

國立臺灣大學理學院地質科學研究所



碩士論文

Department of Geosciences

College of Science

National Taiwan University

Master Thesis

花蓮和平溪流域山崩作用與河川化性之相關性

The relationship between landslide and river chemistry in  
Heping River, Hualien

林辰翰

Chen-Han Lin

指導教授：陳宏宇 博士

Advisor: Hongey Chen, Ph. D.

中華民國 102 年 7 月

July, 2013

國立臺灣大學碩士學位論文  
口試委員會審定書

花蓮和平河流域山崩作用與河川化性之相關性

The relationship between landslide and river  
chemistry in Heping River, Hualien

本論文係林辰翰君（學號 R00224204）在國立臺灣大學地質科學研究所完成之碩士學位論文，於民國 102 年 7 月 26 日承下列考試委員審查通過及口試及格，特此證明

口試委員：

陳宏宇

（指導教授）

葉高鈞

林曉戎

侯秉承

## 誌謝


本研究得以完成，首先要感謝指導教授陳宏宇博士，在進行研究時的諄諄教誨和諸多建議，讓學生徜徉在科學研究的樂趣之中，除此之外，學生更從老師身上學到學者應有的態度、風範，以及待人接物的方式，在此致上最高的謝意。碩士生活的這兩年是我人生中很重要的一段時光，我會記住老師這兩年來的教導，繼續往人生的下個階段邁進。

口試期間，感謝台灣大學海洋研究所林曉武老師、中央大學應用地質研究所董家鈞老師，以及中興工程顧問公司侯秉承副總經理，對於本論文的大力斧正，並給予諸多寶貴的意見，使論文更加完備，學生衷心感謝。

求學期間，感謝游家敏學姊在實驗室大小事務的關心與幫助，台大海研所賴怡萱及張秀慧學姊，以及地質系陳乃禎學姊在實驗分析的指導，中央大學張中白老師及徐乙君學姊在衛星影像的幫忙，台大土木系黃燦輝老師及周明政先生在實驗的提供與協助，地調所蘇泰維先生在資料的提供，第一河川局水樣的採集，宜徽學長兩量資料的提供，白羊、AK、奕維、定宇沒有怨言地陪我辛苦出野外。特別感謝本研究室冠瑋學長，在撰寫論文時給予許多幫助和建議，沒有學長的幫忙學弟我無法順利的畢業，也感謝繼隆學長平時的關心和照顧。感謝施尊穎、鄒年喬及張睿明等學長對論文的指點，能在有這麼多願意付出的學長姊的研究室真的很幸運！感謝逸雯、冠樺、品堯三位學弟妹許多的幫忙，以及常陪我聊天嘴砲抒發壓力，以後也好好加油！也感謝瑋愾這些年的陪伴，祝妳未來的日子幸福、快樂。另外，謝謝 237 大家，我會很懷念與各位下午茶聊天吃飯的歡樂時光。謝謝 B96 和 R00 在求學期間的切磋和交流，祝各位同學前途順利。謝謝地質系籃和海地聯隊，給了我滿滿的熱血與感動。這段期間實在受到太多的幫助，再次對曾經為我付出的每一個人說一聲：「謝謝」。

最後，僅將本文獻給一路栽培我、支持我的家人，為了完成這本論文，犧牲許多相處時間，但正因為有你們的支持，我才能堅持下去。謝謝，我愛你們。

## 摘要



本研究藉由分析花蓮和平溪流域 2007 年至 2012 年的四個山崩事件，探討崩塌地、河川化性，以及輸砂量間的相互對應關係。研究結果顯示，崩塌率與颱風的累積雨量及降雨強度有明顯正相關性，蘇拉颱風造成之山崩有最高的崩塌率、新生率與重現率，分別為 2.1%、71.4%，以及 58.2%。此外，岩體強度較低的廬山層和畢祿山層，占全區 80% 以上的崩塌率，顯示各地層之崩塌率與岩體強度有著負相關的趨勢。從崩塌地在坡體上的分布發現，大約有 30% 的崩塌地面積集中在靠近河道的位置，這些崩塌地在蘇拉颱風之後向上擴大，變成從河道延伸至山嶺的大型崩塌地，使得更多地質材料與碳酸鹽礦物等物質進入河川，除了提供颱風期間輸砂量增加的來源，也導致  $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、溶解無機碳濃度，以及  $\delta^{13}C_{DIC}$  急遽地上升。

由近 30 年的輸砂量計算結果顯示，本研究區之平均年輸砂量為 14.45Mt，其中，颱風暴雨的沖刷與山崩事件為年輸砂量主要的供應來源，颱風期間的累積雨量越大，輸砂量占該年度輸砂量的比例也越大。而濕季的平均輸砂量為乾季的 12.1 倍，也顯示由於濕季雨量較充沛，造成乾濕季輸砂量的差異性。

從河水 Gibbs 圖得知，和平溪之河水離子濃度受到岩性影響，屬於「岩性控制」類型，約有 40% 至 80% 來自於碳酸鹽礦物。河川化性與流量的關係指出， $Na^+$  和  $Mg^{2+}$  濃度和流量間屬於稀釋作用的關係，濕季時的濃度較低； $Cl^-$  濃度和流量間屬於水文常數平衡的關係，乾濕兩季的濃度沒有明顯之差異； $Ca^{2+}$  和  $K^+$  濃度和流量間屬於潤濕作用的關係，在濕季時的濃度分別為乾季時的 1.13 倍和 1.07 倍；溶解無機碳濃度則是在流量大於  $20m^3/sec$  時，和流量有明顯正相關的趨勢。

關鍵字：崩塌地、離子濃度、溶解無機碳、 $\delta^{13}C_{DIC}$ 、輸砂量

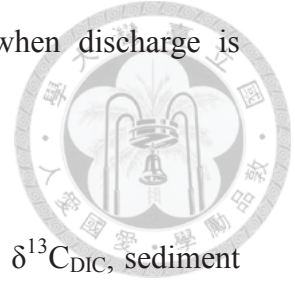
## Abstract

This research concerned the relationship among four typhoon-induced landslide events, river chemistry and sediment discharge in the catchment of the Heping River during 2007 to 2012. The analyzed results point out that higher rainfall intensity and cumulative rainfall would cause higher landslide ratios. Therefore, typhoon Saola triggered a highest landslide ratio of 2.1%, new generation ratio of 71.4%, and reactivated ratio of 58.2% among four typhoons. In addition, More than 80% landslides occurred in Lushan and Pilushan Formations because of the weak rock strength. About 30% of landslides located near the river and expanded to hilltop after typhoon Saola. Consequently, more deposits and carbonate minerals were transported into the river, causing the concentration of  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ , dissolved inorganic carbon and  $\delta^{13}C_{DIC}$  raised abruptly.

The average annual sediment discharge is 14.45 Mt and mainly resulted from the contribution of typhoon events. In comparison with sediment discharge and rainfall, the greater the cumulative rainfall during typhoon, the higher the proportion of typhoon-triggered sediment discharge to annual sediment discharge. The results also show that the average sediment discharge in wet season is 13.35 Mt, which is 12.1 times of dry season due to the difference of rainfall.

The plot of the total dissolved salts versus  $Na^+ / (Na^+ + Ca^{2+})$  reflected that the chemical properties of Heping river belonged to rock-dominated type. Moreover, the relationship between water discharge and ionic concentrations indicate that the concentrations of  $Na^+$  and  $Mg^{2+}$  decreased with increasing discharge, the ionic concentrations were lower in wet season. In contrast, the concentrations of  $Ca^{2+}$  and  $K^+$  increased with increasing discharge, the concentrations in wet season were 1.13 and 1.07 times of the dry season, respectively. The concentrations of dissolved

inorganic have apparently positive correlation with discharge when discharge is higher than 20 m<sup>3</sup>/sec.



**Keywords:** landslide, ion concentration, dissolved organic carbon,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ , sediment discharge

# 目錄



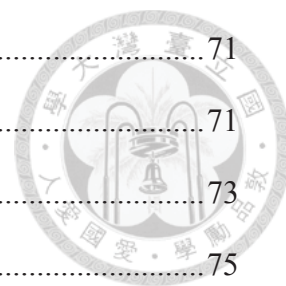
致謝.....	I
摘要.....	II
Abstract.....	III
目錄.....	V
圖目錄.....	VIII
表目錄.....	XI
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機與目的.....	1
1.2 地理位置及交通概況.....	2
第二章 前人研究.....	4
2.1 降雨和山崩之關係.....	4
2.2 輸砂量估算與異重流特性.....	6
2.3 河川化性與地質環境關係.....	9
2.4 河水溶解無機碳.....	11
第三章 研究區域概況.....	13
3.1 地形概況.....	13
3.2 地質概況.....	16
3.3 土壤概況.....	19
3.4 氣候與水文概況.....	20
3.5 颱風事件.....	21
第四章 研究方法.....	23
4.1 野外調查工作.....	23
4.1.1 樣品採集.....	23
4.1.2 施密特錘試驗.....	25

4.2 實驗室試驗.....	25
4.3 崩塌地判釋.....	25
4.4 輸砂量估算.....	31
4.5 河川化學性質分析.....	33
4.5.1 陰離子分析方法.....	34
4.5.2 陽離子分析方法.....	34
4.5.3 溶解無機碳分析方法.....	34
4.5.4 岩石元素含量分析方法.....	35
4.5.5 離子濃度與地質環境相關性分析.....	35
4.5.6 溶解無機碳與地質環境相關性分析.....	39
第五章 研究結果.....	42
5.1 地質材料性質試驗結果.....	42
5.1.1 自然物理性質試驗.....	42
5.1.2 岩石力學性質及消散耐久試驗.....	43
5.2 崩塌地判釋結果.....	46
5.2.1 崩塌地統計.....	46
5.2.2 崩塌地在坡體分布狀況.....	50
5.2.3 崩塌與岩體強度和颱風降雨之關係.....	53
5.3 輸砂量估算結果.....	54
5.3.1 歷年輸砂量統計.....	54
5.3.2 輸砂量與乾濕季之關係.....	58
5.3.3 花蓮群震對輸砂濃度之影響.....	60
5.4 河川化學性質分析結果.....	63
5.4.1 主要離子濃度分析結果.....	63
5.4.2 溶解無機碳濃度與碳 13 同位素分析結果.....	67
5.5 岩石元素含量分析結果.....	69





第六章 崩塌地與河川化性之關係.....	71
6.1 崩塌地面積與離子濃度之關係.....	71
6.2 離子濃度與岩性之相關性.....	73
6.3 離子濃度與流量之相關性以及乾濕季變化.....	75
第七章 討論.....	79
7.1 崩塌地面積機率分佈之比較.....	79
7.2 碳酸鹽對河水陽離子的貢獻比例.....	83
7.3 離子濃度與流量之回歸分析.....	85
7.4 異重流事件之推估.....	87
第八章 結論.....	90
參考文獻.....	92
附錄一 河水採集與樣品前處理方法.....	106
附錄二 施密特錘單壓強度換算表.....	107
附錄三 自然物理性質試驗方法.....	108
附錄四 點荷重試驗方法.....	110
附錄五 消散耐久試驗方法.....	112
附錄六 陰離子分析方法.....	113
附錄七 陽離子分析方法.....	114
附錄八 溶解無機碳分析方法.....	115



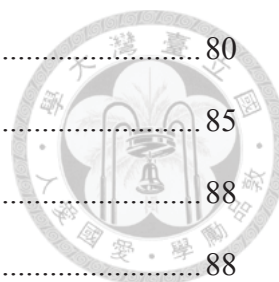
## 圖目錄



圖 1.1 和平溪集水區流域相關地理位置.....	3
圖 3.1 和平溪流域地形圖.....	14
圖 3.2 研究區域高程分布圖.....	14
圖 3.3 研究區域坡度分布圖.....	15
圖 3.4 研究區域坡向分布圖.....	15
圖 3.5 研究區域地質圖.....	18
圖 3.6 研究區域地層分布圖.....	18
圖 3.7 研究區域土壤種類分布圖.....	19
圖 3.8 和平溪流域水系、水文測站分布圖.....	20
圖 3.9 颱風事件路徑圖.....	22
圖 4.1 研究區域露頭觀測點.....	24
圖 4.2 崩塌地與河道、山嶺距離示意圖.....	29
圖 4.3 崩塌地與河道、山嶺距離之關係圖.....	29
圖 4.4 研究區地形和崩塌地高程分布比例.....	30
圖 4.5 崩塌地和研究區地形高程分布比例比較.....	30
圖 4.6 輸砂濃度及雨量再現周期曲線.....	33
圖 4.7 河水離子濃度控制因素.....	36
圖 4.8 $Ca^{2+}/Na^{+}$ 和 $Mg^{2+}/Na^{+}$ 之關係.....	38
圖 4.9 溶解態離子三角圖.....	38
圖 4.10 河流溶解無機碳儲存庫來源與濃度、 $\delta^{13}C$ 之對應關係示意圖.....	41
圖 5.1 各岩層乾單位重、含水量及孔隙率.....	43
圖 5.2 各試驗之單壓強度.....	44
圖 5.3 各岩層之單壓強度.....	45
圖 5.4 各岩層消散耐久性循環指數.....	46

圖 5.5 崩塌地與研究區地形之高程分布.....	48
圖 5.6 崩塌地與流域高程機率分布比較.....	48
圖 5.7 流域坡體及崩塌坡度機率分布.....	49
圖 5.8 崩塌地與山嶺、坡腳及河道間之相對位置的演變.....	51
圖 5.9 從河道至山嶺崩塌面積與颱風期間輸砂量對應關係.....	52
圖 5.10 崩塌率與各地層單壓強度之關係.....	53
圖 5.11 崩塌率與颱風降雨量及降雨強度之關係.....	54
圖 5.12 年雨量、年輸砂量及年逕流量之關係分布圖.....	56
圖 5.13 颱風期間輸砂量與年輸砂量之相對應關係.....	57
圖 5.14 颱風期間之累積雨量及輸砂量與該年度輸砂量之相對應關係.....	58
圖 5.15 乾濕季之輸砂量與雨量之對應關係.....	60
圖 5.16 花蓮群震前後流量與輸砂濃度的變化.....	61
圖 5.17 花蓮群震前後輸砂濃度的變化.....	62
圖 5.18 花蓮群震前後單位輸砂濃度變化.....	62
圖 5.19 各月份主要離子濃度和雨量的比較.....	65
圖 5.20 和平溪溶解態離子三角圖.....	66
圖 5.21 溶解無機碳濃度、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 和流量之相對應關係.....	68
圖 5.22 溶解無機碳濃度與流量之關係.....	69
圖 6.1 崩塌地面積與陽離子濃度之比較.....	72
圖 6.2 崩塌地面積和 $\text{K}^{+}$ 濃度之相關性.....	72
圖 6.3 和平溪河水 Gibbs 圖.....	73
圖 6.4 $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 和 $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 之關係.....	75
圖 6.5 離子濃度與流量之關係模式.....	76
圖 6.6 流量與離子濃度之關係.....	77
圖 6.7 乾濕季主要離子濃度之比較.....	78
圖 7.1 和平溪流域颱風事件崩塌地面積機率分佈.....	80

圖 7.2 各流域崩塌地面積機率分佈之比較.....	80
圖 7.3 雨量、輸砂濃度和碳酸鹽對陽離子貢獻比例之對應關係.....	85
圖 7.4 歷年實測流量與輸砂濃度.....	88
圖 7.5 異重流門檻與降雨量之對應關係.....	88
圖 7.6 1992 寶莉颱風期間流量、輸砂濃度及雨量對應關係.....	89
圖 7.7 2007 聖帕颱風期間流量、輸砂濃度及雨量對應關係.....	89



## 表目錄



表 2.1 降雨和山崩關係之相關研究.....	5
表 2.2 輸砂量估算之相關研究.....	7
表 2.3 異重流特性之相關研究.....	8
表 2.4 河川化性與地質環境關係之相關研究.....	10
表 2.5 河水中溶解無機碳之相關研究.....	12
表 3.1 研究區域各月份降雨量.....	21
表 3.2 1982 年至 2010 年研究區域月均溫.....	21
表 3.3 颱風事件資料.....	22
表 4.1 崩塌地判釋使用之衛星影像資料.....	26
表 4.2 河流溶解無機碳之來源與其濃度及 $\delta^{13}\text{C}$ 之對應關係.....	41
表 5.1 自然物理性質試驗結果.....	42
表 5.2 岩層強度試驗結果.....	44
表 5.3 消散耐久試驗結果.....	45
表 5.4 各地層之崩塌率、新生率及重現率.....	47
表 5.5 崩塌位置數量、面積比例.....	52
表 5.6 歷年逕流量、輸砂量以及雨量之統計估算結果.....	55
表 5.7 颱風期間輸砂量統計.....	57
表 5.8 乾濕季之輸砂量與雨量之比較.....	59
表 5.9 各月份主要離子濃度.....	64
表 5.10 各月份溶解無機碳濃度與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ .....	68
表 5.11 各地層元素含量.....	70
表 6.1 颱風事件後一個月內平均離子濃度.....	71
表 6.2 扣除降雨影響之離子濃度與降雨影響比例.....	74
表 6.3 2011 年至 2012 年之乾濕季主要離子濃度.....	78

表 7.1 各流域崩塌地面積和影像類型之比較.....	82
表 7.2 碳酸鹽對河水陽離子貢獻比例.....	84
表 7.3 離子濃度與流量之回歸關係式.....	86



# 第一章 緒論



## 1.1 研究動機與目的

台灣的地形陡峭且氣候多雨，尤其在夏秋兩季平均每年有四個颱風侵襲，帶來豐沛集中的降雨量(Shieh, 2000；水利署，2012)。在颱風期間，雨水在地表匯聚並經由滲透作用進入土壤，土壤的孔隙水壓上升，以致於摩擦力減少及抗剪強度降低，當抗剪強度降低至小於剪應力時，安全係數會小於 1，邊坡便開始沿著弱面破壞，造成崩塌地的生成(Sidle and Swanton, 1982; Iverson, 2000)。崩塌地發生時會把岩石、土壤等地質材料帶入河道，這些地質材料溶解在河水會以離子的形式釋出元素，影響河川的化學性質，反映集水區內的岩性組成和化學風化侵蝕作用(Tazaki, 2006; Reinhardt, 2008)。另一方面，若地質材料以懸浮顆粒的形式被河水搬運，便成為河流中的輸砂量，可以指示集水區內沉積物的供應狀況和物理風化侵蝕作用(Dadson et al., 2004)。因此，從崩塌地、河川化性，以及輸砂量間的相互對應關係，可以瞭解地質環境在颱風等極端氣候的期間，侵蝕作用和沉積物供應來源的變化情形。

本研究利用 2007 年聖帕颱風、2009 年芭瑪颱風、2011 年南瑪都颱風，以及 2012 年蘇拉颱風等四個颱風事件前後的山崩事件，以及 1983 年至 2012 年期間的輸砂量，探討崩塌地的分布特性，以及與輸砂量的相關性。此外，本研究採集和平溪下游的河水樣品，分析主要離子濃度、溶解無機碳及其碳 13 同位素，希望藉由河水化學性質的分析，瞭解本研究區之山崩作用、輸砂量，以及河川化學性質的相互對應關係。因此，本研究工作的重點包括了：

- (1) 崩塌地的分布特性與影響因素。
- (2) 崩塌地和輸砂量的關係。
- (3) 河川化性在颱風事件中的差異。
- (4) 河川化性和崩塌地的關係。

## 1.2 地理位置及交通概況

和平溪位於台灣東北部宜蘭縣和花蓮縣的交界處，為東部的主要河川之一，發源於中央山脈南湖大山(3,742m)，涵蓋宜蘭縣南澳鄉以及花蓮縣秀林鄉等行政區，向東流經至秀林鄉和平村後注入太平洋。流域形狀大致呈現為西北-東南向的矩形分布，北側與南澳溪相鄰，南側則與立霧溪相鄰，區域內多為山地的地形分布，較高的山嶺包括：北側的三星山(2,352m)、檜山(2,021m)。西側的發徒山(2,857m)、東穗山(2,765m)、南湖北山(3,536m)，以及南湖東山(3,632m)。南側則以曉星山(2,654m)、二子山(2,565m)，以及比林山(2,381m)為主(圖 1.1)。

由於研究區內山嶺陡峭，除了零星登山步道外，幾乎都為自然林木之森林所覆蓋，台 9 線公路以南北向貫穿本研究區下游外圍的沿海地區。進入本研究區主要可分為兩條路線，從下游外圍的台 9 線抵達和平村後，利用台灣電力公司的計畫道路，以及少量的採礦道路進入溪口一帶的山區，或是由和平林道步行至流域的西南側。此外，若選擇從上游進入本研究區，可從台 7 線進入宜蘭縣後，再經由西北側之太平林道接往平元林道，可以抵達流域上游分水嶺一帶的區域。



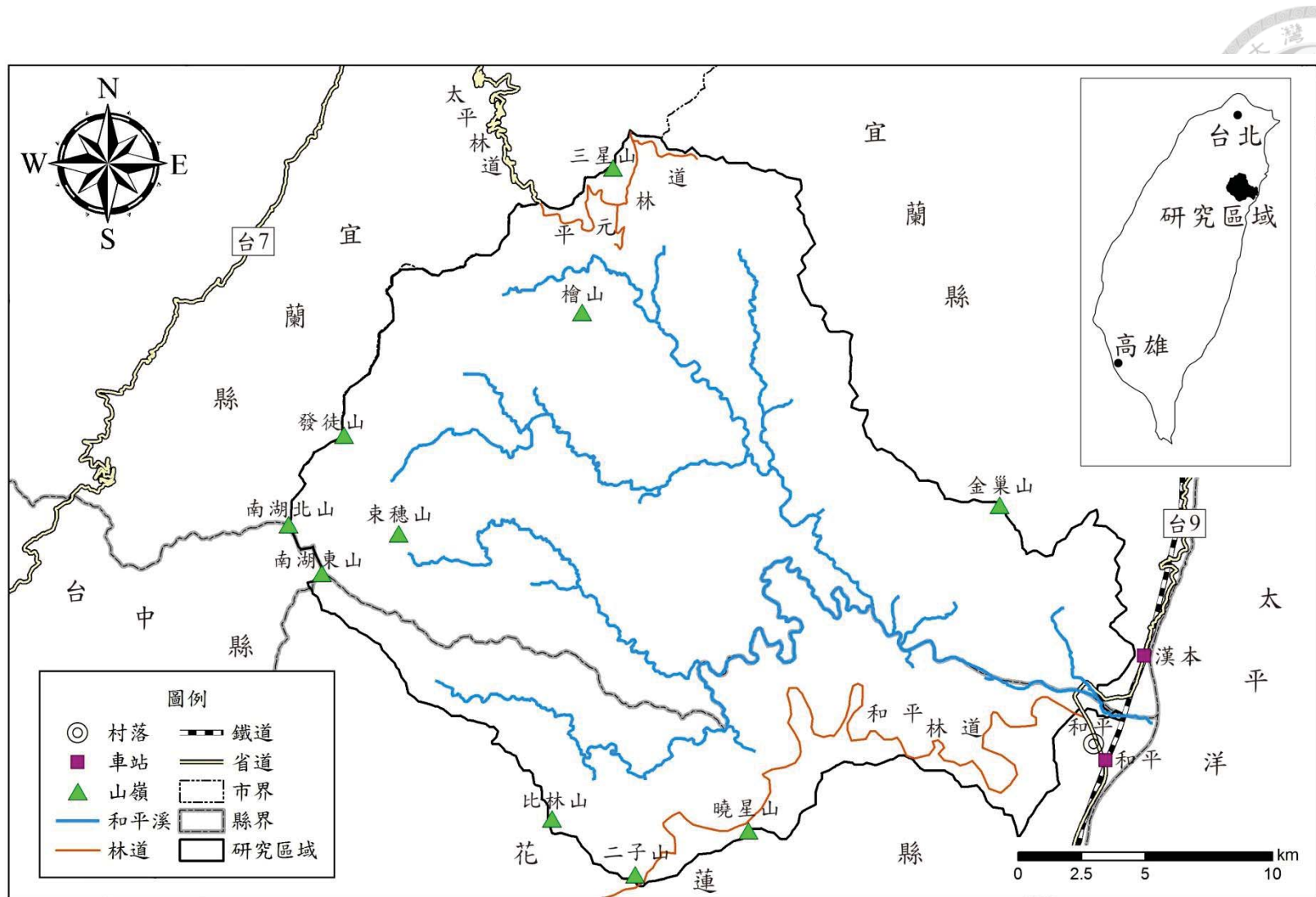


圖 1.1 和平溪集水區流域相關地理位置

## 第二章 前人研究



### 2.1 降雨和山崩之關係

從降雨和山崩之關係的研究上，可以將山崩發生之臨界雨量的推估方式整理出三個模式(Shuin et al., 2012)：(1)從歷史山崩事件和降雨資料，訂定降雨強度和降雨延時之關係，進而推估山崩發生時之臨界雨量(Caine, 1980; Guzzetti et al., 2007; Cannon et al., 2008; Dahal and Hasegawa, 2008)，(2)建立降雨量對應土壤內孔隙水含量的模式，再計算土壤的濕潤程度來判斷是否崩塌會產生(Crozier and Eyles, 1980; Crozier, 1999; Glade et al., 2000)，(3)利用土壤的水力傳導係數、土壤強度，以及土壤厚度等參數，計算坡體破壞和降雨的相關性(Okimura and Ichikawa, 1985; Montgomery and Dietrich, 1994; Wu and Sidle, 1995; Iverson, 2000; Dhakal and Sidle, 2004)。

降雨發生後雨水滲透至土壤，造成孔隙水壓上升並降低抗剪強度，當抗剪強度小於剪應力，邊坡就會不穩定而產生崩塌(Sidle and Swanston, 1982)。Aleotti (2004)認為，除了降雨造成坡體內孔隙水壓上升之外，區域內的水文、地形、岩層等地質環境也是影響山崩的因素。Caine (1980)統計世界各地的山崩資料，計算出降雨強度和降雨延時的對應關係式為  $I=14.82D^{-0.39}$  (I 為降雨強度，D 為降雨延時)，並利用此關係式推估出土石流發生之雨量臨界值。Keefer et al. (1987)銜接 Caine 的方法，並加入累積降雨量來進行估算，並配合遙測雨量和降雨預報系統，預測出山崩發生的時間點。Guzzetti et al. (2004)則利用航空照片判釋山崩，從累積雨量和連續降雨量對應山崩發生之時間點，來進行降雨誘發山崩的研究。

Wieczorek et al. (2000)研究指出，足夠的高降雨強度以及降雨延時，是土石流發生的必要條件。Chang et al. (2008)也從雷達降雨資料中觀察到，最大三小時之降雨強度以及降雨延時，和崩塌地的發生有密切的相關性。較高的降雨強度和降雨延時，會有較大的崩塌地生成，新生和舊有的崩塌地也都會持續擴大(許家銘，2008)。

表 2.1 降雨和山崩關係之相關研究

作者	相關研究
Aleotti (2004)	降雨會使坡體內的孔隙水壓上升，但崩塌是否會發生還要取決於區域內的水文和地質環境。
Caine (1980)	統計世界各地的山崩資料，計算出降雨強度和降雨延時的對應關係式 $I=14.82D^{-0.39}$ ，並利用此關係式計算土石流發生之雨量臨界值。
Chang et al. (2008)	從雷達降雨資料中觀察到，最大三小時之降雨強度以及降雨延時，和崩塌地的發生有密切的相關性。
Guzzetti et al. (2004)	利用航空照片判釋山崩，從累積雨量和連續降雨量對應山崩發生時間點，進行降雨誘發山崩的研究。
Keefer et al. (1987)	銜接 Caine 的方法，並加入累積降雨量進行計算，配合遙測雨量計和降雨預報系統，成功預測山崩發生的時間點。
Sidle & Swanston (1982)	雨水滲透至土壤，造成孔隙水壓上升並降低抗剪強度，當抗剪強度小於剪應力，邊坡就會不穩定而產生崩塌。
Wieczorek et al. (2000)	足夠的高降雨強度以及降雨延時，是土石流發生的必要條件。
許家銘 (2008)	較高的降雨強度和降雨延時，會有較大的崩塌地生成，新生和舊有的崩塌地也都會持續擴大。

## 2.2 輸砂量估算與異重流特性

Li (1975)利用離子濃度及水文測站輸砂量觀測資料，計算中央山脈區域物理剝蝕速率為  $1,300 \text{ mg/cm}^2\text{yr}$ ，化學剝蝕速率為  $65 \text{ mg/cm}^2\text{yr}$ 。Dadson et al. (2003)利用實測流量和輸砂濃度，推估台灣的侵蝕速率，計算出台灣每年有 384 百萬噸的沉積物被輸送至海洋。

Dadson (2004)利用三種平均法和三種率定曲線法，計算出台灣主要河川的年平均輸砂量，對比水庫淤積速率後發現，月權重平均法(Monthly Weighted Average, MWA)較適合推估台灣河川的長年輸砂量。林冠璋(2005)利用直接平均法(Direct Average)、月權重平均法、率定曲線法(Rating Curve Estimate, RC)以及無參數率定曲線法(Non-parametric Rating Curve Estimate)計算陳有蘭溪年輸砂量，結果顯示以月權重平均法估計年輸砂量較為合適。Houvis et al. (2000)在流量與輸砂量率定曲線的對應關係中，發現由於沉積物供應量不足，導致輸砂量在低流量的情況會迅速下降至 0，因此認為台灣東部河流之輸砂量受沉積物供應量控制，不適用率定曲線法來進行計算，屬於「供應限制」類型(Supply-limited)。Kou et al. (2005)則認為輸砂量在低流量時下降至 0 的情況，為量測儀器的精密度不足而造成，從實測資料顯示，流量和輸砂量在率定曲線法有良好的對應關係，因此認為台灣東部河川的沉積物供應充足，不會有供應限制的情形，適合以率定曲線法來計算輸砂量，屬於「搬運限制」類型(Transport-dominated)。林孟龍與林俊全(2003)利用率定曲線法進行蘭陽溪輸砂量分析發現，颱風期間的輸砂量佔該年度輸砂量的 59%，顯示颱風為年輸砂量的主要來源。

Dadson et al. (2004)和 Chuang et al. (2009)比較中部地區，921 地震前後的輸砂量發現，地震過後研究地區的土石變的較為鬆散，容易被雨水沖刷至河川，輸砂量上升約四倍之多。Lin et al. (2011)在卑南溪的輸砂量統計中，同樣也發現因地震影響，造成流域侵蝕作用增加之現象。

表 2.2 輸砂量估算之相關研究

作者	相關研究
Chuang (2009)	中部地區在 921 地震前後的輸砂量比較發現，地震過後研究地區的土石變的較為鬆散，輸砂量上升約四倍之多。
Dason (2004)	利用三種平均法和三種率定曲線法，計算台灣主要河川的年平均輸砂量，對比水庫淤積速率後發現，月權重平均法較適合推估台灣河川的長年輸砂量。
Dadson et al. (2003)	利用實測流量和輸砂濃度，計算出台灣每年有 384 百萬噸的沉積物被輸送至海洋。
Houvis et al. (2000)	台灣東部河流之輸砂量受沉積物供應量控制，輸砂量在低流量的情況會迅速下降至 0，不適用率定曲線法來進行計算，屬於「供應限制」類型。
Li (1975)	台灣中央山脈區域物理剝蝕速率為 1,300 mg/cm <sup>2</sup> yr，化學剝蝕速率為 65 mg/cm <sup>2</sup> yr。
Lin et al. (2011)	卑南溪的輸砂量統計，發現因地震影響，造成流域侵蝕作用增加之現象。
Kou et al. (2005)	輸砂量在低流量時下降至 0 的情況，為量測儀器的精密度不足而造成。為台灣東部河川的沉積物供應充足，適合以率定曲線法來計算輸砂量，屬於「搬運限制」類型。
林孟龍與林俊全 (2003)	使用率定曲線法計算蘭陽溪輸砂量發現，颱風期間輸砂量佔該年度輸砂量的 59%，為年輸砂量的主要來源。
林冠瑋 (2005)	利用直接平均法、月權重平均法、率定曲線法，以及無參數率定曲線法計算陳有蘭溪年輸砂量，其中，以月權重平均法估計年輸砂量較為合適。

Mulder and Syvitski (1995)研究認為，在台灣出海口的區域，當河川輸砂濃度超過 40,000ppm，即有可能誘發異重流事件，帶來大量沉積物至海洋深處堆積。Milliman and Kuo (2008)調查濁水溪在賀伯颱風期間的輸砂量發現，颱風期間之輸砂量佔該年度的 70%，並且以異重流作用搬運至台灣海峽中堆積。林朝宗等人 (2006)的研究也指出，異重流事件的發生會擾動石門水庫內的淤泥，導致水體濁度的上升。Dadson et al. (2005)以 40,000ppm 為異重流事件門檻值，並且針對濁水河流域的分析發現，異重流再現周期在 921 地震後從 7 年下降至 1 年。林冠瑋 (2010)依照 Dadson et al. (2005)的方式，分析台灣 12 條主要河川的異重流得知，台灣地區的異重流再現周期介於 1.5 年至 87.6 年之間，並且以二仁溪的再現周期最短。

表 2.3 異重流特性之相關研究

作者	相關研究
Dadson et al. (2005)	濁水河流域的異重流再現周期在 921 地震後從 7 年下降至 1 年。
Milliman and Kuo (2008)	濁水溪在賀伯颱風期間之輸砂量佔該年度的 70%，並且以異重流作用搬運至台灣海峽中堆積。
Mulder and Syvitski (1995)	台灣出海口的區域，當河川輸砂濃度超過 40,000ppm，即有可能誘發異重流事件。
林冠瑋 (2010)	台灣地區的異重流再現周期介於 1.5 年至 87.6 年之間，並且以二仁溪的再現周期最短。
林朝宗等人 (2006)	異重流事件會擾動石門水庫內的淤泥，導致水體濁度上升。

### 2.3 河川化性與地質環境關係

集水區中之地質材料受到地表水或河水的侵蝕，元素會從岩石中釋出，並以顆粒態或溶解態存在於河水中，因此，河川可做為連結岩石圈以及水圈的良好媒介(Dalai, 2002)。Meybeck (1987)認為河川的化學性質和流域內岩性組成有關，可以反映河水和母岩的交互作用情形。Chen (2002)分析流經蒸發鹽和碳酸鹽地層的河水中發現，硫酸根離子和氯離子濃度有較高之現象。Xu and Lin (2007)研究中也指出，地層中硫化物的礦物氧化，會提供作為河水硫酸根離子濃度的來源。

在河川化性和地質環境的關係上，Nédeltcheva et al. (2006)認為，流域內的地層礦物含量、氣候變化、植被覆蓋、集水區面積，以及高程等因素，皆會影響河川化性。Zhang et al. (2007)則指出，在單一集水區內，河川化性受控於流量、降雨，以及氣候等水文條件的變化，而在不同集水區中，則是受控於地層組成、植被等地質環境的不同。在崩塌地與河川化性的分析方面，Tazaki (2006)研究發現，崩塌地發生後會將地表礦物及有機物質帶入河道，影響河川化性。Reincharnds (2008)研究美國國家公園內的水質後也發現，1995 年暴雨事件在集水區內造成的大量崩塌，對水質產生了影響。

Salmon et al. (2001)將河水離子濃度和流量的關係歸納為三種模式：(1)稀釋作用、(2)潤濕作用，以及(3)水文常數平衡。Johnson et al. (1969)和 Feller and Kimmins (1979)分別使用雙曲線公式以及對數函數公式，模擬流量與離子濃度的稀釋作用關係。其中，對數函數公式較為簡易，受到廣泛運用，而雙曲線公式經由 Salmon et al. (2001)修正後，也逐漸開始被運用。

黃正良等(2007)於 2001 年桃芝颱風期間，分析蓮華池人工林的溪水化性，發現大部分的離子濃度與流量呈負相關，僅  $\text{NO}_3^-$  濃度與輸砂濃度和流量呈正相關。而羅士福(2006)在 2005 年泰利颱風期間，分析溪頭試驗林溪水化性的結果顯示， $\text{K}^+$  濃度在颱風期間濃度增加的現象，可能是因為植物體或腐質植中被淋溶出來而造成。

表 2.4 河川化性與地質環境關係之相關研究



作者	相關研究
Chen (2002)	流經蒸發鹽和碳酸鹽地層地區的河水，有硫酸根離子和氯離子濃度較高之現象。
Feller and Kimmins (1979) Johnson et al. (1969)	分別提出使用對數函數公式以及雙曲線公式，模擬流量與離子濃度的稀釋作用關係。
Meybeck (1987)	河川的化學性質和流域內岩性組成有關，反映河水和母岩的交互作用。
Nédeltcheva et al. (2006)	流域內的地層礦物含量、氣候變化、植被覆蓋、集水區面積，以及高程等因素，皆會影響河川化性。
Reinhardt (2008)	1995 年暴雨事件在集水區內造成的大量崩塌，對美國國家公園內的水質產生了影響。
Salmon et al. (2001)	將河水離子濃度和流量的關係歸納為三種趨勢，分別為：(1)稀釋作用、(2)潤濕作用，以及(3)水文常數平衡。
Tazaki (2006)	崩塌地發生後會將地表礦物及有機物質帶入河道，影響河川化性。
Xu and Lin (2007)	地層中硫化物的礦物氧化，會提供作為河水硫酸根離子濃度的來源。
Zhang et al. (2007)	在單一集水區內，河川化性受控於水文條件的變化，而在不同集水區中，則是受控於地質環境的不同。
黃正良等 (2007)	桃芝颱風期間，蓮華池人工林的離子濃度，大部分的與流量呈負相關，僅 $\text{NO}_3^-$ 濃度與輸砂濃度和流量呈正相關。
羅士福 (2006)	溪頭試驗林的溪水化性，在泰利颱風期間， $\text{K}^+$ 濃度有濃度增加的現象，可能是因淋溶作用而造成。



## 2.4 河水溶解無機碳

河水的搬運作用連結碳含量豐富的陸地圈和海洋圈，河川將陸地的含碳物質帶入海洋，同時也和大氣中的二氧化碳進行氣體交換(Cole and Caraco, 2001)，其中，輸入海洋中的約有 40% 屬於無機碳，這些無機碳主要來自於土壤和地層中的碳酸鹽礦物(Ludwig et al., 1996)。Barth et al. (2003)的研究也指出，即使流域內地層只存在少量碳酸鹽礦物，仍然為河川溶解無機碳的主要控制因素。

溶解無機碳(DIC)的分析方法主要是以直接沉澱法和氣體放出法來進行，其中，Atekwana and Krishnamurthy (1998)改進氣體放出法的量測方式，只需少量的水樣即可同時精確量測溶解無機碳濃度以及碳 13 同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )，更利用改進後的方法分析密西根州的河水，發現溶解無機碳有其季節性變化的不同濃度。Hélie et al.(2002)的研究也顯示，因土壤中  $^{13}\text{C}$  的供應量、土壤有機物氧化，以及光合作用速率的不同，碳 13 同位素會隨著季節產生變化。溶解無機碳的空間差異性方面，Amiotte-Suchet et al. (1999)認為，河川上游湖水或水庫，由於流速較慢，水體滯留的時間較長，溶解無機碳濃度受到生物活動的影響較為明顯。Yang et al. (1995)的研究指出，在河川下游地區因為支流匯入的影響，碳 13 同位素有逐漸往下游減小的趨勢。

表 2.5 河水中溶解無機碳之相關研究

作者	相關研究
Amiotte-Suchet et al. (1999)	河川上游湖水或水庫，由於流速較慢，水體滯留的時間較長，溶解無機碳濃度受到生物活動的影響較為明顯。
Atekwana and Krishnamurthy (1998)	改進氣體放出法的量測方式，只需少量的水樣即可同時精確量測 DIC 濃度以及 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ，更利用改進後的方法分析密西根州的河水，發現溶解無機碳的季節性變化。
Barth et al. (2003)	即使流域內地層只存在少量碳酸鹽礦物，仍然為河川溶解無機碳的主要控制因素。
Cole and Caraco (2001)	河川將陸地的含碳物質帶入海洋，同時也和大氣中的二氧化碳進行氣體交換
Hélie et al.(2002)	因土壤中 $^{13}\text{C}$ 的供應量、土壤有機物氧化，以及光合作用速率的不同， $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 會隨著季節產生變化。
Ludwig et al. (1996)	輸入海洋中的無機碳約有 40% 屬於無機碳，這些無機碳主要來自於土壤和地層中的碳酸鹽礦物
Yang et al. (1995)	河川下游地區因為支流匯入的影響， $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 有逐漸往下游減小的趨勢。

## 第三章 研究區域概況



### 3.1 地形概況

和平溪位於台灣東部宜蘭縣和花蓮縣交界處，流經宜蘭縣南澳鄉與花蓮縣秀林鄉，是宜花兩縣的界河。在和平溪流域東北側由澳花山、御恩山、飯包山、富太山、雅音山以及望洋山所構成的分水嶺，與宜蘭縣南澳河流域相鄰，西北側由三星山、多門山、見晴山和發徒山與蘭陽溪相互區隔，西南側則由南湖大山、西吉南山、比林山、二子山、曉星山、清水山，以及右岸山構成的分水嶺，和台中大甲溪及花蓮立霧河流域相鄰。

和平溪發源於南湖大山(3,742m)，主流長度約 50.7 公里，流域面積 561.6 平方公里，整體呈現西高東低的地形趨勢並向西注入太平洋，從上游源頭至出海口 40 公里的直線距離的高程差超過 3,000 公尺(圖 3.1)，造成了劇烈的侵蝕作用且帶來了高輸砂量，因此和平溪又有「大濁水溪」之別稱。和平溪主要由三條支流匯集而成，分別是發源於南湖大山的和平南溪、發源於南湖北山(3,536m)的和平北溪以及發源於金巢山(1,725m)的楓溪。和平南溪與和平北溪在距離出海口 12 公里左右匯集，而楓溪則至出海口 2.3 公里處才匯流至和平溪。

整體而言，研究區域高程分佈從 10 公尺至 3,634 公尺，高程平均約在 1,800 公尺。其中高程大於 1,000 公尺的區域占流域面積的 70%，高程超過 2,000 公尺的面積占流域面積的 54%(圖 3.2)，顯示此研究區域高程差異大的特性。

在坡度方面，研究區域的坡度分佈在  $0^{\circ}$  到  $75^{\circ}$  之間，平均坡度約為  $32^{\circ}$ ，坡度超過  $30^{\circ}$  的區域約占流域面積的 60%，尤其集中在  $30^{\circ}$  至  $40^{\circ}$  之間，占了流域面積的 35%(圖 3.3)，此坡度分佈更顯示了此區平地較少，山坡地較多的地形趨勢。研究區域內坡體以東和東北此兩面向最多，合計約占流域面積的 29%，其他坡向之坡體佔流域面積比例介於 10.9% 至 15.5% 之間(圖 3.4)。大抵上，本研究區域的地形分佈多以高程大於 1,000 公尺，坡度大於  $30^{\circ}$  的陡峭山坡地為主，直到靠近出海口楓溪與和平溪匯流之處才有較平坦的地形。

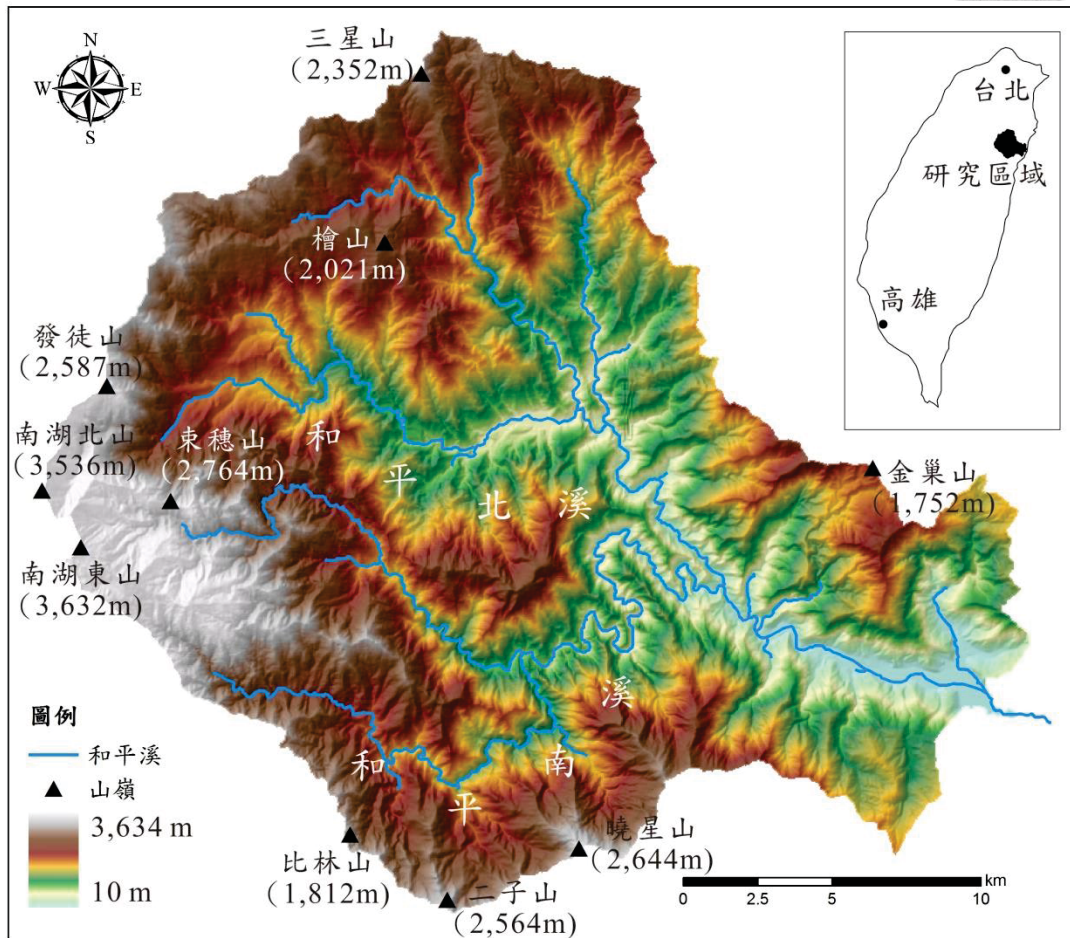


圖 3.1 和平溪流域地形圖

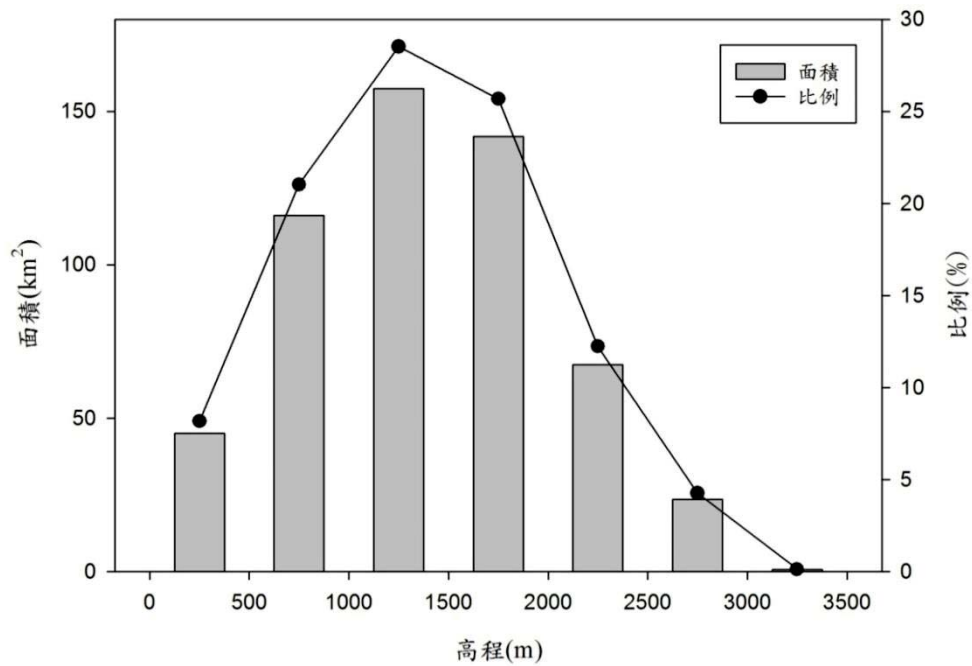


圖 3.2 研究區域高程分布圖

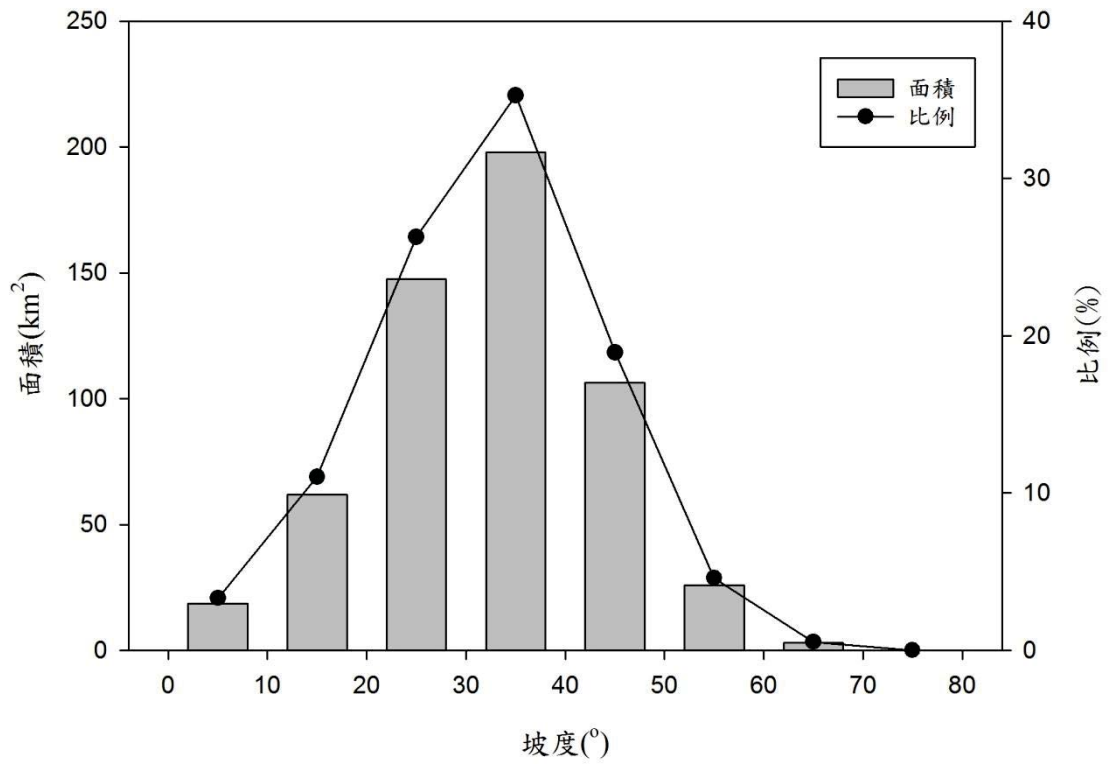


圖 3.3 研究區域坡度分布圖

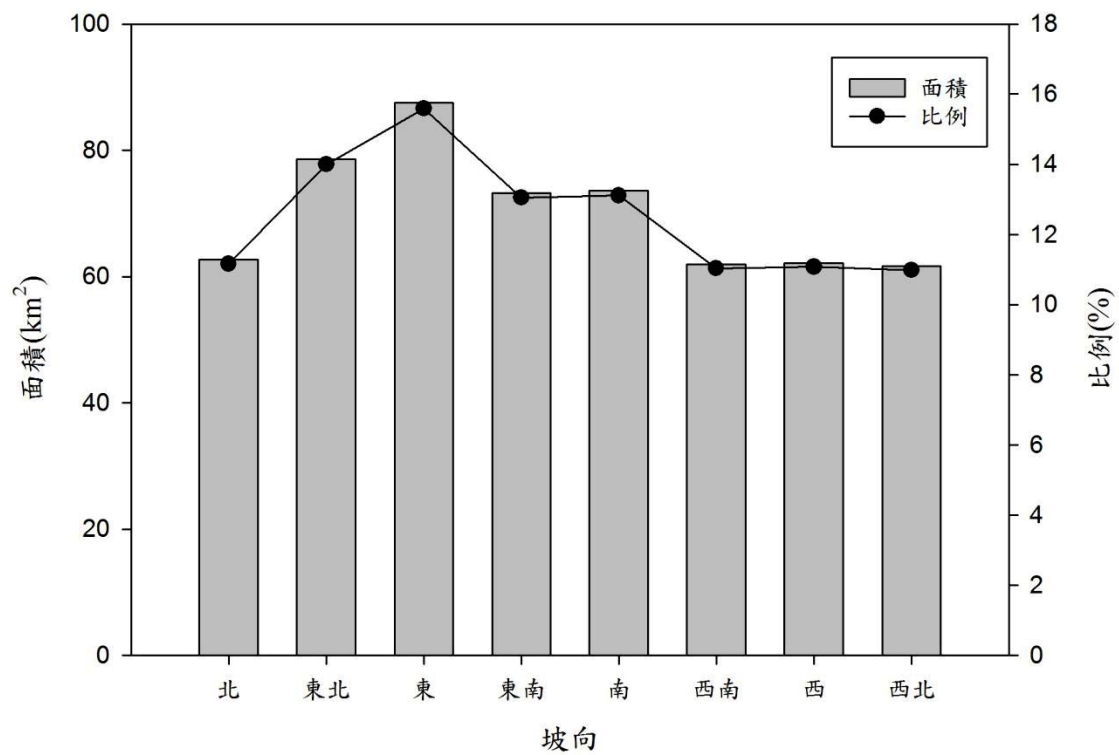


圖 3.4 研究區域坡向分布圖

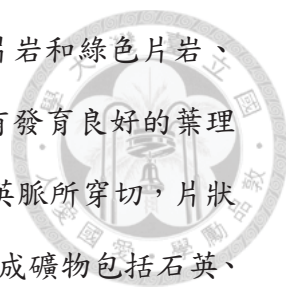
### 3.2 地質概況

依據經濟部中央地質調查所二十五萬分之一的地質圖(2000)顯示，本研究區的岩層以古生代晚期至中生代之變質雜岩，以及新生代始新世與中新世之亞變質岩為主。岩層由老到新，依序為大南澳片岩片麻岩段、大理岩段、黑色片岩與綠色片岩段、畢祿山層、廬山層以及現代沖積層等六個岩層單位(圖 3.5)。本研究之地層位態，大致呈東北-西南走向分布，在西北部山區出露的地層是以厚層板岩、千枚岩的中新世廬山層和始新世畢祿山層為主，中、下游則是以黑色片岩、綠色片岩、片麻岩、大理岩以及燧石的古生代晚期至中生代大南澳片岩為主，在河口的岩性則由現代沖積層所構成。

本研究區的地層是以大南澳片岩、黑色片岩，和綠色片岩段所占的比例最大，分佈面積達 269 平方公里，約占全區的 48%，其次為畢祿山層，面積為 172 平方公里，約占全區的 31%。大南澳片岩之片麻岩段、大理岩段，以及廬山層的面積分別為 45 平方公里、37 平方公里、35 平方公里，各別占全區的 8%、7%、6%，面積最小的為現代沖積層為 2.1 平方公里，約占全區的 0.4%(圖 3.6)。

廬山層出露本研究區西北部，大部分由黑色到深灰色的硬頁岩、板岩及千枚岩和深灰色的硬砂岩互層組成，含有零星散布的泥灰岩團塊(何春蓀，1986)。在台灣北部的廬山層可以分為三段(吳永助，1976)，上段岩性以暗灰色厚層硬頁岩或板岩組成，在局部夾有薄層細粒變質砂岩，在中段則以細粒變質砂岩為主，夾板岩地互層，厚約 400 至 800 公尺，下段岩性和上段岩性相同，為硬頁岩和板岩組成，夾有薄層細粒變質砂岩。

畢祿山層出露在本研究區的西北部、在廬山層的東側，以板岩和千枚岩為主要岩性，但在變質的泥質岩層中夾有較厚的變質砂岩層，有的為石灰質砂岩，有的為長石質砂岩，砂岩粒度由細粒至粗粒，岩層厚度不一，有薄有厚(何春蓀，1986)。畢祿山層的特點為板岩常夾有綠色至暗紅色的火山岩凸鏡體，且多半已經變質。此外，畢祿山層內常含有石灰岩或泥灰岩所構成的岩層或凸鏡體，並常有始新世大型有孔蟲出現在這些石灰質岩層之中。



大南澳片岩是本研究出露最多的岩層，其岩性可分為黑色片岩和綠色片岩、大理岩段、片麻岩段。此區黑色片岩呈深灰色至黑灰色，具有發育良好的葉理面，常伴隨著薄層至厚層的綠色片岩組成，岩層內多處被小石英脈所穿切，片狀和凸鏡狀的燧石也夾帶於其中。岩層顆粒為中粒至細粒，主要構成礦物包括石英、雲母、綠泥石、鈉長石和石墨(何春蓀，1986)。綠色片岩則呈綠色至灰綠色，多數為基性火山岩流及碎屑岩變質而來，具有良好的片理，多為厚層、薄層或凸鏡體，常與黑色片岩、層狀燧石及變質石灰岩共生，主要組成礦物為綠泥石、綠簾石、石英、方解石和鈉長石。

本研究區大理岩多出露在下游處，成塊狀或厚層狀，多為淺灰色至深灰色，黑色和白色較少，岩層結構為細粒到粗粒，和各種片岩成為互層，此外，白雲岩也常與大理岩共生，本研究區也曾為白雲岩主要開採區域之一(陳培源，2008)。片麻岩在上、中、下游皆有出露，但以下游居多且與大理岩相互接觸，片麻岩可分為石英長石質的副片麻岩和花崗岩質的正片麻岩兩大類(恩斯特等，1981)。本研究區為石英長石質的副片麻岩，顏色呈深灰至淺灰色，岩理為粗粒片麻岩狀且具有殘留的碎屑狀岩理，礦物組成主要為石英、黑雲母、斜長石、白雲母、綠泥石和綠簾石等，多為帶狀或凸鏡狀分布且黑白兩色相間，呈約略平行之片麻岩理(陳肇夏，1998)。

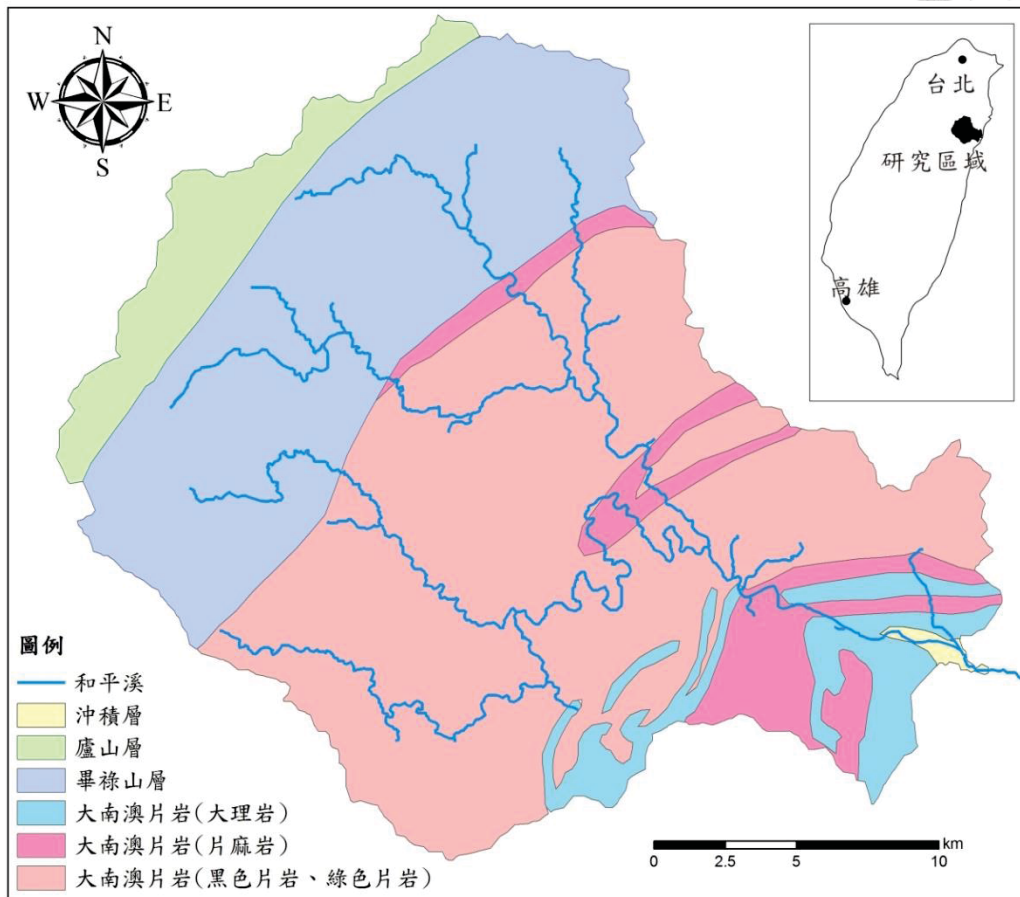


圖 3.5 研究區域地質圖(修改自地調所，2000)

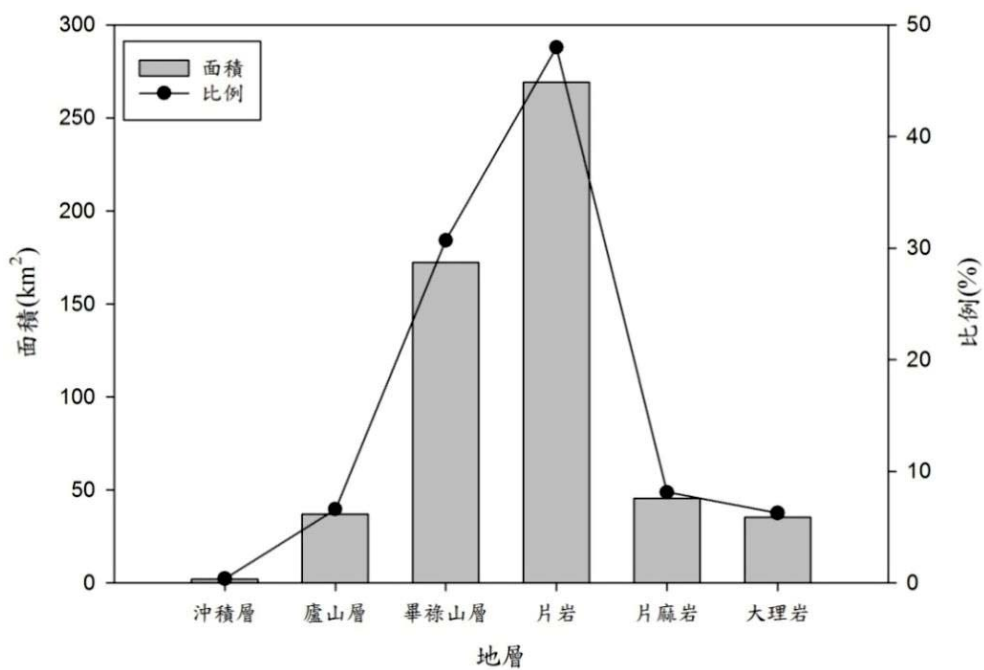


圖 3.6 研究區域地層分布圖



### 3.3 土壤概況

本研究區內的土壤主要可分為 4 種類型，由上游至下游的分布，依序為灰化土、石質土、崩積土以及沖積土(圖 3.7)。其中又以崩積土為最主要的土壤類型，約占流域面積的 55%，其次是石質土及灰化土，占流域面積 25%及 19%，沖積土在流域內占的面積最少，僅只有 1%。崩積土是由鄰近高山地區之土壤物質因滾落、滑降、甚至崩塌等位移作用而生成，含石量約 25%。依據表土的有機質含量多寡可分為「暗色崩積土」或「淡色崩積土」，多發生在山區坡度較緩的崩積地形上。石質土則由母岩經簡單風化而成之土壤，含石量超過 50%，多分佈在山坡地等陡峭區域。灰化土是屬於低溫多雨的環境，使得土壤最上方有一厚度約 5 公分左右之明顯的灰色層，多生成於 1,500 公尺以上的高山或稜線上平坦地形區。沖積土則是土壤物質經河流沖刷後帶至下游，再逐漸固定成土壤。依據土壤物質的來源不同，或是土層中顏色的不同，可以分成「新沖積土」或是「老沖積土」(謝申兆及王明果，1991)。

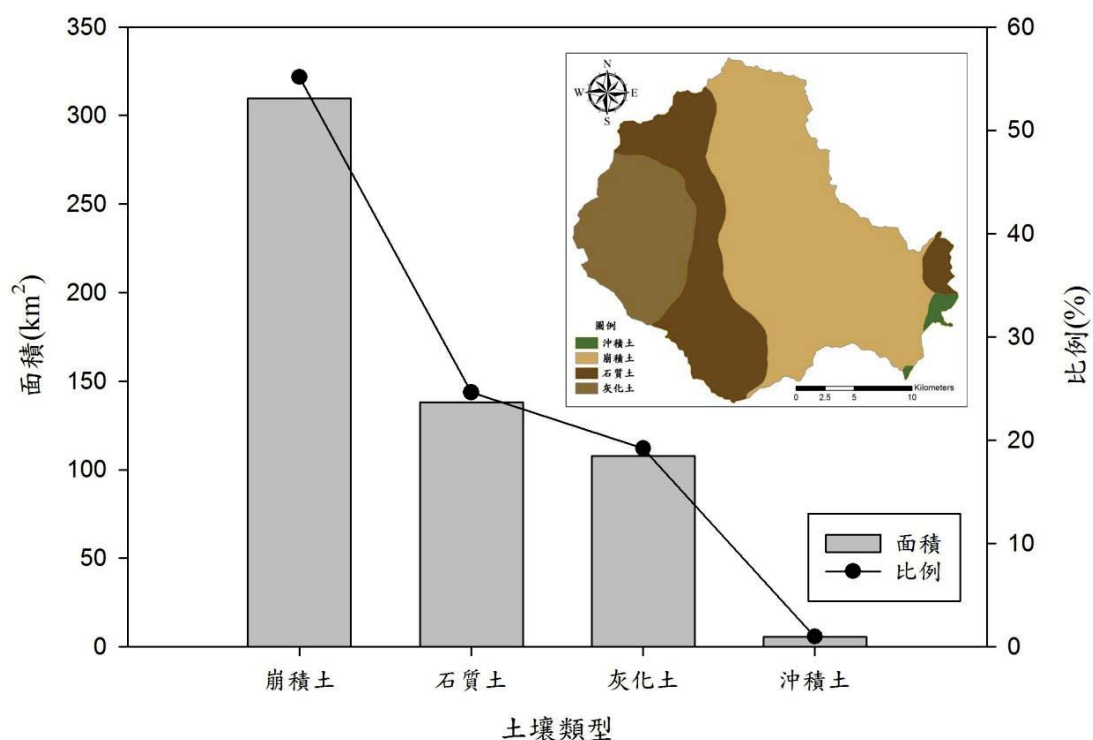


圖 3.7 研究區域土壤種類分布圖(修改自謝申兆及王明果，1991)

### 3.4 氣候與水文概況

和平溪流域內共有 6 個雨量站(圖 3.8)，分別為和中、太平山、大濁水、太平山、和平溪以及太平山，這些雨量站分別隸屬於中央氣象局、台灣電力公司和水利署，本研究區域平均年降雨量為 2,821 公厘(表 3.1)，主要分布在 5 月至 10 月的濕季，濕季的月平均降雨量為 322 公厘，乾季的月平均降雨量為 102 公厘，相差了約 3 倍之多，而其中濕季的 7 月至 10 月更是台灣的颱風季節，帶來豐沛的降雨量，為年度降雨量的主要來源。

在氣溫方面，本研究區域年均溫約在 22°C 至 23°C 之間，其中又以 7 月的 28.6°C 為最高溫，1 月的 16.4°C 為最低溫(表 3.2)。在河川流量方面，研究區域內共有 3 個水文測站，分別為和平南溪、和平北溪以及希能埔測站，這 3 個水文測站皆隸屬於水利署，根據水利署水文年報希能埔測站由 1975 年至 2011 年的統計資料，年平均流量為 40.38m<sup>3</sup>/sec，年平均逕流量為 12.7 億立方公尺。

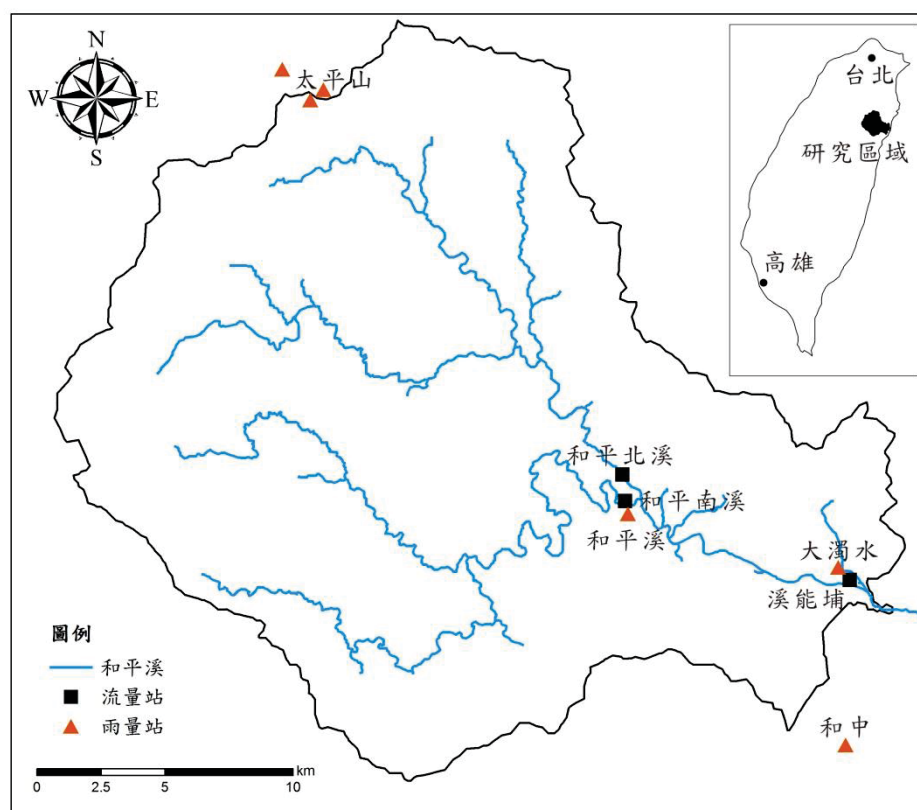


圖 3.8 和平溪流域水系、水文測站分布圖



表 3.1 研究區域各月份降雨量(水利署，1991~2011)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年降雨量(mm)
大濁水	72	79	64	84	166	169	277	323	448	549	268	118	2,615
和平溪	38	59	43	50	131	149	258	313	393	457	152	82	2,125
太平山	101	126	96	106	259	296	476	631	723	559	209	143	3,724
平均	70	88	68	80	185	204	337	422	521	522	210	114	2,821

表 3.2 1982 年至 2010 年研究區域月均溫(中央氣象局)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	平均(°C)
氣溫	16.4	16.9	18.8	21.6	24.4	26.9	28.6	28.2	26.6	23.8	20.9	17.7	22.6

### 3.5 颱風事件

本研究探討近年來的颱風事件，包括了 2007 年聖帕颱風、2009 年芭瑪颱風、2011 年南瑪都颱風，以及 2012 年蘇拉颱風(表 3.3)。4 次颱風事件中，又以聖帕颱風和南瑪都颱風的路徑較為相近(圖 3.9)。2007 年聖帕颱風侵台的時間為 8 月 16 日至 19 日，颱風期間內的有效累積雨量為 652 公厘，最大日降雨量為 258 公厘，最大降雨強度達每小時 69 公厘。2009 年芭瑪颱風侵台的時間為 10 月 3 日至 6 日，颱風期間內有效累積雨量為 849 公厘，最大日降雨量為 681 公厘，最大降雨強度達每小時 81 公厘。2011 年南瑪都颱風侵台的時間為 8 月 27 日至 31 日，颱風期間內有效累積雨量為 279 公厘，最大日降雨為 151 公厘，最大降雨強度達每小時 26 公厘。2012 年蘇拉颱風侵台時間為 7 月 30 日至 8 月 3 日，颱風期間內有效累積雨量為 977 公厘，最大日降雨為 498.5 公厘，最大降雨強度達每小時 125 公厘。

表 3.3 颱風事件資料

颱風名稱	颱風強度	颱風日期	登陸日期	Vmax (m/s)	累積雨量 (mm)	最大日降雨 (mm)	最大降雨強度 (mm/hr)
聖帕	強烈	2007 (8/16~8/19)	8/18	53	652	258	69
芭瑪	中度	2009 (10/03~10/6)	10/05	43	849	681	81
南瑪都	強烈	2011 (8/27~8/31)	8/29	53	279	151	26
蘇拉	中度	2012 (7/30~8/3)	8/02	38	977	498.5	125

\*Vmax 為近颱風中心最大風速，資料來源為水利署及中央氣象局。

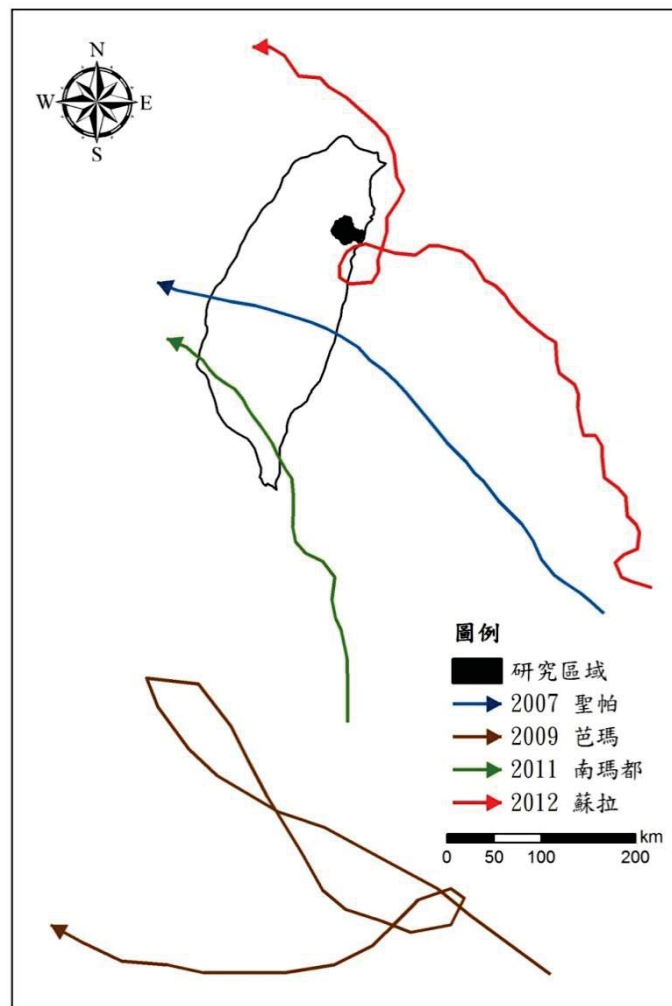


圖 3.9 颱風事件路徑圖

## 第四章 研究方法



為了瞭解研究區域內河川化性與山崩事件及輸砂量之相關性，本研究方法涵蓋了四個部分：(1)野外調查工作、(2)實驗室試驗、(3)資料分析計算，以及(4)河川化學性質分析。其中，野外調查工作包括了樣品採集，和施密特錘試驗；實驗室試驗包括了自然物理性質試驗、點荷重試驗，以及消散耐久試驗；資料分析計算包括了崩塌地判釋、輸砂量估算；河川化學性質分析則包括了陰陽離子分析、岩石元素含量分析，以及溶解無機碳及其同位素分析。

### 4.1 野外調查工作

野外調查工作主要為瞭解集水區流域內之地質材料的強度、崩塌地分布，以及試驗樣品的採集，調查路徑主要是沿著區域內的採礦道路、和平林道、翠峰林道以及和平溪之河床等可以到達的範圍，進行實驗室試驗所需的樣品採集作業，並選取具有代表性之岩層進行施密特錘試驗測量岩體強度。在進行野外調查工作時，也同時進行流域內崩塌地分佈的檢測，以及影像判釋上的確認。

#### 4.1.1 樣品採集

樣品採集主要是為了進行自然物理性質試驗，以及岩石力學性質的試驗等工作。採集的路線是由集水區下游往上游，沿著採礦道路從翠峰林道西北側進入上游分水嶺一帶，進行 5cm x 5cm x 2cm 約 300 個岩石樣品的採集工作，利用手持式 GPS 系統定位露頭座標在地質圖上(圖 4.1)，並同時記錄不同地層之露頭點的岩性特徵。河水樣品的採集是由河川局人員協助進行，在希能埔水文測站進行每年約 30 次的採樣工作，採樣方式依照美國國家環境保護局(EPA, 2001)的水質檢測方法(附錄一)，將繩索繫掛容量為一公升之 PE 採水瓶投入河中，潤洗三次後將河水裝入其中，共採集三瓶帶回實驗室進行後續分析工作。

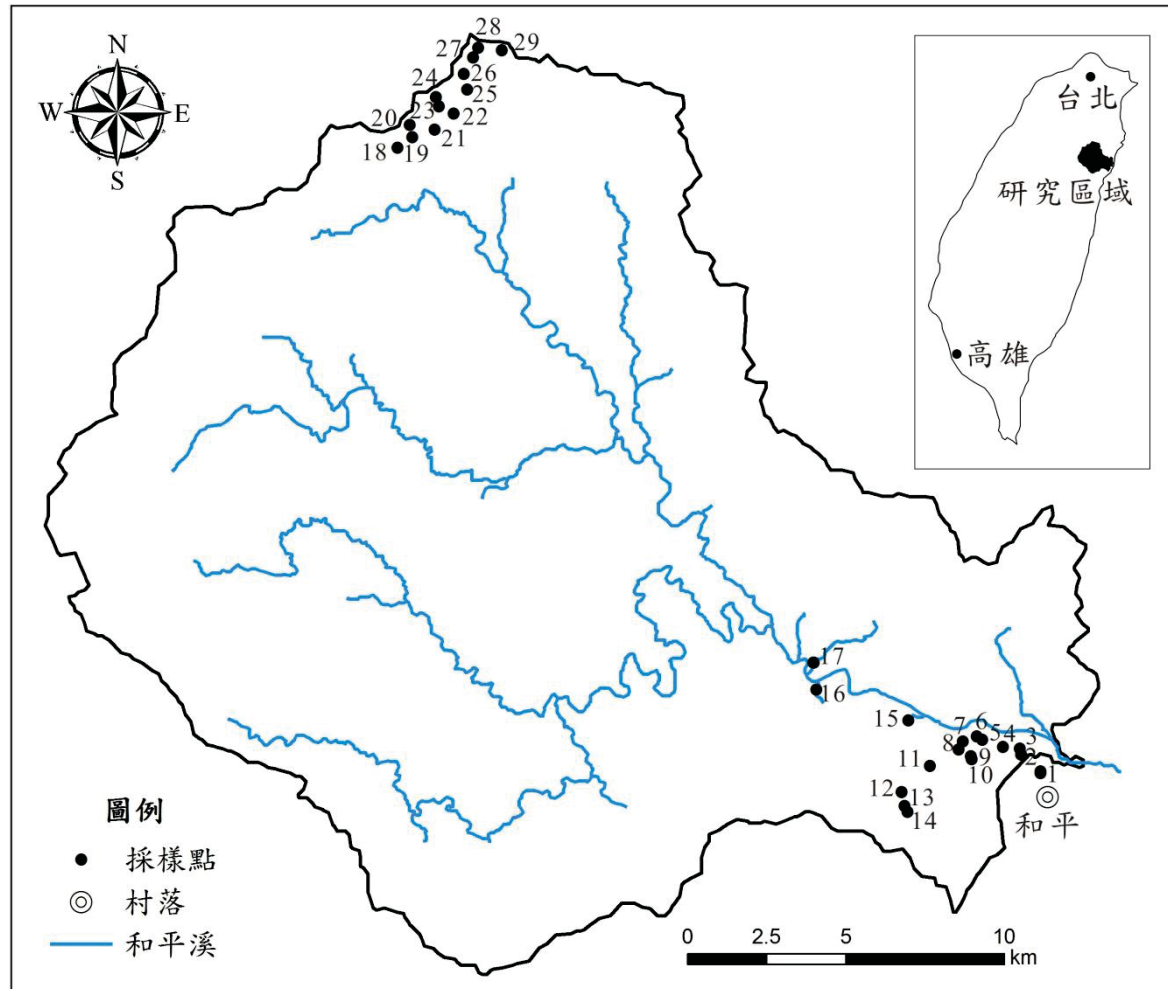


圖 4.1 研究區域露頭觀測點



#### 4.1.2 施密特錘試驗

本試驗依照國際岩石力學學會(ISRM, 1981)的規範，利用 Proceq 公司生產之 NR 型施密特錘(Schmidt-Hammer, NR Type)，以垂直岩層的方向敲擊岩體表面。本研究共進行 172 組施密特錘試驗，每個露頭點至少進行 10 次以上的試驗，每個撞擊點間距不得小於 10 公分，反彈後得到的數值記錄下來，將異常資料點去除後得到的平均值，搭配自然物理性質試驗求得的乾單位重，經由 Barton(1976)提出的換算表(附錄二)，計算出岩層的單壓強度。

#### 4.2 實驗室試驗

實驗室試驗包含了自然物理性質試驗、點荷重試驗以及消散耐久試驗等三項工作。自然物理性質試驗包含了乾單位重、空隙比、孔隙率以及飽和含水量等四項，總共進行 246 組試驗，詳細試驗方法與計算公式見附錄三。點荷重試驗是依照 ISRM(1981)提出的建議規範進行試驗，量測並記錄岩塊的長、寬、高後，再使用試驗儀對岩塊施加壓力使其破壞，記錄破壞時的最大壓力，將壓力和試體尺寸帶入公式求得點荷重指數( $I_s$ )，並利用點荷重指數和單壓強度的經驗公式計算出單壓強度。本研究共進行 275 組點荷重試驗，詳細試驗方法與計算公式見附錄四。消散耐久試驗主要是將 24 組岩塊樣品參照 ISRM(1981)所建議的規範，在乾濕和溫差反覆循環作用下進行岩石抗風化的能力試驗，詳細試驗方法見附錄五。

#### 4.3 崩塌地判釋

本研究進行崩塌地判釋時所選取的衛星影像包括了，2007 年聖帕颱風前的 SPOT5 衛星影像，以及颱風後的 FORMOSAT-2 衛星影像；2009 年芭瑪颱風前、後的 SPOT5 衛星影像，2011 年南瑪都颱風前、後的 SPOT5 衛星影像，以及 2012 年蘇拉颱風前、後的 SPOT5 衛星影像(表 4.1)。這些選取的衛星影像，則使用 ESRI 公司製作之 ArcMap9.3 軟體來進行人工崩塌地判釋及圈繪數化，將數化後崩塌地

與中央地質調查所提供之 40m x 40m 之數值地形模型(Digital Terrain Model, DTM) 進行套疊，並利用 ArcMap9.3 軟體內空間分析統計之功能來探討研究區內之：(1) 崩塌率、新生率及重現率，(2)崩塌地高程分佈，(3)崩塌地坡度分佈，(4)崩塌地邊坡位置上分佈，(5)崩塌地面積機率分佈。



表 4.1 崩塌地判釋使用之衛星影像資料

事件	衛星類型	接收時間	資料來源
聖帕颱風前	SPOT5	2007/07/23 02:23:35	中央大學太空遙測中心
聖帕颱風後	FORMOSAT-2	2007/10/28 02:12:06	中央大學太空遙測中心
聖帕颱風後	FORMOSAT-2	2007/10/27 02:11:07	中央大學太空遙測中心
芭瑪颱風前	SPOT5	2008/12/03 02:19:53	中央大學太空遙測中心
芭瑪颱風後	SPOT5	2009/10/27 02:20:37	中央大學太空遙測中心
南瑪都颱風前	SPOT5	2011/08/30 02:25:25	中央大學太空遙測中心
南瑪都颱風後	SPOT5	2011/09/29 02:20:51	中央大學太空遙測中心
蘇拉颱風前	SPOT5	2012/07/11 02:13:53	中央大學太空遙測中心
蘇拉颱風後	SPOT5	2012/09/11 02:19:52	中央大學太空遙測中心

崩塌率、新生率及重現率的估算，是以颱風事件前後所圈繪的崩塌地面積相互比較之後求得(Lin et al., 2008)。崩塌率是指颱風事件過後的崩塌地面積，除以集水區的總面積所求得。新生率是指颱風事件後，崩塌地面積扣除該崩塌地再次崩塌的面積後，除以颱風事件後總崩塌地面積所求得。重現率則是指颱風事件後，該崩塌地再次發生崩塌的面積，除以事件前該崩塌地的總面積。崩塌率、新生率，及重現率的各項計算公式如下所示：



$$\text{崩塌率} = \frac{\text{颱風過後崩塌總面積}}{\text{集水區總面積}} \times 100\% \quad (\text{式 4.1})$$

$$\text{新生率} = \frac{\text{颱風過後新發生之崩塌面積}}{\text{颱風過後之總崩塌面積}} \times 100\% \quad (\text{式 4.2})$$

$$\text{重現率} = \frac{\text{颱風過後再活動之崩塌面積}}{\text{颱風前之總崩塌面積}} \times 100\% \quad (\text{式 4.3})$$



為了更進一步瞭解各颱風事件所造成的崩塌地數量，以及各崩塌地在邊坡上的分布位置，本研究使用了 40m x 40m 數值高程模型(DTM)，以及 ArcGIS 軟體內 Analysis Tool 和 Spatial Analyst Tools 之運算工具計算出：(1)崩塌地最高點至該坡體山嶺的距離 a，(2)崩塌地在該邊坡上所延伸之長度 b，以及(3)崩塌地最低點至該坡體河道的距離 c 等三個的位置分布(圖 4.2)。由於各崩塌地長度與各邊坡的坡長有所不同，因此在計算之同時，先將整體邊坡的距離常態化計算出  $D_{\text{top}}$  和  $D_{\text{stream}}$ (式 4.4 及式 4.5)，再與各崩塌位置進行比較，以確實瞭解崩塌地在邊坡上的分佈狀況(Meunier, 2008; Sepúlveda et al., 2010)。其常態化的公式如下：

$$\text{崩塌地與山嶺常態化距離 } D_{\text{top}} = \frac{a}{a+b+c} \quad (\text{式 4.4})$$

$$\text{崩塌地與河道常態化距離 } D_{\text{stream}} = \frac{c}{a+b+c} \quad (\text{式 4.5})$$

在崩塌地與河道、山嶺距離之關係圖中(圖 4.3)，各崩塌地的 X 座標為崩塌地與山嶺的常態化距離  $D_{\text{top}}$ ，Y 座標為崩塌地與河道的常態化距離  $D_{\text{stream}}$ ，在直角座標系統中第一象限的區間內，將各崩塌地以圓圈繪製於對應的座標位置，圓圈在圖中相對位置代表崩塌地在邊坡上的分布狀況，半徑越大代表該崩塌地的面積越大。當 X 座標數值越大，代表該崩塌地最高點離山嶺距離越遠，也即崩塌地最低點距離河道越近，在圖中會往右下角趨近；相反的，當 Y 座標數值越大，代表該崩塌地最低點離河道的距離越遠，也即崩塌地最高點離山嶺距離越近，在圖中會往左上角趨近；若 X 座標數值與 Y 座標數值皆小於 0.1，該崩塌地於圖中

則會位於接近原點的位置，此結果代表該崩塌地屬於從山頂延伸至河道的大型崩塌地。

本研究將崩塌地於邊坡上之位置分成六個部分，由河道至山嶺依序為(I)靠近河道、(II)下邊坡、(III)中邊坡、(IV)上邊坡、(V)靠近山嶺以及(O)山頂至河道的大型崩塌(林冠璋，2010)(圖 4.3)。統計 2007 年至 2012 年四個颱風事件後的崩塌地分佈情形，瞭解邊坡上各區間的崩塌地數量以及面積大小，並觀察從 2007 年至 2012 年期間，邊坡上崩塌地位置的演變，比較不同的颱風事件在邊坡上不同位置的影響能力差異。

另外，為瞭解研究區域內的崩塌地在各高程上的分布情形，特地將颱風事件所形成崩塌地之地形，以及研究區內原始地形高程之兩個不同現象，以高程 500 公尺為一個級距，分別計算這兩個不同現象相對於相同級距內的分布比例。其中，崩塌地分布於不同高程上的比例為  $P(l_s)$ (圖 4.4)，研究區之原始地形分布於不同高程上的比例為  $P(topo)$ ，將這兩者之分布比例的對應關係相互比較後 ( $P(l_s)/P(topo)$ )，再來進行分析(圖 4.5)。當比較後的結果  $P(l_s)/P(topo) \geq 1$ ，代表分布於該高程之地區，有崩塌地集中的現象；相反的，若  $P(l_s)/P(topo) < 1$ ，則代表分布於該高程之地區，無崩塌地集中的現象。

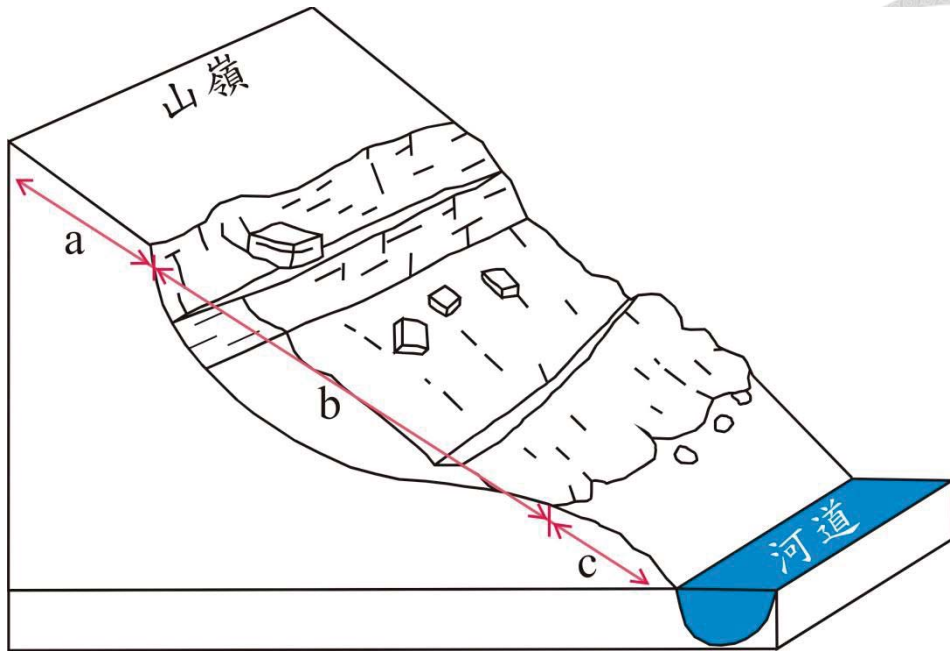


圖 4.2 崩塌地與河道、山嶺距離示意圖

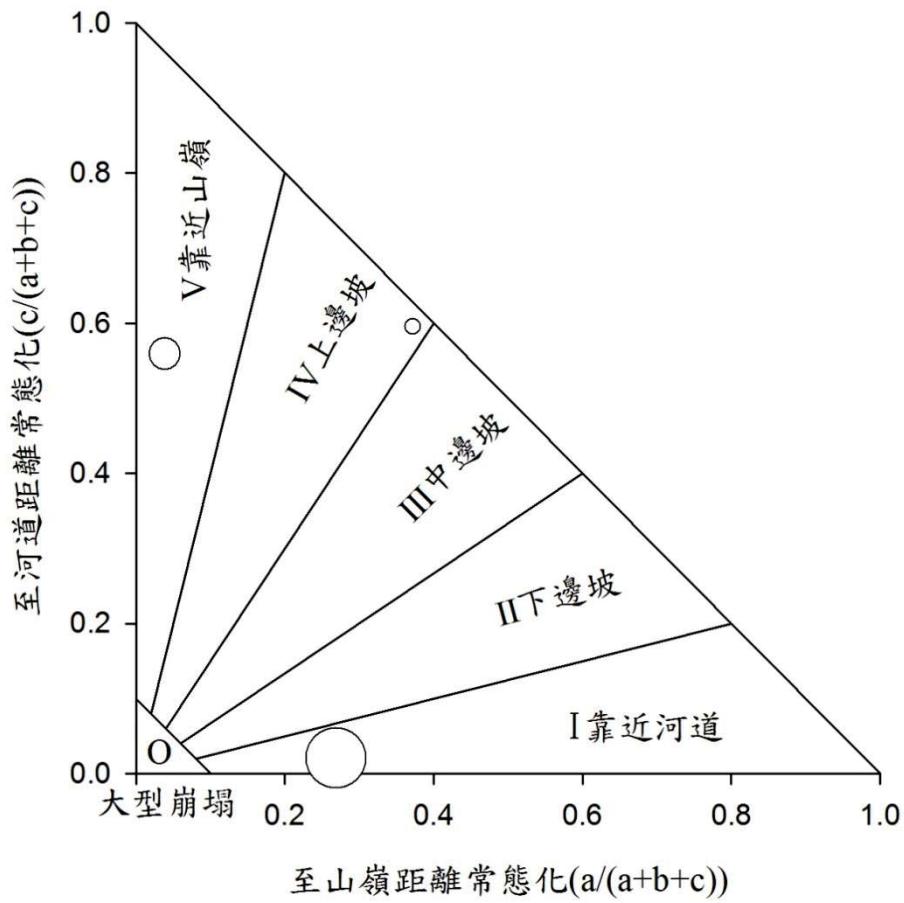


圖 4.3 崩塌地與河道、山嶺距離之關係圖

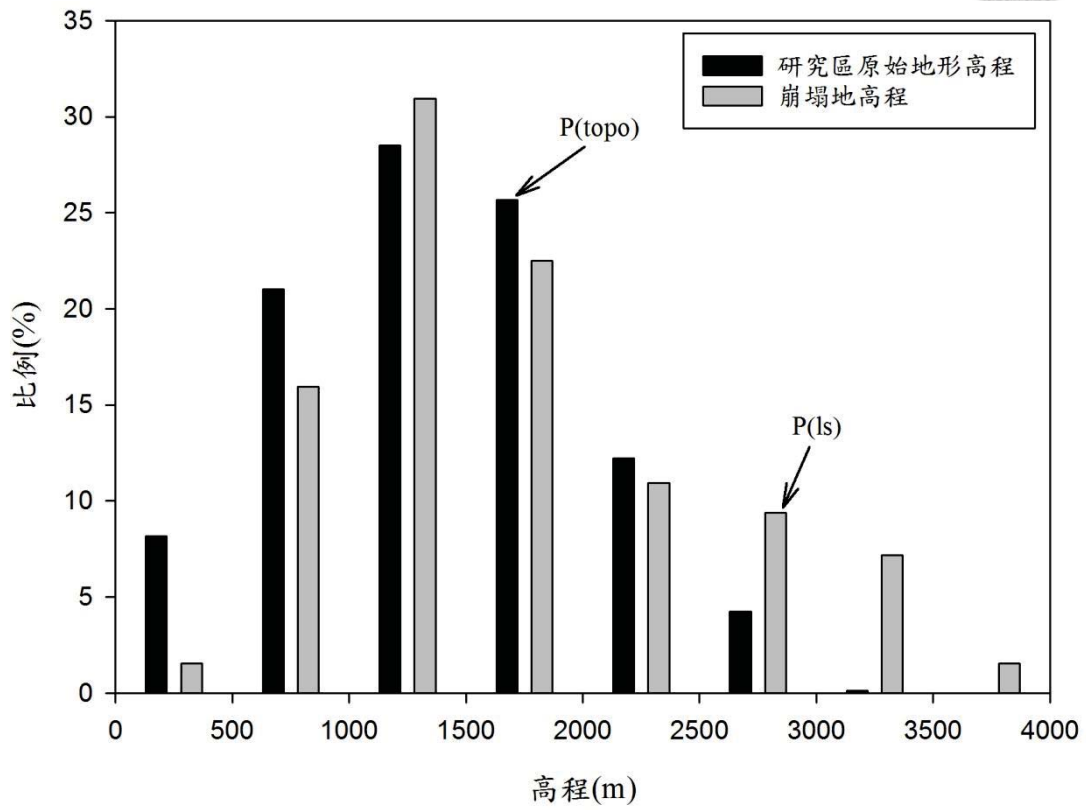


圖 4.4 研究區地形和崩塌地高程分布比例

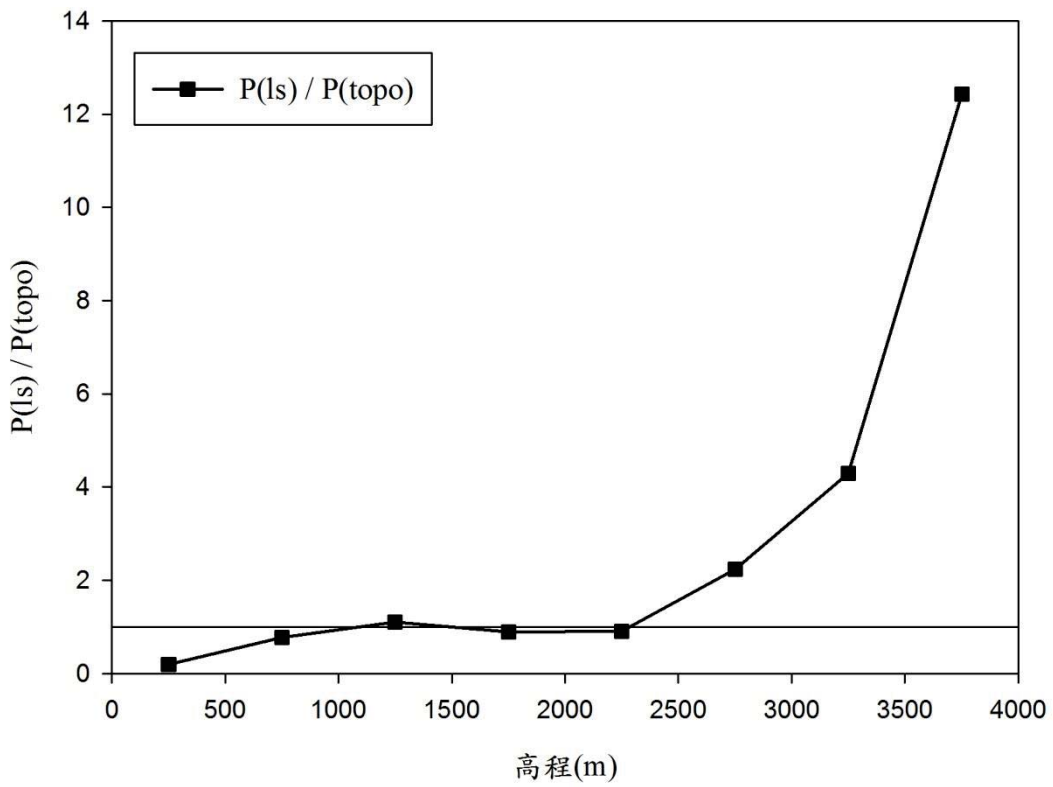


圖 4.5 崩塌地和研究區地形高程分布比例比較

#### 4.4 輸砂量估算

研究區域內豐沛的降雨常會將地表的地質材料沖刷至河道中，這些材料受到河水的搬運作用，從上游輸送至下游，大抵上可分為懸浮載(Suspended Load)、河床載(Bed Load)以及溶解物(Solute)等三項(Strahler, 1998)，其中，懸浮載的搬運量即為河川記錄之輸砂量，是由現地量測之流量和輸砂濃度相乘所求得。一般而言，在沒有現地量測資料的情況下，輸砂量的估算較常使用的方法有：(1)直接平均法(Cohn, 1995)、(2)月權重平均法(Thomas & Lewis, 1995)、(3)率定曲線法(Walling, 1977)、以及(4)無參數率定曲線法(Duan, 1983)等四種方法。

河川的流量與輸砂量之間關係密切，在河水搬運輸砂量時會隨著流量的變化達到動態平衡的狀態(Kao and Liu, 2001)，一般來說輸砂量的供應方式可以分為「供應限制」(Supply-limited)和「搬運限制」(Transport-limited)兩種類型(Fuller et al., 2003)。「供應限制」類型代表河川所搬運的輸砂量，受到流域內地質材料供給的限制影響，河流輸砂量的多寡並不會隨著流量的上升而無限制的增加，當流量上升達到一定程度時候，輸砂量即達到上限值，甚至在低流量的情況下，也會發生因為地質材料的供應量不足，導致輸砂量偏低，甚至輸砂量為0的情況發生(Hovius et al., 2000)。相對的，「搬運限制」類型代表流域內的地質材料不會有缺乏的情況發生，可以沒有限制的提供沉積物作為河川輸砂量的來源，只要在有足夠流量的情形下，流域即可提供相對應的輸砂量至河川中，當流量低的時候提供的輸砂量就低，相反的，當颱風豪雨等高流量狀態時，隨著高流量的沖刷，即會將更多的地質材料輸送河流中，提供較高之輸砂量(Kao and Liu, 2001)。

在台灣河川輸砂量的研究中，Dadson (2004)利用直接平均法、月權重平均法、機率權重平均法等三種平均法，以及率定曲線估計法、最小變異公平率定曲線估計法、無參數律定曲線估計法等三種率定曲線法，來進行全台灣所有主要河川輸砂量的估算，其結果對比水庫的淤積速率後發現，以平均法中的月權重平均法較適合推估河川的長期輸砂量，而 Kao et al. (2005)針對台灣東部地區的河川輸砂量研究指出，台灣東部地區沉積物供應來源充足，不會有供應限制的狀況產生，屬

於搬運限制類型，此類型適合以率定曲線法來進行輸砂量的統計。在本研究區域的實測資料觀察中也發現，並沒有因供應限制而造成輸砂量為 0 的情形發生，因此，本研究將以率定曲線法進行輸砂量的估算，其公式如下：



$$Q_s = \kappa Q^b \quad (\text{式 4.6})$$

其中  $Q$  代表流量，單位為  $m^3/sec$ ， $Q_s$  為輸砂量，單位為  $ton$ ， $\kappa$  和  $b$  則是迴歸關係式中的係數。經濟部水利署第一河川局在和平溪下游大濁水橋處設置希能埔測站(2500H003)，該測站資料包括了(1)每日平均流量，(2)不定期實測流量，以及(3)實測輸砂濃度等三項。每日平均流量是利用大濁水橋上所設置的超音波儀器每日量測之水位高度，與流量的率定曲線關係回推求得日平均流量值。輸砂濃度是使用 DH-48 全深取樣器進行量測，而輸砂量則是利用實測輸砂濃度和日平均流量相乘所求得。各項實測作業是從當年的 11 月至隔年 4 月的乾季期間，每個月約進行 2 次的量測，5 月至 10 月的濕季期間，則每個月大約量測 3 至 4 次，每一年大約量測 30 次。本研究也同時利用實際量測之流量與計算求得之輸砂量，所建立之率定曲線關係，來推估無實測資料時的輸砂量，也即將一年中每天的平均日流量帶入關係式，累積後便可得到年輸砂量。颱風輸砂量則是利用颱風期間之小時流量帶入關係式，再將小時輸砂量累計後便可求得，本研究選用和平溪下游的希能埔測站從 1983 年至 2012 年之水文資料。

另外，前人研究指出，在台灣出海口的輸砂濃度若超過 40,000ppm 即有可能誘發異重流(Mulder and Syvitski, 1995)，為瞭解異重流事件的再現周期以及和雨量的相對應關係，本研究使用 Dadson (2005)提出的公式(式 4.7)，來計算輸砂濃度與 24 小時雨量的再現周期曲線。在再現周期曲線中，異重流發生門檻的輸砂濃度所對應之時間長度，即為異重流的再現周期(圖 4.6)，而將異重流再現周期對應至 24 小時雨量的回歸曲線，便可求出誘發異重流事件的 24 小時雨量。再現周期曲線計算公式如下：

$$R_i = \frac{(T+1)}{N_i} \quad (\text{式 4.7})$$



在式 4.7 中， $R_i$  為再現周期， $T$  為觀測時間長度(本研究中為 30 年)， $N_i$  為實測輸砂濃度依照大小的排序，最高的濃度所對應之  $N_i$  為 1，次高的濃度所對應之  $N_i$  為 2，依此類推。

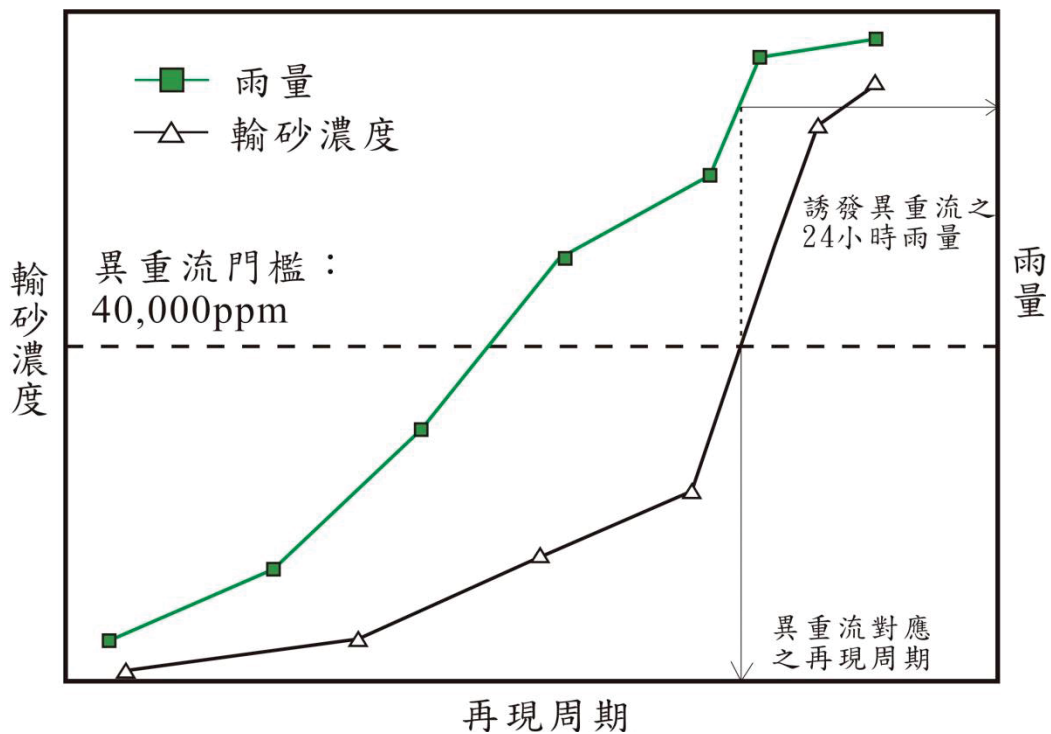


圖 4.6 輸砂濃度及雨量再現周期曲線

#### 4.5 河川化學性質分析

本研究為瞭解研究地區之地質環境組成，以及研究地區在颱風崩塌事件和季節性氣候降雨的變化所反映在河川化學性質上的影響，便利用 2011 年 1 月至 2012 年 12 月期間，以每月 2 至 4 次的採樣頻率，在和平溪希能埔測站採集共 57 組河水樣品進行化學性質分析。分析項目包含了主要陰陽離子濃度、溶解無機碳濃度 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC)，以及碳 13 同位素 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )。在岩石元素含量方面，將野外採集共 38 組各地層岩石樣品磨成粉末，量測元素含量，並與河水

主要離子濃度進行比較。其中，主要陰陽離子濃度，以及岩石元素含量的分析等兩項工作，於台灣大學海洋研究所海洋化學實驗室進行，而溶解無機碳與同位素的分析，於台灣大學地質科學系氣體地球化學實驗室進行。



#### 4.5.1 陰離子分析方法

陰離子之分析包含了  $\text{SO}_4^{2-}$  及  $\text{Cl}^-$  兩種，分析方式是採用離子層析法來進行 (O'Dell et al., 1984)，這個方法主要是使用海洋研究所內之 Dionex ICS-1000 離子層析儀，搭配陰離子交換管柱 (Ionpac AS4A)，以及導電度偵測儀等三部分之儀器來進行(附錄六)。

#### 4.5.2 陽離子分析方法

陽離子之分析包含  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  等四種，樣品在測量不同離子前須依不同比例稀釋，主要是使用海洋研究所內之火焰式原子吸收光譜儀 (PE3000 Atomic Absorption spectrometer) 來進行分析(附錄七)。這個方法主要是利用儀器內之火焰將待測物內所含的金屬原子化，再以陰極射線管所發出特定波長的光，將其轉換成濃度值(連凱莉，2009)。

#### 4.5.3 溶解無機碳分析方法

研究河水中的溶解無機碳 (Dissolved Inorganic Carbon, DIC) 濃度與碳 13 同位素值 ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )，可幫助瞭解碳酸鹽岩類和河川化性之間的相互作用關係 (Li et al., 2010)。大抵上，溶解無機碳在河流中存在的形式包含溶解態  $\text{CO}_2$ 、碳酸氫根離子 ( $\text{HCO}_3^-$ )、碳酸根離子 ( $\text{CO}_3^{2-}$ )，以及碳酸 ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ) 等四種成分，一般以  $\text{HCO}_3^-$  為主。本研究使用地質科學系於 2010 年購置的碳同位素分析儀 (Picarro iTOC-CRDS isotopic carbon analyzer)，來進行溶解無機碳含量及同位素的分析，詳細實驗流程見附錄八。



#### 4.5.4 岩石元素含量分析方法

岩石元素含量分析包含 Na、K、Ca 和 Mg 等四種元素，分析前需先以球磨機，將樣品磨成大小約  $0.75 \mu\text{m}$  的粉末，再以微波消化法(Kokot et al., 1992; Lin et al., 2002)，將樣品由固態的粉末轉變為液態的消化液，量測不同元素前，需先將消化液依不同比例稀釋，再以海洋研究所內之火焰式原子吸收光譜儀來進行分析(見附錄六)。

#### 4.5.5 離子濃度與地質環境相關性分析

河川化學性質可以反映集水區內的地質環境、岩性組成、降雨作用以及蒸發作用等不同之影響因素。為了探討本研究區之河川化學性質的主要控制因素，本研究嘗試利用 Gibbs(1970)提出的半對數座標圖的分析，來判斷影響河水組成的主要來源(圖 4.7)。圖中的橫軸為  $[\text{Na}^+]/([\text{Na}^+]+[\text{Ca}^{2+}])$ ，代表河川化性受到大氣中蒸發作用和降雨作用的影響程度，縱軸為總溶解物質含量(Total Dissolved Salts, TDS)，其計算公式為總溶解物質含量(TDS)=[ $\text{Na}^+$ ]+[ $\text{K}^+$ ]+[ $\text{Mg}^{2+}$ ]+[ $\text{Ca}^{2+}$ ]+[ $\text{Cl}^-$ ]+[ $\text{SO}_4^{2-}$ ]+[ $\text{HCO}_3^-$ ]+[ $\text{H}_4\text{SiO}_4$ ]。若河川中各種離子的濃度越高，總溶解物質含量也會增高。本研究採用連凱莉(2009)於本研究區所量測之( $[\text{Na}^+]+[\text{K}^+]+[\text{Mg}^{2+}]+[\text{Ca}^{2+}]+[\text{Cl}^-]+[\text{SO}_4^{2-}]$ )/總溶解物質含量(TDS)濃度比值，再將本研究量測之離子濃度帶入此比值，計算出本研究區的總溶解物質含量。

大抵上，Gibbs 圖內可以分為三種端成分，分別代表「蒸發-再結晶控制」、「岩性控制」以及「降雨控制」等三個部分。在總溶解物質含量介於 70 至 300ppm，且  $\text{Na}^+$ 濃度的組成比率較低者的河川，數據會座落於 Gibbs 圖中的左側，反映該河川化性是受到岩性控制為主；若總溶解物質含量較高， $\text{Na}^+$ 濃度的組成比率較高者的河川，數據會座落於 Gibbs 圖中的右上角，代表該區域較乾旱，使得蒸發作用較為旺盛，反映出河川化性是以蒸發-再結晶作用控制為主；若總溶解物質含量較低， $\text{Na}^+$ 濃度的組成比率較高者的河川，其數據會座落在 Gibbs 圖中的右

下角，代表由於降雨作用會造成總溶解物質含量的濃度降低，反映出該區域河川化性是以受到降雨控制為主。

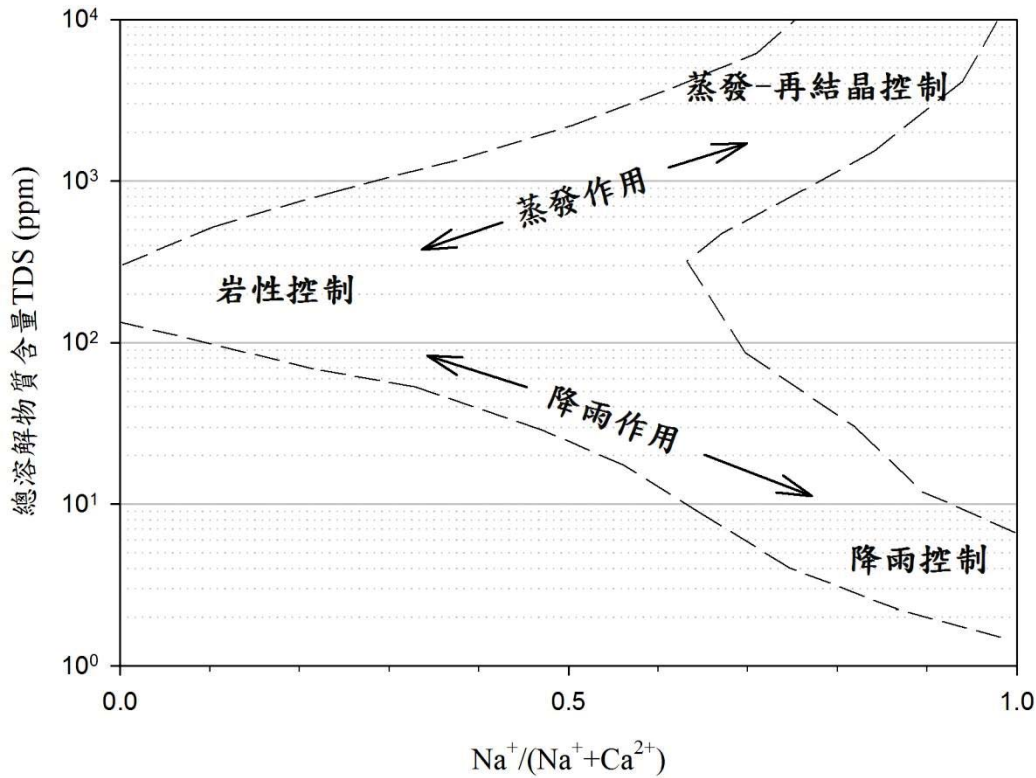


圖 4.7 河水離子濃度控制因素(修改自 Gibbs, 1970)

本研究區域的年降雨量約為 3,000mm，顯示降雨對於河水離子濃度的影響，為一項不可忽略的來源。為了探討岩性對於河水離子濃度的影響，必須先扣除降雨對離子濃度的貢獻量(Roy et al., 1999; Stallard and Edmond, 1981)。降雨對河水離子濃度的影響，通常是以選擇氯離子來做為參考的指標，因為氯離子的主要來源有兩種，第一種是從蒸發岩所提供，第二種則是經由降雨進入河水中的影響。

由於本研究區內並沒有蒸發岩的分佈，相對的，由集水區之岩體材料提供給河水中之氯離子含量也很低，另一個提供者就是陸地上的降雨，主要是來自於海水的蒸發所形成。因此，先進行分析海水中各元素對氯離子的濃度比例，再將河

水中的離子濃度，扣除降雨從海水蒸散中獲得的部分，以修正降雨對河水離子濃度的影響比例(Stallard and Edmond, 1981)。其計算公式如下：

$$ns-[X] = [X]_{river} - [Cl]_{river} \times ([X]/[Cl])_{seawater} \quad (式 4.8)$$

上述公式中， $ns-[X]$ 為扣除降雨影響後之離子濃度， $[X]_{river}$ 為本研究量測之河水離子濃度， $[Cl]_{river}$ 為本研究量測之河水氯離子濃度， $([X]/[Cl])_{seawater}$ 為海水中離子濃度與氯離子濃度的比值，式 4.8 中所使用的海水離子濃度數據資料來自國際標準海水(IAPSO)(Stallard and Edmond, 1981)。

將降雨對離子濃度的影響扣除之後( $ns-[X]$ )，河水的離子濃度變化( $[X]_{river}$ )，便可以反映出研究區域內母岩的分布，此方法是依據 Negel et al.(1993)調查剛果盆地的河水化學資料後，為了消除河水受到稀釋作用以及蒸發作用的影響，將  $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  分別除以  $Na^+$ ，利用  $[Ca^{2+}]/[Na^+]$  和  $[Mg^{2+}]/[Na^+]$  的關係，來顯示河川化性所可能受到岩性的影響。而 Gaillardet et al.(1999)利用世界各地不同流域的河水化性資料，依照 Negel et al.(1993)提出的方法，以二度空間作圖的方式，將  $[Ca^{2+}]/[Na^+]$  作為橫軸， $[Mg^{2+}]/[Na^+]$  作為縱軸來進行分析，發現屬於蒸發鹽類、矽酸鹽類、碳酸鹽類的數據會各自獨立的分佈在三個不同的區間之中，因此，訂定出三種岩類之端點(圖 4.8)。若集水區內已存在各不同岩類之分布，河水離子濃度的反應，即是各種不同岩類混合作用的結果，利用數據分佈在圖上的位置，便可瞭解集水區內不同岩類的組成比例。

Guglielmi et al.(2000)利用陽離子三角圖來表示各不同岩體相對離子的影響比例，這個方法是選定  $Ca^{2+}+Mg^{2+}$ 、 $Na^+$  和  $K^+$  作為三角圖的三個端點(圖 4.9)，主要是分別代表碳酸岩、蒸發岩以及矽酸岩等三種岩體。在自然界中， $Ca^{2+}$  和  $Mg^{2+}$  主要是來自於碳酸鹽岩類，如石灰岩、白雲岩、大理岩等。 $Na^+$  是蒸發岩內的含量較為豐富的離子，例如岩鹽。 $K^+$  則是在矽酸岩類中較為常見。因此，在包含兩種岩類以上的集水區中，可藉由此三角圖來探討不同岩類對集水區離子濃度的供應比例。

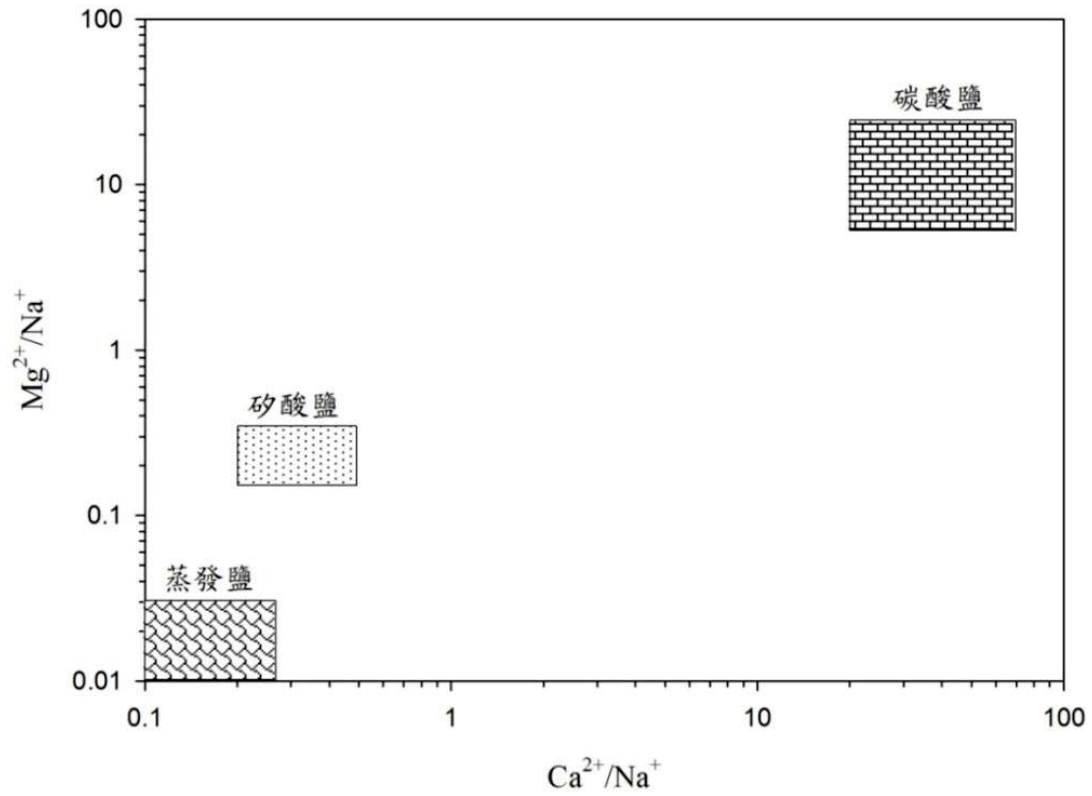


圖 4.8  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 和  $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 之關係

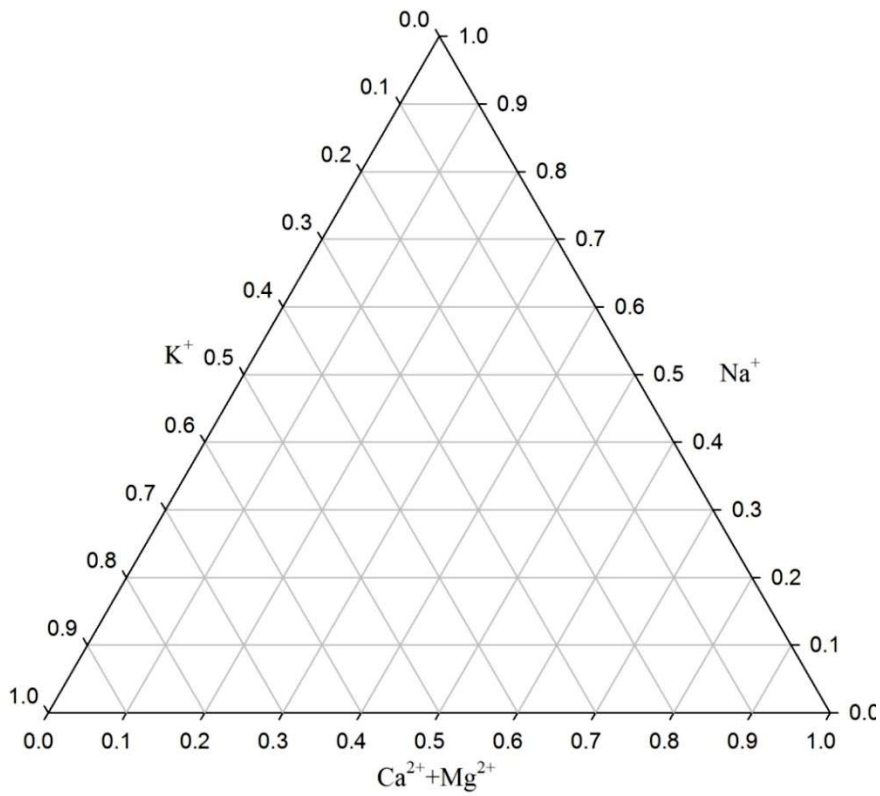


圖 4.9 溶解態離子三角圖

#### 4.5.6 溶解無機碳與地質環境相關性分析

以溶解態的形式，儲存在河水中的無機碳總含量，便稱之為河流溶解無機碳儲存庫。主要來源包含了：(1)支流、地下水等不同水源的匯入，(2)土壤中有機質分解和植物根系呼吸產生的二氧化碳溶解，(3)碳酸鹽礦物的化學風化作用，(4)大氣中二氧化碳與河水的相互作用，以及(5)水體中生物的呼吸作用與光合作用 (Yang et al., 1996; Ludwig et al., 1996; Atekwana and Krihnamurthy, 1998)。不同來源所形成的溶解無機碳，會反映在溶解無機碳濃度，和  $\delta^{13}\text{C}$  上有不同的變化趨勢。因此，可以藉由溶解無機碳濃度和  $\delta^{13}\text{C}$  的變化，來區分溶解無機碳的供應來源(圖 4.10)。

在自然界的大氣、河川，以及生物體內，存在著較輕的  $^{12}\text{C}$  和較重的  $^{13}\text{C}$  兩種碳的穩定同位素(Walther, 2005)。一般而言，這兩種碳的穩定同位素，會以  $\delta^{13}\text{C}$  來表示樣品之間的相對含量，也即樣品中  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  的比率，與標準品中  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  比率的差異千分比，計算公式如下：

$$\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = \left( \frac{(^{13}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{12}\text{C})_{\text{sample}}} / \frac{(^{13}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{12}\text{C})_{\text{standard}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{式 4.9})$$

式 4.9 中， $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{12}\text{C})_{\text{sample}}}$  為樣品內  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  的比率，而  $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{12}\text{C})_{\text{standard}}}$  為標準品內  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  的比率，其值大約為 0.011237。當  $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{12}\text{C})_{\text{sample}}}$  與  $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{12}\text{C})_{\text{standard}}}$  相近時，其  $\delta^{13}\text{C}$  會趨近於 0。相對的，當  $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{sample}}}{(^{12}\text{C})_{\text{sample}}}$  小於  $\frac{(^{13}\text{C})_{\text{standard}}}{(^{12}\text{C})_{\text{standard}}}$  時，其  $\delta^{13}\text{C}$  便會為負值。因此， $\delta^{13}\text{C}$  表示的為  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  的相對含量關係，而非實際含量之濃度。

從過去的研究(Buhl et al., 1991, Aucour et al., 1999)，可以整理出河流溶解無機碳儲存庫內之河流溶解無機碳的來源與其濃度與  $\delta^{13}\text{C}$  的相對應關係(表 4.2)。一般而言，土壤中二氧化碳的  $\delta^{13}\text{C}$  大約為 -26‰(Diens, 1980, Mariotti, 1991)，比河水中之  $\delta^{13}\text{C}$  低很多，因此當土壤中二氧化碳溶解在河水中，會使得溶解無機

碳的濃度增加， $\delta^{13}\text{C}$  降低(Mariotti, 1991)。另外，一般碳酸鹽礦物內含有的  $\delta^{13}\text{C}$  大約都趨近於“0”，表示碳酸鹽礦物內之  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  與標準品之  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  相近，比河水中之  $\delta^{13}\text{C}$  高(Amiotte et al., 1999)。因此，當碳酸鹽礦物受到化學風化進入河流，溶解無機碳濃度和  $\delta^{13}\text{C}$  會增加。

大氣中之二氧化碳的  $\delta^{13}\text{C}$  比河水中之  $\delta^{13}\text{C}$  高(Mook et al., 1974)，在大氣和河水的二氧化碳交互作用過程中，二氧化碳的溶解會造成河流溶解無機碳濃度，以及  $\delta^{13}\text{C}$  同時升高(Zhang et al., 1995)。相反的，河水中之二氧化碳逸散至大氣的同時，其溶解無機碳濃度，以及  $\delta^{13}\text{C}$  會降低。

而水體內生物吸收二氧化碳的行為，也會影響河流溶解無機碳儲存庫內各種不同碳元素的變化。在光合作用時，生物傾向優先吸收  $^{12}\text{C}$ ，導致河水中的  $^{12}\text{C}$  減少，提高了  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  的比率，因此，光合作用會造成溶解無機碳濃度減少，以及  $\delta^{13}\text{C}$  增加。相反的，生物在呼吸作用時所釋放的二氧化碳，因為含有較高的  $^{12}\text{C}$ ，降低了  $\frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}}$  的比率，因此，呼吸作用會造成溶解無機碳濃度增加， $\delta^{13}\text{C}$  減少的趨勢(Flintrop et al., 1996; Buhl et al., 1991; Pawellwk and Veizer, 1994)。

整體而言，利用溶解無機碳濃度和  $\delta^{13}\text{C}$  上升和下降的變化趨勢，可以區分溶解無機碳的來源。因此，本研究更進一步利用離子濃度和溶解無機碳來進行比較，可以更瞭解碳酸鹽類對河水化學性質之影響。

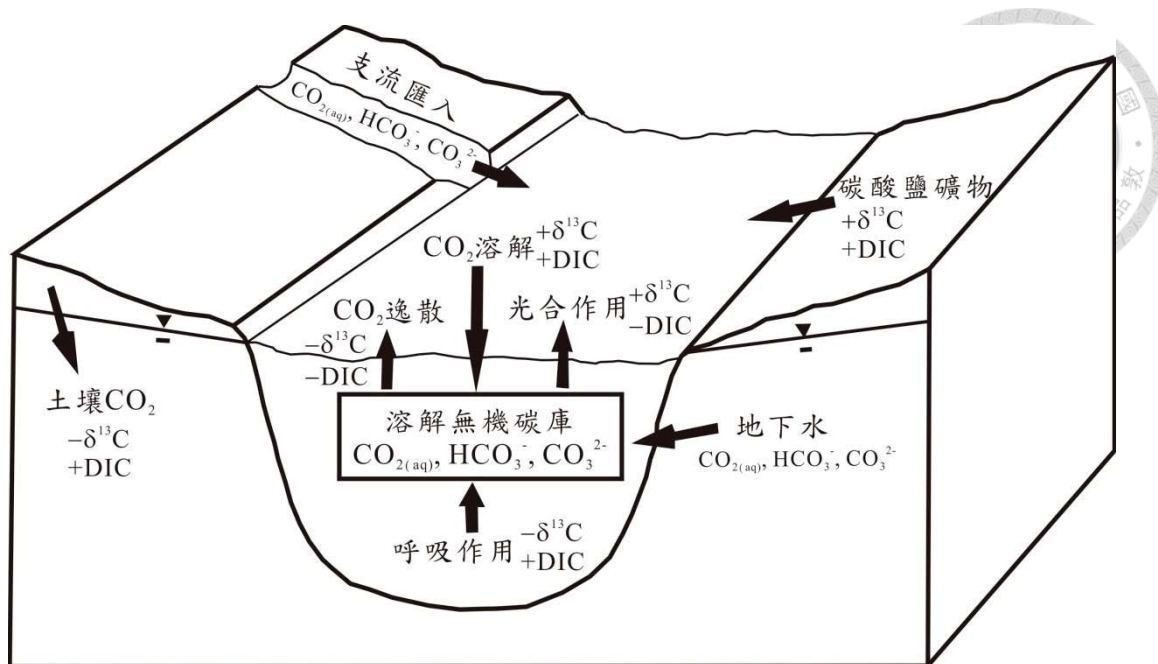


圖 4.10 河流溶解無機碳儲存庫來源與濃度、 $\delta^{13}\text{C}$  之對應關係示意圖(修改自 Atekwana and Krishnamurthy,1998)

表 4.2 河流溶解無機碳之來源與其濃度及  $\delta^{13}\text{C}$  之對應關係

來源	溶解無機碳濃度	$\delta^{13}\text{C}$
大氣二氧化碳溶解	上升	上升
河水二氧化碳逸散	下降	下降
土壤二氧化碳溶解	上升	下降
光合作用	下降	上升
呼吸作用	上升	下降
碳酸鹽礦物溶解	上升	上升

## 第五章 研究結果



### 5.1 地質材料性質試驗結果

#### 5.1.1 自然物理性質試驗

從本研究區域內廬山層、畢祿山層及大南澳片岩等 3 種不同的地層中，採集的樣品所進行的自然物理性質試驗結果顯示(表 5.1)，大抵上廬山層和畢祿山層由於岩性組成相近，因此並無明顯差異，而大南澳片岩的乾單位重則略大於其他地層(圖 5.1)。在含水量方面，廬山層和畢祿山層較其他地層高，可能與岩層顆粒較細，吸附水分能力較強有關。在孔隙率及空隙比方面，大南澳片岩皆較廬山層與畢祿山層高。

表 5.1 自然物理性質試驗結果

地層	廬山層	畢祿山層	大南澳片岩		
岩性	硬頁岩、板岩、千枚岩	千枚岩、板岩、砂岩	黑色片岩、綠色片岩	片麻岩	大理岩
組數	59	31	50	60	40
乾單位重 (g/cm <sup>3</sup> )	1.90~3.20 (2.55±0.24)	1.77~4.91 (2.62±0.53)	1.98~4.10 (2.76±0.33)	2.05~3.64 (2.81±0.32)	2.39~4.89 (2.73±0.39)
含水量 (%)	0.49~7.34 (2.13±1.70)	0.56~8.12 (2.76±1.61)	0.10~1.74 (0.6±0.43)	0.05~1.53 (0.32±0.24)	0.11~0.74 (0.27±0.13)
孔隙率 (%)	4.95~15.92 (10.76±2.75)	6.07~15.92 (11.10±2.44)	4.86~23.00 (15.27±3.59)	9.43~27.75 (14.9±3.12)	10.36~22.70 (14.85±3.02)
空隙比	0.05~0.19 (0.12±0.03)	0.06~0.19 (0.13±0.03)	0.05~0.30 (0.18±0.05)	0.10~0.38 (0.18±0.05)	0.12~0.29 (0.18±0.04)
( )為平均值及標準差					



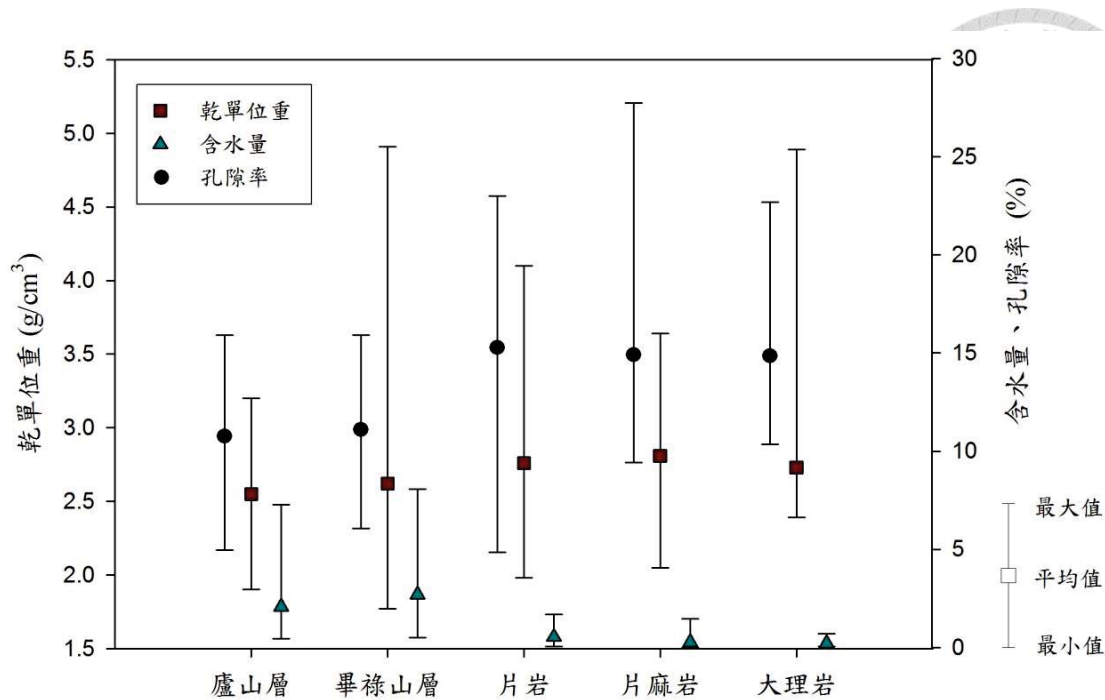


圖 5.1 各岩層乾單位重、含水量及孔隙率

### 5.1.2 岩石力學性質及消散耐久試驗

岩石力學試驗涵蓋了現地的施密特錘試驗、實驗室內的點荷重試驗。試驗結果顯示(表 5.2)，廬山層和畢祿山層之岩石強度為介於 36.9 至 42.MPa 之間為屬於中強岩之強度分級(ISRM, 1981)，大南澳片岩之強度介於 57.1 至 70.9MPa 為屬於強岩之強度分級。點荷重試驗結果顯示，畢祿山層之岩石強度為 24.0MPa 為屬於弱岩之強度分級，廬山層、大南澳片岩之片岩段以及片麻岩段岩石強度介於 30.1 至 43.4MPa 之間，為屬於中強岩之強度分級，大南澳片岩大理岩段之岩石強度為 53.8MPa 為屬於強岩之強度分級。整體而言，研究區域內大南澳片岩之岩體強度較其他地層高(圖 5.2)，而施密特錘試驗之單壓強度較點荷重試驗之單壓强度高(圖 5.3)。

消散耐久試驗的結果顯示(表 5.3)，大南澳片岩中之大理岩和廬山層之岩石的循環指數大抵上皆高於 98%，為屬於極高耐久性(Gamble, 1971)，其餘則屬於高耐久性(圖 5.4)。

表 5.2 岩層強度試驗結果

地層		廬山層	畢祿山層	大南澳片岩		
岩性		硬頁岩、板岩、千枚岩	千枚岩、板岩、砂岩	黑色片岩、綠色片岩	片麻岩	大理岩
施密特	組數	50	35	24	20	43
	反彈數	16.0~50.0 (28.6±9.5)	13.8~48.6 (25.9±9.0)	21.6~47.0 (33.0±7.0)	23.6~43.0 (32.1±5.8)	22.0~50.0 (35.6±7.0)
	單壓強度 (MPa)	22.3~110.0 (42.5±20.0)	22.2~105.6 (36.9±18.0)	25.4~126.1 (61.5±30.2)	19.5~100.9 (57.1±34.0)	27.3~145.0 (70.9±30.0)
	強度分級	中強岩	中強岩	強岩	強岩	強岩
點荷重	組數	66	39	60	56	54
	單壓強度 (MPa)	4.5~77.1 (30.1±19.6)	9.0~60.8 (24.0±10.7)	18.0~76.7 (37.5±14.9)	5.0~106.5 (43.4±25.9)	10.5~151.3 (53.8±35.3)
	強度分級	中強岩	弱岩	中強岩	中強岩	強岩

( )為平均值及標準差

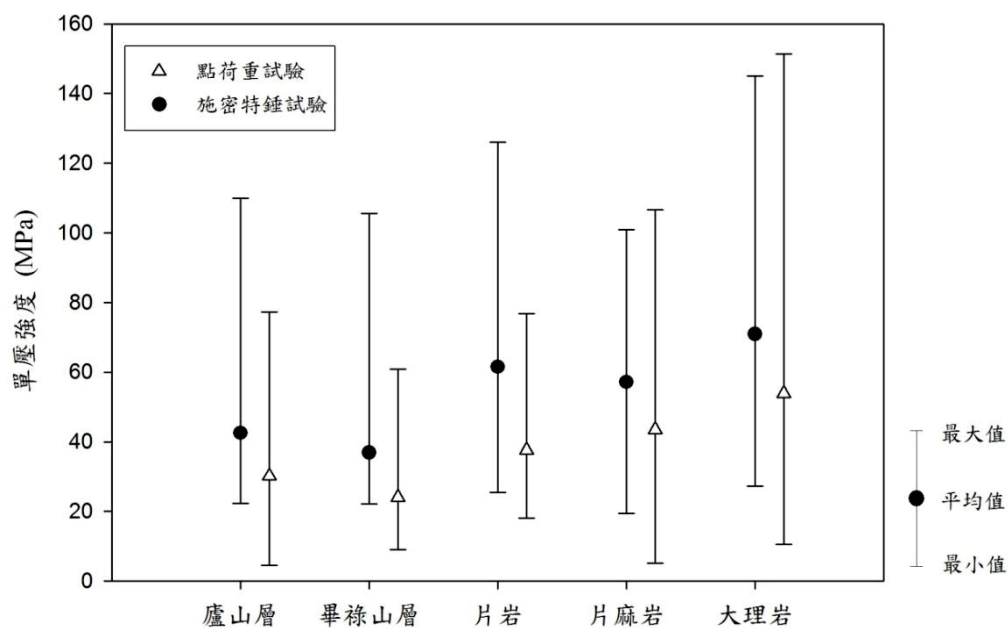


圖 5.2 各試驗之單壓強度

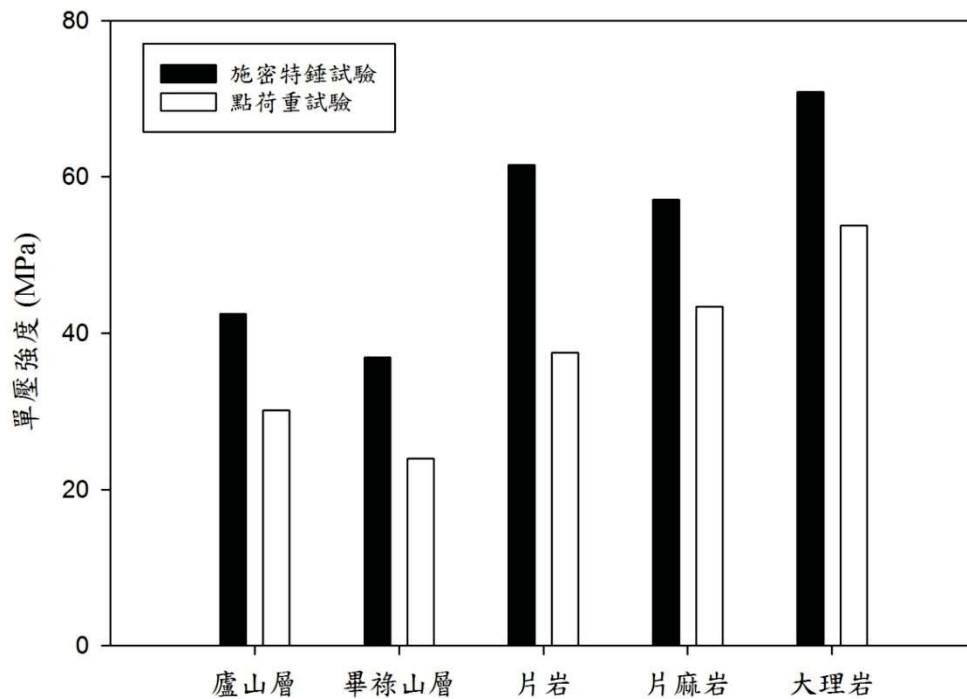


圖 5.3 各岩層之單壓強度

表 5.3 消散耐久試驗結果

地層	廬山層	畢祿山層	大南澳片岩		
岩性	硬頁岩、板岩、千枚岩	千枚岩、板岩、砂岩	黑色片岩、綠色片岩	片麻岩	大理岩
$I_{d1}$ (%)	98.8~99.4 (98.9)	97.5~98.5 (98.1)	95.0~98.7 (97.0)	91.9~99.3 (98.0)	98.5~99.7 (99.0)
分類	高耐久性	高耐久性	中高耐久性	高耐久性	極高耐久性
$I_{d2}$ (%)	94.8~99.1 (98.0)	95.9~97.8 (97.0)	92.3~97.7 (95.4)	91.4~99.4 (96.0)	97.9~99.5 (98.5)
分類	極高耐久性	高耐久性	高耐久性	高耐久性	極高耐久性
$I_{d1}$ ：第一循環指數， $I_{d2}$ ：第二循環指數，( )為平均值					

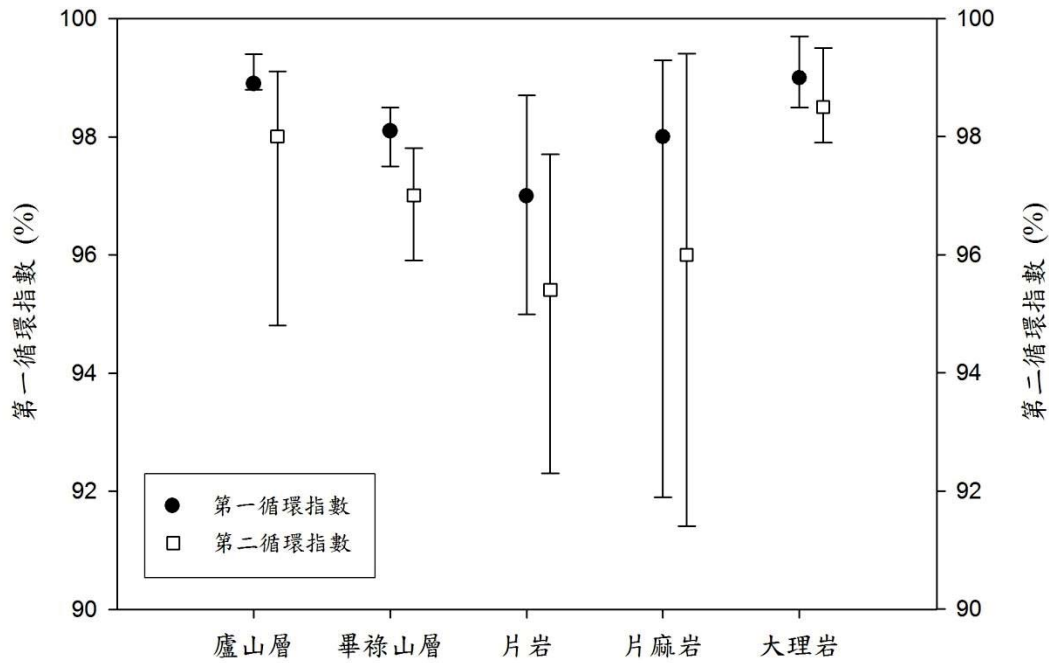


圖 5.4 各岩層消散耐久性循環指數

## 5.2 崩塌地判釋結果

### 5.2.1 崩塌地統計

本研究區在 4 個颱風事件中所進行的崩塌地統計結果顯示(表 5.4)，全區的崩塌面積介於  $5.8\text{km}^2$  至  $11.7\text{km}^2$  之間，崩塌率介於 1.0%至 2.1%之間，新生率介於 42.7%至 71.4%之間，重現率介於 38.3%至 58.2%之間。整體而言，崩塌率、新生率與重現率皆以 2011 年出現於南瑪都颱風最低，2012 年蘇拉颱風最高，此意義顯示，2011 年由於南瑪都颱風對於崩塌事件影響較低，2012 年蘇拉颱風過後，崩塌面積增加 2 倍以上，其中大部分之崩塌為初次發生。在各地層之崩塌地統計上，以畢祿山層的崩塌面積最多，大南澳片岩之片麻岩和大理岩較少。

表 5.4 各地層之崩塌率、新生率及重現率

颱風事件	崩塌地	全區	廬山層	畢祿山層	大南澳片岩		
					片岩	片麻岩	大理岩
2007 聖帕	崩塌面積(km <sup>2</sup> )	7.9	1.2	4.0	2.6	0.1	0.2
	崩塌率(%)	1.4	3.3	2.3	1.0	0.3	0.6
2009 芭瑪	崩塌面積(km <sup>2</sup> )	8.6	1.6	5.3	1.6	0.1	0.1
	崩塌率(%)	1.5	4.4	3.1	0.6	0.1	0.3
	新生率(%)	56.7	50.4	57.1	58.7	84.9	100.0
	重現率(%)	47.6	66.2	57.3	24.7	6.6	0.0
2011 南瑪都	崩塌面積(km <sup>2</sup> )	5.8	0.5	3.3	1.8	0.1	0.1
	崩塌率(%)	1.0	1.4	1.9	0.7	0.2	0.2
	新生率(%)	42.7	30.3	38.3	52.6	91.2	13.8
	重現率(%)	38.3	20.5	38.8	54.2	16.3	58.5
2012 蘇拉	崩塌面積(km <sup>2</sup> )	11.7	2.6	7.5	1.6	0.1	0.0
	崩塌率(%)	2.1	7.1	4.3	0.6	0.1	0.1
	新生率(%)	71.4	84.5	70.4	53.8	48.1	100.0
	重現率(%)	58.2	77.3	68.5	40.6	24.2	0.0

崩塌地在高程的分佈上(圖 5.5)，介於 1000 至 1500 公尺區間內，是以南瑪都颱風佔的比例最高，達到 39.5%，1500 至 2000 公尺區間內，以蘇拉颱風的 30.6% 最高，2000 至 2500 公尺區間內，以芭瑪颱風的 15.7% 最高。

另外，從崩塌地之高程和研究區內原始的形的高程進行比較( $P(ls)/P(topo)$ )，來估算崩塌地分布於高程之機率(圖 5.6)，可以發現南瑪都颱風之崩塌地，在高程介於 500 至 1,500 公尺之區域時， $P(ls)/P(topo)$  會大於 1。此意義告知，在高程介於 500 至 1,500 公尺之間，南瑪都颱風崩塌地的分布，高於研究區原始地形之分布比例。此外，聖帕颱風、芭瑪颱風和蘇拉颱風，在高程大於 2,500 公尺以上之區域， $P(ls)/P(topo)$  會大於 1，顯示在高程 2,500 公尺以上，這些颱風事件形成崩塌地的分布，高於研究區原始地形之分布比例。

南瑪都颱風的累積雨量為 279mm，低於聖帕颱風、芭瑪颱風，以及蘇拉颱風的單日降雨量。南瑪都颱風較弱的降雨強度，對研究區內較高山區的影響能力較低，造成崩塌地在高程介於 500 至 1,500 公尺之區域，其  $P(ls)/P(topo)$  會大於 1，

也即崩塌地的分布高於研究區原始地形的分布比例。

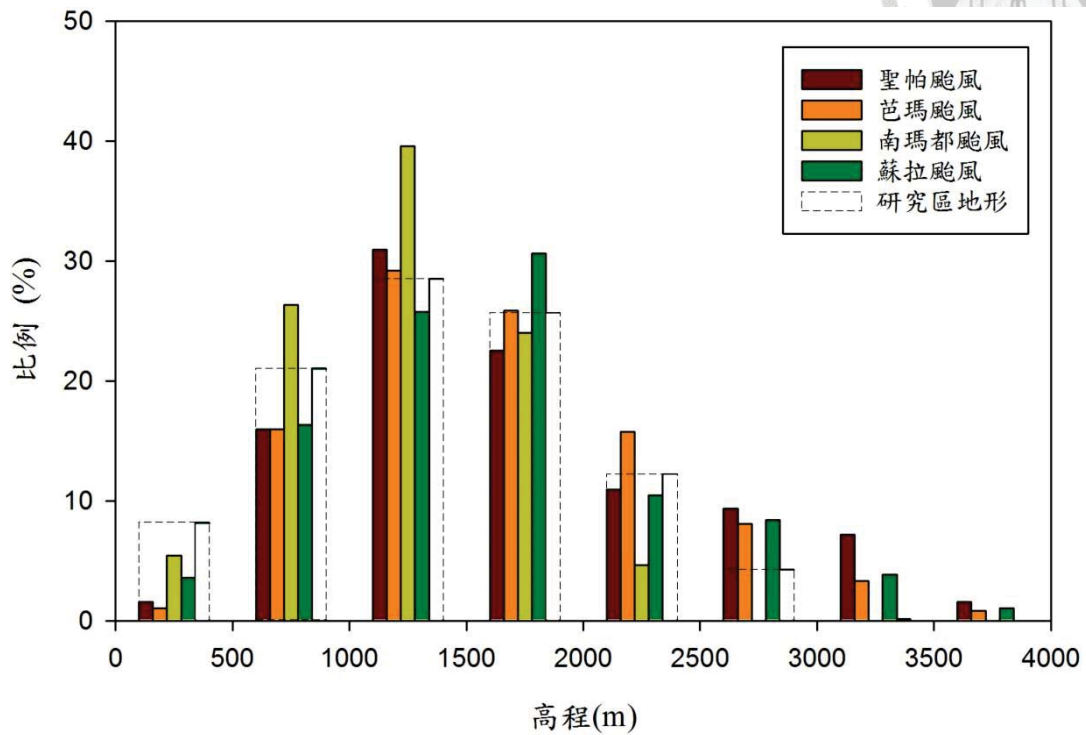


圖 5.5 崩塌地與研究區地形之高程分布

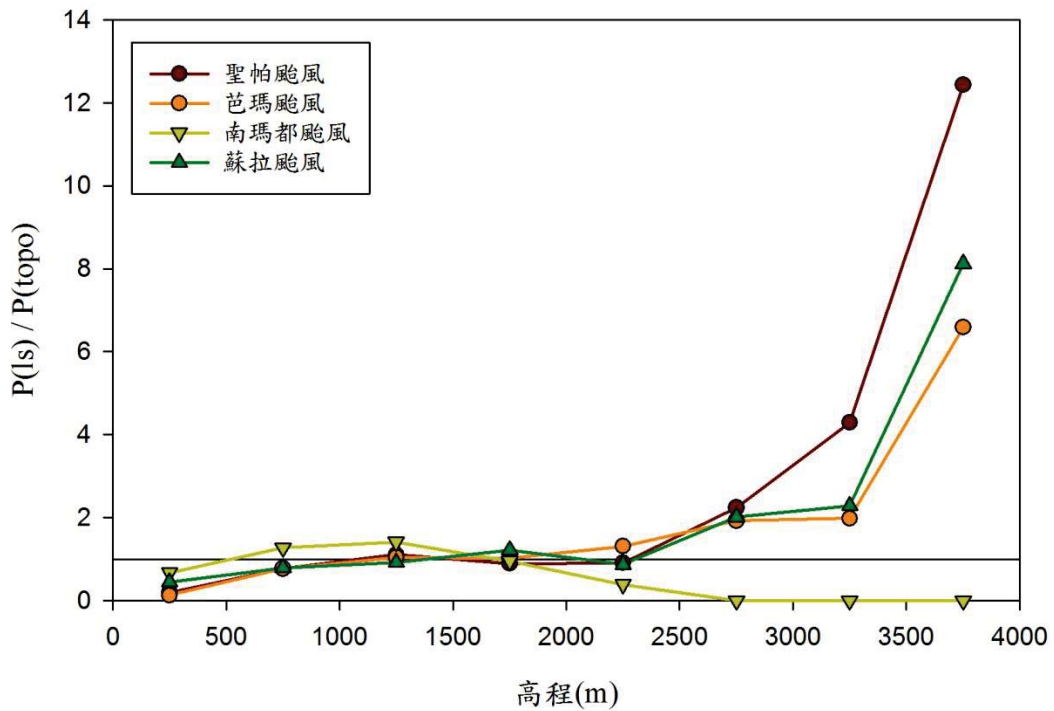


圖 5.6 崩塌地與流域高程機率分布比較

集水區內陡峭的坡度一般被認為是影響崩塌發生的原因之一(Chen and Su, 2001)，為瞭解本研究區域內坡度對於崩塌地的影響，本工作將崩塌地在各坡度出現之機率，與研究區域地形在各坡度之機率進行比較，來探究崩塌地是否有集中在某些坡度之現象。

一般而言，流域內地形的坡度機率分布最大值，也反映了該流域內邊坡穩定之臨界坡度(Schmidt and Montgomery, 1995; Burbank et al., 1996)，而崩塌地出現機率最高的坡度，即為崩塌地之集中坡度(Lin et al., 2008)。分析結果顯示，本研究區域地形的臨界坡度為  $32.5^\circ$ ，而各颱風事件之崩塌地集中坡度則介於  $33.3^\circ$  至  $36.7^\circ$  之間(圖 5.7)。崩塌地的集中坡度大於流域的臨界坡度，代表颱風事件誘發之崩塌地，會有趨向坡度較高、較為陡峭的區域集中的現象(Clarke, 2010)。由圖 5.7 亦可發現，當坡度為  $26.0^\circ$  時，崩塌地的出現機率開始大於地形的機率，跟台灣其他流域比較(林冠璋，2010)，發現其坡度較低，代表本研究區因颱風造成的崩塌地，容易在發生在坡度較低的地形。

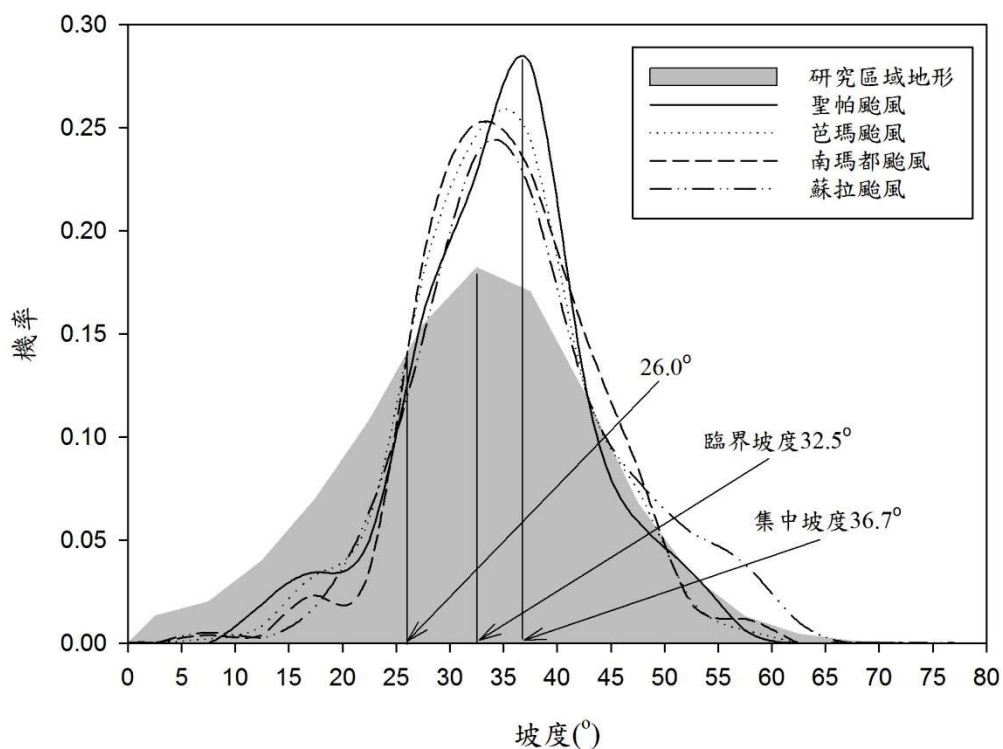


圖 5.7 流域坡體及崩塌坡度機率分布

### 5.2.2 崩塌地在坡體分布狀況

本研究利用各颱風事件後所判釋之崩塌地的分佈狀況，來瞭解崩塌地在坡體中與山嶺、坡腳或河道間的演變(圖 5.8)。聖帕颱風、芭瑪颱風以及蘇拉颱風等颱風事件，在靠近河道區的崩塌地比例介於 44.9%至 51.6%之間，大約為靠近山嶺區的 2 至 4 倍(表 5.5)。顯然的，颱風事件造成之崩塌地數量，大部分分布在接近河道的位置上，容易受到雨水的沖刷被搬運至河道中。

從坡體上各崩塌地面積的變化結果發現，2009 年芭瑪颱風和 2011 年南瑪都颱風，分別有 38.0%和 34.9%之崩塌地面積集中在靠近河道的位置，而到了 2012 年蘇拉颱風之後，則下降至 25.7%。相對的，從山嶺延伸至河道的崩塌地，在 2012 年蘇拉颱風後從 17.0%上升至 38.7%。此意義告知，受到蘇拉颱風挾帶的大量降雨侵襲後，不僅使得原本在靠近河道的崩塌地擴大，並且向上延伸至山嶺，變成涵蓋範圍從河道至山嶺的大型崩塌地。進一步分析這些大型崩塌地的面積，並與颱風期間輸砂量來進行比較後發現，崩塌地面積與颱風期間輸砂量有良好的相互對應關係(圖 5.9)。這個結果顯示，颱風期間除了流量增大造成河岸土石的掏挖、沖刷，提供了輸砂量的來源外，這種從山嶺至河道的大型崩塌地在生成時，也容易將坡體上原本已暫時堆置之大量的土壤、岩塊等地質材料帶入河道，作為提供輸砂量的來源。

從 2007 年聖帕颱風至 2011 年南瑪都颱風，在靠近山嶺區的崩塌地比例由 21.4%下降至 12.1%，到了 2012 年蘇拉颱風之後又上升至 18.2%。此意義表示，2011 年南瑪都颱風的降雨量較小，對於研究區域山嶺的坡體影響能力有限，因此造成的崩塌較少。

整體而言，颱風事件誘發的崩塌地有在數量上約有 50%集中於靠近河道的位置。降雨量越小的颱風，在山嶺地區生成崩塌地的比例也越少，而降雨量越大的颱風，容易造成原本在靠近河道的崩塌地向上擴大，變成延伸至山嶺的崩塌地，提供更多地質材料帶至河流中造成輸砂量的上升。



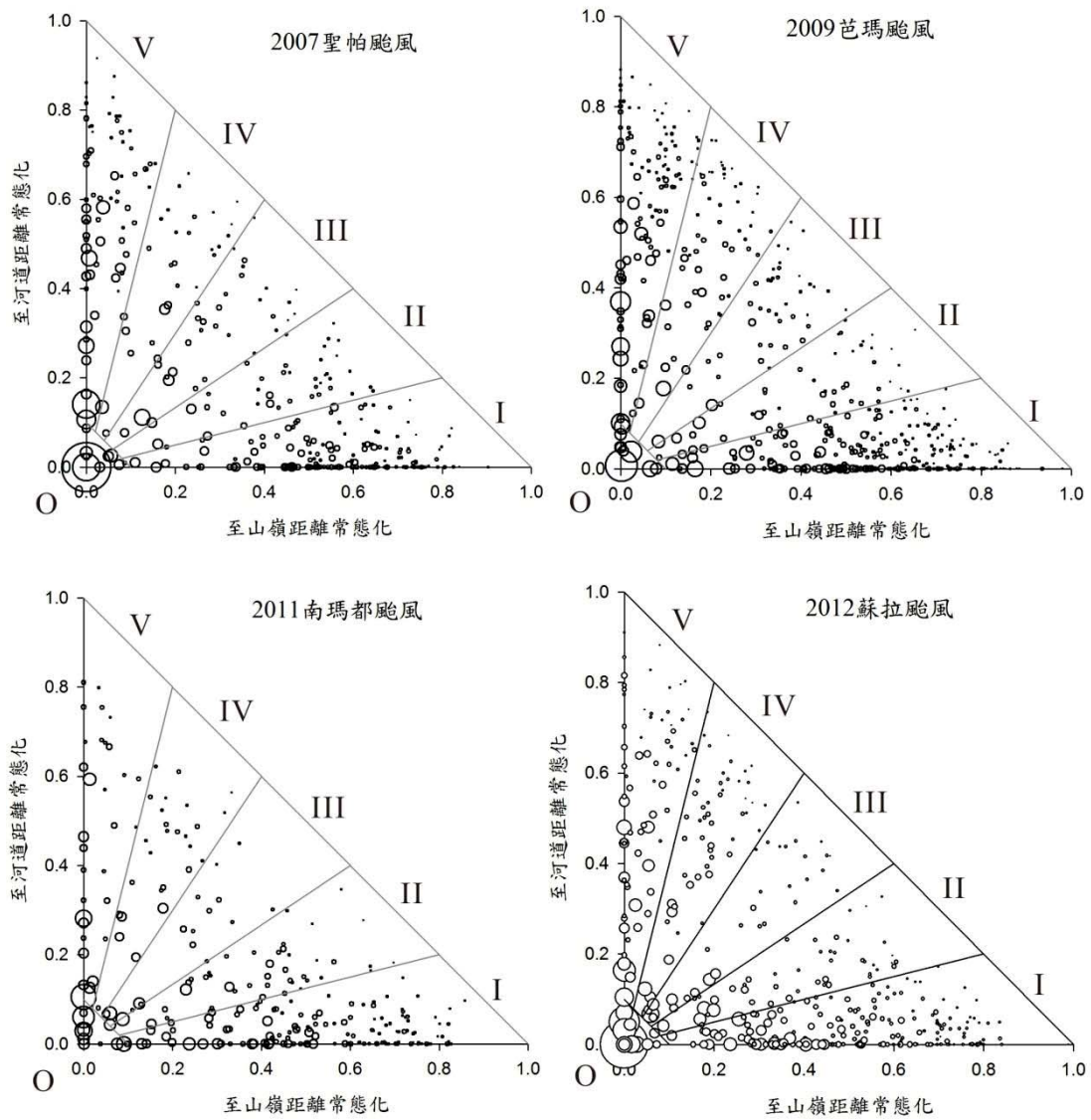


圖 5.8 崩塌地與山嶺、坡腳及河道間之相對位置的演變

表 5.5 崩塌位置數量、面積比例

崩塌位置數量百分比 (%)						
事件	O	I	II	III	IV	V
07 聖帕	3.1	45.3	11.9	9.7	8.5	21.4
09 芭瑪	2.1	48.3	9.5	8.2	11.3	20.6
11 南瑪都	3.9	51.6	15.6	6.6	10.2	12.1
12 蘇拉	4.6	44.9	11.5	7.9	12.8	18.2
崩塌位置面積百分比 (%)						
07 聖帕	29.5	23.1	5.7	7.4	5.6	28.5
09 芭瑪	20.1	38.0	6.6	5.6	7.1	22.7
11 南瑪都	17.0	34.9	11.2	7.6	6.7	22.5
12 蘇拉	38.7	25.7	6.6	6.6	6.1	16.2
崩塌位置面積 (km <sup>2</sup> )						
07 聖帕	2.3	1.8	0.4	0.6	0.4	2.2
09 芭瑪	1.4	2.6	0.5	0.4	0.5	1.6
11 南瑪都	1.0	2.0	0.6	0.4	0.4	1.3
12 蘇拉	4.5	3.0	0.8	0.8	0.7	1.9

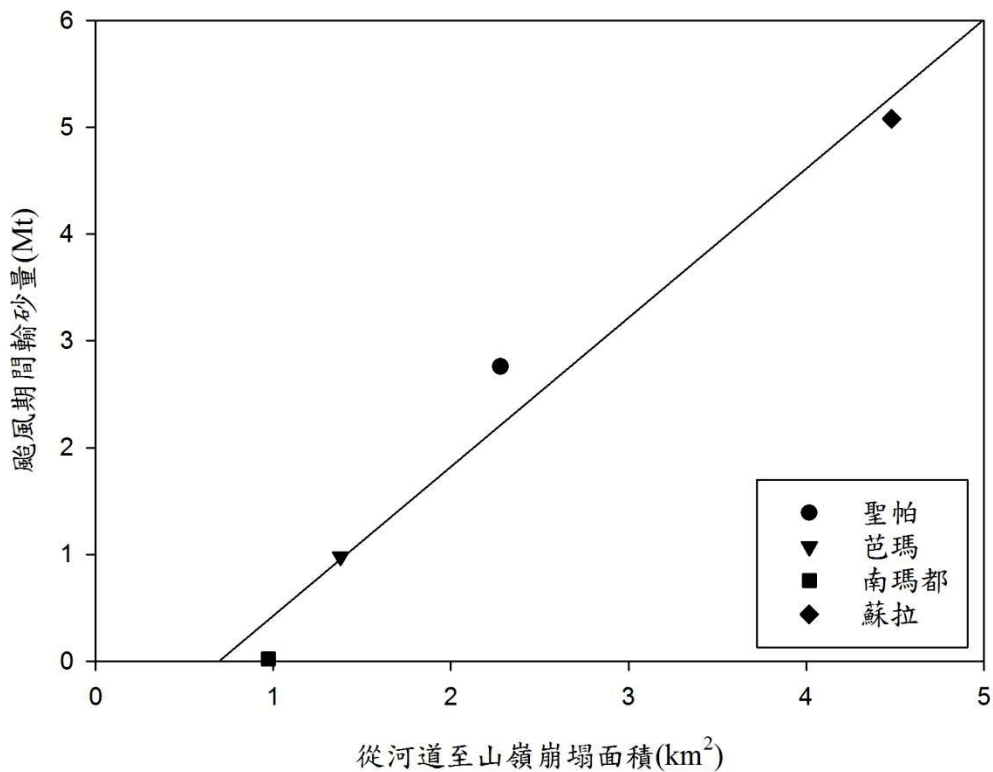


圖 5.9 從河道至山嶺崩塌面積與颱風期間輸砂量對應關係

### 5.2.3 崩塌與岩體強度和颱風降雨之關係

將研究區域內各地層崩塌率與其單壓強度(圖 5.10)以及全區崩塌率與各颱風事件中之累積降雨量來進行分析(圖 5.11)，調查結果發現崩塌率與岩體強度有著負相關的趨勢，也即較高岩體強度的地層有著較低的崩塌率。這個意義顯示，暴雨事件時，岩體強度較高的地層，較能抵抗雨水滲入地層所造成的邊坡破壞 (Keefer, 2000; Lin et al., 2008)。另外，颱風期間之累積雨量與最大降雨強度和全區崩塌率有著正相關的趨勢，判定係數( $R^2$ )高達 0.98。這個意義顯示颱風期間較高之累積降雨量，會有較多的雨水滲透至地表下，使得地層內之孔隙水壓力上升，造成坡體的不穩定，進而誘發崩塌地的形成，而高的降雨強度也會因為有較高的降雨動能，讓地表土受到的沖刷更加劇烈(Aleotti, 2004; 鄒年喬, 2010)。整體而言，岩體強度與崩塌率間有負相關的趨勢，而颱風的累積降雨量、降雨強度與崩塌率則有良好的正相關。

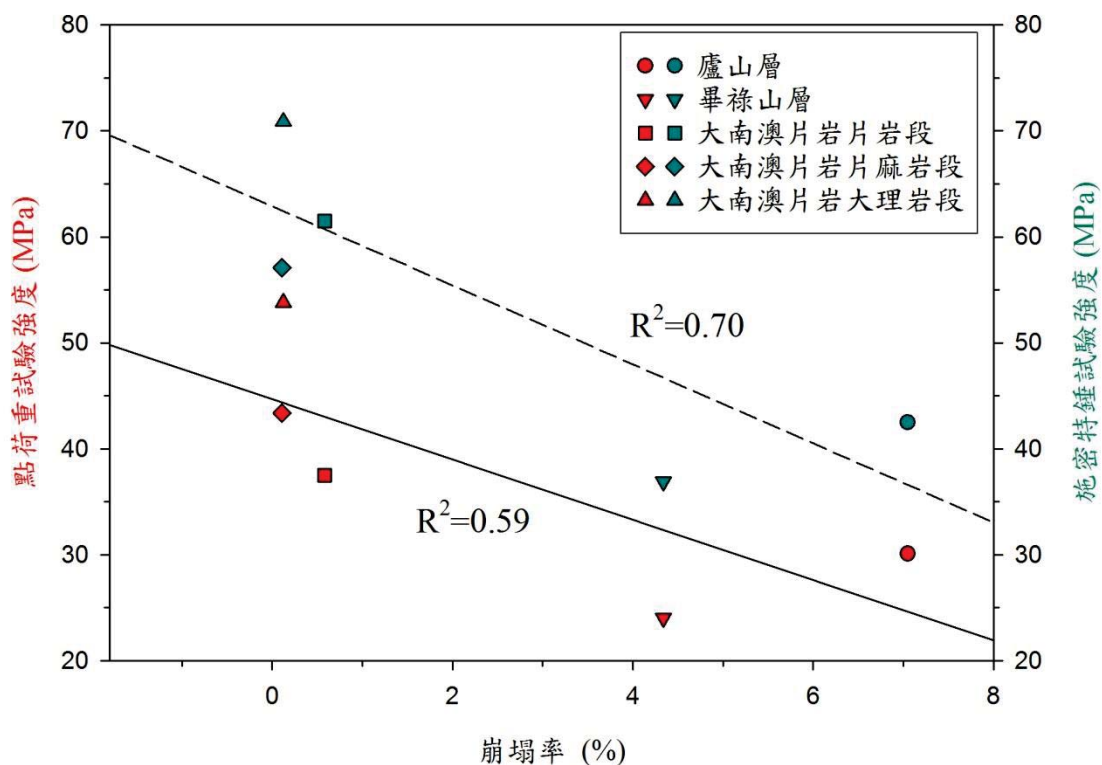


圖 5.10 崩塌率與各地層單壓強度之關係

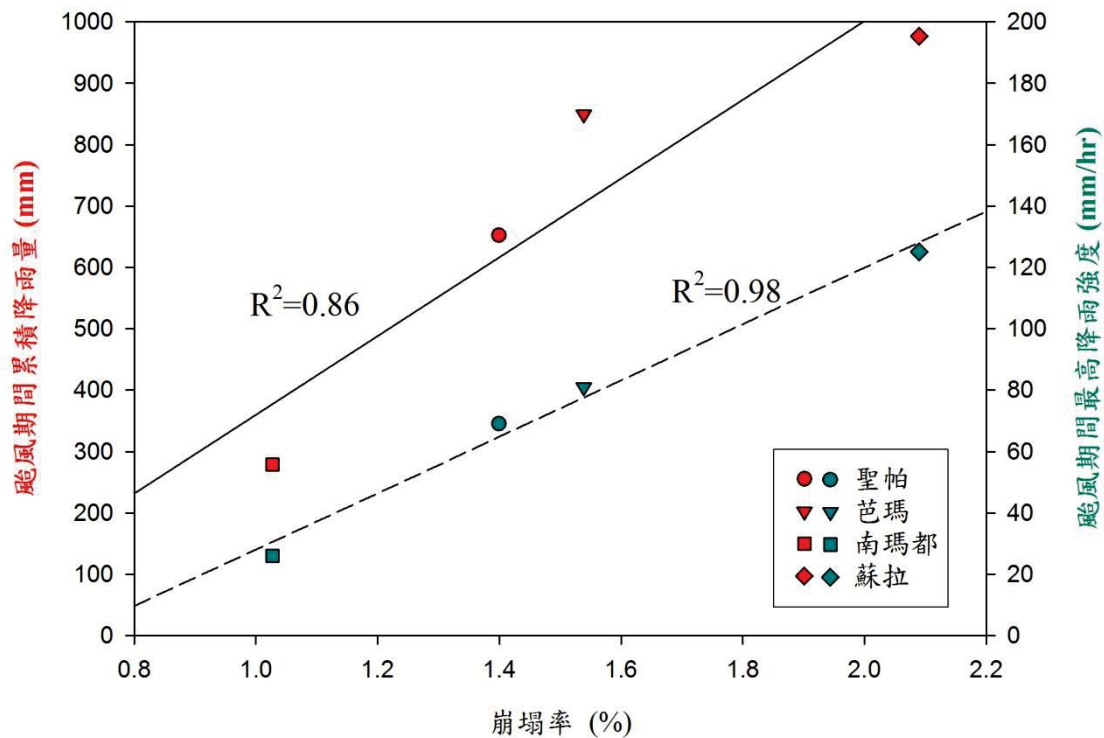


圖 5.11 崩塌率與颱風降雨量及降雨強度之關係

### 5.3 輸砂量估算結果

#### 5.3.1 歷年輸砂量統計

從 1983 年至 2012 年期間希能埔水文測站量測資料之統計結果顯示(表 5.6)，本研究區域之平均年輸砂量為 14.45Mt，平均年逕流量為 1.28km<sup>3</sup>，平均年降雨量為 2,689mm。從年逕流量、年輸砂量，以及年雨量的對應方面可以發現(圖 5.12)，年逕流量與年輸砂量有較好之對應關係，而年雨量與輸砂量、逕流量間之對應關係則較不明顯。研究結果也發現，在幾個高輸砂量的年度中皆有出現一個至兩個單日雨量大於 200mm 的颱風事件，當暴雨事件帶來之高流量及對地表之劇烈沖刷，容易將集水區內地質材料帶入河道中，而形成輸砂量的增加(Galewsky et al., 2006)。這個結果也顯示高強度的降雨引發之高逕流量，可能是造成年輸砂量增加之主要因素之一(Chakrapani and Saini, 2009)。

從 2007 年至 2012 年間之四個颱風事件中(表 5.7)，以蘇拉颱風五天期間所帶來的 5.08Mt 之輸砂量為最高，約佔當年度輸砂量的 24%。根據統計資料顯示，

颱風期間所帶來之輸砂量越高，則佔當年度輸砂量之比例也會越高(圖 5.13)，兩者間之判定係數( $R^2$ )達 0.69。此外，從各颱風期間之累積雨量與颱風期間輸砂量佔年輸砂量比例之對應關係上可以發現(圖 5.14)，颱風期間之累積雨量越大，在年輸砂量中所佔的比例也越大，當累積雨量超過 200mm 時，所產生之輸砂量則可能佔該年度輸砂量的 20%以上，以本研究探討的四個颱風事件為例，聖帕颱風、芭瑪颱風、南瑪都颱風，以及蘇拉颱風的累積雨量均超過 200mm，南瑪都颱風期間輸砂量為 0.02Mt，佔該年度輸砂量的 30.8%。聖帕颱風期間的輸砂量為 2.76Mt，是南瑪都颱風的 145 倍，卻只佔該年度輸砂量的 14.2%，經過分析發現，2007 年除了聖帕颱風，還有科羅莎颱風帶來 4.19Mt 的輸砂量，此次輸砂量佔有該年度輸砂量的 21.6%，即分散了年度間其他颱風帶來輸砂量的比例。整體而言，颱風事件帶來越高的輸砂量，則可能佔年輸砂量的比例也越高，但若當年度發生數個較大的颱風事件，則單一颱風對整個年度輸砂量的影響比例也會較低。

表 5.6 歷年逕流量、輸砂量以及雨量之統計估算結果

年度	年逕流量(km <sup>3</sup> )	年輸砂量(Mt)	年雨量(mm)	日雨量>200mm 颱風
1983	0.67	1.07	1505	
1984	1.25	12.94	2609	
1985	1.66	22.49	3039	
1986	1.66	11.79	2768	艾貝颱風
1987	1.34	48.18	2473	琳恩颱風
1988	1.75	21.19	4475	
1989	0.91	2.84	2543	莎拉颱風
1990	1.83	22.83	3499	黛特颱風
1991	0.77	3.14	1835	
1992	1.86	38.60	2824	寶莉&泰德颱風
1993	0.39	0.29	1141	
1994	1.48	87.69	2634	提姆&葛拉絲颱風
1995	0.74	0.72	2370	
1996	1.64	5.98	3448	賀伯颱風
1997	0.89	59.37	1695	安珀颱風
1998	1.93	8.39	4356	瑞伯颱風

表 5.6 歷年逕流量、輸砂量以及雨量之統計估算結果(續)

1999	0.94	0.42	1668	
2000	1.12	1.80	2972	碧利斯颱風
2001	0.87	4.90	3675	利奇馬颱風
2002	0.45	0.56	1583	
2003	0.69	0.96	1519	
2004	0.67	3.75	2249	南瑪都颱風
2005	1.42	12.70	3334	海棠&泰利颱風
2006	1.72	16.04	2404	
2007	5.74	19.40	3652	聖帕&科羅莎颱風
2008	0.97	1.52	3236	辛樂克颱風
2009	0.64	2.55	3622	芭瑪颱風
2010	0.38	0.08	2259	凡那比颱風
2011	0.15	0.06	2794	
2012	1.75	21.15	2490	蘇拉颱風
平均	1.28	14.45	2689	

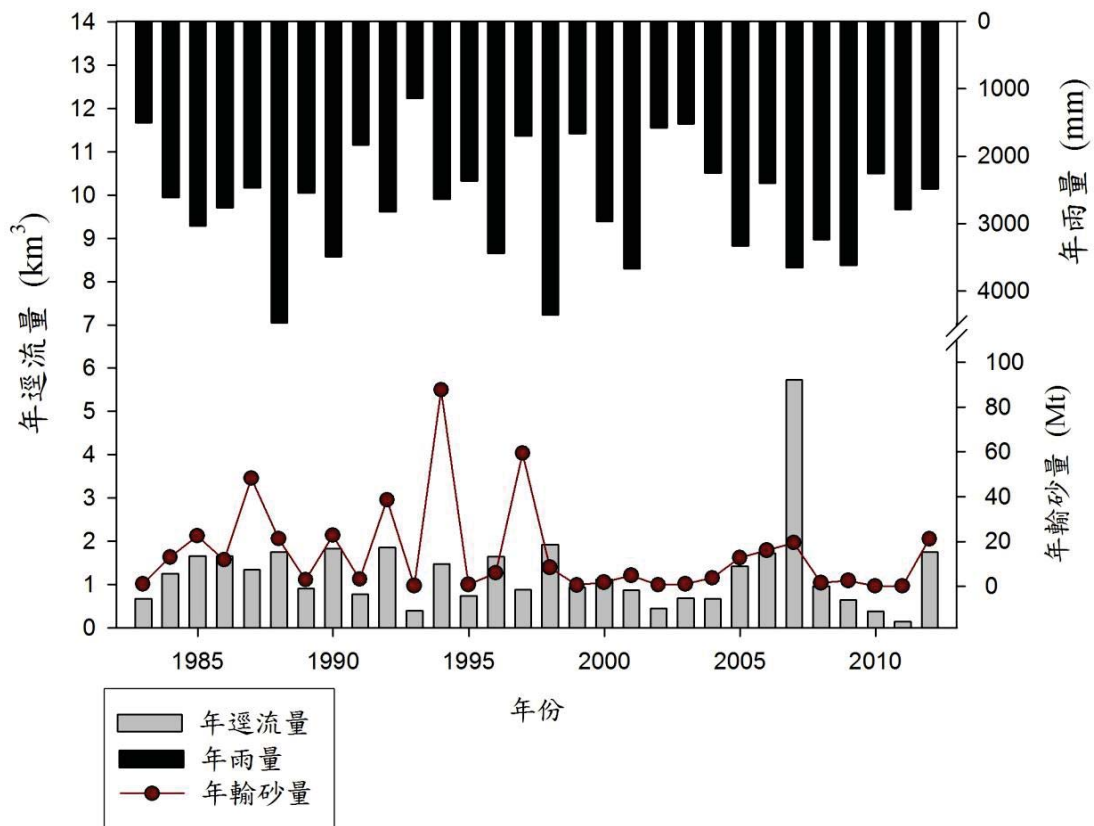


圖 5.12 年雨量、年輸砂量及年逕流量之關係分布圖

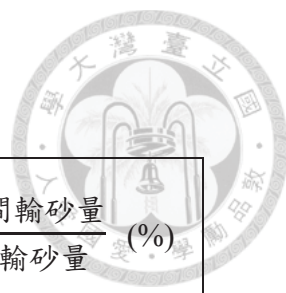


表 5.7 颱風期間輸砂量統計

年份	事件	年輸砂量 (Mt)	颱風期間輸砂量 (Mt)	颱風期間輸砂量 / 該年度輸砂量 (%)
2007	聖帕颱風 (8/16~8/19)	19.40	2.76	14.2
2007	科羅莎颱風 (10/4~10/8)	19.40	4.19	21.6
2009	芭瑪颱風 (10/3~10/6)	2.55	0.98	38.5
2011	南瑪都颱風 (8/27~8/31)	0.06	0.02	30.8
2012	蘇拉颱風 (7/30~8/3)	21.15	5.08	24

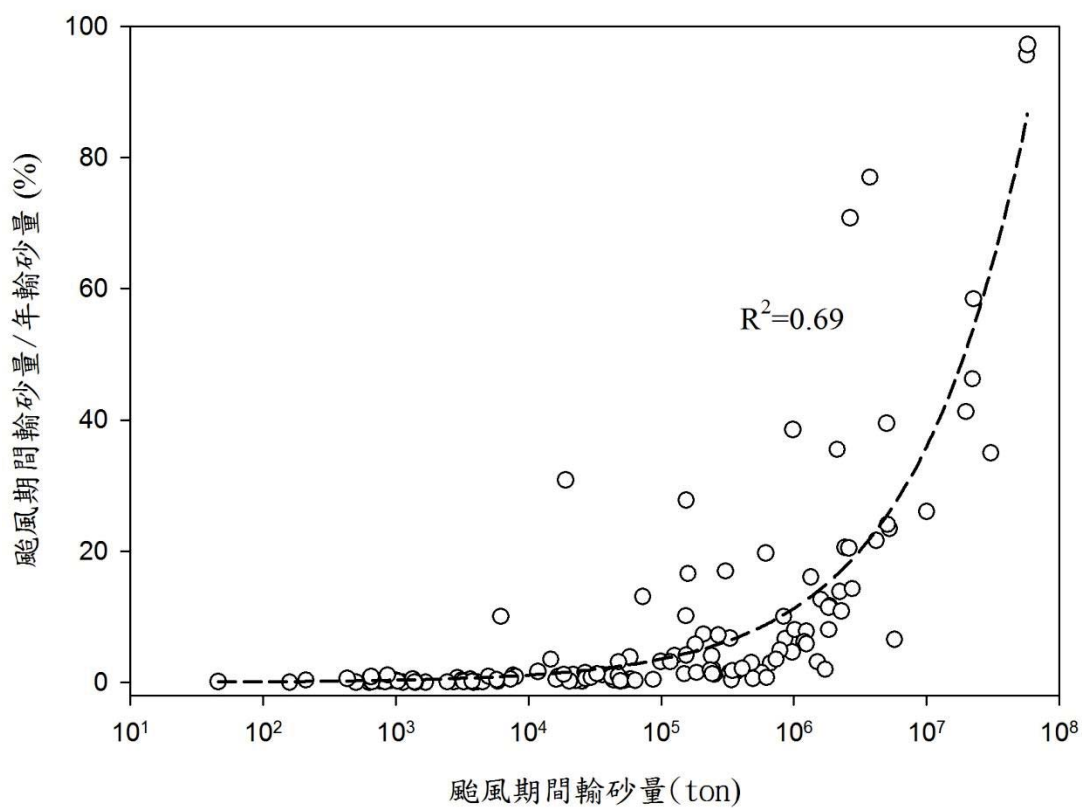


圖 5.13 颱風期間輸砂量與年輸砂量之相對應關係

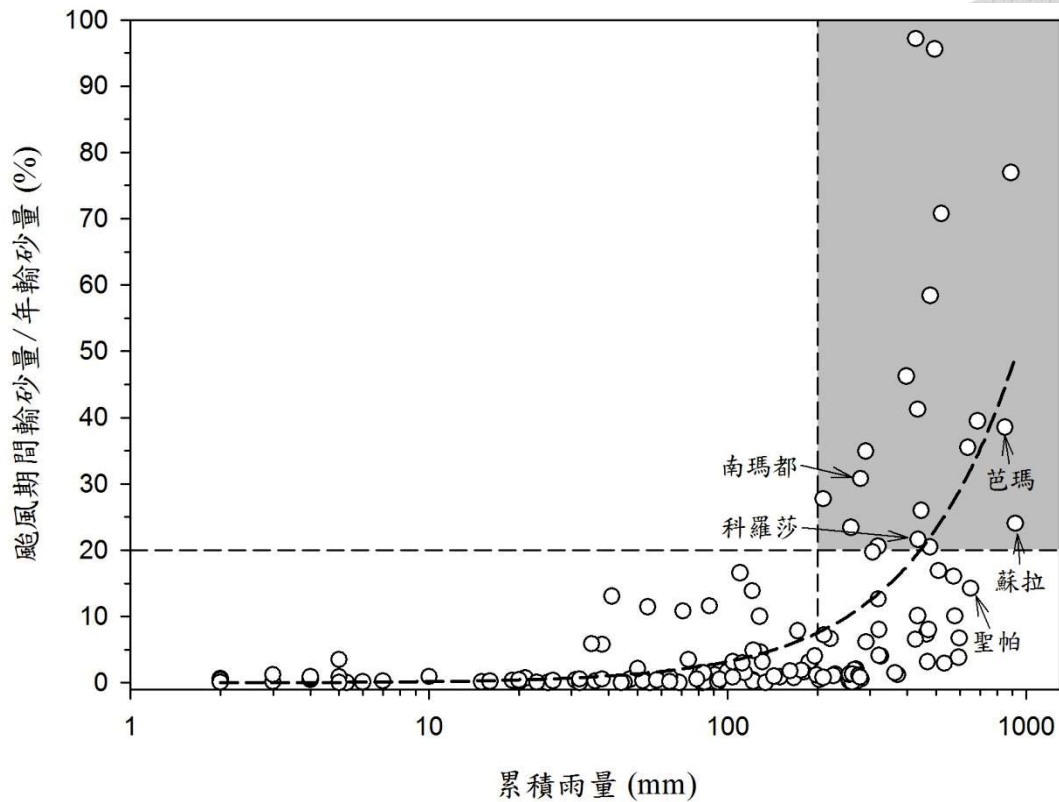


圖 5.14 颱風期間之累積雨量及輸砂量與該年度輸砂量之相對應關係

### 5.3.2 輸砂量與乾濕季之關係

台灣地區一般來說可以分成 5 月至 10 月的濕季，以及 11 月至隔年 4 月的乾季，在和平溪從 1983 年至 2012 年的乾濕季統計資料中可以發現(表 5.8)，輸砂量於乾季時期之平均值為 1.10Mt，濕季時期之平均值為 13.35Mt。濕季時期之雨量約為乾季時期的 2.9 倍，但濕季時期之輸砂量卻為乾季時之 12.1 倍。其中，1994 年、1997 年，以及 1985 年濕季時期之輸砂量更為乾季時期之 922 倍、223 倍，以及 221 倍之多(圖 5.15)。

從本研究區的輸砂量分布情形中可以看出乾濕兩季的差異性，與台灣南部旗山溪平均差異量 326 倍相比，則有明顯之不同，此情形可能與本研究區之降雨型態有關。本研究區位於台灣的東北部，冬季時恰好受到東北季風的吹拂，挾帶不少的雨量，使得乾季時期，相較於其他地區之雨量較為豐沛，也因此乾季時期的輸砂量也較大(Kuo et al., 2005)。



表 5.8 乾濕季之輸砂量與雨量之比較

年	乾季		濕季		輸砂量	雨量
	輸砂量 (Mt)	雨量 (mm)	輸砂量 (Mt)	雨量 (mm)	濕季/乾季	濕季/乾季
1983	0.67	829	0.40	676	0.6	0.8
1984	0.26	491	12.68	2117	48.3	4.3
1985	0.10	579	22.39	2460	221.7	4.3
1986	6.75	850	5.04	1919	0.7	2.3
1987	0.30	511	47.88	1962	160.1	3.8
1988	1.08	608	20.10	3867	18.5	6.4
1989	0.27	784	2.57	1759	9.4	2.2
1990	2.20	772	20.63	2727	9.4	3.5
1991	0.76	445	2.38	1390	3.1	3.1
1992	0.27	902	38.33	1922	141.6	2.1
1993	0.10	457	0.19	684	1.9	1.5
1994	0.10	610	87.59	2024	922.6	3.3
1995	0.23	657	0.49	1713	2.1	2.6
1996	3.16	1486	2.82	1962	0.9	1.3
1997	0.26	314	59.10	1381	223.6	4.4
1998	2.85	888	5.54	3468	1.9	3.9
1999	0.11	337	0.31	1331	2.9	3.9
2000	1.24	1005	0.56	1967	0.4	2.0
2001	0.16	899	4.74	2776	30.7	3.1
2002	0.05	530	0.51	1053	10.9	2.0
2003	0.22	501	0.74	1018	3.4	2.0
2004	2.90	963	0.86	1286	0.3	1.3
2005	0.29	591	12.41	2743	43.1	4.6
2006	0.29	549	15.76	1855	54.4	3.4
2007	3.37	992	16.03	2660	4.8	2.7
2008	0.51	515	1.01	2721	2.0	5.3
2009	0.12	494	2.43	3128	20.2	6.3
2010	0.04	478	0.04	1781	1.0	3.7
2011	0.00	1107	0.06	1687	18.3	1.5
2012	4.33	609	16.82	1881	3.9	3.1
平均	1.10	692	13.35	1997	12.1	2.9

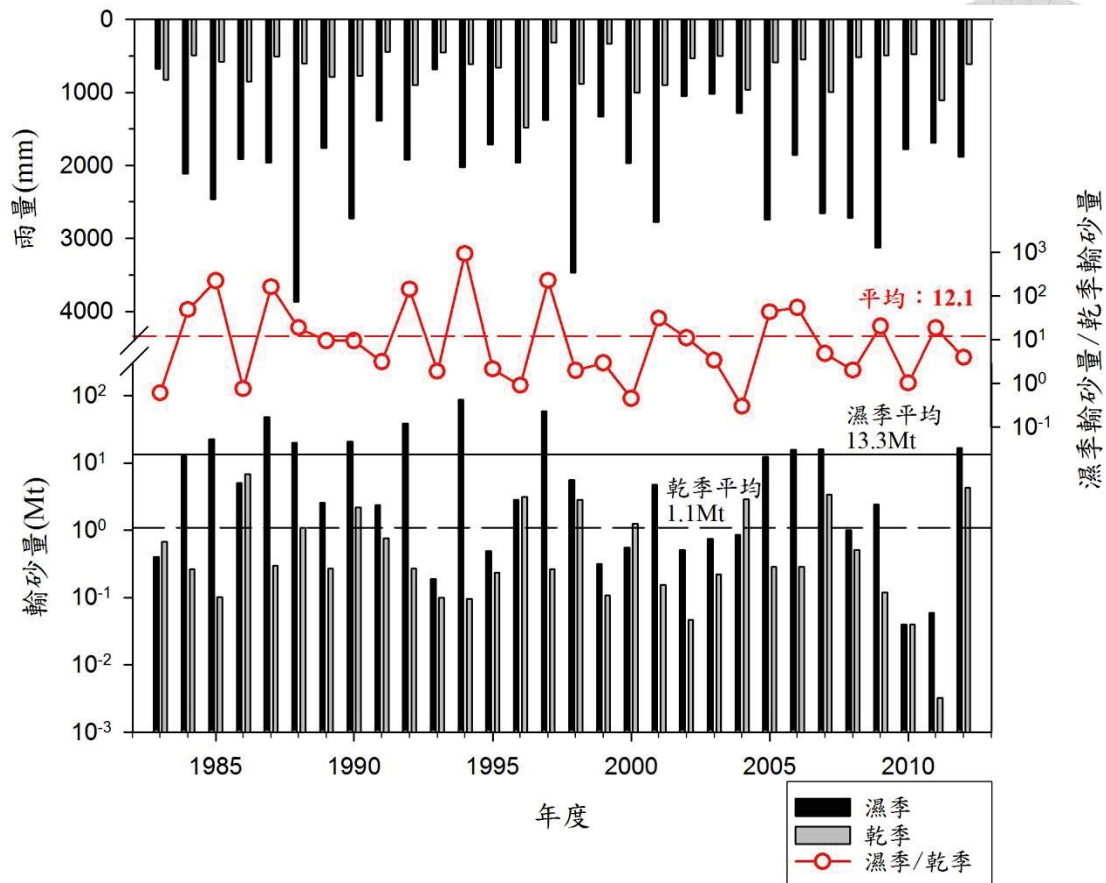


圖 5.15 乾濕季之輸砂量與雨量之對應關係

### 5.3.3 花蓮群震對輸砂濃度之影響

花蓮豐濱鄉磯崎村東部海域在 2012 年 6 月 15 日凌晨 0 時 15 分出現規模 5.4 的地震，地震深度為地表下 10.0 公里，花蓮磯崎村出現最大震度 6 級。從 6 月 15 日凌晨至 6 月 17 日的 3 天時間中，共出現規模 2.7 至 5.0 之有感地震 112 個，佔該月份地震數量的三分之一。由於震動次數相當頻繁、集中，因此，大家將磯崎地震所延續三天不同規模的震動，暫以花蓮群震稱呼之。

本研究為瞭解花蓮群震對研究區域內各項因子的影響程度，便利用 2010 年 1 月至 2012 年 12 月的實測流量和輸砂濃度來進行探討。將 2012 年 6 月 15 日花蓮群震前後之輸砂濃度變化的分析結果顯示(圖 5.16)，當流量為  $2\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，群震前的輸砂濃度為 19.4ppm，群震後的輸砂濃度為 160.1ppm，也即輸砂濃度在群震後的 10 天，增加了 8.3 倍。當流量為  $101\text{m}^3/\text{sec}$  時，群震前的輸砂濃度為

2080.5ppm，群後的輸砂濃度為 7748.4ppm，同樣的，群震後的 10 天，輸砂濃度增加了 3.7 倍。在流量、雨量，以及輸砂濃度的對應關係上顯示(圖 5.17)，群震發生前(2010 年 1 月至 2012 年 5 月)之平均輸砂濃度為 417ppm，群震發生後(2012 年 6 月至 12 月)之平均輸砂濃度達到了 3,557ppm，增加了 8.5 倍。此結果告知，研究區域內各地層之土石材料受到群震的影響，變得較為鬆散，容易提供較多的沉積物被水流搬運至河道(Mikos et al., 2006)。在相同流量時可以帶來較高的輸砂濃度，即使在流量較低的情形下，輸砂濃度也會有增加的趨勢。

為進一步探討輸砂濃度的變化因素，本研究利用流量和輸砂濃度的資料，來求出單位輸砂濃度值  $\kappa$ ，藉以消除流量對輸砂濃度之影響，在單位輸砂濃度  $\kappa$  與流量的對應關係上可以發現(圖 5.18)，群震發生前單位輸砂濃度  $\kappa$  為 39.1ppm，而群震發生後，單位輸砂濃度  $\kappa$  達到 108.9ppm，增加了 2.8 倍。此意義顯示，即使以單位輸砂濃度  $\kappa$  來排除流量影響之因素，仍然可以看出花蓮群震後，輸砂濃度有增加的趨勢出現。

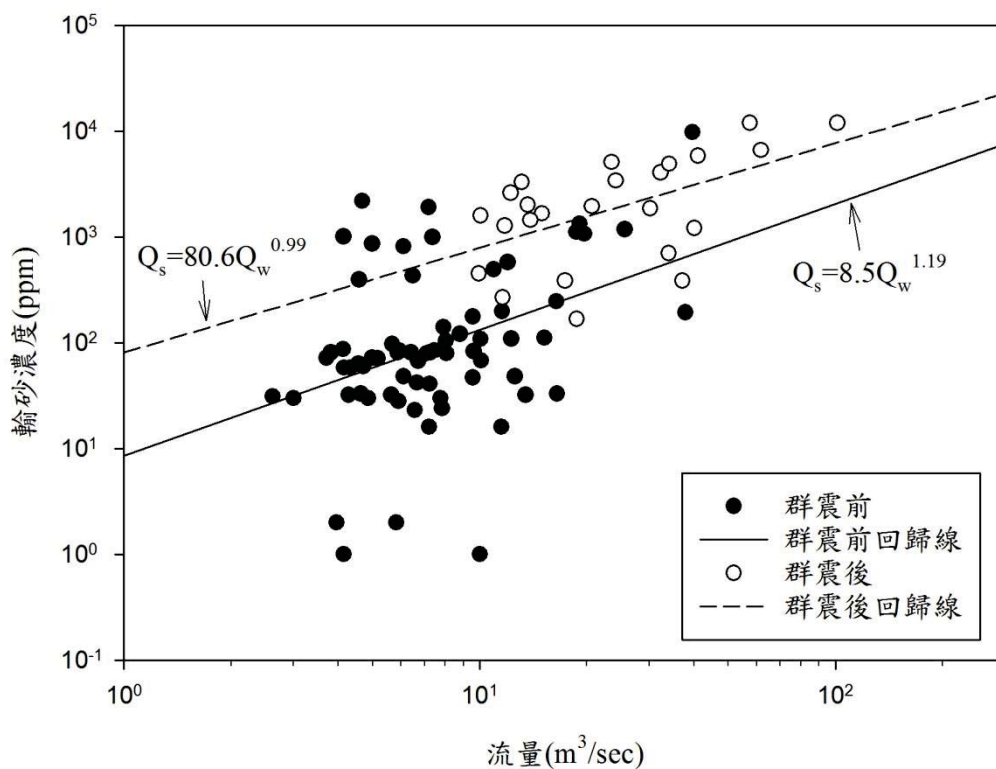


圖 5.16 花蓮群震前後流量與輸砂濃度的變化

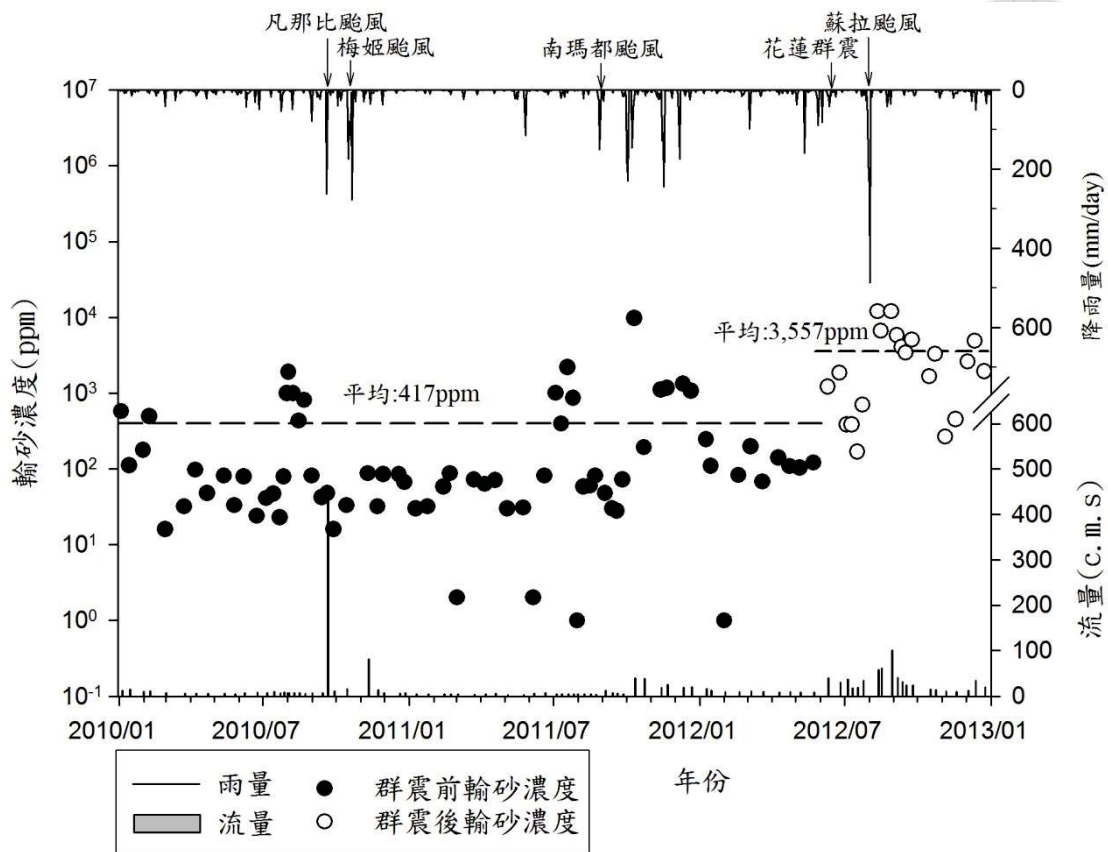


圖 5.17 花蓮群震前後輸砂濃度的變化

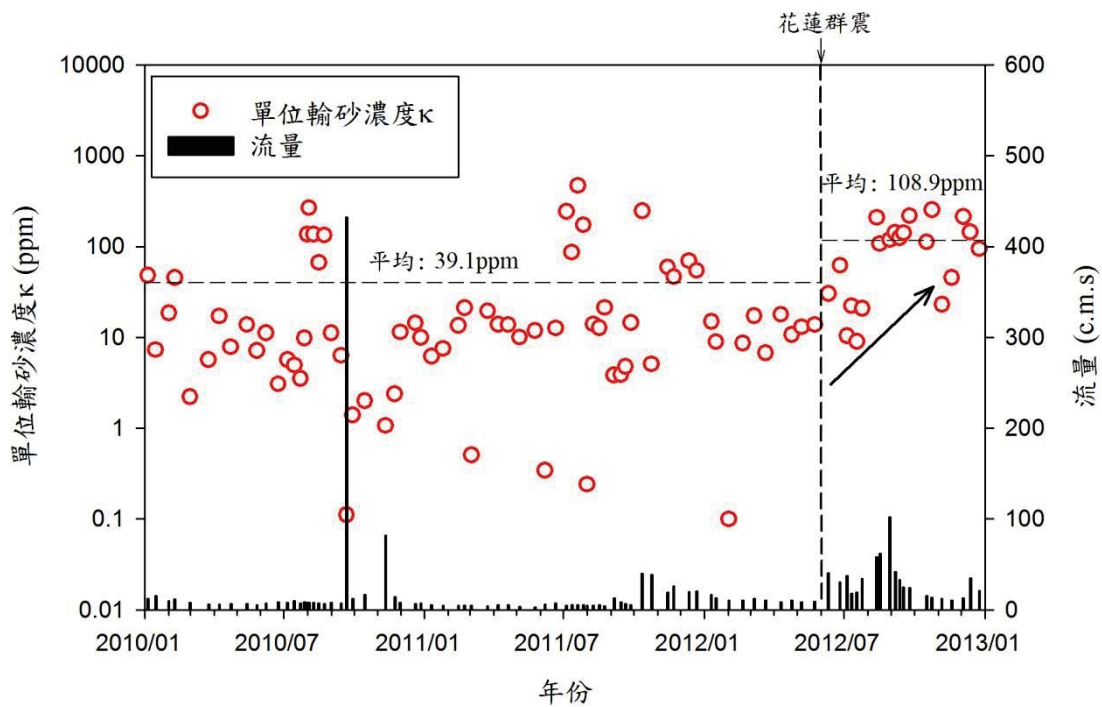


圖 5.18 花蓮群震前後單位輸砂濃度變化

## 5.4 河川化學性質分析結果

河川化學性質分析項目包含了：(1)主要陰陽離子濃度( $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ )，(2)溶解無機碳濃度，以及(3)碳 13 同位素等三項工作，樣品之採集是以每月 2 至 4 次的頻率，從 2011 年 1 月至 2012 年 12 月，在和平溪希能埔測站採集共 57 組的水樣來進行本分析工作。

### 5.4.1 主要離子濃度分析結果

在 2011 年至 2012 年之溪水取樣中，主要離子濃度的分析包括了陽離子之鈉離子( $\text{Na}^+$ )、鉀離子( $\text{K}^+$ )、鈣離子( $\text{Ca}^{2+}$ )、鎂離子( $\text{Mg}^{2+}$ )；陰離子之硫酸根離子( $\text{SO}_4^{2-}$ )、氯離子( $\text{Cl}^-$ )。調查結果顯示(表 5.9)，本研究區域以  $\text{Cl}^-$  介於  $11\mu\text{M}$  至  $52\mu\text{M}$  之間，平均值  $28\mu\text{M}$  為最低。 $\text{Ca}^{2+}$  介於  $994\mu\text{M}$  至  $1,687\mu\text{M}$  之間，平均值  $1,211\mu\text{M}$  為最高。Malina(1996)研究指出，在含有碳酸鹽類的集水區中，由於碳酸鹽類的溶解度比矽酸鹽類高，較容易由母岩提供  $\text{Ca}^{2+}$  至河水中，因此，河水中離子濃度最高的陽離子，通常為  $\text{Ca}^{2+}$ 。本研究在下游地區，有大理岩和白雲岩等碳酸鹽類的出露(陳肇夏，1998)，因此，在河水離子濃度的分析結果上，亦有  $\text{Ca}^{2+}$  濃度較高之趨勢。

從 2011 年 1 月至 2012 年 12 月離子濃度的分析結果發現(圖 5.19)，本研究區離子濃度的變化趨勢，大抵上可以分成三種，其中， $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ ，以及  $\text{Mg}^{2+}$  為同一種類型， $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{K}^+$  為同一種類型， $\text{Cl}^-$  則為單獨的另一種類型。

$\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ ，以及  $\text{Mg}^{2+}$  的最高濃度出現在 2011 年 5 月至 7 月，這三個月的平均濃度分別為  $1,231\mu\text{M}$ 、 $604\mu\text{M}$ ，以及  $606\mu\text{M}$ ，而從 8 月 31 日南瑪都颱風至 12 月的期間，本研究區出現了 9 次超過 100mm 的日雨量，豐沛且連續的降雨，造成  $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{Na}^+$ ，以及  $\text{Mg}^{2+}$  在 2011 年 10 月至 12 月，出現較低的離子濃度，這三個月的平均濃度分別為  $858\mu\text{M}$ 、 $248\mu\text{M}$  和  $452\mu\text{M}$ 。

$\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{K}^+$  的濃度，整體而言變化不大，在 2012 年 7 月之前，相當接近於平均濃度  $1,211\mu\text{M}$  及  $74\mu\text{M}$ ，而在 2012 年蘇拉颱風後的 8 月至 9 月期間，濃度有

急遽增加的現象，最高達到 1,828 $\mu\text{M}$  和 130 $\mu\text{M}$ 。Cl<sup>-</sup>濃度則沒有明顯的變化情形，大致分布在平均濃度 28 $\mu\text{M}$  左右，在南瑪都颱風和蘇拉颱風期間，濃度大約為 25 $\mu\text{M}$  至 30 $\mu\text{M}$ ，顯示 Cl<sup>-</sup>濃度並沒有因為颱風的影響，而改變其濃度分布的現象。



表 5.9 各月份主要離子濃度

年/月份	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ( $\mu\text{M}$ )	Cl <sup>-</sup> ( $\mu\text{M}$ )	Na <sup>+</sup> ( $\mu\text{M}$ )	K <sup>+</sup> ( $\mu\text{M}$ )	Ca <sup>2+</sup> ( $\mu\text{M}$ )	Mg <sup>2+</sup> ( $\mu\text{M}$ )
2011/1	1066	11	487	63	1067	523
2011/2	940	22	451	66	1115	545
2011/3	1007	28	603	69	994	547
2011/4	995	33	598	73	1297	496
2011/5	1277	40	714	87	1286	615
2011/6	1169	29	513	70	1171	588
2011/7	1250	33	586	74	1237	615
2011/8	1132	35	580	68	1065	553
2011/9	1153	30	419	74	1137	531
2011/10	931	41	257	71	1067	473
2011/11	863	52	243	74	1115	447
2011/12	849	37	245	59	1161	436
2012/1	863	18	364	53	1146	467
2012/2	913	22	551	59	1196	472
2012/3	962	18	481	60	1160	502
2012/4	1003	21	533	63	1251	501
2012/5	958	18	447	63	1166	463
2012/6	977	31	315	58	1228	399
2012/7	1034	21	397	58	1144	419
2012/8	1042	25	392	104	1357	436
2012/9	1149	27	280	111	1687	395
2012/10	986	27	378	78	1269	456
2012/11	1049	19	407	76	1258	501
2012/12	1107	21	327	75	1170	521
平均	1049	28	451	74	1211	505

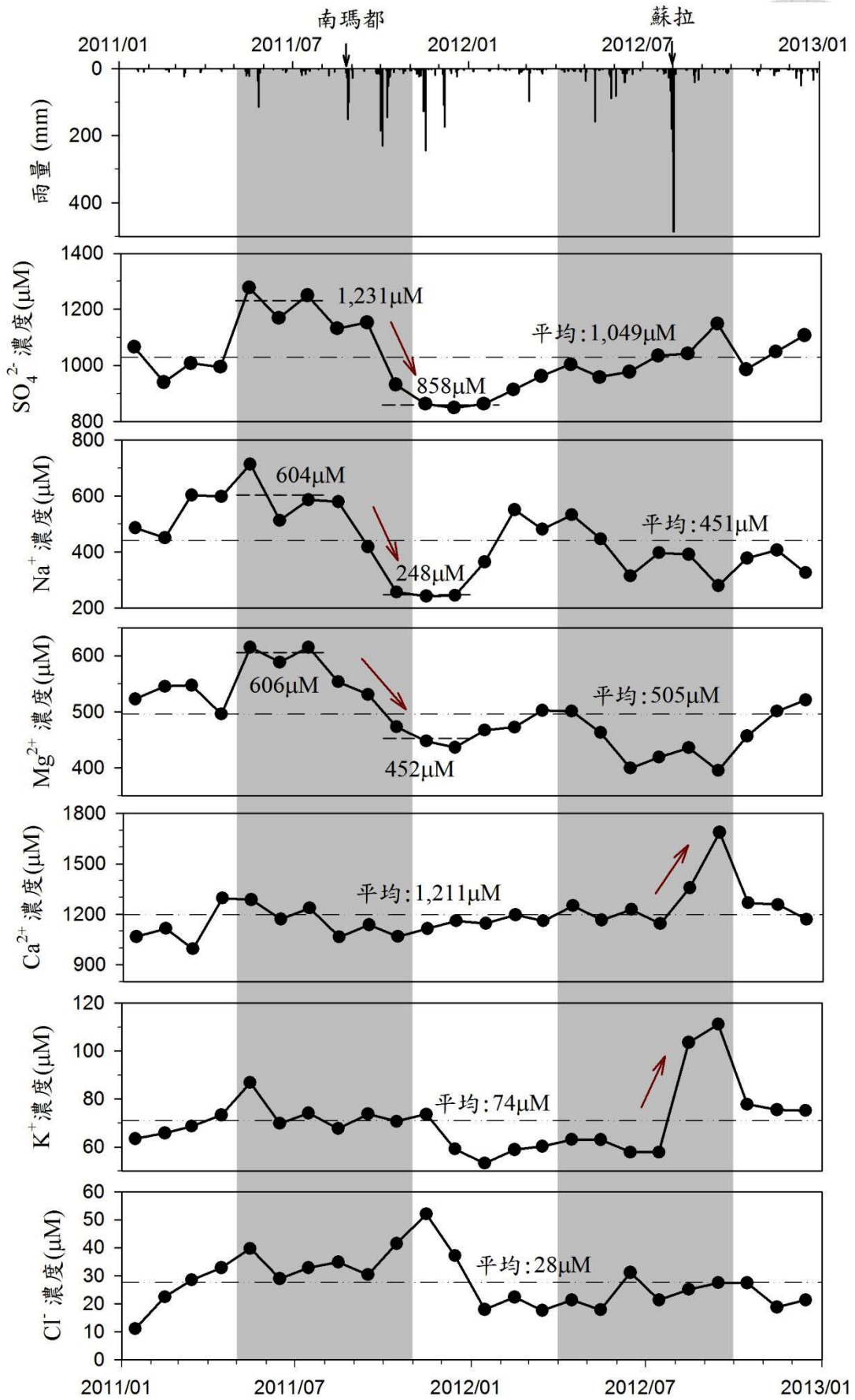


圖 5.19 各月份主要離子濃度和雨量的比較

從溶解態離子三角圖的分布結果顯示， $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$  組成比例最高，約為整體含量的 70%至 90%， $\text{Na}^+$  組成比例約為整體含量的 10%至 30%， $\text{K}^+$  的組成比例最低，不到整體含量 10%(圖 5.20)。  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  的主要岩性來源為碳酸鹽岩類，包含大理岩、白雲石等等，都是提供其離子濃度的豐富來源(陳培源，2008)。從現地踏勘可以發現，這些岩體在本研究區內皆有出露，也即研究區域中下游的大理岩和白雲石等碳酸鹽岩類，便是  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{Mg}^{2+}$  的濃度來源(Barth et al., 2003)，雖然出露的面積較少，但因為溶解度較矽酸鹽岩類高出許多，因此，碳酸鹽岩類相對本研究區域離子濃度的分布，有著顯著的影響。

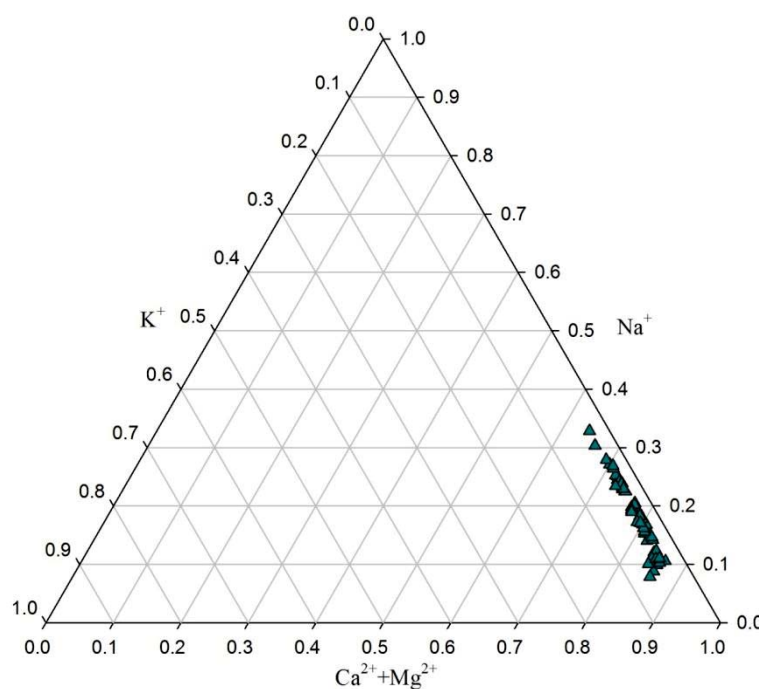


圖 5.20 和平溪溶解態離子三角圖



#### 5.4.2 溶解無機碳濃度與碳 13 同位素分析結果

從實驗室的分析結果顯示(表 5.10)，溶解無機碳濃度(DIC)介於 21.5ppm 至 27.8ppm 之間，平均值為 23.9ppm，碳 13 同位素( $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ )介於-6.1‰至-2.1‰之間，平均值為-3.61‰。從溶解無機碳濃度和 $\delta^{13}\text{C}$  中可以區分三種不同的對應關係(圖 5.21)，包括了：(1)DIC 濃度上升， $\delta^{13}\text{C}$  下降，(2)DIC 濃度下降， $\delta^{13}\text{C}$  上升，以及(3)DIC 濃度與 $\delta^{13}\text{C}$  同時上升。

在 2011 年和 2012 年的 3 月至 6 月的期間，溶解無機碳濃度大約從 22ppm 上升至 25ppm， $\delta^{13}\text{C}$  則下降了 3.4‰，這個原因可能是土壤中的二氧化碳溶解，或是水體內生物的呼吸作用所造成。相對的，在 2011 年 6 月至 8 月的期間，溶解無機碳濃度下降至 23.0ppm， $\delta^{13}\text{C}$  上升至-2.51‰，這個原因可能是因為光合作用的增強而造成。而 2012 年蘇拉颱風發生後的 8 月至 10 月，溶解無機碳濃度、 $\delta^{13}\text{C}$ ，以及  $\text{Ca}^{2+}$  有同時急遽上升的現象，DIC 濃度達到 28.0ppm，為平均濃度的 1.2 倍， $\text{Ca}^{2+}$  濃度達到 1,828 $\mu\text{M}$ ，為平均濃度的 1.5 倍。溶解無機碳(DIC)濃度和流量的相對應資料也顯示(圖 5.22)，當平均流量大於 20 $\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，濃度與流量間有著正相關的趨勢存在，也即流量越大，濃度會越高，當流量小於 20 $\text{m}^3/\text{sec}$  時，彼此間則無任何對應關係。此意義告知，受到蘇拉颱風高降雨量和高流量沖刷作用的影響，可能經由雨水輸入更多的溶解無機碳，導致其濃度上升，或是將地表上的碳酸鹽類礦物沖刷至河川，碳酸鹽礦物溶解後產生的  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  等離子，造成溶解無機碳濃度、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ，以及  $\text{Ca}^{2+}$  濃度的上升(Barth et al., 2003)。

表 5.10 各月份溶解無機碳濃度與 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$

年/月份	DIC(ppm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}(\text{‰})$	年/月份	DIC(ppm)	$\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}(\text{‰})$
2011/1	23.1	-3.65	2012/1	22.7	-3.14
2011/2	23.4	-2.89	2012/2	23.6	-3.48
2011/3	24.5	-2.16	2012/3	22.6	-3.32
2011/4	24.8	-3.79	2012/4	24.1	-3.85
2011/5	24.6	-4.88	2012/5	23.5	-4.53
2011/6	25.0	-5.60	2012/6	25.2	-6.05
2011/7	23.9	-3.24	2012/7	24.9	-5.09
2011/8	23.0	-2.51	2012/8	26.4	-4.32
2011/9	23.4	-2.25	2012/9	26.7	-3.34
2011/10	23.6	-2.86	2012/10	28.0	-4.04
2011/11	23.4	-4.43	2012/11	26.6	-4.62
2011/12	23.1	-4.39	2012/12	26.9	-4.17
平均	24.0	-3.30	平均	24.9	-4.25

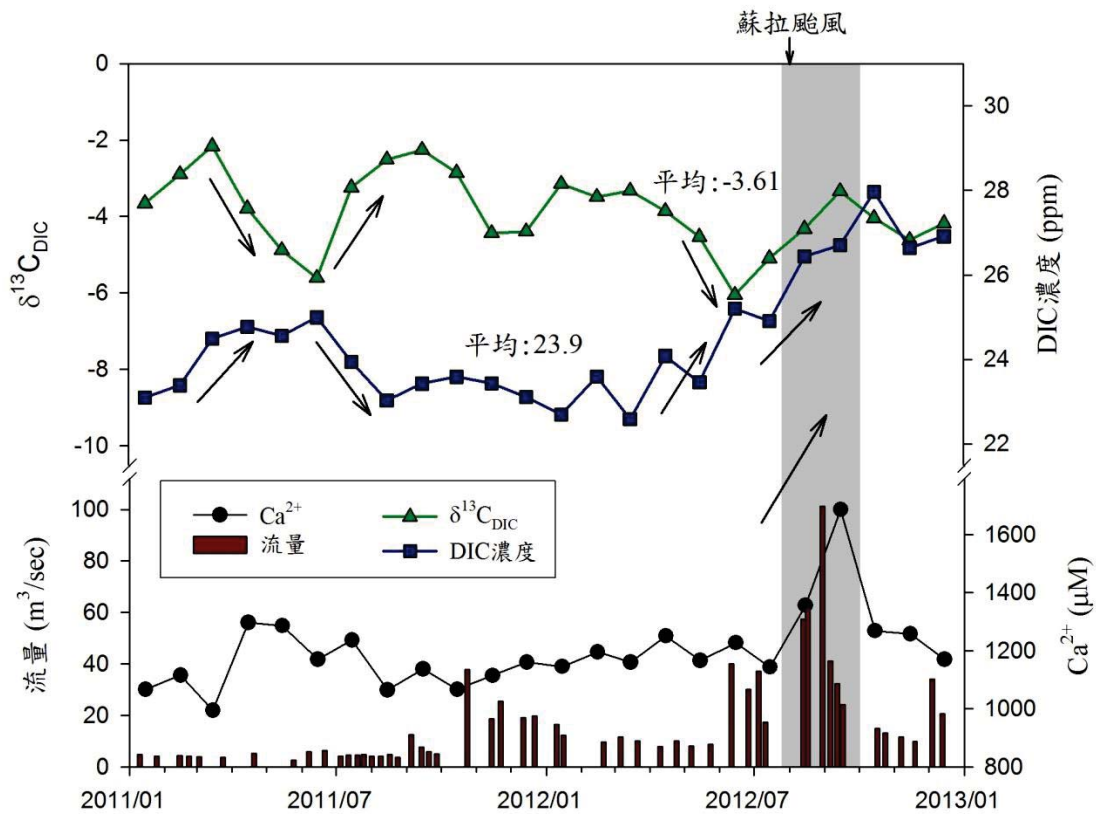


圖 5.21 溶解無機碳濃度、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 和流量之相對應關係

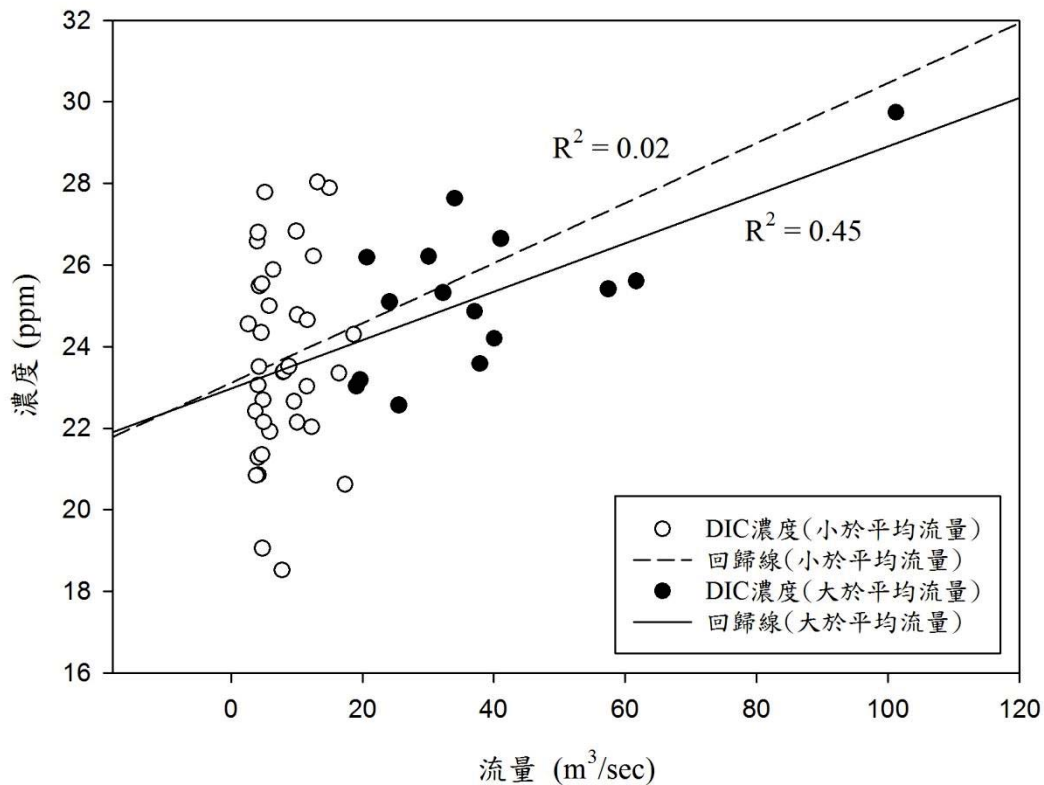


圖 5.22 溶解無機碳濃度與流量之關係

### 5.5 岩石元素含量分析結果

河川化性可以反映該集水區周遭之地質環境的組成，以及氣候等相關不同的因素。因此，瞭解地層的元素組成，可以探討母岩和河川化性之間的相關性。從各地層岩石元素含量的分析結果顯示(表 5.11)，廬山層、畢祿山層，以及大南澳片岩內的片麻岩中之鉀元素含量最多，主要是來自於岩體內鉀長石和雲母等礦物(陳培源，2008)。而大南澳片岩包含有黑色片岩和綠色片岩，以鎂和鈣兩種元素含量最多，主要是來自於該岩體內之綠泥石、透閃石，以及方解石等礦物(李春生，1984)。一般大理岩之礦物組成是以方解石為主，成分為碳酸鈣，故鈣的含量最為豐富。此意義顯示，廬山層和畢祿山層出露面積較多，對於河川之溪水，提供了  $K^+$ ，黑色片岩和綠色片岩則提供了  $Mg^{2+}$ ，大理岩雖然分佈面積較小，但由於鈣的含量豐富，且碳酸鈣溶解性相對於其他礦物較高，因此也提供大量的  $Ca^{2+}$ 。

表 5.11 各地層元素含量

地層 \ 元素	Na <sup>+</sup> ,(%)	K <sup>+</sup> ,(%)	Mg <sup>2+</sup> ,(%)	Ca <sup>2+</sup> ,(%)	
廬山層	0.28	1.99	0.33	0.15	
畢祿山層	0.75	2.79	0.87	0.56	
大南澳片岩	片岩	1.03	1.01	3.91	3.90
	片麻岩	1.73	3.29	0.63	1.14
	大理岩	0.01	0.01	1.08	28.88

## 第六章 崩塌地與河川化性之關係



### 6.1 崩塌地面積與離子濃度之關係

為探討颱風事件誘發之崩塌地與離子濃度間之相關性，本研究以 2011 年南瑪都颱風和 2012 年蘇拉颱風後一個月內的平均濃度資料(表 6.1)，以及 2007 年聖帕颱風後的離子濃度資料(陳宏宇及林曉武，2007)，與各颱風事件造成之崩塌面積和各地層之元素含量進行比較。

研究結果顯示， $K^+$ 濃度與崩塌地面積的對應關係較佳(圖 6.1)，廬山層和畢祿山層的崩塌地面積和  $K^+$ 濃度有良好相關性(圖 6.2)，南瑪都颱風造成較小的崩塌地面積，颱風後  $K^+$ 濃度較低，相反的，蘇拉颱風造成較大的崩塌地面積，將較多的沉積物帶入至河川中，颱風後的  $K^+$ 則相對的有較高濃度。

比較各地層的岩性以及元素含量得知，廬山層和畢祿山層主要由板岩、硬頁岩，和千枚岩等岩性構成，含有豐富的雲母礦物，具有容易剝落風化的特性(陳培源，2008)，本研究區有 86%的崩塌地集中在此兩個地層中。在廬山層和畢祿山層內，鉀在鈉、鉀、鈣、鎂四種元素中含量最為豐富，分別佔該地層的 1.99% 和 2.79%，此結果告知，該地層的地質材料，受到風化作用後產生的物質，在颱風期間伴隨著崩塌地的發生與地表水的沖刷進入河川，這也是颱風事件後溪水中  $K^+$ 濃度上升的主要來源之一(Reinhardt, 2008)。

表 6.1 颱風事件後一個月內平均離子濃度

颱風事件	$SO_4^{2-}$ ( $\mu M$ )	$Cl^-$ ( $\mu M$ )	$Na^+$ ( $\mu M$ )	$K^+$ ( $\mu M$ )	$Ca^{2+}$ ( $\mu M$ )	$Mg^{2+}$ ( $\mu M$ )
*聖帕	922	48	23	86	--	386
南瑪都	1153	30	419	74	1123	580
蘇拉	988	18	426	96	1480	426

\*離子濃度資料：陳宏宇及林曉武，2007

\*\*--：無資料

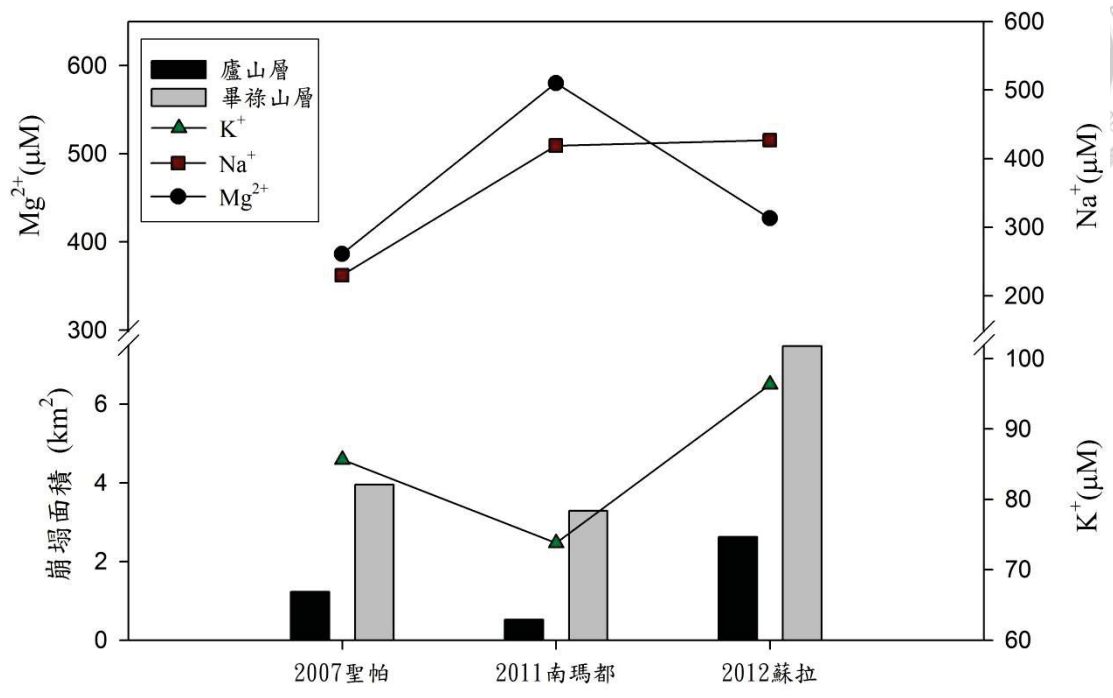
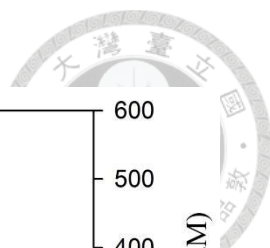


圖 6.1 崩塌地面積與陽離子濃度之比較

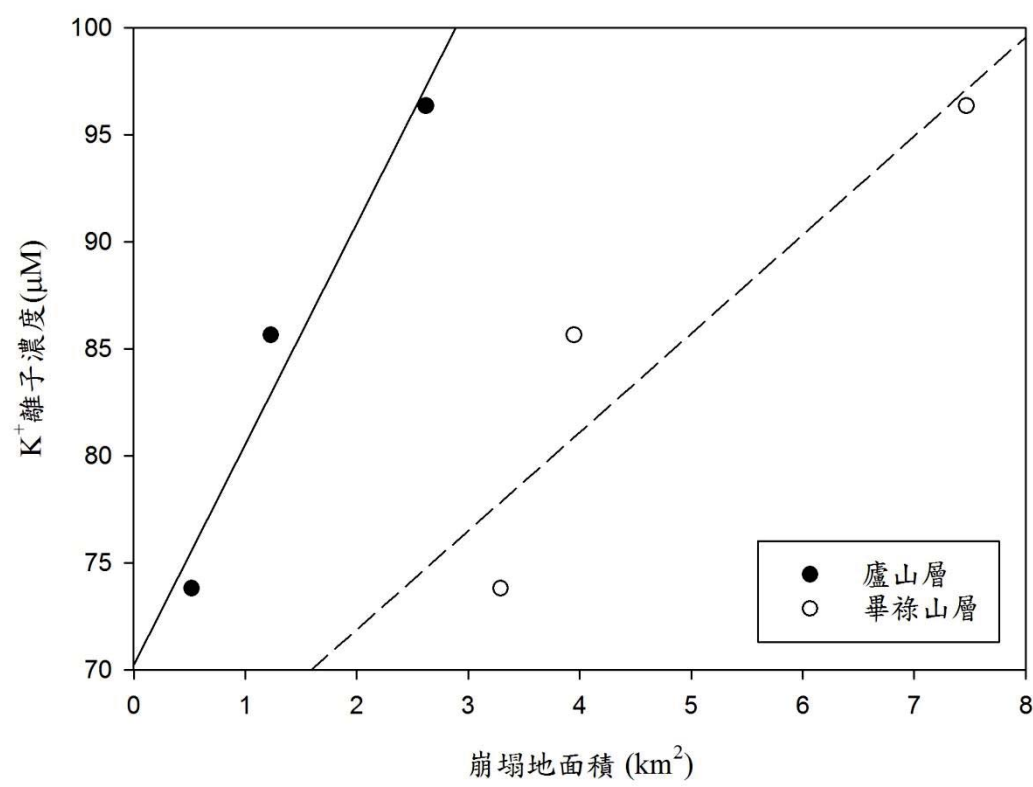


圖 6.2 崩塌地面積和 K<sup>+</sup>濃度之相關性

## 6.2 離子濃度與岩性之相關性

本研究區和平溪集水區內並無一般道路可以到達中上游的地區，整個區域內僅有零星之採礦道路及登山林道分佈於其中，集水區內也並無人群定居及農業和畜牧業發展的跡象。從實驗室水質分析的結果指出，離子濃度的含量分佈範圍與前人研究相近(連凱莉，2009；賴怡萱，2013)，而且  $Cl^-$  含量極低，代表離子濃度並沒有受到海水混染的影響。由於本研究區內人為開發之影響相當少，離子濃度分析之結果也沒有異常數據，因此分析結果應該可以反映出自然界環境的變化結果(Stallard and Edmond, 1981)。

從和平溪河水 Gibbs 圖看出(圖 6.3)，總溶解物質含量(Total Dissolved Salts, TDS)介於 250ppm 至 400ppm 之間， $Na^+/(Na^++Ca^{2+})$  則介於 0.1 至 0.3 之間，數據分布在 Gibbs 圖的左側，顯示本研究區河川化學性質屬於「岩性控制」類型，也就是說，研究區的岩性組成對於河水的離子濃度有很大的影響。

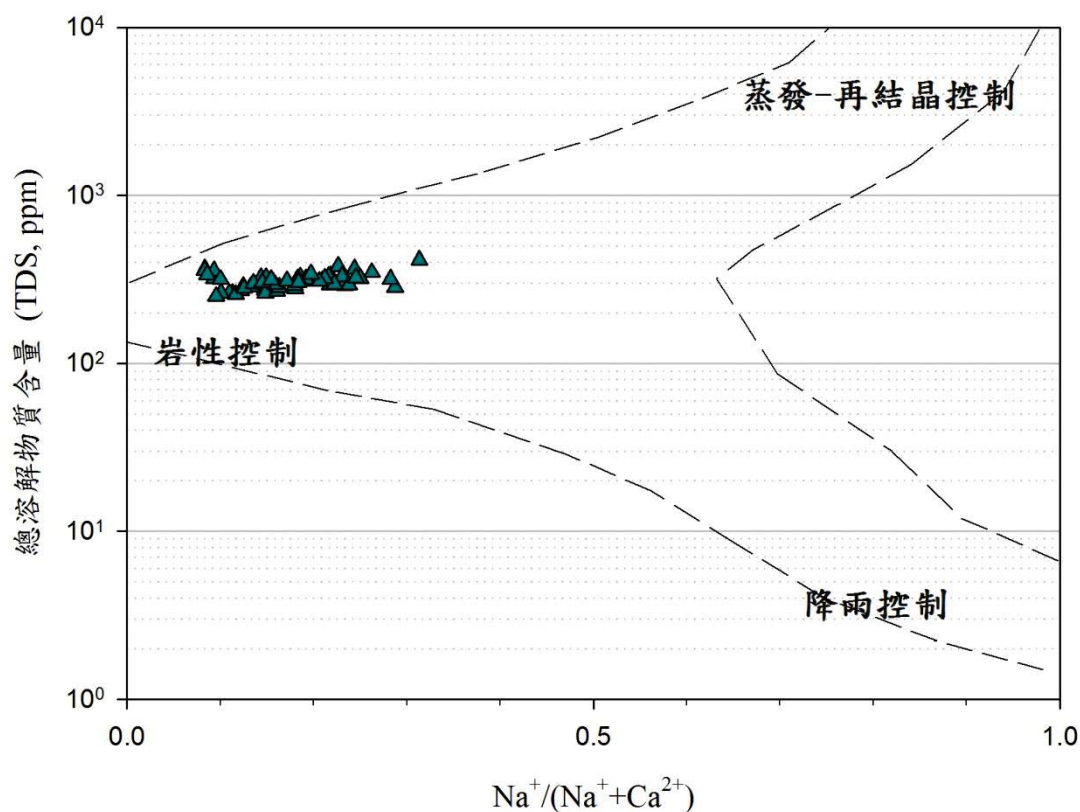


圖 6.3 和平溪河水 Gibbs 圖

將河水離子濃度扣除降雨從海水蒸發中獲得的部分後(表 6.2)，可以發現除了  $\text{Cl}^-$  之外，以  $\text{Na}^+$  來自於降雨的比例 6.5% 為最多， $\text{Ca}^{2+}$  來自於降雨的比例 0.1% 為最少。經過修正降雨影響的比例後，便可進一步討論岩性對於離子濃度的影響。

表 6.2 扣除降雨影響之離子濃度與降雨影響比例

離子	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$
修正前河水離子濃度( $\mu\text{M}$ )	505.3	1211.0	451.4	73.6	27.5	1049.4
修正後河水離子濃度( $\mu\text{M}$ )	502.0	1210.3	421.9	73.0	0.0	1047.6
影響比例 (%)	0.6	0.1	6.5	0.9	100.0	0.2

\*海水濃度資料(Stallard and Edmond, 1981)

在 $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 和 $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 的相對關係圖 6.4 中顯示，河水離子濃度的數據分布在矽酸鹽岩類與碳酸鹽岩類兩個端點之間，這個結果意味著本研究區的河川化學性質是此兩種岩類所共同影響的結果。進一步計算得知， $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 平均值為 3.5， $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 平均值為 1.3，這個結果反映出區域內的岩性大約 87% 屬於矽酸鹽岩類，13% 屬於碳酸鹽岩類，與集水區內地層的面積比例相近。

將 $[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 和 $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Na}^+]$ 的對應關係區分成乾季、濕季，以及 2012 年蘇拉颱風後(8 月至 9 月)，來進行比較(圖 6.4)，發現乾濕季間並沒有明顯的差異，但是在蘇拉颱風後，河水離子濃度來自碳酸鹽類的比例增加，代表著蘇拉颱風後，有更多的碳酸鹽類礦物被輸送至河川，影響河水的化學性質。



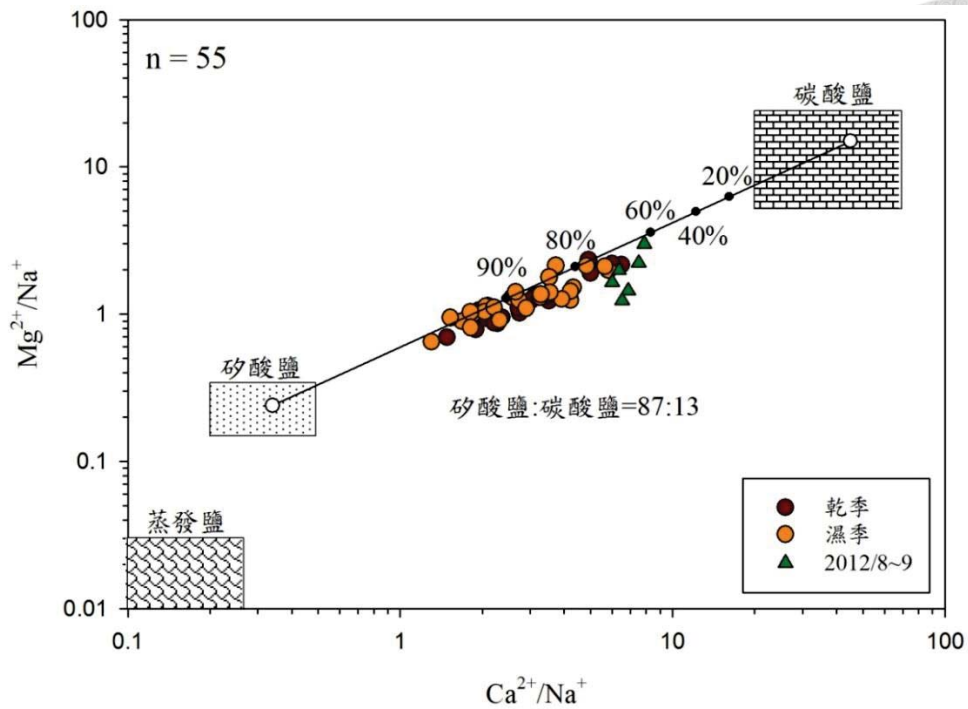


圖 6.4  $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$  和  $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^{+}$  之關係

### 6.3 離子濃度與流量之相關性以及乾濕季變化

河水主要離子濃度大致上是受控於降雨、流量，以及岩石風化等因素的影響 (Wohl, 2000)。在集水區內岩石風化的產物，會經由雨水、地表水或其他外力作用的搬運及堆積後，形成地表沉積物。當雨水再次降至集水區內，不僅溪水會造成河川流量的增加，形成稀釋作用降低離子濃度，也同時會將地表上的土、石等沉積物質帶入河流中，這些沉積物在河床伴隨著溪水的溶解作用，會使得離子濃度上升。因此，比較流量和離子濃度的相對應關係，可以瞭解稀釋作用和沉積物的溶解作用相對於河水離子濃度的影響 (Hornbeck et al., 1997; Ohruai and Mitchell, 1999)。

Salmon et al. (2001) 的研究指出，流量和河水離子濃度可以歸納為三種對應關係 (圖 6.5)，包含了：(1) 稀釋作用 (Dilution effect)，代表離子濃度隨著流量的上升而減少，(2) 潤濕作用 (Enhanced hydrologic access)，代表離子濃度隨著流量的上升而增加，以及 (3) 水文常數平衡 (Hydrologically constant)，代表離子濃度不會隨著流量的多寡而變化。

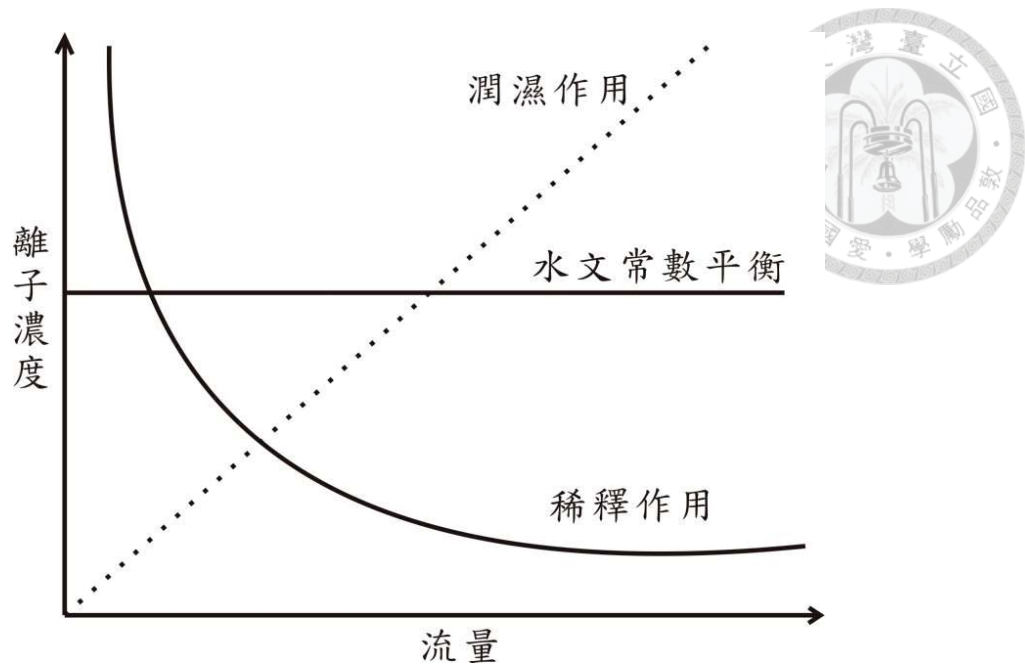


圖 6.5 離子濃度與流量之關係模式(修改自 Salmon et al., 2001)

從各不同離子之實測濃度及平均濃度與流量的相互對應關係顯示(圖 6.6)， $\text{Na}^+$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 和 $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度與流量間的關係為屬於稀釋作用(Salmon et al., 2001)，表示濃度與流量呈現負相關的趨勢，也即流量越大，離子濃度會越低。由對應關係得知，當流量小於  $20\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，離子濃度隨著流量的增減，而有較為明顯的變化。相反的，當流量大於  $20\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，離子濃度則變化不大，較為穩定。例如， $\text{Na}^+$ 在流量為  $2\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，比在  $20\text{m}^3/\text{sec}$  時高出了約  $400\mu\text{M}$ ，而當流量大於  $20\text{m}^3/\text{sec}$  的時候，濃度則大約穩定為  $300\mu\text{M}$ 。

$\text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{K}^+$ 濃度與流量的關係為屬於潤濕作用(Aber and Melillo, 1991; Wang, 1997)，表示濃度和流量呈現正相關的趨勢，當流量越大，離子濃度也會越大。當流量從  $20\text{m}^3/\text{sec}$  上升至  $100\text{m}^3/\text{sec}$  時， $\text{Ca}^{2+}$ 濃度增加約  $200\mu\text{M}$ ， $\text{K}^+$ 濃度大約增加 1.5 倍。也就是說，本研究區在流量上升時，集水區內之沉積物會供應更多的  $\text{Ca}^{2+}$ 和 $\text{K}^+$ 至河川，造成離子濃度的增加。

$\text{Cl}^-$ 濃度與流量的關係為屬於水文常數平衡(Liaw, 1998)，這個意義表示，離子濃度的高低與流量大小無明顯的相關性，也即其濃度不會明顯的隨著流量的多

寡而改變。Cl<sup>-</sup>濃度來源的供應雖然較少，相較其他離子的濃度也較低，但是整體的變化較為穩定(Wang, 1996)。

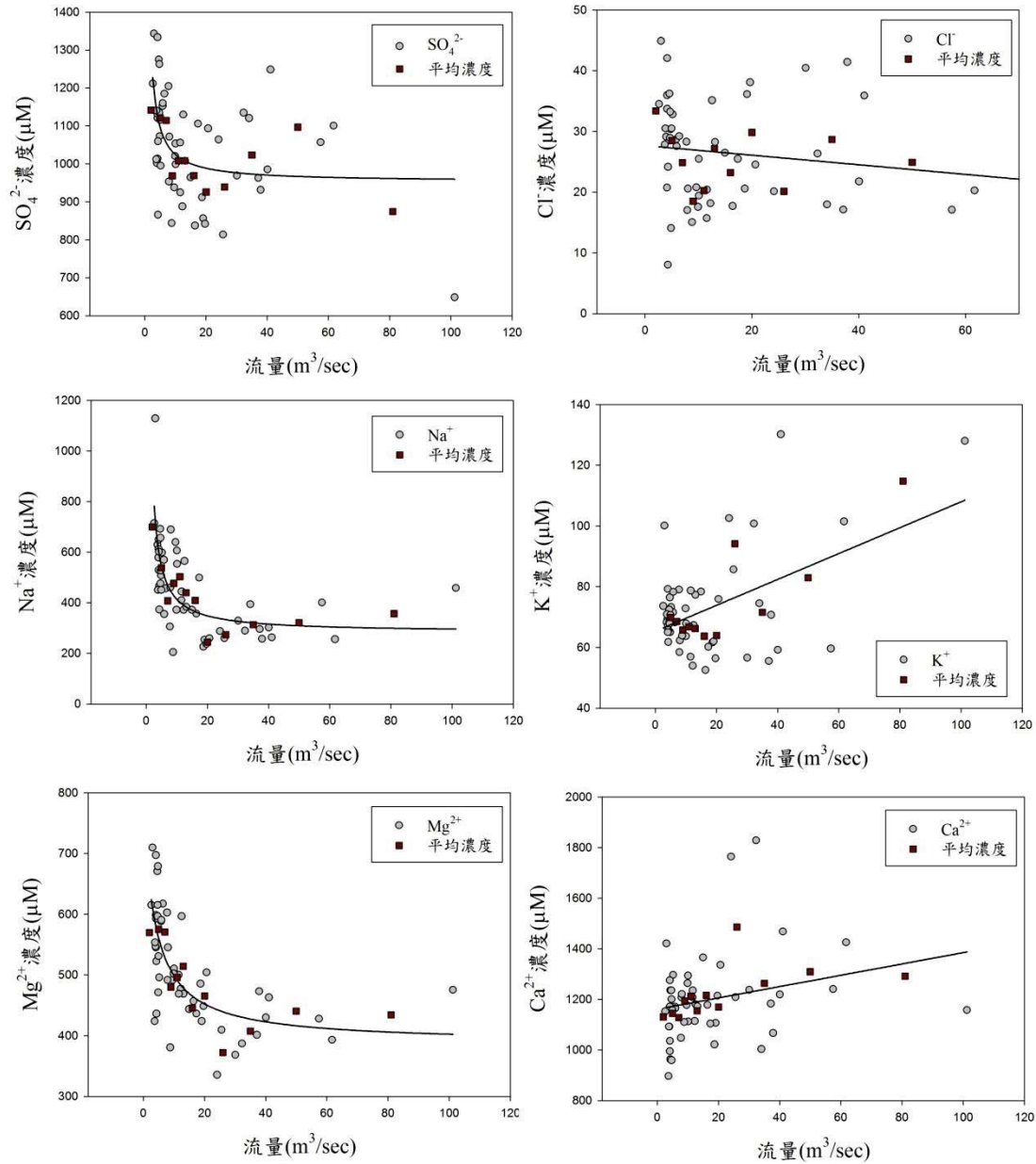


圖 6.6 流量與離子濃度之關係 (其中灰色圓形代表實測離子濃度，咖啡色方形代表平均濃度。)

從離子濃度在乾濕季節中的比較顯示(圖 6.7)， $\text{SO}_4^{2-}$ 、 $\text{K}^+$ 和  $\text{Ca}^{2+}$ 在濕季時的濃度高於乾季， $\text{Na}^+$ 則是在濕季時的濃度低於乾季，而  $\text{Cl}^-$ 和  $\text{Mg}^{2+}$ 濃度在乾濕季的濃度變化則比較不明顯。

本研究區在 2011 年和 2012 年濕季中的雨量較為相近(表 6.3)，但是在 2012 年乾季中的雨量較 2011 年少，其乾濕季的雨量有相當明顯之差異。 $\text{K}^+$ 和  $\text{Ca}^{2+}$ 在 2012 年濕季之濃度分別為乾季的 1.30 倍和 1.17 倍，比 2011 年之 1.09 倍和 1.04 倍高出許多，而  $\text{Na}^+$ 在 2012 年之濕季濃度為乾季的 0.91 倍，比 2011 年之 0.96 倍低。此意義告知，2012 年明顯的乾濕季的雨量差異，造成離子濃度在乾濕季的稀釋效應和潤濕作用更為明顯。

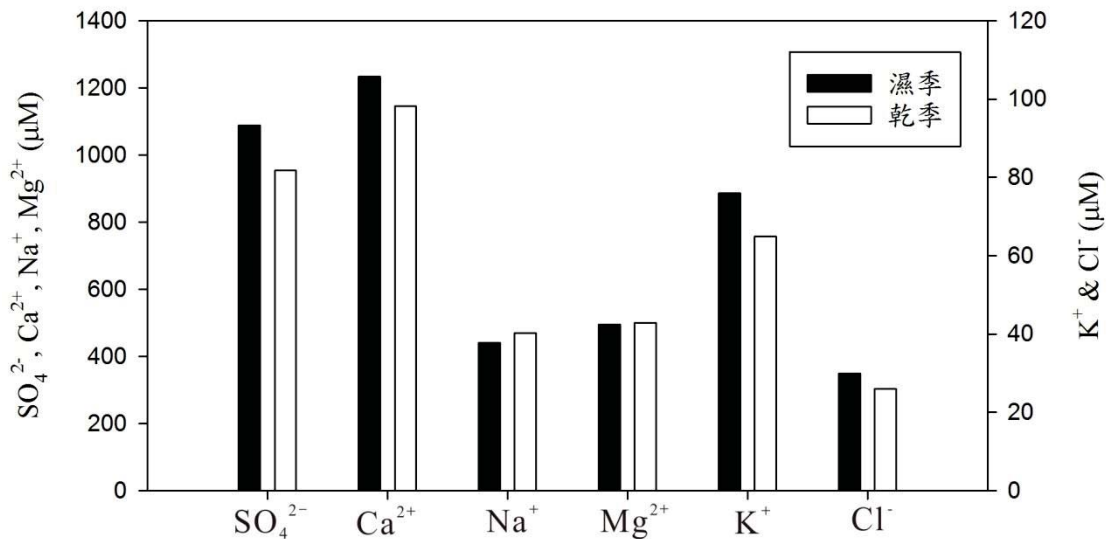


圖 6.7 乾濕季主要離子濃度之比較

表 6.3 2011 年至 2012 年之乾濕季主要離子濃度

		$\text{SO}_4^{2-}$ ( $\mu\text{M}$ )	$\text{Cl}^-$ ( $\mu\text{M}$ )	$\text{Na}^+$ ( $\mu\text{M}$ )	$\text{K}^+$ ( $\mu\text{M}$ )	$\text{Ca}^{2+}$ ( $\mu\text{M}$ )	$\text{Mg}^{2+}$ ( $\mu\text{M}$ )	流量 ( $\text{m}^3/\text{s}$ )	降雨量 (mm)
乾季	2011 年	1002	24	535	68	1118	528	4.7	1107
	2012 年	909	28	403	61	1171	471	46.0	609
平均		955	26	469	65	1145	499	25.4	858
濕季	2011 年	1152	35	512	74	1161	563	6.1	1687
	2012 年	1024	25	368	79	1308	428	60.0	1881
平均		1088	30	440	76	1234	495	33.0	1784

## 第七章 討論



### 7.1 崩塌地面積機率分佈之比較

依據 Hovius et al.(1997)所提出之崩塌地面積機率分佈公式(式 7.1)，以及崩塌體積經驗公式(式 7.2)，來進行本研究地區崩塌地的探討。

$$P(A \geq A_c) = \kappa A^{-\gamma} \quad (\text{式 7.1})$$

$$V = \frac{2\kappa\varepsilon\gamma}{|3-2\gamma|} L^{3-2\gamma} \quad (\text{式 7.2})$$

式 7.1 與式 7.2 中，P 代表崩塌地面積的機率分佈，A 代表崩塌地面積(m<sup>2</sup>)，A<sub>c</sub> 代表崩塌地面積機率分佈曲線轉折處之面積(m<sup>2</sup>)，κ 為回歸關係式的係數，γ 為回歸關係式的指數，亦為回歸直線之斜率，V 代表單位面積內發生的崩塌地體積(m<sup>3</sup>/m<sup>2</sup>)，ε 為崩塌地深度與寬度的經驗公式係數，L 代表崩塌地之長度(m)。由式 7.2 中得知，γ 等於 1.5 時為一臨界值，當 γ < 1.5 時，研究區域內以面積大於 2000m<sup>2</sup> 的大型崩塌地為主，相反的，當 γ > 1.5 時，研究區域內以面積小於 2000m<sup>2</sup> 小型的崩塌地為主(Dadson et al., 2004)。

從崩塌地面積機率分佈的結果顯示，在四個不同的颱風事件中，其回歸關係式指數(γ)分別為 1.00、1.28、1.08 和 0.99，全部皆小於 1.5(圖 7.1)，表示本研究區的崩塌地面積，大抵上是以面積大於 2000m<sup>2</sup> 之大型崩塌為主，而回歸式的判定係數(r<sup>2</sup>)皆大於 0.95，表示崩塌地有明顯隨面積增加而數量減少之現象。

在本研究區域中，崩塌地面積機率分佈曲線的轉折處，對應之面積大小約為 7,600m<sup>2</sup>，與台灣地區其他流域相比，明顯大於其他流域所對應之面積(圖 7.2)。根據 Stark and Hovius(2001)研究指出，判釋崩塌地所使用的影像解析度，會影響面積機率分佈曲線轉折處對應之面積，使用的影像解析度越高，轉折處對應之面積就越小，相反的，使用的影像解析度越低，轉折處對應之面積就越大。

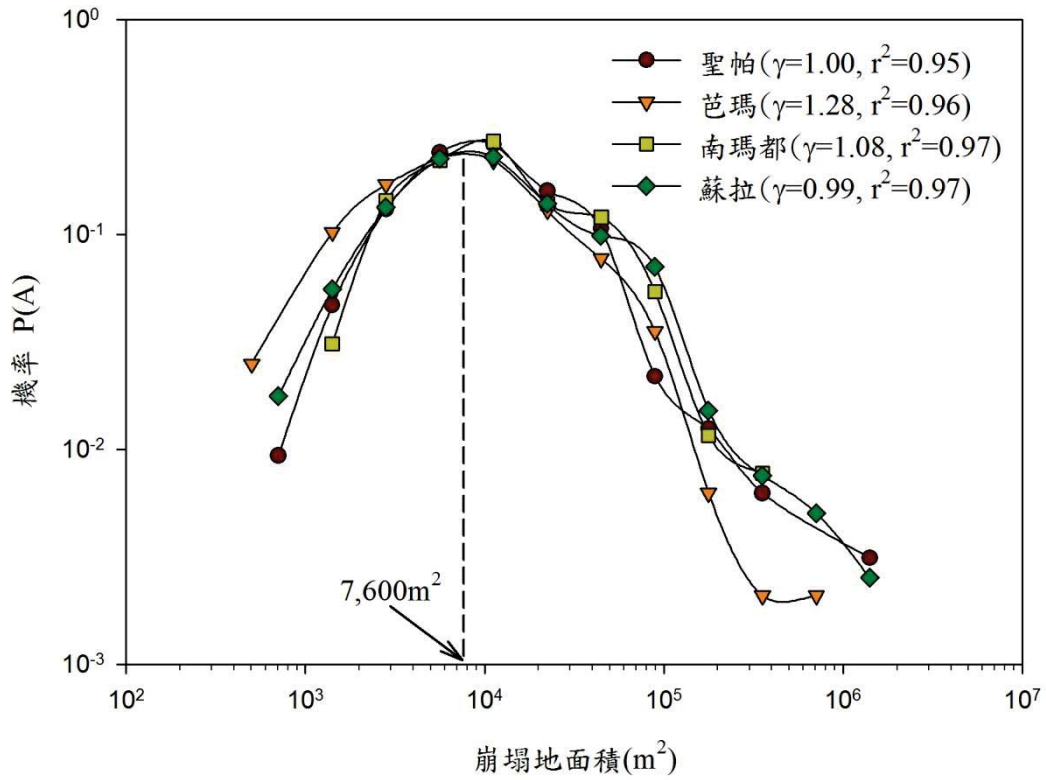


圖 7.1 和平河流域颱風事件崩塌地面積機率分佈

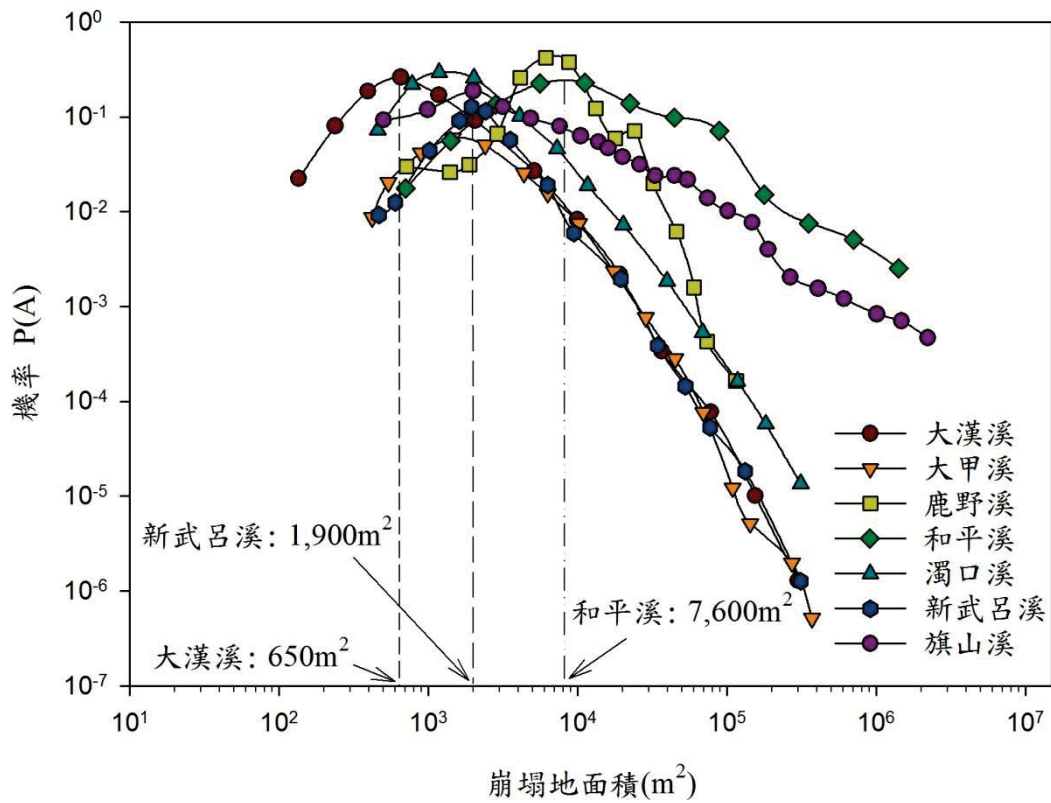


圖 7.2 各流域崩塌地面積機率分佈之比較

從本研究整理台灣北部、中部、南部和東部的流域的比較結果顯示(表 7.1)，北部大漢溪的崩塌地面積機率轉折處對應面積  $650\text{m}^2$  為最小(袁承偉，2007)，和平溪和卑南溪的轉折處對應面積  $7,600\text{m}^2$  和  $7,200\text{m}^2$  為最大(施尊穎，2009)，其餘河川的對應面積大約為  $1,400\text{m}^2$  和  $1,900\text{m}^2$  (莊善傑，2005；許家銘，2008；張睿明，2012；呂銘翔，2007)。在北部大漢溪的崩塌地研究，是使用航照正射影像進行崩塌地判釋與圈繪，和其他流域所使用的 SPOT 衛星影像相比，解析度較高，可以判釋出較小的崩塌地，故該流域曲線轉折處對應的崩塌地面積會比較小。

東部和平溪和鹿野溪的研究中，判釋崩塌地時與其他流域同樣使用 SPOT 衛星影像，但其轉折處的對應面積卻比較大。這個結果告知，除了使用的影像解析度外，各流域的地質環境差異亦可能造成崩塌地大小的分佈不同。在和平溪和鹿野河流域內岩性組成以大南澳片岩為主(施尊穎，2009)，大南澳片岩中的黑色片岩和綠色片岩因含有豐富的雲母礦物，片理發達，容易破碎，並具有片狀剝落的特性(何春蓀，2006；陳培源，2008)，造成崩塌的發生，因此在分佈曲線的轉折處所對應之崩塌面積較大。

新武呂溪和鹿野溪同樣為卑南溪的支流，兩流域間的地理位置相近，岩性組成也大致相同，以大南澳片岩為主要岩性，但同樣使用 SPOT 衛星影像進行崩塌地判釋，鹿野河流域在轉折處的對應面積明顯比新武呂溪高出許多。從兩個流域的比較中顯示，使用影像軟體 ENVI 進行崩塌地自動判釋的新武呂溪，雖然崩塌率比鹿野溪低，但數量卻明顯高出其他流域許多，表示經由電腦自動判釋的方式，容易圈繪出較小的崩塌地，在面積機率的分佈曲線轉折處所對應的面積會較小。

整體而言，影響轉折處面積大小的主要因素為判釋崩塌地使用的衛星影像，影像的解析度越高，轉折處對應的面積也就會越小。而東部地區以片岩為主的鹿野溪和和平溪流域，因容易產生較大型的崩塌，故轉折處對應的面積較大。使用電腦進行崩塌地自動判釋的流域，容易圈繪較小的崩塌地，造成崩塌地數量會明顯較多，轉折處所對應的面積也會較小。

表 7.1 各流域崩塌地面積和影像類型之比較

流域	面積 (km <sup>2</sup> )	崩塌 數量	崩塌率 (%)	轉折處 對應面積 (m <sup>2</sup> )	影像類型	解析度	崩塌地 判釋方式
大漢溪	760	2,062	0.9	650	航照正射	1m	人工判釋
大甲溪	410	1,010	1.7	1,400	SPOT	12.5m	人工判釋
濁口溪	378	691	1.4	1,400	SPOT	12.5m	人工判釋
旗山溪	842	--	1.7	1,900	SPOT	12.5m	人工判釋
鹿野溪	167	--	1.9	7,200	SPOT	12.5m	人工判釋
和平溪	561	390	2.1	7,600	SPOT	10m	人工判釋
新武呂溪	640	3,147	1.4	1,900	SPOT	12.5m	自動判釋

\*整理自袁承偉，2007；莊善傑，2005；許家銘，2008；張睿明，2012；施尊穎，2009；呂銘翔，2007。



## 7.2 碳酸鹽對河水陽離子的貢獻比例

河水中的化學性質主要受控於其集水區內氣候、土體、岩體和周遭之地質環境，以及人為活動的影響(Rothwell, 2010)。Glau and France-Lanord(1999)提出通量平衡方程式，認為元素 X 出現在河水中，主要是從降雨、岩體，以及人為活動所提供的來源。Dalai et al.(2002)銜接 Glau and France-Lanord(1999)的方法，並進一步舉例碳酸鹽類對河水陽離子濃度的貢獻比例，以定量的方式提出一套計算的公式：

$$[X]_{\text{river}} = X_{\text{cyclic}} + X_{\text{evaporite}} + X_{\text{carbonate}} + X_{\text{silicate}} + X_{\text{sulfide}} + X_{\text{anthropogenic}} \quad (\text{式 7.3})$$

$$\text{Na}_{\text{sil}} = \text{Na}_{\text{riv}} - \text{Cl}_{\text{riv}} \quad (\text{式 7.4})$$

$$\text{K}_{\text{sil}} \approx \text{K}_{\text{riv}} \quad (\text{式 7.5})$$

$$\text{Ca}_{\text{sil}} = \text{Na}_{\text{sil}} \times (\text{Ca}/\text{Na})_{\text{sol}} \quad (\text{式 7.6})$$

$$\text{Mg}_{\text{sil}} = \text{Na}_{\text{sil}} \times (\text{Mg}/\text{Na})_{\text{sol}} \quad (\text{式 7.7})$$

$$(\Sigma \text{Cation})_{\text{carbonate}} = \frac{(\text{Ca}_{\text{riv}} - \text{Ca}_{\text{sil}}) + (\text{Mg}_{\text{riv}} - \text{Mg}_{\text{sil}})}{(\text{Na}_{\text{riv}} + \text{K}_{\text{riv}} + \text{Ca}_{\text{riv}} + \text{Mg}_{\text{riv}})} \quad (\text{式 7.8})$$

在式 7.3 中， $[X]_{\text{river}}$  代表該元素在河水中的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{cyclic}}$  為經由降雨對該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{evaporite}}$  為蒸發鹽對該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{carbonate}}$  為碳酸鹽對該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{silicate}}$  為矽酸鹽對該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{sulfide}}$  為硫化物對該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )， $X_{\text{anthropogenic}}$  代表人為活動影響對於該元素供應的濃度( $\mu\text{M}$ )。式 7.3 的意義在說明，該元素在河水中之濃度是由六大因子貢獻量所整合而得，這些包括：(1)降雨對元素之貢獻量、(2)蒸發岩對元素之貢獻量、(3)碳酸鹽對元素之貢獻量、(4)矽酸鹽對元素之貢獻量、(5)硫化物對元素之貢獻量，以及(6)人為活動對元素之貢獻量。

式 7.4 至式 7.8 中， $\text{Na}_{\text{riv}}$ 、 $\text{K}_{\text{riv}}$ 、 $\text{Ca}_{\text{riv}}$ 、 $\text{Mg}_{\text{riv}}$ 、 $\text{Cl}_{\text{riv}}$  各代表著河水中  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  和  $\text{Cl}^-$  之濃度。 $\text{Na}_{\text{sil}}$ 、 $\text{K}_{\text{sil}}$ 、 $\text{Ca}_{\text{sil}}$ 、 $\text{Mg}_{\text{sil}}$  各代表著矽酸鹽礦物風化後產

生之  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  的濃度。 $(\text{Ca}/\text{Na})_{\text{sol}}$  和  $(\text{Mg}/\text{Na})_{\text{sol}}$  為矽酸鹽礦物風化後產生之離子濃度比值，這些比值已在先前 6.1 節計算得出  $(\text{Ca}/\text{Na})_{\text{sol}}=0.49$  和， $(\text{Mg}/\text{Na})_{\text{sol}}=0.33$ 。 $(\Sigma \text{Cation})_{\text{carbonate}}$  則代表碳酸鹽礦物風化對河水陽離子濃度的貢獻比例。式 7.4 至式 7.8 的意義在說明，碳酸鹽礦物經由化學風化後，溶解在河水中所形成的陽離子，佔河水中整體陽離子的比例，若比例越高，則表示河水中來自於碳酸鹽礦物的離子也越多。

研究結果顯示(表 7.2)，本研究區內的河水離子濃度，超過一半來自於碳酸鹽礦物，約占整體離子濃度的 40%至 80%。其中，雨量、輸砂濃度，以及碳酸鹽類對陽離子的貢獻比例，在 2011 年 8 月至 10 月和 2012 年 7 月至 9 月南瑪都及蘇拉颱風侵襲期間，有同時增加的趨勢(圖 7.3)，此結果告知，降雨的沖刷作用將更多地表上的地質材料輸送至河流，導致輸砂濃度和碳酸鹽類對河水陽離子的貢獻比例增加。

表 7.2 碳酸鹽對河水陽離子貢獻比例

年/月	碳酸鹽對陽離子貢獻比例 $\text{Cation}_{\text{carbonate}} (\%)$	年/月	碳酸鹽對陽離子貢獻比例 $\text{Cation}_{\text{carbonate}} (\%)$
2011/1	55.5	2012/1	65.4
2011/2	59.1	2012/2	54.4
2011/3	46.5	2012/3	58.2
2011/4	53.9	2012/4	56.9
2011/5	42.2	2012/5	62.1
2011/6	54.8	2012/6	69.7
2011/7	55.7	2012/7	62.5
2011/8	52.4	2012/8	67.7
2011/9	63.6	2012/9	75.8
2011/10	73.0	2012/10	65.9
2011/11	74.8	2012/11	64.3
2011/12	75.0	2012/12	68.6

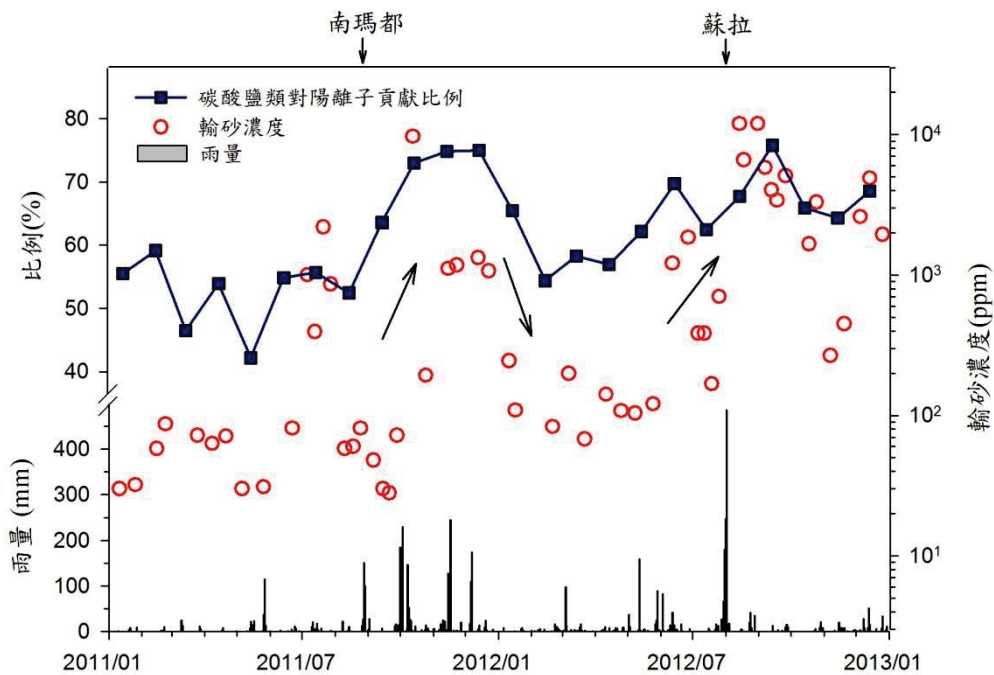


圖 7.3 雨量、輸砂濃度和碳酸鹽對陽離子貢獻比例之對應關係

### 7.3 離子濃度與流量之回歸分析

當離子濃度與流量間屬於水文平衡常數的關係時，即表示其濃度穩定，變化範圍不大，而當離子濃度與流量間屬於潤濕作用的關係時，代表其濃度隨著流量變化同時穩定的增加。水文平衡常數與潤濕作用的變化趨勢較為簡單，適合以線性函數(式 7.9)來進行回歸分析(Salmon et al., 2001)。若離子濃度與流量間屬於稀釋作用的關係時，因為變化趨勢較為複雜，無法以線性函數的回歸分析符合實際情形，因此，使用雙曲線稀釋公式(hyperbolic dilution equation)來進行回歸分析較為適合(Johnson, 1969)，此公式經由 Salmon et al.(2001)修改簡化後如下(式 7.10)：

$$y = AQ + B \quad (\text{式 7.9})$$

$$y = C_1 + C_2/(1+C_3Q) \quad (\text{式 7.10})$$

式 7.9 和式 7.10 中， $y$  為離子濃度， $Q$  為流量， $A$ 、 $B$ 、 $C_1$ 、 $C_2$ ，以及  $C_3$  為常數。回歸分析結果顯示(表 7.3)， $Cl^-$ 、 $K^+$ ，以及  $Ca^{2+}$  適合以線性函數來進行分析(Caissie et al., 2002)， $Na^+$ 、 $Mg^{2+}$ ，以及  $SO_4^{2-}$  適合以雙曲線稀釋公式來進行分析(Caissie et al., 1996)。其中， $Cl^-$  回歸公式裡的  $A$  趨近於 0，代表流量對濃度的影響不大，而  $K^+$  和  $Ca^{2+}$  回歸公式裡的  $A$  為正值，則代表流量和濃度有著正相關的趨勢。

在離子濃度與流量的回歸式中(表 7.3)，通常以  $R^2$  和  $P$  值來檢驗回歸結果。 $R^2$  為判定係數，其值介於 0 到 1 之間， $R^2$  越大代表回歸式的推估結果越符合實際資料(Keller, 2008)。 $P$  值代表此回歸式的可靠程度，若  $P$  值越小，代表此回歸式的結果較為可靠的機率較大(Weiers, 2005)。一般而言， $P$  值小於 0.05，即表示此回歸式為可靠(Black, 2011)。例如， $Na^+$  和  $Mg^{2+}$  的判定係數( $R^2$ )分別為 0.49 和 0.50， $P$  值則皆小於 0.0001，代表  $Na^+$ 、 $Mg^{2+}$  濃度受到的稀釋作用明顯，回歸公式的結果也與實際情形相符， $Cl^-$  的判定係數( $R^2$ )為 0.02， $P$  值為 0.3477，顯示  $Cl^-$  濃度穩定，而且與流量毫無相關性(Berenson, 2012)。

表 7.3 離子濃度與流量之回歸關係式

離子	回歸公式	$R^2$	$P$ 值
$SO_4^{2-}$	$y = 952.6 + 3987302/(1+5000Q)$	0.23	0.0013
$Na^+$	$y = 282.9 + 3959056/(1+3333Q)$	0.49	<0.0001
$Mg^{2+}$	$y = 387.6 + 394/(1+0.25Q)$	0.50	<0.0001
$Cl^-$	$y = 27.7 - 0.08Q$	0.02	0.3477
$K^+$	$y = 65.3 + 0.43Q$	0.23	0.0003
$Ca^{2+}$	$y = 1161.2 + 2.2Q$	0.06	0.0826

#### 7.4 異重流事件之推估

為了瞭解和平溪流域長期的輸砂濃度變化情形，以及輸砂濃度和雨量的相互對應關係，本研究利用和平溪希能埔測站從 1983 年至 2012 年之 30 年間的實測流量、輸砂濃度，以及雨量資料來進行比較。從歷年流量與輸砂濃度之對應結果顯示，實測流量與實測輸砂濃度最大值皆發生於 1992 年寶莉颱風期間(8 月 26 日至 31 日)，流量最高為  $3,040\text{m}^3/\text{sec}$ ，輸砂濃度最高為 70,400ppm(圖 7.4)。

在 1992 年的寶莉颱風(8 月 26 日至 31 日)和啟德颱風(9 月 21 日至 23 日)期間，共有三次輸砂濃度之量測資料，已經超越輸砂濃度門檻值之 40,000ppm。此結果告知，本研究區在颱風暴雨的沖刷下，河道中之輸砂濃度會有急遽升高的現象，並且會出現異重流的事件。依照 Dadson(2005)之計算公式，所獲得本研究區之異重流事件的再現周期為 8.3 年(圖 7.5)，異重流再現周期對應之 24 小時雨量為 442mm，表示當 24 小時累積雨量達到 442mm 時，即為發生異重流之門檻值。

1992 年寶莉颱風期間(圖 7.6)，從 8 月 28 日 19 時累積至 29 日 19 時之 24 小時雨量超過了 442mm 之門檻值，此累積雨量持續增加的現象延伸至 30 日上午 7 時的 643mm。在 8 月 29 日 12 時和 31 日 12 時兩個不同時段，於現地希能埔測站所量測到之輸砂濃度分別為 63,800ppm 以及 70,400ppm，從實測輸砂濃度與 24 小時雨量的觀測結果可以發現，寶莉颱風期間本研究區在希能埔測站區域曾經出現過異重流的事件。

在 2007 年聖帕颱風期間(圖 7.7)，從 17 日 14 時累積至 18 日 14 時之 24 小時雨量也超越了 442mm 之門檻值，此累積雨量持續增加的現象延伸至 18 日晚間 21 時的最大值 499mm。由於現地並未有實測輸砂濃度，因此本研究以率定曲線法之推估方式，估算出 8 月 18 日 4 時至 19 日 16 時之輸砂濃度，超過了發生異重流的門檻值。在寶莉颱風和聖帕颱風期間，藉由輸砂濃度和 24 小時雨量所計算之異重流發生時間有些微差異，此結果可能與所選取之雨量站，是否可以代表整個流域之降雨分布有關，整體而言，利用 24 小時雨量可做為判斷異重流是否發生之參考依據。

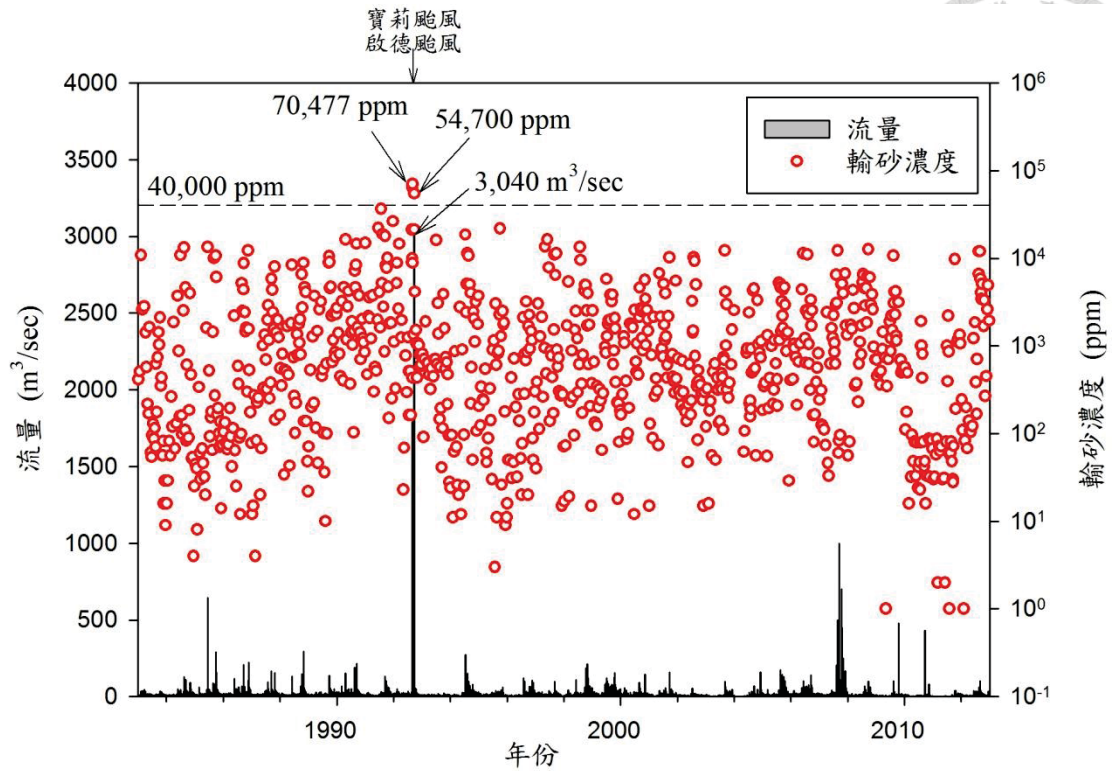


圖 7.4 歷年實測流量與輸砂濃度

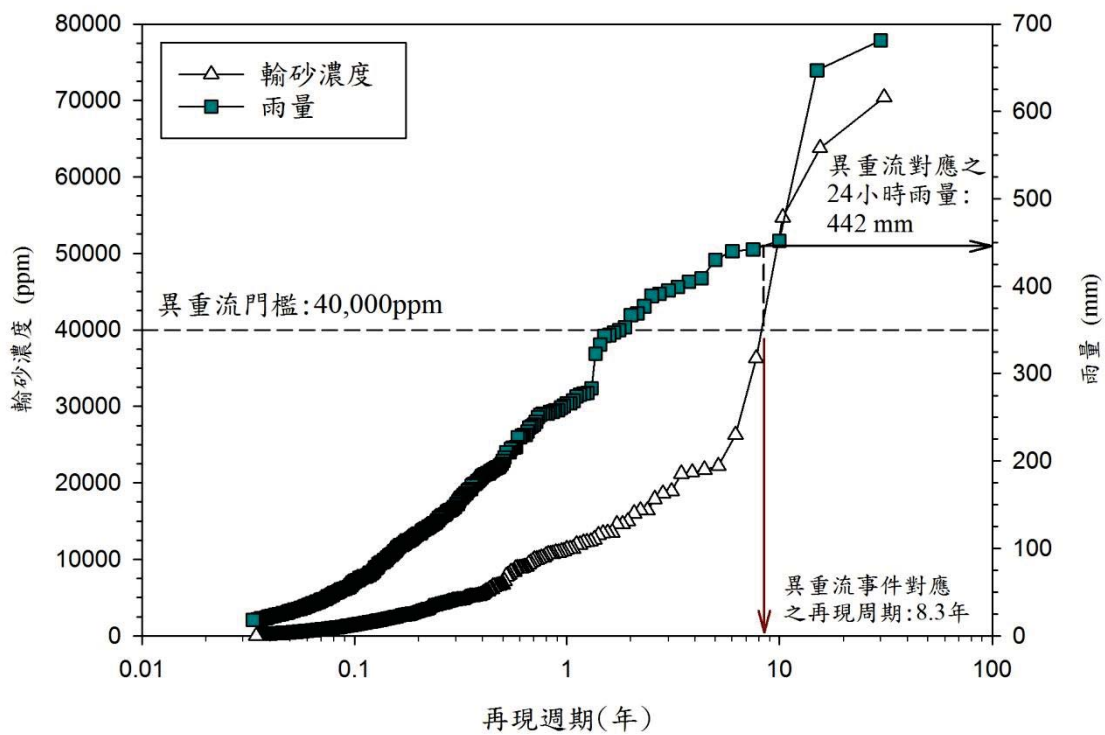


圖 7.5 異重流門檻與降雨量之對應關係

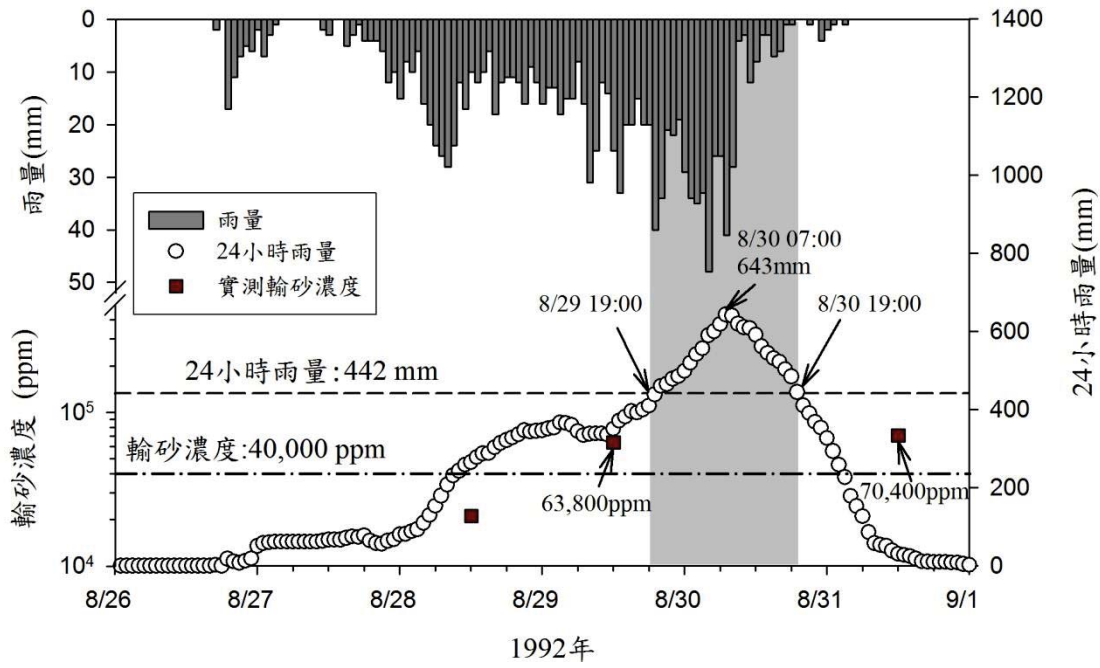


圖 7.6 1992 寶莉颱風期間流量、輸砂濃度及雨量對應關係

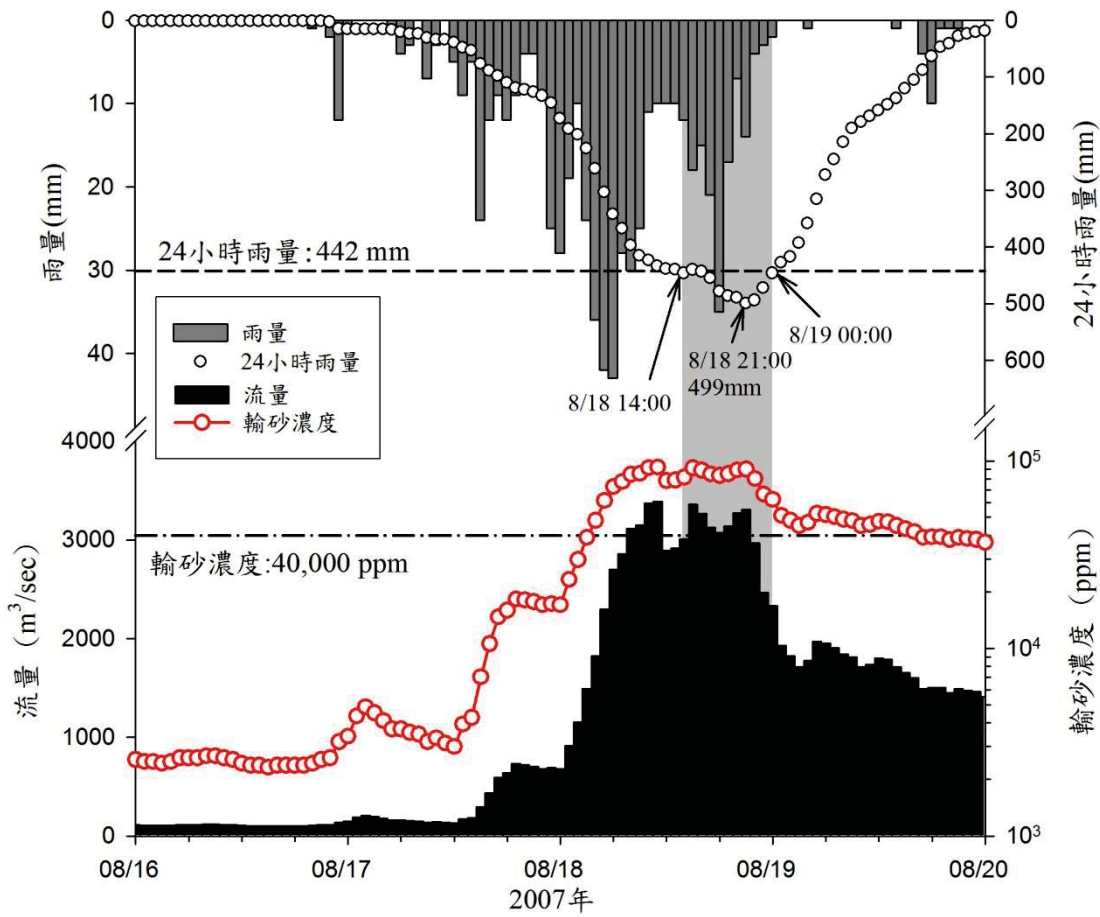


圖 7.7 2007 聖帕颱風期間流量、輸砂濃度及雨量對應關係

## 第八章 結論



本研究藉由颱風事件的崩塌地判釋、地質材料性質試驗、輸砂量的估算，以及河水離子濃度和溶解無機碳的分析，可以歸納出以下結論：

1. 在 2007 年至 2012 年之四個颱風事件中，崩塌率、新生率與重現率皆以 2012 年蘇拉颱風為最高，分別為 2.1%、71.4%，以及 58.2%，此現象與颱風之降雨強度和累積降雨量有良好正相關。其中，岩體強度較低的廬山層和畢祿山層有較高的崩塌率，顯示各地層的岩體強度與崩塌率有著負相關的趨勢。
2. 颱風誘發之崩塌地大部分分布在靠近河道的位置，容易搬運地質材料至河川中。降雨量越小的颱風，在靠近山嶺區域的崩塌地越少；而降雨量越大的颱風，容易造成崩塌地向山嶺地區擴大延伸。
3. 本研究區近 30 年之平均年輸砂量為 14.45Mt，颱風暴雨的沖刷與山崩事件為年輸砂量的主要來源，颱風期間的累積雨量越大，在該年度輸砂量所佔的比例也越大。濕季時之平均輸砂量為乾季時的 12.1 倍，主要是因為濕季有較充沛之雨量，而造成輸砂量之差異性。
4. 降雨及輸砂濃度的再現周期分析顯示，當和平流域內的連續 24 小時雨量達到 442mm，河川中的輸砂濃度便可能超過 40,000ppm，也即發生異重流事件。本研究利用 1992 年寶莉颱風與 2007 年聖帕颱風之資料亦應證，利用 24 小時雨量可做為判斷異重流是否發生之參考依據。
5. 和平溪之河川化性主要受到研究區內之岩性影響，屬於「岩性控制」類型。蘇拉颱風期間暴雨的沖刷，將碳酸鹽礦物等地質材料，伴隨著崩塌地進入河川，導致  $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、溶解無機碳濃度，以及  $\delta^{13}C_{DIC}$  急遽地上升。
6.  $Na^+$  和  $Mg^{2+}$  濃度和流量呈現負相關的趨勢，屬於稀釋作用的關係，在濕季之濃度較低。 $Cl^-$  濃度和流量無明顯相關性，屬於水文常數平衡的關係，在乾濕兩季之濃度沒有明顯差異。 $Ca^{2+}$  和  $K^+$  濃度和流量呈正相關的趨勢，屬於潤濕作用的關係，在濕季之濃度為乾季時的 1.13 倍和 1.07 倍。



7. 本研究區之地層含有豐富的鉀元素和碳酸鹽礦物，經過大雨沖刷及溶解後，容易使得河水中  $K^+$ 、 $Ca^{2+}$ 、溶解無機碳濃度，以及  $\delta^{13}C_{DIC}$  的含量增加。另外，颱風之高降雨量，也會造成河川流量的增加，形成稀釋作用，間接的降低  $Na^+$  與  $Mg^{2+}$  之濃度。



## 參考文獻



中文部分：

- 何春蓀 (1986) 台灣地質概論：台灣地質圖說明書，經濟部中央地質調查所，共 164 頁。
- 吳永助 (1976) 清水土場地熱區及其外圍之地質。礦業技術，第十四卷，第十二期，第 484-489 頁。
- 呂銘翔 (2007) 新武呂河流域的山崩與輸砂量在地震與颱風事件中的相對應關係，國立台灣大學地質科學系碩士論文，共 113 頁。
- 李春生、張寶堂 (1984) 之本地熱區之地質，台灣區地熱資源探勘評估報告之二，能源礦業研究所報告第 208 號，第 2-17 頁。
- 林孟龍、林俊全 (2003) 颱風對於蘭陽溪上游集水區懸移質生產特性的影響，地理學報，第 33 期，第 39-53 頁。
- 林冠璋 (2005) 陳有蘭河流域的山崩作用在颱風及地震事件中與河道輸砂量之相對關係，國立台灣大學地質科學系碩士論文，共 130 頁。
- 林冠璋 (2010) 台灣地區之河流輸砂量與岩性、逕流量及地震相關性，國立台灣大學地質科學系博士論文，共 234 頁。
- 林朝宗、林慶偉、李森淵 (2006) 颱風豪雨期間石門水庫庫水濁度遽升之懸浮顆粒來源探討，工程環境會刊，第 17 期，第 23-28 頁。
- 施尊穎 (2009) 台東鹿野溪流域之地層滑動與河川化性在卑南地震後之相關性，國立台灣大學地質科學系碩士論文，共 108 頁。
- 恩斯特、劉忠光、黛摩亞 (1981) 蘇澳南澳地區太魯閣帶角閃岩及伴隨岩石多次變質之研究。中國地質學會專刊，第四號，第 391-441 頁。
- 袁承偉 (2007) 石門水庫集水區的山崩與輸砂量在不同颱風事件中之相對應關係，國立台灣大學地質科學系碩士論文，共 121 頁。
- 張睿明 (2012) 旗山溪及蘭陽溪集水區流域之降雨量、山崩及輸砂量之關係，國




- 立台灣大學地質科學系碩士論文，共 103 頁。
- 莊善傑 (2005) 大甲溪流域的山崩在颱風與地震事件中與地質環境之對應關係，  
國立台灣大學地質科學系碩士論文，共 124 頁。
- 許家銘 (2008) 濁口溪流域的地表作用與地質環境間的相關性，國立台灣大學地  
質科學系碩士論文，共 106 頁。
- 許家銘 (2008) 濁口溪流域的地表作用與地質環境間的相關性，國立台灣大學地  
質科學系碩士論文，共 106 頁。
- 連凱莉 (2009) 台灣小河川溶解性物質之區域性與季節性變化，國立台灣大學海  
洋研究所碩士論文，共 92 頁。
- 陳宏宇、林曉武 (2005-2008) 溪水取樣及其化學性質之分析工作，行政院農委會  
林務局。
- 陳培源 (2008) 台灣地質，台灣省應用地質技師公會。
- 陳肇夏 (1998) 台灣的變質岩，經濟部中央地質調查所，共 356 頁。
- 黃正良、廖學誠、金恆鏞、陳明杰、李福明 (2007) 2011 年桃芝颱風蓮華池人工  
林及天然集水區溪流水化學之比較，台大實驗林研究報告，第 21 期，第 53-63  
頁。
- 黃朝恩 (1982) 台灣河川輸砂特性及其地形意義，師大學報，第 27 期，第 649-680  
頁。
- 經濟部中央地質調查所 (2000) 台灣二十五萬分之一地質圖，經濟部中央地質調  
查所。
- 經濟部水利署 (1983-2012) 台灣水文年報總冊，行政院經濟部水利署。
- 鄒年喬 (2010) 石門水庫集水區之降雨特性對崩塌及輸砂量的關係，國立台灣大  
學地質科學系碩士論文，共 114 頁。
- 賴怡萱 (2013) 台灣小河川溶解性物質之季節性變化與極端事件影響，國立台灣  
大學海洋研究所碩士論文，共 63 頁。
- 謝兆申、王明果 (1991) 臺灣地區主要土類圖輯，國立中興大學土壤調查試驗中

心，第 1991-343 頁。

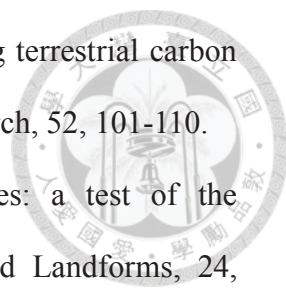
羅士福 (2006) 溪頭試驗林 2005 年泰利颱風期間雨水與溪水化學變化研究，國立台灣大學森林環境暨資源學研究所碩士論文，共 32 頁。



英文部分：

- 
- Aber, J. D., Melillo, J. M. (1991) *Terrestrial Ecosystem*. Saunders, Philadelphia.
- Aleotti, P. (2004) A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73, 247-265.
- Amiotte-Suche, P., Aubert, D., and Probst, J. L. (1999)  $\delta^{13}\text{C}$  pattern of dissolved inorganic carbon in a small granitic catchment: the Strengbach case study (Vosges mountains, France). *Chemical Geology*, 159, 129-145.
- Atekwana, E. A., Krishnamurthy, R. V. (1998) Seasonal variations of dissolved inorganic carbon and  $\delta^{13}\text{C}$  of surface waters: application of a modified gas evolution technique. *Journal of Hydrology*, 205, 265-278.
- Barth, J. A. C., Cronin, A. A., and Dunlop, C. J. (2003) Influence of carbonates on the riverine carbon cycle in an anthropogenically dominated catchment basin: evidence from major elements and stable carbon isotopes in the Lagan River (N. Ireland). *Chemical Geology*, 200, 203-216.
- Barton, N. R. (1976) The shear strength of rock and rock joints. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 13, 1-24.
- Berner, E., Berner, R. A., (1996) *Global environment: water, air, and geochemical cycles*.
- Black, K. (2011) *Applied Business Statistics: Making better business Decisions*, 6<sup>th</sup> edition, Wiley Company.
- Buhl, D., Neuser, R. D., and Richter, D. K. (1991) Nature and nurture: environmental isotope story of the river Rhine. *Naturewissenschaften*, 78, 337-346.
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., and Duncan, C. (1996) Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505-510.
- Caine, N. (1980) The rainfall intensity duration control of shallow landslides and

- debris flows. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 62, 23-27.
- Cannon, S., Gartner, J., Wilson, R., Bowers, J., and Laber, J. (2008) Storm rainfall conditions for floods and debris flows from recently burned areas in southwestern Colorado and southern California. *Geomorphology*, 96, 250-269.
- Chakrapani, G., Saini, R. (2009) Temporal and spatial variation in water discharge and sediment load in the Alaknanda and Bhagirathi Rivers in Himalaya, India. *Journal of Asian Earth Science*, 35, 545-553.
- Chang, K. T., Chiang, S. H., and Lei, F. (2008) Analysing the Relationship Between Typhoon-Triggered Landslides and Critical Rainfall Conditions. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1261-1271.
- Chang, S. C. (2009) Increase in basin sediment yield from landslides in storms following major seismic disturbance. *Engineering Geology*, 103, 59-65.
- Chen, H., Lin, G. W. , Lu, M. H., Shih, T. Y., Horng, M. J., Wu, S. J., and Chuang, B. (2011) Effects of topography, lithology, rainfall and earthquake on landslide and sediment discharge in mountain catchments of southeastern Taiwan. *Geomorphology*, 133, 132-142.
- Chen, H., Su, D. I. (2001) Geological factors for hazardous debris flow in Hoster, Central Taiwan. *Environment Geology*, 40, 1114-1124.
- Chen, J., Wang, F., and Xia, X. (2002) Major element chemistry of Changjiang (Yangtze River). *Chemical Geology*, 181, 231-255.
- Claeke, B. A., Burbank, D. W. (2010) Bedrock fracturing, threshold hillslopes, and limits to the magnitude of bedrock landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 577-586.
- Cohn, T. A. (1995) Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers, *Reviews of Geophysics Supplement*, 117-1123.

- 
- Cole, J. J., Caraco, N. F. (2001) Carbon in catchments: connecting terrestrial carbon losses with aquatic metabolism. *Marine and Freshwater Research*, 52, 101-110.
- Crozier, M. J. (1999) Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 825-833.
- Crozier, M. J., Eyles, R. J. (1980) Assessing the probability of rapid mass movement. In: Technical Groups (Eds.). *Proceedings of the 3rd Australia-New Zealand Conference on Geomechanics*, Wellington, 6, 2.47-2.51.
- Dadson, S. J. (2004) Erosion of an active mountain belt. Ph.D. Thesis, Department of Earth Science, University of Cambridge.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Hsieh, M. L., Willett, S. D., Hu, J. C., Horng, M. J., Chen, M. C., Stark, C. P., Lague, D., and Lin, J. C. (2003) Links between erosion, runoff variability, and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426, 648-651.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, J. C., Hsu, M. L., Lin, C. W., Horng, M. J., Chen, C. T., Milliman, J., and Stark, C. P. (2004) Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain Belt. *Geology*, 32, 733-736.
- Dadson, S. J., Hovius, N., Pegg, S., Dade, W. B., Horng, M. J., and Chen, H. (2005) Hyperpycnal river flows from an active mountain belt. *Journal of Geophysical Research*, 110, 1-38.
- Dahal, R., Hasegawa, S. (2008) Representative rainfall thresholds for landslides in the Nepal Himalaya. *Geomorphology*, 100, 429-443.
- Dalai, T.K., Krishnaswami, S., and Sarin, M.M. (2002) Major ion chemistry in the headwaters of the Yamuna river system: chemical weathering, its temperature dependence and CO<sub>2</sub> consumption in the Himalaya. *Geochimica et*

Cosmochimica Acta, 66, 3397-3416.

Dhakal, A. S., Sidle, R. C. (2004) Distributed simulations of landslides for different rainfall conditions. *Hydrological Processes*, 18, 757-776.

Duan, N. (1983) Smearing estimate: A non-parametric retransformation method. *Journal of the American Statistical Association*, 78, 605-610.

Feller, M. C., Kimmins, J. P. (1979) Chemical characteristics of a small stream near Haney in southwestern British Columbia. *Water Resources Research*, 15, 247-258.

Flintrop, C., Hohlmann, B., and Jasper, T. (1996) Anatomy of pollution: rivers of North Rhine- Westphalia Germany. *American Journal of Science*, 296, 58-98.

Fuller, C. W., Willett, S. D., Hovius, N., and Slingerland, R. (2003) Erosion rates for Taiwan mountain basins: new determinations from suspended records and a stochastic model of their temporal variation. *The journal of Geology*, 11, 71-87.

Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P. (1999) Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159, 3-30.

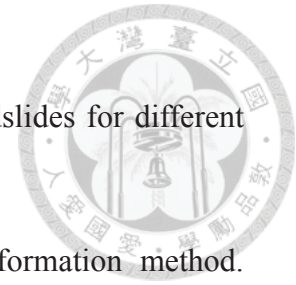
Galewsky, J., Stark, C. P., Dadson, S., Wu, C. C., Sobel, A. H., and Horng, M. J. (2006) Tropical cyclone triggering of sediment discharge in Taiwan. *Journal of Geophysical Research*, 111, 1-16.

Galy, A., France-Lanord, C. (1999) Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chemical Geology*, 159, 31-60.

Gamble, J. C. (1971) Durability-plasticity classification of shales and other argillaceous rocks. Ph.D. Thesis. University of Illinois, Urban.

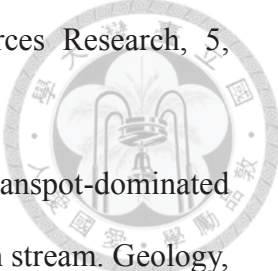
Gibbs, R. J. (1970) Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170, 1088-1090.

Glade, T., Crozier, M. J., and Smith, P. (2000) Applying probability determination to





- refine landslide-triggering rainfall thresholds using an empirical “Antecedent Daily Rainfall Model”. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 1059-1079.
- Guglielmi, Y., Bertrand C., Compagnon F., Follacci J. P., and Mudry J. (2000) Acquisition of water chemistry in a mobile fissured basement massif: its role in the hydrogeological knowledge of the La Clapie`re landslide (Mercantour massif, southern Alps, France). *Journal of Hydrology*, 229, 138-148.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., and Stark, C. P. (2007) Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 98, 239-267.
- Guzzettia, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Cipolla, F., Sebastiani, C., Galli, M., and Salvati, P. (2004) Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, 229-245.
- Hélie, J. F., Hillaire-Marcel, C., and Rondeau, B. (2002) Seasonal changes in the sources and fluxes of dissolved inorganic carbon through the St. Lawrence River-isotopic and chemical constraint. *Chemical Geology*, 186, 117-138.
- Hovius, N., Stark, C. P., Chu, H. T., and Lin, J. C. (2000) Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan. *The Journal of Geology*, 108, 73-89.
- Hovius, N., Stark. C. P., and Allen. P.A. (1977) Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping. *Geology*, 25, 231-234.
- ISRM (1981) Rock characterization testing and monitoring: ISRM suggested methods, Pergamon, 1-121.
- Iverson, R. M. (2000) Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36, 1897-1910.
- Johnson, N. M., Likens, G. E., Bormann, F. H., Fisher, D. W., and Pierce, R. S.(1969) A working model for the variation in stream water chemistry at the Hubbard

- 
- Brook Experimental Forest, New Hampshire. *Water Resources Research*, 5, 1353-1363.
- Kao, S. J., Chan, S. C., Kuo, C. H., and Liu, K. K. (2005) Transport-dominated sediment loading in Taiwan rivers: a case study from the Mn-an stream. *Geology*, 113, 217-225.
- Kao, S. J., Liu, K. K. (2001) Estimating the suspended sediment load by using the historical hydrometric record from the Lanyang-Hsi watershed. *TAO*, 12, 401-414.
- Keefer, D. K. (2000) Statistical analysis of an earthquake-induced landslide distribution – the 1989 Loma Prieta, California event. *Engineering Geology*, 58, 231-249.
- Keefer, D. K., Wilson, R. C., Mark, R. K., Brabb, E. E., Brown, III W. M., Ellen, S. D., Harp, E. L., Wieczorek, G. F., Alger, C. S., and Zatkan, R. S. (1987) Real-time landslide warning during heavy rainfall. *Science*, 238, 921-925.
- Kokot, S., King, G., Keller, H. R., and Massart, D. L. (1992) Application of chemometrics for the selection of microwave digestion procedures. *Analytical Chimica Acta*, 268, 81-94.
- Li, S. L., Liu, C. Q., Li J., Lang Y. C., Ding H., and Li L. (2010) Geochemistry of dissolved inorganic carbon and carbonate weathering in a small typical karstic catchment of Southwest China: Isotopic and chemical constraints. *Chemical Geology*, 277, 301-309.
- Li, Y. H. (1975) Denudation of Taiwan island since the Pliocene epoch. *Geology*, 4, 105-107.
- Liaw, S. C. (1998) Streamflow simulation using a physically based hydrologic model in humid forested watersheds. Dissertation, Colorado State University, USA. 163pp.

Lin, G. W., Chen, H., Chen, Y. H., and Horng, M. J. (2008) Influence of typhoons and earthquakes on rainfall-induced landslides and suspended sediments discharge. *Engineering Geology*, 97, 32-41.

Lin, G. W., Chen, H., Chen, Y. H., and Horng, M. J. (2008) Influence of typhoons and earthquakes on rainfall-induced landslides and suspended sediments discharge. *Engineering Geology*, 97, 32-41.

Lin, G. W., Chen, H., Hovius, N., Horng, M. J., Dadson, S., Meunier, P., and Lines, M. (2008) Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1354-1373.

Lin, S., Hsieh, I. J., Huang, K. M., and Wang, C. H. (2002) Influence of the Yangtze River and grain size on the spatial variation of heavy metals and organic carbon in the East China Sea continental shelf sediment. *Chemical Geology*, 182, 377-394.

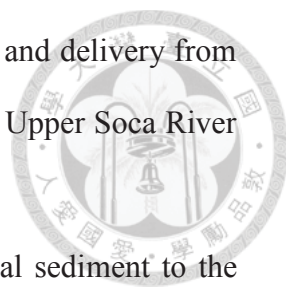
Ludwig, W., Probst, J. L., and Kempe, S. (1996) Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemistry Cycle*, 10, 23-41.

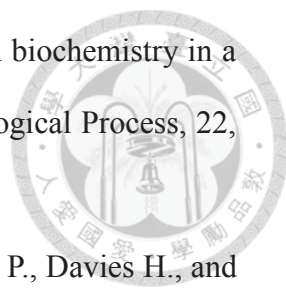
Malina, J. F. Jr. (1996) Water Quality, In: Mays, L.W.(ed), *Water Resources Handbook*, McGraw-Hill Companies, USA, 8.3-8.49.

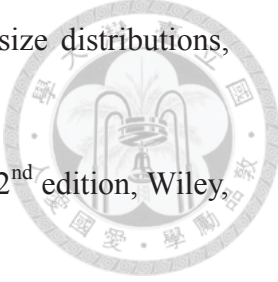
Mariotti, A. (1991) Le carbone <sup>13</sup> en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et des paléoenvironnements continentaux. *Cahier ORSTOM 4, Série Pédologie*, 26, 299-313.

Meunier, P., Hovius, N., and Haines, A. J. (2008) Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides. *Earth and Planetary Science Letters*, 275, 221-232.

Meybeck, M. (1987) Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads, *American Journal of Science*, 287, 401-428.

- 
- Mikos, M., Fazarinc, R., and Ribi, M. (2006) Sediment production and delivery from recent large landslide and earthquake-induced rock falls in the Upper Soca River Valley, Slovenia. *Engineering Geology*, 26, 198-210.
- Milliman, J. D., Kao, S. J. (2005) Hyperpycnal discharge of fluvial sediment to the ocean: impact of super-typhoon Herb (1996) on Taiwanese Rivers. *Journal of Geology*, 113, 503-516.
- Montgomery, D. R., Dietrich, W. E. (1994) A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30, 1153-1171.
- Mulder, T., Syvitski, J. P. M. (1995) Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Geology*, 103, 285-299.
- Nédeltcheva, T. h., Piedallu, C., Gégout, J. C., Stussi, J. M., Boudot, J. P., Angeli, N., and Dambrine, E. (2006) Influence of granite mineralogy, rainfall, vegetation and relief on stream water chemistry (Vosges Mountains, north-eastern France). *Chemical Geology*, 231, 1-15.
- Negrel, P., Allegre, C. J., Dupre, B., and Lewin, E. (1993) Erosion source determined by inversion of major and trace element ratios and strontium isotopic ratios in river water: the Congo Basin Case. *Earth Planet Science Letter*, 120, 59-76.
- O'Dell, J. W., Praff, J. D., Gales, M. E., and McKee, G. D. (1984) The determination of inorganic anions in water by ion Chromatography. Method 300.0, US EPA 600/4.84.017, 5 pp.
- Okimura, T., Ichikawa, R. (1985) A prediction method for surface failures by movements of infiltrated water in surface soil layer. *Journal of Natural Disaster Science*, 7, 41-51.
- Pawellek, F., Veizer, J. (1994) Carbon cycle in the upper Danube and its tributaries:  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$  constraints. *Israel Journal of Earth Sciences*, 43, 187-194.

- 
- Reinhardt, K. S. (2008) Effects of catastrophic flooding on stream biochemistry in a headwater stream in Shenandoah National Park, USA. *Hydrological Process*, 22, 3789-3771.
- Rothwell J. J., Dise N. B., Taylor K. G., Allott T. E. H., Scholefield P., Davies H., and Neal C. (2010) A spatial and seasonal assessment of river water chemistry across North West England. *Science of the Total Environment*, 408, 841-855.
- Roy, S., Gaillardet, J., and Allegre, C. J. (1999) Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine river, France: Anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, 1277-1292.
- Salmon, C. D., Walter, M. T., Hedin, L. O., and Brown, M. G. (2001) Hydrological controls on chemical export from an undisturbed old growth Chilean forest. *Journal of Hydrology*, 253, 69-80.
- Schmidt, K. M., Montgomery, D. R. (1995) Limits to relief. *Science*, 270, 617-620.
- Sepúlveda, S. A., Serey, A., Lara, M., Pavez, A., and Rebolledo, S. (2010) Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides*, 7, 483-492.
- Shieh, S. L. (2000) User's Guild for typhoon Forecasting in the Taiwan Area (VIII), Central Weather Bureau, Taipei.
- Shuin, Y., Hotta, N., Suzuki, M., and Ogawa, K. (2012) Estimating the effects of heavy rainfall conditions on shallow landslides using a distributed landslide conceptual model. *Physics and Chemistry of the Earth*, 49, 44-51.
- Side, R. C., Swanston, D. N. (1982) Analysis of a small debris slide in coastal Alaska. *Canadian Geotechnical Journal*, 19, 167-174.
- Stallard, R. F., Edmond, J. M. (1981) Geochemistry of the Amazon: II, The influence of the geology and weathering environment in the dissolved load at the time of the peak discharge. *Journal of Geophysical Research*, 86, 9844-9858.

- 
- Stark, C. P., Hovius, N. (2001) The characterization of landslide size distributions, *Geophysical Research Letters*, 28, 1091-1094.
- Strahler, A. H., Strahler, A. (1998) *Introducing physical geography*, 2<sup>nd</sup> edition, Wiley, New York.
- Tazaki, K. (2006) Green-tuff landslide areas are beneficial for rise nutrition in Japan. *Anais da Acsdemia Brasileira De Ciencias*, 78, 749-763.
- Thomas, R. B., Lewis, J. (1995) An evaluation of flow-stratified sampling for estimating suspended sediment loads. *Journal of Hydrology*, 170, 27-45.
- U.S. EPA (2001) *Environmental Investigations Standard Operating Procedures and Quality Assurance Manual*.
- Walling, D. E. (1977) Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, 13, 531-538.
- Wang, L. J., Hsia Y. J., King H. B., Harrison R. B., Liou C. B., Hwong J. L., and Lin T. C. (1997) Chemistry changes in the solution flowing through the Fushan Forest. *Quarterly Journal of Chinese Forestry*, 30, 203-215.
- Wang, L. J., Hsia, Y. J., King, H. B., Lin, T. C., Hwong, J. L., and Liou, C. B. (1996) Storm solute changes in the Fushan Forested Watershed, NE Taiwan. *Journal of Chinese Soil and Water Conservation*, 27, 97-105.
- Wieczorek, G. F., Morgan, B. A., and Campbell, R. H. (2000) Debris-flow hazards in the blue ridge of Central Virginia. *Environmental and Engineering Geoscience*, 6, 3-23.
- Wohl, E. (2000) *Mountain Rivers Revisted*. *Water Resources Monograph*, 19.
- Wu, W., Sidle, R. C. (1995) A distributed slope stability model for steep forested hillslopes. *Water Resources Research*, 31, 2097-2110.
- Xu, Z., Liu, C. Q. (2007) Chemical Weathering in the upper reaches of Xijiang River draining the Yunnan-Guizhou Plateau, Southwest China. *Chemical Geology*, 239,

83-95.

Yang, C., Telmer, K., and Veizer, J. (1996) Chemical dynamics of the “St. Lawrence” riverine system:  $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ ,  $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfate}}$  and dissolved  $^{13}\text{C}/^{86}\text{Sr}$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 851-866.

Zhang, J., Quay, P. D., and Wilbur, D. O. (1995) Carbon isotope fractionation during gas-water exchange and dissolution of  $\text{CO}_2$ . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59, 107-114.

Zhang, Y., Liu, S., Zhang, Z., Yao, Q., and Hong G. (2007) Source and distribution of carbon within the Yangtze River system, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 71, 13-25.

Caissie, D., Serge Jolicoeur, S., Bouchard, M., Poncet, E. (2002) Comparison of streamflow between pre and post timber harvesting in Catamaran Brook (Canada), *Journal of Hydrology*, 258, 232-248.

Keller, G. (2008) *Managerial Statistics*, 8th edition. South-Western.

Berenson, M. L., Levine, D. M., and Krehbiel, T. C. (2012) *Basic Business Statistics: Concepts and Applications*, 12th ed. Pearson Prentice Hall, New Jersey, U.S.A.

Weiers, R. M. (2005) *Introduction to Business Statistics*, 5th ed. Duxbury, Belmont, CA, U.S.A.



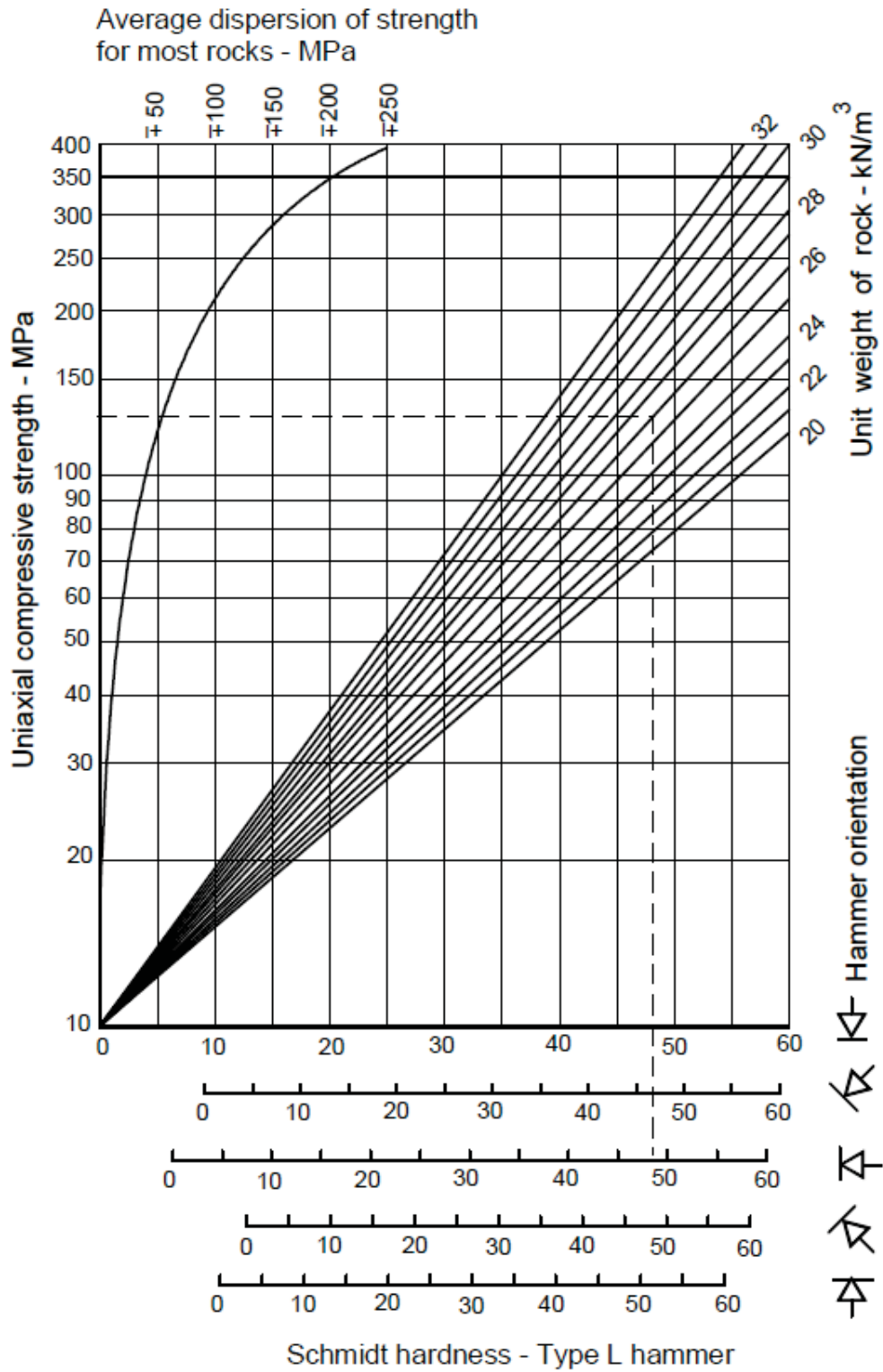
## 附錄一 河水採集與樣品前處理方法



1. 以繩索固定容量為一公升之 PE 採樣瓶，從橋上將採樣瓶放入河水中裝至約半瓶河水，旋緊瓶蓋並充分搖晃瓶子後再倒掉河水，重複潤洗採樣瓶兩次，以避免河水與採樣瓶之交叉污染。
2. 使用採樣瓶量取二至三公升的河水，並同時測量 pH 值及水溫，旋緊瓶蓋帶回實驗室，讓水樣靜置約三小時，待所有懸浮顆粒沈澱在底部。
3. 卸除過濾器之上部裝置，用夾子把尼龍薄膜濾紙放置於過濾口上，確認濾紙是在『O』形橡皮圈之內，把過濾器上部裝置接回原位。
4. 旋鬆過濾器上部蓋子，並用 500 毫升河水洗滌，再將水樣裝進過濾器，把過濾器上部蓋子栓緊，使用手握式真空泵浦過濾河水，將 100 毫升之 PE 瓶用河水潤洗後，裝滿過濾後的河水至瓶口邊緣，重複此步驟裝滿兩瓶，並在其中一瓶加入兩滴 15M 的濃縮硝酸，以便保存樣品。
5. 旋轉過濾器腰部扣環，卸下過濾器上部裝置，把尼龍薄膜濾紙取出後，放入玻璃皿。
6. 將裝滿過濾河水後的 PE 瓶，以及裝有尼龍薄膜濾紙之玻璃皿，標註水文測站之參考號碼、站名、採樣時間及日期。



附錄二 施密特錘單壓強度換算表



施密特錘反彈數值換算岩石單壓強度關係圖(摘錄自 Barton, 1976)

### 附錄三 自然物理性質試驗方法



#### 1. 乾單位重(Dry unit weight, $\gamma_d$ )

乾單位重定義為岩石單位體積內的重量，可由試體的總重量與總體積的比值求出。試驗方法是將野外採集之樣品烘乾後秤重，得到總重量  $W$ ，再根據阿基米得原理，求出不規則形狀之岩樣體積  $V$ 。得到兩者數值後，再將總重量  $W$  除以總體積  $V$ ，即可得到乾單位重  $\gamma_d$ ，其計算公式如下：

$$\gamma_d = \frac{W}{V}$$

#### 2. 含水量(Water content, $w$ )

岩樣的含水比  $w$  是指岩石的含水量  $W_w$ ，與岩石乾重  $W_s$  之比值。其試驗方法參照 ISRM (1981)的建議規範，其流程如下：

- (1) 準備試驗用的器皿，烘乾後記錄其重量  $W_C$ 。
- (2) 將岩石樣品放入器皿內，樣品連同器皿一同秤重，並記錄其重量  $W_1$ 。
- (3) 記錄完  $W_1$  後，將岩石樣品與器皿放入烘箱，以  $105^\circ\text{C}$  至  $110^\circ\text{C}$  的溫度烘乾 24 小時後，置入乾燥箱冷卻 30 分鐘以上，岩石樣品與器皿一同秤重，記錄其重量  $W_2$ 。
- (4) 利用下列公式計算含水量：

$$\text{含水量 } w = \frac{W_w}{W_s} = \frac{W_1 - W_2}{W_2 - W_C}$$

#### 3. 孔隙率(Porosity, $n$ )

岩石的孔隙率  $n$  為岩樣內孔隙體積  $V_v$ ，與總體積  $V$  之百分比。試驗方法參照 ISRM (1981)的建議規範，計算出試體的孔隙體積  $V_v$  後，再求得孔隙率，其流程如下：

- (1) 準備試驗用的器皿，烘乾後記錄其重量  $W_C$ 。
- (2) 將岩石樣品浸泡在水中至少一個小時，並以加熱板加熱，試驗期間必需不斷

攪拌試體，以去除岩石樣品內之空氣。

- (3) 將樣品取出並以乾布擦拭去除表面水分，擦乾後放入容器一同秤重，記錄其重量  $W_1$ 。
- (4) 把岩石樣品與容器放入烘箱，以  $105^{\circ}\text{C}$  至  $110^{\circ}\text{C}$  的溫度烘乾 24 小時後，置入乾燥箱冷卻 30 分鐘以上，岩石樣品與容器一同秤重，記錄其重量  $W_2$ 。
- (5) 利用下列公式計算孔隙率：

$$\text{孔隙體積 } V_V = \frac{(W_1 - W_C) - (W_2 - W_C)}{\rho_w}$$

$$\text{孔隙率 } n (\%) = \frac{\text{孔隙體積}}{\text{樣品體積}} = \frac{V_V}{V} \times 100\%$$

其中， $\rho_w$  為水的密度，樣品體積之試驗方法參照 1. 乾單位重。



## 附錄四 點荷重試驗方法



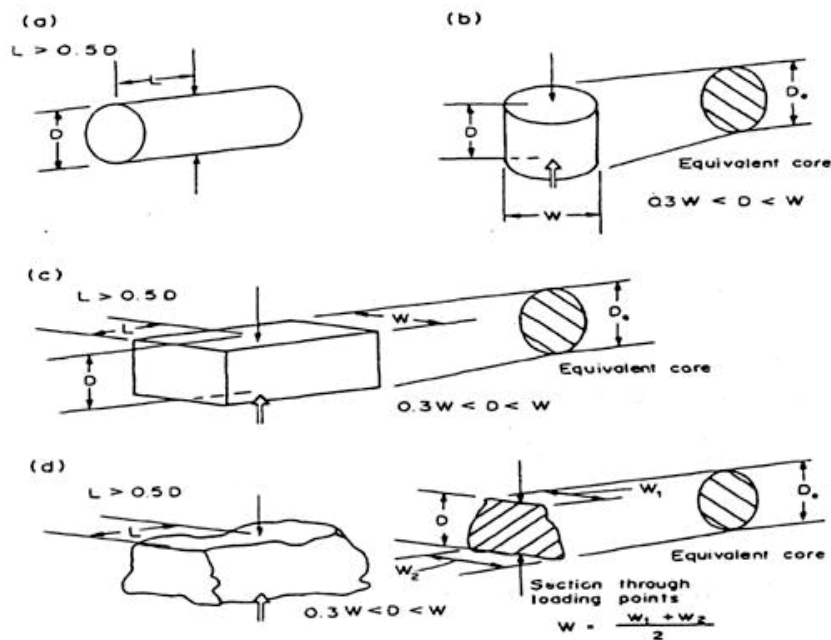
本研究使用英國 ELE 公司生產之點荷重儀進行試驗，岩石樣品為野外踏勘現地採集之不規則岩石塊體，試驗流程參照 ISRM (1985) 的建議規範進行，試驗流程與換算公式如下所示：

1. 量測並紀錄岩塊試體的寬度  $W$ 。
2. 量測岩塊試體的厚度  $D$ ，然後將試體置於點荷重試驗儀器的中心軸線位置。
3. 開始穩定加壓，使試體在 10 至 60 秒內破壞，並且確定試體符合建議規範的破壞型式後，紀錄其發生破壞時的壓力值  $P$ 。
4. 將  $P$  值帶入  $I_S = P/De^2$ ，其中  $De$  為試體相對之圓柱型直徑長度，可以由下列公式換算求得：

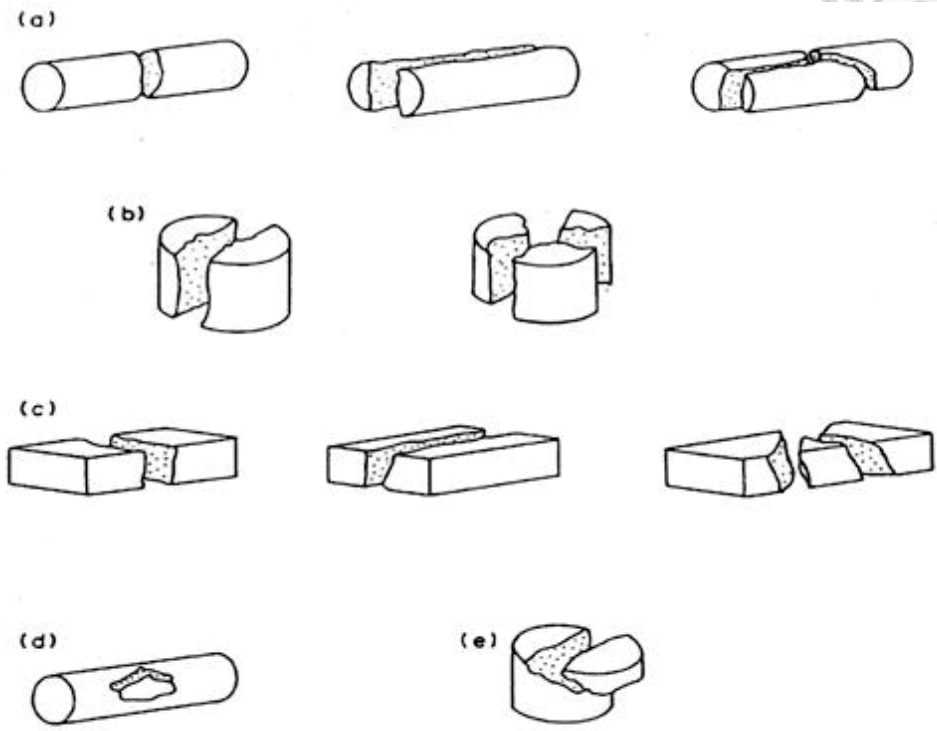
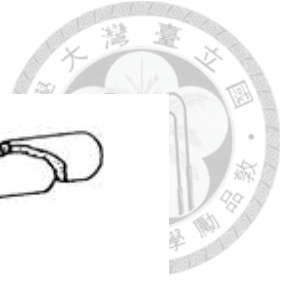
$$De^2 = D^2 \quad (\text{適用於徑向試驗})$$

$$= 4A / \pi \quad (A = W \times D, \text{適用於軸向、塊體、不規則塊體試驗})$$

5. 最後利用尺寸修正的方式，將  $I_S$  值加以修正後就得到點荷重強度指數  $I_S(50) = F \times I_S$ ，本研究採用尺寸修正因子  $F = (D_e / 50)^{0.45}$ 。



點荷重試驗試體型式規範 (ISRM, 1985)



點荷重試驗試體破壞示意圖，(a)至(c)為正確的破壞型式，(d)和(e)為不正確的破壞型式(ISRM, 1985)

## 附錄五 消散耐久試驗方法



消散耐久性是指岩石在乾濕和溫差反覆作用下，抵抗風化崩解的能力，其試驗目的在模擬岩石暴露在空氣中，受到日曬雨淋及溫差變化的影響，評估岩體的抗風化強度，本研究使用英國 ELE 公司所製造之消散耐久儀，參照 ISRM (1981) 所建議的規範進行試驗，其流程如下：

1. 選取 10 個重量在 40 至 60 克之間，外型近乎圓形、無稜角的乾燥試體，試體總重必須維持在 450 至 550 克之間，試體的最大粒徑不可大於 3mm。
2. 將試體放進直徑 140mm，寬 10mm，網目 2mm 的乾淨滾筒中，一同置入烘箱，以 105°C 至 110°C 的溫度烘乾 2 至 6 小時，置入乾燥箱冷卻 30 分鐘以上並且秤重，記錄乾燥滾筒及試體重量 A。
3. 蓋上滾筒頂蓋，將滾筒放置在水槽轉軸上，水槽內裝有液體，此液體試現場環境而定，可為蒸餾水、自來水，以及海水等，本研究採用自來水進行試驗。
4. 將液體加入至離滾筒軸下 20mm 處，啟動馬達使滾筒轉動，轉動速度為每分鐘 20 轉，持續 10 分鐘，共計 200 轉。
5. 滾動結束後，將滾筒連同試體一起取出，移去滾筒頂蓋，在置入烘箱烘乾後秤重，紀錄滾筒及殘餘試體重量 B。
6. 重複步驟 3. 至 5.，求得第二階段之滾筒及殘餘試體重量 C。
7. 計算第一階段( $Id_1$ )和第二階段( $Id_2$ )的消散耐久指數：

$$\text{Slake-durability index, } Id_1 = (B-D) / (A-D) \times 100\%$$

$$\text{Slake-durability index, } Id_2 = (C-D) / (A-D) \times 100\%$$

## 附錄六 陰離子分析方法



本研究採用離子層析儀進行分析，其原理為待測之陰離子，藉由流洗液流經至離子交換層析管時，因各離子對於離子交換管柱樹脂的親和力有所不同，所需的時間也會不同，親和力越大的陰離子流經時所需的時間也越長，因此，利用流經交換管柱的時間差異，將各離子進行分離，再經由導電度偵測器量測訊號值求出離子濃度，其試驗流程如下：

1. 依據所要分析的離子種類，以及各河川離子濃度的高低，採用不同比例對河水樣品進行稀釋。本研究將河水樣品以純水稀釋 20 倍，量測硫酸根離子濃度，而氯離子的濃度較低，則不需要進行稀釋。
2. 依照各河川離子濃度的分布，使用 NaCl 和 K<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> 試劑及藥品，分別配置氯離子和硫酸根離子的檢量線，濃度範圍分別為 0.2~8ppm 以及 10~40ppm。
3. 將 1.7mM 的 NaHCO<sub>3</sub> 以及 1.8mM 的 Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> 之混合液作為流洗液，調整流洗液流速為 2ml/min，設定抑制器電流至 27mA，並打開氮氣供應開關。
4. 待儀器暖機完畢後，將設置好的樣品序列放入儀器，先測量純水確認儀器背景值為穩定狀態後，再進行檢量線樣品濃度的量測，而檢量線直線回歸的判定係數(R<sup>2</sup>)須大於 0.999，才可以進行河水樣品的量測。
5. 每測量約 10 個河水樣品後，須再測量一次檢量線樣品之濃度，確認儀器環境背景值沒有發生變化。
6. 量測結束後，關閉抑制器電流，並再讓流洗液持續流動約五分鐘，即可關閉氮氣開關。
7. 收集、整理數據，清洗實驗相關用品後，即可結束實驗。

## 附錄七 陽離子分析方法



本研究採用火焰式原子吸收光譜儀進行分析，流程如下：

1. 樣品完成前處理後，河水樣品依照不同離子的濃度範圍將樣品稀釋 2 倍至 50 倍，並使用 Merck 之  $\text{Na}^+$ 、 $\text{K}^+$ 、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$  標準液配置檢量線，其濃度範圍介於 0.1ppm 至 5ppm，以及使用河水標準品(SLRS-5)配置標準溶液。
2. 將待測定元素所需之燈管裝妥並校正光徑，開啟電源提供燈管適當之電流，暖機約 60 分鐘待儀器穩定。安裝對應元素之燃燒頭，打開氣體開關並調整至適當流量，點燃火焰並穩定數分鐘。
3. 待儀器穩定後，使其吸入 0.1M 硝酸溶液，作為背景值將儀器歸零。量測檢量線溶液濃度並建立檢量線，其直線回歸之判定係數( $R^2$ )須大於 0.999，才可以進行河水樣品的量測。
4. 選取檢量線溶液和河水標準品溶液進行檢測，確認檢量線之可靠性，若標準品濃度在誤差範圍內，即可開始測量。每次標準品或河水樣品測量之後，均須吸入 0.1M 之硝酸溶液清洗噴霧頭，避免造成測量誤差。
5. 每測量約 10 個河水樣品後，須再測量一次檢量線樣品之濃度，確認儀器環境背景值沒有發生變化。
6. 測量完畢後，先以 0.1M 硝酸吸入噴霧室，清洗約 5 至 10 分鐘後熄滅火焰，再將氣體關閉。
7. 收集、整理數據，清洗實驗相關用品後，即可結束實驗。



## 附錄八 溶解無機碳分析方法



本研究使用 Picarro 公司生產之碳同位素分析儀進行溶解無機碳，及其碳 13

同位素之分析，實驗流程如下：

1. 利用 0.45 $\mu$ M 的過濾頭將孔隙水過濾，將過濾後的孔隙水裝入瓶中，注意瓶中不要有任何氣泡，並將之放入 4°C 以下的冰箱冷藏。
2. 取 10 至 15mL 之樣品，裝入進樣瓶中。
3. 把進樣瓶放入儀器中，機器會自動加磷酸至樣品，將孔隙水中的溶解無機碳轉換成二氧化碳。
4. 使用非擴散性紅外線偵測儀，計算碳的數量以求出溶解無機碳濃度。再將氣體送入二氧化碳同位素分析儀中分析碳同位素。
5. 收集、整理數據，清洗實驗相關用品後，即可結束實驗。