

德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化特征

——以 2005 年 7 月~2006 年 2 月为例

尹常亮^{①*}, 姚檀栋^②, 田立德^②, 刘东年^③, 余武生^②, 曲东梅^②

① 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;

② 中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境与过程实验室, 北京 100085;

③ 青海省海西州气象台, 德令哈 817000

* E-mail: yincl6@163.com

收稿日期: 2007-12-25; 接受日期: 2008-04-08

国家自然科学基金项目(批准号: 40671043, 40571039)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422002)和国家自然科学基金面上项目(批准号: 40771048)资助

摘要 大气水汽中氧稳定同位素是研究气候现代过程的重要手段。根据测得的青藏高原东北部德令哈 2005 年 7 月~2006 年 2 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 以及观测的气象要素, 分析了德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征以及与温度、比湿的关系。研究表明, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化显著, 夏季值高于冬季值; 在取样期间存在较大的波动, 波动幅度超过 37‰; 受温度季节变化影响, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化与日平均温度之间存在着明显的正相关关系; 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气中水汽含量的关系较复杂, 研究发现在季节尺度上, 冬季大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与空气比湿成正相关关系, 但在夏季, 大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 显著受到降水的影响而与空气比湿显现相反的关系; 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于当地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 它们之间平均差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 为 10.7‰; 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值受到降水事件的影响, 在 7, 8 月间相对偏低, 模拟结果显示, 降水事件使德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值在 7, 8 月间平均偏低 7‰。

关键词

德令哈
 $\delta^{18}\text{O}$
大气水汽

大气水汽是降水的物质基础, 因此水汽中稳定同位素的组成对降水中稳定同位素组成具有直接的影响^[1], 研究大气水汽中稳定同位素变化对于揭示降水的水汽来源和水汽输送过程都具有重要意义。大气水汽稳定同位素研究在生物地球化学循环研究中具有重要的潜在价值。陆地生态系统与气候系统通过地面与大气之间能量平衡、水汽交换和生物地球化学循环相互作用, 影响大气中温室气体浓度和气溶胶, 继而影响气候变化^[2]。因此大气水汽中稳定同位素在这一地球化学循环过程的研究中扮演着重要的角色, 与之相关的研究成为地球化学环境的热点问题, Roden等^[3]研究了稳定同位素在植物木质部纤维

素和碳水化合物之间的生物化学分馏以及迁移交换过程, 并讨论了这一过程与周围大气水汽中同位素的关系; Yepez等^[4]通过大气水汽中稳定同位素研究了半干旱稀树草原区植物蒸腾和土壤蒸发对土壤水分蒸发蒸腾损失总量(ET)的不同贡献, 得出了上层林和下层林对ET贡献的比例; Moreira等^[5]利用同位素测量法估算了亚马逊热带雨林植物蒸腾和土壤蒸发对周围环境大气水汽的影响。

大气水汽中稳定同位素的研究在国外开始比较早, 并发现在不同地区影响大气水汽中稳定同位素的因素也不同。White等^[6]通过对帕利塞德和纽约大气水汽中同位素研究, 发现水汽中同位素与相对湿

度和比湿都存在很好的正相关, 并且与水汽来源有关, Gat等^[7]对地中海大气水汽的研究表明, 大气水汽中稳定同位素受到强烈的海气相互作用影响, 高过量氘和强烈的蒸发及过低的湿度有关^[7], Vvacheslav等^[8]通过高分辨率红外光谱对大气水汽中 δD 的纬向分布进行了研究, 发现大气水汽中 δD 从热带地区向高纬地区有逐渐减小的趋势, 这与海水表面水汽两相的分馏过程有关, Strong等^[9]对美国西南部大气水汽中 δD 的研究发现, 地表大气水汽中 δD 的时间变化和垂直变化主要是由不同源地水汽的平流输送造成的, 欧洲一些地区的相关研究也发现了温度和天气过程都会对大气水汽中同位素产生影响^[10-13].

降水中稳定同位素研究已取得了大量成果, 在高纬度和两极地区降水中稳定同位素表现为“温度效应”^[14,15], 在热带地区表现为“降水量效应”^[16-18], 近十几年来, 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素的研究也取得了很大进展, 以唐古拉山一线为界, 以北主要受温度影响^[19-22], 以南主要受降水量影响^[23-26], 并且高原降水中稳定同位素从南到北的空间分布还与形成降水气团的性质密切相关^[27-33]. 这些成果为全球环境气候的现代过程及冰芯记录的解释做出了重大贡献^[34-39]. 但在青藏高原上大气水汽中稳定同位素的研究方面涉及较少, 余武生等^[40]2004年8月~10月在受季风影响的青藏高原中部那曲河流域进行了大气水汽中稳定同位素的收集和研究, 发现那曲地区大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受降水事件的影响, 同时也与不同水汽来源有关. 那曲地区处于西南季风的研究地区, 而在青藏高原广大的北部地区是主要受大陆性气团影响的区域, 在这里开展大气水汽稳定同位素研究, 可以与西南季风区的水汽稳定同位素变化形成一个对比, 揭示大气水汽稳定同位素的区域特征, 同时也可以为该地区冰芯、湖泊、树轮等地质记录的氧同位素古环境指标重建提供基础^[41-43]. 基于这样的背景, 为了弥补青藏高原北部大气水汽研究资料的不足, 我们于2005年7月首次在青藏高原东北部的德令哈实施大气水汽样品收集试验, 并根据2005年7月~2006年3月的水汽样品实验结果, 分析了大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征及其影响因素.

1 研究方法

1.1 研究区域概况

德令哈(37°22'N, 97°22'E; 2981.5 m a.s.l)位于青藏高原东北部, 柴达木盆地东北边缘(图1), 地形北高南低, 属青藏高原陷落最深的地区, 地表气压常年700 hPa左右. 这里日照长, 昼夜温差大; 年均气温4℃, 年降水量约176.1 mm, 属典型的高原荒漠半荒漠干旱气候. 样品的收集是在位于市区的德令哈气象局院内进行的, 收集过程将在下节详细介绍.

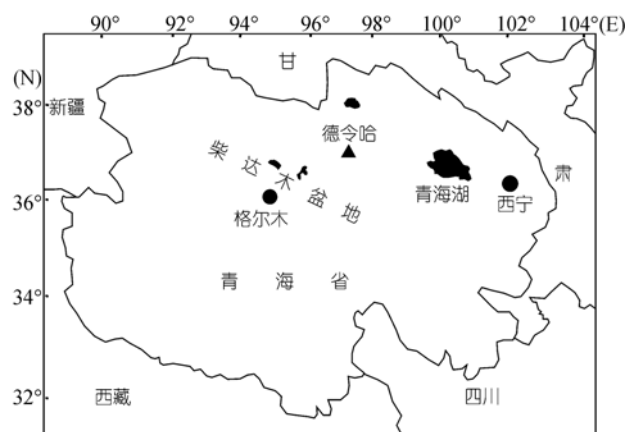


图1 研究区域地理位置示意图

1.2 样品收集与分析

我们组装了一套大气水汽收集装置用于冷凝大气中的水样进行稳定同位素研究. 根据研究, 当冷凝温度达到-50℃时, 在冷凝过程中逃逸的水汽对于捕获的水汽中稳定同位素的影响就小于测量精度, 而我们的装置水汽捕获温度一直维持在-70℃, 可以保证捕获的水汽完全代表大气中的水汽而不会影响测量的稳定同位素结果. 试验证明凝结的水汽主要冻结在冷凝装置的进气口部分, 而出气口部分没有冻结冰, 这也进一步证明了逃逸水汽可以忽略. 在德令哈的大气水汽收集过程中, 我们实际上收集了地表以上6 m处的大气水汽样品. 整个大气水汽收集装置如图2中所示. 水汽收集的详细过程描述如下: 通过空气泵将空气抽入放在低温酒精(-70℃)中的玻璃冷凝管中, 为增大空气冷却表面积, 冷凝管做成球型连接体, 空气中的水汽在低温状态下迅速冷却成固态, 附着在管壁上, 冷却剩余空气从冷凝管的出口流出.

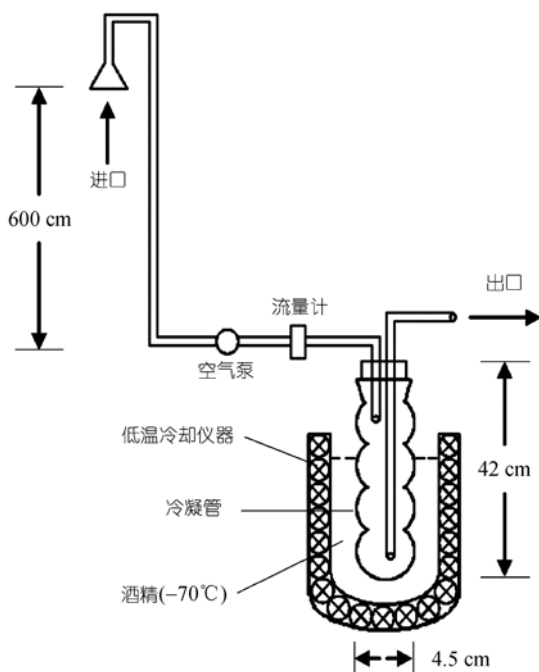


图 2 大气水汽收集简要流程(据余武生等^[40])

低温酒精是通过低温冷却循环仪制冷的(详细原理见文献^[40])。收集装置 24 h 连续工作, 为了保持与当地气象资料同步, 每日 20 时收集一次样品。流量计控制大气注入的速率, 在夏天流量较小, 而冬季较大。主要考虑了大气的湿度状况的季节变化, 从而保证每天可以收集到大约 20 mL 的大气水汽样品。收集时将冷凝管取出密封进出口后放在室温下使样品融化, 把融化好的样品装入塑料样品瓶密封、编号, 运往中国科学院寒区旱区环境与工程研究所保存在低温室内, 测定前取出在室温下融化。所有样品都是在中国科学院青藏高原研究所青藏高原环境与过程实验室 MAT-253 气体质谱仪上进行的。大气水汽的收集时间段为 2005 年 7 月~2006 年 3 月, 期间共收集了大气水汽样品 255 个。测得的稳定氧同位素的结果为与 Vienna“标准平均海洋水”(VSMOW)的千分差, 表示为: $\delta^{18}\text{O} = (R_{\text{SAMPLE}}/R_{\text{SMOW}} - 1) \times 1000$ 。其中 R_{SAMPLE} 和 R_{SMOW} 分别代表样品中和 SMOW 中氧同位素成分的相对含量, 测得的 $\delta^{18}\text{O}$ 的精度在 $\pm 0.2\text{‰}$ 之内, 分析大气水汽样品所用的气象参数是德令哈气象局观测的日平均值。

2 结果与讨论

2.1 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时间变化

图 3(a)~(c)给出了德令哈 2005 年 7 月~2006 年 3 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与近地面气温和比湿的日变化曲线。从图中可以看出大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势基本相似, 存在着显著季节变化, 7~9 月是 high 值, 10 月以后出现了下降趋势, 到 12 月中旬下降到最低值, 此后一直维持着较低的值, 在整个取样期间大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在较大幅度的波动, 尤其是在 9~10 月波动幅度最大, 超过 37‰。整个取样期间大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值为 -21.2‰ , 最高值为 -1.5‰ , 最低值为 -39.5‰ 。

比湿是指一定容积内水蒸汽的质量与湿空气总质量的比值, 单位是 g/kg, 是表示大气中水汽含量的气象参数, 比湿的大小代表了大气中水汽含量的多少。从图中可以看出, 德令哈比湿在夏季为 high 值, 且存在较大的波动, 10 月以后迅速下降, 此后一直保持 low 值, 并且变化较平稳。这种变化趋势和降水的季节分布有关, 德令哈降水主要集中在夏季, 因此比湿在降水集中的季节表现为 high 值, 有降水发生时, 比湿增大, 反之比湿减小, 这也是德令哈比湿在夏季波动的主要原因。10 月以后雨季结束, 此时大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿变化趋势比较一致, 据此得知大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气中水汽含量的多少有关。当大气中水汽含量较多时, 其经历的降水历史较少, 重稳定同位素贫化程度较低, 凝结所需温度相对较高, 根据瑞利分馏原理, 这种状况下的大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高, 反之, 当大气中水汽含量较少时, 其经历的降水历史较多, 贫化程度较高, 凝结所需温度相对较低, 这必然导致大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值变低。而夏季大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 受到了降水事件的影响, 因此与比湿变化趋势并不一致, 在天气尺度上表现出了反向变化趋势(图 3(d))。

为了进一步研究德令哈观测期内大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和比湿的关系, 我们做出 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和比湿的散点分布图。通过线性拟合, 得到 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的方程为: $\delta^{18}\text{O} = 0.55T - 23.45$, ($n = 246$, $r = 0.70$, $\alpha < 0.01$)(图 4)。式中 T 为日平均温度($^{\circ}\text{C}$), n 为样品数量, r 为 $\delta^{18}\text{O}$ 与日平均温度的相关系数, α 为信度水平。表明该地区大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在显著的正相关

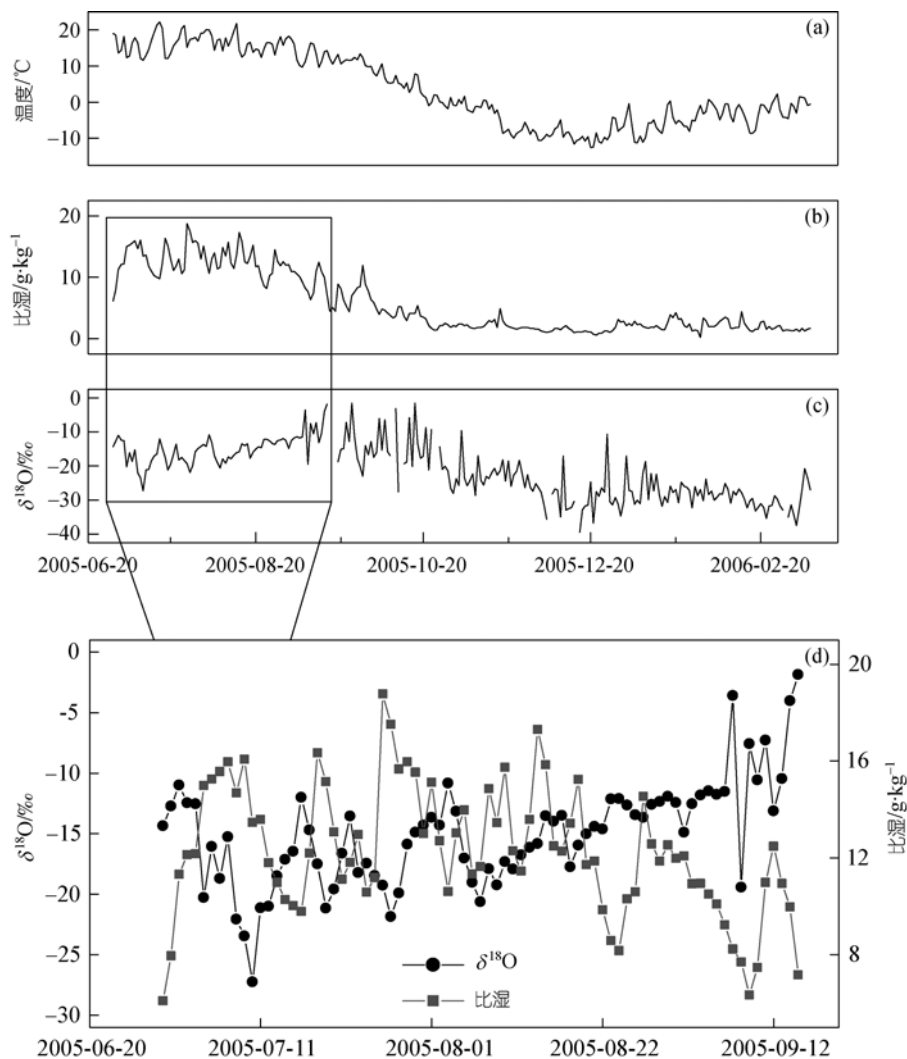


图 3

(a)~(c)德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 及比湿和温度在整个取样期间的日变化, (d) 2005 年夏季期间(矩形框所示)大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿的日变化

关系, 这与该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度关系的研究结果十分一致^[24,25]. 水汽中稳定同位素的“温度效应”实际与降水中稳定同位素的“温度效应”产生的原因是基本相同的, 随水汽的凝结降落(rainout)过程, 大气水汽中以及降落的雨滴中的重的稳定同位素逐渐减少, $\delta^{18}\text{O}$ 也逐渐降低, 反之亦然. 只是大气水汽中稳定同位素更能直接反映水汽来源的变化, 而降水中稳定同位素成分经过了水汽凝结过程中的分馏. 本文目前只分析了接近一年的大气水样数据, 从中讨论冬夏季大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的显著时间变化. 有待于以后延伸到连续一年甚至几年的数据, 以讨论其季节变化以及年际变化.

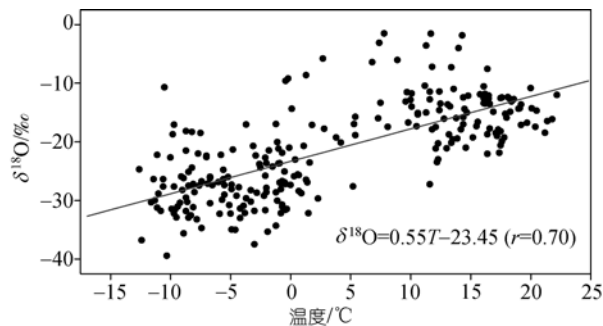


图 4 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系

我们分别对德令哈雨季之后和雨季期间大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿做了回归分析, 得到了大气水汽中

$\delta^{18}\text{O}$ 和比湿雨季之后和雨季期间的线性拟合方程分别为: $\delta^{18}\text{O} = 2.15q - 30.29 (n=167, r=0.53, \alpha < 0.01)$, $\delta^{18}\text{O} = -0.89q - 4.12 (n=79, r=-0.54, \alpha < 0.01)$ (图 5). 表明在夏季, 由于降水事件的影响, 在天气尺度上大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿存在着显著的反相关关系; 而在季节变化尺度上, 冬季大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿存在着正相关关系.

通过上面的讨论得知, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 同时受到温度和比湿的影响. 为了讨论夏季降水事件对德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 共同影响, 我们排除了夏季降水事件的频发的时段, 利用 SPSS 统计软件的多元线性回归模型对非降水时段大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和比湿进行了多元线性回归分析, 设定为 $\delta^{18}\text{O}$ 为因变量, 比湿和温度为自变量, 用方程可以表示为: $\delta^{18}\text{O} = 0.55T + 0.67q - 25.04 (r = 0.61)$, 对于变量温度和比湿的标准化 β 系数分别为 0.47 和 0.17, 说明与温度相比, 比湿对德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响处于次要地位.

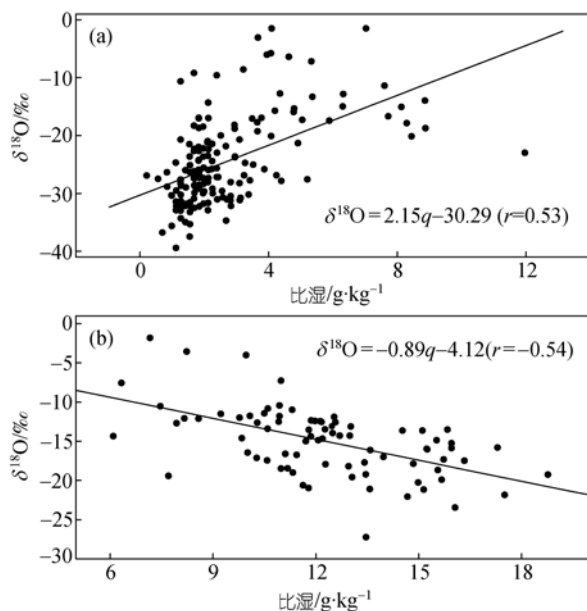


图 5 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿的关系

(a) 雨季之后大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿的的散点图; (b) 雨季期间大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿的散点图

2.2 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

为了研究德令哈降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系, 我们比较了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与相应日期的

大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$. 如遇一天中发生多次降水的情况, 则取降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的加权平均值. 图 6 给出了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比以及二者之间的差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 随时间的变化, 通过比较发现, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势几乎是完全一致的, 日变化趋势线差不多是平行的, 对二者进行相关分析得出的相关系数高达 0.91, 在 0.01 的置信区间上显著 (图略), 在对比的时间范围内, 大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动范围是 $-31.3\text{‰} \sim -7.3\text{‰}$, 平均值为 -18.5‰ ; 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动范围是 $-24.8\text{‰} \sim -2.6\text{‰}$, 平均值为 -7.8‰ . 大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 总是低于降水中 $\delta^{18}\text{O}$, 它们之间存在一个差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$, 最大值为 15.0‰ , 最小值 3.3‰ , 平均值为 10.7‰ . 降水过程主要在高空形成, 由于凝结温度低, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 势必也低, 但降落雨滴在饱和和大气中会产生蒸发, 使得雨滴在下落过程中 $\delta^{18}\text{O}$ 富集, 而蒸发补给大气的那部分水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 相对贫化, 同时由于轻重同位素水气压的不同, 当降落雨滴与周围大气水汽发生同位素交换的过程中, 轻同位素优先进入气相, 而重同位素则优先进入液相, 因此大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 低于降水中 $\delta^{18}\text{O}$.

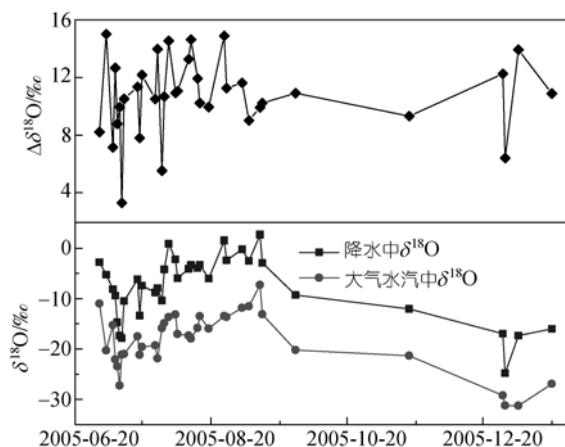


图 6 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的对比

2.3 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与那曲地区大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的比较

为了更加深入地了解青藏高原大陆性气团影响的区域与西南季风区大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化机制的差异, 图 7 给出了德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与那曲大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化对比图. 那曲大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 在整个取样期间最大值 -13.1‰ , 最小值 -36.8‰ , 平均值

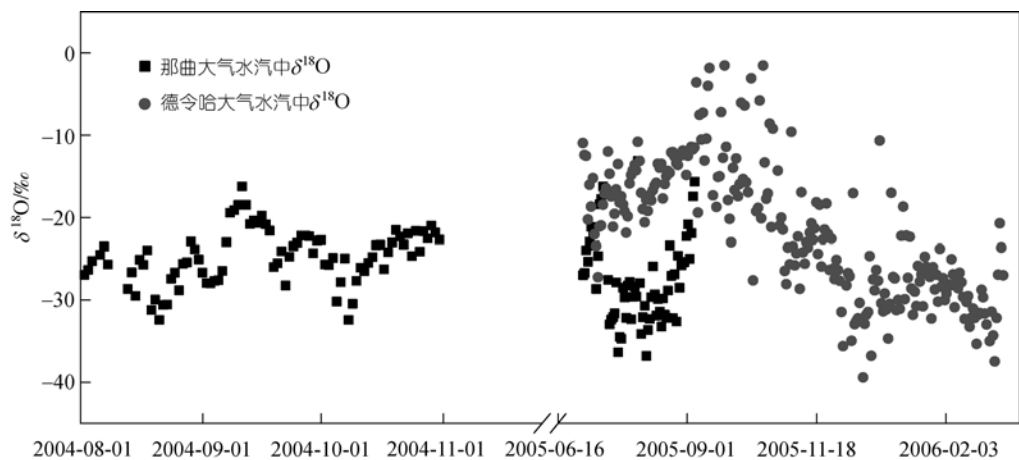


图 7 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与那曲地区大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的逐日变化图

-27.3‰, 而德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 最高值为-1.5‰, 最小值为-39.5‰; 平均值为-21.2‰, 可以看出那曲大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动范围和平均值都小于德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$. 由于资料的不足, 两个站点在时间上重合的范围仅为 2005 年 7 月初到 9 月初这两个月, 在此期间正值西南季风爆发时期, 那曲大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 受到西南季风控制, 因此其值明显低于同时期德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值. 而在季风前和季风后那曲大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 受到大陆性水汽影响, 其值相对较高; 德令哈由于地处青藏高原北部, 常年受大陆性气团影响, 大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 主要受温度影响, 因此在夏季的高温时段表现为高值, 受温度季节变化的影响, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动范围也比那曲大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 大, 而后者夏季受到西南季风影响, 与温度关系不明显, 因此变化范围相对较小.

2.4 降水事件对德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响

图 8 给出了德令哈取样期间大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与日平均温度、及降水量的逐日变化曲线. 从图中可以看出大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势与温度在某些时段并不一致, 比如 2005 年 7, 8 月和 2006 年 2, 3 月两个时段(如图 8 阴影部分所示). 2005 年 7, 8 月是温度的高值时段, 而大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 却相对较低. 而德令哈降水也主要集中在这一个时段, 9 月以后极为稀少, 甚至有些月份无降水. 据此分析有可能是降水事件的影响造成了德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度变化不一致. 降水主要来自于高层水汽, 由于高层大气温度很

低, 因此高层大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 也很低, 德令哈 7, 8 月期间气温较高, 平均值在 16℃ 以上, 相对湿度较低, 平均值仅为 50 左右, 这种天气状况对蒸发极为有利. 当降水发生时, 大气高层含有较低 $\delta^{18}\text{O}$ 的水汽凝结降落到地面, 降落雨滴的蒸发以及新降水对地表蒸发的补给都对大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 产生影响, 而由降水再循环所补充的水汽部分 $\delta^{18}\text{O}$ 相对贫化, 必然导致降水日大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值偏低. 九月以后降水十分稀少, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 不再受到降水事件的影响, 主要受温度影响, 其值有一个明显回升的趋势. 值得注意的是, 9, 10 月及 12 月, 大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的观测结果与温度的离散度较大, 笔者给出的解释如下: 9~10 月是夏季降水结束、水汽来源发生转变的月份, 这种水汽来源的波动可能使得大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 发生大的波动, 这种波动主要源自西风带水汽输送和局地蒸发水汽的贡献, 西风带输送的水汽同位素值较低, 局地蒸发的水汽同位素值较高. 另外大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的日波动与每日大气水汽的含量、具体的气候条件等相关. 气温的季节变化总的看来是决定水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化的主要因素, 但在降水期降落雨滴以及降落到地表的雨水的蒸发显然改变了这种趋势. 此外, 还有一些其他的因素, 如水汽来源随时间的变化, 也会使的变化偏离温度的变化. 这些影响大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的因素还需要做进一步的深入研究, 如导致 2, 3 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化异常的原因尚不能定论.

为了定量估算降水事件对德令哈 7, 8 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响, 我们根据得出的大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度和比湿的多元回归模型计算了德令哈 7, 8 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值. 该时段模拟和观测的平均值分别为 -8.06‰ 和 -15.06‰ , 两者之间差值为 7‰ . 图 9 给出了模拟结果与观测值的对比, 可以看出模拟值在 7, 8 月期间高于观测值, 说明该时段大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 除了受到了温度、比湿影响外, 还受到降水事件的影响. 初步估计降水事件使得德令哈 7, 8 月大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值平均偏低大约 7‰ , 本文主要粗略地指出

了夏季降水事件对大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温关系之间的定量影响, 更精确的结果仍需要进一步的工作.

3 结论

通过对德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征的分析, 并结合相关气象资料, 我们得出如下结论:

(1) 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值季节变化显著, 在取样期间存在较大的波动, 波动幅度超过 37‰ ; 受温度季节变化影响, 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化与温度之间存在明显的正相关关系; 由于降水事件

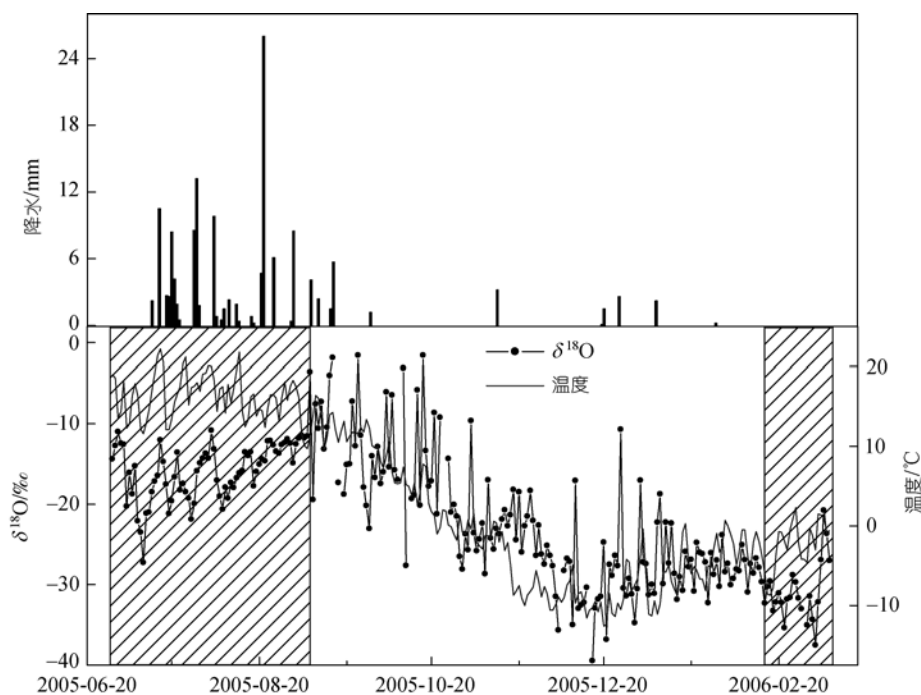


图 8 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与日平均温度及降水量的逐日变化

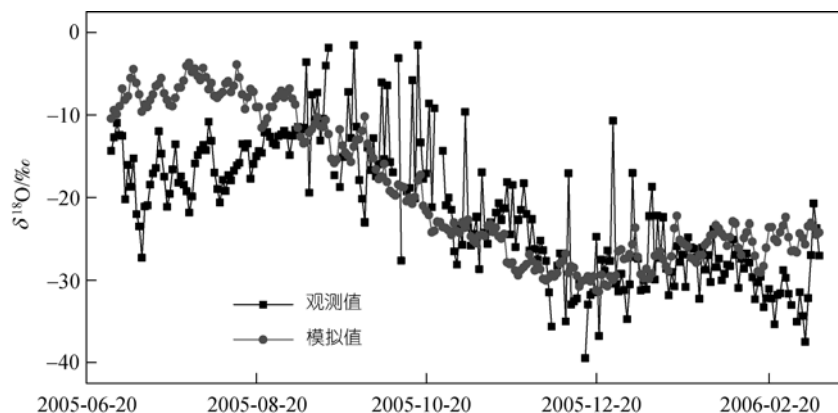


图 9 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 观测值与模拟值的对比

影响,使得德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 与比湿的关系在夏季为反相关,在冬季为正相关。

(2) 由于高层降水在下落过程中对大气水汽的蒸发补给以及下落雨滴自身的重同位素富集作用,使德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于当地降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值,它们之间平均差值 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 为10.7‰;德令哈大气水汽

中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动范围和平均值均大于那曲地区大气水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$;

(3) 德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值受到降水事件的影响,在7、8月间相对偏低,模拟结果显示,降水事件使得德令哈大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值在7、8月间平均偏低大约7%。

参考文献

- Hubner H, Kowski P, Hermichen W D, et al. Regional and temporal variations of Deuterium in the precipitation and atmospheric moisture of central Europe. In: Isotope Hydrology 1978. Vienna/Austria: IAEA-publications, 1979. 289—307
- 王建柱, 林光辉, 黄建辉, 等. 稳定同位素在陆地生态系统动-植物相互关系研究中的应用. 科学通报, 2004, 49(21): 2141—2149
- Roden J S, Lin G H, Ehleringer J R. A mechanistic model for interpretation of hydrogen and oxygen isotope ratios in tree-ring cellulose. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 21—35[DOI]
- Yepez E A, Williams D G, Scott R, et al. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna ecosystem from the isotopic composition of water vapor. *Agricul Fores Meteorol*, 2003, 119: 53—68[DOI]
- Moreira M, Sternberg L, Martinelli L, et al. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurement. *Global Change Biol*, 1997, 3: 439—450[DOI]
- White J W C, Gedzelman S D. The isotopic composition of atmospheric water vapor and the concurrent meteorological situation. *J Geophys Res*, 1984, 89, D3: 4937—4939[DOI]
- Gat J R, Klein B, Kushnir Y, et al. Isotope composition of air moisture over the Mediterranean Sea: an index of the air-sea interaction pattern. *Tellus*, 2003, 55B: 953—965
- Vvacheslav I Z, Ryoichi I, Konstantin G G, et al. Latitudinal distribution of the deuterium to hydrogen ratio in the atmospheric water vapor retrieved from IMG/ADEOS data. *Geophys Res Lett*, 2004, 31, L12104, doi: 10.1029/2004GL019433
- Strong M, Zachary D S, David S G. Diagnosing moisture transport using D/H ratios of water vapor. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L03404, doi: 10.1029/2006GL028307
- Schoch-Fischer H, Rozanski K, Jacob H, et al. Hydrometeorological factors controlling the time variation of D, ^{18}O and ^3H in atmospheric water vapour and precipitation in the northern westwind belt. In: Isotope Hydrology 1983. Vienna/Austria: IAEA-publications, 1984. 3—30
- Jacob H, Sonntag C. An 8-year record of the seasonal variation of ^2H and ^{18}O in atmospheric water vapour and precipitation at Heidelberg, Germany. *Tellus*, 1999, 43B: 291—300
- Lawrence J R, Gedzelman S D. Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains. *Geophys Res Lett*, 1996, 23(5): 527—530[DOI]
- Lawrence J R, Gedzelman S D, Zhang Z, et al. Stable isotope ratios of rain and vapor in 1995 hurricanes. *J Geophys Res*, 1998, 103(D10): 11381—11400[DOI]
- Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436—468
- Jouzel J, Lorius C, Petit J R, et al. Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160000 years). *Nature*, 1987, 329: 403—407[DOI]
- 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[DOI]
- Njitchoua R, Sighe-Nkamdjou L, Dever L, et al. Variations of the stable isotopic compositions of rainfall events from the Cameroon rain forest, central Africa. *J Hydrol*, 1999, 223: 17—26[DOI]
- Rietti-Shati M, Yam R, Karlen W, et al. Stable isotope composition of tropical high-altitude fresh waters on Mt. Kenya, Equatorial East Africa. *Chem Geol*, 2000, 166: 341—350[DOI]
- Tian L D, Yao T D, Schuster P F, et al. Oxygen-18 concentrations in recent precipitation and ice cores on the Tibetan Plateau. *J Geophys Res*, 2003, 108(D9): 4293—4302[DOI]
- 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征. 中国科学 B 辑, 1995, 25 (5): 540—547

- 21 Yao T D, 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 [\[DOI\]](#)
- 22 Yao T D, Thompson L G, Thompson E M, et al. Climatological significance of $\delta^{18}\text{O}$ in the north Tibetan ice cores. *J Geophys Res*, 1996, 101(D23): 29531—29537 [\[DOI\]](#)
- 23 Tian L D, Yao T D, Numaguti A, et al. Stable isotope variations in monsoon precipitation on the Tibetan Plateau. *J Meteorol Soc Japan*, 2001, 79(5): 959—966 [\[DOI\]](#)
- 24 Tian L D, Masson-Delmotte V, Stievenard M, et al. Tibetan plateau summer monsoon northward extent revealed by measurements of water stable isotopes. *J Geophys Res*, 2001, 106(D22): 28081—28088 [\[DOI\]](#)
- 25 田立德, 姚檀栋, 蒲建辰, 等. 拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征. *冰川冻土*, 1997, 19(4): 295—301
- 26 尹常亮, 田立德, 余武生, 等. 羊卓雍错流域降水中稳定氧同位素变化特征. *冰川冻土*, 2006, 28(6): 918—924
- 27 姚檀栋, 丁良福, 蒲健辰, 等. 青藏高原唐古拉地区降雪中 $\delta^{18}\text{O}$ 特征及其与水汽来源的关系. *科学通报*, 1991, 36(20): 1570—1573
- 28 田立德, 姚檀栋, 孙维贞. 青藏高原南北降水中 δD 和 $\delta^{18}\text{O}$ 关系及水汽循环. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(3): 214—219
- 29 田立德, 姚檀栋, White J C W, 等. 喜马拉雅山中段高过量氘与西风带水汽输送有关. *科学通报*, 2005, 50(7): 669—672
- 30 Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. Stable isotopic variations in West China: a consideration of moisture sources. *J Geophys Res*, 2007, 112, D10, D10112, doi: 10.1029/2006JD007718
- 31 Zhang X P, Yao T D, Nakawo M. Oxygen-18 in present-day precipitation on the Tibetan Plateau. *Sci China. Ser E*, 2001, 44 (Supp): 41—47
- 32 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被动与水汽输送过程. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(增刊): 215—220
- 33 Tian L D, Yao T D, Yang Z H. $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and moisture sources upon the Tibetan Plateau. *Crosphere*, 1996, 2: 33—39
- 34 Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 1993, 364: 218—220 [\[DOI\]](#)
- 35 Lorius C, Jouzel J, Ritz C, et al. A 150000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 316: 591—595 [\[DOI\]](#)
- 36 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(2): 175—184
- 37 Yao T, Thompson L G, Jiao K Q, et al. Recent warming as recored in the Qinghai-Tibetan cryosphere. *Ann Glaciol*, 1995, 21: 196—200
- 38 Tian L D, Yao T D, Li Z, et al. Recent rapid warming trend revealed from the isotopic record in Muztagata ice core, eastern Pamirs, *J Geophys Res*, 2006, 111, D13103, doi:10.1029/2005JD006249
- 39 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Holocene-Late Pleistocene climate ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau. *Science*, 1989, 246(4929): 474—477 [\[DOI\]](#)
- 40 余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 那曲河流域季风结束前后大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征. *科学通报*, 2006, 51(2): 194—199
- 41 姚檀栋, 谢自楚, 武筱舫. 敦德冰帽中的小冰期气候记录. *中国科学 B 辑*, 1990, (11): 1196—1201
- 42 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(2): 145—153
- 43 张恩楼, 沈吉, 王苏民, 等. 青海湖近 900 年来气候环境演化的湖泊沉积记录. *湖泊科学*, 2002, 14(1): 32—38