

川西亚高山暗针叶林降水分配过程中氧稳定同位素特征

徐庆¹ 刘世荣¹ 安树青^{2*} 蒋有绪¹ 王中生² 刘京涛¹

(1 中国林业科学院森林生态环境与保护研究所, 北京 100091)

(2 南京大学生命科学学院森林生态与全球变化实验室, 南京 210093)

摘要 该文应用氧稳定同位素对四川卧龙巴朗山不同降雨条件下亚高山暗针叶林中降水、林冠穿透水和壤中流的变化动态进行了示踪, 结果表明: 1) 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值(用 Δ 表示)随着日降雨量的增大呈现偏正态结构。降水量 < 3.20 mm 时, $\Delta < 0$; 当降水量 ≥ 3.20 mm 时, $\Delta > 0$; 且当降水量 = 12.65 mm 时, Δ 值最大。这是由当时冠层蒸散过程和降水过程相互作用决定的。2) 低降水强度、日平均降水量小和降水连续性差时, 壤中流弱且不连续, 导致壤中流的氧同位素组成对降水响应速度慢; 反之, 壤中流强且连续, 导致壤中流对降水响应速度加快。当降水量在 < 10 mm 时, 这种响应在降雨后 4 d 发生; 当降水量在 10~20 mm 时, 日平均降水量较大和连续降雨时, 这种响应在降雨后 2~3 d 发生; 当降水量在 20~30 mm 时, 这种响应在降水 1~2 d 发生。发育良好的原始亚高山暗针叶林森林植被对降水分配进行着有效的调控, 使得暗针叶林植被储备着不同时期降水、穿透水、壤中流及地下水组成的混合体, 使壤中流变化滞后, 从而控制植被下游洪水发生。

关键词 氧稳定同位素 暗针叶林 降水分配 四川

ALLOCATION OF PRECIPITATION IN A SUB-ALPINE DARK CONIFEROUS FOREST OF WESTERN SICHUAN USING STABLE OXYGEN ISOTOPES

XU Qing¹ LIU Shi-Rong¹ AN Shu-Qing^{2*} JIANG You-Xu¹ WANG Zhong-Sheng² and LIU Jing-Tao¹

(1 Institute of Forest Ecology, Environment and Protection, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China)

(2 Laboratory of Forest Ecology and Global Changes, School of Life Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

Abstract The stable oxygen isotope, $\delta^{18}\text{O}$, is a very useful tracer tool to study the impacts of forests on the water cycle. The Wolong Natural Reserve is a key conservation area focusing on the protection of Panda, rare animals and alpine ecosystems. The Wolong Natural Reserve is located in the Mingjiang River headwaters and plays an important role in the conservation of soil and water in this watershed as well as the upper reaches of the Yangtze River. Although much research has been conducted on the water cycle, including changes in precipitation intensity, rainfall frequency, runoff dynamics and subsurface flow, little has been devoted to understanding rainfall water allocation in sub-alpine dark coniferous forests. Using a stable oxygen isotope technique, we studied changes in precipitation, throughfall and soilwater flow over time under different rainfall intensities in three plots in a sub-alpine dark conifer forest. The results showed that 1) there were no significant differences between rainfall $\delta^{18}\text{O}$ and daily precipitation ($r = 0.612$, $p \geq 0.05$, $n = 20$). There was a significant linear relationship between the rainfall $\delta^{18}\text{O}$ and throughfall $\delta^{18}\text{O}$ defined by the following equations for the three plots: plot A: $y_1 = 0.9706x_1 - 2.2542$, $R_1^2 = 0.7962$, $p < 0.05$, $F = 42.97$; plot B: $y_2 = 0.9976x_2 - 1.6321$, $R_2^2 = 0.7297$, $p < 0.05$, $F = 29.60$; plot C: $y_3 = 0.9203x_3 - 2.7289$, $R_3^2 = 0.7297$, $p < 0.05$, $F = 26.47$. 2) The $\delta^{18}\text{O}$ exceeded 0 when precipitation ≥ 3.20 mm, and the maximum $\delta^{18}\text{O}$ value occurred when precipitation was 12.65 mm due to the interactions between canopy evaporation and precipitation. 3) There was limited soil water flow when rainfall intensity, daily precipitation or rainfall continuity was low resulting in a slow response of the precipitation $\delta^{18}\text{O}$ signature on soil water. When soil water flow was strong and continuous, the precipitations $\delta^{18}\text{O}$ signature showed up rapidly in the soil water flow. The $\delta^{18}\text{O}$ of soil water showed the same rise and fall patterns of the rainfall $\delta^{18}\text{O}$ when precipitation was less than 10 mm, but with 4-day time lag. When precipitation was between 10 mm to 20 mm, the time lag in the increase in the soil water $\delta^{18}\text{O}$ occurred 2-3 days after raining, and, when precipitation was from 20 mm

to 30 mm, the time lag was only 1–2 days after the rain fall event. The well-developed sub-alpine dark coniferous forest could effectively regulate rainfall by delaying the time, and rainfall became part of the subsurface water flow that helping to prevent downstream flooding. There were no significant differences in the $\delta^{18}\text{O}$ between rainfall and throughfall ($p = 0.491 > 0.05$), but there were a significant differences between throughfall and soil water $\delta^{18}\text{O}$ ($p = 0.025 < 0.05$). These results suggest that soil water flow was not directly supplied by the current rainfall event but was supplemented by a pre-rainfall event.

Key words Oxygen stable isotope, Dark coniferous forest, Precipitation allocation, Sichuan

森林植被对水文过程的影响是其重要生态功能之一,也是学术界广为关注的问题(蒋有绪,1995)。在研究森林植被对水文过程的影响中—已存在于水分子中的稳定同位素可以作为良好的示踪剂(林光辉和柯渊,1995)。国外这方面研究较多(Craig, 1961; Dansgaard, 1964; Rundel *et al.*, 1988; Fathy *et al.*, 1988; Luiz *et al.*, 1996; Miller, 1996; Taylor & Dawson, 1998; Welker, 2000; Takashi, 2000; Donald & Jillian, 2003; Marfia *et al.*, 2004)。在国内,顾慰祖(1992)利用 ^3H 和 ^{18}O 研究了集水区内降雨和径流的响应关系,发现地表径流必源于本次降雨的概念不明确,其中往往有非本次降雨的水量。尹观等(2000)运用天然水的稳定氢氧同位素示踪技术追溯四川九寨沟水的来源及运移过程及其水循环系统,即大气降水、地表水和地下水的动态转换关系;揭示了不同水体的补排关系和不同水文地质单元之间的水力联系。田立德等(1997)研究拉萨夏季降水中氧稳定同位素变化特征,拉萨雨季降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化规律以及与气温和降水之间的关系。随着科学技术的发展,稳定同位素方法已被广泛应用于研究自然界水循环过程(石辉等,2003)。但国内在该方面的研究严重不足。

卧龙自然保护区是我国以保护大熊猫为主的珍稀动植物和高山生态系统的重点保护区之一。分布于长江上游及其支流的源头地区,同时,对保持水土、涵养水源和维持长江上游水系的生态平衡起着重要作用。关于川西亚高山暗针叶林生态系统水分循环的研究,大多侧重采用传统方法观测林中单个水分因子的变化特点,如降水量、降水强度、降水频度、土壤含水率、穿透水率及空间分布等,而对其综合性的研究和分析较少(马雪华,1993;巩合德和王开运,2003;李振新等,2004)。运用稳定氧同位素技术研究暗针叶林内降水分配过程目前还是空白。本文试用稳定氧同位素技术研究卧龙自然保护区巴郎山亚高山原始暗针叶林的降水、林冠穿透水和壤中流的转化过程及亚高山原始暗针叶林对水文过程的影响,探讨森林植被结构对水文过程的调控能力,为

揭示森林植被对区域洪涝灾害与水资源的调控机制提供科学依据。

1 研究地区自然概况

1.1 气候特点

本研究点在四川省卧龙自然保护区邓生亚高山暗针叶林生态系统定位研究站(102°58'21" E, 30°51'41" N;海拔 2 805 m)附近的岷江冷杉(*Abies faxoniana*)暗针叶林。本区域属青藏高原气候区,西风急流南支和东南季风控制着本区的主要天气过程。根据 2001~2003 年卧龙亚高山暗针叶林生态定位站资料,本研究区年均降水量为 884.24 mm,降水天数长达 200 d 以上,年平均相对湿度 80.1%。1 月平均降水量为 5.9 mm,7 月平均降雨量为 193.1 mm,降雨量集中在 5~9 月份,占全年降雨量的 81.07%。年平均气温 4.3℃,气温以 12 月份最低,平均气温为 -5.2℃,以 7 月份为最高,平均气温 20.4℃。年蒸发量为 772.5 mm,日照时数 1 185.4 h。

1.2 群落特点

A 样地:乔木层高 10~35 m,冠层盖度 70%,胸径 36~209 cm。岷江冷杉组成了暗针叶林乔木层的主要树种(盖度 40%),少量红桦(*Betula albosinensis*)、糙皮桦(*Betula utilis*)和铁杉(*Tsuga chinensis*)构成亚层。灌木层高 0.5~10 m,盖度 45%。主要有冷箭竹(*Bashania fangiana*)和华西箭竹(*Fargesia nitida*)(盖度 40%),伴生有陇塞忍冬(*Lonicera tangutica*)、鞭打绣球(*Hemiphragma wall*)、桦叶菜(*Viburnum betulifolium*)和鞘柄拔葵(*Smilix sians*)等(盖度 5%)。草本层高 5~60 cm,盖度 30%,主要有膨囊苔草(*Carex lehmanii*)和阔柄蟹甲草(*Cacalia latipes*)等。地被层厚 2~5 cm,盖度 70%,主要有塔藓(*Hylacomium splendens*)和山羽藓(*Abietinella abietina*)等构成较为发达的苔藓层。垂枝藓(*Rhytidium rugosum*)也常悬挂在树枝上。枯枝落叶层厚 4~7cm。群落总盖度约 75%。

B 样地:乔木层高 10~25 m,冠层盖度 50%,胸径 18.5~60 cm。岷江冷杉是乔木层的主要树种(盖

度 30%), 少量糙皮桦和铁杉(盖度为 5%) 构成亚层。灌木层高 0.5 ~ 10 m, 盖度 60%。主要有冷箭竹(盖度 60%), 伴生有鞭打绣球、桦叶菜 和长叶柳(*Salix phanera*)等; 草本层高 5 ~ 30 cm, 盖度 20%, 主要膨囊苔草和阔柄蟹甲草等; 地被层厚 1 ~ 3 cm, 盖度 40%, 主要有塔藓、山羽藓等。枯枝落叶层厚 3 ~ 10 cm。群落总盖度为 85%。

C 样地: 乔木层高 10 ~ 30 m, 盖度 70%, 胸径 5 ~ 233 cm。主要以岷江冷杉(盖度为 30%) 为主, 糙皮桦、疏花槭(*Acer laxiflosum*) 和大叶金顶杜鹃(*Rhododendron faberi*) 构成亚层盖度 40%。灌木层高 3 ~ 10m, 盖度 90%, 主要有冷箭竹(盖度 40%) 和大叶金顶杜鹃(盖度 45%, 胸径 15.4 ~ 23.5cm, 高度 5 ~ 9.5m), 伴生有桦叶菜、陇塞忍冬、鞭打绣球、喜阴悬钩子(*Rubus mesogaeus*) 等(盖度 5%)。草本层高 5 ~ 50cm, 主要有膨囊苔草、阔柄蟹甲草和鳞毛蕨(*Dryopteris* sp.) 等。地被层厚 2 ~ 6 cm, 盖度 50%, 主要有塔藓、山羽藓等。枯枝落叶层厚 7 ~ 15 cm。群落总盖度为 90%。

2 研究方法

在卧龙邓生亚高山暗针叶林生态系统定位站附近暗针叶林中, 沿海拔梯度每隔 100 m 选择 1 个固定的典型性样地(10 m × 10 m)。3 个样地群落类型和生境特点见表 1。

2.1 取样方法

在暗针叶林研究样地附近约 30 m 处无林地气象站采集降水。在暗针叶林 A、B、C 3 个样地内随机放置 9 个(每个样地 3 个)直径为 30 cm 的自制雨量筒(镀锌铁皮制做, 圆锥形, 上直径 × 下直径 × 高为 30 cm × 25 cm × 40 cm) 用于测定林内穿透雨量,

在雨量筒中采集穿透水。雨量筒直接安放在林地地面, 因为林地表面有较好的苔藓层和枯枝落叶层覆盖, 因此不会有雨滴从外部溅入筒内。在 A 样地深 1.2 m 处, 采集壤中流水样。

降水采样时间为 2003 年 7 月 24 日 ~ 9 月 8 日, 每天 1 次。壤中流采样频率: 无雨或者小雨时, 每 5 d 1 次; 降雨后连续采样 10 d。即分 3 个时段采集样品。采样 I 期: 7 月 28 日 ~ 8 月 6 日(降水为 ≤ 10 mm 级); 采样 II 期: 8 月 9 日 ~ 18 日(降水为 10 ~ 20 mm 级); 采样 III 期: 8 月 30 日 ~ 9 月 8 日(降水为 20 ~ 30 mm 级)。7 月 24 日、8 月 24 日采集对照样品。

所有的水样, 迅速装入采样瓶, 拧好瓶盖, 并用薄膜密封, 置于 0 ~ -5 °C 冰柜保存。收集降水、穿透水、壤中流水样时间为早晨 8:00。共采集 91 个水样, 其中降水样 20 个, 穿透水样 39 个, 壤中流水样 32 个。

2.2 样品测试方法

所有水样 $\delta^{18}\text{O}$ 的测定由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 气体质谱仪完成的。 $\delta^{18}\text{O}$ 用高温气体转化方法测定, 精度为 $\pm 0.3\text{‰}$ 。

氧稳定同位素组成采用是千分偏差值(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(尹观, 1988)。

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \right] \times 10^3$$

2.3 数据分析

每个样地内穿透雨量计算分别为 3 个雨量筒中的穿透水量的平均值。数据统计分析处理运用

表 1 四川卧龙亚高山暗针叶林 3 个样地群落特征和生境特点

Table 1 The characteristics of communities and habitats of sub-alpine dark coniferous forest of Wolong, Sichuan

样地 Plots	群落类型 Community types	海拔 Elevation (m)	地理位置 Location	坡度 Slope (°)	土壤特性 Soil characteristics	叶面积指数 Leaf area index	郁闭度 Canopy coverage (%)
A	岷江冷杉-箭竹群落 <i>Abies faxoniana</i> - <i>Bshania angiana</i>	2 750	30°51'21" N, 102°58'19" E	50	山地暗棕壤 Mountain dark brown forest soil	3.15	75
B	岷江冷杉-箭竹群落 <i>Abies faxoniana</i> - <i>Bshania fangiana</i>	2 850	30°51'16" N, 102°58'20" E	35	山地棕色暗针叶林土 Mountain brown coniferous forest soil	4.56	85
C	岷江冷杉-杜鹃群落 <i>Abies faxoniana</i> - <i>Rhododen faberi</i>	2 950	30°51'20" N, 102°58'22" E	40	山地棕色暗针叶林土 Mountain brown coniferous forest soil	3.93	90

SPSS 统计分析软件, 并进行回归分析、 F 检验及用 ANOVA 作方差分析均值比较。

2.4 气象数据获取

气象数据(降水量、温度、湿度和蒸发量等)由卧龙亚高山暗针叶林生态系统定位站无林地和林内两个气候观测站提供。林内气象站自计雨量计(DSJ2型, 天津气象仪器厂)测量天然降水量(P), 并与约 300 m 外的邓生定位站的 SM₁ 型标准雨量计做比较。

3 结果与分析

3.1 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量的关系

从图 1 可以看出, 随着降雨量的增加, 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 有所降低。8 月 30 日降雨量最大, 达 28.26 mm, 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -16.568 , 8 月 30 日至 9 月 8 日, 连续 5 场大雨(> 10 mm), 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 迅速下降, 至 9 月 8 日, 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 下降为 -17.731 。根据 SPSS 统计分析软件, 将降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与日降雨量作线性回归分析, 结果为: $R^2 = 0.375$, $p = 0.103 > 0.05$, $n = 20$ 。降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与日降雨量之间线形负相关性不显著, 表明卧龙亚高山暗针叶林降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与日降雨量之间的雨量效应不显著。

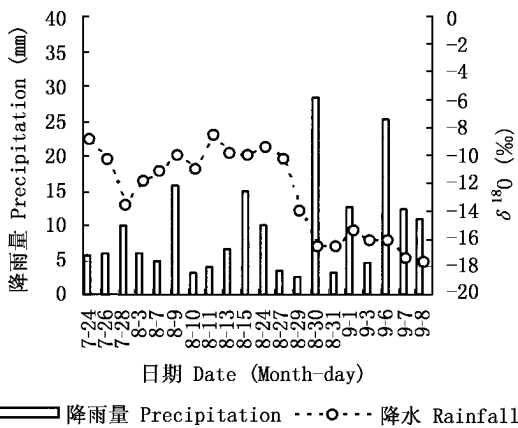


图 1 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水量随日期的变化

Fig.1 The change of rainfall $\delta^{18}\text{O}$ and precipitation

3.2 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

卧龙巴朗山亚高山暗针叶林 3 个群落中降水 $\delta^{18}\text{O}$ (y)与林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ (x)呈显著线形相关(图 2)。

其中, A 样地: $y_1 = 0.9706x_1 - 2.2542$, $R_1^2 = 0.7962$, $p < 0.05$, $F = 42.97$; B 样地: $y_2 = 0.9976x_2 - 1.6321$, $R_2^2 = 0.7297$, $p < 0.05$, $F = 29.60$; C 样地: $y_3 = 0.9203x_3 - 2.7289$, $R_3^2 = 0.7065$, $p <$

0.05 , $F = 26.47$ 。但 3 个样地 A、B 和 C 之间林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异不显著, $p > 0.05$, $F = 0.017$, $n = 13$ 。因此, A、B 和 C 3 个样地的穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 可以作为 3 个重复使用。

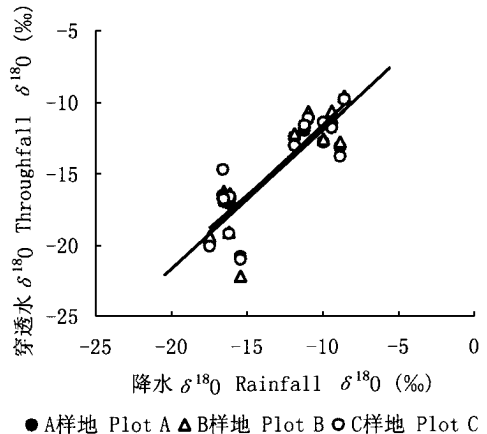


图 2 林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 与降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的相关性

Fig.2 The relationship between throughfall $\delta^{18}\text{O}$ and rainfall $\delta^{18}\text{O}$

卧龙巴朗山亚高山暗针叶林中的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值($\Delta = \text{降水 } \delta^{18}\text{O} - \text{穿透水 } \delta^{18}\text{O}$)的均值随着日降雨量的增大呈现偏正态结构(图 3)。当降水量 < 3.20 mm 时, $\Delta < 0$; 当降水量 > 3.20 mm 时, $\Delta > 0$, 表示穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 贫乏, 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 富集, 当降水量 = 12.65 mm 时, Δ 值最大; 其中, A 样地: $\Delta = 5.39$; B 样地: $\Delta = 6.79$; C 样地: $\Delta = 5.59$ 。

这是由于当时冠层蒸散过程和降水过程相互作用决定的(Fahey *et al.*, 1988)。受气象因子和环境因子影响, 地面水分对大气降水组成的改造能力不同, 使得雨滴中氧同位素组成发生改变, 如: 降雨量、蒸发量、空气湿度、林冠的大小和郁闭度大小都有可能改变氧同位素组成。从亚高山暗针叶林生态系统提供的气象数据看, 当降雨量为 12.65 mm, 蒸发量为最大, 林内蒸发量为 1.1, 林外蒸发量为 4.4, 林内空气温度为最高 13°C , 空气相对湿度为 87%(图 4)。

卧龙巴朗山亚高山暗针叶林林外降水量(y)与林内 3 个群落中林冠穿透水量(x)线形相关性显著(图 5)。 $y = 1.154x + 2.454$, $R^2 = 0.986$, $p < 0.05$, $F = 395.82$; 其中, A 样地: $y_1 = 1.027x_1 + 2.824$, $R_1^2 = 0.977$, $p < 0.05$, $F = 234.47$; B 样地: $y_2 = 1.358x_2 + 1.859$, $R_2^2 = 0.991$, $p < 0.05$, $F = 575.14$; C 样地: $y_3 = 1.10x_3 + 2.71$, $R_3^2 = 0.982$, $p < 0.05$, $F = 301.79$ 。

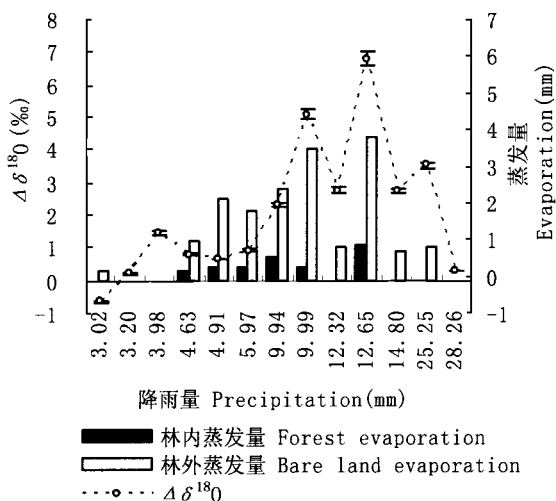


图3 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值(Δ)随降水量的变化

Fig.3 The change of different value (Δ) between rainfall $\delta^{18}\text{O}$ and throughfall $\delta^{18}\text{O}$ with precipitation

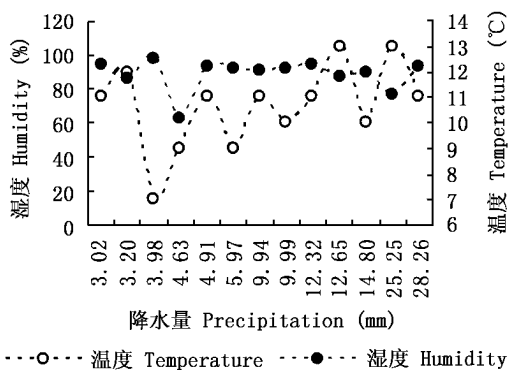


图4 温度和湿度随降水量的变化

Fig.4 The change of temperature and humidity with precipitation

3.3 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

不同的降水强度对同一植被类型壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响程度不同。从图 6 可以看出,当降水量 < 10 mm 时,即采样 I 期(7 月 28 日~8 月 6 日),壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 值接近降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值;降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的升高(或降低)引起壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 升高(或降低),这种影响在降雨第四天才滞后发生。当降水量在 $10 \sim 20$ mm 时,即采样 II 期(8 月 9 日~18 日),在降水量、日平均降水量较大和降水连续性较高时,降水 $\delta^{18}\text{O}$ 的升高(或降低)引起壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 升高(或降低),这种影响在降雨第二至三天滞后发生。当降水量在 $20 \sim 30$ mm 时,即采样 III 期(8 月 30 日~9 月 8 日),壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 随雨水的 $\delta^{18}\text{O}$ 变化而变化,这种影响在降雨当天或第二天发生。

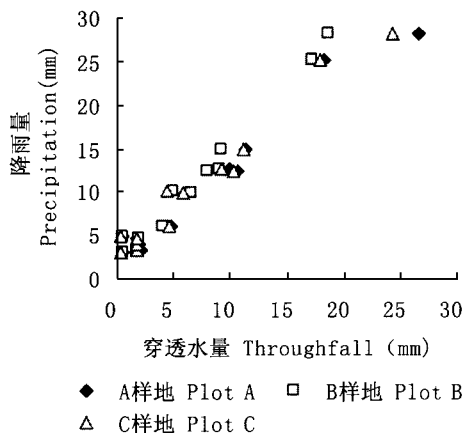


图5 降水量与林内 3 个群落中林冠穿透水量的关系

Fig.5 The relationship between precipitation and throughfall in three plots

3.4 穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 与壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 的关系

将与穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 对应日期的壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 、降水 $\delta^{18}\text{O}$ 进行 ANOVA 均值比较(表 2)。降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 差异不显著, $p = 0.491 > 0.05$ 。但穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 与壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 差异极显著, $p = 0.025 < 0.05$,表明壤中流补给来源受降水的影响,但不是当日当次降水直接补给,壤中流中含有非本次降水补给的成分。

表 2 降水、穿透水及壤中流的 $\delta^{18}\text{O}$ 均值比较

Table 2 Mean difference $\delta^{18}\text{O}$ of rainfall, thoughtfall and soil flow

$\delta^{18}\text{O}$	降水 Rainfall	穿透水 Throughfall	壤中流 Soilflow
降水 Rainfall	-	1.872 5	-0.794 8
穿透水 Throughfall	-1.872 5	-	-2.667 4*
壤中流 Soil flow	0.794 8	2.667 4*	-

*: $p < 0.05$

4 讨论与结论

卧龙亚高山原始暗针叶林中的降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与林冠穿透水 $\delta^{18}\text{O}$ 的差值(Δ)的平均值随着降雨量的增大呈现偏正态结构。表明影响林内穿透水同位素值的因素不仅仅是水分蒸发和植被对降水的截留,而应是多种因素(温度、湿度和蒸发等)的综合效应(尹观,1988; Luiz *et al.*, 1996)。由于水分子的不同同位素成分的分馏系数依赖于环境温度的变化,根据气温可以计算不同同位素分馏过程的分馏系数(Majoure, 1978)。随着水的不断蒸发,剩余水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 逐渐升高(田立德等,2000)。温度高,蒸发量大

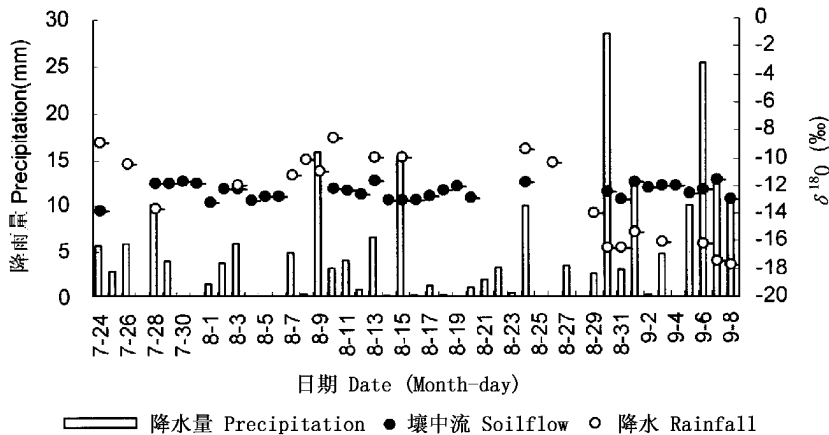


图6 降水 $\delta^{18}\text{O}$ 与壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 随日期的变化

Fig.6 The change of rainfall $\delta^{18}\text{O}$ and soilflow $\delta^{18}\text{O}$ over time

时,水的蒸发速度进行得很快,水汽之间的同位素分馏就会出现不平衡状态,这时整个生态系统中水体的同位素分馏主要受动力同位素效应的支配,大气降水的水滴与空气中的水滴发生交换,即蒸发效应,使得大气降水 $\delta^{18}\text{O}$ 值升高, $\Delta > 0$ 。当温度低,蒸发量为 0 时,水的蒸发过程进行得很慢或没有蒸发,在水汽界面处实际上已处于同位素平衡状态。如果水的蒸发是在开放条件下,即液相得到足够的补充,则可以认为其同位素组成保持不变,这时蒸气相和液相的分馏系数(α)就等于轻、重同位素水分子的蒸汽压之比, $\Delta < 0$ (尹观, 1988; Paul & Martin, 2000)。

不同的降水强度对同一植被类型壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 的影响程度不同。这种不同降雨强度条件下壤中流对雨水的反应,可以用土壤浅层非饱和带在降雨前就已存在的非本次降水(旧水)被置换速度的差异来解释。前期研究(顾慰祖, 1992)已经发现:壤中流中往往含有非本次降水的成分,土壤非饱和带壤中流中一定含非本次降雨的成分,且此成分在降雨径流过程中存在时程变化;对不同径流组成的流量过程,非本次降雨所占比重不同。留存于土壤水中的非本次降水(“旧水”)因新的降水事件而被裹挟、置换或驱替,并与本次降水(“新水”)共同构成壤中流。任何降雨产流可以分解为土壤非饱和带旧水、本次降水和地下水。Takashi (2000)在使用氢氧同位素技术研究某山地小流域的径流特征时,把径流组成分解为事件水(Event water)、事前水(Pre-event water)和地下水(Ground water)。一定强度降雨发生时,径流最先受本次降水即事件水的影响,本次降水形成坡面流或者部分渗入地下融入壤中流,因此本次降水

在雨后还会有一部分存留在土壤中慢慢释放出来;事前水即土壤旧水在降雨发生时则因所谓活塞流——即因本次降水的作用而导致的壤中流——被挤压出来影响径流组成。

受亚高山暗针叶林对大气降水分配水文过程的调节作用,壤中流的 $\delta^{18}\text{O}$ 相对稳定,表明其补给来源的相对稳定性。卧龙亚高山暗针叶林中壤中流 $\delta^{18}\text{O}$ 及其变化动态与降水 $\delta^{18}\text{O}$ 有明显差异,表明其补给来源受降水的影响,但不是当日当次降水直接补给来源,而是降水、穿透水、壤中流及地下水组成的混合体(顾慰祖, 1992; 尹观等, 2000),这显示出一定条件下亚高山暗针叶林植被结构对壤中流显著的调控作用。

森林本身是一个复杂系统,森林植被变化的水文效应是一个非常复杂的问题。通过川西原始亚高山暗针叶林降水分配中降水、穿透水、壤中流稳定氧同位素组成定量描述川西原始暗针叶林森林植被对降水分配进行着有效的调控,使得整个暗针叶林植被储备着不同时期降水及不同水分组成的混合体,使壤中流变化滞后,使河流水量变化缓和和稳定,从而控制植被下游洪水发生,这从理论上进一步说明长江源头地区原始森林在涵养水源、有效地防止水土流失的重要性的保护和保护原始森林的必要性。

参 考 文 献

- Craig H (1961). Isotopic variations in meteoric water. *Science*, 133, 1702 – 1703.
 Dansgaard W (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436 – 468.
 Donald LP, Jillian WG (2003). Source partitioning using stable iso-

- topes: coping with too many sources. *Oecologia*, 236, 261 – 269.
- Fahey TJ, Yavitt JB, Joyce G(1988). Precipitation and through-fall chemistry in *Pinus contorta* ssp. *latifolia* ecosystems, south-eastern Wyoming. *Canadian Journal of Forest Research*, 18, 337 – 345.
- Gong HD(巩合德), Wang KY(王开运)(2003). Advances in forest hydrological ecology and study in sub-alpine coniferous forests. *World Science-Technology R & D* (世界科技研究与发展), 25(5), 41 – 46. (in Chinese)
- Gu WZ(顾慰祖)(1992). Experimental research on catchment runoff responses traced by environmental isotopes. *Advances in Water Science* (水科学进展), 3, 246 – 254. (in Chinese with English abstract)
- Jiang YX(蒋有绪)(1995). Review on forest ecosystem in the structure and function of world. *Forestry Science Research* (林业科学研究), 8, 314 – 321. (in Chinese with English abstract)
- Li ZX(李振新), Zheng H(郑华), Ouyang ZY(欧阳志云)(2004). The spatial distribution characteristics of through-fall under *Abies faxoniana* forest in the Wolong Nature Reserve. *Acta Ecologica Sinica* (生态学报), 24, 1015 – 1021. (in Chinese with English abstract)
- Lin GH(林光辉), Ke Y(柯渊)(1995). *Stable isotope technique and global change*. In: Li B(李博) ed. *Modern Ecology Lecture* (现代生态学讲座). Science press, Beijing, 161 – 188. (in Chinese)
- Luiz AM, Reynaldo LV, Silveira, LS(1996). Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, 183, 191 – 204.
- Ma XH(马雪华)(1993). *Forest Hydrology*(森林水文学). China Forestry Publishing House, Beijing. (in Chinese)
- Marfia AM, Krishnamurthy RV, Atekwana E(2004). An isotopic and geochemical evolution of ground and surface waters in a karst dominated geological setting: a case study from Belize, Central America. *Applied Geochemistry*, 19, 937 – 946.
- Majoure M(1978). Fractionnement de l'oxygène 18 et de l'hydrogène 2 dans l'eau et sa vapeur. *Chemistry Physiology*, 10, 1423 – 1436.
- Miller TE(1996). Geologic and hydrologic controls on karst and cave development in Belize. *Cave Karst Studies*, 58, 100 – 120.
- Paul G, Martin W(2000). Effects of evaporative enrichment on the stable isotope hydrology of a central Florida (USA) river. *Hydrological Processes*, 14, 1465 – 1484.
- Rundel PW, Ehleringer JR, Nagy KA(1988). *Stable Isotopes in Ecological Research*. Springer-Verlag, New York, 1 – 15.
- Shi H(石辉), Liu SR(刘世荣), Zhao XG(赵晓广)(2003). Application of stable hydrogen and oxygen isotope in water circulation. *Journal of Soil and Water Conservation* (水土保持学报), 17, 163 – 166. (in Chinese with English abstract)
- Takashi S(2000). Runoff characteristics in a small mountain basin by the use of hydrogen and oxygen stable isotopes. *Limonology*, 1, 217 – 224.
- Taylor SF, Dawson TE(1998). Water sources used by *Didymopanax pittieri* at different life stages in a tropical cloud forest. *Ecology*, 37, 235 – 238.
- Tian LD(田立德), Yao TD(姚檀栋), Pu JC(蒲健辰)(1997). Stable isotope of $\delta^{18}\text{O}$ in summer precipitation at Lhasa. *Journal of Glaciology and Geocryology* (冰川冻土), 19, 295 – 301. (in Chinese with English abstract)
- Tian LD(田立德), Yao TD(姚檀栋), Sun WZ(孙维贞)(2000). Study on stable isotope fractionation during water evaporation in the middle of the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology* (冰川冻土), 22, 159 – 164. (in Chinese with English abstract)
- Welker JM(2000). Isotopic ($\delta^{18}\text{O}$) characteristics of weekly precipitation collected across the USA: an initial analysis with application to water source studies. *Hydrological Processes*, 14, 1449 – 1464.
- Yin G(尹观)(1988). *Isotope Hydrogeochemistry* (同位素水文地球化学). University of Chengdu Science and Technology Press, Chengdu, 84 – 100, 118 – 120, 166 – 183. (in Chinese)
- Yin G(尹观), Fan X(范晓), Guo JQ(郭建强)(2000). Isotope tracer on water cycle system in Jiuzhaigou, Sichuan. *Acta Geographica Sinica* (地理学报), 55, 487 – 494. (in Chinese with English abstract)