青藏高原西部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征及其气候意义

余武生, 马耀明, 孙维贞, 王瑜

中国科学院青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 中国科学院青藏高原研究所, 北京 100085;

冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000

E-mail: yuws@itpcas.ac.cn

2009-04-08 收稿, 2009-06-22 接受

国家自然科学基金(批准号: 40830638, 40701037)、国家重点基础研究发展计划(编号: 2005CB422004)、中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室开放基金(批准号: SKLCS 08-09)和中国科学院知识创新工程青年人才领域前沿项目资助

摘要 根据青藏高原西部阿里地区狮泉河和改则二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 实测值和相关气象资料, 研究发现, 在一定程度上, 温度能够影响狮泉河和改则二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化. 在夏季, 特别是同一降水过程中, 两个站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势非常一致, 且在季风活跃期, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 都出现多次明显的低值, 这与西南季风水汽输送密切相关, 而在季风间歇期, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然表现相对高值, 水汽主要来源于局地水汽的再循环; 在非季风时段, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的正相关性都更为显著, 该研究区域降水的水汽主要受局地环流和西风环流控制. 另外, 该研究区域的蒸发条件也同样影响降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化. 通过该区域及其毗邻地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布特征的研究, 揭示了5月底或6月初始至8月底或9月初是青藏高原不同水汽来源的一个重要的时间分界线, 而在空间上, 位于青藏高原北部的西昆仑山与唐古拉山是一条重要的气候分界线.

关键词

青藏高原西部

降水

$\delta^{18}\text{O}$

温度

西南季风

稳定同位素在重建古气候古环境演化的研究中得到了广泛的应用, 特别是冰芯中稳定同位素记录, 成功地提取了其中蕴含的古气候古环境信息^[1-5]. 而对冰芯中稳定同位素的研究是基于人们对现代大气降水中稳定同位素的认知程度^[6-9].

自1961年始, 国际原子能机构(IAEA)和世界气象组织(WMO)先后在全球建立了550个站点, 对全球降水中稳定同位素进行长期监测(the Global Network of Isotopes in Precipitation, 简称GNIP计划)^[6]. 然而, 在广阔的青藏高原上站点很少, 故从1991年开始, 中国科学院开始在青藏高原及其周边地区设立了降水中稳定同位素监测网络(the Tibetan Observation and Research Platform, 简称TORP计划). 2007年始, 我们启动了一个范围更大的中国河水和降水稳定同位素观测网络(China Network of Isotopes in

River and Precipitation, 简称CNIRP计划). 前期的研究结果表明, 青藏高原南部在西南季风降水开始时降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 突然大幅度降低, 由于强烈的西南季风活动, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现出“降水量效应”^[10-13], 但是长时间尺度上, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度仍然存在一定的正相关关系^[4,5]; 在青藏高原中部, 夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也有一定的降低趋势, 但是相比南部的, 其降低趋势相对较弱^[14]; 在青藏高原北部及其以北地区, 西南季风活动影响甚微, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 存在显著的“温度效应”^[12,14-18]. 受西南季风的影响, 青藏高原降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系从南到北出现了这种渐变过程. 另外, 在青藏高原东部, 夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 同样出现低值, 其受西南季风活动的影响比较强烈^[19]; 在青藏高原西部, 初步的研究也揭示了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度二者之间存在一定的正相关, 但是夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受到西南季风的影响也

引用格式: 余武生, 马耀明, 孙维贞, 等. 青藏高原西部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征及其气候意义. 科学通报, 2009, 54: 2131~2139

Yu W S, Ma Y M, Sun W Z, et al. Climatic significance of $\delta^{18}\text{O}$ records from precipitation on the western Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2009, 54: 2732-2741, doi: 10.1007/s11434-009-0495-6

<https://engine.scichina.com/doi/10.1360/csb2009-54-15-2131>

很显著^[20]。

尽管在青藏高原西部阿里地区有了初步的相关研究^[20]，但是在该地区，西南季风向内陆推进的最北边界问题仍然存在疑问，而且该地区不同水汽输送的时间界限也不甚明了。本文根据在青藏高原西部阿里地区的改则和狮泉河进行的降水样品收集实验，分析该地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的关系及其变化特征，揭示该地区的不同水汽来源及其气候意义；并与周边地区进行对比分析，从而揭示西南季风在青藏高原西部地区能够推进的范围。

1 材料与方法

1.1 研究区域概况

西藏阿里地区位于青藏高原西部，处于昆仑山、冈底斯山、喜马拉雅山、念青唐古拉山和唐古拉山等众多山脉汇聚之地，改则和狮泉河分别位于阿里地区东、西部(图 1)。狮泉河地处河谷盆地之中，气温年较差比较大，干燥少雨，年平均降水量约 75 mm；改则位于南羌塘高原湖盆区，河谷中多湖泊沼泽，寒冷干旱、温差大，年平均降水量为 190 mm 左右。

图 1 青藏高原西部阿里地区及其毗邻地区降水样品收集站点

图中虚线为 3000 m 等值线，以标示青藏高原位置

1.2 样品收集与分析

按照气象观测规范要求，对每次降水过程都实施取样。本研究中狮泉河和改则降水样品收集时段分别为 1999~2002 年和 1998~2003 年(表 1)。收集的降水样品装入干燥洁净的塑料样品瓶里，并在每个塑料瓶上按一定顺序编号，且与降水记录表上编号一致。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，再装入样品瓶中加以密封。密封有降水样品的样品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冰冻圈科学国家重点实验室 Delta-Plus 气体质谱仪上进行的，测得 $\delta^{18}\text{O}$ 的结果为与“标准平均海洋水(VSMOW)”的千分差。测得 $\delta^{18}\text{O}$ 的精度在 $\pm 0.2\text{‰}$ 之内。

表 1 收集站点及降水样品概况

站点	和田	狮泉河	改则	拉萨
纬度	37°05'N	32°30'N	32°18'N	29°42'N
经度	79°34'E	80°05'E	84°01'E	91°08'E
海拔高度/m	1375	4278	4430	3658
观测期间	1988~1992	1999~2002	1998~2003 ^{a)}	1998~2003
年平均 $\delta^{18}\text{O}/\text{‰}$	-9.1	-13.7	-10.6	-14.7
降水样品数量	47	96	262	593
年平均降水量/mm	88	75	190	740
年平均温度/°C	12.6	0.2	-0.4	7.8

a) 1999 年大部分降水样品没有收集

1.3 数据获取与处理

在收集降水样品的同时，还记录了每次降水的起止时刻、起止地面温度、降水类型以及降水量等多项气象参数。为了讨论该研究区域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化，我们利用了IAEA/WMO的GNIP计划在青藏高原北部边缘设立的和田站点(站点编号: 5182800，数据获取: <http://isohis.iaea.org>)以及中国科学院的TORP计划在青藏高原南部设立的拉萨站点相关稳定同位素资料。另外，引用了NOAA(the National Oceanic & Atmospheric Administration)公布的相关站点风速资料(数据获取: <http://www.ncdc.noaa.gov/>)。狮泉河、改则和拉萨的月平均大风日数资料引用于文献^[21]，和田的月平均大风日数及年平均降水量资料由中国国家气象信息中心提供。我们还利用了NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/US National Center for Atmospheric Research)所提供

的 2002 年月平均风向、风速以及空气比湿等重分析资料,用于计算青藏高原及其毗邻地区 2002 年冬、夏季 500 hPa 风场和 500 ~ 300 hPa 水汽通量场. 该数据集的空间精度为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (经度 $\times$ 纬度) (数据获取: <http://www.cdc.noaa.gov/data/grid-ded/data.ncep.reanalysis.html>). 水汽通量场的计算方法如下:

鉴于青藏高原及其毗邻地区 300 hPa 以上大气水汽含量很低,我们只计算近地表气压到 300 hPa 之间的水汽通量,根据 Rasmusson^[22] 方程,则某单位气柱整层大气水汽输送通量矢量 $\vec{Q} = (Q_{\lambda}, Q_{\varphi})$ 可得:

$$\vec{Q} = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} \vec{V} \cdot q dp = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} (u, v) \cdot q dp. \quad (1)$$

因此,分别可得在经向和纬向水汽输送通量 Q_{λ} 与 Q_{φ} 的计算公式如下:

$$Q_{\lambda} = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} u q dp, \quad (2)$$

$$Q_{\varphi} = \frac{1}{g} \int_{300}^{P_0} v q dp, \quad (3)$$

式中, $\vec{V}$ 为该单位气柱各层大气的风速矢量, u 和 v 分别为东西风(经向)和南北风(纬向), q 是该单位气柱各层大气的比湿, P_0 是青藏高原平均地面气压,这里取 $P_0 = 500$ hPa. 这样,利用式(1) ~ (3),并由 NCEP/NCAR 格点资料可以计算出青藏高原及其毗邻地区冬、夏季水汽输送通量. 为了简化计算,然后对每个对应的经向和纬向水汽输送通量矢量进行平方根运算,可得到水汽通量场,其方向与风向相同:

$$Q = Q_{\lambda} i_{\lambda} + Q_{\varphi} i_{\varphi}. \quad (4)$$

2 结果与讨论

2.1 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度变化

与前期的初步研究^[20]比较,本研究补充了已有的狮泉河 2000 年数据,并增加了改则 2002 年 9 月 5 日~2003 年 9 月 24 日时间段数据. 从狮泉河和改则二站点历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水温度的散点分布图上看,二者之间存在一定的正相关关系,回归方程分别为: $\delta^{18}\text{O} = 0.33 T - 16.04$ 和 $\delta^{18}\text{O} = 0.24 T - 12.57$, 相关系数 r 分别为 0.31 和 0.20, 都能通过 0.01 的信度检验(图 2). 不过,与狮泉河的相比,改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水时气温之间的相关性相对较弱.

图 3 揭示了狮泉河和改则降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均降水温度的关系(由于有些月份只有一次降水,加权平均会因为权重分配过于不均而产生更大的误差,故只取算数平均),研究发现,该二站点降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均降水温度二者之间相关性更为显著,其回归方程分别为: $\delta^{18}\text{O} = 0.37 \bar{T} - 14.54$ 和 $\delta^{18}\text{O} =$

图 2 狮泉河与改则历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水时气温的散点分布图

图 3 4 站点降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均降水温度的关系

$0.33T - 12.62$, 相关系数分别达到 0.55 和 0.47, 在 0.01 的置信区间上都很显著, 由此可见, 在一定程度上, 青藏高原西部降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受温度变化影响. 同样的, 在月平均尺度上, 改则降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均降水温度之间的正相关性还是要弱于狮泉河的.

另外, 我们引用了 GNIP 的和田站点以及 TORP 的拉萨站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 资料, 发现在青藏高原南部的拉萨, 降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均降水温度之间不存在正相关关系, 甚至存在一定的“负相关”(图 3). 而在青藏高原北部边缘的和田, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间存在显著的线性关系, 相关系数高达 0.85. 而且很容易看出, 从南到北, 随着纬度的升高, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间的正相关性逐渐显著, 而且在整体上, 对应的斜率也有一个随着纬度的升高逐渐增大的趋势: 拉萨的为负值(-0.33), 改则和狮泉河的在 0.3 左右, 和田的为 0.70.

2.2 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 揭示的水汽来源

不同的水汽来源对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化具有显著的影响^[10], 因此, 通过降水中 $\delta^{18}\text{O}$, 特别是其季节变化特征的分析, 可以反过来揭示当地的水汽来源. 青藏高原西部阿里地区狮泉河和改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 都表现出很大的波动(图 4). 狮泉河降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动的幅度在 $-33.9\text{‰} \sim 4.5\text{‰}$ 之间, 其平均值为 -13.7‰ ; 改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 波动的幅度在 $-31.7\text{‰} \sim 16.1\text{‰}$ 之间, 其平

均值为 -10.6‰ . 与狮泉河的相比, 改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 平均值要高得多, 其波动范围更大, 波动的频率也更高(图 4(b)). 该二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 还有一个共同的特点, 就是在 7~8 月降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 多次出现相对低值, 而且这种突然降低的事件几乎在每个年份内都有所表现. 这种降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现突然降低与西南季风的入侵有着密切关系. 特别是在改则站点, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 这种突然降低的事件表现得比较频繁, 甚至在 6 月底也都有所出现, 如图 4(b)所示. 这说明, 西南季风对改则地区的侵扰要比对狮泉河的相对强烈, 而且来得更早. 这也导致了改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的关系没有狮泉河的显著. 而且从图 4 还可以看出, 在夏季, 降水量大的降水事件都几乎对应降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的相对低值时刻. 这种降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现出突然降低的特征与受西南季风影响的拉萨降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征有一定的相似之处^[12,14], 这也进一步证实了, 与拉萨一样, 西南季风的水汽输送对青藏高原西部地区降水有较大的贡献, 即西南季风降水中较低的 $\delta^{18}\text{O}$ 导致该区域夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的出现多次相对低值, 使得狮泉河和改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和降水时气温之间的关系没有位于非季风区的青藏高原北部边缘的和田站点的显著.

从图 4 还可以看出, 在整个夏季降水期间, 除了季风活跃期狮泉河和改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现低值事件外, 而其他降水时段中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然是相对高值, 这对

图 4 狮泉河(a)和改则(b)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的日变化
点-直线为 $\delta^{18}\text{O}$, 下方柱状图为日降水量

应于西南季风间歇期,在此间歇期,该地区的水汽来源主要是局地水汽的再循环。由于狮泉河和改则地处干旱区,这种局地水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值相对较高,该水汽的再循环引起的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 值也就偏高,且对应的降水量相对较低。由此可见,在青藏高原西部阿里地区夏季降水的水汽来源主要受西南季风和局地环流的共同作用,而西南季风稍占主导地位。与狮泉河相比,改则夏季降水受西南季风更为强烈,使得改则夏季西南季风降水所占比例要高于狮泉河的。

若仅考虑狮泉河和改则二站点同一降水过程,发现除了2000年2月6日改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 要低于狮泉河的外,该二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的波动趋势几乎完全一致(图5),线性拟和二者之间的关系,可得回归方程为 $y = 0.62x - 3.28$,相关系数高达0.73(不包括2000年2月6日降水);而且该二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 都是在7、8月出现明显的低值事件。进一步分析发现,该二站点的同一降水事件,除了2000年2月6日的,几乎都发生在夏季,而恰恰是2000年2月6日的降水事件其降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 不在同一变化趋势上。可见,至少在同一降水事件发生时段,狮泉河和改则有着相同的水汽来源,特别是在夏季,尤其如此。

图5 狮泉河和改则同一降水过程降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征
实心圆-直线代表狮泉河,空心圆-虚线代表改则

那么,在冬季,该二站点降水的水汽来源又是怎样的呢?下面我们将对非季风期降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化及其与温度的关系进行阐述。从图6(d)可以看出,在青藏高原南部的拉萨,10月~翌年5月,即西南季风爆发前和撤退后,水汽主要来源于局地环流和西风携带的水汽输送,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势比较一致^[10,14];西南季风爆发后,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现明显的低值,其变化趋势与温度相反^[14],降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受西南季风的“降水量效应”影响^[10]。在青藏高原西部的

改则、狮泉河,在非季风期(10月~翌年6月),降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势同样比较一致,水汽来源主要受局地环流和西风环流控制^[23];进入雨季,随着强烈的西南季风推进到该区域,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现低值,其变化趋势与温度的相反,但西南季风推进到该区域时,其强度已大为减弱,因此,该区域夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现低值的频次要低于拉萨的,而且其降低的程度相对更弱。随着西南季风的进一步向北推进,由于西南季风的明显减弱,而且受到西昆仑山脉的强力阻挡,越过西昆仑山后,西南季风的影响更为减弱至微乎其微,使得位于西昆仑山北部的和田站点夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然表现为高值,且与温度的变化趋势非常一致,该地区水汽常年受局地环流和西风环流影响,特别是该地区夏季局地水汽的再循环对当地降水具有很大的贡献,从而使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现高值,并与温度呈正相关^[10]。这说明,由西而东横亘在青藏高原北部的高大的西昆仑山脉是一条重要的气候分界线。更多的证据说明,唐古拉山是青藏高原中部一个重要的分界线^[12,14,19,23~25]。因此,位于 35°N 一线附近的西昆仑山与唐古拉山,形成整个青藏高原面上乃至整个中国西部一条重要的气候分界线,而 $32^{\circ}\text{--}33^{\circ}\text{N}$ 区域是季风区和非季风区的过渡地带,我们的研究站点——狮泉河和改则就落在这个过渡区中。因此,青藏高原西部地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 受到西南季风、局地环流及西风环流的共同作用。

对图6中降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度变化趋势深入分析发现,从南到北,西南季风爆发前和撤退后,即非季风时段,拉萨、改则和狮泉河降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度变化趋势都非常相似。于是分别计算各站点非季风时段降水中月平均 $\delta^{18}\text{O}$ 与月平均温度之间的相关性,发现各自的相关性都要远远显著于它们全年尺度上降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的相关性(方程(3)~(5))。而西南季风活动期间,受西南季风影响的区域降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 都出现低值,而且从南到北,其降低的程度有一个逐渐减弱的趋势,也即,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势越来越相似,直到北部受季风影响甚微的和田,降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势完全一致,而在季风爆发前,二者之间的相关性并没有得到提高,相关系数为0.80,与全年的相比相差无几。这说明在夏季,强烈的西南季风活动削弱了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间的相关性。

图 6 青藏高原西部及其毗邻地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化

(a) 和田; (b) 狮泉河; (c) 改则; (d) 拉萨. 阴影区域为季风时段

狮泉河:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.50 T - 13.58 (r = 0.68, n = 17, P < 0.01). (3)$$

改则:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.62 T - 10.36 (r = 0.62, n = 18, P < 0.01). (4)$$

拉萨:

$$\delta^{18}\text{O} = 0.36 T - 10.74 (r = 0.34, n = 27, P < 0.01). (5)$$

另外, 我们利用NCAR/NCEP气象格点资料对阿里地区狮泉河和改则水汽输送路径分别进行追踪分析^[15,26], 结果发现, 两站点水汽来源情况比较相似, 季风爆发前(如: 2002 年 6 月 2 日)以局地水汽的再循环为主, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为相对高值; 季风活跃期(如: 2002 年 8 月 15 日), 来自阿拉伯海和孟加拉湾的海洋性水汽的输送直接影响研究区域的降水, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为明显的低值; 而在季风间歇期(如: 2002 年 7 月 13 日), 降水的水汽来源以局地水汽的再循环为主, 改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 表现为正值(图略). 显然, 水汽追踪的结果与上述我们的分析结果完全吻合.

因此, 根据上述青藏高原西部的狮泉河和改则以及南部的拉萨降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的时空变化特征, 我们不难发现, 5 月底或 6 月份初始至 8 月底或 9 月初是一个重要的时间分界线, 而位于 35°N 一线附近的西昆仑山和唐古拉山是一个重要的空间分界线.

全球降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 分布有一个显著的特点, 即随着纬度的升高, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐降低^[27], 如: 印度西隆降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值为 -4.59‰ (观测期间: 1969.1 ~ 1978.10), 和田的为 -9.14‰ , 乌鲁木齐的为 -12.43‰ (观测期间: 1986.2~2002.12), 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现所谓的“大陆性效应”(图 7(a)). 但是由于青藏高原的存在, 其独特的地形及诸多高耸山脉的屏障作用, 迫使来自印度洋的海洋性水汽抬升到高空, 由于高空温度很低, 水汽得以充分冷凝, 同位素分馏程度很深, 导致降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 很低^[12,14]. 特别是西昆仑山和唐古拉山等高大山脉的南部, 西南季风的对流活动非常剧烈, 使得降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现低值, 如同图 7(a)中阴影部分所示, 在高原面上, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的“大陆性效应”已不复存在, 从而打破了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 这种全球性分布格局. 可见, 在青藏高原上, 这种特殊的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 分布特征与青藏高原本身独特的地形地势, 特殊的环流系统等有着密切关系.

既然夏季由于西南季风的影响, 于是我们剔除季风期再次分析从沿海的西隆到内陆的乌鲁木齐降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化特征. 为了完全排除西南季风的影响, 我们只统计各个站点 1~4 月和 11~12 月期

图7 从沿海到内陆, 全年(a)及非季风时段(b)降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的空间变化

间的样本, 结果发现, 与全球降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布格局完全一致: 从西隆到乌鲁木齐, 随着纬度的升高, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐降低(图 7(b)). 这也再次证实了在青藏高原上夏季降水由于受到强烈的西南季风影响, 导致降水中年平均 $\delta^{18}\text{O}$ 出现相对低值区域. 而且从图 7(b)中, 还可以看出, 从沿海的西隆到西昆仑山之前, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 迅速降低, 越过西昆仑山后, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 降低的幅度显著减小.

从空间分布看(图 7(a)), 改则和狮泉河降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值都要高于拉萨的, 这主要归因于夏季西南季风向青藏高原西北内陆推进后, 其强度逐渐减弱有关. 另外, 改则和狮泉河二站点都位于干旱区, 其强烈的地表蒸发对降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 也产生不可忽略的影响. 从图 8 可以看出, 改则和狮泉河的月平均风速都几乎高于拉萨的, 而该二站点的月平均大风日数更是远远高于拉萨的^[21]. 这种局地气候特征使得地表水汽蒸发以及雨滴在降落的过程中的二次蒸发都更为强烈, 从而导致该二站点 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值都要高于拉萨的. 同是在青藏高原西部阿里地区, 改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值要高于狮泉河的, 这与改则当地的特殊的局地气候环境条件有关. 改则月平均大风日

数多于狮泉河, 且其月平均风速要远远高于狮泉河(图 8); 而改则、狮泉河年平均蒸发潜热通量分别为 15.4 和 2.9 W/m^2 ^[28], 显然改则的要远远高于狮泉河的; 另外, 根据改则和狮泉河二气象台站资料, 改则的年蒸发量高达 2429.2 mm, 而狮泉河的年蒸发量为 2089.2 mm, 相对较小. 因此, 改则的当地蒸发更为强烈, 使得改则的降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值要高于狮泉河的.

为进一步论证上述观点, 我们利用 NCEP/NCAR 气象格点资料, 分别计算了青藏高原及其毗邻地区 1998~2003 年每年度的冬季(1月)、夏季(7月)500 hPa 高度的风场和 500~300 hPa 的水汽通量场. 图 9 为 2002 年冬季(1月)、夏季(7月)的结果. 显然, 在冬季, 高的水汽通量出现在海洋, 而整个研究区域都受局地环流和西风环流控制, 水汽通量都很低, 降水很少, 使得四站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势都很相似, 即使是在青藏高原南部的拉萨, 也是如此. 在夏季, 可以清楚的看出, 和田站点的水汽来源主要受局地环流和西风环流控制, 水汽通量低, 因而该站点夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间仍然表现出很好的正相关. 而青藏高原南部直到中部和西部主要都受到西南季风的影响:

图8 4 站点月平均大风日数与月平均风速

图9 青藏高原及其毗邻地区2002年1月(a)、7月(b) 500 hPa 风场和500~300 hPa 水汽通量场
其方向与风向一致, 单位为: $\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})$, 右下角箭头表示风速, 单位为: m/s

西南季风携带的水汽从阿拉伯海和孟加拉湾向内陆输送, 越过喜马拉雅山脉后, 在青藏高原上水汽通量出现一个相对高值区, 降水增多. 西南季风的推进, 导致了拉萨、改则和狮泉河等站点夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 出现低值, 从而削弱了降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间的正相关关系. 另外, 在季风间歇期, 局地环流的水汽对拉萨乃至阿里地区的水汽来源也有一定的贡献. 其他年份冬、夏季的结果与2002年的相似(图略).

3 结论

通过对青藏高原西部阿里地区狮泉河和改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化特征及其与温度的关系分析, 可以得出以下结论:

在狮泉河和改则历次降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度之间都存在一定的正相关, 尤其是在月平均尺度上, 二者之间的相关性更为显著. 这表明, 在长时间尺度上, 温度是影响狮泉河和改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的因子之一. 而在夏季, 特别是同一降水过程中, 该二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化趋势完全一致, 且在季风活跃期, 该二站点降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 都出现低值, 这与夏季西南季风水汽输送密切相关, 而在季风间歇期, 降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然表现相对高值, 水汽主要来源于局地水汽的再循环与西风环流. 可见, 不同的环流系统, 特别是西南季风是影响该二站点夏季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的另一个关键因子.

由于改则月平均风速远高于狮泉河, 而且蒸发潜热通量要远高于狮泉河, 加之强烈的大风天气, 使得地表水汽蒸发以及雨滴在降落的过程中的二次蒸发都更为强烈. 因此, 与狮泉河相比, 改则降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 年平均值相对较高. 因而, 在青藏高原西部阿里地区, 影响降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 变化的因子有温度、水汽来源和蒸发条件等.

青藏高原西部阿里地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 季节变化特征, 揭示了该区域夏季西南季风和局地环流共同作用, 且西南季风携带的水汽输送稍占主导地位; 而在西南季风爆发前和撤退后, 该区域水汽主要受局地环流和西风环流控制. 通过该区域及其毗邻地区降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 空间分布特征的研究, 揭示了5月底或6月初始至8月底或9月初是青藏高原不同水汽来源的一个重要的时间分界线. 而青藏高原西部阿里地区北部的西昆仑山, 由于对西南季风的进一步阻挡屏蔽, 使得青藏高原北部边缘的和田降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 与温度的变化趋势几乎同步, 表现为典型的“夏高冬低”特征, 这说明位于 35°N 一线附近的西昆仑山与唐古拉山, 在空间上, 是青藏高原一条重要的气候分界线. 这对于西南季风在青藏高原面上能够推进的范围有了新的认识, 具有重要的气候意义.

致谢 非常感谢姚檀栋、田立德研究员对本文提出很多宝贵意见. 本文利用了 IAEA/WMO, NOAA 和国家气象信息中心提供的相关资料, 在此一并致谢.

参考文献

- 1 Johnsen S J, Dansgaard W, Clausen H B, et al. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 1972, 235: 429—434[[doi](#)]
- 2 Lorius C, Jouzel J, Ritz C, et al. A 150,000-year climatic record from Antarctic ice. *Nature*, 1985, 316: 591—596[[doi](#)]
- 3 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](#)]
- 4 Thompson L G, Yao T D, 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](#)]
- 5 Yao T D, 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: 29531—29537[[doi](#)]
- 6 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 1964, 16: 436—468
- 7 Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. *Science*, 1992, 258: 981—985[[doi](#)]
- 8 Jouzel J, Merlivat, L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation: Modeling of the isotope effects during snow formation. *J Geophys Res*, 1984, 89: 11749—11757[[doi](#)]
- 9 Jouzel J, Russell G L, Suozzo R J, et al. Simulations of HDO and H_2^{18}O atmospheric cycles using the NASA/GISS general circulation model: The seasonal cycle for present-day conditions. *J Geophys Res*, 1987, 92: 14739—14760[[doi](#)]
- 10 Araguás-Araguás L, Klaus F, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *J Geophys Res*, 1998, 103: 28721—28742[[doi](#)]
- 11 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: 28081—28088[[doi](#)]
- 12 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: 4293.[[doi](#)]
- 13 Zhang X P, Masayoshi Nakawo, Yao T D, et al. Variations of stable isotopic compositions in precipitation on the Tibetan Plateau and its adjacent regions. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2002, 45: 481—493[[doi](#)]
- 14 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Relationships between $\delta^{18}\text{O}$ in precipitation and air temperature and moisture origin on a south-north transect of the Tibetan Plateau. *Atmos Res*, 2008, 87: 158—169[[doi](#)]
- 15 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Relationships of $\delta^{18}\text{O}$ in summer precipitation and temperature and moisture trajectories at Muztagata, western China. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2006, 49: 27—35[[doi](#)]
- 16 Yao T D, Thompson L G, Jiao K Q, et al. Recent warming as recorded in the Qinghai-Tibetan cryosphere. *Ann Glaciol*, 1995, 21: 196—200
- 17 章新平, 施雅风, 姚檀栋. 青藏高原东北部降水水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化特征. *中国科学 B 辑*: 1995, 25: 540—547
- 18 Yao T D, 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: 3473—3476[[doi](#)]
- 19 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Oxygen-18 isotopes in precipitation on the eastern Tibetan Plateau. *Ann Glaciol*, 2006, 43: 263—268[[doi](#)]
- 20 Yu W S, Yao T D, Tian L D, et al. Stable isotope variations in precipitation and moisture trajectories on the western Tibetan Plateau. *Arct Antarct Alp Res*, 2007, 39: 688—693[[doi](#)]
- 21 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏气候. 北京: 科学出版社, 1984. 127
- 22 Rasmusson E M. Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America: Part 1. Characteristics of the water vapor flux field. *Mon Weather Rev*, 1967, 95: 403—426[[doi](#)]
- 23 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: D10112.[[doi](#)]
- 24 姚檀栋, 丁良福, 蒲建辰, 等. 青藏高原唐古拉山地区降雪水中 $\delta^{18}\text{O}$ 特征及其与水汽来源的关系. *科学通报*, 1991, 36: 1570—1573
- 25 王宁练. 青藏高原南部和北部暖季气温年代际变化差异的界线位置. *第四纪研究*, 2006, 26: 165—172
- 26 田立德, 姚檀栋, Numagti 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有关. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(增刊): 214—220
- 27 Rozanski K, Araguás-Araguás L, Gonfiantini R. Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Swart P K, Lohman K C, McKenzie J, et al, eds. *Climate Change in Continental Isotopic Records: Geophysical Monograph 78*. Washington D C: American Geophysical Union, 1993. 1—36
- 28 李国平, 段廷扬, 巩远发. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量. *科学通报*, 2000, 45: 865—869