

# 西双版纳热带季节雨林林下土壤 蒸发的稳定性同位素分析

刘文杰<sup>1</sup>, 李鹏菊<sup>1, 2</sup>, 李红梅<sup>1</sup>, 段文平<sup>1</sup>

(1. 中国科学院西双版纳热带植物园, 云南 勐仑 666303; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

**摘要:** 利用 2002 年 1 月~2003 年 12 月在西双版纳热带季节雨林样地测定的大气降雨、林冠穿透雨、林冠滴落雾水、溪流水水量及其氢、氧稳定性同位素比率  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  的测定结果, 分析了热带季节雨林林下土壤的蒸发率。结果表明, 热带雨林在雨水偏多的 2002 年和雨水偏少的 2003 年的蒸发散分别为 1186 mm 和 987 mm, 明显低于世界其它湿润热带雨林的蒸发散值; 雾水的稳定性同位素比值明显重于雨水, 表明雾水中包含区域再循环的蒸发水汽; 由于森林林冠和林下土壤的蒸发作用, 穿透雨水和溪水的稳定性同位素值又明显重于雨水的相应值。根据溪流水和穿透水(穿透雨水+滴落雾水)的同位素差值, 利用平衡状态下的瑞利蒸馏方程计算的森林土壤蒸发率表明, 这两年的森林总蒸发散中分别有 5.1% 和 3.1% 来自林下土壤的蒸发。分析认为, 持久、浓重的辐射雾是导致西双版纳地区热带雨林蒸发散和土壤蒸发率较低的重要因子。

**关键词:** 降水; 穿透水; 溪水; 土壤蒸发; 稳定性同位素; 热带季节雨林

文章编号: 1009-0933(2006)05-1303-09 中图分类号: P463.22, Q143, Q948, S161.4 文献标识码: A

## Estimation of evaporation rate from soil surface using stable isotopic composition of throughfall and stream water in a tropical seasonal rain forest in Xishuangbanna, China

LIU Wen-Jie<sup>1</sup>, LI Peng-Ju<sup>1, 2</sup>, LI Hong-Mei<sup>1</sup>, DUAN Wen-Ping<sup>1</sup> (1. Xishuangbanna Tropical Botanical Garden, CAS, Menglun, Yunnan 666303, China; 2. Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, CAS, Beijing 100039, China). *Acta Ecologica Sinica*, 2006, 26(5): 1303~1311.

**Abstract:** Xishuangbanna is located at the northern edge of the distribution of tropical forest in Southeast Asia, and it has a very high frequency of radiation fog, especially during the dry season (November–April). Radiation fog events in this site are generally associated with low wind speeds and region-wide air mass stagnation resulting from strong nighttime radiative cooling. Rainwater, throughfall, intercepted fog water (fog drip) by forest canopy, stream water were collected during January 2002 and December 2003 for stable isotopic analysis at a tropical seasonal rain forest site in Xishuangbanna, Southwest China. The object of the study is to estimate the evaporation rate from the forest floor. Bottle-funnel collectors were used to determine daily amount of intercepted fog water during fog-only events in the rain forest. Rainfall was recorded by using a collector consisting of a stainless steel funnel mounted on the top of a meteorological tower. Throughfall was measured using V-shape trough and stream flow using V-notch weir with a water-level recorder. Rainwater, throughfall, fog drip and stream water samples for stable isotopic analysis were collected monthly interval. Meanwhile, rainwater sample for stable isotopic analysis was also collected at each rain event when rainfall exceeded 10 mm at the weather station. The stable hydrogen ( $\delta D$ ) and oxygen isotope composition ( $\delta^{18}O$ ) of rainwater,

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(30570308, 30100019)

收稿日期: 2005-03-12; 修订日期: 2006-02-21

作者简介: 刘文杰(1969~), 男, 河南省人, 博士, 副研究员, 主要从事热带森林水文和气候研究. E-mail: lwj@xtbg.org.cn

致谢: 本研究得到了 Meng Fan-Rui 教授(加拿大 New Brunswick 大学)的帮助, 刘梦楠先生、李少安先生参加了大部分的野外观测工作, 谨此表示衷心感谢

**Foundation item:** The project was supported by the National Natural Sciences Foundation of China (No. 30570308, 30100019)

**Received date:** 2005-03-12; **Accepted date:** 2006-02-21

**Biography:** Liu Wen-Jie, Ph.D. Associate professor, mainly engaged in forestry hydrology and climatology. E-mail: lwj@xtbg.org.cn

throughfall, fog drip, stream water was determined by an isotope ratio mass spectrometer. The stream water during non-storm runoff period is considered to reflect the effect of evaporation from the forest floor. The evaporation rates from the forest floor were estimated using isotope composition values in stream water and total throughfall using the Rayleigh distillation equation under equilibrium conditions. The results indicated that annual weighted means of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in fog drip was consistently more enriched than those of rainwater and stream water, and was thought to contain water that has been evaporated and recycled terrestrial meteoric water. Weighted means of  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  in stream water during non-storm runoff period were 5.69‰ and 0.39‰ more enriched than those of total throughfall (rain throughfall + fog drip) in 2002, while in 2003 they were 5.05‰ and 0.28‰, respectively. Evapotranspiration in humid year 2002 and dry year 2003, computed from water balance, were 1186 mm and 987 mm, respectively, which were quite lower than values reported in some humid tropical forests. Consequently, the evaporation rate from the forest floor was 5.1% of the evapotranspiration in 2002, and 3.1% in 2003. The lower evaporation rate is thought to be mainly result from the influence of high frequency of heavy radiation fog on the rain forest from the night to morning during the dry season (November–April). Our results also demonstrate the importance of the impacts of climate factors, and have important implications for ecologists and hydrologists interested in fog-inundated ecosystems and the plants which inhabit them.

**Key words:** rainfall; throughfall; stream water; soil evaporation; stable isotopes; tropical seasonal rain forest

森林蒸发散 (Evapotranspiration) 由林冠截留的降水、植物蒸腾、土壤表面的蒸发等组成<sup>[1, 2]</sup>。对于浓密的森林而言, 由于土壤表面蒸发相对较小, 因而通常被认为是不重要的<sup>[3, 4]</sup>。但是, 在研究森林水分循环、能量平衡时, 土壤蒸发是不可忽略的, 尤其是对稀疏的落叶林或干旱季节的其它森林而言<sup>[5]</sup>。然而, 有关森林土壤蒸发的研究仍然很少<sup>[2]</sup>。蒸渗仪测定法、能量平衡法和涡度相关法被广泛用于研究地表土壤的蒸发率<sup>[6–11]</sup>。采用小型蒸渗仪测定的结果表明, 土壤蒸发占总蒸发散的比例介于 5% ~ 20% 之间<sup>[2]</sup>, 但是采用蒸渗仪方法会过高地估算土壤蒸发, 因为蒸渗仪内的土壤比周围土壤的湿度高<sup>[10]</sup>。由于测定和估算森林土壤表面辐射和涡度的时空分布仍存在很大困难, 以及表层土壤湿度随时间的变化难以测定, 因此, 采用能量平衡法和涡度相关法计算的土壤蒸发的代表性较差<sup>[2, 10]</sup>。

稳定性同位素水文分析技术为研究水分的蒸发和凝结过程提供了较为有效的手段<sup>[1, 2, 4, 12]</sup>。例如, Barnes 等根据干旱地区土壤蒸发的测定, 已建立了描述土壤水的氢、氧稳定性同位素比值 ( $\delta D$  和  $\delta^{18}O$ ) 随土壤深度变化的模型<sup>[13]</sup>, Allison 等研究了干旱土壤蒸发过程中土壤水的  $\delta D$  和  $\delta^{18}O$  随土壤深度分布特征及土壤蒸发特征<sup>[14]</sup>。Tsuijijmura 等利用森林林冠穿透雨水和深层土壤水的稳定性同位素差别, 计算的落叶松森林土壤蒸发占总蒸发散的比例为 5%<sup>[12]</sup>。但是, Tsuijijmura 等分析方法的应用需要满足至少两个条件, 一是土壤水的稳定性同位素在某一深度是均匀不变的, 二是土壤水的稳定性同位素仅受蒸发和土壤水混合作用的影响。但现实状况下, 第 1 个条件通常无法满足。Kubota 等则认为<sup>[1]</sup>, 森林溪流水和林冠穿透水的稳定性同位素差别主要是由于穿透水在入渗土壤过程中的同位素蒸发分馏 (Isotopic evaporation fractionation) 作用所致, 因此, 通过计算从林冠穿透水到溪水的基流水 (Baseflow) 的同位素蒸发率就可以计算森林土壤的蒸发率。本文即采用 Kubota 等的分析方法<sup>[1]</sup> 研究西双版纳热带季节雨林内土壤的蒸发率, 为热带森林水分循环和能量平衡规律的深入研究提供参考。

## 1 样地自然环境及群落特征

观测点设在中国生态系统研究网络西双版纳热带季节雨林定位观测样地 (热带雨林面积约 3 km<sup>2</sup>) 内 (21°56' N, 101°15' E), 地形为低山山地。观测点位于山顶的沟谷内, 海拔约 750 m, 土壤为砖红壤, 观测点与雨林边缘平坝区相对高差约 150 m。一条宽约 1 m 的小溪从观测样地沟谷内流出 (水流常年不断), 溪水发源于此样地。观测样地所在的热带季节雨林群落高度 35 m 左右, 乔木层按高度可分为 3 层: 上层优势种为番龙眼 (*Pometia tomentosa*)、千果榄仁 (*Terminalia myriocarpa*); 中层常见种有云南玉蕊 (*Barringtonia macrostachya*)、大叶白颜树 (*Gironniera subaequalis*)、山蕉 (*Mitrophora maingayi*) 等; 下层树种主要有染木 (*Saprosma ternatum*)、狭叶巴戟 (*Morinda angustifolia*)、玉叶金花 (*Mussaenda* sp.) 等。群落结构特征详见文献<sup>[15]</sup>。

本区属热带北缘西南季风气候,一年中有干季(包括雾季(11~翌年2月份)、干热季(3~4月份))和雨季(5~10月份)之分<sup>[16]</sup>。年均气温21.7℃,年均风速0.7 m/s,年均相对湿度86%,年降雨量1700 mm左右(1999~2004年平均),其中雨季占83%~87%,干季占13%~17%。但雾季(11~翌年2月份)和干热季(3~4月份)雨量稀少,不足全年的13%。尤其是3~4月份,气温升至全年最高,植物需水量大为增加,降水量明显不足。但本区是有名的静风、多雾区,雾季和干热季多有辐射雾出现,雾的总持续时间占雾季和干热季时间的40%以上<sup>[17]</sup>,尤其是在热带雨林覆盖区,辐射雾几乎天天出现。当风携带雾滴被林冠截留后,汇集在林冠层的雾滴就会滴落森林地表,补充土壤水分。刘文杰等对本区热带季节雨林林冠滴落雾水的研究表明<sup>[17]</sup>,全年滴落雾水量可达89.4 mm,其中干季占86%。

## 2 研究方法与土壤蒸发的估算

### 2.1 研究方法

在热带季节雨林林下距地表0.7 m高处倾斜20°随机架置6个0.3×2.0 m<sup>2</sup>的V型槽收集林冠穿透雨水,汇入汽油桶内测定穿透水量。同时,分别用4个独立的V型槽分别导入4个塑料桶收集穿透雨水,用于采集穿透雨水的稳定性同位素分析水样。每日8:00左右测定穿透雨水量,每月采集1次当日穿透雨水用于稳定性同位素分析水样。距地表0.7 m高处水平随机架置6个口径0.8 m的圆形漏斗,各漏斗出水口处悬挂1000ml的小口径塑料瓶承接林冠滴落雾水。塑料瓶内503ml承接水换算到单位面积上等于1 mm的林冠滴落雾水。每日林冠滴落雾滴停止时测定雾水量,每月收集1次当日雾水用于其稳定性同位素分析水样(采集时间在8:00左右雾最浓重时,此时视为雾水中没有同位素蒸馏富集作用发生<sup>[18]</sup>)。

雨水水样收集是采用季节雨林内观测铁塔(72 m)顶部的雨量筒承接的雨水传输到林下塑料筒进行收集,每月采集1次当日雨水。同时,在距季节雨林5km处的气象观测站分别采集日降水量大于10 mm的所有当日雨水水样。采集时间是雨后或夜间降雨的次日清晨,以减少蒸发作用的影响<sup>[18]</sup>。

季节雨林观测样地封闭集水区出水口处流出的溪水量采用V型测流堰(V-notch weir)测定,以日记水位计进行记录并换算为流量。用于测定溪水稳定性同位素的水样即采自此出水口,采集时间为非暴雨径流期间的溪流水,每月1次。

林冠滴落雾水、雨水、穿透雨水、溪水水样用100ml塑料瓶带回实验室,在冰箱内冰冻保存用于氢、氧稳定性同位素比率 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 的测定。在两年(2002年1月~2003年12月,但2002年8、9月和2003年7~9月份没有收集到雾水)观测期间,共采集了20个林冠滴落雾水、22个林冠顶部雨水、92个气象站雨水、19个林冠穿透雨水、24个溪流水水样。

所有水样的氢、氧稳定性同位素值的测定是在中国科学院兰州分院测试中心地球化学部采用稳定性同位素气体质谱仪(Finnigan MAT-252,德国)进行。氢、氧稳定性同位素比率值是以相对于V-SMOW(Vienna Standard Mean Ocean Water)的千分率(‰)给出<sup>[19]</sup>,以 $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 分别如下表示:

$$\delta D = [(D/H)_{\text{sample}} / (D/H)_{\text{V-SMOW}} - 1] \times 1000 \text{‰} \quad (1)$$

$$\delta^{18}O = [(^{18}O/^{16}O)_{\text{sample}} / (^{18}O/^{16}O)_{\text{V-SMOW}} - 1] \times 1000 \text{‰} \quad (2)$$

式中, $D/H$ 为重氢(氘)的同位素比值; $^{18}O/^{16}O$ 为重氧的同位素比值;下标sample和V-SMOW分别表示样品和标样; $\delta D$ 和 $\delta^{18}O$ 的测定精度分别为 $\pm 2 \text{‰}$ 和 $\pm 0.2 \text{‰}$ 。

### 2.2 土壤蒸发的估算

由于溪水来自林冠穿透水和土壤水的补给,而且植物根的水分吸收过程中没有发生水的稳定性同位素分馏作用<sup>[18, 20~22]</sup>,所以林冠穿透水和溪水(非暴雨径流期间)的稳定性同位素差别是由于穿透水向土壤渗透时的蒸发所致,因此土壤的蒸发率可根据穿透水和溪水的稳定性同位素差别进行估算<sup>[1, 2]</sup>。森林土壤的蒸发过程被认为是在平衡状态下的瑞利蒸馏(Rayleigh distillation)过程<sup>[2]</sup>。在平衡状态下的不断蒸发过程中,蒸发水体中的同位素是由水体起始同位素、剩余水量比例、平衡蒸馏系数决定的<sup>[12]</sup>,其方程为:

$$\delta - \delta_0 = 1000(1/\alpha - 1) \times \ln f \quad (3)$$

式中,  $f$  是剩余水量的比例(%) ;  $\delta$  和  $\delta_0$  分别是剩余水量和起始水量的同位素值(‰) ;  $\alpha$  是平衡蒸馏系数(%) , 其值是液态水同位素比率( $R_l$ ) 和水汽同位素比率( $R_v$ ) 的比值( $R_l/R_v$ ) 。对 $\delta^{18}\text{O}$ 而言,  $\alpha$  可通过下式计算<sup>[23]</sup> :

$$\ln \alpha = 1000 \times 1.137/T^2 - 0.4156/T - 2.0667/1000 \tag{4}$$

式中,  $T$  为年均气温(K) 。

如果  $\delta_0$  和  $\delta$  分别是穿透水和溪水(非暴雨径流期间) 的稳定性同位素值,  $f$  可从(3) 式计算出。这里  $f$  可认为是土壤水变化量和溪水二者的总量与穿透水量的比例, 因此, 森林土壤的蒸发量( $E_f$ ) 与穿透水量( $TF$ ) 的比例  $ER$  (%) 即可由下式得出:

$$ER_i = E_f/TF = 1 - f \tag{5}$$

土壤蒸发率( $ER$ ) 通常以土壤的蒸发量( $E_f$ ) 与森林总蒸发散量( $ET$ ) 的比例表示。森林总蒸发散量  $ET$  用以下封闭流域的水量平衡公式计算<sup>[1, 4]</sup> :

$$ET = P - R \tag{6}$$

式中,  $P$  为降水量;  $R$  为集水区径流量。本研究中  $P$ 、 $R$ 、 $TF$ 、 $\delta_0$  和  $\delta$  可直接测定, 因此土壤蒸发率  $ER$  (%) 可由下式计算得出:

$$ER = E_f/ET = (1 - f) \times TF/(P - R) \tag{7}$$

以上的 Rayleigh 蒸馏方程(3) 是在平衡状态下, 即: 集水区的蒸发过程是在集水区没有水分流入和流出状态下才满足条件, 但是在考虑了非暴雨径流期间的土壤状况, 可以忽略集水区水分的流出<sup>[1]</sup> 。

3 结果

3.1 雨水、穿透雨水、滴落雾水和溪水径流量的季节变化

2002~ 2003 年的月降雨、穿透雨水、林冠滴落雾水和溪水径流量变化如图 1, 可看出, 2002 年降雨量(1914 mm) 明显多于 2003 年的降雨量(1253 mm) , 且 2002 年降雨主要集中在雨季 5~ 8 月份(占 70%) , 而 2003 年雨季的雨水分布较均匀, 其 5~ 8 月的降雨仅占 53%。与多年(1959~ 2002 年) 平均降雨量(1487 mm) 相比,

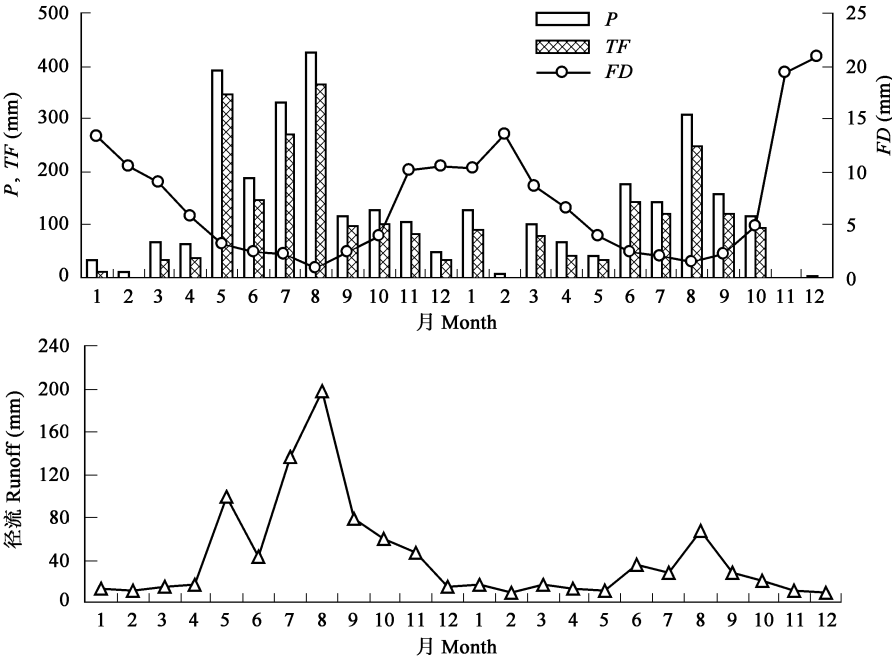


图1 西双版纳热带季节雨林内降雨量( $P$ )、穿透雨水( $TF$ )、林冠滴落雾水( $FD$ )和溪水径流量的月变化(2002~ 2003 年)

Fig. 1 Variation of monthly rainfall ( $P$ ), rain throughfall ( $TF$ ), fog drip ( $FD$ ) and stream runoff in the tropical forest site in Xishuangbanna, SW China during 2002~ 2003

2002 年雨水明显偏多, 2003 年雨水又明显偏少。相应地, 穿透雨水、溪水径流与降雨量呈相似分布状况(表 1), 即: 降雨量多的年份, 穿透雨水和溪水径流均较多。2002 年林冠雨水穿透率为 79.2%, 与 2003 年的值(77.3%)相当, 但 2002 年的林冠截留量(399 mm)却明显多于 2003 的截留量(284 mm)。图 1 还表明, 月滴落雾水量与月降雨量呈相反的分配状况, 雨季(5~ 10 月份)各月降雨量多, 但雾水量较少; 雾季(11~ 翌年 2 月份)和干热季(3~ 4 月份)各月降雨较少, 但雾水量较多。同时还可看出, 降雨量多的 2002 年, 其林冠滴落雾水较少, 而降雨量少的 2003 年, 其滴落雾水较多(表 1)。

3.2 雨水、穿透雨水、滴落雾水、溪水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  变化

在观测的两年期间, 雨水的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  变化非常大, 其中,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化介于  $-16.6\text{‰}$  与  $+2.7\text{‰}$  之间,  $\delta\text{D}$  的变化介于  $-120\text{‰}$  与  $+23.7\text{‰}$  之间(图 2)。根据这些雨水水样的  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  值建立的本地区大气水线(Local meteoric water line, LMWL)如图 2 中所示, 其方程为:  $\delta\text{D} = 7.96 \delta^{18}\text{O} + 8.67$  ( $R^2 = 0.97$ ;  $n = 92$ ), 与 IAEA/WMO 根据东南亚 60 个水样站测得的区域大气水线( $\delta\text{D} = 7.92 \delta^{18}\text{O} + 9.20$ )比较接近<sup>[24]</sup>。

图 3 是雨水的月加权平均  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  关系图及穿透雨水、林冠滴落雾水、溪水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  关系散点图。可看出, 林冠滴落雾水的稳定性同位素值均明显的重于(或高于)雨水的相应值。其中, 雾水的  $\delta\text{D}$  变化介于  $-30\text{‰}$  与  $+27\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化介于  $-6.2\text{‰}$  与  $+1.9\text{‰}$  之间; 雨水的  $\delta\text{D}$  变化介于  $-94\text{‰}$  与  $-45\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化介于  $-13.2\text{‰}$  与  $-6.8\text{‰}$  之间。雾水的对应散点几乎全都分布于地区大气水线 LMWL 以上, 并明显偏向于正值区, 而雨水的对应散点则大部分分布于 LMWL 线上, 穿透雨水和溪水则分布于 LMWL 线以下。同时可看出, 与雨水的同位素值相比, 穿透雨水的同位素值明显偏重(偏向正值区), 其  $\delta\text{D}$  变化介于  $-79\text{‰}$  与  $-52\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化介于  $-9.9\text{‰}$  与  $-6.0\text{‰}$  之间; 而溪水的同位素值又略重于穿透雨水的同位素值, 其  $\delta\text{D}$  变化介于  $-70\text{‰}$  与  $-34\text{‰}$  之间,  $\delta^{18}\text{O}$  的变化介于  $-9.3\text{‰}$  与  $-4.6\text{‰}$  之间。

表 2 为雨水、总穿透水(穿透雨水+ 滴落雾水)、穿透雨水、滴落雾水和溪水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  年加权平均值, 其中, 总穿透水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  为穿透雨水和林冠滴落雾水二者合计的年加权平均值。可看出, 与雨水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  相比, 2002 年总穿透水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  分别偏重  $0.63\text{‰}$  和  $4.79\text{‰}$ , 2003 年总穿透水相应分别偏重  $0.82\text{‰}$  和

表 1 西双版纳热带季节雨林内降雨量、穿透水、林冠滴落雾水和溪水径流量的年分配(2002~ 2003 年)

Table 1 Distribution of rainfall, throughfall, fog drip and stream runoff in the tropical forest site in Xishuangbanna, SW China during 2002~ 2003

| 年份<br>Year | 降雨量<br>Rainfall<br>(mm) | 穿透雨水<br>Throughfall<br>(mm) | 滴落雾水<br>Fog drip<br>(mm) | 径流<br>Runoff<br>(mm) |
|------------|-------------------------|-----------------------------|--------------------------|----------------------|
| 2002       | 1914                    | 1515                        | 75                       | 728                  |
| 2003       | 1253                    | 969                         | 96                       | 266                  |

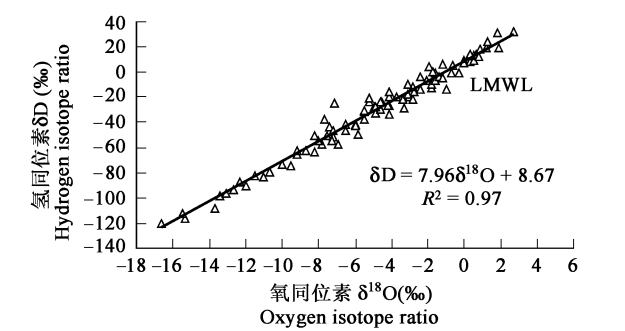


图 2 西双版纳热带季节雨林地区雨水中  $\delta\text{D}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  的关系(2002~ 2003)LMWL 为拟合的地区大气水线

Fig.2  $\delta\text{D}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  relationship of rainwater samples collected at the tropical forest site in Xishuangbanna, SW China during 2002-2003. The local meteoric water regression line (LMWL) drawn through these data is also shown

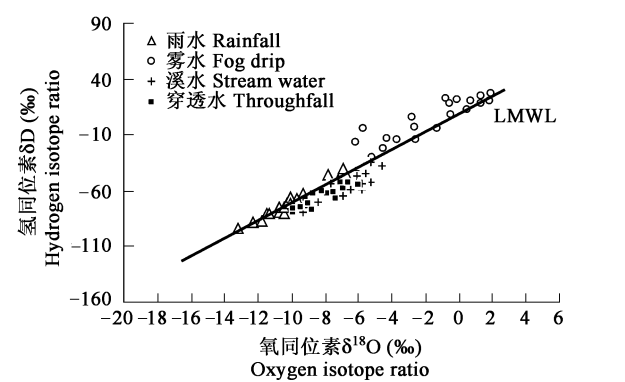


图 3 热带季节雨林地区雨水的月加权平均  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  及滴落雾水、溪水和穿透雨水的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta\text{D}$  关系散点图

Fig.3 Stable isotopic compositions of rain (monthly weighted means), fog drip, stream water and rain throughfall samples collected at the tropical forest site shown along with the LMWL

5.83‰。而与总穿透水相比,2002 年溪水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 又分别偏重 0.39‰和 5.69‰,2003 年相应分别偏重 0.28‰和 5.05‰。与穿透雨水相比,尽管滴落雾水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 偏重很多,但由于年滴落雾水量很少(2002 年和 2003 年分别占总穿透水的 4%和 8%),因此,总穿透水的同位素年加权平均值与穿透雨水的相应值差别很小。

表 2 西双版纳热带季节雨林内雨水、总穿透水、穿透雨水、滴落雾水和溪水中 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 的年加权平均值

Table 2 Annual weighted mean  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of rainfall, total throughfall, rain throughfall, fog drip and stream water in the tropical forest site in Xishuangbanna, SW China

| 年份<br>Year | 项目<br>Item                | 雨水<br>Rain | 总穿透水*<br>Total throughfall | 穿透雨水<br>Rain throughfall | 滴落雾水<br>Fog drip | 溪水<br>Stream water |
|------------|---------------------------|------------|----------------------------|--------------------------|------------------|--------------------|
| 2002       | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | - 8.55     | - 7.92                     | - 8.08                   | - 2.75           | - 7.53             |
|            | $\delta\text{D}$ (‰)      | - 70.10    | - 65.31                    | - 67.64                  | - 17.19          | - 59.62            |
| 2003       | $\delta^{18}\text{O}$ (‰) | - 8.16     | - 7.34                     | - 7.45                   | - 2.94           | - 7.06             |
|            | $\delta\text{D}$ (‰)      | - 68.35    | - 62.52                    | - 64.73                  | - 18.22          | - 57.47            |

\* 总穿透水为穿透雨水和滴落雾水的年加权平均 Annual weighted mean  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta\text{D}$  of total throughfall is calculated from rain throughfall and fog drip

3.3 森林地表土壤的蒸发

在利用表 1 和表 2 的数据计算森林地表土壤的蒸发时,因为滴落雾水也是森林水分输入的一部分,因此,降水量  $P$  = 降雨量 + 滴落雾水,总穿透水  $TF$  = 穿透雨水 + 滴落雾水。同时,对本研究地点而言,年均气温  $T$  为 21.7℃(294.8 K),由(4)式计算的  $\alpha$  值是 1.01,这表明水汽中的凝结水同位素比水汽同位素高 10‰<sup>[23]</sup>。根据(3)和(5)~(7)式计算的 $f$ (土壤水变化量和溪水二者的总量与总穿透水量的比例)、 $ER_t$ (森林土壤的蒸发量与总穿透水量的比例)、 $ET$ (森林总蒸发散量)和 $ER$ (土壤蒸发率)如表 3 所示。可看出,2002 年和 2003 年的 $f$ 值分别为 96.2%和 97.2%,表明在这两年中分别有 3.8%和 2.8%的总穿透水用于森林地表土壤的蒸发;据(6)式获得的 2002 年和 2003 年的森林总蒸发散分别为 1186 mm 和 987 mm,由此计算的土壤蒸发率  $ER$  值表明,在这两年的森林总蒸发散中分别有 5.1%和 3.1%来自林下土壤的蒸发。与降雨量偏少的 2003 年相比, $ER_t$ 在降雨量偏多的 2002 年高 1%,而森林总蒸发散量  $ET$  多 199 mm,相应的 2002 年土壤蒸发率  $ER$  比 2003 年高 2%。

4 讨论

4.1 雨水、穿透雨水、滴落雾水和溪水的稳定性同位素

雾水与雨水具有明显不同的稳定性同位素值 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ (图 3),这种差别与产生降水(降雨和雾水)的水汽来源及其所经历的过程有关,同时与发生凝结、出现降水的大气状况密不可分<sup>[24~28]</sup>。由于横段山脉的哀牢山和无量山的阻挡作用,北方冷空气几乎无法达到西双版纳地区,因此,整个干季(11~翌年 4 月份)本地区空气干燥、天空晴朗、降雨稀少。在干季这种静风、晴稳的大气状况下,由于夜间地表的强烈辐射降温,辐射雾几乎天天出现,可从 23:00~24:00 持续到次日 11:00~12:00<sup>[29]</sup>。这表明,形成雾水的水汽来源可能包含本区域植被层的蒸发、蒸腾再循环水汽。这些水汽与大气中原有的水汽混合后,在夜间辐射降温作用下,大气中的水汽极易凝结并形成大雾。与降雨相比,由于雾滴凝结是在较高温度的地表层进行(降雨是在高空低温大气中产生<sup>[30]</sup>),因此,根据降水的稳定性同位素蒸馏原理,雾水具有明显较高的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 值<sup>[21,30]</sup>。同时,由图 3 可看出,由于雾水的稳定性同位素值分布于地区大气水线 LMWL 上部,因此,其拟合线的截距(也称为  $d$ -excess;过量氘)明显高于 LMWL 的截距,这说明,雾水中的水汽部分来自区域蒸发散<sup>[30,31]</sup>。雨季(5~10 月份),本区受来自印度洋和孟加拉湾暖湿气流的西南季风控制,由于远离水汽发源地,在潮湿水汽的不断淋洗作用

表 3 根据公式(3)和(5)~(7)计算的 $f$ 、 $ER_t$ 、 $ET$ 和 $ER$ 值

Table 3 Values of  $f$ ,  $ER_t$ ,  $ET$  and  $ER$  calculated from Eqs. 3, 5, 6 and 7

| 年份 Year | $f$ (%) | $ER_t$ (%) | $ET$ (mm) | $ER$ (%) |
|---------|---------|------------|-----------|----------|
| 2002    | 96.2    | 3.8        | 1186      | 5.1      |
| 2003    | 97.2    | 2.8        | 987       | 3.1      |

\*  $f$  表示土壤水和溪水二者的总量与总穿透水量的比例; $ER_t$  表示森林土壤的蒸发量与总穿透水量的比例; $ET$  表示森林总蒸发散量; $ER$  表示土壤蒸发率

$f$  is the ratio of the sum of soil water and stream water amount to the total throughfall amount,  $ER_t$  the ratio of evaporation from forest floor to the total throughfall amount,  $ET$  the evapotranspiration from forest ecosystem, and  $ER$  the evaporation rate from forest floor to the evapotranspiration

(Rain-out effect) 下<sup>[24-28]</sup>, 当到达本地时, 雨水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 已变得较轻。但雨季出现的雾, 由于是凌晨或清晨地表的辐射降温所致, 以及雾生成于空气中水汽凝结的较早阶段和靠近地表, 因此, 雾水中的 $\delta\text{D}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 仍然明显高于雨水中的相应值<sup>[21, 24]</sup>。

在森林流域集水区内, 改变雨水的稳定性同位素值的过程有: (1) 林冠截留雨水的蒸发作用; (2) 森林地表的蒸发作用; (3) 地面以下不同深度、不同同位素值水分的混合作用<sup>[2, 13, 32]</sup>。由于植物在吸收水分过程中不发生水的稳定性同位素分馏作用<sup>[18, 20-22]</sup>, 因此, 穿透水和雨水的同位素差别是由林冠的蒸发作用所致, 而溪水基流水的同位素又能真实地反应出蒸发后的土壤水和地下水的同位素变化<sup>[21, 32]</sup>。图 3 中, 穿透雨水和溪水的同位素对应散点分布于 LMWL 线以下, 并大致沿着蒸发线(Evaporation line)<sup>[30]</sup>分布, 这表明, 由于雨水在林冠层的蒸发富集作用, 降雨在经过林冠后形成的穿透雨水的同位素值明显偏重。而穿透雨水在向土壤渗透过程中又在土壤表面蒸发, 因而, 溪水(来自土壤水)的同位素值更为偏重。但是, 由于研究样地是林冠茂密的热带雨林, 林下较为阴暗潮湿, 因此, 土壤表面的同位素蒸发富集作用不可能导致溪水的同位素有较大的增重(溪水和穿透雨水的分布区相近, 以溪水略为偏重)。表 2 也表明, 与穿透雨水相比, 溪水的 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 偏重不多。另一方面, 干季, 热带雨林几乎每日清晨被茫茫的浓雾笼罩, 林冠截留滴落的雾滴如同小雨一般, 嘀哒不断, 浸湿了地表土壤和林下枝叶, 因而浅层土壤水中包含有大量的雾水, 并具有较重的稳定性同位素值<sup>[33]</sup>。这种具有较重同位素值的滴落雾水作为总穿透水的一部分, 虽然略为增重了总穿透水的同位素值, 但也相对减小了溪水和总穿透水之间的同位素值差别(表 2)。然而, 对地表浅层土壤和浅根树种(林下幼树和耐阴树种)而言, 滴落雾水是干季少雨季节主要的水分供应者, 也为浅根树种的生存和生长创造了有利、少变的阴湿环境<sup>[18]</sup>。

#### 4.2 森林地表土壤的蒸发

Bruijnzeel 等计算的世界部分湿润热带雨林的总蒸发散介于 1310~1500 mm<sup>[3]</sup>, Kumagai 等在马来西亚热带雨林测定的总蒸发散为 1545 mm<sup>[34]</sup>, Leopoldo 等在亚马逊测定的总蒸发散为 1493 mm<sup>[4]</sup>, 而本研究中 2002 年和 2003 年森林蒸发散分别为 1186 mm 和 987 mm, 其中最湿润的 2002 年也远小于以上的蒸发散值。与世界其它热带雨林分布区相比, 西双版纳热带雨林是在水分、热量均不足条件下分布的热带北缘森林群落, 由于地处季风气候特点的热带北缘, 热带森林受到了季节干旱的影响<sup>[35]</sup>。但西双版纳是有名的静风(年均风速 0.5 m/s)、多雾区(年雾日数>170 d), 茫茫的辐射雾在干季几乎每日夜间出现, 并持续到次日 11:00~12:00 才缓缓消散, 雾的总持续时间占干季总时间的 40% 以上<sup>[17]</sup>。持久、浓重的辐射雾不仅极大地缩短了日照时数<sup>[29]</sup>, 也相对地减弱了森林的蒸发、蒸腾强度和持续时间, 加之静风和略低温度的影响, 因此, 导致了西双版纳地区热带雨林的蒸发散较低。另一方面, 此地区热带雨林较低的蒸发散, 似乎也是热带雨林在雨水偏少的西双版纳地区存在的适应结果。

依据 2002 年和 2003 年此森林的蒸发散值, 利用溪水和总穿透水的稳定性同位素差值计算的土壤蒸发率分别为 5.1% 和 3.1%, 此值与采用水量-能量平衡法获得的其它世界湿润热带雨林的值得相当<sup>[3, 36]</sup>, 但低于落叶林的土壤蒸发率(8%~10%)<sup>[9]</sup>, 更低于针叶林的值(8%~16%)<sup>[1]</sup>和林冠稀疏的热带人工桉树林的值(15%~26%)<sup>[37]</sup>。虽然没有采用传统方法对西双版纳热带季节雨林土壤蒸发进行过测定, 但 Kubota 等<sup>[1]</sup>的研究表明, 由于成熟林浓密的林冠, 其土壤蒸发明显低于林冠稀疏的幼年林。导致西双版纳热带雨林较低土壤蒸发率的原因是多方面的, 首先是茂密的热带雨林多层林冠和较厚的枯枝落叶层对土壤蒸发和辐射能量输入的阻挡作用; 其次是持久的浓雾极大地削弱了用于蒸发的太阳辐射能量的输入; 同时, 由于林冠对雾水的截留作用, 蒸发林冠截留的雾水也将消耗部分能量。

本研究中, 计算森林蒸发散时没有考虑土壤蓄水量的变化, 如同 Kubota 等<sup>[1]</sup>和 Leopoldo 等<sup>[4]</sup>指出的那样, 在以年为时间尺度研究森林水量平衡时, 土壤蓄水量的年际变化被视为零。Leopoldo 等对亚马逊热带雨林的研究表明<sup>[4]</sup>, 土壤蓄水量的年变化仅为年降水量的 1.9%。因此, 根据(6)式计算蒸发散, 从而估算土壤蒸发率( $ER = E_s/ET$ )是可行的。另外, 据(7)式计算土壤蒸发率时, 并没有考虑树干流(Stemflow)对森林的水分输入,

也即(5)式中的穿透水应该包括树干流, 研究结果或许略为过低估算了土壤蒸发率。张一平等对此热带季节雨林的研究表明<sup>[38]</sup>, 年树干径流率为 5%, 如果(7)式的穿透水中再加入 5% 的年降雨, 则计算的 2002 年和 2003 年土壤蒸发率分别为 5.4% 和 3.2%, 与未考虑树干流的结果几乎没有差别。

## 5 结论

通过分析西双版纳热带季节雨林内 2a(2002~2003 年)的降雨量、穿透雨水、林冠滴落的雾水、集水区溪流水及其稳定性同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta\text{D}$ 表明, 热带雨林在雨水偏多的 2002 年和雨水偏少的 2003 年的蒸发散分别为 1186 mm 和 987 mm, 明显低于世界其它湿润热带雨林的蒸发散值; 雾水的稳定性同位素值明显重于雨水, 表明雾水中包含区域再循环的蒸发水汽; 由于森林林冠和林下土壤的蒸发作用, 穿透雨水和溪水的同位素值又明显偏重于雨水的相应值。根据溪流水和穿透水的同位素差值, 利用平衡状态下的瑞利蒸馏方程计算的森林土壤蒸发率表明, 这两年的森林总蒸发散中分别有 5.1% 和 3.1% 来自林下土壤的蒸发。分析认为, 持久、浓重的辐射雾是导致了西双版纳地区热带雨林蒸发散和土壤蒸发率较低的重要因子。

## References

- [1] Kubota T, Tsuboyama Y. Estimation of evaporation rate from the forest floor using oxygen-18 and deuterium compositions of throughfall and stream water during a non-storm runoff period. *Journal of Forest Research*, 2004, 9: 51~59.
- [2] Tsujimura M, Tanaka T. Evaluation of evaporation rate from forested soil surface using stable isotopic composition of soil water in a headwater basin. *Hydrological Processes*, 1998, 12: 2093~2103.
- [3] Bruijnzeel L A. Hydrology of tropical montane cloud forest: a reassessment. *Land Use and Water Resources Research*, 2001, 1: 1~18.
- [4] Leopoldo P R, Franken W K, Villa Nova N A. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. *Forest Ecology and Management*, 1995, 73: 185~195.
- [5] Hattori S. The seasonal variation of evaporation from forest floor in a hinoki stand. *Journal of Japanese Forest Society*, 1983, 65: 9~16.
- [6] Mo X G, Liu S X, Lin Z H, *et al.* Simulating temporal and spatial variation of evapotranspiration over the Lushi basin. *Journal of Hydrology*, 2004, 285: 125~142.
- [7] Tang D Y, Yang L F, Cheng W X. Large weighing lysimeter for measuring evapotranspiration. In: Xie X Q, Zuo D K, Tang D Y. *Field evapotranspiration*. Beijing: Meteorological Press, 1991. 67~74.
- [8] Liu C M, Hong J L, Jin H. Calculation of field evapotranspiration. In: Xie X Q, Zuo D K, Tang D Y. *Field evapotranspiration*. Beijing: Meteorological Press, 1991. 134~142.
- [9] Wilson K B, Hanson P J, Mulholland P J, *et al.* A comparison of methods for determining forest evapotranspiration and its components: sap-flow, soil water budget, eddy covariance and catchment water balance. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2001, 106: 153~168.
- [10] Hattori S. The components of forest evapotranspiration. In: Tsukamoto Y. *Forest hydrology*. Tokyo: Bunkaido, 1992. 78~96.
- [11] Tajchman S J. The radiation and energy balances of coniferous and deciduous forests. *Journal of Applied Ecology*, 1972, 9: 357~375.
- [12] Hoefs J. *Stable isotope geochemistry*. Third edition. Berlin: Springer-Verlag, 1987. 241.
- [13] Barnes C J, Allison G B. The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils 1. Theory. *Journal of Hydrology*, 1983, 60: 141~156.
- [14] Allison G B, Barnes C J, Hughes M W. The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils 2. Experimental. *Journal of Hydrology*, 1983, 64: 377~397.
- [15] Cao M, Zhang J H, Feng Z L, *et al.* Tree species composition of a seasonal rain forest in Xishuangbanna, Southwest China. *Tropical Ecology*, 1996, 37: 183~192.
- [16] Zhang K Y. An analysis on the characteristics and forming factors of climates in the south part of Yunnan. *Acta Meteorologica Sinica*, 1963, 33: 210~230.
- [17] Liu W J, Zhang Y P, Liu Y H, *et al.* Comparison of fog interception at a tropical seasonal rain forest and a rubber plantation in Xishuangbanna, Southwest China. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, 23: 2379~2386.
- [18] Dawson T E. Fog in the California redwood forest: ecosystem inputs and use by plants. *Oecologia*, 1998, 117: 478~485.
- [19] Coplen T B. Reporting of stable hydrogen, carbon and oxygen isotopic abundances. *Pure and Applied Chemistry*, 1994, 46: 273~276.
- [20] Lin G H, Sternberg L S L. Comparative study of water uptake and photosynthetic gas exchange between scrub and fringe red mangroves, *Rhizophora mangle* L. *Oecologia*, 1992, 90: 399~403.
- [21] Ingraham N L, Matthews R A. A stable isotopic study of fog: the Point Reyes Peninsula, California, U. S. A. *Chemical Geology (Isotope Geoscience)* 1994-2012 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>



- Section), 1990, 80: 281~ 290.
- [ 22 ] Martinelli L A, Victoria R L, Sternberg L S L, *et al.* Using stable isotopes to determine sources of evaporated water to the atmosphere in the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, 1996, 183: 191~ 204.
- [ 23 ] Majube M. Fractionation of oxygen-18 and deuterium in water vapor. *Journal of Chemical Physics*, 1971, 197: 1423~ 1436.
- [ 24 ] Aragu s-Aragu s L, Froehlich K, Rozanski K. Stable isotope composition of precipitation over southeast Asia. *Journal of Geophysical Research*, 1998, 103: 28721~ 28742.
- [ 25 ] Zhang X P, Liu J M, Tian L D, *et al.* Variations of  $\delta^{18}\text{O}$  in precipitation along vapor transport paths over Asia. *Acta Geographica Sinica*, 2004, 59: 699 ~ 708.
- [ 26 ] Yao T D. Abrupt climatic changes on the Tibetan Plateau during the Last Ice Age. *Science in China ( D )*, 1999, 42: 358~ 368.
- [ 27 ] Tian L D. A 4-year' s study of stable isotope in precipitation on the Tibetan Plateau. *Cryosphere*, 1997, 3: 32~ 36.
- [ 28 ] Zheng S H, Hou F G, Ni B L. Study on the isotopic composition of precipitation in China. *Chinese Science Bulletin*, 1994, 23: 33~ 41.
- [ 29 ] Liu W J, Meng F R, Zhang Y P, *et al.* Water input from fog drip in the tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China. *Journal of Tropical Ecology*, 2004, 20: 517~ 524.
- [ 30 ] Aravena R, Suzuki O, Pollastri A. Coastal fog and its relation to groundwater in the IV region of northern Chile. *Chemical Geology*, 1989, 79: 83~ 91.
- [ 31 ] Gonfiantini R, Longinelli A. Oxygen isotopic compositions of fog and rains from North Atlantic. *Experientia*, 1961, 18: 222~ 223.
- [ 32 ] Scholl M A, Gingerich S B, Tribble G W. The influence of microclimates and fog on stable isotope signatures used in interpretation of regional hydrology: East Maui, Hawaii. *Journal of Hydrology*, 2002, 264: 170~ 184.
- [ 33 ] Liu W J, Zhang Y P, Li H M, *et al.* Fog drip and its relation to groundwater in the tropical seasonal rain forest of Xishuangbanna, Southwest China: a preliminary study. *Water Research*, 2005, 39: 787~ 794.
- [ 34 ] Kumagai T, Saitoh T M, Sato Y, *et al.* Annual water balance and seasonality of evapotranspiration in a Bornean tropical rainforest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2005, 128: 81~ 92.
- [ 35 ] Zhu H. Research of community ecology on *Shorea chinensis* forest in Xishuangbanna. *Acta Botanica Yunnanica*, 1992, 15: 34~ 46.
- [ 36 ] Shuttleworth W J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proceedings of the Royal Society of London, Series B*, 1988, 233: 321~ 346.
- [ 37 ] Lane P N J, Morris J, Zhang N N, *et al.* Water balance of tropical eucalypt plantations in south-eastern China. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 124: 253~ 267.
- [ 38 ] Zhang Y P, Wang X, Wang Y J, *et al.* Comparison research on hydrological effect of the canopy of the tropical seasonal rainforest and rubber forest in Xishuangbanna, Yunnan. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, 23: 2653~ 2665.

#### 参考文献:

- [ 7 ] 唐登银, 杨立福, 程维新. 原状土自动称重蒸发渗漏仪. 见: 谢贤群, 左大康, 唐登银, 主编. 农田蒸发. 北京: 气象出版社, 1991. 67~ 74.
- [ 8 ] 刘昌明, 洪嘉琰, 金淮. 农田蒸散量计算. 见: 谢贤群, 左大康, 唐登银, 主编. 农田蒸发. 北京: 气象出版社, 1991. 134~ 142.
- [ 16 ] 张克映. 滇南气候特征及其形成因子的初步分析. *气象学报*, 1963, 33: 210~ 230.
- [ 17 ] 刘文杰, 张一平, 刘玉洪, 等. 热带季节雨林和人工橡胶林林冠截留雾水的比较研究. *生态学报*, 2003, 23: 2379~ 2386.
- [ 25 ] 章新平, 刘晶淼, 田立德, 等. 亚洲降水中 $\delta^{18}\text{O}$ 沿不同水汽输送路径的变化. *地理学报*, 2004, 59: 699~ 708.
- [ 28 ] 郑淑蕙, 侯发高, 倪葆龄. 我国大气降水的氢氧稳定性同位素研究. *科学通报*, 1983, 23: 801~ 806.
- [ 35 ] 朱华. 西双版纳望天树林群落生态研究. *云南植物研究*, 1992, 15: 34~ 46.
- [ 38 ] 张一平, 王馨, 王玉杰, 等. 西双版纳地区热带季节雨林与橡胶林林冠水文效应比较研究. *生态学报*, 2003, 23: 2653~ 2665.