

青藏高原东北部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征*

章新平

(湖南师范大学资源与环境学系, 长沙 410081)

施雅风 姚檀栋

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

摘要 青藏高原东北部地区大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在显著的正相关关系; 当温度大于等于 7.3°C 时, 沱沱河降水量效应显著; 当温度大于等于 8.3°C 时, 西宁降水量效应显著. 分析结果指出, 不同时间尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的天气气候意义是不同的, 其数值大小也是不一样的. 文中还就青藏高原东北部地区天气系统与降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 之间的关系进行了分析.

关键词 青藏高原东北部 氧同位素 温度 降水量 天气系统

对降水中稳定同位素的研究国外起步较早, 始于 50 年代初^[1], 大范围有组织的取样工作始于 1961 年. 在国际原子能委员会 (IAEA) 和世界气象组织 (WMO) 的积极协助下, 全球设立了 100 多个观测站, 对降水中同位素成分进行连续监测. 我国从 1985 年开始, 在广州、昆明、石家庄和西安建立了观测站, 这 4 个站是中国仅有的 IAEA 和 WMO 的基本站. 为了填补在青藏高原研究中的空白, 我们选择沱沱河 ($34^\circ 13' \text{N}$, $96^\circ 26' \text{E}$; 4 533.1 m a.s.L.)、德令哈 ($37^\circ 22' \text{N}$, $97^\circ 22' \text{E}$; 2 981.5 m a.s.L.) 和西宁 ($36^\circ 37' \text{N}$, $101^\circ 46' \text{E}$; 2 261.2 m a.s.L.) 作为取样站. 这 3 个站的天气气候特征一定程度上代表青藏高原东北部的情形. 取样始于 1991 年 9 月, 结束于 1992 年 12 月, 覆盖了一个完整的年周期.

取样中, 各站温度的记录时间是不同的. 沱沱河的温度在降水结束时测得; 德令哈的温度分别在降水开始和结束时测得 (分别记为 s 和 e); 西宁的温度由自记记录进行统计平均并经必要校正后得到, 它代表降水时段的平均温度.

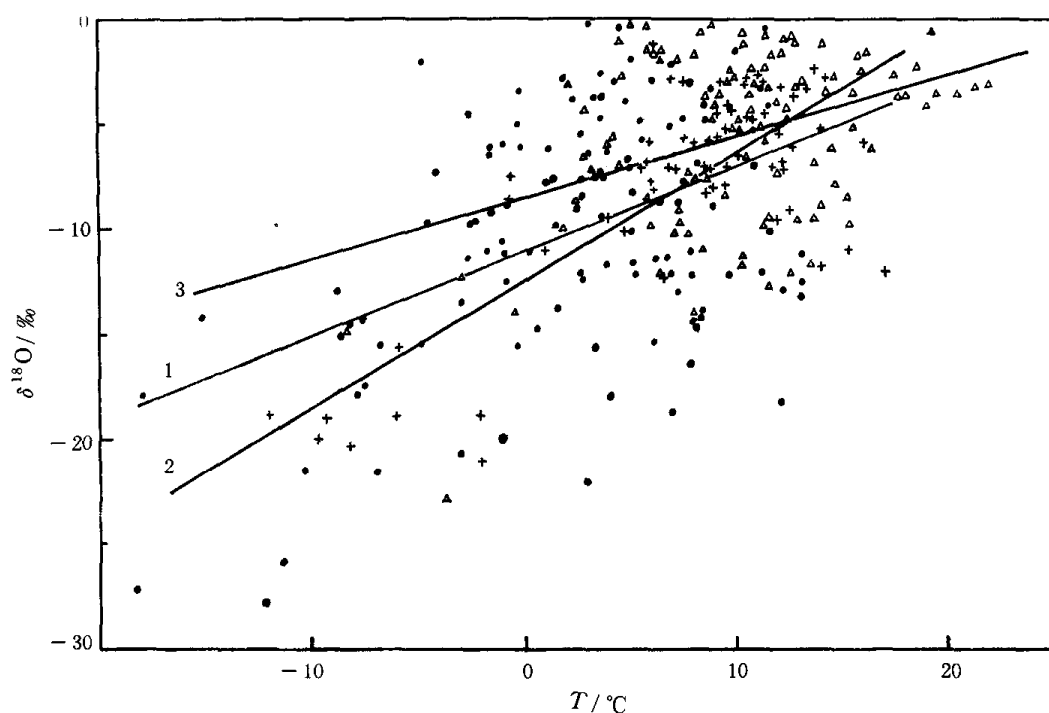
1 $\delta^{18}\text{O}$ 的天气尺度变化

1.1 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关关系

在诸多影响因子中, 温度对 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响作用最受到关注. 图 1 分别给出了沱沱河、德令哈和西宁 3 站 $\delta^{18}\text{O}$ 依取样温度 T 的相关散布. 3 站的 $\delta^{18}\text{O}$ 依温度 T 的线性回归方程分别为

1994-02-28 收稿, 1994-06-24 收修改稿

* 国家攀登计划和国家自然科学基金资助项目

图1 $\delta^{18}\text{O}$ 依温度 T 的相关散布

符号●, +, Δ 分别代表沱沱河、德令哈 e 和西宁的测值; 1, 2, 3 分别为 3 站的回归直线

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.40T(^{\circ}\text{C}) - 11.07 \quad (\text{沱沱河}, r=0.44, n=119), \quad (1a)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.57T(^{\circ}\text{C}) - 12.88 \quad (\text{德令哈 s}, r=0.74, n=64), \quad (1b)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.61T(^{\circ}\text{C}) - 12.45 \quad (\text{德令哈 e}, r=0.76, n=64), \quad (1c)$$

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = 0.29T(^{\circ}\text{C}) - 8.52 \quad (\text{西宁}, r=0.37, n=105), \quad (1d)$$

图1中 $\delta^{18}\text{O}$ 较大的散布表明各天气过程降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在较大的差别, 它归因于降水气块不同的凝结高度、凝结温度以及不同的运动轨迹^[2].

对于3站合计的情况, 线性回归方程为

$$\delta^{18}\text{O} = 0.46T - 10.94 \quad (r=0.58, n=288), \quad (2)$$

上式的统计中, 德令哈的温度用两个时刻的平均温度计. (2)式代表的意义不同于各单站得到的结果, 前者反映 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T 的区域分布特征, 后者反映局地 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T 的相关关系.

1.2 降水量效应产生的条件

许多观测事实表明, 降水量效应往往出现在低纬度海洋和海岸地区^[3,4], 它的产生与强对流天气的强降水过程相联系. 相关普查发现, 在特定条件下, 沱沱河和西宁亦会发生降水量效应(图2); 当 $T \geq 7.3^{\circ}\text{C}$ 时, 沱沱河降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与相应降水量 P 之间的关系为

$$\delta^{18}\text{O} = -1.85P - 7.04 \quad (r = -0.42, n=49). \quad (3)$$

当 $T \geq 8.3^{\circ}\text{C}$ 时, 西宁的 $\delta^{18}\text{O}$ 与 P 之间的关系为

$$\delta^{18}\text{O} = -0.36P - 3.39 \quad (r = -0.48, n=72). \quad (4)$$

十分明显, 沱沱河、西宁降水量效应出现的机会仅限于暖季, 而低纬度海洋和海岸地区一年四季均出现降水量效应. 究其原因, 可能与水汽条件相联系. 低纬度海洋的水汽来源单

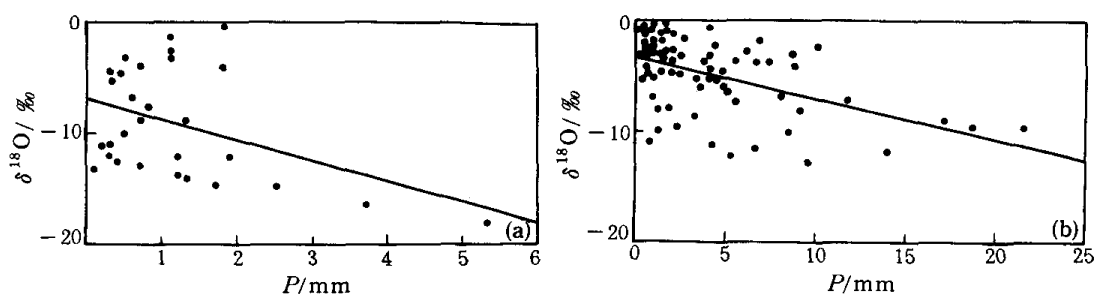


图2 沱沱河、西宁在特定条件下的降水量效应

(a) 沱沱河 ($T \geq 7.3^\circ\text{C}$), (b) 西宁 ($T \geq 8.3^\circ\text{C}$)

一,全年均受海洋性气团的影响.而青藏高原受季风的影响,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化在冬季往往表现为中、高纬度大陆性气候的特点,即 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在正相关关系;在夏季则往往表现为低纬海洋性气候的特点,即存在降水量效应.至于德令哈,特殊地形使其不受高原季风的影响^[9],当然也就无降水量效应可言.

利用降水量效应能够解释 3 站 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的差异.在表 1 中德令哈的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值最大,沱沱河次之,西宁最小.如果仅用温度的大小来解释梯度值的高低是缺少说服力的.因为温度的大小并不完全与梯度值的低、高相对应.由于降水量效应的存在,暖季的 $\delta^{18}\text{O}$ 值要比该季无降水量效应时低.于是 $\delta^{18}\text{O}$ 的方差减小, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值也随之减小.这里我们粗略地把产生降水量效应的临界温度作为夏季的开始.由于德令哈无降水量效应,我们分别假设夏季开始的临界温度为 10°C (降水开始时)和 9°C (降水结束时).计算各站在夏季的平均 $\delta^{18}\text{O}$,并与全

表1 各站夏季平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与全年总平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的比较

站 点	全年 $\bar{\delta}^{18}\text{O}/\text{‰}$	夏季 $\bar{\delta}^{18}\text{O}/\text{‰}$	$d\delta^{18}\text{O}/dT$	$d\delta^{18}\text{O}/dP$	全年 $\bar{T}/^\circ\text{C}$	$\Delta\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$
沱沱河	-10.10	-9.19	0.40	-1.85	2.4	0.91
德令哈 s	-7.96	-5.76	0.57		8.7	2.20
德令哈 e	-7.96	-5.65	0.61		7.4	2.31
西 宁	-5.56	-4.82	0.29	-0.36	10.1	0.74

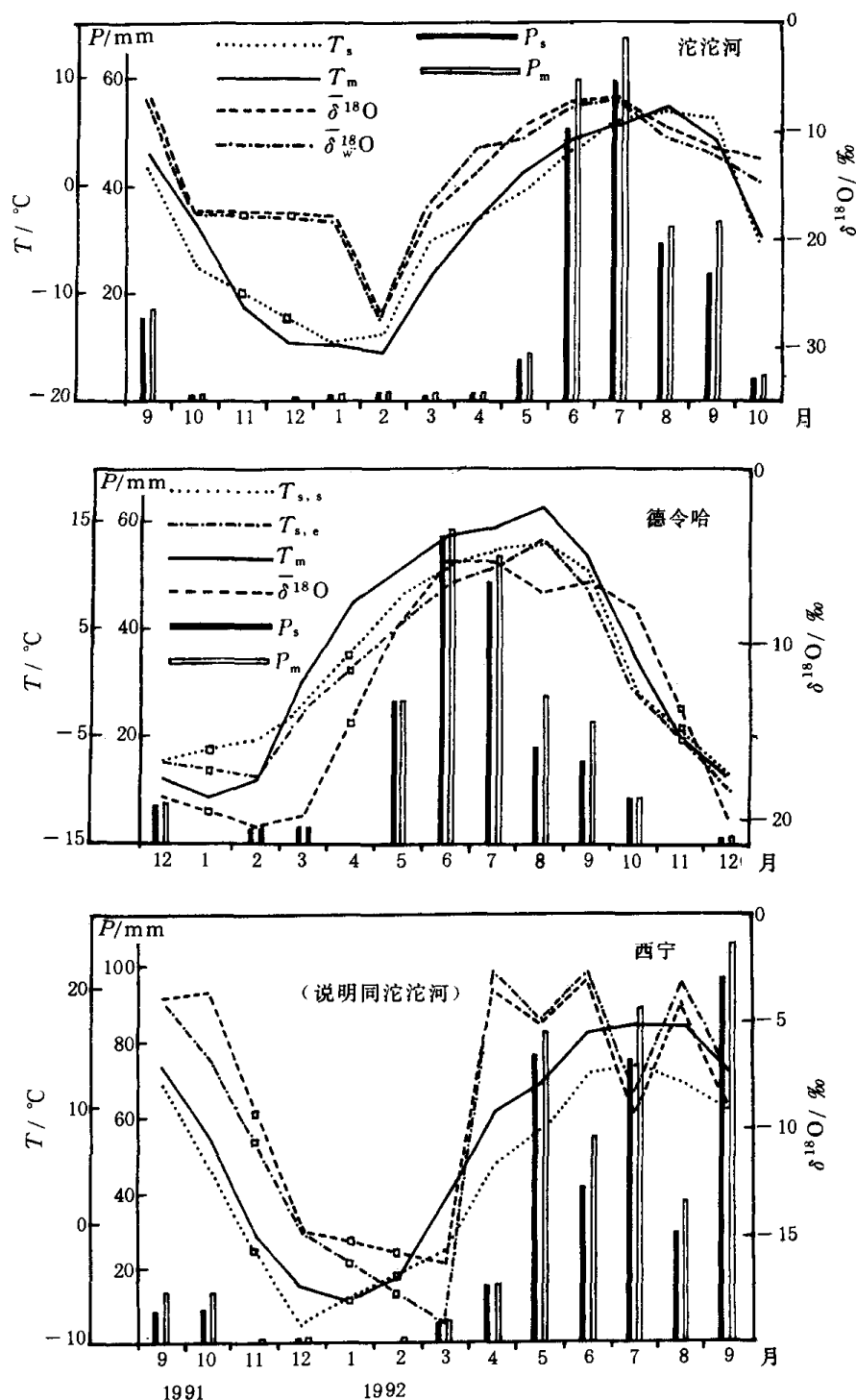
年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 进行比较.可以看出, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的大小的确与 $\Delta\delta^{18}\text{O}$ 的大小有关,从而证明降水量效应在降低 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 中的作用.

2 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节尺度变化

将沱沱河、德令哈和西宁 3 站各次 $\delta^{18}\text{O}$, T 和 P 按月份统计,得到各要素的逐月变化.图 3 分别给出了 3 站算术平均 $\bar{\delta}^{18}\text{O}$, 月加权平均 $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$, 平均取样温度 T_s , 月取样降水量 P_s 的逐月变化.就应用而言,月平均温度 T_m 和月降水量 P_m 与 $\delta^{18}\text{O}$ 的比较更有意义,因此图中还给出了这两个要素的逐月变化.可以看出:

(1) $\bar{\delta}^{18}\text{O}$ 和 $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ 均存在明显的季节变化.冬季平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值较低,夏季较高.它们的变化趋势与温度一致;(2) 3 站的降水主要集中在暖季,受温度影响,暖季 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高.但在西宁,从 4 月开始,月降水量连续出现少、多的交替变化,相应的 $\bar{\delta}^{18}\text{O}$ 和 $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ 变化却表现出高、低的交替,其变化幅度小于由季节温度变化引起的 $\bar{\delta}^{18}\text{O}$ 的变化.

为了得到季节变化中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的定量关系,分别计算 3 站 $\delta^{18}\text{O}(\bar{\delta}_w^{18}\text{O})$ 与月平均取样温

图3 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 、平均温度和降水量的逐月变化

T_s ——月平均取样温度, $T_{s,s}$ ——取样开始时刻的月平均取样温度, $T_{s,e}$ ——取样结束时刻的月平均取样温度,
 T_m ——月平均温度, $\bar{\delta}^{18}\text{O}$ ——月平均 $\delta^{18}\text{O}$, $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ ——月加权平均 $\delta^{18}\text{O}$, P_s ——月取样降水量, P_m ——月降水量

度 T_s , 月平均温度 T_m 之间的相关系数(表2)。

可以看出,无论何种情形, $\bar{\delta}^{18}\text{O}$ 和 $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ 与 T_s 及 T_m 均存在显著的正相关关系。以相关的密切程度而言,德令哈最好,沱沱河、西宁依次稍逊,这与后两个站出现的降水量效应对温度效应的反向影响有关。

表 2 3 站 $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta_w^{18}\text{O}$) 与 T_s 及 T_m 之间的线性回归 ($\delta^{18}\text{O}=bT+a$)

气象站		月平均取样温度 T_s				月平均温度 T_m			
		b	a	r	n	b	a	r	n
沱沱河	$\delta^{18}\text{O}$	0.69	-11.54	0.86	12	0.69	-11.60	0.89	12
沱沱河	$\delta^{18}\text{O}$	0.67	-12.00	0.85	12	0.66	-12.06	0.88	12
德令哈 ^{a)}	$\delta^{18}\text{O}$	0.72	-14.28	0.90	10	0.61	-14.65	0.92	10
		0.71	-13.39	0.91					
	$\delta_w^{18}\text{O}$	0.75	-14.23	0.91	10	0.63	-14.62	0.93	10
		0.74	-13.32	0.92					
西宁	$\delta^{18}\text{O}$	0.49	-10.40	0.76	10	0.53	-12.22	0.76	10
西宁	$\delta_w^{18}\text{O}$	0.51	-11.43	0.72	10	0.56	-13.39	0.72	10

a) 德令哈站 T_s 一栏内第一行代表取样开始时温度的月平均值, 第二行代表取样结束时的温度的月平均值

在 3 站合计的条件下, 平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T_s , T_m 的相关关系为:

$$\bar{\delta}^{18}\text{O}=0.64T_s-12.23, (r=0.86, n=32), \quad (5a)$$

$$\bar{\delta}^{18}\text{O}=0.58T_m-12.96, (r=0.88, n=32). \quad (5b)$$

同理, 可以得到 $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ 与 T_s , T_m 的相关关系:

$$\bar{\delta}_w^{18}\text{O}=0.64T_s-12.60, (r=0.84, n=32), \quad (5c)$$

$$\bar{\delta}_w^{18}\text{O}=0.58T_m-13.33, (r=0.87, n=32). \quad (5d)$$

通常月平均取样温度低于月平均温度, 尤其是夏季. 这种差别反映在相关直线的梯度上, $d\bar{\delta}^{18}\text{O}/dT_s$ 大于 $d\bar{\delta}^{18}\text{O}/dT_m$. 在应用上, 一般人们感兴趣的是 $d\bar{\delta}^{18}\text{O}/dT_m$ 的大小, 即氧同位素与月平均温度的关系, 因为它能反映气候的平均状况.

3 不同时间尺度 $\delta^{18}\text{O}$ - 温度梯度的比较

3.1 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 与温度的关系

我们以瑞利模型^[6]

$$d\delta^{18}\text{O}=(1+\delta^{18}\text{O})\left(\frac{1}{\alpha}d\alpha+\frac{\alpha-1}{M_v}dM_v\right) \quad (6)$$

为基础, 推算 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 与温度的关系. 在 (6) 式中 M_v 为水汽的比湿, α 为氧同位素分馏系数. 对于液汽相分馏^[7]:

$$\ln\alpha_l=1137.0/T^2-0.4156/T-2.0667\times10^{-3}. \quad (7)$$

对于固汽相分馏^[8]:

$$\ln\alpha_i=11.839/T-28.224\times10^{-3}. \quad (8)$$

这里 $T(\text{K})$ 为凝结温度. 则:

$$d\delta^{18}\text{O}_l/dT=(1+\bar{\delta}^{18}\text{O})\left[-\frac{2274}{T^3}+\frac{0.4156}{T^2}+4065.56\frac{\alpha_l-1}{(T-36)^2}\right] \quad (\text{水面}), \quad (9)$$

$$d\delta^{18}\text{O}_i/dT=(1+\bar{\delta}^{18}\text{O})\left[-\frac{11.839}{T^2}+5796.76\frac{\alpha_i-1}{(T-8)^2}\right] \quad (\text{冰面}).$$

上式代表水汽平流输送时 $\delta^{18}\text{O}$ 与 T 的依赖关系. Eriksson 曾在理论上证明, 水汽在涡旋输送条件下, 稳定同位素的分馏系数除了用 $\sqrt{\alpha}$ 代替 α 外, 形式上并无变化^[9]. 可以看出, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 与温度呈反比, 温度越高, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 越小; 温度越低, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 越大. 实际观测结果亦如此^[3].

3.2 不同时间尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的比较

由沱沱河、德令哈、西宁各次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和相应取样温度以及 $\bar{\delta}^{18}\text{O}$, $\bar{\delta}_w^{18}\text{O}$ 与月平均温度 T_m 分别计算得到两类 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ (表 3). 前者反映 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的天气尺度的变化特点, 后者反映 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的季节尺度变化特点. 除德令哈外, 二者差别较大. 尤其是西宁, 相差几乎达 1 倍.

表 3 不同时间尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的比较

气象站	天气尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$	季节尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$	
		$d\bar{\delta}^{18}\text{O}/dT_m$	$d\bar{\delta}_w^{18}\text{O}/dT_m$
沱沱河	0.40	0.69	0.66
德令哈 s	0.57	0.61	0.63
德令哈 e	0.61	0.61	0.63
西 宁	0.29	0.53	0.56

由表 3 可以看出, 3 站天气尺度的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 差别较大. 如西宁和德令哈的梯度值相差约 1 倍. 在消除天气波动后, 3 站季节尺度的 $d\delta^{18}\text{O}/dT_m$ 差别已很小.

3.3 对气候尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的推论

季节尺度与气候尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 之间的关系是一个感兴趣的问题. Siegenthaler 等认为, 季节尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 能够反映气候的变化, 原因是年内季节温度变化幅度覆盖了不同气候变化过程温度振幅的范围^[10]; Rozanski 等则持不同观点^[11]. 他们从 IAEA/WMO 观测网选取具有长序列 $\delta^{18}\text{O}$ 的 10 个站经 12 个月的滑动平均得到消除季节性变化的长序列, 然后计算气候尺度的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$. 结果表明, 气候尺度的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值大于季节尺度值, 两者之比的平均值约为 1.73. 从理论上讲, 前者反映 $\delta^{18}\text{O}$ 随温度的气候变化趋势. 根据对取自欧洲地下水中稳定同位素和惰性气体的分析, 以及对欧洲若干湖泊中碳酸盐沉积的分析得出, 末次冰期——全新世转变期的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 为 $0.59\text{‰}/^\circ\text{C}$ ^[11]. 这个值很接近根据实测数据得到的欧洲地区气候尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT=0.63\text{‰}/^\circ\text{C}$ 的值, 说明根据短期记录推测长期气候尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 是合理的.

在我国, 由于缺少长序列观测资料, 因此不能通过实测资料得到气候意义上的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$. 作为理论上的探讨, 假设欧洲地区气候尺度与季节尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 为 1.73 的比值同样适用于青藏高原, 从而得到青藏高原东北部地区气候尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的估计值 $(d\delta^{18}\text{O}/dT)'$ (见表 4). 利用模式 (9) 还可从理论上计算不同输送条件下的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$, 计算结果也列入表 4.

表 4 不同站点 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 实测值与理论值的比较

站 点	计算的 $d\delta^{18}\text{O}/dT$		季节尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$	气候尺度 $(d\delta^{18}\text{O}/dT)'$	地面平均 温度/K	$\bar{\delta}^{18}\text{O}/\text{‰}$
	平流模型	涡旋模型				
沱沱河	1.13	0.48	0.69	1.19	270.9	-13.02
德令哈	0.68	0.29	0.61	1.06	277.3	-12.07
西 宁	0.61	0.26	0.53	0.92	283.1	-6.09

在表 4 中, 推算的沱沱河气候尺度 $(d\delta^{18}\text{O}/dT)'$ 与平流模型条件下的理论值非常接近. 但德令哈和西宁的 $(d\delta^{18}\text{O}/dT)'$ 与理论值的差异较大, 说明气候尺度与季节尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 为 1.73 的比值并非在各站都适用.

4 不同天气系统与 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

根据对青藏高原 1991 年 9 月到 1992 年 10 月 500 hPa 逐次天气图的分析,影响高原降水过程的主要天气系统是西风槽、切变线和高原低涡.在对沱沱河、德令哈和西宁的统计中,由西风槽引起的降水次数是最多的.3 站分别达到 35 次、31 次和 48 次,占统计总数的 37.2%, 63.3% 和 64.9%; 由切变线引起的降水次数分别为 34 次、10 次和 20 次,占统计总数的 36.2%, 20.4% 和 27.0%; 由高原低涡引起的降水次数分别为 25 次、8 次和 6 次,占统计总数的 27.5%, 16.3% 和 8.1%.

表 5 不同天气系统条件下平均 $\delta^{18}\text{O}$ 、平均取样温度和平均取样降水量的比较

	沱 沱 河			德 令 哈			西 宁		
	槽	切变线	低涡	槽	切变线	低涡	槽	切变线	低涡
$\bar{\delta}^{18}\text{O}/\text{‰}$	-12.91	-9.69	-7.31	-9.15	-6.18	-6.40	-5.82	-5.95	-3.30
$\bar{P}$	1.6	2.8	1.8	3.6	4.6	4.0	5.0	4.5	5.2
$\bar{T}$	-1.9	4.5	3.4	6.0	11.9	9.4	9.1	12.7	13.1
n	35	34	25	31	10	8	48	20	6

不同的天气系统由于流场和湿度场的不同降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 亦是不同的.表 5 给出了不同天气系统下各站平均 $\delta^{18}\text{O}$ 、平均降水量 $\bar{P}$ 和平均取样温度 $\bar{T}$.

由表 5 可以看出: (1)平均而言,西宁降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最高,德令哈次之,沱沱河最低.这反映 $\delta^{18}\text{O}$ 随海拔高度的增加而减小.实际上这种高度效应是由温度效应引起的,因为随海拔高度的增加,温度是减小的,所以 $\delta^{18}\text{O}$ 值也减小; (2)西风槽下的 $\bar{\delta}^{18}\text{O}$, $\bar{T}$ 和 $\bar{P}$ 均较切变线和低涡时偏低(西宁略有不同); (3)不同天气系统下 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度、降水量的关系存在差异.分析表明¹⁾,在切变线、低涡系统的影响下,沱沱河和西宁的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度及降水量存在一定程度的负相关,而德令哈的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在一定程度的正相关;在西风槽的影响下,3 站的 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度均存在显著的正相关关系.

从天气系统的影响来看,西风槽对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响与切变线、低涡不同.从各站平均 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特点来看,沱沱河和西宁相似,德令哈有自身的变化规律.这些差别一方面反映了地理条件的差异,另一方面与不同源地的水汽影响有关.

阳燮曾计算过青藏高原有代表性的 50 个站点的季风相对指数和季风角^[12].分析结果指出,沱沱河和西宁明显受高原季风的影响,而德令哈不具有.因此我们谨慎地作出这样的判断:沱沱河、西宁降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 随不同系统变化的差异起因于环流的季节性变化和不同的水汽来源.

天气分析指出,影响高原降水的西风槽一般与温度槽对应.在槽的演变过程中,槽后的偏北气流与大陆性气团的平流作用相联系,水汽的流向主要由偏西向偏东.因此平均而言,由西风槽引起的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特点遵循中、高纬度大陆 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的一般规律,即 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在正相关关系.这个结论对 3 站都适用.

青藏高原的切变线、低涡主要出现在暖半年.在暖季,来自孟加拉湾和阿拉伯海的暖湿气流不稳定能量大,对流性强,给高原夏季降水系统提供了充沛的水汽.许多研究工作证明,暖

1) 章新平,姚檀栋.影响青藏高原的天气系统与降水中氧同位素的关系. 1994

季供给高原切变线、低涡的水汽主要由西南季风或偏南季风带来^[13~16]。夏季风强盛时,季风区平均温度高,降水量大。由于水汽在输送过程中沿途不断凝结降落,水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 不断衰减,致使到达取样点时, $\delta^{18}\text{O}$ 值很低;夏季风较弱时,季风区平均温度低,降水量小,水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 的衰减程度较轻,到达取样点时的 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高。因此平均而言,在暖季,对于明显受季风影响的沱沱河和西宁来说,由切变线和低涡引起的降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化应具有与水汽源地——低纬度海洋相似的特征,即 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量或温度存在的负相关关系。对于不受季风影响的德令哈来说,即使是来自切变线和低涡系统的降水, $\delta^{18}\text{O}$ 的变化仍然保持中、高纬度大陆区所具有的特征。

5 结论

(1) 青藏高原东北站大气降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度存在显著的正相关关系。

(2) 当温度大于等于 7.3°C 时,沱沱河降水量效应显著。当温度大于等于 8.3°C 时,西宁降水量效应显著。德令哈不存在降水量效应。

(3) 不同时间尺度 $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 的天气气候意义是不同的,其数值大小也不一样。平均而言,时间尺度越长, $d\delta^{18}\text{O}/dT$ 值越大。

(4) 在大陆性气团的影响下,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度呈正相关关系。在源于孟加拉湾和阿拉伯海的海洋性气团的影响下,青藏高原东北部季风区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量和温度呈负相关关系,非季风区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度仍呈正相关关系。

参 考 文 献

- 1 Dansgaard W. The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus*, 1953, 5(4): 461~469
- 2 Smith G I, Friedman I, Klieforth H *et al.* Areal distribution of deuterium in east California precipitation 1968 ~ 1969. *J Appl Meteor*, 1979, 18(2): 172~188
- 3 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16(4): 436~468
- 4 Yapp C J. A model for the relationship between precipitation D/H ratios and precipitation intensity. *J G R*, 1982, 87 (C12): 9 614~9 620
- 5 戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990. 63~97
- 6 Jouzel J. Isotopes in cloud physics. multiphase and multistage condensation process. *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, 1986, 2: 61~112
- 7 Majoube M. Fractionnement en oxygene 18 et en deuterium entre l'eau et savapeur. *J Chim Phys*, 1971, 10: 1 423~1 436
- 8 Majoube M. Fractionnement en oxygene 18 entre la glace et la vapeur d'eau. *J Chim Phys*, 1971, 68: 625~636
- 9 Eriksson E. Deuterium and oxygen-18 in precipitation and other nature water: some theoretical consideration. *Tellus*, 1965, 17(4): 498~512
- 10 Siegenthaler U, Oeschger H. Correlation of ^{18}O in precipitation with temperature and altitude. *Nature*, 1980, 285 (5 763): 314~319.
- 11 Rozanski K, Araguas L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope Composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258(5 084): 981~985
- 12 阳 燮. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990. 51~62
- 13 吕君宁, 钱正安, 单扶民等. 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 195~205
- 14 杨 昭, 阳 燮. 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 159~171
- 15 黄福均, 沈如金. 青藏高原气象科学实验文集(二). 北京: 科学出版社, 1984. 215~224
- 16 高登义, 邹 捍, 王 维. 雅鲁藏布江水汽通道对降水的影响. *山地研究*, 1985, 3(4): 239~249