

天气尺度下丽江季风降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化

庞洪喜 何元庆 卢爱刚 赵井东 宁宝英 院玲玲 宋波

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所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, 北京 100085. E-mail: phx_anu@163.com)

摘要 根据丽江2003年夏季日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 结合日平均NCEP/NCAR再分析资料, 研究天气尺度下季风降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化. 研究发现, 丽江夏季日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化具有显著的“降水量效应”, 而“温度效应”不存在. 季风活跃期和不活跃期的交替出现可能对天气尺度下 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化具有显著的影响, 同时季风降水的再循环过程可能对季风末期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化具有显著的影响. 这些影响对季风降水中稳定同位素所特有的“降水量效应”产生严重干扰. 另外, 研究表明丽江夏季天气尺度下 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要受大尺度印度低压系统控制. 研究结果对于季风区稳定同位素“降水量效应”以及本区古气候的研究具有重要意义.

关键词 天气尺度 $\delta^{18}\text{O}$ 变化 季风降水 丽江

^2H 和 ^{18}O 是自然界水体中两种天然示踪剂, 同位素示踪法是研究水循环的一种有力工具. 在高纬度地区降水中稳定同位素变化具有“温度效应”, 即降水中稳定比率与温度呈正相关关系, 利用冰芯中稳定同位素含量的变化可以定量恢复古温度的变化^[1-4]; 在中低纬度季风气候区降水中稳定同位素变化具有“降水量效应”, 即降水中稳定同位素比率与降水量呈反相关关系, 同位素含量的变化可以作为降水量的代用指标^[5]. 另外, 利用降水中稳定同位素比率的变化可以示踪地下水的补给来源、现代水循环过程等^[6-12]. 因此, 对水体稳定同位素现代变化过程进行深入研究, 是古气候定量恢复和利用同位素方法研究水循环的基础.

在中纬度季风气候区, 雨季与热季同期, 大气降水中稳定同位素比率除了主要受“降水量”控制外, 在一定程度上还受“温度”控制^[13]. 另外, “降水量效应”的形成机制十分复杂, 它取决于形成降水的3个过程^[1,14]: () 水汽源区的蒸发条件. 它主要决定水汽的初始同位素含量; () 水汽的传输过程. 这一过程主要决定了气团被淋洗的程度; () 降水时的冷凝程度. 它主要取决于云中水汽冷凝时的温度. 由于“降水量效应”形成机制的复杂性, 导致中低纬度季风区降水中稳定同位素比率所特有的“降水量效应”远没有高纬度地区“温度效应”那么显著. 同时季风水循环系统本身结构复杂、水循环非常活跃. 因此, 季风降水中同位素变化异常复杂, “降水量效应”在季风区古气候应用过程中受到了很大限制.

在国际原子能机构(IAEA)和世界气象组织(WMO)联合下, 在全球建立了降水中稳定同位素监测网, 但各IAEA/WMO站点同位素监测资料均为月值, 不能代表天气尺度下降水中稳定同位素变化. 因此, 有必要对天气尺度下降水中稳定同位素变化进行研究. 目前, 此类研究在国际上已有一些报道^[15-22], 这些研究认为, 天气尺度下降水中稳定同位素变化与温度没有相关关系, 和降水量具有显著的反相关关系, 降水中稳定同位素比率受形成降水的天气系统影响显著. 但是针对西南季风区上述研究较少. 深入研究西南季风区天气尺度下季风降水中稳定同位素变化, 不仅可以为天气尺度下降水中稳定同位素研究增加新的资料, 同时对于季风区“降水量效应”的研究具有重要意义, 为本区古水体(冰芯、地下水、石笋、湖泊碳酸盐等)中稳定同位素所蕴涵的气候环境信息的恢复和解译提供数据支持和理论依据. 因此, 本文根据2003年夏季丽江日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 研究西南季风区天气尺度下季风降水中稳定同位素变化.

1 研究区简介、采样和室内分析

丽江(100.25°E, 26.86°N)位于云南省西北部, 夏季主要受西南季风控制, 冬季受高空西风急流南支控制. 丽江市海拔2393 m, 多年平均气温12.6, 多年平均年降水量772 mm, 降水主要集中在6~9月, 即西南季风盛行期间, 水汽主要来自西南方向的印度洋. 2003年夏季(6~9月), 我们委托丽江市气象局共采集了46 d降水样品, 取好的样品装入清洗干净

的敞口聚氯乙烯塑料瓶内, 低温保存, 最后运回中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冰冻圈与环境联合重点实验室, 在 Mat252 同位素气体质谱仪上, 进行氧同位素比率 $\delta^{18}\text{O}$ 的测试分析, 测量误差为 $\pm 0.2\%$ 。另外, 为了分析大尺度环流系统对天气尺度下丽江降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响, 文中使用了日平均海平面气压和纬向风速 NCEP/NCAR 再分析资料。

2 结果

表 1 为 2003 年夏季(6~9 月)丽江日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量和温度的相关系数和偏相关系数表。需要说明的是, 在计算 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量和温度的相关系数和偏相关系数时, 我们把 $\delta^{18}\text{O}$ 划分为原始资料和距平资料。 $\delta^{18}\text{O}$ 距平资料按各月计算, 即某一天降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值减去该月 $\delta^{18}\text{O}$ 的算数平均值。由 $\delta^{18}\text{O}$ 原始资

料计算的相关系数和偏相关系数可以看出, $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的反相关性和反偏相关性均很显著; $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间具有微弱的正相关性, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间不存在偏相关性(表 1)。由 $\delta^{18}\text{O}$ 距平资料计算的相关系数和偏相关系数可以看出, 与 $\delta^{18}\text{O}$ 原始资料相比, $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的反相关性和反偏相关性更加显著, $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间偏相关性依然不存在(表 1)。图 1 给

表 1 2003 年夏季(6~9 月)丽江日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 原始资料与距平资料和降水量以及温度的相关系数和偏相关系数表

	r1	r2	R1	R2
原始资料	-0.46 ^{a)}	0.25 ^{b)}	-0.42 ^{a)}	0.14
距平资料	-0.51 ^{a)}	0.28 ^{b)}	-0.45 ^{a)}	0.11

a)置信度达到 95%, b) 置信度达到 90%; 其中, r1 和 r2 分别为降水量和温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关系数, R1 和 R2 分别为降水量和温度与 $\delta^{18}\text{O}$ 的偏相关系数

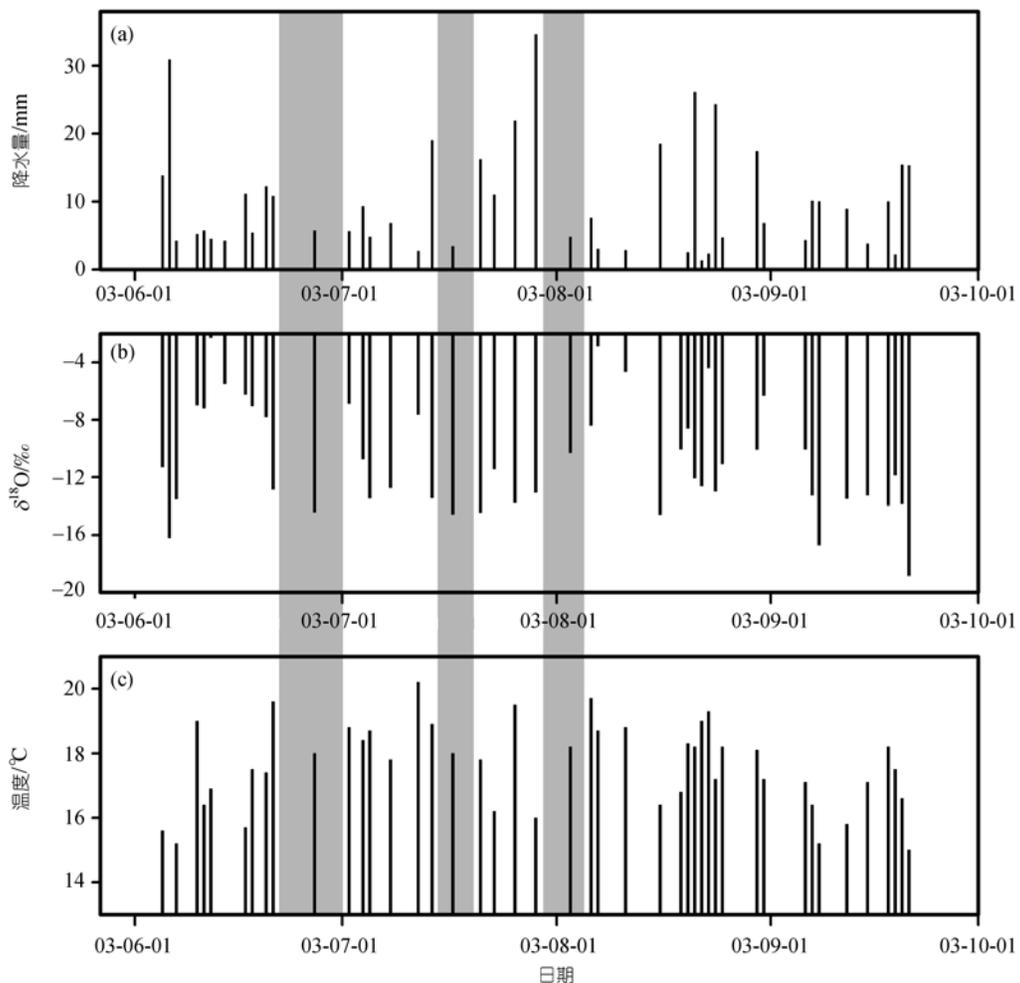


图 1 2003 年夏季(6~9 月)日降水量、 $\delta^{18}\text{O}$ 及温度变化
图中 3 个阴影区代表 3 个季风不活跃期

出了2003年丽江夏季原始 $\delta^{18}\text{O}$ 资料与降水量和温度变化情况,从中可以看出,降水中稳定同位素变化存在显著的“降水量效应”,而“温度效应”很微弱.

2003年夏季丽江日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的关系可以用下式表示:

$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0.22P - 8.7$ ($n = 46, r = -0.46, P < 0.01$), 式中 P 为天降水量(mm), n 为样本量, r 为 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的相关系数, P 为信度水平.从式中可以看出,降水量每变化10 mm, $\delta^{18}\text{O}$ 变化为2.2‰,说明受降水量的影响,西南季风区天气尺度下季风降水中稳定同位素含量变化率较大.

对印度3700个台站的逐日降水量研究表明^[23],西南季风期间,季风交替表现为活跃期(active phase)和不活跃期(break phase).从图1(a)可以看出,根据丽江6~9月逐日降水量变化,我们大致划分出3个季风不活跃期,即:6月22日~7月1日;7月15~20日;7月30日~8月5日(图1阴影区).从图1(a)可以看出,在3个季风不活跃期内分别出现3次降水事件(分别为6月27日,7月17日和8月3日),3次降水事件降水量相对较小,但降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较低(图1(b)),不遵循季风降水中稳定同位素所特有的“降水量效应”.

图2为1998年6~10月曼谷(100.50°E, 13.75°N)逐日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的实测值和由同位素环流模型模拟的变化,模拟值和实测值的相关系数为0.56^[12],因此模拟值是可信的.图中阴影区为2个季风不活跃期(对应降水很少或无降水),即:7月16~27

日;8月17~22日.从图2可以看出,在第一个季风不活跃期末,模拟的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值为相对低值;第二个季风不活跃期间, $\delta^{18}\text{O}$ 模拟值也为异常低值,这与丽江季风不活跃期内降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为异常低值类似.

另外,从2003年夏季丽江日降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 资料发现,如果相邻两天都有降水发生,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化有时也不遵循“降水量效应”.表2列出了所挑选的6对相邻2天降水事件过程中降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化情况,从中可以看出,6对中前一天降水量都大于后一天降水量,但后一天降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 却显著低于前一天降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值,这也违背了季风降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化所遵循的“降水量效应”.

表2 丽江2003年夏季6对相邻2天降水事件过程中降水量、 $\delta^{18}\text{O}$ 、西南季风指数WSII变化

日期	降水量/mm	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	WSII 指数
2003-06-17	11.1	-6.24	27.4
2003-06-18	5.4	-7.04	26.6
2003-06-20	12.2	-7.81	28.2
2003-06-21	10.8	-12.86	26.0
2003-07-04	9.3	-10.74	33.6
2003-07-05	4.8	-13.47	33.1
2003-08-21	26.1	-12.07	31.9
2003-08-22	1.3	-12.62	28.9
2003-09-07	10.1	-13.26	27.0
2003-09-08	10	-16.71	24.2
2003-09-20	15.4	-13.87	21.1
2003-09-21	15.3	-18.84	20.5

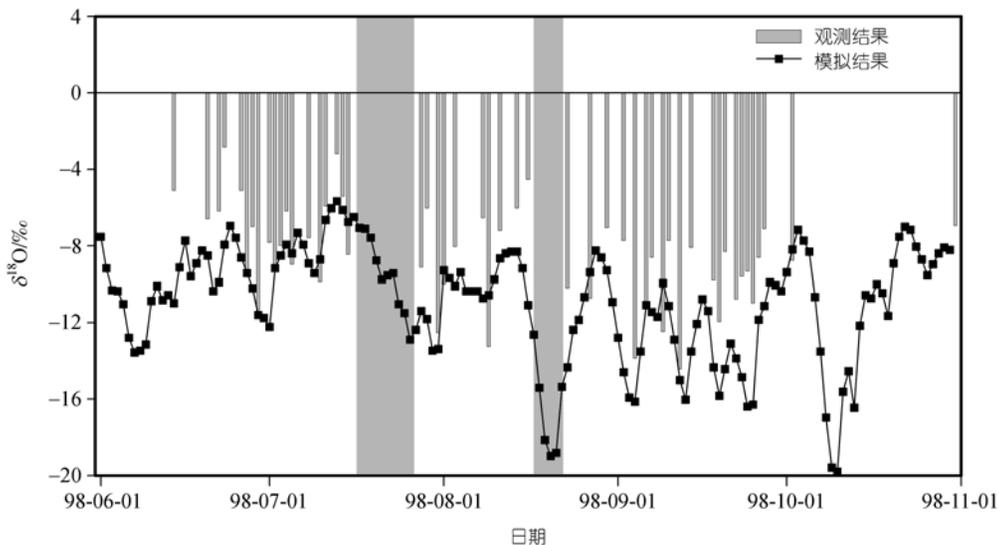


图2 1998年6~10月曼谷逐日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的实测值和模拟值变化(本图引自文献^[12]图7(c))

图 3 为 6 对中前一天降水过程(6 月 17 和 20 日、7 月 4 日、8 月 21 日、9 月 7 和 20 日)和 6 对中后一天降水过程(6 月 18、21 日、7 月 5 日、8 月 22 日、9 月 8 和 21 日)平均海平面气压(SLP)差值图(6 对中前一天 SLP 的平均值减去 6 对中后一天的平均值). 从图 3 可以看出, 印度低压区多为负值区域, 说明平均而言每一对的前一天降水过程对应印度低压强(降水量相对较大, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较高), 每一对的后一天降水过程对应印度低减弱(降水量相对较小, 但 $\delta^{18}\text{O}$ 相对较低).

相关研究表明^[24], 区域($5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$) 850 hPa 高度和 200 hPa 高度上平均纬向风速的差值 ($U_{850}-U_{200}$), 可以很好地反映西南季风活动的强弱, 即为西南季风指数 WSI1. 据此, 根据 NCEP/NCAR 日平均纬向风速资料我们计算了表 2 所挑选的 6 对降水事件对应当天的 WSI1 的值(表 2 第 4 列). 从表 2 可以看出, 对于所挑选的 6 对降水事件而言, 每一对的前一天降水过程对应的 WSI1 指数均大于每一对后一天降水过程所对应的 WSI1 指数. 这也证明了每一对的前一天降水过程对应西南季风活动强, 而每一对的后一天降水过程对应西南季风活动弱的事实.

由于季风期间季风活动波动性较大, 我们对季风期间各个月份同位素波动情况进行了分析, 来研究季风降水中稳定同位素季节内变化. 表 3 为 2003

年夏季(6~9 月)各月降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 的标准偏差及各月 $\delta^{18}\text{O}$ 降水量的加权平均值. 从中可以看出, 6~8 月份降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 的标准偏差均比 9 月份相对较大, 反映出季风活动使 6~8 月份降水变率较大的特征; 9 月份 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水量的标准偏差均为最小, 说明 9 月份由于季风强度的减弱使降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 变率减小, 而且 9 月份 $\delta^{18}\text{O}$ 的降水量加权平均值与 6~8 月相比最低(表 3).

表 3 2003 年夏季(6~9 月)各月降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 标准偏差及各月 $\delta^{18}\text{O}$ 降水量加权平均值

月份	标准偏差		$\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值/‰
	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	降水量/mm	
6	4.25	7.6	-10.97
7	2.63	9.8	-12.78
8	3.54	8.9	-11.09
9	2.55	4.7	-14.77

由于采集的降水量样品量较少(46 个), 我们只选择了各月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的极值事件进行分析, 研究天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与大尺度环流系统的关系. 为此, 我们从 2003 年夏季(6~9 月)各月份中, 分别挑选出 1 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件(对应降水量为相对高值)和 1 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件(对应降水量为相对低值)进行个例分析. 表 4 为所挑选的 8 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极值事件, $\delta^{18}\text{O}$

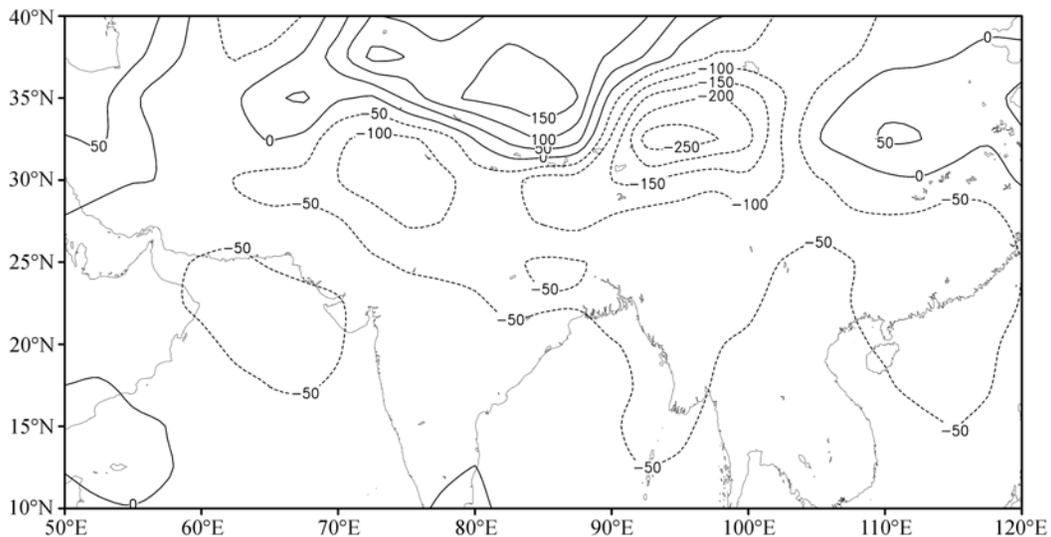


图 3 6 d 相对降水量较大、 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高降水过程(6 月 17、20 日、7 月 4 日、8 月 21 日、9 月 7 和 20 日)和 6 d 相对降水量较小、 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较低降水过程(6 月 18 日、7 月 5 日、8 月 22 日、9 月 8 和 21 日)平均海平面气压差值图(气压的单位: Pa)

表 4 2003 年夏季丽江降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件和 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件降水量和 $\delta^{18}\text{O}$ 变化

日期	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	降水量/mm	日期	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	降水量/mm
	$\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件			$\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件	
2003-06-06	-16.20	30.9	2003-06-12	-2.28	4.5
2003-07-21	-14.45	16.2	2003-07-02	-6.88	5.6
2003-08-16	-14.58	18.5	2003-08-07	-2.87	3.0
2003-09-20	-13.87	15.4	2003-09-06	-10.06	4.3
$\delta^{18}\text{O}$ 加权平均值和总降雨量	-15.04	81.0		-5.78	17.4

极值事件均为该月 $\delta^{18}\text{O}$ 距平的最小值和最大值. 需要说明的是, 受相邻 2 天降水过程的影响, 6 月 18 和 21 日、7 月 5 日、8 月 22 日、9 月 8 和 21 日降水事件不参加 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件的挑选. 图 4 为 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件的海平面气压距平值的平均值, 与 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件的海平面气压距平值的平均值的差值图. 从中可以看出, 印度低压控制区为负值区, 说明 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件(降水量大、 $\delta^{18}\text{O}$ 值低)对应于印度低压强, 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件(降水量小、 $\delta^{18}\text{O}$ 值高)对应于印度低压弱. 分析表明印度低压的强弱指示着西南季风的强弱, 并直接影响西南季风区的降水. 由于西南季风区降水中稳定同位素“降水量效应”显著, 因此天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化受印度低压系统影响显著.

3 讨论

$\delta^{18}\text{O}$ 距平资料与降水量的相关性与 $\delta^{18}\text{O}$ 原始资料与降水量的相关性相比更加显著(表 1), 说明季风期间不同月份季风波动对降水中稳定同位素的“降水

量效应”有一定的影响. 另外, $\delta^{18}\text{O}$ 与温度不存在偏相关性, 说明在西南季风控制下, 天气尺度下 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要受降水量控制, 温度对 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的影响可以忽略. 但是在季节、年际或更长时间尺度上, 季风区降水中稳定同位素的“温度效应”也很显著.

季风不活跃期内降水事件中稳定同位素可能不遵循“降水量效应”. 分析表明, 在季风不活跃期间, 季风强度减弱, 季风水汽输送量相对较少, 导致降水频率和降水量减小. 但是, 由于此前(季风活跃期)丰沛季风降水的注入, 使地表相对比较湿润, 这为季风不活跃期内蒸发提供了极其有利的条件, 季风不活跃期间大量的蒸发使地表贮存的季风降水重新返回大气. 这种重新被蒸发的水汽由于直接来源于前期季风降水, 水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值较低, 一旦这种水汽在季风不活跃期间产生降水, 势必使降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值为异常低值.

表 2 所挑选的 6 对相邻 2 天降水事件中 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水量资料表明, 对于相邻 2 天的降水过程而言, 后

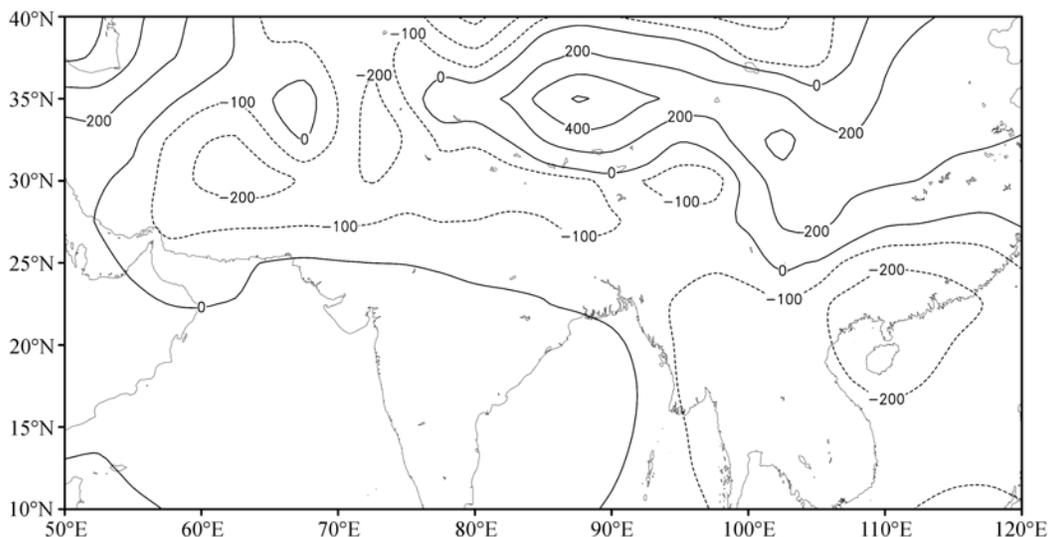


图 4 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极小值事件海平面气压距平值的平均值与 4 次 $\delta^{18}\text{O}$ 极大值事件海平面气压距平值的平均值差值图
 气压的单位: Pa. 距平值为每次 $\delta^{18}\text{O}$ 极值事件的海平面气压值减去该日所对应的海平面气压 30 年(1961~1990)的平均值

期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 可能受前期降水过程影响显著。分析表明, 如果前一天降水主要来自遥远海洋水汽源区的水汽输送, 且第 2 天季风偏弱(季风水汽输送量少), 那么前一天剩余的水汽(“贫”重同位素)在第 2 天参与降水, 根据同位素分馏规律可知, 第 2 天降水中同位素应为低值, 但降水量相对较小, 这将对天气尺度下稳定同位素的“降水量效应”产生严重干扰。

因此, 季风期间季风活跃期和不活跃期的交替出现以及相邻两天季风强度的不同可能引起降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 发生异常, 导致 $\delta^{18}\text{O}$ 变化不遵循“降水量效应”, 这一点可能对于季风区冰芯的定年研究具有重要意义。因为季风气候区冰川的积累主要以夏季降雪积累为主, 由于上述原因的存在, 同一个年层内雪层剖面中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值可能具有较大的波动, 可能会导致冰芯年层的误分。

从丽江多年长期降水量的月平均值来看, 7, 8 月降水量最多, 6 月份降水量也显著大于 9 月份, 但是从表 3 可知, 9 月份降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值却最小为 -14.77‰ 。这可能是由于, 季风末期(9 月份)季风强度减弱、季风水汽输送量大幅减少, 但是, 由于此前(7~8 月)丰沛季风降水的注入, 使地表较为湿润, 这为季风后期的蒸发提供了极其有利的条件。因此认为, 季风降水的再循环过程对季风末期降水有一定的贡献, 这一点与季风不活跃期内降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为异常低值的形成机制类似。另外, 距丽江市 25 km 处为玉龙雪山冰川区, 9 月份玉龙雪山消融期还没有结束, 大量冰川融水汇集丽江盆地。由于玉龙雪山冰川主要由西南季风补给, 再加上其海拔较高, 冰川融水异常“贫”重同位素, 融水汇集到丽江盆地后经再蒸发重新参与丽江降水也会使 9 月份降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为低值。当然, 这一过程在季风强盛期间(6~8 月)对降水的贡献可以被忽略, 因为此期间形成降水的水汽主要来自海洋水汽的输送。从图 2 也可以看出, 曼谷 10 月 7~14 日降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的模拟值也为异常低值, 这可能也是季风末期季风降水再循环过程的体现。相关研究表明^[25], 新德里季风后期(10~11 月)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也为相对低值且降水中过量氘的值与季风期间降水中过量氘的值相当, 说明季风降水的再循环过程对季风后期降水中同位素含量的影响依然很显著。另外, Dalai 等^[10]对印度亚穆纳河流域河水中稳定同位素研究表明, 季风降水再循环过程对 10 月份亚穆纳河流域河水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的值影响也很显著。这些研究表明, 季风末期或季风

后期季风降水的再循环过程在西南季风区可能是一个普遍存在的现象, 并对此期间降水中稳定同位素含量产生显著影响, 使降水中稳定同位素变化不遵循“降水量效应”。这一点同样对季风区冰芯定年的研究具有重要意义, 因为季风末期或季风后期降水中稳定同位素的异常低值可以做为雪层 $\delta^{18}\text{O}$ 剖面的一个典型特征用于冰芯定年。

由于 $\delta^{18}\text{O}$ 资料的限制, 在分析大尺度环流系统对天气尺度下季风降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响时, 只选择了两种极端情况进行了分析。但是, 分析结果与基本大气环流背景相吻合, 即天气尺度下丽江降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要受大尺度印度低压系统控制。

最后, 由于本文的分析结果主要基于丽江一个站点资料的分析, 而且天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料仅为一个夏季的资料。因此, 需要在季风区开展多个站点、对天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化进行长期监测, 进一步去验证本文的研究结果。

4 结论

根据以上分析得到如下结论:

() 由于受西南季风影响显著, 丽江夏季天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化主要受降水量控制, 而温度的影响可以忽略; 而且, 季风期间季风活动的波动对天气尺度下降水中稳定同位素所特有的“降水量效应”具有一定的影响。

() 由于季风降水的再循环过程, 导致季风不活跃期以及季风后期(9 月)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 发生异常, 使降水中稳定同位素变化不遵循“降水量效应”。

() 丽江夏季天气尺度下降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化, 受大尺度印度低压环流系统控制, 即当印度低压发展强盛时, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 为低值, 反之, $\delta^{18}\text{O}$ 为高值。

致谢 本工作得到国家自然科学基金项目(批准号: 40501014, 90511007, 90302006)、中国科学院“百人计划”项目(批准号: 2004401)和国家自然科学基金“优秀创新群体”项目(批准号: 40121101)资助。

参 考 文 献

- 1 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436—468
- 2 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—408[DOI]
- 3 Petit J R, Basile I, Leruyet A, et al. Four climate cycles in Vostok ice core. *Nature*, 1997, 387: 359—360[DOI]
- 4 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric

- history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctic. *Nature*, 1999, 399: 429—435
- 5 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294: 2345—2348
- 6 Herczeg A L, Leaney F W J, Stadter M F, et al. Chemical and isotopic indicators of point-source recharge to a karst aquifer, South Australia. *Journal of Hydrology*, 1997, 192: 271—299[DOI]
- 7 Coplen T B, Herczeg A L, Barnes C. Isotope engineering—using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems. In: Cook P G, Herczeg A L, eds. *Environmental Tracers in Sub-surface Hydrology*. Boston: Kluwer Academic Publishers, 2000. 79—110
- 8 Salati E, Dall'Olio A, Matsui E, et al. Recycling of water in the Amazon basin: An isotopic study. *Water Resource Research*, 1979, 15: 1250—1258
- 9 Araguaás-Araguaás L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103(D22): 28721—28742[DOI]
- 10 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. *Hydrological Processes*, 2002, 16: 3345—3364[DOI]
- 11 Tian L D, Yao T D, Schuste 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[DOI]
- 12 Yoshimura K, Oki T, Ohte N, et al. A quantitative analysis of short-term ^{18}O variability with a Rayleigh-type isotope circulation model. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(D20): 4647, doi10.1029/2003JD003477
- 13 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 and Planetary Science Letters*, 2004, 220: 365—377[DOI]
- 14 Aggarwal P K, Fröhlich K, Kulkarni K M, et al. Stable isotope evidence for moisture sources in the Asian summer monsoon under present and past climate regimes. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31: L0823, doi10.1029/2004GL019911
- 15 Lawrence J R, Gedzelman S D, White J W C, et al. Storm trajectories in eastern US D/H isotopic composition of precipitation. *Nature*, 1982, 296: 638—640[DOI]
- 16 Gedzelman S E, Lawrence J R, White J W C, et al. The isotopic composition of precipitation at Mohonk Lake. New York: the amount effect. *Journal of Geophysical Research*, 1987, 92: 1033—1040
- 17 Gedzelman S D, Lawrence J R. The isotopic composition of precipitation from two extratropical cyclones. *Monthly Weather Review*, 1990, 118: 495—509[DOI]
- 18 Rindsberger M, Jaffe S, Rahamim S, et al. Patterns of the isotopic composition of precipitation in time and space: data from the Israeli storm water collection program. *Tellus*, 1990, 42: 263—271[DOI]
- 19 Lawrence J R, Gedzelman S D. Low stable isotope ratios of tropical cyclone rains. *Geophysical Research Letters*, 1996, 23: 527—530[DOI]
- 20 Lawrence J R, Gedzelman S D, Zhang X, et al. Stable isotope ratios of rain and vapour in 1995 hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 11381—11400[DOI]
- 21 Yamanaka T, Shimada J, Miyaoka K. Footprint analysis using event-based isotope data for identifying source area of precipitated water. *Journal of Geophysical Research*, 2002, 107 (D22): 4624, doi10.1029/2001JD001187
- 22 Yamanaka T, Shimada J, Hamada Y, et al. Hydrogen and oxygen isotopes in precipitation in the northern part of the North China Plain: climatology and inter-storm variability. *Hydrological Processes*, 2004, 18: 2211—2222
- 23 Krishnamurthy V, Shukla J. Intraseasonal and Interannual variability of rainfall over Indian. *Journal of Climate*, 2000, 13(24): 4366—4377[DOI]
- 24 Wang B, Zhen F. Choice of South Asian Summer Monsoon Indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1999, 80(4): 629—638[DOI]
- 25 Bhattacharya S K, Froehlich K, Aggarwal P K, et al. Isotopic variation in Indian Monsoon precipitation: Records from Bombay and New Delhi. *Geophysical Research Letters*, 2004, 30(24): 2285, doi10.1029/2003GL018453

(2005-09-26 收稿, 2005-12-28 接受)