

國立臺灣大學生農學院生物環境系統工程學研究所

博士論文

Graduate Institute of Bioenvironmental Systems Engineering

College of Bioresources and Agriculture

National Taiwan University

Doctoral Dissertation

整合觀測及模擬分析土地利用改變對七家灣溪水質、

水溫影響之研究

Study on Integration of Monitoring and Modeling for  
Analyzing the Effects of Land Use Changes on Water  
Quality and Stream Temperature in Chichiawan Creek

李宗祐

Tsung-Yu Lee

指導教授：童慶斌 博士

Advisor: Ching-Pin Tung, Ph.D.

中華民國 99 年 8 月

August 2010

# 目錄

目錄.....	I
圖目錄.....	III
表目錄.....	VI
中文摘要.....	VII
Abstract.....	IX
第一章 前言.....	1
1.1 緣起.....	1
1.2 研究背景.....	1
1.3 研究目的.....	3
1.4 研究架構.....	4
第二章 文獻回顧.....	6
2.1 七家灣溪水質現況.....	6
2.2 非點源污染傳輸機制.....	7
2.3 七家灣溪水溫模式發展.....	9
第三章 資料及方法.....	11
3.1 水質測站及採集頻率.....	11
3.1.1 颱風採樣.....	12
3.2 物質輸出量計算方法.....	13
3.3 各土地利用元素產出量之計算方法.....	14
3.4 端源混合方法 (end-member mixing analysis, EMMA).....	15
3.5 水溫量測及模擬.....	17
3.6 七家灣溪沿岸植栽策略設計.....	17
3.7 修正水溫模式.....	21
3.7.1 雲遮蔽之影響.....	21
3.7.2 逕流匯入之影響.....	23
3.8 研究區域介紹.....	24
3.9 水質/水溫資料收集狀態.....	26
第四章 土地利用對水質之影響.....	28
4.1 土地利用對水質濃度之影響.....	28
4.2 從時間尺度上看氮、磷之傳輸.....	34
4.2.1 濃度在平時與颱風期間之變異.....	34
4.2.2 濃度隨月份之變異.....	37
4.2.3 濃度隨日之變異.....	40
4.2.4 氮、磷濃度與流量之關係.....	44
4.2.5 氮、磷輸出隨時間之變化.....	46
4.3 從空間尺度上看氮、磷之傳出.....	48
4.3.1 不同集水區氮、磷產出量.....	48
4.3.2 人為活動對氮輸出之影響.....	50
4.3.3 人為活動對磷輸出之影響.....	53
4.4 農地回收之潛在成效.....	56
4.5 物質的傳輸路徑.....	57
4.6 小結.....	60

第五章 水溫在集水區內之變化 .....	61
5.1 集水區內水溫變化.....	61
5.2 水溫受地形之影響.....	68
5.3 植栽對水溫之影響.....	70
5.4 評估七家灣溪沿岸植栽策略成效.....	72
5.4.1 現有地形遮蔽.....	72
5.4.2 各植栽情境下平均及最高溫之降幅.....	75
5.4.3 各植栽情境下每日最高溫隨河段之變化.....	78
5.4.4 建議之最佳植栽策略.....	78
5.5 水溫模式修正後之模擬結果.....	80
5.6 水溫模式在季節生態預警系統之應用.....	85
第六章 結論與建議 .....	87
6.1 結論.....	87
6.2 建議.....	89
參考文獻 .....	92
附錄A .....	100



## 圖目錄

圖 1.1 大甲溪上游水域分佈圖.....	2
圖 1.2 研究架構圖.....	5
圖 2.1 水中物質濃度隨流量變化之關係圖.....	9
圖 3.1 七家灣溪流域內水質及水溫採樣點.....	11
圖 3.2 水溫模式中各河段與太陽位置之關係圖.....	19
圖 3.3 地形及植栽如何影響河面接受太陽輻射之示意圖.....	20
圖 3.4 高山溪河岸LAI與植栽樹冠層的仰角高度之關係.....	20
圖 3.5 (a) 日最高溫；(b) 日最低溫；及 (c) 日最大溫差與日平均短波輻射之關係.....	22
圖 3.6 七家灣溪流域土地利用及每個採樣點所包含之子集水區.....	25
圖 3.7 各測站水質參數量測狀態.....	27
圖 3.8 水溫及氣象參數量測狀態.....	27
圖 4.1 導電度之空間變異.....	29
圖 4.2 NO <sub>3</sub> 濃度之空間變異.....	29
圖 4.3 採樣期間平均NO <sub>3</sub> 及PO <sub>4</sub> 與現有耕作地及回收前耕作地之關係.....	30
圖 4.4 NO <sub>3</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨流量變化之情形（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區，▲表示颱風採樣）.....	35
圖 4.5 PO <sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨流量變化之情形（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區，▲表示颱風採樣）.....	36
圖 4.6 流量及NO <sub>3</sub> 、PO <sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內之變異（其中Event框內為颱風樣本）.....	37
圖 4.7 2007 至 2008 年間平日觀測之氣溫、流量、及NO <sub>3</sub> 、PO <sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨月份之變異（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區）.....	39
圖 4.8 颱風期間溪水中懸浮顆粒（TSM）與PO <sub>4</sub> 濃度之關係圖.....	40
圖 4.9 2007 至 2008 年間觀測氣溫、流量、及NO <sub>3</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內五日移動平均隨時間之變化（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區）.....	42
圖 4.10 2007 至 2008 年間觀測氣溫、流量、及PO <sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內五日移動平均隨時間之變化（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區）.....	43
圖 4.11 NO <sub>3</sub> 及PO <sub>4</sub> 與流量之關係（●為平日水樣，△為颱風水樣，由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區）.....	45
圖 4.12 七家灣溪內天然林、果園、及菜園土壤剖面NO <sub>3</sub> 及PO <sub>4</sub> 濃度分佈圖（Lin et al., 2004）.....	46
圖 4.13 NO <sub>3</sub> -N及PO <sub>4</sub> -P在不同人為活動程度集水區內輸出量隨時間之分佈（以2007的觀測結果為例，由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C2）跟有勝溪（Y1）集水區）.....	47
圖 4.14 不同程度人為活動下單位面積NO <sub>3</sub> -N、PO <sub>4</sub> -P輸出量之差異。其中pristine表示高山溪（K1）以上，moderately-cultivated表示萬壽橋（C2）以上，而	

intensively-cultivated表示千祥橋 (Y1) 以上 .....	49
圖 4.15 最優 200 組各種土地利用NO <sub>3</sub> -N產出量模擬之結果 .....	52
圖 4.16 利用最優 20 組各種土地利用NO <sub>3</sub> -N產出量模擬集水區出口NO <sub>3</sub> -N產出量 之結果.....	53
圖 4.17 最優 200 組各種土地利用PO <sub>4</sub> -P產出量模擬之結果.....	55
圖 4.18 利用最優 20 組各種土地利用PO <sub>4</sub> -P產出量模擬集水區出口PO <sub>4</sub> -P產出量之 結果.....	55
圖 4.19 將inactive vegetation取代active vegetation推估子集水區年平均NO <sub>3</sub> -N及 PO <sub>4</sub> -P之輸出量.....	56
圖 4.20 高山溪採樣點 (K1) 水質與端源混合之關係圖.....	58
圖 4.21 有勝溪採樣點 (Y1) 水質與端源混合之關係圖.....	59
圖 4.22 高山溪採樣點以SO <sub>4</sub> -Cl (左) 及SO <sub>4</sub> -Ca (右) 計算各端源流量貢獻圖	60
圖 4.23 有勝溪採樣點以SO <sub>4</sub> -Cl (左) 及SO <sub>4</sub> -Ca (右) 計算各端源流量貢獻圖	60
圖 5.1 桃山西溪 (C7) 水溫隨時間變化圖.....	61
圖 5.2 桃山北溪 (T1) 水溫隨時間變化圖.....	62
圖 5.3 一號壩 (C4) 水溫隨時間變化圖.....	62
圖 5.4 高山溪 (K1) 水溫隨時間變化圖.....	63
圖 5.5 迎賓橋 (C1) 水溫隨時間變化圖.....	63
圖 5.6 有勝溪 (Y1) 水溫隨時間變化圖.....	64
圖 5.7 司界蘭溪上游 (S3) 水溫隨時間變化圖.....	64
圖 5.8 司界蘭溪下游 (S1) 水溫隨時間變化圖.....	65
圖 5.9 四季朗吊橋 (C0) 水溫隨時間變化圖.....	65
圖 5.10 桃山西溪氣溫隨時間變化圖.....	66
圖 5.11 繁殖場氣溫隨時間變化圖.....	66
圖 5.12 四季朗吊橋氣溫隨時間變化圖.....	67
圖 5.13 水溫之空間變異圖.....	67
圖 5.14 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 水溫之時間序列.....	68
圖 5.15 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 於十二月份河段受光百分比隨時間變 化之情形.....	69
圖 5.16 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 於六月份河段受光百分比隨時間變 化之情形.....	69
圖 5.17 桃山西溪 (C7) 與北溪 (T1) 於 (a) 冬天 (十二月); 及 (b) 夏天 (六 月) 水溫變化圖.....	70
圖 5.18 水溫模式模擬一號壩水溫之結果, 以 2007/7/12 為例.....	71
圖 5.19 能量與水溫隨時間之變化圖, 以 2007/7/12 為例.....	71
圖 5.20 加入植栽遮蔽效應後及僅考慮地形遮蔽影響之水溫模式模擬高山溪之水 溫.....	72
圖 5.21 七家灣溪每個河川網格具有之天然地形屏障.....	73
圖 5.22 太陽在夏至、春/秋分、冬至當日之軌跡與地形遮蔽之關係 (以編號 70 的河川網格點為例).....	74
圖 5.23 不同季節植栽策略對於七家灣溪每日最高溫的平均降溫效果.....	76
圖 5.24 植栽策略對於沿七家灣溪河段每日最高溫之影響.....	78
圖 5.25 上游植栽角度達 90 度時對夏季造成的降溫效果.....	79
圖 5.26 七家灣河流域內實際量測之 (a) 濕度、(b) 風速、(c) 氣溫、(d) 流量	

（含推估之基流量）及日照輻射、及（e）一號壩與三號壩之水溫.....	80
圖 5.27 未修正前水溫模式模擬一號壩水溫之結果.....	81
圖 5.28 加入太陽輻射修正後模擬一號壩水溫之結果.....	82
圖 5.29 同時考慮雲遮蔽及逕流匯入後模擬一號壩水溫之結果.....	83
圖 5.30 觀測水溫與氣溫之關係圖.....	84
圖 5.31 以實際資料測試太陽輻射及逕流匯入對於瞬時水溫變化之影響.....	84
圖 5.32 （a）在基流期間，雲遮蔽對於模擬水溫之影響；（b）在逕流發生期間，逕流匯入對於模擬水溫之影響.....	85
圖 5.33 模擬及觀測連續七日平均水溫之時序圖.....	86



## 表目錄

表 3.1 流域內各測站資訊一覽表.....	12
表 3.2 各水質採樣點所圍子集水區內之土地利用所佔百分比.....	26
表 4.1 2006.12 月到 2009.10 月採集水質樣本之統計值。表格內數據表示濃度之平均值±標準偏差，括號內則為樣本數目。.....	31
表 4.1 (續) .....	32
表 4.1 (續) .....	33
表 4.3 2007 年於高山溪 (K1)、七家灣溪 (C2) 及有勝溪 (Y1) 集水區內 NO <sub>3</sub> 及 PO <sub>4</sub> 濃度在平日與颱風期間平均濃度之變化，及 NO <sub>3</sub> -N 與 PO <sub>4</sub> -P 之產出量與颱風對全年產出量之貢獻.....	48
表 4.4 各測站觀測日 NO <sub>3</sub> -N 輸出量與日流量之關係及觀測與推估 NO <sub>3</sub> -N 之年產出量.....	51
表 4.5 各種土地利用之 NO <sub>3</sub> -N 產出量 .....	51
表 4.6 各測站觀測日 PO <sub>4</sub> -P 輸出量與日流量之關係及觀測與推估 PO <sub>4</sub> -P 之年產出量.....	54
表 4.7 各種土地利用之 PO <sub>4</sub> -P 產出量.....	54
表 4.8 將 inactive vegetation 取代 active vegetation 推估子集水區年平均 NO <sub>3</sub> -N 及 PO <sub>4</sub> -P 之輸出量及其削減百分比.....	57
表 4.9 高山溪 (K1) 及有勝溪 (Y1) 水質端源濃度及各端源對柯羅沙颱風事件之流量貢獻百分比.....	59
表 5.1 在夏至、春/秋分、冬至當日，太陽軌跡運行至每個方位 (Zone II ~ Zone VII) 時之高度角 ( $\beta$ )，及沿著七家灣溪在各個方位上平均之地形遮蔽仰角..	74
表 5.2 各種植栽情境下，七家灣溪三號壩至一號壩間，平均每個河川網格每日最高溫之降幅.....	77
表 5.3 各種植栽情境下，七家灣溪三號壩至一號壩間，所有河川網格中，每日最高溫之最大降幅.....	77

## 中文摘要

櫻花鉤吻鮭（學名 *Oncorhynchus masou formosanus*）是台灣本島之自然資產，更是世界重要的生態資產，七家灣溪是櫻花鉤吻鮭重要的棲地，但其棲地範圍受到人為活動的影響而逐漸縮減，引發我們對於水溫及非點污染在集水區內空間及時間的分佈的高度興趣，因唯有透過深入瞭解水溫及非點源污染在集水區內的傳輸機制，才能有效管理土地利用及維護國寶魚生存之棲地環境。

透過高時間頻率及高空間解析度之水質監測，研究中發現集水區內  $\text{NO}_3$  與  $\text{PO}_4$  濃度變化仍與子集水區內過去的農業活動密切相關，儘管部分耕地已經回收進行復育，但廢耕蔬菜園之  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  產出量，仍分別高達  $356.57 \text{ kg-N/ha/yr}$  及  $4.21 \text{ kg-P/ha/yr}$ ，雖然顯著低於現有蔬菜園之產出量（分別為  $2698.1 \text{ kg-N/ha/yr}$  及  $5.38 \text{ kg-P/ha/yr}$ ），但均高於現有果園產出量（ $124.16 \text{ kg-N/ha/yr}$  及  $1.19 \text{ kg-P/ha/yr}$ ），可見過去農業行為對土地殘存之影響，進一步將現存蔬菜園廢耕將有效降低各子集水區年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量分別達  $58.7\% \sim 80.9\%$  及  $2.6\% \sim 15.1\%$ ；以集水區內元素輸出的時間而言， $\text{NO}_3\text{-N}$  主要隨著一般降雨逕流事件流出集水區，不若  $\text{PO}_4\text{-P}$  主要附著在懸浮顆粒上，並集中在颱風事件輸出集水區；而污染傳輸路徑之研究結果顯示，暴雨期間地表逕流提供超過總流量之  $50\%$  為主要河川物質來源，其次為地表下逕流及地下水，但平時仍以地下水為主，地表下逕流為輔，但需要更多的現地觀測資料來輔助目前的研究成果。

在水溫研究方面，透過連續監測之溫度紀錄並配合模式之計算，發現河川走向與兩岸植栽影響河川水溫之物理特性，進一步提供了七家灣溪河岸植栽可考量的優先順序，其中以上游植栽能獲得最好之日最高溫平均降溫效率，在上游達到完全庇蔭的情況下，將為櫻花鉤吻鮭在夏季多創造出至少 1 公里之適合棲地；研究中並精進過去所發展之水溫模式，加入雲遮蔽與逕流匯入之影響，突破以往水溫模式使用上受到天氣條件之限制，結果顯示此模式可以合理模擬連續水溫，將可有效做為評估短期氣候變異對於櫻花鉤吻鮭棲地影響之評估工具，而雲遮蔽對於水溫影響遠大於側流匯入之分析結果，亦呼應了以河岸植栽策略控制水溫之可行性。

建議櫻花鉤吻鮭所在之七家灣溪流域應持續進行水質監測，將可釐清農耕地回收所產生之後續效應，並做為台灣其他山坡地經營管理的借鏡與典範；而水溫



為影響國寶魚之關鍵性因子，持續監測與尋求有效降低水溫的方法可及早因應全球暖化對國寶魚的衝擊。本研究之成果，將可提供有關單位做為集水區管理方式之參考依據以減緩氣候變遷及土地利用改變所造成之棲地衝擊。

關鍵字：非點源污染、污染傳輸、水溫、植栽策略、櫻花鉤吻鮭



## Abstract

Formosan Landlocked Salmon (*Oncorhynchus masou formosanus*), an endangered species that can be only found in Chichiwan Creek in Taiwan, is not only the natural asset for Taiwan but also for the world. The decreasing habitat due to human activities motivates us to understand the temporal and spatial distribution of water quality and stream temperature in this watershed. The investigation and understanding on the mechanism of water quality and stream temperature changes within the watershed will help the managers to efficiently restore the habitat.

Through the intensive investigation on water samples in temporal and spatial aspects, it was found that the expropriated vegetable farms (inactive vegetation) still contributed lots of  $\text{NO}_3\text{-N}$  and  $\text{PO}_4\text{-P}$  to the stream. Even if the expropriated farms has stopped growing vegetable for 2~3 years, the annual  $\text{NO}_3\text{-N}$  and  $\text{PO}_4\text{-P}$  yield from the inactive vegetation were still as high as 356.57 kg-N/ha/yr and 4.21 kg-P/ha/yr, respectively. Although the yields were much lower than those from the current vegetable farms (2698.1 kg-N/ha/yr and 5.38 kg-P/ha/yr), they were still higher than the yields from the current orchard (124.16 kg-N/ha/yr and 1.19 kg-P/ha/yr) indicating the consequences of fertilization in the past. If all the rest vegetable farms were expropriated, the reduction of annual  $\text{NO}_3\text{-N}$  and  $\text{PO}_4\text{-P}$  export among all the subwatersheds would reach 58.7%~80.9% and 2.6%~15.1%, respectively. Most of the  $\text{NO}_3\text{-N}$  was leached out via the light and moderate rainfall events. It is not like  $\text{PO}_4\text{-P}$  that often attached to the surface of eroded sediment was flushed out in the very short time span, i.e. typhoon events. According to the results of flow pathway, it was found that when typhoon invaded, surface runoff contributed more than 50% streamflow and then subsurface runoff and groundwater. Except storm events, groundwater discharge was the primary contributor then subsurface runoff. However, we still need more field observations to validate our conclusion on flow pathway.

For study on stream temperature, it was found that the orientation of river and riparian canopy would affect stream temperature. Hence, several planting strategies along Chichiawan Creek have been evaluated. Upstream planting having the best performance on reducing daily maximum stream temperature was strongly recommended. If the riparian canopy in the upstream could create shades on the entire stream surface at any time, more than 1 km suitable habitat would be created for

Formosan Landlocked Salmon. To improve the stream temperature model, cloud effect and surface/subsurface runoff input has been incorporated into the model making it capable of continuously simulating stream temperature for both rainy and shine days. The well-validated model can be applied to evaluate the impacts of short-term weather variabilities on stream temperature. The finding, the effect of cloud is more significant than surface/subsurface runoff input, support the idea of riparian planting which can diminish solar radiation.

To keep monitoring water quality in Chichiawan Creek is essential to understand the consequent effects of farm land expropriation. The Chichiawan watershed can be an ideal example demonstrating the effects of land use changes on water quality. Stream temperature is one of the most critical environmental factors for Formosan Landlocked Salmon. To keep monitoring and looking for alternatives to reduce stream temperature is the most critical issue, particularly important because of stress from global warming. The results of this research can be a reference for the associated authorities to manage the watersheds to mitigate the impacts on aquatic habitat resulting from climate changes and land use alterations.

Keywords: Non-point Source Pollution, Pollutant Transport, Stream Temperature, Riparian Planting Strategy, Formosan Landlocked Salmon.

# 第一章 前言

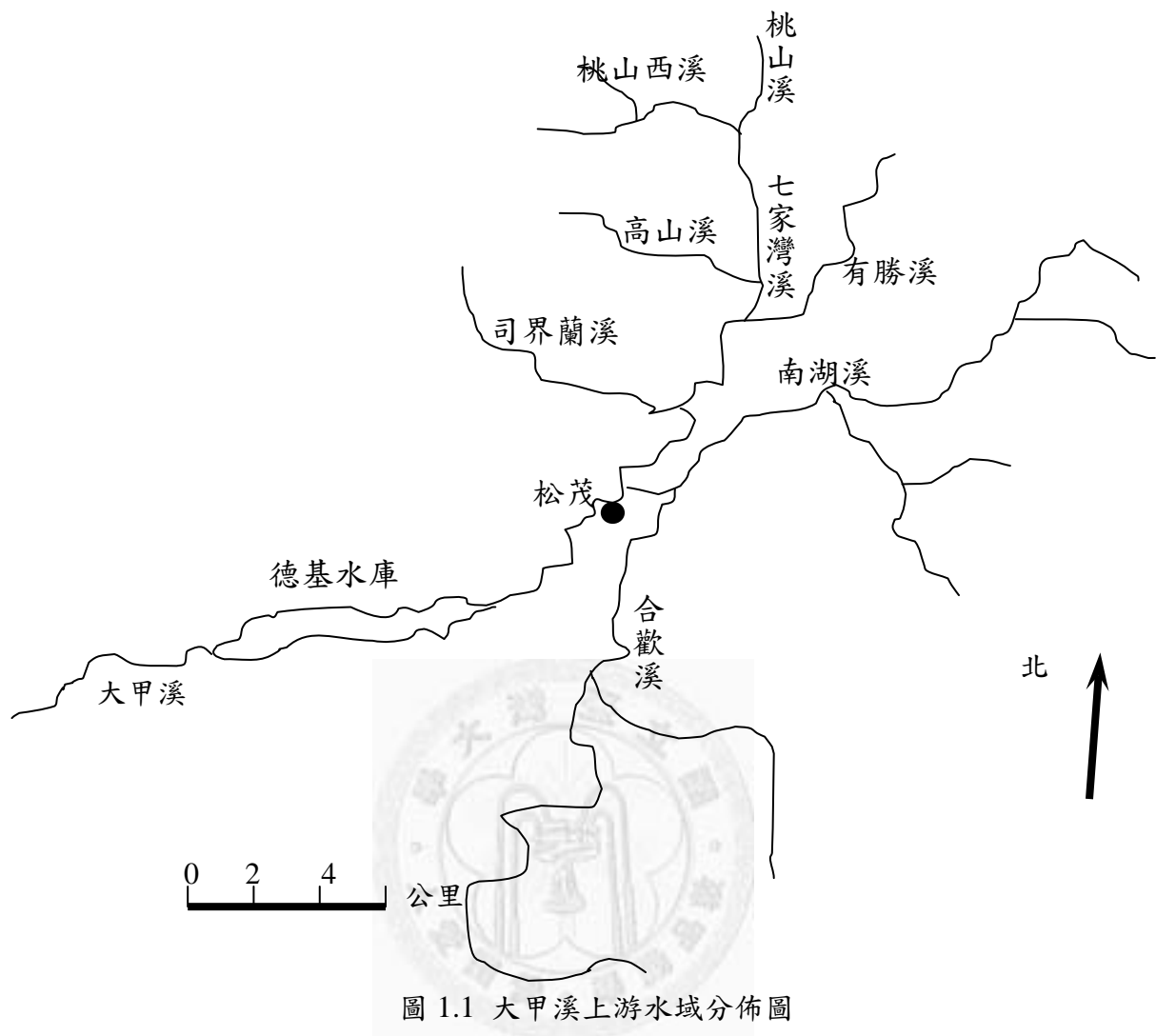
## 1.1 緣起

櫻花鈎吻鮭(學名 *Oncorhynchus masou formosanus*)不僅是台灣本島之自然資產,更是世界重要的生態資產。這種鮭鱒魚類原屬於太平洋洄游性魚類,具有溯河洄游的生活形態,可能在冰河時期遭遇板塊運動和河川變遷,而被環境隔絕在大甲溪高山溪流中,成為陸封型的魚種。這種陸封型的鮭鱒魚類,也只曾經在日本、韓國及大陸東北地區發現過,而台灣是全球鮭鱒魚分佈地區中緯度最低的。

櫻花鈎吻鮭屬於太平洋鮭屬之魚種,分佈於北半球寒溫帶水域中,且具有沿著陸地溯流而上,在產卵孵化後,幼魚會游回海洋中生長的生活形態(汪靜明,1994)。牠們約在百萬年前,從日本海前移至東海和黃海,由於經歷環境變遷,導致大部分的鮭魚死亡及退回北方,只有少部分鮭魚,因冰河時期河川變動而被隔離在陸地山區的溪流中(汪靜明,1994)。據此,櫻花鈎吻鮭的存在,是地球環境變遷的見證。而櫻花鈎吻鮭不但出現在亞熱帶的台灣,更因為長期封閉在高山溪流裡,而完全喪失了洄游的本能,所以櫻花鈎吻鮭以其地理分佈之獨特性及陸封特性聞名於世。現今,由於棲地環境的變異,在台灣生存了七、八十萬年的櫻花鈎吻鮭面臨絕種的危機,所以如何讓這在自然歷史及生態上具有意義的櫻花鈎吻鮭繼續繁衍下去是十分重要之議題。

## 1.2 研究背景

櫻花鈎吻鮭在日據時代,廣布於大甲溪上游的合歡溪、南湖溪、司界蘭溪、七家灣溪、武陵溪及有勝溪等支流,但是到了民國四十年至七十年代,就僅在司界蘭溪、七家灣溪及武陵溪(今高山溪)發現有鮭魚的蹤跡,進入八十年代,依據林曜松教授及汪靜明教授的調查報告指出,目前櫻花鈎吻鮭分布僅限於雪壩國家公園武陵地區的高山溪(舊稱武陵溪)下游、七家灣溪主流及其上游桃山西溪(又名無名溪)(汪靜明,1994)。造成棲地縮減的原因,主要被認為是人為造成的棲地型態改變及水質惡化。大甲溪上游水域分佈圖可由圖 1.1 來表示。



早在中橫公路尚未通車之前，大甲溪上游是台灣原住民泰雅族的原鄉，台中縣和平鄉的環山、松茂、梨山、佳陽等部落的居民都過著自耕農自給自足的生活型態。中橫公路支線在民國四十七年通車後，陸續有人移居到武陵地區從事森林作業與農墾活動，名為「台灣榮民農墾服務所」的墾荒隊伍，即開始在這個地區設立「武陵農墾區」。民國五十二年春天，當時的國軍退除役官兵輔導委員會主任故總統 蔣經國 先生，不畏艱難，翻山越嶺，親自實地勘察，將原屬榮民農墾處的武陵墾區，於當年五月十日正式命名為「武陵農場」，並由 林德錡 先生擔任第一任場長。

農場成立初期以安置國軍退除役官兵從事農業生產為主，開發東西橫貫公路沿線之山地農業資源，並成為輔導會所屬山地農場之一。近年來為因應時代潮流與任務，及配合政府推動發展觀光產業、國土保育政策，乃自民國 79 年起分 2 期

發展 12 年觀光轉型計畫，期以農業與觀光發展相輔相成，以有限資源，在榮民照顧、榮民安置、產業經營、觀光旅遊發展和環境保護方面兼籌並顧，以確保資源永續利用，促其達到產業永續經營之目標。(以上文字摘自武陵農場網頁 [http://www.wuling-farm.com.tw/about\\_01.html?PHPSESSID=600d829a29e105081149e09279981983](http://www.wuling-farm.com.tw/about_01.html?PHPSESSID=600d829a29e105081149e09279981983))。

由於台灣櫻花鉤吻鮭棲息地七家灣溪位於武陵遊憩區，沿途流經武陵山莊、武陵農場、武陵行政中心及武陵遊憩區，因此整個武陵地區各種人為活動皆影響著七家灣溪。其中最主要的就是水域優養化的威脅，與七家灣溪匯流之有勝溪因其下游有高冷蔬菜農場，承接了農場大量施用肥料而流進的營養鹽，因此優養化的現象十分嚴重，整個水域佈滿了絲狀附生藻(林幸助，2003)。根據相關的研究針對水中附生藻類進行營養鹽添加實驗(林幸助，2003；簡麗鳳，2004)發現，七家灣溪流域的水質由於季節性氣候的差異，再加上人為(農業)非點源污染的干擾，導致七家灣溪流域水質在時間及空間分佈上有很大的變異。藉由計算各集水區各種元素的通量，將有助於瞭解各元素在集水區內傳輸的情形，進一步管理集水區內污染來源。

除水質之外，一般咸信水溫亦是影響櫻花鉤吻鮭生存的重要環境因子，且為櫻花鉤吻鮭此種冷水性鮭魚對環境最基本的要求條件。櫻花鉤吻鮭生活水域的水溫介於 9~17°C 之間，到了繁殖、孵化期間水溫更需降低至 12°C 以下(曾晴賢，1999)。由於大部分的水生動物對水溫的要求很高，所以河川的水溫在生態的研究中，一直扮演著重要的角色。一般而言，溪流水溫由上游往下游遞增，根據調查報告顯示，七家灣溪在民國 74 年至 86 年間，其溪流平均溫度之 12°C 等值線往上游退縮約 1.56 公里(楊正雄，1997)，嚴重影響河川生物之棲地分布，因此探討水溫之變動情形，成了延續魚類生命相當重要的課題。

### 1.3 研究目的

櫻花鉤吻鮭活動棲地範圍的削減，正好與武陵農場發展的時間相吻合，似乎間接說明了人為活動入侵櫻花鉤吻鮭存在之集水區對其族群造成之影響，土地利用改變所造成的水質變化已經在持續多年的水質觀測中看出影響的事實，但對於土地利用與水質改變兩者關係間的量化研究卻很少見，本研究之目的即是希望在

密集水質觀測的輔助下，分析  $\text{NO}_3$  及  $\text{PO}_4$  在集水區空間及時間尺度上之變化趨勢，藉以瞭解非點源污染之傳輸機制，將可作為日後發展非點源污染模擬模式之基礎；研究中並量化不同土地利用對於水質之影響程度，量化農地回收之成效，將可作為土地經營管理之參考依據。

在水溫研究方面，則是希望利用過去發展之水溫模式 (Tung et al., 2006 ; 2007)，配合現地觀測上所獲得的經驗，評估在七家灣溪沿岸執行不同植栽策略可能獲得的降溫效果，在氣候變遷氣溫不斷升高及尚未找到其他適合櫻花鉤吻鮭域外棲地的雙重壓力下，七家灣溪棲地的保育工作成了當前最重要的研究課題，本研究植栽策略的模擬結果將可提供有關單位作為復育棲地的重要參考依據。此外，過去所發展之水溫模式僅能應用於模擬晴空時之水溫，研究中進一步納入雲遮蔽及逕流匯入之影響修正水溫模式以應用於連續水溫模擬，將可作為氣候變遷與季節性氣候變異對棲地造成衝擊之評估工具。

#### 1.4 研究架構

此研究之架構圖可以圖 1.2 表示，透過瞭解水質及水溫在七家灣溪集水區內時空變化之原因，進一步提供如何透過集水區內土地利用之管理改善現況之水質及水溫，包含農地回收對於水質及水溫之影響、植栽策略對於降低水溫之潛在效應，將可有效提供集水區管理者做為土地經營管理之科學依據。

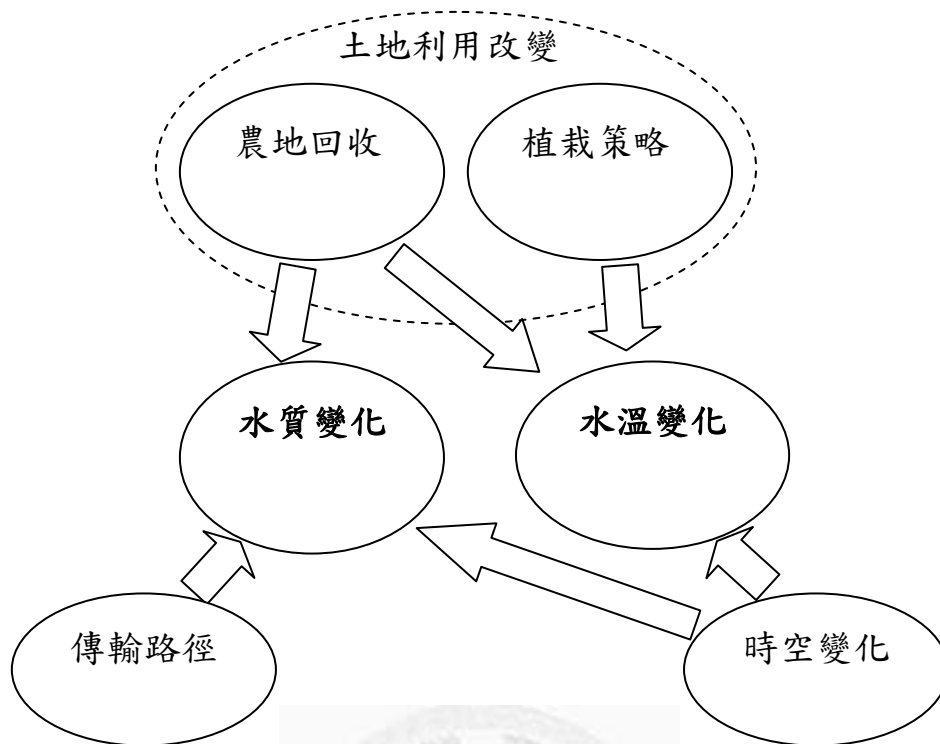


圖 1.2 研究架構圖





## 第二章 文獻回顧

### 2.1 七家灣溪水質現況

由於台灣櫻花鉤吻鮭棲息地七家灣溪位於武陵遊憩區，沿途流經武陵山莊、武陵農場、武陵行政中心及武陵遊憩區，因此整個武陵地區的各種人為活動皆影響著七家灣溪。其中最主要的就是水域優養化的威脅，水域優養化指的是水域生態系營養狀態的升高（林幸助，2001）。近二十年來優養化不管在海水（Harlin，1995）或淡水（Lampert and Sommer，1997）已被認為是全球最普遍且最嚴重之人為污染。主要的原因被公認是人類活動導致氮或磷等營養鹽在單位時間與面積輸入的速率加快所致。優養化對水域的立即影響是植物性浮游生物的大量生長（Lin et al，1996）。在生態的影響層面上，植物性浮游生物的大量增生會導致水中光度的降低，使濁度升高，水中光度降低，再加上水中營養鹽增加會導致附生於沉水性植物葉片上之附生藻類大量生長，使得沉水性水生植物得不到足夠光度進行光合作用而消失。這些沉水性水生植物的消失也將導致以這些植物為食物以及為棲所之其他水生動物的消失（Taylor et al.，1995），進一步可能影響櫻花鉤吻鮭的食物來源。且在非常高優養化的水域可能會造成水域中水層分層現象，導致底層水缺氧。另一個可能則是水中藻類因優養化而光合作用速率快速增加，導致水中 pH 值升高，使得水中高濃度銨（ $\text{NH}_4^+$ ）轉變為對魚類有毒之硝酸氮及亞硝酸氮，水中溶氧降低及毒性物質增加，皆可能造成櫻花鉤吻鮭的大量死亡。因此水域優養化的預防是維護水資源與生態環境保育的當務之急。

與七家灣溪會流之有勝溪因其下游有高冷蔬菜農場，承接了農場大量施用肥料而流進的營養鹽，因此優養化的現象十分嚴重，整個水域佈滿了絲狀附生藻（林幸助，2003）。根據相關的研究針對水中附生藻類進行營養鹽添加實驗（林幸助，2003；簡麗鳳，2004），結果發現冬季七家灣溪上游與高山溪附生藻單位葉綠素 a 生產力在添加了氮鹽後明顯增加，因此推測為氮限制。而七家灣溪下游單位葉綠素 a 生產力於添加磷酸鹽後顯著提高，因此推測為磷限制。有勝溪則不論是添加磷酸鹽或氮鹽，生產力都無明顯變化。夏季時四個測站之附生藻單位葉綠素 a 生產力因水體中營養鹽濃度已提高，因此添加氮鹽及磷酸鹽後皆無昇高的現象，即沒有營養鹽限制之情形發生。由其研究可以發現，七家灣溪流域的水質由於季節性氣候的差異，再加上人為（農業）非點源污染的干擾，導致七家灣溪流域水質

在時間及空間分佈上有很大的變異，藉由密集的水質觀測，將有助於瞭解污染源在集水區內傳輸的情形，並進一步瞭解集水區內污染來源，對於武陵地區溪流生態系模式的架構，以及對武陵遊憩區內之土地經營管理均有極大的助益。

水中含砂量的多寡已經被許多文獻指出觀乎鮭魚的存活率，尤其是在產卵季節，水中含砂量更直接衝擊到魚卵的存活率 (Wu, 2000)。除此之外，營養鹽磷由於吸附性強，大部分均吸附在泥砂顆粒上，常經由大雨所造成的泥砂沖刷伴隨著地表逕流而至河川 (Gelbrecht et al., 2005)，所以大雨過後的不僅所產生的濁度可能對櫻花鉤吻鮭生命產生威脅，隨著泥砂顆粒而帶至河川營養鹽磷將有機會被溶解至水中，成為藻類的營養源，造成水質的惡化。

七家灣溪流域面積僅有 110km<sup>2</sup>，各個支流所在範圍的子集水區人為干擾程度各異，在地質、大氣沈降等各項輸入條件相同情況下，各子集水區人為活動的差異成了唯一的變數，為非點污染研究提供了最佳的研究區域，藉由計算各集水區 NO<sub>3</sub>-N 及 PO<sub>4</sub>-P 通量及與各項環境因子間的關係 (流量等)，將有助於瞭解各元素在集水區內傳輸的情形，做為進一步管理集水區內污染的依據。

## 2.2 非點源污染傳輸機制

非點源污染包含了很多物質，以氮元素為例，過去五十年增加的氮元素輸入量已經引起了大家對於河川生態健康的關注 (Pimentel, 1993)，以美國為例，因為人為活動造成的氮元素輸入量，已經在 1961 至 1997 年間增加了兩倍 (Howarth et al., 2002)，一般來說約有 1/3 的氮輸入量會藉由地表逕流輸出至河川，這大量的氮輸出已經被證實會造成水中藻類的增生，導致水中溶氧不足影響魚類的生存 (National Research Council, 2000)，另外，增加的氮輸入量亦會造成水中的酸化 (Wellington and Driscoll, 2004)。理所當然的，人為土地利用的百分比已經被發現對氮輸出至河川的量有顯著的影響 (Salvia-Castellvi et al., 2005)，由於大部分的氮輸出來自於農業區的肥料施放，氮的輸出量常拿來與該區域農業活動的百分比建立關係，大部分的研究都著重於土地利用改變對於水質平均變化的影響，但是鮮少研究是透過密集的觀測去量化各種不同土地利用對於非點源污染之影響。

過去已經有許多研究藉由水文現象及水中物質濃度去瞭解在集水區尺度底下不同的物質來源及傳輸的機制如何控制物質的輸出 (Ogunkoya and Jenkins, 1993; Cassie et al., 1996; Elsenbeer and Lack, 1996), 這些研究已經進一步去探討人為施放無機酸 (mineral acid) 之傳輸過程 (Schnabel et al., 1993), 陽離子在土層內的交換, 因風化作用而產生的元素釋放 (Johnson et al., 1969), 及土體內有機型式之化學物質的產生等 (Boyer et al., 1996)。

一般在談論水文對非點源污染的影響可用以下三個現象來說明 (河川中流量與物質濃度的關係), 稀釋效應、不受影響、增強效應 (Salmon et al., 2001), 不同的現象隱含著物質來源及傳輸路徑等訊息。一般來說, 稀釋效應發生在當傳送到河川裡的水多於化學物質時, 這種型態的現象往往發生在當集水區內有一穩定的物質輸出源, 其輸出量不隨著水文量的增加而改變, 例如像是深層土壤的風化作用, 是 Si 及 Ca 的重要來源, 假設風化的速度並不會隨著降雨事件而改變, 而水中量測到的濃度將會因為雨水的注入而呈現稀釋的現象; 若是注入河川中的水與化學物質的量相當, 則水中物質濃度將不受影響, 這種現象傾向於河水均來自於雨水的輸入, 且集水區內對於該物質沒有顯著的釋出或是消耗的情形, 嚴格來說這種情形發生的機會應該很少, 因為在水往土裡入滲的過程中, 蒸發會使得物質濃度被濃縮, 使得用深處的物質濃度越高, 因此傳輸的路徑將會影響流入河中的濃度, 另一種可能造成物質濃度不隨流量變化的情況是流入河川的水均經過了土體的緩衝 (離子的交換), 但這僅會發生在當土體內水流的速度慢到可以讓離子交換得以順利完成的情形下; 增強效應則表示水中物質濃度隨著流量的增加而增加, 最常見的增強效應是發生在高流量期間, 當水流充滿整個土體尤其當飽和含水層升高至接近土壤表層時, 增加了水與分佈在整個土層內物質的接觸機會, 使得淋洗出去的物質量大於水量, 而造成增強效應。三種效應可以圖 2.1 來表示。亦有研究者利用流量與物質濃度的關係進行基流分離 (Caissie et al., 1996), 因為每個時間點所量測到的水中物質濃度, 均代表著不同端源水的混合, 在端源水濃度已知且假設端源水不隨時間改變的情形下, 即可透過量測之水中物質濃度得出端源水所含之比例。Poor and McDonnell (2007) 則用了三個不同土地利用的子集水區在颱風期間所觀測之氮濃度變化與流量之關係, 試圖瞭解氮元素的傳輸機制。

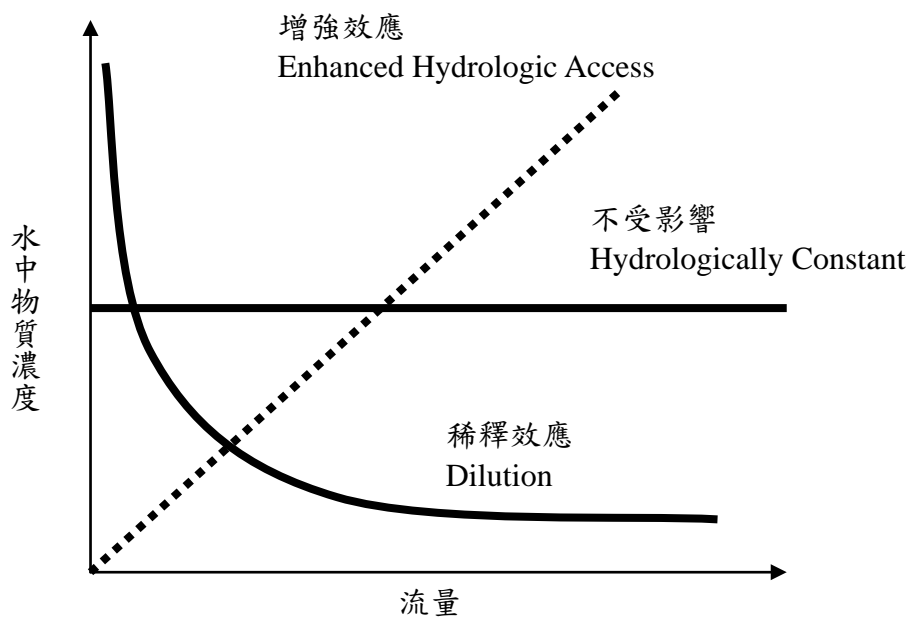


圖 2.1 水中物質濃度隨流量變化之關係圖

過去之研究往往只單純針對於平日水質或是單純針對於暴雨事件進行研究，很少研究擁有長時間密集的水質採樣資料，且同時收集平日及暴雨期間的水質特性，且過去研究通常僅針對單一元素進行討論，很容易因此對於傳輸的機制造成誤解，或是僅看到部分的傳輸機制。因此，本研究結合了密集的水質採樣資料（含平日及颱風事件），且多項的水質量測項目（含有機項、無機項、溶解態、顆粒態共 10 餘種），交叉驗證試圖求出物質在集水區內的傳輸路徑，試圖合理描述集水區內污染傳輸的機制。

### 2.3 七家灣溪水溫模式發展

研究中擬採用的水溫模式是李宗祐（2003）所發展的水溫模式，並曾經應用於模擬七家灣溪一號壩至三號壩水溫，獲得很好的模擬結果，為了考慮河段兩岸高山遮蔽的影響，該模式利用 DTM 數值高程模型建立河川網絡，並進而計算河段上每個網格點受到兩岸高山遮蔽的情形，將河段所接受之能量輸入水溫模擬模式後，得到河川水溫。但以 DTM 為地形基礎所建立之模式卻高估了高山溪之水溫（楊奕岑，2004；Tung et al., 2007），經過現地的調查發現高山溪兩岸庇蔭良好，茂密的樹冠層阻隔了部分的太陽輻射，因此楊奕岑（2004）進一步將兩岸植栽納入模

式之中，並獲得合理的模擬結果，兩岸植栽因此被認為是能用來降低水溫之土地管理方式。

過去有不少研究透過模式的模擬 (Rutherford et al., 1997; Chen et al., 1998a; Watanabe et al., 2005; Tung et al., 2007; DeWalle, 2008; Davies-Colley et al., 2009) 及現地的水溫監測 (Brown and Krygier, 1970; Hewlett and Forston, 1982; Beschta and Taylor, 1988; Broadmeadow and Nisbet, 2004; Rutherford et al., 2004; Gomi et al., 2006; Malcolm et al., 2008) 驗證了透過河岸植栽降低河面接受短波輻射以達到降低河川水溫之效應。像是在澳洲西南邊的小溪流，即透過沿岸 600-900m 茂密植栽所提供之遮蔭，使得下游河段降溫達 4°C 之多 (Rutherford et al., 2004)。Gomi 等學者在 British Columbia 沿海地區為期長達六年的研究當中，發現于上游皆伐區域設置 10m 及 30m 寬的河岸植栽緩衝區，下游在夏季每日最高水溫將因此下降達 2-8°C (Gomi et al., 2006)。但是河岸植栽產生的遮蔽效應因地而易，受到太陽直射角度及河川走向之影響 (DeWalle, 2008)，透過區域性的水溫模擬將可以確保植栽於該區域所發揮之效用。在氣候變遷對於七家灣溪水溫影響的評估報告亦顯示 (李宗祐, 2003; Tung et al., 2006)，研究區域內氣溫的持續升高，七家灣溪一號壩至三號壩間適合櫻花鉤吻鮭生存的棲地將有顯著的縮減，在尚未找到適合域外放流棲地前，現有棲地的維護及改善將為首要任務。研究中因此進一步評估於七家灣溪兩岸執行各種植栽策略可達之降溫效果，建議最適當植栽策略之選擇。



表 3.1 流域內各測站資訊一覽表

測站	武陵計畫編號	測站代碼	所屬流域	水質/頻率	水溫	氣溫/土溫
桃山北溪	#1	T1	七家灣溪	●/月*	●	
桃山西溪	#2	C7	七家灣溪	●/月○	●	●
二號壩	#3	C6	七家灣溪	●/月		
小支流		C5	七家灣溪	◎/月○		
一號壩	#4	C4	七家灣溪	●/月	●	●
繁殖場	#5	C3	七家灣溪	●/月		●
萬壽橋	#6	C2	七家灣溪	●/月○		
迎賓橋	#7	C1	七家灣溪	●/3 天△	●	
四季朗吊橋		C0	大甲溪	◎/3 天	●	●
高山溪	#8	K1	高山溪	●/3 天○	●	
思源二號橋右岸		Y7	有勝溪	◎/月	●	
思源二號橋		Y6	有勝溪	◎/月	●	
張良橋		Y5	有勝溪	◎/月		
馬鮒橋		Y4	有勝溪	◎/月		
鐵橋		Y3	有勝溪	◎/月		
蘭花橋		Y2	有勝溪	◎/月		
有勝溪	#9	Y1	有勝溪	●/3 天○△		
司界蘭溪上游	#10	S3	司界蘭溪	●/月	●	
司界蘭溪中游		S2	司界蘭溪	◎/月		
司界蘭溪下游	#11	S1	司界蘭溪	●/月	●	

◎:新增之水質測站 ●:有量測該項目 ○:颱風採樣 △:流量站

\*:/月表示每個月到現地連續採集兩天樣本

### 3.1.1 颱風採樣

颱風是位於亞熱帶地區台灣不可避免的天然災害，每年颱風造成的損失更是難以估算，尤其是對生態所造成的衝擊，本研究亦在颱風期間針對帕布

(2007/8/7~10)、聖帕 (2007/8/17~21)、及柯羅莎 (2007/10/5~9) 三個颱風進行水質的觀測，探討颱風對於水質之影響。颱風期間除上述量測之水質參數外，並增加 TSM (Total Suspended Matter, 總懸浮顆粒) 之量測，其定義為每公升河水中未能通過 GF/F 0.7mm 孔徑率紙的物質總重。

### 3.2 物質輸出量計算方法

輸出量與濃度所代表的單位體積內所含物質重量的定義不同，輸出量指的是單位時間內物質輸出的總重量，其計算方式為濃度乘上流量稱為物質的通量，每日在河川觀測到的物質濃度乘上日流量則得到該日的物質通量，月的物質通量則可經由累加日的物質通量得到，但礙於時間與人力的限制，物質的濃度往往無法做連續的觀測，所以需要倚賴估算的方式來推求未觀測時間的物質通量，一般在計算物質通量時有三種常用的方法，分別是直接平均法、流量權重法、與率定曲線法，將概述如下。

#### 直接平均法

此法是三種方法中最簡單的一種估算方式，如 (3.1) 式所示：

$$Load = K \frac{\sum_{i=1}^n C_i}{n} \times Q \quad (3.1)$$

其中  $Load$  (kg) 為物質的輸出量； $K$  表轉換因子，將計算的結果轉換成需要的時間長度與單位； $C_i$  (ppm) 為觀測的物質濃度； $n$  為觀測的資料數； $Q$  (cms) 為欲推求期間內之平均流量。若  $Q$  (cms) 代表為月平均流量，則  $K=30(\text{day}) \times 86400 (\text{sec/day}) / 1000 (\text{g/kg})$ 。這個計算方法並沒有將流量對物質濃度的影響考慮在方程式內。

#### 流量權重法

此法則將流量對物質的影響考慮在計算的公式內，其計算方式如 (3.2) 式所示：



$$Load = K \frac{\sum_{i=1}^n C_i Q_i}{\sum_{i=1}^n Q_i} \times Q \quad (3.2)$$

其中  $Q_i$  (cms) 表示採樣時的瞬時流量，不過通常以日平均流量取代之。以日平均流量替代瞬時流量是建立在日平均流量變異不大的假設下，主要應用於非颱風時期之元素輸出量之推求。

### 率定曲線法

此法是假設採樣的物質濃度與採樣時的流量具有冪函數 (power function) 關係，而未採樣天數的物質濃度也將服從此一關係，將日流量代入即得到在此流量條件下推估之物質濃度，其計算方式如 (3.3) 式所示：

$$Load = K \sum_{j=1}^T Q_j C_j = K \sum_{j=1}^T a Q_j^{b+1} \quad (3.3)$$

其中  $Q_j$  (cms) 表示每日平均流量； $C_j$  (ppm) 表示每日推估之物質濃度； $T$  (days) 表示欲計算物質通量的時間長度； $a$  和  $b$  則為冪函數的係數，可由觀測的物質濃度與流量作線性對數回歸後得到，當物質濃度與流量間之對數線性關係越好，則越適用於此法。

根據台灣其他流域的研究經驗 (Lee et al., 2010)，指出流量權重法是在有限的物質濃度資料下較為準確的推估方式，且本研究在各採樣點的採樣頻率為每兩月至少一次，部分測站甚至每三天就採集一次水樣本，使用流量權重法將能大大降低物質輸出量推估的不確定性；而颱風期間之物質輸出量則以率定曲線法較為準確；直接平均法則因為其推估誤差不會隨著樣本數目的增加而減少，因此本研究並未採用。

### 3.3 各土地利用元素產出量之計算方法

研究中為了闡釋各種土地利用對於物質輸出量之影響，參考 PLOAD (EPA, USA, 2001) 模式中模擬非點源污染之方式反推求各種土地利用之物質輸出量。

在 PLOAD 模式中，對於集水區年總非點源污染量之計算方式可以 (3.4) 式表示。

$$L_p = \sum_U (L_{PU} \times A_U) \quad (3.4)$$

此法稱為 Export coefficient method，其中  $L_p$  (lbs) 為年污染輸出量， $L_{PU}$  (lbs/acre/yr) 為第  $U$  種土地利用上之年總非點源污染產出量，此產出量可透過查表方式求得，主要源自於過去調查中對於特定污染源在特定土地利用上之產出量，而  $A_U$  (acres) 則為第  $U$  種土地利用之面積。研究中假設每種土地利用  $\text{NO}_3\text{-N}$  (或  $\text{PO}_4\text{-P}$ ) 的產出量 (kg/ha/yr) 在年時間尺度下為一個定值 ( $k$ )，其與每個水質觀測點的關係可以 (3.5) 式來表示：

$$Load = \sum_{i=1}^n k_i \times A_i \quad (3.5)$$

其中  $Load$  表示採樣點觀測到之年  $\text{NO}_3\text{-N}$  (或  $\text{PO}_4\text{-P}$ ) 輸出量 (kg/yr)，可透過 3.2 節之計算方法求得， $n$  表示採樣點以上所圍集水區中所包含之土地利用數目，而每種土地利用所佔的面積分別為  $A_i$  (ha)。研究中共有 16 個採樣點，將可以建立 16 個相同於 (3.5) 式之方程式，而每個採樣點所含之土地利用最多包含 8 種 (表 3.2)，16 個聯立方程式求解 8 個未知數，這樣的問題設計理當可以找到解析解，但同種土地利用具有相同產出量之假設並不一定真實，在不同集水區內儘管同種土地利用，可能因為農家的施肥習慣及土壤性質而有所差異，為了在求解的過程中納入不確定性的因素，研究中以亂數決定 50,000 組土地利用產出量，一一帶入 16 個聯立方程式中，並將每個計算結果一一與 16 個測站觀測年  $\text{NO}_3\text{-N}$  (或  $\text{PO}_4\text{-P}$ ) 輸出量比較，比較結果以最小均方差 (Root mean square error, RMSE) 表示，RMSE 越小則表示隨機產生之土地利用產出量越能合理模擬集水區出口  $\text{NO}_3\text{-N}$  (或  $\text{PO}_4\text{-P}$ ) 之輸出量。

### 3.4 端源混合方法 (end-member mixing analysis, EMMA)

為瞭解河川中物質可能的來源路徑，研究中利用端源混合的原理，假設河川流量均來自於若干來源 (一般較常假設為地下水、地表逕流、地表下逕流及雨水等來源)，而所夾帶的污染物在河道中充分混合，即我們採樣觀測到的水質濃度。端源混合方法 (end-member mixing analysis, 簡稱 EMMA) 常被用於決定集水區

內各個水流路徑對河川流量之貢獻百分比，其基本假設為各端源在不發生任何化學反應情況下于河道內均勻混合，端源間的水質濃度有顯著之差異，且至少有三個端源才足以包含所有河川中量測之資料 (Hooper et al., 1990)。

圖 4.20 及圖 4.21 具體展現了 EMMA 之執行方式，若確實有上述端源之存在，則所有河水觀測濃度均應該包含在以此三個端源圍繞之三角形內，每個端源對於量測水質之貢獻為其與端源距離之反比，量測水質離某端源越近表示該端源為水或物質之主要來源。河川中水質與端源水質的關係可以 (3.6) 式來表示，其中  $f_i$  表示河川水質來自第  $i$  個端源之百分比， $C_{ji}$  則表示第  $j$  個水質參數在第  $i$  個端源的濃度，而  $C_{jR}$  則表示第  $j$  個水質參數在河川中所觀測到的濃度。因此若在端源濃度已知的情況下 ( $C_{ji}$ )，只要透過求解 (3.6) 式三元一次聯立方程組即可求得流量來自各端源的比例 ( $f_i$ )，也就是污染傳輸路徑的百分比。

$$\begin{aligned} f_1 + f_2 + f_3 &= 1 \\ C_{11} \cdot f_1 + C_{12} \cdot f_2 + C_{13} \cdot f_3 &= C_{1R} \\ C_{21} \cdot f_1 + C_{22} \cdot f_2 + C_{23} \cdot f_3 &= C_{2R} \end{aligned} \quad (3.6)$$

過去研究中 (Mulholland and Hill, 1997; Burns et al., 2001; Katsuyama et al., 2001) 均有完備之端源資料以執行 EMMA，但本研究目前之觀測結果，並無法提供準確端源水質的資訊，研究中並無透過觀測井取得地下水的水質濃度，亦無觀測土壤水及地表逕流的水質，但卻可透過在各種極端氣候時期之河川水質推求端源，例如在連續多日不下雨的情況下，研究中假設此時之河川流量均來自於地下水，此時所量測到的水質濃度則可視為地下水水質濃度，而颱風期間的觀測水質，由於土壤均已飽和，在假設大部分流量均來自於地表逕流的情況下，颱風期間觀測到尖峰流量發生時的水質濃度則可視為地表逕流的端源濃度。為了避免人為決定端源水質造成的不確定性，研究中僅設定各個端源可能發生的範圍 (如圖 4.20 及圖 4.21 方框所示)，利用亂數產生的端源水質，再配合交叉比對不同水質參數的計算結果，得出較高可信度的端源水質及貢獻百分比。研究中以計算暴雨颱風期間之污染路徑為主要目標，其具體作法說明如下：第一、在方框所決定的範圍內，隨機產生三個端源的  $\text{SO}_4$ 、Cl 及 Ca 濃度；第二、利用  $\text{SO}_4$  及 Cl (如圖 4.20 及圖 4.21 左圖) 計算三個端源的貢獻百分比；第三、再利用  $\text{SO}_4$  及 Ca (如圖 4.20 及圖 4.21 右圖) 計算三個端源的貢獻百分比；第四、比較兩組端源貢獻百分比，重複

上述步驟直到找到最接近的兩組端源貢獻百分比，而此時三個端源的濃度假設為最合理之端源濃度。

### 3.5 水溫量測及模擬

在部分水質測站並設有水溫量測計，其架設位置如表 3.1 所示。水溫記錄器乃使用冰島製造之 Staroddi Mini，精確度優於  $0.1^{\circ}\text{C}$ 。氣溫記錄器將使用 Delta-T Devices Ltd 出產之溫度感測元件，精確度優於  $0.1^{\circ}\text{C}$ 。水溫由自動記錄器記錄資料，記錄的頻率為 20 分鐘一筆。研究在部分測站輔以氣溫及土溫的量測，並在鄰近山脊的青葉農場架設簡易氣象站量測氣溫、濕度、風向、風速、短波輻射及降雨量等環境因子，提供水溫模式輸入需要。

研究中應用台灣大學生物環境系統工程學系永續發展實驗室所發展之水溫模式 (Tung et al., 2006; 2007)，在以長時期觀測之水溫資料驗證模式之適用性後，配合過去模式建立及水溫量測之經驗，評估各種沿岸植栽策略對於七家灣溪降溫之效應，關於水溫模式的詳細架構及介紹請參閱李宗祐 (2003) 及楊奕岑 (2004) 之論文，並詳述於附錄 A。

### 3.6 七家灣溪沿岸植栽策略設計

研究中所使用之水溫模式 (李宗祐, 2003; 楊奕岑, 2004; Tung et al., 2006; 2007)，其發展動機為用以評估國寶魚—櫻花鉤吻鮭在極端氣象條件下 (高溫、基流時期) 之棲地環境，因此該模式於設計之始以應用於模擬晴空氣象條件下之時水溫變化，在假設河道為一維明渠且垂直水溫均勻混合條件下之溫度傳遞可以下列方程式 (3.7) 來表示，其中其中  $T$  為河川斷面之平均水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $u$  為水流平均流速 (m/s)， $q$  為側向流補注流量 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )， $T_L$  為側向流的水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $D$  為沿水流方向之傳遞係數 (dispersion coefficient) ( $\text{m}^2/\text{s}$ )， $H_T$  為水體接受之淨熱通量 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $h$  為水深 (m)， $A$  為河道斷面積 ( $\text{m}^2$ )， $C_w$  為水的比熱 ( $\text{J}/\text{kg}^{\circ}\text{C}$ )， $\rho_w$  為水的密度 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )。而水體接受之淨熱通量則如方式式 (3.8) 所示，其中  $R_s$  為太陽短波輻射 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $L_d$  為大氣向下長波輻射 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $L_T$  為周圍環境發射至水體之長波輻射 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $L_u$  為水體向上之長波輻射 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $H_E$ 、 $H_H$ 、 $H_{fc}$  及

$H_B$  則分別為潛熱、可感熱、摩擦熱及河床傳導熱 ( $J \cdot m^2/s$ )。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{q}{A} (T_L - T) + \frac{H_T}{c_w \rho_w h} \quad (3.7)$$

$$H_T = R_s + L_d + L_T - L_u - H_E - H_H + H_{fc} + H_B \quad (3.8)$$

此模式是以 40m 解析度之數值高程模型 (digital elevation model, DEM) 為描述集水區地貌之基礎，經過計算七家灣溪三號壩至一號壩間河段可用 106 個格點表示，而七家灣溪所處之緯度則可用來決定太陽每日運行之軌跡 (包含方位角及高度角)，透過太陽運行位置與周圍地形相對位置之比較，即可精確計算河川上每個網格點接受太陽直射的時間。為了精確反應地形之遮蔽效應，水溫模式中將太陽輻射直射水面的方向依其方位角分為八個方向 (Zone I ~ Zone VIII)，如圖 3.2 所示，根據季節與時間的不同，短波輻射會從八個方向中的任一方向照射水面，而在每個方位上，太陽的高度角 ( $\beta$ )、地形的仰角 ( $\theta_T$ ) 及植栽的仰角 ( $\theta_V$ ) 因此決定了每個河川網格點接受太陽輻射之時間 (如圖 3.3 所示)，當  $\beta < \theta_T$  (Zone C)，河面不受到太陽直射影響；當  $\beta > \theta_T$  且  $\beta > \theta_V$  (Zone A)，則太陽輻射完全直達河面；當  $\theta_T < \beta < \theta_V$  (Zone B) 時，則受植栽阻攔之太陽輻射將根據 Beer's Law 修正計算到達河川表面之輻射能量 (Monteith and Unsworth, 1990; Campbell and Norman, 1998)，如方程式 (3.9) 所示。

$$R_V = R_s \cdot \exp(-k \cdot LAI) \quad (3.9)$$

其中， $R_V$  是到達河面之輻射能量， $R_s$  為樹冠層頂之輻射能量， $k$  為短波輻射的削減係數，而  $LAI$  為樹葉面積指數 (Campbell and Norman, 1998)，其中  $R_V$  及  $LAI$  均可透過儀器直接量測，透過自然對數的轉換，將可以輕易經由迴歸方程式求出削減係數  $k$ 。為了瞭解在七家灣溪兩岸該如何種植樹木才能夠達到河水降溫的成效，研究中作了一些假設的案例，參考楊奕岑 (2004) 在高山溪針對原生及優勢樹種 (*Quercus variabilis* Blume, *Liquidambar formosana* Hance, *Platycarya strobilacea* Sieb. & Zucc., and *Alnus formosana* (Burk.) Makino) 進行之調查，假設七家灣溪兩岸欲種植之樹木亦具有相同之性質。根據其觀測資料，將其于高山溪五個河段量測之平均  $LAI$  與平均兩岸植栽樹冠層的仰角高度繪製如圖 3.4，其關係顯示當植栽越高時有越高之  $LAI$ ，亦即能提供更好的遮蔽效應，舉例來說，當  $\theta_V = 70^\circ$  時則

能產生  $LAI$  值達 2.27，而樹冠層仰角的達成可以透過植栽距離河道中心的距離 ( $L$ ) 及植栽樹冠之高度 ( $H$ ) 的相互配合而得，其中  $\theta_V = \tan^{-1}(H/L)$ ，如圖 3.3 所示；反之， $k$  則與兩岸植栽樹冠層的仰角高度沒有顯著關係，研究中則假設為固定值 0.258，此為於高山溪各河段所量測到之平均值(其量測  $k$  值的變異介於 0.22 及 0.33 之間)。(3.9) 式考量植栽遮蔽效應後之  $R_V$  將取代 (3.8) 式中之  $R_s$  進一步推求水溫。

根據七家灣溪現有的天然屏障，研究中設計了五種不同的植栽策略，分別是蔬果區的恢復植林、上游植栽、下游植栽、東岸植栽及西岸植栽共五種策略，而每種策略包含  $\theta_V = 50^\circ$  及  $70^\circ$  兩種植栽高度，因此研究中共設計了十種情境，評估一年之中各種情境對於每日最高水溫的降溫效果，研究中以每個月 15 日的太陽輻射為例，假設在晴空萬里的天氣條件，模擬不同植栽情境下七家灣溪三號壩到一號壩的水溫，模擬之每個網格每日之最高水溫與現有植栽情形下每個網格的每日最高水溫比較，求得在不同植栽情境下七家灣溪平均最高降溫幅度。

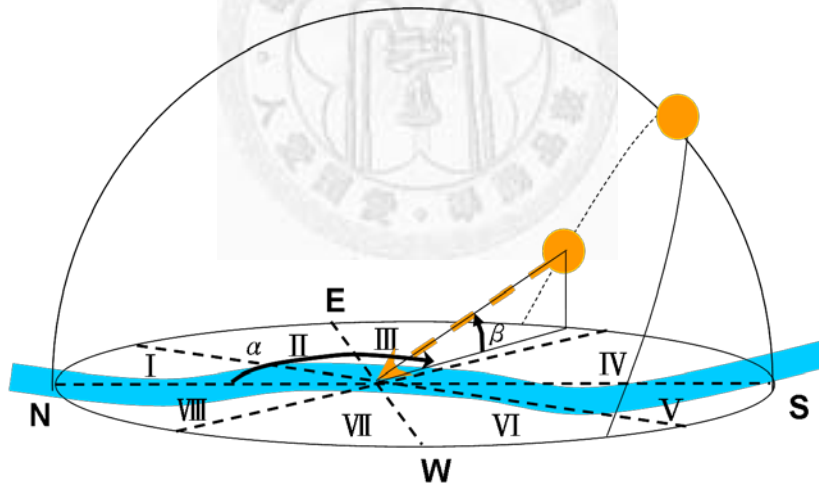


圖 3.2 水溫模式中各河段與太陽位置之關係圖

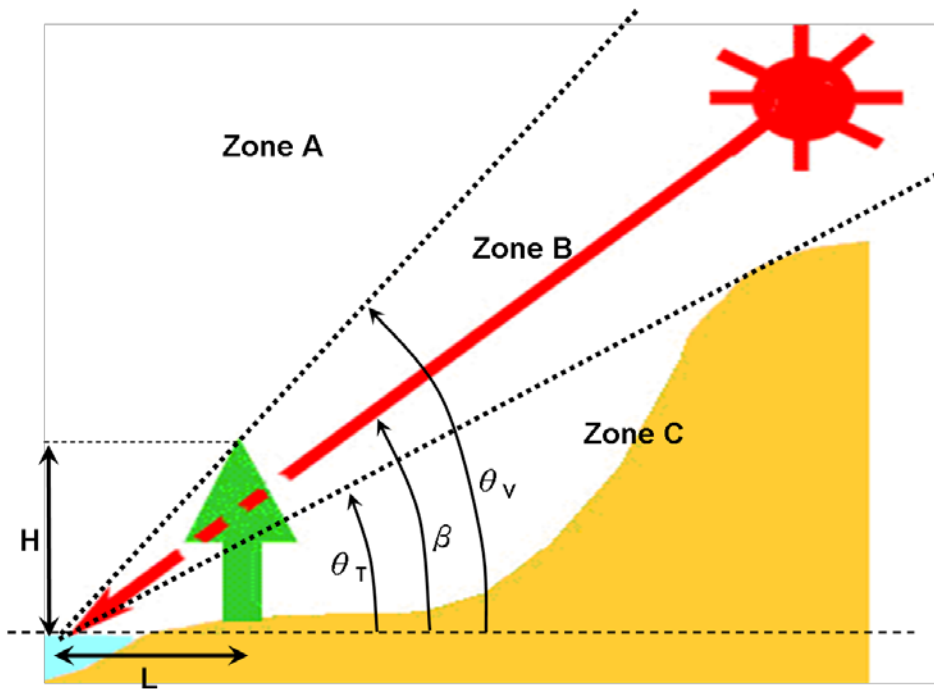


圖 3.3 地形及植栽如何影響河面接受太陽輻射之示意圖

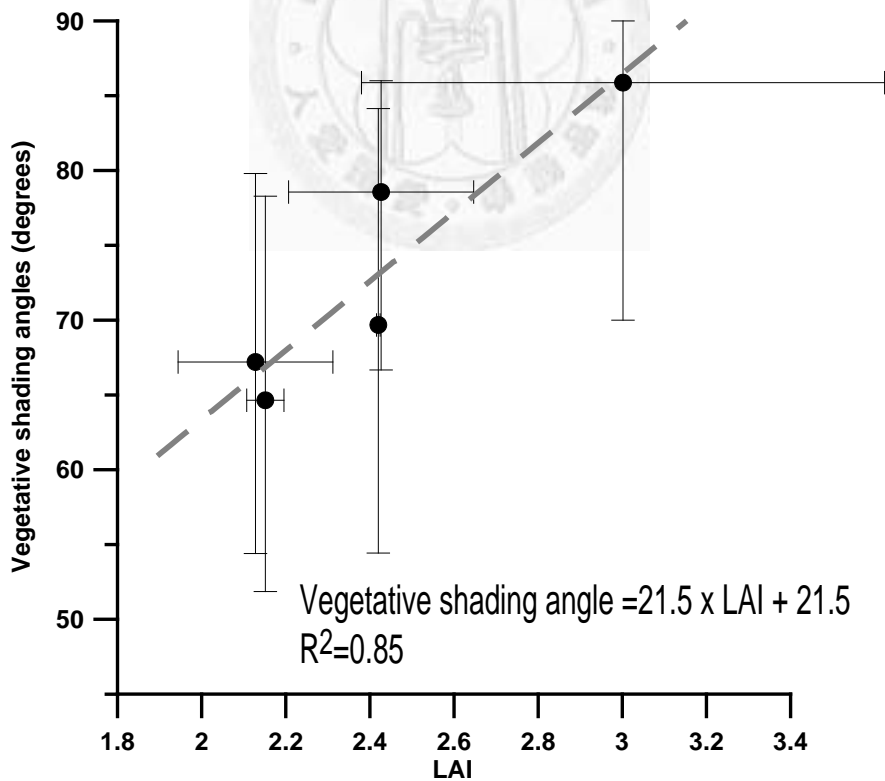


圖 3.4 高山溪河岸 LAI 與植栽樹冠層的仰角高度之關係

### 3.7 修正水溫模式

僅能應用於晴空萬里及基流時期條件下之水溫模式，倘若不能排除模式在天氣條件上之限制，將侷限模式的應用性。除此之外，過去的研究顯示，魚類生存與否並未僅受限於短暫之不適條件，反之，魚類通常擁有數日之忍受能力 (Elliott, 1991; Wehrly et al., 2007)，櫻花鉤吻鮭當然也不例外，雖然目前仍未有專門針對櫻花鉤吻鮭所做的耐受度試驗，但國外對於鮭鱒魚的試驗結果亦提供相同的資訊，無論如何，連續水溫的模擬成了進一步評估水溫對於櫻花鉤吻鮭影響的重要工具。因此本研究開始著手水溫模式的修正，試圖將雲遮蔽及逕流匯入的因素考量至水溫模式中，研究區域的高水溫通常發生在夏天，而夏天又正逢雨季，因此連續的水溫模擬有必要將雲遮蔽及逕流影響納入模式中。

#### 3.7.1 雲遮蔽之影響

太陽輻射的多寡是影響水溫變化的重要因子之一 (Brown, 1969; 1970a; 1970b, Rutherford et al., 1997, Malcolm et al., 2004)，雲遮蔽指數也已經被廣泛應用在水溫模式裡，用以修正到達水面的短波輻射 (Kasten and Czeplak, 1980; Brutsaert, 1982; Brown and Barnwell, 1987; Meier et al., 2003)，模式中指數等於零通常表示無雲，而等於 1 表示天空被雲完全覆蓋，介於 0~1 則代表天空被雲覆蓋的百分比，雲本身可以阻攔太陽輻射的進入 (Rosenberg et al., 1983; Brown and Barnwell, 1987; Meier et al., 2003)，但卻也會發射向下的長波輻射 (Brutsaert, 1982; Oke, 1990; Bogren et al., 2000; Meier et al., 2003; Sridhar et al., 2004)，想要健全水溫模式達到連續模擬的目的，勢必得在模式中加入雲遮蔽的效應，不幸的是在研究區域內並無量測雲遮蔽之資料，但研究中卻發現日最大溫差與日平均太陽輻射的良好關係或許可以提供做為雲遮蔽的另外一個指標。研究中將近兩年來每日最高氣溫、每日最低氣溫及每日最大溫差分別與日平均太陽輻射做圖 (如圖 3.5 (a) ~ (c) 所示)，在圖 3.5 (a) 中日最高溫與太陽輻射的多寡成正相關，毫無疑問地橫軸越大、雲量越少、有較多的太陽輻射進入地球表面，則日最高溫也就越大；到了夜晚，雲則有相反的作用，太多的雲將阻攔地表發射之長波輻射進入外太空，而使得地表保持在較溫暖的溫度，如圖 3.5 (b) 中日最低溫隨著雲量的減少而有升高的趨勢所示，其趨勢不若日最高溫那樣明顯，是因為夜晚雲的



作用跟長波輻射較為相關而非圖中橫軸所表示之短波。圖 3.5 中的橫軸事實上同時表示了雲遮蔽及季節性對於短波輻射的影響，較大的橫軸同時可能表示了較少的雲遮蔽或是接近夏天，圖 3.5 (c) 則顯示了不管在一年的什麼時間內，日最大溫差均與日平均輻射量呈正相關，日溫差因此被本研究用來表示雲遮蔽量，推估當日日短波輻射的消減，其另一優點是，日溫差為每日氣象報導之必要資料，將有利於模式取得資料，推估未來幾天、短期之水溫情形。

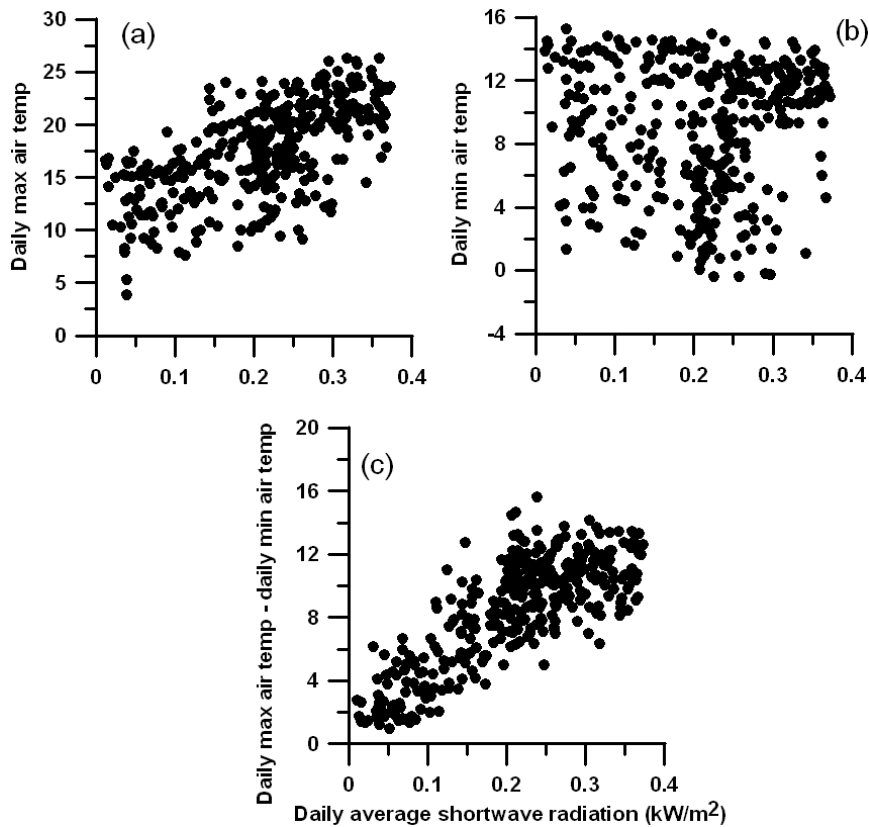


圖 3.5 (a) 日最高溫；(b) 日最低溫；及 (c) 日最大溫差與日平均短波輻射之關係

研究中假設日溫差可以用來表示該日的天氣狀態（晴空或是多雲），並進一步用以修正短波輻射，其修正方式如下所示。

$$K_i = \frac{\Delta T_{i,obs}}{\Delta T_{i,max}} = \frac{MaxT_{i,obs} - MinT_{i,obs}}{AveR_{si} \cdot k} \quad (3.10)$$

其中  $K_i$  表示在第  $i$  天時的雲遮蔽影響因子； $\Delta T_{i,obs}$  ( $^{\circ}C$ ) 表示觀測的日溫差（日最高溫 ( $MaxT$ ) 與日最低溫 ( $MinT$ ) 之差值)； $\Delta T_{i,max}$  則表示潛在的日最高溫差，也

就是在未受雲遮蔽影響下的最高溫差，由未受雲遮蔽影響下的短波輻射推求； $AveR_{si}$  (J/m<sup>2</sup>s) 即是未受雲遮蔽影響下的日平均太陽輻射，由模式內計算而得； $k$  (°C-m<sup>2</sup>s/J) 則是一個轉換係數，將計算之日平均短波，轉換成為潛在之最大溫差，研究中假設此一係數不隨時間而改變，並透過檢定的方式獲得。在得到適當之  $k$  值後，代入  $K_i$  至模式中每一模擬時間去修正即時的短波輻射及計算河川淨熱通量 (方程式 (3.11))，並代入方程式 (3.7) 模擬水溫。

$$H_T = K_i \cdot R_s + L_d + L_T - L_u - H_E - H_H + H_{fc} + H_B \quad (3.11)$$

其中  $K_i$  在當日內假設不變。而雲遮蔽對於長波輻射的影響則隱含在向下長波輻射 ( $L_d$ ) 的計算，因為長波輻射的計算採用實測之氣溫，而此氣溫將反應雲遮蔽對於夜間增溫之影響。

### 3.7.2 逕流匯入之影響

逕流的匯入亦會影響河川的熱交換 (Younus et al., 2000; Westhoff et al., 2007)，連續的水溫模擬將不可忽略此一環節。在過去僅應用於基流時期的水溫模式中，所有的側向流均假設來自於地下水，且其溫度不會隨著時間而改變，終年維持在恆定的溫度 (Tung et al., 2006; 2007)，事實上除了地下水之外，地表或是地表下逕流亦是河川流量的主要來源之一，且其溫度的表現與地下水不同，較易受到周圍環境之影響。首先，必須將逕流從水文歷線中分離出來，本研究採用由美國 Bureau of Reclamation (Wahl and Wahl, 1988; 1995) 所發展之 BFI 方法，其發展的目的是希望將繁瑣的基流分離過程程式化且較容易應用，此方法根據 1980 年由 British Institute of Hydrology 所提出發展而成 (Institute of hydrology, 1980a; 1980b)，雖然此方法不能提供精準的基流及逕流之推估，但已被很多研究證實具有代表性，已經足以提供本研究作為粗窺地表逕流對於水溫影響之評估工具。

此基流分離的方法是將連續流量資料分成每  $N$  天為一期距，並選擇此  $N$  天內最低之流量，所選之最低流量分別與前後  $N$  天之最低流量作比較以選出水文歷線中基流分離之交會點，假如目前的最低流量均低於前後兩時期最低流量之百分之  $f$ ，則此最低流量即為基流分離的轉折點。舉例來說，假設有三個流量值  $Q_0$ 、 $Q_1$  及  $Q_2$ ，分別表示鄰近三個  $N$  天期距內之最低流量，假如  $Q_1 \times f\% \leq Q_0$  且  $Q_1 \times f$

% ≤ Q2，則 Q1 即為轉折點。在實際操作中，f=90 適用在大部分的例子中，而經過初步測試，N=5 天可以用來分離出大部分的地表及地表下逕流 (Wahl and Wahl, 1995)。在此研究中，並未將地表逕流或是地表下逕流分開討論，而是將其視為整體（統稱為逕流）且以側向流的方式流入河川，與地下水補注不同之處是，逕流的溫度變化假設與氣溫變化同步，此假設則基於逕流大部分都由雨水組成，而台灣陡坡的地形使得雨水快速反應於逕流的發生，隨著氣溫變化的逕流被進一步代入水溫模式中，(3.7) 式水溫模式中之側向入流 ( $q_L$ ) 根據其來源，被分為地下水流 ( $q_b$  (m<sup>2</sup>/s)) 及逕流 ( $q_{ss}$  (m<sup>2</sup>/s)) 兩項，如方程式 (3.12) 所示，其中  $T_b$  (°C)、 $T_{ss}$  (°C) 分別表示地下水及逕流的溫度。

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{q_b}{A} (T_b - T) + \frac{q_{ss}}{A} (T_{ss} - T) + \frac{H_T}{c_w \rho_w h} \quad (3.12)$$

### 3.8 研究區域介紹

本研究地區七家灣溪流域位於台灣中部地區，又稱武陵，位於北緯 24°20' 與 24°25' 及東經 121°10' 與 121°20' 之間。流域範圍位於雪壩國家公園的東南隅，是處於由雪山山脈圍繞而成的狹長山谷中，東側為羅葉尾山，北側由桃山、池有山及品田山所組成，西側為雪山，南側由中橫公路宜蘭支線連接馬武壩山，包圍於群山之中。七家灣溪全長約 15.3 公里，集水區面積約 110 平方公里，是大甲溪的主要源流，七家灣溪本身源流自品田山下之無名溪（又名桃山西溪）與由桃山而下之桃山溪，往下游會與高山溪（武陵溪）和有勝溪交會，最後流進德基水庫，如圖 1.1 所示。

七家灣溪流域位於台灣中部西側山區，海拔高度約在 1,720 至 3,325 公尺之間。在氣候分佈上歸屬於台灣副熱帶山地氣候區。全區位於高山地區，終年氣溫平均約在 15.8°C 右，其中一月及七月之平均溫度分別為 4°C 及 23°C。平均年降雨量約為 2462 公釐，而 75% 的降雨量來自於豐水期，其中又以颱風時期的降雨量為大宗。七家灣流量站及有勝溪流量站所量測到的日平均流量分別為 7.94cms 及 2.41cms，而豐水期的平均日流量則分別為 11.8cms 及 4.07cms。

為了詳實瞭解土地利用與水質間的關係，本研究在空間上及時間上均提供高解析度的水質數據，以各測站為集水區出口所圍上游集水區內的土地利用如圖 3.6 及表 3.2 所示。本研究區域內的土地利用狀況包含了天然林 (primary forest)、混交林 (mixed forest)、造林地 (second forest)、草地 (grass)、崩地 (bareland)、果園 (orchard)、蔬菜園 (active vegetation) 及休耕地 (inactive vegetation) 等八種土地利用。近年來雪霸國家公園積極回收農耕地準備植林，以復育武陵地區至最少人為干涉為最終目標，但因危急既有農民之生計造成政府與民間雙方的激烈抗爭，本研究也將特別針對回收農耕地對於水質改善之效用進行評估，以實際數據提供科學上的證明，說明回收耕地對於水質的影響。

在水溫研究上，本研究探討的重點為櫻花鉤吻鮭棲地—七家灣溪一號壩到三號壩間水溫變動情形，此區段為櫻花鉤吻鮭重要活動區域之一，全長約 4.3 公里，河段中原有二號壩阻隔，但因多年洪水的沖刷已經破裂，河道東岸多為陡峭的坡地，西岸則為平緩的階地，開闊的河谷地形讓兩岸植栽發揮不了遮蔽太陽的效應，太陽輻射得以快速加熱河水。在高山溪的研究經驗顯示 (楊奕岑, 2004; Tung et al., 2007) 兩岸植栽將能有效阻攔部分太陽輻射，進而降低水溫，因此本研究將針對現有七家灣溪地形設計不同植栽策略，評估不同植栽策略的降溫效應，做為未來棲地復育的參考。

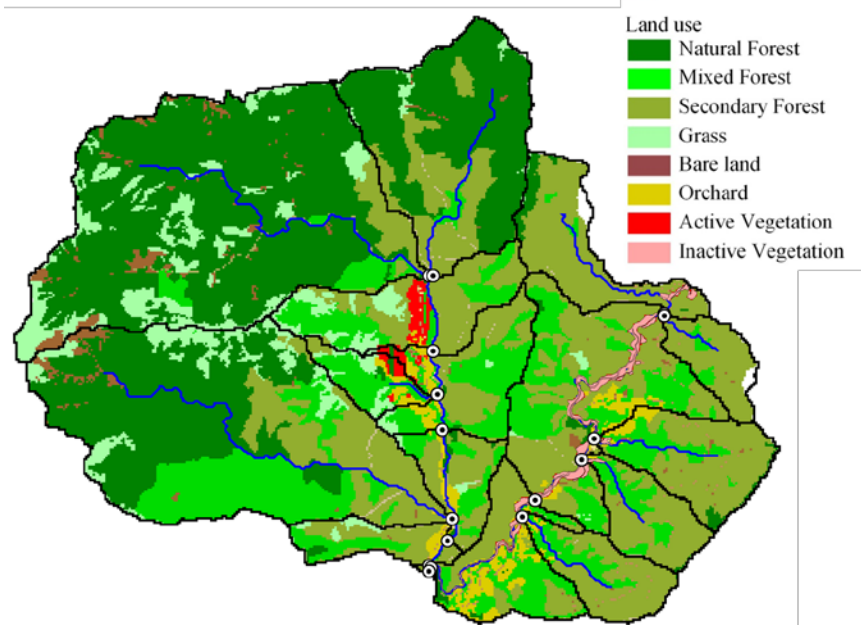


圖 3.6 七家灣溪流流域土地利用及每個採樣點所包含之子集水區

表 3.2 各水質採樣點所圍子集水區內之土地利用所佔百分比

Sit e ID	Natur al forest	Mixe d forest	Secondar y forest	Gras s	Bar e land	Orchar d	Active vegetatio n	Inactive vegetatio n	Total area (km <sup>2</sup> )
Y7	8.9	1.9	85.0	1.5	1.3	0.0	0.0	3.0	4.0
Y6	0.0	10.3	88.5	0.0	0.9	0.0	0.0	0.6	1.9
Y5	4.1	20.4	67.2	0.5	2.2	5.1	0.0	1.4	4.4
Y4	0.9	24.9	71.2	0.8	1.0	0.4	0.0	0.7	2.7
Y3	2.9	21.8	66.4	0.9	1.9	2.9	0.0	4.1	22.7
Y2	0.2	23.1	70.5	1.1	1.8	2.6	0.0	0.1	1.3
Y1	2.6	23.5	62.9	0.8	1.9	5.2	0.0	3.7	30.5
T1	67.8	2.2	26.8	2.7	0.4	0.0	0.0	0.0	11.1
C7	74.6	3.5	4.2	13.7	3.5	0.0	0.0	0.0	25.0
C6	66.9	4.4	15.0	10.1	2.4	0.0	0.7	0.0	37.2
C5	1.1	46.1	9.7	17.2	1.2	11.6	13.1	0.0	1.6
C4	54.9	11.6	17.4	10.7	2.2	1.3	1.3	0.0	47.3
K1	45.8	22.5	19.7	9.6	2.2	0.1	0.0	0.0	20.5
C3	50.7	15.2	19.2	10.1	2.2	1.2	0.9	0.0	58.1
C2	47.4	15.9	21.8	9.7	2.0	1.7	1.0	0.0	72.2
C1	35.7	17.8	32.7	7.4	2.1	2.5	1.4	0.5	104.7

### 3.9 水質/水溫資料收集狀態

本計畫從 2006 年 11 月陸續展開相關資料的採集與量測，主要包括了水質的採樣、水溫計及氣象站的架設。其中水質的採樣狀況如圖 3.7 所示，每個實心三角形表示一次的水質採樣，大的實心三角點則表示颱風採樣，採樣的頻率平均為 3 個小時；而水溫及氣象資料量測的時間則如圖 3.8 所示，圖中不連續的量測（大都是水溫量測）大部分是為了預防颱風期間造成水溫計的損失而提前在颱風到達前將水溫計收起來所致。

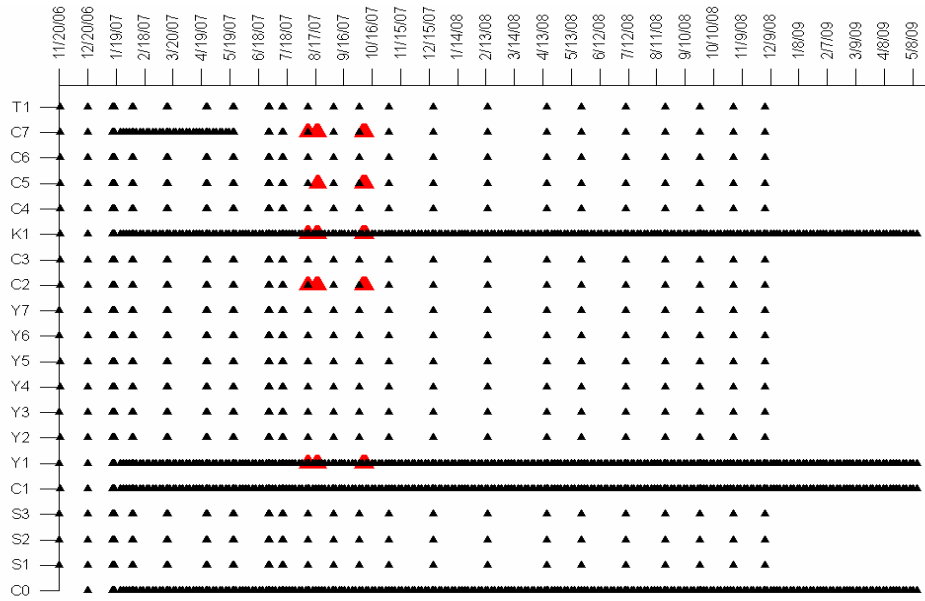


圖 3.7 各測站水質參數量測狀態



圖 3.8 水溫及氣象參數量測狀態

## 第四章 土地利用對水質之影響

### 4.1 土地利用對水質濃度之影響

集水區內物質傳輸的空間分佈可以由導電度在流域內的空間變異大致得到，如圖 4.1 所示，圖中 x 軸由左至右代表七家灣溪從上游到下游依序之採樣點位置，而每個灰框所包圍的範圍表示一主要支流的匯入，整體看來有勝溪是整個武陵地區導電度最高的流域，而又以有勝溪流域內的 Y5、Y4、Y2 三條小支流的導電度最高，使得有勝溪的導電度從上游到下游有顯著的上升趨勢，從 NO<sub>3</sub> 的空間分佈可以看出氮元素在集水區的流動，如圖 4.2 所示，桃山北溪和(T1)和桃山西溪(C7)匯流後，從原先低於 1ppm 的 NO<sub>3</sub> 濃度流經二號壩 (C6) 及一號壩 (C4) 後上升到了 2ppm 及 4ppm，其間有一條濃度高達 60ppm 的小支流匯入，高山溪 (K1) 因其較低濃度的匯入使得繁殖場 (C3) 被些微中和，到了萬壽橋 (C2) 濃度則稍微增高，隨著有勝溪 (Y1) 的匯入，使得國民賓館旁迎賓橋 (C1) 的濃度增加，而四季朗吊橋 (C0) 因為濃度較低的司界蘭溪 (S1) 匯入而稍微降低。司界蘭溪則因為越往下游農業活動越多，使得 NO<sub>3</sub> 濃度明顯增加。有勝溪主流的 NO<sub>3</sub> 濃度越往下游其濃度越高，但是支流的濃度 (Y6、Y5、Y4) 卻來的比主流還低，換言之，所有 NO<sub>3</sub> 的來源都在有勝溪主流兩旁，合理推斷有勝溪大部分的 NO<sub>3</sub> 都是由河岸兩旁注入。各個測站所量測之各個元素濃度的平均值及標準偏差如表 4.1 所示。

圖 4.3 顯著的展示人為活動對水質的影響，縱軸則分別表示計畫期間所有採樣 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 之平均濃度，橫軸表示以採樣點為集水出口所圍之子集水區內蔬果地所佔之百分比，各採樣點所圍集水區內之土地利用如表 3.2 所示，採樣期間 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 之平均濃度分別對現有耕作地 (Active farm) 及政府回收前耕作地 (Active 加上 Inactive) 作圖，結果顯示水質濃度對現有耕作地與政府回收前耕作地間均有相當好之關係，依此結果推論，儘管此近年來武陵地區部分之農耕地已經回收，過去的農耕行為或許還潛在的影響著現今水質狀態。其中介於一號壩 (C4) 及二號壩 (C6) 之間匯入之小山溝 (C5)，其子集水區內蔬果地所佔面積約 13%，NO<sub>3</sub> 之平均濃度更高於 60ppm，繪於圖 4.3 更顯示土地利用增加對水質影響之高度非線性，亦表示適時的回收蔬果地將有助於水質的改善。

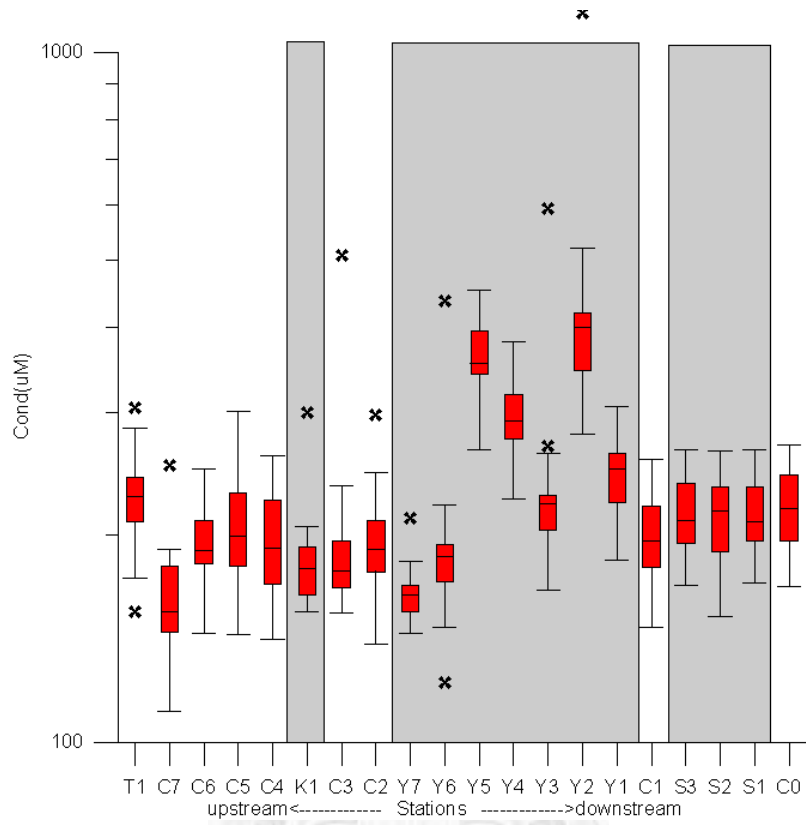


圖 4.1 導電度之空間變異

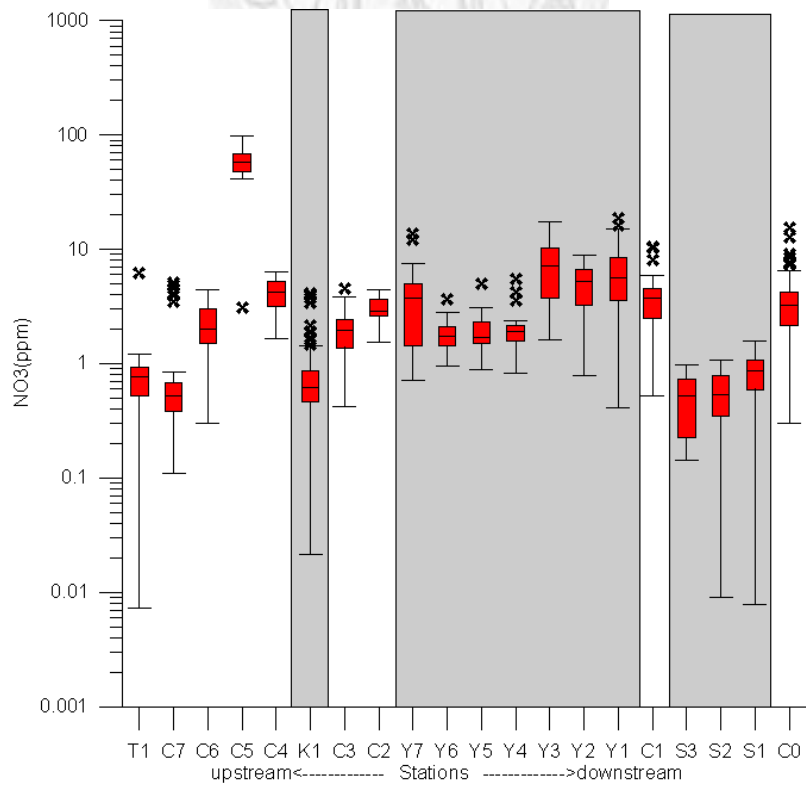


圖 4.2  $\text{NO}_3$  濃度之空間變異



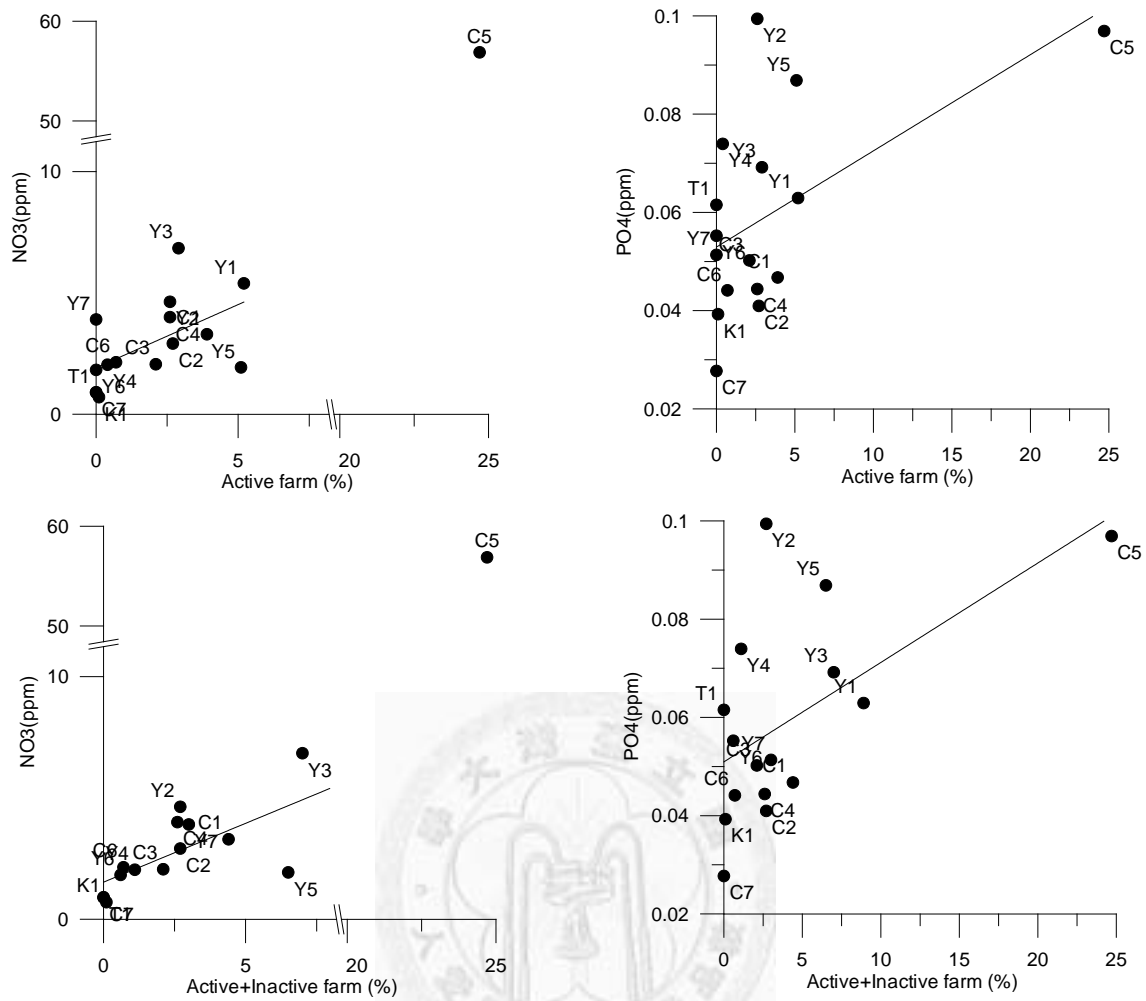


圖 4.3 採樣期間平均 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 與現有耕作地及回收前耕作地之關係

表 4.1 2006.12 月到 2009.10 月採集水質樣本之統計值。表格內數據表示濃度之平均值±標準偏差，括號內則為樣本數目。

測站\水質項目	pH	Cond. (μS)	Temp. C	DOC (μM)	F (ppm)	Cl (ppm)
C0	8.21±0.24 (31)	229.03±32.24 (31)	14.87±3.47 (31)	62.92±38.04 (257)	0.1±0.03 (272)	0.84±0.28 (272)
C1	8.21±0.34 (32)	224.3±94.94 (31)	14.57±3.25 (32)	59.4±38.95 (236)	0.09±0.03 (269)	0.75±0.21 (269)
C2	7.95±0.38 (32)	212.58±72.36 (32)	14.81±3.21 (32)	88.84±56.36 (27)	0.11±0.04 (31)	0.59±0.17 (32)
C3	7.99±0.35 (32)	211.14±92.97 (32)	13.43±2.96 (32)	87.22±55.89 (28)	0.1±0.04 (32)	0.46±0.2 (32)
C4	8.01±0.31 (32)	215.98±82.63 (32)	13.39±2.51 (32)	87.58±63.83 (28)	0.11±0.05 (32)	0.89±0.65 (32)
C5	7.61±0.3 (32)	215.6±59.53 (32)	13.31±2.24 (32)	64.93±26 (28)	0.06±0.01 (32)	10.21±2.96 (32)
C6	7.87±0.29 (32)	207.3±68.3 (32)	12.74±2.34 (32)	80.42±49.99 (28)	0.09±0.04 (32)	0.43±0.21 (32)
C7	7.92±0.28 (31)	168.46±59.08 (31)	11.3±3.08 (30)	70.05±36.07 (63)	0.08±0.04 (66)	0.22±0.24 (67)
Y1	8.62±0.44 (32)	252±33.55 (32)	16.34±3.97 (32)	81.38±52.57 (235)	0.1±0.03 (271)	1.41±0.61 (271)
Y2	8.3±0.41 (32)	426.56±142.23 (32)	13.52±3.46 (32)	188.23±153.4 (28)	0.16±0.04 (31)	1.62±0.56 (31)
Y3	8.24±0.32 (32)	236.96±71.59 (32)	15.26±2.81 (32)	116.92±74.68 (27)	0.13±0.04 (31)	1.21±0.51 (31)
Y4	8.25±0.29 (32)	305.69±46.31 (32)	12.96±3.31 (32)	178.92±143.16 (26)	0.14±0.05 (31)	0.57±0.37 (31)
Y5	8.41±0.28 (32)	373.59±53.43 (32)	13.49±3.33 (32)	188.42±169.34 (28)	0.14±0.03 (32)	0.74±0.24 (32)
Y6	8±0.35 (32)	197.44±51.96 (32)	12.99±2.68 (32)	110.5±75.34 (26)	0.12±0.05 (31)	0.39±0.18 (31)
Y7	7.59±0.29 (31)	163.9±12.8 (31)	13.06±2.53 (31)	76.93±38.49 (26)	0.09±0.04 (31)	0.64±0.29 (31)
Y8	7.06±0.09 (2)	164.1±42.57 (2)	n.a.	29.01±10.28 (2)	0.04±0.01 (2)	0.19±0.07 (2)
K1	7.94±0.34 (32)	192.05±60.17 (32)	12.62±3.44 (32)	56.38±32.68 (259)	0.08±0.02 (273)	0.21±0.19 (273)
S1	8.14±0.32 (32)	223.38±32.41 (32)	14.62±3.07 (32)	92.27±64.54 (27)	0.12±0.05 (32)	0.26±0.15 (32)
S2	8.09±0.38 (32)	221.24±35.05 (32)	14.47±3.02 (32)	92.16±72.01 (28)	0.11±0.04 (32)	0.2±0.15 (32)
S3	8.13±0.33 (32)	222.37±31.75 (32)	14.28±2.9 (32)	82.16±60.93 (27)	0.1±0.03 (31)	0.16±0.06 (31)
T1	8.09±0.34 (30)	245.19±82.48 (30)	12.49±2.16 (29)	94.34±74.13 (28)	0.12±0.04 (31)	0.27±0.41 (31)

表 4.1 (續)

測站\水質項目	NO <sub>2</sub> (ppm)	NO <sub>3</sub> (ppm)	NH <sub>4</sub> (ppm)	PO <sub>4</sub> (μM)	Na (ppm)	Mg (ppm)
C0	0.02±0.02 (123)	3.19±1.81 (272)	0.01±0 (2)	40.51±9.64 (250)	0.19±0.09 (268)	3.33±0.46 (233)
C1	0.03±0.05 (135)	3.3±1.38 (269)	0.02±0.01 (13)	36.04±5.89 (262)	0.19±0.16 (269)	3.49±0.5 (233)
C2	0.02±0.03 (14)	2.91±0.89 (31)	0.02±0.02 (4)	40.19±30.32 (25)	0.24±0.04 (28)	2.95±0.41 (21)
C3	0.02±0.01 (11)	2.06±0.85 (32)	0±0 (2)	33.71±5.12 (25)	0.26±0.04 (29)	2.84±0.46 (22)
C4	0.02±0.02 (12)	4±1.32 (32)	0±0 (2)	35.62±4.65 (25)	0.31±0.23 (28)	3.04±0.77 (22)
C5	0.05±0.03 (12)	56.88±18.52 (32)	0.02±0.02 (5)	12.05±2.21 (25)	0.93±0.23 (29)	5.52±0.72 (22)
C6	0.01±0.01 (12)	2.14±0.95 (32)	0±0 (1)	32.74±4.1 (25)	0.24±0.03 (28)	2.79±0.66 (22)
C7	0.02±0.03 (17)	0.91±1.28 (64)	0.01±0 (7)	21.41±4.85 (45)	0.14±0.07 (63)	1.84±0.54 (41)
Y1	0.02±0.03 (158)	5.39±3.33 (264)	0.01±0.01 (11)	40.14±9.03 (264)	0.18±0.13 (270)	4.98±1.07 (233)
Y2	0.02±0.01 (11)	4.63±2.08 (31)	0.02±0 (1)	71.14±10.16 (25)	0.24±0.13 (28)	7.83±1.77 (22)
Y3	0.01±0.01 (20)	6.84±3.99 (31)	0.01±0.01 (4)	33.15±4.25 (24)	0.34±0.08 (28)	4.67±0.81 (22)
Y4	0.02±0.01 (10)	2.04±1.05 (31)	0.03±0.01 (2)	36.08±5.24 (24)	0.18±0.08 (26)	7.42±2.03 (22)
Y5	0.02±0.01 (8)	1.93±1.04 (32)	n.a.	51.89±8.89 (25)	0.16±0.09 (28)	8.62±2 (22)
Y6	0.01±0.01 (9)	1.83±0.67 (31)	0.01±0.01 (2)	22.03±4.07 (24)	0.32±0.08 (26)	4.96±1.12 (22)
Y7	0.01±0.01 (13)	3.91±2.99 (31)	0.01±0.01 (5)	28.42±3.12 (24)	0.28±0.06 (25)	2.8±1.12 (21)
Y8	n.a.	0.73±0.01 (2)	n.a.	35.54±9.38 (2)	0.07±0.02 (2)	1.59±0 (1)
K1	0.02±0.02 (81)	0.7±0.63 (267)	0.02±0 (13)	28.15±4.24 (266)	0.19±0.1 (267)	2.7±0.39 (233)
S1	0.05±0.08 (10)	0.77±0.38 (31)	0±0 (2)	42.08±5.34 (25)	0.28±0.05 (27)	2.9±0.46 (22)
S2	0.01±0.01 (9)	0.53±0.29 (30)	0.01±0 (1)	41.12±5.7 (25)	0.28±0.05 (29)	2.8±0.36 (22)
S3	0.01±0 (10)	0.49±0.25 (28)	0±0 (1)	41.53±5.63 (25)	0.26±0.06 (29)	2.67±0.38 (22)
T1	0.02±0.03 (7)	0.89±1.07 (28)	n.a.	44.85±7.96 (25)	0.37±0.08 (27)	3.99±1.61 (22)

表 4.1 (續)

測站\水質項目	K (ppm)	Ca (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	Si (ppm)	SO <sub>4</sub> (ppm)
C0	0.94±0.22 (272)	32.28±4.66 (272)	0.22±0.04 (272)	0.033±0.035 (269)	4.18±0.43 (272)	40.77±6.45 (67)
C1	1.12±0.26 (273)	29.49±3.96 (273)	0.21±0.03 (273)	0.026±0.025 (270)	4.08±0.4 (273)	36.73±5.16 (68)
C2	0.68±0.12 (30)	27.02±3.99 (30)	0.23±0.02 (30)	0.012±0.019 (27)	4.03±0.51 (30)	37.07±4.42 (17)
C3	0.56±0.18 (32)	25.63±4.25 (32)	0.21±0.02 (32)	0.014±0.024 (28)	4.05±0.46 (32)	34.08±4.13 (18)
C4	0.75±0.12 (32)	27.03±4.3 (32)	0.26±0.02 (32)	0.018±0.031 (29)	3.91±0.51 (32)	36.22±4.82 (18)
C5	0.81±0.11 (32)	20.47±2.6 (32)	0.21±0.02 (32)	0.014±0.018 (28)	6.34±1.11 (32)	16.96±8.11 (18)
C6	0.8±0.35 (32)	26.63±4.92 (32)	0.26±0.03 (32)	0.017±0.031 (28)	3.7±0.48 (32)	36.18±9.27 (18)
C7	0.67±0.15 (65)	21.46±5.59 (65)	0.18±0.03 (65)	0.013±0.011 (63)	3.11±0.36 (65)	29.17±11.18 (52)
Y1	2.16±0.35 (272)	30.32±3.96 (272)	0.17±0.03 (272)	0.031±0.026 (269)	4.06±0.46 (272)	44.83±5.31 (67)
Y2	1.35±0.28 (32)	42.55±9.69 (32)	0.24±0.05 (32)	0.018±0.027 (30)	3.92±0.48 (32)	63.32±18.58 (18)
Y3	2.15±0.57 (32)	26.6±2.56 (32)	0.19±0.07 (32)	0.023±0.031 (30)	4.14±0.5 (32)	37.69±4.82 (18)
Y4	1.26±0.28 (32)	36.39±5.29 (32)	0.21±0.03 (32)	0.012±0.007 (30)	3.69±0.43 (32)	38.41±5.5 (18)
Y5	1.38±0.35 (32)	38.37±6.21 (32)	0.29±0.04 (32)	0.016±0.012 (30)	3.71±0.43 (32)	52.35±8.77 (18)
Y6	0.82±0.23 (32)	22.04±3.75 (32)	0.14±0.04 (32)	0.022±0.03 (29)	4±0.39 (32)	26.52±7.28 (18)
Y7	1.27±0.38 (31)	18.32±4.32 (31)	0.17±0.03 (31)	0.02±0.009 (30)	4.21±0.54 (31)	31.53±5.92 (18)
Y8	0.85±0 (1)	13.19±0 (1)	0.12±0 (1)	0.018±0 (1)	4.53±0 (1)	n.a.
K1	0.41±0.21 (272)	24.79±3.59 (272)	0.16±0.03 (272)	0.022±0.018 (268)	4.26±0.49 (272)	31.5±4.18 (67)
S1	0.61±0.38 (32)	34.67±4.68 (32)	0.26±0.03 (32)	0.006±0.005 (30)	4.29±0.52 (32)	44.97±4.56 (18)
S2	0.47±0.1 (32)	33.83±5.49 (32)	0.25±0.03 (32)	0.007±0.008 (30)	4.27±0.51 (32)	41.69±6.57 (18)
S3	0.52±0.18 (32)	33.72±6.42 (32)	0.26±0.03 (32)	0.005±0.002 (30)	4.15±0.48 (32)	42.49±4.51 (18)
T1	0.69±0.49 (31)	30.78±4.52 (31)	0.4±0.08 (31)	0.011±0.009 (29)	4.87±0.74 (31)	48.91±8.59 (17)

## 4.2 從時間尺度上看氮、磷之傳輸

### 4.2.1 濃度在平時與颱風期間之變異

NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨流量變化之情形如圖 4.4 及 4.5 所示，圖中由上往下表示人為活動介入程度越高，分別代表高山溪 (K1)、七家灣溪 (C1)、有勝溪 (Y1) 集水區，農業活動分別佔其集水面積之 0.1%、4.4% 及 8.9%，以平均的水質狀態而言，可以輕易看出人為活動對於物質濃度之影響，人為活動越頻繁則平均營養鹽濃度就越高，過去兩年三個集水區採樣所得之 NO<sub>3</sub> 平均濃度，分別為 0.63、3.27 及 5.37 ppm，在颱風時期依舊維持一樣的關係，隨著人為活動介入的增加，NO<sub>3</sub> 在颱風時期的平均濃度分別為 1.44、2.43 及 6.69 ppm；PO<sub>4</sub> 在平日採樣的平均濃度，其差異則隨著土地利用程度的不同差異不大，其平均濃度均約為 0.017 ppm，颱風時則高出平日濃度，分別為 0.04、0.03 及 0.1 ppm，平日與颱風期間 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內之變異可如圖 4.6 所示，從颱風與平日採樣所得之樣品濃度，可以看出 NO<sub>3</sub> 與 PO<sub>4</sub> 在颱風時期的表現截然不同，高流量主要對 NO<sub>3</sub> 造成稀釋的效應，而對 PO<sub>4</sub> 造成增強的效應，且不管是 NO<sub>3</sub> 或是 PO<sub>4</sub> 的變異，均隨著人為活動的增加而增加。在平日濃度的比較上，以 C1 測站取代 C2 測站 (圖 3.1) 因為 C1 測站才擁有連續觀測水質，儘管 C1 測站受到有勝溪 (Y1) 注入之影響，但因 C2 流量大於 Y1 流量，所以 C1 所量測的濃度經比較與 C2 差異甚小，不影響文章中所論述之推論。在研究中，定義非颱風期間之採集樣本為平日採樣，其頻率約為每週兩次。

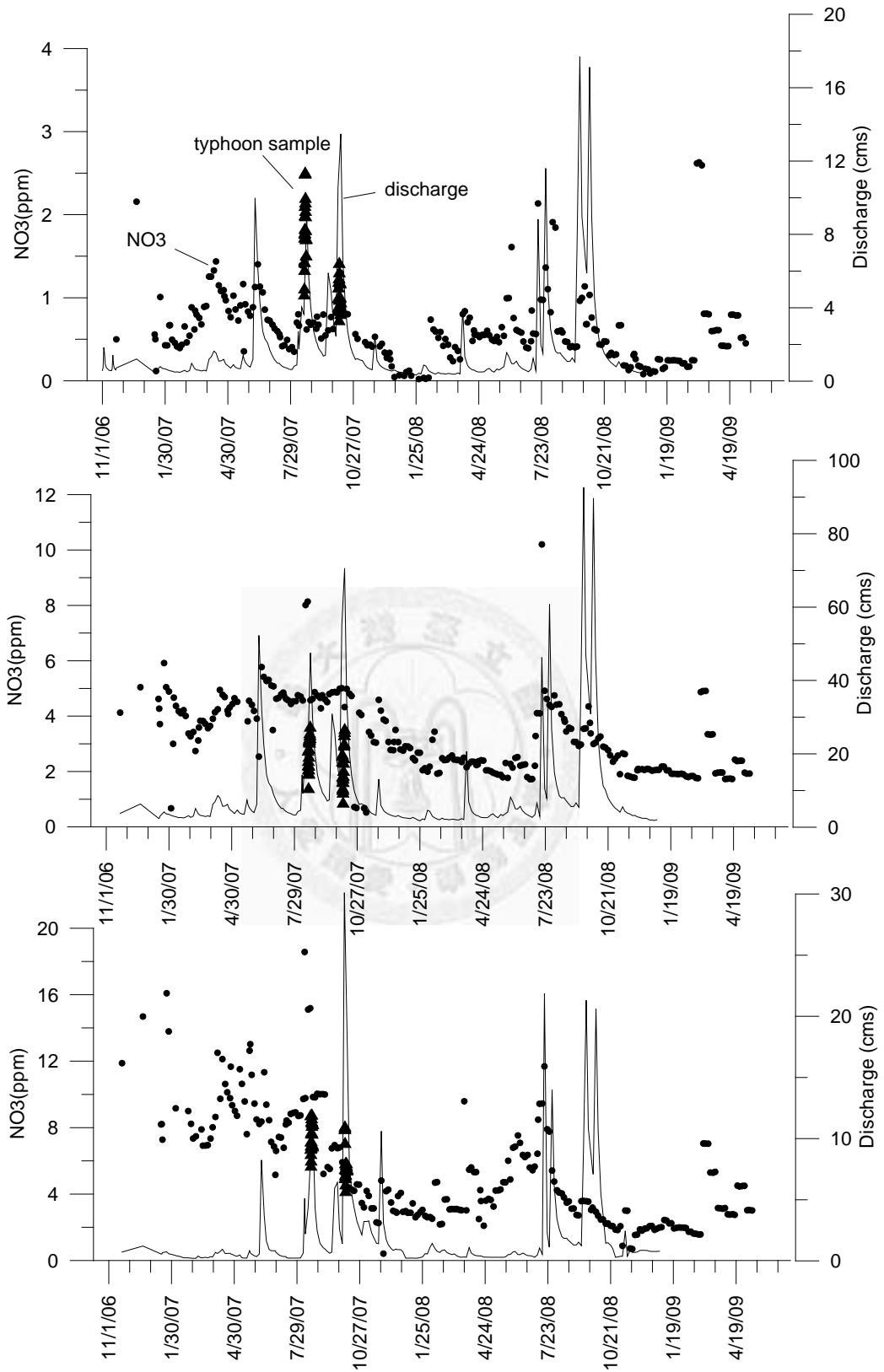


圖 4.4 NO<sub>3</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨流量變化之情形 (由上至下分別表示高山溪 (K1)、七家灣溪 (C1) 跟有勝溪 (Y1) 集水區, ▲表示颱風採樣)

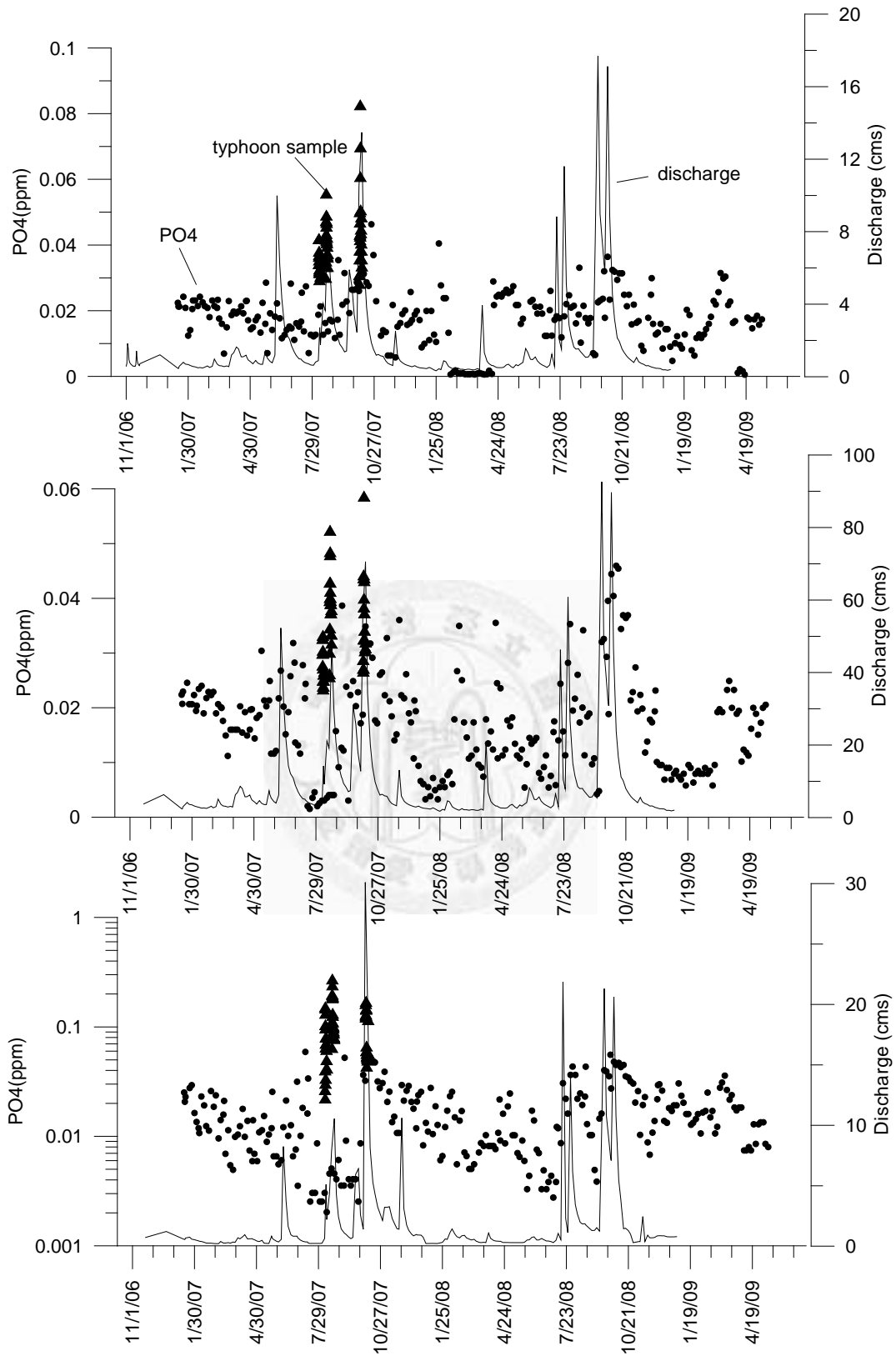


圖 4.5  $PO_4$  濃度在不同程度人為活動集水區內隨流量變化之情形（由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C1）跟有勝溪（Y1）集水區，▲表示颱風採樣）

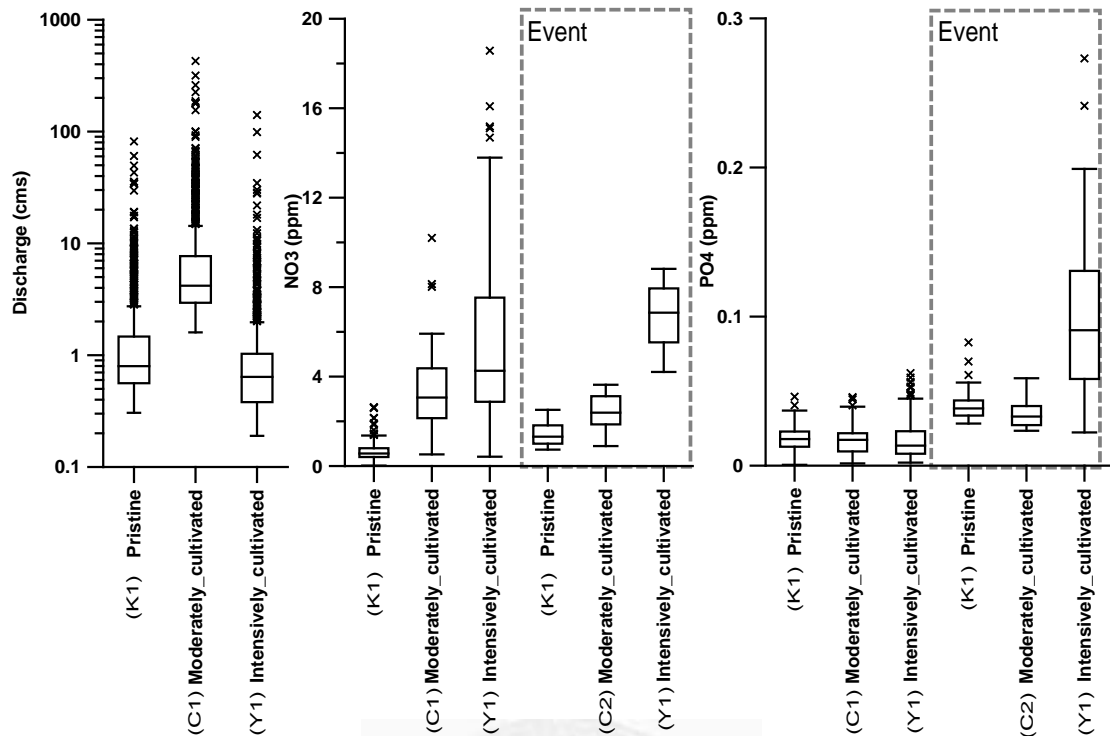


圖 4.6 流量及  $\text{NO}_3$ 、 $\text{PO}_4$  濃度在不同程度人為活動集水區內之變異（其中 Event 框內為颱風樣本）

#### 4.2.2 濃度隨月份之變異

2007 至 2008 年間平日觀測之氣溫、流量、及  $\text{NO}_3$ 、 $\text{PO}_4$  濃度在不同程度人為活動集水區內隨月份之變異如圖 4.7 所示。月平均氣溫從一月開始緩緩升高，直到七月達到一年之中的最高值，流量亦顯示高度的季節變化，從五月開始月平均流量逐漸上升，於颱風季節到達流量之最高值，並緊接著從十一月開始歷經半年之枯水期。

$\text{NO}_3$  及  $\text{PO}_4$  的濃度變化亦受到集水區溫度及流量之影響。以  $\text{NO}_3$  而言，不管在何種人為活動程度之子集水區內， $\text{NO}_3$  濃度隨著溫度的升高有逐漸升高的趨勢（除 C1 第二年外），推測可能與升溫導致的硝化作用及作物生長初期的施肥有關，硝化作用使得冬季掉落之枯枝落葉等有機質，得以在適當的溫度開始分解，隨著水流進入河川，而農地施以的肥料亦可能經由輕微的沖刷進入水體，提高河川中的  $\text{NO}_3$  濃度。但到了高流量期間（圖 4.7 方框中）， $\text{NO}_3$  隨時間變化的



情形就有些許差異，在 K1 第一一年高流量期間  $\text{NO}_3$  似乎因為接二連三的高流量事件而濃度有逐漸降低的現象，而第二一年高流量期間  $\text{NO}_3$  濃度明顯較乾季時濃度高，據推測可能因為該年低流量時期較長，有較長的時間讓氮元素儲存於集水區中，等待高流量時期一併帶入河川所致。而分別代表低、高程度人為活動的 C1 及 Y1 之高濃度  $\text{NO}_3$ ，則不約而同反應在每年第一場相對高流量（第一一年八月及第二一年七月）事件。從整體  $\text{NO}_3$  隨時間的變化來看，其變化趨勢基本上與溫度的變化趨勢相當，但  $\text{NO}_3$  濃度亦受到流量之影響而產生變異，溫度及流量就像是兩個主要的控制變因，控制著氮元素儲存庫在集水區內的增減。

$\text{PO}_4$  隨時間變化與溫度及流量之關連性較不若  $\text{NO}_3$  那樣顯著，在低流量期間  $\text{PO}_4$  的濃度隨著時間的增加而有降低的趨勢， $\text{PO}_4$  的輸出通常與土壤沖蝕有直接的關係，低流量時期的低降雨通常不足以引發土壤沖蝕導致河川水體  $\text{PO}_4$  的輸入，在假設相對穩定且微量  $\text{PO}_4$  輸入的情況下（可能是地下水，亦可能是河床底泥或河岸坡釋放出），藻類增生對於  $\text{PO}_4$  的利用可能是造成此些微降低趨勢之原因；而在高流量對於  $\text{PO}_4$  濃度則有明顯之增強效應，兩個年度  $\text{PO}_4$  濃度資料隨著六到十月流量的增加而增加就是最好的證據，颱風期間所引發的高輸砂量，使得吸附其表面之  $\text{PO}_4$  得以在溪水中稀出，此推論可由圖 4.8 中，颱風期間觀測之溪水中懸浮顆粒濃度（TSM）與  $\text{PO}_4$  濃度之良好正向關係獲得解釋。

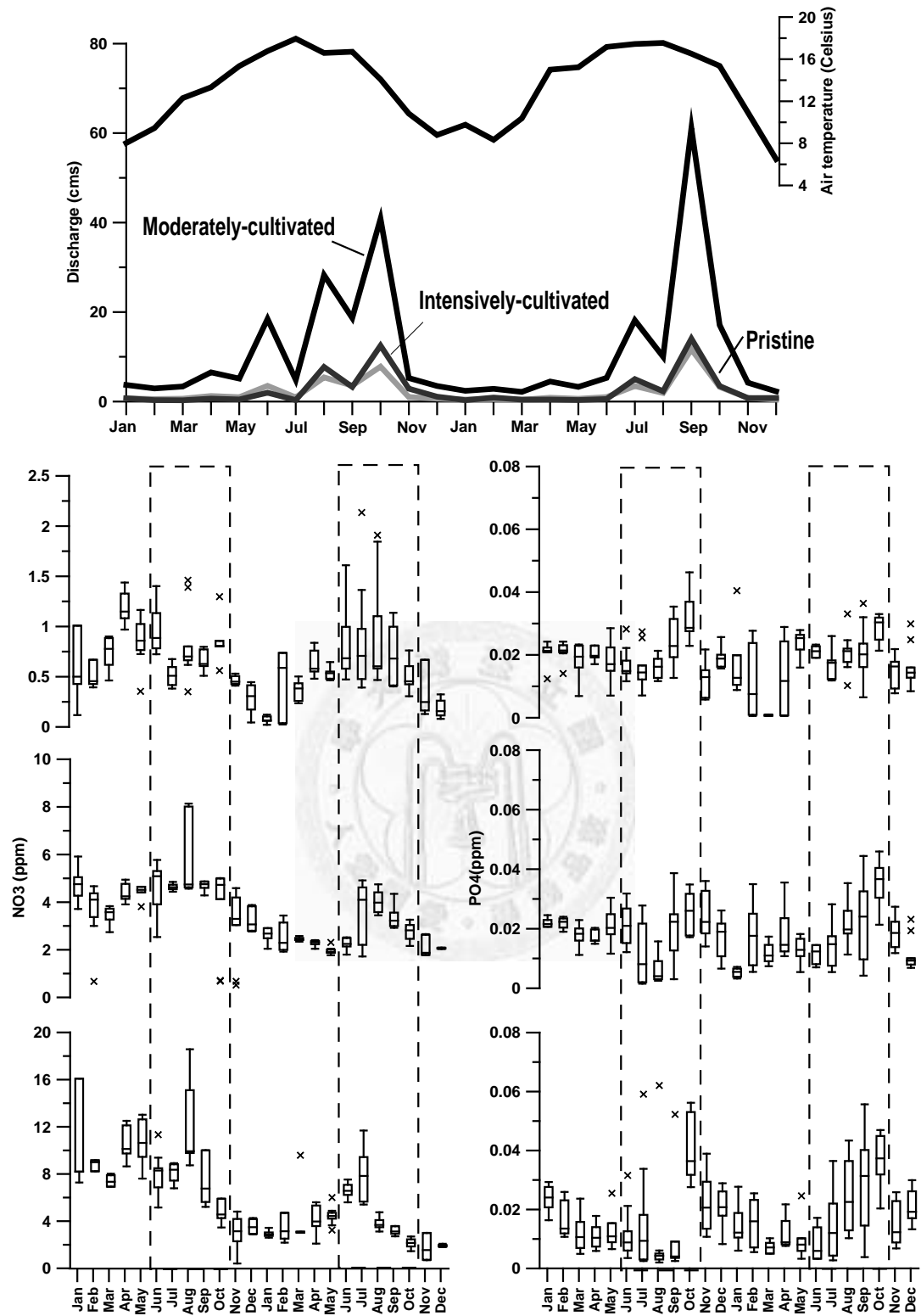


圖 4.7 2007 至 2008 年間平日觀測之氣溫、流量、及 NO<sub>3</sub>、PO<sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內隨月份之變異(由上至下分別表示高山溪(K1)、七家灣溪(C1) 跟有勝溪 (Y1) 集水區)

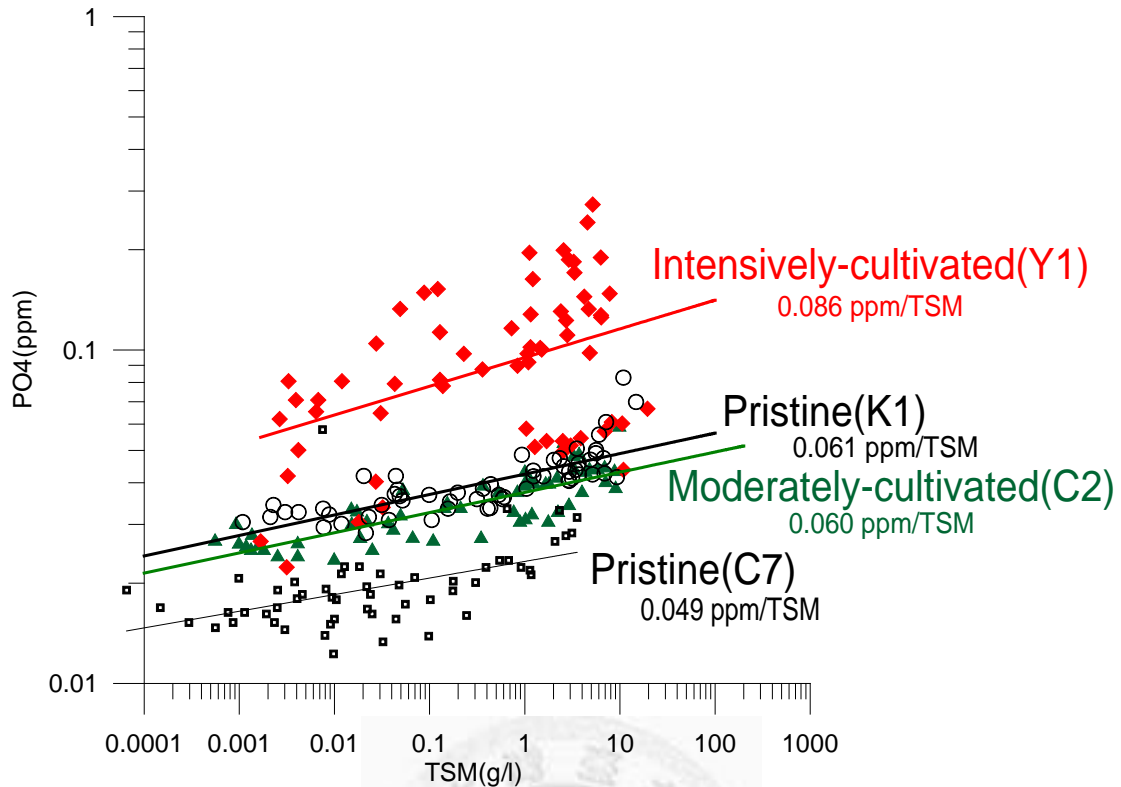


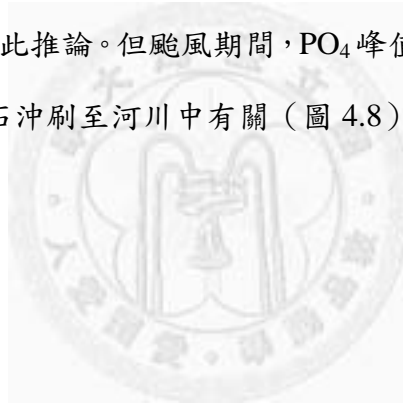
圖 4.8 颱風期間溪水中懸浮顆粒 (TSM) 與  $PO_4$  濃度之關係圖

#### 4.2.3 濃度隨日之變異

若將觀測的時間尺度縮小，將流量、溫度及平日觀測  $NO_3$ 、 $PO_4$  之濃度以五日移動平均的方式呈現，觀察  $NO_3$  及  $PO_4$  濃度隨日時間尺度溫度及流量之變異，其結果如圖 4.9 及圖 4.10 所示。以  $NO_3$  而言，不管在何種程度影響之集水區，日時間尺度  $NO_3$  的濃度變化似乎無法立即反應日溫度之變化，反觀流量，與  $NO_3$  的濃度變化有高度正相關，呈現經典非點源之變化趨勢，如圖 4.9 所示， $NO_3$  濃度隨著流量的增加而同步地增加，雖然流量增加的程度並不正比於  $NO_3$  增加的程度，因為  $NO_3$  增加的程度亦取決於集水區內氮儲量的多寡，生長季前的第一個相對大的流量或許就可以將大部分的  $NO_3$  淋洗至河川內（如 K1 在 2007/4/1 左右的高流量事件），且較大的流量往往有部分來自於地表逕流，此部分逕流大都來自雨水，其  $NO_3$  濃度接近於 0，亦會導致  $NO_3$  變化較小。颱風時

期於 K1 所觀測之  $\text{NO}_3$  看似隨著流量有增強之效應，但從 K1 (圖 4.11)  $\text{NO}_3$  濃度與流量在颱風期間的關係可以發現，流量實則造成  $\text{NO}_3$  的稀釋，應是地表逕流匯入所造成。

以  $\text{PO}_4$  而言，同樣地，日時間尺度  $\text{PO}_4$  的濃度變化似乎無法立即反應日溫度之變化，而  $\text{PO}_4$  濃度變化卻與流量變化呈現高度正相關，流量越高，所代表的沖蝕、侵蝕量也就越高，逕流傳輸土壤顆粒之能力也越高，可能導致較多的  $\text{PO}_4$  隨著土壤顆粒被釋放到河川中，從圖 4.11 中  $\text{PO}_4$  濃度與流量永遠呈現正相關亦可以說明流量驅動  $\text{PO}_4$  釋放之推論。有趣的是，圖 4.10 中  $\text{PO}_4$  濃度峰值的發生永遠發生在洪峰流量過後的幾天，不若  $\text{NO}_3$  幾乎是同步發生，推測應該是洪峰期間被流量沖刷至河川內之有機質（包含殘枝落葉、土壤顆粒等）逐漸分解所導致，仍須進一步實證支持此推論。但颱風期間， $\text{PO}_4$  峰值永遠伴隨著洪峰流量（圖 4.11），應與瞬間大量土石沖刷至河川中有關（圖 4.8）。



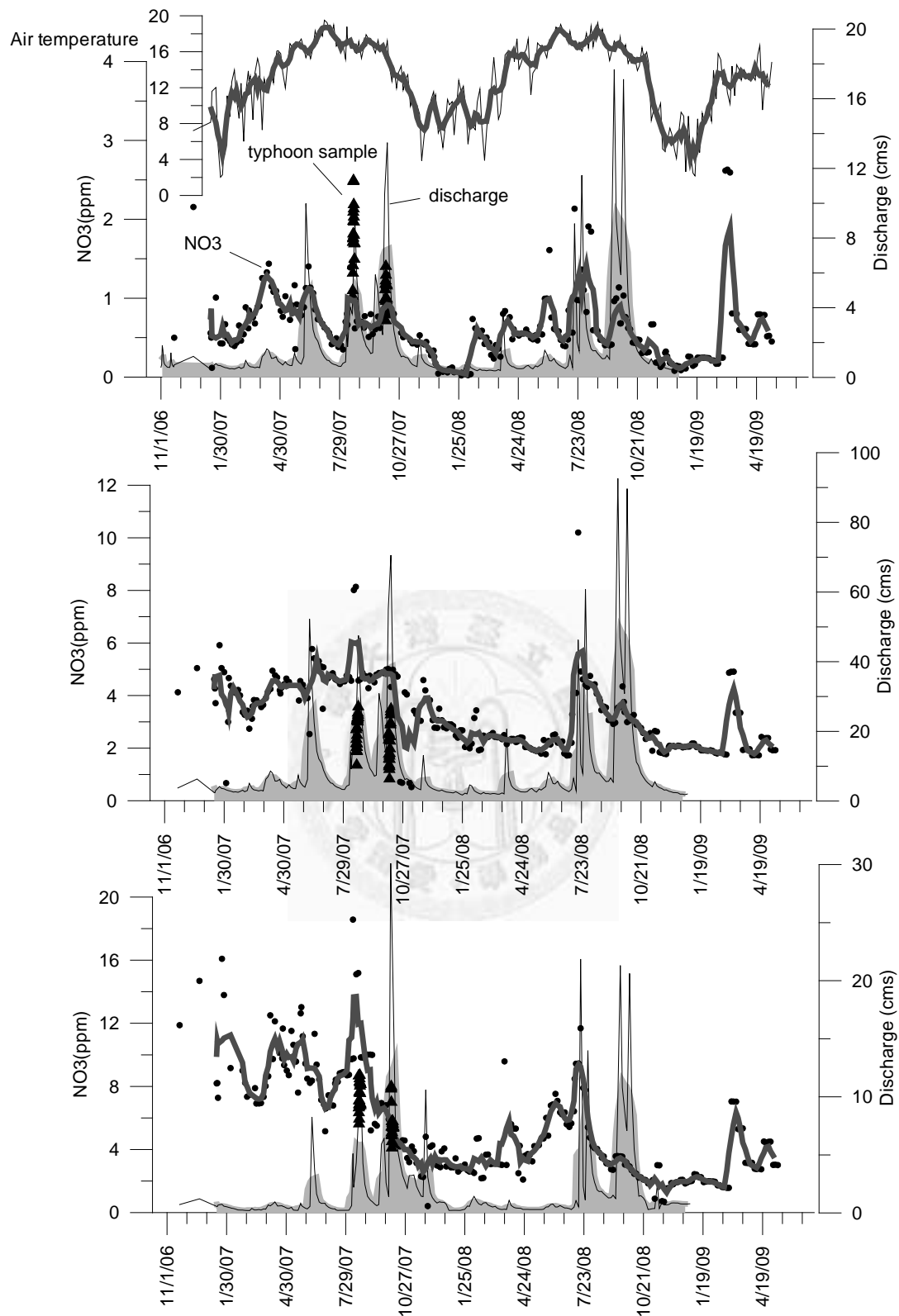


圖 4.9 2007 至 2008 年間觀測氣溫、流量、及  $\text{NO}_3$  濃度在不同程度人為活動集水區內五日移動平均隨時間之變化(由上至下分別表示高山溪(K1)、七家灣溪(C1) 跟有勝溪 (Y1) 集水區)

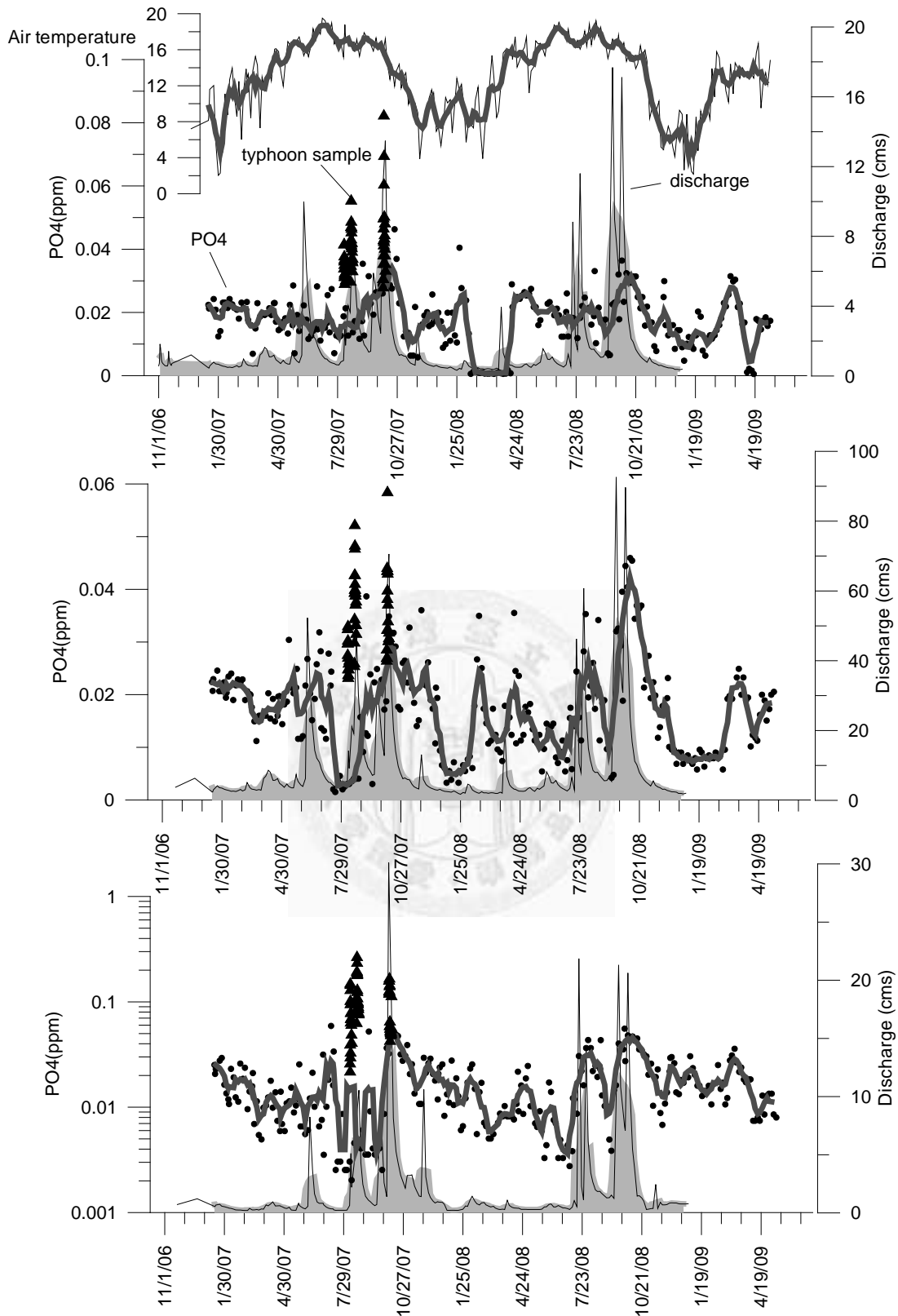


圖 4.10 2007 至 2008 年間觀測氣溫、流量、及 PO<sub>4</sub> 濃度在不同程度人為活動集水區內五日移動平均隨時間之變化(由上至下分別表示高山溪(K1)、七家灣溪(C1) 跟有勝溪 (Y1) 集水區)

#### 4.2.4 氮、磷濃度與流量之關係

從圖 4.11 可以更清楚看出流量與氮、磷兩者濃度之關係，在平日的觀測中， $\text{NO}_3$  濃度在三個子集水區內均隨著流量的增大而增大，而在颱風期間則隨著流量的增大而減小，根據圖 4.12 中  $\text{NO}_3$  濃度在土壤剖面的分佈 (Lin et al., 2004)，對於  $\text{NO}_3$  的傳輸提出以下推論。在有人為活動的集水區 (C1 及 Y1)，平日降雨事件由於未達到形成地表逕流之降雨強度或降雨量，所以大部分的雨水都經由入滲進入土壤流經高濃度之土層，因此將攜帶較多之物質輸入河川形成增強的效應，但隨著飽和含水層水面之上升，飽和含水層高於水面了，則產生的地表逕流大多以雨水組成，其  $\text{NO}_3$  的濃度接近於 0，則地表逕流開始稀釋  $\text{NO}_3$  濃度，而造成颱風期間的稀釋效應。但在無人為活動的集水區 (K1)，其土壤剖面中  $\text{NO}_3$  的濃度均小於偵測極限，為何仍有  $\text{NO}_3$  隨著流量的增大而淋洗出，推論應是來自於土壤表層之落葉層或是腐質層。

$\text{PO}_4$  濃度隨流量的變化在各個集水區內則相當一致，平日濃度即符合增強效應，颱風期間更是增顯了增強效應，且人為活動越高的集水區增強效應更明顯，從圖 4.8 TSM 與  $\text{PO}_4$  在不同人為活動程度集水區的關係來看，符合一般的想法， $\text{PO}_4$  大多吸附於顆粒上，且高度人為活動區每單位 TSM 所含的  $\text{PO}_4$  濃度均較高，另外亦可以看出人為活動越頻繁颱風期間河水中 TSM 就越高 (圖 4.8)，因此推測  $\text{PO}_4$  傳輸是透過地表逕流對土壤的沖刷，而將富含  $\text{PO}_4$  的顆粒沖刷至河水中，由於高度人為活動的沖刷能力最強且吸附濃度最高，所以增強效應也就最明顯。但是研究中同樣歸類為原始林集水區的 K1 及 C7，其  $\text{PO}_4$  在行為上雖符合增強效應，但是濃度上卻差異極大，其中 K1 所量測到之  $\text{PO}_4$  濃度不管在平日或是颱風期間均要略高於有些微人為活動的 C1，儘管 K1 與 C7 同屬於無人為活動集水區，但其集水區內之磷元素儲存量卻有很大的差異，仍須進一步的採樣以進行深

入探討，然而此種因集水區而異的特性亦提醒我們，要對特定集水區陳述現象，仍須到該集水區取得代表性的樣本才具有說服力。

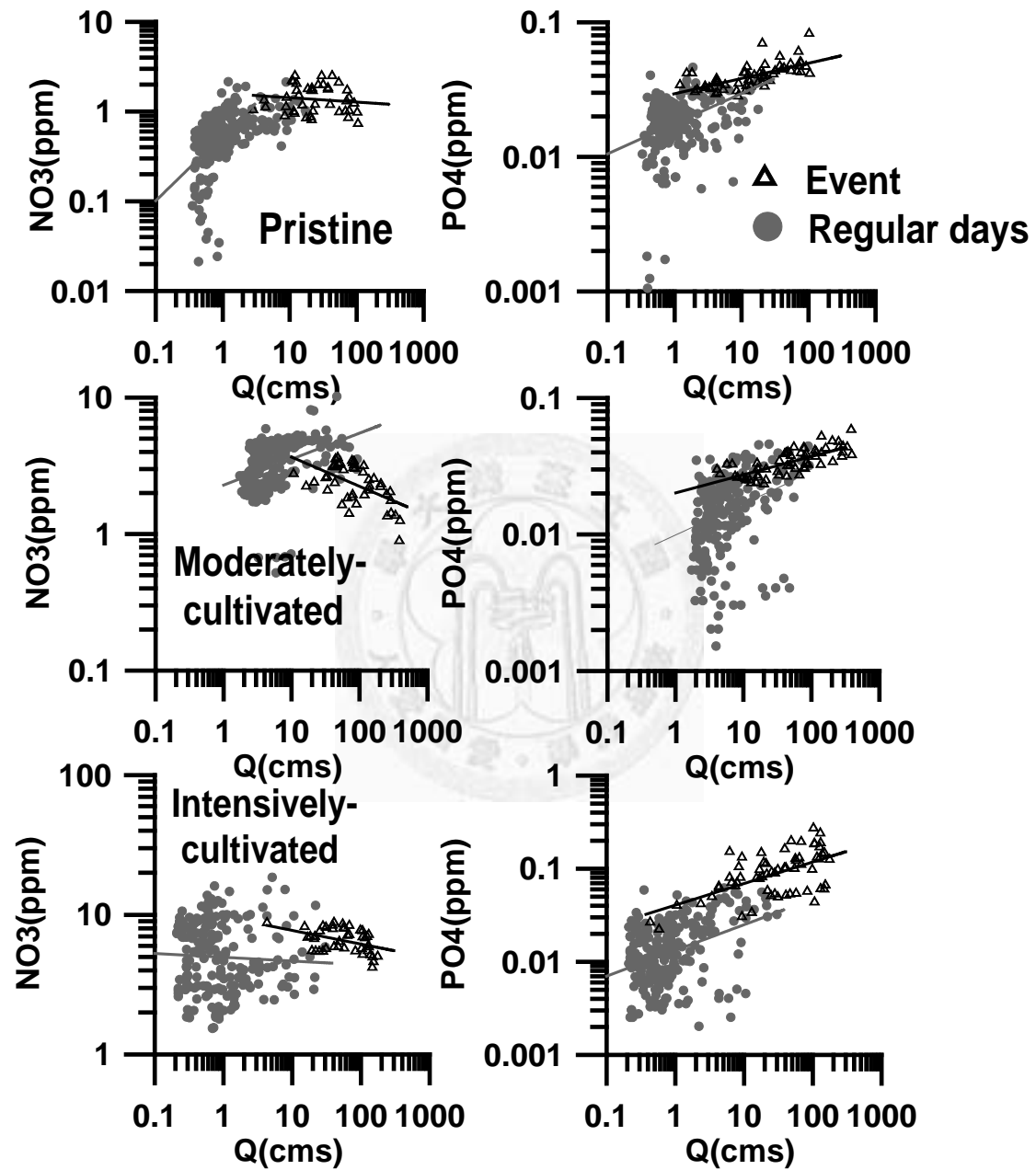


圖 4.11 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 與流量之關係 (●為平日水樣，△為颱風水樣，由上至下分別表示高山溪 (K1)、七家灣溪 (C1) 跟有勝溪 (Y1) 集水區)



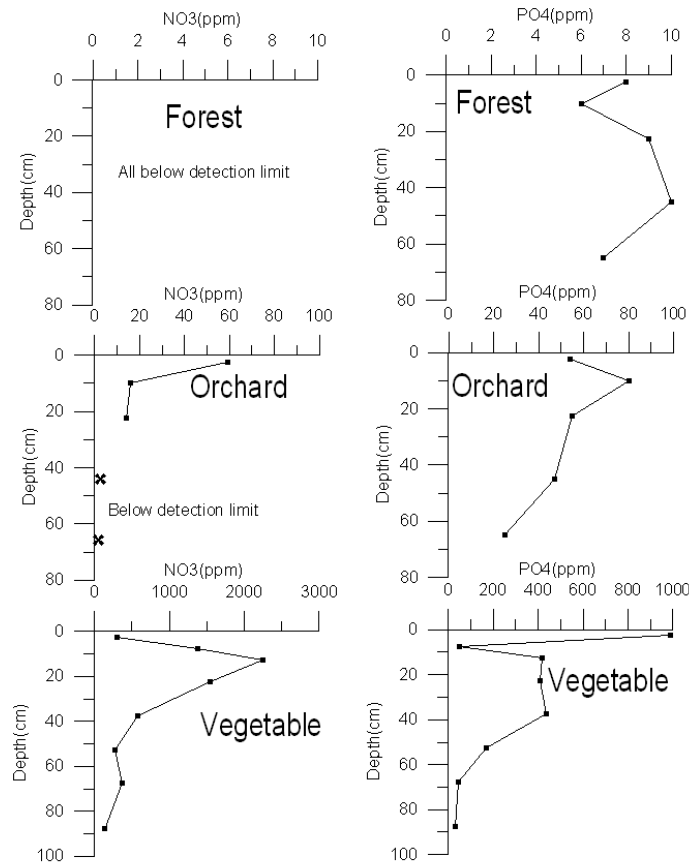


圖 4.12 七家灣溪內天然林、果園、及菜園土壤剖面 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 濃度分佈圖 (Lin et al., 2004)

#### 4.2.5 氮、磷輸出隨時間之變化

人為活動從不同子集水區 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> (圖 4.4 及 4.5) 的平均濃度可以明顯的看出，人為活動佔據的面積百分比越高，則平均水質濃度也就越高 (圖 4.6)；從颱風時期觀測到的物質濃度變化也可以驗證水質隨著土地利用的惡化與集水區內物質 (如肥料等) 輸出的比例有很大的關係，如圖 4.8 中 PO<sub>4</sub> 的濃度變化與 TSM 之關係可以發現密集人為活動區域的土壤沖蝕就越嚴重，且每單位顆粒所吸附之 PO<sub>4</sub> 也隨著人為活動的增加而增加。但是不同人為活動程度集水區內氮、磷的輸出量到底有多大而使得水質產生如此的改變，將可透過物質輸出通量的計算將得到驗證。

研究中以同時具有平日及颱風期間觀測資料的 2007 年為例，計算 NO<sub>3</sub>-N 及 PO<sub>4</sub>-P 輸出量 (kg/ha/hr) 在不同程度人為活動集水區內隨著時間之分佈，根據圖

4.11 中所繪之資料，平日氮、磷之輸出量採流量權重法計算，而颱風時期的輸出量採用率定曲線法計算。結果顯示如圖 4.13 所示，可以很明顯的發現流量在時間上的分佈控制了氮與磷的傳輸，其中颱風對於氮、磷的輸出尤其顯著，三個採樣的颱風事件總共侵襲台灣的時間僅有 314 小時（約佔全年 3.5% 的時間），但颱風期間對於  $\text{NO}_3\text{-N}$  的輸出卻分別佔了三個集水區全年  $\text{NO}_3\text{-N}$  整體輸出的 36%、15% 及 44%；颱風對於  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出的影響更是顯著，三個集水區在颱風期間  $\text{PO}_4\text{-P}$  的輸出量分別佔全年輸出量之 42%、40% 及 81%。在侵襲台灣颱風數量日益增加的情況下，颱風期間大量的氮、磷輸出將對下游水庫及出海口水質環境造成影響。

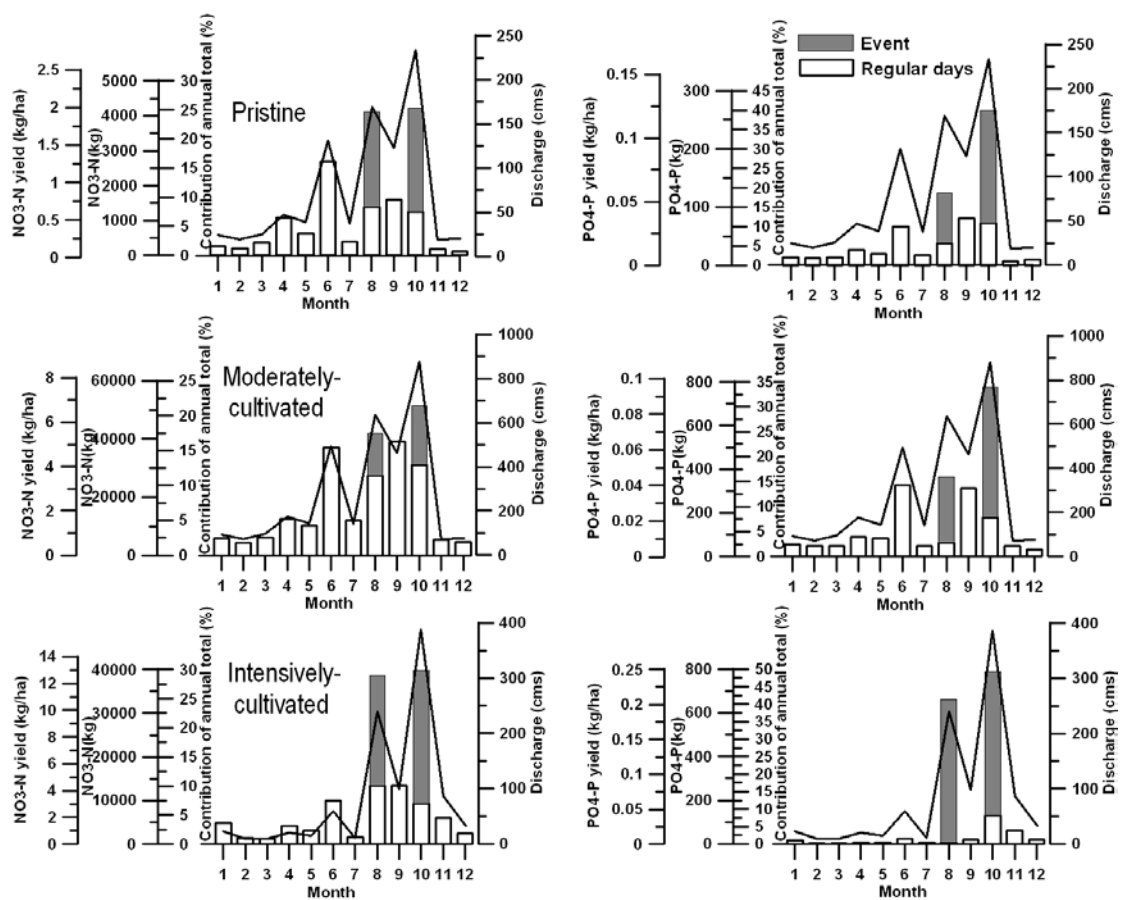


圖 4.13  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  在不同人為活動程度集水區內輸出量隨時間之分佈（以 2007 的觀測結果為例，由上至下分別表示高山溪（K1）、七家灣溪（C2）跟有勝溪（Y1）集水區）

表 4.3 2007 年於高山溪 (K1)、七家灣溪 (C2) 及有勝溪 (Y1) 集水區內 NO<sub>3</sub> 及 PO<sub>4</sub> 濃度在平日與颱風期間平均濃度之變化，及 NO<sub>3</sub>-N 與 PO<sub>4</sub>-P 之產出量與颱風對全年產出量之貢獻

Regular days	Prisitne (K1)	Moderately-cultivated (C2)	Intensively-cultivated (Y1)
Discharge (cms)	2.43 (2.14) *	9.15 (2.14)	2.71 (3.71)
Nitrate (ppm)	0.71 (0.42)	3.87 (0.21)	7.72 (0.42)
Phosphate (ppm)	0.02 (0.35)	0.02 (0.29)	0.02 (0.81)
Events			
Nitrate (ppm)	1.44 (0.36)	2.43 (0.3)	6.69 (0.19)
Phosphate (ppm)	0.04 (0.24)	0.03 (0.22)	0.1 (0.54)
Nutrient yield			
NO <sub>3</sub> -N (kg/ha/yr)	7.52	31.17	40.96
PO <sub>4</sub> -P (kg/ha/yr)	0.31	0.30	0.52
(mg/m <sup>2</sup> /yr)	31	30	52
3-events contribution			
NO <sub>3</sub> -N (%)	35.87	15.12	44.08
PO <sub>4</sub> -P (%)	42.38	40.25	81.3

### 4.3 從空間尺度上看氮、磷之傳出

#### 4.3.1 不同集水區氮、磷產出量

透過氮、磷產出量 (即單位面積的輸出量, kg/ha/yr) 的計算將可反應集水區受到人為活動之影響。研究中即利用觀測流量及水質計算高山溪 (K1)、七家灣溪 (C2) 及有勝溪 (Y1) 三個子集水區, 單位面積元素輸出量之差異, 結果如圖 4.13 及表 4.3 所示, 以 NO<sub>3</sub>-N 而言, 2007 年整年觀測之計算結果, 高山溪 NO<sub>3</sub>-N 的產出量約為 7.52 kg/ha/yr, 遠低於七家灣溪及有勝溪的 31.17 及 40.96 kg/ha/yr, 卻遠高於過去研究對於已開發與工業化國家在 2030 年氮產出量之推估 (約 25 kg/ha/yr)。以 PO<sub>4</sub>-P 的產出而言, K1、C2 及 Y1 三個集水區之 PO<sub>4</sub>-P 產出量分別為 0.31、0.30 及 0.52 kg/ha/yr, 相當於 31、30 及 52mg/m<sup>2</sup>/yr, 亦遠高過去研究中對於台灣地區大氣 PO<sub>4</sub>-P 之總沉降量 (約 5~10mg/m<sup>2</sup>/yr, Mahowald et al., 2008), 顯示當地人為活動提供了顯著的 PO<sub>4</sub>-P 輸入。

若以高山溪計算所得之輸出量, 做為整個武陵地區在沒有人為活動自然環境下的背景輸出量, 扣除此背景值即可視為因人為活動而增的物質輸出量, 但事實上這些增加的物質輸出量大部分均由集水區中佔有小部分面積的農地所貢獻, 因

此將高於背景值的數值除以農地所佔之面積百分比（七家灣溪 2.7%、有勝溪 8.9%），假設因人為增加的輸出量全部由集水區內農地所貢獻，結果如圖 4-14 所示，七家灣溪每公頃農地每年的  $\text{NO}_3\text{-N}$  輸出量約為 876 kg，有勝溪則為 376 kg，高於環境背景值的上百倍（7.52 kg/ha/yr），可見人為活動的影響程度； $\text{PO}_4\text{-P}$  亦呈現相同的現象，有勝溪每公頃農地每年的輸出量約為 2.36 kg，遠高於環境背景值之 0.31 kg/ha/yr。有輕微農業行為之七家灣溪因其  $\text{PO}_4\text{-P}$  產出量（0.30 kg/ha/yr）與高山溪相近（0.31 kg/ha/yr），而使得上述的計算無法得到顯著之差異，推論可能是集水區土地利用型態不同，導致農民施肥行為不同，亦可能是高山溪本身有較高的  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出，視其為環境背景而高估了  $\text{PO}_4\text{-P}$  的輸出量。

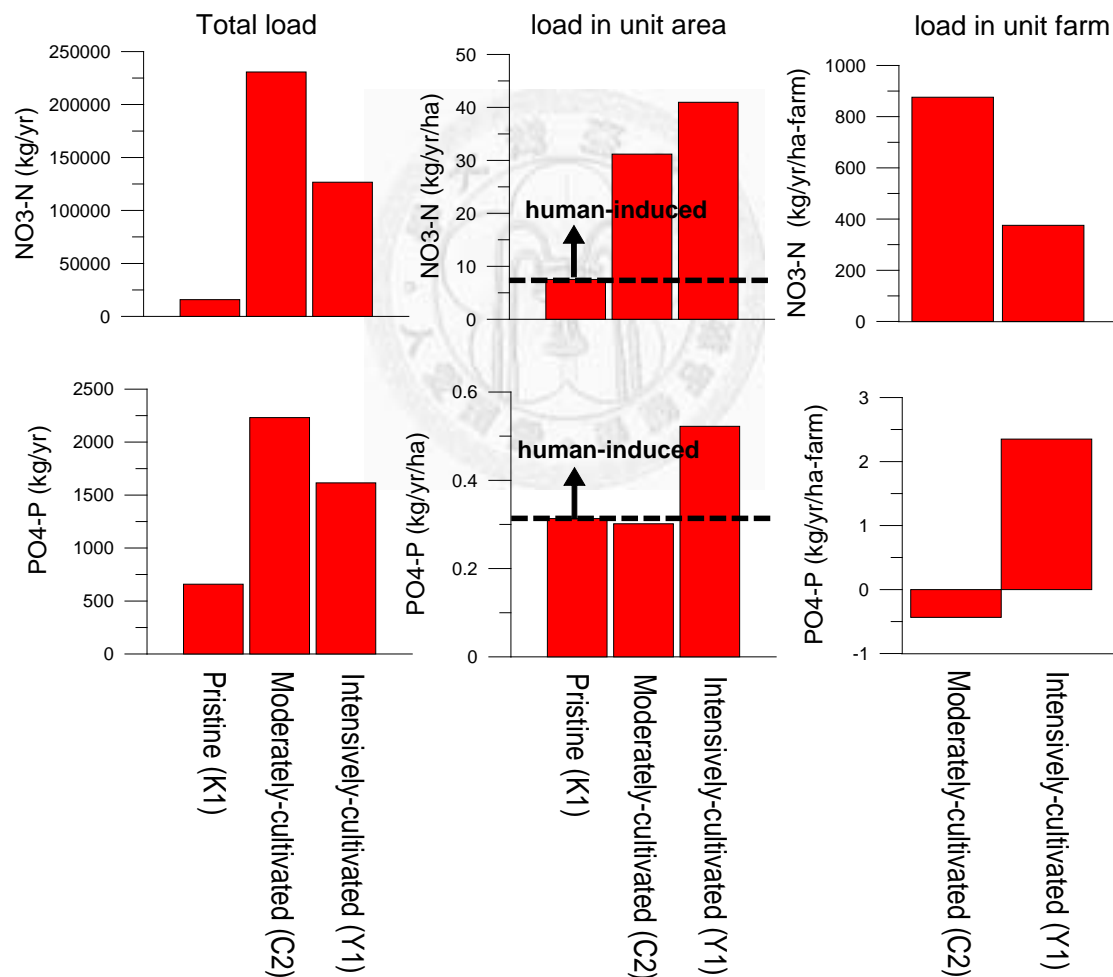


圖 4.14 不同程度人為活動下單位面積  $\text{NO}_3\text{-N}$ 、 $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量之差異。其中 pristine 表示高山溪（K1）以上，moderately-cultivated 表示萬壽橋（C2）以上，而 intensively-cultivated 表示千祥橋（Y1）以上

根據梨山地區甘藍菜的施肥習慣(林幸助,2006),每年每公頃約施氮肥 3000 kg,經過換算七家灣溪農地的輸出量約為 876 kg/ha/yr,假設七家灣溪農地以相同氮肥量施肥,則表示在年尺度下每公頃約有 2000 kg 的氮肥累積在土壤中和被作物吸收,假設作物每年吸收 300kg/ha/yr(甘藍菜種植的建議氮肥量),則表示還有 1700 kg/ha/yr 殘餘在土體之中,假若經年累月的超量施肥,將會造成大量的肥料在土體內的累積,就算全面禁止耕作行為,水質或許不會有立竿見影的效果,因為勢必需要一些時間讓殘存在土壤內的肥料慢慢被雨水及逕流帶離集水區。

#### 4.3.2 人為活動對氮輸出之影響

農業活動確實對水質造成了顯著的影響,為了讓國寶魚永續生存於七家灣溪流域,雪霸國公園管理處近年來積極回收農耕地做為國土復育,但因為影響到農民生計,造成政府與民間的熱烈討論,回收農地後是否造成水質的改善一直是討論的焦點,研究中試圖利用 2007 至 2008 兩年來持續觀測的資料,推估不同土地利用  $\text{NO}_3\text{-N}$  之產出量,並藉以檢視廢耕後之土地是否對改善水質有正面的幫助。

$\text{NO}_3$  在集水區中的輸出是農業活動最直接的證據,因為農業地區所使用的化學肥料都具有硝酸根,而這樣肥料在經過佈施後,會隨著水流進入地下水系統,或在暴雨時隨著次表流或地表流進入河溪,因此,河溪中的  $\text{NO}_3$  輸出一直為經營管理單位所關心的議題之一,過高濃度的  $\text{NO}_3$  將會提高原水處理成本,且過高濃度的  $\text{NO}_3$  也容易導致水體優養化的現象。研究中即以  $\text{NO}_3\text{-N}$  為例,計算不同土地利用下(圖 3.6)  $\text{NO}_3\text{-N}$  之輸出量,探討各種土地利用對於河溪中  $\text{NO}_3\text{-N}$  的貢獻。

根據 3.3 節各土地利用元素產出量之計算方法,並以率定曲線法計算集水區  $\text{NO}_3\text{-N}$  之每日輸出量,再加總除上各集水區的面積即可得每個集水區  $\text{NO}_3\text{-N}$  之年平均產出量,其結果如表 4.4 所示,觀測日  $\text{NO}_3\text{-N}$  輸出量與日流量之關係在各測站均非常良好,顯示應用率定曲線法推估七家灣溪  $\text{NO}_3\text{-N}$  產出量之高可信度。根據兩年觀測水質之計算結果,各測站之  $\text{NO}_3\text{-N}$  產出量如表 4.4 所示,平均而言,  $\text{NO}_3\text{-N}$  產出量隨著集水區內人為活動(Orcard、Active vegetation 與 Inactive

vegetation 面積總和所佔百分比) 的增加而增加，其中以 C5 集水區內人為活動面積高達 24.7% 之 NO<sub>3</sub>-N 產出量最高，約 384 kg/ha/yr。

表 4.4 各測站觀測日 NO<sub>3</sub>-N 輸出量與日流量之關係及觀測與推估 NO<sub>3</sub>-N 之年產出量

Site ID	Estimator (aQ <sup>b</sup> ) (kg/day)		R <sup>2</sup>	Observed (kg/ha/yr)	Estimated (best) (kg/ha/yr)	Estimated (best 200) (kg/ha/yr)
	a	b				
C1	44.04	1.20	0.87	36.8	48.95	51.9±2.0
C2	47.16	1.13	0.87	30.9	35.45	38.5±2.0
C3	42.16	0.86	0.60	12.6	32.56	35.4±2.1
C4	67.42	1.12	0.82	41.5	43.55	46.1±2.2
C5	745.87	0.82	0.86	382.8	384.31	379.1±10.4
C6	30.13	1.33	0.76	32.8	25.34	27.9±2.4
C7	8.28	1.10	0.65	4.5	6.12	10.5±2.9
K1	9.26	1.43	0.77	10.8	7.85	10.2±2.4
T1	15.17	1.23	0.82	9.3	3.3	5.9±2.2
Y1	92.8	0.97	0.74	26.7	23.03	27.9±4.7
Y2	54.39	0.89	0.58	18.7	7.67	12.2±3.5
Y3	101.14	0.92	0.57	26.7	24.69	26.6±4.1
Y4	27.27	0.90	0.72	8.6	10.38	11.1±3.2
Y5	40.56	1.07	0.78	13.0	12.73	19.8±4.4
Y6	42.04	1.08	0.85	12.7	8.43	9.5±3.8
Y7	53.84	0.99	0.57	16.6	18.12	18.0±4.2

表 4.5 各種土地利用之 NO<sub>3</sub>-N 產出量

(kg/ha/yr)	Natural forest	Mixed forest	Secondary forest	Grass	Bare land	Orchard	Active vegetation	Inactive vegetation	RMSE
Best	1.21	14.21	4.84	30.88	8.17	1.98	2836.95	435.41	7.24
Best 200	4.32 ± 3.23	10.49 ± 7.97	6.22 ± 4.44	27.75 ± 21.14	81.89 ± 68.03	124.16 ± 88.83	2698.1 ± 115.34	356.57 ± 106.79	8.91 ± 0.65

研究中並進一步推算各種土地利用之 NO<sub>3</sub>-N 產出量 (即 3.3 節中之 *k* 值)，其結果如表 4.5 所示，最佳的各種土地利用 NO<sub>3</sub>-N 產出量組合分別是：primary forest 為 1.21kg/ha/yr，mixed forest 為 14.21 kg/ha/yr，second forest 為 4.84 kg/ha/yr，

grass 為 30.88 kg/ha/yr，bareland 為 8.17 kg/ha/yr，orchard 為 1.98 kg/ha/yr，active vegetation 為 2836.95 kg/ha/yr，而 inactive vegetation 則為 435.41 kg/ha/yr。為了考慮上述產出量決定之不確定性，研究中選取前 200 組最優的參數解，繪製如圖 4.15 所示，其中縱軸以遞減方式繪製，圖中 RSME 與各種土地利用之 NO<sub>3</sub>-N 產出量均呈現三角形分佈，三角形的頂端即上述之最優解，而每種土地利用 NO<sub>3</sub>-N 產出量之前 200 組優解的分佈（平均值±標準偏差）分別為：primary forest 為 4.32±3.23 kg/ha/yr，mixed forest 為 10.49±7.97 kg/ha/yr，second forest 為 6.22±4.44 kg/ha/yr，grass 為 27.75±21.14 kg/ha/yr，bareland 為 81.89±68.03 kg/ha/yr，orchard 為 124.16±88.83 kg/ha/yr，active vegetation 為 2698.1±115.34 kg/ha/yr，而 inactive vegetation 則為 356.57±106.79 kg/ha/yr，而前 200 組優解的綜合誤差為 8.91±0.65 kg/ha/yr。其中以 active vegetation 的輸出最高，而最令人意外的，就是儘管廢耕地已經停止耕作，但其 NO<sub>3</sub>-N 每年每公頃的產出量依然高達 356.57 kg，僅僅次於 active vegetation，甚至仍為 orchard 的 3 倍，可見仍有大量的 NO<sub>3</sub> 殘存於土壤之中，經由地下水或是地表、地表下逕流的方式流入河川。而最佳 20 組土地利用 NO<sub>3</sub>-N 產出量對應至各子集水區出口之 NO<sub>3</sub>-N 產出量結果如圖 4.16 所示，顯示此參數組合足以合理模擬集水區出口之 NO<sub>3</sub>-N 產出量。

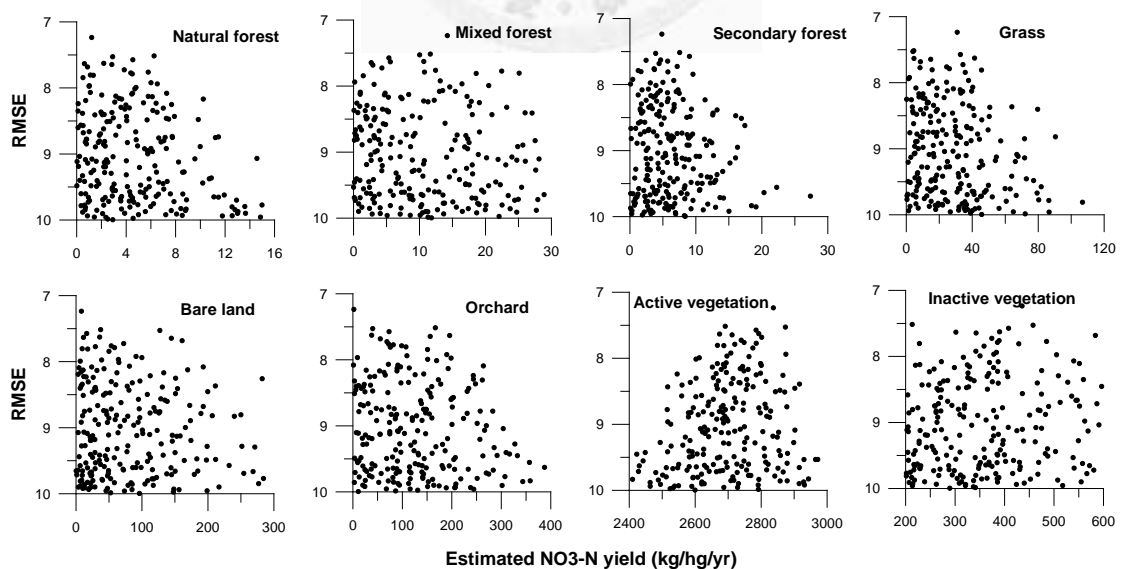


圖 4.15 最優 200 組各種土地利用 NO<sub>3</sub>-N 產出量模擬之結果

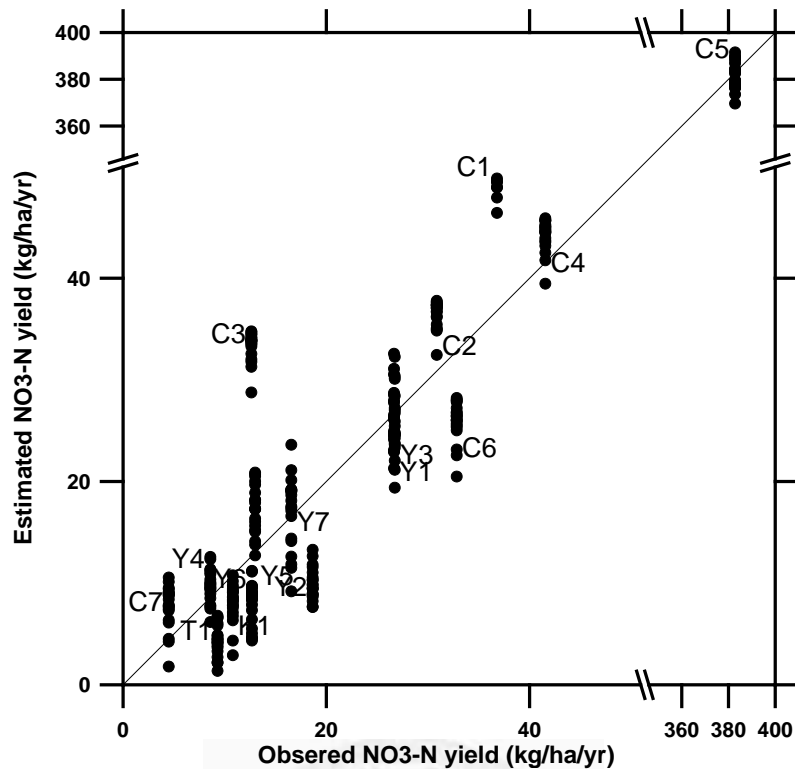


圖 4.16 利用最優 20 組各種土地利用 NO<sub>3</sub>-N 產出量模擬集水區出口 NO<sub>3</sub>-N 產出量之結果

### 4.3.3 人為活動對磷輸出之影響

以相同方法模擬各測站所觀測之 PO<sub>4</sub>-P 產出量如表 4.6 及圖 4.18 所示，各種土地利用上 PO<sub>4</sub>-P 之輸出則如表 4.7 及圖 4.17 所示。每種土地利用 PO<sub>4</sub>-P 產出量之前 200 組優解的分佈（平均值±標準偏差）分別為：primary forest 為 0.29±0.07 kg/ha/yr，mixed forest 為 0.18±0.12 kg/ha/yr，second forest 為 0.12±0.07 kg/ha/yr，grass 為 0.36±0.26 kg/ha/yr，bareland 為 1.03±0.81 kg/ha/yr，orchard 為 1.19±0.82 kg/ha/yr，active vegetation 為 5.38±1.07 kg/ha/yr，而 inactive vegetation 則為 4.21±1.91 kg/ha/yr，而前 200 組優解的綜合誤差為 0.09±0.003 kg/ha/yr。同樣地，inactive vegetation 儘管已經廢耕卻仍有每年每公頃約 4.21 kg 的 PO<sub>4</sub>-P 輸出，僅略低於 active vegetation 而高於 orchard 的 1.19 kg/ha/yr。

從上述人為活動對氮、磷輸出影響之分析結果發現，人為活動對土地影響的效應並不會因為活動的停止而立即停止，在農民過渡施肥的習慣下，殘存於土壤中的氮、磷將會隨著降雨逕流的發生逐漸被淋洗析出，進而影響觀測之水質。但



明顯的是，農地的廢耕確實顯著地改善了氮、磷的產出量，以  $\text{NO}_3\text{-N}$  為例，inactive vegetation 之產出量約為 356.57 kg/ha/yr 僅為 active vegetation 產出量 2698.1 kg/ha/yr 之七分之一，而  $\text{PO}_4\text{-P}$  之產出量則由 5.38 kg/ha/yr 降低至 4.21 kg/ha/yr，但仍需要更多的時間，才能讓其氮、磷的產出量回復如原始林（primary forest）之 4.32 kg- $\text{NO}_3\text{-N}$ /ha/yr 及 0.29 kg- $\text{PO}_4\text{-P}$ /ha/yr。

表 4.6 各測站觀測日  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量與日流量之關係及觀測與推估  $\text{PO}_4\text{-P}$  之年產出量

Site ID	Estimator ( $aQ^b$ ) (kg/day)		$R^2$	Observed (kg/ha/yr)	Estimated (best) (kg/ha/yr)	Estimated (best 200) (kg/ha/yr)
	a	b				
C1	0.28	1.23	0.74	0.26	0.35	0.35±0.02
C2	0.51	1.17	0.98	0.39	0.31	0.32±0.03
C3	0.58	1.16	0.97	0.4	0.31	0.32±0.03
C4	0.81	0.92	0.71	0.29	0.34	0.35±0.08
C5	2.34	1.00	0.73	1.02	1.12	1.02±0.03
C6	0.61	1.07	0.96	0.31	0.31	0.32±0.04
C7	0.36	0.88	0.54	0.13	0.27	0.31±0.03
K1	0.39	1.30	0.61	0.33	0.23	0.25±0.04
T1	0.93	0.97	0.95	0.39	0.27	0.24±0.05
Y1	0.41	1.35	0.82	0.34	0.33	0.37±0.04
Y2	0.33	0.84	0.81	0.12	0.21	0.19±0.05
Y3	0.99	1.12	0.93	0.41	0.35	0.36±0.04
Y4	0.3	0.87	0.8	0.1	0.22	0.18±0.04
Y5	0.68	1.24	0.85	0.25	0.26	0.28±0.05
Y6	0.75	0.96	0.9	0.23	0.23	0.16±0.05
Y7	0.9	1.09	0.94	0.29	0.32	0.28±0

表 4.7 各種土地利用之  $\text{PO}_4\text{-P}$  產出量

(kg/ha/yr)	Natural forest	Mixed forest	Secondary forest	Grass	Bare land	Orchard	Active vegetation	Inactive vegetation	RMSE
Best	0.31	0.15	0.21	0.002	0.63	0.31	7.47	3.53	0.31
Best 200	0.29	0.18	0.12	0.36	1.03	1.19	5.38	4.21	0.09
	±	±	±	±	±	±	±	±	±
	0.07	0.12	0.07	0.26	0.81	0.82	1.07	1.91	0.003

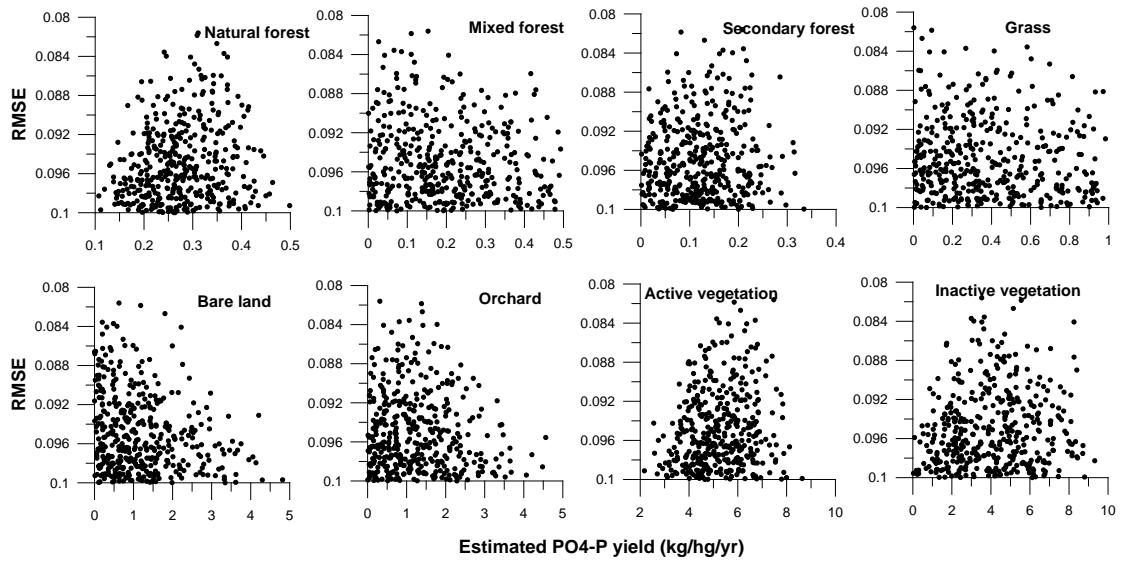


圖 4.17 最優 200 組各種土地利用 PO<sub>4</sub>-P 產出量模擬之結果

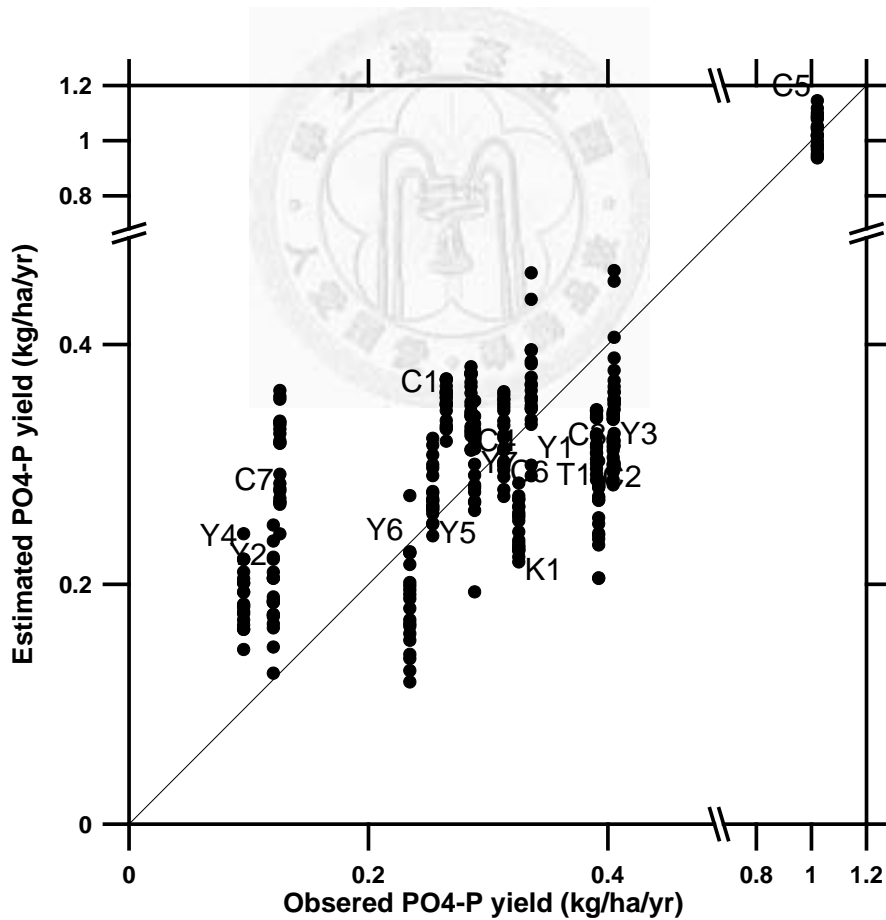


圖 4.18 利用最優 20 組各種土地利用 PO<sub>4</sub>-P 產出量模擬集水區出口 PO<sub>4</sub>-P 產出量之結果

#### 4.4 農地回收之潛在成效

若將現存之 active vegetation 一併回收，則其所在土地之  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  年產出量以 inactive vegetation 土地利用之產出量取代，進而推估各子集水區在回收 active vegetation 後之潛在年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量，其結果如圖 4.19 及表 4.8 所示，除了 C1~C6 測站，其餘測站因為早已沒有 active vegetation 土地利用，所以對於這些測站之  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  年輸出量沒有影響，結果顯示，回收農地對於  $\text{NO}_3\text{-N}$  輸出量之削減成效遠優於對  $\text{PO}_4\text{-P}$  之削減成效，其中以 C5 集水區因現存 13.1% 之 active vegetation，所以農地回收後之成效最為顯著，對於年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量分別高達 80.9% 及 15.1% 之削減百分比，其他子集水區因為僅擁有 0.7%~1.3% 之 active vegetation，對於年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量之削減百分比則集中在 58.7%~66% 及 2.6%~4.7%。

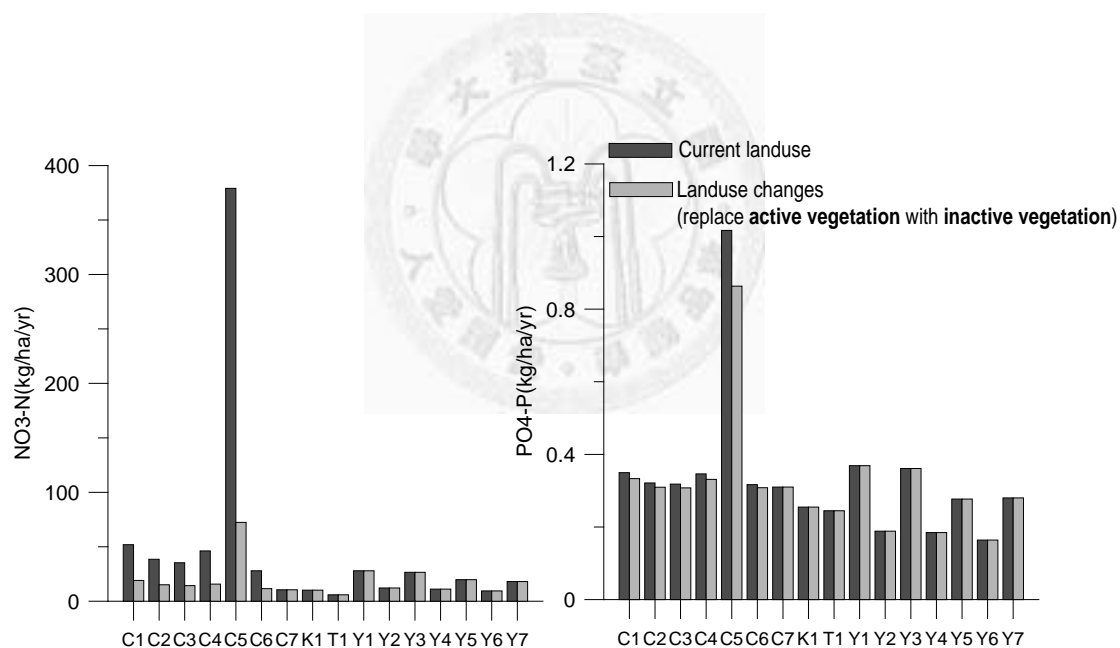


圖 4.19 將 inactive vegetation 取代 active vegetation 推估子集水區年平均  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  之輸出量

表 4.8 將 inactive vegetation 取代 active vegetation 推估子集水區年平均 NO<sub>3</sub>-N 及 PO<sub>4</sub>-P 之輸出量及其削減百分比

Station id	NO <sub>3</sub> -N (kg/ha/yr)			PO <sub>4</sub> -P (kg/ha/yr)		
	Before*	After*	Reduction(%)	Before	After	Reduction(%)
<b>C1</b>	<b>51.88</b>	<b>19.09</b>	<b>63.2</b>	<b>0.35</b>	<b>0.33</b>	<b>4.7</b>
<b>C2</b>	<b>38.49</b>	<b>15.08</b>	<b>60.8</b>	<b>0.32</b>	<b>0.31</b>	<b>3.6</b>
<b>C3</b>	<b>35.36</b>	<b>14.28</b>	<b>59.6</b>	<b>0.32</b>	<b>0.31</b>	<b>3.3</b>
<b>C4</b>	<b>46.13</b>	<b>15.69</b>	<b>66.0</b>	<b>0.35</b>	<b>0.33</b>	<b>4.4</b>
<b>C5</b>	<b>379.10</b>	<b>72.36</b>	<b>80.9</b>	<b>1.02</b>	<b>0.86</b>	<b>15.1</b>
<b>C6</b>	<b>27.94</b>	<b>11.55</b>	<b>58.7</b>	<b>0.32</b>	<b>0.31</b>	<b>2.6</b>
C7	10.52	10.52	0.0	0.31	0.31	0.0
K1	10.15	10.15	0.0	0.25	0.25	0.0
T1	5.90	5.90	0.0	0.24	0.24	0.0
Y1	27.91	27.91	0.0	0.37	0.37	0.0
Y2	12.18	12.18	0.0	0.19	0.19	0.0
Y3	26.57	26.57	0.0	0.36	0.36	0.0
Y4	11.11	11.11	0.0	0.18	0.18	0.0
Y5	19.76	19.76	0.0	0.28	0.28	0.0
Y6	9.46	9.46	0.0	0.16	0.16	0.0
Y7	18.05	18.05	0.0	0.28	0.28	0.0

Before 表示現況土地利用所產生之年輸出量；After 表示進一步將現有 active vegetation 回收後之年輸出量

#### 4.5 物質的傳輸路徑

從上述成果可以發現，人類活動依然是水質污染的主要來源，但污染物可能透過地下水、地表逕流或是地表下逕流的路徑流入河川，瞭解污染傳輸的路徑則是進一步且重要的工作，才能在污染進入河川前透過適當的方式適時攔阻。

為了達到上述目的，研究中利用端源混合方法 (end-member mixing analysis, 簡稱 EMMA) 決定集水區內各個水流路徑對河川流量之貢獻百分比。Katsuyama 等研究學者利用 EMMA 根據河川中量測之 Na 及 SO<sub>4</sub> 濃度，推論當地下水面較低時，河川流量主要來自地下水及穿落水，當地下水面提高至未飽和含水層時，則河川水質主要受到此來源之影響，即為此時河川流量之主要來源 (Katsuyama et al., 2001)；Burns 等人則用 EMMA 及五種不同物質濃度 (包含 Mg、Na、Si、Cl、SO<sub>4</sub>)，計算了在 Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA) 冬天兩場暴雨事件所引發河川流量之來源，結果顯示集水區內發生於岩石露頭上之逕流為

洪峰流量之主要來源 (Burns et al., 2001); Mulholland and Hill 則利用  $\text{SO}_4$  與  $\text{Ca}$  濃度去分離河川流量來源，並進一步推論在河道內營養鹽 (包含  $\text{NO}_3$ 、 $\text{DOC}$  及  $\text{PO}_4$ ) 受季節之影響 (Mulholland and Hill, 1997)。

根據 3.4 節方法，計算所得之端源水質 (如表 4.9 所示) 在高山溪及有勝溪的結果分別如圖 4.20 及圖 4.21 方框中的實心點所示，而在該事件中各端源所佔之百分比則如圖 4.22 及圖 4.23 所示，不論是高山溪或是有勝溪，柯羅沙颱風期間以 Source3 佔最多，而其次分別為 Source2 及 Source1，從端源的水質分佈及在水文歷線上的貢獻程度，推估 Source1 應主要為地下水來源，而 Source2 為地表下逕流，Source3 則為地表逕流。而在三種端源對於此事件之貢獻百分比如表 4.9 所示，根據不同端源參考物質之選擇，在 K1 地下水之貢獻約佔 19%，地表下逕流約佔 25~28%，地表逕流約佔 53~56%；而在 Y1 其三種端源之貢獻則分別為 7~8%、22~26% 及 67~70%。在非颱風時期，觀測水質均落在 Source1 及 Source2 兩點所連結之斜直線上 (如圖 4.20 及 4.21 所示)，表示該時期之河川流量主要來自於地下水及地表下逕流，但仍有隨著流量增加而偏移至 Source3 之傾向，應為地表逕流匯入河川所致。端源的準確性決定了 EMMA 不確定性之大小 (Joerin et al., 2002)，透過不同物質間的交叉計算或許能限制各端源可能發生之範圍，但仍需要進一步的現地調查以確保評估之準確性。

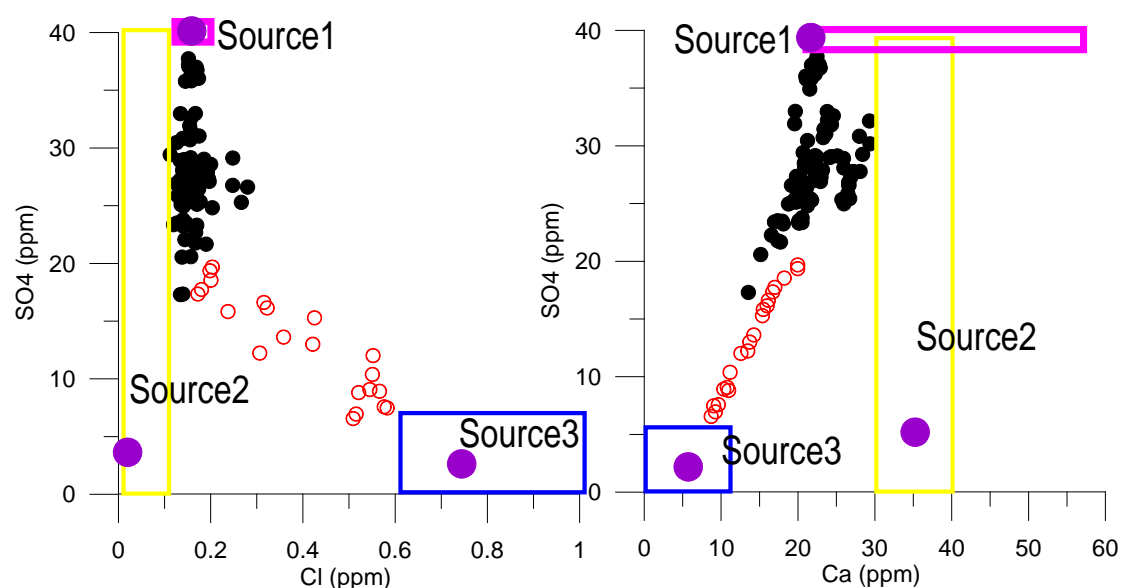


圖 4.20 高山溪採樣點 (K1) 水質與端源混合之關係圖

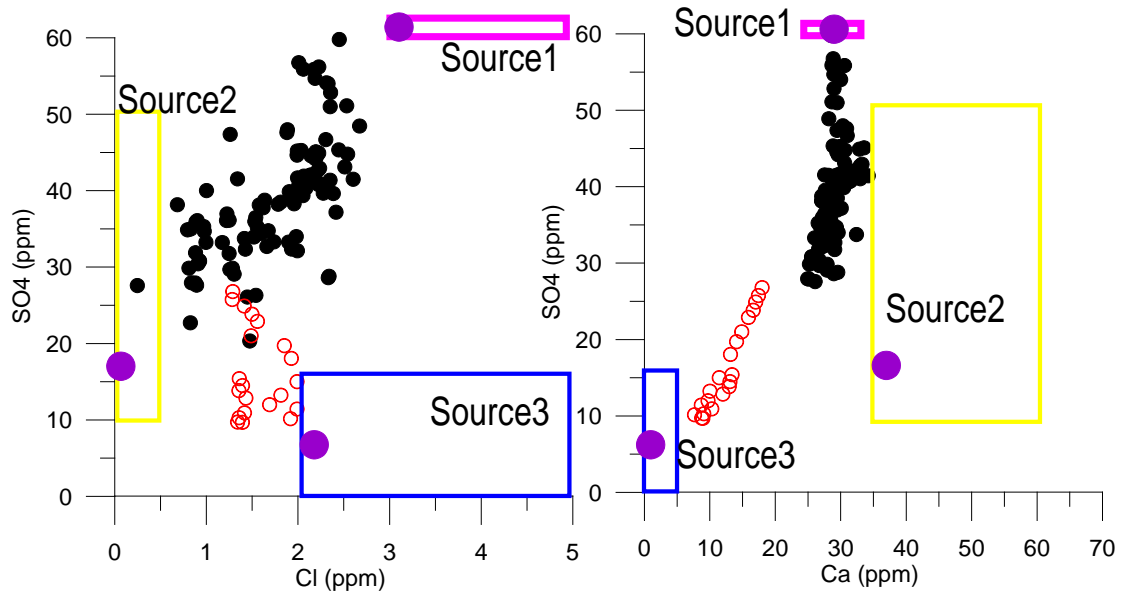


圖 4.21 有勝溪採樣點 (Y1) 水質與端源混合之關係圖

表 4.9 高山溪 (K1) 及有勝溪 (Y1) 水質端源濃度及各端源對柯羅沙颱風事件之流量貢獻百分比

K1	SO <sub>4</sub> (ppm)	Cl (ppm)	Ca (ppm)	Contribution <sup>1</sup> (%)	Contribution <sup>2</sup> (%)
Source1	40.00	0.20	20.00	19.14	19.27
Source2	3.98	0.01	30.42	28.30	24.79
Source3	2.60	0.83	0.24	52.55	55.93
Y1					
Source1	60.00	3.00	30.00	7.33	8.17
Source2	18.66	0.16	35.31	25.78	22.22
Source3	5.94	2.00	0.51	66.89	69.61

1：根據 SO<sub>4</sub> 與 Cl 濃度求得；2：根據 SO<sub>4</sub> 與 Ca 濃度求得

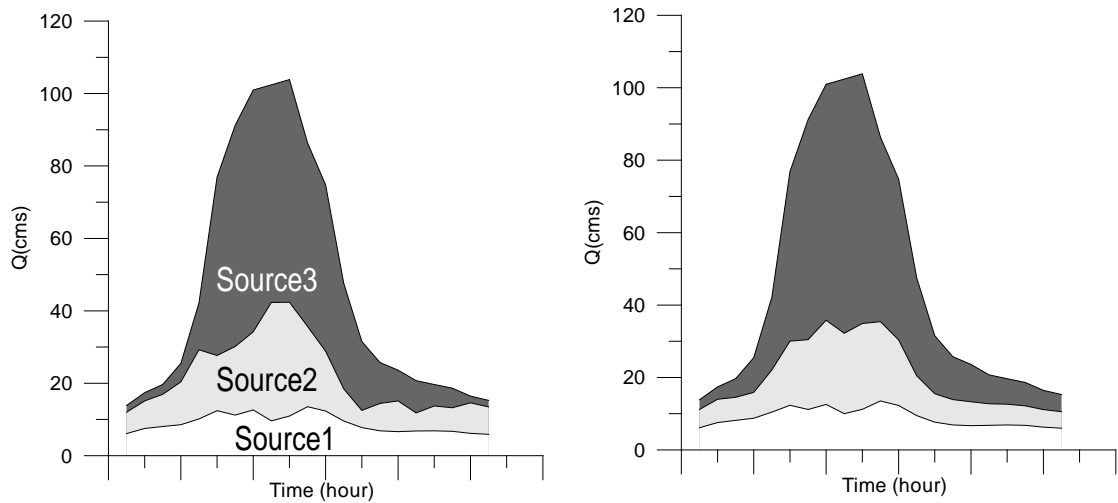


圖 4.22 高山溪採樣點以  $\text{SO}_4\text{-Cl}$  (左) 及  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  (右) 計算各端源流量貢獻圖

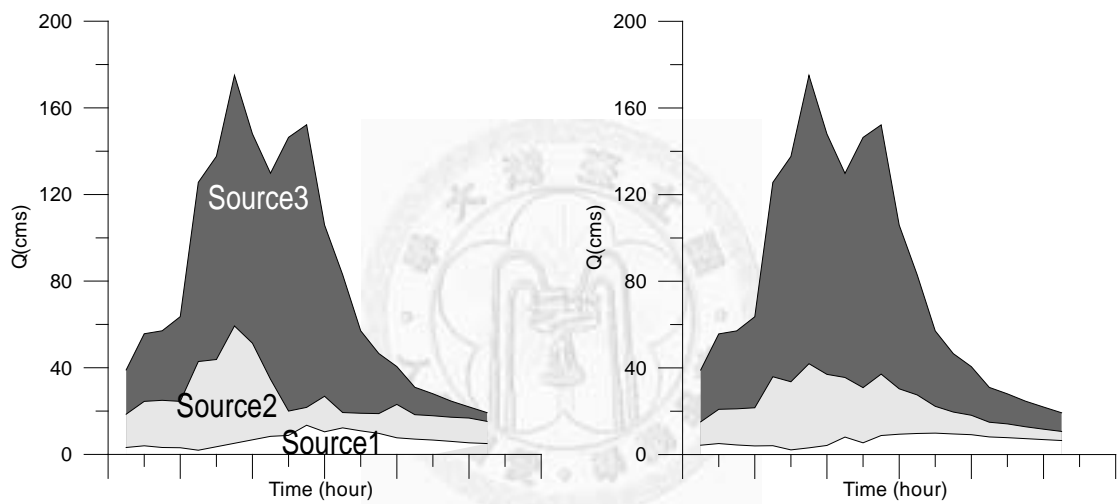


圖 4.23 有勝溪採樣點以  $\text{SO}_4\text{-Cl}$  (左) 及  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  (右) 計算各端源流量貢獻圖

#### 4.6 小結

從上述分析結果可以發現，人為活動的確對於七家灣溪之水質造成顯著之影響，雖然氮與磷之傳輸機制不相同，氮主要隨著集水區內水流路徑排出，而磷則取決於水流中所夾帶之土壤顆粒量，儘管如此，人為活動越頻繁之集水區其氮、磷濃度即越高，而農地回收也確實顯著減少了集水區內氮、磷的輸出，反應了停止肥料使用之效應，回收農地因此是最直接改善水質之方法；但集水區內水流路徑似乎較不受土地利用之影響，暴雨期間以地表逕流為主，平日則以地下水流為主，僅能攔截過濾地表逕流之植草帶將無法有效改善平日多以地下水流流出之氮元素。

## 第五章 水溫在集水區內之變化

### 5.1 集水區內水溫變化

流域內七個水溫測站的溫度分佈如圖 5.1 至圖 5.9 所示，其中除了西溪與有勝溪在颱風期間（六月～十月）仍持續監測外，其餘測站則撤回待颱風季節過後再繼續監測，氣溫則如圖 5.10 至圖 5.12 所示，從整體的水溫與氣溫一致性的變化趨勢可以發現，水溫的變化主要受到周圍環境之影響，只是水溫的變幅不像氣溫的變幅那樣大，而水溫在集水區內的空間變化，則可以用圖 5.13 來表示，整體看來可以發現幾個現象，除了灰框所包圍的支流，越下游的平均水溫越高，支流中的司界蘭溪亦有相同的現象，且越往下游水溫的變幅（最高溫減去最低溫）越高；所有流域中以有勝溪（Y1）的平均水溫最高，且變幅最大；有趣的是，桃山西溪與北溪的海拔高度相近，但桃山西溪的水溫在秋、冬兩個季節很系統性的低於桃山北溪大約兩到三度（如圖 5.14 所示），隨著春天的來臨，桃山西溪之水溫才慢慢接近北溪水溫。若以 17 度水溫作為櫻花鉤吻鮭適應環境的上限，則根據過去近三年的水溫量測，以有勝溪約有 15% 的時間超過 17 度，為最不適合之棲地，而桃山西溪及桃山北溪則從未超過此閾值，其他像高山溪、一號壩、迎賓橋、及四季朗吊橋分別佔了 0.2%、0.3%、2.3% 及 5.7%，越往下游超過的比例就越高，而近年來有進行野放工作之司界蘭溪，其水溫超過此閾值的情形分別為 1.3%（司界蘭溪上游）及 1.9%（司界蘭溪下游）。

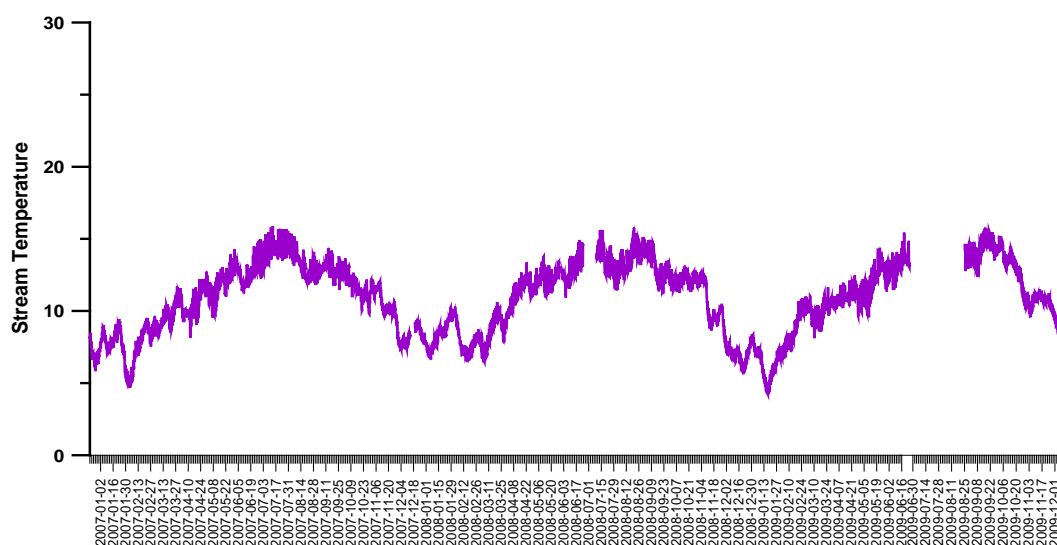


圖 5.1 桃山西溪（C7）水溫隨時間變化圖



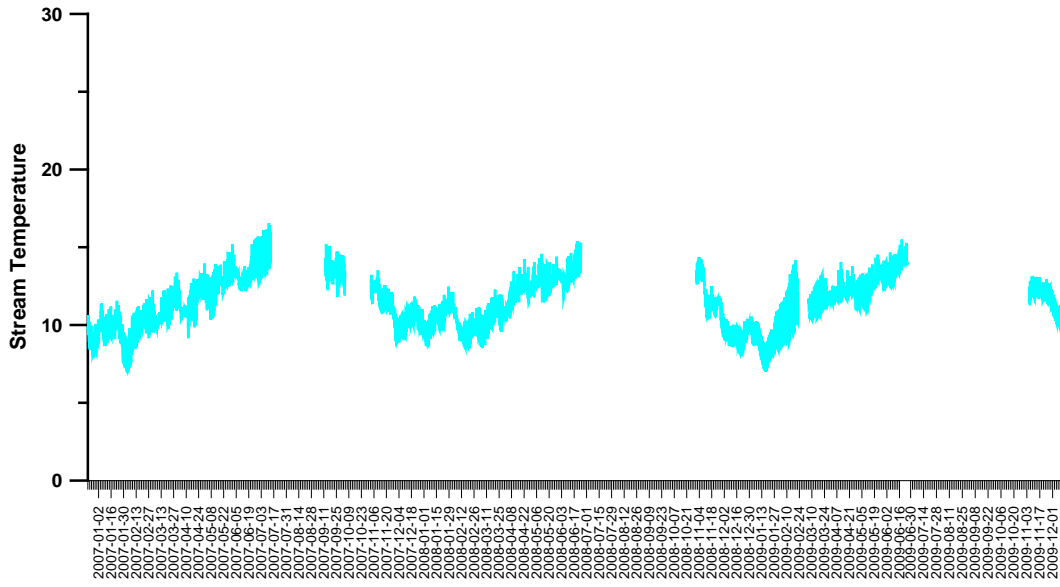


圖 5.2 桃山北溪 (T1) 水溫隨時間變化圖

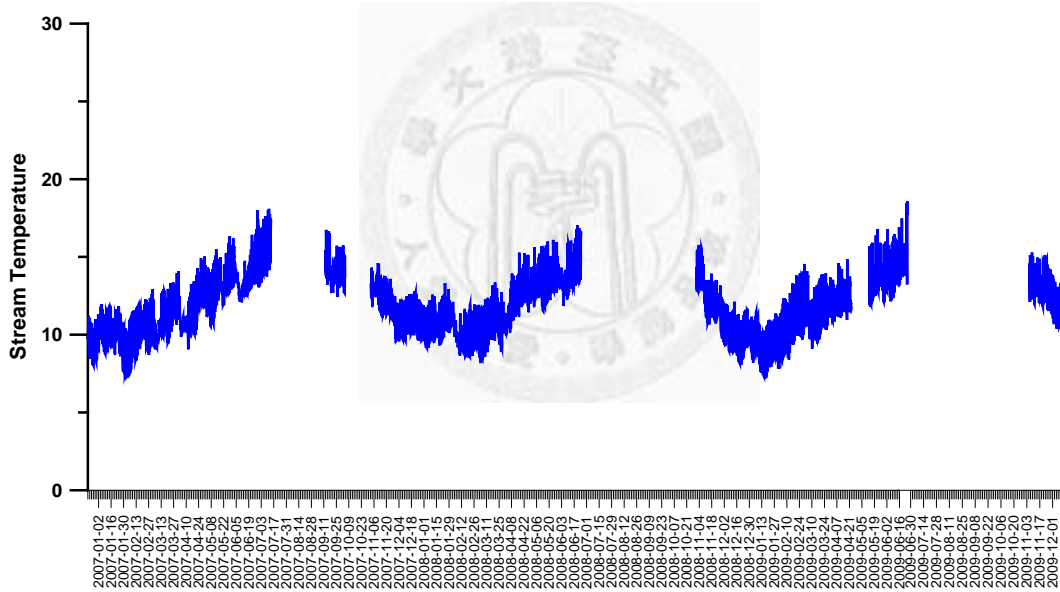


圖 5.3 一號壩 (C4) 水溫隨時間變化圖

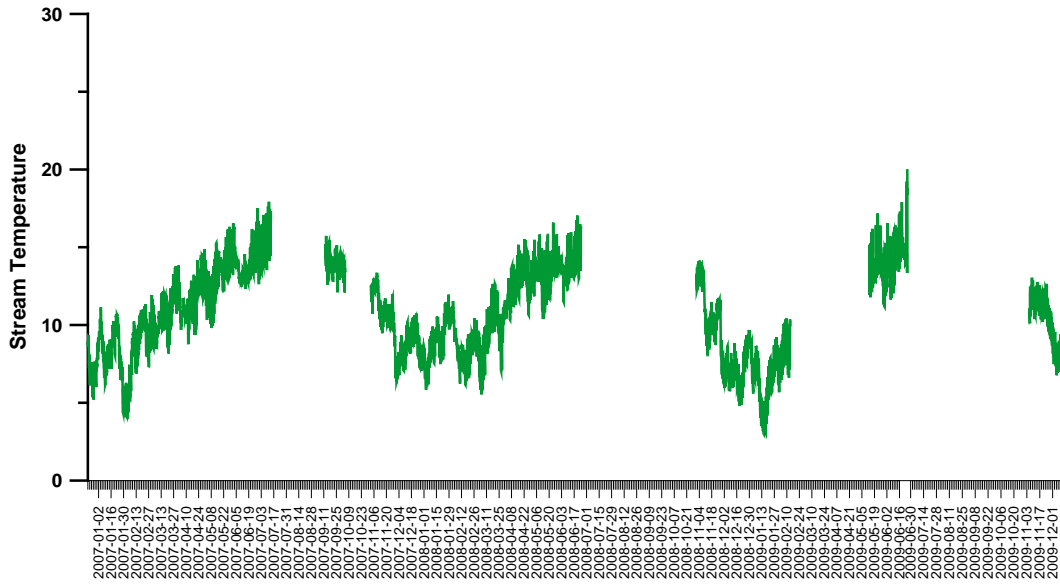


圖 5.4 高山溪 (K1) 水溫隨時間變化圖

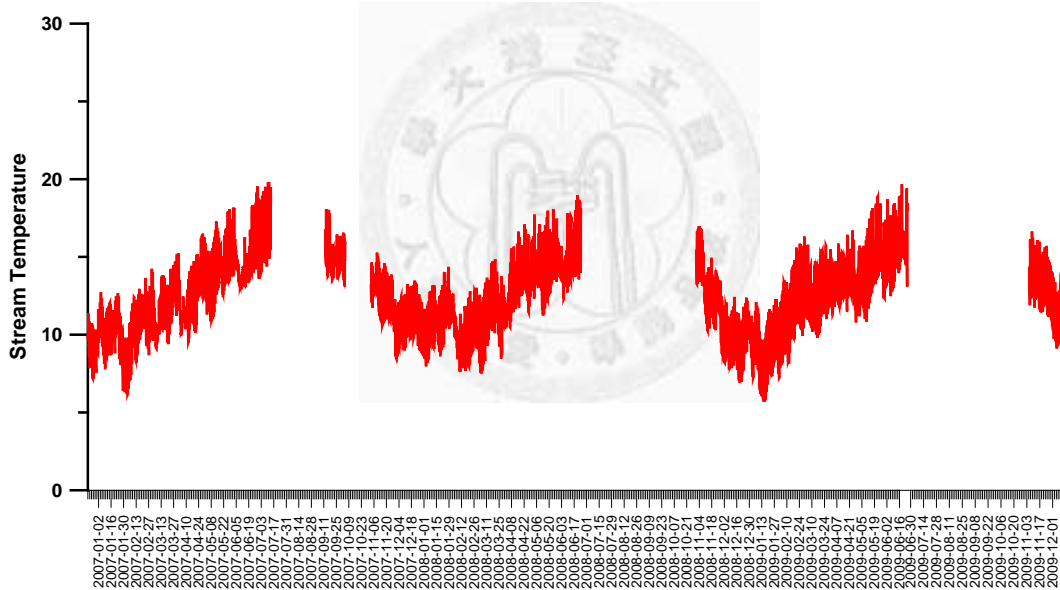


圖 5.5 迎賓橋 (C1) 水溫隨時間變化圖

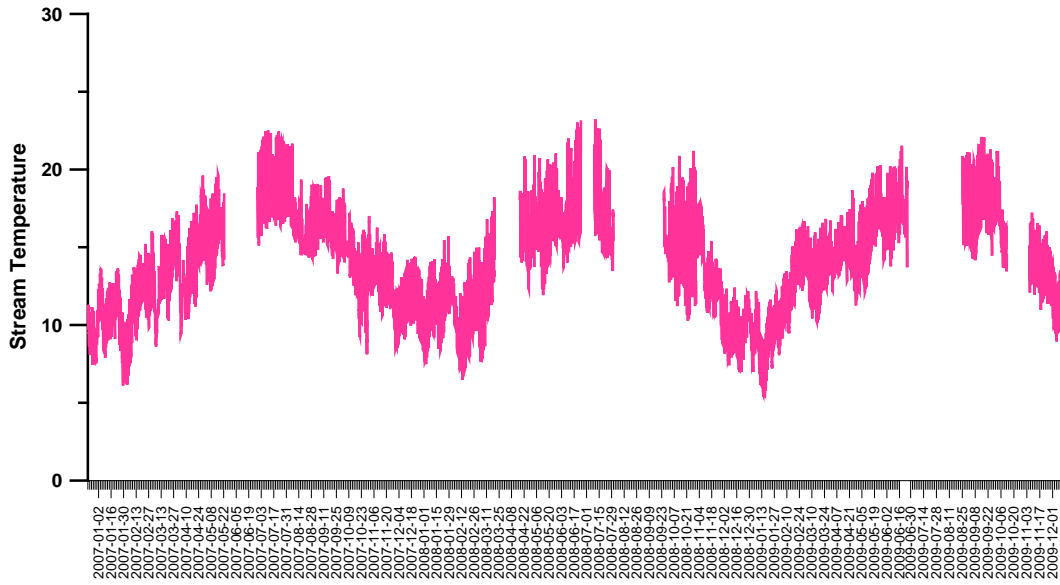


圖 5.6 有勝溪 (Y1) 水溫隨時間變化圖



圖 5.7 司界蘭溪上游 (S3) 水溫隨時間變化圖

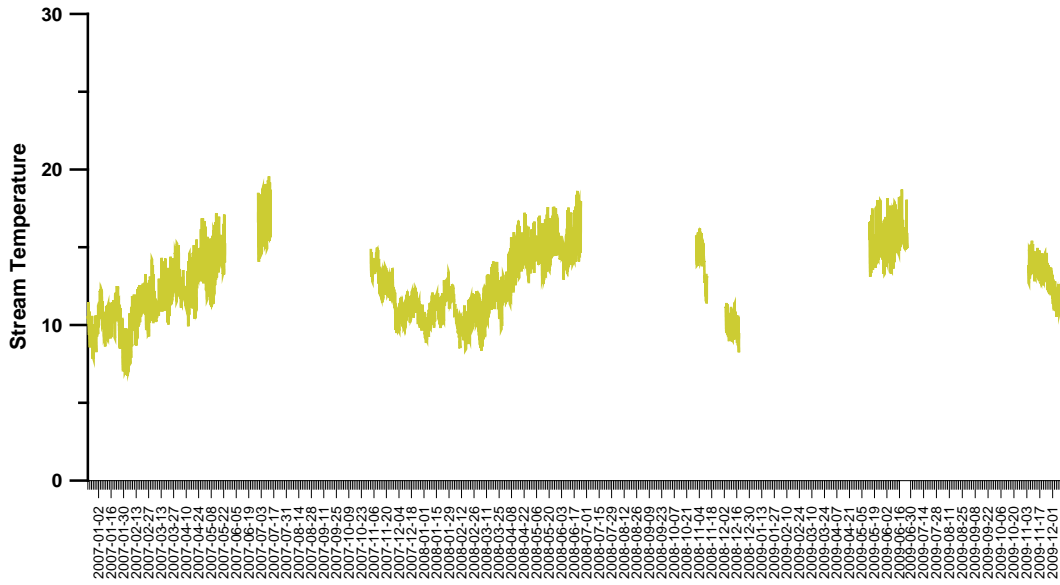


圖 5.8 司界蘭溪下游 (S1) 水溫隨時間變化圖

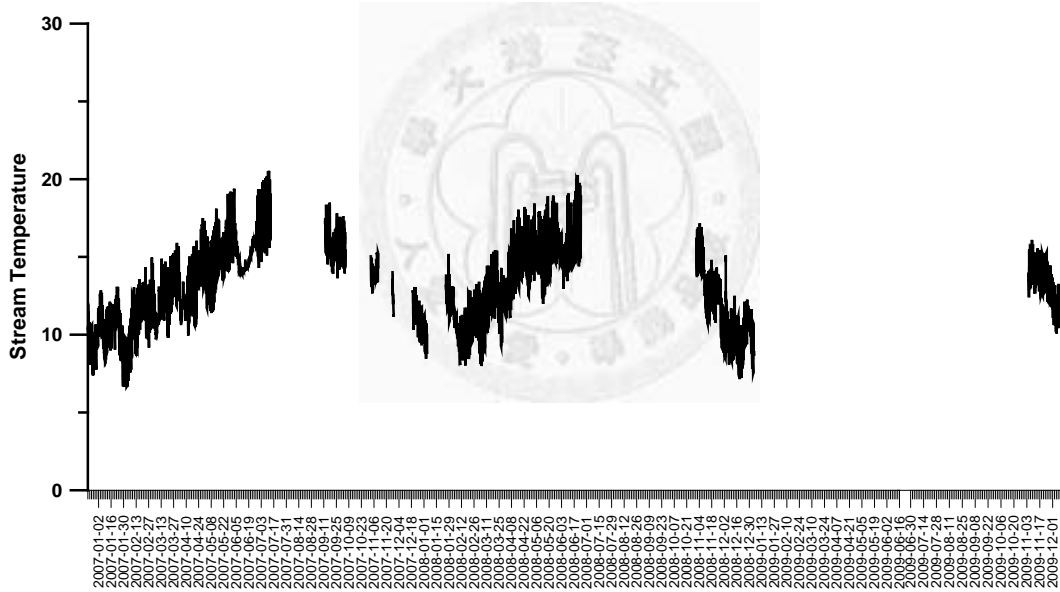


圖 5.9 四季朗吊橋 (C0) 水溫隨時間變化圖

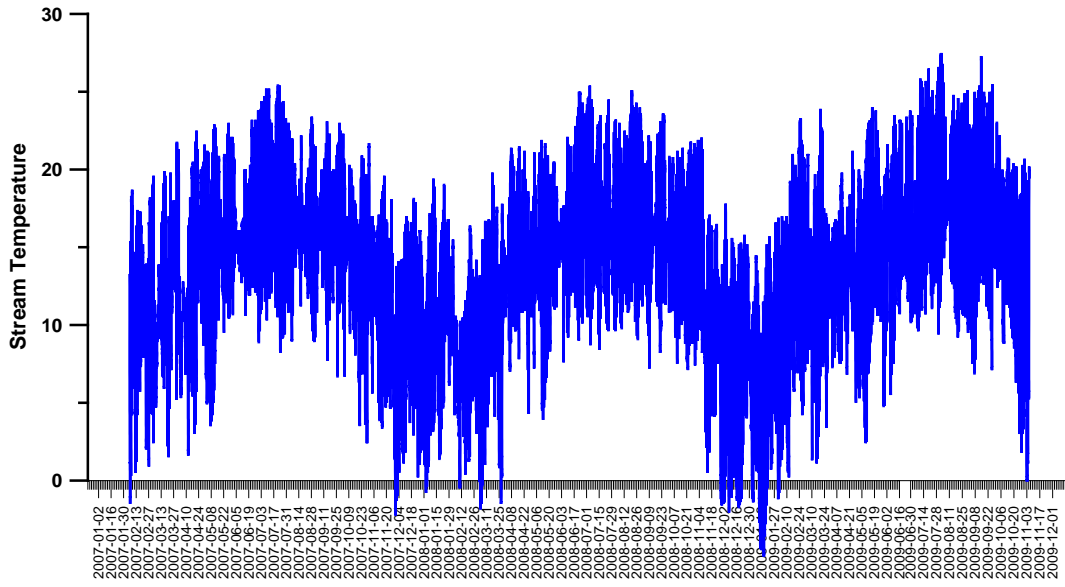


圖 5.10 桃山西溪氣溫隨時間變化圖

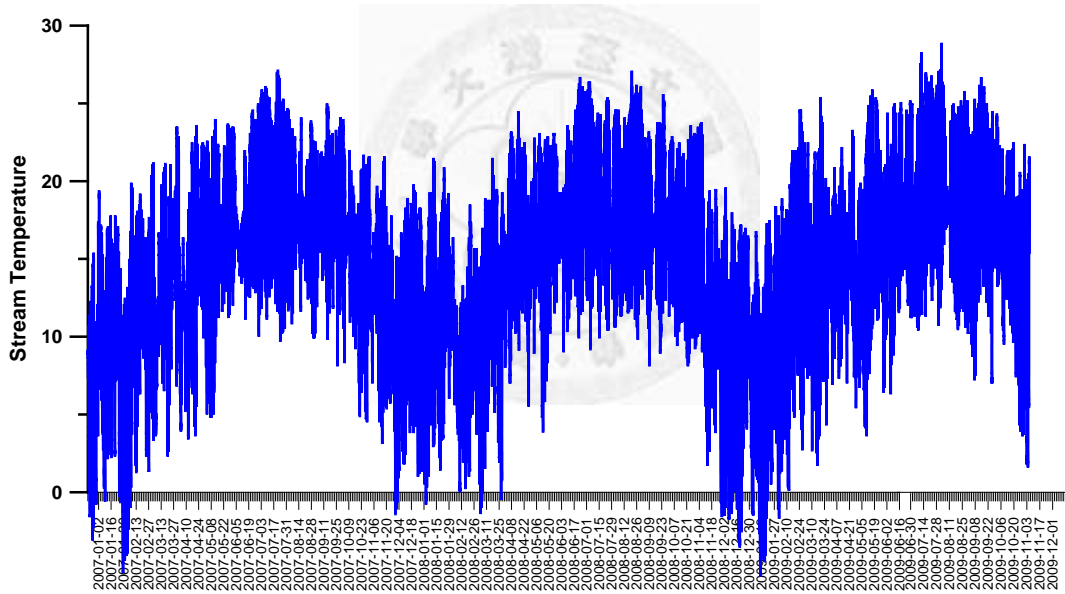


圖 5.11 繁殖場氣溫隨時間變化圖

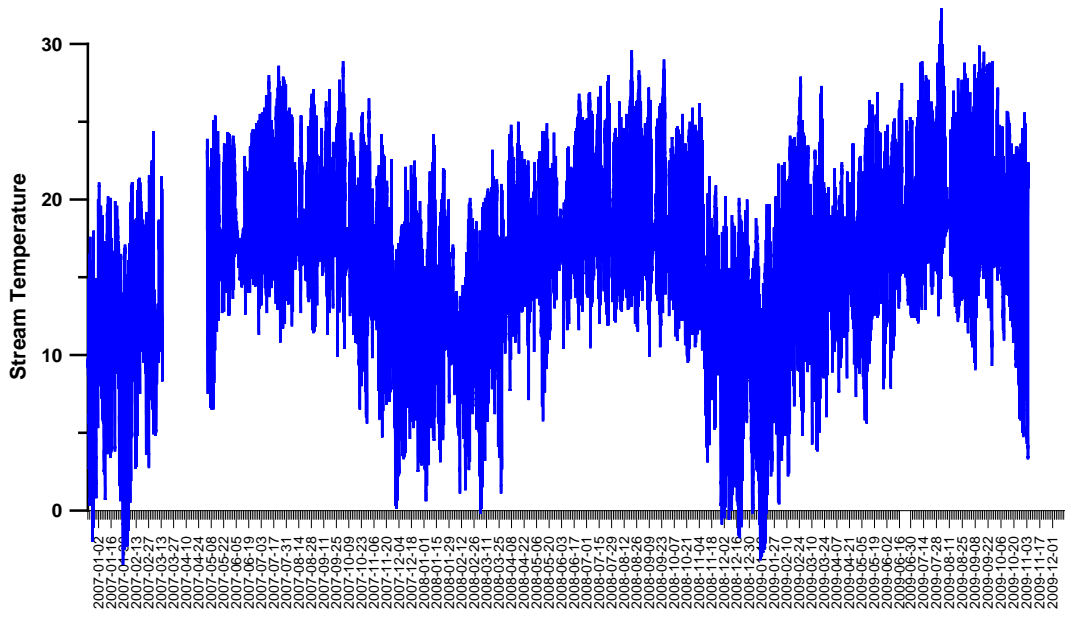


圖 5.12 四季朗吊橋氣溫隨時間變化圖

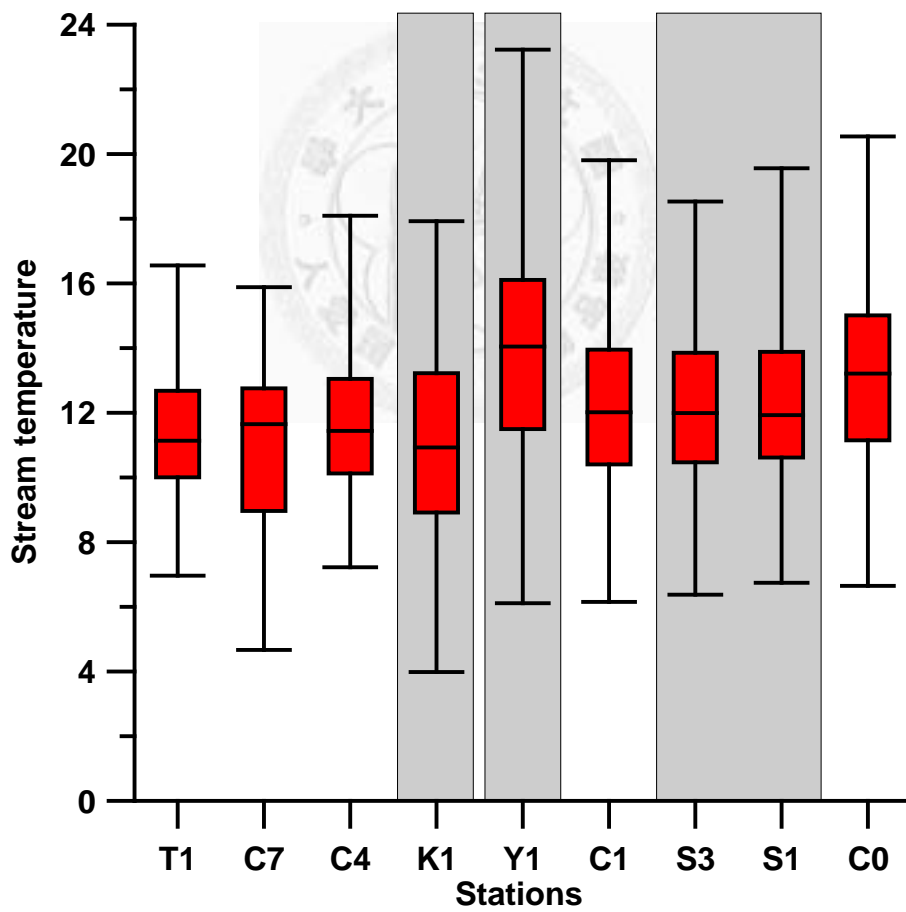


圖 5.13 水溫之空間變異圖

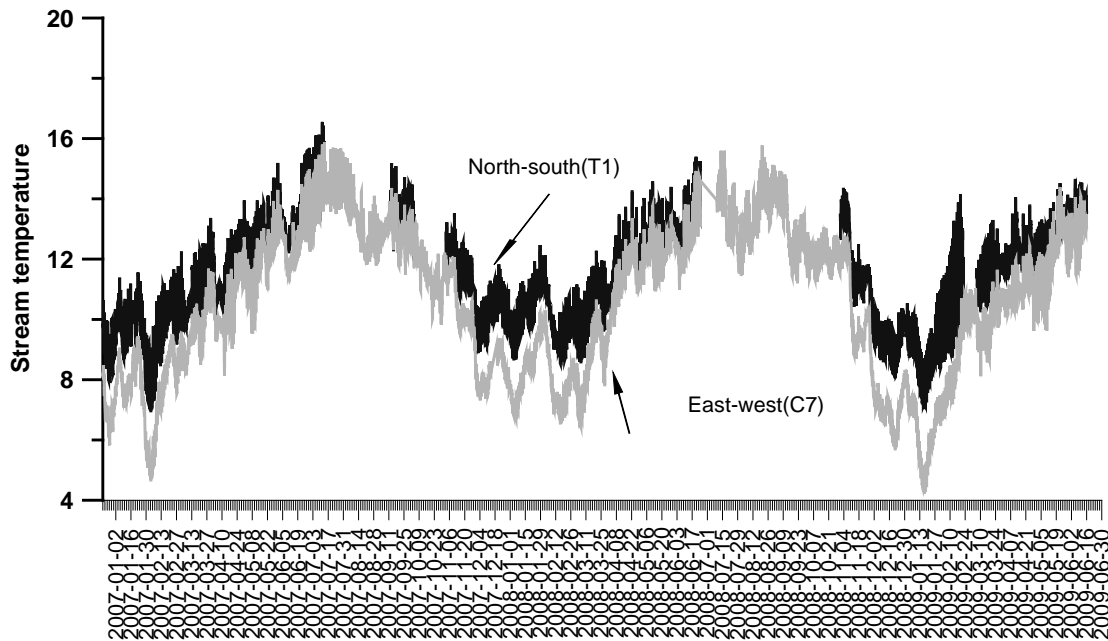


圖 5.14 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 水溫之時間序列

## 5.2 水溫受地形之影響

桃山西溪與北溪的海拔高度相近，但桃山西溪的水溫在秋、冬兩個季節系統性的低於桃山北溪大約兩到三度（如圖 5.14 所示），隨著春天的來臨，桃山西溪之水溫才慢慢接近北溪水溫，研究中擷取西溪及北溪在交會前約莫 2.5 公里長之河段，在考量地形遮蔽的影響下計算河段接受太陽直射比例隨時間之變化，如圖 5.15 及圖 5.16 所示，結果顯示，西溪在冬天時（圖 5.15）正午時分（早上 10:00 至下午 2:00 期間）整體河段受太陽直射百分比顯著比北溪來的少，而夏天時（圖 5.16）兩溪受太陽直射面積的比例隨時間之變化趨於一致，但整體來說西溪還是略少於北溪，間接說明了為何西溪水溫在冬天時低於北溪水溫兩度，而夏天時僅略低北溪。兩溪每日受太陽直射起始時間的不同亦反應在水溫的變化上，西溪受到太陽直射的時間較早，觀測資料亦顯示西溪冬天水溫升高的時間比北溪來得早約 40 分鐘，而冬天時北溪受光面積隨時間變化較為迅速（圖 5.15），亦導致北溪水溫變化的幅度較西溪來得劇烈（圖 5.17 (a)），西溪在冬天太陽直射比例隨著時間呈現三個起伏（圖 5.15），水溫的觀測亦顯示相同之結果（圖 5.17 (a)）；到了夏天則因兩溪受光趨勢相近，變化幅度亦相當接近（如圖 5.17 (b) 所示）。檢視地形遮蔽效應對於水溫的影響，反映的是水溫變化受到太陽直射的影響甚劇，

不管是升溫的幅度、變化的趨勢及高溫到達的程度均與太陽直射有強烈的關連，此結果隱含著若想要控制水溫，或許可以從減少太陽輻射到達河面的比例著手，如透過河岸植栽縮短太陽直射河面的時間及減少到達河面之太陽輻射量；以上發現亦顯示，自然環境中河川的走向或許即決定了某些程度上水溫的變化，在以水溫為主要限制因子的國寶魚復育上提供了相當有價值的參考依據。

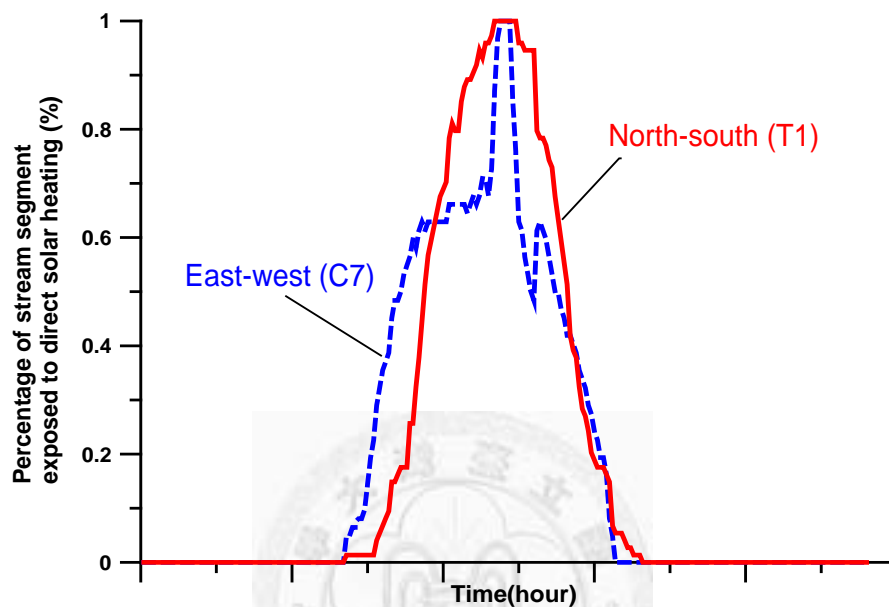


圖 5.15 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 於十二月份河段受光百分比隨時間變化之情形

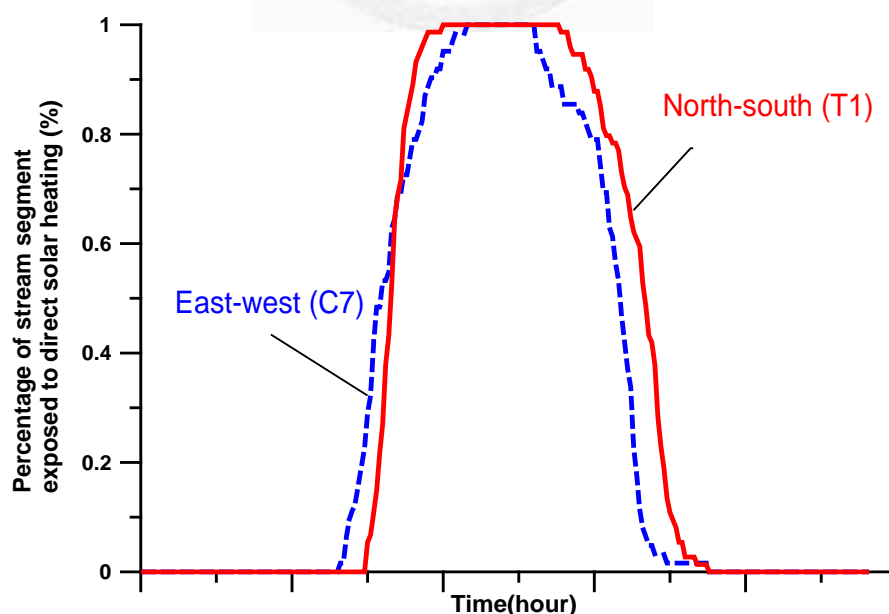


圖 5.16 桃山西溪 (C7) 與桃山北溪 (T1) 於六月份河段受光百分比隨時間變化之情形



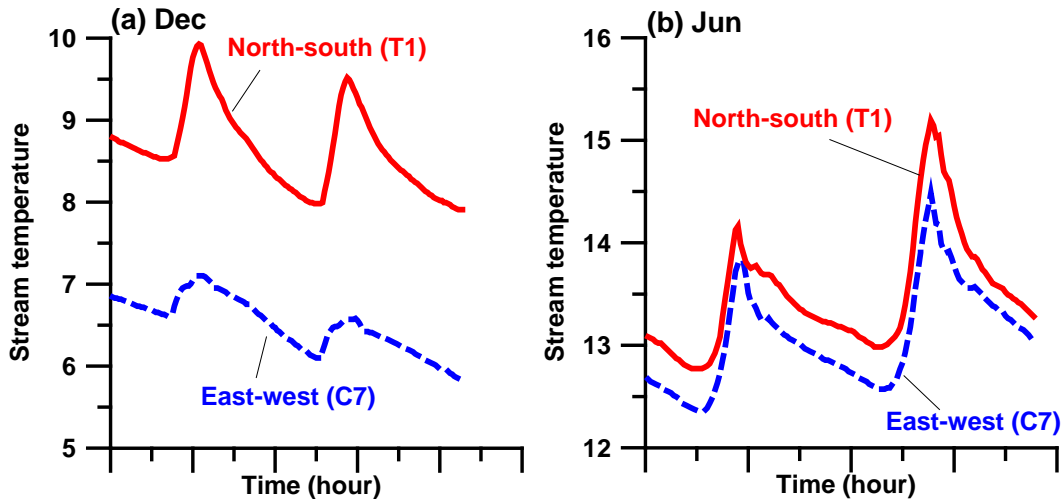


圖 5.17 桃山西溪 (C7) 與北溪 (T1) 於 (a) 冬天 (十二月); 及 (b) 夏天 (六月) 水溫變化圖

### 5.3 植栽對水溫之影響

透過分析水溫受到地形影響之啟發，若要減少太陽直射河面之情形，河岸兩旁的植栽或許是個可行的方法，於是本研究著手瞭解水溫在河道內變化之原因，透過量測資料與模式之配合，更能協助我們有效率的瞭解水溫在河道內變化之機制進而調節水溫。

研究中利用過去發展之水溫模式 (李宗祐, 2003; 楊奕岑, 2004) (研究中所使用之水溫模式請參照附錄 A)，以七家灣溪上游三號壩為上游邊界，往下游方向模擬三號壩至一號壩間之水溫分佈情形，其中一號壩於 2007/7/12 水溫模擬結果如圖 5.18 所示，現有水溫模式已經可以完全掌握水溫的日變化，而由圖 5.19 可以發現，七家灣溪水溫的日變化主要受到水體接受淨輻射能量多寡 (Net radiation, 為長波輻射與太陽輻射之總和) 之控制，而太陽短波輻射 (Solar radiation) 又是淨輻射能量主要之來源，因此若要減低水溫的增溫效果，或許可以從減少水體接受太陽直射的機會著手，呼應了上述分析遮蔽效應所得之結論，更增加了對於河岸植栽以降低七家灣溪水溫想法之信心。

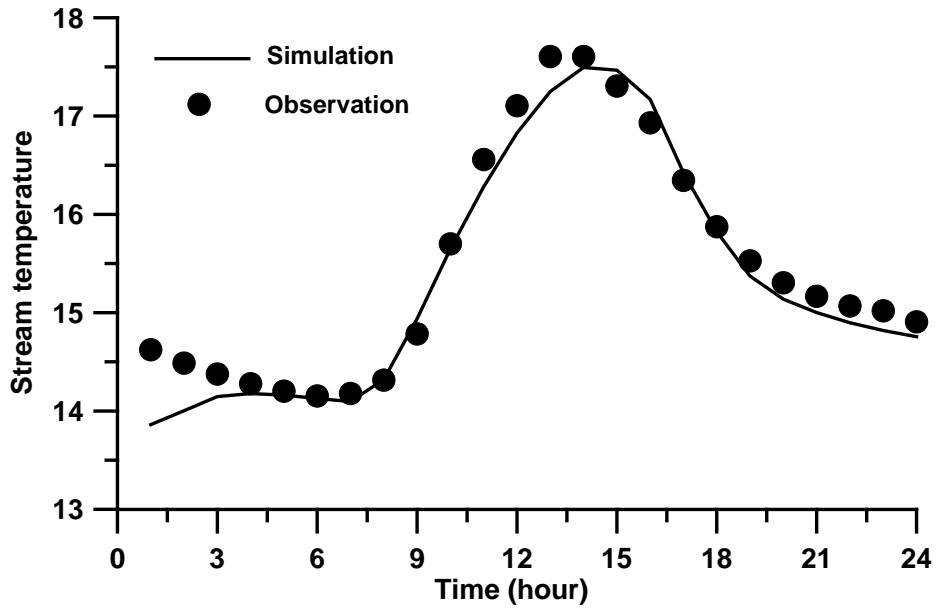


圖 5.18 水溫模式模擬一號壩水溫之結果，以 2007/7/12 為例

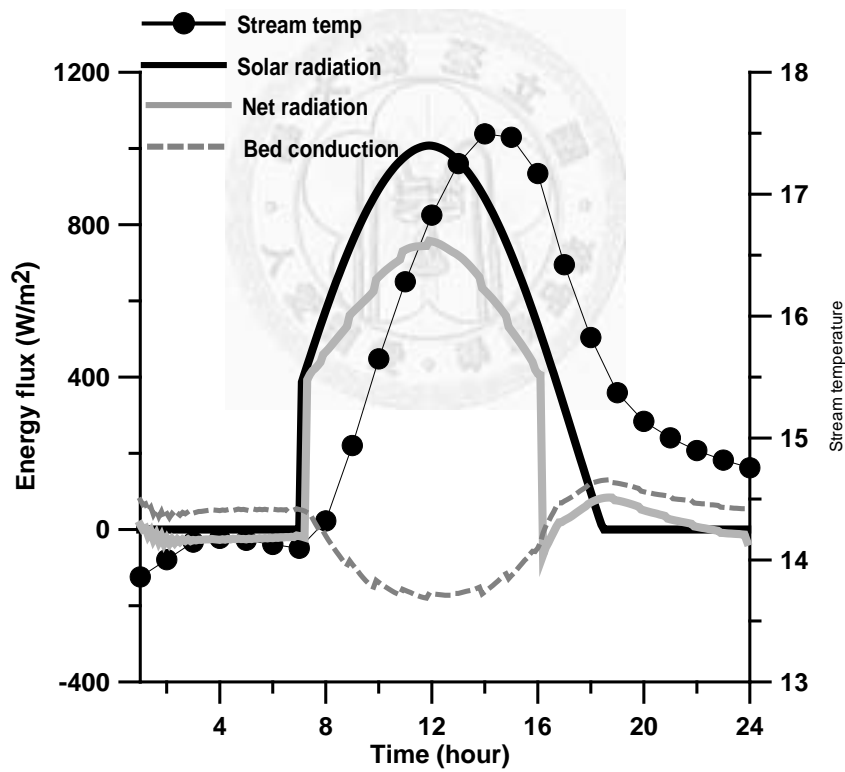


圖 5.19 能量與水溫隨時間之變化圖，以 2007/7/12 為例

除此之外，以物理概念建立之水溫模式，已經證明能合理模擬七家灣溪一號壩至三號壩間之水溫，理應能合理模擬流域內其他河段或是支流之水溫，但是，以七家灣溪為建構基礎之水溫模式卻高估了高山溪的觀測水溫（如圖 5.20 所

示)，經過實際的現地探勘發現，高山溪沿岸的植栽茂盛與七家灣溪寬廣的河谷地形截然不同，高山溪兩岸植栽的樹冠層削減了不少太陽短波輻射的直接入侵，因此原先僅考慮地形遮蔽影響之水溫模式已經不足以描述高山溪的真實環境。楊奕岑（2004）將植栽削減太陽輻射之效應加入高山溪水溫模擬後，已經可以合理模擬庇蔭良好之高山溪水溫，其結果如圖 5.20 所示，證明了河岸植栽的確對於降低水溫有顯著的效果。

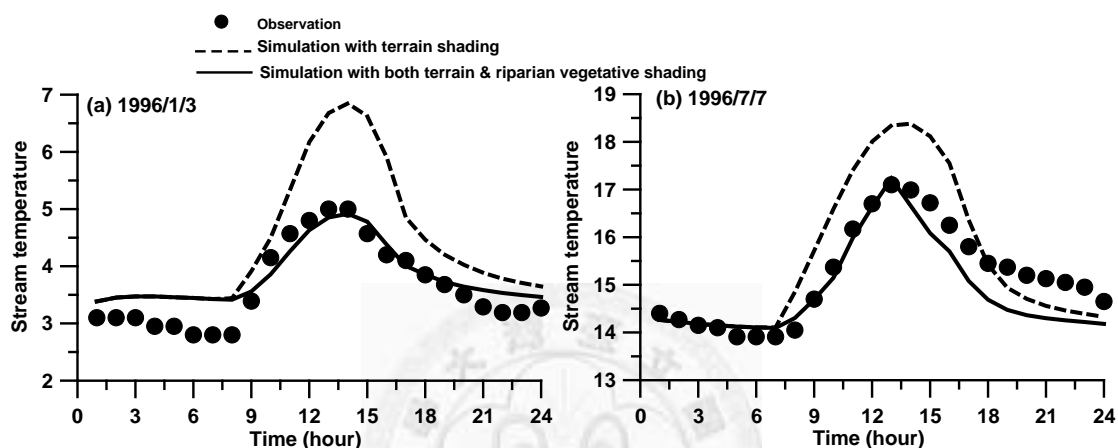


圖 5.20 加入植栽遮蔽效應後及僅考慮地形遮蔽影響之水溫模式模擬高山溪之水溫

## 5.4 評估七家灣溪沿岸植栽策略成效

### 5.4.1 現有地形遮蔽

由 5.3 節論述可知，若能在光線進入河面之前阻絕或是減弱太陽輻射，則可達到降溫的效果，地形即是第一道防線，在七家灣溪主流上從三號壩沿著七家灣溪到一號壩，每個河川網格在每個方位所擁有的地形屏障如圖 5.21 所示，此為在八個方位上所有可能阻攔太陽入射之最高地形仰角，因為研究區域所處緯度的關係，太陽永遠不會從方位 I 及 VIII 照射水面，由圖 5.21 可發現方位 II、III 及 VII 平均看來具有  $30^\circ$  以上之天然屏障，優於方位 IV、V 及 VI，方位 IV 及 V 剛好是七家灣的河道方位，當正午時間太陽光線從此二方向射入時，將不受到任何屏障的阻礙而直接加熱河水，方位 VI 則是七家灣溪於上游西岸的蔬果區，因廢林整田的關係而使得天然屏障較低。整體來說，七家灣溪兩岸的天然屏障其仰角均低於

50°，也就是當太陽高度角 ( $\beta$ ) 高於此角度時，將有可能直接照射到水面，而有效的植栽策略亦必須高於此角度，才能發揮削減太陽輻射的功效。

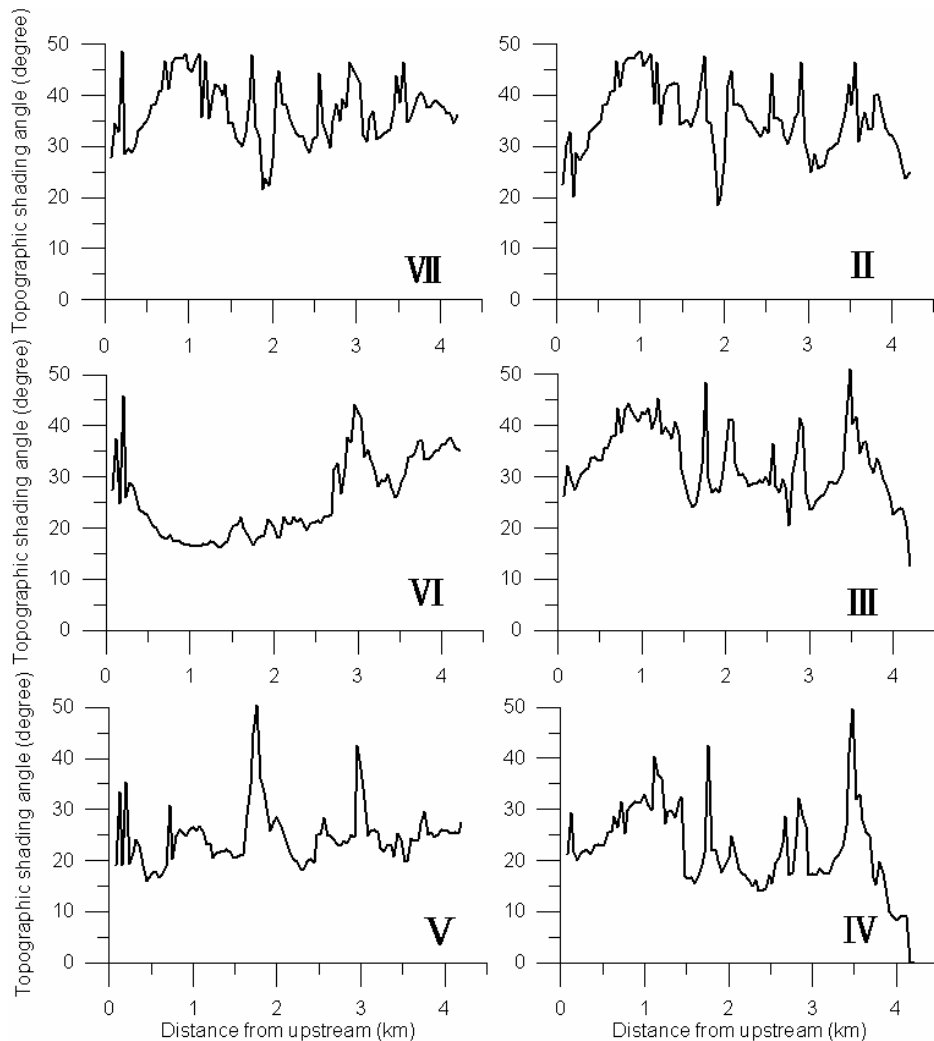


圖 5.21 七家灣溪每個河川網格具有之天然地形屏障

圖 5.22 展示了太陽在夏至、春/秋分、冬至當日之軌跡與地形遮蔽之關係(以編號 70 的河川網格點為例)，圖中縱軸表示太陽的高度角和地形遮蔽的仰角，橫軸則表示從日出至日落太陽所經過之方位角，也就是說，太陽會循著圖中實線由左至右移動，當太陽高度角低於地形遮蔽的仰角(即圖中灰色柱狀圖)時，太陽短波輻射將無法直達河面，反之，若太陽高度角高於地形遮蔽的仰角時，則太陽短波輻射可直接照射河面。在夏至當天，太陽平均直接照射七家灣溪上每個河川網格點達 9.5 個小時，也就是說在這 9.5 個小時內，太陽的高度角均高於其周圍的地形仰角，到了冬至時則平均僅有 7 個小時的直射時間，在無法輕易改變周圍

地形及太陽運行軌道的情況下，透過河岸植栽，提供植栽遮蔽仰角將是可行的方案。表 5.1 彙整了一年四季太陽運行軌跡在經過各方位時之高度角，設計之植栽仰角需要高於太陽之高度角才能達到削減太陽短波輻射之功效。

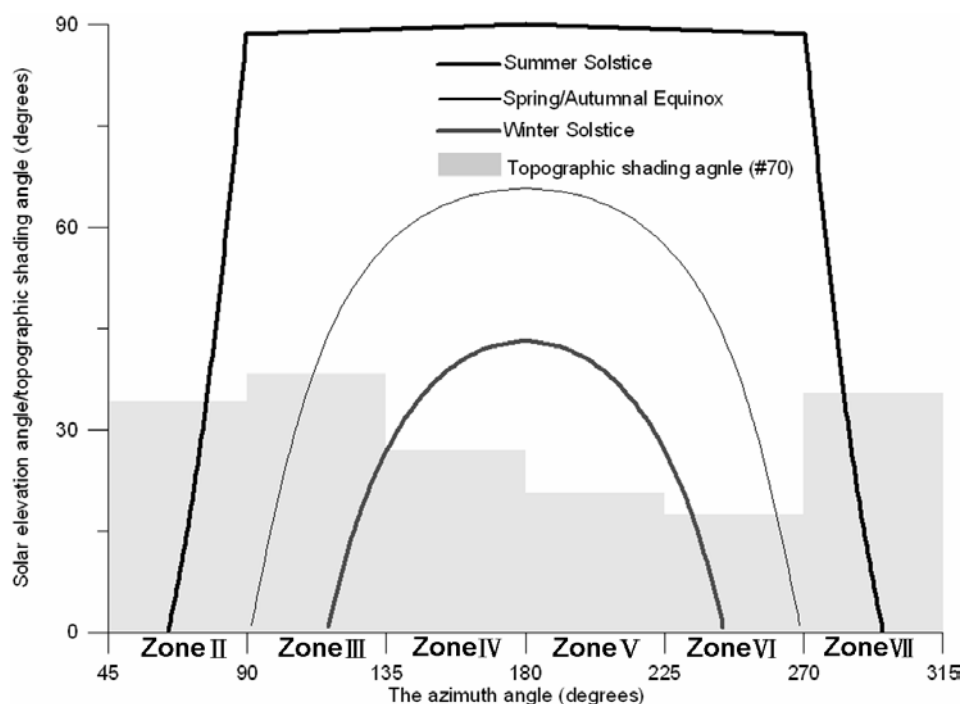


圖 5.22 太陽在夏至、春/秋分、冬至當日之軌跡與地形遮蔽之關係（以編號 70 的河川網格點為例）

表 5.1 在夏至、春/秋分、冬至當日，太陽軌跡運行至每個方位（Zone II ~ Zone VII）時之高度角（ $\beta$ ），及沿著七家灣溪在各個方位上平均之地形遮蔽仰角

	Summer	Spring/Autumn	Winter	Average topographic shading angle
Zone II	0~90	n/a*	n/a	35.2
Zone III	90	0~57.8	0~27.4	32.3
Zone IV	90	57.8~65.7	27.4~43.1	22.2
Zone V	90	65.7~57.8	43.1~27.4	24.5
Zone VI	90	57.8~0	27.4~0	25.4
Zone VII	90~0	n/a	n/a	36.5

\*在春/秋分、及冬至時太陽從方位 II 日出從方位 VII 日落

比較現有的地形遮蔽仰角與太陽高度角，將有助於瞭解在每個河川網格點周圍進行植栽時之潛在效應，雖然每個河川網格點間相互獨立，但由表 5.1 的結果可以推論，若河岸植栽角度能高達  $66^\circ$ ，就能遮蔽除了夏天以外大部分之太陽直射輻射。緊接著將針對研究中所設計之植栽策略進行評估，瞭解各種植栽策略相對應之降溫效果。

#### 5.4.2 各植栽情境下平均及最高溫之降幅

模式對於各種植栽情境的模擬結果展示於圖 5.23、表 5.2 及表 5.3，圖 5.23 展示了在各種植栽情境下，七家灣溪三號壩至一號壩間，於每個月，平均每個河川網格每日最高溫之降幅，及所有河川網格中，每日最高溫之最大降幅，圖 5.23 中圓餅圖表示在水溫模式中植栽在八個方位上設定之方式，圖 5.23 顯示植栽的角度必須大於  $50^\circ$  之後才開始有顯著的成效，但儘管增加植栽角度至  $70^\circ$ ，也無法減低夏季高溫之情形，夏季時太陽入射的角度多高於地形遮蔽，且其高度角高達  $90^\circ$ ，若不是庇蔭良好的植栽（樹冠層延伸至河道上，將河道完全遮蔽，如部分高山溪河段），根本無法阻攔太陽輻射，亦無法改善每日最高水溫。整體來說，以上游全面的植栽對於降溫的成效最為顯著，在所有月份中，平均每個河川網格日最高溫的降幅達  $0.1\sim 0.8^\circ\text{C}$ ，其次是西岸植栽、下游植栽及東岸植栽，蔬果區的恢復植林，因為該情境的設計無法削減到到達每日最高水溫前的短波輻射，而效果欠佳（表 5.2）。但值得特別注意的是，本研究僅探討植栽對於減緩水體接受短波輻射進而對水溫變化的直接影響，並未評估植栽對於降低地下水溫等間接影響；若考慮各種植栽策略對於所有河川網格之中造成日最高水溫之最大降幅，則以下游植栽具有最佳的表現，其次是上游植栽、西岸植栽及東岸植栽（表 5.3）。

圖 5.23 (a) 明顯的展示，就算把現有的蔬果區重新造林，對於改善每日最高溫的效果仍非常有限（平均每個網格的降幅趨近於  $0^\circ\text{C}$ ，單一網格最大降幅也僅有  $0.2^\circ\text{C}$ ），此植栽策略的配置僅能削減日落前之太陽輻射，因此對於總是發生在正午時分（12:00~2:00 p.m.）之日最高溫的調降沒有任何幫助，有效的植栽策略必須要能削減下午兩點之前之太陽輻射，雖然此植栽策略的效果不彰，卻也凸顯了選擇適合植栽位置之重要性。

上游植栽及下游植栽是設計將植栽種植於上、下游兩岸每個河川網格點周圍之八個方位，以平均溫降而言，上游植栽（圖 5.23 (b)）明顯地比下游植栽（圖 5.23 (c)）效果佳，若在上游植栽  $\theta_v=70^\circ$  之樹木，則在十二月每個河川網格可以獲得平均  $0.8^\circ\text{C}$  之溫降，為所有設計情境中之最佳值。有趣的是，若是考慮單一網格最大溫降，則下游植栽可達溫降  $1.6^\circ\text{C}$  優於上游植栽之  $1.4^\circ\text{C}$ ，儘管如此，下游植栽並不能如上游植栽一樣提供整條河川持續之降溫效果，上游植栽能減緩向下游傳輸之熱能，具有冷卻整條河川之效用，也因此具有為河溪生態產生更多適合棲地之潛在效應（Davies，2010）。

若分別將植栽種植於河川的兩岸，則其降溫的效果如圖 5.23 (d) 及圖 5.23 (e) 所示，西岸植栽在冬季時（十月至隔年二月）相較於東岸植栽具有顯著地降溫效果，而在其他月份則無顯著差異。研究中將建議上游植栽及西岸植栽作為植栽策略之優先選擇方案，相較於其他策略，此二策略更能提供全河段之降溫效果（平均降溫效果最優），對於保育櫻花鉤吻鮭之目的而言，能改善全河段之棲地環境亦比僅改善部分河段來得重要。

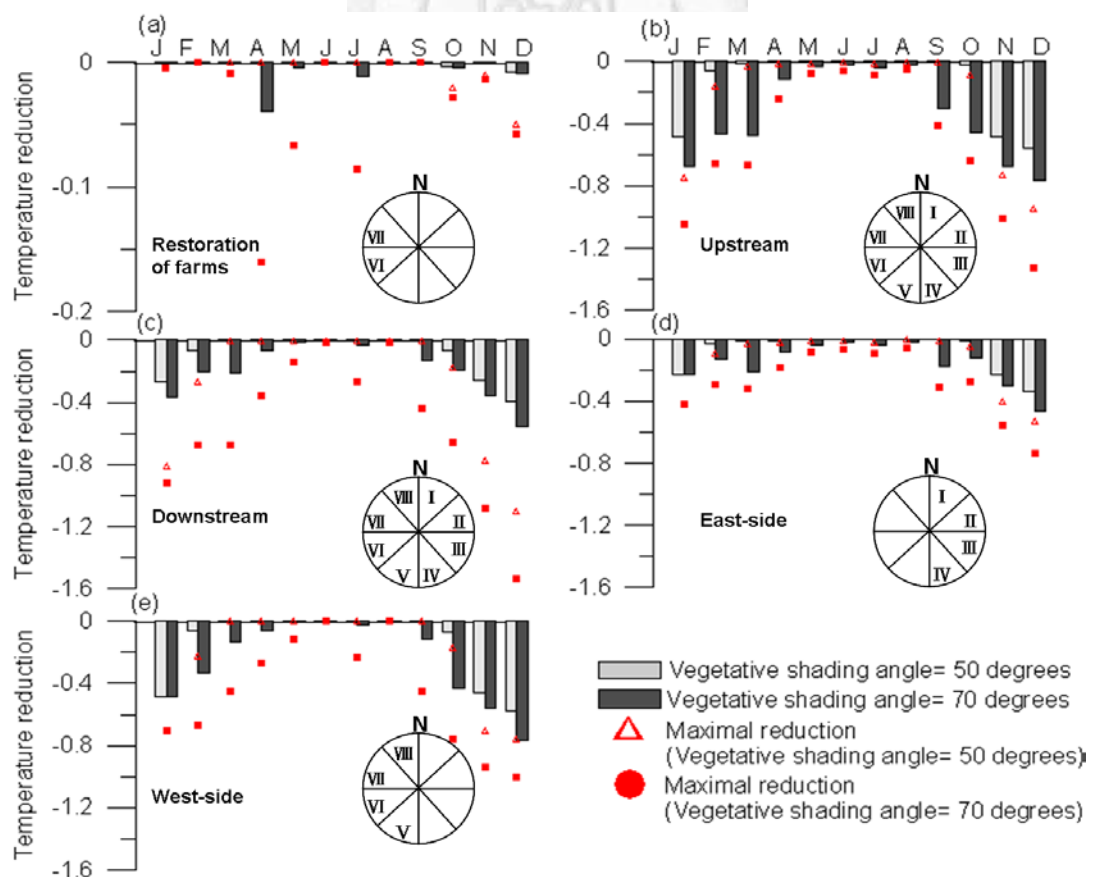


圖 5.23 不同季節植栽策略對於七家灣溪每日最高溫的平均降溫效果

表 5.2 各種植栽情境下，七家灣溪三號壩至一號壩間，平均每個河川網格每日最高溫之降幅

Scenarios \ Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec	Average*
Vegetative shading= 50°													
Farm restoration	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.00
Upstream	-0.49	-0.06	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.02	-0.48	-0.55	<b>-0.14</b>
Downstream	-0.27	-0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.07	-0.26	-0.40	-0.09
East	-0.23	-0.03	-0.01	-0.01	-0.01	0.00	-0.01	0.00	0.00	-0.02	-0.23	-0.33	-0.07
West	-0.49	-0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.07	-0.46	-0.58	<b>-0.14</b>
Vegetative shading= 70°													
Farm restoration	0.00	0.00	0.00	-0.04	0.00	0.00	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	-0.01
Upstream	-0.68	-0.47	-0.47	-0.11	-0.04	-0.02	-0.04	-0.02	-0.31	-0.46	-0.67	-0.77	<b>-0.34</b>
Downstream	-0.36	-0.20	-0.21	-0.07	-0.01	0.00	-0.03	0.00	-0.13	-0.20	-0.36	-0.56	-0.18
East	-0.23	-0.13	-0.22	-0.08	-0.04	-0.03	-0.04	-0.02	-0.17	-0.12	-0.31	-0.46	-0.15
West	-0.49	-0.34	-0.13	-0.06	-0.01	0.00	-0.03	0.00	-0.12	-0.44	-0.56	-0.76	-0.24
Vegetative shading= 90°													
Upstream	-0.83	-0.58	-0.58	-0.72	-0.59	-0.50	-0.68	-0.43	-0.38	-0.56	-0.83	-0.94	<b>-0.64</b>

\*Average 為十二個月份之平均值

表 5.3 各種植栽情境下，七家灣溪三號壩至一號壩間，所有河川網格中，每日最高溫之最大降幅

Scenarios \ Month	Jan	Feb	Mar	Apr	May	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Dec
Vegetative shading= 50°												
Farm restoration	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.02	-0.01	-0.05
Upstream	-0.75	-0.16	-0.03	-0.02	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.01	-0.08	-0.73
Downstream	-0.81	-0.27	-0.01	-0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.18	-0.78	-1.10
East	-0.42	-0.09	-0.03	-0.02	-0.01	-0.01	-0.02	-0.01	-0.01	-0.05	-0.40	-0.53
West	-0.70	-0.22	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.17	-0.71	-0.76
Vegetative shading= 70°												
Farm restoration	0.00	0.00	-0.01	-0.16	-0.07	0.00	-0.09	0.00	0.00	-0.03	-0.01	-0.06
Upstream	-1.05	-0.66	-0.66	-0.24	-0.08	-0.06	-0.09	-0.05	-0.42	-0.64	-1.01	-1.32
Downstream	-0.92	-0.68	-0.68	-0.36	-0.14	-0.02	-0.27	-0.01	-0.44	-0.65	-1.08	-1.53
East	-0.42	-0.30	-0.32	-0.19	-0.09	-0.07	-0.10	-0.06	-0.31	-0.27	-0.56	-0.74
West	-0.70	-0.67	-0.45	-0.27	-0.11	0.00	-0.23	0.00	-0.45	-0.76	-0.94	-1.00
Vegetative shading= 90°												
Upstream	-1.29	-0.81	-0.82	-1.00	-0.82	-0.68	-0.94	-0.59	-0.51	-0.79	-1.25	-1.63



### 5.4.3 各植栽情境下每日最高溫隨河段之變化

既然全河段均為櫻花鉤吻鮭重要的棲息環境，植栽策略如何影響水溫隨著河段之變化亦是相當重要的課題。不同植栽造成的每日最高水溫沿河段的變化如圖 5.24 所示，圖 5.24 (a) 及圖 5.24 (b) 分別表示在九月及十二月之模擬結果，就冬天而言 (圖 5.24 (b))，上游植栽於上游河段產生最大之溫降，而西岸植栽雖然在上游的降溫表現不若上游植栽，但到了下游地區及超越了上游植栽之表現，東岸植栽則在上游降溫的表現上僅次於上游及西岸植栽，並持續提供整條河段之溫降效果，下游植栽僅對下游地區的水溫造成影響；對夏天而言 (圖 5.24 (a))，上游植栽及東岸植栽均能有效的提供整條河段之降溫，而下游植栽及西岸植栽僅能對下游產生降溫效果，但所有植栽策略在夏天的表現並非相當顯著 (單一網格最高僅  $0.27^{\circ}\text{C}$  溫降)。整體來說，上游植栽因為減少了上游往下游的热量傳遞，可以造成全面性的河段降溫，應為植栽策略之優先選擇，而西岸植栽次之。

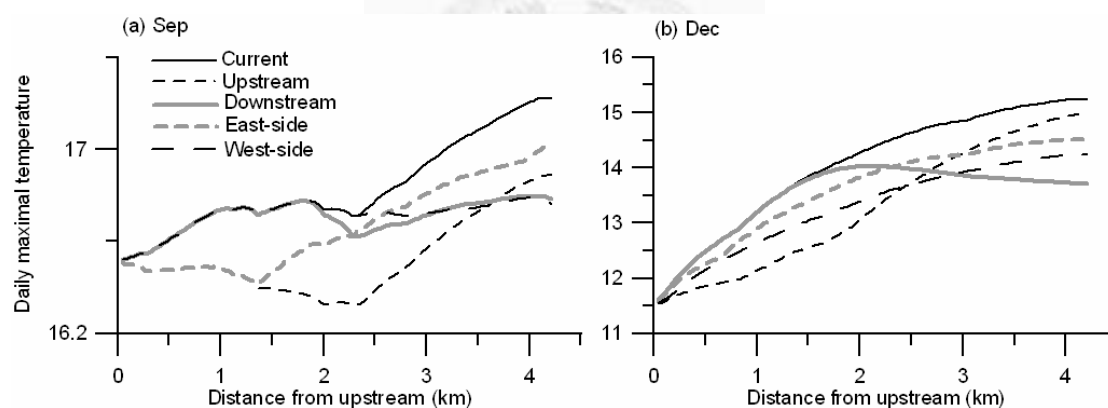


圖 5.24 植栽策略對於沿七家灣溪河段每日最高溫之影響

### 5.4.4 建議之最佳植栽策略

在比較上述設計之植栽策略後，研究中並進一步建議上游植栽，除了其造成全河段的降溫外，上游河道較窄 (七家灣溪上游河寬約 10m) 或許有機會讓兩岸的樹冠層延伸到河道中央，使得植栽的角度到達  $90^{\circ}$ ，當到達此一條件時，一天之內所有的短波輻射都將經過樹冠層的削減，全年來說，平均每個河川網格日最高溫溫降達  $0.64^{\circ}\text{C}$  (表 5.2)，連夏季也出現明顯的降溫成效 (如圖 5.25 所示)，在現在的氣候條件下部分河段已經超過櫻花鉤吻鮭所適合的生存溫度  $17^{\circ}\text{C}$  (圖 5.25 (b) ~ (d))，若上游植栽角度到達  $90^{\circ}$ ，則七月份會多出 2 公里適合生存

的棲地（平均溫降約 0.68°C，最高溫降達 0.94°C），八、九月則分別會多出 3 公里（平均溫降約 0.43°C，最高溫降達 0.59°C）及 1 公里（平均溫降約 0.38°C，最高溫降達 0.51°C）的適用棲地，對於減緩氣候變遷造成適用棲地的縮減，增加兩岸植栽將有一定之成效。

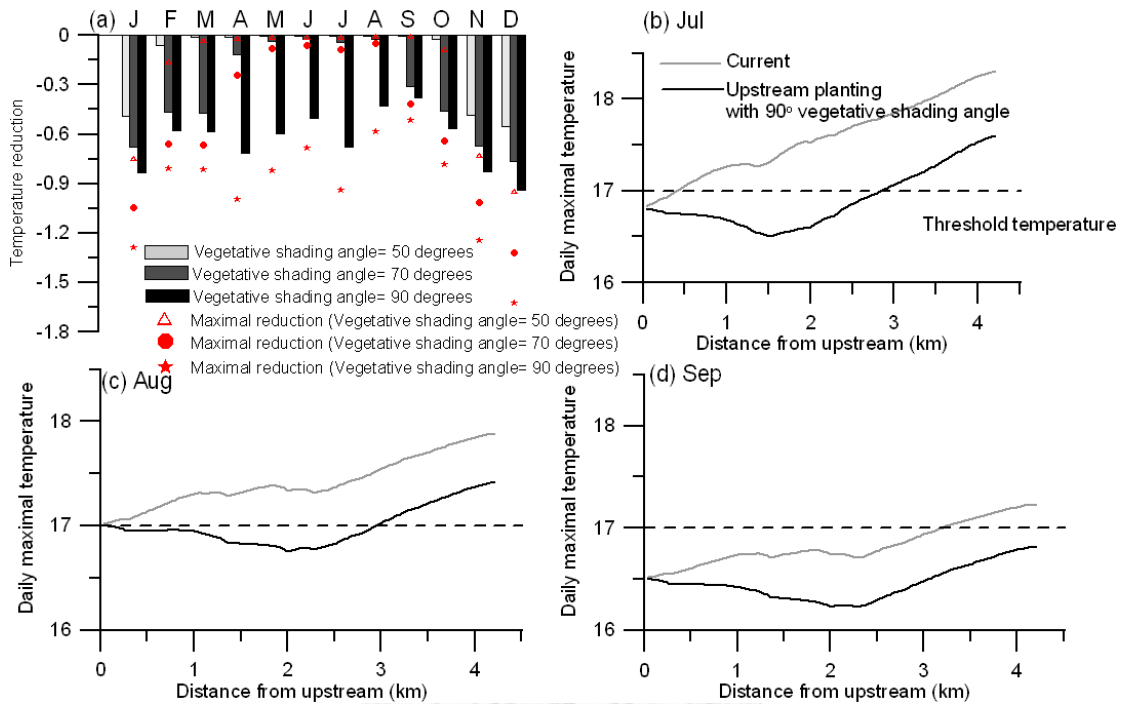


圖 5.25 上游植栽角度達 90 度時對夏季造成的降溫效果

值得提醒的是，研究中僅評估在現有地形條件下，各種植栽方式產生之遮蔽對於削減太陽直射進而降低水溫之可能成效，但是真正植栽策略之執行，往往還需要配合河岸邊坡穩定性之研究，以確保種植樹木得以永續生存；除了河岸植栽，還有其他的方法可以達到降低水溫之效果，像是攔砂壩的拆除以增加流速、縮短河面寬度減少河川接受短波照射時間等，並未在本研究之討論範圍內。另外，雖然農地的復育似乎對於降低水溫沒有直接之影響，但在水土資源保育的考量下仍建議恢復造林，因為根據本文第四章分析之結果，農地對於水質的影響甚大，且儘管廢耕仍會繼續影響水質，無法在短時間內回復至其原始之狀態。

## 5.5 水溫模式修正後之模擬結果

為了達到水溫模擬不受氣象條件之影響，將納入雲遮蔽及逕流匯入之水溫模式模擬結果敘述如下。水溫模式中所需的輸入值包含濕度、風速、氣溫、流量、三號壩上游邊界水溫等資料均由實測資料代入（如圖 5.26 所示）。未修正前之水溫模式模擬近兩年來一號壩觀測水溫之資料如圖 5.27 所示，此水溫模式假設萬里無雲且流量均來自於地下水，模擬結果顯示，儘管此模式未考慮雲遮蔽及逕流之影響，已經可以合理模擬水溫變化之趨勢，雖然模擬的水溫有明顯高估觀測水溫之現象。

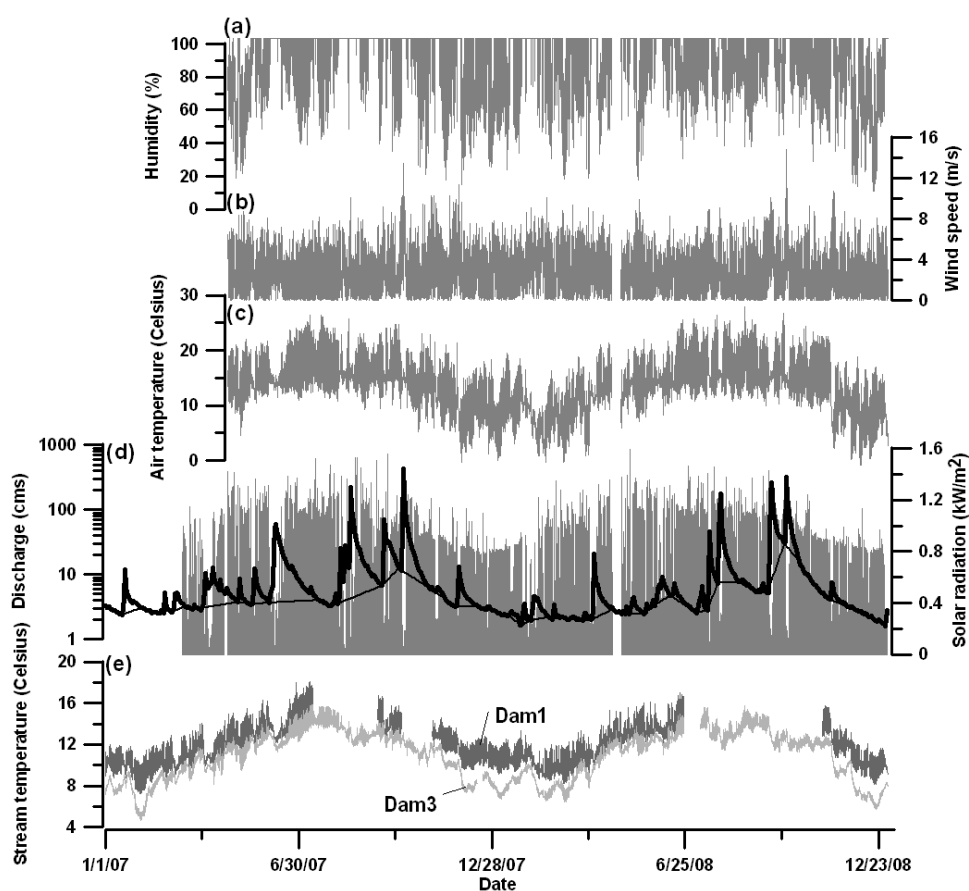


圖 5.26 七家灣流域內實際量測之 (a) 濕度、(b) 風速、(c) 氣溫、(d) 流量 (含推估之基流量) 及日照輻射、及 (e) 一號壩與三號壩之水溫

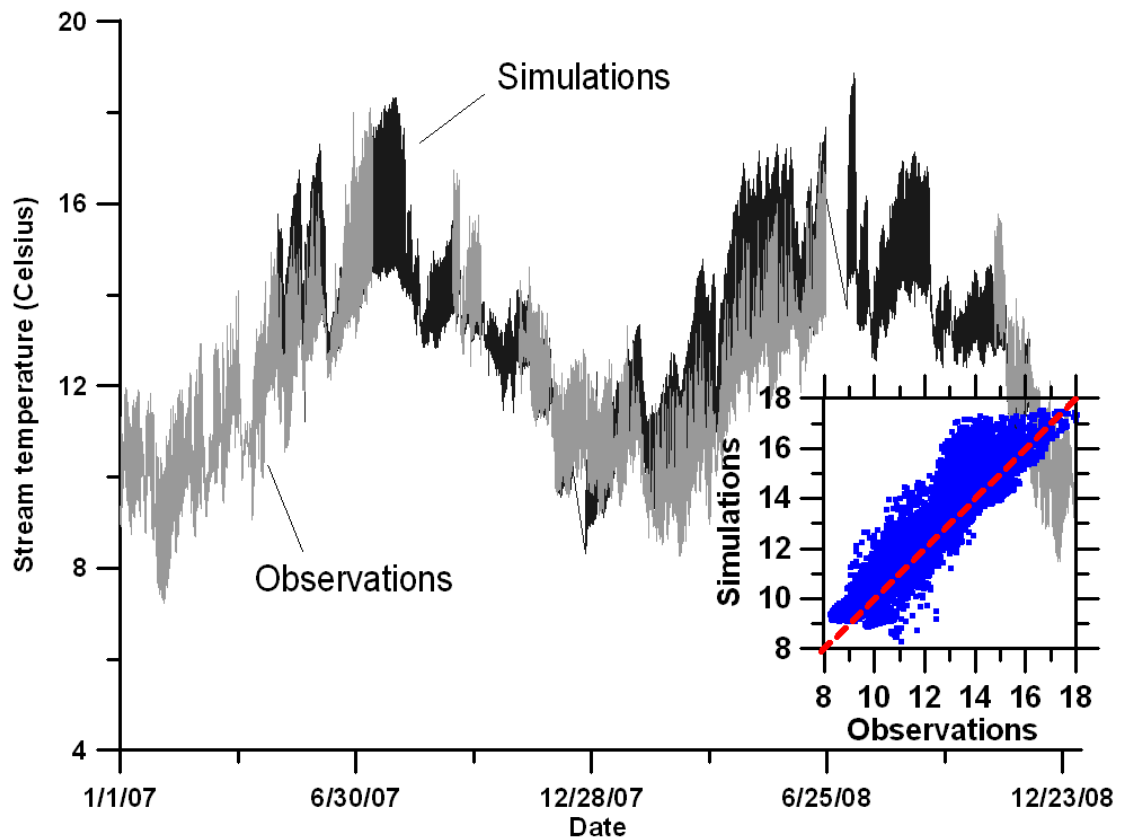


圖 5.27 未修正前水溫模式模擬一號壩水溫之結果

為了確實瞭解雲遮蔽及逕流分別對於水溫之影響， $k$  值僅以在基流期間所量測之水溫來校正獲得，校正結果發現  $k=45$  可以合理修正在基流期間所高估之模擬水溫，因此進一步將此  $k$  值應用至所有研究期間，模擬結果如圖 5.28 所示。從模擬結果可以很顯著的發現，水溫高估的情形已經有顯著的改善，尤其當水溫發生在  $13^{\circ}\text{C}$  至  $18^{\circ}\text{C}$  間時之修正量最為顯著，那是因為在高溫時期的短波輻射本來就較高，同樣比例的修正將造成較大的輻射能量絕對值削減，而導致溫度向下修正的效果較為顯著。

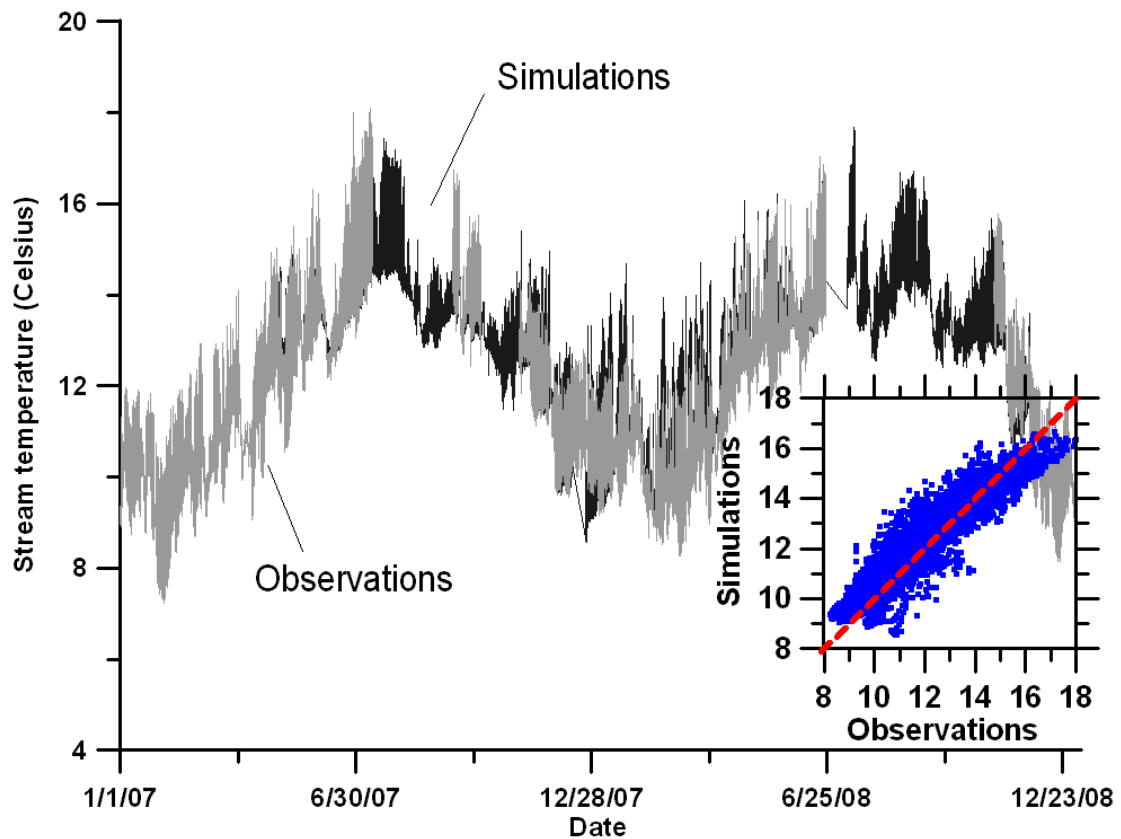


圖 5.28 加入太陽輻射修正後模擬一號壩水溫之結果

利用 BFI 推估之基流曲線如圖 5.26 (d) 所示，基流曲線及流量歷線間之差值即視為逕流，逕流匯入進一步被加至水溫模式中，其模擬結果如圖 5.29 所示，河川中增加的流量不僅只來自於地下水，同時也來自逕流的匯入，模式中假設地下水溫約等於該研究區域長時期的氣溫平均值（約 15°C），而逕流溫度則在降雨—逕流間快速反應之假設下同步於氣溫的變化。模擬結果顯示，加入逕流匯入之水溫模式僅在最高水溫及最低水溫處提供了些微的修正，將模擬水溫更趨近於觀測之水溫。從觀測氣溫與水溫的關係（圖 5.30）可以發現，氣溫的變化範圍集中在 -5°C 到 25°C 之間遠大於水溫之 7°C 到 18°C，在高水溫時期，遠高於河水溫的逕流（這裡逕流溫度由氣溫代表）將提高河水溫度；反言之，在低水溫時期，由於逕流溫度遠低於河水溫度，注入的逕流反而達到降低河水溫的效果。

從圖 5.27~5.29 的結果不難發現，在模式中太陽輻射對於水溫的影響明顯地較逕流匯入的影響大很多，為了仔細探討此兩項因子對於水溫的影響程度，本研究利用每二十分鐘實際量測之溫度資料及每日量測之流量資料，代入水溫模式控

制方程式中 (3.11) 中分別表示太陽輻射 ( $\frac{K_i \cdot R_s}{c_w \rho_w h}$ ) 及逕流匯入 ( $\frac{q_{ss}}{A}(T_{ss} - T)$ )

對瞬時水溫變化率影響 ( $\frac{\partial T}{\partial t}$ ) 之兩項，其中  $K_i R_s$  在這裡表示實際觀測的太陽輻射量，而逕流的匯入量則取每個河段網格間平均增加之集水面積值 ( $48000\text{m}^2$ )，

由下游流量站量測之流量利用面積比法反推而得，並假設是在寬 10m 深 1m 的河段網格內進行測試，其結果如圖 5.31 所示，可以發現河川因逕流匯入而發生的溫度改變總是依附著水文歷線的變化，因降雨導致的劇烈逕流量改變，由於其溫度高於河水溫度，因此為河水提供了正向的能量來源，但是除了降雨事件之外，

太陽輻射的變化就成了河水能量取得的主要來源，相較於地表逕流的匯入，持續的太陽輻射對水溫的影響要顯得更顯著。

太陽輻射的變化就成了河水能量取得的主要來源，相較於地表逕流的匯入，持續的太陽輻射對水溫的影響要顯得更顯著。

太陽輻射的變化就成了河水能量取得的主要來源，相較於地表逕流的匯入，持續的太陽輻射對水溫的影響要顯得更顯著。

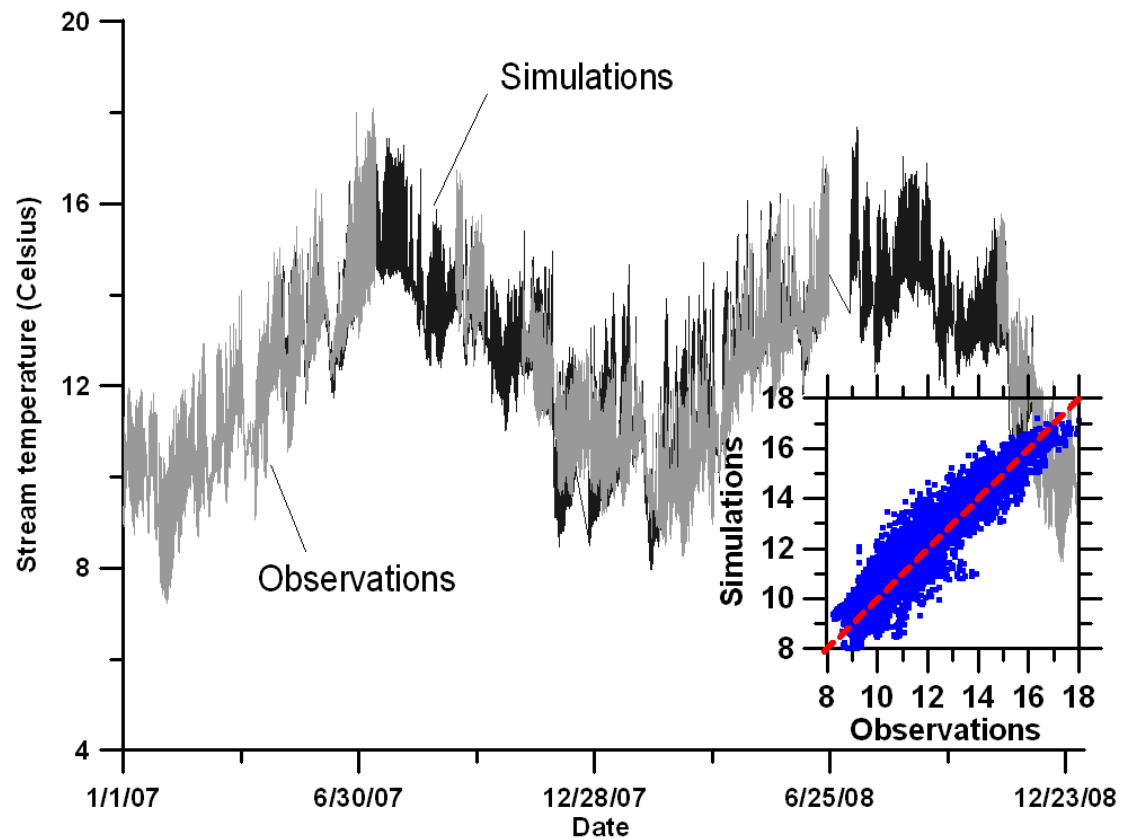


圖 5.29 同時考慮雲遮蔽及逕流匯入後模擬一號壩水溫之結果

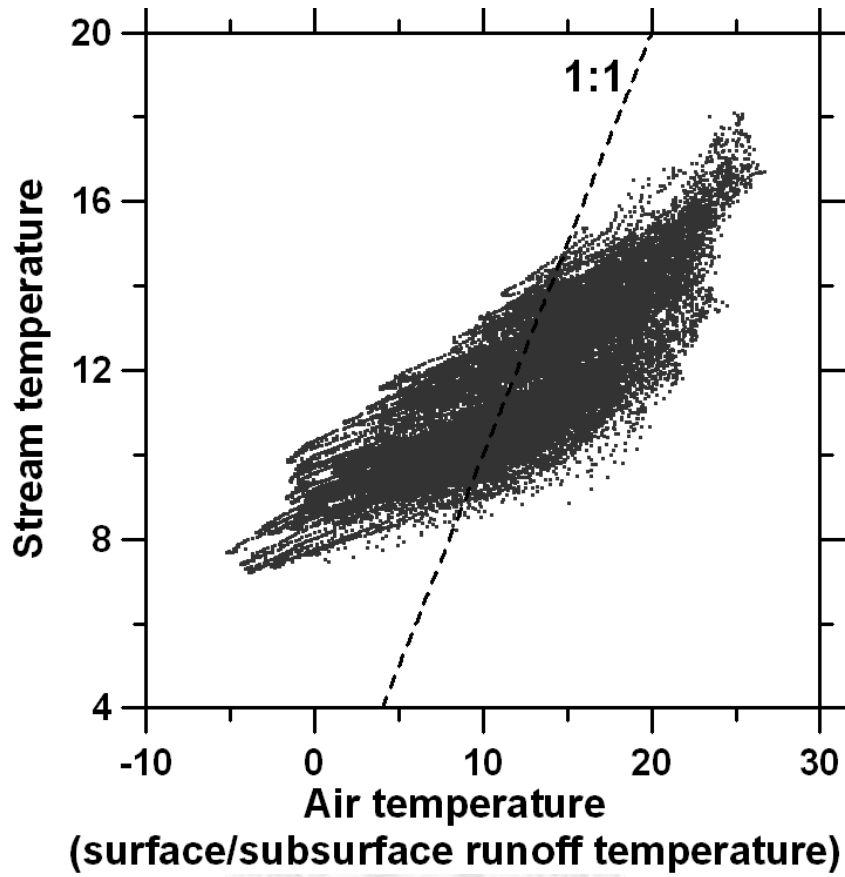


圖 5.30 觀測水溫與氣溫之關係圖

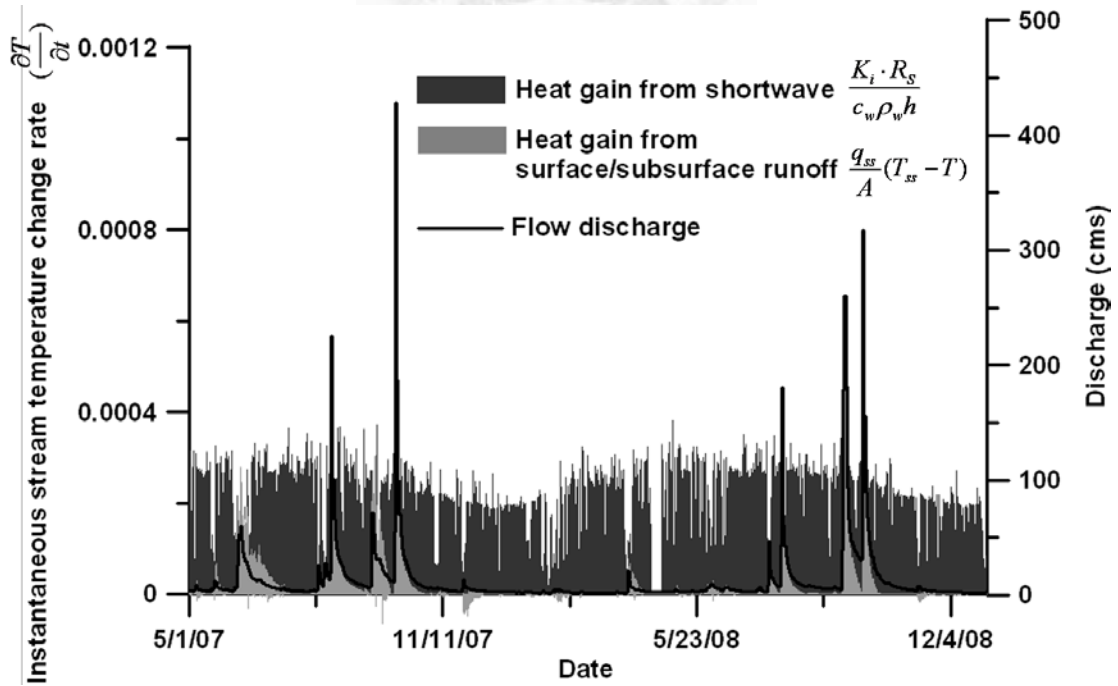


圖 5.31 以實際資料測試太陽輻射及逕流匯入對於瞬時水溫變化之影響

研究中進一步用所有的模擬資料闡釋太陽輻射削減及逕流匯入對於水溫之影響，其結果如圖 5.32 所示，圖 5.32 (a) 在基流發生期間，考慮雲遮蔽的模擬結果明顯改善了未考慮前高估的現象；而在逕流發生的時期，多考量了逕流匯入的影響，雖然僅在最高溫及最低溫處產生作用，但確實提高了模式模擬的準確度，在此研究區域內最高溫通常發生在夏天的颱風期間，較高溫的逕流匯入彌補了因太陽輻射不足所造成的降溫；相反的，冬天時的逕流匯入則改善了僅有考慮雲遮蔽情況下仍高估之情形，如圖 5.31 中瞬時水溫變化率為負的情形所示，此時逕流水溫因低於河水溫度，因此提供河水一個降溫的機制。綜合以上的結果，隱含著在未來氣候變遷的衝擊之下，兩岸植栽或許是個可行的辦法，用以減少太陽輻射對於加熱水面的直接衝擊，呼應了植栽策略之研究成果。

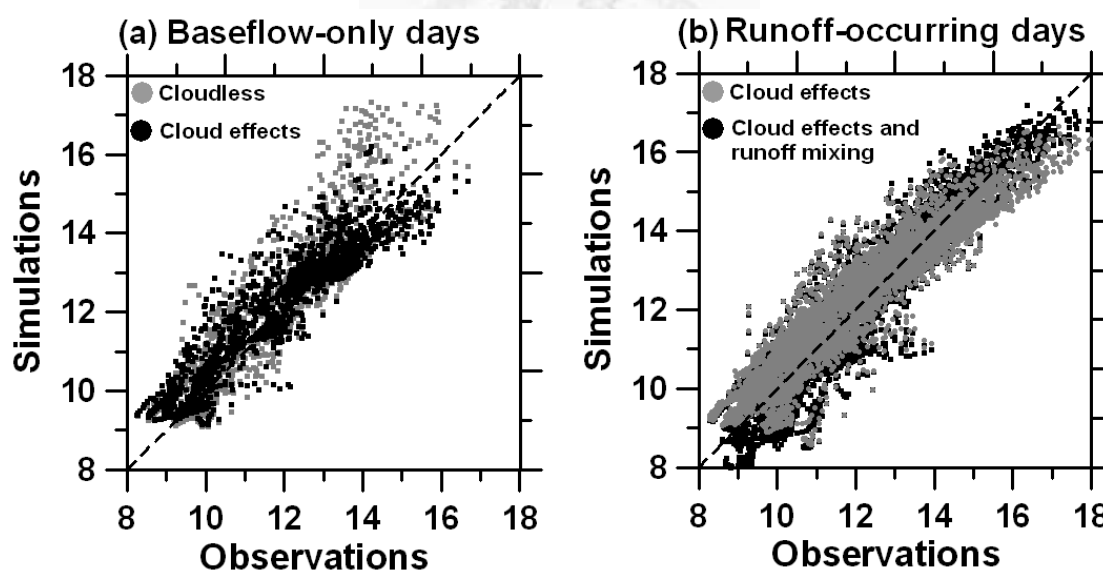


圖 5.32 (a) 在基流期間，雲遮蔽對於模擬水溫之影響；(b) 在逕流發生期間，逕流匯入對於模擬水溫之影響

## 5.6 水溫模式在季節生態預警系統之應用

此水溫模式建立之初衷是為了評估櫻花鉤吻鮭所在棲地水溫受到氣候變遷所造成之衝擊，為了將影響評估的期距從長期縮短至短期，將模擬與觀測之連續七日連續平均水溫繪製如圖 5.33 所示，由於已經有研究證實(Elliott, 1991; Wehrly



et al., 2007) 魚類能生存於不適當的環境內達一段時間而非立即死亡，短時期的平均水溫將可做為未來幾天內棲地平均狀態的參考。魚類在不適當棲地內所能存活的時間事實上跟現存的環境條件與所受的衝擊大小有關，但一般而言，七天通常被拿來當作是魚類在不適棲地內所能存活的最短期距，因此推估之未來七日平均水溫將可做為棲地平均狀態的指標，從圖 5.33 得知本研究所建立之水溫模式能準確地模擬觀測之連續七日水溫平均值，顯示在短期氣象資料允許的條件下，此模式將有能力評估短期氣候對於棲地環境之衝擊。

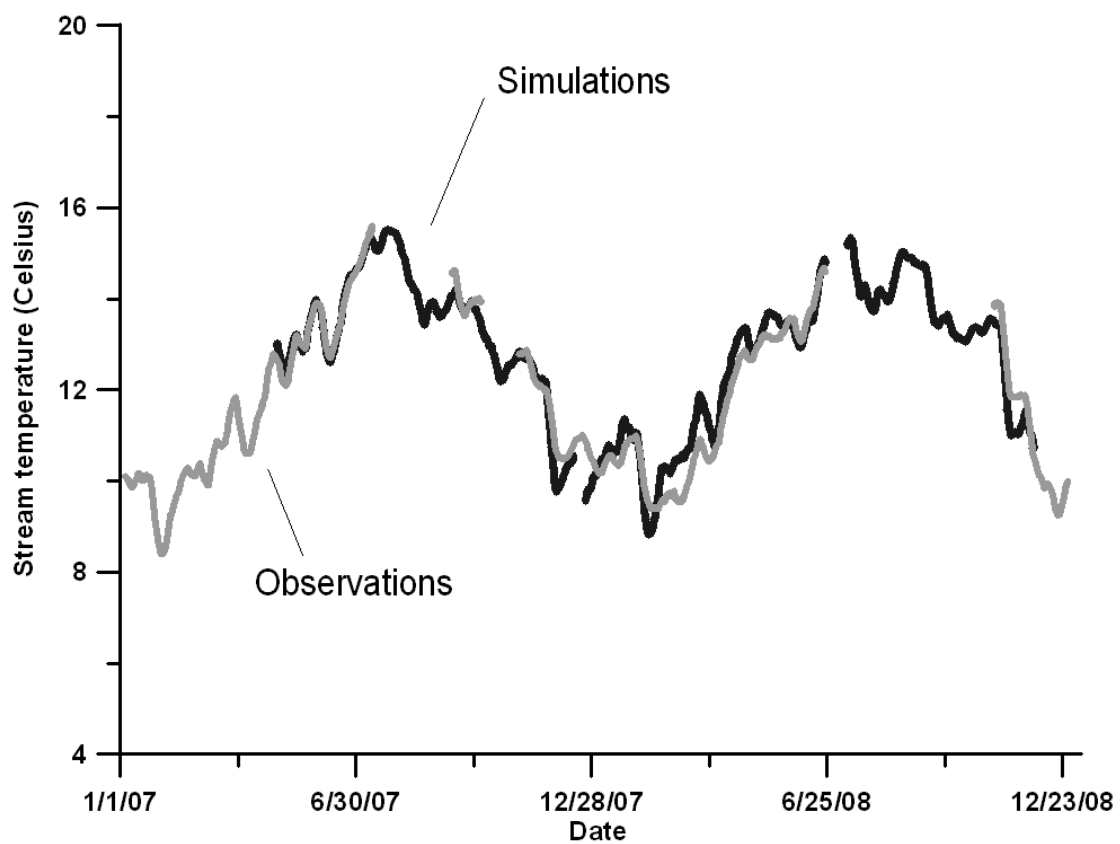


圖 5.33 模擬及觀測連續七日平均水溫之時序圖

## 第六章 結論與建議

### 6.1 結論

根據 2007~2008 年間于七家灣流域高時間頻率及高空間解析度水質、水溫之監測結果，經分析後將發現條列如下。

1. 各測站  $\text{NO}_3$  及  $\text{PO}_4$  濃度與子集水區內蔬果區所佔比例呈高度正相關，顯示土地利用改變及人為活動影響對於水質之影響。
2. 平日  $\text{NO}_3$  濃度在月時間尺度之變化趨勢符合溫度的變化趨，但受到流量之影響而產生變異； $\text{PO}_4$  濃度則顯著與高流量期間之高泥沙沖刷量有關。
3. 平日  $\text{NO}_3$  濃度在日時間尺度下， $\text{NO}_3$  濃度隨著流量的增加而同步地增加，但流量增加的程度並不正比於  $\text{NO}_3$  增加的程度，取決於集水區內氮儲量之多寡； $\text{PO}_4$  濃度峰值的發生則永遠發生在洪峰流量過後的幾天，推測應該是洪峰期間被流量沖刷至河川內之有機質（包含殘枝落葉、土壤顆粒等）逐漸分解所導致。
4. 在平日的觀測中， $\text{NO}_3$  濃度在三個子集水區內均隨著流量的增大而增大，而在颱風期間則隨著流量的增大而減小； $\text{PO}_4$  濃度隨流量的變化則相當一致，平日濃度即符合增強效應，颱風期間增強效應更是顯著。
5. 颱風對於氮、磷輸出之影響顯著，三個採樣的颱風事件總共侵襲台灣的時間僅有 314 小時（約佔全年 3.5% 的時間），但颱風期間對於  $\text{NO}_3\text{-N}$  的輸出卻分別達集水區全年  $\text{NO}_3\text{-N}$  整體輸出的 15%~44%；颱風對於  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出的影響更是顯著，集水區在颱風期間  $\text{PO}_4\text{-P}$  的輸出量分別佔全年輸出量之 40%~81%。
6. 根據 2007 年整年觀測之計算結果，高山溪（K1） $\text{NO}_3\text{-N}$  的產出量約為 7.52 kg/ha/yr，遠低於七家灣溪（C2）及有勝溪（Y1）的 31.17 及 40.96 kg/ha/yr，遠高於過去研究對於已開發與工業化國家在 2030 年氮產出量之推估（約 25 kg/ha/yr）；K1、C2 及 Y1 三個集水區之  $\text{PO}_4\text{-P}$  產出量則分別為 0.31、0.30 及 0.52 kg/ha/yr，相當於 31、30 及 52mg/m<sup>2</sup>/yr，遠高過去研究中對於台灣地區大氣  $\text{PO}_4\text{-P}$  之總沈降量（約 5~10mg/m<sup>2</sup>/yr，Mahowald et. al, 2008），顯示當地人為活動提供了顯著的  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸入。

7. 七家灣流域內八種土地利用的  $\text{NO}_3\text{-N}$  產出量列舉如下：primary forest 為  $4.32\pm 3.23$  kg/ha/yr，mixed forest 為  $10.49\pm 7.97$  kg/ha/yr，second forest 為  $6.22\pm 4.44$  kg/ha/yr，grass 為  $27.75\pm 21.14$  kg/ha/yr，bareland 為  $81.89\pm 68.03$  kg/ha/yr，orchard 為  $124.16\pm 88.83$  kg/ha/yr，active vegetation 為  $2698.1\pm 115.34$  kg/ha/yr，而 inactive vegetation 則為  $356.57\pm 106.79$  kg/ha/yr； $\text{PO}_4\text{-P}$  產出量則如下：primary forest 為  $0.29\pm 0.07$  kg/ha/yr，mixed forest 為  $0.18\pm 0.12$  kg/ha/yr，second forest 為  $0.12\pm 0.07$  kg/ha/yr，grass 為  $0.36\pm 0.26$  kg/ha/yr，bareland 為  $1.03\pm 0.81$  kg/ha/yr，orchard 為  $1.19\pm 0.82$  kg/ha/yr，active vegetation 為  $5.38\pm 1.07$  kg/ha/yr，而 inactive vegetation 則為  $4.21\pm 1.91$  kg/ha/yr。
8. 廢耕蔬菜園其  $\text{NO}_3\text{-N}$  每年每公頃的產出量依然高達 356.57 kg，僅僅次於 active vegetation ( $2698.1$  kg/ha/yr)，甚至仍為 orchard ( $124.16$  kg/ha/yr) 的 3 倍；廢耕蔬菜園之  $\text{PO}_4\text{-P}$  則仍有 4.21 kg/ha/yr，僅略低於 active vegetation 之 5.38 kg/ha/yr，推論農地在廢耕之後仍有大量的肥料殘存於土壤之中，仍會在農業活動停止後慢慢稀出。
9. 若將各個子集水區中仍佔有之 active vegetation 廢耕（約佔各子集水區面積 0.7%~1.3%），則每個子集水區之年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量削減百分比將達 58.7%~66% 及 2.6%~4.7%；其中 C5 集水區因現存 13.1% 之 active vegetation，所以農地回收後之成效最為顯著，對於年  $\text{NO}_3\text{-N}$  及  $\text{PO}_4\text{-P}$  輸出量分別高達 80.9% 及 15.1% 之削減百分比
10. 傳輸路徑結果顯示，暴雨時期流量有超過 50% 來自於地表逕流為最主要物質來源，其次為地表下逕流及地下水；而平時流量則以地表水為主，地表下逕流的貢獻次之。
11. 自然環境中河川的走向即決定了某些程度上水溫的變化，在以水溫為主要限制因子的國寶魚復育上提供了相當有價值的參考依據。
12. 透過河川兩岸的植栽，可阻攔太陽直射水面之輻射量，降低水溫。而七家灣溪的兩岸植栽的仰角必須高於 50 度，才能提供有效之遮蔽效應，達到降溫之成效；若河岸植栽角度能高達 66 度，就能遮蔽除了夏天以外大部分之太陽直射輻射。

13. 上游植栽對於降低日最高溫的效應最好，在植栽仰角為 70 度之策略下，全年之中平均每個河川網格日最高溫的降幅達 0.1~0.8°C。上游植栽能減緩向下游傳輸之熱能，具有冷卻整條河川之效用，也因此具有為河溪生態產生更多適合棲地之潛在效應 (Davies, 2010)。
14. 若上游植栽角度到達 90 度，則七月份會多出 2 公里適合生存的棲地 (河段平均溫降約 0.68°C，最高溫降達 0.94°C)，八、九月則分別會多出 3 公里 (平均溫降約 0.43°C，最高溫降達 0.59°C) 及 1 公里 (平均溫降約 0.38°C，最高溫降達 0.51°C) 的適用棲地 (低於水溫 17°C)。
15. 修正水溫模式，考慮雲遮蔽及地表逕流的影響，合理連續模擬水溫，將可做為短期水溫預報之工具。
16. 水溫受到雲遮蔽之影響大於逕流匯入之影響，呼應了以河岸植栽策略控制水溫之可行性。



## 6.2 建議

根據上述結論之發現，對於七家灣流域之經營管理及櫻花鉤吻鮭棲地復育提出以下幾點具體建議。

1. 農地回收對於改善氮、磷元素輸出具有顯著效果，若要進一步改善七家灣溪之水質，農地回收將是最直接的方式，雖然農地回收對於改善水溫的效用不顯著，但基於復育河川棲地及水土保持的觀點，仍強烈建議在有完善配套措施下回收農地。
2. 若要加速水質的恢復，則建議可以在回收的農地上種植像是 primary forest、mixed forest、second forest、或是 grass 之植被，增加對於大氣沈降氮、磷之吸收。在裸露地 (bareland) 對於大氣沈降之氮、磷毫無吸收能力之假設條件下，假設在裸露地之氮、磷輸出量等於其輸入量，也就是假設此研究區域氮、磷之大氣沈降約為 82 kg-NO<sub>3</sub>-N/ha/yr 及 1 kg-PO<sub>4</sub>-P/ha/yr，均顯著高於上述土地利用之年氮、磷輸出量，推測這些土地利用上之植物為了維持其生命需求，所以必得從大氣沈降中吸取養分，因此，若是能將回收的農地種植上述土地利用之植物，在種植初期需要更多營養來源的情況下，對於吸收廢

耕田土壤內殘存之氮、磷元素應該有正面之幫助。

3. 研究中對於各種土地利用之氮、磷輸出量是透過觀測之資料以數學方法估算，為了瞭解研究中推估結果之真實性及準確度，建議應在不同土地利用上進一步進行土壤剖面之物質濃度調查，特別是廢耕地之調查，以確保土地回收之效應。建議將各剖面深度土壤樣本帶回實驗室以蒸餾水清洗，模擬地表下逕流淋洗土壤之過程，進而測定淋洗過後之物質濃度，確認各種土地利用下土壤之潛在物質輸出量，亦可做為未來建立非點源污染模式之資料庫。
4. 研究中在空間及時間尺度上密集的採樣資料，將可以進一步提供非點源污染模式中參數之檢定及驗證，並探討模式之適用性，像是 PLOAD 及 GWLF 模式中均假設逕流與地下水流氮、磷濃度不隨時間而改變，僅與土地利用型態有關，但從實際觀測結果可以發現，單一土地利用上逕流之氮、磷濃度可能與其氮、磷之存量有關而非維持定值。其他像是物質在集水區內移動路徑中可能發生之濃度增減，也有機會透過考慮物質流經之路徑長度而求得。
5. 在水溫環境復育上，強烈建議透過上游植栽來維護七家灣溪之水溫環境，但應進一步評估于現地執行之可行性，包含植栽確切位置、種植樹種、邊坡穩定性等工程面向問題。或許亦可先過建立人工棚架模擬兩岸植栽遮蔽，檢驗河岸遮蔽對於降低水溫之效應。
6. 地形影響水溫變化趨勢之觀測結果，隱含了選擇域外放流櫻花鉤吻鮭位置之重要性，亦凸顯了于域外棲地連續水溫觀測之重要性，以桃山西溪與桃山北溪之差異為例，透過低頻率之觀測結果（如一個月于現地量測一次）將無法發現棲地間之差異，唯有透過不同域外棲地內連續觀測水溫之比較，才能選擇最適合之棲地，以達事半功倍之效果。
7. 地下水溫具有穩定溪流水溫的重要功能，不管是透過監測方法或是利用模式反推求地下水溫都是相當重要的工作。地下水溫通常具有較低之溫度，假如能增加雨水入滲的機會，例如減少集水區內裸露地之面積或是於上游增設小型滯洪池或許能進一步穩定河川水溫，而透過植栽不僅能阻攔部分太陽輻射亦能增加入滲，為穩定河川水溫可行之方法之一。

8. 研究中對於水質及水溫之分析方法與結果將可做為其他集水區甚至於溼地在生態管理策略上之參考依據。



## 參考文獻

李宗祐，2003。氣候變遷對櫻花鉤吻鮭棲地水溫及族群數量之影響。國立台灣大學生物環境系統工程學研究所碩士論文。台北。

汪靜明，1994。子遺的國寶—台灣櫻花鉤吻鮭專輯。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

林幸助，2001。水域優養化及生態監測。中國生物學會，44 (1) : 34-42。

林幸助，2003。武陵地區溪流藻類生產力之限制營養鹽。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

林幸助，2006。武陵地區長期生態監測暨生態模式建立。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

林幸助，2007。武陵地區長期生態監測暨生態模式建立。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

林幸助，2008。武陵地區長期生態監測暨生態模式建立。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

林廣台，李世榮，1989。熱傳遞。新科技書局。

曾晴賢，1999。櫻花鉤吻鮭族群監測與生態調查 (二)。內政部營建署雪霸國家公園管理處。

楊正雄，1997。水溫對櫻花鉤吻鮭族群之影響。國立清華大學生命科學研究所碩士論文。新竹。

楊奕岑，2004。模擬氣候變遷對櫻花鉤吻鮭域外放流棲地水溫與潛在族群數之衝擊。國立台灣大學生物環境系統工程學研究所論文。台北。

潘信宏，2001。環境變遷對櫻花鉤吻鮭棲地水溫之影響。國立台灣大學農業工程學研究所碩士論文。

謝漢欽，1997。應用數值地形資料推導福山地區森林生育因子。台灣林業科學，12 (1) : 1-14。

簡麗鳳，2004。武陵地區溪流藻類生產力之限制營養鹽研究 (二)。內政部營建

署雪霸國家公園管理處。

Anderson ER. 1954. Water loss investigation: Lake Hefner studies. U. S. Department of the Interior, Geology.

Beschta RL, Taylor R. 1988. Stream temperature increases and land-use in a forested Oregon watershed. *Water Resources Bulletin* 24: 19-25.

Bogren J, Gustavsson T, Postgard U. 2000. Local temperature differences in relation to weather parameters. *International Journal of Climatology* 20(2): 151-170.

Boyer EW, Hornberger GM, Bencala KE, McKnight D. 1996. Overview of a simple model describing variation of dissolved organic carbon in an unland catchment. *Ecological Modelling* 86, 183-188.

Broadmeadow S, Nisbet TR. 2004. The effects of riparian forest management on the freshwater environment: a literature review of best management practices. *Hydrology and Earth System Sciences* 8: 286-305.

Brown GW, Krygier JT. 1970. Effects of clearcutting on stream temperature. *Water Resources Research* 6: 1133-1139.

Brown GW. 1969. Predicting temperatures of small streams. *Water Resources Research* 5: 68-75.

Brown GW. 1970a. Predicting the effect of clear cutting on stream temperature. *Journal of Soil and Water Conservation* 25: 11-13.

Brown GW. 1970b. Effects of clear-cutting on stream temperature. *Water Resources Research* 6: 1133-1139.

Brown LC, Barnwell TO. 1987. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and user manual, Environmental Research Laboratory, Athens, Greece.

Brutsaert WH. 1982. *Evaporation into the Atmosphere*, Reidel, Dordrecht, The Netherlands.

Burns DA, McDonnell JJ, Hooper RP, Peters NE, Freer JE, Kendall C, Beven K. 2001. Quantifying contributions to storm runoff through end-member mixing analysis and hydrologic measurements at the Panola Mountain Research Watershed (Georgia, USA). *Hydrological Processes* 15(10): 1903-1924.



Caissie D, Pollock TL, Cunjak RA. 1996. Variation in stream chemistry and hydrograph separation in a small drainage basin. *Journal of Hydrology* 178, 137-157.

Campbell GS, Norman JM, 1998. *An Introduction to Environmental Biophysics*. Springer-Verlag Press: New York, NY, USA.

Carslaw HS, Jaeger JC. 1959. *Conduction of Heat in Solids*. 2nd ed., Oxford University Press, New York, pp. 104.

Chen YD, Carsel RF, McCutcheon SC, Nutter WL. 1998a. Stream temperature simulation of forested riparian areas: I. Watershed-scale model development. *Journal of Environmental Engineering-ASCE* 124: 304-315.

Davies PM. 2010. Climate Change Implications for River Restoration in Global Biodiversity Hotspots. *Restoration Ecology* 18; 261-268.

Davies-Colley RJ, Meleason MA, Hall GMJ, Rutherford JC. 2009. Modelling the time course of shade, temperature, and wood recovery in streams with riparian forest restoration. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 43: 673-688.

DeWalle DR. 2008. Guidelines for riparian vegetative shade restoration based upon a theoretical shaded-stream model. *Journal of the American Water Resources Association* 44: 1373-1387.

Edinger JE, Brady DK, Geyer JC. 1974. Heat exchange and transport in the environment. Rep. No. EA-74-049-00-3, Electric Power Res. Inst. Publ., Palo Alto, Calif.

Elliott JM. 1991. Tolerance and resistance to thermal stress in juvenile Atlantic salmon, *Salmo salar*. *Freshwater Biology* 25: 61-70.

Elsenbeer H, Lack A. 1996. Hydrometric and hydrochemical evidence for fast flowpaths at LaCuenca, Western Amazonia. *Journal of Hydrology* 180, 237-250.

EPA, USA, 2001. *User's Manual of PLOAD version 3.0: An Arcview GIS Tool to Calculate Nonpoint Sources of Pollution in Watershed and Stormwater Projects*.

Gelbrecht J, Lengsfeld H, Pothig R, Opitz D. 2005. Temporal and spatial variation of phosphorus input, retention and loss in a small catchment of NE Germany. *Journal of Hydrology*, 304:151-165.

Gomi T, Moore RD, Dhakal AS. 2006. Headwater stream responses to forest

harvesting with different riparian temperatures, coastal British Columbia, Canada. *Water Resources Research* 42: W08537, DOI: 08510.01029/02005WR004162, 002006.

Harlin MM. 1995. Changes in major plant groups following nutrient enrichment. In: McComb AJ (ed.) *Eutrophic shallow estuaries and lagoons*. CRC press, Boca Raton, p173-187

Hewlett JD, Fortson JC. 1982. Stream temperature under an inadequate buffer strip in the south-east Piedmont. *Water Resources Bulletin* 18: 983–988.

Hooper RP, Christophersen N, Peters NE. 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members- an application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *Journal of Hydrology* 116(1-4): 321-343.

Howarth, R.W., Boyer, E.W., Pabich, W.J., Galloway, J.N., 2002. Nitrogen use in the United States from 1961 to 2000 and potential future trends. *Ambio* 31, 88–96.

Institute of Hydrology, 1980, *Low flow studies*: Wallingford, Oxon, United Kingdom, Report No. 3, p. 12- 19.

Institute of Hydrology, 1980, *Low flow studies*: Wallingford, Oxon, United Kingdom, Report No. I, 41 p.

Jansen TJ. 1985. *Solar Engineering Technology*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

Jobson HE. 1977. Bed Conduction Computation for Thermal Models. *Journal of Hydraulics Division, ASCE*, 103(HY10): 1213-1217.

Joerin C, Beven KJ, Iorgulescu I, Musy A. 2002. Uncertainty in hydrograph separations based on geochemical mixing models. *Journal of Hydrology* 255(1-4): 90-106.

Johnson NM, Likens GE, Bormann FH, Fisher DW, Pierce RS. 1969. A working model for the variation of stream water chemistry at the Hubbard Brook Experiment Forest, New Hampshire. *Water Resources Research* 5: 1353-1363.

Kasten F, Czeplak G. 1980. Solar and terrestrial radiation dependent on the amount and type of cloud. *Solar Energy* 24: 177–189.

Katsuyama M, Ohte N, Kobashi S. 2001. A three-component end-member analysis of

streamwater hydrochemistry in a small Japanese forested headwater catchment. *Hydrological Processes* 15(2): 249-260.

Kim KS, Chapra SC. 1997. Temperature model for highly transient shallow streams. *Journal of Hydraulics Engineering* 123: 30-40.

Lampert W, Sommer U. 1997. *Limnoecology: the ecology of lakes and streams*. Oxford University Press, New York, p313-316.

Leblanc RT, Brown RD, FitzGibbon JE. 1997. Modeling the effects of land use change on the water temperature in unregulated urban streams. *Journal Environmental Management* 49: 445-469.

Lee TY, Huang JC, Carey AE, Hsu SC, Selvaraj K, Kao SJ. 2010. Uncertainty in acquiring elemental fluxes from subtropical mountainous rivers. Submitted to *Hydrology and Earth Systems Sciences*.

Lin HJ, Nixon SW, Taylor DI, Granger SL, Buckley BA. 1996. Responses of epiphytes on eelgrass, *Zostera marina* L, to separate and combined nitrogen and phosphorus enrichment. *Aquat Bot* 52:243-258.

Lin YF, Lin CY, Chou WC, Lin WT, Tsai JS, Wu CF. 2004. Modelling of riparian vegetated buffer strip width and placement: A case study in Shei Pa National Park, Taiwan. *Ecological Engineering* 23: 327-339.

Malcolm IA, Hannah DM, Donaghy MJ, Soulsby C, Youngson AF. 2004. The influence of riparian woodland on the spatial and temporal variability of stream temperature in an upland salmon stream. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 8: 449-459.

Malcolm IA, Soulsby C, Hannah DM, Bacon PJ, Youngson AF, Tetzlaff D. 2008. The influence of riparian woodland on stream temperatures: implications for the performance of juvenile salmonids. *Hydrological Processes* 22: 968-979.

Meier W, Bonjour C, Wuest A, Reichert P. 2003. Modeling the Effect of Water Diversion on the Temperature of Mountain Streams. *Journal of Environmental Engineering-ASCE* 129(8): 755-764.

Monteith JL, Unsworth MH. 1990. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold, London.

Mulholland PJ, Hill WR. 1997. Seasonal patterns in streamwater nutrient and dissolved organic carbon concentrations: Separating catchment flow path and in-stream effects. *Water Resources Research* 33(6): 1297-1306.

National Research Council. 2000. *Clean Coastal Waters: Understanding and Reducing the Effects of Nutrient Pollution*. National Academy Press, Washington, DC.

Ogunkoya OO, Jenkins A. 1994. Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. *Journal of Hydrology* 142: 71-88.

Oke TR. 1990. *Boundary Layer Climates*, 2nd edn, Routledge, London, p. 435.

Pimentel, D. (Ed.), 1993. *World Soil Erosion and Conservation* Cambridge University Press, Cambridge, MA.

Poor CJ, McDonnell JJ. 2007. The effect of land use on stream nitrate dynamics. *Journal of Hydrology* 332: 54-68.

Rutherford JC, Blackett S, Blackett C, Saito L, Davies-Colley RJ. 1997. Predicting the effects of shade on water temperature in small streams. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research* 31: 707-721.

Rutherford JC, Marsh NA, Davies PM, Bunn SE. 2004. Effects of patchy shade on stream water temperature: how quickly do small streams heat and cool? *Marine and Freshwater Research* 55: 737-748.

Salmon CD, Walter MT, Hedin LO, Brown MG. 2001. Hydrological controls on chemical export from an undisturbed old-growth Chilean forest. *Journal Hydrology* 253: 69-80.

Salvia-Castellvi M, Iffly JF, Borght PV, Hoffman L. 2005. Dissolved and particulate nutrient export from rural catchments: a case study from Luxembourg. *Science of the Total Environment* 344: 51-65.

Schnabel RR, Urban JB, Gburek WJ. 1993. Hydrological controls in nitrogen, sulfate, and chloride concentrations. *Journal of Environmental Quality* 22: 589-596.

Sridhar V, Sansone AL, LaMarche J, Dubin T, Lettenmaier DP. 2004. *Journal of The American Water Resources Association* 40(1): 197-213.

Taylor DI, Noxon SW, Granger SL, Buckley BA., 1995. Nutrient limitation and the

- eutrophication of coastal lagoons. *Marine Ecology Progress Series* 127: 235-244.
- Tung CP, Lee TY, Yang YC. 2006. Modelling climate-change impacts on stream temperature of Formosan Landlocked Salmon habitat. *Hydrological Processes* 20: 1629-1649.
- Tung CP, Yang YCE, Lee TY, Li MH. 2007. Modification of a stream temperature model with Beer's Law and application to GaoShan Creek in Taiwan. *Ecological Modelling* 200: 217-224.
- Wahl KL, Wahl TL. 1995, Determining the Flow of Comal Springs at New Braunfels, Texas, Texas Water '95, American Society of Civil Engineers, August 16-17, 1995, San Antonio, Texas, pp. 77-86.
- Wahl KL, Wahl TL. 1988, Effects of regional ground-water level declines on streamflow in the Oklahoma Panhandle: Proceedings of Symposium on Water-Use Data for Water Resources Management, American Water Resources Association, August 1988, Tucson, Arizona, pp. 239-249.
- Watanabe M, Adams RM, Wu J, Belte JP, Cox MM, Johnson SL, Liss WJ, Boggess WG, Ebersole JL. 2005. Toward efficient riparian restoration: integrating economic, physical and biological models. *Journal of Environmental Management* 75: 93-104.
- Webb BW, Zhang Y. 1999. Water Temperature and Heat Budgets in Dorset Chalk Water Courses. *Hydrological Processes* 13: 309-312.
- Wehrly KE, Wang L, Mitro M. 2007. Field-based estimates of thermal tolerance limits for trout: incorporating exposure time and temperature fluctuation. *Transactions of the American Fisheries Society* 136: 365-374.
- Wellington BI, Driscoll CT. 2004. The episodic acidification of a stream with elevated concentrations of dissolved organic carbon. *Hydrological Processes* 18: 2663-2680.
- Westhoff MC, Savenije HHG, Luxemburg WMJ, Stelling GS, van de Giesen NC, Selker JS, Pfister L, Uhlenbrook S. 2007. A distributed stream temperature model using high resolution temperature observations. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 11(4): 1469-1480.
- Wu FC. 2000. Modeling embryo survival affected by sediment deposition into salmonid spawning gravels: Application to flushing flow prescriptions. *Water Resources Research*, 36(6): 1595-1603.

Yogesh J, Kenneth ET. 1986. Computational Heat Transfer. Hemisphere Publishing Corporation, Washington, D.C.

Younus M, Hondzo M, Engel BA. 2000. Stream temperature dynamics in upland agricultural watersheds. Journal of Environmental Engineering-ASCE 126(6): 518-526.



## 附錄 A

### 水溫模式

模擬一維明渠假設垂直水溫均勻混合之溫度傳遞可以下列方程式來表示 (Kim and Chapra, 1997)：

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{q}{A} (T_L - T) + \frac{H_s w}{c_w \rho_w A} + \frac{H_B p}{c_w \rho_w A} \quad (\text{A.1})$$

其中  $T$  為河川斷面之平均水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $u$  為水流平均流速 ( $\text{m/s}$ )， $q$  為側向流補注流量 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )， $T_L$  為側向流的水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $D$  為沿水流方向之傳遞係數 (dispersion coefficient) ( $\text{m}^2/\text{s}$ )， $H_s$  為水表之熱通量 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $w$  為河道頂部寬度 ( $\text{m}$ )， $H_B$  為河床傳導熱 ( $\text{J} \cdot \text{m}^2/\text{s}$ )， $p$  為河道潤周長 ( $\text{m}$ )， $A$  為河道斷面積 ( $\text{m}^2$ )， $C_w$  為水的比熱 ( $\text{J/kg}^{\circ}\text{C}$ )， $\rho_w$  為水的密度 ( $\text{kg/m}^3$ )。

很多相關的調查針對沿水流方向之傳遞係數  $D$  已經發表，因為這是在模擬中最具不確定性的參數，很多理論的及經驗的公式都有學者在使用，本研究中採用最常被環境工程師拿來應用的方程式。

$$D = C_d R u^* \quad (\text{A.2})$$

其中  $C_d$  為一傳遞常數， $u^*$  為水流之剪力流速 ( $\text{m/s}$ )。一般而言  $C_d$  值的分佈範圍從 6 (直順平滑渠道) 到 500 (天然河道) (Kim and Chapra, 1997)，適合模擬河段的  $C_d$  值可藉由模式之檢定而得。水流之剪力流速可表示為：

$$u^* = \sqrt{g R S_o} \quad (\text{A.3})$$

其中  $g$  為重力加速度 ( $=9.81\text{m/s}^2$ )， $R$  為河道水力半徑 ( $\text{m}$ )， $S_o$  為河道坡度。在寬淺的河道水力半徑 ( $R$ ) 近似於水深 ( $h$ )，而可將 (A.2) (A.3) 式整理如下：

$$D = C_d (g S_o)^{1/2} h^{3/2} \quad (\text{A.4})$$

在河道寬淺的情形下，潤周長 ( $p$ ) 近似河道寬 ( $w$ )，而可將 (A.1) 式改寫為：

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{q}{A} (T_L - T) + \frac{H_T + H_B}{c_w \rho_w h} \quad (\text{A.5})$$

其中  $h$  為水深 ( $\text{m}$ )。以下各節將針對模式中所考慮能量之計算方式作詳盡的介紹。

## 河川所接受之能量

河川中所接受到能量包括淨輻射量、蒸發潛熱、可感熱、傳導熱、摩擦熱等各能量流率。進入水體之淨能量變化為各能量項的總和，將其關係式表示如下：

$$\begin{aligned}\Delta H &= H_s + H_B \\ &= (R_s + L_d - L_u + L_T - H_E - H_H + H_{fc}) + H_B\end{aligned}\quad (\text{A.6})$$

各項能量的計算與推估（潘信宏, 2001）將在下面內容作詳細介紹。

## 短波輻射 ( $R_s$ )

任何一地點所接受的直射太陽輻射量，會因為地球繞日軌道之變化與地球自轉關係而有季節性與時間性的不同，會造成直射太陽輻射量不同的原因是因為在不同的季節與時間，太陽的位置不同。影響河川接受日輻射量所需考慮的因子，除了太陽的位置外，還需考慮地形的遮蔽率  $M_S$ 、大氣的反射率、水的反照率  $\alpha_w$  等因素。將影響太陽輻射量的因子考慮在一起，就可以決定出河川接受直射太陽輻射量的推估公式：

$$R_s = (1 - \alpha_A) \cdot (1 - \alpha_w) \cdot S_0 \cdot \sin \beta \cdot (1 - M_S) \quad (\text{A.7})$$

式中， $\alpha_A$  為大氣反射率（=0.23，LeBlanc，1997）； $\alpha_w$  為水體的反照率； $S_0$ （=1362W/m<sup>2</sup>）為太陽常數； $M_S$  為地形遮蔽率； $\beta$  為太陽高度（elevation），其值大小由角度表示，可由  $\beta = 90^\circ - \theta_z$  推求， $\theta_z$  為天頂角。

## 水體反照率 ( $\alpha_w$ )

水體的反照率為太陽輻射在進入水體前，在水表面被反射的比率。反照率和太陽的高度有關，太陽的高度越高反照率越低；反之，太陽高度越低反照率越高。水體反照率  $\alpha_w$  本文採用下式（Anderson, 1954）推求：

$$\begin{aligned}\alpha_w &= 1 && \text{for } \beta \leq 1.24^\circ \\ \alpha_w &= 1.18 \cdot \beta^{-0.77} && \text{for } \beta \geq 1.24^\circ\end{aligned}\quad (\text{A.8})$$

## 太陽位置之估算

地球在太空中繞太陽公轉與自轉，由於在同樣的時節地球與太陽的相對位置幾乎不變，所以同緯度地區隨時間、季節的太陽高度、晝長、日照均有一定之變化關



係。而要推求出晝長、日照量等因子，就必須先估算出在每個季節、時刻的太陽

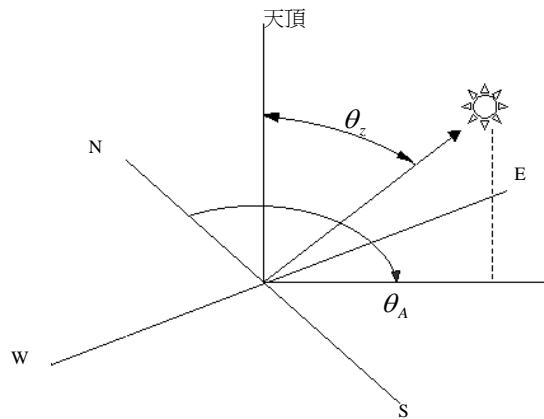


圖 A.1 天頂角與方位角示意圖

位置。太陽位置可分為高度和方位兩方面討論，用角度表示分別稱為天頂角  $\theta_z$  (Zenith Angle) 與方位角  $\theta_A$  (Azimuth Angle)，其與太陽之相關位置如圖 A.1 所示。

天頂角  $\theta_z$  指的是在某個觀測點上，天頂方向與太陽位置間的夾角。在不同緯度與時間的關係可表示為 (Jansen, 1985)：

$$\cos \theta_z = \sin \delta \cdot \sin \phi + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \omega \quad (\text{A.9})$$

式中， $\delta$  為傾斜角，為每天太陽與赤道面的夾角； $\psi$  為觀測點的緯度； $\omega$  為每個時刻的 hour angle，其值在 12 點的時候為  $0^\circ$ ，以往上午的時間為正，也就是 11 點、10 點、9 點的  $\omega$  依序為  $15^\circ$ 、 $30^\circ$ 、 $45^\circ$ 。

方位角  $\theta_A$  為太陽在地表的投影和正北方的夾角，可由下面公式推估 (Jansen, 1985)：

$$\cos \theta_A = \frac{\sin \delta - \sin \phi \cdot \cos \theta_z}{\cos \phi \cdot \sin \theta_z} \quad (\text{A.10})$$

### 地形遮蔽因子 ( $M_s$ )

地形遮蔽對太陽輻射量所造成的影響是一般研究所未提及的，本研究中利用 DTM 數值高程模型來推求河川兩岸地形遮蔽對河川接受能量之影響。推求研究區域中某一點的地形遮蔽，就要推估周遭地形和太陽之間的關係。在估算河川上某一點的地形遮蔽時，必須考慮某一時刻太陽相對於河川的位置，利用公式

(A.10) 所推出的方位角推得太陽的方位，並由在太陽方位上的地形變化，判斷太陽是否受到地形的遮蔽。其判斷方式可由圖 A.2 表示，比較在太陽方位上，太陽的高度是否大於地形影響最大高度的連線，若太陽高度大於地形影響最大高度的連線，則太陽直射於河川表面，遮蔽率  $M_S$  為 0；反之，太陽受到地形的遮蔽，遮蔽率  $M_S$  為 1。

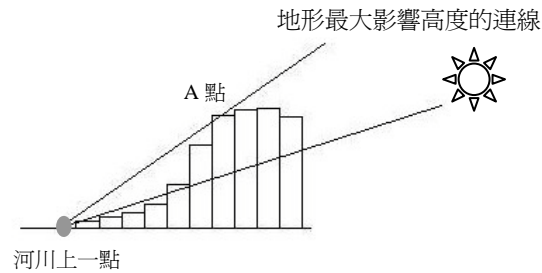


圖 A.2 地形對太陽遮蔽示意圖

### 水面長波輻射 ( $L_u$ )

一般物體所發射出來的長波輻射量可由 Stefan's Law 來估算，但由於水體是灰體輻射需考慮灰體輻射發射率，所以水體所發射出的能量  $L_u$  之估算方式可由下式表示：

$$L_u = \varepsilon \cdot \sigma T_w^4 \quad (\text{A.11})$$

其中， $\varepsilon$  為灰體輻射的發射率 (effective emissivity) 其值取 0.98； $\sigma$  為 Stefan-Boltzman Constant，其值為  $5.67 \times 10^{-8} \text{J/s} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{K}^4$ ； $T_w$  為水溫 ( $^{\circ}\text{K}$ )。

### 大氣長波輻射 ( $L_d$ )

對於本研究中大氣長波輻射之推估，由於研究區域是位於山區中，有別於一般平原地區的大氣長波輻射，還需考慮地形的影響，本研究利用全天光空域 SVF (謝漢欽, 1997) 來修正大氣長波輻射受到地形的影響。將本研究所採用的大氣長波輻射  $L_d$  之推估公式列舉如下：

$$L_d = SVF \times \sigma T_A^4 \quad (\text{A.12})$$

其中， $T_A$  為氣溫 ( $^{\circ}\text{K}$ )。

### 環境長波輻射 ( $L_T$ )

環境長波輻射通量  $L_T$  是由周圍的山和樹所發射出，由於集水區大部分面積為森林所覆蓋，所以本研究僅計算以樹木所發射出的長波輻射。在此輻射量的推估上，可將其視為灰體輻射來估算，並利用河川表面與周圍山區之幾何關係推得一形狀因子  $F$ ，以推估周圍環境長波輻射通量。水體所接受周圍環境長波輻射通量可由下式來推估：

$$L_T = F \cdot \varepsilon_T \cdot \sigma \cdot T_A^4 \quad (\text{A.13})$$

其中， $\varepsilon_T$  為樹木之灰體輻射發射率，本研究採 0.9 (林廣台與李世榮, 1989)； $F$  為無因次之單位水表面積形狀因子，表示環境發射之長波輻射進入河川表面之比率，本研究各個河段網格點  $F$  值採用潘信宏於 2001 年所發表碩士論文之計算結果 (林廣台與李世榮, 1989; 潘信宏, 2001)。

### 潛熱 ( $H_E$ )

蒸發潛熱是由於水由液態轉換成氣態所帶走的能量，而蒸發量的多寡就是造成蒸發潛熱變化的主要因素。蒸發為水由液態變為氣態之過程，此現象之所以發生乃由於水分子中具有足夠之動能，此動能即為蒸發潛熱。水面的蒸發乃由於水分子逃離水面，水分子具有氣壓，水面蒸發之速率取決於水面與空氣不同介值之間水分子之氣壓差，一般情形下蒸發量之多寡與水面水分子氣壓  $e_s$  和空氣中水分子氣壓  $e_a$  之差成正比。蒸發潛熱之推估公式本研究中採用 Edinger, 1974 所發表之水面蒸發能量公式：

$$H_E = (25.3 + 1.27 \cdot U_w^2) \cdot (e_s - e_a) \quad (\text{A.14})$$

式中， $e_s$  為水面溫度飽和蒸汽壓 (mb)， $e_a$  為大氣蒸汽壓 (mb)。  $U_w$  為離水面 8 公尺高的風速 (m/s)。水面水分子氣壓  $e_s$  為在水面溫度的飽和蒸汽氣壓。飽和蒸汽壓與水溫之間的關係可由下面的式子表示：

$$e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T_w}{237.3 + T_w}\right) \quad (\text{A.15})$$

其中  $e_s$  為水溫在  $T_w$  時的飽和蒸汽壓。而空氣水分子氣壓由於是處於未飽和狀態，所以其蒸汽壓是由空氣的飽和蒸汽壓 ( $e_{sa}$ ) 乘上空氣的相對濕度，其運算公式可由下式表示：

$$e_a = h_r \cdot e_{sa} \quad (\text{A.16})$$

式中， $h_r$  為相對濕度。

### 可感熱 ( $H_H$ )

可感熱是指大氣和水溫的溫度差帶來的能量傳導，一般推估可感熱可由蒸發潛熱乘上包文值得到。包文值為可感熱和蒸發潛熱的比值，一般的推求公式如下：

$$B = 0.61 \cdot \frac{P}{1000} \cdot \left( \frac{T_W - T_A}{e_s - e_a} \right) \quad (\text{A.17})$$

可得到可感熱的推估公式為：

$$H_H = B \cdot H_E \quad (\text{A.18})$$

其中， $B$  為包文值， $P$  為大氣壓力 (mb)， $T_W$  為水溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )， $T_A$  為氣溫 ( $^{\circ}\text{C}$ )。

### 摩擦熱 ( $H_{fc}$ )

由於河水流動產生摩擦而增加水體的內能可由 (A.19) 式來表示 (Webb and Zhang, 1999)：

$$H_{fc} = 9805 \cdot (F/W) \cdot S \quad (\text{A.19})$$

其中  $H_{fc}$  為因水體摩擦而產生的熱 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )， $F$  為進入該河段的水流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )， $W$  為平均河寬 (m)， $S$  為渠道坡度。

### 河床傳導熱 ( $H_B$ )

本研究採用 Jobson 在 1977 所發展的傳導熱通量推估公式。假設與河水發生傳導熱的河床土層下表面為絕熱，河床土層上表面與覆蓋的河水具有相同的溫度，所以河床土層的熱含量變化完全是河床土層與河水間的傳導熱所造成。

當河床土層擁有一相同的溫度，而在時間  $t = 0$  時土層上表面的水溫改變  $1^{\circ}\text{C}$ ，則在  $t = i\Delta t$  ( $\Delta t$  為單位時間間格，本研究中模擬之時間間格為 0.1 小時) 時，深度  $y$  處之土壤溫度改變為 (Carslaw and Jaeger, 1959)：

$$\Delta T_B(y, i\Delta t) = 1 - \frac{4}{\pi} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{2n+1} \exp\left[ \frac{-\kappa(2n+1)^2 \pi^2 \cdot i\Delta t}{4L^2} \right] \cos\left[ \frac{(2n+1)\pi y}{2L} \right] \quad (\text{A.20})$$

其中， $\Delta T_B (y, i\Delta t)$  為河床表面水溫改變  $1^\circ\text{C}$  時，深度  $y$  處之土層增加溫度 ( $^\circ\text{C}$ )； $k$  為熱擴散係數 (Thermal diffusivity= $6.81 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$ )； $L$  為河床土層之厚度 (m)，土層之厚度對傳導熱之影響不大，本研究中土層厚度採 6 公尺； $y$  為與河床土層底部 (下表面) 間的距離 (m)，介於  $0 \sim L$  之間，當  $y = 0$  表示其位於土層底部，當  $y = L$  表示其為於土層頂部 (上表面)。河床土層熱含量之增加可由 (2.20) 式乘上熱容，再對深度積分求得：

$$\phi(i\Delta t) = \rho_s C_s L \left\{ 1 - \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(-1)^n}{(2n+1)^2} \exp \left[ \frac{-\kappa(2n+1)^2 \pi^2 \cdot i\Delta t}{4L^2} \right] \sin \left[ \frac{(2n+1)\pi}{2} \right] \right\} \quad (\text{A.21})$$

其中， $\psi (i\Delta t)$  為河床土層上表面溫度在  $t = 0$  時增加  $1^\circ\text{C}$ ，河床土層在  $t = 0 \sim i\Delta t$  所增加的單位面積熱含量 ( $\text{J}/\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C}$ )； $\rho_s$  為土壤密度 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ )； $C_s$  為土壤比熱 ( $\text{J}/\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}$ )，本研究所採用之河床熱容量，即  $\rho_s \cdot C_s = 2.51 \times 10^6 \text{ J}/\text{m}^3 \cdot ^\circ\text{C}$ 。而在  $t = i\Delta t \sim (i+1)\Delta t$  間由  $t = 0$  水溫變化  $1^\circ\text{C}$  造成之傳導熱通量為：

$$\Delta\phi(i) = \frac{\phi(i\Delta t) - \phi[(i+1)\Delta t]}{\Delta t} \quad (\text{A.22})$$

其中， $\Delta\psi (i)$  為經過  $i\Delta t$  時間後反應初始水溫單位變化之傳導熱通量，即  $i\Delta t$  到  $(i+1)\Delta t$  單位面積之熱含量變化，單位為  $\text{W}/\text{m}^2 \cdot ^\circ\text{C}$ 。將覆蓋於河床土層上之水溫變化對河床土層之單位面積熱含量變化造成的影響累加起來即為水體和河床間之傳導熱通量，可由下式估算：

$$H_B(i\Delta t) = \sum_{j=s}^i \Delta T_w(j\Delta t) \cdot \Delta\phi(i-j) \quad (\text{A.23})$$

其中， $H_B (i\Delta t)$  為  $t = i\Delta t$  到  $(i+1)\Delta t$  間河水與河床間之傳導熱通量 ( $\text{W}/\text{m}^2$ )； $\Delta T_w (j\Delta t)$  為在  $j\Delta t$  時之水溫變化 ( $j \leq i$ )，單位  $^\circ\text{C}$ ； $t = s\Delta t$  為水溫開始對河床土層熱含量造成影響之時間，對於  $s$  的決定需考慮水溫變化對影響傳導熱通量之時間，根據文獻本研究考慮傳導熱通量會受 24 小時前水溫變化的影響。(Jobson, 1977)。

## 數值方法

為了求解 (A.5) 式，本研究採 Crank-Nicolson method 來離散水溫之控制方程式，選用此法的原因是 Crank-Nicolson method (Yogeh and Kenneth, 1986)，並

非像其他顯示法網格大小及時間間距選擇受到穩定條件的限制，此法對空間及時間偏微分方程式的離散方法如下所示：

$$\frac{\partial f}{\partial t} \approx \frac{f_j^{n+1} - f_j^n}{\Delta t} \quad (\text{A.24})$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{1}{2} \left( \frac{f_{j+1}^{n+1} - f_{j-1}^{n+1}}{2\Delta x} + \frac{f_{j+1}^n - f_{j-1}^n}{2\Delta x} \right) \quad (\text{A.25})$$

$$\frac{\partial^2 f}{\partial x^2} \approx \frac{1}{2} \left[ \frac{f_{j+1}^{n+1} - 2f_j^{n+1} + f_{j-1}^{n+1}}{(\Delta x)^2} + \frac{f_{j+1}^n - 2f_j^n + f_{j-1}^n}{(\Delta x)^2} \right] \quad (\text{A.26})$$

$$f \approx \frac{1}{2} (f_j^{n+1} + f_j^n) \quad (\text{A.27})$$

將 (A.24) ~ (A.27) 式代入 (A.5) 式中，可將原有的偏微分方成轉變成以下形式：

$$\begin{aligned} & \left( -\frac{1}{2}u_j^{n+1} - \frac{D_{j-1/2}^{n+1}}{\Delta x} \right) T_{j-1}^{n+1} + \left( 2\frac{\Delta x}{\Delta t} + \frac{D_{j+1/2}^{n+1} + D_{j-1/2}^{n+1}}{\Delta x} + \Delta x \frac{q_j^{n+1}}{A_j^{n+1}} \right) T_j^{n+1} + \left( \frac{1}{2}u_j^{n+1} - \frac{D_{j+1/2}^{n+1}}{\Delta x} \right) T_{j+1}^{n+1} \\ & = \left( \frac{1}{2}u_j^n - \frac{D_{j-1/2}^n}{\Delta x} \right) T_{j-1}^n + \left( 2\frac{\Delta x}{\Delta t} - \frac{D_{j+1/2}^n + D_{j-1/2}^n}{\Delta x} - \Delta x \frac{q_j^n}{A_j^n} \right) T_j^n + \left( -\frac{1}{2}u_j^n + \frac{D_{j+1/2}^n}{\Delta x} \right) T_{j+1}^n \\ & + \Delta x \left[ \frac{q_j^n}{A_j^n} (T_L)_j^n + \frac{q_j^{n+1}}{A_j^{n+1}} (T_L)_j^{n+1} \right] + \frac{\Delta x}{C_w \rho_w} \left[ \frac{(H_T + H_B)_j^n}{h_j^n} + \frac{(H_T + H_B)_j^{n+1}}{h_j^{n+1}} \right] \end{aligned} \quad (\text{A.28})$$

為了求解 (A.28) 式，先將其改寫為矩陣形式如下：

$$C \cdot T = K \quad (\text{A.29})$$

其中 C 矩陣表 (A.28) 中等號左端之係數，K 矩陣表 (A.28) 中等號右端之常數值，T 矩陣表每個網格點下一個時間待求之水溫，但右端常數 K 矩陣中包含了未知的項目，如  $(H_T)_j^{n+1}$  中的水體向上輻射  $(L_u)_j^{n+1}$  為  $T_j^{n+1}$  之函數，所以在進行矩陣運算前必須先預測下個時間點可能發生的水溫，如此一來，C、K 矩陣在每次運算步驟中均為已知，在每個時間點上解一次 (A.29) 式所表示之矩陣，就可以得到下個時間點上各個河川網格點的水溫，將計算所得之水溫與預測之水溫作比較，若計算水溫與預測水溫間之誤差小於設計之誤差值，則進行下個時間點之計算，否則繼續將計算所得之水溫帶入 (A.29)，直到計算水溫與預測水溫之誤差小於設計之誤差值為止，如此反覆迭代運算，直到模擬時間終了。其中 C 為一

個三列有值之斜對角方陣 (tridiagonal matrix)，本研究中採取效率較高計算誤差較小之 Thomas algorithm (Yogeh and Kenneth, 1986) 來求解 (A.29) 式，除此之外尚須兩組邊界條件，及一組初始條件。

