

代表性生態系之峽谷生態系
長期生態研究網計畫第三期
**The long term Ecology Research of
Representative Ecosystem in Taroko Gorge**
(III)



太魯閣國家公園管理處委託研究報告

中華民國一百年十二月

本報告內容及建議，純屬研究小組意見，不代表本機關意見

代表性生態系之峽谷生態系
長期生態研究網計畫第三期

**The long term Ecology Research of
Representative Ecosystem in
Taroko Gorge (III)**

受委託者：國立東華大學

研究主持人：東華大學自然資源與環境學系副教授 劉瑩三

協同主持人：東華大學自然資源與環境學系助理教授 顏君毅

研究助理：莊世仁 謝祥博

太魯閣國家公園管理處委託研究報告

中華民國一百年十二月

(本報告內容及建議，純屬研究小組意見，不代表本機關意見)

目次

表次	III
圖次	V
中文摘要	XI
英文摘要	XIII
第一章 緒論	1
1.1 前言	1
1.2 研究目的	3
1.3 工作項目與內容	4
1.4 工作進度及說明	5
第二章 文獻回顧	7
2.1 台灣島生成與地體構造	7
2.1.1 台灣造山運動之理論基礎	9
2.1.2 太魯閣地區之地層	14
2.1.3 太魯閣地區之階地與抬升速率	19
2.1.4 太魯閣峽谷地形之生成機制與河道變化	27
2.1.5 台灣地區之崩塌地風險分析	39
2.2 懸谷地形	44
2.3 雷達差分干涉	48
2.3.1 DInSAR 的發展	48
2.3.2 基本原理	49
2.3.3 雷達差分干涉誤差來源	54
2.4 小結	56
第三章 研究方法	57
3.1 資料收集範圍	57
3.2 巨礫分布	58
3.3 雷射測距儀	60
3.3.1 儀器資料	60
3.3.2 雷射測距儀測距原理	61
3.4 河階定年	61

3.5 懸谷地形與遷急點	66
3.5.1 研究流程	66
3.5.2 判斷懸谷地形和遷急點的方法	67
3.6 PALSAR 雷達影像分析流程	69
第四章 結果與討論	71
4.1 河道野外實察	71
4.1.1 巨礫分布	72
4.1.2 峽谷寬度	101
4.2 河階定年	109
4.3 九曲洞地區崩塌地探討	112
4.4 懸谷與遷急點	123
4.5 PALSAR 雷達影像成果	126
4.6 地質景觀名錄調查登錄	129
第五章 結論與建議	149
5.1 結論	149
5.2 未來工作建議	150
附錄一 野外工作照片	151
附錄二 期中審查會議紀錄	158
附錄三 期末審查會議紀錄	161
參考文獻	165

表次

表 1-1	工作時程進度表	5
表 2-1	太魯閣鄰近地區不同地質圖中岩石地層單位劃分對照表	18
表 2-2	太魯閣鄰近地區板岩層地層劃分與相關之地層劃分對照表	19
表 2-3	台灣與世界各地區之抬升率	20
表 2-4	漂木資料	22
表 2-5	漂木資料	25
表 2-6	世界各區河流之剝蝕率	31
表 2-7	經由迴歸分析所計算求得之各年度總輸砂量	38
表 4-1	2005 年崩塌地面積記數表	113
表 4-2	2009 年崩塌地面積記數表	113
表 4-3	天祥雨量站 2001~2010 年累積雨量	119
表 4-4	洛韶雨量站 2001~2010 年累計雨量	120
表 4-5	ALOS 影像資訊	126
表 4-6	名錄登錄表：臨海崩石坡	131
表 4-7	名錄登錄表：黃金峽谷	136
表 4-8	名錄登錄表：大禮大同	140
表 4-9	名錄登錄表：合歡東峰	144

圖次

圖 1-1 太魯閣國家公園地理位置示意圖	2
圖 2-1 台灣地體構造三維示意圖	8
圖 2-2 台灣弧陸碰撞與造山示意圖	8
圖 2-3 台灣造山運動增積岩體示意圖	9
圖 2-4 台灣地體構造與台灣寬頻地震網測站位置	10
圖 2-5 弧陸碰撞向量示意圖	10
圖 2-6 台灣島的形成與演化	12
圖 2-7 台灣島北、中、南六條東西向橫貫公路銛石核飛跡 年代與銛石核飛跡完全癒合與部分癒合之分布圖	13
圖 2-8 臺灣島地質分區圖	14
圖 2-9 太魯閣國家公園地質圖	16
圖 2-10 立霧溪各段流路的綜合示意剖面圖	24
圖 2-11 立霧河流域水系及各類不整合地形分布圖	26
圖 2-12 太魯閣區域，水循環與二氧化碳、硫酸的循環過 程	27
圖 2-13 依據坡度-面積公式產生的河道剖面	28
圖 2-14 依據年平均降雨量與地體抬升率所得到的河道剖 面	29
圖 2-15 立霧溪在不同區域的下切與侵蝕速率	30
圖 2-16 世界各區河流之剝蝕率	32
圖 2-17 峽谷採樣岩壁概況	33
圖 2-18 (a) 採樣點高度示意圖；(b) 在不同高度採樣的 標本分別對應不同的年代	33
圖 2-19 立霧溪中下游地層與河道沉積物分布圖	36
圖 2-20 流量-含砂量迴歸分析趨勢圖	37
圖 2-21 各年度經由迴歸公式索求得知各年度總輸砂量	38
圖 2-22 全球發生崩塌地的危險區域	39
圖 2-23 日本 Kakuda-Yahiko 地區的崩塌潛勢圖	40
圖 2-24 南投縣和社地區的崩塌潛勢圖	41
圖 2-25 WLC 演算法各因子之權重	41

圖 2-26	日本阿賀野川地區的崩塌潛勢圖	42
圖 2-27	韓國地區崩塌潛勢圖	43
圖 2-28	回春遷急點示意圖	44
圖 2-29	斷層遷急點示意圖	44
圖 2-30	硬岩遷急點示意圖	45
圖 2-31	河流匯入點示意圖	45
圖 2-32	應用河流的陡峭度判斷河流交匯處之地形示意圖	46
圖 2-33	應用分段陡峭度指標尋找遷急點	47
圖 2-34	雷達成像幾何示意圖	50
圖 2-35	合成孔徑雷達差分干涉圖產生方式	52
圖 2-36	雷達差分干涉原理圖	53
圖 2-37	在 SIR-C/X-SAR 三種波段	54
圖 2-38	L 波段誤差圖	55
圖 3-1	本計畫資料蒐集範圍	57
圖 3-2	野外巨礫調查實際情形	58
圖 3-3	本研究所使用之太魯閣地區正射航空照片	59
圖 3-4	手持式雷射測距儀	61
圖 3-5	光螢光採樣工具	62
圖 3-6	立霧溪出海口北岸採樣點	63
圖 3-7	光螢光採樣過程 1	64
圖 3-8	光螢光採樣過程 2	65
圖 3-9	懸谷分析流程，資料處理流程圖	66
圖 3-10	繪製地圖流程圖	67
圖 3-11	遷急點的縱剖面圖與 S-A 圖判定	68
圖 3-12	本研究雷達差分干涉法處理流程	70
圖 4-1	野外工作實際情形	71
圖 4-2	立霧溪沿線岩性分布	72
圖 4-3	錦文橋-長春隧道巨礫分布	73
圖 4-4	錦文橋上游	74
圖 4-5	砂卡礑溪匯入口	74
圖 4-6	長春祠-白沙橋路段巨礫分布	75

圖 4-7	長春橋下的河道	76
圖 4-8	長春祠立霧溪河道	76
圖 4-9	長春祠至寧安橋間	77
圖 4-10	寧安橋區域河道可見塊狀大理岩質的巨礫	77
圖 4-11	過寧安橋後第一個支流匯入口	78
圖 4-12	過寧安橋後第二個支流匯入口	78
圖 4-13	長春祠-白沙橋段 K 點	79
圖 4-14	白沙橋下可見片麻岩、大理岩巨礫混雜	79
圖 4-15	白沙橋為支流匯入口	80
圖 4-16	長春祠-白沙橋段 M 點	80
圖 4-17	白沙橋-燕子口河段巨礫分布	81
圖 4-18	白沙橋-燕子口段 A 點	82
圖 4-19	白沙橋-燕子口段 B 點	82
圖 4-20	白沙橋-燕子口段 C 點，溪畔壩近下游側	83
圖 4-21	白沙橋-燕子口段 D 點，溪畔壩近上游側	83
圖 4-22	白沙橋-燕子口段 E 點	84
圖 4-23	白沙橋-燕子口段 F 點	84
圖 4-24	白沙橋-燕子口段 G 點	85
圖 4-25	白沙橋-燕子口段 G 點	85
圖 4-26	燕子口河段巨礫分布（魯丹溪匯流處）	86
圖 4-27	燕子口魯丹溪匯流處	87
圖 4-28	九曲洞段巨礫分布	88
圖 4-29	九曲洞河段 A 點崩塌處與巨礫	89
圖 4-30	九曲洞河段 B 點	89
圖 4-31	九曲洞河段 C 點河道巨礫	90
圖 4-32	九曲洞-綠水河段 F 點之一	90
圖 4-33	九曲洞-綠水河段巨礫分布	91
圖 4-34	綠水-九曲洞河段 F 點第二崩塌地	92
圖 4-35	綠水-九曲洞河段 E 點	92
圖 4-36	九曲洞-綠水 D 點	93
圖 4-37	九曲洞-綠水 C 點	93

圖 4-38	九曲洞-綠水 B 點	94
圖 4-39	九曲洞-綠水 B 點	94
圖 4-40	綠水-天祥河道巨礫分布	95
圖 4-41	綠水-天祥河段 H 點	96
圖 4-42	綠水-天祥河段 G 點	96
圖 4-43	綠水-天祥河段 F 點	97
圖 4-44	綠水-天祥河段 E 點	97
圖 4-45	綠水-天祥河段 D 點	98
圖 4-46	綠水-天祥河段 C 點	98
圖 4-47	綠水-天祥河段 B 點	99
圖 4-48	綠水-天祥河段 A 點	99
圖 4-49	測量峽谷寬度的所在位置	102
圖 4-50	本計畫測距所依據之里程路牌	102
圖 4-51	燕子口步道測距實作情形	103
圖 4-52	測距實況	104
圖 4-53	測距實況	104
圖 4-54	九曲洞步道測距點	105
圖 4-55	九曲洞步道測距情形	105
圖 4-56	測距情形	106
圖 4-57	測距情形	106
圖 4-58	燕子口步道各段峽谷寬度	107
圖 4-59	九曲洞步道各段峽谷寬度	108
圖 4-60	光螢光採樣點 1 之沉積剖面	109
圖 4-61	光螢光採樣點 2 之沉積剖面	110
圖 4-62	光螢光採樣點 3 之沉積剖面	111
圖 4-63	九曲洞地區前後期崩塌地變化	114
圖 4-64	九曲洞步道 1000 公尺處斷層活動區域	115
圖 4-65	原購買之 2011 年影像	116
圖 4-66	九曲洞內斷層擦痕	116
圖 4-67	斷層作用產生的斷層角礫岩	117
圖 4-68	九曲洞西口附近可見小斷層作用	117

圖 4-69	太魯閣地區摺皺、斷層分布	118
圖 4-70	天祥雨量站 2001 至 2010 年雨量趨勢	119
圖 4-71	洛韶雨量站 2001 至 2010 年雨量趨勢	120
圖 4-72	2009 年與 2011 年立霧溪流域衛星影像	121
圖 4-73	1970 至 2010 年綠水站流量變化	122
圖 4-74	2000 至 2010 年綠水站水位變化	122
圖 4-75	立霧溪流域懸谷位置圖	123
圖 4-76	立霧溪遷急點在河流縱剖面的位置	124
圖 4-77	遷急點 (藍色圓圈) 標示於兩萬五千分之一地形 圖上	125
圖 4-78	平均速率	127
圖 4-79	平均速度 (內插)	128
圖 4-80	Taroko_profile_interp	128
圖 4-81	名錄各景點位置分布	130
圖 4-82	臨海崩石坡位置圖	132
圖 4-83	航照下的臨海崩石坡	132
圖 4-84	臨海崩石坡仰拍	133
圖 4-85	崩石坡面積約為四五個籃球場的大小	133
圖 4-86	崩石坡以北為斷崖海岸	134
圖 4-87	崩石坡以南可見立霧溪溪口	134
圖 4-88	臨海崩石坡現場樣本 (白雲岩)	135
圖 4-89	顯微鏡下的白雲岩樣本	135
圖 4-90	黃金峽谷位置圖	137
圖 4-91	黃金峽谷內的瀑布	138
圖 4-92	峽谷內有多處深潭	139
圖 4-93	大禮大同位置圖	141
圖 4-94	大禮部落的建築建於不同高度的岩石階地之風化層 之上	142
圖 4-95	大禮部落坡面	142
圖 4-96	大同部落建於立霧山西麓	143
圖 4-97	大同部落四處散布大理岩之殘塊	143

圖 4-98	合歡東峰位置圖位置圖	145
圖 4-99	合歡主峰與合歡東峰冰川遺跡地貌圖	146
圖 4-100	地形縱剖面位置圖	146
圖 4-101	A-A'點縱剖面圖	147
圖 4-102	主東峰稜線北側圓弧形凹地的三道基岩堤 . .	147
圖 4-103	主東峰稜線北側圓弧形凹地的第三道基岩堤 .	147
圖 4-104	主東峰稜線北側圓弧形凹地	148

中文摘要

由於台灣位處菲律賓海板塊與歐亞板塊的交界地帶，因此有極高的地體抬升速率，再加上立霧溪的下切作用，以及大理岩岩性緻密的特性，形成深邃狹窄的太魯閣峽谷，是台灣遠近馳名的地區，並成為國內外遊客經常造訪的景點。本計畫藉由野外量測、運用 Persistent Scatter SAR Interferometry 進行影像分析、光螢光定年法、雷射測距儀等方法，針對太魯閣峽谷地區的變遷與演育、河道巨礫（特指長軸 1 公尺以上）的來源、峽谷寬度的變化，以及立霧溪遷急點形成機制與變遷等進行研究與探討。

研究結果顯示：（1）長軸 1 公尺以上的巨礫多分布於支流匯流處以及崩塌處，部分峽谷狹窄處上下游巨礫數量有明顯差距，應為暴雨期間，因峽谷較窄造成此處能量與流速較高，難以滯留巨礫；（2）本研究量測燕子口與九曲洞等立霧溪河谷較為狹窄之處，最窄處位於燕子口步道東側 1050 公尺處，寬度為 21.26 公尺；（3）本研究於立霧溪口採集三管河階地的光螢光定年樣本，推估最後定年結果應與太管處所在的霍羅斯河階地相同，約為 3000 至 4000 年間；（4）本研究以福衛二號影像以及航空照片進行九曲洞地區的崩塌地分析，結果顯示 2005 年至 2009 年間，九曲洞地區崩塌地面積增加約 0.03 平方公里，此與九曲洞地區鄰近斷層帶，以及 2005 至 2009 年年雨量增加有關；（5）本研究於兩萬五千分之一的地形圖上標示立霧溪流域遷急點的位置，推斷立霧溪流域的遷急點位置受支流匯入以及地殼變動的影響；（6）本研究採用 PALSAR 雷達影像針對太魯閣鄰近區域的地表變形做研究，研究發現立霧溪以南的高山區在此區有相對抬升的現象，而立霧溪沖積扇則是相對於太魯閣峽谷有下陷的趨勢，於 2007 至 2010 下旬的研究時段內，山區相對於立霧溪沖積扇約有一公分的相對抬升。

未來工作方面，立即可行建議為：針對九曲洞、燕子口等容易落石的地區進行危險評估。

關鍵字：Persistent Scatter SAR Interferometry、光螢光定年、雷射測距儀、巨礫（特指長軸一公尺以上）、遷急點

Abstract

Taiwan is located at the boundary between the Philippine Sea Plate and Eurasian Plate. The fast convergence between the two plates provides conditions forming unique landform like Taroko gorge. Taroko gorge is a famous scenic spot in Taiwan, and there are some properties most researches focus on, including incision rate in Liwu River, high tectonic uplift rate, and compact marble lithology. The themes of this project involve the change and process in Taroko gorge, the origin of mega-boulder(the longest diameter bigger than 1 meter), the difference of width of gorge, and how the knickpoints formed. The methods and tools used in this program include field investigation, Radar SAR Interferometry, OSL dating, the laser distance meter.

Our investigations show: (1) Most boulders are located at afflux place of tributary, and somewhere landslide nearby. The number of boulder is much different at some narrow place of Liwu River, upstream and downstream. During severe storm, the narrow gorge causes high speed flow. So boulders are hard to stay at narrow place. (2) The program measured the width of some narrow place of Taroko gorge. The narrowest width is located at 1050 meter west of the east entrance of Swallow Grotto, and the width is 21.26 meter. (3) This program got three tubes of OSL specimen near the mouth of Liwu River. This OSL specimens were dated, and the ages range from 3000 to 4000 years, the same as Taroko terrace near the mouth of Liwu River. (4) This program analyzed the 2005 FORMOSAT image and the 2009 Aerial photograph of Tunnel of Nine Turns Trail. It shows landslide area increase 0.03 square kilometer from 2005 to 2009. The result is related to the fault area near Tunnel of Nine Turns Trail, and the increasing annual precipitation from 2005 to 2009. (5) This program marked the positions of knickpoint in Liwu River on the topographic map (1:25000). The distribution of these knickpoints are affected by location of afflux place of tributary, and diastrophism. (6) This program detected the deformation near Taroko National Park via PALSAR image. It shows mountainous area has been uplifted south of Liwu River, and alluvial fan of Liwu River was subsiding relative to the Taroko gorge. From 2007 to 2010, mountainous area has been uplifted 1 centimeter relative to alluvial fan of Liwu River.

The program recommend to continuing detecting landslide area like Swallow Grotto and Tunnel of Nine Turns Trail, and make sure of all safety.

Keywords: Radar SAR Interferometry, OSL dating, laser distance meter, mega-boulder, knickpoint.

第一章 緒論

1.1 前言

太魯閣國家公園位處花蓮、台中、南投三縣境內，地理示意圖參見圖 1-1，園區面積九萬二千公頃，面積僅次於東沙環礁國家公園（面積 356,500 公頃；黃弘祺，2007）及玉山（面積 105,490 公頃；游登良，2002）。園區內，地勢高聳，兩千公尺以上的高山佔園區一半以上的面積，其中更不乏三千公尺以上的高山，面積達園區六分之一。

由於轄區內海拔高度差異達三千多公尺，有極大的溫差及環境變化，所以造就豐富的生態環境，以及多樣性的物種。太魯閣國家公園特有的峽谷地形是菲律賓海板塊及歐亞板塊碰撞產生的造山作用以及立霧溪的下切作用所形成的特殊地形。依據前人研究，太魯閣地區有極高抬升率以及河流下切速率，再加上大理岩緻密不易受侵蝕的特性，因此形成狹窄深邃的峽谷。太魯閣峽谷地區的地形景觀除了由上述的地質作用造成，亦受到空間與時間尺度影響，因此本研究針對峽谷地區之地質作用變化情形做觀測與研究。

太魯閣峽谷之水系以立霧溪流域為主，發源於合歡山與奇萊北峰之間，立霧溪所經過的地層單位以大南澳群（大南澳變質雜岩）為主，為台灣最古老的地層單位，岩性以大理岩、片麻岩、片岩...為主。目前所知台灣最古老的造山歷史可追溯至 70 至 90Ma 的南澳運動(Jahn et al., 1992)，使古生代晚期與中生代沉積的沈積岩以及火山作用產生的火成岩產生強烈的變質作用。另一個形成現今台灣島的重要造山運動為自上新世以來持續至今的蓬萊造山運動，將處於現今西部山地的地槽中的沉積物推擠成西部麓山帶和雪山山脈；中央山脈東翼先第三紀的變質基盤藉此運動而出露至地表（何春蓀，1986）。

1.2 研究目的

太魯閣國家公園具有傑出的地景，在台灣十二個世界遺產潛力點中最具獨特性。由於地景深受氣候、地質條件、人為因素等影響，造成園區各地程度不等的變化量，影響遊憩的功能甚鉅，在「太魯閣峽谷景觀發育歷史研究及美質地景監測計畫第一期」以及「太魯閣峽谷地質地形作用與演進之量測分析與監測計畫」兩年的計畫中，亦於河道監測中，在部分地區發現有極大的變化量。本計畫的研究目的包括：

1. 嘗試以航空照片以及衛星影像使用不同的辨識方法（如 DInSAR、DEM、色階辨識...等），對各項地形變化進行比較與探討。
2. 以高解析度之正射航空照片，繪製巨礫的分布，並分析其分布與峽谷型態、岩性、落石崩塌的關係。
3. 透過光螢光定年法，測定河口、階地等低海拔地區的土樣年代。
4. 繪製河流縱剖面，了解立霧河流域遷急點分布位置，探究其後退機制。
5. 量測太魯閣燕子口、九曲洞地區及其餘部分地區之峽谷寬度，尋找太魯閣峽谷最窄寬度。
6. 以衛星影像及航空照片比對九曲洞步道前後期崩塌區域，探討九曲洞崩塌的嚴重性。
7. 對於太魯閣地區特殊地景景點進行觀察與紀錄，持續更新名錄登錄表之內容。

1.3 工作項目與內容

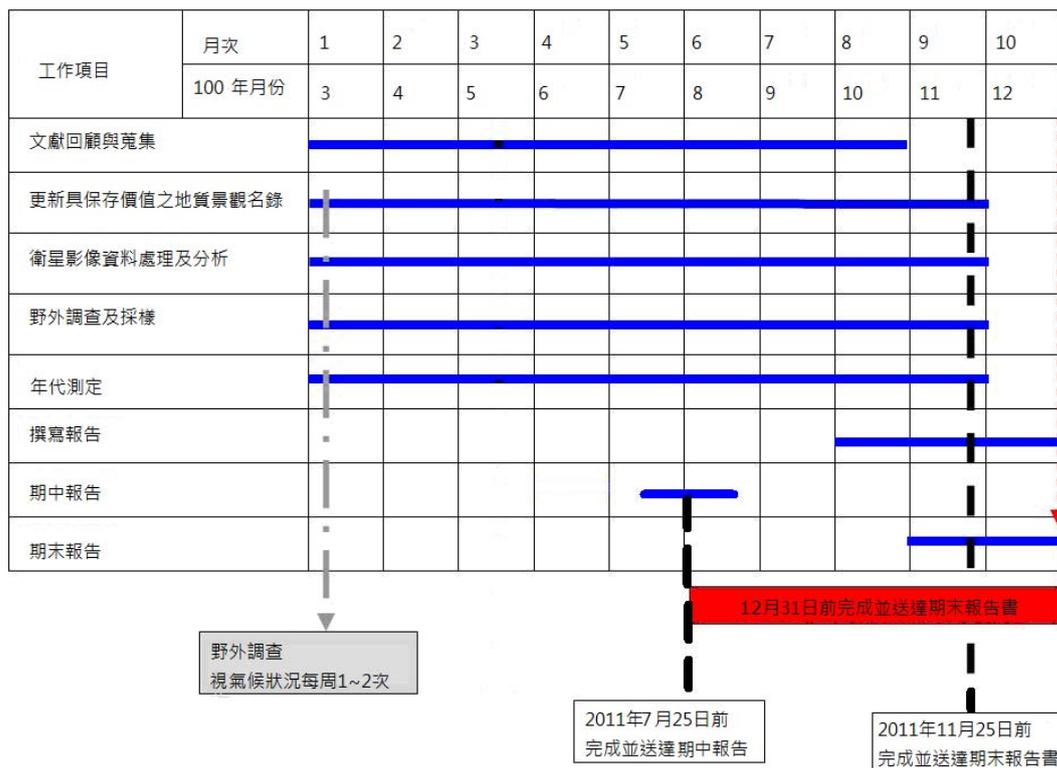
本計畫希望藉由對航空照片及衛星影像進行判識、繪製巨礫分布、光螢光定年法、河流縱剖面分析，對立霧溪中、下游流域進行研究，以瞭解園區內具保育價值之地質、地形景觀，監測峽谷地區的河道、邊坡等地形變化情形，工作重點如下：

1. 文獻蒐集與回顧：針對太魯閣地區持續進行文獻蒐集，包括地質學、地形學、DInSAR、定年學…等文獻資料，以相關研究結果協助本計畫之研究方向。
2. 衛星影像資料分析：以不同時期的 DInSAR、色階影像探討小尺度大範圍的地表變形作用。
3. 野外調查及採樣：繪製巨礫分布於高解析的正射航空照片上，觀察其周遭峽谷岩性，並尋找河階定年所需的光螢光土樣。
4. 年代測定：將野外尋得的漂木或光螢光土樣加以定年，藉以探討河階的年代。
5. 峽谷測距：量測燕子口、九曲洞及其他峽谷狹窄處之寬度。
6. 九曲洞之崩塌變遷：藉由衛星影像與航空照片辨識九曲洞地區的前後期崩塌變化。
5. 普查、更新園區內具保存價值之地質地形景觀名錄：結合行政院農業委員會特殊地景景點登錄表格的內容，對園區內具保存價值之地質地形景觀進行長期普查與名冊更新，預計增加 4 個新景點。
6. 報告撰寫：將各項研究方法所得的資料進行彙整以撰寫報告書。

1.4 工作進度及說明

本研究計畫的重要工作項目包括文獻蒐集與回顧、更新與增列具保存價值之地質景觀名錄、衛星影像資料處理及分析、野外調查及採樣、年代測定與期末報告等，各項工作的預定進度如表 1-1。

表 1-1 工作時程進度表



文獻回顧與蒐集工作方面，已經蒐集新文獻，進行補足。DInSAR 衛星影像已購買相關圖資，並完成辨識工作，同時針對地表小尺度大範圍變化進行分析。巨礫分析部分，已進行錦文橋至天祥立霧溪河道野外觀測，並繪製於高解析度正射航空照片，針對巨礫與峽谷岩性進行更進一步的探討。河階定年於崇德海灘尋找三處適合的採樣點，已將採樣土送往學術單位檢測年代。新增地質地地形景觀名錄部分，新增合歡山東峰、臨海崩石坡、大禮大同岩石階地以及黃金峽谷等四個地質景觀，逐一探查並撰寫其地質意義。峽谷寬度測距工作，已完成燕子口以及九曲洞等地的測量，亦已完成九曲洞地區崩塌地辨識工作。

第二章 文獻回顧

太魯閣國家公園的地質地形景觀深受台灣地區歐亞板塊與菲律賓海板塊碰撞擠壓抬升，以及立霧溪下切的影響，形成狹窄深邃的大理岩峽谷地形。因此，本研究將先探討台灣造山作用及地體構造與立霧溪河流地質作用的相關文獻。在地體構造的影響下，太魯閣地區抬升率與地殼變形持續為學者所關注，本研究將利用 DInSAR 衛星影像探討太魯閣地區地殼變形，因此接著探討前人對於 DInSAR 影像資料的應用以及可行性。為求得太魯閣地區河階地年代，本研究對於碳十四定年以及光螢光等定年法的相關文獻進行回顧。此外，由於本研究延續「太魯閣峽谷地質地形作用與演進之量測分析與監測計畫」，將繼續監測河道的變化，並以河道中的巨礫分布為觀察重點，因此將對前人與立霧溪中巨礫相關文獻進行說明。

2.1 台灣島生成與地體構造

台灣島的形成是歐亞板塊與菲律賓海板塊擠壓碰撞的結果 (Angelier et al., 1986) (圖 2-1)，歐亞板塊於台灣的位置向東隱沒於菲律賓海板塊之下，同時又於現今琉球島弧的位置仰沖 (obducted) 於菲律賓海板塊之上，使菲律賓海板塊向北隱沒於歐亞板塊之下。

鄧屬予 (2006) 針對台灣造山作用提出演育過程歷史 (圖 2-2)，呂宋島弧從東南外海向西北移動時，島弧前緣在中新世晚期碰上亞洲大陸的外緣 (圖 2-2A)，隨著呂宋島弧持續衝撞大陸邊緣，大陸上的岩層不斷地被拖進隱沒帶，上方的增生楔中隨越來越多的大陸物質亦被拖入，使增生楔有越來越多的大陸物質，使增生楔快速成長，並於五百萬年前左右抬升成小島 (圖 2-2B)，三百萬年前時形成高山 (圖 2-2C)，之後隱沒反轉，山脈失去碰撞擠壓的支撐，開始快速張裂下沉，並在台灣北部形成裂谷 (圖 2-2D)。

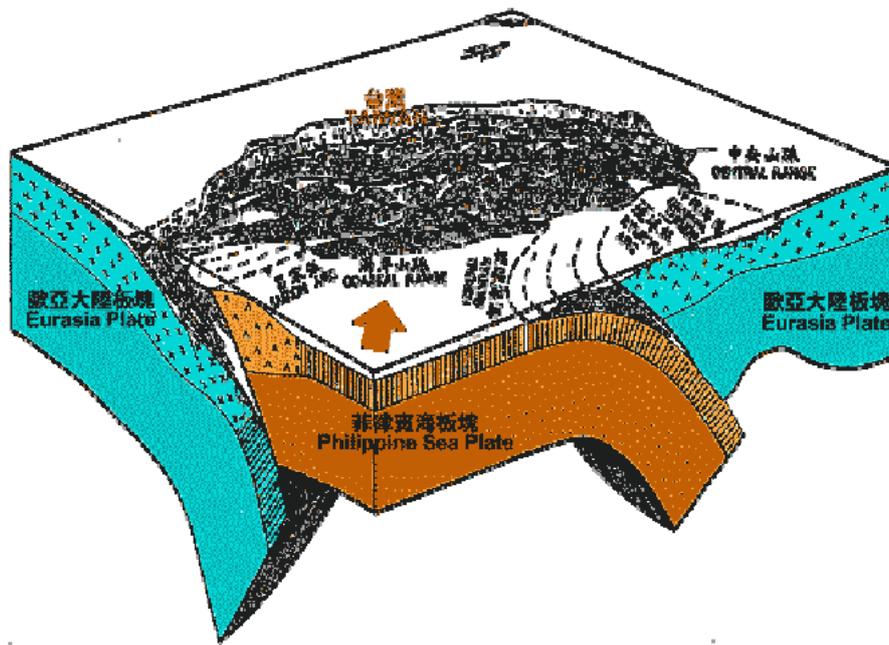


圖 2-1 台灣地體構造三維示意圖 (Angelier et al., 1986)。

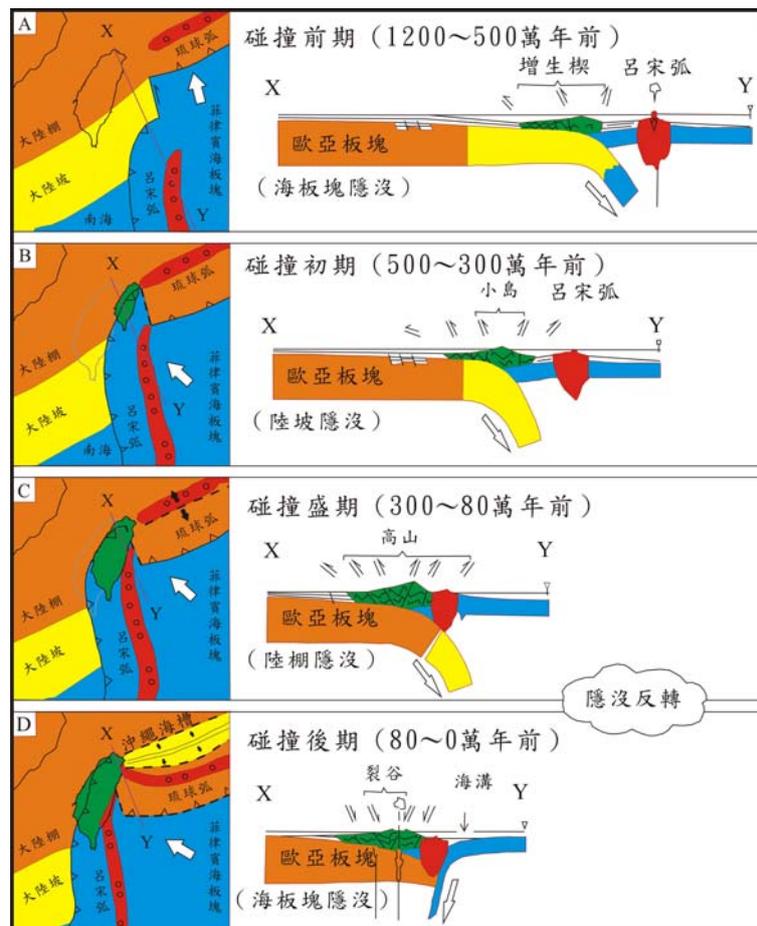


圖 2-2 台灣弧陸碰撞與造山示意圖 (改繪自鄧屬予, 2006)。

2.1.1 台灣造山運動之理論基礎

1970 年代以前，地質學者多以地槽學說解釋大地構造，1970 年代以後，板塊構造學說興起，現今學者多以板塊學說解釋台灣的大地構造，到了 1980 年代，「弧陸碰撞模式」成為台灣所接受的大地構造模式。Suppe (1981) 以增積岩體的模式詮釋台灣的造山運動 (圖 2-3)，海岸山脈視為推土機，中央山脈視為雪堆，當推土機向前推進，雪會不斷向前插入雪堆底部，使雪堆前端和底部上岩層產生劇烈的脆性變形，雪堆內部不斷被墊高，雪堆後背和堆土機之間亦因摩擦而產生變形，此一力學模式稱為庫倫增積楔 (coulomb accretionary wedge)。基本假設在褶皺逆衝帶下方存在一滑脫面 (décollement)，褶皺逆衝帶經由似堆土機的後座體推擠，進而縮短水平距離並導致岩層加厚上升。

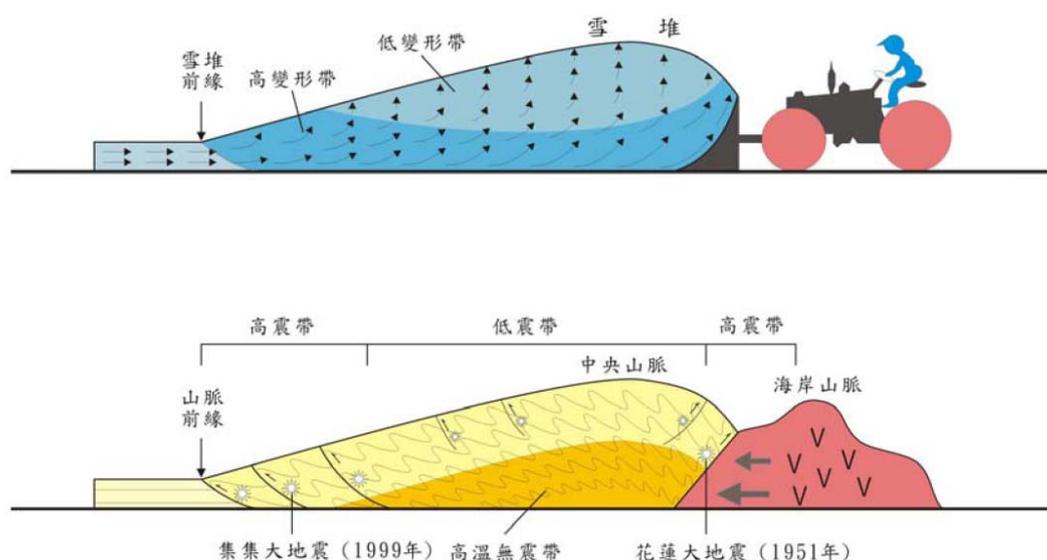


圖 2-3 台灣造山運動增積岩體示意圖，原理論來自 Suppe (1981) (鄧屬予，2002)。

Kao et al. (2000) 依據 BATS (台灣寬頻地震網) 的地震資料以及 Seno et al. (1993) 的菲律賓海板塊與歐亞板塊之間相對運動理論，描述台灣的地體構造 (圖 2-4)，正方形表測站位置，空心圓點為自西元 1980 年後 m_b (地震規模) ≥ 4.5 的地震震央，琉球島弧與呂宋島弧兩個隱沒帶的位置分別位於東方與南方，地震亦集中於隱沒帶，琉球島弧的地形特徵在東經 123 度以西即不明顯，因此以細線表示。花東縱谷 (LV) 為歐亞板塊與菲律賓海板塊之間的碰撞縫合

帶。而板塊之間的幅合速率，Suppe (1981) 提出，歐亞板塊與菲律賓海板塊之間以 70km/m.y. 的速率進行聚合（數據來自 Seno, 1977），大陸斜坡與島弧之間以 44 度的角度進行碰撞，沿著島弧南方以 90km/m.y. 進行聚合，台灣西南部大陸板塊邊緣則以 95km/m.y. 的速率進行聚合（圖 2-5）。

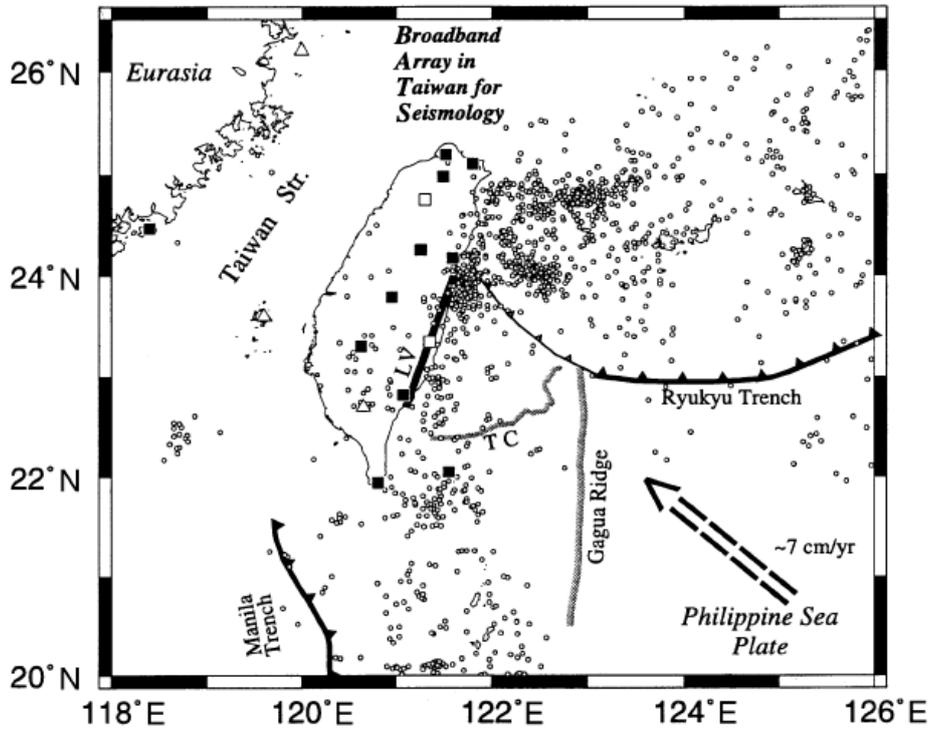


圖 2-4 台灣地體構造與台灣寬頻地震網 (BATS) 測站位置 (Kao et al., 2000)，菲律賓海板塊與歐亞板塊之間的相對運動依據 Seno et al. (1993)。

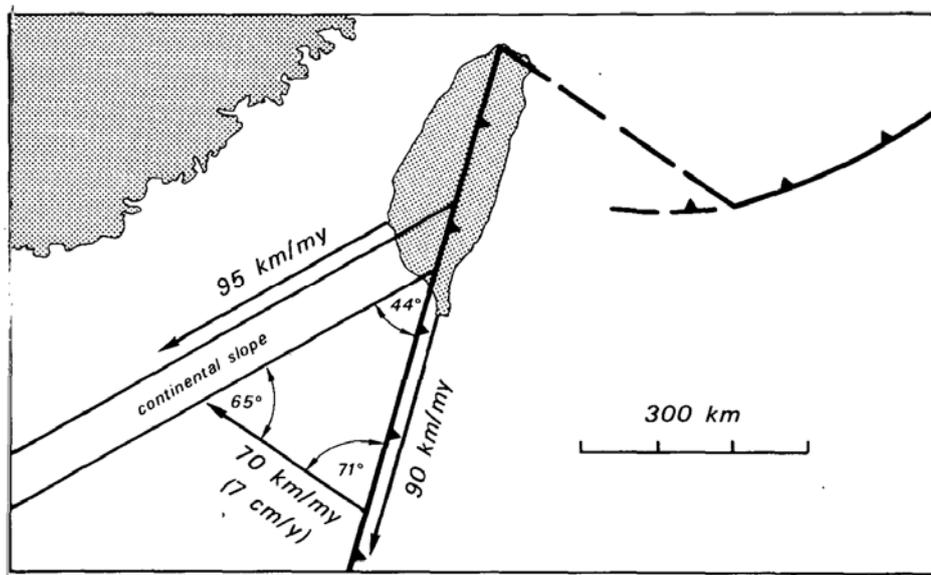


圖 2-5 弧陸碰撞向量示意圖 (Suppe, 1981)。

回顧過去台灣形成的相關文獻，Sibuet and Hsu (2004) 認為在一千五百萬年前，馬尼拉海溝開始活動，其範圍延伸至琉球隱沒帶，此時開始，菲律賓海板塊，包含琉球島弧、呂宋島弧相對於歐亞板塊向西移動。從一千五百萬年前至九百萬年前，沖繩海槽仍未開始擴張，圖中 B 點位於琉球島大陸坡的位置，當歐亞板塊隱沒的深度達到 100~150 公里，呂宋島弧開始成形，由於其地勢起伏小，因此隱沒至歐亞板塊之下。九百萬年前，呂宋島弧已足夠抵抗隱沒，以 126°E 的方向碰撞歐亞板塊（圖 2-6a）。

六百萬年前，由於呂宋島弧持續西進，其北方已形成造山帶，也就是古台灣。九百萬年前，歐亞板塊於 B 界線（ocean-continent transition）的南方持續隱沒，呂宋島弧持續成形。西部麓山帶的逆衝斷層合併為一 flat-ramp 的系統。呂宋島弧北端一面隱沒，同時其上部持續增積（圖 2-6b）。

三百萬年前，歐亞板塊在 T1 與 B 界線之間持續隱沒，增積岩體持續成形。自六百萬年前開始，古台灣（A 界線的東北側）範圍增加，但也因侵蝕與沖繩海槽擴張作用而沈降（Kimura, 1996; Sibuet et al., 1998）。隨著台灣島的上升，侵蝕作用也日漸加劇，侵蝕的產物沈積於界線 B 的大陸邊緣與馬尼拉海溝，這些沈積物併入馬尼拉海溝的增積岩體中，因菲律賓海板塊西進而不斷折曲與上升（圖 2-6c）。

現今，台灣為侵蝕作用發達的地區，部分地區因沖繩海槽擴張而沉降，弧後擴張作用造成造山帶東部部分地區消失，僅留下 50 公里長的古台灣山脈於海平面之上（現今 A 界線以東）。來自台灣以及馬尼拉海溝的侵蝕物逐漸沈積於 B 界線以南並且持續變形與褶曲（圖 2-6d）。

以核飛跡定年法針對磷灰石、鋯石、榍石測定所得的年代，估算大南澳片岩等地層，探討台灣變質岩基盤自最後一次變質作用以來的地盤冷卻與隆起速度，以探討台灣島自第三紀晚期以來的大地構造運動。Liu (1982) 與劉聰桂 (1982) 所得的十六個大南澳片岩磷灰石核飛跡年代為 $0.25 \pm 0.06\text{Ma}$ 至 $0.58 \pm 0.07\text{Ma}$ ，平均為 $0.43 \pm 0.09\text{Ma}$ 。兩個鋯石年代為 $0.85 \pm 0.10\text{Ma}$ 與 $1.31 \pm 0.14\text{Ma}$ ，榍石年代為 $0.99 \pm 0.13\text{Ma}$ 。以核飛跡定年結果來看，中央山脈之核飛跡受蓬萊造山運動之熱作用，癒合程度由西向東增加，且完全癒合區域寬度由中橫地區（約 60 公里）南橫地區（約 30 公里）南迴地區（約 10 公里），分布自北向南越來越窄，顯示斜交碰撞運動由北向南逐漸傳遞（Liu et al., 2001）（圖 2-7），其癒合的東界為花東縱谷縫合帶。

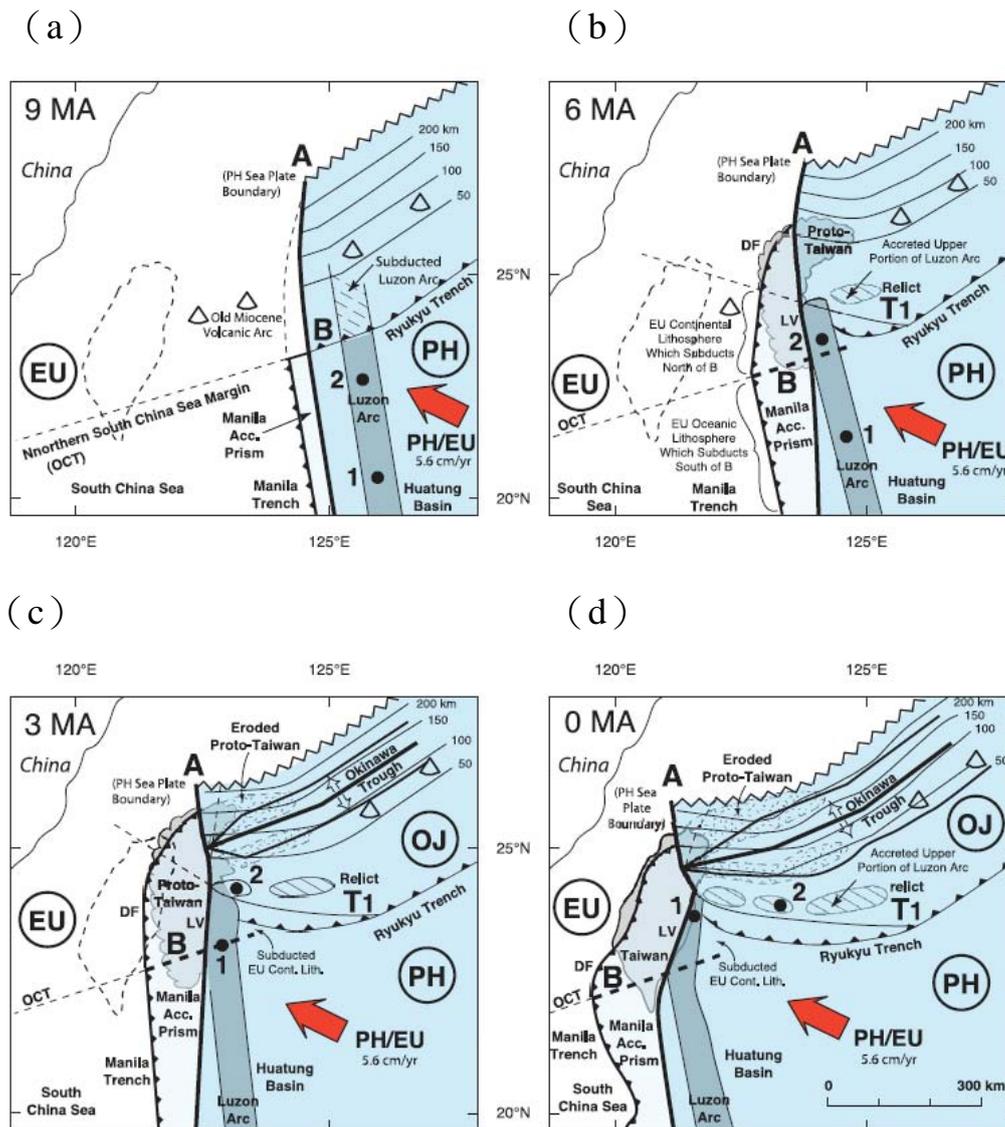


圖 2-6 台灣島的形成與演化：EU 為菲律賓海板塊，A 為菲律賓海板塊 PH 西邊邊界，自九百萬年前起，菲律賓海板塊以 N307 度的方向，每年 5.6 公分的速率前進。菲律賓海板塊持續西進，造成歐亞板塊內部產生斷層。A 的東部，歐亞板塊產生破裂並形成邊界 (T1)。B 為歐亞板塊中，海洋與大陸的邊界，細線表深度。自六百萬年起，沖繩海槽 (OT) 開始擴張，其尖端座落於 A 之上，並且與 A 同時移動，古台灣與沖繩海槽西南端逐漸成形，1 與 2 為呂宋島弧的兩個固定點，以便追尋其移動軌跡。當呂宋島弧進入琉球隱沒帶的範圍，其上部隨著琉球弧前地區生長起來，下部則隱沒於歐亞板塊之下。T1 南方的老中新世火山弧與其下覆的歐亞板塊岩石圈同時隱沒。DF 表變形前緣，LV 表縱谷，OJ 表沖繩-日本板塊 (Sibuet and Hsu, 2004)。

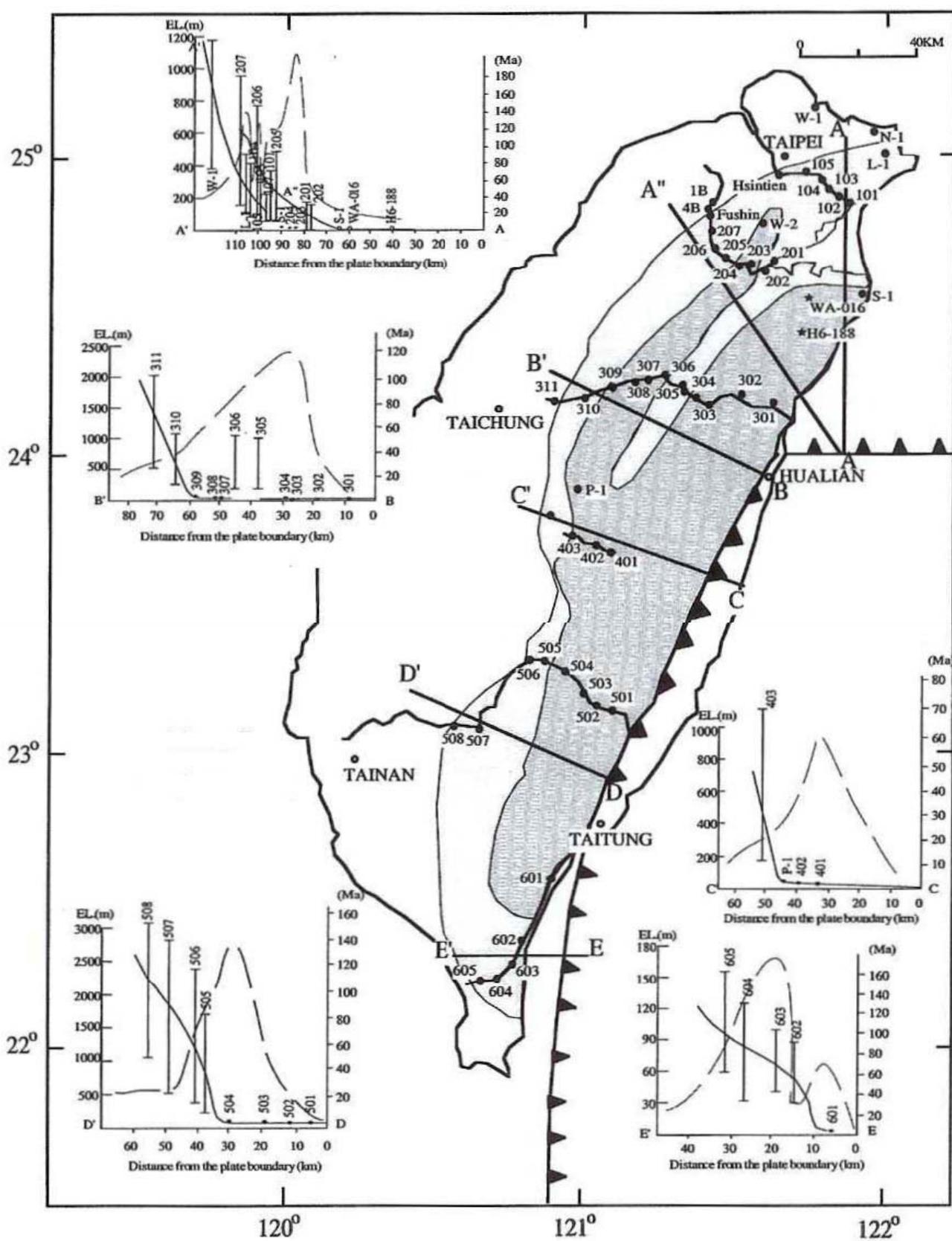


圖 2-7 台灣島北、中、南六條東西向橫貫公路鉛石核飛跡年代與鉛石核飛跡完全癒合與部分癒合之分布圖 (Liu et al., 2001)。

2.1.2 太魯閣地區之地層

台灣地質分區由西向東分別為：海岸平原（第四紀前陸盆地）、西部麓山帶（中新世至更新世 褶皺-逆衝斷層帶）、雪山山脈（古第三紀地槽）、中央山脈西翼（廬山層、畢祿山層）、中央山脈東翼（大南澳片岩）及海岸山脈（屬於菲律賓海板塊）。

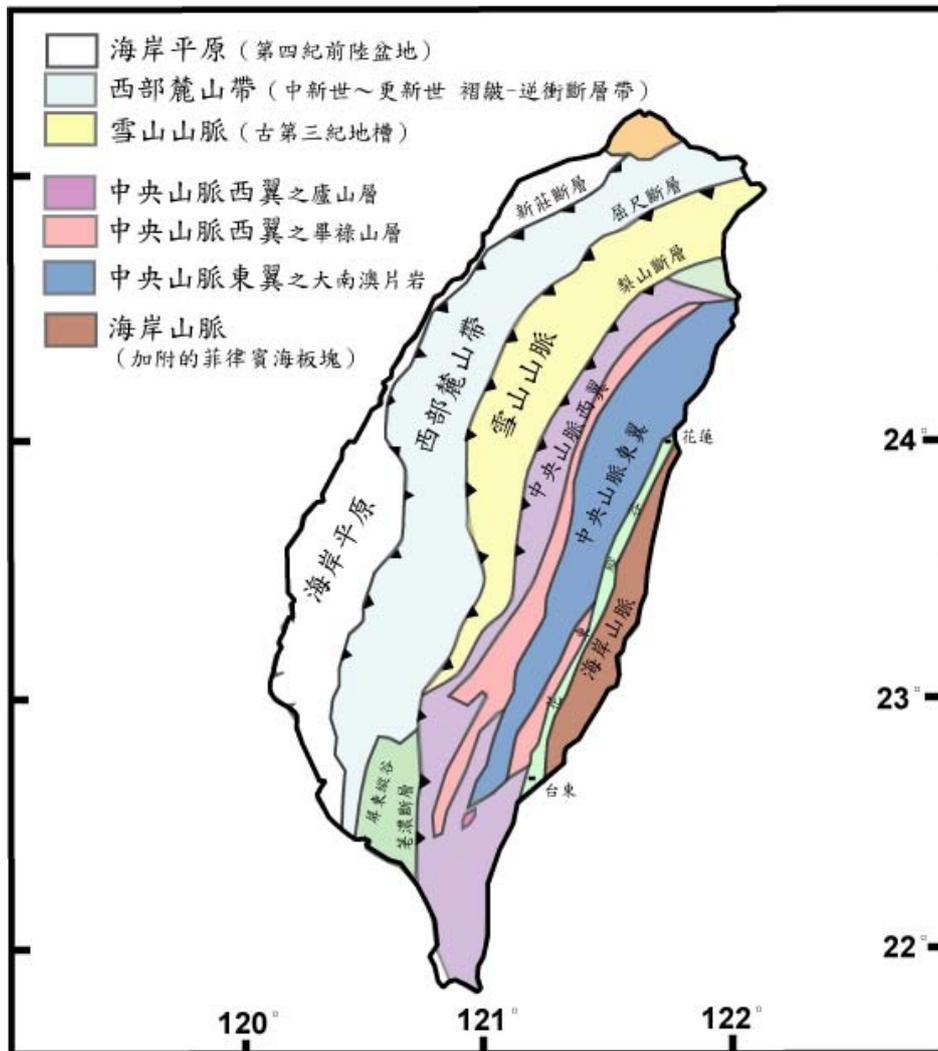


圖 2-8 臺灣島地質分區圖(修改自 Huang et al., 1997)。

現今學者對於太魯閣地區出露的岩層主要以顏滄波（1954）所命名的大南澳片岩統稱之，其上覆以輕度變質的板岩。羅偉（1993）及羅偉等（2009）將大南澳片岩依據其出露的岩石的性質與組合，區分為得克利片麻岩、開南岡片麻岩、九曲大理岩、谷園片岩、白楊片岩、天長大理岩等。覆於大南澳片岩之

上的第三紀板岩則區分為碧綠層、黑岩山層、大禹嶺層與廬山層。各地層分布如圖 2-9 所示，各岩層間的上下層位關係及命名因各學者的意見而有所不同，茲整理如表 2-1 及 2-2。各岩層分述如下：

一、古生代至中生代（大南澳變質雜岩）

（一）得克利片麻岩：主要分布於中橫公路白沙橋至燕子口之間，岩性包含兩部分，大部分為葉理發達之片麻岩；另一小部分為花崗片麻岩，組成礦物為石英、斜長石、黑雲母、白雲母、綠簾石及綠泥石，葉理較不發達，普遍可見多種岩石的包裹體，以大理石最為常見。依據溪畔地區的花崗片麻岩的鈾鉛法及鈷鉍法，定年結果約為 $90.3 \pm 1.4 \sim 83.4 \pm 2.3$ 百萬年；氫氫法定年結果為 $25.2 \pm 0.4 \sim 47.4 \pm 0.2$ 、 12.0 ± 0.1 和 $7.7 \pm 0.1 \sim 11.4 \pm 0.2$ 百萬年，鉀氫法定年結果為 $4.2 \sim 9.1 \pm 1.1$ 百萬年。鉛鉛定年資料為 259 ± 6 百萬年前（王振民等，1997）及其與九曲大理岩的上下關係(Wang-Lee, 1979)，判斷得克利片麻岩的原岩年代可能屬古生代晚期（羅偉等，2009）。

（二）開南岡片麻岩：分布於蘇花公路和仁至清水，以及崇德至三棧溪，主要由葉理發達的片麻岩所構成。主要礦物包括石英、斜長石、角閃石、黑雲母以及白雲母等，由石英、斜長石等礦物構成條帶或透鏡體與由角閃石及雲母礦物平行排列所構成的條紋或透鏡體交互出現，顆粒中粒至粗粒。依據鈷鉍法、鈾鉛法與鋁同位素定年資料（Jahn et al., 1986；Lan et al., 1990；Yui et al., 1993；Yui, 1996），年代約為 $90 \pm 10 \sim 97.6$ 百萬年前，相當於南澳運動，最晚可追溯至古生代晚期（Wang Lee and Wang, 1987）（羅偉等，2009）。

（三）九曲大理岩：出露於中橫公路慈母橋以東向西南延伸，呈厚層塊狀，並有黑白相間的條紋，偶有夾薄層之綠泥片岩或雲母片岩，常見為灰白色，中夾碳質物集中處呈暗灰色條紋，形成清楚的葉理。在顯微鏡下可見粒狀變晶組織。依據顏滄波（Yen, 1953）在大南澳片岩所找到的少數化石，其年代至少應為古生代晚期至中生代早期（羅偉，1993）。

(四) 谷園片岩：出露以中橫公路谷園及天祥地區、能高越嶺、磐石地區最為典型，岩層包含千枚岩、雲母片岩、石英雲母片岩，夾有礫岩、大理岩等透鏡體，石英雲母片岩中的石英呈粒狀變晶組織，並具分異層理。依據其上下層位關係（碧綠層與九曲大理岩之間），推論谷園片岩約為中生代早期至中期（羅偉，1993）。

(五) 白楊片岩：以中橫公路慈母橋地區之露頭為典型，出露岩層包含綠色片岩、石英岩、變質燧石、層狀大理岩、變質基性岩與少量的硬綠泥石岩。綠色片岩與大理岩、石英岩等岩層綠白分明，及因強烈褶皺變形形成的褶皺干涉圖像為本層的明顯特徵。依據其岩層上下層位關係推論，應屬中生代中期（羅偉，1993）。

(六) 天長大理岩：以能高越嶺天長斷崖地區出露最多，其組成方解石顆粒較九曲大理岩細，且石英含量較高，部分石英含量達百分之十以上。依其層位上下關係，約介於谷園片岩、白楊片岩及碧綠層之間（羅偉，1993）。

二、第三紀地層：

(一) 黑岩山層：依出露岩性差異可區分為三段：上段為厚層塊狀砂岩夾板岩，含石灰質頗高，顆粒為中到細粒，石英及長石顆粒受變形影響有壓溶（pressure solution）現象，少部分石英有變形條紋；中段為變質石灰岩（大理岩），呈灰黑色細粒狀；下段為板岩間夾砂岩及火成岩透鏡體，碳酸鈣成分不高但顆粒較粗，有壓溶現象及變形條紋。依據中段石灰岩中找到的貨幣蟲（Nummulites）（Huzimoto and Nagasima, 1936; Tan, 1937, 1962），本層年代應為始新世（羅偉，1993）。

(二) 大禹嶺層：主分布於中央山脈主脊西側及大禹嶺地區，岩性可分為四段，由上而下分別是：板岩與數公厘之粉砂岩薄層、厚層塊狀砂岩、厚層板岩偶夾泥灰岩透鏡體及砂岩與板岩之薄互層等。本層砂岩變形程度不如黑岩山層，板岩常可見急折帶，板狀劈理發達但仍可見原生層面。下部的砂岩與板岩互層中，多鈣質成分並常富集成薄層，同時亦多為褶皺構造。依據所發現的有孔蟲化石，本層可能為中新世，亦有可能含漸新世岩層。廬山層整合接觸於大禹嶺層之上，

但不屬太魯閣國家公園的範圍內（羅偉，1993）。

表 2-1 太魯閣鄰近地區不同地質圖中岩石地層單位劃分對照表

小笠原美津雄(1936)	顏滄波(1960)	陳培源(1963)	王執明(1979)	王執明(1982)		
大南澳統	石墨片岩	玉里層	天祥片岩	玉里層		
	煉泥片岩				長春層	
	石灰質石英片岩	東澳相	上段	九曲大理岩		長春層
	白雲岩	太魯閣層	沙卡	塊狀大理岩	開南岡片麻岩	
	結晶石灰岩	大清水相	礫	?	漢畔片麻岩	九曲層
	絹雲母石英片岩	開南岡層	大理岩	下段	開南岡片麻岩	開南岡層
	角閃石英母石英片岩	三錐層	長春橋段	天祥片岩	A段	天祥層
	花崗片麻岩	公相	羅宇志相	B段		
變質輝綠岩			C段			
研海圖幅	中央山脈大南澳片岩區	沙卡礫溪地區	洛韶至太魯閣地區	中央山脈大南澳片岩區		
李春生(1984)	王執明(1991)	羅偉(1993)	林啟文等人(1993)	羅偉等人(2009)		
長春層	天祥層(含玉里碧候層)	碧綠層	南澳橫片岩	白楊片岩		
天祥片岩	長春層	天長大理岩	武塔片岩	谷園片岩		
太魯閣層	九曲層	白楊片岩	漢本大理岩	九曲大理岩		
開南岡層	開南岡層	谷園片岩	楓樹山角閃岩	開南岡片麻岩		
三錐層		九曲大理岩	源頭山片麻岩			
公層		片麻岩(本地區未出露)	飯包尖山片麻岩			
立霧溪以北地區	中央山脈大南澳片岩區	大禹嶺圖幅	南澳圖幅	新城圖幅		

(羅偉等，2009)

三、第四紀地層：

階地堆積層：分布於綠水、合流、巴達岡、布洛灣以及太魯閣口與崇德等地，以未經膠結的礫石為主，淘選度差，為因立霧溪下切而殘留在曲流滑走坡的沈積物，年代為更新世晚期（羅偉等，2009）。

表 2-2 太魯閣鄰近地區板岩層地層劃分與相關之地層劃分對照表

出露岩層	厚度	岩性描述	本研究	楊典羅 (1986)	陳學夏 (1979)	何森孫 (1975)	顏滄波 (1962)
		厚層砂岩夾薄層板岩 與厚層板岩互層	蘆山層	蘆山層 Le	蘆山層		
	300m	粉砂岩夾薄層板岩 與厚層板岩互層	大禹嶺層	蘆山層 La	大禹嶺層	蘆山層	NO
	50m	厚層砂岩		蘆山層 Lc			
	200m	厚層板岩		蘆山層 Lb			
	500m	薄層砂岩與薄 層板岩之互層 厚層砂岩夾板岩		蘆山層 La			
	250m	礫岩 厚層砂岩	黑岩山層	黑岩山層 Ec	黑岩山層	新高層 (華株山層) (1986)	E
	100m	變質石灰岩		黑岩山層 Eb			
	200m	粉砂岩與板岩 厚層砂岩夾火 成岩凸鏡體		黑岩山層 Ea			
		礫岩 變質頁岩	先第三紀變質岩	碧綠層	大南澳片岩	大南澳片岩	大南澳片岩
		千枚岩與薄層砂岩互層		大南澳片岩 Tm			
	厚層塊狀變質石灰岩 綠色片岩夾變質頁岩 與薄層變質石灰岩	大南澳片岩 Tc					

(羅偉，1993)

2.1.3 太魯閣地區之階地與抬升速率

台灣地區的造山作用仍持續進行，比較台灣地區與世界其他造山帶之抬升速率（表 2-3），可見台灣地區之抬升速率極高，以世界最高峰，喜馬拉雅山為例，Kirby and Whipple (2001) 量測 Siwalik Hills，抬升率達 5-17mm/yr。Schaer et al. (1975) 量測阿爾卑斯山的抬升速率，測量結果僅有 0.3 至 0.6mm/yr。太魯閣地區屬於中央山脈的範疇，以較粗字體顯示，其抬升速率依據不同地區而有所不同，張有和與張成華於太魯閣口至洛韶橋間進行水準測量，抬升率介於 3.2 至 15.2mm/yr 之間。Liu (1995) 於中央山脈東側進行水準測量，部分地區甚至可達 36-42 mm/yr。

表 2-3 台灣與世界各地區之抬升率

造山帶地區	抬升速率 (mm/yr)	時序	文獻來源
Taiwan	5±0.7	Holocene	Peng et al. (1977)
Eastern Coast of Taiwan	5.0-35.0	Long-term/1 984-87	Peng et al. (1977)/ Liu and Yu (1990)
Coastal Range	5.0-14.0	<5000 yr	Chen et al. (1991)
Central Range	4.9-16		Liu et al. (2000); 張有和與張成華 (2008); Tsao (1996)
Hengcheng Peninsula(恆春半 島)	3.5-3	10 Ka	Wang and Burnett (1990)
Tainan Tableland(台南 台 地)	5	Holocene	Chen and Liu, 2000
Chongzhou Tableland(中州 台地)	7	Holocene	Chen and Liu, 2000
Northwestern Himalayas	2-5	60-7 ka	Burbank et al. (1996)
The Siwalik Hills (Himalaya)	5-17	Present	Kirby and Whipple (2001)
Colorado Plateau	0.04-0.22	25ma-present	Sahagian et al. (2002)
Eastern Grand Canyon	0.4		Fenton et al. (2001)
Western Grand Canyon	0.07-0.16	1.8 ma	Fenton et al. (2001)
St. Alessio and Taormina in Eastern Sicily(西西里島東 側)	2.4	Late Pleistocene- Holocene	Antonioli et al. (2006)

Scilla in southwestern Calabria (義大利半島南端)	2.1	Late Pleistocene-Holocene	Antonioli et al. (2006)
Calabria in southern Italy	1.6	Present	Westaway, 1993
Alps (Rhone and Rhine valleys)	1.4-1.6	Present	Schlunegger (2001)
St.Gotthard region (Swiss Alps)	1.0	Present	Schaer et al., 1975
Papua New Guinea's Finisterre mountains	0.8-2.1	Present	Abbott et al., 1997
Colorado Plateau	0.04-0.22	25ma-present	Sahagian et al. (2002)

碳十四為一種放射性同位素，其生成原理與特性由 Ruben 與 Kamen 於 1940 年所提出，其形成原因為高能宇宙線在高空和氮分子撞擊而釋放中子，此一中子在撞擊高空中的氮十四同位素，取代氮原子核中的一個質子，即生成具放射性的碳十四，其半衰期為 1000 至 100000 年 (Ruben and Kamen 當時的成果)。氮十四形成碳十四的過程如下述化學式 (Ruben and Kamen, 1941)：



(n_0^1 ：中子； N_7^{14} ：氮十四； C_6^{14} ：碳十四； H_1^1 ：釋放的一質子，即為氫離子。)

Arnold and Libby (1949) 總結多項相關研究，將已知年代的古物與其碳十四年代測定結果交互比對，證實碳十四應用於定年是可行的。前人文獻中，碳十四曾應用於測量地殼上升的速率，Ridley and Seeley (1979) 於沙烏地阿拉伯 Al Jubail 北部十五公里處，採集波斯灣的沉積物，距海平面已有 2.8 公尺的距離，其沉積物年代經碳十四檢測，約為 3812±145 年 B.P.(B.P.以發現碳十四的 1950 年為基準)之間，根據考古的證據指出，Al Jubail 南部十五公里處在 5000 至 6000 年前，海平面高於現今海平面約四公尺。Flint (1971) 指出，Al Jubail 海岸於過去 3812±145 年，海岸上升了 5.0 公尺，過去 5000 至 6000 年則上升了 9.3 公尺。

林名璟等 (2007) 自高雄縣荖濃溪河階取得土樣，經由碳十四年代測定，荖濃溪上游至三千年前至今，有五次的加積與四次的下切作用 (包括近五百年的現生河階加積)，藉由定年亦可推估荖濃溪的長期下切速率約 8mm/yr，並且有上游較快，下游較慢之現象。Hsieh and Knuepfer (2002) 於台灣西部麓山帶曾文溪流流域觀察不同的河階類型，並辨認不同的全新世背斜構造形式，藉由碳十四資料探討這些構造形式之間的關係。經由碳十四測定背斜軸心的全新世地層的抬升速率，每年至少抬升一公分，河床底岩的侵蝕速率達到每年 20 公釐。跨越背斜構造的河谷較有可能形成較高、寬度較窄、多階型的河階，而遠離背斜構造的河谷則傾向於形成單階、寬度較寬的河階。也就是說，多階型的河階形成於抬升率較高之處，單階型河階的形成地點，其地質構造相對穩定。此概念可協助辨認野外摺皺的調查工作。

劉志學 (1989) 於野外各階地尋找及挖掘可定年的材料，包括漂木及骨頭等，再經由碳十四定年，了解其形成的年代。研究範圍為太魯閣立霧河流域，範圍從立霧溪河口太魯閣至陶塞溪上游雞鳴山一帶。劉志學尋得兩個漂木定年資料，位於道拉斯 B 礫石層及瓦黑爾階地，分別描述如表 2-4：

表 2-4 漂木資料

地點	物質	標高 (m)	比高 (m)	年代 (y)
道拉斯	漂木	580	70	2400±40
瓦黑爾	漂木	740	50	2480±40

(劉志學, 1989)

道拉斯 B 礫石層的採樣點為以泥為基質的土質流沈積，材料為樹幹，直徑約 14 公分；瓦黑爾高地採樣點為崩積層，其發現木頭的沉積層為新近崩落的產物，材料為樹幹，直徑約 10 公分，表層為泥所包裹，可能是原沈積層中的產物。由道拉斯 B 礫石層知，其高位河階為堰塞湖所造成，瓦黑爾亦為此類型的湖相沈積，堰塞作用使侵蝕基準點上升，造成上游氾濫形成後方堆積。由於道拉斯堰塞湖之舊河床在多用及瓦黑爾兩處有出露，因此可用以推測立霧河流域一帶的地殼上升速率。配合碳十四定年結果可知，多用 (天祥) 地區平均每年地殼上升速率為 0.62 cm/yr；而在瓦黑爾地區的上升量則為 1.2 cm/yr。有越向西北方上升速率越快的趨勢。

齊士崢（1994）與張石角（1992）針對立霧溪流域的河階地形進行研究，齊士崢（1994）選擇陶塞溪與塔次基里溪兩支流與立霧溪下游作野外調查和分析，其各段流路的綜合示意剖面圖（圖 2-10），而立霧溪河階分布如圖 2-11 所示。

立霧河流域取得五處漂木標本（表 2-5），除梅園外，其他標本均確定是與沈積物同時沈積，然而因定年資料不足，因此無法賴以討論階地的對比和古立霧溪演育的年代問題，及由定年資料本身形成的新問題，但仍可得到以下三點結論：

1. 除 T1 之沈積物無定年資料外，其他所有階地應形成於全新世末期。
2. 三千多年前河口附近的岩石河床位置已與目前相近，且由臨海階地崖古水流向調查顯示，在這段期間相對海水面的高度無明顯變化。
3. 五百年內，不同河段可能在不同的時間，分別出現過大規模的河床加積，加積的規模可達 25 公尺以上。
4. 近立霧溪口區的 T3（霍羅斯）的年代較上游支流中的 T2（梅園和道拉斯）年代老，T3 階地中局部是否由 T2 階地的沈積物構成，目前尚無定論。

碳十四定年法所需的分析材料如果難以取得，光螢光分析法可以補足碳十四定年法的不足之處，且延長更新世的可測定範圍，分析材料僅需沉積物中最常見的石英、長石為測定對象。陳于高（2004）針對車籠埔斷層相關河階以及配合古地震開挖之槽溝，進行光螢光年代學研究，利用階面與斷層下盤的垂直高差，配合變形階地附近的鑽井年代資料，以等時面的垂直高度差異，計算出整個階地的長時間垂直位移速率，變形階面相對於車籠埔下盤為 2.4-2.9m/ka（公尺/千年），同樣的，相對於階地東方地位的褶皺抬升情況，其相對垂直位移速率則為 1.5-1.8m/ka。

Wenske et al.(2009)搜集合歡山頂的沉積物進行光螢光定年，年代介於 3.65 ± 0.62 ka 與 1.72 ± 0.48 ka. 之間，此結果與對沉積物進行碳十四定年分析結果相同。

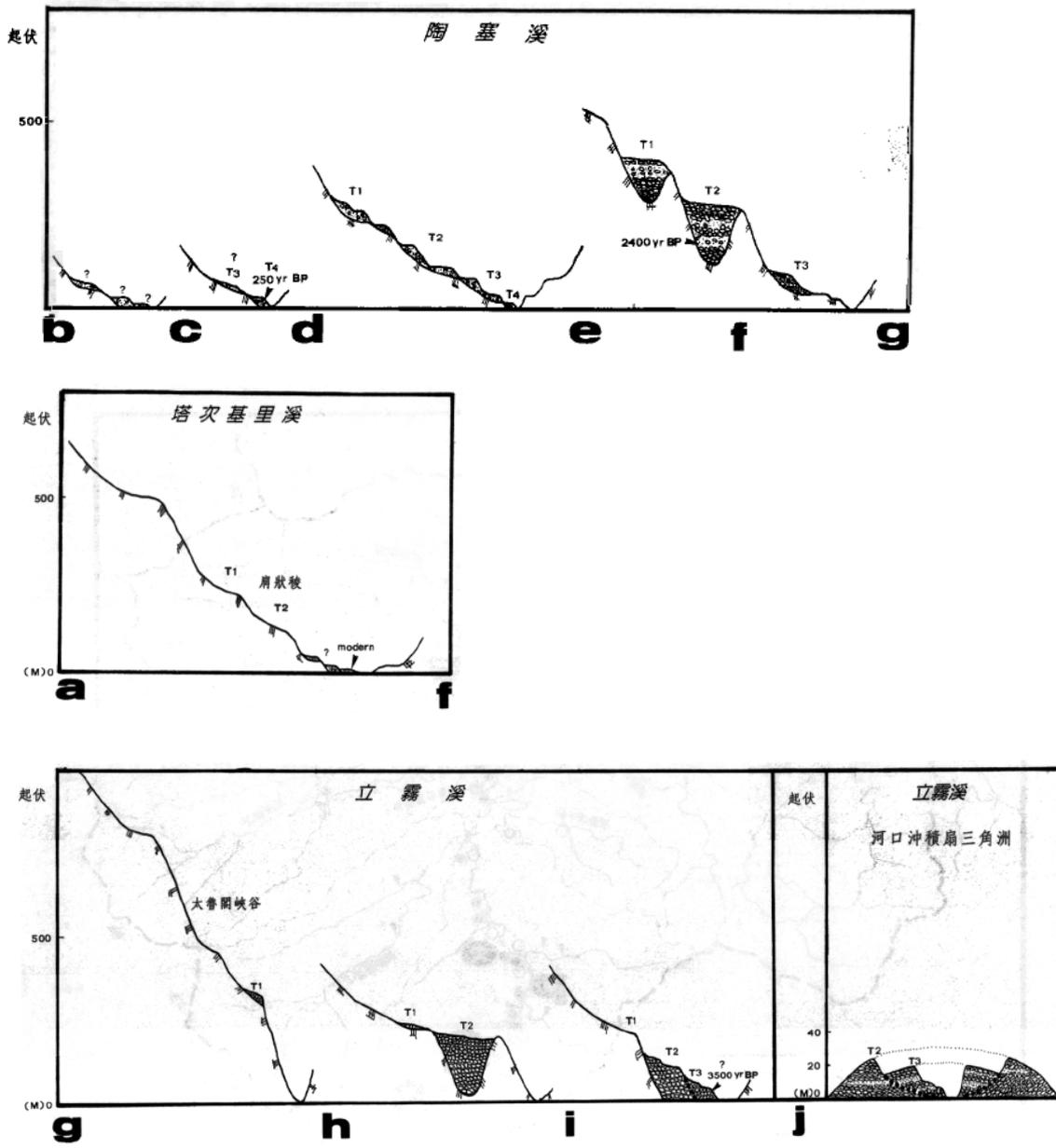


圖 2-10 立霧溪各段流路的綜合示意剖面圖 (齊士崢, 1995)。

表 2-5 漂木資料

階地	霍羅斯	霍羅斯	道拉斯	梅園	哈隆之三	平台上游階地魯比
流域	立霧溪	立霧溪	瓦黑爾溪	陶塞溪	陶塞溪	塔次基里溪
階地面 高度	80m		720m	950m	1130m	1300m
地形面	T3	T3	T2	T2	T4	?
礫石層 厚度	$\geq 45\text{m}$		140m	約 150m	$\geq 25\text{m}$	$\geq 15\text{m}$
漂木定 年(年)	3200 \pm 80	3410 \pm 60	2400 \pm 40	2480 \pm 40	250 \pm 35	modern
校正年 代(年)	3441	3680	2410 \pm 60	2595 \pm 125	402-419, 273-315, 146-174, 0-10	244-256, 222-230, 130-131, 70-110, 28-35, 0
備註	採得之標本,由王執 明教授交付定年	採得之標本,由 王執明教授交 付定年	劉志學, 1989	劉志學, 1989		

(整理自齊士崢 1994、1995)

2.1.4 太魯閣峽谷地形之生成機制與河道變化

Yoshimura et al. (2001) 量測水體以及泥土的碳氧穩定同位素，研究太魯閣峽谷的水循環以及二氧化碳循環的化學機制，以二氧化碳與水循環探討太魯閣峽谷的生成機制。泥土中的二氧化碳濃度隨深度而有所不同，泥土的溫度亦是影響二氧化碳濃度的重要因素。地下水中碳酸鹽類對於在封閉系統中，泥土二氧化碳的濃度變化息息相關。來自深處地下水源的二氧化碳與黃鐵礦的風化產物硫酸可能參與碳酸鹽類岩石的化學風化（主要為鈣質片岩）。高山雨水提供泥土二氧化碳，在封閉系統下溶解碳酸鹽類岩石，並穿透至深處的地下水層，最後沿著斷層的破碎帶，以湧泉的形式，與深層來源的二氧化碳一起冒出地表（圖 2-12）。

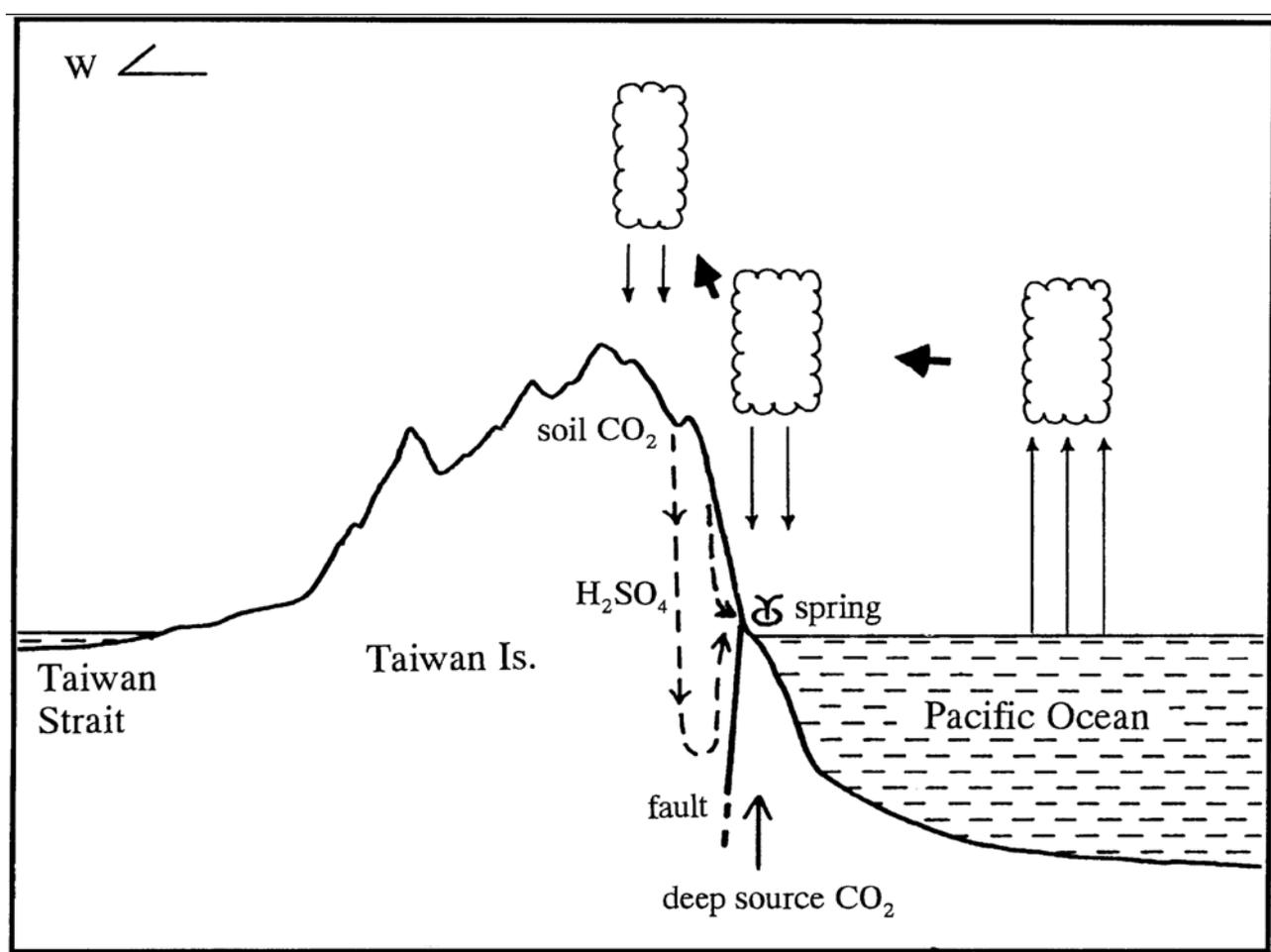


圖 2-12 太魯閣區域，水循環與二氧化碳、硫酸的循環過程（Yoshimura et al., 2001）。

影響河流侵蝕率的因素，包含河水流量，與河床的坡度、平均流速、河道深度，河水的流量與流域面積有相關性。Allen (1997) 以坡度-面積公式闡述河道的縱剖面演化，河道的演化模式顯示河道中產生最大凹度 (concavity) 的位置隨時間往上游移動 (圖 2-13)。經由坡度-面積公式產生的河道縱剖面具有兩點明顯的特點：

1. 河道的上半部較為陡峭，在山區為極為普遍的型態，通常歸因於山崩、岩屑流等塊體運動。
2. 河道接近下游的部分較為平緩，河道的型態取決於河流的侵蝕機制。

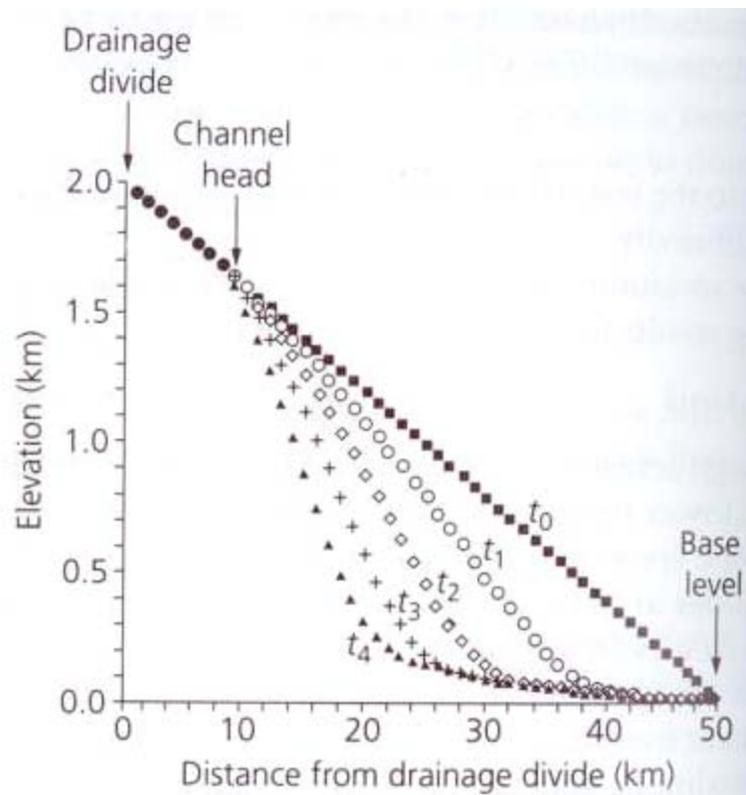


圖 2-13 依據坡度-面積公式產生的河道剖面，初始的斜度為 0.004，河道的源頭距分水嶺約十公里處，河道剖面的基準面距分水嶺約 50 公里處，排除向源侵蝕的機制，依時間的演進，產生四階段的變化，最大凹度的產生區域隨時間往上游移動 (依據 Anderson, 1994 編繪)。

河道剖面產生的變化可以解釋為河道侵蝕率與地體抬升率之間的平衡機制，從圖 2-14 可以看出明顯的趨勢，降雨量的增加可以替代理為河流的侵蝕率，造成陡峭的河道上游產生後退，也延伸河道區域向下游延伸，搬運至山前帶的沈積物淘選度較高，粒徑也相對較小。相反地，以抬升速率為主要機制的河道剖面型態，較為陡峭，搬運至山前帶的沈積物多為塊體運動帶來，淘選度較差，沈積物粒徑較大。台灣則被歸類於高抬升率與高降雨量，落於長條陰影帶內，因此地勢起伏較大。

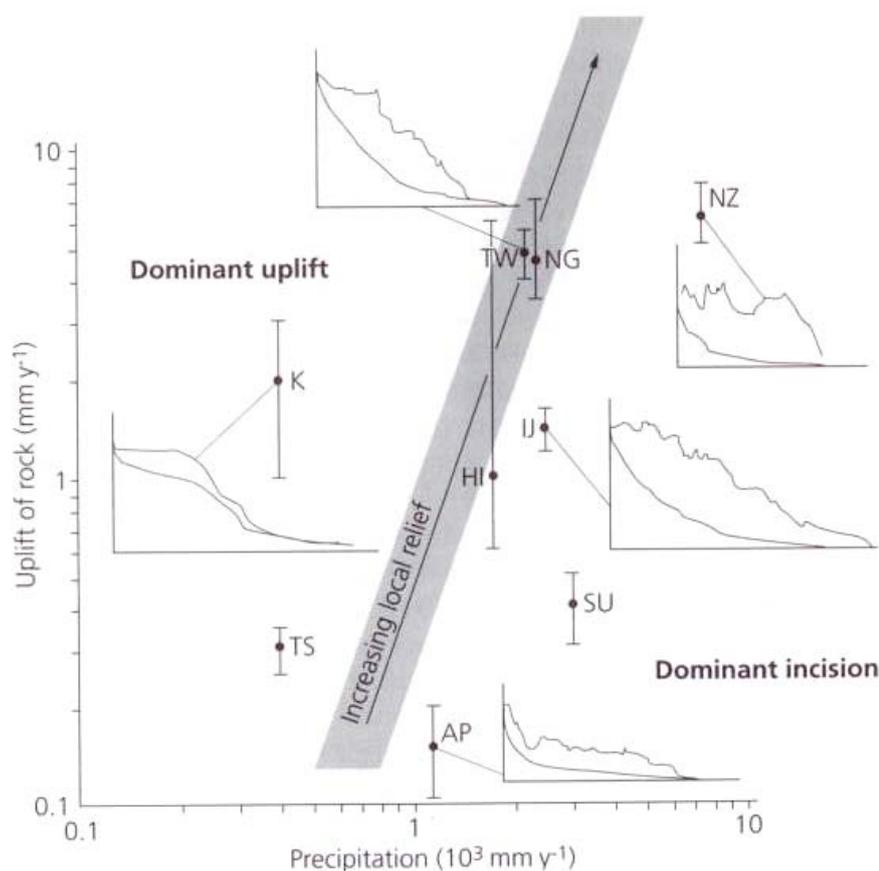


圖 2-14 依據年平均降雨量與地體抬升率所得到的河道剖面，灰色長條左邊區域為地體抬升率為主，右邊區域以河流下切侵蝕為主。灰色長條區域越往上方，則峽谷的高低起伏越明顯。TW 為台灣中央山脈，NG 為新幾內亞島的 Finisterre 山脈，NZ 為紐西蘭的 Southern Alps，K 為 Kirghizia，TS 為中國 northern Tien Shan，HI 為喜馬拉雅山脈，IJ 為 Irian Jaya，SU 為 Sumatra，AP 為 Apennines（引自 Hovius and Allen, 1995）。

暴露在岩石表面的宇宙射線核種 (cosmogenic nuclides) 與陽光照射的持續時間有關，可用以測量太魯閣峽谷的下切速率。太魯閣峽谷留下一完整的峽谷下切記錄：自現地大理石峽谷中取得宇宙射線 ^{36}Cl 的標本，經過測定年代為 0.2ka 於活動河道中至 6.5ka 高於現今河道 165 公尺高的岩壁，進而得到中晚全新世 $26 \pm 3 \text{ mm/a}$ 的河流下切速率，在不考慮河道側蝕的條件下，此值為最大的河流下切速率。估計此一最大的全新世下切速率大於整體地體構造的剝露率 (exhumation)。以世界上抬升率亦相當高的喜馬拉雅山脈來說，Lave and Avouac (2001) 曾於喜馬拉雅山脈南部量測到 $10 \sim 15 \text{ mm/a}$ 的侵蝕率，因此相較於太魯閣大理石峽谷所量測的數據，太魯閣侵蝕率相當高。太魯閣峽谷的發展，與長期地體構造的整體抬升有關，亦受短時間尺度氣候變化與區域地體變化有關 (圖 2-15、2-17~18) (Schaller et al., 2005)。世界各大流域與立霧溪之剝蝕率可見表 2-6 與圖 2-16。

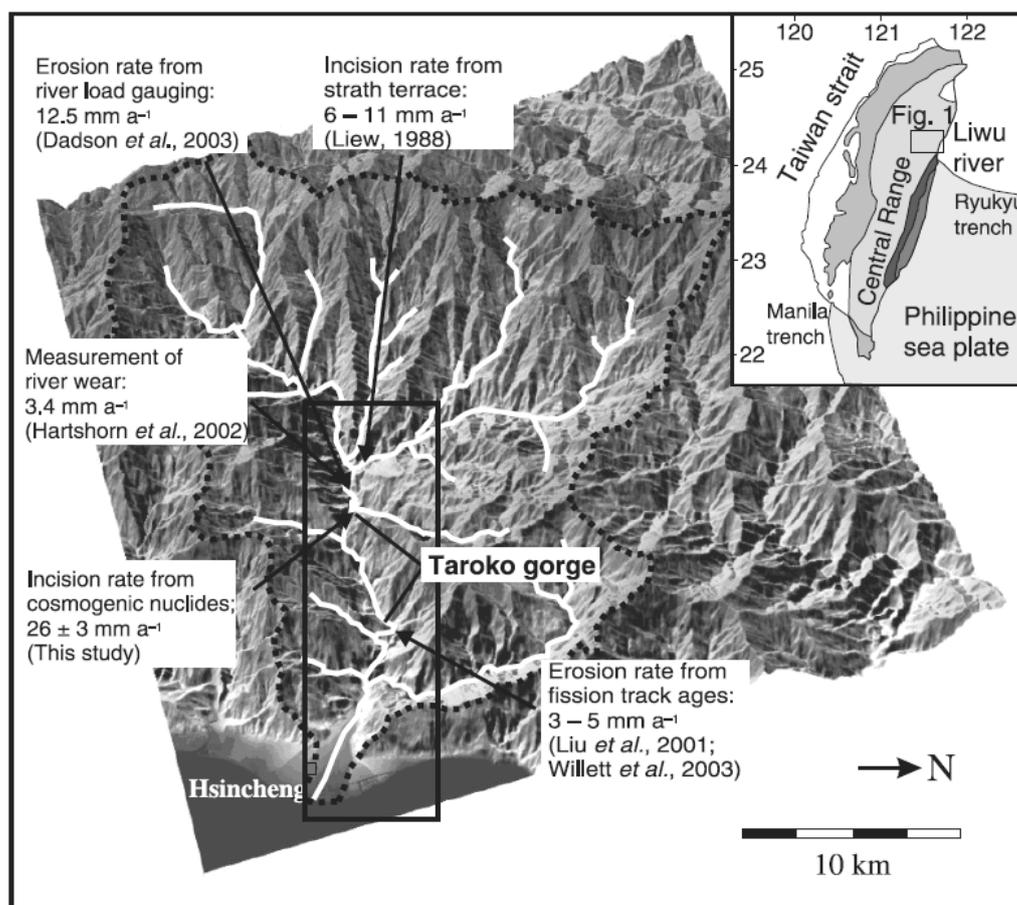


圖 2-15 依據前人文獻，立霧溪在不同區域的下切與侵蝕速率，介於 3 mm/a 至 $26 \pm 3 \text{ mm/a}$ (Schaller et al., 2005)。

表 2-6 世界各區河流之剝蝕率

河流	剝蝕率 (mm/yr) / 資料來源
立霧溪	26±3 (Liew, 1988; Hartshorn et al., 2002; Dadson et al., 2003; Liu et al., 2001; Willett et al., 2003; Schaller et al., 2005)
中央山脈東側	9 (Dadson et al., 2003)
台灣西南部	>6 (Dadson et al., 2003)
台灣北部	1.5 (Dadson et al., 2003)
台灣西部麓山帶逆衝斷層區	>15 (Dadson et al., 2003)
Mackenze(加拿大)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Nelson(加拿大)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Yukon (加拿大西北方)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Columbia (美國西北方)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Mississippi 密西西比河 (美國中部)	0.025 (Skinner et al., 2004)
St Lawrence (美國東部)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Colorado (美國)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Rio Grande (墨西哥)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Orinoco (南美洲北部)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Amazon 亞馬遜河 (南美洲)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Parana (南美洲)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Niger(西非)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Chad (西非)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Zaire (中非)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Nile (東非)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Zambezi (南非)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Orange (南非)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Danube (中歐)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Dnepr (俄羅斯)	0.025 (Skinner et al., 2004)
Volga (俄羅斯)	0.025 (Skinner et al., 2004)

Ob (俄羅斯)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Yenisei (俄羅斯)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Lena (俄羅斯)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Kolyma (俄羅斯)	0.01 (Skinner et al., 2004)
Amur (俄羅斯)	0.01 (Skinner et al., 2004)
黃河 (中國)	0.5 (Skinner et al., 2004)
長江 (中國)	0.1 (Skinner et al., 2004)
Brahmaputra 雅魯藏布江	0.5 -14 (Skinner et al., 2004)
湄公河 (東南亞)	0.05 (Skinner et al., 2004)
Indus 印度河 (印度)	0.1 (Skinner et al., 2004)
Shatt-el-Ganges (南亞)	0.25 (Skinner et al., 2004)
Murray (澳洲)	0.01 (Skinner et al., 2004)

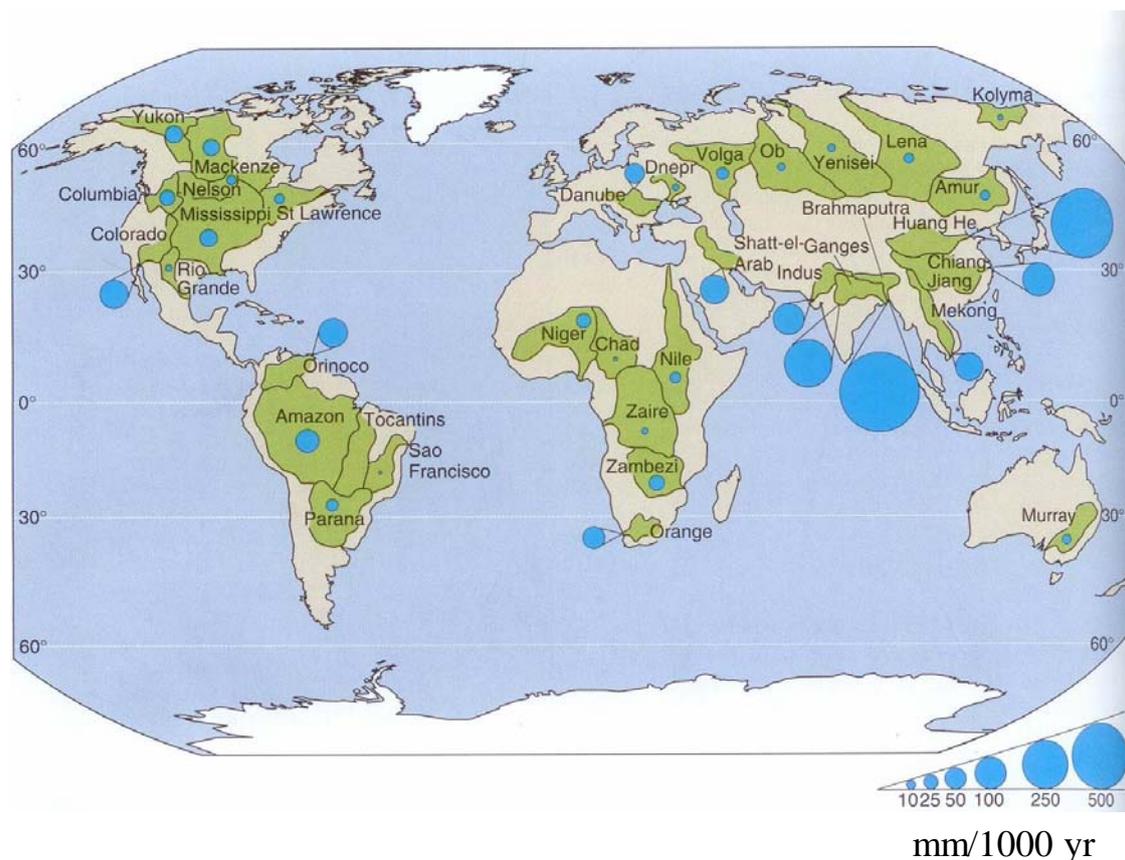


圖 2-16 世界各區河流之剝蝕率 (Skinner et al., 2004)

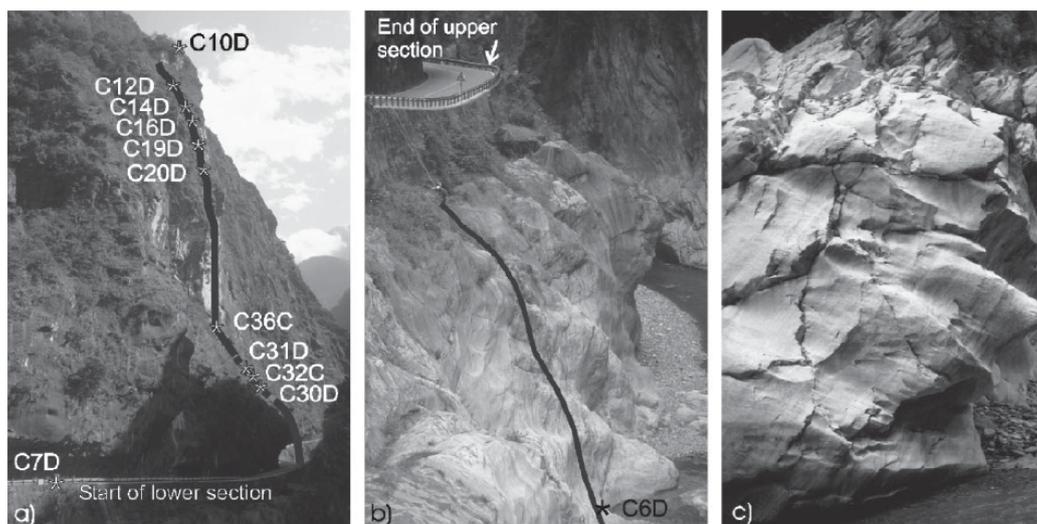


圖 2-17 峽谷採樣岩壁概況，屬大理岩峽谷：

(a)峽谷採樣點（公路以上），最高的採樣點 C10D 距河道距離為 205 公尺。(b)位於公路高度以下的採樣點，C6D 位於現今河道位置上方 3 公尺。(c)大理岩表面的凹槽可採取宇宙核素的樣本以進行分析與定年（Schaller et al., 2005）。

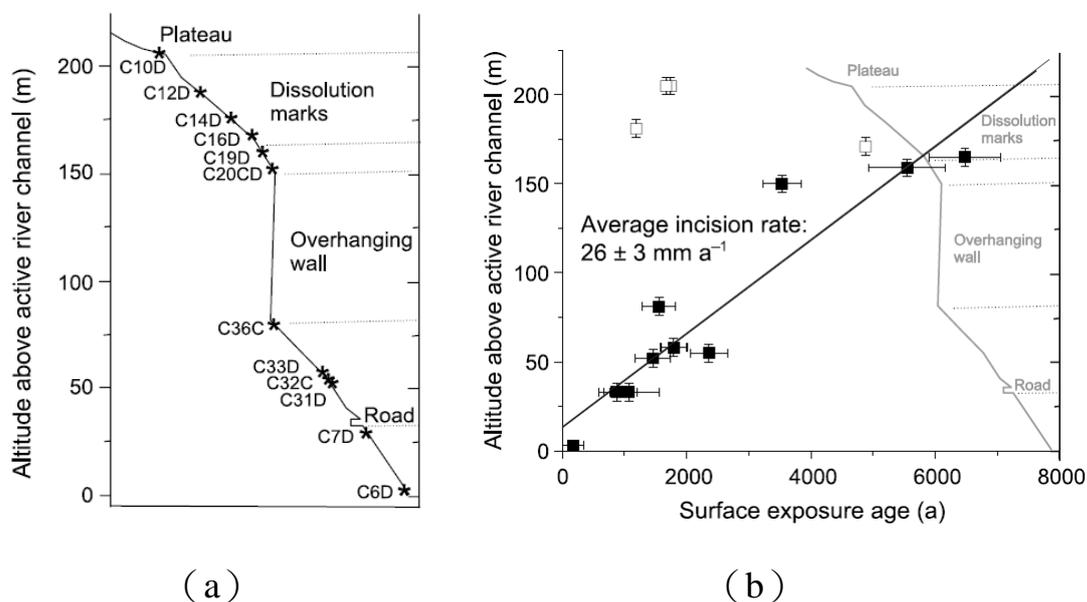


圖 2-18 (a) 採樣點高度示意圖；(b) 在不同高度採樣的標本分別對應不同的年代，從現今河道上方 3 公尺處至 165 公尺處，可見其出露接收陽光的時間有增加的趨勢（實心方塊）。高於河道 165 公尺以上的標本顯示其出露接收陽光的時間反而減少。以低於 165 公尺的標本進行線性迴歸分析，可得到約 $26 \pm 3 \text{ mm/a}$ 的侵蝕速率（Schaller et al., 2005）。

逢颱風大雨來襲，立霧溪水可能暴漲至幾百公尺高，搬動巨大礫石並摩擦侵蝕河床底部增加河道深度，颱風同時也使周遭山區帶來大量沖積土，引發山崩，增加河道沈積物的荷重（Willett, 2006）。

張瑞津、鄧國雄（2000）認為，立霧溪為典型的山地型底岩河道，與邊坡崩塌關係密切的巨礫灘和河流寬度、坡度是決定河道型態的主因，而豪雨期的洪峰流量是局部改變河床型態的主要有效營力。張瑞津觀察立霧河流域，在白沙橋曲流和寧安橋下游兩處，有較為明顯的巨礫灘，其次為天祥、綠水和溪畔攔沙壩等處，此直徑達四、五公尺以上的大巨礫並非一般洪水所能帶動，其分布位置常位於邊坡崩塌處或支流的入口處。立霧溪沿岸的岩性亦決定其供沙的特性，來源（上游）以片岩、板岩為主，較易受風化侵蝕成細粒物質，中下游以大理岩、片麻岩為主，供給物質顆粒較粗。張瑞津於溪畔壩攔砂壩略下游側、白沙橋曲流上下游側和寧安橋下游側分別以雷射測距儀進行剖面測量，以了解巨礫灘對河道型態的影響。四個剖面在經歷如碧利斯颱風這種大規模洪水事件，剖面的整體型態並未改變。主要是因為為硬岩河岸，或河床上具有許多大型巨礫，所以結構穩定性較高。據剖面變化，直徑兩公尺（雷射測距儀所見的長軸）左右的巨礫可能移動，而直徑四、五公尺左右的巨礫未見移動的情形，巨礫可能為地震引發的山崩所造成（圖 2-19）。

滕肇芸（2002）研究結果顯示，立霧溪中游段（天祥至錦文橋間）的河道形態在分類上屬於底岩型河道，以直流和小幅度曲流為主。將中游河道分為四段加以比較：合流至燕子口段與天祥至合流段河道變化較不明顯；燕子口至寧安橋段河道則受壩堤攔水與邊坡崩塌之顯著影響；寧安橋至錦文橋段之流路河道形態變化為中游段最明顯者，流路與沙洲形態在短期內均曾有明顯變動。岩性的控制使河道之側蝕大致被侷限，平面形態變動較小，僅有在邊坡崩塌時河道才略為加寬，因此河道形態的變化以河床的侵蝕或堆積為主。

立霧溪中游段之河道形態，谷寬與流路大致變化有限，河道形態受到內部因子地質構造與地形特徵之控制。地質構造與岩性差異應是決定河道谷寬與平面形態基本空間配置之因子；地形特徵之坡度因子則影響河道與支流坡降、邊坡之搬運及傳輸能力，影響崩積物之移動

與搬運。立霧溪中游段之河道形態以河床高度與埋淤現象的變化較大。颱風、豪雨與崩塌為主要影響河道形態之外部因子。颱風、豪雨造成之雨量、流量或洪水為直接影響河道形態之動態因子；崩塌則持續將崩積物帶入，在河道中形成巨礫灘、堰塞湖或增加河流之懸浮量。河道形態之變化主受水位、水量、河床組成物質等影響，而沙洲之變化大於巨礫灘之變化，而颱風、豪雨等大規模事件帶來之高流量，是立霧溪中游峽谷段底岩河道中改變河道形態的決定性因子（滕肇芸，2002）。

立霧河流域的人為開發活動中，壩堤工程之溪畔攔水壩對河道形態之顯著影響範圍在上游回水區至白沙橋一帶，但由於壩下流量經常性的減少，溪畔壩下游河道流路大致被侷限，河水流淺、流槽不甚固定，影響壩堤下游河段之河道自然搬運能力。道路工程對河道形態之可能影響包括造成邊坡崩塌、崩積物淤塞河道使水位抬升、增加河流負荷量與濁度等。立霧溪雖屬對人為開發影響反應較不劇烈的底岩型河道，敏感性不若沖積型河道般明顯，但河道形態仍具有一定的敏感性，加上峽谷獨特的景觀具不可恢復性，人為開發對河道形態的影響不可不慎（滕肇芸，2002）。

底岩型河道的側蝕作用是形塑河道橫剖面的重要控制因素，河流的兩個機制可連結側向侵蝕的現象，其中河流沈積物的侵蝕與屏蔽效應。河道底岩的侵蝕作用主要為河流顆粒的撞擊，侵蝕率隨顆粒個數增加而變大（侵蝕效應，the tool effect）。然而這些沈積物亦可能覆蓋河床，減少河床的侵蝕率（屏蔽效應，the cover effect）（Turowski et al., 2008；Gilbert and Dutton, 1877）。

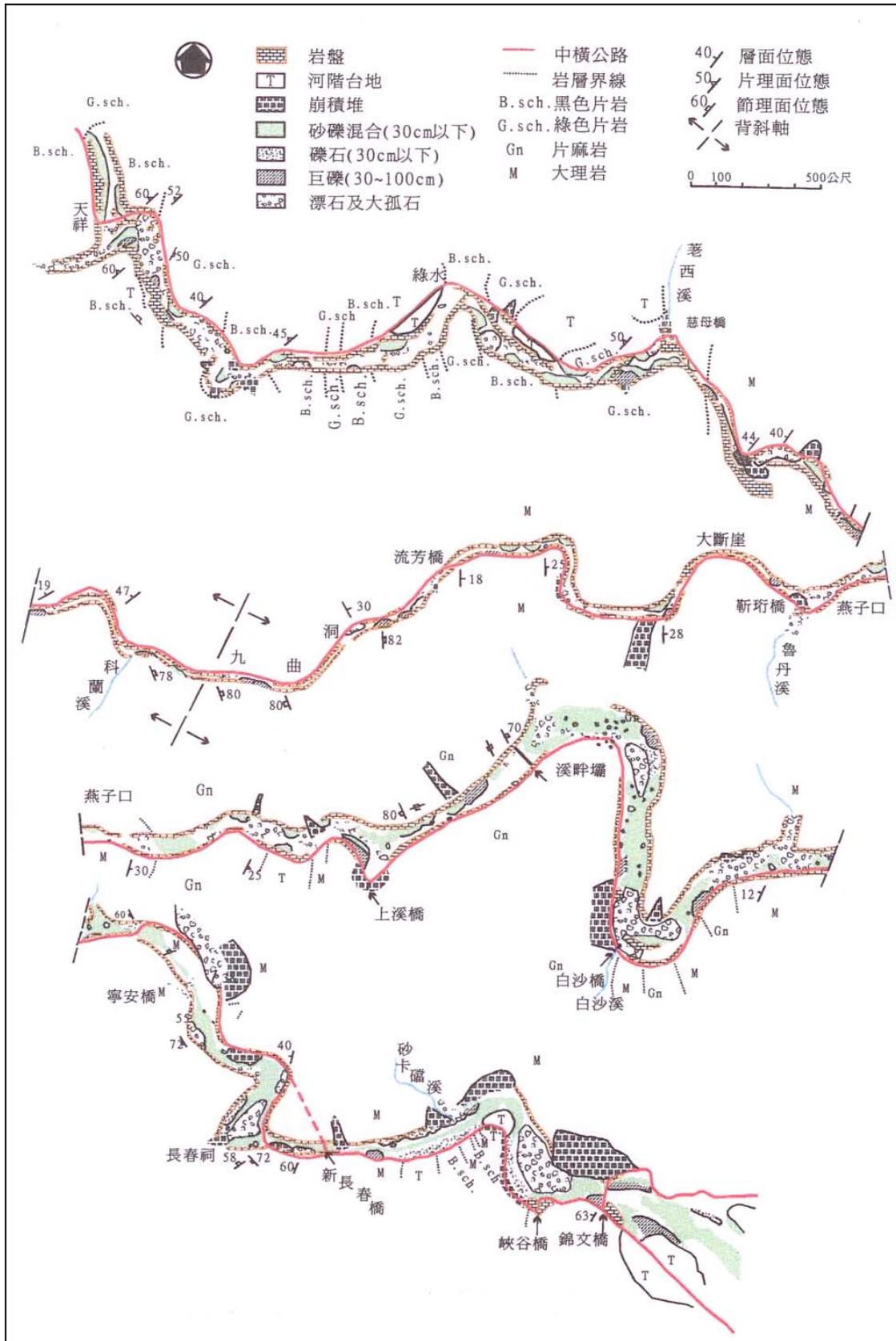


圖 2-19 立霧溪中下游地層與河道沉積物分布圖 (張瑞津、鄧國雄，2000 改繪自台電公司 1988，圖 3-1)。

立霧溪侵蝕下來的土石將隨溪流帶至河道或大海，因此侵蝕率與河川輸砂量有相當程度的相關性，因此本研究利用台電公司與綠水水文站所提供的水文資料進行輸砂量的分析。Knighton (1998) 認為河川流量與含砂量應遵循一迴歸公式：

$$\log C = a + b \times \log Q \quad (2-1)$$

C 為河川含砂量(ppm)，Q 為河川流量（立方公尺/秒），因此本研究首先以台電公司所提供之流量與含砂量進行迴歸分析，迴歸結果如圖 2-20。

圖 2-20 中，X 軸與 Y 軸分別為流量取對數與含砂量取對數，迴歸取得的公式為 $y=0.07702x - 0.3448$ ， $R^2=0.3839$ 。 R^2 為迴歸可解釋變異量比，數值越高，表示資料越具統計上的意義。但因本資料量尚為不足，因此此值不高。

本研究持續將綠水水文站所提供之流量資料取對數後代入公式 $y=0.07702x - 0.3448$ 中的 x 值，求得含砂量。Ritter et al.(2002)提出含砂量與輸砂量的轉換公式：

$$L=Q \times C \times c \quad (2-2)$$

L 為日輸砂量（公噸/日），Q 為日平均流量（立方公尺/秒），C 為河川含砂量（ppm），c 為常數 86400（秒/日），將含砂量轉換為日輸砂量並逐年累加，得到各年度總輸砂量，如表 2-7 與圖 2-21。部分年度因資料缺失而無法求得當年度的輸砂量。

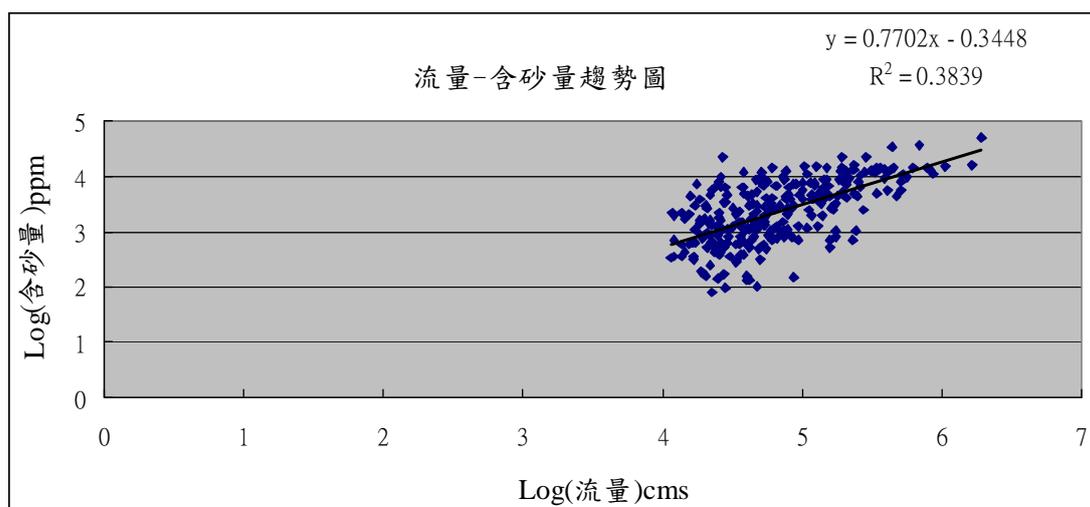


圖 2-20 流量-含砂量迴歸分析趨勢圖（資料來源：台電公司）

表 2-7 經由迴歸分析所計算求得之各年度總輸砂量

年份	年度總輸砂量 (公噸)	年份	年度總輸砂量(公噸)
1970	1006097482	1991	1057039437
1971	5209503812	1992	5509079047
1972	1702920881	1993	476742619.2
1973	6024014969	1994	8206887136
1974	3759120872	1995	1087504898
1975	8620121824	1996	2682637552
1976	926628569	1997	6865911059
1977	2302525415	1998	9736153315
1978	1517904701	1999	2141356046
1979	2625985514	2000	資料缺失
1980	1052538337	2001	4715125343
1981	5022148852	2002	256489756.2
1982	13132418894	2003	1298201462
1983	1959200425	2004	2815423657
1984	1391046918	2005	資料缺失
1985	3193104456	2006	資料缺失
1986	3593763731	2007	資料缺失
1987	3796228510	2008	資料缺失
1988	1590690115	2009	1649890330
1989	2695966582	2010	1331071618
1990	資料缺失	(流量原始數據取自綠水水文站)	

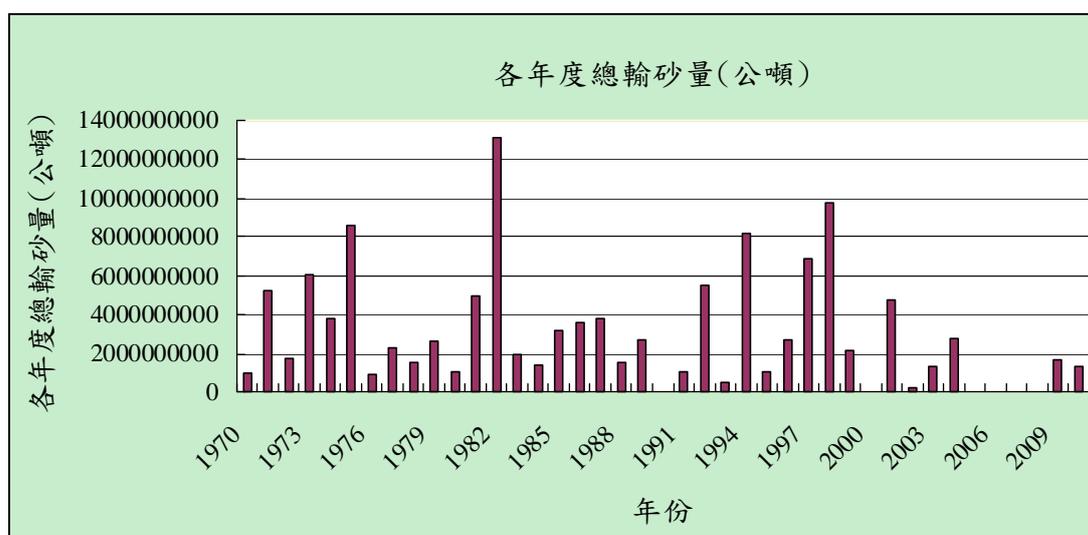


圖 2-21 各年度經由迴歸公式所求得之各年度總輸砂量

2.1.5 台灣地區之崩塌地風險分析

2.1.3 與 2.1.4 小節中介紹台灣地區有極高的抬升率與侵蝕率，因此對地形的演育有極大的影響，再加上台灣地區為年輕的造山帶，地質條件較為脆弱，崩塌地所造成的影響亦需加入政府決策的要素。Nadim et al. (2006) 依據全球各地區的氣候、岩性、地震活動以及地形等因素，針對全球地區進行崩塌地風險分析，將崩塌的危險性分為九個等級，台灣被分類為最為危險的第八級與第九級，如圖 2-22，其判定依據參考以下公式：

$$H_{\text{landslide}} = (S_r \times S_l \times S_h) \times (T_s + T_p) \quad (2-3)$$

$H_{\text{landslide}}$ 為崩塌指數， S_r 為坡度因子， S_l 為岩性因子， S_h 為土壤濕度因子， T_s 為降雨因子， T_p 為地震因子。

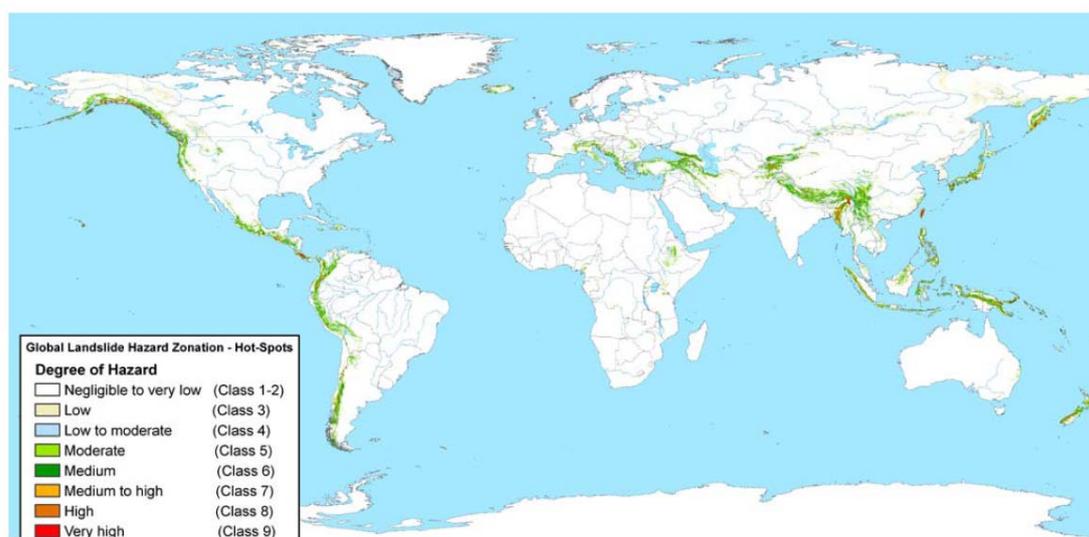


圖 2-22 全球發生崩塌地的危險區域，依危險性區分為九個等級。
(Nadim et al., 2006)

除了Nadim et al. (2006) 所提出的崩塌地危險度分析外，Ayalew et al. (2005) 以迴歸分析法分析鄰近日本Kakuda-Yahiko地區的崩塌潛勢，選擇若干彼此不相干的因子，包括：岩性、底岩坡度、坡向、地形、高度與鄰近公路等七個因子作為迴歸分析的變數，推導下列公式：

$$Y = \text{Logit}(p) = \ln(p/(1-p)) = C_0 + C_1X_1 + C_2X_2 + \dots + C_nX_n \quad (2-4)$$

Y 為一因變量，p 為 Y 等於 1 的或然率， C_0 為一係數， C_1 、 C_2 ... C_n 為各獨立因子 (X_1 、 X_2 ... X_n) 的權重係數，最後得到研究區域內的崩塌潛勢圖 (圖 2-23)。黃色為最容易發生崩塌，米白色為最不易發生崩塌。

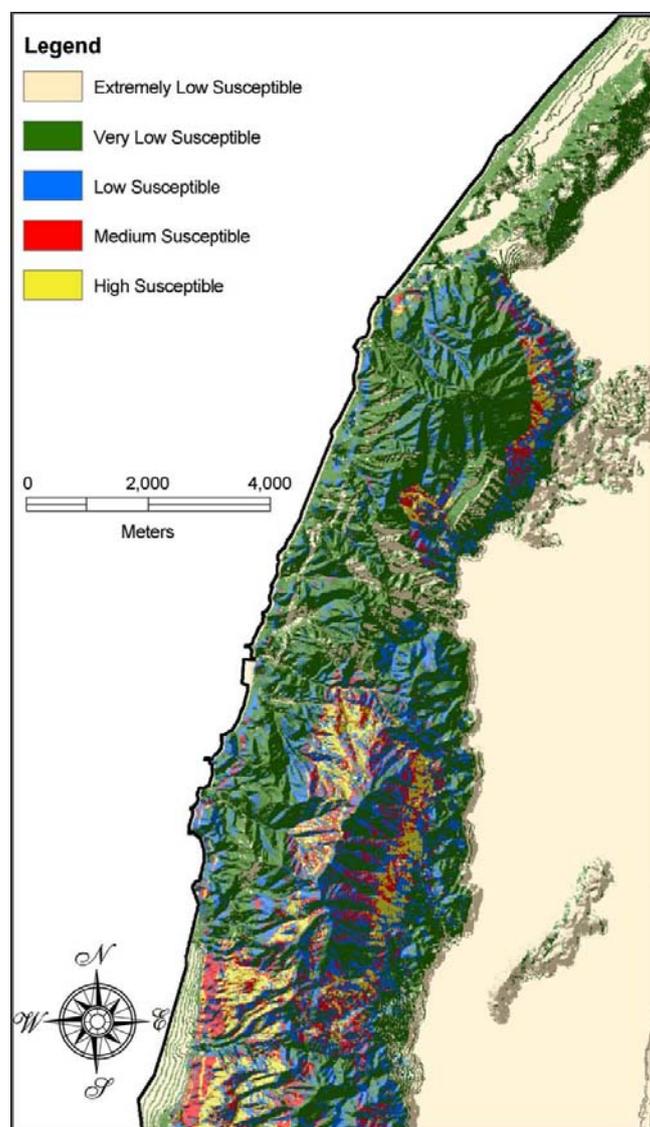


圖 2-23 日本 Kakuda-Yahiko 地區的崩塌潛勢圖

Chang et al.(2007)亦使用 Ayalew et al. (2005) 以迴歸分析法模式，應用於南投縣和社盆地，依據地震以及颱風所引發的崩塌事件，於模式中考慮岩性、高度、坡度、坡向、與斷層線之間的距離、與河道之間的距離、與山脊線之間的距離、濕度指數、NDVI 等因子進行分析，圖 2-24 為模式預測颱風與地震造成的崩塌潛勢圖。

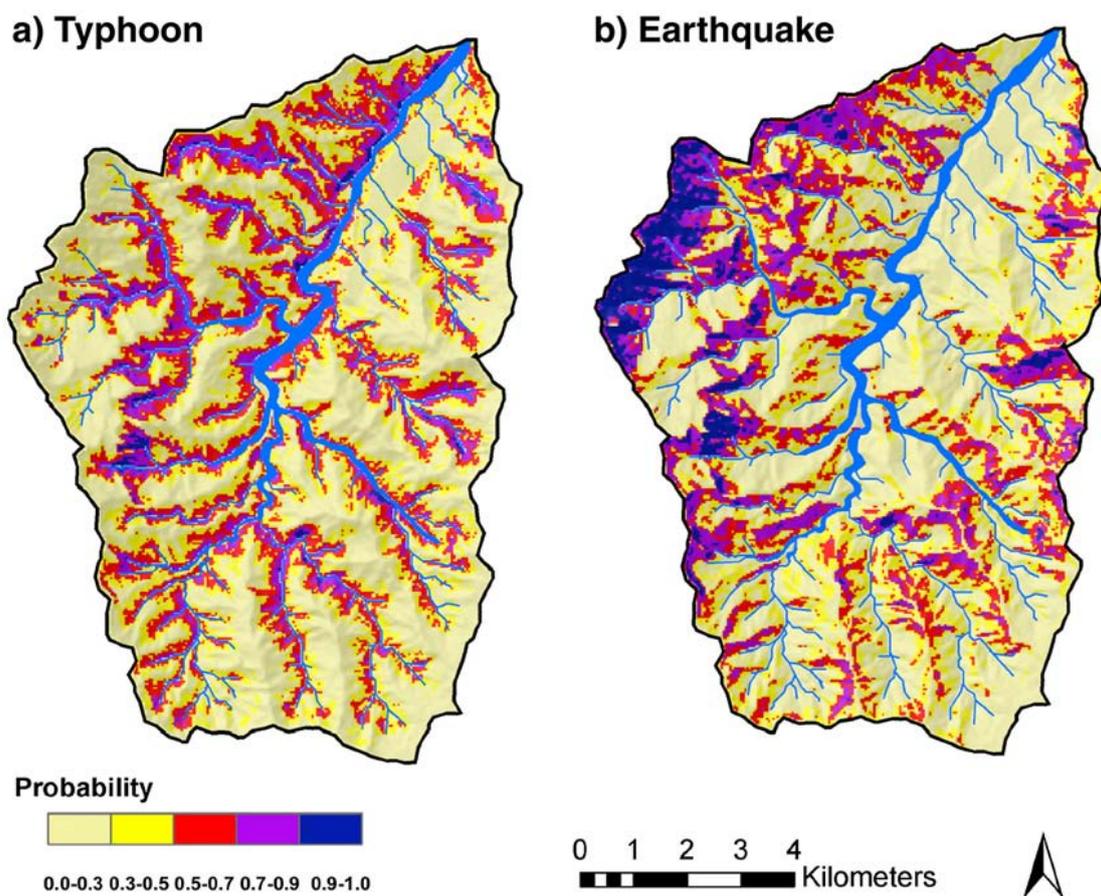


圖 2-24 南投縣和社地區的崩塌潛勢圖(Chang et al., 2007)

Ayalew et al. (2004) 以 WLC (Weighted Linear Combination) 演算法計算崩塌地潛勢圖，依據研究中所挑選影響崩塌地形成的變因以及實際崩塌地的分布區域，計算各因子的權重，研究區域位於日本福島縣鄰近阿賀野川 (Agano River)，圖2-25為各因子權重的計算結果，計算因子包括坡向、高度、岩性、坡面曲度以及坡度等。最後計算求得之崩塌地潛勢圖如圖2-26所示。紅色為最容易發生崩塌的區域。

Pair-wise comparison 9 point continuous rating scale								
Extremely Less important	V. Strongly	Strongly	Moderately	Equally Important	Moderately More Important	Strongly	V. Strongly	Extremely
1/9	1/7	1/5	1/3	1	3	5	7	9
	Aspect	Elevation	Lithology	Plan curvature	Profile curvature	Slope gradient	Factor weights	Consistency ratio (CR)
Aspect	1						0.0657	0.07
Elevation	3	1					0.1929	
Lithology	3	3	1				0.2569	
Plan curvature	1	1/5	1/3	1			0.0715	
Profile curvature	3	1	1	1	1		0.1478	
Slope gradient	3	1	1	5	3	1	0.2651	

圖 2-25 WLC 演算法各因子之權重 (Ayalew et al., 2004)

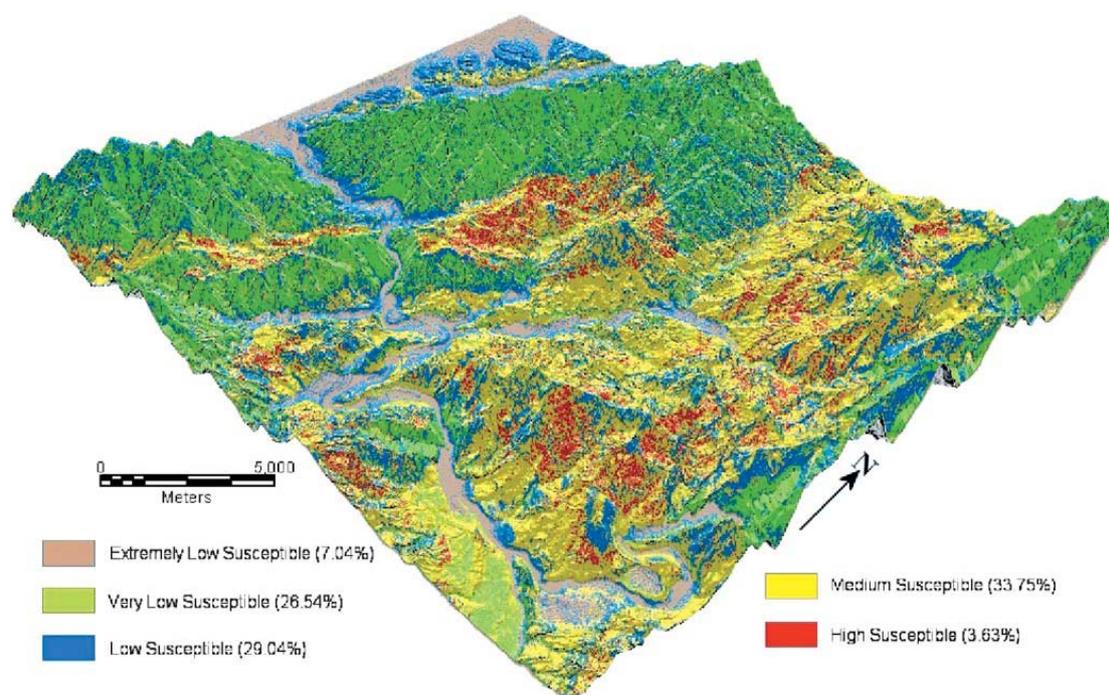


圖 2-26 日本阿賀野川地區的崩塌潛勢圖 (Ayalew et al., 2004)

Lee et al. (2004) 以類神經網路演算法針對韓國地區進行崩塌地潛勢分析，考慮坡度、土壤構成物質、土壤厚度、植生年代、樹木直徑等因子，以及已知崩塌地的資料進行運算，最後運算求得之潛勢圖如圖 2-27，區分為有計算各因子之權重與無計算各因子權重。

以上演算法均是選擇影響崩塌地的變因，並且以現有的崩塌地資料進行統計分析，其方法均侷限於研究區域內，若要套用於台灣地區，需要進行額外的統計分析，選擇台灣地區影響崩塌地形成的因素，並計算各因素的權重。

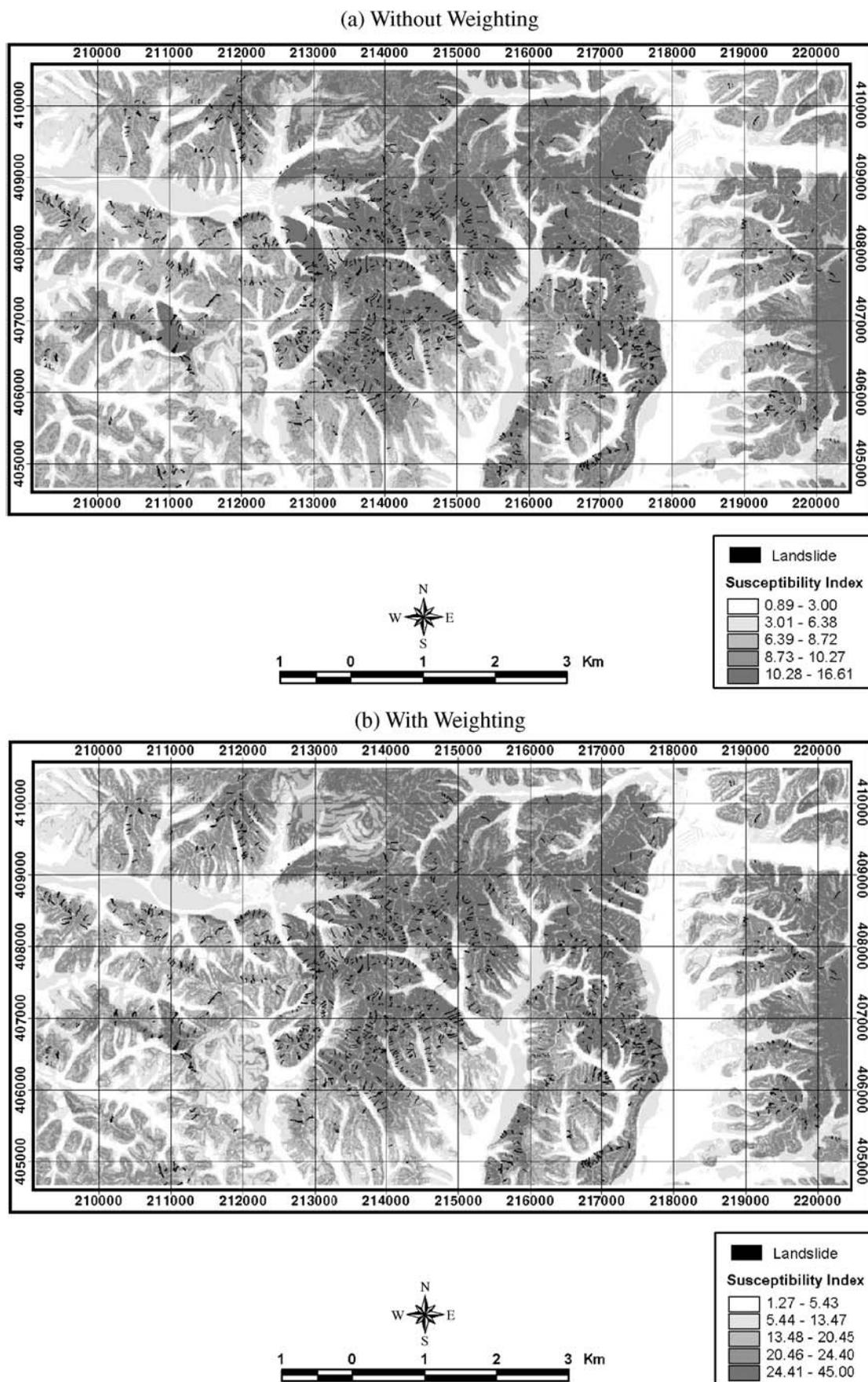


圖 2-27 韓國地區崩塌潛勢圖 (Lee et al., 2004)

2.2 懸谷地形

河流會隨地體抬升速率不斷地改變而調整其坡度和集水區面積產生不同的地表侵蝕作用，形成不同的水系，其中，遷急點出現在河道上游往下游坡度由緩變陡之處，且會隨時間改變其位置，傳遞至頂端，最後消失。其中，懸谷地形為自然界中最具代表性的遷急點（Whipple and Tucker, 1999; Rosenbloora and Anderson, 1994）。

Jones (1964) 研究波多黎各七條河系的遷急點，均位在 40、140、200m 的高度一致性，認為一地區數條河流都發現同一高度的遷急點，表示遷急點是受基準面 (baselevel) 的改變。基準面改變原因可能為海平面上升下降 (eustatic change)、同震變形作用 (coseismic deformation)、河流襲奪 (stream capture) ... 等。藍敏男 (2004) 根據多田文男 (1929)、楊黃政 (1995)、金子史朗 (1972) 及鄒豹君 (1990) 的研究結果提出形成遷急點的原因包括河流回春、岩性差異、地殼變動、斷層作用、大規模山崩、支流匯入、人為活動等，其示意圖如下圖 2-28~2-31 所示：

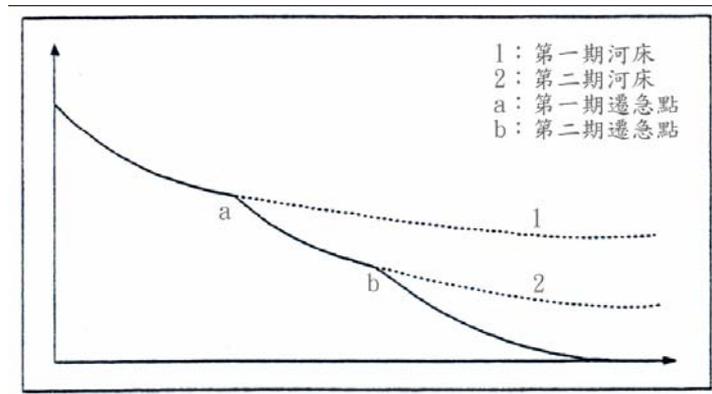


圖 2-28 回春遷急點示意圖 (楊黃政, 1995)。

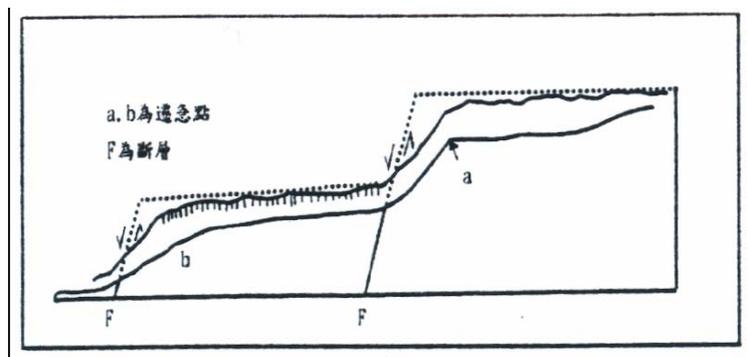


圖 2-29 斷層遷急點示意圖 (金子史朗, 1972)。

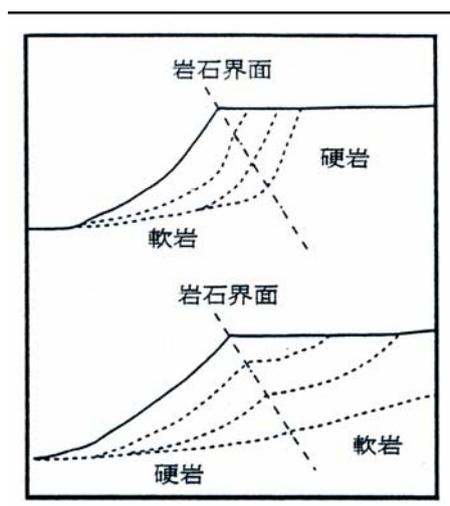


圖 2-30 硬岩遷急點示意圖（多田文男，1929）。

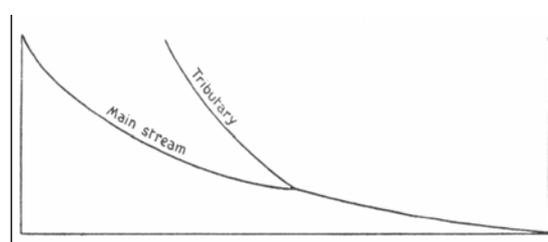


圖 2-31 河流匯入點示意圖（鄒豹君，1990）。

有關遷急點傳遞速率的研究中，Niemann et al. (2001) 推導河流水力侵蝕模型中的遷急點傳遞速率，發現遷急點的水平傳遞速率和上游集水區面積有關，而傳遞垂直速率應該是均一的。

Wobus et al. (2006a) 利用支流匯入主流的 S-A 圖（坡度和流域面積的對數圖）與縱剖面圖的關係，區分為已適應 (Adjusted)、線性 (Linear)、遷急點 (knickpoint)、懸谷 (Hanging) 四種情形：已適應是遷急點已順利傳遞至主流上；線性的 θ 值（凹曲度指標）接近 0，縱剖面成直線狀而沒呈現正常的河道應有的凹曲度，可能是濁流造成的侵蝕現象；遷急點兩側 θ 值相同，而 Ks 值（陡峭程度指標）不同，表示兩側抬升速率不同，由於觀看縱剖面不易分段，利用 S-A 圖可以幫助判斷遷急點位置；懸谷在縱剖面上十分容易分辨出來，在主流上方會先有一凹曲度坡度變緩，接著支流坡度急速變陡，支流 S-A 圖與主流 S-A 圖相較之下異常陡峭。四種縱剖面圖如圖 2-32。

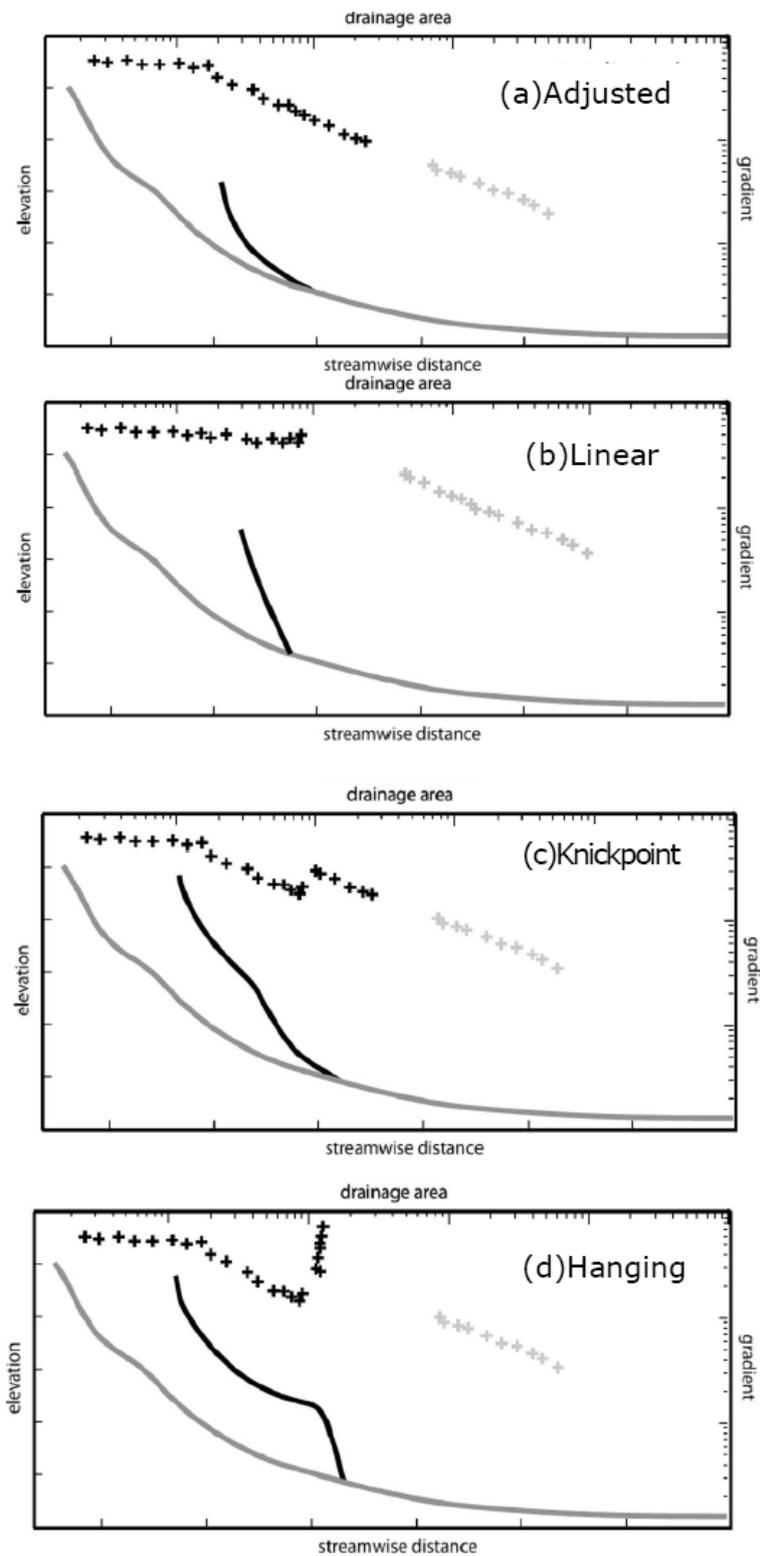


圖 2-32 應用河流的陡峭度判斷河流交匯處之地形示意圖 (Wobus et al., 2006a) : (a) Adjusted (已適應)、(b) Linear (線性)、(c) knickpoint (遷急點)、(d) Hanging (懸谷)。

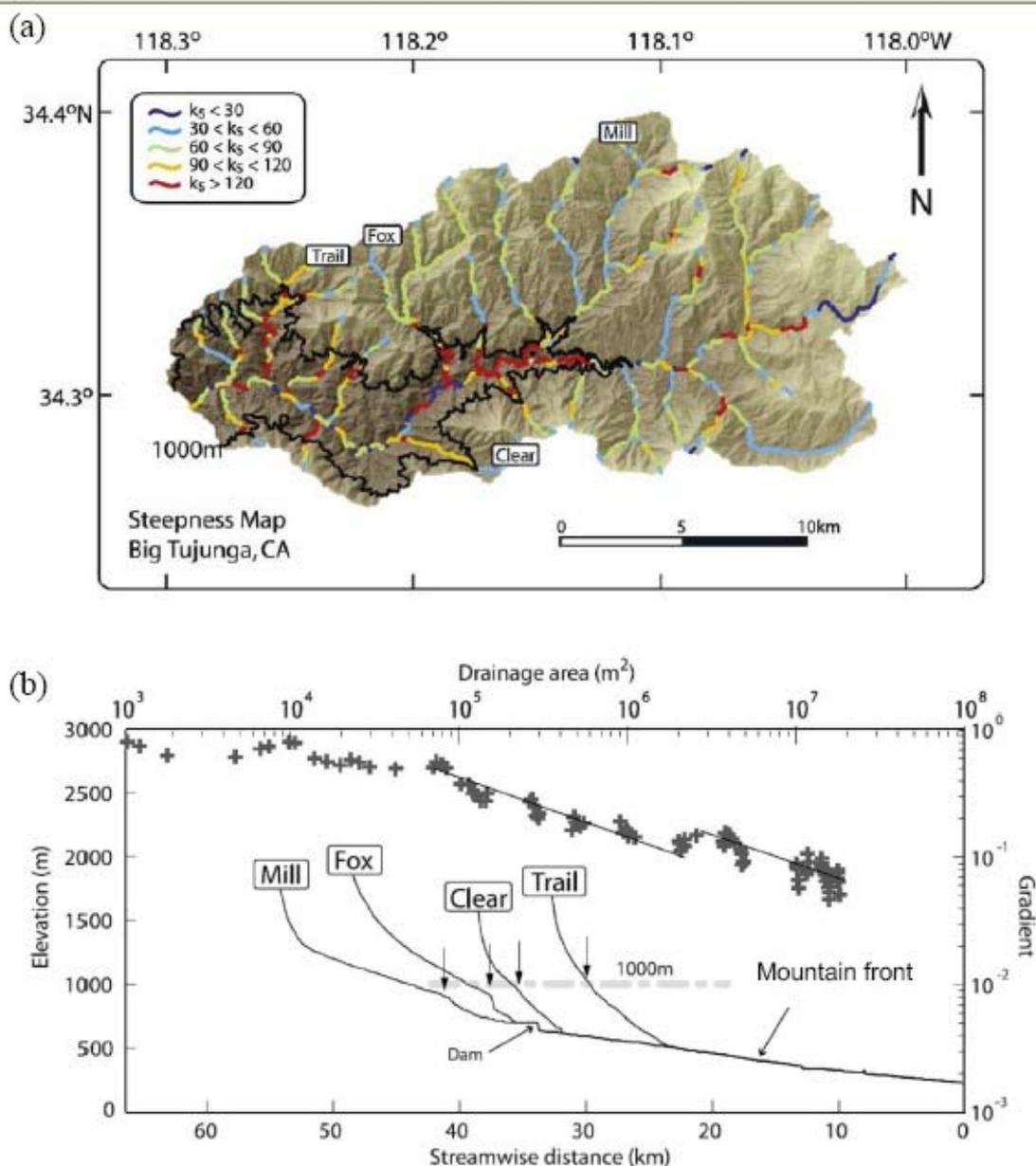


圖 2-33 應用分段陡峭度指標尋找遷急點 (Wobus et al., 2006a)。(a) Wobus 等人利用分段河流的陡峭指標研究加州 San Gabriel Mountains，以 Big Tujunga basin 為例：陡峭度高的區段（紅色區段）分佈在 1000m 等高線上；(b) 在河流縱剖面中可以看見遷急點高度接近於 1000m，距離山脈前緣 (mountain front) 約 300m，結合該區核飛跡定年的結果，Wobus et al. (2006a) 認為遷急點可能是 1Ma 左右地殼高度抬升的作用所產生。

Wobus et al.(2006b)利用河流水力侵蝕模型(stream power incision model)中遷急點後退機制的觀念來研究台灣東翼河流中的懸谷地形，將加州分類法(Wobus et al., 2006a)應用在台灣東翼河流上(加州分類法如圖 2-33 所示)，以立霧溪為例，在立霧溪上陡峭度高的區段並沒有和加州 Big Tujunga basin 一樣，集中在 1000m 等高線上，而是集中在支流匯入主流的河口。發現懸谷地形產生的原因和面積有關，其中支流面積小於 20km²，以及主流和支流面積比例大於 10:1 時，較不容易形成懸谷地形，懸谷地形出現的位置非地質交界也非經過斷層構造。他認為遷急點是在向上游傳遞的過程中受到延遲，由於主流與支流下切能力不平衡，一但兩者下切能力差異達到臨界值，主流仍持續下切而支流卻無法順利下切，隨時間高差越來越大，而產生懸谷地形。

2.3 雷達差分干涉

為了瞭解地表的變形，必須透過精密的大地測量才能知道其變動，但傳統測量方式過於耗費人力、物力以及時間，而且最大的缺點是「看的到才能測的到」。因此，本研究為了改進上述缺點，利用太空遙測方法對大範圍研究區域進行長時間觀測，期望能應用更有效率的方式獲知太魯閣地區地表變形情況。

2.3.1 DInSAR 的發展

Differential Interferometric SAR (DInSAR) 即合成孔徑雷達差分干涉技術，是利用兩幅由 InSAR 產生的干涉影像圖相減消去原始地形效應所得的地表變形效應成果。自從 DInSAR 應用於偵測廣泛區域高程微變化首次被提出後(Gabriel et al., 1989)，從 ERS-1/2 及 JERS-1 衛星得到的 InSAR 資料已被使用在地表移動的研究上，包括與地震和震後(Post-Seismic)移動有關的地殼變動、土地下陷、火山監測、冰河移動、及山崩等等，可提供一個很有效率的方法去監測大地區的地面移動(Burgmann et al., 2000; Massonnet and Feigl, 1998)。

2.3.2 基本原理

目前主要產生差分干涉圖像的方式如圖 2-35、2-36 所示，分述如下：

1. 三軌跡法 (Three-pass Differential Interferogram)：

此方法是假設在第一、二張影像拍攝期間地表未發生變形，因此可利這兩張影像產生第一幅干涉圖，代表該地區無地表起伏之地形資料 (topography)，再藉由第二、三張影像所構成的第二幅干涉圖 (其間有發生地表變形)，將兩幅干涉相位資訊相減，即可獲得代表地形微變量的相位資訊，進而換算成地表變形量。

2. 二軌跡法 (Two-pass Differential Interferogram)，又稱做「位移模式」(Displacement Mode)：

為了避免高程資料精度與套合精度的影響，我們可利用兩張 SAR 影像及同一地區現有的數值地形資料，消除地形效應產生的干涉圖像，即可獲得我們所需的差分雷達干涉圖，此種方法稱為二軌跡法或位移模式。

由天線 S_1 和 S_2 所獲得的兩張影像可形成一張干涉圖像，圖 2-34 是雷達成像幾何示意圖。在天線 S_1 和 S_2 獲取影像的時間段內，任意點從 P 移動到 P' (P, P', S_1 三點共線)，且假設 S_1 到 P 的距離為 $R_1 = R_2 + dR$ ； S_2 到 P' 的距離為 $R_2 + \delta R$ 。 δR 是在沿著天線與目標物連線 ($S_2 - P'$) 的方向上因地面移動而產生的位移向量。兩影像經套合後，得到相對應的共軛點；根據干涉雷達量測的理論 (Gatelli et al., 1994)，量測 S_1 和 S_2 影像上的點 P 、 P' 的相位差 ϕ ，

$$\phi = \phi_2 - \phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} (R_2 + \delta R - R_1) = \frac{4\pi}{\lambda} (-dR + \delta R) \quad (2-5)$$

式中的 ϕ 是相位還原後的相位差，從圖 2-34 可得到 (Zebker et al., 1994)

$$dR \approx B \sin(\theta - \alpha) \quad (2-6)$$

$$dR \approx B_{//} \quad (2-7)$$

從 2-5 式可知，相位差 ϕ 是由地形效應產生的相位差 $-\frac{4\pi}{\lambda} dR$ 及地表移位產生的相位差 $\frac{4\pi}{\lambda} dR$ 之和，則由 2-5 式可得

$$\delta R = \frac{\lambda}{4\pi} \left(\phi + \frac{4\pi}{\lambda} dR \right) \quad (2-8)$$

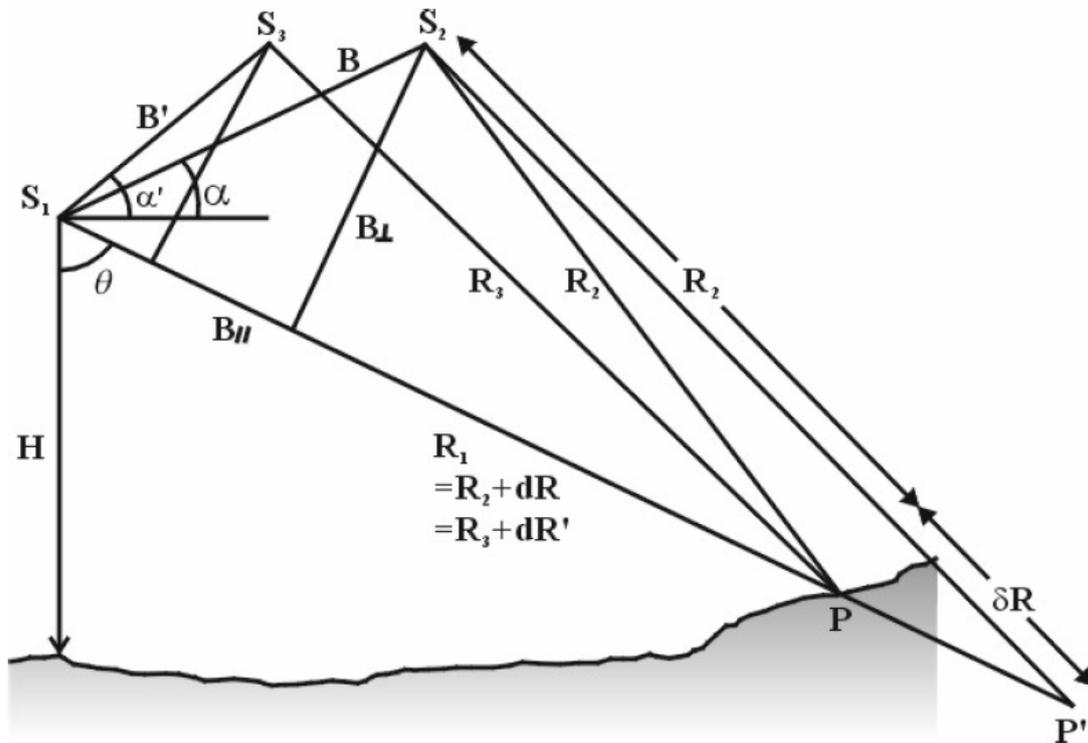


圖 2-34 雷達成像幾何示意圖 (張中白等, 2003)。圖中 θ 為感應器高度 H 與斜距 R_1 之夾角； α 、 α' 分別是基線 B 、 B' 與水平線之夾角； $B_{||}$ 平行於天線和目標物連線 ($S_1 P$) 方向的基線分量； S_2 、 H 與 R_1 在同一個垂直剖面上。

為了移除由地形效應產生的相位差 $-\frac{4\pi}{\lambda} dR$ ，從 S_3 獲得第三張影像與 S_1 所得影像，兩者形成第二張干涉圖像，且假設在此干涉圖像中無地表面移動產生的位移向量，所以我們可以得到因地形效應產生的

相位差：

$$\phi' = \phi_2 - \phi_1 = -\frac{4\pi}{\lambda} dR' \quad (2-9)$$

$$dR' \approx B' \sin(\theta - \alpha') \quad (2-10)$$

$$dR' \approx B_{//}' \quad (2-11)$$

由(2-7)、(2-9)及(2-10)得到

$$\frac{4\pi}{\lambda} dR \approx -\frac{B_{//}'}{B_{//}} \phi' \quad (2-12)$$

將(2-8)代入(2-5)得到

$$\delta R \approx \frac{\lambda}{4\pi} \left(\phi - \frac{B_{//}'}{B_{//}} \phi' \right) \quad (2-13)$$

若 $\frac{B_{//}'}{B_{//}}$ 可計算得到，則每一點的 δR 就可計算得到。由(2-6)、(2-7)

及(2-9)、(2-10)可得

$$\frac{B_{//}'}{B_{//}} \approx \frac{B \sin(\vartheta - \alpha)}{B \sin(\vartheta - \alpha')} \quad (2-14)$$

(2-14)是視角 θ 的函數， θ 取決於每一點的成像幾何與地形。若要直接使用 (2-13)、(2-14)，便要從第二對干涉圖像中產生數值地形圖或從其它來源取得此地區的數值高程模型資料 (DEM)。

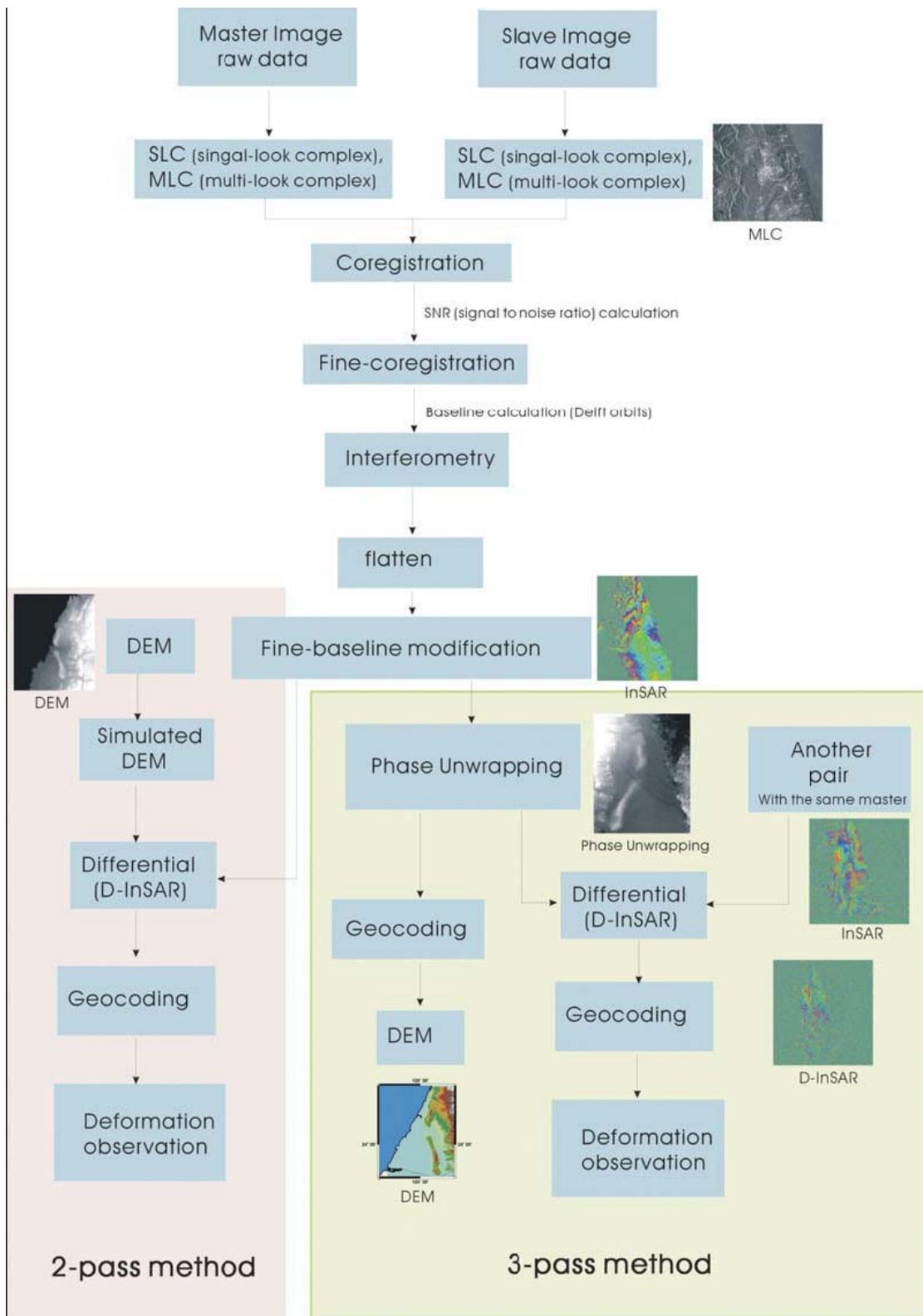


圖 2-35 合成孔徑雷達差分干涉圖產生方式 (黃孟涵, 2006)。

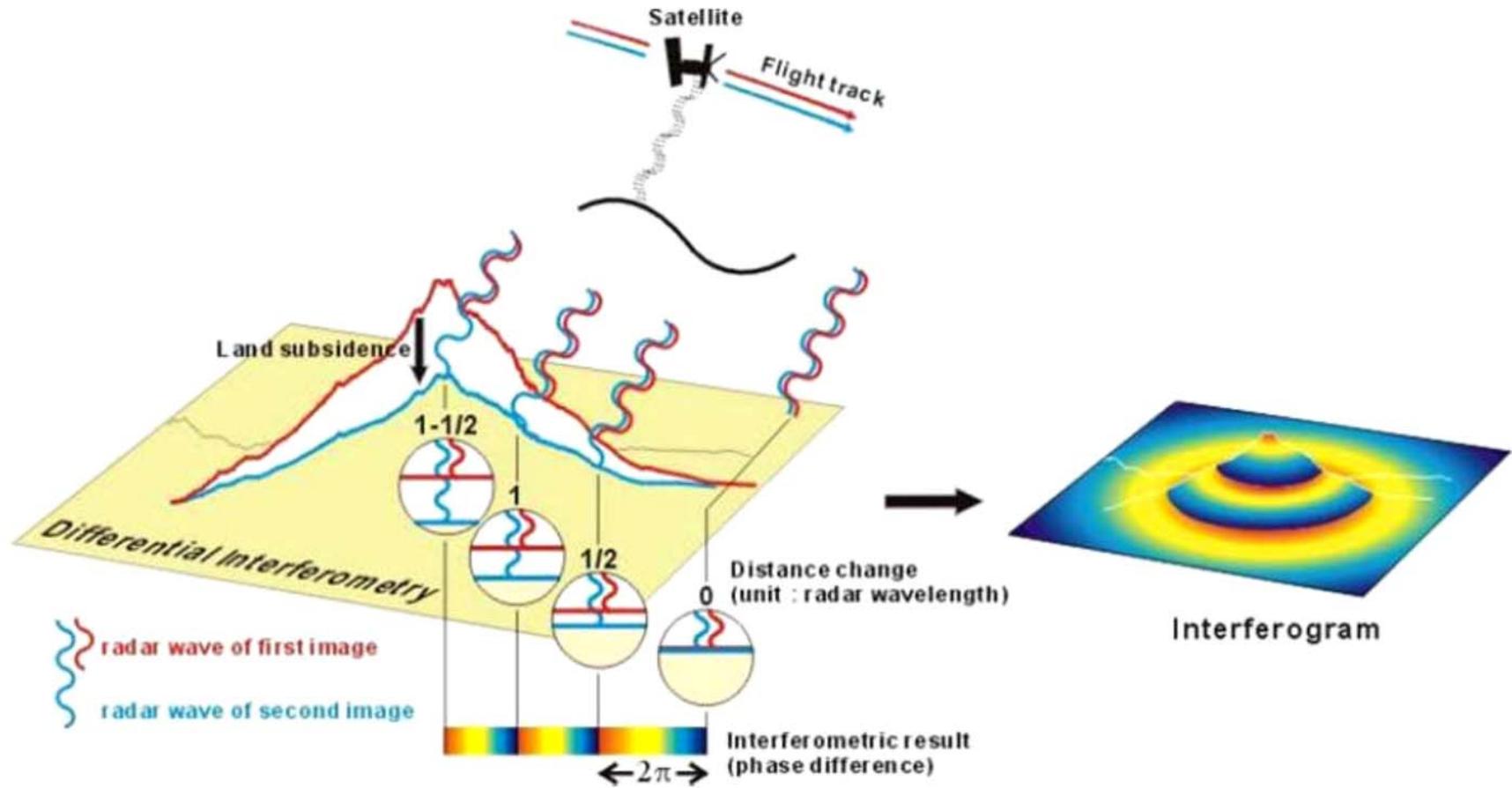


圖 2-36 雷達差分干涉原理圖 (摘自 Chang et al., 2004)。紅色為第一次雷達所拍攝之雷達影像，藍色為第二次雷達所拍攝之雷達影像，經地表變形產生相位差，在賦予相位差紅到藍的彩虹色，即為差分干涉圖。

2.3.3 雷達差分干涉誤差來源

在雷達差分干涉技術裡，由於相位量測值的誤差會使干涉圖像中的相位差產生誤差，導致所求的 DEM 或位移圖發生錯誤，因此，本研究將誤差來源歸納為五點並分述如下：

1. 大氣效應：大氣中的粒子對雷達波有某些程度的散射，因此同樣地對成像的精度也會有影響。訊號從感應器傳播到目標物經過不同的大氣環境（如電離層、對流層…等），都會因大氣效應造成訊號延遲，造成相位量測值的誤差。由於不同環境所造成的延遲效應不同，所以這種誤差很難模擬。Zebker et al. (1997) 曾經提出大氣效應 (Atmospheric Effects) 對相位量測值之影響，主要的影響量包括：大氣壓力變化及溼度變化；並探討大氣壓力變化與溼度變化對 SIR-C/X-SAR 的三種波段之相位延遲，如圖 2-37。很明顯地，溼度變化對相位延遲之影響量遠比大氣壓力變化造成之影響量大；而且波長越短的波段，其相位延遲越大。

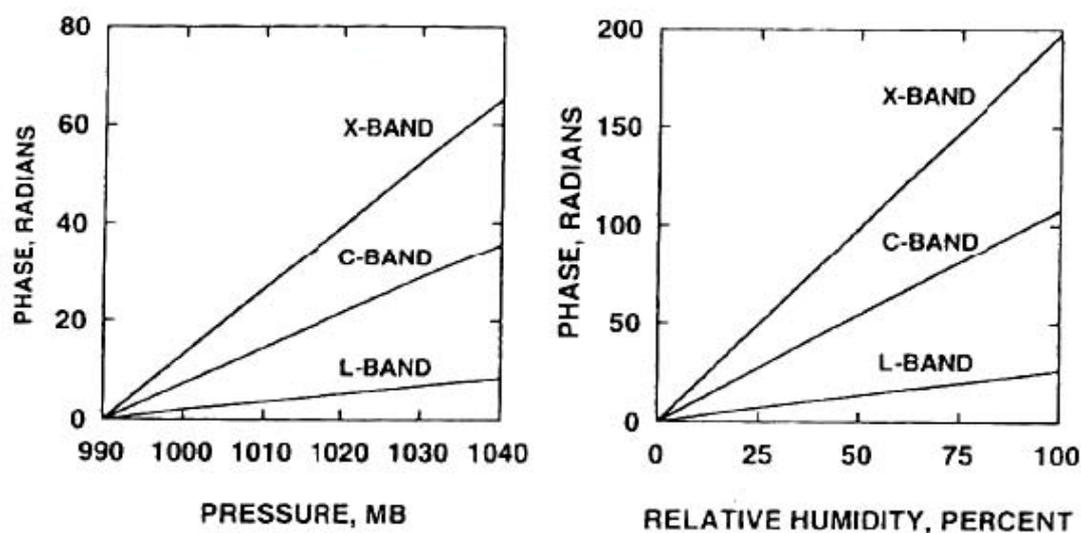


圖 2-37 在 SIR-C/X-SAR 三種波段 L (波長 24 cm)、C (波長 5.7 cm)、X (3.1 cm) 中，大氣壓力、相對溼度與相位延遲量之關係圖 (Zebker et al., 1997)。

以圖 2-38 之 L 波段且相對溼度 20% 為例，相位延遲對二軌跡法及三軌跡法分別造成斜距位移量約 10 cm 及 14 cm 之誤差。

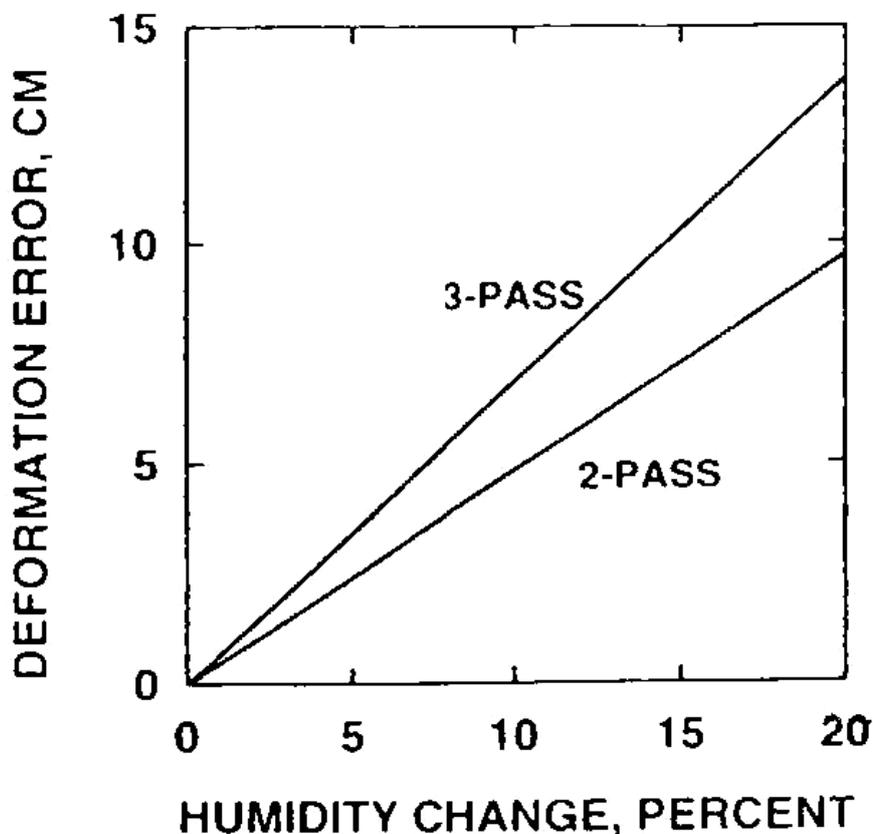


圖 2-38 L 波段在相對溼度 20% 時，相位延遲對位移模式及三軌跡法所產生之斜距位移量誤差圖 (Zebker et al., 1997)。

Fujiwara et al. (1998) 實驗結果顯示部分地區的干涉圖像中的相位差與地表位移向量無關，而是因為兩地有不同的大氣延遲使相位量測值有誤差，造成相位差的誤差。這裡的大氣效應通常是指水蒸氣的影響。

2. 同調性 (coherence) 誤差：Zebker and Villasenor (1992) 及廖子毅 (1997) 的研究結果指出，在 SAR 影像中，地表有植被的區域對雷達波較易產生散射，因而造成此區域影像之同調性降低，無法產生影像，且地表物會因時間變化而變化，因此同一地點不同影像，會因地表特徵不同而有誤差。而在乾燥地區如沙漠，由於地表無植被，兩張影像攝像期間間隔就算再長地表地貌並無甚大改變，亦即訊號對比值夠高，故在無植被的區域，長的重複週期是可以被接受

的。干涉圖像的品質是以同調性係數 r 來表示。 r 值越大，代表地物與地貌變化小，干涉圖像的品質越佳。而熱效應、基線太長、地表面目標變化…等因素，都會增加多餘的雜訊。這些雜訊都會造成同調性誤差而造成相位量測誤差，進而降低干涉圖像的品質。

3. 軌道誤差：在雷達差分干涉法裡，基線估價是很重要的，若其不夠精確則會引起干涉圖像中相位差之錯誤 (Zebker et al., 1994)。本研究採用二軌跡法，其需要兩張不同時期的影像，此兩張影像之衛星並非於同一位置，因此產生基線差，此基線差則會對干涉結果產生附加的高程誤差。

4. 數值高程模型誤差與干涉圖像套合產生的誤差 (Zebker et al., 1997)：如前所述，二軌跡法中需加入同地區之 DEM 資料，所以 DEM 資料的誤差、DEM 與干涉圖像套合產生的誤差，都會造成相位差而產生錯誤，導致干涉結果準確性的降低。

5. 影像套合的精確度與多觀點平均 (Multi-Looks Average)：在兩張 SAR 影像做干涉時，會因兩影像套合不精確而造成干涉圖像中的相位差產生誤差；多觀點平均可減少斑駁 (Speckle) 現象的影響，且可藉由觀點數 (the number of looks) 增加來減少相位量測值的雜訊，但如此一來也會失去一些相位資訊。此外，多觀點平均會減少空間解析力，但是能改善訊號的品質 (Zebker et al., 1994)。

2.4 小結

本研究回顧了台灣造山歷史、河道變化與巨礫、階地定年、全球崩塌地風險分析、懸谷與遷急點及雷達差分干涉 (DInSAR) 等相關文獻，目的是希望應用文獻中提及且可獲得的研究方法，對於立霧溪巨礫的來源與河道的變遷、階地的形成歷史、懸谷與遷急點的變化及太魯閣地質大尺度的地表變形情形進行研究，並進一步提出峽谷地質地形演育歷史。

第三章 研究方法

3.1 資料收集範圍

本計畫延續 99 年度計畫「太魯閣峽谷地質地形作用與演進之量測分析與監測計畫」，探討太魯閣園區內區域性的地形變化特性、流域內巨礫的分布、來源等問題，資料收集範圍從立霧溪河口附近的錦文橋，沿台八線觀察立霧溪河道至天祥，如圖 3-1 所示。

本年度之研究方法將依據立霧溪河道中的巨礫長軸長度予以分類量化，並探討其岩性，尋求巨礫的可能來源，及其對河道的可能影響。

除探討河道巨礫，本計畫亦對立霧溪兩岸峽谷寬度進行測距，測量工具為雷射測距儀，探討峽谷寬度與當地區域地質作用的影響因素。

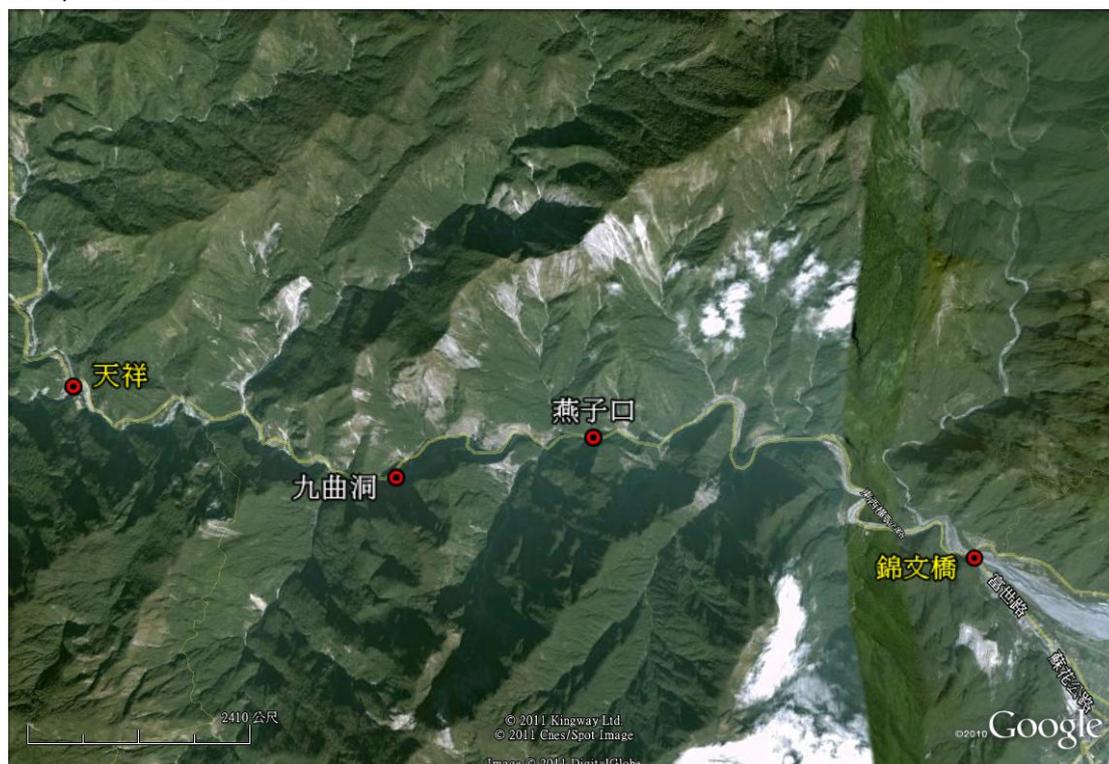


圖 3-1 本計畫資料蒐集範圍（改繪自 google earth）。

3.2 巨礫分布

本研究為探討立霧溪巨礫分布及其來源，沿著台八線沿路進行調查，並利用周遭人造建物，例如橋、隧道出入口，以及河彎、峭壁之凹陷處，判定巨礫位置。本研究所判定之巨礫大小之標準，為其長軸長度大於 1 公尺之礫石。確定巨礫位置後，將其繪製於高解析度的正射航空照片上，對於河道上的巨礫分布，正射航空照片的河道影像比五千分之一相片基本圖更為清楚。研究範圍介於錦文橋至天祥，本研究使用農林航測局所出版之正射航空照片，購買影像包括太魯閣、九曲洞、溪畔、天祥等地，影像拍攝年份除九曲洞部分地區為民國九十五年，其餘均為民國九十八與九十九年，符合本研究調查之需求。所有圖幅於軟體 CorelDRAW 拼接後，如圖 3-3 所示，白字標示沿立霧溪所經過之重要地標。

本研究判定巨礫與崩積物之標準，依據其圓度，也就是岩石表面邊角多寡程度，邊角較多者判定為崩積物，較少者判定為巨礫。除探究巨礫大小及其分布位置，亦探討其岩性，觀察其週遭環境，探討其可能來源及分布變遷，野外工作情形可見附錄一附圖 1-18 至 1-20。



圖 3-2 野外巨礫調查實際情形，本圖攝於白沙橋河彎處。



圖 3-3 本研究所使用之太魯閣地區正射航空照片。

3.3 雷射測距儀

太魯閣國家公園轄區幅員廣大，本計畫主要對天祥以東之太魯閣峽谷地區，針對峽谷寬度較為狹窄之處，配合手持式雷射測距儀進行測量。本研究所測距之地點皆位於台八線公路可測量之處，量測與公路相同高度的峽谷寬度，並刪除量測距離過遠、資料品質不佳之地點，選定燕子口及九曲洞步道等地點，進行測量工作，藉以瞭解監測點峽谷寬度變化，進行相關分析研究，九曲洞、燕子口的位置如圖 3-1 所示，野外工作情形如附錄一附圖 1-10 至 1-14。

其他無法以手持式雷射測距儀測量之地點，則利用衛星影像、航空照片進行合成孔徑雷達差分干涉法(Differential Interferometry Synthetic Aperture Radar, DInSAR)協助分析峽谷地形變化情形。

3.3.1 儀器資料

本研究在地形資料的蒐集方面，使用的手持式雷射測距儀為 Leica 公司所生產，型號為 D5(圖 3-4)，具有 2.4 吋彩色液晶顯示器和 4 倍變焦數位尋標器，測量範圍最遠可達 200 公尺，最近為 5 公分，以 100 公尺左右為安全可測量距離，超過 150 公尺之雷射回波資料則不一定能回收。測距儀內建傾斜感測器，測量時可以傾斜到 ± 45 度角度，傾斜感測器還可以計算通過或越過障礙物的水平距離(水準距離函數)。但是，當被測物是無色液體或透明之物體時(例如：水、玻璃等)，則可能會導致測距儀測量精確度降低，此外，當陽光強烈或被測物有反光特性時，也可能會產生錯誤的測量值。



圖 3-4 手持式雷射測距儀。

3.3.2 雷射測距儀測距原理

雷射測距儀基本原理是利用測距儀內雷射二極體發射雷射光經物質反射接收雷射光兩者的時間差，將光速乘上這段時間差就可得到雷射光在這段時間所行走的距離。因為此時間差是光往返待測物所耗費的時間，所以只要將上述距離除以二就可以得到待測物到儀器中心的距離。其原理公式如公式 3-1 所示，

$$s = \frac{1}{2}ct \quad (3-1)$$

s 表雷射測距儀與觀測物距離，c 表光速，t 表時間。

3.4 河階定年

本研究在地質年代資料的獲得方面，採用光螢光定年實驗。採集立霧溪出海口北岸的沉積物來定年，採集方式是將一根長約 50~60 公分，外壁堅硬不透光的管子，水平的打入沉積層中，將內部的沉積物小心保持在完全未經光照的情形下，送交至國外光螢光定年實驗室，野外工作情形如附錄一附圖 1-1 至 1-9。以光螢光法定年，礦物螢光現象導因於非理想結晶格的不同缺陷，由於地層內長半衰期之放射性元素（主要為 ^{238}U 、 ^{235}U 、 ^{232}Th 、 ^{40}K ）及宇宙射線

(Cosmic Ray)的長期輻照，使得電子被激發而在導帶能階上游離，後被因結晶缺陷而產生的電子雲捕捉，再於實驗室中經由加熱或光照的步驟，使礦物釋放光子 (Aitken, 1985; 1998)。在取得欲測定之標本後，於暗房中進行自然螢光強度的測定，再配合外加人工輻照劑量的模擬回歸，推得此礦物於地層中所累積之等效劑量 (Equivalent Dose; De)，同時測定標本的放射性元素含量，即可求得每年周圍環境提供此礦物之年劑量 (Annual Dose; D)，則欲測標本的螢光年代為： $age = \text{Equivalent Dose} / \text{Annual Dose}$ 。研究員會將管子內頭尾的沉積物棄而不用，將剩餘的樣本加熱或照光，依據電子跳回基態時產生的自然螢光，就可以判斷該物質已經多久沒有受到光照，進而得知沉積物的年代。



圖 3-5 光螢光採樣工具



圖 3-6 立霧溪出海口北岸採樣點



- 找到適合的沉積層，將不透光管水平打入沉積層中。



- 將不透光管完全敲進沉積層中直到完全穩固



- 將管子尾端蓋上蓋子，並小心取出

圖 3-7 光螢光採樣過程 1

●取出管子以電火布完全密封防止透光。



●記下採集時間以及編號



●完成採樣。



圖 3-8 光螢光採樣過程 2

除光螢光定年法之外，本研究亦嘗試以河階中碳質物進行碳十四定年，但此類樣本難以在野外發現，因此搜尋未果，野外工作情形如附錄一附圖 1-15 至 1-17 所示。

3.5 懸谷地形與遷急點

3.5.1 研究流程

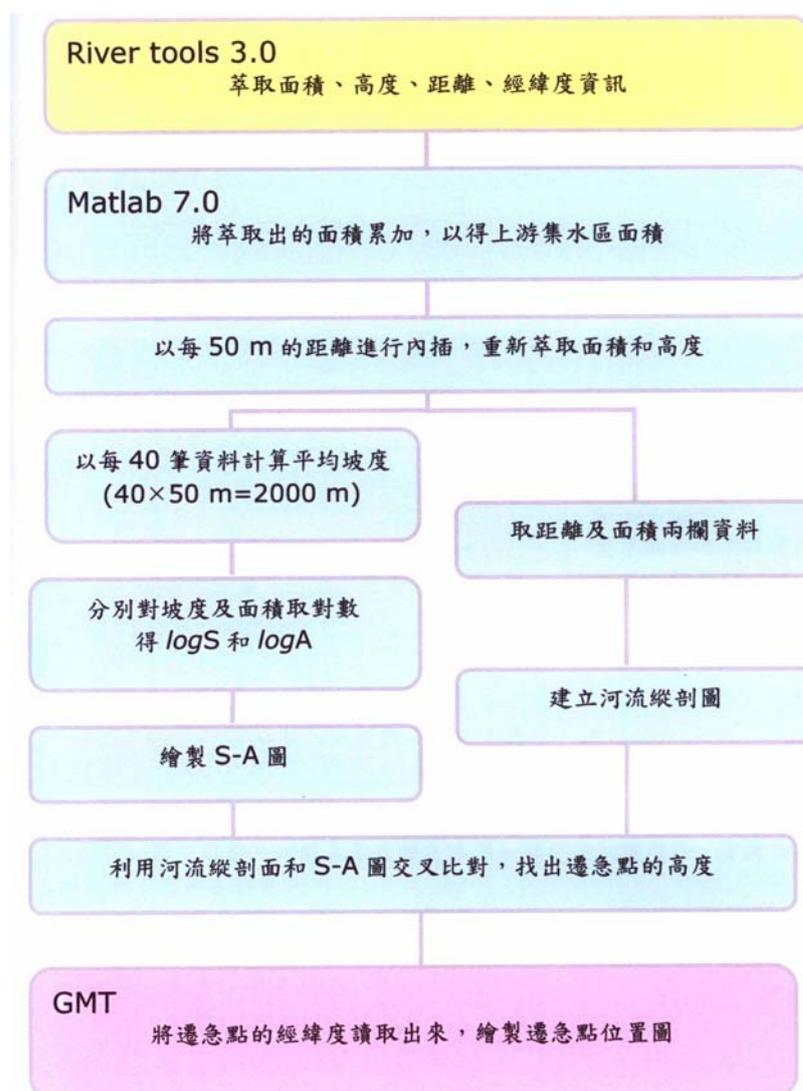


圖 3-9 懸谷分析流程，資料處理流程圖。利用各種軟體讀取、分析 DEM 的方法與步驟，透過此流程確定河流流向並獲得流域盆地的資訊。進行各種運算後，繪製縱剖面圖、S-A 圖及遷急點位置圖（引自高嘉鈴，2010）。

本研究以農林航空測量所製作的 DEM 為基本資料，解析度為 40×40m，以 River Tools 3.0、Matlab 7.0、Didger 3.0 以及 GMT 等軟體進行分析。首先利用 RiverTools 3.0 軟體萃取河流的距離、高度、面積進行運算，將面積從上游開始往下游累加以得到上游集水區面積，並利用 Matlab 7.0 進行內插，以 50 公尺為間隔，分別對高度和

面積作內插，使河流自頂端起，每隔 50 公尺就有一對應高度和上游集水區面積，接著進行平滑化方法的試算，重建河流縱剖面圖、繪製 S-A 圖...等，再利用 Didger 3.0 和 GMT 軟體將不同資訊進行整合。資料處理流程如圖 3-9 與圖 3-10 所示。



圖 3-10 繪製地圖流程圖。利用各種軟體將不同類型的地圖整合，有助於瞭解河流從上游流到下游的各種資訊（引自高嘉鈴，2010）。

3.5.2 判斷懸谷地形和遷急點的方法

觀察河流縱剖面，若剖面中出現了不規則的變化，即為出現暫時侵蝕基準面，也就是遷急點，其形式可能為瀑布（即為懸谷）、急湍、基岩突出的河床等，造成的原因包括斷層作用、人為活動、地殼變動、大規模山崩及岩性差異，這些原因改變河流下切的能力，

產生坡度的不連續，使遷急點上游的河床進行堆積，坡度變緩，遷急點下游的河床侵蝕增強，坡度變大，下切及向源侵蝕增強。

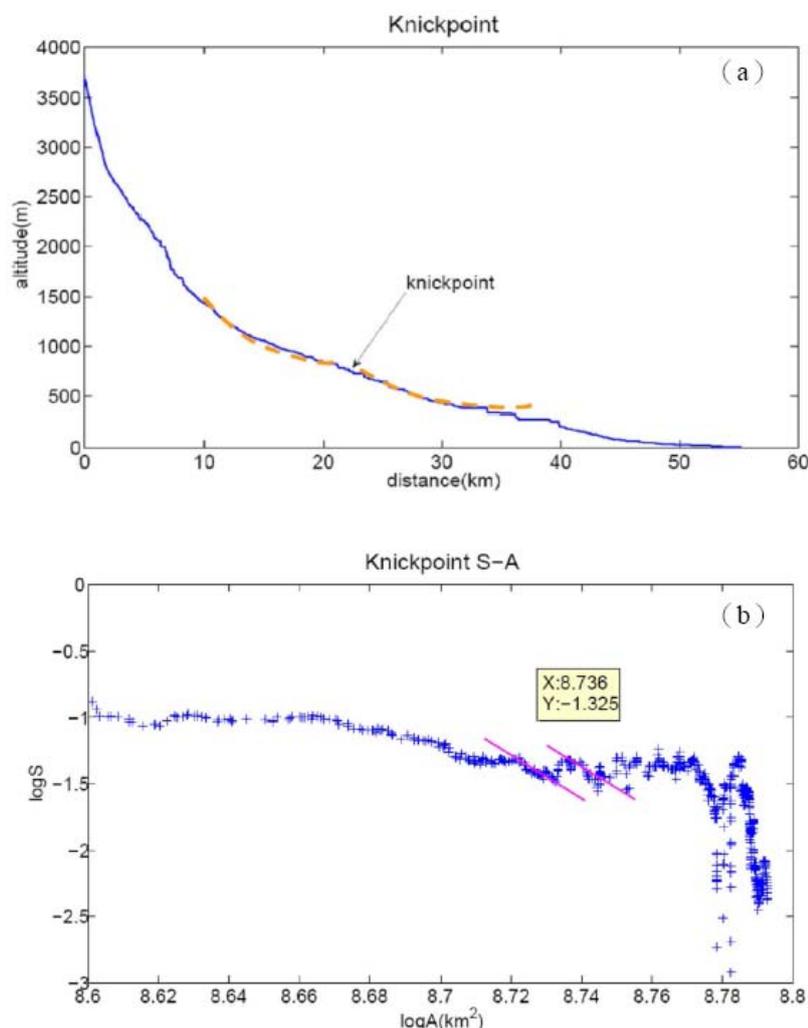


圖 3-11 遷急點的縱剖面圖與 S-A 圖判定（以 LW10 支流為例）。
 (a) 遷急點的縱剖面圖：圖形上突起的地方都有可能是遷急點，但 DEM 的填補過程可能造成誤判，因此必須觀察遷急點兩側凹面程度是否相同；(b) 遷急點的 S-A 圖用以協助判斷遷急點，兩側 θ 值相同，而 k_s 值不同，所以平行線之間的範圍可能就是遷急點的落點位置（引自高嘉鈴，2010）。

本研究在分析圖形經驗發現，懸谷地形的 S-A 圖的表現方式也如同 Wobus et al.(2006b)提供的方法所示，在支流匯入主流前，河流縱剖面上有一明顯凹面、坡度漸緩，匯入主流後坡度急速變陡；在

S-A 圖上也容易分辨出來，由於流域面積不再增加但坡度卻不斷地上升，使得圖形急速往上跳。但遷急點的位置在河流縱剖面不是很明顯，尤其在下游處坡度變化不大，需要 S-A 圖加以輔助(圖 3-11)。

3.6 DInSAR 影像分析流程

本研究使用之影像處理軟體為 CNES 所開發的 DIAPASON 軟體 V.2 版，其影像處理的流程大致可分為下列 9 個步驟(圖 3-12，何世紀，2006)：

1. 將主影像及副影像之原始回波資料經由 SAR 處理器，分別處理成主影像及副影像的單觀點複數影像。
2. 將主影像之單觀點影像及副影像之單觀點影像重新取樣套合後，經干涉處理後產生干涉圖。
3. 依據提供之數位高程模型、主副影像產品軌道資料及精確軌道參數，產生模擬全相位圖像。
4. 套合步驟 3.干涉圖與模擬全相位圖像。
5. 再次干涉處理，去除數位高程模擬而來的全相位圖像，得到去除地形效應之差分干涉圖。
6. 干涉相位平滑化處理。
7. 干涉圖相位還原。
8. 產生地表位移影像(為衛星斜距方向)。
9. 差分干涉產品正射化。

以上為差分干涉處理流程，這種測量方法簡單的說即利用兩組或多組不同時期的衛星雷達資料，進行精準的幾何校正，再透過資料干涉處理所發展出的量測技術。因此，我們可藉由雷達資料差分干涉結果得到該時段內地表與衛星之間距離變化所引起的雷達波相位差，再經解算相位差後獲得兩者之間對應距離的變化量。

差分干涉處理完成後，會將得出的雷達波相位變化，賦予彩虹色環(相位值為 $-\pi \sim \pi$ ，對應顏色從紅色到藍色)以方便閱讀，這樣一幅由彩虹干涉環(雷達波相位變化)所組成的圖形稱為干涉圖。理論上，干涉圖中干涉環的數目和分布形狀即為雷達波入射方向的

地表變形。然而諸如雷達波的入射角度、地貌的效應以及衛星軌道的偏差等其他因素，也都影響雷達回波的相位差而形成干涉環。因此，若要獲得真實的地表變形，在處理過程中則必須將這些雜訊消除掉才行。

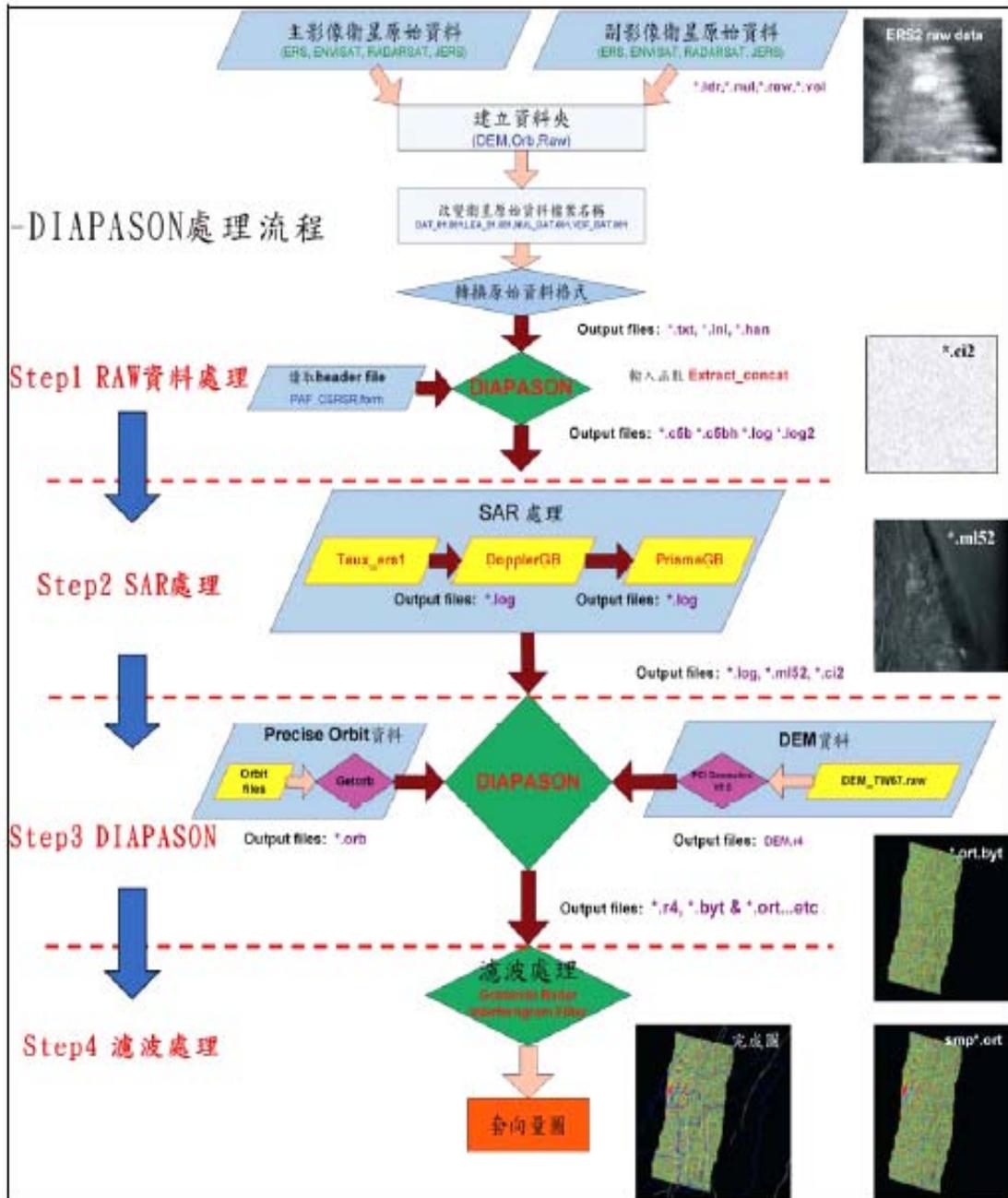


圖 3-12 本研究雷達差分干涉法處理流程 (何世紀, 2006)。大致分為四大步驟：(1) RAW 資料處理；(2) SAR 處理；(3) DIAPASON 處理；(4) 濾波處理。

第四章 結果與討論

4.1 河道野外實察

為探討立霧溪河道巨礫來源與對河道整體影響，本研究針對立霧溪各河段進行野外實查，觀察其巨礫長軸大小，以及其岩性與可能來源。另一方面，太魯閣峽谷之岩性與峽谷寬度息息相關，太魯閣峽谷中最為狹窄的區段為大理岩區段，依據中央地質調查所所出版的五萬分之一台灣地質圖說明書圖幅第二十八號說明，九曲大理岩岩性為厚層或塊狀的大理岩，因岩體堅硬，在地形上常形成峽谷及陡峭的岩壁。本研究將於大理岩區段進行寬度的測距工作，探討峽谷寬度的變化。



圖 4-1 野外工作實際情形。

4.1.1 巨礫分布

本研究野外觀察結果，如下所述，本研究所定義之巨礫為長軸一公尺以上，依據其長軸大小，區分為 1 公尺至 5 公尺、5 公尺至 10 公尺以及 10 公尺以上；河岸之左右岸區分，以上游向下游觀測方向為主，1 至 5 公尺巨礫以紅色表示，5 至 10 公尺巨礫以藍色表示，10 公尺以上巨礫以綠色表示。觀測點均已立霧溪主流為主，支流的巨礫分布不在計算之列(圖 4-3、4-6、4-17、4-26、4-28、4-33、4-40)，巨礫分布以野外計算為主，輔以正射航照影像。岩性資料參考與改繪自張瑞津與鄧國雄（2000），如圖 4-2 所示。

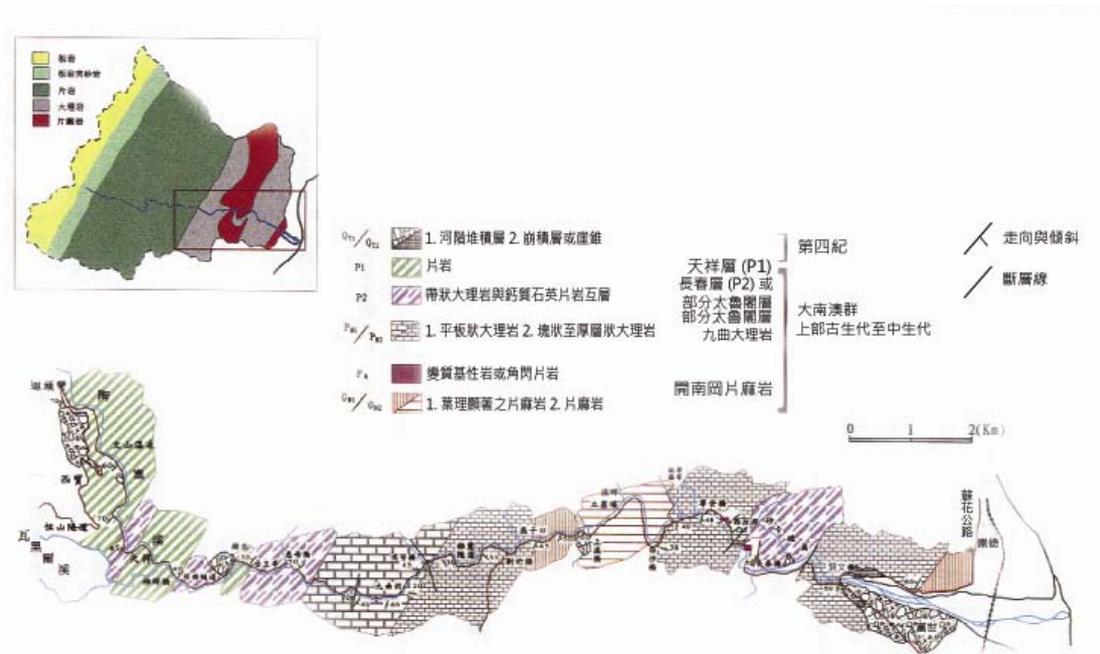
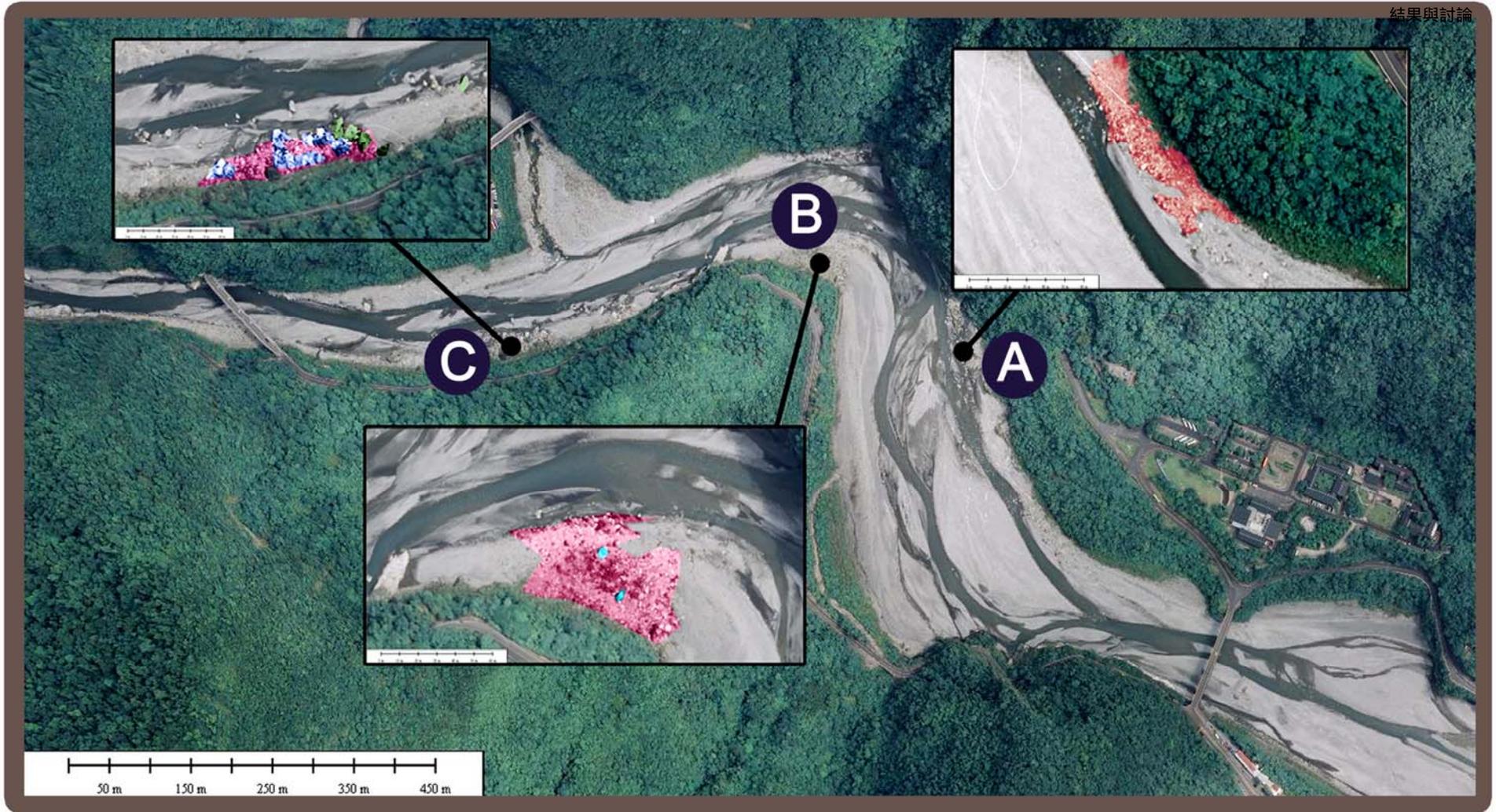


圖 4-2 立霧溪沿線岩性分布（改繪自張瑞津與鄧國雄（2000））。



地點	10m↑	5m~10m	5m~1m
A	0	0	8
B	0	0	10
C	8	8	57
sum	8	8	75

巨礫尺寸數量統計
 平板狀大理岩
 帶狀大理岩鈣質石英片岩互層

圖 4-3 錦文橋-長春隧道巨礫分布。

一、錦文橋-長春隧道：本段巨礫分布情形如圖 4-3。

1. 錦文橋-長春隧道路段 A 點，自錦文橋向上游觀測，可見 1 公尺以上巨礫（圖 4-4）。

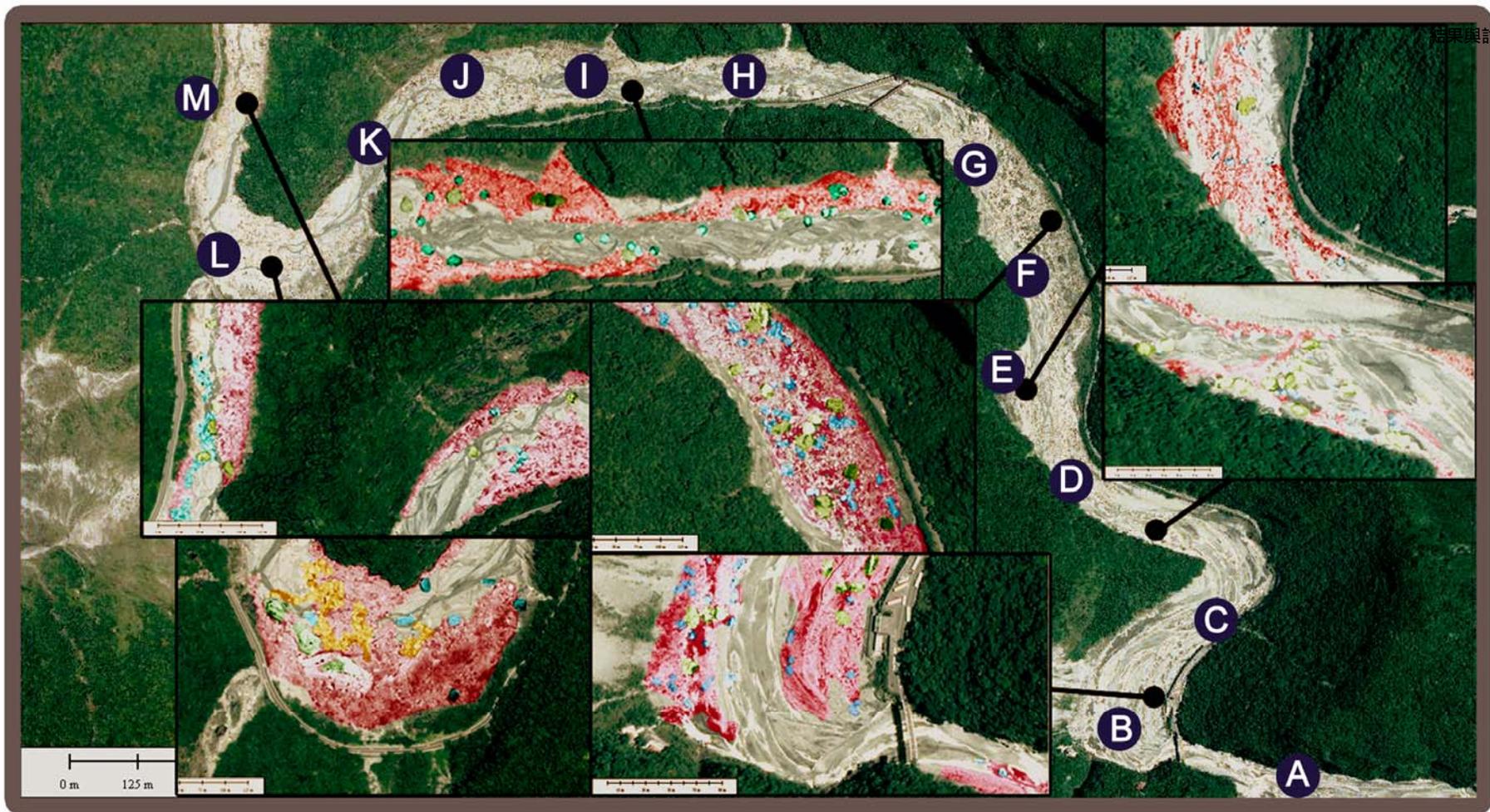


圖 4-4 錦文橋上游。

2. 錦文橋-長春隧道路段 C 點，巨礫數量明顯增加，可見部分巨礫為石英片岩、大理岩，除了來自鄰近的崩塌點之外，亦有來自砂卡礑溪的巨礫，砂卡礑沿線亦可見大理岩與石英片岩類的岩層（圖 4-5）。



圖 4-5 砂卡礑溪匯入口。



長春祠-白沙橋

巨礫尺寸數量統計
 平板狀大理岩
 塊狀至厚層狀大理岩

地點	礫徑			地點	礫徑		
	10m+	5m-10m	5m-1m		10m+	5m-10m	5m-1m
A	1	3	36	I	2	8	8
B	3	9	50	J	5	14	39
C	4	15	70	K	4	21	29
D	0	2	45	L	20	30	41
E	0	3	80	M	7	7	30
F	4	8	40	sum	66	141	594
G	5	14	35				
H	3	7	49				

圖 4-6 長春祠-白沙橋路段巨礫分布。

二、長春祠-白沙橋：本段巨礫分布情形如圖 4-6。

1. 長春祠-白沙橋路段 A 點，本區岩性同錦文橋-長春隧道隧道，除大理岩外，仍有石英片岩的分布（圖 4-7）。



圖 4-7 長春橋下的河道

2. 長春祠-白沙橋路段 B 點，本區因鄰近厚層、塊狀大理岩層，所以增加許多此一岩性的巨礫（圖 4-8）。



圖 4-8 長春祠立霧溪河道。

3. 長春祠-白沙橋路段 F 點，本區域出露大理岩基盤（圖 4-9）。



圖 4-9 長春祠至寧安橋間，出露大理岩基盤。

4. 長春祠-白沙橋路段 G 點（圖 4-10）。



圖 4-10 寧安橋區域河道可見塊狀大理岩質的巨礫，應為現地崩落後，因礫徑較大不易為河流搬運而停留在此。

5. 長春祠-白沙橋路段 H 點，過寧安橋後第一個支流匯入口。匯入口的巨礫除大理岩質外，亦有片麻岩質，應為立霧溪主流及支流流經得克利片麻岩區所搬運下來（圖 4-11）。



圖 4-11 過寧安橋後第一個支流匯入口。

6. 長春祠-白沙橋段 I 點，為過寧安橋後第二個支流匯入口，岩性同長春祠-白沙橋段 H 點（圖 4-12）。

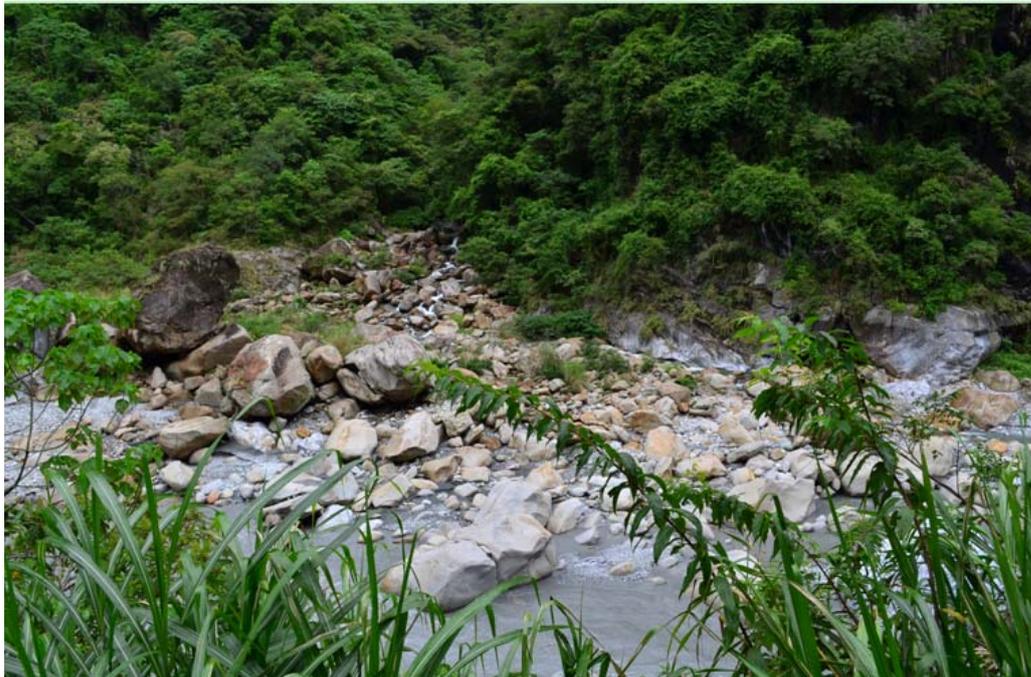


圖 4-12 過寧安橋後第二個支流匯入口。

7. 長春祠-白沙橋段 K 點，本區位於大理岩與片麻岩交界處，因此片麻岩巨礫數量增加，來源為周圍崩塌的岩層（圖 4-13）。



圖 4-13 長春祠-白沙橋段 K 點。

8. 長春祠-白沙橋段 L 點，位於大理岩與片麻岩交界處，巨礫岩性亦為大理岩與片麻岩混雜，且因鄰近支流，故巨礫數量與大小均明顯增加（圖 4-14、4-15）。



圖 4-14 白沙橋下可見片麻岩、大理岩巨礫混雜。

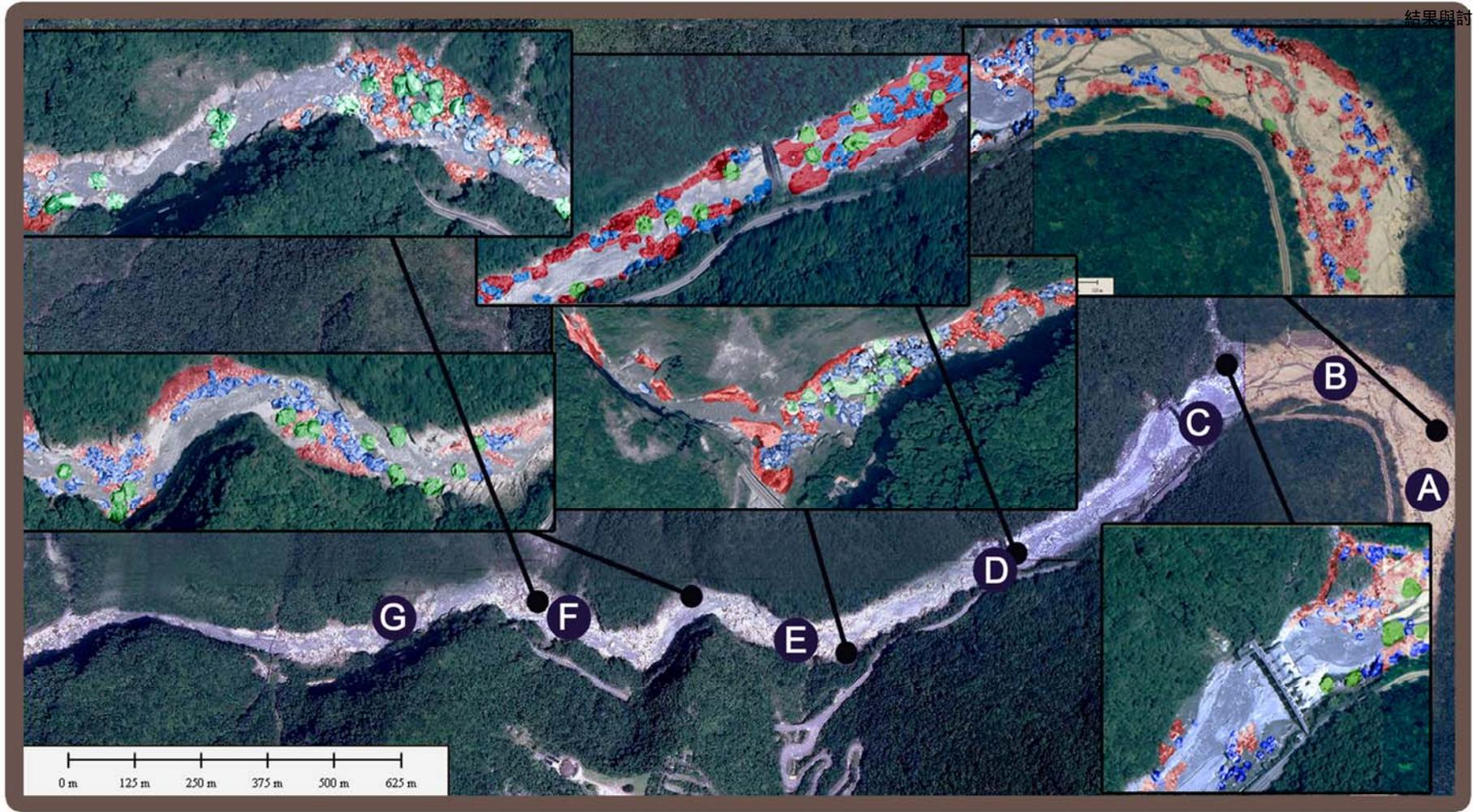


圖 4-15 白沙橋為支流匯入口，亦為大理岩層與片麻岩層的岩性界處。

9. 長春祠-白沙橋段 M 點，河道上多為片麻岩質巨礫（圖 4-16）。



圖 4-16 長春祠-白沙橋段 M 點



白沙橋-燕子口

巨礫尺寸數量統計
葉理顯著之片麻岩

地點	礫徑			地點	礫徑		
	10m↑	5m-10m	5m-1m		10m↑	5m-10m	5m-1m
A	2	3	31	E	6	11	33
B	2	5	50	F	4	8	22
C	4	15	70	G	5	10	15
D	7	31	80	sum	30	83	301

圖 4-17 白沙橋-燕子口河段巨礫分布。

三、白沙橋-燕子口段：本段巨礫分布情形如圖 4-17。

1. 白沙橋-燕子口段 A 點，多為片麻岩質巨礫，應為周圍岩層崩落搬運所致（圖 4-18）。



圖 4-18 白沙橋-燕子口段 A 點。

2. 白沙橋-燕子口段 B 點，片麻岩質巨礫（圖 4-19）。



圖 4-19 白沙橋-燕子口段 B 點。

3. 白沙橋-燕子口段 C 點，位於溪畔壩下游，亦為支流匯入口，支流所經地區多為片麻岩類，此地亦為片麻岩層為主，因此巨礫岩性為片麻岩。由於近溪畔壩體，影響壩堤下游河段的河道自然搬運能力（圖 4-20）。



圖 4-20 白沙橋-燕子口段 C 點，溪畔壩近下游側。

4. 白沙橋-燕子口段 D 點（圖 4-21）。



圖 4-21 白沙橋-燕子口段 D 點，溪畔壩近上游側。

5. 白沙橋-燕子口段 E 點 (圖 4-22)。



圖 4-22 白沙橋-燕子口段 E 點，溪畔壩近上游側。

6. 白沙橋-燕子口段 F 點 (圖 4-23)。



圖 4-23 白沙橋-燕子口段 F 點，位處支流匯入口。

7. 白沙橋-燕子口段 G 點，多為附近崩落的片麻岩 (圖 4-24、4-25)。



圖 4-24 白沙橋-燕子口段 G 點



圖 4-25 白沙橋-燕子口段 G 點，燕子口東口附近。



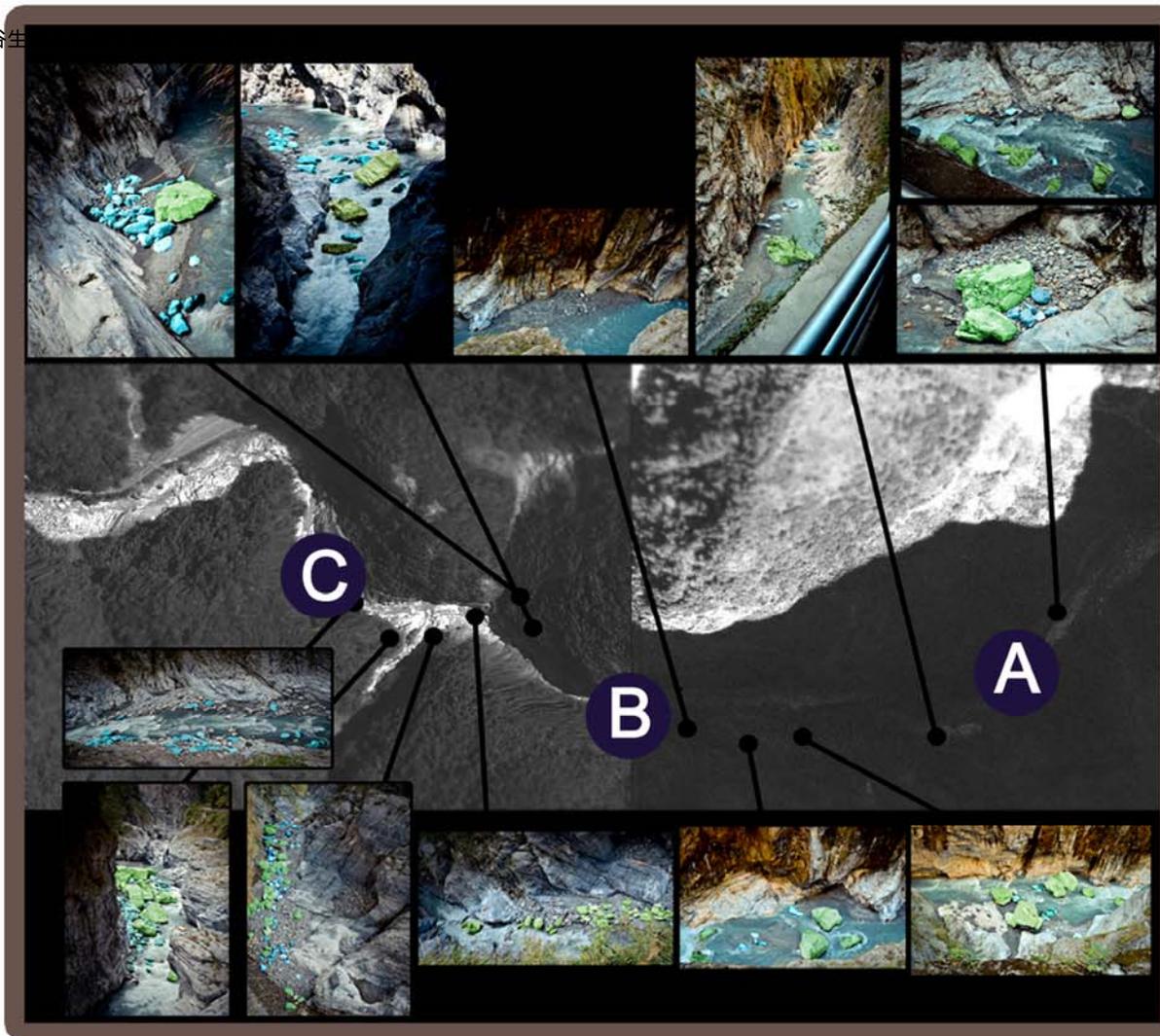
圖 4-26 燕子口河段巨礫分布（魯丹溪匯流處）。

四、燕子口魯丹溪段：巨礫分布如圖 4-26 所示。

1. 燕子口魯丹溪匯流處，10 公尺以上巨礫為 25 顆，5 至 10 公尺巨礫為 83 顆，1 至 5 公尺為 105 顆，此段河道相較於東西方河道較為寬闊，巨礫數量亦較多，巨礫應來自魯丹溪。由於其東峽谷寬度變窄，巨礫亦不易往東搬運，因此巨礫於此處集中（圖 4-27）。



圖 4-27 燕子口魯丹溪匯流處。



九曲洞
巨礫尺寸數量統計
平板狀大理岩
塊狀至厚層狀大理岩

地點	礫徑	10m↑	5m~10m	5m~1m
A		8	12	14
B		4	11	16
C		25	31	51
sum		37	54	81

圖 4-28 九曲洞段巨礫分布

五、九曲洞段：巨礫分布如圖 4-28 所示。

1. 九曲洞段 A 點，由於有崩塌發生，因此鄰近地區散佈巨礫（下圖 4-29）。此處崩塌產生的部分巨礫亦搬運至流芳橋一帶。



圖 4-29 九曲洞河段 A 點崩塌處與巨礫。

2. 九曲洞段 B 點，巨礫岩性以大理岩為主（圖 4-30）。

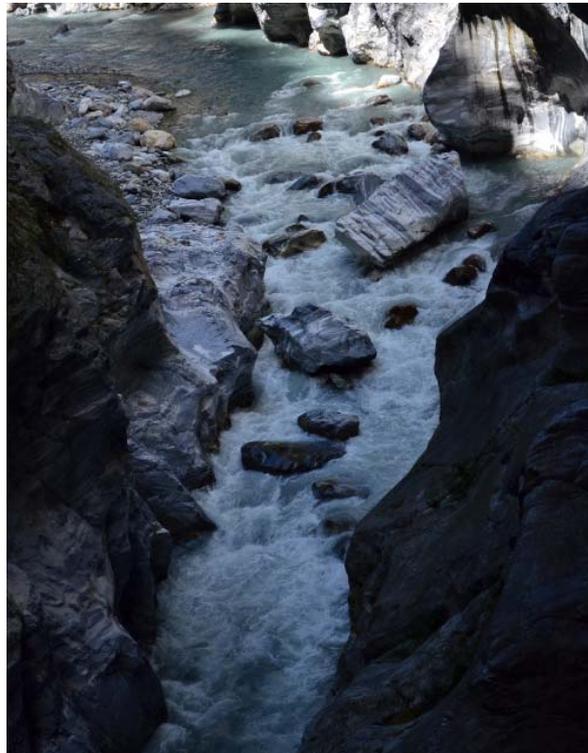


圖 4-30 九曲洞河段 B 點

3. 九曲洞河段 C 點，近科蘭溪匯入口，亦鄰近斷層活動區域，因此巨礫數量明顯增加（圖 4-31）。



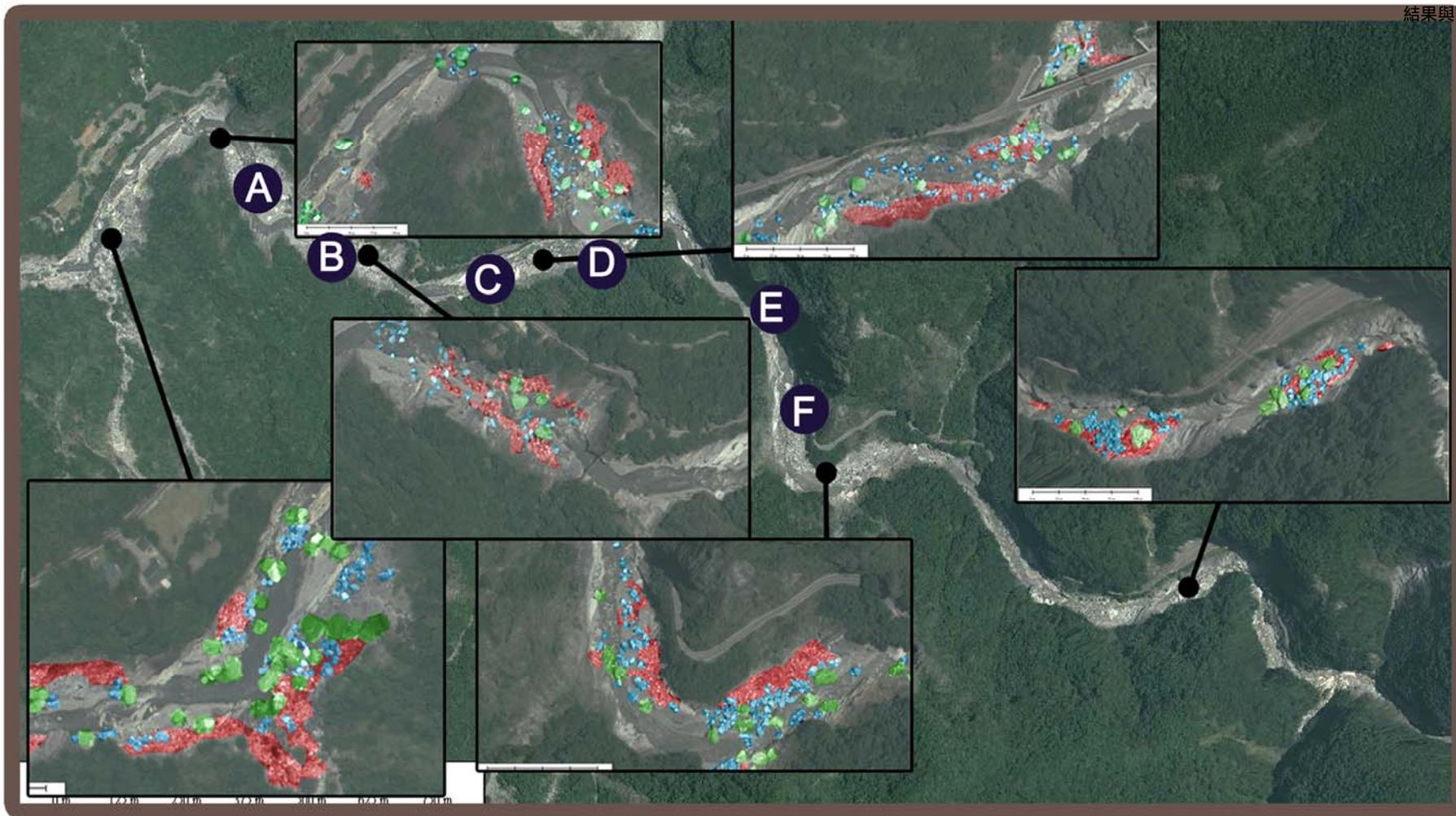
圖 4-31 九曲洞河段 C 點河道巨礫。

六、九曲洞-綠水段：巨礫分布如圖 4-33 所示。

1. 九曲洞-綠水河段 F 點第一個崩塌地，因此巨礫數量增加，岩性以大理岩為主（圖 4-32）。



圖 4-32 九曲洞-綠水河段 F 點之一。



九曲洞-綠水

巨礫尺寸數量統計
褶狀大理岩與鈣質石英片岩互層

地點	標徑	10m↑	5m~10m	5m~1m	地點	標徑	10m↑	5m~10m	5m~1m
A		18	32	36	F		4	23	23
B		9	30	35	sum		41	127	211
C		9	24	70					
D		0	9	30					
E		1	9	17					

圖 4-33 九曲洞-綠水河段巨礫分布。

2. 綠水-九曲洞河段 F 點 (圖 4-34)。



圖 4-34 九曲洞-綠水河段 F 點第二崩塌地。

3. 綠水-九曲洞河段 E 點 (圖 4-35)。



圖 4-35 九曲洞-綠水河段 E 點。

4. 九曲洞-綠水 D 點，位於荖西溪匯入口附近，巨礫數量增加，岩性以大理岩為主（圖 4-36）。



圖 4-36 九曲洞-綠水 D 點，青蛙石。

5. 九曲洞-綠水 C 點（圖 4-37）。



圖 4-37 九曲洞-綠水 C 點。

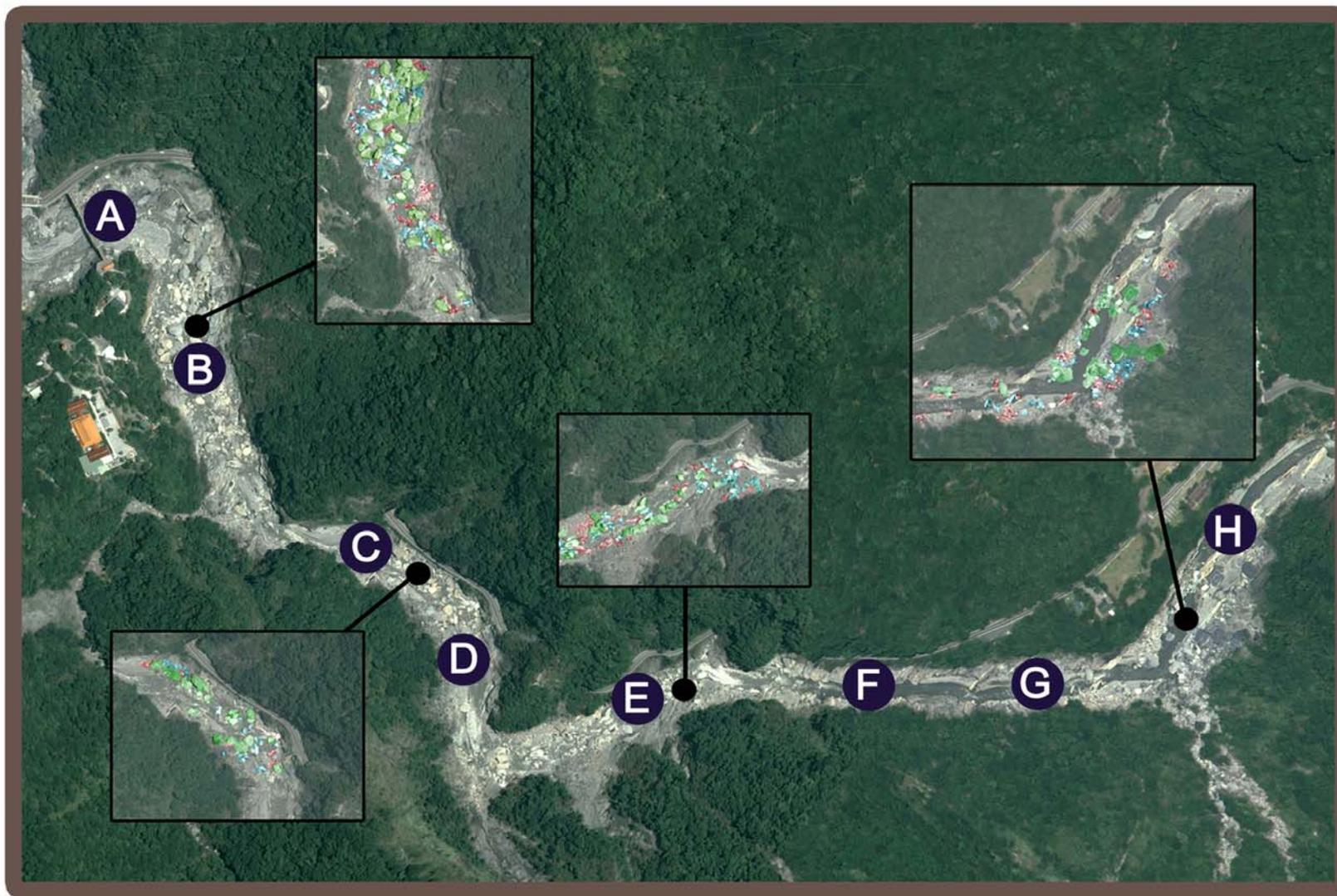
6. 九曲洞-綠水 B 點，岳王亭吊橋下，呈現兩種不同的河道差異，以東十公尺內毫無巨礫分布，以西巨礫明顯增加，此地非峽谷交界處，推測此分布差異應與此地峽谷寬度明顯變窄與位處河彎處有關（圖 4-38、4-39）。



圖 4-38 九曲洞-綠水 B 點，河彎以東十公尺內無巨礫。



圖 4-39 九曲洞-綠水 B 點，河彎以西巨礫數量明顯增加。



綠水-天祥

巨礫尺寸數量統計
片岩
褶狀大理岩與鈣質石英片岩互層

地點	樣徑	10m↑	5m~10m	5m~1m	地點	樣徑	10m↑	5m~10m	5m~1m
A		1	2	11	F		1	6	20
B		20	6	5	G		2	16	14
C		11	17	13	H		19	13	20
D		4	6	9	sum		62	82	107
E		4	16	15					

圖 4-40 綠水-天祥河道巨礫分布。

七、綠水-天祥段：巨礫分布如圖 4-40 所示。

1. 綠水-天祥河段 H 點，位於綠水管理站，位於片岩與帶狀大理岩分布帶，片岩較塊狀大理岩更容易崩落，且為支流匯入口附近，因此巨礫數量增加（圖 4-41）。



圖 4-41 綠水-天祥河段 H 點

2. 綠水-天祥河段 G 點，綠水水文站（圖 4-42）。



圖 4-42 綠水-天祥河段 G 點

3. 綠水-天祥河段 F 點，巨礫數量較少（圖 4-43）。



圖 4-43 綠水-天祥河段 F 點

4. 綠水-天祥河段 E 點，近上游側河彎處有一崩塌處，巨礫數量增加（圖 4-44）。



圖 4-44 綠水-天祥河段 E 點

5. 綠水-天祥河段 D 點，左側河彎處有一崩塌點（圖 4-45）。



圖 4-45 綠水-天祥河段 D 點。

6. 綠水-天祥河段 C 點，河彎處有一崩塌地（圖 4-46）。



圖 4-46 綠水-天祥河段 C 點。

7. 綠水-天祥河段 B 點，入河彎處有一明顯較為大顆的巨礫群（圖 4-47）。



圖 4-47 綠水-天祥河段 B 點

8. 綠水-天祥河段 A 點，大沙溪匯流口有一顆十公尺以上巨礫，推測可能於大水期間由支流帶下來（圖 4-48）。



圖 4-48 綠水-天祥河段 A 點。

本研究沿立霧溪觀察巨礫分布情形，經過調查，寧安橋下游以及其上游支流匯流處，其巨礫之來源應由鄰近上游支流帶下來，以及鄰近地區崩落所致。白沙橋之巨礫來源亦源自於鄰近支流，巨礫數量與大小亦高於其鄰近地區。過白沙橋後，至燕子口東口前，岩性由片狀大理岩轉變為片麻岩，巨礫岩性亦轉變為片麻岩，除溪畔壩支流匯入口之外，其餘地區的巨礫來源應主要來自鄰近地區崩落所致，片麻岩容易崩落的原因，為其發達的頁理所致。燕子口東口至流芳橋之前，除燕子口魯丹溪匯流處之外，其餘地方少有巨礫分布。流芳橋上游鄰近地區因有崩塌地，因此巨礫數量增加，九曲洞西口因鄰近斷層帶，因此巨礫數量亦增加。

九曲洞-綠水河段，岩性逐漸轉變，漸漸以片岩類為主，巨礫大多來自崩塌地。綠水-天祥段岩性以片岩類為主，除綠水鄰近的支流帶下來的巨礫之外，其餘巨礫多集中於鄰近天祥的下游河道，此處亦鄰近陶塞溪、瓦黑爾溪以及塔次基里溪的匯流口，巨礫應來自於上述支流。總結來說，巨礫分布的大小與多寡，與是否鄰近支流匯入口與崩塌地有關，此與張瑞津與鄧國雄（2000）的結論相同，本研究更進一步分級巨礫大小並加以量化。本研究亦發現，峽谷區內，部分峽谷狹窄處，其上游巨礫數量與狹窄處下游數量有明顯的差距，例如燕子口魯丹溪匯流口下游以及岳王亭河彎處（九曲洞-綠水段 B 點），推測其原因為峽谷狹窄處於暴雨期間，因流水能量與流速較大，因此不易滯留巨礫。

4.1.2 峽谷寬度

為了了解太魯閣峽谷在寬度上的差異，本計畫於大理岩峽谷區以雷射測距儀進行峽谷寬度量測。本研究所測距之地點皆位於台八線公路可測量之處。由於大理岩具有緻密不易崩落的特性，因此峽谷的側向侵蝕相較於其他岩性較不明顯，故本研究選擇峽谷寬度測距地點亦多位於大理岩峽谷區。

本計畫於燕子口以及九曲洞步道等大理岩峽谷地點進行測距工作，以步道所標示的里程路標為測量依據。並以所測量之最短距離為此一里程位置的峽谷寬度。

依據測距結果，峽谷寬度最狹窄之處為燕子口步道東口標示 1050 公尺處，峽谷寬度為 20.23 公尺。就燕子口步道而言，已測量之二十二個點的平均值為 53.5 公尺，九曲洞步道二十二個測量點之峽谷平均寬度為 44.46 公尺，最窄處位於東口路牌標示 550 公尺處，寬度為 21.26 公尺。整體而言，九曲洞步道的峽谷寬度窄於燕子口步道，但最窄處位於燕子口步道，其最窄寬度與九曲洞步道之最窄寬度差距僅約 1.03 公尺，燕子口步道與九曲洞步道峽谷寬度示意於圖 4-58 與圖 4-59。

除九曲洞與燕子口步道外，本研究亦量測流芳橋與慈母橋等三個地點，詳細位置標示於圖 4-49，A 點位於燕子口西口往西的第一個明隧道，峽谷寬度為 53.5 公尺，B 點亦標示於圖 4-49，峽谷寬度為 51.6 公尺，C 點位於慈母橋東口以東約 10 公尺處，峽谷寬度為 42.4 公尺。

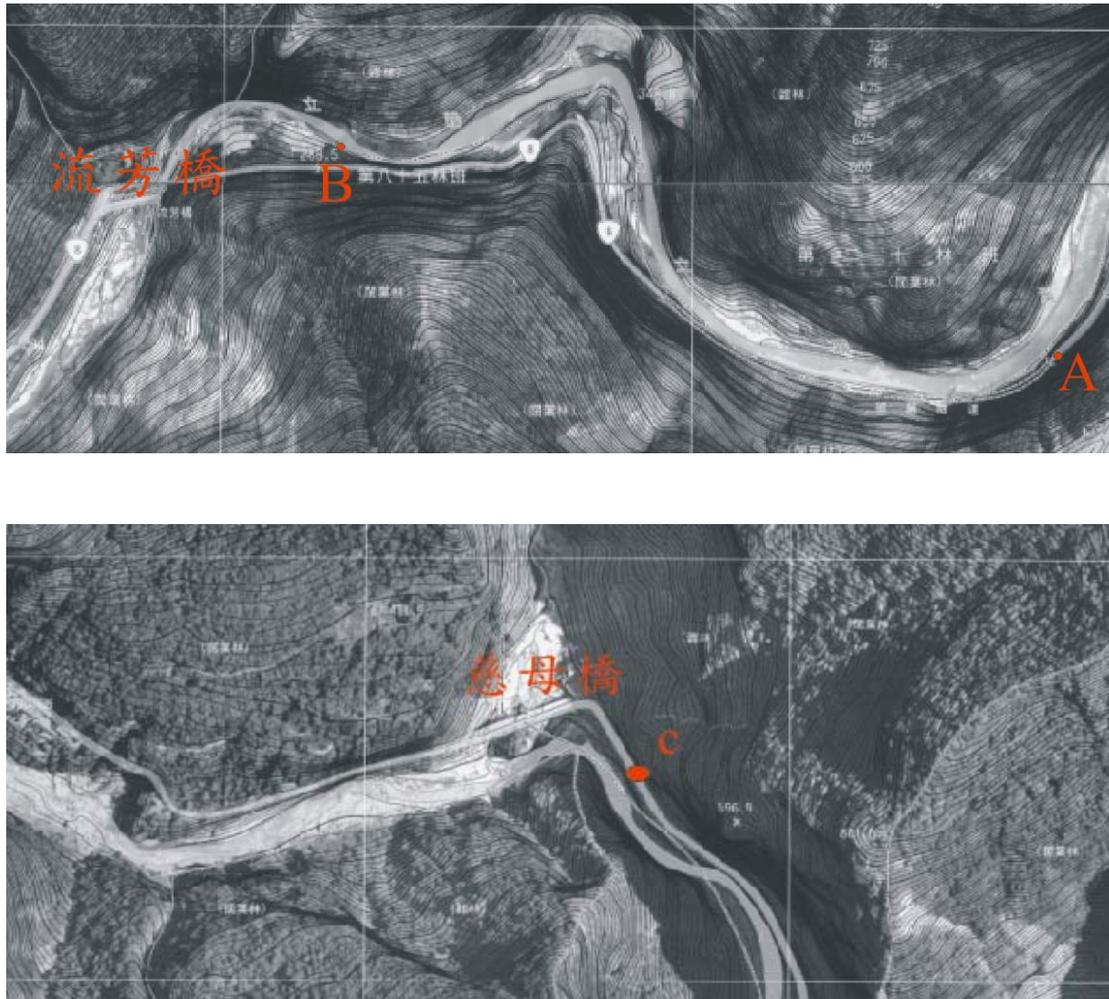


圖 4-49 測量峽谷寬度的所在位置。



圖 4-50 本計畫測距所依據之里程路牌（燕子口步道）。

(a)



(b)



圖 4-51 燕子口步道測距實作情形。



圖 4-52 測距實況（出燕子口第一個明隧道，地點如圖 4-49A 點）。



圖 4-53 測距實況（地點如圖 4-49B 點）。



圖 4-54 九曲洞步道測距點。



圖 4-55 九曲洞步道測距情形。



圖 4-56 測距情形，地點為慈母橋以東，位置如圖 4-49C 點。

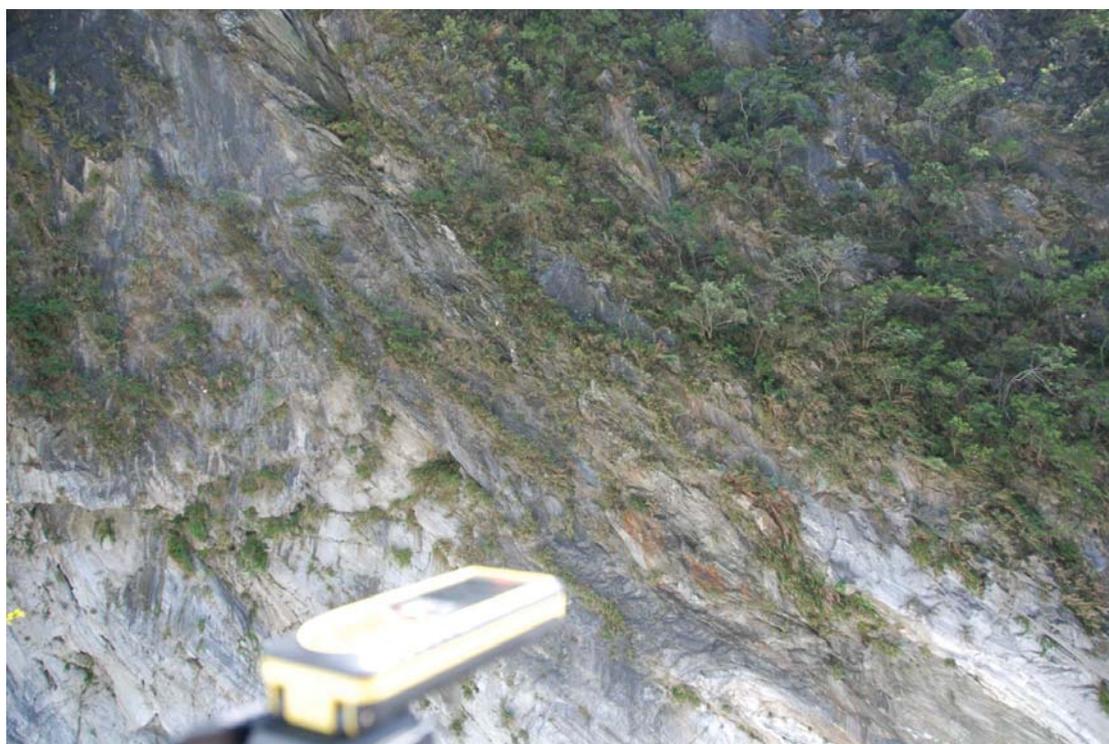


圖 4-57 測距情形，慈母橋以東。

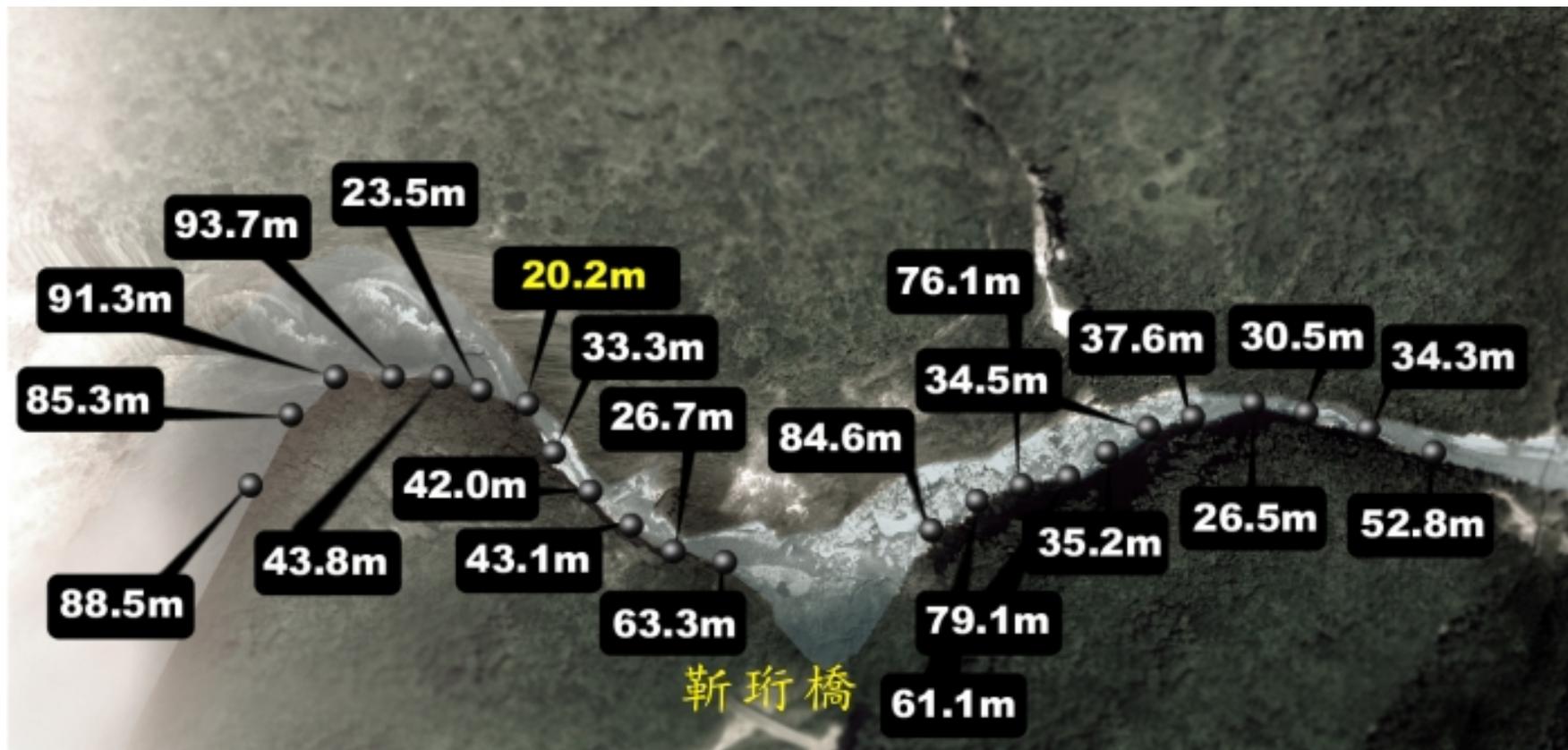


圖 4-58 燕子口步道各段峽谷寬度。

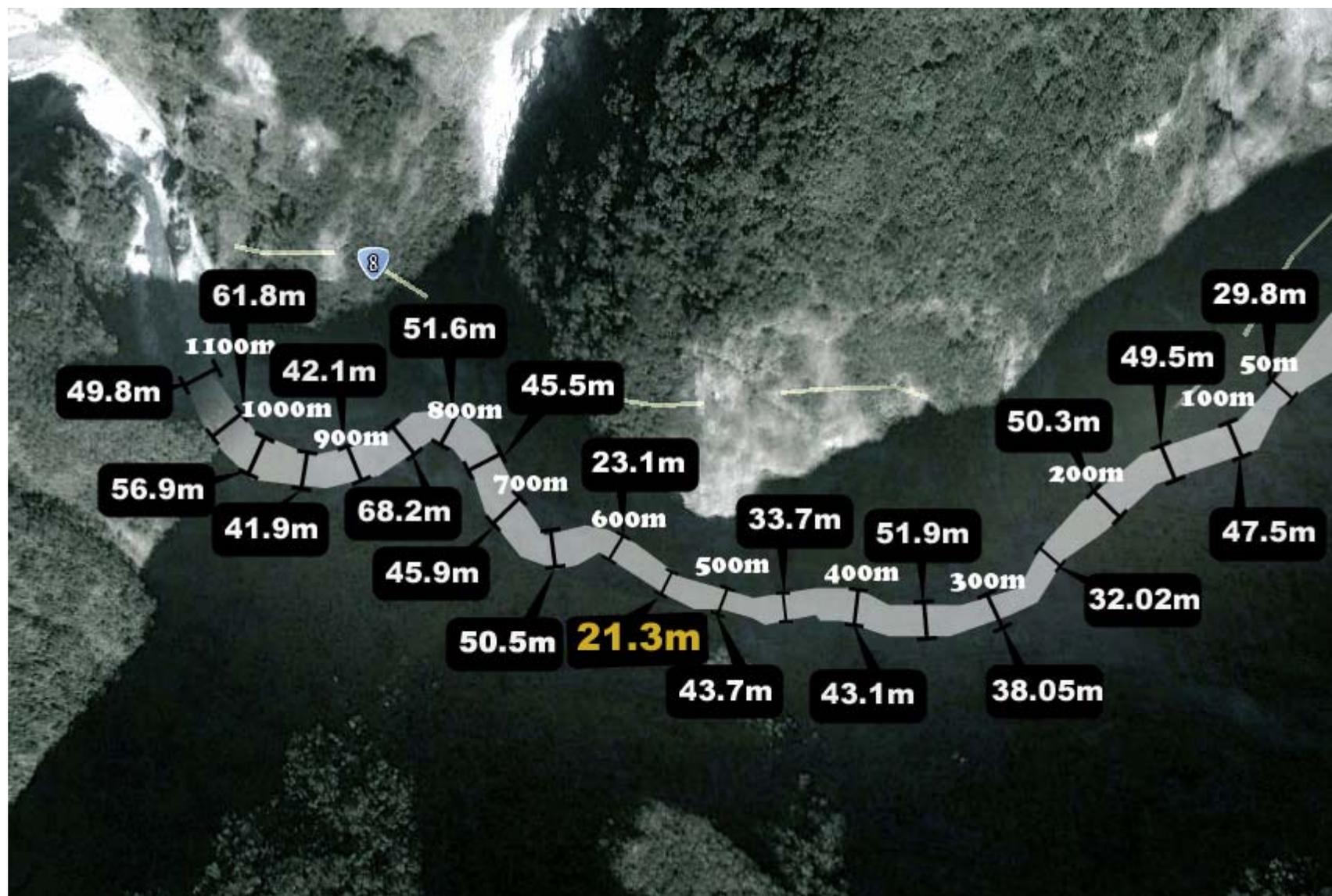


圖 4-59 九曲洞步道各段峽谷寬度。

4.2 河階定年

本研究於立霧溪出海口北岸海灘選擇三個定點做為光螢光定年實驗樣品的採樣點，採樣點位置示意於圖 3-6，剖面分別說明如下：

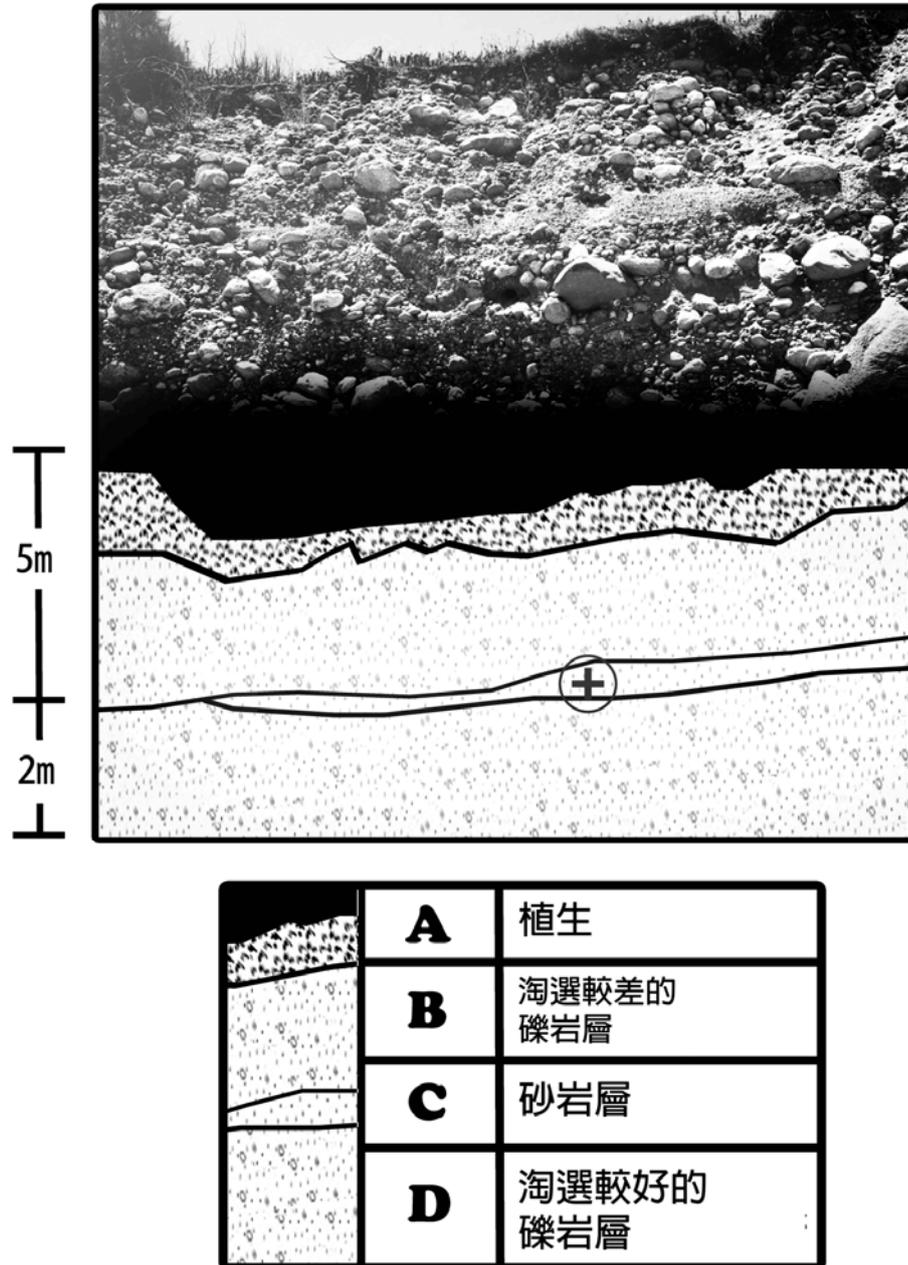
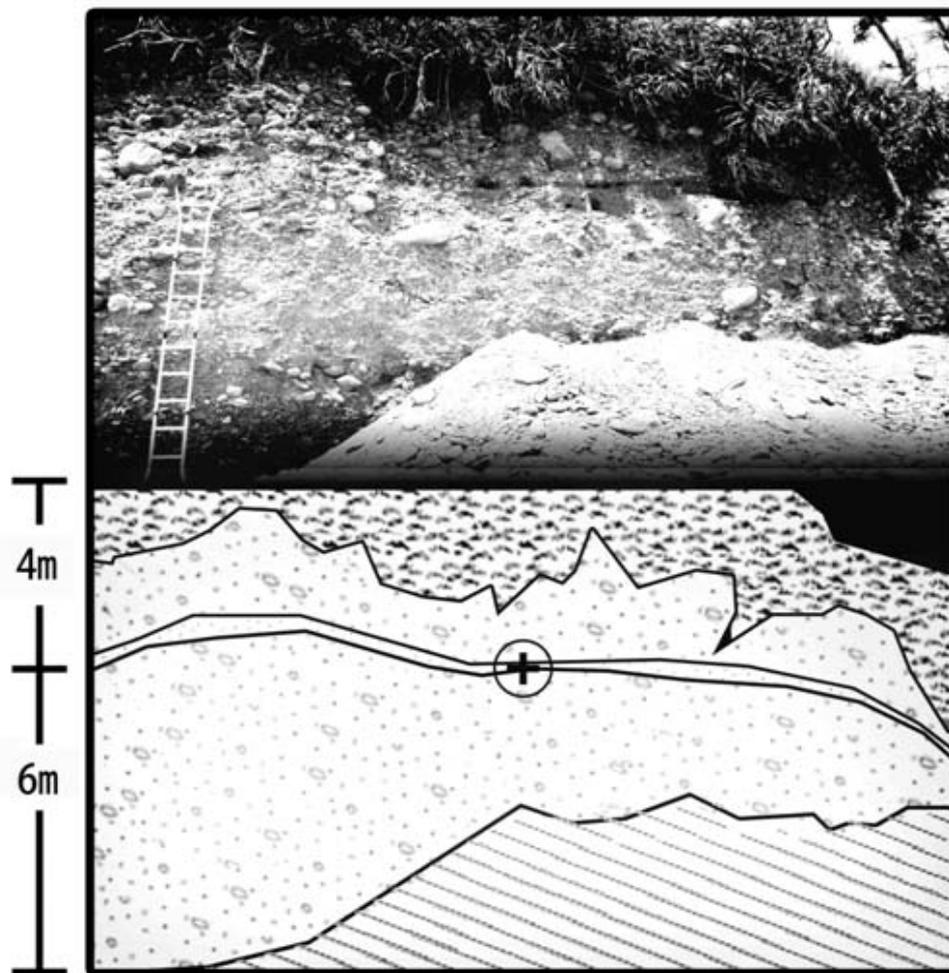


圖 4-60 光螢光採樣點 1 之沉積剖面

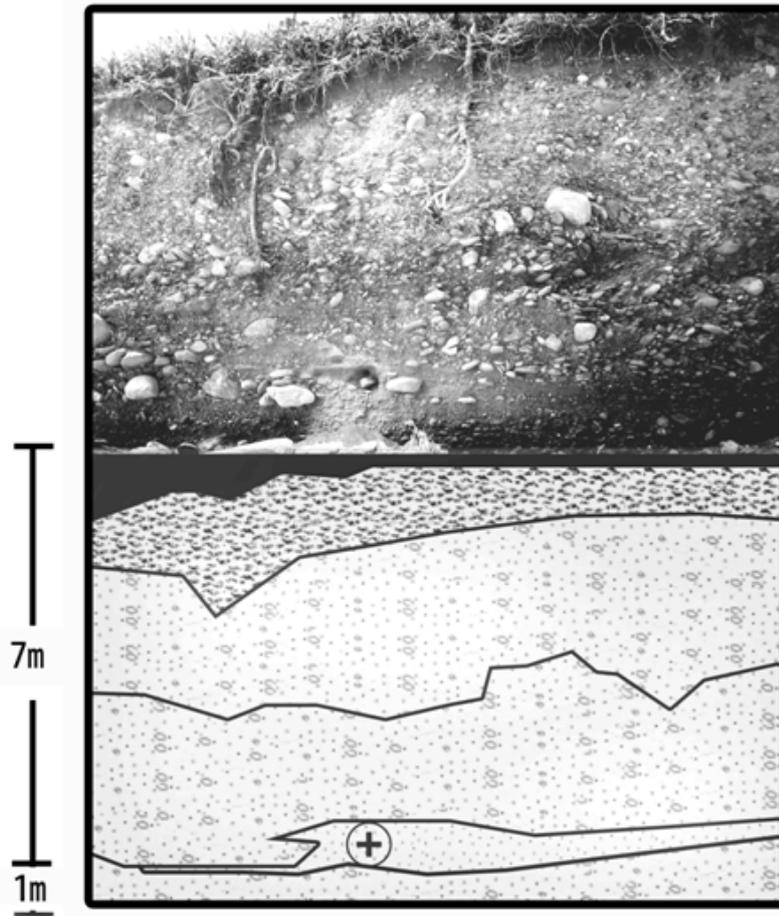
圖 4-60 為依據第一個採樣點所建立的剖面示意圖，剖面為河相沉積，A 層為植生，B 層為淘選度較差的礫岩層，C 層為砂岩層，亦為採樣的選擇位置，D 層為淘選度較好的礫岩層。



	A	植生
	B	淘選較好的礫岩層
	C	砂岩層
	D	淘選較差的礫岩層
	E	崩積層

圖 4-61 光螢光採樣點 2 之沉積剖面

圖 4-61 為依據第二個採樣點所建立的剖面示意圖，A 層為植生，B 層為淘選度較好的礫岩層，C 層為砂岩層，亦為採樣的選擇位置，D 層為淘選度較差的礫岩層，E 層為崩積層。



	A	植生
	B	淘選較差的礫岩層
	C	淘選較差的礫岩層
	D	砂岩層
	E	淘選較好的礫岩層

圖 4-62 光螢光採樣點 3 之沉積剖面。

圖 4-62 依據第三個採樣點所建立的沉積剖面中，A 層為植生，B 層與 C 層為淘選度較差的礫石層，D 層為砂岩層，為採樣點的選取層位，E 層為淘選度較好的礫石層。

本研究共取得三管樣本，已送往美國進行定年實驗，其相對應的河流階面應與霍羅斯（太魯閣處所在階地）同階，依據齊士崢（1995）針對霍羅斯階地的定年資料，其階地面高度為 80~90 公尺，階地面與河床的高差為 45 公尺，礫石層厚度大於 45 公尺，經由漂木定年再經過校正後，年代為 3441 年及 3680 年，推測本研究所取得的三管樣品，其年代應為 3000~4000 年。此結果與太魯閣台地之地質年代相近，故可推測太魯閣台地是由立霧溪沉積作用所形成，而之後可能是受到抬升作用或是河流侵蝕切穿所形成。

4.3 九曲洞地區崩塌地探討

本研究選擇 2005 年福衛二號影像（解析度約 2 公尺）以及 2009 年航空照片（解析度約 50 公分）針對九曲洞地區進行崩塌地比對，擷取面積為 969330 平方公尺（圖 4-63）。原購買之 2011 年包含九曲洞範圍的影像因九曲洞地區大部分有陰影問題，難以辨認其崩塌範圍因此不予採用（圖 4-65），再加上航空照片少有山區的資料，因此從航照及福衛二號影像中，尋找其他可用的資料。圖 4-63 左側為 2005 年九曲洞影像，右側為 2009 年影像，相同的崩塌地區域均以白圈標示，白圈旁的紅圈數字為其相對應的崩塌面積，最後經過計算可得四年內，九曲洞崩塌面積增加 0.0319 平方公里，表 4-1 與表 4-2 為 2005 年與 2009 年崩塌地面積計數表。

由於九曲洞步道 900~1000 公尺處，有斷層的痕跡，如圖 4-66 斷層擦痕及圖 4-67 斷層角礫岩，九曲洞西口處亦有小斷層的活動跡象，可能造成岩石沿節理裂縫掉落，如圖 4-68，且依據影像顯示，斷層附近的崩塌地，有逐年擴大的趨勢，4.1.1 河道巨礫章節中，亦提出步道斷層處附近，巨礫數量也較多，部分應由崩塌處崩落至河道。依據大禹嶺（羅偉，1993）與新城五萬分之一地質圖幅（羅偉，2009），太魯閣地區主要的褶皺與斷層分布表示於圖 4-69，可見太魯閣地區構造活動頻繁。氣象資料部分，如表 4-3 與表 4-4 以及圖 4-70 與圖 4-71 所示，分別計算天祥與洛韶兩雨量站計算 2001 至 2010 年年平均雨量，並將各年雨量減年平均雨量，再除以年平均雨量可得差異百分比，可發現兩雨量站於 2005~2009 年之間，年雨量較多，因此雨量因

素亦為 2005 至 2009 年間，九曲洞崩塌面積增加的原因。總結上述資料顯示，九曲洞地質較不穩定。

表 4-1 2005 年崩塌地面積記數表

編號	定義面積大小範圍 (m ²)	個數	累加面積 (m ²)
A	<1000	2	1537.41
B	1000-5000	3	8480.53
C	5000-10000	0	8480.53
D	>10000	0	8480.53

表 4-2 2009 年崩塌地面積記數表

編號	定義面積大小範圍 (m ²)	個數	累加面積 (m ²)
A	<1000	2	102
B	1000-5000	2	7012.06
C	5000-10000	2	22220.82
D	>10000	1	40405.12

以整個立霧溪流域來說，2009 至 2011 年，崩塌地面積有增加的趨勢，如圖 4-72，黃色部分為人工圈選的崩塌地，2009 年共有 5,953,806 平方公尺的崩塌地，2011 年則有 7,987,757 平方公尺，崩塌地面積增加 2,033,951 平方公尺，由氣象資料觀察，雖然 2009 年至 2011 年並未有雨量明顯增加的趨勢，但是可以從圖 4-73 及圖 4-74 綠水水文站所紀錄之流量與水位資料中看出，2009 至 2011 年間有多次短時間的雨量高峰，為 2010 年 9 月 19 日凡那比來襲台灣期間，所紀錄的流量與水位分別為 457.75 (cms) 及 4.82 (m)。

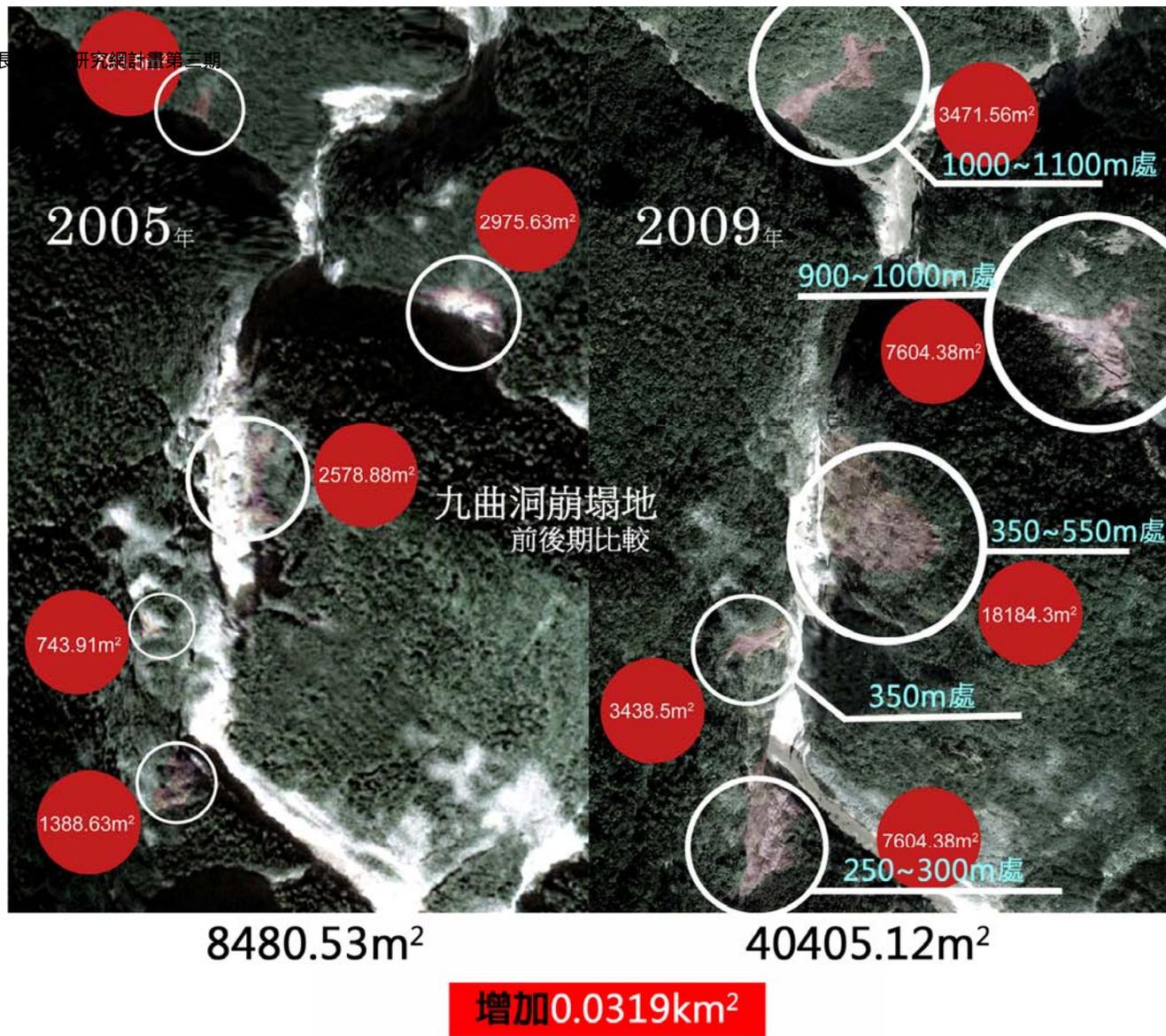


圖 4-63 九曲洞地區前後期崩塌地變化（右側 2009 年航照購自農林航測局，左側 2005 年衛星影像經由國家太空中心授權予太魯閣國家公園管理處加以複製）。



圖 4-64 九曲洞步道 1000 公尺處斷層活動區域

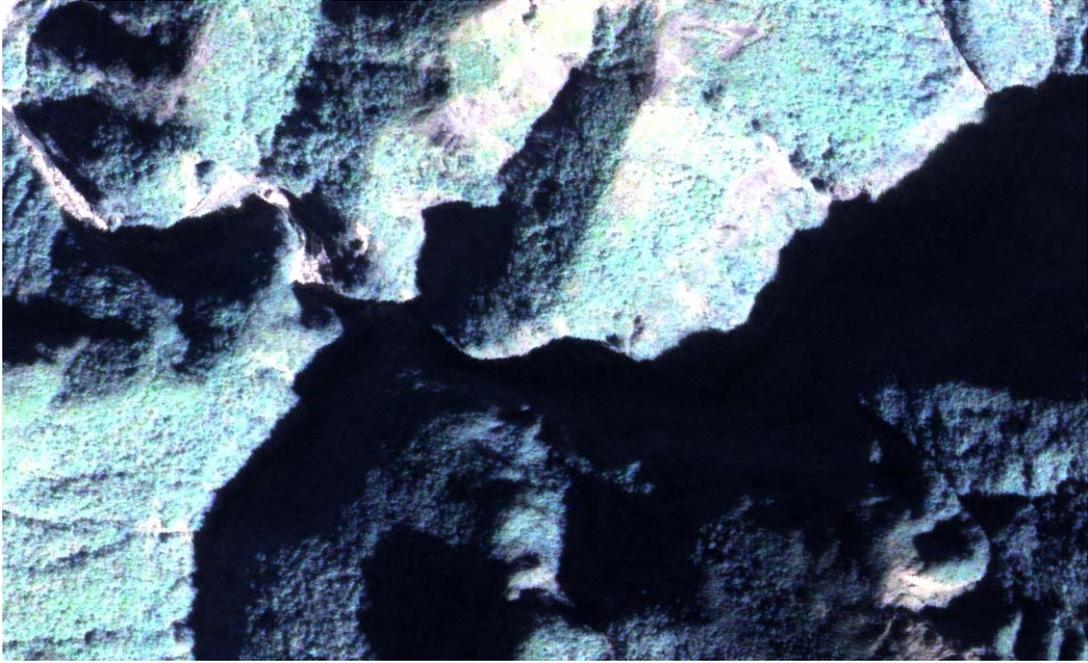


圖 4-65 原購買之 2011 年影像，因九曲洞陰影問題，因此不予採用。
(本 2011 年衛星影像經由國家太空中心授權予太魯閣國家公園管理處
加以複製)。



圖 4-66 九曲洞內斷層擦痕



圖 4-67 斷層作用產生的斷層角礫岩



圖 4-68 九曲洞西口附近可見小斷層作用。

表 4-3 天祥雨量站 2001~2010 年累積雨量，2001~2010 年年平均雨量 2232mm。

年	累積雨量(mm)	與平均值差(mm)	差異百分比
2001	2800	-568	+25.4%
2002	712	1520.5	-68.1%
2003	1181.5	1050.5	-47%
2004	2205	27	-1.2%
2005	3911.5	-1679.5	+75.2%
2006	2486.5	-254.5	+11.4%
2007	3122	-890	+39.8%
2008	2219	13	-0.5%
2009	2071.5	160.5	-7.1%
2010	1613	619	-27.7%

(資料取自花蓮縣氣象站)



圖 4-70 天祥雨量站 2001 至 2010 年雨量趨勢(花蓮縣氣象站, 2011)。

表 4-4 洛韶雨量站 2001~2010 年累計雨量，2001~2010 年年平均雨量 2616.26mm。

年	累積雨量(mm)	與平均值差 (mm)	差異百分比
2001	2406	-244.74	+11.3%
2002	851.5	1309.76	-60.6%
2003	1215.5	945.76	-43.7%
2004	1959.5	201.76	-9.3%
2005	3695	-1533.74	+70.9%
2006	2597	-435.74	+20.1%
2007	2900	-738.74	+34.1%
2008	2416	-254.74	+11.7%
2009	1975	186.26	-8.6%
2010	1599	562.26	-26%

(資料取自花蓮縣氣象站)

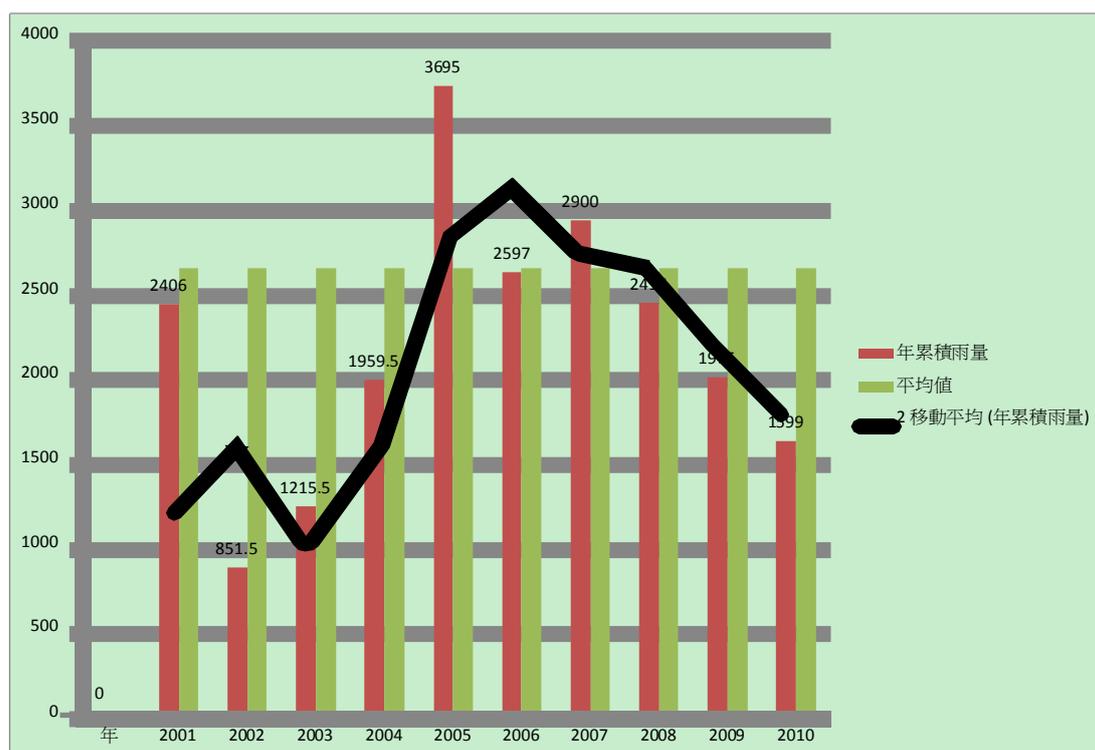
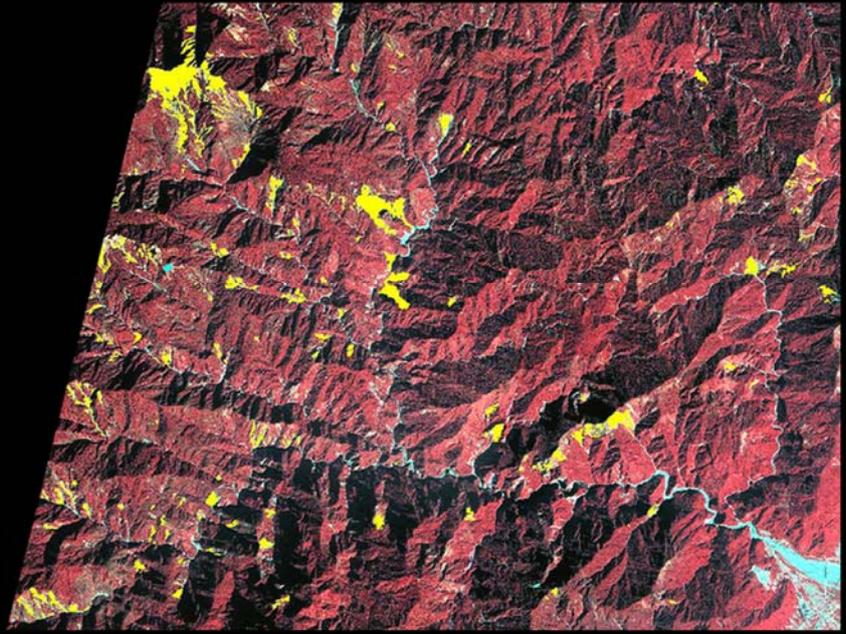


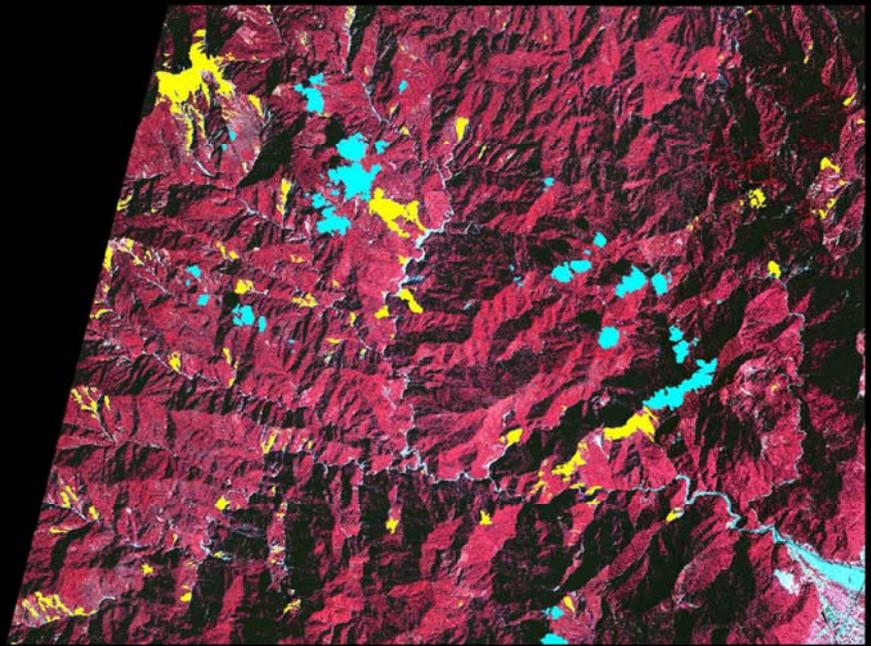
圖 4-71 洛韶雨量站 2001 至 2010 年雨量趨勢。(花蓮縣氣象站)

2009



	崩塌地	7655 pixel	5953805.95m ²
	陰影	139722 pixel	108563994.7m ²
	雲	35 pixel	27219.5m ²

2010



	崩塌地	10271 pixel	7987756.7m ²
	陰影	190931 pixel	148487038.7m ²
	雲	8385 pixel	6521014.5m ²

圖 4-72 2009 年與 2011 年立霧河流域衛星影像。(本圖衛星影像經由國家太空中心授權予太魯閣國家公園管理處加以複製。)

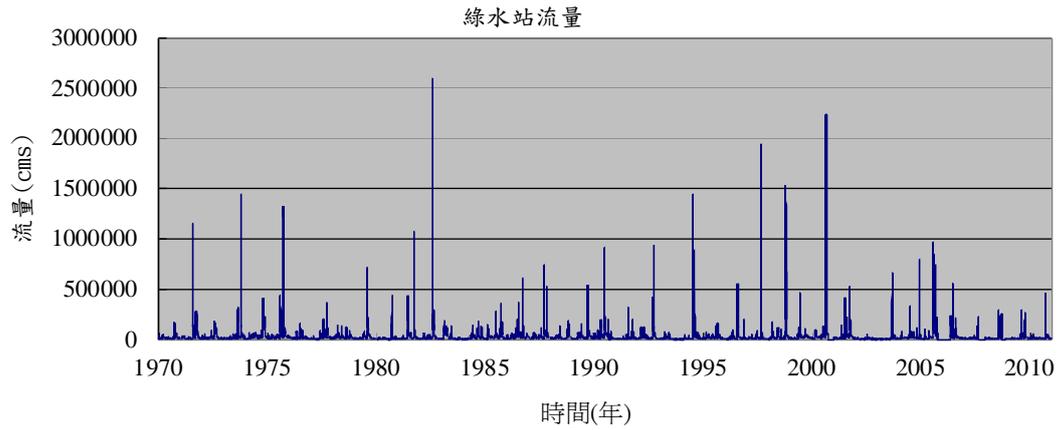


圖 4-73 1970 至 2010 年綠水站流量變化。

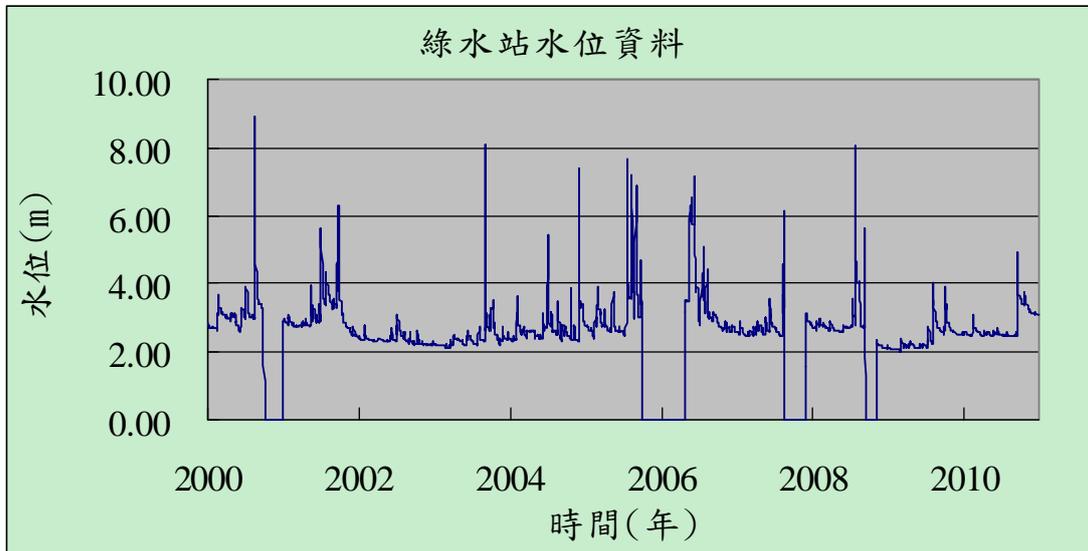


圖 4-74 2000 至 2010 年綠水站水位變化。

4.4 懸谷與遷急點

本研究接續 99 年度計畫「太魯閣峽谷地質地形作用與演進之量測分析與監測計畫」立霧溪懸谷與遷急點相關研究，已標示出立霧溪懸谷位置（圖 4-75）。本年度使用 40m×40mDEM 萃取立霧溪河流資訊，並藉由地形計測工具-河流水力侵蝕模型進行分析，並利用縱剖面圖找出河道中所隱藏的遷急點作為構造活動證據，進一步推估構造活動的頻率。

本研究重建河流縱剖面圖，在尋找遷急點時，根據河流水力侵蝕模型，上游為崩積河道(colluvial channel)，而下游為沖積河道(alluvial channel)都不予討論，在河流的基岩道中找到每一個遷急點，並將縱剖面圖的相對位置標示出來（圖 4-76）。

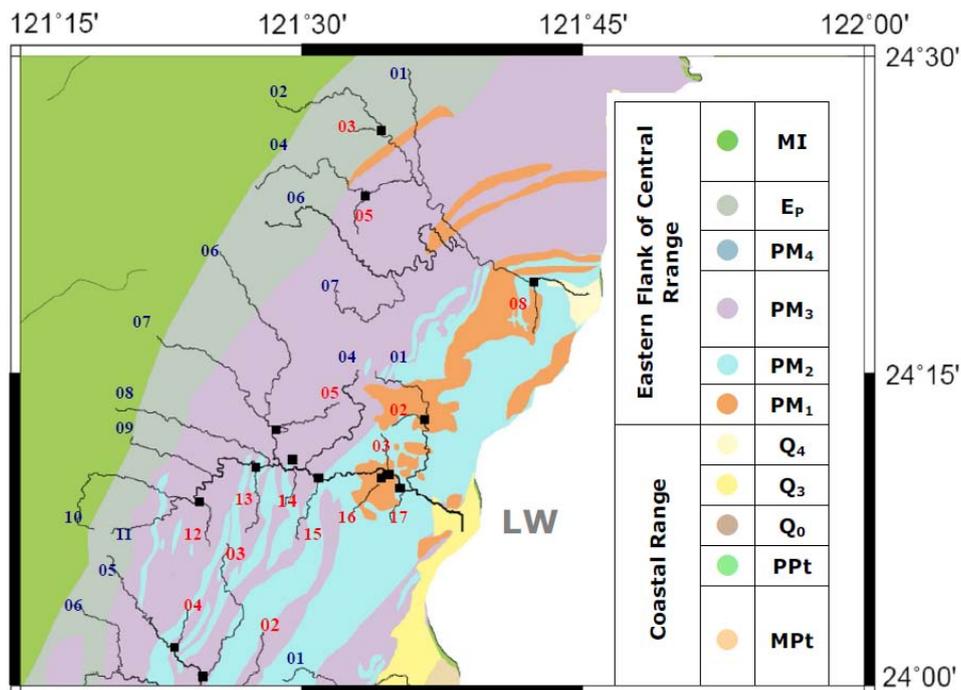


圖 4-75 立霧河流域懸谷位置圖。藍色數字表示該支流匯入主流時沒有懸谷地形；紅色數字表示該支流匯入主流時有懸谷地形產生，以■符號表示；地圖背景為數位化後的五十萬分之一臺灣地質圖（太魯閣峽谷地質地形作用與演進之量測分析與監測計畫，2010）。

本研究依據圖 4-76 各遷急點的所在高度，沿立霧溪對照等高線標示遷急點的位置於兩萬五千分之一地形圖上，如圖 4-77 所示，由於形成遷急點的原因包括河流回春、岩性差異、地殼變動、斷層作用、大規模山崩、支流匯入、人為活動等，圖 4-77 中第 1 與第 2 遷急點為岩性交界帶之外，其餘皆不位於岩性交界。從支流匯入的因素來看，本研究所有遷急點皆位於主支流交會口附近，且以遷急點所在高度來看，點 9 位處 1381 公尺，點 1、11、12 所在高度位處 938 公尺，點 2、7 位處 826 公尺，點 10 位處 725 公尺，點 8 位處 386 公尺，點 3、5 位處 215 公尺，點 4 位處 163 公尺，點 6 位處 30 公尺。由於部分遷急點位處同一高度，推測立霧溪流域遷急點形成受地殼變動及支流匯入影響的因素較大。

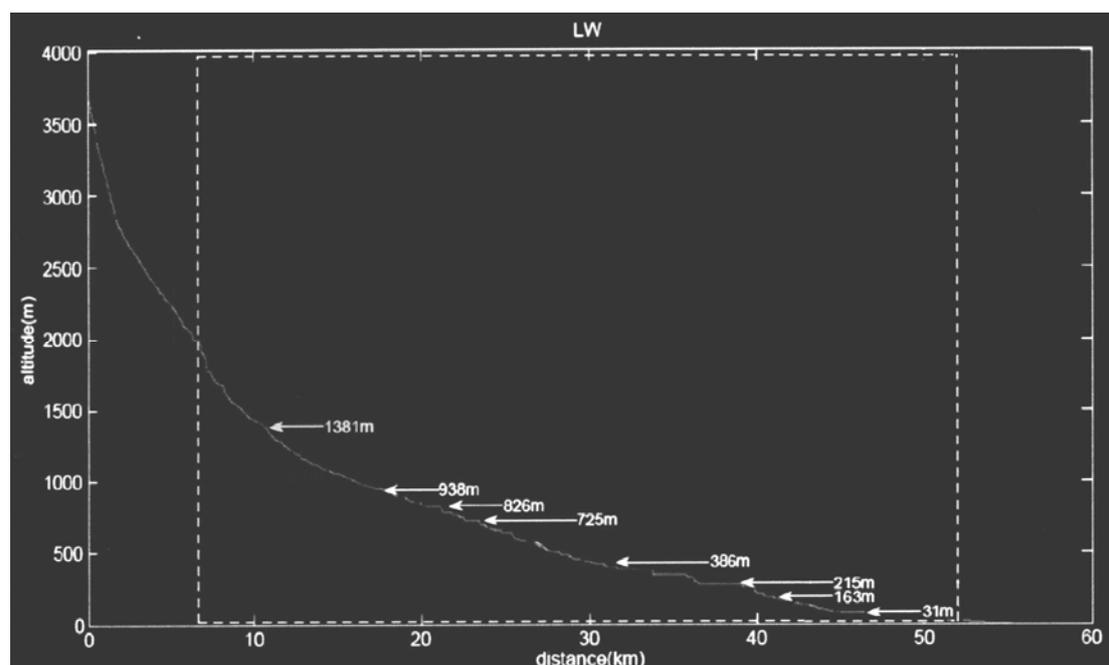


圖 4-76 立霧溪遷急點在河流縱剖面的位置，圖中所標示的數字為遷急點的高度，虛線框為尋找遷急點的範圍。

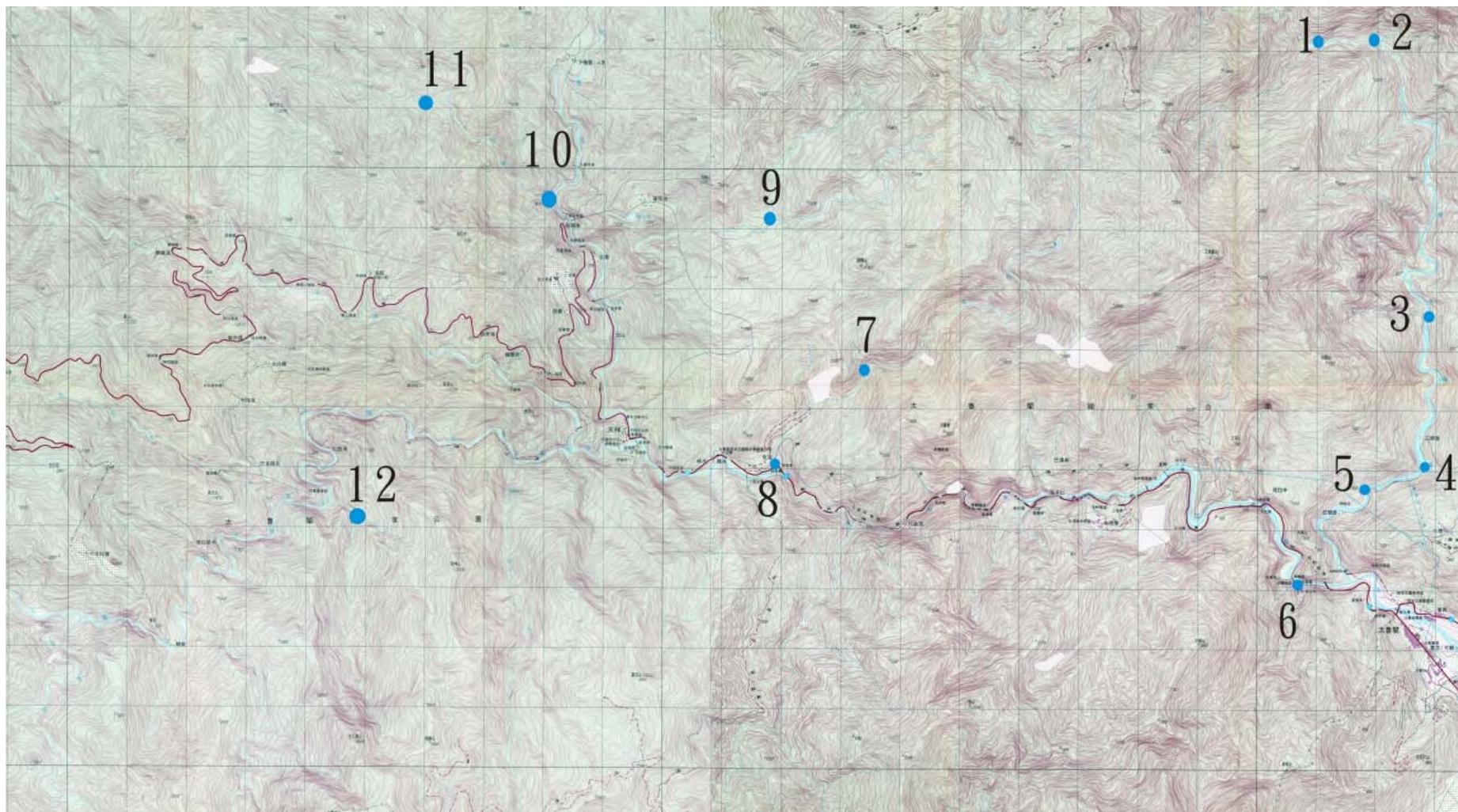


圖 4-77 遷急點（藍色圓圈）標示於兩萬五千分之一地形圖上。

4.5 PALSAR 雷達影像成果

本次利用日本 ALOS 衛星中的 PALSAR 雷達影像來針對太魯閣鄰近區域的地表變形做研究，透過 15 幅影像並採用 Persistent Scatterer SAR Interferometry 方法 (Hooper et al., 2004; Hooper et al., 2007; Yen et al., 2010)，再針對影像中的雷達相位資訊解算出地表變形。影像截取時間分佈在 2007 年初到 2010 下旬。以往山區的雷達差分干涉結果多不佳，故本研究採用了新的方法及使用對於地表植被較不敏感的 L 波段雷達衛星影像，因此即便在山區亦可獲得足夠的測量點並增進精確度。

由 mean_v_interp_P1 圖 (圖 4-79) 可觀察到立霧溪以南的高山區在此區中有相對抬升的現象，而立霧溪沖積扇則是相對於太魯閣峽谷有下陷的趨勢。在立霧溪剖面得到的一條剖線於 Taroko_profile_interp 圖 (圖 4-80)，剖線端點位置為 (121.665585°, 24.135809°) 與 (121.571758°, 24.170877°)，圖 4-80 中可看出研究時段內，山區相對於立霧溪沖積扇約有一公分的相對抬升，如綠線所示。

表 4-5 ALOS 影像資訊

影像資訊	日期	垂直基線裳長
1	12-Jan-2007	-1617 m
2	27-Feb-2007	318 m
3	15-Jul-2007	755 m
4	30-Aug-2007	1045 m
5	15-Oct-2007	1224 m
6	30-Nov-2007	1138 m
7	15-Jan-2008	1527 m
8	01-Jun-2008	1978 m
9	17-Jul-2008	0 m
10	17-Oct-2008	-862 m
11	20-Jul-2009	-120 m
12	04-Sep-2009	370 m
13	20-Oct-2009	589 m
14	20-Jan-2010	832 m
15	07-Sep-2010	1581 m

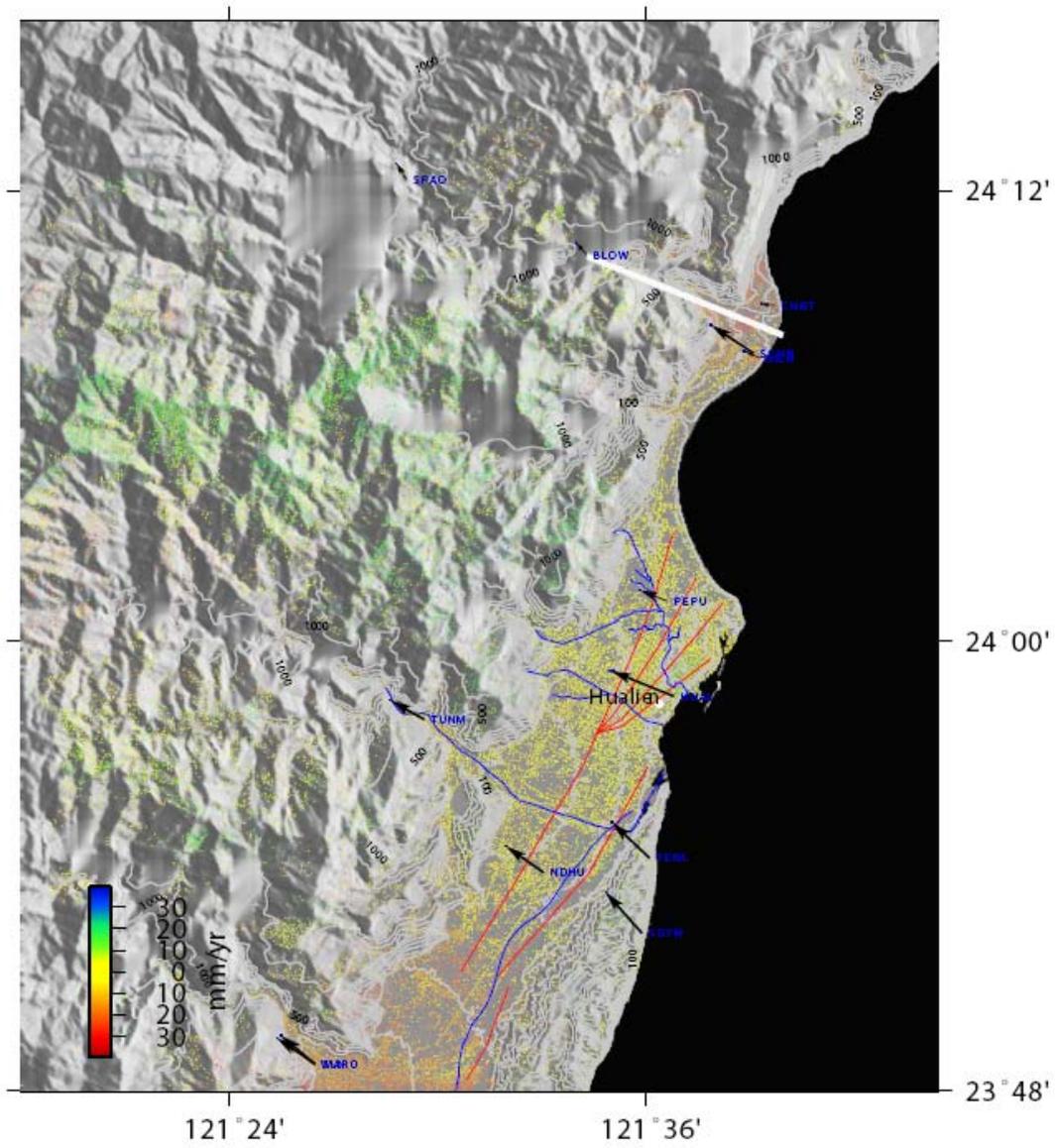


圖 4-78 平均速率

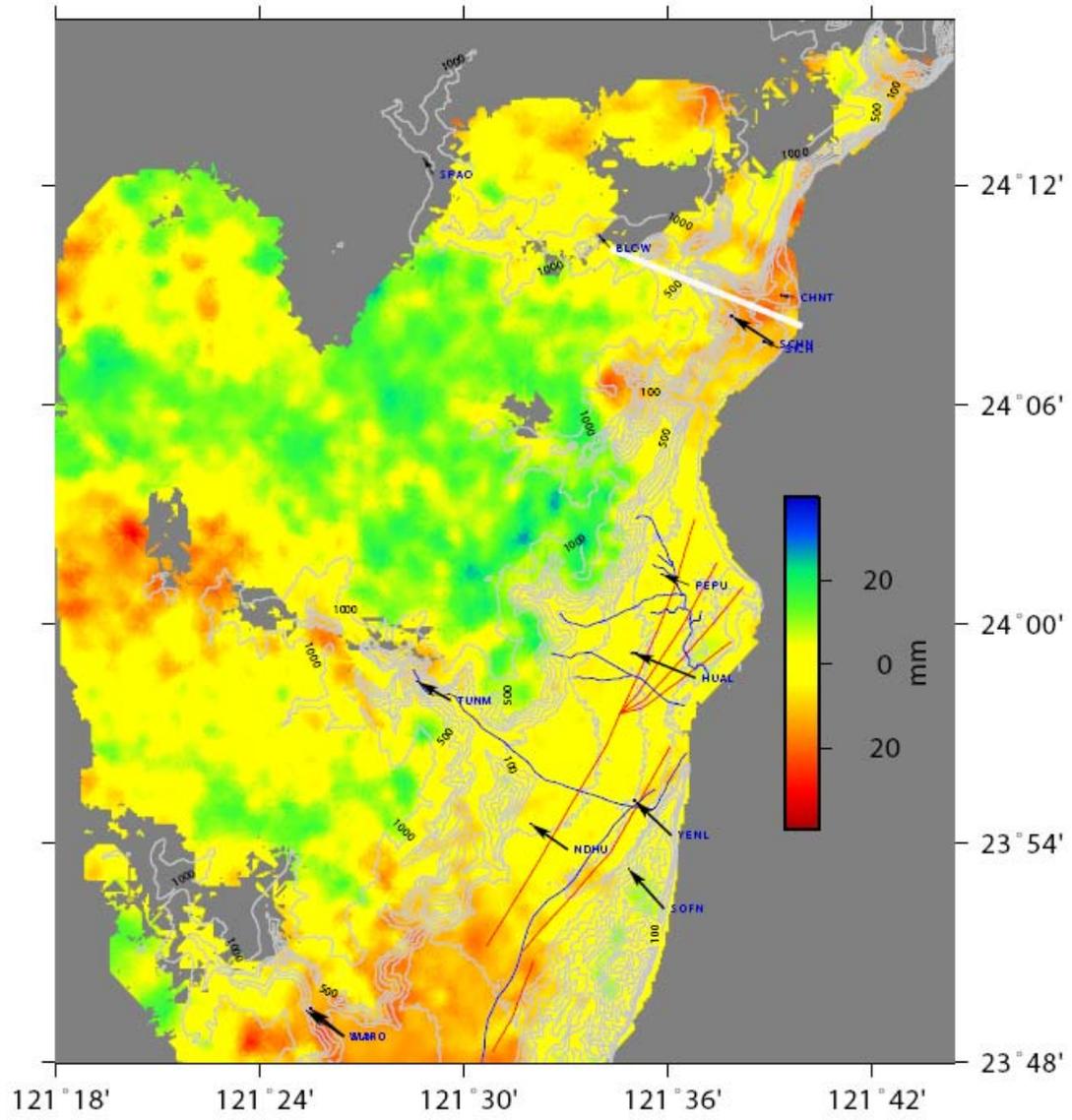


圖 4-79 平均速度 (內插)

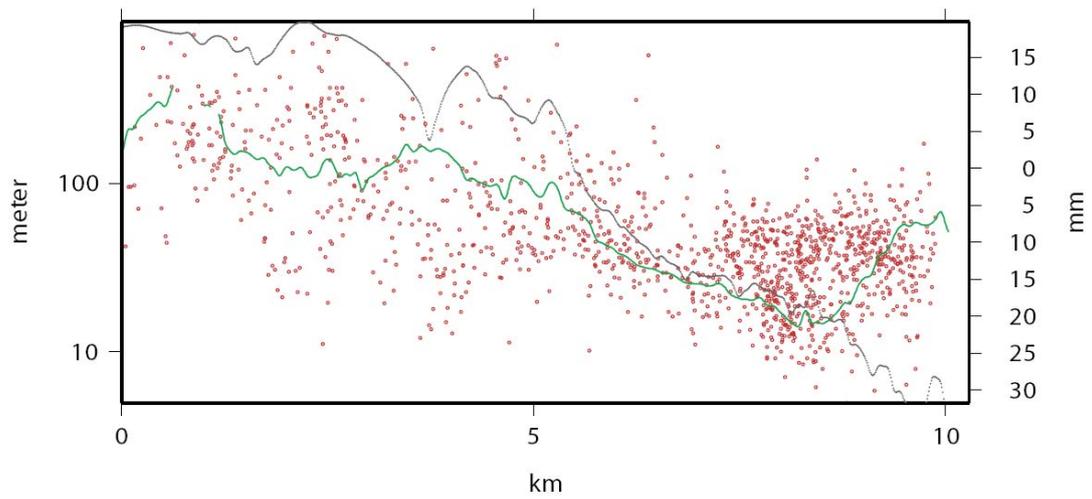


圖 4-80 Taroko_profile_interp

4.6 地質景觀名錄調查登錄

受到地殼快速抬升及河流下切作用的交互影響，再加上地質、地形的變化，太魯閣國家公園海拔高度快速變化，地質景觀豐富，包含三千公尺以上的高山、陡峭的峽谷、急流、瀑布、湖泊、湧泉及斷崖等各式地質景觀，極具研究、觀光之價值。

一般特殊地形、地質景點的選擇，主要是參酌英國所使用的方法，選取區域性重要地質地點（RIGS, Regional Important Geological Site），所訂定的四項原則：

1. 是否具有學校教育或是社會教育上的價值：重要地質資源在形成年代及演育歷程中，如有急劇變化情形，皆能成為校園教材中的一環，讓學生在學習過程中瞭解重要地景的形成困難度，也藉此教導地景保育的知識。
2. 是否可提供機會給地球科學界的專家或業餘人士從事研究該地區的地質和地形：人類對於地球所知有限，在初次面對不同風貌的特殊地質地景環境時，皆需要長時間的研究過程，此時更需要地科專家進行研究分析，才能建立新形態地景資源的知識。
3. 在地球科學發展史上是否有重大的歷史價值：在瞭解地景資源的演育歷程後，需要對於該景點進行歷史價值的審核，進而給予適當的維護。
4. 是否有特殊美質，可促進大眾對地球科學的覺知與欣賞：特殊景若有特殊美質意涵，可在維護後開放導覽，增進民眾對於美質地景的基本知識。

本研究繼九十八年第一期研究之後，持續針對太魯閣地區的景點進行地質景觀名錄的登錄，本次登入點有：臨海崩石坡、大禮大同、黃金峽谷、合歡東峰等四個點（圖 4-81，表 4-6 至 4-10），以地質的觀點欣賞太魯閣國家公園之美。

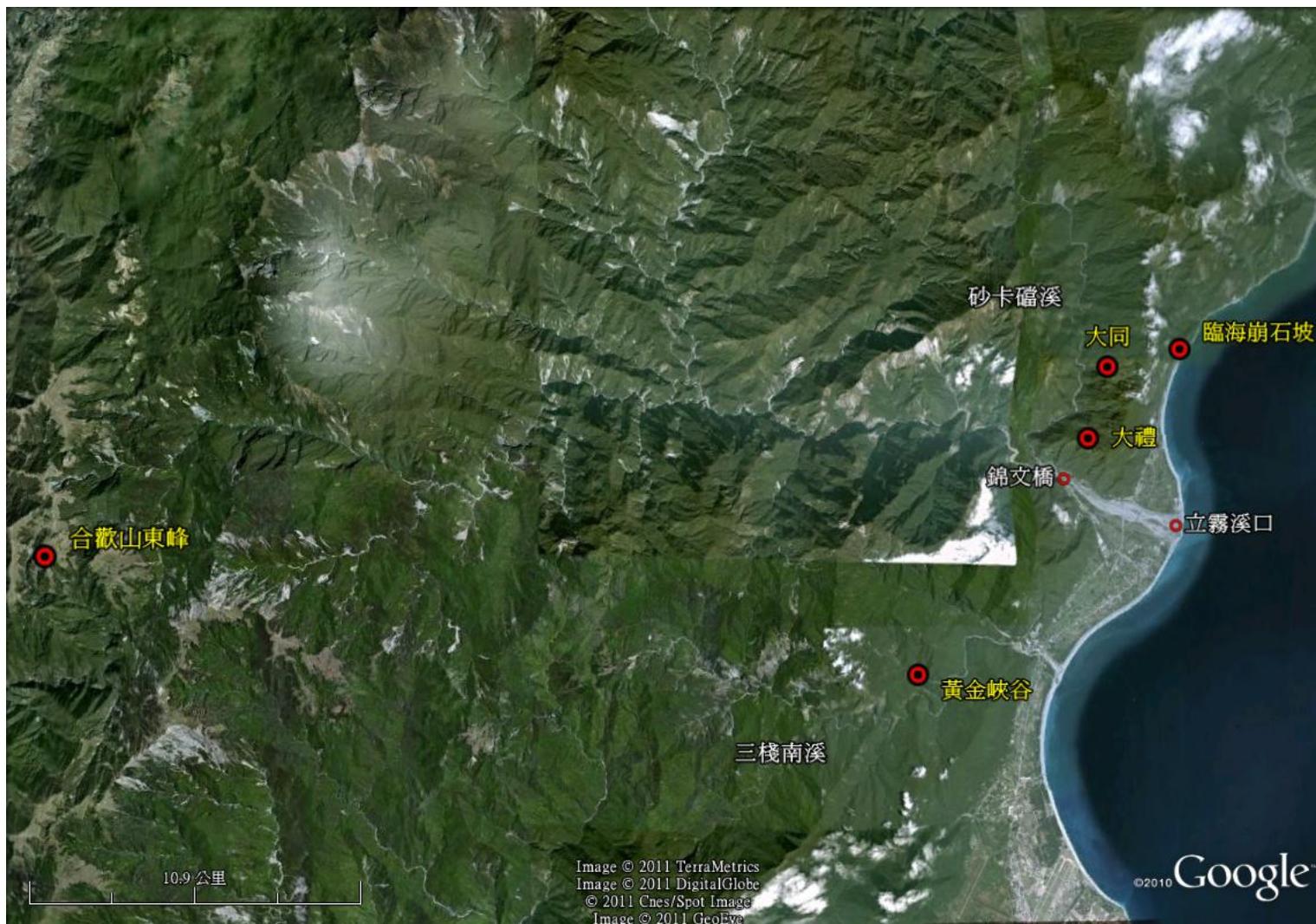


圖 4-81 名錄各景點位置分布（黃色字體為本次登入景點）。

表 4-6 名錄登錄表：臨海崩石坡

位置資料	編號：	
地名：臨海崩石坡	記錄者：	劉瑩三
地理區： <input type="checkbox"/> 北區 <input type="checkbox"/> 中區 <input type="checkbox"/> 南區 <input checked="" type="checkbox"/> 東區	調查日期：	2011
行政區：花蓮縣秀林鄉		
WGS84 座標：24.196908°N/121.662688°E		

地質地形概況

地質區： <input type="checkbox"/> 西部麓山帶 <input checked="" type="checkbox"/> 脊樑山脈 <input type="checkbox"/> 雪山山脈 <input type="checkbox"/> 海岸山脈 <input type="checkbox"/> 火成岩區
地形區： <input checked="" type="checkbox"/> 山地 <input type="checkbox"/> 丘陵 <input type="checkbox"/> 台地 <input type="checkbox"/> 盆地 <input type="checkbox"/> 平原 <input type="checkbox"/> 海岸 <input type="checkbox"/> 離島
地層：九曲大理岩
岩性（岩石）：大理岩、白雲岩
特殊地質構造： <input type="checkbox"/> 褶皺 <input type="checkbox"/> 斷層 <input checked="" type="checkbox"/> 其他： <u>崩積錐</u>
礦物：方解石、白雲石等。
化石：

地景描述：

地質區屬於九曲大理岩，生成深度應為淺水環境，矽質碎屑沈積物所佔比例極為有限，不似在數十公尺深海流能量尚大環境下的產物，推斷海深應為 100~200 公尺。由於含碳量相當高，因此有很大部分的大理岩呈黑灰色，黑色大理岩與白雲岩集中在和仁至崇德一帶。大理石岩壁受到地質構造作用的影響，使得岩層具有碎裂的性質，導致岩石極易受到重力作用的影響造成落石、山崩的現象。落石與山崩發生在崩崖的底部堆積形成錐狀的崩積錐。

臨海崩石坡位於約 310 公尺海拔高度，布滿大大小小的大理岩與白雲岩塊於半山腰，往南望去，可見立霧溪溪口沖積扇；往北望去，可見清水斷崖。由圖 4-83 可見崩塌地可見的三個區域：發生區、搬運區與堆積區。

經營管理資料

景點方圓大小：約 12000m ²	長：110m	寬：90m
高：322m	深：	面積：約 12000m ²
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： <input type="checkbox"/> 非常好 <input checked="" type="checkbox"/> 很好 <input type="checkbox"/> 普通 <input type="checkbox"/> 差 <input type="checkbox"/> 極差 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
威脅景點之行為類型： <input type="checkbox"/> 不當之遊憩規劃 <input type="checkbox"/> 開發建設 <input checked="" type="checkbox"/> 遊憩衝擊 <input type="checkbox"/> 人為破壞 <input type="checkbox"/> 風化與侵蝕作用 <input type="checkbox"/> 環境承載 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
非地質方面的重要內容： <input type="checkbox"/> 鳥類 <input type="checkbox"/> 爬蟲類 <input type="checkbox"/> 老樹 <input type="checkbox"/> 特有物種 _____ <input type="checkbox"/> 廟宇 <input type="checkbox"/> 古蹟 <input type="checkbox"/> 建築 <input type="checkbox"/> 特殊生態 _____		
到達路線： <input type="checkbox"/> 公車 <input checked="" type="checkbox"/> 自用車 <input checked="" type="checkbox"/> 步行 本地點入口為崇德隧道南口旁的蘇花古道步道口，沿蘇花古道步行 1~2 小時即可到達。		
土地所有權： <input checked="" type="checkbox"/> 公有 <input type="checkbox"/> 私有		

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

陳其瑞（1996）台灣的大理石。經濟部中央地質調查所。

陳文山、劉瑩三、楊小青（2002）太魯閣國家公園蘇花沿線地質地形資源調查暨解說文稿。太魯閣國家公園管理處。

現場照片

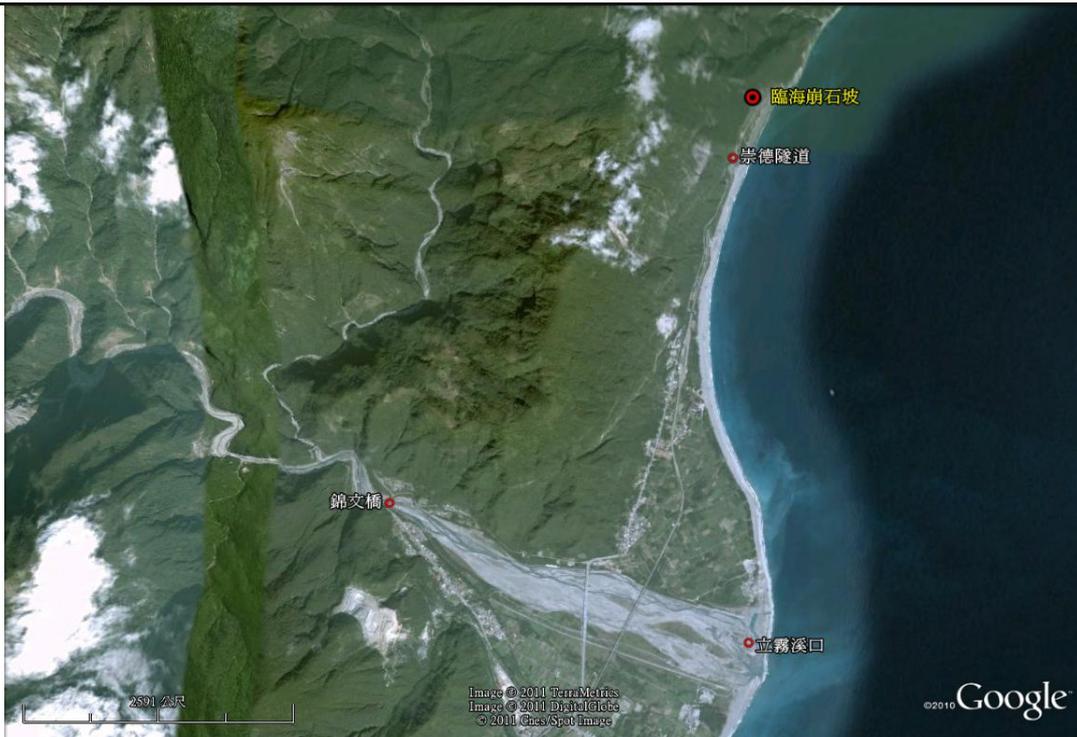


圖 4-82 臨海崩石坡位置圖（修改自 google earth）



圖 4-83 航照下的臨海崩石坡



圖 4-84 臨海崩石坡仰拍。



圖 4-85 崩石坡面積約為四五個籃球場的大小。



圖 4-86 崩石坡以北為斷崖海岸。

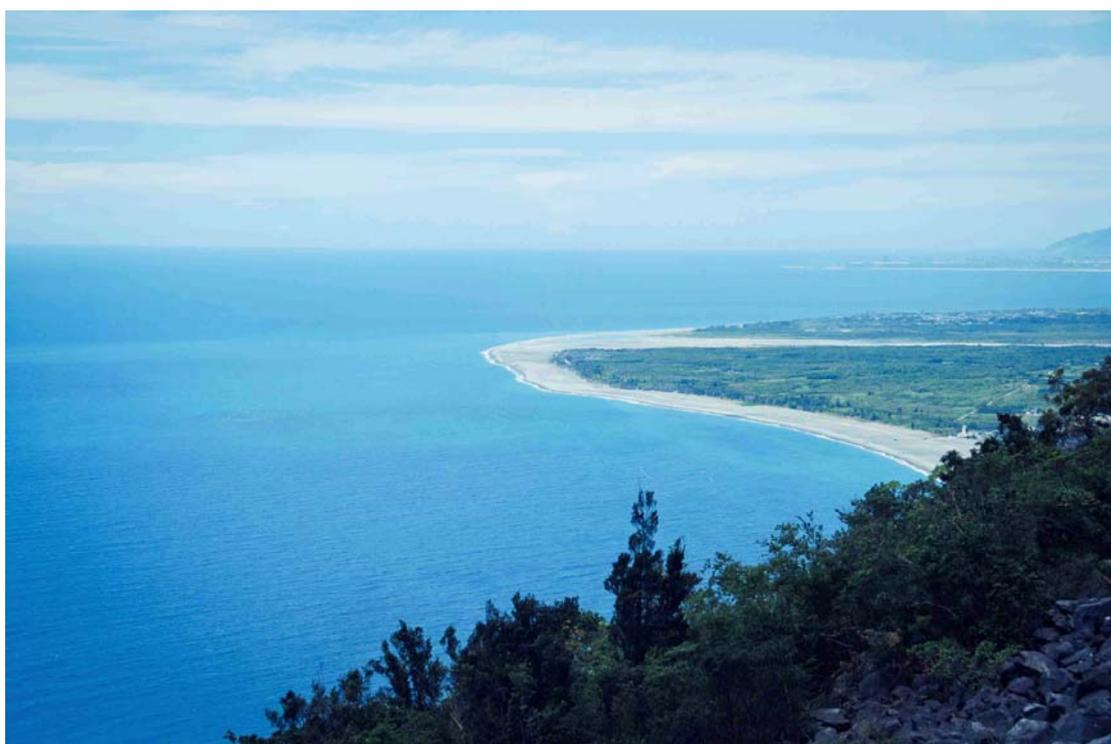


圖 4-87 崩石坡以南可見立霧溪溪口。



圖 4-88 臨海崩石坡現場樣本（白雲岩）

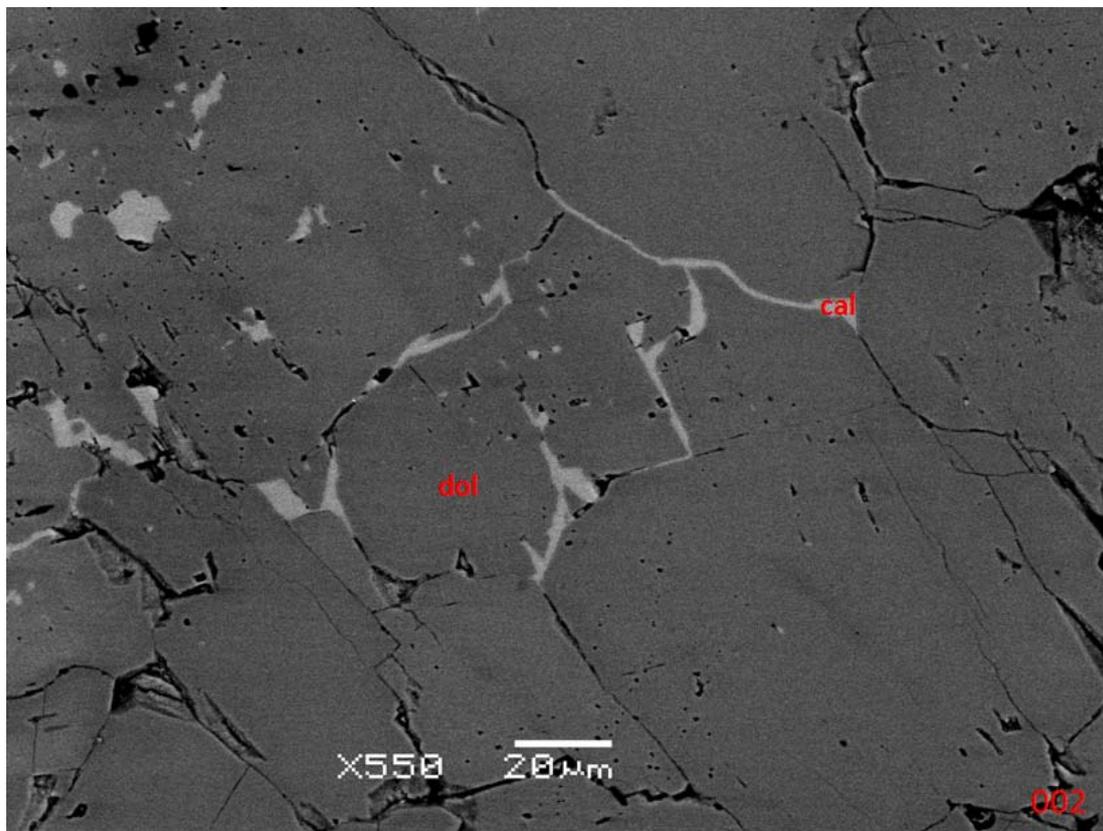


圖 4-89 顯微鏡下的白雲岩樣本，cal 為方解石，dol 為白雲石。

表 4-7 名錄登錄表：黃金峽谷

位置資料		編號：	
地名：黃金峽谷		記錄者：	劉瑩三
地理區： <input type="checkbox"/> 北區 <input type="checkbox"/> 中區 <input type="checkbox"/> 南區 <input checked="" type="checkbox"/> 東區		調查日期：	2011.9.14
行政區：花蓮縣秀林鄉			
WGS84 座標：24.094998°N/121.570568°E			

地質地形概況

地質區： <input type="checkbox"/> 西部麓山帶 <input checked="" type="checkbox"/> 脊樑山脈 <input type="checkbox"/> 雪山山脈 <input type="checkbox"/> 海岸山脈 <input type="checkbox"/> 火成岩區
地形區： <input checked="" type="checkbox"/> 山地 <input type="checkbox"/> 丘陵 <input type="checkbox"/> 台地 <input type="checkbox"/> 盆地 <input type="checkbox"/> 平原 <input type="checkbox"/> 海岸 <input type="checkbox"/> 離島
地層：開南岡層、長春層（白楊片岩）、加灣層（谷園片岩）
岩性（岩石）：片麻岩、泥質片岩、角閃岩
特殊地質構造： <input type="checkbox"/> 褶皺 <input type="checkbox"/> 斷層 <input checked="" type="checkbox"/> 其他：瀑布
礦物：石英、長石、方解石、白雲母、角閃石等。
化石：

地景描述：

黃金峽谷位於三棧南溪內約三公里處，峽谷寬度非常狹窄，最窄處小於 10 公尺，峽谷內有多處深潭以及 3 公尺以上的瀑布。

依據王執明(1979)於中部橫貫公路東段的岩性分層，太魯閣至三棧地區出露的岩層為開南岡層及長春層。開南岡層之岩石以片麻岩為主，為綠灰色，顆粒中粒至粗粒，強烈褶皺或糜嶺岩化作用為明顯之特徵。三棧溪以南，加灣村附近有一厚層灰至暗灰色之泥質片岩，夾變質砂岩，以加灣層命名之，變質泥岩中的礦物成分以細粒石英、白雲母為主，片理發達，變質砂岩之礦物成分以中至細粒石英、長石為主，含有方解石、白雲母等。由於缺乏定年資料，無法確知此層位之順序。於羅偉的地質圖幅(2009)說明中，相當於谷園片岩。三棧南溪有兩處角閃岩岩體，可見其火成岩組織，片理不發達。長春層分別與開南岡層及加灣層接觸，交角不整合至為明顯，與兩地層的片理呈整接關係（Concordance），且接觸面與片理方向一致。長春層中之大理岩與開南岡層之片麻岩或糜嶺岩常有小型的穿插關係。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： <input type="checkbox"/> 非常好 <input checked="" type="checkbox"/> 很好 <input type="checkbox"/> 普通 <input type="checkbox"/> 差 <input type="checkbox"/> 極差 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
威脅景點之行為類型： <input type="checkbox"/> 不當之遊憩規劃 <input type="checkbox"/> 開發建設 <input checked="" type="checkbox"/> 遊憩衝擊 <input type="checkbox"/> 人為破壞 <input type="checkbox"/> 風化與侵蝕作用 <input type="checkbox"/> 環境承載 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
非地質方面的重要內容： <input type="checkbox"/> 鳥類 <input type="checkbox"/> 爬蟲類 <input type="checkbox"/> 老樹 <input type="checkbox"/> 特有物種 _____ <input type="checkbox"/> 廟宇 <input type="checkbox"/> 古蹟 <input type="checkbox"/> 建築 <input type="checkbox"/> 特殊生態 _____		

到達路線：公車 自用車 步行

黃金峽谷位於三棧南溪的一條小支流，從三棧社區步行至峽谷入口約需兩個半小時。

土地所有權：公有 私有

土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

汪玉清（1984）台灣東部花蓮太魯閣至三棧地區之地質研究。台灣大學地質學研究所碩士論文。

現場照片

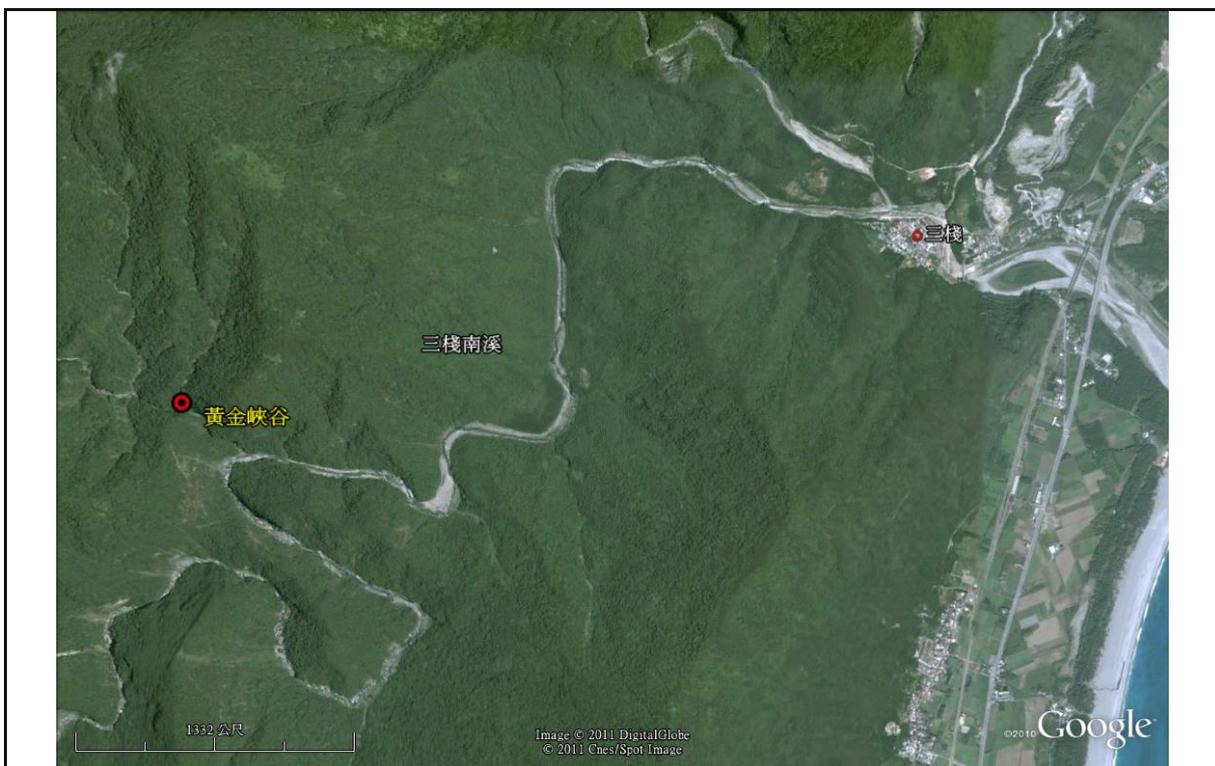


圖 4-90 黃金峽谷位置圖（修改自 google earth）



圖 4-91 黃金峽谷內的瀑布。



圖 4-92 峽谷內有多處深潭

表 4-8 名錄登錄表：大禮大同

位置資料	編號：	
地名：大禮大同	記錄者：	劉瑩三
地理區： <input type="checkbox"/> 北區 <input type="checkbox"/> 中區 <input type="checkbox"/> 南區 <input checked="" type="checkbox"/> 東區	調查日期：	2011
行政區：花蓮縣秀林鄉		
WGS84 座標：大禮 24.168850°N/121.629400°E，大同 24.191142°N/121.636078°E		

地質地形概況

地質區： <input type="checkbox"/> 西部麓山帶 <input checked="" type="checkbox"/> 脊樑山脈 <input type="checkbox"/> 雪山山脈 <input type="checkbox"/> 海岸山脈 <input type="checkbox"/> 火成岩區
地形區： <input checked="" type="checkbox"/> 山地 <input type="checkbox"/> 丘陵 <input type="checkbox"/> 台地 <input type="checkbox"/> 盆地 <input type="checkbox"/> 平原 <input type="checkbox"/> 海岸 <input type="checkbox"/> 離島
地層：九曲大理岩、白楊片岩
岩性（岩石）：大理岩、石英質片岩
特殊地質構造： <input type="checkbox"/> 褶皺 <input type="checkbox"/> 斷層 <input checked="" type="checkbox"/> 其他： <u>岩石階地</u>
礦物：方解石、石英等。
化石：

地景描述：

大同和大禮是立霧山上的兩處原住民聚落，位於高位台地上，與山下平原隔著 300 公尺以上高度的陡坡，四面皆被陡坡和峭壁所圍繞。大同和大禮所在的緩坡地並非平整，其坡面受到長年的逕流沖蝕、崩塌、坑溝切割，形成蝕溝與坑谷，將緩坡地切割成不連續小丘狀。

立霧山大理岩體劈理面大致呈南北走向，向西傾斜約 30° 至 60°，部分幾近垂直。因此在構造地形上，山體之東向坡大致為岩層的反向坡（坡向與岩層傾向相反），而南向坡則為岩層的斜交坡（坡向與岩層傾向斜交或直交）；此二坡向的岩層構造使其地形以陡峭山壁為特徵。山體之西向坡為岩層的順向坡（坡向與岩層傾向一致），其坡面因受層面之控制，坡度遂較其東向坡和南向坡為緩和，此乃大同、大禮二部落之所以擇西斜坡而居的原因，但其周圍及其下坡仍然是高大大理岩絕壁相望不斷。

大同、大禮所在之緩坡地覆蓋著混雜大小石塊的土壤，乃古早之崩積層經數十萬年來之風化作用而成。此地大理岩呈灰黑色，表示其中成分除碳酸鈣（方解石）之外，還含有相當量以黏土礦物為主之雜質。所以在大同、大禮的崩積層，經過數十萬年的風吹雨打的風化作用之後，其最終殘留的產物是黏土和未被完全風化的大理岩和石英質片岩等石塊。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高：大禮 720 公尺，大同 900 公尺	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： <input type="checkbox"/> 非常好 <input checked="" type="checkbox"/> 很好 <input type="checkbox"/> 普通 <input type="checkbox"/> 差 <input type="checkbox"/> 極差 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
威脅景點之行為類型： <input type="checkbox"/> 不當之遊憩規劃 <input type="checkbox"/> 開發建設 <input checked="" type="checkbox"/> 遊憩衝擊 <input type="checkbox"/> 人為破壞 <input checked="" type="checkbox"/> 風化與侵蝕作用 <input type="checkbox"/> 環境承載 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
非地質方面的重要內容： <input type="checkbox"/> 鳥類 <input type="checkbox"/> 爬蟲類 <input type="checkbox"/> 老樹 <input type="checkbox"/> 特有物種 _____		

<input type="checkbox"/> 廟宇 <input type="checkbox"/> 古蹟 <input type="checkbox"/> 建築 <input type="checkbox"/> 特殊生態 _____
到達路線： <input type="checkbox"/> 公車 <input checked="" type="checkbox"/> 自用車 <input checked="" type="checkbox"/> 步行
土地所有權： <input checked="" type="checkbox"/> 公有 <input type="checkbox"/> 私有
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（2009）新城圖幅，經濟部中央地質調查所。

張石角（2004）太魯閣國家公園大同、大禮聯外交通設施工程之工程地形和地質之調查分析與可行性評估。太魯閣國家公園管理處。

現場照片



圖 4-93 大禮大同位置圖（修改自 google earth）



圖 4-94 大禮部落的建築建於不同高度的岩石階地之風化層之上，位於立霧山西麓。



圖 4-95 大禮部落坡面受到長年的逕流沖蝕、崩塌、坑溝切割，形成蝕溝與坑谷，將緩坡地切割成不連續小丘狀。



圖 4-96 大同部落建於立霧山西麓，由於受當地層面之控制，地勢較為緩和。



圖 4-97 大同部落四處散布大理岩之殘塊。

表 4-9 名錄登錄表：合歡東峰

位置資料	編號：	
地名：合歡東峰	記錄者：	劉瑩三
地理區： <input type="checkbox"/> 北區 <input type="checkbox"/> 中區 <input type="checkbox"/> 南區 <input checked="" type="checkbox"/> 東區	調查日期：	2011
行政區：花蓮縣秀林鄉與南投縣仁愛鄉交界處		
WGS84 座標：24.134605°N/121.282152°E		

地質地形概況

地質區： <input type="checkbox"/> 西部麓山帶 <input checked="" type="checkbox"/> 脊樑山脈 <input type="checkbox"/> 雪山山脈 <input type="checkbox"/> 海岸山脈 <input type="checkbox"/> 火成岩區
地形區： <input checked="" type="checkbox"/> 山地 <input type="checkbox"/> 丘陵 <input type="checkbox"/> 台地 <input type="checkbox"/> 盆地 <input type="checkbox"/> 平原 <input type="checkbox"/> 海岸 <input type="checkbox"/> 離島
地層：大禹嶺層與廬山層
岩性（岩石）：板岩、變質砂岩、千枚岩
特殊地質構造： <input type="checkbox"/> 褶皺 <input type="checkbox"/> 斷層 <input checked="" type="checkbox"/> 其他： <u>冰斗、冰坎</u>
礦物：石英、長石等。
化石：

地景描述：

合歡東峰位於中央山脈北段，海拔 3421 公尺，為台灣百岳之一。地層分布屬於大禹嶺層（漸新世至中新世）與廬山層（中新世），岩性主為輕度變質的板岩、變質砂岩與千枚岩。楊建夫初判，合歡主峰與東峰之間以及合歡東峰與合歡尖山之間，兩處的 U 字狀山谷，極可能是冰蝕作用的 U 形谷。合歡主東峰稜線北側分布一大規模凹地，範圍從武嶺到合歡尖山西側的稜線之間，開口方向朝北偏東，後壁形貌呈現陡峭的圓弧形凹坡，凹地底部平緩。利用數值地形模型分析凹地的剖面坡度變化，如圖 4-100 及圖 4-101 所示，縱剖面線 A-A' 呈現弧狀曲線，且呈階梯狀變化。除此之外，凹地開口處共有三到橫臥且頂部平坦的基岩堤。階梯狀的剖面變化與基岩堤皆為冰斗地形的形貌特徵。冰河作用的時間可能發生於末次冰河早期，但目前缺少冰河相關沉積物的特徵做進一步分析與證實。

經營管理資料

景點方圓大小：	長：	寬：
高： 3421 公尺	深：	面積：
管理單位：太魯閣國家公園管理處		
保育狀況： <input type="checkbox"/> 非常好 <input checked="" type="checkbox"/> 很好 <input type="checkbox"/> 普通 <input type="checkbox"/> 差 <input type="checkbox"/> 極差 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
威脅景點之行為類型： <input type="checkbox"/> 不當之遊憩規劃 <input type="checkbox"/> 開發建設 <input checked="" type="checkbox"/> 遊憩衝擊 <input type="checkbox"/> 人為破壞 <input type="checkbox"/> 風化與侵蝕作用 <input type="checkbox"/> 環境承載 <input type="checkbox"/> 其他 _____		
非地質方面的重要內容： <input type="checkbox"/> 鳥類 <input type="checkbox"/> 爬蟲類 <input type="checkbox"/> 老樹 <input type="checkbox"/> 特有物種 _____ <input type="checkbox"/> 廟宇 <input type="checkbox"/> 古蹟 <input type="checkbox"/> 建築 <input type="checkbox"/> 特殊生態 _____		
到達路線： <input type="checkbox"/> 公車 <input checked="" type="checkbox"/> 自用車 <input checked="" type="checkbox"/> 步行		
土地所有權： <input checked="" type="checkbox"/> 公有 <input type="checkbox"/> 私有		
土地所有權姓名、地址：太魯閣國家公園管理處		

文獻、資料

參考資料：

五萬分之一地質圖（1993）大禹嶺圖幅，經濟部中央地質調查所。

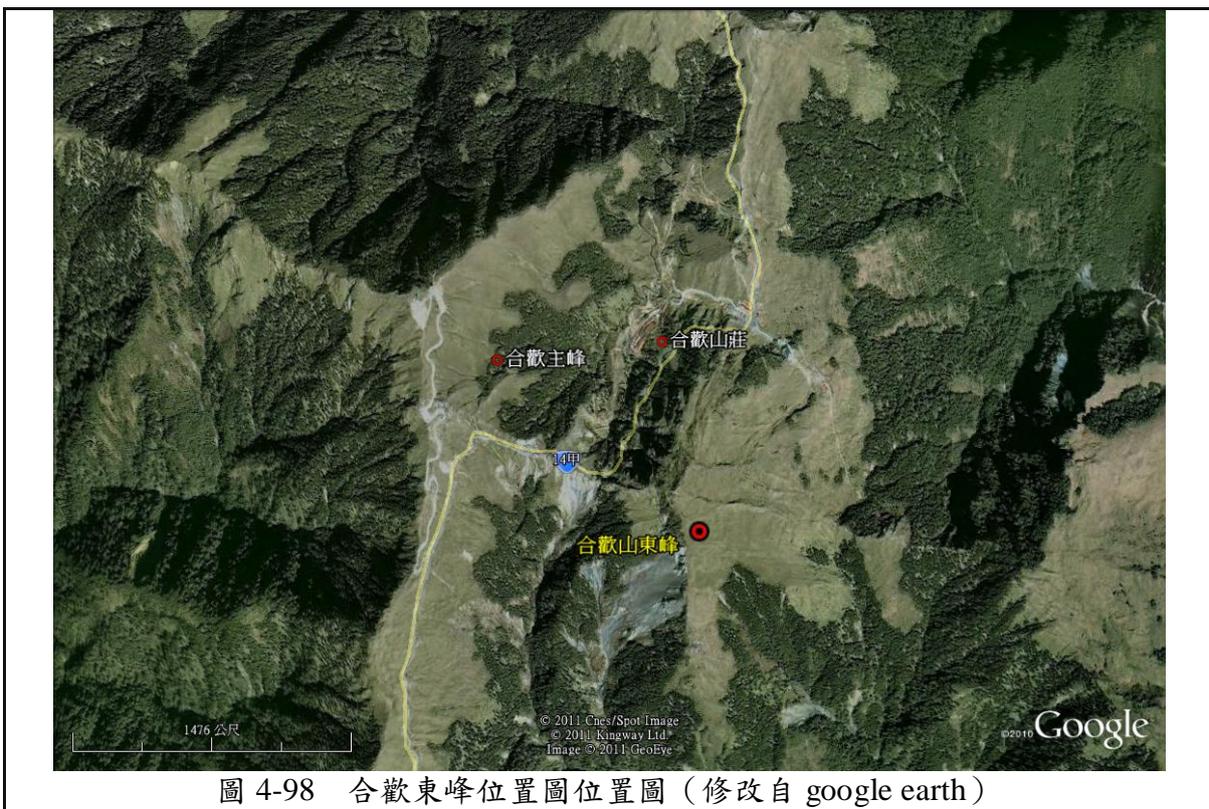
陳佳宏（2010）合歡與奇萊山區之晚第四紀冰河地形，高雄師範大學地理學系碩士論文。

楊建夫（2009）雪山及合歡山的冰川地貌，地質，28(2)，52-55。

楊建夫（2011）合歡山區末次冰期冰川地貌發育之特徵。國科會研究報告。

羅偉（1992）台灣合歡山地區板岩層之層序與構造。經濟部中央地質調查所彙刊，第八號，P1~29

現場照片



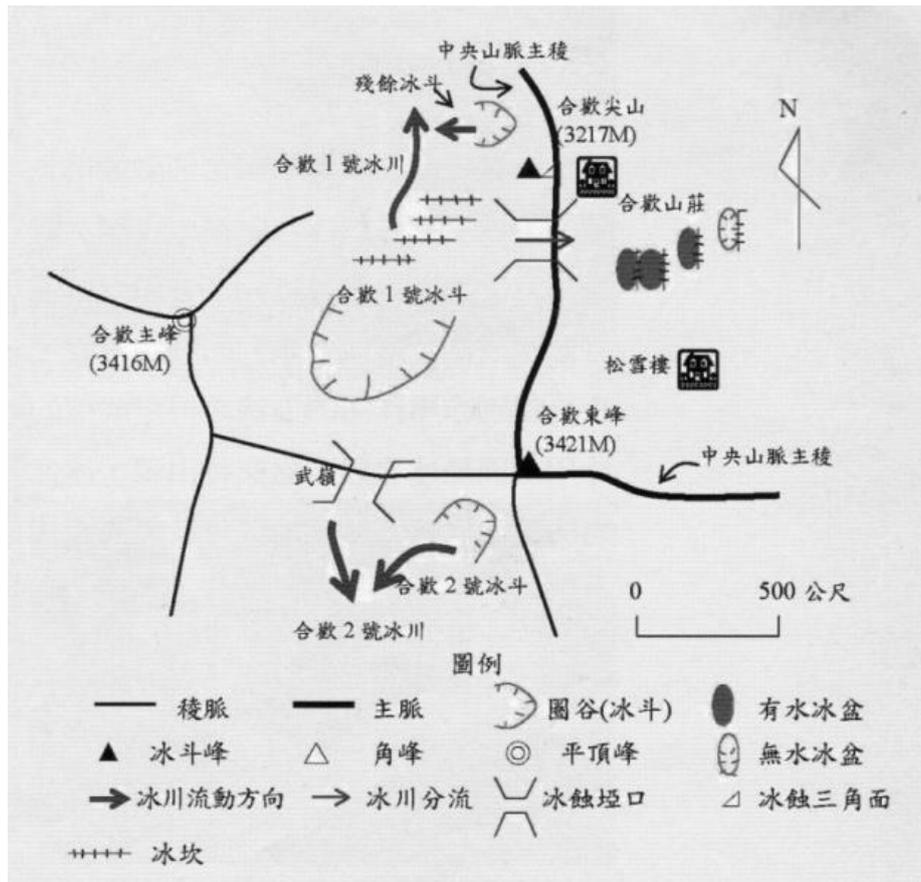


圖 4-99 合歡主峰與合歡東峰冰川遺跡地貌圖 (陳佳宏【2010】改繪自楊建夫【2009】)

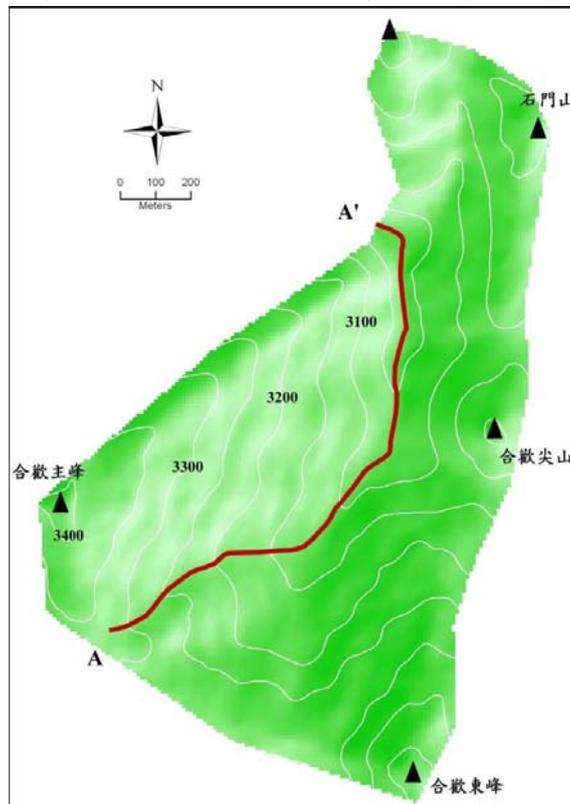


圖 4-100 地形縱剖面位置圖 (陳佳宏，2010)。

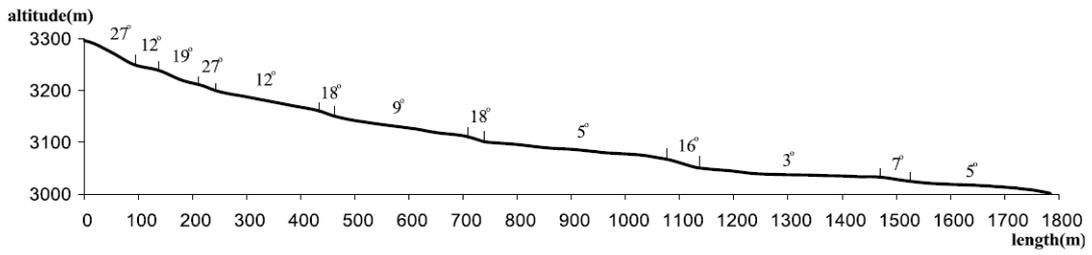


圖 4-101 A-A'點縱剖面圖（陳佳宏，2010）。



圖 4-102 主東峰稜線北側圓弧形凹地的三道基岩堤，由凹地內向北拍攝（陳佳宏，2010）



圖 4-103 主東峰稜線北側圓弧形凹地的第三道基岩堤（陳佳宏，2010）。



圖 4-104 主東峰稜線北側圓弧形凹地，由石門山向南拍攝（陳佳宏，2010）。

第五章 結論與建議

5.1 結論

1. 本研究自錦文橋至天祥，進行巨礫的分布探查，已將結果呈現於高解析的航空照片。依據探查結果，長軸 1 公尺以上的巨礫多分布於支流匯流處以及崩塌處；部分峽谷狹窄處上下游巨礫數量有明顯差距，應為暴雨期間，因峽谷較窄造成此處能量與流速較高，難以滯留巨礫。
2. 本研究量測燕子口與九曲洞等立霧溪河谷較為狹窄之處，燕子口步道峽谷平均寬度為 53.5 公尺最窄寬度為 20.23 公尺，九曲洞步道峽谷平均寬度為 44.46 公尺，最窄寬度為 21.26 公尺。
3. 本研究於立霧溪口採集三管河階地的光螢光定年樣本，推估其河階面與太管處所在的霍羅斯河階相同，約為 3000 至 4000 年間，樣本已送至學術機構進行實驗，待美國實驗室告知定年結果。
4. 本研究以福衛二號影像以及航空照片進行九曲洞地區的崩塌地探討，結果顯示 2005 年至 2009 年間，九曲洞地區崩塌地面積增加約 0.03 平方公里，崩塌地個數增加 2 處。此與九曲洞地區鄰近斷層帶，以及 2005 至 2009 年年雨量增加有關。
5. 本研究於兩萬五千分之一的地形圖上標示立霧溪流域遷急點的位置，由於皆鄰近主支流交匯處且部分遷急點位處同一高度，因此推斷立霧溪流域的遷急點位置受支流匯入以及地殼變動的影響。
6. 本研究採用日本 ALOS 衛星的 PALSAR 雷達影像針對太魯閣鄰近區域的地表變形做研究，研究發現立霧溪以南的高山區在此區有相對抬升的現象，而立霧溪沖積扇則是相對於太魯閣峽谷有下陷的趨勢，於 2007 至 2010 下旬的研究時段內，山區相對於立霧溪沖積扇約有一公分的相對抬升。
7. 本研究新增四個名錄景點：臨海崩石坡、黃金峽谷、大禮大同以及合歡東峰，可作為管理處推動解說與保育等經營之參考。

5.2 未來工作建議

立即可行建議

- (1) 由三年度的研究計畫結果，已了解太魯閣峽谷地區短期地形發育的情形，與降雨量、地殼變動等因素之間的關係。未來工作建議可針對九曲洞、燕子口等較易發生落石的地區進行更詳盡的安全性評估。
- (2) 本研究已針對九曲洞、燕子口等峽谷狹窄處，於台八線公路進行峽谷寬度測距，建議針對太魯閣峽谷其他地區，以其他更精確的儀器進行測距工作。
- (3) 可針對歷年研究案所蒐集太魯閣地區之名錄地點做摺頁解說，以增進民眾對於太魯閣地區地質或其他知識之理解。

中長程建議

- (1) 本研究於鄰近崇德海灘的階地進行光螢光定年工作，建議於太魯閣其他階地尋找可用以定年的碳質物以及光螢光定年材料進行定年。

附錄

附錄一 野外工作照片



附圖 1-1
光螢光樣本採
集情形。



附圖 1-2
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-3
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-4
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-5
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-6
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-7
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-8
光螢光樣本採
集情形



附圖 1-9 光螢
光樣本採集情
形



附圖 1-10
燕子口測距實
況



附圖 1-11
燕子口測距實
況



附圖 1-12
燕子口測距實
況



附圖 1-13
燕子口測距實
況



附圖 1-14
燕子口測距實
況



附圖 1-15
於西寶找尋碳
質物，以進行定
年。



附圖 1-16
於西寶找尋碳
質物，以進行定
年。



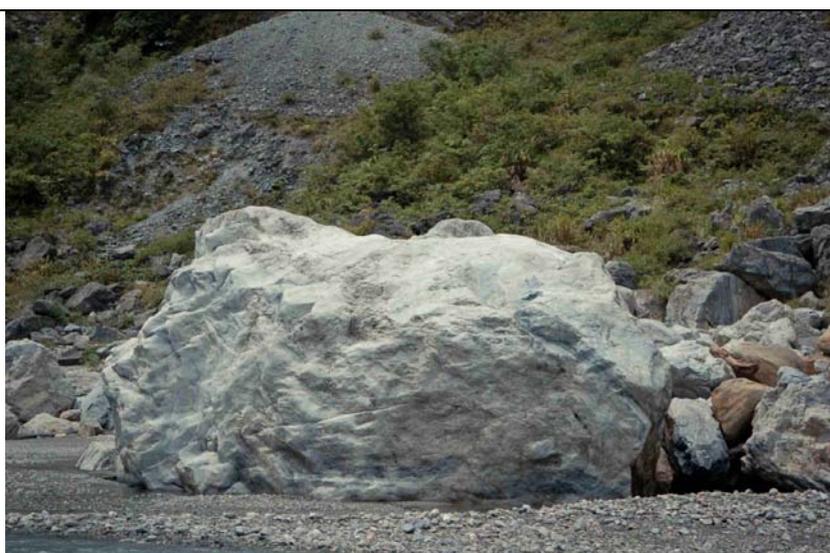
附圖 1-17
於台八線公路
旁找尋碳質
物，以進行定年
工作。



附圖 1-18
立霧溪河道探查



附圖 1-19
立霧溪河道探查

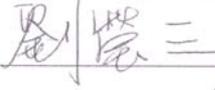
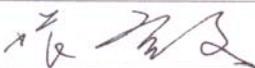


附圖 1-20
立霧溪河道探查

附錄二 期中審查會議紀錄

太魯閣國家公園管理處

「代表性生態系之峽谷生態系長期生態研究網計畫第三期」期中簡報簽到簿

時間：100年7月14日(星期四)上午9點30分	
地點：本處會議室	
主持人：曾處長偉宏 紀錄：高欣	
報告人：劉瑩三教授 	
出席	簽到處
張副處長登文	
林秘書忠杉	
企劃經理課	
環境維護課	何文斌 蕭正忠
解說教育課	林煥培
保育研究課	陳俊山 蔡佩亭 韓祥 江泳航
遊憩服務課	林示賢
合歡山管理站	
天祥管理站	
布洛灣管理站	陳益江
蘇花管理站	
	莊世仁

人事室

葛振江

塌面積與頻率等之研究，請受託單位協助彙整資料並與一般國內外河流實際數值做對照後，提供本處作為未來規畫管理及經費爭取之重要數據資料。

(四) 本案期中簡報原則通過，請依合約規定辦理第二期款項請領程序，並依規登錄國科會GRB系統進度資料及提送登錄內政部研考資訊系統所需報告電子檔。

八、散會

期中報告意見回覆

期中報告結論	意見回覆
1.有關本研究中巨礫分析所指巨礫為長軸長度大於 1 公尺之礫石，請於研究報告之關鍵字中註記，以利讀者資料參考	已於中文摘要及內文中說明，並將於研究報告定稿本關鍵字中註記
2.有關本研究案及歷年相關調查所得之侵蝕速率、抬升情形與崩塌面積與頻率等研究，請受託單位協助彙整資料並與一般國內外河流實際數值做對照後，提供本處作為未來規畫管理及經費爭取之重要數據資料	(1)抬升速率之資料如報告書 20-21 頁。 (2)侵蝕速率之資料如報告書第 31-32 頁。 (3)崩塌地風險分析資料如報告書第 39-43 頁。 (4)彙整增列於研究報告定稿本。

附錄三 期末審查會議紀錄

6

「代表性生態系之峽谷生態系長期生態研究網計畫第三期」案

期末審查會議出席人員簽名冊

主辦單位：保育研究課

時間	100年12月9日上午11時30分	地點	本處會議室
主持人	曾處長偉宏	紀錄	高欣
出席人員			
機關 (單位)	簽名 (請以正楷書寫，以利辨識)		
1	國立東華大學	劉雲三 莊世仁	
2			
3	太魯閣國家公園 副處長	曾三及	
4	秘書	林忠典	
5	企劃經理課	黃忠作	
6	環境維護課		
7	遊憩服務課		
8	解說教育課	蘇孝真	
9	蘇花管理站		
10	布洛灣管理站	黃凌波	
11	天祥管理站		
12	合歡山管理站		
13	保育研究課	陳俊山 高欣 江淑敏 黃輝	
14		夏尊湯	
15			

(三) 成果報告書請依據內政部委託研究計劃作業規定格式修正後，

經承辦人確認後再行印製。

(四) 本案期末簡報內容符合本處需求，審核通過，請受託單位依合

約規定辦理後續結案相關事宜，並依規登錄國科會GRB系統進

度資料及提送登錄內政部研考資訊系統所需報告電子檔。

期末報告意見回覆

期中報告結論	意見回覆
<p>1. 有關本研究案及歷年相關調查所得之本園區雨量、斷層位置、侵蝕速率、抬升情形與崩塌面積與頻率等之研究，請受託單位協助提供相關彙整資料並與一般國內外河流實際數值做對照後，於本案結案報告書中著墨討論，提供本處作為未來規畫管理及經費爭取之重要數據資料。</p>	<p>(1) 雨量資料彙整於定稿本第 119~120 頁。 (2) 斷層位置彙整於定稿本第 118 頁。 (3) 侵蝕速度彙整於定稿本第 31~32 頁。 (4) 抬升情形彙整於定稿本第 21~21 頁。 (5) 崩塌面積與頻率等相關研究彙整於定稿本第 39~43 頁。</p>
<p>2. 本案針對九曲洞區域繪製之崩塌地圖，請參考本案峽谷寬度圖並註記相關崩塌點及斷層所在位置。</p>	<p>九曲洞崩塌點與斷層位置註記於定稿本第 114 頁。</p>

參考文獻

- 王振民、王林森、江美珍、吳小圓與陳培源，1997，台灣省花蓮縣溪畔海西期片麻狀花崗岩：中國區域地質，第十六卷 第三期，p. 329-342。
- 王鑫，1984，太魯閣國家公園地理、地形及地質景觀：太魯閣國家公園管理處。
- 台灣電力公司與財團法人中興工程顧問社，1988，立霧溪溪畔水力發電計畫太魯閣峽谷水流切蝕及河谷沖淤研究報告，台灣電力公司。
- 多田文男，1929，平衡曲線的研究得知木津川流路的變遷：地理學評論，第五卷，第三號，p. 199-227。
- 何世紀，2006，應用太空大地測量法探討台南地區之地表變形：中央大學地球物理所碩士論文。
- 汪玉清，1984，台灣東部花蓮太魯閣至三棧地區之地質研究：台灣大學地質學研究所碩士論文。
- 何春蓀，1986，台灣地質概論-台灣地質圖說明書第二版，經濟部中央地質調查所。
- 李春生，1984，台灣立霧溪以北的大南澳群之地層研究：中央地質調查所特刊，第三號，p. 1-10。
- 林名璟、謝孟龍與陳于高，2007，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：cal，v. 1，p. 2。
- 金子史朗，1972，地形圖說第1卷：古今書院。
- 高嘉鈴，2010，應用河流縱剖面分析研究台灣中央山脈東翼構造活動：東華大學碩士論文。
- 張中白、王皓正與陳錕山，2003，地震地質調查及活動斷層資料庫建置計畫—地殼變形研究計畫：經濟部中央地質調查所報告第92-10號，v. 178。
- 張石角，1992，太魯閣峽谷地形發育過程的研究：內政部營建署太魯閣國家公園管理處。
- 張石角，2004，太魯閣國家公園大同、大禮聯外交通設施工程之工程地形和地質之調查分析與可行性評估：內政部營建署太魯閣國家公園管理處。
- 張有和與張成華，2008，中橫公路水準測量：太魯閣至洛韶橋2000-2008年成果比較，中華民國地質學會與中國地球物理學會97年年會。
- 張瑞津與鄧國雄，2000，立霧河流域人工壩堤對地形、地質、地理景

- 觀之影響：太魯閣國家公園委託研究報告。
- 陳于高，2004，[地震及活斷層研究]-地震地質—車籠埔斷層活動相關之光螢光法年代學研究 (2/2)：台灣大學地質科學系研究計畫。
- 陳文山、劉瑩三、楊小青，2002，太魯閣國家公園蘇花沿線地質地形資源調查暨解說文稿：太魯閣國家公園管理處。
- 陳佳宏，2010，合歡與奇萊山區之晚第四紀冰河地形：高雄師範大學地理學系碩士論文。
- 游登良，2002，台灣國家公園史：內政部營建署。
- 黃弘祺，2007，國土空間規劃中海域範圍及功能區劃之研究：中山大學海洋環境及工程學系碩士論文。
- 黃孟涵，2006，以合成孔徑雷達干涉法研究台灣之地殼變形：台大地質系碩士論文。
- 楊建夫，2009，雪山及合歡山的冰川地貌：地質，28(2)，52-55。
- 楊建夫，2011，合歡山區末次冰期冰川地貌發育之特徵：國科會研究報告。
- 楊黃政，1996，大漢溪中游段河階地形研究：國立中央大學應用地質研究所碩士論文，v. 97。
- 鄒豹君，1973，小地形學，台灣開明書店。
- 廖子毅，1997，合成孔徑雷達干涉儀應用於數值地形模型之探討：國立中央大學太空科學研究所碩士論文。
- 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，第十七期，p. 33-46。
- 劉志學，1989，立霧溪河階之沈積學研究與對比：台灣大學地質學研究所碩士論文。
- 劉聰桂，1982，台灣磷灰石、鋯石、榍石之核飛跡研究與其在大地構造上之意義：國立台灣大學地質學研究所博士論文。
- 滕肇芸，2002，立霧溪中游峽谷段河道形態與影響因子之探討：國立台灣師範大學地理研究所碩士論文。
- 鄧屬予，2002，台灣新生代大地構造：台灣的大地構造，中國地質學會，p. 49-93。
- 鄧屬予，2006，臺灣第四紀大地構造：經濟部中央地質調查所特刊，18期，p. 1-24。
- 藍敏男，2004，出磺坑構造地質與水系發育之相關性研究：中央大學應用地質研究所碩博士論文。
- 顏滄波，1954，台灣之綠色岩，第七號，台灣省地質調查所彙刊，中文 1-4 頁，英文 1-46 頁。
- 羅偉，1993，五萬分之一台灣地質圖圖幅第二十七號 大禹嶺：經濟

- 部中央地質調查所。
- 羅偉、劉佳玫、楊昭男、王執明，2009，新城地質圖幅及說明書，比例尺：五萬分之一，地質圖幅第二十八號：經濟部中央地質調查所。
- Abbott, L.D., Silver, E.A., Anderson, R.S., Smith, R., Ingle, J.C., Kling, S.A., Haig, D., Small, E., Galewsky, J., and Sliter, W.S., 1997, Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt: *Nature*, 385, p. 501 – 507.
- Allen, P.A., 1997, Earth surface processes, Wiley Online Library.
- Aitken, M.J., 1985, Thermoluminescence dating, Academic Press London.
- Aitken, M.J., 1998, Introduction to optical dating, Oxford Univ. Press.
- Anderson, R.S., 1994, Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 20161-20179.
- Angelier, J., Blanchet, R., Ho, C.S., and Le Pichon, X., 1986, Geodynamics of the Eurasia-Philippine Sea plate boundary: *Tectonophysics*, v. 125, p. 39-72.
- Antonioli, F., Ferranti, L., Lambeck, K., Kershaw, S., Verrubbi, V., and Dai-Pra G., 2006, Late Pleistocene to Holocene record of changing uplift in southern Calabria and northeastern Sicily (southern Italy, Central Mediterranean Sea). *Tectonophysics*, 422, 23-40.
- Arnold, J.R., and Libby, W.F., 1949, Age determinations by radiocarbon content: Checks with samples of known age: *Science*, v. 110, p. 678-680.
- Ayalew, L., and Yamagishi, H., 2005, The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan: *Geomorphology*, v. 65, p. 15-31.
- Ayalew, L., Yamagishi, H., and Ugawa, N., 2004, Landslide susceptibility mapping using GIS-based weighted linear combination, the case in Tsugawa area of Agano River, Niigata Prefecture, Japan: *Landslides*, v. 1, p. 73-81.
- Burbank, D. W., Leland, J., Fielding, E., Anderson, R. S., Brozovic, N., Reid, M. R., and Duncan, C., 1996. Bedrock incision, rock uplift and threshold hillslopes in the northwestern Himalayas. *Nature*, 379, 505-510.
- Burgmann, R., Rosen, P.A., and Fielding, E.J., 2000, Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 28, p. 169-209.

- Chang, K.T., Chiang, S.H., and Hsu, M.L., 2007, Modeling typhoon-and earthquake-induced landslides in a mountainous watershed using logistic regression: *Geomorphology*, v. 89, p. 335-347.
- Chang, C.P., Wang, C.T., Chang, T.Y., Chen, K.S., Liang, L.S., Pathier, E., and Angelier, J., 2004, Application of SAR interferometry to a large thrust deformation: the 1999 Mw= 7.6 Chichi earthquake in central Taiwan: *Geophysical Journal International*, v. 159, p. 9-16.
- Chen, W. S., Huang, M. T., and Liu, T. K., 1991, Neotectonic significance of the Chimei fault in the Coastal Range, eastern Taiwan. *Proceedings of the Geological Society of China*, 34, 43-56.
- Chen, Y.G., and Liu, T.K., 2000, Holocene uplift and subsidence along an active tectonic margin southwestern Taiwan: *Quaternary Science Reviews*, v. 19, p. 923-930.
- Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., and Stark, C.P., 2003, Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen: *Nature*, v. 426, p. 648-651.
- Fenton, C. R., Webb, R. H., Pearthree, P. A., Cerling, T. E. and Poreda R. J., 2001. Displacement rates on the Toroweap and Hurricane faults: Implications for Quaternary downcutting in the Grand Canyon, Arizona. *Geology*, 29, 1035-1038.
- Flint, R.F., 1971, *Glacial and Quaternary geology*, Wiley New York.
- Fujiwara, S., Rosen, P.A., Tobita, M., and Murakami, M., 1998, Crustal Deformation Measurements Using Repeat-pass JERS 1 SAR Interferometry Near the Izu Peninsula, Japan: *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 103(B2), p2411-2426.
- Gabriel, A.K., Goldstein, R.M., and Zebker, H.A., 1989, Mapping small elevation changes over large areas: Differential radar interferometry: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 9183-9191.
- Gatelli, F., Guamieri, A.M., Parizzi, F., Pasquali, P., Prati, C., and Rocca, F., 1994, The wavenumber shift in SAR interferometry: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, v. 32, p. 855-865.
- Gilbert, G.K., and Dutton, C.E., 1877, *Report on the Geology of the Henry Mountains*, Govt. print. off.
- Hartshorn, K., Hovius, N., Dade, W.B., and Slingerland, R.L., 2002, Climate-driven bedrock incision in an active mountain belt: *Science*, v. 297, p. 2036.
- Hooper, A., Segall, P., and Zebker, H., 2007, Persistent scatterer InSAR for crustal deformation analysis, with application to Volcan Alcedo, Galapagos: *J. Geophys. Res.*, v. 112.

- Hooper, A., Zebker, H., Segall, P., and Kampes, B., 2004, A new method for measuring deformation on volcanoes and other natural terrains using InSAR persistent scatterers: *Geophysical Research Letters*, v. 31, p. 5.
- Hovius, N., and Allen, P.A., 1995, Macro scale process systems of mountain belt erosion and sediment delivery to basins.
- Hsieh, M.L., and 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: *Geology and Geophysics of an Arc-Continent Collision, Taiwan*, v. 358, p. 54–74.
- Hsieh, M.L., Liew, P.M., and Hsu, M.Y., 2004, Holocene tectonic uplift on the Hua-tung coast, eastern Taiwan: *Quaternary International*, v. 115, p. 47-70.
- Huzimoto, H., and Nagasima, O., 1936, A New Fossil-Localities Of Eocene Foraminifera In The Upstream Of Taroko-Kyo, Taiwan, *Geol. Soc. Japan*, Volume 43, p. 340-342.
- Jahn, B.M., Chi, W.R., and Yui, T.F., 1992, A late Permian formation of Taiwan (Marbles from Chia-Li Well No. 1): Pb-Pb isochron and Sr isotopic evidence, and its regional geological significance: *J. Geol. Soc. China*, v. 35, p. 193-218.
- Jahn, B.M., Martineau, F., Peucat, J.J., and Cornichet, J., 1986, Geochronology of the Tananao schist complex, Taiwan, and its regional tectonic significance: *Tectonophysics*, v. 125, p. 103-124.
- Jones, C.T., 1964, Significant knickpoint levels of seven river draining western Puerto Rico, *Caribbean Jour: Sci*, v. 4(1), p. 255-260.
- Kao, H., Huang, G.-C., and Liu, C.-S., 2000, Transition from oblique subduction to collision in the northern Luzon arc-Taiwan region: Constraints from bathymetry and seismic observations: *J. Geophys. Res.*, v. 105, p. 3059-3079.
- Kimura, M., 1996, Active rift system in the Okinawa Trough and its northern continuation: *Bull. Disaster Prev. Res. Inst. Kyoto Univ*, v. 45, p. 27-38.
- Kirby, E., and Whipple, K., 2001, Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis: *Geology*, v. 29, p. 415.
- Knighton D., 1998, *Fluvial Forms and Processes*, Arnold, London.
- Lai, T., Hsieh, M., Liew, P., and Chen, Y., 2002, Holocene rock uplift and subsidence in the coastal area of Taiwan, p. 1273.
- Lan, C.Y., Lee, T., and Lee, C.W., 1990, The Rb- Sr isotopic record in Taiwan gneisses and its tectonic implication: *Tectonophysics*, v. 183, p. 129-143.
- Lee, S., Ryu, J.H., Won, J.S., and Park, H.J., 2004, Determination and application of the weights for landslide susceptibility mapping

- using an artificial neural network: *Engineering Geology*, v. 71, p. 289-302.
- Liew, P.M., 1988, *Sedimentology and river-terrace correlation of the Liwu River*, National Taiwan University: Taipei (in Chinese).
- Liu, C.C., 1995, Geodetic monitoring of mountain building in Taiwan: *Eos Trans. AGU*, v. 76, p. 636.
- Liu, T.K., 1982, Tectonic implication of fission track ages from the Central Range, Taiwan, *Volume 25*, p. 22–37.
- Liu, T.K., Chen, Y.G., Chen, W.S., and Jiang, S.H., 2000, Rates of cooling and denudation of the Early Penglai Orogeny, Taiwan, as assessed by fission-track constraints: *Tectonophysics*, v. 320, p. 69-82.
- Liu, T.K., Hsieh, S., Chen, Y.G., and Chen, W.S., 2001, Thermo-kinematic evolution of the Taiwan oblique-collision mountain belt as revealed by zircon fission track dating: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 186, p. 45-56.
- Liu, C.C., and Yu, S.B., 1990, Vertical crustal movements in eastern Taiwan and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 183, 111-120.
- Massonnet, D., and Feigl, K.L., 1998, Radar interferometry and its application to changes in the Earth's surface: *Rev. Geophys*, v. 36, p. 441–500.
- Nadim, F., Kjekstad, O., Peduzzi, P., Herold, C., and Jaedicke, C., 2006, Global landslide and avalanche hotspots: *Landslides*, v. 3, p. 159-173.
- Niemann, J.D., Gasparini, N.M., Tucker, G.E., and Bras, R.L., 2001, A quantitative evaluation of Playfair's law and its use in testing long term stream erosion models: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 26, p. 1317-1332.
- Peng, T.H., Li, Y.H., and Wu, F.T., 1977, Tectonic uplift rates of the Taiwan island since the early Holocene: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 2, p. 57–69.
- Ridley, A.P., and Seeley, M.W., 1979, Evidence for recent coastal uplift near Al Jubail, Saudi Arabia: *Tectonophysics*, v. 52, p. 319-327.
- Ritter, D.F., Kochel R.C. and Miller, J.R., 2002, *Process Geomorphology*, 4th ed., Waveland Press.
- Rosenbloora, N.A., and Anderson, R.S., 1994, Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 14,013-14,029.
- Ruben, S., and Kamen, M.D., 1941, Long-Lived Radioactive Carbon: C^{14} : *Physical Review*, v. 59, p. 349.
- Sahagian, D., Proussevitch, A. and Carlson W. , 2002, Timing of Colorado Plateau uplift: Initial constraints from vesicular

- basalt-derived paleoelevations. *Geological Society of America*, 30, 807-810.
- Sandweiss, D.H., 1986, The beach ridges at Santa, Peru: El Nino, uplift, and prehistory: *Geoarchaeology*, v. 1, p. 17-28.
- Schaer, J.P., Reimer, G.M., and Wagner, G.A., 1975, Actual and ancient uplift rate in the Gotthard region, Swiss Alps: a comparison between precise levelling and fission-track apatite age: *Tectonophysics*, v. 29, p. 293-300.
- Schaller, M., Hovius, N., Willett, S.D., Ivy Ochs, S., Synal, H.A., and Chen, M.C., 2005, Fluvial bedrock incision in the active mountain belt of Taiwan from in situ produced cosmogenic nuclides: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 955-971.
- Schlunegger, F., and Hinderer M. , 2001, Crustal uplift in the Alps: why the drainage pattern matters. *Terra Nova*, 13, 425-432.
- Seno, T., 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea plate relative to the Eurasian plate: *Tectonophysics*, v. 42, p. 209-226.
- Seno, T., Stein, S., and Gripp, A.E., 1993, A Model for the Motion of the Philippine Sea Plate Consistent With NUVEL-1 and Geological Data: *J. Geophys. Res.*, v. 98, p. 17941-17948.
- Sibuet, J.C., Deffontaines, B., Hsu, S.K., Thureau, N., Le Formal, J.P., and Liu, C.S., 1998, The southwestern Okinawa Trough backarc basin: *Tectonics and volcanism: J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 245-230.
- Sibuet, J.C., and Hsu, S.K., 2004, How was Taiwan created?: *Tectonophysics*, v. 379, p. 159-181.
- Skinner, B. J., Porter, S. C., and Park, J, 2004, *Dynamic earth: an introduction to physical geology*. Wiley Press.
- Suppe, J., 1981, Mechanics of mountain building and metamorphism in Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v 4, 67-89.
- Tan, K., 1937, On the occurrence of Eocene foraminifera in the crystalline schist formation of Taiwan: *Proc. Imp. Academy*, v. 12.
- Tan, K., 1942, Stratigraphic knowledges concerning the backbone range on Taiwan, *Taiwan Tigaku kizi*, Volume 13, p. 1-20.
- Tsao, S.J., 1996, The geological significance of illite crystallinity, zircon fission-track ages and K-Ar ages of metasedimentary rocks of the Central Range: National Taiwan University.
- Turowski, J.M., Hovius, N., Meng Long, H., Lague, D., and Men Chiang, C., 2008, Distribution of erosion across bedrock channels: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 33, p. 353-363.
- Wang-Lee, C.M., 1979, Preliminary notes on the time relations of metamorphic rocks, Loshao-Tailuko area, eastern Taiwan: *Mem. Geol. Soc. China*, v. 3, p. 249-252.

- Wang-Lee, C.M., and Wang, Y., 1987, Tananao terrane of Taiwan- its relation to the late Mesozoic collision and accretion of the southeast China margin, *Acta Geologica Taiwanica*, no.25, p. 225-240.
- Wang, C. H., and Burnett, W., 1990, Holocene mean uplift rate across an active plate-collision boundary in Taiwan. *Science*, 248, 204-206.
- Wenske, D., Bose, M., Frechen, M., and Luthgens, C., 2009, Late Holocene mobilisation of loess-like sediments in Hohuan Shan, high mountains of Taiwan: *Quaternary International* v 234, Issues 1-2, p.174-181
- Westaway, R., 1993, Quaternary uplift of southern Italy: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, p. 21741-21772.
- Whipple, K.X., and Tucker, G.E., 1999, Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs: *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 17661-17674.
- Willett, S.D., 2006, *Tectonics, climate, and landscape evolution*, Geological Society of Amer.
- Willett, S.D., Fisher, D., Fuller, C., En-Chao, Y., and Chia-Yu, L., 2003, Erosion rates and orogenic-wedge kinematics in Taiwan inferred from fission-track thermochronometry: *Geology*, v. 31, p. 945.
- Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D., 2006a, Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls: *Tectonics, Climate and Landscape Evolution*, v. 398, p. 55–74.
- Wobus, C.W., Crosby, B.T., and Whipple, K.X., 2006b, Hanging valleys in fluvial systems: Controls on occurrence and implications for landscape evolution: *Journal of Geophysical Research*, v. 111, p. F02017.
- Yen, J.Y., Chang, C.P., Hooper, A., Chang, Y.H., Liang, W.T., and Chang, T.Y., 2010, Faults Activities And Crustal Deformation Along The Arc-Continent Collision Boundary, Eastern Taiwan-Observed From Persistent Scatterer SAR Interferometry: *EGU General Assembly 2010*, p.4572
- Yen, T.P., 1953, On the occurrence of the late Paleozoic fossils in the metamorphic complex of Taiwan: *Bull. Geol. Surv. Taiwan*, v. 4, p. 23-26.
- Yoshimura, K., Nakao, S., Noto, M., Inokura, Y., Urata, K., Chen, M., and Lin, P.W., 2001, Geochemical and stable isotope studies on natural water in the Taroko Gorge karst area, Taiwan--chemical weathering of carbonate rocks by deep source CO₂ and sulfuric acid: *Chemical Geology*, v. 177, p. 415-430.
- Yui, T.F., and Chu, H.T., 2002, Possible factors affecting the topography

- of the Backbone Range of Taiwan: *Western Pacific Earth Sciences*, v. 2, p. 105-118.
- Yui, T.F., Heaman, L., and Lan, C.Y., 1993, Constraints for the crustal evolution of Taiwan and Kinmen: preliminary U-Pb results on granitoids, *Annual meeting Geol. Soc. China*, p. 38-39.
- Yui, T.F., 1996, U-Pb and Sr isotopic studies on granitoids from Taiwan and Chinmen-Lieyu and tectonic implications: *Tectonophysics*, v. 263, p. 61-76.
- Zebker, H.A., Rosen, P.A., and Hensley, S., 1997, Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 7547-7563.
- Zebker, H.A., and Villasenor, J., 1992, Decorrelation in interferometric radar echoes: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, v. 30, p. 950-959.
- Zebker, H.A., Werner, C.L., Rosen, P.A., and Hensley, S., 1994, Accuracy of topographic maps derived from ERS-1 interferometric radar: *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, v. 32, p. 823-836.

網站資料

1. 太魯閣國家公園管理處官方網站 <http://www.taroko.gov.tw/> (更新至 2011)

