

鹿谷鄉北勢溪集水區生態系復育過程表層土壤熱收支初探

魏聰輝¹、張振生¹、賴彥任¹、陳信雄²、林博雄³

¹國立臺灣大學實驗林管理處，²國立臺灣大學森林環境暨資源學系，³國立臺灣大學大氣科學系

摘要

本研究蒐集溪頭氣象站、溪頭柳杉林微氣象站與溪頭崩場地試驗區氣象站，自 2005 年 1 月起，迄 2006 年 7 月止，深度各為 0.05m 及 0.1m 之土壤溫度，應用梯度法推算三處氣象站之表層土壤熱通量，以比較不同植被之差異，研究結果顯示：2005 年土壤熱通量平均年收支淨值，溪頭氣象站(地表為台北草)為 4,348.05 KJm⁻²mon⁻¹、溪頭柳杉林微氣象站為 4,658.28 KJm⁻²mon⁻¹、溪頭崩場地試驗區氣象站為 14,455.74 KJm⁻²mon⁻¹。另利用「土壤熱性質檢測儀」，檢測地震及颱風災害跡地之源頭區(A樣區)、輸送區(B樣區)及堆積區(C樣區)各樣區之表層土壤熱傳導係數，檢測結果為堆積區：1.19 Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹、輸送區：1.00 Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹、源頭區：0.31 Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹；另於實驗室檢測三個樣區之表層土壤樣本的風乾含水率、密度與熱傳導係數，結果顯示土壤熱傳導係數與含水率呈現正相關(R=0.83~0.95)。

一、前言

森林集水區生態系，依賴植物社會以水和二氧化碳為原料，吸收太陽的光能進行光合作用，啟動生態系統的動態變化；太陽輻射抵達地表後，則因地形、地表狀態、植群種類而有所差異，進而影響集水區生態系氣候的形成與造成地面輻射平衡和熱平衡條件，在時、空之異質變遷。

「崩塌」係台灣山區經常發生之現象，為森林生態系次級演替的重要干擾因素，吾人可藉由崩塌的與植物被覆地表氣象條件之監測，以數值模式推估土壤熱收支變化，分析自然植群存在與否之地表熱力狀態，探討植群影響物理環境之機制。

二、研究方法

微氣象學中經由近地氣象要素的量測來計算能量的收支大致上可分為三種主要的方法：(1)渦流相關法，(2)空氣力學法，(3)能量平衡法等(夏等，1989；黃等，1986)。在三種方法中以渦流相關法在理論上所受的限制最少，但是對儀器的要求則最高，應用其方法作研究者尚不多見；空氣力學法對於廓線的確定，必須有五層以上依對數高度放置的觀測，造成儀器設備上很大的需求，此外計算地表粗糙度有關的參數值，在地表特別粗糙的森林，其適用性亦受到很大質疑；能量平衡法則因其具有較高之地域適用性，且僅需兩層高度的溫、濕度與淨輻射量、土壤溫度的觀測，所以在技術上最容易達成(王等，1985、楊，1985、1988、徐，1988)。

(一)、能量平衡式

小範圍的地表能量收支方程式為：

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

公式(1)中，

R_n ：淨輻射量(net radiation, MJ/m²)

λE ：蒸發散之潛熱通量(latent heat flux, MJm⁻²)

H ：空氣中傳遞之可感熱通量(sensible heat flux, MJm⁻²)

S ：土壤熱通量(soil heat flux, MJm⁻²)

(二)、土壤熱傳導係數之量測

土壤熱傳導係數 K_s 定義為：單位時間內、土壤單位面積上，溫度梯度為 1°Ccm⁻¹深度時，在土壤中所傳遞的熱量；熱傳導係數的單位為Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹或Wm⁻¹°C⁻¹(Jury *et al.*, 1991)。

對於土壤熱傳導係數之研究，荷蘭學者 de Vries (1966)早於 1950 年即以多孔介質材料為研究對象，以探針法(probe method)在實驗室內良好控制下試驗獲得，其理論基礎在於短期間的溫度梯度，對於水分在土壤中的之移動反應，相對較小，且不需要等待熱量梯度之形成，因此可應用於土壤熱傳導係數及熱擴散係數之推求(Jackson and Taylor, 1986)。

土壤熱傳導係數之檢測，係應用「熱性質檢測儀」(soil multi-thermal properties meter- ThermoLink, Decagon device Inc., Washington, USA)直接檢測獲得。從事土壤熱傳導係數之推算與研究者頗眾，但一直停留在使用數值模式推算之階段，其估算獲得之數據屢受質疑，在 de Vrie (1966)發展出檢測孔隙介質的熱性質的技術之後，大部分的研究學者及其他領域，都可接受線性熱傳導來源的探針方法為主要的選擇，特別是應用在實際檢測上，是較為精確且可被人廣為接受使用的檢測技術，由於使用了熱波法(heat pulse method)，土壤熱傳導係數、土壤熱擴散係數及土壤熱容量均可從一個讀數而推導計算獲得(Jackson and Taylor, 1986)，熱性質檢測儀即應用此一方法檢測樣本的熱性質(Bristow *et al.*, 1994; Decagon Devices Inc., 2000)。

(三)、土壤熱通量

在邊界層氣象(boundary layer meteorology)中，土壤次層的能量收支主要是藉由組成分子的相

互碰撞作用而傳輸熱量，熱量傳輸會從高溫往低溫傳輸，其大小正比於溫度的差異，亦即進入或逸出土壤的熱量之速率取決於溫度梯度與熱傳導係數。

實際上，固體中的熱通量傳輸過程，按照微觀的物理性質來看，是非常複雜的，但是在熱通量傳輸的理論研究中，往往不考慮這種微觀的過程，可以認為土壤不是各個質點的簡單綜合，而是具有連續介質的特性。研究這種連續介質所得出的結論，對於實際存在的大多數土壤來說比較容易達成。由過去的的研究經驗得知，土壤中熱通量傳輸的過程，基本上決定於溫度分布，所以，土壤溫度是基本的物理介量。探討土壤中由於熱量傳輸而產生的熱通量，事實上就是研究土壤溫度隨時間和空間的變化。然而，若以研究邊界層能量平衡為出發點，探討土壤熱通量時，通常只研究垂直方向的熱通量傳輸，水平方向的熱通量傳輸可以忽略不計，則，土壤溫度只是深度的函數(潘，1989)。

此時，土壤熱通量(S)或熱量在土壤中的傳輸驅動力與傳輸係數，分別為溫度梯度與熱傳導係數，傅立葉定律就是應用此原理，發展出解決穩定狀態中熱量傳輸行為的方法(Jury *et al.*, 1991)。公式為：

$$S = -K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \quad (2)$$

公式(2)中，

K_s ：土壤熱傳導係數， $\text{Jm}^{-1}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$

T_s ：土壤溫度， $^{\circ}\text{C}$

公式(2)中的負號係定義所有傳入土壤的能量都認定為正，自土壤中逸出的能量為負(Rosenberg, 1983；Hanks, 1992)。

三、結果與討論

(一)、日射量分布

蒐集三站自 2005/1/1~2006/7/31 之日射量，統計其月累計量；此外，溪頭氣象站自 1990/1 設置農業自動觀測系統，開始建置日射量資料，至 2001/7/30 遭桃芝颱風侵襲期間，由集中豪雨所激發土石流侵入、堆積而告中斷；本文蒐集此期間(1990/1/17~2001/7/30)之觀測值，統計各月份之平均累計值，以茲比較試驗期間日射量之離均值，結果詳如表 1，並換算成日平均值，據之繪製逐月變化圖如圖 1。

由表 1 之統計資料顯示，溪頭氣象站在 2005 年之日射量略高於累年平均，其數值為 2.09MJm^{-2} ，2005 年 1、2、4、5、6、7、8、9、10、12 月均相等於累年平均，高於累年平均之月份為 2005 年 3、11 月；2006 年截至 7 月份低於累年平均，其數值已達 157.45MJm^{-2} ，2006 年 2、6 月，高於累年平均之月份，其餘各月份均較累年平均為低。

大氣中所含水汽、水汽凝結物和塵粒雜質的多寡，會影響大氣透明度，進而影響到日射量；這些

物質愈多，大氣透明程度愈差，太陽輻射受到的減弱程度愈強，到達地面的日射量也就相對減少(陳等，1993)。為探究影響日射量分布律動之原因，另統計溪頭站累年降雨日數、相對濕度等兩項影響大氣透明度之資料，並繪製降雨日數、相對濕度與日射量離均比較圖如圖 2；由比較圖得知，2005 年日射量離均之分布律動與相對濕度分布律動較為一致，2006 年日射量離均之分布律動，則於降雨日數、相對濕度離均分布律動趨於一致。

微氣象的空間分佈由於受地形影響而產生明顯的地形變異，其中以坡向及坡度的效應較為顯著(鄭，1995)，溪頭地區係北勢溪之源頭，集水區之主坡向為北北西；三處氣象站之坡向受囿於集水區主坡向北北西之約制，三個站之坡向差異不大，可以認為坡向之效應變異性並不顯著。唯崩場地生態試驗區之坡度傾斜，遠大於溪頭氣象站及柳杉林微氣象站，因此該站所承接之日射量就相對較低；一般而言，北向坡之直接輻射只有當太陽高度角大於其坡度角時，才能直接接收。另外，崩場地試驗區氣象站，於 2004 年底設置時受經費限制，採用 Licor 210 型感應器，感應器之使用說明書中，即已明確說明，該型感應器會隨時間之進展逐漸衰敗而降低其觀測數值可信度，圖 1 中的另一現象是崩場地與溪頭氣象站之差距愈來愈大，說明了此一趨勢。

(二)、土壤熱傳導係數

土壤熱傳導係數之檢測，分野外檢測與室內土壤樣本檢測，野外檢測每月前往，同時檢測 A 區(源頭區)、B 區(輸送區)及 C 區(堆積區)等各樣區之表層土壤熱傳導係數，每一樣區各選擇三個檢測點，各測點施測三次。野外檢測所獲得之數據統計摘示列如表 2 所示。實驗室檢測係於 2004/4/22 前往試驗地，以雙環圓筒岩心取樣器(Core sampling augur, Eijkelpamp Agrisearch Equipment, The Netherlands)，徒手驅動採樣器探入土層，採取三個樣區之表層土壤樣本各三個，樣本攜回後，隨即以電子天秤秤重，然後將樣本靜置，任其在自然狀態下風乾，其後每日分別檢測樣本之重量及土壤熱傳導係數數據一~二次，直至重量不再改變，用以瞭解不同土壤含水率之土壤熱傳導係數。

土壤含水率之測定，係以土壤樣本應用重量法計算土壤樣本氣乾含水率(陳，1989)。

將土樣攜回實驗室後，施測獲得之數據整理詳列如表 3，並據之與依據重量法所計算得到不同風乾程度之土壤含水率繪製成相關圖如圖 2~4，各土樣之氣乾密度(D_a)、氣乾含水率(θ_{ww})及含水率之直線相關迴歸式、迴歸係數詳列如表 4。

檢測崩場地試驗區 A 區(源頭區)、B 區(輸送區)及 C 區(堆積區)等各樣區之表層土壤熱傳導係數，獲致結果為堆積區： $1.24\text{Jm}^{-1}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$ 、輸送區： $1.06\text{Jm}^{-1}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$ 、源頭區： $0.30\text{Jm}^{-1}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$ ；另於實驗室檢測三個樣區之表層土壤樣本的風乾含水率、密度與熱傳導係數，結果顯示土壤熱傳導係數與含水率呈現正相關($R=0.83\sim 0.95$)。根據 Usovicz

et al. (1996)之研究指出，土壤熱傳導係數之空間變化主要的影響因素要推土壤含水率及綜合密度(bulk density)；Usowicz et al. 係於 1992 年在波蘭 Lublin 地區以相鄰之農田，針對種植甘藍菜、甜豆、冬麥、玉米和馬鈴薯等不同農作物之農田，分別施測其土壤含水率、土壤綜合密度與土壤熱傳導係數，結果顯示無論種植何種作物之農田，在給定低土壤含水率的啓始狀態(initial phase)，通常獲得較低之土壤熱傳導係數；當降雨後，隨著土壤含水率逐漸提升，可測得直線相關上升之土壤熱傳導係數(Usowicz et al., 1996)。

本研究應用該研究成果，運用於推算三處氣象站之土壤熱通量，亦即崩場地試驗區之土壤熱傳導係數為 $1.06 \text{ Jm}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$ 、溪頭氣象站及柳杉林微氣象站之土壤熱傳導係數為 $0.30\text{Jm}^{-1}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}\text{S}^{-1}$ 。

(三)、土壤熱通量

土壤熱通量之分析，分別蒐集溪頭氣象站、溪頭柳杉林氣象站、溪頭崩場地試驗區氣象站等三站，自 2005 年 1 月 1 日~2006 年 7 月 31 日止之 0.05m 與 0.1m 土壤溫度；溪頭氣象站自 1990/1 設置農業自動觀測系統起，迄 2001 年 7 月 30 日止，所建置之觀測資料，亦予推估、統計其各月份平均值，以資比較試驗期間之離均值。

在土壤的一已知點中，溫度因下列因素而變化：1.與空氣熱通量之互換：傳導與對流之綜合作用；2.與週遭環境熱通量之互換：輻射；3.土壤內部熱通量之流動：傳導；4.化學或物理變化(熱通量被釋放或利用，例如蒸發、濕潤及冷凝等)；換言之，在野外的土壤溫度是隨時間而恆變的。以生態系最主要的熱通量來源—太陽輻射而言，淨輻射具有日週期變化之特性，將直接制約土壤表面層溫度隨之產生日變化，間接引致土壤次層之日變，淺而易見的，土壤中的任一時間、任意深度將因之而產生日變化。除了日變化之外，淨輻射量尚具有年週期變化，土壤熱通量自然也具有年變化(Hanks, 1992)。

綜合觀察表 5：溪頭地區三處氣象站 2005 年 1 月~2006 年 7 月各月份土壤熱通量暨 1990~2001 年各月份平均值、圖 6：溪頭氣象站土壤熱通量各月份離均比較圖，累年平均值呈現過去的研究所指出的正弦分布，以曲線表現則為鐘型；唯溪頭地區的峰值出現於 5 月份的 $350.81\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ ，谷值出現於 12 月的 $-2,120.52\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ ；相較於陳及魏(2005)於塔塔加地區所得研究結果，峰值出現於 6 月，谷值出現於 12 月，峰值提早了 1 個月。2005 年及 2006 年則又提早了 1 個月份，落於 4 月份，數值分別為 $870.04\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ 、 $416.22\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ 。2005 年之谷值仍出現於 12 月，數值為 $-3,478.01\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ 。以振幅(amplitude)而言，溪頭氣象站累年平均振幅為 $2,471.33\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ ，2005 年之振幅則達 $4,348.05\text{KJm}^{-2}\text{mon}^{-1}$ 。土壤熱通量的主要驅動因素當推淨輻射總量，絕大部分決定於日射量的

強弱(Cellier et al., 1996)。但圖 6 中土壤熱通量與日射量之律動，並未趨於一致，是否因受到可感熱通量、潛熱通量等其他分量之影響，有待後續研究，進一步釐清。

森林是微氣象環境的重要影響因子，其中以溫度或熱通量條件的變化情形為最明顯的表徵，由於森林冠層的存在，使得抵達林地表面的太陽輻射能量減弱許多，因此形成了獨特的土壤溫度特徵。加拿大學者 McCaughey 針對不同時期伐木作業的研究，進一步地說明森林對於微氣象的影響。當一片針葉樹森林被砍伐後，表層及次層之微氣候將產生轉換，首先是將有較多的太陽輻射抵達地表面，導因於森林的過濾效應隨著森林的移除而減低(消失)，另一方面，由於反射係數的增加，造成較多的輻射能的反射；此外，改變了控制輻射能量的互換機制，例如植被與空氣層的可感熱通量之交換、土壤次層與下墊面邊界層之間可感熱的傳入與逸出，以及蒸發散過程的潛熱通量(McCaughey, 1982)。

森林對林內土壤溫度有兩種作用，其一，緩熱或緩冷作用。太陽輻射能量到達林冠時，一部分被反射，一部分被枝葉和樹幹所吸收，到達林地時，量已大大減弱，所以，在白天或溫暖季節裡，林內輻射差額的正值有減少的效應，而在夜間或寒冷季節裡，林內輻射差額的負值亦有減少的效應。林地輻射差額直接影響地表溫度，因此，森林對林內土壤溫度的日振幅與年振幅，發揮減緩的作用。其二，保溫或保冷作用。林冠能減低風速與紊流，阻礙林內、林外的水平方向與林冠內上、下層之間垂直方向的熱通量和水汽傳輸，因此，林冠在白天或溫暖季節有保溫作用，在夜間或寒冷季節有保冷作用(王等, 1985)。

圖 7~9 列示了不同植被的土壤熱收支變異情形；溪頭氣象站與柳杉林氣象站 2005 年土壤熱通量之峰、谷值及振幅均差異不大，是一比較特殊之現象；兩站之差距於 2006 年加大，尤其溪頭氣象站並未呈現逐月及季節變化，是另一特殊之現象，其原因未明，唯不排除係因資料處理記錄器，所造成的誤差。

由圖 8 與圖 9 之比較，可明顯觀察出柳杉林林內與崩場地試驗區之土壤熱通量律動趨勢較為一致，但崩場地試驗區之土壤熱通量則數值高出甚多，考其原因，可以歸因於柳杉林氣象站由於森林植被對於日射量之攔截與削減；另一重要的原因，應歸因於森林植被之存在，所孕育之枯枝落葉與腐植質，致使因較低之綜合密度，導致獲得較低之土壤熱傳導係數量測值。盧等(2000)研究指出，由於熱傳導係數受到土壤的組成及土壤的顆粒大小、形狀、空間的排列特性等影響而變異，大抵而言變化情形為礦物質 > 水 > 有機質 > 空氣。一般而言，底土的礦物質成分較表土為高，有機質及空氣則較表土為低，因此熱傳導係數的變化情形為表土 < 底土。崩場地試驗區之跡地，係九二一地震及颱風襲

雨災害綜合作用所形成，其表層土壤業已經由崩塌營力，將表土與底土徹底擾動與混合，因之而獲得較高之土壤熱傳導係數量測值。

圖 10 顯示了三處氣象站土壤熱通量佔日射量之比率，由崩場地試驗區 2005 年 1~7 月份及 2006 年 1~7 月份之同期比較，不同年同月份之間的律動並不一致，尚有待更長時間的觀測，以了解其是否逐漸因植被之恢復，因此而逐漸降低土壤熱通量佔日射量(淨輻射)之比率。

四、結論

「崩塌」係台灣山區經常發生之現象，為森林生態系次級演替的重要干擾因素，崩塌跡地若呈現穩定狀態，則地表將逐漸由植被所被覆，地表之熱量狀態亦將因此而改變。本研究僅就土壤熱收之觀點，初步獲致崩塌裸露地表之土壤熱通量，其振幅遠高於森林植被地表土壤熱通量之結論。

五、參考文獻

- 王正非、朱廷耀、朱勁傳、崔履武，1985，森林氣象學，第五章，pp.507，中國林業出版社，中國北京。
- 陳鐵如、吳鍾玲，1993，太陽輻射，基礎氣象與農業氣象學第1章:5-51，淑馨出版社，台北。
- 陳信雄，1989，含水率試驗，水土保持學實習手冊，第二篇第二章：557-561，正中書局，臺灣臺北。
- 陳信雄、魏聰輝，2005，塔塔加地區表層土壤熱通量特性之研究，中華水土保持學報36(3)：249-265。
- 夏禹久，楊之遠，1989，由氣象因素估測蒸發散量的限制條件，臺灣地區農業氣象資源應用研討會專輯:113-126。
- 徐森雄，1988，農業氣候調查法，臺灣地區農業氣候資源應用研討會專輯：54-75。
- 黃國禎，徐森雄，1986，從熱收支推測嘉南地區之蒸發散，中華水土保持學報17(1):54-60。
- 楊之遠，1985，微氣象之特性及其在農業上之應用，氣象學報31(4):1-13。
- 楊之遠，1988，微氣象基本概念，臺灣地區農業氣候資源應用研討會專輯：7-24。
- 鄭師中(譯)，1995，山地氣候特徵，山岳天氣與氣候，第二章：83-150、第四章：287-304，國立編譯館，臺灣臺北。
- 潘守文，1989，土壤熱交換的計算，小氣候考察的理論基礎及其應用，第六章：151-182，氣象出版社，中國北京。
- 盧惠生、林壯沛、黃良鑫，2000，蓮華池地區天然闊葉林不同土壤深度的溫度日週期變化，中華水土保持學報31(4)：267-278。
- Bristow, K.L., G.J. Kluitenberg and R. Horton, 1994. Measurement of soil thermal properties with a Dual-Probe Heat Pulse Technique. Soil Sci. Soc. Am. J. 58:1288-1294.
- Cellier, P., G. Richard and P. Robin, 1996. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere. Agric. For. Meteorol., 82:245-265.
- Decagon Devices Inc, 2000. ThermalLink for soil: soil multimeter operator's manual. Decagon Devices Inc, Washington, USA.
- de. Vries, D.A., 1966. Thermal properties of soils. In: Wijk, W.R. van. (Ed) Physics of Plant Environment(2nd). Chap. 7:210-235. North Holland Pub. CO., Amsterdam, Netherlands.
- Hanks, R.J., 1992. Soil heat flow and temperature. In: Applied soil physics—Soil water and temperature applications, chap. 5:125-144. Springer -Verlag New York Inc. New York. USA.
- Jackson, R.D. and S.A. Taylor, 1986. Thermal conductivity and diffusivity. In: Klute, A. (Ed) Method of Soil Analysis. Part I. Physical and Mineralogical Methods: 945-956, 2nd edn. Am. Soc. Agron., Madison, WI.
- Jury, W.A., W.R. Gardner, and W.H. Gardner, , 1991. The soil thermal regime. In: Soil Physics, Chap.5:159-195. John Willey & Sons Inc. New York. USA.
- McCaughy, J.H., 1982. Spatial variability of net radiation and soil heat flux density on two logged sited at Montmorency, Quebec. J. Appl. Meteorol. 21:777-787.
- Rosenberg, B.V., 1983. Soil heat flux and soil temperature. In: Microclimate-The Biological environment, chap.2:94-115. John Willey & Sons Inc., New York, USA.
- Usowicz, B., J. Kossowski and P. Baranowski, 1996. Spatial variability of soil thermal properties in cultivated fields. Soil & Tillage Research 39:85-100.

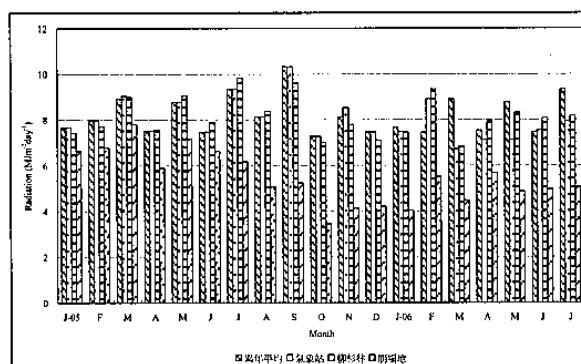


圖 1：溪頭地區三處氣象站日射量日平均值逐月變化圖

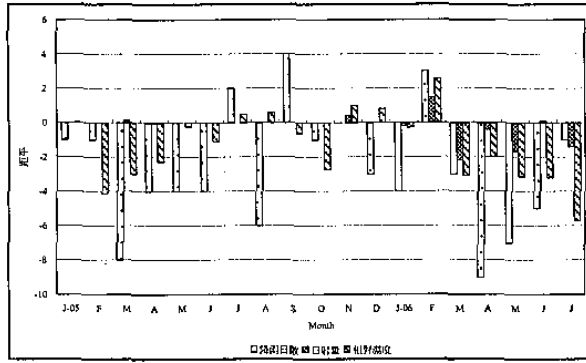


圖 2：溪頭氣象站降雨日數、相對濕度日射量與離均比較圖
表 1：溪頭地區三處氣象站日射量逐月分佈統計值

單位：MJm²Mon⁻¹

Month	累年平均	氣象站	柳杉林	崩塌地
2005/Jan	237.72	237.67	230.23	205.17
Feb	223.47	223.42	215.99	189.58
Mar	275.77	280.36	278.95	242.24
Apr	225.46	225.43	226.69	176.81
May	272.12	272.10	280.43	222.01
Jun	224.11	224.10	236.37	199.31
Jul	289.21	289.18	305.03	191.30
Aug	252.35	252.34	259.42	156.75
Sep	309.61	309.60	288.95	157.25
Oct	225.61	229.75	217.13	107.12
Nov	243.81	255.44	233.84	123.97
Dec	231.32	213.25	219.96	130.44
SubSum	3,010.56	3,012.65	2,992.99	2,101.95
2006/Jan	237.72	231.95	231.23	125.27
Feb	223.47	249.37	261.33	154.22
Mar	275.77	201.93	212.06	138.83
Apr	225.46	213.78	238.66	170.28
May	272.12	220.92	257.58	150.99
Jun	224.11	226.48	242.25	148.69
Jul	289.21	245.97	253.73	157.26
SubSum	1,747.86	1,590.41	1,696.84	1,045.54
合計	4,758.42	4,603.06	4,689.83	3,147.49

表 2：野外施測溪頭崩塌地試驗區之土壤熱傳導係數統計表
Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹

	A區 (源頭)區	B區 (輸送)區	C區 (堆積)區
Mean	0.30	1.06	1.24
Max	0.51	1.69	4.08
Min	0.14	0.31	0.29

表 3：實驗室檢測溪頭崩塌地試驗區各樣區土樣之土壤熱傳導係數統計表
Jm⁻¹°C⁻¹S⁻¹

Sample	A區			B區			C區		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Mean	0.43	0.41	0.58	1.00	0.91	1.12	0.70	0.63	1.44
Max	0.66	0.63	0.92	2.29	2.16	2.96	1.99	1.38	2.64
Min	0.23	0.22	0.34	0.41	0.30	0.41	0.28	0.22	0.73

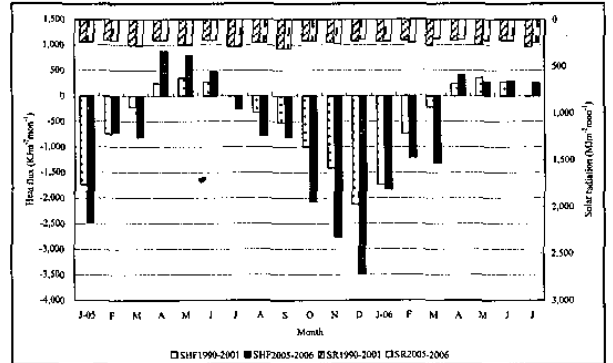


圖 6：溪頭氣象站日射量土壤熱通量各月份離均比較圖

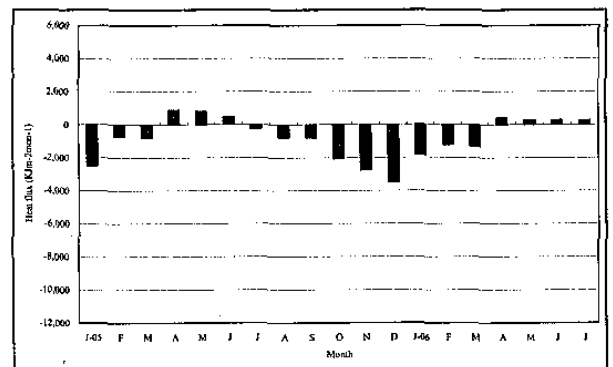


圖 7：溪頭氣象站土壤熱通量逐月變化圖

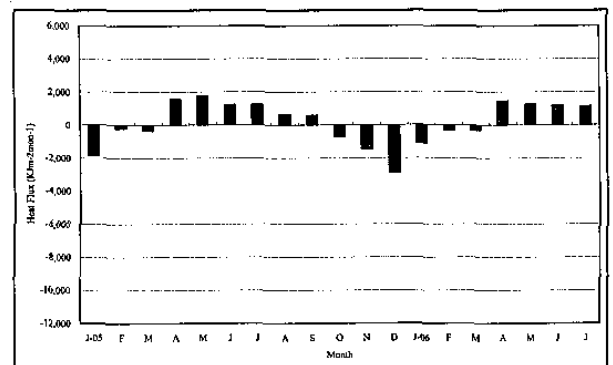


圖 8：溪頭柳杉林微氣象站土壤熱通量逐月變化圖

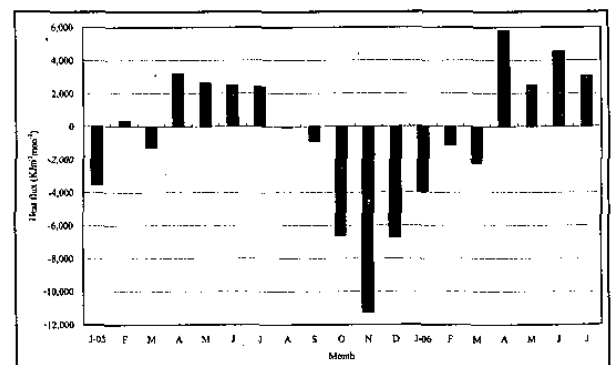


圖 9：溪頭崩塌地試驗區氣象站土壤熱通量逐月變化圖

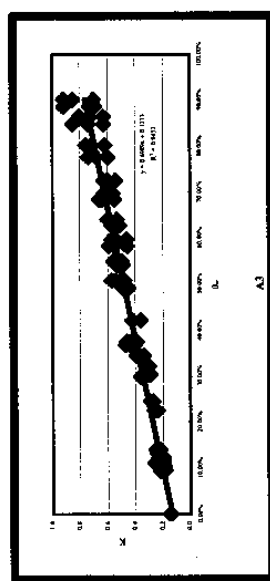
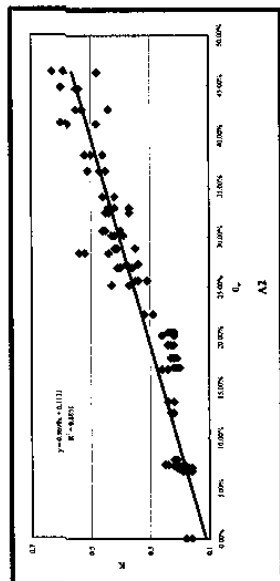
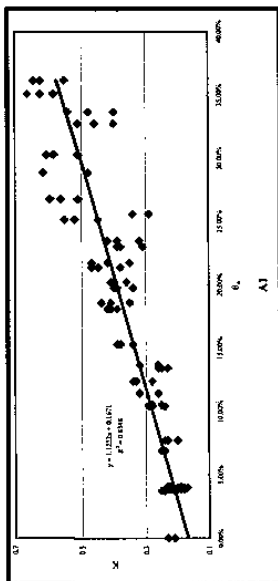


圖 3：崩塌地試驗地 A 樣區土壤熱傳導係數與土壤含水率相關圖

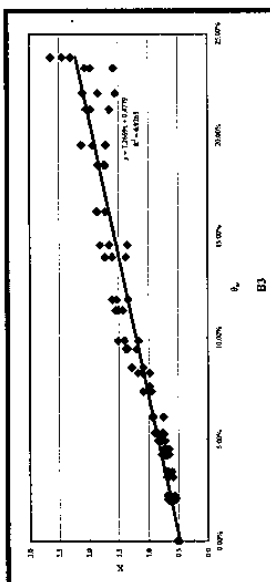
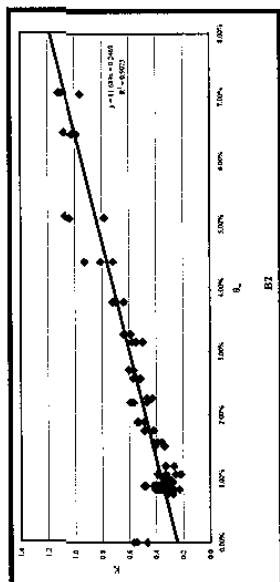
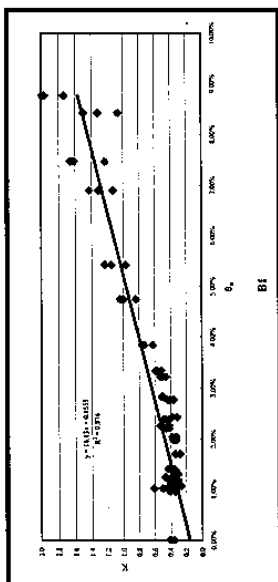


圖 4：崩塌地試驗地 B 樣區土壤熱傳導係數與土壤含水率相關圖

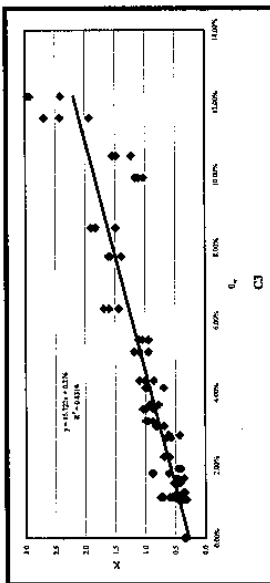
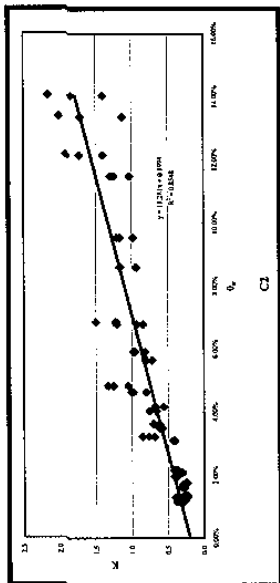
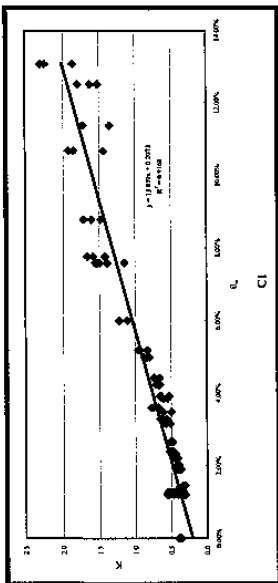


圖 5：崩塌地試驗地 A 樣區土壤熱傳導係數與土壤含水率相關圖

表 4：溪頭崩塌地試驗區各樣區土樣之密度(D_a)、含水率(θ_{ww})與土壤含水率相關迴歸式

Plot	Sample	D_a (g/cm^3)	θ_{ww} (%)	Linear regression	R^2
—	1	0.961	17.44	$1.345 \times \theta_w + 0.297$	0.61
—	2	0.744	18.51	$1.394 \times \theta_w + 0.275$	0.78
—	3	0.814	29.28	$0.935 \times \theta_w + 0.378$	0.81
二	1	1.791	6.86	$18.970 \times \theta_w + 0.255$	0.91
二	2	1.588	7.19	$12.296 \times \theta_w + 0.341$	0.93
二	3	1.597	15.28	$7.097 \times \theta_w + 0.898$	0.84
三	1	1.617	9.61	$15.087 \times \theta_w + 0.463$	0.90
三	2	1.519	10.59	$10.713 \times \theta_w + 0.475$	0.78
三	3	1.547	9.27	$16.131 \times \theta_w + 0.549$	0.76

表 5：溪頭地區三處氣象站 2005 年 1 月~2006 年 7 月各月份土壤熱通量暨 1990~2004 年各月份平均值

單位：KJm²mon⁻¹

Month	累年平均	氣象站	柳杉林	崩塌地
J-05	-1,735.00	-2,476.02	-1,846.58	-3,506.91
F	-737.63	-705.23	-215.35	350.31
M	-210.96	-808.29	-363.30	-1,272.24
A	242.79	870.04	1,554.56	3,207.72
M	350.81	788.43	1,771.64	2,637.60
J	271.30	471.54	1,242.85	2,484.21
J	6.23	-259.85	1,241.37	2,410.15
A	-320.46	-783.01	662.86	-61.04
S	-523.12	-800.93	587.73	-891.40
O	-994.40	-2,071.89	-713.00	-6,594.05
N	-1,409.09	-2,758.76	-1,476.17	-11,248.02
D	-2,120.52	-3,478.01	-2,886.64	-6,742.89
Sum	-7,180.05	-12,011.98	-440.03	-19,226.56
Max	350.81	870.04	1,771.64	3,207.72
Min	-2,120.52	-3,478.01	-2,886.64	-11,248.02
Amp	2,471.33	4,348.05	4,658.28	14,455.74
J-06		-1,829.52	-1,118.87	-3,931.22
F		-1,207.89	-324.00	-1,116.57
M		-1,316.75	-314.94	-2,223.22
A		416.22	1,469.22	5,831.59
M		283.18	1,259.08	2,488.82
J		297.64	1,177.18	4,529.59
J		268.96	1,133.58	3,077.99
Sum		-3,088.16	3,281.25	8,656.98

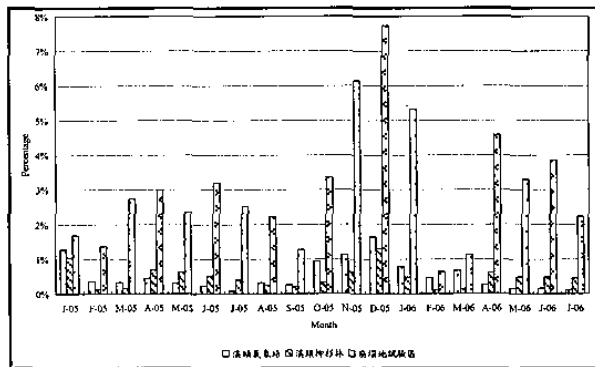


圖 10：溪頭地區土壤熱通量佔日射量比率逐月變化圖