

# 喜马拉雅山南坡降水与河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 高程效应

文蓉<sup>①②</sup>, 田立德<sup>①③\*</sup>, 翁永标<sup>①②</sup>, 刘忠方<sup>④</sup>, 赵中平<sup>①</sup>

① 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 100085;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 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, 兰州 730000;

④ 天津师范大学天津市水环境与水资源重点实验室, 天津 300387

\* 联系人, E-mail: ldt@itpcas.ac.cn

2011-10-18 收稿, 2011-12-14 接受

全球变化研究国家重大科学研究计划(2010CB951702)、国家自然科学基金(41025002)和中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q09-03, KZCX2-YW-GJ05)资助

**摘要** 水体中稳定同位素的垂直递减率不仅是反映稳定同位素水文循环过程的指标, 也是重建青藏高原古海拔高度的重要变量. 喜马拉雅山南坡垂直落差大, 是直接监测研究降水与河水同位素垂直递减率的理想地区. 本研究根据喜马拉雅山南坡沿垂直梯度从 1320 m 到 6700 m 的降水、雪冰以及河水的  $\delta^{18}\text{O}$  变化, 计算了该地区降水及河水  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率. 结果表明, 喜马拉雅山南坡多年平均降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率为 0.15‰/100 m, 3 个站点计算的  $\delta^{18}\text{O}$  在年尺度上的垂直递减率为 0.17‰/100 m. 两个结果十分接近, 但都远低于全球 0.28‰/100 m. 而且还发现非季风期降水的垂直递减率高于季风期, 而河水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率普遍高于降水.

## 关键词

 $\delta^{18}\text{O}$   
降水  
河水  
垂直递减率  
喜马拉雅山南坡

青藏高原水体中稳定同位素研究是开展古气候与古环境重建的基础. 冰芯中的稳定同位素记录是人们认识历史时期气温变化的重要指标<sup>[1-6]</sup>, 水中稳定同位素也被广泛应用于大气环流与区域水循环研究中<sup>[7-10]</sup>. 近些年来, 随着科学的发展与学科的交叉, 稳定同位素记录也被用于地质历史时期高原古高度重建. 降水中稳定同位素存在高程效应, 其同位素值随着海拔的升高而降低. 历史时期古沉积记录中的同位素记录可能包含高原形成与隆升过程的信息, 因而古土壤及古化石中同位素变化为反演青藏高原隆升过程提供了新的可能<sup>[11-20]</sup>. 降水中稳定同位素的垂直递减率还被用于研究流域内不同海拔高度对径流的贡献率<sup>[21]</sup>.

确定可靠的降水中稳定同位素垂直递减率是这一研究工作的重要环节<sup>[15]</sup>. 目前估算青藏高原地区水体中稳定同位素的垂直递减率可以利用河水、降水及冰芯稳定同位素数据并结合理论模型来实现. 针

对这一科学问题先期已有不少研究与讨论<sup>[21-29]</sup>, 例如姚檀栋等人<sup>[22]</sup>研究了印度季风对降水与河水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率的影响. 但仍然存在着一一些问题需要认真考虑. 水中稳定同位素变化受全球与区域尺度水循环方式的影响, 这在第三极的青藏高原更为突出. 不同的大气水汽来源导致降水及其他水体中稳定同位素产生大幅度波动<sup>[8,11,30]</sup>. 已有的稳定同位素的高程效应研究主要基于海拔小于 5000 m 地区的监测结果, 但对于利用低海拔地区数据来解释高海拔地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率变化这一方法有学者提出置疑<sup>[28]</sup>. 目前较常用的方法是利用不同海拔高度河水中  $\delta^{18}\text{O}$  值来估算降水中的垂直递减率<sup>[13,21,29,31-35]</sup>. 但是河水样品代表了取样点以上整个上游汇水区域平均水平, 而且河水中  $\delta^{18}\text{O}$  存在季节波动, 尤其在青藏高原南部地区冬季降水与夏季降水  $\delta^{18}\text{O}$  的值差异显著<sup>[7,8]</sup>. 河水  $\delta^{18}\text{O}$  值是经过地表蒸发与蒸腾, 同位素发生分馏以后的结果. 不同流域内

的蒸发分馏程度难以定量确定. 因此, 监测长期连续的降水中稳定同位素变化是估算降水稳定同位素垂直递减率更为可行的方法.

喜马拉雅山南坡地区是估算降水稳定同位素垂直递减率的理想区域. 其一是由于喜马拉雅山南坡海拔跨度大, 从8000 m以上快速下降到1000 m以下, 降水同位素随海拔高度变化显著. 其二是降水同位素空间变化对估算结果影响小. 以前研究发现青藏高原地区降水中同位素存在着随纬度梯度的变化<sup>[6-8]</sup>, 但青藏高原南坡在短距离内海拔出现大幅度变化, 因而这种空间变化的影响相对较小. GNIP(Global Network of Isotope in Precipitation)网络在青藏高原及其周边地区开展的长期连续降水同位素监测站点极少. 目前我们在青藏高原建立了青藏高原降水同位素监测网络, 但大部分站点在高原面上, 考虑到降水中同位素的垂直递减率, 这些监测数据并不适用于降水同位素垂直递减率的确定. 因此, 本研究利用喜马拉雅山南坡3个不同海拔站点降水与雪冰观测数据, 估算喜马拉雅山南坡降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率. 同时, 本文也给出该地区河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率, 并与降水 $\delta^{18}\text{O}$ 结果进行比较.

### 1 研究区域概况

研究区域位于喜马拉雅山中段的南坡. 如图1所示, 3个降水样同位素监测站点分别是希夏邦马达索普冰川、聂拉木与加德满都. 沿着中尼公路的山谷, 从喜马拉雅山顶端向南, 垂直高度急剧下降. 达索普冰川(28.38°N, 85.73°E), 位于希夏邦马, 海拔6700 m, 其上部的鞍部区域为一开阔的大平台, 是冰芯研究的理想地点. 1997年在此处钻取的浅冰芯, 其同位素记录提供了过去2000多年以来的气候环境信息<sup>[2,36,37]</sup>. 聂拉木(28.18°N, 85.97°E)位于喜马拉雅山南坡的中麓, 海拔3811 m. 最下部是尼泊尔首都加德满都(27.69°N, 85.36°E), 海拔1320 m. 河水采样则主要沿着波曲河进行, 该河流由冰川融水与降水共同补给, 沿喜马拉雅山南坡经过聂拉木流入尼泊尔, 最终汇入恒河并流入印度洋.

### 2 样品采集和数据分析

这里使用了加德满都和聂拉木2个定点观测的降水同位素数据. 1998年在加德满都采集了连续一年日降水同位素样品, 共收集了116个降水样品. 从1996年开始委托聂拉木气象站以降水事件为单位进行降水样品的收集. 这里我们使用1997~2010年的降水同位素数据, 共有1281个样品. 由于冰川表面过程对雪层稳定同位素的影响很小<sup>[38]</sup>, 这里利用达索普冰川冰芯与雪坑样品代替极高海拔地区降水同位素数据. 2006年8月19日, 在达索普冰川钻取了1根16.8 m的浅冰芯.  $\delta^{18}\text{O}$ 定年结果显示该冰芯保存了1991~2006年间的冰川积累<sup>[39]</sup>. 此外, 2010年8月20日在希夏邦马达索普雪坑采样. 采样间隔0.1 m, 深度2 m, 经测量包含2年的冰川积累. 达索普浅冰芯及雪冰样品共有210个. 表1给出了3个站点的水样

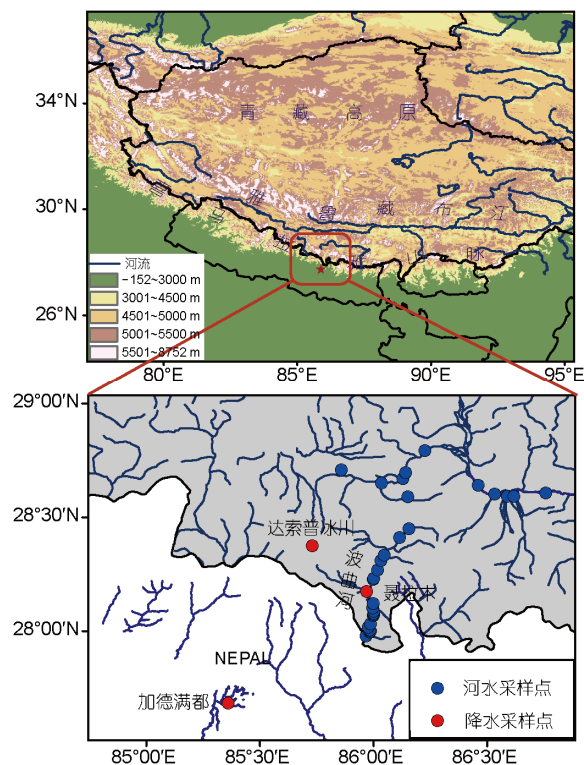


图1 研究区域位置图

表1 喜马拉雅山南坡3个站点水样收集记录

| 站点    | 纬度(°N) | 经度(°E) | 海拔(m) | 记录时间            | 样品数量 |
|-------|--------|--------|-------|-----------------|------|
| 加德满都  | 27.69  | 85.36  | 1320  | 1998-04~1999-02 | 116  |
| 聂拉木   | 28.18  | 85.97  | 3811  | 1997~2010       | 1281 |
| 达索普冰川 | 28.38  | 85.73  | 6700  | 1997~2010       | 210  |

收集情况,包括采样点的地理位置,记录时间段及样品总数量.

作为对比,我们还沿喜马拉雅山地区考察路线采集波曲河干流河水样品.采样时间为2010年9月26~27日,共采集39个水样,高程区间为1845~5057 m.同时使用手持GPS记录各采样点的地理位置.

大部分水样是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MAT-253气体质谱仪进行 $\delta^{18}\text{O}$ 测定,测量的结果为与VSMOW同位素浓度的千分差,测量的 $\delta^{18}\text{O}$ 误差小于0.10‰.2004年以前的水样是在兰州中国科学院冰冻圈国家重点实验室(原冰芯实验室)用MAT-252气体质谱仪测量,其测量的 $\delta^{18}\text{O}$ 精度为 $\pm 0.2\%$ .2010年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液体水同位素分析仪进行测定,测得的 $\delta^{18}\text{O}$ 误差小于0.15‰.

本研究使用的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为降水量与样本 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均值.冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 值是冰芯长度与密度的权重平均值.对于原始数据进行正态分布检验,在0.05的显著性水平上通过假设检验,服从正态分布.原始数据具有较好的代表性.

### 3 结果与讨论

#### 3.1 喜马拉雅山南坡降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率

本文依据喜马拉雅山南坡监测站点的数据讨论降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率.利用3个站点讨论了该区域年际尺度 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率,并分析了 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率的季节变化.此外,还利用了2个站点多年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值计算了更长时间尺度降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率.

首先,我们利用3个站点的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 数据,分析喜马拉雅山南坡年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率.其中加德满都站点降水同位素记录观测时间为1998年4月~1999年2月,包括116个降水样品的同位素数据;聂拉木站点降水同位素记录观测时间为1998年3月~1999年2月,包括129个降水样品的同位素数据.希夏邦马达索普冰川站点则采用对应时期冰芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 信息,有16个雪冰样品同位素记录.

图2为喜马拉雅山南坡3个站点1998年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值随海拔高度的变化.从加德满都到达索普冰川海拔高度跨度为5380 m.加德满都(1320 m)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $-8.7\%$ ,到聂拉木(3811 m)降低

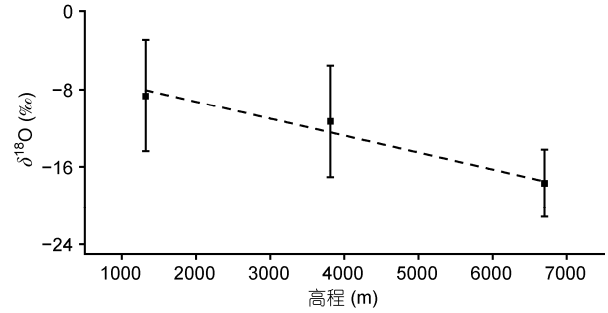


图2 喜马拉雅山南坡1998年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的变化

至 $-11.3\%$ ,而到了希夏邦马达索普冰芯(6700 m)同期冰层 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 $-17.7\%$ .3个站点的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔的升高而降低.图中的误差线代表基于各站点连续记录的 $\delta^{18}\text{O}$ 的标准偏差.据此建立了年尺度上喜马拉雅山南坡降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度变化的线性关系式.其线性回归方程分别为: $\delta^{18}\text{O} = -0.0017h - 5.74$  ( $r^2 = 0.95$ ),其中 $h$ 为高度(m).回归线的斜率显示降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率为 $0.17\%$ /100 m,显著低于全球平均值 $0.28\%$ /100 m<sup>[23]</sup>.

喜马拉雅山地区是典型受印度季风影响的地区.每年随着季风的爆发,青藏高原大部分地区进入雨季.虽然不同台站冬季降水的差异较大,但夏季的季风降水在大空间范围内较一致.因此有必要单独计算夏季季风期间降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率,比较季风期和非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率的差异.我们分别计算了1998年加德满都至希夏邦马达索普冰川3个站点季风期和非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率.依据样品采集周期选取完整1年的数据,这里季风期是指降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低的6~9月,而其余月份为非季风期.表2为3个站点季风期和非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值.

图3为计算的季风期和非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度变化的趋势线.线性回归方程分别为,季风期: $\delta^{18}\text{O} = -0.0015h - 9.17$  ( $r^2 = 1$ );非季风期: $\delta^{18}\text{O} = -0.0023h + 1.10$  ( $r^2 = 0.91$ ),线性拟合结果较好.计算的季风期降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率为 $0.15\%$ /100 m,接近于根据1998年全年数据取得的结果.

非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率为 $0.23\%$

表2 1998年喜马拉雅山南坡降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节变化

| 站点      | 加德满都   | 聂拉木    | 希夏邦马   |
|---------|--------|--------|--------|
| 季风期(‰)  | -11.17 | -14.93 | -19.29 |
| 非季风期(‰) | -1.07  | -9.04  | -13.37 |

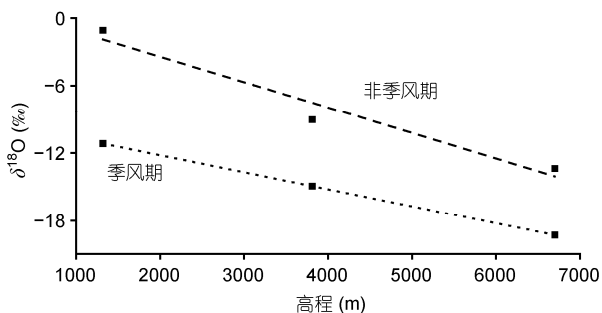


图3 季风期和非季风期降水中 δ<sup>18</sup>O 随高度变化趋势线

100 m, 偏离了多年平均值 0.15‰/100 m. 这主要是由于加德满都(1320 m)在非季风期降水中 δ<sup>18</sup>O 值偏高(图 3). 虽然印度季风区夏季降水普遍较集中, 但不同地点冬季降水相差较大. 加德满都 1998 年观测期间季风期和非季风期降水量分别为 1286 和 424.1 mm. 冬季降水较少, 且主要集中在几次大的降水事件, 水样数据少, 其代表性较差.

由于降水量的年际变化、降水中稳定同位素的季节变化以及空间的差异, 可能会导致计算的降水中稳定同位素垂直递减率存在差异. 而多年平均状况可以平滑掉由天气过程所导致的稳定同位素变化<sup>[28]</sup>. 因此, 通过长时间尺度的平均值来计算垂直递减率, 可以获得更加稳定可靠的结果. 由于自然条件限制, 这里我们利用聂拉木多年降水以及达索普冰川冰芯 2 个站点长期监测 δ<sup>18</sup>O 数据, 计算更为可靠的降水 δ<sup>18</sup>O 的垂直递减率.

聂拉木降水 δ<sup>18</sup>O 数据自 1997~2010 年, 其中 2001, 2002 及 2004 年间记录由于有缺失而去除, 故实际共有 11 年降水 δ<sup>18</sup>O 数据. 选取达索普冰芯 1997~2006 年降水同位素记录, 及 2010 年在希夏邦马达索普采集的包含 2 年降水同位素记录的雪坑记录, 这样达索普站点实际共有 12 年降水记录. 依此分别计算了 2 个站点降水中 δ<sup>18</sup>O 的多年平均值(表 3).

希夏邦马达索普浅冰芯在 1997~2010 年期间 δ<sup>18</sup>O 平均值为-17.1‰, 聂拉木同期多年降水 δ<sup>18</sup>O 平均值为-12.7‰. 计算的多年降水 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率为 0.15‰/100 m. 这一结果与观测的 1998 年在年际尺度

上建立的降水中 δ<sup>18</sup>O 的垂直递减率及季风期的结果接近, 且都远低于全球的平均值. 直接观测到的结果所表现出的一致性表明用长时间尺度降水 δ<sup>18</sup>O 更能获得可靠稳定的 δ<sup>18</sup>O 随海拔高度的垂直递减率.

得到的喜马拉雅山地区降水中 δ<sup>18</sup>O 低的垂直递减率与 Hou 等人<sup>[28]</sup>的结果较一致. 这一结果也显示了受印度季风影响的青藏高原南部降水 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率的特殊性. 一般认为该地区降水中 δ<sup>18</sup>O 低的垂直递减率与夏季的强对流降水有关<sup>[28]</sup>, 因而通常的瑞利同位素分馏模型无法解释喜马拉雅山地区的低递减率. 我们也计算了季风期与非季风期降水中 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率的差异, 结果显示夏季季风期 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率接近于多年的平均值, 而有限的非季风期观测数据表明非季风期值偏高, 更接近于全球平均值. 季风期与非季风期的差别也支持了季风降水导致喜马拉雅南坡 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率低的观点.

除了季风降水之外, 导致这一低值的原因也可能与云底的高度有关. 喜马拉雅山南坡在短距离内海拔发生大幅度变化, 但形成当地降水的云的高度可能没有如此大的变化. 这就导致地表计算的高度差与形成降水的云的高度差之间不一致. 降水中同位素与水汽凝结的高度相关, 因而用地表的高度来代表云底的高度计算时, 就会倾向于低的 δ<sup>18</sup>O 垂直递减率. 但这需要野外实地的进一步验证.

根据水汽同位素分馏模型<sup>[15]</sup>, 降水中同位素随海拔高度的变化可能不再是线性关系. 特别是当海拔极高时, 随着海拔高度的增加, 降水中 δ<sup>18</sup>O 的垂直递减率会降低. 本研究中的海拔高度达到了 6700 m, 得到的多年平均 δ<sup>18</sup>O 的垂直递减率为 0.15‰/100 m. 而 Kang<sup>[27]</sup>在 5800~7000 m 新雪中得到的 δ<sup>18</sup>O 的垂直递减率更低, 为 0.1‰/100 m. 总的来说, 目前能用于开展喜马拉雅南坡地区降水同位素高程效应研究的数据, 无论时间的长短, 还是站点的分布上都仍显不够. 特别是降水及同位素的年际变化本身很大, 降水同位素随海拔高度变化的过程机理需要做进一步深入研究, 因而坚持长时间多站点的观测仍十分必要.

表3 聂拉木降水与希夏邦马达索普冰芯 1997~2010 年 δ<sup>18</sup>O 平均值比较

| 站点         | 海拔(m) | 数据记录时间      | δ <sup>18</sup> O(‰) | 趋势线                               |
|------------|-------|-------------|----------------------|-----------------------------------|
| 希夏邦马达索普浅冰芯 | 6700  | 1997~2010 年 | -17.1                | δ <sup>18</sup> O = -0.0015h-6.85 |
| 聂拉木降水      | 3811  | 1997~2010 年 | -12.7                |                                   |

### 3.2 喜马拉雅山南坡河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的垂直递减率及与降水的比较

图4是2010年取得的喜马拉雅山地区39个河水样的  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔高度的变化. 河水中  $\delta^{18}\text{O}$  随高度变化的趋势非常显著. 计算得河水中  $\delta^{18}\text{O}$  与海拔的线性回归方程是:  $\delta^{18}\text{O} = -0.0036h - 3.83$  ( $r^2 = 0.90$ ,  $P = 0.01$ ). 如图4所示. 河水中  $\delta^{18}\text{O}$  与海拔高度有较好的线性拟合关系. 河水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率为  $0.36\text{‰}/100\text{ m}$ , 远高于多年降水中  $\delta^{18}\text{O}$   $0.15\text{‰}/100\text{ m}$  的垂直递减率.

研究结果显示了河水与降水  $\delta^{18}\text{O}$  表现出不同的高程效应, 河水  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率远高于降水. 我们收集了在喜马拉雅及其毗邻地区水体中  $\delta^{18}\text{O}$  高程效应的研究工作, 并列出现观测的  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率(表4). 这些研究多数利用河水及地下水, 海拔高度主要集中在  $5000\text{ m}$  以下的区域. 与降水相比, 河水中

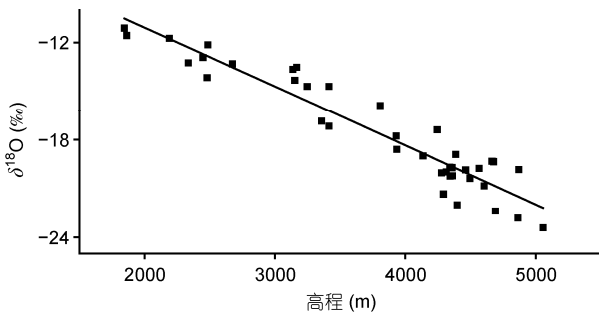


图4 2010年喜马拉雅山地区河水中  $\delta^{18}\text{O}$  随取样点海拔高度的变化

$\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率表现出两个特点. 其一是波动大, 这些不同的研究所获得的河水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率在  $0.11\text{‰}\sim 0.36\text{‰}/100\text{ m}$  之间; 其二是垂直递减率高, 多项观测结果得到的平均值为  $0.23\text{‰}/100\text{ m}$  左右, 明显高于本研究计算的多年平均降水的递减率( $0.15\text{‰}/100\text{ m}$ ).

导致河水与降水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率出现显著差异的原因可能有两个方面. 河水样品的稳定同位素代表了取样点及其以上整个汇水区域的平均状况, 而河水取样点的海拔高度不等同于整个流域的平均高度. 汇水面积的大小、径流的大小、流域面积以上的水源(降水、冰雪融水、地下水等)情况以及采样的季节不同, 都可能影响取样点水中的同位素值, 从而有可能导致计算的河水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率的不确定性. 而目前缺乏对这些相关影响因素的定量研究.

地表的蒸发分馏作用会使地表水体及河水中  $\delta^{18}\text{O}$  升高. 海拔越低, 温度越高, 蒸发所导致的地表水  $\delta^{18}\text{O}$  升高的幅度越大. 这种作用放大了真实的  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率, 从而使河水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率高于降水. 当然可能还有一些我们未知的因素在起着作用.

## 4 结论

本文分析与讨论了喜马拉雅山南坡  $1320\sim 6700\text{ m}$  不同海拔高度观测的降水及雪冰  $\delta^{18}\text{O}$  随海拔高度的变化, 并定量地计算了年尺度及多年尺度该地区

表4 喜马拉雅山-青藏高原区域同位素垂直递减率的相关研究结果对比

| 研究区域            | 水体类型   | 高程范围(m)   | $\delta^{18}\text{O}$ 垂直递减率(‰/100 m) | 文献      |
|-----------------|--------|-----------|--------------------------------------|---------|
| 全球              | 降水、雪、冰 |           | 0.28                                 | [25]    |
| 青藏高原南部喜马拉雅山中段北坡 | 新雪     | 5800~7000 | 0.1                                  | [27]    |
| 喜马拉雅山南坡         | 降水     | 3811~6700 | 0.15~0.17                            | 本文      |
| 青藏高原            | 降水     | <5000     | 0.33                                 | [21]    |
| 喜马拉雅山南坡         | 河水     | 1845~5057 | 0.36                                 | 本文      |
| 青藏高原            | 河水     | <5000     | 0.31                                 | [21]    |
| 藏东南             | 雅鲁藏布江  | <5000     | 0.14                                 | [29]    |
| 青藏高原东南祁连山       | 黑河     | <5000     | 0.18                                 | [22]    |
| 喜马拉雅前端、青藏高原东缘   | 地下水、溪流 | <4000     | 0.29                                 | [30,31] |
| 恒河源头            | 河水     | 300~3000  | 0.19                                 | [32]    |
| 喜马拉雅山西南端        | 河水     | 400~2400  | 0.11                                 | [33]    |
| 高原南部与北部         | 河水     | 900~5500  | 0.24                                 | [13]    |
| Kumaun Himalaya | 河水、泉水  | 915~2150  | 0.14~0.15                            | [34]    |
| 印度              | 地热泉水   |           | 0.2~0.3                              | [35]    |

降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率. 研究表明, 喜马拉雅山南坡多年平均降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率为  $0.15\text{‰}/100\text{ m}$ , 3个站点计算的  $\delta^{18}\text{O}$  的垂直递减率为  $0.17\text{‰}/100\text{ m}$ . 两个结果十分接近, 但都远低于全球平均值  $0.28\text{‰}/100\text{ m}$ . 而且发现季风期降水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂

直递减率与多年平均值相当, 但非季风期其值较高, 表明了季风对降水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率的影响.

本文也比较了降水与河水  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率的差异, 发现河水中  $\delta^{18}\text{O}$  垂直递减率值波动较大, 且普遍高于降水.

## 参考文献

- 1 姚檀栋. 青藏高原冰芯研究. 冰川冻土, 1998, 20: 233–237
- 2 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 a 来印度夏季风降水变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2000, 30: 619–627
- 3 Johnsen S J, Dahl Jensen D, Gundestrup N, et al. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice core stations: Camp Century, Dye 3, GRIP, GISP2, Renland and North GRIP. *J Quat Sci*, 2001, 16: 299–307
- 4 Jouzel J, Alley R B, Cuffey K, et al. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26471–26487
- 5 Johnsen S J, Clausen H B, Dansgaard W, et al. The  $\delta^{18}\text{O}$  record along the Greenland Ice Core Project deep ice core and the problem of possible Eemian climatic instability. *J Geophys Res*, 1997, 102: 26397–26410
- 6 Johnson K R, Ingram B L. Spatial and temporal variability in the stable isotope systematics of modern precipitation in China: Implications for paleoclimate reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 220: 365–377
- 7 田立德, 姚檀栋, Numaguti A, 等. 青藏高原南部季风降水中稳定同位素波动与水汽输送过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 44(Suppl): 267–274
- 8 Tian L D, Yao T D, Macclune K, et al. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *J Geophys Res-Atmos*, 2007, 112: D10112, doi: 10.1029/2006JD007718
- 9 康世昌, 秦大河, 任贾文, 等. 青藏高原南部冰芯记录与大气环流的关系. 第四纪研究, 2006, 26: 153–164
- 10 Harris N. The elevation history of the Tibetan Plateau and its implications for the Asian monsoon. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2006, 241: 4–15
- 11 Hren M T, Bookhagen B, Blisniuk P M, et al.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of streamwaters across the Himalaya and Tibetan Plateau: Implications for moisture sources and paleoelevation reconstructions. *Earth Planet Sci Lett*, 2009, 288: 20–32
- 12 Putkonen J K. Continuous snow and rain data at 500 to 4400 m altitude near Annapurna, Nepal, 1999–2001. *Arct Antarct Alp Res*, 2004, 36: 244–248
- 13 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. 第四纪研究, 2009, 29: 1–12
- 14 许强, 丁林, 张利云, 等. 青藏高原现代食草动物牙齿珐琅质稳定同位素特征及古高度重建意义. 科学通报, 2009, 54: 2160–2168
- 15 Rowley D B, Currie B S. Palaeo-altimetry of the late Eocene to Miocene Lunpola basin, central Tibet. *Nature*, 2006, 439: 677–681
- 16 Lehnert O, Fryda J, Buggisch W, et al.  $\delta\text{C}^{13}$  records across the late Silurian Lau event: New data from middle palaeo-latitudes of northern peri-Gondwana (Prague Basin, Czech Republic). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2007, 245: 227–244
- 17 陈正乐, 王小凤, 冯夏红, 等. 稳定同位素在山脉隆升历史重建中的应用. 矿物岩石地球化学通报, 2001, 20: 211–213
- 18 郭正堂, 吴海斌, 魏建晶, 等. 用古土壤有机质碳同位素探讨青藏高原东南缘的隆升幅度. 第四纪研究, 2001, 21: 392–398
- 19 吴珍汉, 赵逊, 叶培盛, 等. 根据湖相沉积碳氧同位素估算青藏高原古海拔高度. 地质学报, 2007, 81: 1277–1288
- 20 Holdsworth G, Fogarasi S, Krouse H R. Variation of the stable isotopes of water with altitude In the Saint Elias Mountains of Canada. *J Geophys Res-Atmos*, 1991, 96: 7483–7494
- 21 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. 科学通报, 2009, 54: 2148–2152
- 22 姚檀栋, 周行, 杨晓新. 印度季风水汽对青藏高原降水和河水中  $\delta^{18}\text{O}$  高程递减率的影响. 科学通报, 2009, 54: 2124–2130
- 23 Rowley D B, Pierrehumbert R T, Currie B S. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: Implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 188: 253–268
- 24 Rowley D B, Garzione C N. Stable isotope-based paleoaltimetry. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 2007, 35: 463–508
- 25 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. *Am J Sci*, 2001, 301: 1–15
- 26 Quade J, Garzione C, Eiler J. Paleoelevation reconstruction using pedogenic carbonates. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, 2007, 66: 53–87

- 27 Kang S C, Karl J K, Mayewski P, et al. Stable isotopic composition of precipitation over the northern slope of the central Himalaya. *J Glaciol*, 2002, 163: 519–526
- 28 Hou S, Valérie M-D, Qin D, 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, 18: 253–268]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 209: 395–399
- 29 杨晓新, 徐柏青, 杨威, 等. 藏东南不同季节水体中氧同位素的高程递减变化研究. *科学通报*, 2009, 54: 2742–2750
- 30 章新平, 刘晶森, 田立德, 等. 亚洲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 沿不同水汽输送路径的变化. *地理学报*, 2004, 59: 699–708
- 31 Garzione C N, Quade J, DeCelles P G, et al. Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from  $\delta^{18}\text{O}$  vs. altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 183: 215–229
- 32 Garzione C N, Dettman D L, Quade J, et al. High times on the Tibetan Plateau: Paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 2000, 28: 339–342
- 33 Ramesh R, Sarin M M. Stable isotope study of the Ganga (Ganges) River system. *J Hydrol*, 1992, 139: 49–62
- 34 Dalai T K, Bhattacharya S K, Krishnaswami S. Stable isotopes in the source waters of the Yamuna and its tributaries: seasonal and altitudinal variations and relation to major cations. *Hydrol Process*, 2002, 16: 3345–3364
- 35 Bartarya S K, Bhattacharya S K, Ramesh R, et al.  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  systematics in the surficial waters of the Gaula river catchment area, Kumaun Himalaya, Indian. *J Hydrol*, 1995, 167: 369–379
- 36 Yao T D, Thompson L G, Duan K Q, et al. Temperature and methane records over the last 2 ka in Dasuopu ice core. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2002, 45: 1068–1074
- 37 Thompson L G, Yao T, Mosley-Thompson E, et al. A high-resolution millennial record of the South Asian Monsoon from Himalayan ice cores. *Science*, 2000, 289: 1916–1919
- 38 Grootes P M, Stuiver M, Thompson L G, et al. Oxygen isotope changes in tropical ice, Quelccaya, Peru. *J Geophys Res*, 1989, 94: 1187–1194
- 39 王朋岭, 姚檀栋, 田立德, 等. 喜马拉雅山中段达索普最新粒雪芯高分辨率化学记录. *科学通报*, 2007, 52: 2549–2555