

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0019

PENG Wenli, ZHAO Liangju, XIE Cong, et al. Evapotranspiration partitioning of the *Picea crassifolia* forest ecosystem in the upper reaches of the Heihe River[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(2):629–640. [彭文丽, 赵良菊, 谢聪, 等. 黑河上游青海云杉森林生态系统蒸散发分割[J]. 冰川冻土, 2020, 42(2):629–640.]

黑河上游青海云杉森林生态系统蒸散发分割

彭文丽^{1,2}, 赵良菊^{1,2}, 谢 聪^{1,2}, 董玺莹^{1,2}, 刘全玉^{1,2,3},
李瑞峰^{1,2}, 潘昭烨^{1,2}

(1. 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室, 陕西 西安 710127; 2. 西北大学 城市与环境学院, 陕西 西安 710127;
3. 安康学院 旅游与资源环境学院, 陕西 安康 725000)

摘 要: 通过对黑河上游排露沟流域海拔2 700 m和2 900 m处青海云杉森林生态系统不同季节的土壤水、植物水和大气水汽等不同水体稳定氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)的测定, 运用Craig-Gordon模型、同位素稳态假设和Keeling Plot模型分别得出土壤蒸发、植物蒸腾和蒸散发的 $\delta^{18}\text{O}$, 结合多元线性混合模型将生态系统蒸散发分割为土壤蒸发和植物蒸腾。结果表明: 土壤蒸发水汽的 $\delta^{18}\text{O}_E$ 、植物蒸腾水汽的 $\delta^{18}\text{O}_T$ 及蒸散发水汽的 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 分别介于 $-35.9\text{‰} \sim -25.2\text{‰}$ 、 $-9.0\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$ 和 $-18.5\text{‰} \sim -10.2\text{‰}$ 之间, 三者顺序为 $\delta^{18}\text{O}_T > \delta^{18}\text{O}_{ET} > \delta^{18}\text{O}_E$, 满足同位素稳态假设。植物蒸腾对蒸散发的贡献率(f_T)在52.2%~88.4%之间变化, 土壤蒸发对蒸散发的贡献率(f_E)在11.6%~47.8%之间变化, f_T 远大于 f_E , 说明生态系统蒸散发大部分来自于植物蒸腾, 即植物蒸腾是青海云杉森林生态系统蒸散发的重要组成部分。 f_T 与气温呈负相关, 而与相对湿度呈正相关, 说明气温对 f_T 起抑制作用, 相对湿度对 f_T 起促进作用, 但是相关系数不高, 说明 f_T 在自然环境下还可能受除气温和相对湿度外的多种环境因素和生物因素综合影响, 具体影响机理有待进一步探究。本研究结果可为进一步研究黑河流域区域内循环和流域尺度水循环研究提供理论依据。

关键词: 黑河上游; 蒸散发分割; 土壤蒸发; 植物蒸腾

中图分类号: S715.4 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)02-0629-12

0 引言

陆地生态系统蒸散发是水分运动的重要过程, 也是能量平衡和全球生态系统水循环的重要组成部分, 占全球陆地降水的60%~65%^[1-2]。蒸散发包括土壤蒸发和植物蒸腾^[3-5], 不仅影响植物的生长发育, 还影响大气环流, 有调节气候的作用。蒸散发的各组分在干旱半干旱区环境中占据重要地位^[6], 蒸散发分割有助于更好地理解土壤-植物-大气系统的水汽交换过程, 有效揭示植被耗水状况和生态系统的蒸散过程^[7-9]。因此, 蒸散发分割对于明确区域水循环和生态水文过程具有极其重要的

意义。近年来, 蒸散发分割的研究得到广泛关注, 已有一些研究定量分割了不同生态系统的蒸散发^[10-11], 大多集中于草原^[12]、农田^[13]和灌木^[14]等低海拔区生态系统的研究。相对于草本和农作物, 乔木树形高大, 需要野外定位观测, 加之森林生态系统异质性高, 结构复杂, 因此中国关于高海拔山区森林生态系统实测蒸散发及土壤蒸发和植物蒸腾对蒸散发的贡献率数据较少, 对高海拔山区水循环和生态水文过程影响的认识相对匮乏^[15-16]。

目前, 有关蒸散发分割的研究方法主要有水量平衡法、微气象学法、双源模型法和空气动力学法

收稿日期: 2019-08-16; 修订日期: 2020-02-19

基金项目: 国家重点研发计划项目课题“变化环境下西北内陆区多尺度水循环过程与系统模拟”(2017YFC0404302); 国家自然科学基金项目(41730751; 41571025; 41771028)资助

作者简介: 彭文丽(1993—), 女, 甘肃张掖人, 2017年在石河子大学获学士学位, 现为西北大学在读硕士研究生, 从事同位素生态水文研究. E-mail: wlpengnwu@163.com

通信作者: 赵良菊, 教授, 从事干旱半干旱区水循环、水环境及生态水文过程研究. E-mail: zhlij@nwnu.edu.cn.

等^[17-20]。然而,由于时间和空间尺度限制以及参数不易确定等问题,结果准确度相对不高。自然环境中水的稳定氢同位素(H^1 和 H^2)和氧同位素(^{16}O 和 ^{18}O)是水文循环、生态过程和古气候研究强有力的示踪剂^[21], ^{18}O 稳定同位素贯穿于生态系统复杂的生物、物理、化学过程中,因此能够在时间和空间尺度上整合反应生物生理生态过程对外界环境条件变化的响应^[22],已有一些研究基于稳定同位素将蒸散发成功分割^[23-25]。水的稳定同位素在蒸发和蒸腾的水汽物相变化过程中会发生平衡分馏和动力学分馏效应,使土壤蒸发水汽的同位素组成发生贫化,植物蒸腾水汽的同位素组成发生富集,但当蒸腾作用较强或蒸腾处于同位素稳态时,蒸腾水汽的同位素组成接近植物木质部水的同位素组成^[26],因此高度分馏的土壤蒸发和分馏较低的植物蒸腾的氧同位素组成存在明显差异,这成为生态系统蒸散发分割的理论依据^[27-28]。依据1961年Keeling经过大量试验结果可知,Keeling Plot模型描述了大气水汽的氧同位素组成与其浓度倒数之间的线性关系,可用来拟合蒸散发,其曲线在y轴上的截距即表示蒸散发氧同位素组成^[22,29],结合多元线性混合模型,即可对蒸散发进行分割,分别确定土壤蒸发和植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率。在黑河上游森林生态系统中,土壤蒸发和植物蒸腾产生的水汽对区域降水贡献很大^[30],当前对于内陆河流域高海拔山区典型植被带内进行的水文、生态综合研究还比较基础。为此,本文对黑河流域高海拔山区森林生态系统的蒸散发及其各组分进行估算,并对土壤蒸发和植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率进行研究,旨在进一步揭示森林生态系统蒸散发的主要组成,增强对区域水汽内循环和生态水文过程的理解,为气候变化背景下干旱半干旱区森林生态系统建设与管理提供参考和科学依据^[31-33]。

1 研究区概况

黑河流域地处西北内陆,源于祁连山北麓中段八一冰川,流域面积近 $14.29 \times 10^4 \text{ km}^2$,是我国西北干旱区第二大内陆河流域^[34]。研究区位于黑河流域上游的排露沟流域($100^\circ 17' 06'' \sim 100^\circ 18' 26'' \text{ E}$, $38^\circ 31' 52'' \sim 38^\circ 33' 37'' \text{ N}$),流域面积 2.73 km^2 ,长 4.25 km ,纵坡比降 $1:4.19$,海拔 $2\,600 \sim 3\,800 \text{ m}$ 。气候主要受中高纬度西风带环流和极地冷气团影响,干燥且降水年内分配不均,属于高寒半干旱山

地森林草原气候,年均日照时数 $1\,893 \text{ h}$ 左右,日辐射总量 $110.28 \text{ kW} \cdot \text{m}^2$,流域年均气温 $-0.6 \sim 2.0 \text{ }^\circ\text{C}$,平均相对湿度 60% ,年降水量 $300 \sim 600 \text{ mm}$,其中 60% 以上集中在 $6 \sim 9$ 月,蒸发量为 $1\,052 \text{ mm}$,无霜期达 $90 \sim 120 \text{ d}$ 。土壤类型主要为栗钙土,土层较薄,以粉沙为主。流域森林总面积为 168.3 hm^2 ,覆被率达 65% ,阳坡为山地草原,斑块分布着祁连圆柏(*Sabina przewalskii*),阴坡为斑块森林景观,在海拔 $2\,600 \sim 3\,300 \text{ m}$,乔木青海云杉(*Picea crassifolia*)为优势树种,呈斑块状或条状分布在阴坡和半阴坡地带,与阳坡草地犬齿交错分布,属于排露沟流域的典型植被带,在涵养水源、保持水土、改善生态环境、保持生态平衡等方面起着重要作用^[34-35]。灌木主要有金露梅(*Potentilla fruticosa*)、鬼箭锦鸡儿(*Caragana jubata*)和吉拉柳(*Salix atrata*)等,草本主要有珠芽蓼(*Polygonum viviparum*)和针茅(*Stipa ssp.*)等^[35-36]。

2 研究方法

2.1 样品采集方法

在黑河上游排露沟流域,分别于2011年6月底在海拔 $2\,700 \text{ m}$ 处(S1)、2011年6月底和9月初在海拔 $2\,900 \text{ m}$ 处(S2)选择具有代表性的无人工干扰样点(图1),在植物生长旺季典型晴天进行逐小时土壤样品、植物样品以及大气水汽样品的采集。具体采样方法如下。

土壤样品采集:在所选样地的无破坏表层,逐小时分别采集 $0 \sim 5 \text{ cm}$ 和 $5 \sim 10 \text{ cm}$ 深度的浅层土壤样品(每次2个重复),迅速装入样品瓶中并用Parafilm封口膜进行密封,带回实验室冷冻,用于土壤水分提取。

植物样品采集:在土壤样品对应采样点选择长势较好的优势植物,逐小时选取 $3 \sim 4$ 棵具有代表性的植物取其枝条进行混合(每次2个重复),快速装入样品瓶中并用Parafilm封口膜进行密封,带回实验室冷冻,用于植物水分提取。

大气水汽样品采集:在上述土壤和植物样品对应采样点,采用低温冷却系统^[25]收集近地面和树冠大气水汽样品。分别在距地面 0.5 m 和 $15 \sim 20 \text{ m}$ 高度搭取样架采样,将玻璃蒸气阱置于装有酒精液氮混合液的杜瓦瓶中,温度保持在 $-70 \text{ }^\circ\text{C}$ 左右,利用低吸附性的导管从 0.5 m 和 $18 \sim 20 \text{ m}$ 处抽取空气,使空气缓慢通过玻璃蒸气阱时让水蒸气全部凝

结, 之后将冷阱从杜瓦瓶中移出, 随即密封, 室温下解冻后快速转移到 2 mL 样品瓶中, 用于测定大气水汽氧同位素组成。

微气象数据气象资料由中国科学院西北生态环境资源研究院黑河上游生态-水文试验研究站提供。

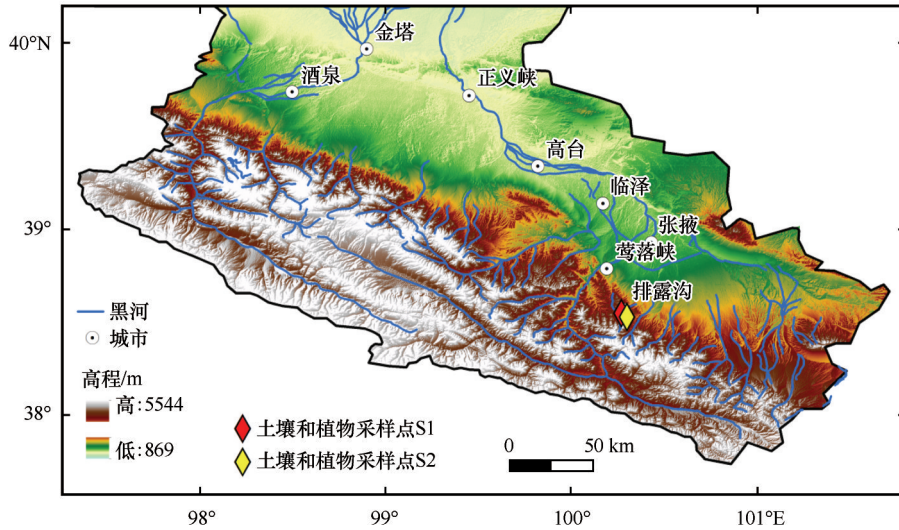


图1 研究区域及采样点

Fig. 1 Map showing the Heihe River basin and sampling sites

2.2 水分提取与样品分析方法

本文所采集样品用低温真空蒸馏法^[37]提取样品中的水分, 具体仪器采用中国科学院西北生态环境资源研究院内陆河流域生态水文重点实验室自制的真空抽提仪器抽取土壤和植物样品中的水分, 其原理与国际上流行的低温真空抽提装置^[38]一致。不同水体的氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}$)在中国科学院内陆河流域生态水文重点实验室同位素实验室测定。水样在 Isoprime-PyrOH 高温裂解-还原炉中反应后在 Isoprime 质谱仪上进行 $\delta^{18}\text{O}$ 在线测定, 测定误差小于 0.5‰, 测定结果以用 V-SMOW 校正^[39]。

2.3 数据分析方法

土壤蒸发水汽稳定同位素组成(δ_{E})可用 Craig-Gordon 模型来计算^[40-41], 公式如下:

$$\delta_{\text{E}} = \frac{\alpha^* \delta_{\text{S}} - h \delta_{\text{V}} - \varepsilon^* - (1-h) \varepsilon_{\text{k}}}{(1-h) + (1-h) \varepsilon_{\text{k}}/1000} \quad (1)$$

式中: δ_{S} 为土壤蒸发表面液态水的稳定同位素组成 (0~10 cm 土壤水平均稳定同位素组成); δ_{V} 为近地面大气水汽的稳定同位素组成; h 为大气水汽的相对湿度^[42]; ε^* 是平衡分馏效应, 计算为 $\varepsilon^* = (1-\alpha^*) \times 1000$; ε_{k} 是动力学分馏系数, 氧气约为 18.9‰^[43]; α^* (<1) 是与温度相关的平衡分馏系数 (此处表示为气相与液相同位素比的比率), 可根据土壤温度计算^[44]。在本文中, $\alpha^* < 1$ 且 $\alpha^* = 1/\alpha^{+ [40]}$; α^{+} 可以用 Ma-

joubert^[44]提供的公式计算:

$$\delta^{18}\text{O}\alpha^{+} = \frac{1.137 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 0.4156 \left(\frac{10^3}{T} \right) - 2.0667}{1000} + 1 \quad (2)$$

$$D\alpha^{+} = \frac{24.844 \left(\frac{10^6}{T^2} \right) - 76.248 \left(\frac{10^3}{T} \right) + 52.612}{1000} + 1 \quad (3)$$

式中: T 为 5 cm 深度处的土壤开尔文温度 (K)。

植物根系吸收土壤水后, 水分在植物蒸腾之前一般不发生同位素分馏作用, 但当水分到达叶片后, 会产生动力分馏和热力分馏效应, 因此当蒸腾作用较强时, 植物叶片水处于“同位素稳态”, 通常被认为不发生氧同位素分馏作用^[45]。因此, 可以用植物木质部水稳定同位素组成(δ_{x})代表植物蒸腾水汽稳定同位素组成(δ_{r})^[46-47]。本文基于氧同位素稳态假设, 用青海云杉木质部水的氧同位素组成来代表植物蒸腾水汽的氧同位素组成。

Keeling Plot 模型描述了大气水汽的氧同位素组成与其浓度倒数之间的线性关系, 用来拟合蒸散发氧同位素组成, 其曲线在 y 轴上的截距即表示蒸散发氧同位素组成(δ_{ET})^[22,29]:

$$\delta_{\text{V}} = C_{\text{a}} \left(\delta_{\text{a}} - \delta_{\text{ET}} \right) \frac{1}{C_{\text{v}}} + \delta_{\text{ET}} \quad (4)$$

式中: δ_{V} 和 δ_{a} 分别为生态系统边界层和背景大气水汽氧同位素组成 (‰); C_{v} 和 C_{a} 分别为生态系统边界层和背景大气水汽浓度, δ_{ET} 为生态系统蒸散发氧同

位素组成。

土壤蒸发和植物蒸腾对蒸散发的贡献率基于同位素质量守恒原理运用多元线性混合模型来确定^[21-22,29]：

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

$$f_T = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \times 100\% \quad (6)$$

式中： f_E 和 f_T 分别是土壤蒸发和植物蒸腾对蒸散发的贡献率(%)。

3 结果分析

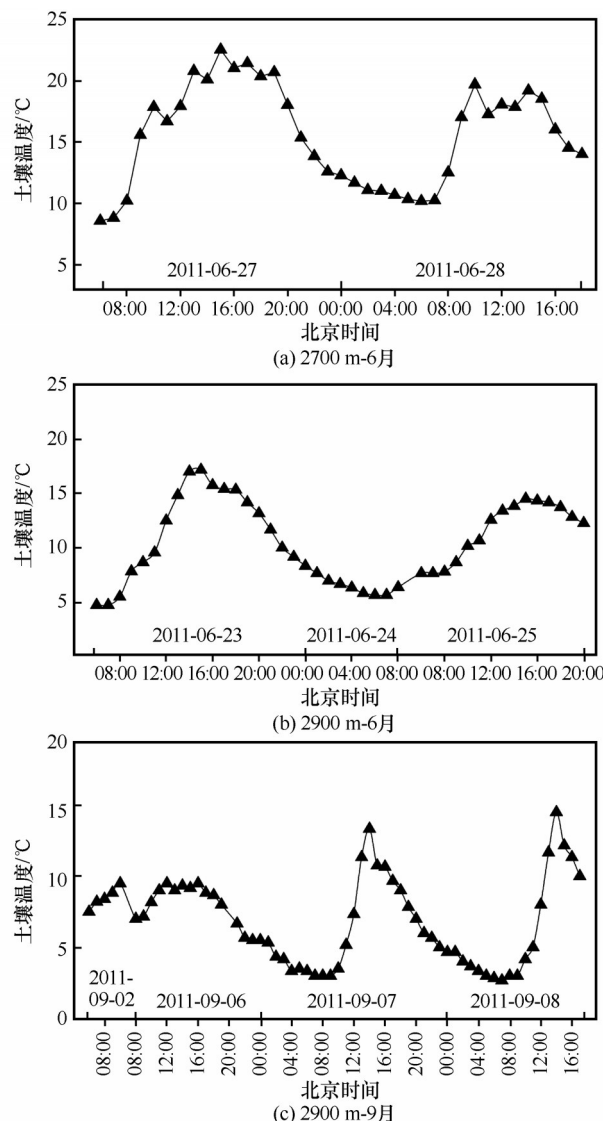
3.1 土壤温度和气象要素

本文土壤蒸发氧同位素组成运用Craig-Gordon模型来计算,土壤温度是模拟土壤蒸发氧同位素组成($\delta^{18}O_E$)的重要参数之一^[40-41]。Craig-Gordon模型采用5 cm土壤温度数据,黑河上游青海云杉森林生态系统土壤温度变化如图2所示。

图2显示,青海云杉森林生态系统2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月土壤温度分别介于8.57~22.5℃、4.7~17.2℃和2.7~11.5℃,平均值分别为15.51℃、10.5℃和6.9℃,土壤温度整体呈现2 700 m-6月土壤温度>2 900 m-6月土壤温度>2 900 m-9月土壤温度。2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月土壤温度呈现相似的日变化趋势,08:00(北京时间,下同)左右土壤温度最低,14:00左右土壤温度最高。土壤温度因海拔和季节的不同而有差异,相同季节不同海拔,6月(夏季)土壤温度在海拔2 700 m处高于海拔2 900 m处,海拔越低土壤温度越高;相同海拔不同季节,海拔2 900 m处土壤温度6月高于9月(秋季),夏季土壤温度高于秋季。

气温通过对水分及植被体内酶活性等来影响植被生理活动,相对湿度对土壤表面液态水同位素组成也有一定影响。因此,气温和相对湿度都是蒸散发分割的重要影响因子。青海云杉森林生态系统气温和相对湿度变化如图3所示。

图3显示,青海云杉森林生态系统2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月气温分别介于10.0~23.2℃、4.0~20.0℃和-0.04~12.43℃,平均气温分别为16.6℃、11.5℃和6.3℃,气温整体呈现2 700 m-6月气温>2 900 m-6月气温>2 900 m-9月气温。2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月相对湿度分别介于19.8%~72.2%、



注:横坐标按几个监测日顺序排列出整点时间,监测日分别为2011年9月2日、9月6日、9月7日和9月8日在海拔2 900 m处(S2)进行样品采集,2011年6月23日、6月24日和6月25日在海拔2 900 m处(S2)进行样品采集,6月27日和6月28日在海拔2 700 m处(S1)进行样品采集,其他类似均参考此解释

图2 5 cm深度的土壤温度日变化

Fig. 2 Hourly variations of soil temperature in 5 cm depth

25%~96.5%和39.8%~91.1%,平均值分别为42.5%、59.9%和74.3%,相对湿度整体呈现2 900 m-9月相对湿度>2 900 m-6月相对湿度>2 700 m-6月相对湿度。

2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月气温和相对湿度均呈现相反的日变化趋势。08:00左右气温最低,相对湿度最高;14:00左右气温最高,相对湿度最低。

气温和相对湿度均因海拔和季节的不同而有差异。相同季节不同海拔,6月(夏季)气温在海

拔 2 700 m 处高于 2 900 m 处, 相对湿度在海拔 2 700 m 处低于海拔 2 900 m 处, 海拔越高气温越低, 相对湿度越高; 相同海拔不同季节, 在海拔

2 900 m 处气温 6 月高于 9 月(秋季), 相对湿度 6 月低于 9 月, 夏季气温高于秋季, 相对湿度低于秋季。

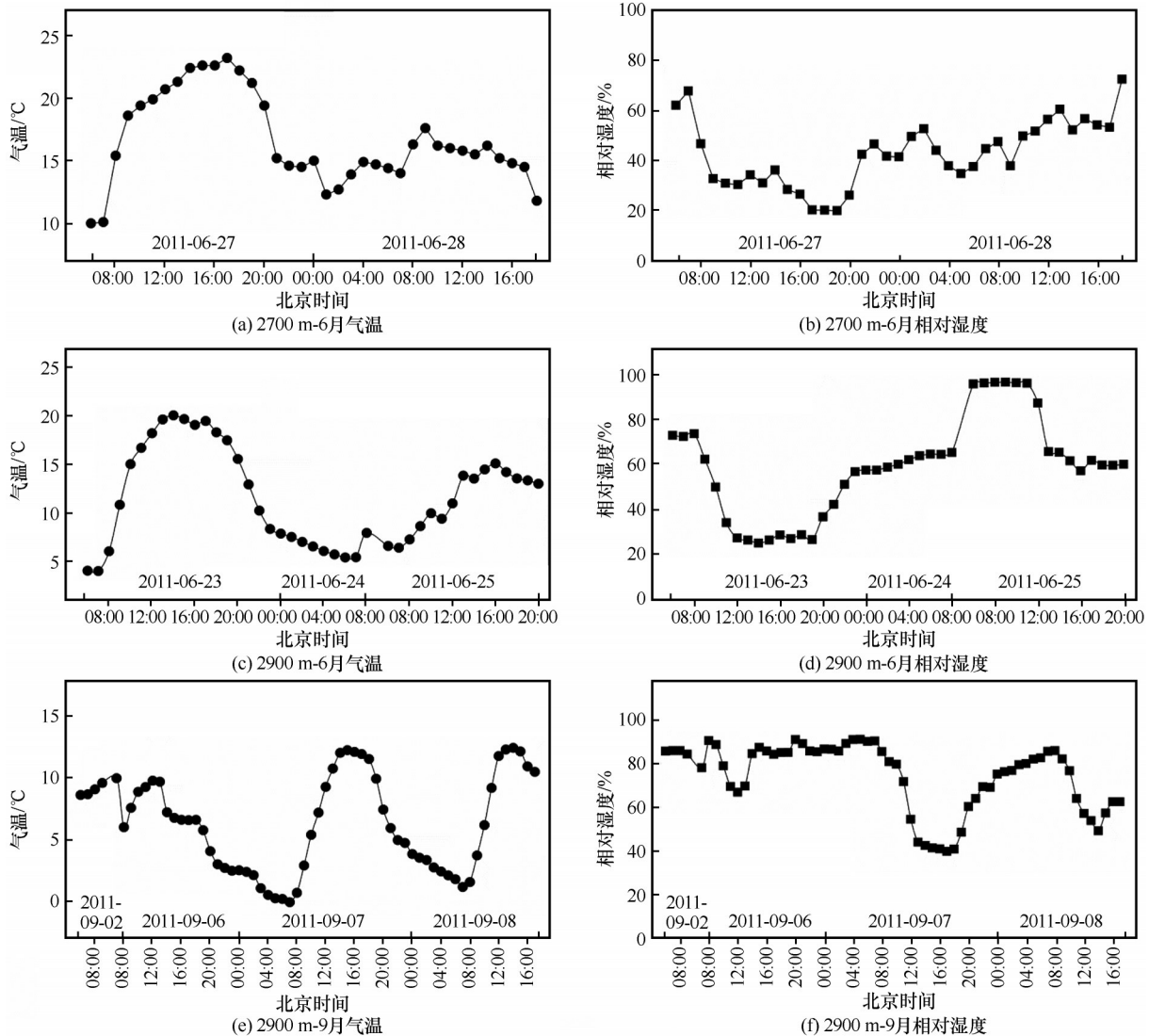


图3 气温和相对湿度的变化

Fig. 3 Hourly variations of air temperature (a) and relative humidity (b)

3.2 不同来源水体的 $\delta^{18}\text{O}$ 比较

将浅层土壤水(0 ~ 10 cm 土层的土壤水)氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_s$)、植物木质部水氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_x$)和大气水汽氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_v$)进行对比显示(图4), 在黑河上游青海云杉森林生态系统中, 2 700 m-6 月的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 、 $\delta^{18}\text{O}_x$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 分别介于 -4.3‰ ~ 0.46‰ 、 -7.0‰ ~ -4.2‰ 、 -16.7‰ ~ -7.0‰ (图4a), 2 900 m-6 月的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 、 $\delta^{18}\text{O}_x$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 分别介于 -7.6‰ ~ -4.7‰ 、 -9.0‰ ~ -6.3‰ 和 -17.7‰ ~ -12.1‰ (图4b), 2 900 m-9 月的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 、 $\delta^{18}\text{O}_x$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 分别介于 -9.2‰ ~ -4.9‰ 、

-8.8‰ ~ -6.6‰ 和 -15.0‰ ~ -10.8‰ (图4c)。显而易见, $\delta^{18}\text{O}_s$ 、 $\delta^{18}\text{O}_x$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 因水体类型、海拔和季节的不同而存在显著差异, 整体呈现出 $\delta^{18}\text{O}_s > \delta^{18}\text{O}_x > \delta^{18}\text{O}_v$, 这为生态系统蒸散发分割提供了良好的前提和依据^[27-28, 48]。

3.3 土壤蒸发、植物蒸腾和生态系统蒸散发氧同位素组成比较

运用Craig-Gordon模型、同位素稳态假设以及Keeling Plot模型方法分别得出土壤蒸发、植物蒸腾和生态系统蒸散发的氧同位素组成, 并将结果进行比较(表1和图6)。

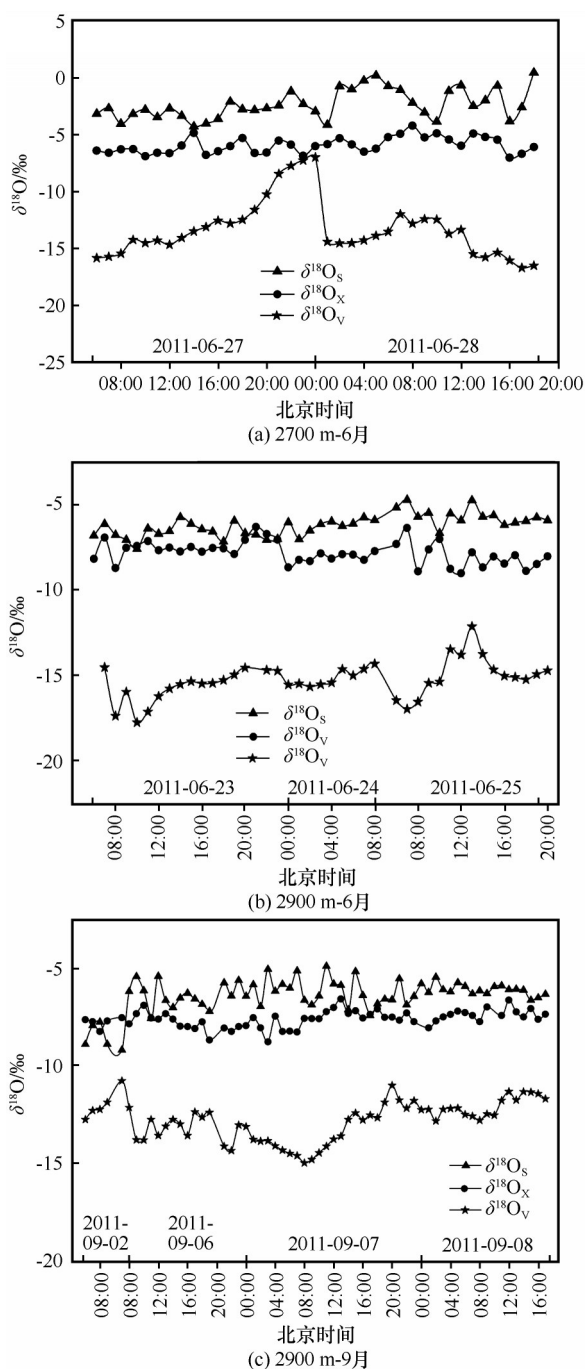


图4 青海云杉森林生态系统 $\delta^{18}\text{O}_s$ 、 $\delta^{18}\text{O}_x$ 和 $\delta^{18}\text{O}_v$ 的对比

Fig. 4 Hourly variations of $\delta^{18}\text{O}$ in shallow soil water, plant xylem water and atmospheric water vapor of *Picea crassifolia* forest ecosystem

表层0~5 cm和5~10 cm的土壤水氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_s$)变化较大,氧同位素富集明显,而10 cm以下土层 $\delta^{18}\text{O}_s$ 相对变化较小,说明土壤蒸发主要发生在0~10 cm层次,因此本文选择0~10 cm浅层土壤水的平均氧同位素组成来代表公式(2)中的 δ_s 。借助Craig-Gordon模型计算土壤蒸发氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_E$)需要的参数(表1)及结果显示(图6),

2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月的 $\delta^{18}\text{O}_E$ 分别介于 $-35.0\text{‰} \sim -25.2\text{‰}$ 、 $-35.9\text{‰} \sim -30.4\text{‰}$ 和 $-33.2\text{‰} \sim -29.0\text{‰}$,而2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 分别介于 $-4.3\text{‰} \sim 0.46\text{‰}$ 、 $-7.6\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$ 和 $-9.2\text{‰} \sim -4.9\text{‰}$ (图4), $\delta^{18}\text{O}_E$ 小于 $\delta^{18}\text{O}_s$,即 $\delta^{18}\text{O}_E < \delta^{18}\text{O}_s$,这说明土壤水在蒸发过程中发生明显的同位素分馏,土壤表层液态水氧同位素明显富集,土壤蒸发氧同位素组成发生明显贫化作用,这与Yepez等^[45]、袁国富等^[25]研究结果相一致。

基于同位素稳态假设,用青海云杉木质部水氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_x$)表示了植物蒸腾氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_T$),结果显示(图6),2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月的 $\delta^{18}\text{O}_T$ 分别介于 $-7.0\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$ 、 $-9.0\text{‰} \sim -6.3\text{‰}$ 和 $-8.8\text{‰} \sim -6.6\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_T$ 整体介于 $-9.0\text{‰} \sim -4.2\text{‰}$ 。

本文采用Keeling Plot模型来拟合了生态系统蒸散发氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_{ET}$),因为Keeling Plot模型显示了大气水汽氧同位素组成与水汽浓度倒数之间显著的相关性,但是不同时间段拟合的 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 是有差异的,这表明采用Keeling Plot模型分割通量时,需谨慎选择采样时间。因此本文分别用上午(06:00~11:00)和下午(11:00~20:00)的结果对 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 进行了拟合(图5)。

图5中拟合结果显示,2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月的 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 分别为 -18.5‰ 、 -12.9‰ 和 -10.2‰ , $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 整体介于 $-18.5\text{‰} \sim -10.2\text{‰}$ 。将 $\delta^{18}\text{O}_E$ 、 $\delta^{18}\text{O}_T$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 进行对比(图6)发现三者差异显著,2 700 m-6月、2 900 m-6月和2 900 m-9月均显示 $\delta^{18}\text{O}_T$ 最高, $\delta^{18}\text{O}_E$ 最低, $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 介于 $\delta^{18}\text{O}_E$ 和 $\delta^{18}\text{O}_T$ 之间,即 $\delta^{18}\text{O}_T > \delta^{18}\text{O}_{ET} > \delta^{18}\text{O}_E$ 。同位素稳态下高度分馏的 $\delta^{18}\text{O}_E$ 、分馏较低的 $\delta^{18}\text{O}_T$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 存在明显差异,这满足同位素稳态假设,也是生态系统蒸散发良好分割的理论依据^[27-28,48]。

3.4 土壤蒸发和植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率

基于同位素质量守恒原理,运用多元线性混合模型,对黑河上游青海云杉森林生态系统蒸散发进行分割,分别得到土壤蒸发和植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率(f_E 和 f_T)(表1)。

从表1可以看出,在黑河上游青海云杉森林生态系统中,植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率 f_T 在52.2%~88.4%之间,土壤蒸发对生态系统蒸散

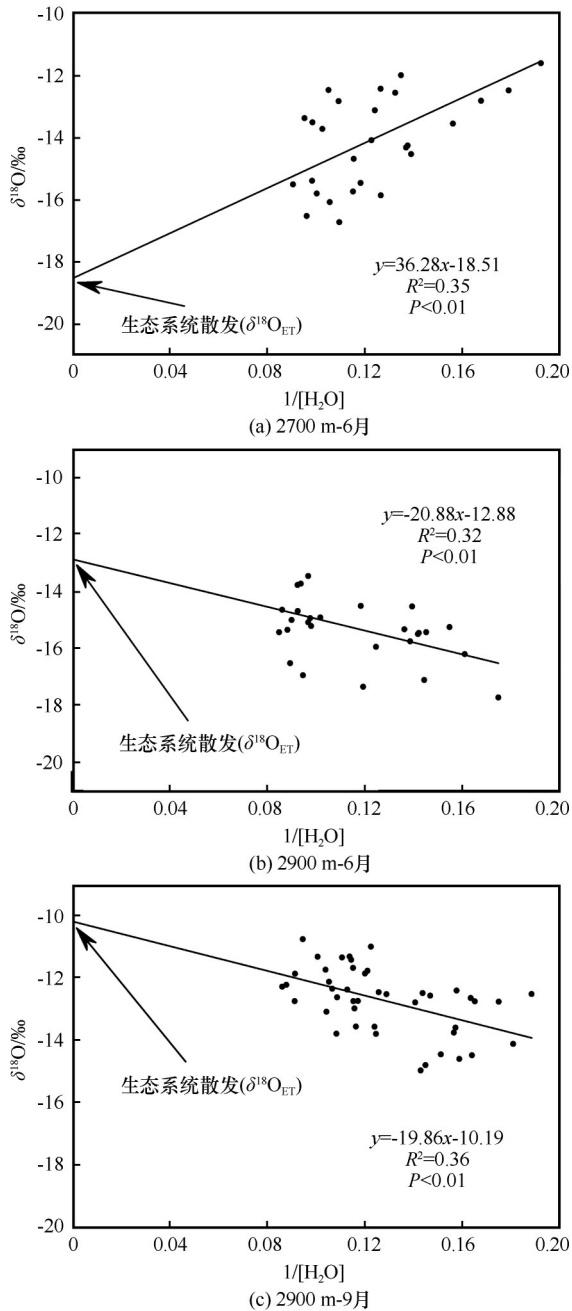


图5 基于 Keeling Plot 模型得到生态系统蒸散发氧同位素组成($\delta^{18}\text{O}_{\text{ET}}$)

Fig. 5 Oxygen isotope compositions of ecosystem evapotranspiration ($\delta^{18}\text{O}_{\text{ET}}$) based on Keeling Plot model

发的贡献率 f_{E} 在 11.6% ~ 47.8% 之间, f_{T} 远大于 f_{E} , 这表明黑河上游青海云杉森林生态系统蒸散发绝大部分来自植物蒸腾, 植物蒸腾是黑河上游青海云杉森林生态系统蒸散发的重要组成部分。

f_{T} 在上午 (06:00 - 11:00) 和下午 (11:00 - 20:00) 无显著差异, 但因季节和海拔的不同而有区别。相同季节不同海拔, 6 月 (夏季) 海拔 2900 m 处 f_{T} 高于海拔 2700 m 处 f_{T} ; 相同海拔不同季节, 海

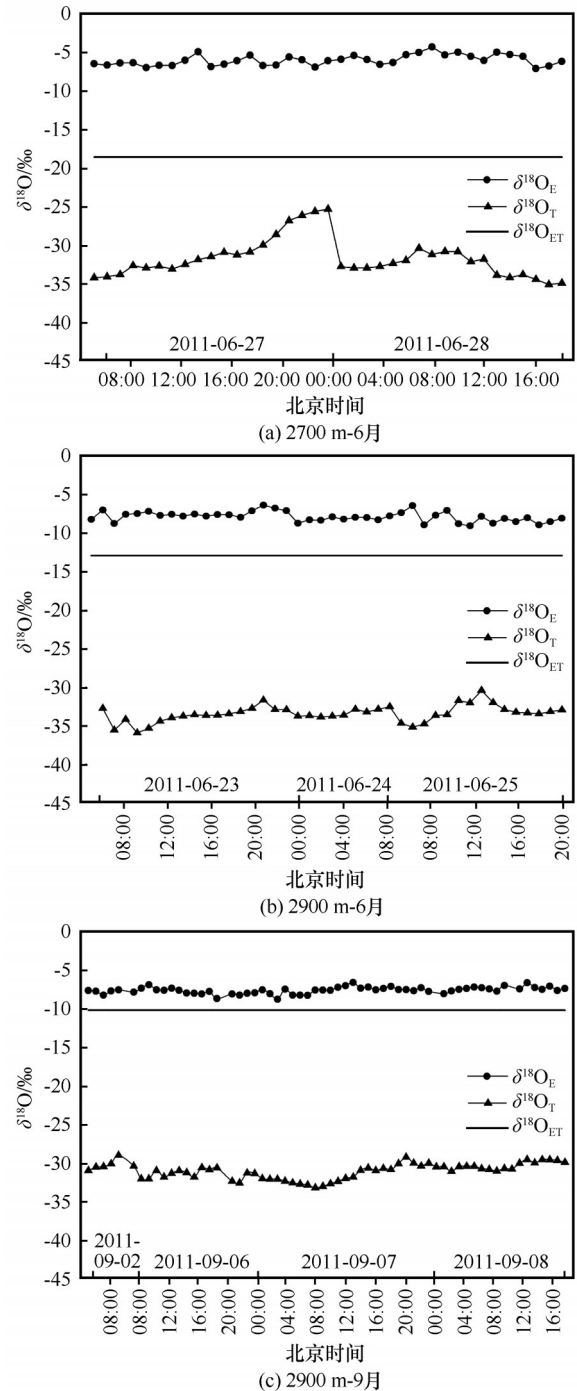


图6 青海云杉森林生态系统 $\delta^{18}\text{O}_{\text{E}}$ 、 $\delta^{18}\text{O}_{\text{T}}$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ET}}$ 的对比
Fig. 6 Hourly variations of $\delta^{18}\text{O}$ in evaporation, transpiration and ecosystem evapotranspiration of *Picea crassifolia* forest ecosystem

拔 2900 m 处 9 月 (秋季) f_{T} 高于 6 月 (夏季) f_{T} , f_{T} 随着气温的升高和海拔的降低而降低, 不同季节和海拔较大的差异是气温和相对湿度, 因此将植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率 f_{T} 与气温 (图 7a、7c 和 7e) 和相对湿度 (图 7b、7d 和 7f) 之间的相关关系做进一步探讨发现, 除 2900 m-6 月 f_{T} 与气温 ($R^2 =$

表1 土壤蒸发和植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率

Table 1 Contribution rate of evaporation and plant transpiration to ecosystem evapotranspiration

海拔-月份	研究时段	$T_s/^{\circ}\text{C}$	$H/\%$	$\alpha^{+18}\text{O}$	$\alpha_k^{18}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}_s$	$\delta^{18}\text{O}_v$	$\delta^{18}\text{O}_e$	$\delta^{18}\text{O}_t$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{ET}}$	$f_t/\%$	$f_e/\%$
2 700 m-6月	06:00 – 11:00	12.3	44.8	1.011	1.019	-2.6	-14.2	-32.5	-5.7	-18.5	52.2	47.8
	11:00 – 20:00	16.8	40.4	1.011	1.019	-2.5	-14.0	-32.3	-6.0	-18.5	52.5	47.5
	平均值	14.5	42.6	1.011	1.019	-2.6	-14.1	-32.4	-5.9	-18.5	52.3	47.7
2 900 m-6月	06:00 – 11:00	6.9	80.7	1.011	1.019	-6.2	-15.4	-33.6	-7.7	-12.9	79.9	20.1
	11:00 – 20:00	12.5	56.2	1.011	1.019	-6.1	-14.4	-32.6	-8.0	-12.9	80.1	19.9
	平均值	9.7	68.5	1.011	1.019	-6.2	-14.9	-33.1	-7.9	-12.9	80.0	20.0
2 900 m-9月	06:00 – 11:00	5.2	64.9	1.011	1.019	-6.7	-13.0	-31.2	-7.4	-10.2	88.2	11.8
	11:00 – 20:00	8.5	60.1	1.011	1.019	-6.4	-12.4	-30.7	-7.5	-10.2	88.4	11.6
	平均值	6.9	62.5	1.011	1.019	-6.6	-12.7	-30.5	-7.5	-10.2	88.3	11.7

注： T_s 为5 cm深度处的土壤开尔文温度（K）， H 为大气水汽的相对湿度， $\alpha^{+18}\text{O}$ 是与温度相关的平衡分馏系数（此处表示为气相与液相同位素比的比率）， $\alpha_k^{18}\text{O}$ 为动力学分馏系数， $\delta^{18}\text{O}_v$ 、 $\delta^{18}\text{O}_e$ 、 $\delta^{18}\text{O}_t$ 和 $\delta^{18}\text{O}_{\text{ET}}$ 分别代表大气水汽、土壤蒸发水汽、植物蒸腾水汽和生态系统蒸散发水汽的 $\delta^{18}\text{O}$ 。

0.02, $P = 0.47$)和 f_t 与相对湿度($R^2 = 0.02$, $P = 0.29$)无显著相关关系外(图7c和7d), 2 700 m-6月和2 900 m-9月 f_t 与气温之间呈显著负相关关系(图7a和7e), 但是相关系数不高($P < 0.01$, R^2 分别为0.16和0.31), 2 700 m-6月和2 900 m-9月 f_t 与相对湿度之间呈显著正相关关系(图7b和7f), 相关系数同样不高($P < 0.01$, R^2 分别为0.24和0.40), 说明在黑河上游青海云杉森林生态系统中气温对 f_t 起抑制性作用, 相对湿度对 f_t 起促进性作用, 但是这两种作用对 f_t 影响并不强烈, 这可能是因为 f_t 在自然环境下还受除气温和相对湿度外多种因素综合影响, 气温和相对湿度并不是 f_t 的唯一控制因素, 具体影响机理有待进一步探究。

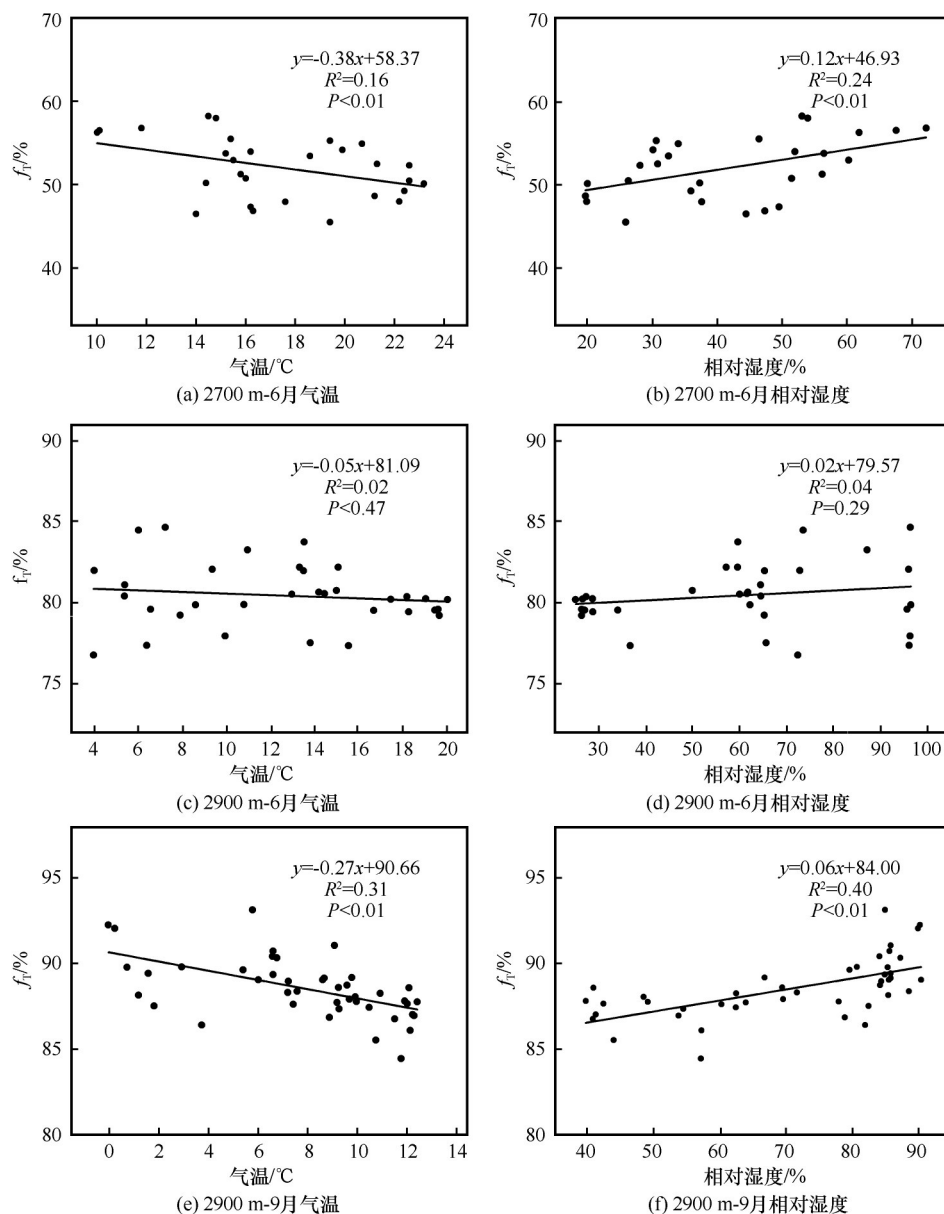
4 讨论

近年来, 蒸散发分割的研究广受关注, 已有一些研究定量分割了不同生态系统的蒸散发^[10-11]。Craig-Gordon模型存在众多参数, 相对湿度是其重要控制参数。袁国富等^[25]提出, 相对湿度对土壤蒸发氧同位素组成影响十分明显, 相对湿度越大, 土壤蒸发的同纬度分馏作用就越明显, 土壤蒸发氧同位素组成从而越低; 刘璐等^[49]研究发现, 土壤蒸发和相对湿度关系为 $\delta_e = -0.03H^2 + 4.85H - 209.5$ ($R^2 = 0.55$, $n = 32$), 表明环境大气相对湿度对土壤蒸发水汽同位素分馏效应影响明显, $H > 75\%$ 时, 相对湿度越大, 土壤蒸发水汽的同位素比越低, $H < 75\%$ 时, 相对湿度越小, 同位素分馏效应越弱。因此相对湿度会影响土壤蒸发氧同位素组成的精确性, 可以通过增加样本数量以减小带来的

估算误差, 提高准确性。因此本文土壤蒸发氧同位素组成采用37~63个样本, 以降低误差, 提高估算的准确性, 最终土壤蒸发氧同位素组成模拟良好。

气温和相对湿度等气象要素对土壤蒸发、植物蒸腾作用具有显著影响, 蒸散发及其各组分日变化复杂, 同位素稳态假设要求植物蒸腾达到最强, 因此背景环境是一个关键性因素。同位素稳态假设用植物木质部水氧同位素组成代替了植物蒸腾氧同位素组成, 植物根系从土壤中吸收的水分在到达叶片之前一般不发生同位素分馏效应^[50-52], 但在自然条件下植物蒸腾时, 叶片水同位素会发生热力学平衡分馏、动力学分馏和植物生化分馏。此外, 气压、气温、相对湿度和风速的变化均会使植物蒸腾速率快速上升或下降, 同位素一般处于非稳定状态, 用植物木质部水氧同位素组成代替植物蒸腾氧同位素组成存在一定误差, 只有在数日或数周等更长时间尺度上和蒸腾作用较为强烈时这种替代才更为准确。本文根据植物木质部水同位素组成可以看出, 选择上午(06:00 – 11:00)和下午(11:00 – 20:00)时段较好的来代替植物蒸腾氧同位素组成, 选择6月和9月多日晴天, 结果更为准确。

用Keeling Plot模型拟合蒸散发氧同位素组成时, 一方面默认了生态系统边界层大气只由大气水汽和蒸散发水汽两部分组成且稳定, 实际上气温、大气湍流和大气水汽浓度等气象要素都容易使生态系统与外界进行水汽交换, 另一方面短时间内Keeling Plot模型模拟出的是这段时间内蒸散发的平均状况^[29,47]。因此Keeling Plot模型拟合生态系统蒸散发氧同位素组成可能产生误差, 可以通过增加

图7 f_T 与气温和相对湿度相关关系Fig. 7 Correlations of f_T with air temperature (a, c, e) and relative humidity (b, d, f)

样本数量等方法来减小误差,提高蒸散发拟合的准确性。本文蒸散发氧同位素组成采用37~63个样本来提高准确性以降低误差,时段选择上午(06:00–11:00)和下午(11:00–20:00)进行拟合,更为精确。

在亚洲、欧洲、非洲、南美以及大洋洲,农田、草地、林地和水田等不同类型的生态系统,植物蒸腾对蒸散发的贡献率(f_T)范围不同^[31],林地 f_T 大概在50%~100%之间,本文研究植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率 f_T 结果在52.2%~88.4%之间变化,处于全球值范围之内。植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献 f_T 远大于 f_E ,这表明黑河上游青海云杉

森林生态系统蒸散发绝大部分来自植物蒸腾,植物蒸腾是生态系统蒸散发的主要组成部分。研究结果旨在进一步揭示森林生态系统蒸散发耗水特征,增强对区域水循环和生态水文过程的理解,为区域森林生态系统建设与管理提供参考和科学依据^[31–33]。

本文通过对植物蒸腾对生态系统蒸散发的贡献率 f_T 与气温和相对湿度之间的相关关系探讨发现, f_T 与气温之间呈显著负相关关系,与相对湿度之间呈显著正相关关系,但是相关系数不高,甚至部分 f_T 与气温和相对湿度几乎没有相关性,说明在黑河上游青海云杉森林生态系统中气温对 f_T 起抑制性作用,相对湿度对 f_T 起促进性作用,但是这两种

作用对 f_t 影响并不强烈。任小丽等^[3]对中国东部南北样带森林生态系统蒸腾与蒸散比值(T/ET)影响因素分析发现,MODIS 植被指数是中国东部南北样带森林生态系统的主控因子,Zhou 等^[11]也发现植被指数与 f_t 具有显著相关性,Zhu 等^[5]和Hu 等^[20]证实了植被生长状况对 f_t 变化的主控作用,这说明在自然环境下,植物蒸腾过程还受除气温和相对湿度外的很多因素综合影响,太阳辐射、气压、风速、土壤含水率、降水、饱和水气压差、水汽浓度、局部湍流扩散、大气夹卷、气团平流等多种环境因素及植被生长状况、植被类型、LAI 等生物因素都会对 f_t 共同影响^[3,5,11,20,49],气温和相对湿度并不是 f_t 的唯一控制因素,因此关于黑河上游青海云杉森林生态系统中 f_t 的主要影响因素有待进一步研究。

5 结论

本文分别得出土壤蒸发、植物蒸腾和生态系统蒸散发的氧同位素组成,进一步得到黑河上游青海云杉森林生态系统土壤蒸发和植物蒸腾对蒸散发的贡献率,并分析了贡献率与气温和相对湿度的相关关系,主要得到以下结论:

(1) 在黑河上游青海云杉森林生态系统中,0 ~ 10 cm 的 $\delta^{18}\text{O}_s$ 介于 -9.2‰ ~ -0.46‰ , $\delta^{18}\text{O}_e$ 介于 -35.9‰ ~ -25.2‰ , $\delta^{18}\text{O}_e$ 低于 $\delta^{18}\text{O}_s$,这说明浅层土壤水在蒸发过程中发生明显的同位素分馏效应,土壤表层液态水氧同位素明显富集,土壤蒸发水汽氧同位素组成发生明显贫化作用。 $\delta^{18}\text{O}_t$ 介于 -9.0‰ ~ -4.2‰ ,低于 $\delta^{18}\text{O}_s$, $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 介于 -18.5‰ ~ -10.2‰ 。 $\delta^{18}\text{O}_{ET}$ 介于 $\delta^{18}\text{O}_e$ 和 $\delta^{18}\text{O}_t$ 之间,即三者大小关系为 $\delta^{18}\text{O}_t > \delta^{18}\text{O}_{ET} > \delta^{18}\text{O}_e$,这满足同位素稳态假设。

(2) 植物蒸腾对蒸散发的贡献率 f_t 在52.2% ~ 88.4%之间变化,土壤蒸发对生态系统蒸散发的贡献率 f_e 在11.6% ~ 47.8%之间变化, f_t 远大于 f_e ,在黑河上游青海云杉森林生态系统中,生态系统蒸散发绝大部分来自植物蒸腾,植物蒸腾水汽是生态系统蒸散发的重要组成部分。

(3) f_t 与气温之间呈负相关关系,与相对湿度之间呈正相关关系,但相关系数不高,部分 f_t 与气温和相对湿度几乎没有相关性。在黑河上游青海云杉森林生态系统中,气温对 f_t 起抑制作用,相对湿度对 f_t 起促进作用,气温和相对湿度并不是 f_t 的唯一控制因素,具体影响机理有待进一步深究。

参考文献(References):

- [1] Yin Yunhe, Wu Shaohong, Zhao Dongsheng, et al. Impact of climate change on actual evapotranspiration on the Tibetan Plateau during 1981 – 2010[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2013, 23(2): 195 – 207. [尹云鹤, 吴绍洪, 赵东升, 等. 1981 – 2010年气候变化对青藏高原实际蒸散的影响[J]. *地理学报*, 2012, 67(11): 1471 – 1481.]
- [2] Jin Xuejie, Zhou Jian. Analysis of spatial-temporal characteristics of evapotranspiration in the lower reaches of Heihe River based on surface energy balance system model and Landsat 8 data[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(3): 572 – 582. [金学杰, 周剑. 基于SEBS模型和Landsat 8数据的黑河下游蒸散发时空特性分析[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(3): 572 – 582.]
- [3] Ren Xiaoli, Lu Qianqian, He Honglin, et al. Spatio-temporal variations of the ratio of transpiration to evapotranspiration in forest ecosystems along the North-South Transect of Eastern China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2019, 74(1): 63 – 75. [任小丽, 路倩倩, 何洪林, 等. 中国东部南北样带森林生态系统蒸腾与蒸散比值(T/ET)时空变化[J]. *地理学报*, 2019, 74(1): 63 – 75.]
- [4] Maxwell R M, Condon L E. Connections between groundwater flow and transpiration partitioning [J]. *Science*, 2016, 353(6297): 377 – 380.
- [5] Zhu Xianjin, Yu Guirui, Hu Zhongmin, et al. Spatiotemporal variations of T/ET (the ratio of transpiration to evapotranspiration) in three forests of Eastern China[J]. *Ecological Indicators*, 2015, 52: 411 – 421.
- [6] Wang Lihui, He Xiaobo, Ding Yongjian. Characteristics and influence factors of the evapotranspiration from alpine meadow in central Qinghai-Tibet Plateau[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2019, 41(4): 801 – 808. [王利辉, 何晓波, 丁永建. 青藏高原中部高寒草甸蒸散发特征及其影响因素[J]. *冰川冻土*, 2019, 41(4): 801 – 808.]
- [7] Jasechko S, Sharp Z D, Gibson J J, et al. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration[J]. *Nature*, 2013, 496(7445): 347 – 351.
- [8] Zhang Shulan, Yu Pengtao, Wang Yanhui, et al. Estimation of actual evapotranspiration and its component in the Upstream of Jinghe Basin[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2011, 66(3): 385 – 395. [张淑兰, 于澎涛, 王彦辉, 等. 泾河上游流域实际蒸散量及其各组分的估算[J]. *地理学报*, 2011, 66(3): 385 – 395.]
- [9] Wei Zhongwang, Yoshimura K, Wang Lixin, et al. Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(6): 2792 – 2801.
- [10] Scott R L, Biederman J A. Partitioning evapotranspiration using long-term carbon dioxide and water vapor fluxes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(13): 6833 – 6840.
- [11] Zhou Sha, Yu Bofu, Zhang Yao, et al. Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency [J]. *Water Resources Research*, 2016, 52(2): 1160 – 1175.
- [12] Wang Pei, Yamanaka T, Li Xiaoyan, et al. Partitioning evapotranspiration in a temperate grassland ecosystem: Numerical modeling with isotopic tracers[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2015, 208: 16 – 31.
- [13] Zheng Qiuhong, Wang Bing. Applications of stable isotope techniques to determine components of CO₂ and H₂O fluxes in forest ecosystems[J]. *Forest Research*, 2009, 22(1): 109 – 114.
- [14] Xu Zhen, Yang Haibo, Liu Fude, et al. Partitioning evapo-

- transpiration flux components in a subalpine shrubland based on stable isotopic measurements[J]. *Botanical Studies*, 2008, 49(4): 351–363.
- [15] Fatichi S, Pappas C. Constrained variability of modeled T:ET ratio across biomes[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(13): 6795–6803.
- [16] Kang Ersi, Chen Rensheng, Zhang Zhihui, et al. Some problems facing hydrological and ecological researches in the mountain watershed at the upper stream of an inland river basin[J]. *Advances in Earth Science*, 2008, 23(7): 675–681. [康尔泗, 陈仁升, 张智慧, 等. 内陆河流域山区水文与生态研究[J]. *地球科学进展*, 2008, 23(7): 675–681.]
- [17] Zhang Shichun, Wen Xuefa, Wang Jianlin, et al. The use of stable isotopes to partition evapotranspiration fluxes into evaporation and transpiration[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2010, 30(4): 201–209.
- [18] Raz-Yaseef N, Yakir D, Schiller G, et al. Dynamics of evapotranspiration partitioning in a semi-arid forest as affected by temporal rainfall patterns[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2012, 157(5): 77–85.
- [19] Scanlon T M, Kustas W P. Partitioning carbon dioxide and water vapor fluxes using correlation analysis[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2010, 150(1): 89–99.
- [20] Hu Zhongmin, Yu Guirin, Zhou Yanlian, et al. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four grassland ecosystems: application of a two-source model[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149(9): 1410–1420.
- [21] Gong Daozhi, Kang Shaozhong, Yao Limin, et al. Estimation of evapotranspiration and its components from an apple orchard in northwest China using sap flow and water balance methods[J]. *Hydrological Processes*, 2007, 21(7): 931–938.
- [22] Yakir D, Sternberg L da S L. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange[J]. *Oecologia*, 2000, 123(3): 297–311.
- [23] Wang Lixin, 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): L09401.
- [24] Griffis T J, Zhang Jianbo, Baker J M, et al. Determining carbon isotope signatures from micrometeorological measurements: implications for studying biosphere-atmosphere exchange process[J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2007, 123(2): 295–316.
- [25] Yuan Guofu, Zhang Na, Sun Xiaomin, et al. Partitioning wheat field evapotranspiration using Keeling Plot method and continuous atmospheric vapor $\delta^{18}\text{O}$ data[J]. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 2010, 34(2): 170–178. [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.]
- [26] Wang Xuefeng, Yakir D. Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(8): 1407–1421.
- [27] Lee X, Sargent S, Tanner B. In situ measurement of the water vapor $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ isotope ratio for atmosphere and ecological applications[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2005, 22(5): 555–565.
- [28] Yepez E A, Williams D G, Scott R L, et al. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2003, 119(1/2): 53–68.
- [29] Williams D G, Cable W, Hultine K, et al. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 125(3/4): 241–258.
- [30] Zhao Liangju, Liu Xiaohong, Wang Ninglian, et al. Contribution of recycled moisture to local precipitation in the inland Heihe River Basin[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2019, 271: 316–335.
- [31] Xiao Wei, Wei Zhongwang, Wen Xuefa. Evapotranspiration partitioning at the ecosystem scale using the stable isotope method: A review[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 263: 346–361.
- [32] Hu Zhongmin, Wen Xuefa, Sun Xiaomin, et al. Partitioning of evapotranspiration through oxygen isotopic measurements of water pools and fluxes in a temperate grassland[J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2014, 119(3): 358–372.
- [33] Katul G G, Oren R, Manzoni S, et al. Evapotranspiration: A process driving mass transport and energy exchange in the soil-plant-atmosphere-climate system[J]. *Reviews of Geophysics*, 2012, 50(3): 1–25.
- [34] Wei Xiao, Chang Xuexiang, Yang Qiyue, et al. Characteristics of nocturnal sap flow of *Picea crassifolia* in the Qilian Mountains and its influence factors[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2015, 37(1): 87–94. [魏潇, 常学向, 杨淇越, 等. 祁连山青海云杉(*Picea crassifolia*)夜间树干液流特征及影响因素[J]. *冰川冻土*, 2015, 37(1): 87–94.]
- [35] Liu Hu, Zhao Wenzhi, He Zhibin, et al. Temporal heterogeneity of soil moisture under different vegetation types in Qilian Mountain[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2008, 28(5): 2390–2391. [刘鹤, 赵文智, 何志斌, 等. 祁连山浅山区不同植被类型土壤水分时间异质性[J]. *生态学报*, 2008, 28(5): 2390–2394.]
- [36] Tong Yaqin, Wang Pei, Li Xiaoyan, et al. Seasonality of the transpiration fraction and its controls across typical ecosystems within the Heihe River Basin[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2019, 124(3): 1277–1291.
- [37] Dawson T E, Ehleringer J R. Isotopic enrichment of water in the “woody” tissues of plants: implications for plant water source, water uptake, and other studies which use the stable isotopic composition of cellulose[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1993, 57(14): 3487–3492.
- [38] Ehleringer J R, Roden J, Dawson T E. *Methods in Ecosystem Science*[M]. Berlin: Springer, New York, 2000: 181–198.
- [39] Nelson S T. A simple practical methodology for routine VS-MOW/SLAP normalization of water samples analyzed by continuous flow methods[J]. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 2000, 14(12): 1044–1046.
- [40] Gat J R. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24(1): 225–262.
- [41] Craig H, Gordon L I. *Proceedings of the Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*[M]. Pisa: Laboratory of Geology and Nuclear Science, 1965: 9–130.
- [42] Horita J, Rozanski K, Cohen S. Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig-Gordon model[J]. *Isotopes Environ Health Stud*, 2008, 44(1): 23–49.
- [43] Wang X F, Yakir D. Using stable isotopes of water in evapotranspiration studies[J]. *Hydrological Processes*, 2000, 14(8): 1407–1421.
- [44] Majoube M. Fractionnement en oxygene-18 et en deuterium entre l’eau et sa vapeur[J]. *Journal de Chimie Physique*, 1971, 68(10): 1423–1436.
- [45] Yepez E A, Huxman T E, Ignace D D, et al. Dynamics of tran-

- spiration and evaporation following a moisture pulse in semiarid grassland: a chamber-based isotope method for partitioning flux components [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 132(3–4): 359–376.
- [46] Farquhar G D, Cernusak L A. On the isotopic composition of the leaf water in the non-steady state[J]. *Functional Plant Biology*, 2005, 32(4): 293–303.
- [47] Xu Zhen, Yang Haibo, LiuFude, et al. Partitioning Evapotranspiration Flux Components in a Subalpine shrubland based on stable isotopic measurements[J]. *Botanical Studies*, 2008, 49(4): 351–361.
- [48] Sun Shoujia, Meng Ping, Zhang Jinsong, et al. Variation of vapor oxygen isotopic composition and partitioning evapotranspiration of oak woodland in the low hilly area of north China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2015, 35(8): 2592–2601. [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.]
- [49] Liu Lu, Jia Guodong, Yu Xinxiao, et al. Daily variations of $\delta^{18}\text{O}$ and its quantitative distinction in evapotranspiration components of *Platycladus orientalis* plantation during the rapid growth season in the mountainous area of Beijing [J]. *Journal of Beijing Forestry University*, 2017, 39(12): 61–70. [刘璐, 贾国栋, 余新晓, 等. 北京山区侧柏林生长旺季蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 日变化及其定量区分[J]. *北京林业大学学报*, 2017, 39(12): 61–70.]
- [50] Zhang Yonge, Yu Xinxiao, Chen Lihua, et al. Determining $\delta^{18}\text{O}$ value of evapotranspiration components and portioning total evapotranspiration of *platycladus orientalis* forest in Beijing mountainous area[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2017, 31(1): 122–126. [张永娥, 余新晓, 陈丽华, 等. 北京山区侧柏林蒸散组分 $\delta^{18}\text{O}$ 的确定及定量区分[J]. *水土保持学报*, 2017, 31(1): 122–126.]
- [51] Luo Lun, Yu Wusheng, Wan Shimin, et al. Advances in research on water stable isotope of plant leaves[J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2013, 33(4): 1031–1041. [罗伦, 余武生, 万诗敏, 等. 植物叶片水稳定同位素研究进展[J]. *生态学报*, 2013, 33(4): 1031–1041.]
- [52] Wang Lixin, Niu Shuli, Good S P, et al. The effect of warming on grassland evapotranspiration partitioning using laser-based isotope monitoring techniques[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2013, 111: 28–38.

Evapotranspiration partitioning of the *Picea crassifolia* forest ecosystem in the upper reaches of the Heihe River

PENG Wenli^{1,2}, ZHAO Liangju^{1,2}, XIE Cong^{1,2}, DONG Xiyang^{1,2},
LIU Quanyu^{1,2,3}, LI Ruifeng^{1,2}, PAN Zhaoye^{1,2}

(1. Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Xi'an 710127, China; 2. College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, China; 3. College of Tourism and Environment Resources, Ankang University, Ankang 725000, Shaanxi, China)

Abstract: The stable oxygen isotope composition ($\delta^{18}\text{O}$) was measured in different water bodies such as soil water, plant water and atmospheric water vapor of *Picea crassifolia* forest ecosystem in the Pailugou catchment of upper reaches of the Heihe River at 2 700 m and 2 900 m altitude, respectively. The Craig-Gordon model, isotope steady state hypothesis and Keeling Plot model were used to obtain the $\delta^{18}\text{O}$ of evaporation, transpiration and evapotranspiration, respectively. Combined the multiple linear mixed model to partition evapotranspiration into evaporation and transpiration. The results showed that: (1) The $\delta^{18}\text{O}_\text{E}$ of evaporation, the $\delta^{18}\text{O}_\text{T}$ of transpiration and the $\delta^{18}\text{O}_\text{ET}$ of evapotranspiration was between -35.9‰ and -25.2‰ , -9.0‰ and -4.2‰ , -18.5‰ and -10.2‰ , respectively. The order of them was $\delta^{18}\text{O}_\text{T} > \delta^{18}\text{O}_\text{ET} > \delta^{18}\text{O}_\text{E}$, which according with the assumption of isotope steady state. (2) Contribution rate of evaporation to evapotranspiration (f_E) varied from 11.6% to 47.8% and contribution rate of transpiration to evapotranspiration (f_T) varied from 52.3% to 88.4%. f_T was much larger than f_E , indicating that most evapotranspiration came from transpiration. Transpiration was a vital part of evapotranspiration in the *Picea crassifolia* forest ecosystem. (3) The f_T was negatively correlated with air temperature but positively correlated with relative humidity, indicating air temperature restrained f_T and relative humidity promoted f_T although the correlation was not significant. Addition, f_T was also influenced by various environmental and biological factors except air temperature and relative humidity in natural environment. Temperature and relative humidity are not the only control factors of f_T . The results of this study can provide a theoretical basis for further studies on intra-regional circulation and watershed scale water circulation research in Heihe River basin.

Key words: the upper reaches of the Heihe River; evapotranspiration partitioning; evaporation; transpiration

(责任编辑: 周成林; 编辑: 周成林)