

季风前期青藏高原南北向河水稳定同位素空间变化特征^①

刘 琴¹, 王建力¹, 田立德², 臧娅琳¹

1. 西南大学 地理科学学院, 重庆 400715;

2. 中国科学院 青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100101

摘要: 利用 2010 年与 2011 年 6 月在青藏高原南北剖面采集的 69 个河水样品, 分析青藏高原南北向河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与过量氘(d)空间变化特征, 研究表明: 受不同气团影响, 总体上, 青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 自南向北逐渐升高, 纬度每升高 1° , 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 升高约 1.25‰ 。不同区域河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 对海拔高度变化的响应不同, 青藏高原南部喜马拉雅山南麓河水高程效应显著, 唐古拉山以北河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应不显著, 同时青藏高原河水中过量氘有显著空间变化特征。由于青藏高原南北不同的降水季节变化、喜马拉雅山雨影效应及南北不同的水汽来源及水汽循环方式, 使河水中过量氘在喜马拉雅山南麓及唐古拉山以北表现为 2 个高值区, 喜马拉雅山北坡至唐古拉山以南河水过量氘表现为低值区。

关 键 词: 青藏高原; $\delta^{18}\text{O}$; 过量氘; 河水

中图分类号: P342

文献标志码: A

文章编号: 1673-9868(2015)06-0131-06

水体中氢氧稳定同位素被广泛应用于水文循环过程、古气候古环境变化、高原古高度重建等领域^[1-2]。学者们对青藏高原降水稳定同位素研究, 特别是对于青藏高原南北向降水稳定同位素的变化规律、大气水线及降水与水汽循环的关系已有了较清楚的认识。我国是世界上季风最盛行的国家之一, 每年 6 月至 9 月青藏高原地区由西南季风, 带来丰沛降水, 对青藏高原降水中稳定同位素的研究发现, 青藏高原地区季风北界可达唐古拉山附近^[3], 而对青藏高原水体稳定同位素的海拔高程效应的研究对于了解青藏高原隆升过程与恢复地质环境记录具有重要意义^[4]。受气候和水汽来源等因素影响, 降水稳定同位素变化范围很大, 用降水来建立氧同位素与高度的关系可能出现很大的不确定性, 而河水中同位素受降水、冰雪融水、地表蒸发与蒸腾的影响, 有效消除了季节等因素, 能真实地反映同位素与海拔高度的关系^[5-6]。因此, 研究河水稳定同位素的空间变化, 尤其是大范围空间变化, 对于了解青藏高原水循环及古高程重建等有重要意义。

基于此, 本文以 2010 年及 2011 年 6 月沿青藏高原南北向剖面收集的河水氢氧稳定同位素为基础, 分析青藏高原最南端喜马拉雅山南麓樟木口岸至唐古拉山以北青海格尔木的河水样品, 了解 $\delta^{18}\text{O}$ 及过量氘(d)空间变化特征以及河水高程效应, 以进一步掌握青藏高原水汽循环及青藏高原地区水体 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率。

1 研究区概况

青藏高原是世界上最高最大的高原, 具有独特的地理环境, 其平均海拔在 4 000 m 以上, 面积约

① 收稿日期: 2014-01-06

基金项目: 国家自然科学基金项目(41025002); 全球变化研究国家重大科学研究计划(2010CB951702); 中国科学院战略性先导科技专项(B类)(XDB03030100)。

作者简介: 刘 琴(1988-), 女, 山西太原人, 硕士研究生, 主要从事河水同位素的研究。

250×10⁴ km²；另外，青藏高原是中国和亚洲大江大河河源集中区，水资源总量为 5 463.4×10⁸ m³，占全国水资源总量的五分之一。丰富的冰雪融水也形成了世界上海拔最高、湖泊分布最密集的湖群区，湖泊储水量达 5 182×10⁸ m³[7]，长江、黄河、澜沧江、怒江、狮泉河、雅鲁藏布江以及塔里木河等都发源于此，水力资源丰富。青藏高原的气候变化不仅是全球气候变化的重要部分，而且对全球气候波动也可能起到触发器和放大器的作用[8]，是全球气候变化最为敏感的区域之一，已成为全球气候变化研究的热点地区之一。

2 样品采集与分析

本文样品收集于 2010 年 6 月及 2011 年 6 月青藏高原南北剖面夏季，河水样品共 69 个。2010 年 6 月沿日喀则至拉萨段雅鲁藏布江河谷收集河水样 6 个，拉萨河收集河水样 1 个，其余样品均收集于 2011 年 6 月，其中在青藏高原南部 27.97°N—29.4°N 樟木至拉萨沿途波曲、朋曲、洛洛曲共收集河水样 31 个，青藏高原中部 31.42°N—32.95°N 那曲至唐古拉山附近沿途那曲、尕尔曲、扎加藏布、布曲收集河水样 15 个，青藏高原北部 34.22°N—36.45°N 沱沱河至青海省格尔木沿途沱沱河、日阿尺曲、勒玛曲、北麓河、秀水河、楚玛尔河、格尔木河收集河水样品 16 个。采样的同时，用手持 GPS 记录采样点的地理位置，河水采样点的位置如图 1 所示。水样在中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室用 Picarro-2030i 型液体水同位素波长扫描光腔衰荡光谱仪进行 δ¹⁸O 和 δD 测定，测量结果为与 V-SMOW2(维也纳标准平均海洋水)同位素浓度的千分差，测得的水样中 δ¹⁸O 误差小于 0.15‰，δD 误差小于 0.4‰(表 1)。

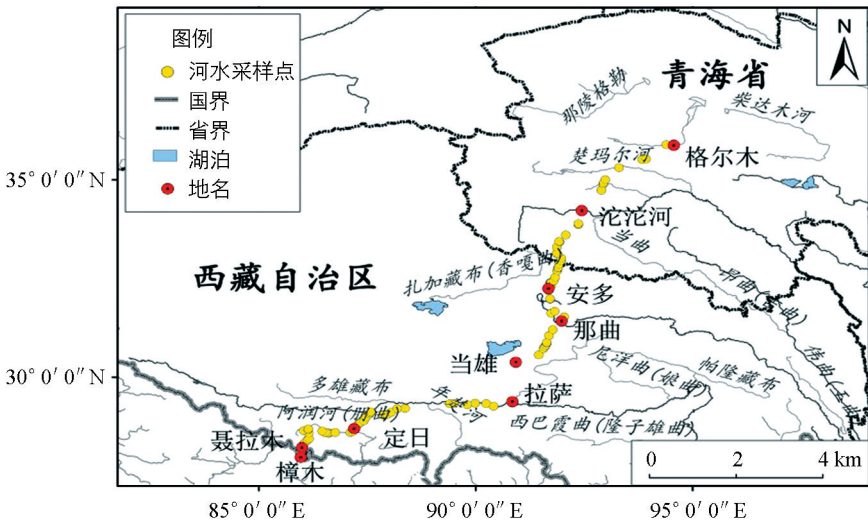


图 1 河水采样点示意图

表 1 河水采样点稳定同位素测试结果

	经度范围	纬度范围	采样河流	采样个	δ ¹⁸ O 范	δ ¹⁸ O 平均	d	d 平
	(E)/°	(N)/°	个数/个	数/个	围/‰	值/‰	范围/‰	均值/‰
喜马拉雅山南麓	85.97—90.87	27.97—29.38	1	22	−20.3~−10.8	−14.9	−0.9~15.9	9.6
青藏高原中南部	91.68—91.98	31.42—32.95	6	29	−13.7~−11.1	−12.8	1.06~14.4	7.0
青藏高原北部	91.97—94.85	34.22—36.45	8	18	−12.8~−5.3	−8.8	2.5~16.4	10.6

3 结果与讨论

3.1 地表河水稳定氢氧同位素测试结果及氢氧稳定同位素关系

从青藏高原采集的 69 个地表河水稳定同位素测试结果可以看出，青藏高原南北向夏季河水中 δ¹⁸O 变化范围为 −7.8‰~−20.3‰，平均值为 −13.1‰，δD 变化范围为 −49.9‰~−154‰，平均值为 −95‰。过量氘变化范围为 −0.9‰~16.4‰，平均值 9.8‰。

河水氢氧稳定同位素关系与全球大气水线的比较可以用来判断天然水起源及水蒸发的影响程度，全球

3.2 青藏高原南北向河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 及过量氙空间分布规律

青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 自南向北表现为先降后升的变化规律, 在喜马拉雅山南麓, 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 自南向北逐渐降低, 翻越喜马拉雅山后, 从喜马拉雅山北麓至青藏高原北部, 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐升高, 并在唐古拉山附近升高趋势明显(图 3). 但总趋势上, 青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 自南向北逐渐升高, 唐古拉山以南河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为低值, 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-20.34\text{‰} \sim -10.81\text{‰}$, 大部分介于 $-13\text{‰} \sim -17\text{‰}$ 之间, 平均值为 -14.3‰ , 唐古拉山以北河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为高值, $\delta^{18}\text{O}$ 变化范围为 $-7.8\text{‰} \sim -10.22\text{‰}$, 平均值为 -9.3‰ .

全球 IAEA/WMO 站点降水的 $\delta^{18}\text{O}$ 随纬度升高而降低^[14], 但在青藏高原地区河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 从低纬到高纬却表现出相反的变化趋势^[15]. 在喜马拉雅山以北地区, 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与纬度表现出很好的相关性, 纬度每升高 1° , 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 升高约 1.25‰ ($R^2=0.88$) (图 4), Quade 及 John 等人^[4,16] 在青藏高原中部及东部河水中算得的结果为 1.5‰ , 与本研究结果较接近. 导致河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随纬度增加而升高的主要原因是青藏高原南部河水来源于印度季风水汽, 而越往北, 局地蒸发水汽组成的大陆性气团所占比例越大, 同时来自西风带水汽输送比例越高^[4, 16].

青藏高原河水从南到北表现为一定海拔高程效应,喜马拉雅山南麓河水高程效应最为显著。河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与海拔高度的方程为 $Y_{\delta^{18}\text{O}} = -0.003\ 3H - 3.1$ ($R^2 = 0.71$, $n = 30$), 垂直递减率为 0.33‰ (图 5), 高于降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的全球平均值 0.28‰ [2]。中部那曲至唐古拉山附近布曲, 河水采样点海拔从 $4\ 489\text{ m}$ 升高至 $5\ 189\text{ m}$, 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 从 -11.1‰ 降至 -13.73‰ , 河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与海拔高度的相关性方程为 $Y_{\delta^{18}\text{O}} = -0.002\ 6H - 0.46$ ($R^2 = 0.55$, $n = 15$)。在 35.7°N 以北地区, 格尔木河流域, 河水采样点海拔有明显下降趋势, 河水采样点海拔从 $4\ 117\text{ m}$ 降低至 $2\ 786\text{ m}$, 但河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 海拔高程效应并不显著 ($R^2 =$

0.38). 比较发现,越往北,河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应越不显著. 一般来说,来自同一水汽源地降水及河水高程效应越显著^[17],而在青藏高原地区,喜马拉雅山南麓主要受西南季风影响,水汽来源于洋面蒸发水汽,而越往北,不仅受季风影响,还会受到局地水汽蒸发、西风带等影响^[16],水汽源地复杂,所以高程效应越不显著.

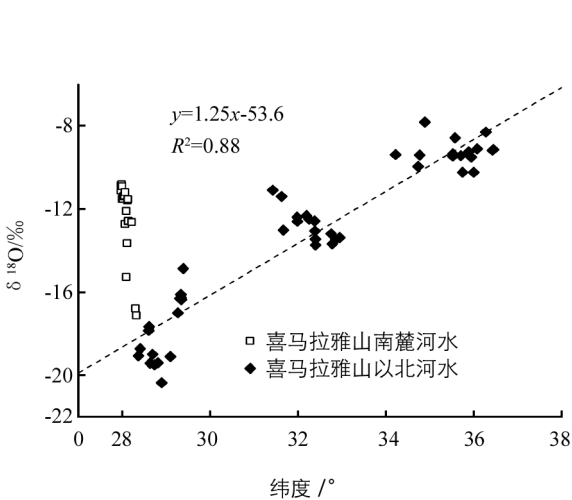


图 4 青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随纬度变化图

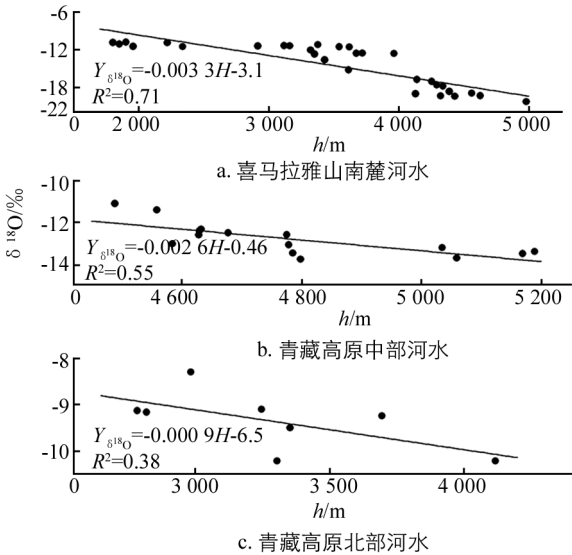


图 5 青藏高原南北部河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度变化

3.2.3 青藏高原河水 d 南北向空间变化规律

Dansgaard^[18]在 1964 年根据 $\delta^{18}\text{O}$ 与 δD 的关系定义过量氘: $d = \chi_{\text{d}} - 8Y_{\delta^{18}\text{O}}$. 全球降水中过量氘的值为 10 左右. 降水中过量氘主要受形成降水的水汽来源地水蒸发时的动力分馏作用和后续蒸发的影响,以及降水季节变化等影响^[19]. 青藏高原南北向河水过量氘表现为 2 个高值区,分别位于青藏高原南端喜马拉雅山南麓及青藏高原北部唐古拉山以北地区,河水过量氘平均值分别为 13.3‰和 12.7‰($>10\text{‰}$). 而在喜马拉雅山北麓至唐古拉山以南一段表现为低值,河水过量氘平均值仅为 5.3‰($<10\text{‰}$).

喜马拉雅山南麓河水过量氘变化范围为 9.9‰~15.9‰,大部分介于 13‰~15‰之间,平均值为 13.3‰. 而在喜马拉雅山北麓一直到雅鲁藏布江河谷,河水过量氘迅速降低,变化范围为 -0.9‰~8.4‰,平均值仅为 4.63‰,喜马拉雅山南北两侧河水过量氘表现为南麓为高值而北麓为低值. 过量氘的这种变化特征在喜马拉雅山南北两侧河水、降水、雪中都有发现^[19-20],其原因一方面,是喜马拉雅山南北两侧降水季节变化不同导致,聂拉木冬春季降水占年降水比例高,且冬春季水汽来自地中海等高过量氘值区域^[19, 21],使得喜马拉雅山南麓河水过量氘为高值而北部为低值;另一方面喜马拉雅山雨影效应形成南北坡河水过量氘不同特点^[16]. 南部来自海洋的蒸发水汽在翻越喜马拉雅山后,蒸发过程使得水汽湿度降低,从而导致过量氘值变低^[22-24].

在青藏高原中部那曲至唐古拉山附近,河水过量氘虽然表现为低值,但有一种明显的升高趋势,随着采样点海拔高度从 4 489 m 上升至 5 089 m,河水过量氘值从 1.1‰升高至 10.1‰. 研究发现,这段河水中过量氘与海拔高度之间存在较好的相关性,其线性方程为 $d = 0.012\,2H - 51.4$ ($R^2 = 0.68$). 而过量氘随海拔而升高在安第斯山和南极等地也有发现^[25-26].

在青藏高原北部,从唐古拉山附近扎加藏布北至格尔木地区格尔木河,河水过量氘的高过量氘值变化范围为 8‰~16.4‰,其中只有沱沱河和北麓河 2 个河水过量氘值低于 10‰,大部分河水过量氘值介于 11‰~15‰,河水过量氘平均值为 12.7‰. 而唐古拉山以北河水中的这种高过量氘值已有清楚的认识,主要是由于唐古拉山以北区域受大陆性气候影响,气候干燥,其降水受区域性蒸发水汽影响明显,使降水及河水中过量氘表现为高值.

4 结 论

1) 青藏高原南北向河水氢氧稳定同位素关系为 $\chi_{\text{d}} = 8.7Y_{\delta^{18}\text{O}} + 19$,斜率和截距都明显高于全球大气

水线,但河水点都落在了 GMWL 附近,说明青藏高原南北向河水夏季主要为大气降水补给。

2) 由于南北水汽来源及水汽循环方式不同,青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为南部为低值而北部为高值的空间分布特征。青藏高原河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与纬度之间存在一定的正相关关系,纬度每升高 1° ,河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 升高约 1.25‰ 。

3) 青藏高原自喜马拉雅山南麓到唐古拉山以北,河水过量氘表现为 2 个高值区,喜马拉雅山南麓及唐古拉山以北河水过量氘为高值,而从喜马拉雅山北麓至唐古拉山以南河水过量氘表现为低值,导致这种变化的主要原因在喜马拉雅山南麓降水季节性变化、喜马拉雅山雨影效应及南北不同水汽来源及水汽循环方式。

由于观测数据有限,本文主要讨论了季风前期河水中稳定同位素的空间变化,缺乏连续观测。另外,河水来源复杂,循环时间长,空间特征变化多样,因此开展研究区降水、大气水汽、土壤水、植被水中稳定同位素的连续监测有助于进一步理解河水稳定同位素空间变化。

致谢:匿名专家对本文进行了认真细致的审读并提出了非常宝贵及中肯的意见,在此表示衷心的感谢!

参考文献:

- [1] THOMPSON L G, YAO T, DAVIS K A, et al. Tropical Climate Instability: The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan ice Core [J]. *Science*, 1997(276): 1821—1825.
- [2] ROWLEY D B, CURRIE B S. Palaeo-Altometry of the Late Eocene to Miocene Lunpola Basin, Central Tibet [J]. *Nature*, 2006(439): 677—681.
- [3] TIAN L D, YAO T D, SUN W Z, et al. Relationship Between δD and $\delta^{18}\text{O}$ in Precipitation on North and South of the Tibetan Plateau and Moisture Recycling [J]. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2001, 44(9): 789—796.
- [4] QUADE J, GARZIONE C N, EILER J. Paleoelevation Reconstruction Using Pedogenic Carbonates [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2007, 66(1): 53.
- [5] HOU S G, MASSON-DELMOTTE V, QIN D H, et al. Modern Precipitation Stable Isotope vs. Elevation Gradients in the High Himalaya. Comment on “A New Approach to Stable Isotope-Based Paleoelevation: Implications for Paleoelevation and Paleohypsometry of the High Himalaya Since the Late Miocene” by David B. Rowley [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 209(3—4): 395—399.
- [6] KENDALL C, COPLEN T. Distribution of Oxygen-18 and Deuterium in River Waters Across the United States [J]. *Hydrological Processes*, 2001, 15(7): 1363—1393.
- [7] 王苏民, 窦鸿身, 陈克造, 等. 中国湖泊志 [M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [8] 姚檀栋, 刘晓东, 王宁练. 青藏高原地区的气候变化幅度问题 [J]. *科学通报*, 2000, 45(1): 98—106.
- [9] CRAIG H. Isotopic Variations in Meteoric Waters [J]. *Science*, 1961(133): 1702—1703.
- [10] TIAN L D, MASSON-DELMOTTE V, STIEBENARD M, et al. Tibetan Plateau Summer Monsoon Northward Extent Revealed by Measurements of Water Stable Isotopes [J]. *J Geophys Res*, 2001(106): 28081—28088.
- [11] KANG S, KARL K J, QIN D. Stable-Isotopic Composition of Precipitation Over the Northern Slope of the Central Himalaya [J]. *Journal of Glaciology*, 2002(48): 519—526.
- [12] JOUZEL J, FROELICH K, SCHOTTERER U. Deuterium and Oxygen-18 in Present-Day Precipitation: Data and Modelling [J]. *Hydrological Sciences Journal*, 1997, 42(5): 747—763.
- [13] 徐彦伟, 康世昌, 周石研, 等. 青藏高原纳木错流域夏、秋季大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与水汽来源及温度的关系 [J]. *地理科学*, 2007, 27(5): 718—723.
- [14] FRICKE H C, O'NEIL J R. The Correlation Between $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ Ratios of Meteoric Water and Surface Temperature: Its Use in Investigating Terrestrial Climate Change Over Geologic Time [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 170(3): 181—196.
- [15] 丁 林, 许 强, 张利云, 等. 青藏高原河流氧同位素区域变化特征与高度预测模型建立 [J]. *第四纪研究*, 2009, 29(1): 1—12.
- [16] JOHN B, SANDRA M P, CARMALA N G. Stable Isotopes of Modern Water Across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for Estimates of Paleoelevation and Paleoclimate [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117: 262—269.
- [17] HOLDSWORTH G, KROUSE H. Altitudinal Variation of the Stable Isotopes of Snow in Regions of High Relief [J]. *Journal of Glaciology*, 2002, 48(160): 31—41.

- [18] DANSGAARD W. Stable Isotopes in Precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4): 436—468.
- [19] 田立德, 姚檀栋, WHITE J W C, 等. 喜马拉雅山中段高过量氘与西风带水汽输送有关 [J]. 科学通报, 2005, 50(7): 669—672.
- [20] 王宁练, 张世彪, 贺建桥, 等. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域的同位素示踪研究 [J]. 科学通报, 2009, 54(15): 2148—2152.
- [21] GAT J, I CARMI. Evolution of the Isotopic Composition of Atmospheric Waters in the Mediterranean Sea Area [J]. Journal of Geophysical Research, 1970, 75, 3039—3048.
- [22] ARAGUÁS-ARAGUÁS L, FROEHLICH K, ROZANSKI K. Stable Isotope Composition of Precipitation Over South-east Asia [J]. Journal of Geophysical Research-Atmospheres, 1998, 103(D22): 28721—28742.
- [23] GUPTA S, DESHPANDE R. Synoptic Hydrology of India from the Data of Isotopes in Precipitation [J]. Current Science, 2003, 85(11): 1591—1595.
- [24] PENG T, WANG C, HUANG C. Stable Isotopic Characteristic of Taiwan's Precipitation: A Case Study of Western Pacific Monsoon Region [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2009, 289: 357—366.
- [25] GONFIANTINI R, ROCHE M, OLIVRY J. The Altitude Effect on the Isotopic Composition of Tropical Rains [J]. Chemical Geology, 2001, 181(1—4): 147—167.
- [26] PETIT J, WHITE J, YOUNG N. Deuterium Excess in Recent Antarctic Snow [J]. Journal of Geophysical Research, 1991, 96(D3): 5113—5122.

Characteristics of Spatial Variation in Stable Isotopes in River Water Across the Qinghai-Tibetan Plateau Before the Monsoon

LIU Qin¹, WANG Jian-li¹, TIAN Li-de², ZANG Ya-lin¹

1. School of Geographical Sciences, Southwest University, Chongqing 400715, China;

2. Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes, Beijing 100101, China

Abstract: Based on 69 water samples collected in the north-south cross-section of the Tibetan Plateau in June 2010 and 2011, the spatial variation characteristics of $\delta^{18}\text{O}$ and deuterium excess in north-south river water in the Tibetan Plateau was analyzed in a study reported in this paper. The results showed that influenced by different air masses, the $\delta^{18}\text{O}$ of river water in the Tibetan Plateau increased gradually from south to north and that while the latitude increased by 1° , the $\delta^{18}\text{O}$ of river water increased by about 1.25‰. The study found that the $\delta^{18}\text{O}$ of the river water in different areas had different responses to altitude change; the elevation effect of the river water in the Southern Tibet Himalayas was remarkable, but that in the north of the Tanggula was not. The deuterium excess in the river water in the Tibetan Plateau showed a significant spatial variation characteristic. Due to the different seasonal variation of precipitation in the north and south of the Tibetan Plateau, rain shadow effect, different sources of water vapor and vapor cycle mode in the north and south of the Himalayas, the deuterium excess in the river water in the south of the Himalayas and the north of the Tanggula were found to be high-value areas, while the north of the Himalayas and the south of the Tanggula were low-value areas.

Key words: Tibetan Plateau; $\delta^{18}\text{O}$; deuterium excess; river water

