

# 慕士塔格地区夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度 及水汽输送的关系\*

余武生\*\* 姚檀栋 田立德 李真 孙维贞 王瑜

(中国科学院冰冻圈与环境联合重点实验室, 兰州 730000; 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)

**摘要** 根据在慕士塔格地区 2002 年和 2003 年连续两次实施的降水水样收集和气象要素观测, 分析了该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系, 揭示了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征, 讨论了水汽输送对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的影响. 研究表明, 慕士塔格地区夏季历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度具有一定的正相关关系, 温度是控制该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的主导因素; 与邻近地区相似, 夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也表现为高值. 据水汽追踪的结果, 该地区夏季降水与西风环流和局地环流的水汽输送有密切的关系; 而水汽输送距离的远近、水汽输送厚度以及极地气团的南侵对该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化都有一定的影响. 不同水汽来源及输送方式是影响该地区降水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的另一要素.

**关键词** 慕士塔格  $\delta^{18}\text{O}$  降水 温度 水汽输送

利用冰芯中稳定同位素变化可以反演过去气候演化, 而对冰芯中稳定同位素的解释有赖于对现代大气降水中稳定同位素变化规律的认知程度. 近年来, 青藏高原东北部、中部和南部地区降水中稳定同位素研究取得了很大的进展, 对其变化规律有了一定的认识<sup>[1~17]</sup>, 对于青藏高原西部的研究也正在进行中, 并取得了一些初步的研究成果<sup>[18]</sup>. 姚檀栋等还对新疆乌鲁木齐河流域降水中稳定同位素的变化进行了深入的研究<sup>[19~21]</sup>. 但是对中国最西端的帕米尔高

原大气降水中稳定同位素研究很少涉及. 位于帕米尔高原的慕士塔格是一典型受西风带降水影响的高山地区. 该地区冰川发育, 是目前全球山地冰芯研究最理想的地点之一. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所野外考察队于 2001~2003 年期间在慕士塔格地区进行了 3 次以钻取冰芯为核心的一系列科学考察活动, 其中包括在该地区卡尔塔马克冰川进行的两次气象和水文观测以及大气降水水样的收集. 本文基于以上野外工作, 主要分析了该地区降水中

收稿日期: 2004-07-26; 接受日期: 2005-07-26

\* 国家自然科学基金项目(批准号: 40121101, 40571039)、中国科学院重要方向项目(批准号: KZCX3-SW-339)、国家科技部项目(批准号: 2005CB422004)和国家自然科学基金项目(批准号: 40271025)资助

\*\* E-mail: [yuws@itpcas.ac.cn](mailto:yuws@itpcas.ac.cn)

$\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系及其变化特征,并讨论了水汽输送对该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响.

## 1 样品的收集与分析

慕士塔格峰,海拔 7546 m,位于新疆帕米尔高原(图 1).该地区年降水量自西向东逐渐减少,气候十分干燥<sup>[22]</sup>.

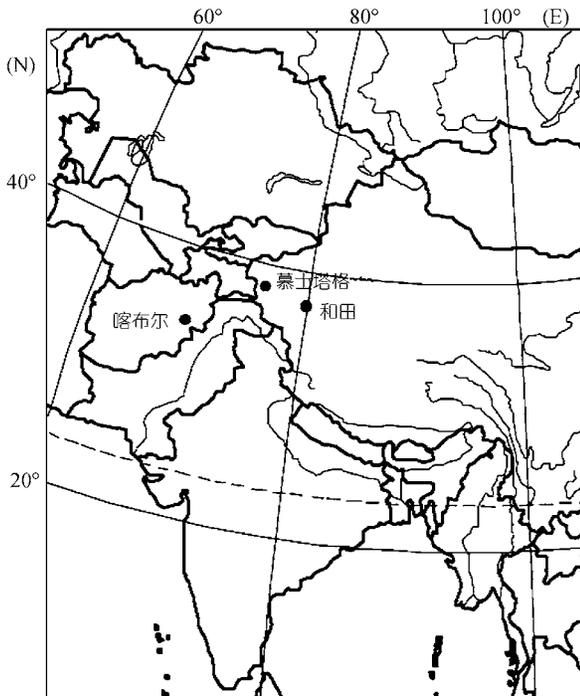


图 1 慕士塔格地区降水水样收集点及其邻近站点示意图

卡尔塔马克冰川位于慕士塔格峰西坡,属喀什噶尔河支流盖孜河上游的阔克萨依流域,其面积为 4.48 km<sup>2</sup>,长 8.1 km,冰川末端高程为 4400 m,属于典型的大陆性山谷冰川<sup>[23]</sup>.我们的采样点就设在该冰川右侧侧碛上(38°17'N, 75°01'E),海拔为 4430 m.中国科学院寒区旱区环境与工程研究所野外考察队分别于 2002 年 6 月和 2003 年 5 月在此开始实施两次降水水样收集计划(取样时段为 2002 年 6 月 20 日~9 月 5 日、2003 年 5 月 2 日~8 月 22 日).按照气象观测规范要求,对每次降水过程都实施取样,其中 2002 年共收集了 39 个样品,2003 年共收集了 59 个水样(2002 年收集的样品以固态为主,而 2003 年收集的样品几乎都是固态降水).在收集降水样的同时,还记

录了每次降水的起止时刻、起止地面温度和降水类型以及降水量等多项气象参数.对于液态降水,直接装入塑料水样瓶里,并编号,然后将瓶盖拧紧并加以密封以防瓶中水样蒸发.对于固态降水,则先装入塑料袋里,扎紧袋口,在室温下完全融化后,再装入水样瓶中予以密封.密封有水样的塑料瓶被运回兰州并保存在低温室内,样品的测试是在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰芯与寒区环境重点实验室 MAT-252 气体质谱仪上进行的.氧稳定同位素的比率用相对于 Vienna“标准平均海洋水”(VSMOW)的千分差来表示:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{VSMOW}}}{R_{\text{VSMOW}}}$$

其中  $R_{\text{样品}}$  为降水水样中  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  的比值,而  $R_{\text{VSMOW}}$  为 VSMOW 中的  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  的比值.测得的  $\delta^{18}\text{O}$  的精度在  $\pm 0.2\text{‰}$  之内.

## 2 研究结果

### 2.1 慕士塔格地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间的关系

从慕士塔格 2002 年 6 月~2002 年 9 月初历次降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与降水时温度(初始温度和终止温度之平均值)的散点分布图上看,两者之间存在较好的相关性,回归方程可以表示为:  $\delta^{18}\text{O} = 0.66\bar{T} - 4.20$ , 相关系数  $r = 0.43$ , 能够通过 0.01 的信度检验,如图 2 中空点所示,降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化主要表现为“温度效应”.

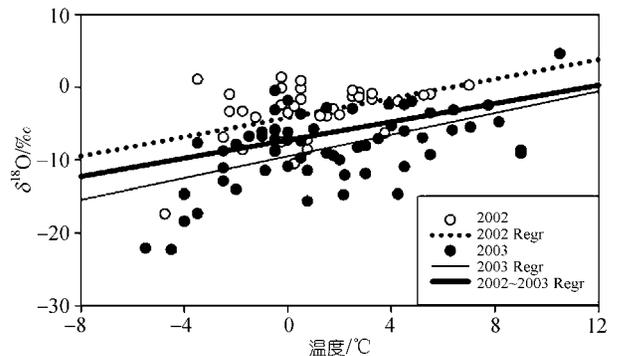


图 2 慕士塔格地区 2002 年、2003 年夏季历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水时温度的散点分布图

从 2003 年 5 月至 8 月历次降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与降水时温度的散点分布图中可以看出,与 2002 年度情况相

似，两者之间存在较好的线性关系，回归方程为： $\delta^{18}\text{O} = 0.74\bar{T} - 9.2$ ，相关系数达到 0.54，较该地区 2002 年的相关性更为显著一点，如图 2 中实心点所示。

如果将 2002 年和 2003 年这两年的资料放在一起，历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水时温度之间仍有较好的相关性，相关系数为 0.4，在 0.01 的置信区间上都很显著，如图 2 中粗线所示。这进一步说明，在慕士塔格地区，温度对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化起主导作用。该地区地处高亚洲北部内陆，太平洋、印度洋暖气流难以到达，降水主要来自西风带气流的水汽输送<sup>[22]</sup>。从亚洲东南部降水中稳定同位素的空间变化特征来看(图 3，图中曲线为分界线)<sup>[24]</sup>，曲线北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 主要表现为“温度效应”，在其南部，季风对降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响

占主导地位，表现出一定的“降水量效应”。慕士塔格地区位于高亚洲北部内陆地区，从图 3 中可以看出，正好位于“温度效应”的区域，这与上述慕士塔格地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间存在显著正相关的结论相符。

为进一步揭示慕士塔格地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的内在关系，我们做出了历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的时间变化图，如图 4 所示。从 2002 年夏季慕士塔格降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度的变化图上看(图 4(a))，在 6 月期间以及 8 月至 9 月初，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度两者的变化趋势比较一致；尤其是 8 月至 9 月初，它们的变化趋势最为一致，并且在 9 月 5 日，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 降低到最小，对应的温度也达到最低值，通过线性回归，可得线性方程： $\delta^{18}\text{O} = 1.27\bar{T} - 6.14$ ，相关系数高达 0.79。而在 7 月份两者之间的变化趋势相对比较复杂，但是在 7 月 8 日至 7 月 19 日期间，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度两者之间还是存在相对一致的变化趋势，这说明在 7 月份中旬，降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度还是存在一定的正相关关系，只是这种关系相对于 8 月比较微弱。从 2003 年慕士塔格地区夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和温度的变化图上看(图 4(b))，5 月至 6 月，两者之间的变化趋势非常一致，都是逐渐增高。值得注意的是，慕士塔格地区 2003 年降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 从 7 月开始有逐渐降低的趋势，但对应的温度在 8 月份却有一个逐渐增大然后突然降低的现象，这可能与当时较大规模的天气过程有关。整个 7 月份很少有降雨(只有两次，而且降水量很低，都不超过 5 mm)，在 8 月中旬突然有较大规模的极地气团的南侵(根据下面水汽输送模拟结果)带来较为丰富的水汽，从而产生较大的降水，而且降水频次突然增大，8 月

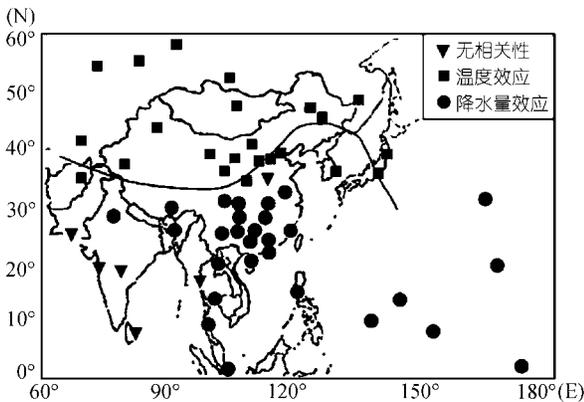


图 3 东南亚降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 对温度和降水量的不同响应

据文献<sup>[24]</sup>， $\blacktriangledown$ 表示“温度效应”， $\blacksquare$ 表示“降水量效应”， $\bullet$ 表示两者之间没有关系

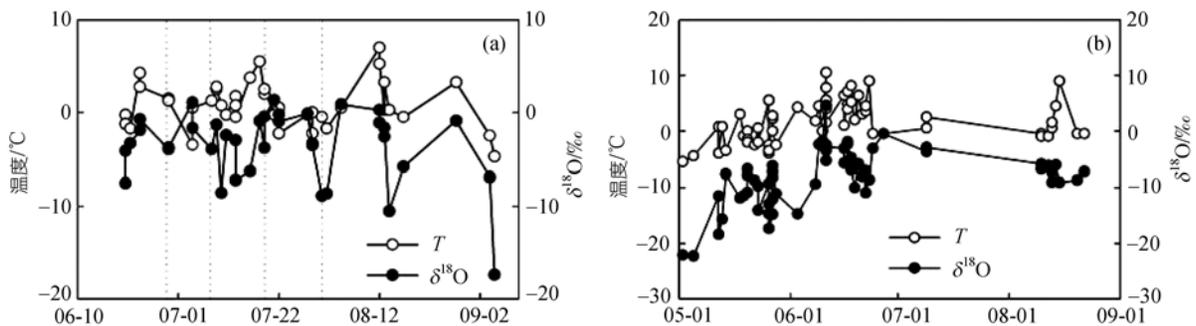


图 4 慕士塔格夏季历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的时间变化图  
(a) 2002 年; (b) 2003 年

10 日~8 月 15 日共有 7 次降水事件发生, 其中 8 月 13 日降水量达到自从 6 月份以来的最大值, 为 6.8 mm, 如图 7(b)所示, 这种状况下产生的降水削弱了降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与温度之间的关系。

## 2.2 与邻近地区站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的比较

根据 GNIP 提供的降水中  $\delta^{18}\text{O}$  数据以及相关气象资料, 我们选取与慕士塔格邻近的若干站点进行对比。与慕士塔格采样点邻近的站点从东到西有和田以及阿富汗的喀布尔(图 1)。需要说明的是, 在慕士塔格降水中  $\delta^{18}\text{O}$  是历次降水实测的值, 而和田、喀布尔站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  是“月值”。从图 5 可以看出, 和田、喀布尔两站点降水中月平均  $\delta^{18}\text{O}$  与月平均温度两者之间都存在明显的线性关系, 都能通过 0.01 的信度检验。这说明, 在总体上慕士塔格与其邻近地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化具有相似的特征, 都表现为“温度效应”。另外, 在和田、喀布尔两站点, 降水中月平均  $\delta^{18}\text{O}$  与气温之间的相关性非常显著, 相关系数都很大。相对而言, 慕士塔格地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与气温之间的相关系数 ( $r = 0.4$ ) 相对较小, 这可能是由于取样条件的限制, 在无人区的慕士塔格实施的两次取样活动都没有采集冬季的降水水样, 这里只有夏季的结

果, 从而使得该地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与邻近站点的比较不够充分。另外, 慕士塔格采样点海拔显著高于邻近其他两站点, 慕士塔格采样点海拔高达 4430 m, 而和田、喀布尔两站点海拔分别为 1375 和 1860 m。这种海拔高度差异, 也使得慕士塔格地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与邻近站点的比较有欠对等。进一步分析慕士塔格与邻近站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  在一年中随时间的分布(由于慕士塔格实测的降水  $\delta^{18}\text{O}$  是 5~9 月, 故与邻近站点比较只在此时间段内进行), 不难发现, 在慕士塔格夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  显示为高值。与其相似的是, 在和田、喀布尔地区夏季降水中月平均  $\delta^{18}\text{O}$  也表现为高值的特征, 如图 6 所示。在慕士塔格及其临近地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  表现出的夏季高值的特征与高亚洲北部内陆地区降水中稳定同位素分布特征相似, 即: 在高亚洲北部内陆地区, 夏季降水中稳定同位素显示为高值, 表现为“温度效应”<sup>[24]</sup>。

## 2.3 慕士塔格地区水汽输送过程与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动

为深入分析慕士塔格地区 2002 年、2003 年夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  以及日降水量随时间的变化特征, 作者分别做出了它们的变化曲线(图 7)。可以看出, 2002

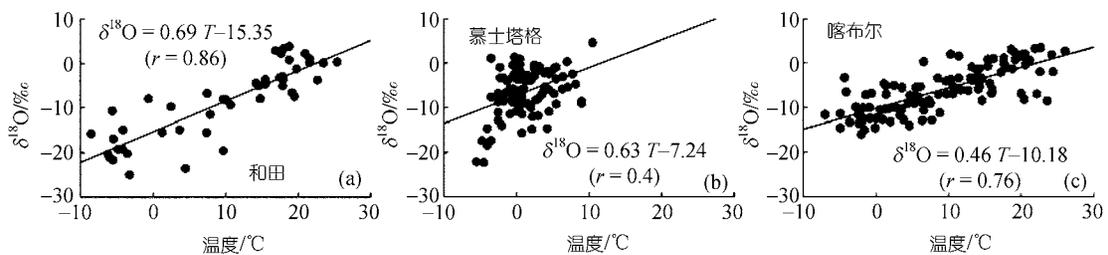


图 5 慕士塔格及其邻近地区站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与温度之间的关系

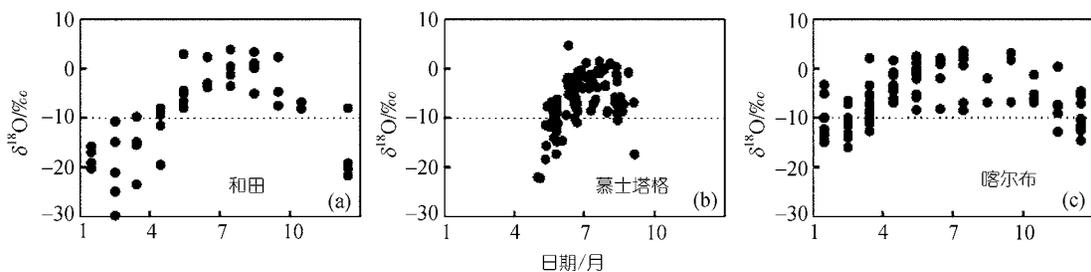
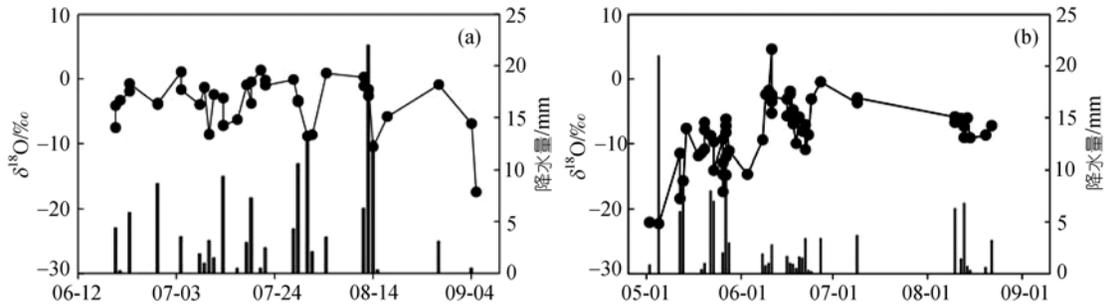


图 6 慕士塔格及其邻近地区站点降水中  $\delta^{18}\text{O}$  随时间的分布

图 7 慕斯塔格夏季历次降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与降水量日变化图

(a) 2002 年; (b) 2003 年

年 6 月至 9 月初取样时段里, 日降水量峰值出现在 8 月份, 降水量为 22 mm, 7 月份降水次数最多. 就月降水量而言, 7 月份与 8 月份相差不多, 都在 60 mm 左右. 2003 年 5 月至 8 月取样时段内, 5 月、6 月降水非常频繁, 而 7 月份只有两次降水, 8 月份又开始增多, 其中 5 月份降水最多. 6~9 月是慕斯塔格地区降水的雨季, 这说明该地区降水量相对于季风区而言比较稀少, 月降水量都不超过 70 mm.

从 2002 年、2003 年夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  日变化曲线上看(图 7), 在慕斯塔格地区这两年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化都比较明显. 2002 年、2003 年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的变化范围分别为:  $-17.4\text{‰}\sim 1.33\text{‰}$ ,  $-22.31\text{‰}\sim 4.59\text{‰}$ . 为了使这两年能够对等的比较, 我们截取两年中同一时间段, 即 6 月 20 日~8 月 15 日, 发现 2002 年、2003 年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  分别在  $-3.28\text{‰}$ 、 $-6.21\text{‰}$  附近波动, 波动幅度分别为:  $7.25\text{‰}$ 、 $5.72\text{‰}$ , 即在同一时段内, 该地区 2003 年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  要稍低于 2002 年的, 而 2002 年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  波动相对强烈(图 7(a)). 在 2003 年 7 月份之前有一个明显的特征, 也就是在总的趋势上, 慕斯塔格 2003 年降水中  $\delta^{18}\text{O}$  在变化中逐渐升高(图 7(b)).

降水中稳定同位素波动不仅与局地气候要素(如温度、降水量等)存在相关关系, 而且还与大气水汽输送过程相联系. 利用 NCEP/NCAR 所提供的 2002 年每日 4 次的风向、风速、气温、空气比湿以及表面气压等重分析资料, 建立模型来追踪该地区 2002 年夏季慕斯塔格降水的水汽来源路径, 并与慕斯塔格地区 2002 年历次降水中  $\delta^{18}\text{O}$  进行比较, 以此来探讨慕斯塔格地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与不同来源水汽的关系.

事先假定空气风场中有一质点在运动, 根据风向风速的变化就可以追踪其在前一段时刻在风场中的位置. 模型的空间精度为  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (经度  $\times$  纬度), 依据气压, 高度分成 550, 500, 450, 400, 350 和 300 hPa 共 6 层, 模型运行的时间间隔为 1 h. 模型输出的结果为降水前 10 日内水汽的输送路径、路径随海拔高度变化以及沿途的空气比湿变化<sup>[3]</sup>.

利用上述模型我们计算了 2002 年夏季 6~9 月初慕斯塔格地区每日降水的水汽输送路径. 图 8 给出了部分的计算结果, 以此分析水汽输送与慕斯塔格地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的关系. 其中 7 月 4 日、7 月 21 日、8 月 4 日和 8 月 28 日的结果对应于降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化出现波峰/波谷的日期, 其他的图表对应于降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化出现波谷/波峰的日期, 如图 7(a) 所示. 在图 8 中, 上部的曲线表示 6 层水汽在降水前 10 日内的输送途径(第一层对应气压为 550 hPa, 以此类推); 阴影部分面积的大小表示不同层大气的比湿大小; 图中下部的曲线指示不同层水汽输送路径随海拔高度的变化.

从上述模型的输出结果来看(图 8), 在慕斯塔格地区 2002 年整个夏季降水的水汽来源主要是受西风环流和局地环流控制. 西风环流的水汽输送路径都相对较短, 水汽中的  $\delta^{18}\text{O}$  贫化作用低, 再由于慕斯塔格位于高亚洲北部内陆地区, 气候干燥, 当地地表水  $\delta^{18}\text{O}$  较高, 蒸发形成的水汽再降水后  $\delta^{18}\text{O}$  仍很高, 有的甚至高于 0 值, 从而使该地区夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  在整体上表现为高值(图 7(a)). 在局部上, 该地区 2002 年夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  出现若干低值事件与不同水汽来源及其输送方式有一定的关系. 从图 8 所示的水汽输送与图 7(a) 中慕斯塔格降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化比较可以看

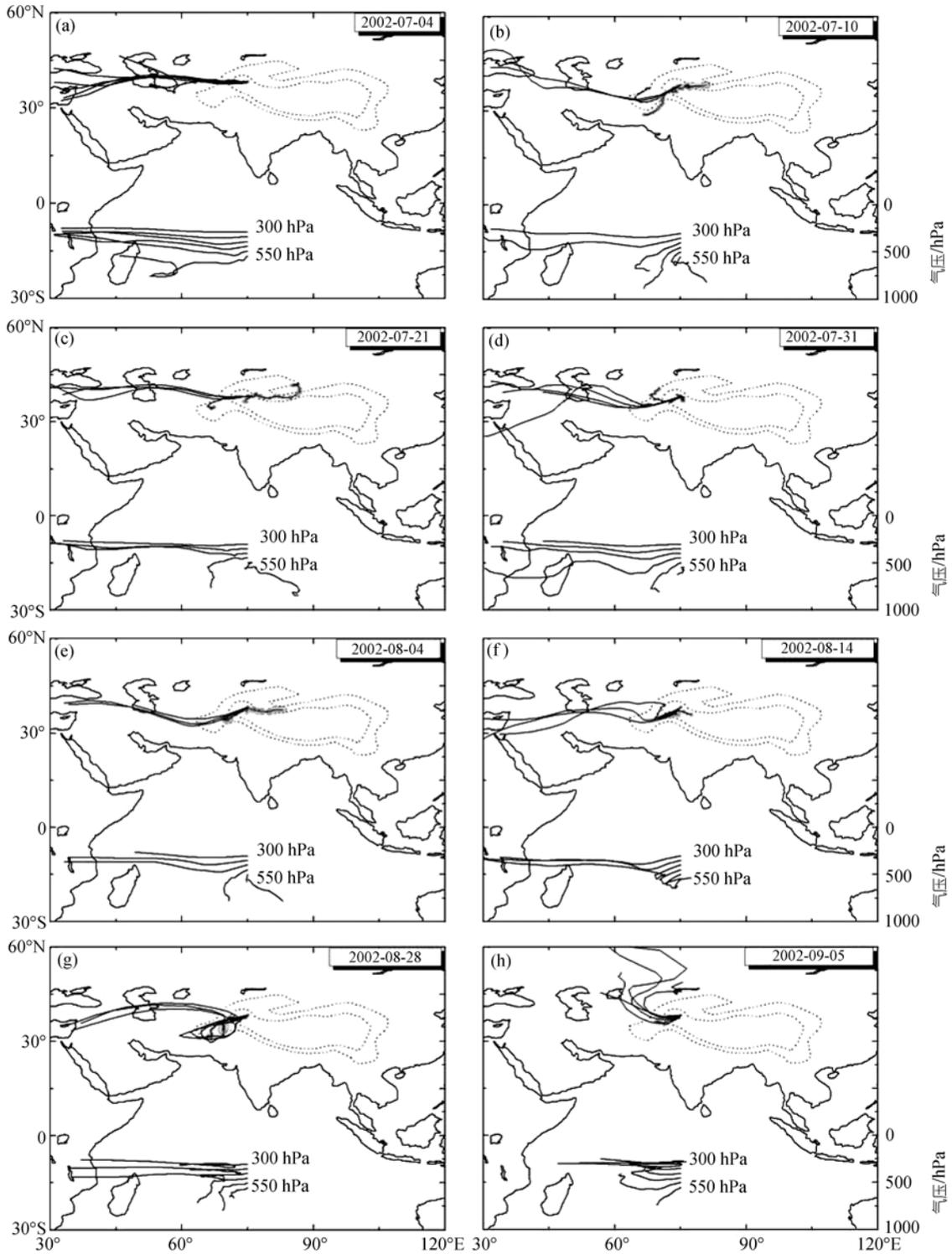


图 8 慕士塔格地区 2002 年夏季水汽输送追踪结果

图的上部曲线为不同大气压层的追踪路径的水平分布, 下面的曲线表示追踪路径的垂直方向上的变化

出,水汽输送距离的远近影响降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化,距离越远,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 越低。7月10日第一、第二层来源于局地环流,第四层来自西风环流;第三层来源于极地,水汽输送的距离相对较远,而且发生偏转(路径一旦偏转,输送距离就相对更远),沿途水汽通过降水过程使得水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 不断贫化,使得剩余水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较低。7月31日第一层路径很短,来自局地环流;来自极地的第二层水汽输送路径也发生了偏转,而来自西风环流的第三层路径很长,都引起水汽中的 $\delta^{18}\text{O}$ 不断贫化,使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现在波谷位置。在9月5日,大规模极地气团的南侵导致该地区夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 达到最低值(图7(a))。

该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 低值还与厚层的水汽输送有关。在7月10日,水汽输送厚度很大,从550~350 hPa都有一定的水汽输送,而且由于周围高山对水汽的强烈抬升作用,空气比湿大幅度降低,形成降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也相对较低。另外,在8月14日,从550~400 hPa也都有明显的水汽输送,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 同样表现为低值(注:可以通过图中下部的气压曲线变化来识别,如果气压曲线变化平缓,则水汽输送不明显,反之,如果变化很大,则水汽输送明显)。

慕士塔格降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化出现波峰事件主要对应于没有极地气团来源的西风环流的水汽输送。如图8中,7月4日的水汽输送,可以看出是来自低层,而且来源比较单一,水汽输送距离非常近。7月21日和8月4日降水水汽主要来源于当地水汽循环(第一

层),慕士塔格以东主要是沙漠,气候较干,蒸发而来的水汽稳定同位素很高,甚至高于零以上;而西风带来的第二层水汽输送距离都非常近,故水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的贫化程度相对较低,从而使剩余水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较高。在8月28日,水汽主要来源于局地水循环,由于当地气候干燥,降水过程中存在一定的蒸发,使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。

慕士塔格2003年夏季水汽输送模型运行结果同样显示,在该地区,夏季降水主要受西风控制(图略),而在8月13日、15日,该地区由于极地气团的南侵(图9),使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值降低,尽管对应的温度有升高的趋势(图4(b))。

综上所述,可以看出,除了温度控制慕士塔格地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化之外,不同的水汽来源、水汽输送距离的远近、水汽输送的厚度以及不同水汽之间的相互作用等也影响到了夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动。

### 3 结论与讨论

通过对慕士塔格地区卡尔塔马克冰川降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水温度以及水汽输送关系的分析,并结合相关气象观测资料,我们得出如下结论:

(1) 在慕士塔格地区,夏季历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在较好的正相关关系,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化表现为“温度效应”。与邻近地区的和田、喀布尔降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征相似,慕士塔格地区夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也表现为高值。

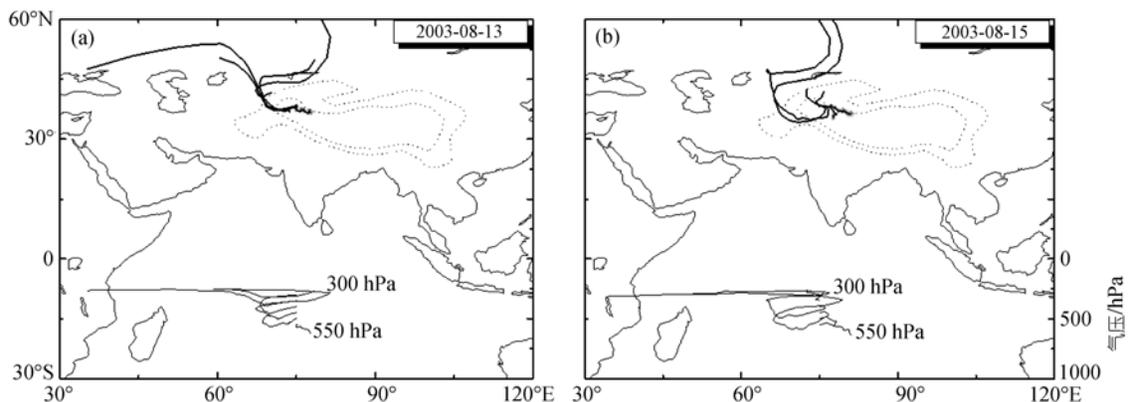


图9 慕士塔格地区2003年夏季8月13日、15日水汽输送追踪结果

图示说明同图8

(2) 慕士塔格地区 2002 年和 2003 年夏季降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化都具有一定的波动, 而这种波动与不同水汽来源及输送方式有关. 根据水汽追踪的结果, 该地区降水以西风环流和局地环流的水汽输送为主; 而水汽输送距离的远近、水汽输送的厚度以及极地气团的南侵对该地区降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化都有一定的影响.

致谢 保翰章同志参与野外采样, 付出艰辛的劳动, 特此感谢.

### 参 考 文 献

- 姚檀栋, 丁良福, 蒲建辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中  $\delta^{18}\text{O}$  特征及其与水汽来源的关系. 科学通报, 1991, 36(20): 1570~1573
- 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
- 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, 2001, 31(增刊): 215~220
- Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. Science, 1997, 276: 1821~1825[DOI]
- Yao T, Thompson L G, Jiao K, et al. Recent warming as recorded in the Qinghai-Tibetan cryosphere. Annals of Glaciology, 1995, 21: 196~200
- Tian L, 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]
- 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[DOI]
- Tian L, Yao T, 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, 中尾正义, 姚檀栋, 等. 青藏高原及其毗邻地区降水中稳定同位素成分的时空变化. 中国科学, D 辑, 2001, 31(5): 353~361
- 田立德, 姚檀栋, 杨志红. 青藏高原降水中  $\delta^{18}\text{O}$  的空间分布特征及其影响因素. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1995). 北京: 科学出版社, 1995. 243~250
- 章新平, 姚檀栋. 青藏高原降水中  $\delta^{18}\text{O}$  与温度和降水量的关系. 地理科学, 1995, 15(1): 1~7
- 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
- Yao T, Thompson L G, Mosley-Thompson E, et al. Climatological significance of  $\delta^{18}\text{O}$  in north Tibetan ice cores. J Geophys Res, 1996, 101(D23): 29531~29537[DOI]
- 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原南北降水中  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的关系及水汽循环. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 214~220
- 章新平, 姚檀栋. 青藏高原东北地区现代降水中  $\delta\text{D}$  与  $\delta^{18}\text{O}$  关系的研究. 冰川冻土, 1996, 18(4): 360~365
- 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[DOI]
- 田立德, 姚檀栋, 孙维贞, 等. 青藏高原中部降水稳定同位素变化与季风活动. 地球化学, 2001, 30(3): 217~222
- 余武生, 姚檀栋, 田立德, 等. 青藏高原西部降水中  $\delta^{18}\text{O}$  变化特征. 冰川冻土, 2004, 26(2): 146~152
- Yao T, Masson V, Jouzel J, et al. Relationships 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): 3473~3476[DOI]
- 姚檀栋, 孙维贞, 蒲建辰, 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  $\delta^{18}\text{O}$  与温度关系研究. 冰川冻土, 2000, 22(1): 15~22
- 章新平, 姚檀栋, 田立德, 等. 乌鲁木齐河流域不同水体中的氧稳定同位素. 水科学进展, 2003, 14(1): 50~56
- 施雅风主编. 中国冰川与环境——现在、过去和未来. 北京: 科学出版社, 2000. 35~37
- 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所. 中国冰川编目帕米尔山区(喀什噶尔河等流域) (修订本). 兰州: 甘肃文化出版社, 2001. 23~34
- Araguás-Araguás L, Klaus F, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. J Geophys Res, 1998, 103(D22): 28721~28742[DOI]