

# 雅鲁藏布江流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化

刘忠方<sup>1</sup>, 田立德<sup>1,2</sup>, 姚檀栋<sup>1,2</sup>, 巩同梁<sup>3</sup>, 尹常亮<sup>2</sup>, 余武生<sup>1</sup>

(1. 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

2. 中国科学院寒区旱区环境工程研究所冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000;

3. 西藏水利规划勘测设计研究院, 拉萨 850000)

**摘要:** 通过研究 2005 年西藏雅鲁藏布江流域拉孜、奴各沙、羊村和奴下 4 个站点降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  变化, 揭示了雅鲁藏布江流域降水中稳定同位素的时空变化规律。研究显示, 雅鲁藏布江流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  季节变化明显, 高值出现在季风降水之前的春季, 而低值出现在季风降水季节, 其间降水中  $\delta^{18}\text{O}$  具有明显的“降水量效应”; 从空间上看, 降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  从下游至上游递减, 造成这种分布特征主要是由于“高程效应”以及水汽远距离输送导致其中的  $^{18}\text{O}$  被贫化的结果。经计算表明, 雅鲁藏布江流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  由于“高程效应”造成的递减率为  $0.34\text{‰}/100\text{m}$ , 而水平方向上自东向西由于水汽远距离输送造成的递减率为  $0.7\text{‰}/100\text{km}$ 。从季风期间大范围的降水过程来看, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间变化主要受“降水量效应”制约。

**关键词:** 雅鲁藏布江流域;  $\delta^{18}\text{O}$ ; 降水; 时空变化

降水是水循环过程中的一个重要环节。降水中稳定同位素的组成取决于水汽的输送过程以及水汽源区的初始状态<sup>[1-6]</sup>。从 1953 年开始, Dansgaard<sup>[7]</sup>首次开展了全球降水中稳定同位素研究。我国学者早在 1989 年就在青藏高原地区开展了大气降水中稳定同位素的研究<sup>[8]</sup>。此后, 这一研究不断系统和深入, 并取得了一系列的研究进展<sup>[6, 9-12]</sup>。研究结果表明, 青藏高原降水中  $\delta^{18}\text{O}$  具有南低北高的特征。在青藏高原东北部地区, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  和气温表现出明显的正相关关系<sup>[6, 13]</sup>, 而在青藏高原南部地区, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  表现出明显的“降水量效应”<sup>[14-16]</sup>。在季风降雨开始时降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  突然大幅度降低<sup>[8]</sup>, 由于强烈的季风活动, 降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  在季节和年际尺度上存在“降水量效应”<sup>[16-18]</sup>, 但是在 10a 或更长的时间尺度上, 降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  与温度仍然存在正相关关系<sup>[19, 20]</sup>。

2005 年我们在雅鲁藏布江流域开展了系统的降水稳定同位素研究, 这是一次在一个大的流域地区进行的降水稳定同位素研究实验。我们在雅鲁藏布江流域沿主干线对 4 个站点(拉孜、奴各沙、羊村和奴下)进行降水样收集。本文的讨论就在此项工作的基础上, 揭示雅鲁藏布江流域地区降水中氧稳定同位素的时空变化规律。

## 1 研究区域概况

雅鲁藏布江流域地处冈底斯山脉、念青唐古拉山脉和喜马拉雅山脉之间, 是青藏高原南部一个狭长形的东西向河谷盆地(图 1), 总面积  $24.048 \text{万 km}^2$ , 属于印度洋水系。流域内山高谷深, 地形复杂, 地势西高东低, 平均坡降为  $2.6\text{‰}$ , 平均海拔  $4000 \text{m}$  以上。

收稿日期: 2007-01-17; 修订日期: 2007-03-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(40121101; 40671043; 40571039); 国家基础研究发展规划(2005CB422002)中国科学院重要方向项目(KZCX3-SW-339) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.40121101; No.40671043; No.40571039; National Basic Research Program of China, No.2005CB422002; Knowledge Innovation Program of CAS, No.KZCX3-SW-339]

作者简介: 刘忠方(1975-), 男, 山西临汾人, 在读博士, 主要从事青藏高原稳定同位素水文方面研究。

E-mail: liuzf406@126.com

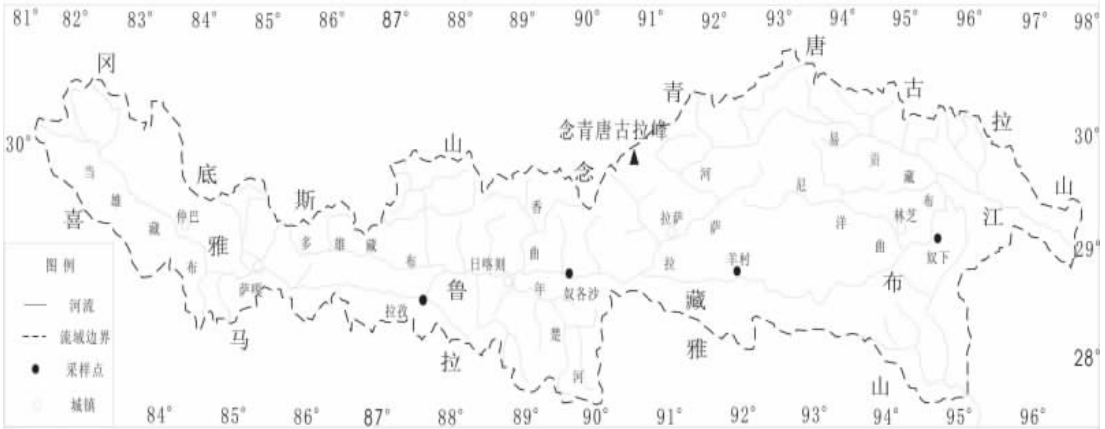


图 1 雅鲁藏布江流域和采样点示意图

Fig. 1 Locations of the Yarlung Zangbo River Basin and water sampling sites

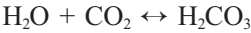
受高原地理位置和地形特点支配，流域内上下游气候变化各异。下游地区为亚热带湿润气候，年平均降水量在 4000 mm 以上，广大中游地区属温带森林草原气候，年平均降水量为 300~600 mm，上游谷地为温带草原气候，年平均降水量不足 300 mm。整个流域降水的年际变化小,但年内分配极不均匀，雨季、旱季明显。受夏季西南季风的影响，雨季主要集中在 6~9 月，其间降水量占全年总降水量的 65~80%<sup>[21]</sup>。雨季多从 5、6 月份由东南部开始，沿着雅鲁藏布江谷地向西推移，7 月份流域全面进入雨季，到 9 月末至 10 月份，雨季自西向东迅速结束。一般情况下，流域的东南部雨季来临早，雨季长，降水量大，愈往西北雨季来临愈晚，雨季愈短，降水量也愈小<sup>[22]</sup>。

这 4 个站点中拉孜站位于雅鲁藏布江上游与中游的分界处，奴各沙和羊村两个站点在中游地区，奴下位于下游地区 (图 1)。

2 水样的采集与分析

我们收集了观测期间每次降水事件的降水样品。其中，对于降雨水样，待降雨停止后，直接倒入塑料瓶中，并加以密封。对于降雪样品，待雪在室温下完全融化后，再将融化的水样倒入塑料瓶中密封。在这 4 个站点 2005 年共收集了降水水样 259 个 (表 1)。

所有降水水样的氧稳定同位素测定是在中国科学院青藏高原研究所环境与过程实验室用 MAT-253 气体质谱仪来完成的。测量方法是利用  $\text{H}_2\text{O}$  与  $\text{CO}_2$  平衡法<sup>[23]</sup>：



测定的氧稳定同位素的浓度为与 Vienna 标准平均海洋水 (V-SMOW) 的千分差，表示为  $\delta^{18}\text{O}$ 。测定的水样的  $\delta^{18}\text{O}$  的误差小于  $\pm 0.1\text{‰}$ 。

表 1 雅鲁藏布江流域 2005 年降水水样收集情况表

Tab. 1 Water sampling information in the Yarlung Zangbo River Basin in 2005

站点	经度	纬度	海拔 (m)	年降水量 (mm)	起止日期	水样个数
拉孜	87.60°	29.08°	4000	216	6-23~9-22	49
奴各沙	89.72°	29.33°	3720	296	5-14~9-22	40
羊村	91.88°	29.28°	3500	262	3-17~9-23	68
奴下	94.57°	29.47°	2780	347	3-18~9-26	102

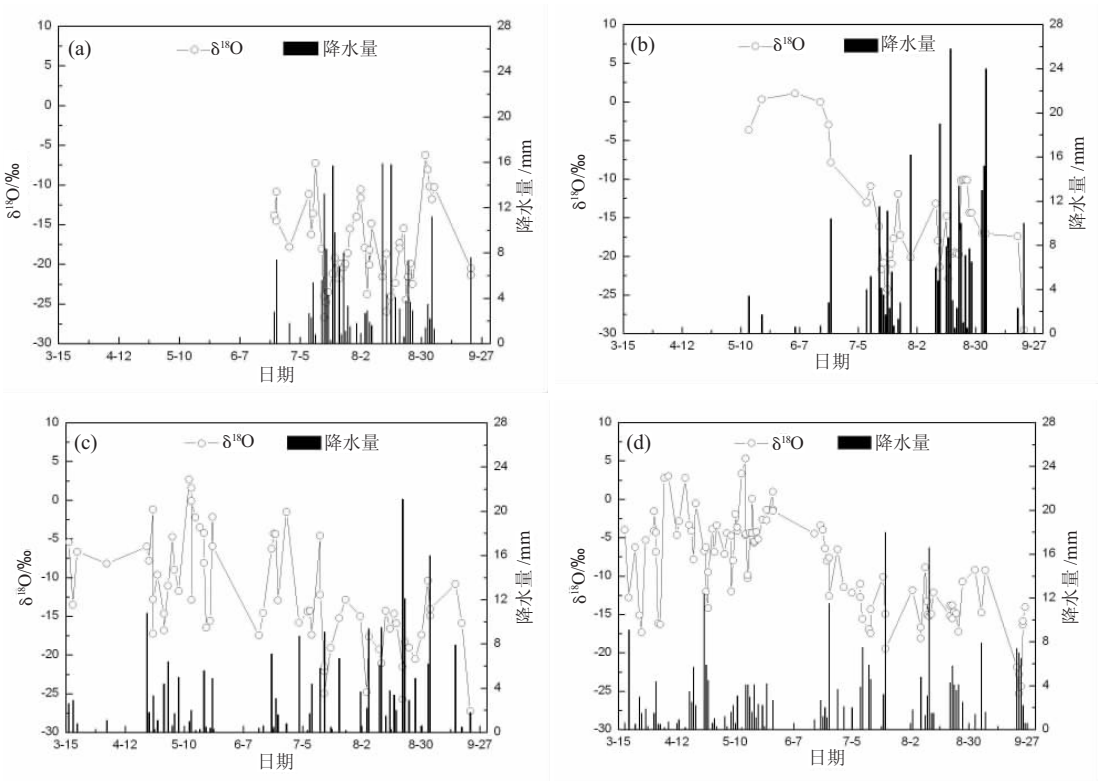


图 2 雅鲁藏布江流域拉孜 (a)、奴各沙 (b)、羊村 (c)、奴下 (d) 4 个站点 2005 年降水事件中  $\delta^{18}\text{O}$  以及相应降水量随时间的变化

Fig. 2 Temporal variations of  $\delta^{18}\text{O}$  and precipitation at Lazi (a), Nugesha (b), Yangcun (c) and Nuxia (d) stations in the Yarlung Zangbo River Basin in 2005

3 结果与讨论

3.1 雅鲁藏布江流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化

从青藏高原雅鲁藏布江流域 4 个站点历次降水事件中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间的变化可以看出 (图 2) 4 个站点夏季降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  呈现相同的时间变化趋势, 表明在雅鲁藏布江流域降水主要受控于大尺度的天气过程而不是局地的小气候。研究流域属于西南季风降水地区, 从每年的春夏交接之际开始, 来源于印度洋的暖湿气流, 在西南风的驱使下, 沿着雅鲁藏布江河谷进入青藏高原南部地区, 为该地区带来主要的降水。

从流域内降水中稳定同位素的季节变化可以看出 (图 2), 在 6 月以前, 4 个站的降水存在极大的差异。在流域的中上游地区, 拉孜站没有发生降水事件, 奴各沙站仅出现 2 次降水事件, 降水量也很少, 只有 5.1 mm, 降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  值高达 -2.3‰; 在流域中下游地区的羊村站和奴下站, 从 3 月中旬开始连续发生多次降水事件, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  出现了一些极端高值, 如在 5 月 13 日的降水事件中, 羊村站和奴下站的降水量分别为 1 mm 和 0.2 mm, 降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  值分别高达 2.7‰和 3.4‰, 奴下站 4~5 月 (降水量为 106.2 mm) 的降水事件中,  $\delta^{18}\text{O}$  出现了 7 次正值, 其中在 5 月 15 的降水事件中, 降水量仅有 0.2 mm,  $\delta^{18}\text{O}$  值高达 5.3‰, 为流域内全年的最高值。在整个春季, 流域内降水中  $\delta^{18}\text{O}$  处在一个高值阶段, 除拉孜站缺少降水外, 奴各沙、羊村和奴下 3 个站降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的月平均最

高值均出现在 5 月，分别为  $-2.0\text{‰}$ 和  $-6.9\text{‰}$ ，和  $-4.7\text{‰}$ 。总之，在季风降水之前，流域内降水量较小，降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 以高值为特征。进入 6 月份，尤其是在 6 月中旬以后，随着西南季风的加强，大量来自印度洋的暖湿水汽不断进入该流域并向西推进，此时流域内的 4 个站点均进入雨季，降水量开始增加，降水中的  $\delta^{18}\text{O}$ 也开始下降，并随降水强度发生波动，降水事件中  $\delta^{18}\text{O}$ 的极低值和降水量的极高值有明显的对应关系，这种对应关系在 7、8 月份尤其显著。从图 2 中可以看出，流域内降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 出现了多次极低事件，其中 7 月 16 日前后、8 月 16 日前后以及 9 月 22 日前后为最为集中，而且在流域内 4 个站点均有体现。降水事件中  $\delta^{18}\text{O}$ 的波动幅度比较大，4 个站点均在  $20\text{‰}$ 以上，奴各沙站最大，为  $30.6\text{‰}$ ，但总的来看，流域内季风降水期间降水中的  $\delta^{18}\text{O}$ 以低值为特征，这和拉萨站降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化<sup>[16]</sup>具有相同的规律。

降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 的变化不仅受到气象条件 (如温度、相对湿度和降水量等) 的影响，也受到大气环流季节变化的影响。在雅鲁藏布江流域地区，不同季节气象要素以及大气环流的差异也导致降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 发生相应的变化。在春季，该流域降水的水汽主要来源于干燥的陆面蒸发，在干旱地区表面水体中  $\delta^{18}\text{O}$ 偏高，因此，蒸发的水汽中  $\delta^{18}\text{O}$ 亦偏高，再加上雨滴在降落过程中由于蒸发作用而产生的重同位素的富集，从而使得流域内春季降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 为全年最高值；在夏季，来自印度洋的暖湿气流是该流域降水的主要水汽来源，受海洋水汽的影响，大气相对湿度大，降水量大，蒸发较弱，重同位素的富集作用较轻，再加上水汽由印度洋向雅鲁藏布江流域远距离输送过程中不断发生凝结降水，水汽中的  $^{18}\text{O}$  被逐渐贫化，从而使得降水中的  $\delta^{18}\text{O}$ 显著降低。尽管在中高纬度大陆内部，降水中稳定同位素的变化具有显著的温度效应<sup>[2, 5, 7]</sup>，但在受季风气候影响的热带地区以及青藏高原南部地区，降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化，特别是在季风降水期间却存在降水量效应<sup>[14-16]</sup>。表 2 给出了雅鲁藏布流域 8 月 22 日降水过程中 5 个站点降水量和  $\delta^{18}\text{O}$ 的相关关系，其线性回归方程为： $\delta^{18}\text{O} = -0.2664P - 15.4840$  ( $r^2 = 0.88$ ;  $n = 5$ )，二者在 0.05 的置信度区间内，呈显著负相关。虽然在流域内 4 个不同站点，降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 和降水量的相关性有所差异，但经过检验，这 4 个站点降水中的  $\delta^{18}\text{O}$ 和降水量在 0.01 的置信度区间内，均显著负相关。可见，雅鲁藏布江流域降水中的  $\delta^{18}\text{O}$  存在着明显的降水量效应。

在季风降水期间，降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 的最低值并不完全出现在降水量最大的月份，如拉孜站和羊村站降水量最大值分别出现在 7 月 (93 mm) 和 8 月 (131.4 mm)，而降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 的最低值出现在 8 月，分别为  $-21.6\text{‰}$ 和  $-20.8\text{‰}$ ，奴下站和奴各沙站的降水量最大值出现在 8 月 (分别为 65.2 mm 和 124.2 mm)，降水中  $\delta^{18}\text{O}$ 的最低值则出现在 9 月，分别为  $-19.4\text{‰}$ 和  $-19.0\text{‰}$ 。以前的研究<sup>[18]</sup>也发现这种事实。降水量并非产生降水量效应的直接原

表 2 雅鲁藏布江流域部分站点 2005 年 8 月 22 日降水量和降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的权重平均值

Tab. 2 Precipitation amount and weighted average of $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation at some stations in the Yarlung Zangbo River Basin on August 22, 2005			
降水量 (mm)	站点	$\text{d}^{18}\text{O}$ (‰)	数据来源
0.6	拉孜	-15.5	本文
8.4	奴下	-18.0	本文
13.4	奴各沙	-19.8	本文
22.5	拉萨	-19.6	2005 年实测
30.1	羊村	-24.5	本文

表 3 雅鲁藏布江流域部分站点 7 月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的权重平均值与海拔以及距奴下站的距离

Tab. 3 Weighted average of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation at some stations, altitude and distance from Nuxia station in the Yarlung Zangbo River Basin in July

海拔 (m)	距奴下站距离 (km)	站点	$\text{d}^{18}\text{O}$ (‰)	数据来源
2780	0	奴下	-14.7	本文
2920	33	林芝	-16.9	本文
3500	262	羊村	-17.2	[27]
3655	335	拉萨	-16.2	本文
3720	472	奴各沙	-18.1	本文
3836	553	日喀则	-18.5	[27]
4000	680	拉孜	-20.7	[27]
4040	488	江孜	-19.6	[27]

因<sup>[14]</sup>, 其产生可能和环流的变化<sup>[24]</sup>以及水汽来源地稳定同位素成分的变化有关<sup>[25, 26]</sup>。

### 3.2 雅鲁藏布江流域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化

从雅鲁藏布江流域部分站点海拔以及距奴下站距离与降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的相关关系可以看出 (表 3), 流域内降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间变化受到高程效应和水汽输送距离的影响。高程效应是由于在同纬度地区, 随着海拔的增加, 水汽不断上升凝结产生降水, 水汽中的  $^{18}\text{O}$  不断发生分馏; 水汽输送距离由于水汽在由源地向内陆远距离输送过程中发生凝结降水, 水汽中的  $^{18}\text{O}$  被逐渐贫化。这两种现象都是瑞利分馏的体现。

流域内部分站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的权重平均值与海拔的关系如图 3 所示, 通过最小二乘回归方法我们可以获得降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的高程效应:

$$\delta^{18}\text{O} = -0.0034\text{ALT} - 5.7236 \quad (r^2 = 0.70; n = 8)$$

在雅鲁藏布江流域, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔增加的递减率为  $0.34\text{‰}/100\text{m}$ , 明显高于全球中低纬度  $5000\text{ m}$  以下山地地区的平均水平  $0.28\text{‰}/100\text{m}$ <sup>[28]</sup>。候书贵等<sup>[29]</sup>认为在季风降水地区, 由于降水量效应的存在,  $\delta^{18}\text{O}$  的年平均值要高于季风降水期间  $\delta^{18}\text{O}$  的平均值, 得出青藏高原季风地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔变化的垂直递减率为  $0.12\text{‰}/100\text{m}$ 。李真等<sup>[30]</sup>通过对慕士塔格冰川西坡降雪中  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔高度变化的研究, 得出全球山地高海拔区 ( $> 5000\text{ m}$ ) 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔变化的垂直递减率为  $0.40\text{‰}/100\text{m}$ 。雅鲁藏布江流域平均海拔  $4000\text{ m}$  以上, 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化具有显著的高程效应。

雅鲁藏布江流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随大尺度上水平距离的变化而变化, 除去高程效应的影响, 如果以奴下站作为参照点, 可以得到流域内降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与水汽输送距离的关系 (图 4), 通过最小二乘回归方法得到其回归方程为:

$$\delta^{18}\text{O} = -0.0067\text{DIST} - 15.8396 \quad (r^2 = 0.67; n = 8)$$

从中可以发现, 水汽在由奴下站向拉孜站水平输送的过程中, 其中的  $^{18}\text{O}$  通过降水不断被贫化, 从而导致降水中  $\delta^{18}\text{O}$  发生递减, 其递减速率约为  $0.7\text{‰}/100\text{km}$ 。

一个地点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的大小, 与水汽来源地以及水汽在输

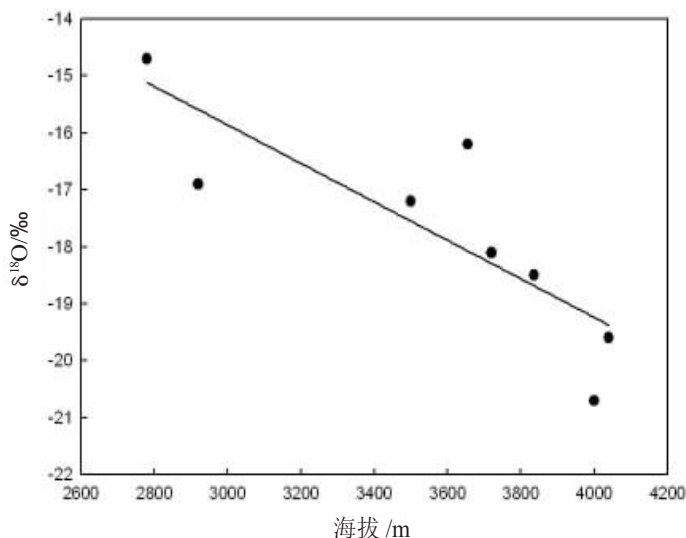


图 3 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  和海拔的散点分布图

Fig. 3  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation plotted against the altitude

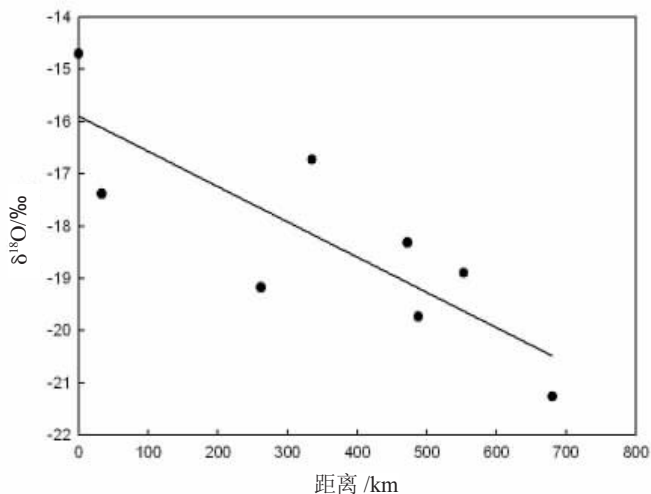


图 4 降水中  $\delta^{18}\text{O}$  和水汽输送距离的散点分布图

Fig. 4  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation plotted against moisture transport distance



送过程中发生的降水事件相关<sup>[31, 32]</sup>，这一过程可用一简单的模型<sup>[2, 33]</sup>来帮助理解：

$$\delta p \approx f^{\alpha-1}$$

式中： $\delta p$  为降水中稳定同位素比率， $\alpha$  为稳定同位素分馏系数， $f$  为水汽凝结率， $f = q(t)/q_{\text{ini}}$  其中  $q(t)$  为当前的水汽混合比， $q_{\text{ini}}$  为水汽来源地的水汽混合比。

从上式中可以看出，降水量越大时，水汽的凝结率  $f$  越高，则降水中  $\delta p$  越低。来源于印度洋上的暖湿气流，在沿雅鲁藏布江谷地北上西进的过程中，随着海拔高度的升高与气温降低，降水不断发生，剩余水汽以及相应凝结物中的重稳定同位素成分也会越来越贫化。因此，在雅鲁藏布江流域，降水中  $\delta^{18}\text{O}$  在空间分布上表现为东高西低。

表 3 所示的流域内部分站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的差异实际上并非只是由于高程效应和水汽水平远距离输送造成的，而是由许多因素综合作用的结果。几乎所有形成降水的水分子最初都起源于海洋，并最后通过循环又返回海洋。从海洋上来的水汽，在向极地方向运动的过程中，会通过降水过程使得水汽中的  $^{18}\text{O}$  不断贫化，因此，从理论上讲，水汽中的  $\delta^{18}\text{O}$  越向极地方向值会越低。水汽由低海拔向高海拔以及由沿海向内陆水平远距离输送的过程和这一过程相类似，当水汽从低海拔向高海拔或者由沿海向内陆输送时，水汽不断凝结产生降水，水汽中的  $^{18}\text{O}$  不断产生分馏。因此，剩余水汽中所含的  $\delta^{18}\text{O}$  也会越来越低。但实际过程并非如此简单，在雅鲁藏布江流域，破坏这一简单模式的一个重要因素就是降水量效应。如果只考虑大范围的降水过程，降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的降水量效应要远大于其高程效应和水汽水平远距离输送的影响。

通过对 8 月 22 日表 2 中 5 个站降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与相应降水量、海拔以及水汽水平输送距离的分析，发现降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与海拔和水汽水平远距离输送的关系并不明显，但是受到大尺度天气过程的影响，降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与降水量呈明显负相关 ( $r^2 = 0.88$ )。

4 结论

(1) 雅鲁藏布江流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的最高值出现在季风降水之前的春季，原因在于降水的水汽来源于陆面蒸发，最低值出现在季风降水季节，显示出其降水量效应。

(2) 在季风降水期间，来源于印度洋的暖湿气流沿雅鲁藏布江谷地溯江输送过程中，受高程效应和水汽水平远距离输送的影响，降水中  $^{18}\text{O}$  逐渐贫化，因此，雅鲁藏布江流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  由下游向上游逐渐递减，其随海拔变化的递减率为  $0.34\text{‰}/100\text{m}$ ，从东向西降水中  $\delta^{18}\text{O}$  水平方向上的递减速率为  $0.7\text{‰}/100\text{km}$ 。

(3) 从季风期间大范围的降水过程来看，降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间变化主要受降水量效应制约。

参考文献 (References)

[1] Araguás-Araguás L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 28721-28742.

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

[3] 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. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 170: 181-196.

[4] Rozanski K, Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258: 981-985.

[5] Jouzel J, Froehlich K, Schotterer U. Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation: Data and modeling. *Journal of Hydrological Sciences*, 1997, 42(5): 747-763.

[6] Zhang X P, Shi Y F, Yao T D. Variational features of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  in northeast Tibet Plateau. *Science in China (Series B)*, 1995, 38(7): 854-864.

[7] Dansgaard W. The abundance of  $\delta^{18}\text{O}$  in atmospheric water and water vapor. *Tellus*, 1953, 5: 46-469.

- [8] Yao Tandong, Ding Liangfu, Pu Jianchen et al. Characteristic of  $\delta^{18}\text{O}$  in snow and its relation with moisture sources in Tanggula Mountains, Tibetan Plateau. Chinese Science Bulletin, 1991, 36(20): 1570-1573. [姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉山区降雪中  $\delta^{18}\text{O}$  及其与水汽来源的关系. 科学通报, 1991, 36(20): 1570-1573.]
- [9] Tian L, Yao T, Numaguti A et al. Stable isotope variations in monsoon precipitation on the Tibetan Plateau. J Meteorol. Soc. Japan, 2001, 79(5): 959-966.
- [10] Tian L, Masson-Delmotte V, Stievenard M et al. Tibetan plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. Journal of Geophysical Research, 2001, 106(D22): 2808-28088.
- [11] Tian L, Yao T, Schuster P F et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D9): 4293-4302.
- [12] Yao T, Masson V, Jouzel J et al. Relationship between  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation and surface air temperature in the Urumqi River Basin, East Tianshan Mountain, China. Geophys. Res. Lett., 1999, 26(23): 3473-3480.
- [13] Yao Tandong, Qin Dahe, Shi Yafeng et al. The records on variations of temperature and precipitation from Guliya ice cores on the Tibetan Plateau since 2000a. Science in China (Series D), 1996. [姚檀栋, 秦大河, 施雅风, 等. 青藏高原 2000 年来温度和降水变化古里雅冰芯记录. 中国科学(D 辑), 1996.]
- [14] Wei Keqin, Lin Ruifen. Discussion on the impact of monsoon climate on isotope of precipitation in China. Geochemistry, 1994, 23(1): 33-41. [卫克勤, 林瑞芬. 论季风气候对我国雨水同位素组成的影响. 地球化学, 1994, 23 (1): 33-41.]
- [15] Araguas-Araguas L, Rozanski K, Yurtsever Y et al. Isotopes in Water Resources Management (Vol 1). Vienna: IAEA, Publication, 1995. 355-357.
- [16] Tian Lide, Yao Tandong, Pu Jianchen et al. Characteristics of  $\delta^{18}\text{O}$  in summer precipitation at Lhasa. Journal of Glaciology and Geocryology, 1997, 19(4): 33-40. [田立德, 姚檀栋, 蒲健辰, 等. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素的变化特征. 冰川冻土, 1997, 19(4): 33-40.]
- [17] Tian Lide, Yao Tandong, Schuster P F et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D9): 4293-4302.
- [18] Zhang Xinping, Masayoshi Nakawo, Yao Tandong et al. Variations of stable isotopic compositions in precipitation on the Tibetan Plateau and its adjacent regions. Science in China (Series D), 2002, 45(6): 481-493.
- [19] Thompson L G, Yao Tandong, Mosley-Thompson E et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. Science, 2000, 289: 1916-1919.
- [20] Thompson L G. Ice core evidence for climate change in the Tropics: Implications for our future. Quaternary Science Reviews, 2000, 19: 19-35.
- [21] Liu Tianchou. Hydrological characteristics of Yarlung Zangbo River. Acta Geographica Sinica, 1999, 54 (suppl.): 154-158. [刘天仇. 雅鲁藏布江水文特征. 地理学报, 1999, 54(增刊): 154-158.]
- [22] Synthetic Scientific Expedition Team for Qinghai-Tibet Plateau of CAS. Tibetan Physical Geography. Beijing: Science Press, 1984. 33-36. [中国科学院青藏高原综合考察队. 西藏自然地理. 北京: 科学出版社, 1984. 33-36.]
- [23] Epstein S, Mayeda T. Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources. Geochim. Cosmochim. Acta, 1953, 4: 213-224.
- [24] Posmentier E S, Feng X H, Zhao M X. Seasonal variations of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  in eastern Asia. Journal of Geophysical Research, 2004, 109, D23106, doi: 10.1029/2004JD004510.
- [25] Araguas-Araguas L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. Journal of Geophysical Research, 1998, 103: 28721-28742.
- [26] Zhang Xinping, Masayoshi Nakawo, Koji Fujita et al. The variation of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  in Langtang Valley, Himalayas. Science in China (Series D), 2001, 3(3): 206-213. [章新平, 中尾正义, 藤田耕史 等. 喜马拉雅山朗塘流域降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化. 中国科学(D 辑), 2001, 31(3): 206-213.]
- [27] Wang Jun, Liu Tianchou, Ying Guan. Characteristics of isotope distribution in precipitation in the middle-lower reaches of Yarlung Zangbo River. Geology Geochemistry, 2000, 28(1): 63-67. [王军, 刘天仇, 尹观. 西藏雅鲁藏布江中、下游地区大气降水同位素分布特征. 地质地球化学, 2000, 28(1): 63-67.]
- [28] Poage M A, Chamberlain C P. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: Considerations for studies of paleoelevation change. American Journal of Science, 2001, 301: 1-15.
- [29] Hou Shugui, Valérie Masson-Delmotte, Qin Dahe et al. Modern precipitation stable isotope vs. elevation gradients in the High Himalaya. Comment on "A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene" by David B. Rowley et al. [Earth Planet. Sci. Lett., 2001, 188: 253-268]. Earth and Planetary Science Letters, 2003, 209: 395-399.
- [30] Li Zhen, Yao Tandon, Tian Lide et al. Temporal and spatial distribution features of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation of the Muzta

- Ata glacier. Science in China (Series D), 2006, 36(1): 17-22. [李真, 姚檀栋, 田立德 等. 慕士塔格冰川地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空变化特征. 中国科学(D 辑), 2006, 36(1): 17-22.]
- [31] Hubner H, Kowski P, Hermichen W D et al. Regional and temporal variations of deuterium in the precipitation and atmospheric moisture of central Europe. Isotope Hydrology, 1978, IAEA, 1979. 289-307.
- [32] Schoch-Fisher H, Rozanski K, Jacob H et al. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D,  $\delta^{18}\text{O}$  and  $^3\text{H}$  in atmospheric water vapor and precipitation in the westwind belt. Isotope Hydrology, 1983. 3-30.
- [33] Hoffmann G, Heimann M. Water isotope modeling in the Asia Monsoon region. Hamburg Report No.154, Max-Planck-Institut für Meteorologie, 1994.

## Variations of $\delta^{18}\text{O}$ in Precipitation of the Yarlung Zangbo River Basin

LIU Zhongfang<sup>1</sup>, TIAN Lide<sup>1,2</sup>, YAO Tandong<sup>1,2</sup>, GONG Tongliang<sup>3</sup>,  
YIN Changliang<sup>2</sup>, YU Wusheng<sup>1</sup>

(1. Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100085, China;

2. Key Laboratory of Cryosphere and Environment, CAREERI, CAS, Lanzhou 730000, China;

3. Institute of Tibetan Water Resource Reconnaissance and Designing, Lhasa 850000, China)

**Abstract:** The paper reveals the temporal and spatial variations of stable isotope in precipitation of the Yarlung Zangbo River Basin based on the variations of precipitation  $\delta^{18}\text{O}$  at four stations (Lazi, Nugesha, Yangcun and Nuxia) in 2005. The results show that the  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation has distinct seasonal variations in the Yarlung Zangbo River Basin. The maximum value of  $\delta^{18}\text{O}$  occurs in spring prior to monsoon precipitation, and the minimum value occurs during monsoon precipitation. From the spatial variations, with the "altitude effect" and rainout process during moisture transport along the Yarlung Zangbo River valley,  $^{18}\text{O}$  of precipitation is gradually depleted. Thus  $\delta^{18}\text{O}$  of precipitation reduced gradually from the downstream to the upstream, and the lapse rate of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation is approximately 0.34‰/100m and 0.7‰/100km due to the two reasons. During monsoon precipitation, spatial variations of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation is dominated by "amount effect" in the large scale synoptic condition.

**Key words:** Yarlung Zangbo River Basin;  $\delta^{18}\text{O}$ ; precipitation; temporal and spatial variations