黑河流域大气降水稳定同位素变化及模拟

吴锦奎^{12,3} 杨淇越⁴,丁永建¹,叶柏生²,张明泉⁴

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所寒旱区流域水文与应用生态实验室,兰州 730000; 2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈科学国家重点实验室,祁连山冰川与生态环境观测研究站,兰州 730000; 3. Institute for Landscape Ecology and Resources Management, Justus-Liebig-University Giessen, Giessen 35392, Germany; 4. 兰州大学资源与环境学院, 兰州 730000)

摘要:利用 2002~2004 年黑河流域 6 个采样点上的 301 个降水数据,对黑河流域大气降水中 δD 和 $\delta^{18}O$ 的变化进行了分析. 结果表明,流域降水 $\delta^{18}O$ 和 δD 的变化范围分别为 6.5% ~ -33.4‰和 59% ~ -254‰,这主要是由于降水水汽来源不同和气 象条件特别是气温和降水量的较大变化使得降水形成的凝结机制发生变化引起;降水中同位素的变化和气温之间呈现出非 常明显的正相关关系,即温度效应明显;在月时间尺度上,降水量效应是不存在的,但在降水事件尺度上,存在降水量效应; $\delta^{18}O$ 加权平均值随着采样点海拔高度增加而降低,呈现出较好的高度效应,效应梯度为 -0.47‰ /100 m;区域大气降水线 (RMWL)为 $\delta D = 7.82 \delta^{18}O + 7.63$,其斜率和截距与中国北方地区接近;后向轨迹法追踪黑河流域水汽来源结果表明,冷季 (10~次年 3 月)水汽主要来源于西风带而暖季(4~9月)的水汽来源复杂;模拟显示 $\delta^{18}O$ 随时间呈现明显的正弦趋势.

关键词:稳定同位素;大气降水;温度效应;降水量效应;模拟;内陆河流域

中图分类号:X169 文献标识码:A 文章编号:0250-3301(2011)07-1857-10

Variations and Simulation of Stable Isotopes in Precipitation in the Heihe River Basin

WU Jin-kui^{1 2 3}, YANG Qi-yue⁴, DING Yong-jian¹, YE Bai-sheng² ZHANG Ming-quan⁴

(1. Laboratory of Watershed Hydrology and Ecology, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. Qilian Shan Station of Glaciology and Ecologic Environment, State Key Laboratory of Cryospheric Science, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 3. Institute for Landscape Ecology and Resources Management, Justus-Liebig-University Giessen, Giessen 35392, Germany; 4. Institute of Resources and Environment, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: To study the variations of δD and $\delta^{18}O$ in precipitation ,301 samples were sampled during 2002–2004 in 6 sites in the Heihe River basin , Northwestern China. The δD and $\delta^{18}O$ values ranged from 59% to -254% and 6.5% to -33.4%, respectively. This wide range indicated that stable isotopes in precipitation were controlled by different condensation mechanisms as a function of air temperature and varying sources of moisture. $\delta^{18}O$ in precipitation had a close positive relationship with the air temperature , i. e. , a clear temperature effect existed in this area. At a monthly scale , no precipitation effect existed. On the other hand , a weak precipitation effect still accrued at precipitation events scale. The spatial variation of $\delta^{18}O$ showed that the weighted average $\delta^{18}O$ values decreased with the increasing altitude of sampling sites at a gradient of -0.47% /100m. A regional Meteoric Water Line , $\delta D = 7.82$ $\delta^{18}O + 7.63$, was nearly identical to the Meteoric Water Line in the Northern China. The results of backward trajectory of each precipitation day at Xishui showed that the moisture of the precipitation in cold season (October to March) mainly originated from the west while the moisture source was more complicated in warm season (April to September). The simulation of seasonal $\delta^{18}O$ variation showed that the stable isotope composition of precipitation tended to a clear sine-wave seasonal variation.

Key words: precipitation; stable isotopes; temperature effect; precipitation effect; simulation; inland river basin

D和¹⁸O作为天然示踪剂在现代降水中的变化 一直是水文学、水文气象学、环境化学等学科的研究 范围之一^[1-6].水文学与环境同位素方法和技术的 结合,对于研究水循环过程以及同位素水文都是非 常有价值的手段^[3,7].在干旱地区,降水中稳定同位 素含量的区域分布不仅是同位素水文系统的输入数 据,也是描述气团大气环流模式和大陆水分循环的 重要依据^[7].目前同位素技术在干旱和半干旱流域

的流域水文学方面的应用已经体现在一些研究 中^[8~18].

黑河是我国第二大内陆河,在干旱区具有一定

收稿日期:2010-07-15;修订日期:2010-11-19

基金项目:国家重点基础研究发展规划(973)项目(2007CB411502); 冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SKLCS2010-

^{10);}中日合作项目(黑河流域水文过程研究项目) 作者简介:吴锦奎(1970~),男,博士,主要研究方向为旱区水资源

与水环境 E-mail: jkwu@ lzb. ac. cn , Jinkui. Wu@ umwelt. uni-giessen. de

的代表性. 1986~2001 年期间,国际原子能机构 (IAEA)在张掖(38.93 N,100.43°E,海拔1483 m) 收集并测定了降水同位素样品.结果显示,δ¹⁸O和 δD的加权平均值分别为-6.3‰和-43.2‰,利用 最小二乘法得到当地大气降水线(LMWL)为δD = 7.5δ¹⁸O+2.7^[19].Zhou等^[20]研究了祁连山区2002 年夏天每一次降水的同位素组成,追踪了降水的水 汽输送过程,结果表明,大部分降水事件的水汽来自 东南季风区或南亚季风区.张应华等对黑河流域中 上游地区降水中氢氧同位素与温度关系^[21]、黑河流 域大气降水水汽来源^[22]进行了相应的研究和分析, 结果表明,黑河流域中上游地区降水中氢氧同位素 与温度具有很好的正相关关系,黑河流域春夏季降 水主要受海洋性水汽来源影响,秋冬季降水受大陆 性局地水汽来源影响.

干旱半干旱地区的降水同位素数据有限,特 别是对这类地区流域尺度上大气降水稳定同位素 的研究相对较少.因此,本研究利用2002年10月 ~2004年9月在黑河流域6个采样点上的301对 降水同位素数据,对黑河流域δD和δ¹⁸O的变化进 行了分析.由于降水中δD与δ¹⁸O随气温、降水 量、海拔高度以及时间的变化规律基本一致,本研 究的分析以δ¹⁸0为主.通过分析掌握整个黑河流 域降水同位素的时空变化和模拟降水同位素比率 随时间的变化,以期为掌握区域水文循环、建立同 位素水文模型或同位素在其它模型中的应用奠定 基础.

1 材料与方法

1.1 研究区概况

黑河位于河西走廊中部,是仅次于塔里木河的 中国第二大内陆河.黑河流域大致介于 98°~ $102^{\circ}E_{3}8^{\circ} \sim 43^{\circ}N之间$,流域面积为 $1.3 \times 10^{5} \text{ km}^{2}$ (图 1).以莺落峡和正义峡分别为分界点将黑河流 域分为上游山区(黑河发源地)、中游绿洲区(包括 张掖、酒泉等城市)和下游戈壁沙漠区三部分.上游 地区年平均气温 $-3 \sim 4^{\circ}$,年平均降水量为 200~ 500 nm,部分山区可达 700 nm,海拔4 000m 以上地 区降水的形式主要是降雪;中游地区年平均气温约 为 $3 \sim 7^{\circ}$,年降水量 $50 \sim 150 \text{ nm}$,年蒸发量为2 000 ~2 200 nm;下游地区年平均气温约为 8° ,年平均 降水量为 42 nm,年蒸发量为2 300~3 700 nm^[16]. 北大河是黑河的主要支流之一,现已与黑河无地表 水力联系.



1.2 采样点及样品

从黑河流域上游地区沿干流方向选取了5个采 样点,另外在支流北大河上选取一处样点(图1).其 中西水位于黑河上游山区,莺落峡位于上游与中游 过度区域,甘州、平川和酒泉处于黑河中游,正义峡 处于中游和下游的过度地带;酒泉采样点位于黑河 最主要的支流上.采样时间均为2002年10月~2004年9月2个完整年,由于样品数量较大,除平 川和正义峡样品全部分析外,其余采样点样品分析 至2003年9月(即一个完整年).采样点的位置、样 品情况见表1.

1.3 样品的收集与分析

Table 1 Details of sampling sites and precipitation samples								
采样点	海拔	经度	纬度					立在中间
	/ m	/(°)	/(°)	雨样	雪样	雨夹雪	总数	不住时间
西水	2569	100. 29	38.57	62	34	2	98	2002–10 ~ 2003–09
莺落峡	1698	100. 20	38.81	39	13	3	55	2002–10 ~ 2003–09
甘州	1526	100. 47	38.93	18	14	2	34	2002–10 ~ 2003–09
平川	1382	100.13	39.35	24	10	0	34	2002–10 ~ 2004–09
正义峡	1276	99.47	39.80	38	14	2	54	2002–10 ~ 2004–09
酒泉	1480	98.47	39.77	13	13	0	26	2002–10 ~ 2003–09

表1 采样点与大气降水水样明细

降水样品在每次降水事件结束后收集.雨水样 由雨水收集器取得,雨水收集器由塑料漏斗、塑料导 管和塑料瓶组成,收集的雨水由塑料瓶转入100 mL 的棕色样品瓶中.降雪和雨夹雪由干净的托盘进行 收集,再由托盘转入干净的塑料袋密封并放置在室 内使其自然融化,融化的雪水水样最后装进100 mL 的棕色瓶中.为避免蒸发引起同位素含量的改变,样 品用石蜡密封并放置在黑暗且温度较低的地方.

稳定同位素 D 和¹⁸O 的分析在名古屋大学水文 和大气研究中心的双进同位素质谱仪(Finnigan Delta Plus)上进行.测得的氢氧同位素比率用与 V-SMOW的千分差表示.δD 和 δ¹⁸O 的精度分别为 ±1.0‰和±0.2‰.

1.4 分析和模拟方法

水汽来源利用后向轨迹法(Backwards Trajectory)得到,使用模型为美国国家海洋大气局大 气研究室(NOAA /ARL)开发的HYSPLIT(the Hybrid-Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory)(Version 4.8)^[23],时长为240 h,起始高 度1000 m.

降水中稳定同位素的组成可反映对流层温度季 节性变化 这种变化可以用正弦函数来估算^[24]:

 $\delta = \beta_0 + A \left[\cos(ct - \varphi) \right] \tag{1}$

式中, δ 为模拟同位素值(∞); β_0 为估计的年平均 同位素值(∞); A 为年振幅(∞); φ 为滞后相位 (rad); c 为角频率常数($2\pi/365$); t 为任意日期(文 中以 2002-09-01 为第 1d)之后的天数.

式(1)可用一个含独立的正弦和余弦变量的标

准多元回归模型中来估算^[24]:

 $\delta = \beta_0 + \beta_{cos} \cos(ct) + \beta_{sim} \sin(ct)$ (2) 式中 β_{cos} 和 β_{sin} 为回归系数,是用来计算 $A = \sqrt{\beta_{cos}^2 + \beta_{sin}^2}$ 和 tan $\varphi = |\beta_{sin}/\beta_{cos}|$.回归分析由 SPSS 来实现.

2 结果与分析

2.1 大气降水稳定同位素的变化

对所收集降水样品的分析发现,研究区内 δ^{18} O 和 δ D 值的变化范围分别为 6.5% ~ - 33.4% 和 59% ~ -254%.同位素值落在全球降水稳定同位素 组成范围内(δ^{18} O:10% ~ - 50%; δ D:50% ~ -350%)^[4],部分样品值超出郑淑慧等^[25]报道的中 国大气降水同位素值(δ^{18} O:2.0% ~ - 24%; δ D: 20% ~ -210%).不同采样点 δ^{18} O 值的变化范围大 致为 32% (平川和正义峡)到 40% (甘州)之间.

黑河流域干流区采样点上降水中稳定同位素 含量的年算术平均值和年降水量加权平均值差异 明显(表 2).这可能与该地区每次降水的降水量 (*P_i*)变化幅度大有关.以西水为例,观测期内单次 最大降水量为16.9 mm,而最小的3次降水量仅为 0.1 mm.

2.2 降水中 δ¹⁸0 与温度

本研究对 3 个采样点即西水、莺落峡和正义峡 所采大气降水样中月加权平均 δ^{18} O 与月平均气温 的变化和相关性进行探讨(图 2).可以看出 3 个站 点降水中 δ^{18} O 的低值一般出现在冷季(10 月 ~ 次 年 3 月).较高的值出现在暖季(4 ~ 9 月). δ^{18} O 的

表 2 黑河流域稳定同位素的年平均值¹⁾

Table 2 Annual average of stable isotope in precipitation in the Heibe Biner Pagin

年降水量	δ ¹⁸ ()/‰	δD /‰				
/mm	a. a. v.	w. a. v.	a. a. v.	w. a. v.			
441.6	- 13.6	-9.2	- 95.0	- 58.7			
175.5	- 10. 7	- 6. 5	- 78. 2	-42.8			
104.2	-11.9	- 5.7	- 85.6	- 34.8			
49.4	- 10. 8	-4.4	- 77. 3	-27.4			
51.5	- 10. 7	-2.2	- 79. 7	-74.2			
42.1	- 12. 0	- 11. 3	- 90. 7	- 82.0			
	年降水量 /mm 441.6 175.5 104.2 49.4 51.5 42.1	年降水量 δ^{18} (/mm a. a. v. 441.6 -13.6 175.5 -10.7 104.2 -11.9 49.4 -10.8 51.5 -10.7 42.1 -12.0	年降水量 $\delta^{18} O / \% c$ /mm a. a. v. w. a. v. 441.6 -13.6 -9.2 175.5 -10.7 -6.5 104.2 -11.9 -5.7 49.4 -10.8 -4.4 51.5 -10.7 -2.2 42.1 -12.0 -11.3	年降水量 δ^{18} 0 /%e δD /mm a. a. v. w. a. v. a. a. v. 441.6 -13.6 -9.2 -95.0 175.5 -10.7 -6.5 -78.2 104.2 -11.9 -5.7 -85.6 49.4 -10.8 -4.4 -77.3 51.5 -10.7 -2.2 -79.7 42.1 -12.0 -11.3 -90.7			

1) a. a. v. 为算术平均值 ,用公式 $\delta = \sum_{i=1}^{n} \delta_i / n$ 计算求得; w. a. v. 为降

水量加权平均值,用公式 $\delta = \sum_{i=1}^{n} P_i \delta_i / \sum_{i=1}^{n} P_i$ 计算求得,其中 P_i 和 δ_i 分别表示第i 次降水的降水量以及降水中的稳定同位素含量

变化和气温之间呈现出非常明显的正相关关系(图 2),即大气降水同位素的温度效应.

2.3 降水中 δ¹⁸0 与降水量

黑河流域 δ¹⁸ O 的月加权平均值并没有随着月 降雨量的增加而降低,也就是说并未表现出明显的 降水量效应(图3).内陆河流域的降水一般集中在 暖季,冷季降水较少.10月~次年3月期间,降水量 小,δ¹⁸ O 值也维持在一个低水平,并在1月或2月达 到最低.4月以后降水量增加,降水中的δ¹⁸ O 值也 不断增加.

2.4 δ¹⁸0 的空间变化

黑河流域干流区的5个采样点(西水、莺落峡、









Fig. 3 Monthly variations of precipitation and weighted mean δ^{18} O values in Heihe River Basin

甘州、平川 和正义峡)降水中稳定同位素 δ^{18} 0 的 月加权平均值随着采样点海拔的增加而呈现出下降 的趋势,变化范围从下游戈壁沙漠带的 – 2.2 ‰ 到 山区的 – 9.2‰(图 4).通过回归分析,得到 δ^{18} 0 的 梯度变化为 – 0.47‰ /100 m,这与中国北方地区的 研究是相符的^[26,27].

2.5 区域大气降水线

图 5(a) 描述的是整个流域所观测降水中的 δD-δ¹⁸O 之间的关系,根据最小二乘法得到当地大 气降水线(LMWL)为:

$$\delta D = 7.82 \, \delta^{18} O + 7.63 \tag{3}$$





图 5 黑河流域大气降水中 $\delta D - \delta^{18} O$ 关系图 Fig. 5 $\delta D - \delta^{18} O$ relationship for rain events

RMWL 的斜率和截距(分别为 7.82 和 7.63)与 中国北方多年观测值(分别为 7.88 和 9.42)^[26] 很 接近.5 个采样点所揭示的大气降水线的斜率都非 常接近于 8,这意味着流域大多数的降雨形成过程 发生在同位素平衡分馏条件下^[3].与 Craig^[28] 定义 的全球大气降水线(GMWL) $\delta D = 8\delta^{18}O + 10$ 相比, 当地大气线的斜率和截距略有偏低,这可能与内陆 河流域相对干燥的环境和较强的蒸发条件有关^[3]. 2.6 $\delta^{18}O$ 随时间变化的模拟

图 6 给出了降水事件尺度上降水中的 δ^{18} 0 的 变化和模拟情况. 从表 3 中可看出 模拟和实测具有 较好的相关性和显著性. 在年尺度上区域降水 δ^{18} 0 变化范围大,振幅大. 采样点西水(代表山区)的 δ^{18} 0 的年平均值 β_0 比其他 5 个点要低得多. 3 讨论

黑河流域地处中纬度干旱半干旱内陆地区,气 温、降水量、海拔的变化幅度大,温度、降水量、水汽 来源、海拔高度和蒸发等的变化都将影响降水中的 稳定同位素含量的变化.

3.1 水汽来源对同位素变化的影响

降水的水汽来源和原始水汽中重同位素含量的 多少是控制降水中稳定同位素组成的内因.黑河流 域是西风带、高原季风、东南季风3个大气环流系统 共同影响的区域,水汽来源十分复杂^[29].利用后向 轨迹法并结合降水稳定同位素及过量氘值,以西水 为例,对 98 次降水事件的水汽来源与同位素值的变 化进行探讨.



图 6 黑河流域 δ^{18} O 值的变化和模拟

Fig. 6 Variation and simulation of $\delta^{18}\,O$ at event scale in Heihe River Basin

表 3 模拟式中系数的取值及误差

Table 3 Coefficient of the Simulation formula and error analysis									
采样点	可比對	$\delta = \beta_0 + A \left[\cos \left(ct - \varphi \right) \right]$			\mathbf{p}^2	调整后	右体治学	F	日本件
	木件奴	$oldsymbol{eta}_0$	A	φ	ĸ	的 R ²	が准误差	Г	並有性
西水	101	- 13. 4	12.1	-1.27	0.79	0.78	3.89	174.05	0.000
莺落峡	56	- 10. 6	11.7	-0.85	0.79	0.79	3.99	99.90	0.000
甘州	46	- 11. 9	8.1	-0.85	0.84	0.83	3.96	82.87	0.000
平川	22	- 11. 0	9.7	- 0. 94	0.80	0.77	3.90	61.67	0.000
正义峡	31	- 11. 4	11.2	-0.85	0.79	0.78	4.23	93.71	0.000
酒泉	27	- 11.8	11.4	-1.07	0.82	0.81	4.51	52.63	0.000

结果显示,冷季(10月~次年3月)水汽主要来 源于西风带(图7,表4).冷季降水中重同位素值 低,这说明水汽主要来源于表面温度较低的北部洋 面,而且长的传输路径使水汽重同位素不断贫化.冷 季降水中过量氘值普遍 >10‰(图8),这说明水汽 在输送过程中受到蒸发的影响^[30].



图 7 利用 HYSPLIT 输出地西水逐次降水的水汽来源路径 Fig. 7 Tracking the water vapor path of each precipitation at Xishui by using HYSPLIT model

表 4 利用 HYSPLIT 模型追踪的西水逐次降水水汽来源

Table 4 Source of moisture of each precipitation at

v ·1 ·	. 1	1	IIVCDUT	M 1 1
Aishui	traced	by	HISPLII	Model

filohar daeoa by filor bit model							
北汽中海		冷季	暖季				
小八木ぷ	次数	次数 所占百分比/%		所占百分比/%			
内陆	5	15.2	24	36.9			
西风带	21	63.6	19	29.2			
东南和西南季风	2	6.1	12	18.5			
北部	5	15.2	10	15.4			
 总计	33	100	65	100			

暖季(4~9月)的水汽来源复杂(图7表4)过 量氘值的变化幅度较大(图8).利用暖季资料对几 个水汽来源的同位素对比发现:①内陆河流域部分 降水的水汽来源于内陆地表的蒸发水汽.全球大气 水汽循环的大气环流模型的模拟结果显示,中亚腹 地是一个水汽循环率 R(定义为从非海洋源蒸发的 水汽形成的降水占总降水的比率)最高的地区^[31]. 在干旱气候条件下地表水的强烈蒸发作用,使得地 表水和蒸发水汽中稳定同位素比率都很高,这必然 使由这些水汽形成的降水中同位素出现高值^[32].中 亚腹地蒸散发形成的水汽对黑河流域大气降水中稳 定同位素比率产生了一定的影响,其特点是降水量 小但是降水中重同位素含量高.如西水降水中δ¹⁸0 值达到很高的 + 6.5% (降水量为 0.4 mm 2003-08-13) 和 5.8% (降水量为 0.3 mm 2003-05-29). 在对 七一冰川夏季降水水汽来源分析中,Zhou 等^[20]也 发现类似情况的出现.②西风带水汽由于传输路径 长 尽管在输送过程中存在水汽重同位素的贫化过 程,但在经过中亚地区时混入了稳定同位素值较高 的蒸发水汽,因此在西水降水中其 δ^{18} 0仍然较东





南季风区或南亚地区的水汽所形成的降水中的δ¹⁸ Ο 值高,但后者形成的降水量要比前者大.同时,陆 地蒸发性水汽补充到原始水汽中使得降水中的过量 氘增加^[33],因此西风带水汽形成的降水其过量氘要 大于季风形成的降水.③从北冰洋运移的北方水汽 在黑河流域的水汽所形成的降水中的稳定同位素值 最低,这可能主要与水汽形成时的温度有关.

3.2 温度对同位素变化的影响

温度是控制大气降水 δ¹⁸ O 变化的主要外部因素. 中国北方温度对大气降水同位素值的影响非常显著^[34]. 降水中稳定同位素 δ 值与上空降水云团的 冷凝温度有直接关系^[34]. 温度越低,稳定同位素的 分馏系数也越大,因此降水中 δ¹⁸ O 也越低.

黑河流域由于远离海洋,气象要素变化幅度大, 特别是夏季气候干热,大陆内部的水汽循环很强烈, 温度对该区域降水稳定同位素组成产生较大的影 响. 冷季气温低, 陆地及水域的蒸发非常缓慢, 局地 水汽对降水中稳定同位素影响不大.因此降水中稳 定同位素主要受到原始水汽重稳定同位素的含量和 雨滴凝结时的温度的影响.水汽受不到沿途局地蒸 发水汽或者降水过程中降水自身蒸发的补给,大气 水汽中重同位素随着降水的过程的发展而变得更加 贫化 在整个冬春季节所形成的降水中的重同位素 低;暖季较高的气温使得水汽在运移过程中受到含 有较高稳定同位素的内陆蒸发水汽和降水发生过程 中蒸发水汽的补给,同时雨滴在云中形成的过程中 重同位素更多的转移到液态水中,使得降水中稳定 同位素值升高,并在温度最高的7、8月达到最大值. 随后随着温度的降低,降水中稳定同位素值也随着 降低. 西水 2002 年 10 月~2003 年 9 月之间的平均 温度为1.9℃ 同时期干流其它4个采样点的平均 温度为 9.1~10.2℃之间,对应的 δ¹⁸0 从上游山区 的-9.2‰增至下游戈壁沙漠带的-2.2‰.正是温 度的不同造成降水中稳定同位素的富集或贫化的机 制不同.

3.3 降水量对同位素变化的影响

前面的分析中可看出,在月时间时间尺度上,黑 河流域不存在降水量效应.对此现象解释是:黑河流 域冷季降雨量较小,水汽主要来源于北大西洋及北 冰洋等高纬度地区,水汽中重同位素贫化,再加上寒 冷季节降水多为固态形式,不易发生蒸发,致使降水 量小且降水中重同位素含量较低;而在暖季,西风带 (多混有内陆水汽)、东南季风水汽等形成的降水量 较大,但与此同时,这些水汽中重同位素较冷季时富 集,再加上同位素比率高的大陆性局地水汽,使得暖 季在降水量较大时重同位素也较富集.实质上,在月 时间尺度上,温度是控制降水中同位素效应的关键, 温度效应掩盖了降水量效应.

图9显示的是西水一年里降水事件尺度上降水 量和δ¹⁸0值的关系.从图9中可看出,暖季时降水 中的稳定同位素比率较冷季高,这和前面的分析是 一致的.但值得注意的是,无论是冷季还是暖季,在 降水事件尺度上,随着降水量的增加,降水中稳定同 位素比率不断降低,即降水量效应还是存在的.



图 9 黑河流域大气降水中 δ¹⁸Ο 值随着降水量的变化 Fig. 9 Relationship between rainfall amount and δ¹⁸O at event scale at Xishui

4 结论

(1)黑河流域降水 δ^{18} O 和 δ D 在 1 a 内变化范 围大 除形成降水水汽来源不同外,区域气象条件特 别是气温的较大变化也是控制降水中重同位素含量 变化的重要原因.暖季较高的气温一方面加速了水 汽分馏,使得雨滴在云中形成的过程中重同位素更 多地转移到液态水中,使得降水中稳定同位素值升 高;另一方面,气温的升高加剧了蒸发作用的发生, 更多的含有较高重同位素的内陆蒸发水汽补给到降 水中,这些都使得内陆河流域温度效应体现得更加 明显.但 δ^{18} O 加权平均值随着采样点海拔高度增加 而降低,呈现出较好的高度效应,效应梯度为 -0.47%/100 m.

(2)降水量在一定程度上可以影响到降水中的 同位素含量.在月时间尺度上,由于温度效应的掩 盖,降水量效应基本不能体现.但在降水事件尺度 上,内陆河流域仍然存在降水量效应.

(3)黑河流域冷季(10月~次年3月)水汽主 要来源于西风带,较为单一,同位素的变化幅度较

学

小;暖季(4~9月)的水汽来源复杂,水汽来源的变 化特别是内陆水汽的补给对区域同位素变化影响 很大.

(4)模拟显示 黑河流域降水中 δ¹⁸0 随时间呈
 现明显的正弦趋势.这种变化趋势可以应用于模型
 输入.

致谢:日本人类与自然研究所(RIHN)的 Yamazaki Yusuke 博士进行了部分采样和样品实验 室分析工作,Kubota Jumpei 博士进行了样点的布设 和样品采集的安排,祁连山水源涵养林研究院的部 分工作人员进行大气降水采样工作,在此一并表示 感谢!

参考文献:

- [1] Clark I D , Fritz P. Environmental Isotopes in Hydrogeology[M]. Boca Raton , FL: Lewis Publishers , 1997.
- [2] Dincer T , Davis G H. Application of environmental isotope tracers to modeling in hydrology [J]. Journal of Hydrology , 1984 , 68 (1-4):95-113.
- [3] IAEA. Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications, Volume III: Surface Water [M]. UNESCO, Paris: IAEA, 2001.
- [4] Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture [J]. Hydrological Processes, 2000, 14 (8):1341-1355.
- [5] 徐振,刘玉虹,王中生,等.卧龙降水稳定同位素与季风活动 的关系[J].环境科学,2008 29(4):1007-1013.
- [6] 郑琰明,钟巍,彭晓莹,等.粤西云浮市大气降水δ¹⁸0与水汽 来源的关系[J].环境科学 2009,30(3):637-643.
- [7] IAEA. Arid zone hydrology, investigations with isotope techniques
 [M]. Vienna: Proceedings of an advisory group meeting, IAEA, 1980.1.
- [8] Verhagen B T. Isotope hydrology and its impact in the developing world [J]. Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry, 2003, 257(1): 17-26.
- [9] Chen J S, Li L, Wang J Y, et al. Water resources: Groundwater maintains dunes landscape [J]. Nature, 2004, 432:459–460.
- [10] 张应华,仵彦卿.黑河流域中上游地区降水δ¹⁸0变化特征
 [J].冰川冻土,2007 29(3):440-445.
- [11] Kattan Z. Characterization of surface water and groundwater in the Damascus Ghotta basin: hydrochemical and environmental isotopes approaches [J]. Environmental Geology, 2006, 51 (2):173-201.
- [12] Song X F , Liu X C , Xia J , et al. A study of interaction between surface water and groundwater using environmental isotope in Huaisha River basin [J]. Science in China Series D: Earth Sciences , 2006 , 49 (12): 1299–1310.
- [13] Li F D , Song X F , Tang C Y , et al. Tracing infiltration and recharge using stable isotope in Taihang Mt , North China [J]. Environmental Geology , 2007 , 53 (3):687-696.
- [14] 杨淇越,吴锦奎,丁永建,等.锡林河流域地表水和浅层地下 水的稳定同位素研究[J].冰川冻土 2009,31(5):850-856.

- [15] 王宁练, 张世彪, 蒲健辰, 等. 黑河上游河水中 δ¹⁸0季节变化 特征及其影响因素研究[J]. 冰川冻土, 2008, 30(6):1024-1032.
- [16] Chen Z Y, Nie Z L, Zhang GH, et al. Environmental isotopic study on the recharge and residence time of groundwater in the Heihe River Basin, northwestern China [J]. Hydrogeology Journal, 2006, 14(8):1635-1651.
- [17] Geyh M A, Gu W. Preliminary isotope hydrological study in the arid Guarini Grassland area, Inner Mongolia [M]. Vienna: Isotope techniques in water resources development, IAEA, 1991. 661-662.
- [18] 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δ¹⁸0与温度关系研究 [J].冰川冻土,2000 **22**(1):15-22.
- [19] IAEA, WMO. Global Network of Isotopes in Precipitation (GNIP) Database (2004), Vienna, Austria [EB/OL]. http:// www.isohis.iaea.org.
- [20] Zhou S, Nakawo M, Sakai A, et al. Water isotope variations in the snow pack and summer precipitation at July 1 Glacier, Qilian Mountains in northwest China [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52 (21):2963-2972.
- [21] 张应华,仵彦卿.黑河流域中上游地区降水中氢氧同位素与 温度关系研究[J].干旱区地理 2007 30(1):16-21.
- [22] 张应华,仵彦卿.黑河流域大气降水水汽来源分析[J].干旱 区地理 2008 **31**(3):403-408.
- [23] Draxler R R, Rolph G D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model. http://www.arl.noaa. gov/ready/hysplit4. html.
- [24] DeWalle D R , Edwards P J , Swistock B R , et al. Seasonal isotope hydrology of three Appalachian forest catchments [J]. Hydrological Process , 1997 , 11 (15) :1895-1906.
- [25] 郑淑蕙,侯发高,倪葆龄.我国大气降水的氢氧同位素研究 [J].科学通报,1983,13:801-806.
- [26] 刘进达,赵迎昌,刘恩凯.中国大气降水稳定同位素时-空分布 规律探讨[J].勘察科学技术,1997,(3):34-39.
- [27] 刘相超,宋献方,夏军,等.东台沟实验流域降水氧同位素特 征与水汽来源[J].地理研究,2005 24(2):196-205.
- [28] Craig H. Isotopic variations in meteoric waters [J]. Science, 1961, 133:1702-1703.
- [29] 张强,俞亚勋,张杰.祁连山及内陆河流域绿洲的水循环特征[J].冰川冻土 2008,30(5):850-856.
- [30] Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia [J]. Journal of Geophysical Research, 1998, 103 (D22), 28721-28742.
- [31] Koster R D , De Valpine D P , Jouzel J. Continental water recycling and H₂¹⁸O concentrations [J]. Geophysical Research Letters , 1993 20 (20) : 2215–2218.
- [32] 田立德,姚檀栋, Stievenard M,等.中国西部降水中 δD 的初 步研究[J].冰川冻土,1998 20(2):75-79.
- [33] Gat J R , Bowser C J , Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: estimate based on stable isotope data[J]. Geophysical Research Letters , 1994 , 21: 557-560.
- [34] Zhang X P , Liu J M , Tian L D , et al. Variations of δ^{18} O in precipitation along vapor transport paths [J]. Advances in Atmospheric Sciences , 2004 , **21**(4):562–572.