子含量(Cl^- , SO_4^{2-}), HCO_3^- 采用甲基橙盐酸滴定法测定,氢氧同位素采

用 LGR 激光液态水稳定同位素分析仪测定,测试结果采用 δ 值(‰)表示,其测试精度为, $\delta^{18}\text{O} \pm 0.2\text{‰}$, δD (氘同位素) $\pm 0.6\text{‰}$ 。测试结果详见表 1。

利用 Piper 三线图可判断水体中各离子比例和组份含量;Gibbs 图能够有效地判断水体中水化学组成的控制机制(降水优势、岩石优势和蒸发优势);采用离子比例系数与 TDS 的关系判断水体化学组成和来源及形成过程;利用 Chloro-Alkaline 指数来研究离子交换反应,Chloro-Alkaline 指数(CAI)的正负值代表水中与水层介质中的阴阳离子发生正反离

子交换;受气温、空气湿度等控制,水体在蒸发过程中的氢氧稳定同位素组成变化遵循瑞利分馏原理,可将其作为研究地表水与地下水径流转化过程的天然示踪剂。当水中的 Ca^{2+} 或 Mg^{2+} 与含水层介质中的 Na^+ 或 K^+ 发生交换反应,采用公式(1)计算;反之采用公式(2)计算。

$$\text{CAI}_I = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-} \quad (1)$$

$$\text{CAI}_{II} = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-} \quad (2)$$

表 1 研究区采样点水化学指标

河段	类型	样本数	pH 值	TDS	$\delta^{18}\text{O}$ 均值	δD 均值	δD 盈余均值/‰
上游	河水	200	7.12	543	-4.47	-41.12	-2.12
	地下水	200	6.89	589	-8.12	-46.56	3.12
中游	河水	200	7.23	567	-5.18	-42.10	-4.12
	地下水	200	6.77	612	-934	-47.33	5.17
下游	河水	200	7.29	588	-7.23	-43.65	-5.79
	地下水	200	6.65	645	-11.32	-50.12	7.67

常规现场测定指标主要为 pH 值和 DO(溶解氧),其中 pH 使用型号为 PHS-3E 的 pH 计和玻璃电极法测定,DO 使用型号为 JPB-607A 溶解氧测定仪和电化学探头法测定。将-20℃保存的水质样品送至北京原生态测试有限公司测定氘氧同位素,测定仪器为美国 Picarro 公司生产的 L2130-1,使用方法为波长扫描光腔衰荡光谱技术;本次研究中水体中 ^{222}Rn 同位素含量的测定采用美国 Durrige 公司 RAD7 型 α 能谱氦气检测仪。

2 结果与分析

2.1 水化学组成特征

塔里木河流域河水和地下水水化学统计特征详见表 2。河水偏碱性水,pH 值为 7.12~7.29;河水的

总溶解固体(TDS)变化范围分别为 543~588 mg/L,为低矿化度水;河水的 Eh 值(氧化还原电位)在 84.3~91.3 mV 之间,DO 的变化范围在 10.2~12.1 mg/L 之间,说明塔里木河流域河水处于弱氧化环境,具有一定的自净能力;下游河水的阳离子(Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+})和阴离子(SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^-)明显高于中游和上游。与塔里木河流域河水相比,地下水的 pH 值明显降低,pH 值在为 6.65~6.89 之间,呈中性偏酸性;地下水 DO 增加(13.5~15.7 mg/L),Eh 值降低(76.5~79.0 mV),大部分水样点 Eh<200.0 mV,这是由于在各种氧化过程中,溶解氧被消耗而减少所导致的。地下水阳离子(Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+})和阴离子(SO_4^{2-} , Cl^- , HCO_3^-)含量高低与河水相同,表现为:下游地下水>中游地下水>下游地下水。

表 2 塔里木河上游流域不同时期水化学组成特征

河段	类型	样本数	Eh/mV	化学组成/(mg·L ⁻¹)							
				DO	Na ⁺	Ca ²⁺	K ⁺	Mg ²⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
上游	河水	200	84.3	10.2	23.09	65.14	1.78	18.56	46.65	15.67	197.1
	地下水	200	76.5	13.5	21.24	6045	1.25	16.34	32.43	13.79	174.8
中游	河水	200	86.7	11.9	25.45	68.23	1.83	19.78	53.15	18.22	223.7
	地下水	200	78.9	14.6	23.33	65.47	1.36	18.09	51.09	16.46	218.2
下游	河水	200	91.3	12.1	28.27	72.56	1.99	21.57	67.78	21.98	253.7
	地下水	200	79.0	15.7	26.56	68.98	1.54	20.12	63.12	20.16	222.6

2.2 水化学来源分析

塔里木河流域河水与地下水的可溶性离子如图 1 所示。由图 1 可知,河水样的 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 值为

0.02~0.49, $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的值为 0.11~0.33;地下水样的 $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$ 的值为 0.03~0.45, $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$ 的值为 0.07~0.44。地下水和河水的离

子含量基本相同,且各水样点分布主要集中于岩石因素控制带附近,并稍偏向降水因素控制带,这说明塔里木河流域的河水和地下水体的可溶性离子主要受岩石

风化溶解和降水因素的影响。同时,河水和地下水阳离子和阴离子的分布和来源相同,也进一步说明了河水和地下水之间存在一定程度的水力联系。

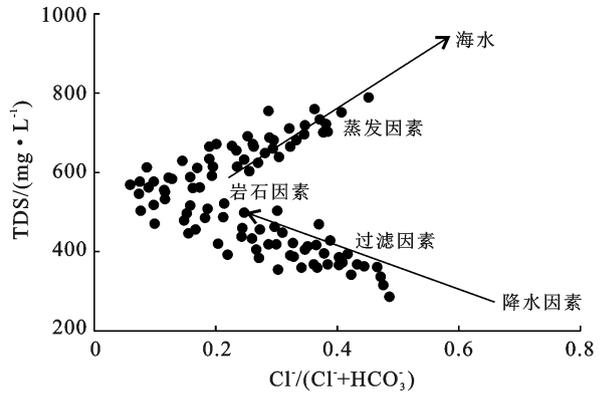
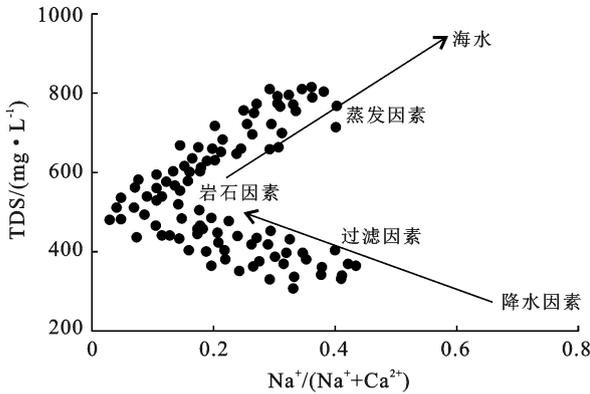


图 1 塔里木河水化学来源分析

2.3 电导率变化特征

电导率(E_c)能够反映出水体中总溶解离子的含量,因此,水体中电导率的空间分布特征常被推断河流中径流途经和滞留时间的长短。

由图 2 可知,研究区水体的电导率较低,其中塔里木河流域上游电导率变化范围为 135~256 μS ,中游电导率变化范围为 143~283 μS ,下游电导率变化范围为 152~313 μS 。从上游到下游,河水电导率沿

程呈增加趋势,可以推断出塔里木河流域地形起伏较大,地形河道坡度陡峭。河水下游受支流汇入和径流过程中溶解矿物质的双重影响,使下游河水电导率增加不显著。

由图 2 还可以看出,塔里木河流域地下水电导率为 106~559 μS ,与河水电导率相比显著增加,表明地表水和地下水系统相对独立,地下水接受地表水补给量相当少或不接受地表水补给。

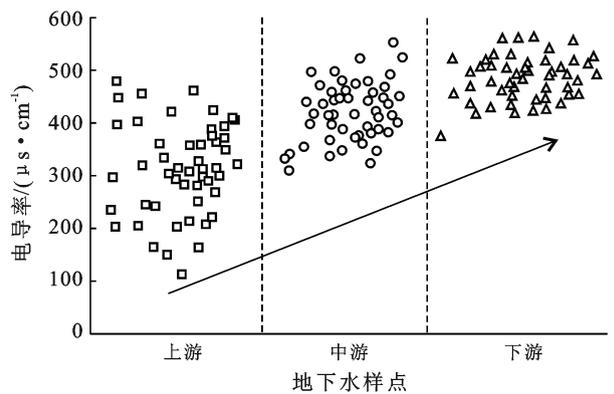
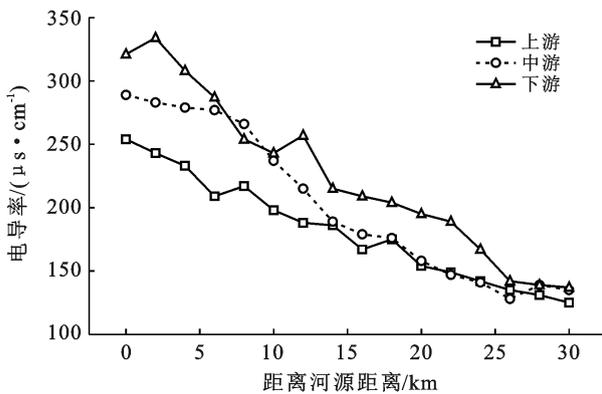


图 2 河水和地下水电导率分布特征

2.4 地下水氢氧同位素组成分析

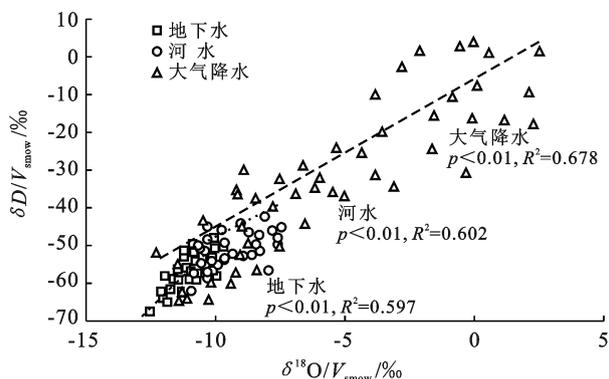
由图 3 可知,河水氢氧同位素拟合线为: $\delta D = 3.8 \delta^{18}\text{O} - 71$ ($R^2 = 0.602$),线斜率为 3.8;地下水为: $\delta D = 4.5 \delta^{18}\text{O} - 65$ ($R^2 = 0.678$),线斜率为 4.5。二者斜率相近,表明研究区地下水与河水存在水力联系。与大气降水线斜率相比明显降低,这说明地下水和河水同位素组成受到一定程度蒸发作用影响。大气降水是河水和地下水的主要来源,各河水样点和地下水样点均分布在大气降水线附件,但河水沿大气降水线的分布范围较大,地下水沿大气降水线的分布范围较

小,说明地下水氧同位素组成接近,河水中氧同位素组成存在差异。这是因为河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 与海拔呈负相关,随着海拔的降低河水 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为富集;地下水径流受盆地范围的影响,途径较短,区域地下水中同位素交换、溶解速度无显著差异。各河水样和地下水样均位于大气降水线左下方,水体的同位素比值相对偏负,这是由于天山融雪对河水和地下水补给造成的。

2.5 塔里木河水 ^{222}Rn 体积活度

塔里木河水 ^{222}Rn 体积活度沿程变化如图 4 所示。上游地下水 ^{222}Rn 体积活度平均为 15.23 Bq/L ;

中游地下水 ^{222}Rn 体积活度平均为 21.03 Bq/L,下游地下水 ^{222}Rn 体积活度平均为 23.15 Bq/L,地下水 ^{222}Rn 体积活度显著高于河水。沿河干流水流方向,河水 ^{222}Rn 体积活度呈现明显的波动。



注: V_{smow} 为维也纳标准平均海水水样同位素含量值。

图 3 不同水体 $\delta\text{D}-\delta^{18}\text{O}$ 关系

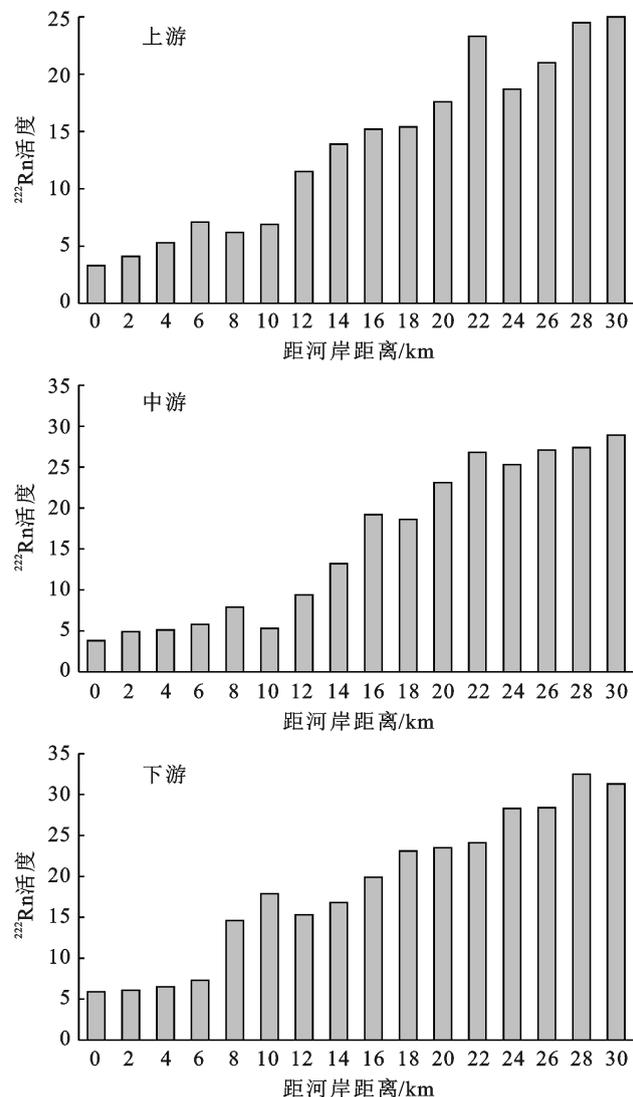


图 4 塔里木河水 ^{222}Rn 体积活度沿程变化

2.6 基于 ^{222}Rn 的地表水—地下水转化定量分析

根据以上分析确定的地下水与地表水相互转化的区段,选择有河水流量监测数据的几个区段,应用 ^{222}Rn 的示踪原理对地下水与地表水的转化关系进行定量计算。根据质量守恒定律,上游地表水体某断面处原有的 ^{222}Rn 总量与下游某断面处原有 ^{222}Rn 总量之间的差异来自于地下水对地表水的补给、地表水体中 ^{222}Rn 的衰变以及地表水体中 ^{222}Rn 向空气中的扩散损失。根据这一原理,在地下水与地表水不同补给关系的区段可构造不同的质量守恒方程计算地表水和地下水的转换量。根据前文所述河流沿程 ^{222}Rn 同位素特征,结合各采样点河流流量关系验证得到各个计算区段上地下水与地表水间的转化关系(表 3)。经过计算:上游地下水向地表水补给平均速率为 $1.76 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$,中游地下水向地表水补给平均速率为 $1.71 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$,下游地下水向地表水补给平均速率为 $1.65 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$ 。

表 3 基于 ^{222}Rn 的地表水—地下水转化定量分析

项目	上游	中游	下游
$C_u/(\text{Bq} \cdot \text{L}^{-1})$	1.56	1.34	1.21
$Q_u/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	221.34	217.45	211.09
$C_d/(\text{Bq} \cdot \text{L}^{-1})$	3.23	3.09	2.98
$Q_d/(\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1})$	152.33	147.23	145.65
$V/(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$	1.76	1.71	1.65
L/m	24 123	24 098	23 565
$q_g/(\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$	61.20	60.90	58.30
$q_r/(\text{m}^3 \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{m}^{-1})$	28.30	27.20	24.10

注: C_d 和 C_u 分别为下游和上游监测点 ^{222}Rn 浓度; Q_d 和 Q_u 分别为下游和上游监测点 ^{222}Rn 的流速; V 断面处地表水流速; L 为两监测断面间的距离; q_g 为计算区段上地下水对地表水在单位宽度的补给量; q_r 为计算区段上地表水对地下水在单位宽度的补给量。

3 结论

(1) 在塔里木河流域,地下水和河水的 $\delta^{18}\text{O}$ 值具有不同的变化特征。地下水的 $\delta^{18}\text{O}$ 随流向逐渐呈现明显的富集特点,而地表水则变化较小。TDS 的沿程分析表明,上游的地下水由于河水下渗补给,加之侧向径流影响,其 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为大幅的下降,随着河水补给的增加,其值不断富集。地表水则随流向其 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐下降,说明此时期地下水能够对地表水产生补给。

(2) 塔里木河河水线与地下水线为的 δD 斜率相近,表明研究区地下水与河水存在水力联系。但与大气降水线斜率相比明显降低,表明地下水和河水同位素组成受到蒸发作用影响。同时地下水氧同位素组

成接近,河水中氧同位素组成存在差异。

(3) 塔里木河流域上游地下水向地表水补给平均速率为 $1.76 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$, 中游地下水向地表水补给平均速率为 $1.71 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$, 下游地下水向地表水补给平均速率为 $1.65 \text{ m}^3/(\text{d} \cdot \text{m})$ 。囿于数据和资料的限制,本文仅初步分析了塔里木河流域地表水与地下水的转化关系,但未进行各水体转化比例关系的计算也未对其时间序列变化特征和塔里木河支流流域的转化关系及影响因素等进行探讨,这是以后进一步努力的方向。

[参 考 文 献]

- [1] 王文科,孔金玲,段磊,等.黄河流域河水与地下水转化关系研究[J].中国科学:技术科学,2004,34(S1):22-33.
- [2] 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(D辑:地球科学),2007,37(1):102-110.
- [3] 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):8-20.
- [4] 张济世,康尔泗,蓝永超,等.河西内陆河地表水与地下水转化及水资源利用率研究[J].冰川冻土,2001,23(4):375-382.
- [5] 魏晓妹,康绍忠,粟晓玲,等.石羊河流域绿洲农业发展对地表水与地下水转化关系的影响[J].农业工程学报,2005,21(5):38-41.
- [6] 谷洪彪,迟宝明,王贺,等.柳江盆地地表水与地下水转化关系的氢氧稳定同位素和水化学证据[J].地球科学进展,2017,32(8):789-799.
- [7] 崔亚莉,邵景力,李慈君.玛纳斯河流域地表水、地下水转化关系研究[J].水文地质工程地质,2001,28(2):9-13.
- [8] 张应华,仵彦卿,丁建强,等.运用氧稳定同位素研究黑河中游盆地地下水与河水转化[J].冰川冻土,2005,27(1):106-110.
- [9] 仵彦卿,慕富强.河西走廊黑河鼎新至哨马营段河水与地下水转化途径分析[J].冰川冻土,2000,22(1):73-77.
- [10] 韩双平,荆恩春,王新忠,等.种植条件下土壤水与地下水相互转化研究[J].水文,2005,25(2):9-14.
- [11] 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(D辑:地球科学),2007,37(1):102-110.
- [12] 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):8-20.
- [13] 徐学选,张北赢,田均良.黄土丘陵区降水—土壤水—地下水转化试验研究[J].水科学进展,2010,21(1):16-22.
- [14] 林学钰,廖资生,钱云平,等.基流分割法在黄河流域地下水研究中的应用[J].吉林大学学报(地球科学版),2009,39(6):959-967.
- [15] 牟海斌.榆溪河河床沉积物渗透系数空间变异性及河水与地下水转化关系研究[D].陕西 西安:长安大学,2014.
- [16] 陈彭,苗晋杰,王威,等.陡河流域地表水与地下水转化关系[J].南水北调与水利科技,2016,14(2):165-171.
- [17] 钱云平, Andrew L H, 张春岚,等.应用 ^{222}Rn 研究黑河流域地表水与地下水转换关系[J].人民黄河,2006,27(12):58-59,61.
- [18] 仵彦卿,张应华,温小虎,等.西北黑河下游盆地河水与地下水转化的新发现[J].自然科学进展,2004,14(12):1428-1433.
- [19] 崔亚莉,邵景力,李慈君.玛纳斯河流域地表水、地下水转化关系研究[J].水文地质工程地质,2001,28(2):9-13.
- [20] 魏晓妹,康绍忠,粟晓玲,等.石羊河流域绿洲农业发展对地表水与地下水转化关系的影响[J].农业工程学报,2005,21(5):38-41.