

徐忠宝, 杨丽萍, 翁白莎, 等. 青藏高原不同水体氢氧稳定同位素特征[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2024, 22(3): 521-533. XU Z B, YANG L P, WENG B S, et al. Stable isotopic characteristics of hydrogen and oxygen in different water bodies in the Qinghai-Tibet Plateau[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2024, 22(3): 521-533. (in Chinese)

青藏高原不同水体氢氧稳定同位素特征

徐忠宝¹, 杨丽萍², 翁白莎³, 严登华³, 彭辉¹

(1. 三峡大学水利与环境学院, 湖北 宜昌 443002; 2. 中水北方勘测设计研究有限责任公司, 天津 300222;
3. 流域水循环模拟与调控国家重点实验室 中国水利水电科学研究院, 北京 100038)

摘要:为揭示青藏高原区域水文循环机制和促进水资源合理利用, 基于氢氧稳定同位素技术分析不同水体氢氧稳定同位素特征和转化关系, 应用端元混合径流分割模型和 IsoSource 软件进行流域水源解析。结果表明: 区域大气降水 $\delta(^{18}\text{O})$ 值 2—5 月上升、5—10 月下降; 氘盈余值冬季高夏季低; $\delta(^{18}\text{O})$ 在青藏高原北部地区表现出“逆海拔效应”, 区域内其他地区“海拔效应”明显。河水、湖水、地下水的平均蒸发损失量分别为 20.8%、30.9%、23.6%。河水氢氧稳定同位素的沿程变化受补给水源和蒸发作用影响, 降水补给使得河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 减小, 重同位素相对富集的地下水补给导致河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 增大, 蒸发作用使得河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 增大, 蒸发效应使得湖水重同位素富集, 湖水注入河道后导致河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 增大。降水是拉萨河流域的最主要补给水源, 而对于疏勒河流域的补给水源来说, 降水和地下水平均贡献率相近, 岷江流域则以地下水补给居多。那曲河流域下游受错那湖调节, 随着沿程距离的增加, 湖水补给贡献率呈下降趋势。

关键词: 青藏高原; 稳定同位素; 降水; 河水; 湖水; 地下水

中图分类号: X143 **文献标志码:** A **DOI:** 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2024.0054

青藏高原流域在增温的气候变化背景下, 水循环过程发生改变, 从而导致各流域补给水源构成发生变化。通过以降水、河水、湖水和地下水为研究对象, 分析 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 在青藏高原不同水体中的特征及补给关系, 揭示不同水体转化关系的时空分布规律, 对弄清区域水文循环机制和促进水资源合理利用具有重要意义。已有研究^[1]表明, 水稳定同位素受到水汽来源、气象因素和当地水文过程等影响。同位素方法可有效提高对干旱和半干旱地区大气降水、地表水和地下水之间的相互转化关系的认识^[2]。董国强等^[3]研究那曲流域夏季降水与河水中的稳定同位素时空分布特征, 发现纬度和高程效应不显著。宋献方等^[4-5]研究岔巴沟流域和怀沙河流域内水体的氢氧同位素特征和水化学特征, 揭示了地表水和地下水之间的补给-排泄相互转化关系。吴华武等^[6]分析了青海湖流域降水和河水的氢氧稳定同位素时空变化特征, 受不同补给来源影响, 河

水中稳定同位素的波动范围比降水小。Hao 等^[7]分析了新疆艾比湖流域的降水、河湖水和地下水的稳定氢氧同位素值, 发现泉水是湖泊的重要补给源, 但湖泊周边地表-地下水资源交换较弱。Xie 等^[8]利用同位素揭示了疏勒河流域降水中的水分来源、地表水和地下水的来源。

近年来关于青藏高原 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的研究有了很大的进展, 但是对于整个青藏高原缺乏整体性的系统研究, 而且较多的研究集中于降水稳定同位素时空模式和演化机制, 缺乏流域尺度系统地进行径流水源解析研究, 对不同径流成分之间的关系仍需进一步探索。流域内不同河段河水的循环过程是存在差异的, 河水稳定同位素的沿程变化规律对于研究地表水与地下水的转化关系、识别不同河段补给水源类型及贡献率具有重要作用。本文分析青藏高原区域内不同水体 $\delta(\text{D})$ 与 $\delta(^{18}\text{O})$ 的特征, 分析不同流域河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 与氘盈余(D-excess)的

收稿日期: 2023-10-19 修回日期: 2024-03-29 网络出版时间: 2024-05-29

网络出版地址: <https://link.cnki.net/urlid/13.1430.tv.20240527.0855.002>

基金项目: 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0207-02); 国家优秀青年科学基金项目(52022110)

作者简介: 徐忠宝(1999—), 男, 重庆人, 主要从事水文水资源研究。E-mail: 3082898332@qq.com

通信作者: 翁白莎(1986—), 女, 福建晋江人, 正高级工程师, 工学博士, 主要从事水文水资源研究。E-mail: wengbs@iwhr.com

沿程变化特征,定量评估河水各补给水源的贡献率。研究结果可为建立青藏高原氢氧稳定同位素在不同水体中的时空分布资料提供参考,同时为区域水资源的合理规划与开发提供有价值的科学依据。

1 研究区概况

研究区青藏高原是长江、黄河、澜沧江、怒江以及雅鲁藏布江等河流的发源地^[9]。青藏高原气候受地形、地貌和大气环流的影响表现出复杂多样的特征,西北寒冷干燥,东南温暖湿润,年平均气温由东南的 20 ℃ 向西北递减至-6 ℃ 以下^[10]。青藏高原年平均降水量在 400 mm 左右,空间差异性较大,年降水量总体上表现出由东南向西北逐渐递减的趋势。受印度洋暖湿气流的影响,降水主要集中在东南部的雅鲁藏布江下游和四川西部地区,这些地区年平均降水量多在 1 000 mm 以上,西北地区的年平均降水量在 50 mm 以下^[11]。西北部的内流水系补给来源主要靠冰川积雪的融化,季节性变化明显。黄河、长江、澜沧江、怒江、雅鲁藏布江等外流水系主要是雨水补给。高原内部在不同走向的山脉相互交错的影响下,被分隔成许多盆地、宽谷、高山湖泊和高山沼泽,青海湖、纳木错等湖泊主要靠周围冰川的融雪补给^[12]。青藏高原的地下水按岩性空隙类型可分为基岩(块状岩、层状岩)类裂隙水、碎屑岩类孔隙水、松散岩类孔隙水等;按埋藏深度可分为浅层地下水和深层地下水,浅层地下水又可分为冻土层上水、冻土层中水和冻土层下水。基岩类裂隙水循环较快,碎屑岩类孔隙水的补、径、排条件差,而松散岩类孔隙水的补、径、排条件较好。基岩类冻土层上水通过构造和风化裂隙获得补给,基岩类冻土层下水通过融区接受大气降水及冻土层上水补给,深层地下水通过局部融区或断裂破碎带侧向运移获得补给^[13]。

2 数据与方法

2.1 数据来源

本文所采用的青藏高原地理数据源自文献[14]。本文用到的不同水体氢氧稳定同位素的数据来源见表 1,主要分为以下几个方面:自测,2016 年 8 月至 2023 年 6 月多次于那曲河流域采集降水、河水、湖水和地下水等水样并测得氢氧稳定同位素值;全球降水同位素观测网 GNIP (global network of

isotope in precipitation, <https://www.iaea.org/services/networks/gnip>); 国家青藏高原科学数据中心 (<https://data.tpdac.ac.cn>); 前人研究的青藏高原氢氧稳定同位素值。如表 1 所示,不同来源的数据在样品测试方面存在仪器和精度上的差异, $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 测试精度分别在 0.025‰~0.200‰, 0.1‰~2.0‰, 相差会较大,其中 $\delta(^{18}\text{O})$ 测试精度比 $\delta(\text{D})$ 高。本文的研究基于已有的测试数据结果,采用文献资料中的原始数据。

2.2 测试方法

对于那曲河流域采集的水样样品使用 L2130-i 水体同位素分析仪(Picarro, 美国)对水样进行分析测试。 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的测试误差分别为 $\pm 0.025\%$ 和 $\pm 0.1\%$ 。使用相对于维也纳标准平均海水(V-SMOW)的千分值表示稳定同位素比率。

$$\delta(^{18}\text{O})(\delta(\text{D})) = \left(\frac{R_c}{R_s} - 1 \right) \times 1000\text{‰} \quad (1)$$

式中: R_c 和 R_s 分别代表水样和 V-SMOW 中氢氧稳定同位素比率 $R(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}, \text{D}/\text{H})$ 。

3 结果与讨论

3.1 青藏高原不同水体稳定同位素特征及转换关系

3.1.1 降水稳定同位素特征

由于降水过程中水汽来源和气象条件(如气温、相对湿度)以及地形特征(如海拔)的影响,当地大气水线(LMWL)在不同地方之间略有不同^[15]。由图 1 可知,青藏高原大气降水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 之间存在显著线性相关,回归得到当地大气降水线方程为 $\delta(\text{D})=8.25\delta(^{18}\text{O})+16.85$ ($R^2=0.97, n=772$),相较于全球大气降水线(GMWL)方程 $\delta(\text{D})=8\delta(^{18}\text{O})+10$ ^[16] 和中国大气降水线方程 $\delta(\text{D})=7.9\delta(^{18}\text{O})+8.2$ ^[17], 其斜率和截距均偏大。大气降水线方程中, $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 间分馏速率关系由斜率体现,氘偏离平衡状态的情况由截距反映,在不考虑云下蒸发的情况下,分馏系数与气温成反比。青藏高原大气降水线的斜率和截距与 GMWL 存在偏差,表明气、液两相同位素在降水云气形成过程中分馏不平衡程度偏大。水汽再循环也可能导致 LMWL 的斜率和截距更高。大气水线的差别与水汽从源地到取样点的每一个细微过程密切相关。假设大陆水汽均来自海洋水的蒸发,简化水汽形成输送过程,只考虑海面蒸发和凝结水在下落过程中蒸发的影响。随着温度的

升高和湿度的减小,水分含量的偏离程度会增加,降水形成时的温度低,低温使得 $\delta(D)$ 比 $\delta(^{18}O)$ 在降水大气水线的斜率也越小。青藏高原整个海拔偏高,水中更易富集,同位素分馏偏离平衡。

表1 氢氧稳定同位素的数据来源
Tab. 1 Hydrogen and oxygen stable isotopic data source

水体类别	样本数/个	测试仪器	$\delta(^{18}O)$ 精度/‰	$\delta(D)$ 精度/‰	来源
降水	68				
河水	184	Picarro L2130-i超高精度液态水和水汽同位素分析仪	± 0.025	± 0.100	自测
湖水	10				
地下水	104				
降水	42				GNIP
降水	4	Thermo Fisher TM Flash 2000和MAT-253型气体稳定同位素比值质谱仪、 Picarro L2130-i超高精度液态水和水汽同位素分析仪			文献[18]
河水	27				
降水	3	Picarro L2130-i超高精度液态水和水汽同位素分析仪			文献[19]
河水	45				
降水	5	Picarro L2130-i超高精度液体水和水汽同位素分析仪测定	0.038	0.011	文献[20]
河水	9				
地下水	10				
降水	698				文献[21]
降水	1171	Picarro Li-2102分析仪	0.1	0.5	文献[22]
降水	87	MAT-253气体质谱仪			文献[23]
河水	53				
降水	87	MAT-252气体质谱仪	0.05		文献[24]
湖水	42	Delta V Advantage Dual Inlet / H Device system	0.1	1.0	文献[25]
降水	70	Picarro L1102-i激光吸收水同位素光谱仪分析仪	0.1	0.5	文献[26]
河水	75				
湖水	120				
降水	174	Picarro L2140-i液态水同位素分析仪	± 0.025	± 0.100	文献[8]
河水	134				
地下水	56				
降水	151	IWA-45EP液态水同位素分析仪	± 0.1	± 0.5	文献[27]
降水	24	DLT-100液态水同位素分析仪	± 0.2	± 0.6	文献[28]
河水	20				
湖水	19				
降水	175	Picarro L1102-i液态水同位素分析仪	0.1	0.5	文献[29]
降水	56	DLT-100液态水同位素分析仪	± 0.3	± 1.0	文献[30]
河水	76	Picarro L2130-i超高精度液态水和水汽同位素分析仪	0.2	2.0	文献[31]
河水	50	Thermo Fisher TM Flash 2000和 MAT-253型气体稳定同位素比值质谱仪	± 0.1	± 1.0	文献[32]

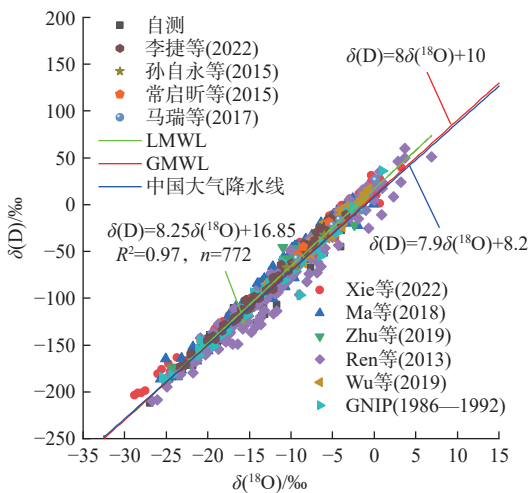


图 1 降水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 的关系

Fig. 1 Relationship between $\delta(^{18}\text{O})$ and $\delta(\text{D})$ in precipitation

如图 2 所示,降水 $\delta(^{18}\text{O})$ 值在 2—5 月呈上升趋势,5—10 月明显下降。 $\delta(^{18}\text{O})$ 的值在 5 月最为集中,基本集中在 $-10\text{‰} \sim -5\text{‰}$; $\delta(^{18}\text{O})$ 的值在 2 月和 12 月最为分散,在 $-25\text{‰} \sim -5\text{‰}$ 。以水汽循环的角度讲,形成降水的大气水汽自身 $\delta(^{18}\text{O})$ 含量和局地要素是影响降水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 的 2 个主要因素。降水的月加权 $\delta(^{18}\text{O})$ 表现出明显的季节性,这一季节性变化特征为典型的西南季风区降水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 变化。 $\delta(^{18}\text{O})$ 与温度的拟合方程为 $\delta(^{18}\text{O})=0.14T-13.52$ ($R^2=0.03, n=1\ 064$), 1—7 月温度呈上升趋势, 7—12 月温度呈下降趋势, 2—5 月和 7—10 月温度效应明显, $\delta(^{18}\text{O})$ 与温度的变化基本一致。青藏高原范围较大,不同位置降水的水汽来源和气候成因影响不尽相同,青藏高原中、北部存在显著的温度效应,而青藏高原南部和喜马拉雅山南坡存在一定程度的降水量效应。D-excess 值反映了降水时的地理气候和海水蒸发时的热力以及水汽平衡,主要受水汽源区的温度、风速和相对湿度控制^[33]。月平均氘盈余值变化明显,总体表现出冬季高夏季低的季节性特征,绝大部分 D-excess 值高于 10‰ 。

青藏高原降水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 值的范围为 $-6.50\text{‰} \sim -25.57\text{‰}$, 东侧和西侧 $\delta(^{18}\text{O})$ 值偏高,中部 $\delta(^{18}\text{O})$ 值偏低,表现出随高程增大而减小的趋势,这种趋势符合降水稳定同位素的“高程效应”。在青藏高原的北部高程较低处 $\delta(^{18}\text{O})$ 值反而较小,表现出“逆高程效应”。Jing 等^[34] 从大气环流的角度研究发现,引起“逆高程效应”的 2 个过程是远源区高同位素水汽的补给以及沿水汽输送路径对流层中下层之间强烈的横向混合。

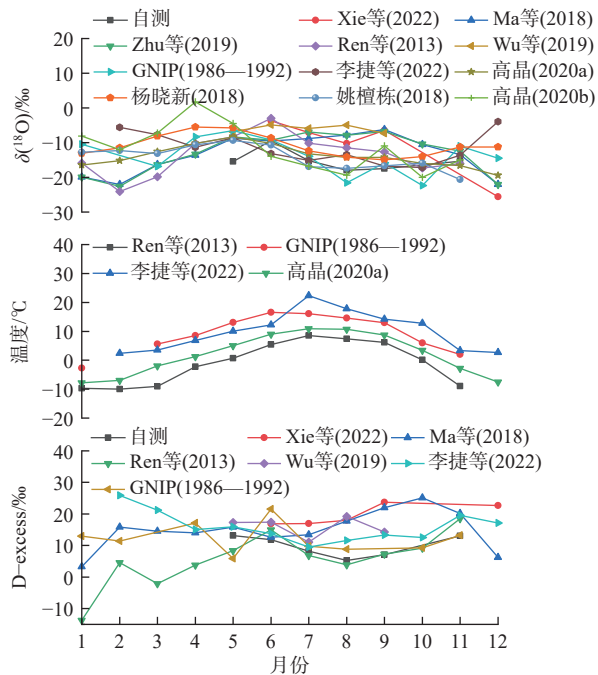


图 2 月降水量加权 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 值

Fig. 2 Monthly precipitation weighted $\delta(^{18}\text{O})$ and D-excess values

3.1.2 河水稳定同位素特征

判断河水来源和水蒸发的影响程度时,可以将研究区河水线与全球大气降水线进行比较得到结果。河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 的关系见图 3, 回归得到研究区不同流域河水蒸发线方程:

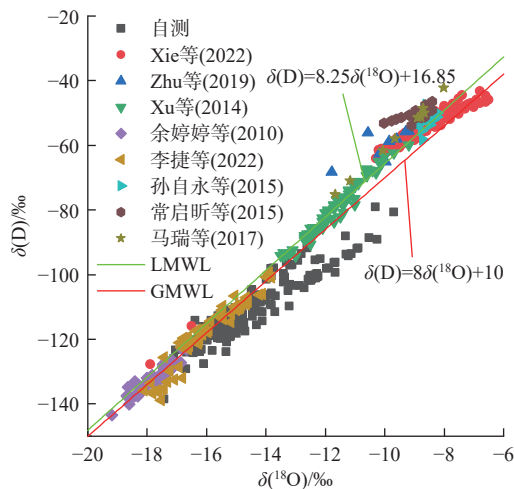


图 3 河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 的关系

Fig. 3 The relationship between $\delta(^{18}\text{O})$ and $\delta(\text{D})$ in river water

$$\delta(\text{D}) = 5.88\delta(^{18}\text{O}) - 25.43 \text{ (那曲河, } R^2 = 0.88, n = 184) \quad (2)$$

$$\delta(\text{D}) = 6.74\delta(^{18}\text{O}) + 4.01 \text{ (疏勒河, } R^2 = 0.93, n = 134) \quad (3)$$

$$\delta(\text{D}) = 7.81\delta(^{18}\text{O}) + 17.45 \text{ (石羊河, } R^2 = 0.71, n = 9) \quad (4)$$

$$\delta(D) = 9.10\delta(^{18}O) + 26.46(\text{岷江}, R^2 = 0.96, n = 76) \quad (5)$$

$$\delta(D) = 7.31\delta(^{18}O) - 2.04(\text{拉萨河}, R^2 = 0.88, n = 50) \quad (6)$$

$$\delta(D) = 8.55\delta(^{18}O) + 18.38 \quad (\text{达曲-鲜水河}, R^2 = 0.92, n = 75) \quad (7)$$

$$\delta(D) = 6.73\delta(^{18}O) + 8.12(\text{葫芦沟}, R^2 = 0.74, n = 81) \quad (8)$$

岷江和达曲-鲜水河的河水线与当地大气降水线和全球大气降水线相比斜率与截距均偏大,这是由于局部水分再循环会导致同位素的非平衡凝结,表明再循环水汽是流域降水的重要组成部分。那曲河流域、疏勒河流域、拉萨河流域和葫芦沟流域河水线的斜率和截距与全球大气降水线相比均偏小,这是由于河水受到降水补给后还要受到蒸发分馏作用的影响,河流蒸发是河水氢氧稳定同位素组分富集的主要影响因素^[35]。蒸发损失量可以通过瑞利平衡分馏模型计算:

$$\delta = (\delta_0 + 1)f^{\alpha-1} - 1 \quad (9)$$

式中: δ 为水体蒸发后的稳定同位素组成; δ_0 为水体初始的稳定同位素组成; f 为蒸发剩余水体的比例; α 为蒸发分馏系数。蒸发分馏系数 α 可以通过温度(T)用Majoube^[36]提出的公式来计算:

$$\alpha(^{18}O) = (e^{\{(-1.1377T^{-2}) \times 10^3 + (0.41567T^{-1}) + 2.0667 \times 10^{-3}\}}) \quad (10)$$

选用当地大气降水线与河水蒸发线的交点作为

河水初始稳定同位素值,研究区多年采样平均气温为5.3℃。那曲河、疏勒河、石羊河、岷江、拉萨河、达曲-鲜水河和葫芦沟的平均蒸发比例依次为16.30%、22.00%、13.90%、52.03%、8.70%、18.00%、8.90%,整体的平均蒸发比例为20.80%。除那曲河流域和葫芦沟流域外,其余流域落点都在LMWL附近,表明降水是这些流域河水的主要补给源。

3.1.3 湖水稳定同位素特征

由图4(a)可知,通过线性回归建立了湖水线方程 $\delta(D)=6.12\delta(^{18}O)-23.29$ ($R^2=0.97, n=191$),与当地大气降水线和GMWL相比其斜率和截距均较小,反映了由于水体本身的蒸发而产生同位素的富集,说明此时湖水经历了显著的蒸发分馏作用,导致重同位素比值增大^[37]。采用瑞利平衡分馏方程计算蒸发损失,选用当地大气降水线与湖水线的交点作为湖水初始氢氧稳定同位素值,计算得平均蒸发比例为30.9%。湖水受停留时间、蒸发量、水流和温度的影响,同时也受同一水面上湖水混合不对称性的影响。湖泊的地理位置、气象条件和水源补给类型等会对湖水氢氧同位素值造成影响。由图4(b)可知,有相当大部分的湖水D-excess值是在D-excess=10‰(即全球大气降水D-excess值)的下方,可能受到强烈的蒸发作用。这是由于湖水在降水稀少且有着强烈蒸发时,表面蒸发和二次蒸发容易出现,进而使得氘盈余值偏小^[35]。

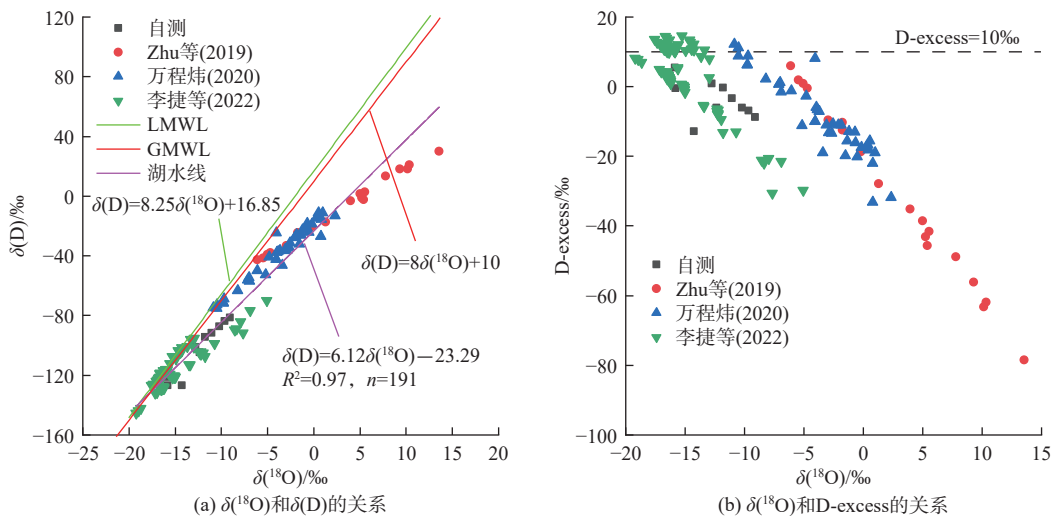


图4 湖水中 $\delta(^{18}O)$ 和 $\delta(D)$ 以及 $\delta(^{18}O)$ 和D-excess的关系

Fig. 4 The relationship between $\delta(^{18}O)$ and $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ and D-excess in lake water

3.1.4 地下水稳定同位素特征

利用稳定同位素特征分析地下水来源、水体间的混合情况是水文地球化学研究中的重要手段^[38]。

由图5(a)可以得知,地下水线方程为 $\delta(D)=9.45\delta(^{18}O)+28.25$ ($R^2=0.99, n=170$),与LMWL和GMWL相比其斜率和截距均偏大。一般来说,GMWL线以上的地

下水氢氧同位素组成非常罕见。高寒地区地下水补给成分一般可分为降水补给、冰雪融水补给、地表水补给、山体块体补给和沿离散的可渗透地质特征发生的地下水流入^[39]。疏勒河流域和葫芦沟流域的水样位于 GMWL 上方,那曲河流域也有部分水

样位于 GMWL 上方,表明河水也是地下水的补给来源之一。D-excess 的变化范围在-3.40‰~22.05‰,平均值为 9.58‰。采用瑞利平衡分馏方程计算蒸发损失,选用地下水同位素最小值作为初始氢氧稳定同位素值,计算得平均蒸发比例为 23.6%。

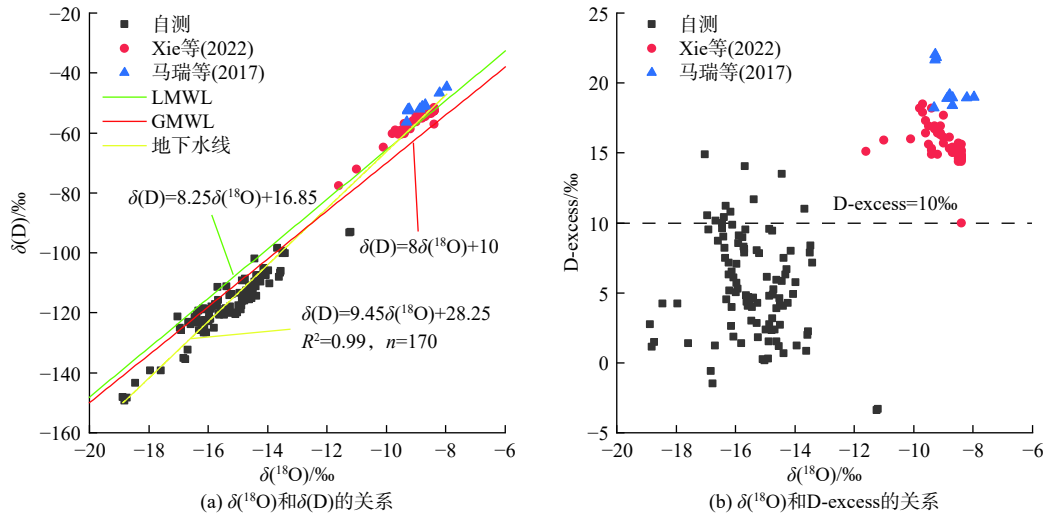


图 5 地下水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 $\delta(\text{D})$ 以及 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的关系
Fig. 5 The relationship between $\delta(^{18}\text{O})$ and $\delta(\text{D})$ and $\delta(^{18}\text{O})$ and D-excess in groundwater

3.1.5 不同水体 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的关系

青藏高原氢氧稳定同位素组成见表 2。从表 2 可知,青藏高原不同水体同位素组成中, $\delta(\text{D})$ 变化范围为 -212.21‰~60.10‰,变幅为 272.31‰,平均值为 -85.80‰,而 $\delta(^{18}\text{O})$ 变化范围为 -36.86‰~6.90‰,变幅为 43.76‰,平均值为 -11.71‰。可见青藏高原的 $\delta(^{18}\text{O})$ 比 $\delta(\text{D})$ 更稳定,D-excess 的变化范围在 -78.55‰~41.84‰,变幅为 120.39‰,平均值为 0.95‰。各水体间 D-excess 平均值大小顺序为河水>地下水>湖水>降水,其中地下水和河水的 D-excess 值与全球平均 D-excess 值 10‰相近,而冰雪融水、降水和湖水离全球平均 D-excess 值较远,说明流域内河水和地下水受蒸发作用影响最小。

通过分析青藏高原不同水体 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 的变化范围及平均值,进行富集程度的对比,降水的 $\delta(\text{D})$ 平均值大于河水、湖水和地下水,湖水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 平均值大于降水、河水、地下水,河水和地下水的 D-excess 平均值大于降水和湖水,且湖水的 D-excess 平均值远大于降水。降水、河水、湖水、地下水的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 都有交叉关系,特别是 $\delta(^{18}\text{O})$ 的平均值较为接近。地下水 $\delta(^{18}\text{O})$ 的变化范围被河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 的变化范围所涵盖,地下水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 平均值与河水的 $\delta(^{18}\text{O})$ 平均值非常接近,两种水体水力联系较为强烈,两者相互作用影响到流域内水循环^[40]。河水中 δD 和 $\delta(^{18}\text{O})$ 平均值介于降水、湖水和地下水之间,河水表现为降水、湖水和地下水等多水源共同补给。

表 2 青藏高原稳定同位素值
Tab. 2 Stable isotope values of the Qinghai-Tibet Plateau

类型	$\delta(\text{D})$			$\delta(^{18}\text{O})$			D-excess		
	最小	最大	平均值	最小	最大	平均值	最小	最大	平均值
降水	-212.21	60.10	-71.06	-28.80	6.90	-10.66	-25.52	41.84	-14.22
河水	-143.40	-42.16	-89.33	-19.19	-6.50	-12.49	-7.21	28.33	11.45
湖水	-145.56	30.01	-89.15	-19.21	13.57	-10.77	-78.55	14.53	-3.00
地下水	-149.38	-44.72	-93.64	-18.87	-7.96	-12.90	-3.40	22.05	9.58

3.2 典型流域河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布特征及水源解析

3.2.1 河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布特征

大气降水、冰雪融水、地下水、蒸发等都会对河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 值造成影响,因而 $\delta(^{18}\text{O})$ 值空间变化较为复杂。一般来讲,河水氢氧稳定同位素特征和沿程距离呈正相关关系,主要原因是水体经过强烈蒸发所引起的同位素分馏效应^[41]。在一条大的河流

内,从源头向下会有很多的支流汇入,支流中稳定同位素的组成受到不同地理因素的影响,进而影响到干流河水。为探究研究区河水 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布特征,选取拉萨河流域、怒江源区那曲河流域、疏勒河流域、达曲-鲜水河流域还有龙门山边缘岷江流域等 5 条河流。各流域河水样点位置见图 6。

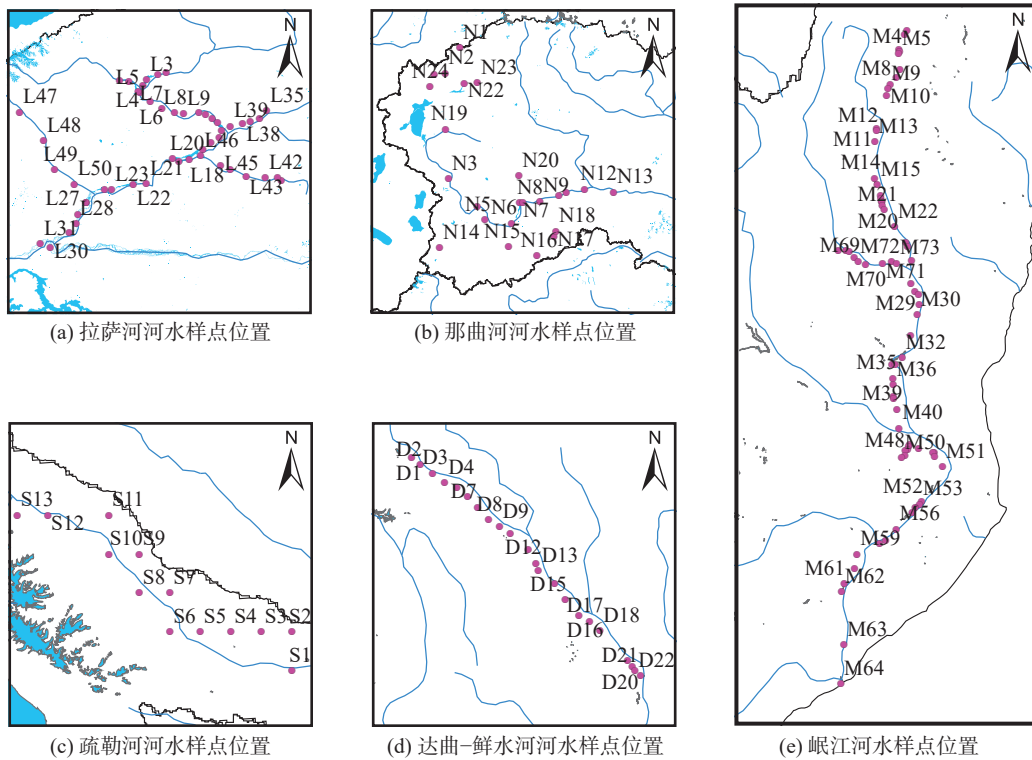


图 6 各流域河水样点位置

Fig. 6 The locations of river water sampling points in each basin

拉萨河流域河水流向为由东向西流,2009 年 8 月河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布情况见图 7(a)。整体上, $\delta(^{18}\text{O})$ 值可以以墨竹曲与拉萨河的交汇点为分界点分成上下两段,两段均呈现逐渐减小的趋势, $\delta(^{18}\text{O})$ 最大值为 -16.64‰ ,最小值为 -19.19‰ 。主要是由于支流河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 值小于等距离干流河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 值,随着支流的汇入,干流河水中的氢氧同位素被稀释,稀释的影响大于干流中的蒸发作用。墨竹曲支流的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值与墨竹曲拉萨河的交汇点的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值相近,此时以蒸发作用为主,故出现 $\delta(^{18}\text{O})$ 变大的情况。 $\delta(^{18}\text{O})$ 的最高低(或最高)值出现在河流的上游(或下游),这说明海拔效应使得河水在上游来源于贫化降水或融雪,在下游获得了相对富集的降水。D-excess 值变化波动明显,D-excess 最大值为 14.5‰ ,D-excess 最小值为 6.9‰ 。

怒江源区那曲河流域选取 2020 年 11 月采集的数据进行分析,“拉日曲-错那湖-那曲”河段作为干流,河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布情况见图 7(b)。那曲河流域干流河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 以 R20 样点为分界点,前半段 $\delta(^{18}\text{O})$ 值有增大的趋势,R20 样点之后 $\delta(^{18}\text{O})$ 值呈逐渐减小的趋势,R20 样点 $\delta(^{18}\text{O})$ 值最大,为 -10.89‰ 。D-excess 的沿程变化与 $\delta(^{18}\text{O})$ 相比呈相反趋势,同样以 R20 样点为分界点,前半段 D-excess 值逐渐减小,R20 样点之后 $\delta(^{18}\text{O})$ 值逐渐增大,R20 样点 $\delta(^{18}\text{O})$ 值最小,为 -4.56‰ 。总体上那曲河流域河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程变化趋势与董国强等^[42]的研究结果一致。

疏勒河流域选取 2018 年 7 月 18、19 日采集的数据进行分析,河水流向为由东南向西北流,河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布情况见图 7(c)。

整体上, $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 值呈波动性变化, 且两者相反。总体上, $\delta(^{18}\text{O})$ 值的沿程变化呈现减小的趋势, $\delta(^{18}\text{O})$ 值最大为 -6.8% , D-excess 值的沿程变化呈现增大的趋势, D-excess 值最小为 10.3% 。波动性变化主要是由于该段流域地下水位呈上升趋势^[43]、高山融雪和高程效应等的综合作用导致氢氧同位素的沿程变化不明显, 上下波动。

达曲-鲜水河选取 2016 年 10—11 月的 22 个样本数据, 河水流向为由西北往东南流, 河水中 $\delta(^{18}\text{O})$

和 D-excess 的沿程分布情况见图 7(d)。整体上, $\delta(^{18}\text{O})$ 值呈现先增大后减小的趋势, 与河源的距离在 30~50 m 的中游 $\delta(^{18}\text{O})$ 值较大, 最大值为 -14.60% , 上游和下游的 $\delta(^{18}\text{O})$ 值较小, 最小值为 -15.44% 。D-excess 值波动性更大, 总体上与 $\delta(^{18}\text{O})$ 的变化相反, 最大值为 10.45% , 最小值为 8.12% 。相对来说, $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 值变化范围都不大, 均保持在一个相对稳定的区间。

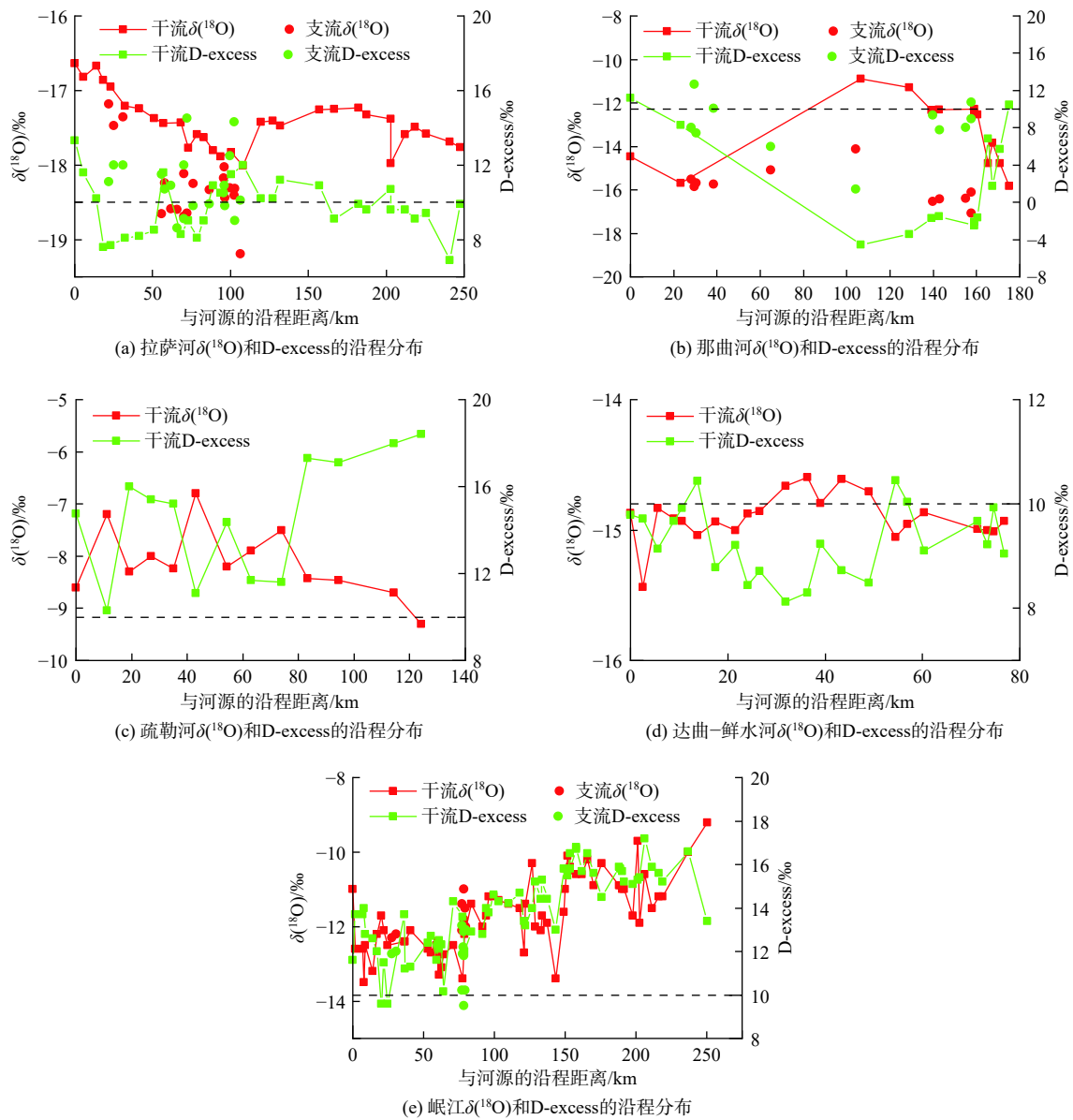


图 7 河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布
Fig. 7 Along-course distribution of $\delta(^{18}\text{O})$ and D-excess in river water

龙门山边缘岷江流域, 河水流向为由北往南流, 2011 年 10 月河水中 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 的沿程分布情况见图 7(e)。整体上 $\delta(^{18}\text{O})$ 和 D-excess 值均呈现增大的趋势, $\delta(^{18}\text{O})$ 最大值为 -9.2% , D-excess 最

大值为 17.2% 。 $\delta(^{18}\text{O})$ 值增大主要是由于蒸发作用越来越大, 不断地有支流汇入进行补充。

那曲河流域 D-excess 值大部分都小于 10% , 表明主要是受湖泊调节的影响。疏勒河流域和龙门

山边缘岷江流域 D-excess 值基本都大于 10‰, 表明主要受蒸发作用影响。达曲-鲜水河流域和拉萨河流域 D-excess 值在 10‰ 上下波动, 表明主要受大气降水补给的影响。目前, 在拉萨河相对较高的海拔和堆龙河支流的源头发育了小规模冰川^[30], 融水补给也会造成一定影响。对于同一水源的水, 虽然同位素组成变化较大, 但 D-excess 值通常保持相对稳定^[44]。相反, 由于河流的源汇差异较大, 因此 D-excess 值在空间上存在差异^[45]。

3.2.2 不同水源对河水的平均贡献率

采用端元混合径流分割模型来确定径流补给的混合过程, 并量化每种端元的贡献。大部分的河水、湖水和地下水都集中在大气降水线附近, 表明大气降水是它们的主要补给来源。比较河水与另外 3 种水体的 $\delta(D) \sim \delta(^{18}O)$ 关系, 发现它们都补给了河水, 河水与湖水、地下水之间存在相互补给的关系。对于拉萨河流域和疏勒河流域来说, 补给水源主要有降水、地下水; 对岷江流域和那曲河流域的河水来说, 补给水源主要有降水、湖水、地下水。

不同补给水源类型对河水的平均贡献率可以根据同位素质量守恒原理, 应用 IsoSource 软件分析计算得出。拉萨河和疏勒河没有湖水同位素数据, 故河水不同补给源利用二端元混合模型计算。各流域不同水源类型对河水补给的平均贡献率见表 3。降水是拉萨河流域的最主要补给水源, 而疏勒河流域的补给水源降水和地下水平均贡献率相近。岷江流域在青藏高原东部, 以地下水补给居多, 降水和湖水也是重要补给水源。那曲河流域的水源补给更为均衡, 湖水最多、地下水次之、降水最少, 相较于另外几条河流 3 种补给水源贡献率差距较小。

那曲河流域上游措玛乡降水贡献率为 60.77%, 地下水贡献率为 39.23%。中游班戈大桥降水贡献率 (9.20±5.90)%, 湖水贡献率 (73.60±4.30)%, 地下水贡献率 (17.10±10.10)%, 主要是受到错那湖湖水补给影响。再往下那曲大桥降水贡献率 (18.10±10.80)%, 湖水贡献率 (61.80±1.50)%, 地下水贡献率 (20.10±12.10)%。随着与错那湖的距离变远, 湖水贡献率有下降趋势, 这是由于随着沿程支流和其他补给水源的汇入, 其他类型补给水源的含量增加, 湖水的含量也就被稀释了。

4 结论

青藏高原当地大气降水线方程: $\delta(D)=8.25\delta$

(^{18}O)+16.85, 截距和斜率相较于全球大气降水线和中国大气降水线方程要更大。在时间上 $\delta(^{18}O)$ 值表现出明显的季节性, 2—5 月上升, 5—10 月下降, 氦盈余值表现出冬季高夏季低的季节性特征。验证了在空间上青藏高原稳定同位素会在北部表现出“逆海拔效应”。河水的平均蒸发损失为 20.8%, 湖水的平均蒸发损失为 30.9%, 地下水的平均蒸发损失为 23.6%。

表 3 不同补给水源对河水的平均贡献率

Tab. 3 The average contribution rate of various water sources to river water

流域		$\delta(^{18}O)/\text{‰}$ 均值	贡献率/%
拉萨河流域	降水	-17.89	83.15
	河水	-17.74	
	地下水	-17.00	16.85
疏勒河流域	降水	-8.09	53.56
	河水	-8.46	
	地下水	-8.87	46.44
岷江流域	降水	-12.10	30±17.8
	河水	-11.69	
	湖水	-13.10	14.8±8.9
那曲河流域	地下水	-11.10	55.2±8.9
	降水	-17.38	21.6±13.2
	河水	-14.47	
那曲河流域	湖水	-12.27	43.5±8.2
	地下水	-15.41	34.9±21.4
	降水		

河水氢氧同位素的沿程变化受补给水源和蒸发作用影响。丰水期大气降水和冰雪融水补给导致河水 $\delta(^{18}O)$ 沿程减小; 枯水期重同位素相对富集的地下水补给导致河水 $\delta(^{18}O)$ 沿程增大; 蒸发效应使得湖水重同位素富集, 湖水汇入干流后导致河水 $\delta(^{18}O)$ 增大。

河水和地下水的氢氧稳定同位素变化范围和平均值相近, 水力联系紧密, 具有互相补给的关系。降水是拉萨河流域的最主要补给水源, 而疏勒河流域的补给水源降水和地下水平均贡献率相近。岷江流域以地下水补给居多, 降水和湖水也是重要补给水源。那曲河流域的水源补给较为均衡, 湖水最多、地下水次之、降水最少。随着沿程距离的增加, 湖水贡献率呈下降趋势。

为建立青藏高原氢氧稳定同位素在不同的水体

中的时空分布资料提供了一定的理论参考,但存在样本数量不足、覆盖面积不够广、几种类型水体样本量不均衡的问题。在未来的研究中,将增加样本数量和冰雪融水等水体类型,编制青藏高原稳定同位素数据集,将水循环过程作为一个整体,把不同水体联系起来,利用氢氧同位素技术探究区域水循环规律和过程。

参考文献:

- [1] 赵思远,贾仰文,唐颖栋,等. 基于同位素示踪的黄土塬区小流域径流组分来源解析研究[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2022, 53(8): 58-70. DOI: [10.13928/j.cnki.wrahe.2022.08.006](https://doi.org/10.13928/j.cnki.wrahe.2022.08.006).
- [2] 陆丹,耿昭克,崔玉香,等. 格尔木河山前平原区地下水水化学特征及影响因子定量研究[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2022, 53(11): 131-145. DOI: [10.13928/j.cnki.wrahe.2022.11.013](https://doi.org/10.13928/j.cnki.wrahe.2022.11.013).
- [3] 董国强,翁白沙,严登华,等. 怒江源区那曲流域夏季降水与河水稳定同位素特征分析[J]. *中国农村水利水电*, 2018(7): 15-20, 24. DOI: [10.3969/j.issn.1007-2284.2018.07.004](https://doi.org/10.3969/j.issn.1007-2284.2018.07.004).
- [4] 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. DOI: [10.16058/j.issn.1005-0930.2009.01.001](https://doi.org/10.16058/j.issn.1005-0930.2009.01.001).
- [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D辑: 地球科学*, 2007, 37(1): 102-110.
- [6] 吴华武,李小雁,赵国琴,等. 青海湖流域降水和河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 δD 变化特征[J]. *自然资源学报*, 2014, 29(9): 1552-1564. DOI: [10.11849/zrzyxb.2014.09.010](https://doi.org/10.11849/zrzyxb.2014.09.010).
- [7] HAO S, LI F D, LI Y H, et al. Stable isotope evidence for identifying the recharge mechanisms of precipitation, surface water, and groundwater in the Ebinur Lake basin[J]. *Science of the Total Environment*, 2019, 657: 1041-1050. DOI: [10.1016/j.scitotenv.2018.12.102](https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.12.102).
- [8] XIE C, ZHAO L J, EASTOE C J, et al. An isotope study of the Shule River basin, northwest China: Sources and groundwater residence time, sulfate sources and climate change[J]. *Journal of Hydrology*, 2022, 612: 128043. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2022.128043](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2022.128043).
- [9] 汤秋鸿,兰措,苏凤阁,等. 青藏高原河川径流变化及其影响研究进展[J]. *科学通报*, 2019, 64(27): 2807-2821. DOI: [10.1360/TB-2019-0141](https://doi.org/10.1360/TB-2019-0141).
- [10] 张愉萱,王宁练,武小波,等. 青藏高原东南和西南部冬季积雪化学组成研究[J]. *冰川冻土*, 2023, 45(1): 18-30. DOI: [10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0363](https://doi.org/10.7522/j.issn.1000-0240.2022.0363).
- [11] 龚成麒,董晓华,魏冲,等. 1978—2018年青藏高原降水区划及各区降水量时空演变特征[J]. *水资源与水工程学报*, 2022, 33(5): 96-108. DOI: [10.11705/j.issn.1672-643X.2022.05.12](https://doi.org/10.11705/j.issn.1672-643X.2022.05.12).
- [12] 王艺霖. 青藏高原现代雪线及其影响因素分析[D]. 兰州: 兰州大学, 2010.
- [13] 郭凤清,曾辉,丛沛桐. 青藏高原地下水的来源、分类、研究动向及发展趋势[J]. *山西农业大学学报(自然科学版)*, 2016, 36(3): 160-165. DOI: [10.13842/j.cnki.issn1671-8151.2016.03.003](https://doi.org/10.13842/j.cnki.issn1671-8151.2016.03.003).
- [14] 张懿铨. 青藏高原边界数据总集[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2022-04-18.
- [15] MA F Y, CHEN J Q, CHEN J S, et al. Environmental drivers of precipitation stable isotopes and moisture sources in the Mongolian Plateau[J]. *Journal of Hydrology*, 2023, 621: 129615. DOI: [10.1016/j.jhydrol.2023.129615](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.129615).
- [16] CRAIG H. Isotopic variations in meteoric waters[J]. *Science*, 1961, 133(3465): 1702-1703. DOI: [10.1126/science.133.3465.1702](https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702).
- [17] 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究[J]. *科学通报*, 1983, 28(13): 801-806.
- [18] 孙自永,常启昕. 葫芦沟小流域降雨、河水和土壤水的稳定氢氧同位素值(2012年6月—2013年6月)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-19.
- [19] 常启昕,孙自永. 葫芦沟小流域融雪水、河水和土壤水的稳定氢氧同位素值(2013年7月1日—2014年4月24日)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-20.
- [20] 马瑞,邢文乐. 葫芦沟小流域降水、河水和地下水(含泉水)的氘氧同位素值(2015年7—9月)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-19.
- [21] 高晶. 青藏高原降水稳定氧18同位素数据集(1991—2008)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2023-07-20.
- [22] 杨晓新. 鲁朗、奴下、广州日降水稳定氧同位素数

- 据集(2007—2014)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-19.
- [23] 姚檀栋. 青藏高原环境同位素数据(2005—2009)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-19.
- [24] 高晶. 波密降水稳定同位素日均数据(2008)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2020-10-28.
- [25] 万程炜. 黄河源区湖泊水体氢氧同位素及水文信息数据集(2014—2016)[DB/OL]. 国家青藏高原科学数据中心, 2021-04-19.
- [26] 李捷, 庞忠和. 青藏高原东坡降水的同位素高程梯度[J]. *中国科学: 地球科学*, 2022, 52(11): 2193-2205. DOI: 10.1360/N072021-0301.
- [27] MA X G, JIA W X, ZHU G F, et al. Stable isotope composition of precipitation at different elevations in the monsoon marginal zone[J]. *Quaternary International*, 2018, 493: 86-95. DOI: 10.1016/j.quaint.2018.06.038.
- [28] ZHU G F, GUO H W, QIN D H, et al. Contribution of recycled moisture to precipitation in the monsoon marginal zone: Estimate based on stable isotope data[J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 569: 423-435. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2018.12.014.
- [29] REN W, YAO T D, YANG X X, et al. Implications of variations in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta(\text{D})$ in precipitation at Madoi in the eastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Quaternary International*, 2013, 313: 56-61. DOI: 10.1016/j.quaint.2013.05.026.
- [30] WU H, LI X Y, ZHANG J M, et al. Stable isotopes of atmospheric water vapour and precipitation in the northeast Qinghai - Tibet Plateau[J]. *Hydrological Processes*, 2019, 33(23): 2997-3009. DOI: 10.1002/hyp.13541.
- [31] XU Q, HOKE G D, JING L Z, et al. Stable isotopes of surface water across the Longmenshan margin of the eastern Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2014, 15(8): 3416-3429. DOI: 10.1002/2014GC005252.
- [32] 余婷婷, 甘义群, 周爱国, 等. 拉萨河流域地表径流氢氧同位素空间分布特征[J]. *地球科学: 中国地质大学学报*, 2010, 35(5): 873-878. DOI: 10.3799/dqkx.2010.101.
- [33] 周鑫, 陈粉丽, 刘雪媛, 等. 基于大气环流模式(GCM)的黄土高原区降水稳定同位素模拟分析比较[J]. *环境化学*, 2021, 40(4): 1179-1186. DOI: 10.7524/j.issn.0254-6108.2019110701.
- [34] JING Z W, YU W S, LEWIS S, et al. Inverse altitude effect disputes the theoretical foundation of stable isotope paleoaltimetry[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 4371. DOI: 10.1038/s41467-022-32172-9.
- [35] 何启欣, 曹广超, 曹生奎, 等. 香日德-柴达木河流域水体氢氧稳定同位素特征及影响因素研究[J]. *干旱区研究*, 2022, 39(3): 820-828. DOI: 10.13866/j.azr.2022.03.15.
- [36] MAJOUBE M. Fractionnement en oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur[J]. *Journal De Chimie Physique*, 1971, 68: 1423-1436. DOI: 10.1051/jcp/1971681423.
- [37] 靖淑慧, 刘加珍, 陈永金, 等. 氢氧稳定同位素对东平湖枯水期水环境的指示作用[J]. *南水北调与水利科技(中英文)*, 2019, 17(1): 120-129, 149. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2019.0017.
- [38] 李双慧, 黄选明, 朱宏军, 等. 基于水化学和环境同位素的准格尔煤田地下水循环特征[J]. *南水北调与水利科技(中英文)*, 2021, 19(3): 561-571, 589. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2021.0059.
- [39] GONG X Y, WENG B S, YAN D H, et al. Potential recharge sources and origin of solutes in groundwater in the central Qinghai-Tibet Plateau using hydrochemistry and isotopic data[J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2022, 40: 101001. DOI: 10.1016/j.ejrh.2022.101001.
- [40] 刘玉玉, 冯雨晴, 姜欣. 基于CiteSpace的地表水-地下水相互作用研究文献分析[J]. *南水北调与水利科技(中英文)*, 2022, 20(2): 218-229. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2022.0024.
- [41] 刘芬, 王水献, 蓝永超, 等. 黑河流域张掖盆地地表水-地下水系统同位素特征及转化关系[J]. *南水北调与水利科技*, 2014, 12(2): 92-96. DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2014.02.022.
- [42] 董国强, 翁白莎, 陈娟, 等. 怒江源区那曲干流河水稳定同位素沿程变化特征[J]. *水利水电技术*, 2018, 49(8): 108-114. DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2018.08.014.
- [43] 凯丽比努尔·阿卜力孜, 贾绍凤, 刘文玲, 等. 疏勒河流域治理规划实施水资源恢复效果评价[J]. *南水*

- 北调与水利科技(中英文), 2022, 20(2): 263-270.
DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2022.0028.
- [44] KRISHAN G, PRASAD G, ANJALI, et al. Identifying the seasonal variability in source of groundwater salinization using deuterium excess: A case study from Mewat, Haryana, India[J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2020, 31: 100724. DOI: 10.1016/j.ejrh.2020.100724.
- [45] JIANG C L, JIANG C H, ZHA J Z, et al. Water chemistry and stable isotope characteristics of subsidence lakes in coal mining areas, eastern China[J]. *Environmental Science and Pollution Research*, 2023, 30(15): 43152-43167. DOI: 10.1007/s11356-023-25285-1.

Stable isotopic characteristics of hydrogen and oxygen in different water bodies in the Qinghai-Tibet Plateau

XU Zhongbao¹, YANG Liping², WENG Baisha³, YAN Denghua³, PENG Hui¹

(1. College of Hydraulic & Environment, China Three Gorges University, Yichang 443002, China; 2. Beifang Investigation, Design & Research Co., Ltd, Tianjin 300222, China; 3. State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basin, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: Over the years, great progress was made in the study of $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ in the Qinghai-Tibet Plateau. However, a comprehensive systematic study of the entire Qinghai-Tibet Plateau was lacking, and much of the research focused on the spatial and temporal patterns and evolutionary mechanisms of precipitation stable isotopes. There was a lack of systematic research at the basin scale for runoff source analysis, and further exploration was needed on the relationships between different runoff components.

The available data was used to analyze the $\delta(D)$ and $\delta(^{18}O)$ values of different types of water samples on the Qinghai-Tibet Plateau to investigate their characteristics. Hydrogen and oxygen stable isotopic data were obtained mainly from the following aspects: (1) Water samples were collected in the Naqu River basin from August 2016 to June 2023, and the stable isotope values of hydrogen and oxygen were measured; (2) Global Network of Isotope in Precipitation (GNIP; <https://www.iaea.org/services/networks/gnip>); (3) National Qinghai-Tibet Plateau / Third Pole Environment Data Center (TPDC; <https://data.tpdc.ac.cn>); (4) Stable isotope values of hydrogen and oxygen in the Qinghai-Tibet Plateau studied by predecessors. Water samples collected in the Naqu River basin were analyzed and tested using the L2130-i Water Isotope Analyzer (Picarro, USA), which indicated the stable isotope ratio with respect to the Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW).

The Local Meteoric Water Line (LMWL) was $\delta(D)=8.25\delta(^{18}O)+16.85$. The $\delta(^{18}O)$ value increased from February to May and decreased from May to October. A high deuterium surplus value was observed in winter, while it was low in summer. An "inverse altitude effect" was demonstrated by the stable isotopes in the northern part of the Qinghai-Tibet Plateau, while other areas exhibited an obvious "altitude effect". When comparing with the local atmospheric precipitation line and the global atmospheric precipitation line, it was found that both the slope and intercept of the river water line of the Minjiang River and the Daqu-Xianshui River were larger, while the slope of the river water line of the remaining basins was smaller. The Lake Water Line was represented by the equation $\delta(D)=6.12\delta(^{18}O) -23.29$, and the Groundwater Line was represented by the equation $\delta(D)=9.45\delta(^{18}O)+28.25$. In the isotopic composition of different water bodies on the Qinghai-Tibet Plateau, $\delta(D)$ varied from -212.21‰ to 60.10‰ with a range of 272.31‰ and an average of -85.80‰ , $\delta(^{18}O)$ varied from -36.86‰ to 6.9‰ with a range of 43.76‰ and an average of -11.71‰ . Therefore, $\delta(^{18}O)$ was more stable than $\delta(D)$ on the Qinghai-Tibet Plateau. The D-excess varied from -78.55‰ to 41.84‰ , with a range of 120.39‰ and an average of 0.95‰ . Among all water bodies, the average value of D-excess followed the order: river water > groundwater > lake water > precipitation. The $\delta(^{18}O)$ value of Naqu River basin and Daqu-Xianshui River basin in the Qinghai-Tibet Plateau increased first and then decreased along the river channel, the $\delta(^{18}O)$ value of Shule River basin and Lhasa River basin decreased along the river channel, and the $\delta(^{18}O)$ value of Minjiang River basin increased along the river channel.

The Naqu River basin was primarily influenced by lake regulation, while the Shule River basin and the Minjiang River basin located near the Longmen Mountains were primarily affected by evaporation. On the other hand, the Daqu-Xianshuihe River basin and the Lhasa River basin were primarily influenced by atmospheric precipitation recharge. The characteristics of stable isotopes of hydrogen and oxygen varied among different types of water samples. The river water and groundwater were minimally influenced by evaporation, exhibited a close hydraulic relationship, and had a mutual recharge relationship. Precipitation was the main source of water supply in the Lhasa River basin. The average contribution rates of precipitation and groundwater to the water supply in the Shule River basin were similar. The Minjiang River basin was dominated by groundwater recharge. In the upper reaches of the Cuona Lake in the Naqu River basin, precipitation was the main source of water supply, while in the lower reaches, it was mainly from lake water recharge. As the distance increased, the contribution rate of lake water decreased.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; stable isotope; precipitation; river water; lake water; groundwater

