

北京山区侧柏林蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 的确定及定量区分

张永娥, 余新晓, 陈丽华, 娄源海, 刘自强, 李瀚之

(北京林业大学 水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室, 100083 北京)

摘要: 基于稳定同位素技术, 对北京山区侧柏林蒸散各组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 进行了确定, 并定量区分了蒸散量中蒸腾量和蒸发量所占的比例。在对侧柏林大气水汽氧同位素组成 δ_V 进行原位连续观测的同时, 选择典型晴天对侧柏枝条和土壤进行野外采样, 并结合室内分析分别获得了枝条和土壤水中的氧同位素值。结果显示: (1) 用 Craig-Gordon 方程估测的 4 个测定日 δ_E 介于 $(-20.26\text{‰}) \sim (-17.48\text{‰})$, δ_S 介于 $(-5.22\text{‰}) \sim (1.75\text{‰})$, δ_V 介于 $(-19.09\text{‰}) \sim (-16.21\text{‰})$, $\delta_S > \delta_V > \delta_E$ 。表明在蒸发过程中, 土壤蒸发水汽 ^{18}O 明显贫化; (2) 基于稳态假设, 4 个测定日侧柏林 δ_T 介于 $(-7.31\text{‰}) \sim (-2.09\text{‰})$; 用 Keeling 曲线拟合的 δ_{ET} 介于 $(-8.21\text{‰}) \sim (-3.84\text{‰})$, 且方程的相关性均大于 0.89, $\delta_E < \delta_{ET} < \delta_T$, 说明日中时满足氧同位素稳态假设; (3) 在获得了 δ_E 、 δ_T 及 δ_{ET} 的情况下, 对侧柏林蒸散量进行定量区分的研究结果显示: 4 个测定日侧柏林蒸腾量占总的蒸散量的比例介于 85.37%~93.04%。研究结果表明, 侧柏林蒸腾量是蒸散量的主要组成部分, 蒸腾耗水远远大于蒸发耗水。

关键词: 稳定同位素; 侧柏林; 蒸发; 蒸腾; 蒸散

中图分类号: Q945.17

文献标识码: A

文章编号: 1009-2242(2017)01-0122-05

DOI: 10.13870/j.cnki.stbcbx.2017.01.021

Determining $\delta^{18}\text{O}$ Value of Evapotranspiration Components and Partition Total Evapotranspiration of *Platycladus orientalis* Forest in Beijing Mountains Area

ZHANG Yonge, YU Xinxiao, CHEN Lihua, LOU Yuanhai, LIU Ziqiang, LI Hanzhi

(Key Laboratory of Soil & Water Conservation and Desertification Combating of Ministry of Education Beijing Forestry University, Beijing 100083)

Abstract: It was vital to determine $\delta^{18}\text{O}$ value of evapotranspiration components and partition evapotranspiration (ET) into evaporation (E) and transpiration (T) of *Platycladus orientalis* forest in Beijing mountains area, it could provide important basis for the research of water-vapor exchange through the whole soil-plant-atmosphere continuum of regional area. $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric water vapor was obtained by a continuously water isotope analyze system, at the same time, branch and soil samples were collected and $\delta^{18}\text{O}$ of all samples were determined using a liquid isotope analyzer. Furthermore, we could estimate the oxygen isotopic composition of evapotranspiration vapor (δ_{ET}) by a Keeling plot, and the oxygen isotopic composition of soil water vapor (δ_E) and transpiration vapor (δ_T) were determined by Craig-Gordon equation and the assumption of transpiration vapor had the same isotopic composition as stem water ($\delta_V = \delta_X$), respectively. After obtaining these parameters, we calculated the contribution of transpiration to total evapotranspiration. The results showed that: (1) δ_E ranged between -20.26‰ and -17.48‰ during the four experimental days, $\delta_S > \delta_V > \delta_E$. It was concluded that δ_E depleted markedly in the process of evaporation. (2) δ_T increased from -7.31‰ to -2.09‰ during the four experimental days, δ_{ET} decreased from -3.84‰ to -8.21‰ , which was calculated by Keeling plots and regression analysis showed that R^2 for all experimental days were higher than 0.89, and $\delta_E < \delta_{ET} < \delta_X$. It showed that in the middle of the day at noon (we chose 12:00—14:00 as our sampling time), steady-state ^{18}O isotopic composition could be satisfied. (3) The result of evapotranspiration partition demonstrated that the percent contribution of transpiration to total evapotranspiration ranged between 85.37% and 93.04%, the research results revealed that transpiration was the main component of total

收稿日期: 2016-08-27

资助项目: 国家自然科学基金重点项目(41430747); 国家自然科学基金青年项目(41401013); 科技创新服务能力建设—协同创新中心—林业生态环境功能提升协同创新中心(2011 协同创新中心)(市级)(PXM2016_014207_000038)

第一作者: 张永娥(1993—), 女, 硕士研究生, 主要从事水土保持方面研究。E-mail: 1720365994@qq.com

通信作者: 余新晓(1961—), 男, 博士, 教授, 主要从事森林水文、水土保持方面研究。E-mail: yuxinxiao111@126.com

evapotranspiration, and water consumption of tree transpiration was much larger than that of soil evaporation.

Keywords: stable isotope; *Platycladus orientalis* forest; evaporation; transpiration; evapotranspiration

森林在全球水循环中起着很重要的作用,森林蒸散是陆地生态系统水循环的重要环节^[1]。森林蒸散量是植物蒸腾量和土壤蒸发量的总和,提高对蒸散组分的认识非常重要,因为其蕴含着丰富的关于土壤—植被—大气系统 (SPAC) 水热交换的信息^[2-3]。近年来,立轴积分腔输出光谱技术的发展实现了对大气水汽同位素的长期连续观测,且获得的数据准确性较高,使得稳定同位素技术成为研究植被蒸散组分的重要手段^[4-5]。然而,目前基于同位素稳定技术对植被蒸散进行定量区分的研究多集中于对草原^[6-7]、农田生态系统的研究^[8-10],对森林蒸散的研究却鲜见报道。这主要是由于相对于草类和农作物,乔木树形高大,不确定性较大^[11]。

北京山区作为华北土石山区的重要组成部分,其森林蒸散对整个华北土石山区水汽交换具有至关重要的影响。本文以北京山区广泛分布的森林类型侧柏林 (*Platycladus orientalis*) 为研究对象,基于稳定同位素技术,对其蒸散各组分的 $\delta^{18}\text{O}$ 进行了确定,并定量区分了蒸散量中蒸腾量和蒸发量所占的比例,进一步揭示了植物耗水机制,不仅可以为区域生态系统水汽交换研究提供依据,而且可以为区域森林生态系统经营与维护提供技术支撑。

1 材料和方法

1.1 试验区概况

试验于 2015 年 5—7 月在首都圈森林生态系统定位研究站进行 (40°34' N, 116°54' E), 该站位于北京市西北部鹫峰国家森林公园内, 海拔介于 100~1 153 m, 地势西面较高, 东面较低, 高差较大。属于暖温带半湿润半干旱型季风气候, 年平均气温约为 11.6 °C, 多年平均降雨量约为 630 mm, 降雨多集中在 7—9 月, 占全年降雨量的 70% 以上。年蒸发量为 1 800~2 000 mm, 蒸发量远大于降水量。土壤类型为褐土、棕壤土, 平均土层厚度为 52.8 cm。在研究站选择乔木长势较为良好、人为扰动较低、地形差异小的侧柏林 (*Platycladus orientalis*) 试验样地。样地内的侧柏林为 50~60 a 人工纯林, 林下仅有极少量灌木分布, 为孩儿拳头 (*Grewia biloba*)、荆条 (*Vitex negundo*)、构树 (*Broussonetia papyrifera*), 基本没有草本生长。

1.2 观测和采样方法

1.2.1 连续测定水汽的同位素组成 在侧柏样地内布设大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 原位监测系统 (DLT-100, Los Gatos Research Inc., USA), 在试验区侧柏林分别对距离地表 0.05 m (土壤), 2 m (灌木上缘), 5 m, 8 m

(侧柏冠层处), 11 m, 18 m (背景大气) 共计 6 层的水汽浓度、 $\delta^{18}\text{O}$ 进行长期定位连续观测。数据采集时间为每通道 5 min, ^{18}O 的测量精度 $< \pm 0.2\text{‰}$, 所采集数据通过校准并标准化后统一使用。

1.2.2 植物水分和土壤水分收集与测定 试验选择 2015 年 5 月 30 日, 6 月 13 日, 7 月 3 日, 7 月 12 日 4 个典型晴天对侧柏枝条样品和土壤样品进行了采集, 每日的采集时间均为 12:00—14:00。选择 3 株长势较好的侧柏标准木, 每株采集 3 个枝条样品, 在对枝条样品进行采样同时, 分别从 3 棵采样木的无破坏表层土以下 (0—5 cm) 取土壤样品, 每株树下取 3 个土壤样品。枝条和土壤样品采集后, 迅速装入 50 ml 的离心管中, 并用 Pamfilm 膜密封离心管。采集完样品后及时带回实验室, 用于水分的提取。提取的水分用液态水同位素分析仪 (DLT-100, Los Gatos Research Inc., USA) 测定水样的 $\delta^{18}\text{O}$, 其测定精度可达 0.1‰。

1.2.3 微气象数据的测量 在侧柏样地内布设自动观测气象站, 对样地内从距离地表 0.05 m (土壤), 2 m (灌木上缘), 8 m (侧柏冠层上缘) 共计 3 层的气象数据进行长期连续观测。其中, 空气温度、空气湿度传感器在每一层都有布设, 风速传感器仅在 0.05 m 和 8 m 处进行布设, 太阳辐射传感器只在 8 m 处有布设。同时, 在研究区侧柏林内布设土壤温度、湿度、电导率长期观测设备, 主要仪器为 EM50 数据采集器 (TC-EM50, Decagon, USA) 和土壤温度、湿度、电导率传感器 (ECH2O-5TE, Decagon, USA)。

1.3 数据处理

自然环境中的水包含稳定氢同位素 (H^1 , H^2) 和氧同位素 (O^{16} , O^{18})。氧同位素组成用 $\delta(\text{‰})$ 表示, 其表达式如下:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准物}}}{R_{\text{标准物}}} \times 1000 \quad (1)$$

式中: $R_{\text{标准物}}$ 和 $R_{\text{样品}}$ 分别为标准物和样品的 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 摩尔比率。

土壤蒸发水汽氧同位素的组成 δ_E 用 Craig-Gordon 方程来计算, 公示如下^[11]:

$$\delta_E = \frac{\delta_S / \alpha^+ - h\delta_V - \epsilon_{eq} - (1-h)\epsilon_k}{(1-h) + (1-h)\epsilon_k / 1000} \approx \frac{\delta_S - h\delta_V - \epsilon_{eq} - (1-h)\epsilon_k}{(1-h)} \quad (2)$$

式中: δ_S 为土壤蒸发面液态水氧同位素组成 (0—5 cm 土壤水稳定同位素组成); δ_V 为大气水汽氧同位素组成 (地面以上 0.05 m 处大气水汽中氧同位素组成); h 为相对湿度, 相对于土壤蒸发点温度 (5 cm 深度处) 而言, h 为一定高度处大气实际水汽压与 5 cm 处土壤温度对应的饱和水汽压之比, 5 cm 处土壤温度

对应的饱和水汽压计算公式如下：

$$E_0=e_0\times\exp(\frac{b\cdot T}{T+c}) \tag{3}$$

式中： E_0 为 5 cm 处的土壤温度对应的饱和水汽压， $e_0=0.611$ kPa， $b=7.63$ ， $c=241.9$ ℃； T 为 5 cm 深处的土壤开尔文温度(K)。

α^+ (>1)是与温度相关的平衡分馏系数， α^+ 通常根据表层土壤温度进行计算^[12]：

$$\alpha^+=\frac{1.137(\frac{10^6}{T^2})-0.4516(\frac{10^3}{T})-2.0667}{1000}+1 \tag{4}$$

式中： T 为 5 cm 深处土壤开尔文温度(K)； ϵ_{eq} 是平衡分馏效应， $\epsilon_{eq}=(1-1/\alpha^+)\times1000$ ； ϵ_k 是动力学分馏系数，常取 1.0164 ^[13]。

本研究基于同位素稳态假设，即认为蒸腾水汽的氧同位素组成与植物枝条水的氧同位素组成一致， $\delta_v=\delta_x$ ^[14-15]。

蒸散水汽的氧同位素组成 δ_{ET} 用水汽浓度的倒数和水汽同位素组成数据做 Keeling 图来确定，该直线在 y 轴上的截距即为 δ_{ET} ，具体表达式如下^[16]：

$$\delta_{dl}=C_a(\delta_a-\delta_{ET})(\frac{1}{C_{dl}})+\delta_{ET} \tag{5}$$

式中： δ_{dl} 和 C_{dl} 分别表示冠层大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和水汽浓度； C_a 和 δ_a 分别表示背景大气水汽浓度和背景大

气水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

蒸散量包括蒸发量和蒸腾量，蒸腾量占蒸散量的比例 $F_T(\%)$ 用下式计算^[17]：

$$F_T=\frac{\delta_{ET}-\delta_E}{\delta_T-\delta_E}\times100\% \tag{6}$$

2 结果与分析

2.1 测定期间环境条件变化

如表 1 所示，4 个测定日中午时段(12:00—14:00)侧柏林 0.05、2.8 m 处的平均大气温度分别介于 24.49~29.99、29.17~31.46、31.21~32.08 ℃，从近地面层到侧柏冠层上缘处，高度越高，大气温度越高。测定日中午时段侧柏林 0.05、2.8 m 处的平均大气湿度分别介于 62.84%~98.28%、48.19%~68.70%、44.17%~62.86%，大气湿度随高度的变化趋势与温度随高度的变化趋势相反。相对来说，冠层处高温低湿，有利于蒸腾，近地层低温高湿，蒸发相对较弱。不同测定日中午时分 0.05 m 和 8 m 处的平均风速都较低，分别介于 0.09~0.63 m/s 和 0.73~2.27 m/s，侧柏林冠层上缘处的风速明显高于近地层，微风能把叶片附近的水汽吹走，促进蒸腾。不同测定日中午时分侧柏林冠层上缘处的平均太阳辐射介于 429.21~703.33 W/m²，太阳辐射较强时，一方面使叶片气孔导度变大促进蒸腾，另一方面还可以通过提高叶片温度来使蒸腾速率加快。

表 1 4 个测定日日中时不同高度处的气温、相对湿度、风速、太阳辐射

日期 (月-日)	时间	平均大气温度/℃			平均大气相对湿度/%			平均风速/(m·s ⁻¹)		平均太阳辐射/ (W·m ⁻²)
		0.05 m 处	2 m 处	8 m 处	0.05 m 处	2 m 处	8 m 处	8 m 处	8 m 处	
5-30	12:00—14:00	29.99	31.33	32.08	79.01	66.73	60.57	0.63	2.27	678.35
6-13	12:00—14:00	24.49	29.17	31.21	98.28	58.34	47.00	0.15	1.04	510.97
7-03	12:00—14:00	29.11	31.46	31.46	62.84	48.19	44.17	0.39	1.64	703.33
7-12	12:00—14:00	29.62	30.96	31.67	81.70	68.70	62.86	0.09	0.73	429.21

2.2 土壤蒸发水汽同位素组成

利用 Craig-Gordon 模型计算的土壤蒸发需要的参数及计算结果见表 2。4 个测定日 δ_s 介于(−5.22‰)~(1.75‰)， δ_v 介于(−19.09‰)~(−16.21‰)， δ_E 介于(−20.26‰)~(−17.48‰)。4 个测定日均呈现

$\delta_s>\delta_v>\delta_E$ ，表明土壤水分在蒸发过程中，土壤表层液态水的¹⁸O 相对于土壤蒸发水汽发生明显富集， δ_v 稍大于 δ_E ，二者相差不大。不同测定日 α^+ 和 ϵ_{eq} 的差异均很小， δ_E 受 h 、 δ_s 和 δ_v 的影响较大。

表 2 利用 Craig-Gordon 公式计算的土壤蒸发水汽氧同位素组成的参数

日期(月-日)	时间/h	相对湿度 $h/\%$	$\delta_s/\%$	$\alpha^+/\%$	$\epsilon_{eq}/\%$	$\delta_v/\%$	$\delta_E/\%$
5-30	12:00—14:00	14.12±0.37	0.90±0.04	1.0093	9.20	−17.01±0.56	−18.69±0.42
6-13	12:00—14:00	25.21±0.35	1.75±0.19	1.0094	9.30	−16.79±0.47	−18.16±0.49
7-03	12:00—14:00	26.07±0.73	−5.22±0.37	1.0096	9.51	−19.09±0.42	−20.26±0.71
7-12	12:00—14:00	20.14±0.42	−1.90±0.21	1.0091	8.99	−16.21±0.71	−17.48±0.46

2.3 侧柏林蒸腾水汽同位素组成

如表 3 所示，4 个测定日 δ_x 介于(−7.31‰)~(−2.09‰)。 $\delta_x<\delta_s$ ，这是由于侧柏根系从土壤中吸收利用的水分，并非来自土壤表层液态水或者对表层液态水的利用率较低。基于同位素稳态假设，认为枝条水氧同位素组成等于蒸腾水汽氧同位素组成，即 $\delta_x=\delta_T$ ，结果显示 4 个测定日侧柏林 δ_T 介于

(−7.31‰)~(−2.09‰)。

表 3 枝条水(蒸腾水汽)氧同位素组成

日期(月-日)	时间/h	$\delta_x/\%$
5-30	12:00—14:00	−2.09±0.27
6-13	12:00—14:00	−2.77±0.21
7-03	12:00—14:00	−7.31±0.83
7-12	12:00—14:00	−4.34±0.80

2.4 侧柏林蒸散水汽同位素组成及蒸散定量区分

侧柏林蒸散水汽同位素组成用大气水汽同位素组成和水汽浓度的倒数做 Keeling 曲线来得到,该直线在 y 轴的截距即为 δ_{ET} 。如表 4 所示,4 个测定日中午时分大气水汽氧同位素组成和水汽浓度的倒数拟合的 Keeling 曲线相关性较高,相关系数介于 0.89~0.94。4 个测定日 δ_{ET} 介于 $(-8.21\text{‰})\sim(-3.84\text{‰})$, $\delta_E < \delta_{ET} < \delta_T$, δ_{ET} 全部落在 δ_E 和 δ_T 之间。

根据公式(6),可计算出侧柏林蒸腾量占总蒸散量的比例。如表 4 所示,4 个测定日侧柏林的蒸腾量占总的蒸散量的比例(F_T)介于 85.37%~93.04%,表明林木蒸腾是侧柏林水分散式的主要途径。

表 4 蒸散水汽氧同位素组成的确定及蒸散量的其定量区分

日期 (月-日)	时间/h	Keeling 方程	相关 系数 R^2	$F_T/\%$
5-30	12:00—14:00	$y = -76.442x - 3.84$	0.91	89.44
6-13	12:00—14:00	$y = -30.364x - 4.57$	0.89	88.32
7-03	12:00—14:00	$y = -288.46x - 8.21$	0.94	93.04
7-12	12:00—14:00	$y = -28.499x - 6.26$	0.91	85.37

3 讨论

3.1 土壤蒸发和蒸腾水汽同位素组成

本文研究结果表明, $\delta_E < \delta_S$, 该结论与孙守家等^[14]、袁国富等^[8]、石俊杰等^[9]研究结果一致。土壤中的液态水从土壤中蒸发出去时,水从液态变为气态,这一过程伴随着水中稳定同位素的分馏。蒸发过程中水体稳定同位素分馏是由于水中轻重同位素的饱和水汽压之间的差异造成的^[18]。 H_2^{16}O 的水汽压比 H_2^{18}O 的水汽压高,在蒸发过程中,较轻的 H_2^{16}O 比包含一个重同位素分子的 H_2^{18}O 率先从土壤中的液态水中逃逸出去,使得蒸发出去的水汽¹⁸O 贫化,剩余液态水则¹⁸O 富集。

Yepez 等^[12]通过研究发现,在同位素稳定状态下,植物根系从土壤中吸收水分后,向上运输到叶片或幼嫩的未栓化的枝条前, H、O 稳定同位素不会发生分馏。植物枝条水和植物蒸腾水汽具有相同的同位素组成,所以可以通过测定植物枝条水的同位素组成来确定植物蒸腾水汽的同位素组成^[16,18]。袁国富对太行山区冬小麦蒸散水汽同位素组成的研究结果表明,中午时段蒸腾较为强烈时,最有可能满足同位素稳定状态。孙守家等^[14]对华北低山区栓皮栎生态系统氧同位素日变化及蒸散的研究结果也表明,植被蒸腾在蒸腾强烈的中午时段满足同位素稳态假设,而蒸腾相对较弱的上午、下午和晚上则会偏离同位素稳定状态。本研究选取的 4 个测定日均为晴天,采样时段均为 12:00—14:00,该时段蒸发蒸腾都较为强烈,满足或接近同位素稳定状态,可以有效地较少对 δ_T 的估算误差。本文取 $\delta_T = \delta_X$ 。研究结果表明,4 个测定日侧柏林 δ_T

介于 $(-7.31\text{‰})\sim(-2.09\text{‰})$,结果与栓皮栎生态系统 δ_T 介于 $(-7.30\text{‰})\sim(-6.04\text{‰})$ ^[14],麦田生态系统 δ_T 介于 $(-7.126\text{‰})\sim(-6.471\text{‰})$ 相似^[8]。

3.2 蒸散水汽同位素组成及其组分定量区分

本研究利用 Keeling 曲线得到侧柏林 δ_{ET} 介于 $(-8.21\text{‰})\sim(-3.84\text{‰})$ 。研究结果表明,用该方法估测的 4 个测定日侧柏林蒸散水汽氧同位素组成,全部落在土壤蒸发水汽氧同位素组成和林木蒸腾水汽氧同位素组成之间,且拟合的 Keeling 曲线相关性都在 0.89 以上,相关性显著,说明用该方法来估测侧柏林蒸散水汽氧同位素组成可靠性较高。

本文用 Craig-Gordon 模型计算土壤蒸发水汽氧同位素组成,再基于同位素稳定状态测算蒸腾水汽氧同位素组成,利用 Keeling 曲线来获得蒸散水汽氧同位素组成后,用公式(6)对侧柏林蒸散量进行定量区分。研究结果表明,4 个测定日侧柏林蒸腾量占总蒸散量的比例都大于 85%。该结果与稀树林地蒸腾量占蒸散量的 85%^[12],栓皮栎生态系统蒸腾量占蒸散量 90%以上^[14],麦田生态系统蒸腾量占蒸散量 94%~99%相似^[8]。表明侧柏林蒸腾是蒸散的主要方式,林木蒸腾耗水远远大于土壤蒸发耗水。

4 结论

(1)4 个测定日 δ_E 介于 $(-20.26\text{‰})\sim(-17.48\text{‰})$, $\delta_S > \delta_V > \delta_E$ 。表明在蒸发过程中,土壤蒸发水汽¹⁸O 明显贫化;取 $\delta_T = \delta_X$,4 个测定日侧柏林 δ_T 介于 $(-7.31\text{‰})\sim(-2.09\text{‰})$ 。

(2)用 Keeling 曲线得到的 4 个测定日 δ_{ET} 介于 $(-8.21\text{‰})\sim(-3.84\text{‰})$,拟合方程的相关性均大于 0.89,且 $\delta_E < \delta_{ET} < \delta_T$,表明日中时满足同位素稳态假设。

(3)对蒸散量进行定量区分的结果表明,4 个测定日侧柏林蒸腾量占总的蒸散量的比例介于 85.37%~93.04%,蒸腾量是蒸散量主要的组成部分,林木蒸腾耗水远远大于土壤蒸发耗水。

参考文献:

[1] 石磊,盛后财,满秀玲,等. 不同尺度林木蒸腾耗水测算方法述评[J]. 南京林业大学学报(自然科学版),2016,40(4):149-156.

[2] 石俊杰,龚道枝,梅旭荣,等. 地表蒸散的测定与分割方法研究进展[J]. 中国农村水利水电,2012(2):49-53.

[3] 张玉翠,孙宏勇,沈彦俊,等. 氢氧稳定同位素技术在生态系统水分耗散中的应用研究进展[J]. 地理科学,2012,32(3):289-293.

[4] 柳景峰,丁明虎,效存德. 大气水汽氢氧同位素观测研究进展:理论基础、观测方法和模拟[J]. 地理科学进展,2015,34(3):340-353.

[5] 王帆,江洪,牛晓栋. 大气水汽稳定同位素组成在生态系统水循环中的应用[J]. 浙江农林大学学报,2016,33(1):156-165.

- [6] Wang P, Tsutomu Y, Li X Y. Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem: Numerical modeling with isotopic tracers[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 208(8): 16-31.
- [7] Good S P, King E G, Scanlon T M, et al. ^2H isotopic flux partitioning of evapotranspiration over a grass field following a water pulse and subsequent dry down[J]. *Water Resource Research*, 2014, 50(2): 1410-1432.
- [8] 袁国富, 张娜, 孙晓敏, 等. 利用原位连续测定水汽($\delta^{18}\text{O}$ 值和 Keeling Plot 方法区分麦田蒸散组分[J]. *植物生态学报*, 2010, 34(2): 170-178.
- [9] 石俊杰. 利用同位素原位监测技术分割农田蒸散研究[D]. 陕西 杨凌: 西北农林科技大学, 2012.
- [10] Zheng Q H, Wang B. Applications of stable isotope techniques to determine components of CO_2 and H_2O fluxes in forest ecosystems[J]. *Forest Research*, 2009, 22(1): 109-114.
- [11] Gat J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2003, 24(1): 225-262.
- [12] Yopez E A, Williams D G, Scott R L, et al. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semi-arid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 119(1/2): 53-68.
- [13] Cappa C D, Hendricks M B, DePaolo D J, et al. Isotopic fractionation of water during evaporation[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D16): ACL13-1.
- [14] 孙守家, 孟平, 张劲松, 等. 华北低丘山区栓皮栎生态系统氧同位素日变化及蒸散定量区分[J]. *生态学报*, 2015, 35(8): 2592-2601.
- [15] Wang L, Caylor K K, Villegas J C, et al. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: assessment of a stable isotope technique[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(9): 232-256.
- [16] Xu Z, Yang H B, Liu F D, et al. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrub land based on stable isotopic measurements[J]. *Botanical Studies*, 2008, 49(4): 351-361.
- [17] 胡海英, 包为民, 瞿思敏, 等. 稳定性氢氧同位素在水体蒸发中的研究进展[J]. *水文*, 2007, 27(3): 1-5.
- [18] 温学发, 张世春, 孙晓敏, 等. 叶片水 H_2^{18}O 富集的研究进展[J]. *植物生态学报*, 2008, 32(4): 961-966.
- (上接第 121 页)
- [11] 吕茂奎, 谢锦升, 林廷武, 等. 降雨对米楮次生林和杉木人工林林冠可溶性有机碳迁移的影响[J]. *水土保持学报*, 2014, 25(5): 134-138.
- [12] 赵传燕, 沈卫华, 彭焕华. 祁连山区青海云杉林冠层叶面积指数的反演方法[J]. *植物生态学报*, 2009, 33(5): 860-869.
- [13] 何常清, 薛建辉, 吴永波, 等. 岷江上游亚高山川滇高山栎林的降雨再分配[J]. *应用生态学报*, 2008, 19(9): 1871-1876.
- [14] Chuyong G B, Newbery D M, Songwe N C. Rainfall input, throughfall and stemflow of nutrients in a central African rain forest dominated by ectomycorrhizal trees[J]. *Biogeochemistry*, 2004, 67(1): 73-91.
- [15] Macinnis N C M O, Flores E E, Muller H, et al. Rainfall partitioning into throughfall and stemflow and associated nutrient fluxes: Land use impacts in a lower montane tropical region of Panama[J]. *Biogeochemistry*, 2012, 111(1/3): 661-676.
- [16] 徐天乐, 朱教君, 于立忠, 等. 辽东山区次生林生态系统不同林型树干茎流的理化性质[J]. *生态学报*, 2013, 33(11): 3415-3424.
- [17] 周彬, 韩海荣, 康峰峰, 等. 太岳山不同郁闭度油松人工林降水分配特征[J]. *生态学报*, 2013, 33(5): 1645-1653.
- [18] 田风霞, 赵传燕, 冯兆东, 等. 祁连山青海云杉林冠生态水文效应及其影响因素[J]. *生态学报*, 2012, 32(4): 1066-1076.
- [19] Levia D F, Van Stan J T, Inamdar S P, et al. Stemflow and dissolved organic carbon cycling: Temporal variability in concentration, flux, and UV-Vis spectral metrics in a temperate broadleaved deciduous forest in the eastern United States[J]. *Canadian Journal of Forest Research*, 2012, 42(1): 207-216.
- [20] 邱治军, 周光益, 吴仲民, 等. 粤北杨东山常绿阔叶次生林林冠截留特征[J]. *林业科学*, 2011, 47(6): 157-161.
- [21] Aisah S S, Yusop Z, Noguchi S, et al. Rainfall partitioning in a young *Hopea odorata* plantation[J]. *Journal of Tropical Forest Science*, 2012, 24(2): 147-161.
- [22] 蔡体久, 朱道光, 盛后财. 原始红松林和次生白桦林降雨截留分配效应研究[J]. *中国水土保持科学*, 2006, 4(6): 61-65.
- [23] 姜海燕, 赵雨森, 信小娟, 等. 大兴安岭几种典型林分林冠层降水分配研究[J]. *水土保持学报*, 2008, 22(6): 197-201.
- [24] 赵洋毅, 王玉杰, 王云琦, 等. 基于修正的 Gash 模型模拟缙云山毛竹林降雨截留[J]. *林业科学*, 2011, 47(9): 15-20.
- [25] 巩合德, 张一平, 刘玉洪, 等. 哀牢山常绿阔叶林林冠的截留特征[J]. *浙江林学院学报*, 2008, 25(4): 469-474.
- [26] Keim R F, Skaugset A E, Weiler M. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall[J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 314(1/4): 263-274.