

蓮華池三號集水區濱水帶大氣、溪流及表層土壤溫度關係之探討

陸象豫* 黃良鑫 傅鶴翹

摘要 本研究自 2009 年起至 2012 年監測林業試驗所蓮華池研究中心三號試驗集水區濱水帶之大氣溫度、流水溫度以及表土 5、30 與 50 公分處的溫度。獲知試驗期間該濱水帶之大氣溫度、流水及土壤 5、30、及 50 cm 深處之年均溫度分別為 19.9、19.2、20.3、20.5 及 20.8°C。全年度溫度的變化幅度由大至小依次為：大氣、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫、流水溫度，且均呈顯著的變化。大氣溫度的日變化最為顯著，表土 5cm 深的土壤溫度次之，而 50cm 深以下的土壤溫度的日變化最大幅度僅 0.3°C，顯示深層土壤溫度幾乎無顯著日變化。本報告亦建立流水溫度及表層 5 cm 土壤溫度與大氣溫度的相關回歸方程式。

關鍵詞：流水溫度、表土溫度、大氣溫度、蓮華池試驗集水區。

Investigation on Temperature Regimes of the Air, Streamflow and Top Soil Layers in the Riparian Area of the Lienhuachih No.3 Experimental Watershed

Shiang-Yue Lu* Liang-Shin Hwang Ho-Chiao Fu

ABSTRACT This study recorded air, top soil layers and streamflow temperatures at the Lienhuachih No. 3 experimental watershed of the Lienhuachih Experimental Forest of the Taiwan Forestry Research Institute (TFRI) from 2009 to 2012. The results show that the average yearly temperatures for air, streamflow, the 5cm soil layer, 30cm soil layer and 50cm soil layer during the monitoring period were: 19.9, 19.2, 20.3, 20.5 and 20.8°C, respectively. The yearly temperature changes were significant for all monitoring items and ranked in the following order: air, the 5 cm soil layer, 30 cm soil layer, 50 cm soil layer and streamflow. Air temperature had the maximum magnitude of changes within a day for all months, followed by the 5 cm top soil layer. However the maximum magnitudes of daily changes were less than 0.3°C for soil layers deeper than 50 cm. The linear regression relationships of air temperature versus streamflow temperature and air temperature versus the temperature of the 5 cm top soil layer were also established in this report.

Key Words : Streamflow temperature, top soil temperature, air temperature, Lienhuachih experimental watersheds.

一、前言

溫度為影響生態系運作的主要環境因子，無論在生物活動與生長、水化學特性、土壤結構的化育、土壤通氣性的高低、有機質分解的速率、以及生物的物候現象均扮演重要的角色。而在森林生態系中，又以大氣溫度、表層土壤溫度及流水溫度對生態系運作影響最顯著。在水域中，水草、魚類、昆蟲、兩棲類均有其最適的水溫範圍，當水溫超出此最適當的範圍時，將導致水生物的數量迅速降低，甚至完全絕滅。水溫對水化學特性亦有重大的影響，其中又以水中的溶氧量對溫度變化的反應最為顯著，而對水化學特性的影響，最終亦反向影響水生物的生存與活動 (Hillel, 1982; Marshall and Holmes,

1988)。土壤溫度對種子萌芽、植物生長、土壤水及空氣的移動、土壤結構的化育、有積物的分解、植物對土壤養分的吸收利用以及土壤生物的活動等均有影響。大氣溫度為動植物物候現象的主要因子，又直接或間接影響流水溫度與表土溫度，為氣象與生態監測最早進行的一項因子。事實上生態系中此等溫度要項相互影響，並因能量的轉移而在空間與時間分佈上呈動態的變化。然而以往的研究多屬於三者間的各別探討，多未涉及其間相互關連與變動的研究，尤以森林生態系的研究更屬罕見。基於此，本研究選擇蓮華池試驗林三號集水區濱水帶為對象，自 2009 年起開始監測大氣溫度、流水溫度以及表土 5、30 與 50 公分處的溫度。以累積 3 年的紀錄，分析各項溫度的季節與日變化，並探討其間的相互關係。

二、材料與方法

1. 試區概況

本研究的試驗地點為林業試驗所蓮華池研究中心三號試驗林集水區，監測地點則為集水區量水堰堰口側方 2 公尺處，經緯度分別為 E120°53'01.4" 與 N 23°54'40.4"，海拔高度為 597m。三號集水區面積 4.10 ha, 平均坡度為 57.7%，海拔高度介於 659m 至 810m 之間，植生以樟科與殼斗科植物為主，幾乎達完全鬱閉 (Lu et al., 2009)。由於本集水區為上游一級集水區，再加上坡度陡峻，濱水帶狹窄而不明顯，濱岸植物與坡面 (upland) 植物無明顯的差異。蓮華池地區年平均溫度為 20.8°C，年平均降雨量為 2181.3mm，平均相對濕度 85.6%，年蒸發量為 1032.9mm。大致而言，氣候為夏季炎熱潮溼，冬季涼爽乾旱，降雨主要集中在 4 月至 10 月，相關氣象資料月統計結果如表 1 (Lu et al., 2000；陸象豫等，2008)。全區地質屬第三紀漸新生代沙岩與頁岩為主，土壤為趨紅化作用之黃壤，表土為灰褐色之砂質粘壤土，深層為黃棕色之坩質粘土 (葛錦昭等，1978)。土溫監測點的土壤為砂質粘土，僅有少許地被植物覆蓋。

2. 監測儀器

本研究採用 HYGROMER MP100A 溫溼度感應器監測大氣溫度與相對溼度，溫溼度最適的量測範圍分別為 -40 to 60°C 及 0% to 100%；而精確度則分別為±0.3°C (-20 to 40°C) 與 ±2.5% (0% to 100%)。111 溫度感應探針則用來監測表層土壤溫度與溪流溫度；它在 -40 to 55°C 的範圍內精確度可達 ±0.3°C。MP100A 溫溼度感應器裝設在盆溪畔離地表 2.5 公尺處，監測溪流水的溫度感應探針設置於常流水的溪底。監測地表溫度的探針則設置於洪水平原外側的高灘，除在大雨期間外該處土壤甚少達到飽和，而埋設的深度則包括離地表 5、30 及 50 公分深處的土壤層。各項溫度均以每 10 分鐘探測一次的頻率監測，並將所測監測數值傳輸至資料儲存匣中 (data logger)。

3. 分析資料

監測期間始於 2009 年 3 月 1 日，止於 2012 年 2 月 29 日，共計 3 年。除 2009 年 7 月 1 日至 7 月 15 日、2009 年 9 月 21 日至 10 月 17 日及 2010 年 1 月 6 日至 20 日，因儀器故障未能收集紀錄外，其餘的時段均為有效且完整的紀錄。每筆紀錄包括時間、大氣溫度、相對溼度、溪流水溫、表土 5cm 處土溫、表土 30cm 處土溫及 50cm 處的土壤溫度等資料，每日計 144(6*24) 筆紀錄。

4. 分析方法

本研究各項溫度的日平均值為當日監測紀錄的平均值，月平均溫度則為平均當月的日紀錄。此外將日平均溫度按 Julian calendar (1 月 1 日為第一天，全年計 365 或 366 天) 排列，再平均相同“日”的紀錄 (計 3 年)，以分析觀測期間各項溫度的日變動與月節變動情形。各月份的日變化量則由當月各“時”的觀測紀錄值求得 3 年期間該時段的平均值，再繪至於座標軸上。本研究亦以 Microsoft Excel 套裝軟體求得溪流水溫、表土溫度與大氣溫度間的回歸關係式。

三、結果與討論

1. 平均溫度

由 2009 年至 2012 年監測期間之大氣、溪流水、表層土壤 5cm、30cm、50cm 溫度的月平均值列於表 2，並顯示於圖 1。大氣、溪流水及各土壤層的最高月平均溫度均出現在 7 月。除 7 月份表土層 50cm 土壤之月平均溫度較大氣平均溫度稍低外，其餘月份均為所有監測項目平均月溫度最高者，顯示 50cm 土壤層含有最大的熱能，而此等熱能主要來至太陽的輻射能以及地熱能。表 1 顯示蓮華池最大輻射量出現於 7 月，次為 8 月，此二者綜合作用的結果致使深層土壤的溫度在 7 月為最高。除 7 月與 8 月的各土層平均溫度低於該月份的大氣的月均溫外，其於各月份土壤層月均溫均高於大氣的月均溫，說明除

表 1 蓮華池地區氣候概況 (2009 年 3 月至 2012 年 2 月)

Table 1 Climatic conditions for the Lienhuachih area (March 2009 to February 2012)

	Total rainfall (mm)	Average ¹ daily temp. (°C)	Average daily max. temp. (°C)	Average daily min. temp. (°C)	Average relative humidity (%)	Average Discharge (mm)	Average radiation (MJ/m ²)
Jan	53.7	15.4	21.5	11.4	94.5	0.057	306.76
Feb	28.0	15.5	21.7	11.3	93.6	0.296	318.24
Mar	155.9	17.0	22.4	12.9	94.5	0.646	334.57
Apr	179.6	20.2	22.4	16.9	94.1	0.550	347.58
May	321.8	22.5	27.5	18.9	96.3	2.398	417.30
June	715.8	23.0	27.8	20.2	97.5	6.775	355.78
July	490.5	24.5	29.9	20.7	95.1	4.609	503.71
Aug	477.5	23.7	29.1	20.3	96.8	6.633	419.85
Sept	257.0	21.8	29.0	19.8	95.9	2.066	418.45
Oct	115.3	19.1	27.3	18.1	95.2	0.436	375.64
Nov	67.8	16.4	24.9	15.4	94.7	0.346	308.09
Dec	21.2	15.2	21.4	11.0	94.2	0.072	296.30
Avg.		20.1	25.6	16.4	95.3	2.054	366.86
Total	2884.1						4402.27

者的溫度顯著地受日照輻射多寡的影響。最低月平均溫度均出現在 1 月，除因最低日照輻射量外，亦顯著受到大陸冷氣團的影響。事實上在北半球夏至與冬至分別在 6 月及 12 月，表示此二月份有最大及最低的輻射能，然而最高溫與最低溫並非並完全與入射的太陽輻射能完全一致，此種延遲現象主要是受天氣狀況（包括：雲量、降雨、冷氣團等）影響（Hillel, 1982；Iverson and Hutchinson, 2002；Lu et al., 2008）。

蓮華池集水區的大氣、流水及表層土壤的溫度在 4 月底時三者最為接近，約為 20.0°C，低於此溫度時大氣溫度為最低，表層 5cm 的土壤溫度次之，更深的土壤層溫度則漸次增加，流水溫度則為最高。大氣溫度低時，來自輻射的能量較少，此時源自地底的熱能對土壤溫度影響較大，故深層土壤溫度較表層為高。而當氣溫低於 20.0°C，流水溫度為三者中最高者，主要係因流水多源自離地表較深處的次地表逕流（subsurface flow）或基流（baseflow）；此等深層的土壤水或地下水受地熱影響而有較高的溫度。此外水的比熱（specific heat）大，水溫不易迅速散失，亦為原因之一（Brown, 1969；James, 2002；Lu, et al., 2004）。然而福山試驗林哈盆溪濱水帶之大氣、流水及表層土壤的溫度亦在 4 月底時三者最為接近，約為 16.5°C，較蓮華池地區為低（Lu et al., 2010）。此種現象除福山地區年均溫較低，每年每平方公分所接收的輻射能較蓮華池地區高出約 1360 MJ，因此使濱水帶相關溫度之平均值均較高。然而造成大氣、流水及表層溫度相接近的控制因子是否僅日照輻射量，亦或有其他因子，須待進一步探討。

土壤溫度變化受到日照輻射、土壤含水量、地表狀況、土壤結構及生物活動等因子影響，而此等因子中又以前三者的影響最為顯著。入射的輻射能到達地表後其能量的收支關係為（Cellier et al., 1996；Ogee et al., 2001；Lu et al., 2002）：

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (1)$$

其中

R_n 為淨輻射量（net radiation, cal/cm²）

H 為有感熱流（atmospheric sensible heat flux, cal/cm²）-

λE 為蒸發散潛能（latent heat or evaporation flux, cal/cm²）

G 為儲存於林冠下的能量（net energy storage within the canopy, cal/cm²）

雖然在植物的生長季節，蒸發散及光合作用將消耗入射能量的三分之二弱（Miller, 1956）；但本試驗區僅稀疏雜草覆蓋，故入射的輻射能多儲存於土壤中，進而使土壤溫度升高。改變地表的覆蓋或植被，能有效的支配入射的輻射能，因而可調節表土溫度（Abdul et al., 1986）。農藝上常施用的敷蓋（mulching），可阻絕輻射熱能進入土壤層，亦可減緩土壤熱能的散失（冬季最為顯著），因而可有效的改變表土溫度。

土壤水分為土壤層主要的熱能儲存場所，亦為決定土壤表層熱能散失速率的主要因子，因此對土壤溫度有顯著的影響。當土壤水分充足時，土壤所吸收的熱能多用使水分蒸發，因此表土的溫度不會快速增加，且僅有少量的熱能傳導致下層土壤。若土壤處於乾燥狀況，則土壤層所吸收的熱量多用於加熱

土壤，並且有較多的熱能可下層土壤。土壤水分亦會影響熱傳導（thermal conductivity）、熱容量（heat capacity）及熱擴散（thermal diffusivity），進而可影響土壤溫度；通常土壤含水量高，土壤溫度將較乾旱時為低。蓮華池試區之土壤，除下雨天外，多屬於土壤水不飽和狀況，能夠有較多的熱能可下層土壤，故土壤層的溫度變化梯度較大。

2. 季節性變動

圖 2 為觀測期間整年度各項溫度的變化情形。其中以大氣溫度的變動幅度最大，且最劇烈。氣溫除因接收的輻射量多寡及氣象因素而變化外，另受到大氣環流（氣流）的影響而可於短時間內發生劇烈改變（Seyfried et al., 2001）。儲日照輻射量外，蓮華池地區夏季的溫度受降雨及雲量多寡等影響亦深，而冬季則受到大陸冷氣團的影響，此二種作用致使溫度變化頻繁且幅度大。土壤溫度變化較為緩和，尤以較深的層次更為明顯，顯示縱使大氣溫度劇烈改變，深層土壤的溫度不會立即的改變。流水溫度夏季變化的幅度較小，冬季則有較大的變化幅度，顯示流水溫度仍受大氣溫度影響，而此種變化與大陸冷氣團來襲有關。

監測期間所紀錄到的最高與最低平均日溫度以及溫度的範圍列於表 3，溫度的變化幅度由大致小依次為：大氣、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫、流水溫度。最高日均溫發生的日期大氣、流水、5cm 及 30cm 深土壤層為 7 月 7 日，50cm 深土壤層則發生在 7 月 8 日，而最低日平均大氣溫度發生在 1 月 8 日，其他監測項目則發生在 1 月 10 日。觀測期間絕對最高溫度（觀測期間所測得最高溫度紀錄）及最低溫度發生的日期與最高日均溫及最低日溫發生的日期一致。大氣、流水、5cm 深土溫、30cm 深土溫、50cm 深土溫的絕對最高溫度分別為：25.03、22.58、24.50、24.73 及 24.68°C；絕對最低溫度（觀測期間所測得的最低溫度）則分別為：10.10、14.13、13.17、14.22 及 14.91°C。

表 2 蓮華池 3 號集水區濱水帶相關溫度月平均值（2009 年 3 月至 2012 年 2 月）

Table 2 Monthly average temperatures for riparian of the Lienhuachih No. 3 watershed (March 2009 to February 2012)

	Air	Stream-flow	5 cm of soil layer.	30 cm of soil layer	50 cm of soil layer
Jan	15.02	15.47	15.96	13.60	16.70
Feb	15.19	15.50	16.23	16.44	16.74
Mar	17.01	16.74	17.67	17.95	18.07
Apr	19.99	19.07	20.05	19.98	20.06
May	20.20	20.78	21.97	22.07	22.11
June	21.71	21.08	22.18	22.56	22.67
July	24.17	22.06	23.85	24.05	24.15
Aug	23.48	21.98	23.32	23.75	23.92
Sept	23.00	21.72	23.36	23.73	23.94
Oct	21.27	20.82	22.21	22.40	22.68
Nov	18.97	19.44	20.14	20.49	20.88
Dec	15.02	16.29	16.27	16.81	17.35
Avg.	19.91	19.24	20.27	20.54	20.77

Unit: °C

在進行季節變動分析時，係將每年的日均溫按照 Julian 曆法排列，在平均觀測期間 (3 年) 在該曆法同一天的紀錄。此種發法雖方便季節變化分析，然在 Julian 曆法上不同年度的同一天，雖然大氣輻射量相當，但其他氣候條件可能差異甚大，因此會出現甚大的溫度差異，致使日溫度分佈曲線並非為平滑曲線。若將觀測期增長，則此不規則分佈的現象將趨緩和。

3. 日變動

圖 3 為各月份各監測溫度的日變化情形，其中以大氣溫度變化最為顯著，表土 5cm 深的土壤溫度次之，再次為 30cm 深土壤溫度，50cm 深以下的土壤溫度的日變化量最大值僅 0.31 °C，多屬不顯著。溪流水溫的日變化幅度均小於大氣及表土 5cm 深的土壤溫度變化幅度；且除 7 月份外，溪流水溫一小

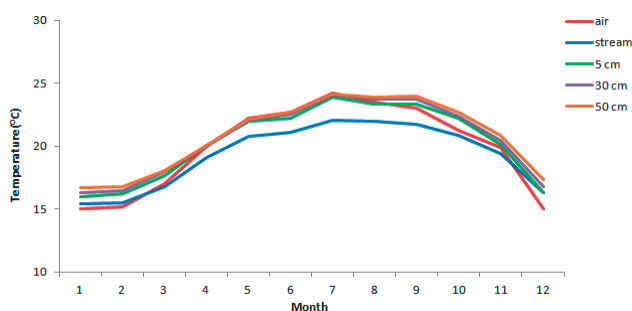


圖 1 蓮華池 3 號集水區濱水帶大氣、溪流水及表層土壤月平均溫度

Fig.1 Monthly average temperature for air, streamflow and soil layers of different depths in the riparian of Lienhuachih No.3 watershed

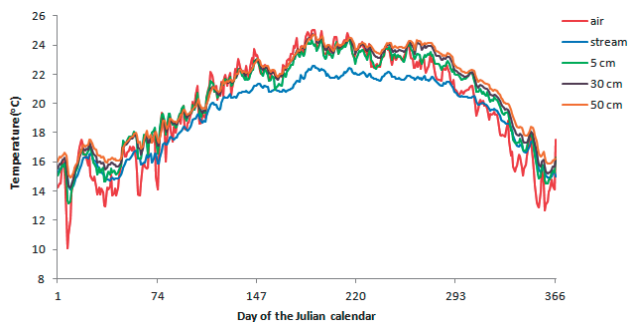


圖 2 蓮華池 3 號集水區相關溫度年變化量

Fig.2 Yearly temperature fluctuations for the riparian of Lienhuachih No.3 watershed

表 3 蓮華池 3 號集水區濱水帶大氣、溪流水及表層土壤溫度之最大與最小日平均值 (°C)

Table 3 Maximum and minimum daily temperatures for air, streamflow and soils at different layers for the Lienhuachih No.3 watershed (°C)

	Air	Streamflow	5 cm	30 cm	50 cm
Maximum	25.02	22.58	24.12	24.73	24.68
Day of occurrence ¹⁾	188	188	188	188	189
Minimum	10.10	14.26	14.61	14.82	14.91
Day of occurrence	8	10	10	10	10
Range	14.92	8.32	9.51	9.91	9.78

1) On the Julian calendar with 1 January as day 1.

於表土 30cm 深土壤之日變化幅度。30cm 深的土壤溫度每日的變化幅度介於 0.45 至 0.74°C 之間，其中以 2 月的變化幅度最大，12 月最小。50cm 深的土壤溫度每日間最大的變化幅度僅有 0.30°C 發生於 5 月，而其他月份變化的幅度均介於 0.22 °C 至 0.30 之間，顯示深層土壤溫度幾乎無日變化。事實上，無論潮濕與乾燥，表層的土壤甚少有超過 3°C 的日變化，深達 60cm 的土壤溫度日變化不會超過 1°C，越深的變化將更少 (Tange et al., 1998; Brevik et al., 2004; Coskun and Imanverdi, 2004)。若地表有植物覆蓋，或者是土壤水含量高，則土壤溫度的日變動將更為不顯著。此現象可由福山哈盆溪 50cm 深之土壤最大日變動幅度僅 0.11°C 証實 (Lu et al., 2010)，該處土壤友植生覆蓋且終年含水量高，故變動幅度較蓮華池試驗地為小。

各觀測項目的日最高溫度各月份發生時間則無一致的規律性，最高氣溫多發生於正午 11 點至 13 點之間 (與最高日照輻射發生的時間吻合)，溪流水的最高溫度發生於 12 至 16 點間，但 11 及 12 月則發生於午夜 12 點；表土 5cm 深的土壤最高溫度發生在 13 至 14 時間，30cm 深的土壤最高溫度 16 至 20 時之間，而深 50cm 的土壤最高溫度則發生在夜間 22 至次日凌晨 1 點間。大氣的每日最低溫度多發生於日出之前，在蓮華池地區約為 5 至 7 點，溪流水的日最低溫度多發生於早晨 7 至 8 點，表層 5cm 土壤的日最低溫度則發生在 7 至 8 點間；此三者各月份間之日最低溫度發生時間之差異不大，均為在每日日照輻射量開始增強之前。30cm 深的土壤層每日最低溫度發生在 8 至 12 時；而 50cm 深的土壤層每日最低溫度則發生於 11 至 13 時，屬於各月份間差異最較小者。大氣、表層土壤的熱能主要源自太陽輻射，故顯著受所接收的輻射量影響；而由於土壤的導熱效能不佳，源自表土的傳導熱能需經數小時方能傳導至較深土壤層，亦即有所謂的時間延後現象 (time lag)，因此 30cm 以下土壤層的每日最高溫多發生於晚間至午夜，而最低溫則發生於上午至正午。

4. 水溫、土壤及大氣溫度間之相關性

由於大氣溫度是最常監測的項目，且溪流水溫及表土溫度會顯著地受到大氣溫度影響，因此本研究將監測期間全年度的大氣、溪流水及表土 5 cm 的日平均溫度進行回歸分析。得到蓮華池 3 號試驗集水區溪流水溫 ($T_{streamflow}$) 與大氣溫度 (T_{air}) 間之線性迴歸方程式為：

$$T_{streamflow} = 0.492 * T_{air} + 8.951 \quad r = 0.962, n = 366 \quad (2)$$

而表土 5cm 的溫度 (T_{s05}) 與大氣溫度間的回歸關係式則為：

$$T_{s05} = 0.775 * T_{air} + 4.094 \quad r = 0.954, n = 366 \quad (3)$$

溪流水溫及表土 5cm 的溫度與大氣溫度間的回歸關係達 90% 以上的正相關性，顯示溪流水溫及表土溫度與大氣溫度有密切相關性。概大氣、表土及低流量河川之主要熱能來自太陽輻射能，此種熱能將會同時直接或間接加熱大氣、地表及地表水，因此彼此間有較高的相關性。大氣溫度為最常監測的物理量，且較容易取得，以氣溫推算表土及溪流水溫，雖有其地域性，然可作為推估水溫與土壤溫度仍為一種可行的方法。

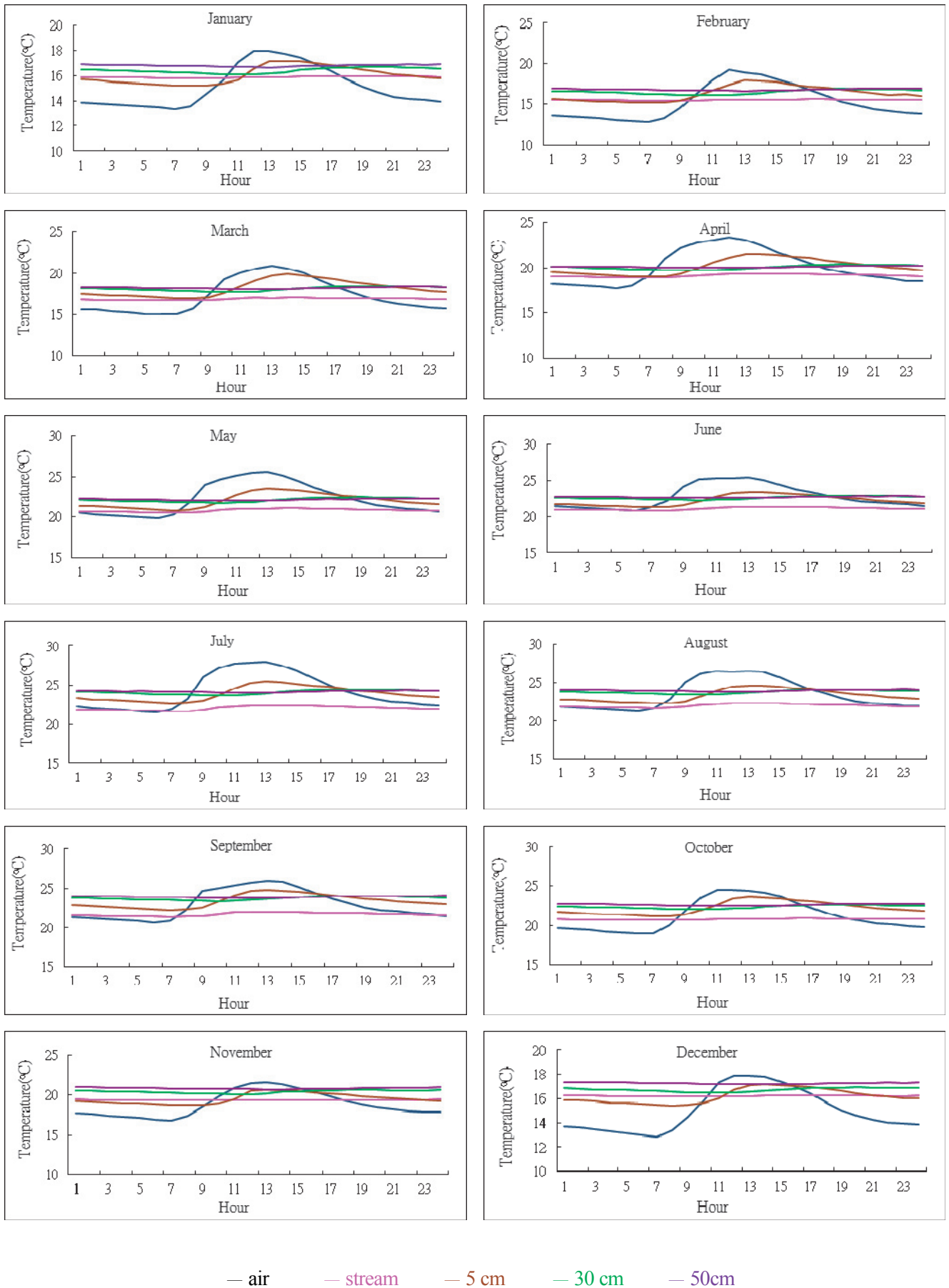


圖 3 蓮華池 3 號集水區濱水帶各月份日變化量

Fig.3 Daily temperature fluctuatuins of each month for the riparian of Lienhuachih No.3 watershed

5. 土壤溫度與熱能

土壤層某定點的溫度會因 (1) 與大氣的熱能交換 (傳導與對流), (2) 與週遭環境的熱能交換, (3) 土壤本身的熱傳導, (4) 蒸發、潤濕與凝結等物理化學作用所吸收或釋放的熱能。這些因子有可將之歸納為影響土壤熱能接收 (諸如: 日照輻射量、土壤顏色等) 及影響能量散失與轉變 (諸如: 敷蓋與覆蓋、土壤含水量等) 兩大類。熱能的輸入與散失影響土壤溫度, 而土壤溫度亦可反應出土壤熱能的傳輸。與土壤溫度有關的物理量計有: 熱含量 (heat content, 雖無法計算出其量, 但土壤熱含量改變量則可計算出, 單位為 calories)、熱容量 (heat capacity, 一定量土壤改變溫度所需的熱量, 單位為 $\text{cal cm}^{-3} \text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 或 $\text{cal g}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$) 及熱傳導度 (thermal conductivity, 為單位時間單位面積之土壤熱能傳遞的速率, 單位為 $\text{cal cm}^{-1}\text{s}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ 等)。這些與土壤溫度有關的物理因子, 可藉量測土壤含水量、比重及溫度推求出。

茲分析蓮華池 3 號集水區濱水帶土壤溫度, 獲知表層 5cm 土壤在夏季 (7、8、9 月) 每日最高溫度出現在中午 13:00 左右; 30cm 深處出現在約 19:00。在 30cm 處由 13:00 至 19:00 之溫度變化量約 0.447°C , 若估計土壤含水量 (volume water content, θ) 約 0.23、土壤比重約為 1.2 g/cm^3 (ρ_b), 據此從 13:00 至 19:00 單位面積 (平方公分) 表土輸送至 30 cm 處的熱量 (Q_q) 約為:

$$Q_q = \Delta T * (0.2 * \rho_b + \theta) * V \quad (4)$$

$$= 0.447 * (0.2 * 1.2 + 0.23) * 25 * 1 * 1 = 5.252 \text{ (cal)}$$

其中 V 為土壤體積。所得的結果獲知每平方公分由表土 5 cm 處輸送至 30cm 深處的熱能約為 5.3 卡。再根據熱能傳導公式可推求該處土壤的熱能傳導度 (thermal conductivity) 約為 $0.0136 \text{ cal/(cm s } ^{\circ}\text{C)}$ 。

四、結 論

濱水帶環境中, 以大氣溫度、表層土壤溫度及溪流水溫度對生態系運作影響最顯著, 其所接收的熱能主要源自太陽輻射能, 而所接收的熱能在此等環境因子間彼此交互傳輸, 並致使其間溫度相互影響且有相關性。本報告分析蓮華池三號集水區濱水帶大氣、溪流水及表土層溫度, 獲知其季節與日變動情形以及相互間之關係性, 並探討土壤溫度與熱能間之傳輸情形。大氣溫度因受輻射量與大氣環流影響, 變化幅度最大; 土壤溫度變化較為緩和, 尤以較深的層次更為明顯; 溪流水溫夏季變化的幅度較小, 冬季則有較大的變化幅度。希望藉著等研究能增加濱水帶溫度間之了解, 並希望所得結果能作為蓮華池試驗集水區生態系運作的基礎資料。

誌 謝

本報告承農委會農科-13.1.7-森-G2 計畫經費補助, 僅此致謝。

參考文獻

- [1] 陸象豫、黃良鑫、黃惠雪 (2008), 「1997-2008 林業試驗所蓮華池研究中心氣象資料彙整」, 林業試驗所林業叢刊第 183 號。167。(Lu, S.Y., Hwang, L.S., and Huang, H.H. (2008) "Compilation of meteorological records for the Lienhuachih station." Taiwan Forestry Research Institute Extension Series, No. 183, Taipei, Taiwan, 167p. (in Chinese))
- [2] 葛錦昭、楊炳炎、林淵霖、楊楚淇、漆陸忠 (1978), 「台灣森林集水區經營試驗初步報告」, 林業試驗所試驗報告第 304 號。50p。(Koh, C.C., Yang, B.Y., Lin, Y.L., Yang, C.C., and Chi, S.C. (1978). "A preliminary report of the forest watershed management research in Taiwan." Taiwan Forestry Research Institute Bulletin No. 304. 50p. (in Chinese))
- [3] Abdul, R.N., Baharuddin, K., and Azman, H. (1986). "Soil temperature regimes under mixed dipterocarp forests of peninsular Malaysia." *Pertanika* 9(3), 277-284.
- [4] Brevik, E.C., Fenton, T.E., and Horton, R. (2004). "Effect of daily soil temperature fluctuations on soil electrical conductivity as measured with the Geonics® EM-38." *Precision Agriculture* 5, 145-52.
- [5] Brown, G.W. (1969). "Predicting temperature of small streams." *Water Resources Research* 5, 68-75.
- [6] Cellier, P., Richard, G., and Robin, P. (1996). "Partition of sensible heat fluxes into bare soil and atmosphere." *Agricultural and Forest Meteorology* 82, 245-65.
- [7] Coskun, G., and Imanverdi, E. (2004). "A comparison of estimated and measured diurnal soil temperature through a clay soil depth." *Journal of Application Science* 4(3), 418-23.
- [8] Hillel, D. (1982). "Introduction to soil physics." San Diego, CA: Academic Press.
- [9] Iverson, L.R., and Hutchinson, T.F. (2002). "Soil temperature and moisture fluctuations during and after prescribed fire in mixed-oak forests." *USA. Natural Areas Journal* 22(4), 96-304.
- [10] James, P.S. (2002) "Water temperature regimes in aquaculture systems in east Hawaii." *Journal of Hawaiian Pacific Agriculture* 12(15), 15-27.
- [11] Lu, S.Y., Tang, K.J., Ku, H.Y., and Huang, H.H. (2000). "Climatic conditions of the forested lands of Taiwan Forestry Research Institute." *Taiwan Journal of Forest Science* 15(3), 429-40.
- [12] Lu, S.Y., Liu, C.P., Hwang, L.S., and Tang, K.J. (2002). "Studies on the influence of betel nut plantations on microclimate in slopeland." *Taiwan Journal of Forest Science* 17(2), 281-9.
- [13] Lu, S.Y., Hwang, L.S., and Tang, K.J. (2004). "Diurnal and annual temperature variations in experimental forests of the Taiwan Forestry Research Institute." *Taiwan Journal of Forest Science* 19(1), 15-25.
- [14] Lu, S.Y., Hwang L.S., Tang K.J., and Huang H.H. (2008). "Soil temperature regimes in the Lienhuachih area of central

- Taiwan.” *Taiwan Journal of Forestry Science* 23(2), 145-153.
- [15] Lu S.Y., Hsieh H.C., Chen C.H., and Hwang L.S. (2009). “Physiological factors measured using digital elevation data for experimental watersheds of the Taiwan Forestry Research Institute.” *Taiwan Journal of Forest Science* 24(3), 191-197.
- [16] Lu, S.Y., Hwang, L.S., and Fu, H.C. (2010). “Investigation of temperature regimes for air, streamflow and topsoil layers in a riparian area of Harpen creek.” *Taiwan Journal of Forest Science* 25(4), 303-313 °.
- [17] Marshall, T.J., and Holmes, J.W. (1988). “*Soil physics*. 2nd ed.” New York: Cambridge University Press.
- [18] Miller, D.H. (1956). “The influence of pine forest on daytime temperature in the Sierra Nevada.” *Geography Review* 46, 009-218.
- [19] Ogee, J., Lamaud, E., Brunet, Y., Berbigier, P., and Bonnefond, J.M. (2001). “A long-term study of soil heat flux under a forest canopy.” *Agricultural and Forest Meteorology* 106, 173-186.
- [20] Seyfried, M.S., Flerchinger, G.N, Murdock, M.D., Hanson, C.L., and Vactor, S.V. (2001). “Long-term soil temperature data base, Reynold Creek Experimental Watershed, Idaho, United States.” *Water Resources Research* 37, 2843-6.
- [21] Tange, A.J., Kaihura, F.B.S., Lai, R., and Singh, B.R. (1998). “Diurnal soil temperature fluctuation for different erosion classes of oxisol at Mlingano, Tanzania.” *Soil Tillage Research* 49, 211-7.

2014年05月22日 收稿

2014年07月08日 修正

2014年07月29日 接受

(本文開放討論至 2015年6月31日)