

國立臺灣師範大學

地理學系第二十一屆博士論文

臺灣海岸山脈東翼河階地形發育之研究

指導教授：沈淑敏

研 究 生：孫稜翔

中華民國一〇二年一月

國立臺灣師範大學地理學研究所博士論文摘要

研究所別：地理學研究所博士班

論文名稱：臺灣海岸山脈東翼河階地形發育之研究

指導教授：沈淑敏

研 究 生：孫稜翔

論文內容：共一冊，文約八萬餘字，共分五章十二節，並以一千餘字摘要說明。

摘要

臺灣位於弧陸碰撞帶，東部海岸山脈為抬升速率最高地區之一，該區河階地形發達，前人研究常以高抬升率為造就其階地發達的主因。然而該區內河流普遍短小，還需哪些環境因子的配合，才能在河流持續下切的過程中拓展谷床，成就未來的河階面？因此，本文以海岸山脈東翼為研究區，藉由河階、山麓沖積扇及海階崖的對比，階地露頭的特徵、河床礫石的調查，流域的地層配置與地形特性，輔以前人文獻於階地沉積物年代以及古氣候的研究成果，達成三項目的：(1)了解本區河階特性與分布；(2)分析河階發達的環境因素，尤其是流域內地層配置的重要性；(3)根據河階特性，提出不同分區之河階發育模式。本文研究對象為海岸山脈(長約 150 公里) 東翼 207 個中小型流域，不包含豐濱溪、秀姑巒溪、馬武窟溪等較高等級河流和最南端部分地區。

根據本研究判釋結果，研究區中 103 條河流判釋得河階地形，其中流域面積最小的僅為 6 公頃 (0.06 km^2)。整體而言，流域面積愈大，河階愈發達，階序數愈多；多數河流階序可達 5-6 階，三仙溪階序最多，可達 10 階，只有 1-2 階的均為最小河流。根據河階特徵，本研究區河流可大致分為 3 區：中段的靜浦至新蘭間約 76 km 區域，河階最為發達；北段河階主要分布在水璉溪和蕃薯寮溪兩條較大溪流；最南端河階也主要只分布在兩條溪流。此外，中段那些只發育在海階範圍內的小溪流，也有少數發育零星河階。絕大多數的河階分布於砂頁岩互層和泥岩為主的八里灣層、蕃薯寮層和利吉層等弱岩區，屬火成岩硬岩區的都鑾山層區只有少數堆積型階地分布。

本研究野外調查共記錄 124 個露頭，根據其中 46 個露頭調查所組合成的 21 個剖面顯示，本區河階多屬侵蝕型階地(岩石河階)，可反映本區河流在全新世快速抬升背景下，河流持續下切的歷程。雖然本區河階都發育於弱岩區，但根據統計分析，在流域面積相似狀況下，具備上游硬岩、下游軟岩之地層配置流域，河階總面積最大。由此推斷，當上游有都鑾山層供給硬岩巨礫時，可發揮工具效應(tool effect) 拓寬河道，而有利於階面形成。此外，本區中、南段海階發達，隨著海階崖後退，河長變短，會造成最下游段額外下切的效果。

基於河階特徵和影響因素，本研究推論中段河階最發達地區的河階發育過程。靜浦至新蘭間的全新世的抬升率為海岸山脈東翼的高區，且上游硬岩、下游軟岩的地層配置最為典型，在此狀況下，位於上游的都鑾山層受地震或暴雨驅動岩石碎屑進入河道，易在硬軟岩層交界處因土石流堆積，形成堆積型河階。且本區中、下游階地多屬侵蝕型河階，堆積層厚度多小於 10 公尺，且河口多有沖積扇或扇階分布，顯示上游沈積物大多通過中下游段至河口堆積，當都鑾山層的巨礫通過軟岩區河道時，軟硬岩層岩性的顯著差異，巨礫工具效應更顯著，有利於谷床加寬，而隨著陸地抬升，河流持續下切，河階陸續生成。其他兩區則因隆升率或地層配置的狀況不同，而與中段溪流發育出不同的河階特徵。簡言之，海岸山脈東翼這些中小型流域河階很發達的原因，除了高抬升率和有弱岩出露之外，地層配置的效應顯然也很重要。

關鍵詞：河階、地層配置、發育模式、海岸山脈

The doctoral dissertation abstract of Department of Geography,
National Taiwan Normal University

Thesis Title: Controlling factors of fluvial terrace evolution in the small drainage
basins, eastern Coastal Range, eastern Taiwan

Adviser: Shen, Su-Min

Student: Sun, Leng-Hsiang

Abstract

Located at the Taiwan–Luzon arc-continent collision boundary, Coastal Range is one of the areas with the highest Holocene uplifted rate in Taiwan. Widespread fluvial terraces on the eastern flank of Coastal Range is usually believed due to the high uplift rate and the consequent channel downcutting. The picture of how well-developed the terraces is and what environmental factors combined to contribute to the development of the terraces is not clear. Thus, this research aims (1) to understand the morphological characteristics and spatial distribution of the fluvial terraces, (2) to analyze the major controlling factors of the terraces, and (3) to suggest various evolution models (scenarios) of formation of the terraces in the drainage basins on the eastern flank of Coastal Range. The study area consists of 207 drainage basins and the three river with the highest drainage order are not included.

Based on the aerial photo interpretation and field investigation, fluvial terraces have been found in the 103 drainage basins on the eastern flank of Coastal Range, among them the smallest drainage basin is only 6 ha (0.06 km²) in size. As a whole, the greater the area of the drainage basin is, the larger the total terrace surface is and the number of terrace flight is. The number of terrace flight in most drainage basins is 5 to 6, and is 12 in the Sansien Basin. The terraces of the rivers from Chinpu to Hsinlan (76 km in length along the coast) are the most well-developed in the study area. In terms of geology, terraces are almost exclusively distributed in the less resistant formations (soft rocks) which are characterized by interbedded sandstone and shale, and mudstone, i.e., Paliwan Formation, Fanshuiliao Formation and Lichi Formation; in the more resistant volcanic bedrocks (hard rocks), i.e., Tuluanshan Formation, only a few depositional terraces developed.

46 out of 124 outcrops on the terrace scarps, which were investigated in the field, consisting of 21 cross sections of the fluvial terraces show the most terraces are erosional terraces and it also reflects the rapid Holocene uplift rate and the continuous channel downcutting. Statistical analysis also shows those drainage basins with hard rocks (Tuluanshan Formation) in the upper stream and soft rocks (mainly Paliwan

Formation) in the lower stream have the larger total terrace area. It is believed that such lithological arrangement strengthens so-called tool effect as the resistant boulders from Tuluanshan Formation transported downstream through much weaker Paliwan Formation the channel widened.

In terms of the regional difference of the fluvial terraces in the study area, the area between the Chinpu and Hsinlan has the highest uplift rate and the most typical lithological arrangement of hard rocks upstream and soft rocks downstream. Under such circumstance, triggered by frequent earthquakes or typhoon rainfalls, abundant coarse sediments move into channels and are subject to form depositional terraces at the boundary of hard/soft rock boundary. The thickness of the depositional layer on the straths usually less than 10 m and the widespread debris-flow fan or fan terrace at the river mouth shows that most sediments from upstream reaches are quickly transported downstream along the very steep channel. On the way, resistant boulders, probably in the form of debris flows, increase the width of the channels effectively. In short, apart from the rapid uplift rate and the existence of weak rocks, lithological arrangement is also a crucial factor in contributing to the very well-developed fluvial terraces in such small drainage basins in the eastern flank of Coastal Range.

Key words: fluvial terrace, lithological arrangement, evolution model, Coastal Range

目錄

圖次	VI
表次	XI
第一章 緒論	1
第一節 研究背景	1
第二節 文獻回顧	4
第三節 研究區概況	12
第二章 研究方法	28
第一節 研究概念	28
第二節 研究流程	31
第三章 形判釋與調查結果	37
第一節 河階、海階崖、山麓沖積扇的分布	37
第二節 階地縱剖面對比	51
第三節 階崖露頭	64
第四節 其他	71
第四章 海岸山脈東翼河階生成的控因與演育	81
第一節 河階發達的控因	81
第二節 靜浦至新蘭河階地形發育模式	122
第三節 河階生成因素的區域差異	137
第五章 結論	146
引用文獻	149
附錄	162
附錄一 各流域之數據與屬性	162
附錄二 各階地橫剖面圖與沖積層厚度	175
附錄三 河床礫石調查記錄	195
附錄四 河階起始分布之集水區面積的地形計測	198
附錄五 山麓沖積扇露頭之記錄	200
附錄六 研究區內前人彙整之年代資料	201

圖次

圖 1-1 以相同海平面為基準面的兩個河流縱剖面	2
圖 1-2 河流在積夷與蝕夷之間的平衡示意圖	6
圖 1-3 河流系統的基本元素	7
圖 1-4 工具效應與覆蓋效應造成之侵蝕速率	8
圖 1-5 海岸山脈東翼 (研究區) 範圍	12
圖 1-6 研究區流域總覽	14
圖 1-7 流域分布之一	15
圖 1-8 流域分布之二	15
圖 1-9 流域分布之三	16
圖 1-10 流域分布之四	17
圖 1-11 流域分布之五	18
圖 1-12 研究區地質圖	19
圖 1-13 臺灣 1914-1979 年各三角點升降率等值線分布圖	20
圖 1-14 臺灣 2000-2008 年一等水準點及 GPS 連續觀測站測得之垂直移動速率	21
圖 1-15 流域與地層分布圖	23
圖 1-16 流域與岩性組合圖	24
圖 1-17 流域與岩體強度圖	25
圖 1-18 花東海岸的絕對海水面曲線圖	26
圖 1-19 頭社盆地沼澤沉積物孢粉百分比圖	26
圖 1-20 海岸山脈的植群分布	27
圖 2-1 本文研究前假想之概念系統	29
圖 2-2 本文之研究架構	30
圖 2-3 本文之流程	31
圖 2-4 繪製完成的河階縱剖面	33
圖 2-5 繪製階地縱剖面所需的各種輔助線段	34
圖 3-1 大坑至水璉的地形單元分布	38
圖 3-2 水璉至磯崎的地形單元分布	39
圖 3-3 磯崎至新社的地形單元分布	40
圖 3-4 新社以南至靜浦的地形單元分布	41
圖 3-5 靜浦以南至大俱來以南的地形單元分布	42
圖 3-6 大俱來以南至長濱以南的地形單元分布	43
圖 3-7 長濱以南至宜灣的地形單元分布	44
圖 3-8 宜灣至芝田的地形單元分布	46
圖 3-9 成功至隆昌的地形單元分布	47
圖 3-10 隆昌至新蘭的地形單元分布	48

圖 3- 11 新蘭至加路蘭的地形單元分布	49
圖 3- 12 山麓線位置	51
圖 3- 13 海階崖階數與山麓線以下河階階數的關係	52
圖 3- 14 181 號流域之河階面與海階面縱剖面	52
圖 3- 15 173 號流域之河階面與海階面縱剖面	53
圖 3- 16 195 號流域之河階面與海階面縱剖面	53
圖 3- 17 193 號流域之河階面與海階面縱剖面	53
圖 3- 18 115 號流域之河階面與海階面縱剖面	54
圖 3- 19 176 號流域之河階面與海階面縱剖面	54
圖 3- 20 52 號流域之河階面與海階面縱剖面	54
圖 3- 21 160 號流域之河階面與海階面縱剖面	55
圖 3- 22 200 號流域之河階面與海階面縱剖面	55
圖 3- 23 113 號流域之河階面與海階面縱剖面	55
圖 3- 24 129 號流域之河階面與海階面縱剖面	56
圖 3- 25 108 號流域之河階面與海階面縱剖面	56
圖 3- 26 118 號流域之河階面與海階面縱剖面	56
圖 3- 27 117 號流域之河階面與海階面縱剖面	57
圖 3- 28 128 號流域之河階面與海階面縱剖面	57
圖 3- 29 山麓沖積扇階數與山麓線以上河階階數的關係	58
圖 3- 30 45 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	58
圖 3- 31 206 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	58
圖 3- 32 152 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	59
圖 3- 33 157 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	59
圖 3- 34 115 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	59
圖 3- 35 160 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	60
圖 3- 36 161 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	60
圖 3- 37 140 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	61
圖 3- 38 198 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	61
圖 3- 39 55 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	62
圖 3- 40 116 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	62
圖 3- 41 125 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	63
圖 3- 42 126 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面	63
圖 3- 43 本文調查點位之一	65
圖 3- 44 本文調查點位之二	65
圖 3- 45 本文調查點位之三	66
圖 3- 46 本文調查點位之四	67
圖 3- 47 本文調查點位之五	68
圖 3- 48 河階崖露頭沉積物的類型之一	68

圖 3-49 河階崖露頭沉積物的類型之二	69
圖 3-50 地形面上的紅土剖面及其地點	70
圖 3-51 各流域河階起始分布集水區之一	72
圖 3-52 各流域河階起始分布集水區之二	72
圖 3-53 各流域河階起始分布集水區之三	73
圖 3-54 各流域河階起始分布集水區之四	74
圖 3-55 各流域河階起始分布集水區之五	75
圖 3-56 研究區西側河階上界之連線	76
圖 3-57 兩組河階起始分布集水區的面積密度	77
圖 3-58 河床上之火山角礫岩	78
圖 3-59 河床上之安山岩	78
圖 3-60 河床上之凝灰岩	78
圖 3-61 河床上之砂岩與變質砂岩	79
圖 3-62 河床上之礫岩	79
圖 3-63 河床上之石灰岩	79
圖 3-64 河床上之蛇紋岩	80
圖 3-65 河床上受風化之泥岩	80
圖 4-1 花東海岸抬升速率與各地形特徵間的關係	82
圖 4-2 海階的高程與對比	82
圖 4-3 山麓沖積扇的分類	83
圖 4-4 在同一位置不斷向上堆疊的沖積扇之一	83
圖 4-5 在同一位置不斷向上堆疊的沖積扇之二	83
圖 4-6 各流域主流流經的海階崖的階數	84
圖 4-7 各流域山麓沖積扇的階數	85
圖 4-8 上游較大型河階的露頭之一	86
圖 4-9 上游較大型河階的露頭之二	86
圖 4-10 上游較大型河階的露頭之三	87
圖 4-11 上游較大型河階的露頭之四	88
圖 4-12 上游較大型河階的露頭之五	88
圖 4-13 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之一	90
圖 4-14 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之二	90
圖 4-15 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之三	91
圖 4-16 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之四	92
圖 4-17 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之五	93
圖 4-18 103 號流域階地縱剖面與年代	96
圖 4-19 108 號流域階地縱剖面與年代	96
圖 4-20 149 號流域階地縱剖面與年代	97
圖 4-21 研究區各地形單元的年代分布與孢粉統計曲線的對照	99

圖 4-22 三仙溪的階的縱剖面	100
圖 4-23 流域內軟岩分布面積與河階總面積的關係	104
圖 4-24 研究區流域與岩石強度分布	105
圖 4-25 流域內較高岩石強度分布面積與河階總面積的關係	107
圖 4-26 流域面積與流域內較軟岩分布面積的關係	107
圖 4-27 流域面積、軟岩分布面積影響河階總面積的兩種系統圖	108
圖 4-28 水母丁溪的河階分布	108
圖 4-29 流域面積與流域內較高底岩強度分布面積的關係 (有河階的流域)....	110
圖 4-30 臺灣 20 個較大流域之流域面積與河階總面積的關係	111
圖 4-31 研究區所有流域之面積與流域內河階總面積的關係	111
圖 4-32 臺灣 20 個大流域與研究區流域之流域面積與河階總面積的關係	112
圖 4-33 所有具不同岩石強度之流域面積與河階總面積的關係	112
圖 4-34 所有單一岩石強度之流域面積與河階總面積的關係	113
圖 4-35 單一與具不同岩石強度流域面積與流域內河階總面積之散佈圖之二	113
圖 4-36 單一及具不同岩石強度流域面積與流域內河階總面積的散佈圖之三	114
圖 4-37 所有流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積的關係	115
圖 4-38 57 號流域的河階分布	115
圖 4-39 具河階地形的流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積的關係	116
圖 4-40 流域面積對其他變數的影響	117
圖 4-41 Type I 與 Type II 海階生成過程的差異	118
圖 4-42 六千年以來穩定海平面對河流縱剖面的影響	119
圖 4-43 123 號流域的沖積扇崖	120
圖 4-44 125 號流域的沖積扇崖	120
圖 4-45 157 號流域的沖積扇崖	120
圖 4-46 162 號流域的沖積扇崖	121
圖 4-47 176 號流域的沖積扇崖	121
圖 4-48 靜浦至新蘭間流域面積與流域內河階總監的關係	122
圖 4-49 靜浦至新蘭間流域面積與有無河階	123
圖 4-50 靜浦至新蘭間面積大於 180 公頃較大流域的分布	124
圖 4-51 58 號流域的階地縱剖面	125
圖 4-52 116 號流域的階地縱剖面	126
圖 4-53 125 號流域的階地縱剖面	126
圖 4-54 173 號流域的階地縱剖面	127
圖 4-55 109 號流域的階地縱剖面	128
圖 4-56 靜浦至新蘭間較大流域的分類	128
圖 4-57 157 號流域的階地縱剖面	129
圖 4-58 162 號流域的階地縱剖面	130

圖 4- 59	123 號流域的階地縱剖面	130
圖 4- 60	靜浦至新蘭間較小流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積之 關係.....	131
圖 4- 61	靜浦至新蘭間較小流域中四類流域有無河階的情況	131
圖 4- 62	靜浦至新蘭間第 I 類較小流域有或無河階者之平均坡度.....	132
圖 4- 63	靜浦至新蘭間第 I 類較小流域的平均坡度.....	133
圖 4- 64	研究區之河流地形發育模式圖	135
圖 4- 65	增修後之研究理念	136
圖 4- 66	水璉溪與蕃薯寮溪各支流的河階起始分布集水區	138
圖 4- 67	研究區五流域主流河道的縱剖面	139
圖 4- 68	水璉溪之河道遷急點與都鑾山層之下界	139
圖 4- 69	蕃薯寮溪之河道遷急點與河口都鑾山層之上界	139
圖 4- 70	水璉溪與蕃薯寮溪分布的曲流	140
圖 4- 71	杉原以南之岩石強度	141
圖 4- 72	研究區五流域之面積高度曲線	141
圖 4- 73	水璉溪與入江溪的河階縱剖面	142
圖 4- 74	河流從最高階海階崖處向上游回春	143
圖 4- 75	沿海具動力回春痕跡的小流域	144
圖 4- 76	沿海沒有動力回春痕跡的小流域	145
圖 4- 77	研究區中段小流域位於模式中的位置	145

表次

表 4-1 研究區 2002 年各地層中崩塌地分布資料	89
表 4-2 研究區地形單元的年代資料	95
表 4-3 流域面積—有無河階迴歸式中的變數資料	102
表 4-4 流域面積—有無河階迴歸預測分類	102
表 4-5 聚合階地形流域之流域面積、流域內河階總面積、流域內河階階序數的 相關矩陣.....	102
表 4-6 流域面積—有無沖積扇迴歸式中的變數資料	103
表 4-7 流域面積—有無沖積扇迴歸預測分類	103
表 4-8 各流域岩石強度—有無河階的列聯表	106
表 4-9 岩石強度分布—有無河階迴歸式中的變數資料	106
表 4-10 岩石強度排列—有無河階迴歸預測分類	106
表 4-11 流域面積—岩石強度分布迴歸式中的變數資料.....	109
表 4-12 流域面積—岩石強度分布迴歸預測分類	109
表 4-13 臺灣 20 個流域的流域面積與流域內的河階總面積	110
表 4-14 靜浦至新蘭間較大流域各項分類的屬性	123

第一章 緒論

第一節 研究背景

(一) 研究動機

河流切割前期谷底後殘餘的地形面為河階，這類地形面記錄著河流地形各時期的位置以及河流狀態的變化與沉積物的供給 (Goudie, 2004)。近代河階的研究始於 19 世紀末，是地形學者探討河流變遷時所重視的線索，用以獲得河流系統曾經改變的證據 (Knighton, 1984: p.164)。透過調查河階沉積物厚度與組成物質以及階序的對比，可重建早期河流之形態及營力系統，對了解流域地形的演育與外在環境的變遷助益很甚大 (張瑞津、石再添, 1990)。

臺灣氣候濕潤，降水豐沛，河流地形發達，山區的地表起伏地形多為河流刻劃，加上臺灣因位在弧陸碰撞帶，有著地表普遍抬升的環境，河流地形演育長期來看大致是河床持續相對下降，各期河床及氾濫原不斷出現下切與殘留，這些過程的痕跡都可能紀錄於河階地形中。

其中海岸東翼內各流域普遍狹小，全域全新世以來大致為地表快速抬升的區域，從前人的調查 (劉平妹、謝孟龍, 2006)，這些狹小的流域遍布河階，河階地形可謂十分發達。流域小，河階卻多，實屬特殊的地景。因為地表抬升在臺灣固然是河階生成重要甚至是必要的背景條件，然而若僅是反應地表不斷抬升的河流下切，河谷邊坡或許會因不斷下切，使邊坡坡度過大或是河流側蝕狹窄的河谷底部而崩塌，拓寬河谷，然而對於狹小的流域而言，僅是下切河谷以及邊坡的崩塌，是否足以廣泛地生成地形面，是值得懷疑的。即使河流的持續下切能使河流回到原來的均夷 (graded) 剖面 (圖 1-1)，河流不再下切，轉而削夷拓寬谷底 (Bull, 2007)，仍然有可能出現地形面，且於後續殘留為河階地形，但是同樣地，面積較小或主流級序較低的河流，河水的流量較低，面對地表快速抬升時，其下切速率常難以多次回到均夷剖面而生成多階河階，最終也將難以出現如海岸山脈東翼般河階發達的地景。

一些國內外的研究指出沉積物快速供給而於中上游河谷內的堆積 (William, 1984; Boison and Patton, 1985; 劉平妹、謝孟龍, 2006; 2007) 或沉積物增加時對谷底的侵蝕 (Ho, 2006; Fuller et al., 2009) 都可能是河谷產生地形面的重要營力。這讓本文認為：海岸山脈東翼的流域，由於面積較小、主流級序較低、流量較低，其流域內遍布的河階地形除了源自快速抬升的環境背景外，是否也肇因於其他緣由，例如此段所提的沉積物堆積或帶來的侵蝕效應，亦或特定的地質地形環境甚而其他因子，有助於在快速下切的同時也能拓寬河谷底部，廣泛地產生地形面，終而遺留下發達的河階地形？這是本文主要探討的問題。

基於以上，本文的主旨在透過階地的分布、形態以及特徵的歸納，解讀海岸山脈東翼較小卻又遍布河階地形的流域，其河流地形在地表持續抬升、侵蝕基準 (base level of erosion) 不斷相對降低的環境下，還有哪些因子影響著這些河流，使之生成眾多地形面，終而於現今呈現河階地形發達的地景。此外，研究區內是

否有影響河階發育因素上的區域差異，以致推論出的河階發育模式不盡各處適用，也是需要探討的。

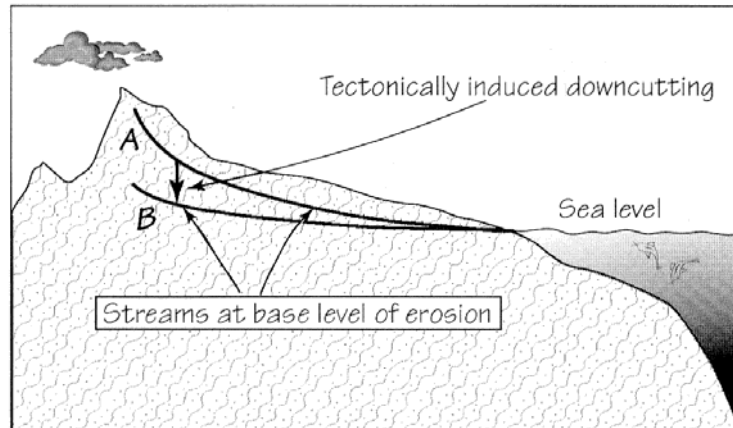


圖 1-1 以相同海平面為基準面的兩個河流縱剖面。Bull (2007: 58)

河流下切抬升中的山地，而後當其無法再下切時便以侵蝕出底岩面 (strath surfaces) 來加寬谷底。此例中 A 與 B 兩個時間點因構造驅動的下切使得縱剖面在抬升的地景中留下了岩石型階地 (strath terrace)。

(二) 選擇區的選擇

臺灣河階地形發達，從二十世紀前期至今，各大流域的河階地形多有詳細的調查與繪圖。然而部分大流域中較低級序的支流或大流域間獨流入海的較小流域，容或因為在區域尺度的河流地形演育重要性較低，或是能紀錄河流地形演育的河階地形較少，或由於到達不易而少有調查及繪圖，這類流域在特定的議題中仍是值得被探討的。在臺灣諸多小流域中，本文選擇海岸山脈東翼為研究區的原因有三：1. 為海岸山脈東翼東西寬度狹窄，獨流入海的流域面積多較小，但根據前人 (劉平妹、謝孟龍，2006) 的調查與繪圖，卻又遍布河階地形，這種遍布河階地形的小流域符合本文前述的研究主旨；2. 除了 Ho (2006) 以及劉平妹、謝孟龍 (2006) 外，少有研究涉及海岸山脈東翼河階地形的生成模式，惟 Ho (2006) 模式由豐濱溪而來，豐濱溪為此區第二大流域，其模式未必適用其他更小的流域，而劉平妹、謝孟龍 (2006) 的範圍雖擴及整個海岸山脈東翼，但其將較多的篇幅置於海岸地帶 (包括海階地形及海岸沖積扇)，所蒐集到的岩層與年代資料也以海岸地區較多，對河流地形著墨相對較少。因此若要由區域的空間尺度來探討海岸山脈東翼河流地形的演育特徵、影響因子甚或發育模式，仍有必要對這些小型流域內的河階地形作詳細的判釋、繪圖與調查；3. 雖然海岸山脈東翼小流域的河階地形前人研究不多，但海岸的地表抬升速率 (例如 Peng *et al.*, 1977; Liew *et al.*, 1990; Chen *et al.*, 1991; Hsieh *et al.*, 2004; 陳惠芬，1984; 謝孟龍、劉平妹，2010) 以及海階面沉積物的年代 (例如 Hsieh *et al.*, 2004, 2011; 謝孟龍、劉平妹，2010) 等與河流地形演育有關的環境資訊仍有不少研究成果，對於河流地形演育推論及解讀均有幫助。

本文雖以海岸山脈東翼為研究範圍，但其中由北至南排除了豐濱溪、秀姑巒溪以及馬武窟溪等三流域，因為此三條河主流之級序分別五級、六級、五級，相

較於區域內其他主流四級以下（包括四級）的流域（根據 Chang, 1982），其面積較大、主流較長、支流及匯流點較多、水系較為複雜，如此河流沉積物的傳輸以及河流地形演育的因素勢必較為複雜而獨特；反觀其他流域，流域面積較小、主流長度較短、支流與匯流點較少，水系較為簡單等都暗示了其沉積物的傳輸以及河流地形演育的影響因素可能較少較單純，甚至較均一，對於用來解讀區域尺度的河流地形演育影響因素而言，應是比較適合的研究對象。

承前述，本文由於：1. 流域面積較小但河階地形遍布；2. 河階地形少有區域性的模式；3. 環境背景資訊的前人成果相對豐碩等，選擇了海岸山脈東翼除了豐濱、秀姑巒、馬武窟三流域外其他沉積物傳輸過程以及河流地形演育影響因素可能較為單純的各流域為研究區。

（三）研究內容與目的

研究內容為藉由調查與歸納海岸山脈東翼各流域河階地形的特徵來推論、解讀該區域河流地形演育的影響因子與演育過程，內容概略有三部分，包括海岸山脈東坡各小流域河階地形的判釋、繪圖與對比；河階崖露頭與河床礫石岩性的調查；以及將前二者獲得之資料並顧及各流域的地質與地形特性等，整合出區域尺度河流地形演育的重要因子與推論其演育圖像，並從中檢視研究區中河流地形演育的共通性，建立區域性的模式，但也檢視是否有顯著的地區與地區間的相異性。以上內容較偏向地形研究的歷史取向 (historical approach) (Summerfield, 1991: 7-17)。而除了地表抬升、氣候變遷、海水面變動等外部變項外，沉積物供給等相關的內部變項與河階生成的關係在臺灣仍是需要被探討的因子，所以本文在解讀河流地形演育的歷史研究取向外，也嘗試由野外實際的調查來討論研究區內沉積物供給及相關內部變數於河階生成扮演的角色。綜言之，本文的目的有：

1. 判釋海岸山脈東翼各流域河階地形，了解河階地形的分布特徵。
2. 調查河階沉積物及底岩露頭，推論河階生成時的堆積、侵蝕、下切等過程。
3. 歸納及解讀研究區河階地形演育的重要影響因子，其中包括檢視與探討海階崖及山麓沖積扇與河階地形演育的關聯。
4. 透過重要的影響因子，歸納及解讀研究區河階地形的發育模式。
5. 檢視是否有模式不盡適用的情況以及背後可能意味的河階演育影響因素之區域差異。

第二節 文獻回顧

本文旨在透過河階地形的特徵，歸納及解讀研究區河流地形演育及其重要影響因子，研究區位於臺灣且河階對比為研究重要的手段之一，因此文獻回顧內容包括影響河階生成的因素、臺灣的河階研究、臺灣河階的對比方式等三項。

(一) 影響河階生成的因素

1. 外部因素

古河流 (palaeofluvial) 地形研究中，以第四紀的氣候變遷、海水面升降、地表抬升等因子在今日仍被認為是河流地形演育上的重要變數 (Dollar, 2002, 2004)，這些因素影響著河流地形的演育，操控著河流的堆積、侵蝕、下切，也就等於是操控了河階地形的生成。對流域的系統來說這些外部因素幾乎是獨立的存在，是影響河流地形的自變數。

(1) 地表抬升

地表抬升，造成河流侵蝕基準相對下降，河流縱剖面因而遠離了均夷剖面所在的侵蝕基準，將驅動河流的下切以使其縱剖面朝侵蝕基準移動 (圖 1-1)。河流下切後，若達平衡而轉為側蝕，會促成河階的生成 (Bull, 2007)，因此長期而言，地表抬升為河階生成的必要因素 (Bridgland, 2000)，惟地表抬升為主要控因所生成的往往是侵蝕型階地而與氣候變遷生成的堆積型階地不同，為沉積物厚度較薄的岩石階地 (Bull, 1990; 2007)。促使河階生成的地表抬升可肇因於大尺度的造山運動，例如英國南部 (Maddy, 1997) 以及日本本州北部 (Matsu'ura *et al.*, 2008) 的階地。小尺度的構造線沿線抬升也是局部河段階地階數與崖高的重要控因，這種例子在臺灣相當多 (例如蘇惠貞, 2007; 黃珮瑜, 2008; 范舜侑, 2008)，其中當背斜斜交過河谷時，於背斜通過的河段容易出現岩石河階，其上游與下游河段則容易堆積較大量的沉積物 (例如 Molnar *et al.*, 1994; Holbrook and Schumm, 1999)，而垂直錯動的斷層線斜交過河谷且上盤位於上游側時，上盤容易出現岩石階地，下盤離斷層線較近的河段則出現埋積 (例如黃珮瑜, 2008; 范舜侑, 2008)。以上小尺度者若疊至於大尺度者之上時 (例如 Cheng *et al.*, 2002; Martins *et al.*, 2009)，不免將增加各河段階數與崖高之歧異而增加對比的難度。此外，國外尚有起因於冰河地殼均衡 (glacio-isostasy) 而抬升的例子 (Bridgland and Schreve, 2009)，但此因素目前尚未見於臺灣。

(2) 氣候變動

氣候變動對於河道坡度、水量、沉積物顆粒大小與供應量、以及底岩相對的可侵蝕性皆有影響，與河階地形的生成有很大的關係 (Gibbard and Lewin, 2009)。不少研究顯示階地堆積物形成的時間為地表植生稀疏而河谷沉積物供應量較大的冷期 (Bull and Kunepfer, 1987; Sugai, 1993; Molnar *et al.*, 1994; Starkel, 2003; Litchfield and Berryman, 2005; Litchfield and Rieser, 2005; Clement and Fuller, 2007; Bridgland and Westaway, 2008; Kock *et al.*, 2009; Wang *et al.*, 2009; Wegmann and Pazzaglia, 2009; Wang *et al.*, 2010; Ishimura and Kakiuchi, 2011; Olszak,

2011)，少數則認為是在暖乾期 (Pierce *et al.*, 2011)；對於造成下切而形成階崖的氣候時期在不同的研究區而有冷期 (Hanson *et al.*, 2006)、冷期轉至暖期 (Bridgland, 2000; Ho, 2006; Wang *et al.*, 2009; Wegmann and Pazzaglia, 2009; Yang *et al.*, 2011; Olszak, 2011)、暖期轉至冷期 (Bridgland and Westaway, 2008)、冷暖期轉換時期 (Starkel, 2003; Bridgland and Westaway, 2008)、以及暖期 (Molnar *et al.*, 1994; Litchfield and Berryman, 2005) 等不同推論結果。在喜馬拉雅山山脈南面山麓，沉積物堆積或河道下切尚與印度夏季季風 (Indian Summer Monsoon, ISM) 強度的震盪導致降水的多寡有關 (Bookhagen *et al.*, 2006; Suresh *et al.*, 2007; Dutta *et al.*, 2012)。

氣候階地常出現在中緯度的河谷中上游於冷期為冰河或冰緣地區的河段，然而也有生成於河谷中上游但非冰緣區河段的例子 (Sugai, 1993; Litchfield and Berryman, 2005; Hanson, 2006; Yang *et al.*, 2011)，Ishimura and Kakiuchi (2011) 強調非冰河及冰緣區的流域，受氣候波動的反應與冰河及冰緣區者類似。此因素成的通常為堆積型階地 (Bull, 1990)，但也有生成岩石階地的例子 (Wegmann and Pazzaglia, 2009; Ho, 2006; 何立德, 2007)，關鍵在於某種氣候期之內河水流量與相應的沉積物供給量。中—晚更新世以來這種河谷大量積夷而成的堆積型階地，雖然有時因所遵循的氣候循環，其時間尺相異，以致階數未必均與米蘭柯維奇循環¹ (Milankovitch cycles) 吻合 (Bridgland, 2000)，但許多例子仍顯示相鄰階序之間大致為 10^5 yr 的時間尺度 (Bridgland and Westaway, 2008)，不過兩次加積事件之間或一次加積事件之後因河流沉積物供應減少，使河流側蝕與下切沉積物而成的埋切階地 (fill-cut terrace) (Starkel, 2003; Wang *et al.*, 2009) 或是在冰期中冷暖期交替時期形成岩石階地 (何立德, 2007)，其生成的時間尺度會比 10^5 yr 小得多。

(3) 海平面升降

長時間為開放系統的海域，海平面會伴隨氣候冷暖期的波動而升降，這固然對海階的演育有很大的影響，於靠海的河流或河段的河階演育同樣也是影響因素，例如更新是冰期—間冰期循環造成海平面超過 100 m 的升降，即驅使歐洲許多臨海河流河階群的生成 (Huggett, 2007: 239)。海水面的上升，可導致近海河段逐漸向上游積夷，形成往後河階面上的堆積物 (例如 Litchfield and Berryman, 2005; Robustelli *et al.*, 2009)；海平面下降，河流的基準面 (base level) 降低，造成河流下切 (例如 Claessen *et al.*, 2009; Robustelli *et al.*, 2009)，臺灣西部高位階地 (LT) 最低階下切至低位階地 (FT) 最高階也被認為與 30,000 年前海準面大幅下降有關 (廖俊言, 1995; 劉明錡, 2004; 蔡衡, 2004; Sung *et al.*, 1997)；海平面長期穩定，有助於河流側蝕與河谷加寬 (Huggett, 2007: p. 239)。海準面的上升或

¹ 米蘭科維奇循環為時距 10 ka 至 1 Ma 的氣候循環，肇因於太陽—月球—地球之間複雜的軌道關係，由三種軌道的擾動以及五種週期所構成：偏心率 (eccentricity) (400 與 100 ka)，來自地球繞行太陽的軌道由近圓形至橢圓形的轉變；傾角 (obliquity) (41 ka)，來自地軸與黃道面夾角於 22.1° 至 24.5° 之間的變動；進動 (precession) (或曰歲差) (23 與 19 ka)，來自地球自轉時，週期 26 ka 的晃動轉圈 (引自 Yu *et al.* 2008)。

下降各自將為河谷內近海河段之地形演育帶來什麼樣的影響，仍須參考河谷近海段與河谷外地形之相對坡度（例如 Hsieh *et al.*, 1994; Pazzaglia, 2010），當下游因坡度因海平面下降而增加，才會驅動向上游的下切。多數的河階序列主要反應的是第四紀，甚至僅是全新世的环境變遷過程（Pazzaglia, 2010），而臺灣河谷內階地的年代僅數千年至數萬年，且東部近期普遍屬於海平面相對下降的情況，因此晚更新世以來的海平面（相對）的變化可能是重要的因素。

2. 內部因素

(1) 河流能與抵抗能的關係

河流系統內部變數的變化往往表現在河流受到外部的獨立自變數影響後，流域內河段之間所產生的反應，有時這種反應是一連串的連鎖反應，所以在系統中多屬於影響河流地形演育或控制河階生成的中介變數（mediator, intervening variable）。

河流某河段是侵蝕或堆積決定於河流能（stream power）與抵抗能（resisting power）相對的大小（Bull, 1979; 1991; 2007），前者大於後者，產生侵蝕，河床高度降低，反之則堆積，增加河床高度，河階地形就在河床高度升高或降低之間生成。河流能與河道坡度、河流流量；抵抗能與沉積物顆粒大小、推移載（bedload）等變數量的大小呈正向的關係（圖 1-2），這些變數會透過流域系統中邊坡與河道二個次系統間的交互作用以及河流侵蝕基準的變動來影響抵抗能與河流能彼此的相對高低，而前文提到的各項獨立變數，例如氣候變動影響河流流量、沉積物供給；地表抬升與海平面升降影響河道坡度等，則是驅動河流內次系統間互動時參數的變動進而影響抵抗能與河流能相互變化的動力（Bull, 1991）（圖 1-3），因此河流能與抵抗能的比值（Bull, 1979; 1991; 2007）。

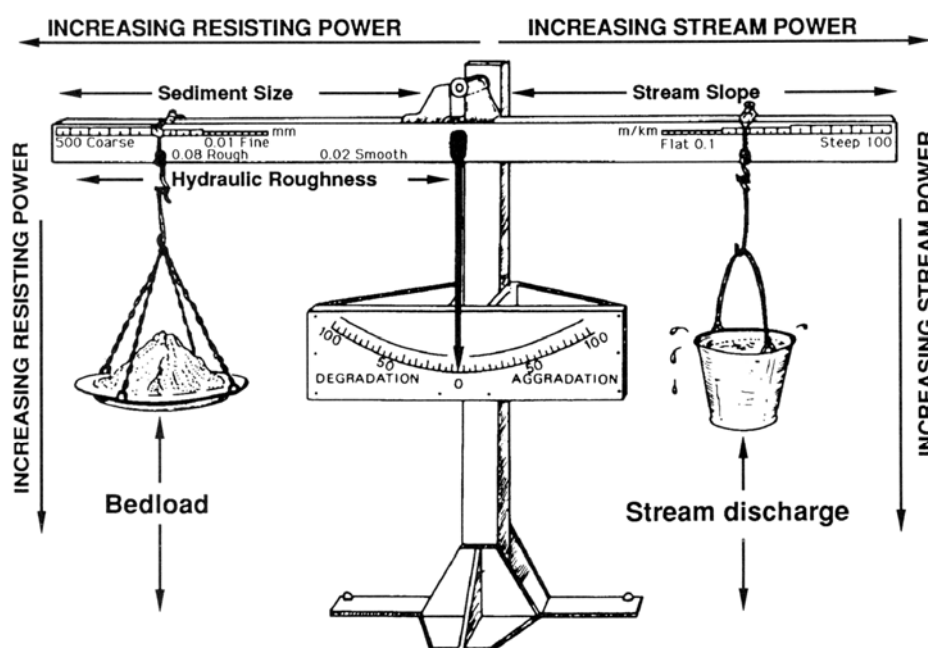


圖 1-2 河流在積夷與蝕夷之間的平衡示意圖。Bull (1991: 15)

刻度零的地方是河流能是否超越抵抗能的門檻（threshold of critical power）。

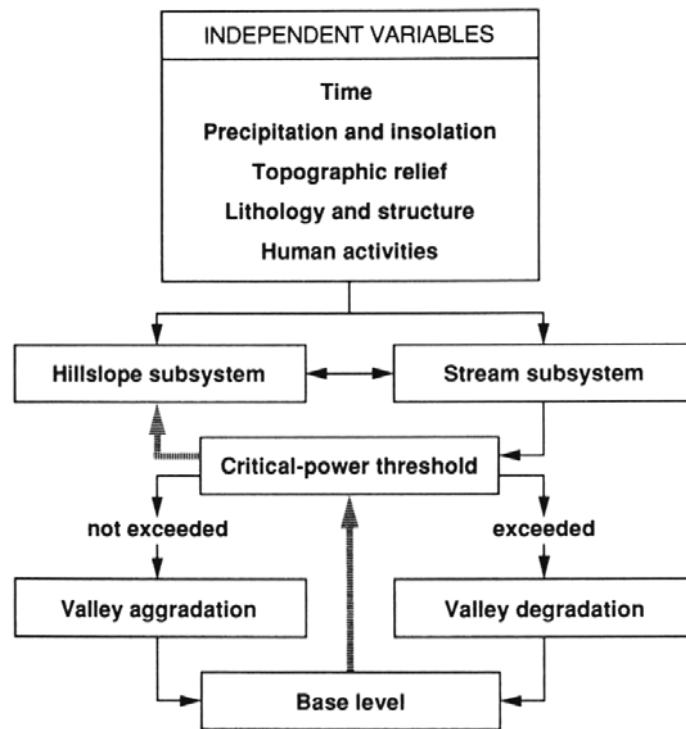


圖 1-3 河流系統的基本元素。Bull (1991: 5)

圖中粗的灰箭頭表示回饋機制。

河流能與抵抗能比值的變動意味著河流系統對外部因素的反應與調整，這個反應與調整有時是呈現在一連串的連續反應之中，例如河流的複雜反應 (Schumm and Parker, 1973; Schumm, 1977)，這在臺灣有類似的實例 (齊士崢, 1994; 1995)，或是可能發生在河流堆積物增加河道坡度至超過某一門檻值後自我調整地下切 (Schumm, 1973; 黃珮瑜, 2008; 范舜侑, 2008)。有例子顯示河流下切堆積物的過程中，堆積物表層可能因淘選作用產生礫石構成的甲冑層 (armor)，間歇地阻礙河流下切而生成崖高較小、局部性分布的數階埋切 (fill-cut) 階地 (Bull and Knuepfer, 1987)。此外，來自支流河谷的沉積物 (如沖積扇) 大量堆積後，也能因堵塞河道而改變其上游的臨時侵蝕基準，進而影響主流沉積物的堆積與階地的演育，例如蘭陽溪主流河谷支流扇的堆積 (傅炯貴, 1998)。連續反應的過程通常不會擴及整個集水區且各河段通常不會一致，因此不論其生成的河階為堆積、侵蝕、或埋切型，多是「次要」的，較為零星狹小 (Bull, 1990) 而不易與其他河段對比的階地。

(2) 岩石碎屑的工具與覆蓋效應

近期的研究開始重視岩石碎屑由集水區邊坡或上源進入河道後，在河床底岩上的磨蝕與覆蓋對河床遭受侵蝕與否的影響。Sklar and Dietrich (2001, 2004, 2006) 的跳躍磨蝕模式 (saltation-abrasion model) 認為當河道中沉積物供給速率在某個數值以下且底岩未完全受沉積物覆蓋時，河床上底床載 (bed load) 的顆粒將以跳躍移動的方式磨蝕底岩，此謂推移載顆粒的工具效應 (tool effect)，期間底岩被

侵蝕的速率將隨推移載供給速率的提高而增加。透過野外研究 (Cowie, *et al.*, 2008), 認為當底岩河流 (部分或全為底岩河道) 面對地表抬升而以提高侵蝕速率作回應時, 整個反應的效果 (侵蝕速率提高) 固然獲得自河流坡度增加所帶來的剪應力增加, 但部分也來自底床載供給速率增加所驅動的工具效應。然而當推移載供給速率不斷提高, 以致在底岩上不斷堆積, 至大量覆蓋底岩而難以搬運, 此時推移載顆粒的覆蓋效應 (cover effect) 開始出現, 也就是推移載多到對底岩產生了保護的作用, 那麼工具效應將逐漸減小, 推移載磨蝕底岩的速率降低, 甚或因推移載的完全覆蓋而讓底岩免於被侵蝕 (圖 1-4)。Finnegan *et al.* (2007) 的實驗認為當河道底岩尚未大部份受推移載覆蓋時, 工具效應的效果受到推移載供給速率與河道搬運負載力的控制, 而覆蓋效應的發生則不完全是因為推移載的供給速率過大, 工具效應磨蝕之下造成河床粗糙度的增加也能驅動覆蓋效應而降低侵蝕速率。

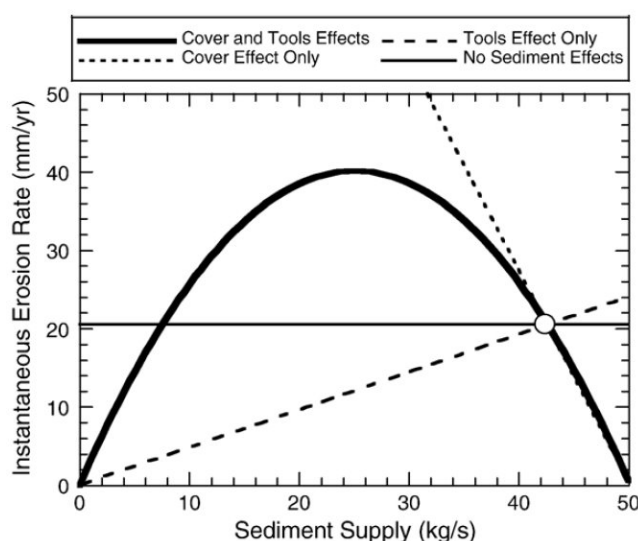


圖 1-4 工具效應與覆蓋效應造成之侵蝕速率。Sklar and Dietrich (2006)

圖中最粗的黑線為兩種效應雙重影響下侵蝕速率隨沉積物供給速率不斷增加下的變化。

岩石碎屑工具與覆蓋效應的相互消長造成侵蝕速率的升降, 與河流中某河段之河流能與抵抗能 (Bull, 1979; 1991; 2007) 的概念密切相關, 也就是當河流能大於抵抗能, 推移載才能被水流搬運, 才有機會磨蝕底岩, 工具效應也才能發揮, 反之當推移載供給速率過大, 河床多被推移載沉積物覆蓋, 礫石之間相互制約, 抵抗能佔優勢, 侵蝕速率便逐漸降低。此外, 底床載工具效應的侵蝕速率也會因磨石工具的抗蝕性提高而提高 (Sklar and Dietrich, 2001; Cowie, *et al.*, 2008), 而在底岩性質的控制下使一集水區屬於風化限制 (weathering-limited) 或運輸限制 (transport-limited), 也會影響岩石碎屑供給與搬運的狀況, 進而影響推移載的供給速率足以產生的是工具或覆蓋效應 (例如 Wegmann and Pazzaglia, 2009)。

3.各因素的共同影響

河階生成的控因固然可拆解成幾項外部與內部因素，但從很多例子發現，這些因素常常是共同加諸於河谷的地形演育。各因子在河谷地形演育的進程中對河階生成的共同影響從文獻上至少可發現三種型式：(1)彼此的影響在空間上是重疊的，效應也是一併出現的，例如長期的地表抬升主宰河流的下切，但該背景下搭配相對較短時間尺度的氣候波動使河流能出現堆積、側蝕等作用，於是下切成為間歇性地 (例如 Hsieh *et al.*, 1994; Hsieh and Knuepfer, 2001; Wang *et al.*, 2009; Yang *et al.*, 2011)；(2)彼此影響在空間上是重疊的，但效應相對的強弱在各河段的表現卻不同，例如造山帶中各河段因氣候波動所呈現的效應強弱有別，因此其上、中、下游生成的河階形態也不同 (Starkel, 2003)，或是因侵蝕基準下降的向源侵蝕以及隨冷期而來的加積發生於同時期，其中於向源侵蝕較強盛的河段以下切為主，階面狹小，但氣候效應與向源侵蝕對峙的較上游河段則是進行側蝕而出現岩石階地，阻止了向源侵蝕的上溯 (García *et al.*, 2004)；(3)彼此在空間上非全然重疊，例如氣候波動雖遍及各河段，但水面升降對河階演育的效應卻只有在下游段可看見 (Litchfield and Berryman, 2005)。

由於研究區內普遍是較小的流域，各種因素空間上影響，在有限的流域範圍內很可能是有交集的 (未必完全重疊)，但在各河段很可能彼此相對的強弱有別。本文後續便主要以地形本身或沉積層呈現的形貌、特徵來歸納各河段在概念上可能同時受哪些因素影響，以及哪些因素可能是較為優勢的。

(二) 臺灣的河階地形研究

臺灣河階地形發達，藉由河階地形來研究河流地形演育的文獻很多，例如淡水河流域 (Chen and Liu, 1991; Sung *et al.* 1993; 楊貴三, 1988; 曾士林, 1994; 黃祥慶, 1995; 周淑文, 1997; 張瑞津等, 2000)、中港溪與頭前溪流域 (張瑞津, 1999; 蔡怡真, 2002)、後龍溪流域 (張瑞津等, 1998)、大安溪流域 (Chen *et al.*, 2007)、大甲溪流域 (Wenske *et al.*, 2012; 石再添等, 1986; 蔡衡, 2004)、大肚溪流域 (楊貴三等, 2007; 黃珮瑜, 2008; 范舜侑, 2008)、濁水溪流域 (石再添、楊貴三, 1985; 趙秋益, 1993; 蔡衡, 2004)、急水溪流域 (蘇惠貞, 2007)、二仁溪流域 (Hsieh and Knuepfer, 2001)、高屏溪流域 (黃美璇, 2001; 齊士崢、黃美璇, 2001; 龔琪嵐, 2002; 龔琪嵐、齊士崢, 2004; 林名璟, 2008)、蘭陽溪流域 (陳邦禮, 1996; 傅炯貴, 1998; 齊士崢等, 1998; 趙偉智, 1999; 蔡衡, 2004)、立霧溪流域 (劉志學, 1989; 齊士崢, 1994; 齊士崢, 1995)、花蓮溪流域 (楊貴三, 1992)、豐濱溪流域 (Ho, 2006)、秀姑巒溪流域 (Shyu *et al.*, 2006)、以及馬武窟溪流域 (鄧國雄與沈淑敏, 1990) 等。另外也有跨流域的區域尺度研究，例如臺灣北部主要流域 (吳麗娟, 2000; 劉明錡, 2004)、花東縱谷 (張瑞津等, 1992a、1992b)、海岸山脈東翼的部分流域 (Hsieh *et al.*, 1994; 高鵬飛, 1990; 張瑞津等, 1991) 及全域 (劉平妹、謝孟龍, 2006)、流經中央構造線的流域 (Hsieh and Chyi, 2010; 齊士崢、宋國城, 2000)、臺灣西南部山麓地帶 (Hsieh and Knuepfer, 2002)、以及臺灣多處的紅土台地 (Sung *et al.* 1995; 1997) 等。

從這些文獻可歸納出幾個影響臺灣河流地形演育較重要的因素：1. 臺灣普遍處在地表抬升的狀況，各地抬升量不相等而在大尺度上呈穹隆式抬升，部分地區的抬升可能為間歇性的，有利於階面及階崖之生成；2. 多個地區，特別是河流中下游之大型階地，其高位階地 (LT) 最低階的成因與 30,000 年前海平面大幅下降有關；3. 臺北盆地的陷落及其隨海平面升降造成臨時基準面的改變對淡水河流域河階的生成通常有影響；4. 臺灣西部因板塊朝西北向之擠壓應力，在山麓與平原交界一帶出現小尺度之斷層抬升或褶皺撓曲，促進周邊河階的生成；5. 河階成因的通則或許正是其並無通則，端視複雜的河流反應加諸於地形地質相異之處時，是否使該地點達到地形變動的門檻，當某處到達地形門檻，便可能有階地生成，但各處因此形成階面及階崖的時間卻可能相當紛歧而並不相關。

前述臺灣河階地形相關研究，位於海岸山脈東翼的總計有馬武窟溪 (鄧國雄、沈淑敏，1990)、豐濱溪與馬武窟溪 (高鵬飛，1990)、豐濱溪 (張瑞津等，1990；Ho, 2006)、秀姑巒溪 (張瑞津等，1992；Shyu *et al.* 2006)、六個較大的流域 (水璉溪、蕃薯寮溪、豐濱溪、水母丁溪、三仙溪、馬武窟溪) (張瑞津等，1991)、長濱至烏石鼻之間以及三仙台與成功一帶共 12 個流域 (Hsieh *et al.* 1994) 等。對於河階的成因，早期的研究固然將地表抬升驅動河流下切視為岩石階地生成的重要背景，但在特定的流域，地層分布被視為河流橫向侵蝕的重要因素，例如蕃薯寮溪、水母丁溪 (張瑞津等，1991) 以及馬武窟溪 (鄧國雄、沈淑敏，1990；高鵬飛，1990；張瑞津等，1991) 的河口均有硬岩 (都鑾山層) 阻擋，延宕了遷急點向上游移動，形成中上游河道相對穩定的臨時基準面，使河流能在較軟的岩層中 (蕃薯寮與八里灣層) 側蝕，形成發達的曲流，形成地形面 (張瑞津等，1991)。相對地，豐濱溪雖然河口無硬岩分布，但經軟弱的八里灣層仍讓河流易於側蝕出地形面，惟曲流地形相對於馬武窟溪較不發達 (高鵬飛，1990)。

謝孟龍 (2007) 認為臺灣河階的相關研究近期已開始重視沉積物的供應對河流行為的影響。這些研究認為沉積物的供給是河階地形生成在構造背景下的另一個重要因素，例如 Hsieh *et al.* (1994) 認為氣候因素引起的河流水量及沉積物供應的變化促使海岸山脈東翼中段長濱至烏石鼻之間以及三仙台、成功一帶流域堆積型階地 (fill terrace) 的生成；劉平妹、謝孟龍 (2006，2007) 認為百、千年尺度下間歇、災變性的粗粒岩屑沉積物的供應 (以山崩、土石流的形式)，使河流雖長期以下切為主 (反應地塊隆升)，短期卻可做複雜的變遷，控制河流堆積、下切及彎蜒側蝕等河流行為，形成系列階地；Ho (2006) 認為豐濱溪岩石型階地 (strath terrace) 的生成與氣候變動有關，因為豐濱溪在氣候由冷轉暖的初期沉積物供給增加與海平面上升，減緩了河流下切，卻加強了河流的側蝕，而此期間頻率增加的洪水也有助於河谷的拓寬。此外，氣候轉變的幅度將影響沉積物加積的厚度，進而可能影響沖積階地 (fluvial terrace) 沉積物的厚度；反之，當氣候由暖轉冷，沉積物供給減少，有助於河流的下切。

(三) 臺灣河階對比的依據

河階的研究始於十九世紀後期，其中河階的分類是早期著重的研究項目。一般而言，分類的面向有階面主要為侵蝕或堆積作用所造成、河階生成的主要控因以及階面的高度在河谷兩岸對稱與否等 (Ritter *et al.*, 2002: 243)，例如 1891 年 McGee 劃分的侵蝕河階與堆積河階 (劉明錡, 2004: 3)、1902 年 Davis 劃分的對稱與不對稱階地 (Bull, 1991: 7)、Howard (1959) 建議在堆積型河階中可再分出埋切型階地、以及 Bull (1990) 劃分的構造階地、氣候階地以及複雜反應階地等。

河階對比的目的在推論哪些階面曾經屬於同一期的地形面。臺灣的河階對比始於日治時期，即是起自對河階的分類。富田芳郎曾將臺灣地形面歸納為 EH 面、LH 面、LT 面、FT 面、FP 面等五種 (富田芳郎, 1940a, 引自林朝榮, 1957: 23)。其後林朝榮 (1957) 再繼續整理而增加為 HP 面、OP 階、EH 面、YP 階、LH 面、LT 面、FT 面、FP 面等八種。與上段文字舉例的分類面向不同的，富田氏與林氏以河階面的高度為主要的分類依據，暗示了河階面生成的年代，這一時也成為臺灣河階對比或分類上盛行的架構，其後幾十年間研究者常以河階高度為對比的主要依據，例如石再添等 (1975; 1976; 1983a; 1983b; 1984a; 1984b; 1985a; 1985b; 1985c; 1986a; 1986b; 石再添、楊貴三, 1985)、張瑞津等 (1990; 1998; 1999; 2000; 2002; 2003; 2004)、Chen and Liu (1991)、Sung and Chu (1992)、Sung and You (1993)、Sung *et al.* (1995; 1997) 在對比或分類時均延用了這個架構 (後期僅 LH、LT、FT、FP 為常用的類別)，特別是當航空照片立體像對判讀技術引進臺灣 (例如 Howard, 1962; Sun, 1962; Ku, 1963)，使研究者能在短時間大面積的流覽地形面後有更多的研究陸續出現。這類以高度為對比主要依據的方法也應用在探討活動構造對河階地形的影響，例如 Ku, 1963、Ota *et al.* (2002; 2006)、Chen *et al.* (2004; 2007)、石再添等 (1983a; 1983b; 1984a; 1984b; 1985a; 1985b; 1985c; 1986a; 1986b)、石再添、楊貴三 (1985)、楊貴三 (1986)、黃珮瑜 (2008)、范舜侑 (2008) 等等，惟這些研究未必使用由富田氏、林氏延續而來地形面詞彙 (有時以自編的符號標示階序)。謝孟龍 (2007) 則對這個系統形面的分類與定義及其延伸的對比方式曾提出若干質疑。

目前臺灣河階對比的重要指標除了高度外，還考慮了河流整體堆積與侵蝕的過程 (例如齊士崢, 1994、1995; 齊士崢、黃美璇, 2001; 龔琪嵐、齊士崢, 2004)、階崖形貌的發育模式 (例如 Sung and Chu, 1992; Sung and You, 1993; Sung *et al.*, 1995; Sung *et al.*, 1997; 蔡衡, 2000)、土壤的化育程度 (例如黃文樹等, 2003; 黃文樹, 2003; Tsai, 2006、2007a、2007)，儼然已是多指標共同判斷的時代。

本文的河階對比將以高度為主要的對比依據，理由及詳細的操作流程書寫於研究方法中。

第三節 研究區概況

(一) 範圍

海岸山脈位於臺灣東部的中段，以花東縱谷與臺灣其他地區相隔而緊臨太平洋，區域尺度下其地形自成一體。自日治時期以來各文獻提出的臺灣地形分區多將整個海岸山脈獨自劃為一區（楊貴三、沈淑敏 2010: 9-17）。山脈長約 150 km，寬 16.5 km，整體南寬北窄。中段海拔最高，高峰多在 1,300 m 以上，最高可達 1,600 m；南段稍低，高峰平均約 1,000 m；北段最低，高峰多 700 至 600 m 之間（楊貴三、沈淑敏 2010）。研究區為海岸山脈東翼，即海岸山脈主要山脊以東，其內河流向東注入太平洋的範圍。其中豐濱溪、秀姑巒溪、馬武窟溪因河流級序高、主流長、流域面積廣、水系複雜，與東翼內其他流域差異較大，河流地形演育的影響因子很可能異於其他較小、較單純的流域，所以本文所指東翼的範圍不包括這三個大流域（圖 1-5）。此外，最南端近臺東市的加路蘭溪流域一帶，由於為密圖而無法閱讀航空照片之故，也未包含於研究區中。

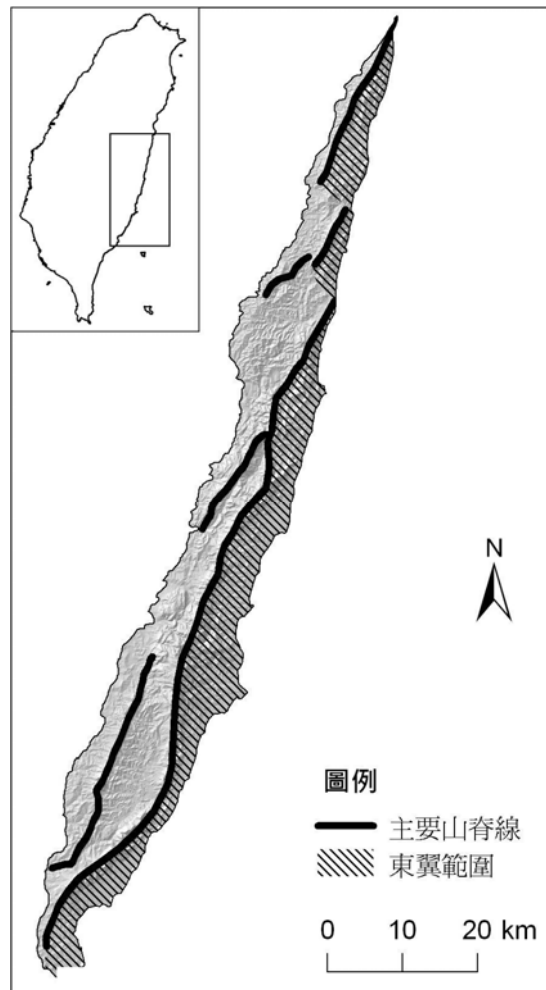


圖 1-5 海岸山脈東翼 (研究區) 範圍

此範圍不包括豐濱溪、秀姑巒溪、馬武窟溪三流域以及最南端密圖的範圍。

(二) 地形

海岸山脈東翼各流域主流的河道形態受底岩強度的高低、基準面改變 (主要為相對下降) 的速率以及流域本身的坡度及大小所控制 (Chang, 1996)。河階地形廣布 (劉平妹、謝孟龍, 2006; 2007), 前人認為乃各流域在地表抬升的背景下, 受河口硬岩阻擋而維持臨時基準的穩定, 曲流發達 (鄧國雄、沈淑敏, 1990; 高鵬飛, 1990; 張瑞津等, 1991)、抗蝕性低的底岩易於側蝕 (高鵬飛, 1990) 以及受氣候因素影響 (Hsieh *et al.*, 1994; Ho, 2006) 或間歇、災害性 (劉平妹、謝孟龍, 2006; 2007) 造成沉積物供應狀況變化等因素影響所致。

海岸為離水侵蝕而進退夷平衡的海岸 (Hsu, 1962), 其中成功至豐田的海岸 (圖 2-6) 在近幾十年多為受侵蝕而後退的海岸, 尤其分布海崖的海岸段, 海岸後退最多達 120 m, 後退速率達 3.1 m/yr (Shen, 2000)。秀姑巒溪口以南, 海階地形發達, 表層常覆蓋陸源沉積物 (謝孟龍、劉平妹, 2010)。在大尺度上, 這些海階可對比為二階 (石再添, 1977; 石再添、鄧國雄, 1977) 或三階 (Liew *et al.*, 1990; Chang, 1996; 許民陽, 1988; 石再添等, 1988), 然而同階序者由北至南的高程差異頗大 (Liew *et al.*, 1990; Chang, 1996), 而且若就局部海岸段落詳細劃分, 常常不只三階 (例如 Yamaguchi and Ota, 2004; 賴政國, 1987)。階序較高的海階, 形成時為海進時期, 其後的階序則在海平面相對下降時生成 (謝孟龍, 1990; 劉平妹、謝孟龍, 2006)。日治時期已有學者 (大塚彌之助, 1928) 調查部分海階的高程及闡釋其代表的構造意義, 近來有研究指出部分小海階階序可能起自百年至千年週期的同震 (coseismic) 抬升 (Liew *et al.*, 1993; Yamaguchi and Ota, 2004; Hsieh and Rau, 2009)。從各海岸段海階不同的幾何特徵與抬升速率, 推測影響海階生成的抬升機制是不盡相同的 (例如 Liew *et al.*, 1990; Hsieh *et al.*, 2004; Yamaguchi and Ota, 2004)。

整體而言, 海岸山脈東翼河階及海階眾多, 可視為地殼抬升的痕跡, 能據此推測海岸山脈各處地殼抬升量的相對多寡 (例如徐鐵良, 1954; Chen *et al.*, 1991; Shyu, *et al.*, 2006)。

依照 1/5000 像片基本圖中具藍色實線 (常流河、時令河) 者方計入流域的原則, 海岸山脈東翼由北至南共計 207 個大小流域 (不包括三個大流域及南端的密區) (圖 1-6 至 1-11), 各流域號碼 (由北至南遞增) 及其名稱 (名稱來自經建版 1/25000 地形圖, 許多較小的河流無名稱) 的對照如附錄一。為求簡便, 本文爾後對各流域的稱謂將以編號為主。

流域面積較大的有水母丁溪 (約 4243.04 公頃, 編號 96)、水璉溪 (約 2602.40 公頃, 編號 45)、三仙溪 (約 2599.52 公頃, 編號 149) 以及新港溪 (約 1637.28 公頃, 編號 152) 等; 最小的僅約 1.3 公頃 (編號 31) (圖 1-7、1-9、1-10、附錄一)。面積大者, 其範圍多深入研究區內, 上游距海岸較遠; 面積小者多分布於研究區的偏東側而上游較接近海岸。

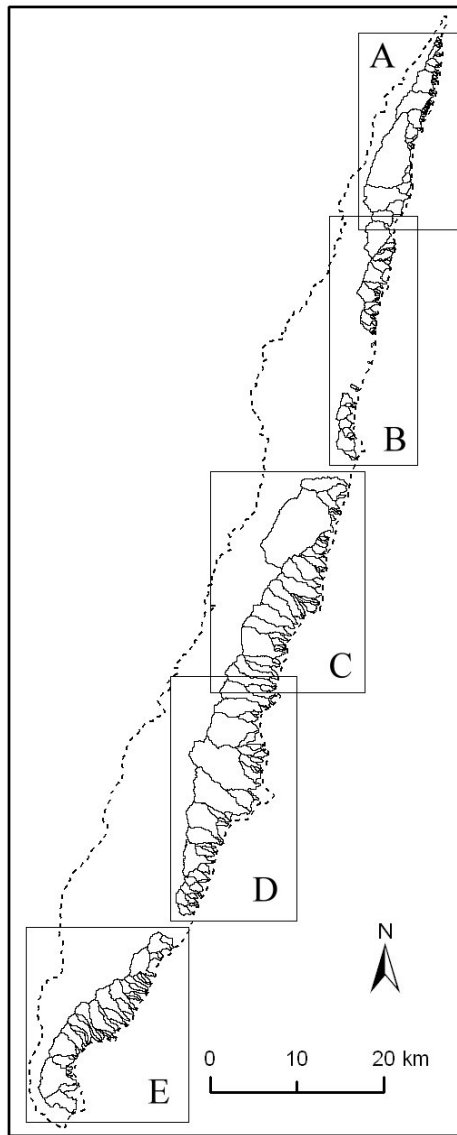


圖 1-6 研究區流域總覽

圖中共 207 個流域，A 至 E 的方框分別顯示圖 1-7 至 1-11 各圖幅的範圍與位置

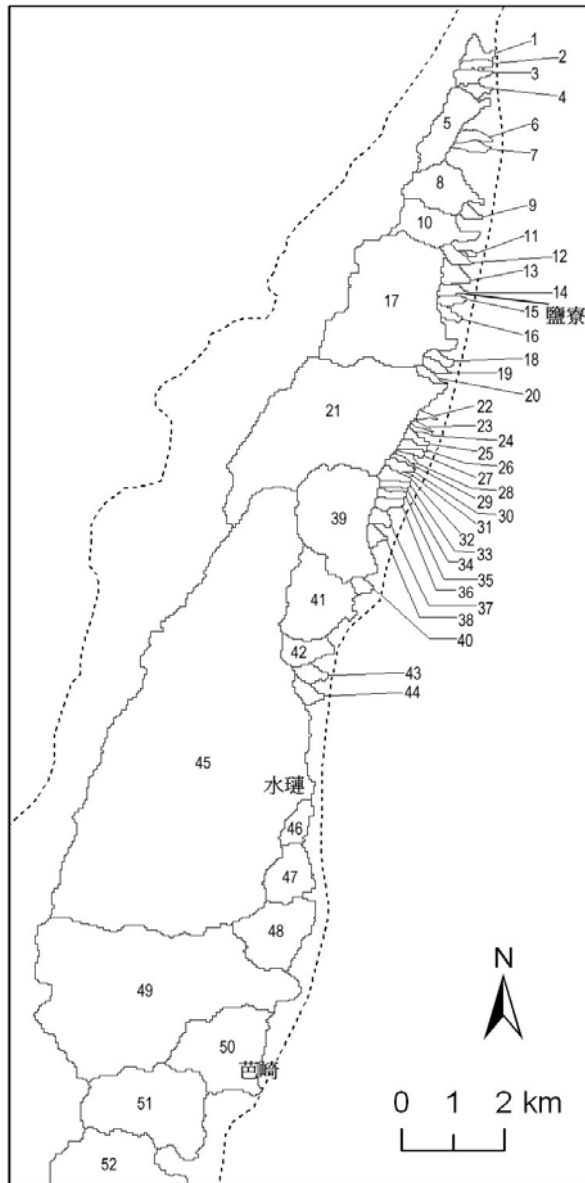


圖 1-7 流域分布之一
圖幅範圍與位置如圖 1-6 的 A。

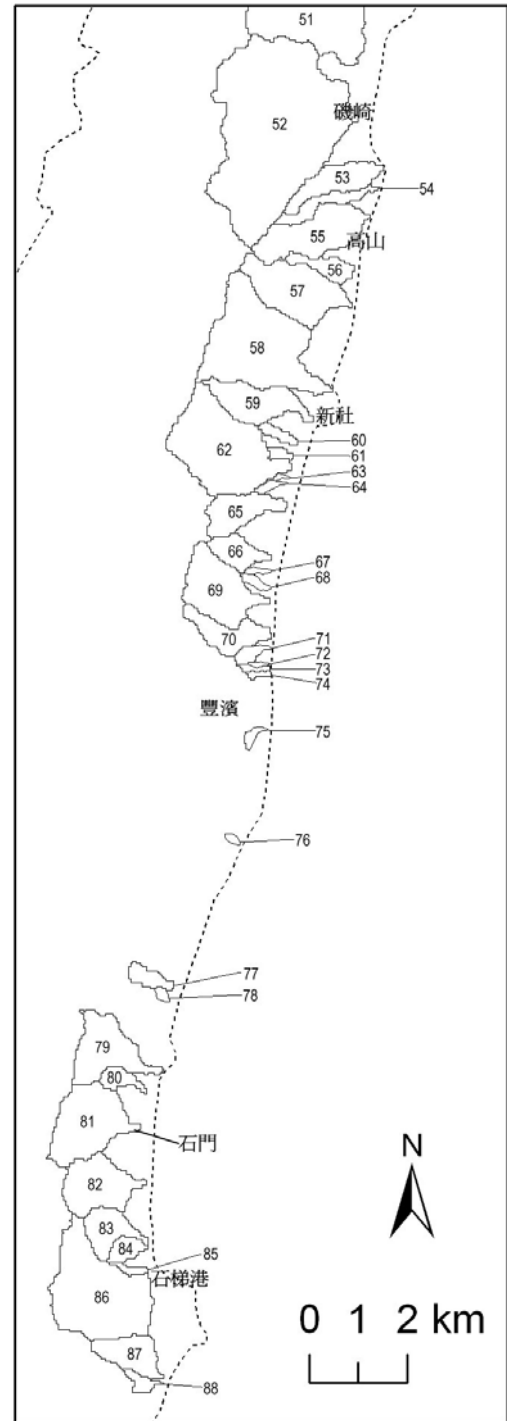


圖 1-8 流域分布之二
圖幅範圍與位置如圖 1-6 的 B。

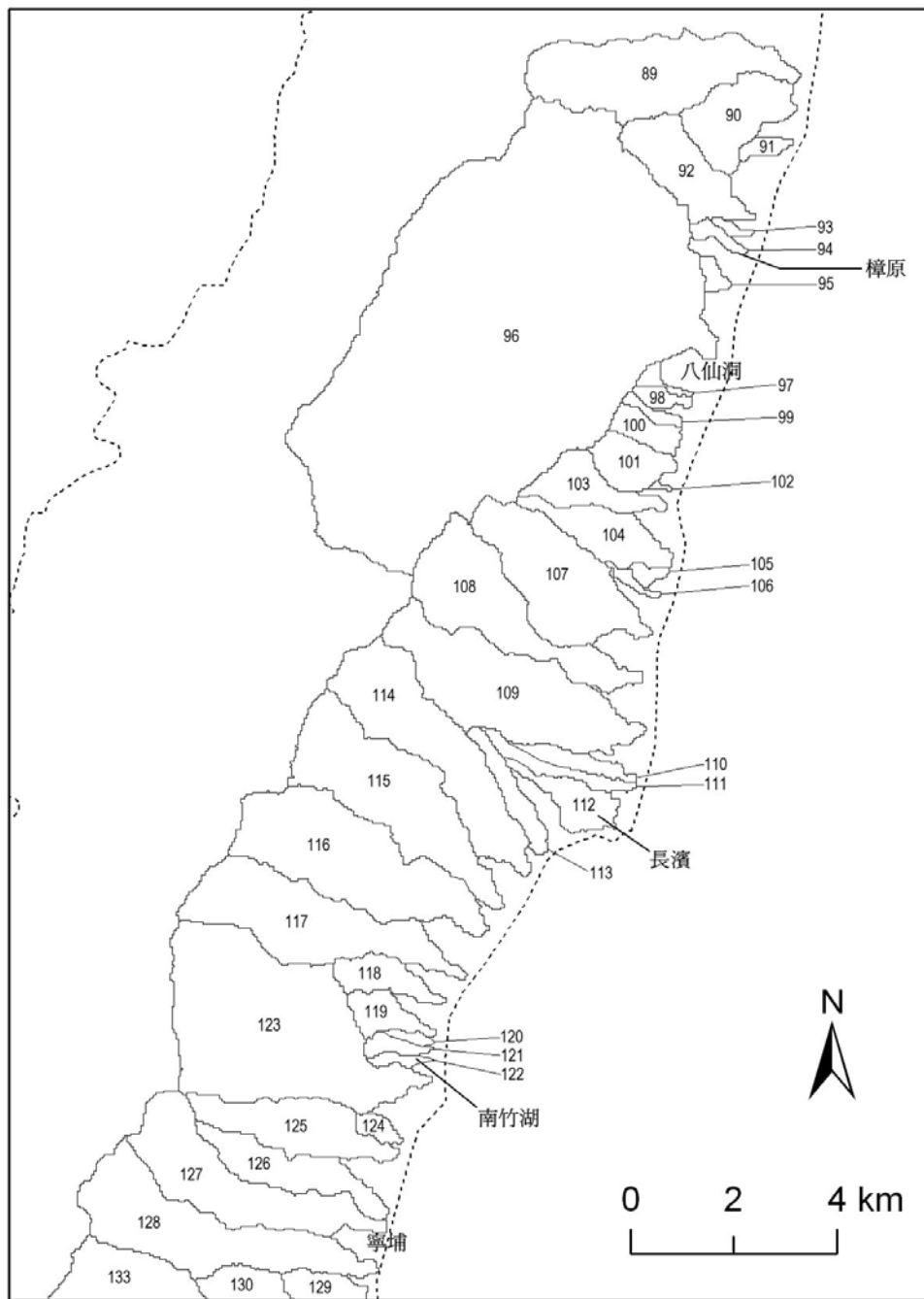


圖 1-9 流域分布之三。圖幅範圍與位置如圖 1-6 的 C。

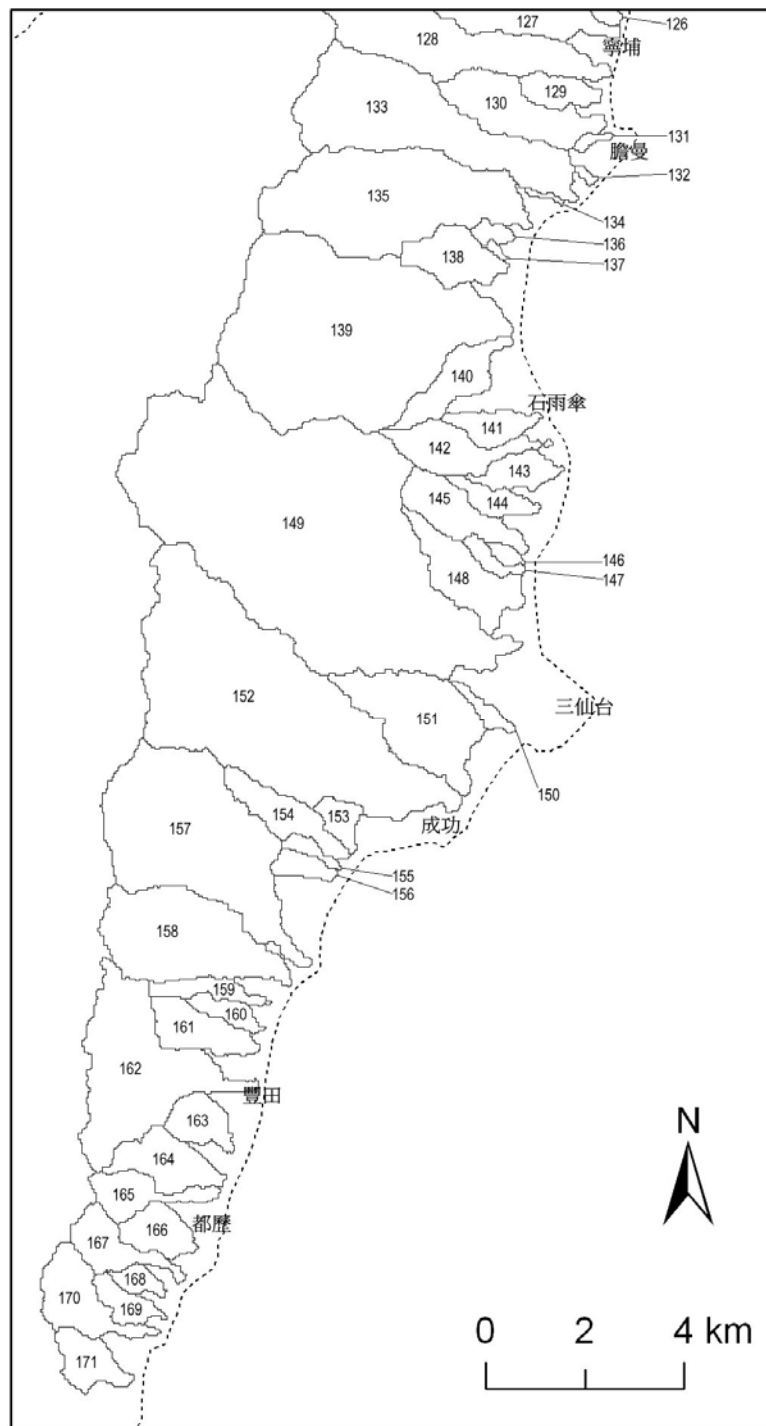


圖 1-10 流域分布之四。圖幅範圍與位置如圖 1-6 的 D。

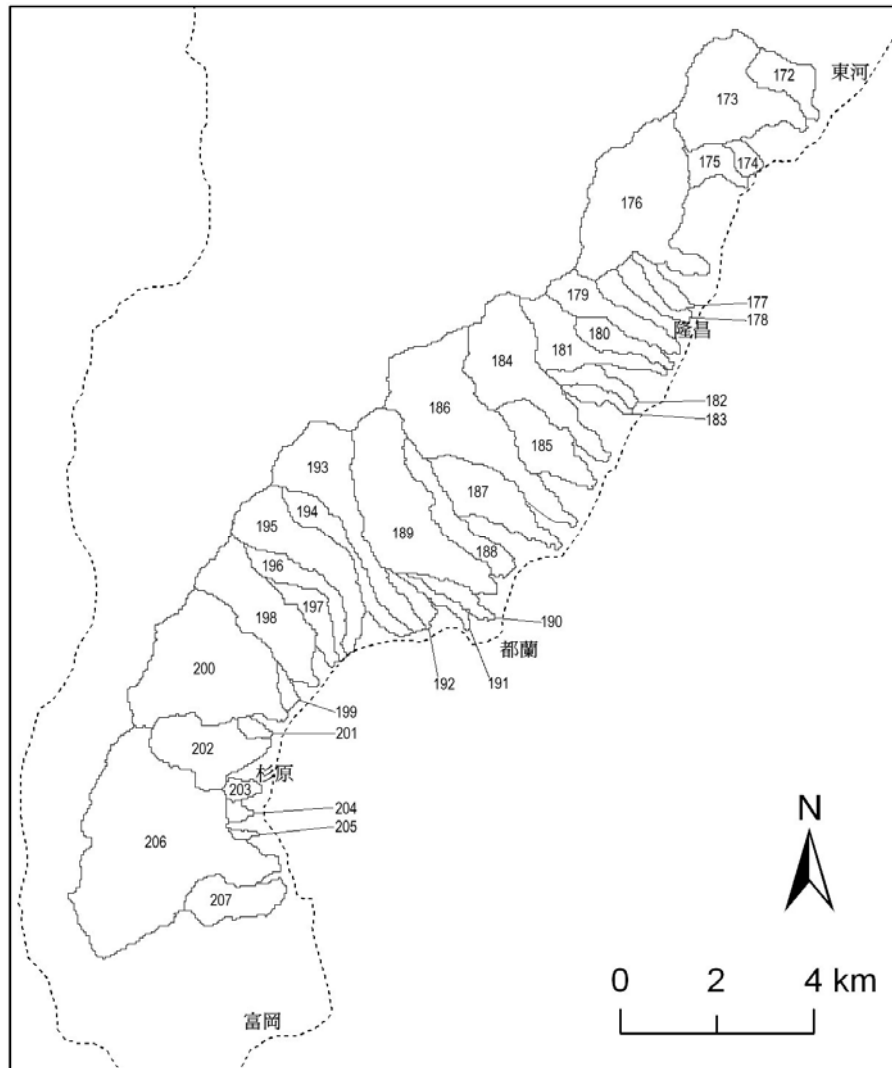


圖 1-11 流域分布之五。圖幅範圍與位置如圖 1-6 的 E。

(三) 地質

海岸山脈在臺灣弧陸碰撞的地體架構中為菲律賓海板塊前緣的新第三紀島弧，為呂宋島弧的一部分（何春蓀，1997: 118），東翼的岩層主要為沉積岩、火成岩，分布較廣的地層有都鑾山層（中新世至上新世）與八里灣層（早上新世至早更新世）；分布較局部的有蕃薯寮層（早上新世）與利吉層（中新世到晚更新世），其他尚有零星分布的港口石灰岩（早上新世到晚上新世）以及位於海岸的全新世沖積層（王源、陳文山，1993a、1993b）（圖 1-12），東翼各沉積岩地層皆未變質（陳肇夏，1994）。海岸山脈內遍布與山脈走向大致平行的構造線，其中研究區周邊及研究區內較活躍的為縱谷斷層及奇美斷層（圖 2-8），分別為晚更新世及全新世的活動斷層（中央地質調查所，2010²），各自影響了局部地區東西向與南北向地殼的變形、抬升速率以及河階地形的幾何形貌（Chen *et al.*, 1991; Shyu *et al.*, 2006）。

² 中央地質調查所網頁中之〈台灣活動斷層分布圖，2010〉，網址：
<http://fault.moeacgs.gov.tw/TaiwanFaults/PageContent.aspx?type=C&id=5>

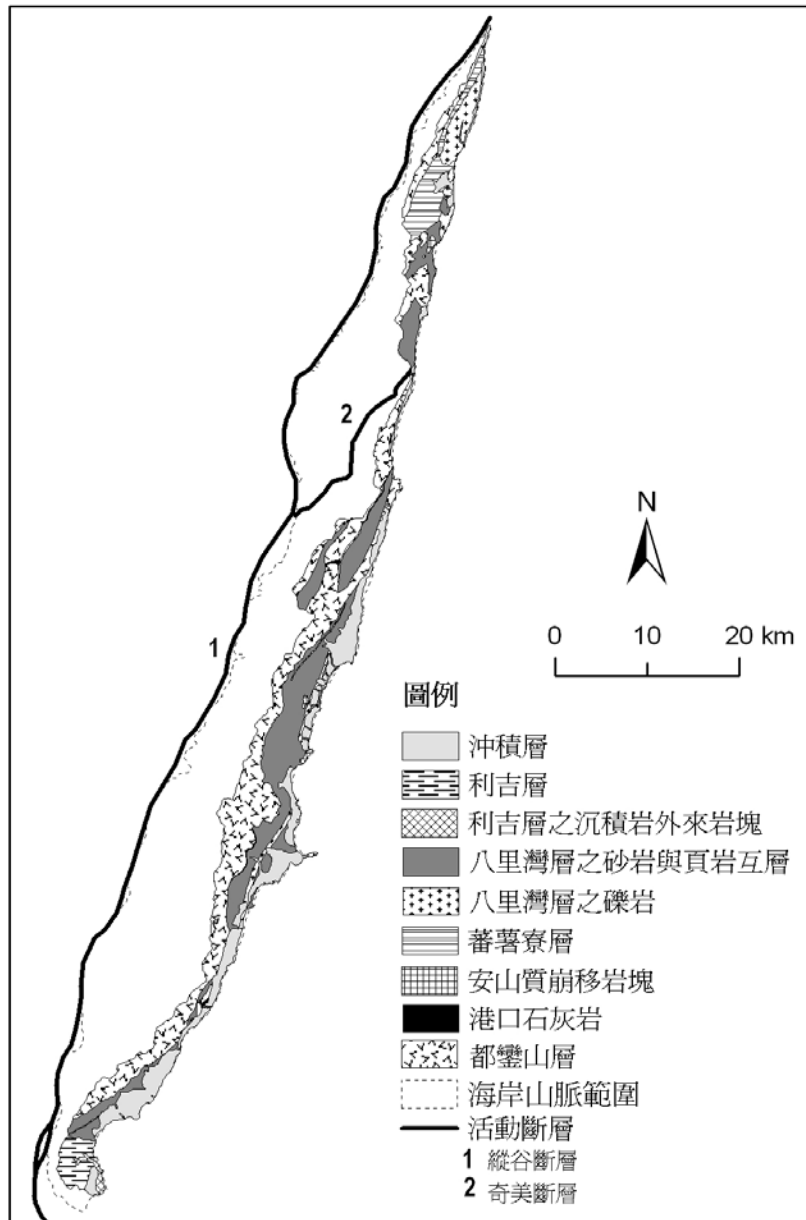


圖 1-12 研究區地質圖

岩層部分改繪自王源、陳文山 (1993a、1993b)，奇美斷層位置：中央地質調查所 (2010)；縱谷斷層位置：Shyu *et al.* (2006)。

由河階與海階地形發達，可知本區大致為地表抬升的區域。全新世期間的抬升速率，有研究利用山區河谷內河階的比高推算局部的地表抬升速率 (例如 Ho, 2006; Shyu *et al.*, 2006)。海岸的定年材料較多，地表抬升資料較豐，但範圍多較局部 (例如 Peng *et al.*, 1977; Wang *et al.*, 1990; Liew *et al.*, 1990; Chen *et al.*, 1991; Pirazzoli *et al.*, 1993; Vita-Finzi and Lin, 1998)。以範圍較廣泛的資料 (Hsieh *et al.*, 2004; 謝孟龍、劉平妹, 2010) 來看，海岸抬升速率由 1 mm/yr 至 11 mm/yr 不等。海岸的抬升速率一般被認為大致有南高北低的趨勢 (例如 Peng *et al.*, 1977; Liew *et al.*, 1990; Chen *et al.*, 1991)，而較新的研究 (謝孟龍、劉平妹, 2010) 認為抬升速率呈現了海岸地帶兩個北緩南陡的不對稱大型背斜。至於現代的地表抬升速

率，近數十年來 (1914-1979) 由 0 至 30 mm/yr 不等，且尚有零星的沉降區 (陳惠芬, 1984) (圖 1-13)，而更近期 (2000-2008 年) 的測量結果，南半部固然抬升快速，但北半部為沉降區 (Ching *et al.*, 2011) (圖 1-14)。

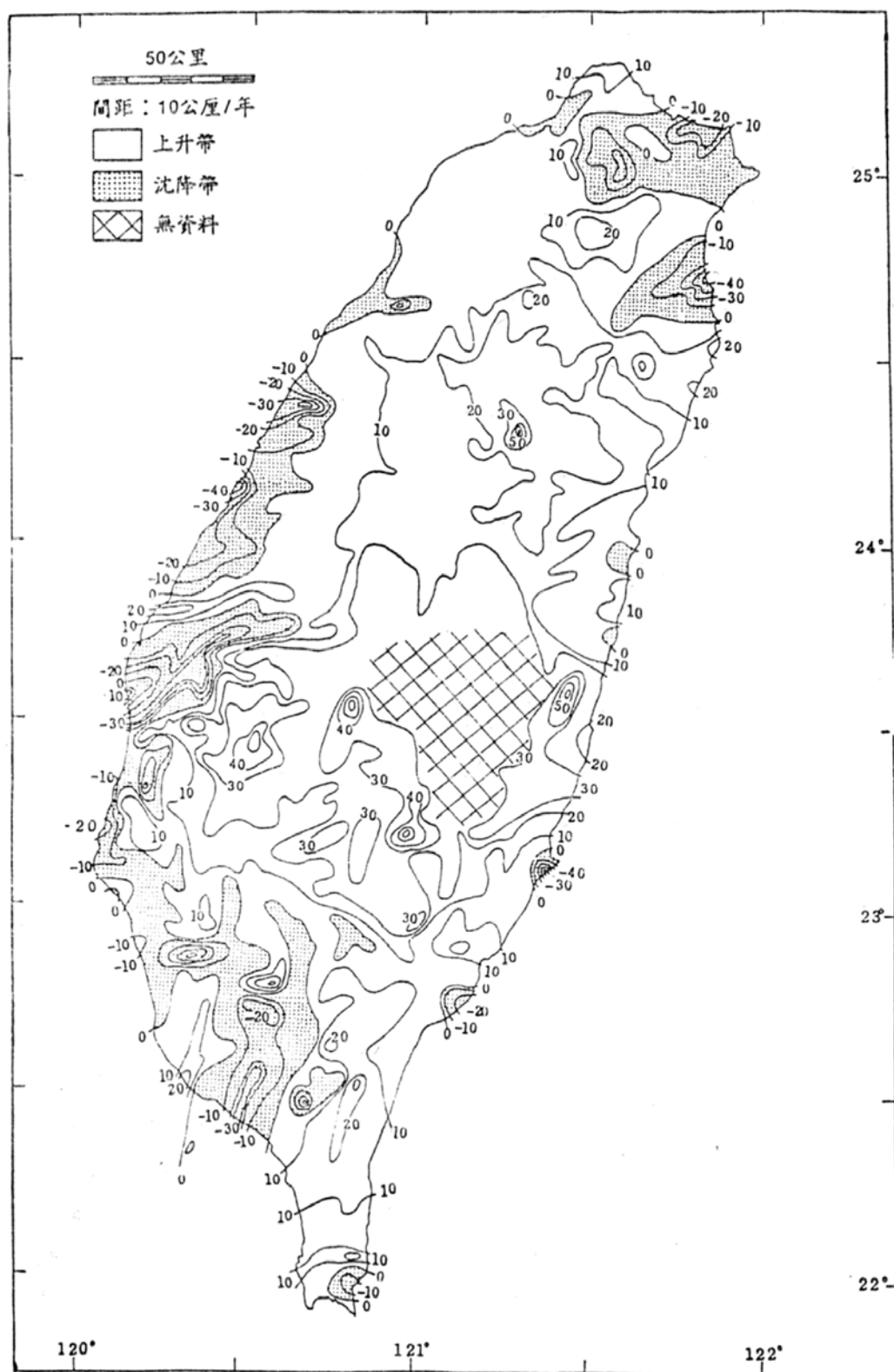


圖 1-13 臺灣 1914-1979 年各三角點升降率等值線分布圖。陳惠芬 (1984)
圖中海岸山脈東翼抬升速率由 0 至 30 mm/yr 不等，尚有零星的沉降區。

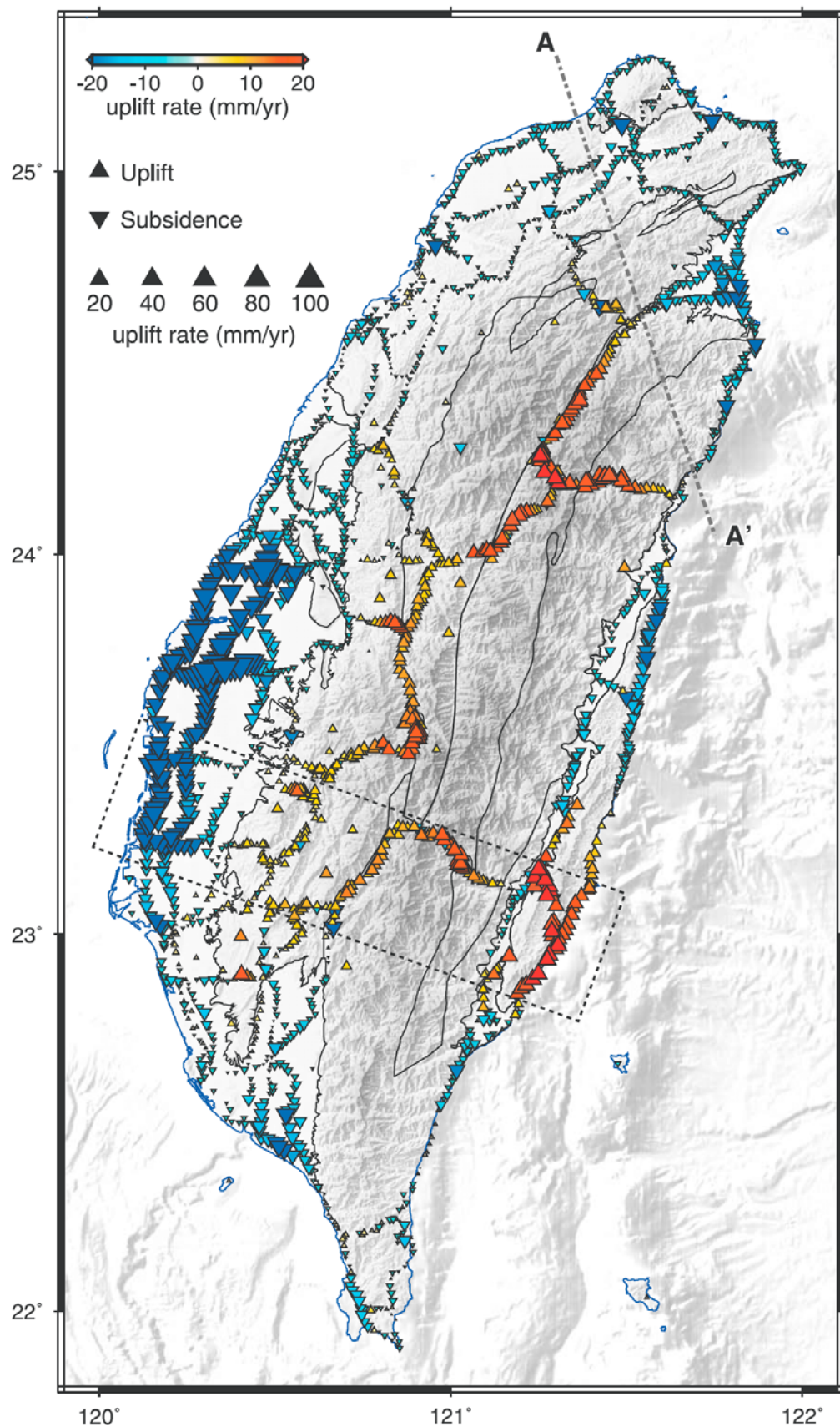


圖1-14 臺灣2000-2008年一等水準點及GPS連續觀測站測得之垂直移動速率。
(Ching *et al.*, 2011)
圖中海岸山脈東翼南半部為抬升區，北半部為沉降區。

由於地層的向隨主要山脊呈北北東—南南西走向而近垂直於多數流域的長軸，各流域出露地層變化的方向多與流域的長軸是近似平行的。研究區內面積較大的流域，長度通常也較大，因此多是較為深入地層出現變化範圍的流域。整體而言，面積長度較大、深入山脊的流域，上游常出露面積或大或小的都鑾山層（圖 1-15），岩性組合³為火山角礫岩（圖 1-16），有較高的岩體強度（rock mass strength）⁴（強度 5）（圖 1-17）；中游河段，研究區北部（編號 1~49）的較大流域多出露蕃薯寮層（岩性組合為砂岩、頁岩互層），以南的地區，中游河段多流經八里灣層（岩性組合為砂岩、泥岩互層），這兩個地層岩體強度（強度 3）較弱。由於研究區最南端（編號 102~207）廣布利吉層，使得該區底岩上中下游幾分布利吉層（岩性組合為泥岩），岩體強度同樣較弱（強度 3）。

面積較小的流域，流域長度短，位置多偏於研究區東側，流域內出露地層較單一，例如最北段（編號 1~42）出露地層為八里灣層（圖 1-15）（岩性組合為礫岩，圖 1-16）。此區的八里灣層，有著與都鑾山層相同的岩體強度（強度 5）（圖 1-17），強度較砂岩、泥岩互層的八里灣層高；較中段的較小流域分布砂岩、泥岩互層的八里灣層（編號 65~74）與都鑾山層（編號 77~83），也有一些出露地層相對多樣的小流域分散於研究區各段，主要為都鑾山層與砂岩、泥岩互層的八里灣層（岩體強度 3）。由於研究區海岸多有或寬或窄的沖積層（礫石、砂、黏土），因此不論流域大或小，多數河流的中下游均流經沖積層，岩體強度最弱（強度 2）。

³ 圖資來自經濟部中央地質調查所坡地環境地質資料庫查詢系統：

<http://envgeo.moeacgs.gov.tw/geoenv/default.asp>

一種岩石代表一種岩性，岩性組合可以是由單一種岩性組成，如砂岩岩組或頁岩岩組；或多種岩性重複組成，如砂岩夾頁岩岩組。該圖不以過去傳統的地層名稱作為製圖單位，而是依岩石特定比例組合關係命名，目的是希望在圖上直接表現岩石特性及分布概況。

⁴ 圖資來自經濟部中央地質調查所坡地環境地質資料庫查詢系統：

<http://envgeo.moeacgs.gov.tw/geoenv/default.asp>

中央地質調查所以岩石強度（即單壓強度）及不連續面間距二者作為劃分岩體強度的參數，根據不同參數組合，得到 I~VII 共 7 級的岩體強度分級。

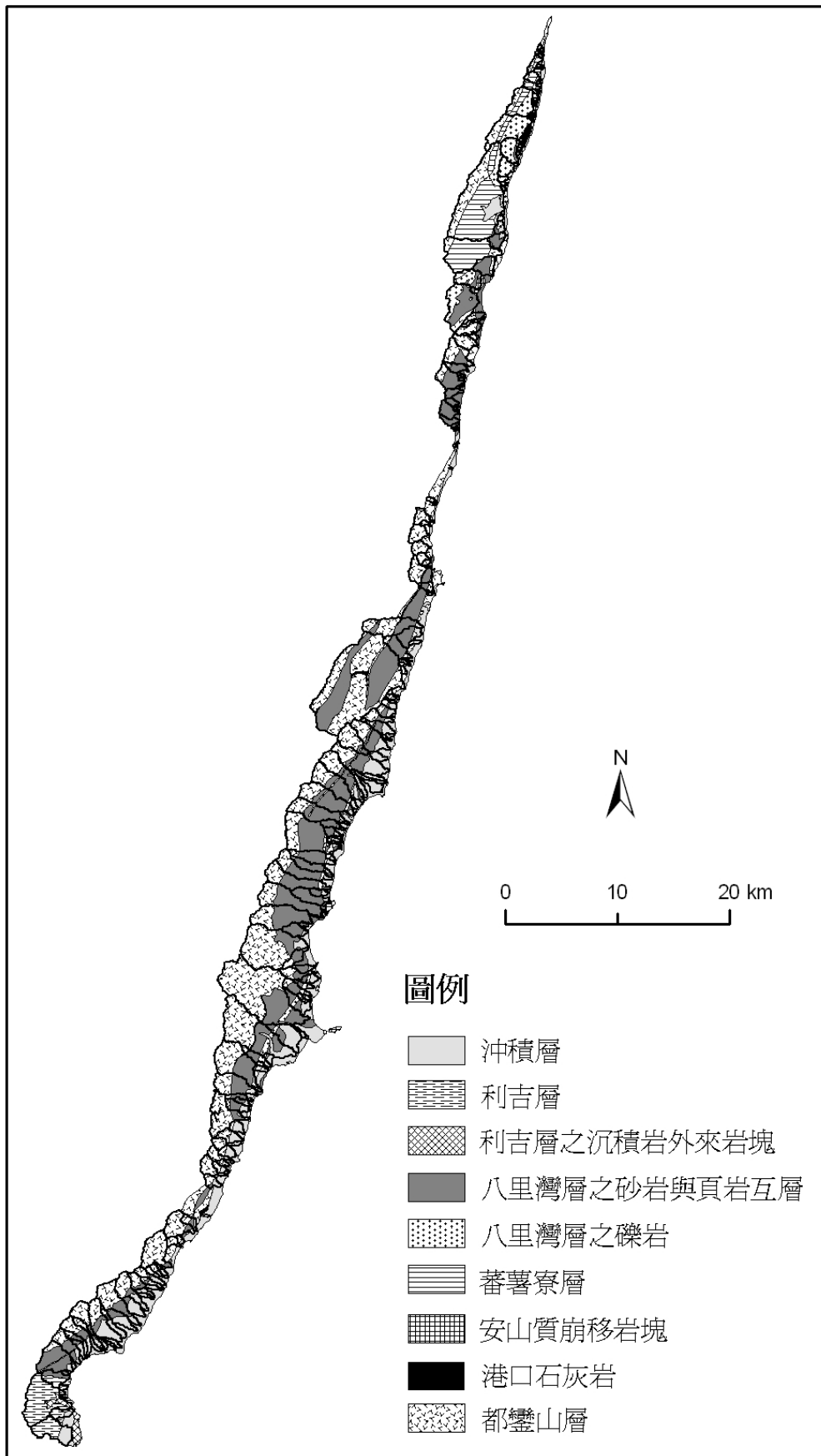


圖 1-15 流域與地層分布圖。改繪自王源、陳文山 (1993a、1993b)

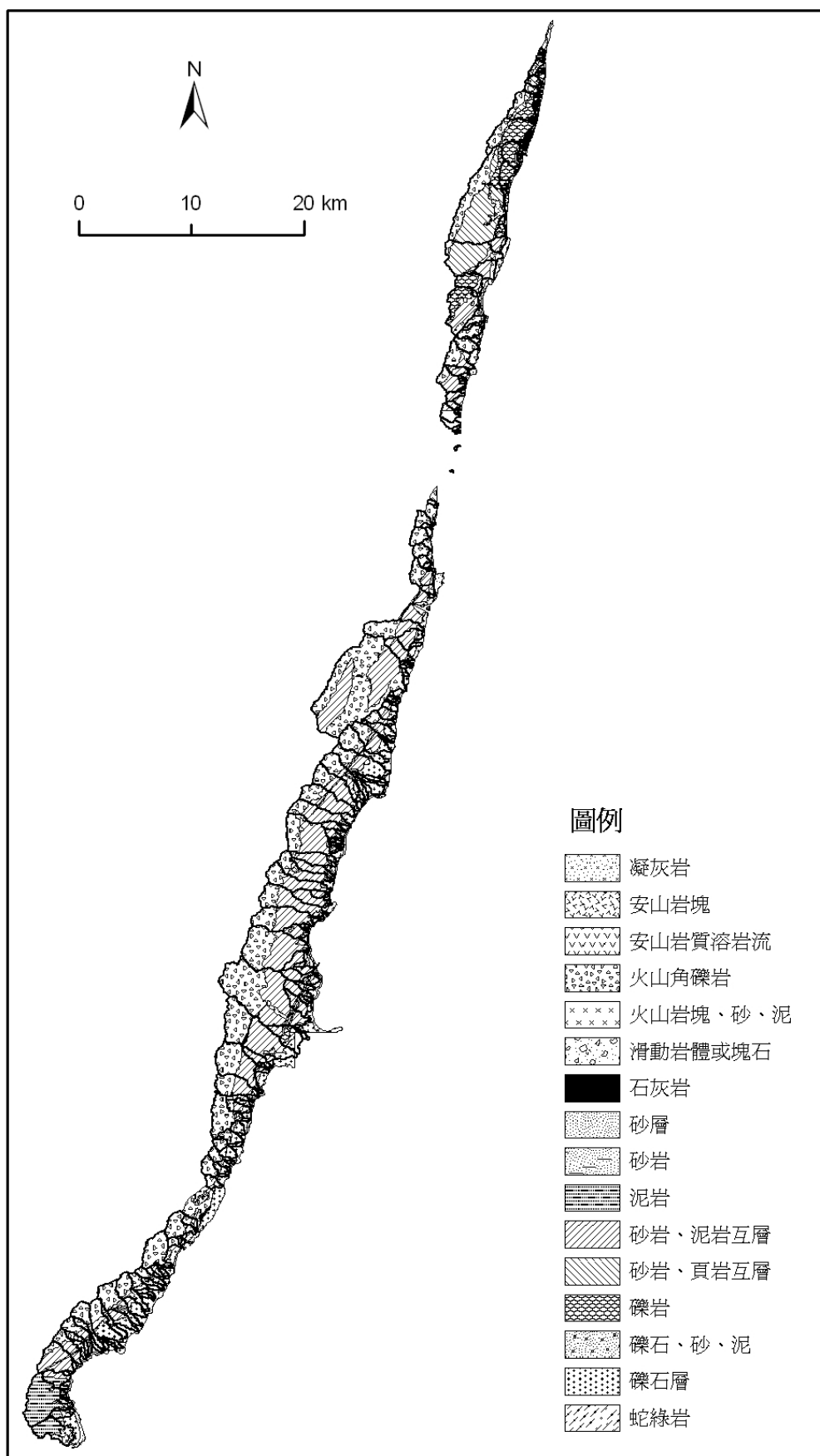


圖 1-16 流域與岩性組合圖。改繪自中央地質調查所。

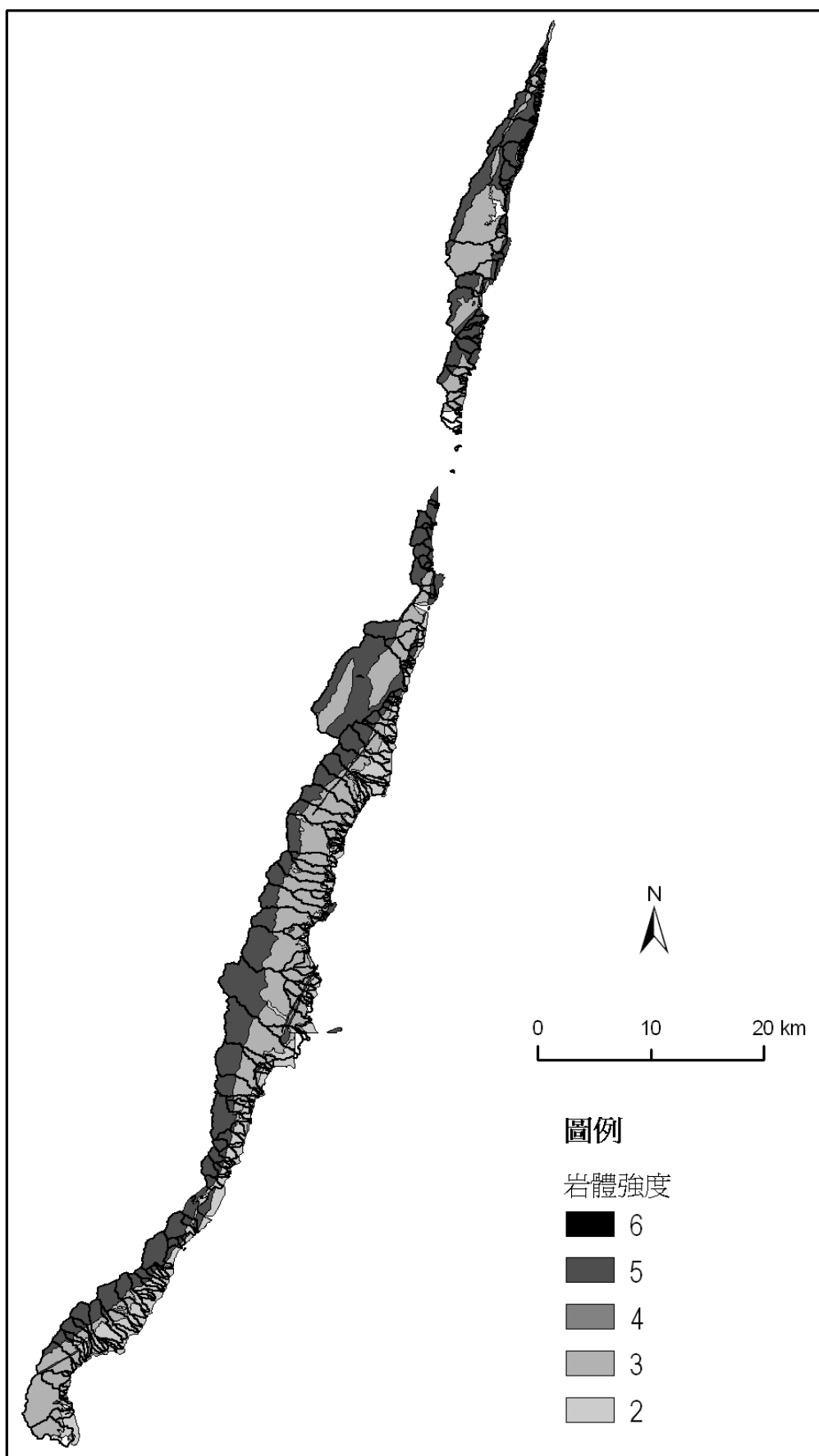


圖 1-17 流域與岩體強度圖。改繪自中央地質調查所。

(四) 河流侵蝕基準面、古氣候、植生

本區的流域均獨流入海，因此這裡所指的河流侵蝕基準面為海平面。根據謝孟龍、劉平妹 (2010) 的整理，花東海岸的海平面資料可整合引用自其他地區的研究，即海水面約於 14 ka 至 7 ka 快速上升，約自 7 ka 後趨於穩定而近似於今日的海平面 (圖 1-18)。目前已知花東海岸晚冰期大規模海進開始的時間點為一萬四千多年前 (Hsieh *et al.*, 2004; Pirazzoli *et al.*, 1993)⁵，而從 10 ka 開始，海水面約以 10 mm/yr 的速率上升，高於地殼上升速率 (謝孟龍、劉平妹，2010)，待海水面上升速率趨緩，現今最高的海階面方露出水面。古氣候方面，根據包粉研究，14 ka 以來，在 14 ka 至 11 ka 為較乾燥的時期；11 ka 至 8 ka 以及 7 ka 至 6.5 ka 為較濕潤的時期 (Liew *et al.*, 2006) (圖 1-19)。

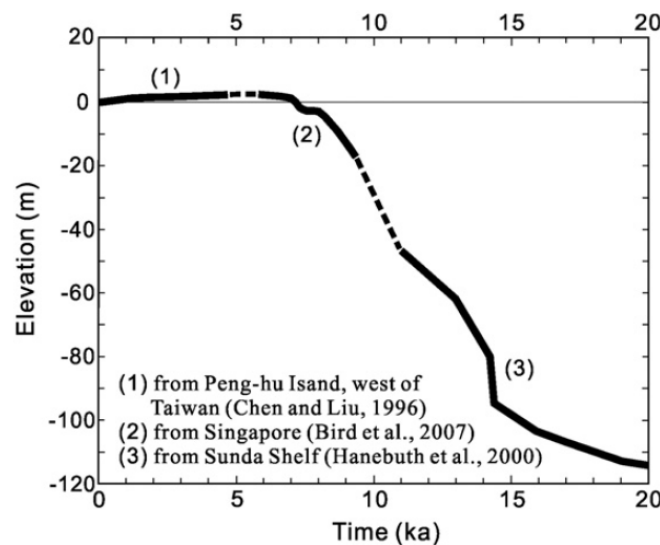


圖 1-18 花東海岸的絕對海水面曲線圖。Hsieh *et al.* (2011)

縱軸為與現今海水面高程 (現今海水面高程為 0) 之比較

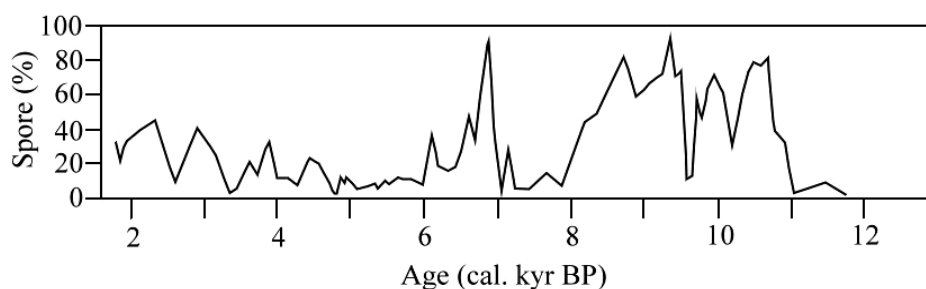


圖 1-19 頭社盆地沼澤沉積物孢粉百分比圖。(Liew *et al.* 2006)

圖中百分比 (花粉與孢子總和的百分比) 越高，表示氣候越潮濕。

海岸山脈的植生，以林帶而言，可劃分為櫟林帶上層 (高程 1472-1682 m)、櫟林帶下層 (高程 700-1420 m)、楠櫟林帶上層 (高程 400-1645 m)、楠櫟林帶上層 (高程 75-900 m) 以及榕楠林帶 (高程 310-585 m) (劉宇軒，2004)；以植群型及其分布之地形位置，可歸納為圖 1-20 (劉宇軒，2004；陳文明等，2006)。根據

⁵ 引自謝孟龍、劉平妹，2010

筆者野外調查，相對於臺灣中西及西南部山區，此區植生繁茂，河谷邊坡崩塌而成的裸露地不多，坡度平緩的地形面（海階面、沖積扇面或河階面，以後二者佔多數）多分布聚落（或農寮）、農地以及零星的墓地。

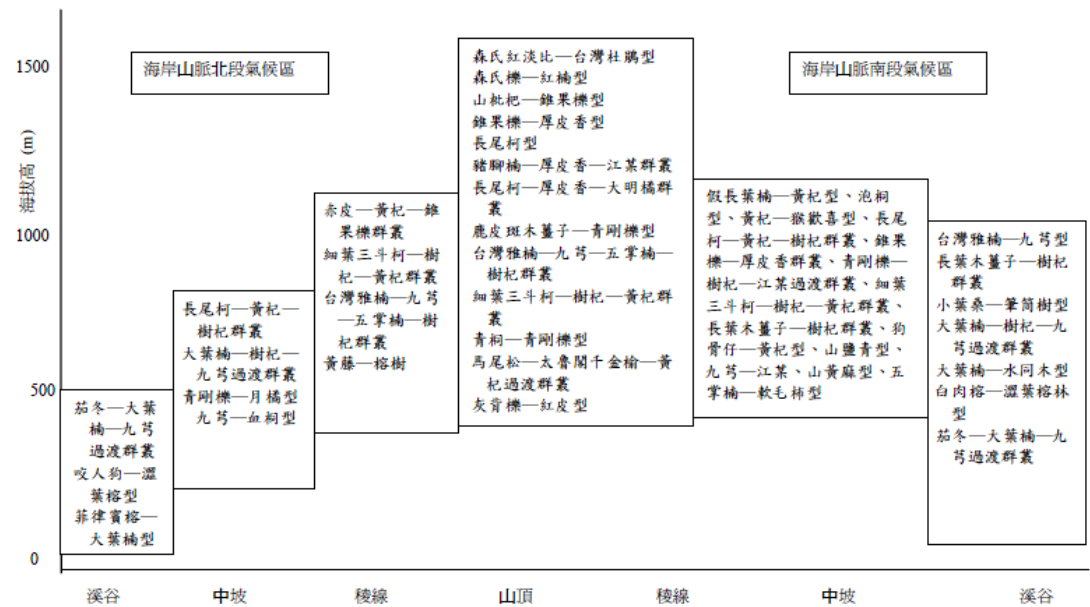


圖 1- 20 海岸山脈的植群分布。(陳文民等，2006。參考自劉宇軒，2004)

第二章 研究方法

第一節 研究概念

(一) 名詞定義

山麓線、沖積扇、海階崖、海階、河階等為本文幾個重要的地形，判釋其分布前，須註明其操作型定義。

1. 山麓線

研究區中等高線由西向東自密集（山地、丘陵）開始轉為稀疏（山麓沖積扇、海階）的位置所在。此線跨越寬大河谷時，將依河谷兩側線段之趨勢而稍向上游凹陷。

2. 山麓沖積扇

河流在山麓以下堆積展開之沖積扇，扇頂常位於山麓線附近，若沉積物由山麓線以下之扇面連接至河谷內而向上游連接並延伸至山麓線以上，則不論其向上游延伸至何處，均視為山麓沖積扇之扇面。山麓沖積扇之扇面通常與河谷底部具有一定的高差，多已為扇階，且被河流切割為左岸與右岸兩塊，因此，若較為零星但能與對岸連續性佳的扇面對比者，亦視其為沖積扇面。

3. 海階崖

海岸地形面之間約略與海岸平行而與河流有較大角度斜交之崖，本文皆視其為海水侵蝕而成之海階崖。

4. 海階

海岸以海階崖相隔之地形面視為海階。由於海階面上往往覆蓋沖積扇等陸源沉積物，因此當地形面之西緣近山麓線因沉積物的堆積而增加其坡度，坡度增加之區塊將不視其為海階面的範圍。

5. 河階

山麓線較上游處，河谷兩側稜線以下/以內具皆崖之地形面視為河階面；山麓線較下游，河流於山麓沖積扇或海階面生成後再侵蝕沖積扇或海階生成之地形面（具階崖者）亦視其為河階。

(二) 研究架構

河流地形受流域系統外部或內部的干擾，這些干擾可能造成河流中某（些）河段河床寬度及高度的變化，在變動的過程中即可能產生河階地形。文獻（陳惠芬，1984；謝孟龍，劉平妹，2010）顯示海岸山脈東坡多數地區屬於快速抬升的區域，且根據謝孟龍，劉平妹（2010），花東海岸於 6-7 ka 以來為海平面絕對位置已成穩定，因此在相對位置上是下降的環境，如此河流的侵蝕基準將不斷下降，而河流為達平衡剖面，侵蝕作用也將以不斷下切底岩以達侵蝕基準為主，此背景下對於流量較小的低級序河流而言，若非重回侵蝕基準，將不易側向生成地形面以及後續的河階地形。

假定研究區多數河流因地表抬升快速以及各流域主流級序較低、流量較小而不易重回侵蝕基準，那麼唯有下切過程中加入其他增加河流側蝕及拓寬河谷的

因素，增加地形面生成的機會，如此方能成就現今海岸山脈東翼河階地形普及的狀況。是以本文假定海岸山脈東翼河流地形受各因素影響與影響的系統為圖 2-1，這個是本文進行前假想的概念系統。圖 2-1 中將研究區的河流地形演育分為河床的下切與拓寬，兩者可同時進行：下切來自地表抬升驅動的侵蝕基準下降，包括地表抬升本身以及 6-7 ka 以來海水面相對下降的背景；河床的拓寬來自沉積物供給速率變動造成對持續下切的干擾，也就是岩石碎屑（推移載）堆積或對協助侵蝕谷床 (Sklar and Dietrich, 2001; 2004; 2006) 而促成的河床或谷底的側向發展。沉積供給速率變動可能來自氣候、極端事件或集水區地形地質特性等因素，但在本文進行之前均不確定。這種河床持續下切且同時具側向發展潛力的系統，利於研究區發展地形面，進而生成今日遍布的河階地形。此假想之概念系統只是依初步的架構，其內的元素並不完整，而本文後續的部分工作（研究目的第二、三、四項）即需在檢視及增修此概念系統為基礎之下進行。

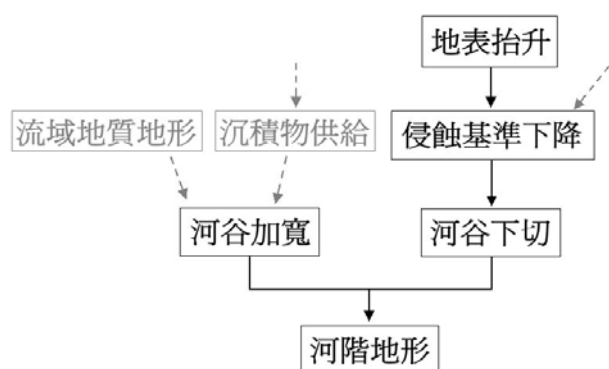


圖 2-1 本文研究前假想之概念系統

本文假想河階之生成，需齊備下切與加寬河谷的過程與條件。圖中灰色的元素與虛線箭號，表示此初步假想的概念系統圖中，尚有不確定或仍未知的過程與條件，待本文討論。

承接這個理念，本文的研究架構為圖 2-2，包含各項起始工作，其從事之原因、目的以及方法在本節下文第三部分的「操作方法」說明之。其中河階分布、河階對比、流域地質地形、河階露頭、河床礫石岩性、山麓沖積扇分布、海階崖分布等七項為本文實際操作的項目；階地年代、地表抬升速率、海平面變動、階地年代等則是回顧自前人的研究成果。而該圖中由各項起始工作延伸的三大項目，即 1.解河階分布特徵；2.河流堆積、側蝕、下切過程；3.河流堆積、側蝕、下切的可能因素則是架構中完成研究目的的三個最主要中介項目，當中前兩項由起始工作獲得的事實資料直接認定，第三項則是由起始工作的結果間接推測或解讀而來。最後透過這三個中介項目才能探討沉積物供給速率與侵蝕基準變動是否為，以及如何為河階生成的影響因素，從而達成本文的目的。

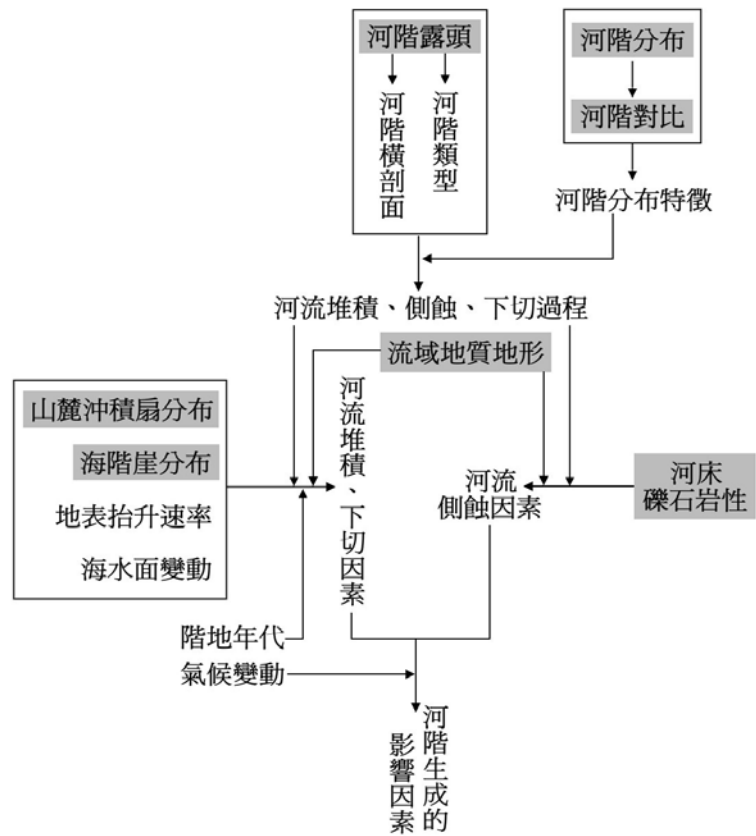


圖 2-2 本文之研究架構
圖中加灰底者為操作方法中所列之項目

第二節 研究流程

研究流程從提出研究問題開始，而後依序為確立研究目的、了解研究區自然環境背景、蒐集文獻、推測影響河床堆積、下切與加寬的原因、形成研究理念與架構、建立研究流程、確定操作方法、資料蒐集、資料分析、建立研究區河流地形演育的模式，最後再回過頭來檢視研究理念（圖 2-3）。操作方法為圖中左側各項，說明如下：

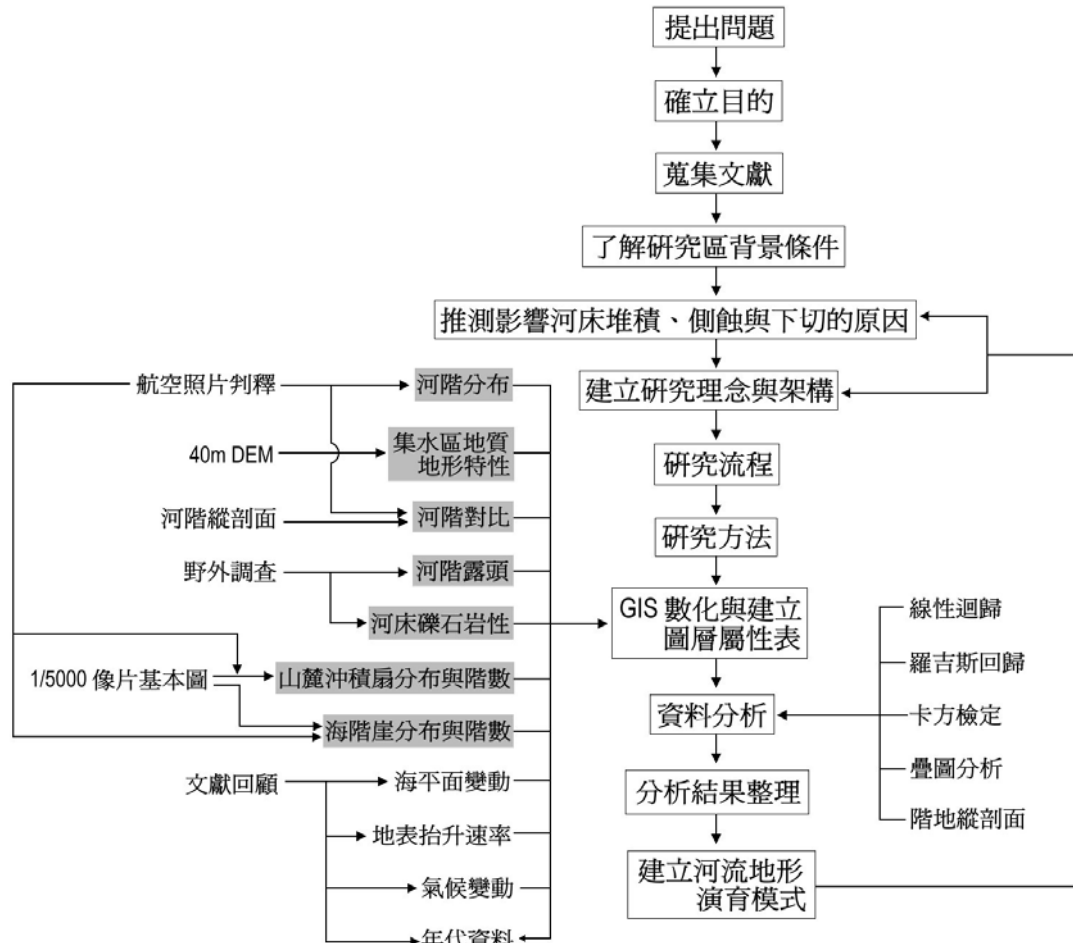


圖 2-3 本文之流程

圖中加灰底者為操作方法中所列之項目

（一）河階分布—河階判釋

判釋河階地形是本文最基礎的工作之一，這樣才能知道研究對象的位置。判釋方法為以反光立體鏡觀看航空像片構成的立體像對。總計各區塊用於地形判釋的航空照片拍攝於民國 67 年至 89 年，像片平均的比例尺約為 1:20000 至 1:17000。為了能較精準地描繪河階面的輪廓與分布，立體鏡再接上 3× 的目鏡，以局部放大影像。地形面在立體鏡下觀看時（使用 3× 目鏡），以有明顯階崖（根據本文的經驗，能判釋出的最小崖，實際的高度約 3m）且此崖判斷非地形面上植物高度所構成者，才判斷為河階面。河階面與河階面之間若有明顯的階崖相隔，才判釋為不同階序，否則若僅有起伏而無階崖，仍劃為同一河階面。

（二）河階對比—河階的高度順序

河階對比的目的為推測哪些河階面屬同一期存在的河谷氾濫原，此處的「同一期」指曾同時為氾濫原而可連成同一谷底的縱剖面，但成為氾濫原起始與結束的時間以及成為河階面的起始時間未必相同。本文判釋出的河階面近兩千個，其中實地能到達的比例不高，而能到達的階面多又未見階崖的地層露頭，難以推估河流整體堆積與侵蝕的全貌；從文獻未發現研究區內有紅土階地的紀錄，顯示各階序的年代應較為相近，這使得本文難以用河流堆積與侵蝕的過程、階崖地形演育以及土壤化育程度為河階對比的依據，因此採最經濟快速的方法，即以高度為對比主要依據。

高度包括河階面高程、比高（河階面與其所在河段河床高程的差距）、與崖高（河階崖的高度），其中比高與崖高可在比較最低階地的高度時使用，即一段距離內（通常是一到兩個像對之內），最低階地的比高及崖高彼此相似，就對比為同一階（階序最低者），然後再繼續藉由崖高與高程（因為對比到愈高階時，已愈難看出各階地比高的大小）由次低階依序向上對比，也就是若兩個階地至次一階的階崖高度或本身的高程相似，即再對比為同一階（階序次低者），如此順著相鄰河段由上游至下游，或由下游至上游依序對比下去。此過程以立體鏡判釋航照片時，對比順序是由高度低者對比至高度高者，但在編碼上乃依階序的生成順序由高度最高者開始標示編階序，即階序 1，高度次高之階序則為階序 2，再低一階則位階序 3，依此類推，也就是在同一河谷中，高度越高（也代表年代越老）階序的數字越小。此過程會將整條河的上下游編入相同的階序編碼系統。其次，若由形態判釋為支流堆積於主流河谷內的扇階，而且比高（或崖高）與鄰近的其他河階都迥然相異，或是單純地與其他河階高程或距離相差較遠而不易對比時，將不判斷階序，在繪圖時其高度的順序定為 0。

航照判釋為本文最主要的對比方法，然而河階的對比結果在資料分析時，若有需要，將另外繪製河階縱剖面，以輔助前一階段的對比結果。縱剖面的位置主要是將河階面相對於現生河床的位置表現出來，也就是將河階面兩端點投射至現生河床形成一與河道的交點，以該交點沿著主流河床距河口之距離為 x 座標，並以投射來源點的高程為 y 座標，繪製於二維之圖表上，主流縱剖面也一併繪入（例如圖 2-4）。詳細作法為：由於河階面內緣常常堆積來自河谷谷壁或上一階階崖的沉積物，提高內緣的高程，反之外緣可能因蝕溝的侵蝕而降低高程，因此本文取的是河階面中線而靠近上下游兩端的高程為某河階面上下游的 y 值（當階面兩端寬度窄時，即使取中線，可能仍難以避開內側堆積與外側侵蝕，或者等高線較密集而容易讀錯高程等現象，這個情況下將不會取最兩端的點，而是稍微往中間取高程點）。有了河階面的中線後，於此中線取 y 值（高程）的點位繪置垂直此中線而與主流交會的線段，與主流交會的點延著河流至出海口的距離即為各點之 x 值（事先已沿著主流由出海口向上游標示距出海口的里程數），惟當河階中線甚為彎曲，為了避免垂直投射至主流後將上下游二點的距離過度放大或縮短，將採河階面中線兩端點的連線而將投射的線段與該線垂直。以上的繪製步驟，特別是河階

面高程值的判讀，將以 1/5000 像片基本圖為底圖。

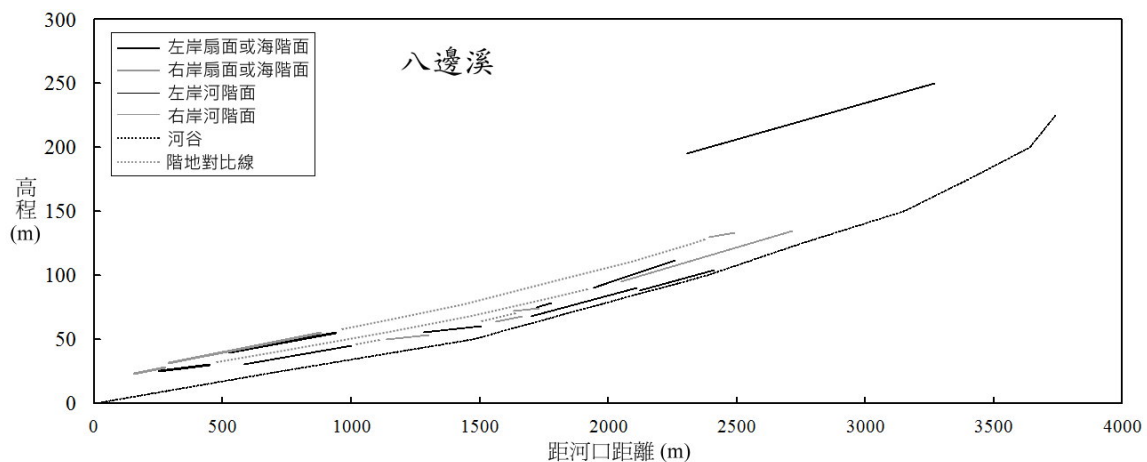


圖 2-4 繪製完成的河階縱剖面

此圖為研究區中的八邊溪，階地縱剖面分河流的左岸（黑線）與右岸（灰線）繪製，沖積扇或海階面以粗線、河階以細線表示，灰色虛線標識對比為同一階序的河階。橫軸為距離河口的距離（m），縱軸為高程（m）。繪製完成的河階縱剖面可輔助河階對比。

由於研究區高階序與低階序的比高相差大，連帶著階面的走向與形狀也常有很大的差異，單以相片基本圖中表示表示常流河、時令河的面或實線作為階地位置投影的目標並不妥適，因此前述將河階中線二端點投影至主流，這「主流」在本文改為「河谷中線」，也就是氾濫原或谷底的中線，而氾濫原或谷底的範圍在本文應包括河谷內曾經為氾濫原或谷底之各期河階面，選擇這樣的範圍乃因氾濫原或谷底非僅發育一期，所以應該將各期的範圍一併計入。如此的河谷中線有時會劃過河階面本身，而當進入無河階且受谷壁完全限制的河段，河谷中線的位置將與河道十分類似。

本文除了繪製河階面的縱剖面外，由於河出谷口後常切割在海階面或沖積扇之上，顯示許多流域下游的河階是下切海階或沖積扇面後方生成。一方面海階面地形記錄著海水面曾經的約略高度，海階崖則記錄著海水面的相對下降，了解下游海階面與河階面的相對位置，能推測下游哪些河階面生成於哪個海階面生成時之海水面，或是成於哪兩階海階之間，即二海階間階崖產生的期間；另一方面海階上常常覆蓋陸源的沉積物堆積而成的沖積扇（謝孟龍、劉平妹，2010），若能理出中游及上游的河階面與下游山麓沖積扇面比高的相對位置，也能推測沖積扇堆積的期間，中上游河床或氾濫原上厚層或薄層沉積物的位置與比高，或中上游是否也有堆積型河階的生成等。是故在繪製河階縱剖面時，也一併標示海階面與沖積扇面縱剖面的位置。然而因為這兩類地形面垂直河流方向的寬度十分廣大，難以標示代表其走向的線段，因此取其靠近河流側的邊線（沖積扇方面，較高階的扇面，有時邊緣未鄰近河谷，此時僅能取二階沖積扇交界且該交界具約略平行河谷之趨勢者），讀取其上下游兩端的高程值並將該二點位置投影至河谷中線，投影的作法與河階面相同。以上繪製縱剖面所需的各種輔助線段，圖示如圖 2-5。

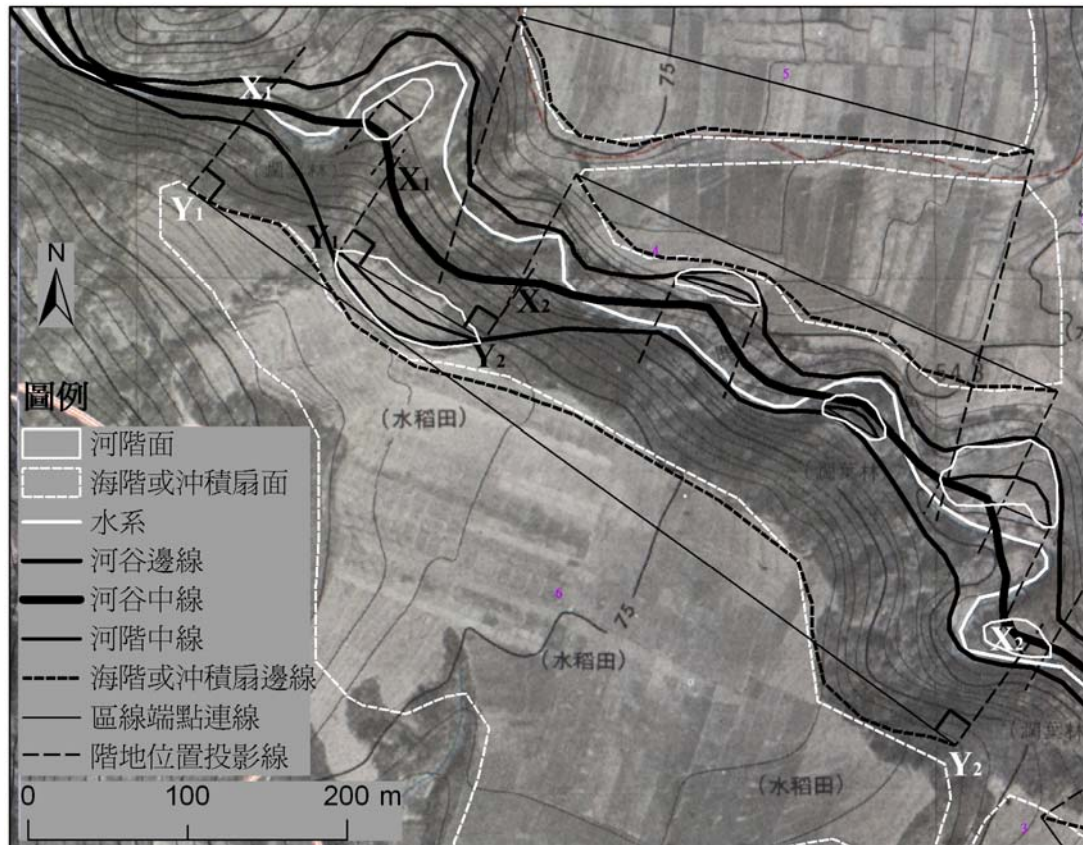


圖 2-5 繪製階地縱剖面所需的各種輔助線段

圖中 Y_1 , Y_2 為河階中線及海階或沖積扇邊線的高程值（讀取或內插等高線而來的數值），通常位於河階面的兩個端點； X_1 , X_2 為河階中線及海階或沖積扇邊線兩端投影至河谷中線，與河谷中線交會，該二交會點沿河谷中線距離出海口的距離。

需特別說明的是，部分航空照片判釋出為河階面，然而或因階面過小、過窄，或因與上一階之階崖較小而由像片基本圖高線的疏密變化上看不出該階序，此時在平面圖中仍將這些地形面的大致輪廓圈繪出，計算河階總面積與階數時也計入這些階面，但在繪製河階縱剖面時將這些面省略，以避免繪製出錯誤之資訊。

（三）海階崖分布—判釋海階崖分布與階數

海階崖是位於山麓線以東且走向大致與海岸線平行的階崖，為海岸侵蝕以及海水面相對下降的證據。以河流下游的河階與海階對比，可用以探討河流下游各階序的生成與海水面相對下降過程的關係。前人的研究（劉平妹，1987⁶；鄧國雄、沈淑敏，1990；張瑞津等，1991）已指出研究區幾個較大流域中，海階與河流中下游河階對比的可能性，國外研究也有海階與河階對比的例子（例如 Litchfield *et al.*, 2010）。由於劃分海階階序必須先判釋海階崖的存在，因此本文以判釋海階崖的階序來代替海階面，之後檢視海階崖階數與流域中下游河階階數的關係，在幾何關係方面上才再回到海階面與河階面的對比，藉此推估海階生成與河階演育的關係。

⁶ 引自張瑞津等（1991）

藉由航空照片判釋海階崖的位置，並以 1/5000 像片基本圖為底圖，將崖標示其上。與河階崖相同，航照能判釋的海階崖高度下限約 3 m (配上 3×目鏡)，而 1/5000 像片基本圖上能由等高線疏密來發現的海階崖高度下限為 5 m (首曲線高程間距 5 m)，因此判釋時不免有立體鏡中判釋得到但在像片基本圖中看不出海階崖位置的情況。此時也與河階相同，在平面圖上以及計算階崖階數時仍計入這些階崖，但繪製縱剖面時省略這些小崖而將該階崖之上與之下視為同一階序。海階階序的編碼順序與河階相同，由高度高者編至高度低者。亦即高度越高 (年代越老)，階序數字越小。

(四) 沖積扇分布—判釋山麓沖積扇的分布與類型

海岸的山麓沖積扇為各流域主流至山麓後，在海階上展開的沖積扇，是覆蓋在海階上的陸源沉積物。本文假想，在沉積物供給速率高而生成山麓沖積扇的期間，因為沉積物的大量供應，無論透過底床載的工具或覆蓋效應，可能在河谷內留下較寬廣的氾濫原，當此面成為階地面後，幾何位置上應可與同期的山麓沖積扇對比。所以理出各流域中下游有無沖積扇以及沖積扇的形貌，有助於推估沖積扇與河階地形在演育過程中是否有相互的關係。

以航空照片判釋流域下游 (通常在海階面上) 是否有扇狀的地形起伏，若有扇狀地形起伏且 1/5000 像片基本圖上的等高線呈弧形分布，就視其為沖積扇地形。當沖積扇為扇面較小或坡度很低而僅航空照片可發現者 (等高線無沖積扇特徵)，仍視其為沖積扇。由於研究區內的山麓沖積扇許多已為扇階，因此同一流域的山麓沖積扇常有不同高度 (不同時期生成) 之扇面，因此同樣需判釋階序，而階序的編碼順序與河階相同，由高度高者編至高度低者。亦即高度越高 (年代越老)，階序數字越小。

(五) 調查河階崖露頭

依照研究架構 (前文圖 2-2)，調查河階崖露頭的目的是在理出河流形成河階地形時可能的堆積、側蝕、下切等過程，這需要建立河階橫剖面以推論之。從航空照片判釋獲得河階分布後，以這個分布為野外河階崖露頭調查的基礎。調查時記錄河階面比高、底岩比高、底岩岩性、沉積物厚度、沉積物的特徵 (例如基質支持或顆粒支持、層理明顯與否) 等。由於研究區植生繁茂，露頭多屬局部，故假設所見露頭大致能代表整個階地，也因此所建立之橫剖面在名義上雖位於一條直線或折線上，但實際上為位置鄰近而階序相臨的階地各自任一點露頭擴大其代表性所串連而來的橫剖面。橫剖面的地形起伏則是依照實際的地表起伏繪製。

(六) 調查河床礫石岩性

經由調查各流域河床礫石的盛行岩性，可以推測某流域某河段河床礫石的來源地層，而礫石抗蝕性的高低又可影響其磨蝕河床或整體侵蝕河谷的功效 (速率) (Sklar and Dietrich, 2001; Cowie, *et al.*, 2008)，以解讀及討論河床推移載岩屑在地形面生成過程中的角色。在各調查點 (通常為河床上，少數無法進入河床之地點則為河床上方的橋上) 記錄目測下為明顯較多的一至數種礫石岩性。由於難以在

各調查點尋遍整個河床，因此未將該一至數種盛行岩性彼此相對的多寡施以確切的排序。此項工作屬於質性及像片的紀錄，非量化的數據。

（七）檢視流域地質及地形特徵

地質特徵指地層類別（名稱）與地層岩石強度的配置二項。地層的類別與特性參考自中央地質調查所出版的海岸山脈地質圖（王源、陳文山，1993a、1993b）、岩性組合圖以及岩體強度圖；岩石強度則採用中央地質調查所的岩石強度圖⁷，以此項屬性代表各地層成為岩屑進入河道後的抗蝕性，岩石強度越高，抗蝕性越強。各流域的範圍由平面空間解析度 40 m 正方的數值高程模型 (DEM) 萃取，若後續有需要計算流域的其他地形參數，例如平均坡度、面積高度曲線等，也將由 DEM 計算。

（八）其他項目

其他工作項目包括研究區地表抬升速率、氣候變動歷史、海平面變動歷史、以及階地年代等，這些將以文獻回顧獲得自前人的研究成果。前述七項工作的結果以及回顧自前人研究的階地年代資料，將藉由地理資訊系統套裝軟體 (ArcMap 9.3)，以 1/5000 像片基本圖為底圖，經螢幕數化及鍵入屬性資料的方式整合至地理資訊系統的向量圖層，以供後續疊圖或統計分析所需。

⁷圖資來自經濟部中央地質調查所坡地環境地質資料庫查詢系統：

<http://envgeo.moeacgs.gov.tw/geoenv/default.asp>

中央地質調查所之岩石強度是指岩石之單壓強度（單位為 MPa），其分級係參考「國際岩石力學協會」ISRM（1981），並配合 Franklin（1975）之岩體分級方法，分為 8 級。

第三章 形判釋與調查結果

第一節 河階、海階崖、山麓沖積扇的分布

此節概述研究區中透過航空照片立體判釋出的河階地形分布。總計 207 個流域中，103 個流域有河階地形，其中流域面積最小的僅為 6 公頃 (0.06 km^2)。由於海階與山麓沖積扇可能與河流地形的演育可能有關聯，因此一併概述此二地形的分布。為描述方便，以下由北至概略地以河階分布特徵的轉變為依據，將研究區就海岸聚落的名稱分為數段來描述，而圖示上，因山麓沖積扇與海階位至多重疊，分布圖上海階僅標示階崖的分布。

(一) 大坑至水璉

1. 河階地形

此段為 1 至 44 號流域，沿著海岸的長度約 13.5 km，為海岸山脈最北段。海岸山脈在此段的寬度小，連帶著東翼集水區的面積也普遍較小。除了 17 號 (470.56 公頃)、21 號 (691.52 公頃)、39 號 (275.68 公頃) 與 41 號流域 (175.2 公頃) 的面積相對較大，其他流域均狹小 (小於 100 公頃) (此節關於流域的名稱、面積、有無河階地形等基本屬性，可參照附錄一)，未深入東翼的山脊。此區河谷由上游至下游皆狹窄，除了 39 號流域從航空照片判釋出二個小河階外，其餘流域都無河階地形 (圖 3-1)。

2. 海階與山麓沖積扇

山崖與陡坡緊鄰海岸，使得海階狹窄成了此段的另一個特色 (圖 3-1)。從區內無明顯的海階崖分布，可知海階不僅狹窄，且最多只有一階低矮的海階 (但坡度較大，因此寬度雖窄，但內緣與外側常有 20 至 30 m 高差)。山麓沖積扇稀少，僅 1、2、7 號流域下游有狹小的沖積扇，且僅一階扇面。

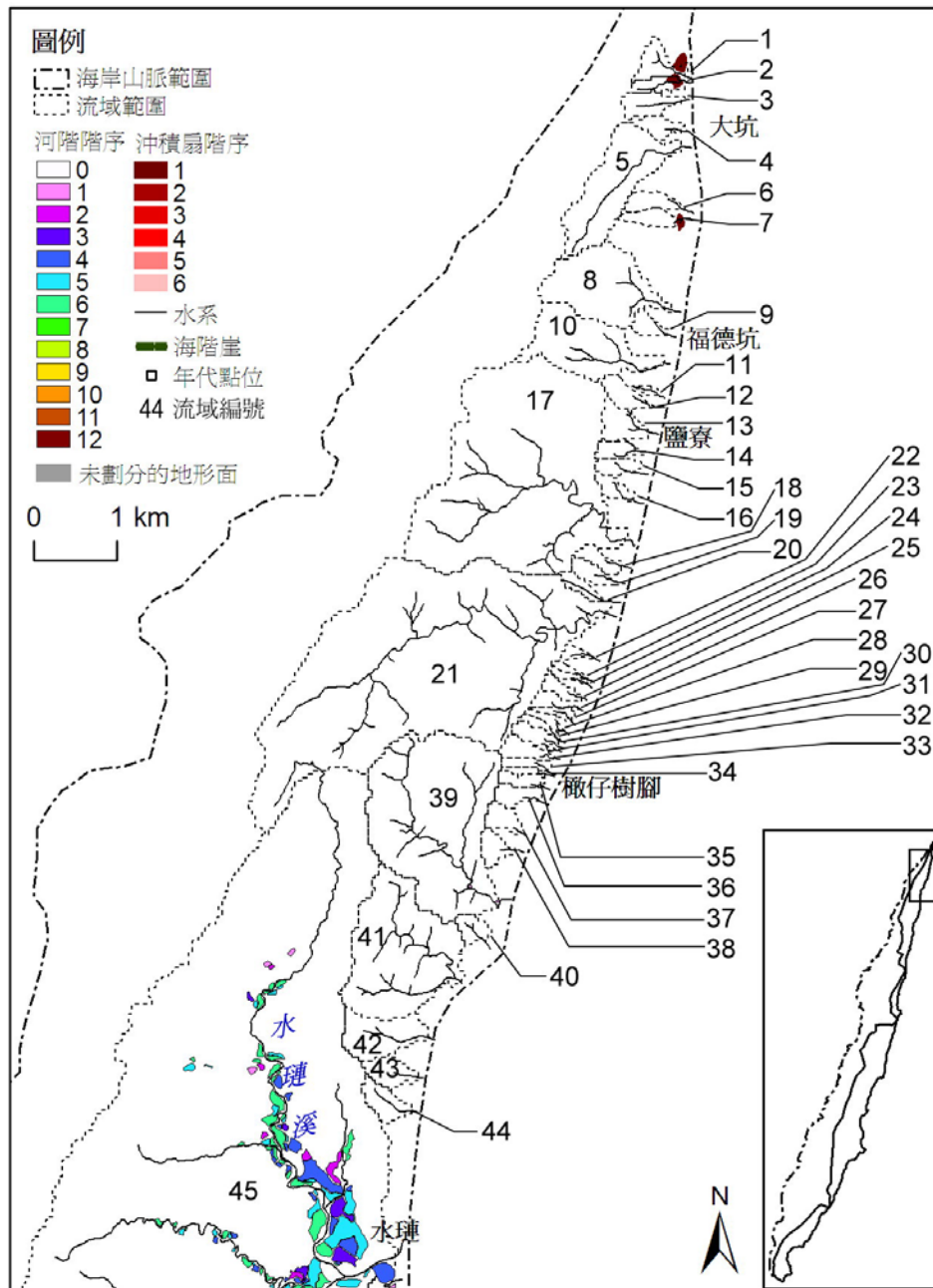


圖 3-1 大坑至水璉的地形單元分布

(二) 水璉至磯崎

1. 河階地形

此段為 45 至 52 號流域，沿著海岸的長度約 10 km。其中 45 號 (水璉溪)、49 號 (蕃薯寮溪)、51 號、以及 52 號流域有河階地形 (圖 3-2)。水璉溪 (2602.4 公頃) 與蕃薯寮溪 (1006.08 公頃) 是此段最大的兩個流域，都有 5 階河階，河階地形最發達，尤其水璉溪更是如此。水璉溪河谷寬淺、氾濫原廣闊，曲流盛行，河階面廣大。蕃薯寮溪雖也廣布曲流，但河階面與流域面積相同，都普遍小於水璉溪，其下游河段流經岩體強度較高的都鑾山層，呈峽谷狀，谷底狹窄，無河階分布。此段其他相對較小的流域則如同大坑至水璉段般，無任何河階分布。

2.海階與山麓沖積扇

相較於海階狹窄的大坑至水璉段，此段山崖陡坡更逼臨海岸，海階不僅狹窄，分布更是零星，直至磯崎附近才有狹窄的海階（圖 3-2）。僅 51 號集水區的河口有 2 階沖積扇，而該沖積扇稍南處的另一沖積扇的來源區則未劃入研究區中的集水區（像片基本圖上無常流河或時令河的線條）。

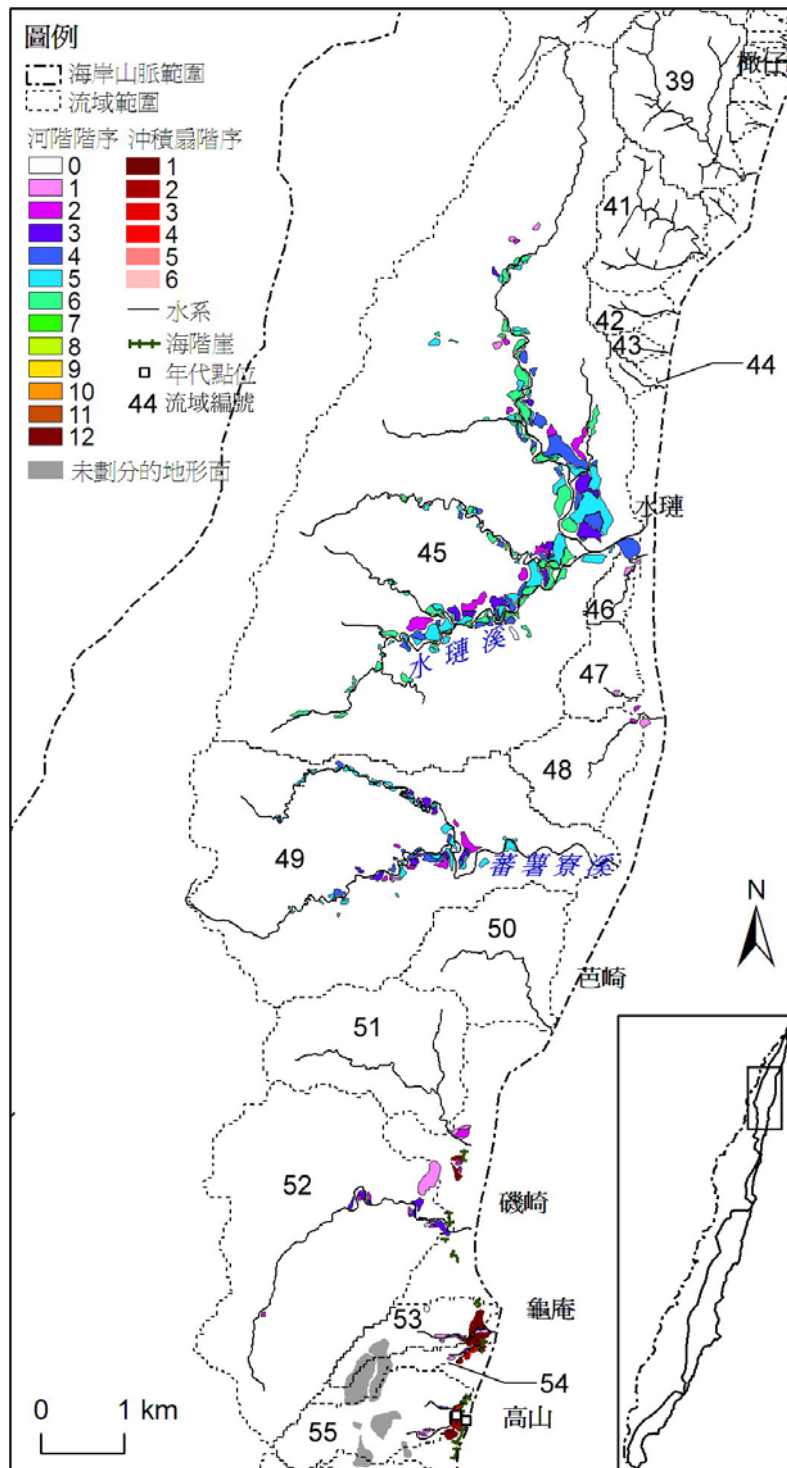


圖 3-2 水璉至磯崎的地形單元分布

此圖至圖 3-11 年代資料的點位為附錄六中年代資料（於第五章說明）的採樣位置

(三) 磯崎至新社

1. 河階地形

此段為 53 至 59 號流域，沿著海岸的長度約 6 km。此區流域不大（最大者為 58 號流域，加塑溪，360.8 公頃），但各流域均分布著或多或少的河階地形（圖 3-3）。57 與 58 號流域河階廣布且分布至主流上游，其中 58 號為此區最大的流域，河階最發達，直至中上游仍出現廣大且連續性高的河階面，階序亦多（七階）。此外 53 與 54 號流域上游近分水嶺處有兩階廣大地形面，惟此二地形面之走向以及位置都與現今 53、54 號流域的河系與谷系不相符，似乎非生成於現今河系與谷系的營力作用，因此本文未將此二地形面劃入任何一個流域中。

2. 海階與山麓沖積扇

此段海階崖雖多僅一階，但較其以北的海岸段稍寬廣，55 及 57 至 59 號流域的海岸有較高大的海階崖（圖 3-3）。山麓沖積扇方面，多數流域（五個）下游出現沖積扇，且至少有 2 階扇面。當中 58 號流域不僅面積最大、河階最發達、海階面最寬廣，也是沖積扇堆積得最廣大、階序最多（五階扇面的複成扇）的流域，可見其從上游至下游為此區沉積物供給與堆積最旺盛的流域。

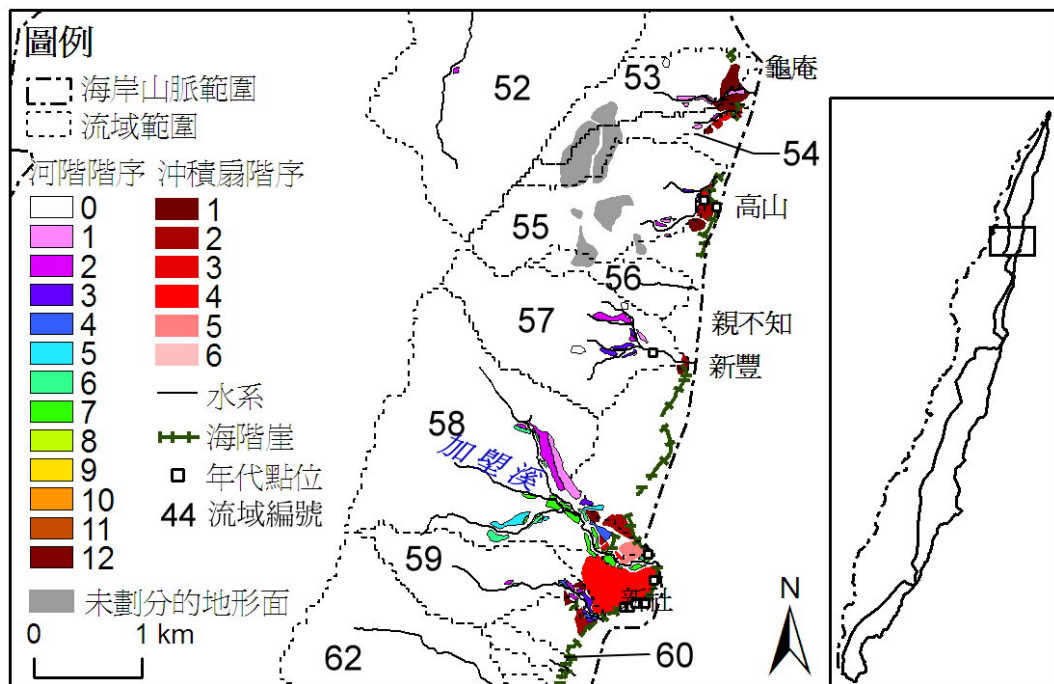


圖 3-3 磯崎至新社的地形單元分布

因山麓沖積扇與海階位至多重疊，由此圖至圖 3-11，海階的分布以階崖表示。

(四) 新社以南至靜浦

1. 河階地形

此段為 60 至 89 號流域以北，沿著海岸的長度約 23 km，流域面積皆不大（從 72 號流域的 3.48 公頃至 86 號流域的 326.72 公頃）。河階分布零星，僅少數幾個流域有少而小的河階地形，階序數自然也少（以 86 號流域的三階最多）（圖 3-4）。

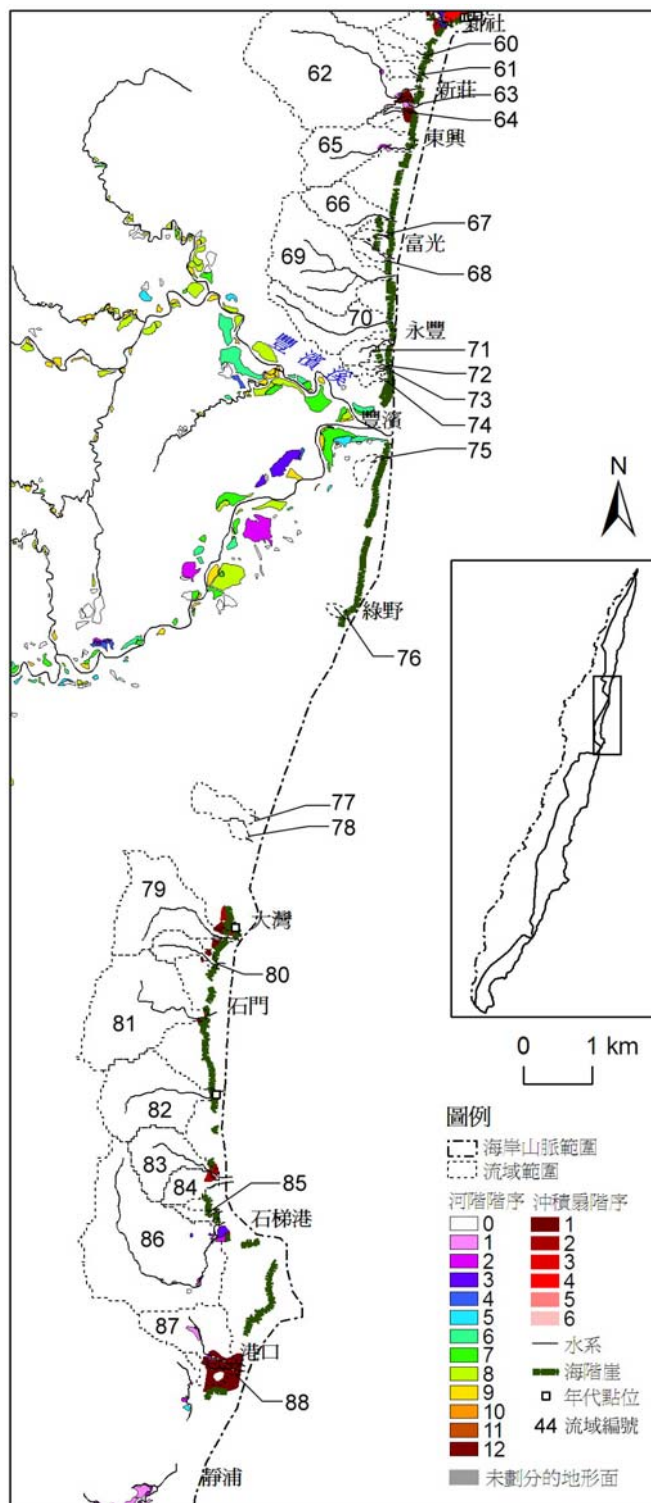


圖 3-4 新社以南至靜浦的地形單元分布

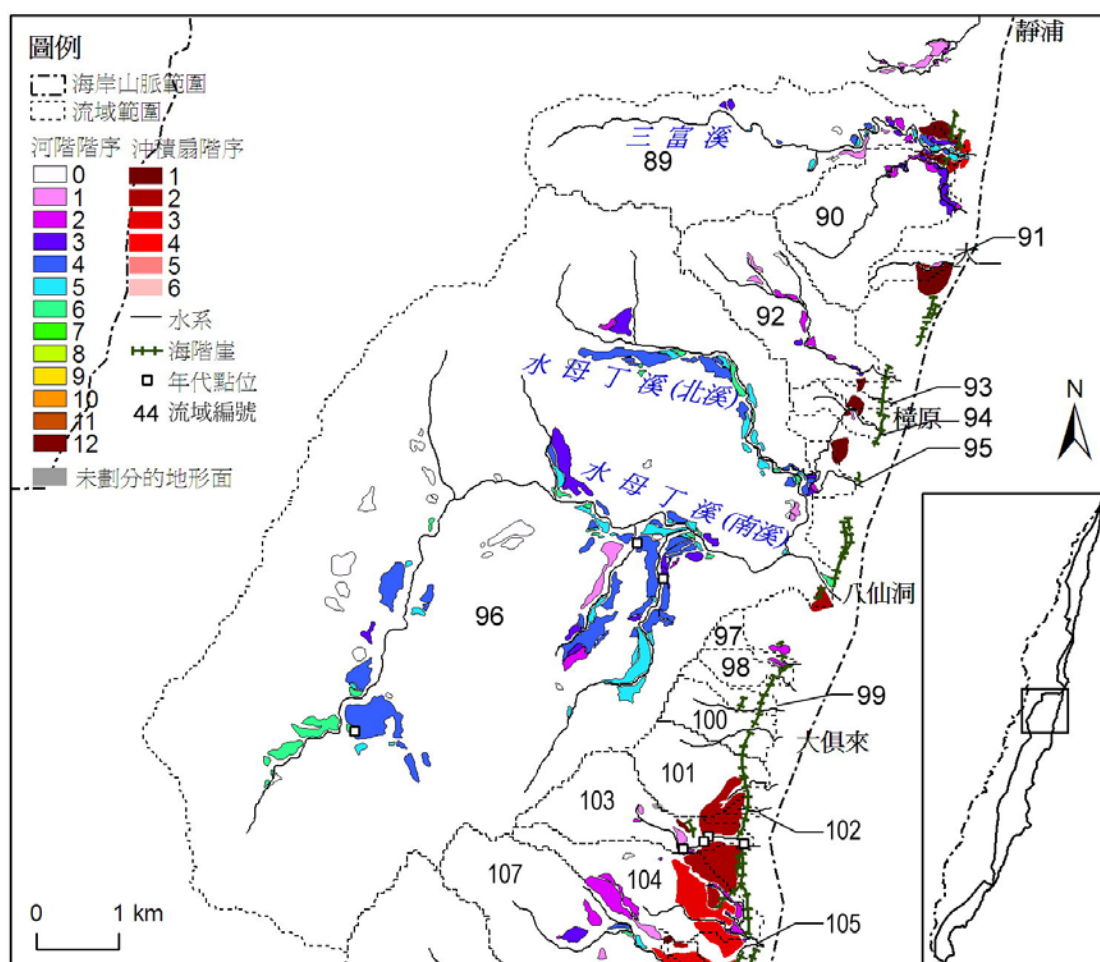
2. 海階與山麓沖積扇

整體而言，雖然此段海岸的海階寬度仍不寬，但已度較其北側的三段海岸寬(圖 3-4)，一些流域的下游(例如 60、65、66 至 68、71 至 72 號流域)也出現了兩階海階崖，其中 79 號流域海階崖高大(約 25-30 m)，但也有海階狹窄的段落，即豐濱以南的 77 號流域南北一帶。山麓沖積扇雖仍屬零星分布(出現於 62、64、79、80、81 至 83、86 至 87 號等流域下游)，但已較其以北的海岸常見，而且較常出現二至三階的複成扇。

(五) 靜浦以南至大俱來以南

1. 河階地形

此段為 89 至 102 號流域，沿著海岸的長度約 9 km。期間河階分布特徵的變異較大。大流域河階地形多，小流域則無河階地形，其中 89 與 96 號二流域面積較大(589.12 與 4243.04 公頃)、河階分最普遍，但二流域有明顯的差異，即 89 號流域的河階地形集中分部於中下游，階序為五階，而面積最大的 96 號流域(水母丁溪)卻集中於中上游，階序達六階，河階分布又明顯較 89 號流域更為連續，與前文所述的 58 號流域中上游類似(圖 3-5)，下游河段類似蕃薯寮溪，也穿越岩體強度高的都鑾山層，河谷較窄且深，河階甚少發育於此段。



2.海階與山麓沖積扇

此段海岸的海階又較其以北的海岸段更寬，僅96號流域河口南北側較窄（圖3-5）。海階崖多為一階，零星段落出現二階海階崖，除了98至102號流域海階崖較高外，此段海階崖普遍矮小，多5 m以下。五條河的下游具山麓沖積扇，當中較大的89與96號二流域沖積出複成扇，均有三階扇面。

（六）大俱來以南至長濱以南

1.河階地形

此段為103至114號流域，沿著海岸的長度約8.7 km。各流域河階地形發達，階序多（較大的流域除103與104號外，均可達四至六階），且分布至主流河谷的中上游（圖3-6）。此外，不僅是下游，連中上游也常出現面積廣大的河階面，而較高的階序似乎也較常出現於中上游的階地群，這些特徵以107、108、114號流域最明顯。反之，與其他海岸段相同，較小的流域河階地形同樣狹小而零星。

2.海階與山麓沖積扇

此區海階寬廣，且愈南愈寬大，階崖多一至二階，零星地方（103與107號流域）有三階甚至四階（108號流域）（圖3-6）。106至107號、109至114號流域最低之海階崖較高大，多有15 m左右，最高可達40-45 m（長濱聚落西南側之階崖）。此段山麓沖積扇廣大，而且隨著海階向南增加面積，至長濱沖積扇達最大，該扇長度約3.5 km，受切割殘餘的各階面積總和約5.7 km²。各扇均為複成扇，階序多，可達三至四階，而較高階扇的扇頂常深入至山麓以上的山區河谷。

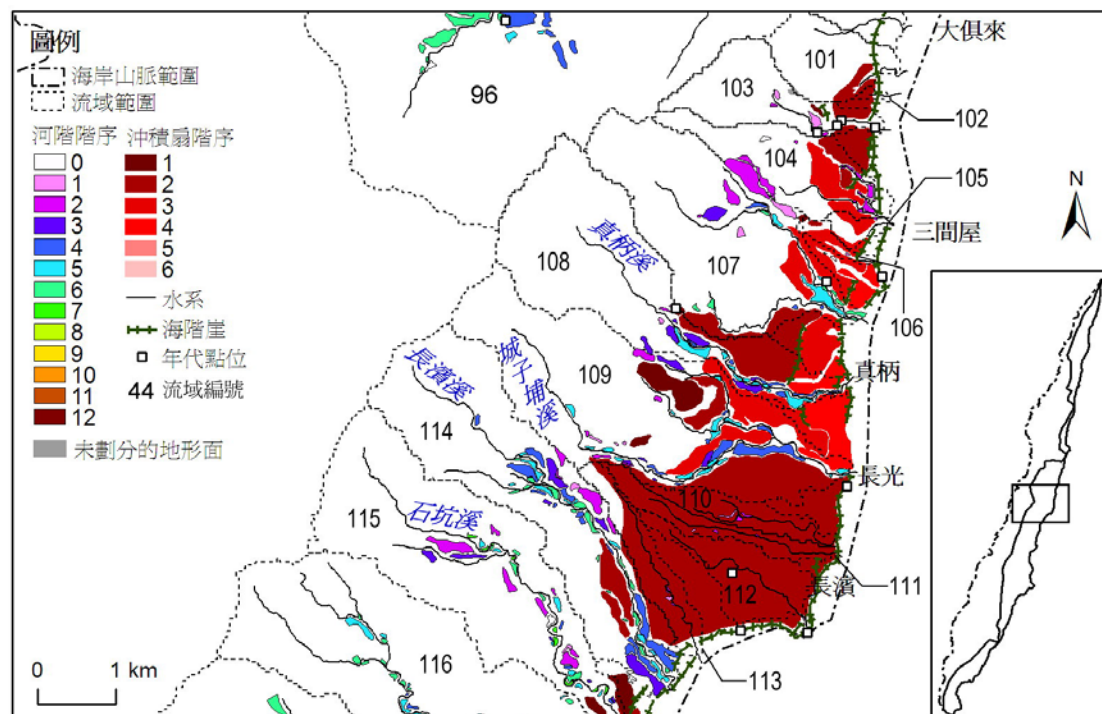


圖 3-6 大俱來以南至長濱以南的地形單元分布

(七) 長濱以南至宜灣

1. 河階地形

此段為 115 至 135 號流域，沿著海岸的長度約 12 km。位於東側近海岸的小流域相對比其以北的各海岸段要少，多數為形狀細長而深入海岸山脈主山脊的較大流域。小流域河階較少，但大流域河階相當發達，分布深入至上游河谷，整體而言並無上游階地小於下游的趨勢，甚而上游常出現較廣大的階地面，例如 115、116、117、123、125、126、127、135 號等流域（圖 3-7），中下游尚有伴隨曲流而生的階地。這幾個大流域的河階階序也不少，少數為三至四階（133、135 號流域），其他可達五至六階。

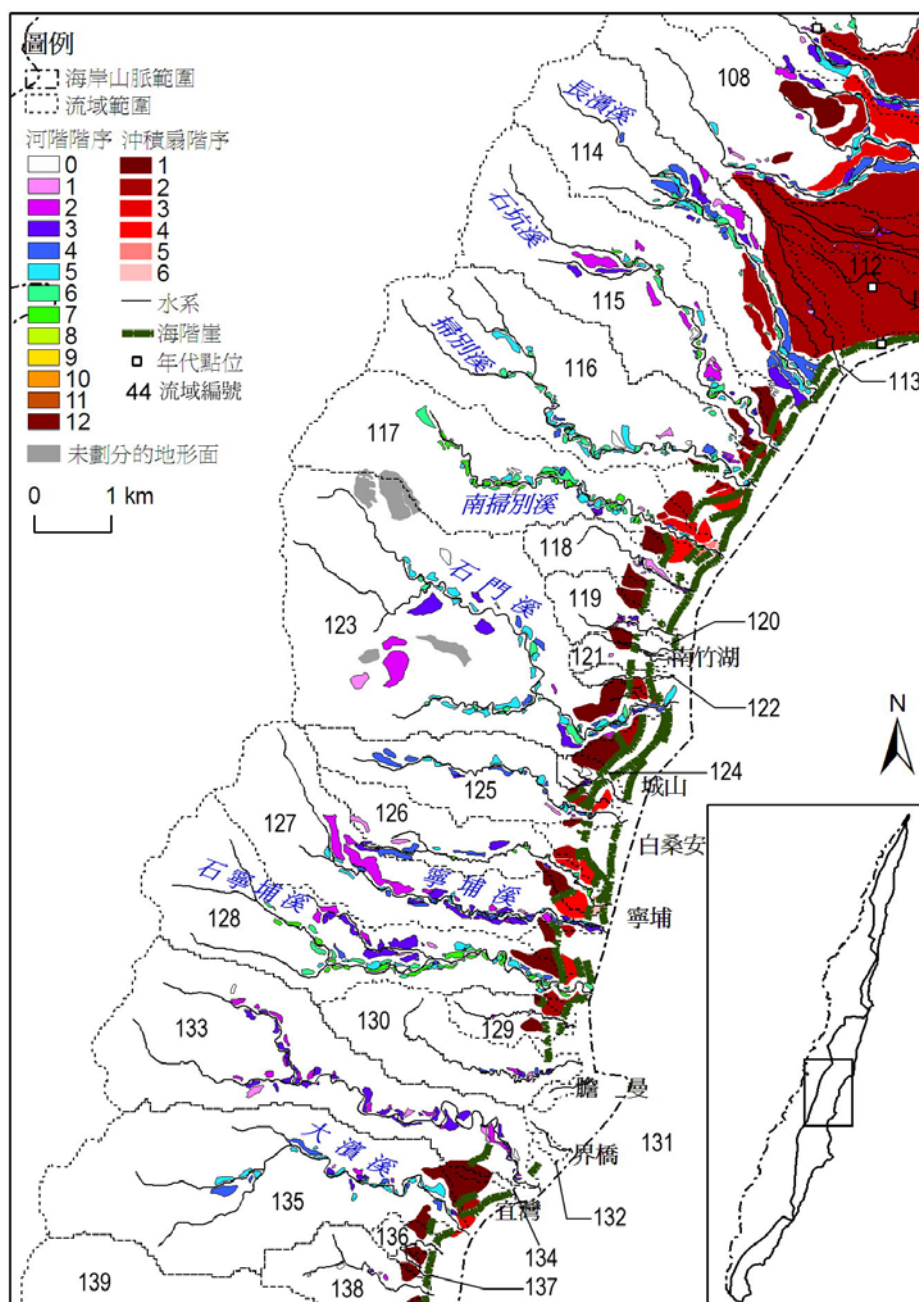


圖 3-7 長濱以南至宜灣的地形單元分布

2.海階與山麓沖積扇

海階寬度由大俱來以南至長濱以南逐漸增寬，但至此段開始縮減，不過仍有一定的寬度（寬於大俱來以北的海岸）。此區北段（至膽曼稍北處）海階崖階序較多，最多可達四階，但南北延續較長的僅二階，其他則較短而僅分部於各主流的南北側（圖 3-7）；南段僅剩斷斷續續的兩階，以界橋以南的最低階沿海岸延伸得較長（於膽曼至界橋間無海階分布）。延伸較長的海階崖較高大（多 15 至 30 m），其他的多較矮小，甚至小於 5 m。此段大流域下游均有山麓沖積扇，雖然可伸展扇面空間不大，但皆屬於達三至四階的複成扇，最多甚至到六階（117 號流域），少數小流域下游亦成扇，但僅一階扇面。

（八）宜灣至芝田

1.河階地形

此段為 136 至 151 號流域，沿著海岸的長度約 11.6 km。其間河階分的特徵變異較大。幾個流域面積較小的流域中游至上游分布廣大的河階面，例如 140、142、145、148 號等流域。139 號（都威溪，1548 公頃）與 149 號（三仙溪，2600 公頃）為此區兩個最大的流域，兩流域下游均分布相當大的河階面（圖 3-8），且階序均朝一側下降。較小流域之間的河階階序有不小差距，例如 140 號流域僅二階，而 145 與 148 號流域有四階及五階。最高的河階階序分布在 139 與 149 號（三仙溪）兩個大流域，前者達七階，後者更達十二階，二河的高階序階面均分布於下游的廣大階面處。

2.海階與山麓沖積扇

海階面頗為寬闊，北段（至小港以北）有一階主要的海階崖，該崖較高大，可達 15 至 30 m。僅 142 號流域下游有二階海階崖；南段幾無海階崖，僅三仙溪下游南側有一較長的崖，該崖甚為高大，高度達 20 至 60 m，走向隨海岸而彎曲（圖 3-8）。山麓沖積扇方面，此區大小流域階普遍有扇，小流域僅一階扇面，稍大的流域則是二階的複成扇，然而最大的三仙溪下游僅有一階崖十分高大的扇面。由 139 與 149 號流域下游大型的河階緊鄰沖積扇面，階序朝單一方向下降，各階序整體構成約三角形及扇形的階面輪廓，其成因應與山麓沖積扇沉積物大量堆積而後再受河流侵蝕有關，以致殘留的扇面已相當狹小。

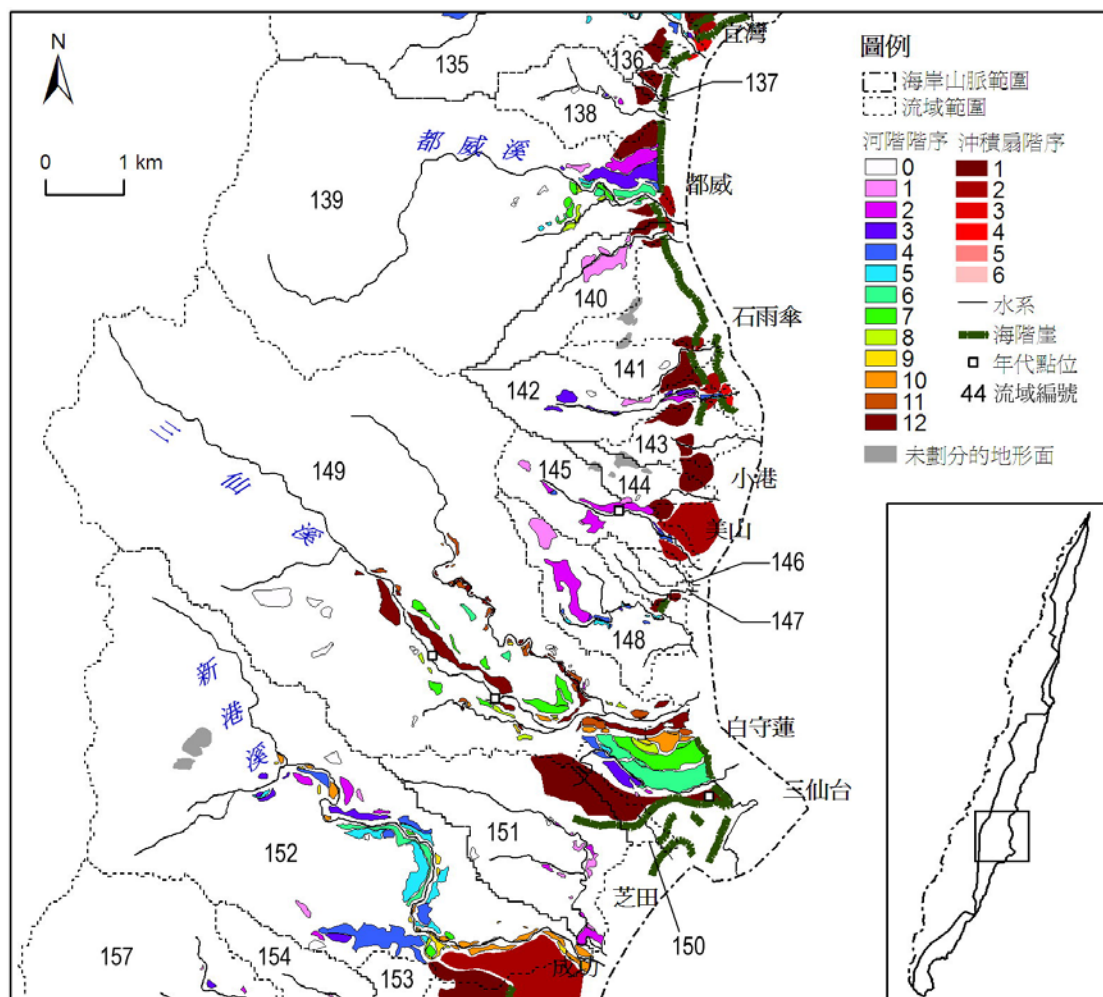


圖 3-8 宜灣至芝田的地形單元分布

(九) 成功至隆昌

1. 河階地形

此段為 152 至 178 號流域，沿著海岸的長度約 24 km。隨著山脊向南逐漸逼近海岸，至馬武窟溪口以南，山脊又逐漸遠離，使得流域面積也大致先減少再增加（圖 3-9）。河階地形以北側的 152、157、158 號等三個較大流域最發達，自中上游以下，河谷內遍布河階，較上游的河段尚且分部大型而連續性高的河階面。152 號（新港溪，1637.28 公頃）與 157 號（八邊溪，936.96 公頃）兩個最大流域的河階階序高，分別達十階與九階，152 號流域的階序則較少（四階）。隨著流域往南減小，河階地形也越少，其中 159 至 162 號流域相對其較小的面積，河階地形尚稱發達，其以南至小馬則全無河階。馬武窟溪口以南流域漸大，河階地形也再度出現，且可達五至六階。此外，此區河階分布有一變異，即北端至 161 號流域，河流可分布至中上游；162 號流域往南，河階則多分布於流域的中下游。

2. 海階與山麓沖積扇

海階面延續自宜灣至芝田段，使得此段仍有頗大的寬度，往南隨著山脊的鄰近海岸而逐漸縮窄，至馬武窟溪口稍難處最窄，而後再向南加寬。整體來說，由北至南有一階南北延伸較長的海階崖，此崖較高大（10 至 30 m），局部海岸段階

崖有二至三階，例如 167 至 170 號、176 與 177 流域等。山麓沖積扇在此區十分常見，除少數小流域外，其他皆有沖積扇分布，較大的流域為二至三階的複成扇，其他則僅有一階扇面（圖 3-9）。

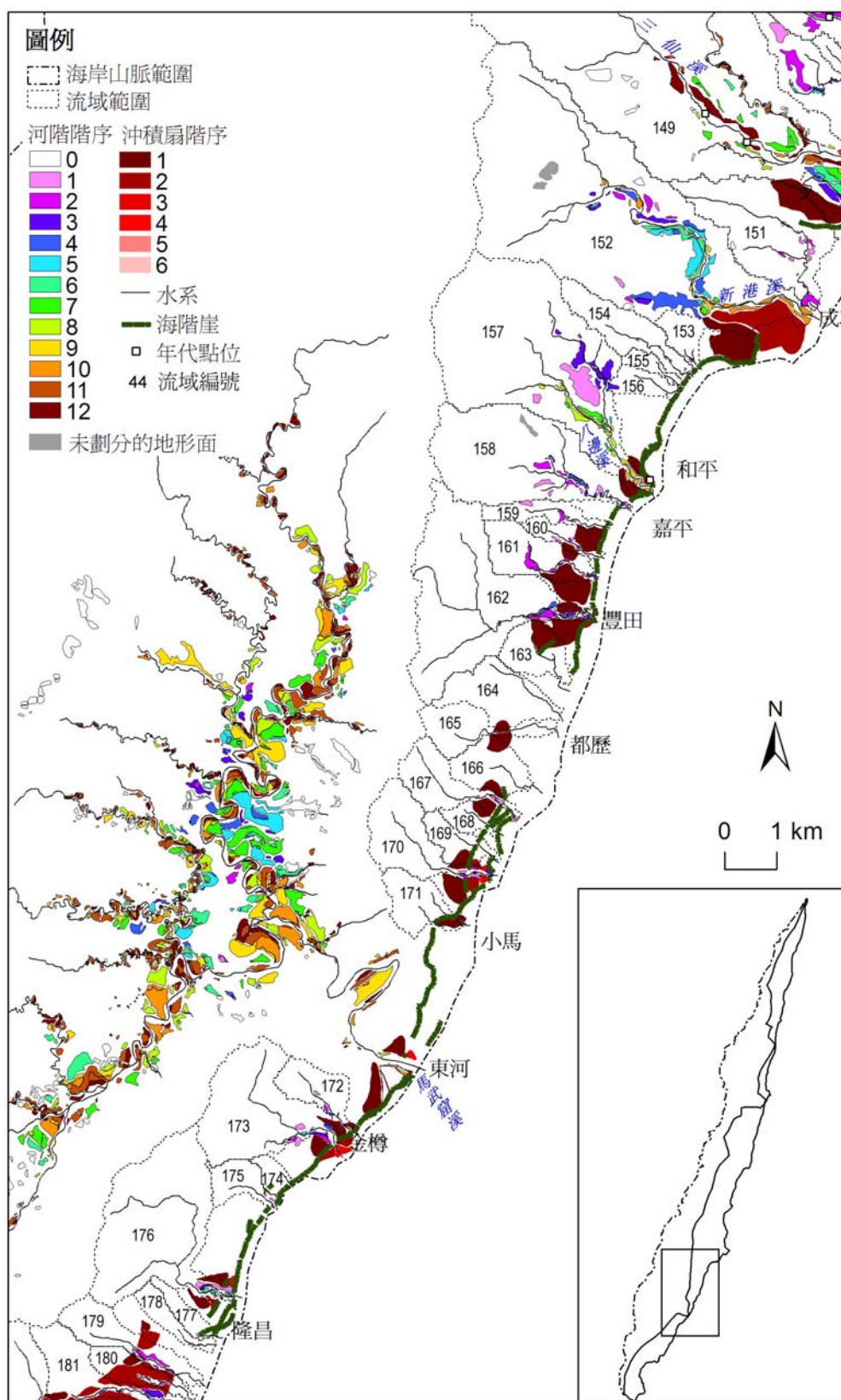


圖 3-9 成功至隆昌的地形單元分布

(十) 隆昌至新蘭

1. 河階地形

此段為 179 至 197 號流域，沿著海岸的長度約 10.5 km。本區河階地形遍布，然而較大的流域中除了 195 與 196 號二流域河階分布至最上游外，其他流域河階均自中上游方開始出現，然而有河階的河段中，似乎有較上游較常出現較長而連續性較佳的河階（圖 3-10）。階序上，除了較小的流域外，多能達四至六階，且較上游較常出現高的階序，例如 184、186、187、189、193、195 號等較大的流域。

2. 海階與山麓沖積扇

與大俱來以南至長濱以南的海岸段類似，此區海階甚廣，且愈南愈寬大（圖 3-10）。海階崖階序北段（隆昌至興昌以南）與南段（興昌以南至新蘭）不同。北段階崖序較多，可達二至三階，但階崖僅 185 至 187 間較高階序者較高大（10-20 m）；南段除零星段落（194 號流域下游一帶）達四階階崖外，其他大致僅一階，但此崖十分高大（20 至 45 m）。山麓沖積扇的分布則與大俱來以南至長濱以南段十分類似，有以下特徵：沖積扇面隨著海階面往南逐漸加大、多為複成扇且大扇階序多（可達三至四階）、大扇高階序之扇頂可深入至山麓以上的河谷，以及大型沖積扇分布的流域同時也是河階地形較發達的流域。最大的沖積扇為 193 號流域沖積而成，其長 3.5 km，面積達 5.4 km²。

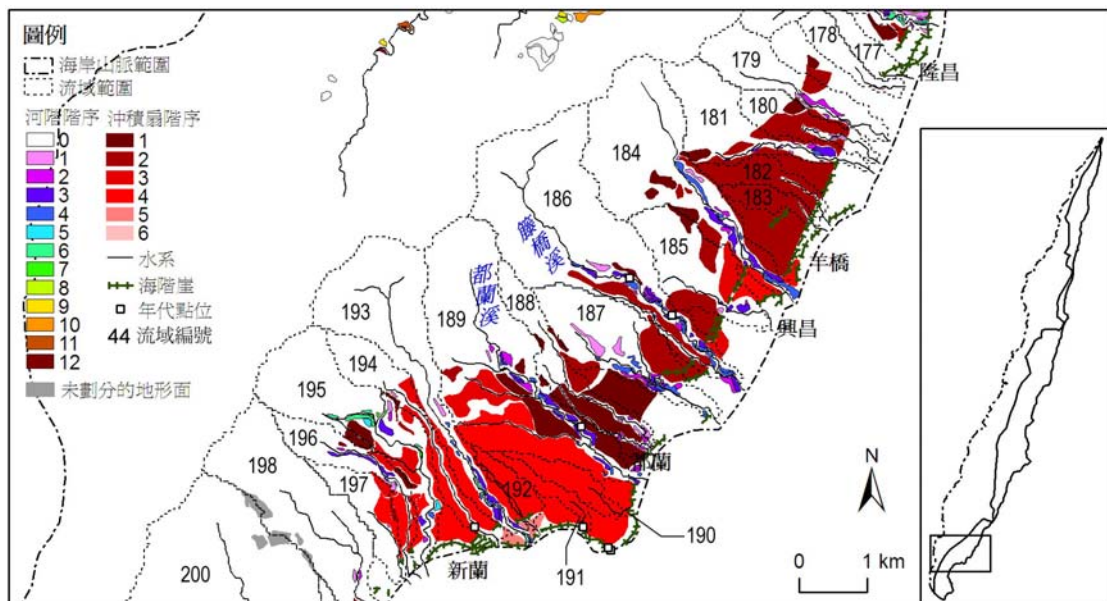


圖 3-10 隆昌至新蘭的地形單元分布

(十一) 新蘭至加路蘭

1. 河階地形

此段為 198 至 207 號流域，沿著海岸的長度約 5 km，為研究區的最南端。200 號（入船溪）與 206 號（入江溪）為此區最大的兩個流域，除了這兩個流域河階地形較發達外，其他流域無論較大或較小，河階地形皆狹小而零星（圖 3-11），

階序亦為該二流域最高（分別為四階與五階）。200 與 206 號流域內有著較上游的河階地形較小，向下游河階面積逐漸增大的趨勢，這與水璉溪及蕃薯寮溪類似，而與研究區中一些較上游分布大型河階而使得河階沒有向下游增大的流域（例如 58 號流域、水母丁溪，以及大俱來以南至長濱以南、長濱以南至宜灣、以及隆昌至新蘭之間多數的較大流域）不同。

2. 海階與山麓沖積扇

海階由北至南逐漸加寬，北段頗為狹窄，往至南近漁場一帶海階面轉而變得十分寬廣（圖 3-11）。海階之間有一階主要的海階崖，高度較大，達 20 至 40 m，局部地方在更靠近海岸處有另一更低的海階崖，但長度短，高度也小。山麓沖積扇於此段十分零星，僅 198、202 號流域下游有沖積扇。

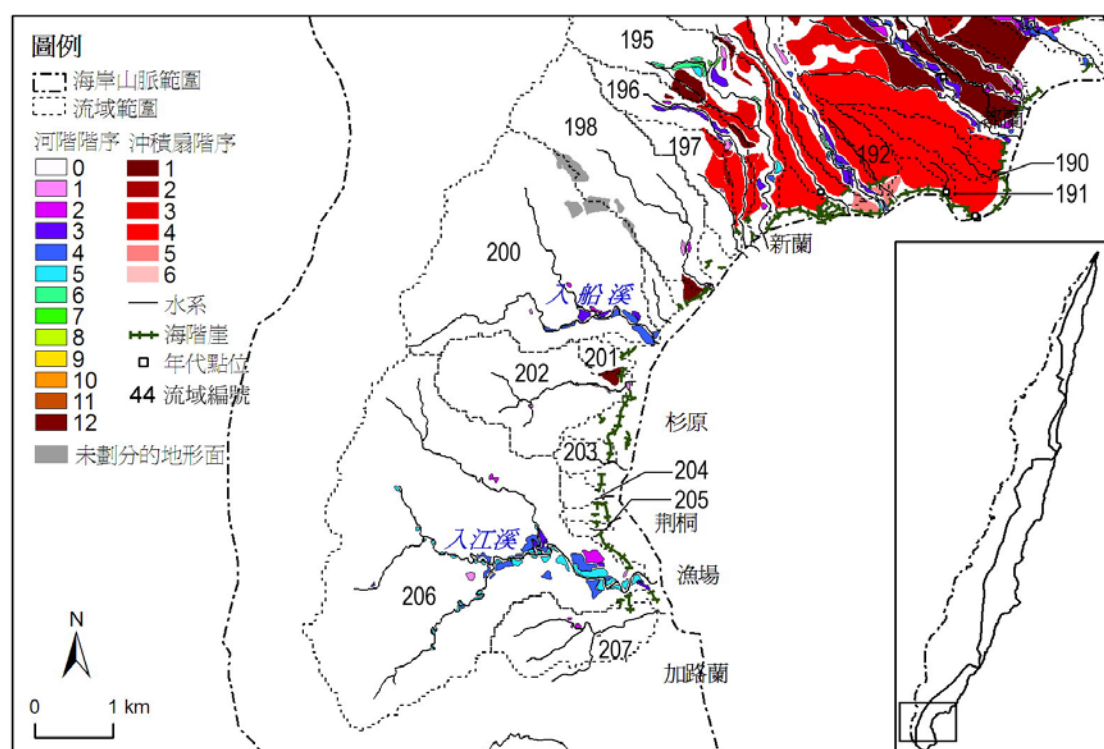


圖 3-11 新蘭至加路蘭的地形單元分布

(十二) 小結

整體來看，河階地形在靜埔以北的北段最少，最發達的區域則是在研究區的中段，大致為靜埔以南至新蘭之間，也就是 89 至 197 號流域之間沿著海岸的長度約 76 km 的範圍，而這個大區域中又以靜埔以南至豐田 (89 至 162 號流域間約 49.5 km 的範圍) 以及隆昌至新蘭 (176 至 197 號流域間約 12 km 的範圍) 之間河階地形的發達程度為最。這兩個區域內的較大流域，河階常常可分布至主流中上游甚至上游，而且中上游至上游的範圍也時常有面積較大、延續性較好的河階面，使得流域中沒有愈上游河階面愈小的趨勢，甚至有較上游的河階面大於較下游的情況，這些流域的河階數通常為五至六階，雖非研究區內最多，但相對仍屬較高的階序，而第 5 或第 6 階等較高階序則較常出現在中上游。總之，這兩河階地形最為發達的範圍中有以下特徵：1. 河階一路分布至中上游甚至更高的河段；

2.總階序數普遍不低，約五至六階；3.中上游甚至上游的河階與下游相較，河階面積常較大、階序較高。至於此二範圍之外，河階較發達的為少數幾個面積特別大的河流，例如水璉溪、蕃薯寮溪，以及 200 號（入船溪）、206 號（入江溪）流域。然而這幾個流域雖然河階多、階序數亦不低（四至六階），但較高階序多在中游至下游河段，河階面的大小則朝上游而逐漸縮小，且變得零星，這與上述河階最發達兩區域較大流域河階分布的特徵是大相逕庭的。

海階面與山麓沖積扇大致是相伴存在的，也就是海階面寬廣的地區，山麓沖積扇通常也較廣大。研究區北段（靜浦以北）海階最窄，沖積扇也最小、最少，大俱來以南至長濱以南以及隆昌至新蘭間海階面最寬的海岸段也是沖積扇最廣大的地區。整個來說，各段海階崖的階序數不一，但較高大的海階崖通常只有一階，高度由 10 至 60 m 不等。具多階海階崖的海岸，一般除了該較高大的階崖外，其他階崖均低矮，通常小於 10 m。多階海階崖常僅分布於流域主流的南北側，少則二階，多至四、五階，除了一主要階崖外，其他南北延伸有限。山麓沖積扇的階序方面，研究區多為複成扇，複成扇多出現在較大流域的下游（小流域即使有扇，也僅一階而已），階序少則二階，多至五、六階，但較大流域之間，複成扇的階數與流域面積大小之間似乎無明顯的關係。

研究內尚散布著一些比高相對而言相當大的地形面，這類地形面離河谷較遠，比高遠大於河谷內的其他河階，通常位於近南北向的山脊處或本身為流域間東西向的分水嶺，例如 53 至 56 號流域上游（圖 3-2）、101 與 103 號流域之間（圖 3-6）、117 與 123 號流域之間、123 號流域內（圖 3-7）、140 與 141 號流域之間、144 號流域上游（圖 3-8）、152 號流域內、158 號流域內（圖 3-9）、198 與 200 號流域之間（圖 3-11），都有這類高且大的地形面。劉平妹、謝孟龍（2006）已曾提及這類地形面的存在，將其一部分（部分於該文獻則未標示出）認為是更早期（非全新世）的海階而謂其為「高位沖積階地」。事實上，本文也在其中一地形面發現輕度紅化之土壤，暗示其年代早於全新世（此部分於此章第三節說明）。在本文，由於這類地形面在流域內的位置相當特殊，且其分布與走向往往與現今的河系及谷系較無關係，可能為海岸山脈今日水系尚未成形時即有的更早期地形面，因此本文雖在圖中將其標出，但不將其劃入為流域中的階面或海階。

第二節 階地縱剖面對比

(一) 海階與河階

本節分別檢視海階崖與山麓沖積扇各自與河階的關係。假設因海平面相對下降對河流演育明顯的影響（基準面下降，驅動動力回春，促使河流下切而產生河階與遷急點）多僅於中下游，並將這個範圍設定於山麓線以下的下游河段，故僅將海階與山麓線以下之河階對比。另一方面，與山麓沖積扇可對比的河階則應位於沉積物的供給區與搬運區，即山麓線以上的河段，故將山麓沖積扇與山麓線以上之河階對比，以上兩項對比將以繪製階地縱剖面輔助之。先以像片基本圖依等高線疏密所顯示的地形起伏與坡度大小畫出山麓線的位置，結果如圖 3-12，之後進行海階崖及沖積扇各階序與河階階序在數量上及幾何位置上的關係。

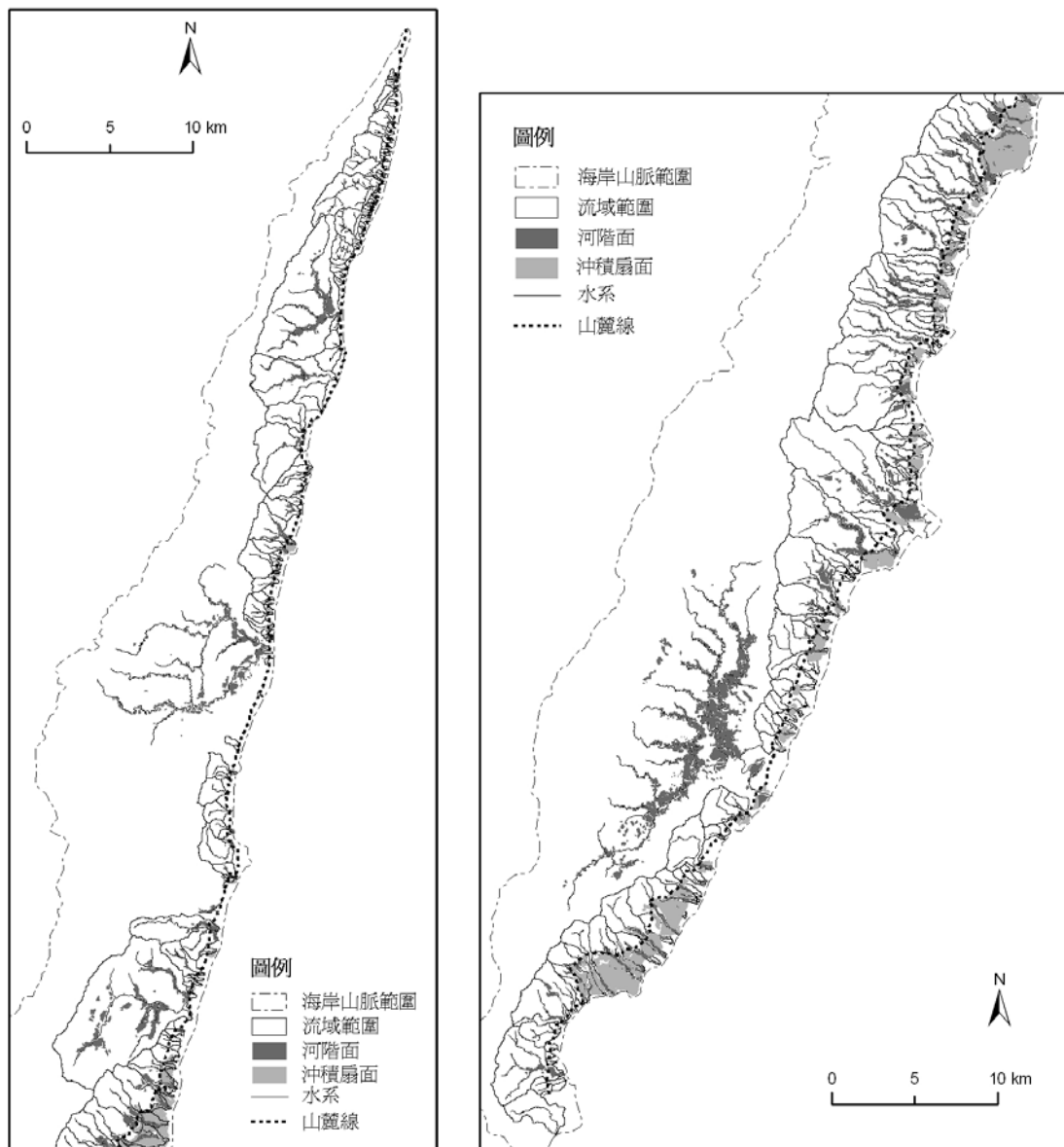


圖 3-12 山麓線位置。左：北幅；右：南幅

各流域海階崖階數與山麓線以下河階數的關係如圖 3-13，可看出山麓線以下海階與河階在階數上的關係並不顯著。圖中讓二者關係不顯著的主要原因在有較多 (7 個流域) 海階崖階數較少但河階數卻明顯較多以及 1 個海階崖階數明顯較多而河階數明顯較少的流域。依照流域在圖中的位置將海階數明顯較多而河階數明顯較少的流域選出 6 個 (包括編號 181、173、195、193、115 以及 176 等流域) 繪製山麓線以下河段的階地縱剖面圖 (圖 3-14 至圖 3-19，高程效果放大為五倍)，其中雖然有 5 個流域可見部分的海階面能對比至河階面，但多數海階面無法與河階對比，即使是海階階數與河階階相同的流域 (23 個流域，本文選出 9 個檢視縱剖面，包括編號 52、160、200、113、129、108、118、117、128，圖 3-20 至圖 3-28)，其中也僅 4 個流域 (其中 160 號對比結果最良好) 有能與山麓線以下河階對比的海階。因此，海階階序與河階階序在數量上以及幾何位置上的關係均不顯著。

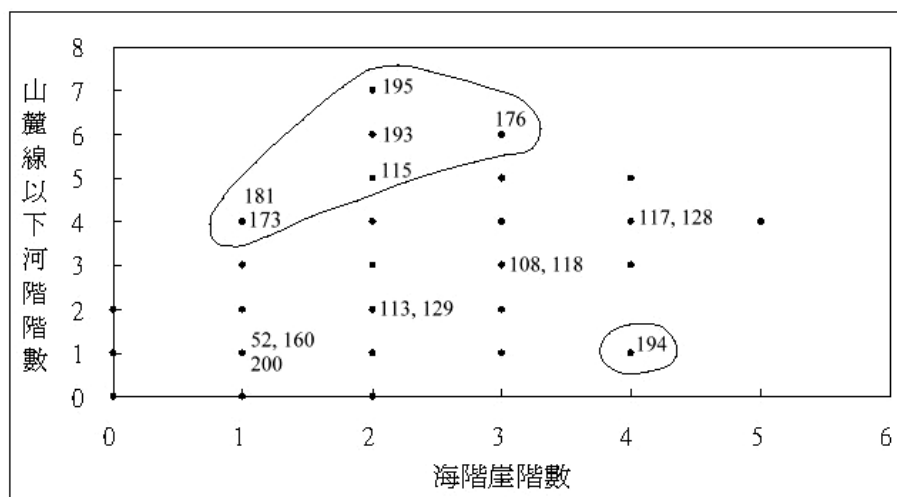


圖 3-13 海階崖階數與山麓線以下河階階數的關係

圖中左上角與右下角圈起來的範圍是海階崖階數與山麓線以下河階階數相差較大的流域。點旁的數字為流域編號，為文中舉例的流域。

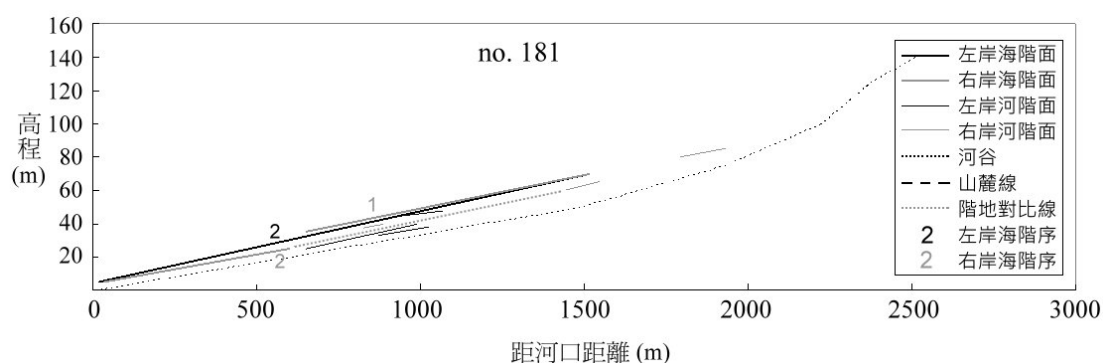


圖 3-14 181 號流域之河階面與海階面縱剖面

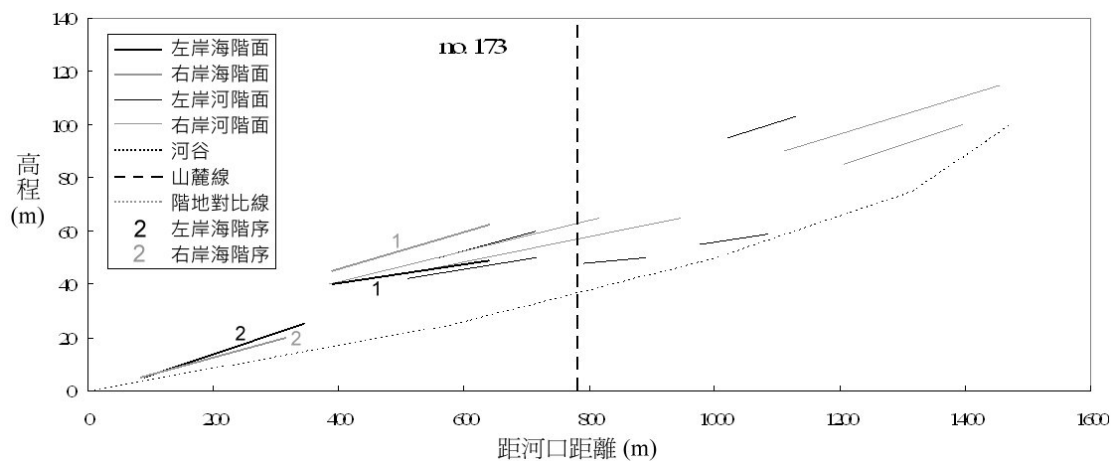


圖 3-15 173 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

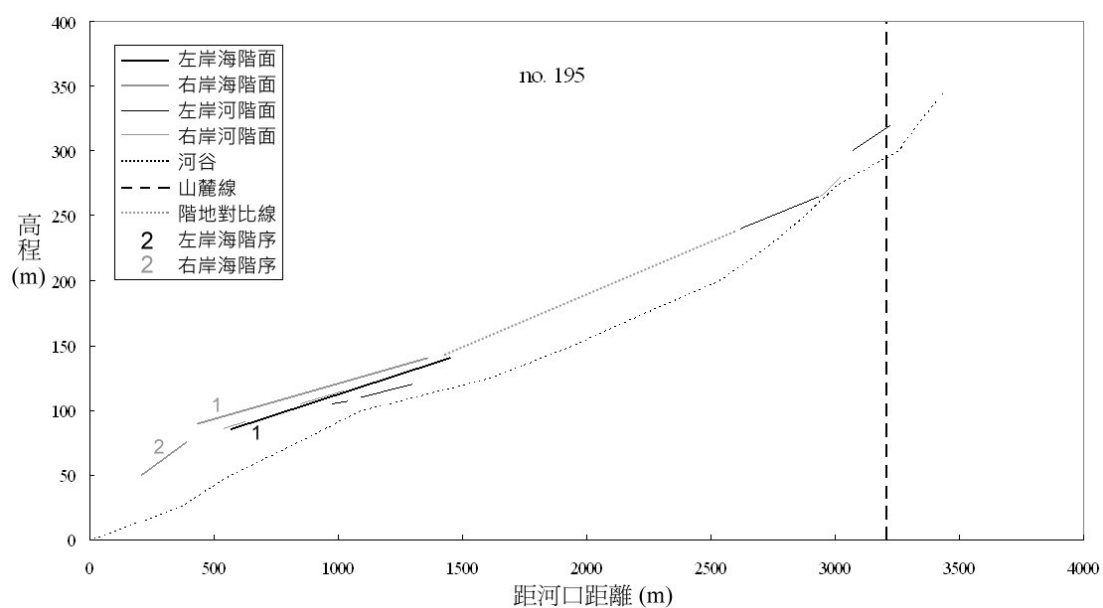


圖 3-16 195 號流域之河階面與海階面縱剖面

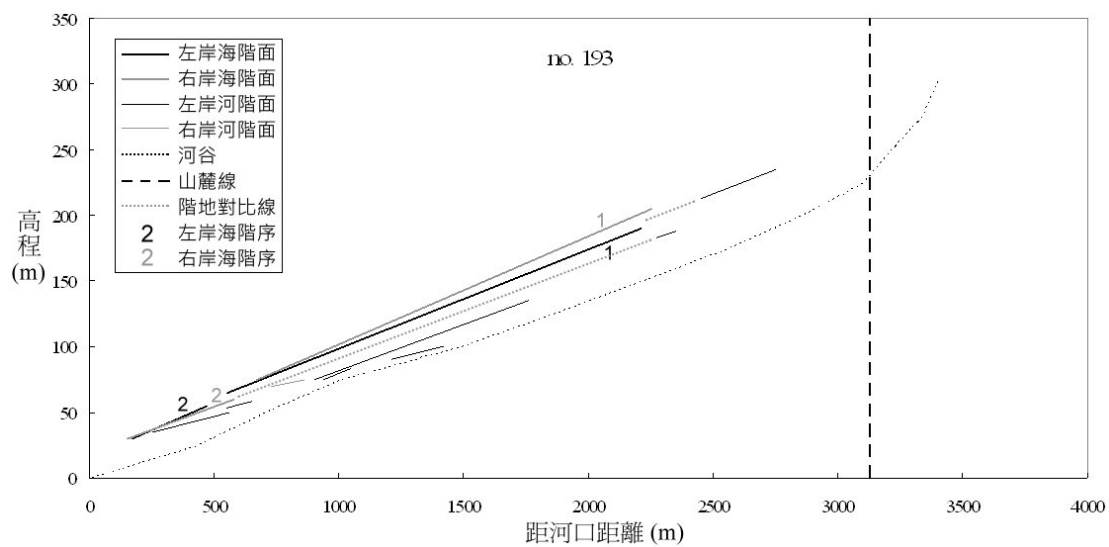


圖 3-17 193 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

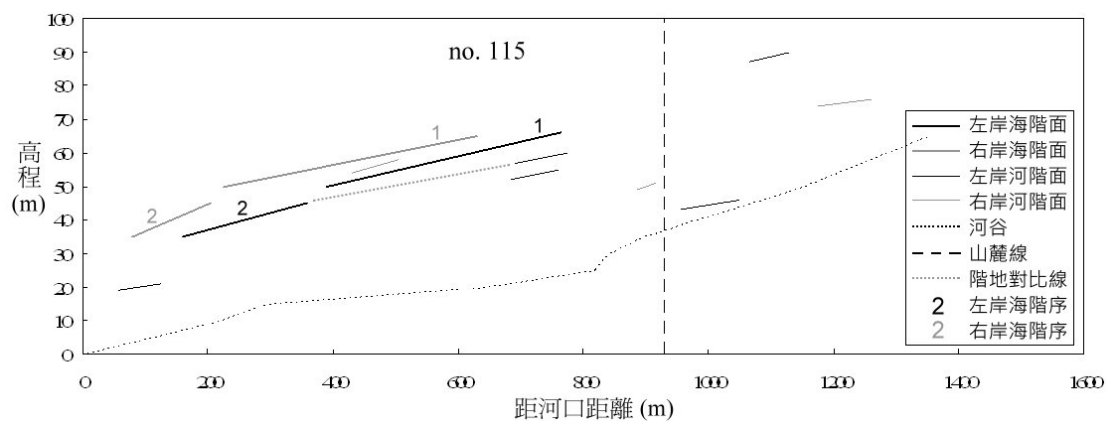


圖 3-18 115 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

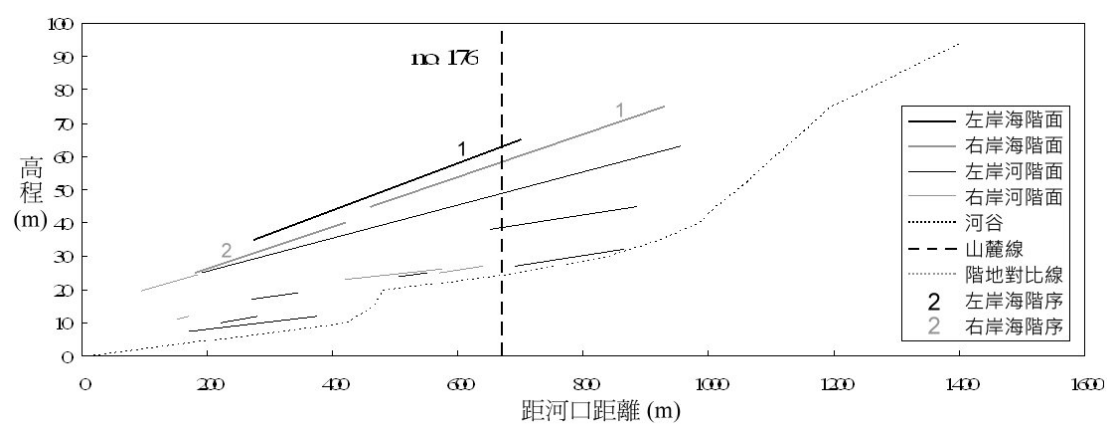


圖 3-19 176 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

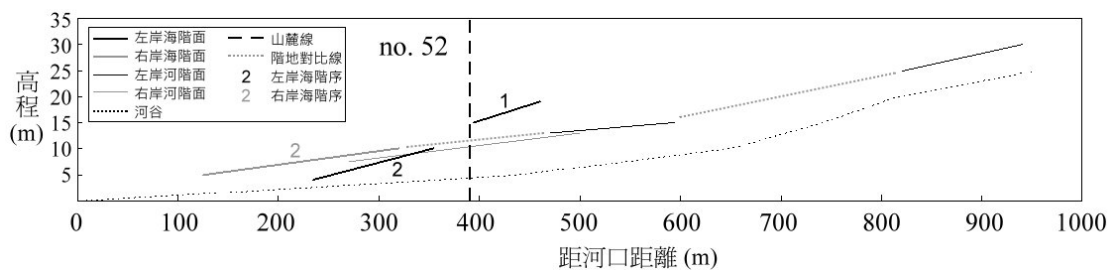


圖 3-20 52 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

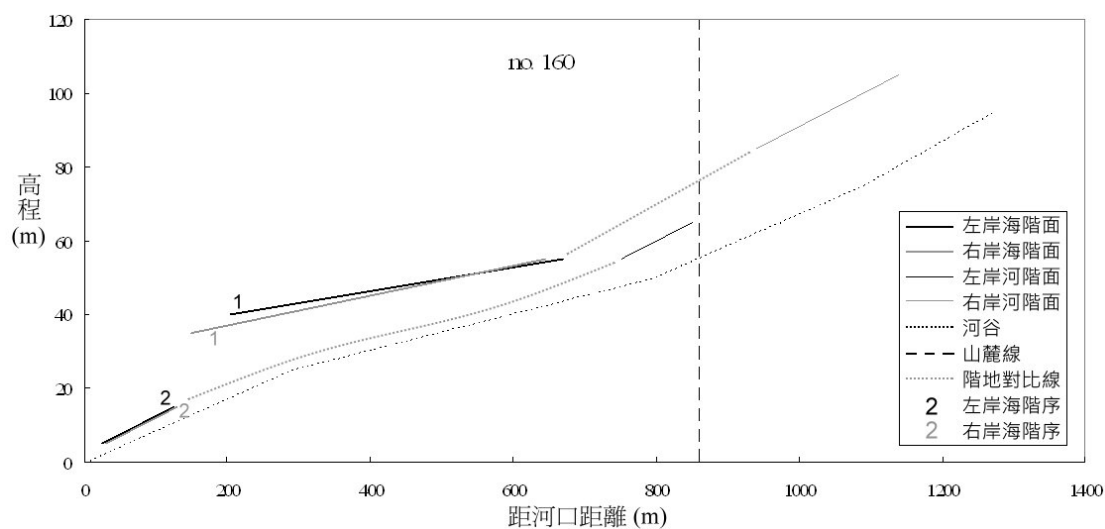


圖 3-21 160 號流域之河階面與海階面縱剖面

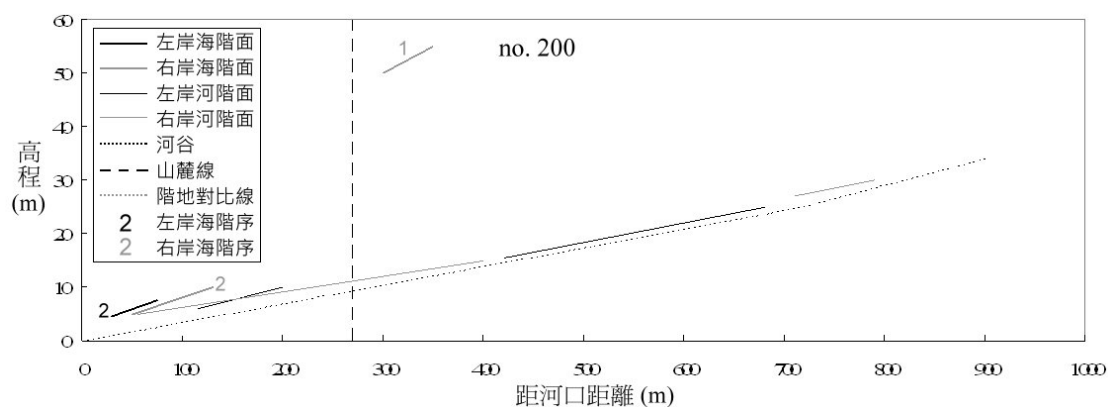


圖 3-22 200 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

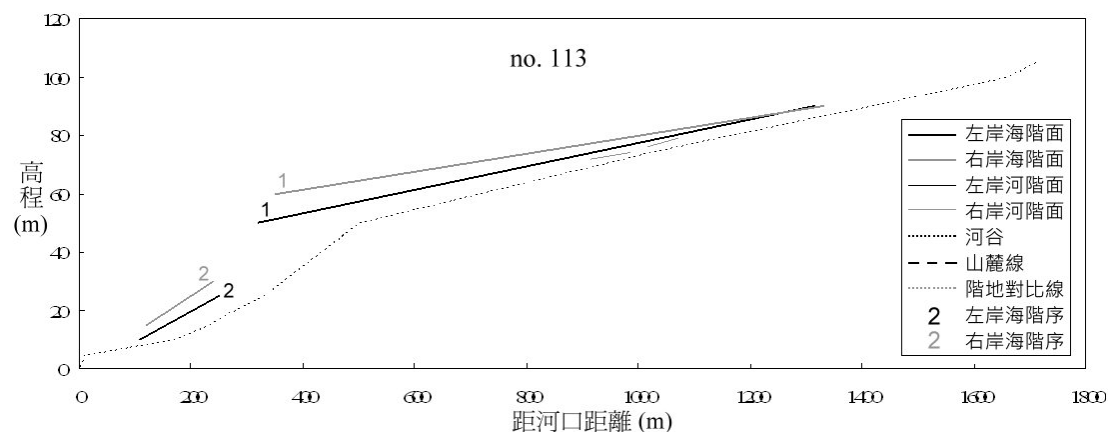


圖 3-23 113 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

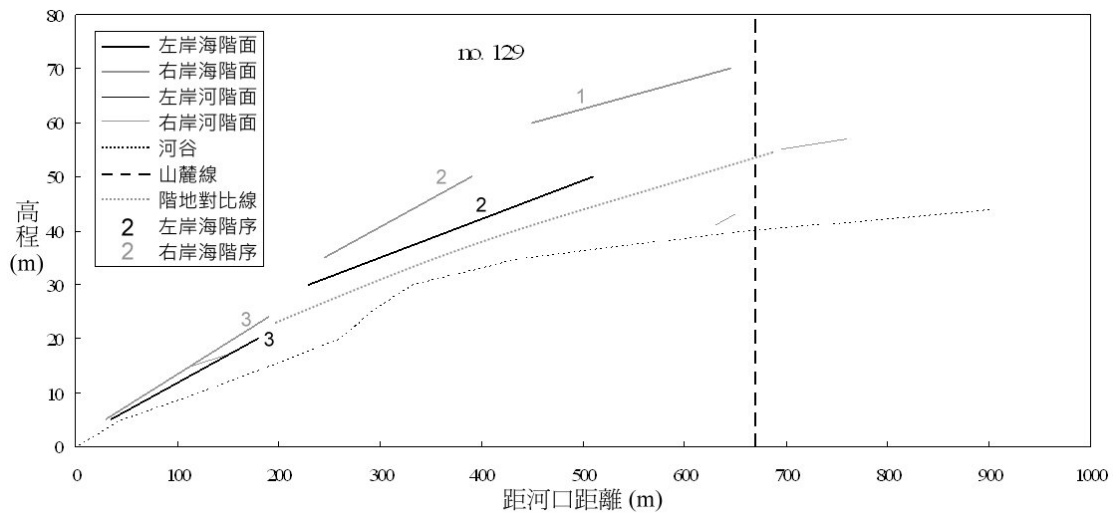


圖 3-24 129 號流域之河階面與海階面縱剖面

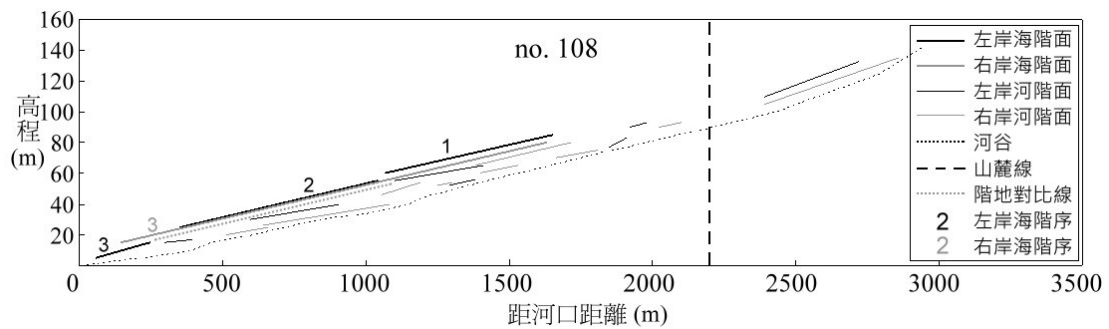


圖 3-25 108 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

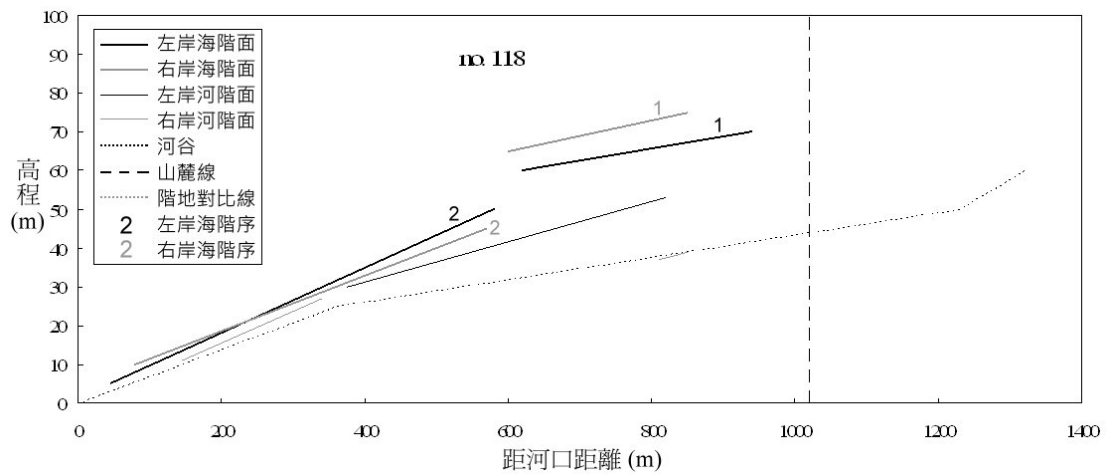


圖 3-26 118 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

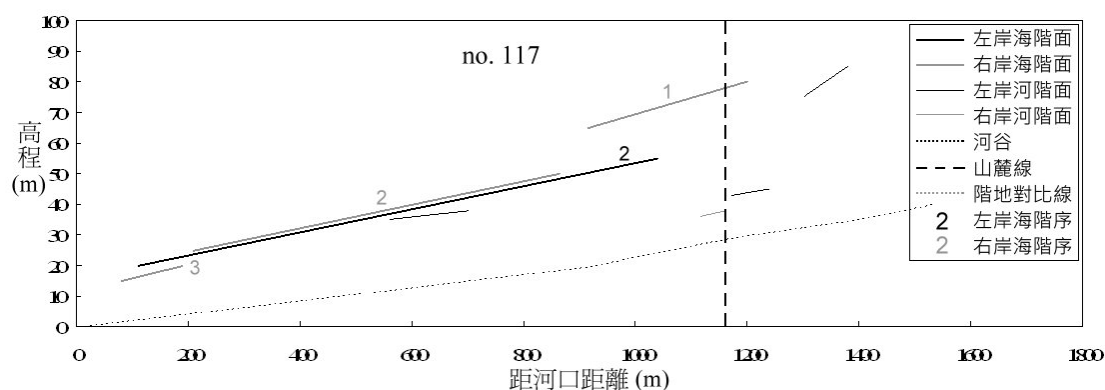


圖 3-27 117 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

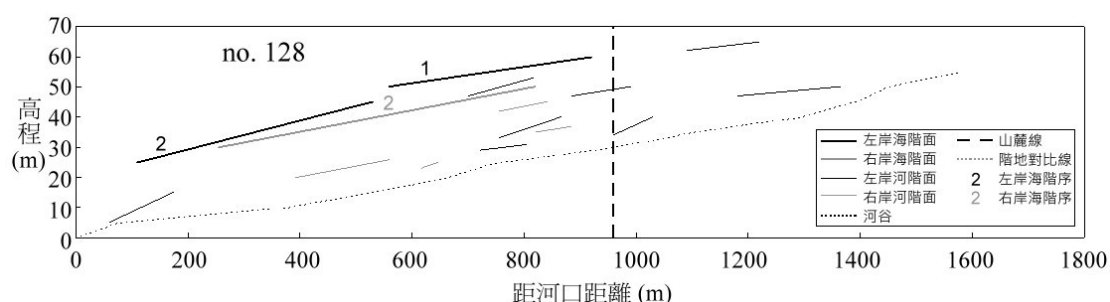


圖 3-28 128 號流域之河階面與海階面縱剖面 (主流中下游部分)

不過在這些縱剖面圖中仍然有一些不同流域間的相似特徵，即當上下階海階面之間的崖高差較大時，此崖向上游對比出的範圍中常包含較多的階序，這個現象普遍出現在海階數明顯少而河階數明顯多的流域，這也正是這些流域海階崖階數與河階階數差異大的原因，例如 181 號流域南岸海階第 1 階（較高階）與第 2 階（較低階）之間（圖 3-14）、173 號流域南北岸海階第 1 階與第 2 階之間（圖 3-15）、193 號流域兩階海階下方（圖 3-17）、115 號流域北岸第 2 階海階下方（圖 3-18）、176 號流域南岸海階第 2 階海階下方（圖 3-19）。綜合以上的觀察，不論海階階序與山麓線以下河階階序的相對多寡，本文認為山麓線以下海階與河階階序數量及幾何形位置的關係並不顯著，但比高較高之海階下方或是高度較大的海階崖向上對比，該高度落差之間包含了較多的河階階序，顯示河流下游侵蝕基準面曾有較大幅度的下降，能驅使較多河階階序的生成。此外，由於海階面上常附蓋厚薄不等的陸源沉積物（包括堆積出山麓沖積扇者），因此縱剖面圖中的海階面，常常非真正海水侵蝕出之面，這也影響著海階面與河階的對比關係。

（二）山麓沖積扇與河階

山麓沖積扇與河階的關係（圖 3-29）除了圖中左上方的區塊外，似乎較海階崖與河階個關係稍佳，大致呈正向的趨勢。左上方區塊（沖積扇階數明顯較少而河階階序明顯較多）的極端類別，包括 45、206、157、152 以及 115 號等 5 個流域，其沖積扇與山麓線以上河階的縱剖面如圖 3-30 至圖 3-34，其中除 45、206 號無沖積扇外，另 3 個流域中多數沖積扇階序可與山麓線以上的河階對比（115 號的第二階扇除外）。在沖積扇階序與河階階序相同的流域中（共 11 個流域，本

文選取 8 個檢視其縱剖面)，多數流域也有可與河階對比的沖積扇（圖 3-35 至圖 4-42）（160 與 198 除外，55 號對比結果最良好）。這些流域中未能與河階對比的沖積扇面歸納有 2 類，其一乃與上一階沖積扇落差較小者，例如 116 號流域河道南側的第 3、4 階扇（圖 3-40）、125 號流域河道北側的第 3 階扇（圖 3-41）、126 號流域河道北側的第 4、5 階扇（南側第 2 階扇屬例外）（圖 3-42）；另一類是山麓線以下最高的沖積扇面，例如 198 號流域南側（圖 3-38）以及 125 號流域河道北側的第 1 階扇（圖 3-41）。

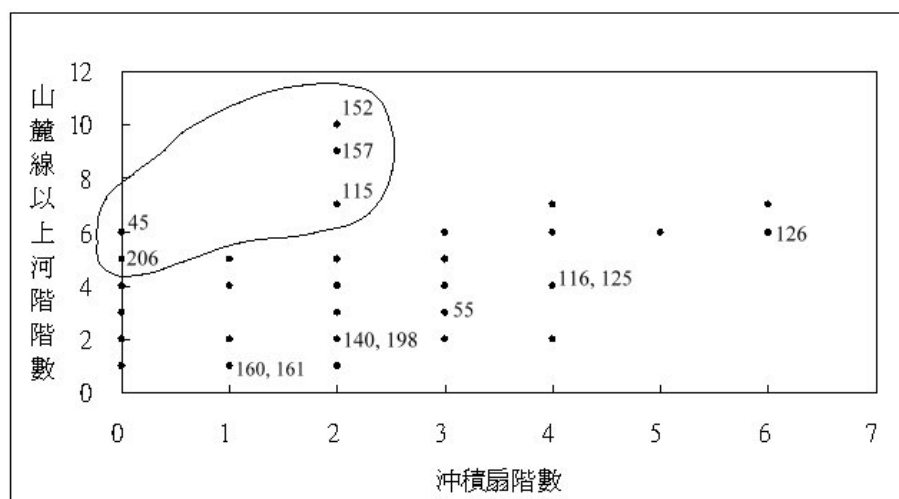


圖 3-29 山麓沖積扇階數與山麓線以上河階階數的關係

圖中左上角圈起來的範圍是沖積扇階數與山麓線以上河階階數相差較大的流域。點旁的數字為流域編號，為文中舉例的流域。

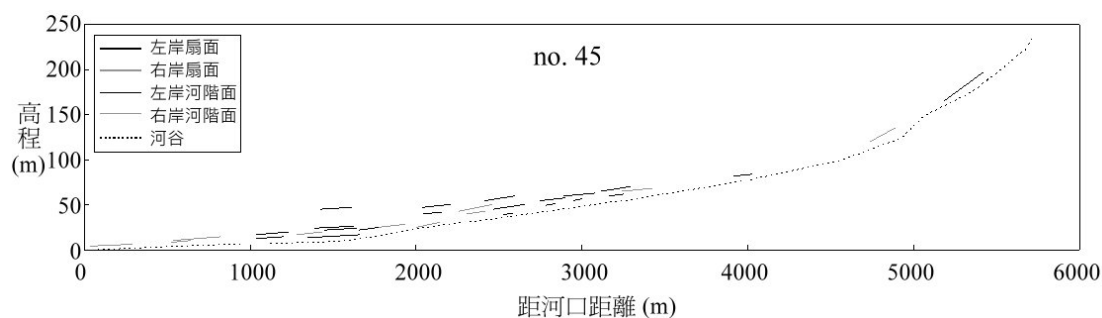


圖 3-30 45 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

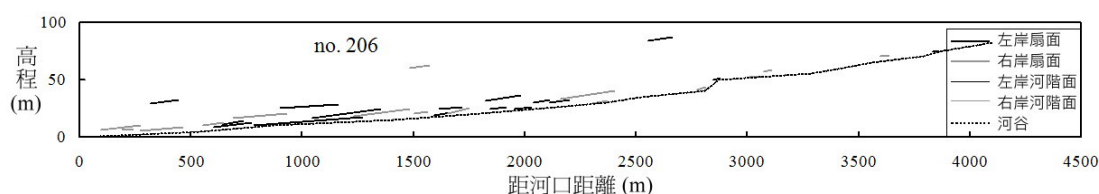


圖 3-31 206 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

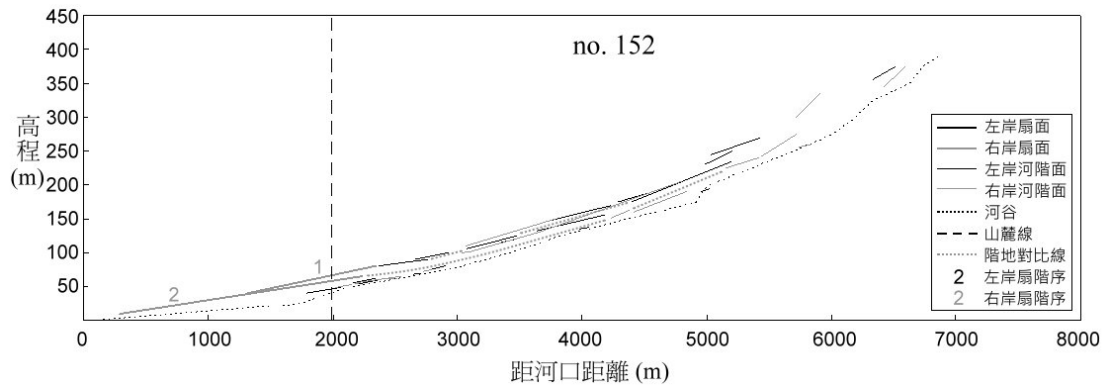


圖 3-32 152 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

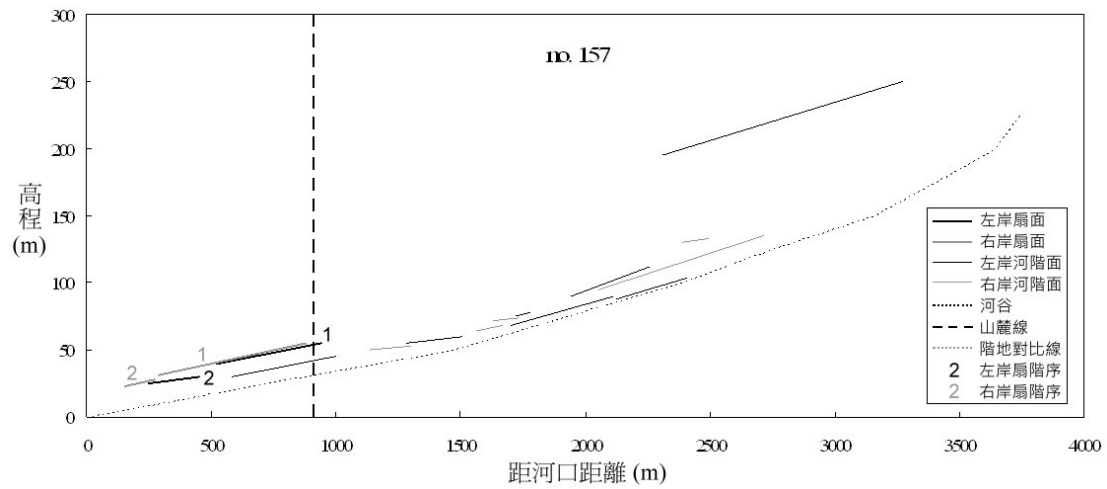


圖 3-33 157 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

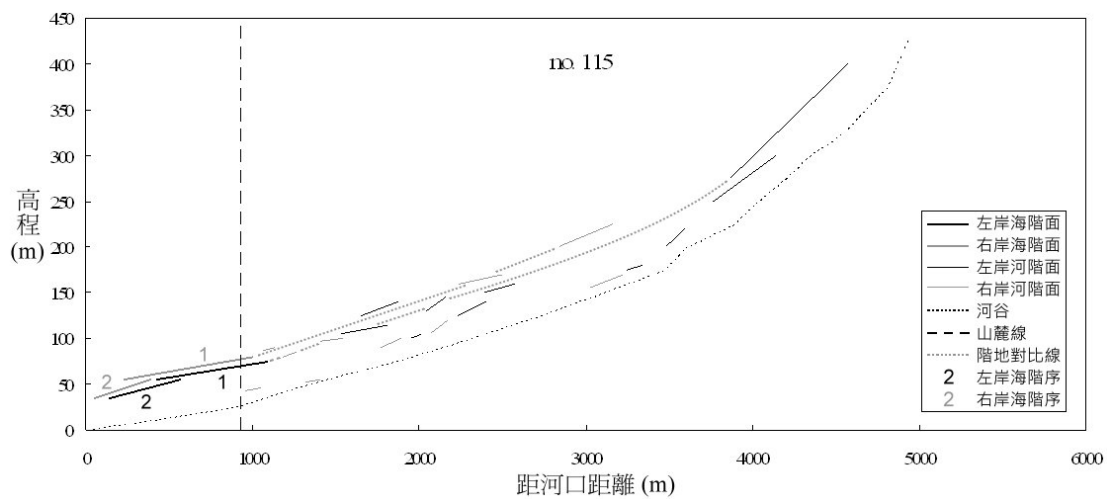


圖 3-34 115 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

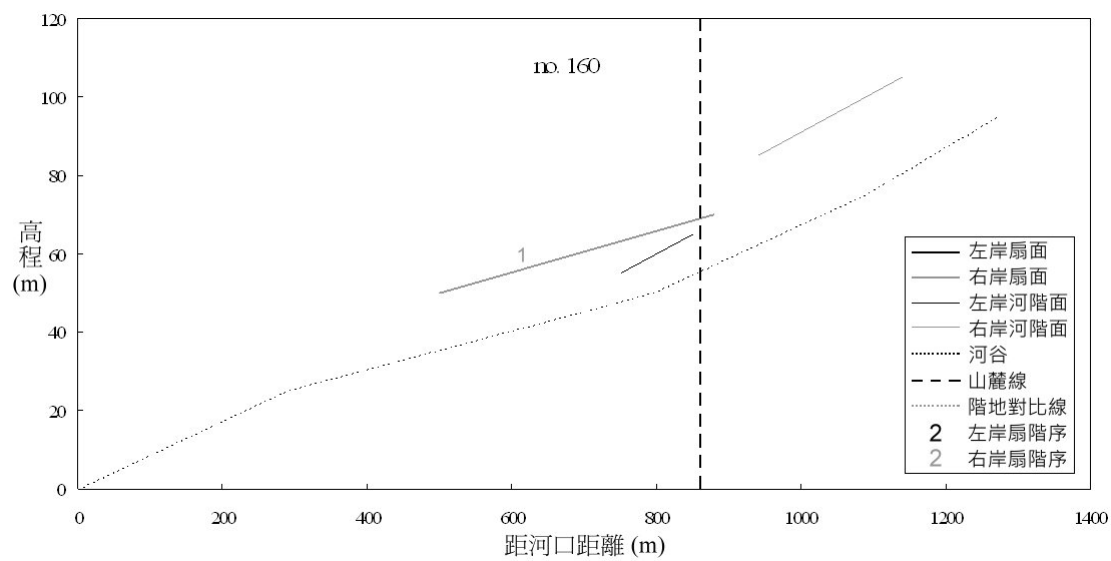


圖 3-35 160 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

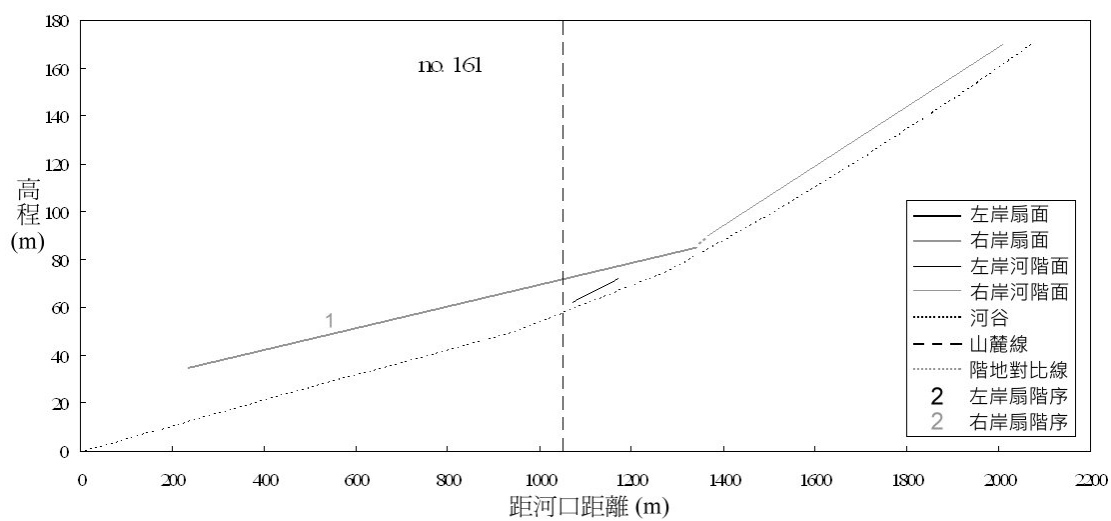


圖 3-36 161 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

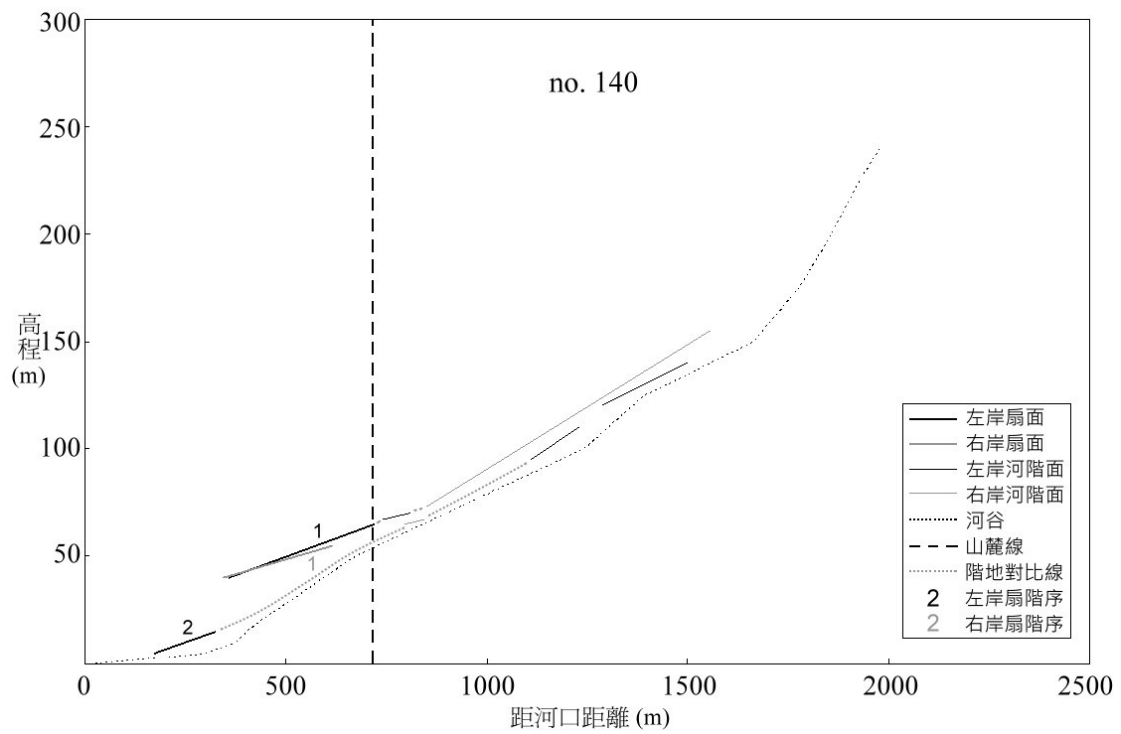


圖 3-37 140 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

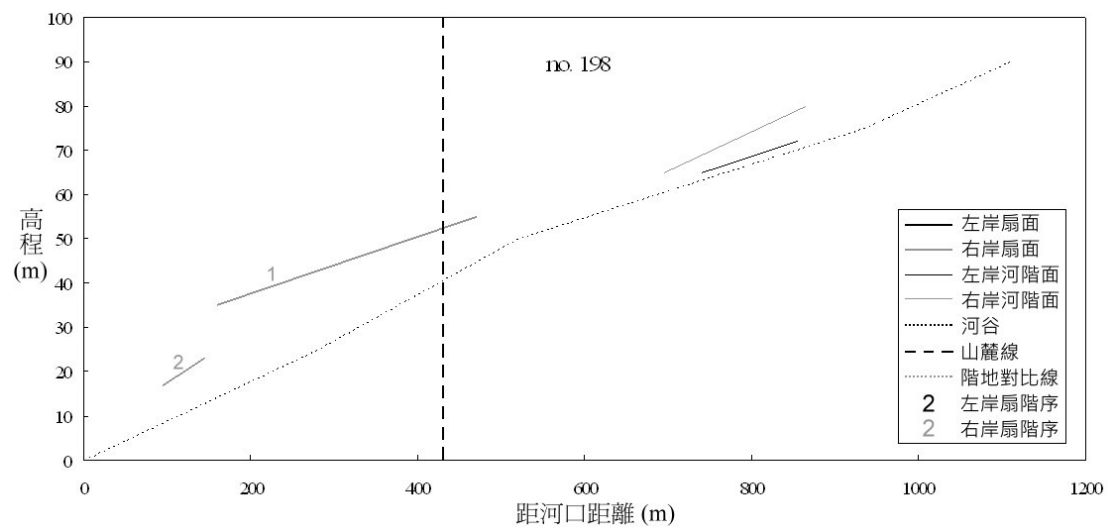


圖 3-38 198 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

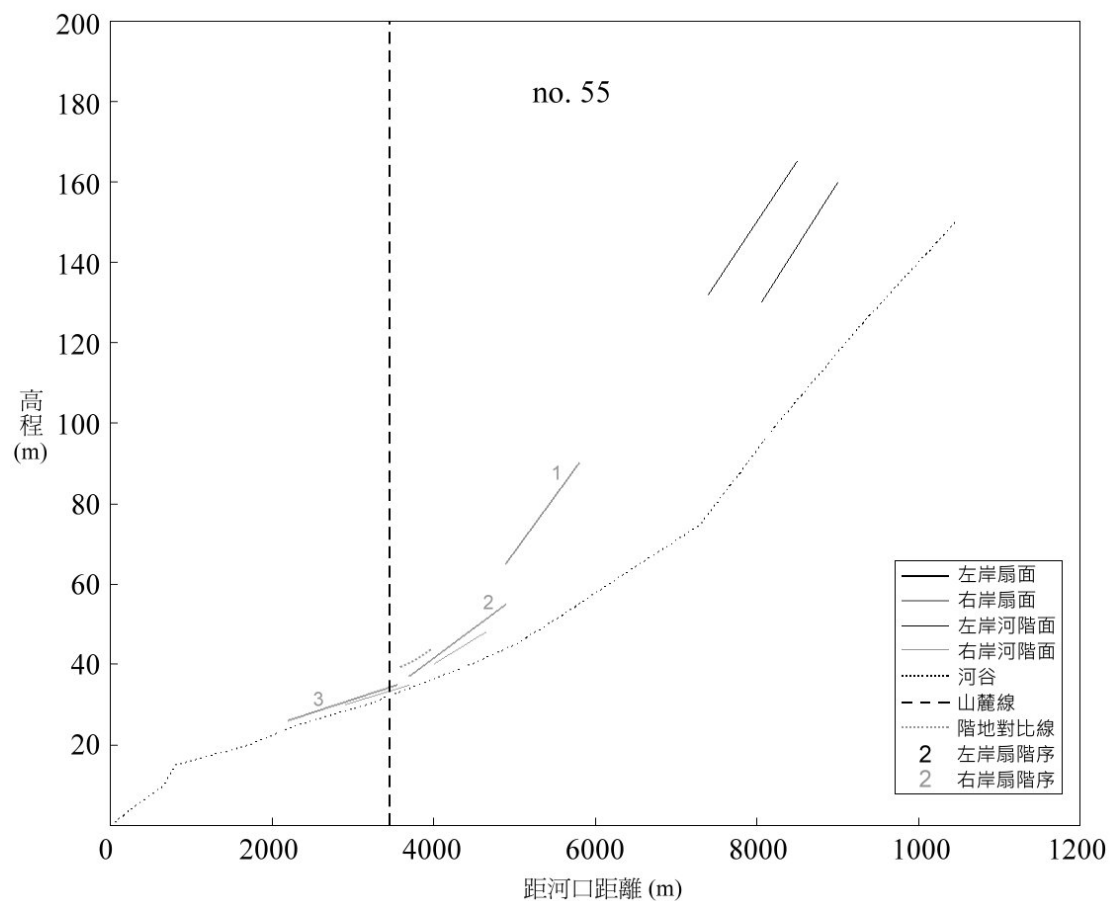


圖 3-39 55 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

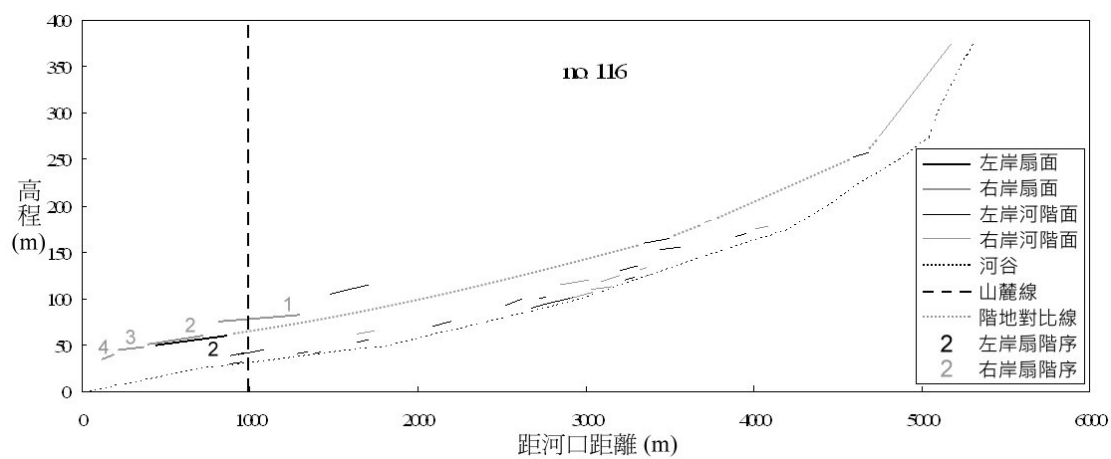


圖 3-40 116 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

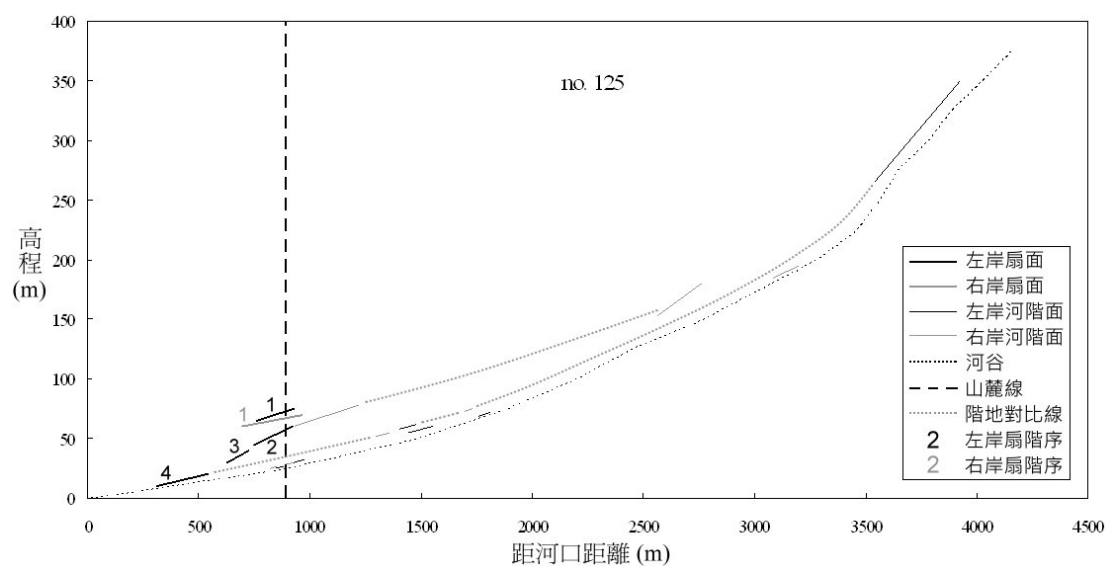


圖 3-41 125 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

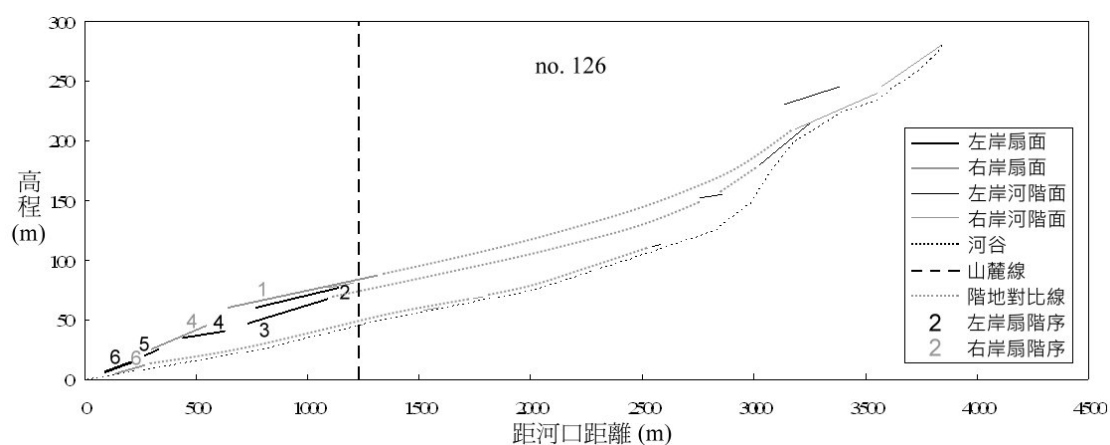


圖 3-42 126 號流域之河階面與沖積扇面縱剖面

沖積扇與河階對比還有一個趨勢，即隨著河階階序的增加（4 階及其以上），多數河谷內出現了階序高於最高階沖積扇的較大型河階，例如 152 號（圖 3-32）、157 號（圖 3-33）、115 號（圖 3-34）、116 號（圖 3-40）、126 號（圖 3-42）等流域，這些多為面積較大、較上游的河階。綜合上述觀察，山麓沖積扇與河階階序在數量及幾何位置上的關係似乎較海階與河階間的關係佳，為正向的趨勢，但高度與上一階落差較小之沖積扇多較難與河階對比，此外，隨著河階階序的增加，流域中上游出現了階序高於最高階沖積扇且較大型的河階面。

第三節 階崖露頭

本研究於 2011 年 10 月至 2012 年 3 月間各月上旬至研究區調查河階崖的露頭，共計發現 124 個露頭（露頭地點的空間分如圖 3-43 至圖 3-47）。由於研究區的河階崖露頭相對於密集分布的河階地形來說十分零星，難以於各露頭之間比對及追蹤露頭上細部的沉積層，因此本文將河階沉積物的特徵整體地分為基質支持而無層理的礫石層、基質明顯而略有層理的礫石層、顆粒支持而層理明顯的礫石層以及細顆粒（砂或泥質）的沉積層等四類（圖 3-48、3-49）。所有底岩出露的露頭均為泥岩或頁岩或二者與薄層砂岩之互層，除互層的厚薄略不相同外，外觀差異不大。

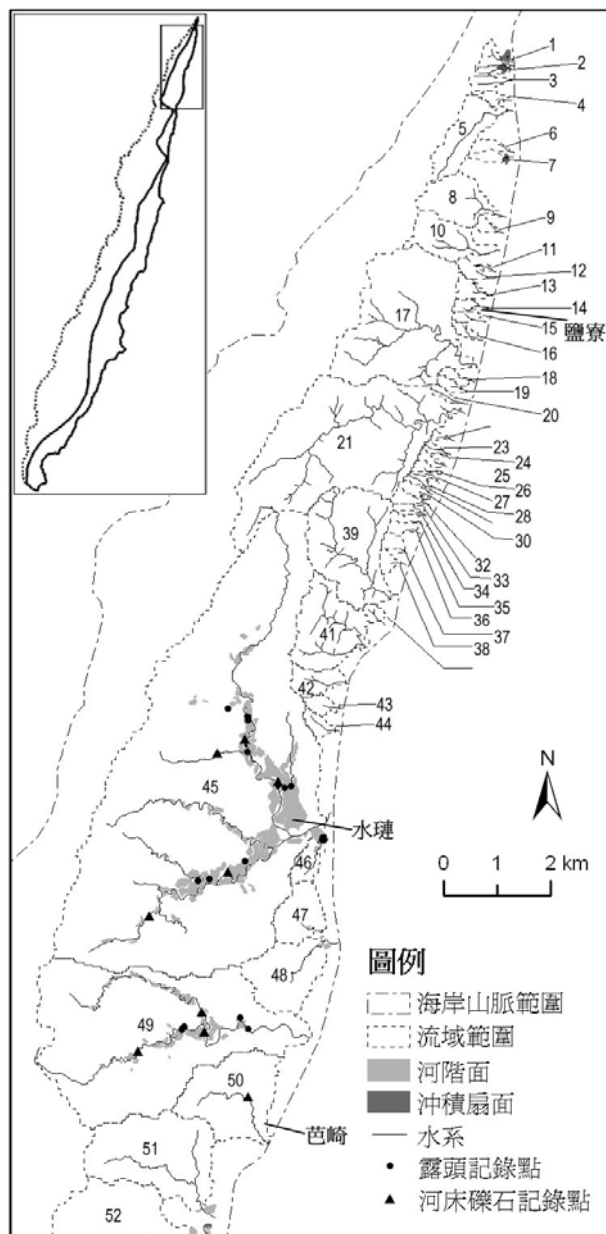


圖 3-43 本文調查點位之一

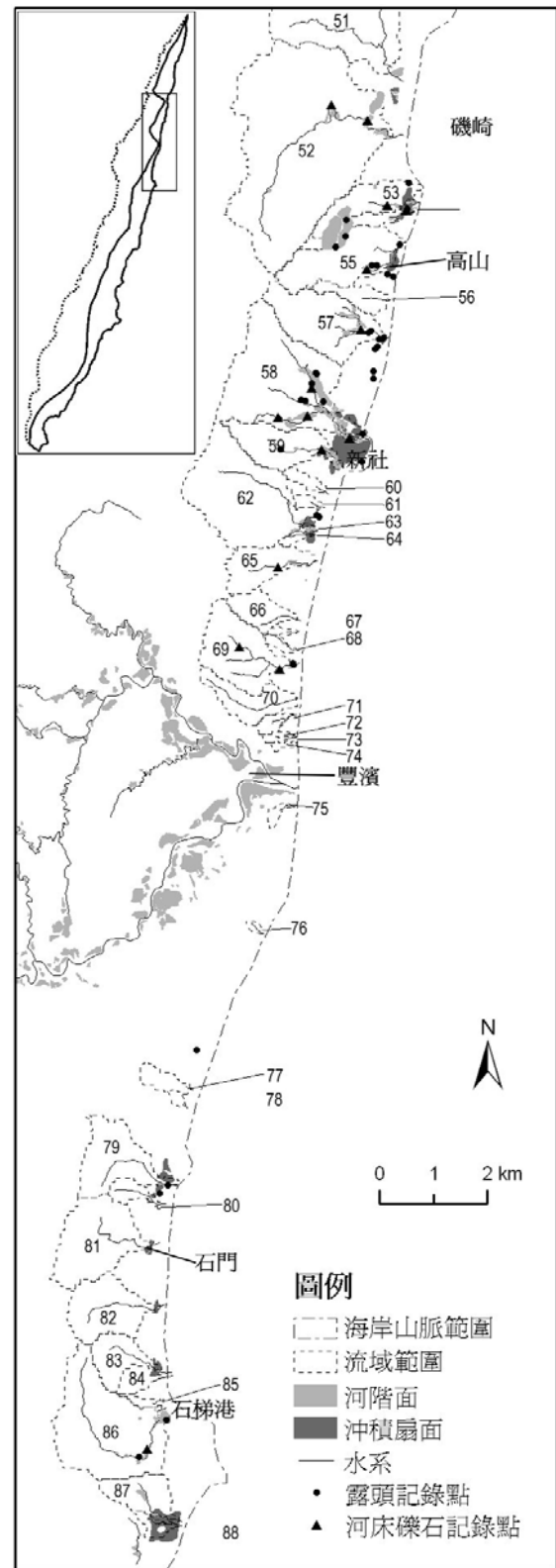


圖 3-44 本文調查點位之二

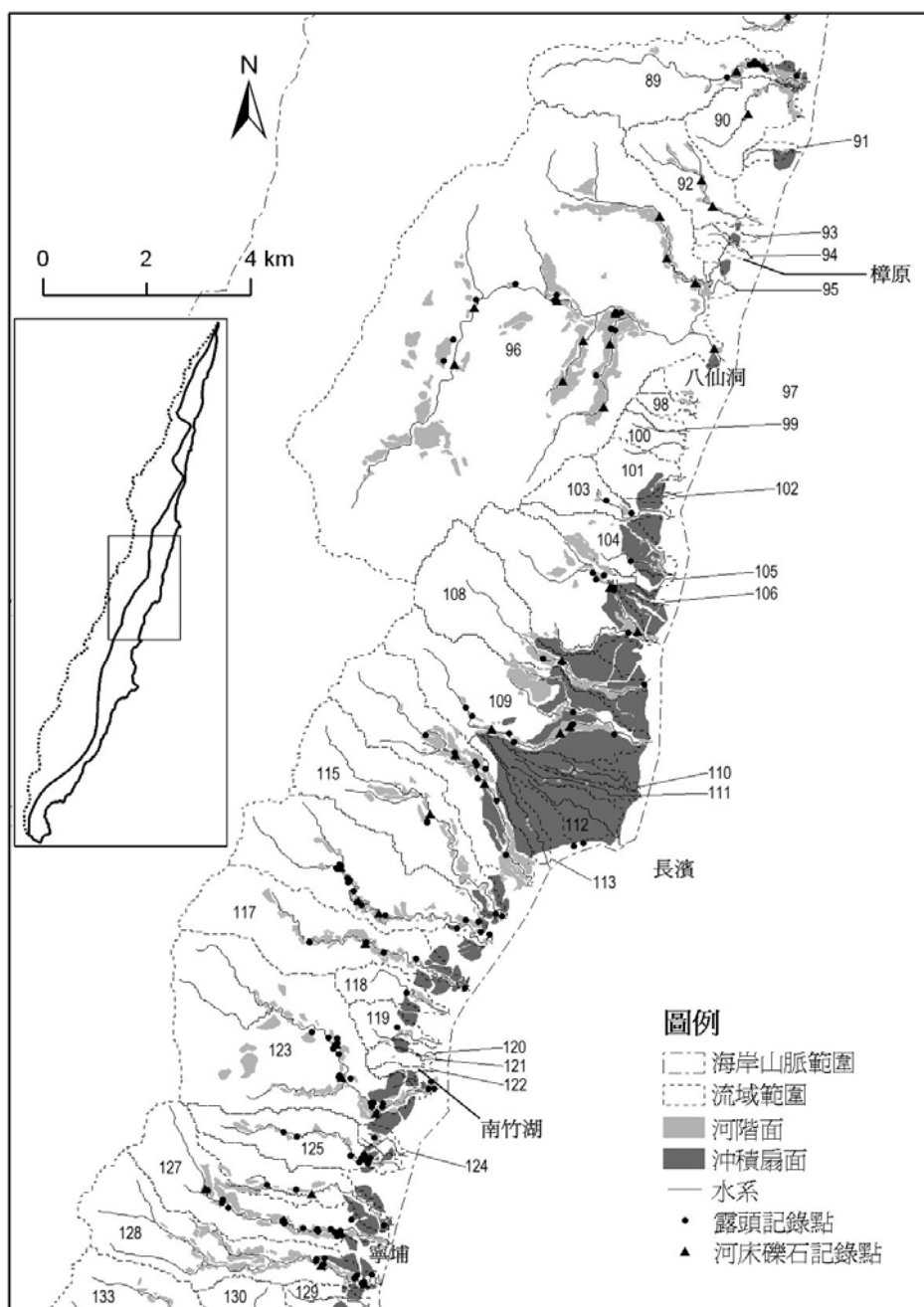


圖 3-45 本文調查點位之三

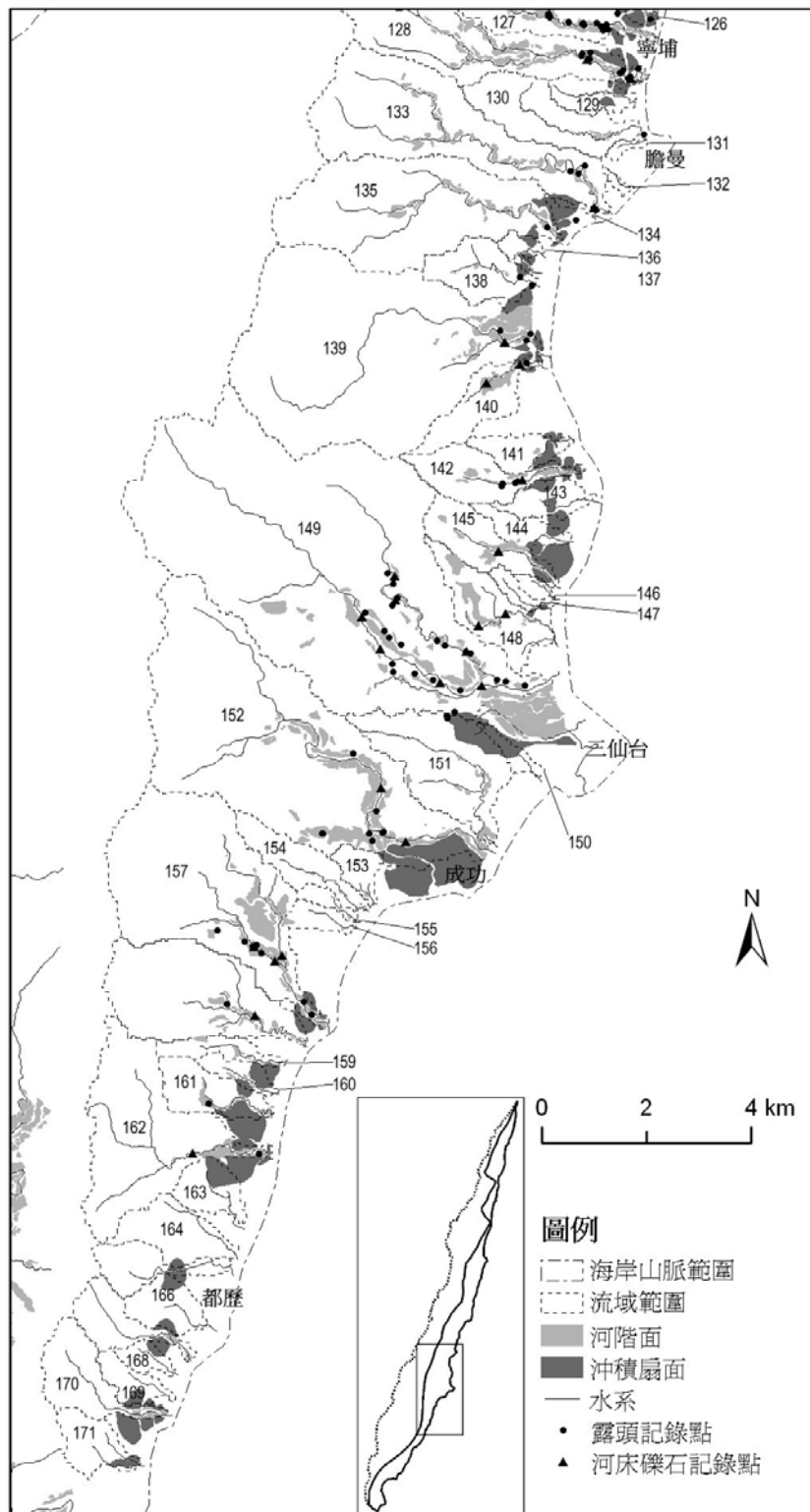


圖 3- 46 本文調查點位之四

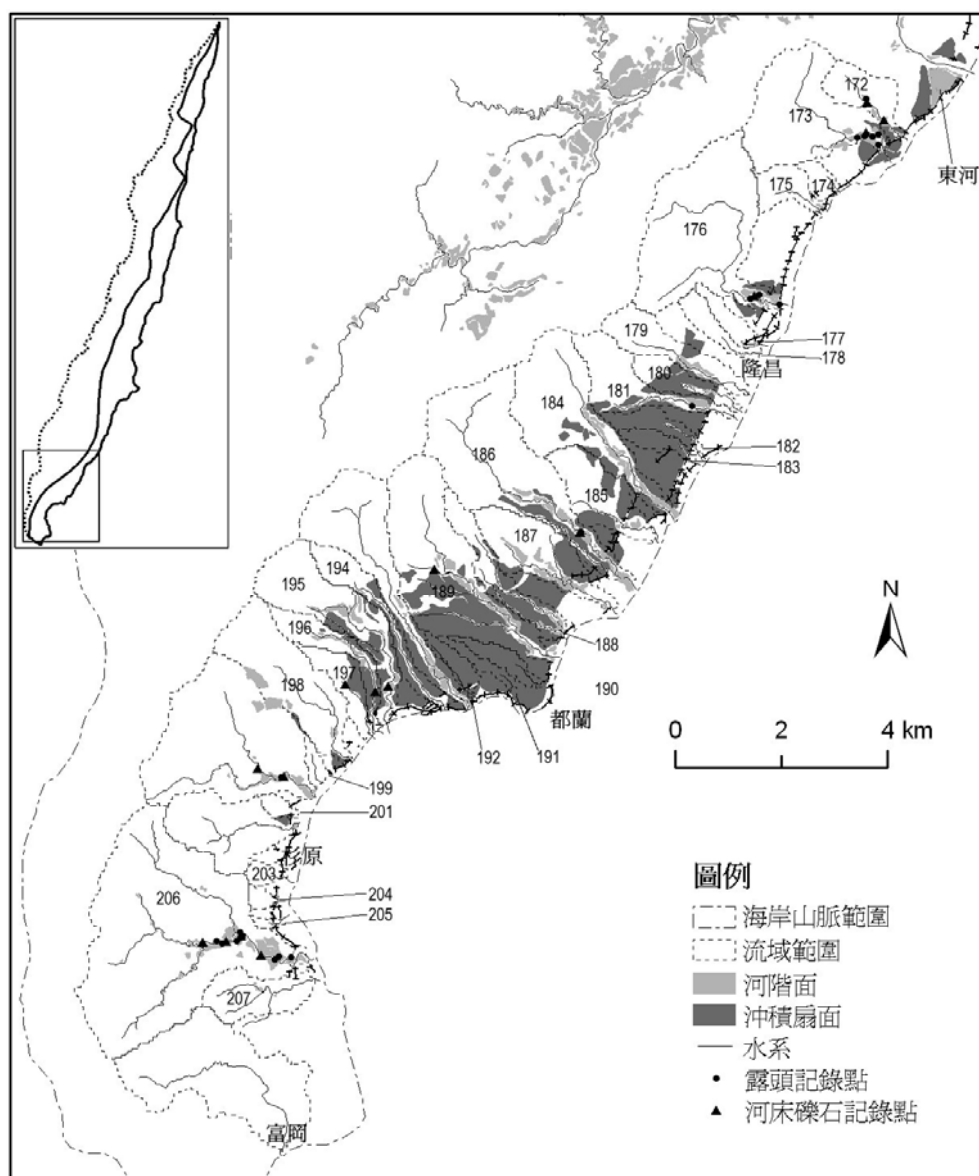


圖 3- 47 本文調查點位之五

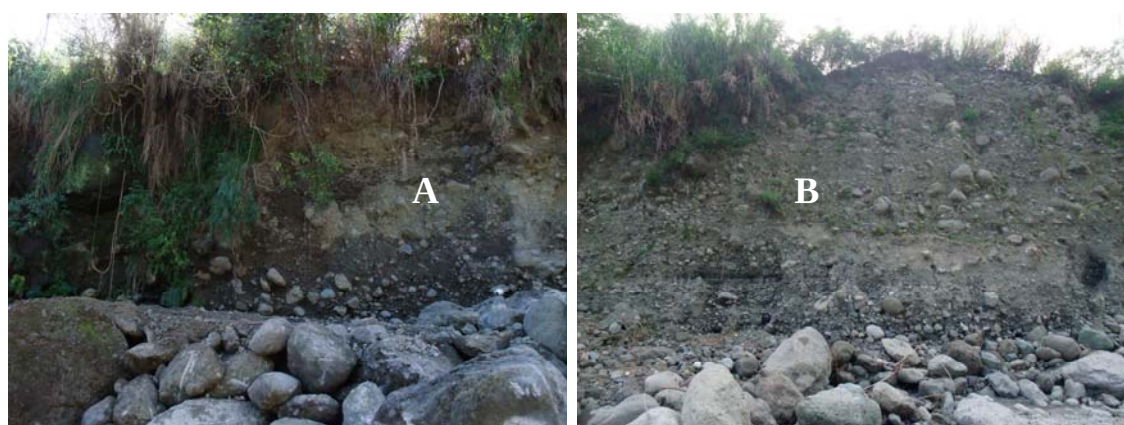


圖 3- 48 河階崖露頭沉積物的類型之一

A: 基質支持，無層理之礫石層；B: 基質明顯，略有層理之礫石層。



圖 3-49 河階崖露頭沉積物的類型之二

C: 顆粒支持，層理明顯之礫石層；D: 細顆粒 (砂或泥質) 沉積層。下方淺灰色者為底岩 (泥岩)。

124 個階崖露 (包括河階與沖積扇) 中，46 個露頭可組成 21 個階序相鄰的露頭組合 (橫剖面) (各橫剖面外觀與位置見附錄二)，能顯示該河段在這些階序生成時河床逐期降低所經歷的過程。這 21 個橫剖面大致能分為二類，其一屬多數 (19 個)，呈現階地底岩面的高度隨階序的下降而降低，階面沉積物厚度多少於 10 m；僅一個露頭的組合呈現了另一類，即至最低階序仍未見底岩 (附錄六中的 D 剖面)，該剖面中最厚的沉積物厚度 ≥ 12 m。另有一個橫剖面 (J 剖面) 因為在關鍵階面上底岩面位置不確定而無法判斷類別。

調查也發現 53 至 54 號流域上游山脊附近兩階大地形面 (屬於本章第一節末段所述未歸類之地形面) 較東側者 (西側者高度較大，二地形面之間約略有崖相連) 表層的土壤顏色偏紅，該地形面上的兩個新鮮的土壤剖面 (厚度分別 ≥ 1.3 m 與 ≥ 1.5 m) (圖 3-50) 顯示除了表層土壤 (最表層的 20 與 40 cm) 可能因種植作物及植生的關係較偏棕色外，較深土壤的顏色 (moist color) 大致皆為 7.5YR 4/4，採集後風乾的土色 (dry color) 為 7.5YR 5/6 (使用色帖為小山正忠、竹原秀雄，1967)⁸，已是輕微紅化的顏色。若此二地形面無特殊的成土環境，以其紅化的土壤，相對於研究區的其他地形面，可能已經歷相對較長的年代。此外在二地形面較西側者 (較高者) 周圍崖的中段發現一 3.5 m 厚的露頭 (未見沉積物的上下界)，沉積物為基質支持而無層理，類似土石流的沉積環境，推測此地形面的沉積物可能為較早期 (相對於其他河谷內的河階而言) 山脊附近大型土石流堆積而成的大地形面，與現今的水系較無關。

⁸ 標準土色帖採用的是修訂的孟氏系統 (Revised Munsell System)。

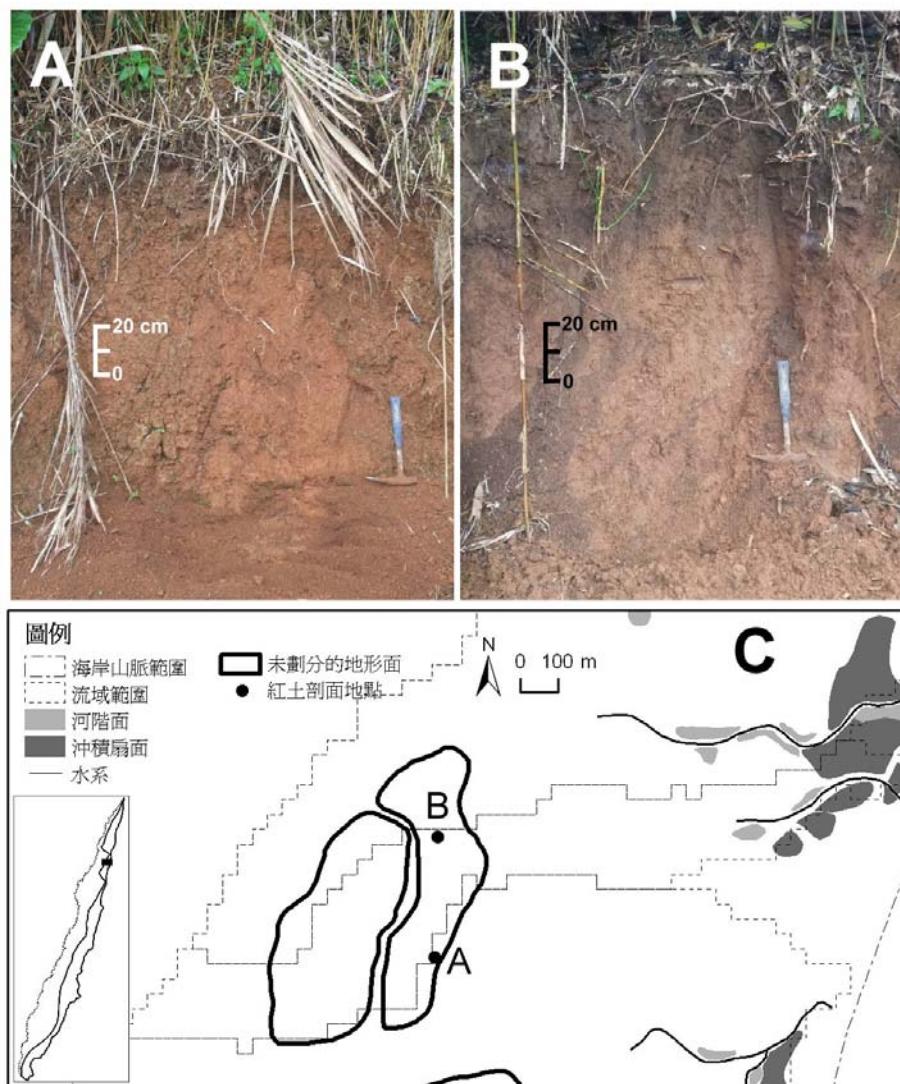


圖 3- 50 地形面上的紅土剖面及其地點
A:剖面 A；B: 剖面 B；C: A 與 B 剖面的地點。

第四節 其他

(一) 主流河谷中河階地形分布的起始位置

此節要檢視的是，研究區內各流域的上游，是否當集水面積達某個相似的大小，便會累積足夠的沉積物或足夠的侵蝕能力使河床拓展，進而促進河階地形生成（即不論該河階面來自堆積或侵蝕）。在河階分布圖中找出各流域河階分布的上界，其操作的方法為：若河谷上游僅出現一孤立河階面，由於可能僅是偶然出現者，故不將其視為河階分布上界；而當河谷內開始出現兩個或兩個以上鄰近的河階，才視其上緣為河階的起始分布地點，之後將這些點視為各個次集水區的出水口，以空間解析度 40 m 的數值高程模型 (DEM) 萃取出河階起始分布地點以上所累積的集水面積。各流域河階起始分布點以上次集水區萃取的結果如圖 3-51 至圖 3-55。

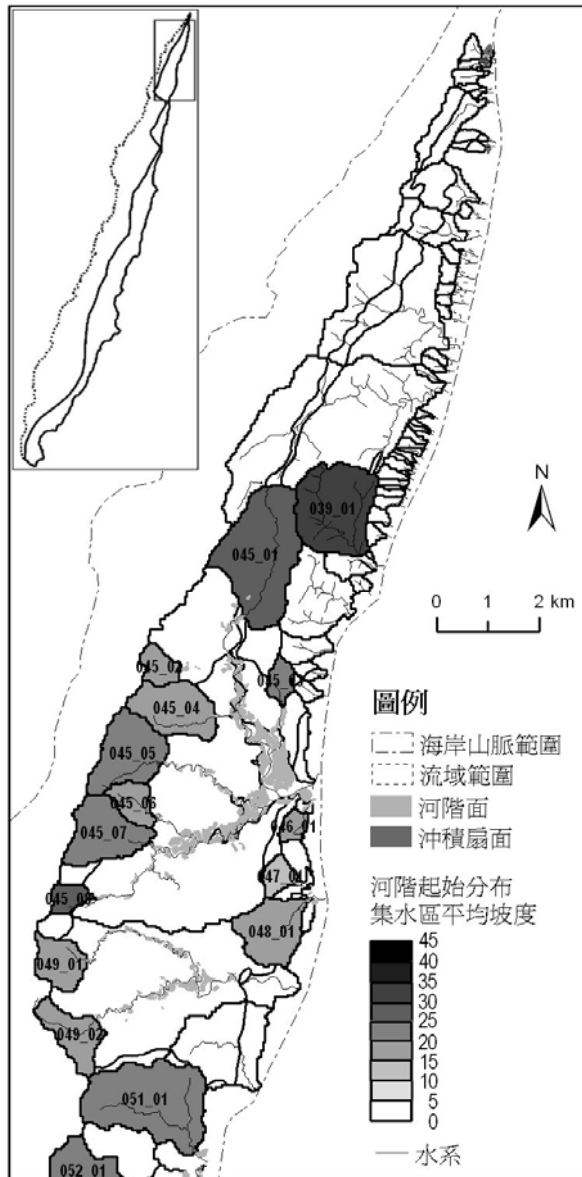


圖 3- 51 各流域河階起始分布集水區之一
圖中各起始分布集水區的編號同附錄四

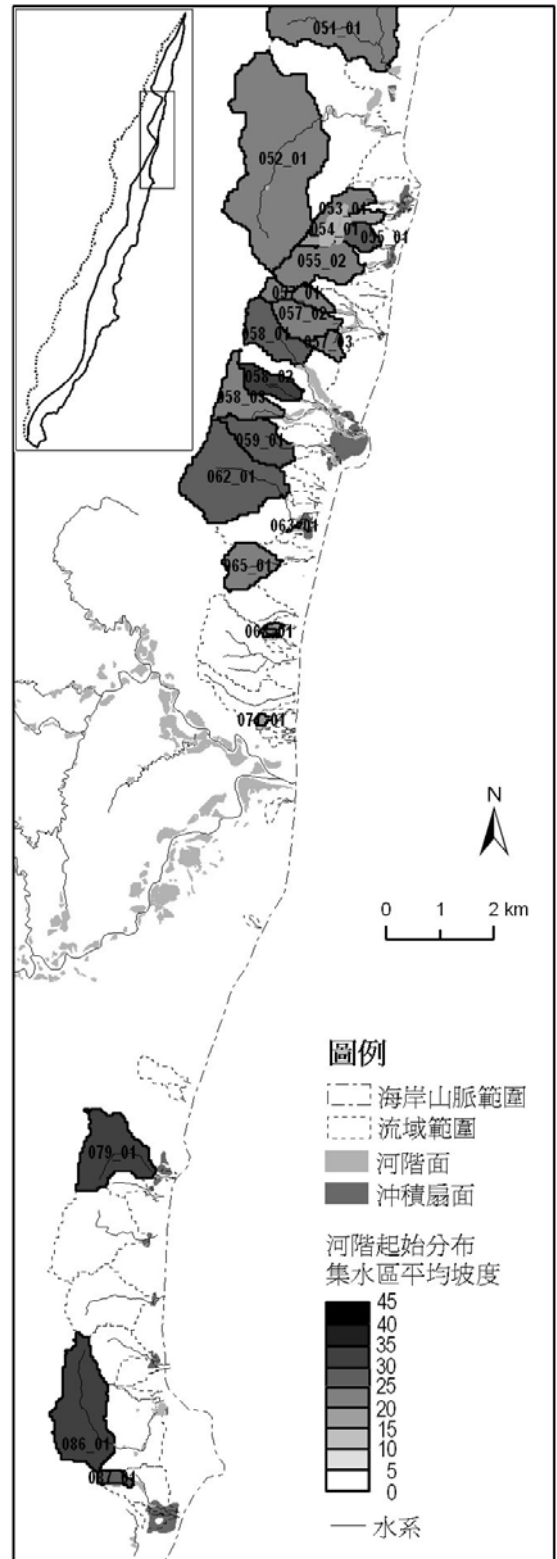


圖 3- 52 各流域河階起始分布集水區之二
圖中各起始分布集水區的編號同附錄四

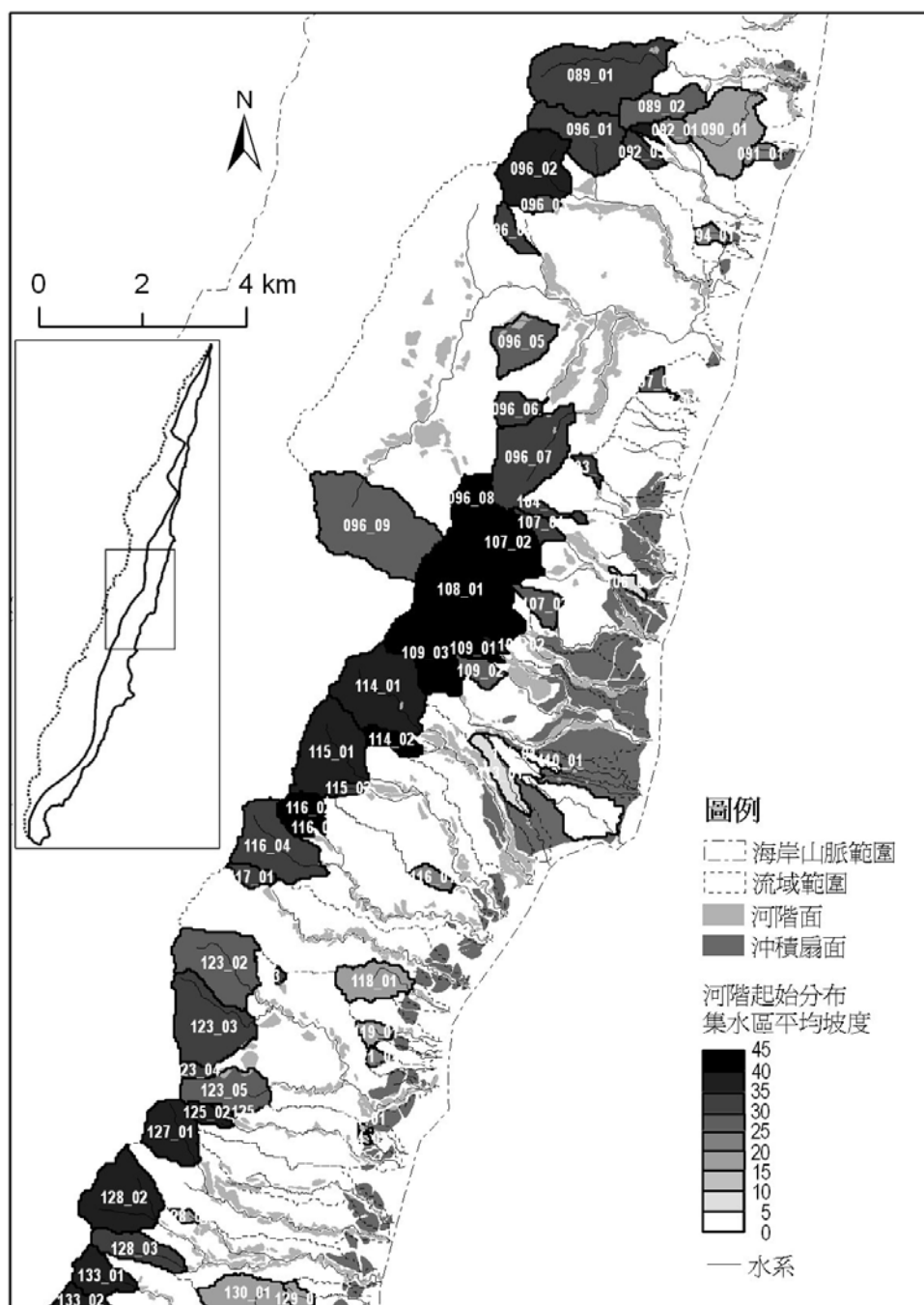


圖 3- 53 各流域河階起始分布集水區之三
圖中各起始分布集水區的編號同附錄四

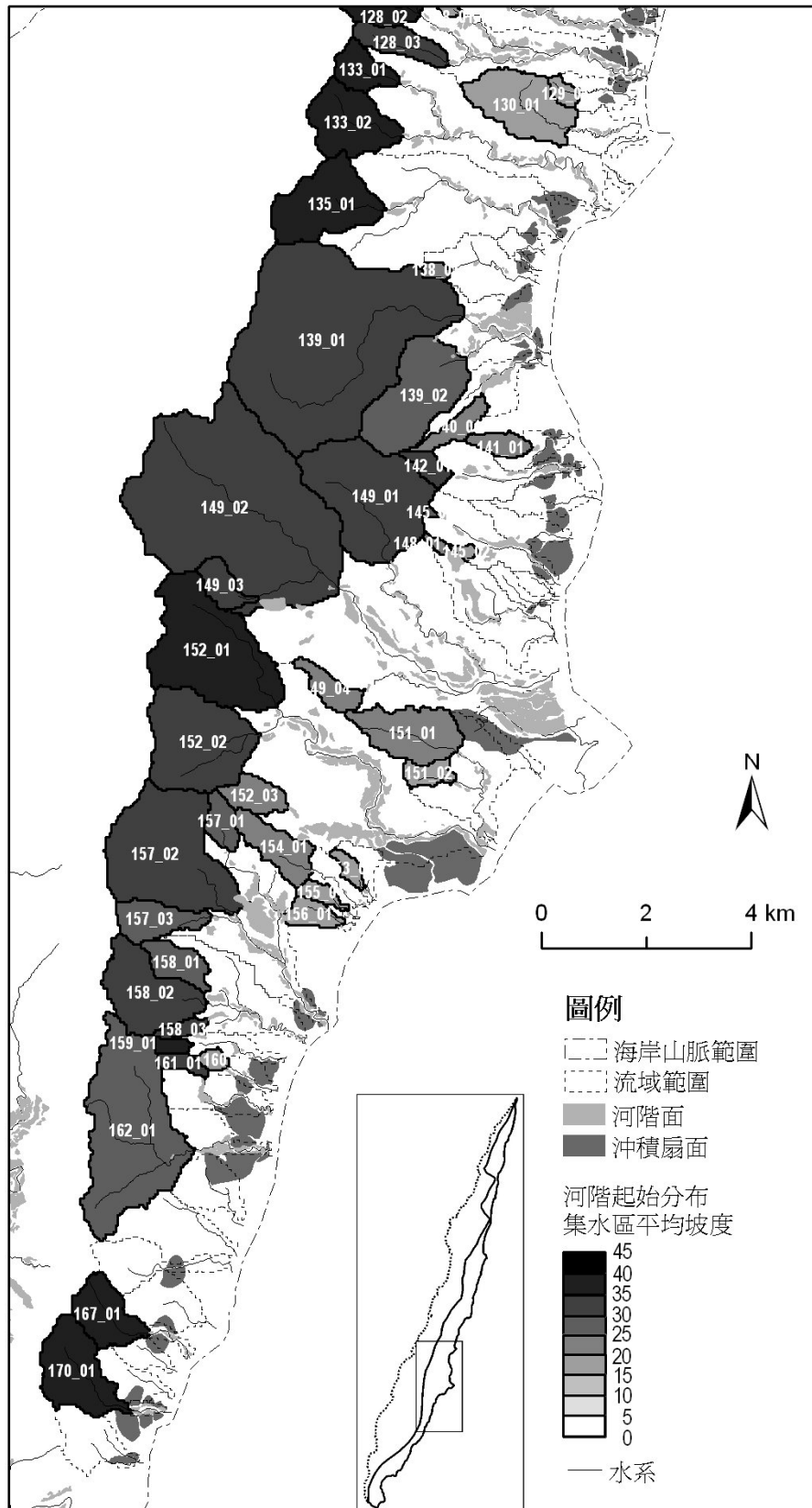


圖 3- 54 各流域河階起始分布集水區之四

圖中各起始分布集水區的編號同附錄四

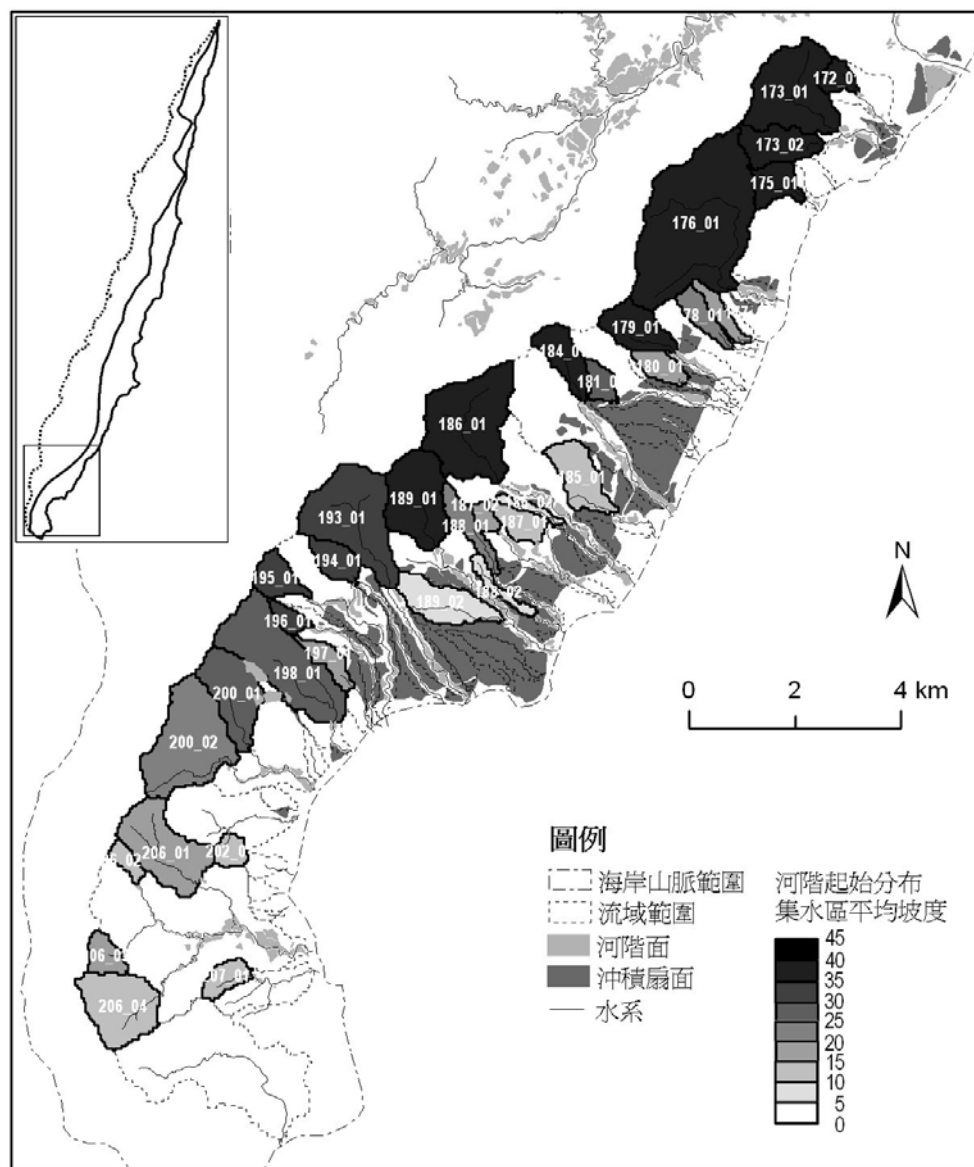


圖 3-55 各流域河階起始分布集水區之五

圖中各起始分布集水區的編號同附錄四

各流域河階起始分布的集水面積見附錄四，這些集水面積的平均值約 100.4 公頃（最小值為 1.4 公頃）、標準差約 108.8 公頃（捨棄了二個數值數值大於 1,000 公頃的極端值）（中位數約 54.9 公頃），由平均數與標準差可得變異係數（CV，為標準差除以平均數後再乘以 100）為 108.33。以上數據顯示標準差很大，甚至大於平均數，因此研究區內開始產生河階的集水面積大小有著相當大的變異，換言之，上游河階的開始出現，並無相似的集水面積可言。將河階分布的西側界線連接成線，以整個研究區的尺度而言，該線的許多段落大致沿著都鑾山層與其下游地層的界線（圖 3-56），因此都鑾山層地層分布界線的位置可能是影響河階分布起始點的重要因素，此因素使得各點以上的集水面積變異甚大。

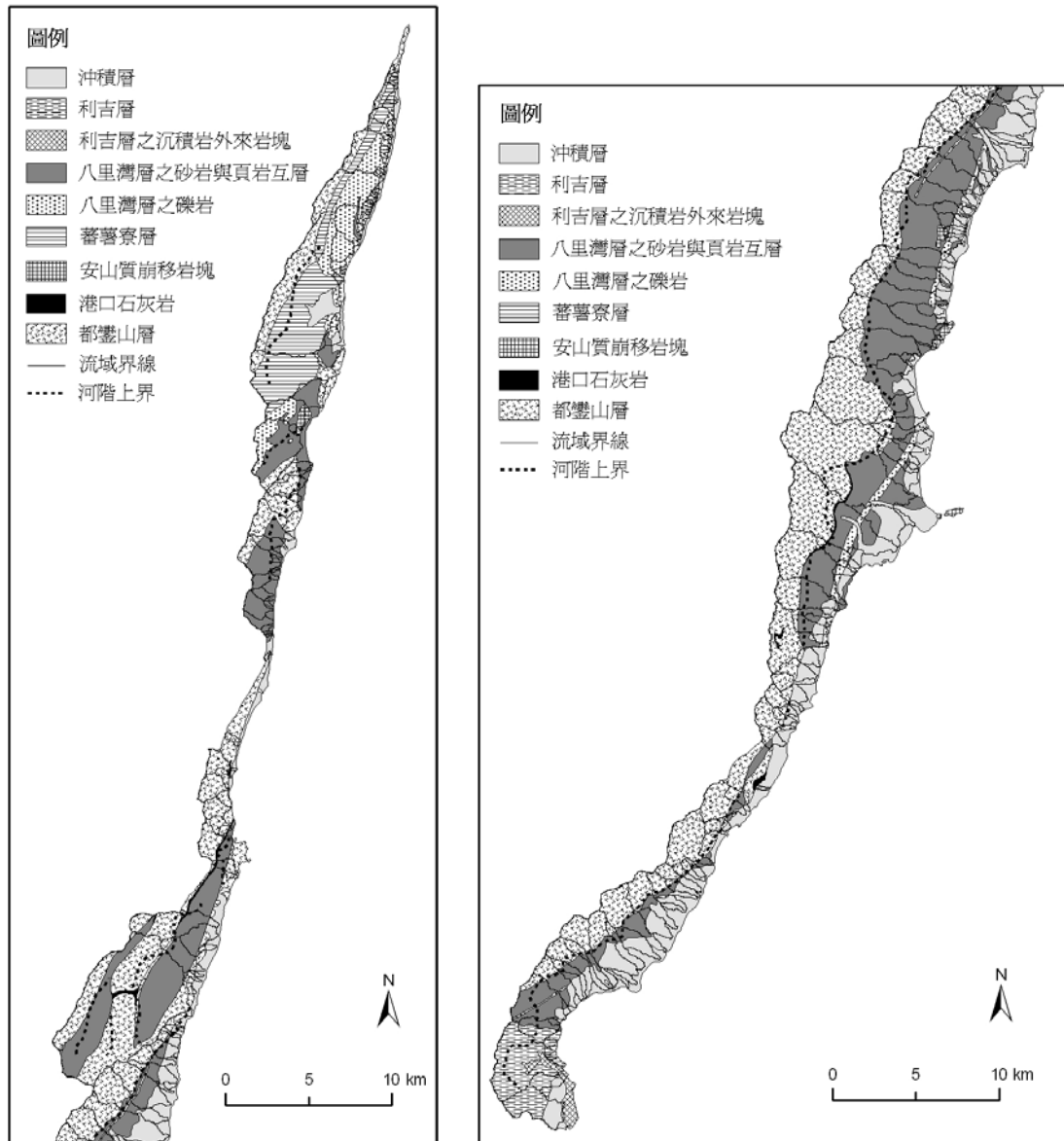


圖 3-56 研究區西側河階上界之連線。左：北幅；右：南幅。

然而圖 3-56 所連接的是河階分布的西界，串聯出這條線的多是面積較大、長度較長、流域上緣深入海岸山脈山脊線的流域。尚有其他分布在研究區東側或流域上游無都鑾山層分布的流域，這些流域河階起始分布的位置多在這條線的東側，因此本文認為宜先將各流域河階起始分布的次集水區分為「位於都鑾山層邊界附近」(以下稱為第 I 組，59 個流域) 以及「非位於都鑾山層邊界附近」(以下稱為第 II 組，115 個流域) 等兩群 (附錄四)，再分別統計其面積。

結果顯示，第 I 組的平均值約 124.6 公頃 (最小值為 4.8 公頃)、標準差約 126.3 公頃、CV 為 101.42；第 II 組的平均值約 89.6 公頃 (最小值為 1.4 公頃)、標準差約 98 公頃、CV 為 109.39 (各自捨棄一個大於 1,000 公頃的極端值)，兩組的變異係數都很大，顯示兩組內均無類似的河階起始分布集水面積。第 I 組的平均值較第 II 組高出約 27%，顯示第 I 組涵蓋都鑾山層 (岩體強度 5) 的次集水區需較大的集水面積才能生成河階地形，但須多大的面積，卻又受都鑾山層在流域內分布的範圍所控制。因此總結而言，第 I 組河階起始分布的次集水區面積受都鑾山層

較高強度的岩性與分布所控制，並顯示第 II 組與第 I 組相同，均無類似的集水面積，其變異數甚而大於第 I 組，但由二組的面積密度圖（圖 3-57）來看，第 II 組的分布似乎較第 I 組集中，其 60 公頃以下的流域佔全組的 59 %，高於第 I 組的 43 %，因此研究區內非位於都鑾山層邊界附近的上游次集水區可謂有較多數集水面積在 60 公頃以內可生成河階的現象，惟此現象未甚明顯。

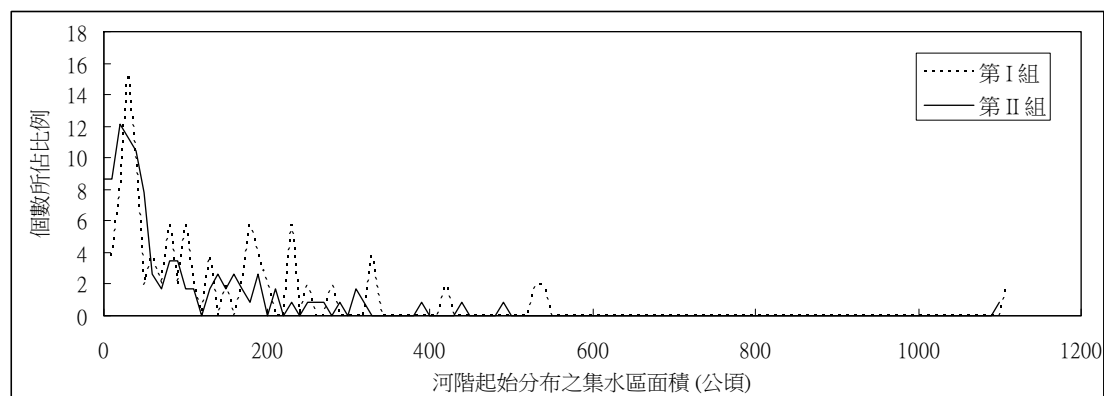


圖 3-57 兩組河階起始分布集水區的面積密度

（二）河床礫石

河床礫石的調查地點如前文的圖 3-43 至圖 3-47，調查結果如附錄三，這個結果顯示各流域主流河床上礫石的岩性與流域中上游地層有很顯著的關係，且該關係延續到主流中游甚至下游，即流域上游若涵蓋至都鑾山層，其中游或中下游河道河床礫石盛行的岩性多有火山角礫岩（圖 3-58）、安山岩（圖 3-59）、凝灰岩（圖 3-60）（附錄三）；幾個上游以八里灣層或蕃薯寮層為主的流域（流域編號 49, 52, 69，其中編號 69 全為八里灣層），河床中礫石的盛行岩性為砂岩（圖 3-61）或礫岩（圖 3-62）；編號 86 至 96 以及編號 149 至 157 一帶中游或中上游流經港口石灰岩的流域，其中游與中下游河床尚出現比例不低的石灰岩（圖 3-63）（附錄三）。

與其他地區差異較大的是研究區南端（202 號流域以南），此區地表出露利吉層，流域主流（編號 206）中上游至中下游大多數的礫石岩性有砂岩、蛇紋岩（圖 3-64）、石灰岩、火山角礫岩以及受風化的泥岩（圖 3-65）。除泥岩外，其他岩性的礫石應多來自利吉層中的外來岩塊（王源、陳文山，1993b）。



圖 3- 58 河床上之火山角礫岩 (拍攝地點為 086-01)⁹



圖 3- 59 河床上之安山岩 (拍攝地點為 186-01)



圖 3- 60 河床上之凝灰岩 (拍攝地點為 123-02)

⁹ 拍攝地點之編號同附錄三



圖 3- 61 河床上之砂岩與變質砂岩 (拍攝地點為 052-01)



圖 3- 62 河床上之礫岩 (拍攝地點為 069-02)



圖 3- 63 河床上之石灰岩 (拍攝地點為 149-01)



圖 3- 64 河床上之蛇紋岩 (拍攝地點為 206-01)



圖 3- 65 河床上受風化之泥岩 (拍攝地點為 206-03)

第四章 海岸山脈東翼河階生成的控因與演育

第一節 河階發達的控因

(一) 地表抬升和氣候變化的影響

1. 地表抬升

(1) 中下游岩因河流侵蝕而盛行石階地

野外調查獲得的 21 個階地橫剖面 (附錄二)，多數 (橫剖面 D、J 以外的 19 個) 顯示下一階河階面生成之前，河流已下切前一期河床的底岩。這反映了研究區乃普遍地表抬升使河流侵蝕基準隨之普遍下降的環境。這是河流以下切來追逐侵蝕基準的過程，以侵蝕的作用為主，因此橫剖面各階地面的沉積物不厚 (多小於 10 m)。

(2) 地表抬升對海階、山麓沖積扇的影響

海階面與海階崖位於研究區內的山麓線以東，前人研究多認為這些高程依次向東側降低的各級海階與階崖起因自地表相對於海平面的上升以及海水向陸地的侵蝕。經過計算，海岸山脈沿海的地表抬升速率 (圖 4-1a) 與海階內緣高度線、古海岸線角以及最高濱海相沉積物的高度 (圖 4-1b) 有正向的關係 (謝孟龍、劉平妹, 2010)，可見地表抬升速率越高，海濱地形將被抬升至越高的位置。其次，地表抬升速率的資料也與主要海階的高度及階序間的高差 (Chang, 1996) (圖 4-2) 有類似的正向關係，可知地表抬升速率對海階的高度以及階序間的高差都有影響。

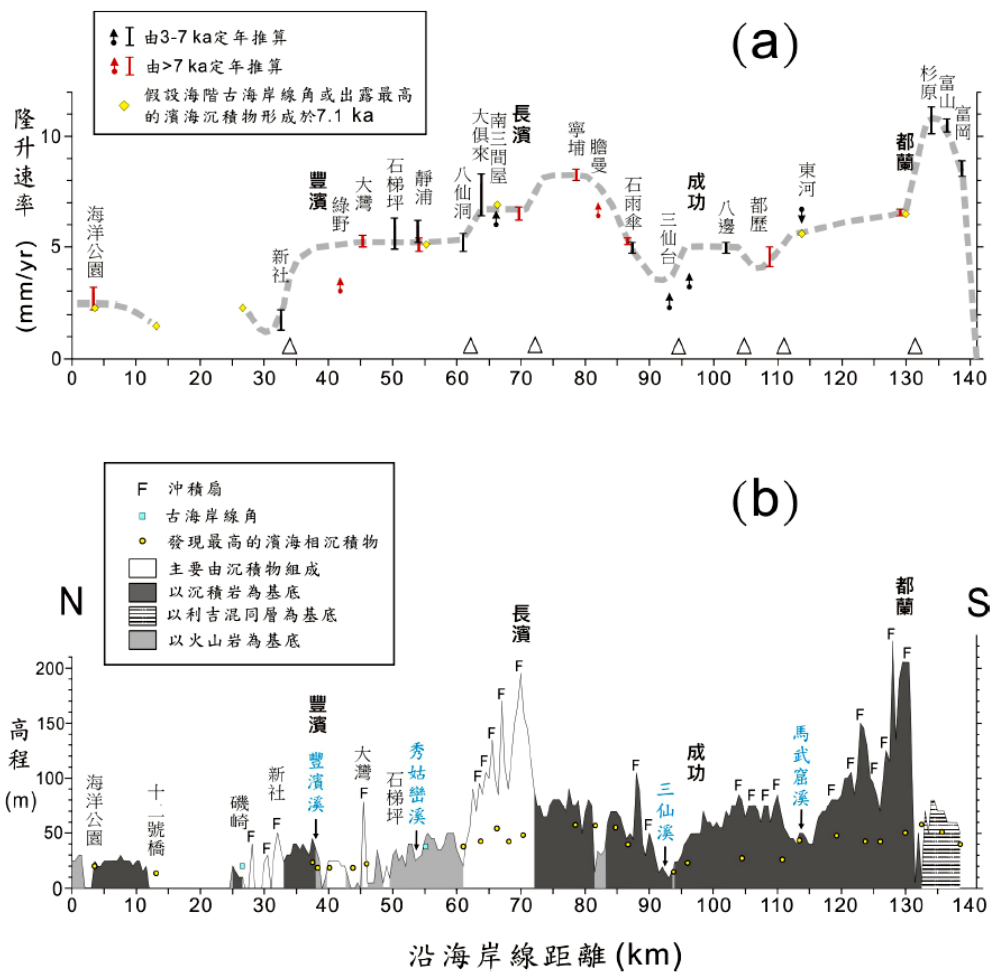


圖 4-1 花東海岸抬升速率與各地形特徵間的關係。(謝孟龍、劉平妹，2010)
(a) 地殼隆升速率；(b)海階內緣高度、古海岸角以及最高濱海相沉積物高程分布圖。

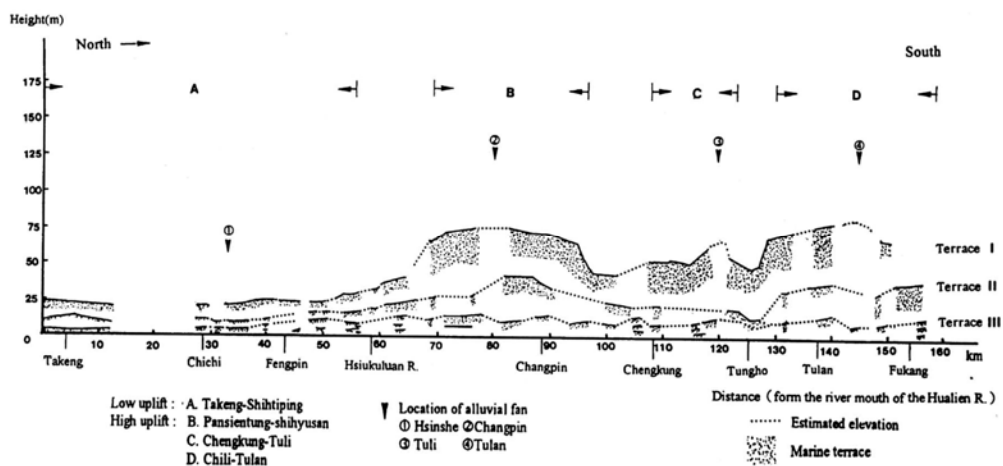


圖 4-2 海階的高程與對比。Chang (1996)

研究區內山麓沖積扇多為複成扇，類似 Silva (1992) 中之 TYPE III 或 TYPE IV (圖 4-3)。Bull (1977) 認為要使山麓沖積扇新期的堆積直接覆蓋於舊期堆積之上而不向前下切推進，首要條件是山麓線以下 (沉積物堆積區) 與山麓線以上 (沉積物來源區) 地表抬升速率的相對落差大於沉積物的堆積速率與河流下切速

率的總和，Viseras *et al* (2003) 也有類似的看法。這種情況需要在山麓線附近有一斷層 (Bull, 1977; Viseras *et al*, 2003) 通過以創造山麓線兩側如此大的抬升速率落差 (圖 4-4 與圖 4-5)。由於的相關文獻未見研究區山麓線下方有一構造線的看法，本文認為山麓線兩側之抬升速率即使有落差，仍不會超越沉積物堆積速率與河流下切速率的總和。

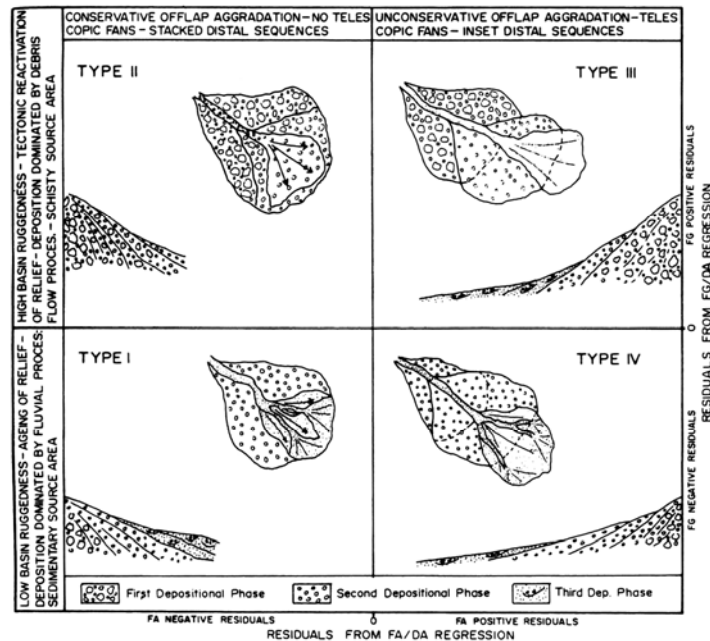


圖 4-3 山麓沖積扇的分類。Silva *et al.* (1992)

此分類之分類向度包括示沉積物供給區的岩性、沉積、以及構造等因素。

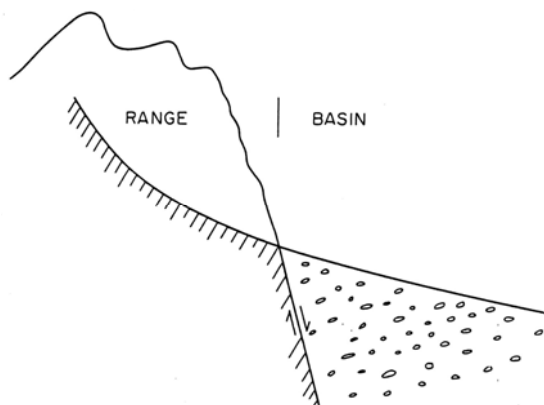


圖 4-4 在同一位置不斷向上堆疊的沖積扇之一。Bull (1997)

沉積物來源區與堆積區之間有一逆層錯動。

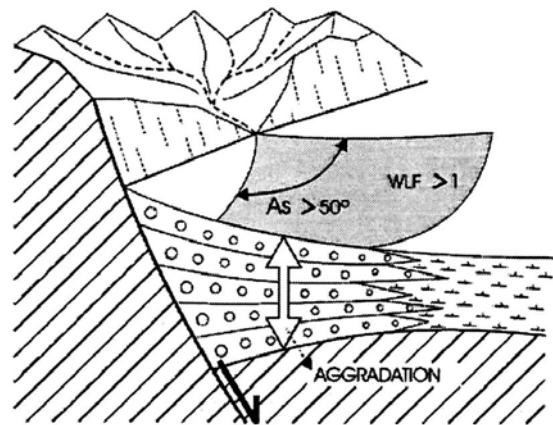


圖 4-5 在同一位置不斷向上堆疊的沖積扇之二。Viseras *et al.* (2003)

沉積物來源區與堆積區之間有一正斷層錯動。

TYPE III 與 TYPE IV 外貌類似，差別為前者沉積物來自構造較活躍的環境，較老的扇為土石流沖積而成，整體坡度高於後者。本文除了調查河階露頭外，也一併記錄了期間看到的海階面上沖積扇沉積物大致的沉積特徵與沉積營力（點位如前文的圖 3-43 至圖 3-47），記錄如附錄五。其中沖積扇沉積物為土石流及河流沖積者皆有，很難一概而論是圖 4-3 之 TYPE III 亦或 TYPE IV。然而即使山麓沖積扇為河流沖積，也有超過一半露頭的沉積物為露頭分類中的第 II 型，即基質明顯，略有層理的礫石層，類似面氾 (sheetflood) 般顆粒支持、層理明顯之礫石層屬相對少數 (附錄五)。此外依據前人研究 (陳惠芬，1984)，海岸山脈沉積物供給區的抬升速率雖各區快慢不同，但普遍為地表抬升的環境，因此本文認為研究區內多數的複成扇應歸類為 TYPE III 或 TYPE III 與 TYPE IV 之間的過渡類型，為受構造抬升影響下生成者。

基於地表抬升與海階階序、沖積扇的形貌都有關係，本文檢視地表抬升速率 (謝孟龍、劉平妹，2010) (圖 4-1a) 與各流域中下游海階崖及沖積扇階數的關係。結果顯示由北至南海階崖的階數 (圖 4-6) 與沖積扇階數 (圖 4-7) 似乎都和地表抬升速率有正向的關係 (各流域海階崖與沖積扇階數見附錄一)。這個關係再次顯示地表抬升與海階崖及沖積扇的生成有關，有助於海階崖與沖積扇較多階的發育。推測其原因可能是當海岸抬升速率較高，海水面相對降低以及河流侵蝕基準面下降的速率較快，使海水侵蝕 (海階) 及河流沖積 (沖積扇) 的地形能較快地轉往更低的相對位置繼續發育，且隨著較快速的抬升，海階面露出水面的速度較快，能供沖積扇堆積的空間也能較快地向東推進，最終出現了較多的海階與沖積扇階數。

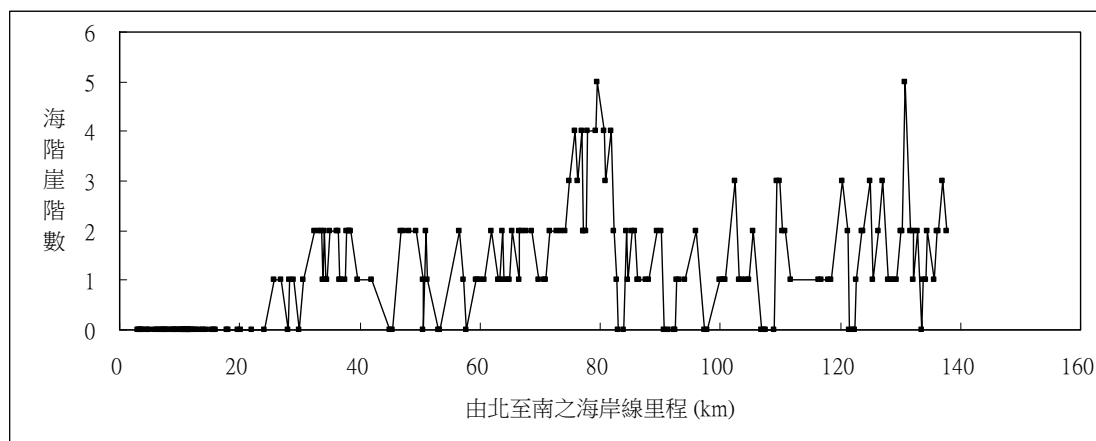


圖 4-6 各流域主流流經的海階崖的階數

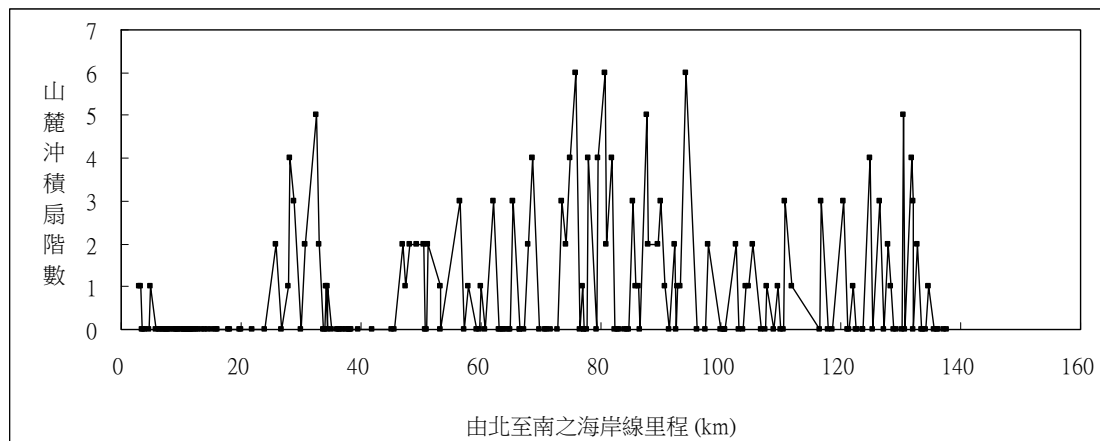


圖 4-7 各流域山麓沖積扇的階數

海階崖及沖積扇的階序數量與地表抬升速率的正向關係（前文的圖 4-1a 與 4-6、4-17），顯示地表相對於海面的抬升有助於較低階序的海岸地形面的生成。這意味著抬升速率越高，海水面相對降低的速率越快，海岸地形面能更快地轉往更低的位置繼續演育，階序就越多。地表抬升速率決定了河流基準面相對下降速率的高低，這對海階與沖積扇在分布、形態及發育上的效應，也將一併影響著下游河階的演育。

2. 沉積物的積夷

(1) 中上游的堆積型河階

研究區內與沉積物加積最有關的地形為分布於流域上游河谷面積較大的階地，由北至南以新社一帶（58 號流域）、八仙洞至都歷之間（約 96 至 162 號流域）、東河以南至都蘭（約 176 至 195 號流域）等的區塊（均位於研究區中段）較其他地區更為多見。從野外觀察到的階崖露頭（16 個），顯示這類階地堆積著基質支持、無層理之沉積物（例如圖 4-8 至 4-12）。雖然因野外環境限制而多未見其完整厚度甚至多數未見露頭，但從其位於不易侵蝕出大型階地面的河谷上游以及類似土石流堆積的沉積物特性，推測這些階地應為堆積型的河階。

Hsieh *et al.* (1994) 探討長濱至烏石鼻以及三仙台與成功一帶的 12 個流域（約為本文 114 至 128 以及 149 至 157 號流域的位置），認為堆積型河階分布於上游與中游，且相對於岩石型河階，面積與比高都較大且並非侷限而零星的現象。雖然本文的研究區較大，所獲完整的露頭也相對有限，推測為堆積型階地者多分布於中上游以上，未若 Hsieh *et al.* (1994) 所言之普遍，但從河階縱剖面來看（本文第三章 第二節），一些流域，例如 152 號（前文的圖 3-32）、157 號（前文的圖 3-33）、116 號（前文的圖 3-40）、125 號（前文的圖 3-41）以及 126 號流域（前文的圖 3-42）中上游較大型河階面的比高確實較高，且與比高較低的河階有明顯的差距，亦發使本文推測這些在中上游比高較大的大型河階面（少數分布至中下游，例如 116 號流域的中下游有一大型且比高大的河階面）為河谷積夷而來的堆積型河階。

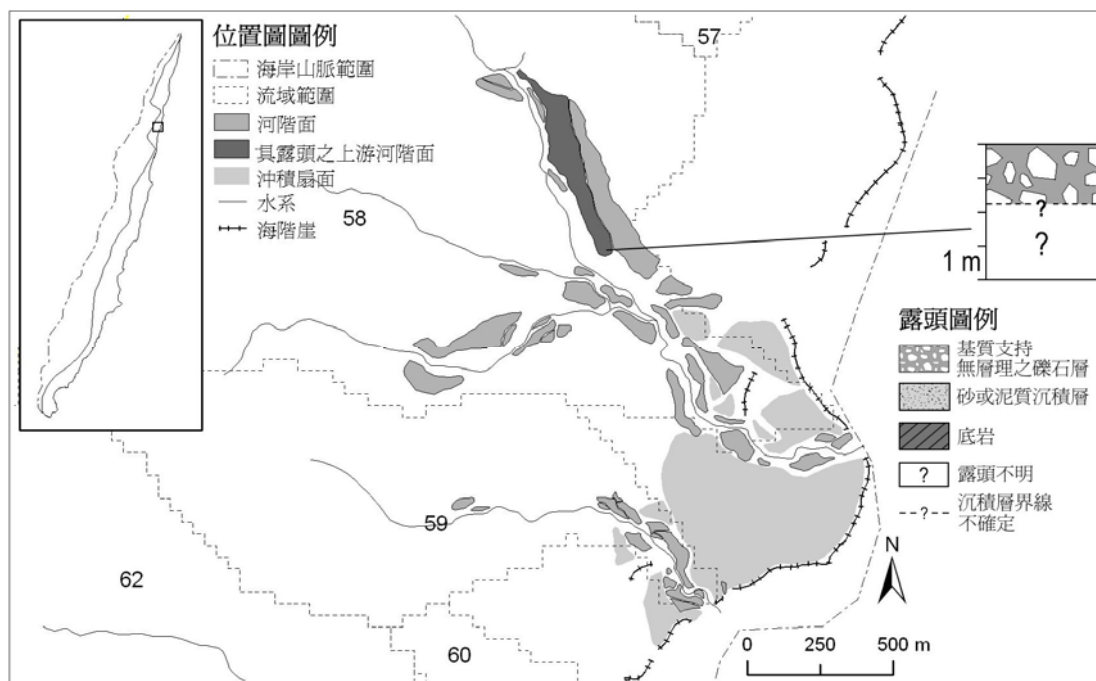


圖 4-8 上游較大型河階的露頭之一

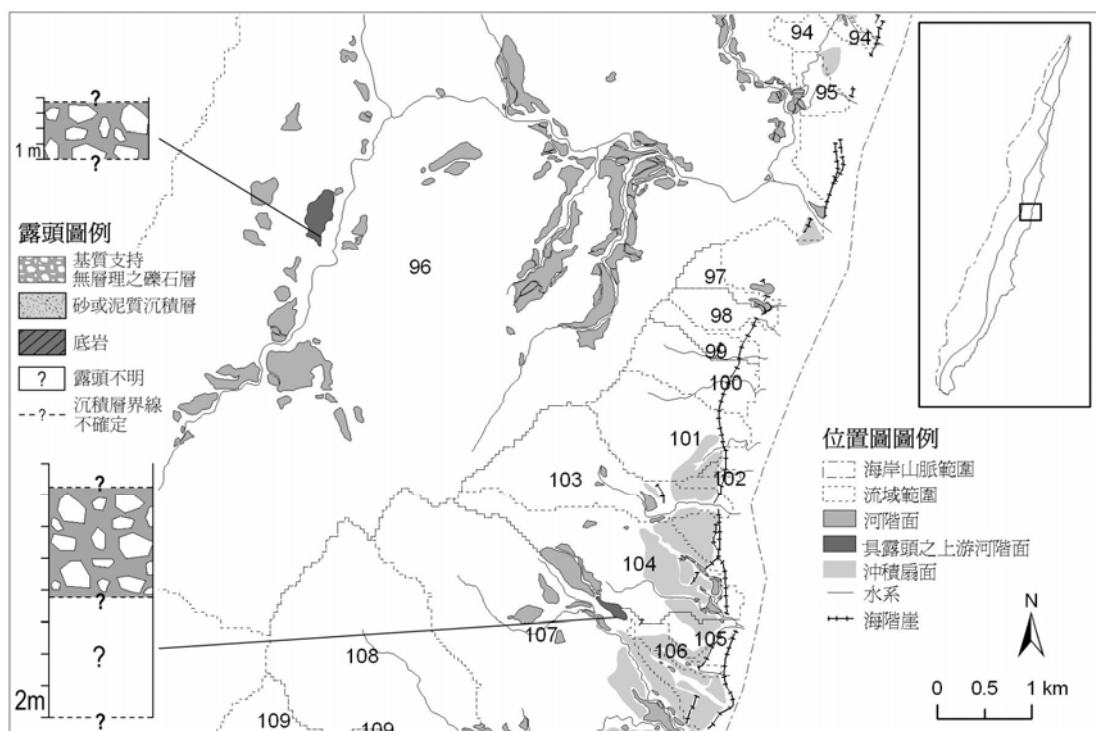


圖 4-9 上游較大型河階的露頭之二

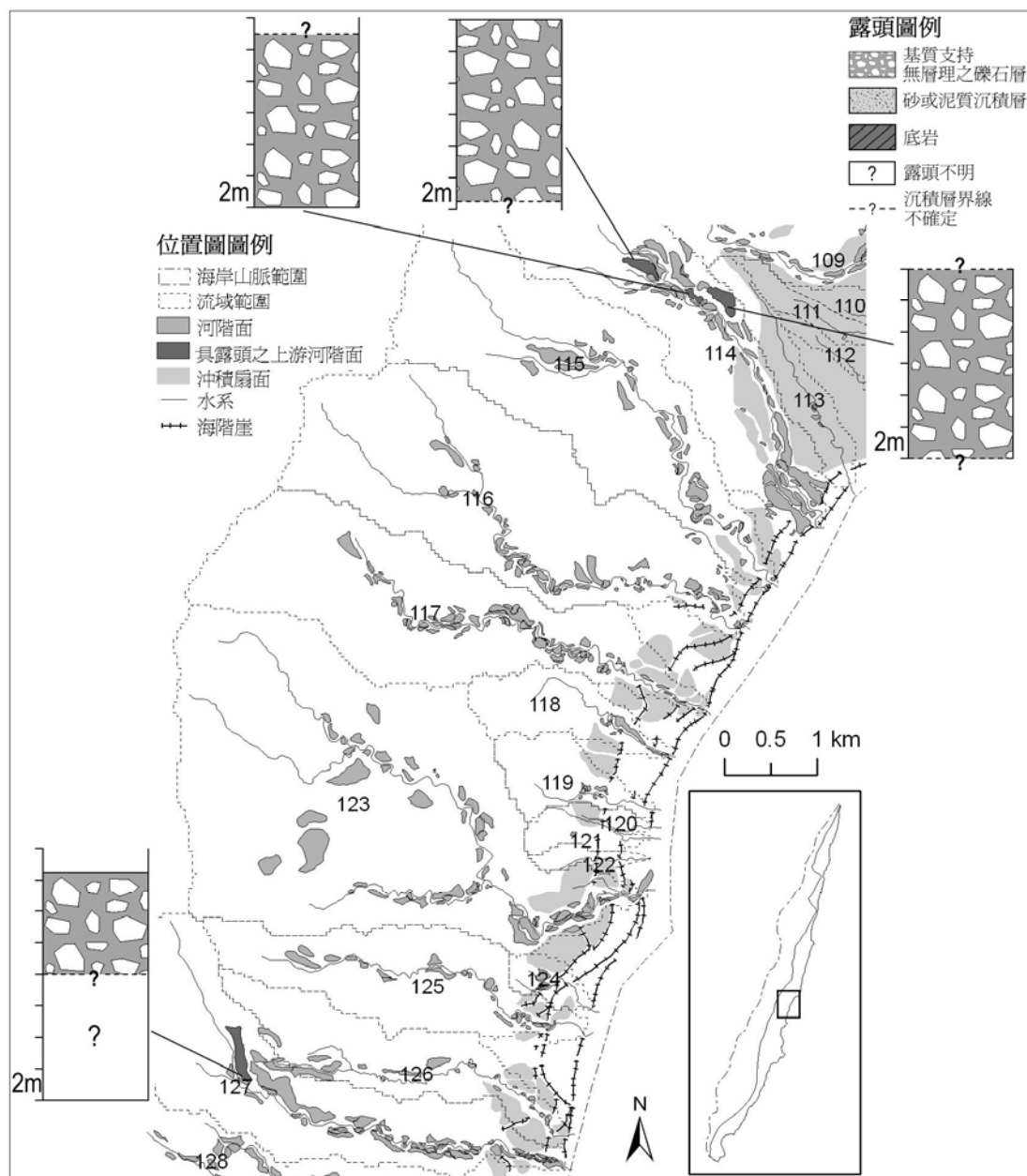


圖 4-10 上游較大型河階的露頭之三

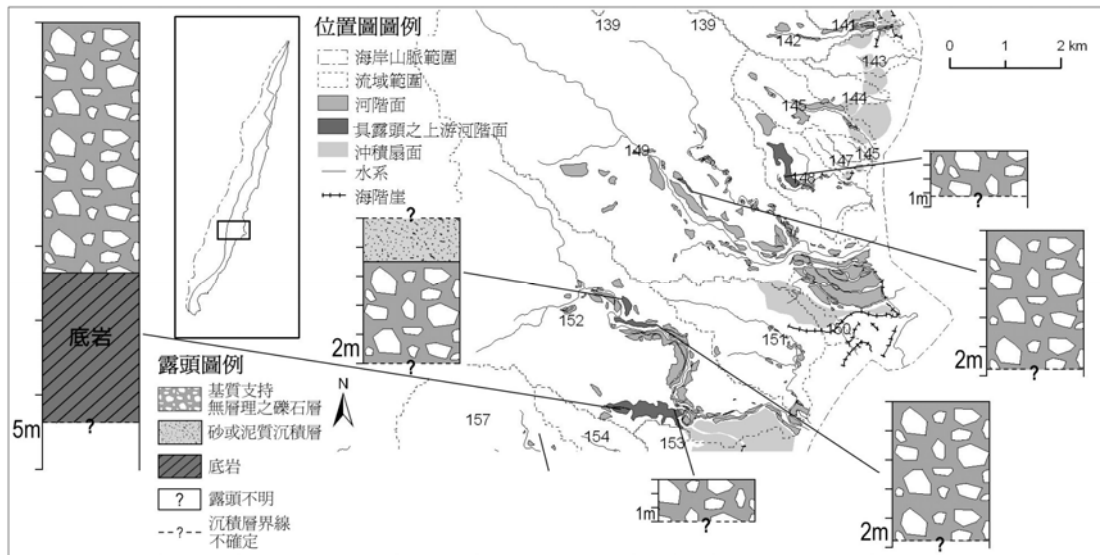


圖 4-11 上游較大型河階的露頭之四

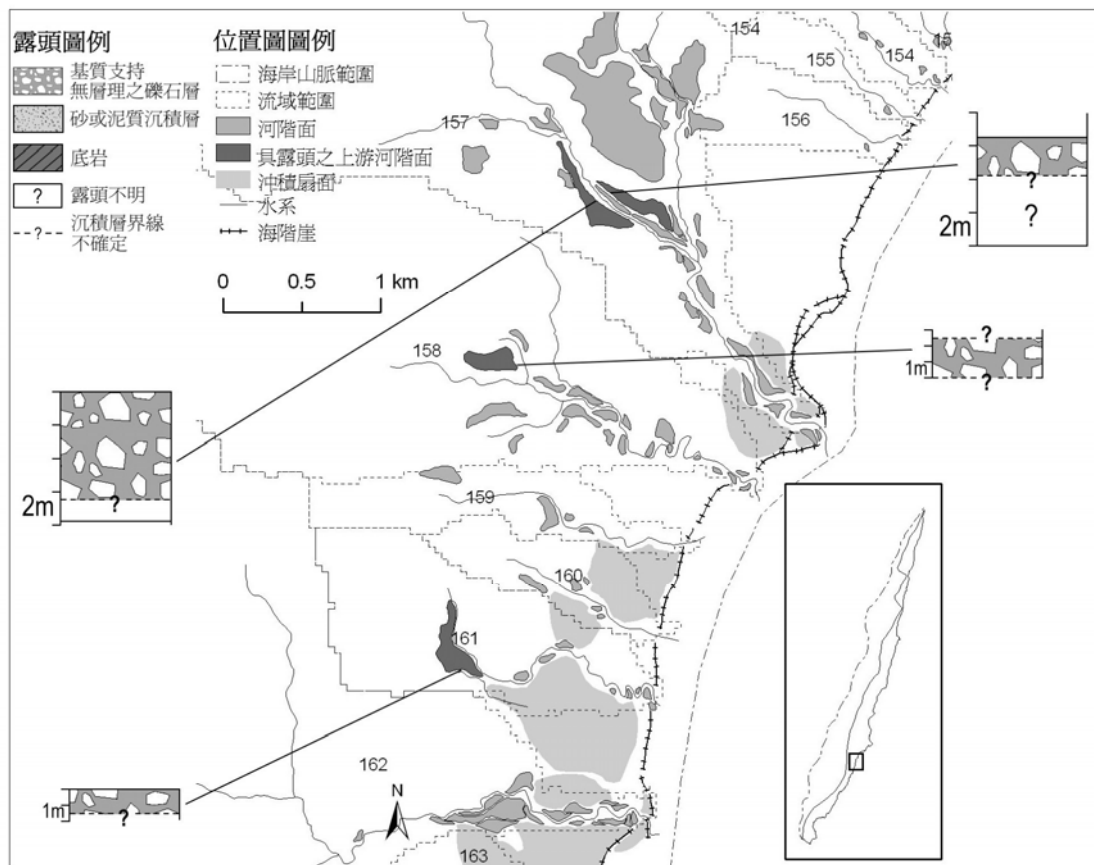


圖 4-12 上游較大型河階的露頭之五

對照現今土石流潛勢溪流¹⁰的分布 (下文的圖 4-13 至圖 4-17)，許多潛勢溪流集中分布的地區與新社一帶 (58 號流域)、八仙洞至都歷之間 (約 96 至 162 號流域)、東河以南至都蘭 (約 176 至 195 號流域) 等上游大型階地較多的區塊重疊，顯示這些地區較有產生大量土石流的潛能，而劉平妹、謝孟龍 (2006；2007) 從海岸山脈河階的分布及相關特徵，也認為此區河流地形演育的歷史中，百至千年尺度或不同週期的山崩、土石流，可能控制了河流堆積、下切及彎蜒側蝕等行為，因此推測這些上游的大階地應多為主流上游河谷土石流或類似之土砂岩屑在運送過程中於積夷河谷所生成。

這些較上游而可能為堆積型的河階多鄰近流域上游的都鑾山層，若計算研究區內各種地層的平均坡度 (以空間解析度 40m 的 DEM 計算)，可知研究區內平均坡度最高處正是在都鑾山層的範圍內 (表 4-1)，意味著都鑾山層為崩塌潛能最高者。此地層岩石強度強 (強度為 5)，邊坡不易隨時間趨緩，常生成坡度大的地形，但也因坡度大，容易出現崩塌。計算 2002 年的崩塌地分布¹¹ (圖 4-13 至圖 4-17)，面積佔 40.6%的都鑾山層貢獻了個數上 69%以及面積上 74%的崩塌地 (表 4-1)，單個崩塌地的平均面積也在各地層中排第二，顯示崩塌規模也不小。這些崩塌而下的岩石碎屑都可能成為日後土石流積夷河谷的材料。

表 4-1 研究區 2002 年各地層中崩塌地分布資料^a

	地層分布		崩塌地分布				
	所佔面積百分比	平均坡度	個數	個數百分比	總面積 (公頃)	所佔面積百分比	單一崩塌平均面積 (公頃)
都鑾山層	40.6	32.4	396	69.0	252.00	74.1	0.64
八里灣層	37.6	21.0	137	23.9	63.77	18.7	0.47
沖積層	11.4	7.9	4	0.7	1.79	0.5	0.45
蕃薯寮層	6.2	16.9	19	3.3	12.59	3.7	0.66
利吉層	3.8	12.9	17	3.0	9.75	2.9	0.57
港口石灰岩	0.3	23.3	1	0.2	0.36	0.1	0.36
總計	100.0		574	100.0	340.3	100.0	

^a 崩塌數據統計自水土保持局之資料

¹⁰資料申請自行政院農委會水土保持局

(<http://www.swcb.gov.tw/form/index-1.asp?m=&m1=9&m2=234&id=1329>)，為 2011 年之土石流潛勢溪流分布情況。

¹¹流資料申請自行政院農委會水土保持局

(<http://www.swcb.gov.tw/form/index-1.asp?m=&m1=9&m2=234&id=1329>)，為 2002 年判釋自 SPOT4 影像的崩塌分布。

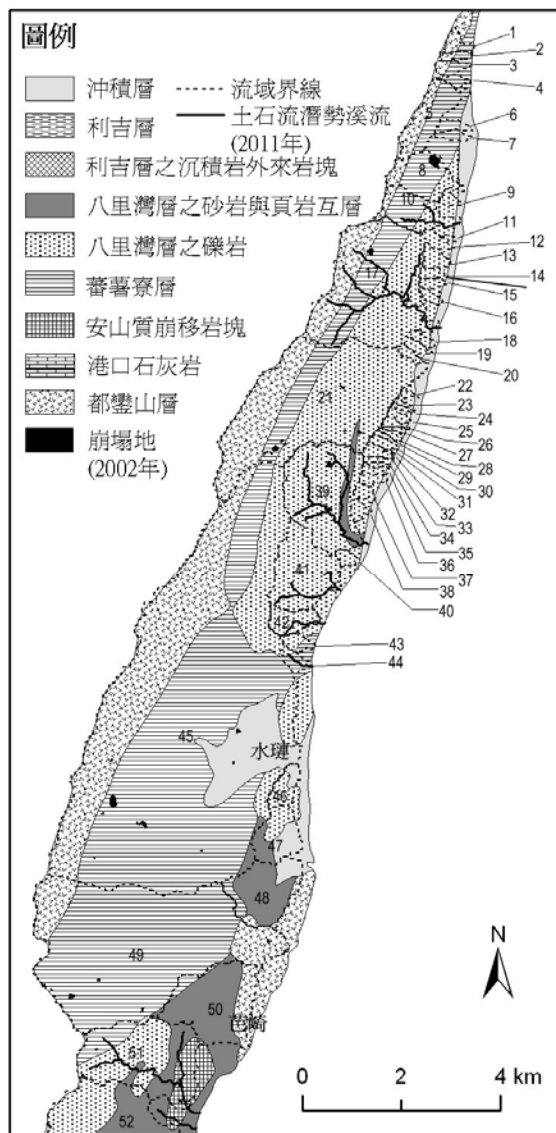


圖 4-13 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之一

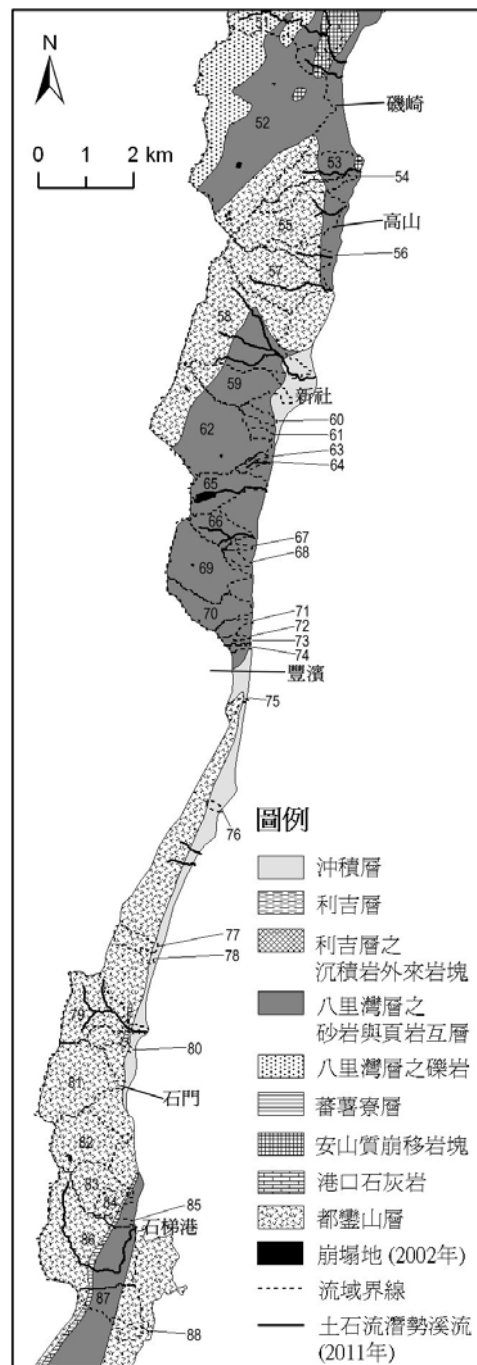


圖 4-14 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之二

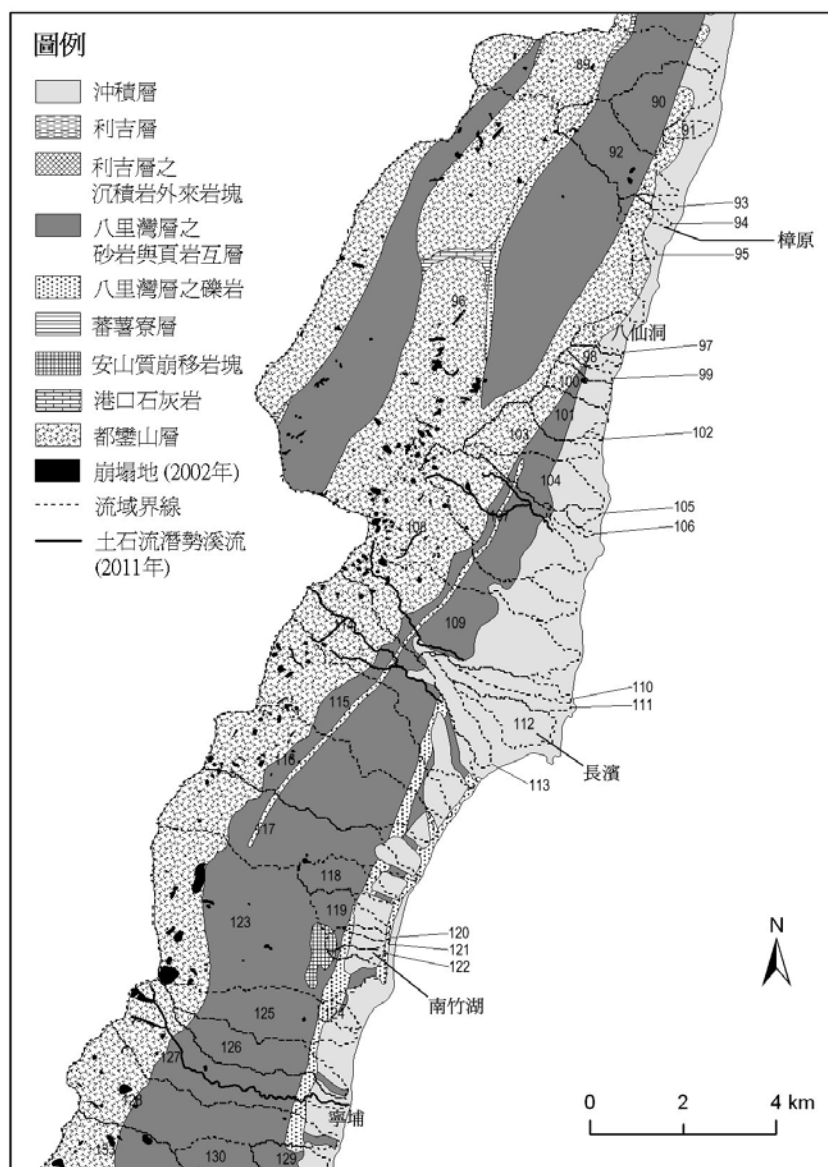


圖 4- 15 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之三

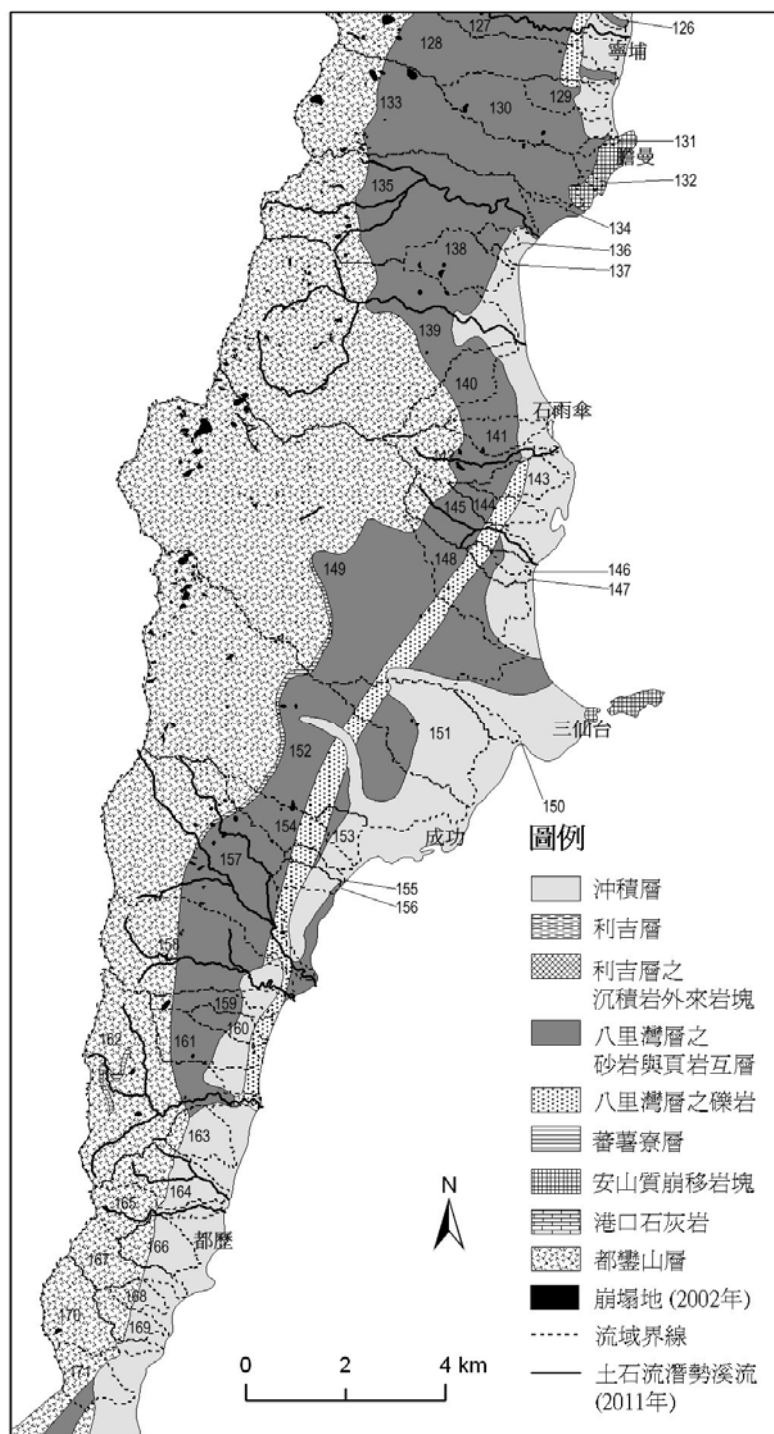


圖 4-16 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之四

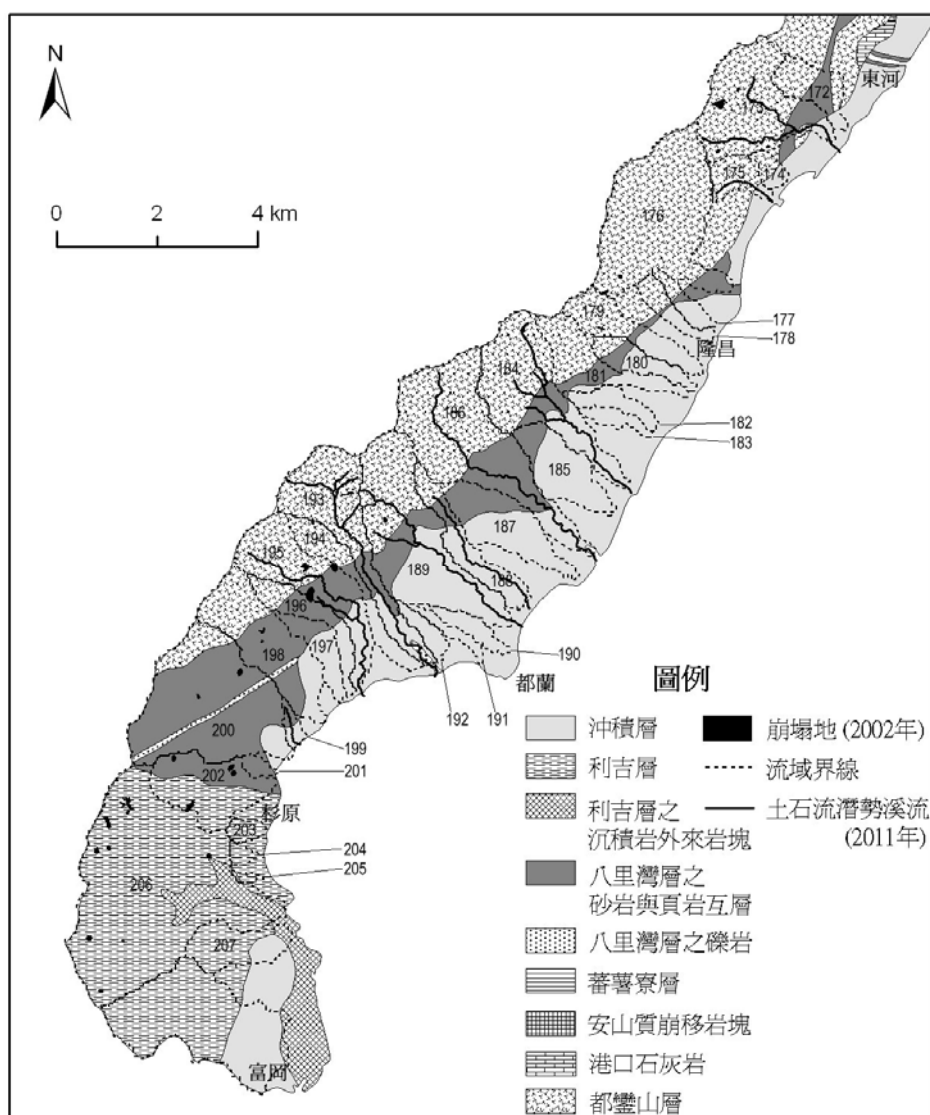


圖 4-17 崩塌地與土石流潛勢溪流的分布之五

因此，前文曾提及研究區內較大流域，其河階分布的上界整體而言多落在都鑾山層的邊界，可能就是因為都鑾山層為岩屑供給區，由於自身範圍內的河谷多深且窄，難以讓崩下的岩石碎屑長時間停留，但沉積物一出都鑾山層進入岩體強度較低的地層，便因岩屑供給速率大於河流搬運的負載力而堆積於較寬的河谷中，形成較大的地形面而殘留下較大的河階地形。由於仍位於較上游河段，離源區近，是以出現類似土石流或僅略有層理的堆積特徵。

從河流上游或邊坡供應的沉積物，將陸續經谷系及一、二級河流向下游搬運而影響較下游河段的河道形態 (Nakamura, 1986; Benda and Dunne, 1997)。流域上游都鑾山層坡地系統崩塌而來的岩石碎屑是中上游土石流造成大型階地的材料，一部分積夷的沉積物繼續向下游搬運，在海階面上堆積山麓沖積扇。沖積扇扇體在沉積物供給速率高的期間生成，而當(1)沉積物供給速率較低促使河流侵蝕扇體 (Mizutani, 1998)；(2)河流自我調整地下切扇體時因淘選而在沉積物表面生成甲冑層 (Bull and Knuepfer, 1987)，或是(3)地表抬升配合河道流路的擺動 (Hancock and Anderson, 2002)，都可能是驅動河流於山麓沖積扇生成後，對扇體

時而側蝕、時而下切，以致生成一階以上的河階。其中前是埋切的過程；第三項可能讓使河流從埋切過程轉為侵蝕不斷將底岩侵蝕降低。

本文野外調查獲得 21 處橫剖面，其中 6 處包含了沖積扇面與其下的階序（附錄二），其中 D-D' 剖面可能為埋切過程；G-G' 剖面雖然沖積扇的底岩面較其下一階高，整體來說是侵蝕基準逐漸下降的侵蝕過程，但由於沖積扇沉積物較厚（約 32 m），且二階序底岩面的高程接近（高差 2-3 m），推測下切歷程中可能仍有埋切的過程。其他如 I-I'、M-M'、N-N'、S-S' 則為侵蝕基準逐漸下降的侵蝕過程。D-D' 與 G-G' 剖面沖積扇沉積物較厚（各約 ≥ 12 m 與 32 m），反之，其他四個橫剖面沖積扇沉積物較薄（依序約為 7 m、10 m、4 m、3.5 m）。因此，雖然涵蓋至沖積扇的橫剖面數量不多，但仍能觀察到縱使是侵蝕基準普遍不斷下降的環境，若沖積扇堆積得較厚，仍可能出現埋切過程。然而在沉積物一樣堆積得較厚的上游大型的堆積階地，本文僅獲得單一接地的露頭，但未能組成連續階序的階地橫剖面，無法證實是否亦有埋切的過程。

此外，從這些下游的山麓沖積扇面常可與較大流域中上游面積較大、比高較高而可能為堆積型的河階對比（例如前文沖積扇與河階對比的例子，圖 3-32 至 3-42），這特徵與 Hsieh *et al.* (1994) 於海岸山脈中段 12 個流域堆積型階地與全新世主要海階面對比的結果也是類似的，同樣顯示了這些階地較可能為積夷的地形面，並可能與下游某些階序的沖積扇屬同一期的加積產物。

(2) 河階與山麓沖積扇之堆積年代

這裡從地形單元生成的年代來探討是否有氣候因素的影響。關於研究區地形演育的年代，由於本文未於野外尋獲第一手定年物質，所以僅能將前人整理的資料（附錄六¹²），憑藉其座標以地理資訊系統點繪於研究區中，以該點的年代及其所在的階地為探討研究區地形演育年代的依據。

各年代的點位如前文的圖 3-1 至 3-11。這些定年物質大多採自土石流的沉積環境，且位置多在山麓沖積扇之中，少數位於河谷內的河階地形（附錄六）。由於這些資料有多個年代獲得自同一地層露頭的不同高度位置（點位座標相同）的情況，或是從地形的單元（得自航照判釋）來看，為多個點位的年代來自某流域山麓沖積扇的某一階序，因此本文再將來自同一地形單元的各個年代（無論是否來自同一露頭）取其上限最大值與下限最小值而概括統整為一個更大的年代範圍，以該年代範圍為代表某一地形單元上（即沖積扇之某一階）沉積物生成的時間，例如附錄六中大霸來的 3 個年代（27 號至 29 號），即 5,720-5,900、5,940-6,170、5,750-5,900 cal. yr. BP，均出自 103 號流域的第二階沖積扇（共 3 階），因此將這 3 個年代概括統整為 5,720-6,170 cal. yr. BP，以其代表該扇第 2 階沖積的年代。

依地形單元概括統整後的年代如表 4-2，其中 103、108、149 號流域的年代可用來說明河階與沖積扇的對比。103 號流域中一河階的年代（6,010-6,280 cal yr

¹² 此表格內容獲得自謝孟龍教授整理自前人及其自身野外採集獲得（包括尚未發表者）之資料。

BP) 與山麓第 2 階沖積扇 (5,720-6,280 cal yr BP) 相似，由階地縱剖面來看 (圖 4-18)，該階面的確能與第二階沖積扇面對比；108 號流域雖僅一河階具年代 (8,660-8,770 cal yr BP)，但對比後由於該階面的階序高於山麓沖積扇的最高階 (第四階) (圖 4-19)，因此可推估該沖積扇年代應少於 8.6 ka BP；149 號 (三仙溪) 流域沖積扇的年代 (14,930-15,250 cal yr BP) 遠大於河谷內的 2 個河階面 (5,750-5,900 與 5,780-5,990 cal yr BP)，其階序也確實遠大於該 2 河階面，而此 2 個年代相近的河階面，在比高上則能對比為相同的階序 (圖 4-20)。由以上 3 個例子，顯示以階面縱剖面的相對幾何關係作為對比的簡易依據，至少在較短的距離內可作為階地上沉積物生成年代先後的參考。

表 4-2 研究區地形單元的年代資料^a

編號 ^b	所屬集水區	包含之年 代編號 ^c	地名	年代	類型 ^d	環境	資料整併之 來源 ^e
1	55	1, 2	高山	740-910	2/3 沖積扇	debris flow	G
2	57	3	親不知	3910-4080	?	debris flow	G
3	58	4-6	新社	690-1040	1/5 沖積扇	debris flow	E、G
4	58	7-17	新社	3580-4160	2/5 沖積扇	debris flow	A、F、G、U
5	79	18-20	大灣	11830-12540	1/2 沖積扇	debris flow	F、U
6	82	21	石門	790-910	2/3 沖積扇	debris flow	A
7	96	22	水母丁溪	280-430	河階	debris flow	U
8	96	23	水母丁溪	800-970	河階	debris flow	G
9	96	24, 25	水母丁溪	560-690	河階	debris flow	G
10	103	26	大霸來	6010-6280	河階	debris flow	U
11	103	27-29	大霸來	5720-6280	2/3 沖積扇	debris flow	A、U
12	107	30, 31	三間屋	800-1050	1/2 沖積扇	debris flow	A、E
13	107	32, 33	南三間屋	5910-6090	2/2 沖積扇	debris flow	F、U
14	108	34	真柄溪	8600-8770	河階	debris flow	H
15	109	35-39	長濱溪	8540-11340	3/4 沖積扇	debris flow	A、C、E、H
16	145	40	美佐呂溪	500-540	2/2 沖積扇	debris flow	U
17	149	41	三仙溪	5750-5900	河階	debris flow	D
18	149	42	三仙溪	5780-5990	河階	debris flow	U
19	149	43	三仙溪	14930-15250	1/1 沖積扇	fluvial silt	U
20	157	44	八邊	2960-3080	1/2 沖積扇	debris flow	G
21	186	45	藤溪	9700-9890	3/3 沖積扇	debris flow	H
22	186	46	藤溪	9540-9650	2/3 沖積扇	debris flow	H
23	189	47	都溪	8220-8380	1/1 沖積扇	debris flow	H
21	193	48-51	都蘭	8410-8950	2/5 沖積扇	debris flow	A、B、F、H

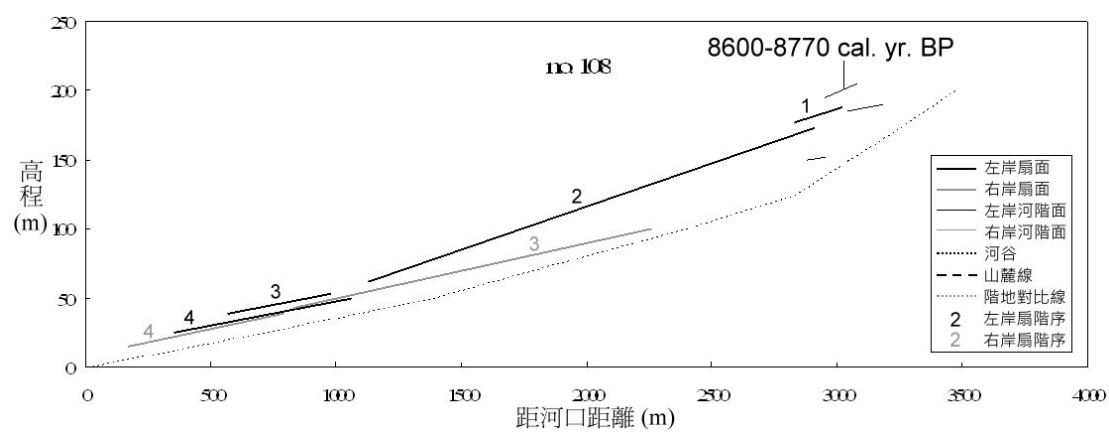
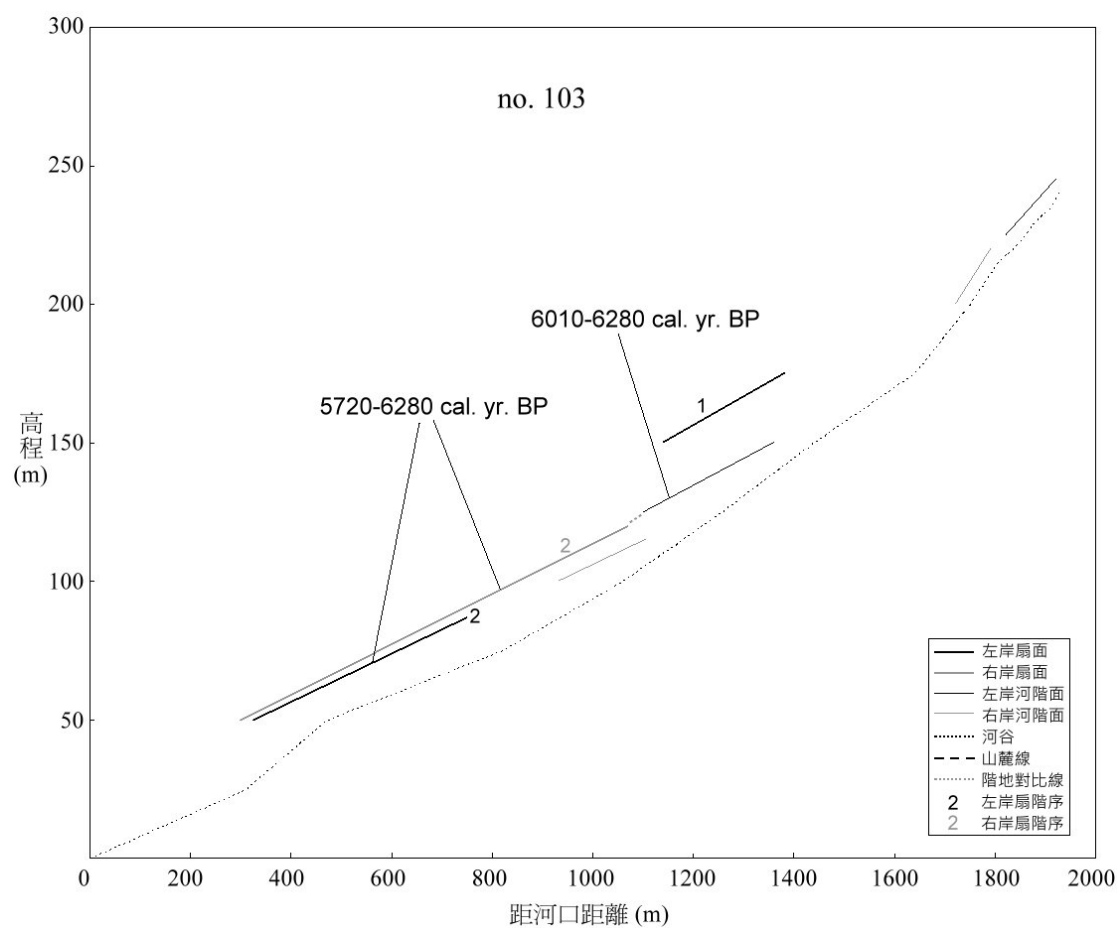
^a 歸併自附錄六

^b 為本表之編號

^c 為附錄六首欄之編號

^d 若為 2/3 沖積扇，其中「2」表示該定年標本採自第二階沖積扇 (由最低階開始數)；「3」表示該流域之山麓沖積扇共有三階。「？」表示標本採集地點非本文有標示地形面之處。

^e 資料來源 A: 謝孟龍 (1990)；B: Chen *et al.* (1991)；C: Liew *et al.* (1993)；D: Hsieh *et al.* (1994)；E: 許民陽等 (1998)；F: Hsieh *et al.* (2004)；G: Hsieh and Rau (2009)；H: Hsieh *et al.* (2011)；U: 謝孟龍教授尚未發表之年代。確切各比定年的資料來源請見附錄六。



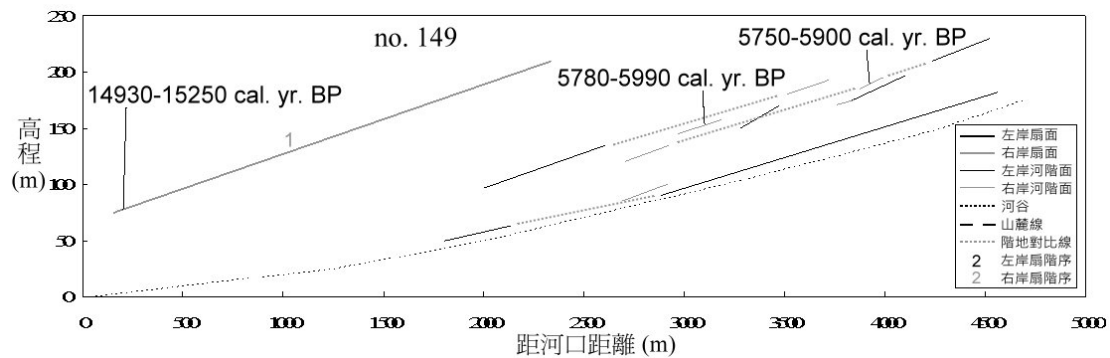


圖 4-20 149 號流域階地縱剖面與年代

以上年代是沉積物生成的時間，以河階生成的過程而言，雖不見得是河階底岩面或河階下切的時間，但仍能據以推測河階面拓展範圍時沉積物堆積的時間範圍，尤其以上年代多來自土石流之環境，若能歸納出這些年代交集的範圍，應能對研究區內是否有沉積物加積的好發年代提供線索。圖 4-21A 整理自表 4-2，顯示了幾個土石流較集中的年代，即 0.6-1 ka (6 筆資料)、5.8-6.2 ka (5 筆資料) 以及 8.2-11.4 ka BP (6 筆資料)。這 3 個年代區間可能是研究區中土石流材料供給速率較高的三個時期，同時也可能是推移載發生覆蓋效應而生成加積型階地以及山麓沖積扇生成較密集的時期。

(3) 影響積夷的因素—氣候與其他因子

地表抬升在世界各地對河流縱剖面的位置以及各期河階垂直方向上演育圖像 (pattern) 的影響相當重要 (Bridgland and Westaway, 2008)。地表抬升的因素在本文是相當重要的因素，使各流域的侵蝕基準不斷下降、主流不斷切入底岩而生成新的河谷縱剖面，也因此本文認為研究區整體，尤其是靜浦至新蘭之間，河流地形的演育是架構在高速率的地表抬升下底床載沉積物對地形演育，即河階生成的影響。

國外在構造抬升因素下討論河階演育影響因素的研究，有位於喜馬拉雅山山脈山麓地帶 (例如 Lavé and Avouac, 2001; Bookhagen *et al.*, 2006; Suresh *et al.*, 2007; Dutta *et al.*, 2012)、紐西蘭北島 (例如 Berryman, *et al.*, 2000; Litchfield and Rieser, 2005; Clement and Fuller, 2007) 與南島 (例如 Bull and Knuepfer, 1987)、青藏高原周圍山脈 (例如 Montgomery, 2004; Wang *et al.*, 2009; Fuller *et al.*, 2009)、美國西部山脈 (包括洛磯山脈) 至海岸 (例如 Wegmann and Pazzaglia, 2002; Montgomery, 2004; Pierce *et al.*, 2011)、日本本州東部 (Ishimura and Kakiuchi, 2011)、以及歐洲的歐陸中部 (Starkel, 2003)、義大利 (Robustelli *et al.*, 2009; Wegmann and Pazzaglia, 2009) 與波蘭南部 (Olszak, 2011) 等。這些研究在各自研究區內除了地表抬升外，堆積型的階地，或曰沉積物的積夷，為河階地形中一項很重要的特徵，而歸納上述研究，造誠積夷的原因大致有海水面的變動、氣候的波動或邊坡岩石碎屑的供給等。

在構造抬升的地區，海水面變動為河階生成重要因素的研究 (Robustelli *et al.*, 2009) 認為，地表長期的抬升與海平面下降將造成河流下切，而海平面上升至最

高點之前，驅動河流的加積而生成沖積階地。雖然依據本文歸納的三個積夷時期中，8.2-11.4 ka BP 為海平面快速上升的時期（前文的圖 1-18），海進則從一萬四千多年前已經開始（Hsieh *et al.*, 2004），但是由於海岸最高位之海階面為該大幅海近時海水蝕侵而成（Hsieh *et al.*, 2004），海水面最內陸約僅至現今的山麓線一帶，未進入山區河谷。在海水僅上升至今日山麓地帶且上升過程中並未改變河流中上游坡度的情況下，應難以造成河流中上游的大量加積，而僅是使河流開始堆積沖積扇的位置（扇頂的位置）較今日者向中上游移動，亦即雖與河流大量加積發生於同一時期，在因果關係上非使河流的中上游產生加積的原因，而 Hsieh *et al.* (1994) 也推論海岸山脈東翼沉積物的積夷與海平面上升無關。

另一方面，有更多的研究認為在底表抬升之下，造成積夷的原因與氣候變動有關，即沉積物較大量堆的時期為冰期（Bull and Knuepfer, 1987; Starkel, 2003; Berryman, *et al.*, 2000; Litchfield and Rieser, 2005; Clement and Fuller, 2007; Bridgland and Westaway, 2008; Wang *et al.*, 2009; Wegmann and Pazzaglia, 2009; Ishimura and Kakiuchi, 2011; Olszak, 2011）或暖乾（Pierce *et al.*, 2011）時期，形成了堆積型河階上的堆積物或侵蝕型河階（岩石河階）上厚薄不等的沉積層（Olszak, 2011），反之下切則發生於間冰期（Bull and Knuepfer, 1987）、冰期與間冰期之間的過渡期（Starkel, 2003）或冰期過渡至間冰期（Wang *et al.*, 2009; Wegmann and Pazzaglia, 2009; Olszak, 2011）或源自地表長期抬升的趨勢（Bull and Knuepfer, 1987; Clement and Fuller, 2007; Wegmann and Pazzaglia, 2009; Wang *et al.*, 2009），但也有研究發現下切幾乎完全受氣候控制的例子（Berryman, *et al.*, 2000）。以上雖屬冰期時期為冰河或冰緣區的研究，但 Ishimura and Kakiuchi (2011) 也強調非冰河及冰緣區的流域，受氣候波動的反應與冰河及冰緣區類似。在本文，若將 0.6-1 ka、5.8-6.2 ka 以及 8.2-11.4 ka BP 等三個年代範圍與頭社盆地孢粉百分比的統計曲線（Liew *et al.*, 2006）（可表示氣候潮濕的程度，曲線較高，顯示氣候較潮濕）（圖 4-21B）比較，假設兩地古氣候變化的趨勢一致，那麼可看出這 3 個沉積物供給旺盛時期的最早期者（8.2-11.4 ka BP）與孢粉統計曲線顯示的較潮濕時期（8-11 ka）吻合（最年輕的一期在孢粉統計曲線上無資料），或許顯示該時期土石流之好發可能是受氣候較為潮濕所影響，但該時期之後的積夷則看不出與氣候波動之間的關係。

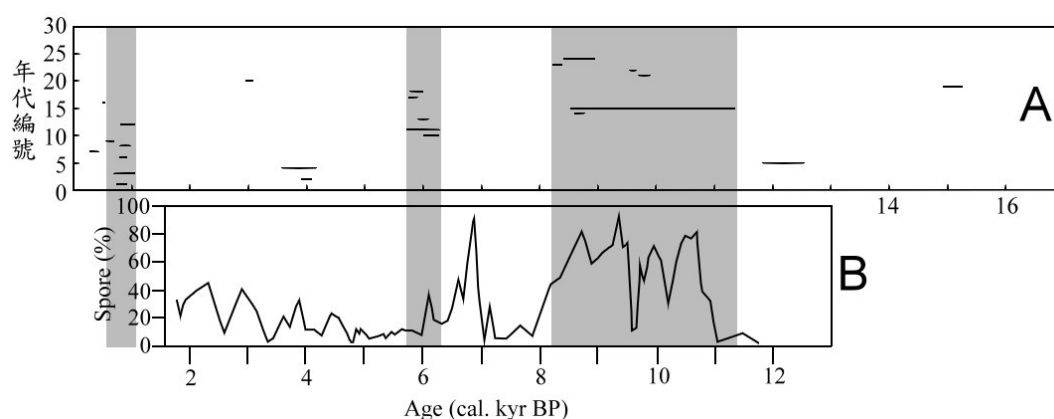


圖 4-21 研究區各地形單元的年代分布與孢粉統計曲線的對照

A: 研究區各地形單元之年代分布，縱軸為表 4-2 內各年代的編號；B: 孢粉統計曲線，曲線越高表示氣候越濕潤。圖中灰色的區塊為地形單元年代集中的範圍。

Hsieh *et al.* (2011) 認為長濱與都蘭兩個大沖積扇在 8.3-11.3 ka cal BP 的堆積肇因於全新世早期相對濕潤的氣候，反映了該時期東亞與印度較強的季風，以及長期下來較高的季風降雨量，驅動了土石流的產生。全新世早期的積夷成扇也發生於臺灣西部的陳有蘭溪谷 (Hsieh and Chyi, 2010; Hsieh *et al.* 2011)，可見此時期氣候變動造成的積夷在臺灣可能是區域尺度下共有的現象。而關於更近期的積夷，Hsieh *et al.* (2009) 認為磯崎至三間屋之間 0.8-0.9 ka 生成的山麓沖積扇及堆積型河階的積夷，與此期間發生的地震有關。地震造成邊坡的崩塌、蓄積岩石碎屑，當後續遭遇颱風降雨或其他暴雨事件，將驅動土石流的發生。據此，本文認為，8.2-11.4 ka BP 積夷時期與相對潮濕的氣候有關，其後的兩個時期 (5.8-6.2 ka BP、0.6-1 ka BP) 的積夷則可能為地震或極端降雨等所致。

從研究區內前人的定年資料 (附錄六)，年代最早者約 15 ka (14,930-15,250 cal. kyr. BP)，為三仙溪河口海階上陸源沉積物的年代，由於三仙溪河階縱剖面中該沖積扇的階序比現存中游至下游河階都高 (圖 4-22)，許民陽 (1988) 亦將其對比為最高位的海階，且依據野外調查，除了山脊附近比高甚高的地形面 (前文的圖 3-50) 外，未發現紅土化的階地，據此本文認為研究區中河階生成的年代應未早於 15 ka，亦即研究區內河階、山麓沖積扇等的演育可謂多為全新世產物。

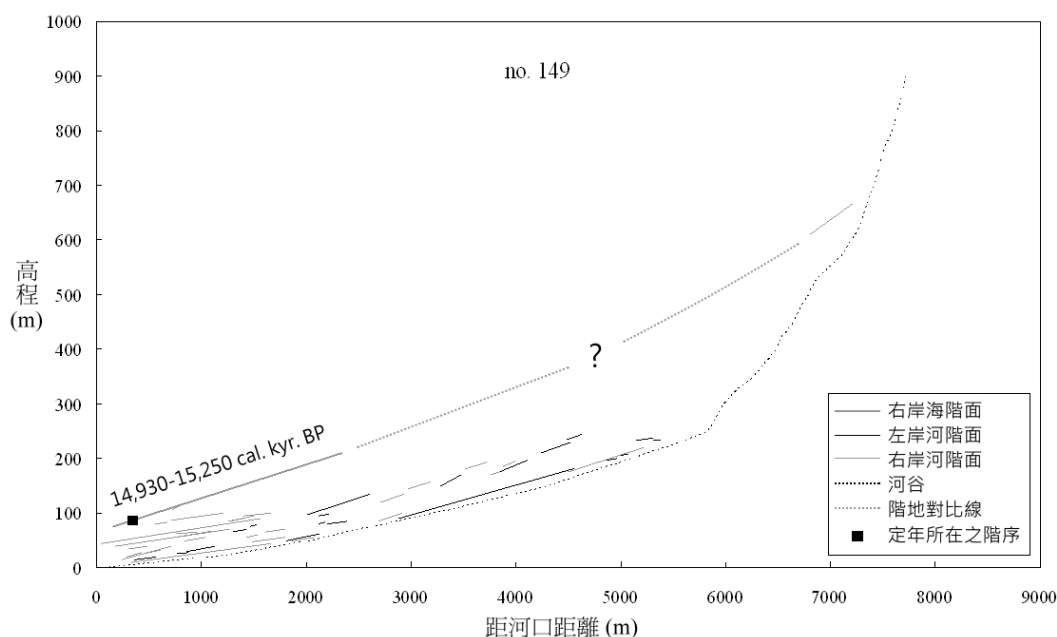


圖 4-22 三仙溪的階的縱剖面

三仙溪 (149 號流域) 下游高大海階面 (圖中灰色粗實線) 的比高較流域內多數河階都高。此年代約 15 ka 的高大海階似乎可與上游一大型河階對比為同期之階地，但由於距離較遠，故此關係仍存疑。

因此，就氣候因素而言，本文的時間尺度較短，除了末次冰期進入全新世的氣候變動較大外，全新世內氣候變動的幅度相對較小。國際上氣候影響河谷加積的文獻，年代尺度多大於本文，年代較晚近的氣候積夷階地多僅提及末次冰盛期 (Last Glacial Maximum, LGM) 的加積而在轉為間冰期時下切而成者 (例如 Litchfield and Rieser, 2005; Suresh *et al.*, 2007; Ishimura and Kakiuchi, 2011)。全新世的積夷，與氣候有關者為全新世初期 (10 ka 前後) 來自印度洋夏季季風強度增強而將冰河時期已堆積谷中的沉積物再次搬運沖積 (Bookhagen *et al.*, 2006; Dutta *et al.*, 2012)。全新世中期開始，雖然尚有 Pierce *et al.* (2011) 認為 7-6 ka 的堆積源於較暖乾的氣候及其驅使的邊坡侵蝕、林火以及較低的水流能，下切時期則符合較冷濕的氣候狀況之氣候造成堆積型河階的例子，但更多的是非氣候造成堆積的案例，例如認為火山與暴雨 (Clement and Fuller, 2007)、地震與林火 (Wegmann and Pazzaglia, 2002) 等為其研究區發生積夷的主因。據此，本文對於海岸山脈全新世早期與氣候有關的加積以及之後可能肇因於地震或暴雨的看法似乎與這些文獻並不相悖，甚而有所相符。

此外，Pierce *et al.* (2011) 認為整體而言，更新世的氣候有利堆積而全新世的氣候有利侵蝕；Wegmann and Pazzaglia (2002) 認為由於全新世下切速度較快，相較於更新世，河流能更快回到穩定、均夷 (graded) 的狀態；Clement and Fuller (2007) 則認為由於全新世來自氣候因素大量堆積的趨勢轉弱，生成削夷的階地 (degradational terrace) 並轉而對影響沉積物供給的暴風雨及火山沉積等變數更敏感。因此，鑑於研究區相較世界其他地區為抬升速率相當高的環境，河流不斷下切，縱使在全新世初期後生成堆積型階地的趨勢減弱，但地表的抬升仍不斷驅動

河流下切，增加了流域地形的崎嶇陡峭程度，即使是抗蝕性強的底岩，仍然增加其邊坡的崩塌 (landslide) 的機會，成為高抬升速率下河流地形能維持動態平衡的機制 (Lavé and Avouac, 2001)。這樣的系統創造並維持著流域地形的高起伏狀態，邊坡岩石碎屑相對易於崩落，增加邊坡沉積物的通量，成為影響河階地形生成的因素 (例如 Suresh *et al.*, 2007)。本文認為研究區中較近期的積夷應如在喜馬拉雅山山麓以及紐西蘭北島的研究，來自這種河流為反應高抬升速率而快速下切地表使流域維持高的崎嶇度，當暴風雨或地震等非氣候因素出現，邊坡受侵蝕，沉積物通量增加，岩屑便以類似土石流的方式加積於較靠近沉積物的來源處 (流域中上游) 與山麓 (生成沖積扇)，而於中下游沉積物傳輸過程中則有助於生成岩石型階地。惟如此之推論尚有待日後更多的河階年代資料來支持。

(二) 流域面積和地層 (岩石強度) 配置的影響

1. 流域面積

觀察河階的分布，大致可察覺無河階地形者多為面積較小的流域。本文因此檢視流域面積是否影響其內河階的有無。由於河階的有或無為類別變數中名義尺度 (nominal scale) 的變數，因此以羅吉斯迴歸 (logistic regression) 作為流域面積 (自變數) 與有無河階 (依變數) 二變數間的迴歸模型，式子如下：

$$Y = P = \frac{1}{1 + e^{-(b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + \dots + b_i X_i)}} \quad (1)$$

式 (1) 中， Y 為依變數，即流域內有無河階地形 (以 1 表示有；0 表示無)； X_i 為第 i 項自變數，在本例僅流域面積一項； P 為依變數 $Y=1$ 發生的機率； b_i 為第 i 項自變數在式中的係數。

迴歸分析的結果見表 4-3。表中流域面積係數的 Wald 卡方檢定達 0.05 顯著水準，係數為正值，表示流域面積與有無河階為正向的關係，即流域越大，越傾向有河階地形出現。將各流域的面積以及有無河階的數據代入迴歸式，若以機率 0.5 作為有無河階的分界 (若大於 0.5 推測為有河階，反之推測為無河階)，計算後達 77.8 % (161 個流域) 與實際資料相符 (表 4-4)，表示迴歸模型頗能展現研究區內流域面積與有無河階實際的關係。以上迴歸係數以及迴歸式回算結果與實際資料的比對，都顯示流域大小與流域內有無河階是顯著而正向的關係。

表 4-3 流域面積—有無河階迴歸式中的變數資料

	B	標準誤	Wald	自由度	顯著性	Exp(B)
流域面積	1.291	.231	31.106	1	.000	3.636
常數	-1.408	.247	32.397	1	.000	.245

表 4-4 流域面積—有無河階迴歸預測分類

實際值		預測值		
		有無河階		預測正確百分比
		0	1	
有無河階	0	90	13	87.4
	1	33	71	68.3
				77.8

再觀察有河階地形的流域，發現流域面積較大，河階地形往往較發達而常見，階序也較多，通常為 5 至 6 階，甚至更多；反之，小流域河階狹小而零星，階序也少，通常在 3 階以內（前文的圖 3-1 至 3-11）。所以面積除了關乎河階的有無，似乎進一步影響河階的發達程度。因此這裡又檢試了有河階地形流域的流域面積、流域內河階總面積、流域內河階階序數三者間的關係。表 4-5 為三變數的皮爾森相關係數與檢定的結果，顯示流域面積與流域內河階總面積的相關係數最高 ($r=0.955$)；流域面積與流域內河階階序數 ($r=0.607$)、流域內河階總面積與流域內河階階序數 ($r=0.608$) 的相關係數則較低，但所有的相關係數檢定後均達 0.01 的顯著水準（雙尾檢定），是以三變數以線性關係而言，彼此間均有顯著的相關。

表 4-5 聚合階地形流域之流域面積、流域內河階總面積、流域內河階階序數的相關矩陣

		流域面積	流域內河階總面積	流域內河階階序數
流域面積	Pearson Correlation 顯著水準 (雙尾)	1	.955(**) .000	.607(**) .000
流域內河階總面積	Pearson Correlation 顯著水準 (雙尾)	.955(**) .000	1	.608(**) .000
流域內河階階序數	Pearson Correlation 顯著水準 (雙尾)	.607(**) .000	.608(**) .000	1

** 相關達 0.01 顯著水準 (雙尾)

流域面積也影響著山麓沖積扇的形態。Bull (1962) 提出沖積扇面積 (A_f) 與流域面積 (A_d) 的關係式：

$$A_f = aA_d^b \quad (2)$$

式子顯示沖積扇面積為流域面積的函數，二者為正向的關係（即 a 與 b 為正的常數），這個關係式在臺灣（例如張瑞津等，1994、1995a、1995b）大致成立，是以研究區中雖多僅剩沖積扇的殘餘地形面，但以一般的經驗，研究區內沖積扇面積與流域面積整體而言也應該是正向的關係。如此，研究區內流域面積應該也會影響山麓沖積扇的生成與否。

透過流域面積與有無山麓沖積扇（見附錄一）二者的羅吉斯迴歸分析（表 4-6 與 4-7）。從迴歸式自變數的係數為正值、Wald 卡方檢定達 0.05 顯著水準、以機率 0.5 作為表示有無沖積扇之分界而有 71.5 % (148 個流域) 的計算結果與實際資料相符，可知流域面積也是影響流域有無山麓沖積扇的影響因素之一，並可能進一步透過山麓沖積扇的堆積而影響主流下游的河流地形演育。

表 4-6 流域面積—有無沖積扇迴歸式中的變數資料

	B	標準誤	Wald	自由度	顯著性	Exp(B)
流域面積	.238	.065	13.552	1	.000	1.268
常數	-1.173	.194	36.422	1	.000	.309

表 4-7 流域面積—有無沖積扇迴歸預測分類

實際值		預測值		
		有無沖積扇		預測正確百分比
		0	1	
有無沖積扇	0	129	9	93.5
	1	50	19	27.5
				71.5

2. 地層分布

(1) 軟岩的分布

河階多分布在蕃薯寮層（砂頁岩互層）、八里灣層（砂泥岩互層）以及利吉層等（泥岩），主要的岩石強度皆為 3（前文的圖 1-15 至 1-17），屬於研究區中岩體強度較低的軟岩。檢視各流域軟岩（岩體強度為 2、3 之地層）出露面積（結果詳見附錄一）與流域內河階總面積，二者有良好的正向關係（圖 4-23）（ $R^2=0.8551$ ）。Montgomery (2004) 於美國西北部與西藏東部的研究即顯示，若河流流經的底岩抗蝕性弱，即使地表抬升速率高，河流側蝕的速率仍可能大於下切速率而拓寬河道、產生底岩面及日後的岩石階地。本文研究區內許多岩石階地的底岩面即可能是在這樣的條件與過程下發育。凡此，均顯示岩體強度低（抗蝕性低）的軟岩有助於河階生成。

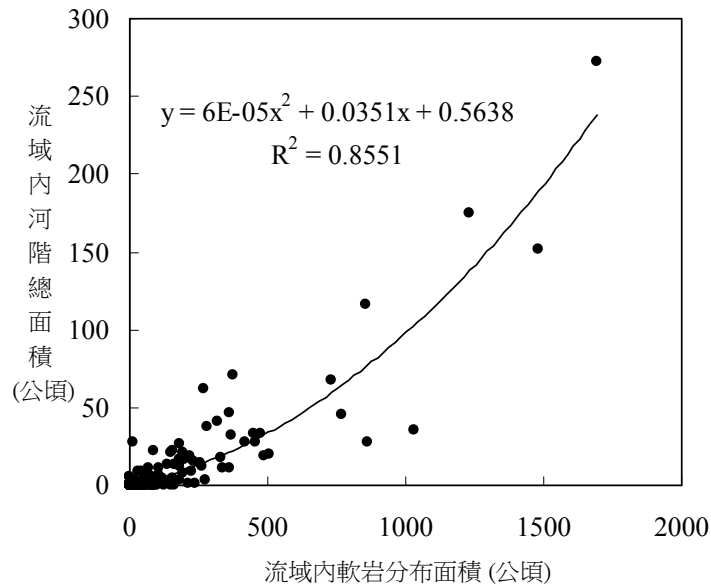


圖 4- 23 流域內軟岩分布面積與河階總面積的關係

(2)地層 (岩石強度) 的配置

Cowie *et. al.*, (2008) 檢視河流的底床載如何使希臘與義大利境內 4 條氣候與構造背景相似的河流有著不同的河床侵蝕速率。研究發現其中一河流較上游河段流經抗蝕性較強的岩石岩屑沉積層，這些岩屑再度往下游輸送，成為河流較硬的底床載，有助於侵蝕其下游抗蝕性較弱的底岩而提高侵蝕速率與總侵蝕量。亦即來自上游強度較高的推移載，較能增進工具效應在河床底岩上磨蝕的功效。如這般上游岩石強度高於下游的流域在研究區內佔不小比例 (圖 4-24) (本文以岩石強度的高低表示抗蝕性的高低)，使本文認為這種增加侵蝕效率的機制可能也在研究區內透過工具效應而有助於河谷內氾濫原的拓展 (氾濫原的殘餘即為日後的河階面)。因此接本文嘗試檢視流域底岩強度的配置 (上游的岩石強度是否較下游高) 是否亦為各流域有無河階地形的影響因子。

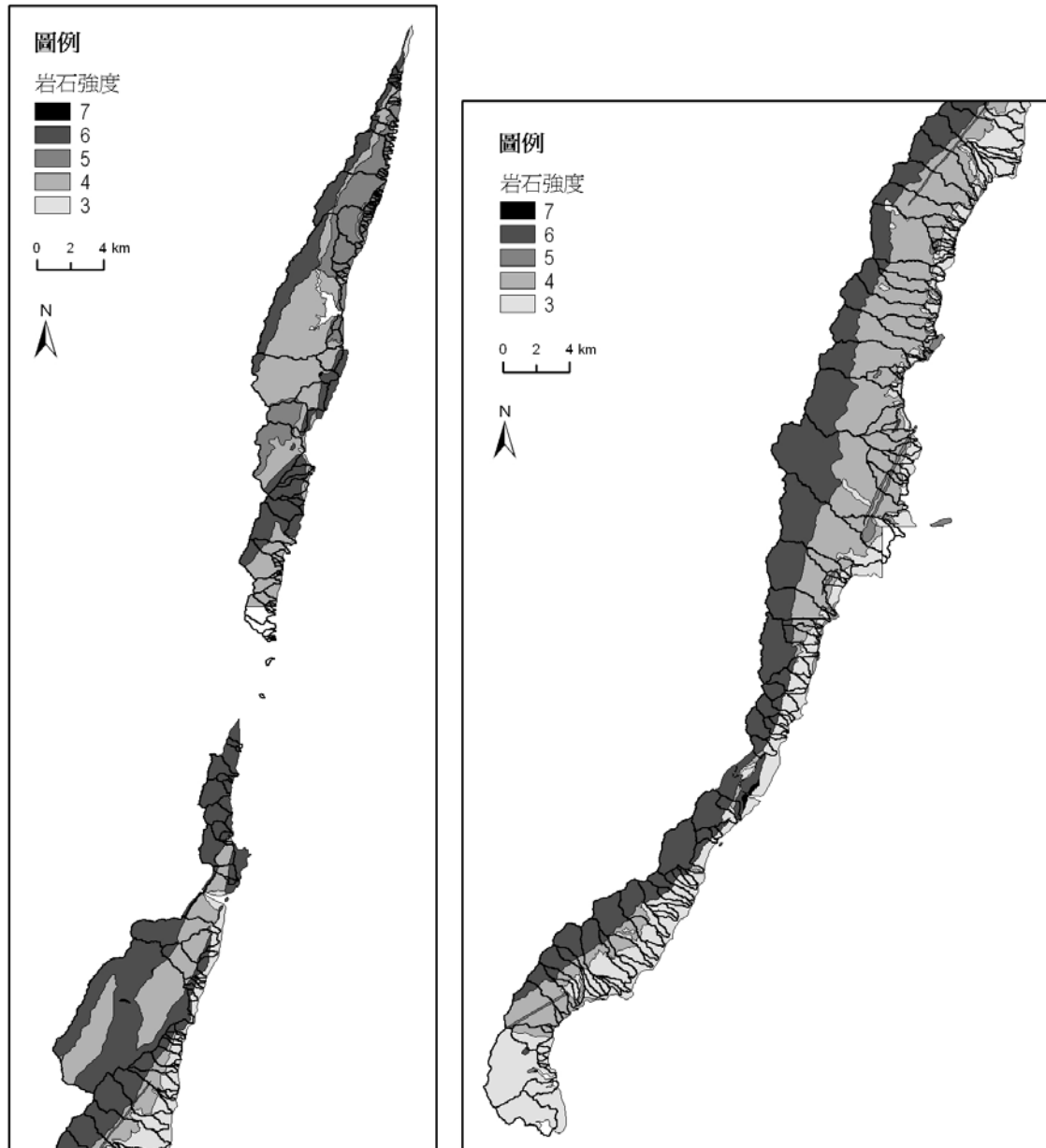


圖 4-24 研究區流域與岩石強度分布。左：北幅；右：南幅。

研究區出露不同岩石強度的流域，除了少數是下游底岩岩石強度較上游高之外，絕大多數非單一岩石強度者從整個流域或某些河段來看，都有較上游流域的岩石强度高於較下游之配置。因此為了便於統計分析，本文將流域內出露不同岩石強度者皆視為 1，也就是有著增加侵蝕（工具效應）效率的潛力，反之為 0。以其為自變數，並同樣以河階的有（1）或無（0）為依變數，以卡方檢定檢視二者的關係。檢定（表 4-8）結果顯示卡方統計量達 49.782，已達 0.05 顯著水準，表示流域出露岩層的配置與河階的有無之間並非相互獨立，而是有關聯的。據此，本文再將同樣的兩個變數進行羅吉斯迴歸（前文的式 1）。

表 4-8 各流域岩石強度—有無河階的列聯表

		有無河階		總數
		0	1	
岩石硬度排	0	60	12	72
列種類	1	43	92	135
總數		103	104	207

迴歸分析的結果見表 4-9，表中岩體強度排列的 Wald 卡方檢定達 0.05 顯著水準，且係數為正值，表示岩體強度的分部與有無河階為正向的關係，亦即具不同岩石強度（在研究區內約等同出現上游岩石強度高於下游的配置）的流域，較傾向有河階地形出現。將各流域岩石強度的分布以及有無河階等數據代回迴歸式，以機率 0.5 作為表示有無河階的分界，73.4 % (152 個流域) 的計算結果與實際資料相符（表 4-10）。以上迴歸係數以及迴歸式回算結果與實際資料的比對，顯示上游出露的岩石強度高於下游的配置情況，與流域面積的大小相同，對流域內有無河階也有正向的影響。

表 4-9 岩石強度分布—有無河階迴歸式中的變數資料

	B	標準誤	Wald	自由度	顯著性	Exp(B)
岩石強度分布	2.370	.366	41.879	1	.000	10.698
常數	-1.609	.316	25.903	1	.000	.200

表 4-10 岩石強度排列—有無河階迴歸預測分類

實際值		預測值		
		有無河階		預測正確百分比
		0	1	
有無河階	0	60	43	58.3
	1	12	92	88.5
				73.4

進一步再檢視有河階地形的流域中，較上游河段較強岩石強度分布的面積是否與河階總面積大小的也有關係。將研究區內的岩石強度（圖4-24）分為兩類：岩石強度為3、4者視為抗蝕性較弱；岩石強度為5、6、7者視為較強。然而若流域內僅包括岩石強度3、4，則視3為較弱、4為較強（研究區內無僅包括岩石強度5、6、7的流域）。而後統計這些流域中較強岩石強度分布的面積，以其為自變數X（如果流域內僅有一種底岩強度，就不做強弱的分別，此時較強岩石強度的面積便視為是0），以各流域內河階總面積為依變數Y。結果仍然與流域面積大小對河階總面積的影響類似，即有河階地形的流域中，各流域較強岩石強度分布的面積與河階總面積同樣有很好的正向關係（ $R^2=0.8318$ ，圖4-25）。

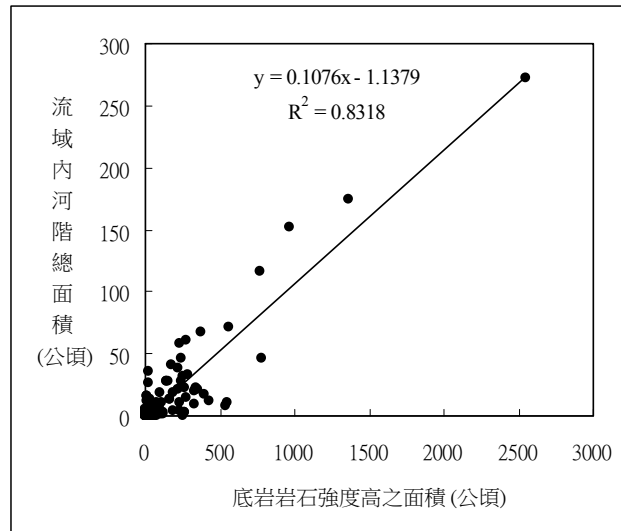


圖 4-25 流域內較高岩石強度分布面積與河階總面積的關係

3. 流域面積與地層分布的關係

軟岩有助於河流側蝕而生成河階，因此各流域軟岩的面積與流域內河階總面積成良好的正向關係。然而，流域面積與流域內軟岩的面積也有很高的正相關（圖 4-26），可見流域面積對其軟岩分布的面積有影響，即流域面積越大，其集水範圍內自然包含較多的軟岩而有利於河階生成。換言之，軟岩面積介於自變數（流域面積）與依變數（流域內河階總面積）之間，扮演著流域面積對其內河階總面積關係的中繼角色，中繼地解釋了這個關係的過程，視為二者之中介變數。如此流域面積、軟岩面積以及河階總面積的關係就可能如圖 4-27 的 A 或 B。圖 4-27A 中，流域面積完全透過軟岩面積來影響河階的多寡，軟岩面積在二者之間的有完全的中介效果；圖 4-27B 中，軟岩面積雖然亦是流域面積對河階總面積的中介變數，但僅解釋了流域面積對河階總面積關係中的部分過程，具部分的中介效果，流域面積仍然有其直接對河階總面積的影響。

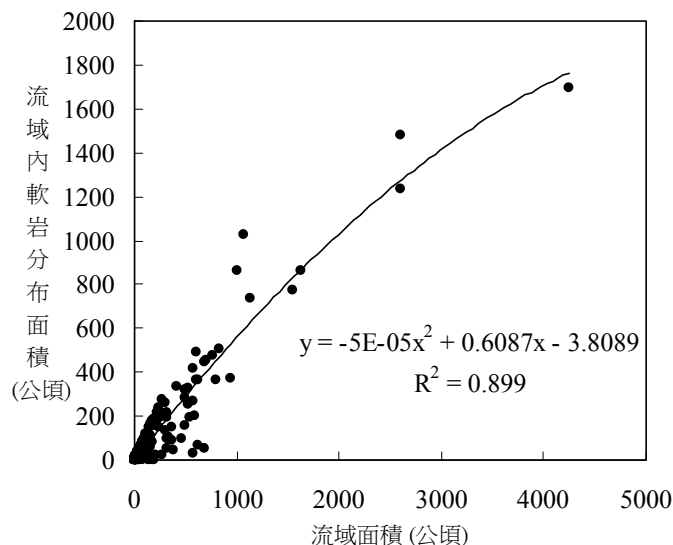


圖 4-26 流域面積與流域內較軟岩分布面積的關係

A

流域面積 $\xrightarrow{+}$ 軟岩分布面積 $\xrightarrow{+}$ 河階總面積

B

流域面積 $\xrightarrow{+}$ 軟岩分布面積 $\xrightarrow{+}$ 河階總面積
 流域面積 $\xrightarrow{+}$ 河階總面積

圖 4-27 流域面積、軟岩分布面積影響河階總面積的兩種系統圖

此圖表示軟岩分布面積為流域面積對河階總面積的中介變數。A：完全中介效果；B：部分中介效果。

由於軟岩與河階的關係非僅是面積數量上的關係，尚有位置上的關係，這從水母丁溪的南溪軟硬岩從上游至下游交錯出現，但河階在中游與下游硬岩區（都鑾山層，岩體強度 5）分布較少，而在軟岩區的河谷中卻密集出現可明顯看出（圖 4-28）。因此，本文認為軟岩的面積非僅是流域面積影響河階的完全中介變數，而應是憑藉其相對易於受侵蝕而生成地形面的特性，讓河流因流域面積增大、中下游河谷較寬而易於殘留地形面之外，能對河階生成有額外的促進作用，即流域面積對河階正向關係的影響中，部分的效應必須靠軟岩本身易於側蝕的特性方能成就之，因此其關係為應圖 4-27B，軟岩面積為流域面積與河階總面積的部分中介變數。

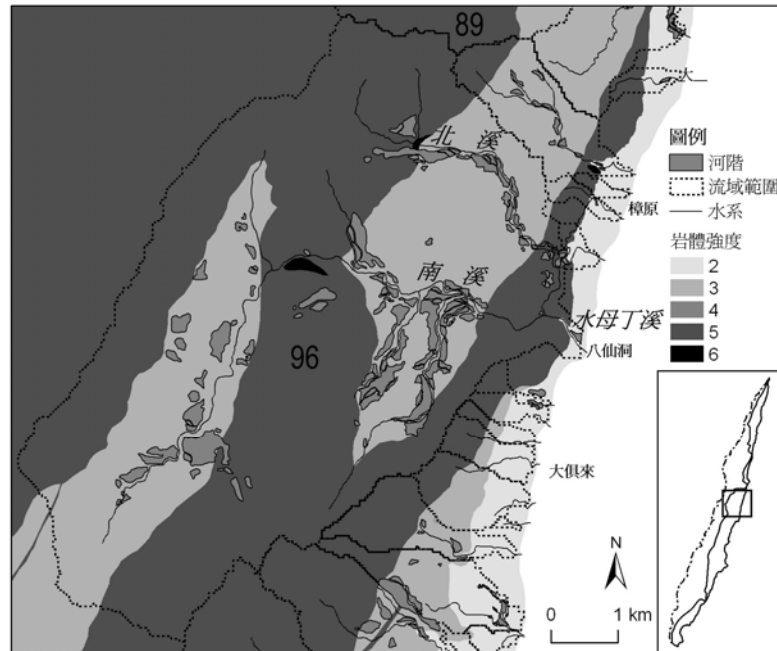


圖 4-28 水母丁溪的河階分布

水母丁溪南溪的河階多分布於軟岩區，中游與下游硬岩區河階明顯較少

前文（第四章 第一節）發現流域面積與流域內有無河階、河階總面積的大小都有正向的關係，因為在地質條件無太大差異下，流域越大，主流流量越大、沉積物總量越多、河道與氾濫原也越寬，越有生成地形面的材料與潛力，下切後越可能殘留為河階面亦或殘留為河階的面積越大。之後也進一步也發現（第四章 第一節）岩石強度的配置（即流域有無分布不同的岩石強度以及較高岩石強度分布的面積）與流域面積相同，不僅影響有無河階地形，也影響流域內河階的總面積。因此流域面積與岩石強度的配置共同影響著河階地形的生成，因此這兩個變數本身的關係也需要討論。

表 4-11 與 4-12 為流域面積（所有的流域）與岩石強度配置（僅有單一強度的流域為“0”，具不同強度者為“1”）在羅吉斯迴歸中的關係。其中顯示迴歸式自變數的係數為正值（1.668），達 0.01 顯數水準，且代回模式後之計算結果與實際資料吻合率達 76.3%，表示流域面積與岩石強度配置間是顯著的正向關係。

表 4-11 流域面積—岩石強度分布迴歸式中的變數資料

	B	標準誤	Wald	自由度	顯著性	Exp(B)
流域面積	1.668	.330	25.481	1	.000	5.301
常數	-.723	.238	9.222	1	.002	.485

表 4-12 流域面積—岩石強度分布迴歸預測分類

實際值		預測值		
		岩石強度分布		預測正確百分比
		0	1	
岩石強度分布	0	56	16	77.8
	1	33	102	75.6
				76.3

接著檢視有河階地形的流域，其流域面積與較高岩石強度分布面積的關係。圖 4-29 呈現二者有高的正向關係 ($R^2=0.8902$)，表示流域面積影響流域內高岩石強度的分布面積，這意味了岩石強度分布與河階總面積乃一同受真正的自變數—流域面積—所影響，也就是流域面積越大，越容易包括不同的岩石強度以及在較上游涵蓋較大面積的高岩石強度，並生成較多的河階，也因此岩石強度配置與階地的有無以及較高岩石強度的分布面積與河階總面積之間才都有正向的關係。然而如同軟岩面積在流域面積與流域內河階面基之間的關係，岩石強度配置的角色同樣也可能為如同圖 4-19 的 A 或 B，這是以下要探討的。

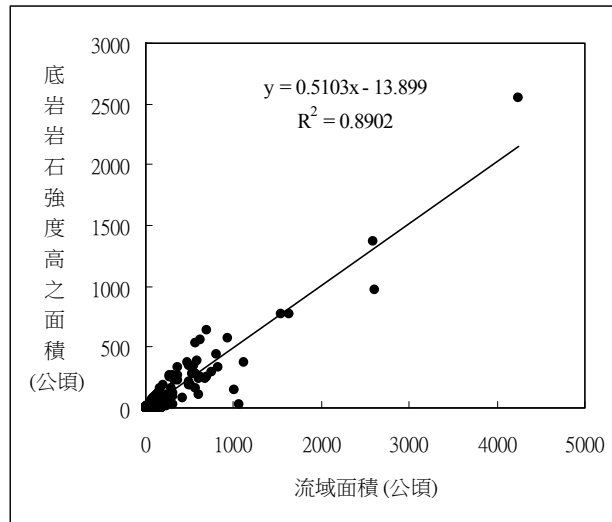


圖 4-29 流域面積與流域內較高底岩強度分布面積的關係 (有河階的流域)

本文另外統計了臺灣 20 個較大流域的流域面積 (依據 Chang, *et al*, 1982: 9-11) 與其內河階總面積 (楊貴三、沈淑敏 2010) (表 4-13) 的關係 (圖 4-30)，二者同樣有良好的關係 ($R^2=0.6494$)，然而直線迴歸式的斜率 (0.0257) 較研究區內所有流域者 (0.0587) (圖 4-31) 低了許多，甚至呈現了向上凸的曲線 (若迴歸線改為曲線，決定係數 R^2 為更高的 0.6698)，各點切線的斜率隨著流域面積的增加而降低。

表 4-13 臺灣 20 個流域的流域面積與流域內的河階總面積^a

名稱	流域面積	河階總面積	河階密度	名稱	流域面積	河階總面積	河階密度
淡水河	2710	82.39	0.0304	八掌溪	606	57.08	0.0942
鳳山溪	257	11.00	0.0428	曾文溪	1186	88.16	0.0743
頭前溪	567	28.91	0.0510	二仁溪	359	19.63	0.0547
中港溪	449	18.80	0.0419	高屏溪	3287	90.09	0.0274
後龍溪	548	19.04	0.0347	卑南溪	1601	81.19	0.0507
大安溪	752	55.71	0.0741	馬武窟溪	149	8.85	0.0594
大甲溪	1246	59.45	0.0477	秀姑巒溪	1773	51.31	0.0289
大肚溪	2067	75.63	0.0366	花蓮溪	1500	18.56	0.0124
濁水溪	4316	113.70	0.0263	立霧溪	619	0.13	0.0002
急水溪	424	3.51	0.0083	蘭陽溪	965	4.30	0.0045

^a 流域面積與河階總面積分別來自 Chang (1982: 9-11) 與楊貴三、沈淑敏 (2010)

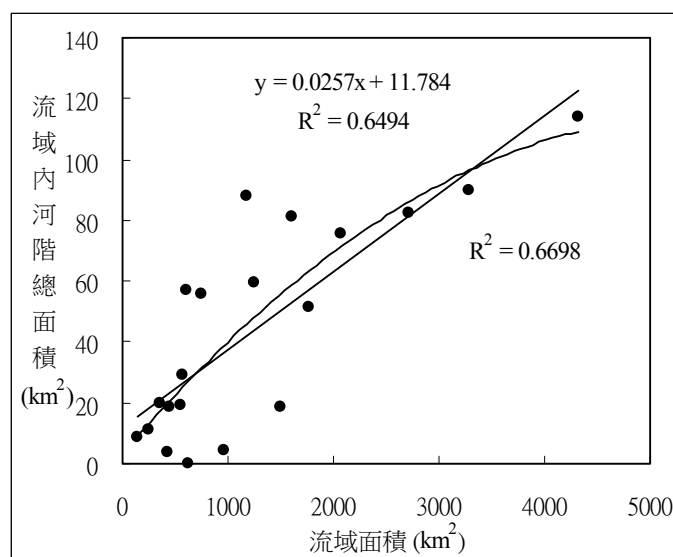


圖 4-30 臺灣 20 個較大流域之流域面積與河階總面積的關係
圖中曲線迴歸式的決定係數 (R^2) 較直線者稍高

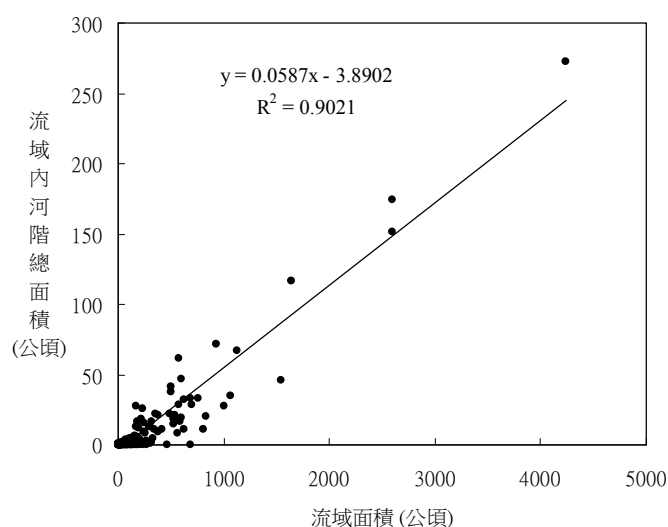


圖 4-31 研究區所有流域之面積與流域內河階總面積的關係

將研究區之流域與 20 個大流域置於同一個散佈圖中，研究區的流域僅集中在左下角的小範圍內（圖 4-32），顯示這兩群流域的面積尺度先天上差異甚大，將迴歸式直接比較或許並不恰當，且 20 個大流域中，流域越小，迴歸線切線的斜率越高（圖 4-30 的曲線迴歸線），持續向較小面積的方向延伸，則研究區流域所在的面積尺度或許本該有高的斜率，於是比較研究區流域與 20 個大流域各自流域與河階面積的關係，仍難以釐清二者的不同是肇因於岩石強度配置亦或單純是面積尺度所致，況且 20 個大流域在大尺度上也同樣有著上游岩石強度較下游高的大致趨勢（上游變質度較高，岩石強度也較高）。因此後續再將研究區內岩石強度單一者與具不同岩石強度者分開來看，以釐清是否有較純粹為岩石強度配置影響河階生成的效應。

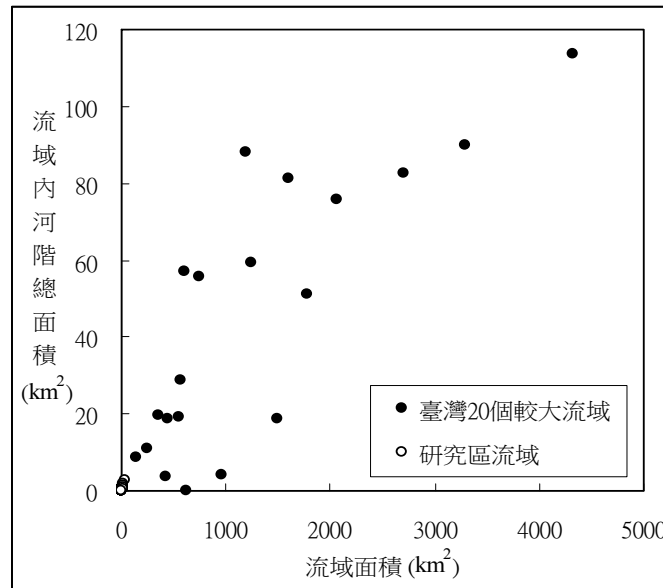


圖 4-32 臺灣 20 個大流域與研究區流域之流域面積與河階總面積的關係

研究區的流域為左下方聚集成堆的空心點。

圖 4-33 與圖 4-34 為所有流域中具有不同岩石強度 (135 個流域) 與單一岩石強度 (72 個流域) 流域面積與河階總面積的關係。前者迴歸式的斜率 (0.0587) 明顯較後者 (0.0057) 高。由於兩種流域面積的範圍差距很大，為避免面積尺度對趨勢的影響，因此配合單一岩石強度者的面積尺度 (面積最大為 192 公頃)，從具不同岩石強度的流域中選出面積 ≤ 194 公頃的流域 (84 個流域) 來做比較。圖 4-35 為二類流域再次比較的結果，具不同岩石強度者迴歸線斜率為 0.0391；單一岩石強度流域的迴歸式的斜率仍為 0.0057，前者仍是明顯高於後者。若再去除圖中二類流域與趨勢較不同的極端值，則前者的迴歸式的斜率為 0.0313；後者為 0.0012，二者的差距更顯著 (圖 4-36)。

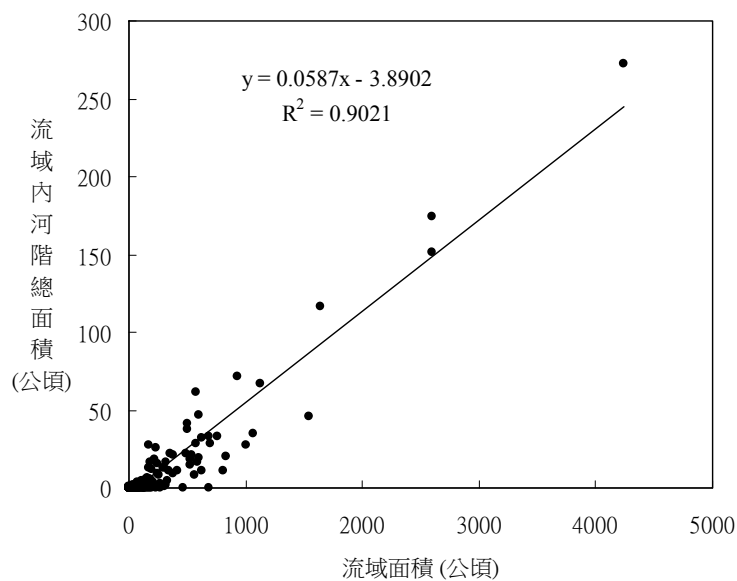


圖 4-33 所有具不同岩石強度之流域面積與河階總面積的關係

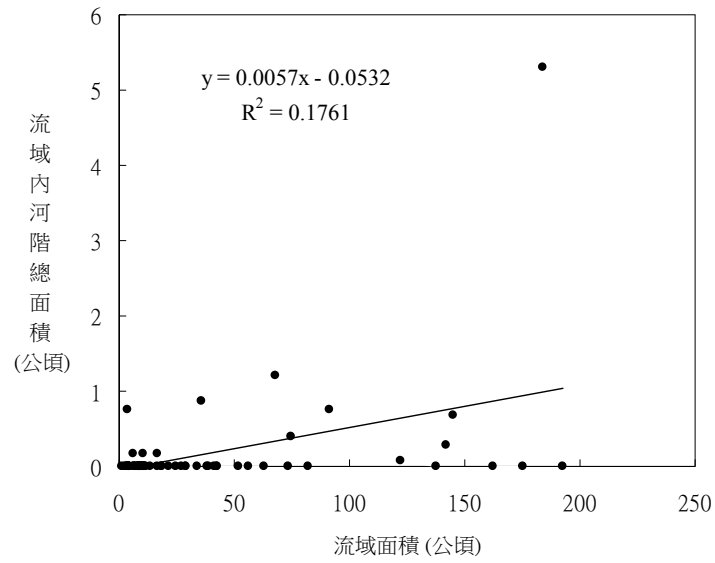


圖 4-34 所有單一岩石強度之流域面積與河階總面積的關係

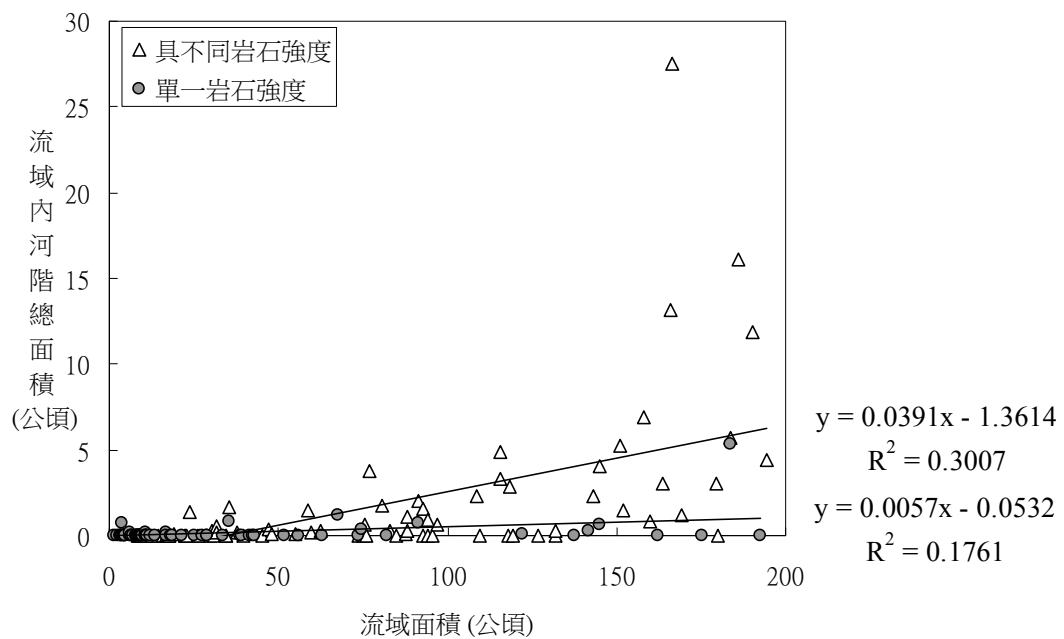


圖 4-35 單一與具不同岩石強度流域面積與流域內河階總面積之散佈圖之二
此圖僅保留具不同岩石強度流域中面積大小與單一岩石強度在類似區間的流域。虛線及實線分別為單一與具不同岩石強度岩石強度流域的迴歸線。

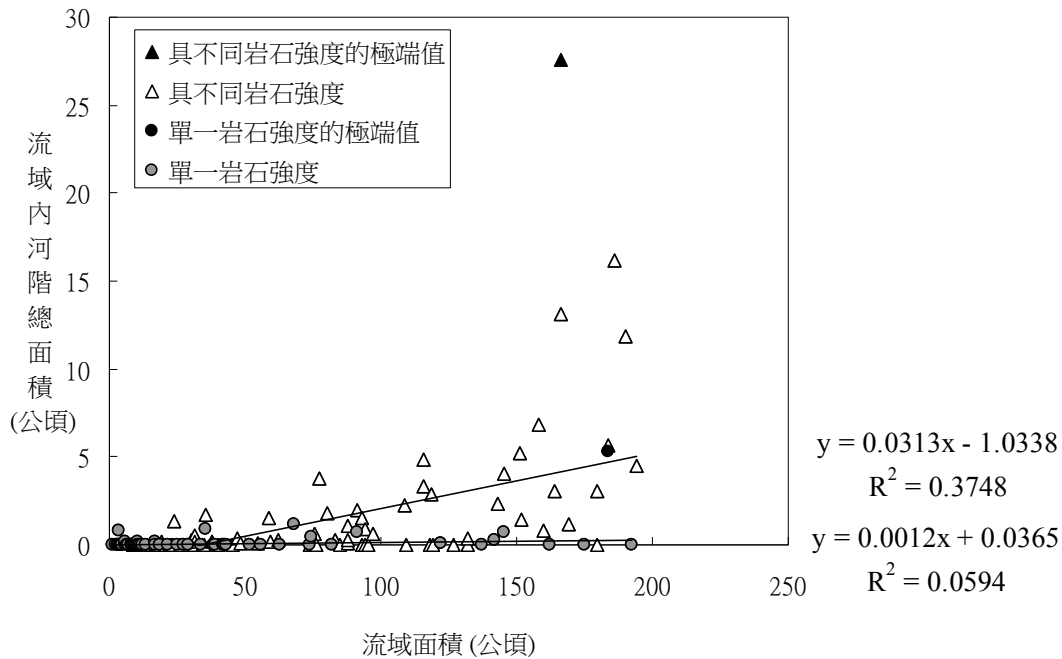


圖 4-36 單一及具不同岩石強度流域面積與流域內河階總面積的散佈圖之三

此圖僅保留具不同岩石強度流域中面積大小與單一岩石強度在類似區間的流域，並去再去除圖 4-35 中的極端值。虛線及實線分別為單一與具不同岩石強度岩石強度流域的回歸線。

前文雖然將岩石強度配置粗分為兩類，但實際上可再更細地分為四類，即具不同岩石強度者可細分為較高岩石強度分布於較上游（第 I 類）（若較高與較低岩石強度呈穿插出現，因為仍有局部高強度在低強度上游的情況，因此仍視為此類）或較下游（第 II 類）兩類；單一岩石強度者可再分為僅有岩石強度較高（岩石強度 5、6、7）（第 III 類）與較低（岩石強度 3、4）（第 IV 類）兩類，並檢視這四類流域河階總面積隨著流域面積增加的趨勢以及在類似的流域面積下，四類流域河階總面積相對的高低（同圖 4-35，為了將各類流域面積的大小控制在類似的範圍，所以這部份的比較，不計入第 I 類中相較於其他類流域面積過大者）。

圖 4-37 為四類流域的面積與河階總面積的關係，可發現當第 I 類流域（具不同岩石強度且強度較高者在較上游的流域）流域內河階總面積始終隨著流域的增加而增加，趨勢最為顯著，且在類似的流域面積下，第 I 類流域的河階面積通常高於其他三類流域，惟這個趨勢在流域面積低於 132 公頃時較不明顯，且時而出現無河階的情形；其他三類流域除了第 III 類流域（僅有高岩石強度的流域）中面積約 184 公頃者（57 號流域）有約 5.3 公頃的河階面積外，河階總面積均相當小或無河階，未隨流域面積增加而增加，而河階較多的 57 號流域（圖 4-38）全域分布都鑿山層，河階分布於水系中上游至上游，本文雖未查獲這些階地的露頭，但從其於較上游處、連續性頗佳，又稍下游處的河谷邊坡發現基質支持而無層理的河流沉積物以及此河目前為水土保持局認定的土石流潛勢溪流，推測這些階地可能較類似堆積型的河階。另外，若僅看研究區內有河階的流域（圖 4-39），

仍然與全部流域的情況相同，無明顯差異。

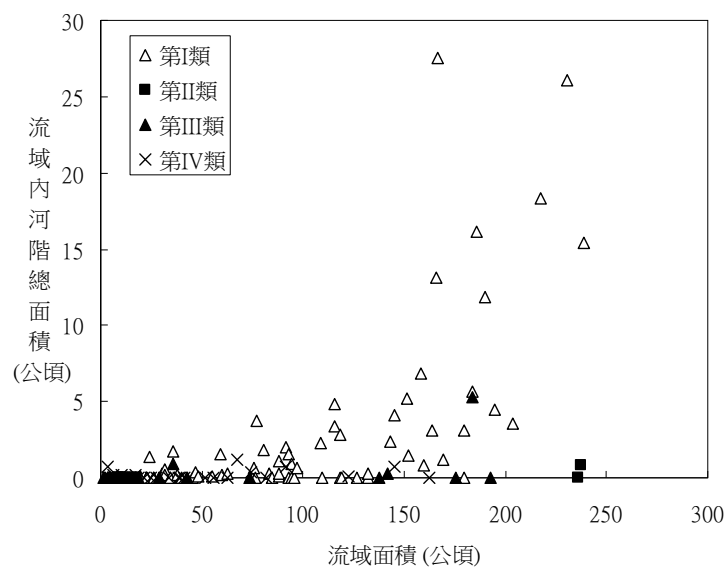


圖 4-37 所有流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積的關係

圖中第 I 類流域僅保留面積範圍與其他類別類似者。第 I 類：具不同岩石強度分布而較高岩石強度分布於較上游者；第 II 類：具不同岩石強度分而較高岩石強度分布於較上游者；第 III 類：單一岩石強度而地層岩石強度較高者；第 IV 類：單一岩石強度而地層岩石強度較低者。

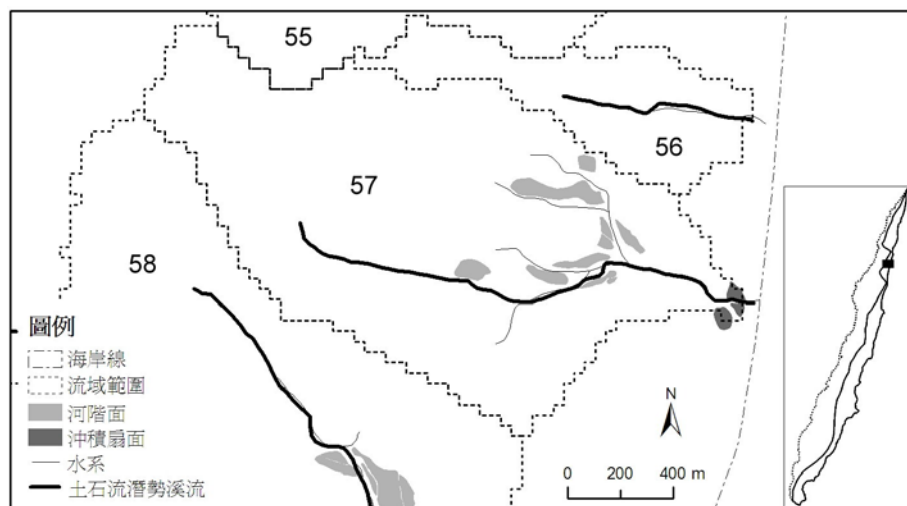


圖 4-38 57 號流域的河階分布

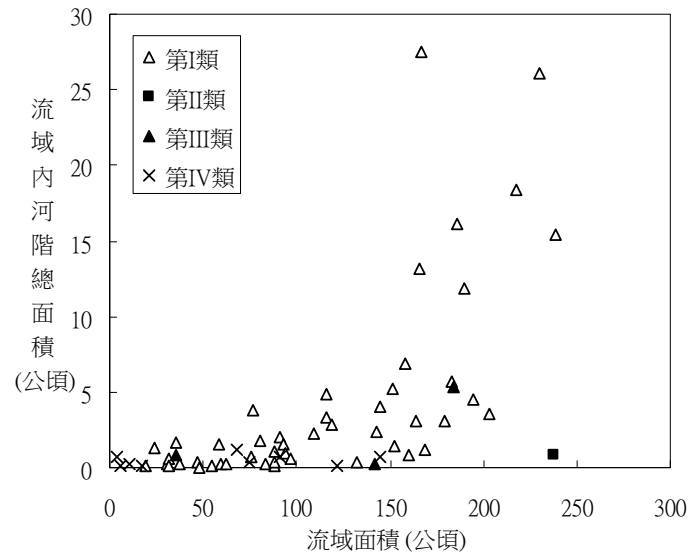


圖 4-39 具河階地形的流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積的關係
圖中第 I 類流域僅保留面積範圍與其他類別類似者。第 I 類：具不同岩石強度分布而較高岩石強度分布於較上游者；第 II 類：具不同岩石強度分而較高岩石強度分布於較上游者；第 III 類：單一岩石強度而地層岩石強度較高者；第 IV 類：單一岩石強度而地層岩石強度較低者。

從這段的討論發現，研究區中除了流域內配置不同岩石強度且岩石强度高者在較上游外，其他的地層配置情況下，即使流域面積增加，河階總面積增加的情形也不顯著，換言之，如此的岩石強度配置能讓河階總面積隨著流域面積的增加，有較明顯的增加趨勢（斜率較大）。而從 57 號流域的情形可知，全流域皆為都鑾山層時，若流域稍大，仍可能經由都鑾山層較崎嶇陡峭的地形而較易崩塌的狀況，藉由崩塌或土石流堆積出地形面，類似本節前一部分所述的沉積物積夷，但在研究區中僅此一例。

再者，本文除了在主流中上游發現較多比高較大的大型階面外，多數在中游或下游發現的河階橫剖面顯示這些河段多分布岩石階地（沉積物厚度多 ≤ 10 m）。Personius *et al.* (1993) 發現其研究區內最低階而普遍分布的岩石階地生成於更新世—全新世過渡時沉積物積夷的時期，已暗示了岩屑沉積物對河階面生成的重要性；Fuller *et al.* (2009) 認為較大岩石階地底岩的夷平（planation）發生在高沉積物供給速率的情況下。在臺灣，Ho (2006) 在豐濱溪的研究則認地表抬升的環境對岩石階地的生成固然重要，但充足沉積物的供應減緩河流的下切，使之轉為增強側蝕也是重要的因素。這些文獻所提沉積物（底床載）對岩石階地生成所扮演的角色，描述的文字或對其機制交代的詳細程度雖然不同，但筆者認為應與充足的底床載對河床底岩產生工具效類似，皆是將沉積物的供應（雖供給充足但未大量積夷為厚層沉積物）視為拓寬河床與生成底岩面的工具，而也正因為如此，前述第 I 類流域能透過較上游提供的高強度底床載在中游與下游較低強度底岩上的磨石，侵蝕並拓寬河床，生成地形面，惟前述文獻均將沉積物供給歸因於氣候的轉變，而本文在無河階生成時間的情況下，從統計分析的結果認為底床載

工具效應的發揮至少與流域內出露地層岩石強度的配置及都鑾山層岩屑的旺盛供給而影響底床載的岩性有關。

實際河床礫石調查的結果（第三章之第四節）也發現（附錄三），只要上游都鑾山層的分布面積沒有過小，中游與下游河床最盛行的底床載便多為火山角礫岩、安山岩或凝灰岩等構成都鑾山層的岩石；若經過港口石灰岩，則河床及氾濫原尚會出現為數不少的石灰岩。火山角礫岩、凝灰岩、石灰岩普遍顆粒較大，多為巨礫，安山岩在中上游可至巨礫，中下游則多為大礫或小於大礫。這些是岩石強度或抗蝕性較高的岩石碎屑，相較於的泥岩、頁岩，自當充斥於河谷內，這使得本文的調查結果並不出乎意料。然而，若非強度高的岩層分布於上游，堅硬的岩石碎屑即無法由上游遍布至下游，因此本文礫石的調查結果實以實地的資料突顯當主流上游流經岩石强度高之地層且該地層提供岩石碎屑的潛能又高，研究區中該地層之下游河谷皆能充斥著由堅硬地層而來的岩石碎屑，且至下游仍多能保持大礫以上的粒徑。對於中下游頁岩及泥岩的河床底岩，這些岩石碎屑在大洪水或土石流事件發生而能被搬運時，都可能是刷深與拓寬谷床的工具。據此，工具效應確實可能在河流的中游與下游因上下游硬岩與軟岩的差距而能有更好的功效。

如此，旺盛的高岩石強度底床載磨蝕河谷底岩，促進了研究區內岩石階地的生成（即第Ⅰ類流域中游與下游的河階）。另一方面，若底床載供給速率過大，也能藉由沉積物的堆積而加寬谷底（多分布於中上游），之後留下總面積較大的河階面（即第Ⅰ類中面積較大而上游深入海岸山脈主要山脊的流域以及 57 號流域等中上游至上游的河階，即本章前一部分「沉積物積夷」所討論者）。這也意味著，縱然流域面積為先天上控制河階地形多寡的因素，但不同岩石強度的分布仍扮演了流域面積影響河階地形多寡的中介變數，能在流域面積直接影響河階總面積的路徑之外中介著源自流域面積對河階總面積另一部分影響，因此岩石強度分布的角色應如同圖 4-27B 中的軟岩分布面積一般，為部分中介的效果。若再加入軟岩面積以及流域面積對山麓沖積扇的影響，其中由於山麓沖積扇是下游的產物，在系統圖中應置於末端的位置，於是整個相對完整的系統應為圖 4-40。該圖中，軟岩面積與岩石強度分布之間所扮演的部分中介變數是各自存在的，各自有各自在流域面積與河階總面積之間扮演的角色，而至於此二者的中介功能是否有重疊、重疊的比例是高是低、此系統圖是否需應二者的重疊而做調整，實為本文尚未能釐清者。

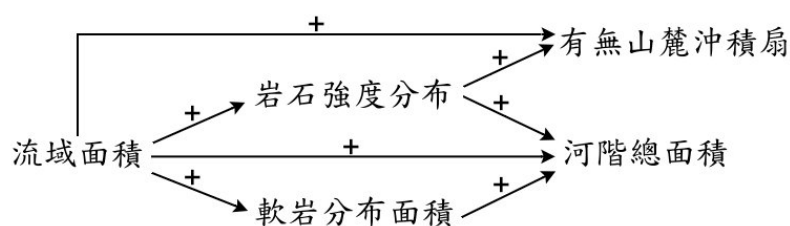


圖 4-40 流域面積對其他變數的影響

圖中箭頭表示各變數影響的方向，「+」表示正向的關係。

(三) 海階崖後退造成的額外影響

Hsieh *et al.* (2004) 認為海岸山脈的海階地形可大致分為階崖較高陡峭，其上沉積物較薄之第 I 型以及上頭覆蓋厚層海相序列 (marine sequence) 且底岩呈寬廣連續平面的第 II 型 (圖 4-41) 之上，二類型海階的差異肇因於第 I 型海岸處抬升速率較高，使海水面對下降得較快，較早露出 14-15 ka 海水面最低時仍未出露的海底地形，海水在侵蝕較陡海岸地形的條件下生成較高大的海階崖。比較 Chang (1996) 對海階的計測對比 (前文的圖 4-2) 以及謝孟龍、劉平妹 (2010) 從定年資料推算而來的海岸抬升速率 (前文的圖 4-1a)，也獲得抬升速率較高，海階崖較高大的趨勢。抬升速率高、海水面對下降得較快，本已使河流下游的侵蝕基準快速下降，當海水侵蝕出較高大的海階崖，又讓河流侵蝕基準額外地下降，驅動下游河段額外的下切 (Bull, 2007: 36) (圖 4-42B)，產生較多的河階階序，導致階崖高或高程落差大的海階面之間，在對比之下包含了較多階河階序，也影響了河流地形的演育。

舉例來說，長濱至膽曼為抬升速率較高的海岸段 (前文的圖 4-1a)，為研究區約 114-128 號流域的範圍，其中的 115 號 (前文的圖 3-18)、118 號 (前文的圖 3-26)、117 號 (前文的圖 3-27)、128 號 (前文的圖 3-28) 等流域均有一較高大的海階崖，顯示侵蝕基準曾大幅下降，並且在 115 與 128 號流域出現了高大海階崖，此崖向上游對比後，在相同的比高範圍內涵蓋多個河階階序。

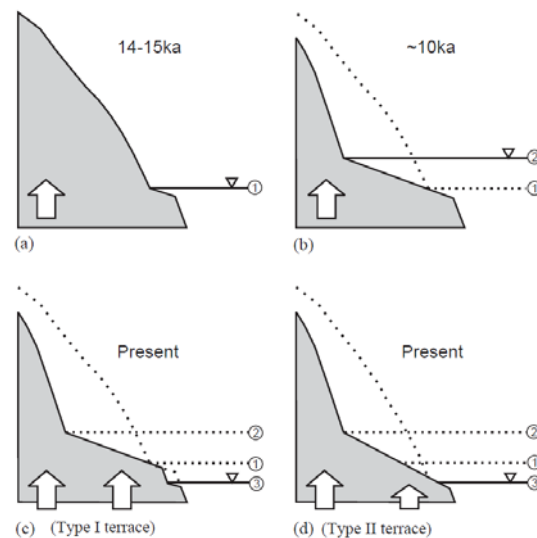


圖 4-41 Type I 與 Type II 海階生成過程的差異。Hsieh *et al.* (2004)

(a) 14-15 ka 期間冰期末期時海平面達到最低點，較內陸處抬升速率可能高於 7-8 mm/yr；(b) 直至 10 ka，隨著陸地持續沒入海中，底岩被侵蝕出平台；(c) 海岸抬升速率也高於 7-8 mm/yr，海平面相對下降，早於 14-15 ka 即已存在的較陡地形露出水面。此海面下較陡的坡度造成顯著的海岸侵蝕 (造成 Type I 海階)；(d) 海岸抬升速率小於 7-8 mm/yr，因此海面的相對下降尚未使早於 14-15 ka 即已存在的較陡地形露出水面 (造成 Type II 海階)。

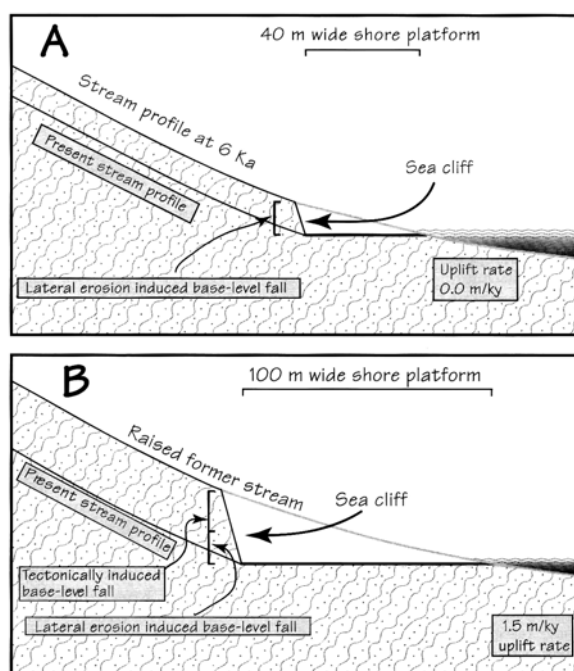


圖 4-42 六千年以來穩定海平面對河流縱剖面的影響。Bull (2007: 36)

A: 海水橫向侵蝕在構造穩定海岸所造成的河流基準面下降；B: 六千年以來於海岸快速抬升處河流縱剖面的升高。

海階面上常覆蓋厚薄不等的山麓沖積扇，上一階扇與下一階扇之間有時以階崖相接，因此分布上海階崖時常伴隨沖積扇而生。一些位於河道南北兩側、延伸短且呈弧形的階崖，往往與沖積扇有關，部分的階崖段落固然從形態及位置可推測為下一階沖積扇生成時淘刷上一階沖積扇面而成，例如少數向河流上游內凹而與河流較平行或是離海岸較遠的階崖，但更多與沖積扇伴生的崖為生長於沖積扇扇端且大致與海岸平行，這些崖就可能是沖積扇擴張至海岸而後扇端受海水侵蝕後退而成的崖。

如同一般的海階崖，當扇端因海水侵蝕而後退成崖，河流侵蝕基準同樣會因此下降（圖 4-42A）而驅動下游的下切。然當沖積扇堆積得較薄或面積較小，生成的階崖較小，亦即侵蝕基準變動的量不大，並不容易驅動河流的下切，例如研究區內的 176 號流域較高的兩階沖積扇間較小的落差完全來自底岩的沉積物（圖 4-47A），該落差間便無任何可對比的河階（4-47B）。相反地，當這種階崖高至某種程度，將驅使河流下切，例如 123、125、157、162、176 號（較低的海階崖）流域下游之階地縱剖面（除 125 號外，均為第 II 型海階）都可看出這個效應（圖 4-43 至 4-47），其中 125 號流域的大階崖（第 I 型海階）雖是因海岸抬升後侵蝕至底岩而成，但厚層沖積山覆蓋其上，的確也增加了該階崖之高度，增加侵蝕基準面下降的幅度。這個現象因此也包含了另一項重要的意義：沉積物傳輸至下游若生成厚而廣的山麓沖積扇而扇端被海水侵蝕成崖，當該崖夠高大，即使海岸抬升速率較低，仍可能驅動下游的向源下切。

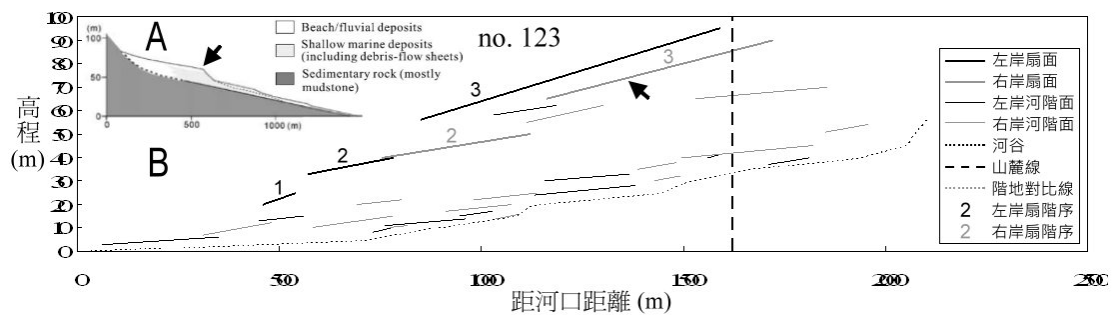


圖 4-43 123 號流域的沖積扇崖 (箭頭處)

A: 地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。

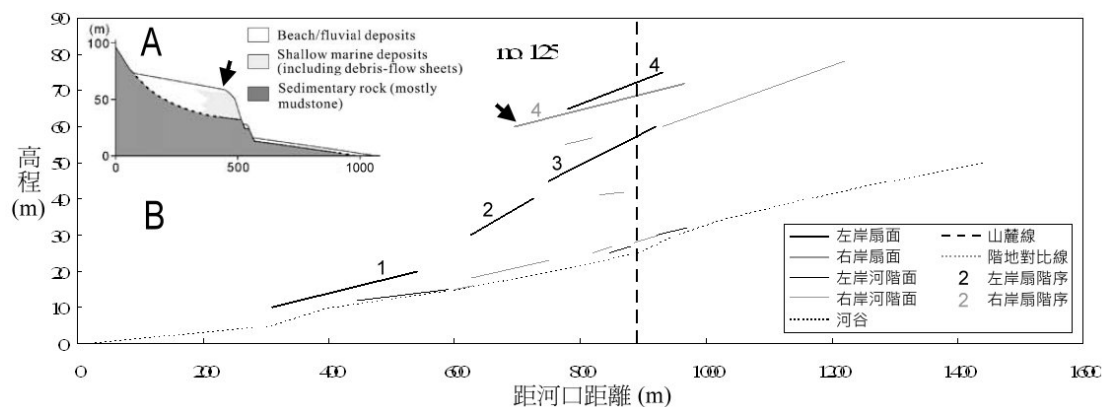


圖 4-44 125 號流域的沖積扇崖 (箭頭處)

A: 地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。

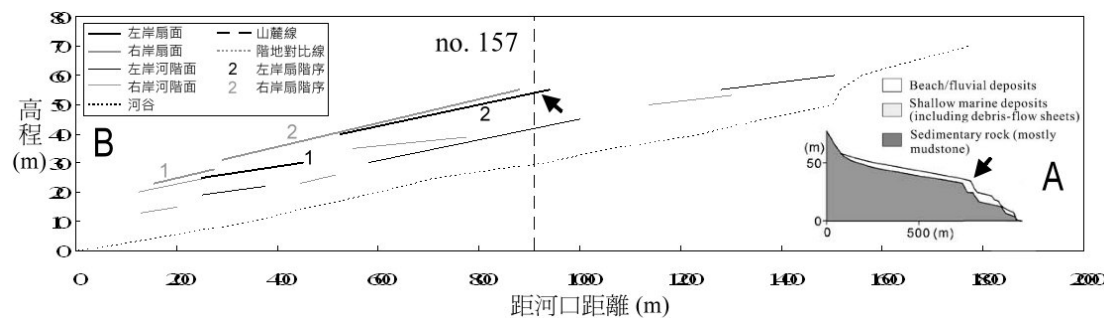


圖 4-45 157 號流域的沖積扇崖 (箭頭處)

A: 地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。

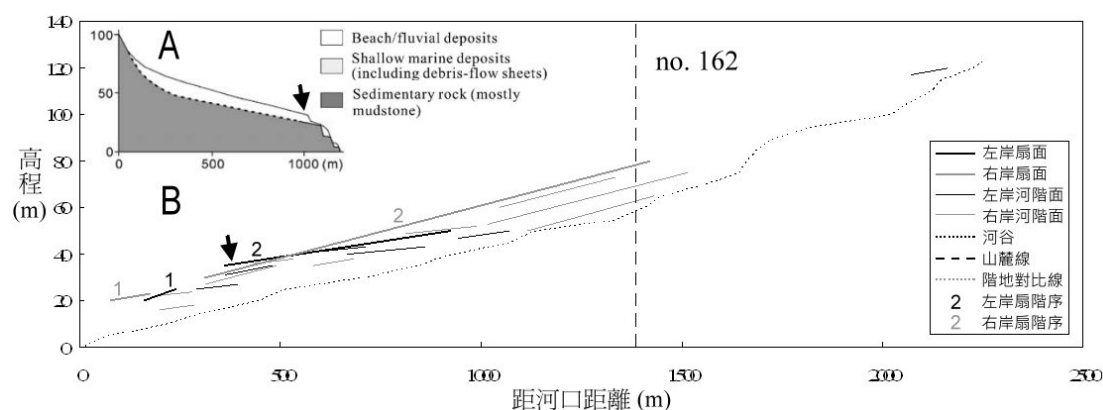


圖 4-46 162 號流域的沖積扇崖 (箭頭處)

A: 地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。

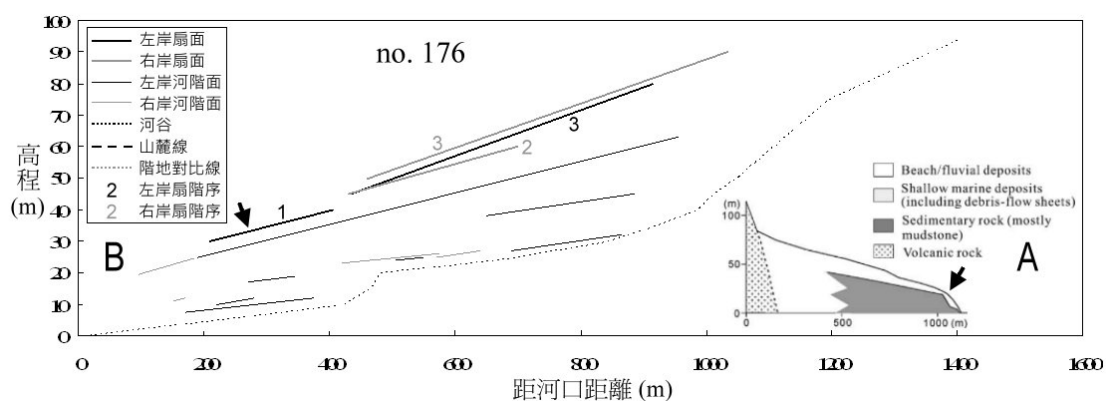


圖 4-47 176 號流域的沖積扇崖 (箭頭處)

A: 地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。

然而必須說明的是，若為純粹的扇端崖，較能確定最下游河段的下切，肇因於海崖生成的成分較大；若海階崖的生成為深及沉積物下方的底岩基盤，則如同圖 5-2B 所示，海岸的地表抬升與海階崖因海水侵蝕而生成，均會使侵蝕基準相對下降而驅動下游河段的下切，二者造成下游下切的效應是混合而相加的，這讓本文難以單就下游河階縱剖面的形貌或是河谷有無分布遷急點等特徵分離出此二者各自的效應孰輕孰重而僅能曰二者兼而有之。

第二節 靜浦至新蘭河階地形發育模式

從河階判釋得結果，發現靜浦至新蘭之間（研究區內 89 至 196 號流域間 76 km 的範圍）河階地形最密集（前文的圖 3-5 至 3-10），相對於研究區內的其他地區，其各流域間河階分布特徵的共同點較多，較適宜歸納及解讀河流地形的發育模式。是以此節的河流地形發育模式探討靜浦至新蘭之間的流域。方法上先歸納流域共同及相異的形態特徵及其背後暗示的影響因素，將流域分類，再進一步整合為發育模式。

（一）由較大流域的地形特徵歸納發育模式

研究區內流域面積與流域內河階總面積有很高的正相關，此關係在靜浦至新蘭之間（89 至 196 號流域）亦是如此（圖 4-48），迴歸式的決定係數甚至更高（ $R^2=0.9302$ ）。將靜浦至新蘭間隨著流域的大小分出有無河階地形的流域（圖 4-49），若流域面積過小，流域內有無河階的例子皆有，約至流域面積 180 公頃以上，流域內才都有河階地形，因此面積大於 180 公頃者（40 個）可謂靜浦至新蘭間河階穩定生成而較發達的流域（這些流域的各屬性如表 4-14、位置如圖 4-50）。這類較大的流域常有以下幾個共同特徵，這些特徵雖在前文的章節中已有提及，但在本區屬典型，於其他區塊則沒有或較不明顯：1.流域範圍深入出露於海岸山脈主要山脊一帶的都鑾山層；2.河階分布的上界多在都鑾山層界線附近；3.主流中上游或上游都鑾山層界線一帶或稍下游處常分布大型的河階面（表 4-14）。此外，都鑾山層的下游則多分布抗蝕性低的八里灣層。

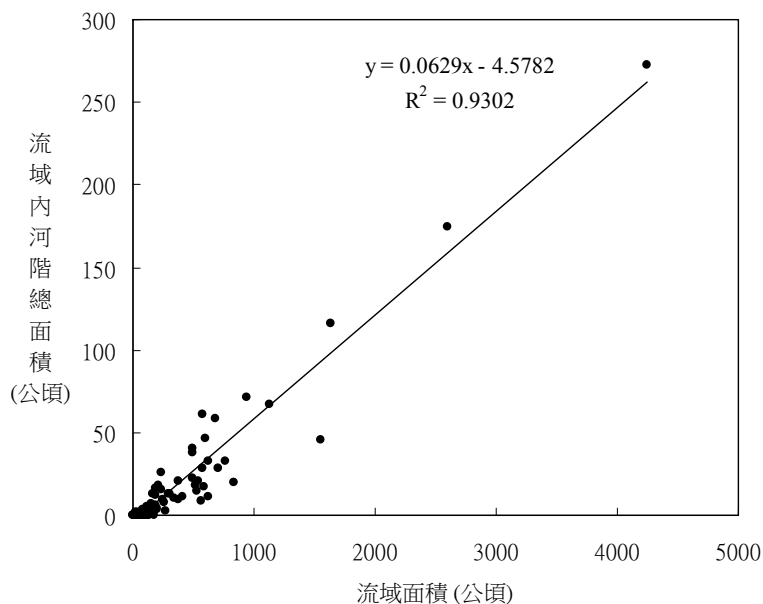


圖 4-48 靜浦至新蘭間流域面積與流域內河階總監的關係

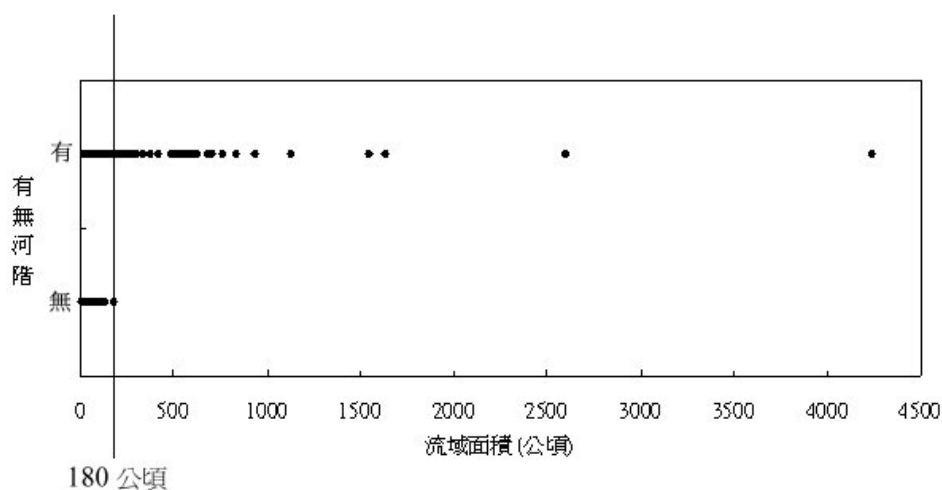


圖 4-49 靜浦至新蘭間流域面積與有無河階

本文以 180 公頃作為是否為穩定有河階的分界

表 4-14 靜浦至新蘭間較大流域各項分類的屬性

流域 編號	面積 (公頃)	分類屬性*				流域 編號	面積 (公頃)	分類屬性			
		(1)	(2)	(3)	(4)			(1)	(2)	(3)	(4)
89	589.12	1	0	0	0	139	1548.00	1	1	1	1
90	247.52	0	0	0	0	142	190.08	1	1	1	1
92	258.08	1	1	1	0	145	185.92	1	1	1	0
96	4243.04	1	1	1	0	148	230.40	1	1	1	0
104	194.40	1	1	1	1	149	2599.52	1	1	1	1
107	499.36	1	1	1	1	151	416.16	0	0	0	0
108	492.48	1	1	1	0	152	1637.28	1	1	1	0
109	683.68	1	1	1	0	157	936.96	1	1	1	1
114	578.40	1	1	1	1	158	532.32	1	1	1	1
115	626.80	1	1	1	1	162	625.60	1	1	1	1
116	702.49	1	1	1	1	170	203.36	1	1	0	1
117	573.28	1	1	1	1	173	376.32	1	1	1	1
123	1128.16	1	1	1	1	176	567.20	1	1	0	1
125	305.60	1	1	1	1	181	183.52	1	1	0	0
126	239.04	1	0	1	1	184	374.24	1	1	1	1
127	498.08	1	1	1	1	186	544.20	1	1	1	0
128	604.00	1	1	0	1	187	217.60	1	0	1	0
130	273.60	0	0	0	0	189	521.44	1	1	1	1
133	762.72	1	1	1	1	193	337.92	1	1	1	1
135	834.24	1	1	1	1						

屬性中：(1)表示「流域範圍深入都鑾山層」

(2)表示「河階上界於都鑾山層界線附近」

(3)表示「中上游或上游都鑾山層界線一帶或稍下游處分布大型河階」

(4)表示「下游分布較高大的海階崖(≥10 m)」

各屬性中：1 表示「是」或「有」；0 表示「否」或「無」

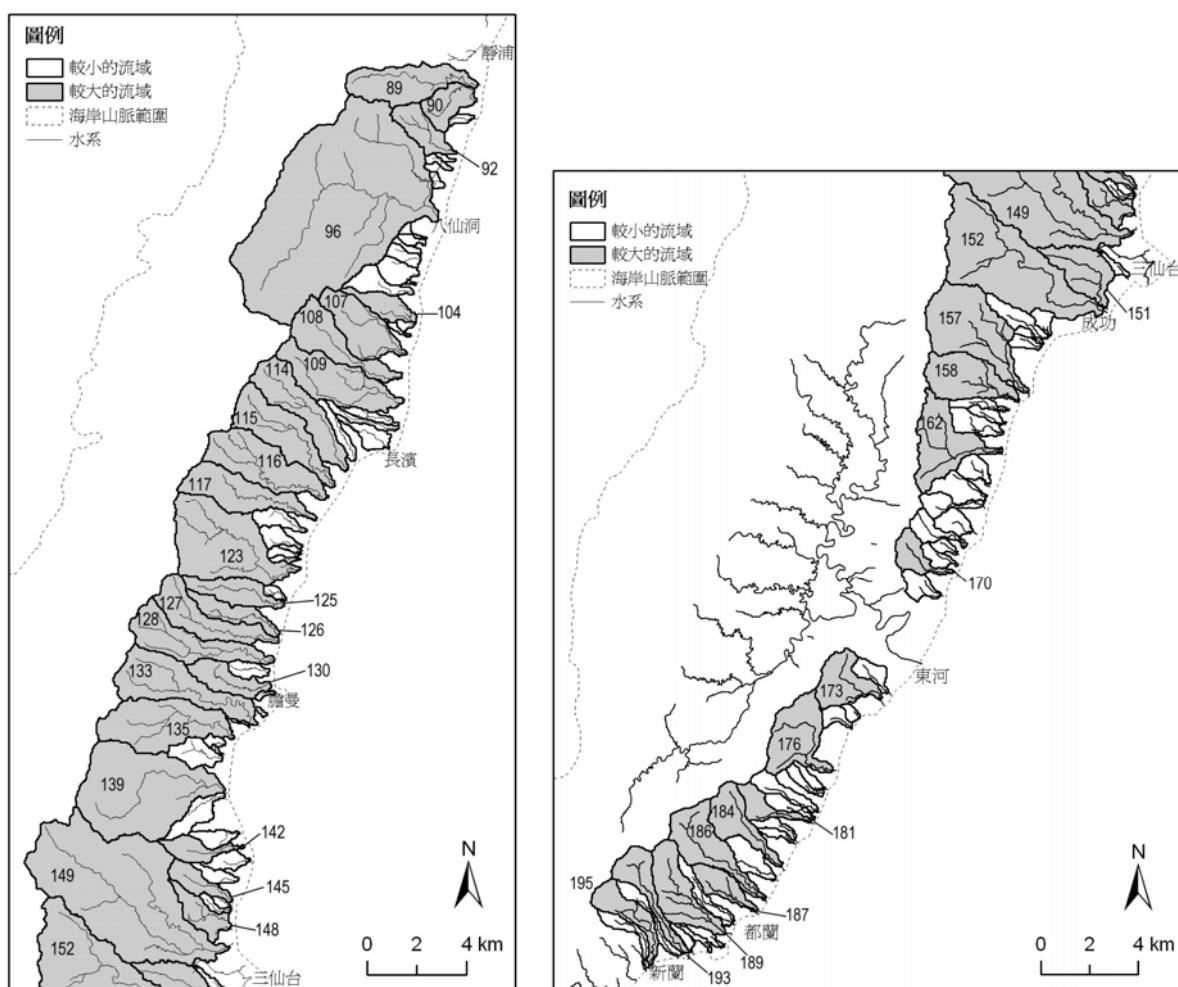


圖 4-50 靜浦至新蘭間面積大於 180 公頃較大流域的分布。左：北半部；右：南半部。

從本章前幾節的討論，這些共有的特徵及其背後代表的河流地形影響因素為：流域範圍深入主要山脊一帶的都鑾山層，顯示這些流域來自上游的礫石沉積物（火山角礫岩、安山岩、凝灰岩）岩石強度較高，這類底床載至中游與下游的工具效應較強；河階分布的上界多在都鑾山層界線附近，顯示河階在主流中起始分布的位置受控於都鑾山層的界線，即都鑾山層提供的岩屑沉積物要到出了都鑾山層後才有助於生成地形面；主流中上游或上游都鑾山層界線一帶或稍下游處常分布大型的河階面，則顯示都鑾山層崩塌而來的沉積物曾高速率地從該界線一帶或稍下游處積夷出大型的地形面。凡此，均有助於後續發育模式的探討。

雖然各流域上游至中游地形演育的過程從形貌特徵解讀得大致類似，但下游因為海岸抬升與沖積扇堆積的情況不一，使下游河階生成過程及影響因子因而不同。由於下游地表抬升速率影響的是下游河階階序的數量與分布，以及大型海階崖生成與否等兩項特徵，因此本文再依該二特徵將較大的流域分成兩大類：

(1)下游有高大海階崖的流域

這裡的高大海階崖為 ≥ 10 m 者。這些流域之下游通常是抬升速率高的海岸段，以致出露了早於 14-15 ka 即已在海面之下的地形，加強了海岸受侵蝕的效果，生成了高大而底岩出露的海階崖 (Hsieh *et al.*, 2004)。研究區中這類海階崖最高大，意味著河流下游因地表抬升、海岸侵蝕後退而下切的潛能最大。58 號 (圖 4-51)、116 號 (圖 4-52)、125 號 (圖 4-53)、173 號 (圖 4-54) 等流域屬於這類例子。若底岩上的沉積物較厚，這個崖將會更高大，侵蝕基準下降得更多，下切潛能也越大，例如 125 號流域。173 號流域由於都鑾山層佔流域的面積比例高，以致地層界線位於河流中下游，沉積物至此才開始作用，出現地形面，上游也因此無大型河階。

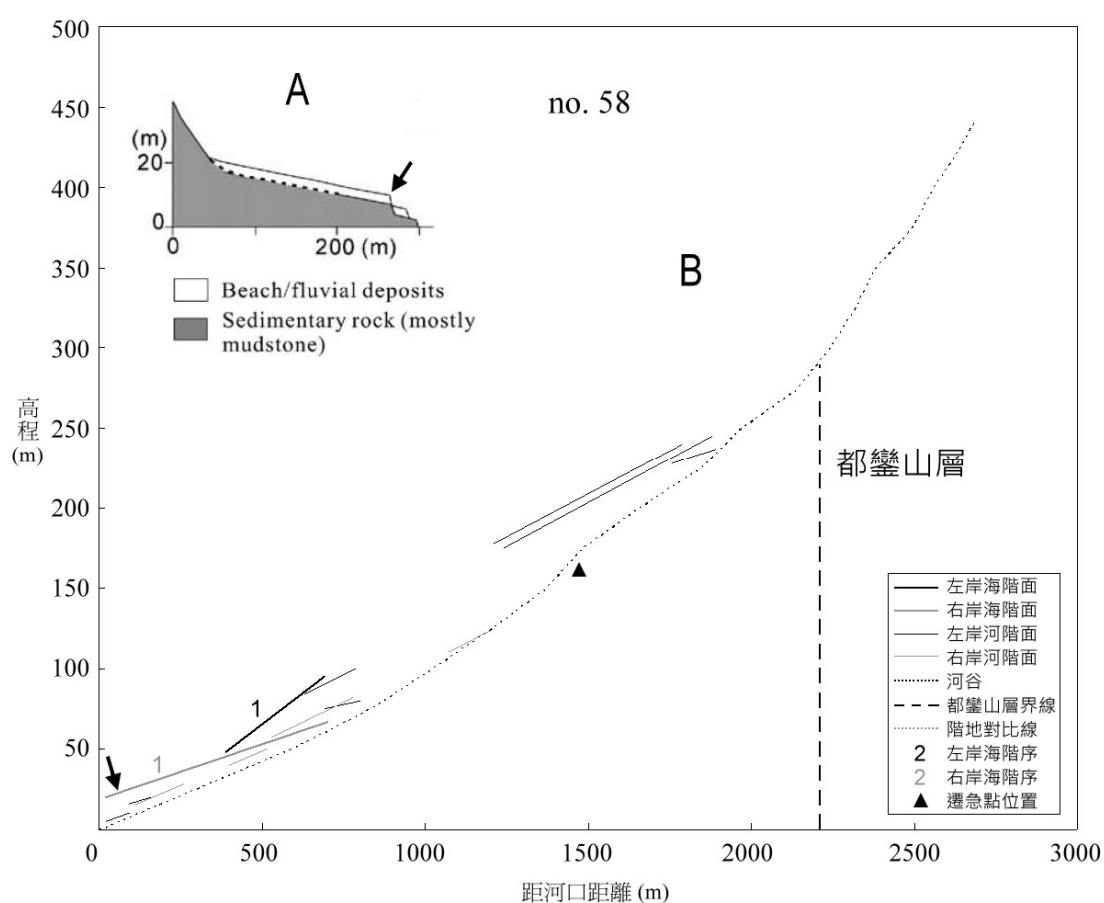


圖 4-51 58 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004)；B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

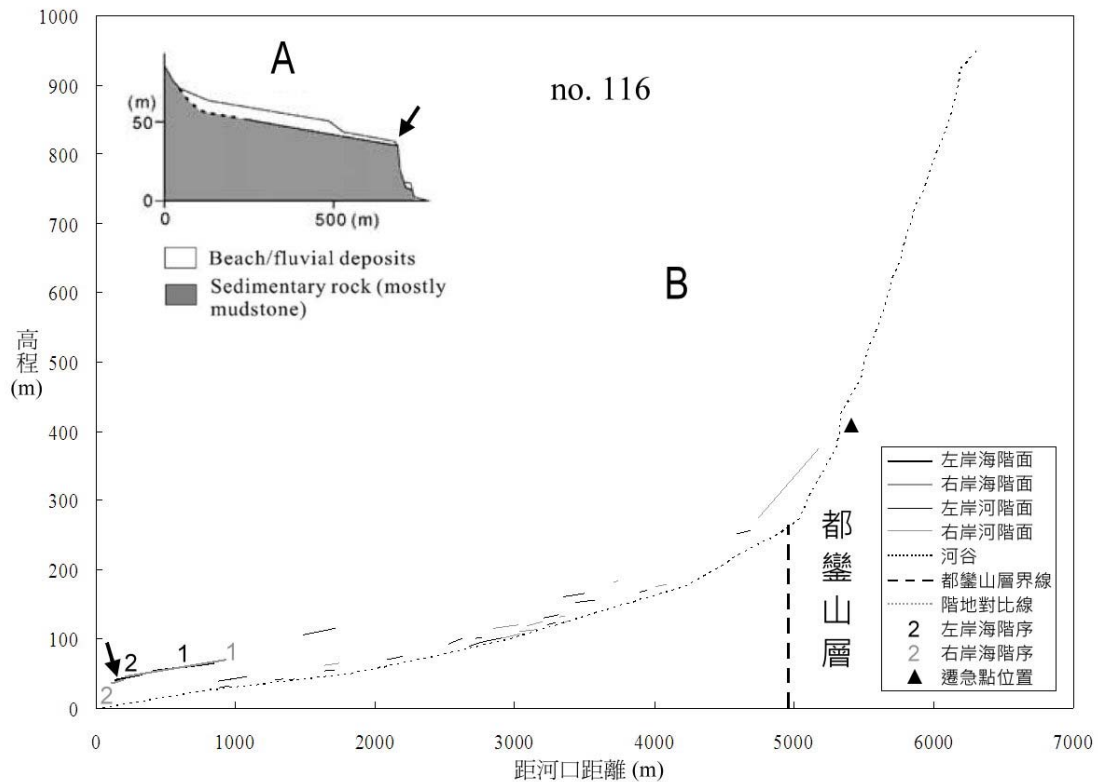


圖 4-52 116 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處為所指的是同一個較高大的海階崖。

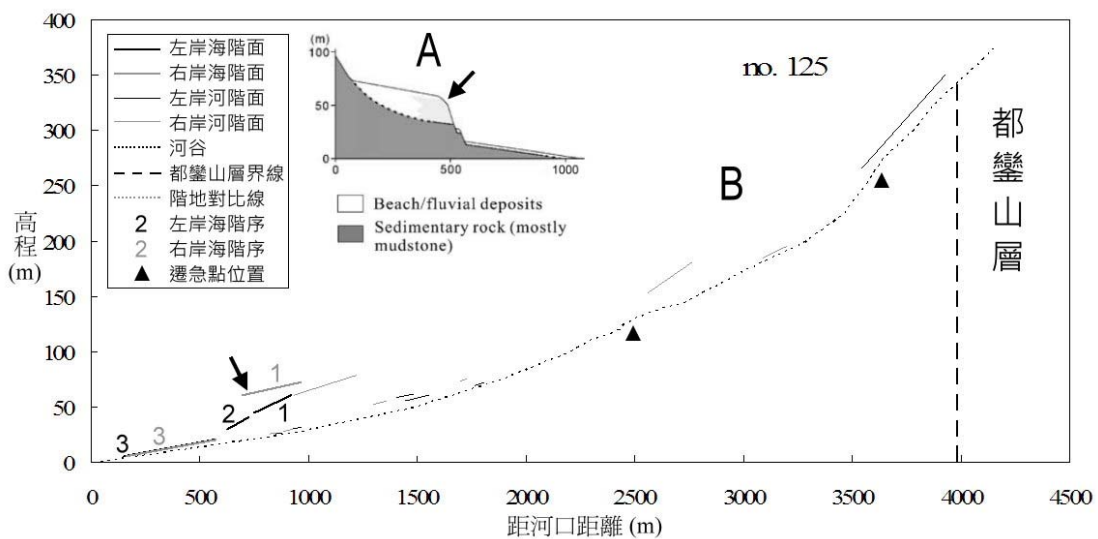


圖 4-53 125 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

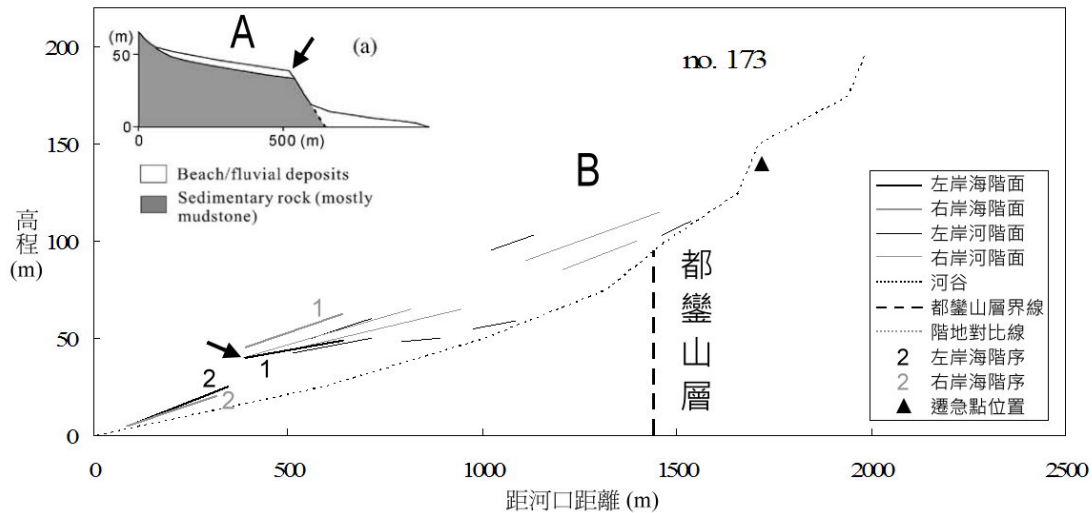


圖 4-54 173 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

下游海岸地表抬升速率較高，本已使河流下切的幅度較大，再加上研究區中地表抬升速率較高，利於較大海階崖的生成 (Hsieh *et al.*, 2004，前文的圖 4-41)，而海階崖的生成，又再增加了下游河流下切的幅度 (Bull, 2007，概念如前文的圖 5-2)，這兩個因素的效應讓這類流域的下游由高差較大的海階面向上游對比，二海階面比高之間所能涵蓋的河階階序較多 (可到四至五階) 或階與階之間高度落差較大，並且河道中常有因向源下切而成的遷急點 (圖 4-51 至 4-54)。

(2) 下游無明顯海階崖的流域

不明顯的海階崖指高度 <10 m 的崖，這類海階崖包括僅看得出一個等高線較密的間隔所成的崖 (<10 m)，或是無法從 1/5000 像片基本圖等高線的疏密看出階崖的位置 (<5 m)。靜浦以南至新蘭之間海岸無明顯海階崖的海岸段零星，因此這類型的流域不多，其中 109 號 (圖 4-55) 屬這類例子。雖然該流域下游無前人海階橫剖面的資料，但從地表具沖積扇地形但無明顯海階崖，推測其沉積物與底岩應皆為較平坦之斜面。

這類河流的海階崖小而不明顯，因海階崖生成所驅動的下切幅度小，使階地縱剖面中，下游河階的階序數較少 (二至三階)，階序間的高差亦較小，河道中無明顯遷急點 (圖 4-55)。

前述兩大類流域的分布如圖 4-56。

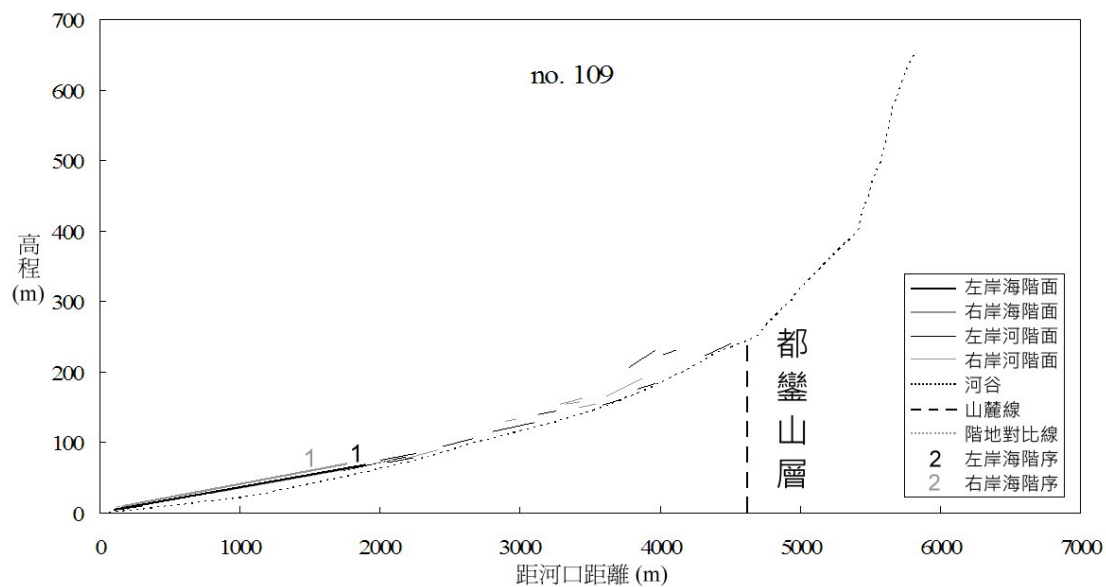


圖 4-55 109 號流域的階地縱剖面

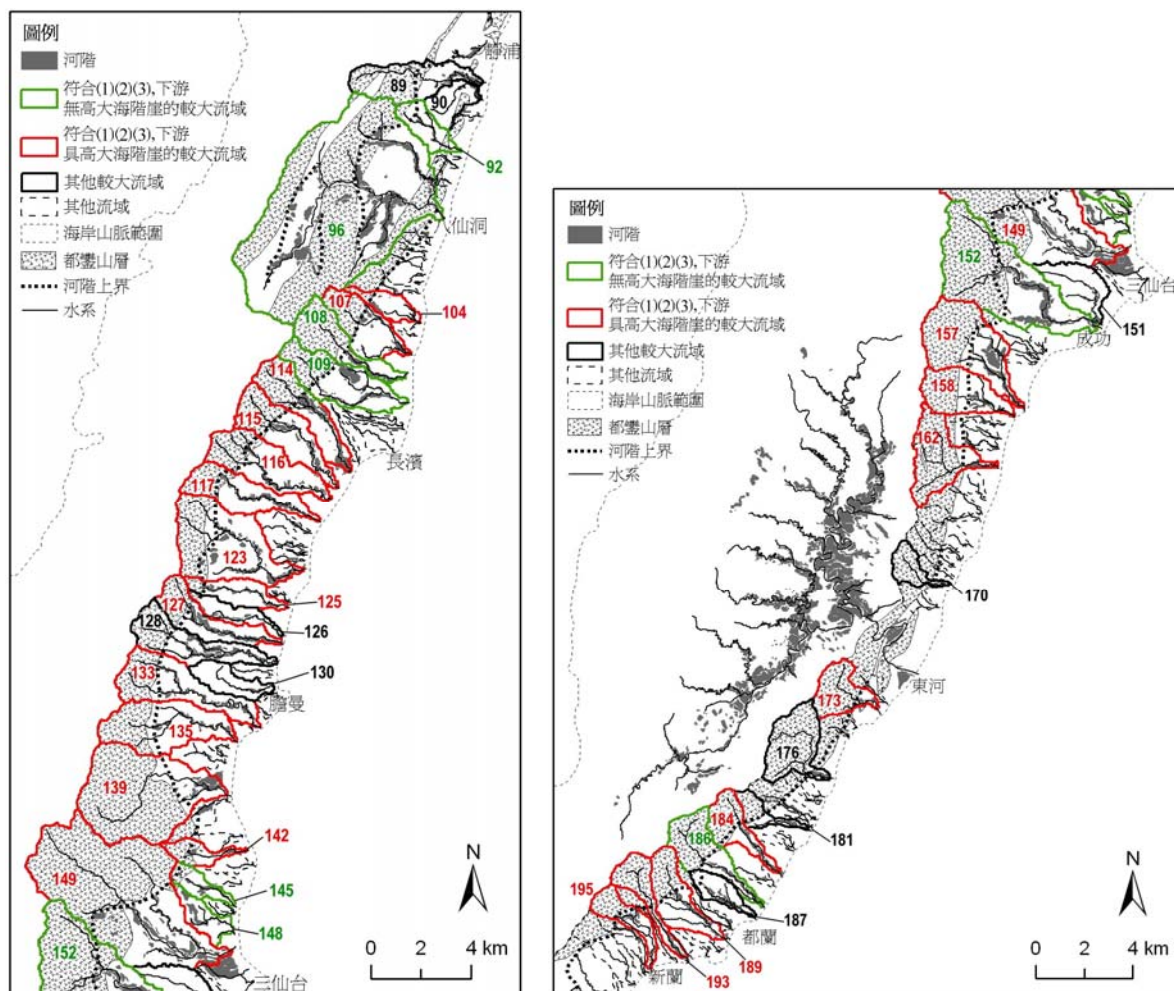


圖 4-56 靜浦至新蘭間較大流域的分類。左：北半部；右：南半部。

圖例中的(1)(2)(3)同前文表 4-14 者

然而靜浦至新蘭之間，較大流域的下游除了上述的兩類外，本文從海階崖形態與海階橫剖面 (Hsieh, *et al.*, 2004) 尚發現若干流域下游生成海階崖時，海水的侵蝕未觸及海階面的底岩，這情況又能再分為：(1)底岩有較早期的階梯狀階崖，但上覆更後期沉積物受侵蝕生成的海階崖，以及(2)底岩呈平坦斜面，階崖完全由沉積物構成等二小類。前者的例子有 157 號 (圖 4-57)、162 號 (圖 4-58) 流域等 (162 號流域與前述的 173 號類似，都鑾山層佔流域面積比例高，河階至中游才出現)；123 號 (圖 4-59) 流域則是後者的例子。

上段所舉二小類的例子，由於外貌上均有較高大的海階崖，在圖 4-56 中皆被歸類為下游有高大海階崖的流域。然而若考慮前人調查的海階橫剖面，則前段第一小類 (157 號、162 號流域) 固然仍可視為有高大海階崖的流域，但另一類底岩平坦但有沉積物構成的海階崖的例子 (123 號流域)，本文從其平坦的底岩將其歸類為類似下游無明顯海階崖等抬升速率較慢的流域。其上厚層沖積扇受海水侵蝕成崖的過程中，當崖高至某個高度，仍可能僅藉由扇端崖的生成而驅動下游沖積扇面上向源的下切 (如前文圖 4-42A 之概念)。惟本文未調查各流域海階崖的橫剖面，是故在下游有較高大的海階崖的流域中這類的情況有多少，並不清楚，因而未將圖 4-56 再分類。

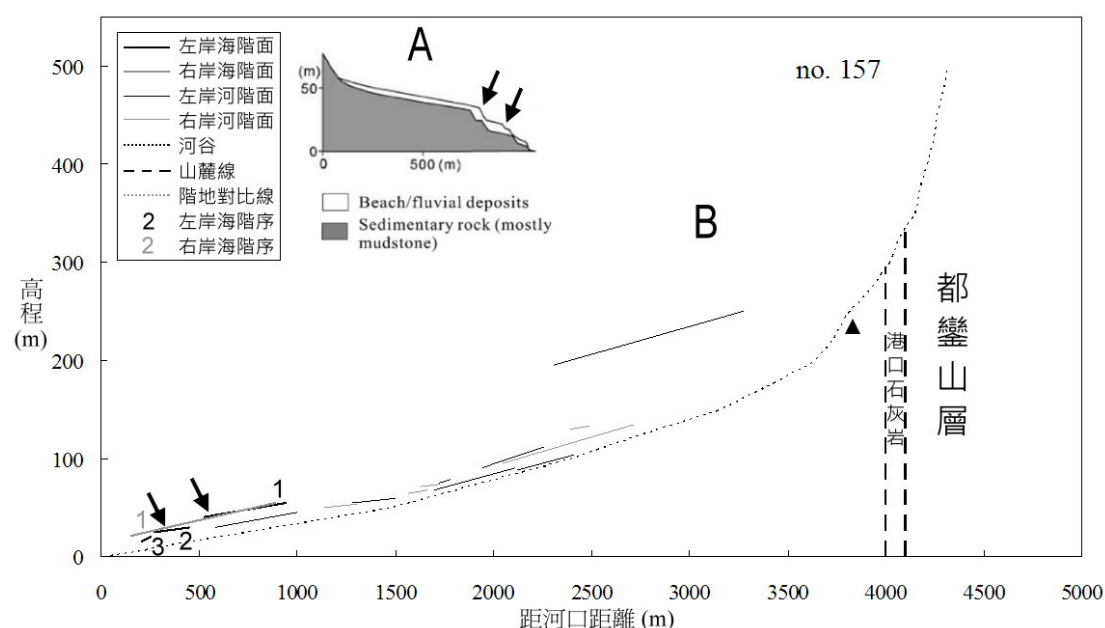


圖 4-57 157 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004)；B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

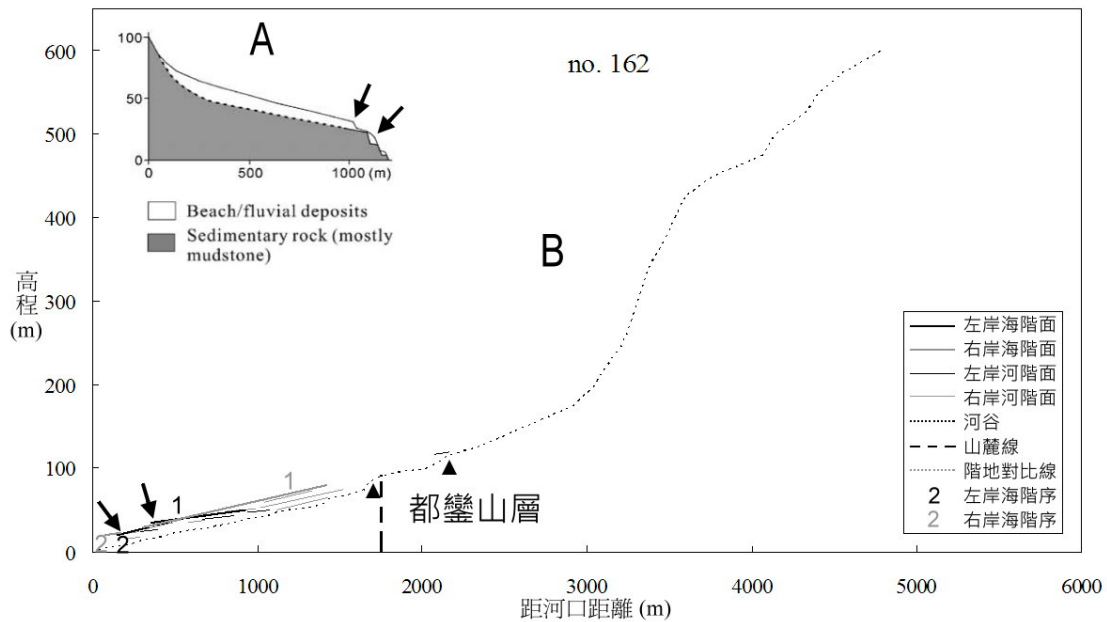


圖 4-58 162 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

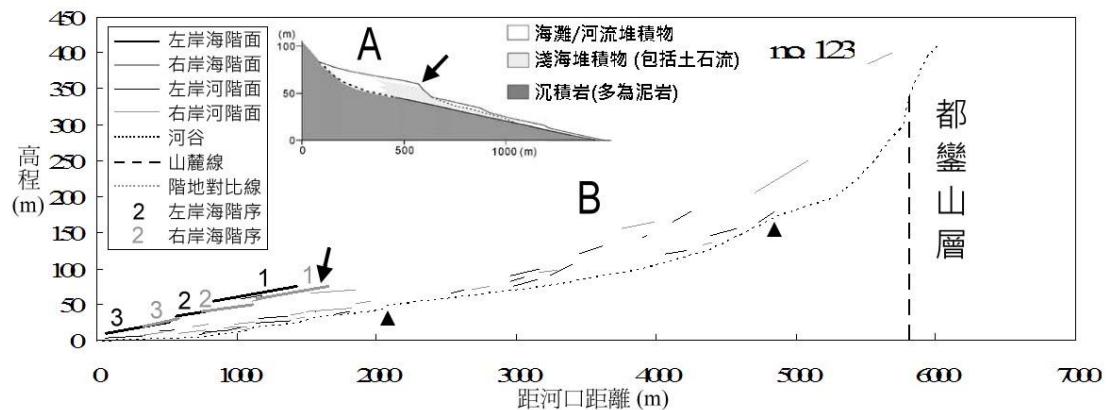


圖 4-59 123 號流域的階地縱剖面

A: 海階的地層剖面 (Hsieh *et al.*, 2004) ; B 階地縱剖面。A 與 B 中箭頭處所指的是同一個較高大的海階崖。

至於面積 180 公頃以下而有無河階者參半 (前文的圖 4-49) 的流域, 本文同樣將靜浦至新蘭間 180 以下的流域分為四類: 具相異岩石強度且強度較高者在較上游 (第 I 類) 或在下游 (第 II 類); 單一岩石強度而為強度較高者 (第 III 類) 或較低者 (第 IV 類) (圖 4-60)。圖中的情形與整個研究區 (前文的圖 4-39) 類似, 即第 I 類流域河階總面積隨著流域面積增加而增加的趨勢最明顯, 其他類別的流域僅第 IV 類流域在 68 與 74 公頃 (為 110 與 111 號流域) 處有因流域面積較大而河階總面積較高的現象。再看各類流域有無河階地形的情況 (圖 4-61), 其中雖然第 IV 類流域有河階者的面積確實大於無河階者, 然數量最多的第 I 類流域, 有河階的流域整體看來其面積未明顯大於無河階者。因此本文認為在靜浦至新蘭

間佔較小流域比例最高的第 I 類流域，除了流域面積影響河階的有無外，應尚有其他因素。

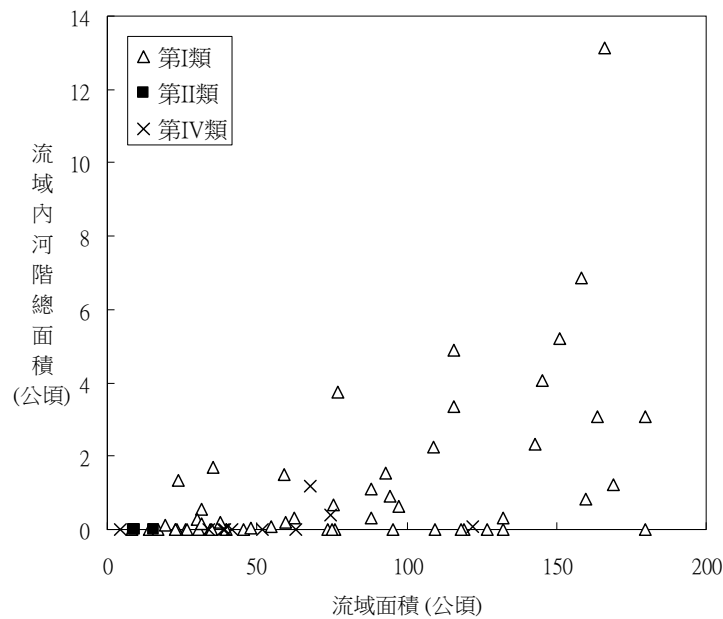


圖 4- 60 靜浦至新蘭間較小流域中四類流域的流域面積與流域內河階總面積之關係

圖中第 I 類流域僅保留面積範圍與其他類別類似者。第 I 類：具不同岩石強度分布而較高岩石強度分布於較上游者；第 II 類：具不同岩石強度分而較高岩石強度分布於較上游者；第 IV 類：單一岩石強度而地層岩石強度較低者。這些小流域中無第 III 類，即單一岩石強度而地層岩石強度較高者。

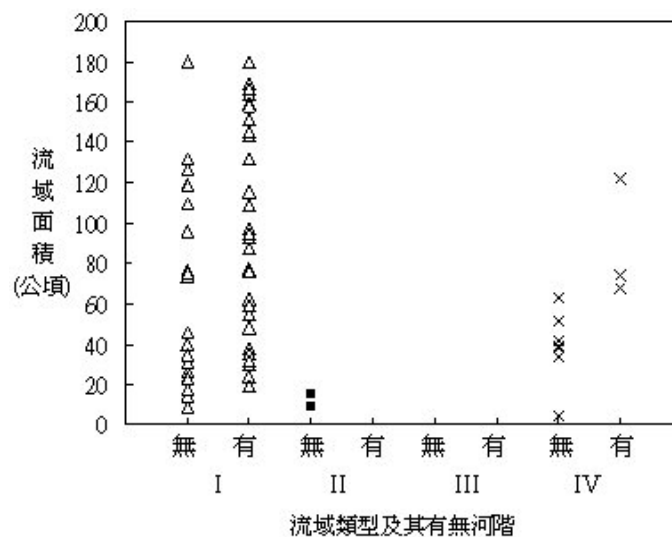


圖 4- 61 靜浦至新蘭間較小流域中四類流域有無河階的情況

第 I 類：具不同岩石強度分布而較高岩石強度分布於較上游者；第 II 類：具不同岩石強度分而較高岩石強度分布於較上游者；第 IV 類：單一岩石強度而地層岩石強度較低者。這些小流域中無第 III 類，即單一岩石強度而地層岩石強度較高者

圖 4-62 是靜浦至新蘭間第 I 類型小流的域平均坡度，有無河階者的平均坡度分布的範圍如同流域面積一樣差異不大，然而這些流域的分布位置 (圖 4-63) 卻顯示當有與無河階者位置相近而緊鄰時，有河階者之平均坡度總是明顯大於其周圍無河階的流域。據此，本研究認為靜浦至新蘭間較小流域與較大流域不同，其河階發達的程度除了受流域面積、岩石強度分布所影響外，流域的平均坡度也是影響因素之一。推測此乃當集水區內整體坡度較大，較有利於邊坡提供岩石碎屑進入河道，生成地形面。也正是因為受平均坡度影響，因此 180 公頃以下的較小流域，河階的有無單以流域面積來看並不穩定。此外，雖然流域坡度大亦有利於沉積物的搬運，但從實際的河階分布來看，此區中的第 I 類型的較小流域，該效應應不及岩石強度分布與流域平均坡度沉積物促進河階生成的效應。

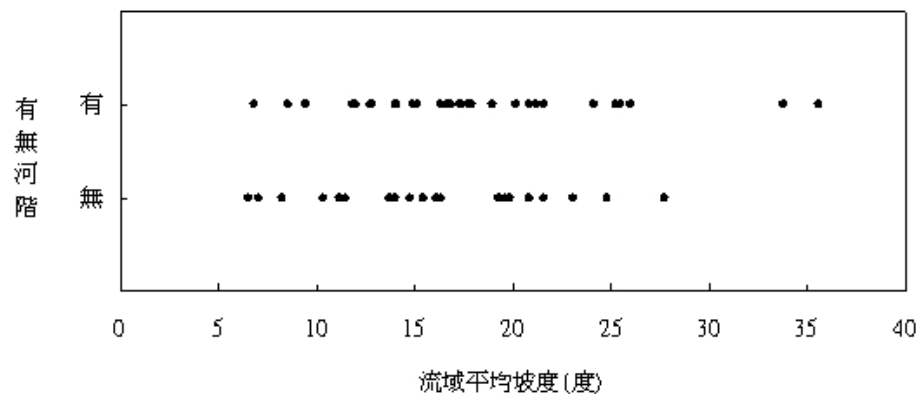


圖 4- 62 靜浦至新蘭間第 I 類較小流域有或無河階者之平均坡度

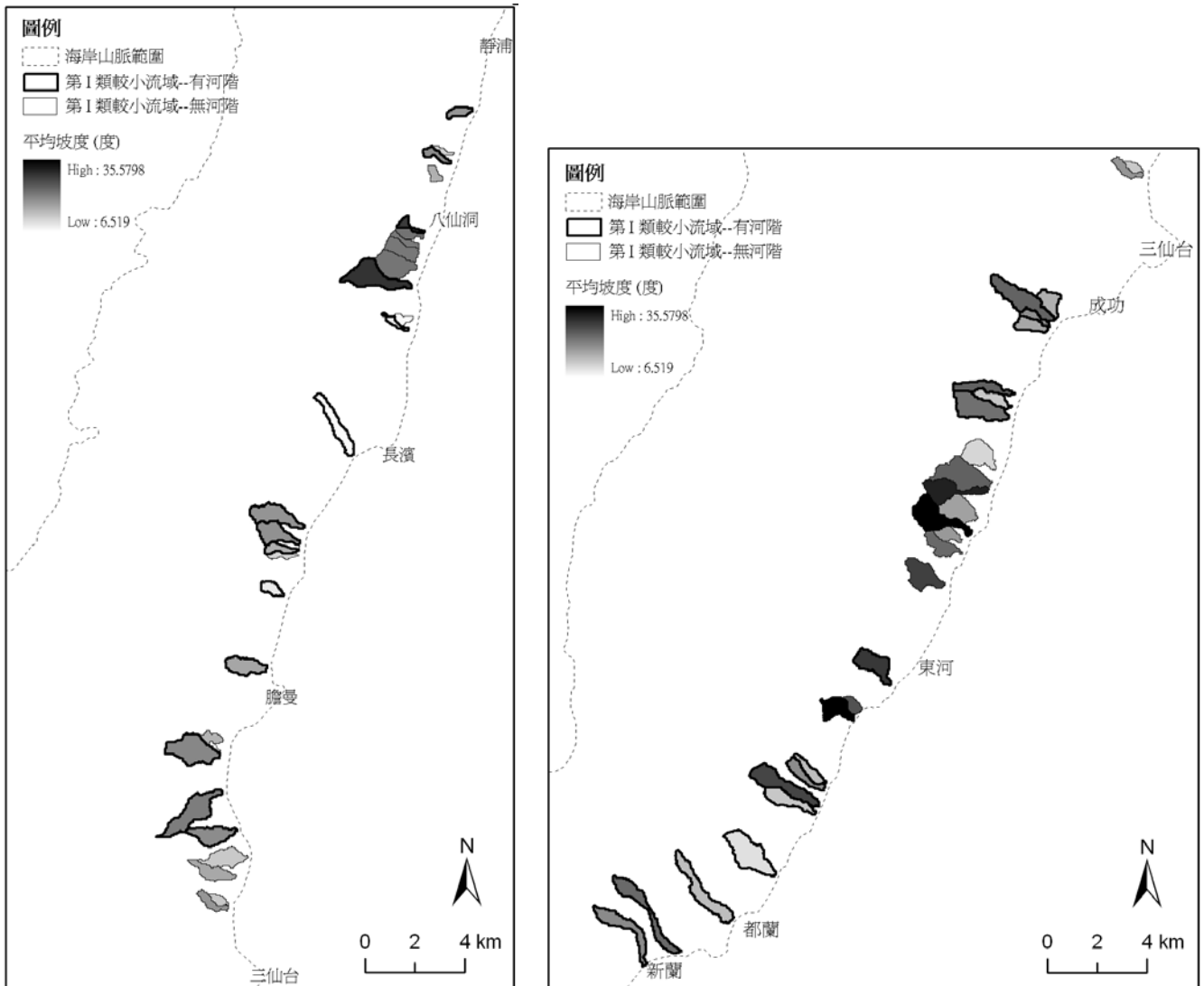


圖 4- 63 靜浦至新蘭間第 I 類較小流域的平均坡度。左：北半部；右：南半部
第 I 類流域指具不同岩石強度分布而較高岩石強度分布於較上游之流域

(二) 河階地形發育模式

根據跳躍磨蝕模式 (Sklar and Dietrich, 2001; 2004; 2006)，河床底岩尚未完全受底床載覆蓋時的工具效應是河流磨蝕底岩河床的重要媒介。根據流水槽實驗，在工具效應作用的情況下，隨著推移載供給的速率越高，不僅磨蝕速率越高，河床受侵蝕的寬度也越廣 (Finnegan *et al.*, 2007)，因此河流內只要推移載的供給夠多，岩石強度又高於河床底岩，河谷底部便有可能因底床載的工具效應而加寬。另一方面，若底床載供給速率過高，覆蓋底岩的範圍漸廣，反而對底岩起了保護作用，侵蝕速率增加的幅度將減少，進而侵蝕速率下降，甚至河谷可能完全進入堆積過程，其結果將類似 Bull (1979; 1991; 2007) 所謂河流能小於抵抗能而使河谷積夷，這也能使河床因向上堆積加上對谷壁的磨蝕而加寬。

以海岸山脈東翼普遍抬升、河流基準面普遍下降的環境，除了部分河流中下游產生側蝕而增加蜿蜒度外，多數皆以下切來反應侵蝕基準的下降。若如此，研究區內將只有部分流域的中下游會出現曲流河階，多數地區將為深谷而罕見因河

床曾較為寬廣而生成的河階面。然而實際上海岸山脈東翼卻是河階地形遍布，甚至分布至上游河段。因此海岸山脈東翼於普遍驅使河流下切的環境下，應有其他的因素讓河流在下切之餘，能有側蝕而拓寬河床與谷底的機會。本文認為該因素很可能就是河流上游向下游供給的推移載沉積物，加上這些沉積物的岩石強度在較大的流域通常高於中游與下游的底岩，更加促進了推移載在各河段工具效應能起的作用，於是拓寬了河床或氾濫原，干擾了河流下切的節奏，河階地形便在這樣的干擾與下切之間生成。下述研究區中段靜浦至新蘭河流地形演育的影響因素與發育模式乃基於本文的各項發現以及推移載沉積物工具效應、覆蓋效應等干擾河流下切的概念而來。

綜合前文各章節的發現，海岸山脈東翼中段寧浦至新蘭影響河流地形演育的因素包括 1.地表持續抬升與侵蝕基準持續降低，這在下游的影響尚有高抬升速率伴隨高大海階崖的生成而驅動的向源下切；2.氣候變動與地震或暴雨等因素造成的沉積物積夷，呈現於上游大型河階面，以及下游的山麓沖積扇。當沖積扇厚而廣，扇端受海水侵蝕而成的崖夠高大，即使海岸抬升速率較低，仍可能驅動下游的向源下切；3.流域面積，即流域面積越大，河階地形越常見，河階總面積越大，並越容易生成山麓沖積扇。4.底床載對河床底岩的工具效應，而較上游河段岩體與岩石強度高於較下游河段的配置，則能加強工具效應的功效，並顯著提升流域內河階總面積隨流域面積而增加的趨勢。

基於上述河流地形的影響因素，本文認為靜浦至新蘭段主要的河流地形發育模式包含下過程與作用：

- 1.較大的流域，範圍深入研究區內部的都鑾山層，形成上游河段岩體及岩石強度高於下游河段的流域地層環境。
- 2.海岸山脈東翼地表抬升與河流下切快速，於上游的都鑾山層侵蝕出崎嶇陡峭的地形，較易因濕潤的氣候條件以及地震或暴雨而崩塌，崩塌之岩屑成為土石流的材料，土石流的搬運因推移載的覆蓋效應而於都鑾山層下游界線附近或稍下游處不斷累積而積夷出寬廣的地形面，部分岩石碎屑繼續向下游搬運，堆積山麓沖積扇。加積處由於地表持續抬升或積夷後河流自我調整而下切，生成堆積與埋切階地。
- 3.大量岩石碎屑（底床載）自上游搬運至山麓，搬運過程中，因遠離沉積物來源區，沉積物厚度漸減，底床載的覆蓋效應逐漸轉為以工具效應為主，中游河谷抗蝕性低的八里灣層（砂泥岩互層）因來自都鑾山層高抗蝕性推移載（火山角礫岩、安山岩、凝灰岩）的磨蝕而加寬。地表持續抬升、侵蝕基準持續下降，河流下切底岩，於中游以降生成岩石階地。
- 4.地表抬升速率較高的海岸，地表抬升與海水侵蝕海階基盤，促成較高大的海階崖的生成。這類流域的下游因侵蝕基準下降的幅度較大，下切幅度亦較大，河谷向源侵蝕而在河道生成遷急點，河階階序較多，階序之間高度的落差較大。

5. 下游因覆蓋厚的大型沖積扇而生成扇端崖的流域，海岸將因大量沉積物的覆蓋而前進，之後扇端受海水侵蝕成崖，海岸後退。若扇端崖至足夠高度，亦能驅動向源侵蝕，生成階地。
6. 未發育高大的海階崖，下游因侵蝕基準面下降的幅度小，河流下切的幅度亦小，河谷中也無明顯因向源下切而成的遷急點，河階階序少、階序之間高度的落差也較小。

由於在個別流域中未有足夠的年代資料，未足以斷定前述各過程與作用詳細的順序，但能以系統圖標示出各過程及作用間的因果關係 (圖 4-64)。這些過程與作用在整個演育史中於各自河段可能經歷循環與重複，而且部分的過程與作用乃由上游影響至下游，例如沉積物的傳輸，或下游傳遞至上游，如向源的下切。其中大量供應的高強度岩石碎屑，因為導致上游的加積以及中下游在搬運時促進河谷底部軟岩的磨蝕與側蝕，提高此區域地形面出現的可能性，終而生成發達的河階地形，因此這沉積物供給的因素是此模式中除了地表抬升外，河階之所以發達的最重要因素，而地表抬升的背景則是同時在大尺度上不斷加諸於整個流域，驅動河流下切底岩，使河階出現不同階序的岩石階地。這個模式與研究前假設的概念 (前文的圖 2-1) 間大致互相符合，惟沉積物供給，生成山麓沖積扇後，若因海岸侵蝕造成較高大海階崖，仍能驅動下游河段向源下切等概念上之機制未包括在研究前假設的概念圖中，因此本文將該機制加入概念圖，而從原本的圖 2-1 增修為圖 4-65。

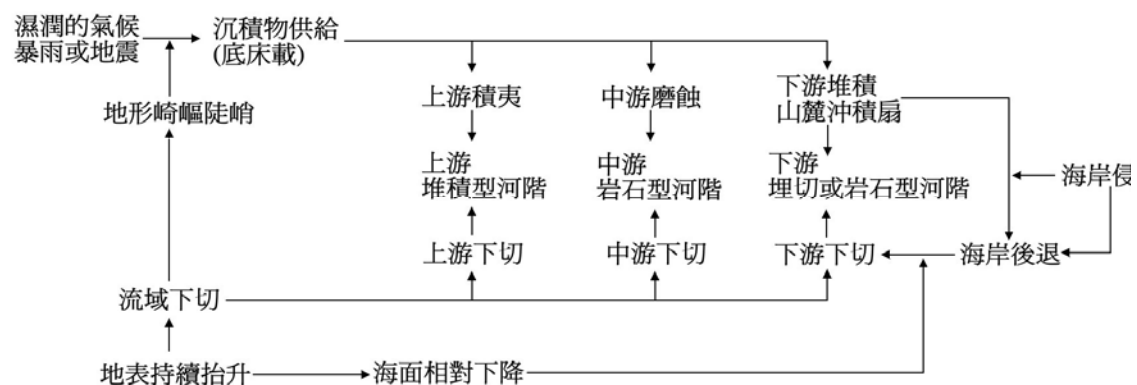


圖 4-64 研究區之河流地形發育模式圖

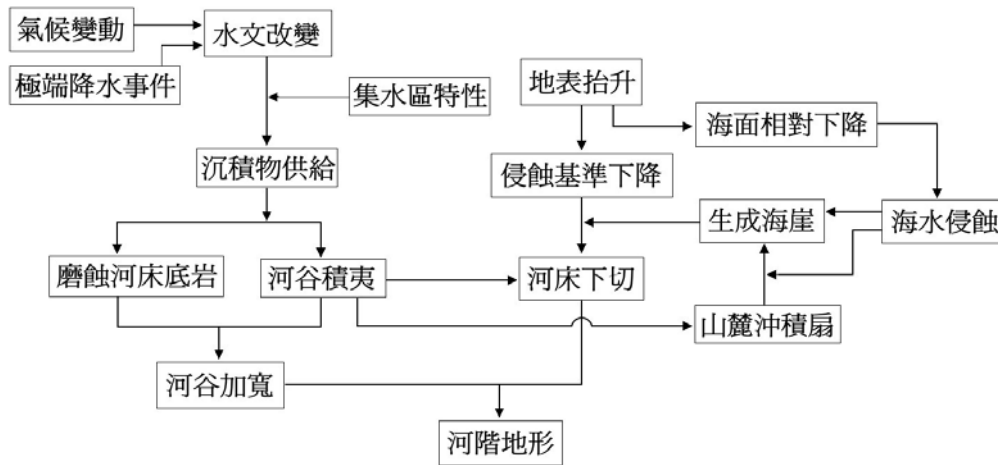


圖 4- 65 增修後之研究理念

此模式中，堅硬的岩石碎屑從都鑾山層的源區大量進入河谷，為此模式中除了地表抬升外的最重因素，不僅讓上游出現大型河階，大量的沉積物搬運也磨蝕與側蝕了中游與下游的河谷上的軟岩（至下游常堆積為沖積扇，而後續岩石碎屑的搬運又再切割沖積扇成扇階），這些過程整體而言讓主流上游、中游、下游都可能因沉積物的效應使河谷加寬而廣泛地出現地形面。這大量供應的高抗蝕性岩石碎屑對河流持續下切環境多次的干擾，即是為何靜浦至新蘭段較大流域有較多機會拓寬河谷、以致河階、山麓沖積扇等地形皆較研究區中其他區塊發達的主因。而檢示本文這項觀點在臺灣河階相關研究的脈絡下地位置，實處在基於山區堆積性階地的啟發而開始重視沉積物供給（或山崩、土石流事件）(謝孟龍，2007)的脈絡之下。

第三節 河階生成因素的區域差異

以上所述之河階生成影響因素，雖然是較廣泛的歸納結果，但從河階與海階、山麓沖積扇等地形分布的角度來看，研究區內至少還有三個區塊受這些因素影響的情況與靜浦至新蘭間較大的流域不同，這三個區塊為水璉溪 (45 號集水區) 與蕃薯寮溪一帶 (49 號集水區)、杉原附近 (202 至 207 號等流域)，以及靜浦至新蘭分布於較寬海階面或沖積扇面的沿海小流域。

(一) 水璉溪與蕃薯寮溪一帶

水璉溪與蕃薯寮溪位於研究區北段，都鑾山層及其他岩體強度較高的地層逼臨海岸，切入這些硬岩所生成的海階比其周圍海岸底岩為較軟沉積岩的海岸段窄且低 (Hsieh *et al.*, 2004)，海岸空間狹小，甚至無海階分布，再加上此海岸段全新世中期以來地表抬升的速率較低 (謝孟龍、劉平妹, 2010) (前文的圖 4-8a)，現代 (2000-2008 年) 的測量甚而為研究區中沉降速率最高的地區 (Ching *et al.*, 2011) (前文的圖 1-14)，雖然是短期測量的結果，難以代表全新世的抬升狀況，但仍暗示著此區長期而言為可能為研究區中抬升速相對較低的區塊，所以較少因為下游地表抬升或海階崖生成，以致河流侵蝕基準面下降等河流地形發育的影響因素。此外與研究區中段河流上游常有較大積夷型河階不同的是，此二流域的河階大致越往上游越為狹小。計算各集水區上游河階起始分布集水區的平均坡度 (附錄四、前文的圖 3-51 至 3-55)，可發現水璉溪與蕃薯寮溪上游集水區的平均坡度普遍較研究區靜浦至新蘭者小了許多，若再看這幾個上游河階起始分布的位置，也發現這些點位並非鄰近都鑾山層的邊界，而是在分界的下游處距離地層界線有一段距離 (圖 4-66)，由此推測此二河上游集水區由於坡度小，較不易以崩塌或土石流的方式將岩屑向下游推移，因此需要稍大的集水區才能有足夠的水量與推移載來生成稍寬廣的氾濫原，以致於開始出現河階的位置會明顯較地層界線下游。這由現今土石流潛勢溪流分布的位置 (前文的圖 4-13) 僅分布於此二溪的周圍，也可了解此二溪上游沉積物的沖積並不旺盛。

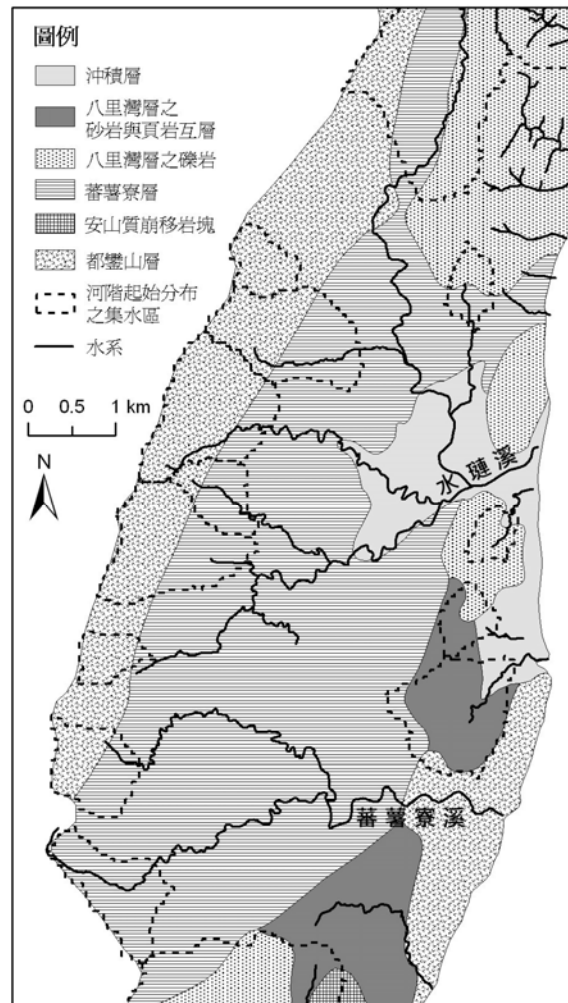


圖 4-66 水璉溪與蕃薯寮溪各支流之河階起始分布集水區

再觀察河道縱剖面坡度的大小。由於此二溪的流域面積就研究區而言屬較大者，因此與研究區中段的水母丁溪（編號 96）以及三仙溪（編號 149）作比較。圖 4-67 顯示此二溪縱剖面坡度明顯小於水母丁及三仙溪，這應是地表抬升速率較低的緣故。水璉與蕃薯寮二溪的河道剖面均有明顯的遷急點，都在岩層交界處，惟二溪遷急點的成因推測並不相同。水璉溪坡度的轉折位於上游都鑾山層的下界（圖 4-68），坡度轉折應是上游河流無力下切都鑾山層但較下游已下切蕃薯寮層與八里灣層所致；蕃薯寮溪的坡度轉折位於下游都鑾山層的上界（圖 4-69），坡度轉折應是侵蝕基準下降後向源侵蝕，但受都鑾山層的強抗蝕性阻礙而生成。所以此二溪仍受地表抬升、侵蝕基準下降、河流下切所影響，但由抬升速率較低且曲流由下游廣布至中上游（圖 4-70），尤其蕃薯寮溪因河口硬岩阻擋動力回春，驅動下切的力量更弱，估計河流以側蝕即能反應部分的侵蝕基準下降，類似 Yoxall (1969) 的實驗結果，而非全以河流下切來反應，廣布至中上游的曲流因此生成。

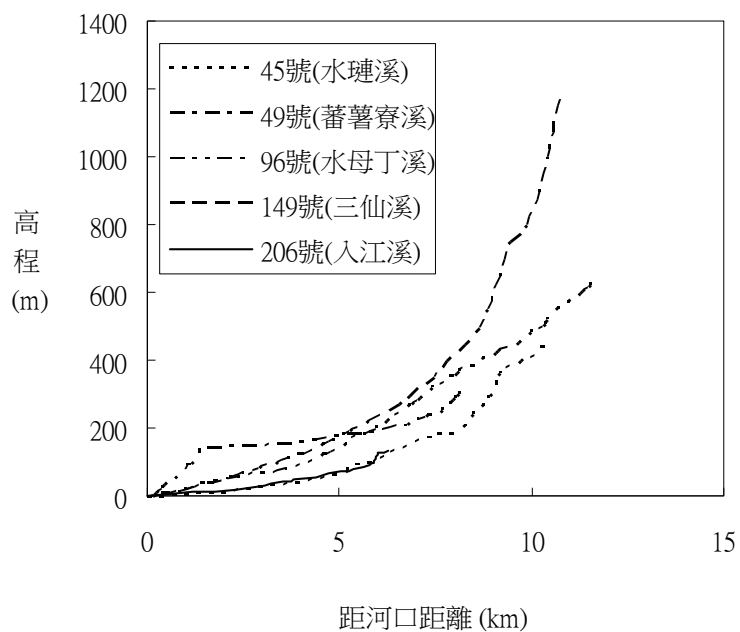


圖 4- 67 研究區五流域主流河道的縱剖面

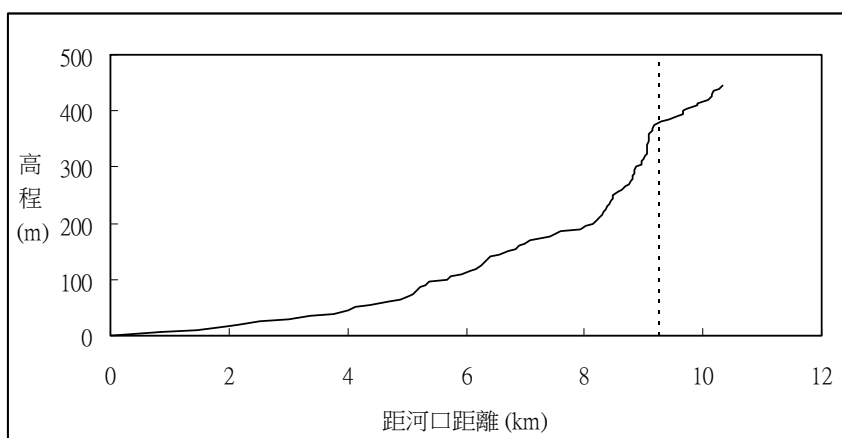


圖 4- 68 水璉溪之河道遷急點與都鑾山層之下界

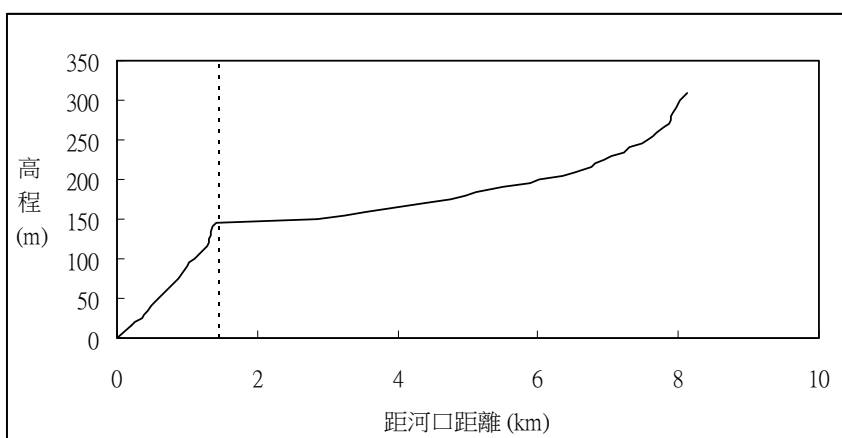


圖 4- 69 蕃薯寮溪之河道遷急點與河口都鑾山層之上界

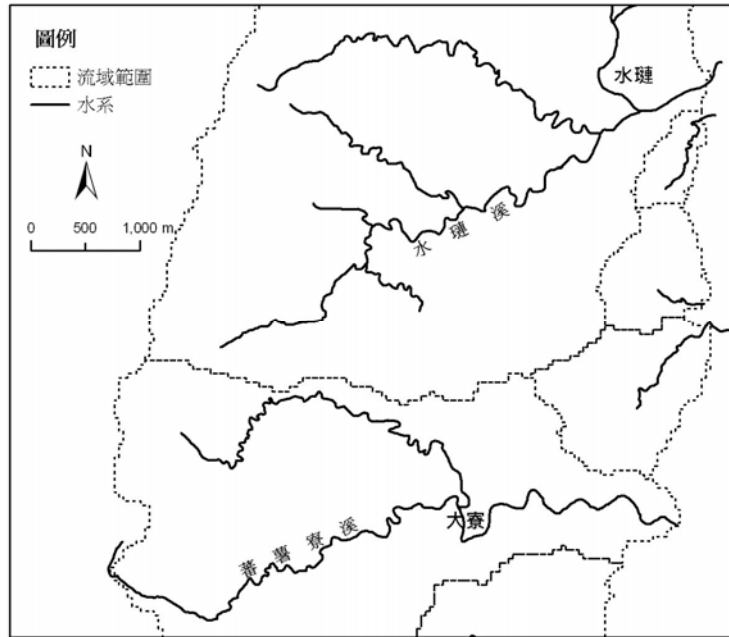


圖 4-70 水璉溪與蕃薯寮溪分布的曲流

(二) 杉原附近

杉原附近 (202 至 207 號流域) 位於研究區南端，地表多出露利吉層，整體岩性較均質，無顯著較上游河段岩體強度或岩石強度高於較下游河段的情況 (圖 4-71)，在 202 號 (入船溪) 與 206 號 (入江溪) 流域中游甚至出現局部河段強度較上游高的情況。以 206 號集水區為例，其上游河階起始分布集水區的平均坡度同樣比靜浦至新蘭低 (附錄四、前文的圖 3-51 至 3-55) 且土石流潛勢溪流同樣僅分布至都蘭以南、杉原以北 (前文的圖 4-17)，推測其與水璉、蕃薯寮二溪類似，上游底床載之供給較不旺盛，使得上游河階面逐漸狹小而未見較大型階面。然而與水璉、蕃薯寮二溪不同的是，此段海岸抬升速率高 (前文的圖 4-1a)。而正是抬升速率高而使其海階面不寬 (Hsieh *et al.*, 2004)。若繪製面積高度曲線 (hypsometric curve) (Strahler, 1952)，可發現水璉 (45 號) 與蕃薯寮 (49 號) 二溪因構造抬升較不活躍，面積高度曲線已呈向上凹之型態 (圖 4-72)，曲線下方的面積 (面積高度積分，hypsometric integral) (Strahler, 1952)¹³ 也較水母丁 (96 號流域)、三仙溪 (149 號) 小，惟蕃薯寮溪因下游動力回春延遲而遷急點高懸，使其曲線左側反而呈向上凸起且積分值較水母丁、三仙二溪為大，否則應與水璉溪類似。反觀 206 號流域，其河道縱剖面雖然顯示坡度較水母丁溪及三仙溪低 (圖 4-67)，但面積高度曲線與水母丁、三仙二溪類似，呈較直的曲線 (圖 4-72)，這著實反映了與水璉、蕃薯寮二溪相異的構造抬升背景，而較低的主流坡度，應是顯示了此流域主流的下切速率因全流域都在利吉層內，多泥岩，岩體強度 (抗蝕強度) 低 (岩體強度 3)，讓河流的下切較趨近能抵消地表的高速抬升的程度，而非因抬升速率低。

¹³ 「面積高度曲線」為集水區內各個高度比相對於面積比點的連線，「面積高度積分」則為此連線下方的面積，亦即面積高度曲線上的各點為集水區於各高度比時由高程較低處所累積而來的面積比，而面積高度積分則為集水區出水口以上地表受侵蝕後所剩餘體積的比例。

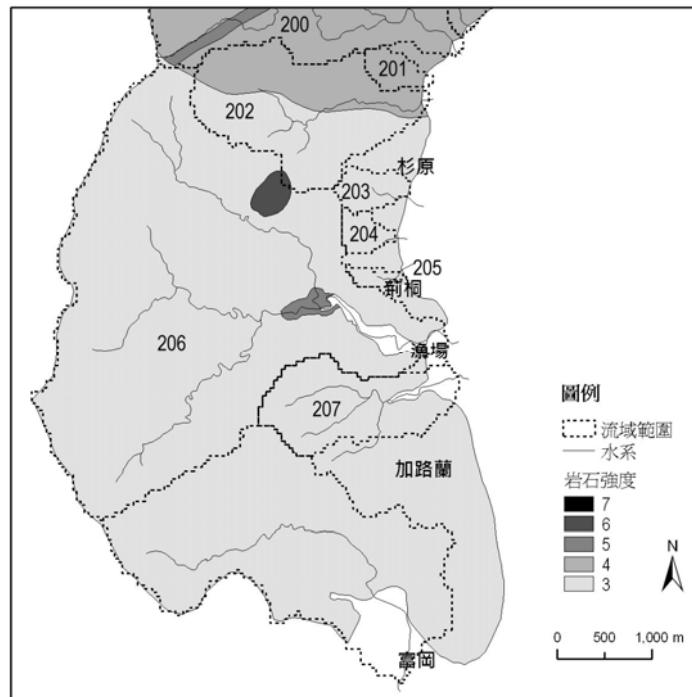


圖 4- 71 杉原以南之岩石強度

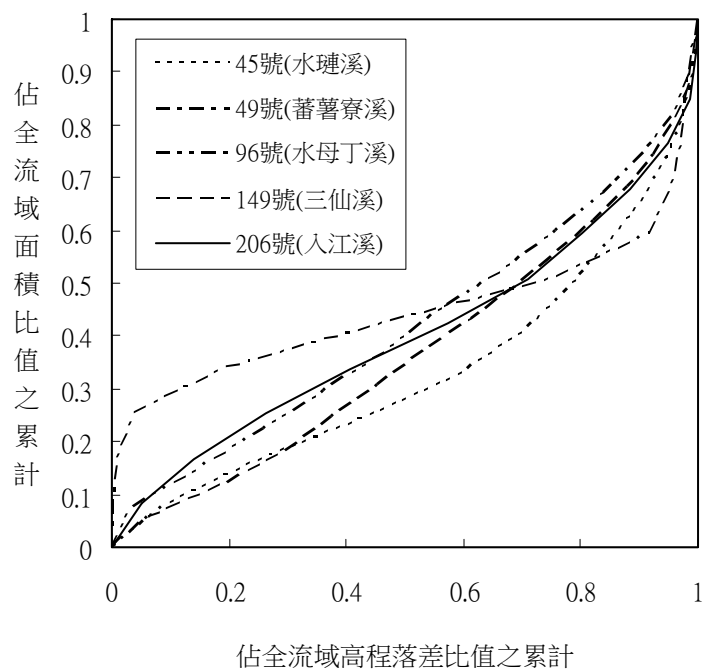


圖 4- 72 研究區五流域之面積高度曲線

以上兩個區域，不同點在水璉溪與蕃薯寮一帶溪抬升速率較低而杉原附近抬升速率較高，這點由水璉溪與入江溪的面積高度曲線（圖 4-72）以及階地的縱剖面（圖 4-73）可知。除此之外，就河階分布而言，兩區相當類似，河階均集中在幾個最大的流域，且這幾個大流域中，階序與河階面積為越往下游越多與越大。這些特徵顯示這幾個北端與南端較大的流域乃因面積相對較大，主流河谷的水流與礫石沉積物至中下游足以侵蝕出較寬廣的河谷，能容納較寬廣的氾濫原，於後留下較多的河階地形，即是大流域主流流量累積至中下游而侵蝕出地形面，因而地層（岩石強度）配置以及沉積物工具效應的角色較弱，與靜浦至新蘭之間的河階生成模式不同。

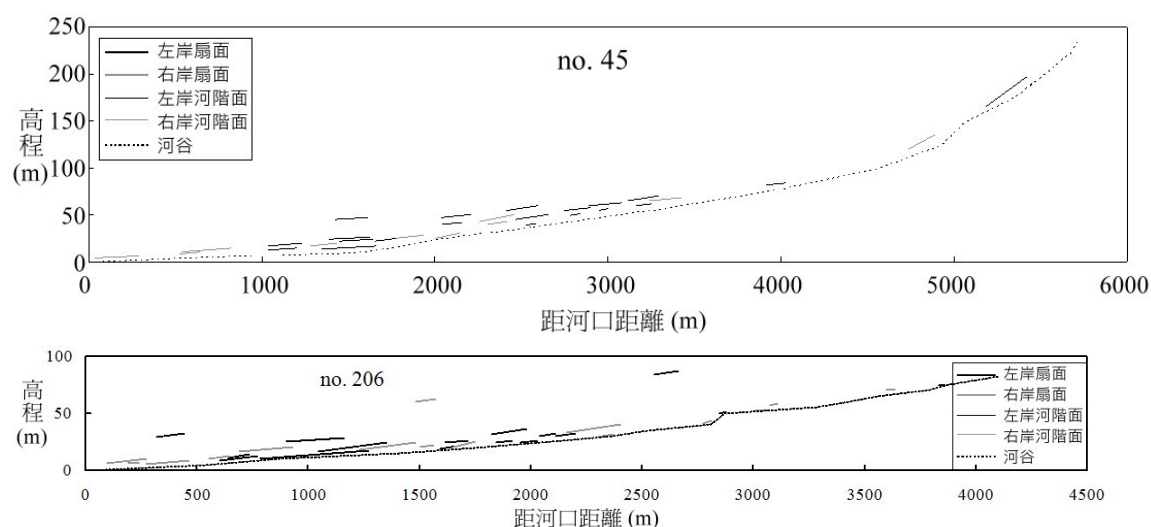


圖 4-73 水璉溪與入江溪的河階縱剖面。上：水璉溪；下：入江溪

從圖中可見入江溪（206 號流域）由下游至中上游分布幾個比高較大（約 50 m）的河階，顯示下切量大，推測為反應地表快速抬升的結果。水璉溪（45 號流域）則除了下游外無此特徵。

（三）中段海階面上的沿海小流域

靜浦至新蘭間分布於地形面上的沿海小流域，由於面積小，河階地形普遍較少，分布零星。從其流域及主流短小且多僅切割在海階面或鄰近大河沖積成的陸向沉積物（包括沖積扇）上，可知其演育歷史較短，為較高海階面出現後才繼續於其上刻蝕出河道。由於上游未深入山區，也難與研究區中段的大流域一般能有大量推移載進入河谷。這些小河流中，部分有著在海階面上位於越高階者，其河道越深越寬的特徵（圖 4-74），顯示主流因基準面下降快速驅動河道下切，且此向源侵蝕的現象已延伸至上游（Chang, 1996）。圖中的幾個小流域（本文的 118 至 112 號流域之間）位於海岸線由北至南約 77-78 km 之間，乃研究區中海岸抬升速率高的區段（可見前文的圖 4-1a）。這類抬升速率較高，產生海階崖，驅使動力回春造成海階面上河谷較寬或是隨著海階階序增高而有上游較下游寬深的例子，往南尚有成功稍南處（100-101 km，153 至 156 號流域）、168-171 號流域（110-112.5 km，不包括 170 號的大流域）、174 與 175 號流域（118 km 一帶）以及 182 與 183 號流域（123.5 km 一帶）（圖 4-75A 至 D）。反之，若觀察抬升速率較低

河段的小流域，例如 90-91 km 之海岸段 (圖 4-76A)，圖中的兩個小流域 (143 與 144 號流域) 便無海階崖橫切而過，海階面上的河道窄淺，也無上游河段較下游深廣的情況，這類例子還有 163-166 號流域 (106.5-109 km) (圖 4-76B)。因此河流基準面下降的快速與否以及因下降快速而驅動的動力回春，幾乎成了此類流域地形演育最重要的因素。

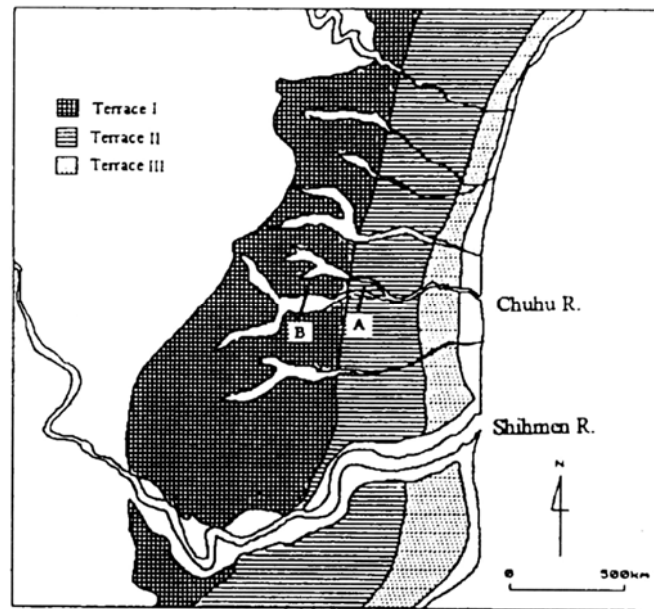


圖 4-74 河流從最高階海階崖處向上游回春。Chang (1996)
海階階序中，羅馬數字越小、圖例灰階越深，表示階序越高。

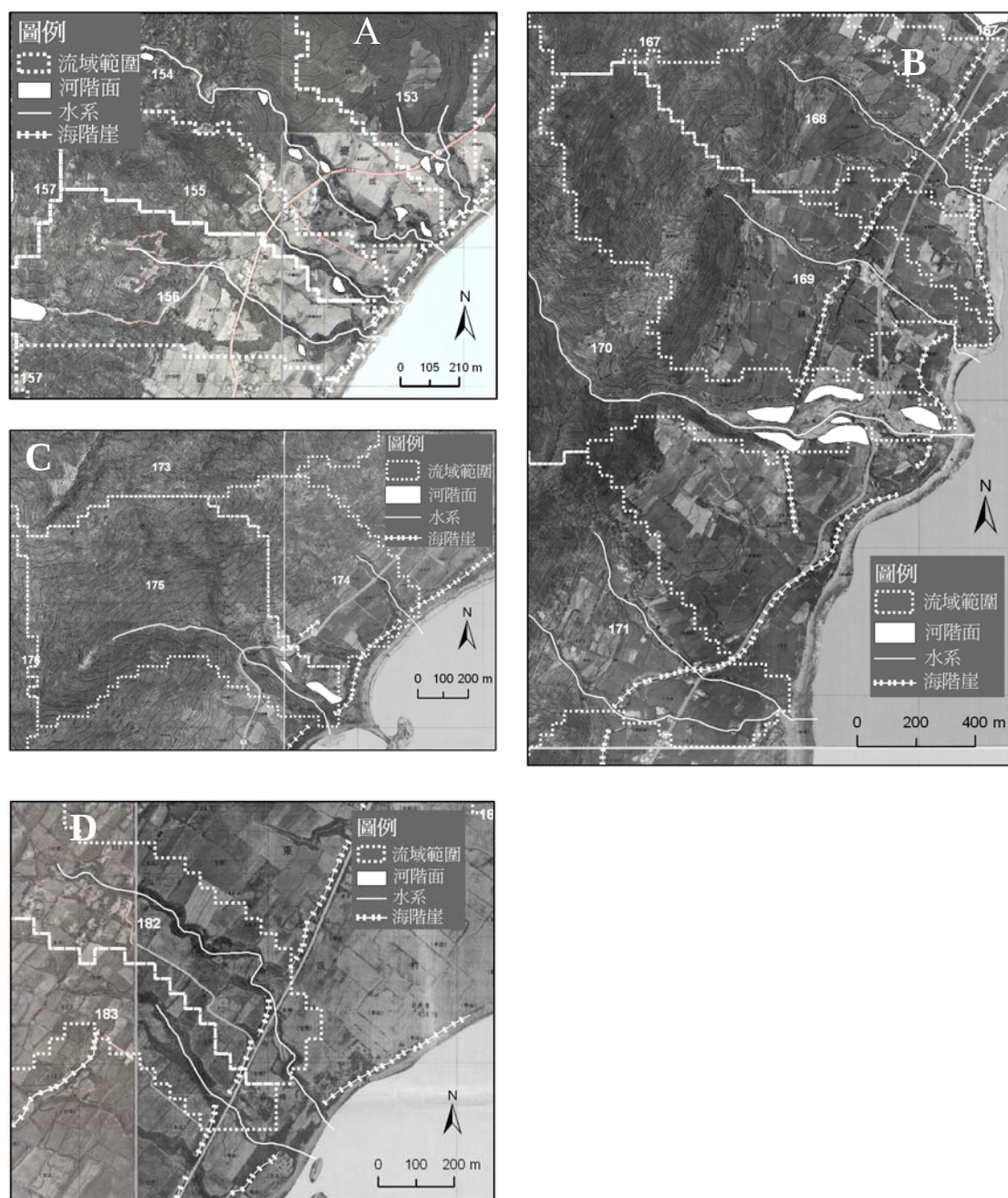


圖 4-75 沿海具動力回春痕跡的小流域

(A) 153-156 號流域，其河流短小但河谷頗寬；(B) 168-171 號流域，河谷隨海階階序增高而變寬；(C) 174 與 175 號流域，其河流短小但河谷頗寬；(D) 182 與 183 號流域，河谷隨海階階序增高而變寬。圖中這些小流域均有海階崖通過。

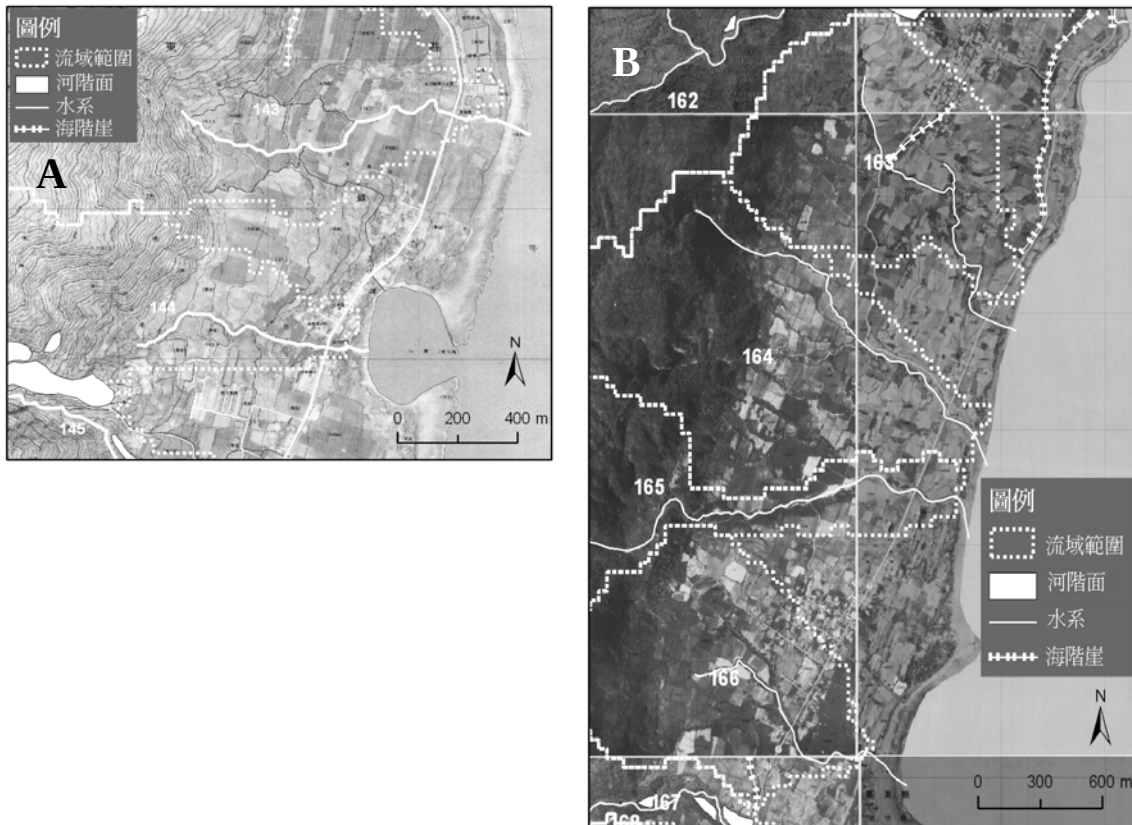


圖 4-76 沿海沒有動力回春痕跡的小流域

(A) 143 與 144 號流域；(B) 163-166 號流域。這兩個地區沿海皆無海階崖且小流域於地形面上的河段河谷窄淺，亦無明顯上游河谷較下游寬的現象。

由於此類流域位於海岸山脈中段東側、河流短小而年輕，若其繼續發育，可能朝西側向源侵蝕與匯集水系，拓展其流域面積，使集水範圍進入都鑾山層，而後便有崩塌潛能較高的岩石碎屑供給來源以及上游岩石強度較下游高的地層配置，終而愈趨近似模式（前文的圖 4-64）所表示的系統，否則其僅具備模式系統圖下方的影響因素（圖 4-77）。因此這類小流域可謂是靜浦至新蘭間較大流域發育上的前身。

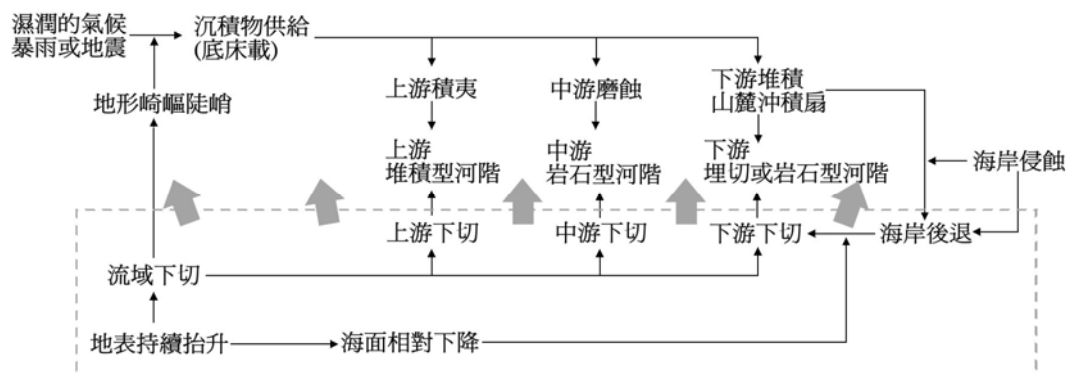


圖 4-77 研究區中段小流域位於模式中的位置

圖中灰色虛線方框為中段小流域在模式中的位置。若流這些流域向研究區內部發育擴大，將成長為（如圖中灰色粗箭頭）包括整個模式的較大流域。

第五章 結論

本文主要目的為探討海岸山脈東翼（長約 150 km）在地表快速抬升下，尚具備了哪些因素，才能在眾多小流域中，出現密集而發達的河階地形。研究結論如下：

一、河階分布特徵與發育的影響因素

（一）扣除豐濱溪、秀姑巒溪、馬武窟溪等較高等級河流和最南端部分地區，總計 207 個流域中，103 個流域有河階地形，其中流域面積最小的僅為 6 公頃。整體而言，流域面積愈大，河階愈發達，階序數愈多。絕大多數的河階分布於砂頁岩互層和泥岩為主的八里灣層、蕃薯寮層和利吉層等軟岩區，屬火成岩硬岩區的都鑾山層只有少數堆積型階地分布。中段靜浦至新蘭之間長度約 76 km 的範圍，河階地形最發達，河階分布的特徵也較為一致：1.河階可持續分布至中上游甚至更高的河段；2.流域總階序數可達 5-6 階，三仙溪階序最多，達 10 階；3.中上游及其以上的河階與下游相較，河階面積常較大、階序較高。此河階最發達的範圍之外，河階地形僅集中分布於少數較大的流域，例如研究區北段的水璉溪、蕃薯寮溪以及南端的入江溪等。這幾個流域雖然河階多、階序數亦不低（4-6 階），但較高的階序多在中游至下游河段，河階面亦朝上游而逐漸縮小，分布也變得零星，與河階最發達的靜浦至新蘭內較大流域河階分布的特徵大相逕庭。

（二）從流域中游及下游河階之橫剖面，推測地表抬升，河流下切，為河階地形演育的重要因素之一。總計調查發現 124 個露頭，其中 46 個露頭可組成 21 個階序相鄰的露頭組合（橫剖面）（附錄二），其中 19 個橫剖面（除 D、J 之外的剖面）呈現底岩逐漸遭下切的演育過程，生成堆積層較薄（通常 ≤ 10 m）的岩石階地，顯示河流侵蝕基準普遍隨地表的抬升而下降，驅動河流侵蝕底岩。此外，當河口分布高大海階崖，下游河階階序通常較多、階序間的高差也通常較大，並伴隨向源侵蝕而生的遷急點，這包含了河流下游因受表抬升驅動的下切，以及海岸受侵蝕生成海階崖而造成的額外下切效果。

（三）雖然本區河階多發育於軟岩區，但流域內岩石強度的配置對河階發達與否也有影響。藉由統計分析，發現流域內較上游地層岩石強度高於下游者，流域內河階總面積隨流域面積增加而提升的趨勢特別顯著，且在類似的流域面積下，這類岩石強度配置的流域，河階總面積多高於其他配置類型者。推測這是因為此種地層配置能增進來自上游都鑾山層供給的硬岩巨礫在中下游磨蝕軟岩而拓寬河道，即工具效應（tool effect）的效果，有利於中下游河谷底部的拓寬。是以雖然流域面積為影響河階地形發達程度的基本流域特性，岩石強度配置（較上游高於下游者），尚能增強因流域面積對河階發達與否的效應。

(四) 透過前人整理的年代資料，山麓沖積扇與河階沉積物堆積的年代多落於 0.6-1 ka、5.8-6.2 ka、8.2-11.4 ka BP 等三個時期，若與前人臺灣中部孢粉的統計數據比對，其中 8.2-11.4 ka BP 沉積物大量堆積的年代範圍與 8-11 ka 相對濕潤的氣候期吻合，為溼潤氣候下降水量較高的產物；較晚的兩個時期則與氣候波動無關，而依據國內外的前人研究，可能為地震或暴雨等使岩石碎屑透過崩塌與土石流而大量進入河道所致。

二、淨浦至新蘭段

(一) 地形特徵

此區河階最發達，且分部特徵較為一致：1. 中上游常分布堆積型河階，下游也常同時分布山麓沖積扇，並常可與上游的大型階地對比而可能為同一期堆積之產物；2. 流域上游多深入岩石強度高的都鑾山層（火成岩），其下游則為抗蝕性低的八里灣層（砂頁岩互層），而河谷中則滿布著來自都鑾山層高岩石強度強度的底床載；3. 多數流域下游抬升速率較高，並伴隨高大海階崖（崖高 ≥ 10 m）的生成，其下游河階階序多，階序間高度的差距亦大，河谷中常有遷急點；4. 部分流域下游高大的海階崖為沖積扇扇端崖，意味著當該沖積扇發育得較厚較廣，海岸線因堆積而前進，而後扇端因海水侵蝕後退成崖，當扇端崖成長至一定高度，仍可能僅因扇端崖的生成，驅使下游河段的向源下切。據此，本文分析此區河階發育的模式。

(二) 河階發育模式

在長期地表抬升、侵蝕基準下降而驅動河流不斷下切的環境下，較大的流域，其上游鑾山層較易因濕潤的氣候條件以及地震或暴雨而崩塌，崩塌碎屑造成河流上游受土石流積夷，沉積物供給速率大於河流搬運的負載力，使底床載的積夷效應持續，谷底因堆積而加寬，生成堆積型的地形面；在中下游，來自都鑾山層的岩石碎屑繼續以底床載之工具效應磨蝕八里灣層的軟弱底岩而加寬河床，直至傳輸至下游生成山麓沖積扇，覆蓋於海階面之上；最下游河段，抬升速率高的海岸，伴隨著高大海階崖的生成而共同驅動向源下切，下切量較大，河階階序較多、高差較大，然而若沖積扇的堆積厚且廣，其扇端受海水侵蝕成崖，當此崖落差增加至某個高度，也足以驅使下游向源下切而生成河階地形（前文的圖 4-64）。

模式中，在上游硬岩、中下游軟岩的地層配置下，大量供應的高強度岩石碎屑，導致上游的積夷以及中下游在搬運時促進河谷底部軟岩的磨蝕與側蝕，提高此區域地形面出現的可能性，終而生成發達的河階地形，因此地層配置及此狀況下堅硬礫石沉積物的工具效應，是此模式中除了地表抬升、軟岩分布外，河階發達相當重要的因素，而地表抬升的背景則同時在大尺度上不斷加諸於整個流域，驅動河流下切底岩，使河流中下游陸續發育不同階序的岩石階地。

三、區域間河階生成因素的差異

研究區中段靜浦至新蘭間的發育模式，於水璉溪與蕃薯寮溪一帶、杉原附近以及中段沿岸較小流域等區域較適合，這是因為模式中部分因素未明顯存在於這

三個區域。這些因素分別為：1.水璉溪與蕃薯寮溪一帶：(1)上游少有大型階地且平均坡度低，顯示上游沉積物積夷的潛能較低、(2)河谷坡度與面積高度積分值皆低，推測地表抬升速率較低及其驅動河流下切的趨勢較弱、(3)下游因海水面相對下降的速率較低以及硬岩對向源侵蝕的阻礙（蕃薯寮溪），向源侵蝕的現象不顯著；2.杉原附近：(1)上游少有大型階地且平均坡度低，顯示上游沉積物積夷的潛能較低、(2)各流域無上游岩石強度高於中下游之配置，推測底床載工具效應較弱；以及 3.沿岸較小流域：(1)流域面積普遍較小因而上游未深入易崩塌區致使沉積物供給潛能較低、(2)主流短小、近海岸，導致全河段幾乎都受海水面相對下降之速率高低以及向源侵蝕強盛與否所影響。

整體而言，水璉溪與蕃薯寮溪一帶以及杉原附近，河階的生成肇因於當流域較大，主流中下游累積的水流與礫石足以拓展出較寬的河谷，生成地形面，因此愈往下游，河階愈發達，河階生成模式異於靜浦至新蘭之間的區域；中段東側的小流域雖然因面積小，有河階地形的流域不多，但或可將其視為同區較大流域的前身，若流域逐漸向西側拓展發育，將進入都鑾山層而有較大量的高抗蝕性岩屑供應，如此其河階發育模式將逐漸近似本文所提靜浦至新蘭之間較大流域之模式（前文的圖 4-77）。

四、後續研究方向

本文雖提出海岸山脈東翼影響河階地形的因素以及中段河流地形演育的模式，但各因素發生的時間、速率以及彼此的先後次序因年代空制不足而未能多所著墨，因此往後若欲更精確地解讀此區河流地形演育，關鍵便在定年資料的累積。然而整體來說，海岸山脈東翼河階露頭在空間上較為零散且中上游堆積型階地多易達性低，於沉積層中獲得定年標本不易，是以持續尋找定年標本固然為獲得年代資料最直接的方式，更精密而普遍地從事河階幾何關係的量測（或利用更精細準確的地形資料）、繪製、對比，亦不失為在河階年代資料較為分散下輔助、延伸年代資料效益的方式。此外，若能繼續累積露頭調查結果的數量與密度，進而使其足以配合河階縱剖面從事上中下游河階沉積層特徵、厚度較為連續的比較，也是後續能更精確闡述河階發育模式的研究方向。

引用文獻

- 王源、陳文山 (1993a):《海岸山脈地質圖 (北幅)》,經濟部中央地質調查所。
- 王源、陳文山 (1993b):《海岸山脈地質圖 (南幅)》,經濟部中央地質調查所。
- 石再添 (1977):〈臺灣東部花東海岸域的地形學計量研究〉,《地理研究報告》,3: 143-170。
- 石再添、楊貴三 (1985):〈八卦台地的活斷層與地形面〉,《國立台灣師範大學地理研究報告》,11: 173-186。
- 石再添、鄧國雄 (1977):〈花東海岸的海岸地形〉,《地理教育》,3: 12-19。
- 石再添、鄧國雄、許民陽、楊貴三:(1988)〈臺灣花東海岸海階的地形學研究〉,《地理研究報告》,14: 1-50。
- 石再添、鄧國雄、黃朝恩 (1975):〈大肚溪流域的地形學計量研究〉,《臺灣文獻》,26(2): 23-82。
- 石再添、鄧國雄、黃朝恩、張瑞津 (1976):〈濁水溪流域的地形學計量研究〉,《臺灣文獻》,27(4): 1-22。
- 石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得、楊貴三、許民陽 (1984a):〈臺灣西南部與南部活斷層的地形學研究〉,《地理學研究報告》,10: 49-94。
- 石再添、鄧國雄、黃朝恩 (1975):〈大肚溪流域的地形計量學研究〉,《臺灣文獻》,26(2): 23-82。
- 石再添、張瑞津、黃朝恩、石慶得、楊貴三、孫林耀明 (1983a):〈臺灣北部與東部活斷層的地形學研究〉,《師大地理研究報告》,9: 20-72。
- 石再添、張瑞津、楊貴三 (1983b):〈后里臺地的活斷層與地形面〉,《中國地理學會會刊》,11: 46-55。
- 石再添、張瑞津、楊貴三、許民陽 (1985a):〈草屯與車籠埔河階群的活斷層與地形面〉,《中國地理學會會刊》,13: 1-12。
- 石再添、張瑞津、鄧國雄、楊貴三 (1985b):〈竹東臺地活斷層的分布與特性〉,《地理學研究》,9: 1-16。
- 石再添、鄧國雄、張瑞津、楊貴三 (1985c):〈恆春地區的活斷層與地形面〉,《地理教育》,11: 1-14。
- 石再添、鄧國雄、楊貴三 (1984b):〈大肚臺地的活斷層與地形面〉,《中國地理學會會刊》,12: 9-21。
- 石再添、鄧國雄、楊貴三、許民陽 (1986a):〈新社河階群的活斷層與地形面〉,《地學彙刊》,5: 29-39。
- 石再添、鄧國雄、張瑞津、石慶得、楊貴三 (1986b):〈臺灣活斷層的地形學研究〉,《師大地研所地理研究報告》,12: 1-44。
- 何立德 (2007):〈探討河階成因性名詞之必要性〉,《高雄師大學報》,23: 19-28。
- 何春蓀 (1997):《臺灣地質概論 臺灣地質圖說明書》(二版三刷),臺北縣:經濟部中央地質調查所。

- 吳麗娟(2000):《台灣北部主要河川遷急點之地形學研究》，中國文化大學地學研究所碩士論文。
- 林名璟(2008):《利用河階發育年代、堆積特徵與其分佈來探討荖濃溪之河流演育過程》，國立臺灣大學理學院地質科學所碩士論文。
- 林朝榮(1957):《臺灣地形》，臺灣省通志稿 卷一 土地志・地理篇，臺灣省文獻委員會，23-36。
- 周淑文(1997):《基隆河地形演育過程》，國立台灣大學地理研究所碩士論文。
- 范舜侑(2008):《貓羅溪集水區地形對車籠埔斷層活動的反應》，國立彰化師範大學地理學系碩士論文。
- 徐鐵良(1954):〈臺灣東部海岸山脈地形與近期上升運動〉，《臺灣省地質調查所會刊》，7：9-18。
- 高鵬飛(1990):《臺灣海岸山脈東坡南北段河階地形之比較研究—以馬武窟溪和豐濱溪為例》，國立臺灣師範大學地理學研究所碩士論文。
- 陳文民、陳恩倫、方國運、劉思謙、陳明義(2006)：〈台東海岸山脈值群分類與製圖〉，《林業研究季刊》，28(4)：53-76。
- 陳邦禮(1996):《蘭陽溪上游沖積扇的地形演育》，國立臺灣大學地理學研究所碩士論文。
- 陳惠芬(1984):〈從三角點檢測成果見到的臺灣的地盤升降〉，《經濟部中央地質調查所特刊》，3：127-140。
- 陳肇夏(1994):《臺灣變質相圖》，臺北：經濟部中央地質調查所。
- 張瑞津、石再添(1990)：〈河階研究的概觀〉，《中國地理學會會刊》，18：1-8。
- 張瑞津、石再添、高鵬飛、曾正雄(1990)：〈豐濱溪河階的地形學研究〉，《師大地理學研究》，14：47-64。
- 張瑞津、石再添、沈淑敏、張政亮(1992a)：〈花東縱谷南段河階的地形學研究〉，《地理學研究》，16：27-63。
- 張瑞津、石再添、沈淑敏、張政亮(1992b)：〈花東縱谷北段河階的地形學研究〉，《地理研究報告》，18：241-292。
- 張瑞津、鄧國雄、劉明崎(1998)：《苗栗丘陵河階之地形學研究》，國立台灣師範大學地理研究報告，29：97-112。
- 張瑞津、石再添、曾正雄、高鵬飛、陳美鈴(1991)：〈海岸山脈東坡河階的地形學研究〉，《國立台灣師範大學地理研究報告》，17：99-145。
- 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖(1994)：花東縱谷沖積扇的地形學研究，國立臺灣師範大學地理研究報告，21：43-74。
- 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝(1995a)：蘭陽地區沖積扇的地形學研究，國立臺灣師範大學地理研究報告，23：151-191。
- 張瑞津、石再添、楊淑君、林譽方、陳翰霖、董德輝(1995b)：高屏溪谷與潮州斷崖沖積扇的地形學研究，國立臺灣師範大學地理研究報告，24：39-87。
- 張瑞津、鄧國雄、劉明崎(1999)：〈頭前溪階地之地形學研究〉，《國立台灣師範

- 大學地理研究報告》，31：61-81。
- 張瑞津、鄧國雄、劉明崎（2000）：〈新店溪河階之地形學研究〉，《國立台灣師範大學地理研究報告》，33：179-197。
- 張瑞津、沈淑敏、楊貴三（2002）：《地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫「槽溝開挖與古地震研究計畫（1/5）—臺灣島河階地形資料庫的建置（1/3）北部地區」》，經濟部中央地質調查所。
- 張瑞津、沈淑敏、楊貴三（2003）：《地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫「槽溝開挖與古地震研究計畫（2/5）—臺灣島河階地形資料庫的建置（2/3）西南部地區」》，經濟部中央地質調查所。
- 張瑞津、楊貴三、沈淑敏（2004）：《地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫「槽溝開挖與古地震研究計畫（3/5）—臺灣島河階地形資料庫的建置（3/3）東部地區」》，經濟部中央地質調查所。
- 許民陽（1988），《臺灣海階之地形學研究》，私立中國文化大學地學研究所博士論文。
- 黃文樹（2003）：〈八卦台地南部階地地形與土壤化育之研究〉，《國立彰化師範大學地理學系碩士論文》。
- 黃文樹、蔡衡、林登秋（2003）：〈臺灣河階對比研究之回顧與探討〉，《地理學報》，33：19-37。
- 黃美璇（2001）：《荖濃河流域之河階地與地形演育》，國立高雄師範大學地理學系碩士論文。
- 黃珮瑜（2008）：《大里河流域地形對車籠埔斷層活動的反應》，國立彰化師範大學地理學系碩士論文。
- 黃祥慶（1995）：《桃園台地群之礫石堆積層》，國立中央大學應用地質研究所碩士論文。
- 曾士林（1994）：《新店溪河階與曲流之地形學研究》，中國文化大學地理學研究所碩士論文。
- 傅炯貴（1998）《蘭陽溪上游沖積扇河階之成因—河流反應暫時基準面的變化》，國立成功大學地球科學系碩士論文。
- 楊貴三（1986）：《台灣活斷層的地形學研究—特論活斷層與地形面的關係》，私立中國文化大學地學研究所博士論文。
- 楊貴三（1988）：〈新店溪中游河流地形的研究〉，《國立臺灣師範大學地理教育》，14：85-97。
- 楊貴三（1992）：〈台灣東部木瓜河流域的地形學研究〉，《社會科教育學報》，1：1-90。
- 楊貴三、沈淑敏（2010）：《臺灣全志 卷二土地志 地形篇》，南投：國史館臺灣文獻館。
- 楊貴三、張瑞津、沈淑敏、石同生（2007）：〈埔里盆地的地形面、活動構造與地形演育〉，《地理研究》，46：1-16。

- 齊士崢 (1994):〈立霧溪流域的河階地〉,《國立台灣大學地理學系地理學報》, 17: 33-46。
- 齊士崢 (1995):〈立霧溪流域的地形演育〉,國立台灣大學地理學研究所博士論文。
- 齊士崢、宋國城(2000):〈台灣界限斷層帶上沖積扇階地地形發育的複雜性〉,《環境與世界》, 4: 77-91。
- 齊士崢、宋國城、陳邦禮、謝孟龍、蔡衡、傅炯貴 (1998):〈蘭陽溪上游沖積扇的地形演育〉,《環境與世界》, 2: 137-150。
- 齊士崢、黃美璇 (2001):〈荖濃溪的河階地和地形演育〉,《環境與世界》, 5: 123-140。
- 劉平妹 (1987):《台灣東部海階之新期變動地形研究 (I): 豐濱—成功段》,行政院國家科學委員會專題研究計畫成果報告。
- 劉平妹、謝孟龍 (2006):《臺灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究 (1/2)》,中央地質調查所報告第 95-01 號。
- 劉平妹、謝孟龍 (2007):《臺灣東部晚第四紀地質調查及地形演育研究 (2/2)》,中央地質調查所報告第 96-01 號。
- 劉宇軒 (2004):《台灣海岸山脈北段森林植物群落之研究》,國立東華大學自然資源管理研究所碩士論文。
- 劉志學 (1989):《立霧溪河階之沉積學研究與對比》,國立台灣大學地質學系碩士論文。
- 劉明錡 (2004):《臺灣西北部河階之地形學研究》,國立台灣師範大學地理學系博士論文。
- 趙秋益 (1993):《台灣中部陳有蘭溪流域的河階地與地形演育之研究》,國立高雄師範大學地理學系碩士論文。
- 趙偉智 (1999):《以擴散模式模擬河流縱剖面探討蘭陽溪扇階之演育》,國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 廖俊言 (1995):《地形定年法應用於河階對比與斷層活動性之探討》,國立成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 蔡怡真 (2002):《新竹地區活斷層之地形學研究》,國立彰化師範大學地理學研究所碩士論文。
- 蔡衡 (2000):〈論八卦臺地南部階地之成因〉,《中國地理學會會刊》, 28: 239-253。
- 蔡衡 (2004):《台灣地區河階地形之複合對比》,國立成功大學地球科學研究所博士論文。
- 鄧國雄、沈淑敏 (1990):〈臺灣海岸山脈太原盆地河流地形之研究〉,《師大地理研究報告》, 16: 199-223。
- 賴政國 (1987):《台灣東部海岸山脈成功至豐賓海階地形之研究》,國立台灣大學地理學研究所碩士論文。
- 謝孟龍 (1990):《台灣花東海岸晚第四紀沉積層海階地形暨新構造運動的研究》,

- 國立台灣大學地質學研究所碩士論文。
- 謝孟龍 (2007):〈臺灣河階地形研究的回顧、檢討與展望〉,《經濟部中央地質調查所特刊》, 18: 209-242.
- 謝孟龍、劉平妹 (2010):〈花東海岸全新世地殼上升速率的再檢討〉,《經濟部中央地質調查所彙刊》, 23: 165-199。
- 蘇惠貞 (2007):《急水溪中上游的構造地形:以地形面與地形指標探討》,國立臺灣師範大學地理研究所碩士論文。
- 龔琪嵐 (2002):〈楠梓仙溪流域與荖濃溪流域之地形演育研究〉,國立高雄師範大學地理學系碩士論文。
- 龔琪嵐、齊士崢 (2004):〈楠梓仙溪流域的河階地與地形演育〉,《地理學報》, 38: 47-62。
- 小山正忠、竹原秀雄 (1967):《新版標準土色帖》,東京都:日本色研事業株式會社。
- 大塚彌之助 (1928):〈秀姑巒溪と海岸山脈〉,《地理學評論》, 4: 74-78。
- 富田芳郎 (1937):〈淡水河河岸段丘の地形面對比に就て〉,《臺灣地學記事》, 8 10-12: 101-119。富田芳郎 (1940a):〈臺灣の河谷地形に就いて〉,《矢部教授還曆紀念論文集》。
- 富田芳郎 (1940b):〈臺灣の段丘に就いて〉,《科學の臺灣》, 8(3): 83-88。
- 富田芳郎 (1972):《臺灣地形發達史の研究》,東京都:古今書院。
- Benda, L. & Dunne, T. (1997): Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks, *Water Resources Research*, 33(12): 2865-2880.
- Berryman, K., Marden, M., Eden, D., Mazengarb, C., Ota, Yoko & Moriya, I. (2000): Tectonic and paleoclimatic significance of Quaternary river terraces of the Waipaoa River, east coast, North Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 43: 229-245.
- Boison, P. J., & Patton, P. C. (1985): Sediment storage and terrace formation in Coyote Gulch basin, South-central Utah, *Geology*, 13: 31-34.
- Bookhagen, B., Fleitmann, D., Nishiizumi, K., Strecker, M. R. & Thiede, R. C. (2006): Holocene monsoonal dynamics and fluvial terrace formation in the northwest Himalaya, India, *Geology*, 34(7): 601-604.
- Bridgland, D. R. (2000): River terrace systems in north-west Europe: an archive of environmental change, uplift and early human occupation, *Quaternary Science Reviews*, 19: 1293-1303.
- Bridgland, D. R. & Schreve, D. C. (2009): Implications of new Quaternary uplift models for correlation between the Middle and Upper Thames terrace sequences, UK, *Global and Planetary Change*, 68(4): 346-356.
- Bridgland, D. & Westaway, R. (2008): Climatically controlled river terrace staircases: A worldwide Quaternary phenomenon, *Geomorphology*, 98: 285-315.

- Bull, W. B. (1962): Relations of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno County, California, U.S., *Geological Survey Professional Paper*: 450B: 51-53.
- Bull, W. B. (1977): The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography*, 1: 223-270.
- Bull, W. B. (1979): Threshold of critical power in streams, *Geological Society of America Bulletin*, 90: 453-464.
- Bull, W. L., & Knuepfer, L. K. (1987): Adjustments by the Charwell River, New Zealand, to uplift and climatic changes, *Geomorphology*, 1: 15-32.
- Bull, W. B. (1990): Stream-terrace genesis: implications for soil development, *Geomorphology*, 3: 351-367.
- Bull, W. B. (1991): *Geomorphic Responses to Climatic Change*. New York: Oxford University Press.
- Bull, W. B. (2007): *Tectonic Geomorphology of Mountains: A New Approach to Paleoseismology*. Oxford: Black Publishing Ltd.
- Chang, J.-C. (1982): *Stream Order and Stream Net Ratios of Drainage Basins in Taiwan*. A Doctoral Dissertation of the University of Tsukuba.
- Chang, J.-C. (1996): Channel morphology on the eastern slope of the coastal range in Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 39(4): 465-483.
- Chen, Y., Hung, J., Lai, K. Lin, Y.-N., Wilcox, Tarka & Mueller, K. (2007): River terrace development in response to folding above active wedge thrusts Houli, Central Taiwan, *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 240-250.
- Chen, W.-S., Huang, M.-T., & Liu, T.-K. (1991): Neotectonic significance of the Chimei fault in the coastal range, eastern Taiwan, *Proceedings of the Geological Society of China*, 34(1): 43-56.
- Chen, Y. & Liu, T. (1991): Radiocarbon dates of river terraces along the lower Tahanchi, northern Taiwan: their tectonic and geomorphic implications, *Proceedings of the Geological Society of China*, 34(4): 337-347.
- Chen, Y., Shyu, J. B. H., Ota, Y., Chen, W., Hu, J., Tsai, B. & Wang, Y. (2004): Active structures as deduced from geomorphic features: a case in Hsinchu Area, Northwestern Taiwan, *Quaternary International*, 115-116: 189-199.
- Cheng, S., Deng, Q., Zhou, S., & Yang, G. (2002): Strath terraces of Jinshaan Canyon, Yellow River, and Quaternary tectonic movements of the Ordos Plateau, north China, *Terra Nova*, 14: 215-224.
- Ching, K.-E., Hsieh, M.-L., Johnson, K. M., Chen, K.-H., Rau, R.-J. & Yang, M. (2011): Modern vertical deformation rates and mountain building in Taiwan from precise leveling and continuous GPS observations, 2000–2008, *Journal of Geophysical Research*, 116: B08406, doi:10.1029/2011JB008242.

- Claessens, L., Veldkamp, A., ten Broeke, E. M. & Vloemans, H. (2009) A Quaternary uplift record for the Auckland region, North Island, New Zealand, based on marine and fluvial terraces, *Global and Planetary Change*, 68: 383-394.
- Clement, A. J. H. & Fuller, I. C. (2007): Fluvial responses to environmental change in the North Island, New Zealand, during the past c. 30 ka recorded in river terrace sequences: a review and model for river behaviour, *New Zealand Journal of Geology*, 50: 101-116.
- Cowie, P. A., Whittaker, A. C., Attal, M., Roberts, G., Tucker, G. E. & Ganas, A. (2008): New constraints on sediment-flux-dependent river incision: Implications for extracting tectonic signals from river profiles, *Geology*, 36(7): 535-538.
- Dollar, E. S. J. (2002): Progress report - Fluvial geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 26(1): 123-143.
- Dollar, E. S. J. (2004): Progress report - Fluvial geomorphology, *Progress in Physical Geography*, 28(3): 405-450.
- Dutta, S., Suresh, N & Kumar, R. (2012): Climatically controlled Late Quaternary terrace staircase development in the fold-and-thrust belt of the Sub Himalaya, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 356-357: 16-26.
- Finnegan, N. J., Sklar, L. S. & Fuller, T. K. (2007): Interplay of sediment supply, river incision, and channel morphology revealed by the transient evolution of an experiment bedrock channel, *Journal of Geophysical Research*, 112: F03S11, doi: 10.1029/2006JF000569.
- Fuller, T. K., Perg, L. A., Willenbring, J. K. & Lepper, K. (2009): Field evidence for climate-driven changes in sediment supply leading to strath terrace formation, *Geology*, 37(5): 467-470.
- García, A. F., Zhu, Z., Ku, T. L., Chadwick, O. A. & Montero, J. C. (2004): An incision wave in the geologic record, Alpujarran Corridor, southern Spain (Almería), *Geomorphology*, 60: 37-72.
- Gibbard, P. L. & Lewin, J. (2009): River incision and terrace formation in the late Cenozoic of Europe, *Tectonophysics*, 474: 41-55.
- Goudie (2004): *Encyclopedia of Geomorphology. Volume 2. J-Z*. London and New York: Routledge Ltd, 1039-1043.
- Hancock, G. S. & Anderson, R. S. (2002): Numerical modeling of fluvial strath-terrace formation in response to oscillating climate, *Geological Society of America Bulletin*, 114(9): 1131-1142.
- Hanson, P. R., Mason, J. A. & Goble, R. J. (2006): Fluvial terrace formation along Wyoming's Laramie Range as a response to increased late Pleistocene flood magnitudes, *Geomorphology*, 76: 12-25.
- Howard, A. D. (1959) Numerical systems of terraces nomenclature - A critique, *The*

- Journal of Geology*, 67(2): 239-243.
- Howard, A. D. (1962): The Chungchou photogeologic anomaly, *Petroleum Geology of Taiwan*, 1: 121-125.
- Ho, L. D. (2006): *Fluvial terraces in the Fengpin River basin of the Coastal Range, eastern Taiwan*. Unpublished PhD thesis of School of Anthropology, Geography and Environmental Studies, the University of Melbourne, Australia.
- Holbrook, J. & Schumm, S. A. (1999): Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings, *Tectonophysics*, 305: 287-306.
- Howard, A. D. (1959): Numerical systems of terraces nomenclature - A critique, *The Journal of Geology*, 67(2): 239-243.
- Hsieh, M. & Chyi, S (2010): Late Quaternary mass-wasting records and formation of fan terraces in the Chen-yeo-lan and Lao-nung catchments, central-southern Taiwan, *Quaternary Science Reviews*, 29: 1399-1418.
- Hsieh, M. & Knuepfer P. L. K. (2001): Middle-late Holocene river terraces in the Erhjen River Basin, southwestern Taiwan—implications of river response to climate change and active tectonic uplift, *Geomorphology*, 38: 337-372.
- Hsieh, M. & Knuepfer P. L. K. (2002): Synchronicity and morphology of Holocene river terraces in the southern Western Foothills, Taiwan: A guide to interpreting and correlating erosional river terraces across growing anticlines, *Geological Society of America Special Paper*, 358: 59-78.
- Hsieh, M., Lai, T. & Liew, P. (1994): Holocene climatic river terraces in an active tectonic-uplifting area, middle part of the coastal range, eastern Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 37(1): 97-114.
- Hsieh, M.-L., Liew, P.-M., & Hsu, M.-Y. (2004): Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan, *Quaternary International*, 115-116: 47-70.
- Hsieh, M.-L., Liew, P.-M. & Chen, H.-W. (2011): Early Holocene catastrophic mass-wasting event and fan-delta development on the Hua-tung coast, eastern Taiwan, *Geomorphology*, 134: 378-393.
- Hsieh, M.-L. & Rau, R.-J. (2009): Late Holocene coseismic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: Evidence from mass mortality of intertidal organisms, *Tectonophysics*, 474: 595-609.
- Hsu, T.-L. (1962): A study on the coastal geomorphology of Taiwan, *Proceedings of the Geological Society of China*, 5: 29-45.
- Huggett, R. J. (2007): *Fundamentals of Geomorphology*. (2nd) New York: Routledge.
- Ishimura, D. & Kakiuchi, Y. (2011): Chronology and processes of fluvial terrace formation in northeastern Kinki district, southwest Japan, based on cryptotephra

- analysis, *Quaternary International*, 246: 190-202.
- Knighton, D. (1984): *Fluvial Forms and Processes*. London: Edward Arnold.
- Kock, S., Kramers, J. D., Preusser, F., & Wetzel, A. (2009): Dating of late Pleistocene terrace deposits of the River Rhine using uranium series and luminescence methods: potential and limitations, *Quaternary Geochronology*, 4: 363-373.
- Ku, C. C. (1963): Photogeologic study of terraces in northwestern Taiwan, *Proceedings of the Geological Society of China*, 6: 51-60.
- Lavé, J & Avouac, J. P. (2001): Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal, *Journal of Geophysical Research*, 106(B11): 26561-26591.
- Liew, P.-M., Hsieh, M.-L. & Lai, C.-K. (1990): Tectonic significance of Holocene marine terraces in the Coastal Range, eastern Taiwan, *Tectonophysics*, 183: 121-127.
- Liew, P.-M., Huang, S.-Y. & Kuo, C.-M. (2006): Holocene thermal optimal and climate variability of East Asian monsoon inferred from forest reconstruction of a subalpine pollen sequence, Taiwan, central Taiwan, *Quaternary International*, 147: 16-33.
- Liew, P.-M., Pirazzoli, P. A., Hsieh, M.-L., Arnold, M., Barusseau, J. P., Fontugne, M. & Giresse, P. (1993): Holocene tectonic uplift deduced from elevated shorelines, eastern Coastal Range of Taiwan, *Tectonophysics*, 222: 55-68.
- Litchfield, N. J. & Berryman, K. R. (2005): Correlation of fluvial terraces within the Hikurangi Margin, New Zealand: implications for climate and baselevel controls, *Geomorphology*, 68: 291-313.
- Litchfield, N. J. & Rieser, U. (2005): Optically stimulated luminescence age constraints for fluvial aggradation terraces and loess in the eastern North Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*, 48: 581-589.
- Litchfield, N., Wilson, K., Berryman, K. & Wallace, L. (2010): Coastal uplift mechanisms at Pakarae River mouth: Constraints from a combined Holocene fluvial and marine terrace dataset, *Marine Geology*, 270: 72-83.
- Maddy, D. (1997): Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England, *Journal of Quaternary Science*, 12(6): 539-545.
- Martins, A. A., Cunha, P. P., Huot, S., Murray, A. S. & Buylaert (2009): Geomorphological correlation of the tectonically displaced Tejo River terraces (Gavião-Chamusca area, central Portugal) supported by luminescence dating, *Quaternary International*, 199: 75-91.
- Matsu'ura, T., Furusawa, A. & Saomoto, H. (2008): Late Quaternary uplift rate of the northeastern Japan arc inferred from fluvial terraces, *Geomorphology*, 95: 384-397.

- Mizutani, T. (1998): Laboratory experiment and digital simulation of multiple fill-cut terrace formation, *Geomorphology*, 24:353-361.
- Molnar, P., Brown, E. T., Burchfiel, B. C., Deng, Q., Feng, X., Li, J., Raisbeck, G. M., Shi, J., Wu, Z., Yiou, F., & You, H. (1994) Quaternary climate change and the formation of river terraces across growing anticlines on the north flank of the Tien Shan, China, *The Journal of Geology*, 102: 583-602.
- Montgomery, D. R. (2004): Observations on the role of lithology in strath terrace formation and bedrock channel width, *American Journal of Science*, 304: 454-476.
- Nakamura, F. (1986): Chronological study on the torrential channel bed by the age distribution of deposits, *Research Bulletins of the College Experiment Forests*, 43(1): 1-27.
- Olszak, J. (2011): Evolution of fluvial terraces in response to climate change and tectonic uplift during the Pleistocene: Evidence from Kamienica and Ochotnica River valleys (Polish Outer Carpathians), *Geomorphology*, 129: 71-78.
- Ota, Y., Lin, Y. N., Chen, Y., Chang, H. & Hung, J. (2006): Newly found Tunglo active fault system in the fold and thrust belt in northwestern Taiwan deduced from deformed terraces and its tectonic significance, *Tectonophysics*, 417: 305-323.
- Ota, Y., Shyu, J. B. H., Chen, Y. & Hsieh, M. (2002): Deformation and age of fluvial terraces south of the Choushi River, central Taiwan, and their tectonic implications, *Western Pacific Earth Sciences*, 2(3): 251-260.
- Pazzaglia, F. J. (2010): Fluvial terraces. In: *Treatise of Geomorphology* (ed. by Whol, E.) New York: Elsevier.
- Peng, T.-H., Li, Y.-H. & Wu, F.-T. (1977): Tectonic uplift rates of the Taiwan Island since the early Holocene, *Memoir of the Geological Society of China*, 2: 57-69.
- Personius, S. F., Kelsey, H. M. & Grabau, P. C. (1993): Evidence for Regional Stream Aggradation in the Central Oregon Coast Range during the Pleistocene-Holocene Transition, *Quaternary Research*, 40: 297-308.
- Pierce, J. L., Meyer, G. A. & Rittenour, T. (2011): The relation of Holocene fluvial terraces to changes in climate and sediment supply, South Fork Payette River, Idaho, *Quaternary Science Review*, 30: 628-645.
- Pirazzoli, P. A., Arnold, M., Giresse, P., Hsieh, M. L. & Liew, P. M. (1993): Marine deposits of late glacial times exposed by tectonic uplift on the east coast of Taiwan, *Marine Geology*, 110: 1-6.
- Ritter, D. F., Kochel, R. C. & Miller, J. R. (2002): *Process Geomorphology*. (4th) New York: McGraw-Hill.
- Robustelli, G., Lucà, F., Corbi, F., Pelle, T., Dramis, F., Fubelli, G., Scarciglia, F.,

- Muto, F. & Cugliari, D. (2009): Alluvial terraces on the Ionian of northern Calabria, southern Italy: implications for tectonic and sea level controls, *Geomorphology*, 106: 165-179.
- Schumm, S. A. (1973): Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: *Fluvial Geomorphology*. (ed. by M. Morisawa) S.U.N.Y. Publications in Geomorphology, Binghamton, N.Y., 299-310.
- Schumm, S. A. (1977): *The Fluvial System*. New York: John Wiley & Sons, 210-243.
- Schumm, S. A., & Parker, R. S. (1973): Implications of complex response of drainage systems for Quaternary alluvial stratigraphy, *Natural Physical Science*, 243: 99-100.
- Shen, S. M. (2000): *Geomorphological and Tectonic Controls on Coastal Erosion Huatung, Eastern Taiwan*, Unpublished PhD thesis of University College, the University of London.
- Shyu, J. B. H., Sieh, K., Avouac, J. P., Chen, W. & Chen, Y. (2006): Millennial slip rate of the Longitudinal Valley fault from river terraces: Implications for convergence across the active suture of eastern Taiwan, *Journal of Geophysical Research*, 111, BO8403, doi: 10.1029/2005JB003971.
- Silva, P. G., Harvey, A. M., Zazo, C. & Goy, J. L. (1992): Geomorphology, Depositional style and Morphometric relationships of Quaternary alluvial fans in the Guadalentin Depression (Murcia, Southeast Spain), *Zeitschrift für Geomorphologie Neue Folge*, 36(3): 325-341.
- Sklar, L. S. & Dietrich, W. E. (2001): Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock, *Geology*, 29(12): 1087-1090.
- Sklar, L. S. & Dietrich, W. E. (2004): A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load, *Water Resources Research*, 40: W06301, doi: 10.1029/2003WR002496.
- Sklar, L. S. & Dietrich, W. E. (2006): The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model, *Geomorphology*, 82: 58-83.
- Starkel, L. (2003): Climatically controlled terraces in uplifting mountain areas, *Quaternary Science Reviews*, 22: 2189-2198.
- Strahler, A. N. (1952): Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography, *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117-1142.
- Sugai, T. (1993): River terrace development by concurrent fluvial processes and climatic changes, *Geomorphology*, 6: 243-252.
- Summerfield, M.A. (1991): *Approaches to geomorphology*, *Global Geomorphology: An introduction to the study of landforms*, Harlow: Longman.
- Sun, S. C. (1962): Photogeologic interpretation of the Kengtzukou anticline, Hsinchu,

- Taiwan, *Petroleum Geology of Taiwan*, 1: 127-134.
- Sung, Q., & Chu, Y. (1992): Application of the diffusion model in slope evolution – some cases study in Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 35(4): 407-419.
- Sung, Q., Lu, M., Tsai, H. & Leiw, P. (1997): Discussion on the genetics and the correlation of river terraces in Taiwan, *Journal of the Geological Society of China*, 40(1): 31-46.
- Sung, Q. & You, S. (1993): Morphological dating of fluvial terraces along the Ta-Han Hsi, northern Taiwan – An ergodic approach, *Journal of the Geological Society of China*, 36(4):437-456.
- Sung, Q., You, S. & Liao, J. (1995): Correlation of river terraces by quantitative morphological dating and its neotectonic implication, *Journal of the Geological Society of China*, 38(1):65-80.
- Suresh, N., Bagai, T. N., Kumar, R & Thakur, V. C. (2007): Evolution of Quaternary alluvial fans and terraces in the intramontane Pinjaur Dun, Sub-Himalaya, NW India: interaction between tectonics and climate change, *Sedimentology*, 54: 809-833.
- Tsai, H., Huang, W. S., Hseu, Z. Y. & Chen, Z. S. (2006): A river terrace soil chronosequence of the Pakua tableland in central Taiwan, *Soil Science*, 171(2): 167-179.
- Tsai, H., Huang, W. S. & Hseu, Z. Y. (2007a): Pedogenic correlation of lateritic river terraces in central Taiwan, *Geomorphology*, 88: 201-213.
- Tsai, H., Hseu, Z. Y., Huang, W. S. & Chen, Z. S. (2007b): Pedogenic approach to resolving the geomorphic evolution of the Pakua river terraces in central Taiwan, *Geomorphology*, 83: 14-28.
- Viseras, C., Calvache, M. L., Soria, J. M. & Fernández, J. (2003): Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain, *Geomorphology*, 50: 181-202.
- Vita-Finzi, C. & Lin, J.-C. (1998): Serial reverse and strike slip on imbricate faults: The coastal range of east Taiwan, *Geology*, 26(3): 279-281.
- Wang, A., Smith, J. A., Wang, G., Zhang, K., Xiang, S., & Liu, D. (2009): Late Quaternary river terrace sequences in the eastern Kunlun Range, northern Tibet: a combined record of climatic change and surface uplift, *Journal of Asian Earth Sciences*, 34: 532-543.
- Wang, C.-H., & Burnett, W. C. (1990): Holocene mean uplift rate across an active plate-collision boundary in Taiwan, *Science*, 248: 204-206.
- Wang, P., Jiang, H., Yuan, D., Liu, X., & Zhang, B. (2010): Optically stimulated luminescence dating of sediments from the Yellow River terraces in Lanzhou:

- tectonic and climatic implications, *Quaternary Geochronology*, 5: 181-186.
- Wegmann, K. W. & Pazzaglia, F. J. (2002): Holocene strath terrace, climate change, and active tectonics: The Clearwater River basin, Olympic Peninsula, Washington State, *Geological Society of America Bulletin*, 114(6): 731-744.
- Wegmann, K. W. & Pazzaglia, F. J. (2009): Late Quaternary fluvial terraces of the Romagna and Marche Apennines, Italy: climatic, lithologic, and tectonic controls on terrace genesis in an active orogen, *Quaternary Science Reviews*, 28: 137-165.
- Wenske, D. W., Frechen, M., Böse, M., Reimann, T., Tseng, C.-H. & Hoelzmann, P. (2012): Late Quaternary river terraces in the Central Mountain Range of Taiwan: A study of cover sediments across a terrace section along the Tachia River, *Quaternary International*: 263: 26-36.
- William, V. S. (1984): Pedimentation versus debris-flow origin of plateau-side desert terraces in southern Utah, *Journal of Geology*, 92: 457-468.
- Yamaguchi, M. & Ota, Y. (2004): Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan, *Quaternary International*, 115-116: 71-81.
- Yang, G., Zhang, X., Tian, M., Brierley, G., Chen, A., Ping, Y., Ge, Z., Ni, Z. & Yang, Z. (2011) Alluvial terrace systems in Zhangjiajie of northwest Hunan, China: Implications for climatic change, tectonic uplift and geomorphic evolution, *Quaternary International*, 233(1): 27-39.
- Yoxall, W. H. (1969): The relationship between falling base level and lateral erosion in experimental streams, *Geological society of America Bulletin*, 80: 1379-1384.
- Yu, J.-F., Sui, F.-G., Li, Z.-X., Liu, H. & Wang, Y.-L. (2008): Recognition of Milankovitch cycles in the stratigraphic record: application of the CWT and the FFT to well-log data, *Journal of China University Mining & Technology*, 18: 594-598.
- 經濟部中央地質調查所：〈台灣活動斷層分布圖，2010〉。
<http://fault.moeacgs.gov.tw/TaiwanFaults/PageContent.aspx?type=C&id=5>。
(2011/08/11 瀏覽)
- 經濟部中央地質調查所：〈坡地環境地質資料庫查詢系統〉。
<http://envgeo.moeacgs.gov.tw/geoenv/default.asp>。(2011/09/08 瀏覽)
- 行政院農委會水土保持局：〈電腦數位圖檔申請〉。
(<http://www.swcb.gov.tw/form/index-1.asp?m=&m1=9&m2=234&id=1329>)。
(2011/10/05 瀏覽)

附錄

附錄一 各流域之數據與屬性

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類 (四類) ^e	岩石強度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積 (公頃)	有無山麓沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km) (由北至南)
1	--	17.28	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層	6, 4	1	I	14.13	3.16	1	1	0	3.1
2	--	10.24	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層	6, 4	1	I	7.24	2.94	1	1	0	3.2
3	--	16.64	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層	6, 4	1	I	15.53	0.92	0	0	0	3.4
4	--	10.40	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層	6, 4	1	I	5.54	4.16	0	0	0	3.8
5	第七號橋	92.96	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層	6, 4	1	I	44.61	47.43	0	0	0	4.0
6	--	12.57	--	0	蕃薯寮層、沖積層	4, 5	1	II	2.44	9.87	0	0	0	4.7
7	--	11.21	--	0	蕃薯寮層、沖積層	4, 5	1	II	6.41	4.70	1	1	0	4.8
8	第八號橋	94.24	--	0	都鑾山層、蕃薯寮層、八里灣層(礫石)、沖積層	6, 4, 5	1	I	41.00	52.41	0	0	0	5.9
9	--	8.48	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	6.2
10	第九號橋	84.96	--	0	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 5	1	I	49.58	31.98	0	0	0	6.6
11	--	2.35	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	6.9
12	--	13.48	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	7.1
13	--	18.56	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	7.4
14	--	9.28	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	7.7
15	--	9.28	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	7.9
16	--	8.80	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	8.3
17	第十號橋	470.56	--	0	督鑾山層、蕃薯寮、八里灣層(礫岩)	6, 4, 5	1	I	369.84	98.17	0	0	0	8.8
18	--	9.60	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	9.1
19	--	9.92	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	9.3
20	--	8.54	--	0	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	9.5
21	第十一號橋	691.52	--	0	都鑾山層、蕃薯寮曾、八里灣層、沖積層	6, 4,	1	I	640.36	50.99	0	0	0	9.7

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km) (由北至南)
22	--	4.13	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	10.2
23	--	3.17	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	10.5
24	--	3.69	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	10.5
25	--	8.00	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	10.7
26	--	8.00	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	10.9
27	--	4.62	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.0
28	--	4.51	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.2
29	--	4.30	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.3
30	--	9.65	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.4
31	--	1.30	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.4
32	--	11.92	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.5
33	--	6.88	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.7
34	--	3.84	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.7
35	--	8.48	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	11.9
36	--	10.88	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	12.1
37	--	11.36	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	12.5
38	--	11.04	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	12.7
39	第十二號橋	275.68	0.002	1	八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)	5, 4	1	I	250.11	25.57	0	0	0	13.4
40	第十三號橋	10.72	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	13.9
41	第十四號橋	175.20	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	14.4
42	第十五號橋	42.88	--	0	八里灣層(礫岩)	5	0	III	--	0.00	0	0	0	15.2
43	--	17.12	--	0	八里灣層(礫岩)、蕃薯寮層	5, 4	1	I	9.77	7.36	0	0	0	15.7
44	--	17.92	--	0	八里灣層(礫岩)、蕃薯寮層	5, 4	1	I	3.13	14.79	0	0	0	16.1
45	水璉溪	2602.40	1.516	5	都鑾山層、蕃薯寮層、沖積層、八里灣層(礫岩)	6, 4, 5	1	I	965.39	1482.00	0	0	0	17.8
46	--	35.52	0.009	1	八里灣層(礫岩)、沖積層	5	0	III	--	0.00	0	0	0	18.2
47	--	83.04	0.003	1	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	5, 4	1	I	46.33	35.92	0	0	0	19.8

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
48	--	152.00	0.015	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4	1	I	37.57	113.60	0	0	0	20.1
49	蕃薯寮溪	1006.08	0.278	5	都鑾山層、蕃薯寮層、都鑾山層	6, 4, 7, 6	1	I	142.77	863.30	0	0	0	22.0
50	第十九號橋	235.84	--	0	八里灣層(砂泥岩互層), 都鑾山層	4, 6	1	II	83.75	152.10	0	0	0	24.0
51	第二十號橋	315.20	0.022	2	蕃薯寮層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊	5, 4, 6	1	I	259.91	55.29	1	2	1	25.8
52	二十一號橋	803.36	0.114	3	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 5, 4	1	I	433.18	364.40	0	0	1	26.8
53	--	91.20	0.020	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	75.61	11.60	1	1	0	28.0
54	--	47.04	0.004	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	41.65	3.10	1	4	1	28.2
55	--	166.40	0.275	3	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	146.44	14.67	1	3	1	28.9
56	--	42.40	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6	0	III	--	0.00	0	0	0	29.9
57	二十二號橋	183.84	0.049	3	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	1	2	1	30.6
58	加塿溪	360.80	0.221	7	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沉積層	6, 4	1	I	264.81	89.98	1	5	2	32.5
59	新莊溪	118.40	0.029	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沉積層	6, 4	1	I	31.00	81.76	1	2	2	33.1
60	--	16.96	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4	0	IV	--	15.43	0	0	2	33.7
61	--	10.56	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	10.56	0	0	1	33.9
62	二十五號橋	312.32	0.007	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	97.73	214.60	1	1	2	34.1
63	--	3.59	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	3.59	0	0	1	34.4

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類 (四類) ^e	岩石強度 高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積 (公頃)	有無山麓 沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖 積扇階 數	主流經過 的海階崖 階數	海岸線里 程(km) (由北至南)
64	二十六號橋	8.79	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	8.79	1	1	1	34.5
65	--	91.20	0.008	2	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	91.20	0	0	2	35.0
66	二十七號橋	56.00	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	56.00	0	0	2	36.1
67	--	6.01	0.002	1	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	6.01	0	0	2	36.3
68	--	10.65	0.002	1	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	10.65	0	0	1	36.6
69	二十八號橋	162.24	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	162.24	0	0	1	36.9
70	二十九號橋	81.92	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	81.92	0	0	1	37.6
71	--	16.95	0.002	1	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	16.95	0	0	2	37.8
72	--	3.48	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	3.48	0	0	2	38.2
73	--	6.75	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	6.75	0	0	2	38.3
74	--	5.92	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	5.92	0	0	2	38.4
75	--	9.27	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	0	0	1	39.6
76	--	4.60	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	0	0	1	41.9
77	--	28.96	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	0	0	0	45.1
78	--	6.65	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	0	0	0	45.5
79	起拉嚕溪	141.76	0.003	1	都鑾山層、港口石灰岩、沖積層	6	0	III	--	0.00	1	2	2	47.0
80	--	28.80	--	0	都鑾山層、港口石灰岩、沖積層	6	0	III	--	0.00	1	1	2	47.4
81	斯瓦達阿溪	192.32	--	0	都鑾山層 沖積層	6	0	III	--	0.00	1	2	2	48.2
82	拉濫溪	137.44	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	1	2	2	49.4
83	石梯橋	73.76	--	0	都鑾山層	6	0	III	--	0.00	1	2	1	50.5
84	--	29.76	--	0	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	22.31	3.92	0	0	0	50.6
85	--	10.08	--	0	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4	1	I	3.44	6.63	0	0	2	51.0
86	石梯港溪	326.72	4.491	3	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 7, 4	1	I	228.92	97.80	1	2	1	51.2

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
87	--	80.48	1.793	2	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、都鑾山層	6, 4, 6	1	I	44.19	36.29	1	1	0	53.2
88	--	17.92	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、都鑾山層	4, 6	1	II	15.18	15.18	0	0	0	53.4
89	三富溪	589.12	16.821	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 7, 4, 3	1	I	390.67	198.25	1	3	2	56.5
90	茅平橋	247.52	9.133	3	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	25.47	222.02	0	0	1	57.2
91	--	31.52	0.541	1	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	16.58	14.93	1	1	0	57.9
92	大峯峯圳	258.08	7.938	3	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、都鑾山層、沖積層	6, 4, 6, 3	1	I	63.05	195.01	0	0	1	59.4
93	--	14.24	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	5.94	8.30	0	0	1	59.7
94	--	30.24	0.277	1	八里灣層(砂泥岩互層)、都鑾山層、沖積層	4, 6, 3	1	I	12.14	18.10	1	1	1	60.1
95	--	26.24	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	9.68	16.56	0	0	1	60.8
96	水母丁溪	4243.04	272.865	6	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 6, 7, 4, 6, 3	1	I	2548.93	1692.70	1	3	2	62.0
97	--	23.84	1.341	2	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	17.38	6.46	0	0	1	63.1
98	--	34.40	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	11.85	22.55	0	0	1	63.4
99	--	26.40	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	9.80	16.60	0	0	2	63.7
100	--	73.60	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	31.07	42.53	0	0	1	64.1

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石強度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
101	--	126.88	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	34.91	91.97	0	0	1	64.6
102	--	4.48	--	0	沖積層	3	0	IV	--	4.48	0	0	1	65.0
103	大俱來一號圳	163.84	3.069	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	103.50	60.33	1	3	2	65.4
104	北三間屋橋	194.40	4.459	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	36.79	157.61	0	0	1	66.5
105	--	22.56	--	0	沖積層	4, 3	1	I	0.84	22.56	0	0	2	66.6
106	--	19.20	0.137	1	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	5.91	19.20	0	0	2	67.1
107	凸鼻溪	499.36	37.783	5	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	218.34	281.00	1	2	2	67.8
108	真柄溪	492.48	21.992	5	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	339.17	153.28	1	4	2	68.6
109	城子埔溪	683.68	58.674	5	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	234.03	449.50	0	0	1	69.8
110	--	67.77	1.200	2	沖積層	6	0	IV	--	67.74	0	0	1	70.7
111	--	74.39	0.405	2	沖積層	6	0	IV	--	74.35	0	0	1	70.9
112	--	122.14	0.068	1	沖積層	6	0	IV	--	122.10	0	0	2	71.6
113	--	97.12	0.629	2	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	15.70	91.27	0	0	2	72.9
114	長濱溪	578.40	61.447	6	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	277.76	269.20	1	3	2	73.5
115	石坑溪	626.80	32.278	7	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	257.99	365.99	1	2	2	74.3

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類 (四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積 (公頃)	有無山麓沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km) (由北至南)
116	掃別溪	702.49	27.998	6	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	246.42	455.63	1	4	3	74.8
117	南掃別溪	573.28	28.216	7	都鑾山層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 5, 4, 3	1	I	155.27	418.01	1	6	4	75.8
118	中濱溪	115.68	3.346	3	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	99.24	115.68	0	0	3	76.4
119	--	92.96	1.546	3	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)	4, 3, 4	1	I	5.23	87.03	1	1	4	77.0
120	--	16.95	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)	4, 3, 4	1	I	3.25	16.76	0	0	2	77.3
121	--	37.55	0.193	1	安山岩質崩移岩塊、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	5, 4, 3	1	I	10.37	26.99	0	0	2	77.3
122	--	23.04	--	0	安山岩質崩移岩塊、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	5, 4, 3	1	I	2.71	20.26	0	0	2	77.6
123	石門溪	1128.16	67.010	6	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 5, 3	1	I	375.23	733.55	1	4	4	78.0
124	--	35.52	1.698	3	八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	6.92	35.52	0	0	4	79.3
125	彭子存溪	305.60	12.660	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 3	1	I	32.62	260.04	1	4	5	79.5
126	僅那鹿角溪	239.04	15.404	7	鑾鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 3	1	I	7.41	231.61	1	6	4	80.6

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
127	寧埔溪	498.08	40.827	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 3	1	I	180.30	317.79	1	2	3	81.0
128	石寧埔溪	604.00	46.575	7	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 3	1	I	238.97	365.01	1	4	4	81.8
129	烏石鼻橋	88.00	0.305	2	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 3	1	I	73.41	88.00	0	0	2	82.3
130	胆曼溪	273.60	2.841	4	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	259.47	273.63	0	0	1	82.8
131	--	15.68	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊	4, 5	1	II	6.50	13.62	0	0	0	83.1
132	--	9.12	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊	4, 5	1	II	5.74	3.38	0	0	0	83.9
133	堺橋溪	762.72	32.940	3	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊	6, 4, 3, 5	1	I	289.13	473.61	0	0	2	84.4
134	--	8.64	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、安山岩質崩移岩塊	4, 5	1	II	1.03	8.48	0	0	1	84.6
135	大濱溪	834.24	20.194	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4, 3	1	I	328.50	504.19	1	3	2	85.4
136	--	30.72	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	19.58	30.58	1	1	2	85.9
137	--	8.47	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	2.56	8.36	1	1	1	86.2
138	北都威橋	169.12	1.205	3	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	5, 4, 3	1	I	10.85	157.98	0	0	1	86.5
139	都威溪	1548.00	45.839	7	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	774.97	770.19	1	5	1	87.7

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石強度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
140	海老溪	166.08	13.115	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	161.19	164.92	1	2	1	88.0
141	石傘橋	94.40	0.907	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	2.36	93.39	1	2	2	89.5
142	玉水橋	190.08	11.858	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	5.78	183.90	1	3	2	90.1
143	--	95.52	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	13.95	81.36	1	1	0	90.7
144	成功澳橋	76.16	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	10.20	65.06	0	0	0	91.5
145	美佐呂橋	185.92	16.129	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	6.63	179.31	1	2	0	92.4
146	--	22.56	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	11.81	21.63	0	0	0	92.6
147	--	39.84	--	0	八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	5, 4, 3	1	I	5.36	32.37	1	1	1	92.7
148	紅毛橋	230.40	26.079	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 5, 4, 3	1	I	26.82	179.54	1	1	1	93.3
149	三仙溪	2599.52	174.737	12	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 5, 3	1	I	1361.24	1232.51	1	6	1	94.2
150	--	38.56	--	0	沖積層	3	0	IV	--	38.56	0	0	2	96.0
151	萬年橋	416.16	11.042	2	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 5, 3	1	I	78.87	337.29	0	0	0	97.5

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類 (四類) ^e	岩石强度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積 (公頃)	有無山麓沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km) (由北至南)
152	新港溪	1637.28	116.328	10	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	6, 4, 3	1	I	765.14	858.80	1	2	0	97.9
153	--	62.40	0.296	2	八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	40.08	62.40	0	0	1	100.1
154	--	159.84	0.840	1	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	2.14	157.71	0	0	1	100.4
155	--	31.68	0.175	1	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	5.01	26.66	0	0	1	100.6
156	--	54.88	0.095	1	八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層	4, 5, 3	1	I	9.42	45.40	0	0	1	100.8
157	八邊溪	936.96	71.181	9	都鑾山層、港口石灰岩、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、沖積層、八里灣層(砂)	6, 4, 5, 3, 4	1	I	564.57	372.33	1	2	3	102.6
158	瀧乃橋	532.32	14.643	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)	6, 4, 3, 4	1	I	276.94	255.35	0	0	1	103.1
159	--	77.12	3.740	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)	6, 4, 3, 4	1	I	17.43	59.67	0	0	1	103.7
160	--	58.88	1.513	2	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)	4, 3, 4	1	I	35.25	58.88	1	1	1	104.3
161	嘉平橋	158.24	6.858	3	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層、八里灣層(礫岩)	4, 3, 4	1	I	53.79	104.44	1	1	1	104.7
162	福德橋	625.60	10.999	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	553.84	69.72	1	2	2	105.5

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石強度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
163	--	109.44	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	21.50	87.94	0	0	0	106.8
164	知名橋	179.84	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	99.48	80.36	0	0	0	107.4
165	水無橋	132.00	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	101.58	30.39	1	1	0	107.7
166	荊桐橋	119.36	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	38.47	80.89	0	0	0	108.9
167	都歷溪	143.04	2.344	1	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	120.88	22.16	1	1	3	109.5
168	養水橋	45.44	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	19.73	25.71	0	0	3	110.0
169	--	74.88	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	38.00	36.87	0	0	2	110.4
170	半屏溪	203.36	3.540	3	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	182.99	20.30	1	3	2	110.8
171	小馬橋	118.08	--	0	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	73.66	44.33	1	1	1	111.8
172	知路橋	108.80	2.264	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	81.21	27.54	0	0	1	116.5
173	的成橋	376.32	9.285	5	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	329.82	45.00	1	3	1	116.9
174	大石橋	34.72	--	0	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	19.11	14.99	0	0	1	118.0
175	出水橋	75.36	0.655	2	都鑾山層、沖積層	6, 3	1	I	65.70	9.54	0	0	1	118.5
176	七里橋	567.20	8.337	6	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	535.09	31.80	1	3	3	120.4
177	--	48.00	0.057	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	15.96	32.04	0	0	2	121.3
178	--	59.52	0.211	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	22.10	37.42	0	0	0	121.4
179	佳里橋	151.20	5.219	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	92.52	58.68	1	1	0	122.2
180	--	88.00	1.111	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	23.27	64.73	0	0	0	122.6
181	碇橋	183.52	5.675	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 3	1	I	103.30	80.22	0	0	1	122.7
182	茅橋	62.88	--	0	沖積層	3	0	IV	--	62.88	0	0	2	123.7

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類(四類) ^e	岩石強度高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積(公頃)	有無山麓沖積扇(1:有;0:無)	山麓沖積扇階數	主流經過的海階崖階數	海岸線里程(km)(由北至南)
183	堅石橋	39.04	--	0	沖積層	3	0	IV	--	39.04	0	0	2	123.8
184	羊橋	374.24	20.864	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	224.64	149.59	1	4	3	124.9
185	貝橋	179.68	3.058	3	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	60.38	179.68	0	0	1	125.4
186	藤橋溪	544.20	20.727	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	348.54	195.61	1	3	2	126.5
187	八里溪	217.60	18.336	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	96.95	216.45	0	0	3	127.1
188	--	145.12	4.068	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	25.83	119.29	1	2	1	128.0
189	都蘭溪	521.44	18.186	4	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	191.71	329.75	1	1	1	128.5
190	--	51.84	--	0	沖積層	3	0	IV	--	51.84	0	0	1	129.0
191	--	33.76	--	0	沖積層	3	0	IV	--	33.76	0	0	1	129.4
192	--	41.60	--	0	沖積層	3	0	IV	--	41.60	0	0	2	130.2
193	魚橋	337.92	10.621	6	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	233.94	103.95	1	5	2	130.4
194	新橋	132.16	0.315	1	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	60.04	72.12	0	0	5	130.8
195	千鳥橋	298.24	12.950	8	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	163.01	135.22	1	4	2	131.8
196	見返橋	115.52	4.875	3	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 3	1	I	39.95	75.57	1	3	2	132.1
197	渚橋	87.84	0.118	1	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	4, 3	1	I	3.17	84.67	0	0	1	132.2
198	幸橋	316.80	16.084	2	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 5, 4, 3	1	I	121.32	195.48	1	2	2	132.9

流域編號	名稱 ^a	流域面積(km ²)	河階總面積(公頃) ^b	河階階數	流域由上游至下游涵蓋之地層 ^c	流域由上游至下游涵蓋之岩石強度 ^d	有無相異岩石強度 ^d (1:有;0:無)	岩石強度配置分類 (四類) ^e	岩石強度 高之面積 ^f (公頃 ²)	軟岩面積 (公頃)	有無山麓 沖積扇 (1:有;0:無)	山麓沖 積扇階 數	主流經過 的海階崖 階數	海岸線里 程(km) (由北至南)
199	--	24.96	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	3	0	IV	--	24.16	0	0	0	133.6
200	八船溪	602.56	19.230	7	都鑾山層、八里灣層(砂泥岩互層)、八里灣層(礫岩)、八里灣層(砂泥岩互層)、沖積層	6, 4, 5, 4	1	I	112.22	488.50	0	0	1	133.8
201	天水橋	21.60	--	0	八里灣層(砂泥岩互層)	4	0	IV	--	20.61	0	0	1	134.3
202	--	237.60	0.823	1	利吉層、八里灣層(砂泥岩互層)	3, 4	1	II	105.25	236.40	1	1	2	134.6
203	真砂橋	27.36	--	0	利吉層	3	0	IV	--	27.36	0	0	1	135.6
204	追風橋	18.40	--	0	利吉層	3	0	IV	--	18.40	0	0	2	136.0
205	藥子橋	8.96	--	0	利吉層	3, 6, 3	0	IV	--	0.02	0	0	2	136.3
206	入江溪	1063.04	35.263	5	利吉層	3	1	I	23.84	1028.70	0	0	3	137.1
207	黑髮橋	17.28	0.686	2	利吉層	3	0	IV	--	145.12	0	0	2	137.7

^a1/25000 經建版地形圖中若無河流名而有臺 11 線於主流之橋樑名，以橋樑名帶替，若無任何名稱，則以「--」表示

^b無河階者以「--」表示

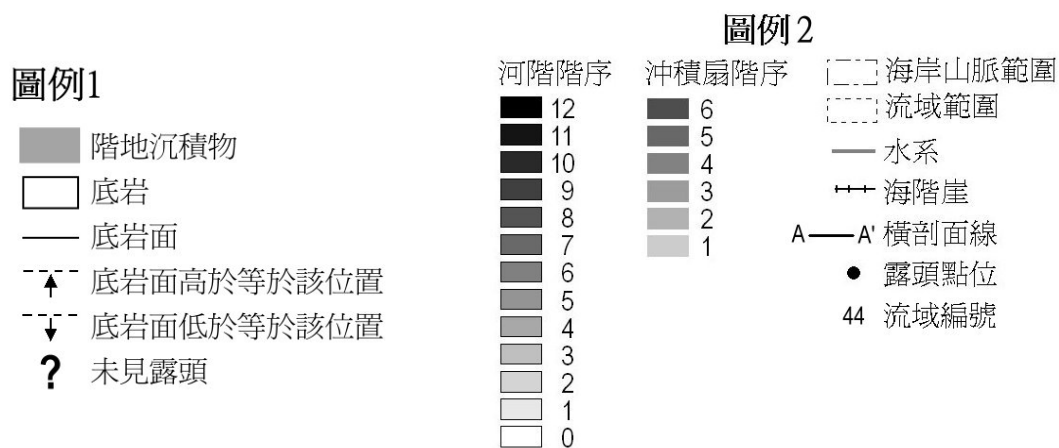
^c依據王源、陳文山 (1993a；1993b)

^d依據經濟部中央地質調查所坡地環境地質資料庫查詢系統：<http://envgeo.moeacgs.gov.tw/geoenvironment/default.asp>

^e第 I 類：具不同岩石強度者可細分為較高岩石強度分布於較上游；第 II 類：具不同岩石強度者可細分為較高岩石強度分布於較下游；第 III 類：單一岩石強且僅有岩石強度較高者；第 IV 類：單一岩石強且僅有岩石強度較低者。岩石強度 4 以下為較低 (包括 4)

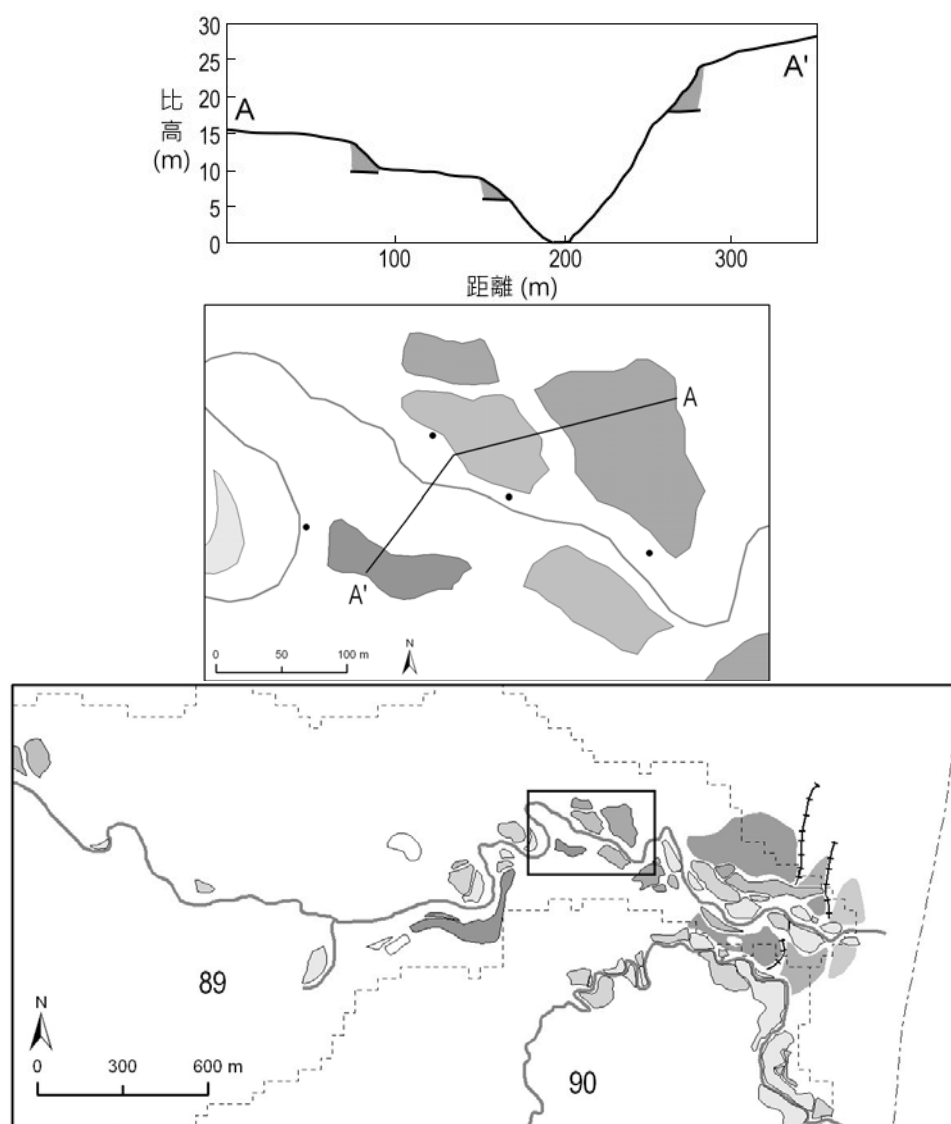
^f流域中僅有單一岩石強度，以「--」表示

附錄二 各階地橫剖面圖與沖積層厚度



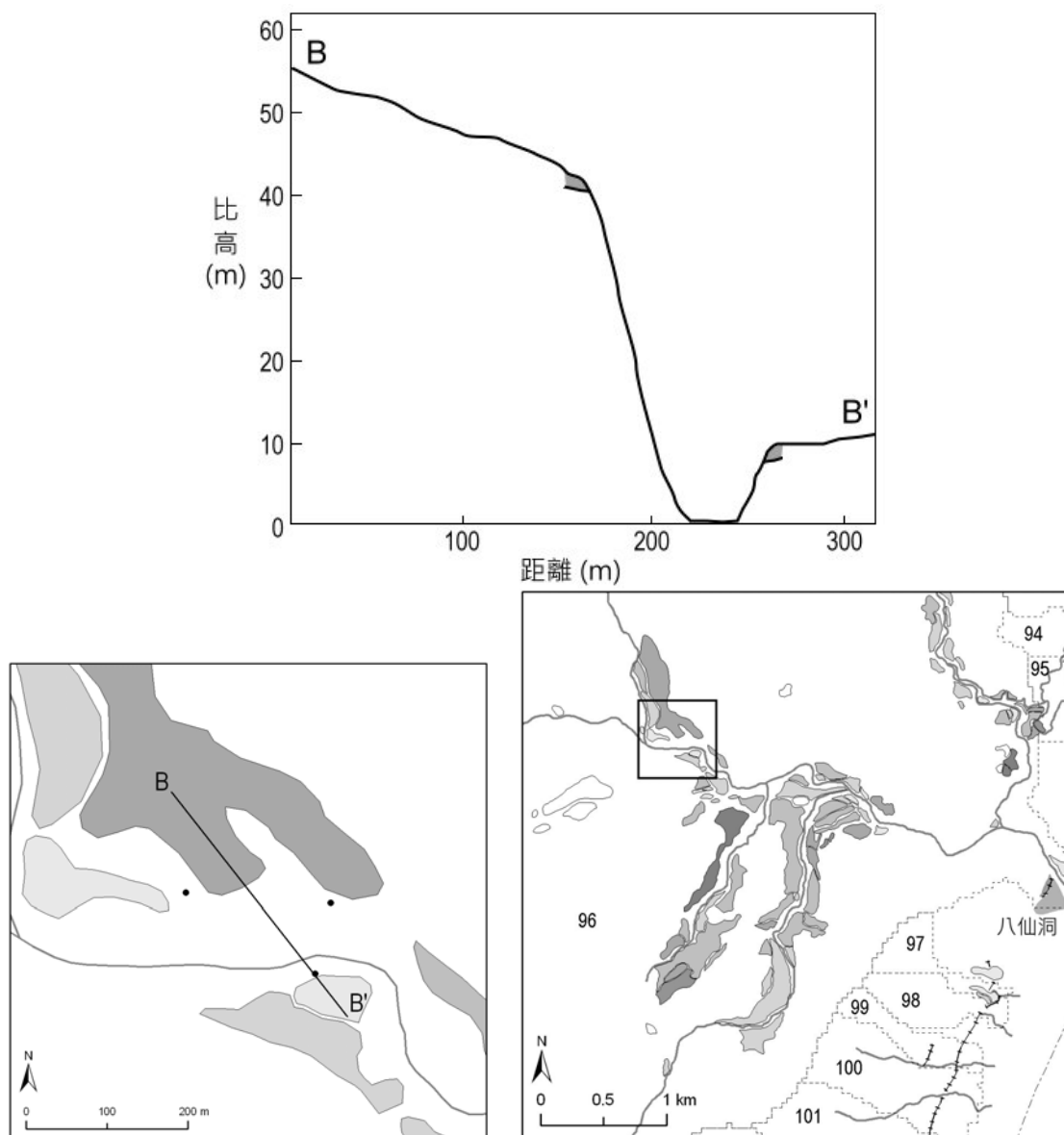
橫剖面 A 至 U 之圖例

橫剖面 A 至 U 平面與位置圖之圖例



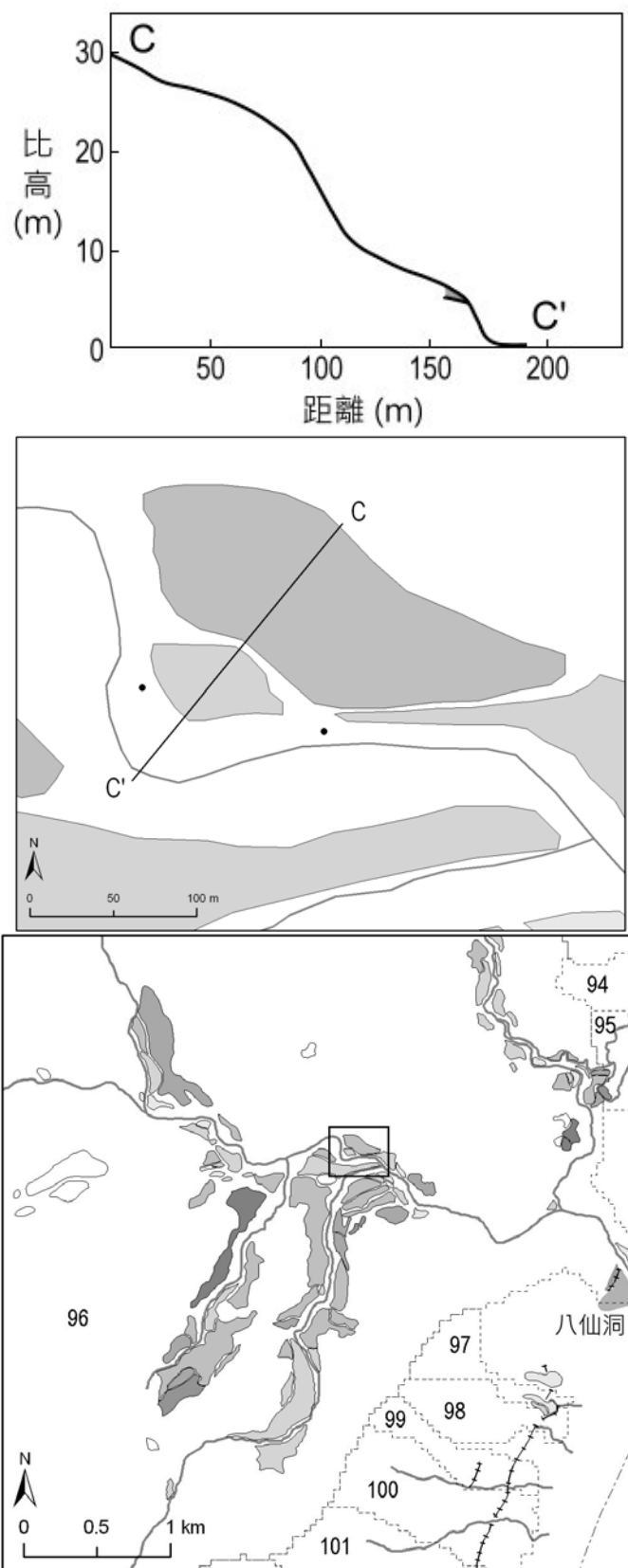
橫剖面 A (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



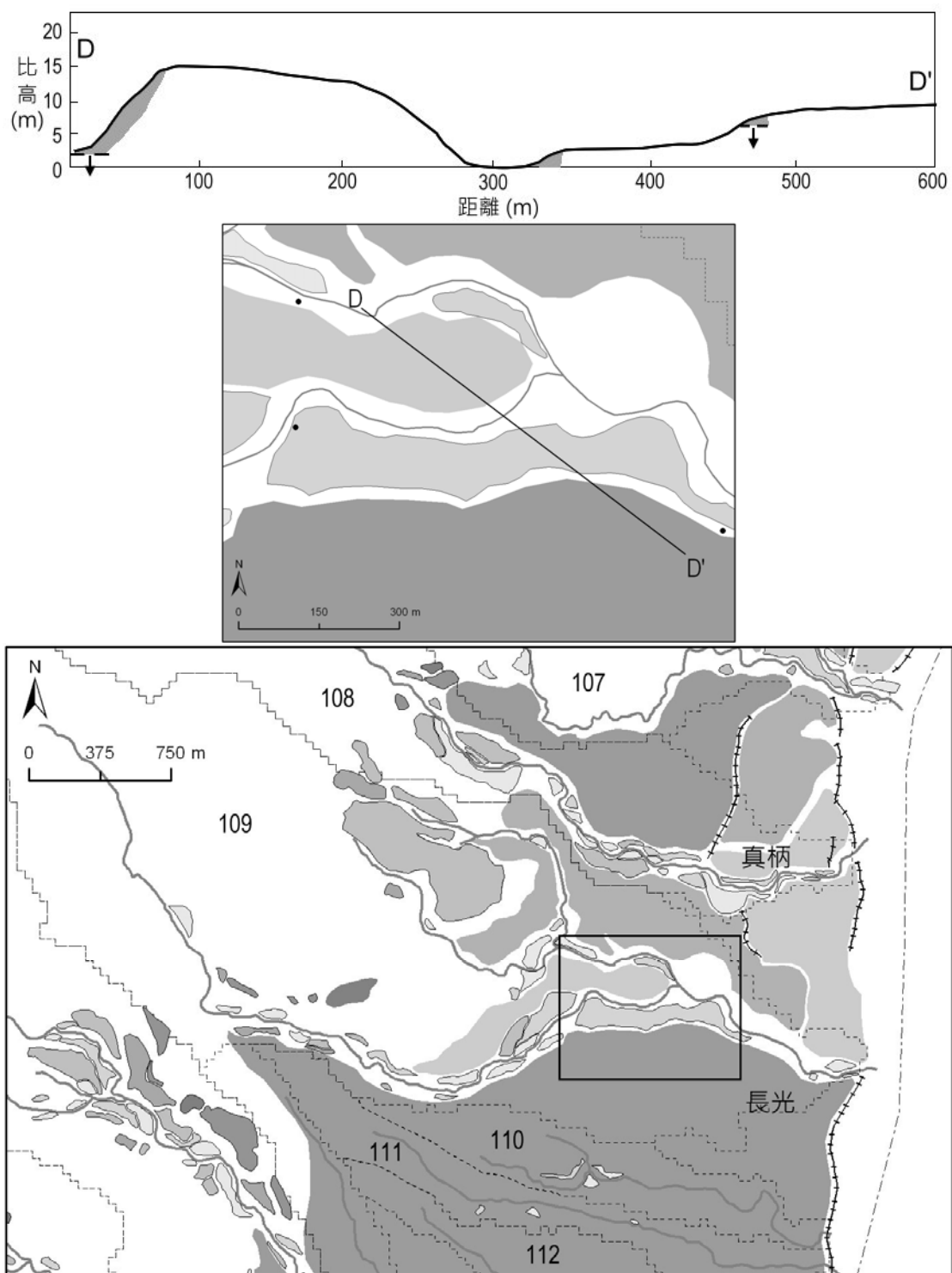
橫剖面 B (圖例位於附錄四二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；左下：平面圖；右下：位置圖 (圖中方框)。



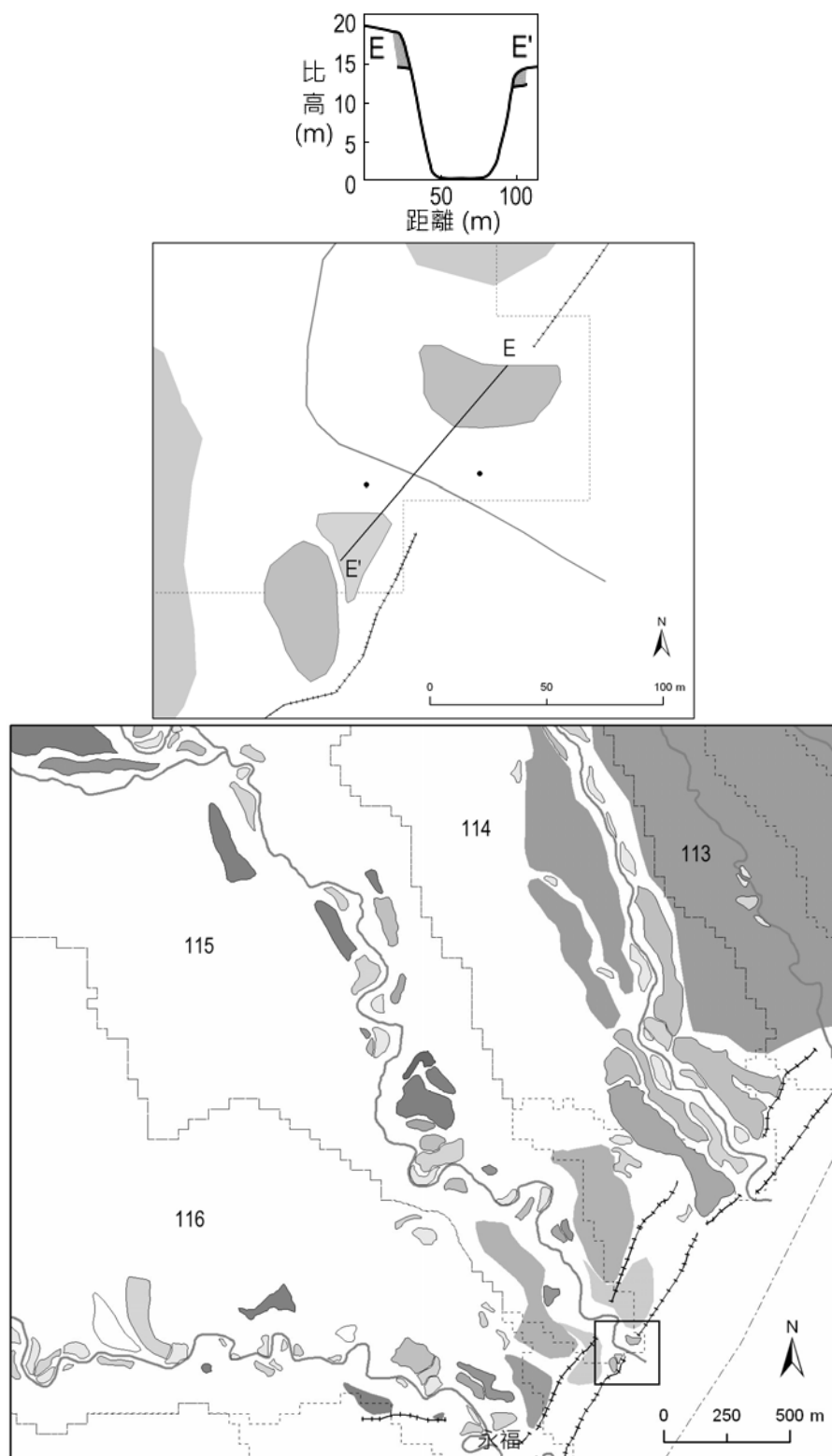
橫剖面 C (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



橫剖面 D (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



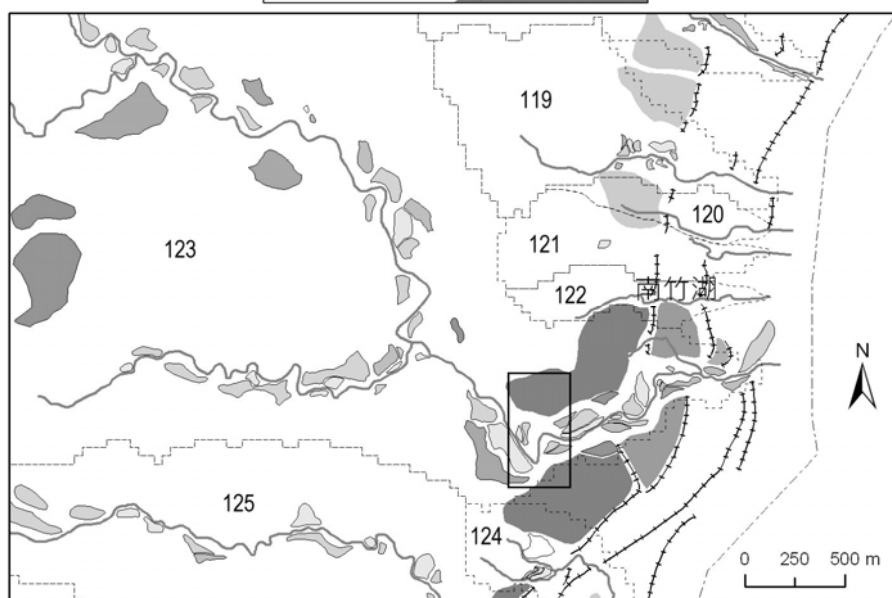
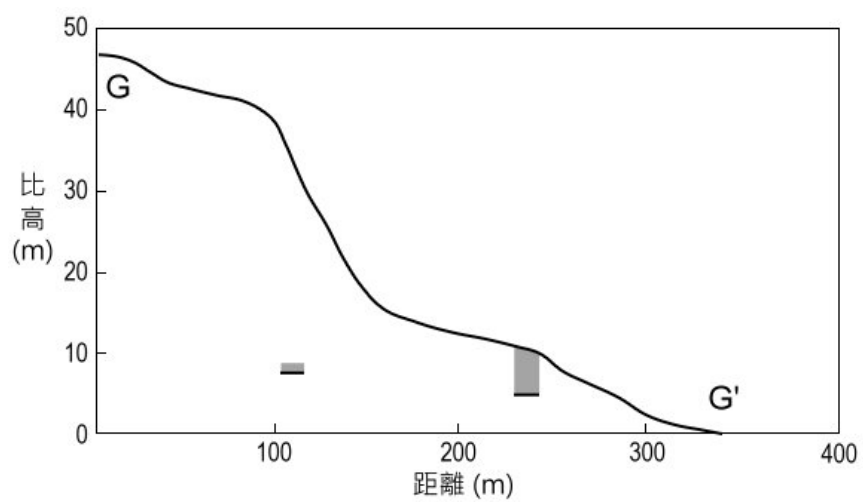
橫剖面 E (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



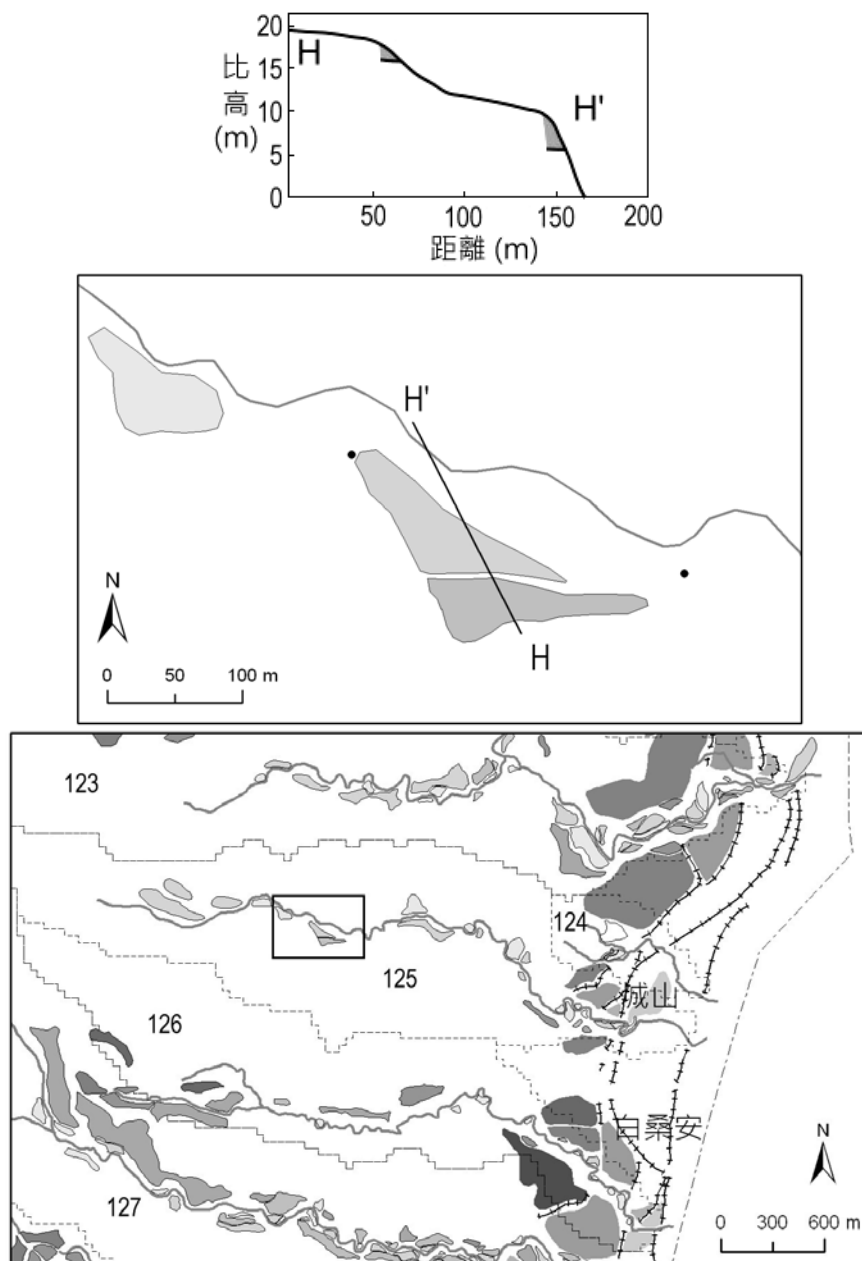
橫剖面 F (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



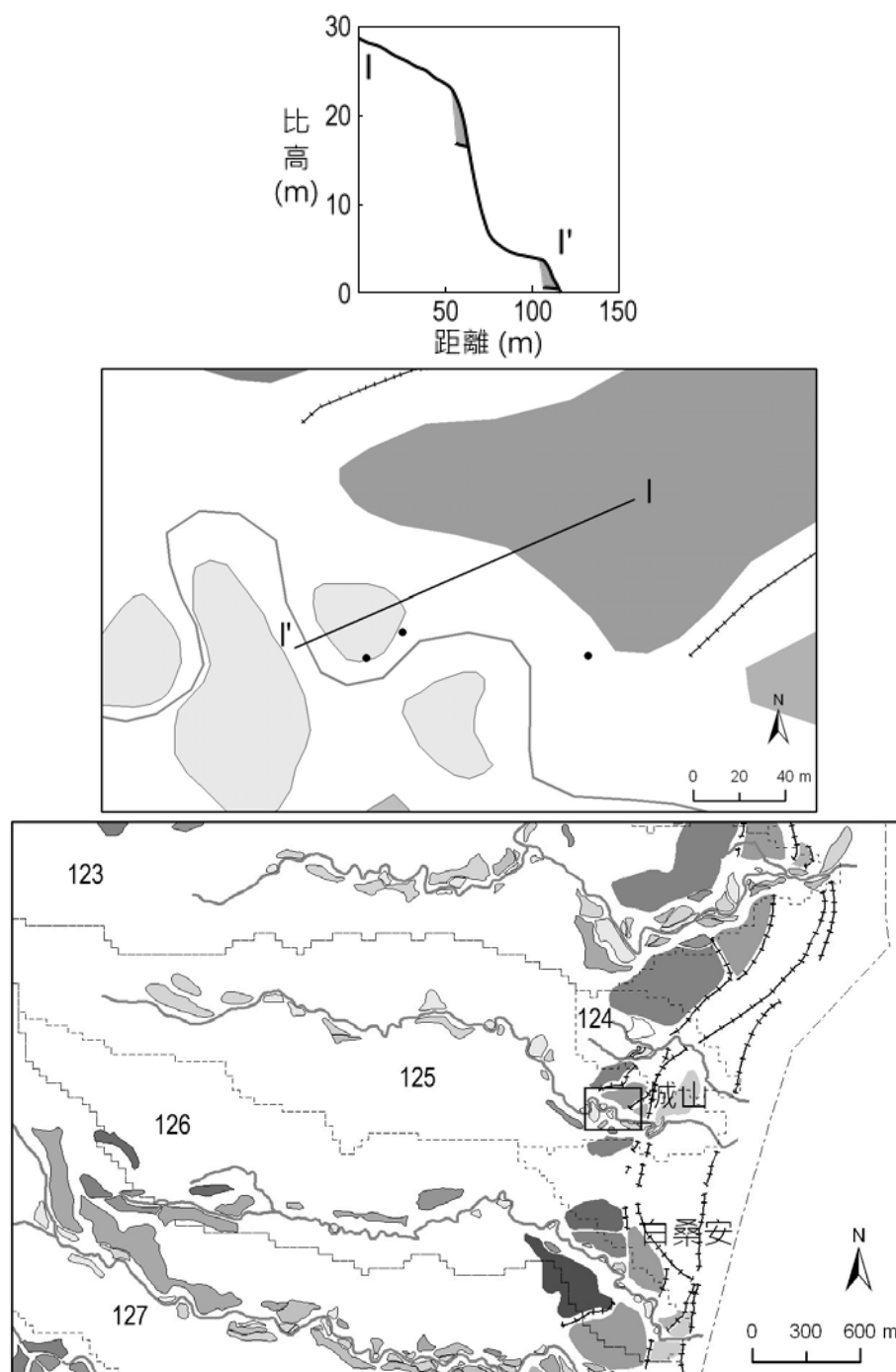
橫剖面 G (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



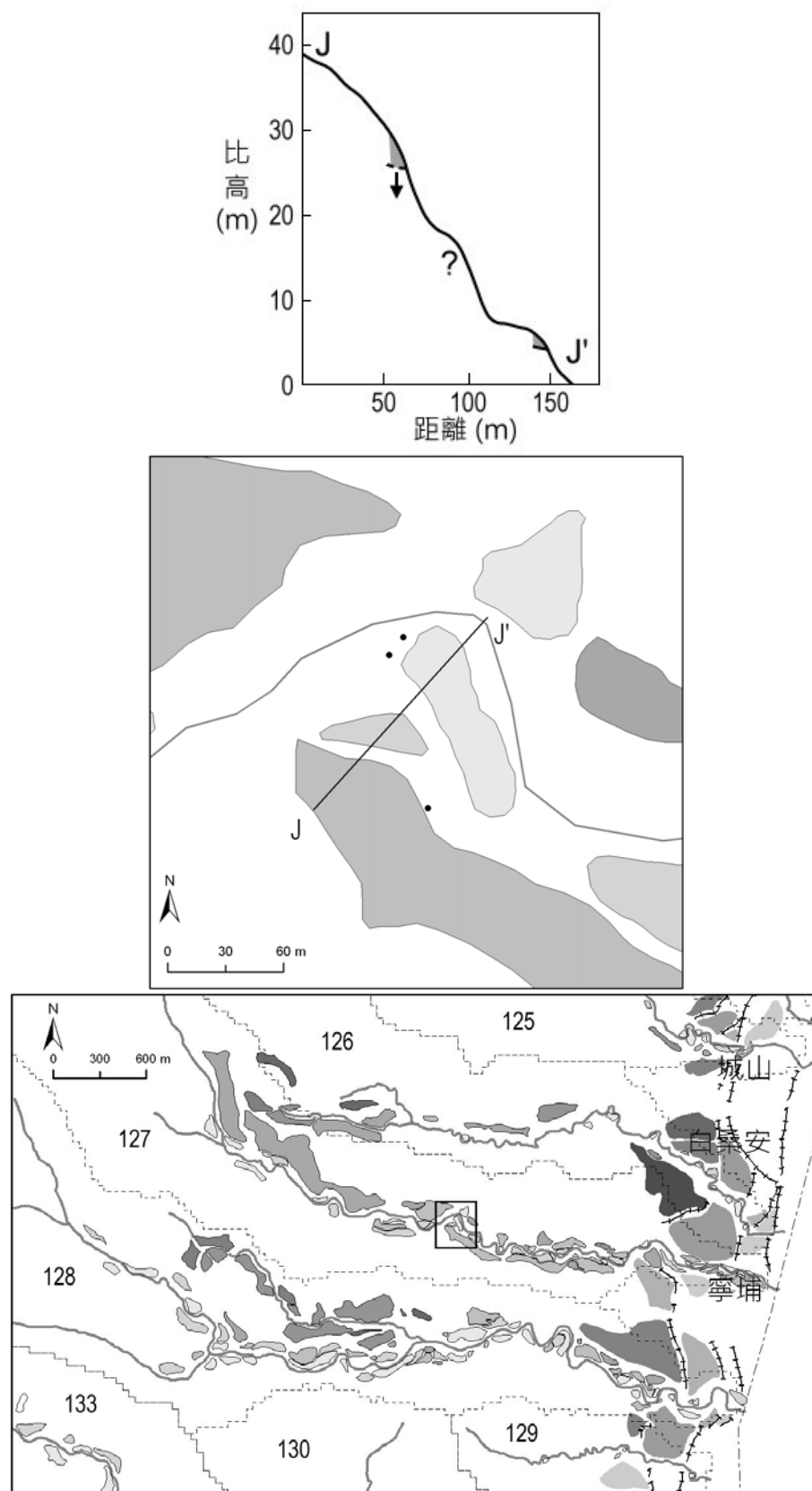
橫剖面 H (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



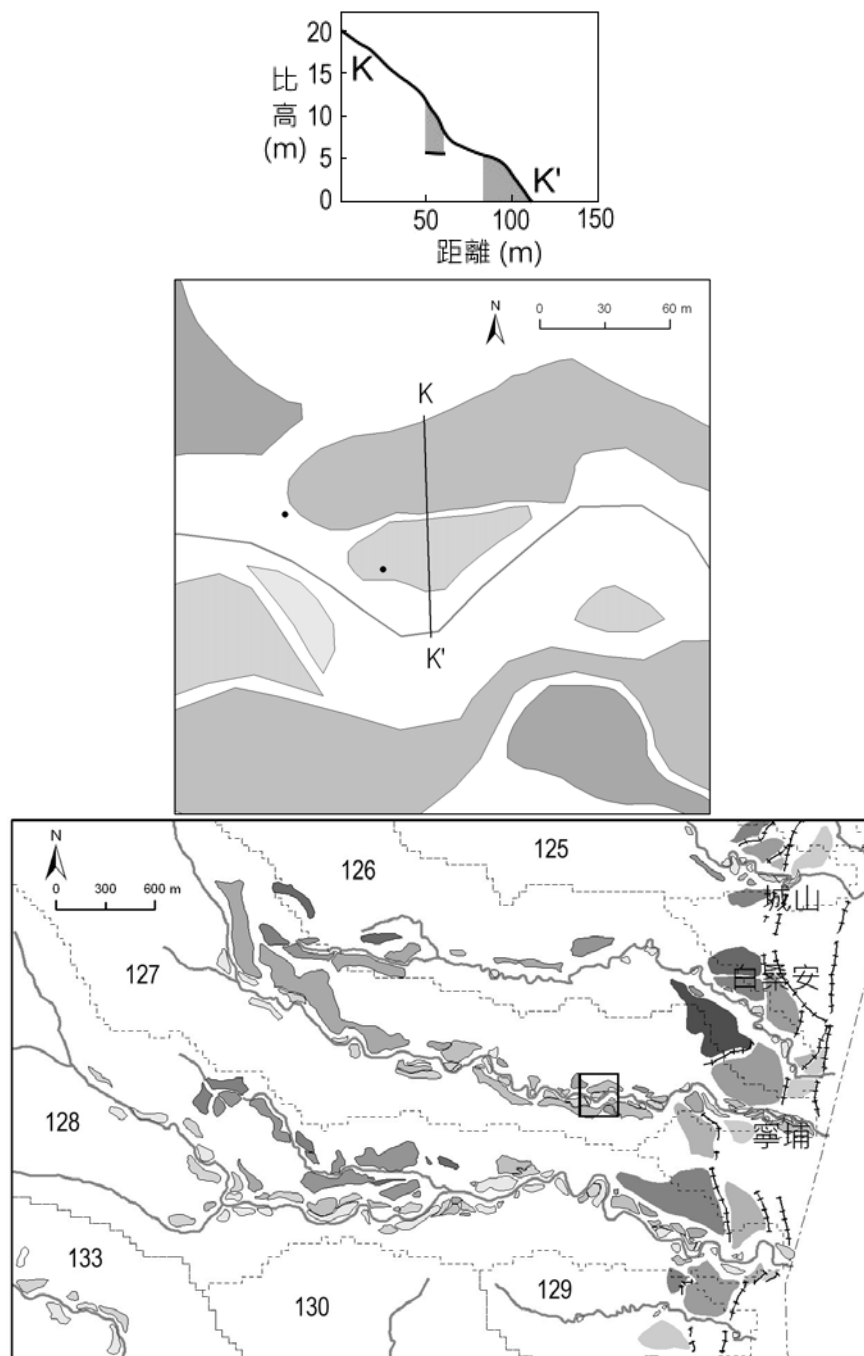
橫剖面 I (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



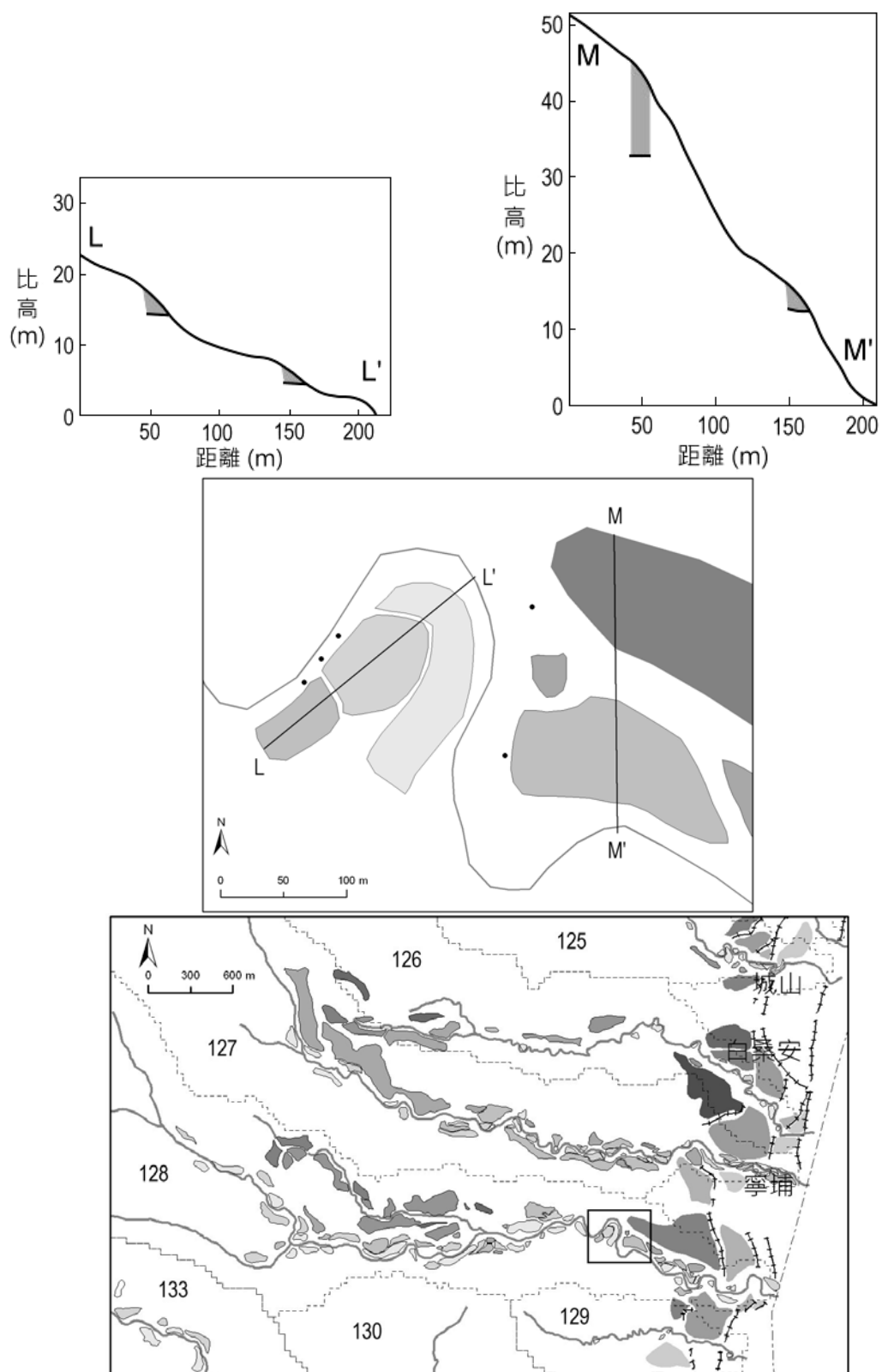
橫剖面 J (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



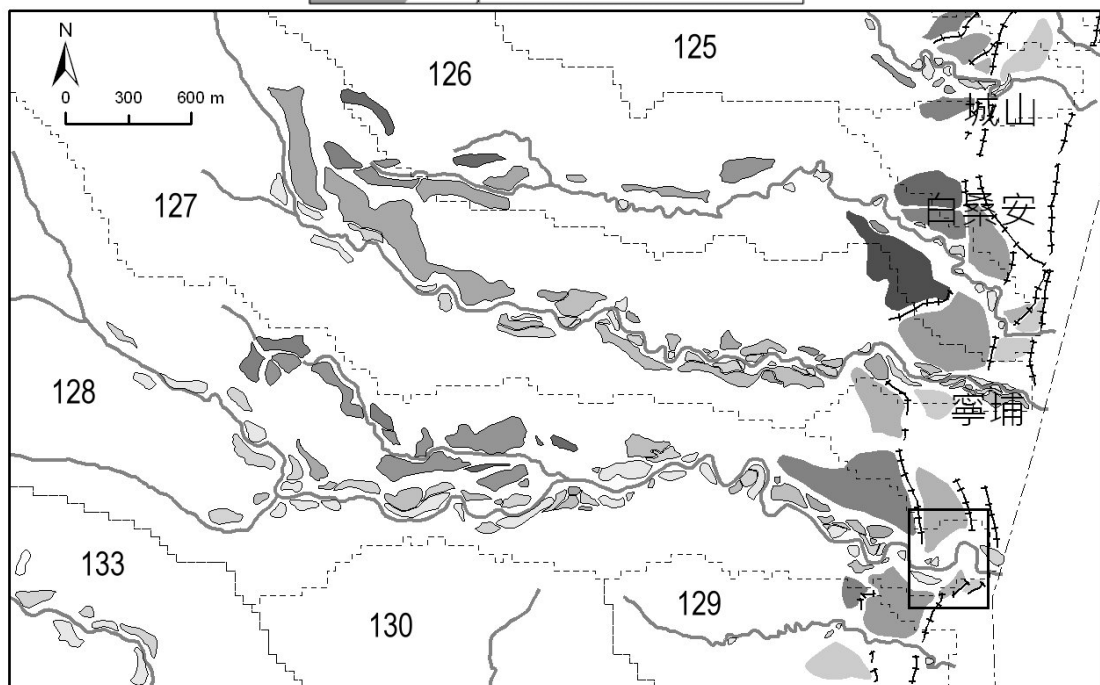
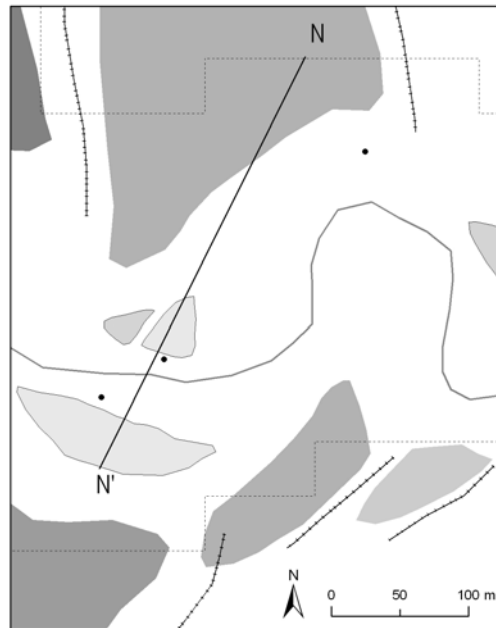
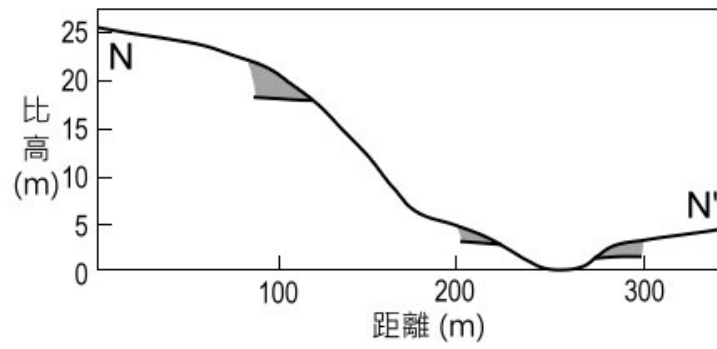
橫剖面 K (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



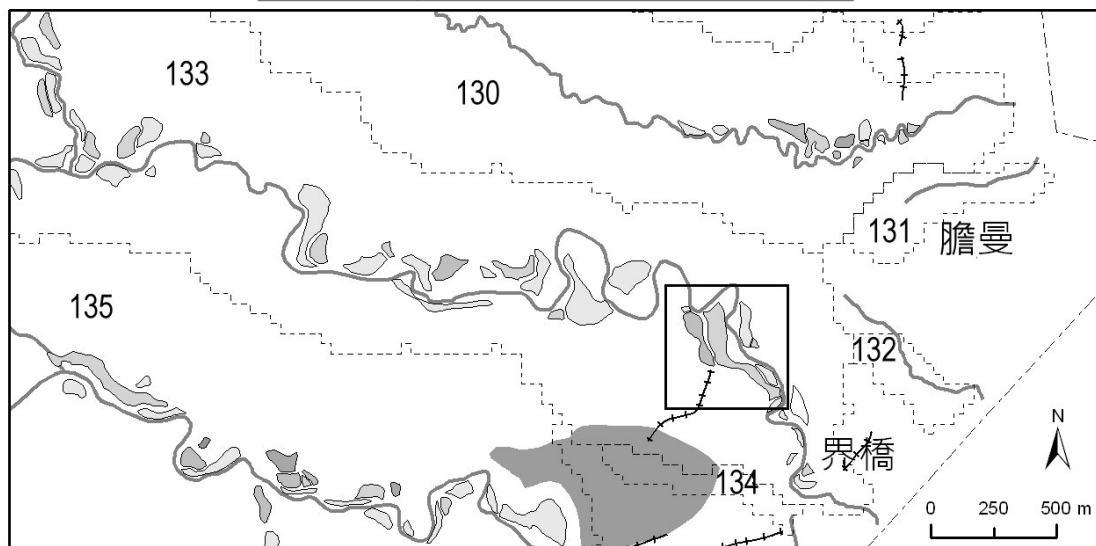
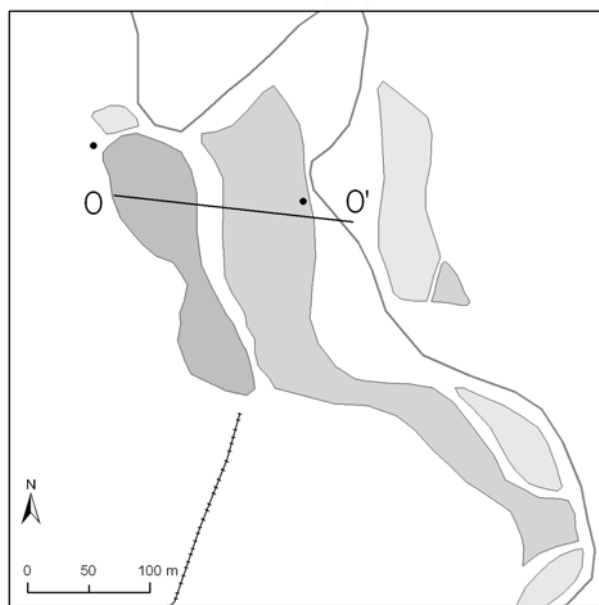
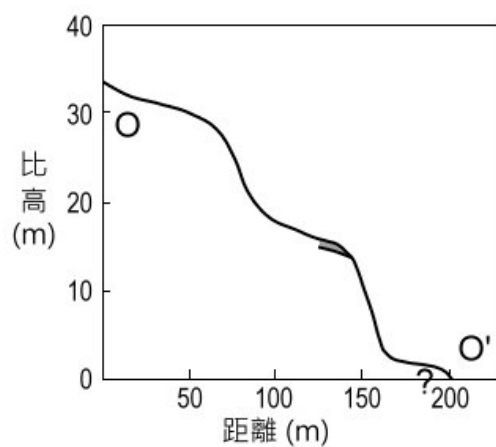
橫剖面 L 與 M (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



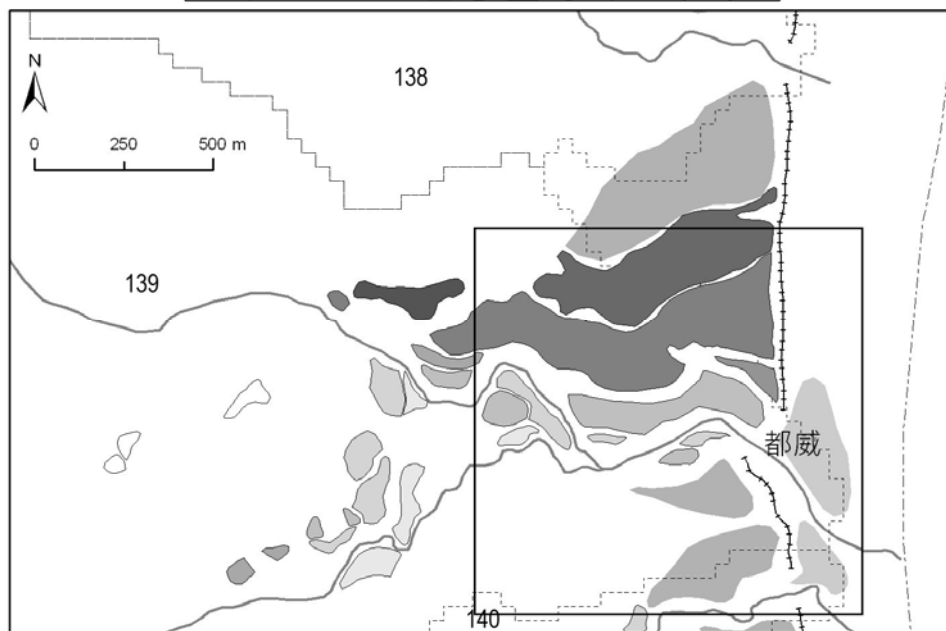
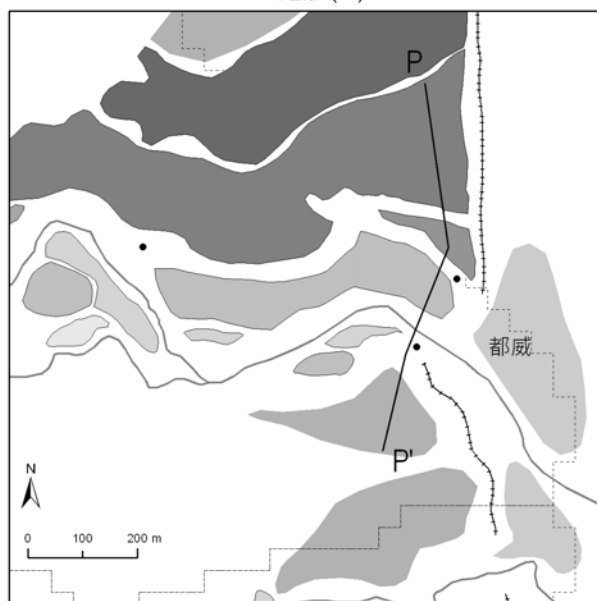
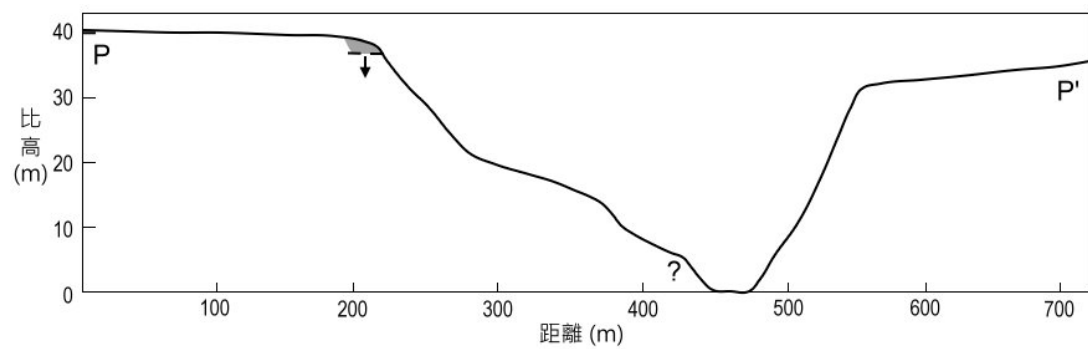
橫剖面 N (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



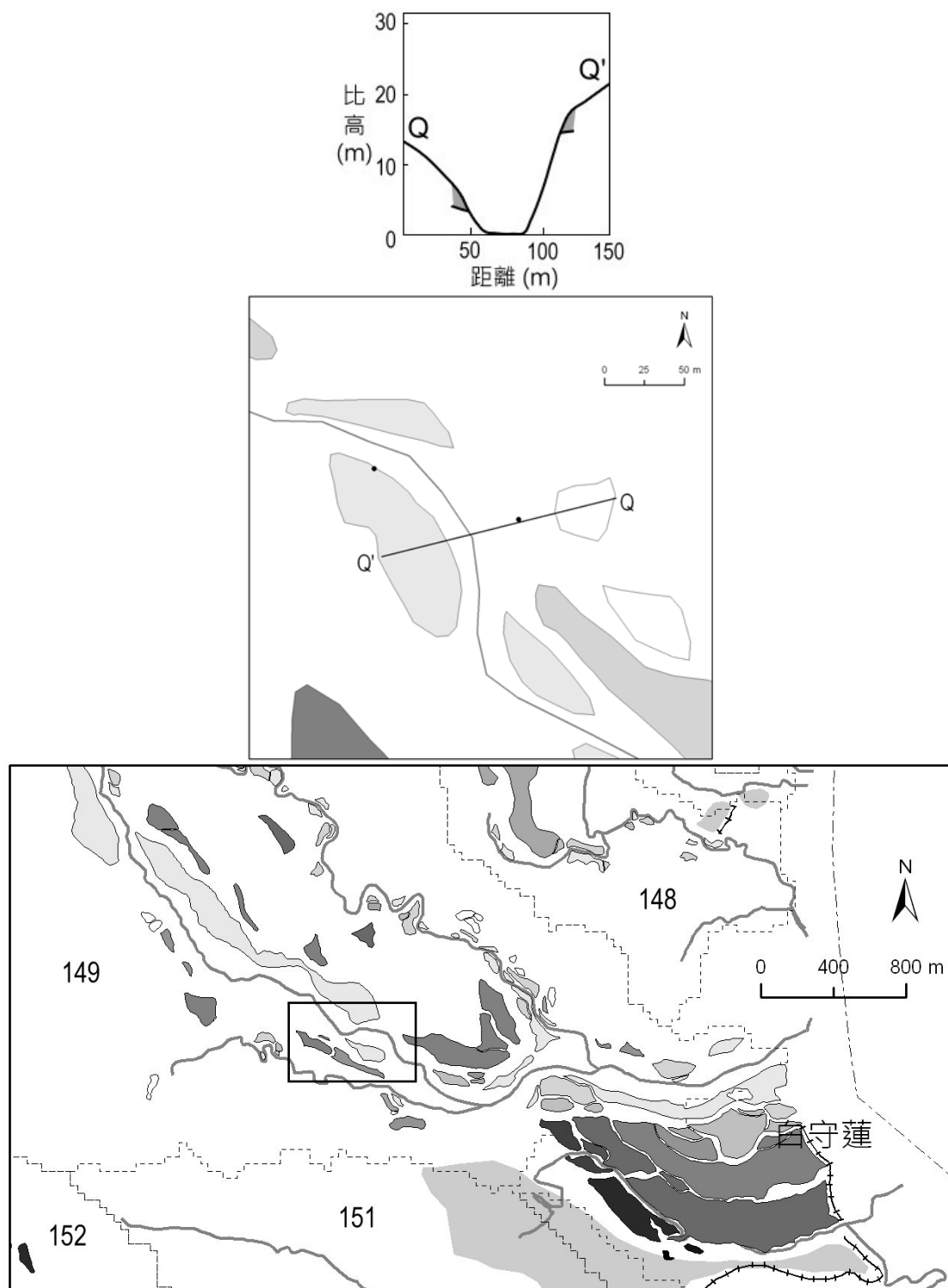
橫剖面 O (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



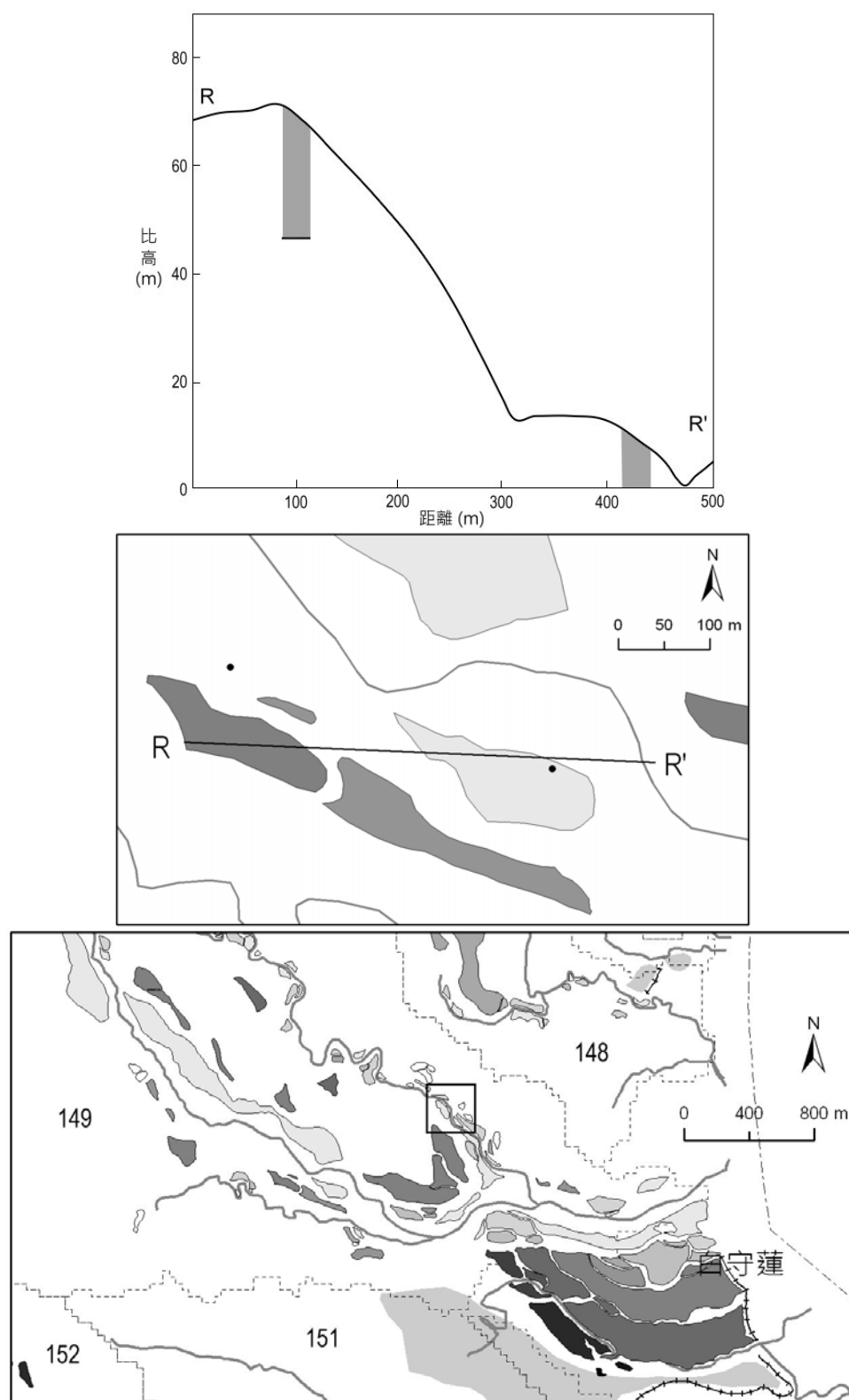
橫剖面 P (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



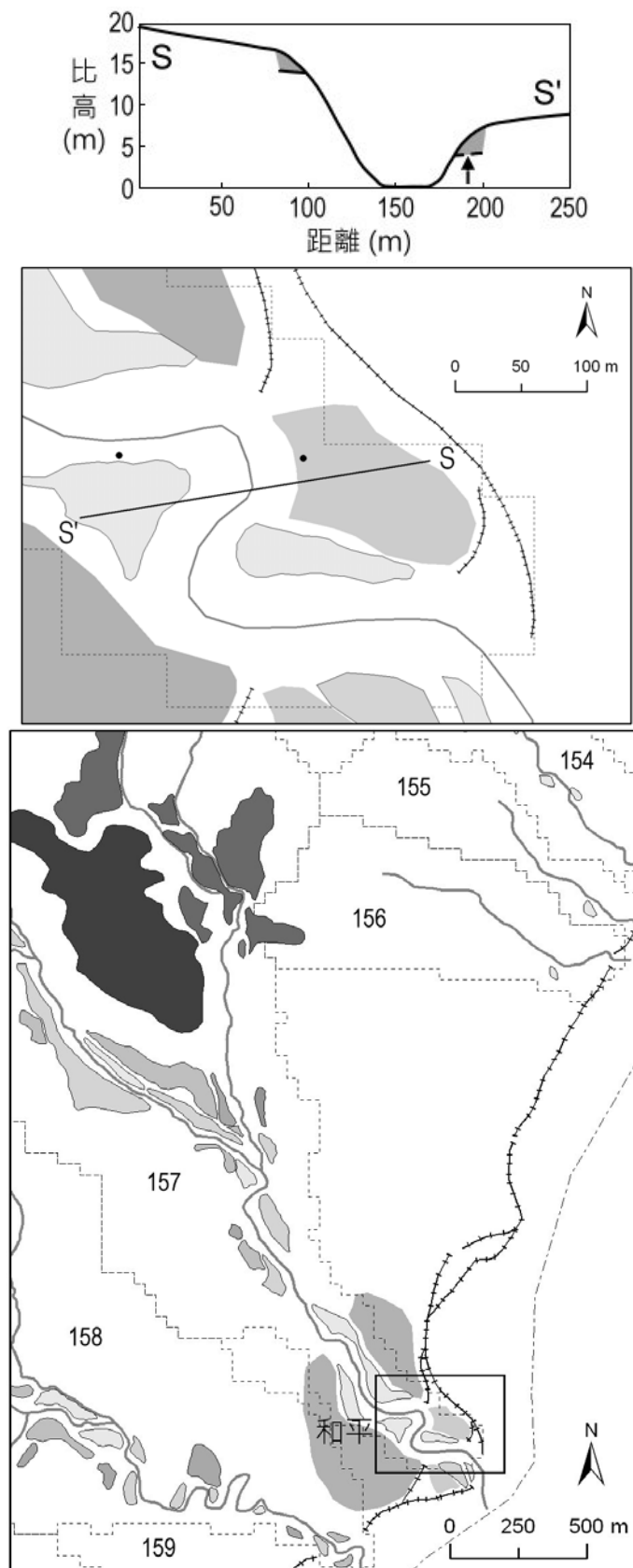
橫剖面 Q (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



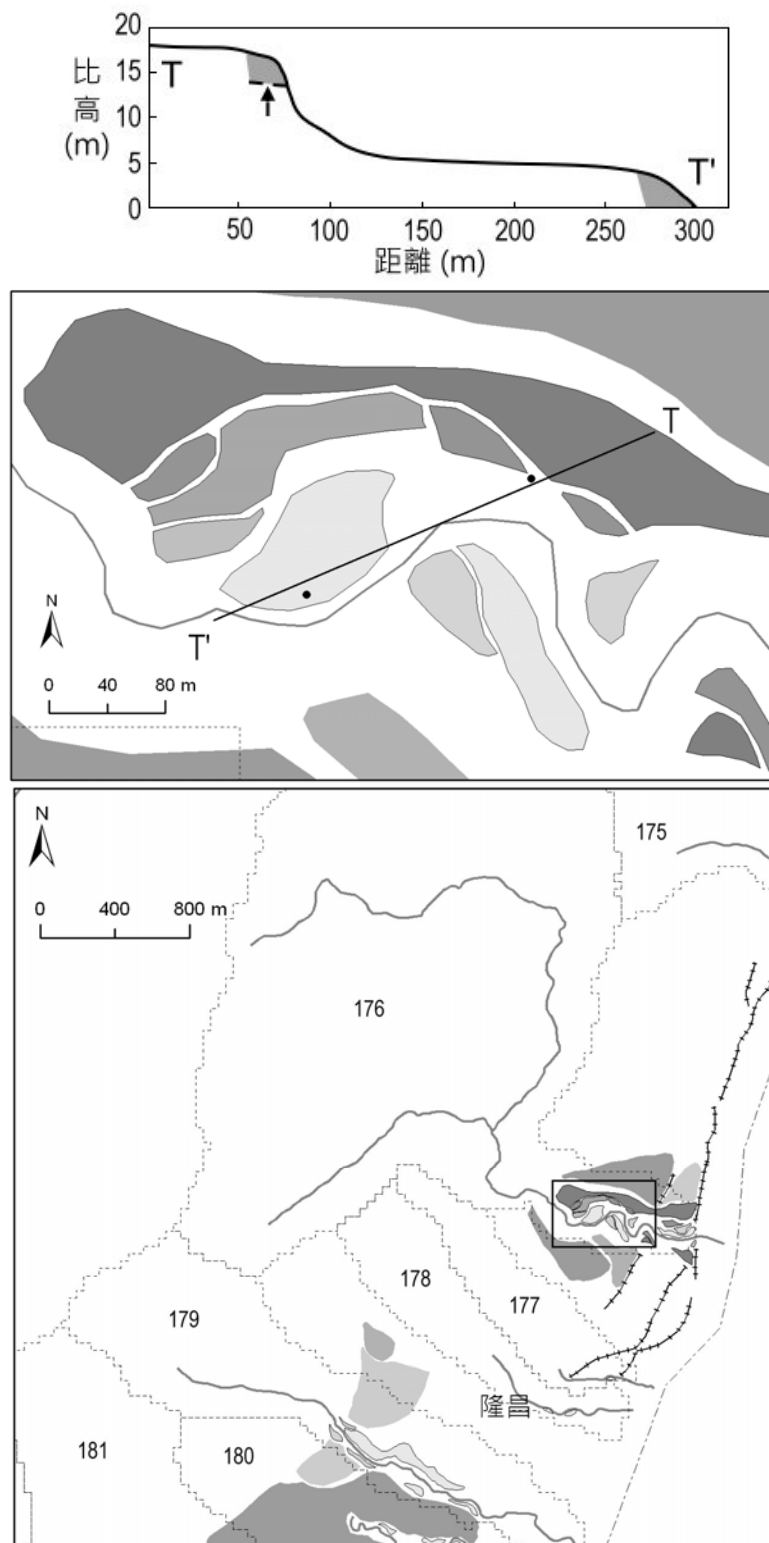
橫剖面 R (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



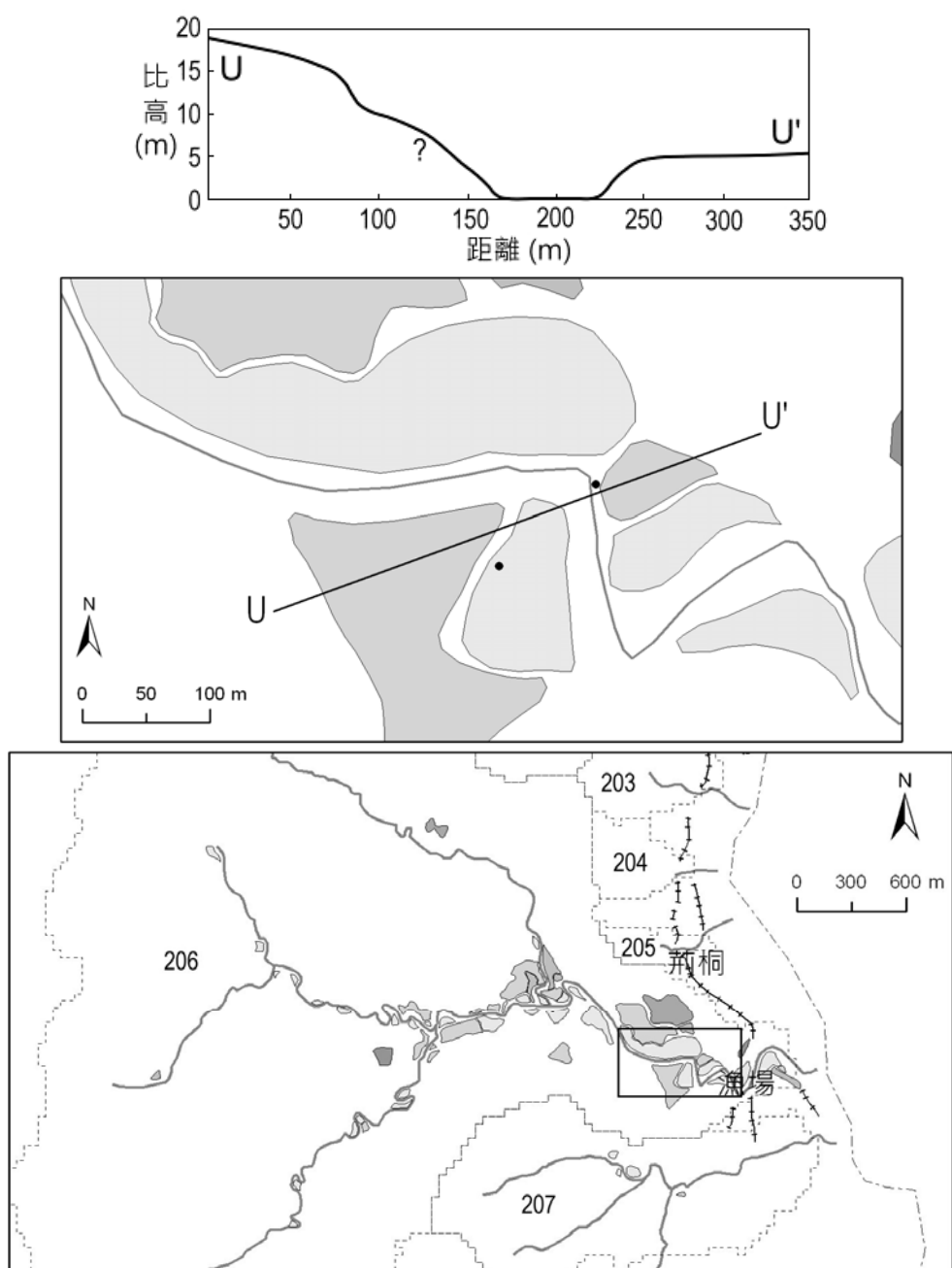
橫剖面 S (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



橫剖面 T (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。



橫剖面 U (圖例位於附錄二前端)

上：橫剖面 (高度放大 5 倍)，圖中灰色處為沉積物；中：平面圖；下：位置圖 (圖中方框)。

附錄三 河床礫石調查記錄

編號 ^a	平面座標 ^b		高度 (橢球高)	河床盛行之岩石種類
	N	E		
045-01	2629353	304759	112.2	凝灰岩、石灰岩、安山岩、頁岩
045-02	2630168	306242	64.5	砂岩、石灰岩、安山岩、頁岩、凝灰岩
045-03	2631856	307190	55.2	變質砂岩、安山岩、火山角礫岩、凝灰岩、石灰岩
045-04	2632397	306049	88	僅看得出火山角礫岩、石灰岩 (在橋上的距離太遠)
045-05	2632656	306559	68.2	砂岩、火山角礫岩、石灰岩、安山岩
049-01	2626826	304545	210.9	砂岩、石灰岩、頁岩
049-02	2627190	305803	187.9	砂岩、礫岩、石灰岩
049-03	2627554	305754	193	砂岩、石灰岩、安山岩、頁岩、凝灰岩
050-01	2625973	306630	100	砂岩、安山岩、石灰岩、礫岩
052-01	2623270	304688	128.9	砂岩、礫岩
052-02	2622971	305357	45.9	火山角礫岩、變質砂岩、安山岩、石灰岩、大理岩
053-01	2621401	305726	100.9	火山角礫岩、安山岩
054-01	2621306	306074	55.3	火山角礫岩、安山岩、凝灰岩
055-01	2620206	305337	147.7	火山角礫岩、安山岩、凝灰岩
057-01	2619093	305228	130.4	火山角礫岩、安山岩、石灰岩、凝灰岩
058-01	2617472	303692	264.5	火山角礫岩、石灰岩、安山岩
058-02	2618010	304310	232.8	火山角礫岩、安山岩
058-03	2618021	304305	189.3	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
058-04	2617083	305019	71.2	火山角礫岩、安山岩
059-01	2616873	304492	93	石灰岩、砂岩、火山角礫岩
065-01	2614687	303686	126.2	砂岩、火山角礫岩、石灰岩
069-01	2612803	303726	57.7	砂岩
069-02	2613220	302981	108.1	凝灰岩、頁岩、礫岩
086-01	2598344	301270	70.6	火山角礫岩、石灰岩、安山岩、凝灰岩
089-01	2594089	299443	108.8	石灰岩、安山岩、凝灰岩、火山角礫岩
089-02	2594258	299757	118.6	石灰岩、火山角礫岩、變質砂岩
090-01	2593263	299668	76.9	安山岩、頁岩、石灰岩
092-01	2591983	298775	169.5	火山角礫岩、安山岩、變質砂岩、凝灰岩、石灰岩
092-02	2591488	298984	61.7	火山角礫岩、砂岩、安山岩、石灰岩
096-01	2588729	299020	44	僅看得出火山角礫岩(在橋上的距離太遠)
096-02	2589409	297112	108.3	石灰岩、安山岩、火山角礫岩
096-03	2588821	297002	140.5	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
096-04	2587603	296881	258.2	火山角礫岩、凝灰岩、安山岩
096-05	2588097	296090	341.6	火山角礫岩、凝灰岩、安山岩
096-06	2588105	296076	178.6	火山角礫岩、凝灰岩
096-07	2589655	295986	146.1	火山角礫岩、石灰岩、安山岩
096-08	2588426	294014	351.3	火山角礫岩、安山岩、石灰岩、凝灰岩
096-09	2589517	294393	260	僅看得火山角礫岩(在橋上的距離太遠)
096-10	2590483	298106	138.9	凝灰岩、火山角礫岩、變質砂岩、石灰岩
096-11	2591289	297974	171.2	安山岩、火山角礫岩、變質砂岩、石灰岩
096-12	2591287	297974	64.2	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
107-01	2584108	297010	139.4	火山角礫岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩
107-02	2583252	297545	60	火山角礫岩、安山岩、凝灰岩、石灰岩
108-01	2582690	296077	106.8	安山岩、火山角礫岩、凝灰岩
109-01	2581400	296231	87.9	火山角礫岩、安山岩

編號 ^a	平面座標 ^b		高度 (橢球高)	河床盛行之岩石種類
	N	E		
109-02	2581279	296048	91.8	火山角礫岩、安山岩
109-03	2581356	294717	176.2	火山角礫岩、凝灰岩、安山岩
114-01	2580858	294023	139.1	火山角礫岩、凝灰岩、安山岩
114-02	2580850	294012	225.4	火山角礫岩、安山岩
115-01	2579716	293536	163	安山岩、火山角礫岩、變質砂岩
116-01	2578675	291808	228.4	凝灰岩、火山角礫岩
116-02	2578032	292149	157.4	凝灰岩、火山角礫岩
116-03	2577791	292546	146	安山岩
117-01	2577219	292281	120.8	火山角礫岩、頁岩、安山岩
123-01	2573926	292478	49.3	安山岩、變質砂岩、火山角礫岩
123-02	2575273	291724	106.2	凝灰岩、安山岩、火山角礫岩
123-03	2575271	291729	74.9	凝灰岩、火山角礫岩
125-01	2573051	292294	46.1	砂岩、安山岩、火山角礫岩
126-01	2572366	291246	128.5	安山岩、凝灰岩、火山角礫岩
127-01	2571863	290714	116.5	凝灰岩、火山角礫岩、安山岩
127-02	2572463	289200	273.8	安山岩、火山角礫岩
128-01	2570637	292268	43.1	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
128-02	2570995	291432	49.8	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
133-01	2568178	291570	56.1	安山岩、火山角礫岩
139-01	2565612	289866	41.5	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
140-01	2565191	290156	81.3	僅看得出有石灰比例頗高岩 (在橋上的距離太遠)
140-02	2564848	289516	127.4	石灰岩、火山角礫岩、安山岩
142-01	2562991	290207	160	石灰岩、火山角礫岩、安山岩
145-01	2561639	289741	162.4	石灰岩、安山岩、火山角礫岩
148-01	2560459	289881	88.4	僅看得出有石灰岩 (在橋上的距離太遠)
148-02	2560222	289366	146.8	石灰岩、安山岩
149-01	2559788	287486	152.5	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
149-02	2560386	287141	204.6	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
149-03	2559134	288635	118.6	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
149-04	2559079	289429	68.9	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
149-05	2560710	287776	191.4	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
149-06	2561174	287754	238.3	火山角礫岩、石灰岩、安山岩
149-07	2559736	289137	114.3	安山岩、火山角礫岩、石灰岩
152-01	2556093	287974	35.4	石灰岩、火山角礫岩、安山岩
152-02	2557107	287500	134.7	石灰岩、安山岩、火山角礫岩
157-01	2553822	285478	102.6	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
157-02	2554088	285084	142.5	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
157-03	2553920	285605	123.2	火山角礫岩、安山岩、石灰岩
158-01	2552777	285094	87.8	火山角礫岩、安山岩、凝灰岩
162-01	2550164	283899	118.6	安山岩、火山角礫岩
172-01	2540889	280080	148.6	安山岩、火山角礫岩
172-02	2540558	280401	77.6	安山岩、火山角礫岩
173-01	2540332	280064	71.4	安山岩、火山角礫岩
176-01	2537243	277966	45.9	安山岩、火山角礫岩、凝灰岩
186-01	2532781	274696	84.6	凝灰岩、安山岩、火山角礫岩
189-01	2532075	271948	221.3	凝灰岩、安山岩、火山角礫岩

編號 ^a	平面座標 ^b		高度 (橢球高)	河床盛行之岩石種類
	N	E		
195-01	2529855	271079	128.3	凝灰岩、火山角礫岩、安山岩
196-01	2529737	270837	145.1	安山岩、凝灰岩、火山角礫岩
197-01	2529871	270272	171.3	安山岩、火山角礫岩
200-01	2528139	269108	76.1	安山岩、火山角礫岩
200-02	2528291	268629	115.4	安山岩、火山角礫岩
206-01	2524775	268694	40.7	變質砂岩、橄欖岩、火山角礫岩
206-02	2525139	268302	47.1	變質砂岩、橄欖岩、石灰岩
206-03	2525037	268036	49.1	變質砂岩、頁岩、橄欖岩
206-04	2525011	267584	48.9	砂岩、頁岩、火山角礫岩、蛇紋岩

^a 編號之第 1 碼為流域編號，第 2 碼為在該流域調查的次序

^b 平面座標為 TWD97 系統

附錄四 河階起始分布之集水區面積的地形計測

編號 ^a	面積 (公頃)	所在流域之面積 (公頃)	站流域 面積比 例	平均 坡度 (度)	出水口 是否位 於硬岩 邊緣 (1:有; 0:無)	編號 ^a	面積 (公頃)	所在流域之面積 (公頃)	站流域 面積比 例	平均坡度 (度)	出水口 是否位 於硬岩 邊緣 (1:有; 0:無)
039_01	235.84	275.68	0.86	31.7	0	096_02	157.92	4243.04	0.04	39.65	0
045_01	317.28	2602.40	0.12	25.14	0	096_03	17.28	4243.04	0.00	25.27	0
045_02	44.48	2602.40	0.02	17.33	0	096_04	35.04	4243.04	0.01	34.37	0
045_03	35.04	2602.40	0.01	22.34	0	096_05	96.48	4243.04	0.02	26.7	1
045_04	143.52	2602.40	0.06	18.87	0	096_06	48.64	4243.04	0.01	33.44	1
045_05	161.76	2602.40	0.06	20.32	0	096_07	199.84	4243.04	0.05	33.53	0
045_06	55.68	2602.40	0.02	16.98	0	096_08	57.12	4243.04	0.01	41.02	0
045_07	151.52	2602.40	0.06	23.83	0	096_09	329.60	4243.04	0.08	27.22	0
045_08	35.04	2602.40	0.01	28.76	0	097_01	19.04	23.84	0.80	29.91	0
046_01	26.72	35.52	0.75	18.91	0	103_01	15.68	163.84	0.10	30.18	1
047_01	36.16	83.04	0.44	14.42	0	104_01	23.68	194.40	0.12	33.43	1
048_01	136.64	152.00	0.90	18.91	0	106_01	15.20	19.20	0.79	9.74	0
049_01	81.28	1006.08	0.08	19.85	0	107_01	28.32	499.36	0.06	34.9	1
049_02	96.00	1006.08	0.10	17.08	0	107_02	123.68	499.36	0.25	40.6	1
051_01	315.20	315.20	1.00	24.63	0	107_03	41.28	499.36	0.08	25.4	0
052_01	497.28	803.36	0.62	23.33	0	108_01	326.24	492.48	0.66	41.58	1
053_01	44.32	91.20	0.49	23.39	0	108_02	7.88	492.48	0.02	37.44	1
054_01	39.04	47.04	0.83	17.89	1	109_01	33.24	683.68	0.05	41.36	1
055_01	28.48	166.40	0.17	28.37	1	109_02	36.00	683.68	0.05	28.57	0
055_02	99.68	166.40	0.60	22.53	0	109_03	147.04	683.68	0.22	40.71	1
057_01	40.00	183.84	0.22	22.83	0	110_01	13.92	67.77	0.21	3.95	0
057_02	62.72	183.84	0.34	22.95	0	111_01	36.48	74.39	0.49	4.27	0
057_03	22.08	183.84	0.12	21.44	0	112_01	116.32	116.64	1.00	4.58	0
058_01	81.44	360.80	0.23	25.48	1	113_01	52.48	97.12	0.54	8.75	0
058_02	46.88	360.80	0.13	30.16	0	114_01	227.20	578.40	0.39	39.68	1
058_03	74.88	360.80	0.21	22.46	1	114_02	37.44	578.40	0.06	41.11	0
059_01	73.92	118.40	0.62	25.42	0	115_01	196.80	660.00	0.30	38.55	1
062_01	217.60	312.32	0.70	25.32	0	115_02	10.99	660.00	0.02	34.45	1
063_01	1.41	3.61	0.39	12.77	0	116_01	24.16	702.49	0.03	21.12	0
065_01	65.44	91.20	0.72	24.82	0	116_02	33.92	669.28	0.05	44.3	1
067_01	3.05	6.01	0.51	17.55	0	116_03	28.48	669.28	0.04	40.4	1
068_01	4.32	10.66	0.41	21.72	0	116_04	168.96	669.28	0.25	31.77	1
071_01	4.16	16.52	0.25	18.83	0	117_01	27.84	573.28	0.05	33.4	1
079_01	135.84	141.76	0.96	33.55	0	118_01	87.36	115.68	0.76	19.01	0
086_01	189.28	326.72	0.58	31.85	1	119_01	24.16	92.96	0.26	18.02	0
087_01	14.40	80.48	0.18	27.27	0	121_01	11.52	55.20	0.21	21.68	0
089_01	290.88	589.12	0.49	32.12	0	123_01	4.80	1128.16	0.00	32.82	0
089_02	86.08	589.12	0.15	27.98	0	123_02	179.04	1128.16	0.16	26.92	0
090_01	175.04	247.52	0.71	19.06	0	123_03	192.48	1128.16	0.17	30.51	0
091_01	21.28	31.52	0.68	21.24	0	123_04	17.44	1128.16	0.02	33	0
092_01	20.80	258.08	0.08	22.43	0	123_05	107.68	1128.16	0.10	28.22	0
092_02	10.88	258.08	0.04	36	1	124_01	3.68	35.52	0.10	14.16	0
092_03	32.32	258.08	0.13	34.7	0	124_02	4.64	35.52	0.13	13.58	0
094_01	20.16	30.24	0.67	21.95	1	125_01	4.80	305.60	0.02	32.09	1
096_01	148.80	4243.04	0.04	32.77	0	125_02	24.64	305.60	0.08	35.75	1

編號 ^a	面積 (公頃)	所在流域之面積 (公頃)	站流域 面積比 例	平均 坡度 (度)	出水口 是否位於 硬岩緣 (1:有; 0:無)
127_01	107.68	498.08	0.22	37.69	1
128_01	9.76	604.00	0.02	19.12	0
128_02	173.92	604.00	0.29	39.53	1
128_03	82.88	604.00	0.14	32.94	0
129_01	23.84	88.00	0.27	18.77	0
130_01	196.16	273.60	0.72	19.79	0
133_01	74.40	762.72	0.10	35.87	1
133_02	175.36	762.72	0.23	36.97	1
135_01	225.12	834.24	0.27	38.17	1
138_01	14.24	169.12	0.08	21.44	0
139_01	1105.60	1548.00	0.71	31.87	0
139_02	273.44	1548.00	0.18	25.4	0
140_01	52.16	166.08	0.31	23.27	0
141_01	41.76	94.40	0.44	20.29	0
142_01	34.56	190.08	0.18	30.54	0
145_01	3.84	185.92	0.02	29.26	0
145_02	10.56	185.92	0.06	19.09	0
148_01	8.80	230.40	0.04	20.11	0
149_01	397.44	2599.52	0.15	31.22	0
149_02	1102.72	2599.52	0.42	32.52	1
149_03	57.44	2599.52	0.02	32.78	0
149_04	57.44	2599.52	0.02	20.56	0
151_01	169.76	416.16	0.41	20.17	0
151_02	39.36	416.16	0.09	18.97	0
152_01	416.96	1637.28	0.25	37.78	1
152_02	321.60	1637.28	0.20	34.21	1
152_03	66.72	1637.28	0.04	24.68	0
153_01	23.52	62.40	0.38	15.65	0
154_01	103.36	159.84	0.65	23.02	0
155_01	26.88	31.68	0.85	19.4	0
156_01	44.80	54.88	0.82	16.97	0
157_01	50.56	936.96	0.05	29.97	1
157_02	441.92	936.96	0.47	34.03	0
157_03	96.80	936.96	0.10	29.98	1
158_01	74.24	532.32	0.14	29.04	0
158_02	212.16	532.32	0.40	32.94	0
158_03	24.96	532.32	0.05	32.24	0
159_01	18.40	77.12	0.24	39.16	1
160_01	19.04	58.88	0.32	18.77	0
161_01	25.92	158.24	0.16	31.37	0
162_01	526.88	625.60	0.84	28.77	1
167_01	120.80	143.04	0.84	38.52	1
170_01	188.32	203.36	0.93	37.23	1
172_01	34.72	108.80	0.32	35.78	1
173_01	223.84	376.32	0.59	38.52	1

編號 ^a	面積 (公頃)	所在流域之面積 (公頃)	站流域 面積比 例	平均坡 度(度)	出水口 是否位於 硬岩緣 (1:有; 0:無)
173_02	91.20	376.32	0.24	39.51	0
175_01	60.48	75.36	0.80	38.19	1
176_01	533.44	567.20	0.94	37.84	1
177_01	36.32	48.00	0.76	15.26	0
178_01	48.16	59.52	0.81	20.76	0
179_01	90.24	151.20	0.60	36.9	1
180_01	44.80	88.00	0.51	16.99	0
181_01	33.44	183.52	0.18	25.54	1
184_01	76.48	374.24	0.20	36.18	1
185_01	99.36	179.68	0.55	12.4	0
186_01	276.16	544.20	0.51	36.4	1
186_02	20.80	544.20	0.04	8.54	0
187_01	51.36	217.60	0.24	13.49	0
187_02	20.48	217.60	0.09	18.43	0
188_01	57.28	145.12	0.39	24.11	0
188_02	33.28	521.44	0.06	6.77	0
189_01	175.84	521.44	0.34	37.61	1
189_02	115.04	521.44	0.22	7.84	0
193_01	249.76	337.92	0.74	34.36	1
194_01	54.88	132.16	0.42	33.55	1
195_01	59.20	298.24	0.20	34.25	0
196_01	27.84	115.52	0.24	30.51	1
197_01	42.56	87.84	0.48	15.21	0
198_01	269.28	316.80	0.85	25.8	0
200_01	144.00	602.56	0.24	26.8	0
200_02	253.92	602.56	0.42	23.15	0
202_01	31.52	237.60	0.13	14.7	0
206_01	183.84	1063.04	0.17	15.98	0
206_02	25.92	1063.04	0.02	13.04	0
206_03	44.00	1063.04	0.04	15.41	0
206_04	163.84	1063.04	0.15	12.73	0
207_01	43.36	145.12	0.30	12.68	0

^a 編號之第一碼為其所在之流域編號，第二碼為該流域由北至南的第幾個次集水區

附錄五 山麓沖積扇露頭之記錄

編號 ^a	比高 (m)	底岩比高 ^b (m)	沉積物 厚度	位於階崖之 部位	沉積物 類型 ^c	可能營力
053-2/4-01	6.5	--	≥3.5	中段	I	土石流
057-2/2-01	24	--	≥11	上部	I	土石流
058-1/5-01	16-17	--	≥10-11	上部	I, II	土石流與河流沖積
058-2/5-01	16-17	--	≥11-12	上部	I	土石流
079-2/2-01	>13	--	≥13	中段	I	土石流
089-3/3-01	>1.8	--	≥1.8	上部	I	土石流
103-1/3-01	2-2.5	--	2-2.5	全部	I	土石流
103-3/3-01	>5	--	≥5	全部	I	土石流
107-2/2-01	13	--	13	全部	I	土石流
107-2/2-02	13	--	13	全部	I	土石流
107-2/2-03	10.5	--	10.5	全部	I, III	河流沖積
108-1/4-01	8.5	--	8.5	全部	II	河流沖積
108-2/4-01	12	--	≥4.7	上部	I	土石流
109-1/4-01	6.5	--	6.5	全部	III, IV	河流沖積
109-3/4-01	20.5	--	≥10	上部	I	土石流
109-3/4-02	>5	--	≥5	上部	I	土石流
109-3/4-03	>2.2	--	≥2.2	上部	II	河流沖積
109-3/4-04	40	--	40	上部	I	土石流
109-3/4-05	37.5	--	37.5	上部	I	土石流
115-1/2-01	36	31	5	全部	II	河流沖積
116-3/4-01	>6.3	>2.8	3.5	上部	I	河流沖積
117-1/6-01	13.8	11	2.8	全部	III	河流沖積
118-1/1-01	>21	>9	12-13	上部	II	河流沖積
123-1/4-01	7.5	5.7	1.8-2	全部	III	河流沖積
123-4/4-01	≥9.5	7	>2.5	下部	II	河流沖積
125-3/4-01	>12	>6	6	上部	II	河流
126-1/6-01	>2.3	>0.7	1.5	上部	III	河流沖積
126-6/6-01	>6	--	≥6	上部	III	河流沖積
128-2/4-01	22	17	5	全部	II	河流沖積
128-4/4-01	32	21.5	10.5	全部	I	河流沖積
128-4/4-02	9	5.5	3.5	全部	III	河流沖積
137-1/1-01	>26	>20	5.5	上部	III	河流沖積
140-2/2-01	12.5	11	1.5	上部	II	河流沖積
149-1/1-01	>8.2	>5.2	3	上部	II	河流沖積
157-1/2-01	20	17-18	2-3	全部	II	河流沖積
167-2/3-01	>5	--	≥5	上部	I	土石流
176-2/3-02	>3	--	≥3	上部	I	土石流
176-3/3-01	36.5	0-0.5	36	全部	I, II	土石流與河流沖積
184-3/4-01	>3.5	--	≥3.5	上部	I	土石流
184-3/4-02	>2.3	--	≥2.3	上部	I	土石流
186-2/3-01	>12	>1.7	10.3	上部	I	土石流
186-2/3-02	>6	--	≥6	上部	I	土石流
186-2/3-03	>2.3	--	≥2.3	上部	I	土石流
186-2/3-04	6	1.8	4.2	全部	I	土石流

^a 例如 053-2/4-01，其中 053 表示該扇面沖積自 53 號集水區；2/4 表示該扇面為第二階（階序越多表示越老），全部有四階扇；01 表示編號。

^b 為自河床到階崖頂之高度，「--」表示未見到底岩。

^c 第 I 型為「基質支持，無層理之礫石層」、第 II 型為「基質明顯，略有層理之礫石層」、第 III 型為「顆粒支持，層理明顯之礫石層」、第 IV 型為「砂質或其他細顆粒沉積層」。

附錄六 研究區內前人彙整^a之年代資料

編號	地名	所屬 集水區	年代 (cal. yr. BP)	地形類型 ^b	沉積環境	資料 來源 ^c
1	高山 1	55	740-900	2/3 沖積扇	mud flow	U
2	高山 2	55	740-910	2/3 沖積扇	debris flow	G
3	親不知	57	3910-4080	?	debris flow	G
4	新社 1	58	690-770	1/5 沖積扇	debris flow	G
5	新社 1	58	800-930	1/5 沖積扇	debris flow	E
6	新社 1	58	920-1040	1/5 沖積扇	debris flow	E
7	新社 2	58	3650-3830	2/5 沖積扇	floodplain	U
8	新社 3	58	3640-3820	2/5 沖積扇	debris flow	U
9	新社 4	58	3580-3690	2/5 沖積扇	debris flow	U
10	新社 4	58	3720-3890	2/5 沖積扇	debris flow	G
11	新社 5	58	3730-3910	2/5 沖積扇	debris flow	U
12	新社 5	58	3720-3830	2/5 沖積扇	debris flow	G
13	新社 5	58	3720-3840	2/5 沖積扇	debris flow	F
14	新社 6	58	3690-3830	2/5 沖積扇	debris flow	U
15	新社 6	58	3730-3900	2/5 沖積扇	debris flow	F
16	新社 7	58	3720-3890	2/5 沖積扇	debris flow	U
17	新社 8	58	3860-4160	2/5 沖積扇	debris flow	A
18	大灣	79	12140-12400	1/2 沖積扇	debris flow	U
19	大灣	79	12220-12540	1/2 沖積扇	debris flow	F
20	大灣	79	11830-12100	1/2 沖積扇	debris flow	U
21	石門	82	790-910	2/3 沖積扇	debris flow	A
22	水母丁溪	96	280-430	河階	debris flow	U
23	水母丁溪	96	800-970	河階	debris flow	G
24	水母丁溪	96	660-690	河階	debris flow	G
25	水母丁溪	96	560-670	河階	debris flow	G
26	大霸來 1	103	6010-6280	河階	debris flow	U
27	大霸來 2	103	5720-5900	2/3 沖積扇	debris flow	U
28	大霸來 3	103	5940-6170	2/3 沖積扇	debris flow	U
29	大霸來 4	103	5750-5900	2/3 沖積扇	debris flow	A
30	三間屋	107	930-1050	1/2 沖積扇	debris flow	A
31	三間屋	107	800-910	1/2 沖積扇	debris flow	E
32	南三間屋	107	5930-5990	2/2 沖積扇	debris flow	F
33	南三間屋	107	5910-6090	2/2 沖積扇	debris flow	U
34	真柄溪	108	8600-8770	河階	debris flow	H
35	長光	109	8540-8680	3/4 沖積扇	debris flow	A
36	長濱鑽井	109	11210-11340	3/4 沖積扇	debris flow	H
37	長濱溪口	109	9890-10210	3/4 沖積扇	debris flow	C
38	長濱溪口	109	9940-10240	3/4 沖積扇	debris flow	C
39	長濱港	109	9520-9660	3/4 沖積扇	debris flow	E
40	美佐呂溪	145	500-540	2/2 沖積扇	debris flow	U
41	三仙溪 1	149	5750-5900	河階	debris flow	D
42	三仙溪 2	149	5780-5990	河階	debris flow	U
43	三仙溪 3	149	14930-15250	1/1 沖積扇	fluvial silt	U
44	八邊	157	2960-3080	1/2 沖積扇	debris flow	G
45	籐溪 1	186	9700-9890	3/3 沖積扇	debris flow	H

編號	地名	所屬 集水區	年代 (cal. yr. BP)	地形類型 ^b	沉積環境	資料 來源 ^c
46	藤溪 2	186	9540-9650	2/3 沖積扇	debris flow	H
47	都溪	189	8220-8380	1/1 沖積扇	debris flow	H
48	都蘭 1	193	8420-8540	2/5 沖積扇	debris flow	B
49	都蘭 2	193	8590-8950	2/5 沖積扇	debris flow	F
50	都蘭 3	193	8420-8540	2/5 沖積扇	debris flow	A
51	都蘭 4	193	8410-8540	2/5 沖積扇	debris flow	H

^a 為謝孟龍教授匯整而成。

^b 若為 2/3 沖積扇，其中「2」表示該定年標本採自第二階沖積扇（由最低階開始數）；「3」表示該流域之山麓沖積扇共有三階。「？」表示標本採集地點非本文有標示地形面之處。

^c 資料來源 A: 謝孟龍 (1990) ; B: Chen *et al.* (1991) ; C: Liew *et al.* (1993) ; D: Hsieh *et al.* (1994) ; E: 許民陽等 (1998) ; F: Hsieh *et al.* (2004) ; G: Hsieh and Rau (2009) ; H: Hsieh *et al.* (2011) ; U: 未有出處者為謝孟龍教授尚未發表之年代。

謝辭

恩師沈淑敏老師，是我能完成學業的基礎，此外，四年半的博士班生活，也須感謝：口試委員張瑞津老師、謝孟龍老師、齊士崢老師、何立德老師；論文計畫審查委員楊貴三老師、徐濤德老師；本系林雪美老師、廖學誠老師、陳哲銘老師、王聖鐸老師、林宗儀老師；彰化師範學大地理學系蔡衡老師、劉漢奎老師；中央地質調查所魏正岳先生；臺灣地形實驗室洪政耀同學、許庭毓同學、游牧笛同學、楊啟見同學、藍振皓同學、陳祈慧同學、劉盈劭學姐、陳俊安同學、張安瑀同學、譚宏孝同學、賴蕙娟助理、楊家雯助理；已畢業自臺灣地形實驗室的莊永忠學長、翁毓穗同學、黃映慈同學、楊啟見同學、許純鎰同學、湯憶寧同學、林語珮同學；考察時多所相助的陳立凱同學；系辦公室的邱淑雯助教、李宜梅助教、李美萱助教、林炯明前助教、宋冠郁前助教、許麗蕙前助教、唐晉堯前助教、謝美朱小姐；博士班涂函君同學、劉怡君同學、李泰陽同學、林香君學姐、李佳樺同學、王耀輝學長、王怡茹學姊、張玉蓮學姊；口試當天蒞臨的黃馨霈同學、賴定煌同學、呂宛芯同學；吾友盧立心小姐、蘇曉君小姐、曾英惠同學、蕭惠娟同學、游鐘緯同學、朱明人先生；以及最重要的另一個基礎：我的父母與兩位姐姐，以及麵筋小貓。

若這期間的生活有任何喜悅、論文還有任何可取之處，當是諸位所賜。

2012/2/21/11:10 PM 孫稜翔

謹誌於臺灣師範大學地理學系 臺灣地形實驗室