

文章编号: 1001-1498(2006)06-0679-08

卧龙地区大气降水氢氧同位素特征的研究^{*}

徐庆¹, 刘世荣¹, 安树青², 姜春前³, 刘兴良⁴

(1. 中国林业科学研究院森林生态环境与保护研究所, 国家林业局森林生态环境重点实验室, 北京 100091; 2. 南京大学生命科学院森林生态与全球变化实验室, 南京 210093; 3. 中国林业科学研究院林业研究所, 北京 100091; 4. 四川省林业科学研究院, 成都 610081)

摘要: 根据四川卧龙自然保护区 2003 年 7 月—2005 年 6 月 2 个水文年大气降水的氢、氧同位素组成, 提出卧龙地区大气降水线方程为 $D = 9.443 \text{ }^{18}\text{O} + 28.658$ ($r = 0.943$, $n = 74$, $p < 0.05$); 实测雪水 $D - ^{18}\text{O}$ 的线性回归方程为 $D = 9.376 \text{ }^{18}\text{O} + 33.245$ ($r = 0.959$, $n = 31$, $p < 0.05$); 与全球降水线方程 $D = 8.165 \text{ }^{18}\text{O} + 10$ 比较偏离较大。实测夏季 (6—9 月) 降水 $D - ^{18}\text{O}$ 的线性回归方程为 $D = 8.165 \text{ }^{18}\text{O} + 9.480$ ($r = 0.961$, $n = 29$, $p < 0.05$)。卧龙地区夏季实测降水线与全球降水线吻合, 揭示了该降水线方程的特征。对全年氘过量值 (d) 及夏季 (丰水季) 和冬季 (枯水季) 年氘过量值 (d) 及降水线特征研究表明, 卧龙地区冬季降水主要来源于大陆性气团, 即卧龙地区内部局部水汽蒸发所产生; 夏季降水主要来源海洋性气团, 并受东南季风的影响。夏季降水事件中出现一些极低的 d 值, 主要是受到了大陆性冷气团的袭击和季风的影响。卧龙地区夏季 (丰水季) 降水中 ^{18}O 的降水量效应明显, 且季风气候抑制和掩盖了温度效应。

关键词: 氢氧同位素; 大气水线 (MWL); 过量氘 (d); 卧龙地区; 水汽来源

中图分类号: S715

文献标识码: A

Study on Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes in Precipitation in Wolong Nature Reserve, Sichuan Province

XU Qing¹, LIU Shi-rong¹, AN Shu-qing², JIANG Chun-qian³, LIU Xing-liang⁴

(1. Institute of Forest Ecology, Environment and Protection, CAF; Key Laboratory of Forest Ecology and Environment, State Forestry Administration, Beijing 100091, China; 2. Laboratory of Forest Ecology and Global Changes, School of Life Science, Nanjing University, Nanjing 210093; Jiangsu, China; 3. Research Institute of Forestry, CAF, Beijing 100091, China; 4. Sichuan Academy of Forestry, Chengdu 610081, Sichuan, China)

Abstract: This paper assayed the contents of stable isotope D and ^{18}O in precipitation in Wolong Nature Reserve of Sichuan Province from July 2003 to June 2005. The equation of meteoric water line (MWL) and snow water line were $D = 9.443 \text{ }^{18}\text{O} + 28.658$ ($r = 0.943$, $n = 74$, $p < 0.05$), and $D = 9.376 \text{ }^{18}\text{O} + 33.245$ ($r = 0.959$, $n = 31$, $p < 0.05$) respectively. The line had significant difference with global meteoric water line (GMWL) $D = 8.165 \text{ }^{18}\text{O} + 9.480$ ($r = 0.961$, $n = 29$, $p < 0.05$). The MWL in summer was coincided with GMWL. The characteristic of excess deuterium in summer, winter (low water season) and yearly and that of MWL showed that the precipitation in winter comes from continent water evaporation and precipitation in summer comes from ocean water evaporation that influenced by south-east monsoon. ^{18}O of precipitation in summer had a significant amount effect, and temperature effect was withheld by monsoon climate.

Key words: hydrogen and oxygen isotope; meteoric water line; excess deuterium; Wolong area; water vapor source

收稿日期: 2006-05-16

基金项目: 973 项目 (2002CB111504) 资助

作者简介: 徐庆 (1964—), 女, 安徽青阳县人, 副研究员, 博士。

* 本研究初期得到成都理工大学尹观教授的悉心指导, 特此致谢!

降水是水循环过程中一个重要环节。降水中稳定氢氧同位素组成与降水形成的气象过程以及水汽源区的初始状态存在密切联系,并随着时间、空间而变化。水循环过程中,由于同位素成分的平行分馏作用,全球降水中氢和氧稳定同位素存在一种线性关系,1961年 Craig^[1]把这种关系定义为大气降水线(Meteoric Water Line, 简称为 MWL): $D = 8 \cdot 18O + 10$, 又称为全球大气降水线(Global Meteoric Water Line, 简称为 GMWL)。1981年 Yurtsever 等^[2]根据 IAEA 全球台站降水,将年平均 值加权修正为: $D = 8 \cdot 18O + 10.8$ 。

然而,不同地区测得的大气降水线与全球大气降水线在斜率和截距上均有不同程度的偏移,这一偏移反映出各地大气降水云气形成时,水汽的来源及降水云气在运移过程中环境条件的变化,所导致的气、液相同位素分馏的不平衡程度的差异^[3]。

为了量化和比较这种差异, Dansgaard^[4]把它定义为过量氘: $d = D - 8 \cdot 18O$ 。全球降水中 d 的平均值为 10 左右。任何地区的降水都可以计算出一个过量氘参数 d 。 d 值大小相当于通过该样品点斜率 $D / 18O$ 为 8 的直线在纵坐标轴上的截距,它可以较直观地反映该地区大气降水蒸发、凝结过程的不平衡程度。 d 值实际上是一个大气降水的重要的综合环境指标。大多学者认为,降水中 d 的值主要取决于形成降水的水汽来源地的相对湿度^[4,5]。由低维海面蒸发而来的水汽,其形成的降水中的 d 较低,随着水汽来源地的大气相对湿度的降低,降水中的 d 值会升高。但是由于水循环过程的差异,全球降水中的大气降水线和 d 在时间和空间上都存在着较大幅度的变化。 d 的变化也可以反过来研究形成降水的水汽源地气候条件的变化。因此,在地区水资源研究中一般不应借用全球大气降水线。确定地区性降水线成为区域同位素水资源研究的一项重要关键和先决条件^[6]。

对降水中的稳定同位素的观测和研究国外起步较早,始于 20 世纪 50 年代初^[7]。全球范围有组织的取样工作始于 1961 年^[3]。在国际原子能机构 (IAEA) 与世界气象组织 (WMO) 的联合倡导下,全球现在已有 800 多个观测站^[8],其目的在于通过对大气降水中的稳定同位素以及相应的气象要素连续跟踪监测,确定大气环流型以及全球、区域的水循环机制,为水资源调查提供基础的环境资料。

在我国,对降水中稳定同位素研究始于 20 世纪 70 年代末。1980 年,依据包括拉萨和乌鲁木齐地区

在内的 8 个地区的大气降水线得到了中国的降水线方程^[9]。此后,中国大气降水同位素监测网的建立和运行,实现了与 IAEA 的数据对比和数据交换。但中国乃至整个亚洲进入到 IAEA/WMO 全球监测网的站点较少,且监测时间也较短^[8]。90 年代后,我国学者对青藏高原大气降水中稳定氢氧同位素的分布和特征研究做了较详细的工作^[10,11],但对川西地区大气降水中稳定氢氧同位素研究较少^[12,13]。近几十年来,稳定同位素技术在生态学研究领域迅速发展,并与遥感技术与数学模型一起被认为是生态学的三大现代技术^[14],同时为水循环研究提供了新的手段^[15]。但国内在这方面的研究还严重不足。

卧龙自然保护区是保护森林生态系统和大熊猫的国家级自然保护区,位于长江上游,是长江重要支流岷江的源头地区,对于保持水土、涵养水源、维持生态平衡起着重要作用。它地处四川盆地向青藏高原东部过渡的高山峡谷地区,处于大陆气团与海洋气团相互作用的区域,受气候影响最大,其降水同位素组成也比较复杂。关于卧龙地区亚高山暗针叶林夏季降水分配过程中氢氧同位素特征的研究已有初步的了解^[16,17],但对卧龙地区全年降水、冬季雪中氢氧稳定同位素研究和有关降水中氘过量 (d) 季节变化及水汽来源的研究还未见报道。本文通过对卧龙地区二个水文年周期的降水氢、氧同位素组成及其影响因素的研究和观测,降水中氘过量 (d) 的季节变化特征的分析,得出卧龙地区降水线方程、雪水线方程和不同时间降水的水汽来源以及水汽蒸发源地的气候特征的变化,这对深入研究卧龙地区亚高山原始森林降水分配机制,科学评价当地地表、地下径流的形成,揭示该区域水循环机制等皆具有十分重要的理论意义。

1 研究地区概况

研究在四川卧龙自然保护区内进行,选择四川省林业科学研究院邓生亚高山暗针叶林定位站 (102°58'21"E, 30°51'41"N, 海拔 2 805 m), 位于横断山区北部的筲箕山脉之东南坡巴朗山。为四川盆地向青藏高原东部过渡的高山峡谷地区。从中国气候区划看,卧龙自然保护区属青藏高原气候区的范围。西风急流南支和东南季风控制着本区的主要天气过程。冬半年 (11 月至翌年 4 月) 天气晴朗干燥,云量少降水少;夏半年 (5 月至 10 月) 降水量大,雨日多。为亚热带季风气候向大陆性高原气候过渡地区。

根据卧龙生态定位站 2003 年 7 月—2005 年 6 月

2个水文年的气象资料,本研究区年降水量 1 001.25 mm,相对湿度 80%,1月平均降水量为 11.05 mm,7月平均降水量为 165.4 mm,降水量集中在 5—10月份,占全年降水量的 85.86%。降水量月变化大致呈单峰型分布,呈较典型的内陆降水分布特征。气温的季节变化则呈单峰型分布,从 3月开始升温,至 7月达到最高峰,而后逐渐回落。该区平均气温 8.71℃,2月平均气温 -2.5℃,7月平均气温 19℃。

2 研究地点与方法

2.1 样品的采集

2003年 7月 24日—2005年 6月 24日在四川卧龙生态定位站进行了为期 2个水文年的降水观测和采样工作(其中,2003年 7月 24日—9月 8日为连续(集中)采样期(1天 1次),2003年 10月—2005年 6月为季节采样期(每月 3次)。共采集降水水样 74个,其中,雪水水样 31个。降水开始前,在平坦地面放置干净的雨量桶,降水停止后立即采集并装入特制的塑料水样瓶中并用橡皮塞密封。若降水是固态的(雪),先装入塑料袋,待其融化后,再装入塑料水样瓶。若降水是液态的(雨水),从雨量桶采集后直接装入塑料水样瓶,采样多选择在降水强度较大的日期进行,使样品更具有代表性。水样采集后,加盖密封并保存在低温(0~5℃)条件下。

2.2 样品的测试

所有水样 D 、 ^{18}O 的测定是在中国科学院北京植物所生态中心稳定同位素实验室 Delta plus XP和 TC/EA 2气体质谱仪上进行。样品中 D 的测试精度在 $\pm 5\text{‰}$ 。样品中 ^{18}O 的测试精度在 $\pm 0.5\text{‰}$ 。

氢、氧稳定同位素组成采用千分偏差值(δ)法表示,即根据国际上规定统一采用待测样品中某元素的同位素比值与标准物质的同种元素的相应同位素比值的相对千分差作为量度,记作为 δ 值^[18],单位为 ‰。

$$D = \left[\frac{(D/H)_{\text{sample}} - (D/H)_{\text{SMOW}}}{(D/H)_{\text{SMOW}}} \right] \times 1000\text{‰}$$

$$^{18}O = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O)_{\text{sample}} - (^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{SMOW}}} \right] \times 1000\text{‰}$$

2.3 气象数据的获取

气象数据由卧龙生态定位站无林地和林内两个气候观测站提供。

2.4 数据的处理和分析

数据处理运用 SPSS统计分析软件,并进行回归

分析、 F 检验。区分降水两阶段时使用系统聚类分析中的中间距离法加欧氏距离,并通过绘制树形聚类图确定各个数据的分组。

3 结果与分析

3.1 卧龙地区大气降水中 D 与 ^{18}O 组成特征

根据卧龙地区 2003年 7月—2005年 6月 2个水文年 74个大气降水的 $D(^{18}O)$ 的实测值(图 1a)可以看出,大气降水 D 介于 -38.567‰ ~ -156.168‰ 之间, ^{18}O 介于 -6.903‰ ~ -17.731‰ 之间。全球降水的平均 D 值为 -22‰ , ^{18}O 值为 -4‰ 。地球两极地区的降水重同位素最贫乏, D 为 -308‰ , ^{18}O 为 -53.40‰ ^[18,19]。郑淑蕙等^[20]报道了中国大气降水 D 含量为 $+20\text{‰}$ ~ -190‰ , ^{18}O 为 $+2.0\text{‰}$ ~ -24‰ 。可见,卧龙大气降水的氢、氧同位素含量均落在中国与全球雨水的变化范围之内。 $D(^{18}O)$ 的最大值出现在雨季到来之前的 4月。 $D(^{18}O)$ 的最小值出现在雨季结束之前的秋季 9月。

将连续采样期(2003年 7月 24日—9月 8日)的日降水 D 与日降水量(p)进行线性回归分析,结果表明:日降水 D 与日降水量(p)之间的呈显著的负相关关系,线性回归方程为: $D = -2.236p - 77.153$, $r = 0.510$, $p = 0.026$, $n = 20$, $F = 5.99$ (其中, r 为相关系数, n 为样本数)。降水 D 与日降水量(p)之间呈显著的负相关关系,表明卧龙地区夏季降水 D 与日降水量之间表现较强的雨量效应特征^[16]。根据 SPSS统计分析软件,将卧龙地区全年降水 $D(^{18}O)$ 与日降水量作线性回归分析,发现卧龙地区全年大气日降水 $D(^{18}O)$ 与日降水量之间线性相关性不显著的($p > 0.05$, $n = 74$)。

3.2 卧龙地区大气降水 D 与 ^{18}O 之间的关系

根据卧龙地区 2003年 7月—2005年 6月 2个水文年大气降水的 $D(^{18}O)$ 实测值,将大气降水的 D 对 ^{18}O 进行一元线性回归分析,得出卧龙地区大气降水线(图 1a)方程为: $D = 9.4427^{18}O + 28.658$, $r = 0.943$, $F = 577.057$, $n = 74$, $p = 0.000 < 0.05$ 。卧龙地区雪水线(图 1b)方程为: $D = 9.3761^{18}O + 33.245$, $r = 0.959$, $F = 328.713$, $n = 31$, $p = 0.000 < 0.05$ 。与全球大气降水线 $D = 8^{18}O + 10$ 相比,卧龙地区降水线和雪水线斜率和截距都偏大,但其 D 与 ^{18}O 线性关系十分良好。

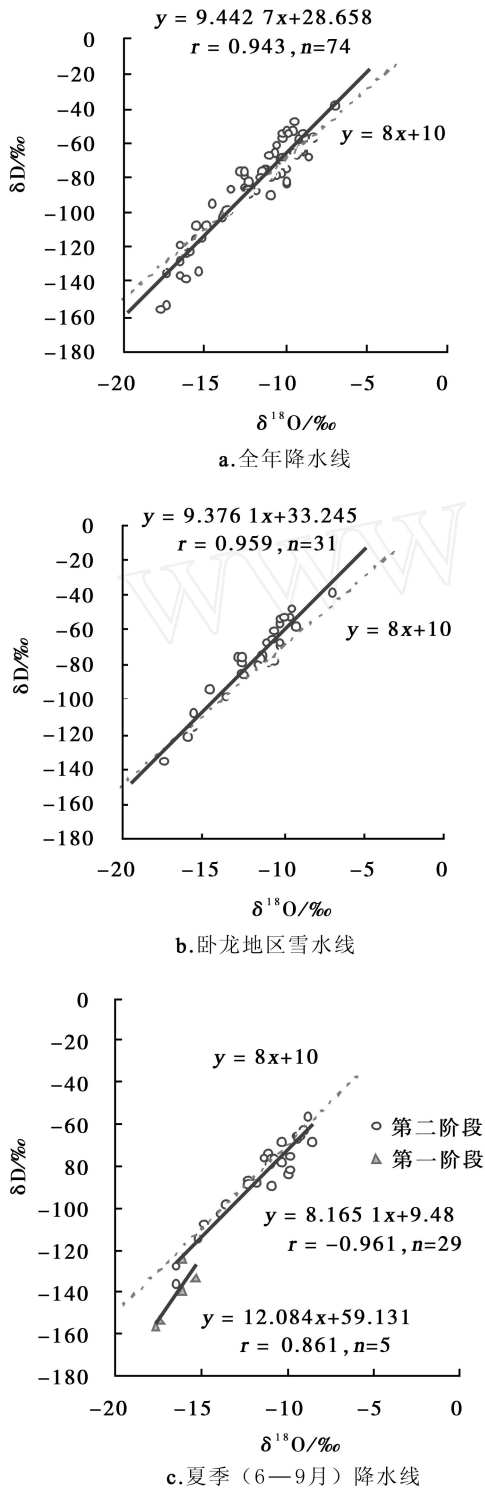


图 1 卧龙地区大气降水 $D-^{18}O$ 的关系

卧龙地区夏季始于 6 月,至 9 月底止,根据 2 个水文年中夏季 (6—9 月) 34 个大气降水的 $D(^{18}O)$ 实测数据得出,卧龙地区该时段夏季大气降水 $D-^{18}O$ 的关系式为: $D = 9.4889^{18}O + 23.346$, $r = 0.968$, $F = 477.163$, $n = 34$, $p = 0.000 < 0.05$ 。但对

34 个大气降水的 $D(^{18}O)$ 实测数据分析发现,2003 年 8 月 30 日发生了一场罕见特大暴雨 (28.26 mm) 事件后,8 月 30 日降水 D 为 $-136.40‰$, ^{18}O 为 $-16.568‰$ 。从 8 月 30 日至 9 月 8 日,连续 5 场大雨 (>10 mm),降水 D 、 ^{18}O 迅速下降,至 9 月 8 日,降水 D 下降为 $-156.17‰$,降水 ^{18}O 下降为 $-17.731‰$ 。在 2 个水文年中成为降水中 $D(^{18}O)$ 的最低值。过量氘 (d) 值迅速下降为负值 (如图 2)。用 SPSS 进行聚类分析,进一步将 2 个水文年中夏季 (6—9 月) 分辨出降水可分两个阶段: (1) 第一阶段为受大陆性冷气团影响的降水。即从 2003 年 8 月 30 日至 9 月 8 日,降水线方程为: $D = 12.084^{18}O + 59.131$, $r = 0.861$, $F = 8.591$, $n = 5$, $p = 0.061 > 0.05$;降水线的斜率和截距偏大,远偏离全球雨水线。(2) 第二阶段为受海洋性气团和东南季风影响的降水。即除 (9 月 1 日—9 月 8 日) 5 天降水 $D(^{18}O)$ 数据外,卧龙地区夏季 (6—9 月) $D-^{18}O$ 大气降水线方程为: $D = 8.165^{18}O + 9.480$, $r = 0.961$, $F = 327.276$, $n = 29$, $p = 0.000 < 0.05$ (如图 1c)。从图 1c 可以看出,在不受大陆性冷气团影响下,卧龙地区夏季 $D-^{18}O$ 大气降水线方程与 Craig^[1] 大气降水线方程 ($D = 8^{18}O + 10$) 及 1975 年 Yurtsver^[2] 获得的全球降水线方程 ($D = 8.2^{18}O + 10.8$) 都高度吻合。

据卧龙植被资料报道^[21],卧龙地区夏季主要受东南季风影响湿润多雨,冬季主要受西风急流南支影响干燥少雨,是亚热带季风气候向大陆性高原气候过渡地区。因此,该地区夏季 (6—9 月) 降水主要来自海洋,故卧龙夏季降水线接近 GMWL。

从图 1 可以看出,卧龙的降水线方程具有两个显著的特征: (1) 相关系数 r 值很高,表明降水的氢、氧同位素组成有极好的相关性; (2) 在卧龙的降水线方程中,唯有夏季降水线方程与 Yurtsver^[2] 的全球雨水线方程最接近,几乎完全吻合,这也许说明全球雨水线方程在相当程度上反映了卧龙夏季气候的降水氢、氧同位素特征。

3.3 大气降水的氘过量 (d) 的季节变化对比

由于降水的水汽来源及水汽循环过程的季节变化,全球降水中氘过量参数值 (d) 也存在季节变化。卧龙地区水汽来源及水汽循环过程的季节变化使得降水中 d 显示出冬高夏低的季节变化 (如图 2)。

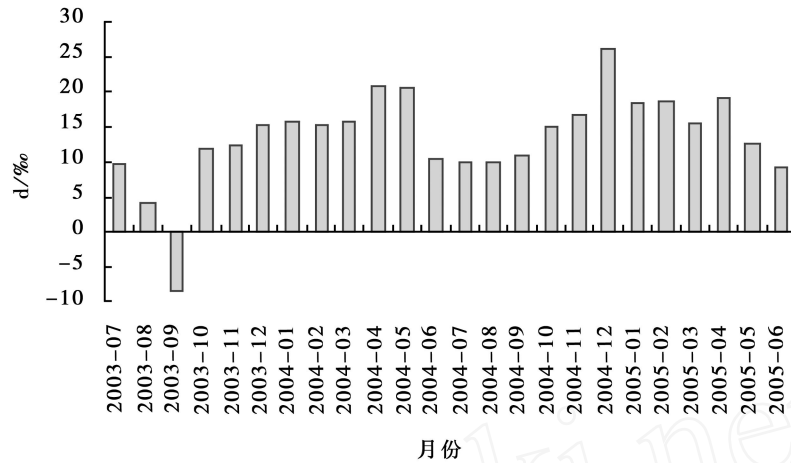


图 2 卧龙地区降水中过量氘值 (d) 的季节的变化

从图 2 可看出,雨季之前,过量氘 (d)基本上大于 10,雨季期间(5—10月)的过量氘在 10 附近波动,雨季之后,过量氘增大。卧龙地区 2003 年 7 月—2005 年 6 月 24 个月降水中过量氘 (d)平均为 12.677‰,枯水季(11—4月)的过量氘 d 平均值为 17.397‰,丰水季(5—10月)的过量氘 d 平均值为 9.621‰。

d 也是一个与蒸发过程有关的指标。卧龙亚高山暗针叶林地区与青藏高原北部一样,5月下旬至 6 月初是海洋汽团降水开始之时,也即海洋汽团开始入侵之时。而在海洋汽团来临前的一段时间(4月或 5 月上旬),降水汽团主要为卧龙亚高山地区内部局部水汽蒸发所产生^[22]。卧龙自然保护区内河流(如皮条河)为水汽蒸发的主要来源。5月下旬前降水主要为卧龙高山地区内部局部水汽蒸发所产生。

除了水汽来源地的蒸发状况之外,水滴下落过程中的再蒸发也会使得降水中 d 的值变低。这种过程有时对降水事件中 d 的影响较大。由于降水水汽来源地的蒸发状况以及降水条件的差异,降水事件中 d 的变化幅度很大,大于月降水样中 d 的变化幅度。虽然全球降水中 d 的平均值为 10,降水中 d 随时间与空间而变化。田立德等^[23]研究认为,青藏高原德令哈降水事件尺度上 d 的变化范围为 -25% ~ -35% 之间,处于正常的波动范围。冬季降水以固体形式存在,降落的水滴在大气中的蒸发的影响可以忽略。夏季降水事件中一些极低的 d 值可能受到了降落水滴重新蒸发的影响,尤其是对于一些降

水量较小而持续时间又较长的降水过程。从图 2 也可以看出,2003 年 9 月,过量氘 (d)下降为负值,明显偏离 10‰,这是由于卧龙地区 2003 年 8 月 30 日发生罕见特大暴雨(28.26 mm)引起,暴雨主要是受东南季风的影响,暴雨后,由于内陆环流冷空气的到来,使降水云团在到达卧龙地区之前,云团中重同位素已随降水大量移出,使得 2003 年 9 月 1—8 日期间 5 天降水 (>10 mm)不止, D 、 ^{18}O 迅速下降, d 值迅速下降为负值,9 月份月平均 d 值下降为 -8.55% 出现一向下转折(如图 2)。过量氘 (d) 的变化反映了不同水汽来源和季风条件对降水的影响。这与前人研究的我国夏秋季节降水主要受东南季风影响^[24,25],夏秋降水主要处于太平洋副高压控制的大气环流形势之下的结果一致。

3.4 月尺度下氘过量 (d) 与月平均温度和月平均降水量的关系

将卧龙地区 2003 年 7 月—2005 年 6 月 2 个水文年 24 个月的月平均氘过量值 (d) 与月平均温度 (t) 进行线性回归分析,结果表明: $d-t$ 线性方程为: $d = -0.491t + 17.789$, $r = 0.545$, $F = 9.293$, $n = 24$, $p = 0.006 < 0.05$,表明卧龙地区月平均氘过量值 (d) 与月平均温度 (t) 线性相关性显著(如表 1)。将其月平均氘过量值 (d) 与月平均降水量 (p) 进行线性回归分析,结果表明: $d-p$ 线性方程为: $d = -0.0528p + 17.792$, $r = 0.480$, $F = 6.597$, $n = 24$, $p = 0.018 < 0.05$,表明卧龙地区月平均氘过量值 (d) 与月平均降水量 (p) 线性相关性显著(如表 1)。

表 1 卧龙地区月平均降水中氢、氧同位素值以及相应的降水量及温度的变化

月份	$D/\%$	$^{18}O/\%$	氘过量 (d)/‰	月平均 降水量 (p)/mm	月平均 气温 (t)/	样品数 (n)
2003-07	-77.514	-10.902	9.702	193.1	19	3
2003-08	-88.694	-11.599	4.099	145.2	16	12
2003-09	-141.110	-16.570	-8.550	103	14	5
2003-10	-84.384	-12.004	11.648	85	13.1	2
2003-11	-92.139	-13.055	12.301	17.1	6.9	2
2003-12	-67.481	-10.339	15.231	22.5	-1	2
2004-01	-73.590	-11.156	15.658	8.8	-2.8	3
2004-02	-78.961	-11.758	15.103	19.8	-3	2
2004-03	-76.268	-11.498	15.714	69.9	7.3	3
2004-04	-47.527	-8.544	20.825	73	9	2
2004-05	-60.819	-10.184	20.653	124.9	14	2
2004-06	-76.396	-10.838	10.308	202.2	18	3
2004-07	-82.400	-11.559	10.072	137.7	19	2
2004-08	-96.630	-13.337	10.066	85.4	14	3
2004-09	-96.429	-13.400	10.771	102.5	10	3
2004-10	-100.338	-14.407	14.918	95	8.3	2
2004-11	-91.806	-13.546	16.562	33.9	2.5	3
2004-12	-63.713	-11.204	25.919	3.2	0	3
2005-01	-77.806	-12.005	18.234	13.3	-0.6	2
2005-02	-76.609	-11.902	18.607	12.6	-2	3
2005-03	-80.359	-11.984	15.513	32.6	7.3	3
2005-04	-76.216	-11.914	19.096	65.75	8	3
2005-05	-69.306	-10.224	12.486	168.3	14	3
2005-06	-69.329	-9.826	9.279	131.8	18	3
(样品总数)						74

3.5 月尺度上降水 D 与 ^{18}O 的降水量效应

根据 SPSS 软件,将表 1 中 24 个月平均降水 D

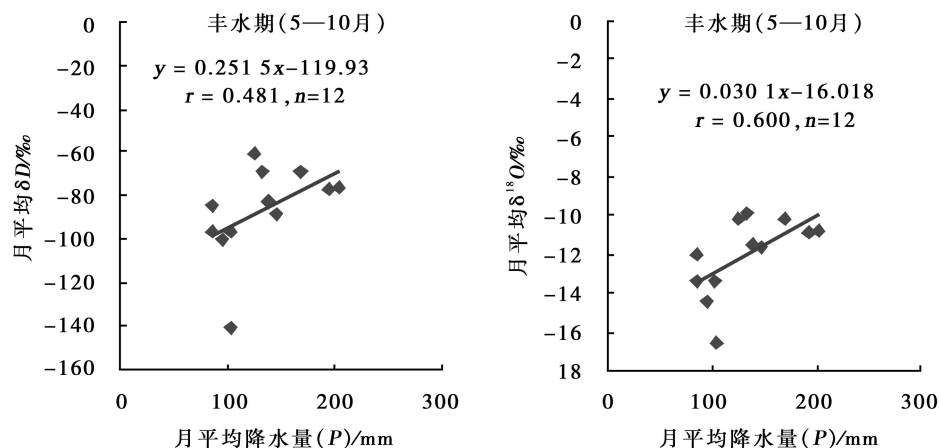


图 3 卧龙地区月尺度降水 D (^{18}O)与月平均降水量 (p)的关系

与月平均 ^{18}O 进行线性回归分析,结果表明:卧龙地区月平均降水 D 与月平均 ^{18}O 的线性回归方程为: $D = 10.025^{18}O + 37.028$, $r = 0.956$, $F = 236.203$, $n = 24$, $p = 0.000 < 0.05$,表明卧龙地区月尺度上降水 D 与 ^{18}O 的线性关系极显著。

从表 1 可以看出,卧龙地区丰水期(5—10月)的月平均 ^{18}O 与月平均降水量 (p) 进行相关分析发现存在显著的降水量效应, ^{18}O - p 线性方程为: $^{18}O = 0.0301p - 16.018$, $r = 0.600$, $F = 5.632$, $n = 12$, $p = 0.039 < 0.05$;但月平均 D 与月平均降水量 (p) 不存在显著的降水量效应 $p = 0.113 > 0.05$ (如图 3)。

3.6 月尺度上降水 D 与 ^{18}O 的温度效应

影响降水氢氧同位素组成的诸多要素中,温度被认为是与之关系最密切的。气温对降水中稳定同位素产生作用的主要机制是:地面温度在一定程度上与上空降水云团的冷凝温度有对应关系,而后者与降水的 δ 值有直接关系。因此气温越低,降水中同位素的分馏系数也越大,从而降水中 ^{18}O 也越低。但只有当大气水汽中 ^{18}O 保持基本稳定时,气温和降水中的 ^{18}O 才有可能表现出明显的正相关关系。一般而言,温度效应主要出现在中、高纬度高海拔地区,且在两极表现得尤为明显,另一方面,越深入大陆内部,其正相关关系越密切。局地性对流所产生的阵性降水随海拔的增高而增大,所以,局地性对流性降水的增加会影响降水中 ^{18}O 与温度的正相关关系^[26]。

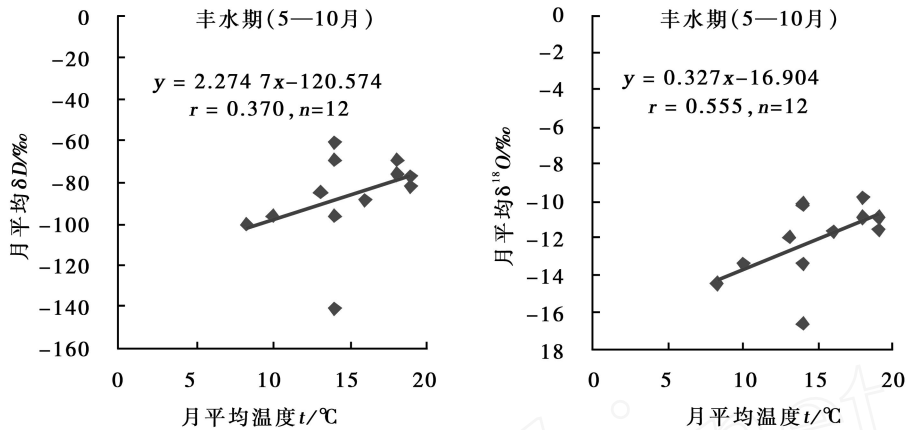


图 4 卧龙地区丰水期月尺度降水 $D(^{18}O)$ 与月平均温度 (t) 的关系

将表 1 中 24 个月平均 ($D(^{18}O)$) 与平均气温 (t) 进行线性回归, 发现二者线性关系不显著 ($p > 0.05$), 这表明卧龙大气降水同位素组成在月尺度上不存在明显的温度效应。卫克勤等^[27]指出在我国受季风影响的地区, 夏季风期间雨水值偏低, 冬季风期间偏高, 季风气候抑制和掩盖了温度效应。田立德等^[23]对中国西部降水 D 的研究进一步证实了上述论断: 他们发现在内陆降水中 D 和气温变化表现出明显的正相关性, 而在青藏高原南部地区, 由于受季风降水影响, 降水中 D 几乎未表现出与温度的任何关系。

将丰水期 (5—10 月) 12 个月平均降水 $D(^{18}O)$ 与月平均温度 (t) 进行线性回归分析发现也不存在显著的温度效应, $p > 0.05$ 。月平均降水量 (p)¹⁸ O - t 线性方程为: $^{18}O = 0.327t - 16.904$, $r = 0.555$, $F = 4.444$, $n = 12$, $p = 0.061 > 0.05$; 月平均 D 与月平均温度 (t) 存在显著的温度效应: $D = 2.2747t - 120.574$, $r = 0.370$, $F = 1.588$, $n = 12$, $p = 0.236 > 0.05$ (如图 4)。

若不考虑受冷空气影响的暴雨事件 5 d 数据 (2003 年 9 月), 丰水期 (5—10 月) 11 个月¹⁸ O 与月平均温度 (t) 进行相关分析发现存在显著的温度效应: 11 个月平均降水¹⁸ O - t 线性方程为: ^{18}O - t 线性方程为: $^{18}O = 0.279t - 15.833$, $r = 0.689$, $F = 8.148$, $n = 11$, $p = 0.019 < 0.05$ (2003 年 9 月除外)。进一步表明, 受季风影响, 丰水期月平均降水 D 、¹⁸ O 与月平均温度 (t) 也不存在显著的温度效应, 但除去受大陆性冷空气影响的 2003 年 9 月后, 丰水期 (5—10 月) 的月平均¹⁸ O 与月平均温度存在显著的温度效应。

4 结论

(1) 卧龙地区大气降水的氢、氧同位素含量处于中国与全球雨水的变化范围之内。卧龙地区 2003—2005 年大气降水线方程为 $D = 9.443^{18}O + 28.658$ ($r = 0.943$, $n = 74$, $p < 0.05$); 雪水线方程为 $D = 9.376^{18}O + 33.245$ ($r = 0.959$, $n = 31$, $p < 0.05$); 受大陆性水汽来源影响, 卧龙地区的雪水线与全球降水线 $D = 8^{18}O + 10$ 相比较, 雪水线的斜率和截距都较高, 偏离全球降水线较大, 但降水 D 与¹⁸ O 之间有很好的线性关系。受海洋性水汽来源影响, 卧龙夏季 (6—9 月) 大气降水线方程为 $D = 8.165^{18}O + 9.480$ ($r = 0.961$, $n = 29$, $p < 0.05$), 与全球降水线方程基本吻合。

(2) 卧龙地区水汽来源及水汽循环过程的季节变化使得降水中过量氘 (d) 显示出冬高夏低的季节变化。在枯水季 (11—4 月), 由于卧龙地区水汽的内陆循环作用, 干燥的气候条件使得降水及 d 的值较高。丰水季 (5—10 月), 受海洋性水汽来源影响, 降水中 d 的值偏低, 接近 10。在 9 月, 受到了大陆性气团冷空气和东南季风的影响, 夏季降水事件中出现一些极低的 d 值。

(3) 卧龙地区丰水期 (5—10 月) 的月平均¹⁸ O 与月平均降水量 (p) 存在显著的降水量效应。受季风影响, 丰水期月平均降水¹⁸ O 与月平均温度 (t) 不存在显著的温度效应, 但若不考虑季风影响的特大暴雨降水事件 (2003 年 9 月 1—8 日), 丰水期 (5—10 月) 的月平均¹⁸ O 与月平均温度存在显著的温度效应。表明卧龙地区产生温度效应 (降水量效应) 的主要条件是研究区域降水的水汽来源较为单一, 而在季风区, 季风也可能是造成该效应的深层机

制之一。

参考文献:

- [1] Craig H. Isotopic variations in meteoric water[J]. Science, 1961, 133: 1702 ~ 1703
- [2] Yurtsever Y, Gat J R. Atmospheric waters[A]. In: Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle [R]. IAEA. Vienna, 1981: 103 ~ 142
- [3] 尹观,倪师军,张其春. 氘过量参数及其水文地质学意义——以四川九寨沟和勒水文地质研究为例 [J]. 成都理工学院学报, 2001, 28(3): 251 ~ 254
- [4] Dansgaard W. Stable isotope in precipitation [J]. Tellus, 1964, 16(4): 436 ~ 468
- [5] Merlivat L, Jouzel J. Global climate interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation [J]. Geophys Res, 1979, 84: 5029 ~ 5033
- [6] Jouzel J, Merlivat L. Deuterium and oxygen-18 in precipitation of the isotope effects during snow formation [J]. Geophys Res, 1984, 89(D7): 11749 ~ 11757
- [7] Dansgaard W. The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapor [J]. Tellus, 1953, 5(4): 461 ~ 469
- [8] 章新平,田立德,刘晶,等. 沿三条水汽输送路径的降水中 ^{18}O 变化特征 [J]. 地理科学, 2005, 25(2): 190 ~ 196
- [9] 章新平,施雅风,姚檀栋. 青藏高原东北部降水中 ^{18}O 的变化特征 [J]. 中国科学, 1995, 25(5): 540 ~ 547
- [10] 宁爱凤,尹观,刘天仇. 拉萨河地区的大气降水同位素分布特征 [J]. 矿物岩石, 2000, 20(3): 95 ~ 99
- [11] 章新平,姚檀栋. 我国降水中 ^{18}O 的分布特点 [J]. 地理学报, 1998, 53(4): 356 ~ 363
- [12] 韩庆之,曾克峰,梁杏,等. 川西南雷波地区降水的 D 和 ^{18}O 同位素研究 [J]. 地质科技情报, 1998, 17(增刊): 106 ~ 110
- [13] 尹观,范晓,郭建强,等. 四川九寨沟水循环系统的同位素示踪 [J]. 地理学报, 2000, 55(4): 487 ~ 494
- [14] 林光辉,柯渊. 稳定同位素技术与全球变化研究 [A]. 见:李博. 现代生态学讲座 [M]. 北京:科学出版社, 1995: 161 ~ 188
- [15] 石辉,刘世荣,赵晓广. 稳定性氢氧同位素在水分循环中的应用 [J]. 水土保持学报, 2003, 17(2): 163 ~ 166
- [16] 徐庆,安树青,刘世荣,等. 四川卧龙亚高山暗针叶林降水分配过程的氢稳定同位素特征 [J]. 林业科学, 2005, 41(4): 7 ~ 12
- [17] 徐庆,刘世荣,安树青,等. 川西亚高山暗针叶林降水分配过程中氧稳定同位素特征 [J]. 植物生态学报, 2006, 30(1): 83 ~ 89
- [18] 尹观. 同位素水文地球化学 [M]. 成都:成都科技大学出版社, 1988: 84 ~ 85
- [19] Craig H, Gordon L I, Horibe Y. Isotopic exchange effects in the evaporation of water, low temperature experiment results [J]. Geophys J Res, 1963, 68: 50 ~ 79
- [20] 郑淑蕙,候发高,倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定同位素研究 [J]. 科学通报, 1983(13): 39 ~ 41
- [21] 卧龙自然保护区管理局. 卧龙植被及资源植物 [M]. 成都:四川科学技术出版社, 1987: 8 ~ 10
- [22] 姚檀栋,丁良福,蒲建辰,等. 青藏高原唐古拉山地区降雪中 ^{18}O 特征及其与水汽来源的关系 [J]. 科学通报, 1991(20): 1570 ~ 1573
- [23] 田立德,姚檀栋,孙维贞. 青藏高原南北降水中 D 和 ^{18}O 关系及水汽循环 [J]. 中国科学, 2001, 31(3): 214 ~ 220
- [24] 郭其蕴. 中国季风降水与赤道东太平洋海温的关系 [J]. 地理研究, 1990, 9(4): 49 ~ 59
- [25] 刘相超,宋献方,夏军,等. 东台沟实验流域降水氧同位素特征与水汽来源 [J]. 地理研究, 2005, 24(2): 196 ~ 205
- [26] 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 ^{18}O 与温度关系研究 [J]. 冰川冻土, 2000, 22(1): 15 ~ 20
- [27] 卫克勤,林瑞芬,王志祥. 西藏羊八井地热水的氢、氧稳定同位素组成及氘含量 [J]. 地球化学, 1983(4): 338 ~ 345