

國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文

指導教授：張世杰

鴛鴦湖地區台灣扁柏森林生態系
蒸散作用之研究

Estimation of transpiration rate in
Yuanyang Lake



研究生：羅勻謙

中華民國九 三年七月三 日

致謝

今年夏天我完成碩士論文，自己覺得非常不容易，在花蓮的兩年轉眼間就過去，現在已經到了要離開的時候，有點感傷。這一路走來，有大家的支持與鼓勵，讓我面對挫折時能繼續往前，這一點我非常感謝。對於我來說，短短的兩年裡發生了好多事情，不過也因為這些挑戰，讓我一次比一次堅強，一次比一次更有勇氣面對人生，來花蓮的兩年，我成長了。

最早想要來唸生態的原因早已忘了，不過研究所的兩年我得到許多，課業上、情感上、人生歷練上的點點滴滴，都開闊了我的視野。還記得一開始跑去找張老師的情境，那時我好緊張阿，兩年後，我看到張老師還是一樣緊張，但我很高興自己跟了他，他的毅力與專注讓我非常佩服，他也讓我有許多的可能，很難想像我居然會接電線，會焊電子零件；敏如、美娟、馥珊、元祥、詩韻、中胖、小華姐、家賢、應欽、阿德、彥彰，同學兩年很開心，尤其是姊妹們，謝謝你們的照顧，我們要一起去玩阿。實驗室的學長學姊學弟學妹們，謝謝大家的包容，讓我們一起創造鴛鴦湖的未來。還有所上的大家，很高興能認識你們。恩，夏老師，我會記住你神奇的感化。

星星社的朋友，還有我的姊妹們(苑綾、佳穎、盈璇、小姬...)，總是再我最失意或最無聊的時候出現，一輩子的朋友怎能忘記。最重要的是，我親愛的家人，沒有你們怎有現在的我，我終於要回家了，很高興！

最後，我的你，願你一輩子都能自由自在，這兩年謝謝你的陪伴，我非常快樂，要記住我常常跟你說的那句話，或許這樣就夠了吧！七星潭的盼望，我會想你！

有太多人於有形、無形之處給我支持，我都會記得，謝謝大家，讓我在花蓮能更如此自由、快樂，做我想做的事，過我想過的生活，再次感謝！

Abstract

To estimate the transpiration rate and the factors affecting it in the subtropical montane cloud forest, a study was conducted from July 2003 to May 2004 at the Yuanyang Lake (YYL) site located in northeastern Taiwan. The dominant tree species of the site was *Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*, which comprised 82% of the total basal area of the stand. The transpiration rate was calculated by the sap flux rate using thermal dissipation probes. Sap wood areas of sample trees were investigated and the total sap wood area of the stand was estimated, which was used for estimating the transpiration rate at the stand scale. The environmental factors that may affect the sap fluxes were recorded on the meteorological tower during the same period of investigation. The Penman-Monteith equation was used for estimating the reference evapotranspiration rate and a conversion coefficient was developed to calculate forest evapotranspiration.

From July 13, 2003 to May 31, 2004 (10.5 months), the average sap flow velocity showed a clear seasonal variation. From July to January the sap velocity decreased 60%. The stand transpiration rate was 194mm with the highest value in July (only 18 days) and the lowest value in January, which was 31mm and 6.9mm, respectively. Reference evapotranspiration and forest evapotranspiration estimated by Penman-Monteith equation was 689mm and 310mm. When compared with the canopy mass balance data, which yielded an annual interception loss of about 600 mm, the forest evapotranspiration rate was obviously underestimated.

Solar radiation was 1-2 hr time lag with sap flow. Sap flow was continued at nighttime which caused by wind. Solar radiation, vapor pressure deficit, and sap flow was revealed a counter-clockwise and clockwise hysteresis. Yuanyang Lake was a humid region. Solar radiation was capped by cloud, and caused canopy wetted. So transpiration rate was reduced.

Key words: transpiration, sap flow, evapotranspiration, fog.

摘要

本樣區位於台灣東北部山區，鄰近宜蘭鴛鴦湖自然保留區，為一典型的雲霧森林。本研究以樹液流法估算台灣扁柏蒸散量，配合環境因子調查，探討本樣區蒸散作用與環境因子的關係，並以 Penman-Monteith equation 估算參考蒸發散量及森林蒸發散量與以樹液流法推估的蒸散量比較。

本研究自 2003 年 7 月 13 至 2004 年 5 月 31 日止近 11 個月，平均樹液流速自 7 月至 1 月降低了近 60%。以樹液流法估算林份蒸散量(T_s)為 194mm，其中 7 月最高、1 月最低，分別為 31.3mm 及 6.9mm，從 7 月至 1 月降低了 78 %。以 Penman-Monteith equation 所估算參考蒸發散量(ET_0)為 689mm，森林蒸發散量(ET)為 310mm。本研究期間總水分輸入量為 3063mm，而蒸散量佔總水分輸入量的 6%，比例相當小。

本研究結果顯示日輻射與樹液流有 1-2 小時的延遲，且受山風影響，夜間樹液流仍持續進行。日輻射、水蒸氣壓差與樹液流之關係呈現逆時針及順時針遲滯現象。鴛鴦湖地區長年潮濕，日輻射量受雲霧籠罩影響降低，且雲霧造成冠層表面潮濕，因此蒸散作用被抑制。

關鍵字：蒸散作用、樹液流、蒸發散、雲霧

目錄

1. 前言.....	1
1.1 蒸散作用.....	1
1.2 影響蒸散作用的因子.....	2
1.3 蒸散作用之測量方法.....	3
1.4 樹液流法.....	5
1.5 熱消耗法.....	6
1.6 研究目的.....	6
2. 材料與方法.....	7
2.1 樣區概述.....	7
2.2 樹液速率之測量.....	9
2.3 影響因子之測量.....	13
2.4 邊材面積及葉面積之估算.....	13
2.5 Penman-Monteith equation 估算蒸發散量.....	16
3. 結果.....	17
3.1 氣象資料.....	17
3.2 蒸散作用.....	30
3.3 蒸散作用與環境因子間的關係.....	42
3.4 蒸散作用在水文循環中扮演的角色.....	54
4. 討論.....	58
4.1 熱消耗法.....	58
4.2 樹液流速的變異.....	60
4.3 蒸散作用.....	61
4.4 蒸散作用與環境因子.....	62
4.5 ET_0 、 ET 、 T_s 之比較.....	63
4.6 邊材之推估.....	63
5. 結論.....	65
6. 參考文獻.....	66

圖目錄

圖 1	水文循環圖.....	4
圖 2	樣區位置圖.....	8
圖 3	本樣區植被胸高斷面積分佈.....	8
圖 4	本樣區台灣扁柏胸高直徑分佈.....	9
圖 5	取樣方法.....	12
圖 6	熱消耗探針.....	12
圖 7	邊材及心材示意圖.....	15
圖 8	以染色法測量邊材長度.....	15
圖 9	降雨量分佈圖.....	17
圖 10	月均溫分佈圖.....	18
圖 11	溫度日變化圖.....	19
圖 12	日溫度-風向圖.....	20
圖 13	相對溼度.....	21
圖 14	土壤含水率分佈.....	22
圖 15	土壤含水率與降雨之關係圖.....	22
圖 16	每日雲霧出現時數.....	23
圖 17	每日能見度分佈.....	24
圖 18	樹一至樹四之木材含水率圖.....	25
圖 19	樹五至七之木材含水率分佈.....	26
圖 20	台灣扁柏胸高徑與邊材面積之關係圖.....	27
圖 21	台灣扁柏胸高徑與邊材面積之關係圖.....	27
圖 22	目視法與含水率法之比較.....	28
圖 23	熱消耗探針三重複間的變異.....	31
圖 24	三組 TDP 之樹液流速標準差分佈圖.....	32
圖 25	晴天及雨天的樹液流速標準差變異.....	33
圖 26	不同日輻射量之樹液流速標準差變異.....	34
圖 27	日平均樹液流速圖.....	35

圖 28	單株台灣扁柏之月平均樹液流量圖.....	36
圖 29	以樹液流法推估之月平均林份蒸散量.....	37
圖 30	每日參考蒸發散量與蒸散量之分佈圖.....	38
圖 31	乾燥條件下每日 ET_0 與 T_s 之關係.....	39
圖 32	每日 ET 與 T_s 之分佈圖.....	40
圖 33	T_s / ET 之關係圖.....	41
圖 34	每日 T_s 與 ET 之散佈圖.....	42
圖 35	日輻射、散射光、樹液流速及 VPD 之分佈圖.....	43
圖 36	不同日輻射量下的樹液流速變化.....	44
圖 37	每日日輻射總量與平均樹液流速分佈圖.....	45
圖 38	日輻射量與樹液流速關係圖.....	46
圖 39	2003 年 7 月 26 日日輻射量與樹液流速分佈圖.....	47
圖 40	水蒸氣壓差與樹液流之變化圖.....	48
圖 41	每日平均水蒸氣壓差與樹液流速關係圖.....	49
圖 42	每日氣溫與樹液流速圖.....	50
圖 43	夜晚氣溫與樹液流速關係圖.....	50
圖 44	每日雲霧出現時數與平均樹液流速之關係圖.....	51
圖 45	每日雲霧出現時數與每日日輻射總量關係圖.....	52
圖 46	單一雲霧事件.....	53
圖 47	以邊材面積、胸高斷面積及葉面積所推估之林份蒸散量比較	54
圖 48	水分輸入量與蒸散量(T_s)關係圖.....	55
圖 49	樹冠層水文平衡.....	56
圖 50	蒸發散量的平衡.....	56
圖 51	三組熱消耗探針之電壓值變化.....	58
圖 52	電壓值量化的困難.....	59
圖 53	平均每日樹液流量與胸高徑、邊材面積及葉面積關係圖.....	61

表目錄

表 1 TDP 實驗取樣樹木的詳細資料表.....	11
---------------------------	----

符號表

符號	單位	描述
ET_0	mm	以 Penman-Monteith equation 估算之參考蒸發散量
Kc		標準草地與森林蒸發散量之轉換係數
ET	mm	以 Penman-Monteith equation 估算之參考蒸發散量乘以轉換係數 Kc 所求得森林蒸發散量
T_s	mm	以樹液流法推估之蒸散量
T	mm	蒸散量
V	伏特	電壓
I	安培	電流
R	歐姆	電阻
	MPa	水勢
L	$MJ\ kg^{-1}$	蒸發潛熱
E	$kg\ m^{-2}\ d^{-1}$; $mm\ d^{-1}$	蒸發水量
	$kPa\ C^{-1}$	飽和水蒸氣壓隨溫度變化的斜率
H	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$	能量
ρ_a	$kg\ m^{-3}$	空氣的密度
C_a	$MJ\ kg^{-1}\ C^{-1}$	空氣的比熱
$e_s(T_a)$	kPa	溫度在 T_a 時的飽和水蒸氣壓
$e_a(T_a)$	kPa	溫度在 T_a 時的水蒸氣壓
r_v	$s\ m^{-1}$	蒸發阻抗
r_{aH}	$s\ m^{-1}$	可感熱的空氣阻抗
	$0.066kPa\ C^{-1}$	乾濕常數
VPD	kPa	水蒸氣壓差
K		熱傳導係數

ΔT		熱消耗探針上下兩溫度感應器的溫度差
ΔT_m		樹液流速等於零時的 ΔT
V	cm s^{-1}	樹液流速
Fs	$\text{cm}^3 \text{h}^{-1}$	樹液流量
As	cm^2	傳導樹液的橫斷面面積
ΔT_{sw}		真正邊材區域的溫度差
a	%	探針在邊材區域的比例
b	%	探針在非傳導區域的比例
A_{total}	cm^2	總邊材面積
TDP		Thermal dissipation probe
g_s	cm s^{-1}	氣孔導度
θ_v	$\text{m}^3 \text{m}^{-3}$; %vol	土壤溼度;土壤含水率
L	cm	胸高斷面之半徑
L_s	cm	胸高斷面之邊材寬度
R_s	$\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$	日輻射總量
ws	ms^{-1}	風速
wd	°	風向
vi	m	能見度
rH	%	大氣相對溼度

1. 前言

生態系主要有兩大功能，分別為能量及物質循環。其中有許多物質藉由水分在系統中的移動而被傳送，以一個森林生態系而言，水分輸入的主要途徑為外界的大氣沈降(atmosphere deposition)，包括降雨(precipitation)以及攔截沉降(interception deposition)；而輸出的途徑主要為蒸發散 (evapotranspiration)、滲流(seepage) 以及地表逕流(runoff)。因此，要對系統中養分流動有進一步的認識，必須先對水分的流動有所研究。目前，本樣區的研究著重在生態系水分輸入及流動的部分，而缺少對生態系裡水分輸出的研究，因此本研究即針對水分以蒸散作用輸出生態系的部分進行探討，企圖了解蒸散作用與環境因子之間的關係。

植物在面對環境壓力時，會產生不同的適應機制。鴛鴦湖地區位處霧林帶，長年受到雲霧籠罩，Bruijnzeel and Venklaas (1998)指出，雲霧森林的結構及功能與一般的低地森林不同，其中雲霧影響氣象因子的部分，直接或間接改變了環境條件，使得植物衍生出特殊的適應行為。以蒸散作用來說，熱帶山地霧林的蒸散量(T)約在 250-300 mm yr⁻¹，低於其他低地森林(Bruijnzeel, 1990; Bruijnzeel and Proctor, 1995)。故蒸散作用受複雜的環境因子影響，而非受單一環境因子控制。以下將對蒸散作用進行文獻整理，以釐清目前研究的概況。

1.1 蒸散作用

蒸散作用是水及能量離開生態系的一個途徑(Lagergren and Lindroth, 2002)。植物自土壤吸取水分，經木質部傳導至各個細胞，再從葉氣孔擴散至大氣，Philip(1966)將此視為一連續的系統，即土壤 植物 大氣連續體 (Soil-Plant-Atmosphere Continuum)，簡稱 SPAC。並利用歐姆定律 $V = IR$ ，來模擬植物體內的水流系統。其中水勢(water potential;)被應用在研究 SPAC 中各個環節的能量變化，並依歐姆定律計算其通量(flux)。

蒸散作用在生態系及農作物的研究上有非常多的討論，像是蒸散與環境因子之間的關係(Oren *et al.*, 1999; Santiago *et al.*,2000)、單一或多種植被間的蒸散比較(Phillips *et al.*, 2002)、測量方法的發展及應用(Saugier *et al.*, 1997)、及蒸散作用與不同推估因子間的關係(Vertessy *et al.*, 1995)等。近年來蒸散作用的研究開始朝氣候變遷的議題發展，科學家關心氣體交換以及二氧化碳的問題，氣孔是

目前研究最多的方向。而不論是傳統蒸散作用的研究或是新議題的發展，蒸散作用都熱烈的被討論。以下先就影響蒸散作用的因子進行說明。

1.2 影響蒸散作用的因子

蒸散作用受環境因子影響而改變，從上述土壤 植物 大氣連續體的概念，將環境因子分為三部分。大氣因子指植物體周圍的溫度、溼度、風速及日輻射(solar radiation)等。土壤因子，指土壤的含水率，會受外部降雨大小、分佈以及土壤本身的質地、組成、及結構影響。至於植物因子，是指植物個體或植物組成上的差異。

在蒸散的過程中，液態水在葉細胞空腔內汽化並透過氣孔擴散至大氣，其所需的能量由太陽(日輻射)提供，從 Lindroth *et al.*(1995)的研究指出蒸發與樹液流對日輻射強度的改變有極高的反應，但蒸發與樹液流兩者有時間上的延遲，約 1.5-2 小時。

水從氣孔進入大氣，其擴散能力取決於大氣的狀態，如葉片周圍的溫度及溼度，而溫度及溼度的共同作用可以水蒸氣壓差(vapor pressure deficit; VPD)表示。Jarvis and McNaughton (1986)發現針葉樹的蒸散作用受水蒸氣壓差及氣孔導度控制。而某些植物在高水蒸氣壓差時會降低樹液流(Meinzer *et al.*, 1993)。O'brien *et al.* (2004) 的研究發現每半小時的平均樹液流與日輻射呈現逆時針遲滯現象，而與水蒸氣壓差及蒸發需求指數則為順時針遲滯現象，此一現象於所有研究物種都有出現。

足夠的能量及土壤水供給是蒸散作用持續進行的主因。長期浸潤在較潮溼的土壤中，植物的氣孔關閉而抑制了蒸散作用 (Chapin, 1991)。Santiago *et al.*(2000) 的研究指出就單一樹種而言，排水良好的地區每天可蒸散 0.17~1.17mm，而排水不好的地區(植物的根長期浸潤在水裡)只能蒸散 0.05~0.31mm。Lagergren and Lindroth (2002)指出當根系中 80%的水被用盡時，蒸散作用開始減低，而土壤極度乾燥時樹液流停止。

葉面積、邊材面積及氣孔導度為影響蒸散作用的植物因子。Running and Coughlan (1988)指出葉片為實際蒸發的表面，最能反映植物面對環境壓力的衝擊。而蒸散需求與水傳送能力的差異反應在葉面積與邊材面積的比值上(Santiago *et al.*,2000)。從 Lagergren and Lindroth (2002)的研究指出，冠層導度隨著水蒸氣

壓差的增加而降低，隨著光線的增加而增加。若以一個林份來說，改變植物組成或是砍伐森林都會大大的改變蒸散作用，影響生態系的水文循環。Wullschlegher *et al.*, (2001)在美國橡樹森林所做的研究指出，冠層植物(overstory)佔總蒸散量的83%，而地被植物(understory)只佔17%。其中冠層植物裡，有較高樹液流速及邊材面積的樹種，會有較高的蒸散量。Granier *et al.*, (1996)指出樹液流量密度會受到冠層狀態影響，被優勢樹種所遮蔽的植物有較低的樹液流量密度。

蒸發散會受到氣象條件及冠層導度限制(Bruijnzeel and Venklaas, 1998)，雲霧的出現會降低正常情況下10-50%的輻射量(Monteith and Unsworth, 1990)，而含有較多水氣的雲霧會造成葉子表面濕潤，因此降低光合作用(Smith and McClean, 1989)以及蒸散作用(Ishibashi and Terashima, 1995)。

1.3 蒸散作用之測量方法

蒸散作用已被研究多年，其測量方法包括：能量平衡法(energy balance method)、水文平衡法(water balance method)或是直接對植物體測量的樹液流法(sap flow method)(Oren *et al.*, 1999; Vertessy *et al.*, 1995; Lindroth *et al.*, 1995)，分別簡述如下：

- A. 能量平衡法：液態水轉變為氣態水是蒸散作用最重要的一個步驟，這過程需要能量供給，故葉片周圍的能量變化反映了蒸散速率。而能量平衡法利用測量葉片周圍的能量變化，估算蒸散作用所需的能量以求得蒸散量。Penman-Monteith equation 為最常被使用的能量平衡法，利用能量守恆及質量守恆的概念來計算蒸發散，配合日輻射量、氣溫、風速等經常測量的氣象因子估算冠層表面的蒸發散。其公式如下：

$$LE = \left\{ H + \rho_a C [e_s(T_a) - e_a] / r_{aH} \right\} / \left[\rho_a + (r_v / r_{aH}) \right]$$

L：蒸發潛熱(MJ kg⁻¹)；E：蒸發水量(kg m⁻² d⁻¹；mm d⁻¹)； ρ_a ：飽和水蒸氣壓隨溫度變化的斜率(kPa °C⁻¹)；H：能量(MJ m⁻² d⁻¹)； ρ_a ：空氣的密度(kg m⁻³)；C：空氣的比熱(MJ kg⁻¹ °C⁻¹)； $e_s(T_a)$ ：溫度在T_a時的飽和水蒸氣壓(kPa)； e_a ：溫度在T_a時的水蒸氣壓(kPa)； r_v ：蒸發阻抗(s m⁻¹)； r_{aH} ：可感熱的空氣阻抗(s m⁻¹)； γ ：乾濕常數(0.066kPa

C⁻¹)(夏禹九, 1982)。

- B. 水文平衡法：在長時間尺度下，生態系統的水分輸入會等於輸出。假設系統內儲存的水為固定不變，地表徑流的流入與流出可視為相等，將降雨減去滲流即可得到蒸發散量(圖 1)。
- C. 樹液流法：蒸散作用帶動植物體內樹液流動，故測定木質部樹液上升速度及木質部的斷面積(cross-section area)，即可求得樹液(水)的移動量(Saugier *et al.*, 1997)。將樹液附以指標，並測量指標的移動速率來得到樹液流速。而熱、同位素(isotope)、及色素是經常被使用的指標(陳信雄, 1983)。其中以熱為標記的方法又可區分為熱電對法(Heat pulse method)、熱平衡法(Heat balance method)以及熱消耗法(Thermal dissipation method)三種。

上述三種方法適用於不同的研究，能量平衡法所測量的參數中，冠層導度及氣孔導度需要昂貴的儀器；水文平衡法必須對降雨、滲流作長期監測，並忽略

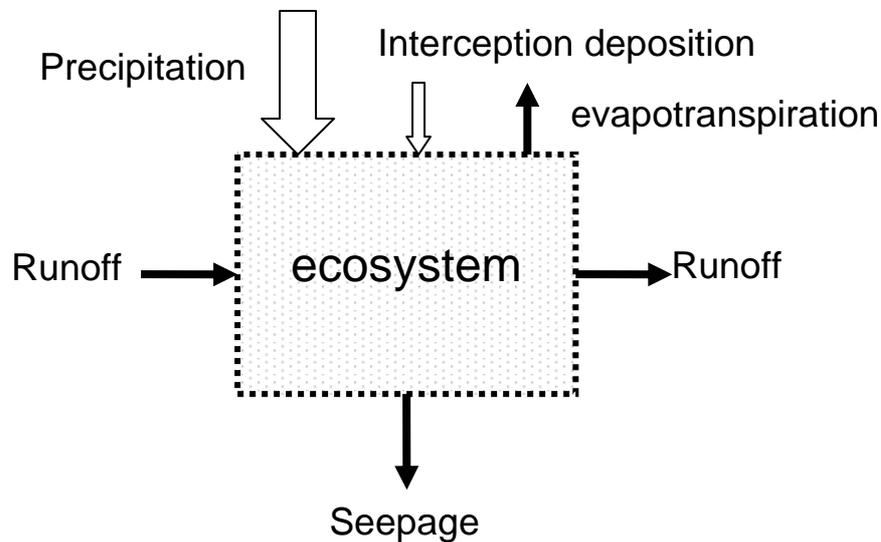


圖 1 水文循環圖 其中白色箭頭為水分輸入生態系的部分，包括降雨及攔截沉降；黑色箭頭的部分為水分輸出生態系的部分，包括蒸發散、地表淨流、及滲流。

地下水的影響。唯有樹液流法是在植物體莖部進行測量，便宜、敏感度高且不具破壞性，可就地求得蒸散量等，是樹液流法的優點(Smith and Allen, 1996; James *et al.*, 2000; Lindroth *et al.*, 1995)，若在配合資料處理器即可進行長期監測。

1.4 樹液流法

樹液流法是指利用測定木質部的樹液上升速度及傳導面積，來推算樹液（水）的移動量，進而求得蒸散量的一種方法(Saugier *et al.*, 1997)。Smith and Allen (1996)指出樹液流法已被廣泛的應用在多種學科及多種植物上，其最大的優點是可對單株植物進行測量，尤其是混合林有多種類的植物，可分別量出每一種類植物的蒸散量；其他的優點尚包括安裝方便、價格低廉、解析度高等。不過而其缺點在於樹液流變異大以及上推至林份蒸散量時必須選擇適當的因子等。

Granier (1987)認為整體的樹液流受樹液流量密度及邊材面積影響。樹液流量密度呈現輻射狀分佈，會隨著樹木大小及年紀改變；邊材面積則受個體、不同樹種、及環境條件控制。Cermak and Nadezhdina (1998)的研究指出，樹液流量密度與邊心材含水量分佈不一致，且變異極大，因此以邊材含水量決定儀器設置的深淺極有可能高估或低估樹液流，尤其在植物面臨缺水時更加明顯。且使用不同層級推估林份蒸散量時，應對不同深度、方位的樹液流量密度與不同大小、競爭能力的樹木進行調查，才能將樹液流量密度分佈不均所造成的誤差降低(Oren *et al.*,1999)。

樹液流法必須使用推估因子將單株植物測得之用水量上推至林份蒸散量(Cermak and Nadezhdina,1998; Vertessy *et al.*, 1995)。植物胸高徑、斷面積(stem basal area)、邊材面積(sapwood area)(Granier *et al.*, 2000)及葉面積(leaf area)與樹液流的關係，可用來推估單位面積的蒸散速率(Smith and Allen, 1996)；混合林或是有優勢樹種的森林中也可用同樣的方式(Granier *et al.*,1990)。Wullschleher *et al.* (2001)指出，以邊材面積作為推估因子，必須調查整個林份的邊材面積，以及是否所有的邊材都能傳導水分。Running and Coughlan (1988)指出葉面積代表實際蒸發的表面，最能夠反映植物面對環境壓力的衝擊，因此以葉面積推估植物用水量是最好的方法。而蒸散需求與水傳送能力的差異反應在葉面積與邊材面積的比值上(Santiago *et al.*,2000)。

1.5 熱消耗法

Granier (1985,1987)提出熱消耗法測量植物的樹液流動(視 2.2 節)。由於樹液流動會造成熱量消耗，因此樹液移動之速率即可從溫度變化得知，並以樹液流速代表蒸散速率。由於 Granier 在發展熱消耗法時，只對三種植物校正其熱傳導係數，因此 Clearwater et al. (1999)及 Smith and Allen (1996)認為，在使用熱消耗法前必須對研究樹種進行熱傳導係數的校正，以避免測量上的錯誤。熱消耗法在樹液流速較低時，較容易有誤差產生。

在解剖學上，邊材指的是木質部含有活細胞的部分；心材指的是死細胞的部分，主要含有木質素(xylochromes)、油性樹脂(oleoresins)、單寧酸(tannins)及礦物質。以植物生理學而言，邊材或者是傳導水分的部分是指最外層的木質部，可以傳導樹液的部分；心材或是非傳導區域是指內圈的木質部。心材含有水分，但不可幫助新陳代謝進行，而邊材的水分可以參與樹液流動以及儲藏在植物體內。

水分經木質部邊材傳導至葉片，故傳導水分面積由邊材大小所決定。邊材面積為推估林份蒸散量所使用的參數，且熱消耗法探針必須插入水分傳導區域才能測得水分移動，若是沒有插入水分傳導區域則會低估樹液流速，因此林份中邊材面積分佈必須被調查。邊心材顏色差異、含水率差異(Granier et al., 1996)、染色法及目視法常被用來調查邊材面積。

1.6 研究目的

鴛鴦湖地區的台灣扁柏森林長年被雲霧籠罩，是一典型的雲霧森林。從前人研究裡可以發現雲霧森林裡的蒸散作用較其他森林不同，因此本研究在台灣扁柏森林生態系研究蒸散作用，並探討蒸散作用與環境因子間的關係，包括霧的影響。本研究同時利用 Penman-Monteith equation 來估計蒸發散量，希望能對鴛鴦湖地區的蒸散作用有全面性的了解。

2. 材料與方法

本研究使用熱消耗法測量鴛鴦湖地區台灣扁柏之樹液流速，配合邊材面積調查推估林份蒸散量。從樹液流速與環境因子之調查，探討蒸散作用與環境間之關係。並以 Penman-Monteith equation 估算之蒸發散量與樹液流法推得之蒸散量比較。

2.1 樣區概述

本研究區位於蘭陽溪支流的石頭溪集水區(圖 2)，在鴛鴦湖保留區東北方 2 公里處，100 線林道 14.5 公里處南方，距林道 100m 處(24°35'N, 121°25'E)。本研究樣區為一個 100*100 m² 的 1 ha 樣區，樣區旁設置有氣象觀測塔一座。此區在數年前伐木後，由當時特地保留的扁柏母株自然下種，至今形成以台灣扁柏(*Chamaecyparis obtusa* var. *formosana*)為主要樹種的森林，樹齡分佈在 10-50 年間，林務局將其劃設為永久保存林區。

鴛鴦湖保留區位處台灣東北部，為雪山山脈北段；範圍包括新竹尖石鄉、桃園復興鄉與宜蘭大同鄉的交界處(24°35'N, 121°24'E)，海拔範圍在 1650 至 2432 m 間，面積 374 公頃。1993 至 2000 年的年均溫為 13℃；年雨量受颱風影響，變化極大，從不足 2000 mm 到 5000 mm 以上皆有。夏季雨水大都來自地形雨及颱風；冬季以東北季風為主，全年並無明顯的乾濕季之分。2000 年雲霧籠罩時數高達 3437 小時，佔全年總時數近 40%，雲霧籠罩最長時段在 10 月至隔年 2 月，最高月份為 1 月，平均日籠罩時數近 16 小時，且具有季節與日變化，為典型的雲霧森林 (Chang *et al.*, 2002)。

本樣區於 2002 年所做的植被調查中發現有 17 科 26 屬 33 種的維管束植物，其中以台灣扁柏為優勢種，總胸高斷面積為 41.5 m²，佔樣區所有植物胸高斷面積 81.8% (圖 3)。樣區內台灣扁柏的胸高直徑分佈從 0-35cm 皆有，最多分佈在 15-20cm 處，然後是 5-10cm、20-25cm、10-15cm、0-5cm、25-30cm，而 30-35cm 以上的最少(圖 4)；台灣扁柏的平均胸高徑為 16.7 cm，平均高度為 9.8 m(陳耀德, 2003)。

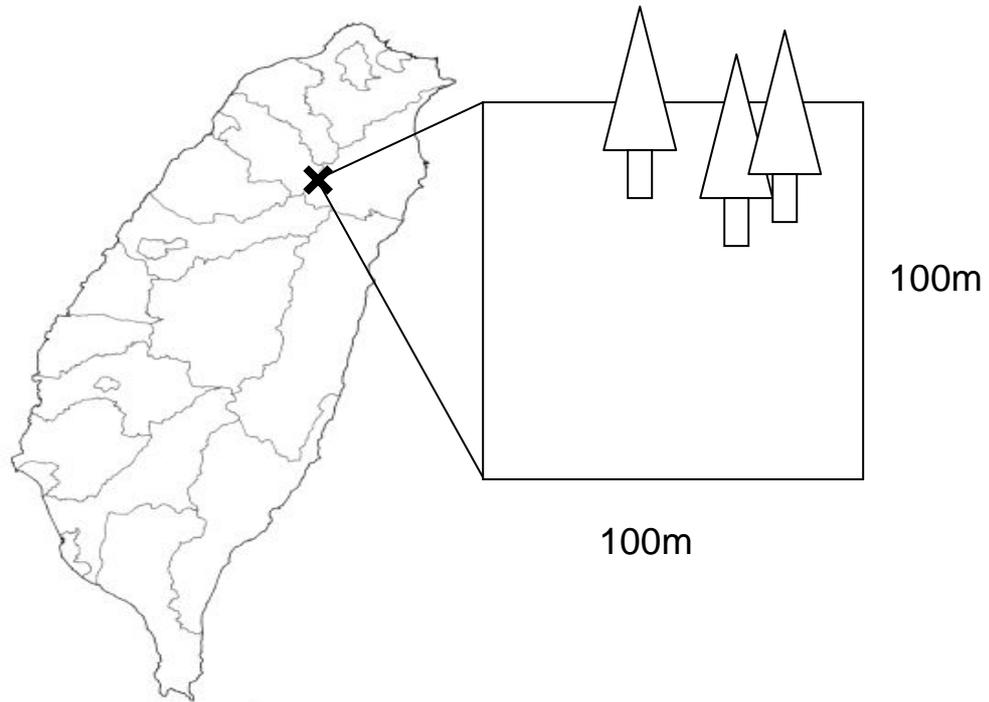


圖 2 樣區位置圖 本樣區位於新竹尖石鄉、桃園復興鄉、與宜蘭大同鄉的交界處，距鴛鴦湖保留區 2km，為一面積 1ha 的台灣扁柏天然下種更新林。

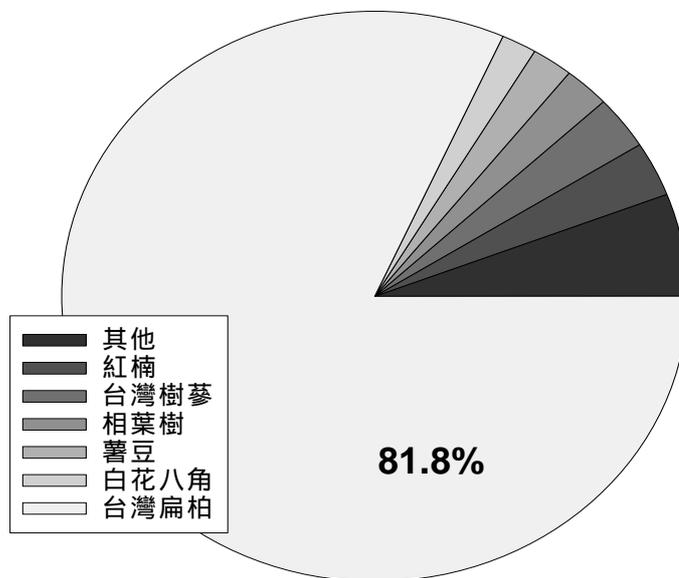


圖 3 本樣區植被胸高斷面積分佈 台灣扁柏的胸高斷面積佔總胸高斷面積的 81.8%為最，其次為紅楠、台灣樹蔘、相葉樹、薯豆、白花八角及其他。

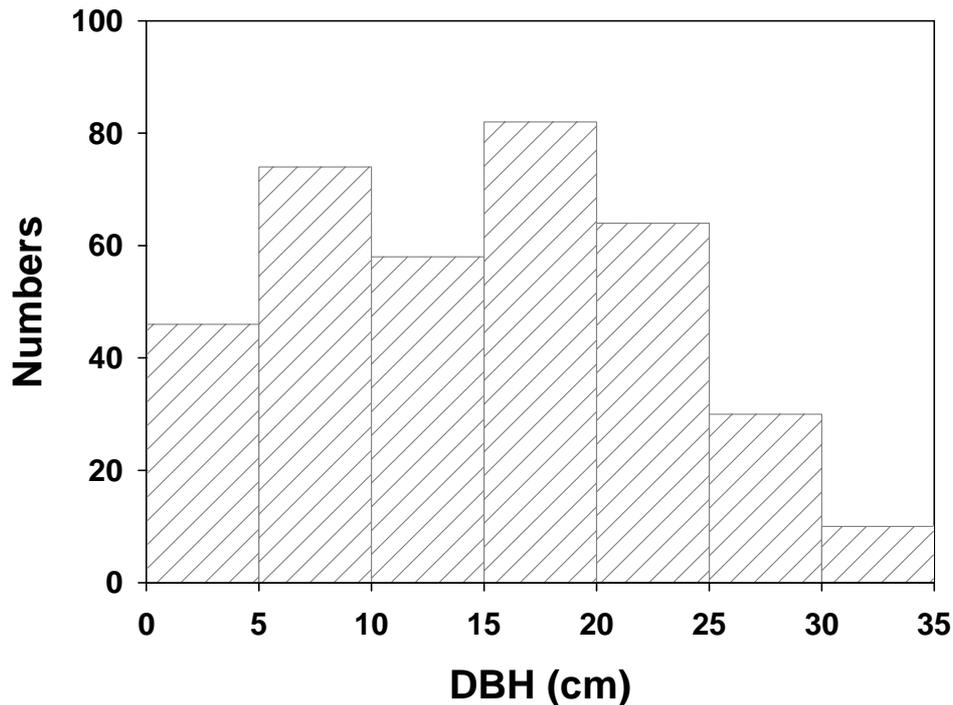


圖 4 本樣區台灣扁柏胸高直徑分佈 以 15-20cm 處最多然後是 5-10cm、20-25cm、10-15cm、0-5cm、25-30cm，而 30-35cm 以上的最少。

2.2 樹液速率之測量

從陳耀德(2003)的研究指出，本樣區的優勢樹種為台灣扁柏，其胸高斷面積佔總胸高斷面積的 81.8%，平均胸高徑為 16.7 cm，平均高度為 9.8 m。故本研究以台灣扁柏為研究對象進行樹液流測量，研究時間為 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日共 11 個月。本研究使用的方法為熱消耗法，共三組探針。第一階段(2003 年 7 月 13 日至 11 月 27 日)將三組探針插在同一棵樹進行測量(圖 5)，第二階段(2003 年 12 月 2 日至 2004 年 5 月 31 日)則將三組探針安裝在三棵樹上(表 1)。

而三棵樹的重複也是以同樣的方式進行，只保留其中一組熱消耗探針，另外兩組移至其他兩棵台灣扁柏，其詳細資料如。本研究礙於經費限制只使用三組熱消耗探針進行蒸散作用研究，故後續結果都以此三組探針的測值進行分析。

熱消耗探針(Thermal Dissipation Probe, Dynamax, Inc.) (圖 6) 由兩個長 5cm 的金屬探針 (needle) 組成，上面的探針含有加熱器及溫度感應器，下面的探針只有溫度感應器。加熱器外部由直徑 1.2mm、長 50mm 的不鏽鋼管套著，

內含電熱絲 (heating element) 及銅鎳熱敏溫度計 (copper-constantan thermojunction) , 兩探針外皆包裹可防水的合成樹脂 (epoxy resin) 。探針的安裝方法簡述如下：於距地面 1.8m 處的樹幹上，先以小刀去除 40 cm² 大的樹皮，以電鑽垂直於去除樹皮的部位在樹幹鑽兩個洞，上下距離 4cm，然後以雙氧水注入洞中消毒，以樹木避免細菌感染，然後將熱消耗探針插進洞中再接上電源線。熱消耗探針的外部以兩個四分之一圓的保利龍球與膠帶固定，再以隔熱紙包裹避面太陽直射，降低外界額外的溫度干擾。而三組熱消耗探針連接到資料收集器，每五分鐘記錄一次數值，每個兩個禮拜將資料帶回實驗室分析。

樹液流法的原理為加熱器提供穩定的電壓，以熱敏溫度計測量兩探針間的溫度差 ΔT ，藉由 ΔT 推得樹液流速 V 。其計算公式如下：(Granier, 1985)

$$K = (\Delta T_m - \Delta T) / \Delta T \quad (1)$$

K 是熱傳導係數； T 則是兩個探針的溫度差； ΔT_m 則是樹液流速等於零時的 T 。Granier 認為 K 值與平均樹液流速 V (average sap flow velocity) 呈指數關係。故可藉由下列公式推得 V ：

$$V = 0.0119K^{1.231} \quad \text{cm s}^{-1} \quad (2)$$

將樹液流速換算成樹液流(sap flow rate)

$$F_s = A_s * V * 3600 \quad (\text{s/h}) \quad \text{cm}^3 \text{ h}^{-1} \quad (3)$$

F_s 是指樹液流量，單位為 cm³/h； A_s 指木質部傳導樹液的面積，單位為 cm²。當一部分探針位於非傳導區域時，Clearwater et al. (1999) 提出下列公式可回推傳導區域的樹液流速。假設 ΔT 是邊材(ΔT_{sw})與非傳導區域(ΔT_m)的加權平均值：

$$\Delta T = a\Delta T_{sw} + b\Delta T_m \quad (4)$$

a 與 b 分別為探針在邊材以及在非傳導區域的比例($b=1-a$)，假設當 $v = 0$ 時，邊材及非傳導區域的熱傳導能力是相同的，故真正的溫度為：

$$\Delta T_{sw} = (\Delta T - b\Delta T_m) / a \quad (5)$$

將 ΔT_{sw} 代入公式(1)即可求得樹液流速 V 。

從上述公式 1 至 5 可推得樹液流速 V 以及樹液流量 F ，而林份蒸散量的推估公式如下：

$$T_s = \Sigma (F_{si} / A_{si} * A_{total}) / n \quad \text{mm h}^{-1} \quad (6)$$

T_s 為林份蒸散量，單位為 mm； F_{si} 為單株植物的樹液流量； A_{si} 為植物 i 的邊材面積； A_{total} 為植物 i 的總邊材面積， n 代表取樣數。

表 1 TDP 實驗取樣樹木的詳細資料表

日期	編號	DBH(cm)	樹高(m)	胸高斷面積 (cm ²)	邊材面積 (cm ²)
2003/7/13~ 2003/11/28	TDP1	17.4	11.2	237.67	129.15
	TDP2				
	TDP3				
2003/11/28~ 2004/05	TDP1	27.4	14.6	589.35	246.45
	TDP2	20.2	12.5	320.31	142.87
	TDP3	17.4	11.2	237.67	129.15

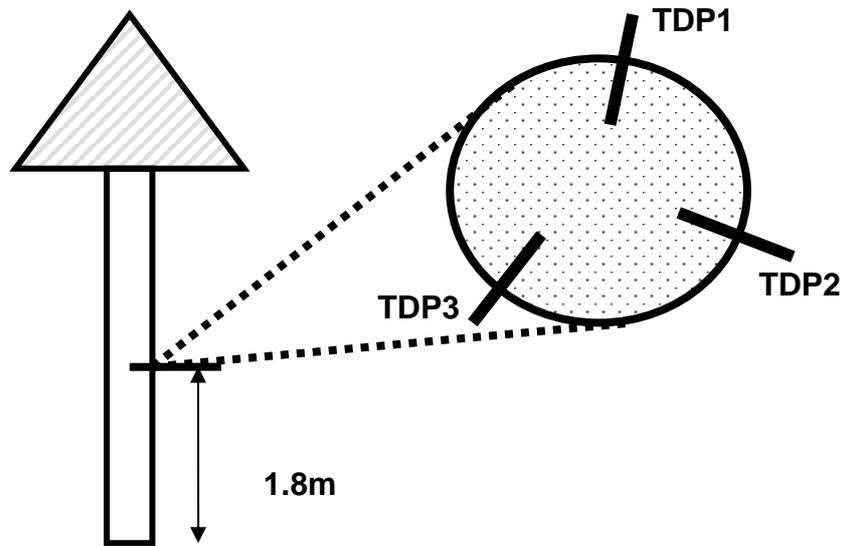


圖 5 熱消耗探針設置方法 選擇一棵近平均胸高徑的台灣扁柏，取三個重複於樹幹上，儀器設置離地面 1.8m。

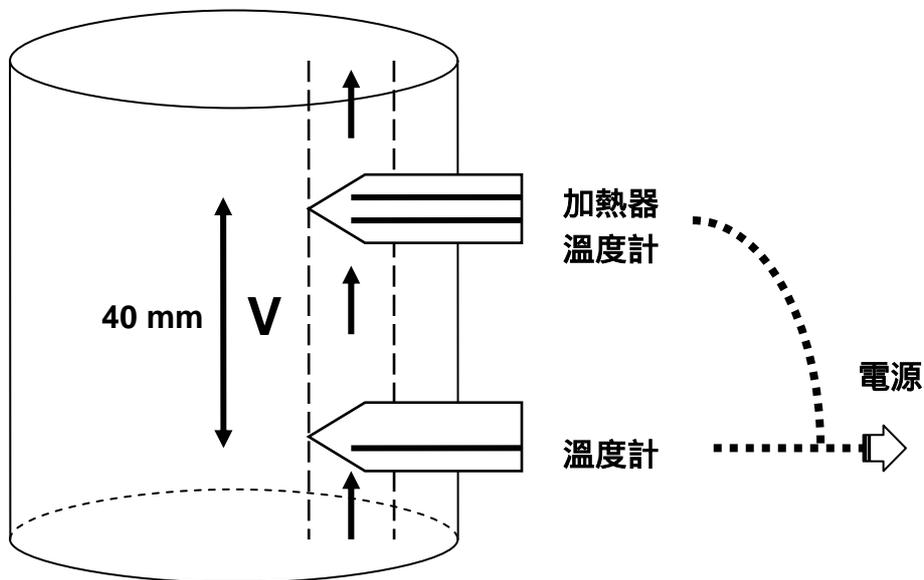


圖 6 熱消耗探針示意圖 由兩個金屬探針所組成，上面是加熱器及溫度感應計，下面是溫度感應計。加熱器由一個不鏽鋼的管子直徑 1.2mm、長 50mm 套著，內含電熱絲及銅鎳熱敏溫度計；而感應器裡只有熱敏溫度計。

2.3 影響因子之測量

本研究於樣區氣象塔上設置儀器收集氣象資料，包括日輻射儀(Sunshine sensor, Delta-T,UK)、風向風速計(wind monitor model 0513, R.M.Young, USA)、溫溼度計(RHT2nl, Delta-T,UK)及能見度儀(Mira visibility sensor 3544, Aanderaa indtrument, Norway)，其中溫溼度計與能見度儀分別於 21.8m 及 22.3m 及 4.9m 及 6.1m 處各設置一台，故可測量林內及林外的溫溼度及能見度。

另外在土壤影響因子的測量，於有機層(organic layer)及礦質土層(mineral soil layer)分別裝置兩組土壤溼度計，土壤溼度計(soil moisture sensor: ThetaProbe (TYPE ML2x) DELTA-T DEVICES)，可以測量土壤溼度 θ_v ($m^3 \cdot m^{-3}$ or %vol.)。由於土壤中水分的多寡會影響土壤的介電常數(dielectric constant)，ThetaProbe 即是藉由土壤介電常數的測量來計算土壤含水率。土壤溫度計(soil temperature; DELTA-T DEVICES)設置在 10cm 的土壤中。以上所有儀器都連接到資料收集器(DL2e, Delta-T, UK)，每五分鐘記錄一次數值。

2.4 邊材面積及葉面積之估算

本研究對安裝熱消耗探針的三棵台灣扁柏進行邊材測量及葉面積之估算，並計算林份總邊材面積，以了解實際蒸發的表面與傳導區域間的關係，其中邊材面積與葉面積也可作為推估林份蒸散量的參數。而葉面積的部分以實際調查每一根枝條的基徑，利用葉青峰(2004)所做的台灣扁柏枝條基徑與葉生物量的關係求得三棵樣樹的葉生物量，再以吳敏如(2004)所作的台灣扁柏葉生物量與葉面積的關係求得三棵樣樹葉面積，作為後續評估植物因子影響蒸散作用的基本資料。至於邊材的調查方法簡敘如下。

本研究對樣區中不同胸高直徑的台灣扁柏進行邊材寬度的測量(圖 7)，以獲得邊材面積和胸高直徑的相關回歸公式。本研究使用含水率法及目視法來估算邊材範圍。

- A. 含水率法：使用生長錐於胸高處鑽取不同徑級的樹芯(core)，將樹芯以每隔 0.5cm 切段並秤其溼重，再以小玻璃 密封防止水分散失帶回實驗室，以 60 烘至絕乾並秤其乾重。將每小段木塊之溼重減去乾重再除以乾重即可得到單位乾重的含水率，最後可求得台灣扁柏胸高斷面之木材含水率分佈。本研究以胸高徑每 5cm 為間隔，共取 7 棵

台灣扁柏，其胸高徑分別為 9.3cm、13.8cm、16.5cm、20.1cm、21.3cm、29cm、及 35.8cm。

- B. 目視法：使用生長錐鑽取樹芯並以目視法估計兩端的邊材寬度，由於含水率不同，故邊材會呈現較透明的狀態(Granier *et al.*, 1996)。配合含水率法取的 7 棵樹，額外對 5 棵台灣扁柏進行調查，胸徑分別為 7.5cm、14cm、16.5cm、20.8cm、及 26cm，故共有 12 筆資料。

上述兩方法分別可求得胸高直徑與邊材面積的關係式。配合陳耀德(2003)所做的樣區植被調查資料，以推估樣區內台灣扁柏之總邊材面積。本研究也對三棵安裝熱消耗探針的台灣扁柏調查其邊材面積，可實際了解傳導水分的區域以及檢視熱消耗探針是否有插在傳導區域內。若從邊材調查中發現，熱消耗探針長度超過傳導區域，必須依 Clearwater *et al.* (1999)提出的公式(4)(5)(見第 2.2 節)回推真正傳導區域的樹液流速，以減低其誤差。

估算邊材面積的方法：假設台灣扁柏的胸高斷面積為一圓形， L 為圓半徑長， L_s 為平均邊材寬度， $L-L_s$ 為平均心材半徑，故胸高斷面積減去心材面積即為邊材面積。公式如下：

$$\begin{aligned} \text{Sapwood area} &= \text{Cross-section area} - \text{Heartwood area} \\ &= (L)^2 - (L-L_s)^2 \quad (\text{cm}^2) \end{aligned}$$

本研究另外嘗試用染色法(圖 8)進行邊材寬度的測量，方法為：使用鑽孔器在樹幹上鑽洞，注入甲基藍(methyl blue)染色，一個小時後再注入，過了一兩個小時在注入口上方 4cm 取樹芯，之後以顏色的深淺來判斷傳導區域(Samson, 2001)。由於鑽取樹芯的位置不一定位於染色劑輸送的途徑，故在測量過程中必須多次鑽取樹芯，因而造成較大的傷害。故本研究不以此方法測量邊材面積。

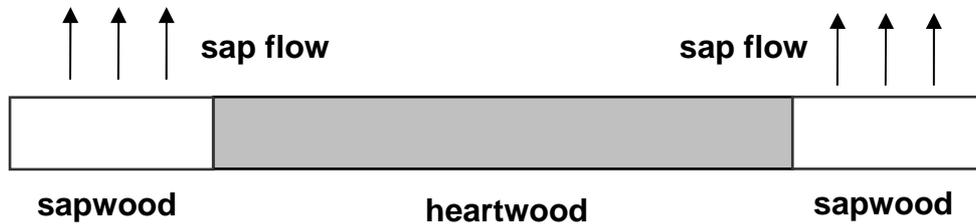


圖 7 邊材及心材示意圖 樹液只有在邊材的部分被傳導,故熱消耗探針必須接觸邊材區域,若有超出邊材插到心材的部分,則會低估樹液流速。



圖 8 以染色法測量邊材寬度 本研究使用甲基藍作為染料,圖上為以生長錐取出樹芯時,樹芯上染色的情形,由於染色法結果不明顯,且對植物體有較大的傷害,故本研究不以此方法測量邊材面積。

2.5 Penman-Monteith equation 估算蒸發散量

蒸發散量常以 Penman-Monteith 公式計算，被應用於開闊水面、裸地、供水良好的草地甚至是森林的蒸發散量估算，此公式需要輸入日輻射量、氣溫、相對溼度、風速等氣象因子，而冠層或氣孔導度在估算森林蒸發散時需要被考慮，此公式最後得到理想條件下的最大蒸發散量。本研究以 Penman-Monteith 公式與樹液流法兩者推估的結果比較，試圖了解蒸發散與蒸散間的關係。

本研究以 Biometeorology Program, Atmospheric Science, Department of Land, Air and Water Resources. (University of California Davis, California)所提供之 Excel 程式來估算蒸發散量，此模式所估算的為供水良好之草地的蒸發散量。模式需輸入日輻射量、最大及最小氣溫、風速、露點溫度(或者使最大及最小相對溼度來替換)以及當地的緯度與海拔高度。本研究欲了解的森林蒸發散量，與供水良好的草地不同，像是反照率(albedo)及冠層導度。其中反照率必需由 0.23 改為 0.12，替換成森林的反照率；至於冠層導度本研究並沒有相關的調查，故缺少冠層導度的資料。因此本研究以其他方式，將參考蒸發散量(reference evapotranspiration, ET_0)轉換為冠層蒸發散量(ET)。

假設在最乾燥的情況下，土壤及葉表面的蒸發極低，唯有植被之蒸散作用進行，故此時模式估算的冠層蒸散量，為植被的蒸散作用，而不包括土壤及葉表面的蒸發。將乾燥條件下的蒸發散量與樹液流法推算之蒸散量相除，得到參數 K_c ， K_c 代表本森林與模式草地的冠層特徵的轉換係數，故冠層之蒸散量即可以 K_c 乘上模式估算之蒸發散量求得。本研究一共挑出 10 天，沒有降雨、雲霧覆蓋時數為 0 及土壤水含量極低的日子，作為計算 K_c 的資料。

3. 結果

就上述收集之資料進行分析，將結果分為氣象資料、蒸散作用與環境因子以及與 Penman-Monteith equation 之比較三大部分分別探討。

3.1 氣象資料

以下氣象資料皆以 2003 年 7 月至 2004 年 5 月，為期 11 個月的資料進行分析；土壤的部分以 2003 年 7 月至 2004 年 5 月共八個月的資料進行分析；而植物體的調查以邊材及葉面積的調查為主。

3.1.1 降雨

本樣區 2003 年 7 月 13 日到 2004 年 5 月 31 日的總雨量為 2780mm，單月最大值發生在 9 月(675 mm)，最小值在 1 月(73 mm)，雨量分佈極不均(圖 9)。其中，9 月 1 日杜鵑颱風侵台，本樣區單日降雨共 347.7mm，次日也有 60.5mm，佔 9 月降雨量之 60%。本樣區夏、秋季受颱風影響，冬、春季受東北季風吹拂，長年潮濕。

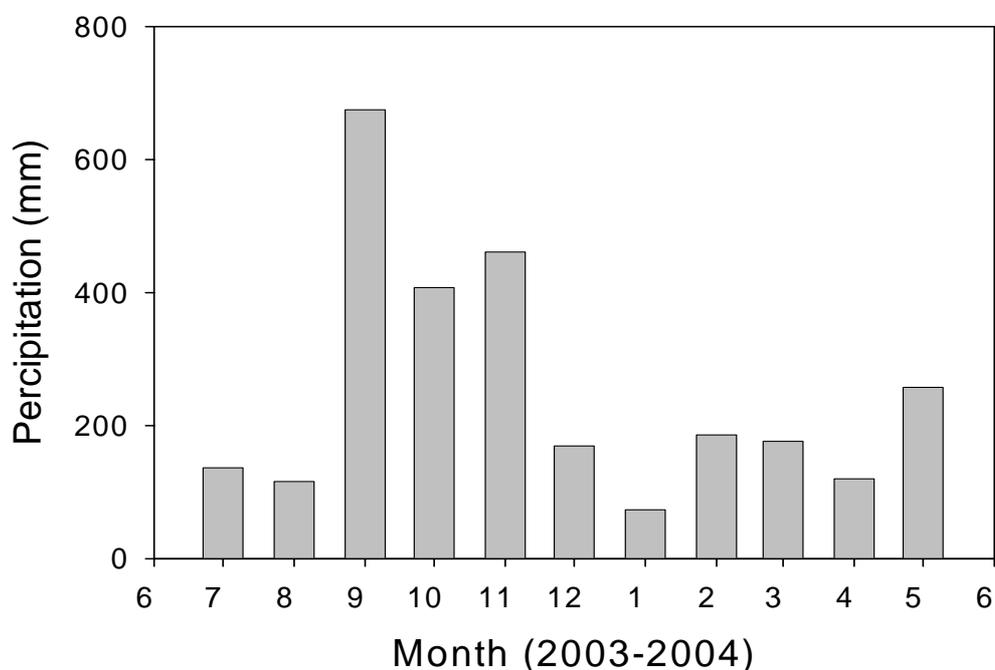


圖 9 降雨量分佈圖 自 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日近 11 個月期間，本樣區總沉降量為 2780 mm，以 9 月最高，1 月最低，分佈極不均勻。

3.1.2 氣溫及土壤溫度

本樣區的年均溫為 13.4 °C，從有紀錄的數值當中發現 7 月的 26.2 °C 最大，一月的 -6 °C 最小(圖 10);林內溫度以 6.1m 的溫度計代表,林外溫度以 22.3m 的溫度計為代表，林內與林外月均溫差異不大，且變化趨勢一致。而土壤溫度與氣溫有同樣的變化，以夏季最大，冬季最小，土壤月均溫變化範圍約 10 度，比氣溫的變化幅度小。

以 2003 年 7 月至 2004 年 5 月的溫度變化為例，氣溫的日變化範圍較大，以林內與林外溫度相較，兩者的差異自太陽下山後開始變大，受到夜晚吹山風的影響，溫度有明顯的上升，尤其是林外溫度。反之，白天林內林外溫度的變化較一致，皆隨著日輻射變化(圖 11)。土溫的日變化較氣溫小，約為 1 度。

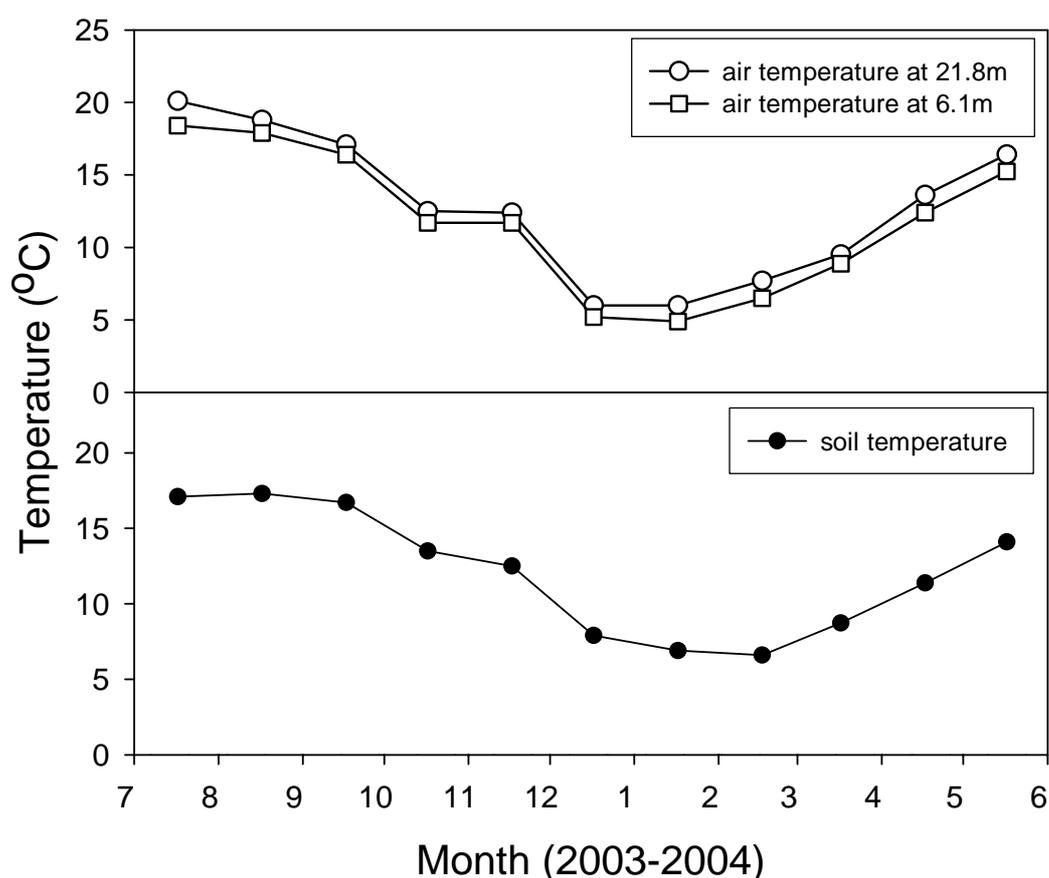


圖 10 月均溫分佈圖 夏季溫度最高，冬季溫度最低；林外溫度皆大於林內溫度，而土溫隨著氣溫下降，二月達到最低。

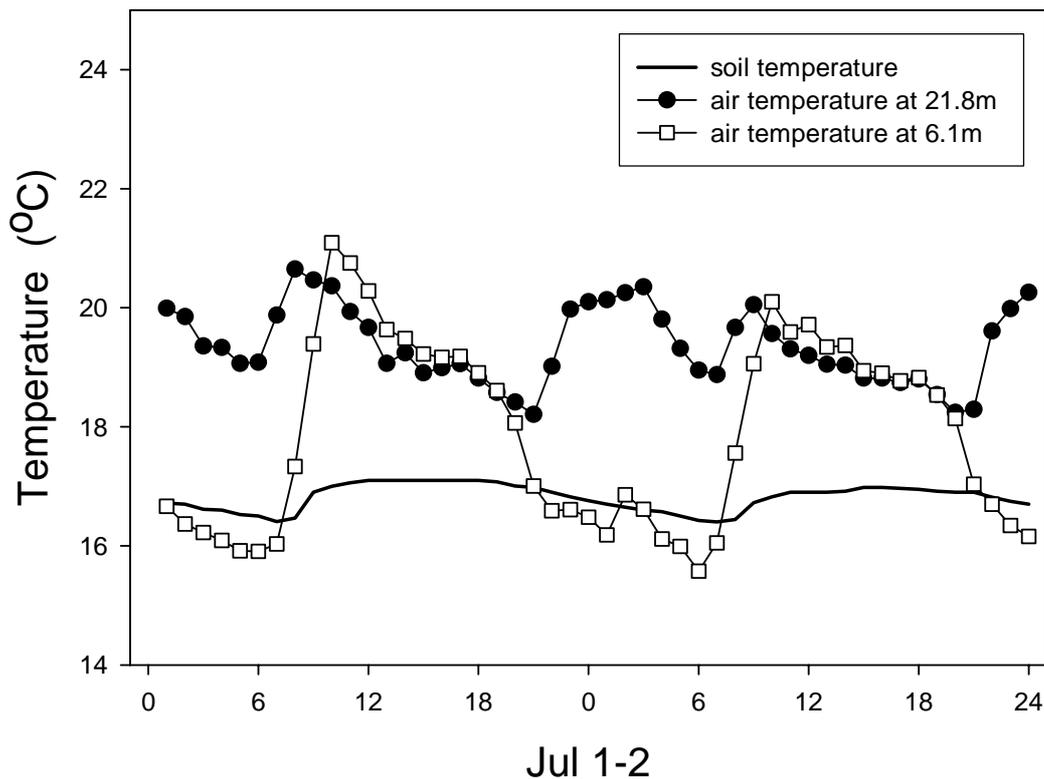


圖 11 溫度日變化圖(林外溫度 tp 21.8m、林內溫度 tp 6.1m 及土溫 stp) 晚間林外溫度升起，與林內溫度的趨勢不同；土溫的日變化不大，僅在 1 度之間。

3.1.3 風速及風向

本樣區日平均風速大於 3 m s^{-1} 、 $2\text{--}3\text{ m s}^{-1}$ 、 $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ 及 $0\text{--}1\text{ m s}^{-1}$ 分別佔 1%、8%、76%、15%，大部分集中在 $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ ，其中 9 月 1-2 日受颱風影響風速大於 3 m s^{-1} 。本樣區有兩個主要的風向，分別為東南方及北方。受到地形的影響，早上吹東南風(谷風)，夜晚吹北風(山風)(圖 12)。

3.1.4 相對溼度

本樣區受雲霧影響，相對溼度極高，2003 年 7 月至 2004 年 5 月的平均相對溼度為 89.7%，其日變化如下(圖 13)，圖 14a 為本樣區正常情況下的相對溼度分佈，晚上受吹山風影響相對溼度較低，白天受雲霧影響相對溼度升高；圖 14b 為持續有雲霧影響的情況，相對溼度持續維持在接近 100%，直到雲霧散去，相

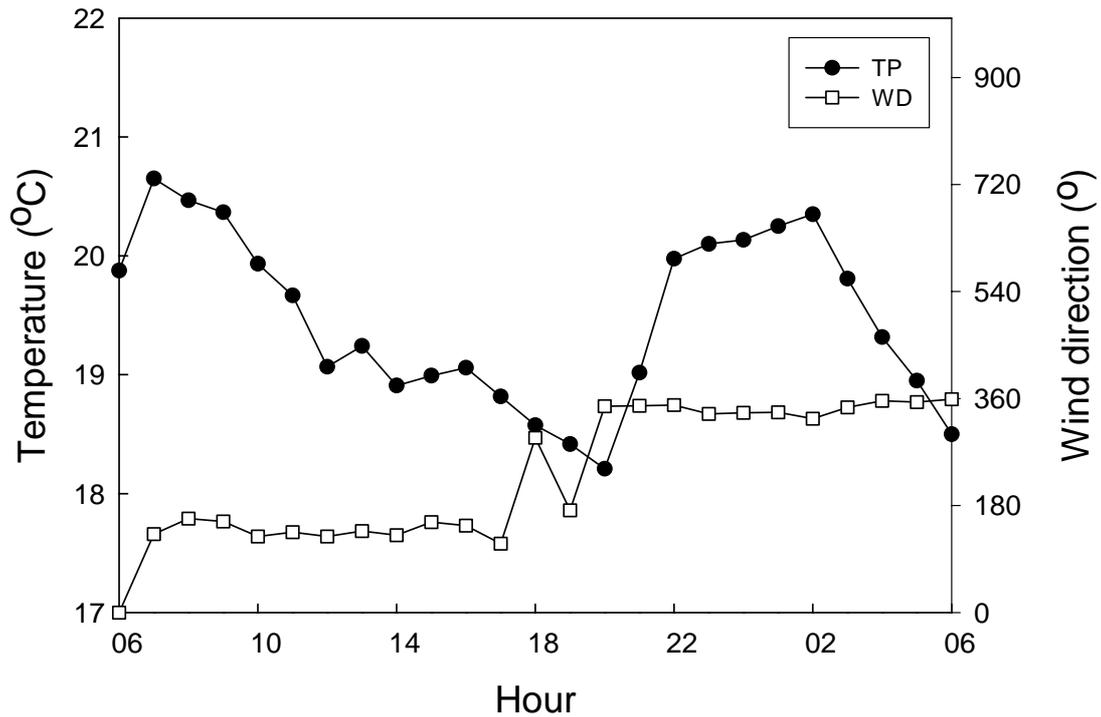


圖 12 日溫度-風向圖 風向自 19 點之後開始轉向，而溫度也跟著升高。

對溼度降下。本研究在 22.3m 處的溼度計自 2003 年 10 月到 2004 年 2 月故障，故此期間的資料以 6.1m 處的溼度計為代表。

3.1.5 土壤含水量

本研究於土壤礦質土層(mineral soil layer)與有機層(organic layer)各安置土壤溼度計兩組。自 2003 年 7 月至 2004 年 5 月止，土壤含水量有明顯的季節變化，其中五月最大，九月最小，平均值分別為 26%及 29%(圖 14)；以礦質土層與有機層來看，土壤含水率趨勢一致，但以有機層的變化較明顯，最高時土壤含水率大於 40%，而有機層皆維持在 20%-35%之間。土壤含水率受降雨影響極大，圖 15 為土壤含水率的日變化，降雨前後的土壤含水率差異極大。降雨時土壤含水量迅速增加，隨著降雨過後土壤慢慢乾燥，土壤含水率又趨於平緩。

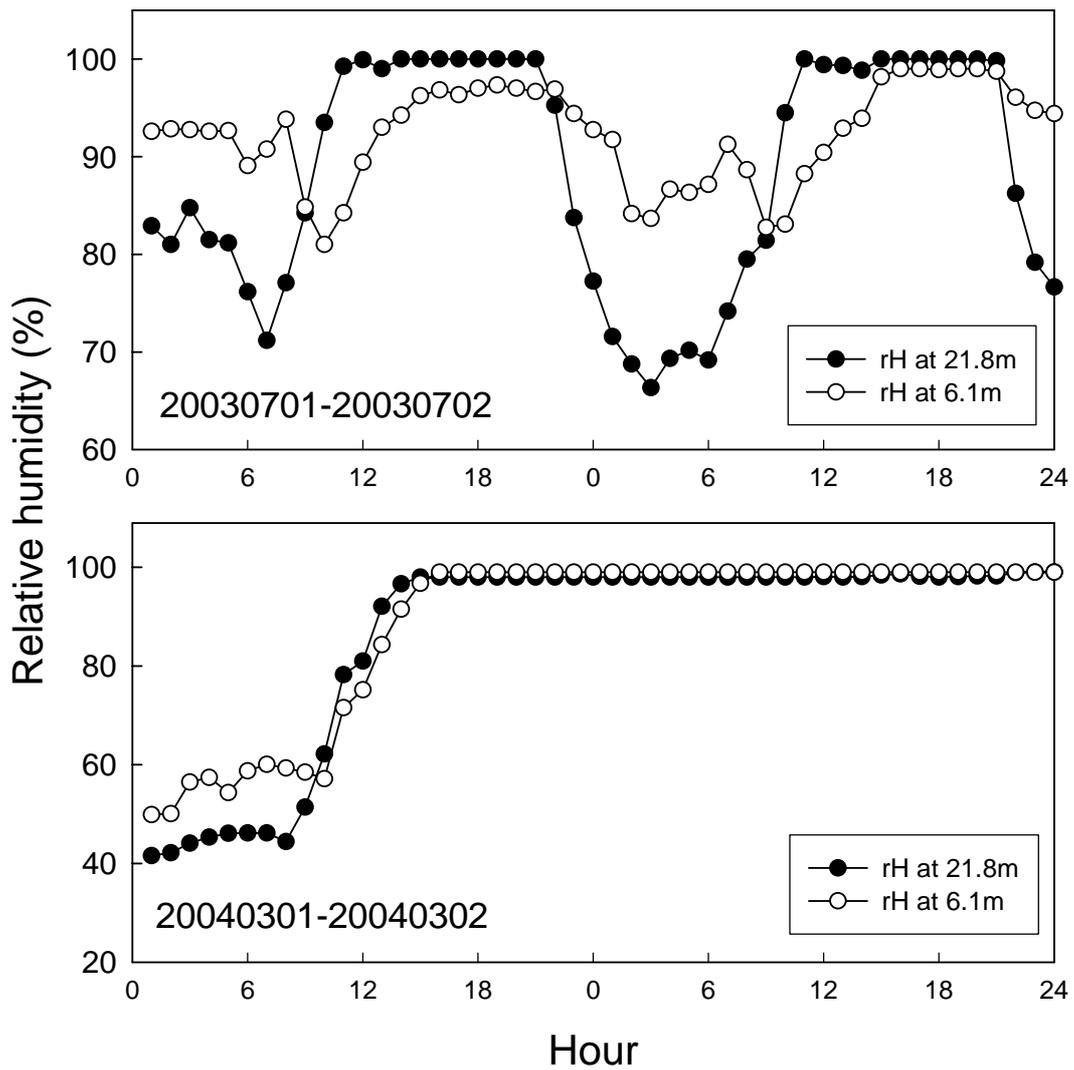


圖 13 相對溼度日變化 (a)相對溼度晚上較低，清晨過後開始提高；(b)受雲霧籠罩影響，相對溼度接近 100%，並持續兩天。

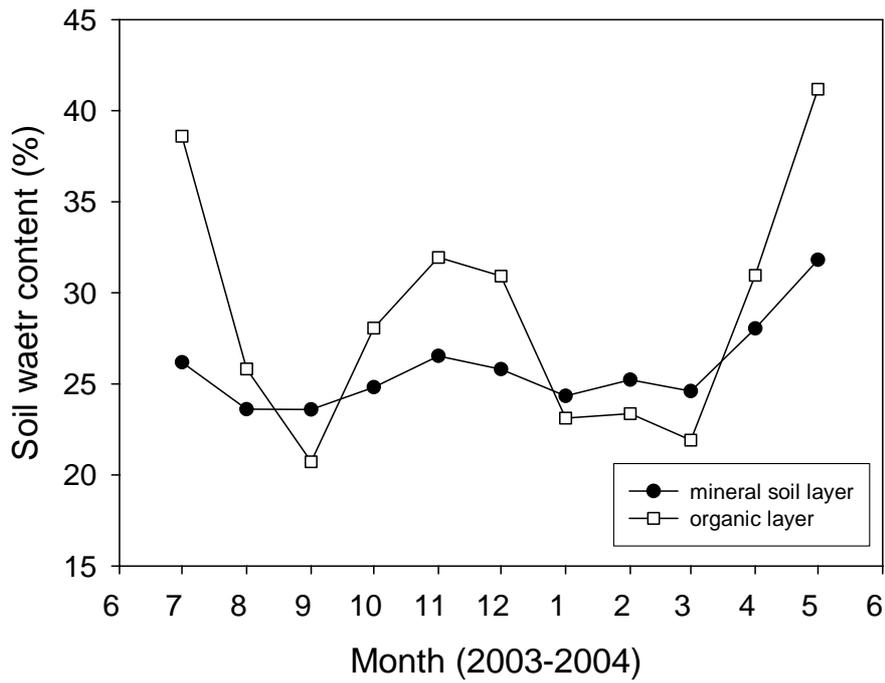


圖 14 土壤含水率分佈 有機層土壤含水率月間變異極大,礦質土層變化較小。

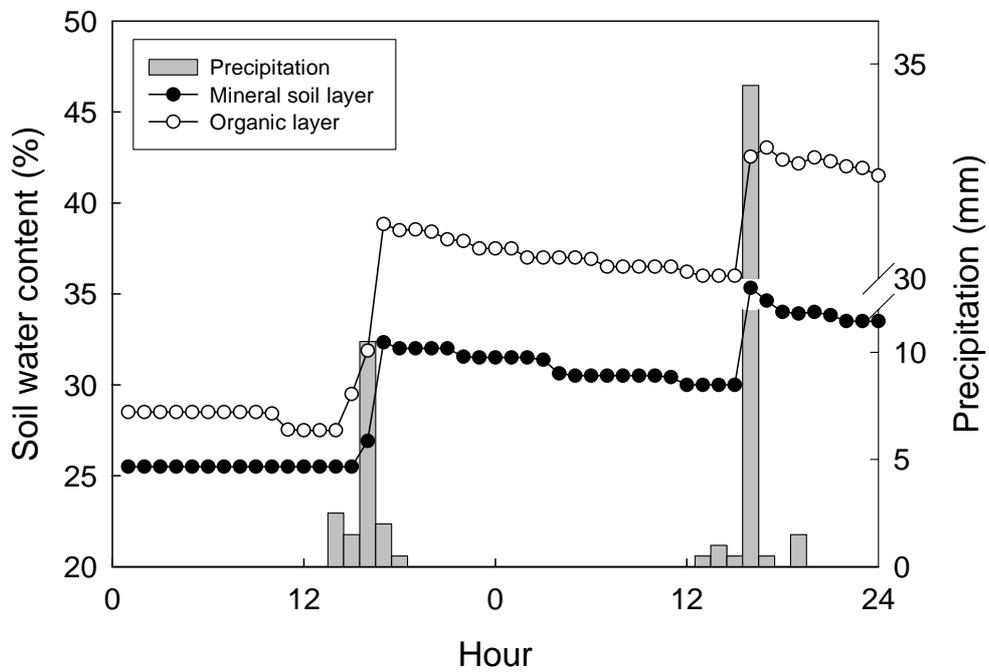


圖 15 土壤含水率與降雨之關係圖 隨著降雨發生,土壤含水率提高,降雨過後土壤含水率逐漸降低,有機層與礦質土層皆有相同的變化。

3.1.6 雲霧

本研究以能見度儀之測值低於 1000m 代表有霧出現。由於本樣區位於霧林帶，受雲霧籠罩時間高於其他森林，從 2003 年 7 月到 2004 年 5 月的雲霧時數累積為 3022 小時，佔總研究時數 37.5%。其月平均時數自 7 月開始遞增，11 月最大，12 月過後逐漸遞減(圖 16)。其中 7 月雲霧籠罩時數最小只有 2.7 小時，11 月最大為 14.2 小時，兩者相差近 5 倍；以季節分佈來看，秋冬最高，春季次之，夏季最低。

圖 17 為 7 月及 11 月之單日能見度分佈，7 月能見度低於 1000m 主要發生在下午 3 點至 8 點間，反觀 11 月，從早上 9 點之後能見度維持在低於 1000m，並持續到晚上 12 點過後，時間較 7 月久，兩者的雲霧籠罩大多發生在下午過後。

本研究期間共計 324 天，沒有雲霧籠罩的日數只有 12 天。每日雲霧籠罩時數 0-5、5-10、10-15、15-20、>20 小時分別佔總日數的 39%、25%、13%、11%、13%，其中雲霧籠罩時數大於 10 小時就佔了總日數的 37%，可見本樣區受雲霧影響極深。

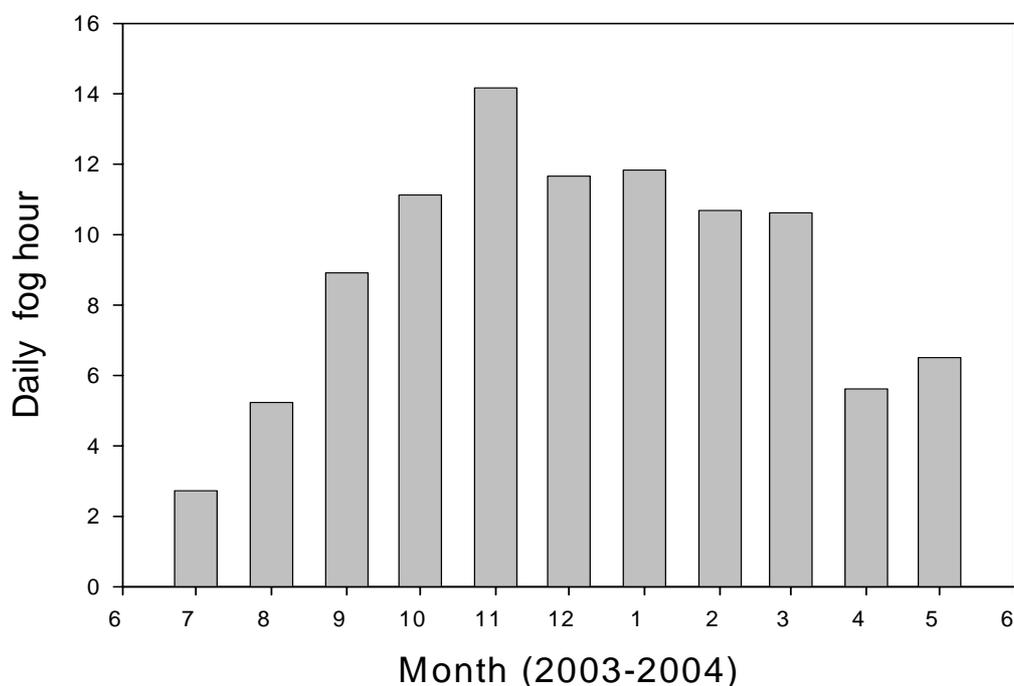


圖 16 每日雲霧出現時數 以 11 月最大，共 14.2 小時，7 月最低，近 3 小時，雲霧籠罩時數佔總研究期間的 37.5%。

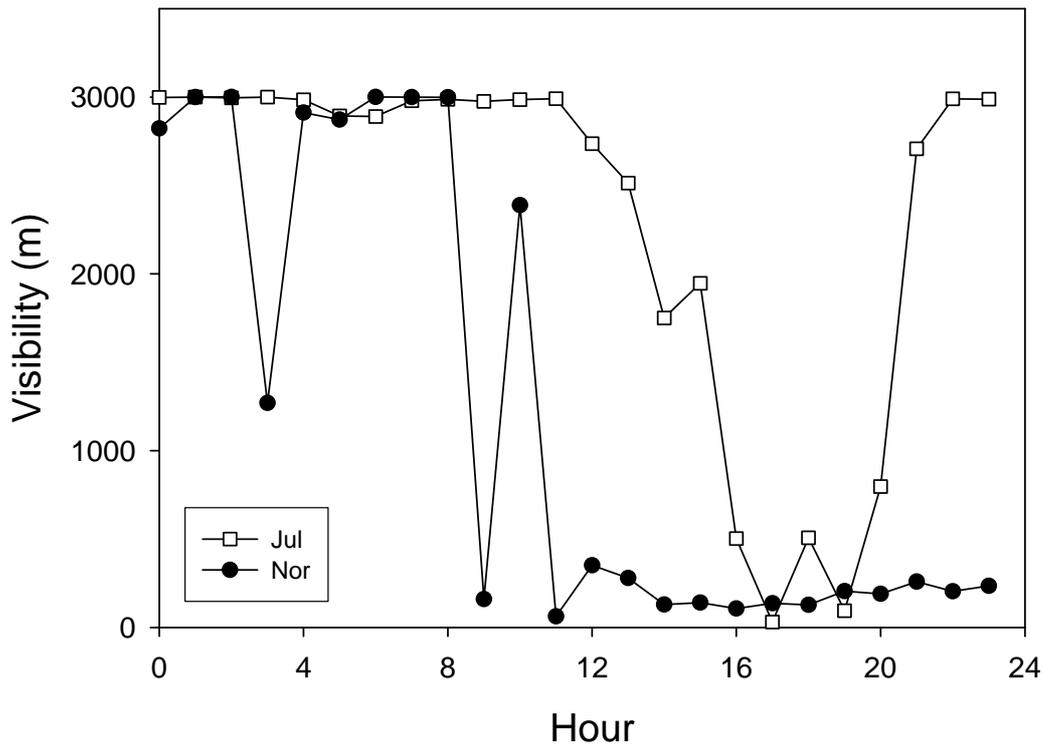


圖 17 每日能見度分佈 11 月平均能見度小於 1000m 的時間比 7 月多，雲霧籠罩主要集中在下午至晚上。

3.1.7 邊材面積

本研究使用含水率法及目視法對台灣扁柏進行邊材測量，並以邊材面積與胸高徑的關係式來推估本樣區台灣扁柏之總邊材面積，而邊材面積將作為樹液流法上推林份蒸散量之參數。其結果如下：

含水率法：本研究共對 7 棵台灣扁柏進行含水率調查，結果分別如圖 18、圖 19 圖 19 所示。其中含水率明顯較高的部分，定義為邊材部分，含水率較低為心材。例如：樹 1 之邊材左右各為 3cm(每一小段代表 0.5cm)，其邊材面積為 261.12cm^2 。將 7 棵樣樹胸高直徑與邊材面積做迴歸分析，得到關係式為 $Y = 1.5408X^{1.5504}$ ，決定係數 r^2 為 0.98 (圖 20)，代表隨著胸高直徑的增加，邊材面積也增加。

目視法：本研究對 12 棵台灣扁柏進行目視法調查，包括含水率法的 7 棵。以生長錐取樹木之樹芯，再以目視法判視其邊材寬度。其胸高直徑與邊材面積的

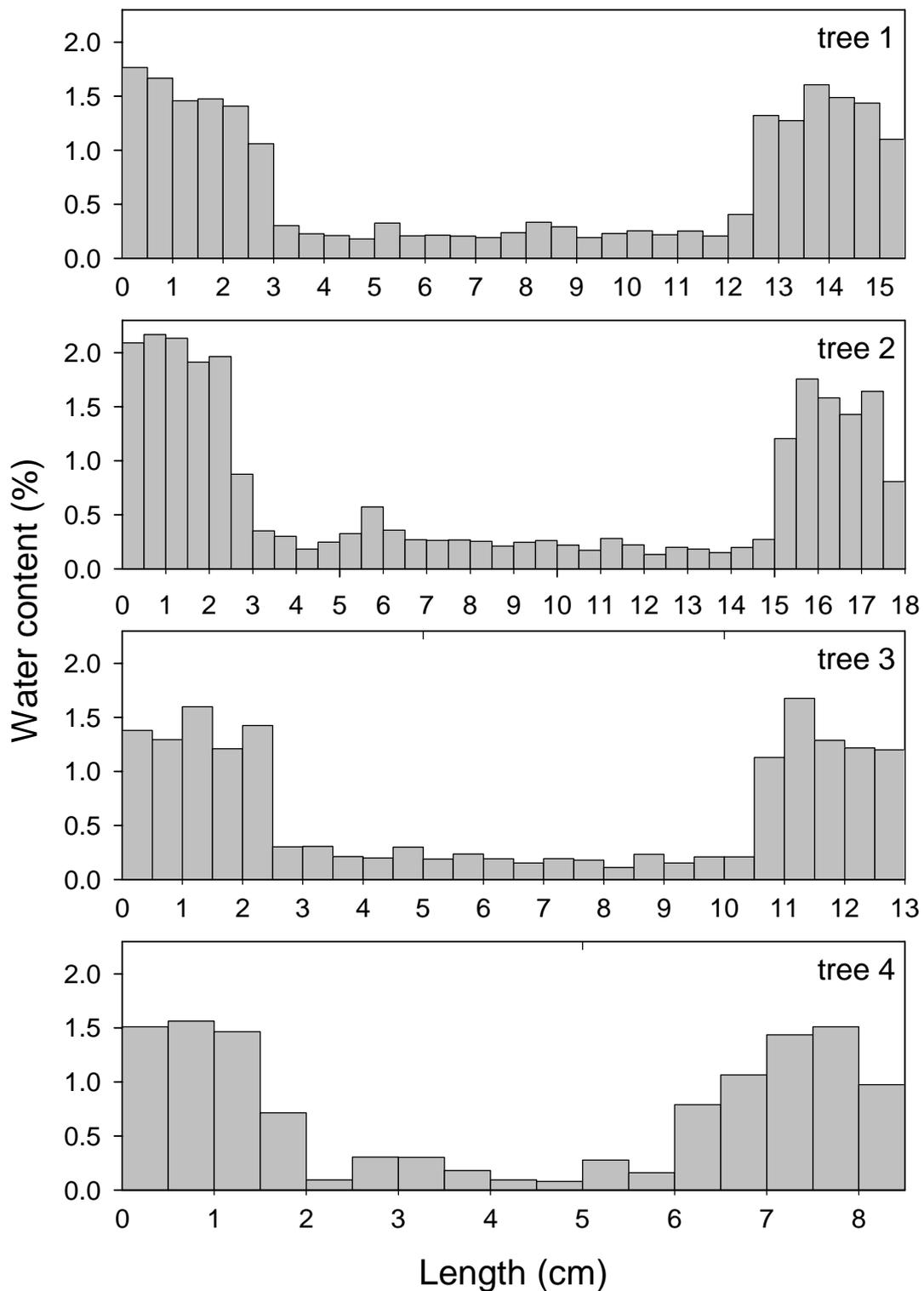


圖 18 樹一至樹四之木材含水率分佈圖 圖中每一個長條代表每 0.5cm 的木材含水率，其中含水率較高的部分是邊材，具有傳導水分的功用；其他部分是心材，具有支撐的功用。

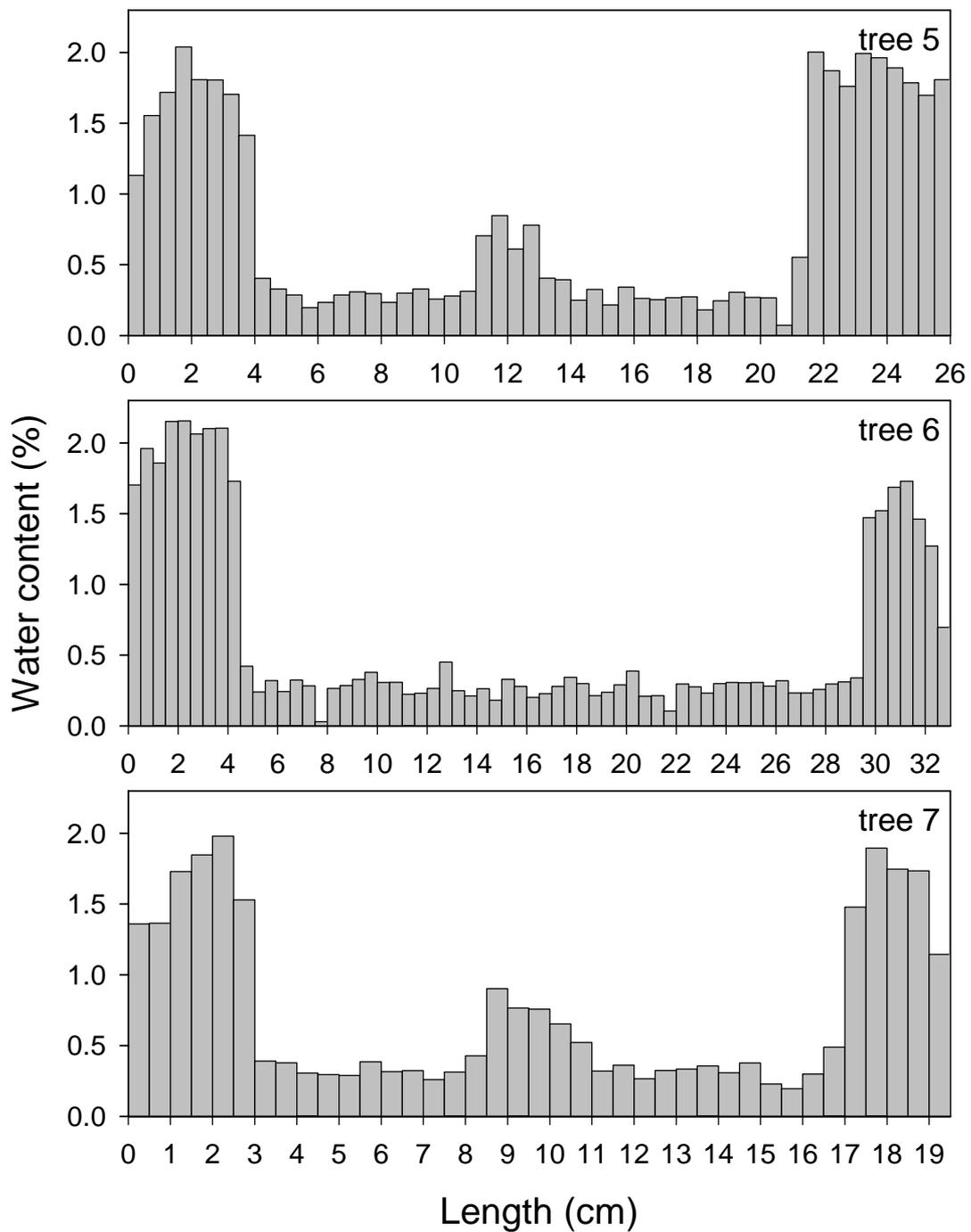


圖 19 樹五至七之木材含水率分佈圖 圖中每一個長條代表每 0.5cm 的木材含水率，其中含水率較高的部分是邊材，具有傳導水分的功用；其他部分是心材，具有支撐的功用。

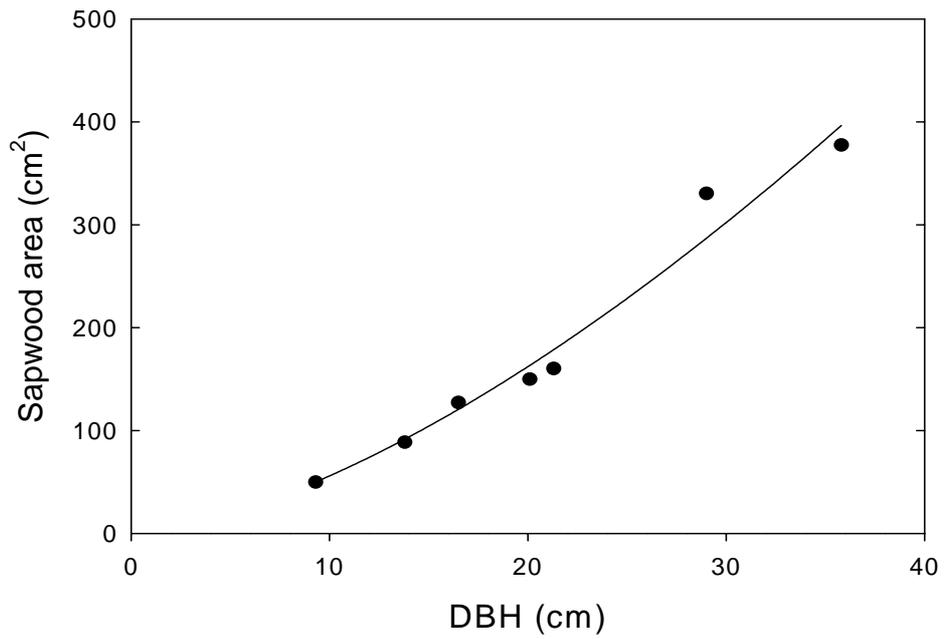


圖 20 台灣扁柏胸高徑與邊材面積之關係圖，邊材面積以含水率法測量，隨著胸高徑的增加，邊材面積也增加。 $Y = 1.5408X^{1.5504}$, $r^2 = 0.9853$

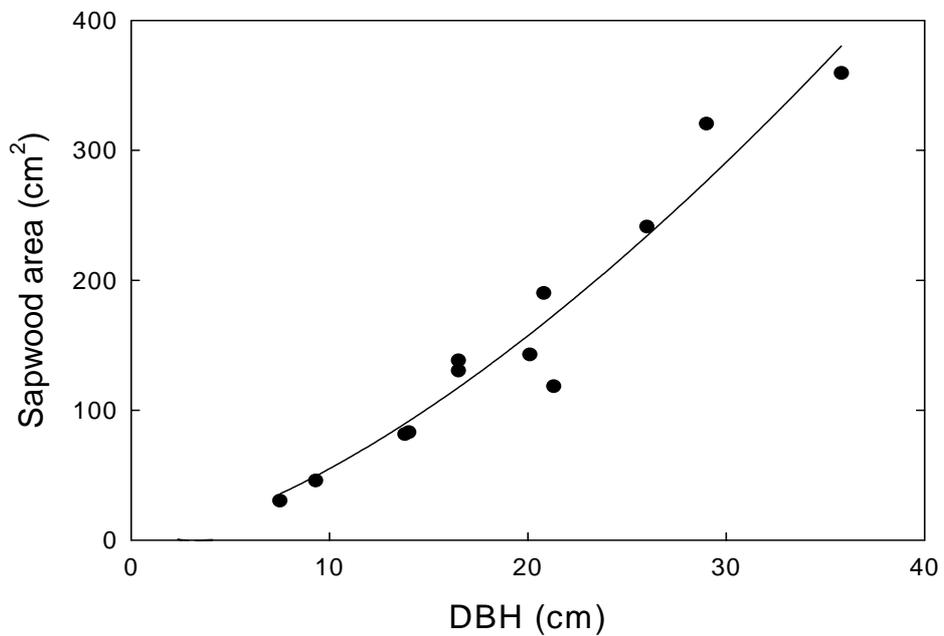


圖 21 台灣扁柏胸高徑與邊材面積之關係圖，邊材面積以目視法測量，隨著胸高徑的增加，邊材面積也增加。其關係式為 $Y = 1.1681X^{1.6386}$, $r^2 = 0.9841$ 。

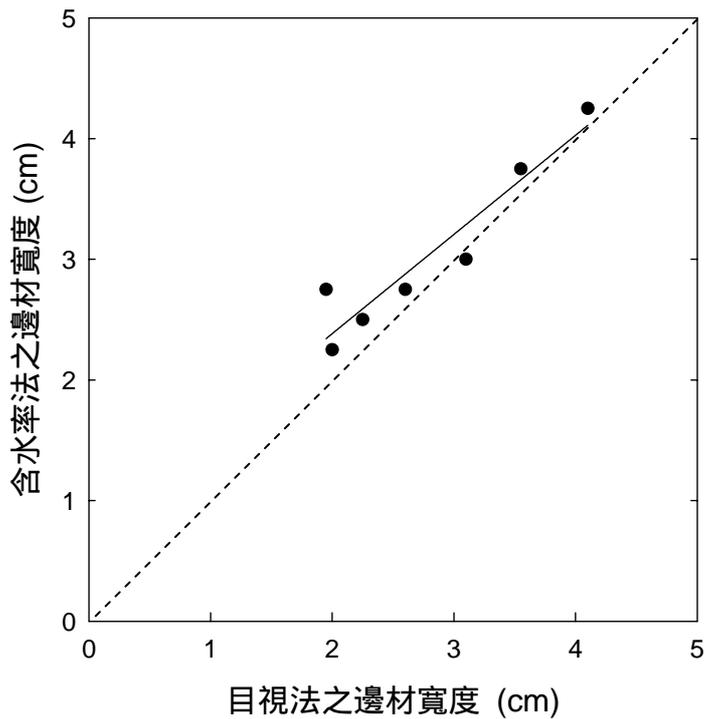


圖 22 目視法與含水率法之比較，其中虛線為 1:1。兩者關係式為 $Y = 0.822X + 0.74$ ， $r^2 = 0.8956$ ，表示目視法的結果會低於用含水率法估計的長度。

關係為 $Y = 1.1681X^{1.6386}$ ，決定係數 r^2 為 0.98(圖 21)。

以含水率法與目視法之結果比較(圖 22)，其散佈點偏離 1:1 的線，表示目視法所求得之邊材會小於含水率法的結果，但隨著徑級增加，兩者結果相近。將兩方法所得結果進行相關分析，其決定係數 r^2 為 0.89，相關程度極高。由於目視法在判斷上容易有誤差產生，因此本研究以含水率法求得之關係式 $Y = 1.5408X^{1.5504}$ 推估本樣區台灣扁柏的邊材面積，配合陳耀德(2003)植被調查所得之台灣扁柏胸高徑分佈，計算本樣區台灣扁柏之總邊材面積為 20.8m^2 ，佔樣區台灣扁柏總胸高截面積的 50.13%。另外，以公式 $Y = 1.5408X^{1.5504}$ 推得三棵樣樹之邊材面積，分別為 261.12cm^2 、 162.77cm^2 、及 129.15cm^2 ；實際以生長錐鑽取樹芯的結果為 246.45cm^2 、 142.87cm^2 、及 140.95cm^2 ，樹 1 與樹 2 之邊材面積比公式推估的面積低，樹 3 稍高。

3.1.8 葉面積

本研究為了解實際蒸發的表面，因此對三棵樣樹進行葉面積調查。在安裝

熱消耗探針的三棵樣樹進行枝條生物量的調查，測量每一根枝條的基徑，從葉青峰(2004)所作的台灣扁柏枝條基徑與葉生物量的關係式 $Y = 48.56X^{1.7055}$ ，推得每一根枝條上的葉生物量，再由吳敏如(2004)所作的台灣扁柏葉生物量與葉面積之關係式 $Y = 77.635X$ ，回推三棵台灣扁柏的葉面積分別為 143.6 m²、100.8 m²、及 72 m²。

3.2 蒸散作用

以下就 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日以樹液流法所測得樹液流速，進行蒸散作用分析。本研究使用三組熱消耗探針，於 2003 年 7 月 13 日至 11 月 30 日及 2003 年 12 月 2 日至 2004 年 5 月 31 日分別於一棵及三棵台灣扁柏上進行測量，如表一。從熱消耗探針求得樹液流速配合邊材面積，推估單株植物樹液流量及林份蒸散量(T_s)。其結果如下：

3.2.1 熱消耗法

本研究進行蒸散作用研究共使用三組熱消耗探針，三組熱消耗探針分別於不同的時間安裝在單棵台灣扁柏(圖 23a)及三棵台灣扁柏上(圖 23b)，其標準差有類似的日變化趨勢，在接近中午的時間標準差有增高的趨勢。以月變化來看，圖 24 為 2003 年 8、2003 年 11 月、2004 年 2 月、及 2004 年 5 月四個月份的標準差變化圖，其中 8 月的標準差最大，2004 年 2 月最小，5 月標準差又升高。不同氣象條件之樹液流速標準差變化，圖 25 分別為晴天及雨天之樹液流速標準差變化，晴天標準差的最大值發生在中午，而雨天較沒有固定的趨勢存在；而不同日輻射量的樹液流速標準差變化(圖 26)，以高日輻射量的標準差變異較大，且最大值集中在中午時段，而低日輻射量的標準差變化較小，唯 8 月 27 日異於其他天，與高日輻射量的分佈一致。

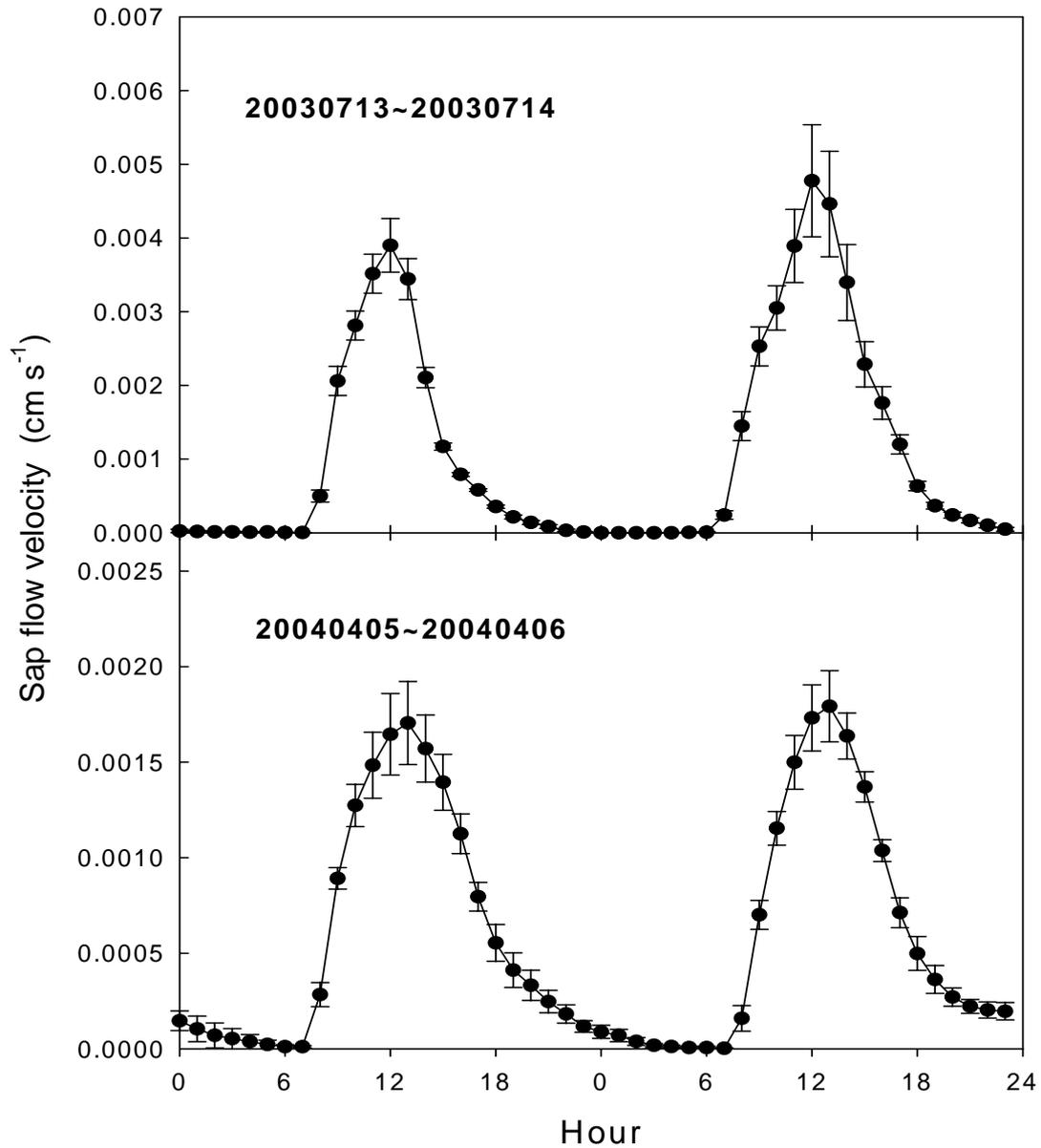


圖 23 熱消耗探針三重複間的變異 (a)同一棵樹不同方位(以 2003 年 7 月 13 日至 14 日為例)；(b)三棵樹(以 2004 年 4 月 5 日至 6 日為例)，兩者差異不大，標準差的大小隨著流速改變，流速越大，標準差越大，且標準差最大值皆發生在中午時段。

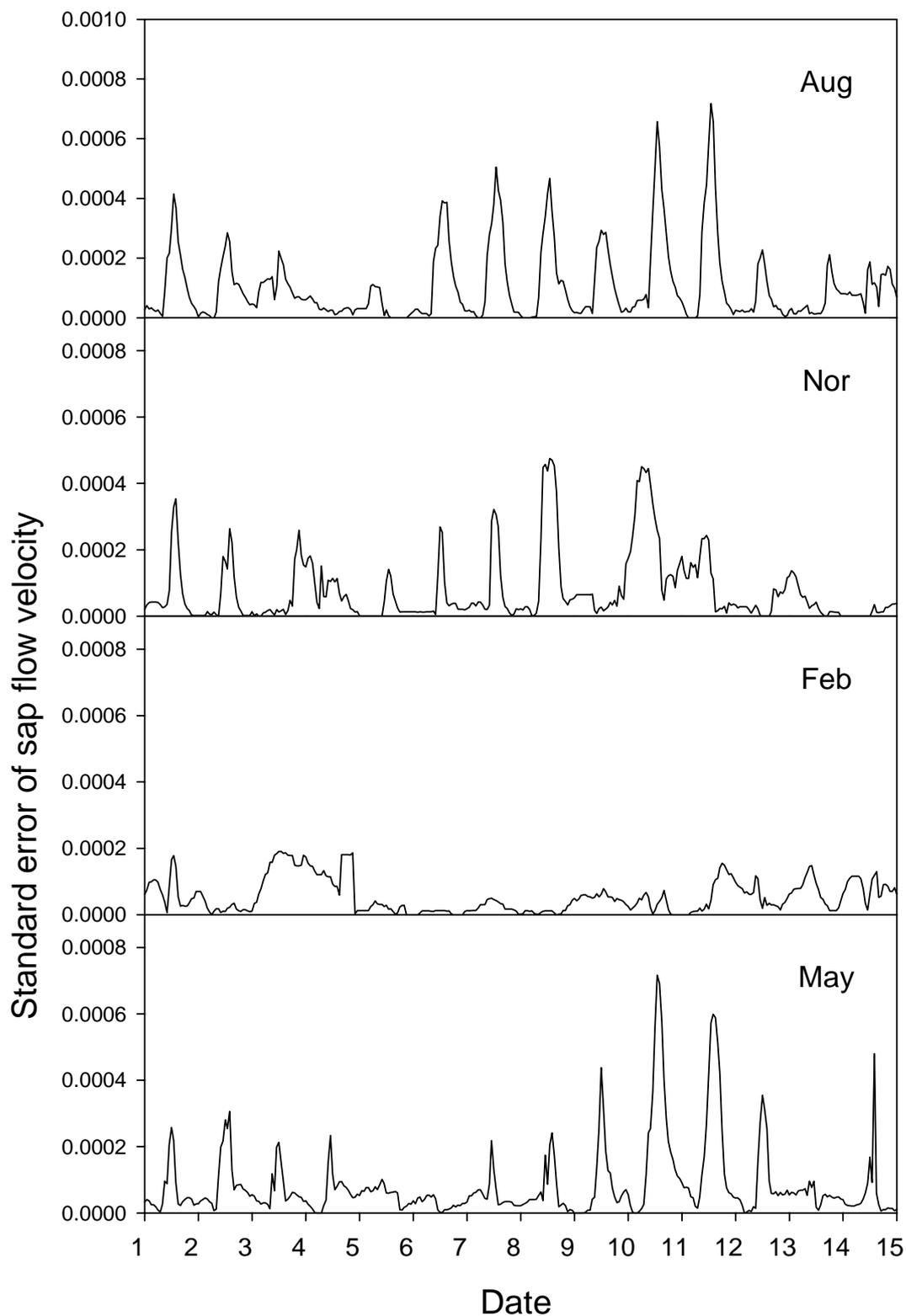


圖 24 三組 TDP 之樹液流速標準差分佈圖 樹液流速標準差自 2003 年 8 月開始遞減，2004 年 2 月最低，2004 年 5 月又逐漸升高。

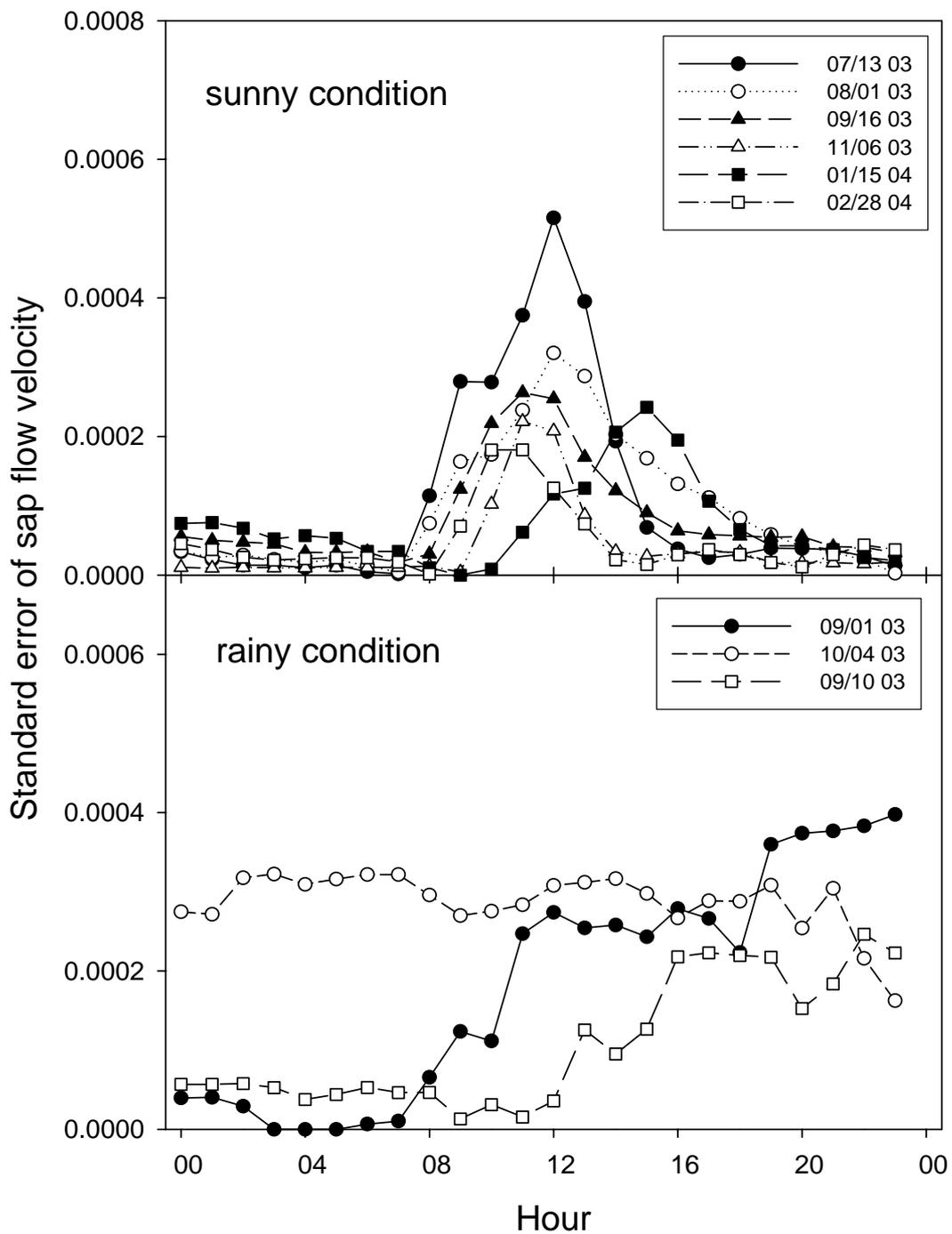


圖 25 晴天及雨天的樹液流速標準差變異 上下圖分別為晴天及雨天樹液流速之標準差分布。晴天標準差於中午時段有一明顯突起，而雨天標準差並無明顯的趨勢，與晴天不同。

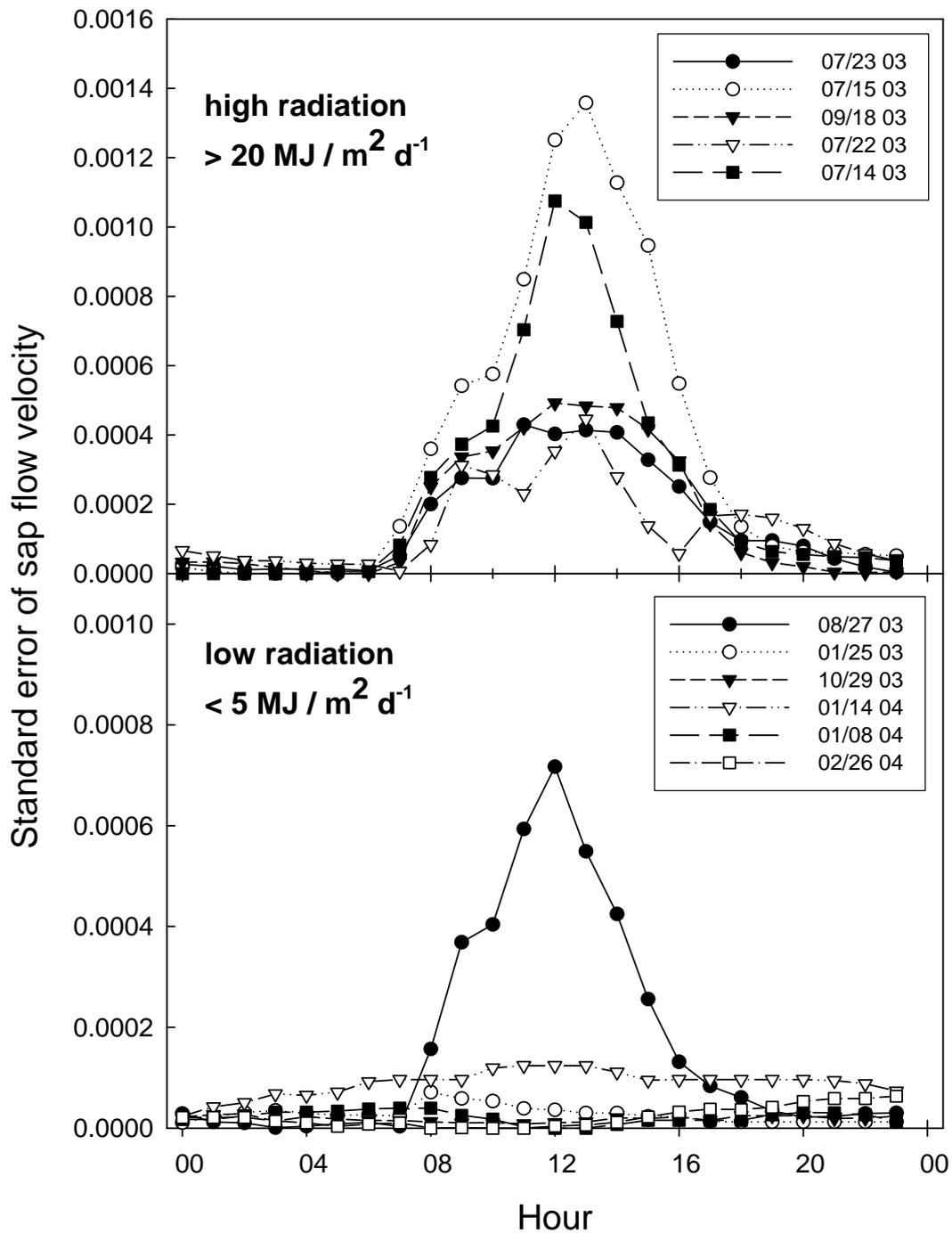


圖 26 不同日輻射量之樹液流速標準差變異 上下分別為高日輻射量與低日輻射量之樹液流速標準差分布，高日輻射量之樹液流速在中午時，有較明顯的差異存在，而低日輻射量之差異並不大，唯 2003 年 8 月 27 日例外。

3.2.2 樹液流的季節變異

圖 27 是自 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日止的日平均樹液流速圖，樹液流速從七月之後開始遞減，降至 1 月底最低，2 月之後流速又增加。若以月平均值來看，2003 年 7 月至 2004 年 5 月分別為， $0.000918 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000549 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.00051 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000334 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000279 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000208 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000124 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000184 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000197 \text{ cm s}^{-1}$ 、 $0.000297 \text{ cm s}^{-1}$ 及 $0.000278 \text{ cm s}^{-1}$ 。其中以 7 月為大，1 月最小，7 月的平均流速為 1 月的 7 倍，差異相當大。

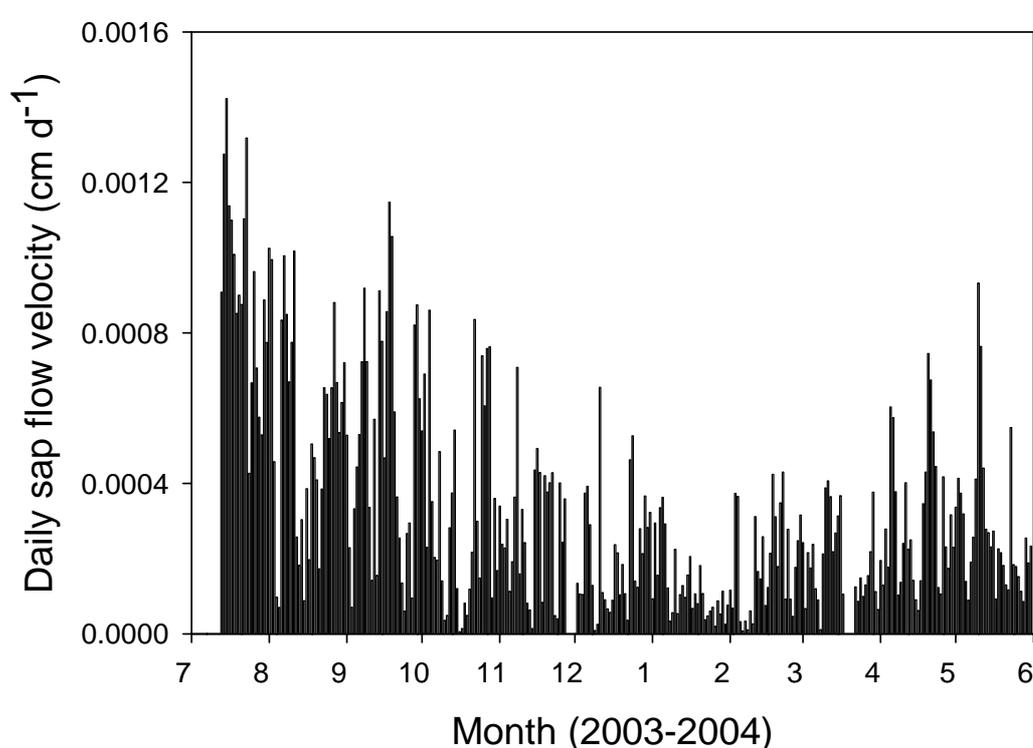


圖 27 日平均樹液流速圖 以 2003 年 7 月最高，2004 年 1 月最低，2003 年 7 月之樹液流速為 2004 年 1 月的 7 倍，兩者差異極大。

3.2.3 單株植物的樹液流量

圖 28 為單株植物的樹液流量月變化圖，自 2003 年 7 月至 11 月，為同一棵樹三組儀器所估算出的樹液流量，大多以 TDP1 為最大，7 月除外，是 TDP2 最多。自 2003 年 12 月至 2004 年 5 月，為分別安裝在三棵大小不同的樹木上 (DBH: Tree1>Tree2>Tree3)，其樹液流量只有 2003 年 12 月、2004 年 1 月、2004

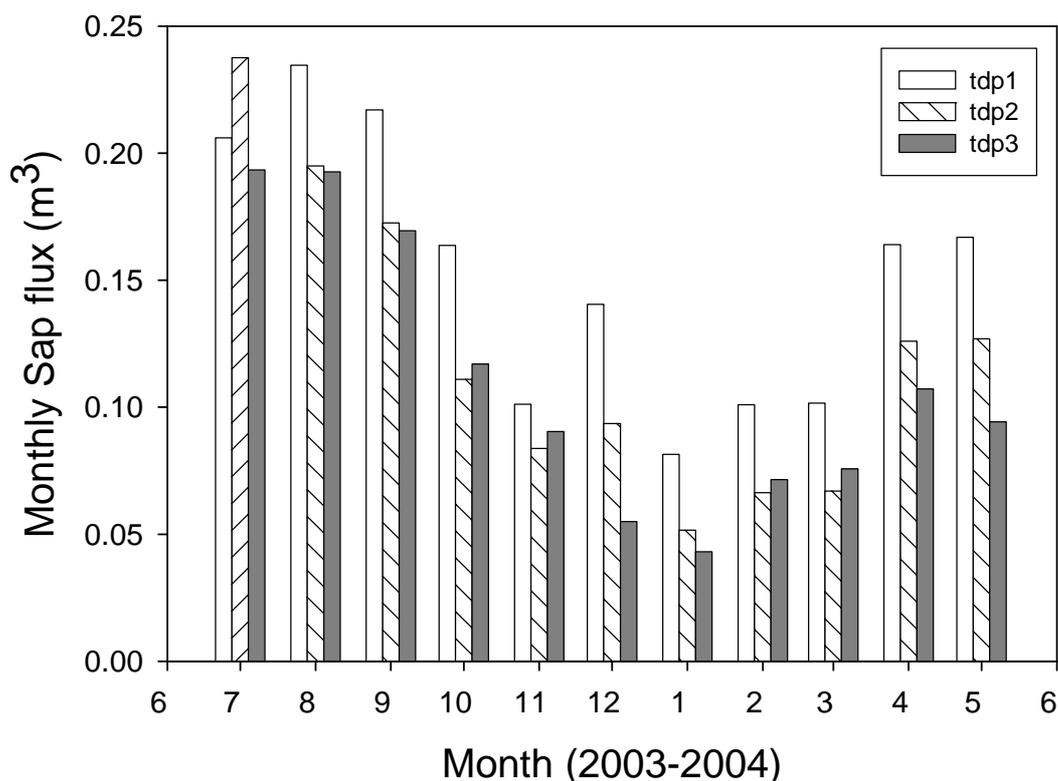


圖 28 單株台灣扁柏之月平均樹液流量圖 2003 年 7 月至 11 月是同一棵樹三個方位的測值，可見三個方位的變異程度大；2003 年 12 月至 2004 年 5 月為三棵樹之個別樹液流量，與胸高直徑成比例的只有 2003 年 12 月、2004 年 1 月、2004 年 4 月及 2004 年 5 月，2004 年 2 月及 3 月為 $F1 > F3 > F2$

年 4 月、及 2004 年 5 月有依徑大小成比例，也就是 $F1 > F2 > F3$ ，而 2004 年 2 月及 3 月的樹液流量是 $F1 > F3 > F2$ ，與預期結果不同。

3.2.4 以樹液流法推估之林份蒸散量比較

圖 29 是用樹液流法之結果來推估林份的蒸散量(T_s)，其推估的方法是利用單株植物的樹液流量(3.2.3 節)除以單株植物的邊材面積再乘以樣區總邊材面積，即可得到整個林份的蒸散量。11 個月期間，總蒸散量為 194mm，每個月分別為 31.3mm、30.6mm、30mm、19.2mm、13.8mm、11.2mm、6.9mm、9.6mm、9.8mm、16mm 及 15.5mm，其中 7 月最高、1 月最低，各佔總蒸散量的 16% 及 4%，而 7、8、9 這三個月共佔了總蒸散量的 47%。

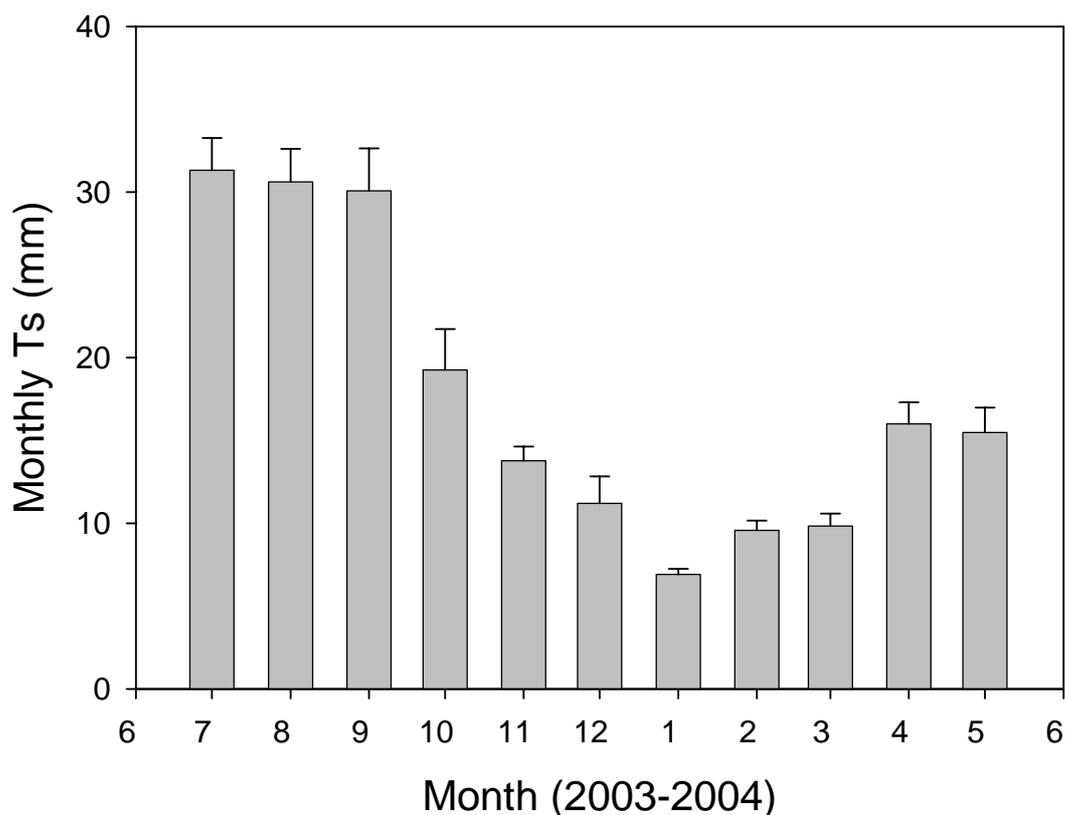


圖 29 以樹液流法推估之月平均林份蒸散量 研究期間(近 11 個月)總蒸散量為 194 mm，其中 7 月最大、1 月最小，7、8、9 三個月的蒸散量佔總蒸散量之 47%。

3.2.5 蒸散作用與 Penman-Monteith equation 估算之蒸發散量比較

以 Penman-Monteith equation 估算參考蒸發散量(reference evapotranspiration, ET_0)(圖 30)，利用係數 K_c 來推估森林蒸發散量(ET)，將森林蒸發散量與樹液流法推估的蒸散量(T_s)比較。先挑選符合沒有降雨、冠層較乾燥以及土壤水含量較低條件日期的參考蒸發散量以及蒸散量，將參考蒸發散量以及蒸散量作圖(圖 31)，並求得關係式為 $Y = -0.195 + 0.45X$ ， $r^2=0.97$ 。從乾燥條件下參考蒸發散量以及蒸散量的關係式得到 K_c 為 0.45，將參考蒸發散量乘以 K_c 得到森林蒸發散量。自 2003 年 7 月 13 至 2004 年 5 月 31 日的 ET_0 為 689mm，而 ET 為 310mm。圖 32 為 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的 ET 與 T_s 關係圖，兩者分佈一致，除了有降雨的日子例外，將 T_s/ET 發現 7 月到 12 月兩者相當接近(圖 33)，

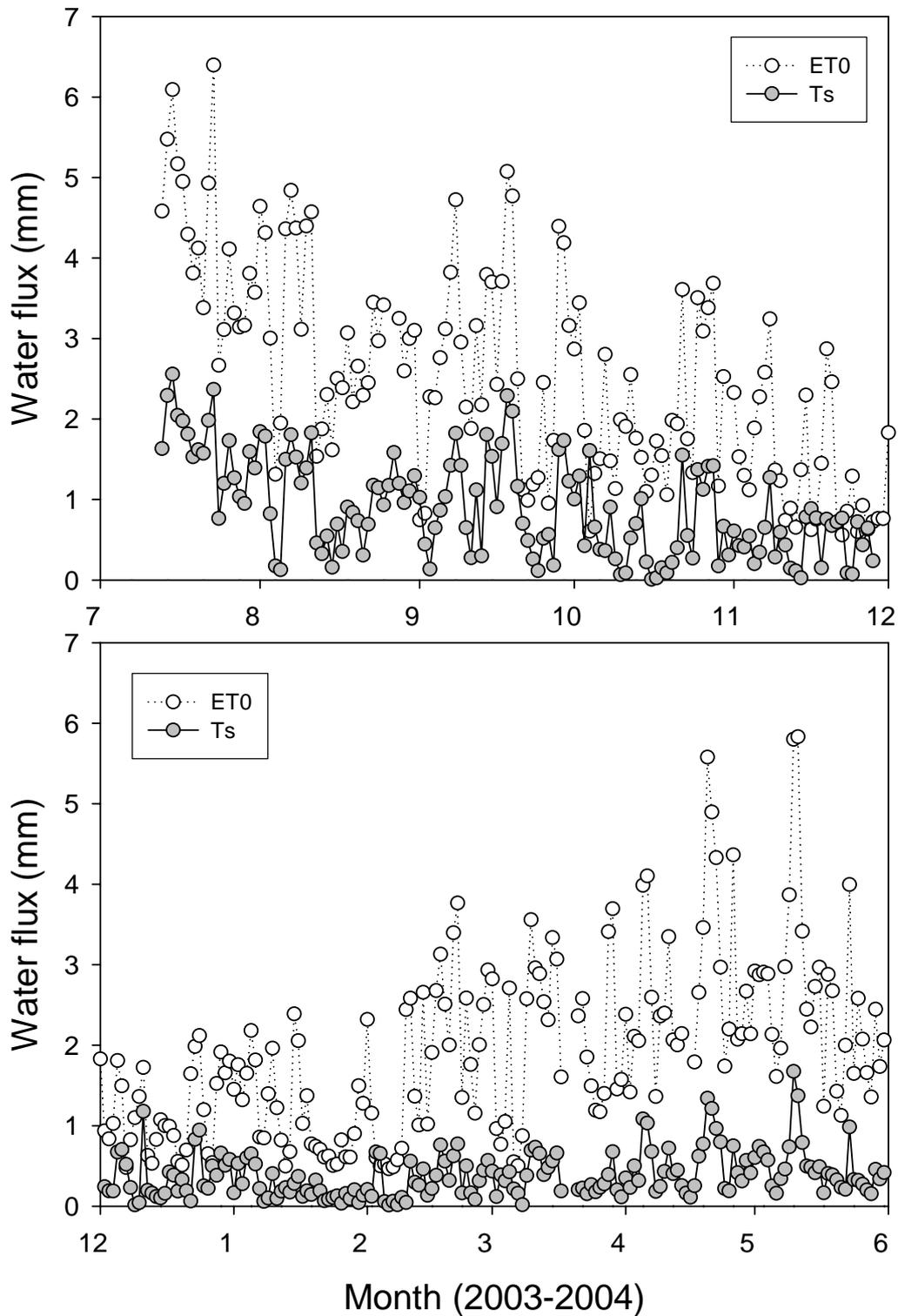


圖 30 每日參考蒸發散量與蒸散量之分佈圖 以 Penman-Monteith equation 估算之 ET_0 與以樹液流法推算之 T_s 比較，兩者的趨勢一致， ET_0 的值遠大於 T_s 。

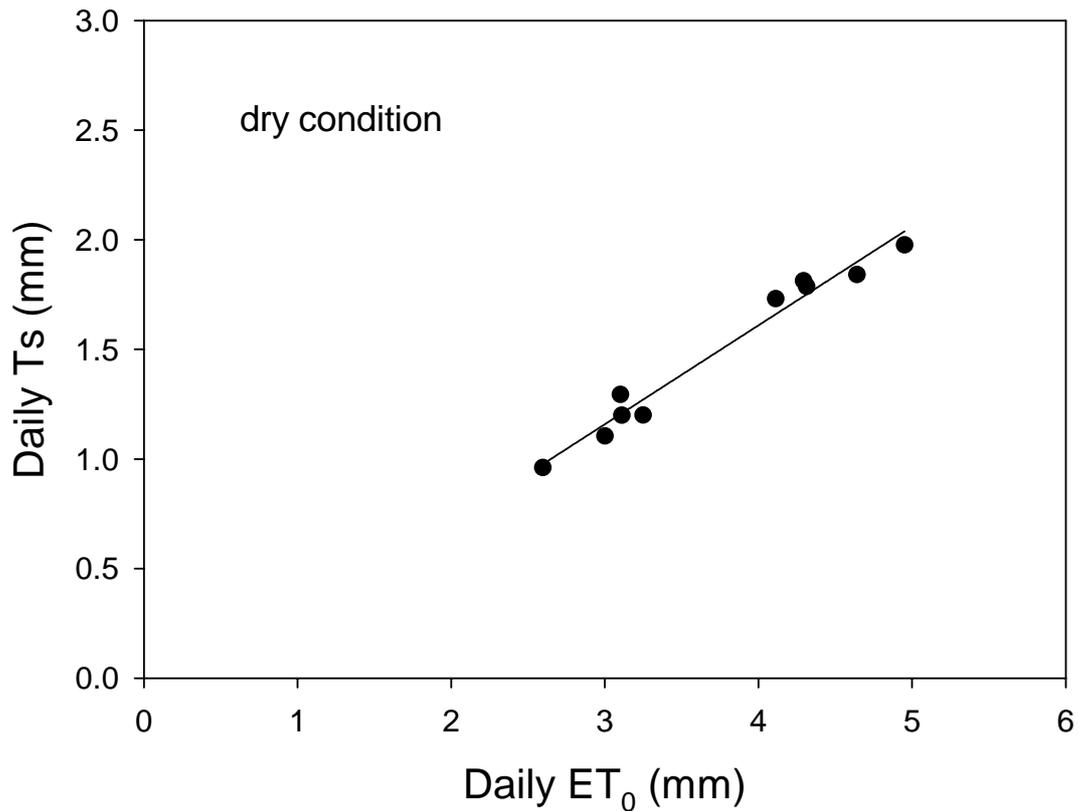


圖 31 乾燥條件下每日 ET_0 與 T_s 之關係 先挑選符合沒有降雨、冠層較乾燥以及土壤水含量較低日期之 T_s 與 ET_0 ，在以迴歸公式求出每日 ET_0 與 T_s 之關係，其關係式為： $Y = -0.195 + 0.45X$ ， $r^2=0.97$ ，故 K_c 為 0.45。

並且有大於 1 的情況發生，大多是降雨所造成，其中 10 月 4 日竟高達 5.9，此筆資料應是有錯誤存在，平均 T_s/ET 約為 0.64。圖 34 為 T_s 與 ET 之散佈圖，兩者成一線性關係，其關係式為 $Y = -0.085 + 0.72X$ ， r^2 為 0.56。

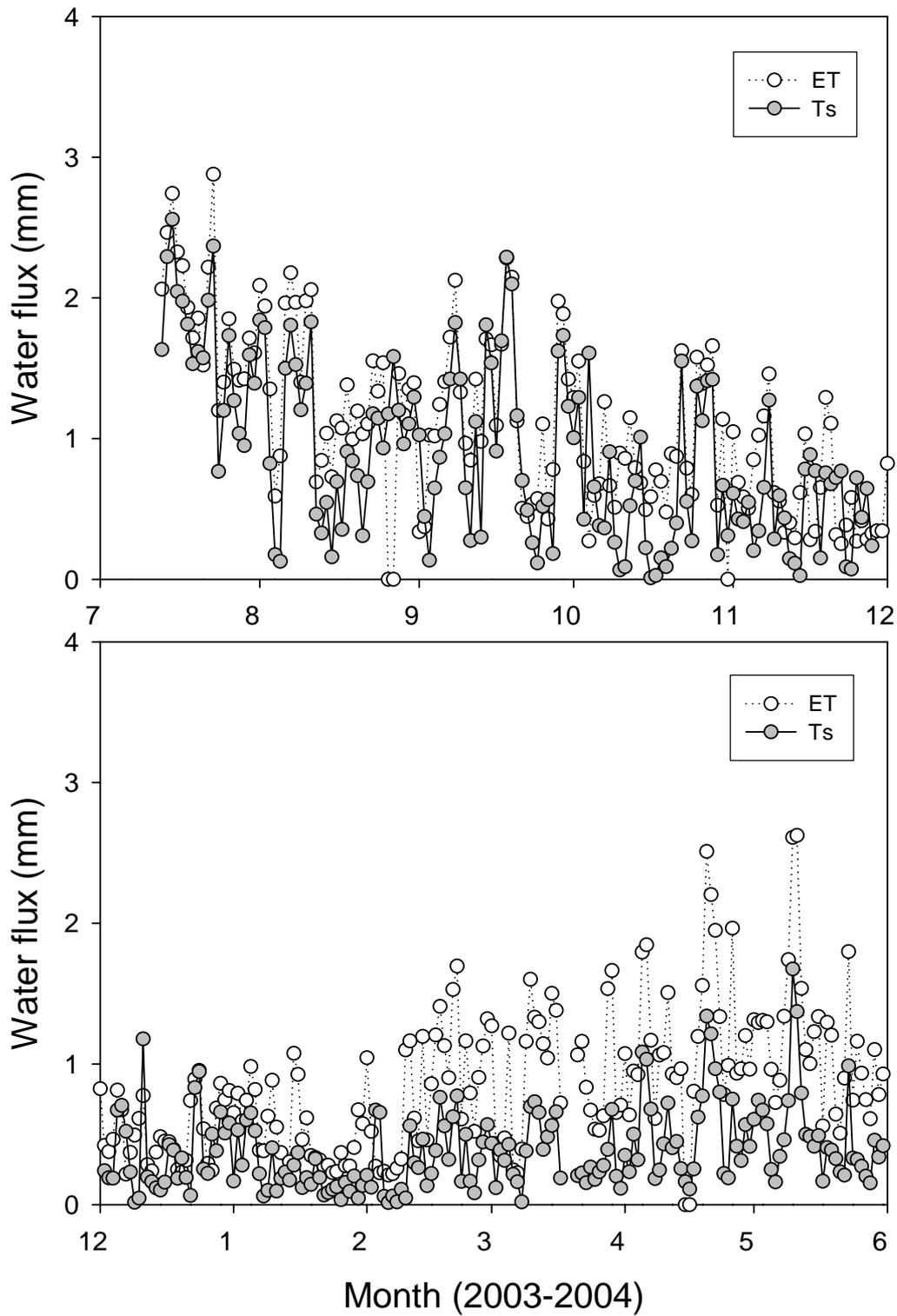


圖 32 每日 ET 與 Ts 之分佈圖 兩者的趨勢一致，自 2004 年 3 月之後，兩者的差異加大，樹液流維持在較低的區域。

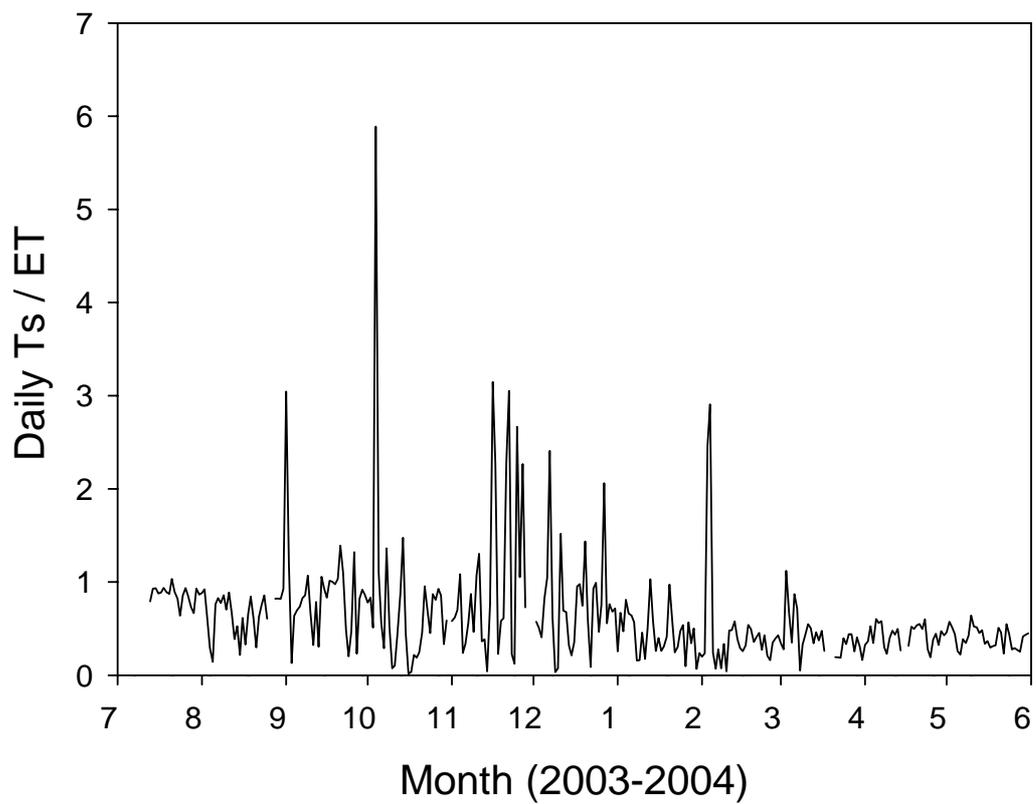


圖 33 Ts / ET 之關係圖，有部分日期之值超過 1，其中 2003 年 10 月 4 日更高達 5.9，此筆資料可能有誤，其他 Ts 大於 ET 大多為下雨天。

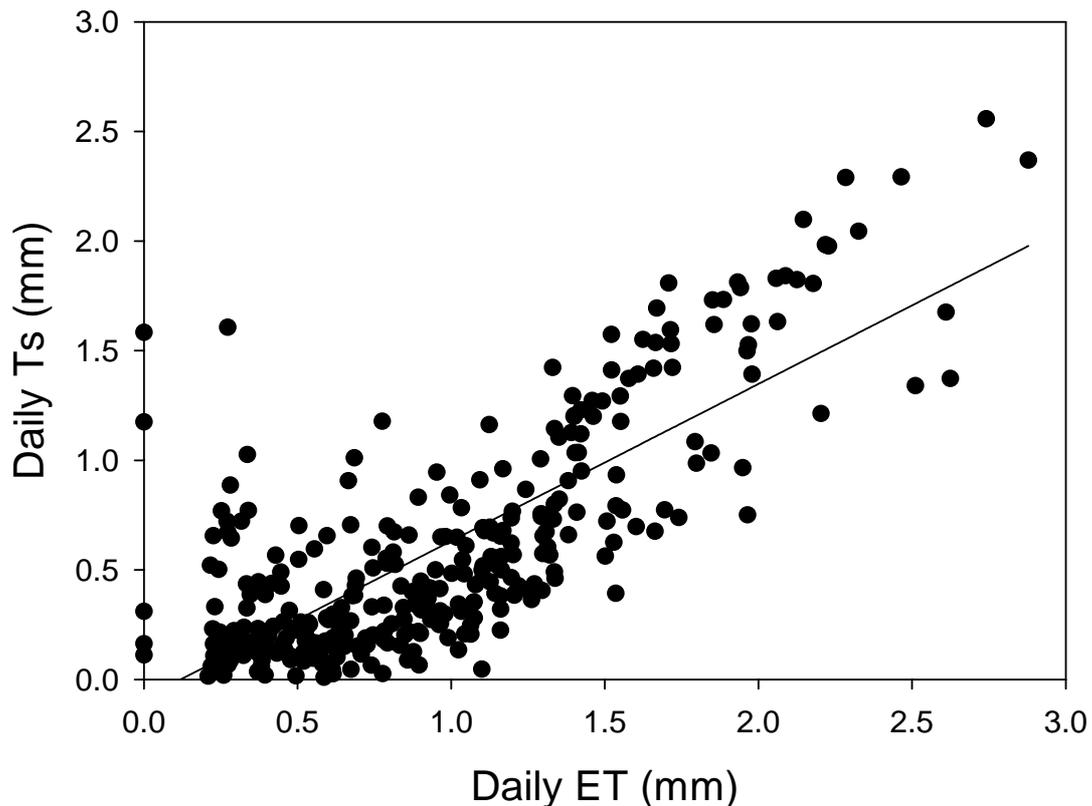


圖 34 每日 Ts 與 ET 之散佈圖 其關係式為 $Y = -0.085 + 0.72X$, r^2 為 0.56 , 代表蒸散量約為森林蒸發散量的四分之三。

3.3 蒸散作用與環境因子間的關係

蒸散作用受環境因子影響至深，以下就 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日之樹液流法所測得樹液流速，與前述之環境因子，包括氣象、土壤以及植物體三部分進行分析。

圖 35 是 2003 年 7 月 26 日之樹液流速與太陽輻射、散射光及 VPD 之關係圖，從圖中觀察這四個因子的日變化，散射光從早上 10:00 過後開始增加，到了下午直射光減少，幾乎太陽輻射全由散射光的組成。從圖中可發現樹液流的分佈與日輻射相當一致，不過有時間的延遲，樹液流的最高值比最大日輻射約延遲 1 小時發生。而 VPD 從凌晨開始增加，早上 7:00 過後開始減少，13 點過後就已經接近零，此時空氣中水氣達到飽和，樹液流開始下降，20 點之後又開始增加。

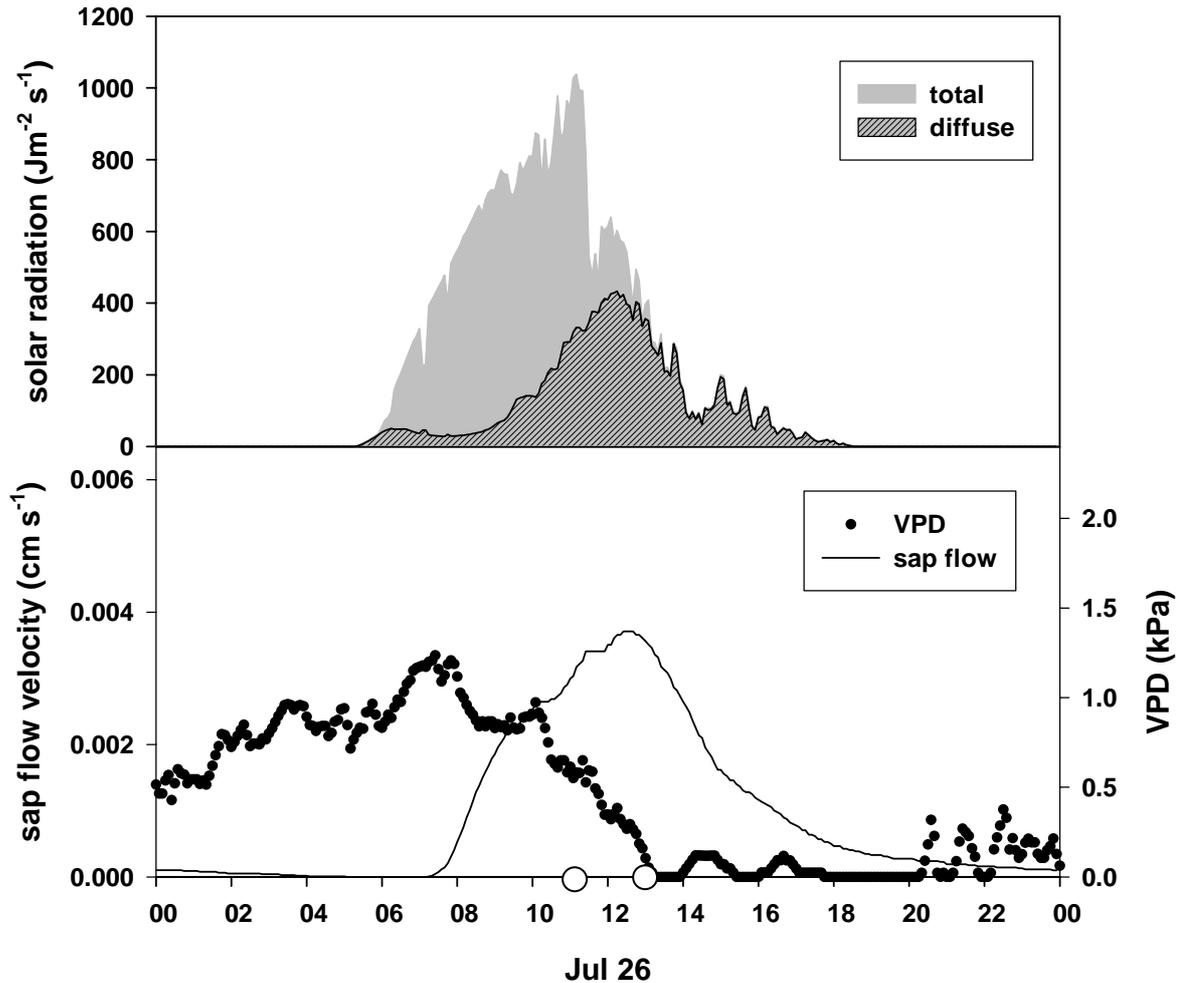


圖 35 日輻射 散射光 樹液流速及 VPD 之分佈圖 以 2003 年 7 月 26 日為例，上圖為日輻射與散射光之關係，中午過後日輻射皆由散射光組成，圖上兩圓圈為日輻射及樹液流速最大的時間點，相差約 1 小時；下圖為水蒸氣壓差與樹液流速之關係，當樹液流速開始減低時，水蒸氣壓差幾乎為零。

3.3.1 日輻射與樹液流速之關係

圖 36 為不同天氣型態下的日輻射量與樹液流速圖，從左上到右下為日輻射自大到小分佈，其圖形並沒有一定規則存在。當日輻射量較大時，呈現逆時針遲滯分佈，而當日輻射量低時，沒有明顯的趨勢。可見，其圖形會隨著每天的氣象條件改變。每天總日輻射量越高，其散佈點所圍的範圍較大。故將 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的每日日輻射總量與每日平均樹液流速作圖(圖

37), 發現隨著日輻射量的增加, 平均樹液流速增加。圖中可見少數例外情形, 在日輻射量極小時, 其樹液流速仍有 0.0008 cm s^{-1} , 或者是日輻射量大時, 其樹液流速接近 0 cm s^{-1} 。

從上述無法看出一天內日輻射量與樹液流速的關係, 因此選擇 2003 年 8 月 7 日以日輻射量與樹液流速作圖(圖 38), 將時間點切割成 6:00-10:00 及 10:00-18:00 兩段, 發現這兩段時間的關係不同。2003 年 8 月 7 日早上 6:00-10:00

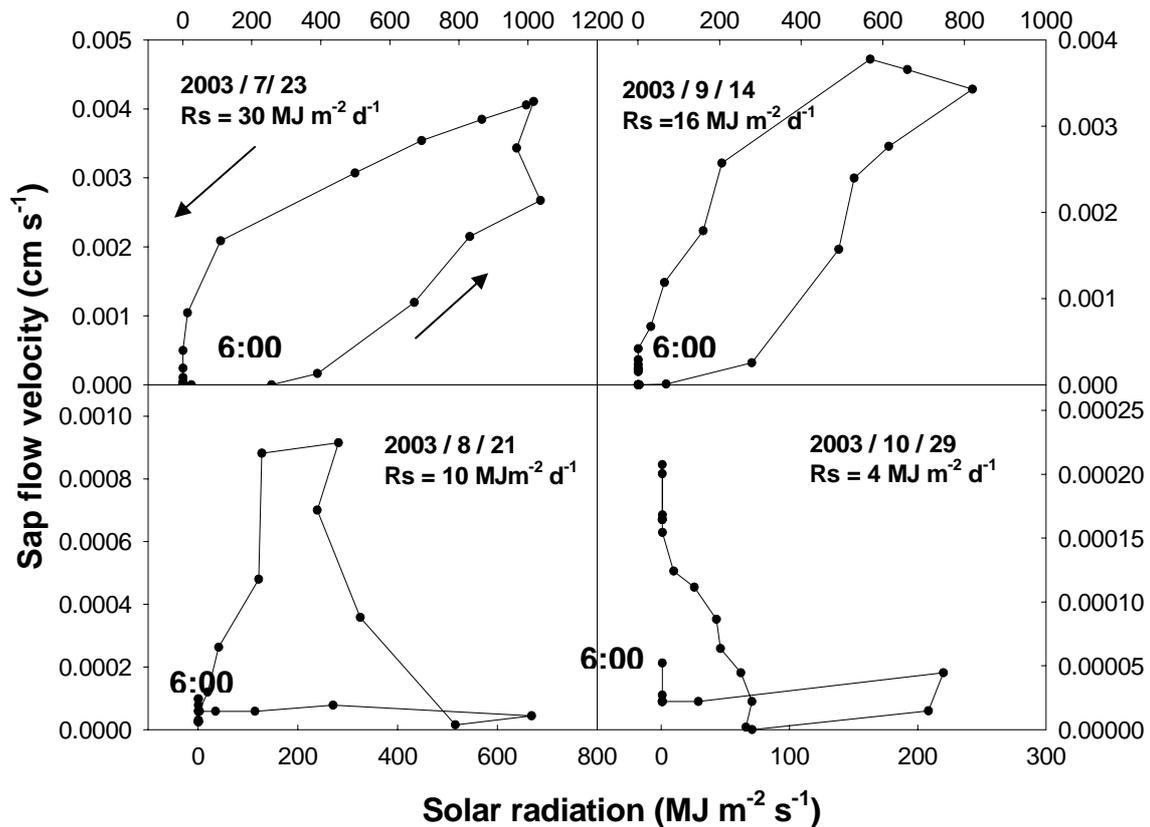


圖 36 不同日輻射量下的樹液流速變化 以 6:00-18:00 為主, Rs 為日輻射總量, 6:00 為起始點, 其一天的變化呈逆時針遲滯現象, 且隨著日輻射總量的降低, 散佈點所圍的面積也減小。

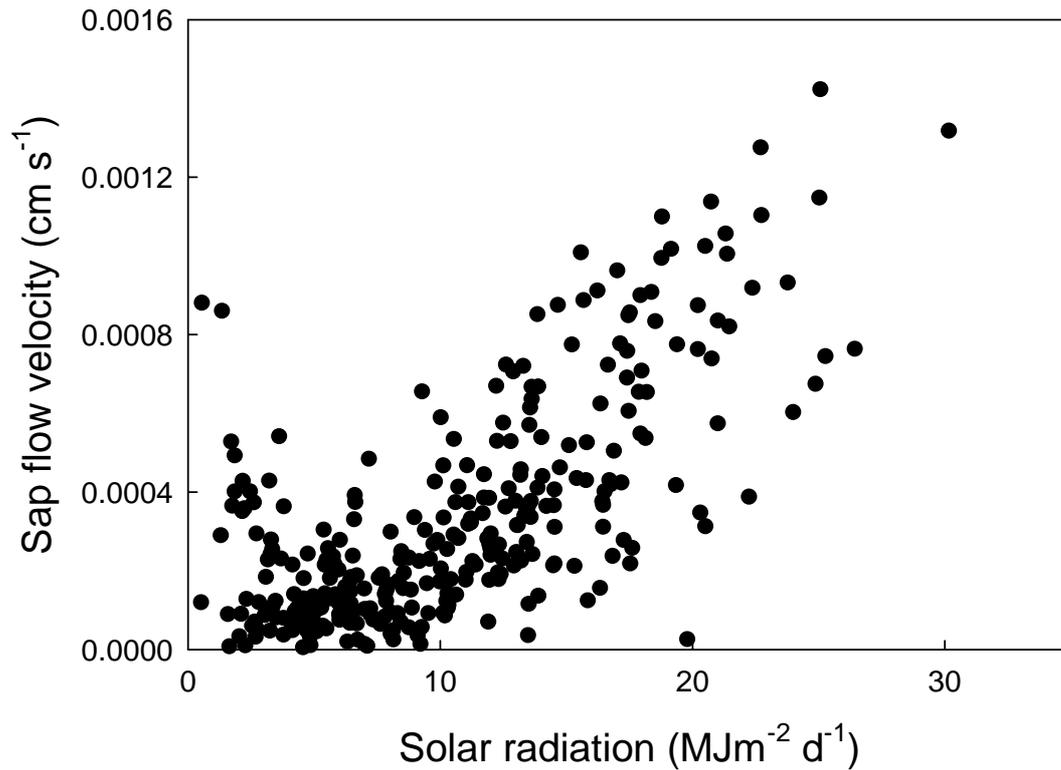


圖 37 每日日輻射總量與平均樹液流速分佈圖 隨著日輻射量的增加，平均樹液流速增加。

為 S 型分佈；而 2003 年 8 月 7 日 10:00-18:00 則是呈現雙曲線分佈。從圖 38 可發現 10:00 為當日日輻射的轉折點，以上以下的趨勢清楚被分開。若以更細的時間點來切割圖 37，每兩小時為間隔，發現其散佈點呈現迴圈分佈(圖 39)。圖 39 之散佈點以左下角(6:00)為起點往右上角移動，當日輻射量大於 $400 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ ，樹液流才開始移動，樹液流速大於 0 cm s^{-1} 。10:00-12:00 之間日輻射量達到最大值，之後散佈點便開始往左移，直到 12:00-14:00 之間，樹液流速才達最大，而後散佈點便往左下角移動直到天黑結束一個循環。從圖 39 發現日輻射量與樹液流有 1 至 2 小時的時間差，可能是必須達到某種程度的能量，蒸散作用才得以進行，以 2003 年 8 月 7 日來看約為 $400 \text{ Jm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。

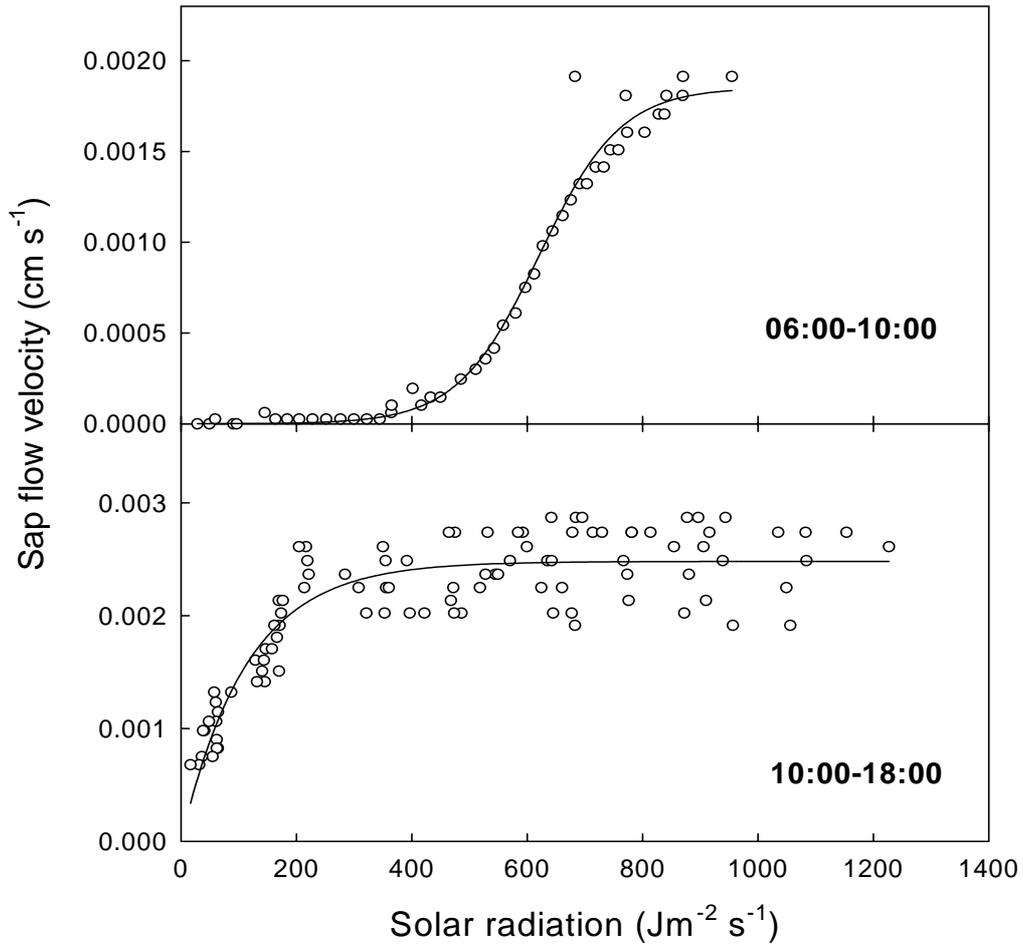


圖 38 日輻射量與樹液流速關係圖 以 2003 年 8 月 7 日為例，區分為早上 6:00-10:00 及 10:00-18:00 兩個時段。

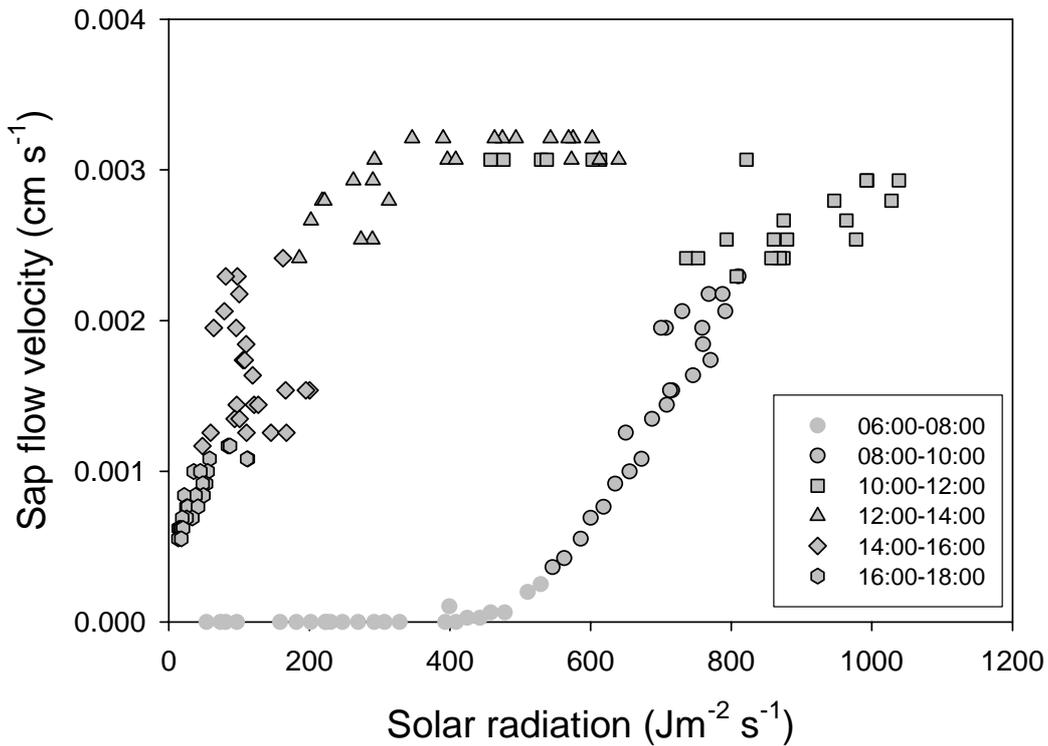


圖 39 2003 年 7 月 26 日日輻射量與樹液流速分佈圖 以每 2 小時區隔，10:00 日輻射達到最大，12:00-14:00 樹液流速達到最大，兩者相差約 1-2 小時。

3.3.2 水蒸氣壓差(VPD)與樹液流速之關係

水蒸氣壓差可以表示溫度及溼度的共同關係，亦即可表示溫度及溼度對樹液流之關係，將水蒸氣壓差與樹液流作圖(圖 40)，呈現順時針磁滯分佈，與日輻射的趨勢不同。一般而言，當水蒸氣壓差大時，蒸散速率越快；反之，當水蒸氣壓差為零時，蒸散作用幾乎停止，此時空氣達到飽和。本樣區受山風吹拂影響(帶來能量)，夜間的氣溫提高、相對溼度降低，導致水蒸氣壓差極高，但夜晚的樹液流速較慢甚至停止，造成高的水蒸氣壓差下，樹液流速不一定較快，因此其圖形沒有一定的規則可言。但以每日的平均水蒸氣壓差與每日平均樹液流速來看(圖 41)，隨著每日平均水蒸氣壓差增加，每日平均樹液流速也增加。其散佈點大多集中在較低的水蒸氣壓差，與本樣區受雲霧影響，長年潮濕有關。

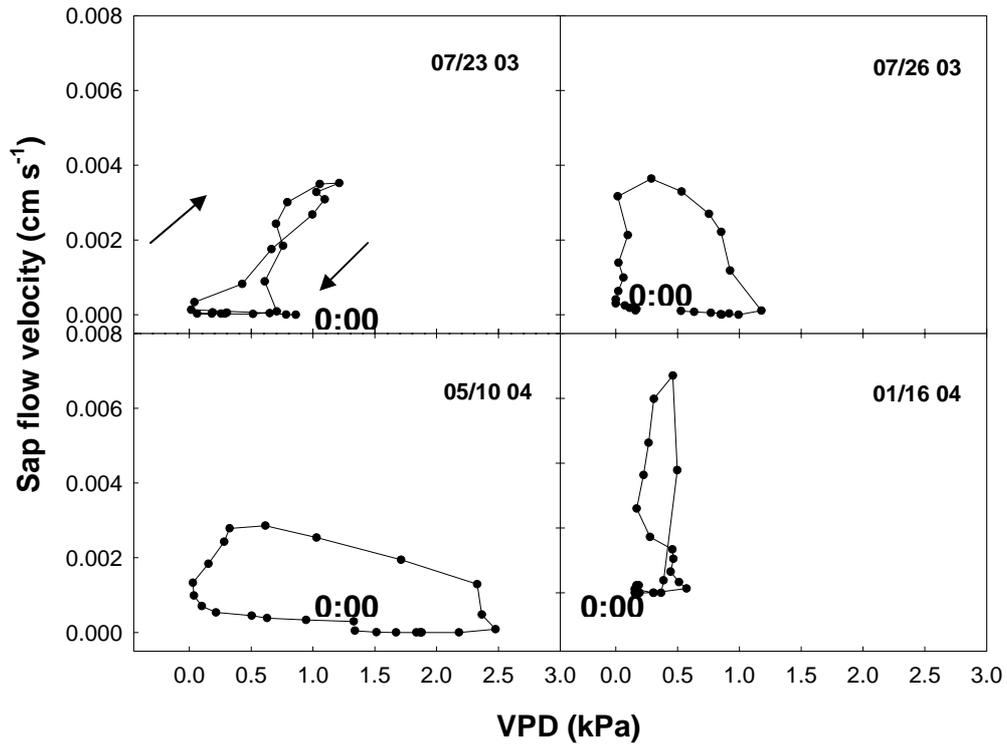


圖 40 水蒸氣壓差與樹液流之變化圖(0:00-23:00) 本樣區夜間的水蒸氣壓差極高，清晨樹液流開始進行，中午時段達到最大，此時受雲霧影響，水蒸氣壓差接近零，樹液流速開始減低，夜晚樹液流停止，此時水蒸氣壓差因山風帶來能量而提高。

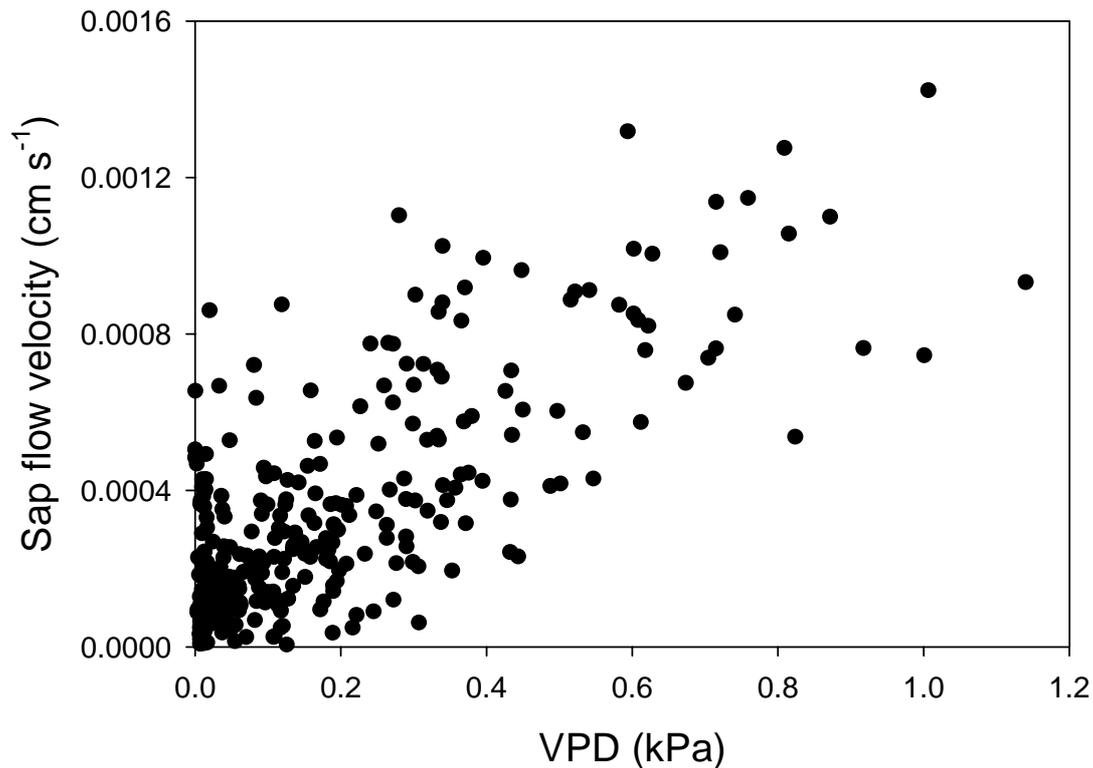


圖 41 每日平均水蒸氣壓差與樹液流速關係圖 隨著水蒸氣壓差的提高，樹液流速也加快。其關係式為： $Y = 0.0002 + 0.001X$ ， $r^2 = 0.57$ 。

3.3.3 溫度與樹液流速之關係

受到日輻射的影響，白天氣溫與樹液流有著同樣的趨勢(圖 42)，到了晚上，本樣區受山風帶來能量的影響，氣溫自日落後又逐漸上升，而樹液流則是逐漸減緩，直到流動停止。圖 43 為夜間溫度及樹液流之變化圖，很明顯的可以發現過 24 點之後，樹液仍有流動，但流速極慢。且晚間氣溫越早升高，樹液流動可以持續越晚，圖 43 中第 2 天晚上的樹液流持續較晚，約清晨五點左右。隨著日出，樹液又開始流動。

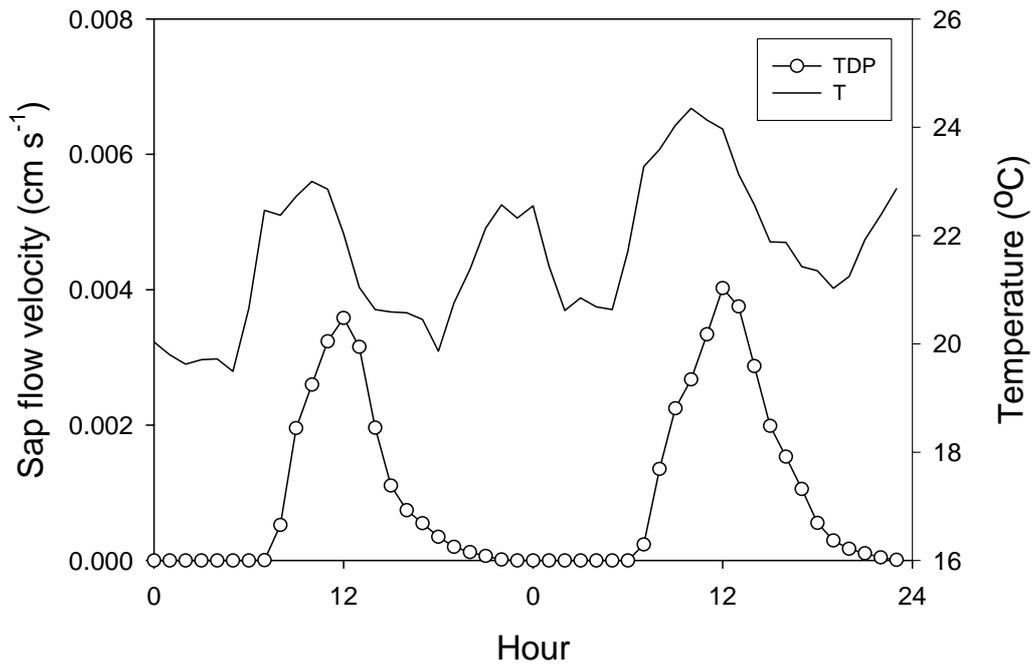


圖 42 每日氣溫與樹液流速圖 氣溫及樹液流受日輻射影響而有相同的趨勢，但夜晚氣溫受山風帶來較高能量影響，氣溫因此提高。

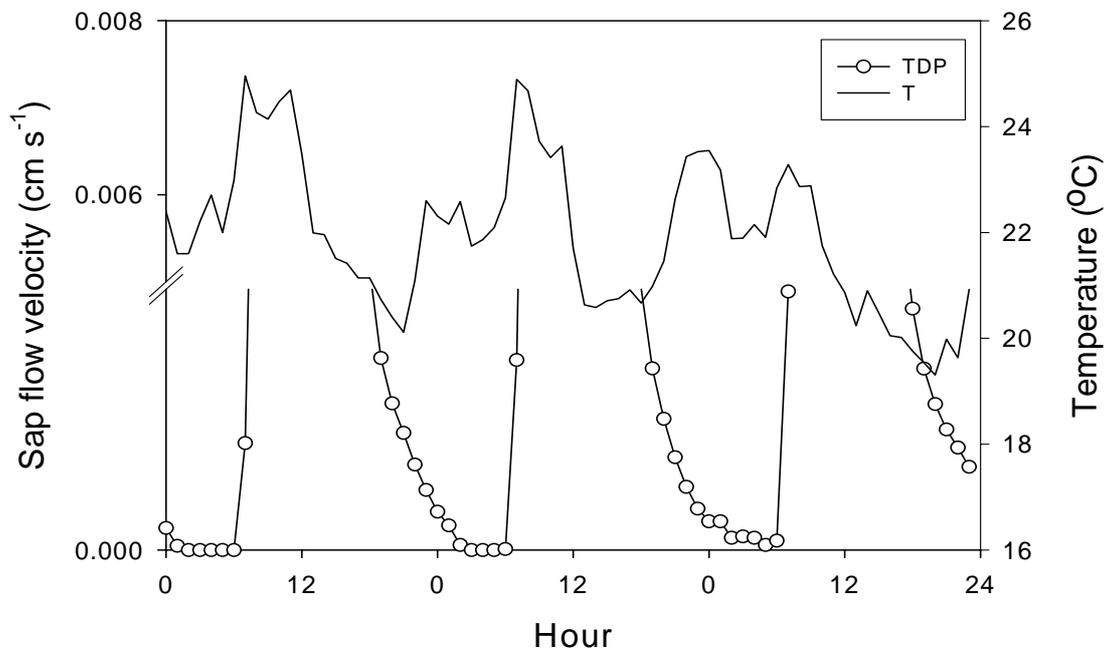


圖 43 夜晚氣溫與樹液流速關係圖 本樣區的樹液流過了晚上 12 點之後仍在流動，但樹液流流速極低，直到清晨停止。

3.3.4 雲霧與樹液流速之關係

由於雲霧的作用相當複雜，本研究僅以雲霧出現時數作為討論的因子。圖 44 是代表每日雲霧出現時數與每日平均樹液流速的關係(2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日)，在雲霧的遮蔽下，蒸散作用被抑制，因此隨著雲霧出現時數的增加，樹液流速降低，其關係式為： $Y=0.0006*\exp(-b*X)$ ， $r^2=0.27$ 。前人的研究中提到，雲霧會遮蔽 10-50%的陽光，導致蒸散作用被抑制。本樣區位於霧林帶，受雲霧籠罩影響極深，從圖 45 發現，隨著雲霧籠罩時數的增加，日輻射降低。其關係式為： $Y=17.4766*\exp(-0.0684*X)$ ， $r^2=0.55$ 。從 7 月至 11 月，每日平均雲霧出現時數從 2.7 小時增加到 14.2 小時，而平均每日輻射量從 $16.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ 降到 $7.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ ，降低了近 55%，可見雲霧對日輻射量的影響極深，因此降低進入森林生態系的能量。

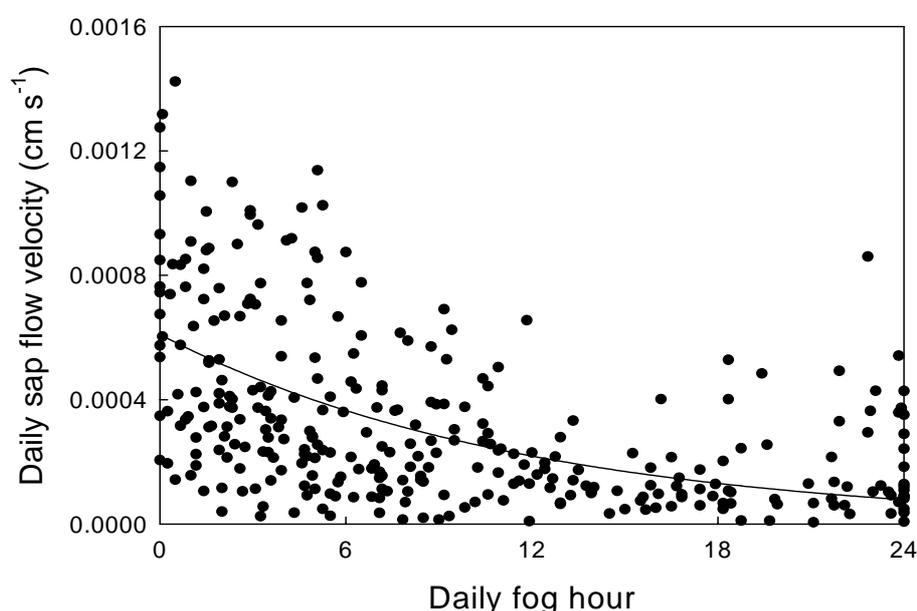


圖 44 每日雲霧出現時數與平均樹液流速之關係圖 隨著雲霧時數的增加，樹液流速減慢，其關係式為： $Y=0.0006*\exp(-0.0855*X)$ ， $r^2=0.27$ 。

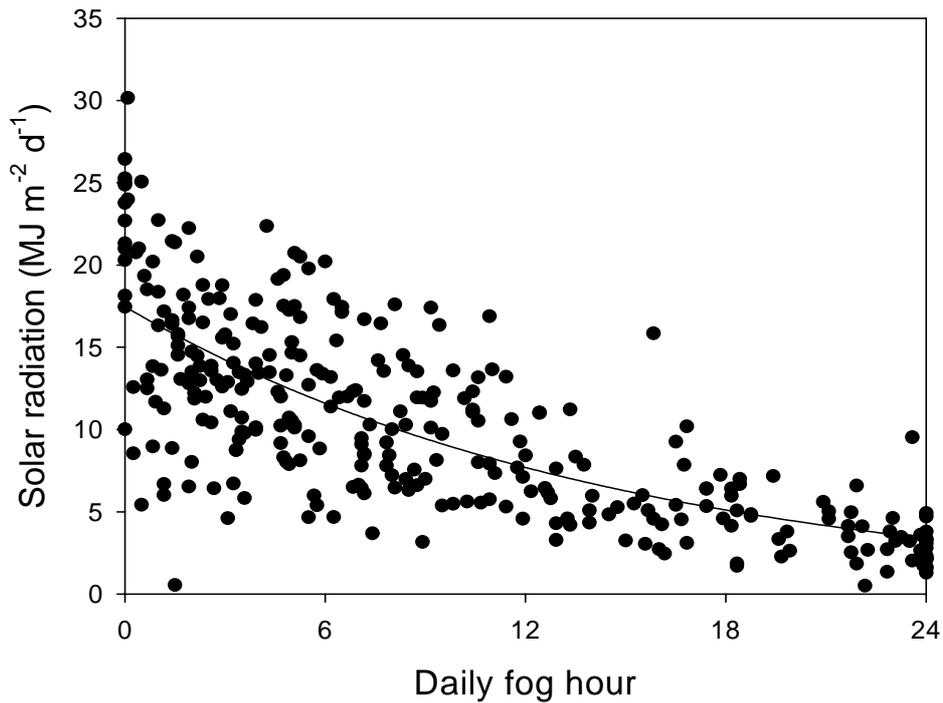


圖 45 每日雲霧出現時數與每日日輻射總量關係圖，隨著雲霧出現時數增加，日輻射量便降低，其關係式為： $Y = 17.4766 * \exp(-0.0684 * X)$ ， $r^2 = 0.55$ 。

若以單一雲霧事件來看，圖 46 為 2003 年 8 月 25 日早上 8:00 至晚上 10:00 之能見度與樹液流速關係圖，從 14:00-16:00 間能見度低於 1000m，此時有雲霧出現，樹液流速減低。16:00 之後，能見度提高，雲霧散去，樹液流速增加，並持續至 20:00 之後又逐漸降低。不過，樹液流受到各種因子影響，尤以日輻射最大，所以仍必須考慮日輻射的減少，才能較釐清其相互作用。故應解釋成，下午過後，雲霧升起，自然遮蔽日輻射進入森林，使得樹液流動減緩。

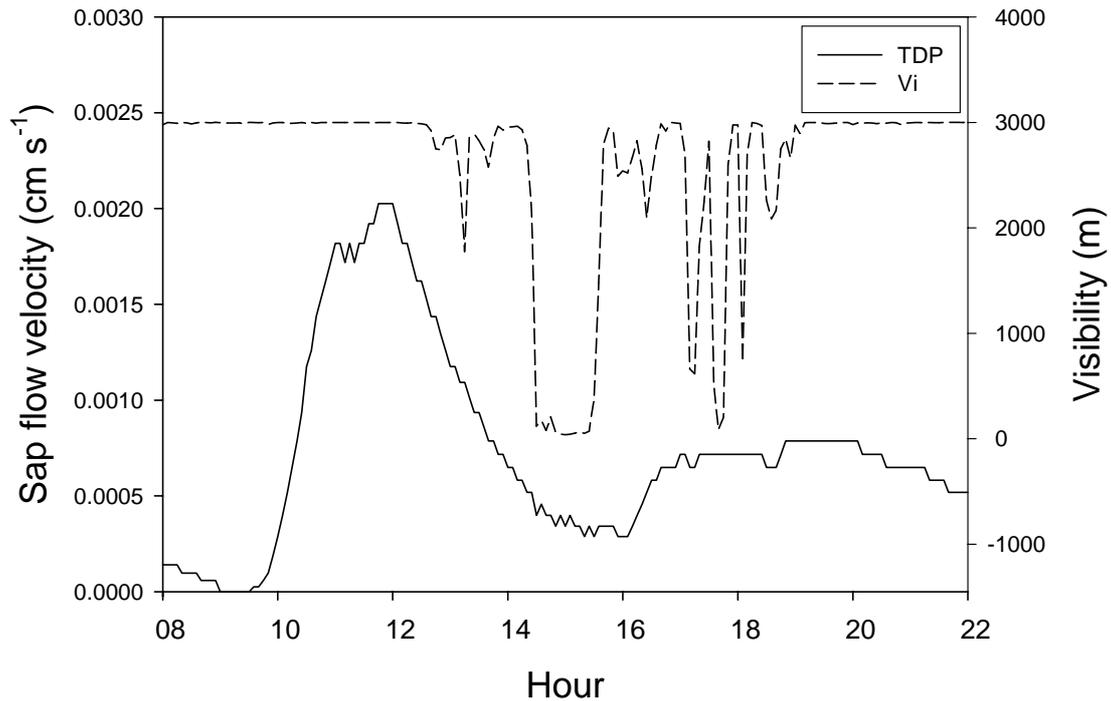


圖 46 單一雲霧事件，以 2003 年 8 月 25 日為例，14:00-16:00 間能見度低於 1000m，此時有雲霧出現，樹液流速減低。16:00 之後，能見度提高，雲霧散去，樹液流速增加，並持續至 20:00 之後又逐漸降低。

3.3.5 邊材面積及葉面積對樹液流速之關係

從三棵樣樹之邊材調查發現，其邊材面積分別為 246cm²、143cm² 及 141cm²，佔其胸高斷面積的 42%、45%及 59%，徑級越小，邊材所佔的面積越大。其中樹 2 及樹 3 的胸高直徑相差近 3cm，但其邊材面積卻相當接近。從邊材調查得到之公式推估，發現樹 1 及樹 2 的邊材面積，較相同徑級為低，而樹 3 是稍高一點。

至於葉面積的部分，根據對三棵樣樹的調查得知(見第 3.1.8 節)，其葉面積分別為 144 m²、101 m² 及 72 m²，將葉面積除以邊材面積($A_{\text{leaf}} / A_{\text{sapwood}}$)得到 5826.7、7055.4 及 5108.2 倍，其中單位邊材面積之蒸散需求最大的是樹 2，其次是樹 1，最後是樹 3。從吳敏如(2004)的台灣扁柏胸高徑與葉面積的關係式 $Y = 609.48X^{2.5797}$ 推估三棵樣樹的葉面積為 312 m²、142 m²、及 97 m²，本研究三棵樣樹的葉面積比以台灣扁柏胸高徑與葉面積之公式推估為低，以樹 1 差異最大。

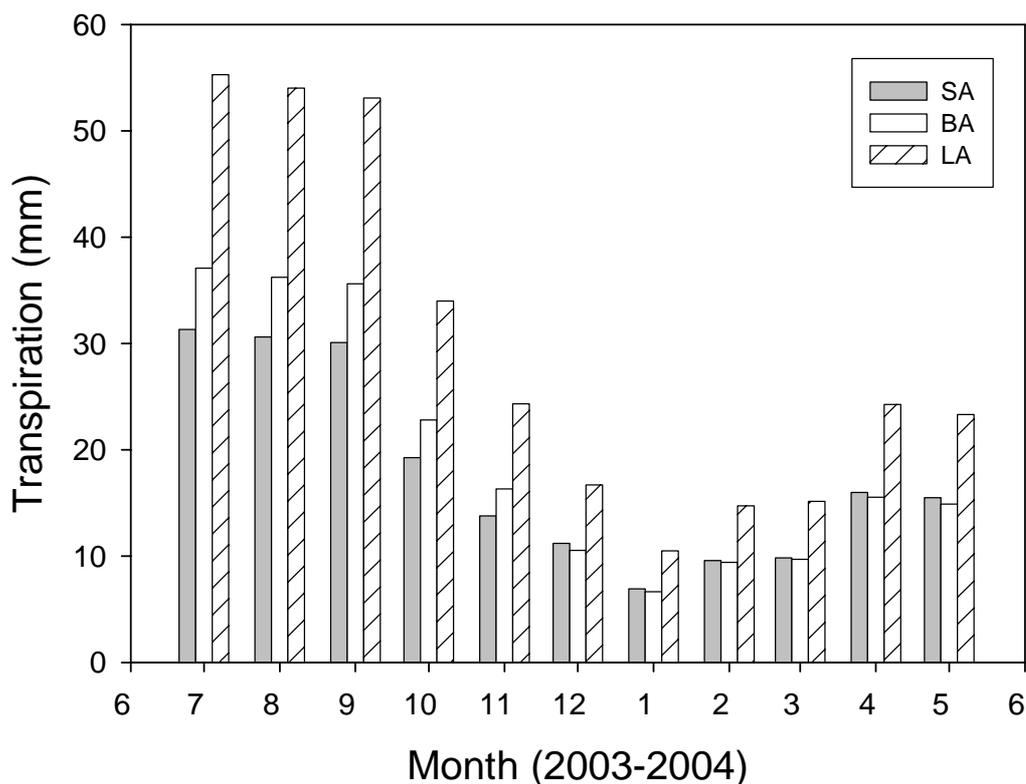


圖 47 以邊材面積(SA)、胸高斷面積(BA)及葉面積(LA)三種因子所推估之林份蒸散量比較 其中以葉面積所堆估的林份蒸散量為最，基礎面積次之，邊材面積最小，而總林份蒸散量分別為 192mm、215mm 及 366mm。

分別以胸高斷面積(BA)、邊材面積(SA)及葉面積(LA)推估林份蒸散量，其中以葉面積所推估的林份蒸散量最高(325mm)，胸高斷面積次之(215mm)，邊材面積最小(194mm)，圖 47 表示三種林份蒸散量的季節變化。

3.4 蒸散作用在水文循環中扮演的角色

以水文循環中蒸散作用所扮演的角色來看，圖 48 為 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的水分輸入與蒸散量之分佈圖，水分輸入包括降雨及攔截沉降，蒸散量與輸入森林的水量之間並沒有一明顯的關係，並不因輸入量的增加而有較高的蒸散量；水分輸入量的變異程度較大，而蒸散量呈現較穩定的減少與增加，不過在 2004 年 1 月時，兩者的量都達到最低。自 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的總降雨量為 2780mm，而攔截沉降量目前只有 2003 年 7 月至 2004

年 2 月的資料為 228mm，而吳敏如(2004)以微氣候模式估算本樣區的雲霧沉降量的研究指出，本樣區的雲霧沉降量約為降雨量的 10%，故本研究以此推算 2004 年 3 月至 5 月的雲霧沉降量約為 55mm，故本研究期間的總攔截沉降量為 283mm，總水分輸入量為 3063mm。以樹液流法所推估的林份總蒸散量為 194mm，佔總輸入量的 6%，其比例相當小。上述結果代表無論降雨及攔截沉降量有多大，植物所能從土壤中吸取的水分以及能釋放到大氣中的水量相當有限，剩餘的水分則流出生態系，無法被植物所利用。

若以樹冠層水文平衡的觀點來看(圖 49)，本研究期間的總水分輸入量為 3063mm，而本樣區所收集的穿落水與幹流水約為 113mm 與 2425mm，兩者相減得到攔截蒸發為 525mm。從蒸發散量平衡來看(圖 50)，攔截蒸發、植物蒸散、及土壤蒸發三者相加會等於森林蒸發散量，本研究未對土壤蒸發的部分進行研

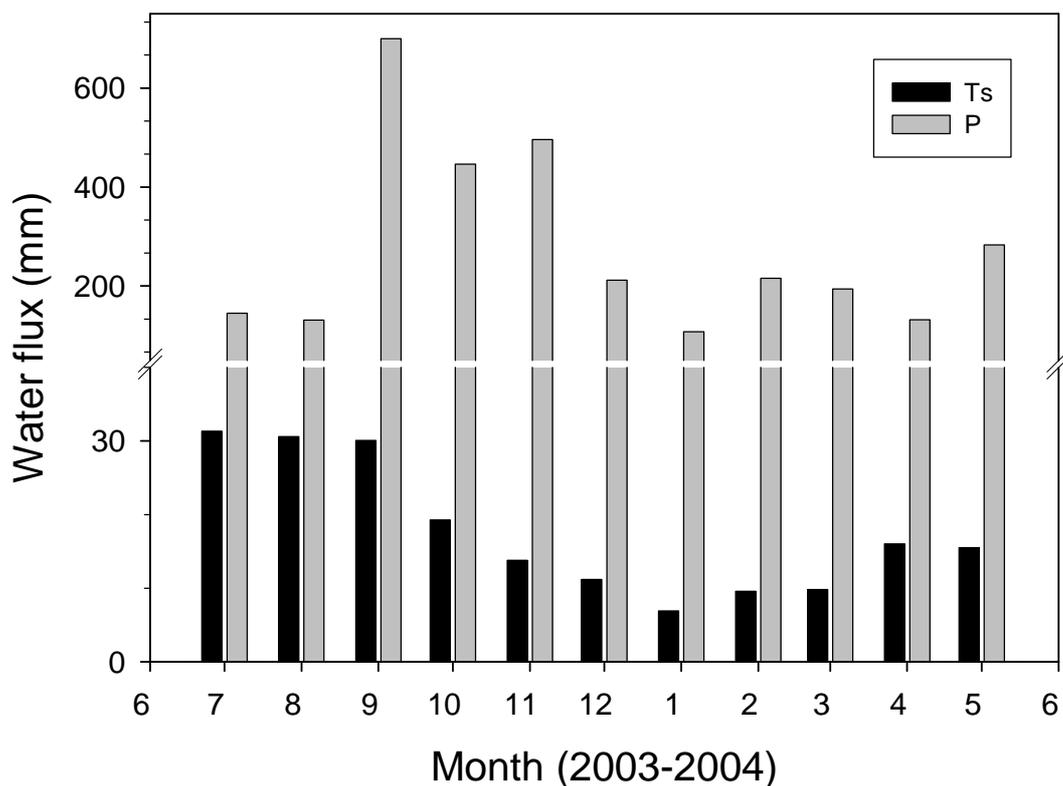


圖 48 水分輸入量(P)與蒸散量(Ts)關係圖 水分輸入的部分包括降雨及攔截沉降，水分輸入的月變異大，而蒸散量呈現穩定的減少與增加。此期間總蒸散量佔總水分輸入量的 6%，比例相當小。

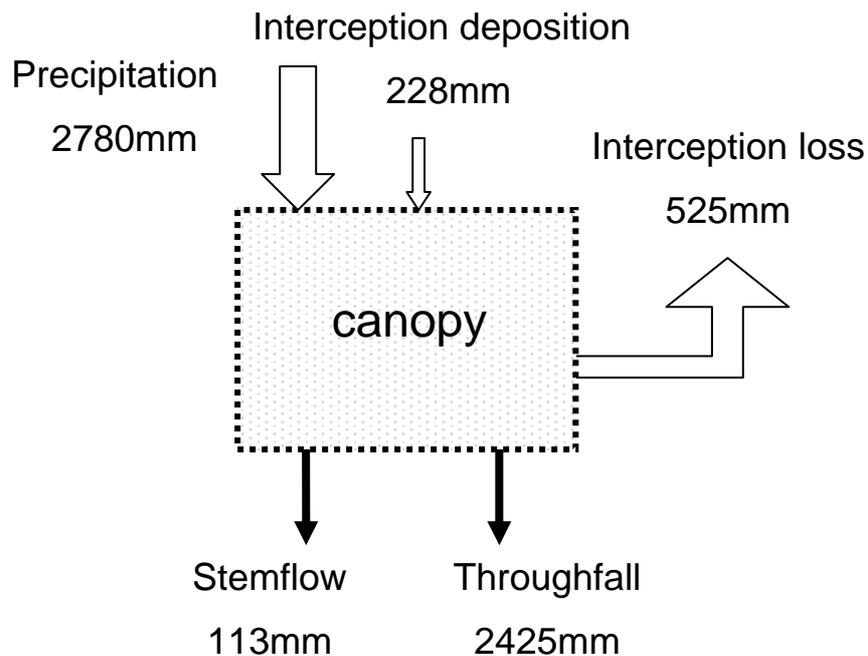


圖 49 樹冠層水文平衡 以樹冠層來看，水分輸入為降雨加上攔截沉降，輸出則為幹流水、穿落水、及攔截蒸發，從圖面上的數字加減後得到攔截蒸發為 525mm。

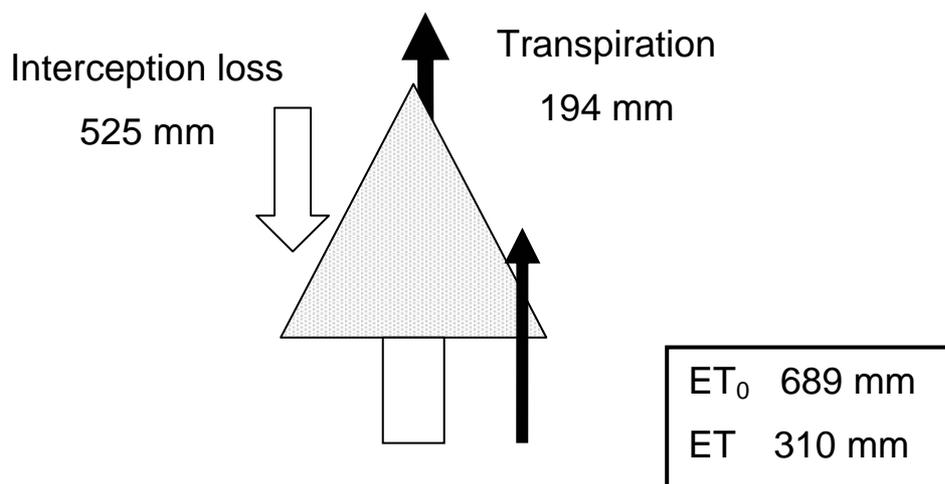


圖 50 蒸發散量的平衡 攔截蒸發、植物蒸散、及土壤蒸發三者相加應等於森林蒸發散量(ET)，不過本研究的結果顯示，以 Penman-Monteith equation 估算 ET_0 配合 K_c 所求得之森林蒸發散量被嚴重低估。

究，而攔截蒸發加上植物蒸散約為 719mm，本研究以 Penman-Monteith equation 估算之森林蒸發散量為 310mm，遠低於攔截沉降加植物蒸散之值，故以參考蒸發散量配合轉換係數 K_c 來推估森林蒸發散量是有問題的。

4. 討論

就本研究所獲得的樹液流速、蒸散作用、蒸散作用與環境因子間的關係、樹液流法與 Penman-Monteith equation 推估之蒸發散量(蒸散量),與前人文獻進行比較討論。

4.1 熱消耗法

本研究自 2003 年 7 月 11 日安裝三組熱消耗探針(TDP1、TDP2、TDP3)至一棵台灣扁柏,之後於 2003 年 11 月 28 日將其中兩組(TDP1、TDP2)移至另外兩棵台灣扁柏,其中 TDP3 完全沒有移動。在 11 個月期間,熱消耗探針之電壓差逐漸上升(圖 51),從 TDP3 來看共增加了 0.05mV,而 TDP1 及 TDP2 自 11 月底移至其他台灣扁柏後,電壓差逐漸增加,六個月內增加了 0.1-0.2mV,目前三組探針都維持在 0.25-0.3mV 之間,在本研究方法裡,電壓差即代表兩根探針的

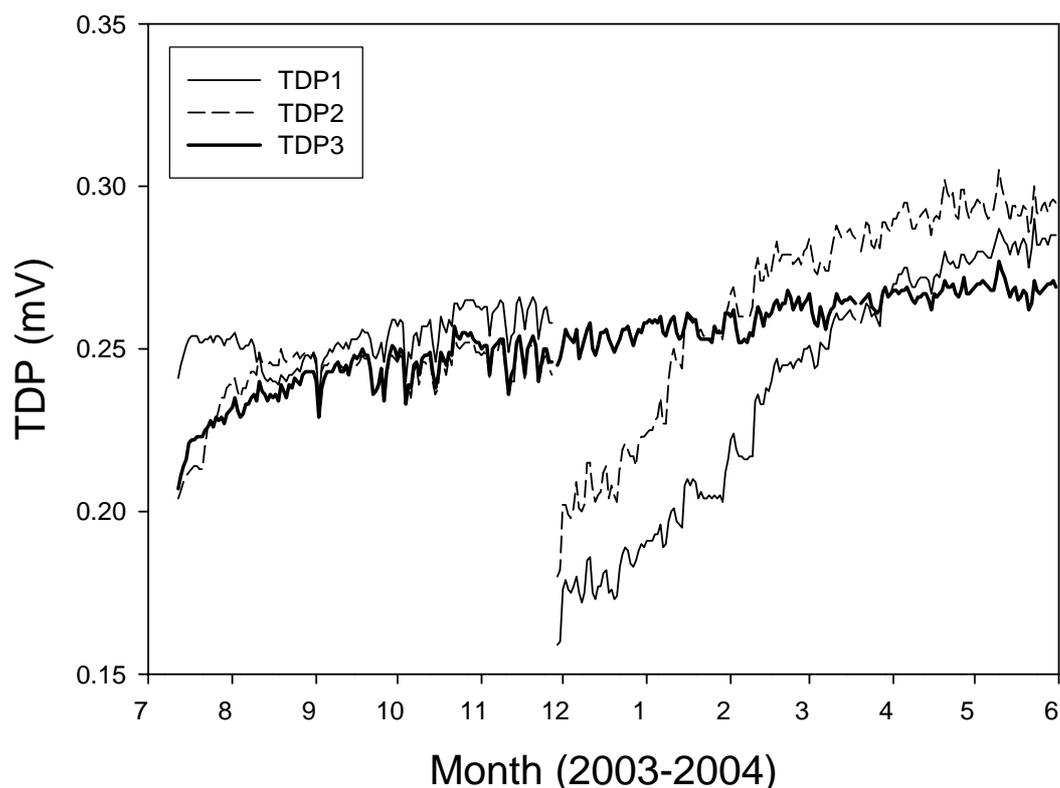


圖 51 三組熱消耗探針之電壓值變化 自 2003 年 7 月 13 日安裝熱消耗探針後,其電壓值逐漸上升,其中 TDP3 增加了 0.05 mV,另外兩個探針自 2003 年 11 月底移動後電壓值開始增加約 0.1-0.2 mV。

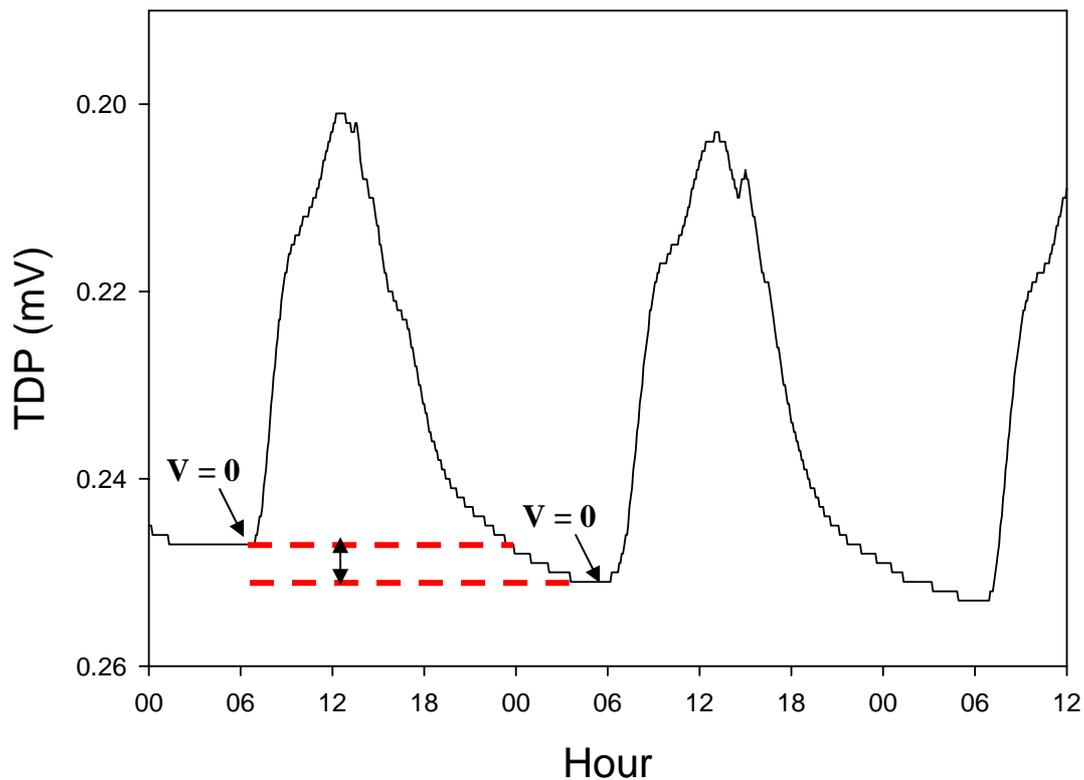


圖 52 電壓值量化的困難 以 2003 年 7 月 14 日 00:00 至 7 月 16 日 12:00 為例，由於後一天的最大電壓值($v = 0$)大於前一天的最大電壓值($v = 0$)，故兩最大電壓值間的樹液流速會被當作零，因此會低估樹液流量。

溫度差，除了會受樹液流速的影響之外，也會受到植物體內溫度改變的影響，因此電壓差的增加亦代表植物體內溫度逐漸下降。從 Samson(2001) 的研究中指出，當氣穴現象(cavitation)發生時，也就是導管中的水柱不連續，電壓值會突然降低，直到氣穴現象結束，水又再度填滿導管，電壓值會回覆平穩的狀態。或者在乾季土壤水不足，根吸取不等量的水分，造成導管內的水含量有差異，進而影響熱消耗探針所測數值。而 Lindroth *et al.*,(1995)認為可以在植物體上安裝熱電偶來觀察植物體內溫度的變化梯度，如此可以估計溫度梯度對計算樹液流的影響，以及決定安裝樹液流儀器的高度。

除了實驗期間電壓差的變化外，在數值量化上也有部分困難(圖 52)。以 Granier (1985,1987)提出的公式將溫度差轉成樹液流速，必須找出每一天溫差最大的時間點，當做沒有樹液流動的情況($v = 0$)，通常在清晨的時候，樹液流停止，

隨著太陽升起，蒸散作用才開始進行，樹液流也跟著移動。本研究的數據也有類似的變化，但在晚上電壓差會超過清晨，也就是大於 $v = 0$ 時之電壓差，使得在量化工作上出現困難，目前本研究是將電壓差超過 $v = 0$ 之電壓差的樹液流速當作是零，不過此舉會減少一天內樹液流的流量，以及刪除較極端的蒸散作用(尤其是晚上)，導致研究蒸散作用行為的不確定性。

從 Clearwater *et al.* (1999)的研究中指出，熱消耗探針的長度應隨著植物體邊材寬度改變，若使用不適當長度的儀器，將會導致流速低估。本研究使用 5cm 的熱消耗探針，從對邊材的調查裡發現，探針有超出邊材區域，因此使用 Clearwater *et al.*(1999)提出的公式進行修正，此公式假設在理想條件下傳導及非傳導區域的熱傳導能力相同，在現實環境中兩者的熱傳導能力不盡相同，因此本研究認為，使用樹液流法前必須先對研究對象之邊材進行調查，並挑選適當長度的儀器，即可避免熱傳導能力上的差異，得到較正確的資料及減低後續分析上的困難。

除此之外，即使同樣是在邊材的區域，不同深度的樹液流量密度(sap flux density)也會有所不同(Cermak and Nadezhdina, 1998)，本研究受限於儀器的數量，並無法對這部分進行研究。不過從含水率法調查邊材寬度，也可看出樹液流量密度的分佈(如圖 19、20)，即在邊材區域內，其含水率也會不同，故樹液流量密度與木材密度也會有所差異。而熱消耗探針的測值為沿著探針長度的平均值，所以估算流量時，必須考慮樹液流量密度的不均質。Cermak and Nadezhdina (1998)建議使用更多的儀器沿著木質部半徑進行調查，以降低因輻射分部所造成的誤差。同樣的，Kline *et al.*(1976)認為在一個相對均質的林份，至少要取五棵樹才足以代表樹液流量密度的變異。

4.2 樹液流速的變異

從 Oren *et al.*,(1999)的研究指出，樹液流的變異極大，即使是在同一棵樹不同方位，或是不同深度，也會有極大的差異存在。本研究的結果指出，同一棵樹上取三重複，當樹液流速快時，其標準差較大，反之，流速較小時，標準差較小；而在三棵樹上取三重複，其標準差反較同一棵樹取三重複小(圖 24)，這可能受到邊材輻射分佈的影響所導致。不同天氣條件下的樹液流速差異頗大，晴天的樹液流速在中午時達到極大，之後慢慢減低；至於雨天，則是整天流速都極低。

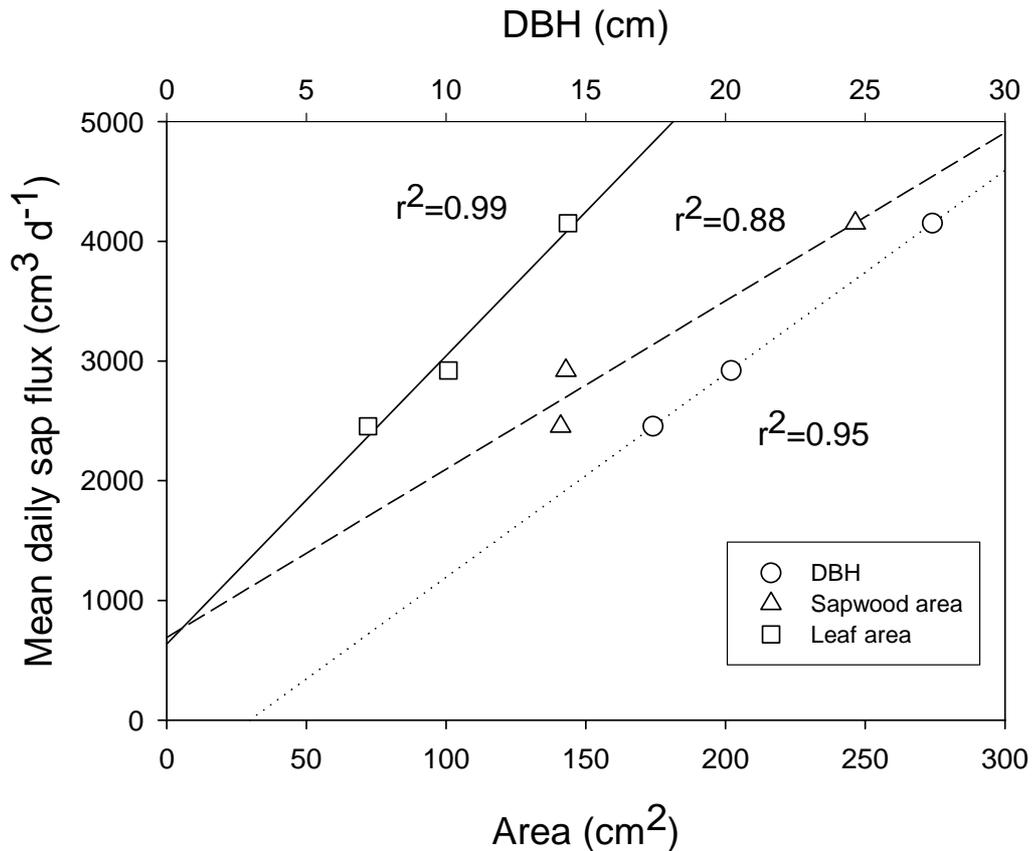


圖 53 平均每日樹液流量與胸高徑、邊材面積及葉面積關係圖

不同季節的樹液流速也有差異，像是夏季與冬季的差異，7月的平均流速為1月流速的7倍。

從 Vertessy *et al.*,(1995)的研究中發現，平均日蒸散量與胸高徑及葉面積有明顯的相關($r^2=0.88$, $n=19$; $r^2=0.91$, $n=19$)，與本研究類似(圖 53)，本研究中胸高徑、邊材面積及葉面積與每日平均樹液流量有明顯的相關，其相關係數 r^2 分別為 0.99、0.88 及 0.95，不過本研究只有三組儀器，以如此少量的資料來推斷或許是有問題的。若以樹液流量的日變化而言，三組儀器所測得之樹液流量無法維持橫定，不過以整體趨勢皆隨著環境因子而改變(見圖 28)。

4.3 蒸散作用

從 Granier (1987)的研究指出，以熱消耗法所測得最大的林份蒸散量為 3.6 mm d-1，介於以其他方法對同樣的森林所調查的 3.1 mm d-1 到 4.8 mm d-1 之間，與本研究的 3.4 mm d-1 相當接近；本研究使用樹液流法來推估林份蒸散量，從

每月蒸散量分佈圖可以明顯的發現季節差異存在，本研究的結果為夏季最大、秋季次之，冬季最低，其中以 7、8 及 9 這三個月最多，佔總蒸散量的 51%。本研究以樹液流法推估 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的林份蒸散量為 194mm，目前還缺少 2004 年 6 月及 7 月初的資料，才能完整的呈現一年的變化。而 6、7 月因接近夏天，故其蒸散量所佔的比例很重。將 2003 年 7 月與 2004 年 5 月的蒸散量平均得到 2004 年 6 月的蒸散量(23.4mm)，以 2003 年 7 月的蒸散量乘以 40%求得 2004 年 7 月 1 日至 12 日之蒸散量(12.5mm)，因此可求出 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 7 月 12 日之年蒸散量為 230mm，與 Bruijnzeel(1990)及 Bruijnzeel and Proctor(1995)對熱帶山地霧林所進行的蒸散量調查，其年蒸散量(Et)介於 250-300mm 之間，兩者結果相當接近，皆低於其他低地森林。

4.4 蒸散作用與環境因子

本研究目前尚無法將影響蒸散作用的因子量化，故判斷其影響能力大小僅以圖面觀察。本研究結果以圖面觀察發現日輻射對蒸散作用的影響最為直接，與 Wullschlegel *et al.*,(2001)所提出的日輻射比水蒸氣壓差更能決定樹液流的季節性趨勢與每日流速大小一致。本樣區夜晚會受到山風帶來較高的能量影響，使得水蒸氣壓差的趨勢異於其他森林，導致水蒸氣壓差與蒸散作用的關係不明顯，但從 Green *et al.*,(1989)的研究指出夜晚氣孔開放導致蒸散作用的進行，且樹液流與水蒸氣壓差間有一良好關係，與本研究結果不同。從 Herzog *et al.*(1998)的研究中指出，夜間較溫暖、乾燥的風會讓植物在夜間進行蒸散作用，直到能量消失為止。本區的樹液流動持續的時間較長，有超過晚間 12:00 至清晨結束的情況，與本樣區夜晚有額外的能量進入有關，此部分需要較詳細的研究才能加以定論。本研究結果顯示土壤水含量對蒸散作用較沒有直接的影響，或許與本樣區土壤水含量充沛有關，植物不容易面臨缺水的壓力。不過若是以單次雲霧事件來看(見圖 46)，樹液流速的反應似乎沒有預期中的快，或許有時間差的存在。

Herzog *et al.*,(1998)指出亞高山地區夏季經常性的雨、露及霧會影響樹木對水分的利用。下雨過後，蒸發會先從潮濕表面進行，因此樹木的蒸散作用被抑制，對土壤水的需求減少。本研究期間，降雨的天數近 43%，雲霧籠罩佔總時數的 37.5%，平均相對溼度近 89.7%，顯示本樣區的環境極度潮濕；本研究結果指出雲霧時數從 2.7 小時增加到 14.2 小時，日輻射量降低了近 55%，而 Monteith and

Unsworth (1990)發現在雲霧籠罩下，其日輻射量降低 10-50%。綜合上述，雲霧導致葉表面潮濕以及較少的能量進入森林都是造成本樣區蒸散作用較低的原因。

本研究對安裝熱消耗探針的三棵樹，進行葉面積調查，發現樹 1 與 2 的生長位置相當接近，以至於兩棵樹交界的部分，下面的枝條幾乎沒有，導致葉面積嚴重低於其他相同胸高徑的台灣扁柏，或許這對以葉面積作為推估因子來估算林份蒸散量上有誤差存在。三棵樣樹的葉面積低於同徑級的其他台灣扁柏，分別為同徑級的 0.46、0.71 及 0.75 倍。

4.5 ET_0 、 ET 、 T_s 之比較

一般以 Penman-Monteith equation 來估算林份蒸發散量，會需要得到 R_c (冠層阻力)，不過本研究沒有做這部分的調查，故以 K_c 來代表草地與森林蒸發散的差異。目前求得 K_c 為 0.45，而 11 個月的 ET_0 及 ET 分別為 689mm 及 310mm，以樹液流法估算之 T_s 為 194mm， T_s / ET_0 及 T_s / ET 分別為 0.28 及 0.63。Bruijnzeel and Proctor (1993)以及 Santiago *et al.* (2000)在雲霧森林所得到 E_{stand} / PET 分別為 0.16-0.25 之間，而本樣區的值約在 0.63，高於前人的研究。

從圖 33 發現有 T_s 大於 ET 的情況發生，其天氣型態皆為下雨天，本研究推測以 Penman-Monteith 模式估算之蒸發散量，忽略了下雨天植物能進行蒸散作用，或者是模式低估了這部分的水量，以致於 T_s 大於 ET ，而本樣區位於霧林帶，大氣溼度極高，氣孔開放的時間較其他森林長，且從上面的結果發現，再降雨時蒸散作用仍可進行。

4.6 邊材之推估

本研究以含水率法對台灣扁柏進行邊材調查，從實驗得知，每 0.5cm 邊材的含水率皆小於 2%，心材部分皆小於 0.5%，而邊材的含水率約為心材的 3 至 4 倍，區別相當明顯。以半徑長度來看，邊材所佔的長度為 20~50%之間，以徑小的台灣扁柏邊材所佔的比例為高(DBH:9.3cm， L_s/L :48%)，較大徑的佔的比例較小(DBH:35.8cm， L_s/L :21%)，與 Cermak and Nadezhdina (1998)所做的結果相同，年輕的樹有較大比例的邊材面積，並隨著年紀減低；而含水量也都是以邊材的含水量為高。不過他們研究的 poplars，心材(60-80% $_{vol}$)較邊材(25-30% $_{vol}$)含有較多的水，所以不同樹種仍是有差異存在。從實際的調查上發現，樹木的邊材並

不是很均質，常會有左右兩邊長度不一，甚至有差異很大的情況發生，像是樹 3，兩邊邊材寬度分別為 2.5 及 3.8cm，這種情況會造成邊材面積產生誤差，影響林份蒸散量的推估。Cermak and Nadezhdina (1998)認為在推估林份蒸散量時，必須考慮樹液的輻射分佈，並使用更多數量的儀器沿著木質部半徑進行調查，以降低因輻射分佈不均所造成的誤差。

5. 結論

本研究自 2003 年 7 月 31 日至 2004 年 5 月 31 日共 11 個月，以樹液流法進行蒸散作用之研究，並調查環境因子對蒸散作用的影響，以 Penman-Monteith equation 估算之蒸發散量與樹液流法求得之蒸散量比較，本研究結果如下：

- A. 本樣區 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日的總降雨量為 2780mm 平均氣溫為 13.4 C，有 76%的風速介於 1-2m s⁻¹，主要風向為東南方及北方，平均相對溼度為 89.7%，有機層與礦質土層的平均溼度為 26%與 29%，而雲霧累積時數佔總研究期間的 37.5%。
- B. 本樣區自 2003 年 7 月 13 日至 2004 年 5 月 31 日以樹液流法所估算之蒸散量為 194mm，其中 2003 年 7 月最大、2004 年 1 月最低，兩者相差 4.5 倍。
- C. 以 Penman-Monteith equation 估算之參考蒸發散量(ET₀)為 689mm，從乾燥條件下每日參考蒸發散量與蒸散量之關係求得森林與標準草地的轉換係數 K_c 為 0.45，而將參考蒸發散量以 K_c 轉換成冠層蒸發散量為 310mm。
- D. 本研究以圖面觀察發現日輻射對蒸散作用的影響最為直接，水蒸氣壓差較不明顯。本樣區受到山風影響樹液流動持續較晚。本樣區土壤水含量充沛，植物沒有缺水的壓力。本研究結果指出雲霧時數從 2.7 小時增加到 14.2 小時，日輻射量降低了近 55%，因此蒸散作用被抑制。
- E. 從邊材面積調查得知本樣區總邊材面積為 20.8m² ha⁻¹，佔總胸高斷面積的 51%。

6. 參考文獻

- 吳敏如，2004，以微氣候模式估算雲霧森林中台灣扁柏的攔截沈降量。國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 夏禹九，1982，蒸發散 - Penman公式的推演，中華水土保持學會報，13(1,2)，193-201。
- 葉青峰，2004，估算台灣扁柏森林的生物量及雲霧沈降量。國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 康紹忠，劉曉明及熊傳章，1994，土壤 植物 大氣連續體水分傳輸理論及其應用，頁52-84，水利電力出版社，北京。
- 陳信雄，1983，森林水文學，頁163-168，千華出版公司，台北。
- 陳耀德，2003，鴛鴦湖森林生態系大氣養分輸入之探討，國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- Benyon, R. G. (1999). Nighttime water use in an irrigated *Eucalyptus grandis* plantation. *Tree Physiology* 19, 853-859.
- Bruijnzeel, L.A. (1990). Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion : a state of knowledge review. IHP-UNESCO Humid Tropical Programme, Paris, France.
- Bruijnzeel, L.A. and J. Proctor (1993) . Hydrology and biogeochemistry of tropical montane cloud forest: what do we really know? In: *Tropical Montane Cloud Forests*. Eds. L.S. Hamilton, J.O. Juvik and F.N. Scatena. East-West Center, Honolulu, Hawaii, 25-46.
- Bruijnzeel, L.A. and J. Proctor (1995) . Hydrology and biochemistry of tropical montane cloud forest: What do we really know ? In: *Tropical montane cloud forests*, L.S. Hamilton, J.O. Juvik and F.N. Scatena Eds. Springer-Verlag, New York. 38-78.
- Burkhardt, J.and J. Eiden (1994). Thin water films on coniferous needles(with an appendix “ A new device for the study of water vapour condensation and

- gaseous deposition to plant surfaces and particle samples ” by J. Burkhardt and J. Gerchau). *Atmospheric Environment* 28, 2001-2017.
- Bruijnzeel, L.A. and E.J. Veneklaas (1998). Climatic Conditions and Tropical Montane Forest Productivity : The Fog Has Not Lift Yet. *Ecology* 79 (1), 3-9.
- Campbell, N.A. (1999) , 生物學 (李家維、徐歷鵬、崔文惠、張立雪、黃璧祈、葉開溫和鍾楊聰譯) , 下冊 , 頁715-723 , 偉明圖書有限公司 , 台北。
- Cermak, J., M. Deml and M. Penka (1973) . A new method of sap flow rate determination in tree. *Plant* 5 , 171-178.
- Cermak, J. and N. Nadezhdina (1998). Sapwood as the scaling parameter-defining according to xylem water content or radial pattern of sap flow? *Ann. Sci. For.* 55, 509-521.
- Chang, S.C., I.L. Lai and J.T. Wu (2002). Estimation of fog deposition on epiphytic bryophytes in a subtropical montane forest ecosystem in northeastern Taiwan. *Atmospheric Research* 64, 159-167.
- Chapin, F.S. (1991). Integrated response of plants to stress. *Bioscience* 41, 29-36.
- Clearwater, M.J., F.C. Meinzer, J. Andrade, G. Goldstein and N.M. Holbrook (1999) . Potential errors in measurement of nonuniform sap flow using heat dissipation probes. *Tree Physiology* 19, 681-687.
- Granier, A. (1985) . Une nouvelle methode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Annales des Sciences Forestières* 42, 81-88.
- Granier, A. (1987) Evaluation of transpiration in a Douglas fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiology* 3, 309-320.
- Granier, A., V. Gash JHC, J. Gelpe and B. Shuttleworth WJ. (1990). Vapor flux density and transpiration rate comparisons in a stand of maritime pine (*Pinus pinaster* Ait.) in Les Landes forest. *Agricultural and Forest Meteorology* 51, 309-319.
- Granier, A., R. Huc and S. T. Barigah (1996). Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. *Agricultural and Forest Meteorology* 78, 19-29.

- Granier, A., P. Biron and D. Lemoine (2000). Water balance, transpiration and canopy conductance in two beech stands. *Agricultural and Forest Meteorology* 100, 291-308.
- Green, S.R., K.G. McNaughton and B.E. Clothier (1989). Observations of nighttime water use in kiwifruit vines and apple trees. *Agricultural and Forest Meteorology* 48, 251-261.
- Hamilton, L.S., J.O. Juvik and F.N. Scatena (1995). The Puerto Rico tropical cloud forest symposium: introduction and workshop synthesis. In: *Tropical montane cloud forests*, L.S. Hamilton, J.O. Juvik and F.N. Scatena Eds. Springer-Verlag, New York. 1-23.
- Herzog, K.M., R. Thum, G. Kronhuber, H.J. Heldstab and R. Hasler (1998). Patterns and mechanisms of transpiration in a large subalpine Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.). *Ecological Research* 13, 105-116.
- Hinckley, T.M., J.R. Brooks, J. Cermak, R. Ceulemans, J. Kucera, F.C. Meinzer and D.A. Roberts (1994). Water flux in a hybrid poplar stand. *Tree Physiology* 14, 1005-1018.
- Hogg, E.H. and Hurdle, P.A. 1997. Sapflow in trembling aspen: implications for stomatal responses to vapor pressure deficit. *Tree Physiology* 17, 501-509.
- Ishibashi, M. and I. Terashima (1995). Effects of continuous leaf wetness on photosynthesis: adverse aspects of rainfall. *Plant Cell and Environment* 18, 431-438. (引自Bruijnzeel and Veneklaas, 1998)
- James, M.V., T.S. Wayne, J.H. Gregory, D.C. Barton and S. Christine (2000). Leaf Water Relations and Sapflow in Eastern Cottonwood (*Populus deltoides* Bartr.) Trees Planted for Phytoremediation of a Groundwater Pollutant. *International Journal of Phytoremediation* 2, 1, 53-73.
- Jarvis, P.G. and K.G. McNaughton (1986). Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. *Advances in Ecological Research* 15, 1-49.
- Kline, J.R., K.L. Reed, R.H. Waring and M.L. Stewart (1976). Field measurement of transpiration in Douglas-fir. *Journal of Applied Ecology*. 13, 272-283.

- Lagergren, F. and A. Lindroth (2002). Transpiration response to soil moisture in pine and spruce tree in Sweden. *Agricultural and Forest Meteorology*, 112, 67-85.
- Likens, G.E. and F.H. Bormann (1995). *Biogeochemistry of a Forested Ecosystem*, 2ndEd. Springer-Verlag, New York.
- Lindroth, A., J. Cermak, J. Kucera, E. Cienciala and H. Eckersten (1995). Sap flow by the heat balance method applied to small size *salix* trees in a short-rotation forest. *Biomass and Bioenergy* 8, 1, 7-15.
- Martin, T.A., K.J. Brown, J. Cermak, R. Ceulemans, J. Kucera, F.C. Meinzer, J.S. Rombold, D.G. Sprugal and T.M. Hinckley (1997). Crown conductance and tree and stand transpiration in second-growth *Abies amabilis* forest. *Canadian Journal of Forest Research* 27, 797-808.
- Meinzer, F.C., G. Goldstein, N.M. Holbrook, P. Jackson and J. Cavelier (1993). Stomatal and environmental control of transpiration in a lowland tropical forest tree. *Plant, Cell and Environment* 16, 429-436.
- Monteith, J.L. and M.H. Unsworth (1990). *Principles of environmental physics*. Edward Arnold, London, UK.
- Mooney, H.A., J. Ehleringer, R.W. Pearcy and P.W. Rundel (1989). *Plant Physiological Ecology*. CHAPMAN and HALL, 153-157.
- O'Brien, J.J., S.F. Oberbauer and D.B. Clark (2004). Whole tree xylem sap flow response to multiple environmental variables in a wet tropical forest. *Plant, Cell and Environment* 27, 551-567.
- Oren, R., N. Phillips, B.E. Ewers, D.E. Pataki and J.P. Mezonical (1999). Sap-flux-scaled transpiration response to light, vapor pressure deficit, and leaf area reduction in a flooded *Taxodium distichum* forest. *Tree Physiology* 19, 337-347.
- Philip, J.R (1966). Plant water relation: some physical aspects. *Plant Physiology* 17 : 245-268.

- Phillips, N., B.J. Bond, N.G. McDowell and M.G. Ryan (2002). Canopy and hydraulic conductance in young, mature and old Douglas-fir trees. *Tree Physiology* 22, 205-211.
- Running, S.W. and J.C. Coughlan (1988). A general model for forest ecosystem processes for regional application. I. Hydrologic balance, canopy gas exchange, and primary production processes. *Ecol. Model.* 42, 125-154.
- Samson, R. (2001). An experimental and modelling approach to the actual evapotranspiration in a mixed deciduous forest ecosystem. Ghent, Belgium: PhD thesis, Ghent University.
- Santiago, L. S., G. Goldstein, F. C. Meinzer, J. H. Fownes and D. Mueller-dombois (2000). Transpiration and forest structure in relation to soil waterlogging in a Hawaiian montane cloud forest. *Tree Physiology* 20, 673-681.
- Saugier, B., A. Granier, J.Y. Pontailler, E. Dufrene and D.D. Baldocchi (1997). Transpiration of boreal pine forest measured by branch bag, sap flow and micrometeorological methods. *Tree Physiology* 17, 511-519.
- Smith, W.K. and T.M. McClean (1989). Adaptive relationship between leaf water repellency, stomatal distribution, and gas exchange. *American Journal of Botany* 76, 465-469.
- Smith D.M. and S.J. Allen (1996). Measurement of sap flow in plant stems. *Journal of Experimental Botany* 47, 1833-1844.
- Van den Honert, T.H (1948). Water transport in plants as a catenary process. *Discussion of the Faraday Society*, 146-153.
- Vertessy, R.A., R.G. Benyon, S.K. O'sullivan and P.R. Gribben (1995). Relationships between stem diameter, sapwood area, leaf area and transpiration in a young mountain ash forest. *Tree Physiology* 15, 559-567.
- Waring, R.H. and S.W. Running (1998). *Forest Ecosystems*. ACADEMIC PRESS, California, 19-57.
- William g. Hopkins (1999), *植物生理學* (廖玉琬、徐善德、林美華、謝永祥、吳弘達、鍾仁彬譯), 頁27-74, 啟英文化事業有限公司, 台北。

Wullschleger S.D., P.J. Hanson and D.E. Todd (2001). Transpiration from a multi-species deciduous forest as estimated by xylem sap flow techniques. *Forest Ecology and Management* 143, 205-213.