

乌鲁木齐河流域不同水体中的氧稳定同位素

章新平^{1,2}, 姚檀栋³, 田立德³, 刘晶淼³

(1. 湖南师范大学资源与环境学院, 湖南 长沙 410081; 2. 中国气象科学研究院, 北京 100081;

3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 采用乌鲁木齐河流域历年采集的降水、表层粒雪、冰川融水和河川径流等水样资料, 分析了取样期间不同水样中氧稳定同位素的变化, 揭示了降水中氧稳定同位素变化存在着明显的温度效应, 而温度效应又与海拔高度有关; 表层粒雪和冰川融水中氧稳定同位素则无明显的高度效应; 冰川融水中的氧稳定同位素比率小于河川径流中的氧稳定同位素比率。评估了不同影响因子对水循环过程中稳定同位素变化的影响及相互作用, 为稳定同位素技术在水循环研究中的应用提供了实例。

关键词: 乌鲁木齐河; 氧稳定同位素; 温度效应; 高度效应

中图分类号: TQ 123.5 文献标识码: A 文章编号: 1001-6791(2003)01-050-07

在水循环中, 氧稳定同位素比率的大小是区别不同水体介质的一个理想指标。氧稳定同位素非常敏感地响应环境的变化, 且反映自然水在相变过程中以及径流与地表物质接触过程中氧稳定同位素的分馏。降水是水循环过程中一个重要环节。降水中氧稳定同位素比率的大小与产生降水的气象过程以及水汽源区的初始状态存在密切联系, 并随时间、空间而变化^[1,2]。

在小流域内, 降水不仅受大尺度天气气候变化的影响, 而且还受局地气象和地理条件的影响。伴随着降水中氧稳定同位素的变化, 积雪、融水以及河川径流等介质中的氧稳定同位素在时间和空间上也会发生敏感的变化。因此, 利用不同水体中的氧稳定同位素可反映地理环境的变化, 或利用氧稳定同位素的自然示踪作用来标记水的补给^[1]。但这类的研究在国内外不多见^[3]。为揭示小尺度流域内水循环中氧稳定同位素的变化及其相互作用, 选择乌鲁木齐河流域作为研究对象, 利用历年采集的不同水体的水样, 揭示水体中氧稳定同位素在水循环各环节中所发生的变化。加强对乌鲁木齐河流域水文循环过程中氧稳定同位素变化的认识, 也为氧稳定同位素技术在水循环中的应用、评估不同影响因子对水循环过程的影响提供实例。

1 样品的采集和分析

图1给出了研究区乌鲁木齐河流域和该河源区1号冰川的地理位置。

1.1 降水样的采集

1995年6月至1996年6月在乌鲁木齐河河源大西沟进行了为期一年的降水取样工作^[4]。对取样期间的每次降水事件均进行水样收集。为进行空间的比较, 1996年6~8月, 沿乌鲁木齐河分别在乌鲁木齐、跃进桥和大西沟进行降水取样^[3]。

1.2 表层粒雪样的采集

2000年6月24日至7月14日在乌鲁木齐河源1号冰川东支进行表层粒雪的采样。采样由下至上分别在3800m、3850m、3900m、3950m和4000m进行。采样深度为表层2cm。另外, 为了与在冰川上收集的融水样

收稿日期: 2001-11-28; 修订日期: 2002-02-28

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40271025); 国家863研究资助项目(2002AA135360); 中国科学院天山冰川观测试验站基金资助项目(TZ2000-02); 中国科学院冰芯与寒区环境开放实验室开放基金资助项目(BX2001-03)

作者简介: 章新平(1956—), 男, 湖南长沙人, 教授, 博士, 主要从事水文气象学方面的研究。

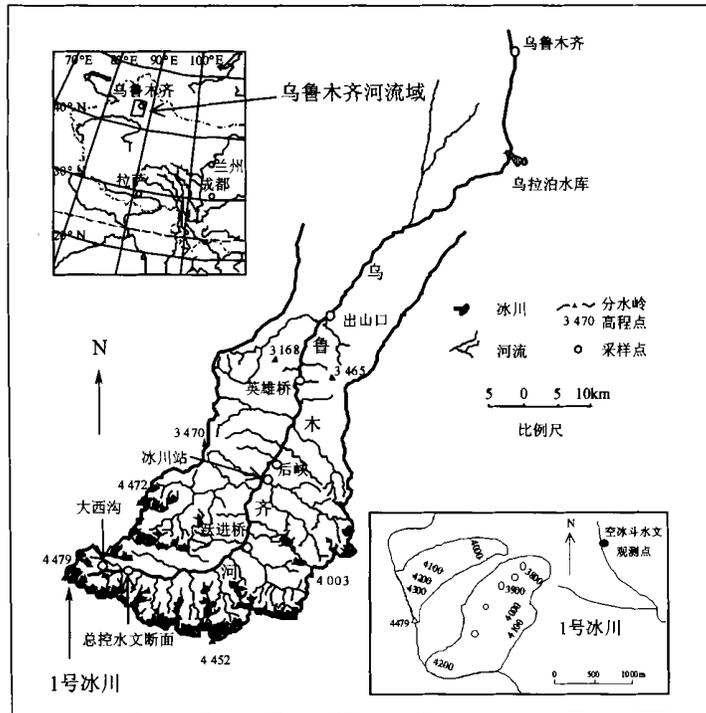


图1 乌鲁木齐河流域和采样点示意图

Fig 1 Sketch map showing the Urumqi River Basin and sampling points

进行比较, 2001年6月29日和7月11日又进行了两次梯度采样。其中还增加了在4050m高度上的表层粒雪的采样。

1.3 冰川融水的采样

冰川融水的采样于2001年6月29日和7月11日在1号冰川东支的3800m、3850m、3900m、3950m和4000m上进行。与此同时, 收集了1号冰川西支末端的冰川融水样。

1.4 河川径流的采样

为研究河源区不同下垫面流域的氧稳定同位素变化过程以及融水径流与河川径流氧稳定同位素之间的相互关系, 1996年5月1日至6月27日, 在1号冰川末端(代表融水径流)和总控水文断面(代表河川径流)逐日采集径流样品^[5]。此外, 于2001年6月29日和7月11日两次沿乌鲁木齐河在总控水文断面、跃进桥、冰川站、后峡、英雄桥和出山口采集河川径流水样。

所收集的液水样均密封于塑料水样瓶内。收集的雪样则先放入水样袋中, 自然融化后再密封于水样瓶内。所有样品均在冷冻的条件下保存。水样的测试分析在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境开放实验室的MAT-252质谱仪上进行, 测试精度为 $\pm 0.5\%$ 。分析结果以相对于标准平均大洋水(Standard Mean Ocean Water, SMOW)的千分差表示:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 1000 \quad (1)$$

2 大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

2.1 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关关系

温度效应是氧稳定同位素变化的重要特征之一。在对乌鲁木齐河源大气降水中氧稳定同位素的分析时发现, 大西沟降水中的氧稳定同位素无论是在天气尺度还是在季节尺度下均具有显著的温度效应。

图2(a)和图2(b)分别给出了大西沟站取样期间各次降水事件的 $\delta^{18}\text{O}$ 与日平均气温及月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均气温的关系。

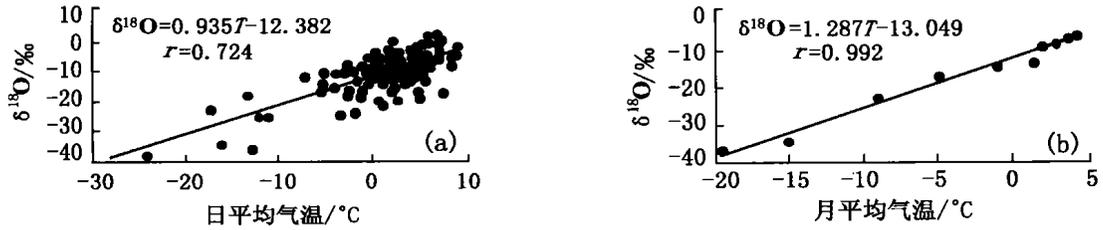


图2 大西沟站降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 依温度的相关散布^[4]

Fig. 2 Correlated scatter of the $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation against temperature at Daxigou station (after Hou^[4])

两类时间尺度下的 $\delta^{18}\text{O}$ 依温度 T 的线性回归方程分别为

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.94T(\text{°C}) - 12.38 \text{ (天气尺度, } r = 0.72, n = 121) \quad (2)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 1.29T(\text{°C}) - 13.05 \text{ (季节尺度, } r = 0.99, n = 10) \quad (3)$$

与在乌鲁木齐得到的结果相比^[3,9]

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.46T(\text{°C}) - 14.11 \text{ (天气尺度)} \quad (4)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.41T(\text{°C}) - 15.73 \text{ (季节尺度)} \quad (5)$$

大西沟的 $\delta^{18}\text{O}$ /温度梯度明显要大。表明大西沟降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 对气温的变化更具敏感性。造成这种差别的原因,一方面是由于取样时间的不同,另一方面与取样温度有关。理论的实际调查均表明, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 受制于温度^[7,8],温度越低, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值越高;反之,温度越高,则 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值越低。

2.2 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的变化

高度效应的产生与温度效应有关。高度效应实际上是复合的凝结效应。当湿空气团被抬升时,伴随凝结现象的产生,水汽中的氧稳定同位素被贫化。其结果,降水中的氧稳定同位素也不断地被贫化。根据对乌鲁木齐、跃进桥和大西沟三站的统计(表1),乌鲁木齐河流域的高度效应是显著的。

表1 乌鲁木齐河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度随海拔高度的变化(1996年6~8月)

Table 1 Variations of the $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation with temperature and altitude in the Urumqi River Basin

取样站	海拔高度 H /m	温度 T /°C	平均 $\delta^{18}\text{O}$ /‰	$\Delta T/\Delta H$ / (°C·10 ⁻³ m ⁻¹)	$\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta H$ / (‰·10 ⁻² m ⁻¹)
乌鲁木齐	500	21.1	-5.43		
跃进桥	2400	12.1	-6.43	-0.47	-0.053
大西沟	3545	4.1	-8.75	-0.70	-0.203

与温度/海拔高度的梯度相比, $\delta^{18}\text{O}$ /海拔高度的梯度存在较大的差异。可以看出,从乌鲁木齐到跃进桥, $\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta H$ 较小,仅为 $-0.053\text{‰}/10^2\text{m}$ 。而从跃进桥到大西沟,梯度值增大了近3倍,达到 $-0.203\text{‰}/10^2\text{m}$ 。这个数值介于欧洲不同地区的研究报告所给出的 $-0.16\text{‰}/10^2\text{m} \sim -0.4\text{‰}/10^2\text{m}$ ^[9]。上述结果的产生与降水形成的高度有关。由于氧稳定同位素的分馏受制于凝结温度,并且由于乌鲁木齐夏季干热,大气的凝结高度较高。因此,尽管乌鲁木齐与跃进桥之间的海拔高度相差较大,但凝结高度相差并不大,且 $\delta^{18}\text{O}$ 相差也不大。从而造成两站之间较低的 $\delta^{18}\text{O}$ /海拔高度梯度。跃进桥和大西沟均位于乌鲁木齐河源区,湿度较大,凝结高度的差别也较大,故两站之间的 $\delta^{18}\text{O}$ /海拔高度梯度较大。

3 表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

在粒雪样的采集期间(2000年6月24日至7月14日)1号冰川区共出现5次降水过程。将采集的表面粒雪样被分为5类,分别代表对应的降水过程(表2)。其中,对后3次降水均实施了3次取样。

表2 2000年乌鲁木齐河源1号冰川表面粒雪梯度采样的日期和分类

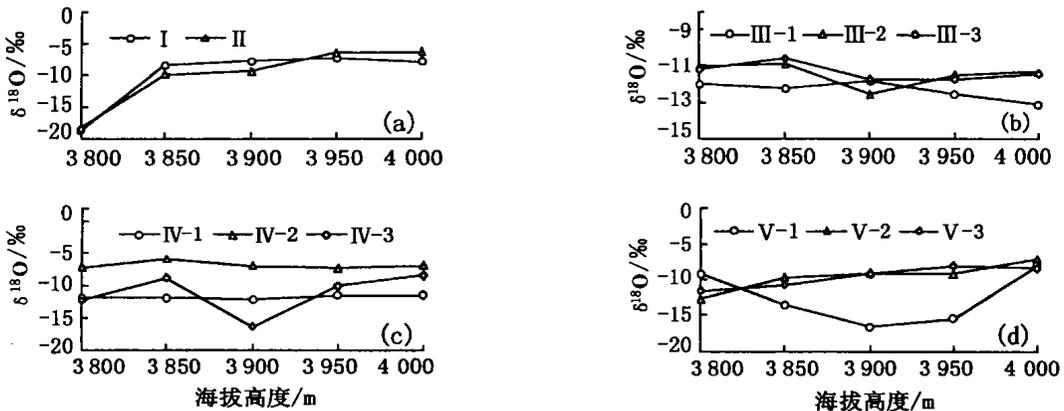
Table 2 Data and classification of the gradient sampling in the No. 1 Glacier at the head of Urumqi River

降水日期	降水量 /mm	采样日期和分类										
		6月25日	6月27日	6月30日	7月1日	7月2日	7月4日	7月7日	7月8日	7月10日	7月12日	7月14日
6月24日	0.9	I										
6月27日	1.1	II										
6月30日	11.0			III-1	III-2	III-3						
7月4日	18.1						IV-1	IV-2	IV-3			
7月9日	5.6									V-1	V-2	V-3

注: 降水量来自空冰斗水文观测点。

3.1 表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的变化

根据对1号冰川东支表面粒雪样的分析, 发现这里不存在高度效应。有时甚至出现粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随高度升高逆增的现象——反高度效应, 如 I、II、V-2 和 V-3(图3)。

图3 乌鲁木齐河源区1号冰川表层雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随高度的变化Fig. 3 Variations of the $\delta^{18}\text{O}$ with altitude in surface firn in the No. 1 Glacier at the head of Urumqi River

缺失高度效应表明降水起源于一个具有相同凝结高度的降水云团。对1号冰川这样的小尺度区域应该如此。

粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度递增现象在玉龙山白水1号冰川的夏季^[10, 11]、天山站1号冰川的冬季^[4, 12] 都曾被观测到。前者的递增与降水量效应有关。因为在最大降水高度以上, 降水量随高度的增加而减小, 而降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 有所增加; 后者的递增现象与风吹雪有关。冬季强烈的风吹雪可把形成在高海拔冰川上的具有低值 $\delta^{18}\text{O}$ 的雪吹向低处。1号冰川夏季表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随高度递增现象则可能与该季强烈的消融和蒸发有关。首先, 发生在消融过程中的液-冰两相物质之间的氧稳定同位素分馏使得在同一降水过程中表层雪中的氧稳定同位素发生富集。观测结果显示, 固态物质中的氧稳定同位素成分因消融增加约 20‰(对于 D)和 3‰(对于 $\delta^{18}\text{O}$)^[13]; 其次, 由于积雪蒸发和消融的损耗仅产生在雪表层, 尤其是表面 5 cm 层^[14], 物质的蒸发损耗也主要发生在雪表面。所以, 不断的消融和蒸发使表面物质产生不断的更替。消融和蒸发愈强, 更替的速度愈快。于是, 不同时间所采集的表面粒雪中的氧稳定同位素就可能来自不同的降水过程。由于消融也存在高度效应, 即低海拔处的消融强于高海拔。因此, 在经历了强消融和蒸发的影响后, 低海拔处表层粒雪所代表的降水事件可能较早。如图3(a)中, 3800 m 高度的 $\delta^{18}\text{O}$ 与其它高度上的 $\delta^{18}\text{O}$ 相差 1 倍以上。显然, 所采集的表面雪样属于不同的降水过程。除了随高度保持不变和递增现象外, 表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随高度还呈不规则变化, 如 III-2, IV-3, V-1 等。这些变化可能与局地因子的影响有关。

3.2 粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化

图4给出了不同海拔高度表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化。这些变化过程不仅反映不同降雪过程 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化,也反映表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 因消融和蒸发而发生的变化。结合图3可看出,在6月25日和6月27日采集的雪样中,不同高度之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 具有较大差异。产生于6月30日的一场降水量达11.0mm的较大降水使不同高度的 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异较小,平均 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -12.37‰ 。在随后的两天中(7月1~2日),由于消融和蒸发是在同一降雪过程所形成的雪层中发生,不同高度 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的差异仍不明显,但平均 $\delta^{18}\text{O}$ 不同程度地增加。在另一场降水量

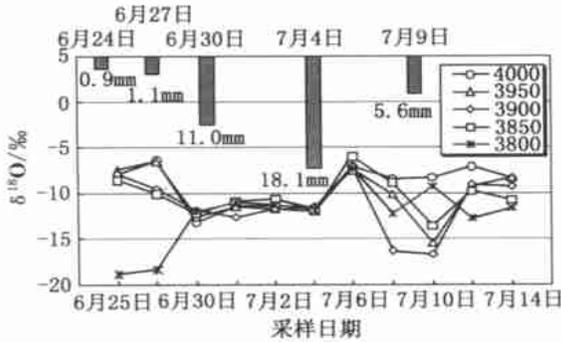


图4 2000年不同海拔高度表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化

Fig 4 Temporal variations of the $\delta^{18}\text{O}$ in surface firn at different altitude

达18.1mm(7月4日)之后,表层雪中平均 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -11.77‰ 。不同高度之间的 $\delta^{18}\text{O}$ 差异非常小。在采自7月6日的雪样中,虽不同高度 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的差异仍不明显,但表层粒雪的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 已升到 -6.95‰ 。在同一降水中出现如此大的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化,与强烈蒸发产生的汽固相以及强烈消融产生的液-固相之间氧稳定同位素分馏有关^[13,14]。两种分馏均使表面粒雪中氧稳定同位素发生富集。据当日观测,4000m处正午时的气温高达 6.2℃ 。在随后的几天里,强烈的消融和蒸发已使不同高度表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 的代表性完全混乱。即使7月9日出现一场达5.6mm的降水,但仍未改变这种局面。至7月14日,从1号冰川东支的冰舌末端到4000m处,整个冰川表面仅部分地方残留薄层雪,该雪层中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值是冰川变质雪中氧稳定同位素经过一系列分馏后的结果。

4 冰川融水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

冰川融水中氧稳定同位素成分一定程度上反映沿冰川溪

流的不同海拔高度上积雪融水的补给。通常,在具有温度效应的冰川区,随海拔高度的降低,冰川融水中的平均氧稳定同位素比率升高。对于尺度较大的冰川尤其如此^[11]。

根据对1号冰川东支取样结果的分析,在取样期间,冰川融水中的 $\delta^{18}\text{O}$ (图5(b))与降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ (图5(a))一样,未出现明显的高度效应。

在2001年6月29日采集的融水样中, $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的增大而略有减小。其中最大值为 -10.79‰ , 最小值为 -11.59‰ , 两者之差为 0.80‰ 。在7月11日采集的融水样中, $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的增大而略有增大。其中 $\delta^{18}\text{O}$ 的最大值为 -9.50‰ , 最小值为 -10.18‰ , 两者之差为 0.68‰ 。与同时采集的表层粒雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 相比,冰川融水与表层粒雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 之间不存在显著的相关性。从而说明,冰川融水反映采样点及其以上不同海拔高度上消融的综合状况。这与冰川表层粒雪样的局地代表性不同。

另外,图5(b)还给出了1号冰川西支末端3800m处采集的冰川融水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值(以实心符号表示)。它们与东支同高度上冰川融水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相当,其差值分别仅为 0.11‰ 和 0.13‰ 。由此可见,两支冰川消融期间 $\delta^{18}\text{O}$ 的总体变化具有同步性。

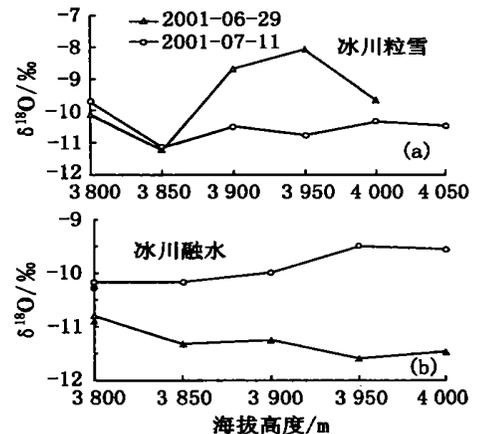


图5 不同海拔高度冰川融水中 $\delta^{18}\text{O}$

Fig 5 Variation of the $\delta^{18}\text{O}$ in snowmelt with altitude

5 河川径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

乌鲁木齐河源区的河川径流主要来源于冰川消融、积雪融化、冻土和高山植被带水分的补给。这些补给在不同季节和不同河段的组成不同, 表现为河川径流中氧稳定同位素成分的时空差异。

由图6可以看出, 取样期间1号冰川末端融水径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间波动增大。它基本上反映了同期的温度随时间的变化。总控水文断面(3043 m a. s. l.)河川径流的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势与1号冰川末端融水径流中的 $\delta^{18}\text{O}$ 相似。

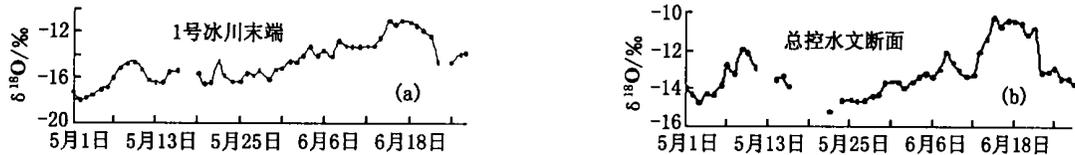


图6 1996年1号冰川末端融水径流和总控水文断面河川径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化^[5]

Fig. 6 Temporal variations of the $\delta^{18}\text{O}$ in snowmelt at terminal of Glacier No. 1 and in stream water at total control

(after Liu *et al.* [5])

说明两者的变化具有相同的天气气候背景。另外, 各时刻1号冰川末端融水径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 均小于河川径流中的 $\delta^{18}\text{O}$, 说明两者径流的补给来源存在差异。前者主要来源于1号冰川区季节性积雪和冰川融水, 后者除受1号冰川融水径流的补给外, 还受中山带其它水源的补给。

图7给出了由1号冰川末端经总控水文断面到出山口的7个取样点上 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化。除冰川末端融水径流中的 $\delta^{18}\text{O}$ 较低外, 其它各点在两次取样中的 $\delta^{18}\text{O}$ 均相差不大; 取自2001年6月29日的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -10.0% , 最大与最小值之间的差仅为 0.3% ; 取自7月11日的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -9.56% , 最大与最小值之间的差为 0.52% 。与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间差异相比, 河川径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 的差异要小得多。

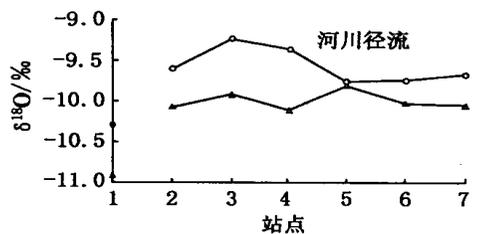


图7 乌鲁木齐1号冰川末端至总控水文断面沿河川径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化

Fig. 7 Variation of $\delta^{18}\text{O}$ in stream water at the head of Unumqi River

6 结 论

(1) 乌鲁木齐河源大气降水中的氧稳定同位素无论是在天气尺度还是在季节尺度下均具有显著的温度效应。

(2) 乌鲁木齐河流域的高度效应是显著的。然而, $\delta^{18}\text{O}$ /海拔高度梯度存在较大的差异。从乌鲁木齐到跃进桥, $\delta^{18}\text{O}$ /海拔高度梯度较小, 仅为 -0.053% / 10^2m 。而从跃进桥到大西沟, 梯度值增大了约3倍, 达到 -0.203% / 10^2m 。上述结果与降水形成的高度有关。

(3) 乌鲁木齐河源1号冰川东支无高度效应。说明该地降水起源于具有相同凝结高度的降水云团。受消融和蒸发的影响, 1号冰川表层粒雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 有时会出现随高度增加而增加的现象。

(4) 取样期间, 1号冰川融水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 未出现明显的高度效应。与同时采集的同高度上的表层粒雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 相比, 冰川融水与表层粒雪中的 $\delta^{18}\text{O}$ 之间不存在显著的相关性。

(5) 1号冰川末端融水径流中的 $\delta^{18}\text{O}$ 基本上反映同期的温度随时间的变化。河川径流中的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势与融水径流中的 $\delta^{18}\text{O}$ 相似, 表明两者变化具有相同的天气气候背景。各时刻1号冰川末端融水径流中 $\delta^{18}\text{O}$ 均小于河川径流中的 $\delta^{18}\text{O}$, 说明两者径流的补给来源存在差异。

参考文献:

[1] Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation[J]. Tellus, 1964, 16(4): 436-468

- [2] Zhang Xinping, Yao Tandong, Nakawo M. Oxygen-18 in present-day precipitation on the Tibetan Plateau[J]. Science in China (E), 2001, 44 (supp): 41—47.
- [3] 姚檀栋, 孙维贞, 蒲健辰, 等. 内陆河流域系统降水中的稳定同位素——乌鲁木齐河流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系研究[J]. 冰川冻土, 2000, 22(1): 15—22
- [4] 侯书贵, 秦大河, 李忠勤, 等. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录的现代环境过程分析[J]. 地球化学, 1998, 27(2): 109—116
- [5] 刘风景, Williams M, 程国栋, 等. 天山乌鲁木齐河融雪和河川径流的水化学过程[J]. 冰川冻土, 1999, 21(3): 213—219.
- [6] 章新平, 中尾正义, 姚檀栋, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的时空变化[J]. 中国科学, 2001, 31(5): 353—361.
- [7] Zhang Xinping. Variation of $\delta^{18}\text{O}/\delta T$ in precipitation in the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Chinese geographical Science, 1997, 7(4): 339—346
- [8] Saxena R K, Eriksson E. Hydrometeorological interpretation of isotopic data on atmospheric moisture and precipitation[J]. Annals of Glaciology, 1985, 7: 181—184.
- [9] Siegenthaler U, Oeschger H. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude[J]. Nature, 1980, 285(5763): 314—319.
- [10] 何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙山温冰川浅冰芯记录现代指标意义[J]. 冰川冻土, 2000, 22(3): 235—242
- [11] 何元庆, 姚檀栋, 杨梅学, 等. 玉龙山白水 1 号冰川区大气降水-冰雪-水文系统内 $\delta^{18}\text{O}$ 研究的新结果[J]. 冰川冻土, 2000, 22(4): 391—393.
- [12] 侯书贵, 秦大河, 任贾文. 乌鲁木齐河源 1 号冰川冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录气候意义的再探讨[J]. 地球化学, 1999, 28(5): 438—442.
- [13] Moser H, Stichler W. Environmental isotopes in ice and snow[M]. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry(1), Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York, 1980. 141—178
- [14] Zhou Shiqiao, Nakawo M, Hashimoto S, *et al.* Isotopic fractionation and profile evolution of a melting snowcover[J]. Science in China (E), 2001, 44(supp): 35—40.

Stable oxygen isotope in water mediums in Urumqi River basin^{*}

ZHANG Xin-ping^{1, 2}, YAO Tan-dong³, TIAN Li-de³, LIU Jin-miao³

(1. College of Resources and Environment, Hunan Normal University, Changsha 410081, China;

2. Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

3. Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The variations of stable oxygen isotopic in different water mediums are analyzed for the period of sampling using the data in precipitation, surface firm, glacier melt water and stream water sampling in Urumqi River basin. It reveals that there is marked temperature effect on stable oxygen isotope in precipitation, and the effect relates to the altitude. However, no marked altitude effect is found in the surface firm and the glacier melt water; the stable oxygen isotopic ratios in glacier melt water are all lower than those in stream water. Furthermore, the impact degree of different factors on the variations of stable oxygen isotope in the process of water cycle and their interaction are evaluated in the study, which provides an example for the application of stable isotopic technique to the study on water cycle.

Key words: Urumqi River; stable oxygen isotope; temperature effect; altitude effect

* The project is supported by National Natural Science Foundation of China (No. 40271025).