

基于氢氧稳定同位素的艾比湖流域地表水与地下水转化关系

郝帅^{1,2}, 李发东^{3,4}, 李艳红^{1,2}, 乔云峰^{3,4}, 朱农³, 付凯^{1,2}

(1.新疆师范大学地理科学与旅游学院,乌鲁木齐 830054;2.新疆维吾尔自治区重点实验室,新疆干旱区湖泊环境与资源实验室,乌鲁木齐 830054;3.中国科学院地理科学与资源研究所生态系统网络观测与模拟重点实验室,北京 100101;4.中国科学院大学资源与环境学院,北京 100190)

摘要: 地表水和地下水是水资源主要组成部分,研究干旱区地表水和地下水相互转化过程,对水资源的合理开发利用与评价具有重要的理论意义。选取艾比湖流域地表水和地下水为研究对象,分析其稳定同位素组成特征和分布规律,探讨不同水体间补给关系。结果表明:(1)艾比湖流域大气降水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 表现出显著的季节变化特征,全年表现为冬季贫化夏季富集的现象。(2)湖水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值明显高于河水,反映湖水强烈的蒸发浓缩作用。博尔塔拉河和精河水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值从上游到下游总体趋于富集,在山区、绿洲和平原表现出不同的同位素组成。地下水同位素值上游山区最低,中间平原次之,艾比湖周边最高。(3)博尔塔拉河上游地下水与河水交换比例较大,为 63.0%;中下游河水和地下水之间交换比例较低,分别为 5.0%~33.0%和 2.5%~26.0%。精河深层地下水由浅层地下水和河水共同补给,比例分别为 73.3%和 26.7%。艾比湖周边,潜水流受到阻隔出露成泉水,与河水共同补给湖水。该研究揭示了艾比湖流域地表水和地下水相互转化关系,可为流域的水资源管理和生态环境建设提供科学支撑。

关键词: 地表水; 地下水; 稳定同位素; 艾比湖

中图分类号:X523

文献标识码:A

文章编号:1009-2242(2021)04-0172-06

DOI:10.13870/j.cnki.stbcbx.2021.04.024

Transformation Between Surface Water and Groundwater in Ebinur Lake Basin Based on Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes

HAO Shuai^{1,2}, LI Fadong^{3,4}, LI Yanhong^{1,2}, QIAO Yunfeng^{3,4}, ZHU Nong³, FU Kai^{1,2}

(1.College of Geographic Science and Tourism, Xinjiang Normal University, Urumqi 830054;

2.Key Laboratory of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Xinjiang Laboratory of Lake Environment and Resources in Arid Area, Urumqi 830054; 3.Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and

Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences,

Beijing 100101; 4.College of Resource and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190)

Abstract: Surface water and groundwater are the main components of water resources. It is of great theoretical significance to study the mutual transformation process of surface water and groundwater in arid areas for the rational development, utilization, and evaluation of water resources. Based on surface water and groundwater in Ebinur Lake basin, the stable isotope composition characteristics, distribution law, and the recharge relations of different water types were discussed. Results showed that: (1) The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of precipitation in the Ebinur Lake basin showed significant seasonal variation, presenting dilution in winter and enrichment in summer through the whole year. (2) In the Ebinur Lake basin, the stable isotopes values of lake were significantly higher than that of river, which reflects the strong water evaporation concentration of lake. In Bortala river and Jinghe river, the $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ from upstream to downstream tended to enrichment, but it showed different features among the areas of mountain, oasis and plains. The $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of groundwater presented the minimum in mountainous part, the middle in plains, and the highest surrounding the Ebinur Lake. (3) In Bortala river, the exchange proportion of groundwater and river water in the upper reaches was

收稿日期:2021-01-22

资助项目:新疆师范大学项目“新疆干旱区湖泊环境与资源重点实验室”(XJNUSYS2019B18);国家自然科学基金联合基金项目(U1803244);国家自然科学基金国际(地区)合作与交流项目(4171101204)

第一作者:郝帅(1982—),男,博士,讲师,主要从事干旱区水文生态研究。E-mail:haoshuai1869@163.com

通信作者:李发东(1972—),男,研究员,博士生导师,主要从事水文与水环境研究。E-mail:lifadong@igsnr.ac.cn

large, which was 63.0%. The exchange ratios in the middle and lower reaches were relatively low, which were 5.0% to 33.0% and 2.5% to 26.0%, respectively. In Jinghe river, the deep groundwater was replenished by shallow groundwater and river water, the recharge ratios were 73.3% and 26.7%, respectively. In the vicinity of Ebinur Lake, the diving flow was cut off and exposed to spring water, which supplies the lake with the river water. The study revealed the exchange relationship between surface water and groundwater in Ebinur Lake basin, which can provide scientific support for water resource management and ecological environment construction of the Ebinur Lake basin.

Keywords: surface water; groundwater; stable isotope; Ebinur Lake

干旱半干旱区水资源是制约经济社会发展的主要因素,是荒漠和绿洲生态系统维持和发展的物质基础^[1]。地表水和地下水是水资源的主要组成部分,两者之间的转化构成陆地水循环过程的关键环节。研究干旱区地表水和地下水的相互转化过程,对水资源的合理开发利用与评价、促进干旱区流域生态环境建设具有重要的理论意义。

我国西北地区是典型的干旱区,水文过程变化剧烈,生态环境脆弱,对全球气候变化响应敏感。该区域地貌特征多为山盆系统结构,流域水循环通常经历降水→地表径流→地下径流→地表径流→蒸散发过程,地表水和地下水之间的转换非常频繁^[2]。气候变化背景下,干旱区水循环过程变得更加复杂,导致降水变率加大,地表水和地下水转化过程受到干扰,干旱洪涝等极端水文事件出现,对于干旱区水资源及荒漠生态系统产生重大影响^[3-4]。

稳定同位素作为一种新的研究手段,近年来逐渐应用在干旱区水文过程研究中,同传统的研究方法^[5]相比,它能够通过示踪水体中保留的与其来源地环境演化过程有关的同位素信息来探究地下水的起源、年龄及与周围水体的补排关系,可以大大提高干旱区流域地表水和地下水之间相互作用关系的认识。Wang等^[6]运用同位素方法量化了伊洛河流域地表水和地下水之间的转化比例,确定了地下水的年龄和补给高程;Zhao等^[7]研究了黄河下游河流水体氢氧同位素特征,量化了河水的蒸发比例以及与地下水之间的补给关系;Ali等^[8]研究了伊拉克南部 Sawa Lake 地区干湿季节地表水和地下水氢氧同位素特征,确定地下水与河水之间的补给关系。在我国干旱地区,吉磊^[9]研究了玛纳斯河流域降水、地表水和地下水中氢氧同位素组成特性和时空变化特征,探究三者之间的相互补给关系;姚俊强等^[10]研究了呼图壁河流域大气降水、河水、地下水和积雪融水氢氧同位素变化特征及其关系;Pang等^[11]对塔里木河中下游地表水和地下水同位素和水化学进行了分析。

艾比湖是新疆维吾尔自治区第一大咸水湖,准噶尔盆地西部的盐汇集中,是研究气候变化下水文过程

演变的热点区域。近几年,对该区域的研究多集中在降水变化^[12]、湖水面积和地表径流演变^[13]以及水质评价^[14]等方面,地表水和地下水的转化过程还未涉及。为此,本研究以艾比湖流域地表水和地下水为研究对象,开展流域尺度两者之间转化研究,通过分析不同水体中氢氧稳定同位素的时空变化特征,结合水体补给模型,探求地表水和地下水之间的转换规律,以便对该流域水资源管理和生态恢复提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

艾比湖流域位于新疆博尔塔拉蒙古自治州境内,属于典型的温带干旱大陆性气候。年平均气温 8.0 °C,年均降水量 89.9~169.7 mm,年均蒸发量 1 569~3 421 mm,湖面年蒸发量 $6.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右^[15]。艾比湖流域河流发源于山区,主要有奎屯河、精河、大河沿河、博尔塔拉河、四棵树河和时令河等 23 条,多年平均径流量为 $4.27 \times 10^8 \text{ m}^3$,夏季为丰水期,冬季为枯水期。艾比湖流域山区降水多,蒸发小,水资源丰富,降水可迅速转化为地下水,地下水的补给、径流与排泄过程十分迅速。平原地区降水稀少,基本不产流,只有春季积雪消融期能形成少量的径流补给河流,是水资源耗散区。近年来,由于农业活动增强,越来越多的河水引入农田灌溉,其余部分渗漏补给地下水和消耗于平原区蒸发及植被蒸腾。研究区地下水的排泄途径主要有潜水蒸发、补给河流以及人工开采。艾比湖周边,砾质平原区和细土平原区过渡区域特殊的岩性及构造,地下水溢出成泉,向湖水排泄,泉水有 4 处。

1.2 采样点分布

大气降水样品采集地点设置在艾比湖自然保护区管护站(图 1),分液态水和固态水采集。采集样品时,保证采集从降水开始到结束的全过程水样,采集时间为 2017 年 8 月至 2019 年 7 月,共采集水样 43 个。降雨样品直接装入采样瓶中,迅速拧紧瓶盖防止水样蒸发分馏;固态降水先装入塑料袋内,扎紧袋口,在室温下完全融化。

地表水和地下水样采集在 2019 年 7—8 月进行,主要分布在博尔塔拉河、精河和艾比湖湿地。根据流

域水文地质情况和河流分布情况,地表水重点对精河、博尔塔拉河和艾比湖水进行采样,地下水主要来自灌溉井、饮用水井和泉水。采样点共计 64 个,其中地表水样品 38 个,地下水样品 22 个,泉水样品 4 个。采样点分布见图 1。

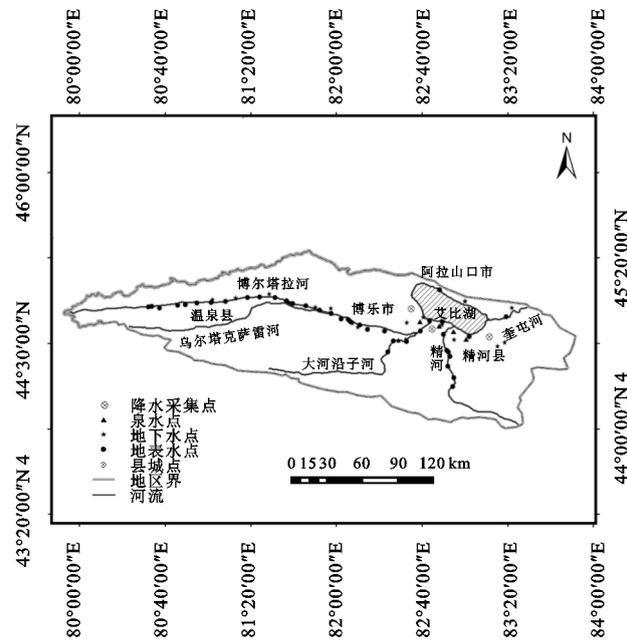


图 1 区域采样点位置示意

1.3 分析方法

水样中的氢氧稳定同位素($\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$)测试在新疆师范大学自治区重点实验室“干旱区湖泊环境与资源”实验室完成。利用液态水稳定同位素分析仪(Model DLT-100, Los Gatos Research, Mountain View, USA)分析。每个样品分析 6 次,为了减小记忆效应,前 2 次分析结果舍弃。测得的氢氧稳定同位素含量为维也纳标准平均大洋水(V-SMOW)的千分偏差,计算公式为:

$$\delta(\text{‰}) = \frac{R_{\text{sample}} - R_{\text{standard}}}{R_{\text{standard}}} \times 1000 \quad (1)$$

式中: R_{sample} 和 R_{standard} 分别为采集水样和标准样品的 ^2H 或 ^{18}O 的同位素比率($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 或 $^2\text{H}/^1\text{H}$),其中 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定精度分别为0.50‰和0.15‰。

稳定氢氧同位素方法可以解决不同水体来源、划分以及与地下水转换等。基本原理为同位素的质量守恒,不同来源的水体为 1 个端元,如果来源水体有 2 个,即为两端元法,公式为:

$$\delta_r = \sum_{i=1}^n P_i \delta_i \quad (2)$$

$$\sum_{i=1}^n P_i = 1 \quad (3)$$

式中: δ_r 为河水或地下水某一采样点的同位素组成; δ_i 为补给来源的同位素组成; P_i 中 $i=1, 2, \dots, n$; P_i 为河水或地下水的补给比例。

2 结果与分析

2.1 降水同位素季节变化

艾比湖流域降水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出显著的季节变化特征,春季(3—5月) $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化幅度为 $-98.4\text{‰} \sim -78.4\text{‰}$ 和 $-12.89\text{‰} \sim -9.32\text{‰}$,夏季(6—8月)为 $-4.1\text{‰} \sim -0.5\text{‰}$ 和 $-0.01\text{‰} \sim 1.20\text{‰}$,秋季(9—11月)为 $-132.7\text{‰} \sim -62.8\text{‰}$ 和 $-17.74\text{‰} \sim -5.64\text{‰}$,冬季(12—2月)为 $-148.2\text{‰} \sim -98.3\text{‰}$ 和 $-20.16\text{‰} \sim -14.38\text{‰}$ 。可以看出,稳定同位素值在季节分配上呈现出夏季最大、冬季最小、春秋居中的态势,反映了不同性质的水汽来源地并受当地气象条件制约^[16]。根据艾比湖流域降水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值,统计分析得到该区域大气降水线为 $\delta^2\text{H} = 6.69(\pm 0.11)\delta^{18}\text{O} - 6.53(\pm 1.68)$ ($R^2 = 0.99, n = 43$) (LMWL, 图 2)。

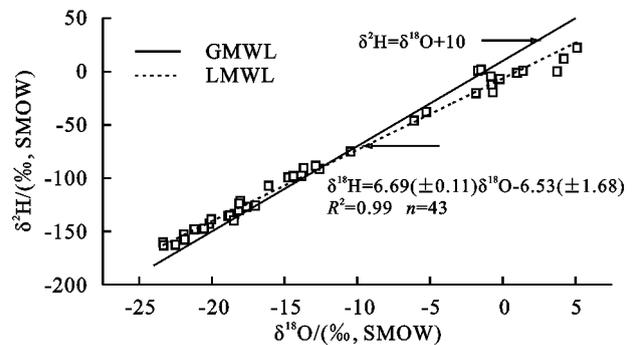


图 2 艾比湖流域降水同位素特征

2.2 地表水同位素时空特征

根据在艾比湖流域所采集的河水水样品 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值所得到的河水线(SWL)方程为: $\delta^2\text{H} = 5.14(\pm 0.30)\delta^{18}\text{O} - 20.34(\pm 3.26)$ ($R^2 = 0.90, n = 38$)。艾比湖流域河水 $\delta^2\text{H}$ 的变化范围为 $-84.1\text{‰} \sim -65.1\text{‰}$,平均值为 -76.0‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围为 $-12.04\text{‰} \sim -8.34\text{‰}$,平均值为 -10.84‰ 。艾比湖水 $\delta^2\text{H}$ 的变化范围为 $-19.7\text{‰} \sim -17.0\text{‰}$,平均值为 -18.4‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围为 $-0.28\text{‰} \sim 0.29\text{‰}$,平均值为 -0.08‰ 。湖水氢氧稳定同位素值明显高于河水,反映了湖水强烈的蒸发浓缩作用导致同位素富集。河水的 $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ 关系线主要分布在当地大气降水线的右上方,且斜率和截距均小于当地大气降水线,说明河水接受降水的补给,但也受到一定程度的蒸发分馏。艾比湖流域河水的这种同位素特征同处于中亚干旱区的塔吉克斯坦地表水有相似之处^[17]。通过对比艾比湖水同位素值可以看出,其基本位于河水线的延长线上(图 3),说明艾比湖水主要是通过河水补给,湖水经过强烈的蒸发分馏导致同位素值富集。

由采集的河水样品中的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间分布(图 4, $\delta^2\text{H}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 有相同的变化趋势,故只列出 $\delta^2\text{H}$

作为说明)可知,博尔塔拉河水的 $\delta^2\text{H}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 组成沿流向从上游到下游总体趋于富集, $\delta^2\text{H}$ 从上游的 -84.1‰ 增加到下游的 -70.1‰ , $\delta^{18}\text{O}$ 从 -12.04‰ 增加到 -9.85‰ , 变化幅度分别为 14.0‰ 和 2.19‰ 。精河水 $\delta^2\text{H}$ 与 $\delta^{18}\text{O}$ 沿流向变化趋势不是特别明显, 变化幅度较小, $\delta^2\text{H}$ 在 $-81.1\text{‰} \sim -75.8\text{‰}$ 变动, $\delta^{18}\text{O}$ 在 $-11.84\text{‰} \sim -11.00\text{‰}$ 变动, 变化幅度分别为 5.3‰ 和 0.84‰ 。两河比较, 精河水中的氢氧同位素组成整体比博尔塔拉河水偏贫化, 且沿流向变化幅度比博尔塔拉河水小。

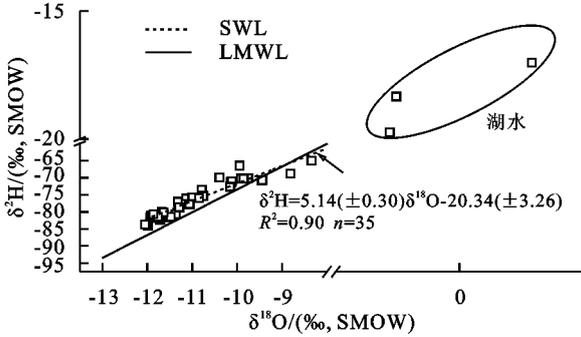


图 3 河水和湖水氢氧同位素分布

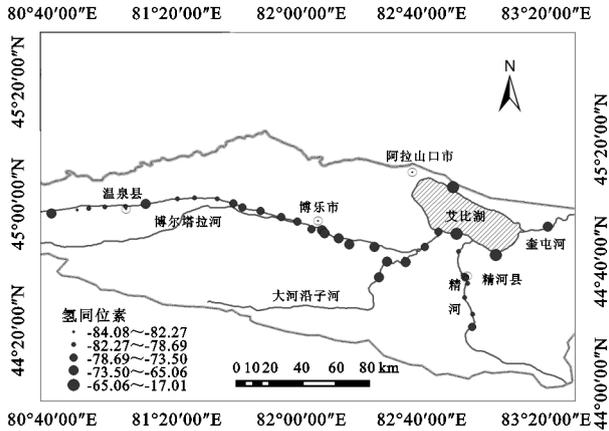


图 4 艾比湖流域氢同位素沿程分布特征

2.3 地下水同位素及其空间特征

根据采集的地下水样品 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值得到的地下水线 (GWL) 为: $\delta^2\text{H} = 5.62(\pm 0.60)\delta^{18}\text{O} - 14.55(\pm 6.47)$ ($R^2 = 0.80, n = 22$)。艾比湖流域地下水中稳定同位素 $\delta^2\text{H}$ 的变化范围为 $-85.0\text{‰} \sim -68.7\text{‰}$, 平均值为 -74.6‰ ; $\delta^{18}\text{O}$ 的变化范围为 $-12.18\text{‰} \sim -9.31\text{‰}$, 平均值为 -10.67‰ 。地下水线斜率 (5.62) 同当地降水线斜率 (6.69) 相比明显偏低, 却比河水线斜率 (5.14) 略高, 说明地下水稳定同位素组成受到一定程度的蒸发分馏影响, 但影响程度弱于河水。

地下水样点分布主要集中在 3 个区域 (表 1), 分别为博尔塔拉河、精河和艾比湖周边。博尔塔拉河上游有 2 个样点 G1 和 G2, $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -11.59‰ , 中游有 4 个样点 (G3、G4、G5、G6), $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -10.30‰ , 下游 5 个样点 (G7、G8、G9、G10、G11),

$\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -10.73‰ , 表现出上游低于中下游, 而中下游比较接近的特点。精河有 2 个地下水样点 G14 和 G13, 分别属于中游和下游, $\delta^{18}\text{O}$ 从 -10.73‰ 增大到 -10.41‰ , 表现出中游低于下游的特点。湖边有 8 个样点 (G12、G15、G16、G17、G18、G19、G20、G21), $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -10.73‰ 。因此, 艾比湖流域地下水 $\delta^{18}\text{O}$ 分布总趋势是河流上游山区 $\delta^{18}\text{O}$ 值最低, 中间平原部分次之, 艾比湖周边最高 (图 5)。艾比湖流域属于干旱区气候, 蒸发浓缩作用在该区十分显著, 特别是下游和湖边浅层地下水, 随着水分逐渐被蒸发, 氧同位素逐渐富集。

表 1 地下水样品氢氧稳定同位素值

河流	编号	位置	井深/m	海拔/m	$\delta^2\text{H}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
博尔塔拉河	G1	上游	80	1266	-85.0	-12.18
	G2	上游	70	1095	-76.3	-11.00
	G3	中游	35	878	-70.2	-10.28
	G4	中游	15	778	-74.0	-10.48
	G5	中游	150	637	-68.8	-10.25
	G6	中游	35	568	-69.4	-10.17
	G7	下游	150	402	-73.8	-10.71
	G8	下游	30	373	-68.7	-9.31
	G9	下游	100	333	-72.7	-10.16
	G10	下游	205	204	-74.8	-10.79
	G11	下游	75	141	-72.9	-10.69
精河	G22	下游	17	248	-81.2	-11.74
	G14	中游	100	286	-74.8	-10.73
	G13	下游	40	181	-71.1	-10.41
	G12	湖边	100	150	-72.7	-10.16
艾比湖周边	G15	湖边	80	177	-75.7	-11.12
	G16	湖边	700	165	-77.1	-11.43
	G17	湖边	70	168	-81.2	-11.66
	G18	湖边	80	152	-76.9	-10.50
	G19	湖边	80	152	-75.1	-10.19
	G20	湖边	60	146	-70.5	-9.69
	G21	湖边	70	143	-78.2	-11.10

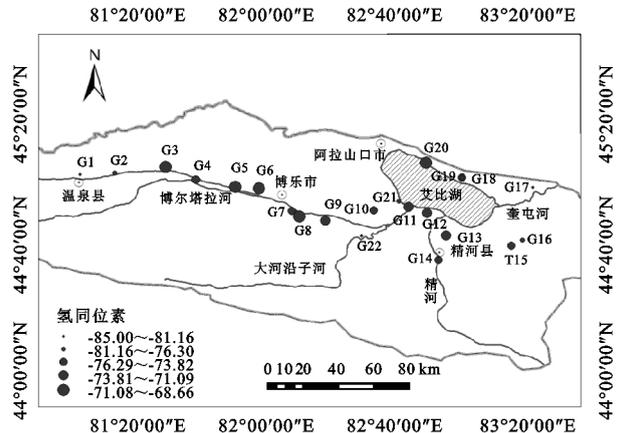


图 5 艾比湖流域地下水氢同位素分布特征

3 讨论

3.1 艾比湖地表水动态及其降水补给

艾比湖流域精河、温泉、博乐 3 个水文观测站

1961—2017 年径流量趋势变化特征见图 6, 结合径流量的统计特征(表 2)可以得知, 艾比湖流域多年平均径流量为 $4.27 \times 10^8 \text{ m}^3$, 其中博乐站径流量最大 ($4.98 \times 10^8 \text{ m}^3$), 精河站次之 ($4.67 \times 10^8 \text{ m}^3$), 温泉站最小 ($3.15 \times 10^8 \text{ m}^3$)。从径流量的多年变异系数来看, 博乐站最大 (0.16), 精河站次之 (0.13), 温泉站最小 (0.11), 3 个水文站变异系数数值均较低。采用线性倾向估计法对该流域平均 10 年径流量变化趋势进行分析, 流域平均增幅为 $0.08 \times 10^8 \text{ m}^3 / 10 \text{ a}$, 其中博乐站增幅最大, 其次为温泉站, 精河站最小。可见 3 个水文站径流量整体增长幅度并不明显, 均呈现微弱的上升趋势, 尤其是精河站和温泉站。

博尔塔拉河、精河为降水、冰雪融水、地下水混合补给的河流, 大气降水是河川径流演变的驱动因子, 降水量的变化对径流有直接的影响。从图 7 可以看出, 艾比湖流域近 50 年来降水量呈明显增加趋势 ($p < 0.05$), 尤其是 90 年代以来, 降水增加更趋明显。可以看出, 近 50 年来, 降水同河川径流量的变化趋势相一致。艾比湖流域气象资料显示, 自 1961 年到现在, 气温呈逐渐升高的趋势, 博乐站的增温趋势为 $0.361 \text{ }^\circ\text{C} / 10 \text{ a}$, 精河站为 $0.303 \text{ }^\circ\text{C} / 10 \text{ a}$ 。温度升高使得山区冰雪融化速率加快, 河川径流补给量增多。河川径流的增加导致艾比湖面积随之增加, 由 1998 年的 505 km^2 增长至 2003 年的 758 km^2 。此后, 湖面积呈现快速萎缩状态, 从 2003 年的 885 km^2 缩小到 2015 年的 392 km^2 [18], 缩小 55.7%。分析其原因, 主要是自 2003 年以后, 工农业用水量逐年增加, 可以从地区生产总值和农作物播种面积来分析。流域内两大城市博乐市和精河县地区生产总值从 2003 年的 16.09 亿元和 7.67 亿元分别增长到 2015 年的 129.72 亿元和 62.83 亿元, 农作物播种面积从 2003 年的 2.80 万 hm^2 和 2.24 万 hm^2 分别增长到 2015 年的 6.27 万 hm^2 和 8.82 万 hm^2 [19], 这些快速增长的数据背后需要大量水资源的支撑。可见, 气候变化(降水增加和气温升高)是导致艾比湖流域地表径流变化的直接诱因, 而人类影响因素(工农业用水)逐渐起主导作用。

3.2 艾比湖地下水动态变化及其补给来源

艾比湖流域地下水氢氧稳定同位素拟合线斜率 (5.62) 略高于地表水 (5.14), 表明该流域地下水和地表水存在相互补给的关系, 由于蒸发分馏和混合作用的影响, 两者出现了差异。

根据艾比湖流域地形地貌特征, 河流由山区发源, 流经平原、绿洲、荒漠, 最后注入艾比湖。径流过程包括地表径流和地下径流, 两者之间是相互转化的。利用两端元理论(公式 2 和公式 3)可以计算出地表水和地下水的转换比例。顺着河水流向, 处于下

游的地表水是上游地表水和地下水混合补给的, 按照这个思路, 可以计算出相邻地表水与地下水样点之间的转换比例。

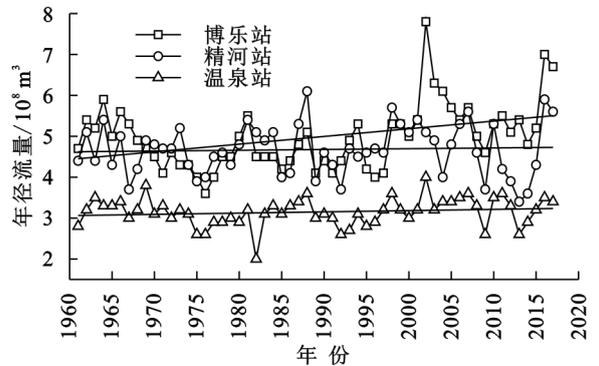


图 6 艾比湖流域主要水文观测站 1961—2017 年径流量年际变化趋势

表 2 艾比湖流域主要水文站 1961—2017 年径流统计特征

水文站	平均值/ 10^8 m^3	变异 系数 ($10^8 \text{ m}^3 \cdot 10 \text{ a}^{-1}$)	趋势/ R^2	P	
博乐站	4.98	0.16	0.19	0.1553	< 0.01
精河站	4.68	0.13	0.02	0.0026	< 0.01
温泉站	3.15	0.11	0.03	0.0214	< 0.01

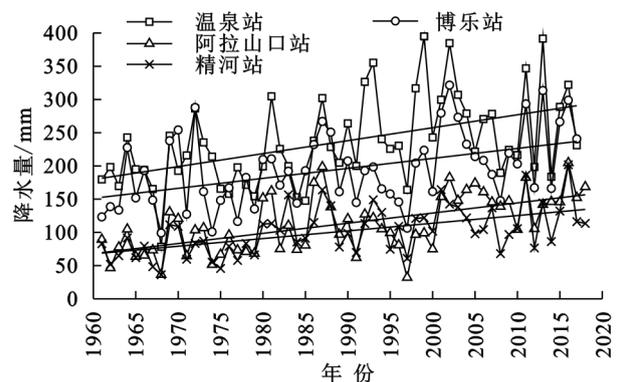


图 7 艾比湖流域主要气象站点 1961—2018 年降雨量年际变化趋势

博尔塔拉河区域的地下水, 上游 2 个浅层地下水点 G1、G2 氢氧同位素组成贫乏, 氧同位素平均值为 -11.59‰ , 上游河水氧同位素平均值为 -11.42‰ , 两者非常相近, 可推测博尔塔拉河上游地段浅层地下水与河水转换频繁。如地下水点 G1, 位于海拔 1 266 m 的山区, 经计算得出地下水与河水交换比例为 63.0%。博尔塔拉河上游流量较小, 在山前地段入渗补给地下水, 成为季节性河流。另外, 上游山谷的地下水相比于中下游, 容易受到大气降水的影响, 尤其是山区融雪, 冬季雪水氧同位素平均值为 -18.63‰ , 与上游地下水亦比较相近。中游 4 个地下水点 (G3、G4、G5、G6) 氧同位素值比较接近, 可能处于同一含水层, 平均值为 -10.30‰ , 中游河水氧同位素平均值为 -10.97‰ , 计算可得 4 个地下水样点与河水交换比例分别为 33.0%, 5.0%, 12.0% 和 5.0%, 相比上游交换比例明显降低。下游地区 3 个地下水点 G7、G8、

G9与河水交换比例分别为26.0%, 2.5%和6.0%。可见,中下游地下水点与河水交换比例都较低。分析其原因,主要是由该区域水文地质特征决定的,上游地区含水层岩性主要为卵砾石、砾石或砂层,到平原区岩性颗粒变细,富水性和渗透性逐渐变差,地表水和地下水的相互转化逐渐减弱。精河2个地下水点G13、G14分别代表浅层(40 m)和深层地下水(100 m),通过氧同位素值分析,深层地下水是由浅层地下水和河水共同补给的,比例分别为73.3%和26.7%(图8)。

在艾比湖边出现泉水出露(图1),泉是地下水的一种排泄方式,含水层中的潜水或承压水受到隔水层的阻挡,在含水层与隔水层的交接带上出露形成泉^[20]。湖边泉水样点氧同位素值分别为-12.31‰, -12.48‰, -12.28‰, -12.79‰,结果比较相近,推测泉水可能来自同一含水层。对比湖边8个地下水点氧同位素值及井深,推测泉水出自<60 m层地下水,说明是地下潜水在流动过程中受到隔水层阻隔上升出露,这些泉水的主要流向就是艾比湖。有关研究^[21]指出,艾比湖盆地含水层坡度很小,砂砾较细,地下水排泄不畅,水位升高,蒸发强烈。由此可见,艾比湖边地下水与湖水联系较小,湖水主要由泉水和河水补给。

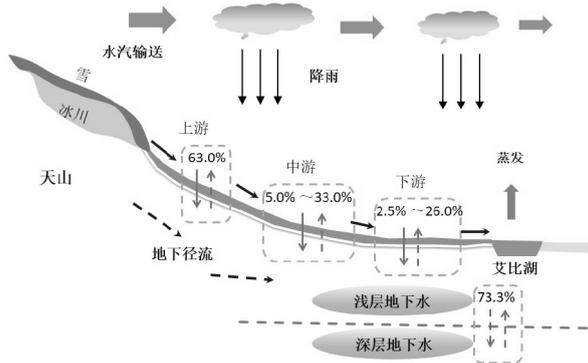


图8 艾比湖流域降水—地表水—地下水转化概念图

4 结论

(1)艾比湖流域大气水线为 $\delta^2\text{H}=6.69(\pm 0.11)$
 $\delta^{18}\text{O}=-6.53(\pm 1.68)$,降水的 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出显著的季节变化特征,表现为冬季贫化夏季富集的现象。

(2)艾比湖流域河水线为 $\delta^2\text{H}=5.14(\pm 0.30)$
 $\delta^{18}\text{O}=-20.34(\pm 3.26)$,湖水同位素值明显高于河水,反映湖水强烈的蒸发浓缩作用导致同位素富集。河水 $\delta^2\text{H}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值沿流向从上游到下游总体趋于富集,同时受工农业用水影响较大。两河比较,精河水氢氧稳定同位素组成整体比博尔塔拉河水偏贫化,且沿流向变化幅度比博尔塔拉河水小。

(3)艾比湖流域地下水线为 $\delta^2\text{H}=5.62(\pm 0.60)$
 $\delta^{18}\text{O}=-14.55(\pm 6.47)$ 。地下水线斜率介于当地降水线和河水线之间,说明艾比湖流域地下水受到一定程度的蒸发分馏。

(4)博尔塔拉河上游地下水与河水交换比例较大,为63.0%;中下游河水和地下水之间交换比例较低,分别为5.0%~33.0%和2.5%~26.0%。精河深层地下水由浅层地下水和河水共同补给。艾比湖边,潜水流受到阻隔出露成泉水,与河水共同补给湖水。

参考文献:

- [1] 张艺武,苏小四,王赛迎,等.伊犁河谷西部平原地表水与地下水转化关系研究[J].北京师范大学学报(自然科学版),2020,56(5):664-674.
- [2] 庞忠和.新疆水循环变化机理与水资源储蓄[J],第四纪研究,2014,34(5):907-917.
- [3] Xue L Q, Yang F, Yang C B. Identification of potential impacts of climate change and anthropogenic activities on streamflow alterations in the Tarim River Basin, China[J].Scientific Reports,2017,7(1):8254-8266.
- [4] 陈亚宁,李稚,方功焕,等.气候变化对中亚天山山区水资源影响研究[J].地理学报,2017,72(1):18-26.
- [5] MaCallum A M, Andersen M S, Acworth R. A new method for estimating recharge to unconfined aquifers using differential river gauging[J].Ground Water,2013,52:291-297.
- [6] Wang X H, Liu C L, Hou H B, et al. Identifying watershed-scale spatiotemporal groundwater and surface water mixing function in the Yiluo River, Middle of China[J]. Environment Science and Pollution Research, 2020,28:11053-11065.
- [7] Zhao X, Li F D. Isotope evidence for quantifying river evaporation and recharge processes in the lower reaches of the Yellow River [J]. Environmental Earth Sciences, 2017,76(3):123-138.
- [8] Ali K K, Ajeena A R. Assessment of interconnection between surface water and groundwater in Sawa Lake area, southern Iraq, using stable isotope technique[J]. Arabian Journal of Geosciences,2016,9(14):648-663.
- [9] 吉磊.基于氢氧稳定同位素的玛纳斯河流域地表水与地下水转化关系研究[D].新疆石河子:石河子大学,2016.
- [10] 姚俊强,胡文峰,彭志潮,等.天山北坡呼图壁河流域水资源变化及转化研究[J].沙漠与绿洲气象,2018,12(6):1-7.
- [11] Pang Z H, Huang T M, Chen Y N. Diminished groundwater recharge and circulation relative to degrading riparian vegetation in the middle Tarim River, Xinjiang Uygur, Western China [J]. Hydrological Processes, 2010, 24: 147-159.
- [12] 刘世薇,周华荣,梁雪琼,等.艾比湖流域降水与径流变化特征分析[J].水土保持学报,2011,25(5):21-25.
- [13] 苏向明,刘志辉,魏天锋,等.艾比湖面积变化及其径流特征变化的响应[J].水土保持研究,2016,23(3):252-256.

- 154-160,168.
- [8] Nelson E, Mendoza G, Regetz J, et al. Modeling multiple ecosystem services, biodiversity conservation, commodity production, and tradeoffs at landscape scales[J]. *Frontiers in Ecology and the Environment*, 2009, 7(1): 4-11.
- [9] Mansoor D K L, Matlock M D, Cummings E C, et al. Quantifying and mapping multiple ecosystem services change in West Africa[J]. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 2013, 165(15): 6-18.
- [10] 包玉斌,李婷,柳辉,等.基于 InVEST 模型的陕北黄土高原水源涵养功能时空变化[J]. *地理研究*, 2016, 35(4): 664-676.
- [11] 王秀明,刘谓承,龙颖贤,等.基于改进的 InVEST 模型的韶关市生态系统服务功能时空变化特征及影响因素[J]. *水土保持研究*, 2020, 27(5): 381-388.
- [12] 张琨,吕一河,傅伯杰,等.黄土高原植被覆盖变化对生态系统服务影响及其阈值[J]. *地理学报*, 2020, 75(5): 949-960.
- [13] 傅伯杰,吕一河.黄河流域要发展加强统筹是保障[N]. *中国科学报*, 2020-01-07(001).
- [14] 邓礼强,王飞,韩剑桥,等.渭河关中段水系演变及其对城镇化的响应[J]. *水土保持研究*, 2020, 27(4): 256-261.
- [15] 雷斯越,郭晋伟,何亮,等.黄土丘陵区退耕坡面草地恢复与土壤物理性质空间分异特征[J]. *水土保持学报*, 2021, 35(1): 256-261.
- [16] 周旗,张海宁,任源鑫.1961—2016 年渭河流域极端降水事件研究[J]. *地理科学*, 2020, 40(5): 833-841.
- [17] 张渝萌,李晶,曾莉,基于 OWA 多属性决策的生态系统服务最优保护区选择研究:以渭河流域(关天段)为例[J]. *中国农业科学*, 2019, 52(12): 2114-2127.
- [18] 谢巍.基于 DEM 数据的渭河子流域水文信息提取[J]. *西部大开发(土地开发工程研究)*, 2019, 4(2): 1-5.
- [19] 侯青青,裴婷婷,陈英,等.1986—2019 年黄土高原干旱变化特征及趋势[J]. *应用生态学报*, 32(2): 649-660.
- [20] 仲俊涛,王蓓,米文宝,等.基于 InVEST 模型的宁夏盐池县禁牧草地生态补偿标准空间识别[J]. *地理科学*, 2020, 40(6): 1019-1028.
- [21] 姜凯斯,刘正佳,李裕瑞,等.黄土丘陵沟壑区典型村域土地利用变化及对区域乡村转型发展的启示[J]. *地理科学进展*, 2019, 38(9): 1305-1315.
- [22] 刘宥延,刘兴元,张博,等.基于 InVEST 模型的黄土高原丘陵区水源涵养功能空间特征分析[J]. *生态学报*, 2020, 40(17): 6161-6170.
- [23] 曹叶琳,宋进喜,李明月,等.陕西省生态系统水源涵养功能评估分析[J]. *水土保持学报*, 2020, 34(4): 217-223.
- [24] 陈骏宇,刘钢,白杨.基于 InVEST 模型的太湖流域水源涵养服务价值评估[J]. *水利经济*, 2016, 34(2): 25-29, 84.
- [25] 刘铮,杨金贵,马理辉,等.黄土高原草地净初级生产力时空趋势及其驱动因素[J]. *应用生态学报*, 2021, 32(1): 113-122.
- [26] 郑德凤,郝帅,吕乐婷,等.三江源国家公园生态系统服务时空变化及权衡—协同关系[J]. *地理研究*, 2020, 39(1): 64-78.
- [27] 杨薇,靳宇弯,孙立鑫,等.基于生产可能性边界的黄河三角洲湿地生态系统服务权衡强度[J]. *自然资源学报*, 2019, 34(12): 2516-2528.
- [28] 刘春芳,王伟婷,刘立程,等.西北地区县域生态系统服务的供需匹配:以甘肃古浪县为例[J]. *自然资源学报*, 2020, 35(9): 2177-2190.
- [29] 程鹏,匡丕东,王东高,等.基于 InVEST 模型的安徽省芜湖市生境质量对土地覆被变化的响应[J]. *安徽科技*, 2020(4): 37-43.
- [30] 高艳丽,李红波,侯蕊.汉江流域生态系统服务权衡与协同关系演变[J]. *长江流域资源与环境*, 2020, 29(7): 1619-1630.
- [31] 中华人民共和国水利部.(SL 190—2007)土壤侵蚀分类标准[S].北京:中国水利水电出版社,2008.
- (上接第 177 页)
- [14] 任岩.基于 SPARROW 模型的艾比湖流域地表水水质评价及污染负荷研究[D].乌鲁木齐:新疆大学,2017.
- [15] 陈曦.中国干旱区自然地理[M].北京:科学出版社,2010:278-279.
- [16] Pang Z H, Kong Y L, Froehlich K. Processes affecting isotopes in precipitation of an arid region[J]. *Tellus B*, 2011, 63(3): 352-359.
- [17] 曾海鳌,吴敬禄.塔吉克斯坦水体同位素和水化学特征及成因[J]. *水科学进展*, 2013, 24(2): 272-279.
- [18] 张飞,王娟,塔西甫拉提·拜依特,等.1998—2013 年新疆艾比湖湖面时空动态变化及其驱动机制[J]. *生态学报*, 2015, 35(9): 2848-2859.
- [19] 博尔塔拉蒙古自治州统计局.博尔塔拉统计年鉴[M].北京:中国统计出版社,2015:103-105.
- [20] 王大纯,张人权,史毅虹,等.水文地质学基础[M].北京:地质出版社,1995:75.
- [21] 李艳红,姜黎,佟林.新疆艾比湖流域生态环境空间分异特性研究[J]. *干旱区资源与环境*, 2007, 21(11): 59-62.