

#### DOI:10.7524/j.issn.0254-6108.2019050402

宋梦媛,李忠勤,王飞腾,等.新疆吉木乃诸河水体氢氧同位素和水化学特征[J].环境化学,2020,39(7):1809-1820. SONG Mengyuan, LI Zhongqin, WANG Feiteng, et al. Hydrogen and oxygen isotopes and hydrochemical parameters of water samples from the Jimunai River Basin, Xinjiang[J].Environmental Chemistry,2020,39(7):1809-1820.

## 新疆吉木乃诸河水体氢氧同位素和水化学特征\*

宋梦媛<sup>1,2</sup> 李忠勤<sup>1\*\*</sup> 王飞腾<sup>1</sup> 张明军<sup>3</sup> 张 昕<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院,冰冻圈国家重点实验室,兰州,730000;2. 中国科学院大学,北京,100049; 3. 西北师范大学地理与环境科学学院,兰州,730070)

**摘 要**利用 2018 年 6 月和 11 月在新疆吉木乃诸河流域采集的河水、冰雪融水和降水样品,对流域水体的水化学成分和氢氧稳定同位素(D,<sup>18</sup>O)组成的时间和空间特征进行了系统研究.结果表明,吉木乃诸河在丰水期和枯水期阳离子均以 Ca<sup>2+</sup>为主,阴离子以 HCO<sub>3</sub> 为主,其次分别为 Na<sup>+</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.在空间上,Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>随着海拔的降低呈增加趋势.通过 Piper 图可以判断出,吉木乃诸河水化学类型为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型.利用 Gibbs 图可知流域内主要离子组成与各类岩石的风化作用有关,大气降水和蒸发作用的影响相对较小.结合当地的水文地质情况,运用离子含量比值法,可以发现离子主要来源于流域内碳酸盐风化和含硫矿物的氧化.丰水期吉木乃诸河地表水中 δ<sup>18</sup>O 和 δD 较枯水期高,冰川融水的同位素值没有明显的季节变化,降水中的同位素值季节变化较大,其区域大气降水线方程为 δD = 7.5δ<sup>18</sup>O+5.4 (*R*<sup>2</sup> = 0.99).吉木乃诸河河水中稳定同位素与海拔呈现正相关关系,主要原因是蒸发作用的增加,地表水同位素值偏负.该区域地表径流与冰川融水密切相关,冰川融水对该流域水资源的补给贡献较大.

关键词 氢氧同位素,水化学,离子浓度,吉木乃诸河,岩石风化、

# Hydrogen and oxygen isotopes and hydrochemical parameters of water samples from the Jimunai River Basin, Xinjiang

SONG Mengyuan<sup>1,2</sup> LI Zhongqin<sup>1\*\*</sup> WANG Feiteng<sup>1</sup> ZHANG Mingjun<sup>3</sup> ZHANG Xin<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resource, Chinese Academy

of Sciences, Lanzhou, 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049, China; 3. College of Geography and Environmental Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou, 730070, China)

Abstract: Based on the river water, glacial meltwater and precipitation samples collected in Jimunai River Basin of Xinjiang during June and November in 2018, the temporal and spatial variation of hydrochemical components and hydrogen and oxygen stable isotope composition were systematically analyzed. The results showed that the cations of Jimunai River Basin were dominated by  $Ca^{2+}$  in the wet and dry seasons, and the anions were dominated by  $HCO_3^-$ , followed by  $Na^+$  and  $SO_4^{2-}$ .  $Na^+$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  and  $Cl^-$  showed an increased trend with the decrease of altitude. The major water type

\* \* 通讯联系人,Tel:13893391417,E-mail:lizq@lzb.ac.cn Corresponding author,Tel:13893391417,E-mail:lizq@lzb.ac.cn

<sup>2019</sup>年5月4日收稿(Received: May 4, 2019).

<sup>\*</sup> 中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA20020102,XDA20060201),国家自然科学基金委国际合作项目(41761134093)和国家 自然科学基金 (41471058,41771077)资助.

Supported by the Strategic Priority Research Program of Chinese Academy of Sciences (XDA20020102, XDA20060201), National Natural Science Foundation of China (International (Regional) Cooperation and Exchange Projects) (41761134093) and National Natural Science Foundation of China (41471058,41771077).

was HCO<sub>3</sub>-Ca identified by the Pipper model. The Gibbs graph showed that the main ion composition in the basin was related to carbonate weathering and oxidation of sulfur-containing minerals, and the effects of atmospheric precipitation and evaporation were relatively weak. The  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  values of surface water in wet season were higher than that in dry season, but the seasonal variation of the isotope value of the glacial melt water was relatively insignificant. The isotope value of the precipitation had obvious seasonal variation, and fit the correlation equation:  $\delta D = 7.5\delta^{18}O + 5.4$ ( $R^2 = 0.99$ ) called local meteoric water lines (LMWL). The stable isotope in river water of our study gradually decreased with the decrease of altitude, and it was positively correlated with altitude. This indicated that due to the increase of evaporation, the surface water isotope value was negative. By analyzing the isotopic composition, surface runoff was closely related to glacial meltwater which demonstrated that glacial meltwater contributes a lot to the replenishment of water resources in the

Keywords: hydrogen and oxygen stable isotope, hydrochemistry, ionic concentrations, Jimunai River Basin, rock weathering.

流域尺度水化学、同位素研究对于了解水资源特征、河流水化学演化规律以及地表水和地下水相互 关系具有重要意义,尤其在我国西北水资源相对匮乏地区,冰川和积雪是我国西北干旱地区重要的水资 源<sup>[1]</sup>.20世纪中期以来,冰川和积雪对全球气候变暖的响应使得河流水文过程发生了显著变化,对西北 干旱区水资源的合理利用和生态环境的可持续发展有着重要意义<sup>[2-3]</sup>.研究从冰川融水到中下游河水中 同位素和水化学特征,不仅可以确定流域内水体中溶质地球化学的来源反应、迁移转化及归属,确定与 区域自然条件的关系,并且对理解河水所经地区的岩石岩性、气候、生态环境及区域环境演化趋势具有 重要意义<sup>[4]</sup>.

近年来,国内外学者对西北干旱区内陆河同位素和水化学特征进行了分析研究,包括新疆北部盆地 和南部以及中部天山地区.额尔齐斯河源区不同水体在融雪期内离子组成以及水化学类型差异显著<sup>[5]</sup>, 新疆北部伊犁河、鄂毕河、额尔齐斯河流域水体中 TDS 和水化学的空间差异大,干旱环境中气候、地质 和人为因素影响水化学主要元素<sup>[6-12]</sup>,伊犁河流域河水离子成分受岩石风化的影响较大,河水矿化度较 高<sup>[13]</sup>.新疆北部天然水主要为淡水软水,南疆为淡水硬水和咸水硬水,北部的天然水水质总体上优于南 部<sup>[14]</sup>.新疆南部塔里木盆地河流水组成与围岩类型和强烈蒸发密切相关,氯化物型水的广泛分布,来自 深部的水热卤水在水化学演化中起着重要的作用<sup>[15]</sup>.塔里木河下游地下水循环与自然植被分布特征之 间的密切关系<sup>[16]</sup>.塔克拉玛干流域河流 TDS 从上游到下游增加,化学控制来源主要为碳酸盐和硅酸盐 的风化以及蒸发岩的溶解<sup>[17]</sup>.天山地区的乌鲁木齐河源区含硫矿物的氧化作用对径流离子组成的贡献 率较高<sup>[18-19]</sup>.托木尔峰青冰滩 72 号冰川流域影响河水离子浓度的主要因素是降水等引起的水岩相互作 用<sup>[20]</sup>,流域河水、冰川融水和降水的δ<sup>18</sup>O 和 δD 存在显著差异,冰川融水为主要补给来源<sup>[21]</sup>.这些研究 已对不同流域的水文地球化学和陆壳风化开展了较多研究,通过冰川和积雪融水的水化学特征,揭示出 区域水文水化学的背景值,更加准确地反映了气候变化趋势对水文水资源的影响,而从冰川作用区到中 下游的研究更能对流域内整体演化过程和影响因素得到系统的了解<sup>[22-26]</sup>.

阿尔泰山冰川、积雪广泛分布,融水形成的径流为该区提供了丰富的淡水资源,主要发育了额尔齐 斯河、乌伦古河及吉木乃诸河三个水系<sup>[27]</sup>.近年来由于气温升高,吉木乃诸河河源区冰川呈加速消融状态,融水径流增加造成水资源时空分布和水循环过程的迅速变化,加之下游吉木乃县天然植被退缩、河 流萎缩消亡、土地沙化、水土流失和水体污染,成为新疆地表水资源最为贫乏的县区.到目前为止,国内 对萨吾尔山吉木乃诸河流域同位素和水化学的研究还极为有限,特别是从冰川作用区到沙漠戈壁区还 是资料空白区.因此,在吉木乃诸河开展同位素和水化学特征等方面的研究具有很好的代表性.

本文以吉木乃诸河为研究对象,基于 2018 年丰水期(6月)和枯水期(11月)在冰川区采集的冰川 融水样品和中下游山区采集的河水和降水样品,对从冰川末端至下游出山口水体的同位素和水化学特 征进行了系统的研究,探究影响阿尔泰山冰川作用区水质变化的因素,了解该区域河流水质特征提供科

basin.

学依据,也为吉木乃地区合理开发利用水资源提供基础资料.

## 1 材料与方法(Materials and methods)

### 1.1 研究区概况

吉木乃诸河流域位于新疆维吾尔自治区北部,额尔齐斯河南岸,发源于萨吾尔山北坡,由众多溪流 自南向北汇集而成,流域面积约为0.63×10<sup>4</sup> km<sup>2</sup>(图1).流域地势南高北低,按照地貌形态可以划分为高 山区(>3500 m)、中山区(1000—3500 m)、低山丘陵区(800—1000 m)和戈壁平原区(<800 m).其中高 山区发育有现代冰川,木斯岛冰川为流域内面积最大的冰川<sup>[28]</sup>.吉木乃诸河流域主要包括4条河流,自 东向西分别为喀尔交河、塔斯特河、乌拉斯特河和乌勒昆乌拉斯图河.流域内受气温和降水条件的制约, 流量的年际和年内变化大,流量最大年份是最小年份的3倍多,一年中有丰水期和枯水期之分.其中5— 9月份是丰水期,10月至次年4月份是枯水期.一般5月进入汛期,6月流量达到最大,7月份开始逐渐 减少<sup>[29]</sup>.



吉木乃诸河位于欧亚大陆中部,远离海洋,属于典型的大陆性气候.据吉木乃县气象资料统计显示, 该地区多年平均气温为5.5 ℃,冬季平均气温为-9.1 ℃.降水特点为南多北少,随海拔高度的增高而增 加,平均每升高100m 年降水量增加3—5 mm,萨吾尔山1200m 以上山区最大降水带内可达300— 400 mm.夏季降水量占全年的34.9%,冬季占27.5%,春季和秋季为20.7%和16.8%<sup>[30]</sup>.流域内矿产资源 丰富,目前已发现的矿产资源有金、铜、铁、黏土、天然碱、石膏、石灰石等.流域内土壤从南到北依次为冰 沼土、高山-亚高山草甸土、山地黑钙土、山地棕钙土、栗钙土、棕钙土、沼泽土、沙漠戈壁土,具有明显的 地带性分布特征.

### 1.2 样品采集与分析

2018年6月(丰水期)和11月(枯水期)依托中国阿尔泰山冰冻圈科学与可持续发展综合观测研究 站在吉木乃诸河进行了水样采集,主要采集样品有河水、冰川融水和降水,共采集地表水样品34组,采 样点按照海拔从高到低编号,其中冰川融水的采样点有3个(A1—A3),海拔高度介于2700—3373m,河 水的采样点12个(A4—A15),海拔高度介于743—1714m(图1),其中降水样品在位于吉木乃县的阿尔 泰山冰冻圈科学与可持续发展综合观测研究站内进行采集,共采集到降水样品11个.采集河水样品时 首先选择采样区域内河流水位相对较深,流速较慢,靠近河流中间的点,保证自然水流状态下进行,以保 证样品代表性.其次,戴上聚乙烯手套,以最小程度地减少污染,事先将采集用的聚乙烯塑料瓶用蒸馏水 清洗干净,采样前再用河水振荡洗涤至少3次,目的是与待采集的水样进行同化,然后装入河面下约2 cm处的河水,瓶盖拧紧密封保存,然后记录采样信息样品编号,并用 GPS 对采样点的经纬度进行确定,将采集的水样装入保温箱冷储保存以减缓样品的化学物理过程,随后运至实验室分析备用<sup>[31]</sup>.

所有样品采集完成后在-15 ℃的温度下储存,并运至中国科学院西北生态环境资源研究院冰冻圈 科学国家重点实验室以待测定,测定前置于室温下融化.为避免受到空气的影响,样品在自然融化后立 即进行实验测试.使用液态水同位素分析仪 Picarro L2130-i 对氢氧同位素进行测定,δ<sup>18</sup>O 和 δD 的测量 误差分别为±0.025‰和±0.1‰<sup>[31]</sup>.采用 PHJS-4A 对 pH 值进行测量,测量精度为 0.001;EC 和 TDS 值的 测量采用 DDSJ-308A,测量精度为 0.001<sup>[32]</sup>.其中利用滴定法测定 HCO<sub>3</sub> 浓度,使用 PE2380 型原子吸收 光谱仪对阳离子浓度例如 K<sup>+</sup>、Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>等进行测定,其测量精度为 10 ng·g<sup>-1</sup>,使用测定精度可以 达到 ng·g<sup>-1</sup>量级的 Dionex100 型离子色谱仪测定阴离子 Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub> 和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 的浓度.为确保分析结果与标 准样品之间的误差在 5%以内,在每 20 个样品测量后校准仪器<sup>[33]</sup>.

### 2 结果与讨论(Results and discussion)

### 2.1 水化学特征分析

2.1.1 各离子的统计分析

吉木乃诸河 6 月为丰水期,11 月为份枯水期,流域内地表水主要水化学特征如表 1 所示.

						1							
月份 Month	样品类型 Samples	统计值 Statistic	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	HCO <sub>3</sub>	NO <sub>3</sub>	$SO_4^{2-}$	Cl-	pH	EC	TDS
		平均值	16.36	6.05	9.90	0.86	84.50	1.45	37.78	4.05	8.92	93.95	188.14
	And the	最小值	10.99	1.65	2.44	0.44	47.58	0.05	4.80	0.77	8.51	41.90	83.90
	河水	最大值	26.63	11.58	36.08	1.35	117.37	3.90	107.99	19.08	9.44	195.00	391.00
	<i>n</i> =14	标准差	5.38	2.78	9.10	0.33	21.18	1.27	30.02	4.70	0.24	46.80	93.90
		变异系数	0.33	0.46	0.92	0.39	0.25	0.88	0.79	1.16	0.03	0.50	0.50
6月	冰川融水 n=3	平均值	8.88	1.13	0.63	0.12	45.57	0.69	8.28	0.16	8.35	27.50	55.02
<i>n</i> = 17		最小值	2.56	0.17	0.22	0.06	14.36	0.45	0.94	0.11	7.19	7.41	14.85
		最大值	13.33	2.04	0.97	0.16	70.70	1.14	16.98	0.26	9.37	39.70	79.40
		标准差	5.63	0.93	0.38	0.05	28.66	0.40	8.10	0.09	1.10	17.53	35.05
		变异系数	0.63	0.82	0.60	0.45	0.63	0.58	0.98	0.55	0.13	0.64	0.64
	河水 n=14	平均值	16.70	3.99	7.40	0.31	90.42	0.70	27.82	2.77	7.61	576.79	290.93
		最小值	8.69	3.13	3.13	0.19	25.17	0.06	11.36	0.95	7.19	269.00	138.00
		最大值	23.81	4.66	14.76	0.49	167.45	1.60	39.97	5.01	7.80	1418.00	709.00
		标准差	5.16	0.49	3.67	0.10	44.10	0.63	8.36	1.58	0.19	330.37	163.16
		变异系数	0.31	0.12	0.50	0.32	0.49	0.90	0.30	0.57	0.03	0.57	0.56
11 月	冰川融水	平均值	13.15	1.32	0.89	0.24	38.30	0.62	7.12	0.84	7.71	75.10	36.13
<i>n</i> = 17		最小值	10.39	0.84	0.61	0.16	28.31	0.32	6.46	0.55	7.66	62.90	27.70
		最大值	16.84	1.69	1.17	0.33	51.44	1.18	8.03	1.17	7.79	85.30	42.20
	n = 3	标准差	3.32	0.43	0.28	0.09	11.88	0.49	0.81	0.32	0.07	11.33	7.53
		变异系数	0.25	0.33	0.32	0.36	0.31	0.80	0.11	0.38	0.01	0.15	0.21

**表 1** 吉木乃诸河主要水化学特征 **Table 1** The chemical compositions at Jimunai River Basin

注:Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、HCO<sub>3</sub>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>、TDS 离子单位为 mg·L<sup>-1</sup>, pH 无单位, 电导率单位为 S·m<sup>-1</sup>.

丰水期河水中阳离子平均质量浓度由大到小依次是 Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>,平均浓度分别为 16.36、 9.90、6.05、0.86 mg·L<sup>-1</sup>,阴离子平均质量浓度由大到小依次为 HCO<sub>3</sub>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub>,分别为 84.50、 37.78、4.05、1.45 mg·L<sup>-1</sup>.冰川融水中由大到小依次是 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>,分别为 8.88、1.13、0.63、 0.12 mg·L<sup>-1</sup>,阴离子平均质量浓度由大到小依次是 HCO<sub>3</sub>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、NO<sub>3</sub>、Cl<sup>-</sup>,分别为 45.57、8.28、0.69、 0.16 mg·L<sup>-1</sup>.枯水期河水中阳离子平均质量浓度由大到小均为是 Ca<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>,平均浓度分别为 16.7、7.4、3.99、0.31 mg·L<sup>-1</sup>.冰川融水中阳离子平均质量浓度由大到小均为 Ca<sup>2+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>,平均浓 度分别为 13.15、1.32、0.89、0.24 mg·L<sup>-1</sup>.枯水期河水中阴离子平均质量浓度由大到小均为是 HCO<sub>3</sub>、 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>、NO<sub>3</sub>,平均浓度分别为 90.42、27.82、2.77、0.7 mg·L<sup>-1</sup>.冰川融水中阴离子质量浓度序列为 HCO<sub>3</sub>>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>>Cl<sup>-</sup>>NO<sub>3</sub>,平均质量浓度分别为 38.3、7.12、0.84、0.62 mg·L<sup>-1</sup>.冰川融水中各离子平均质量浓 度明显低于河水,丰水期和枯水期各离子平均质量浓度较为接近,而丰水期变异系数高于枯水期.

在丰水期,HCO<sub>3</sub>和 Ca<sup>2+</sup>是占绝对优势的阴阳离子,分别占阴离子和阳离子总量的 74.11%和 51.46%,其次是 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 Na<sup>+</sup>,分别占阴离子和阳离子总量的 25.67%和 28.29%.在枯水期,HCO<sub>3</sub>和 Ca<sup>2+</sup> 仍然是占绝对优势的离子,分别占阴离子和阳离子总量的 74.85%和 61.48%,其次是 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 Na<sup>+</sup>,分别 占阴离子和阳离子总量的 22.28%和 23.9%.丰水期与枯水期相比,绝对优势的阳离子和阴离子没有变 化,但所占比例发生了变化.Ca<sup>2+</sup>含量较高可能原因是阿尔泰山广泛发育着大量黑钙土和栗钙土,加之 当地降水受到陆源性粉尘的影响,导致降水和河水中富含 Ca<sup>2+</sup>.HCO<sub>3</sub>含量较高的原因可能是各种碳酸 盐岩类(石灰岩、泥灰岩等)的溶滤作用和 CO<sub>2</sub>的溶解.吉木乃山溪地表水阳离子中的 K<sup>+</sup>浓度低于 Na<sup>+</sup>, 可能与流域内花岗岩更偏重钠长石有关.

丰水期河水和冰川融水 pH 值分别为 8.92 和 8.35,均呈弱碱性,明显高于枯水期的 7.62 和 7.71.这 可能主要是由于两个时期的径流补给来源不同造成的,枯水期河水的补给以地下水和积雪融水为主,而 丰水期河水的主补给以冰川融水和降水为主.此外,丰水期洪水冲刷河道与土壤和岩石发生相互作用也 会造成 pH 值的变化.丰水期河水和冰川融水电导率(EC)分别为 93.95 S·m<sup>-1</sup>和 27.5 S·m<sup>-1</sup>,低于枯水期 的 576.79 S·m<sup>-1</sup>和 75.1 S·m<sup>-1</sup>.丰水期河水中 TDS 变化范围 83.9—391 mg·L<sup>-1</sup>,均值是 188.14 mg·L<sup>-1</sup>,高 于冰川融水的 55.02 mg·L<sup>-1</sup>.在枯水期 TDS 变化范围是 138—709 mg·L<sup>-1</sup>,均值是 290.93 mg·L<sup>-1</sup>,明显高 于冰川融水中的 36.13 mg·L<sup>-1</sup>.丰水期的 TDS 明显低于枯水期,两个时期河水中的 TDS 含量均在 1 g·L<sup>-1</sup> 以下.结果表明,流域河水的淡水矿化度小于 1 g·L<sup>-1</sup>,属于弱矿化度水,可作为良好的饮用水源.与枯水 期相比,丰水期持续的高温使冰川强烈消融,降水增加,容易形成洪水,河水中离子被洪水稀释,使得河 水中离子的含量有所降低.在新疆榆树沟流域,王晓艳对流域夏季洪水期河水的水化学特征进行了研 究,并指出由于夏季气温持续升高,加之暴雨对冰川的强力冲刷,导致冰川消融强烈,形成的洪水将土壤 中的离子带入河水中,但也对河水离子有一定的稀释作用,所以该区夏季河水中的 TDS 低于春季<sup>[34]</sup>. 2.1.2 水化学指标的空间分布格局

通过分析地表水水质指标的空间分布格局,可以了解流域内各水体水化学参数的整体情况.由 图 2(a)可知,丰水期 Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、SO<sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>的含量由上游至下游随着海拔的降低,离子含量增加趋势较为 明显.以 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 为例,在上游海拔 3373 m 的 A1 采样点, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 含量仅为 0.94 mg·L<sup>-1</sup>, 而在海拔 743 m 的 A17 采样点,其含量则高达 29.49 mg·L<sup>-1</sup>.可能原因是 A1—A3 采样点为冰川融水采样点,与上游相比, 中下游河水中 SO<sub>4</sub><sup>2</sup> 离子浓度的比例明显增加.结合吉木乃诸河的实际情况,在河流演化过程中,当地硫 铁矿的这种氧化作用使得河水中 SO4-离子的含量随着海拔的降低逐渐增加.Ca2+随着 SO4-的波动而发 生变化,SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>的含量越高,Ca<sup>2+</sup>的含量也相应的出现高值,可能与硫酸盐矿物的水解有关.Cl<sup>-</sup>、Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、 Mg<sup>2+</sup>的质量浓度基本处于同一数量级,但各自的变化规律却并不相同.Na<sup>+</sup>的浓度随着海拔的降低呈现 上升趋势,河水向下游流动的过程中,气温升高,蒸发作用不断加强,河水中 Na<sup>+</sup>含量也较高.Na<sup>+</sup>的含量 也受到了当地水库的影响,尤其是位于水库附近的 A9、A12 和 A15 采样点,水库水中的 Na<sup>+</sup>含量出现了 异常高值.海拔 1200 m 以下的水样都受到了当地水库的影响,导致 Na<sup>+</sup>含量偏高.Mg<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>也有类 似的变化规律.此外,人为生产活动所排放的污染物的特点是富含 Ca<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 NO<sub>3</sub>,其中 Ca<sup>2+</sup>、 K<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>也可能来自于岩石风化作用,NO<sub>3</sub>通常作为反映人为活动的特征离子.NO<sub>3</sub>含量很低,且低 于 CI<sup>-</sup>的含量,表明河水受到人类活动的干扰相对较少.吉木乃诸河流经过的大多数地方人为活动较弱, NO; 随着海拔并没有明显的变化.只有 A15 采样点位于恰勒什海乡, NO; 明显高于其他各采样点, 受到 了较强的人为活动干扰.由图 2(b)可知,枯水期气温低,流量较小,SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 含量缓慢的增加.与丰水期相 比,枯水期碳酸盐矿物不易受水中CO,的作用而发生溶解.由于全程受到的蒸发作用十分有限,CI<sup>-</sup>的变

化不大.由于 K<sup>+</sup>易被植物吸收或土壤吸附的特性,与 Na<sup>+</sup>相比其迁移能力很弱,因此 K<sup>+</sup>从上游到下游没 有较大变化.

总体而言,随着海拔降低,Na<sup>\*</sup>、Mg<sup>2\*</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>的含量增加趋势较为明显.吉木乃诸河从上游向下游 流动过程中,各离子含量整体随着海拔的降低逐渐增加,然而由于复杂因素的影响,其增加的过程会有 所不同.



Fig.2 The spatial distribution of hydrochemical parameters at Jimunai River Basin

阴阳离子的 Piper 三角图不仅可以体现吉木乃诸河地表水的化学成分,还可以了解不同分化源区的物质组成,从而判别其控制端元.由图 3(a)可知,丰水期水样中阴离子三角图中各组分点紧贴 HCO<sub>3</sub> 轴分布,表明样品中 CI<sup>-</sup>离子含量微乎其微,阴离子主要以 HCO<sub>3</sub> 居多,其次为 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.阳离子三角图中各组分点分布在 Ca<sup>2+</sup>的高值端,表明阳离子中 Ca<sup>2+</sup>是主要组成部分.因此,Ca<sup>2+</sup>和 HCO<sub>3</sub> 相对较多,是离子中主要组成部分,通常认为碳酸盐和蒸发盐的风化是 Ca<sup>2+</sup>的主要来源.河水和冰川融水的水化学类型均为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型.图 3(b)中枯水期水样中的阴阳离子分布与图 3(a)中丰水期水样位置大体相同,但是河水中 Na<sup>+</sup>、K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>含量降低,Ca<sup>2+</sup>比例有所增加,可能与丰水期河流蒸发导致的 HCO<sub>3</sub> 转化为 CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> 沉积到底泥中有关.河水和冰川融水的水化学类型仍为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型,与其他地区河流的对比发现,吉木乃诸河的 Piper 图同乌鲁木齐河源区<sup>[18]</sup>、额尔齐斯河源区<sup>[5]</sup>和祁连山疏勒河上游<sup>[35]</sup>的分布类似,说明阿尔泰山河源区和天山、祁连山河源区化学离子具有相似的组成.吉木乃诸河流域地质构造地层为西准萨吾尔山地区吉木乃组,主体由华力西中期花岗岩和克热斯克孜勒酸性杂岩体组成<sup>[36]</sup>,岩体中的碳酸盐受侵蚀作用而融入水中,更加说明吉木乃诸河流域地表水的水化学类型为重碳酸钙性.

2.2 吉木乃诸河离子来源及控制因素

2.2.1 河水水化学离子来源的 Gibbs 图分析

河流离子主要来源于不同岩石和矿物风化作用、大气输送及人类活动.为更好的了解流域内水化学 组成成分及其来源,Gibbs于1070年提出了的河水溶质起源模型,并指出土壤和岩石的风化分解是自然 界水体中可溶性离子的主要来源,大气的干湿沉降作用也是其化学离子的来源之一<sup>[37]</sup>.由图4(a)丰水 期和图4(b)枯水期可知,吉木乃诸河水大部分采样点的Na<sup>+</sup>/(Na<sup>+</sup>+Ca<sup>2+</sup>)的比值在0.5左右和小于0.5, 少数水样落于蒸发结晶作用带,并远离大气降水作用带,表明吉木乃诸河水化学离子组成受岩石风化作 用和蒸发结晶作用的影响,但岩石风化作用对其水化学离子组成影响较显著.与枯水期相比,丰水期河 水的 Na<sup>+</sup>/(Na<sup>+</sup>+Ca<sup>2+</sup>)的比值为 0.33,高于枯水期的 0.3,更容易受到蒸发结晶作用的影响.吉木乃诸河 冰川融水的 Na<sup>+</sup>/(Na<sup>+</sup>+Ca<sup>2+</sup>)比值在小于 0.1 的范围内,除了受岩石风化的影响外,易受大气降水的影 响.与河水相比,冰川融水更容易受到大气降水的输入作用.



图 3 河水及冰川融水的阴阳离子 Piper 图 per plot for the cations and anions in river water and glac





图 4 河水水化学成分的 Gibbs 图 Fig.4 Gibbs plot of Hydrochemical composition of river water

### 2.2.2 河水中主要离子来源分析

当不同离子的来源受到自然和人类活动等各方面的影响,并且河流中各离子之间具有较高的相关性时,表明各离子的来源具有相同的特性,比如硅酸盐岩或蒸发岩风化产生 Na<sup>+</sup>和 K<sup>+</sup>;Cl<sup>-</sup>和 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 主要源自蒸发岩,或者经历了相同的物理化学反应过程,例如碳酸盐岩、蒸发岩或硅酸盐岩的溶解则可能产生 Ca<sup>2+</sup>和 Mg<sup>2+</sup>,碳酸盐岩的风化产生 HCO<sub>3</sub>.

通过对吉木乃诸河河水中主要阴阳离子浓度和 TDS 进行 Pearson 相关性分析(表 2 和表 3)可知,在 丰水期和枯水期, TDS 与 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 之间均呈现显著相关,说明 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> 对河水溶质贡献程度最大.另一方面, TDS 和 HCO; 之间呈反相关,研究区域 HCO; 对河水溶质贡献很小或没有贡献.与枯水期相比,丰水期 SO4-的含量和所占比重明显较高,与其他离子的相关性也较好,丰水期含硫矿物的氧化作用强于枯水 期.表 2 中丰水期 HCO3 与其他离子的相关性较差, SO4 与 Na+、K+、Ca2+和 Mg2+的相关性均很好, SO4 主要源于含硫矿物的氧化.其反应过程为:

 $2\mathrm{FeS}_2 + 15/2\mathrm{O}_2 + 4\mathrm{H}_2\mathrm{O} \longrightarrow \mathrm{Fe}_2\mathrm{O}_3 + 4\mathrm{SO}_4^{2-} + 8\mathrm{H}^+$ 

Cl<sup>-</sup>与 Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、K<sup>+</sup>具有显著的相关性,Cl<sup>-</sup>主要来自于 NaCl 和 MgCl,等岩盐的风化.Na<sup>+</sup>和 K<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup> 的相关系数分别为 0.66 和 0.85,其离子来源具有一致性.K<sup>+</sup>和 Na<sup>+</sup>一般源自钠长石、钾长石和云母等的 风化.在枯水期,相关系数最大的为 HCO; 和 Ca<sup>2+</sup>(表 3),表明此两种离子的来源相同,可能由含钙的碳 酸盐岩的风化释放出来.其次,相关性良好的为 SO4-5 与 Na+和 Cl-之间,表明 SO4-5 Na+、Cl-的离子来源 具有一致性.枯水期流量偏小,其他离子之间的相关性并不显著.

	TDS	$HCO_3^-$	$SO_4^{2-}$	Cl-	$NO_3^-$	Ca <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	${ m Mg}^{2+}$
TDS	1						$\mathbf{\nabla}$		
$HCO_3^-$	-0.084	1							
$SO_4^{2-}$	0.965 **	-0.211	1			( )			
Cl <sup>-</sup>	0.830 **	-0.233	0.871 **	1					
$NO_3^-$	0.500 *	0.120	0.547 *	0.521 *	1				
Ca <sup>2+</sup>	0.807 **	0.205	0.767 **	0.537 *	$0.500^{*}$	1			
$Na^+$	0.878 **	-0.191	0.911 **	0.980 **	0.486*	0.540 *	1		
$K^+$	0.721 **	0.195	0.634 **	0.568 *	0.361	0.411	0.663 **	1	
$Mg^{2+}$	0.816 **	0.181	0.827 **	0.758 **	0.598*	0.557 *	0.850 **	0.808 **	1

的相关分析

表 3	枯水期吉木乃诸河离子的相关分析	

	14	ine 5 Cone	ciation analys	is of joins at J	munai mvei	Dasin in ury	season		
	TDS	HCO <sub>3</sub>	$SO_4^{2-}$	Cl-	NO <sub>3</sub>	Ca <sup>2+</sup>	$Na^+$	$K^+$	$\mathrm{Mg}^{2+}$
TDS	1								
$HCO_3^-$	-0.155	1							
$SO_4^{2-}$	0.672 **	-0.221	ſ						
Cl-	0.593**	-0.303	0.745 **	1					
$NO_3^-$	-0.032	-0.559 **	-0.309	-0.332	1				
Ca <sup>2+</sup>	-0.007	0.588 **	-0.044	-0.096	0.339	1			
$Na^+$	0.819 **	0.001	0.544 **	0.494 **	-0.265	-0.059	1		
$K^+$	-0.007	0.382*	-0.132	-0.17	0.235	0.206	0.059	1	
Mg <sup>2+</sup>	-0.155	0.574 **	0.176	0.066	0.397 *	0.456*	0.25	0.368 *	1

注:\*P<0.05; \*\*P<0.01

此外,流域风化演变过程可以通过离子含量比值法进行反应,结合流域实际的水文地质情况可以研 究离子来源及其控制因素.由表4可知,地表水中Ca<sup>2+</sup>和Mg<sup>2+</sup>的平均摩尔浓度比值分别为1.74和2.74, 均大于 1. Ca2+ 在阳离子中占主要优势, 流域内碳酸盐的风化以方解石矿物的溶解作用为主. 反应过 程为:

$$CaCO_3(方解石) + H_2CO_3 \longrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3$$

与枯水期相比,丰水期离子中 Mg<sup>2+</sup>的平均摩尔浓度相对较高,可能受到其他水解作用.反应方程为:

$$CaMg(CO_3)_2$$
(白云石) + 2H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>→ Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup> + 4HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>

(Ca<sup>2+</sup>+ Mg<sup>2+</sup>)/HCO<sub>3</sub> 的摩尔浓度比值在丰水期和枯水期分别为 0.47 和 0.41, 明显小于 1, 影响河流 离子的主要过程是碳酸盐的风化.结合研究区水文地质情况,地质构造主要由花岗岩、石灰岩组成,土壤 由冰沼土、栗钙土、棕钙土等组成<sup>[36]</sup>,碳酸盐类中的 Ca<sup>2+</sup>易受河水的侵蚀分解,更加说明碳酸盐岩风化 是影响该流域水化学组成的主要因素.

吉木乃流域河水中阳离子(Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>)/(Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)的摩尔浓度比值在丰水期和枯水期分别为1.56 和1.96,说明硅酸盐风化可能对水化学性质产生了一定的影响.其反应过程为:

 $KAlSiO_3O_8 + H^+ \longrightarrow HAlSiO_3O_8 + K^+$ 

 $NaAlSiO_3O_8 + H^+ \longrightarrow HAlSiO_3O_8 + Na^+$ 

(Ca<sup>2+</sup>+ Mg<sup>2+</sup>)/(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>+ SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)的比值在丰水期和枯水期分别为 0.37 和 0.35,小于(Ca<sup>2+</sup>+Mg<sup>2+</sup>)/ HCO<sub>3</sub> 的摩尔浓度比值,结果表明流域内河水离子成分不仅受碳酸盐岩风化作用的影响,还有 H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>的 参与,碳酸盐矿物的溶解和硫酸盐矿物的溶解是该流域河水水化学形成的作用之一.吉木乃河水中主要 离子组成的来源仍为流域内碳酸盐风化和含硫矿物的氧化,且丰水期含硫矿物的氧化作用强于枯水期.

表4 地	也表水中主要离子的平均浓度比值
------	-----------------

1:	able 4 Average concentration ratio of major ions in	surface water
离子类型 Ionic type	丰水期 Wet season	枯水期 Dry season
Ca <sup>2+</sup> /Mg <sup>2+</sup>	1.74	2.74
(Ca <sup>2+</sup> +Mg <sup>2+</sup> )/HCO <sub>3</sub>	0.47	0.41
$(Ca^{2+}+Mg^{2+})/(Na^{+}+K^{+})$	1.56	1.96
$(Ca^{2+}+Mg^{2+})/(HCO_3^-+SO_4^{2-})$	0.37	0.35

2.3 氢氧同位素特征

氢氧稳定同位素特征是反映水质变化的重要指标之一.由图 5 可知,丰水期吉木乃诸河地表水中 δD 的平均值为-78.28‰,最低值为-107.34‰,最高值为-65.07‰,δ<sup>18</sup>0 的平均值为-10.87‰,最低值为 -14.54‰,最高值为-9.35‰,δ<sup>18</sup>0 和 δD 的关系方程式为:δD=6.72δ<sup>18</sup>O-5.23‰,(当地河流水线 local river water line, LRWL).枯水期吉木乃诸河地表水中 δD 的平均值为-79.41‰,最低值为-105.68‰,最高 值为-67.24‰, 8<sup>18</sup>0的平均值为-11.36‰, 最低值为-14.56‰, 最高值为-10.01‰, 8<sup>18</sup>0和 8D的关系方 程式为:δD=6.25δ<sup>18</sup>O-8.41‰. 而冰川融水中δ<sup>18</sup>O的变化范围为-10.41 ‰--12.61 ‰,平均值为 -12.25‰,δD的变化范围为-62.39‰---84.45‰,平均值为-82.65‰,河水中δD的平均值为-78.72‰、 δ<sup>18</sup>0 为-11.17‰. 流域内所有降水样品的 δ<sup>18</sup>0 值在-2.23‰—-20.21‰之间, δD 值在-14.26‰— -148.03‰之间,其平均值分别为-12.83‰和-90.77‰.所有降水样品中δ<sup>18</sup>0和δD的关系为:δD= 7.5δ<sup>18</sup>O+5.4 (R<sup>2</sup> = 0.99), 称为当地大气降水线 (local meteoric water lines, LMWL), 与 Craig<sup>[38]</sup> 和 Dansgaard<sup>[39]</sup>提出的全球大气水线(global meteoric water line, GMWL, δD=8δ<sup>18</sup>O+10)相比, 研究区降水线 的斜率和截距均小于全球大气降水线,且与中国西北地区降水线<sup>[40]</sup>(Northwestern China meteoric water line, NCMWL, 8D=7.058<sup>18</sup>O-2.17)的斜率相近.Song 等对乌鲁木齐河源流域进行了同位素研究,得出乌 鲁木齐河水 δ<sup>18</sup>O 和 δD 的平均值分别为-9.7‰和-62.9‰<sup>[41]</sup>,吉木乃诸河地表水中 δ<sup>18</sup>O(平均值为 -11.12‰)和 &D(平均值为-78.85‰)的含量与之相比相对较负,表明吉木乃诸河流域蒸发作用更加强 烈.本研究区河水的斜率和截距小于全球大气水线和当地降水线,主要因为河水的氢氧同位素值受到不 同程度的蒸发作用,且受到各种类型的补给来源影响.

流域水体中氢氧稳定同位素的组成主要受温度的影响,称为温度效应,而温度随着海拔高度变化使得同位素存在着一定的海拔效应<sup>[42]</sup>.在海拔高度上,吉木乃诸河流域水体的氢氧稳定同位素值呈现一定的海拔效应(图6).吉木乃诸河河水中稳定同位素与海拔呈现正相关关系,其δ<sup>18</sup>O和 δD 与海拔的关系式分别为:δ<sup>18</sup>O=0.0006*H*-11.86和 δD=0.00426*H*-84.515.根据海拔由高至低将流域内水体分为冰川融水、河水和下游水库水,其中冰川融水中δ<sup>18</sup>O的变化范围为-10.41%-12.61%,平均值为-11.66%,δD 的变化范围为-62.39%-84.45%,平均值为-77.52%,河水中δ<sup>18</sup>O和 δD 的变化分别为-11.36%-9.35%。和-107.34%-65.07%,平均值分别为-11.12%。和-78.85%,水库水(采样点 A9、A12、A15)中δ<sup>18</sup>O 和 δD 的平均值分别为-12.86%。和-97.13%。吉木乃诸河流域冰川融水的氢氧同位素值最高,其次为河水,水库水中的同位素值最低,随着海拔的降低,地表水氢氧同位素值呈现降低的趋势.表明随着海拔的降低,地表水受到的蒸发强度越强,蒸发分馏作用导致水体中的同位素出现了贫化<sup>[21]</sup>.

7期

-30

-60

-90

-120

-150

δD/‰



-20 -16 -12 -8 -4 δ<sup>18</sup>O/‰ **图 5** 吉木乃诸河各水体的 δD-δ<sup>18</sup>O 关系图

Fig.5 The relationship between  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of river water, meltwater and precipitation at Jimunai River Basin



Fig.6 Relationship between stable isotopes of river water and elevation at Jimunai River Basin

在季节尺度上, 吉木乃诸河流域各水体同位素也呈现一定的季节变化. 丰水期吉木乃诸河地表水中 δ<sup>18</sup>O和δD的平均值分别为-10.87‰和-78.28‰, 而枯水期相对较低分别为-11.36‰和-79.41‰. 水库 水的同位素值(δ<sup>18</sup>O和δD的平均值分别为-12.86‰和-97.13‰)在丰水期低于河水的同位素值(δ<sup>18</sup>O 和δD的平均值分别为-10.87‰和-78.28‰), 但在枯水期与河水的差异并不十分显著, 主要原因是丰水 期水库水面蒸发作用引起的同位素耗竭. 通过计算河水中过量氘(d excess = δD-8δ<sup>18</sup>O)发现, 丰水期平 均过量氘值为 8.65‰, 枯水期过量氘值为 11.45‰, 丰水期过量氘值明显小于枯水期, 主要原因是丰水期 气温较高, 蒸发作用强烈, 过量氘值与气温呈负相关关系<sup>[43]</sup>. 由吉木乃诸河流域内各水体中稳定同位素 相关性可以看出(图5), 河水中 δ<sup>18</sup>O 和 δD 值的组成与冰川融水相似, 而降水的同位素值与河水相差较 大, 降水中同位素值的季节变化较大, 丰水期降水中 δ<sup>18</sup>O 和 δD 的平均值分别为-8.84‰和-60.35‰, 枯 水期降水中 δ<sup>18</sup>O 和 δD 的平均值分别为-19.8‰和-144‰. 研究区地表径流与冰川融水密切相关, 主要 由冰川融水补给, 降水同位素值的季节性差异主要是由温度的季节性差异引起的.

### 3 结论(Conclusion)

(1) 吉木乃诸河流域各水体均呈碱性, 阳离子以 Ca<sup>2+</sup>为主, 阴离子以 HCO<sub>3</sub> 为主. 在丰水期, 阴阳离 子中占绝对优势的离子为 HCO<sub>3</sub> 和 Ca<sup>2+</sup>, 其中 HCO<sub>3</sub> 占阴离子总量的 74.11%, Ca<sup>2+</sup>占阳离子和 51.46%, 其次是 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 Na<sup>+</sup>, 分别占阴离子和阳离子总量的 25.67%和 28.29%. 在枯水期, HCO<sub>3</sub> 和 Ca<sup>2+</sup>仍然是占 绝对优势的离子,分别占阴离子和阳离子总量的 74.85%和 61.48%,其次是 SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>和 Na<sup>+</sup>,分别占阴离子 和阳离子和总量的 22.28%和 23.9%.在空间上,随着海拔降低,Na<sup>+</sup>、Mg<sup>2+</sup>、SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>、Cl<sup>-</sup>的含量呈现出增加 趋势.

(2) Gibbs 图显示各水体离子组成主要与岩石风化有关,大气降水和蒸发作用的影响相对较小.结合 Piper 图和主要离子摩尔浓度比值可以进一步判断出,吉木乃诸河水化学类型为 HCO<sub>3</sub>-Ca 型,离子主要 来源于流域内碳酸盐风化和含硫矿物的氧化.

(3) 吉木乃诸河流域水体中氢氧稳定同位素季节变化明显,具有明显的海拔效应.丰水期吉木乃诸河地表水中 δD 的平均值为-78.28‰、δ<sup>18</sup>O 为-10.87‰, δD = 6.72δ<sup>18</sup>O-5.23‰,枯水期 δD 的平均值为-79.41‰、δ<sup>18</sup>O 为-11.36‰, δD = 6.25δ<sup>18</sup>O-8.41‰.计算得出该流域的大气降水线方程为: δD = 7.5δ<sup>18</sup>O+5.4 (*R*<sup>2</sup> = 0.99),流域河水线和区域降水线方程的斜率和截距均小于全球大气降水线,表明流域受蒸发作用强烈.河水同冰川融水的同位素值相差不大,相互之间水力联系密切,冰川融水为该流域主要补给来源.

#### 参考文献(References)

- [1] 杨针娘.中国冰川水资源[M]. 兰州:甘肃科学技术出版社, 1991: 81-150.
   YANG Z N. Glacier water resources in China[M]. Lanzhou: Gansu science and Technology Press, 1991:81-150(in Chinese).
- [2] 沈永平,苏宏超,王国亚,等.新疆冰川、积雪对气候变化的响应(I):水文效应[J].冰川冻土,2013,35(3):513-527.
- SHEN Y P, SU H C, WANG G Y, et al. The responses of glaciers and snow cover to climate change in Xinjing ( I): Hydrological effects [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(3): 513-527(in Chinese).
- [3] 李忠勤, 李开明, 王林. 新疆冰川近期变化及其对水资源的影响研究[J]. 第四纪研究, 2010, 30(1): 96-106.
- LIZQ, LIKM, WANGL, et al. Study on recent glacier changes and their impact on water resources in Xinjiang, north western China [J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(1): 96-106(in Chinese).
- [4] 陈静生. 河流水质原理及中国河流水质[M]. 北京:科学出版社, 2006: 55-69.
- CHEN J S. The principle of river water quality and river water quality in China [M]. Beijing: Science Press, 2006: 55-69(in Chinese). [5] 韦虹, 吴锦奎, 沈永平, 等. 额尔齐斯河源区融雪期积雪与河流的水化学特征[J]. 环境科学, 2016, 37(4): 1345-1352.
- WEI H, WU J K, SHEN Y P, et al. Hydrochemical characteristics of snow meltwater and river water duringsnow-melting period in the headwaters of the Ertis River, Xinjiang[J]. Environmental Science, 2016, 37(4): 1345-1352(in Chinese).
- [6] ZHU B Q, YANG X P. The ion chemistry of surface and ground waters in the Taklimakan Desert of Tarim Basin, western China [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52(15): 2123-2129.
- [7] ZHU B Q, YANG X P, RIOUAL P, et al. Hydrogeochemistry of three watersheds (the Erlqis, Zhungarer and Yili) in northern Xinjiang, NW China[J]. Applied Geochemistry, 2011, 26: 1535-1548.
- [8] ZHU B Q, YU J J, QIN X G, et al. Climatic and geological factors contributing to the natural water chemistry in an arid environment from watersheds in northern Xinjiang, China [J]. Geomorphology, 2012, 153-154: 102-114.
- [9] ZHU B Q, YU J J, QIN X G, et al. The significance of mid-latitude rivers for weathering rates and chemical fluxes: Evidence from northern Xinjiang rivers [J]. Journal of Hydrology, 2013, 486: 151-174.
- [10] ZHU B Q, YU J J, QIN X G, et al. Identification of rock weathering and environmental control in arid catchments (northern Xinjiang) of Central Asia[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2013, 66: 277-294.
- [11] Zhu B Q, Wang Y L. Statistical study to identify the key factors governing ground water recharge in the watersheds of the arid Central Asia
   [J]. Environmental Monitoring and Assessment, 2016, 188(66): 1-23.
- [12] ZHU B Q, WANG X M, RIOUAL P. Multivariate indications between environment and ground water recharge in a sedimentary drainage basin in northwestern China [J]. Journal of Hydrology, 2017, 549: 92-113.
- [13] 王贺,谷洪彪,姜纪沂,等.新疆伊犁河流域河水同位素与水化学特征及成因[J].第四纪研究,2016,36(6):1383-1392.
   WANG H, GU H B, JIANG J Y, Hydrochemical characteristics and origin including isotope technique of the river water in the Yili River Basin, Xinjiang. 2016, 36(6):1383-1392(in Chinese).
- [14] LIU Y L, LUO K L, LIN X X, et al. Regional distribution of longevity population and chemical characteristics of natural water in Xinjiang, China[J]. Science of the Total Environment, 2014, 473-474: 54-62.
- [15] BO Y, LIU C L, JIAO P C, et al. Hydrochemical characteristics and controlling factors for waters' chemical composition in the Tarim Basin, western China[J]. Chemie der Erde, 2013, 73(3): 343-356.
- [16] HUANG T M, PANG Z H, CHEN Y N, et al. Groundwater circulation relative to water quality and vegetation in an arid transitional zone linking oasis, desert and river[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(25): 3088-3097.
- [17] ZHANG J. TAKAHASHI K, WUSHIKI H, et al. Water geochemistry of the rivers around the Taklimakan Desert (NW China): Crustal weathering and evaporation processes in arid land[J]. Chemical Geology, 1995, 119: 225-237.
- [18] 冯芳, 冯起, 刘贤德, 等. 天山乌鲁木齐河源1号冰川融水径流水化学特征研究[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 183-191.
   FENG F, FENG Q, LIU X D, et al. A study of hydro chemical characteristics of meltwater runoff of the Urumqi Glacier No. 1, Tianshan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(1): 183-191(in Chinese).
- [19] 冯芳,冯起,李忠勤,等.天山乌鲁木齐河流域山区水化学特征分析[J].自然资源学报,2014,29(1):143-155. FENG F, FENG Q, LI Z Q, et al. Analysis on the hydrochemical characteristics in the upper reaches of urumqi River Basin, Eastern Tianshan[J]. Journal of Natural Resources, 2014, 29(1):143-155(in Chinese).

- [20] 赵爱芳,张明军,李忠勤,等. 托木尔峰青冰滩 72 号冰川径流水化学特征初步研究[J]. 环境科学, 2012, 33(5): 1484-1490.
   ZHAO A F, ZHANG M J, LI Z Q, et al. Hydrochemical characteristics in the Glacier No. 72 of Qingbingtan, Tomur Peak [J].
   Environmental Science, 2012, 33(5): 1484-1490(in Chinese).
- [21] 宋梦媛,李忠勤,金爽,等. 托木尔峰青冰滩 72 号冰川流域同位素特征及径流分割研究[J]. 干旱区资源与环境, 2015, 29(3): 156-160. SONG M Y, 117, O, UNC S, et al. Characteristic of antipicture and bedreamly constrained in the Charles No. 72 of Oie binter. Terrer

SONG M Y, LI Z Q, JING S, et al. Characteristics of water isotopes and hydrograph separation in the Glacier No.72 of Qingbingtan, Tomur Peak[J]. Journal of Arid Land Resources and Environment, 2015, 29(3): 156-160(in Chinese).

- [22] SUN C, LI W, CHEN Y, et al. Isotopic and hydrochemical composition of runoff in the Urumqi River, Tianshan Mountains, China [J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 74(2):1521-1537.
- [23] LI Z, QI F, LI J, et al. Environmental significance and hydrochemical processes at a cold alpine basin in the Qilian Mountains [J]. Environmental Earth Sciences, 2015, 73(8):4043-4052.
- [24] LI Z, FENG Q, LIU W, et al. The stable isotope evolution in Shiyi glacier system during the ablation period in the north of Tibetan Plateau, China[J]. Quaternary International, 2015, 380-381: 262-271.
- [25] WANG S J, ZHANG M J, HUGHES C E, et al. Factors controlling stable isotope composition of precipitation in arid conditions: An observation network in the Tianshan Mountains, central Asia[J]. Tellus Series B: Chemical and Physical Meteorology, 2016, 68(1): 1-14.
- [26] PUZANOV A V, BABOSHKINA S V, GORBACHEV I V. Concentration and distribution of major macro- and microelements in surface waters in the Altai[J]. Water Resources, 2015, 42(3): 340-351.
- [27] 贺斌,王国亚,苏宏超,等.新疆阿尔泰山地区极端水文事件对气候变化的响应[J].冰川冻土,2012,34(4):927-933.
   HE B, WANG G Y, SU H C, et al. Response of extreme hydrological events to climate change in the regions of Altay Mountains[J].
   Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(4):927-933(in Chinese).
- [28] 怀保娟,李忠勤,王飞腾,等.萨吾尔山木斯岛冰川厚度特征及冰储量估算[J].地球科学,2016,41(5):757-764. HUAI B J, LI Z Q, WANG F T, et al. Ice thickness distribution and ice volume estimation of Muz Taw Glacier in Sawir Mountains[J]. Earth Science, 2016, 41(5):757-764(in Chinese).
- [29] 袁林,孙玲霜,朱新英,等. 新疆红山水库浮游动物群落结构特征[J].干旱区地理, 2011, 34(6): 1002-1008. YUAN L, SUN L X, ZHU X Y, et al. Ecological features of zooplankton community of HongshanReservoir in Xinjiang[J]. Arid Land Geography, 2011, 34(6): 1002-1008(in Chinese).
- [30] 罗孝茹. 近 52 年新疆吉木乃县气温、降水变化特征及未来变化分析[J]. 中国农学通报, 2014, 30(5): 297-302.
   LUO X R. Analysis of variation on temperature and precipitation in recent 52 Years and future projection in Jimunai County, Xinjiang[J].
   Chinese Agricultural Science Bulletin, 2014, 30(5): 297-302(in Chinese).
- [31] 史晓宜, 蒲焘, 何元庆, 等. 典型温冰川区湖泊的稳定同位素空间分布特征[J]. 环境科学, 2016, 37(5): 1685-1691. SHI X Y, PU T, HE Y Q, et al. Spatial distribution of stable isotope from the lakes in typical temperate glacier region[J]. Environmental Science, 2016, 37(5): 1685-1691(in Chinese).
- [32] 朱世丹,张飞,张海威. 艾比湖流域河流水化学季节特征及空间格局研究[J]. 环境科学学报, 2018, 38(3): 892-899.
   ZHU S D, ZHANG F, ZHANG H W. The seasonal and spatial variations of water chemistry of rivers in Ebinur Lake Basin[J]. Acta Scientiae Circumstantiae, 2018, 38(3): 892-899(in Chinese).
- [33] 皇翠兰,蒲健辰,李忠勤,等. DX-100型离子色谱仪用于冰雪样品中阴、阳离子的测定[J]. 环境化学, 1998, 17(2): 195-199. HUANG C L, PU J C, LI Z Q, et al. The ion concentration determination of snow and ice samoles by DX-100 ion chromatography[J]. Environmental Chemistry, 1998, 17(2): 195-199(in Chinese).
- [34] 王晓艳, 李忠勤, 蒋蕴文, 等. 天山哈密榆树沟流域夏季洪水期河水水化学特征及其成因[J]. 冰川冻土, 2016, 38(5): 1385-1393.

WANG X Y, LI Z Q, JIANG C W, et al. Hydrochemical characteristics and causes of the summer river water in Yushugou basin, Eastern Tianshan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2016, 38(5): 1385-1393(in Chinese).

- [35] 周嘉欣, 丁永建, 曾国雄, 等. 疏勒河上游地表水水化学主离子特征及其控制因素[J]. 环境科学, 2014, 35(9): 3315-3324. ZHOU J X, DING Y J, ZENG G X, et al. Major ion chemistry of surface water in the upper reach of Shule River Basin and the possible controls[J]. Environmental Science, 2014, 35(9): 3315-3324(in Chinese).
- [36] 支倩,李永军,杨高学,等.西准噶尔萨吾尔山一带吉木乃组流纹岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学及地质意义[J]. 新疆地质, 2019, 37(2): 188-193.
   ZHI Q, LI Y J, YANG G X, et al. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating for rhyolite of Jimunai Formation in the Saur Mountain, Western
- Junggar, Xinjiang, and its geological implications[J]. Xinjiang Geology, 2019, 37(2): 188-193(in Chinese).
- [37] GIBBS R J. Mechanisms controlling world water chemistry[J]. Science, 1970, 170(3962): 1088-1090.
- [38] CRAIG H. Isotopic Variations in Meteoric Waters[J]. Science, 1961, 133(3465): 1702-1703.
- [39] DANSGAARD W. Stable isotopes in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468.
- [40] LIU Y H, FAN N J, AN S Q, et al. Characteristics of water isotopes and hydrograph separation during the wet season in the Heishui River, China[J]. Journal of Hydrology, 2008, 353(3): 314-321.
- [41] SONG M Y, LI Z Q, XIA D S, et al. Isotopic evidence for the moisture origin and influencing factors at Urumqi Glacier No.1 in upstream Urumqi River basin, eastern Tianshan Mountains [J]. Journal of Mountain Science, 2019, 16(8): 1801-1815.
- [42] WANG X Y, LI Z Q, ROSS E, et al. Characteristics of water isotopes and hydrograph separation during the spring flood period in Yushugou River basin, Eastern Tianshans, China[J]. Journal of Earth System Science, 2015, 124(1): 115-124.
- [43] 黄一民,章新平,唐方雨,等.长沙大气降水中稳定同位素变化及过量氘指示水汽来源[J].自然资源学报,2013,28(11): 1945-1954.

HUANG Y M, ZHANG X P, TANG F Y, et al. Variations of precipitation stable isotope and vapor origins revealed by deuterium excess in Changsha[J]. Journal of Natural Resources, 2013, 28(11): 1945-1954(in Chinese).