

DOI: 10.5846/stxb201306091514

孙守家, 孟平, 张劲松, 何春霞, 郑宁. 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. 生态学报, 2015, 35(8): 2592-2601.

Sun S J, Meng P, Zhang J S, He C X, Zhen N. Variation of vapor oxygen isotopic composition and partitioning evapotranspiration of oak woodland in the low hilly area of north China. Acta Ecologica Sinica, 2015, 35(8): 2592-2601.

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

孙守家*, 孟平, 张劲松, 何春霞, 郑宁

中国林业科学研究院林业研究所, 国家林业局林木培育重点实验室, 北京 100091

摘要: 利用稳定同位素技术对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进行研究, 为华北低丘山区森林生态系统水汽交换研究提供基础。试验采用离轴积分腔输出光谱技术(OA-ICOS)连续测定生态系统不同高度水汽浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 值, 同时采用真空提取和液态水同位素分析仪测定枝条和土壤的 $\delta^{18}\text{O}$ 值。结果显示, 4个晴天中大气水汽浓度日变化复杂, 变化趋势差异大, 而 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化均成高-低-高的“V”型变化, 最小值出现在12:00—18:00。Keeling方程在10:00—12:00的相关系数 R^2 均大于0.71, 方程达到极显著水平, 表明此时段蒸腾速率较高, 满足植物蒸腾的同位素稳定态假设。利用Keeling方程估算的栓皮栎生态系统 δ_{ET} 值有相似的低-高-低日变化, 与大气的 δ_{v} 值变化趋势相反。同位素分割结果显示栓皮栎生态系统中蒸腾占蒸散比例日变化呈现低-高-低的趋势, 10:00—14:00蒸腾占蒸散比例达到90%以上, 尽管6:00—10:00和14:00—18:00的蒸腾占蒸散比例下降, 但平均值仍高达69.38%, 表明华北低丘山区栓皮栎生态系统的蒸散主要来源于植物蒸腾。

关键词: 栓皮栎; 稳定同位素; keeling plot 方程; 蒸散; 蒸腾

Variation of vapor oxygen isotopic composition and partitioning evapotranspiration of oak woodland in the low hilly area of north China

SUN Shoujia*, MENG Ping, ZHANG Jinsong, HE Chunxia, ZHENG Ning

Key Laboratory of Tree Breeding and Cultivation of State Forestry Administration, Research Institute of Forestry, Chinese Academy of Forestry, Beijing 100091, China

Abstract: The relative contributions of plant transpiration (T) and soil evaporation to total evapotranspiration (ET) were determined by using stable isotope measurements in a semiarid oak woodland in the rocky mountainous area of north China. Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS) was used to obtain continuous atmospheric vapor concentration and its $\delta^{18}\text{O}$ value at different height gradients in the stand. Cryogenic vacuum distillation and liquid water isotope analyzer were used to determine the $\delta^{18}\text{O}$ value of the branch and the surface soil. The results from 4 sunny days showed that water vapor concentrations at 2 m and 11 m above ground were lower than that on the ground (0.1 m) and higher than that in the background atmosphere (18 m), but there was no significant difference of water vapor concentration between 2 m and 11 m. Whereas the diurnal change of atmospheric water vapor concentration exhibited “V”, “U” and “W” pattern on four sunny days, the diurnal change of $\delta^{18}\text{O}$ showed a “V-shaped” pattern, and the minimum $\delta^{18}\text{O}$ value appeared at the time between 12:00 and 18:00. The atmospheric water vapor $\delta^{18}\text{O}$ value was greatest at 0.1 m height above ground, followed by 2 m, 11 m and 18 m height, while the diurnal variations of $\delta^{18}\text{O}$ for all sampling heights had similar trends. The δ_{E} values, which were calculated based on the Craig-Gordon model, were all smaller than δ_{s} on May 25, June 1, June 6, and June 14,

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(31000182); 国家“十二五”科技支撑计划项目(2011BAD38B06)

收稿日期: 2013-06-09; 网络出版日期: 2014-05-16

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: ssj1011@163.com

indicating considerable ^{18}O depletion in the water vapor of evaporation. The isotopic compositions in 10:00 — 14:00 intervals were significantly correlated with the reciprocal of water vapor concentration ($P < 0.001$) and the R^2 values were higher than 0.71, which suggested that transpiration rate was faster at that period of a day and satisfied the steady state hypothesis of isotope in plant transpiration. The δ_{ET} was determined from the Keeling plots and regression analyses showed the intercepts for the three intervals were different. The δ_{ET} value in the oak woodland increased initially and decreased thereafter. The maximum enrichment of δ_{ET} appeared during 10:00 — 14:00. The isotope partitioning result showed that the diurnal change of the contribution of transpiration to total ET in the oak woodland was a convex pattern. The percent of T/ET increased from the morning, reached maximum values during 10:00 — 14:00 interval, with maximum values of 98.68%、96.93%、93.81% and 91.34% for May 25, June 1, June 6 and June 14, respectively. The contributions of transpiration to total ET in 6:00 — 10:00 interval were 80.67%、85.81%、56.94%, and 54.98%, in 14:00 — 18:00 interval were 81.70%、72.23%、61.72%, and 60.94%, respectively. Although the contributions of T/ET in 6:00 — 10:00 and 14:00 — 18:00 intervals were smaller than those in 10:00 — 14:00 interval, the averaged percent was still more than 69.38%, indicating that plant transpiration played a major role in the oak woodland ET in the low hilly area of north China. The approach would improve the understanding of water exchange of forestry ecosystem.

Key Words: *Quercus variabilis* Blume.; stable isotope; keeling plot; evapotranspiration; transpiration

陆地生态系统蒸散包括植物蒸腾和土壤蒸发,在自然条件下将这两部分区分开来,有助于更好地理解土壤-植被-大气系统(SPAC)水汽交换过程^[1]。蒸腾和蒸发过程中均会发生水汽相变,氢氧稳定同位素发生平衡分馏和动力分馏,土壤蒸发产生的水汽中重质同位素组成相对于土壤水发生了贫化,植物蒸腾则使叶片水的重质同位素富集,当蒸腾作用较强或蒸腾处于同位素稳定态(isotopic steadystate, ISS)时,蒸腾水汽中同位素组成接近于木质部水分的同位素组成。木质部水分是根系所吸收不同深度土壤水的混合体^[2-3],因而高度分馏的土壤蒸发与分馏较少的植物蒸腾产生水汽之间的氢氧同位素组成存在显著差异,这成为氢氧稳定同位素研究生态系统蒸散组分区分的理论基础^[4-5],利用稳定同位素技术已经对植物水分来源^[6-7]、农田生态系统^[8-9]、灌木生态系统^[10]和稀树草原生态系统^[4]的蒸散组分进行定量区分。虽然森林在地球水汽循环中占有重要地位,但因其需要野外定位观测,不确定性因素多^[11],且树形高大研究较困难,故对森林生态系统蒸散定量区分研究少见报道。

以前研究中大气水汽采样主要依赖冷阱技术,对于大气水汽稳定同位素只能短暂或离散取样,时间分辨率较低^[12],在冷却过程中容易产生过度冷却或不完全冷却,导致收集的样品发生重质同位素富集,影响试验结果。近年来,离轴积分腔输出光谱技术(Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy, OA-ICOS)的发展可以实现对水汽同位素进行连续高频观测,适合野外连续采样观测和大量样品分析。本研究利用该技术连续测定华北低丘山区栓皮栎生态系统不同高度和背景大气水汽中氧同位素变化,研究的主要目标是:1)分析栓皮栎生态系统中不同高度的水汽中氧同位素差异;2)利用 Keeling Plot 方法结合同位素线性混合模型量化生态系统的蒸腾占蒸散的比例,为进一步研究该地区生态系统的水汽交换提供基础。

1 理论概述

自然环境中的水是由氢和氧同位素组成,氧同位素比值以 H_2^{18}O 与 H_2^{16}O 的摩尔数之比表示,结果相对于维也纳平均海水(Vienna Standard Mean Ocean Water, V-SMOW)的千分率(‰)给出,用 δ 符号表示:

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{R_{\text{sample}}}{R_{\text{standard}}} - 1 \right) 1000 \quad (1)$$

式中, R_{sample} 和 R_{standard} 分别表示样品和标准物 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 的摩尔比率。

土壤水分蒸发过程中, H_2^{16}O 比 H_2^{18}O 更容易通过土壤表面扩散出去, 土壤蒸发面中的 ^{18}O 会逐渐富集, 而所蒸发出水汽的 ^{18}O 则会发生贫化, 土壤蒸发水汽氧同位素的组成 δ_E 用 Craig-Gordon 方程来计算^[13]:

$$\delta_E = \frac{\delta_s/\alpha^+ - h\delta_v - \varepsilon_{\text{eq}} - (1-h)\varepsilon_k}{(1-h) + (1-h)\varepsilon_k/1000} \quad (2)$$

式中, δ_s 是土壤蒸发面液态水的同位素组成, δ_v 为近地面大气水汽同位素组成, h 为大气水汽的相对湿度, α^+ (>1) 是与温度相关的平衡分馏系数, $\varepsilon_{\text{eq}} = (1-1/\alpha^+) \times 1000$ 为平衡分馏效应, ε_k 是动力分馏系数, 采用 Cappa^[14] 报道的 $\text{H}_2\text{O}:\text{H}_2^{18}\text{O}$ 的分子扩散比例 1.0164。 α^+ 通常根据表层土壤温度进行计算^[4]:

$$^{18}\text{O}\alpha^+ = \frac{1.137(10^6/T^2) - 0.4516(10^3/T) - 2.0667}{1000} + 1 \quad (3)$$

式中, T 为 5 cm 深的土壤绝对温度 (K)。

定量区分蒸散比例研究中假定是处于“同位素稳定态”(ISS), 即植物蒸腾水汽 (δ_T) 与枝条水分 (δ_x) 具有相同的同位素组成, 用栓皮栎 (δ_{xt}) 和扁担杆 (δ_{xs}) 枝条中水的氧同位素组成代替植物蒸腾水汽中氧同位素的组成 δ_T 。

生态系统蒸散估算采用通量-廓线法, 假定不同水汽分子 H_2^{16}O 和 H_2^{18}O 具有相同的湍流扩散率^[15-16], 利用水汽浓度和水汽同位素数据作 keeling 图来确定生态系统蒸散水汽中氧同位素组成 δ_{ET} ^[4-5, 13],

$$\delta_{\text{chl}} = C_a(\delta_a - \delta_{\text{ET}}) \left(\frac{1}{C_{\text{chl}}} \right) + \delta_{\text{ET}} \quad (4)$$

式中, δ_{chl} 和 C_{chl} 分别是冠层大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和水汽浓度, C_a 和 δ_a 分别是背景大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 和水汽浓度。

利用二元线性混合模型确定植物蒸腾与土壤蒸发对生态系统蒸散的贡献率^[13],

$$F_T(\%) = \frac{\delta_{\text{ET}} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \times 100 \quad (5)$$

式中, F_T 是植物蒸腾对生态系统蒸散的贡献。

2 材料和方法

2.1 试验地概况

试验于 2011 年 5 月至 6 月在中国林业科学研究院黄河小浪底森林生态站进行, 该站隶属于中国森林生态系统定位研究网络 (CFERN), 地处河南省济源市境内的太行山南段与黄河流域的交界处, 定位站中心地区海拔 410 m。属暖温带大陆性季风气候, 年均气温 12.4—14.3 °C, 年日照时数 2367.7 h, 年日照率 54%, 历年平均降水量 641.7 mm, 其中, 6—9 月为 438.0 mm, 占全年的 68.3%。观测区核心周围 1 km² 范围内植被覆盖率为 96% 左右, 其中林木盖度约占总盖度 76.7%, 林木中以栓皮栎 (*Quercus variabilis* Blume.) 为主, 占 94.2%, 栓皮栎林分密度约 1850 株/hm², 郁闭度 0.8, 林龄是 35a, 平均胸径 11.5 cm, 平均树高是 10.7 m, 林内灌木为扁担杆 (*Grewia biloba* G. Don), 平均高度 1.8 m。

2.2 观测和采样方法

2.2.1 连续测定水汽的同位素组成 δ_E

利用水汽稳定同位素测量系统 (DLT-100, Los Gatos Research Inc., USA) 连续观测水汽浓度及其同位素组成 ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) 的变化, 该系统基于离轴积分腔输出光谱 (OA-ICOS) 技术, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 测定精度为 0.15‰, 测定分为 4 层进行, 高度分别为 0.1 m (土壤)、2 m (灌木上缘)、11 m (冠层上缘) 和 18 m (背景大气)。外径为 1/4 英寸的聚四氟乙烯管子连接水汽稳定同位素测量系统与取样点, 真空泵抽气, 16 通道的多路器 (Los Gatos Research Inc., USA) 控制不同高度气体采样时间, 设置每层采样时间为 3 min, 为排除管子中上次测定残留气体的影响, 分别在 0.1、2、11 m 和 18 m 的各层转换之间分别设置 0.5、0.5、1 min 和 1 min 的管路清洗时间, 15 min 完成一个采样循环, 采样频率为 1 Hz。

2.2.2 植物水分和土壤水分收集与测定

5月25日和6月1日、6月6日、6月14日均为晴天,剪取栓皮栎和扁担杆的一年生枝条,为了避免发生因植物蒸腾引发的同位素分馏作用,快速剥去树皮后装入采样瓶中,两种植物各取样6株。在枝条取样的树下,分别收集5和10 cm深度的土壤样各6个,装入小瓶中并用帕拉胶密封,0—5℃储藏在便携式冷藏包内,带回到中国林科院林木培育重点实验室,用低温真空抽提仪器来抽取土壤样和枝条中的水。液态水的氧同位素测定使用DLT-100液态水同位素分析仪(Los Gatos Research Inc., USA),输出结果是以相对于V-SMOW的千分率(‰)给出, $\delta^{18}\text{O}$ 的测量精度是 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

2.2.3 微气象数据的测量

在同一观测点装有一套涡度相关系统,CSAT3三维超声风温计(Campbell Sci. Inc., USA)、LI-7500开路式红外 $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ 分析仪(Li-Cor Inc., USA)、AR-100风速仪(Vector Instruments, UK)和HMP45C型温湿度传感器(Vaisala, Helsinki, Finland)可以获得不同高度的大气相对湿度、大气温度、风速和风向,由CR5000数据采集器(Campbell Sci. Inc., USA)记录和保存。土壤水分传感器为 ECH_2O (Decagon Inc. USA)和土壤温度传感器AV-10T(Avalon Inc., USA),分别通过AR5数据采集器(Avalon Inc., USA)和SQ2020(Grant instruments Ltd, UK)自动采集记录5 cm和10 cm土壤水分,数据采集间隔设定10 min采集1次。

3 结果与分析

3.1 测定期间环境条件变化

图1显示,4个测定日均为晴天,最大太阳辐射分别为824.83、815.77、879.83 W/m^2 和665.92 W/m^2 ,较高的太阳辐射有利于植物的蒸腾。最高温度分别为28.18、32.61、39.94℃和32.21℃,最低相对湿度分别为30.99%、17.46%、11.93%和29.46%,均为高温低湿,天气干燥,有利于蒸发和蒸腾。5月25日、6月6日和14日的日均风速分别为1.45、1.02 m/s 和1.19 m/s ,风速较大有利于水汽扩散,而6月1日日均风速为0.11 m/s ,相对较小。总体上,4个测定日的蒸腾较强和相对一致的环境条件,这有利于降低蒸散定量区分的 uncertainty。

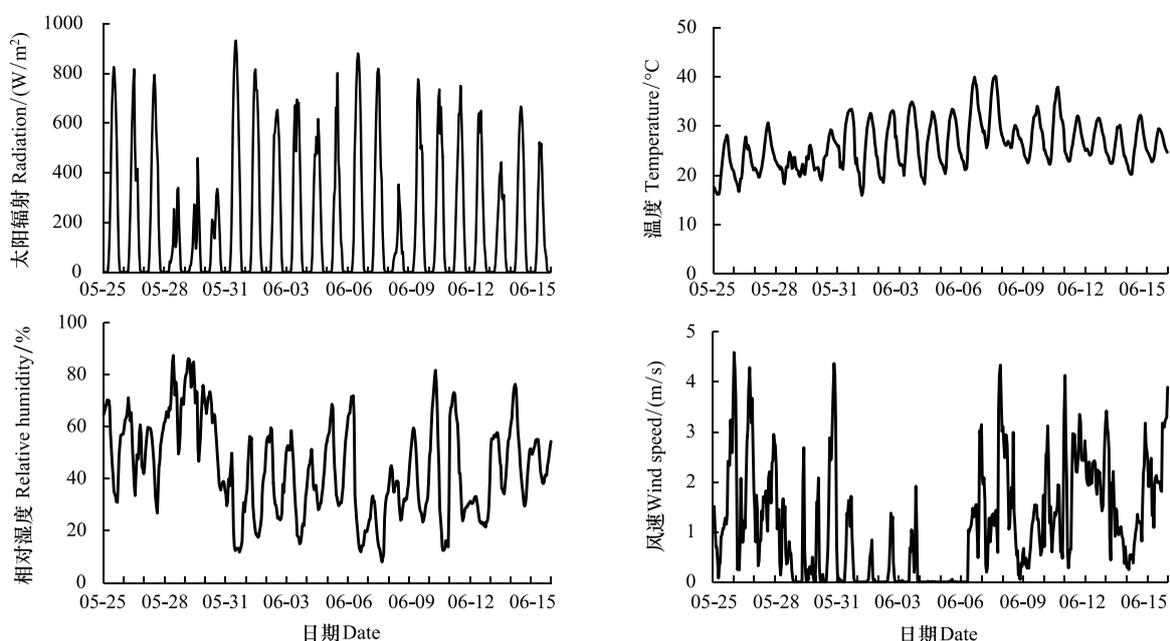


图1 测定期间太阳辐射、温度、相对湿度和风速的变化

Fig.1 Variations of solar radiation, temperature, relative humidity and wind speed during measurement time

3.2 大气水汽浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化

图 2 显示,5 月 25 日水汽浓度呈高-低-高的“V”型日变化,最小值在 14:00 左右;6 月 1 日 6:00—18:00 的水汽浓度变化相对平缓,18:00 后开始升高;6 月 6 日水汽浓度先下降后略有升高,呈“U”型日变化;6 月 14 日水汽浓度呈较为复杂的高-低-高-低-高的“W”型变化趋势,水汽浓度最高值在 12:00 左右。4 个测定日中大气水汽浓度日变化比较复杂,变化趋势差异较大。尽管生态系统中不同高度的水汽浓度有着相似的变化趋势,但在高度上水汽浓度存在比较大的差异,图 2 结果显示 0.1m 的水汽浓度最大,18 m 最小,2 m 和 11 m 的水汽浓度相差较小,其大小处于 0.1 m 和 18 m 的水汽浓度之间。白天不同高度水汽差异更加明显,4 个测定日水汽浓度最大相差分别为 1.56 mmol/mol、1.82 mmol/mol、0.89 mmol/mol 和 0.88 mmol/mol。

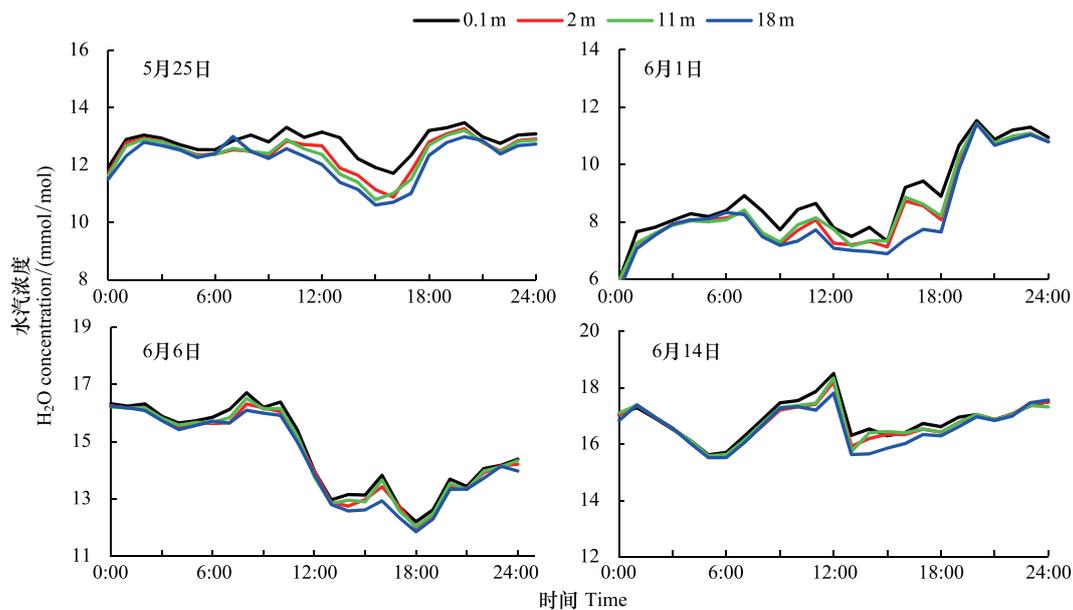


图 2 栓皮栎生态系统不同高度水汽浓度日变化

Fig.2 Diurnal variation in H_2O concentration of atmospheric vapor at different height in oak woodland ecosystem

图 3 表明,5 月 25 日和 6 月 1 日水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 最大值出现在 22:00—24:00,最小值分别出现在 16:00—17:00 和 12:00—14:00;6 月 6 日和 14 日 $\delta^{18}\text{O}$ 最大值出现在 4:00—5:00,最小值出现在 16:00—17:00。4 个测定日均呈高-低-高的“V”型日变化。在高度上水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值存在差异,0.1 m 的 $\delta^{18}\text{O}$ 值最大,2 m 次之,11 m 第三,18 m 最小, $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现随高度增加而减小的变化规律。近地面水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值与背景大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异较大,平均约为 0.92‰,最大相差约 2.59‰,扁担杆和栓皮栎冠层上缘水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值与背景大气水汽中 $\delta^{18}\text{O}$ 值差异较小,平均约 0.25‰,最大值约 1.29‰。

3.3 土壤蒸发和生态系统蒸散变化

表层土壤水分在蒸发过程存在同位素分馏效应,表 1 结果显示表层土壤水的 δ_s 值在 -7.73‰—-2.48‰,远远高于 0.1 m 大气水汽的 δ_v 值。根据表层土壤 δ_s 值和近地层水汽 δ_v 值,使用 Craig-Gordon 模型获得蒸发水汽同位素组成 δ_E ,结果显示 4 个测定日的 δ_E 值均小于表层土壤水的 δ_s 值,表明蒸发水汽 ^{18}O 明显贫化。其中,5 月 25 日、6 月 1 日和 6 月 6 日的 δ_E 值分别为 -33.72‰—-31.26‰、-28.66‰—-27.90‰和 -27.60‰—-26.43‰,日变化幅度均小于 3‰,6:00—18:00 的 δ_E 值逐步增大。而 6 月 14 日的 δ_E 值为 -25.53‰—-24.63‰,6:00—18:00 的 δ_E 值呈先升高后降低日变化。

栓皮栎系统蒸散 δ_{ET} 利用同一时刻冠层水汽浓度和水汽同位素 δ_v 值作 Keeling 图来确定,表 2 拟合 Keeling 方程结果显示,10:00—14:00 方程相关系数 R^2 均在 0.71 以上,方程达到了极显著水平,但 6:00—10:00 和 14:00—18:00 的方程相关系数较低,均小于 0.55,其中 6 月 6 日和 6 月 14 日中的 6:00—10:00 的 Keeling 方

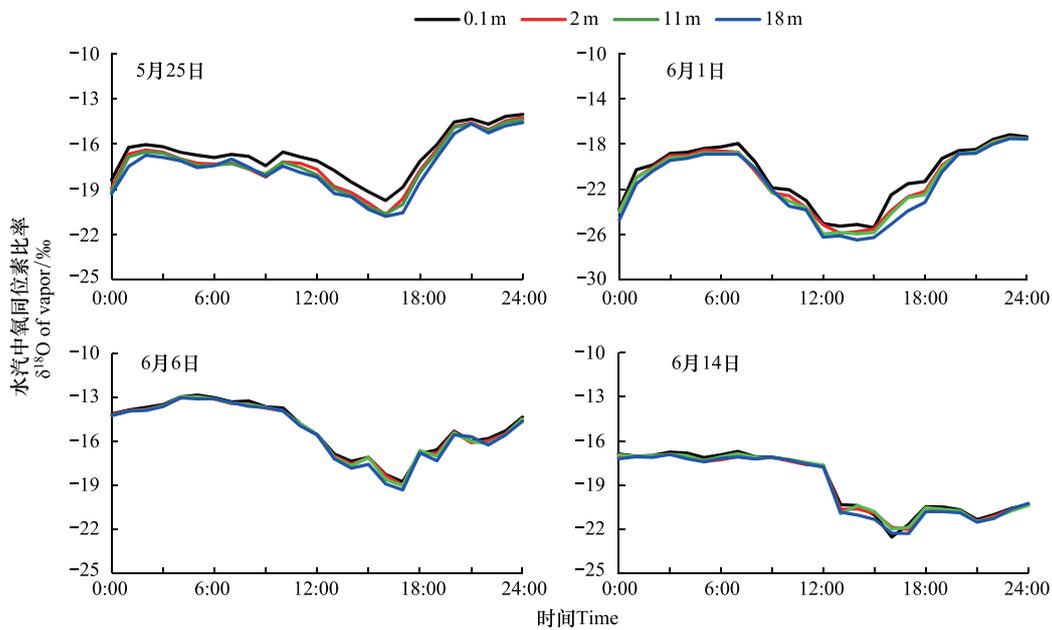


图3 栓皮栎生态系统不同高度水汽中氧同位素日变化

Fig.3 Diurnal variation in $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric vapor at different height in oak woodland ecosystem

程、6月1日和6月6日中的14:00—18:00 Keeling方程均未达到显著水平。方程截距代表生态系统的 δ_{ET} ,表3的结果表明4个测定日的 δ_{ET} 值呈先升高后下降的变化,最高值出现在10:00—14:00。

表1 利用 Craig-Gordon 模型计算得到土壤蒸发 δ_E 的参数表Table 1 Parameters used to estimate the isotopic composition of the evaporation flux (δ_E) with Craig-Gordon model

日期 Date	时间 Time/h	绝对温度 Absolute temperature (\pm SD)/K	相对湿度 Relative humidity (\pm SD)/%	$\delta_s(\pm\text{SD})/\text{‰}$	$\delta_v(\pm\text{SD})/\text{‰}$	$\delta_E/\text{‰}$
05-25	6:00—10:00	289.85 \pm 0.23	54.29 \pm 4.73	-2.81 \pm 0.04	-17.14 \pm 0.44	-33.72 \pm 0.15
	10:00—14:00	291.42 \pm 0.43	34.56 \pm 0.65	-2.50 \pm 0.68	-17.45 \pm 0.44	-32.47 \pm 0.55
	14:00—16:00	292.28 \pm 0.40	32.21 \pm 1.44	-2.48 \pm 0.43	-18.85 \pm 0.46	-31.62 \pm 0.12
06-01	6:00—10:00	291.90 \pm 0.19	27.29 \pm 3.01	-7.73 \pm 0.35	-20.72 \pm 1.63	-28.66 \pm 0.06
	10:00—14:00	293.51 \pm 0.41	18.44 \pm 0.27	-7.28 \pm 0.22	-25.14 \pm 0.16	-28.12 \pm 0.01
	14:00—18:00	294.16 \pm 0.34	17.84 \pm 0.53	-7.20 \pm 0.19	-25.24 \pm 0.20	-27.90 \pm 0.20
06-06	6:00—10:00	294.42 \pm 0.29	31.35 \pm 3.36	-5.30 \pm 0.16	-13.46 \pm 0.28	-27.60 \pm 0.09
	10:00—14:00	295.75 \pm 0.48	15.11 \pm 2.30	-5.11 \pm 0.07	-16.22 \pm 0.93	-26.97 \pm 0.76
	14:00—18:00	296.74 \pm 0.45	14.10 \pm 0.07	-5.04 \pm 0.25	-18.53 \pm 0.35	-26.43 \pm 0.57
06-14	6:00—10:00	295.52 \pm 0.35	56.75 \pm 2.91	-4.16 \pm 0.42	-17.10 \pm 0.03	-24.63 \pm 1.46
	10:00—14:00	295.88 \pm 0.38	47.91 \pm 4.22	-4.07 \pm 0.15	-17.43 \pm 0.17	-25.53 \pm 0.76
	14:00—18:00	297.06 \pm 0.43	29.95 \pm 0.68	-3.79 \pm 0.47	-22.10 \pm 0.62	-25.06 \pm 0.79

δ_s 、 δ_v 和 δ_E 分别为 0—10 cm 土壤水、0.1 m 水汽、土壤蒸发水汽的氧同位素组成

3.4 栓皮栎和扁担杆的稳态蒸腾

表3结果显示,4个测定日栓皮栎枝条的 $\delta^{18}\text{O}$ 值分别为-6.46‰、-7.76‰、-6.90‰和-6.68‰,明显低于扁担杆,分别相差1.68‰、1.84‰、1.08‰和1.24‰。生态系统中林木盖度约占总盖度76.7%,其余为灌木,故植物蒸腾 $\delta_x = 0.75\delta_{\text{xt}} + 0.25\delta_{\text{xs}}$,假设在同位素稳定态,枝条中水的同位素组成可以代表蒸腾水汽中的同位素组成,即 $\delta_T = \delta_x$,结果显示4个测定日的植物蒸腾 δ_T 值相差较小,最大相差1.26‰。

表 2 18m 高度的大气水汽同位素的 Keeling plots 方程回归分析

Table 2 Regression analysis of daytime Keeling plots of vapor collected at 18 m above ground

日期 Date	时间 Time	Keeling 方程 Keeling plot	决定系数 Coefficient R^2	显著性 Significance P	个数 Number n	置信区间 C.I.(95%) C.I.(95%) for intercept	
						下限 lower	上限 upper
05-25	6:00—10:00	$y = -78.71x - 11.39$	0.20	<0.01	114	-12.88	-9.69
	10:00—14:00	$y = -157.52x - 6.39$	0.87	<0.01	114	-7.08	-5.90
	14:00—18:00	$y = -103.58x - 10.72$	0.51	<0.01	114	-12.09	-9.66
06-01	6:00—10:00	$y = -170.79x - 10.34$	0.55	<0.01	114	-11.43	-9.27
	10:00—14:00	$y = -126.11x - 7.94$	0.71	<0.01	114	-9.24	-6.63
	14:00—18:00	$y = -192.31x - 13.02$	0.09	0.07	114	-18.61	-9.06
06-06	6:00—10:00	$y = 69.29x - 15.66$	0.08	0.07	114	-17.40	-13.67
	10:00—14:00	$y = -104.35x - 7.89$	0.86	<0.01	114	-8.29	-7.49
	14:00—18:00	$y = -12.25x - 14.21$	0.00	0.98	114	-19.99	-10.26
06-14	6:00—10:00	$y = 7.37x - 14.59$	0.01	0.33	114	-15.51	-13.64
	10:00—14:00	$y = -192.08x - 8.03$	0.78	<0.01	114	-8.93	-7.55
	14:00—18:00	$y = -89.77x - 13.67$	0.15	0.02	114	-16.07	-12.62

方程截距为生态系统蒸散 δ_{ET} , C.I 为置信区间

表 3 土壤蒸发 (δ_E)、栓皮栎 (δ_{xt})、扁担杆 (δ_{xs})、植物蒸腾 ($\delta_T = 0.75\delta_{xt} + 0.25\delta_{xs}$) 和生态系统蒸散 (δ_{ET}) 的氧同位素组成

Table 3 Average isotopic values of vapor from soil evaporation (δ_E), average stem water values for *Q. variabilis* (δ_{xt}), *G. bilobar* (δ_{xs}), the weighted average isotopic value for plant transpiration ($\delta_T = 0.75\delta_{xt} + 0.25\delta_{xs}$), and average isotopic value for ecosystem evapotranspiration (δ_{ET})

日期 Date	时间 Time	$\delta_E/\text{‰}$	$\delta_{xt}/\text{‰}$	$\delta_{xs}/\text{‰}$	$\delta_T/\text{‰}$	$\delta_{ET}/\text{‰}$
05-25	6:00—10:00	-33.72±0.15	-6.46±0.51	-4.78±0.36	-6.04±0.43	-11.39
	10:00—14:00	-32.47±0.55				-6.39
	14:00—18:00	-31.62±0.12				-10.72
06-01	6:00—10:00	-28.66±0.06	-7.76±0.42	-5.92±0.29	-7.30±0.37	-10.33
	10:00—14:00	-28.12±0.01				-7.94
	14:00—18:00	-27.90±0.20				-13.02
06-06	6:00—10:00	-27.60±0.09	-6.90±0.20	-5.82±0.34	-6.63±0.20	-15.66
	10:00—14:00	-26.97±0.76				-7.89
	14:00—18:00	-26.43±0.57				-14.21
06-14	6:00—10:00	-24.63±1.46	-6.68±0.38	-5.44±0.52	-6.37±0.25	-14.59
	10:00—14:00	-25.53±0.76				-8.03
	14:00—18:00	-25.06±0.79				-13.67

δ_E 、 δ_{xt} 、 δ_{xs} 、 δ_T 和 δ_{ET} 分别为土壤蒸发水汽、栓皮栎、扁担杆、植物蒸腾、生态系统蒸散的氧同位素组成

3.5 栓皮栎生态系统蒸散定量区分

图 4 结果显示, 4 个测定日中午蒸腾占蒸散比例最高, 分别为 98.68%、96.93%、93.81% 和 91.34%。与 10:00—14:00 相比, 6:00—10:00 和 14:00—18:00 蒸腾占蒸散比例减小, 6:00—10:00 的比例仅为 80.67%、85.81%、56.94% 和 54.98%, 14:00—18:00 比例仅为 81.70%、72.23%、61.72% 和 60.94%。总体来看, 栓皮栎和扁担杆的蒸腾占蒸散的比例均在 54.98% 以上, 表明栓皮栎生态系统的蒸散主要来源于植物蒸腾。

4 讨论

4.1 水汽中 $\delta^{18}O$ 变化与生态系统蒸散 δ_{ET} 和植物蒸腾 δ_T 估算

大气水汽浓度和 $\delta^{18}O$ 受到生态系统蒸散、大气夹卷、降雨和气团水平运动等影响, 存在着时间变异^[17]。本文结果显示, 尽管 4 个测定日的水汽浓度分别成“V”、“U”和“W”型日变化, 但 $\delta^{18}O$ 日变化均成高-低-高的“V”型变化, 大气水汽 $\delta^{18}O$ 最小值出现在 12:00—18:00。 $\delta^{18}O$ 的变化规律与 Lai 等^[18] 研究华盛顿南的针叶

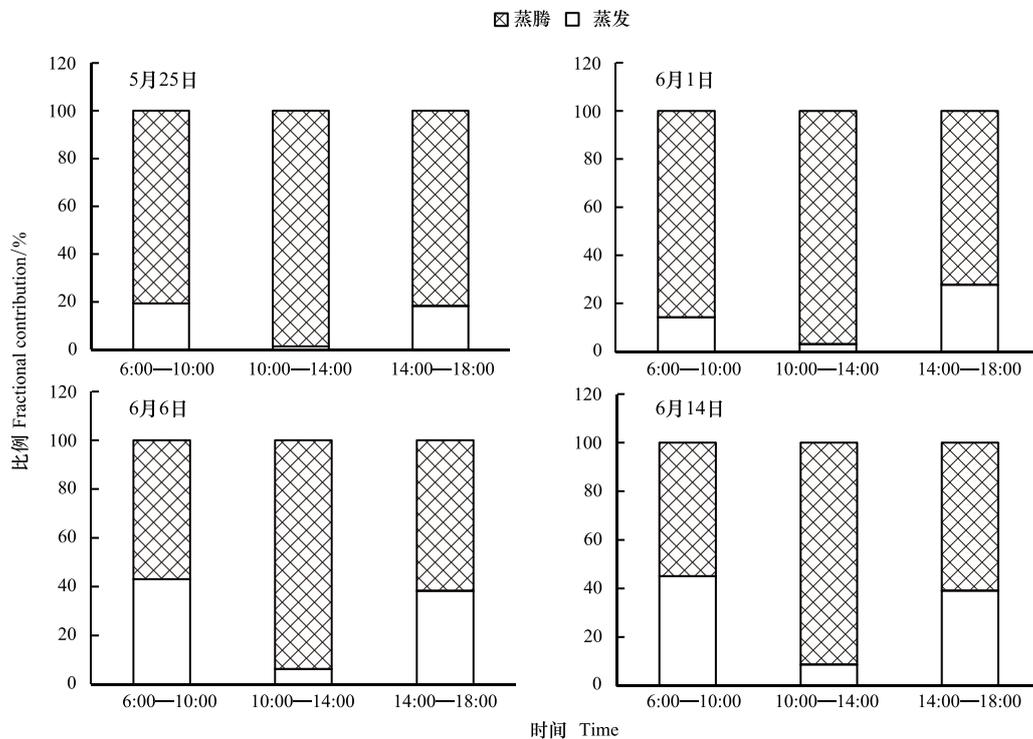


图4 利用氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)分割获得栓皮栎生态系统蒸腾占蒸散的比例

Fig.4 Fractional contribution of transpiration to ET using isotopic partitioning ($\delta^{18}\text{O}$) in the oak woodland

林时发现在中午大气背景水汽中的 δ_v 值低于清晨和午后相似。Welp等^[19]在大豆冠层水汽也发现类似的变化, $\delta^{18}\text{O}$ 值在中午前后最低,日落后则迅速升高了2‰。栓皮栎的 $\delta^{18}\text{O}$ 日变幅在5‰—8‰之间,明显高于美国新英格兰海岸地区大气水汽2‰左右的日变幅^[17],可能与晴天中栓皮栎生态系统的蒸腾较强和空气湍流活动有关。生态系统不同高度的水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 存在差异,袁国富^[9]研究发现冬小麦下层水汽同位素组成高于上层水汽同位素组成,两个高度的 $\delta^{18}\text{O}$ 值有0—1‰之间的差异。本文结果显示,栓皮栎生态系统中 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈随高度增加而减小,可能是由于近地面氧同位素来自地表蒸发,2—11 m水汽中氧同位素主要来源于扁担杆和栓皮栎蒸腾,其来源不同,并且随着高度增加,氧同位素因扩散阻力的差异而存在扩散分馏过程,导致 $\delta^{18}\text{O}$ 值随高度逐渐减小。

生态系统蒸散 δ_{ET} 难以直接测定,但利用通量-廓线技术获得同一时刻冠层水汽浓度和水汽同位素组成 δ_v ,利用Keeling方程来获得 δ_{ET} ^[5,13]。表3结果表明,4个测定日栓皮栎生态系统 δ_{ET} 值有相似的低-高-低日变化,与大气水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值变化趋势相反,且 δ_{ET} 值远高于大气 $\delta^{18}\text{O}$ 值,可能的原因是生态系统蒸腾出的水汽中 ^{18}O 贫化^[16,19],中午蒸腾强烈时水汽中 ^{18}O 贫化较严重,导致了水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值低于 δ_{ET} 值。6:00—10:00和14:00—18:00的Keeling方程相关系数低,部分方程未达到显著相关。利用Keeling图方法对 δ_{ET} 计算的前提是边界层的水汽浓度和水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 的差异只来自生态系统蒸散^[1,20],但在较短时间尺度(h或d)上,除蒸散外还有其它诸多因素如气团平流、大气夹卷和降水等都会引起水汽 $\delta^{18}\text{O}$ 值的改变。6:00—10:00和14:00—18:00正处于水汽浓度下降或上升的起始阶段,Keeling方法在扩散环境中处于非线性和非稳态^[21],导致计算蒸散 δ_{ET} 可能产生偏离。Good等^[22]研究发现Keeling方法估算 δ_{ET} 的不确定性与水汽浓度范围成负相关,因此在试验时增加样本数和大气水汽变异系数可以提高Keeling方法估算 δ_{ET} 的准确性。

多数对植物蒸腾 δ_t 的估计仍基于稳态假设即 $\delta_t = \delta_x$ ^[9,10,23],但Wang和Yakir^[2]在控制相对湿度的条件下研究发现在发叶片在恒定湿度3 h以上也没有达到稳态状态,蒸腾水汽比水源的 $\delta^{18}\text{O}$ 低1.5‰—3.0‰,表明同位素稳态在短时间尺度上很难达到。在短的时间尺度(如h、d)上,叶片受到迅速变化的环境条件影响,

更多的是处于同位素非稳定平衡状态^[24-26],叶片的 $\delta^{18}\text{O}$ 值不是一个常数,其日变幅在4‰—8‰^[27],生长季内 δ_T 平均变化幅度大约为15‰, δ_T 与稳态值(δ_x)间偏差最大超过20‰,尤其在夜间或蒸腾速率低的白天^[18]。在较长时间尺度或者蒸腾强烈的中午,植物蒸腾 δ_T 更倾向于与植物所利用的水源 δ_x 相同^[4,28],本研究选取的测定日均为蒸腾强烈的晴天,并将栓皮栎和扁担杆以盖度为权重对生态系统的蒸腾进行加权计算,以减小蒸腾 δ_T 的估算误差。

4.2 蒸散组分的拆分

不同来源水汽同位素组成差异为确定植物蒸腾对蒸散贡献的百分比提供了可能。本文通过假设植物处于同位素稳定状态和 Keeling plot 方程进行计算,栓皮栎生态系统在晴天中午蒸腾占蒸散的比例均在90%以上,结果与亚马逊盆地森林蒸腾占整个蒸散的76%—100%^[29]、麦田生态系统蒸腾占蒸散比例达到96%—98%^[30]和94%—99%^[9]相似,表明栓皮栎生态系统的蒸散来源于植物蒸腾。但是,在6:00—10:00和14:00—18:00栓皮栎生态系统蒸腾占蒸散比例比10:00—14:00低,可能原因有3个,一是这两个时间段正是蒸腾快速上升和下降时期,同位素处于不稳定态,导致 δ_T 计算存在误差;二是在较短的时间尺度上 Craig-Gordon 模型的主要控制因子是相对湿度^[16],6:00—10:00和14:00—18:00相对湿度变化幅度较大,易造成 δ_E 估算精度下降;三是 Keeling 曲线反映的是一个时段的平均状况^[4,10],6:00—10:00和14:00—18:00的水汽浓度与同位素比率之间的线性关系较低或不显著,Keeling plot 方程估算的蒸散 δ_{ET} 可能产生偏离。因此,要实现土壤蒸发 δ_E 和植物蒸腾 δ_T 的精确估计需要增加样本数量^[31],同时考虑同位素的非稳定态,精确计算时刻变化的叶片蒸腾水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ ^[25,32],对于 δ_{ET} 估算则需要与通量-廓线观测技术相结合来提高采样的频率。 δ_E 、 δ_T 和 δ_{ET} 测定数量的增加可以有效地减少二元线性混合模型的不确定性^[22,31]。

5 结论

本研究利用离轴积分腔输出光谱技术连续测定栓皮栎生态系统不同高度水汽浓度和 $\delta^{18}\text{O}$ 值,结果显示晴天中生态系统水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值呈现随高度增加而减小的变化规律,不同高度水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 值成相似的高-低-高的“V”型日变化,水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 最小值出现在12:00—18:00。利用 Keeling 方程估算的栓皮栎生态系统 δ_{ET} 值呈先升高后下降的变化,最大值出现在10:00—14:00。同位素分割结果显示10:00—14:00栓皮栎生态系统的蒸腾占蒸散比例达到90%以上,表明华北低丘山区栓皮栎生态系统的蒸散主要来源于植物蒸腾。

参考文献 (References):

- [1] 孙伟, 林光辉, 陈世革, 黄建辉. 稳定性同位素技术与 Keeling 曲线法在陆地生态系统碳/水交换研究中的应用. 植物生态学报, 2005, 29 (5): 851-862.
- [2] Flanagan L B, Comstock J P, Ehleringer J R. Comparison of modeled and observed environmental-influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in Phaseolus-Vulgaris L. Plant Physiology, 1991, 96(2): 588-596.
- [3] Wang X F, Yakir D. Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies. Hydrological Processes, 2000, 14(8): 1407-1421.
- [4] Yopez E A, Williams D G, Scott R L, Lin G H. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 119(1/2): 53-68.
- [5] Williams D G, Cable W, Hultine K, Hoedjes J C B, Yopez E A, Simonneaux V, Er-Raki S, Boulet G, de Bruin H A R, Chehbouni A, Hartogensis O K, Timouk F. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. Agricultural and Forest Meteorology, 2004, 125(3/4): 241-258.
- [6] 孙守家, 孟平, 张劲松, 黄辉, 万贤崇. 华北石质山区核桃-绿豆复合系统氮同位素变化及其水分利用. 生态学报, 2010, 30(14): 3717-3726.
- [7] 巩国丽, 陈辉, 段德玉. 利用稳定氢氧同位素定量区分白刺水分来源的方法比较. 生态学报, 2011, 31(24): 7533-7541.
- [8] Brunel J P, Simpson H J, Herczeg A L, Whitehead R, Walker G R. Stable isotope composition of water-vapor as an indicator of transpiration fluxes from rice crops. Water Resources Research, 1992, 28(5): 1407-1416.
- [9] 袁国富, 张娜, 孙晓敏, 温学发, 张世春. 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. 植物生态学报, 2010,

- 34(2): 170-178.
- [10] Xu Z, Yang H B, Liu F D, An S Q, Cui J, Wang Z S, Liu S R. Partitioning evapotranspiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements. *Botanical Studies*, 2008, 49(4): 351-361.
- [11] 郑秋红, 王兵. 稳定性同位素技术在森林生态系统碳水通量组分区分中的应用. *林业科学研究*, 2009, 22(1): 109-114.
- [12] Lee X H, Sargent S, Smith R, Tanner B. In situ measurement of the water vapor $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio for atmospheric and ecological applications. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2005, 22(5): 555-565.
- [13] Yakir D, Sternberg L D S L. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia*, 2000, 123(3): 297-311.
- [14] Cappa C D, Hendricks M B, DePaolo D J, Cohen R C. Isotopic fractionation of water during evaporation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2003, 108(D16), doi: 10.1029/2003JD003597.
- [15] Griffis T J, Lee X, Baker J M, Sargent S D, King J Y. Feasibility of quantifying ecosystem-atmosphere $\text{C}^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ exchange using laser spectroscopy and the flux-gradient method. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 135(1/4): 44-60.
- [16] Lee X H, Kim K, Smith R. Temporal variations of the $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ signal of the whole-canopy transpiration in a temperate forest. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, 21(3), doi: 10.1029/2006GB002871.
- [17] Lee H, Smith R, Williams J. Water vapour $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio in surface air in New England, USA. *Tellus Series B-chemical and Physical Meteorology*, 2006, 58(4): 293-304.
- [18] Lai C T, Ehleringer J R, Bond B J, Paw U K Y. Contributions of evaporation, isotopic non-steady state transpiration and atmospheric mixing on the $\delta^{18}\text{O}$ of water vapour in Pacific Northwest coniferous forests. *Plant, Cell and Environment*, 2006, 29(1): 77-94.
- [19] Welp L R, Lee X H, Kim K, Griffis T J, Billmark K A, Baker J M. $\delta^{18}\text{O}$ of water vapour, evapotranspiration and the sites of leaf water evaporation in a soybean canopy. *Plant Cell and Environment*, 2008, 31(9): 1214-1228.
- [20] Yezpe E A, Huxman T E, Ignace D D, English N B, Weltz J F, Castellanos A E, Williams D G. Dynamics of transpiration and evaporation following a moisture pulse in semiarid grassland: A chamber-based isotope method for partitioning flux components. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 132(3/4): 359-376.
- [21] Nickerson N, Risk D. Keeling plots are non-linear in non-steady state diffusive environments. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36(8), doi: 10.1029/2008GL036945.
- [22] Good S P, Soderberg K, Wang L X, Caylor K K. Uncertainties in the assessment of the isotopic composition of surface fluxes: a direct comparison of techniques using laser-based water vapor isotope analyzers. *Journal of Geophysical Research*, 2012, 117, D15301, doi: 10.1029/2011JD017168.
- [23] Harwood K G, Gillon J S, Griffiths H, Broadmeadow M S J. Diurnal variation of $\Delta^{13}\text{CO}_2$, $\Delta^{18}\text{O}^{16}\text{O}$ and evaporative site enrichment of $\delta\text{H}_2^{18}\text{O}$ in *Piper aduncum* under field conditions in Trinidad. *Plant, Cell and Environment*, 1998, 21(3): 269-283.
- [24] 罗伦, 余武生, 万诗敏, 周平. 植物叶片水稳定同位素研究进展. *生态学报*, 2013, 33(4): 1031-1041.
- [25] 温学发, 张世春, 孙晓敏, 于贵瑞. 叶片水 H_2^{18}O 富集的研究进展. *植物生态学报*, 2008, 32(4): 961-966.
- [26] Farquhar G D, Cernusak L A. On the isotopic composition of leaf water in the non-steady state. *Functional Plant Biology*, 2005, 32(4): 293-303.
- [27] Farquhar G D, Cernusak L A, Barnes B. Heavy water fractionation during transpiration. *Plant Physiology*, 2007, 143(1): 11-18.
- [28] Flanagan L B, Ehleringer J R. Stable isotope composition of stem and leaf water: application to the study of plant water use. *Functional Ecology*, 1991, 5(2): 270-277.
- [29] Moreira M Z, Sternberg L D S L, Martinelli L A, Victoria R L, Barbosa E M, Bonates L M, Nepstad D C. Contribution of transpiration to forest ambient vapour based on isotopic measurements. *Global Change Biology*, 1997, 3(5): 439-450.
- [30] Wang X F, Yakir D. Temporal and spatial variations in the oxygen-18 content of leaf water in different plant species. *Plant, Cell and Environment*, 1995, 18(12): 1377-1385.
- [31] Phillips D L, Gregg J W. Uncertainty in source partitioning using stable isotopes. *Oecologia*, 2001, 127(2): 171-179.
- [32] Kahmen A, Simonin K, Tu K P, Merchant A, Callister A, Siegwolf R, Dawson T E, Arndt S K. Effects of environmental parameters, leaf physiological properties and leaf water relations on leaf water $\delta^{18}\text{O}$ enrichment in different *Eucalyptus* species. *Plant, Cell and Environment*, 2008, 31(6): 738-751.