

# 土壤热流量对运用热量平衡法 测定林冠蒸散的影响

— 小良热带人工阔叶林林冠蒸散的测定

李国琛

(广州地理研究所)

## 摘 要

本文报道小良水土保持试验推广站热带人工阔叶混交林林冠蒸散的测定研究。测算结果表明,土壤热流量对运用热量平衡法测定林冠蒸散的影响如下:

(1) 当测定日蒸散强度时,土壤热流量(A)的影响很小,A项可省略,测算蒸散的公式可简化为 
$$E = \frac{R}{L(I+B)}$$
, 由A项造成的相对误差小于5%。

(2) 当测定蒸散强度时,土壤热流量(A)的影响很大,A项不能省略,否则,由A项造成的相对误差可大于30%。

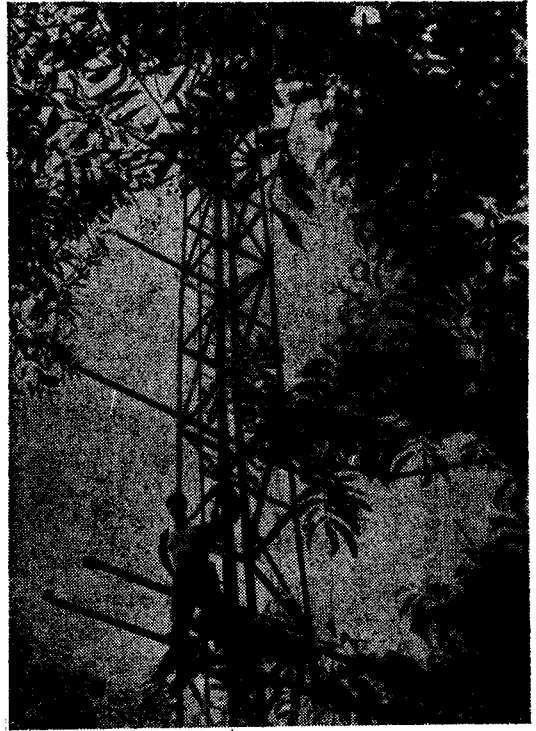
## 前 言

精确地测定林冠蒸散,对认识掌握森林生长的需水规律和森林生态系统中水分循环的规律,同时,对保证森林生长发育各个阶段的需水量,从而提高林木的物质产量,加速森林的恢复和发展,保持生态平衡,有重要的理论意义和一定的实际意义。

热量平衡法是目前各国应用较广、精确度较高的测定蒸散的一种方法,它是蒸散测定研究今后发展的主要方向。通过热量平衡观测,不但可以测量到自然条件下的蒸散量,而且有利于研究各项地理因素、气候因素与森林蒸散的关系。本文是运用热量平衡法测定研究小良热带人工林林冠蒸散的专题报告,是前阶段(1982年7月~1983年7月)林冠蒸散测定研究工作的继续<sup>[2]</sup>。在原来的观测仪器基础上,增添了精密度较高的土壤热流计(日本英弘CN-81型)于1984年6月对该林地土壤热流量,以及热量平衡的其它要素进行同步观测。然后,根据实地观测结果,进一步计算、分析和研究热带季风地区林地土壤热流量在热带平衡方程式各分量中所占的比重,及其对林冠蒸散测算结果影响的程度。

## 一、定位观测仪器的布设

林冠蒸散定位观测点设在小良水土保持试验推广站 ( $110^{\circ}54'18''E$ ,  $21^{\circ}27'49''N$ ) 贵山岭西南坡热带人工阔叶混交林(建群种: 沙椴+麻楝+白木香+黑格)内。1984年的新观测点位于1982~1983年原观测点南面近100米的缓坡上,海拔高度约40米。新观测点建有高25.5米铁架(照片1),观测仪器安装在铁架上及其周围土壤中。其中:英弘CN-I型净辐射仪感应部分安装在7.5米高处;HS<sub>1-1</sub>型遥测通风干湿表感应部分安装在7.5米(林冠层顶)和10.5米(距林冠层顶3米)两个高度上;英弘CN-81型土壤热流量计感应部分HF<sub>1</sub>(82113)、HF<sub>2</sub>(82114)、HF<sub>3</sub>(82115)分别埋在铁架西北面14米、东化面12米和南面10米的土壤(红壤)中,热量板埋入深度为10厘米。以上各种仪器的观测、操作和记录部分,通过电缆与铁架上感应部分和土壤中热量板分别相联接,并安装在林下地面上(照片2)。



照片1. 在混交林中建立的观测铁架  
(李国琛摄)

## 二、林冠蒸散测定原理和测算结果

林冠热散测定原理,是根据能量守恒原理建立的热量平衡方程式,经变换形式后导出的公式<sup>[1]</sup>

$$E = \frac{R - A}{L(1 + B)}$$

$$\text{其中 } B = 0.61 \frac{\Delta T}{\Delta e}$$

式中: E——林冠蒸散

R——辐射平衡 A——土壤热流量

B——波文比 L——蒸散比热,



照片2: 观测人员在林下进行观测和记录行(李国琛摄)

表1 小良热带人工阔叶混交林叶冠蒸散测算结果

(晴) 1984年6月9日8时~10日7时)

Table 1 Results of the measured and calculated evapotranspiration from the canopy of the tropical broad-leaf forest in Xiaoliang

Sunny day: from 8: 00 9th June to 7: 00 10th June 1984.)

观测项目 I	辐射平衡 R	土地热流量 A	差值 R-A (Gg/cm <sup>2</sup> ·g) <sup>3</sup>	林冠层顶与距层顶3米高度间温度差 ΔT(°C)	林冠层顶与距层顶3米高度间湿度差 Δe(mb)	忽略A顶林冠蒸散 $E' = \frac{R}{580(1+0.67\frac{\Delta T}{\Delta e})}$	不忽略A顶林冠蒸散 $E = \frac{R-A}{580(1+0.67\frac{\Delta T}{\Delta e})}$	误差 ΔE = E' - E (mm)
8	29.4	2.34	27.06	0.3	0.6	0.38	0.30	0.08
9	55.8	1.74	54.06	0.5	0.5	0.58	0.56	0.02
10	64.2	5.73	58.47	0.5	0.2	0.41	0.38	0.03
11	67.8	16.17	51.63	0.7	0.9	0.77	0.58	0.19
12	74.4	14.10	60.30	0.7	1.5	0.96	0.78	0.18
13	77.4	11.43	65.97	1.1	1.4	0.87	0.74	0.13
14	66.6	9.90	56.70	1.1	1.6	0.78	0.67	0.11
15	55.8	8.82	46.98	0.7	1.2	0.69	0.58	0.11
16	39.0	6.84	32.16	0.7	1.0	0.46	0.38	0.08
17	10.2	1.77	8.43	0.1	0.8	0.17	0.14	0.03

续表 1

18	7.2	0.45	6.75	-0.2	0.6	0.16	0.15	0.01
19	4.2	-0.66	4.86	-0.2	0.7	0.09	0.10	-0.01
20	-4.8	-1.79	-3.01	-0.1	0.9	-0.09	-0.06	-0.03
21	-4.2	-2.91	-1.29	-0.3	0.4	-0.16	-0.05	-0.11
22	-4.2	-2.25	-1.95	-0.1	0.3	-0.19	-0.04	-0.05
23	-3.2	-2.16	-1.04	-0.2	0.4	-0.08	-0.03	-0.05
0	-3.0	-2.16	-0.84	-0.1	0.4	-0.07	-0.02	-0.05
1	-3.6	-2.52	-1.08	-0.2	0.5	-0.09	-0.03	-0.06
2	-3.6	-3.00	-0.60	-0.3	0.5	-0.10	-0.02	-0.08
3	-3.6	-3.66	0.06	-0.3	0.5	-0.10	0.00	-0.10
4	-3.6	-4.14	0.54	-0.3	0.9	-0.08	0.01	-0.09
5	-3.6	-4.23	0.63	-0.3	0.6	-0.09	0.02	-0.11
6	-1.8	-4.14	2.34	-0.3	0.7	-0.04	0.06	-0.10
7	11.4	-3.42	7.98	0	0.8	0.20	0.14	0.06
总和	524.2	42.25	475.11	3.5	17.9	5.53	5.34	0.19
平均	21.84	1.76	19.80	0.15	0.75	0.23	0.22	0.008

表2 小良热带人工阔叶混交林林冠蒸散测算结果

(阴间多云; 1984年6月12日9时~13日8时)

Table 2 Results of the measured and calculated evapotranspiration from the canopy of the tropical artificial gread-Leaf forest in Xiaoliang

(Overcast or cloudy, from: 9:00 12 th June to 8:00 13 th June 1984.)

观测项目 I 观测时间 (时)(hr)	辐射平衡 R	土壤热 流量 A	差值 R-A (Cg/Cm <sup>2</sup> g)	林冠层顶 与距层顶 3米高间 温度差 $\Delta T(^{\circ}C)$	林冠层顶 与距层顶 3米高间 湿度差 $\Delta e(mb)$	忽略A项林冠蒸散		不忽略A项林冠蒸散		误差 $\Delta E = E' - E$ (mm)
						$E' = \frac{R}{580(1+0.67\frac{\Delta T}{\Delta e})}$	R	$\frac{R-A}{580(1+0.67\frac{\Delta T}{\Delta e})}$	$\frac{R-A}{580(1+0.67\frac{\Delta T}{\Delta e})}$	
9	19.8	1.83	17.97	0.4	0.2	0.15	0.15	0.13	0.13	0.02
10	9.0	5.94	3.06	0.7	0.3	0.06	0.06	0.02	0.02	0.04
11	3.0	1.98	1.02	0.9	0.7	0.03	0.03	0.01	0.01	0.02
12	13.2	12.18	1.02	1.1	0.7	0.11	0.11	0.01	0.01	0.10
13	11.4	10.08	1.32	1.1	0.9	0.11	0.11	0.01	0.01	0.10
14	24.6	9.87	14.73	1.0	0.3	0.13	0.13	0.08	0.08	0.10
15	3.6	4.8	-1.2	0.9	0.4	0.03	0.03	-0.01	-0.01	0.05
16	13.8	6.66	7.14	0.9	0.7	0.13	0.13	0.07	0.07	0.04
17	17.4	3.78	13.62	0.2	0.2	0.18	0.18	0.14	0.14	0.06
18	3.0	1.83	1.17	0.0	0.3	0.05	0.05	0.02	0.02	0.04
19	0.0	0.0	0.0	0.1	0.5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03

续表 2

20	0.0	-0.66	0.66	0.1	0.5	0.00	0.01	0.00
21	0.0	-1.26	1.26	0.1	0.2	0.00	0.02	-0.01
22	-1.2	-1.41	0.21	0.1	-0.1	-0.06	0.01	-0.02
23	-1.8	-1.59	-0.21	0.2	-0.2	-0.09	-0.01	-0.07
0	-2.4	-1.89	-0.51	0.1*	-0.1*	-0.13	-0.03	-0.08
1	-3.0	-2.34	-0.66	-0.1	0.1	-0.16	-0.03	-0.10
2	-2.4	-2.34	-0.06	-0.1	-0.2	-0.03	0.00	-0.13
3	-2.4	-2.43	0.03	0.0	-0.4	-0.04	0.00	-0.02
4	-1.8	-2.43	0.63	-0.1	-0.6	-0.03	0.01	-0.04
5	-1.8	-2.52	0.72	-0.1	-0.2*	-0.02	0.01	-0.04
6	0.6	-2.16	2.76	0.0	0.2	0.01	0.05	-0.03
7	1.8	-1.41	3.21	0.1	0.8	0.03	0.05	-0.04
8	19.8	0.0	19.8	0.2	0.1	0.15	0.15	0.00
总和	124.2	36.51	97.69	7.8	5.3	0.61	0.70	-0.09
平均	5.175	1.52	3.65	0.325	0.221	0.025	0.029	-0.004

在6月林冠层常温(30℃)下为580卡/克

$\Delta T$ ——林冠层顶与距层顶3米高间温度差

$\Delta e$ ——林冠层顶与距层顶3米高间湿度差

0.61——波文系数

1984年6月,在小良热带人工阔叶混交林中进行了半个月林冠蒸散观测,下面选择了24小时连续性较好、资料系列较完整的两天(代表两种天气类型)观测结果,进行计算分析和对比研究。林冠蒸散测算结果见表1和表2,以及图1和图2。

### 三、土壤热流量对林冠蒸散测算结果的影响

根据现有的观测资料和测算结果按天气条件大体可分为两种类型:

#### (一)晴天类型

由表1可见,在晴天条件下(以6月9日8时~10日7时为代表),测算得到的林

冠日蒸散强度 $E_d = 5.34$ 毫米/日;时蒸散强度:平均 $\bar{E}_h = 0.22$ 毫米/时,最大 $E_h^{\max} = 0.78$

毫米/时,最小 $E_h^{\min} = -0.06$ 毫米/时(蒸散方向只有向上而无向下的,  $E$ 为负值,实质是代表水汽凝结)。如果忽略土壤热流量项,根据热量平衡法测算的林冠日蒸散强度

$E'_d = 5.53$ 毫米/日;时蒸散强度:平均 $\bar{E}'_h = 0.23$ 毫米/时,最大 $E_h'^{\max} = 0.96$ 毫米/时,

最小 $E_h'^{\min} = -0.10$ 毫米/时。忽略( $E'$ )与不忽略( $E$ )土壤热流量项对林冠蒸散测算结果影响造成的差值如下:日蒸散强度两者之差 $\Delta E_d = 0.19$ 毫米/日;时蒸散强度

两者之差平均 $\Delta \bar{E} = 0.08$ 毫米/时,最大 $\Delta E_h^{\max} = 0.19$ 毫米/时,最小 $\Delta E_h^{\min} = -0.11$ 毫米/时。

#### (二)阴间多云类型

由表2可见,在阴间多云条件下(以6月12日9时~13日8时为代表),测算得到的林冠日蒸散强度 $E_d = 0.70$ 毫米/日;时蒸散强度:平均 $\bar{E}_h = 0.029$ 毫米/时,最大

$E_h^{\max} = 0.15$ 毫米/时,最小 $E_h^{\min} = -0.03$ 毫米/时。如果忽略土壤热流量项,根据热量平衡法测算的林冠日蒸散强度 $E'_d = 0.61$ 毫米/日;时蒸散强度:平均 $\bar{E}'_h = 0.025$ 毫米/时

最大 $E_h'^{\max} = 0.18$ 毫米/时,最小 $E_h'^{\min} = -0.16$ 毫米/时。

忽略与不忽略土壤热流量项对林冠蒸散测算结果造成的差值如下:日蒸散强度两者之差 $\Delta E_d = -0.09$ 毫米/时,时蒸散强度两者之差:平均 $\Delta E_h = -0.004$ 毫米/时,最大

$\Delta E_h^{\max} = 0.10$ 毫米/时,最小 $\Delta E_h^{\min} = -0.13$ 毫米/时。

### 四、林冠蒸散测算结果的分析与讨论

#### (一)、林冠蒸散日变化

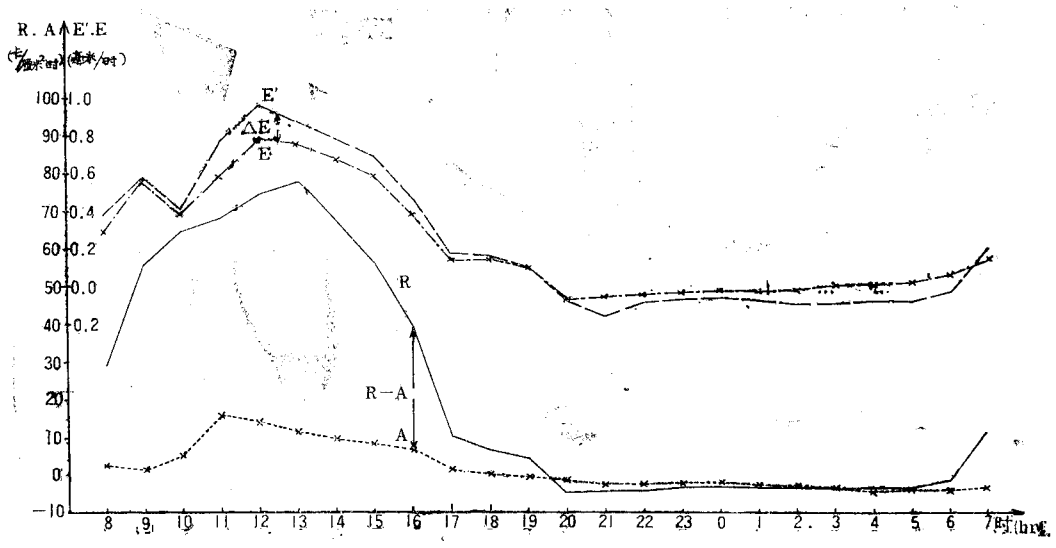


图1 晴天天气条件下小良热带人工林 R. A. E'. E. 日变化  
(1984年6月9日8时—10日7时)

Fig. 1 R. A. E'. E. daily cycles for the Xiaoliang tropical artificial broad-leaf forest in sunny day

- 林冠辐射平衡 (R)  
Net radiation in the canopy of forest
- ..... 林地土壤热流量 (A)  
Soil heat flow in forest
- 省略A的林冠蒸散 (E')  
Evapotranspiration from the canopy of forest when item A is omitted
- 不省略A的林冠蒸散 (E)  
Evapotranspiration from the canopy of forest when item A is not omitted
- △E = E' - E

从图1可见，在晴天条件下，林冠蒸散强度 ( $E_A$ ) 日变化是很有规则的，日出后1—2小时（早晨6—7时）从零开始逐渐上升，到中午12时达最大值，午后蒸散强度逐渐下降，至日落后1—2小时（傍晚7—8时）下降至零，到夜间则出现负值，水汽发生凝结，至次日早晨6—7时，林冠蒸散又从零开始回升，进行周期性日变化。



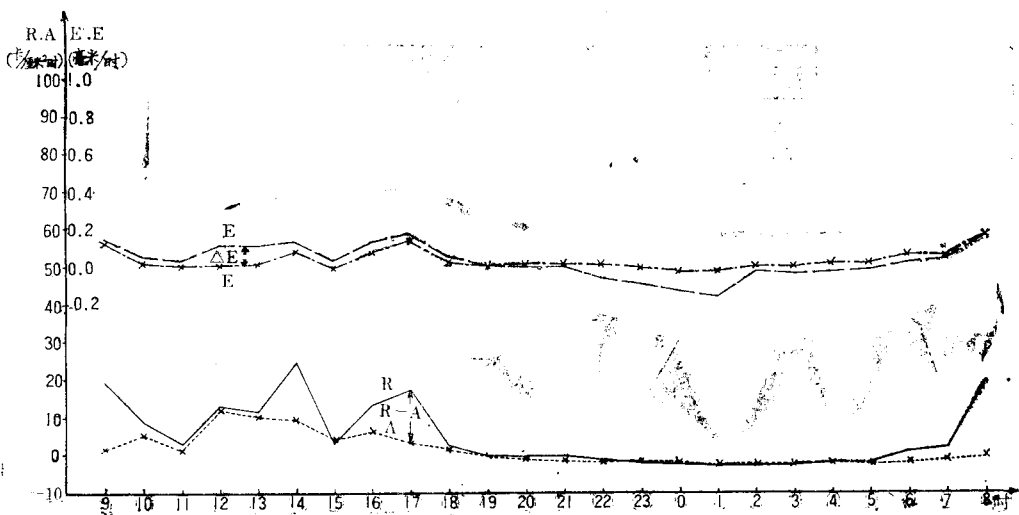


图2 阴间多云天气条件下小良热带人工林R、A、E'、E. 日变化  
(1984年6月12日6时—13日8时)

Fig. 2 R, A, E', E. daily cycles for the Xiaoliang artificial broad-leaf forest between overcast sky and cloudy (1984, 6, 12—13)

林冠辐射平衡 (R)

Net radiation in the canopy of forest

林地土壤热流量 (A)

Soil heat flow in forest

省略A的林冠蒸散 (E')

Evapotranspiration from the canopy of forest when item A is omitted

不省略A的林冠蒸散 (E)

Evapotranspiration from the canopy of forest when item A is not omitted

$\Delta E = E' - E$

从图2可见,在阴间多云条件下,林冠蒸散强度日变化过程受太阳辐射差额日变化的影响,林冠蒸散强度日变化有起有伏,不大规则,蒸散强度最大值就不一定出现在中午,而是出现在天空云量较小的时刻,主要取决于当时林冠层辐射平衡R和土壤热流量A,尤其是R的大小。如1984年6月12日最大蒸散强度出现在下午5时,此刻R(17.4卡/厘米<sup>2</sup>·时)较大,而A(3.78卡/厘米<sup>2</sup>·时)又较小。

不论是晴天或是阴间多云天气,受辐射差额支配的林冠蒸散强度日变化过程中,由正值转变为负值,或由负值转变为正值的时间,均分别发生在日落后一小时,或日出后一小时。其主要原因是由于近地面林冠层辐射差额(辐射平衡)由正值转变为负值,或由负值转变为正值发生的时间,也分别在日落后一小时,或日出后一小时,两者基本上是吻合的。云的影响,无论是白天或是夜间,总是使R值减小,因此也使林冠蒸散E值

减小，成正相关。而土壤热流量A对林冠蒸散E的影响成反相关，A值增大，则E值减小；反之，A值减小，则E值增大。因此，在乱流交换强度一定情况下，林冠蒸散E的日变化主要受R和A两因素的影响和制约。

从表1、表2、图1和图2可见，在晴天天气条件均一情况下，林冠层辐射平衡、土壤热流量，以及林冠蒸散强度（包括忽略或不忽略土壤热流量影响）日变化过程都是颇有规律，从日出开始上升，至中午达最大值；午后则逐渐下降，至午夜前后降至最小。

在云量变化无常，天气条件不均一情况下，由于太阳总辐射（包括直接和散射辐射）和地面林冠层有效辐射随云量而变化，因此，受太阳总辐射和地面有效辐射共同制约的林冠层辐射平衡（R）和土壤热流量（A）以及林冠蒸散强度（E）也跟随天气（云量）的变化而改变。其变化过程不规则，林冠蒸散最大值不一定出现在中午，而可能出现在午前或午后云量较小的时刻。由于云量在夜间只对散射辐射和地面有效辐射有较大影响（夜间只有散射辐射而没太阳直接辐射），因此，无论晴天或是阴间多云天气，夜间太阳总辐射和辐射平衡R不管云量如何总是比白天小，林冠蒸散强度最小值均出现在夜间，当近地面林冠层温度降至露点温度时，甚至出现与蒸散相反的水汽凝结现象。

## （二）土壤热流量对林冠蒸散影响的分析

1. 在不同天气条件下，土壤热流量（A）对林冠蒸散（E）影响不同。从上文所述，据忽略与不忽略土壤热流量情况下林冠蒸散测定结果可知：日蒸散强度（ $\Delta E_d = E'_d - E_h$ ），晴天的（ $\Delta E_d = 0.19$ 毫米/日）大于阴间多云的（ $\Delta E_d = -0.09$ 毫米/日）；时蒸散强度（ $\Delta E_h = E'_h - E$ ），同样是晴天的（平均 $\Delta E_h = 0.008$ 毫米/时，最大 $\Delta E_h = 0.19$ 毫米/时）大于阴间多云的（平均 $\Delta E_h = -0.004$ 毫米/时，最大 $\Delta E_h = 0.10$ 毫米/时）。

2. 无论是晴天或是阴间多云天气，土壤热流量（A）对林冠日蒸散强度（ $E_d$ ）影响，其绝对差值（ $\Delta E_d$ ）都很小（一般小于0.2毫米/日）。晴天，如6月9日为0.19毫米/日，阴间多云如6月12日则更小，只有0.09毫米/日。

3. 土壤热流量（A）对林冠时蒸散强度（ $E_h$ ）影响较大。特别是在大晴天的白天，最大影响有时可过0.19毫米/时（6月9日11时），甚至更大，可与其对日蒸散强度影响造成的差值（0.19毫米/日）相接近。不过，日蒸散强度差值（0.19毫米/日）的相对误差很小，只有3.6%；而时蒸散强度差值（0.19毫米/时）的相对误差却很大，高达32.8%。

由上文分析结果可得如下结论：

1. 运用热量平衡法测算热带人工阔叶林林冠日蒸散强度时，土壤热流量影响很小，其造成的相对误差小于5%。在热量平衡方程式导出的测算林冠蒸散公式

$$E = \frac{R - A}{L(1 + B)} \quad \text{中，可省略土壤热流量A项而简化成} \quad E = \frac{R}{L(1 + B)}。$$

2. 运用热量平衡法测算人工阔叶林林冠蒸散强度时，土壤热流量影响很大，其

造成的相对误差大于30%，测算林冠蒸散公式  $E = \frac{R - A}{L(1 + B)}$  中的A项不可省略。

### 参 考 文 献

- [1] 王正非、崔启武, 1964: 森林总体蒸发(散)的测定设计。中国科学院林业土壤研究所集刊, 第1集, 32—39页。
- [2] 李国琛等, 1984: 小良热带人工阔叶混交林林冠蒸散测定研究。热带亚热带森林生态系统研究, 第2集, 122—131页。

## INFLUENCE OF THE SOIL HEAT FLOW ON FOREST CANOPY EVAPOTRANSPIRATION MEASURED BY ENERGY BALANCE METHOD

Li Guo-chen

(Guangzhou Institute of Geography)

### Abstract

This paper reports the soil heat flow plate (E. K. model CN-81, made in Japan) and other meteorological instruments were used to measure and study evapotranspiration from the canopy of the tropical artificial broad-leaf forest in Xiaoliang Water and Soil Conservation Station.

The influence of the soil heat flow on evapotranspiration from the canopy of forest measured and calculated by energy balance method can be expressed as follows:

1. Influence of the soil heat flow (A) was very little when the daily evapotranspiration intensity was measured. Item A could be omitted and formula of calculating evapotranspiration could be simplified to  $E = \frac{R}{L(1 + B)}$ , the relative error from item A was less than 5%.

2. Influence of the soil heat flow (A) was very great when the hourly evapotranspiration intensity was measured. Item A could not be omitted, because the relative error from item A was more than 30%.