


國立交通大學
土木工程學系碩士班
碩士論文

崩積層的地形特徵及崩積層的形成

-以梨山崩塌地為例

The logo of National Central University (NCU) is a circular emblem with a blue border. Inside the circle, there is a stylized blue figure of a person or a symbol, and the year '1896' is written at the bottom. The text 'Topographic Features of Colluvial Deposit and The Origin of Colluvial Deposit-Lishan Landslide Area as an example' is centered over the logo.

Topographic Features of Colluvial Deposit and The
Origin of Colluvial Deposit-Lishan Landslide Area
as an example

研究生：唐禎國

指導教授：廖志中 博士

中華民國九十六年七月

崩積層的地形特徵及崩積層的形成

-以梨山崩塌地為例

Topographic Features of Colluvial Deposit and The Origin of

Colluvial Deposit-Lishan Landslide Area as an example

研究生：唐禎國

Student: Chen-Kuo Tang

指導教授：廖志中 博士

Advisor: Dr. Jyh-Jong Liao



A Thesis
Submitted to Department of Civil Engineering
College of Engineering
National Chiao Tung University
In Partial Fulfillment of the Requirements
for the Degree of
Master
in
Civil Engineering

July 2007
Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十六年七月

崩積層的地形特徵及崩積層的形成-以梨山崩塌地為例

學生：唐禎國

指導教授：廖志中 博士

國立交通大學土木工程學系碩士班

中文摘要

梨山崩積層主要由破碎板岩及其風化物質組成，經侵蝕產生凹凸緩起伏地形，具再次滑動之地質與地形條件。本研究旨在探討其滑動機制與軟弱層成因以及崩積層的地形特徵。本文研究內容及目的，包括進行地質鑽探取得品質良好之岩心；施作孔內造影獲取劈理位態以釐清滑動機制；孔內震波量測可輔助岩心判釋分層；以地電阻探查地層岩性改變；埋設 TDR 監測滑動深度以作為比對；航照判釋則可了解地形演變；數值地形模型(DTM)分析地形參數，以建立梨山崩塌區地形特徵參數範圍。

本研究採旋鑽法並搭配鋼索式取樣，輔以超泥漿®高分子穩定液為循環水，提高夾大量黏土之破碎板岩岩心提取率，而崩積材料分類依據黃玉麟(2006)建議並加以修正。依孔內造影之劈理位態變化及過去資料推測，梨山崩積區研究場址B1、B4及B9滑動體深層之破壞方式為山崩潛移，而軟弱層成因則為潛移使岩體相互摩擦而成，與黃玉麟(2006)分析結果相同，但B4滑動體淺層存在一剪裂帶，其存在仍待釐清。而由破壞機制與軟弱層成因之結果，可推論梨山崩塌地之演變過程。地電阻與震波量測結果，對崩積層內之不同岩性產生不同反應：淺層黃色黏土夾板岩之電阻值及波速較低，表此層屬膠結不緊密，故縫隙大且含水多，反之，灰色黏土夾板岩數值皆較高，表此層較緊密，可推測黃色黏土其成因為堆積入滲，而灰色黏土則為風化之產物。

地形參數包含：坡度、坡向、曲率及粗糙度之分析，則可顯現地質與地形上之相關性，且經坡度、曲率及粗糙度三參數分析歸納後，可呈現一典型崩塌地，由崩落(凹陷陡峭)至堆積處(隆起平緩)之地形變化，與建立之地形剖面分析結果相似，而利用曲率及粗糙度更可推測崩積層積厚帶，其地形面起伏程度與崩塌次數的確存在正比關係，最後整合三參數結果並提出崩塌區地形特徵參數範圍，利用此範圍約略具有可區分出崩塌地不同之部位(頭部、趾部..等)之功用，若再加以詳細分析則單純以地形觀點即可定義出崩塌地特徵。

關鍵字：崩積層、邊坡潛移、孔內造影、粗糙度、數值地形模型。

Topographic Features of Colluvial Deposit and The Origin of
Colluvial Deposit-Lishan Landslide Area as an example

Student: Chen-Kuo Tang

Advisor: Dr. Jyh-Jong Liao

Department of Civil Engineering

National Chiao Tung University

Abstract

The Li-shan colluvial deposits are composed by the broken slate and its weathered soils. The ground surface exhibits concave-convex landforms which were formed by weathering and erosion. Thus, the terrain and geology explicit that landslide is easy to be triggered by rainfall or earthquake in the area. This thesis aims to investigate the origin of colluvial deposits and the weak layers in the deposits. Then, geological boring, in-situ tests, geophysical investigations, terrain analyzing were carried out. In-situ tests includes discontinuity measurement by a Borehole Televiwer (including Acoustic and Optical) and PS wave velocity measurement by a borehole suspension PS Logging system. Geophysical investigation includes electrical resistivity exploring and TDR monitoring. The 5mx5m Digital Terrain Model (DTM) was adopted for analyzing the topographic feature of the colluvial deposits.

To obtain high quality core samples, this study used wireline coring method with the Neat Vis® as the drilling medium. Based on the results of geological drilling and televiwer measurements, the materials of the colluvial deposits were classified according to Yu-Lin Huang(2006) and the origin of colluvial deposits was infered.

The existed geological data and the results of the discontinuity measurement by televiwer reveal that the Li-shan colluvial deposits may be formed by a large-scale hillslope creep. The weak layer between the fresh slate and the colluvial deposits was caused by the rock formation rub each other. However, the weak layers in the colluvial deposits may be formed by weathering induced by ground water fluctuation. The inference of the origin of colluvial deposits and the weak layers in the deposits are agreed with Yu-Lin Huang(2006).

The results of electric resistivity and wave velocity measurement show that the values of electric resistivity and wave velocity vary with material types. The values of resistivity and velocity value for shallow deposit of

yellow clay with slate detritus (YS) are lower than those of grey clay with slate detritus (GS), which indicates that the GS is denser than the YS. We infer that the formation of YS was formed by infiltration and sedimentation, and the GS is the product of weathering induced by ground water.

The parameters of terrain analysis include inclination, curvature and roughness, which can reveal the relationship between geology and terrain. The results of terrain analysis show that the range of the values of inclination, curvature and roughness varies with the locations of a landslide area, such as depletion zone and accumulation zone. It means that the accumulation zone of a landslide can be deduced from the results of terrain analysis. Associated with the mechanism of landslide, it can be found that the stronger of degree of roughness is the more of frequency of slope failure. Finally, a set of topographic parameters was presented to identify the characteristics of colluvial slopes.

Keywords: colluvial deposit, hillslope creep, borehole televiewer, roughness, terrain analysis, landslide, DTM.



誌謝

本論文承蒙指導教授 廖志中博士在學生研讀期間悉心指導與多方啟發，並教導作學問應有的態度以及適時給予鼓勵與包容，使本論文能順利完成，學生在此致上由衷的感謝與萬分的敬意。口試期間感謝 游繁結博士、李德河博士、林銘郎博士以及 蘇苗彬博士對本文費心審閱並提供寶貴意見，特別敬上萬分謝意。

求學期間，承蒙 潘以文教授、黃安斌教授、方永壽教授、單信瑜教授以及 林志平教授在課堂學識上的指導，致上誠摯的感謝。

本文之完成仰賴諸多人士之大力幫助：工研院楊明宗學長提供鑽探資料及過去梨山地區研究報告、交大防災中心王慧容學姊及黃明萬學長指導 GIS 軟體之應用、地質專長的胡賢能工程師輔助岩心判釋、成大 余騰鐸教授提供梨山地區 DTM 資料以及於梨山鑽探施作的黃王平師傅與鑽探組員。

另外感謝研究所一起同甘共苦同學：文鳴、鄭翰、柏翰、崑山、源昱、价民、煜倫、仕達、皓禎、昱雲、佐憲、佩萱日常生活的幫忙與陪伴，以及所有大地組學弟及玉麟、忠良、盛華、志忠、俊宏學長研究期間的幫忙，帶給我許多快樂的回憶，我會永遠記得大家在一起打球的時光。特別感謝在梨山一起度過許多寒冷日子的文驤及孟修，謝謝他們毫無怨言的陪我上山下海，以及現地試驗大力支援的奕全、文欽、仁弘學長、智仁、偉敬。

最後感謝我最愛的父母及兄姐，謝謝他們在精神與生活上的支持與鼓勵，讓我生活無虞並給我良好教育，求學期間無法幫忙家裡諸多事情請家人多包容，還要感謝陪我度過五年多求學生涯的女友恩毓，這一路上給我的照顧陪我一起成長。

歷經兩年研究所生涯，所學得的不僅是研究的方法更重要的是做學問應有的態度，「時時刻刻秉持著對自己負責的心」將是永遠別勵我的一句話!!

目錄

中文摘要	i
Abstract	ii
誌謝.....	iv
目錄.....	v
圖目錄.....	x
表目錄.....	xiv
第一章 前言	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	2
1.3 研究流程.....	2
第二章 文獻回顧	5
2.1 崩積層概述.....	5
2.1.1 邊坡形成.....	5
2.1.2 邊坡破壞定義、形式及分類.....	6
2.1.3 邊坡破壞型態與潛移模式.....	10
2.2 崩塌地地形分析.....	13
2.2.1 地形演變對地貌的改變.....	13
2.2.2 地形參數及其與崩塌地之相關性.....	15
2.3 梨山崩塌地區概況.....	20

2.4 梨山崩塌地過去研究方法及成果.....	23
2.4.1 研究梨山滑動體的各種方法.....	23
2.4.1.1 鑽探取樣方法與介質材料.....	22
2.4.1.2 現地孔內造影.....	29
2.4.1.3 現地孔內震波量測.....	31
2.4.1.4 地電阻探測技術.....	33
2.4.1.5 時域反射監測技術.....	35
2.4.1.6 數值地形模型.....	37
2.4.2 梨山過去研究成果.....	40
第三章 研究方法.....	44
3.1 地質鑽探規劃.....	44
3.1.1 研究場址.....	44
3.1.2 鑽探孔位選擇與試驗規劃項目.....	47
3.1.3 鑽探方法.....	50
3.2 現地孔內造影施作方法.....	52
3.2.1 試孔之準備與檢測.....	52
3.2.2 試驗儀器.....	53
3.2.3 試驗方法與過程.....	56
3.2.4 資料分析方法.....	58



3.3 現地孔內震波量測施作方法	59
3.3.1 試孔之準備	60
3.3.2 試驗儀器	60
3.3.3 試驗方法與過程	62
3.3.4 資料分析方法	63
3.4 地電阻探測技術	65
3.4.1 試驗儀器	65
3.4.2 現地施作過程	65
3.4.3 資料分析	67
3.5 電磁波時域反射(TDR)監測技術	68
3.5.1 儀器準備	68
3.5.2 現地施作過程	69
3.5.3 量測方式及分析	71
3.6 航空照片判釋	73
3.6.1 儀器及資料準備	73
3.6.2 資料分析	75
3.7 數值地形模型(DTM)分析	75
3.7.1 基本模型建構	75
3.7.2 分析模組	77

3.7.3 粗糙度分析	77
第四章 地質鑽探與現地試驗結果	80
4.1 鑽探結果.....	80
4.2 孔內造影結果與討論	90
4.2.1 孔內造影結果與岩心比對.....	91
4.2.2 位態資料挑選與分層位態統計結果	93
4.3 現地孔內震波量測結果與討論.....	98
4.4 地電阻探測結果與討論	100
4.5 TDR 量測結果與討論	103
4.5.1 量測結果與分析	103
4.6 邊坡破壞機制與軟弱層形成原因	105
4.6.1 邊坡破壞機制探討	105
4.6.2 軟弱層形成原因探討	111
4.7 黃玉麟(2006)B9 滑動體之比較	114
4.8 邊坡破壞演變過程	118
第五章 數值地形模型與崩積層地形指標之建立	120
5.1 現地地形勘查	120
5.1.1 地形特徵	120
5.1.2 滑動體分布及地貌狀況.....	122

5.2 航空照片崩坍地判釋	124
5.2.1 判釋成果	124
5.3 數值地形研究成果	126
5.3.1 坡度	126
5.3.2 坡向	127
5.3.3 曲率	135
5.3.4 粗糙度	138
5.4 地形現象之觀察與地形指標之建立	140
5.4.1 坡度、曲率及粗糙度之統計	140
5.4.2 陷落區與積厚區之地形現象	146
5.4.3 積厚區與崩塌次數之關係	148
5.4.4 地形剖面	150
5.4.5 建議之地形指標範圍	151
第六章 結論與建議	153
6.1 結論	153
6.2 建議	154
參考文獻	156

圖目錄

圖 1.1 研究流程示意圖	4
圖 2.1 邊坡發展圖(修改自 Wood, 1942).....	6
圖 2.2 典型崩塌地地形示意圖(修改自藤原明敏, 1970)	8
圖 2.3 岩石邊坡破壞模式(Hoek & Bray, 1977).....	12
圖 2.4 佳陽地區潛移野外證據說明圖(修改自邱坤豪, 2000).....	12
圖 2.5 山坡潛移作用類型(Chigira, 1992).....	13
圖 2.6 山地之侵蝕輪迴(Davis, 1899).....	14
圖 2.7 粗糙度分類對照圖(Woodcock, 1977).....	19
圖 2.8 粗糙度做法流程圖	19
圖 2.9 粗糙度原理向量分布圖(Mardia, 1972).....	20
圖 2.10 梨山交通位置圖(林光敏, 2002)	21
圖 2.11 梨山地滑分區示意圖(修改自工研院能資所, 1993).....	22
圖 2.12 鋼索取樣法鑽孔取樣步驟示意圖(侯秉承、黃俊鴻, 1995).....	26
圖 2.13 岩心筒種類(劉武志, 1979).....	26
圖 2.14 鑽探水洗造成膠結物消失(黃玉麟, 2006).....	27
圖 2.15 提取率極高之岩心照片(黃玉麟, 2006).....	27
圖 2.16 孔內聲波造影原理(Siddans & Worthington, 2002)	31
圖 2.17 孔內聲波造影儀裝置示意圖(黃玉麟, 2006).....	32
圖 2.18 懸垂式 P-S 波探測法示意圖(修改自 Ogura, 1988).....	33
圖 2.19 二維地電阻施測示意圖(尤仁弘, 2006).....	35
圖 2.20 各種電極施測排列幾何(楊証傑, 2005).....	35
圖 2.21 TDR 儀器示意圖(葉致翔, 2003)	37
圖 2.22 TDR 變形感測器波形反射示意圖(葉致翔, 2003).....	38
圖 2.23 數值地形模型的三種模式(黃明萬, 2001).....	40
圖 2.24 B9 滑動體剖面圖(黃玉麟, 2006).....	42
圖 2.25 鑽孔與剖面線位置圖(修改自黃玉麟, 2006).....	42
圖 2.26 CH-23 鑽孔 10m~15m 岩心照片(工研院能資所, 1996).....	43
圖 3.1 梨山滑動體分布圖(修改自劉岫雲, 2003).....	46
圖 3.2 新建立之上層軟弱帶延伸線(修改自黃玉麟, 2006).....	46
圖 3.3 X1 鑽孔位置及深度圖(修改自黃玉麟, 2006).....	47
圖 3.4 X2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程, 2001)	48
圖 3.5 X3 鑽孔位置及深度圖 (修改自富國工程, 2001)	48
圖 3.6 X1 孔鑽探前與鑽孔施作情形	49
圖 3.7 X2 孔鑽探前與鑽孔施作情形	50
圖 3.8 X3 孔鑽探前與鑽孔施作情形	50
圖 3.9 鋼索式取岩心法裝置示意圖(Longyear NQ-3 wireline coring	

method)(Clayton, <i>et al.</i> , 1995).....	51
圖 3.10 岩心筒內外管(黃玉麟, 2006).....	52
圖 3.11 三臂孔壁狀態探測器(修改自黃玉麟, 2006).....	53
圖 3.12 孔內聲波造影儀與其構造示意圖(修改自黃玉麟, 2006).....	55
圖 3.13 孔內聲波影像.....	55
圖 3.14 孔內光學造影儀與其構造示意圖(修改自黃玉麟, 2006).....	56
圖 3.15 資料擷取裝置(左)與絞盤(右)(修改自黃玉麟, 2006).....	56
圖 3.16 三腳架與升降速度控制器架設.....	57
圖 3.17 孔內聲波造影儀資料分析示意圖(修改自黃玉麟, 2006).....	58
圖 3.18 孔內聲波造影儀鑽孔偏移(左)與孔壁狀況(右)示意圖.....	59
圖 3.19 孔內光學造影儀量測影像資料(Siddans, 2002).....	59
圖 3.20 震源與受波器組裝前(左)組裝後(右)(修改自林忠義, 1999).....	61
圖 3.21 震源原理示意圖(林忠義, 1999).....	62
圖 3.22 受波器(Geophone)示意圖(林忠義, 1999).....	62
圖 3.23 P-S 波量測流程(林忠義, 1999).....	64
圖 3.24 懸垂式 P-S 波系統量測結果.....	64
圖 3.25 IRIS 地電阻探測儀.....	66
圖 3.26 測線與鑽孔相對位置.....	66
圖 3.27 測線一現場照片.....	67
圖 3.28 測線二現場照片.....	67
圖 3.29 TDR 纜線截面示意圖.....	69
圖 3.30 TDR 表層上保護漆.....	69
圖 3.31 拌合水泥(左)與灌漿(右).....	70
圖 3.32 填砂過程.....	70
圖 3.33 TDR 埋設完成.....	71
圖 3.34 量測裝置及面板(Tektronic Inc., 1999).....	72
圖 3.35 量測訊號轉接(左)與 TDR 資料讀取(右).....	72
圖 3.36 TDR 錯動變形感測原理.....	72
圖 3.37 MS-3 型立體鏡.....	74
圖 3.38 72 年航照範圍.....	74
圖 3.39 93 年航照範圍.....	74
圖 3.40 地形指標建構流程.....	76
圖 3.41 不規則三角網(TIN)示意圖.....	76
圖 3.42 地形剖面示意圖(黃玉麟, 2006).....	77
圖 3.43 粗糙度計算範圍.....	78
圖 3.44 法向量示意圖.....	78
圖 3.45 粗糙度分區圖及顏色對照(修改自 Woodcock, 1977).....	79
圖 4.1 岩心分類流程圖.....	82
圖 4.2 材料力學行為分類流程圖.....	83

圖 4.3 B9 滑動體鑽孔與剖面線相對位置圖(修改自黃玉麟，2006)	86
圖 4.4 B9 滑動體劈理位態剖面示意圖(修改自黃玉麟，2006)	87
圖 4.5 BH 及 AH 鑽孔相對位置圖	87
圖 4.6 藤原明敏地滑地質分類準則(水保局二工所，2003)	88
圖 4.7 B4 滑動體崩體分區圖	89
圖 4.8 B1 滑動體崩體分區圖	89
圖 4.9 B9 滑動體崩體分區圖	90
圖 4.10 X2 孔 49.0~50.0m 之聲波造影與岩心比對	92
圖 4.11 X2 孔 46.0~47.0m 之聲波、光學造影與岩心比對	92
圖 4.12 X2 孔 48.0~49.0m 之聲波、光學造影與岩心比對	93
圖 4.13 X2 孔 14.4~18.8m(剪裂崩體)劈理位態立體投影圖	96
圖 4.14 X2 孔 20.2~30.3m(B4-2 崩體)劈理位態立體投影圖	96
圖 4.15 X2 孔 30.6~46.6m(B4-3 崩體)劈理位態立體投影圖	97
圖 4.16 X2 孔 48.5-60.0m(新鮮板岩)劈理位態立體投影圖	97
圖 4.17 X3 孔 21.2-32.2m(B1-2 崩體)劈理位態立體投影圖	98
圖 4.18 X3 孔 32.4-40.0m(新鮮板岩)劈理位態立體投影圖	98
圖 4.19 S 波波形與深度對照圖	100
圖 4.20 S 波波速與岩心比對圖	100
圖 4.21 Pole-Pole 地電阻剖面圖	102
圖 4.22 Wenner-Schlumberger 地電阻剖面圖	102
圖 4.23 柱狀圖岩層標示	102
圖 4.24 X2 孔 TDR 量測結果	104
圖 4.25 X3 孔 TDR 量測結果	104
圖 4.26 N2 孔 TDR 量測結果	105
圖 4.27 梨山地區地形略圖(修改自工研院能資所，1993)	106
圖 4.28 鑽孔與剖面線位置說明圖(下圖為局部放大圖)	108
圖 4.29 B4 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 1，下為剖面 3)	109
圖 4.30 葉理高傾角之折彎褶皺型山崩潛移模式圖(Chigira，1992)	109
圖 4.31 B1 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 2，下為剖面 4)	110
圖 4.32 剪裂帶(18.8~20.2m)之岩心照片	111
圖 4.33 B1 滑動體地下水位變化圖(富國技術工程，2001)	113
圖 4.34 B1 監測站位置圖	113
圖 4.35 潛移破壞-逆向坡之拖曳褶皺型(Chigira，1992)	116
圖 4.36 邊坡破壞演變過程示意圖	119
圖 5.1 梨山賓館後方崩崖(左)與樹木傾斜(右)	121
圖 5.2 B 區積厚帶延伸至溪谷	121
圖 5.3 A、B 區間(左)B、C 區間(右)沖蝕溝	121
圖 5.4 A 區滑動體分布	123
圖 5.5 B 區滑動體分布	123

圖 5.6 C 區滑動體分布	123
圖 5.7 93 年航照判釋成果(藍線：河道、綠線：山脊、褐線：蝕溝)	125
圖 5.8 航照比較(左：72 年、右：93 年)	125
圖 5.9 崩坍前後地形示意圖	126
圖 5.10 梨山地區坡度趨勢分布圖	127
圖 5.11 梨山地區坡度分布趨勢圖	130
圖 5.12 GPS 觀測站位置(修改自水保局二工所，2005)	131
圖 5.13 B1 觀測站資料(水保局二工所，2005)	132
圖 5.14 B11 觀測站資料(水保局二工所，2005)	132
圖 5.15 C1 觀測站資料(水保局二工所，2005)	133
圖 5.16 B11 與 C1 觀測站移動方向	134
圖 5.17 推估各滑動體滑動方向	134
圖 5.18 曲率示意圖	136
圖 5.19 梨山地區曲率分布趨勢圖	137
圖 5.20 粗糙度分布趨勢圖(固定視窗模式)	139
圖 5.21 粗糙度分布趨勢圖(移動視窗模式)	139
圖 5.22 複合形地層滑動現地地形特徵示意圖(Varnes，1978)	142
圖 5.23 5m 間距等高線分布	143
圖 5.24 滑動體分區結果	143
圖 5.25 崩塌地分區坡度柱狀圖	144
圖 5.26 分區坡度分布比較圖(右：正歸化後)	144
圖 5.27 崩塌地分區曲率柱狀圖	145
圖 5.28 分區曲率分布比較圖(右：正歸化後)	145
圖 5.29 B 區滑動體崩積土柵狀圖	147
圖 5.30 C 區滑動體崩積土柵狀圖	147
圖 5.31 崩塌次數與堆積狀況示意圖	149
圖 5.32 A 及 B 區積厚區曲率柱狀圖	149
圖 5.33 A 及 B 區曲率分布比較圖(右：正歸化後)	150
圖 5.34 地形剖面線位置	151
圖 5.35 四剖面合併結果	151

表目錄

表 2.1 山崩與地滑之特性(渡正亮，1971).....	7
表 2.2 物質運動分類(Sharpe，1969).....	9
表 2.3 邊坡破壞方式(Varnes，1978).....	9
表 2.4 坡角與地滑發生機率關係(Lee & Min，2001).....	17
表 2.5 曲率與地滑發生機率關係(Lee & Min，2001).....	17
表 2.6 鑽探介質材料之比較(修改自黃玉麟，2006).....	28
表 2.7 B 區滑動體滑動型態整理(修改自黃玉麟，2006).....	43
表 3.1 鑽探與現地孔內試驗規畫表.....	49
表 3.2 纜線特性.....	68
表 3.3 航照清單內容.....	73
表 4.1 岩心分類方法.....	82
表 4.2 X1 孔岩心分層.....	83
表 4.3 X2 孔岩心分層.....	84
表 4.4 X3 孔岩心分層.....	85
表 4.5 岩心分類對照表.....	88
表 4.6 孔內造影數量表.....	91
表 4.7 X2 孔位態資料分區說明.....	94
表 4.8 X3 孔位態資料分區說明.....	95
表 4.9 X2 與 X3 孔劈理位態分區統計結果.....	95
表 4.10 S 波波速與深度對照表.....	99
表 4.11 X3 孔測線參數表.....	101
表 4.12 TDR 埋設與量測時間.....	103
表 4.13 軟弱層資料整合.....	114
表 4.14 G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003).....	116
表 4.14(續) G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003).....	117
表 5.1 梨山崩積地區滑動體地形分析歸納結果(修改自黃玉麟，2006).....	122
表 5.2 地盤伸縮變動準則(修改自藤原明敏，1976).....	131
表 5.3 梨山崩塌地 GPS 觀測結果(整理自水保局二工所，2005).....	133
表 5.4 滑動方向與坡向之夾角.....	135
表 5.5 各部位橘色系網格數所佔比例.....	141
表 5.6 B 及 C 區鑽孔崩積土厚度.....	148
表 5.7 A 及 B 區橘色系網格數所佔比例.....	150
表 5.8 各區粗糙度標準差.....	152
表 5.9 崩塌地地形指標建議範圍.....	152

第一章 前言

1.1 研究動機

台灣地區位在環太平洋地震帶上，受到菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊相互碰撞擠壓作用下，使得台灣地區造山運動持續進行，年輕地層不斷抬昇且地震頻繁。加上高溫、多雨的氣候使風化作用激烈、河川侵蝕作用旺盛，造成山區常發生崩塌及邊坡滑動的情形，而崩落後的堆積物則形成不同規模的崩積層，不整合覆蓋於原有岩層上。

梨山為一古崩塌地，地質上屬於中央山脈之中新世廬山層，其上覆崩積層主要由破碎板岩及其風化岩所組成，後經侵蝕作用造成凹凸之緩起伏地形，因此屬地質不穩定區。近二、三十年由於開發密度增加及道路之開闢，使得梨山地區常有邊坡崩坍、滑動，道路坍塌、建物毀損等。例如，民國 79 年 4 月中旬該地區連續暴雨而發生大規模地層滑動，造成中橫公路台 7 甲線 73K+150 處，長 60 公尺路段下滑而告交通中斷，崩塌上緣之梨山賓館、台汽客運站等建築物，皆有嚴重下陷或龜裂現象。

針對上述所造成災害，水保局於民國 80 年委託工研院能資所負責執行梨山地區之調查與整治規劃，主要以施行鑽孔及監測系統收集資料，以了解梨山地區地滑之狀況與型態並作為後續排水整治工程等參考。水保局亦於 84 年施作排水廊道整治，後有中華顧問、富國工程及中興大學蘇苗彬等，持續對梨山之研究與監測。

梨山地區過去鑽孔數量頗多，但品質不佳，對強風化板岩即黏土層岩心提取率極低，使得滑動面軟弱層之物理及力學性質，因樣本過少而無法確定，加上梨山地區岩石多為板岩且岩性單調，又因開發影響使得露頭之尋找不易，故缺乏風化板岩乃至新鮮板岩之不連續面態資料，無法推測形成崩積層的滑動機制及原因。黃玉麟(2006)曾以鑽探及孔內試驗結果推測 B9 滑動體之滑動機制及軟弱層形成原因，但僅侷限於 B9 滑動體，能否代表整個梨山崩塌區則須加以進一步研究。

此外地貌為地質演化的結果，若能歸納崩積地層的地形將有助於瞭解崩積層之形成過程及崩積層的地層組成材料及其分佈。因此本文亦針對梨山崩積區進行地形分析，建立地形特徵參數，並與上述滑動地質研究成果整合，建立崩積層地形指標，提供日後台灣類似之集水區有關地滑災害評估、分析及整治之建議。

1.2 研究目的

本研究之主要研究目的有三：

(1) 崩積層組成材料分類

日本學者藤原明敏將崩積層之崩積材料以風化程度分類，黃玉麟(2006)更提出以地質材料、填充物及裂面等因子作分類來反應崩塌機制。本研究亦將以岩心判釋及現地試驗調查，將崩積材料之物理與力學性質作更詳盡分類，並提供室內試驗及數值模擬所需之試體分類。

(2) 崩積層形成之崩塌機制與軟弱層之成因

針對過去崩落、位移及堆積之歷史來做崩積層形成之因果關係的推演，並以震波量測、地電阻調查輔助鑽探岩心判釋，再以現地孔內造影來收集不連續面位態資料，經統整分析後推測其滑動機制與原因，最後埋設 TDR 提供滑動面監測資料以確認滑動位置。

(3) 崩積層之地形指標建立

地形上的變遷可觀察出崩積層由無至有之發展過程，經崩塌後對原地貌必產生影響，例如：崩塌處陡峭、堆積處凸起等地形起伏，利用航照及數值地形模型之分析，可得知許多崩積層地形參數，利用上述參數建立可代表崩積層此種崩塌後的地形指標，供尋找其他類似之老崩積層之建議。

1.3 研究流程

本研究針對地質部分首先對梨山崩積地區之相關文獻、以往舊鑽孔 logging、監測資料以及梨山地滑地整治工程之計畫報告等，挑選適當研究場址並進行鑽探，需要求鑽探岩心提取率及完整性，以提供

日後岩心判釋及室內試驗所需之岩樣，施鑽後亦須妥善保護孔壁以供施作(1)現地孔內造影(2)孔內震波量測，並於試驗完成後進行(3)埋設 TDR 監測系統及(4)地電阻探測，各種試驗及調查目的如下：

(1)孔內造影主要於孔內量測岩層之不連續面位態，反應滑動機制
(2)孔內震波量測可求得岩體之 P 波與 S 波，可獲得岩體之組構與基本力學性質

(3)埋設 TDR 主要為提供滑動深度之資料

(4)地電阻探測則利用不同岩性具不同電學性質，建立鑽孔處之地電阻剖面與岩心判釋之結果相互配合

並藉由 $5\text{m} \times 5\text{m}$ 解析度之梨山地區數值地形模型(DTM)建立地形剖面，與上述岩心判釋及現地試驗結果相互搭配，探討梨山地區崩積層之滑動機制與軟弱層形成原因。

針對地形部分將以梨山地區崩塌前後之航照來比對崩積層地形之發展概況或地形變遷，亦由 $5\text{m} \times 5\text{m}$ 解析度之梨山地區數值地形模型之 3D 模組，分析各地形參數並與地質研究成果整合以建立崩積層之地形指標。本研究流程圖如圖 1.1 所示。

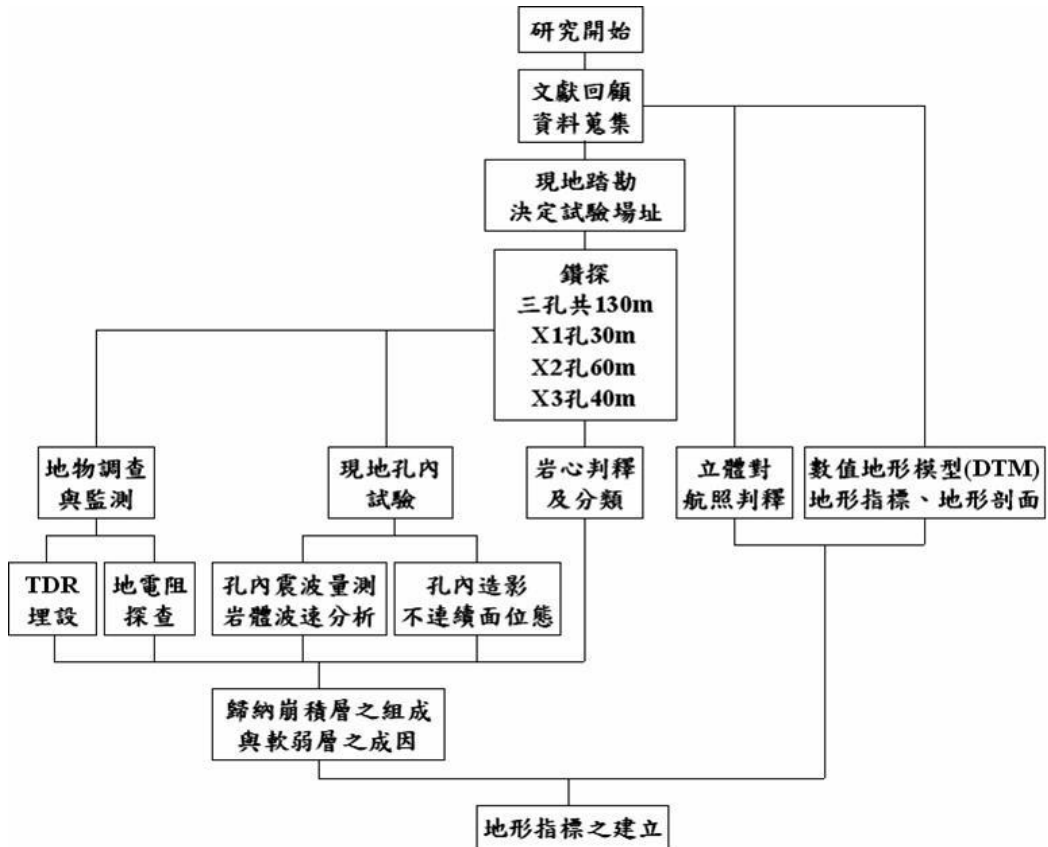


圖 1.1 研究流程示意圖



第二章 文獻回顧

本研究先針對崩塌地種類、成因及邊坡滑動形式作概述，並對梨山崩塌地概況作簡介，而後針對梨山過去研究成果作資料統整，並對研究方法作說明且提出問題及需改進之處，最後對地形指標應用於崩積層作文獻整理。

2.1 崩積層概述

2.1.1 邊坡形成

Wood(1942)於 Geomorphology(Sparks, 1960)書中提出一邊坡發展觀念，如圖 2.1 為各階段說明如下：

A：為一開始未受風化幾乎呈垂直之原始邊坡，稱此坡面為自由面(free surface)。

B：邊坡開始受風化侵蝕並產生岩屑，受重力影響後堆積於坡腳，即形成一新坡面，稱此坡面為一般邊坡(constant slope)。

C：受持續風化侵蝕產生岩屑並逐漸往上邊坡堆積。

D：較細之物質風化後受雨水沖刷經搬運並堆積至坡腳，則形成一沖洗邊坡(wash slope)之坡面。

E：雨水持續沖刷使較細之物質漸朝上邊坡堆積，且自由面受風化而逐漸消失。

F：自由面消失，一般邊坡亦受沖刷而逐漸向上邊坡後退。

G：沖洗邊坡持續發展直至一般邊坡消失。

因此一般的邊坡可依位置分成上、中及下部，或依坡形分為凸、平及凹坡。而後受環境影響發生地貌上的改變，例如：凸坡上部土壤侵蝕主要為雨水沖擊造成，邊坡中部其坡形大多較為平直，時常出現短暫的堆積現象，下部則主要受漫地流及河岸侵蝕。

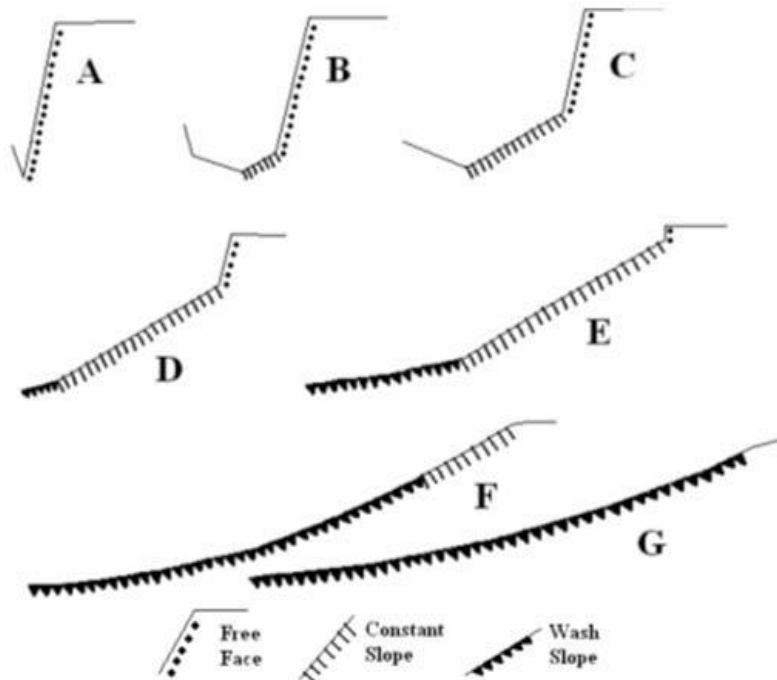


圖 2.1 邊坡發展圖(修改自 Wood, 1942)

2.1.2 邊坡破壞定義、形式及分類

邊坡之物質，例如：岩石、土壤、人為充填的土石或者上述各種物質的混合物等，因某些因素(地質、氣候等...)產生不穩定現象而崩坍，這些崩坍物質堆積於坡腳形成一覆蓋斜坡地形，此覆蓋物質即崩積層，其特性為強度低、變形性高且穩定性差。根據陳信雄(1995)提出崩塌多發生在較陡之坡面，偶爾亦發生於較緩之坡面，其中運動速度緩慢且為連續性者，此現象為了與山崩區別，而定名為「地滑」，因此崩塌可分為山崩與地滑。兩者差異可由運動型態與機制兩方面探討：山崩是急速運動，一旦移動後即趨於安定；地滑移動速度較緩慢，且不只一次的滑動，多半有再發傾向。台灣在地形、地質與氣候條件下以山崩為主，地滑則多發生於山麓二次堆積帶，由表 2.1 易於了解山崩與地滑之特性。

表 2.1 山崩與地滑之特性(渡正亮，1971)

項目	山崩	地滑
地質	與地質關係較少	多發生於特殊地質之地質構造區
土質	主要發生在山坡地地表下之不連續面(多半是表土與下層之交界面)	主要是以黏性土為滑動面而移動
地形	多發生於 $>20^\circ$ 之傾斜地	多發生於 $5^\circ\sim 20^\circ$ 之緩坡面，尤其上部為台地地形
活動狀況	突發性	連續性、再發性
移動速度	10mm/day 以上，速度快	多在 0.01~10mm/day，速度緩
土塊	土塊被攪亂	攪亂少，多保持原地形移動
誘因	降雨，特別是降雨強度	受地下水之影響大
厚度規模	平均厚度 2m，規模小	平均厚度 20m，規模大，從 1~100ha
徵候	多半無徵候	發生前有龜裂、陷落隆起及地下水柱之變動
代表地區	中央山脈、東部泥岩地區	西部山麓、紅土台地南部泥岩地區、二次堆積地區

藤原明敏(1970)提出之典型崩塌地地形特徵，主要依塊體崩落與堆積位置來區分。崩塌地坡頂一般屬張力區，具張力裂縫與頂部塌陷之崩崖特徵，而坡頂塊體崩落後，受重力影響往下邊坡移動，直到坡度減緩而停止，堆積於坡趾處產生隆起的情形。圖 2.2 為典型崩塌地地形示意圖。此圖有助於後續地形分析時，由等高線判斷崩塌地之存在可能性，但老崩塌受時間影響其原有地貌易改變，較不易判定。

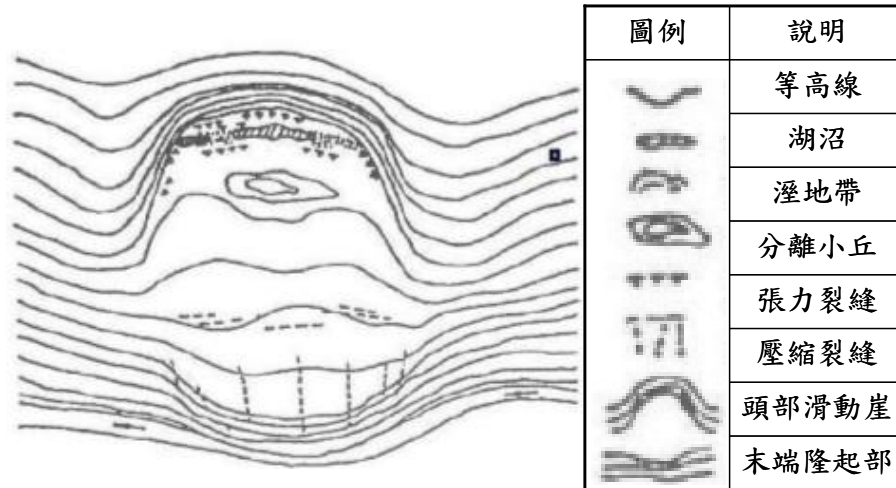


圖 2.2 典型崩塌地地形示意圖(修改自藤原明敏，1970)

Sharpe(1969)以碎屑與水分比例的多寡來區分不同形式的運動，可分成流動(flowing)與滑動(sliding)，詳細分類如表 2.2。Varnes(1978)根據坡體運動的速率、材料種類及其破壞的形式，提出邊坡的破壞方式如表 2.3，此分類將土和岩石兩種材料明確分開，可針對組構單純的土坡或岩坡破壞來解釋其破壞原因。

梨山地區地層屬中新世廬山層，以板岩為主，若依上述分類方法，則目前梨山崩塌區之崩塌機制應屬表 2.2 中 sliding 之 C：於主要滑動面或濕潤區滑動或 slow flow 中之潛移，以及表 2.3 岩石潛變或滑動為主，而崩積層形成前之機制，則有待探討。

表 2.2 物質運動分類(Sharpe, 1969)

Flowing	Rapid flow	Earth flow	在飽和土移動的意義上與 Soilfluxion 相似，但 Soilfluxion 是覆蓋坡面全體，而土石流或泥流是沿溪谷流動，一般移動速度亦較大。
		Mud flow	
		Debris avalanche	
	Slow flow	Talus creep Rock creep Rock glacier creep	更緩慢之物質運動，但不至於發生深層岩石之剪斷及表層剝離現象，例如：隨土體之凍結與膨潤化使土體隆起，在融解及乾燥土體收縮時，因重力作用移動至較原位置更下方之現象。
Soilfluxion		於淺融解層下方有永久性凍結之亞極地區發生，其上方所承載之表土經水飽和後，呈濕潤狀態往下邊坡移動。	
Sliding	A：覆蓋物質的運動引發表面裂隙		
	B：表面岩塊之旋轉		
	C：於主要滑動面或濕潤介面滑動		
	D：於弧面上旋轉滑動		

表 2.3 邊坡破壞方式(Varnes, 1978)

運動種類 Type of movement		物質種類 Type of Material		
		岩石 Rock	工程土壤 Engineering Soils	
			粗粒為主	細粒為主
墜落 Falls	岩石墜落 Rock Fall	岩屑墜落 Debris Fall	土墜落 Earth Fall	
	傾覆 Topples	岩石傾覆 Rock Topple	岩屑傾覆 Debris Topple	土傾覆 Earth Topple
滑動 Slides	轉動 Rotational	岩石崩移 Rock Slump	岩屑崩移 Debris Slump	土崩移 Earth Slump
	移動	岩塊滑動	岩屑塊滑動	土塊滑動

	Translational	Rock Block Slide	Debris Block Slide	Earth Block Slide
		岩石滑動 Rock Slide	岩屑滑動 Debris Slide	土滑動 Earth Slide
側落 Lateral Spreads		岩石側落 Rock Spread	岩屑側落 Debris Spread	土側落 Earth Spread
流動 Flows		岩石流動 Rock Flow	岩屑流動 Debris Flow	土流動 Earth Flow
		(深層潛移) (Deep Creep)	(土層潛移) (Earth Creep)	
複合運動 Complex		複合兩種或兩種以上之運動方式		

2.1.3 邊坡破壞型態與潛移模式

梨山地層岩性單調為板岩所組成，雖有崩積層不均勻覆蓋，但崩積層以下之岩層破壞(亦即最早期之岩坡破壞)，似乎可由 Hoek & Bray(1997)提出之岩石邊坡的四種破壞型態圖 2.3，來加以推論：

- (a)圓弧破壞：大都發生在極破碎或性質近似土壤之岩盤，產生岩塊體滑動。
- (b)平面破壞：主要發生在順向坡且沿層面移動。
- (c)楔形破壞：沿著兩個不連續面之交線方向，出露於坡面上方而產生之岩塊體滑動。
- (d)傾倒破壞：一般發生在岩層不連續面傾角接近垂直，或是岩塊重心向外傾斜已超出岩塊之投影面時而傾倒。

邱坤豪(2000)發現鄰近梨山崩塌地具相同岩性之佳陽地區，近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾向相反，認為此劈理變化乃因大規模邊坡潛移造成，非構造上之褶皺作用，其調查結果如圖 2.4。而梨山崩積層是否亦如鄰近之佳陽地區存在邊坡潛移破壞，則有待求得梨山崩積層板岩劈理位態後方能釐清。

潛移屬 Varnes(1978)提出之流動型(flow)邊坡破壞模式，而岩體深

部潛移作用不僅影響土壤層，亦影響位於深層之岩體。日本學者 Chigira(1992)依據葉理位態的特性，將岩體潛移作用分成四大類型如圖 2.5，其分類如下所述：

- (1)順向坡之拱彎褶皺型(Buckling folds formed in consequent slopes)：
葉理傾角較緩與坡呈順向關係，受重力影響而產生拱彎型的潛移作用，並在邊坡外側形成凸起變形。
- (2)逆向坡之拖曳褶皺型(Drag folds formed in obsequent slopes)：葉理位態呈現高角度或與坡向呈逆向時，邊坡外側葉理因重力作用而產生類似拖曳褶皺狀的潛移現象。
- (3)葉理高傾角之折彎褶皺型(Bending folds formed in slopes with steeply dipping foliation)：葉理位態常為高角度，邊坡外側葉理受重力作用而產生向下或向外折彎的潛移現象，由剖面來看，其葉理型態呈現「 \lt 」字型。
- (4)順向坡之斷層型(Faults formed in consequent slopes)：葉理位態較為平緩且與坡面平行，在邊坡外側受重力作用而產生類似斷層面的潛移面。

梨山目前之潛移狀況據黃玉麟(2006)之研究提出，較屬第二型逆向坡之拖曳褶皺，是否適用於其餘滑動體則將於本研究加以驗證。

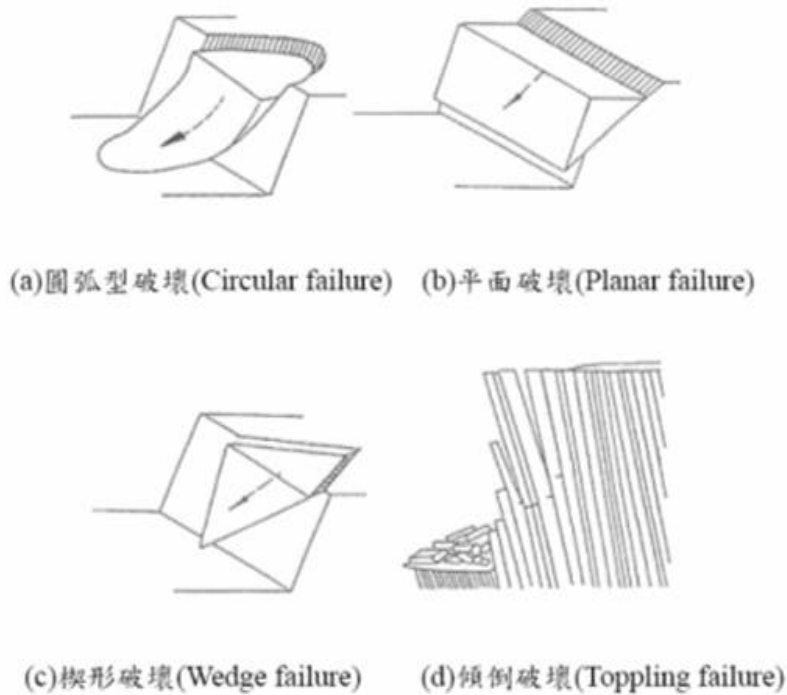


圖 2.3 岩石邊坡破壞模式(Hoek & Bray, 1977)

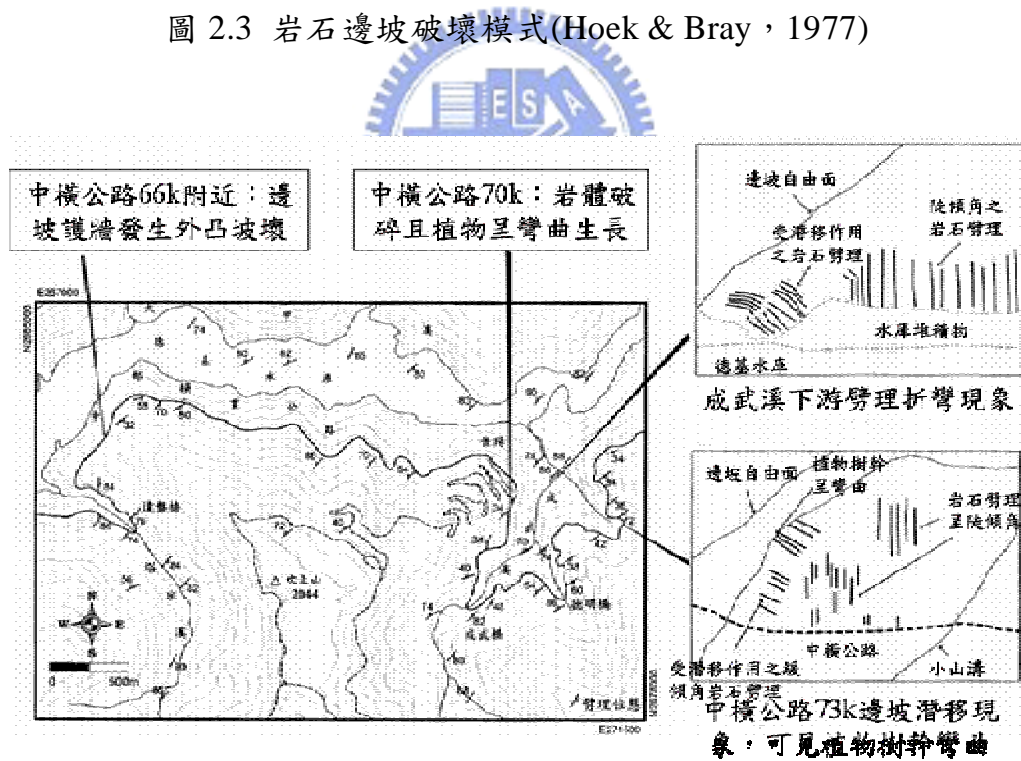


圖 2.4 佳陽地區潛移野外證據說明圖(修改自邱坤豪, 2000)

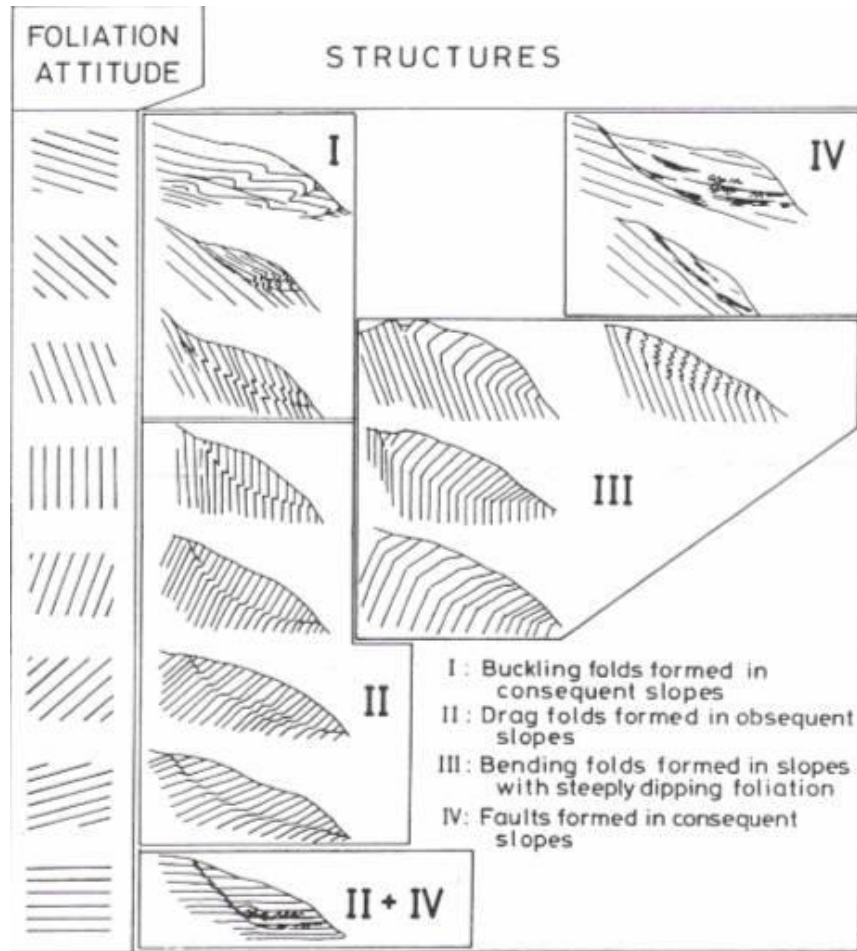


圖 2.5 山坡潛移作用類型(Chigira, 1992)

2.2 崩塌地地形分析

2.2.1 地形演變對地貌的改變

為正確的瞭解老崩坍地地貌之特性，首先必須了解地形輪迴學說。根據 Davis(1899)地形輪迴學說，由造山運動所形成之地表面，為地形輪迴之出發點即原地形。受外營力作用而逐漸變化，此地形變化是連續且具一定的順序，可分為：幼年期、壯年期(早壯年期、滿壯年期、晚壯年期)及老年期，變化期間內之地形稱為次地形如圖 2.6。地形變化至最終期之地形稱為終地形。Davis(1899)提出之各時期地形特徵簡述如下：

- (1)幼年期：原始地面受沖蝕，其地形特徵為河谷的橫斷面呈V字形，兩條河流之間的分水嶺較為寬廣，且常發生襲奪現象。在河道較硬之岩石處，有瀑布或急流發生，此現象在早幼年期最為常見，至壯年期前漸消失。此階段是使原來平坦的地面更加起伏的時期，此期將結束時，地形特徵為山高谷深且地面極為崎嶇。
- (2)壯年期：河流開始進行加寬作用使河階地漸增，亦使河流間之分水嶺縮減，呈現尖銳的山脊。河流兩側也漸有沖積平原出現，而曲流於平原間蜿蜒流動。河流多分佈在岩層抵抗力較弱的地區。本期為整個輪迴中最可能具起伏之地形，除此幼年期中原有的湖泊或瀑布等，至本期已消失。
- (3)老年期：經前兩期侵蝕後，原始面已被侵蝕到接近海平面。此期的河谷極為寬廣且平緩，地面覆蓋之厚層岩屑已風化成顆粒極小的黏土或沙土。河流在寬廣而曲折的河道中流動，分水嶺亦較壯年期平緩。由於岩層性質的差異，使河道發生改變的作用至本期已不明顯。老年期的最後階段其地面近似平原，且極為接近侵蝕基準面。

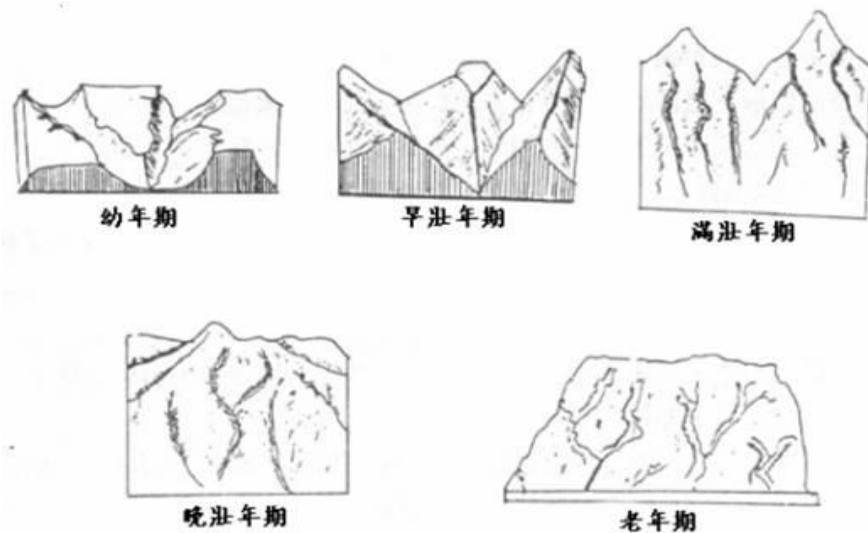


圖 2.6 山地之侵蝕輪迴(Davis, 1899)

地形輪迴並非一次輪迴即結束，終期之地形若受地殼運動之變化，即重新形成原地形，以此為原點再行一系列之地形變遷；即從原地形至終地形之連續變化，稱為一地形輪迴。

根據黃玉麟(2006)梨山下邊坡依河流切割之侵蝕型態，屬壯年期之河谷地形。沿大甲溪兩岸具東北-西南走向，坡度約為 15° ~ 30° 之山脊交錯排列。河谷兩岸靠近河床之坡面，偶有 30° ~ 50° 之陡坡存在且岩盤裸露，但在河谷上部近山脊處，顯露出幼年期地形特徵，留有前期侵蝕或沉積的遺跡。山腰則分佈著起伏的大小滑動體，為標準的地滑地形。因此梨山從古至今一直存在滑動現象，而現今之滑動是否屬古崩塌地的二或三次滑動，則為本研究探討之重點。

2.2.2 地形參數及其與崩塌地之相關性

地形參數是指可以代表一地區地形特徵之地形分析，其值例如：坡度、坡向、粗糙度及曲率等，因此是野外調查的重要觀測對象。文獻上相關地形參數如下所述：

蔡宗勳(1994)整理歸納出可以自數值高程模型(DEM)中，量度的重要地形特徵值，而本研究後續將以單點屬性來探討：

- (1)單點屬性特徵值(Local Features)：代表單一點的屬性。分成坡度(Slope)、坡向(Asspect)及曲率(包含坡向方向上的曲率：Profile Curvature(水流在此點的加速情形)以及本研究將採用之直坡向方向的曲率：Plan Curvature(水流在此點匯集或分散的趨勢)作為坡型的分類)、局部粗糙度(Local Roughness)、局部起伏度 (Local Relief)。
- (2)區域屬性特徵值(Region Features)：
 - A. 立體面積(Surface Area)：可用立體面積(地形起伏面之面積)除以水平面積得到 SHR(Surface to Horizontal Ratio)的地表特徵值，

SHR 為地表複雜度的一個指標(Elghazali & Hassan, 1986)

B.粗糙度(Roughness)：代表此區高度值的變異程度，表示此點周圍地形的複雜或單純。

C.起伏度(Relief)：代表此區垂直高度值的差異範圍。

D.單點屬性特徵值：如高度、坡度、坡向及曲率等之統計數(如平均數、標準差、中位數及眾數等)。

一般發生地滑現象之地形條件，根據Lee & Min(2001)將地滑發生次數作統計發現，當邊坡角度介於 14° ~ 37° 時，其b/a值較大表發生地滑機率高如表2.4(a、b值分別為不會發生及會發生地滑之比例)，而地形曲度中正值表凸坡、負值表凹坡，當值為負值且越來越小時，發生機率亦升高如表2.5。

上述Lee & Min之研究區地質以花崗岩及片麻岩為主，雖地質條件不相同，但邊坡坡壞時，其坡度範圍相差不遠，梨山地區以板岩為主之地質狀況是否符合，將後續研究並探討。

McKean & Roering(2003)以數值地形來計算粗糙度之方法，主要過程為先建立研究區之完整三角網格，選定一所需之地形面範圍，找出此範圍內之所有網格點且依序找出個別三角形之頂點三維座標，求出其個別三角形內之單位法向量，經統計學中所提出之向量矩陣如式2.1(Watson, 1966)運算後，可得到三特徵值 I_1 、 I_2 、 I_3 ，將其除以向量總數以正歸化得 S_1 、 S_2 、 S_3 ，利用此三值計算 $\ln(S_1/S_2)$ 與 $\ln(S_2/S_3)$ ，最後對照由Woodcock(1977)提出之粗糙度分類圖2.7，則可得知此範圍內之粗糙度型態，圖中各圓圈內為法向量之投影情形，由此觀察聚集程度，其結果約可分為以下三種：

(1)當 $S_1 > S_2 \cong S_3$ 時，表落點越靠近Y軸正向，越往上移動其法向量越密集屬平坦地形。


(2)當 $S_1 \cong S_2 > S_3$ 時，表落點越靠近X軸正向，越往右移動其法向量成帶狀分布屬山脊或凹谷地形。

(3)當 $S_1 \cong S_2 \cong S_3$ 時，表落點越靠近原點，越接近原點法向量越分散屬崎嶇地形。

其分析過程大致如圖2.8，詳細過程將於第三章研究方法中敘述。

本研究將以梨山地滑區為研究區，製作其數值高程模型了解其地形上之演變過程，於地理資訊系統上對地形變化作3D分析，以求得坡度、坡向等地形參數，與地質研究成果結合後找出具代表性之地形參數作為梨山地滑區之地形指標。

表 2.4 坡角與地滑發生機率關係(Lee & Min, 2001)



Range	Landslide did not occur		Landslide occurred		b/a
	Count	Ratio (%), a	Count	Ratio (%), b	
0-5	200,759	31	367	3	0.10
6-9	64,919	10	315	3	0.27
10-13	66,967	10	963	8	0.79
14-17	73,902	11	1,769	15	1.32
18-23	103,236	16	3,216	27	1.72
24-29	74,608	12	2,826	24	2.09
30-37	48,785	8	1,899	16	2.15
38-86	13,879	2	380	3	1.51
Total	647,055	100	11,735	100	1.00

表 2.5 曲率與地滑發生機率關係(Lee & Min, 2001)

Range	Landslide did not occur		Landslide occurred		b/a
	Count	Ratio (%), a	Count	Ratio (%), b	
-9 to -314	4,551	1	172	1	2.08
-8	2,479	0	145	1	3.00
-7	4,222	1	181	2	2.14
-6	7,208	1	325	3	2.55
-5	12,029	2	496	4	2.21
-4	20,510	3	738	6	1.97
-3	35,514	6	1,094	9	1.69
-2	68,999	11	1,455	12	1.16
-1	87,818	14	1,581	14	0.99
0	162,334	25	1,624	14	0.55
1	85,504	13	1,324	11	0.86
2	64,956	10	1,023	9	0.87
3	34,925	5	657	6	1.04
4	22,237	3	405	4	1.03
5	13,909	2	221	2	0.90
6	8,373	1	121	1	0.77
7 to 166	11,487	2	173	1	0.83
Total	647,055	100	11,735	100	1.00

$$T = \begin{bmatrix} \sum X_i^2 & \sum X_i Y_i & \sum X_i Z_i \\ \sum Y_i X_i & \sum Y_i^2 & \sum Y_i Z_i \\ \sum Z_i X_i & \sum Z_i Y_i & \sum Z_i^2 \end{bmatrix} \dots\dots\dots \text{式 2.1 (Watson, 1966)}$$

(式中 X_i 、 Y_i 、 Z_i 為各三角形單位法向量之分量)

根據Watson(1966)與Davis(1986)，式2.1乃由投影觀念計算慣量而來，當空間中所有分佈之向量端點以特定軸投影，則依各點投影距離平方之總和，可找出兩個軸分別使其總和最大及最小，而第三個軸則與上述兩軸相互垂直，此三軸方向即為此矩陣之特徵向量而其總和即為特徵值。表示當某特徵向量方向幾乎與空間中分布向量垂直，其慣量值(特徵值)大，反之，小則表此特徵向量幾乎與分布向量平行，則由三特徵值之大小即可知道其向量分佈狀況如圖2.9。

以下針對圖 2.9 各向量分佈狀況做說明，其中 1、2、3 分別為三特徵向量軸：

- (a) 以 2 及 3 特徵向量軸之負向為主平面，其向量呈帶狀分布。
- (b) 以 3 特徵向量軸之負向為主軸，其向量分佈密集。
- (c) 以 3 特徵向量軸為主軸，其向量分佈密集。
- (d) 以 2 及 3 特徵向量軸為主平面，其向量亦呈帶狀分佈。
- (e) 無一特定向量軸，其向量分佈散亂。

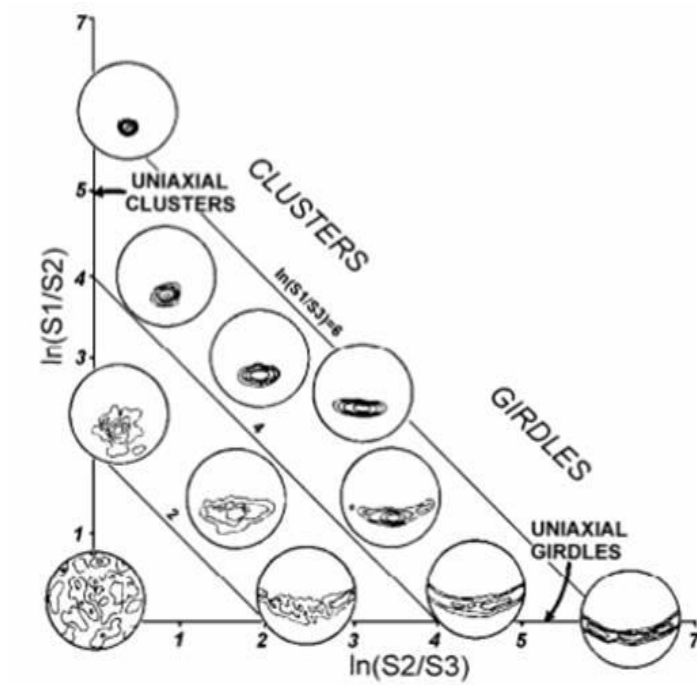


圖 2.7 粗糙度分類對照圖(Woodcock, 1977)

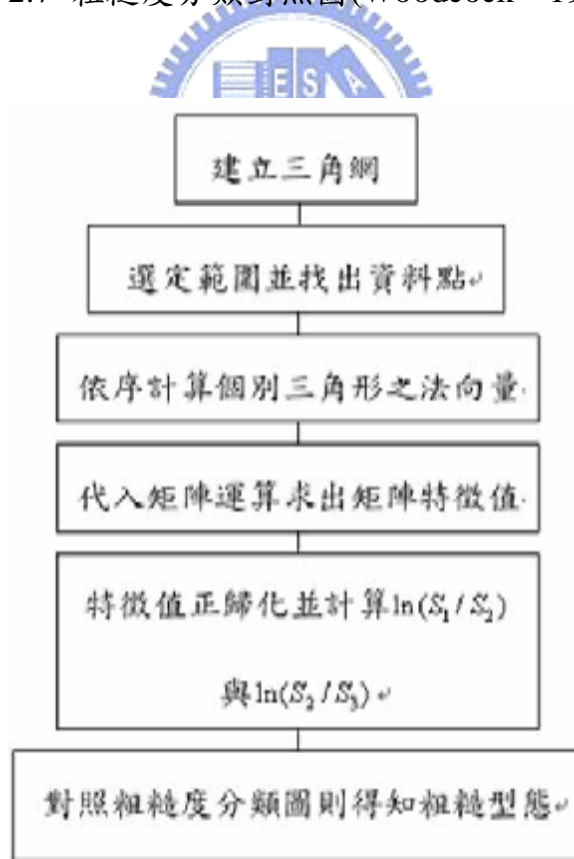


圖 2.8 粗糙度做法流程圖

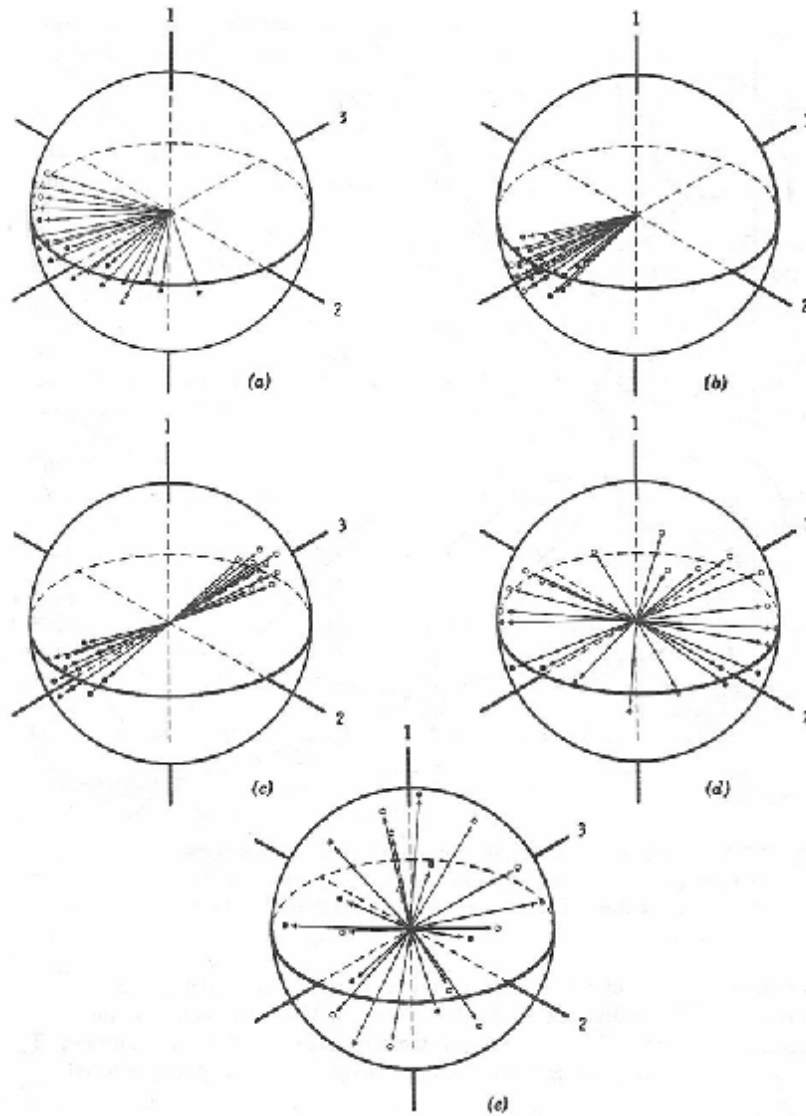


圖 2.9 粗糙度原理向量分布圖(Mardia, 1972)

2.3 梨山崩塌地區概況

本研究以梨山崩塌地區作為研究場址，以下針對梨山崩塌地區之基本概況做說明。

(1)地理位置與交通：根據富國工程(2001)，梨山崩塌地區位於中橫公路(台8線)與中橫公路宜蘭支線(台7甲線)交會處，行政區隸屬於台中縣和平鄉梨山村管轄。台8線西起台中縣東勢鎮，沿大甲溪河岸經和平、谷關及德基水庫行至梨山，長82公里；續向東行翻越

大禹嶺後可達花蓮，其長 137 公里；台 7 甲由梨山向東北經思源啞口可達宜蘭，長 112 公里如圖 2.10。受 921 大地震影響，台 8 線谷關至德基路段坍方，至今尚未修復，目前僅能由東勢沿台 8 線至和平鄉轉接台 21 線，至埔里後接台 14 線往霧社，再由台 14 甲線經合歡山及大禹嶺至梨山。



圖 2.10 梨山交通位置圖(林光敏，2002)

(2)地形：根據黃玉麟(2006)，梨山位於台中市東北東方約 100 公里之中央山脈中，依徐鐵良(1983)之地形區分類，屬雪山山脈板岩山塊地形區，地勢由南向北遞降至德基水庫。北部以大甲溪為界，大甲溪發源於思源啞口附近海拔 2,560m 之山峰，向西南流經思源、勝光、志良，於環山及松茂之間與合歡溪匯流，沿岸常見曲流、沖積扇與河階等地形景觀。依河流切割之侵蝕型態，如 2.2.1 節所提出為一標準的地滑地形。

地滑區面積約 230 公頃呈倒三角形，界於海拔 1,800m~2,100m

間，地勢由南向北遞降，南側稜線為福壽山農場(2,232m)，向北下降至大甲溪河床(1,400m)。工研院能資所(1993)依現地勘查之地形特徵，將梨山崩塌地區由西向東劃分為西區(A區)、東南區(B區)、東北區(C區)三個地滑區如圖 2.11，詳細各滑動體界線如圖 3.1。

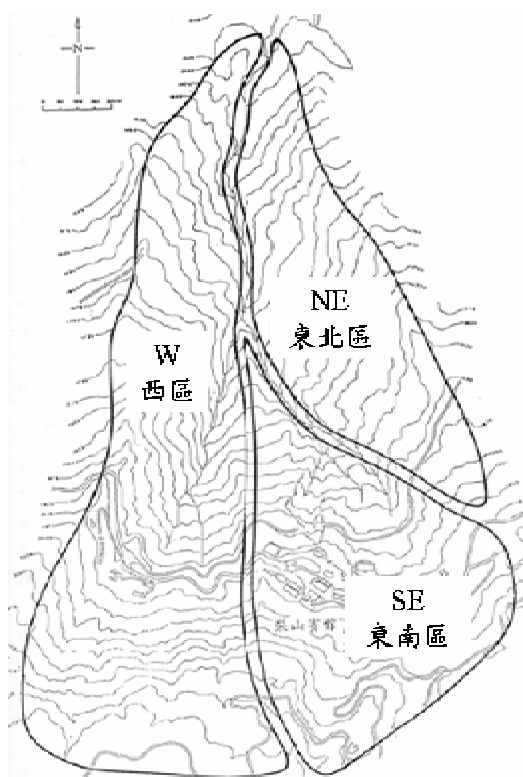


圖 2.11 梨山地滑分區示意圖(修改自工研院能資所，1993)

(3)地質：地滑區位於中央山脈地質區之脊樑山脈西側邊緣附近，依何春蓀(1986)之地質分區，屬第三紀輕度變質岩區，其出露之地層屬中新世廬山層。廬山層主要是千枚岩(Phyllite)、硬頁岩(Argillite)及深灰色硬砂岩互層所組成，偶夾雜些許泥灰岩團塊，劈理相當發達。但在地滑區內出露之岩層僅板岩一種。根據工研院能資所(1993)地質調查結果，梨山地區地層呈 $N15^{\circ}\sim 45^{\circ}E$ 走向，向東南傾斜 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 。

研究區內覆蓋於新鮮岩盤上之滑動層，主要由風化板岩塊與板岩屑夾雜黏土質土壤所構成，岩性較為單調，偶夾 2~8cm 之砂岩以及石英脈。組織不甚緊密、粒度分佈不均、膠結差、強度低且透水性極高。富國技術工程公司(2001)進行排水廊道開挖之地質調查，在崩積層底部量測岩層位態，經統計其劈理平均位態(走向/傾角)為 N36°E/32°SE，並有三組高角度節理：(1)N32°W/86°SW；(2)N29°E/83°SE；(3)N32°W/86°SW。藉由劈理或節理位態之改變，可用來判斷是否為受滑動影響，亦可用來推測其滑動機制。

(4)氣象：梨山地區年平均氣溫 15.2°C，月平均氣溫最高為 6 月之 22°C，最低為 1 月 9.4°C，夏涼冬寒。降雨受台灣地區梅雨季節及本區地形所影響，年平均降雨量 2,152mm(民國 85~91 年，梨山監測站資料)，2~9 月之月平均雨量均達 190mm 以上，而 5 月及 6 月可達 514mm，自 11 月至翌年 2 月為乾季，雨量僅為年雨量之 20.2%。

2.4 梨山崩塌地過去研究方法及成果

2.4.1 研究梨山滑動體的各種方法

整理出針對梨山地區過去之研究方法，了解其主要研究目的與施行過程，並給予適當之改進與修正，以提供日後成果分析所需之更完整且準確的資料。

2.4.1.1 鑽探取樣方法及介質材料

(1)鑽探方法：地質鑽探工作目的主要有二：一為利用鑽機及岩心管(core barrel)採取岩心，以供研判鑽探深度範圍內之地下地質情況及滑動面位置，並將所取之岩心進行各項力學試驗；二為利用鑽孔進行各種現地孔內試驗如孔內造影等。根據工研院(2005)之成果報告認為一般地滑調查時，至少應於滑動體的頭、中央及趾部各鑽一

孔，若因受現場地形、經費等因素限制，使孔位佈設無法盡如理想，應選取鑽探資料較缺乏處補鑽，並與鑽探資料較充足具正確性之地方作連結，佈設時亦須注意日後地物調查所需之工作範圍及限制。

鑽探方法依使用的鑽頭設備、機械操作方式及現地地質狀況，如地下水的位置、岩層破碎程度等，而有沖洗法(wash boring)、螺鑽法(auger drilling)、衝擊法(percussion)以及旋轉法(rotary drilling)等四種方式(謝敬義，1990)。此處針對普遍使用亦為本次研究將採用之旋轉法做整理如下。

根據劉武志(1995)旋鑽法主要利用鑽機高速旋轉方式，帶動鑽桿、岩心筒及鑽頭的旋轉鑽入地層中，施工過程中需不斷灌入水或泥漿，目的除了冷卻鑽頭外，更可藉由循環水的流動將鑽屑帶出，此外泥漿水的流動可穩固孔壁以防止坍塌，其鑽探深度可達數百公尺。停止鑽進後即可開始提取岩心，取岩心時，因岩心筒在最前端，所以需提起所有鑽桿，主要由鋼索經孔架頂端之滑輪連結捲揚機將鑽桿提升，則可將岩心筒取出。

(2)取樣方法：一般取樣方式有兩種，一為傳統取岩心方式(conventional coring method)，一則為鋼索取岩心方式(wireline drilling system)。傳統取岩心方式需抽拔所有鑽桿，方能將置於鑽桿底部之取樣器中的岩樣取出；鋼索取岩心方式則不須抽拔所有鑽桿，只需卸下鑽機鑽桿接合處，利用鋼索將置於鑽桿底部之岩心取樣器吊掛出，過程對岩樣擾動程度甚低(劉武志，1995)其鑽孔取樣步驟如圖 2.12。

林忠義(1999)提到取樣用之岩心筒為鑽進時，岩樣儲存之場所。鑽探時需用水冷卻鑽頭並將岩屑沖出地表，若鑽探深度愈深，相對循環水之水壓與流速則較大，若與岩心直接接觸，易影響軟弱岩石，如頁岩、泥岩或劈理發達板岩之提取率，為避免岩心與水過

多接觸，岩心筒可分為單層(single tube core barrel)、雙層(double tube core barrel)及三層岩心筒(Treble tube core barrel)如圖 2.13 所示。

單層岩心筒因水流經鑽桿直接流入岩心管，易與岩心接觸故不適用於軟弱破碎地層。雙層岩心管則可使岩心管之前端沿外管與內管間之空隙流入鑽頭之水槽，不致於與岩心直接接觸，因此對軟弱地層提取率較高。但岩心管提出地面後，因岩心儲存在內管且緊附於管壁，取出岩心須大力敲打岩心管而損害岩心之完整，故又發展出三層岩心管，將內管分為兩層，而最內層為可分裂式，岩心可直接剝開取出，其岩心之完整性最高。

(3)介質材料：鑽探時須使用循環水，目的為冷卻鑽頭與鑽具，並將鑽屑排出孔外。循環水本身的黏性、比重影響鑽探時岩屑排出的效率。一般以清水作為循環水即可獲得清除岩屑的良好效果(假定孔內不漏水)。過去梨山之鑽探取樣即採用清水為循環水進行傳統旋鑽法鑽探，並用三套管進行取樣，結果岩心取樣率甚低。工研院(1993)針對梨山崩積層施作鑽探則採用鋼索取樣，鑽探孔徑為 NX，亦使用清水為循環水，對軟弱層之提取率仍欠佳。中風化板岩及弱風化板岩應有少量黏土膠結物存在，但觀其岩心照片研判應為鑽探水洗消失如圖 2.14。

依工研院(2005)之梨山東北 C 區調查報告及黃玉麟(2006)針對循環水之使用做改良，經研究採用超泥漿®高分子穩定液作為循環水，超泥漿®是一種含聚丙烯醯胺的細顆粒粉末型高分子聚合物，用水稀釋後具極佳的黏滯度與潤滑性。由取樣結果圖 2.15 可見提取率極高。陳賀瑞(1997)曾將數種介質材料之比較並增加黃玉麟(2006)之改良方法作整理如表 2.6。

本研究取樣方式為鋼索取岩心法取樣，搭配三層岩心筒並採用

超泥漿®高分子穩定液作為循環水，來克服梨山地區板岩劈理發達、岩層破碎的特性，確保鑽探岩心品質以供岩心判釋及室內試驗，與維持孔壁完整性供現地孔內試驗之施作。

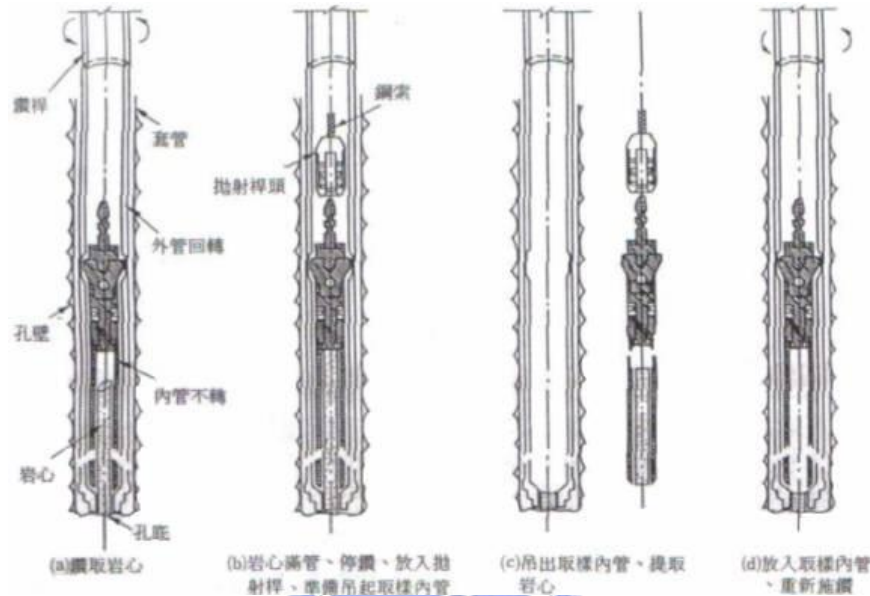


圖 2.12 鋼索取樣法鑽孔取樣步驟示意圖(侯秉承、黃俊鴻，1995)

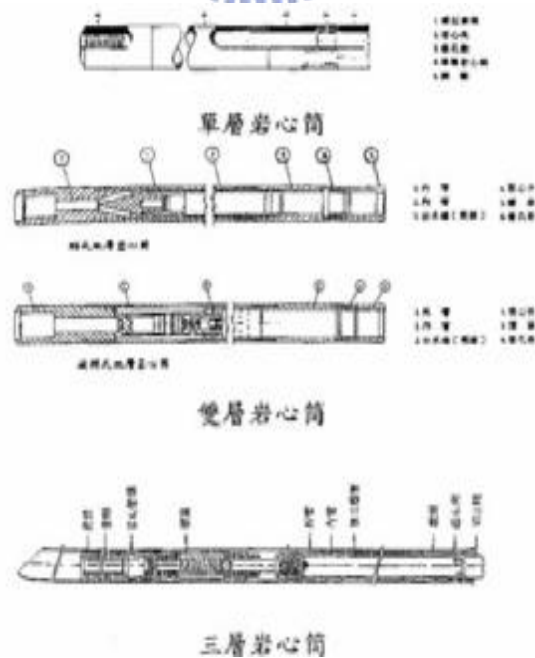


圖 2.13 岩心筒種類(劉武志，1979)

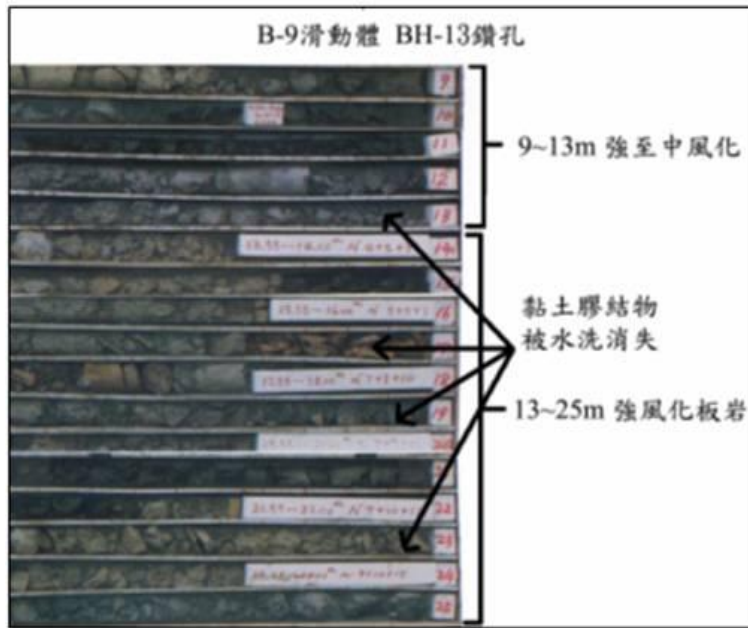


圖 2.14 鑽探水洗造成膠結物消失(黃玉麟，2006)

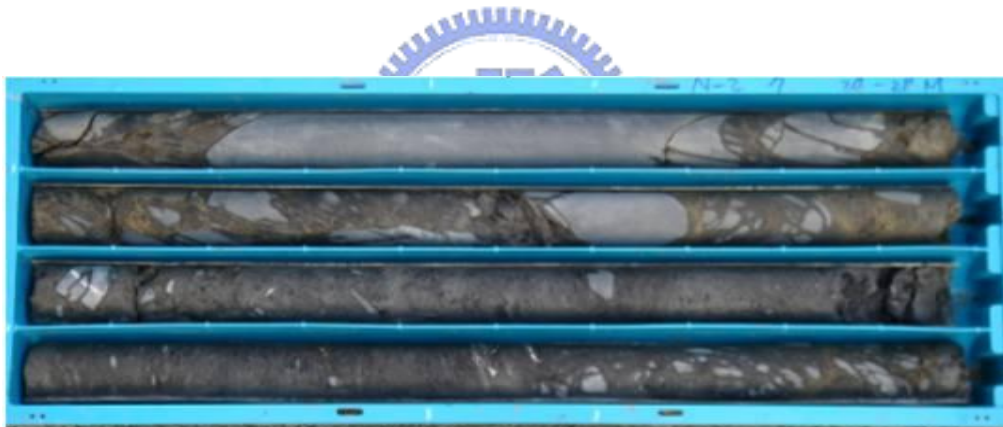


圖 2.15 提取率極高之岩心照片(黃玉麟，2006)

表 2.6 鑽探介質材料之比較(修改自黃玉麟，2006)

介質種類	優點	缺點	適合地質狀況
空氣	<ol style="list-style-type: none"> 1.取得最容易 2.免費 3.最適合鑽孔 	<ol style="list-style-type: none"> 1.鑽具嚴重震動影響取樣 2.產生大量塵埃與噪音 3.施鑽深度較淺 	任何地層
水	<ol style="list-style-type: none"> 1.取得較容易 2.輔助機具簡單 3.可有效冷卻鑽頭 4.施鑽深度較深 	<ol style="list-style-type: none"> 1.容易對地層造成擾動 2.影響地層之含水量 3.對軟弱地層取樣率低 4.套管使用率較高 	<ol style="list-style-type: none"> 1.堅硬、完整岩層 2.一般土層
泥漿	<ol style="list-style-type: none"> 1.形成泥壁防止鑽孔崩坍，可省略套管使用 2.適當比重之泥漿，可封閉岩層之裂隙防止漏泥 3.可抑制高壓地層內氣體或流體之突出 4.有黏性，可降低衝擊速度，減少地層擾動 5.施鑽深度相當深 	<ol style="list-style-type: none"> 1.泥漿的調配不容易 2.對環境造成污染 3.對人體有害 4.輔助設備設置較複雜 5.價格較貴 	<ol style="list-style-type: none"> 1.地熱鑽井 2.含高壓流體之地層 3.海域沖積礦床 4.較破碎之地層
泡沫	<ol style="list-style-type: none"> 1.拌合容易 2.下沖速度低，減少對機具之震動 3.具有穩定孔壁作用，可延緩施加套管的時間 4.減少孔壁摩擦力，使套管之施加或拔除較省力 5.無毒性，不會造成環境污染 6.所需水量較少 	<ol style="list-style-type: none"> 1.膠結較緊密地層不適合 	<ol style="list-style-type: none"> 1.軟弱地層 2.破碎地層

<p>超泥漿®高 分子穩定液 (Neat Vis)</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1.拌合後即達到功效，即半即用且不需設置預拌池 2.比重近於 1，鑽掘土壤不易水解於此穩定液中，因此不易提高比重 3.利用此穩定液中之膠質黏度，將土壤顆粒縱橫膠結，達到穩定開挖壁面 4.不產生劣化現象，可無限次重複使用 5.回收液中含砂量極低，可直接置於儲存池中備用，不需設置沉澱池 	<p>1.價格較貴</p>	<ol style="list-style-type: none"> 1.黏土 2.頁岩 3.砂質地層
---------------------------------------	---	---------------	--



2.4.1.2 現地孔內造影

現地孔內造影為利用影像擷取設備於鑽孔孔壁內擷取孔壁影像資訊，此方法可獲得直接的孔內影像畫面或 360°的孔內照片，經影像分析得到現地岩體狀況，如不連續面之位態。優點在於能夠得到最直接孔內狀況，可消除岩心取樣過程中，擾動岩心而影響判釋成果。孔內造影的技術主要有(U.S. Army Corps of Engineers, 1982)：

- (1)鑽孔內視鏡(Borescope)
- (2)孔內攝影機(Borehole Television)
- (3)孔內照相機(Borehole Camera)
- (4)孔內拓印法(Impression Packer)
- (5)孔內造影儀(Borehole Televiewer)

此處針對過去常採用之孔內造影儀作資料整理：

孔內造影儀可分為孔內聲波造影儀(Borehole Acoustic Televiewer)及孔內光學造影儀(Borehole Optical Televiewer)。孔內聲波造影儀原理是利用聲波探測器於孔內由下而上取得孔壁 360°影像，聲波探測器為一種可發射聲波及接收孔壁所反射聲波的裝置，擷取孔壁反射聲波的振幅(amplitude)及來回走時(traveltime)。聲波之傳遞須有孔內水作為介質，其影像資料為反射聲波的振幅與來回走時所計算呈現的對比影像，故無論孔內水清澈或混濁皆可施作。

孔內聲波造影儀包括內建數位測傾儀及羅盤儀，可用來判別影像掃瞄時探測器的傾角與方位，記錄各探測深度傾角與方位，並藉由傳輸裝置回傳孔壁反射訊號至放置於地表面的資料接收器。進一步分析探測器之傾角與方位，即可得地層不連續面走向與傾角等資訊。圖 2.16 為聲波造影儀原理說明圖，圖 a 顯示一傾斜平面(incline plane)與圓柱狀岩心相交的情形，此傾斜平面與水平面(horizontal plane)相交，

其最大角度即為傾角(dip)，傾角所指方向稱為傾向(dip azimuth)。傾斜平面與水平面之交會線則為走向(strike)。利用簡單幾何與三角函數關係，可展開圓柱狀正圓在傾斜平面的橢圓投影，圖 b 則為橢圓投影展開之軌跡圖，軌跡圖含有偏移角(q)，與傾斜角(dip, r)，將其繪製於直徑為 1 單位的正圓上，可得該傾向與正北旋轉方向(q)以及投影量(r)，如圖中 c 與 d。

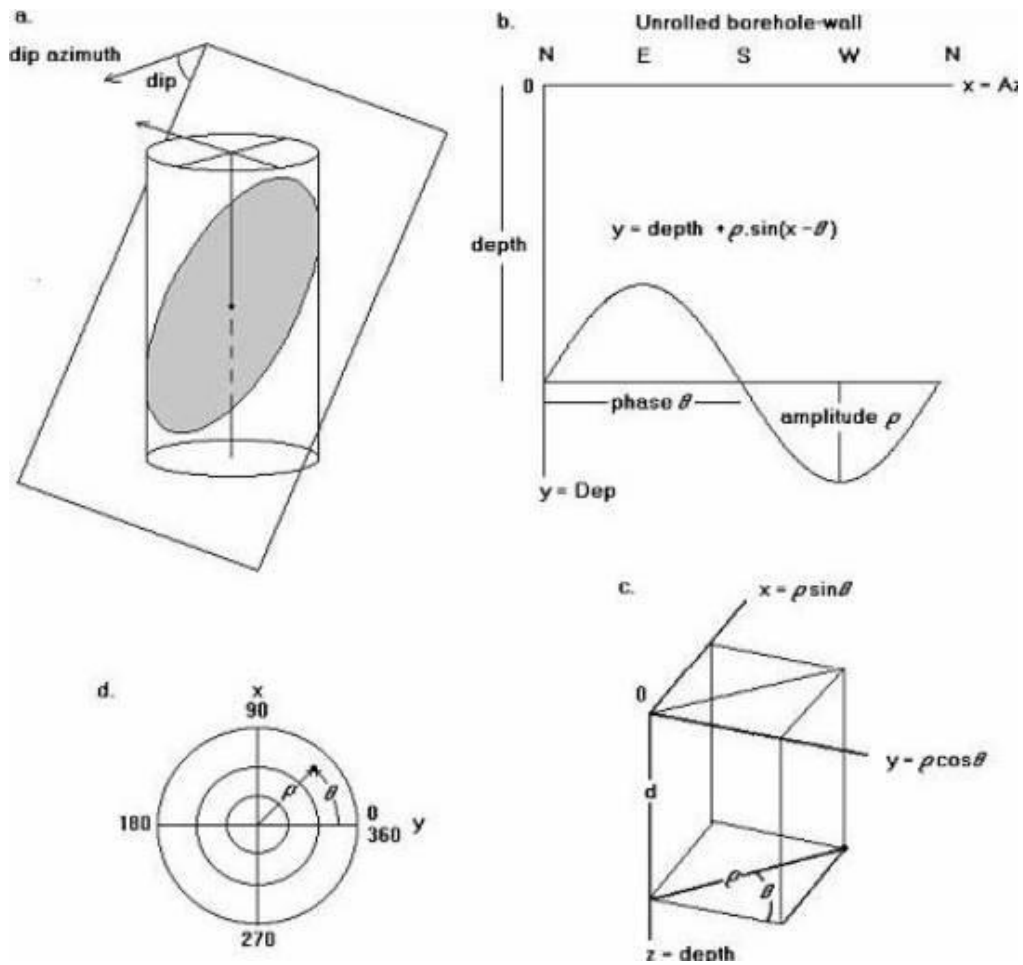


圖 2.16 孔內聲波造影原理(Siddans & Worthington, 2002)

孔內光學造影儀以本身發出光源照射孔壁，並同時將孔壁影像掃描紀錄，此為最直接的影像，接收鑽孔 360°的孔壁狀況，紀錄成數位

影像檔案，可匯入儀器所搭配之分析軟體進行不連續面分析。圖 2.17 為聲波造影儀裝置示意圖，儀器下端為超音波感測元件，而光學造影儀與聲波造影儀不同處為感測元件部份改為感光元件，即電荷耦合元件(Charge Coupled Device, CCD)。

本研究將採用之造影設備為孔內聲波造影儀與光學造影儀，來輔助岩心不連續面之判釋。

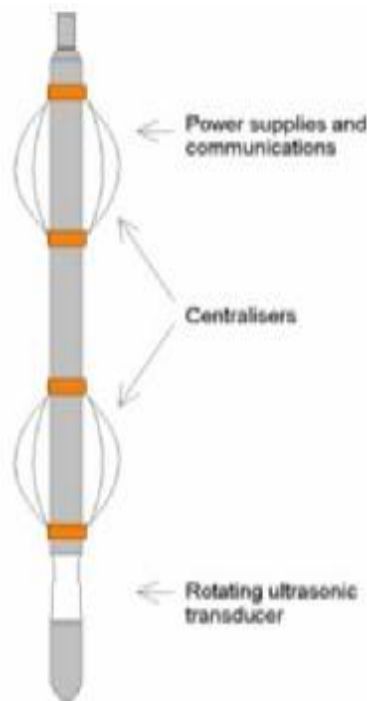


圖 2.17 孔內聲波造影儀裝置示意圖(黃玉麟，2006)

2.4.1.3 現地孔內震波量測

現地波速量測方法一般可分為需要鑽孔與不需要鑽孔兩種。需要鑽孔之探測法雖然單價較高，但可量測到比較精確之波速剖面。本研究採用需要鑽孔之波速量測，因此以下針對需鑽孔之探測法加以說明。需要鑽孔之探測法有(林忠義，1999)：

(1)跨孔式探測法(Cross-hole Velocity Measurement)

(2)下孔式(Down-hole Velocity Measurement)

(3)上孔式(Up-hole Velocity Measurement)

(4)懸垂式 P-S 波量測法(Suspension P-S logging measurement)

此處針對本研究將施作之懸垂式 P-S 波量測法作資料整理：

懸垂式 P-S 波探測法，主要裝置是一含有兩組受波器及一震源產生器之探測管，兩組受波器間距 1 公尺如圖 2.18。量測方式是將探測管置於含有液體之孔中，震源產生平行於管壁走向之震波，經周圍岩層之傳導可由兩組受波器同時接收(Nigbor & Imai, 1994)。施作時僅需一鑽孔及小區域的操作空間，且可不需要套管，由於震源和受波器乃跟隨著纜線一同下降至鑽孔內部施測，故可量測較深之地層。其資料擷取及控制監測裝置可將訊號疊合以克服雜訊的問題。每隔 1 公尺可決定正確之速度，最小可量測 20cm 之地層速度。

本研究將採懸垂式 P-S 波量測法測得波速並間接求出岩體性質。

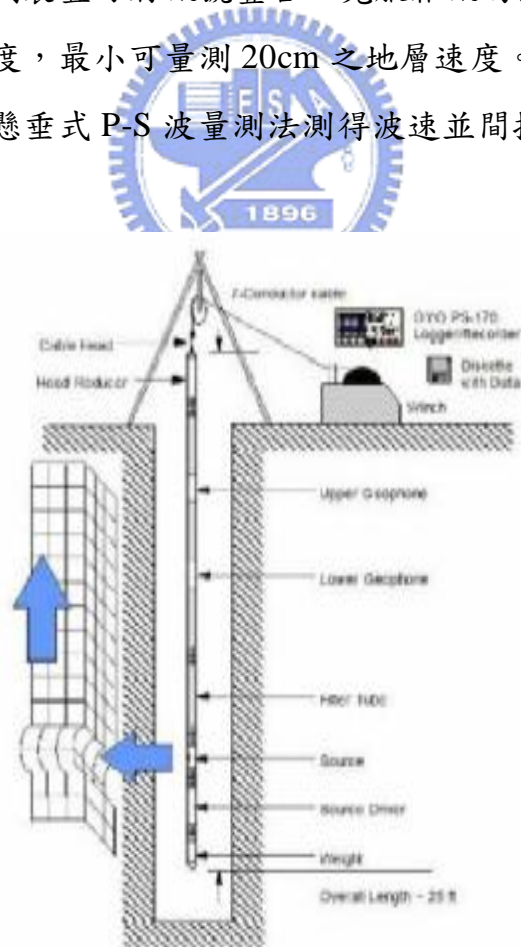


圖 2.18 懸垂式 P-S 波探測法示意圖(修改自 Ogura, 1988)

2.4.1.4 地電阻探測技術(Electrical Resistivity Image Profiling)

地電阻法為傳統地球物理探測技術之一，不僅可計算出地層之電阻率值，並間接推測出屬何種地層材料，進而以鑽探資料點輔助解釋地電阻探測技術所得到之地質材料性質。其方法包括直流電法、電磁法與透地雷達。以下針對本研究將採用之直流電法作說明：

直流電地電阻法(楊潔豪，2001)的施測方法是將電極插入地表，傳導直流電或非常低頻交流電進入地底，產生人為電場，經由額外電位極量測電位差如圖 2.19。依電極排列方式不同，對應到不同的空間幾何因子，得到之電阻率稱視電阻率(Apparent Resistivity)，經由反算分析獲得接近實際之電阻率值。

根據楊証傑(2005)直流電地電阻法依探測方式有一維、二維及三維形式，一維探測可分為垂直探測(Vertical sounding)與橫向探測(profiling)；二維探測或稱為地電阻影像剖面法(Electrical resistivity tomography, ERT)是綜合一維探測的垂直與橫向之探測結果，組成擬似剖面(Pseudo-depth)；三維探測是佈設一矩形陣列的電極，得到 3D 似電阻剖面。

電極排列方式甚多，其中常用為施蘭普吉排列法(Schlumberger Array)、溫奈排列法(Wenner Array)、雙偶極排列法(Dipole-Dipole Array)及雙極排列法(Pole-Pole Array)如圖 2.20，而在野外施測所使用之方法，須視欲探測目標及施測地點的地形而異，一般建議測線選擇概要(楊証傑，2005)如下：

- (1)地勢平坦或略為緩坡地形，降低地形效應(Tsourles *et al.*，1999)。
- (2)遠離地下管線、金屬導電物質等減少造成的雜訊。
- (3)選擇測線與層面走向或斷層方向垂直為主。
- (4)考慮測深和測線展距比例關係，與橫向涵蓋範圍。

(5)測線盡量避免彎曲，最好保持直線。

本研究採用直流電二維探測(ERT)而電極排列方式則採用 Pole-Pole 來探測深層地層為主，以及 Wenner-Schlumberger 探測淺層並與 Pole-Pole 作比對。

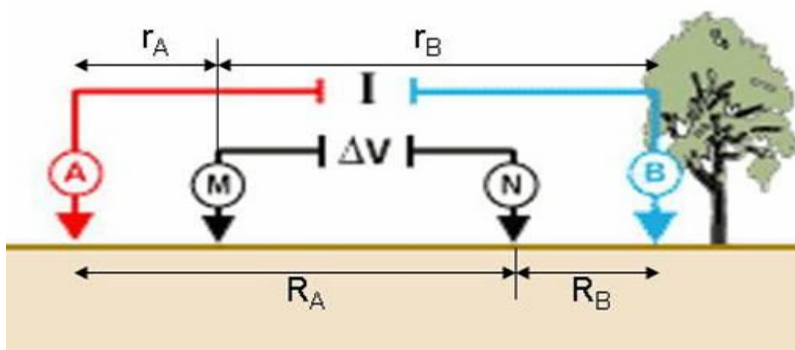


圖 2.19 二維地電阻施測示意圖(尤仁弘，2006)

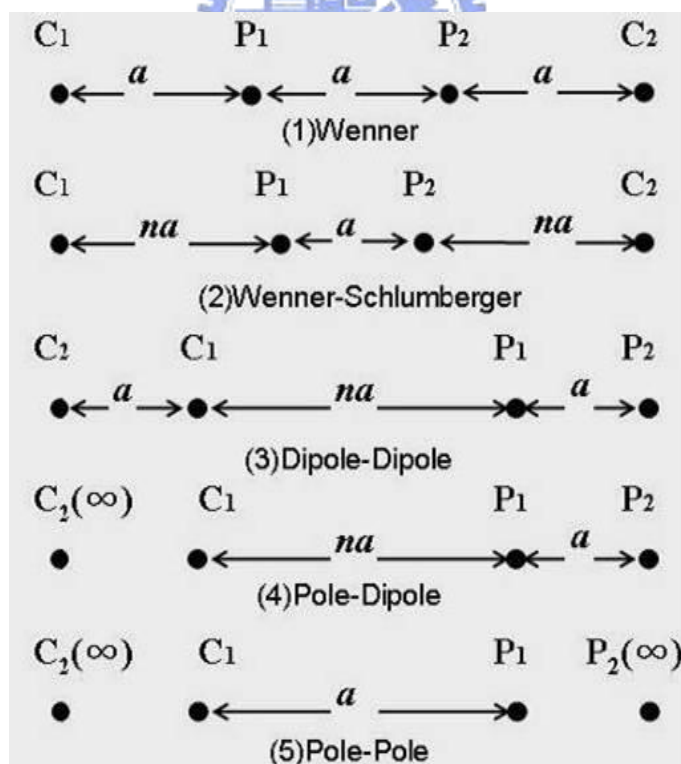


圖 2.20 各種電極施測排列幾何(楊証傑，2005)

2.4.1.5 時域反射監測技術(Time Domain Reflectometry, TDR)

TDR 應用於大地工程量測為一較新之發展，除了可量測與土壤基本物理性質相關之土壤電學性質，亦可用於地下水監測及土壤岩石或滑動面之變形監測。

TDR 是以電磁波為基礎之探測法(葉致翔，2003)，其基本原理與雷達相同，但電磁波之傳遞侷限於傳輸纜線(Transmission Line)，因此雷達量測為三維的波傳問題，而時域反射量測則為一維。圖 2.21 為 TDR 儀器之簡圖，包含階躍脈衝電壓產生器(Step Generator)、訊號採樣器(Sampler)及示波器(Oscilloscope)，脈衝產生器產生電壓脈衝傳至同軸纜線，訊號採樣器擷取並透過示波器顯示由同軸纜線傳回之反射訊號。同軸纜線由一組內、外導線所組成，外導線以封閉的方式包圍內導線；感測器(Sensor)為同軸纜線之延伸，使得電磁波能傳入所要量測之材料或環境中。

- TDR 應用於大地工程監測，其原理可歸為三類(葉致翔，2003)：
- (1)利用 TDR 反射訊號監測當電纜受到外在環境之影響，造成電纜幾何形狀或感測器長度之改變，例如：岩石或土壤之相對變位，使埋置其中之電纜幾何形狀改變(Dowding *et al.*, 1988; Aimone-Martin *et al.*, 1994)。
 - (2)利用 TDR 之反射訊號量測感測器內不同介質之界面位置，例如：地下水位之監測(空氣與地下水位界面) (Dowding *et al.*, 1996)。
 - (3)將所欲量測之材料作為感測器之介質，利用反射訊號量測材料之介電度與導電度，用以進一步推估材料之基本物理性質，例如：土層之含水量與土壤顆粒種類(Topp *et al.*, 1980; Lin *et al.*, 2000)。

本研究將利用 TDR 之第(1)原理來輔助對滑動面位置之推測。在 TDR 量測系統與傳輸線的原理中得知，由 TDR 製波器發出之脈衝訊

號，在遇到斷面材質不同(即纜線阻抗不連續)或幾何形狀不同時，會產生反射訊號，因此可應用此原理來監測岩體變形。首先於所要監測的岩層鑽孔放入同軸纜線，以水泥漿填塞使其與岩層形成一體，隨著岩體變形使同軸纜線發生破壞，TDR 反射之波形亦會隨變形增加而增加，目前許多研究指出變形的大小不僅可量化，且在某些例子我們亦能分辨其為剪力或張力變形(Dowding *et al.*, 1988; Dowding *et al.*, 1989; Su & Chen, 2000)。圖 2.22 為 TDR 變形感測器反射波形示意圖。

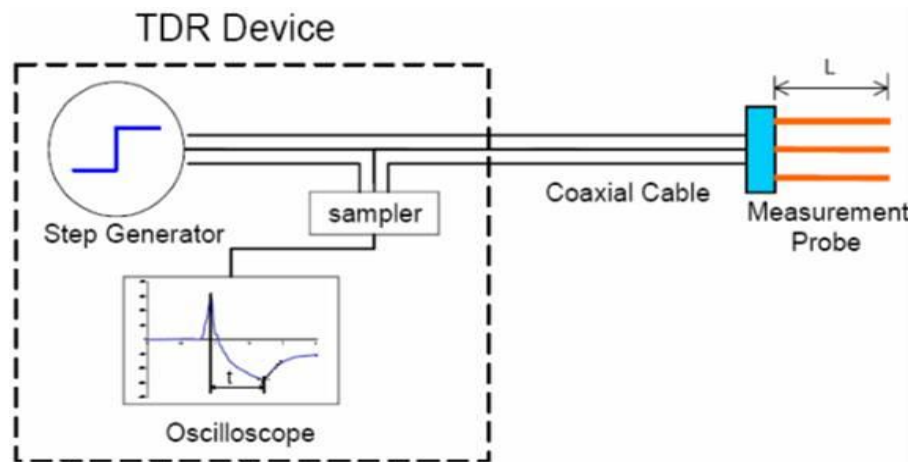


圖 2.21 TDR 儀器示意圖(葉致翔，2003)

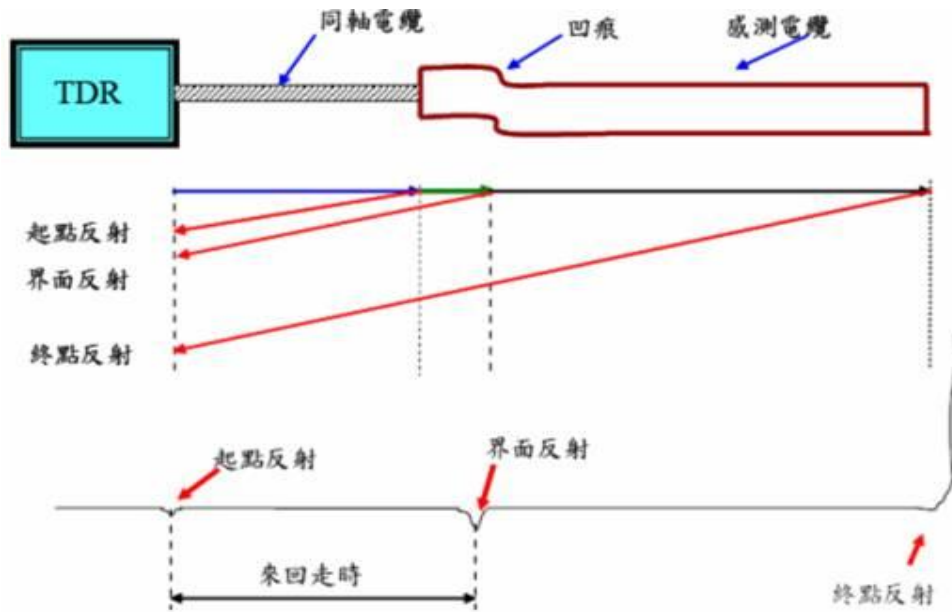


圖 2.22 TDR 變形感測器波形反射示意圖(葉致翔，2003)

同軸電纜線(楊清良，2004)可提供電磁波一個一維之波傳路徑，能量在電纜線中則是以橫向電磁(TEM)波的方式傳遞，其基本構造主要分三部分如下：

- (1)內導體：為電流流動路徑
- (2)非導電絕緣體：提供內外導體間的支撐與電絕緣，需為良好絕緣且高頻下的能量損失極小
- (3)外導體：不但為電流流動之路徑，在高頻使用時，亦可作為一個隔絕外部干擾之屏蔽

同軸電纜之主要優點：有電流在外導體僅沿著內壁流動，金屬導體其餘之厚度則扮演一屏障之角色，其功能在消除外來的雜訊以及避免因輻射造成之能量損耗。

2.4.1.6 數值地形模型(Digital Terrain Model)

數值地型模型是一種藉由電腦儲存、讀取與分析的地面高度資料。其概念由麻省理工學院的 Miller & Laflamme(1958)首先提出，主

要應用於工程上如公路選線與土方計算等範圍。

可定義為一個結構化具組織性的資料庫，以 X、Y、Z 三維座標來表現地表面(Welch, 1990)。數值地形模型的資料為數位化的地表高程數值，主要有三種模式，其共通的特性乃以有限的地面樣本點高度來表現地形起伏的特徵，同時也代表三種不同的抽樣方式。以下即為此三種模式的特性(黃明萬, 2001)：

- (1)規則網點(regular grid)：屬點模型之一種，沿著垂直正交的網格，在每個網格交點上量取其高度值，將這些高度值登錄成一個規則矩陣的結構，如圖 2.23(左)。
- (2)不規則三角網(triangulated irregular network)：亦屬點模型之一種，Peucker 等(1978)提出以一組不規則分佈的樣本點及其所圍成的三角面，如圖 2.23(中)，來代表地形起伏。三角網格點線段的位置，一般座落於稜線及谷線地區，所表現的地形特徵為地形構造的脈絡。根據點和線的交集所獲得的三角面即為獨立的邊坡單位，一個三角面具有其所應表現的坡度及坡向。
- (3)數值等高線(digital contour)：屬於線模型，與傳統地形圖上的等高線極類似，不同點在於數值等高線乃由一連串離散的點所組成，而非傳統地形圖上類比式的連續曲線。事實上，電腦的數值地形資料是以一連串座標值(X, Y)加上高程值來表現地形面高度，如圖 2.23(右)。數值等高線的取樣方式是以地形面垂直方向上的固定高差為取樣依據；當一個地區內的高程差大於一個等高線區間時，則必有一條等高線被登錄；若某地區內的地形起伏沒有超過一個等高線的區間時，無論一個地形單元的起伏在水準方向延伸多少距離，都不會被登錄成一條等高線。

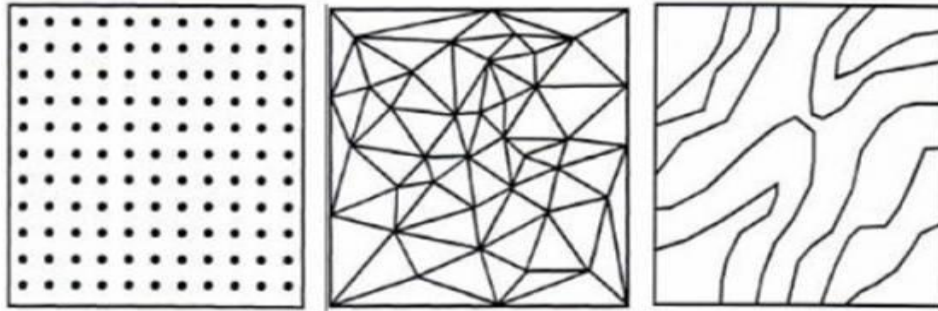


圖 2.23 數值地形模型的三種模式(黃明萬，2001)

本研究使用於地形分析之數值地形模型以不規則三角網為主要型態。但以 ArcGIS 軟體建構不規則三角網時乃由規則網點轉換而來。本研究規則網點採用 5m×5m 之 X、Y、Z 座標(即每隔 5m 就有一筆二度分帶座標與高程值的資料)建構。ArcGIS 軟體亦可由不規則三角網匯製出數值等高線套疊至正射影像上表現。

2.4.2 梨山過去研究成果

(1)滑動介質：蘇苗彬(1990)於台 7 甲線 72.5K 下邊坡調查結果，發現土體沿崩積層下方之砂質粘土夾層滑動。藤原明敏(1979)提出地滑地質分類準則，區分崩積層為：崩積土、強風化層、中風化層、弱風化層及岩盤，並將黏土歸為強風化層視為滑動介質。富國工程(2001)以監測資料推估滑動機制，以梨山賓館上下 B1、B4 及 B5 滑動體為例(參考圖 3.1)，認為此區滑動主要沿細粒狀、碎屑狀板岩甚至黏土狀板岩滑動。黃玉麟(2006)依岩心判釋結果，亦將灰色黏土夾板岩碎屑歸類為軟弱層。

(2)邊坡破壞模式：富國工程(2001)由區域地層特性研判，深層位移可能與大地應力變化或大甲溪河谷解壓所造成之岩體潛移有關，且埋設之傾斜觀測管孔底有位移現象，推測東南區滑動體深層有潛移的

現象發生，而深層滑動模式以平面及楔型滑動為主，淺層則以平面或圓弧滑動為主。中華顧問(1999)亦提出 B1 及 B4 滑動體存在深淺兩個潛在滑動面分別為 23m 與 43m，而滑動模式則以平面形與圓弧形滑動合併之複合滑動型態為主。工研院能資所(1993)發現河谷處之層面及劈理的傾斜角度近乎垂直，但在稜線或山坡上則略轉平緩，並推測此一現象乃因岩性軟弱及河谷解壓，造成山脊頂部岩層潛移翻倒所致。

(3)軟弱層成因：黃玉麟(2006)推測 B9 滑動體下邊坡 N1 孔之上層軟弱層為地下水風化造成，但滑動面延伸至下方 CH-23 孔則消失如圖 2.24(鑽孔位與剖面線如圖 2.25)，但經 CH-23 孔之岩心判釋發現 13~15.5m 具黏土化現象如圖 2.26，故懷疑此滑動面應延伸至更下邊坡處，本研究於 CH-23 孔附近再施鑽 X1 孔來確認。

B9 下層軟弱層則以劈理位態來輔助解釋其成因，推測為潛移造成，但由於 N1 孔鑽孔深度不夠，無法正確推斷 40m 以下是否有劈理位態轉變，因此下層軟弱層之推測有待進一步研究。表 2.7 為黃玉麟(2006)針對東南區之滑動型態分類之整理。

本研究以鄰近 B9 滑動體之 B1 與 B4 滑動體為主要對象，以驗證黃玉麟(2006)之結果。富國工程(2001)之監測儀器於孔底有變位發生，推測為潛移造成，但不排除為裝設過程中回填狀況差等因素，故本研究亦將於 X2 及 X3 孔埋設 TDR 監測變形來確定，並藉此了解滑動體下方之滑動機制與滑動面位置，是否與 B9 具關聯性，並將機制之研究擴大至整個梨山地區，與建立之地形指標參數作整合，期能由地形來對崩積層之形成作完整之推演。

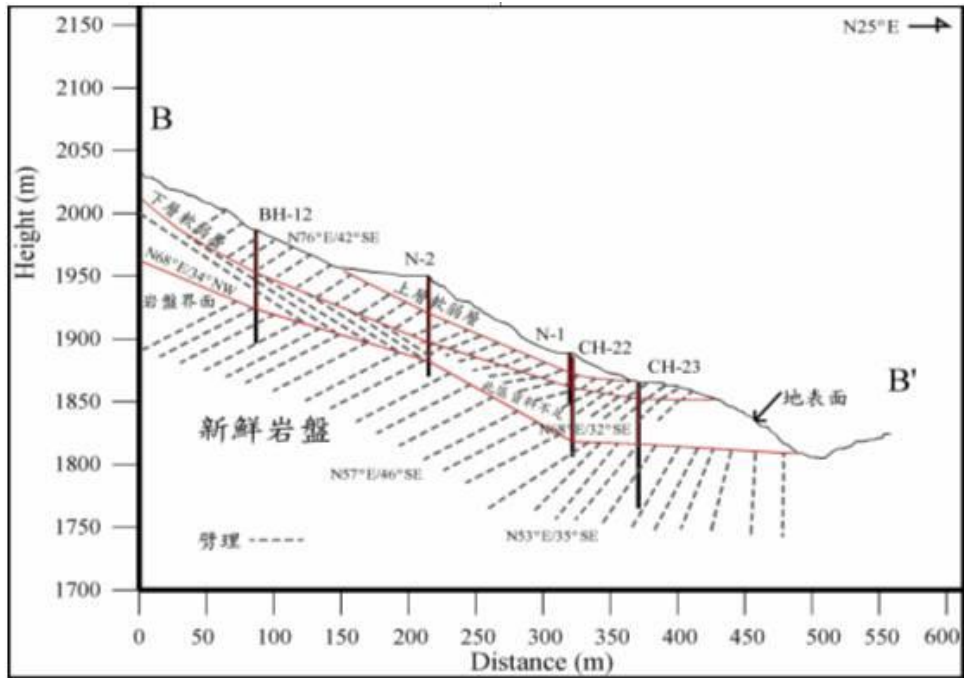


圖 2.24 B9 滑動體剖面圖(黃玉麟，2006)

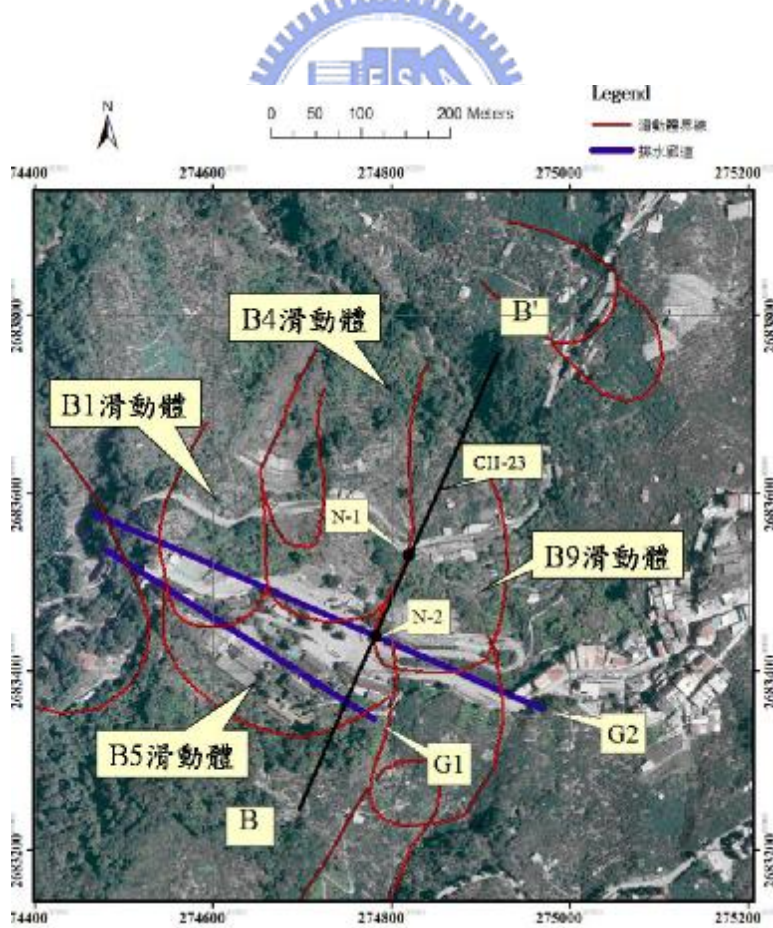


圖 2.25 鑽孔與剖面線位置圖(修改自黃玉麟，2006)



圖 2.26 CH-23 鑽孔 10m~15m 岩心照片(工研院能資所，1996)

表 2.7 B 區滑動體滑動型態整理(修改自黃玉麟，2006)

地滑分區	東南區
代表滑動體	B-4 B-5 B-9
滑動面數量	二層
可能邊坡破壞方式	上層圓弧型滑動 下層潛移破壞

第三章 研究方法

本研究主要分成四部份，第一部份為地質鑽探取得良好岩心，進行崩積層判釋與材料分類，提供研究滑動機制所需資料及室內試驗所需岩樣；第二部份為現地試驗及監測包括(1)孔內造影：求得研究場址不連續面位態資料與岩層狀況，(2)孔內震波量測：間接求得岩體之動態性質，(3)地電阻探測技術：輔助鑽探岩心判釋成果正確性，(4)TDR 監測技術：監測研究場址之滑動深度與滑動量；第三部分為航照判釋，以立體鏡觀察 3D 地形及崩塌地現況，亦有助地形分析之準確性；第四部份為數值地形模型，分析歸納出崩積層所在之坡度、坡向等地形參數；最後綜合上述各部分研究成果作出材料分類、力學性質與地形指標三者之整合，期能夠由地形來推論崩積層演變之過程及滑動原因等，提供未來台灣地區類似梨山崩塌地研究及工程治理的參考。



3.1 地質鑽探規劃

3.1.1 研究場址

本研究之研究場址以梨山之三個滑動體為主，而鑽孔為三孔分別位於 B9、B4 及 B1 滑動體如圖 3.1，其個別選址之目的與考量如下：

B9 滑動體：

- (1)根據黃玉麟(2006)所提出，B9 滑動體下邊坡 N1 孔所鑽取之岩心發現二軟弱帶，上層軟弱帶乃由於地下水位變動範圍恰位於軟弱帶附近，故推論此軟弱帶為地下水上下起伏，促使岩體加速風化而致，而軟弱帶之延伸本研究認為有待驗證，且於 N1 孔下方之 CH-23 鑽孔岩心照片(參考第二章圖 2.26)，亦有黏土化情形，故其軟弱帶應延伸至更下方(圖 3.2 藍色線段)，因此考量後於 N1 孔往下邊坡再施

鑽 X1 孔，以確認上層軟弱帶之延伸。

(2)此處位於台 7 甲路邊屬公有地，可免除私人用地之協商過程，故用地取得容易且機具進出方便。

(3)過去有許多 B9 滑動體之鑽孔與監測資料，有助於鑽孔後之岩心判釋並可建造滑動體完整之剖面，以了解其滑動機制與原因。

B4 滑動體：

(1)根據富國工程(2001)與中華顧問(1999)，由鑽孔及監測結果顯示 B1 滑動體亦有兩滑動面，且位於 B9 滑動體旁，推測其滑動機制與原因應相同，故於此處鑽孔將可確定此兩滑動體是否有相關性，則可推論整個 B 區滑動體之滑動歷史，因此施鑽 X2 孔。

(2)於 B1 施鑽調查可了解 B 區崩積層與滑動機制之橫向發展。

(3)亦位於台 7 甲道路旁屬公有地，具諸多方便之處。

B1 滑動體：

其目的與考量如 B4 滑動體所示，故施鑽 X3 孔。



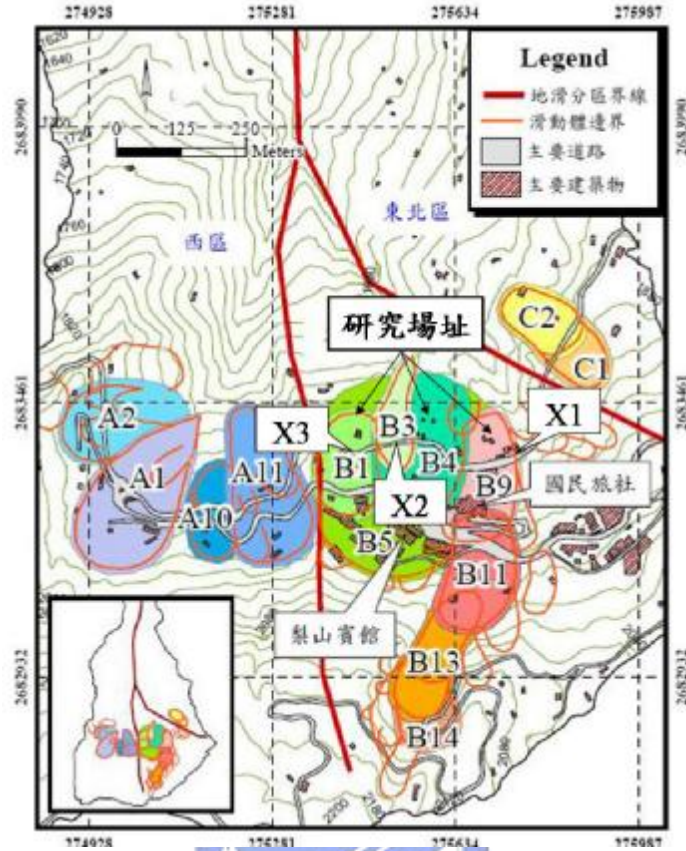


圖 3.1 梨山滑動體分布圖(修改自劉岫雲，2003)

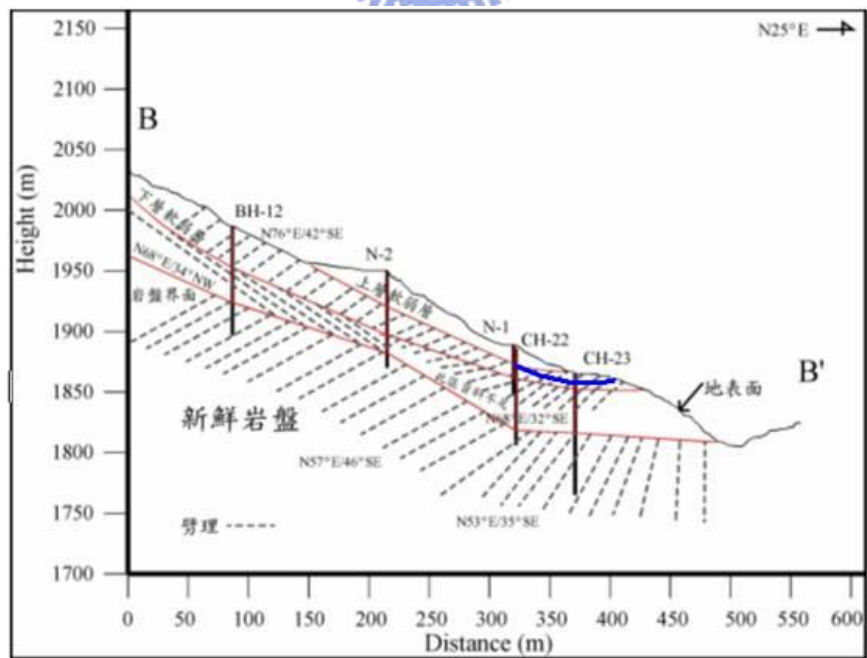


圖 3.2 新建立之上層軟弱帶延伸線(修改自黃玉麟，2006)

3.1.2 鑽探孔位選擇與試驗規劃項目

為了釐清整個梨山崩積層之材料特性與滑動機制，故鑽探深度將以達到新鮮岩盤為原則，需包括以黃玉麟(2006)所分類之灰色板岩夾黃色黏土、灰色板岩夾黏土、灰色板岩而灰色黏土夾板岩碎屑(即軟弱帶)更為本次研究重點。但 B9 滑動體之 X1 鑽孔深度，因目的為研究地下水之影響並不深及岩盤。鑽孔深度以黃玉麟(2006)及富國技術工程公司(2001)之剖面圖來判斷，X1 鑽孔如圖 3.3 紅線所示，深度欲超過上層軟弱層故取 30m; X2 鑽孔如剖面圖 3.4 所示，深度約取 60m，估計 50m 達到岩盤；X3 鑽孔如剖面圖 3.5 所示，深度約取 40m，估計 30m 達到岩盤。各孔鑽探前與施作時之情形見圖 3.6~3.8。

X1 孔於鑽取後施作孔內震波量測試驗，並裝設 PVC 管做地下水位觀測井，X2 及 X3 孔施作現地孔內聲波及光學造影，並埋設 TDR 纜線以監測滑動情形，詳細鑽孔後之現地試驗規劃項目如表 3.1 所示。

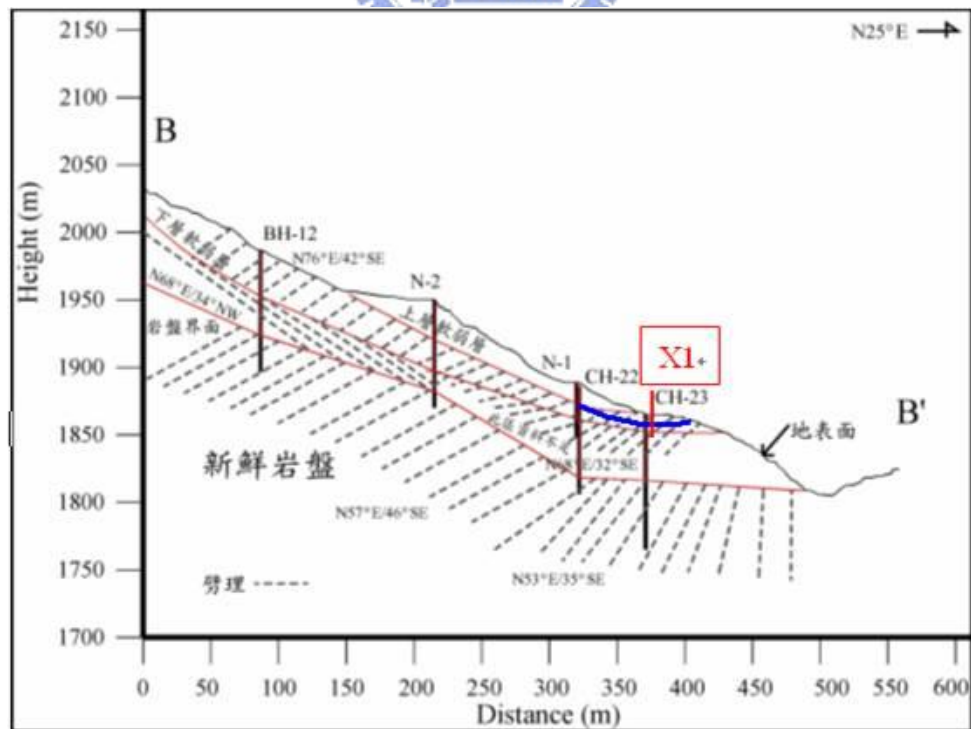


圖 3.3 X1 鑽孔位置及深度圖(修改自黃玉麟，2006)

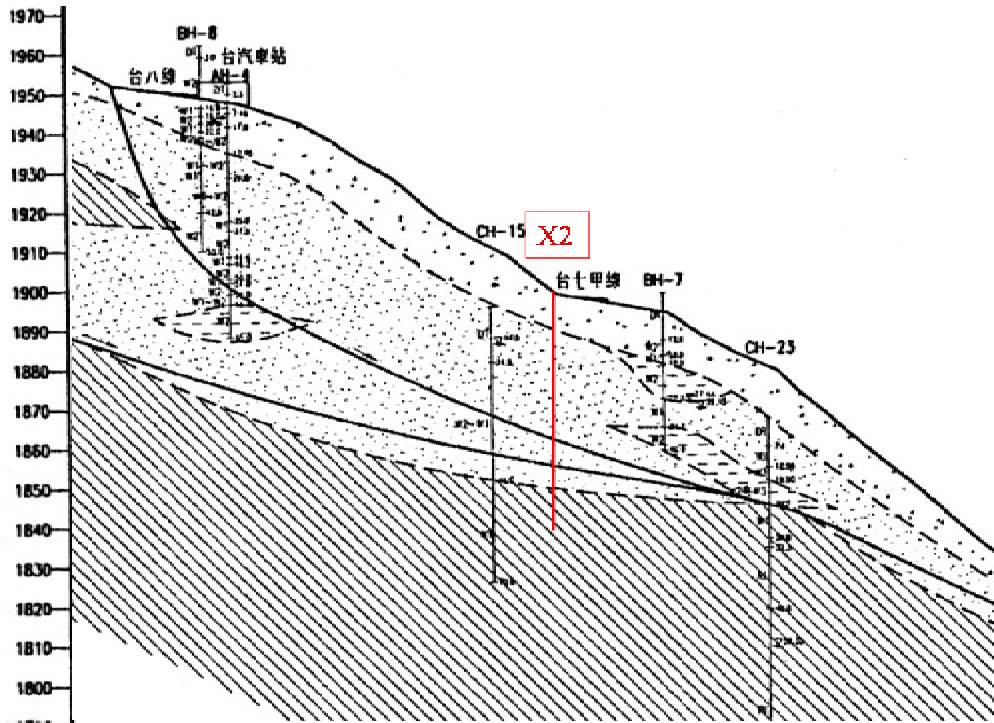


圖 3.4 X2 鑽孔位置及深度圖(修改自富國工程，2001)

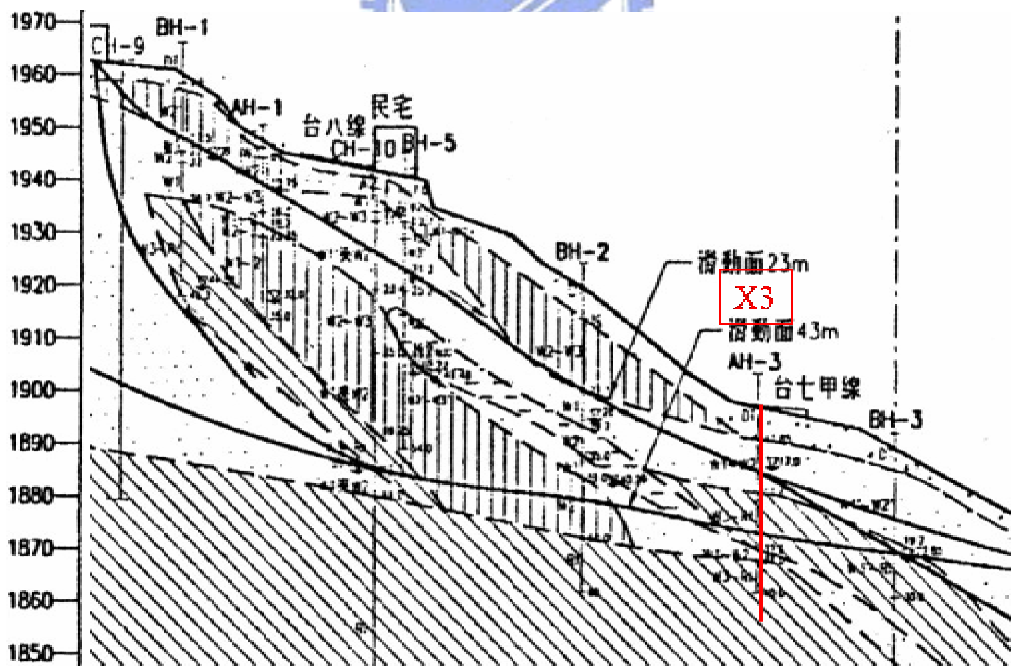


圖 3.5 X3 鑽孔位置及深度圖 (修改自富國工程，2001)

表 3.1 鑽探與現地孔內試驗規畫表

孔號	X1	X2	X3
位置	台 7 甲線南側	台 7 甲線北側	台 7 甲線北側
孔位高程(m)	1876	1893	1900
岩盤高程(m) 鑽探前推估	1812	1843	1870
風化層厚度(m) 鑽探前推估	64	50	30
鑽探深度(m)	30	60	40
計畫孔內試驗	懸垂式 P-S 波 量測	孔內光學造影	孔內光學造影
	地下水位 觀測井	孔內聲波造影 TDR 纜線埋設	孔內聲波造影 TDR 纜線埋設



圖 3.6 X1 孔鑽探前與鑽孔施作情形



圖 3.7 X2 孔鑽探前與鑽孔施作情形



圖 3.8 X3 孔鑽探前與鑽孔施作情形

3.1.3 鑽探方法

本研究區地層如 2.3 節所述，以板岩居多岩性單調，但因屬崩積層或受擾動之板岩層且劈理發達，使得鑽探孔壁常有崩孔之虞，鑽探作業進行困難而影響岩心品質，特於鑽探時以超泥漿取代以往以水做為循環液及穩定液之用，因此對於本次鑽探作業極具保護之效用。

本研究採用 KH-2L 型鑽機以旋轉式鑽鑿法進行鑽探，取樣方式則以鋼索取樣為主如圖 3.9，岩心取樣管為 HQ-3 岩心管，其內管徑

(61mm)、外管徑(97mm)如圖 3.10。根據黃玉麟(2006)所述，鋼索取樣於內管有一爪狀之矛頭，取樣時只需將鑽進軸最上方鑽桿拆除，由剩下仍在孔內之鑽桿管口放入連接鋼索之拋射桿，使拋射桿與鑽桿底部岩心管內管上端之爪狀矛頭接合，再利用捲揚機即可吊出內管與取樣器。與一般傳統取樣相較下，減少對鑽孔之擾動，同時因超泥漿之作用下，孔壁保護性大幅提高。當鑽取作業完成後將岩心筒內管取出，並將內部之兩片分裂式之第三層管與岩心慢慢擠出，取出之岩心品質佳幾乎不受擾動影響。

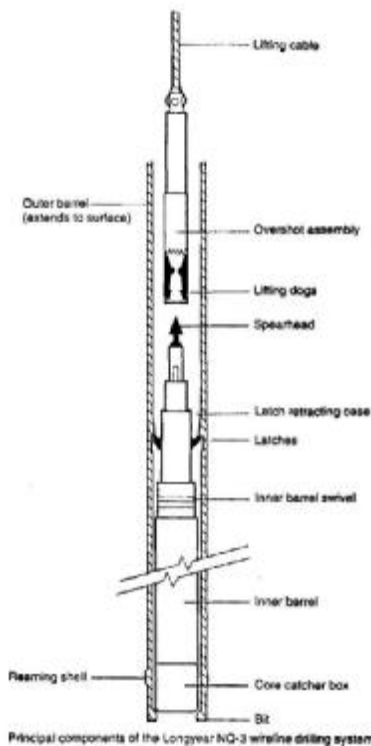


圖 3.9 鋼索式取岩心法裝置示意圖(Longyear NQ-3 wireline coring method)(Clayton, *et al.*, 1995)

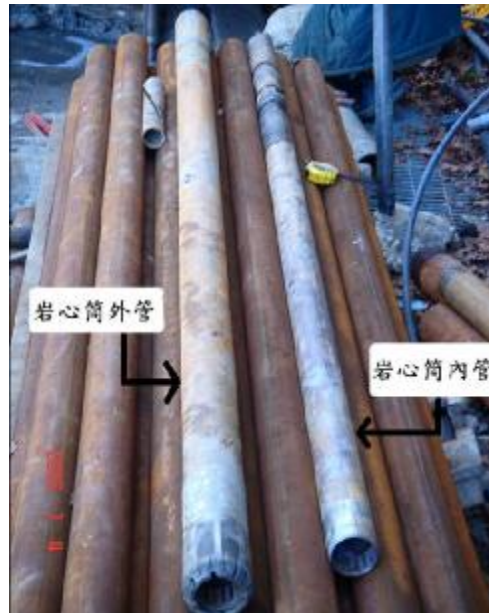


圖 3.10 岩心筒內外管(黃玉麟，2006)

3.2 現地孔內造影施作方法

本研究之孔內造影可分成聲波造影儀與光學造影儀，以下將說明儀器操作原理，因兩造影儀施作方法幾近相同，故施作方法部份即以聲波造影儀來統一說明。

3.2.1 試孔之準備與檢測

試孔即由上述鑽孔施作，但孔內聲波造影施作之前提為需以水為介質，因此儀器下放前須觀察地下水位，若過低則利用外加水源使水位上升，但遭遇孔隙過大之岩層，外加水源仍易流失，則於孔壁外側灌漿固結以防水。光學造影施作則無須介質，施作較方便亦可補足聲波造影地下水位以上缺乏之資料。為了確保儀器工作階段不會受到埋沒等意外，地下水位以上孔壁皆應以套管保護以防坍塌，相對地受套管保護處則無法獲得資訊，而套管保護之確切深度，則可藉由岩心判釋初步結果來概估，以梨山地區而言，一般皆下放至黃玉麟(2006)分類之灰色板岩夾黃色黏土為主。

本研究為避免坍塌使儀器遭受埋沒，亦以三臂孔壁狀態探測器，檢測孔壁狀態如圖 3.11 所示。以三臂未張開狀態時下放至鑽孔底部，透過電腦操作使其張開三臂，再由捲揚機緩緩拉起，此三臂互為連動，只要任一臂因孔徑發生變化(坍塌)而壓縮或伸張，則另外兩臂亦跟著變化，此時由電腦紀錄並畫出孔徑變化柱狀圖，可得知鑽孔內有無破碎帶，此處即可能伴隨岩塊之崩塌剝落，則可決定是否繼續施作，若欲施作則應下放套管來保護孔壁。

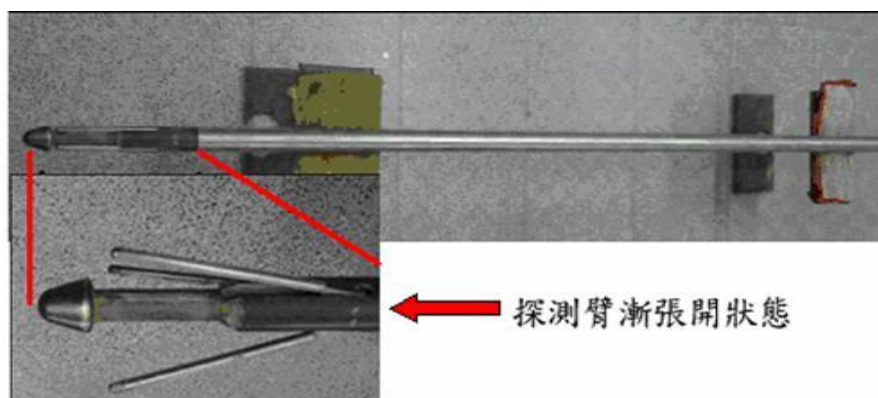


圖 3.11 三臂孔壁狀態探測器(修改自黃玉麟，2006)

3.2.2 試驗儀器

本研究使用之孔內聲波造影儀為英國 Robertson Geologging Ltd. 之產品，主要可分為三個部份(水規所，2005)，分別為(1)探測器(Sonde)；(2)資料擷取裝置(Micro-logger 2)；(3)絞盤(Winch)。以下即針對各部份儀器做說明：

(1)探測器：聲波探測器長度 2.31m 直徑 48mm，主要由三部份所組成：電源供給與傳輸裝置(Power supplies and communications)、中心定位裝置(Centralizer)以及自旋式超音波傳感器(Rotating ultrasonic transducer)，構造如下圖 3.12 所示。

電源供給裝置主要提供自旋式超音波傳感器能源，而中心定位裝置為兩組彈簧片，藉由彈簧片與孔壁接觸，使孔內聲波造影儀保持於鑽孔中心，不易晃動而造成儀器損壞，並使傳感器中心與孔壁的距離維持固定，施作時超音波傳感器以固定速率旋轉，將孔壁所反射聲波振幅及走時影像以 360°展開顯示如圖 3.13，並可即時在地面控制程式中觀察孔壁聲波反射的影像。

光學探測器長度 1.43m 直徑 50mm，其主要組成與聲波探測器之差別，在於以光源及電荷耦合感光元件(Charge Coupled Device, CCD)替換自旋式超音波感測器，構造如下圖 3.14 所示，施作時探測器由側方擷取孔壁影像，經由曲面鏡反射後由置於軸向之攝影鏡頭拍攝影像，並以 360°展開顯示。

- (2)資料擷取裝置：主要由 Robertson Geologging Ltd. 所研發的 Micrologger 2 來擷取如圖 3.15(左)，需利用具有 USB 介面及控制孔內造影儀之工作用軟體「HIRAT」之筆記型電腦方能施作。
- (3)絞盤：使用日本 OYO 公司所製之絞盤，材料主要由四蕊導線之鋼索組成如圖 3.15(右)，主要用途為控制及記錄探測器之升降速度，其最大上升速率為 20m/min，最大荷重為 80kg。

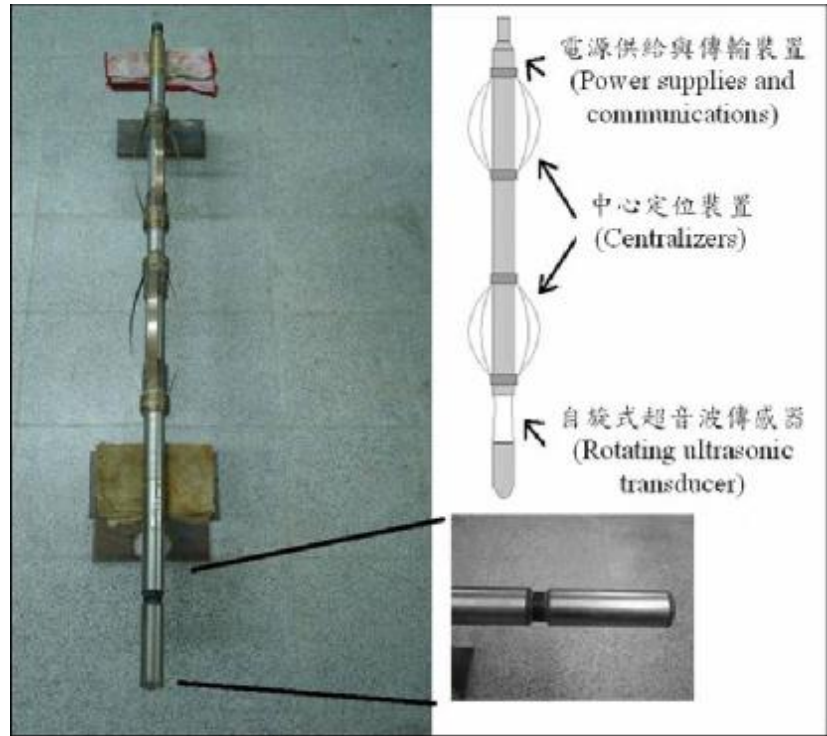


圖 3.12 孔內聲波造影儀與其構造示意圖(修改自黃玉麟，2006)

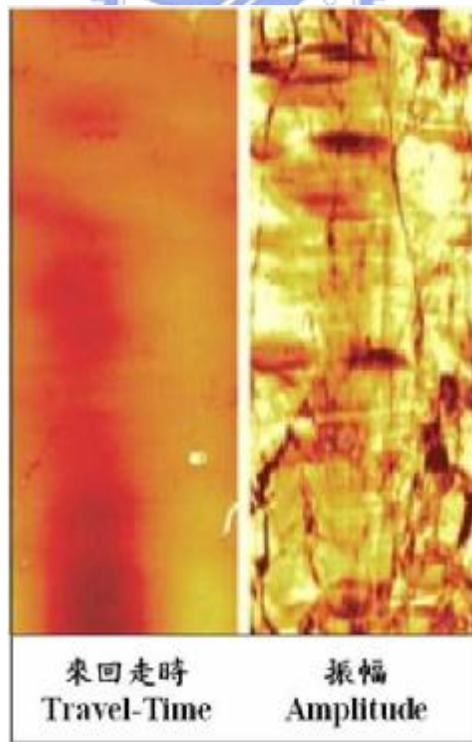


圖 3.13 孔內聲波影像

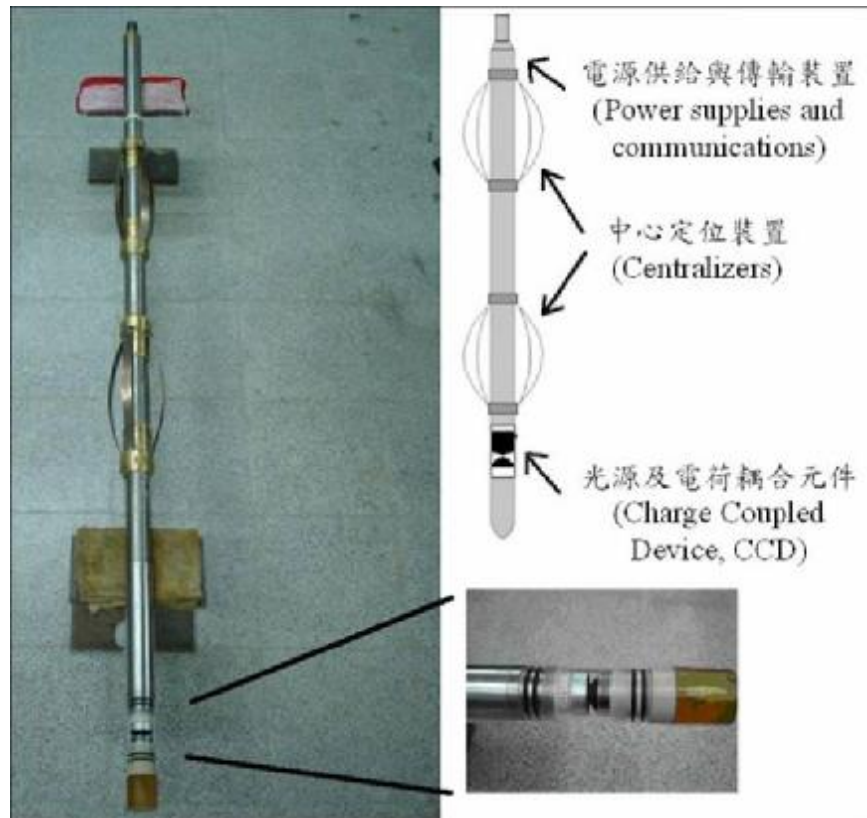


圖 3.14 孔內光學造影儀與其構造示意圖(修改自黃玉麟，2006)



圖 3.15 資料擷取裝置(左)與絞盤(右)(修改自黃玉麟，2006)

3.2.3 試驗方法與過程

綜合水規所(2005)及黃玉麟(2006)之建議，量測前先架設三腳架與升降速度控制裝置如圖 3.16，並連接探測器與絞盤鋼索，隨後將鋼索置於升降速度控制裝置之鋼索軌道，由絞盤輔助控制設定探測器之

高程原點，由於聲波造影儀是利用聲波振幅及來回走時收集孔壁資料，因此在下放探測器前，須先利用中心定位裝置使探測器維持在孔壁中央，才可確保量測結果之準確性。

施作時先開啟訊號接收器及工作軟體 HIRAT，開啟新檔後即輸入探測器長度及調整來回走時，使訊號範圍適中並調整振幅能量之大小，直至影像顏色亮度明暗恰能準確分辨出裂隙，隨後即可往上拉起讀取孔壁資料。

光學造影儀工作控制軟體為「DOPTV」，亦先開啟新檔並 refresh 出孔底之實際影像，此時調整影像擷取半徑，使影像至最清晰狀態後即可拉起進行攝錄。利用 HIRAT 程式控制探測器之升降與訊號之接收，下放時因不需量測資料，故速度可稍微提高，所得資料可供孔內孔壁安全檢測，正式量測時其速度需設定在儀器解析度容許範圍內，聲波式最高解析度為 360 samples/rev，其施測速度約可設定在 2m/min；光學式最高解析度為 720 pixels/rev，其施測速度約可設定在 1m/min。



圖 3.16 三腳架與升降速度控制器架設

3.2.4 資料分析方法

孔內聲波造影主要分析其振幅與來回走時，先將孔壁 360°資料攤開以平面影像呈現，一般影像顏色越深表接收到之反射訊號微弱，則走時較長振幅較小，因此可能為孔壁裂隙位置，所以由顏色深淺程度即可大致觀察孔壁狀況，再利用資料分析軟體「RGLDIP V6.2」，挑選影像中裂隙曲線之最高與最低點如圖 3.17 所示，回歸出一正弦函數圖形，利用此圖形可推算出此裂隙之傾角，而內建之羅盤儀則可得知傾向，內建之測傾儀則可量測鑽孔之偏斜程度如圖 3.18(左)，而聲波反射能量可反應孔壁情形如圖 3.18(右)。

孔內光學造影儀量測所得之影像資料，為鑽孔內岩石之實際 360°影像如圖 3.19，亦經由「RGLDIP」分析軟體，挑選出可能構造或裂隙影像，與孔內聲波造影儀挑選之不連續面位態資料可相互疊合分析，之後進入構造與節理統計分析。

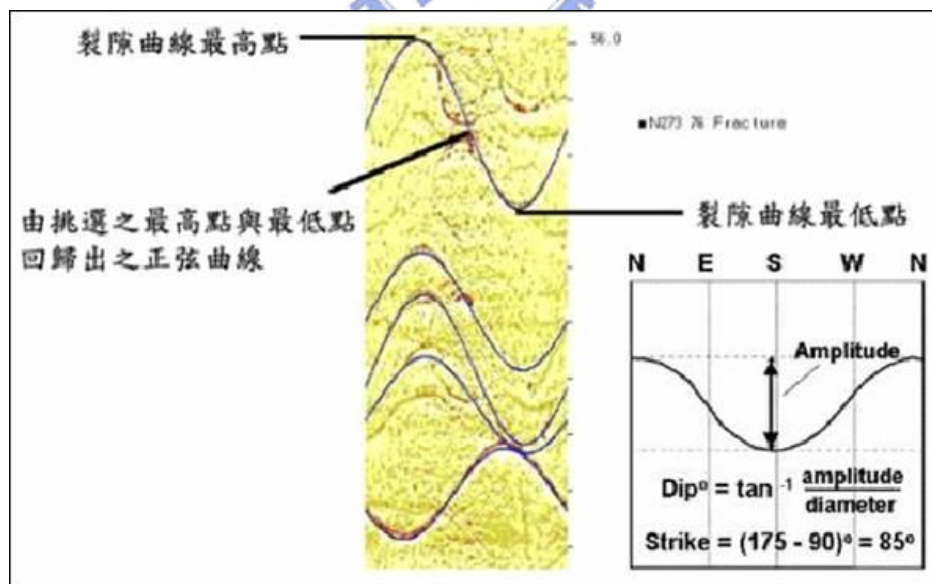


圖 3.17 孔內聲波造影儀資料分析示意圖(修改自黃玉麟，2006)

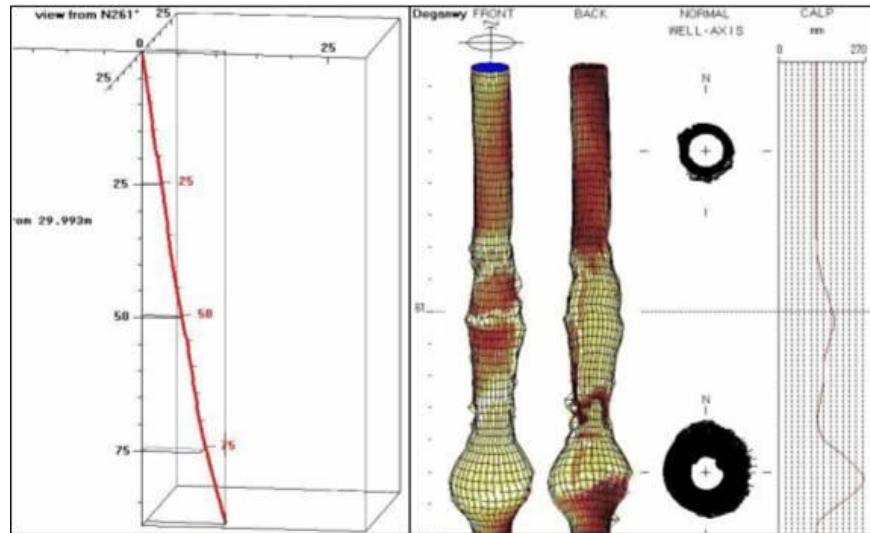


圖 3.18 孔內聲波造影儀鑽孔偏移(左)與孔壁狀況(右)示意圖

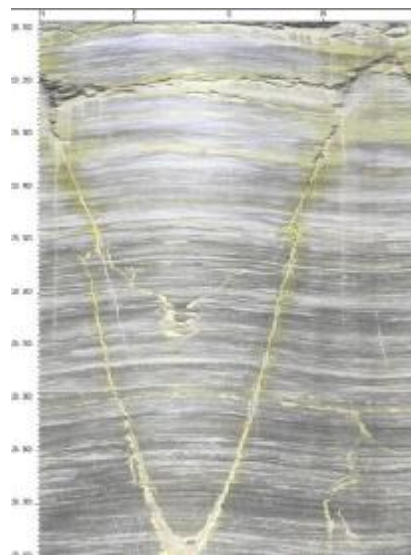


圖 3.19 孔內光學造影儀量測影像資料(Siddans, 2002)

3.3 現地孔內震波量測施作方法

孔內震波量測主要目的為利用量測岩體之 P 波與 S 波，間接推算出岩體之彈性模數與剪力模數等性質，則可幫助了解研究區之岩體力學性質。

3.3.1 試孔之準備

震波量測方法運用於本研究區，須考量存在坍孔之危險性，因此無法直接以裸孔施作，需在鑽孔內加入套管或 PVC 管來固定孔壁，且於管壁每隔 0.5m 鑽一小開口，使地下水能流入鑽孔內，為了防止土石顆粒跑入小孔中，亦於管壁開口處包覆紗布才可進行試驗，且為了使震波之傳遞能夠完全到達孔壁，特在孔壁與 PVC 管間之空隙填砂(不填水泥乃因過去經驗發現易流失)。根據 Nigbor & Imai(1994)研究顯示，鋼管套管會產生管波(Tube Wave)的問題影響波速的量測，若使用 PVC 套管，則管波之影響較小。本研究只於 X1 孔施作震波試驗且欲作地下水位觀測井之用，故採用 PVC 套管來保護孔壁。

3.3.2 試驗儀器

依林忠義(1999)所述，懸垂式 P-S 波量測系統為日本 OYO 公司之產品，主要可分三個部份：(1)含有震源及受波器之探測管(Probe)；(2)控制監測裝置(Suspension PS Log 170)；(3)絞盤(Winch)。各部份儀器說明如下：

(1)探測管：主要為震源、濾波管和兩組受波器所組成的一體化構造，如圖 3.20，震源採間接振動型式產生如圖 3.21，主要利用擊槌及水平螺線線圈在孔內液體中產生一壓力波(pressure wave)，經孔壁轉換成實體波(P wave 和 S wave)放射狀地傳播到岩體。當此實體波傳遞到每個感應器所對應之孔壁時，在孔內液體中先轉換成壓力波，再透過受波器接收訊號(Ogura, 1988)。依據試驗條件此種螺線管震源所產生的頻率介於 500~5000Hz 之間。

受波器為一個三向度受波器如圖 3.22 所示，其構造為兩個可接收水準振動(x y 方向)之電磁式感應器，另一個則為接收垂直振動(z 方向)之電磁式感應器，兩組受波器間距為 1 公尺，可量測到 P

波及 S 波之傳遞時間，則速度值即可計算出。

(2) 監控與資料擷取裝置：採用日本 OYO 公司所製造的 Suspension PS Log 170，尺寸小且重量輕包括量測控制、CRT、列印及資料儲存等部份。

(3) 絞盤：此試驗之絞盤與孔內造影所用之絞盤相同，故不再贅敘。其利用滑動環來處理 8 個電極並結合電子傳遞裝置，將訊號經由鋼索內部纜線，且用螺旋狀的路徑使其鋼索有系統的上升。



圖 3.20 震源與受波器組裝前(左)組裝後(右)(修改自林忠義，1999)

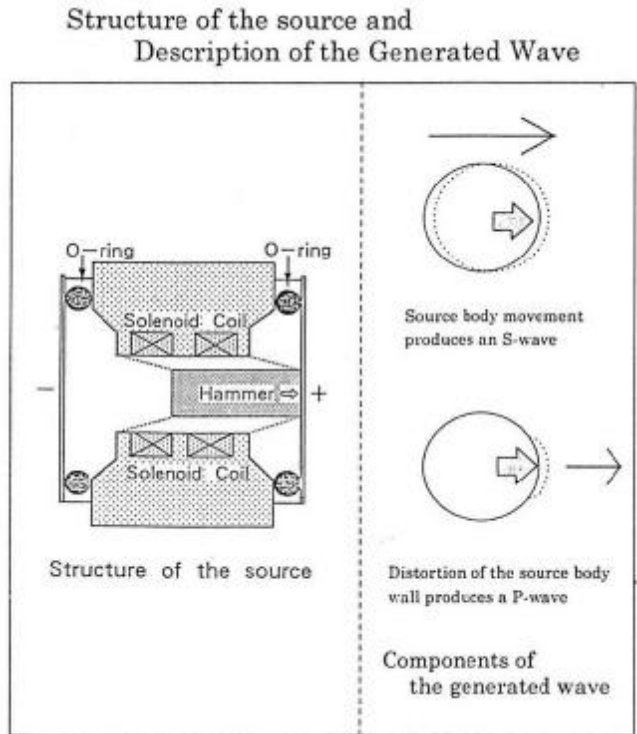


圖 3.21 震源原理示意圖(林忠義，1999)

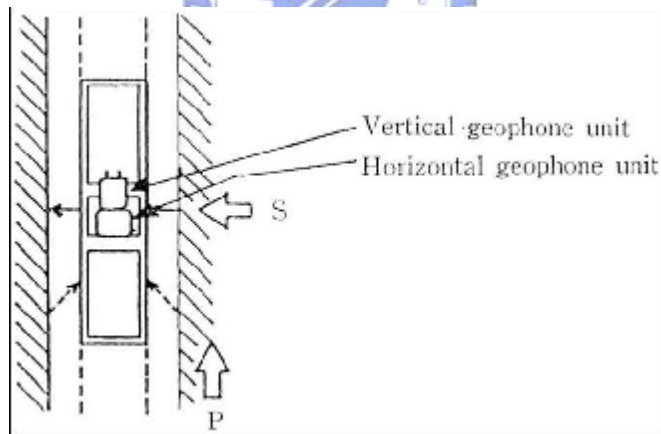


圖 3.22 受波器(Geophone)示意圖(林忠義，1999)

3.3.3 試驗方法與過程

施測時(林忠義，1999)，首先震源的電子系統在水平方向激發 SH 波震源，由兩個位於與震源運動軸線平行的水平方向受波器記錄其輸出信號。接著震源於相反方向被激發，並再次記錄這些水平輸出信

號，產生一個與先前相反極性的 SH 波。最後在第一個方向再次激發震源，此時受波器接收之波形為垂直受波器之 P 波，其流程圖 3.23。此三次不同記錄之波形即代表完成一個深度之波速量測。本研究於 X1 孔深度 30m 進行試驗，當天地下水位約 11m，故試驗深度僅地下 11~30m 之範圍，且每隔 1m 即發出一震源，而每個受波器紀錄部份則由系統中之不同頻道處理。本研究紀錄器有六個頻道，當使用一個共同時間尺度時，可將記錄資料顯示在螢幕且用感光紙列印出來，再配合儀器所附電腦計算軟體可得到波速。

3.3.4 資料分析方法

懸垂式 P-S 波量測系統在試孔內產生一震源時，首先下部受波器會先經由水接收地層傳來之震波，隨後上部受波器接收到震波，而震波資料結果如圖 3.24 所示。圖中 H1、/H1、V1 為上部受波器所接收之剪力波(SV 波與 SH 波)與壓縮波(P 波)；同理 H2、/H2、V2 為下部受波器所接收之剪力波與壓縮波，若要計算試孔各深度之波速，可藉上下兩受波器接收之波傳到達時間差 ΔT 與兩受波器之距離 L，經由式 3.1 便可求得波速值。

$$V=L/\Delta T \dots\dots\dots \text{式 3.1}$$

其中 V：波速，單位為 m/s

L：受波器間距，其值為 1 公尺

T：受波器之波傳時間差

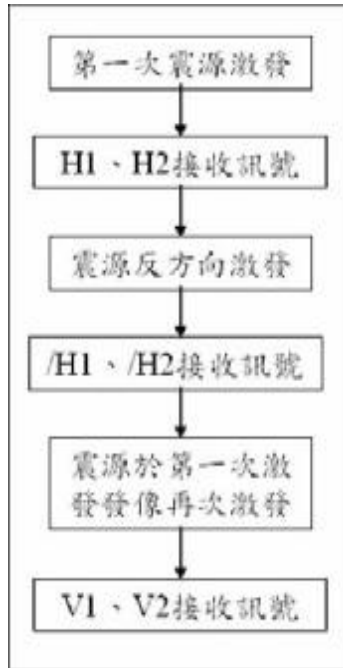


圖 3.23 P-S 波量測流程(林忠義，1999)

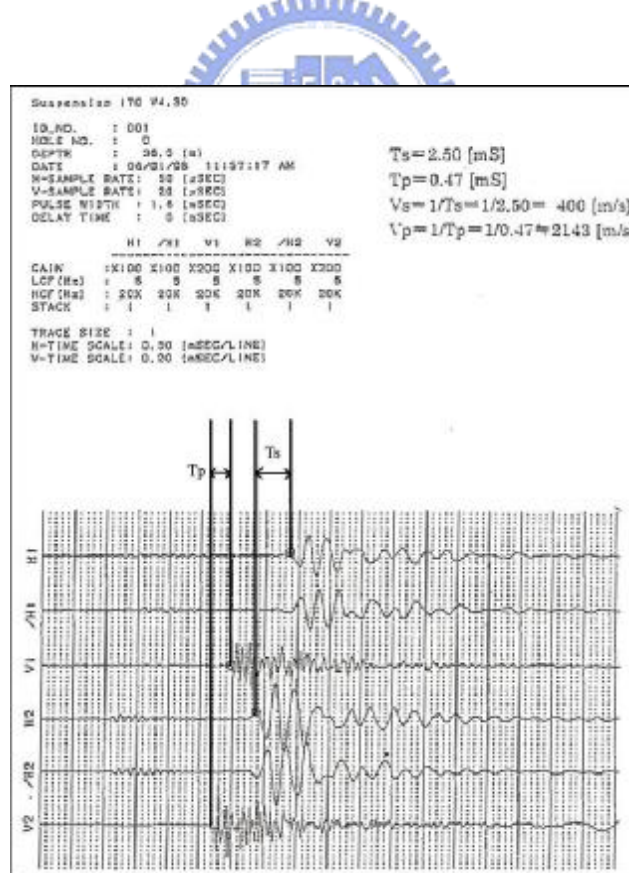


圖 3.24 懸垂式 P-S 波系統量測結果

3.4 地電阻探測技術

利用各種材料具不同電阻率之特性，由電阻率分布之型態反推地質狀況。本研究依梨山地滑的特徵探討其與由地電阻探測獲得的電阻率之相對關係，期能由堆積區之電阻率分佈來分析各區堆積特性，及梨山地滑之滑動面與阻水層地下水分佈狀況，並有效掌握崩積層及風化板岩中之滑動狀況，除此更可輔助鑽探成果岩心判釋之正確性。

3.4.1 試驗儀器

本研究野外施測是採用法國製造的IRIS地電阻探測儀，利用電極棒傳送電流至地底下，並依地下地層之電性差異(電阻率)來解釋地底下構造，IRIS探測儀如圖3.25，野外施測相關配備如下：

- (1)主機(IRIS)和SWIFT
- (2)衛星定位系統(GPS)
- (3)電纜線(Cable)
- (4)電腦(須具備RS232連接埠)
- (5)電極棒及遠電極棒
- (6)遠極線(花線)
- (7)12伏特鉛蓄電池數個
- (8)電壓計(量測遠極是否通電)
- (9)鹽水(增加地層導電面積)

3.4.2 現地施作過程

本研究於梨山東南地滑區施測，近年幾乎已開發為果園，為搭配鑽探孔位，故測線之佈設亦位於台7甲道路上(圖3.26)，與滑動體滑動方向相互垂直，施測方式考量研究區B4滑動體岩盤深度約50m；B1約30m皆屬較淺層岩盤，故以溫奈-施蘭普吉排列法及雙極排列法為主，電極間距分別為3m與2m，電極數目皆為36根，測線展距長度分別為105m與70m。

首先於既定測線上每隔固定展距(2 或 3m)鑽孔，於孔內灌水並釘下傳統貫入式電極棒(材質為不鏽鋼，長度 30cm 直徑 1.0cm)，貫入地表約 15~20cm 深並與測線相連結，隨後佈設遠電極左右各 500m 並釘

下遠電極棒。後續以探測儀檢測每個電極棒間之電阻值，確保電極棒與地面之導電品質，若超過標準則須於有誤之電極棒處理，處理方式為鑽孔加深或添加鹽水，減少電阻值以達施測標準。根據經驗地表面與電極棒之間的電阻值於一般土壤表面時，檢核皆控制小於 1K-Ohm (E. Athanasiou *et.al*, 2005)，待檢測無誤後，施加直流電通至地底建立電場進行施測。因施測之地表為緩升的道路斜坡，需考慮地形影響，進行水準測量以提供日後地形修正資料。現場施測如圖 3.27 與 3.28。



圖 3.25 IRIS 地電阻探測儀



圖 3.26 測線與鑽孔相對位置



圖 3.27 測線一現場照片

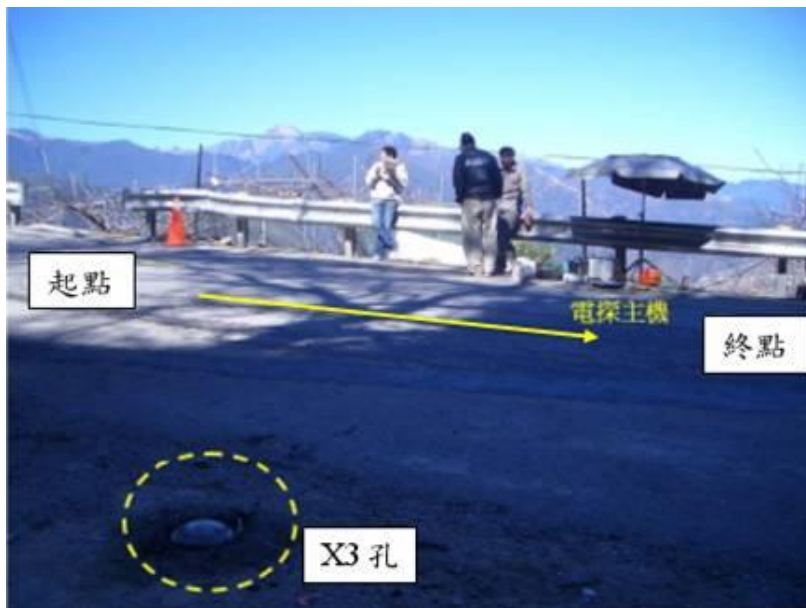


圖 3.28 測線二現場照片

3.4.3 資料分析

施測結果資料先繪製成視電阻率剖面(Apparent Resistivity profile)並匯入 Prosys. II 分析軟體，去除不良之資料點並匯入高程資料進行地形修正，以.bin 形式存檔，經轉檔工作轉為.dat 檔，再匯入 Res. 2D

INV.之反算軟體，設定反算參數後進行視電阻率反算，即可得真正電阻率剖面圖(True Resistivity Profile)。

3.5 電磁波時域反射(TDR)監測技術

本研究利用電磁波時域反射探測技術監測滑動面確切位置與滑動量，利用同軸電纜埋入鑽孔中，因地層滑動變形使電纜產生變形，導致其阻抗係數改變，藉此改變量描述電纜的變形型式與變形量。

3.5.1 儀器準備

本研究使用之纜線種類為 P3-500CA，其相關特性如表 3.2 其外導體厚 0.61mm 材質為鋁，內導體則為銅所組成直徑為 2.77mm，而介於內外導體間之絕緣體為聚乙烯其厚度約為 4.21mm 如圖 3.29。過去經驗發現纜線易於地表下受水泥或是地層中具腐蝕性之化學物質所破壞，造成纜線無法傳遞訊號，經考量後將於纜線表層塗抹油漆，目的為防止化學物質之侵蝕，以達到訊號能傳遞完全，圖 3.30 為上漆保護工作，待上漆完成後需風乾使其漆模不脫落為原則。

表 3.2 纜線特性

重量 (kg/km)	最大曲 率半徑 (mm)	最大拉 力極限 (kgf)	最小 破裂力 (kgf)	電流 容量 (nf/km)	阻抗 (ohms)	波傳 速度 (%)	直徑 (mm)	衰減特性(20°C)	
								頻率 (MHz)	Max. (dB/100m)
107	16.5	136	816	50±3	75±2	87	12.4	50	1.71
								108	2.46
								300	4.3
								500	5.67
								1000	8.27

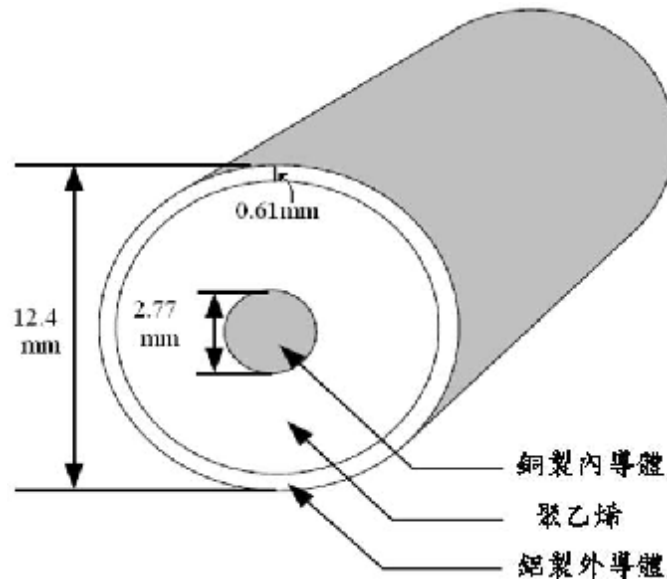


圖 3.29 TDR 纜線截面示意圖



圖 3.30 TDR 表層上保護漆

3.5.2 現地施作過程

試孔於鑽探作業及孔內試驗完成後拔除套管，將 TDR 纜線拉成直線並緩緩插入試孔中，務必保持纜線位於試孔中心，完成後即拌合水灰比 $W/C=1$ 之水泥純漿倒入孔內如圖 3.31，灌漿過程中易因孔壁

縫隙過大而流失，故以填砂之方式來填補縫隙如圖 3.32，直至水泥漿到達距孔口約 5~10cm 即停止，此時仍需保持纜線置中，待一至兩天過後水泥漿固結即完成作業。為了保護纜線接頭並避免受潮，特於接頭處以塑膠袋封住並用膠帶網綁，最後再以寶特瓶封蓋保持其乾燥性如圖 3.33。



圖 3.31 拌合水泥(左)與灌漿(右)



圖 3.32 填砂過程



圖 3.33 TDR 埋設完成

3.5.3 量測方式及分析

本研究採用之量測儀器為 Tektronic Inc. 製造的 1502C Metallic Time-Domain Reflectometer 如圖 3.34，重 10kg 易於攜帶且具防水功能、適用溫度範圍為 -10°C ~ 55°C 、最大量測距離達 2000 英尺、解析距離為 0.6inch 及上升時間小於 160ps(楊清良，2004)。量測時先以長度為 3 英尺之試驗電纜接上儀器並檢查是否收到訊號，無誤後便開始讀取，圖 3.35 為量測訊號過程。

錯動位移將改變纜線幾何形狀，TDR 儀器所發出脈衝電磁方波將在該處發生反射，於脈衝方波上產生一反射尖峰(reflection spike)，如圖 3.36 所示。藉由 TDR 儀器接受該反射尖峰的走時(travel-time)可準確定位地層相對移動處，當外在位移量逐漸增大時，反射尖峰大小亦隨之增加，兩者約略呈線性關係，由反射尖峰大小的反射係數峰值 ρ_{peak} 估算待求之外部位移量 δ ，將其檔案存為.dat 檔後匯入 Matlab 程式，經運算後即可繪出反射係數與深度相對關係圖。

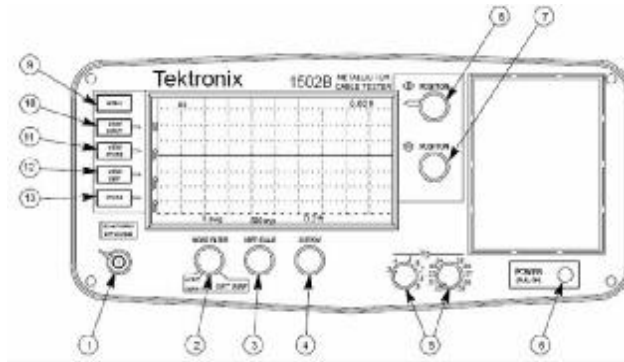


圖 3.34 量測裝置及面板(Tektronic Inc. , 1999)



圖 3.35 量測訊號轉接(左)與 TDR 資料讀取(右)

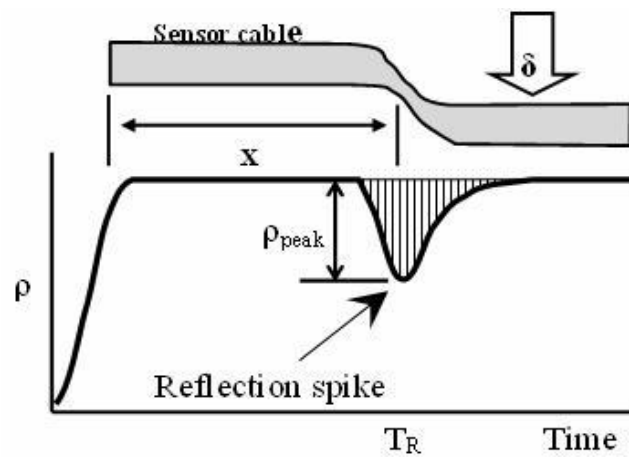


圖 3.36 TDR 錯動變形感測原理

3.6 航空照片判釋

航空照片影像乃以空中鳥瞰與地面垂直之角度拍攝，再利用立體鏡進行航照立體對之判釋，不僅有助了解現地 3D 地形，藉由描繪亦可反應出水系、植生等現象，應用於崩塌地則以判讀崩崖、積厚帶及水系改變等特徵，提供數值地形分析結果比對，並以不同時期之航照相互對照，研究崩塌地之演變過程。

3.6.1 儀器及資料準備

本研究採 Topcon 公司所製造 MS-3 型(Model 3 Mirror Stereoscope) 立體鏡，由堅固之鋁製框架所構成，如圖 3.37，其特點如下：

(1)可選擇放大倍數及視窗範圍：1×180mm*240mm、

1.8×170mm*230mm 之方形範圍及 3×700mm、6×30mm 之圓形範圍

(2)右側腳架具調節裝置，其伸長範圍介於 56~74mm 之間

(3)可摺疊攜帶方便，適用於現地調查

航照立體對則購買自農林務局航空測量所，採用民國 72 年及 93 年不同時期之航照，大小皆為 25cm×25cm，其編號等內容如表 3.3，各年度航照範圍分布如圖 3.38 與 3.39。

表 3.3 航照清單內容

編號	片號	色彩	航照中心座標(TWD67)		拍攝日期
72N022	1169	彩色	275024.58	2685416.79	72.06.21
72N022	1170	彩色	274980.57	2684927.78	72.06.21
72N022	1171	彩色	274937.57	2684496.77	72.06.21
72P026	2042	黑白	275728.58	2683793.77	72.07.04
72P026	2043	黑白	274392.56	2684170.77	72.07.04
93R029	28	彩色	274247.91	2685176.51	93.07.07
93R029	29	彩色	275904.15	2685289.81	93.07.07
93R075	106	彩色	276483.64	2684030.44	93.01.17
93R075	107	彩色	275210.26	2684009.46	93.01.17
93R075	108	彩色	273936.40	2684028.90	93.01.17



圖 3.37 MS-3 型立體鏡

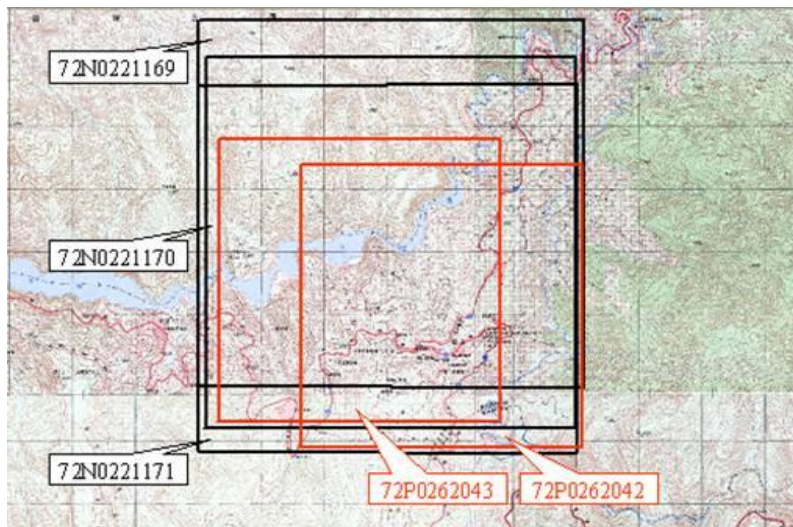


圖 3.38 72 年航照範圍

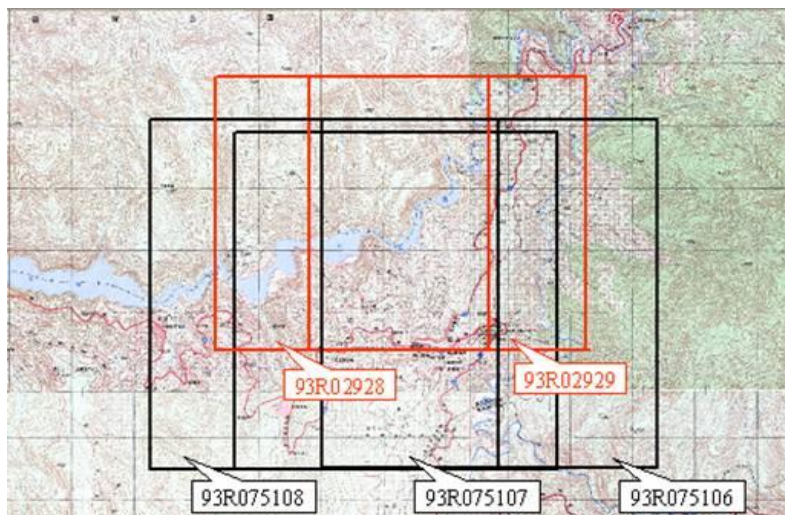


圖 3.39 93 年航照範圍

3.6.2 資料分析

將立體鏡判釋航照立體對結果之水系、山脊線、沖蝕溝及崩塌區域等地形現象，以不同顏色繪製於透明片上，並將同年度之透明片合併成一張以方便觀察，主要由 93 年之判釋成果觀察地形現況推演發育過程，再與 72 年度之判釋結果比對，比較崩塌情形或其他地形現象是否有變化。

3.7 數值地形模型(DTM)分析

本研究分析軟體採用美國 ESRI 公司之「ArcGIS Desktop 9.X」的地理資訊系統軟體，以下說明模型的建構與使用的分析模組。

3.7.1 基本模型建構

本研究數值地形模型之建構流程如圖 3.40，先由梨山地滑區 5m×5m 座標資料，並於 ArcGIS 軟體匯入轉換成規則網格，再繪製成不規則三角網儲存為 TIN 檔案如圖 3.41，此 TIN 檔案則即地形分析所需之主要分析檔案。

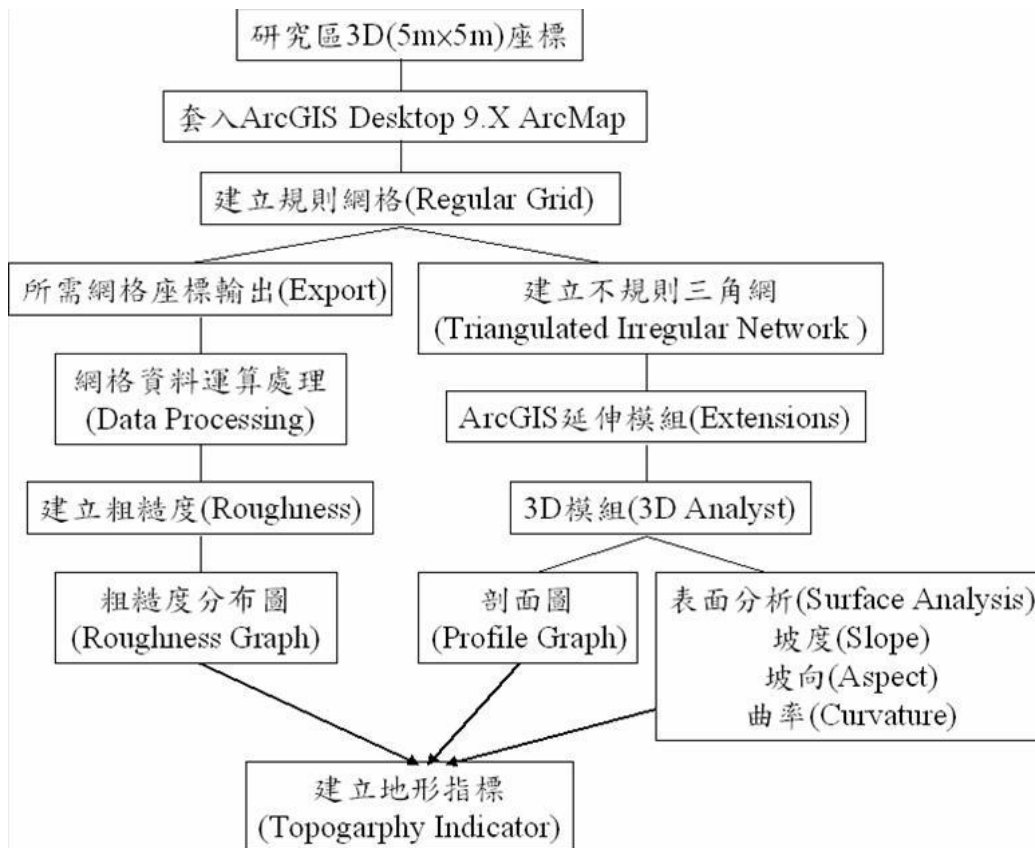


圖 3.40 地形指標建構流程

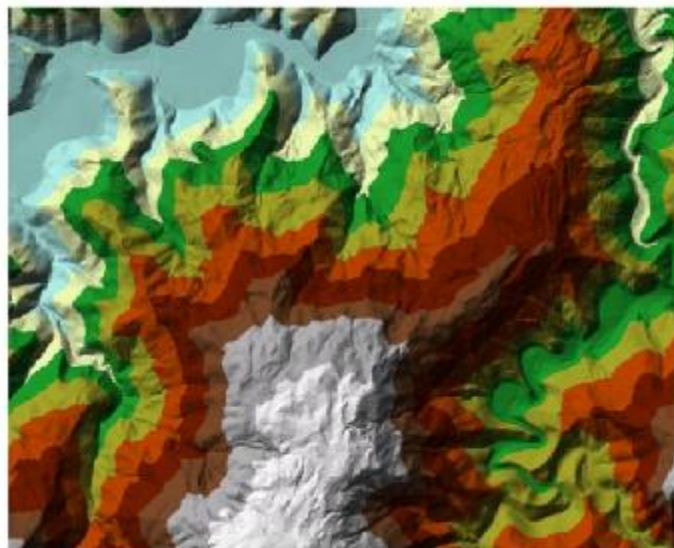


圖 3.41 不規則三角網(TIN)示意圖

3.7.2 分析模組

主要分析模組採用 ArcGIS 軟體之延伸模組(Extensions)，其中含有多種分析模組，本研究僅就使用之三度空間分析模組(3D Analyst)中之表面分析與剖面圖功能來分析。

表面分析(Surface Analysis)之坡度(Slope)、坡向(Aspect)及曲率(Curvature)功能由不規則三角網(TIN)檔建構，並以色差之方式表現地表坡角、坡面傾斜方向及起伏程度。剖面圖由自訂畫設之剖面線切割如圖 3.42，其內定縱座標與橫座標間隔比例不同，需予以調整以展現真正地形面的起伏狀態，除此，剖面圖於地質分析亦可作為劈理位態剖面之用。

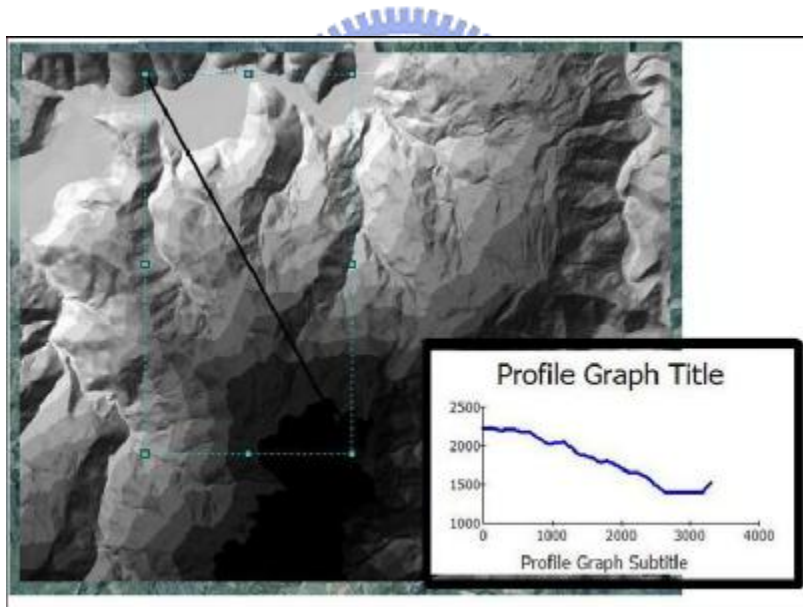


圖 3.42 地形剖面示意圖(黃玉麟，2006)

3.7.3 粗糙度分析

上述乃使用 GIS 內建模組來研究，此節以 2.2.2 節 Mckean & Roering(2003)之方法製作粗糙度。先選定分析區域(圖 3.43 框選處)並於 Access 網格資料庫中，利用排序挑選所需範圍內之網格座標輸出

至 Excel，計算各別 $5\text{m}\times 5\text{m}$ 網格中之三角形單位法向量後，以每 $15\text{m}\times 15\text{m}$ 方形中 18 個法向量值(圖 3.44)，代入矩陣並求出特徵值，利用特徵值算出 XY 座標值以對照圖 3.45 左圖之落點，即得一粗糙度型態。本研究將此粗糙度分布圖分成 13 個區域，各區域具其代表顏色如圖 3.45 右圖，顏色趨勢為粗糙度小(法向量集中)屬藍色；越大(法向量分散)屬紅色；過渡帶即以橘色表示，而越偏向帶狀分布則色系越淺，待各網格施作完畢後即以 AutoCAD 軟體繪製粗糙度分布圖。

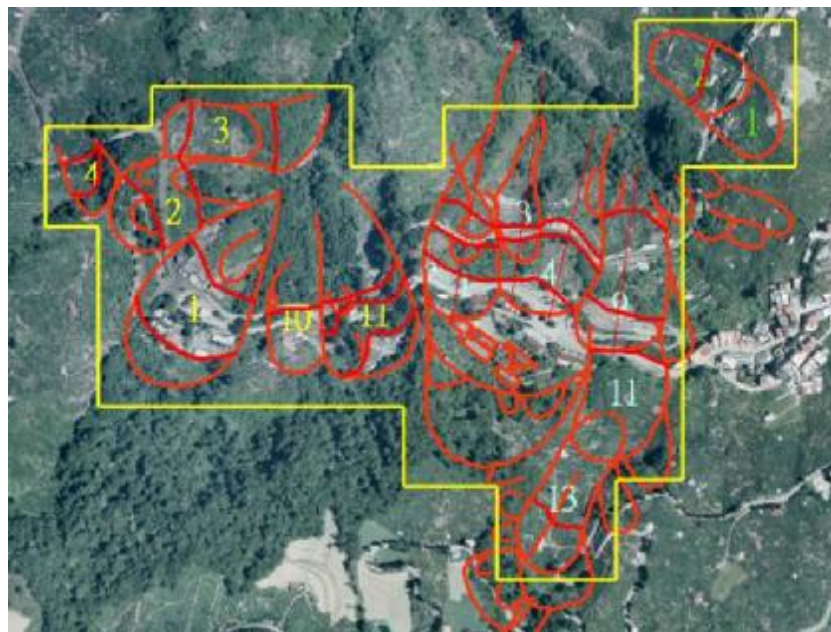


圖 3.43 粗糙度計算範圍

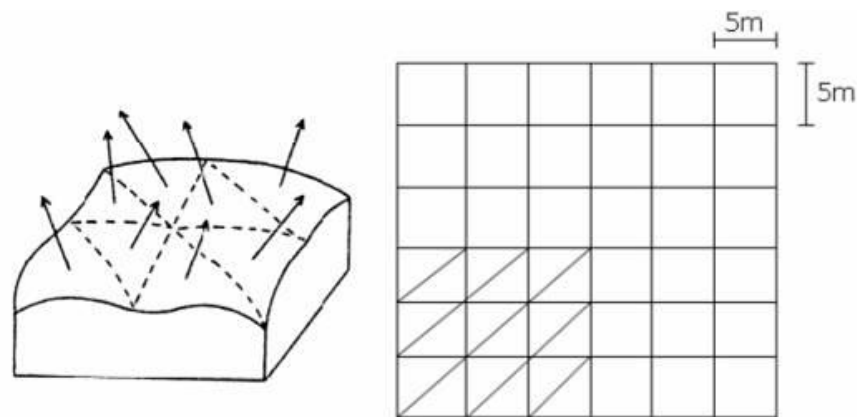


圖 3.44 法向量示意圖

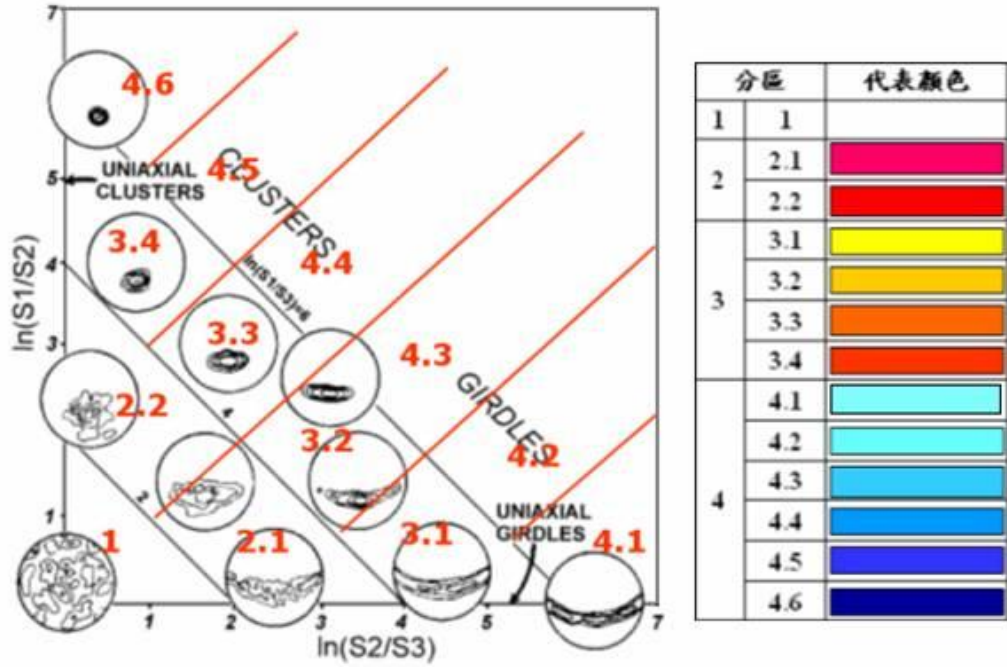


圖 3.45 粗糙度分區圖及顏色對照(修改自 Woodcock, 1977)



第四章 地質鑽探與現地試驗結果

本章綜合鑽探與試驗分析結果作探討，分為五部分，第一部分為地質鑽探岩心判釋結果；第二部分為孔內造影分析；第三部分為孔內震波量測分析；第四部份為地電阻探測結果；第五部分為 TDR 監測成果。最後綜合上述成果探討梨山崩積層的滑動機制與軟弱層成因，並與黃玉麟(2006)之結果相互比較。

4.1 鑽探結果

梨山崩塌區主要為新鮮板岩、風化破碎板岩、軟弱黏土層以及回填土四個部分所組成。新鮮板岩通常為滑動體下方沒有滑動跡象之地層，新鮮板岩之上滑動體由一至數個風化破碎板岩夾雜黏土與含黏土之軟弱層所構成，含黏土之軟弱層為滑動體之滑動介面所在，而滑動體淺層則多為崩積殘餘土或工程填方。一般而言，梨山崩塌區滑動體常由一至數個具有不同滑動深度的次滑動體所組成。

黃玉麟(2006)將梨山崩積地層材料區分為回填土、灰色板岩夾黃色黏土(不分黏土比例)、灰色板岩夾灰色黏土、灰色板岩及軟弱層之灰色黏土夾板岩碎屑。本研究地質鑽探結果(X1、X2 及 X3 孔)依上述分類加以判釋，發現黃玉麟(2006)之分類未考慮黏土含量，本研究進一步依破碎板岩中的黏土含量加以分類，但整體而言本文僅多出新鮮板岩之分類，因此後續仍以黃玉麟之分類來探討。岩心分類流程圖如圖 4.1，其分類說明如表 4.1。除此，若依力學行為考量可將其分成五類，如圖 4.2，亦即夾有黏土之板岩皆稱為併構岩，而新鮮板岩則依破裂程度分為破裂板岩及完整板岩，X1、X2 及 X3 鑽探孔之岩心照片及岩心柱狀圖如附錄一，摘要判釋結果如表 4.2~4.4，並與黃玉麟(2006)之分類比較，其說明如下：

由表 4.2~4.4 及岩心照片(附錄一)可得知 X1 孔並無軟弱層存在，且由岩心狀況判斷並尚未鑽及新鮮岩盤。X2 孔之軟弱層分別位於 14.3~14.7m(厚 0.4m)、30.3~30.6m(厚 0.3m)及 47.9~48.5m(厚 0.6m)，而新鮮岩盤位於 54.8m 以下。

X3 孔之軟弱層分別位於 17.3~17.6(厚 0.3m)及 32.2~32.4m(厚 0.2m)，而新鮮岩盤位於 33.5m 以下。表 4.2~表 4.4 為此三孔之材料分類，紅字即代表今年鑽孔之軟弱層位置，但是否的確為軟弱層則待本文後續研究來確定。須注意其中 X2 孔 18.8~20.2m 去年並無此層，經判釋後認為具剪裂帶之可能性，亦待後續研究釐清。此處剪裂帶疑為岩體受重力作用發生斷裂錯移，造成不同程度與範圍之破碎帶，其中包含受剪破碎的岩屑，以及受劇烈剪切作用加上裂隙水物化作用形成的細料，並非如同其餘軟弱層屬灰色黏土夾灰色板岩碎屑之岩性。



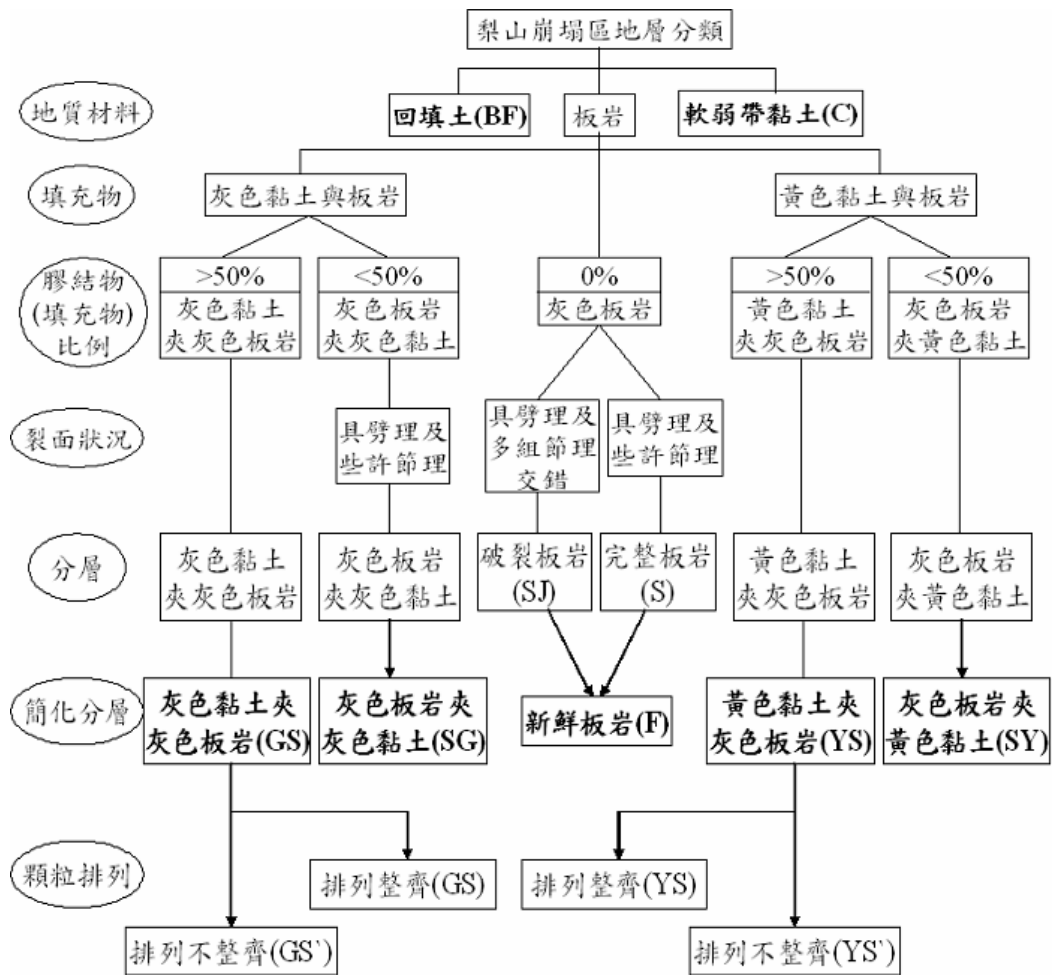


圖 4.1 岩心分類流程圖

表 4.1 岩心分類方法

類別	代碼	岩心描述	說明
第一類	BF	回填土	
第二類	C	灰色黏土夾灰色板岩碎屑	
第三類	GS	灰色黏土夾灰色板岩	板岩顆粒排列整齊為 GS 顆粒排列不整齊為 GS'
第四類	SG	灰色板岩夾灰色黏土	
第五類	YS	黃色黏土夾灰色板岩	板岩顆粒排列整齊為 YS 顆粒排列不整齊為 YS'
第六類	SY	灰色板岩夾黃色黏土	
第七類	F	新鮮板岩	完整板岩為 S 含多組節理為 SJ

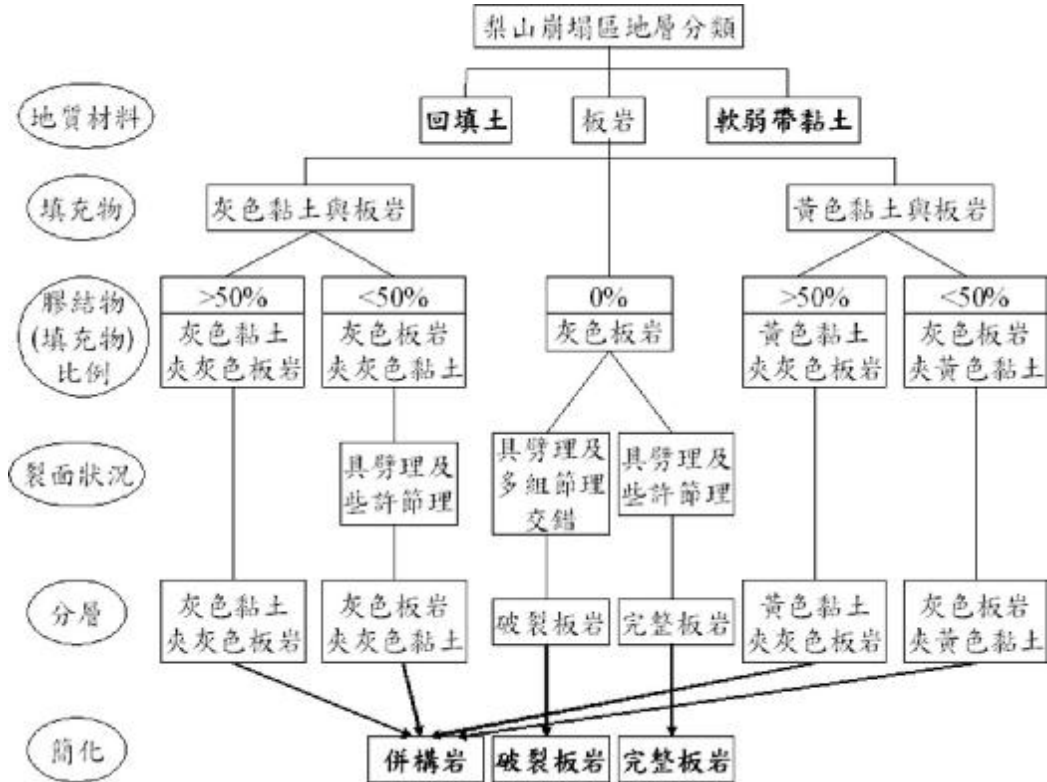


圖 4.2 材料力學行為分類流程圖

表 4.2 X1 孔岩心分層

深度(m)	岩心描述	黃玉麟(2006)	本研究(2007)
0.0-0.7	回填土與級配料	回填土	回填土
0.7-6.9	黃色黏土約 70% 夾板岩顆粒	灰色板岩夾黃色黏土	黃色黏土夾灰色板岩
6.9-7.5	灰色黏土約 50% 夾板岩顆粒		
7.5-8.1	黃色黏土約 30% 夾板岩顆粒		
8.1-14.8	黃色黏土約 70% 夾板岩顆粒		
14.8-15.5	黃色黏土約 80% 夾板岩顆粒	灰色板岩	灰色板岩夾灰色黏土
15.5-20.0	板岩塊約 95% 夾少許黃灰色黏土		
20.0-25.6	板岩塊約 60% 夾灰色	灰色板岩	灰色板岩夾灰

	黏土		
25.6-30.0	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土		色黏土

表 4.3 X2 孔岩心分層

深度(m)	岩心描述	黃玉麟(2006)	本研究(2007)
0.0-6.0	回填土與級配料	回填土	回填土
6.0-13.1	黃色黏土約 70% 夾板 岩顆粒	灰色板岩夾黃 色黏土	黃色黏土夾灰 色板岩
13.1-14.3	灰色黏土約 80% 夾板 岩顆粒	灰色板岩夾灰 色黏土	灰色黏土夾灰 色板岩
14.3-14.7	灰色黏土約 95% 夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑
14.7-18.8	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰 色黏土
18.8-20.2	板岩塊約 80% 夾灰色 黏土	灰色板岩	剪裂帶
20.2-25.0	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰 色黏土
25.0-25.4	灰色黏土約 80% 夾板 岩顆粒	灰色板岩夾灰 色黏土	灰色黏土夾灰 色板岩
25.4-30.3	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰 色黏土
30.3-30.6	灰色黏土約 95% 夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑
30.6-47.9	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰 色黏土
47.9-48.5	灰色黏土約 80% 夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑	灰色黏土夾板 岩碎屑
48.5-54.8	板岩塊約 95% 夾少許 灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰 色黏土
54.8-60.0	完整板岩塊不含黏土	灰色板岩	新鮮板岩

表 4.4 X3 孔岩心分層

深度(m)	岩心描述	黃玉麟(2006)	本研究(2007)
0.0-2.3	回填土與級配料	回填土	回填土
2.3-6.0	黃色黏土約 60% 夾板岩顆粒	灰色板岩夾黃色黏土	黃色黏土夾灰色板岩
6.0-8.2	板岩塊約 90% 夾些許黃色黏土		
8.2-9.8	黃色黏土約 50% 夾板岩顆粒		
9.8-15.2	黃色黏土約 70% 夾板岩顆粒		
15.2-17.1	板岩塊約 90% 夾些許黃色黏土		
17.1-17.3	黃色黏土約 60% 夾板岩顆粒		
17.3-17.6	灰色黏土約 95% 夾板岩碎屑	灰色黏土夾板岩碎屑	灰色黏土夾板岩碎屑
17.6-21.0	板岩塊約 95% 夾少許灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰色黏土
21.0-21.2	灰色黏土約 60% 夾板岩顆粒	灰色板岩夾灰色黏土	灰色黏土夾灰色板岩
21.2-32.2	板岩塊約 95% 夾少許灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰色黏土
32.2-32.4	灰色黏土約 90% 夾板岩碎屑	灰色黏土夾板岩碎屑	灰色黏土夾板岩碎屑
32.4-33.5	板岩塊約 90% 夾少許灰色黏土	灰色板岩	灰色板岩夾灰色黏土
33.5-40.0	完整板岩塊不含黏土	灰色板岩	新鮮板岩

依上述結果，X1 孔並無軟弱層存在。與黃玉麟(2006)的 N1 及 N2 鑽孔結合，其鑽孔及剖面線相對如圖 4.3，圖中綠線 G1 與 G2 為排水廊道而 B-B' 為 B9 滑動體之剖面位置。由圖 4.4 顯示上層軟弱帶未延伸至 X1 孔附近。鑽探孔 X2 及 X3 孔之目的在於探討 B4 與 B1 滑動體的滑動機制，結合既有鑽探資料，詳見附錄二(工研院能資所，

1993 及中華工程顧問，1996)，如圖 4.5。然既有鑽孔之地層分類採用藤原明敏(1979)的建議如圖 4.6，其分類建議與本研究分類的比對如表 4.5 所示。

然檢視既有鑽探的岩心照片中發現其岩心取樣結果甚差，對於歸類為強風化板岩之部分，是否與本研究中灰色黏土夾板岩碎屑之性質相同有待釐清，故亦將其列為灰色板岩夾灰色黏土，但黏土成分較強至中風化板岩多，則軟弱層應發生於強風化板岩此層只是確切深度不可知。待整合後 B4 及 B1 滑動體之崩體區分圖如圖 4.7 及圖 4.8，而黃玉麟(2006)之 B9 滑動體之崩體分區如圖 4.9。本研究於後續利用現地試驗結果來提出更正確之 B1 與 B4 滑動體剖面與滑動機制之解釋。

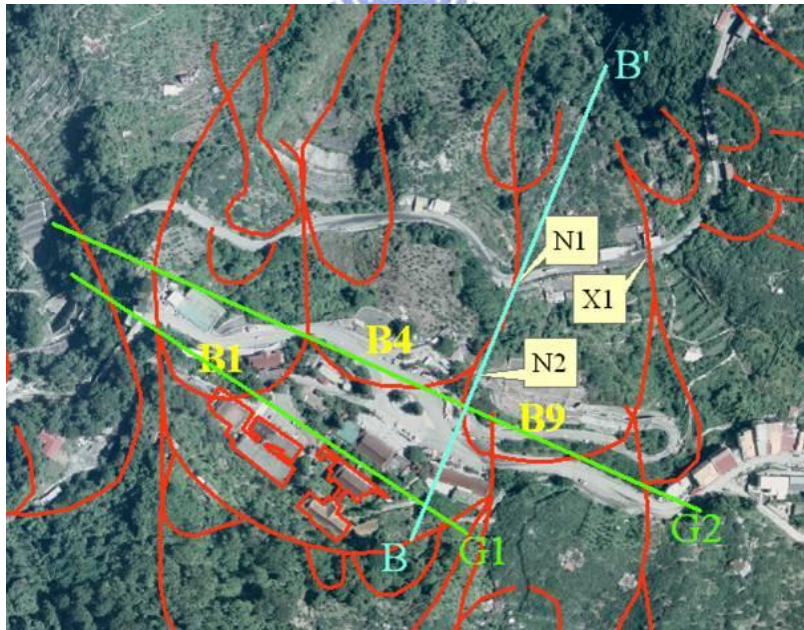


圖 4.3 B9 滑動體鑽孔與剖面線相對位置圖(修改自黃玉麟，2006)

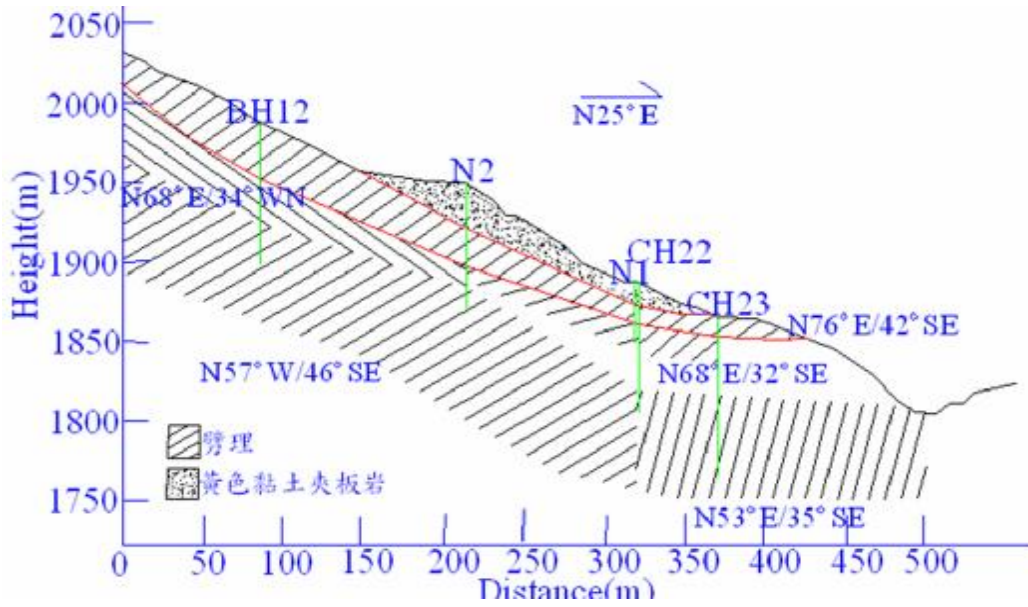


圖 4.4 B9 滑動體劈理位態剖面示意圖(修改自黃玉麟，2006)

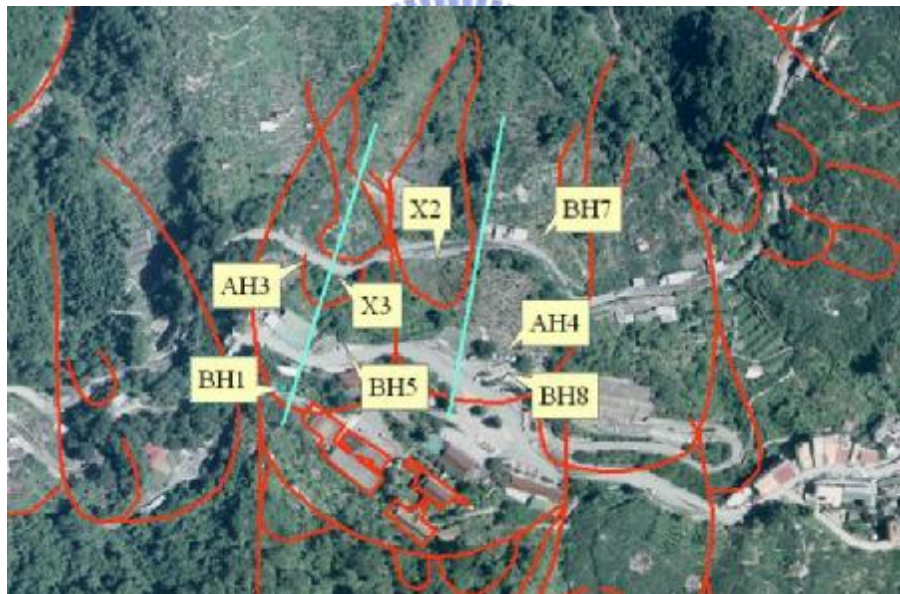


圖 4.5 BH 及 AH 鑽孔相對位置圖



圖例說明

格數	第 1 格	第 2 格	第 3 格	第 4 格	第 5 格
土壤種類	崩積土 (Dt)	強風化板岩 (W1)	中風化板岩 (W2)	弱風化板岩 (W3)	新鮮板岩 (Rf)
說明	黃棕色 / 砂質粉土，時夾破碎岩塊	黑色 / 黏土狀	黑色 / 細片狀	黑色 / 圓板狀至塊狀	黑色 / RQD > 75

圖 4.6 藤原明敏地滑地質分類準則(水保局二工所，2003)

表 4.5 岩心分類對照表

藤原明敏分類	崩積土	強風化板岩	強至中風化板岩	中至弱風化板或弱風化板岩	新鮮板岩
本研究(2007)分類	黃色黏土夾灰色板岩 (不分黏土比例)	灰色黏土夾灰色板岩(黏土>70%)或灰色黏土夾板岩碎屑	灰色黏土夾灰色板岩(黏土 50~70%)	灰色板岩夾灰色黏土(黏土<50%)	新鮮板岩(無黏土)
黃玉麟(2006)分類	灰色板岩夾黃色黏土	灰色板岩夾灰色黏土或灰色黏土夾板岩碎屑	灰色板岩夾灰色黏土	灰色板岩	新鮮板岩

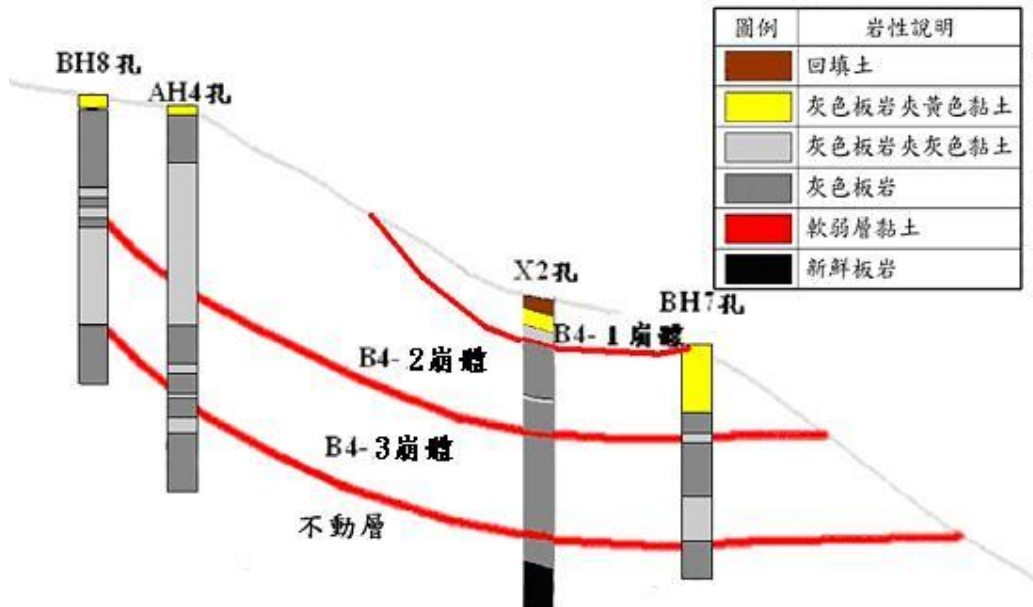


圖 4.7 B4 滑動體崩體分區圖

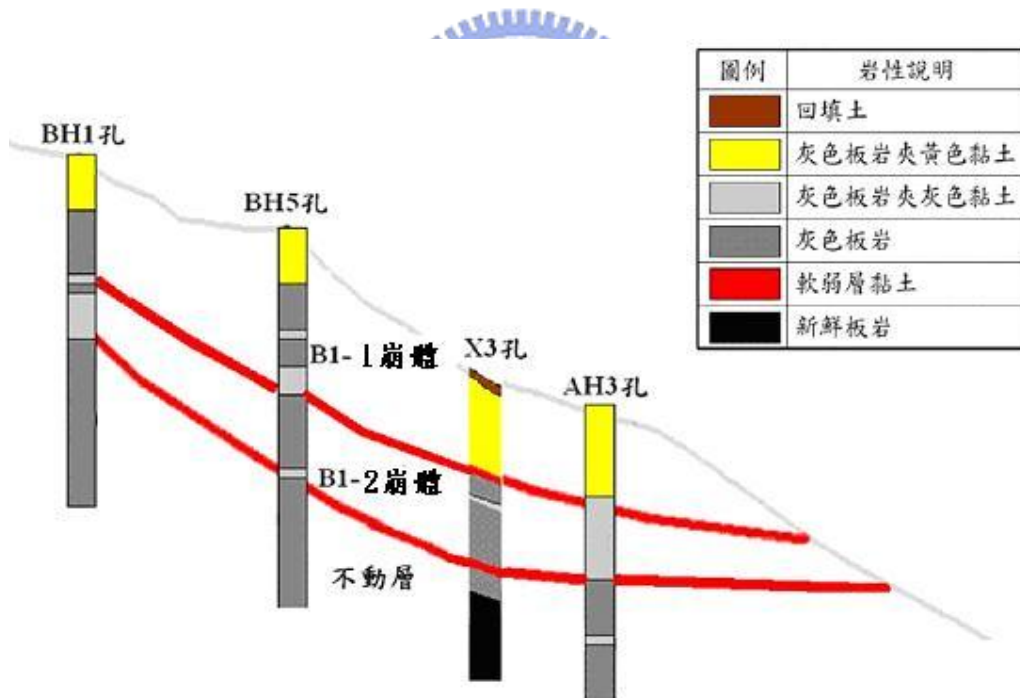


圖 4.8 B1 滑動體崩體分區圖

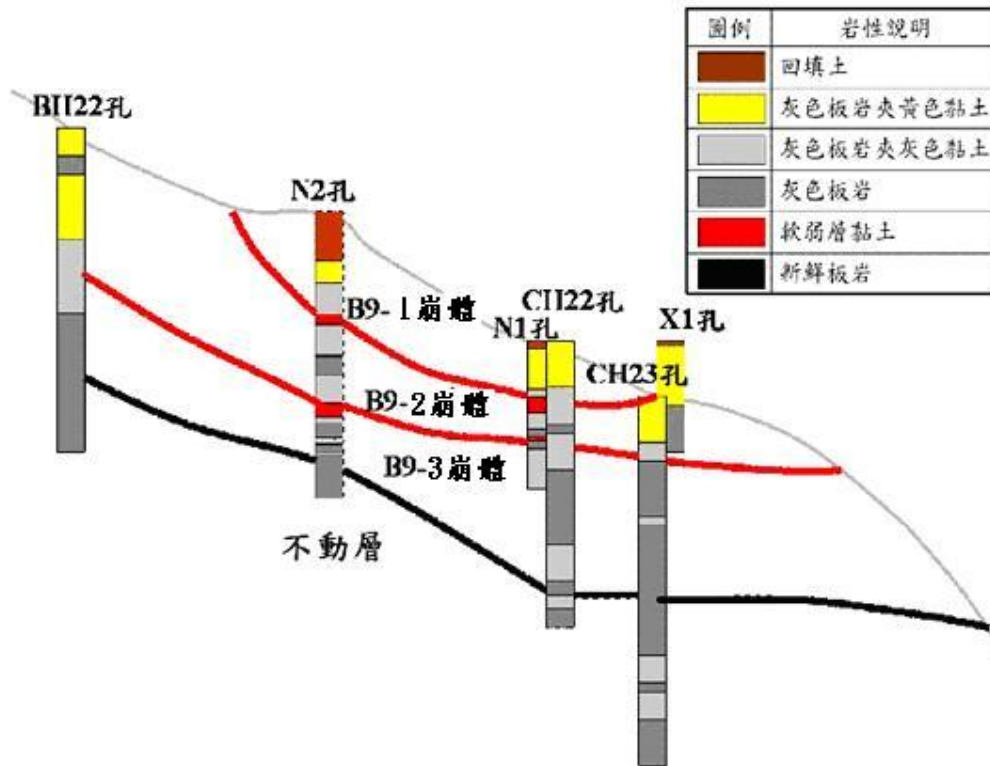


圖 4.9 B9 滑動體崩體分區圖

4.2 孔內造影結果與討論

本研究針對梨山崩積地區 B4 及 B1 滑動體 X2 與 X3 兩孔，進行孔內聲波及光學造影，各孔試驗內容如下：

X2 孔：施作時地下水位位於地表下 41m 深，套管下至地表下 12.5m 處，故聲波造影施作範圍僅由地表下 41m 至地表下 60m，而光學造影則由地表下 12.5m 至地表下 60m，以補足聲波造影所缺乏之地水位以上之資料。

X3 孔：施作時地下水位位於地表下 17.5m 深，套管下至地表下 21m 處，故聲波與光學造影施作範圍皆由地表下 21m 至地表下 40m。表 4.6 為兩孔試驗數量表。

聲波造影結果應以聲波來回走時及振幅進行分析，但走時顯現之效果不佳且一般也以振幅分析，故本研究以振幅進行不連續面判釋。

表 4.6 孔內造影數量表

孔位	地下水位	套管保護深度	量測資料範圍	
			X2	-41.0m
X3	-17.5m	-21.0m	聲波式	-21.0m~-40.0m
			光學式	-21.0m~-40.0m

4.2.1 孔內造影結果與岩心比對

本研究孔內造影的目的，主要在探討崩塌地層內的不連續面方位變化及軟弱層的存在性、位置及厚度，並藉以探討此崩積地層的成因及其滑動機制。本節針對(1)不連續面位態分析結果及(2)軟弱層的孔內造影結果及鑽探岩心檢視結果之差異性，分別說明如下：

(1)不連續面位態：圖 4.10 為 X2 孔典型之試驗結果，本圖為 X2 孔 49.0~50.0m 之孔內聲波造影位態資料與岩心比對結果。由圖中 49.6m 處顯示，岩心 A 區具密集劈理，但聲波造影則出現三至四組劈理；B 區岩心為出現一大裂縫的情形而聲波造影亦反應出此狀況。上述岩心劈理密集出現的區段，乃因岩心還沒被鑽出時，原本的劈理面間隙相當小，但因取樣後解壓造成岩心劈理面趨於明顯。

本文另探討聲波造影與光學造影對不連續面位態的判釋結果，以圖 4.11X2 孔 46.0~47.0m 為例加以說明，A 區為較完整岩心可看出裂縫較少，B 區則具一明顯裂隙，且劈理於光學造影中亦存在但較為模糊，其主要原因為鑽探產生之岩屑可能被超泥漿包裹而附著於孔壁上，使得光學造影的效果不佳，而聲波造影由超音波能量回傳大小來描繪孔壁，所以不受雜質之影響，故後續使用之造影資料以聲波為主，而光學部分則來驗證聲波之正確性及補充地下水位以上所缺乏之資料。

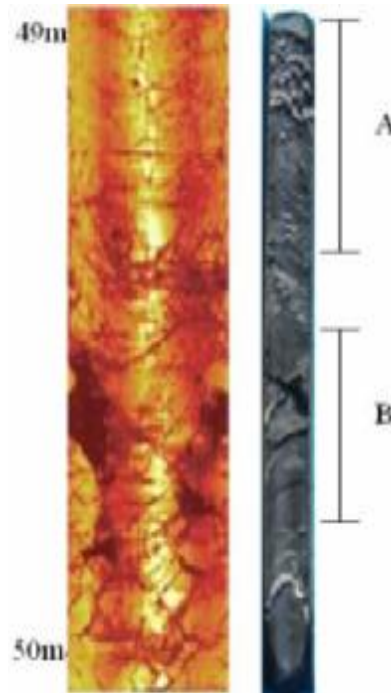


圖 4.10 X2 孔 49.0~50.0m 之聲波造影與岩心比對

(左：聲波造影，右：岩心照片)

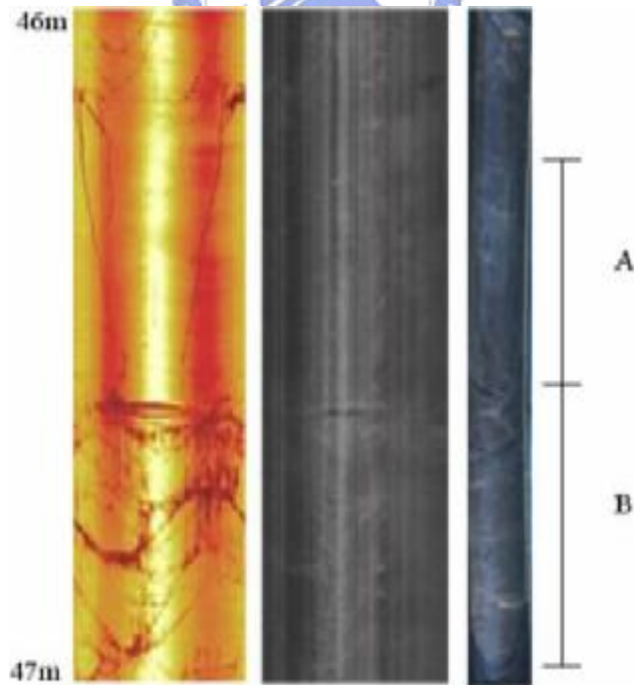


圖 4.11 X2 孔 46.0~47.0m 之聲波、光學造影與岩心比對

(左：聲波造影，中：光學造影，右：岩心照片)

(2)軟弱層：軟弱層內含灰色黏土夾灰色板岩碎屑，可由聲波造影之聲波振幅反應孔壁軟硬狀況，而光學式在孔內清晰可視的情況下亦可直接觀察軟弱帶的分布情況。圖 4.12 為 X2 孔 48.0~49.0m 之孔內造影與岩心照片之比對，其中 48.0~48.5m 為軟弱層(圖中 A 之範圍)，聲波振幅可看出聲波造影對於軟弱層內夾薄層岩塊之情形，而光學造影因受渾濁水影響不易觀察；聲波振幅色調顏色較深處，表回傳之聲波能量較低，反應此段有極軟弱黏土層分布。由以上結果判斷，孔內造影對軟弱層之界定，可利用聲波振幅色調顏色較深之區段，來找出軟弱層分布之範圍。

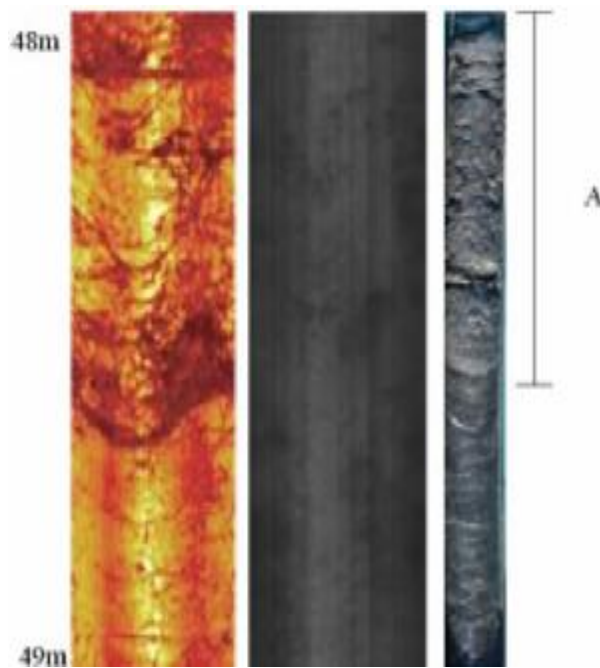


圖 4.12 X2 孔 48.0~49.0m 之聲波、光學造影與岩心比對
(左：聲波造影，中：光學造影，右：岩心照片)

4.2.2 位態資料挑選與分層位態統計結果

各崩體分區位態資料之立體投影圖統計結果如圖 4.13~圖 4.18，圖中投影點即板岩劈理面法向量於下半球等面積之投影。分析過程首

先由鑽探岩心判釋結果進行初步大範圍分層，以含黏土之軟弱層為界，但此層並無位態資料且為滑動面所在位置，故以觀察軟弱層上下之劈理位態變化為主；X2 與 X3 孔位態資料涵蓋範圍如表 4.7 與表 4.8 所示，分區統計之平均劈理位態結果見表 4.9。

由統計結果顯示，新鮮岩盤平均劈理位態(以走向/傾角表示)為 N38°~48°E/43°~50°SE。由 B4 滑動體之 X2 孔量測到的 B4-2 崩體間存在一平均劈理位態為 N15°E/37°NW，明顯與未被擾動之岩心劈理位態呈現反轉現象，而 B4-2、3 崩體與新鮮板岩間之劈理位態有漸變趨勢，其形成原因於後續討論。由 B1 滑動體 X3 孔量測到的 B1-2 崩體平均劈理位態 N39°E/46°SE，與未被擾動之岩心劈理位態大略一致，但其立體投影圖位態分佈較散亂應為受到滑動影響，故將其列為一崩體。黃玉麟(2006)B9 滑動體新鮮岩盤之平均劈理位態為 N57°E/46°SE，與本研究 B1 及 B4 滑動體之平均劈理位態 N38°~48°E/43~50°SE 差距不大，故可證實未滑動之岩盤的確存在，其深度約於 50m 左右，故可推估 50m 以上為崩積材料。

表 4.7 X2 孔位態資料分區說明

深度(m)	層差(m)	區間描述	劈理位態 資料筆數	說明
0~6.0	6.0	回填土與 風化板岩	0	B4-1 崩體
6.0-13.1	7.1			
13.1-14.3	1.2			
14.3-14.7	0.4	軟弱帶	0	滑動介面
14.7-18.8	4.1	風化板岩	10	剪裂崩體
18.8-20.2	1.4	剪裂帶	0	剪裂面
20.2-25.0	4.8	風化板岩	31	B4-2 崩體
25.0-25.4	0.4			
25.4-30.3	4.9			

30.3-30.6	0.3	軟弱帶	0	滑動介面
30.6-47.9	17.3	風化板岩	31	B4-3 崩體
47.9-48.5	0.6	軟弱帶	0	滑動介面
48.5-54.8	6.3	風化板岩	14	不動層
54.8-60.0	5.2	新鮮板岩		

表 4.8 X3 孔位態資料分區說明

深度(m)	層差(m)	區間描述	劈理位態 資料筆數	說明
0~2.3	2.3	回填土與 風化板岩	0	B1-1 崩體
2.3-6.0	3.7			
6.0-8.2	2.2			
8.2-9.8	1.6			
9.8-15.2	5.4			
15.2-17.1	1.9			
17.1-17.3	0.2	軟弱帶	0	滑動介面
17.3-17.6	0.3			
17.6-21.0	3.4	風化板岩	30	B1-2 崩體
21.0-21.2	0.2			
21.2-32.2	11.0			
32.2-32.4	0.2	軟弱帶	0	滑動介面
32.4-33.5	1.1	風化板岩	20	不動層
33.5-40.0	6.5	新鮮板岩		

表 4.9 X2 與 X3 孔劈理位態分區統計結果

孔位	深度(m)	劈理位態 (走向/傾角)	說明
X2	14.8-18.8	N15°E/37°WN	剪裂崩體
	20.2-30.3	N15°E/29°SE	B4-2 崩體
	30.6-47.9	N24°E/43°SE	B4-3 崩體
	48.5-60.0	N48°E/43°SE	新鮮板岩
X3	0-21.0		
	21.2-32.2	N39°E/46°SE	B1-2 崩體
	32.4-40.0	N38°E/50°SE	新鮮板岩

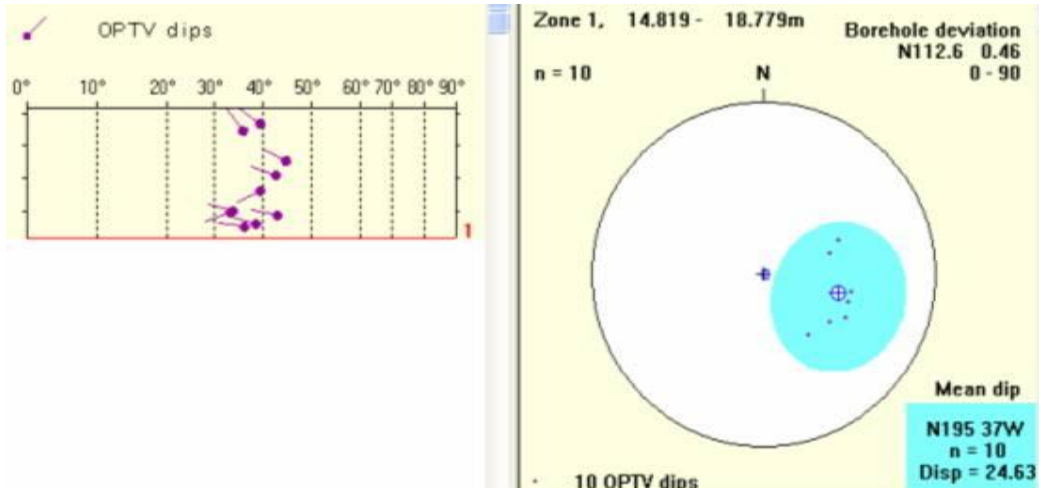


圖 4.13 X2 孔 14.4~18.8m(剪裂崩體)劈理位態立體投影圖

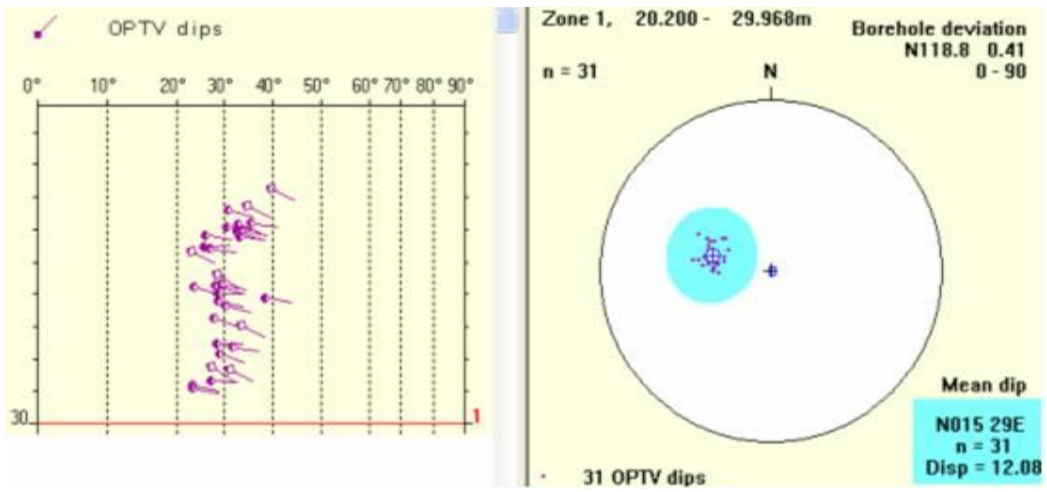


圖 4.14 X2 孔 20.2~30.3m(B4-2 崩體)劈理位態立體投影圖

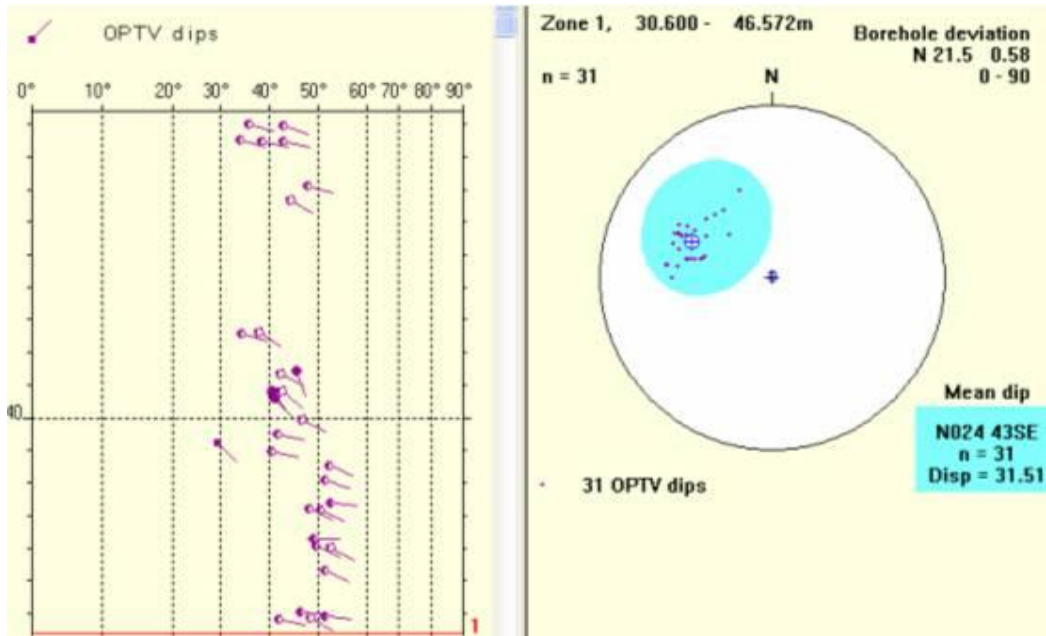


圖 4.15 X2 孔 30.6~46.6m(B4-3 崩體)劈理位態立體投影圖

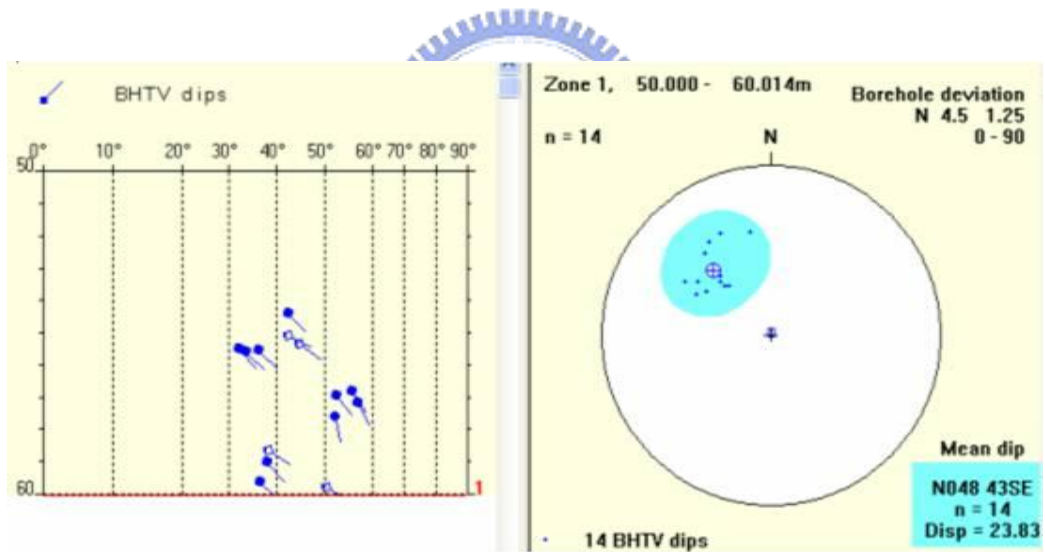


圖 4.16 X2 孔 48.5-60.0m(新鮮板岩)劈理位態立體投影圖

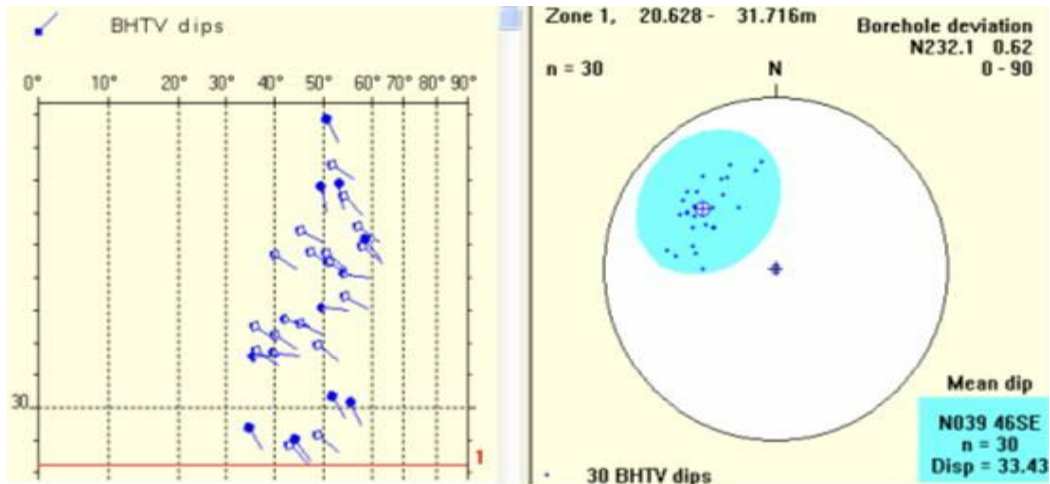


圖 4.17 X3 孔 21.2-32.2m(B1-2 崩體)劈理位態立體投影圖

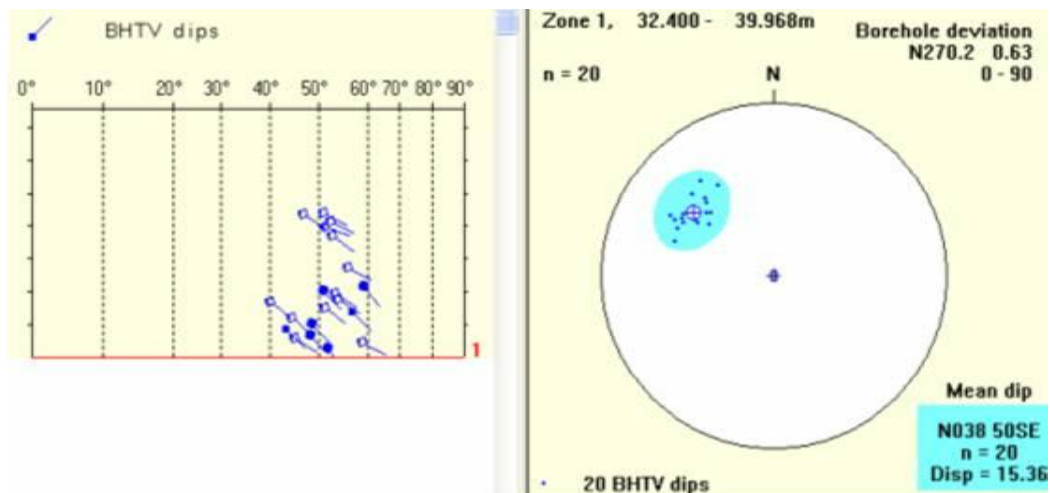


圖 4.18 X3 孔 32.4-40.0m(新鮮板岩)劈理位態立體投影圖

4.3 現地孔內震波量測結果與討論

本研究針對梨山崩積地區之B9 滑動體X1 孔施作懸垂式孔內P-S 波量測。X1 孔深為 30.0 m，當天地下水位為 10.0m，試驗施作深度為地表下 10.2 m 至地表下 26.2 m。

本研究進行孔內震波量測時，每次量測之間距設為 1 m，因此在量測深度自 10.2 m 至 26.2m 應有共計 17 個資料點，經計算後將地層深度相對應之波速列於表 4.10 所示，其中 P 波因上下接收器時間差

非常相近，使其波速值極大甚不合理故不採用，而 S 波波速經計算後介於 1517(m/s)~3306(m/s)之間。

表 4.10 S 波波速與深度對照表

點數	Depth(m)	V_s (m/s)	點數	Depth(m)	V_s (m/s)
1	10.2	1874	10	19.2	2383
2	11.2	1517	11	20.2	2676
3	12.2	2803	12	21.2	3306
4	13.2	2430	13	22.2	2672
5	14.2	1605	14	23.2	2966
6	15.2	1520	15	24.2	2660
7	16.2	3200	16	25.2	2796
8	17.2	2181	17	26.2	2636
9	18.2	2339			

圖 4.19 為每筆施測深度與所得之 S 波波形對照，將 10.2~26.2 m 之 S 波波速及岩心判釋結果相互比對如圖 4.20。S 波主要反應岩體的剪力模數，由圖中可見整體波速隨深度增加而提高，14.0~16.0 m 處之灰色板岩夾黃色黏土，此層波速有突然偏低的現象，乃因此層黏土含量達 70~80%，故使波速驟降，而 20.0~25.0m 亦有黏土含量約 40% 之灰色板岩夾灰色黏土層，但其波速值仍大於 2500m/s，因此可知夾有黃色黏土層其軟弱程度大於夾有灰色黏土層，推測其原因為黃色黏土為崩落之表土下滲，而灰色黏土為板岩就地風化之結果，故就緊密性而言黃色黏土層小於灰色黏土層，因此波傳之能力下降即波速低。

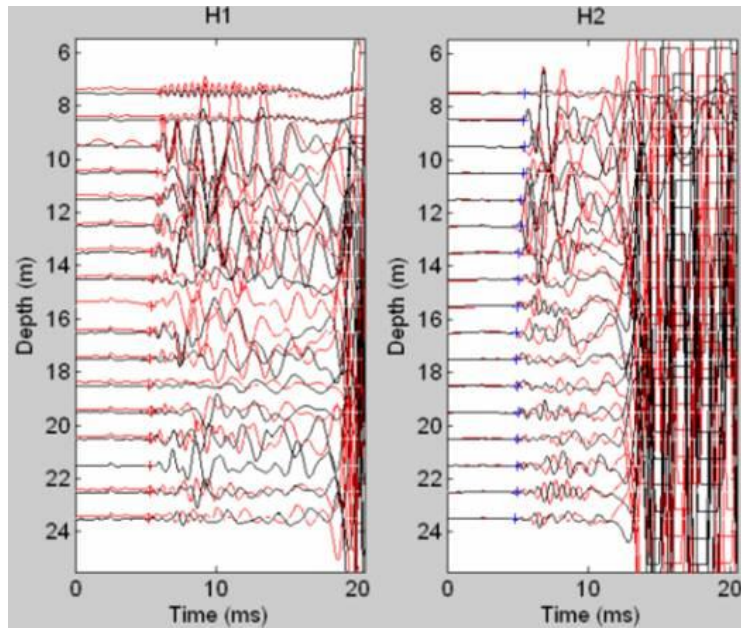


圖 4.19 S 波波形與深度對照圖

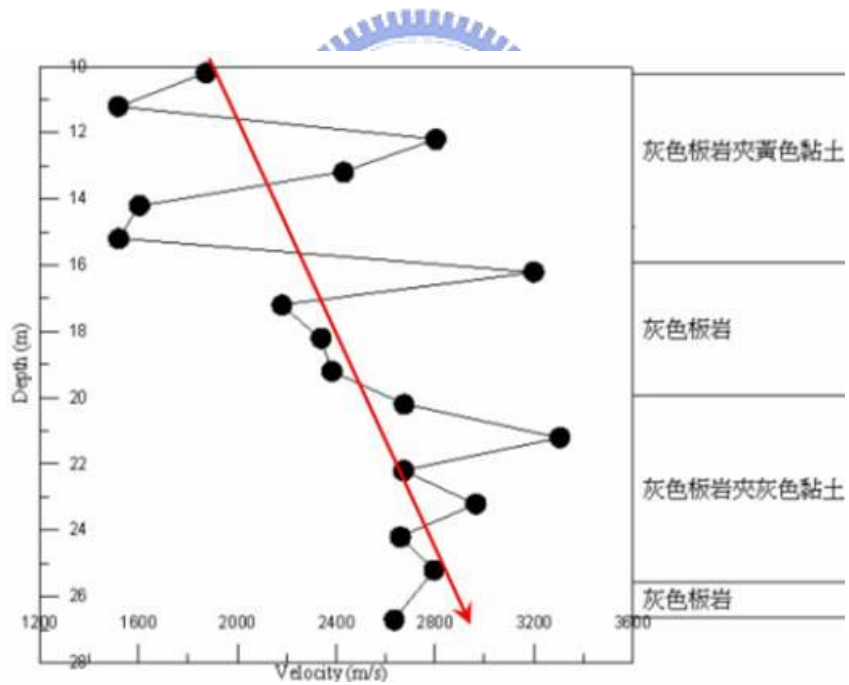


圖 4.20 S 波波速與岩心比對圖

4.4 地電阻探測結果與討論

本研究於 X2 及 X3 孔各佈一測線其測線與鑽孔位置，如圖 3.26，其長度分別為 105m 與 70m，施測前經地電阻探測儀檢測後，發現測

線一之電阻值異常，處理後並無改善，因此其施測結果極差，初步由岩心推測乃因級配料深度達5m，電流無法順利流通，故施測結果無法採用，而測線二位於果園土層並不受級配料之影響，因此電阻值檢測皆達標準，其測線參數如表 4.11。

表 4.11 X3 孔測線參數表

測線名稱	X3 鑽孔測線	
電極間距 (m)	2 m	
電極數目	36 支	
測線展距 (m)	70m	
施測方式	Wenner-Schlumberger、Pole-Pole	
GPS 座標	起點	(275395, 2683400)
	終點	(275455, 2683376)
	遠電流	(275807, 2683435)
	遠電位	(275027, 2683287)

圖 4.21 為測線二雙極排列法施測結果以探查深層並達到岩盤為主，圖 4.22 為溫奈-施蘭普吉排列法結果主要探查淺層狀況，以比對雙極排列施測結果的正確性，該測線所施作地表為緩升的道路斜坡，因此需考慮地形因素進行地形修正，圖中以 X3 孔之柱狀圖套入，圖 4.23 為柱狀圖岩層標示。比對圖 4.21 與圖 4.22 剖面之淺層資料分佈結果，具有相當的一致性，故雙極排列法施測結果佳。

圖 4.21 深層地電阻剖面顯示，地表下約具 15m 厚之低電阻區域與岩心判釋之板岩夾黃色黏土厚度大致符合，由此可知板岩夾黃色黏土含水量多造成電阻值較低，乃因其縫隙大較易含水，而上層軟弱層(17.3~17.6m)以及下層軟弱層(32.2~32.4m)，似乎恰位於高電阻值區域之上緣及下緣，可推測軟弱層具有易發生於岩性改變處之可能性，是否正確待後續劈理位態研究之判斷可釐清。

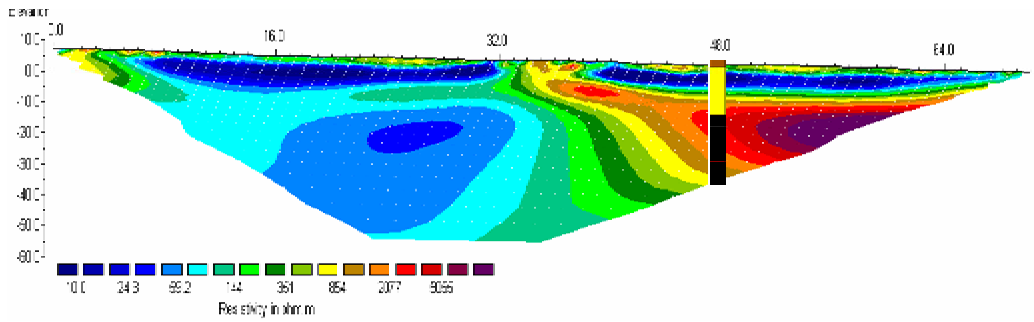


圖 4.21 Pole-Pole 地電阻剖面圖

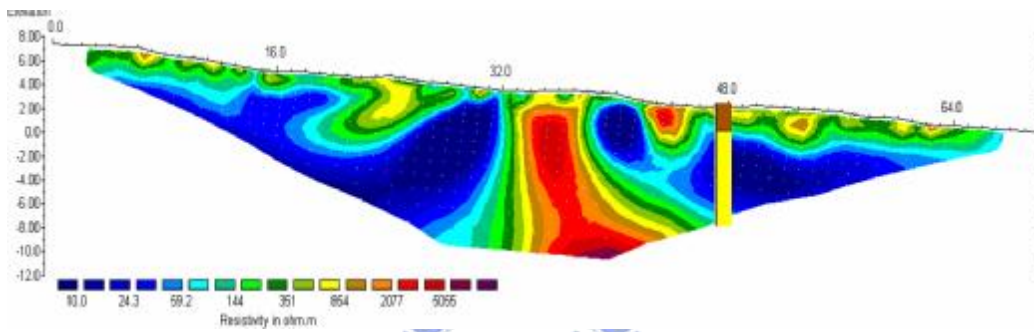


圖 4.22 Wenner-Schlumberger 地電阻剖面圖

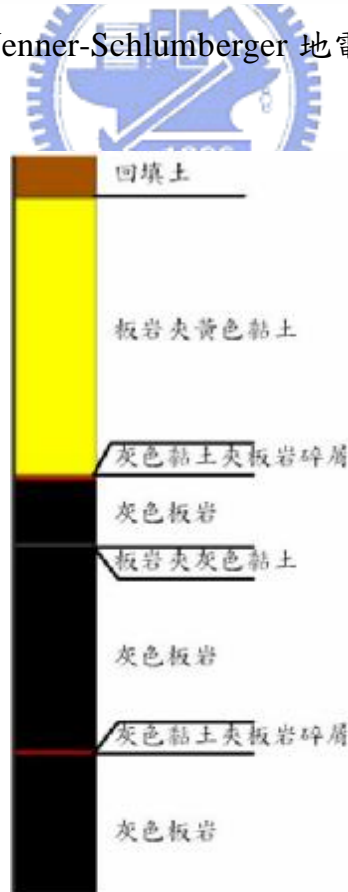


圖 4.23 柱狀圖岩層標示

4.5 TDR 量測結果與討論

本研究於 X2 及 X3 鑽孔埋設 TDR 纜線，目的在於監測梨山崩塌區地層變動情形，得知地表下滑動面之確切深度及其變動量。兩孔埋設時間與量測時間如表 4.12。

表 4.12 TDR 埋設與量測時間

鑽孔	埋設時間	初始值量測	第一次量測	第二次量測	第三次量測
X2	2007/01/08	2007/02/07	2007/04/20	2007/04/21	2007/05/25
X3	2006/12/28	2007/02/07	2007/04/20	2007/04/21	2007/05/25

4.5.1 量測結果與分析

兩孔量測結果如圖 4.24 及 4.25，量測後並無發現纜線受蝕情形，故訊號皆可傳遞至預定深度(X2：60m 及 X3：40m)，於波形末端產生極大正反射即纜線底端斷路的終端反射，證明本研究於纜線外層塗保護漆之措施具成效。黃玉麟(2006)亦於 N2 孔埋設 TDR，因時間過久且無塗抹保護漆，故於 13~14m 發生不合理之正反射現象如圖 4.26。

兩孔於淺層(10m 內)都出現 spike(尖峰狀況)，且灌漿日與初始值量測日期相隔一段時間，可排除因縮漿而造成尖峰現象。比對第二次與第三次量測結果，明顯可見負反射訊號增大，對照兩孔 10m 內岩心，皆屬板岩夾黃色黏土，此層岩性較為鬆軟且為顆粒排列散亂之板岩塊，推測乃排列不緊密易鬆動，造成 TDR 纜線受擾動產生訊號。

針對兩孔軟弱層所在深度，目前尚未發現有滑動情形發生，未能佐證滑動面之推測，或許整治工程的確具有功效，但仍須長期監測才能準確判斷。

由震波量測、地電阻探查及 TDR 監測結果發現黃色黏土夾板岩具鬆軟之性質，此黃色黏土之成因乃高山地區之邊坡物質，因滾落或

崩塌等作用堆積後，經長時間其有機物幾乎完全分解，且因梨山主要由板岩及些許砂岩組成，因稍有發育，故黏土呈黃至灰黃色。

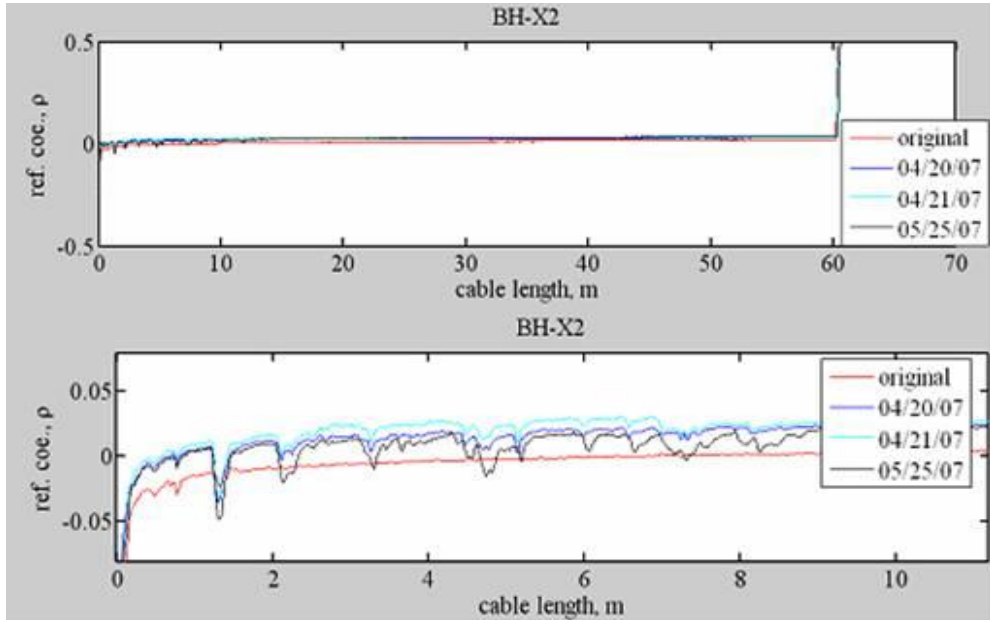


圖 4.24 X2 孔 TDR 量測結果

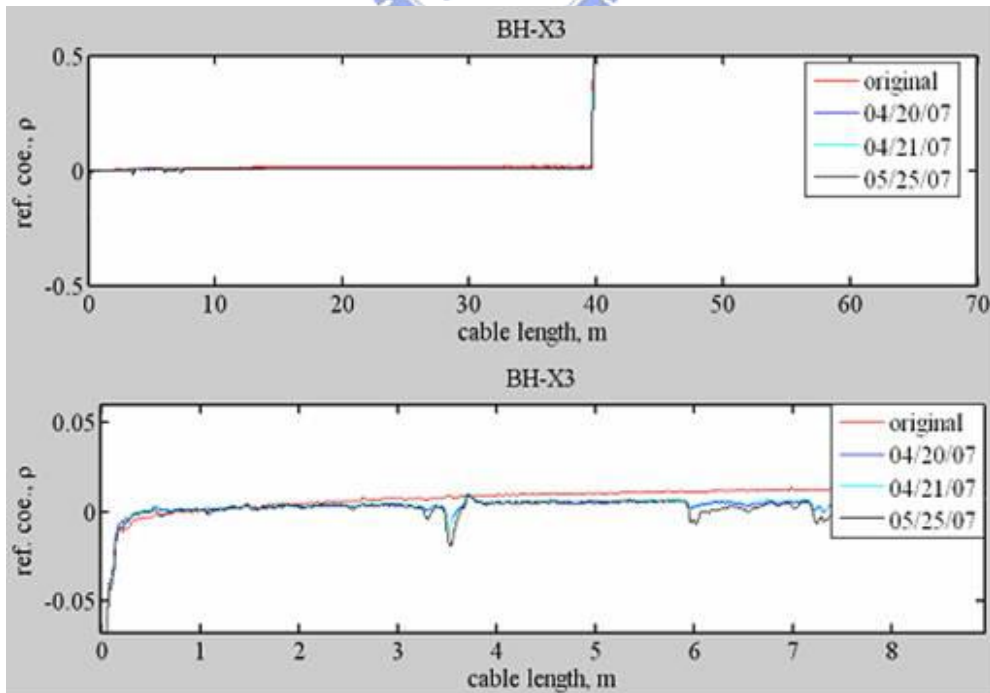


圖 4.25 X3 孔 TDR 量測結果

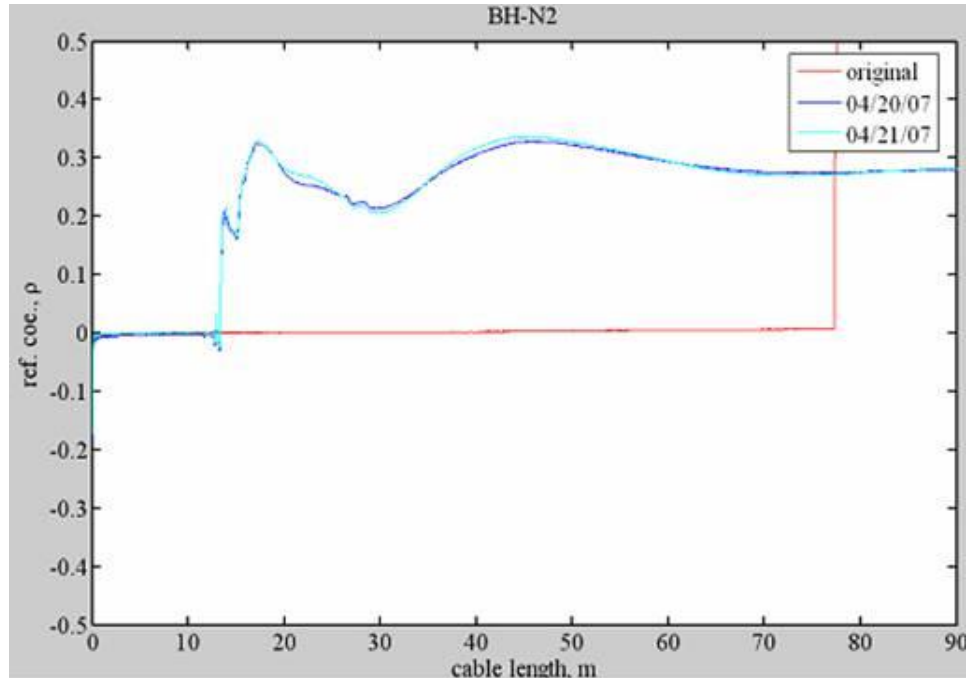


圖 4.26 N2 孔 TDR 量測結果

4.6 邊坡破壞機制與軟弱層形成原因

4.6.1 邊坡破壞機制探討

梨山地層屬中新世廬山層，主要由板岩所組成。梨山地區崩積層應由板岩邊坡的破壞所形成，其邊坡破壞機制可由不連續面的位態加以探討。以下分別由梨山地區區域地質資料，以及本研究之現地孔內造影結果兩部分歸納並加以討論。

(1) 梨山地區區域地質資料：根據工研院能資所(1993)區域地質資料顯示

梨山地區位於之廬山層為一層理走向約為 $N15^{\circ}\sim 45^{\circ}E$ ，向東南傾斜 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 之地層，而梨山地區地勢由南向北遞降如圖 4.27，以地形與地質之宏觀角度來看，梨山地區並未存在沿層面產生順向滑動破壞的條件，除層面影響外，因板岩劈理極為發達，而劈理是否存在區域性之順向坡滑動之可能性，則待下節孔內造影結果之劈理面位態來釐清。

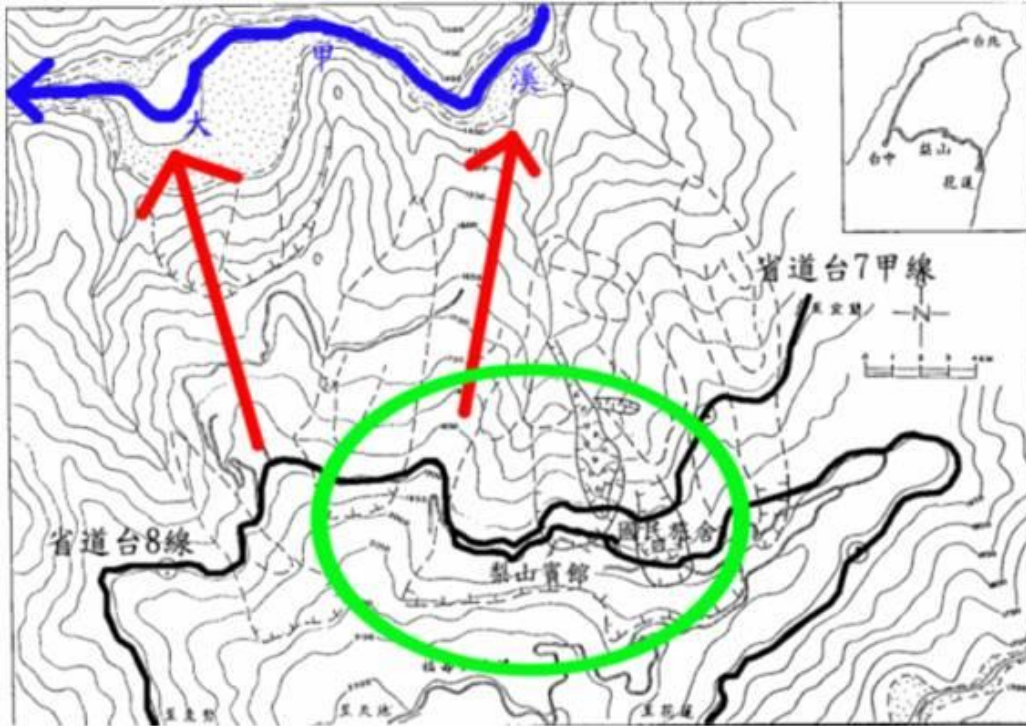


圖 4.27 梨山地區地形略圖(修改自工研院能資所，1993)

(2)本研究 X2、X3 兩孔孔內造影資料：針對 B4 滑動體來看，由孔內造影量測位態結果顯示(表 4.9)，X2 孔其劈理大致傾向東南，唯鑽探深度 14.4~18.8m 所量測到的平均劈理位態，其傾向為向西幾乎呈 180°反轉之現象，參考 X2 孔孔內造影結果及舊鑽孔岩心資料所繪製之 B4 滑動體劈理位態剖面示意(剖面 1)如圖 4.29(其剖面方向與 B4 滑動體之新鮮板岩劈理走向相垂直)，本文剖面 2 及剖面 4 之劈理位態以視傾角表示，此剖面位置如圖 4.28 所示(圖中崩崖界線乃由現地勘查及地形坡度分析所推測)，其詳細原因如以下所述。

綜合上述兩點推測 B4 滑動體可能的破壞形式。首先由區域地質來看，梨山地區地勢向北傾斜及層面位態資料為東北-西南走向，傾向南方，非沿層面之順向滑動破壞。以 B4 及 B1 滑動體來看，X2 與 X3 孔之孔內造影資料雖非量測到層面位態資料，但由於劈理為板岩區主要之不連續面，且平均劈理位態亦傾向南方，故可推論亦非沿劈

理面順向滑動的破壞形式。

由圖 4.29 上圖發現新鮮板岩之劈理走向與崩崖傾向大致垂直，且恰可由大甲溪至崩崖延伸出最深之軟弱層，證實此崩崖乃第一次大規模山崩潛移所形成，其上之軟弱層則為再度復發之小型滑動造成。而下圖 B4 滑動體於 B4-2 崩體間存在一剪裂崩體其劈理位態具明顯轉變，且由岩心觀察 18.8~20.2m 其破裂程度疑為剪裂造成，推測為後續之小規模滑動造成之區域性剪裂帶且尚未完全風化成黏土。

B4-2、3 崩體與新鮮板岩間漸變關係，依日本學者 Chigira(1992) 提出之大規模山崩潛移模式分類，B4 滑動體類似其第三類即葉理高傾角之折彎褶皺型如圖 4.30，特徵為葉理位態常為高角度，邊坡外側葉理受重力作用產生向下或向外折彎的潛移，由剖面來看葉理呈現「 \lt 」字形，但 B4 滑動體劈理傾角最大約 45° 並不屬高傾角，故排除屬第三類之可能性。根據黃玉麟(2006)推測 B9 滑動體潛移模式屬第二類逆向坡拖曳褶皺型，鄰近之 B4 滑動體滑動機制理應相同，但研究後並未發現潛移造成拖曳之劈理反轉帶，初步推測 B4 滑動體亦屬第二類潛移模式，但為小型潛移且劈理反轉帶即軟弱層位置所在，故無法如 B9 滑動體般找出其劈理反轉處。

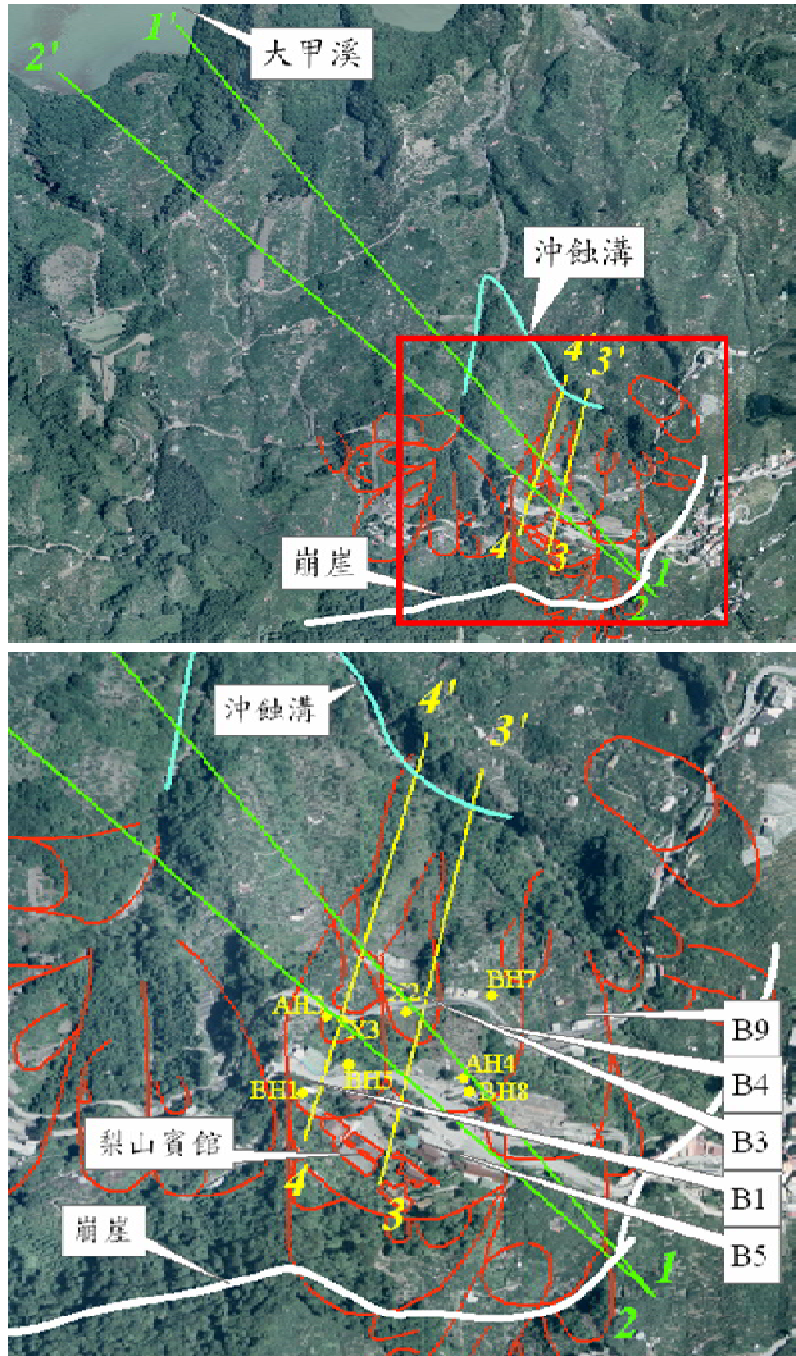


圖 4.28 鑽孔與剖面線位置說明圖(下圖為局部放大圖)

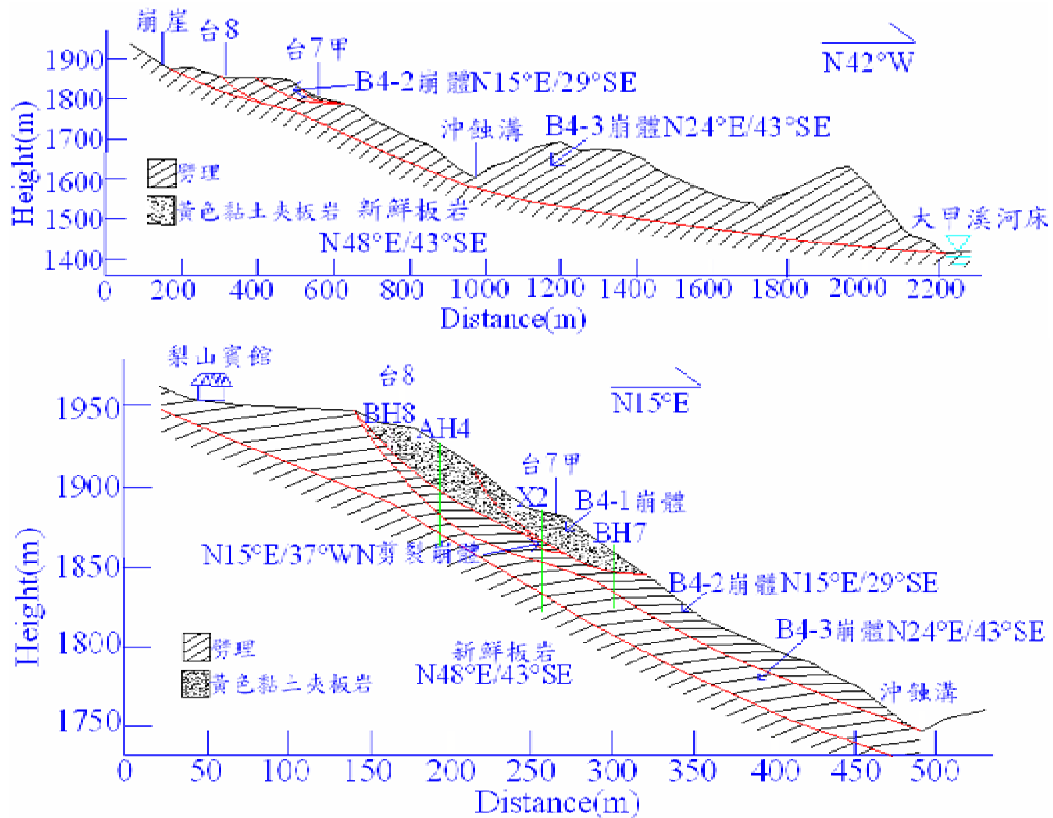


圖 4.29 B4 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 1，下為剖面 3)

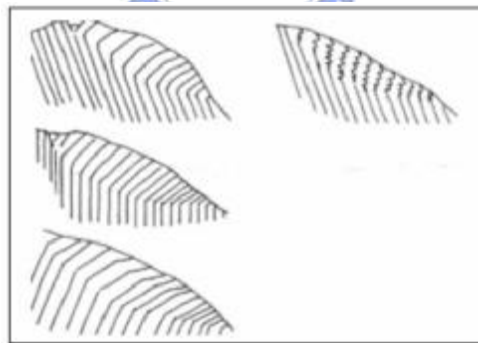


圖 4.30 葉理高傾角之折彎褶皺型山崩潛移模式圖(Chigira, 1992)

針對 B1 滑動體來看，由孔內造影量測結果(表 4.9)X3 孔所示，其劈理位態亦傾向東南，但 B1-1 崩體部分因下套管保護孔壁影響，故缺乏位態資料，無法確切判斷破壞模式。而 B1-2 崩體與新鮮板岩之位態資料雖類似，但於投影圖可見新鮮板岩之劈理位態分布密集，

B1-2 崩體則較分散，推測 B1-2 崩體受過擾動，故劈理位態稍受影響。繪製 B1 滑動體劈理位態剖面示意(剖面 2)如圖 4.31(圖中剖面方向與 B3 滑動體之新鮮板岩劈理走向相垂直)。

於剖面圖中可見 B1-2 崩體與新鮮板岩間，其劈理位態亦稍有漸變之趨勢，與 B4 滑動體相似，推測亦為小規模逆向坡之拖曳褶皺型山崩潛移，而圖 4.31 上圖中亦存在一可由大甲溪延伸至崩崖之最深軟弱層，故的確可證實崩崖之存在，且可推論此崩崖乃因大甲溪沖蝕坡腳產生大規模潛移而形成，而後 B4 及 B1 等滑動體則為向源侵蝕形成之沖蝕溝再度侵蝕坡腳所造成，故軟弱層僅延伸至沖蝕溝。

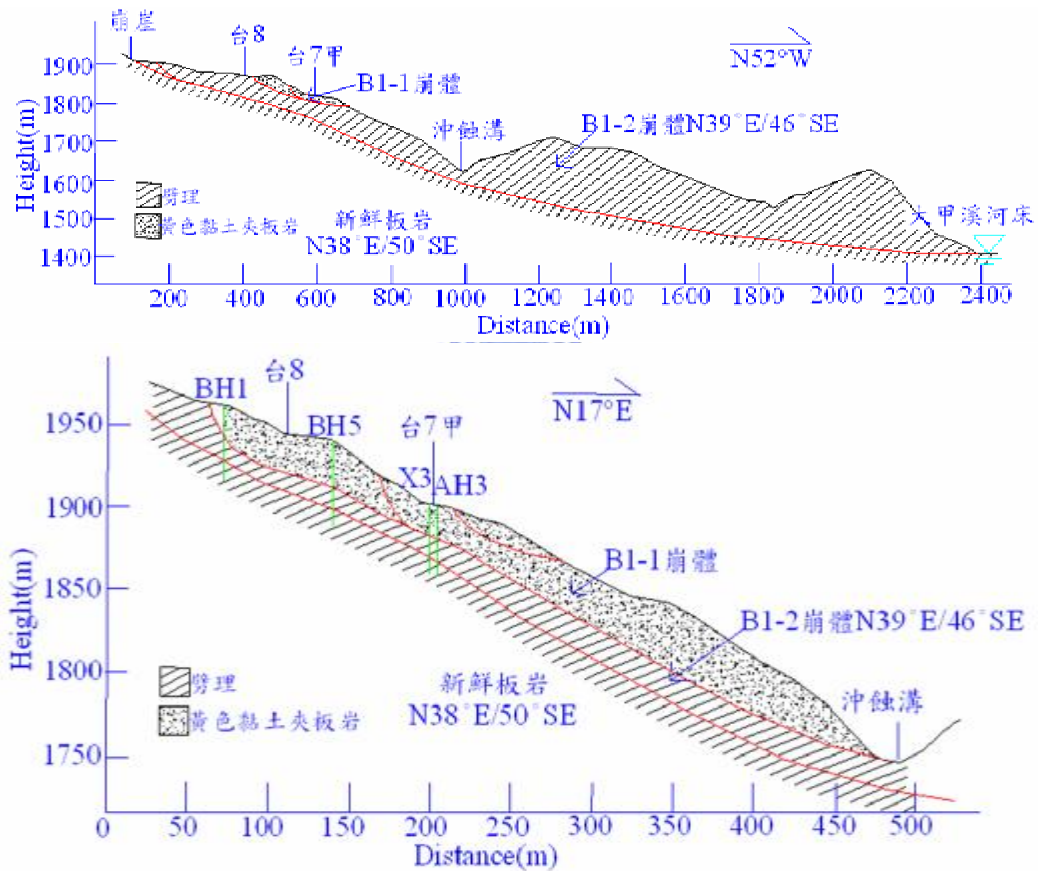


圖 4.31 B1 滑動體劈理位態剖面示意圖(上為剖面 2，下為剖面 4)

4.6.2 軟弱層形成原因探討

梨山地滑區一般認為滑動面位於粉土質黏土介面上，即日本學者藤原明敏分類之強風化板岩部分。而本研究搭配孔內造影結果將此軟弱層獨立區分為疑似剪裂帶及灰色黏土夾灰色板岩碎屑。針對本研究鑽探結果之軟弱層分布位置，其形成原因如以下三點推論：

- (1)B4 剪裂帶：位於 B4 滑動體內，此層岩性並非如灰色黏土夾灰色板岩碎屑，其黏土含量僅約 20% 分散的夾雜在破裂板岩塊裂縫，而黏土含量少乃因尚未風化成黏土，且由圖 4.32 可見劈理位態由 18.8m 處約 30°~40° 傾角，漸增至 19.5~19.6m 處約 90° 傾角，隨後傾角再漸漸變緩，即 18.8~20.2m 區段間劈理位態具反轉現象，而破碎板岩塊亦隨著劈理排列，故推測為新形成之區域性滑動剪裂帶。目前 TDR 尚未發現此處滑動之跡象，但仍需日後繼續監測來判斷。



圖 4.32 剪裂帶(18.8~20.2m)之岩心照片

- (2)B4 及 B1 上層軟弱層(1、2 崩體之界面)：X2 孔之 B4-1 崩體缺乏造影資料，而 X3 孔由於需套管保護孔壁，亦缺乏 17.3~17.6m 軟弱層

以上之 B1-1 崩體劈理位態，無法得知上下崩體劈理之變化，但依岩心判釋結果，此兩軟弱層上方為板岩夾黃色黏土居多，而此區段為轉變成風化板岩之漸變段，故推測此軟弱層並非為潛移造成。鑽探期間(民國 96 年 12 月 20~27 日)皆無降雨，其平均地下水位約 17~18m 間，B1 滑動體之地下水位監測由「B1 自動監測站水位計」進行，其民國 85~90 年之地下水位監測結果如圖 4.33，監測站位置如圖 4.34。

由圖可見水位變化隨降雨發生反應甚快，變動範圍約為地表下 17~45 m，有隨雨量上升而增加之趨勢，表此處地表滲透性較高。監測期間(民國 85 年 5 月至 90 年 1 月)有 W-11 集水井整治設施完工，使地下水位約下降 5~10m，若發生短暫暴雨可使水位上升至 17m，由岩性來看其灰色黏土與原母岩灰色板岩色調相同亦無剪切擦痕，應為原母岩因風化弱化而成且 17.3m 以上皆屬板岩夾黃色黏土，若因地下水將細料經由崩積層之裂隙往下帶則應為黃色黏土，故推測此軟弱層乃地下水上下變動而使板岩加速風化而形成。

X2 孔地下水位於鑽探期間約在地表下 40m，但應與鄰近之 B1 滑動體地下水位差距不大，推測乃因鑽孔附近恰有集水井及排水管之工程，促使地下水位驟降且此軟弱層上方為板岩夾黃色黏土居多，應為轉變成風化板岩之漸變段並非為潛移造成。

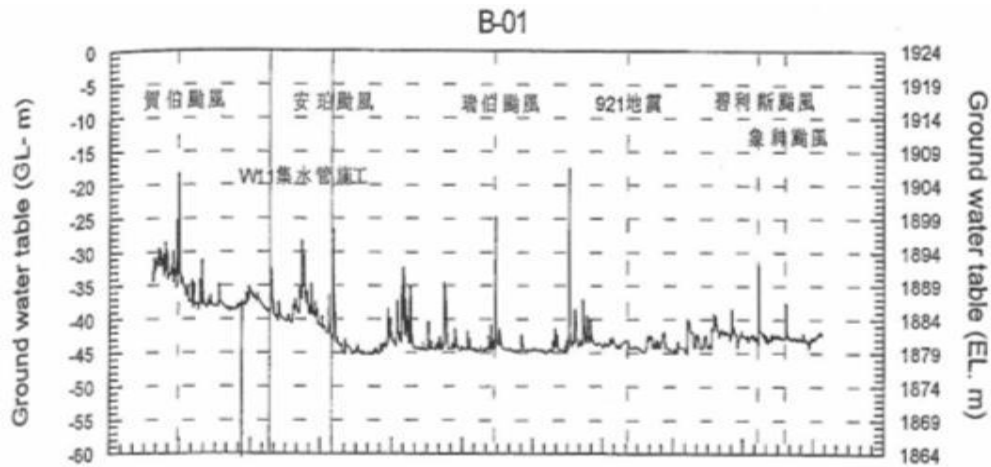


圖 4.33 B1 滑動體地下水位變化圖(富國技術工程，2001)

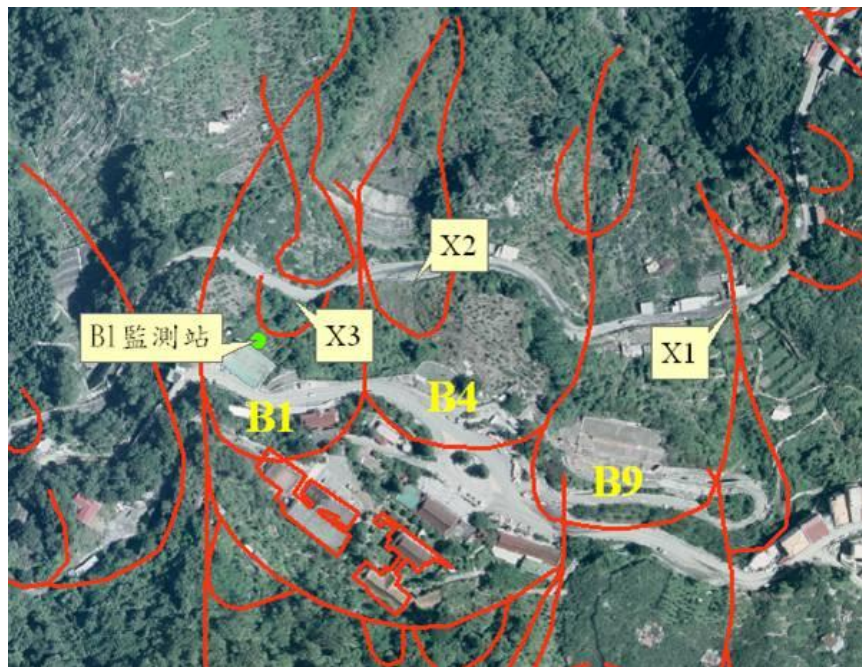


圖 4.34 B1 監測站位置圖

(3)B4 及 B1 下層軟弱層(2、3 崩體及 3 及其與新鮮板岩之界面)：依上述劈理位態分析結果，推論 B4 及 B1 滑動體為第二類逆向坡之拖曳褶皺型山崩潛移破壞，故推測軟弱層可能由於受到潛移造成上下岩層相互移動而產生。

綜合上述各軟弱層形成原因及岩心判釋之結果作表 4.13，由表可

見剪裂帶上下岩性相同且劈理位態變化明顯，故應為強制剪動造成。潛移乃因上下岩性在劈理或板岩顏色有所不同，當受重力潛變時，易於岩性轉變處發生，通常具有不同方向之裂面，故造成極破碎顆粒甚至黏土化。而受地下水風化之岩層，其黏土化均勻只含些許大塊板岩。

綜合以上軟弱層厚度大約介於 20~60cm 間，上層軟弱層乃因地下水風化形成，故其形成時間相較潛移來得許久，至少需幾年的時間，針對此軟弱層可進行泡水軟化試驗加以驗證。

表 4.13 軟弱層資料整合

孔號	深度(m)	上下岩性	軟弱層岩性	形成原因
X2	14.3~14.7	上：板岩夾黃色黏土	均勻黏土化但夾大塊板岩	地下水風化
		下：灰黑色板岩具些許劈理		
X2	18.8~20.2	上：黑色板岩具些許劈理	隨劈理變化排列之破碎板岩裂縫夾黏土	剪裂
		下：黑色板岩具些許劈理		
X2	30.3~30.6	上：黑色板岩且劈理發達	黏土化夾破碎顆粒	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
X2	47.9~48.5	上：黑色板岩且較完整	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：黑色板岩且劈理發達		
X3	17.3~17.6	上：板岩夾黃色黏土	均勻黏土化但夾大塊板岩	地下水風化
		下：灰黑色板岩具些許劈理		
X3	32.2~32.4	上：黑色板岩且劈理發達	具多方向裂面形成破碎顆粒及黏土化	潛移
		下：灰色板岩且較完整		
備註：劈理程度 發達：間距<3cm 些許：3<間距<8cm 完整：間距>8cm				

4.7 黃玉麟(2006)B9 滑動體之比較

由上述本文對 B1 及 B4 滑動體地質部分的結果，特與黃玉麟(2006)就探討 B9 滑動體之結論作比較，觀察 B 區滑動體間之滑動機

制與軟弱帶形成原因有無關聯，主要以形成崩塌地的邊坡破壞模式及軟弱帶之形成原因來探討如下：

(1)形成崩塌地的邊坡破壞模式：根據梨山地滑區整治工程建構之 G2 排水廊道，廊道自省道台 7 甲 73k+400 附近，高程 1,865 m 處(約地表下 80 公尺之新鮮岩盤內)，以 0.5~1.5% 坡度，朝東南方向挖掘，長 550 m 依序通過 A11、B1、B2、B4、B5、B9、B11 及 B23 滑動體，其廊道基本資料與地質資料列於表 4.14 所示，表中劈理位態由走向與傾角表示。

B9 滑動體之破壞模式，由於 N2 孔位態資料有劈理傾向反轉的情況，且反轉之現象發生在軟弱層與新鮮岩盤間的風化板岩層(52.80~67.80 m)；而 G2 排水廊道在里程約 0k+344m 處進入 B9 滑動體，深度約在地表下 60~70 m 深(水保局二工所，2003)，平均劈理位態傾向北，與孔內造影資料相符。類似日本學者 Chigira(1992)提出之大規模山崩潛移模式第二類即逆向坡拖曳褶皺型圖 4.35。

此類型特徵為葉理位態與坡向呈逆向，邊坡外側因重力產生潛移，使劈理經滑動體拖曳後偏離原來之傾向。至於下邊坡 N1 孔劈理位態並未發現有傾向倒轉之現象，由於此現象位於邊坡較深層，或許因鑽孔深度不足，使得 N1 孔並未鑽至有潛移破壞現象的地方。

本研究認為 B1、B4 亦屬 Chigira(1992)提出之山崩潛移模式第二類，與 B9 滑動體相同，但其規模較小故劈理變化不明顯且恰位於軟弱層。由 G2 排水廊道資料中，可發現自 0k+119m~+336m 即通過 B1 與 B4 滑動體，此區段之劈理位態皆傾向東南，與 X2 及 X3 孔內造影結果相符，直到進入 B9 滑動體時，劈理位態呈現向北傾之反轉現象，由此可知 B9 滑動體的確在劈理位態上有劇大改變，而 B1 及 B4 滑動體並無此狀況，故可推測此三滑動體潛移模

式雖相同，但因規模具差異性而造成劈理位態反轉之存在與否。

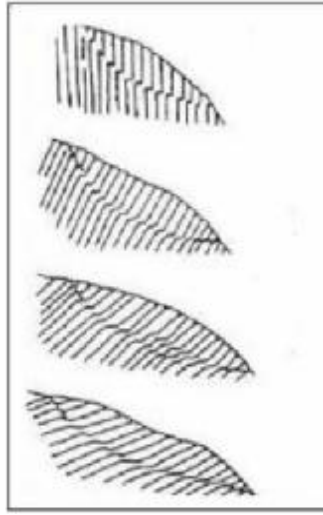


圖 4.35 潛移破壞-逆向坡之拖曳褶皺型(Chigira, 1992)

表 4.14 G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所, 2003)

基本資料	廊道編號	G-2	
	廊道口位置座標	N: 2683591, E: 274453	
	廊道總長度	550 m	
	廊道穿越之滑動體	A11、B1、B2、B4、B5、B9、B11、B23	
地質資料	廊道內位置	位態資料	附註
	0k+0m~0k+8m	劈理 $N10^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 25^{\circ} \sim 45^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$	
	0k+8m~0k+12m		剪裂帶
	0k+12m~0k+43m	劈理 $N15^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 25^{\circ} \sim 45^{\circ}S$ 節理 $N60^{\circ} \sim 85^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 80^{\circ}S$ $N15^{\circ} \sim 25^{\circ}W / 45^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ $N5^{\circ} \sim 25^{\circ}E / 55^{\circ} \sim 70^{\circ}N$	
	0k+43m~0k+44m		剪裂帶
	0k+44m~0k+56m	劈理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N55^{\circ} \sim 65^{\circ}W / 80^{\circ}N \sim 80^{\circ}S$	
	0k+56m~0k+57m		剪裂帶
	0k+57m~0k+95m	劈理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 75^{\circ}S$	
	0k+95m~0k+112m	劈理 $N45^{\circ} \sim 65^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 80^{\circ}S \sim 80^{\circ}N$	
	0k+112m~0k+116m	層面 $N45^{\circ}E / 40^{\circ}S$	灰色石英砂岩

	0k+116m~0k+118m	節理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}N$ $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}E / 40^{\circ}S$	
	0k+118m~0k+119m		剪裂帶
	0k+119m~0k+135m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$ 節理 $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 75^{\circ} \sim 85^{\circ}S$	灰黑色板岩，破碎至極破碎，偶夾黏土
	0k+135m~0k+163m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 40^{\circ} \sim 50^{\circ}S$	灰黑色板岩，破碎至極破碎，節理位態變化大
	0k+163m~0k+202m		剪裂帶
	0k+202m~0k+205m	劈理 $N45^{\circ} \sim 55^{\circ}E / 25^{\circ} \sim 35^{\circ}S$ 節理 $N40^{\circ} \sim 50^{\circ}W / 40^{\circ} \sim 75^{\circ}N$	
	0k+205m~0k+220m	層面 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 45^{\circ} \sim 55^{\circ}S$ 轉至 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 70^{\circ}S$ 節理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 60^{\circ} \sim 70^{\circ}N$ $N45^{\circ} \sim 60^{\circ}W / 50^{\circ} \sim 70^{\circ}S$	灰黑色板岩及灰色砂岩互層，砂岩均破碎成塊狀，劈理約與層面平行，劈理面及層面間常夾有薄層剪裂泥，偶有剪裂面出現，岩盤有輕微擾動現象

表 4.14(續) G2 排水廊道地質調查資料(整理自水保局二工所，2003)

地質資料	廊道內位置	位態資料	附註
	0k+220m~0k+237m	劈理 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 65^{\circ} \sim 80^{\circ}S$	
	0k+237m~0k+252m	層面 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 65^{\circ}S$	
	0k+252m~0k+257m		剪裂帶
	0k+257m~0k+275m	劈理 $N50^{\circ} \sim 60^{\circ}E / 60^{\circ} \sim 65^{\circ}S$	灰黑色破碎板岩，偶夾剪裂帶
	0k+275m~0k+287m	劈理 $N60^{\circ}E / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$	灰黑色板岩，岩質堅硬，劈理不明顯
	0k+287m~0k+308m	層面 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 55^{\circ} \sim 60^{\circ}S$	
	0k+308m~0k+309m		剪裂帶
	0k+309m~0k+317m	劈理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 60^{\circ}S$	
	0k+317m~0k+327m		剪裂帶
	0k+327m~0k+338m	劈理 $N60^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 50^{\circ}S$ 節理 $N10^{\circ} \sim 35^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	
	0k+338m~0k+353m	劈理 $N60^{\circ}E / 50^{\circ}S$ $N35^{\circ}E / 40^{\circ}S$	
	0k+353m~0k+365m		剪裂帶
	0k+365m~0k+385m	劈理 $N30^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 80^{\circ} \sim 90^{\circ}N$ 轉至 $N45^{\circ} \sim 50^{\circ}E / 50^{\circ} \sim 60^{\circ}S$ 節理 $N30^{\circ} \sim 45^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$ $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}E / 65^{\circ} \sim 75^{\circ}N$	
	0k+385m~0k+388m		剪裂帶
	0k+388m~0k+462m	劈理 $N50^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 70^{\circ} \sim 90^{\circ}N$	灰黑色板岩，岩體完整堅

	節理 $N20^{\circ} \sim 40^{\circ}W / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	硬，一組節理斷續出現
0k+462m~0k+477m		剪裂帶
0k+477m~0k+498m	劈理 $N65^{\circ} \sim 70^{\circ}E / 70^{\circ} \sim 80^{\circ}N$	灰黑色破碎板岩，易剝落成片狀，劈理明顯
0k+498m~0k+547m		剪裂帶
0k+547m~0k+550m		灰黑色板岩，岩體完整，劈理不明顯

(2)軟弱帶形成原因：本研究 B1 及 B4 滑動體下層軟弱帶，推測由潛移使上下岩層相對移動而形成，潛移模式與黃玉麟(2006)B9 滑動體相同。B1 及 B4 滑動體上層軟弱帶亦為地下水上下變動加速風化，與 B9 之上層軟弱帶形成原因相符。本研究另於 B4 發現一淺層剪裂帶，雖其岩性並非為灰色黏土夾板岩碎屑，但觀察其外觀與破裂程度推測為新形成之區域性剪裂滑動面，此層正確性需以日後 TDR 監測來判斷。

4.8 邊坡破壞演變過程

由上述所得之邊坡破壞機制與軟弱層成因，可推論出梨山崩塌區其破壞之演變過程示意圖 4.36，本研究以 B4 滑動體為例：圖(a)為一原始尚未受破壞之邊坡，屬新鮮板岩；當坡腳受大甲溪侵蝕後使邊坡不穩定而產生大規模潛移作用，範圍延伸至大甲溪，其劈理位態則發生變化如圖(b)，且此滑動使大甲溪發生改道之情形；待穩定後，因大甲溪之向源侵蝕所造成之沖蝕溝，持續侵蝕崩體之坡腳如圖(c)；圖(d)沖蝕溝之侵蝕作用而再度發生之小型滑動，劈理位態亦再次改變。

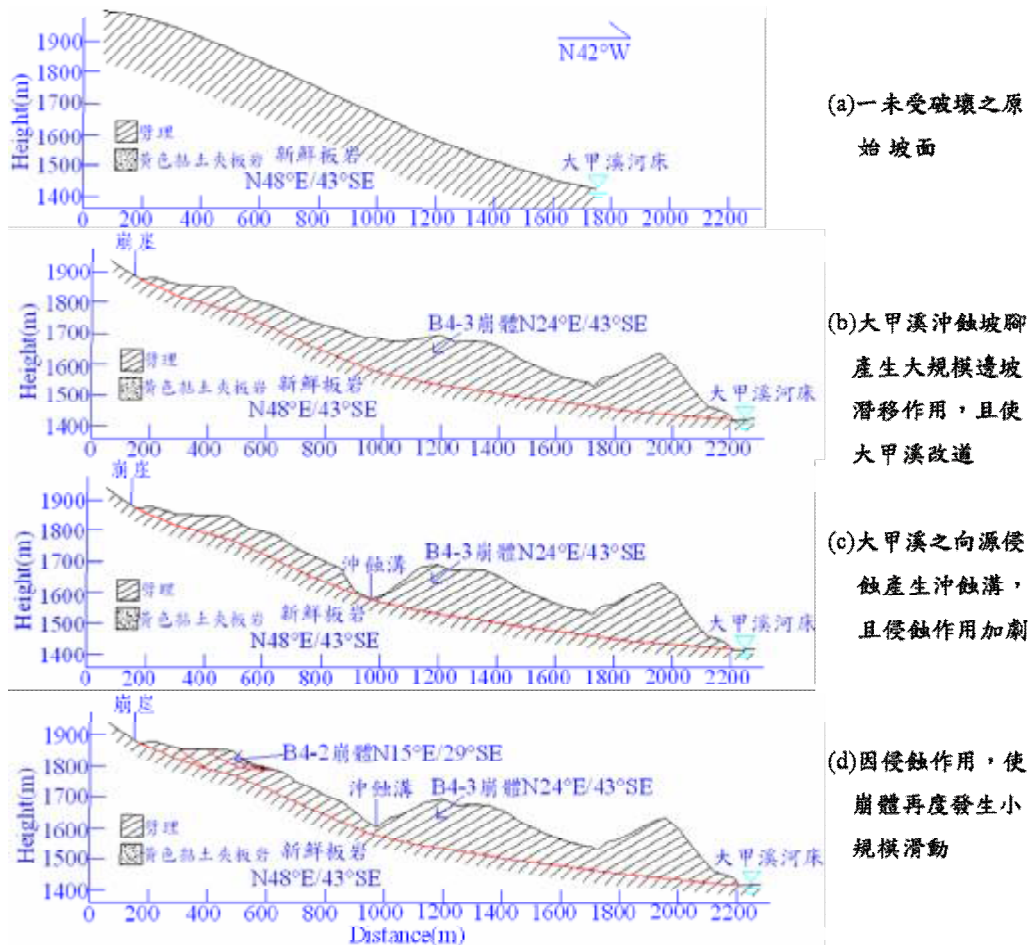


圖 4.36 邊坡破壞演變過程示意圖

第五章 數值地形模型與崩積層地形指標之 建立

本研究針對地形主要分三部分探討，第一部份為現地勘查以初步了解地形概況；第二部分為航照判釋分析結果；第三部份則為數值地形分析。最後綜合上述成果探討並與地質整合，建立梨山老崩坍地之地形指標。

5.1 現地地形勘查

為了解梨山崩塌區其滑動體分布與地形特徵，並提供日後地形分析及建立地形指標所需之參考資料，本研究對梨山崩塌區地形進行現場勘查，以下針對崩塌區現地勘察所得的崩塌地地形特徵，以及滑動體分布與地貌狀況說明如下。

5.1.1 地形特徵

根據藤原明敏(1970)提出典型崩塌地之明顯地形特徵，為崩崖與積厚帶(zone of accumulation)，其中積厚帶隆起且散亂。但因梨山地區下邊坡幾乎受果園開發影響，其積厚帶並不易觀察。另外 A、B 及 B、C 區滑動體間皆有沖蝕溝存在亦為一明顯特徵。圖 5.1 為梨山賓館後方陡峭之崩崖與樹木隨崩崖生長而傾斜之狀況，此崩崖如前章破壞機制之探討結果，應為最古老之大崩崖；圖 5.2 為 B 區之積厚帶漸延伸至溪谷；圖 5.3 為沖蝕溝景象。針對上述所描述之地形特徵，將用於數值地形分析時之驗證，除此，本研究亦以航照判釋結果相互比對。





圖 5.1 梨山賓館後方崩崖(左)與樹木傾斜(右)



圖 5.2 B 區積厚帶延伸至溪谷



圖 5.3 A、B 區間(左)B、C 區間(右)沖蝕溝

5.1.2 滑動體分布及地貌狀況

黃玉麟(2006)由滑動體地形分析及工研院能資所(2005)的調查結果，歸納梨山地區滑動體的滑動面數量及滑動型態結果如表 5.1，且由航照判釋成果(詳細見 5.2)，認為沖蝕溝為大規模崩坍後，大甲溪持續下切造成之向源侵蝕而形成，而後各區以沖蝕溝為界發生滑動。依上述之地形特徵將梨山滑動體以兩條沖蝕溝分成 A、B、C 三區，各區滑動體分布如圖 5.4~圖 5.6，觀察後發現三區皆受果園開發，其原始崩塌地貌幾乎消失且受拍攝角度影響，對於滑動體頭部或趾部並無法輕易區分，現地因植生及建物使視線受阻不易觀察，需至更高處才能辨別，若需找出頭部、趾部之分區或崩塌地於地貌上具哪些特質，應以數值地形來補充分析較為容易。航照判釋由於採用範圍過大，無法準確辨認一崩塌地之地形狀況，建議未來研究應局部放大加以觀察。



表 5.1 梨山崩積地區滑動體地形分析歸納結果(修改自黃玉麟，2006)

地滑分區	西區(A 區)		東南區(B 區)	東北區(C 區)
代表滑動體	A-2	A-11	B-4 B-5 B-9	C-1 C-2
滑動面數量	一層	一層	二層	二層
可能邊坡破壞方式	淺層 圓弧型滑動	淺層 圓弧型滑動	上層 圓弧型滑動 下層 潛移破壞	上層 圓弧型滑動 下層 潛移破壞



圖 5.4 A 區滑動體分布



圖 5.5 B 區滑動體分布



圖 5.6 C 區滑動體分布

5.2 航空照片崩坍地判釋

本研究利用立體鏡觀察梨山地區之航空照片(比例尺 1/17,000)，目的為了解梨山崩塌地之地形演變及其 3D 地形狀況，並與上述現地勘查結果搭配，提供數值地形分析結果之驗證與比對。

5.2.1 判釋成果

如圖 5.7 將觀察到之地形現象以不同顏色繪製，由 93 年航照之判釋成果可見，梨山北邊之大甲溪與東邊之合歡溪河床具明顯高差約 200m(大甲溪約 1,350m 而合歡溪約 1,550m)，初步推測乃大甲溪下切速度較合歡溪快，形成差異侵蝕之現象。由於下切速度快，大甲溪邊坡應較合歡溪為陡峭，但因持續下切作用，坡腳受侵蝕使邊坡不穩定，形成大規模崩塌，而崩塌物質往河流堆積延伸，因此坡度較緩，此崩塌即為梨山古崩塌地。沖蝕溝之形成則為河流下切時，所引發之向源侵蝕作用造成，現今之大小崩塌地(B4 及 B1 等滑動體)，乃因沖蝕溝持續下切侵蝕，坡腳不穩定而發生於老崩積層之崩塌現象。上述乃經航照判釋及現地勘查後，所初步推測之地形演變過程。

圖 5.8 為 72 年及 93 年航空照片判釋比較圖，發現整體概況大致相同，只存在一些崩塌地之變化，由此可知古崩塌地其發生年代非常久遠，無法以僅相距二十幾年之航照觀察。民國 79 年 4 月曾於台 7 甲 73K+150 發生崩塌，由 72 年尚未崩塌之航照顯示，邊坡仍為平整且稍有凸起，而於崩塌後 93 年之航照，明顯可見崩陷處，其示意圖如圖 5.9。

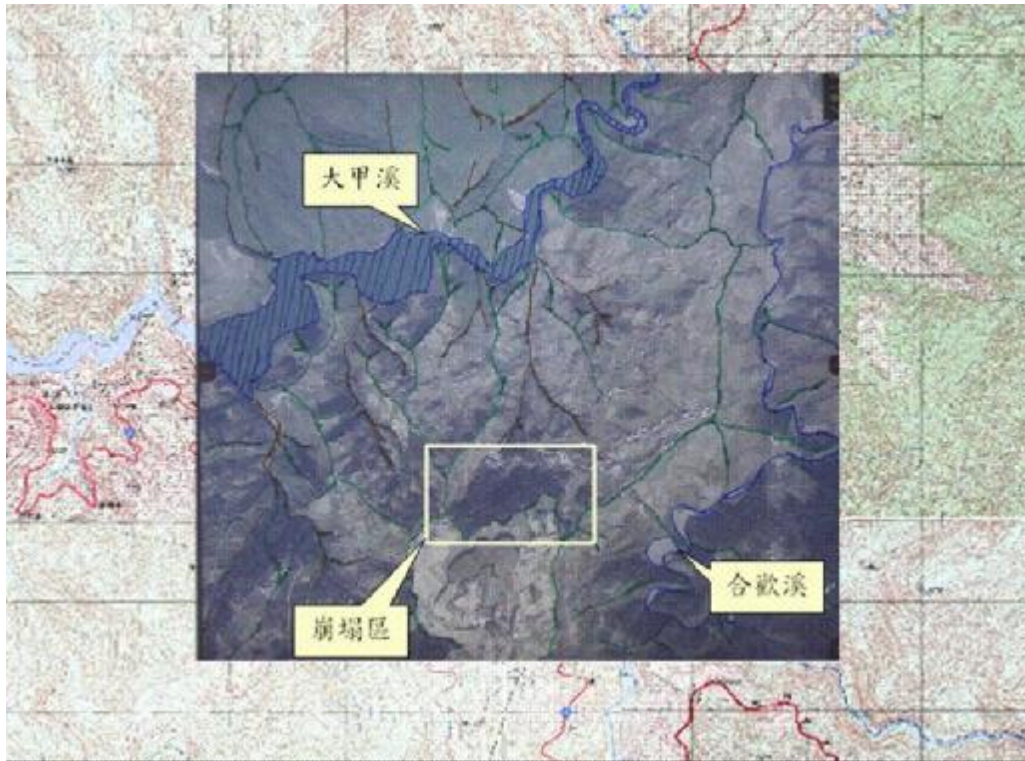


圖 5.7 93 年航照判釋成果(藍線：河道、綠線：山脊、褐線：蝕溝)

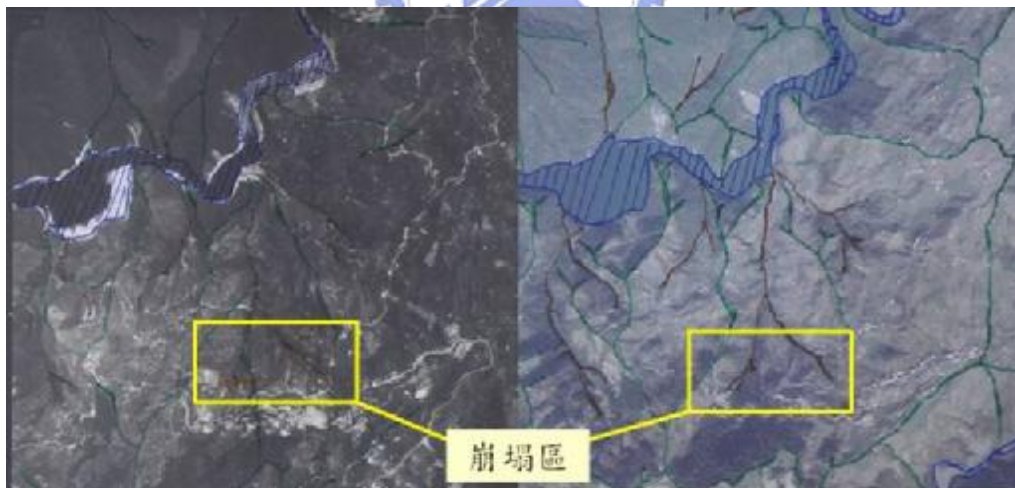


圖 5.8 航照比較(左：72 年、右：93 年)

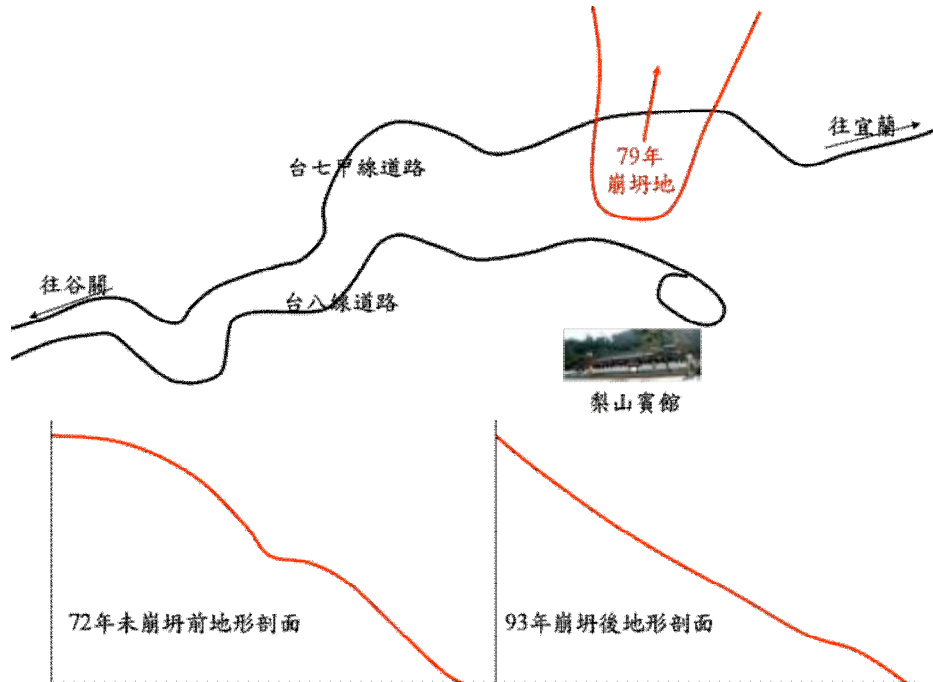


圖 5.9 崩坍前後地形示意圖

5.3 數值地形研究成果

本研究利用 ArcGIS 中的 3D 分析模組，由梨山地區 5m×5m 之 3D 座標資料，建立數值地形模型，並將坡度、坡向及曲率之趨勢以色差方式表現，再以 3D 網格座標計算粗糙度，上述參數皆以網格移動視窗(3×3 網格為單位各方向移動一格)來建立，最後將上述所得之地形參數歸納並綜合地質研究成果，描述梨山崩積層之地形特徵。

5.3.1 坡度

邊坡坡度可反應崩塌是否易發生，Lee & Min(2001)統計指出崩塌地坡度大多介於 20°~40°。坡度計算採 3×3 網格(5m×5m)建立，圖 5.10 為梨山地區坡度趨勢分布圖，以色差展現坡度變化，圖中黑線為滑動體界限，明顯可見地滑區南側紅色區坡度約 0°~10°，乃人為開發後之福壽山農場而農場北緣有高達近 70°之陡坡(圖中 A 區)，研判此處為早期梨山大規模崩塌後所遺留之崩崖，滑動體坡度約介於 20°~40°。

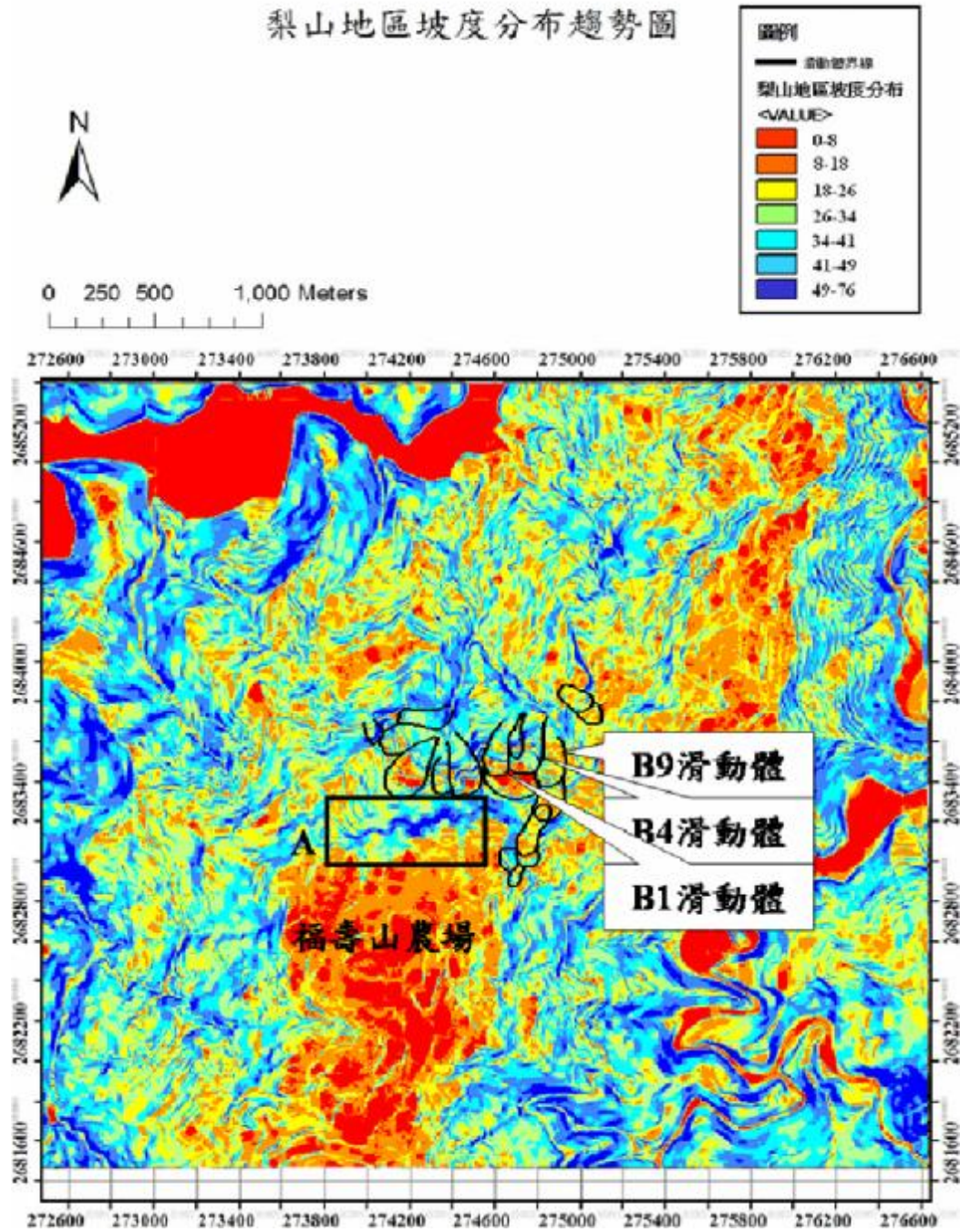


圖 5.10 梨山地區坡度趨勢分布圖

5.3.2 坡向

坡向與地層位態關係可判斷邊坡是否為順向坡的型態，有助釐清邊坡破壞方式；而坡向與滑動體滑動方向之關係亦輔助滑動型態的判

釋。圖 5.11 為梨山地區坡向趨勢分布圖，由順時針 $0^{\circ}\sim 360^{\circ}$ 加以表示， 0° 即為正北方、 90° 為正東方、 180° 為正南方、 270° 為正西方。根據工研院能資所(1993)梨山區為向東南傾斜 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}$ 之地層，初步判斷本研究區之 B1、B4 及 B9 滑動體坡向約為朝北之趨勢，並無順向坡破壞之可能。整體而言梨山地區坡向幾乎以朝北形式延伸至大甲溪，僅部份區域因山脊存在而使坡向朝東發展，若以沖蝕溝為界判斷各滑動區之坡向變化，A 區坡向明顯由朝東轉向北，相隔一沖蝕溝則 B 區皆以朝北為主，而 C 區則轉向西北，的確可見坡向以沖蝕溝為界，於不同滑動區具漸變趨勢。

根據水保局二工所(2005)對梨山 B1、B11 及 C1 滑動體 GPS 觀測結果，可了解各滑動體的滑動方向。各 GPS 觀測站其相對位置如圖 5.12，觀測結果如圖 5.13~5.15。GBB01 站縱、橫座標變化量有整體向東北移動趨勢，累積變化量約為縱距+1mm、橫距+7mm，計算移動方位則約向 $N82^{\circ}E$ ，平均水平距離變化量僅 0.7mm/月。參考藤原明敏(1976)伸縮計觀測之判釋準則如表 5.2，本站屬潛在變動，故此站參考價值有待考量；GBB11 站累積變化量約為縱距+405mm、橫距+103mm，移動方位則約 $N14^{\circ}E$ ，平均水平距離變化量高達 4.5cm/月，其變動等級屬確定變動；GC01 站累積變化量約為縱距+18mm、橫距-13mm，移動方位則約 $N36^{\circ}W$ ，平均水平距離變化量約 2.3mm/月，其變動等級屬準確定變動，整合上述結果如表 5.3 及圖 5.16。

由 GPS 觀測站資料大致可見 B11 與 C1 滑動體，其滑動方向約與滑動體長軸方向一致，而 B1 站屬潛在變動故不予採用(且其與長軸方向不一致，有待考量)，因此在判斷其餘滑動體之滑動方向時，推估皆以滑動體長軸方向為主，則大致滑動方向(由正北方為 0° 順時針旋轉)如圖 5.17，其量測方式為利用箭號方向之兩端點座標，計算與正

北之夾角。各滑動體之坡向值皆以八層色差代表坡向之中間值，其各佔比例之多寡來計算(各滑動體其坡向幾乎無色差非常一致，故可採用其比例計算)，其與滑動方向之夾角如表 5.4，由表可知坡向與滑動方向大致平行。其中 B1 滑動體分析結果亦為平行狀況，但 GPS 觀測結果卻不一致，推測其原因應為變動量過小仍無法確定，或是受人為影響之淺層變動而致。



梨山地區坡向分布趨勢圖

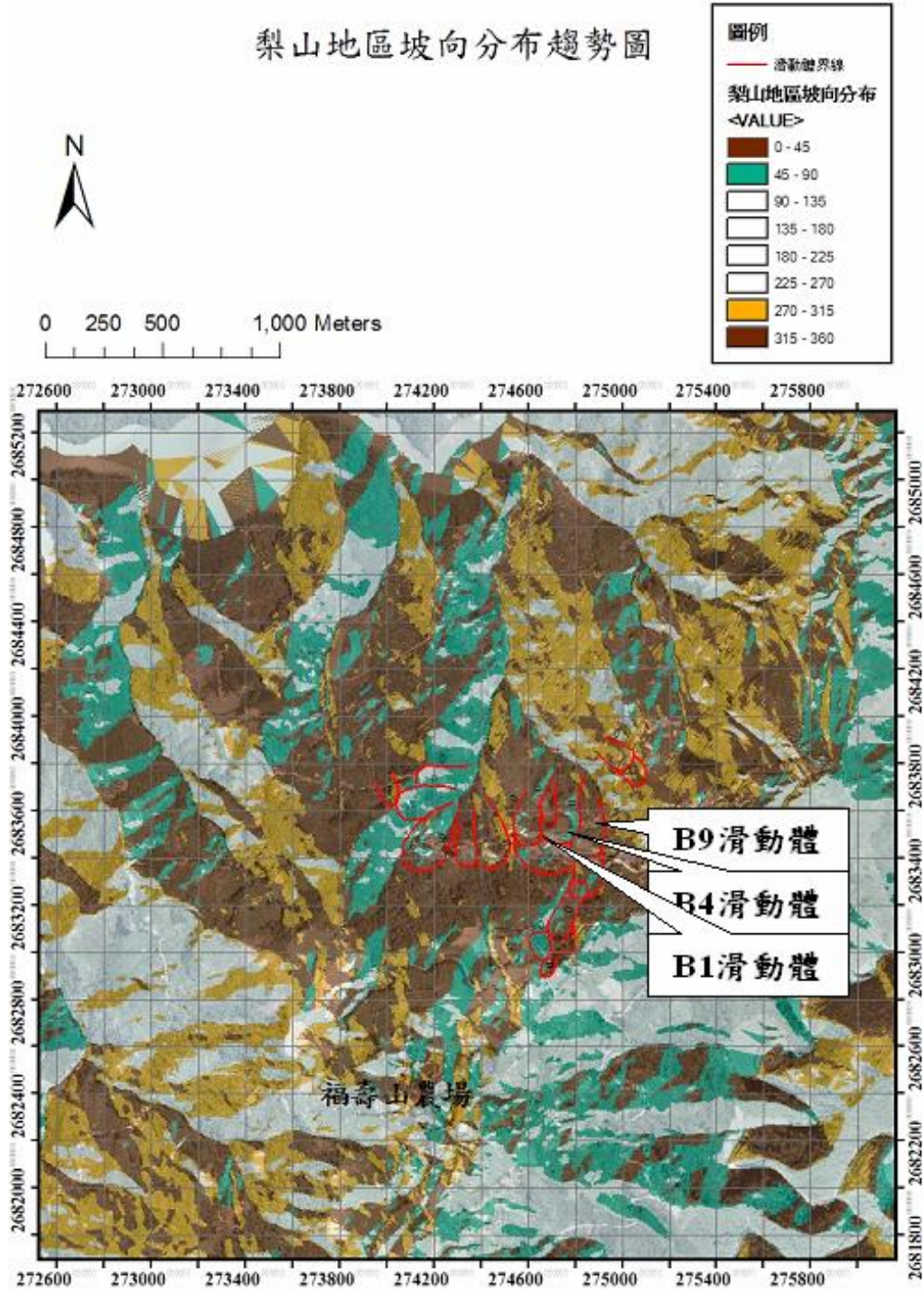


圖 5.11 梨山地區坡度分布趨勢圖

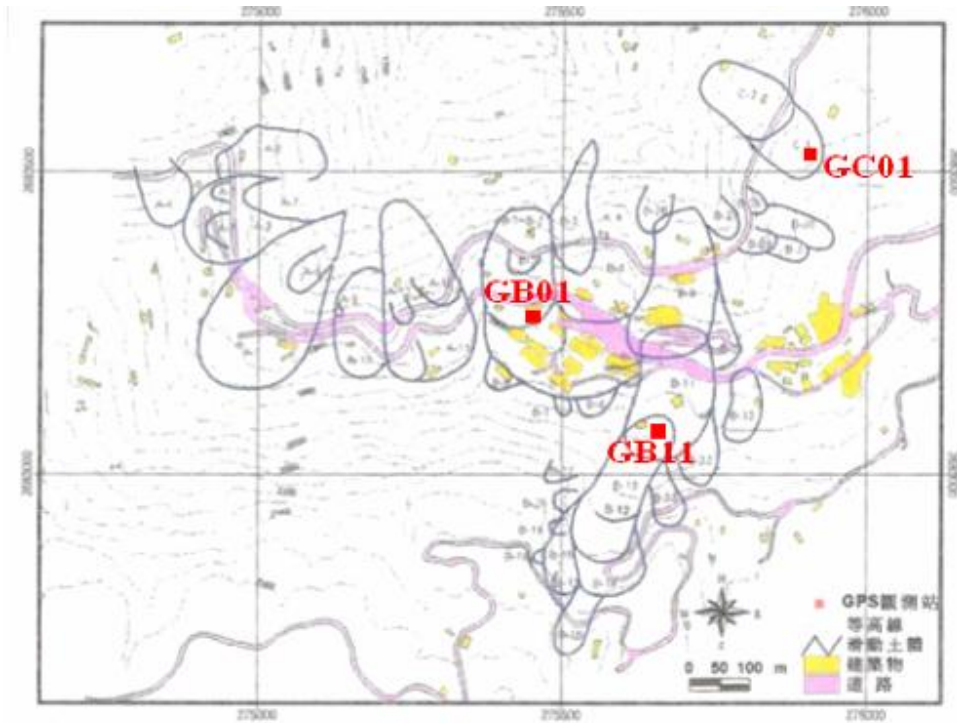


圖 5.12 GPS 觀測站位置(修改自水保局二工所，2005)

表 5.2 地盤伸縮變動準則(修改自藤原明敏，1976)

變動類別	日變位量 (mm)	累積變位量 (mm/月)	固定方向之累積傾向	綜合判定	
				變動判定	活動性
A	1 以上	10 以上	顯著	確定	活發運動中
B	0.1~1	2~10	稍微顯著	準確定	緩慢運動中
C	0.02~0.1	0.5~2	些許	潛在	需繼續觀測
D	0.02 以下	斷續變動	無	異常	局部地盤變動

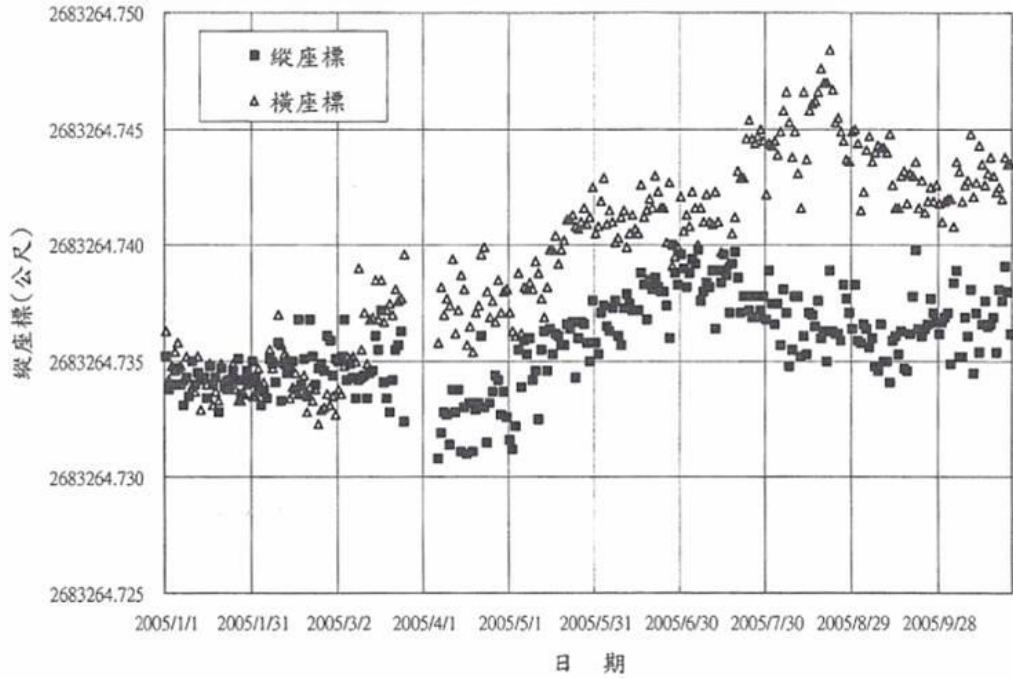


圖 5.13 B1 觀測站資料(水保局二工所，2005)

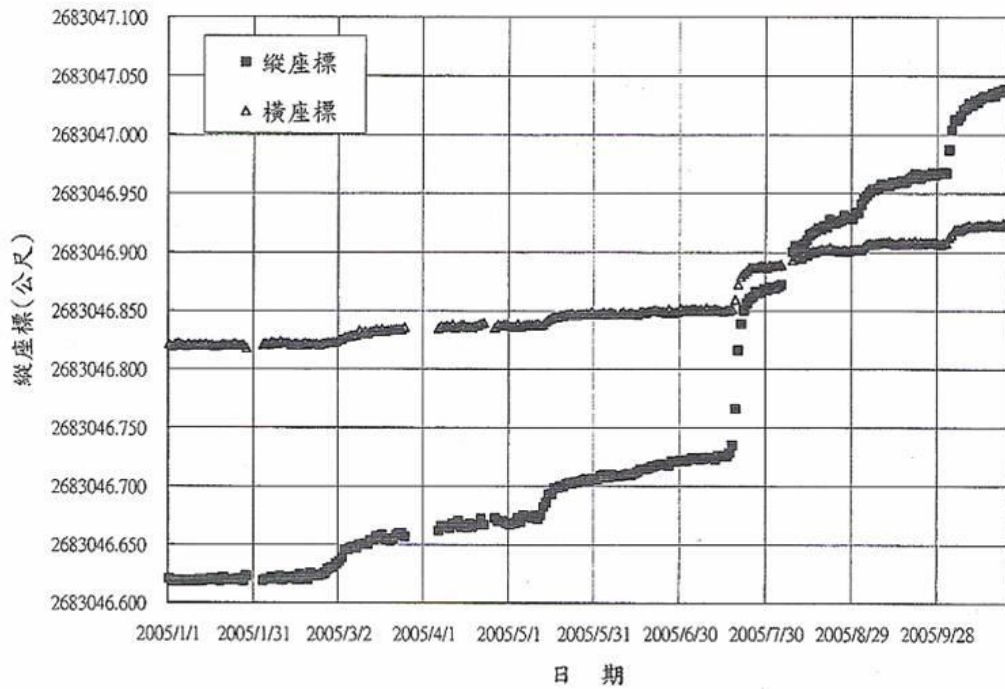


圖 5.14 B11 觀測站資料(水保局二工所，2005)

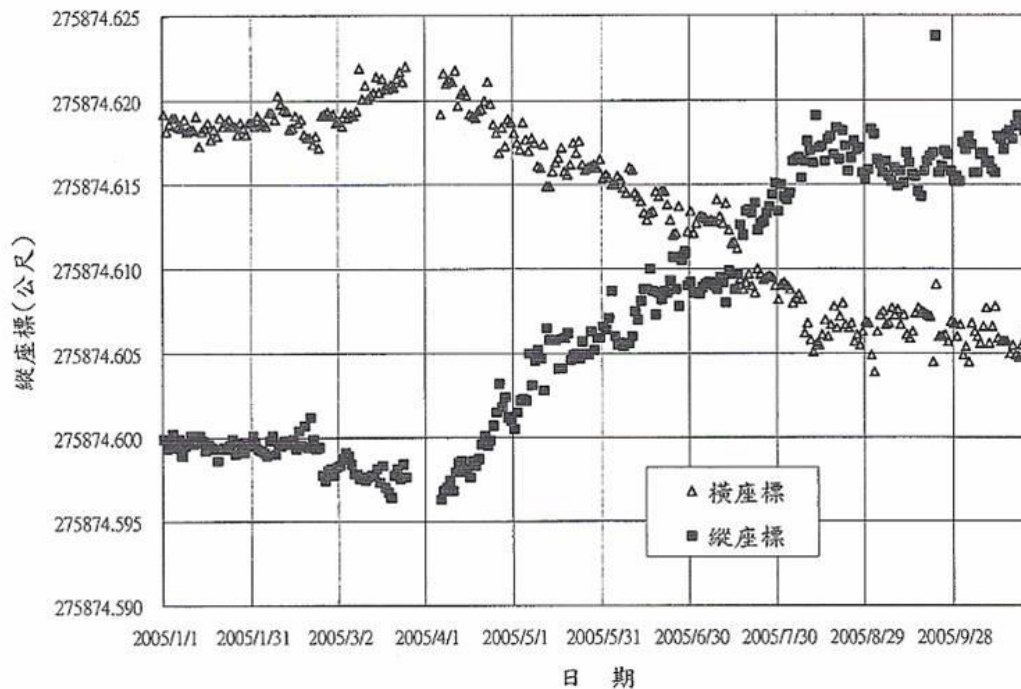


圖 5.15 C1 觀測站資料(水保局二工所，2005)

表 5.3 梨山崩塌地 GPS 觀測結果(整理自水保局二工所，2005)

滑動體	縱座標變化量 (mm)	橫座標變化量 (mm)	移動方位	變動類別
B1	+1	+7	N82°E	潛在
B11	+415	+103	N14°E	確定
C1	+18	-13	N36°W	準確定

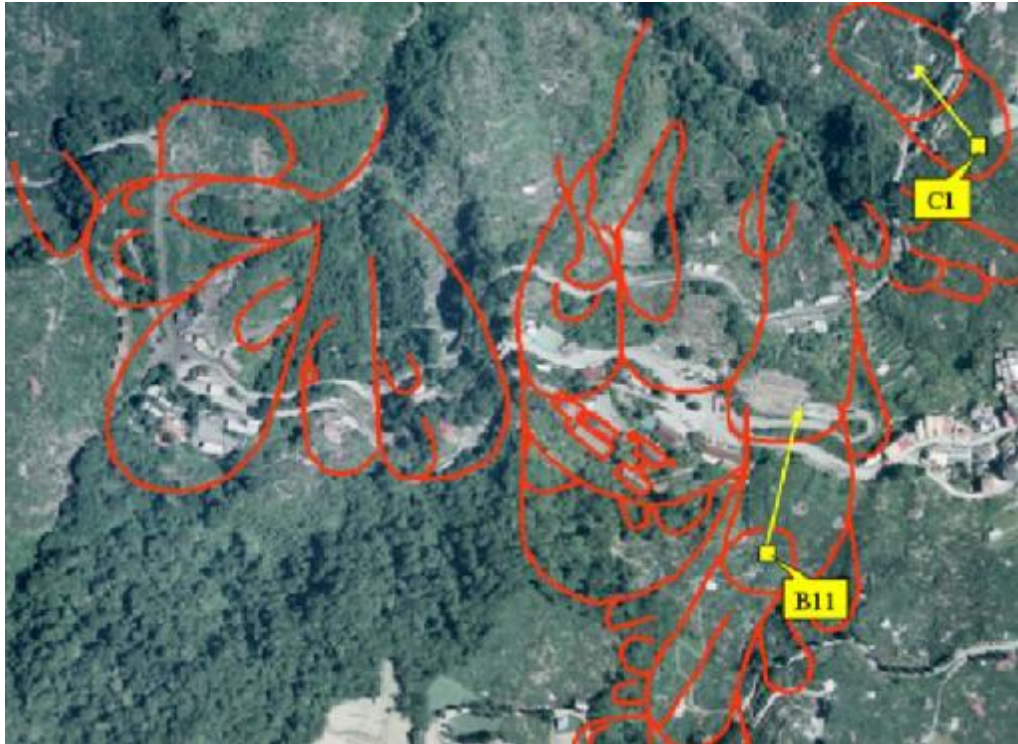


圖 5.16 B11 與 C1 觀測站移動方向



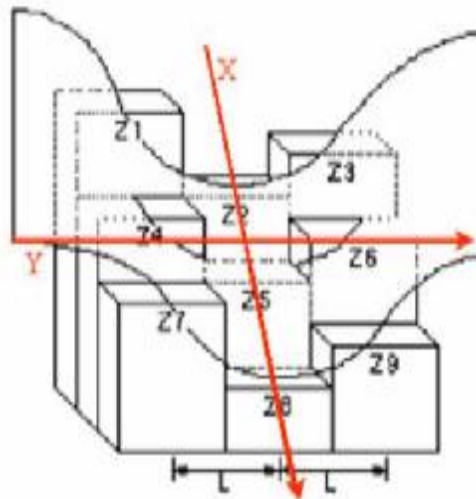
圖 5.17 推估各滑動體滑動方向

表 5.4 滑動方向與坡向之夾角

崩體	動向	坡向	夾角	崩體	動向	坡向	夾角	崩體	動向	坡向	夾角
A1	35.5	47.7	12.2	B1	14.1	20.65	6.55	C1	320	309	11
A2	80.2	86.05	5.85	B3	2.66	357.3	5.36	C2	305.5	307.3	1.8
A3	74.6	91.4	16.8	B4	10.7	12.45	1.75	備註 滑動方向簡稱動向 單位皆為度			
A4	331.5	327.4	4.1	B9	1.3	359	2.3				
A10	0.3	12.3	12	B11	8.3	10.7	2.4				
A11	344.2	323.1	21.1	B13	31.0	30.7	0.3				

5.3.3 曲率

曲率可表現出地形起伏的狀況，一般以曲率半徑來解釋，曲率半徑愈大，則曲率愈小表地形起伏小，反之，曲率半徑愈小，則曲率愈大表地形起伏大。本研究採用 ArcGIS 內建之曲率計算方式(如圖 5.18 所示)，茲說明如下：考慮 3×3 共九個高程網格，利用兩相互垂直之 X 與 Y 線所包含的 5 網格高程值，以 X 線為例：Z2 與 Z8 之平均值與 Z5 之差值並除以距離，再乘上 200 放大數值以表現地形起伏狀況，當曲率負值越大表此地形越往下凹，反之，正值越大表地形越往上凸。梨山坍滑區的分析結果如圖 5.19，由圖發現其大部分皆為曲率值約 0 之綠色所涵蓋，大致上地形起伏並不明顯，在沖蝕溝與崩崖處存在正負曲率值交錯之情形，表此處地形起伏較為明顯，各滑動體詳細之曲率分布狀況將於後續討論。



$$A = \frac{(Z4 + Z6) - Z5}{2L}$$

$$B = \frac{(Z2 + Z8) - Z5}{2L}$$

$$\Rightarrow \text{Curvature} = -(A+B) \times 200$$

圖 5.18 曲率示意圖



梨山地區曲率分布趨勢圖

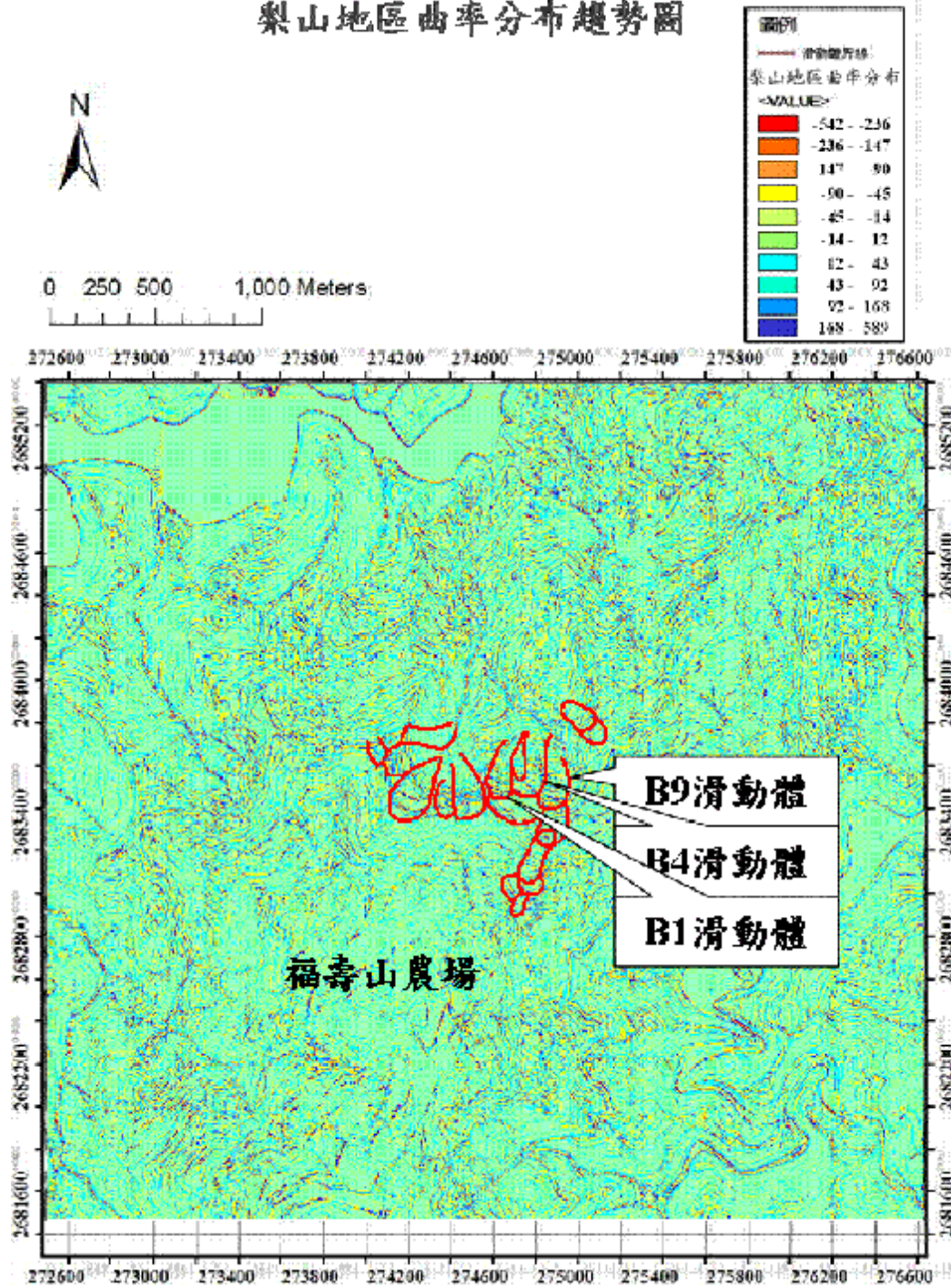


圖 5.19 梨山地區曲率分布趨勢圖

5.3.4 粗糙度

粗糙度亦為表現地形起伏之地形參數，本研究利用 3D 網格座標，以三角形為基本單元處理運算後，分別以固定視窗與移動視窗模式計算粗糙度(詳細計算參考第二章 2.2.2)，得到梨山崩塌區粗糙度分布趨勢圖，其結果如圖 5.20 及圖 5.21。固定視窗模式以 15m×15m 之方形單位每隔 15m 作一粗糙度值，而移動視窗模式亦以 15m×15m 之方形為單位，但是以每隔 5m 連續性的移動來計算粗糙度。由圖 5.20 及圖 5.21 顯示，圖中藍色表法向量聚集而紅色則越分散，粗糙度值較大(法向量分散)的分布區域相似，但移動模式其分布範圍較明確且形狀與滑動體邊界較為吻合。以整體趨勢來看，粗糙度值大之區域多落在人為開發區，開發的確易造成地形起伏明顯，而地形特徵中接近沖蝕溝之溝部與接近崩崖之頭部亦有此現象，皆與曲率分析結果大致相同。

就個別滑動區而言，A 區滑動體中下半部幾乎呈現藍色；B 區及 C 區則漸有橘紅色產生，此現象是否與滑動次數或滑動發生時間有關，例如：次數越多或最近滑動過，其橘紅色分布越多(即越粗糙)，將與地質調查結果歸納後進一步探討。

上述為以 15m×15m 之視窗進行分析，若採用不同大小之視窗，其粗糙度分佈型態是否會有變化，亦為本研究建議後續研究之方向。

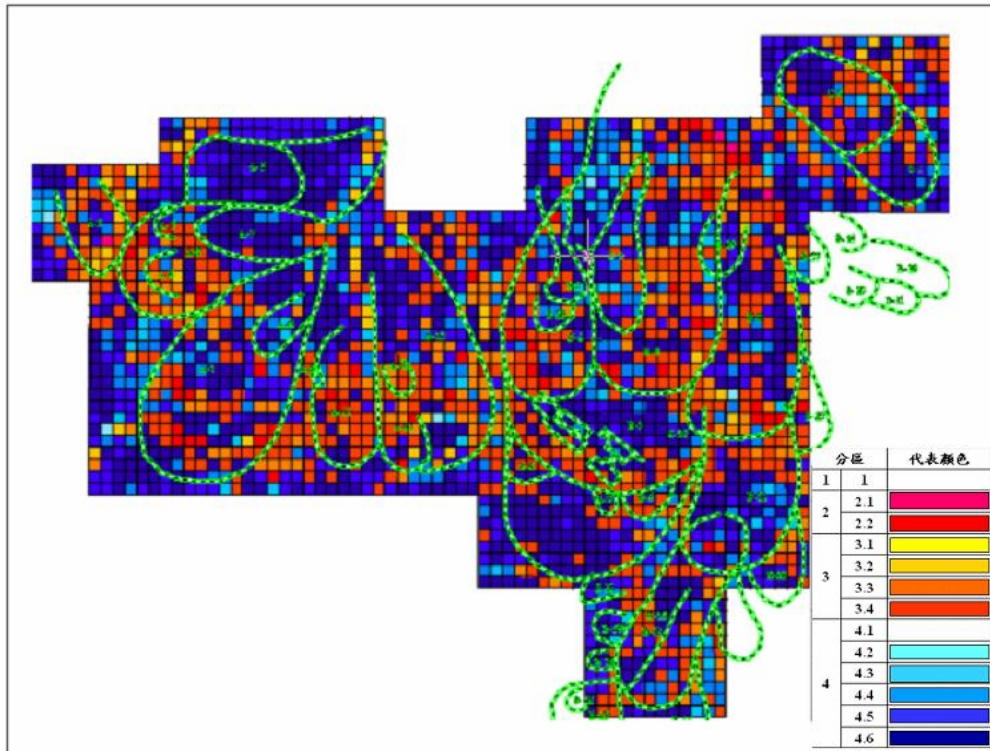


圖 5.20 粗糙度分布趨勢圖(固定視窗模式)

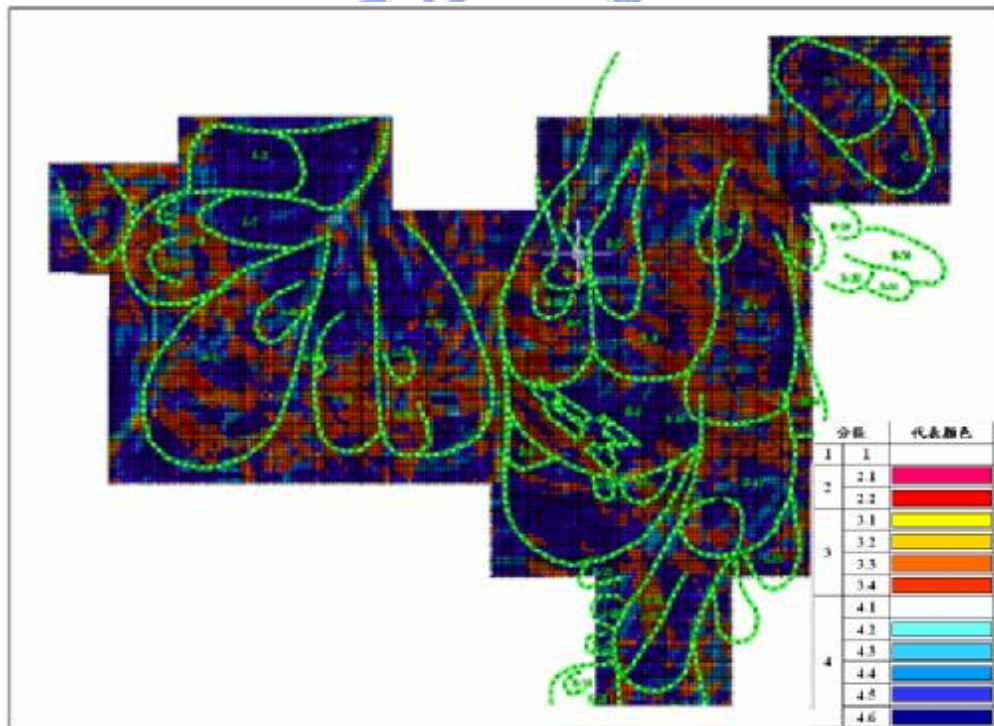


圖 5.21 粗糙度分布趨勢圖(移動視窗模式)

5.4 地形現象之觀察與地形指標之建立

經個別探討四種地形參數後，本研究進行統計並與地質結合觀察崩塌地各種地形現象，並嘗試整合提出梨山崩塌地綜合地形指標，提供台灣其他類似集水區之老崩塌區認定之建議指標。

5.4.1 坡度、曲率及粗糙度之統計

先將一典型崩塌地進行分區，其分區概念主要根據 Varnes(1978) 提出之滑動地形特徵示意圖 5.22，並簡化成四區：頭部(Head)、腹部(Main body)、趾部(Foot)及溝部(Trench)(簡稱為頭、腹、趾、溝)。利用各滑動體之剖面觀察其坡度變化趨勢，以及 5m 間距等高線密度分布情形如圖 5.23(滑動體界線為工研院能資所(1993)所劃分)，將梨山大小滑動體大略分區，其分區結果如圖 5.24。

依上述分區結果，進行每個區域內之坡度、曲率及粗糙度統計，即統計四種分區(頭、腹、趾及溝)個別之坡度、曲率及粗糙度，以下針對三種地形參數個別說明：

(1)坡度：為求準確本研究採十五層色差進行分析，非上述 5.3.1 之七層較為簡略之分層，套入圖 5.24 之分區，則每區皆有其坡度柱狀圖分布，而後統計各種分區所有之坡度分布，結果如圖 5.25(橫座標為坡角 0° ~ 90° ，縱座標為網格數量)，最後將四圖整合為一，以觀察崩塌地地形分區後其各區之坡度狀況，如圖 5.26(左)並將其對總網格數正歸化(將各區之網格數分佈除以總網格數)，以比較不同區之分佈狀況如圖 5.26(右)。

由圖 5.26 約略可見不同分區其坡度分布有些差別，頭部及溝部坡角大多高於 40° ，而腹部明顯降低約介於 15° ~ 35° 間，趾部則屬過渡帶約 25° ~ 40° 。

(2)曲率：因曲率值分布範圍大(約 ± 500)，故採二十種色差進行分析，

亦套入圖 5.24 之分區，分析結果如圖 5.27(橫座標為曲率值，縱座標為網格數量)，並整合為圖 5.28(左)研究曲率於不同區域之變化，亦將其對總網格數正歸化(右)，以利相互比對。

由圖 5.28 發現各分區曲率分布，皆以曲率值 0 為對稱軸，向兩邊展開，似乎並無太大差別，僅腹部曲率分布範圍稍大。

(3)粗糙度：由粗糙度分布圖套入圖 5.24 之分區，並統計區域內橘紅色網格數量所佔比例，統計結果如表 5.5 所示，由表可見最明顯為趾部之所佔比例最低，表其地形起伏最小，而腹部比例最高，與曲率分析中其分布範圍較大具相關性。但其中頭部比例並非如預期高，此部分仍需加以釐清。

表 5.5 各部位橘色系網格數所佔比例

	藍色系網格數	橘色系網格數	橘色系網格數 佔總格數比例
頭部	686	324	0.321
腹部	858	700	0.449
趾部	1874	632	0.252
溝部	310	234	0.43

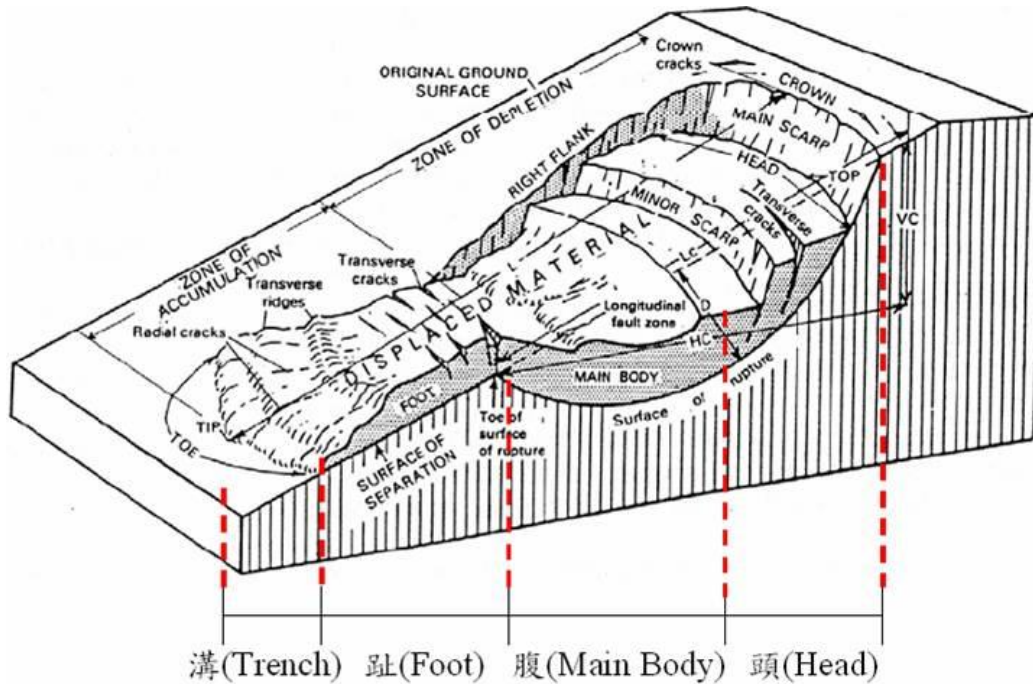


圖 5.22 複合形地層滑動現地地形特徵示意圖(Varnes, 1978)

各部位名稱：冠部(crown)、主坍壁(main scarp)、頂端(top)、頭部(head)、橫斷龜裂(transverse crack)、次坍壁(minor scarp)、縱斷斷層帶(longitudinal fault zone)、破壞面(surface of rupture)、趾部(foot)、橫斷隆起(transverse ridge)、放射狀龜裂(radial crack)、舌尖(tip)、右側(right flank)、下陷區(zone of depletion)、積厚區(zone of accumulation)

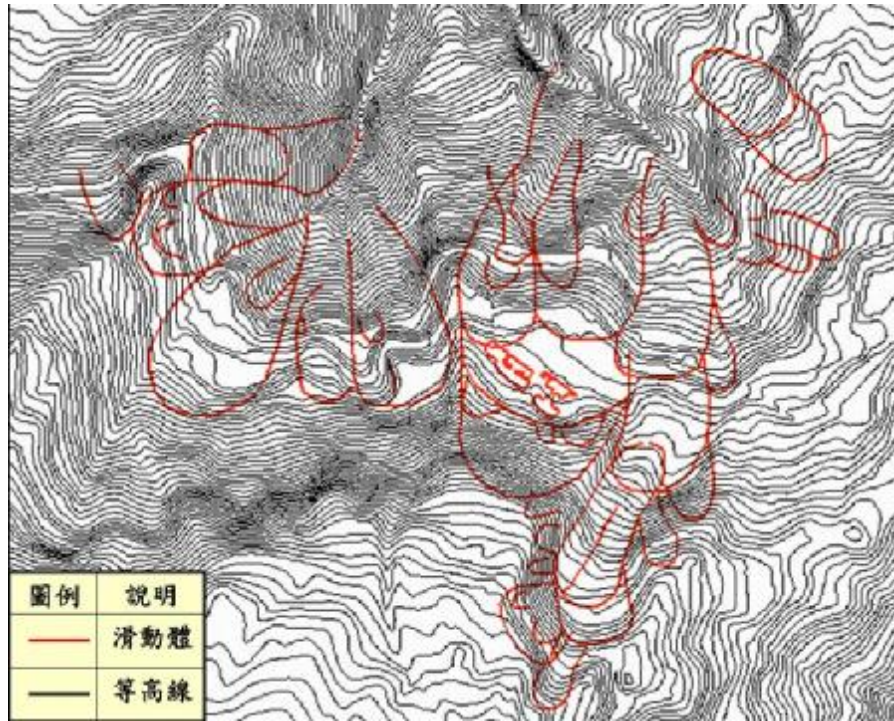


圖 5.23 5m 間距等高線分布

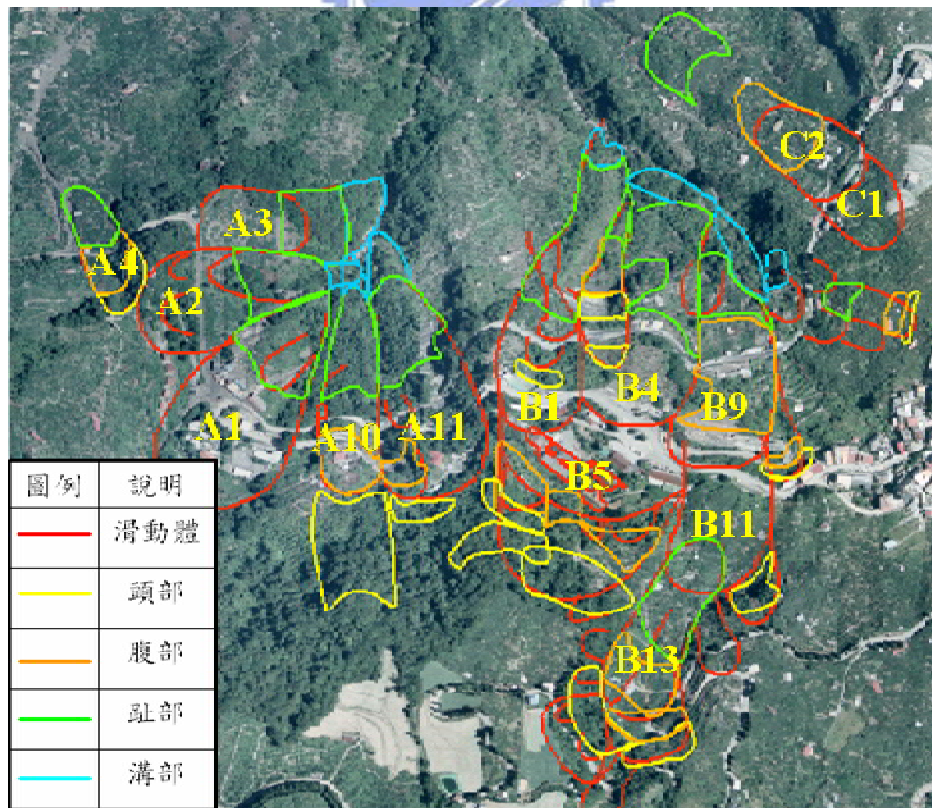


圖 5.24 滑動體分區結果

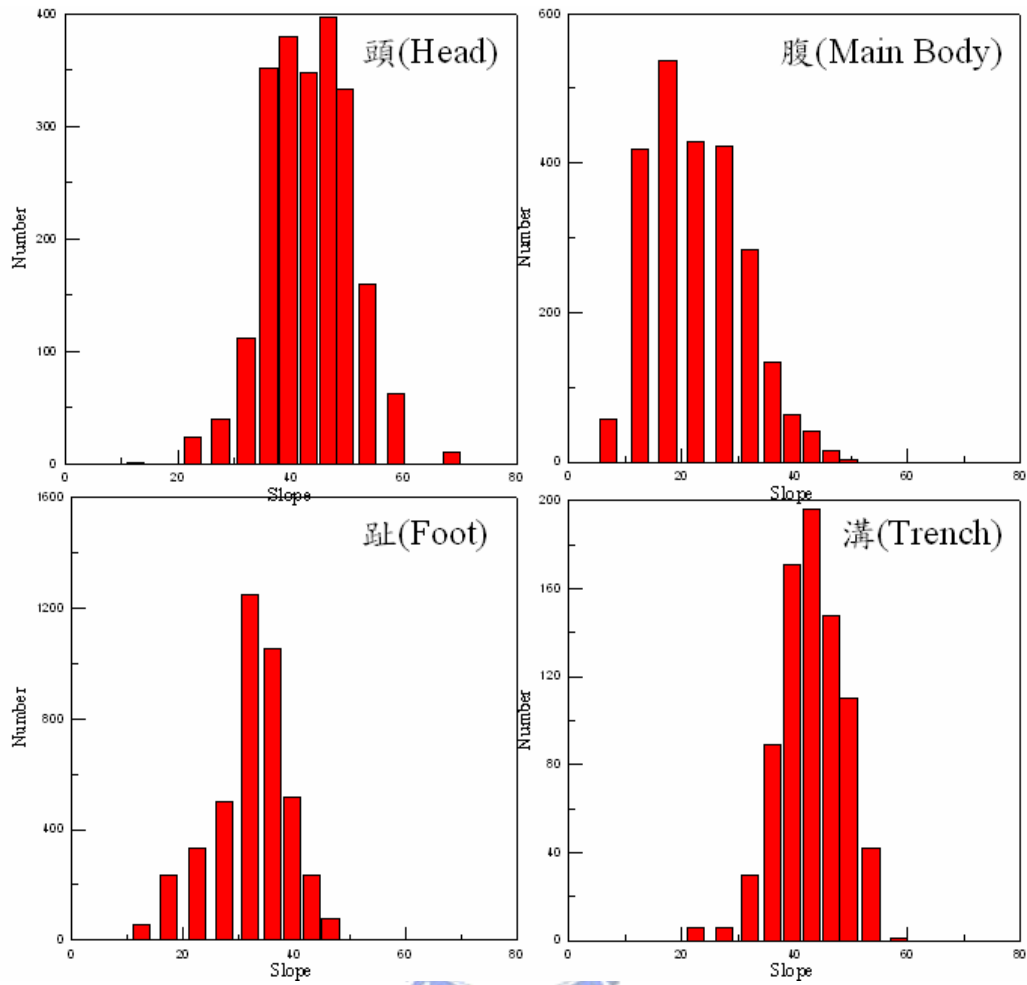


圖 5.25 崩塌地分區坡度柱狀圖

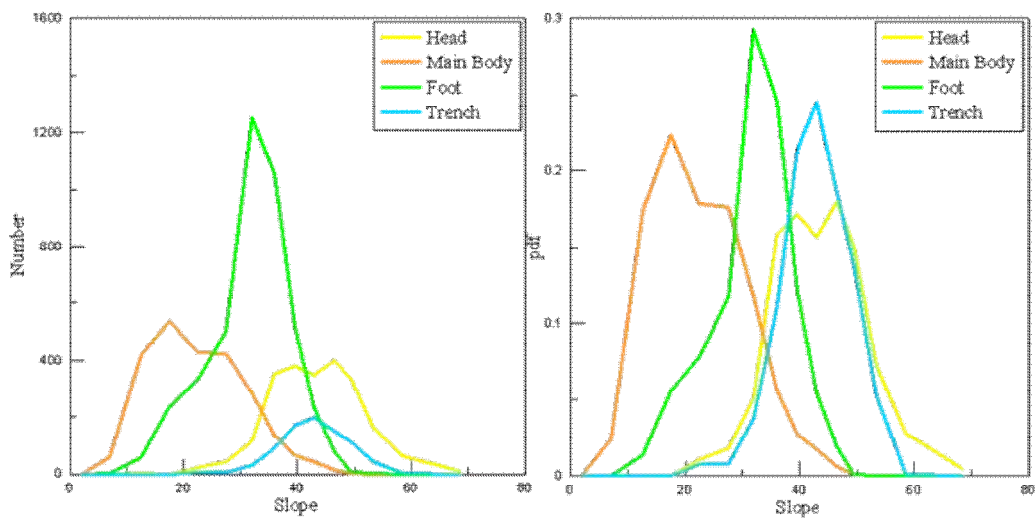


圖 5.26 分區坡度分布比較圖(右：正歸化後)

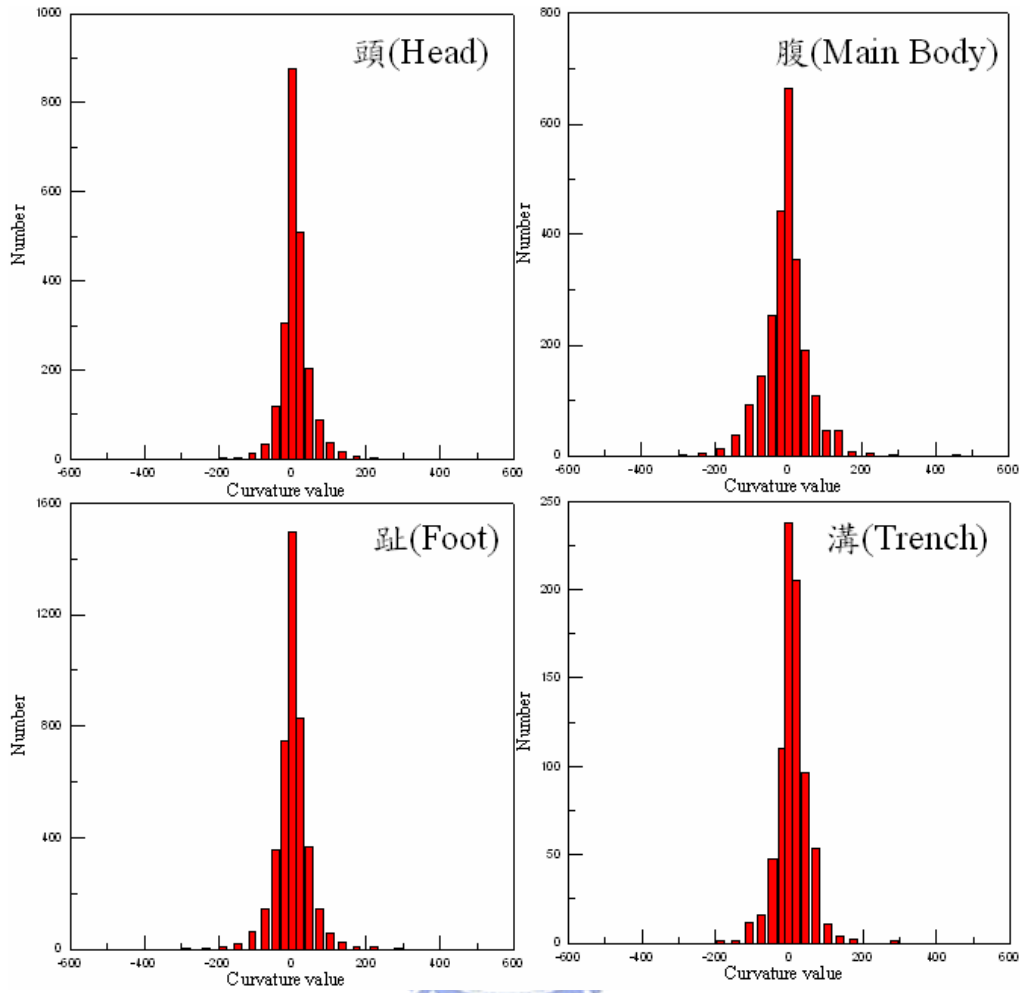


圖 5.27 崩塌地分區曲率柱狀圖

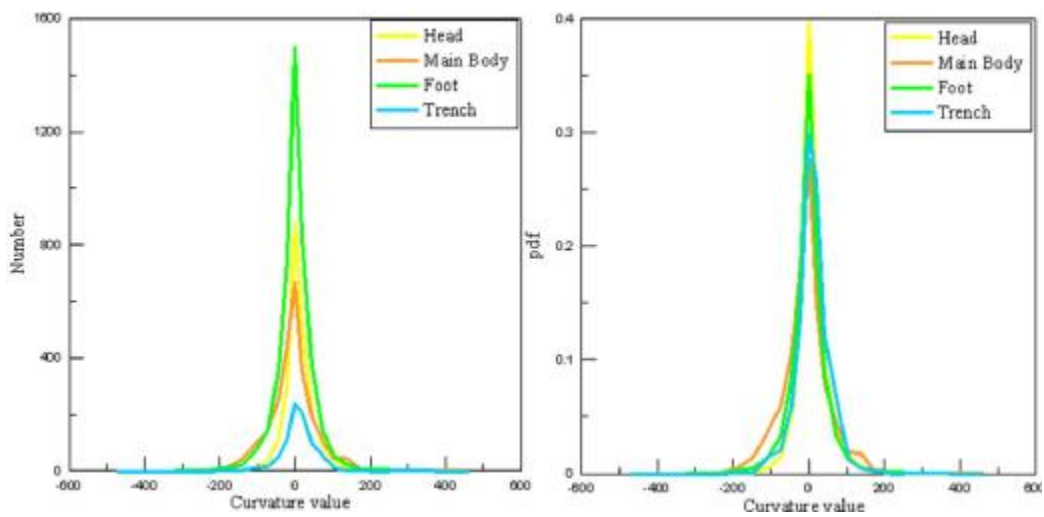


圖 5.28 分區曲率分布比較圖(右：正歸化後)

5.4.2 陷落區與積厚區之地形現象

上述主要探討崩塌地四種分區與不同地形參數之關係，本研究將崩塌地簡化成陷落區(頭部與腹部)與積厚區(趾部與溝部)，並加以討論如下：

- (1)陷落區：最明顯之現象可由坡度觀察，由圖 5.26 顯示崩塌地由頭部至腹部，其坡度轉變由陡至緩，頭部多發展於 $35^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 間，而腹部則約 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ ，此變化符合一典型崩塌地崩塌處，往下凹陷之現象；曲率部分由圖 5.28 觀察，兩區之曲率值分布範圍皆介於 ± 200 間並無明顯差異，表兩區起伏狀況應類似。
- (2)積厚區：由坡度觀察趾部約從 $25^{\circ}\sim 40^{\circ}$ 漸增加至溝部約 $35^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ，呈現由緩變陡之趨勢，亦符合積厚帶隆起之現象；曲率部分由於溝部網格數量較少，無法與趾部正確比較，但溝部似乎數量分布上較無趾部向中間聚集，若增加溝部網格數量再進行分析，應可看出其差異性；粗糙度部分可見趾部至溝部其橘色系所佔比例增加，表地形起伏漸明顯。

由上可發現一崩塌地其地形變化過程，尤以坡度最明顯，由陡-緩-漸陡-陡之轉變，表現典型崩塌地應有之現象，而曲率僅可由數量集中或分散程度來詳細觀察，粗糙度之變化趨勢亦可供判斷。

上述乃以地形觀點來區別，若以本研究及黃玉麟(2006)之地質調查結果，並結合既有鑽孔資料，顯示 B 區滑動體板岩夾黃色黏土之堆積厚度，隨鑽孔越往下邊坡佈置，其厚度具遞增趨勢，厚度柵狀圖如圖 5.29，A 區因岩心極差無法辨識，C 區則採用水保局二工所(2005)之 AH 鑽孔，結果如圖 5.30，B 及 C 區板岩夾黃色黏土厚度如表 5.6。的確由圖發現越往下邊坡厚度漸增加，與地形分析結果之陷落區凹陷及積厚區隆起狀況相符。



圖 5.29 B 區滑動體崩積土柵狀圖

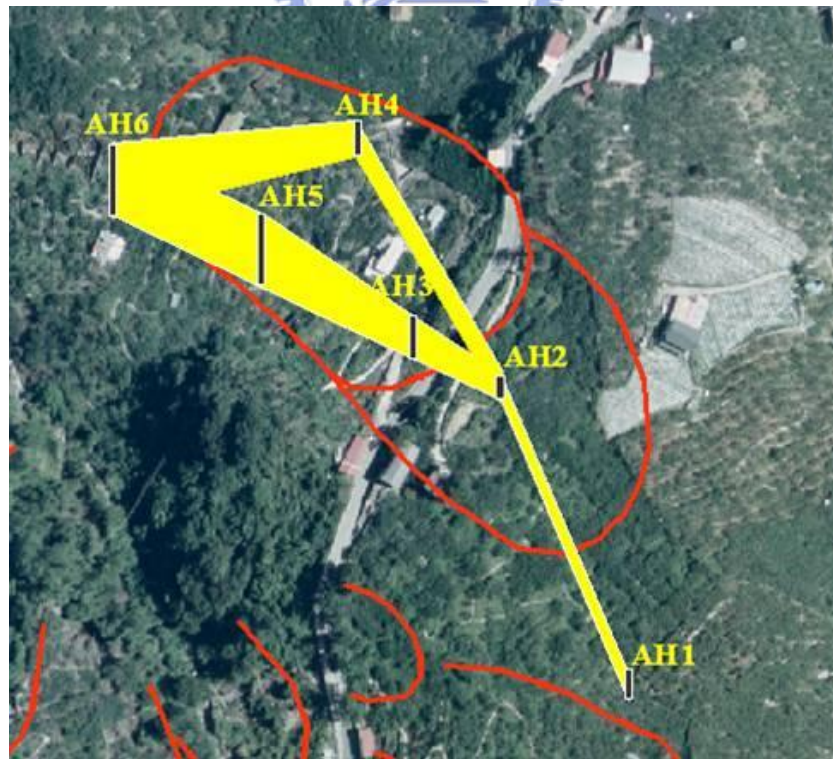


圖 5.30 C 區滑動體崩積土柵狀圖

表 5.6 B 及 C 區鑽孔崩積土厚度

B 區滑動體			C 區滑動體		
滑動體	鑽孔	厚度(m)	滑動體	鑽孔	厚度(m)
B1	BH1	7.5		AH1	4.2
	BH5	7.0	C1	AH2	2.9
	AH3	11.85	C2	AH3	6.0
	X3	15.0		AH4	4.6
B4	BH7	12.0		AH5	9.7
	BH8	3.0		AH6	9.5
	AH4	2.5			
	X2	7.1			
B9	N1	11.5			
	N2	4.6			
	X1	14.8			

5.4.3 積厚區與崩塌次數之關係

一般積厚區其地形起伏與崩塌次數應呈正相關趨勢其示意圖

5.31，本研究針對 A 及 B 滑動區分別探討其積厚區(趾部及溝部)曲率及粗糙度狀況，並與推測之崩塌次數比對其相關性。

曲率個別分析結果如圖 5.32 並將其合併為圖 5.33，由圖可見 B 區曲率分布較廣，表其地形起伏較 A 區明顯，根據黃玉麟(2006)針對梨山滑動體之滑動次數及形式歸納結果如表 5.1，的確 B 區較 A 區具多一次滑動之可能性。而粗糙度分析結果如表 5.7，由表可見 B 區積厚區其橘色系比例可達 0.42，而 A 區僅不到 0.2，的確顯示 B 區積厚區較 A 區粗糙之趨勢。

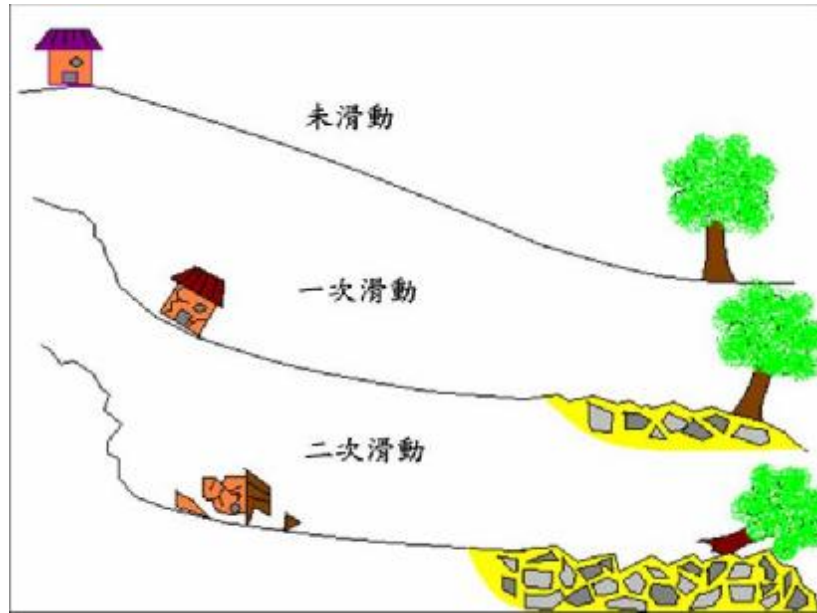


圖 5.31 崩塌次數與堆積狀況示意圖

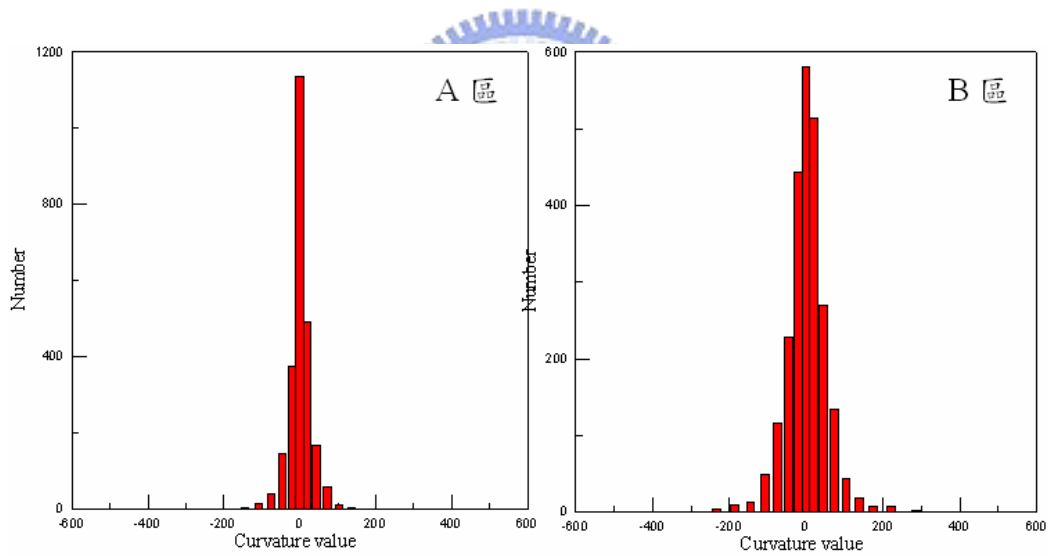


圖 5.32 A 及 B 區積厚區曲率柱狀圖

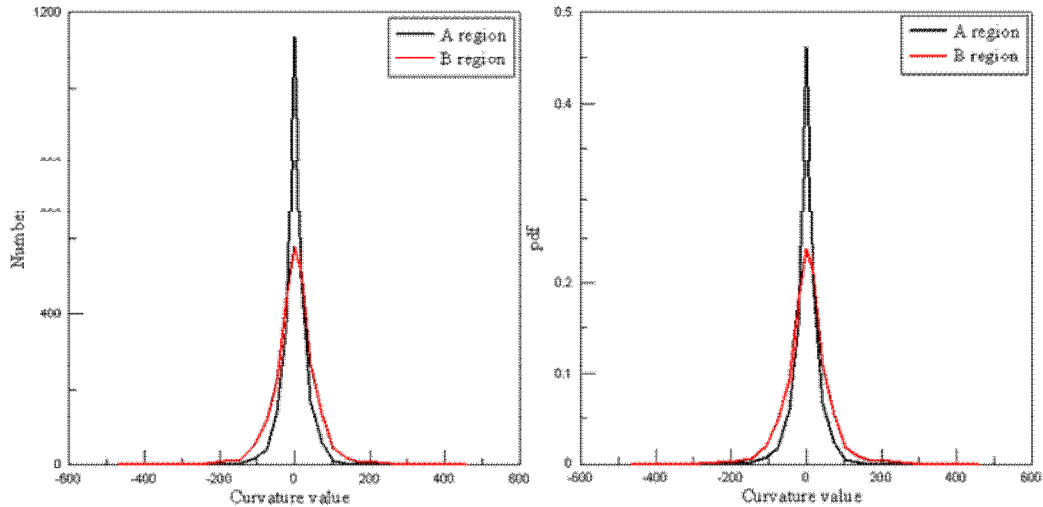


圖 5.33 A 及 B 區曲率分布比較圖(右：正歸化後)

表 5.7 A 及 B 區橘色系網格數所佔比例

滑動區	藍色系網格數	橘色系網格數	橘色系網格數 佔總格數比例
A 區	1131	246	0.179
B 區	851	617	0.42

5.4.4 地形剖面

本研究以地形剖面觀察地形變化，並藉此判斷上述各地形參數及其現象之合理性。研究範圍延伸至大甲溪，主要以四條由南至北之剖面線(ABCD)建立，相對位置如圖 5.34，剖面方向以 4.6 節推估出之崩崖至大甲溪方向為主，並合併四剖面結果如圖 5.35。

由圖 5.35 明顯可見崩崖陡峭、沖蝕溝凹陷與大甲溪河床較平坦等三種地形特徵於坡度上的改變，梨山崩塌區發展於崩崖與沖蝕溝間，約略存在由崩崖之凹陷至沖蝕溝稍為隆起之狀況，與本研究地形參數分析結果相似，沖蝕溝下方至大甲溪間地形起伏較明顯，推測其受開發影響較小，仍保留原有地貌而成。

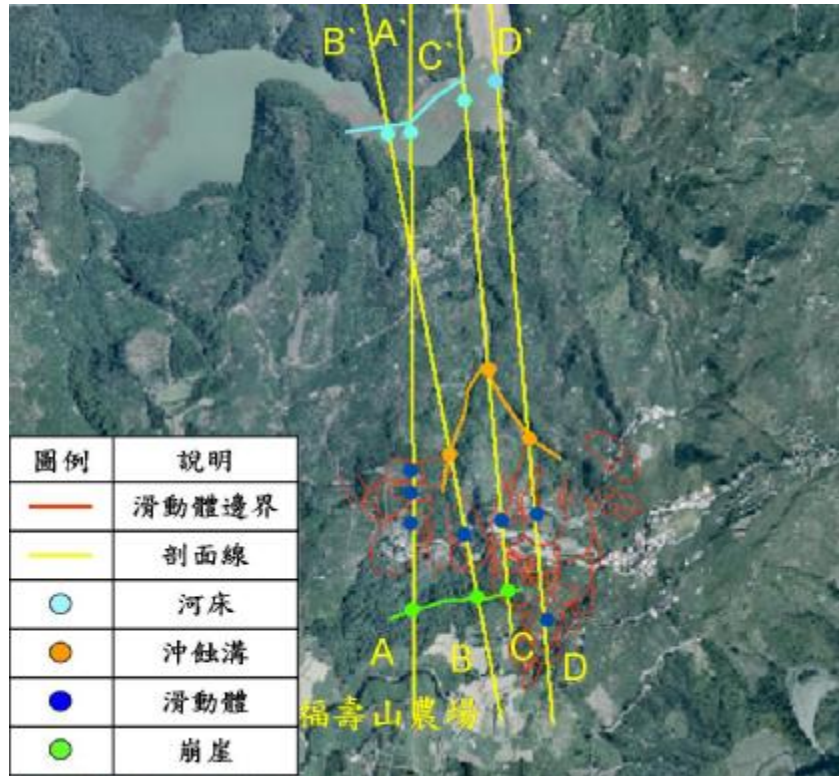


圖 5.34 地形剖面線位置

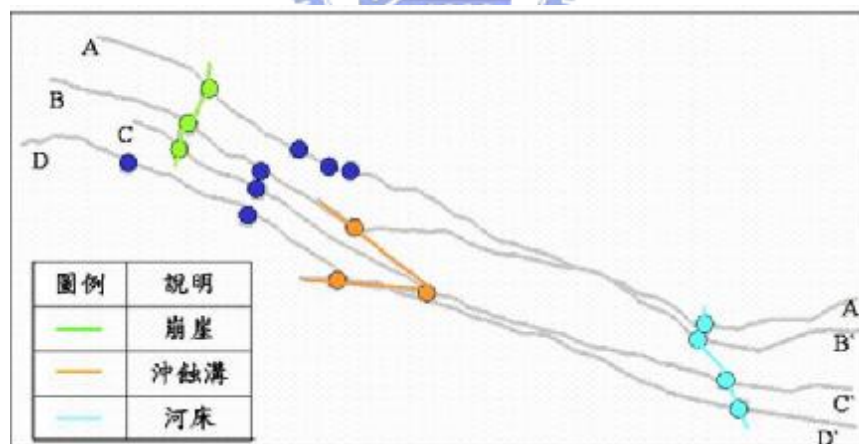


圖 5.35 四剖面合併結果

5.4.5 建議之地形指標範圍

綜合上述所觀察之地形現象，似乎可藉由地形參數對一崩塌地進行地形指標之建立，本研究利用整合坡度、曲率及粗糙度三種地形參

數，以梨山崩塌區之滑動體為分析對象，建立崩塌區各部位之建議指標範圍，即可確定一典型崩塌地之存在。

坡度及曲率以一般統計概念，消除左右各 10%，即截取中間 80% 為估計範圍，粗糙度先以網格數分析各區橘色系所佔比例如表 5.5，並計算每個滑動體其各區所佔之橘色系比例，經統計求出每一部位之標準差見表 5.8，以表 5.5 之結果±一標準差即為粗糙度範圍。綜合三參數其指標建議範圍結果如表 5.9，但此建議範圍仍無法明確分出各部位，尚需加以修正或是加入不同參數篩選。

表 5.8 各區粗糙度標準差

部位	頭部	腹部	趾部	溝部
標準差	0.1999	0.2076	0.1655	0.2089

表 5.9 崩塌地地形指標建議範圍

部位 \ 參數	坡度	曲率	粗糙度
頭部	33°~54°	-41~62	0.121~0.521
腹部	10°~36°	-85~68	0.241~0.657
趾部	20°~42°	-60~57	0.087~0.418
溝部	34°~52°	-45~70	0.221~0.639

第六章 結論與建議

6.1 結論

本研究目的為探討梨山崩積層部分滑動體之形成原因，並擴大至整個梨山地區，主要以鑽探岩心判釋、現地孔內試驗及地物調查與監測之結果歸納，並與數值地形模型之分析建立一崩積層之地形指標。以下為本研究之結果敘述：

- (1) 本研究延續黃玉麟(2006)針對東南區滑動體進一步探討，不僅使用孔內造影及震波量測之技術，更搭配地電阻探查輔助岩性判斷，並以塗抹油漆改良 TDR 纜線受侵蝕之缺點，使訊號能傳遞完全進行滑動深度監測。由上述方法對於岩心判釋及滑動面之推測更具可靠性，亦提供地形分析結果作為比對參考。
- (2) 以岩心判釋搭配孔內造影結果，歸納梨山崩積層(東南區)形成原因主要為山崩潛移造成，其模式為 Chigira(1992)提出之逆向坡拖曳褶皺型。深層軟弱層乃受潛移作用使岩體相互拖曳摩擦所形成，與邱坤豪(2000)及黃玉麟(2006)等之研究皆相符。故可大致推測梨山地區乃因山崩潛移產生邊坡破壞，而破壞所達深度由劈理位態發現之不動層可大略推估於 50m 左右，而 50m 以上則為崩積材料。
- (3) 若以本研究之 B1、B4 及 B9 東南區三滑動體綜合討論，地質上而言，其崩積材料相同而成因亦皆為山崩潛移且型態類似，推測應為同時間潛移活動造成；而地形上由地形剖面及地形參數分析結果可見，此三滑動體之坡度、坡向及曲率等分布趨勢皆相似，且與 A 區及 C 區相較下的確具不同之分布情形。
- (4) 以震波量測及地電阻探查結果，可知淺層板岩夾黃色黏土與深層板岩夾灰色黏土性質上之差異：黃色黏土主要為崩落後之表土，因

降雨而往下入滲並填充於崩落之板岩塊縫隙間，因此具縫隙大、膠結不緊密及易含水之特性，於波速量測時可見驟降(約 1500m/s)之情形，而地電阻值亦明顯較低(約 20~60 Ω)。相較之下灰色黏土並無上述現象，推測為風化所造成，故膠結佳較為緊密。

(5)由分析出之邊坡機制及軟弱層成因，本研究提出一邊坡破壞演變過程，主要過程為邊坡坡腳受侵蝕造成潛移作用，後續因向源侵蝕形成之沖蝕溝，使崩體不穩定而再度復發小規模滑動，此結果有助於釐清梨山崩塌地地形之形成原因，對於類似之集水區崩塌地可供參考之用。

(6)數值地形模型可分析坡度、曲率等地形參數，可觀察梨山崩積層其地形概況，此外粗糙度之施作亦為本研究之重點，利用坡度、坡向及粗糙度三參數，描述崩積層特有之地形特徵及地形現象，探討與地質之相關性。



6.2 建議

(1)本研究以 B 區為研究主體，推論其邊坡破壞乃因逆向坡拖曳褶皺型之潛移造成，亦可針對 A 或 C 區進行研究，觀察其破壞機制是否類似，則可完整推論整個梨山崩積區之演變。

(2)板岩夾黃色黏土其顆粒排列散亂，而夾灰色黏土者其排列依循劈理方向，推測其形成原因分別為黃色表土下滲填充縫隙，及地下水風化使板岩軟化造成，後者可進行泡水弱化試驗加以驗證。

(3)X2 孔發現之剪裂帶正確性，亦可藉由剪動試驗(直剪)來觀察其剪裂後，顆粒排列情形是否與鑽探岩心相符。

(4)地電阻對於地表下地層狀況之變化具參考價值，亦可輔助岩心判釋之結果，但須注意測線之佈置應盡量避免於道路上，以防電流

無法順利傳導。

- (5) 地形指標之建議範圍尚未完整，後續應詳細分析修正並提出一套步驟或流程，達到能明確區分出一崩塌地各部位之目標，或採用之地形參數亦可再增加，例如：SRF(立體面積)或起伏度，對於地形指標之建立則更具準確性。



參考文獻

1. 富國技術工程股份有限公司，2001，「八十八年度坡地災害整治計畫『監測系統分析及運用』委託技術服務工作報告」。
2. 統偉貿易股份有限公司網站，2006，“<http://www.tondalee.com.tw>”。
3. 藤原明敏，1979，「地滑的解析與防止對策」，理工圖書株式會，113 頁。
4. 劉岫雲，2004，「空間風險分析模式之建立與其在梨山崩塌地之應用」，國立中興大學，碩士論文。
5. 劉武志，1995，「取岩心鑽鑿技術」，土工技術雜誌，第 49 期，27~38 頁。
6. 林忠義，1999，「鑽探擾動性對軟岩力學性質之影響」，國立交通大學，碩士論文。
7. 黃明萬，2001，「Kriging 方法於地質圖製作之應用」，國立交通大學，碩士論文。
8. 黃玉麟，2006，「崩積地層的組成及形成機制-以梨山地區為例」，國立交通大學，碩士論文。
9. 侯秉承、黃俊鴻，1995，「鋼索取樣法的介紹及應用實例」，土工技術雜誌，第 49 期，57~71 頁。
10. 經濟部水利署水利規劃試驗所，2005，「基隆河四腳亭分洪規劃評估地質補充調查試驗計畫-鑽探孔內聲波造影」，第一版，台中。
11. 邱坤豪，2000，「台灣中部德基至梨山地區岩石劈理位態分佈之研究」，國立中央大學，碩士論文。

12. 行政院農業委員會水土保持局第二工程所，2005，「梨山地滑東北區加強調查與規劃成果報告書」，第一版，台中。
13. 謝敬義，1990，「技術講座專欄 6.地質鑽探」，土工技術雜誌，第 31 期，106-123 頁。
14. 徐鐵良，1992，「地質與工程」，科技圖書，第十版，臺北。
15. 周稟珊，2006，「應用歷年航空照片判釋林口台地的崩壞特性」，國立師範大學，碩士論文。
16. 中華顧問工程司，1999，「八十五年度坡地災害整治計畫-梨山地區地層滑動基本設計與補充調查委託技術服務期末報告」，水土保持局第二工程所。
17. 陳賀瑞，1997，「中北部地區極軟弱砂岩之物理與力學性質之初步探討」，國立交通大學，碩士論文。
18. 陳建昕，2004，「應用時域反射技術(TDR)監測排水廊道變形之方法研究」，國立中興大學，碩士論文。
19. 陳信雄，1995，「崩塌地調查與分析」，渤海堂文化事業有限公司，第一版，臺北。
20. 蔡宗勳，1994，「數值高度模型之地形量度研究」，國立台灣大學，碩士論文。
21. 楊證傑，2005，「ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析度探討」，國立交通大學，碩士論文。
22. 楊清良，2004，「運用時域反射技術與傾斜管觀測管在量測地層變形之適用性」，國立中興大學，碩士論文。
23. 尤仁弘，2006，「應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究」，國立交通大學，碩士論文。

24. 葉致翔, 2003, 「TDR 邊坡資訊自動化監測系統」, 國立交通大學, 碩士論文。
25. Bell, F.G. and Maud, R.R., 1999, “Landslide associated with the soils overlying the Natal Group in the greater Durban region of Natal”, *Environ. Geol.*, Vol.39, pp. 1029-1038.
26. Chigira, M., 1992, “Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep”, *Eng. Geol.*, Vol.32, pp. 157-184.
27. Davis, J.C., 1986, “Statistics and data analysis in geology”, John Wiley & Sons, Inc., 2nd., pp. 330-340.
28. Forestry Suppliers inc. website.,
“<http://www.forestry-suppliers.com/index1.asp>”.
29. Mckean, J., and Roering, J., 2003, “Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry”, *Geomorphology*, Vol.57, pp. 331-351.
30. Miller, C. L. and Laflamme, R. A., 1958, “The Digital Terrains Model-Theory and Application”, *Photogrammetric Engineering*, Vol. 24, No.3, pp. 433-442.
31. Nigbor, R. L. and Imai, T., 1994, “The suspension p-s velocity logging method”, *Geophysical Characterization of site*, Woods, R. D., ed., A. A. Balkema, Rotterdam, pp. 57-61.
32. Ogura, K., “Expansion of applicability for suspension P-S logging”, *應用地質年報*, No.10, OYO Corporation, pp. 69-98.
33. Peucker, T. K., *et al.*, 1978, “The Triangulated Irregular Network”, *Proceedings of the Digital Terrain Modelling Symposium*, St. Louis, pp. 516-540.
34. Lee, S., and Min, K., 2001, “Statistical analysis of landslide susceptibility at Yongin, Korea”, *Environ. Geol.*, Vol.40, pp. 1095-1113.

35. Siddans, A. W. B., 2002, "Structural geology using borehole wall imagery: case study of an OPTV log in flagstones, North Scotland", *First Break*. 20, pp. 623-629.
36. Siddans, A. W. B. and Worthington P. R., 2002, "Structural geology using borehole-wall imagery: Case studies of 3 HiRAT logs", Robertson Geologging Limited, UK.
37. Sparks, B.W., 1960, "Geomorphology", John Wiley, Inc., 1st.
38. U.S. Army Corps of Engineers, 1982, "Engineering and Design-Borehole viewing systems", Pamphlet No.1110-1-10.
39. Varnes, D. J., 1978, "Slope movement types and processes", *Landslide Analysis and Control*, Schuster, R.L., Krizak, eds. Transportation Research Board Special Report, No.176, National Academy of Sciences, Washington, D. C., pp. 11-33.
40. Welch, R. A., 1990, "3-D Terrain Modeling for GIS Applications", *GIS World*, Vol.3, No.5, pp. 26-30.
41. Wood, A., 1942, "The development of hillside slopes", *Proc. Geol. Assn.* 53, 3-4: 128-40.



附錄(一) 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

2之1頁

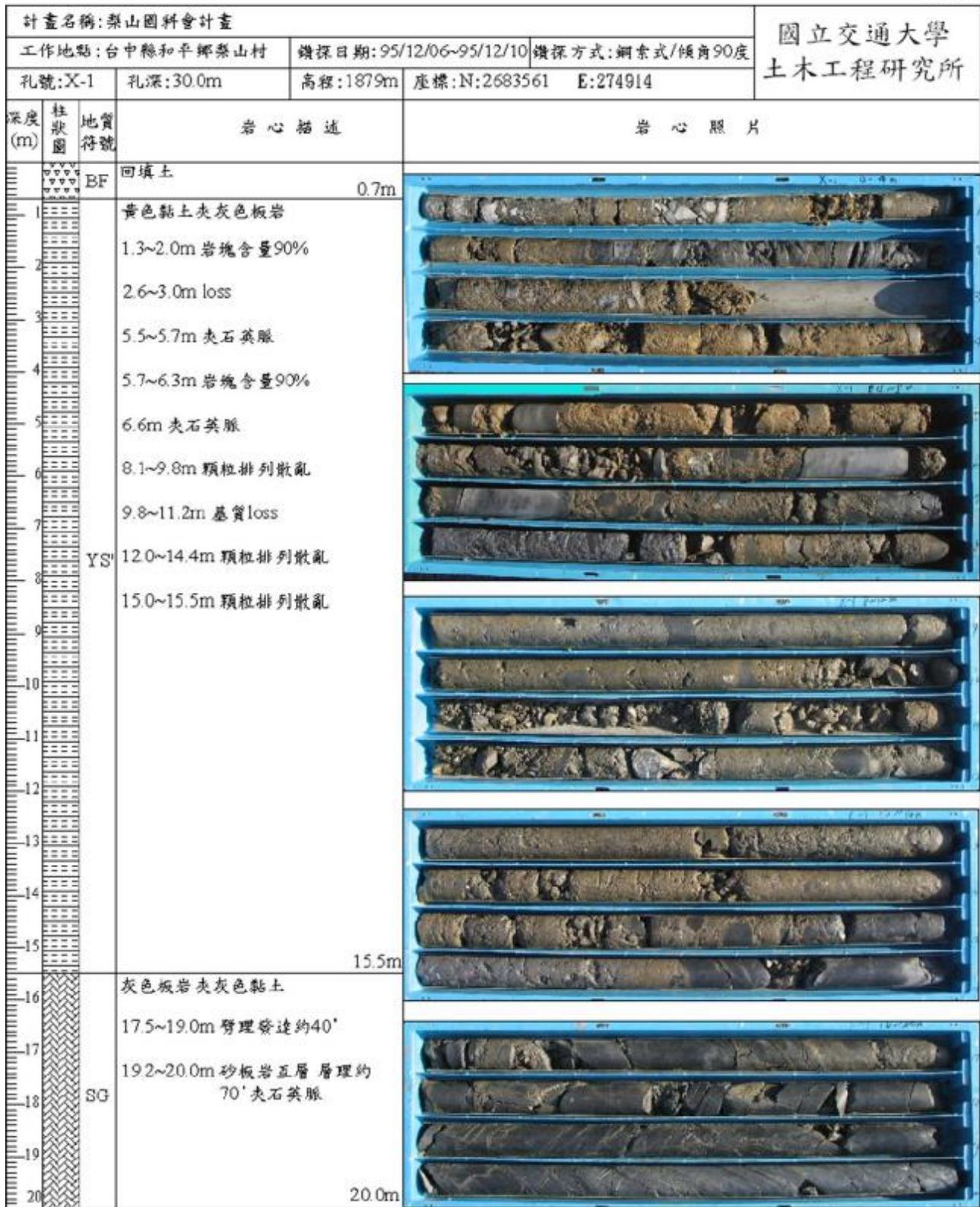


圖 1.1 X1 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

2之2頁

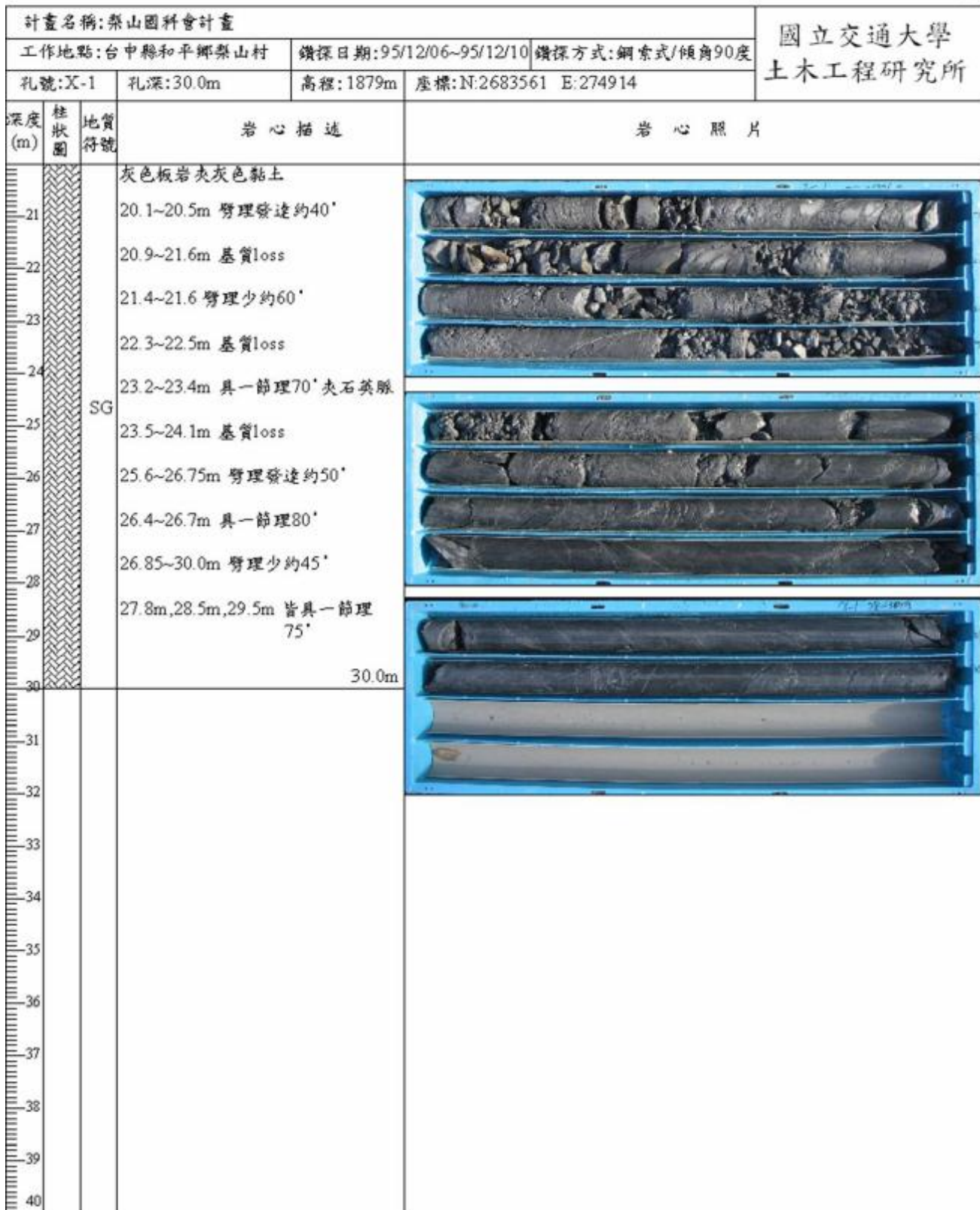


圖 1.2 X1 孔 20~30m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

3之1頁

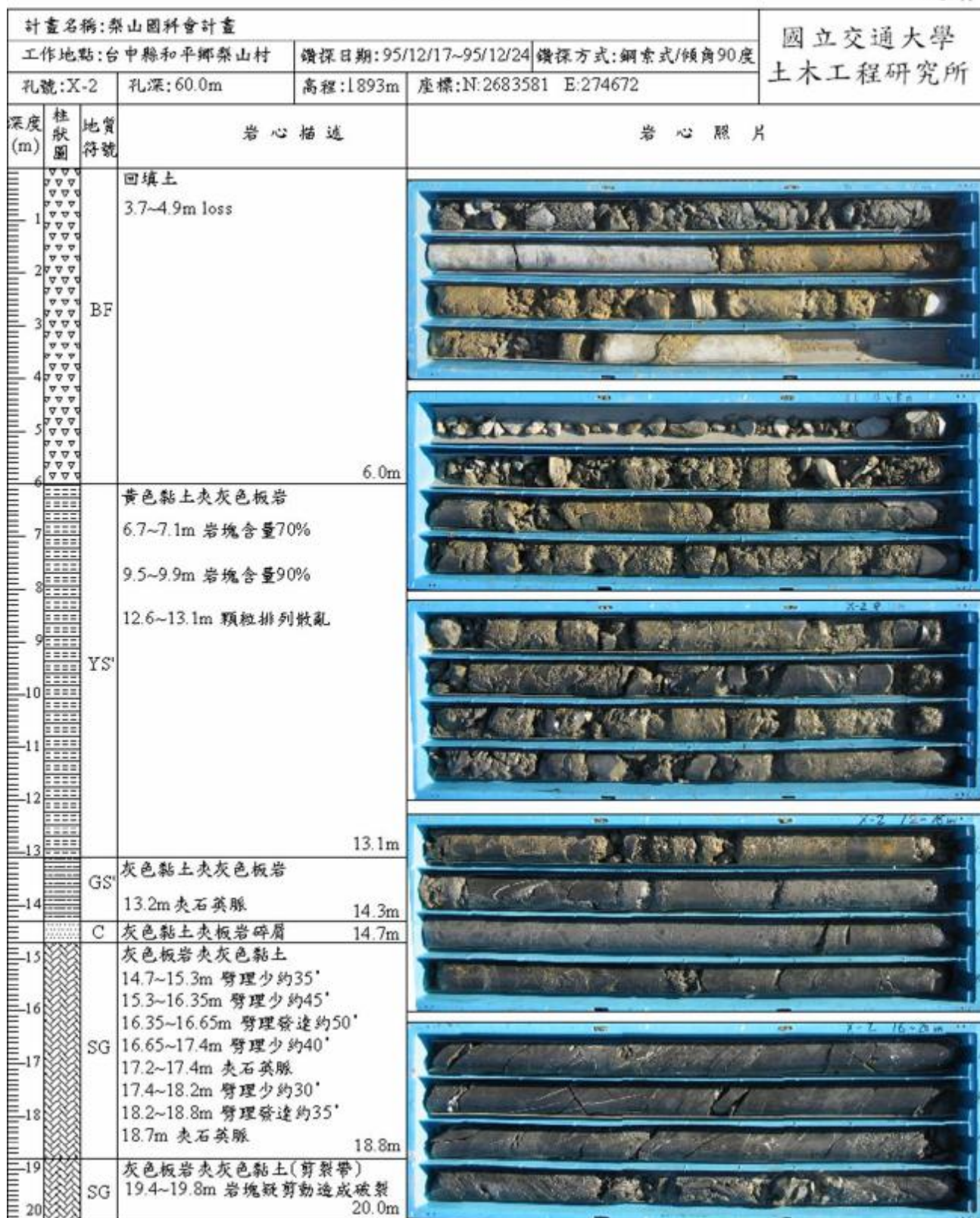


圖 1.3 X2 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

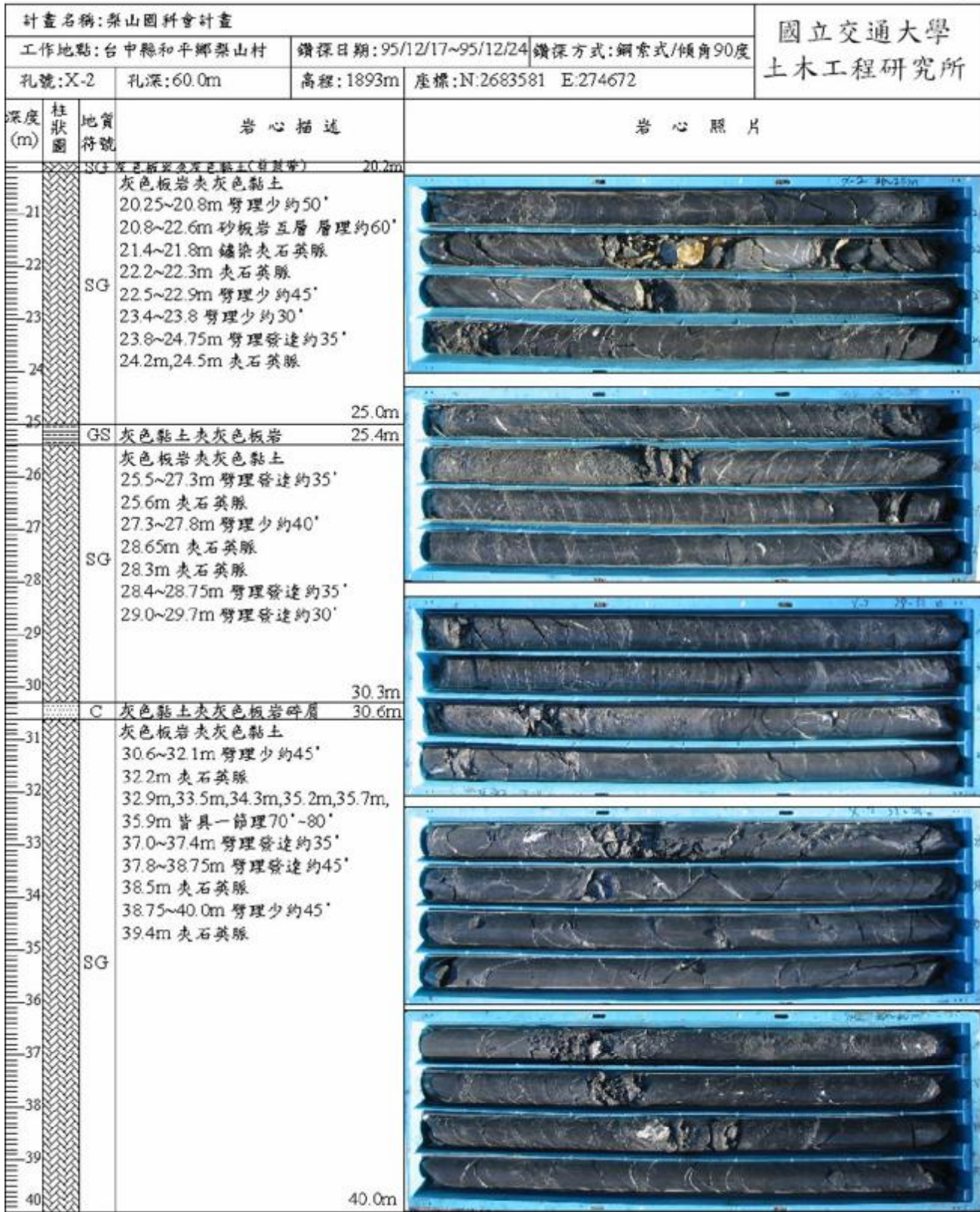


圖 1.4 X2 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

3之3頁

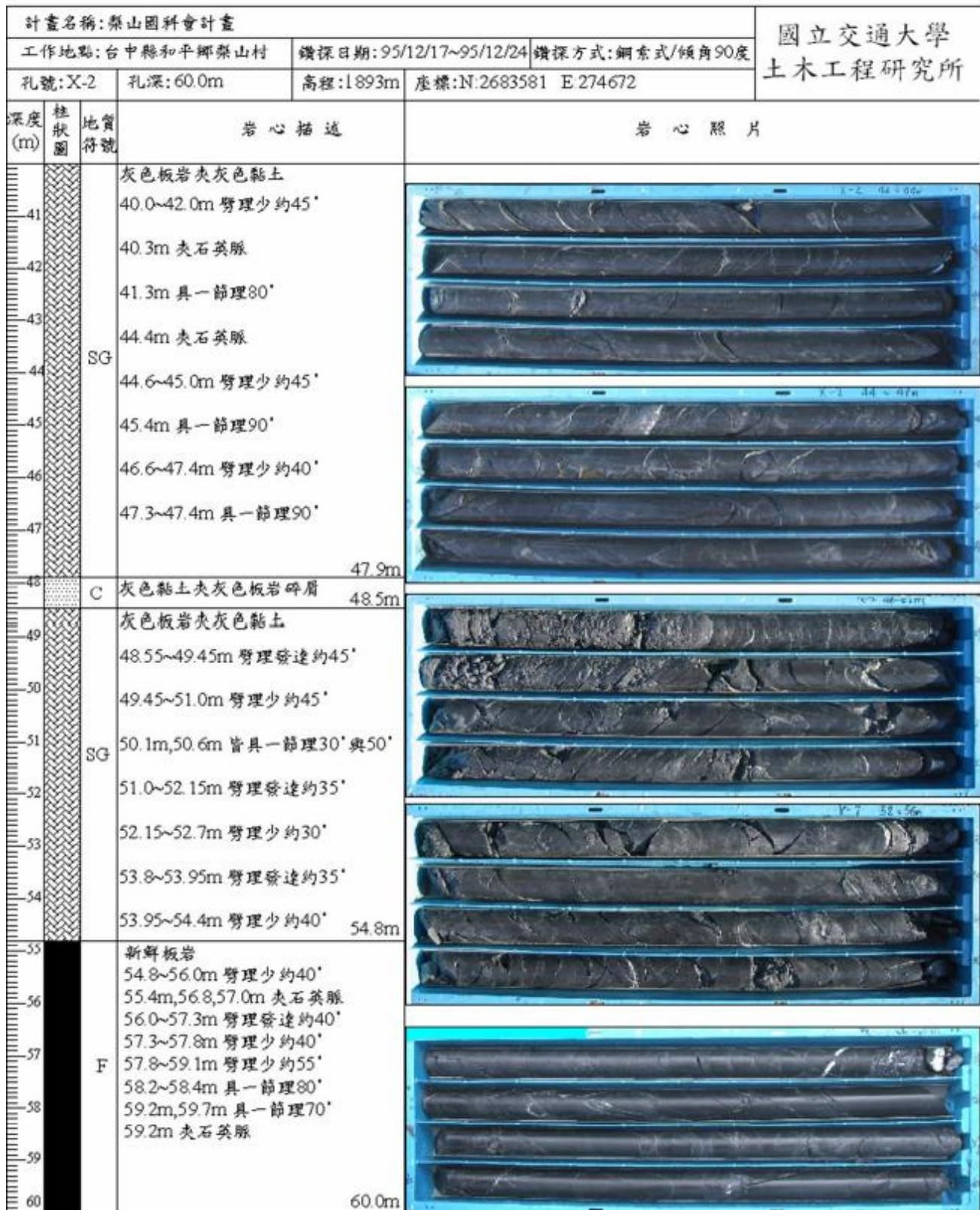


圖 1.5 X2 孔 40~60m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

2之1頁

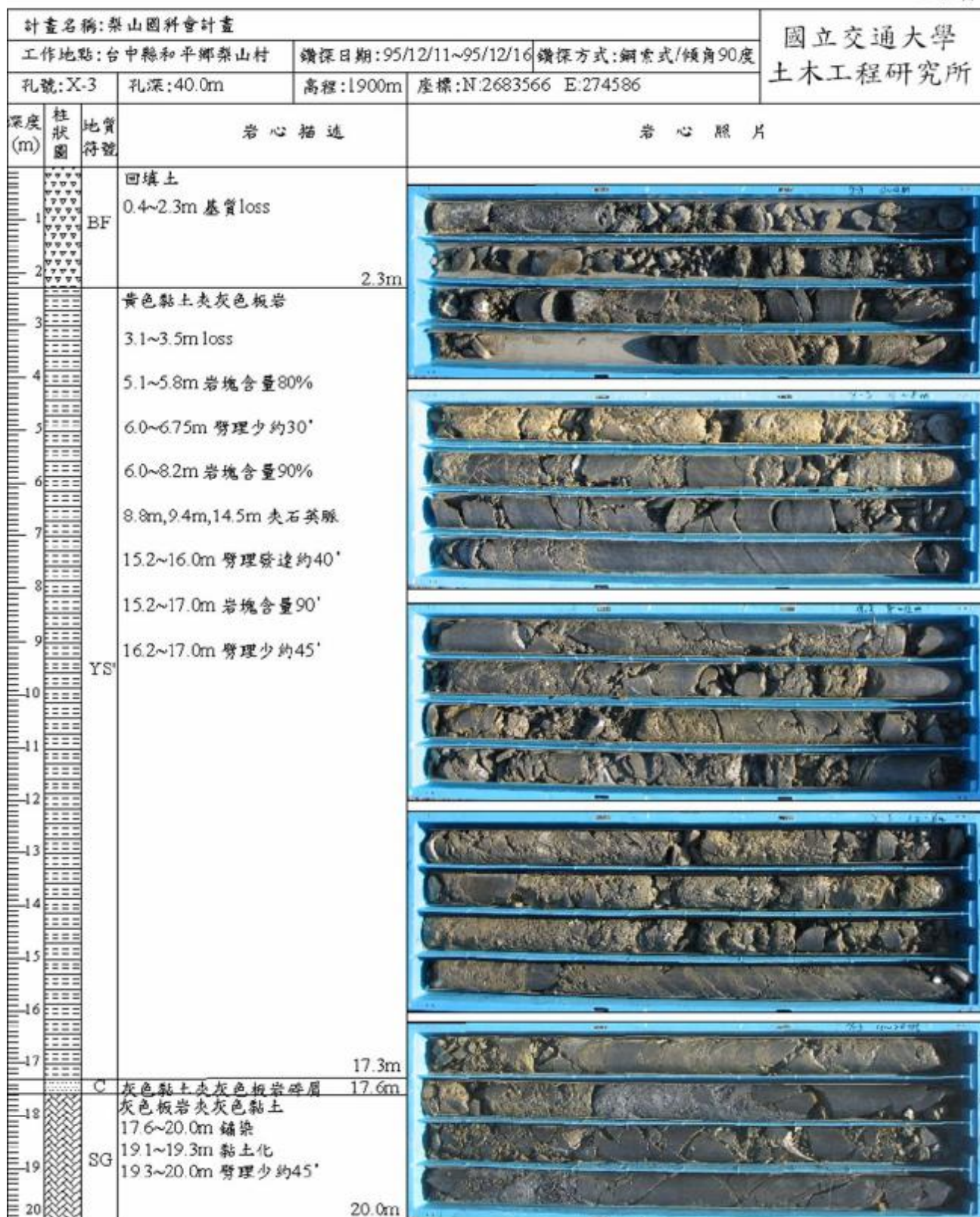


圖 1.6 X3 孔 0~20m 地質鑽探柱狀圖

地質鑽探柱狀圖

2之2頁

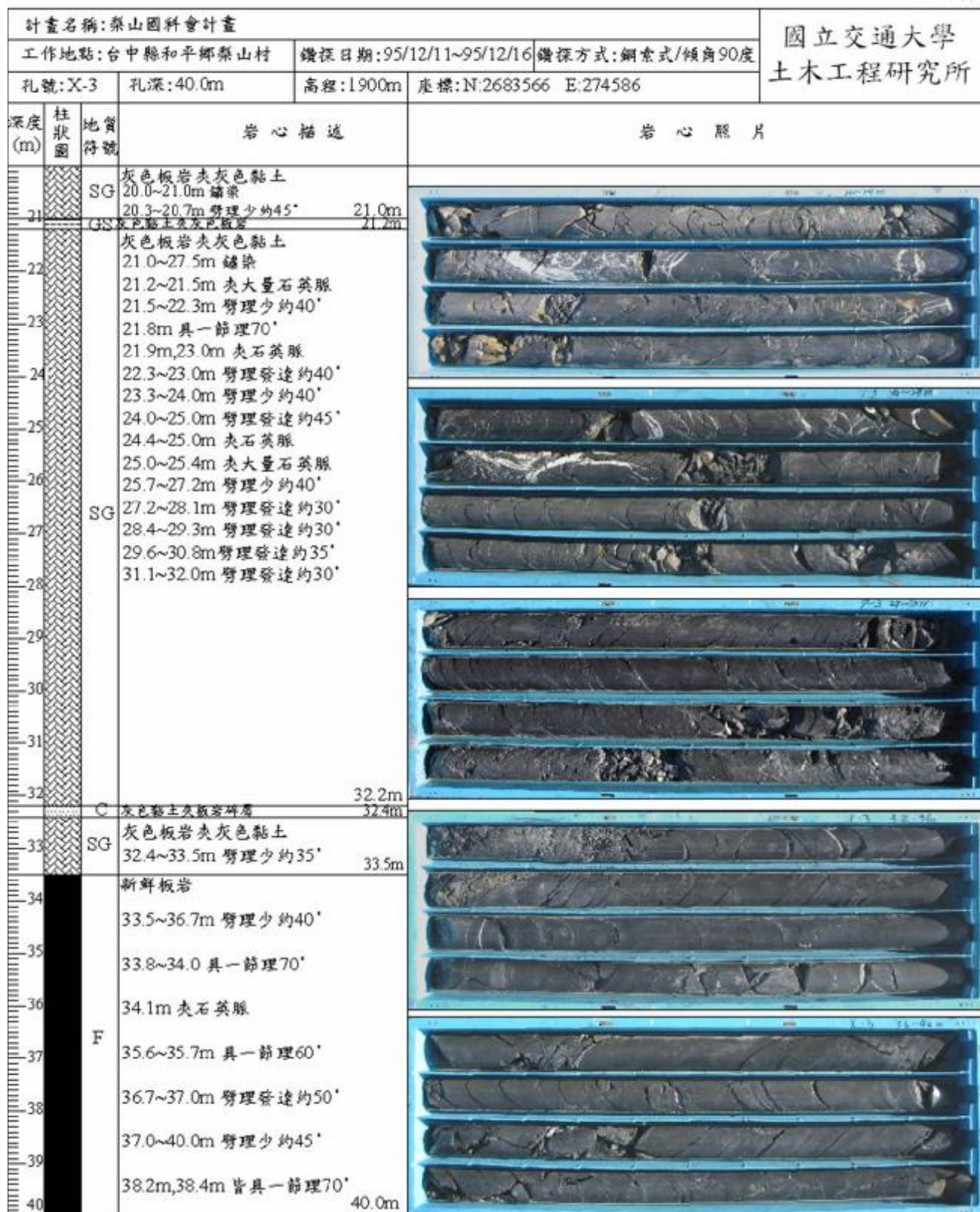


圖 1.7 X3 孔 20~40m 地質鑽探柱狀圖

附錄(二) B4 與 B1 滑動體舊鑽孔資料



B4 滑動體(BH7 BH8 AH4)鑽孔 logging

BH7

深度	岩性	今年分層
0.0-12.0	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
12.0-16.0	中風化板岩	灰色板岩
16.0-18.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
18.0-27.0	中風化板岩	灰色板岩
27.0-34.2	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
34.2-40.0	中風化板岩	灰色板岩

BH8

深度	岩性	今年分層
0.0-3.0	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
3.0-16.0	中風化板岩	灰色板岩
16.0-18.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
18.0-20.0	中風化板岩	灰色板岩
20.0-22.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
22.0-25.0	中風化板岩	灰色板岩
25.0-42.8	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
42.8-53.0	中風化板岩	灰色板岩

AH4

深度	岩性	今年分層
0.0-2.5	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
2.5-7.46	弱風化至中風化板岩	灰色板岩
7.46-11.0	中風化板岩	灰色板岩
11.0-17.75	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
17.75-24.0	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
24.0-35.0	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
35.0-37.8	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
37.8-44.4	中風化板岩	灰色板岩
44.4-46.2	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
46.2-50.0	中風化板岩	灰色板岩
50.0-51.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
51.0-54.0	中風化板岩	灰色板岩
54.0-56.6	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
56.6-65.0	中風化板岩至新鮮板岩	灰色板岩

B1 滑動體之 BH1 BH5 AH3 鑽孔 logging 資料

BH1

深度	岩性	今年分層
0.0-7.5	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
7.5-17.5	中風化板岩	灰色板岩
17.5-20.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
20.0-22.0	中風化板岩	灰色板岩
22.0-28.7	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
28.7-46.3	弱風化至新鮮板岩 劈理 40-60°	灰色板岩

BH5

深度	岩性	今年分層
0.0-7.0	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
7.0-12.7	中風化板岩	灰色板岩
12.7-15.7	強至中風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
15.7-21.3	弱風化板岩	灰色板岩
21.3-25.2	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
25.2-36.0	中風化板岩	灰色板岩
36.0-37.0	強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
37.0-54.0	中風化至弱風化板岩 劈理 42-60°	灰色板岩

AH3

深度	岩性	今年分層
0.0-11.85	崩積土	灰色板岩夾黃色黏土
11.85-21.6	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
21.6-32.0	弱風化至新鮮板岩	灰色板岩
32.0-34.0	中風化至強風化板岩	灰色板岩夾灰色黏土
34.0-40.0	弱風化至新鮮板岩 劈理 40-50°	灰色板岩

附錄(三) 孔內造影資料位態挑選結果



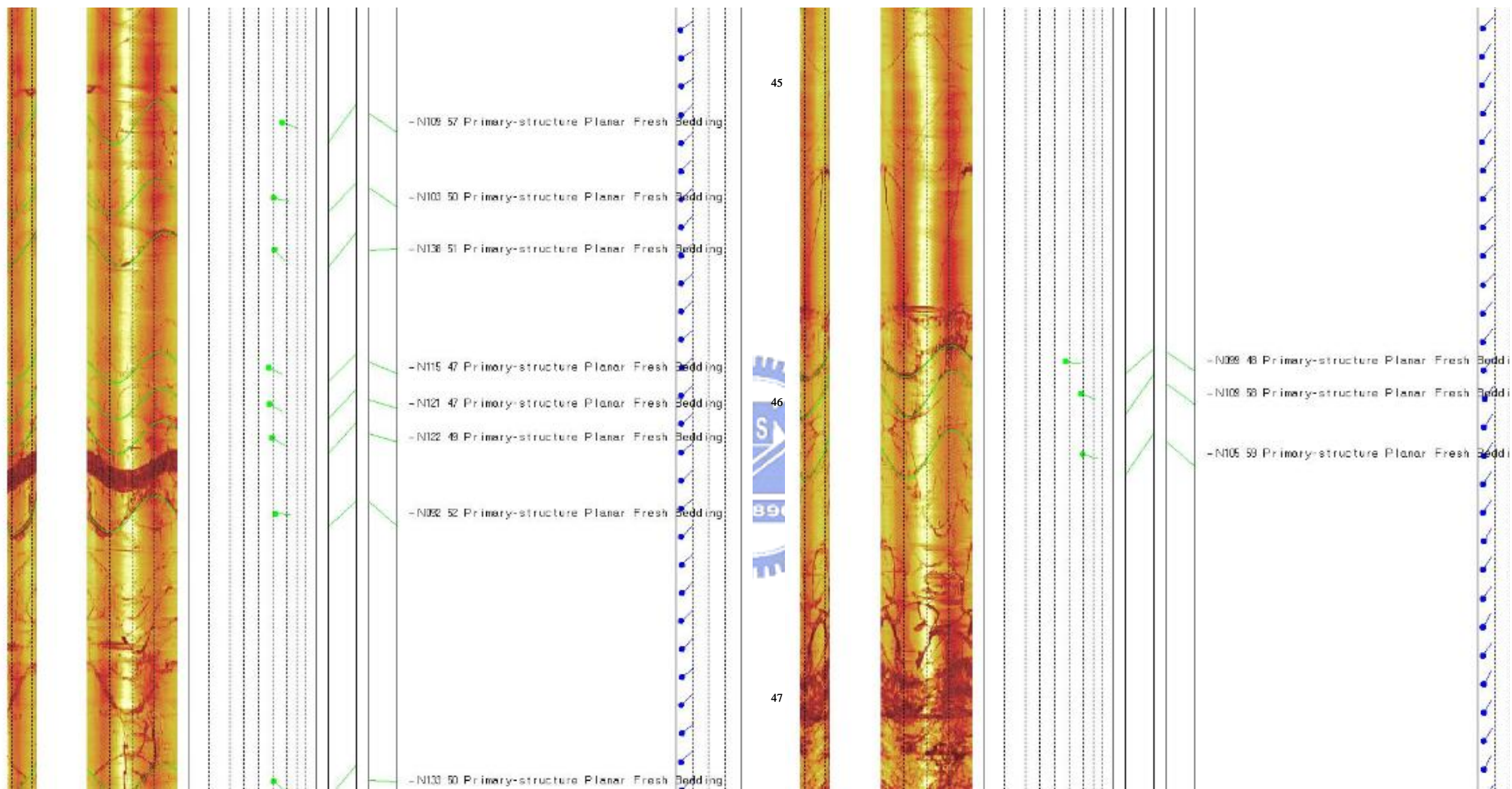


圖 3.1 X2 孔聲波造影資料(41.8m~47.3m)

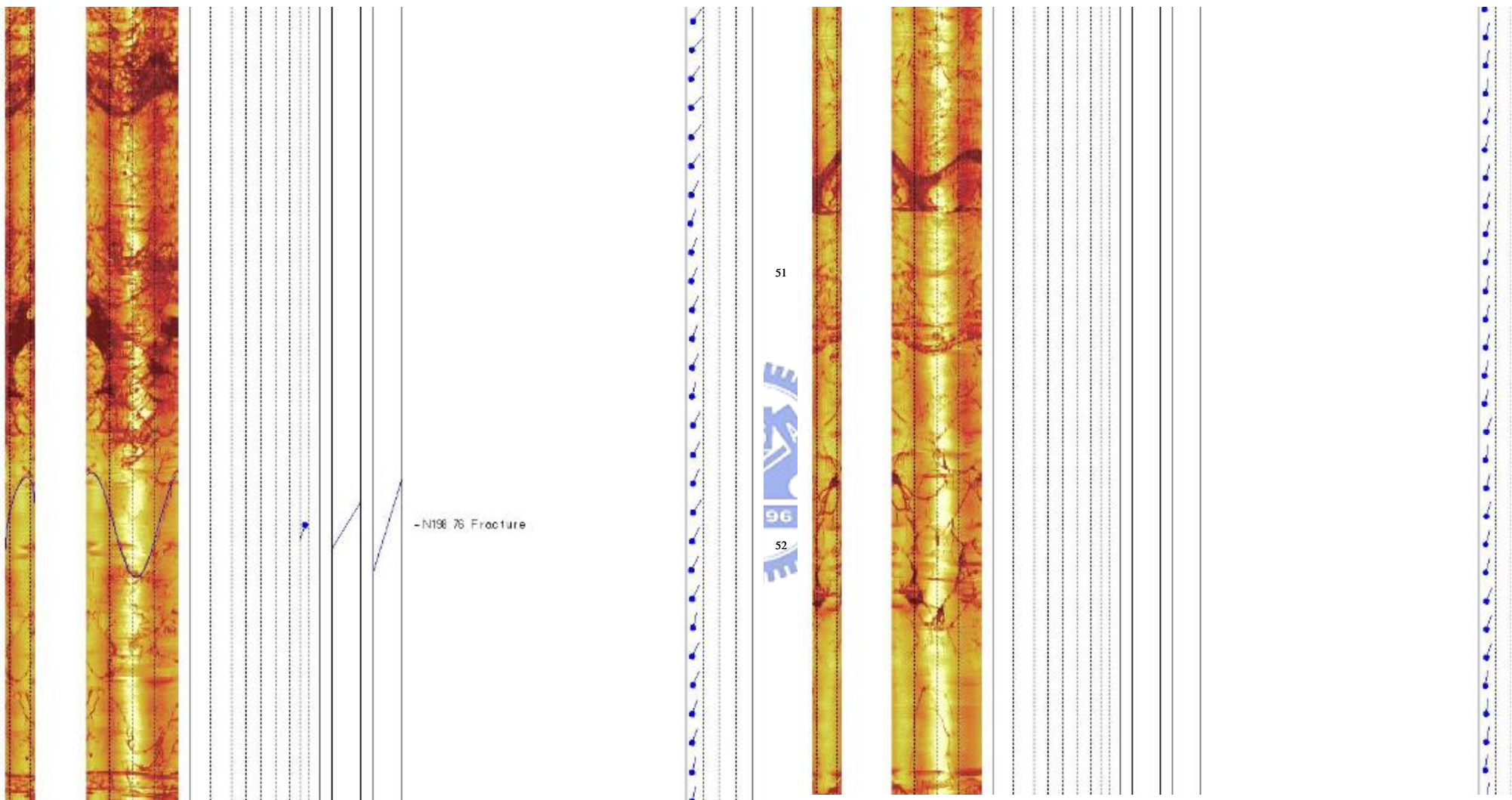


圖 3.2 X2 孔聲波造影資料(47.3m~52.9m)

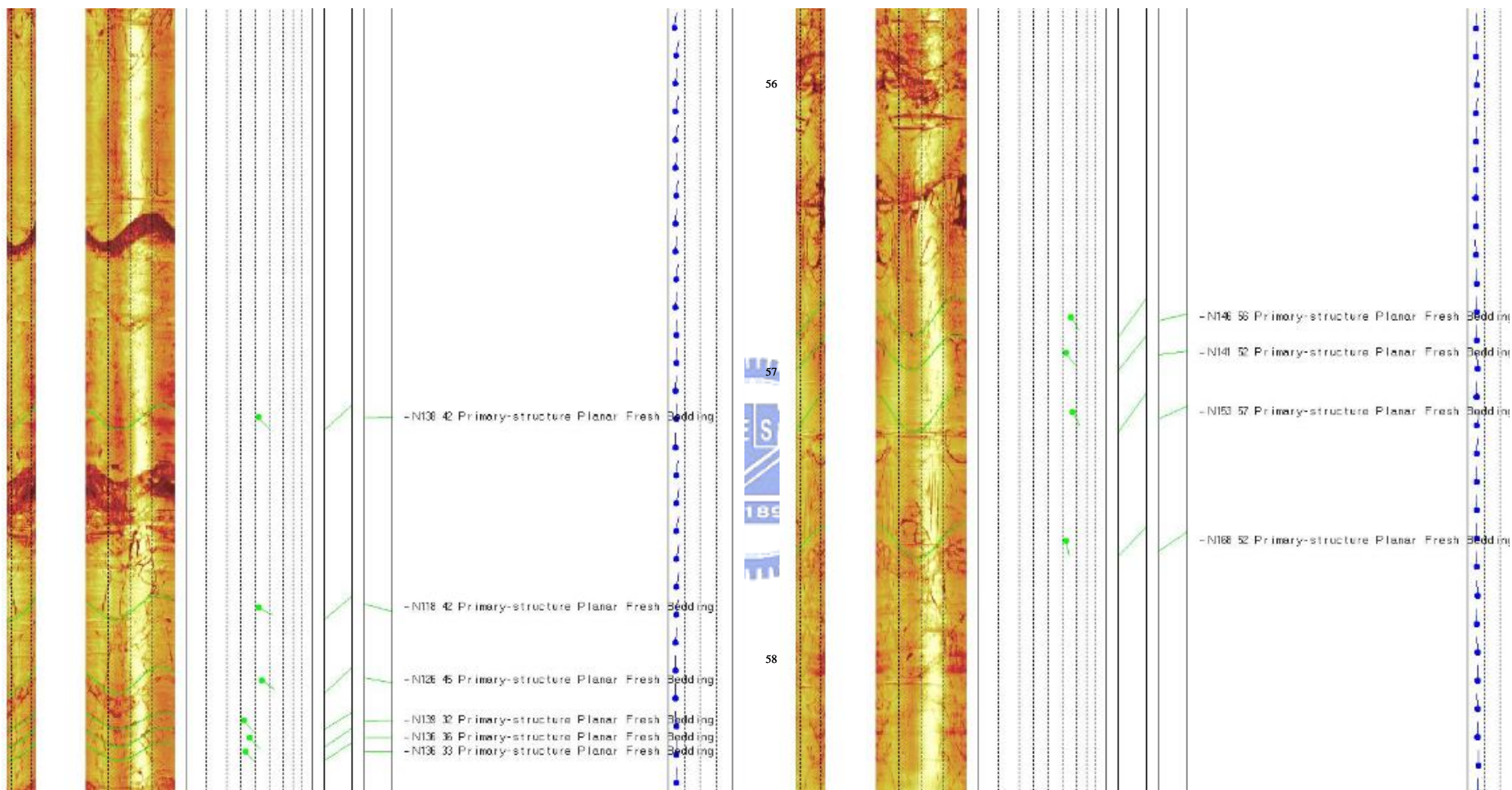


圖 3.3 X2 孔聲波造影資料(52.9m~58.4m)

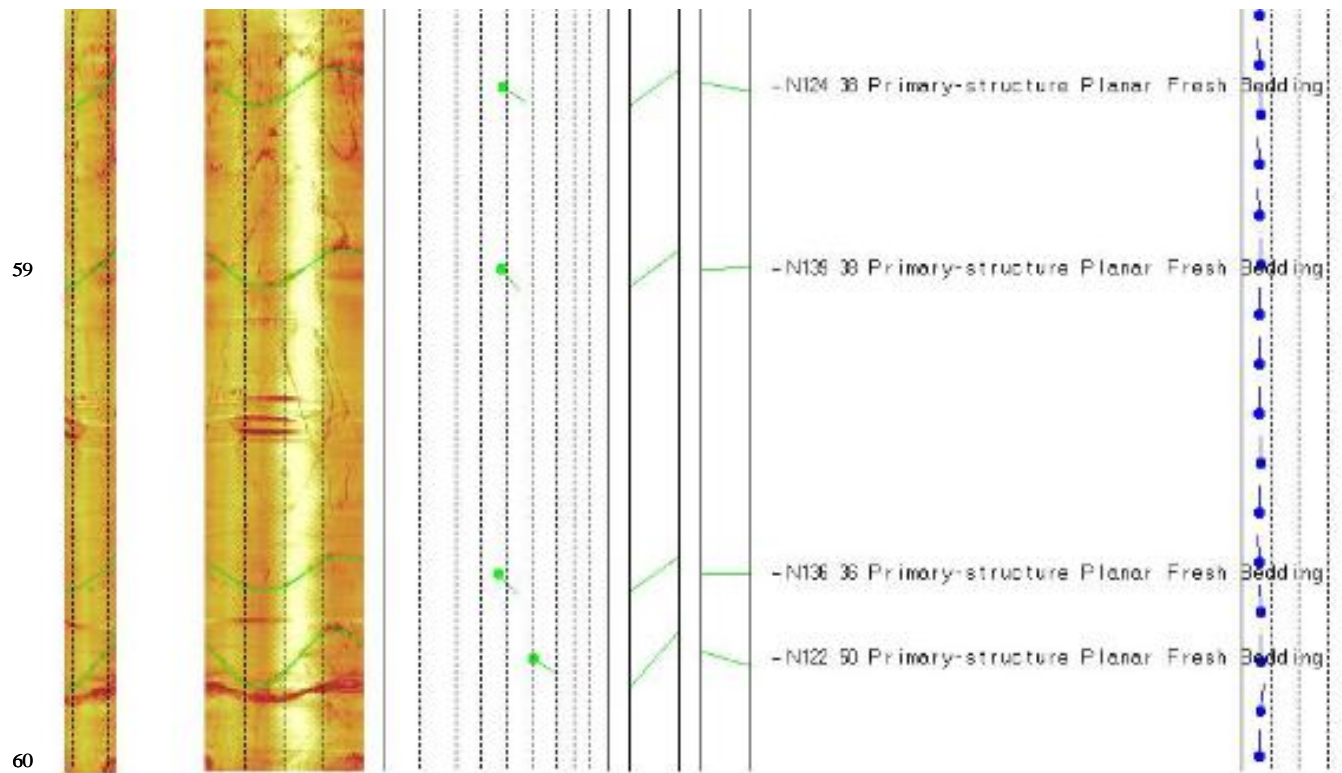


圖 3.4 X2 孔聲波造影資料(58.4m~60.0m)

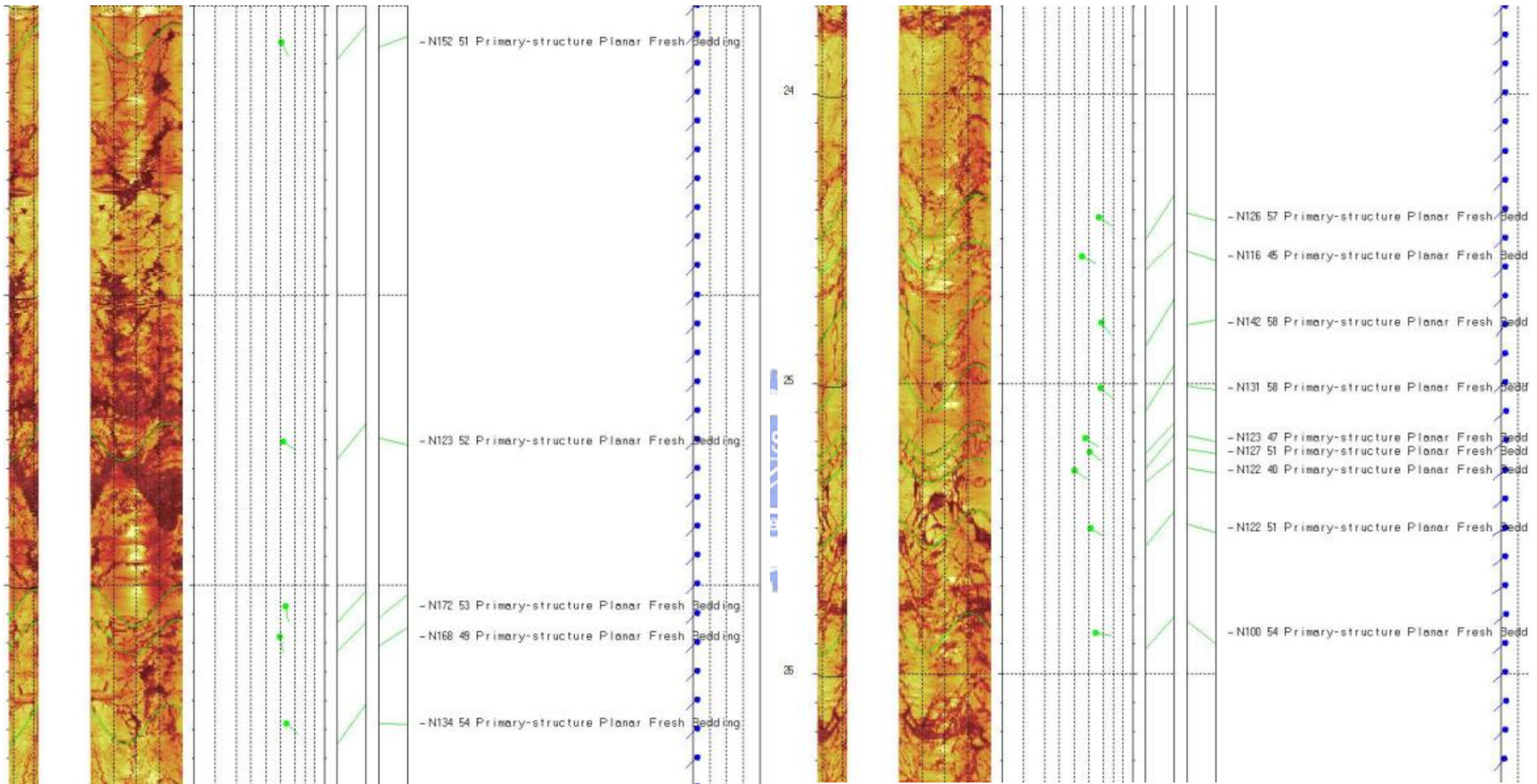


圖 3.5 X3 孔聲波造影資料(21.0m~26.4m)

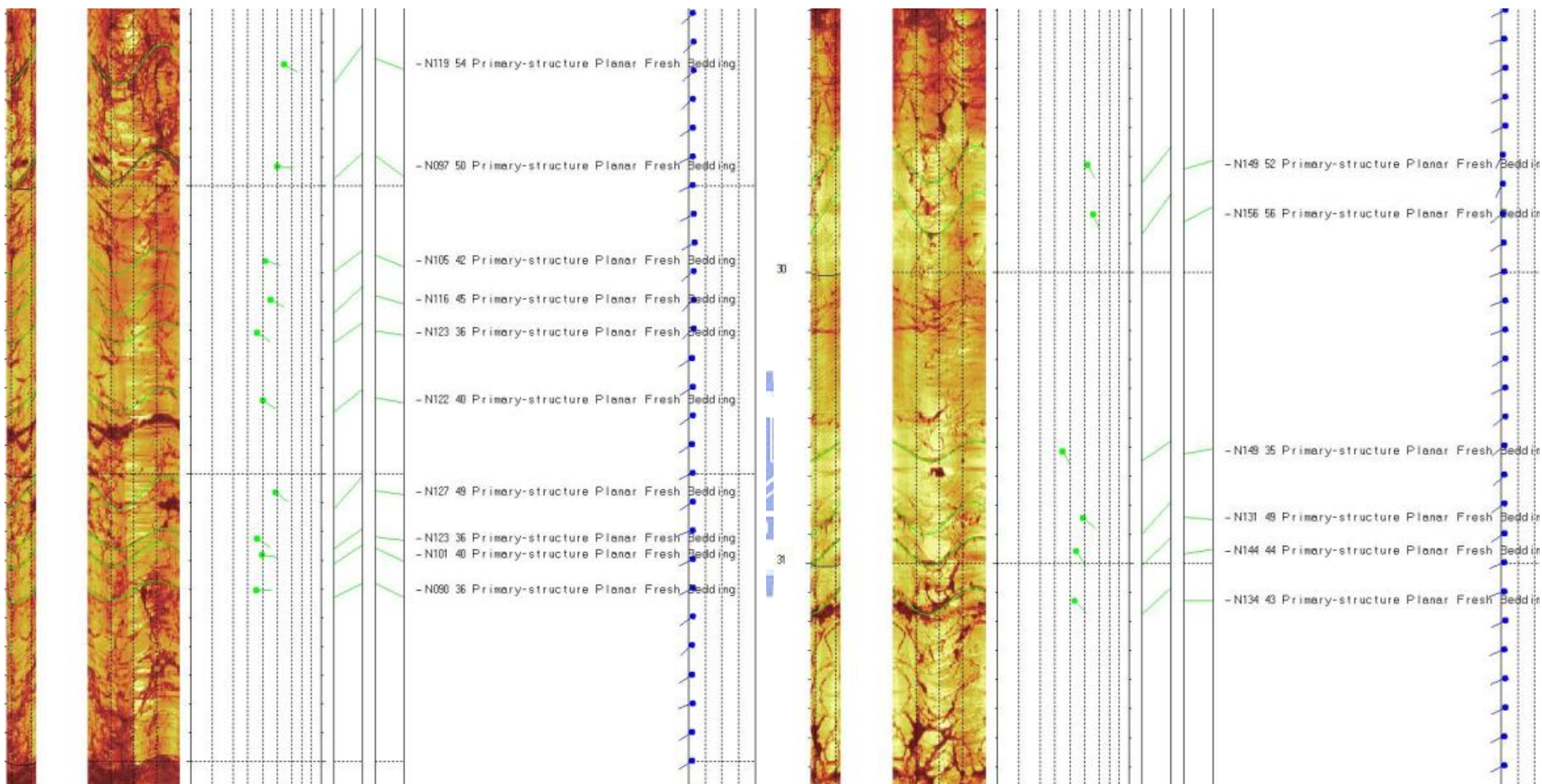


圖 3.6 X3 孔聲波造影資料(26.4m~31.8m)

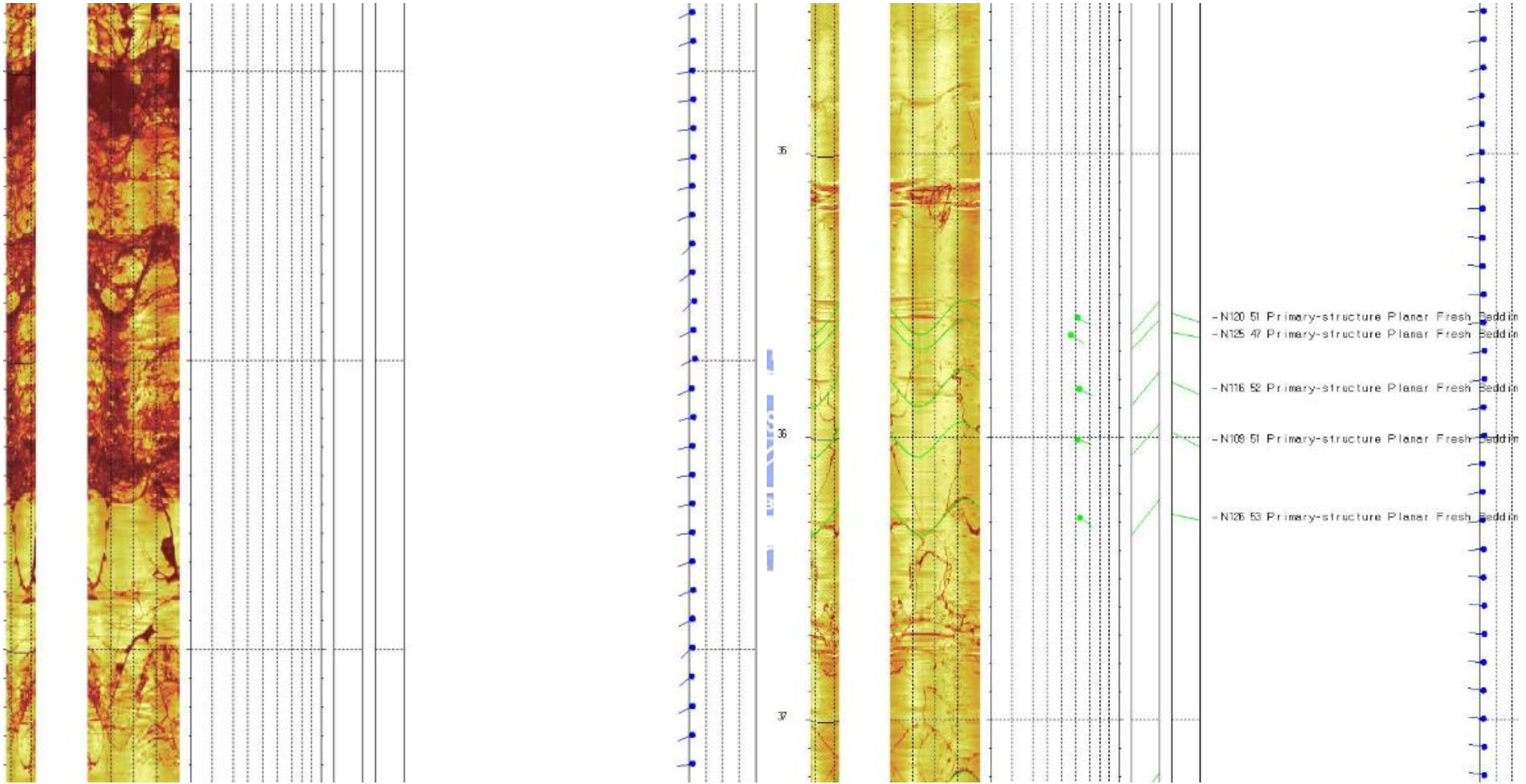


圖 3.7 X3 孔聲波造影資料(31.8m~37.2m)

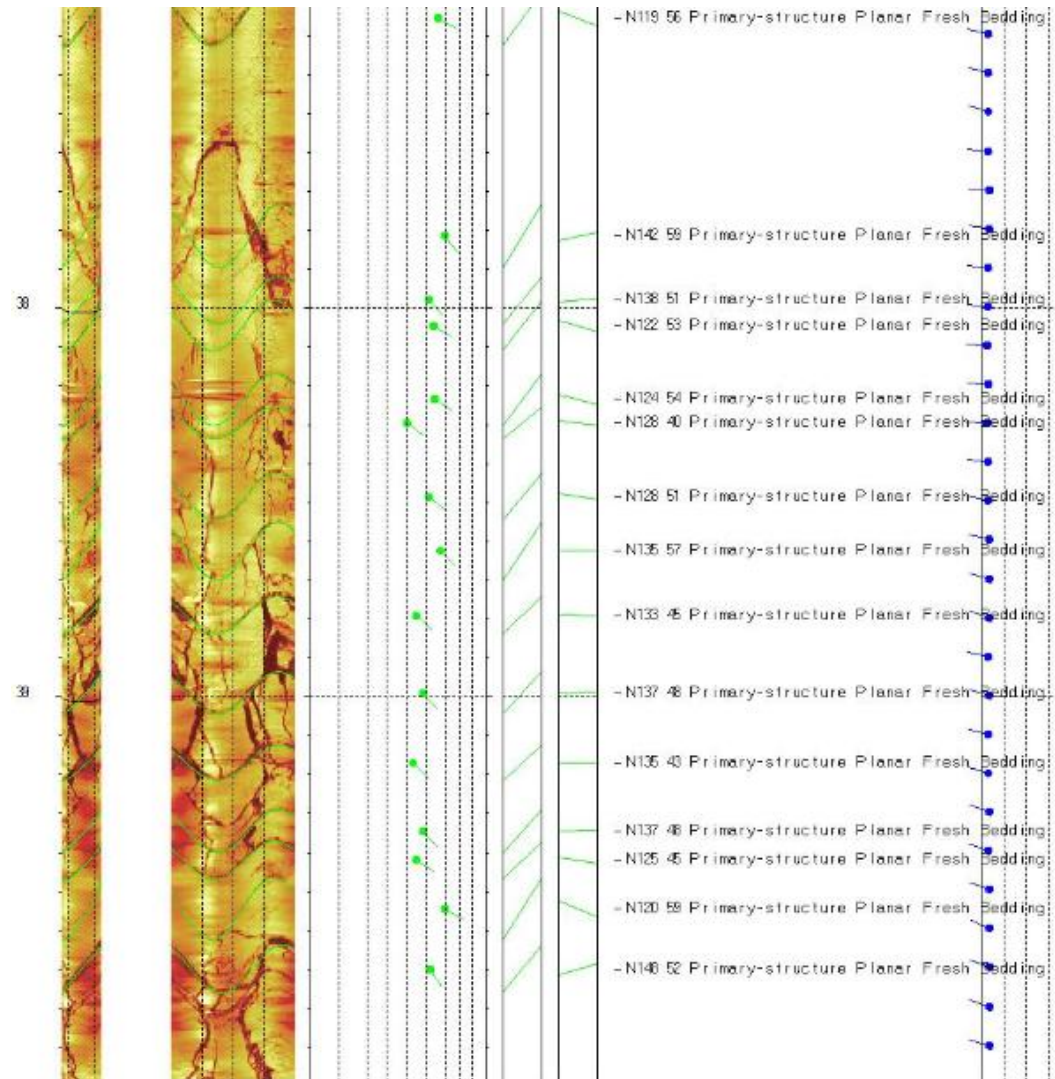


圖 3.8 X3 孔聲波造影資料(37.2m~40.0m)

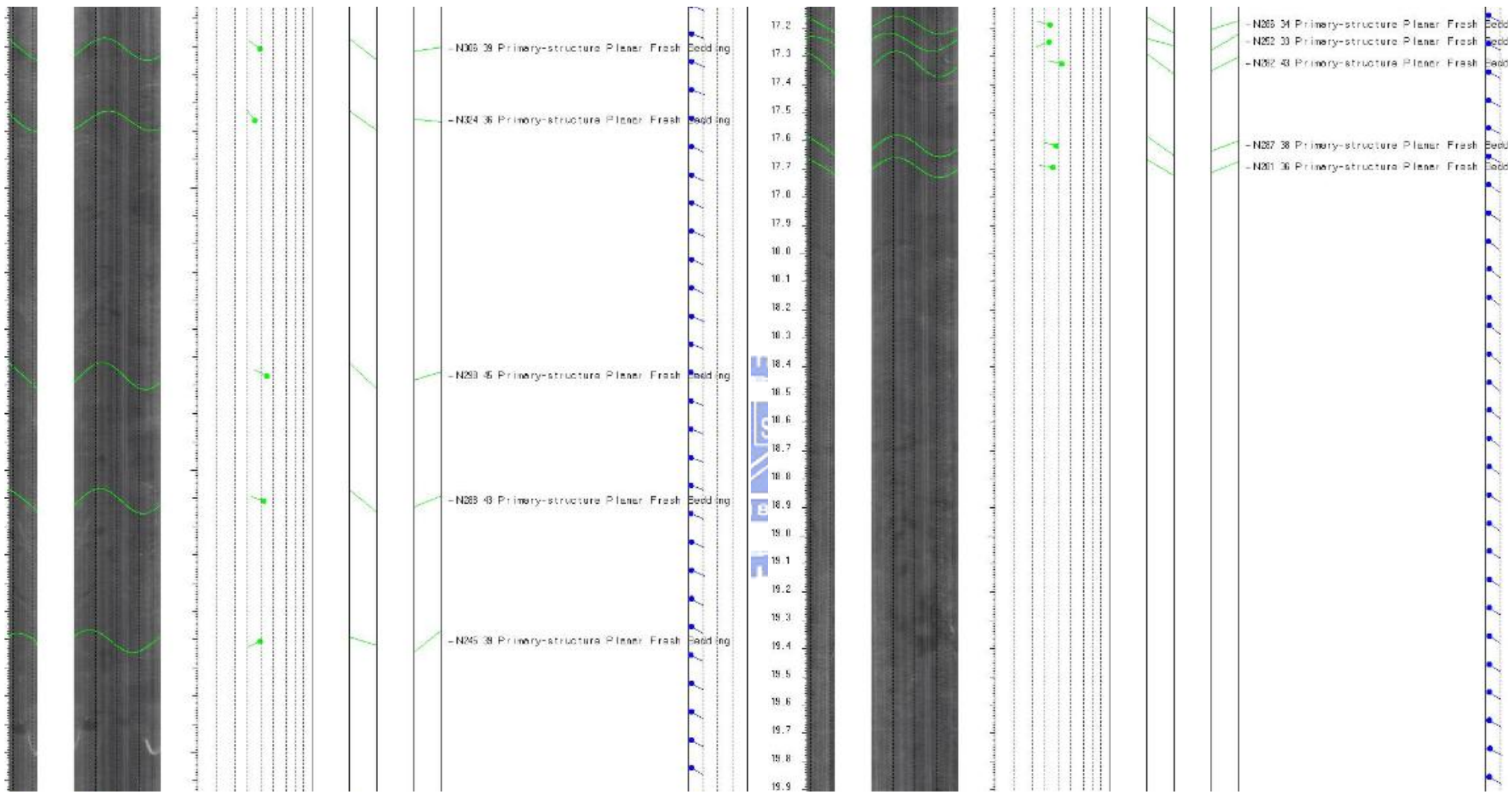


圖 3.9 X2 孔光學造影資料(14.4m~19.9m)

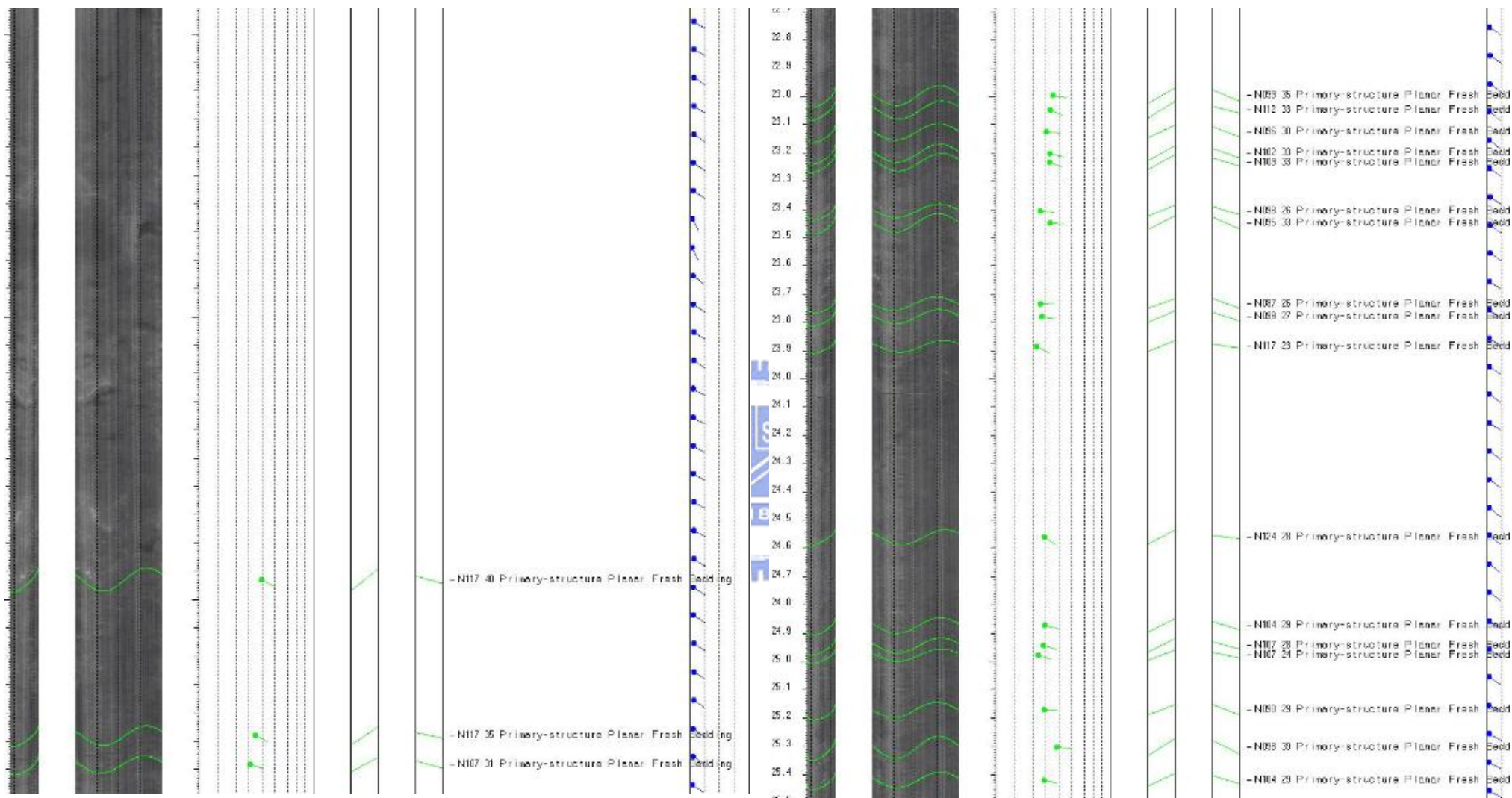


圖 3.10 X2 孔光學造影資料(19.9m~25.5m)

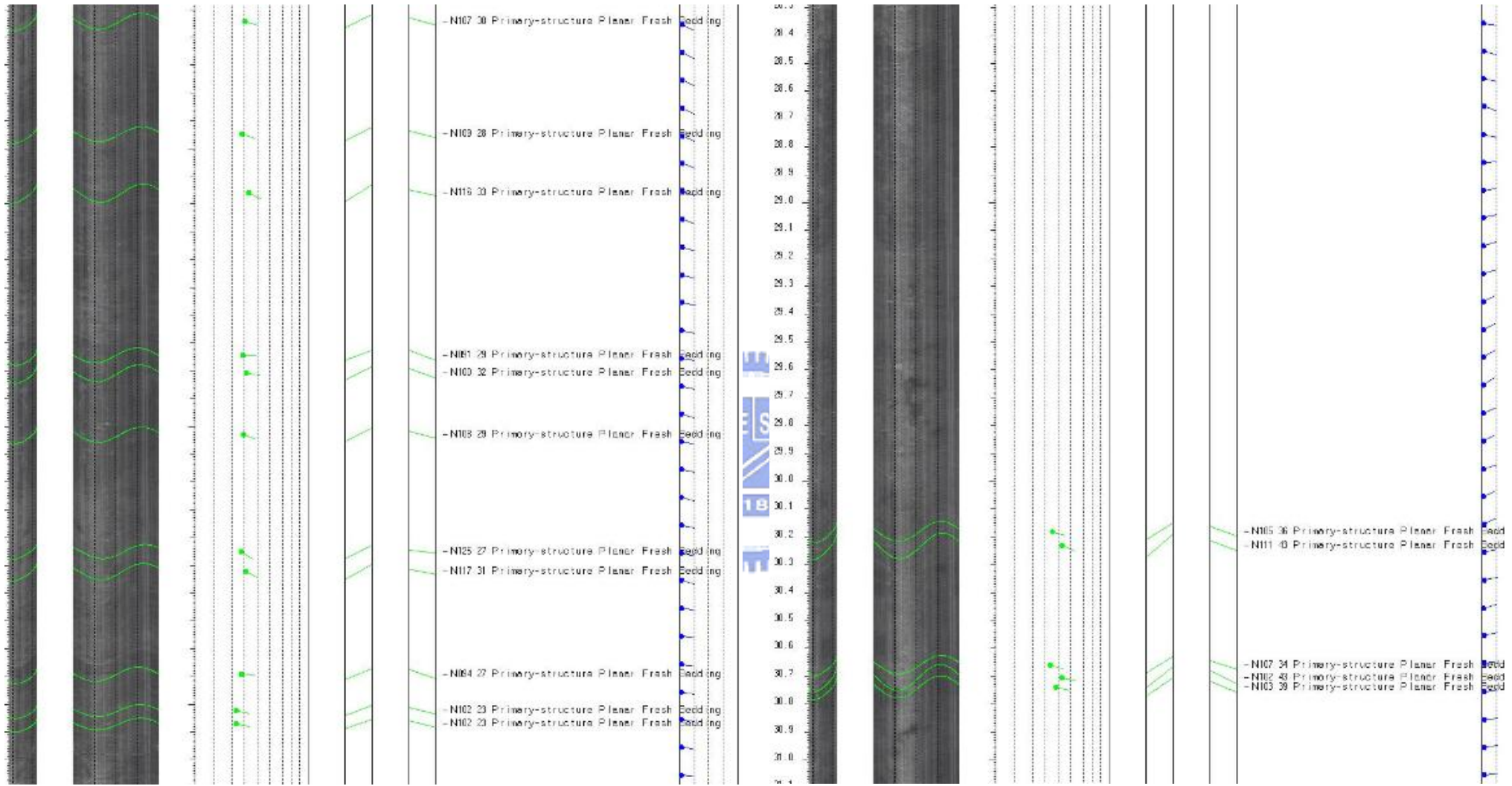


圖 3.11 X2 孔光學造影資料(25.5m~31.1m)

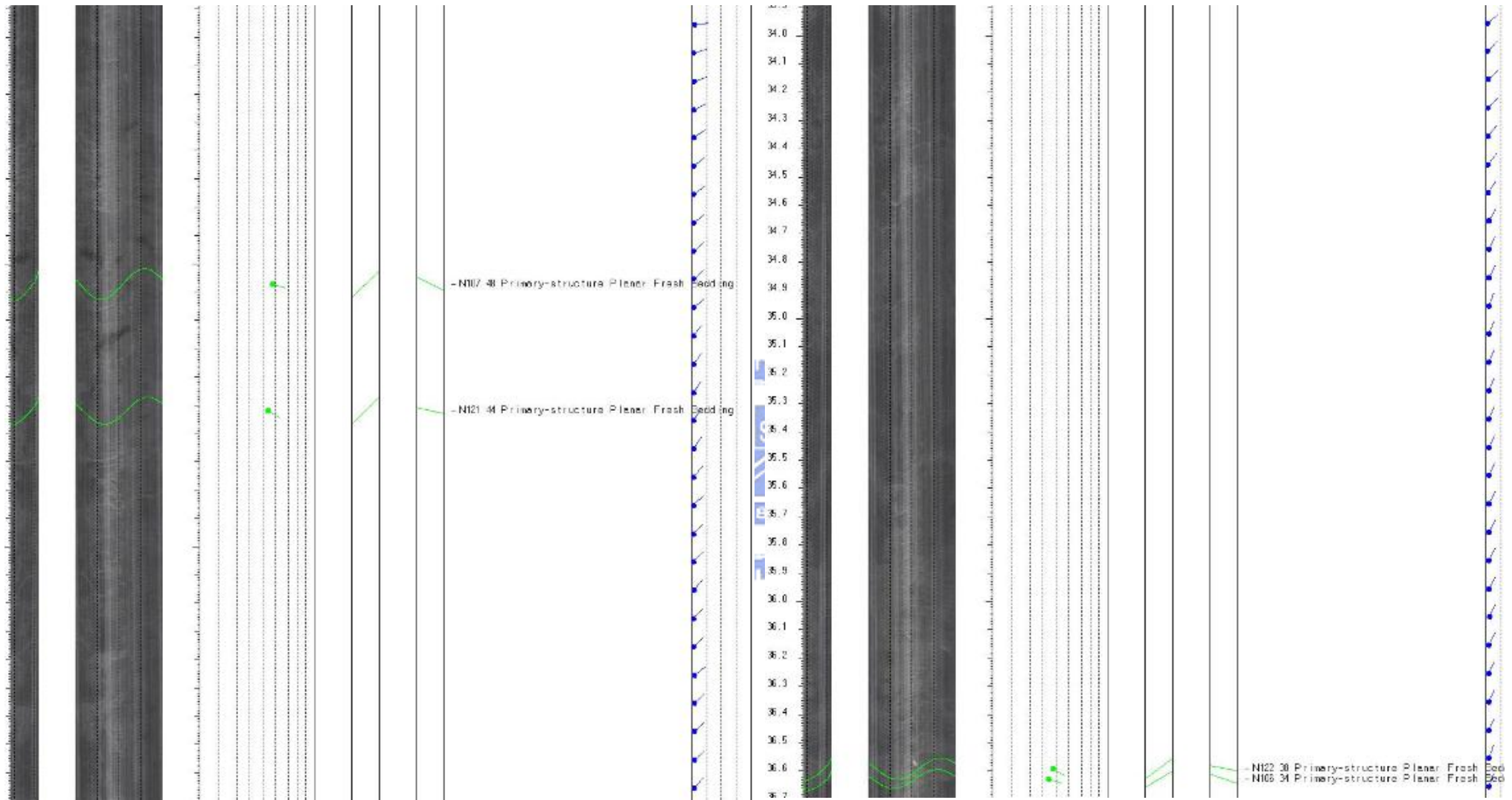


圖 3.12 X2 孔光學造影資料(31.1m~36.7m)

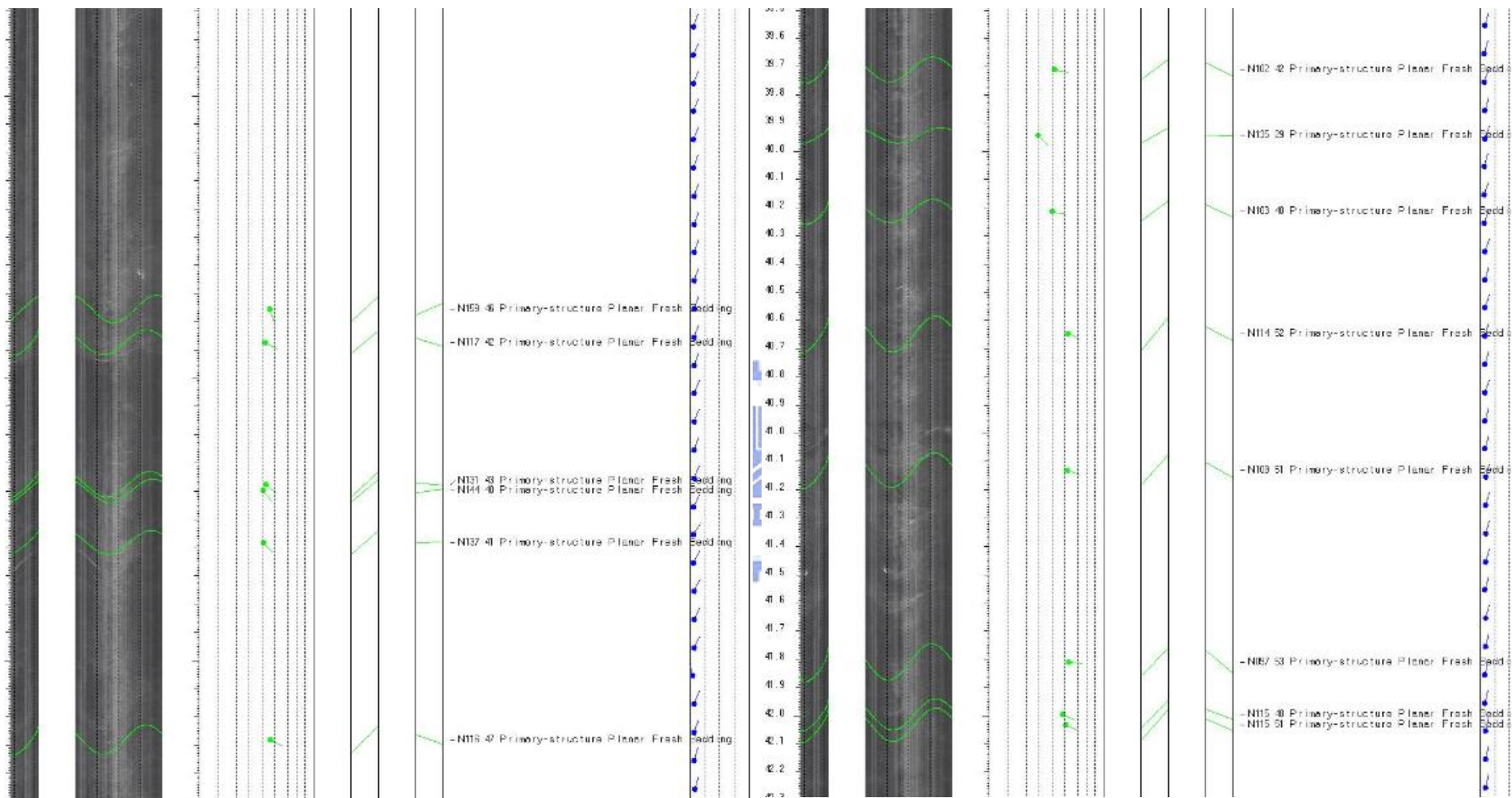


圖 3.13 X2 孔光學造影資料(36.7m~42.3m)

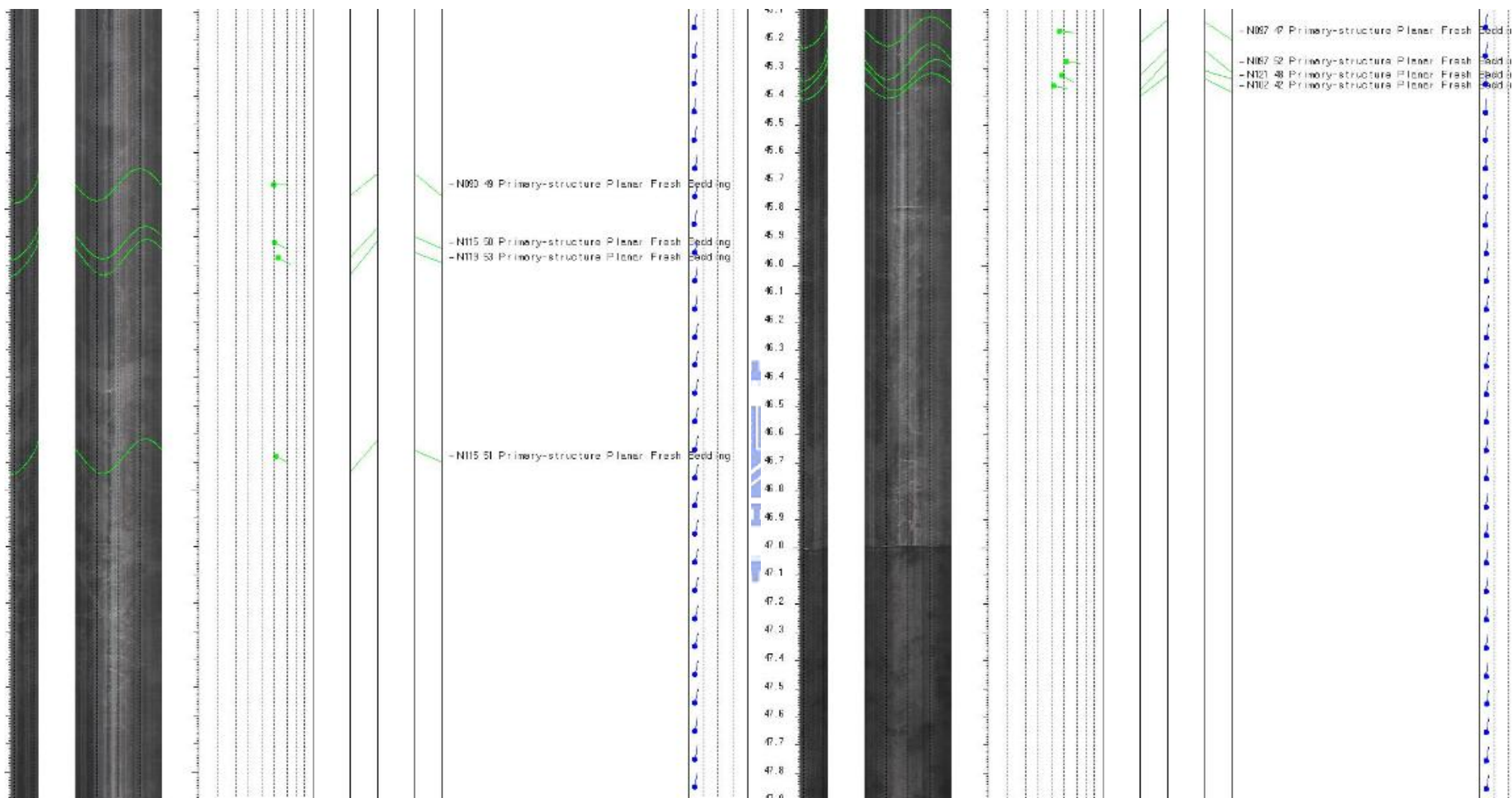


圖 3.14 X2 孔光學造影資料(42.3m~47.9m)

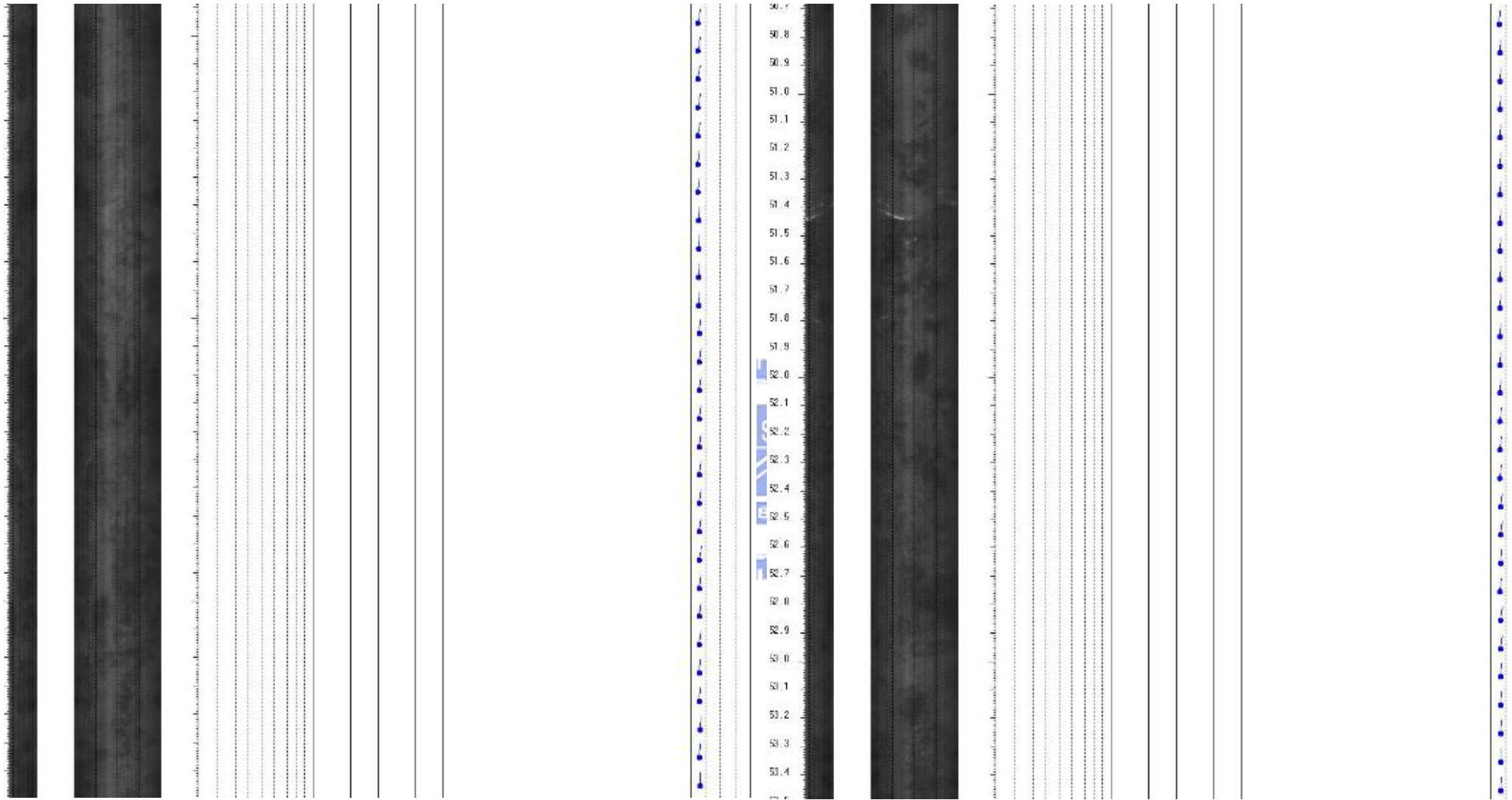


圖 3.15 X2 孔光學造影資料(47.9m~53.5m)

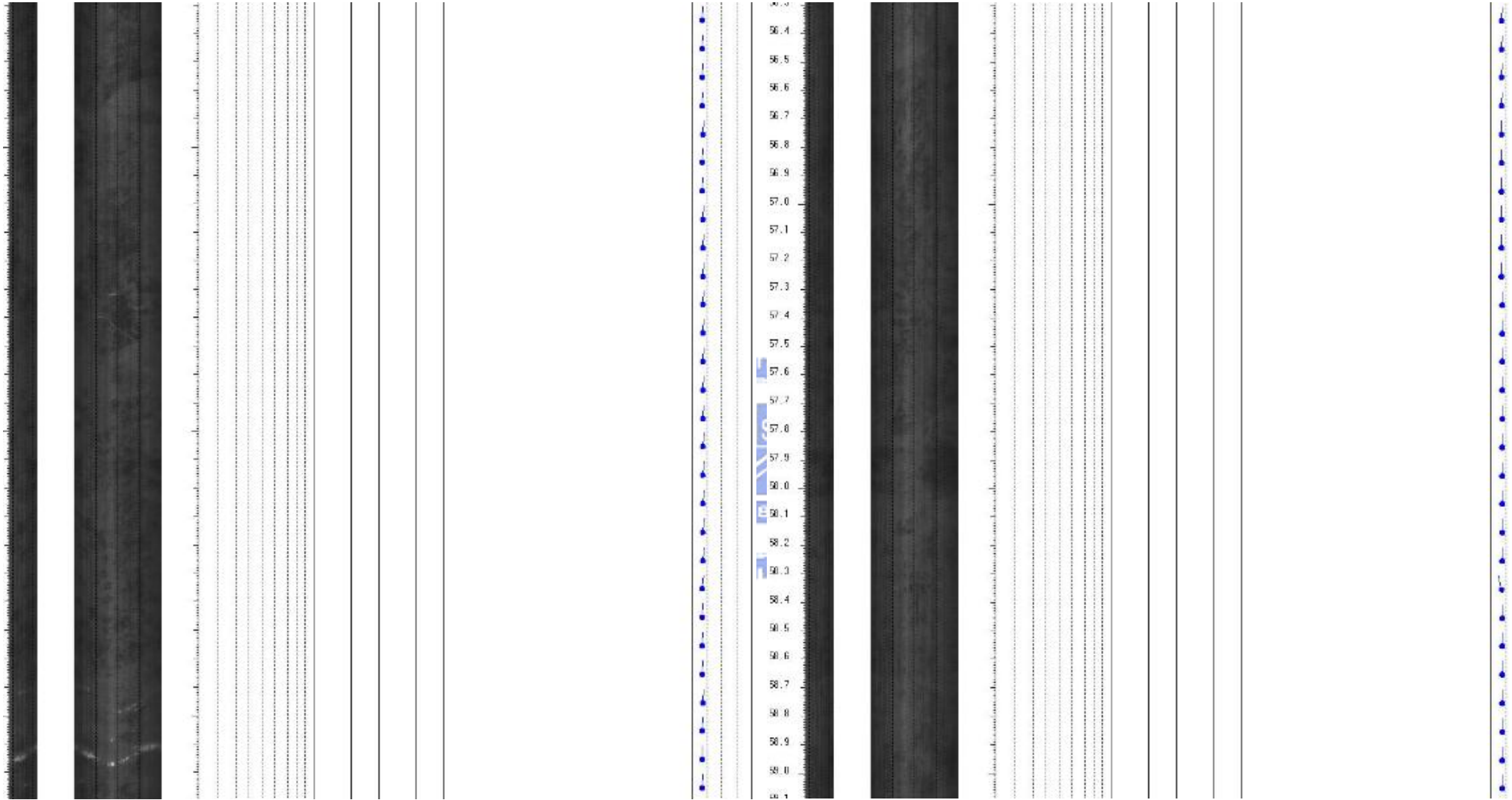


圖 3.16 X2 孔光學造影資料(53.5~59.1m)

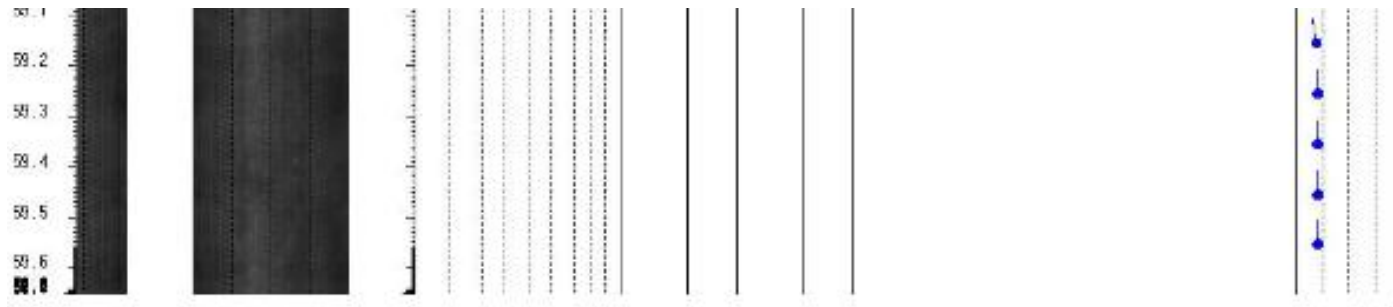


圖 3.17 X2 孔光學造影資料(59.1~59.65m)

