

國立中央大學

應用地質研究所

碩士論文

Graduate Institute of Applied Geology

National Central University

Master's Thesis

霧社地區板岩深層重力邊坡變形

演育與崩塌之多尺度探討

Multi-Scale Investigation of the Evolution of Deep-Seated
Gravitational Slope Deformation and Associated Landslides in
the Slate Region of the Wushe Area, Central Taiwan

研究生：羅琬茜

Student: Wan-Qian Luo

指導教授：黃文正 博士

楊哲銘 博士

Advisor: Wen-Jeng Huang, Ph.D.

Che-Ming Yang, Ph.D.

中華民國一百一十五年六月

June, 2026

國立中央大學

應用地質研究所

碩士論文

Graduate Institute of Applied Geology

National Central University

Master's Thesis

霧社地區板岩深層重力邊坡變形

演育與崩塌之多尺度探討

Multi-Scale Investigation of the Evolution of Deep-Seated
Gravitational Slope Deformation and Associated Landslides in
the Slate Region of the Wushe Area, Central Taiwan

研究生：羅琬茜

Student: Wan-Qian Luo

指導教授：黃文正 博士

楊哲銘 博士

Advisor: Wen-Jeng Huang, Ph.D.

Che-Ming Yang, Ph.D.

中華民國一百一十五年六月

June, 2026



113624011

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：2026 / 9 / 23 The latest version since Feb. 2026

授權人姓名	羅琬茜	學號	113624011
系所名稱	應用地質研究所	學位類別	碩士
論文名稱	霧社地區板岩深層重力邊坡變形演育與崩塌之多尺度探討		

學位論文網路公開授權**同意本人撰寫之學位論文全文電子檔於 立即公開 網路公開。**

依著作權法規定，授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，無償、不限期間與次數重製本論文，並得以非營利用途之利用，其包括得將本論文之電子檔收錄於數位資料庫，並透過網際網路於上列日期公開，以供為非營利目的之檢索、閱覽、下載及/或列印。

本授權書所定授權，均為非專屬授權之約定，本人仍得自行或授權任何第三人利用本著作。

研究生簽名：羅琬茜 指導教授簽名：黃文正

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於紙本論文書名頁之次頁並上傳本校博碩士論文系統。

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

應用地質研究所碩士班 學系/研究所 羅琬茜 研究生所提之論文 霧社地區板岩深層重力邊坡變形演育與崩塌之多尺度探討 係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授 黃文正 楊哲銘 (簽章)

115 年 6 月 9 日

國立中央大學碩士班研究生
論文口試委員審定書

應用地質研究所碩士班 學系/研究所 羅琬茜 研究生
所提之論文 霧社地區板岩深層重力邊坡變形演育與崩塌之多尺
度探討

經由委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人

委

員

李亞亨

葉子鈞

黃文正

楊哲銘

中 華 民 國

115 年 6 月 26 日

1150611

霧社地區板岩深層重力邊坡變形演育與崩塌之多尺度探討

摘要

深層重力邊坡變形(Deep-Seated Gravitational Slope Deformation, DSGSD)為具依時性的長期坡體變形過程，反映區域地質構造控制與局部邊坡破壞間的密切關聯。雖然 DSGSD 發育緩慢，但其空間幾何型態與分布常受區域構造強烈束限，進而影響邊坡不穩定的發生位置與型式。因此，釐清區域地質構造、DSGSD 型態與局部邊坡破壞三者之關係，對大尺度邊坡穩定性評估具關鍵意義。

本研究以臺灣南投縣仁愛鄉廬山層板岩為主的區域為對象，其以大型複向斜構造為主要特徵並使岩體劈理呈中至高角度傾斜。區域尺度上，褶皺與斷層相關組構提供控制 DSGSD 空間分布與型態的力學異向性與運動學條件；中尺度上，DSGSD 主要表現為受坡向與劈理位態關係控制的岩體變形；局部尺度上，邊坡破壞多集中於 DSGSD 較破碎區域。

利用高解析度光達坡度圖判釋地貌特徵與線型構造，並進行系統性空間分析，結果顯示判釋之線型與引致構造發育之大地應力方向呈力學相符；坡頂與坡面之崩崖和線性陷落可視為深層破壞累積與漸進式剪裂帶發育至地表之地貌特徵。依文獻提出之 DSGSD 演化階段分類，鄰近眉溪斷層之場址皆已演化為部分崩塌或崩塌階段；五處場址尚未發育成崩塌階段，且仍可觀察到持續發育中的崩崖及線性陷落特徵，顯示研究區仍處於活躍的漸進式變形狀態。崩崖比(Scarp ratio)介於 3%至 32%，就已發展為部分崩塌階段之邊坡而言，約達 8%的崩崖比可視為目前研究案例中形成連續深層滑動面之初步指標。局部邊坡破壞分析指出，歷史崩塌面積比例

與復發次數相對較高者，多屬順向坡，顯示坡向與劈理傾向接近一致的順向坡拱彎褶皺型、葉理高傾角折彎褶皺型及斷層型重力邊坡變形型態，較易於近地表處發生破裂引致局部破壞。綜上，DSGSD為區域地質構造與局部邊坡破壞之間的關鍵中介，多尺度解析整合地貌指標，可作為評估坡體漸進式變形與潛在不穩定性之實用方法。

Multi-Scale Investigation of the Evolution of Deep-Seated Gravitational Slope Deformation and Associated Landslides in the Slate Region of the Wushe Area, Central Taiwan

ABSTRACT

Deep-seated gravitational slope deformation (DSGSD) represents a time-dependent rock mass deformation process that links regional geological structures and local slope failures. Although DSGSD develops slowly, its evolution is strongly controlled by tectonic structures and governs the spatial occurrence of slope instability. Clarifying the relationship between regional geological structures, DSGSD types, and local failures is therefore critical for large-scale slope stability assessment.

This study investigates DSGSD in a slate-dominated region of central Taiwan characterized by a large synclinorium with moderately to steeply dipping cleavages. At the regional scale, folds and fault-related fabrics provide mechanical anisotropy and kinematic conditions controlling the spatial distribution and types of DSGSD. At the intermediate scale, DSGSD manifests as rock mass deformation controlled by the relationship between slope orientation and cleavage attitude. At the local scale, slope failures preferentially occur within zones where DSGSD-related damage is more developed.

High-resolution LiDAR slope maps were used to delineate geomorphic features and lineation structures, enabling systematic spatial analysis. The results indicate that the interpreted lineation structures are mechanically consistent with the regional stress field that governed the development of geological structures.

Scarps and linear depressions identified at crown and mid-slope positions are interpreted as surface expressions of deep-seated shear zone development. According to DSGSD evolutionary stage, all sites adjacent to the Meihsi Fault had progressed to the partial collapse or collapse stages. Five sites have not yet developed into collapse stage, and five sites exhibit actively developing scarps and linear depressions, indicating ongoing progressive deformation. Scarp ratio values range from 3% to 32%, for partial collapsed slopes, a scarp ratio of approximately 8% may be regarded as a preliminary index, corresponding to the formation of continuous deep-seated sliding surfaces. Local slope failure analysis indicates that historical landslide area ratio recur most frequently and over larger extents on dip slopes, suggesting that dip slopes with slope orientation is broadly consistent with the cleavage dip are more prone to near-surface fracturing, particularly in buckling-fold, bending-fold and fault-like DSGSD types. These results demonstrate that DSGSD acts as a key transitional process linking regional geological structures and local slope failures, and that multi-scale interpretation combined with geomorphic indicators provides a robust framework for understanding progressive rock mass failure mechanisms.

誌謝

兩年真的是咻~一下就過了，從沒想過有一天會從研究所畢業呢！其實讀碩士並不在我當初的人生規劃中，一直以來對於考試並不拿手的我在高中時就已經往學技術的路走了，直到大學遇到一位很努力、奮發向上的男孩—侑縉，耐心且細心的帶著我讀書，使成績漸漸有了起色。這時也遇到了帶我走進學術世界的楊老師，大三時加入老師的研究室(EGG Lab)做專題研究，仔細、耐心且富含滿滿學術熱忱的老師一步一步地讓我體會到地質的有趣，現地勘查的能力也從此時逐漸被培養起來。既然這麼有趣，不繼續鑽研下去真是太可惜了！於是我也與原先本就計畫繼續深造的侑縉一起栽進學術的世界，即使各自在不同學校，卻仍然扶持著彼此直到現在。

從土木轉換到地質的我，經由黃老師的建議在大四下就先進到研究室增進地質方面的知識，因為我並非本科，因此老師給了我許多機會學習，而我也比較慢熟一點，所以很感謝爬山啦賽團的學長姐們不嫌麻煩的帶我認識校園、研究室，也總是找我一起吃飯、教我使用新的儀器或軟體。正式開啟碩士生涯時，發現同屆居然幾乎都是女孩！這是多麼難得的事，與大家像姊妹般一同上課、出野外、吃飯、聊天，兩年的時間裡幾乎每天都與在嗎？要不要吃飯？的各位一起渡過，四次的 Seminar 與一次的口試都有大家的鼓勵與陪伴，途中有好多次感到絕望、撐不下去，都是你們大力

的稱讚我、給我建議才讓我堅持住，雖然畢業後大家在不同的地方、不同的領域工作，還是要偶爾一起吃晚餐聊天，看看彼此的成長！

除了感謝學術上給予我許多許多幫忙的楊老師、黃老師、學長姐以及同儕們，也非常感謝陪伴我長大、總是給我所有支持的父母與哥哥，不論我的狀態是好是壞，你們依舊堅持的守護在我身後，在我為研究感到疲倦、難過時，你們總是告訴我：「雖然我們不懂這個，但你一定可以做到！如果想休息就回家來吧！」短短的一句話卻帶給我無比的力量持續前進。最後的感謝留給總是不離不棄、陪伴在我身旁的侑縉，你總是接住我疲憊的身軀、包容我糟糕的一面，無論如何總是堅定的與我並肩同行，未來還有許多未知的挑戰，期待與你一起面對！

目錄

摘要	i
ABSTRACT	iii
誌謝	v
目錄	vii
圖目錄	ix
表目錄	xv
一、 緒論	1
1-1 研究背景	1
1-2 研究動機	2
1-3 研究目的	3
1-4 研究架構	3
二、 文獻回顧	5
2-1 研究區域地質與地形概述	5
2-2 岩坡之重力潛移	8
2-2-1 具葉理岩體之重力潛移	9
2-2-2 地質構造對岩體潛移的影響	13
2-3 深層重力邊坡變形之演化及地貌特徵	21
2-4 崩崖比之定義及數值範圍	26
2-5 空載光達高解析度數值地形之應用	27
三、 研究方法	32
3-1 崩塌及重力邊坡變形相關地貌特徵之判釋標準	33
3-1-1 崩崖與線性陷落之判釋標準	35
3-1-2 線型構造特徵之判釋標準	38
3-2 深層重力邊坡變形演化階段之應用	40
3-3 崩崖比之應用	40
3-4 局部邊坡破壞	41

3-5	野外地質勘察	43
3-5-1	野外調查之目的及方法	43
3-5-2	現勘前置作業	43
3-6	劈理與坡向關係對重力邊坡變形型態之影響	46
3-7	地質構造與岩坡破壞模式	47
四、	研究成果	48
4-1	地貌特徵判釋	48
4-2	現地勘查結果及線型構造分析	58
4-3	深層重力邊坡變形之演化階段及崩崖比	68
4-4	深層重力邊坡變形型態與岩坡破壞模式	77
4-5	歷史崩塌面積比例與其空間分布	80
五、	討論	90
5-1	區域地質構造對深層重力邊坡變形型態、空間分布之影響	90
5-2	崩崖比於深層重力邊坡變形評估之指標意義	91
5-3	順向坡與局部破壞敏感度	95
5-4	邊坡災害潛勢評估之影響	96
六、	結論	98
	參考文獻	100
	附錄一	107

圖目錄

圖1- 1 研究架構圖	4
圖2- 1 研究區域地質圖(底圖修改自經濟部地質調查及礦業管理中心，2002； 2025)及本研究分析之邊坡點位，包括眉溪山、巴蘭、幼獅、雲龍洞、平 和、高峰山及幽情谷。	7
圖2- 2 深層重力邊坡變形示意圖(改繪自 Agliardi et al., 2016)	8
圖2- 3 不同葉理位態與坡向關係之岩體潛移型態(Chigira, 1992)，I 順向坡拱彎 褶皺型；II 逆向坡拖曳褶皺型；III 葉理高傾角折彎褶皺型；IV 順向坡斷 層型。	10
圖2- 4 葉理岩體之潛移類型示意圖(Chigira, 2000)，Buckling 拱彎；Bending 折 彎；Dragging 拖曳；Sliding 滑動。	11
圖2- 5 順向板岩邊坡拱彎變形露頭(Lo and Feng, 2014)	12
圖2- 6 順向板岩重力邊坡變形導致劈理傾向轉變之露頭(Lo and Feng, 2014) ..	12
圖2- 7 葉理角度與地質構造對岩坡破壞之影響(Vick et al., 2020)，橘線為近乎 垂直之節理組；灰線為葉理面。(a)中至高傾角葉理；(b)由葉理面控制後 方破裂；(c)葉理傾角呈低至平緩或與坡向呈逆向、斜交；(d)由節理面控 制後方破裂；(e)既有斷層；(f)由斷層面控制後方破裂。	14
圖2- 8 利用赤平投影分析岩坡破壞模式(Hoek and Bray, 1981)，(a)平面型破 壞，當弱面走向與邊坡走向大約一致且弱面傾角較小時，將發生沿單一 弱面滑動的情況；(b)楔型破壞，具兩組以上弱面交會形成楔型塊體，此 兩組弱面交線之傾沒角(Plunge)小於交線方向之坡面傾角時將發生此種破 壞；(c)傾覆破壞，當弱面傾向與坡向相反時即可能發生；(d)圓弧型破 壞，岩體已高度風化且破碎，並無由弱面導致破壞或滑動。	16
圖2- 9 岩坡傾覆類型示意圖(Goodman and Bray, 1976)，(a)撓曲傾覆；(b)塊體 傾覆；(c)塊體-撓曲傾覆。	18
圖2- 10 逆向坡撓曲傾覆型演化過程(Jia et al., 2023)，紅虛線表示張力破裂。 (a)於坡趾開挖後岩體形成自由面；(b)受重力影響岩層輕微彎曲且產生細 微張裂縫；(c)岩層間發生滑移，變形程度增加且開始發生崩塌；(d)岩體 變形加劇且張力破裂逐漸形成連續；(e)張力破裂最終形成連續之破壞面 導致崩塌並堆積於坡趾。	19
圖2- 11 (a)廬山北坡主要不連續面；(b)廬山北坡地質構造示意圖及不連續面位 態分析(張光宗等，2009)	20
圖2- 12 逆向板岩邊坡之撓曲傾覆現象(Weng et al., 2024)，(a)撓曲傾覆邊坡全 景；(b)岩體撓曲變形之近照；(c)岩體撓曲變形引致層間破裂。	21
圖2- 13 深層重力邊坡變形演化至山崩之模型(Kaneda and Kono, 2017)	24

圖2- 14 (a)深層重力邊坡變形案例之全球分布圖；(b)西南歐的深層重力邊坡變形案例分布(Toločka, 2025).....	24
圖2- 15 深層重力邊坡變形演化階段之概念模型(Toločka, 2025)	25
圖2- 16 崩崖比計算方式及示意圖(改繪自 Chigira et al., 2013)，紅線表示崩崖範圍；d 代表崩崖之水平長度；L 代表整體邊坡之水平長度。	27
圖2- 17 不同解析度之數值高程模型陰影圖(Lin et al., 2013)，(a)為10公尺解析度，僅能辨識出大致地形構造；(b)為2公尺解析度，呈現出清楚的地形特徵且可見河階地形；(c)為0.5公尺解析度，判釋出細微的斷層崖特徵；(d)為0.25公尺解析度，相較0.5公尺呈現更清晰的地貌特徵。	29
圖2- 18 利用高解析度光達陰影圖判釋深層山崩(Lin et al., 2013)，(a)由光達陰影地形圖判釋出一條延續性高的崩崖特徵，並以紅線標示，其餘零星的崩崖與淺層山崩相關，由黃線標示；(b)航空照片顯示標記為黃線的崩崖對應於淺層崩塌，且已造成植被裸露；(c)對應於(a)、(b)圖中黑色星號位置之野外調查照片，可見發育於冠部的崩崖已位移約3公尺。	30
圖2- 19 應用高解析度光達地形圖判釋出四種崩塌類型並以二維和三維模型展示(Görüm, 2019)。	31
圖3- 1 本研究詳細之方法流程.....	33
圖3- 2 山崩之地貌特徵與其術語。(a)為 Varnes (1958)提出之山崩各部位的特徵及命名；(b)為 USGS (2004)繪製之山崩地貌特徵及普遍使用的術語。	35
圖3- 3 坡度圖之崩崖特徵判釋範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之主崩崖及次崩崖特徵，標記符號如圖例所示。	37
圖3- 4 坡度圖之線性陷落特徵判釋範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之線性陷落特徵，標記符號如圖例所示。	38
圖3- 5 坡度圖之線型構造特徵判釋及統計之玫瑰圖數據範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之線型構造特徵，標記符號如圖例所示；(c)邊坡判釋之線型特徵量化後的方位角數據繪製的玫瑰圖，紫色多邊形為圖3-5(b)線型特徵之方位，可見其主要範圍落在120°至140°。	39
圖3- 6 崩崖比計算範例，將邊坡判釋之總崩崖水平長度 d 除以邊坡整體水平長度 L，即可得知此邊坡之變形程度。	41
圖3- 7 林業及自然保育署提供之衛星判釋全島崩塌地圖與邊坡單元分區範例，其可將不同年份之崩塌地資料套疊呈現。	42
圖3- 8 野外調查所需圖資範例，(a)套疊 DEM 之地質圖；(b)高解析度光達坡度圖；(c)Sentinel-2光學衛星影像(日期為2024年4月14日)，可用以觀察不同日程的植被裸露及崩塌之變化。	45
圖3- 9 野外勘查所需裝備，(a)地質羅盤；(b)開山刀；(c)布手套；(d)單眼相機；(e)GNSS 手持定位器；(f)地質鉗(左：平嘴、右：尖嘴)；(g)野外紀錄	

簿；(h)捲尺；(i)無人飛行載具(UAV)。	46
圖4- 1 高峰山邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位分別為 NW-SE 與 NE-SW，黑與紅箭頭分別代表現地量測之劈理及變形劈理的走向方向。	51
圖4- 2 幽情谷邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆呈現 NW-SE，藍箭頭表示現地量測劈理之傾向節理的走向方向。	52
圖4- 3 巴蘭邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆為 NE-SW，紫箭頭表示現地量測劈理之走向節理的走向方向。	53
圖4- 4 幼獅邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位主要呈現 NW-SE 及 NE-SW，藍、橘與黑箭頭分別代表現地量測劈理之傾向、斜向節理及劈理的走向方向。	54
圖4- 5 雲龍洞邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位主要為 NW-SE 及 N-S。	55
圖4- 6 平和邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位呈現 NE-SW 及 NW-SE，紫與藍箭頭分別表示現地量測劈理之走向及傾向節理的走向方向。	56
圖4- 7 眉溪山邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆呈現 NE-SW。	57
圖4- 8 高峰山邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)道路旁岩體受重力影響向下彎曲，形成傾覆型態，黃虛線表示劈理延伸方向；(c)-(d)岩體受擠壓導致劈理破碎且呈 S 型變形，黃虛線為劈理延伸方向。(b)-(d)露頭位置分別對應於(a)中所示。	60
圖4- 9 幽情谷邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)板岩劈理受重力影響向下方及自由面方向開裂，黃虛線為劈理延伸方向；(c)岩體局部形成拱彎褶皺型之變形形式，黃虛線為劈理延伸方向；(d)擋土牆產生裂隙並朝自由面方向位移，黃箭頭為擋土牆位移方向，紅框表示右圖之範圍；(e)使用無人機拍攝邊坡左側露頭，藍虛線為劈理面與節理面之交線。(b)-(e)露頭位置分別對應於(a)中所示。	61
圖4- 10 巴蘭邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)-(c)劈理呈水平分布之露頭，黃虛線為劈理延伸方向，其位置分別對應於(a)中所示。	62
圖4- 11 幼獅邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)大面積噴漿護坡，防止邊坡風化、侵蝕；(c)岩體受力形成 V 型變形，變形處岩體破碎嚴重，黃虛線為劈理延伸方向；(d)擋土牆破裂且往自由面位移，黃	

- 箭頭表示擋土牆位移方向；(e)岩體受重力影響向下彎曲傾覆，且可辨識出發育之剪裂面，黃虛線為劈理延伸方向，紅箭頭表示剪裂面位置。(b)-(e)露頭位置分別對應於(a)中所示。 63
- 圖4- 12 雲龍洞邊坡野外調查成果，(a)劈理位態與其位置取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)；(b)坡趾受河流沖刷侵蝕導致植被裸露且發生崩塌，紅虛線為崩塌之上緣，露頭位置為(a)中所示。 64
- 圖4- 13 平和邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)、(d)道路旁岩體受重力影響向下彎曲，形成傾覆型態的變形，黃虛線為劈理延伸方向；(c)露頭上方岩體受重力作用折彎變形，下方則發育一條明顯剪裂面與細微破裂，黃虛線為劈理延伸方向，紅箭頭則為剪裂面位置；(e)岩體高度風化且破碎，且可觀察到剪裂面發育，黃虛線為劈理延伸方向，紅、藍及橘箭頭分別表示不同剪裂面位置；(f)此露頭為量測劈理之走向及傾向節理之點位，可觀察到傾向節理面存在寬6公分之裂隙，推測可能為岩體解壓所致。(c)及(e)露頭之剪裂面皆朝向西方，與坡向相同，因此推測可能為重力作用導致的滑移面。(b)-(f)露頭位置分別對應於(a)中所示。 65
- 圖4- 14 眉溪山邊坡野外調查成果，(a)劈理位態與其位置取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)；(b)由遠眺方式觀察可見邊坡多處已因崩塌導致裸露，且崩塌範圍較廣處之下方即為河道攻擊岸，紅虛線為崩塌之上緣，露頭位置為(a)中所示。 66
- 圖4- 15 高峰山邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 GG' 位置；(b)地貌特徵與 GG' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為3%；(c)早期階段示意圖(Toločka, 2025)，由 GG' 剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)順向坡拱彎褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為順向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拱彎褶皺型並呈現於 GG' 剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理傾向與坡向一致，因此預計將沿著劈理面往下坡方向產生滑動、變形。 70
- 圖4- 16 幽情谷邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 VV' 位置；(b)地貌特徵與 VV' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為6%；(c)成熟階段示意圖(Toločka, 2025)，由 VV' 剖面所呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)順向坡斷層型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為順向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為斷層型並呈現於 VV' 剖面中；(e)不連續面位態統計成果，可能由劈理的高傾角傾向節理組先形成破裂面，進一步引起岩體朝下坡方向潛移。 71
- 圖4- 17 巴蘭邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地

貌特徵判釋、不連續面位態及 PP' 位置；(b)地貌特徵與 PP' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為19%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 PP' 剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 PP' 剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理及傾向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。..... 72

圖4- 18 幼獅邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 YY' 位置；(b)地貌特徵與 YY' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為30%；(c)崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 YY' 剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 YY' 剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理、傾向節理及斜向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。..... 73

圖4- 19 雲龍洞邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 CC' 位置；(b)地貌特徵與 CC' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為13%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 CC' 剖面所呈現地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 CC' 剖面中；(e)不連續面位態取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)，劈理與坡向關係可能形成撓曲傾覆的破壞模式。..... 74

圖4- 20 平和邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 HH' 位置；(b)地貌特徵與 HH' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為8%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 HH' 剖面中呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 HH' 剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理及傾向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。..... 75

圖4- 21 眉溪山邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 MM' 位置；(b)地貌特徵與 MM' 位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為32%；(c)崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 MM' 剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)葉理高傾角折彎褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知邊坡為順向坡，推測其重力邊坡變形型態為葉理高傾角折彎褶皺型並呈現於

MM'剖面中；(e)不連續面位態取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)，朝西北方傾斜的劈理推測為傾向東南方之原始劈理受重力影響向下彎曲而形成。.....	76
圖4- 22 高峰山邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布及場址分區情況，並依據此分區邊坡單元；(b)三區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為5%及39%，邊坡中間之單元內無崩塌紀錄，因此無法納入計算，以崩塌比例為5%之邊坡單元代表本場址。.....	82
圖4- 23 幽情谷邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)五區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為3%、0.5%、10%以及14%，邊坡最左側之單元內無崩塌紀錄，因此無法納入計算，以崩塌比例為10%之邊坡單元代表本場址。.....	83
圖4- 24 巴蘭邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)兩區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為22%與0.2%，以崩塌比例為22%之邊坡單元代表本場址。.....	84
圖4- 25 幼獅邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)三區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為2%、1%及1.2%，以崩塌比例為2%之邊坡單元代表本場址。.....	85
圖4- 26 雲龍洞邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋將場址區分為兩區，並依此分區邊坡單元；(b)兩區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為5%及6%，以崩塌比例為5%之邊坡單元代表本場址。.....	86
圖4- 27 平和邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情形，並依此分區邊坡單元；(b)四區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，僅有一處單元內有崩塌紀錄，其崩塌比例為0.3%，並為代表本場址之邊坡單元。.....	87
圖4- 28 眉溪山邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情形，並依據此分區邊坡單元；(b)邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例為11%。.....	88
圖5- 1 深層重力邊坡變形與崩崖比關聯之散佈圖.....	95

表目錄

表4- 1 本研究七處場址之劈理位態、地貌特徵及線型構造方位等總結。.....	67
表4- 2 本研究七處場址之深層重力邊坡變形型態、演化階段、崩崖比及歷史 崩塌面積比例等之統整。	89
表5- 1 本研究七處場址之演化階段及崩崖比等與區域地質構造距離的關聯...	91
表5- 2 深層重力邊坡變形演化階段與崩崖比之關聯	94
表5- 3 本研究七處場址局部崩塌數據與邊坡類型、DSGSD 型態之關聯。	96

一、 緒論

1-1 研究背景

台灣位於造山帶上，受歐亞大陸板塊與菲律賓海板塊擠壓碰撞，導致台灣地質構造複雜且變質岩分布廣泛。其中板岩為由沉積岩經低程度之變質作用形成，形成過程中片狀礦物如絹雲母會垂直於最大主應力方向生長，形成葉理(Foliation)構造，亦可稱作板劈理(Cleavage)，其為一種潛在的弱面。而當構造擠壓作用形成大尺度褶皺時通常伴隨著劈理的形成，因其具力學異向性導致岩體間連結強度降低，長期受重力影響容易沿著劈理面緩慢向下坡方向滑動導致變形、破裂，地震、風化及降雨入滲則會加速材料弱化、破碎，進而形成連續之滑動面，最後導致深層或淺層崩塌。

深層重力邊坡變形(Deep-Seated Gravitational Slope Deformation, DSGSD)屬於邊坡之潛移(Creep)現象，為一種大規模且緩慢移動之重力邊坡變形，發生於各種環境中(Ambrosi and Crosta, 2006; Discenza and Esposito, 2021; Toločka, 2025)，其涉及巨量岩體，可從數公里至數百公里長，變形深度可達數百公尺，移動速率通常每年僅幾毫米(Toločka, 2025)。其長時間受重力影響緩慢移動讓人難以觀察，當極端降雨或強震發生時，潛在之重力變形構造可能不穩定，容易沿著劈理面滑動進而引發大規模崩塌造成嚴重災害。深層重力邊坡變形與大規模崩塌並不是不同的邊坡過程，而是屬

於同個過程中的不同階段，但目前尚未清楚得知一座完整的山需要經歷多長時間才會出現深層重力邊坡變形並最終導致崩塌(Kaneda and Kono, 2017)。

台灣高山地區多數板岩邊坡已經產生撓曲或重力變形現象(李錫堤，2012)，但其與褶皺、斷層之關聯仍不明確，此類中視、巨視尺度構造是如何控制深層重力邊坡變形發生，某些位置容易出現明顯重力邊坡變形或邊坡破壞的原因仍缺乏解釋。利用高解析度光達坡度圖(1m high-resolution LiDAR-derived slope map)可精確呈現微地形特徵之優勢，有助於判釋崩塌地形，以及辨識長期岩體變形反映至地貌之特徵。

1-2 研究動機

構造作用形成之區域尺度地質構造如褶皺、斷層，範圍可綿延數十公里；發育於邊坡的深層重力邊坡變形範圍可達數百公尺；而邊坡內之局部破壞、崩塌則為數公尺至數十公尺，不同尺度現象之間如何相互影響目前仍缺乏一個整合框架。

深層重力邊坡變形之空間分布與型態如何受區域地質構造控制，各邊坡中發生崩塌的位置、頻率與規模不同，為何有些區域更容易從重力邊坡變形階段轉變為崩塌階段，其與構造間是否存在關聯？若能及早辨識出邊坡因重力導致的變形跡象並評估目前之發育階段，可作為大尺度邊坡災害潛勢之判釋依據，將有助於提前規畫防災與治理措施，以降低潛在災害風

險與損失，對於邊坡穩定性評估具有關鍵意義。

1-3 研究目的

板劈理為岩體中的次生弱面，其形成經常伴隨著區域尺度之褶皺構造，劈理位態與邊坡坡向間的相互關係控制了重力邊坡變形之產狀，邊坡內局部破壞的發育是否受不同類型的重力邊坡變形型態影響。如能釐清區域地質構造、深層重力邊坡變形型態與局部邊坡破壞之間的空間關聯性，瞭解地質構造如何控制變形行為，深層重力邊坡變形之型態如何影響邊坡破壞發生。將不同尺度之關聯整合並分析，可作為評估坡體漸進式變形與潛在不穩定區域之實用方法。

1-4 研究架構

本研究之研究架構如圖 1- 1 所示，為釐清區域地質構造、重力邊坡變形型態與局部邊坡破壞三者間之關聯，對受到大尺度褶皺控制的台灣中部霧社地區以廬山層板岩為主之邊坡為研究對象，其岩體既存弱面容易受重力影響導致彎曲、破裂，進一步形成連續之滑動面。參考前人提出依葉理傾向、傾角與坡向關係導致的岩體潛移型態以及深層重力邊坡變形的演化階段，對研究區之邊坡進行地貌特徵判釋與分類，分析地質構造與邊坡類型之相互關係所造成的影響，以及局部崩塌、重力邊坡變形之間的關聯。

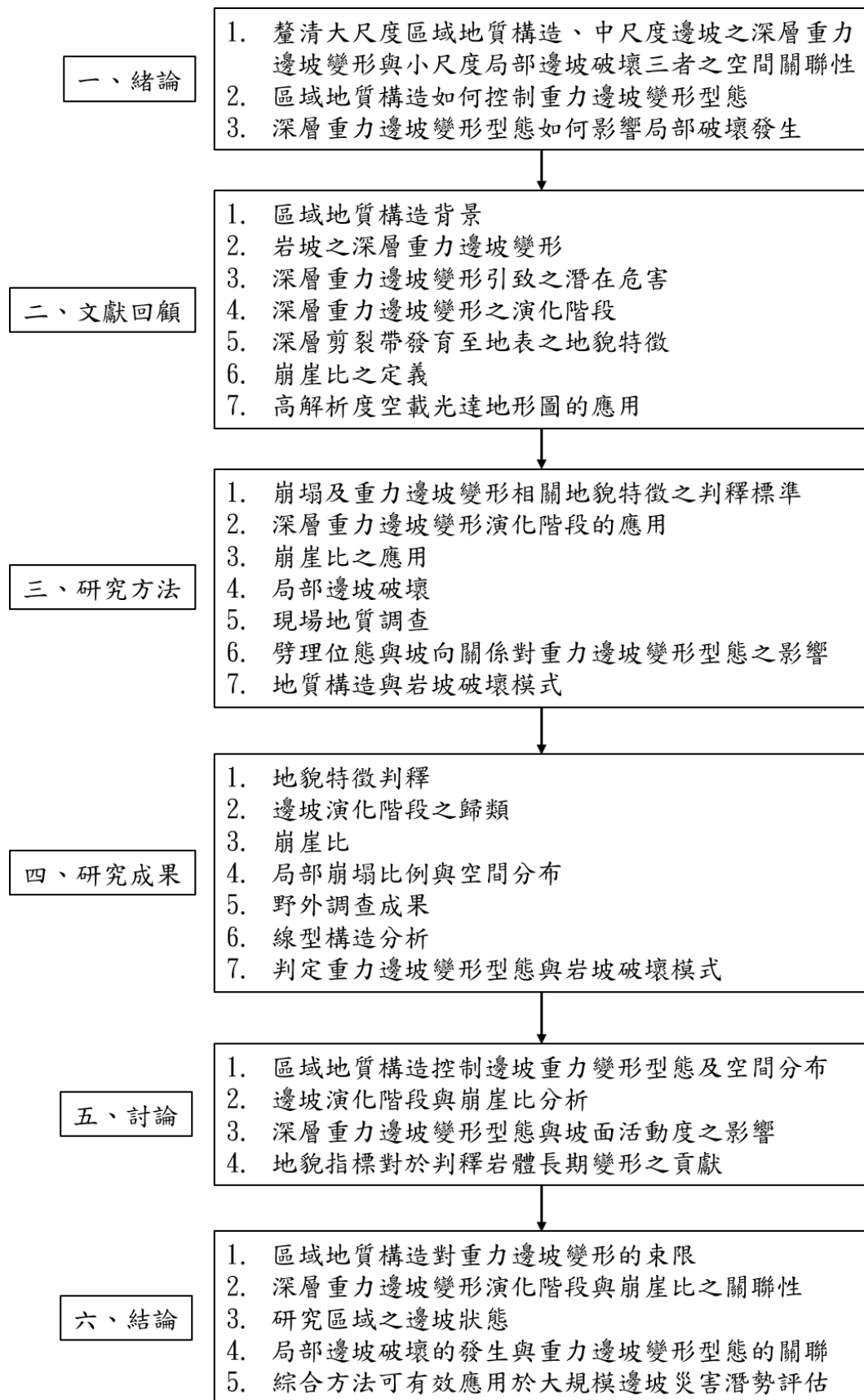


圖 1-1 研究架構圖

二、 文獻回顧

2-1 研究區域地質與地形概述

研究區域如圖 2- 1 所示，涵蓋五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅的南側且延伸至萬大圖幅之北側(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002；2025)，位於台灣中央山脈地質區之廬山層，其分布於中央山脈的西翼，與雪山山脈的眉溪砂岩及中央山脈的大禹嶺層皆為整合接觸。研究區為山地地形，北側與南側海拔高度皆可達兩千餘公尺，最低海拔則降至八百多公尺高，地勢落差可至一千公尺。主要水系為濁水溪河系，北方支流有萬大溪，東北與西北方分別有馬海僕溪與眉溪流經，其中以濁水溪為分界，以西屬雪山山脈；以東則屬中央山脈，濁水溪及眉溪之流向皆呈東北-西南向，過去被認為其受眉溪斷層(梨山斷層)影響而呈線型地形，也可能為受厚層變質砂岩分布所致。何春蓀(1975)依張麗旭(1962；1963)所提出之生物地層單位而將中央山脈相對應的地層單位命名為「廬山層」，其標準剖面位於南投縣仁愛鄉廬山溫泉區，岩性以板岩為主，夾薄層至厚層變質砂岩，厚度估計約數千公尺，其與周遭出露地層由老至新依序為佳陽層、眉溪砂岩、大禹嶺層及廬山層，地質年代涵蓋漸新世至中新世。

板塊之聚合作用使中央山脈的岩層受到強烈擠壓形成一大規模的複向斜(Synclitorium)構造，其西翼較陡且整合覆蓋於眉溪砂岩上、東翼較平緩並呈單斜(Monocline)構造，向斜軸軸面位態同於廬山層板岩之劈理面，岩

體劈理發育良好，為東北-西南走向並向東呈中至高角度傾斜。板岩為由細粒沉積岩(如泥岩、頁岩)受到低溫、高壓的區域變質作用形成，岩體內的片狀礦物(如絹雲母)會沿著最小應力方向重新排列形成具有方向性的葉理狀(Foliated)構造。葉理(Foliation)為板岩中的次生片狀弱面，亦可稱作板劈理(Cleavage)，此構造導致岩體呈現高度異向性及非均質性，當岩體受到長期重力作用時容易沿著此弱面變形、破裂，風化及降雨也會導致材料加速弱化，其潛在危害對於邊坡之穩定性影響甚大。

另一大尺度地質構造為眉溪斷層(梨山斷層)，其在過去被認為是板岩帶中將雪山山脈與中央山脈地質區分隔的界限斷層(何春蓀，1982)，呈現東北-西南向延伸，然而於五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)中此斷層則位於廬山層內。過去曾提及眉溪斷層或梨山斷層之地質調查者缺乏定義斷層所需特性之描述，以及斷層錯移之露頭證據證明斷層帶的存在，因此此斷層可能僅在局部地區有斷層發生並非延伸南北的界限斷層。

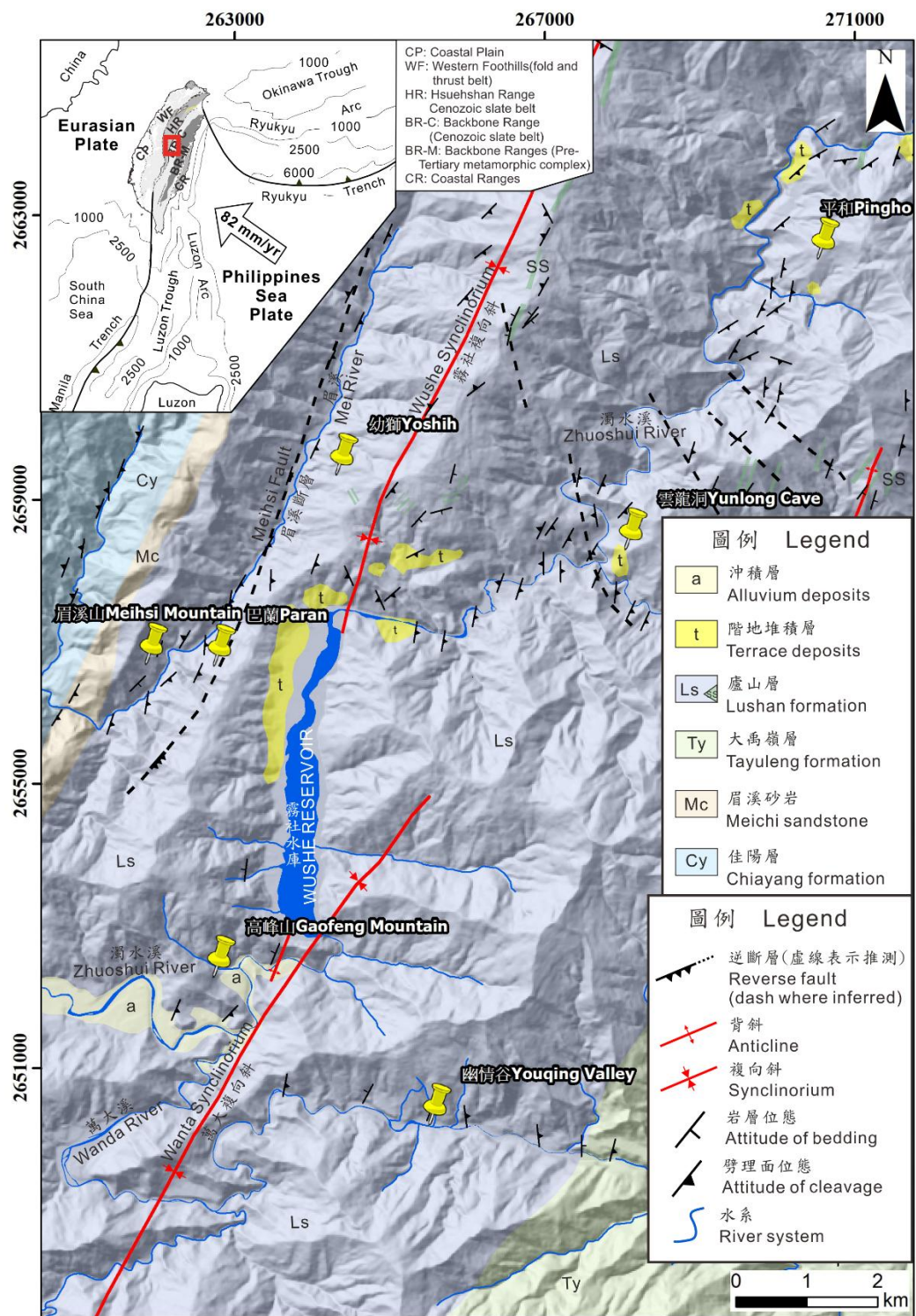


圖 2- 1 研究區域地質圖(底圖修改自經濟部地質調查及礦業管理中心，2002；2025)及本研究分析之邊坡點位，包括眉溪山、巴蘭、幼獅、雲龍洞、平和、高峰山及幽情谷。

2-2 岩坡之重力潛移

岩體經長期的重力作用影響會導致岩層彎曲、變形，此現象亦可稱為「潛移(Creep)」，其屬於 Varnes (1978)邊坡運動型態分類之一，指構成邊坡之土壤或岩體往下邊坡發生極為緩慢且難以察覺的持續性移動，此運動型態由足以造成永久變形之剪應力所引發。深層重力邊坡變形(Deep-Seated Gravitational Slope Deformation, DSGSD)如圖 2- 2 所示，乃屬於邊坡潛移現象，為一種大規模、緩慢移動且具有依時性的重力邊坡變形過程，發生於各種環境中，其涉及巨量岩體，變形深度可達數百公尺，經常有小型山崩或落石事件發生於其範圍內(Toločka, 2025)。岩坡之滑動、破壞屬自然現象，但並不是隨機發生，而是由地質構造控制，岩體破壞通常沿著既存弱面如葉理、節理和斷層而進一步發展，不同構造將導致多元的破壞型態發生。

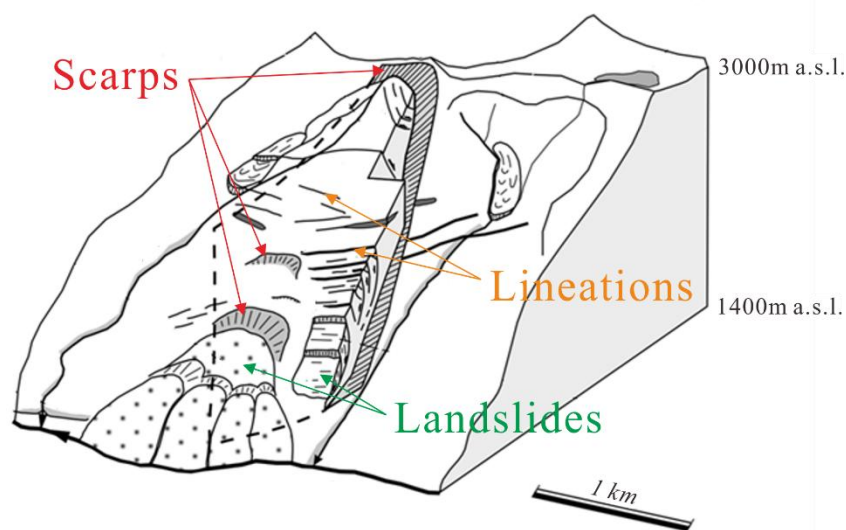


圖 2-2 深層重力邊坡變形示意圖(改繪自 Agliardi et al., 2016)

2-2-1 具葉理岩體之重力潛移

具有葉理構造的岩體在長時間受重力影響下容易沿著既存的弱面往下坡方向或自由面滑動導致變形、破裂，而風化、降雨入滲亦會加速材料弱化，進一步形成連續之剪裂面，最終造成深層崩塌發生。

Chigira (1992;2000)提出於葉理岩體中依不同葉理位態與邊坡坡向關係所建立的岩體潛移型態，如圖 2- 3 及圖 2- 4 所示，不同的葉理傾角在變形產狀上會有些微的差異或導致不同種類的變形型態，整體來說可分為四種類型。

- (1) 順向坡拱彎褶皺型(Buckling folds formed in consequent slopes)：當葉理傾向與邊坡坡向相同，且葉理傾角大於坡度時，岩體受到重力影響向下坡方向潛移則會在坡趾處受到穩定岩體阻擋，導致岩層形成向外拱起且破裂不連續的褶皺樣貌。
- (2) 逆向坡拖曳褶皺型(Drag folds formed in obsequent slopes)：邊坡之坡向與岩體葉理傾向相反時，葉理構造在經歷重力作用往下坡方向潛移，岩層將似拖曳狀向下變形並造成深層剪切破壞。
- (3) 葉理高傾角折彎褶皺型(Bending folds formed in slopes with steeply dipping foliation)：此類型可發生於葉理傾向與邊坡坡向相同或不相同之情形，但岩體的葉理傾角必為高角度，在經過長期重力影響導致岩體向下彎曲形成類似傾覆(Toppling)形式。

(4) 順向坡斷層型(Faults formed in consequent slopes)：當葉理傾角比坡度緩且傾向與邊坡坡向一致時，接近坡面的岩體將不會受到坡趾的穩定岩體約束，而是出露於自由面，因此當岩體受到重力作用時葉理面的抗剪強度被克服，岩層將會往下坡方向潛移並形成類似斷層之滑動面。

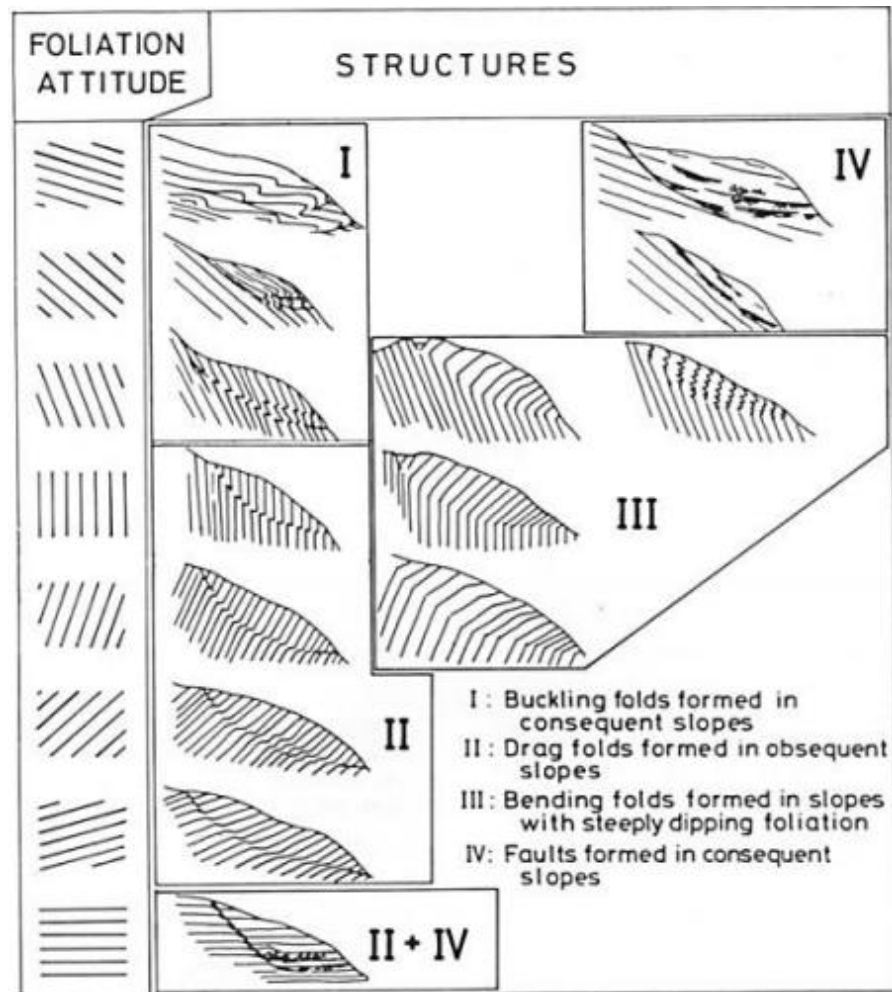


圖 2- 3 不同葉理位態與坡向關係之岩體潛移型態(Chigira, 1992)，I 順向坡拱彎褶皺型；II 逆向坡拖曳褶皺型；III 葉理高傾角折彎褶皺型；IV 順向坡斷層型。

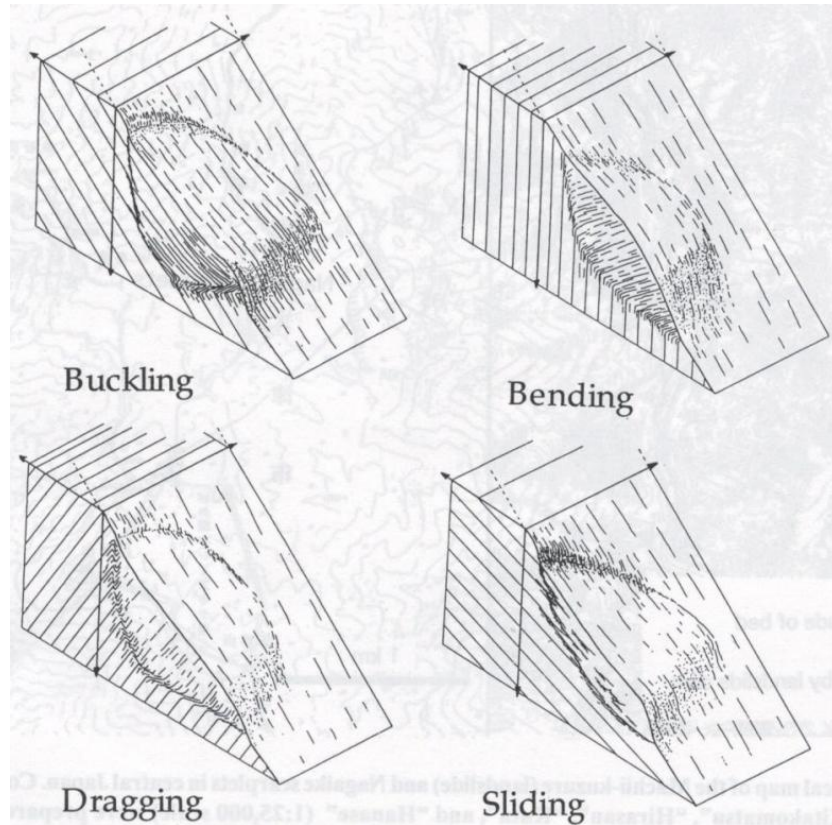


圖 2-4 葉理岩體之潛移類型示意圖(Chigira, 2000)，Buckling 拱彎；Bending 折彎；Dragging 拖曳；Sliding 滑動。

Lo and Feng (2014)調查台灣中部山區的順向板岩重力邊坡變形特徵，發現劈理傾角為影響岩體變形的重要因子，而河谷侵蝕和坡趾浸水是造成板岩變形且加速材料弱化之關鍵因素。其於野外勘查發現拱彎變形之證據如圖 2-5 所示，而拱彎變形的鉸接區經常出現張裂現象，促使地表水滲入弱化材料並引發下一階段的破壞。另一處邊坡的趾部附近觀察到劈理由順向轉變為逆向(圖 2-6)，而此邊坡之劈理傾角大於坡度，因此將岩體變形機制解釋為當順向板岩邊坡之坡度小於劈理傾角時，位於坡趾處長度較短的

板岩會受到上方岩體自重的壓迫逐漸被推向外側造成拱起變形，劈理傾向因此改變，而轉折處之變形劈理較為破碎，風化及滲水將加速削減板岩強度、降低坡體穩定性。



圖 2- 5 順向板岩邊坡拱彎變形露頭(Lo and Feng, 2014)

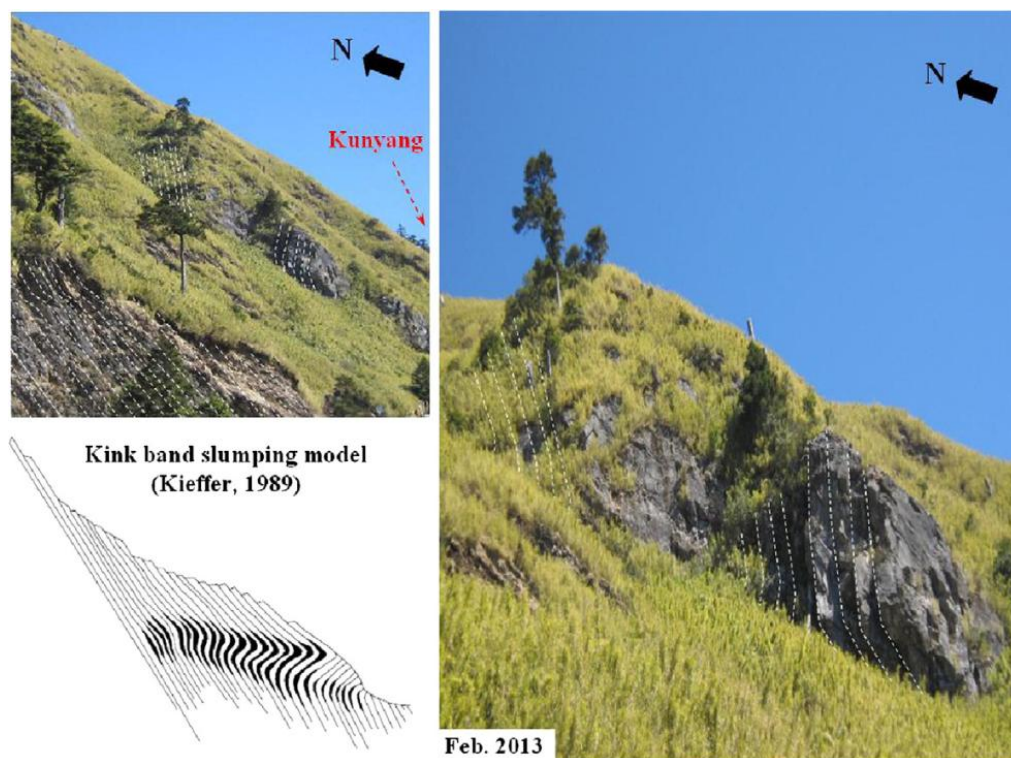


圖 2- 6 順向板岩重力邊坡變形導致劈理傾向轉變之露頭(Lo and Feng, 2014)

2-2-2 地質構造對岩體潛移的影響

Vick et al. (2020) 分析挪威北部九處大型岩坡變形案例並探討構造、變形形式與破壞機制的關聯，其中研究區存在葉理、節理與斷層等地質構造。文獻中主要提出三種不同構造之控制機制(圖 2-7)：

- (1) 葉理控制後方破裂(Foliation-controlled rear rupture)：當葉理傾角呈中至高角度傾斜且傾向與坡向一致時，主要由既存弱面「葉理面」開始發生滑動。
- (2) 節理控制後方破裂(Joint-controlled rear rupture)：岩體之葉理傾角呈現低角度至平緩、傾向與坡面相反或與坡向呈斜交關係時，沿葉理面滑動的機制於運動學上較難以發生，破壞將轉由其他機制主導，如：高傾角之節理面，於邊坡上部由節理面形成破裂並進一步導致滑動。
- (3) 斷層控制後方破裂(Fault-controlled rear rupture)：當岩坡中存在既有斷層則會直接沿著斷層面滑動，表示斷層的存在為顯著的構造弱面並優先控制了破壞發生。

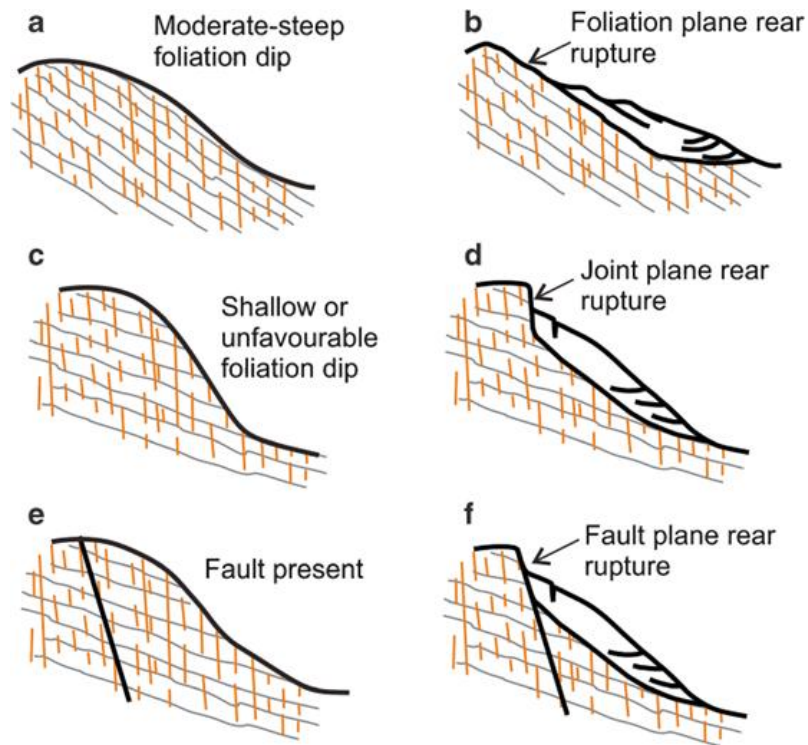


圖 2- 7 葉理角度與地質構造對岩坡破壞之影響(Vick et al., 2020)，橘線為近乎垂直之節理組；灰線為葉理面。(a)中至高傾角葉理；(b)由葉理面控制後方破裂；(c)葉理傾角呈低至平緩或與坡向呈逆向、斜交；(d)由節理面控制後方破裂；(e)既有斷層；(f)由斷層面控制後方破裂。

岩坡之破壞類型通常與不同的地質構造有關，如岩體存在層面、葉理面、節理或斷層等不連續面，將使岩體容易沿著此類既有弱面引發破壞，因此使用不連續面及坡面位態進行岩坡破壞分析(Hoek and Bray, 1981; 翁作新，1987； Singh et al., 2021; Gigli et al., 2022)，有助於探討岩坡可能發生的破壞模式，並進一步進行邊坡穩定性評估。岩坡破壞類型主要可分為四種：

- (1) 平面型破壞(Planer failure)：岩體具有一組不連續面，而此不連續面之走向、傾向與坡面方向大約一致，且傾角小於坡度時，不連續面則會出露於坡面並可能沿著此面發生滑動。
- (2) 楔型破壞(Wedge failure)：岩體具有兩組不連續面並交會形成楔型塊體時，當其交線之傾沒角(Plunge)小於坡度且坡面方向與交線方向大致相同，楔型塊體將會出露坡面並可能發生滑動。
- (3) 傾覆破壞(Toppling failure)：發生於具有規則間距之層理、葉理或節理岩體中，當不連續面傾向與坡向相反時僅在重力影響下即可能引起岩體朝自由面方向逐漸彎曲並引發破壞。
- (4) 圓弧型破壞(Circular failure)：主要發生於當岩體受強烈風化導致強度較低、不連續面方位呈隨機分布且高度破碎的岩體中，此時岩體將近似均質，並非由不連續面控制破壞或滑動。

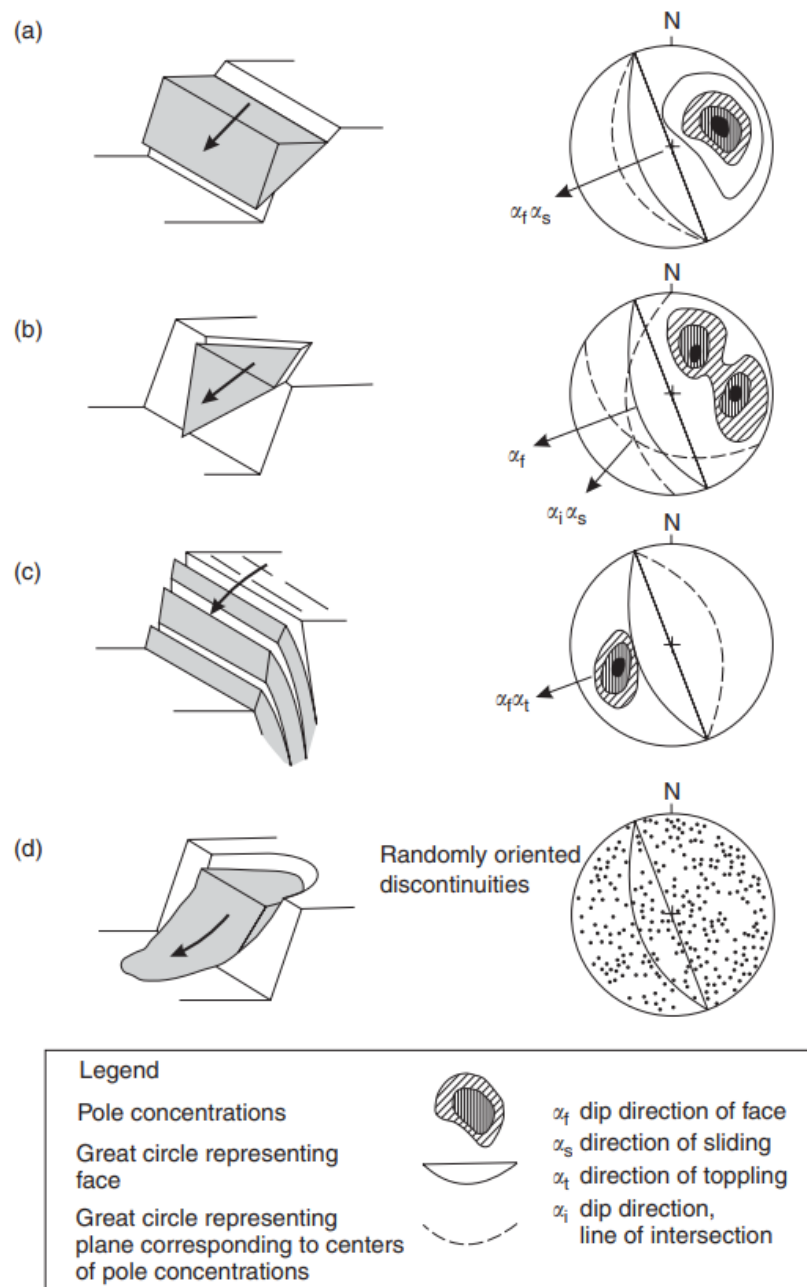


圖2- 8 利用赤平投影分析岩坡破壞模式(Hoek and Bray, 1981)，(a)平面型破壞，當弱面走向與邊坡走向大約一致且弱面傾角較小時，將發生沿單一弱面滑動的情況；(b)楔型破壞，具兩組以上弱面交會形成楔型塊體，此兩組弱面交線之傾沒角(Plunge)小於交線方向之坡面傾角時將發生此種破壞；(c)傾覆破壞，當弱面傾向與坡向相反時即可能發生；(d)圓弧型破壞，岩體已高度風化且破碎，並無由弱面導致破壞或滑動。

Goodman and Bray (1976)提出傾覆破壞可細分為三種類型，分別為撓曲傾覆(Flexural toppling)、塊體傾覆(Block toppling)及塊體-撓曲傾覆(Block-flexure toppling)。如岩坡僅具一組優勢之不連續面，其破壞機制可能為撓曲傾覆(Flexural toppling)，如圖 2- 9a 所示，其詳細演化過程如圖 2-10 所示，此現象常見於板岩或片岩等具明顯劈理、片理構造之變質岩中，當岩坡坡趾區遭受河流侵蝕作用或人工開挖導致掏空，岩體將受重力影響向下方開裂、彎曲，岩層間因變形程度增加而發生相對位移，終將逐漸引致崩塌。而岩坡存在兩組正交之不連續面時將會形成塊體，當岩塊受到重力影響即可能繞著底部支點旋轉，並往自由面傾覆倒塌，此種破壞機制稱為塊體傾覆(圖 2- 9b)；塊體-撓曲傾覆則為上述兩種破壞模式的組合(圖 2-9c)，常見於岩性較堅硬的岩層與較軟弱岩層之互層。

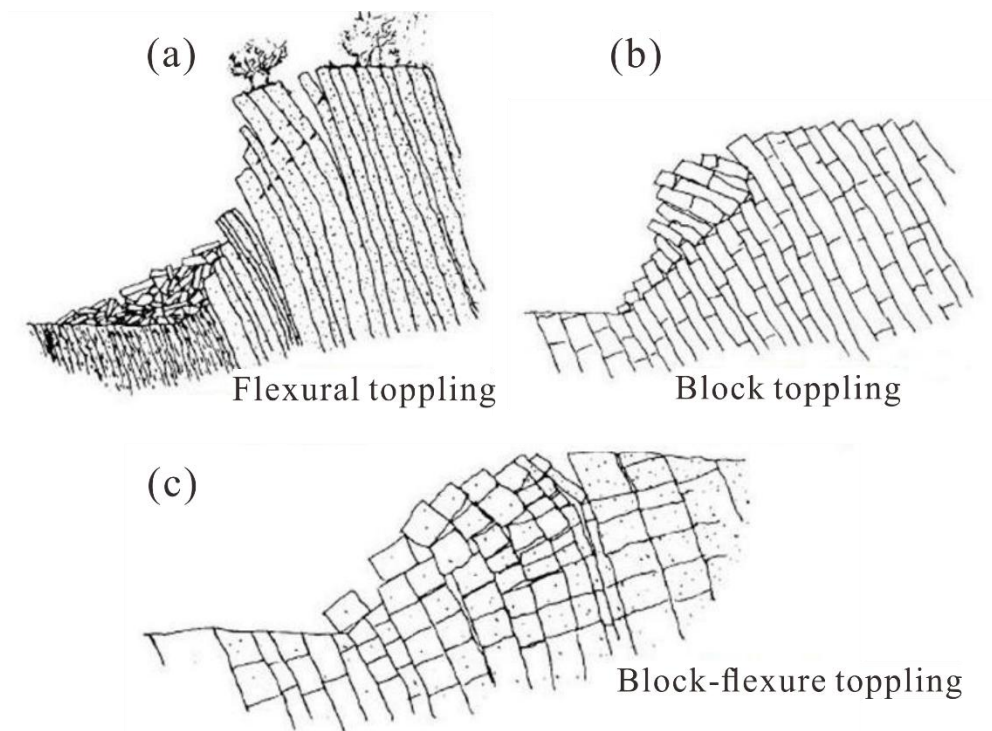


圖 2- 9 岩坡傾覆類型示意圖(Goodman and Bray, 1976) ，(a)撓曲傾覆；(b)塊體傾覆；(c)塊體-撓曲傾覆。

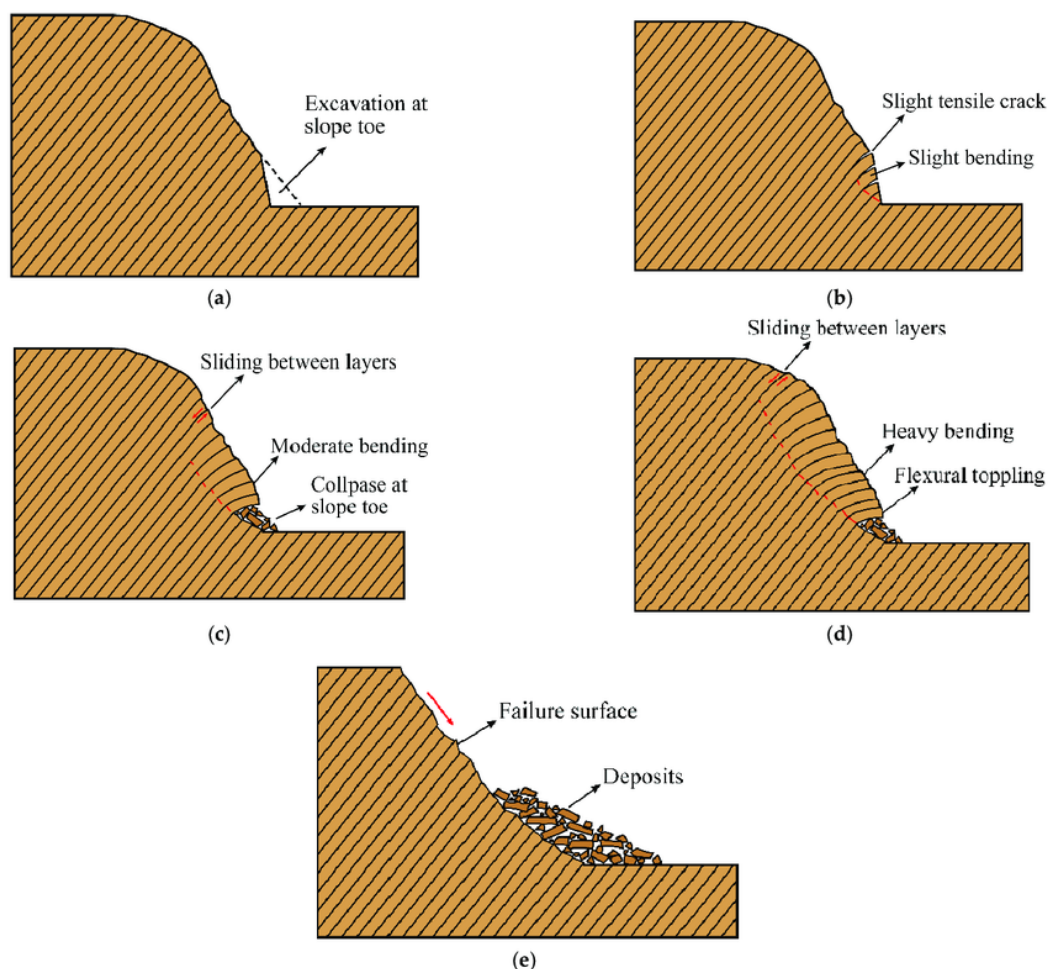


圖 2- 10 逆向坡撓曲傾覆型演化過程(Jia et al., 2023)，紅虛線表示張力破裂。 (a)於坡趾開挖後岩體形成自由面；(b)受重力影響岩層輕微彎曲且產生細微張裂縫；(c)岩層間發生滑移，變形程度增加且開始發生崩塌；(d)岩體變形加劇且張力破裂逐漸形成連續；(e)張力破裂最終形成連續之破壞面導致崩塌並堆積於坡趾。

廬山溫泉北坡為台灣中部一處深層重力邊坡變形之重要場址，其主要不連續面除板岩本身的劈理面外，尚有走向節理(Strike joint)及傾向節理(Dip joint)組(圖 2- 11a)共同控制此岩坡之變形機制。張光宗等(2009)經現場

調查及分析發現此邊坡之滑動體邊界主要與劈理、傾向節理此兩組弱面所形成的楔形塊體相關(圖 2- 11b)，岩體中位態相似的不連續面相互串聯形成大型裂隙進而導致破壞發生。

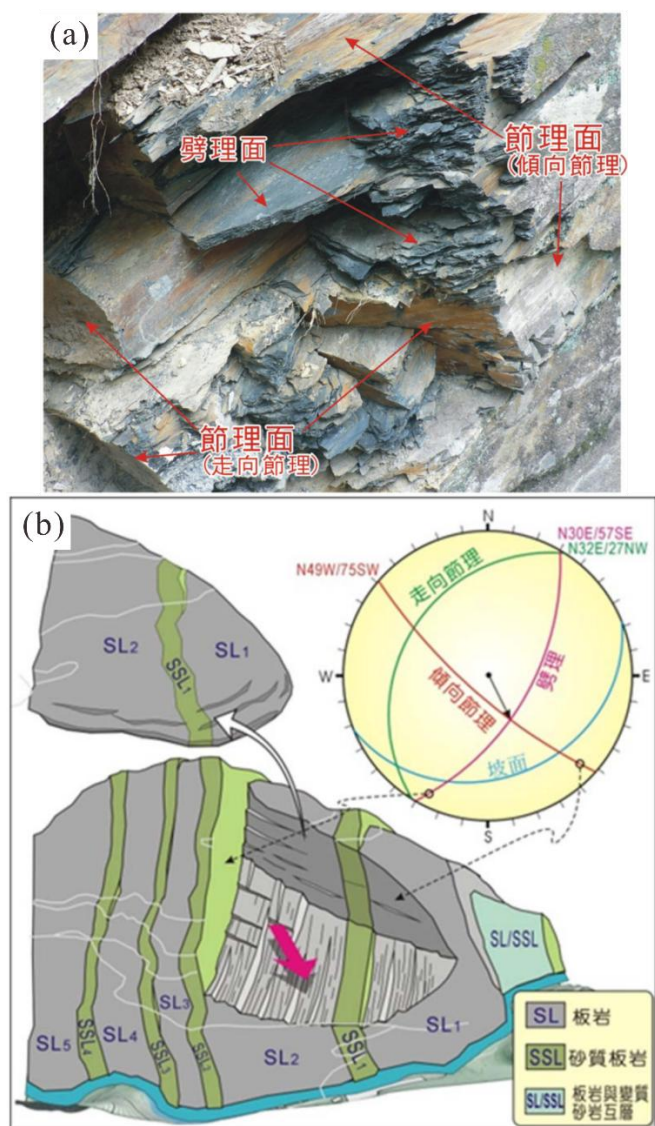


圖 2- 11 (a)廬山北坡主要不連續面；(b)廬山北坡地質構造示意圖及不連續面位態分析(張光宗等，2009)

Weng et al. (2024) 研究台灣東北處一處逆向板岩邊坡，其重力邊坡變形型態為撓曲傾覆 (Flexural toppling)，如圖 2- 12 所示，經常發生於逆向之層狀岩體中，變形機制仍是由於長期受到重力影響的漸進式破壞，因其邊坡趾部受河流侵蝕沖刷造成見光 (Daylight)，導致岩體上部受重力影響而向下坡方向彎曲，最終乃會引致崩塌發生。

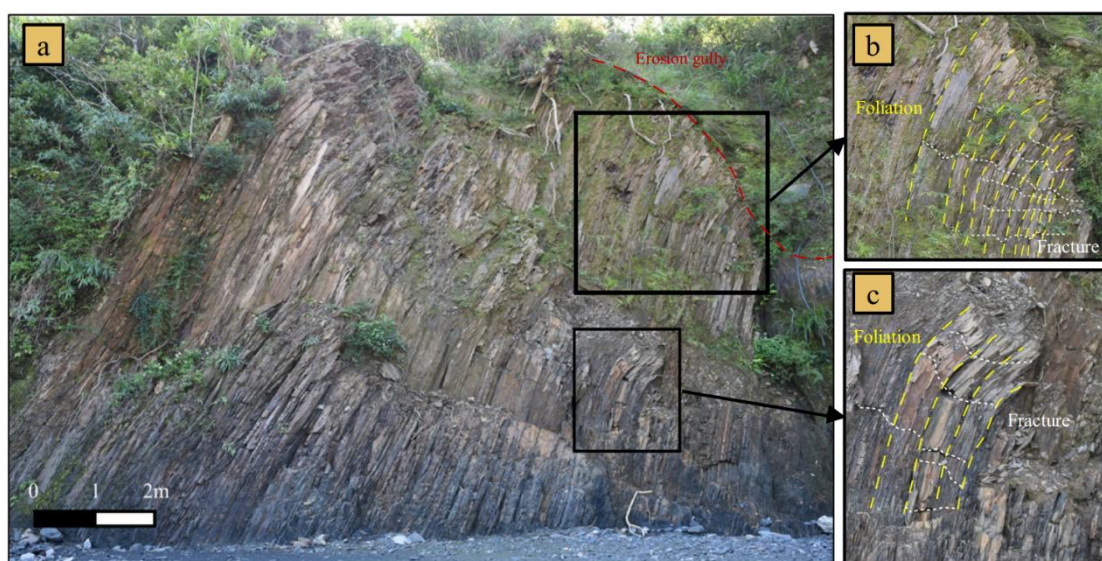


圖 2- 12 逆向板岩邊坡之撓曲傾覆現象(Weng et al., 2024)，(a)撓曲傾覆邊坡全景；(b)岩體撓曲變形之近照；(c)岩體撓曲變形引致層間破裂。

2-3 深層重力邊坡變形之演化及地貌特徵

Chigira et al. (2013) 調查由颱風引致的深層山崩之地形與地質構造，發現在遽變式崩塌發生前所有場址的冠部都存在一個或數個朝下坡的弧形崩崖或線性陷落，表示這些地表特徵是在破壞發生前由深層重力作用導致岩體變形所造成的；Kaneda and Kono (2017) 探討日本中部大範圍深層重力邊

坡變形的控制因素及危害，其中提出朝向上坡的崩崖為判定深層重力邊坡變形的關鍵特徵，由於變形帶須往地下延伸至較深處才能導致坡體變形運動學中的塊體向下旋轉並形成朝上坡之崩崖。深層重力邊坡變形和大規模崩塌並非不同之邊坡過程，而是代表同一過程中的不同階段，如圖 2-13 所示，但目前尚未得知需要經歷多長時間才能使完整山坡發生深層重力邊坡變形並導致崩塌 (Kaneda and Kono, 2017)，因此透過地貌指標的判釋能提供解讀岩坡變形的最可能所處階段，並評估未來可能如何發展。

Toločka (2025)統計全球近六百個深層重力邊坡變形之研究案例，並建立一套資料庫以分析其全球空間分布與地質控制因素。文中所探討案例多數位於歐洲及亞洲山區，且明顯集中於造山帶，尤其是阿爾卑斯(Alps)、庇里牛斯(Pyrenees)與天山(Tian Shan)等，如圖 2-14 所示，顯示深層重力邊坡變形與山區之地質構造、岩性及地形條件高度相關。但須特別注意此全球分布圖為已被研究及發表的案例，並非真實發生數量，歐洲之案例數較多可能是因其研究歷史較長、地形資料完整且資料取得性高，並非代表僅歐洲特別容易發生。而作者將全球案例統整並利用多階段的發育過程解釋並呈現典型的深層重力邊坡變形之演化(圖 2-15)，其地貌和構造特徵代表深層破壞累積與漸進式剪裂帶發育至地表之崩塌地形特徵，根據地貌特徵可分為四種階段。

(1) 早期階段(Early stage)：岩體受重力影響導致深層的剪裂帶逐漸發育，

因此於山脊處僅出現局部的張裂縫與細微線落，而沿弱面的深層潛移速率每年低於 0.1 毫米。

- (2) 成熟階段(Mature stage)：此時受重力引致的地貌特徵將變得明顯，坡頂與坡中分別出現朝向下坡及上坡的崩崖特徵，但尚未有明顯位移，表示深層剪裂帶已逐漸形成連續，位移速率將增加至 0.1-5 毫米/年。
- (3) 部分崩塌階段(Partial collapse stage)：深層剪裂帶已發育連續並主要沿著此面滑動，因此在冠部形成容易辨識的崩崖特徵且具有位移，此時位移速率上升至每年 5-15 毫米，且可能發生由地震、強降雨事件觸發的間歇性運動，而坡面可能發生次級或淺層崩塌，坡趾則因下滑材料堆積而隆起。
- (4) 崩塌階段(Collapse stage)：主崩崖因深層滑動面持續發育而向下滑落至較大深度，先前位於坡中顯著的地貌特徵將被崩塌材料所覆蓋且伴隨大量堆積，而原先的主崩崖後方可能會發育出新的線性陷落或崩崖特徵，並逐漸發展二次的剪裂帶與滑動面。

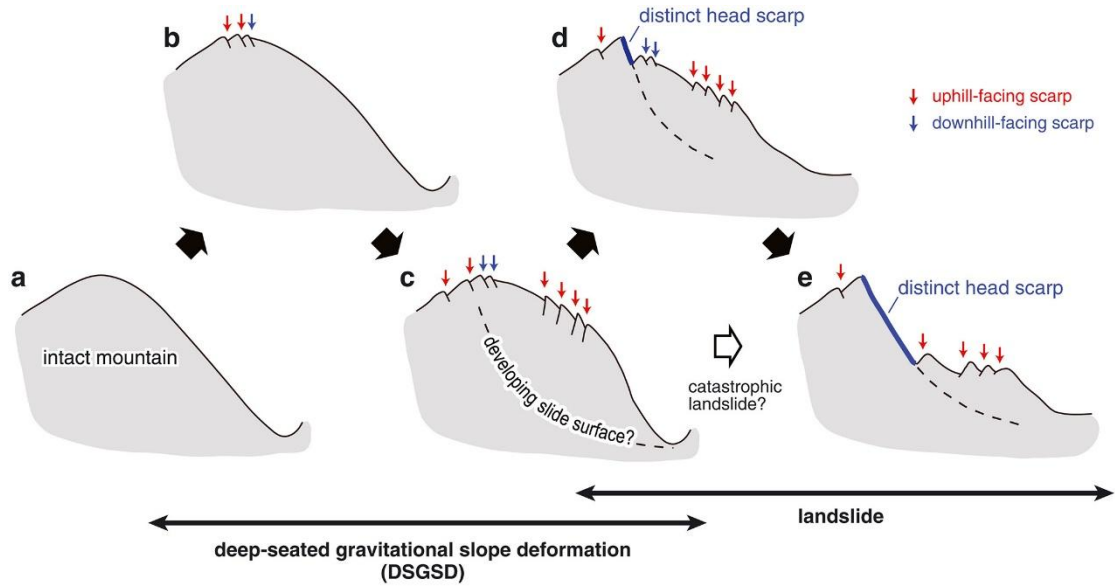


圖 2- 13 深層重力邊坡變形演化至山崩之模型(Kaneda and Kono, 2017)

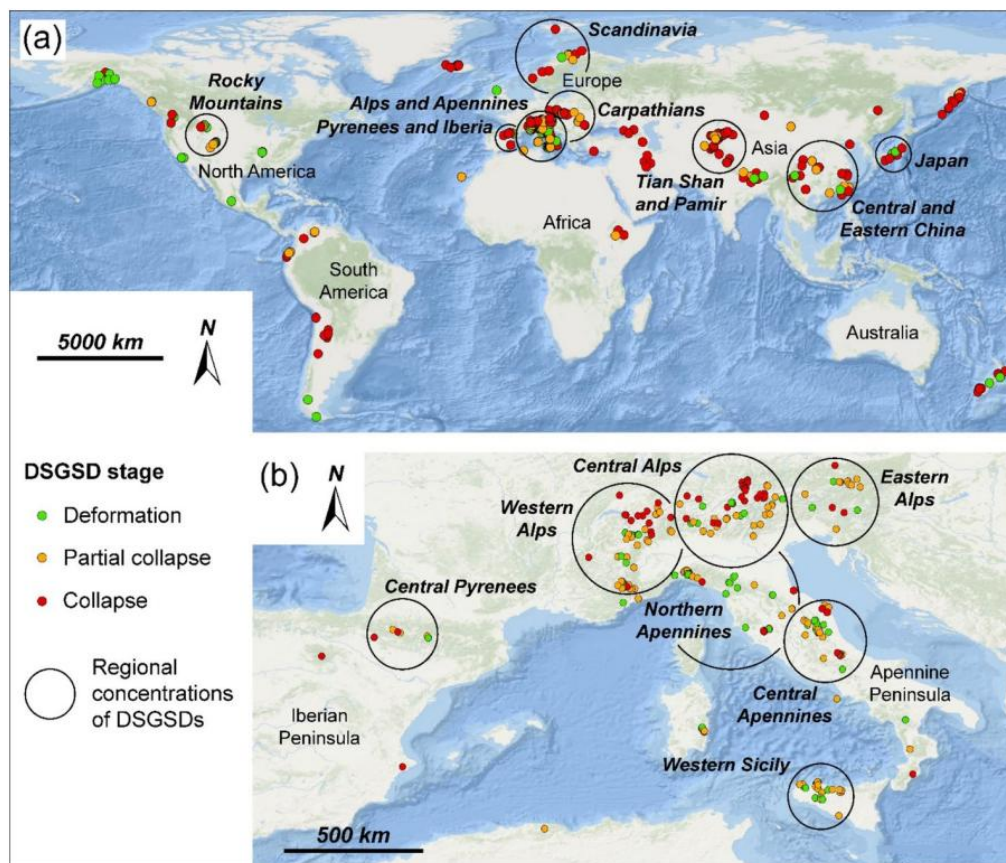


圖 2- 14 (a)深層重力邊坡變形案例之全球分布圖；(b)西南歐的深層重力邊坡變形案例分布(Toločka, 2025)

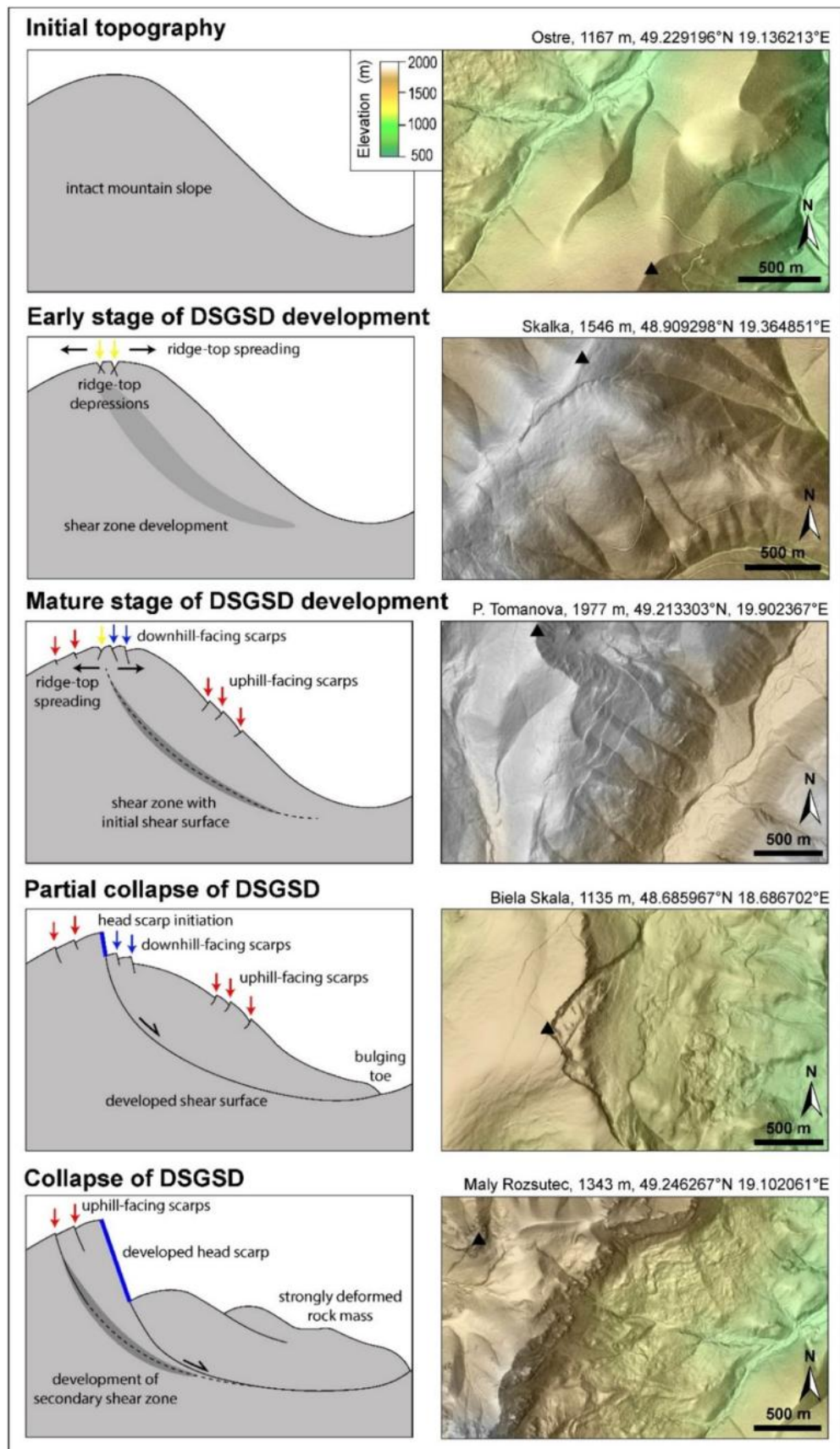


圖 2- 15 深層重力邊坡變形演化階段之概念模型(Toločka, 2025)

2-4 崩崖比之定義及數值範圍

Chigira (2009)調查 2005 年於日本南部地區因極端降雨事件誘發的五處遽變式崩塌(Catastrophic landslides)，並探討其與深層重力邊坡變形之間的關聯。作者認為崩崖可能為深層滑動面或剪裂帶延伸至地表的證據，因此利用災前航空影像搭配地形圖判釋各場址的崩崖長度(d)與整體坡長(L)的比例，並作為邊坡變形程度之概略指標。五處崩塌之坡體變形程度範圍介於 1~16%。

Chigira et al. (2013) 研究颱風引致的深層山崩時發現在遽變式崩塌發生前，所有邊坡的冠部位置都存在一個或數個朝向下坡的弧型崩崖或線性陷落，因此表明上述特徵為崩塌發生前深層的重力邊坡變形作用導致，並進一步提出沿著邊坡剖面坡線測量之總崩崖水平長度($\sum d$)與整體邊坡水平長度(L)的比值為變形的指數，稱為「崩崖比(Scarp ratio)」，如圖 2- 16 所示，作為比擬坡體變形之程度。利用崩塌前之高解析度數值高程模型 (Digital Elevation Model, DEM) 判釋八處場址的崩崖比數值，範圍落在 5~21%。

Chang et al. (2024) 為了探討岩體之弱面位態如何影響邊坡由變形、局部破壞至整體崩塌的過程，於實際邊坡案例分析中篩選具有明確崩崖及潛在滑動面特徵的案例，並由航照圖判釋崩崖長度(D)與崩崖頂部至變形區趾部的距離(L)，概略量化邊坡可能之變形和破壞程度。文中共判釋十一處案例，其中六處順向坡之變形程度數值為 2.2~4.2%，其餘五處逆向坡則為

5.9~11%。

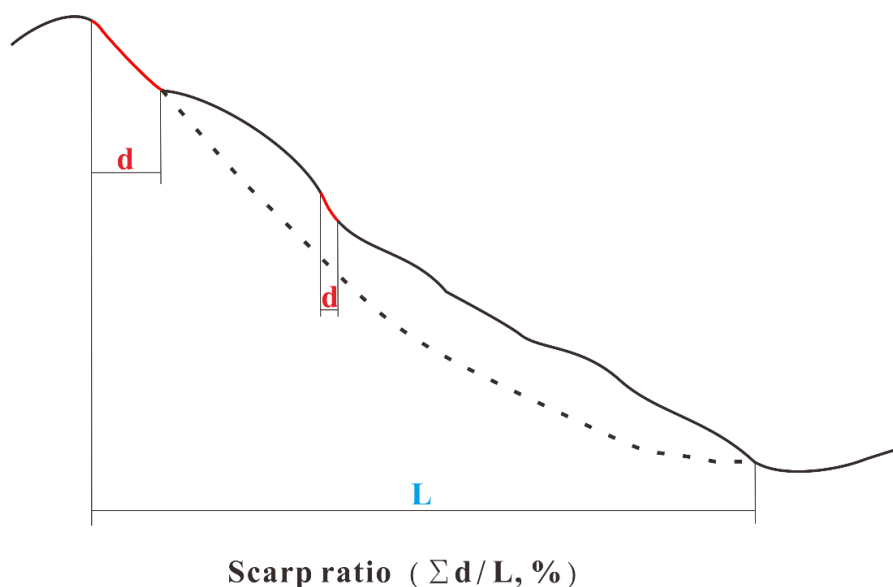


圖 2- 16 崩崖比計算方式及示意圖(改繪自 Chigira et al., 2013)，紅線表示崩崖範圍；d 代表崩崖之水平長度；L 代表整體邊坡之水平長度。

2-5 空載光達高解析度數值地形之應用

傳統地質測繪通常需仰賴人員實際於野外調查露頭資訊，紀錄岩性、位態及構造等資料，但台灣山區大多受植被茂密覆蓋、地形險峻等問題，導致僅能仰賴零星調查資料推測並建構地質框架，可能造成結果與實際情況不符。而光達(Light Detection And Ranging, LiDAR)技術可利用雷射光束進行測距，其中空載光達(Airborne LiDAR)為可有效取得較廣闊範圍且具高解析度、高密度之工具(謝有忠、費立沅，2020)，其可呈現細微之地表地形特徵，提供克服傳統地質調查的限制。

不同岩性間的差異侵蝕、斷層跡線、節理等線狀地質構造或是崩塌地

地形特徵如：崩崖、張裂縫、趾部隆起及崩積物，皆可由高解析度數值地形圖判釋並加以應用。圖 2- 17 為 Lin et al. (2013)利用不同解析度的數值高程模型呈現先前未被發現的斷層崖地形特徵。Lin et al. (2013) 使用高解析度地形資料判釋植被覆蓋山區的深層山崩特徵，且於野外調查成果證實該特徵的存在 (圖 2- 18)。Görüm (2019) 於植被茂密區應用高解析度光達地形圖判釋、測繪並建立山崩清單，其中崩塌類型包含 Slide, Slide Earth-flow, Shallow Slide and Earth-flow 及 Earth-flow，如圖 2- 19 所示。

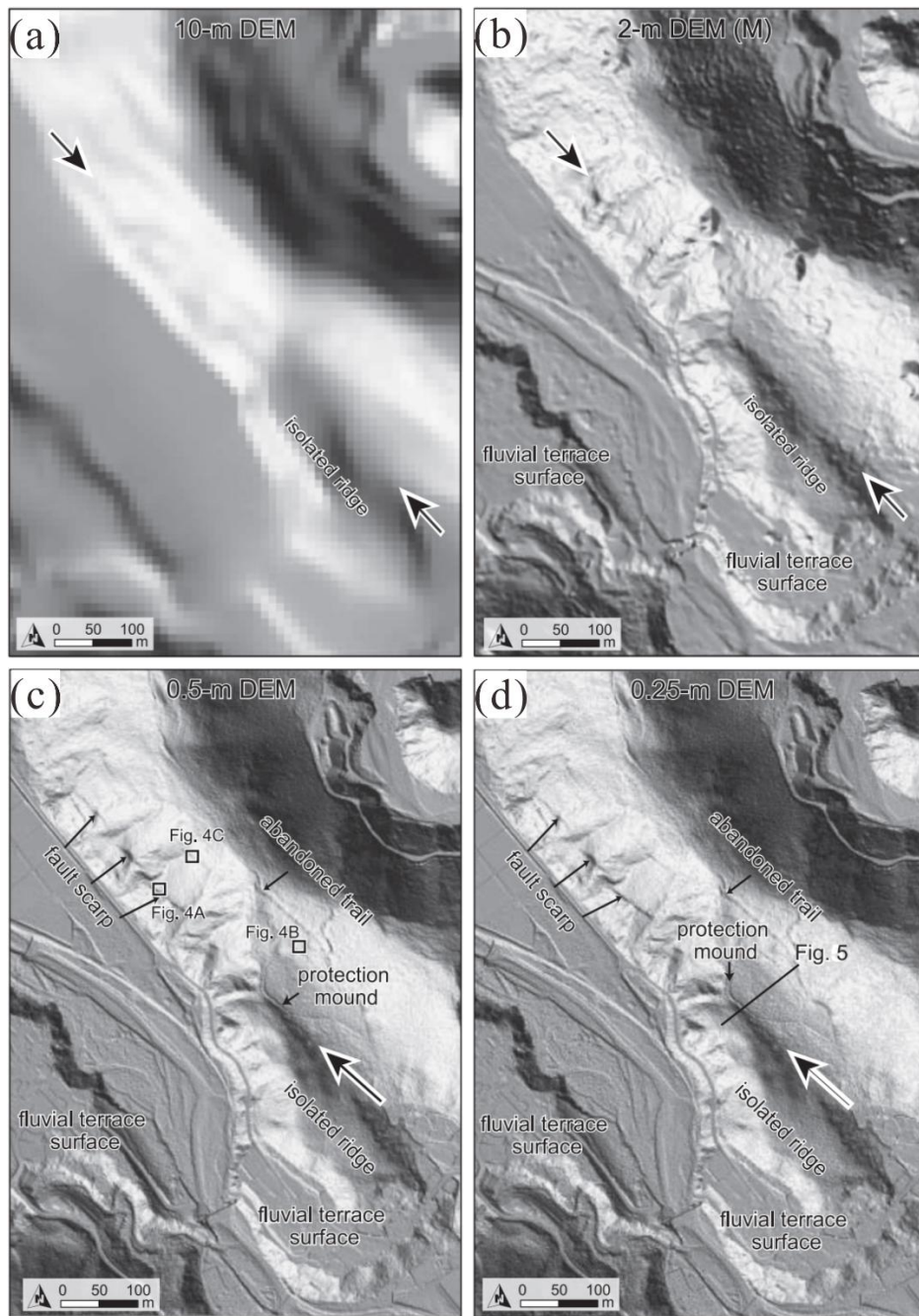


圖 2- 17 不同解析度之數值高程模型陰影圖(Lin et al., 2013)，(a)為 10 公尺解析度，僅能辨識出大致地形構造；(b)為 2 公尺解析度，呈現出清楚的地形特徵且可見河階地形；(c)為 0.5 公尺解析度，判釋出細微的斷層崖特徵；(d)為 0.25 公尺解析度，相較 0.5 公尺呈現更清晰的地貌特徵。

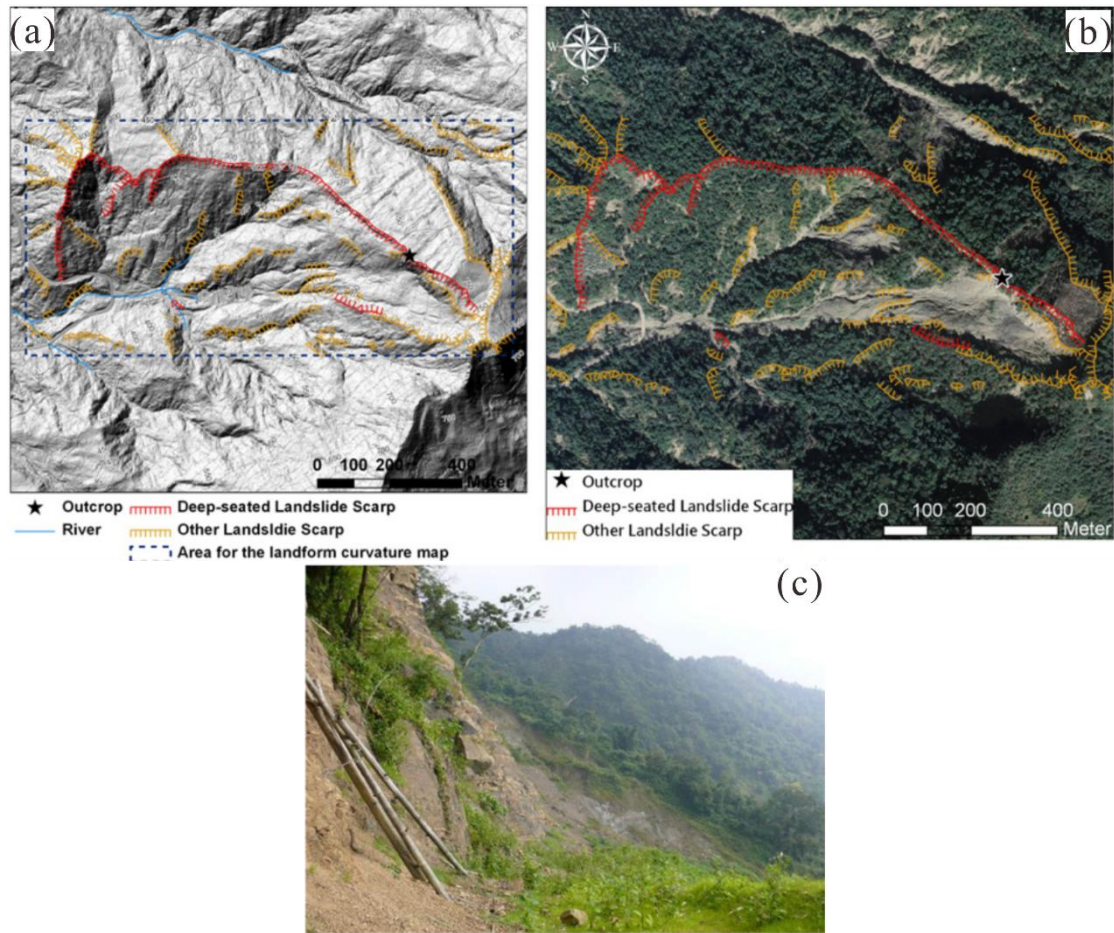


圖 2- 18 利用高解析度光達陰影圖判釋深層山崩(Lin et al., 2013)，(a)由光達陰影地形圖判釋出一條延續性高的崩崖特徵，並以紅線標示，其餘零星的崩崖與淺層山崩相關，由黃線標示；(b)航空照片顯示標記為黃線的崩崖對應於淺層崩塌，且已造成植被裸露；(c)對應於(a)、(b)圖中黑色星號位置之野外調查照片，可見發育於冠部的崩崖已位移約 3 公尺。

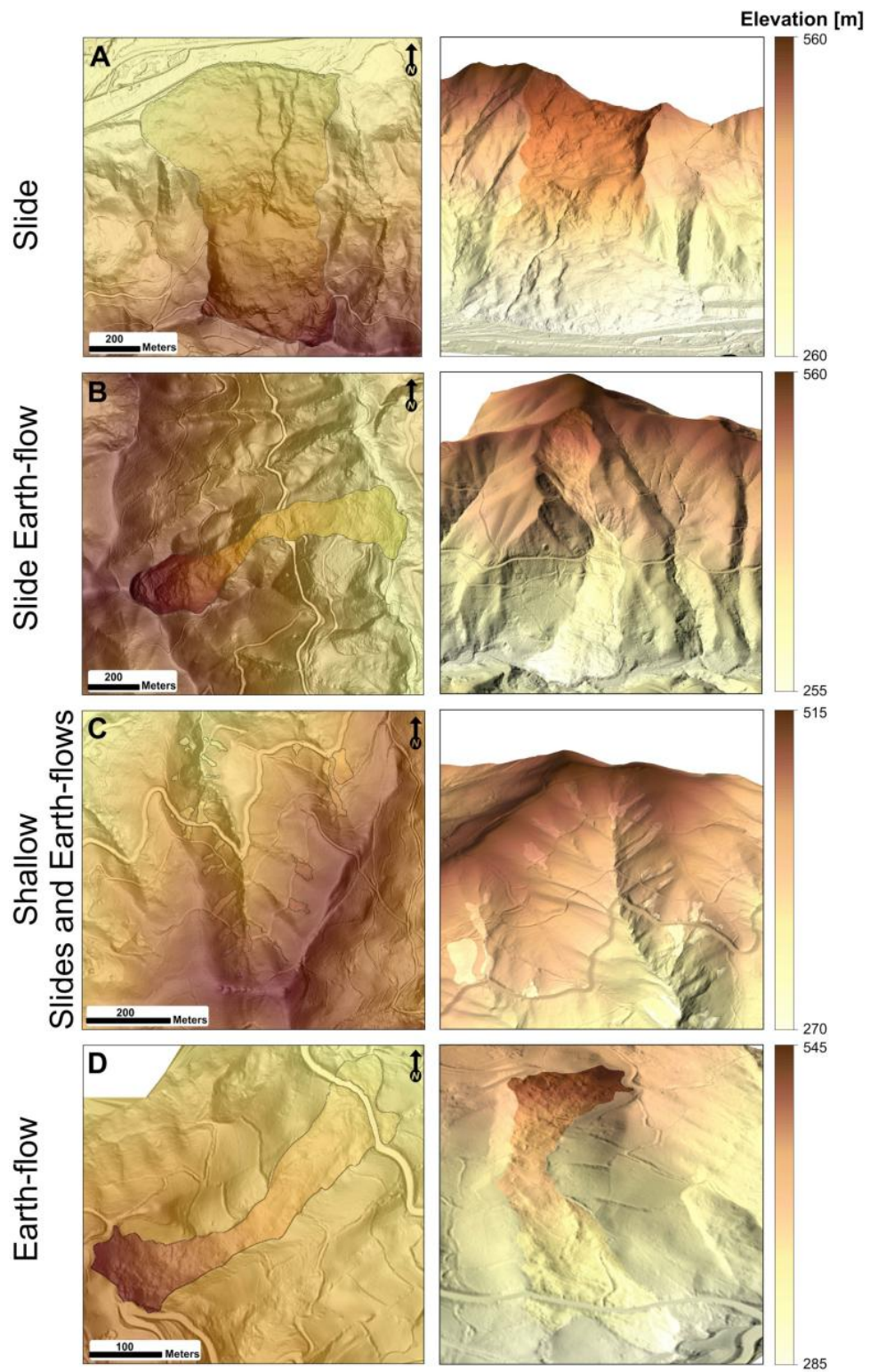


圖 2-19 應用高解析度光達地形圖判釋出四種崩塌類型並以二維和三維模型展示(Görüm, 2019)。

三、 研究方法

本研究目的旨在釐清區域地質構造、深層重力邊坡變形型態與局部邊坡破壞三者間之關聯，因此選擇具有大規模複向斜構造的南投縣霧社水庫地區周遭的邊坡作為研究對象，此區域岩性以板岩為主，其既存弱面導致岩體在承受重力作用下容易產生撓曲、變形現象。透過高解析度光達坡度圖(High-resolution LiDAR-derived slope map)挑選具有重力邊坡變形特徵之邊坡進行地貌特徵判釋，並統計具有方向性的線型構造。根據 Toločka (2025)利用多階段的地貌發育過程解釋並呈現典型的深層重力邊坡變形之演化，歸納出研究區域各邊坡的演化階段，搭配參考 Chigira et al. (2013)提出沿著坡線測量之崩崖長度與整體坡長的比值為變形的指數，稱為「崩崖比」，訂定研究區各邊坡的變形指數並與深層重力邊坡變形的演化階段比較，建立其關聯性。現地調查主要目的為記錄不連續面位態如劈理、節理，並觀察岩體的變形形式、破裂程度以及道路、擋土牆的位移和破裂情況，也搭配使用無人飛行載具(Unmanned Aerial Vehicle, UAV)拍攝空拍照片，觀察崩塌區域的狀況。整合高解析度光達坡度圖分析判釋之地貌、線型特徵與野外勘查資料的關聯，參考 Chigira (1992)提出依不同葉理位態與坡向關係所建立的岩體潛移型態繪製各邊坡的重力邊坡變形型態剖面，並進一步進行岩坡破壞分析，建立邊坡實際情況。透過由林業及自然保育署(Forestry and Nature Conservation Agency, FANCA)提供的衛星判釋全島崩塌

地圖，分析邊坡中局部破壞範圍較大、重複發生次數較高的場址與何種類型之邊坡及重力邊坡變形型態有關。本研究之詳細方法流程以及對應之結果如圖 3-1 所示。

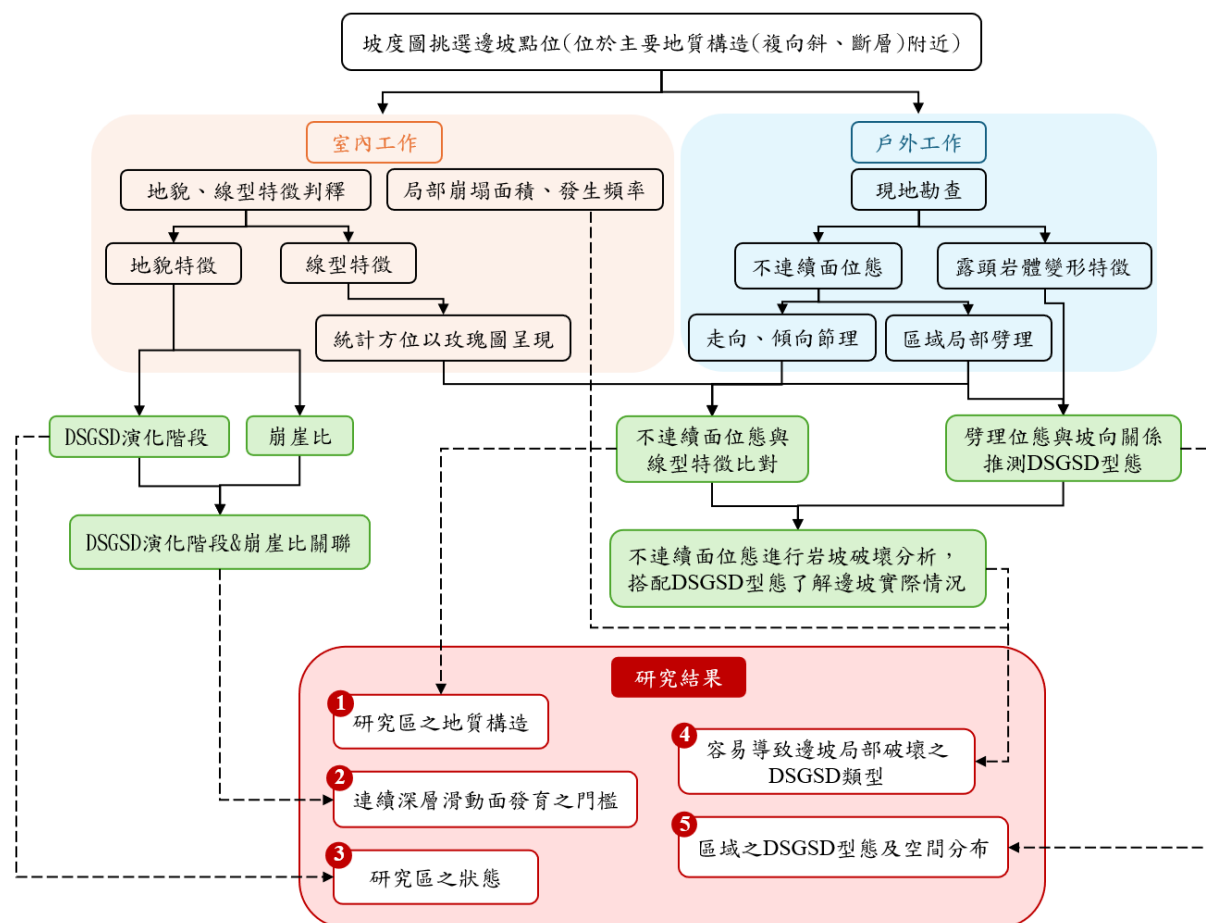


圖3- 1 本研究詳細之方法流程

3-1 崩塌及重力邊坡變形相關地貌特徵之判釋標準

Kaneda and Kono (2017)提出深層重力邊坡變形與大規模崩塌屬於同個邊坡過程中的不同階段(圖 2- 13)，而 Chigira et al. (2013)研究颱風引起的深層山崩時發現在遽變式崩塌發生前邊坡的冠部都存在朝向下坡的弧型崩崖

或線性陷落，因此位於邊坡冠部的崩崖、線性陷落特徵為辨別深層重力邊坡變形與大規模崩塌的關鍵地貌特徵。Varnes (1958)提出了山崩的形式與分類，並定義山崩各部位的特徵如圖 3- 2a 所示，其包含了冠部(Crown)、主崩崖(Main scarp)、次崩崖(Minor scarp)、翼部(Flank)、趾部(Toe)及破裂面(Surface of rupture)等。其中主崩崖之定義為位於滑動體邊緣、未受擾動地表上的陡峭表面，其形成原因是由可滑動材料自未受擾動地表向外運移所造成，其為破裂面的可見部分，將其向下方延伸的投影面即為滑動的破裂面。次崩崖則定義為形成於已受擾動材料上的陡峭表面，為由於滑動體內的差異性移動所產生。美國地質調查局(United States Geological Survey, USGS)於2004年出版的刊物中也提到了普遍使用於描述山崩特徵的術語(圖 3- 2b)，其中可見位於冠部處地表的細微線狀特徵被命名為裂縫(Crown cracks)，其成因為岩體承受重力作用時往下坡產生張力作用導致破裂，且裂縫可能持續擴大並連貫形成崩崖，此特徵與線性陷落同樣位於冠部區域且性質相似，因此其乃屬於判釋重力邊坡變形與崩塌之關鍵地貌特徵之一。

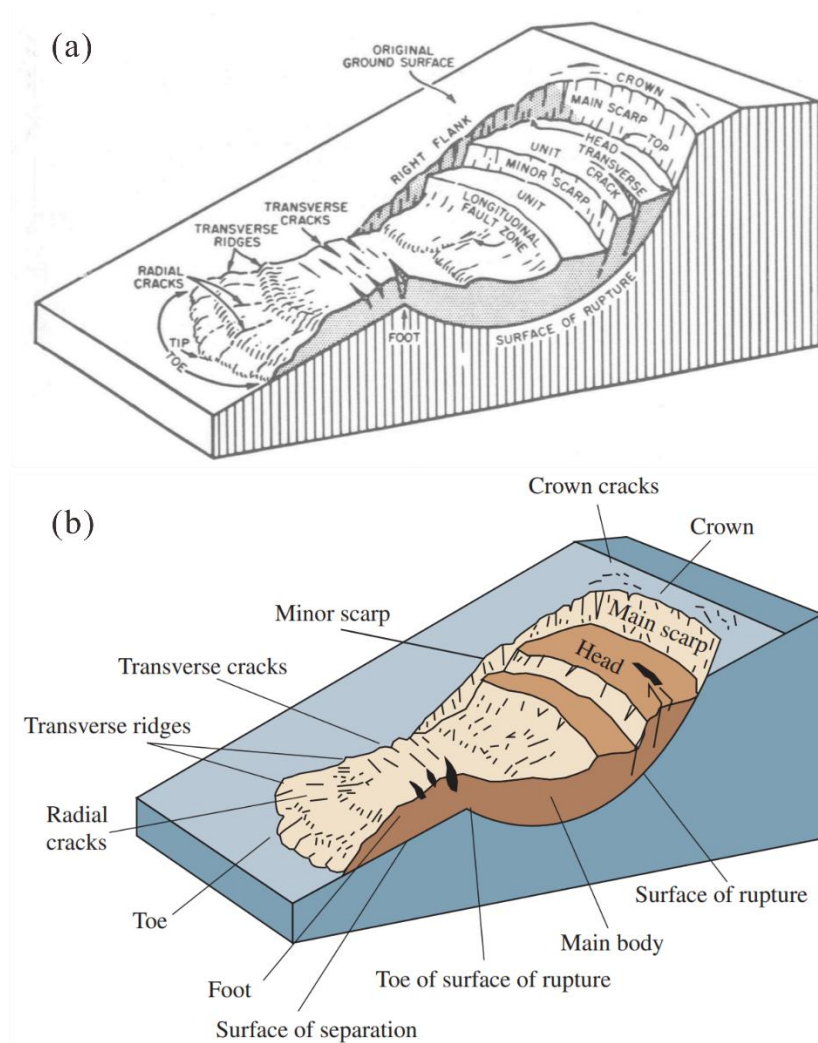


圖3- 2 山崩之地貌特徵與其術語。(a)為 Varnes (1958)提出之山崩各部位的特徵及命名；(b)為 USGS (2004)繪製之山崩地貌特徵及普遍使用的術語。

3-1-1 崩崖與線性陷落之判釋標準

高解析度光達坡度圖(以下簡稱為坡度圖)可精確呈現細緻的地形起伏特徵，因此透過 3-1 節對於地貌特徵的定義可應用於坡度圖中判釋。將坡度圖色階呈現設定為灰階可清楚反映地形的平坦、陡峭程度，當坡度圖上的色階越接近白色表示地形趨近於平緩；越接近黑色則代表陡峭或近乎垂

直的地形。由圖 3- 2 可知主崩崖位於冠部區域、形狀為弧型的陡峭表面並朝向下坡，因此可對應於坡度圖中一處邊坡整體上方色階呈現較深色的弧狀區域，其與邊坡上部未受擾動材料部分有明顯區隔，因此將此區域判釋為主崩崖(Main scarps)(圖 3- 3b)；次崩崖(Minor scarps)則判釋於邊坡中已形成的滑動體內，其特徵仍為弧型且陡峭的面，因此於坡度圖中依然呈現色階相對較深且與周遭材料有明顯的邊界線存在(圖 3- 3b)。冠部裂縫(Cracks)、線性陷落(Linear depressions)特徵位於整體邊坡之冠部位置(圖 3- 2)，因其為線狀且為裂縫或陷落地形，因此於坡度圖中也會呈現相對較深的色階，判釋之地貌特徵為小範圍的深色條狀，如圖 3- 4 所示。

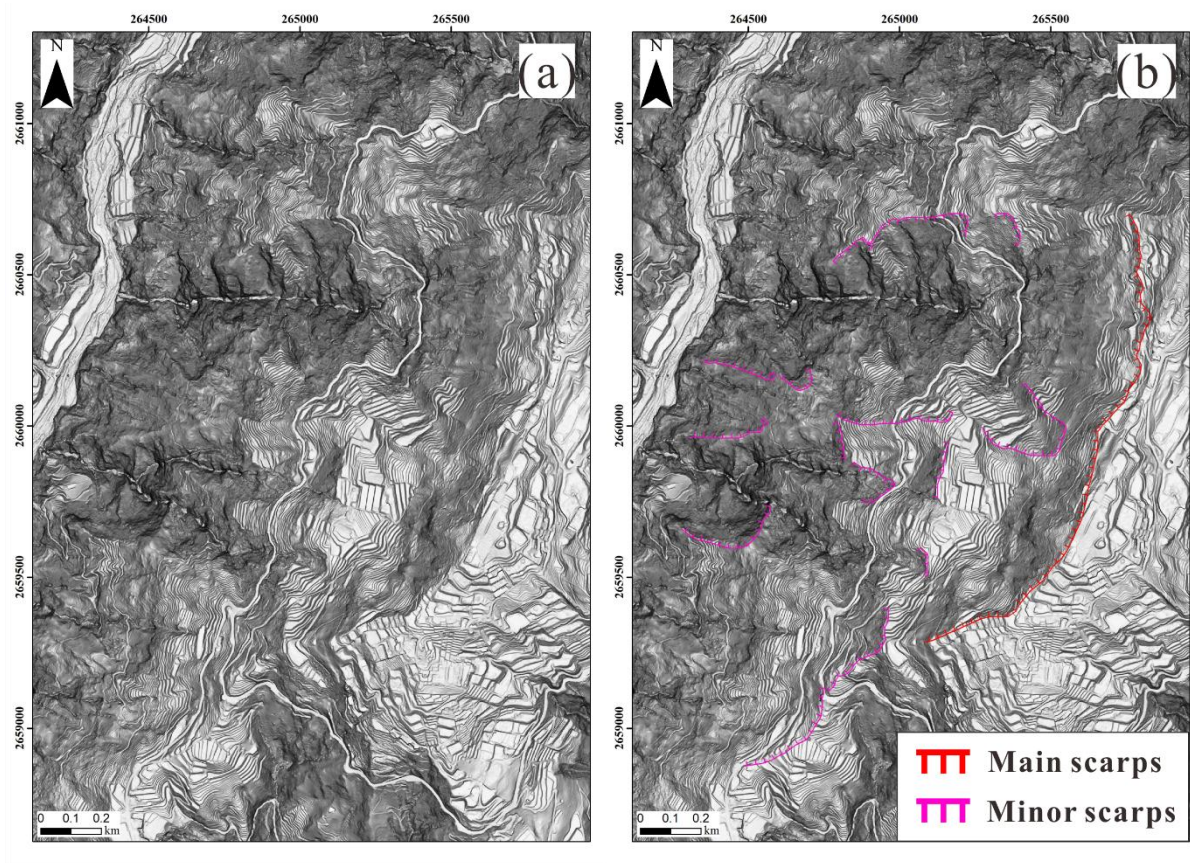


圖 3- 3 坡度圖之崩崖特徵判釋範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之主崩崖及次崩崖特徵，標記符號如圖例所示。

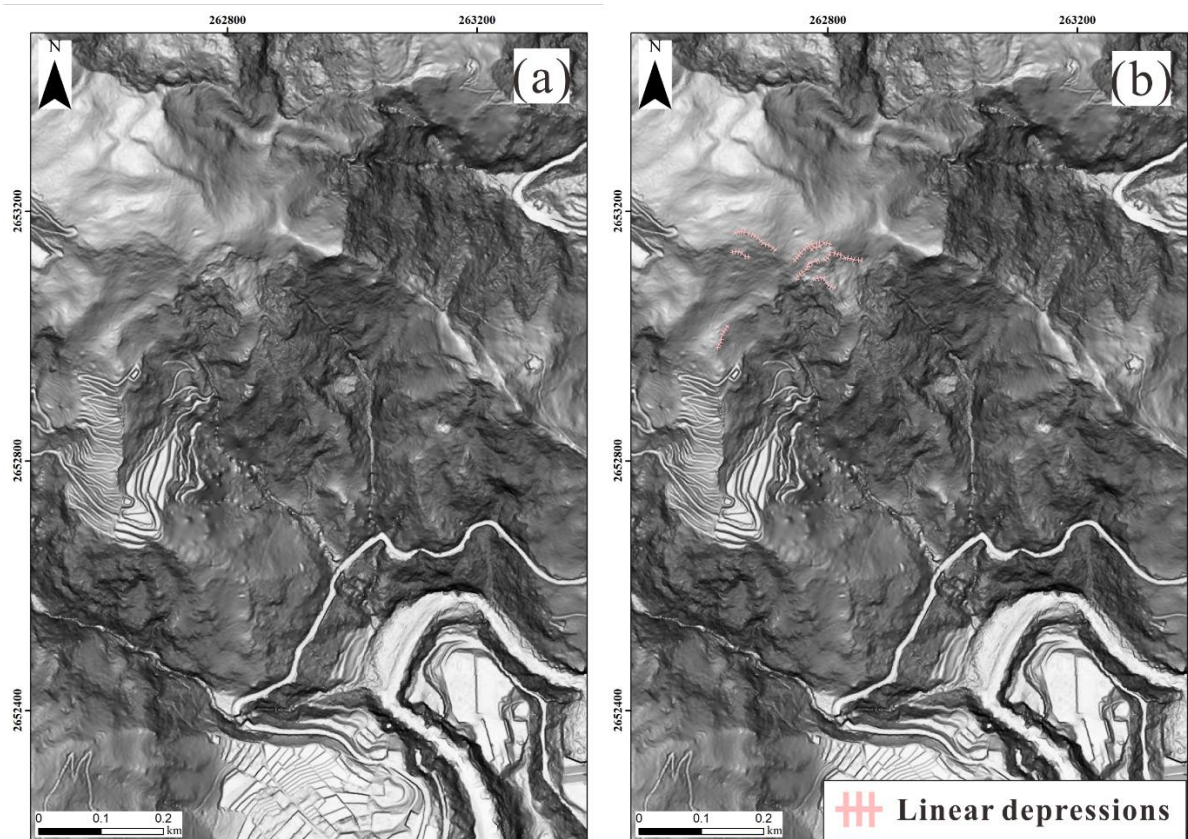


圖 3- 4 坡度圖之線性陷落特徵判釋範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之線性陷落特徵，標記符號如圖例所示。

3-1-2 線型構造特徵之判釋標準

高解析度數值地形圖仍可應用於判釋地表、地下之連續性線狀構造如斷層跡線、岩層界線以及節理等，其可能代表了區域的地質構造，雖然仍須經後續的實地勘察進一步確認其為構造線型或是人為構造，但先行透過數值地形圖的判釋提供較迅速的方法來掌握區域之地質構造框架。上述提及的地質構造類型皆為線性且具有高程落差，因此於坡度圖中將會呈現顏色較深的色階與具有方向性的線型(Lineations)特徵(圖 3- 5a 和 b)。

為了將線型特徵之方位量化以利於後續分析，於坡度圖中判釋之線型會以兩個點建立一條線，使每條判釋的線型方位具有值的數據，將線型特徵判釋完成後可輸出每條線段與正北方的夾角，數值範圍介於 0° 至 360° 間，即為方位角，並使用其方位角數據納入 GeoRose 軟體中繪製線型特徵之玫瑰圖(Rose diagram)，如圖 3-5c 所示，n 表示線型特徵的數量。

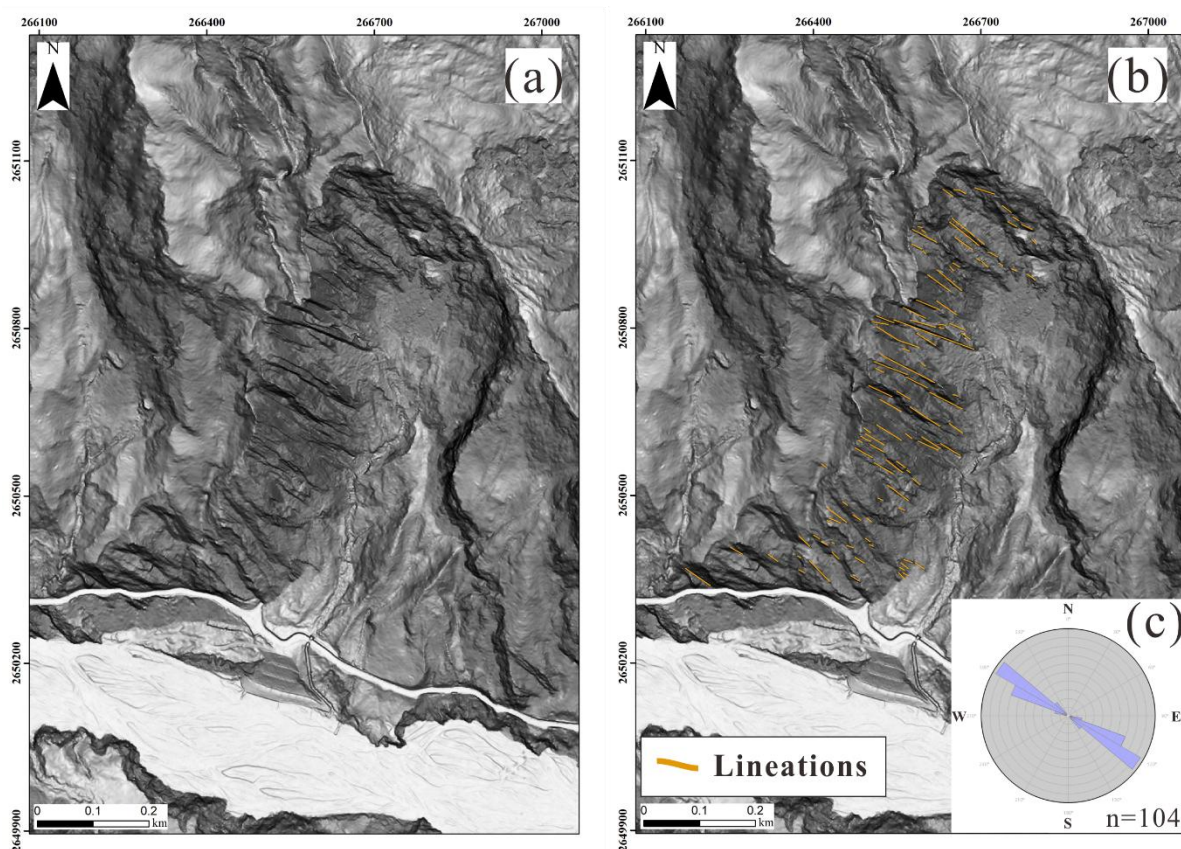


圖 3- 5 坡度圖之線型構造特徵判釋及統計之玫瑰圖數據範例，(a)邊坡的原始坡度圖；(b)邊坡判釋之線型構造特徵，標記符號如圖例所示；(c)邊坡判釋之線型特徵量化後的方位角數據繪製的玫瑰圖，紫色多邊形為圖 3-5(b)線型特徵之方位，可見其主要範圍落在 120° 至 140° 。

3-2 深層重力邊坡變形演化階段之應用

將應用坡度圖判釋之地貌特徵標記至各邊坡剖面中相對應的位置，透過 Toločka (2025) 提出利用不同階段的地貌特徵發育過程解釋典型深層重力邊坡變形之演化(圖 2- 15)，可見地貌特徵代表了深層破壞累積及漸進式剪裂帶發育至地表的指標。因此將繪製地貌特徵的各邊坡剖面與深層重力邊坡變形的演化階段模型(Toločka, 2025)進行比對，歸納出各個邊坡目前最接近、可能的演化階段。

3-3 崩崖比之應用

於坡度圖中判釋之崩崖特徵為重力邊坡變形作用導致，將其對應繪製於邊坡剖面中，而 Chigira et al. (2013) 提出將沿著邊坡剖面線測量的總崩崖水平長度除以整體邊坡之水平長度，所得的值為崩崖比，其可代表坡體的變形程度，因此本研究採納此方法為研究之邊坡訂定變形指數。圖 3- 6 為某邊坡崩崖比計算之範例，崩崖長度 d 之總和與整體邊坡長度 L 的比值為 30%，代表此邊坡之崩崖比。將研究區邊坡之崩崖比與歸納出的深層重力邊坡變形演化階段作比較，探討其關聯性並進行分析。

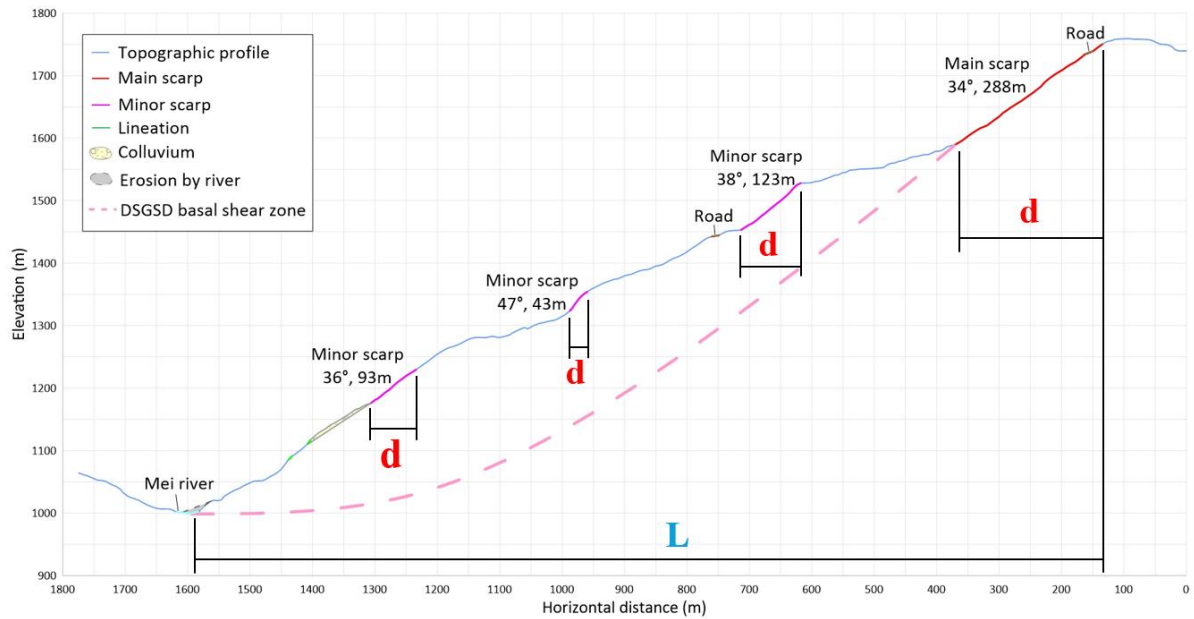


圖 3- 6 崩崖比計算範例，將邊坡判釋之總崩崖水平長度 d 除以邊坡整體水平長度 L ，即可得知此邊坡之變形程度。

3-4 局部邊坡破壞

由林業及自然保育署(Forestry and Nature Conservation Agency, FANCA)提供的衛星判釋全島崩塌地圖提供了台灣多年期的歷史崩塌紀錄，圖資年份涵蓋 2004 年至 2018 年之崩塌地資料，其以當年度一至七月之全島鑲嵌福衛二號衛星影像建立自動判釋崩塌地作業，所圈繪之崩塌地面積最小為 0.1 公頃，因此可將各年份圖資套疊以檢視場址內局部崩塌之面積、位置及發生次數，如圖 3- 7 所示。

因本研究主要目的為釐清區域地質構造、深層重力邊坡變形與局部邊坡破壞之間的關聯，據此每一場址所分析之局部破壞應受相同的深層重力

邊坡變形型態影響，以及受相似的地形與地質構造控制，但單以坡度圖訂定深層重力邊坡變形之影響範圍邊界可能較主觀，因此採納邊坡單元或小集水區的概念圈繪邊界範圍，故每一場址可能分為二至三個單元進行崩塌比例計算(圖 3-7)，上述提及之崩塌比例定義為每一單元內局部崩塌面積與單元面積之比值，並以合適代表其場址受深層重力邊坡變形作用之邊坡單元，作為此場址之代表數據，以利後續與區域地質構造、深層重力邊坡變形型態及邊坡類型比對分析。

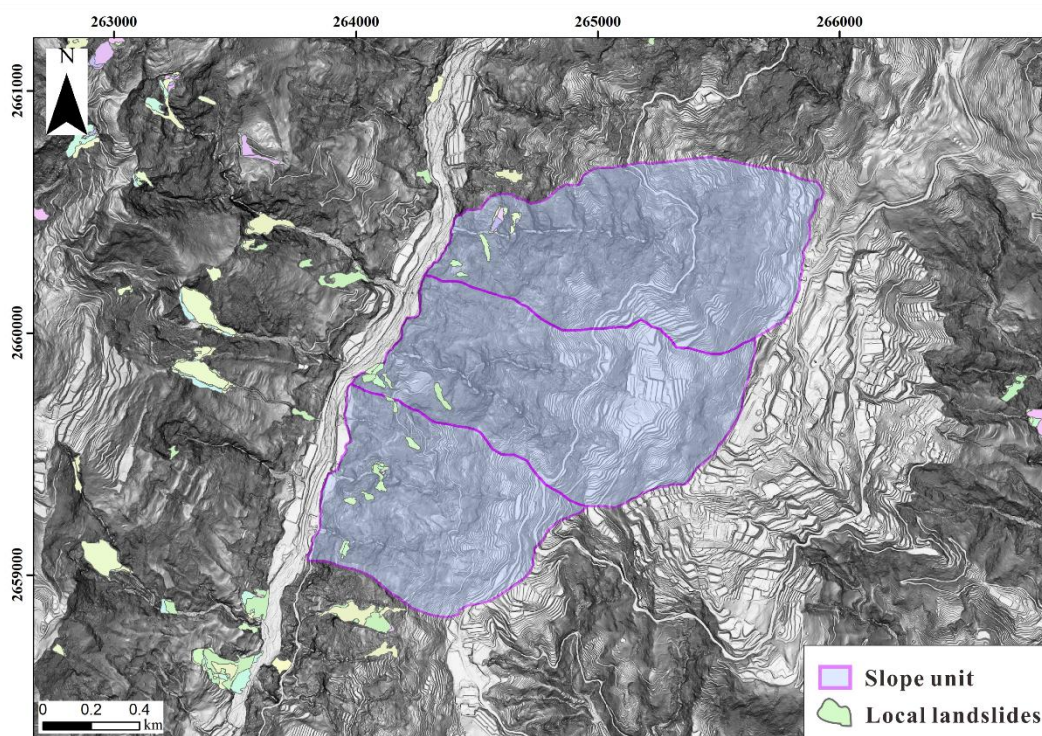


圖 3- 7 林業及自然保育署提供之衛星判釋全島崩塌地圖與邊坡單元分區範例，其可將不同年份之崩塌地資料套疊呈現。

3-5 野外地質勘察

3-5-1 野外調查之目的及方法

本研究區域涵蓋經濟部地質調查及礦業管理中心於 2002 年、2025 年出版的五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅南側及萬大圖幅北側，其中標記許多劈理面位態(圖 2-1)，因此現場調查之目的主要為記錄不連續面位態，並觀察岩體的變形形式、變形區域之規模及破裂程度，本項目需要注意觀察之岩體必須為成岩後因受重力影響導致的彎曲開裂，而非構造應力造成的岩體變形。道路上及道路旁擋土牆的位移、破裂情況需一併紀錄，因其可能為受重力作用形成，如空間狀況允許則會使用無人飛行載具拍攝空拍照觀察已發生崩塌區域之現況。而由於坡度圖中可判釋出大量具有方向性的線型特徵，不排除尚有地質構造共同控制岩體之變形與破壞模式，因此釐清線型特徵屬於何種地質構造同樣為此調查之主要目標。

3-5-2 現勘前置作業

野外調查之前置作業除了準備套疊數值高程模型(DEM)的五萬分之一區域地質圖幅(圖 3- 8a)及坡度圖(圖 3- 8b)外，亦採用農業部農村發展及水土保持署提供之巨量空間資訊系統(Big GIS)中的 10 公尺解析度 Sentinel-2 光學衛星影像(圖 3- 8c)，因其影像更新時間迅速，可挑選鄰近現勘日程的衛星影像觀察邊坡之崩塌情況。進行野外勘查需準備的裝備包括地質羅盤

(傾斜儀)、開山刀、布手套、相機、GNSS 手持定位器、地質鎚、筆記本、捲尺及無人飛行載具，如圖 3-9 所示。

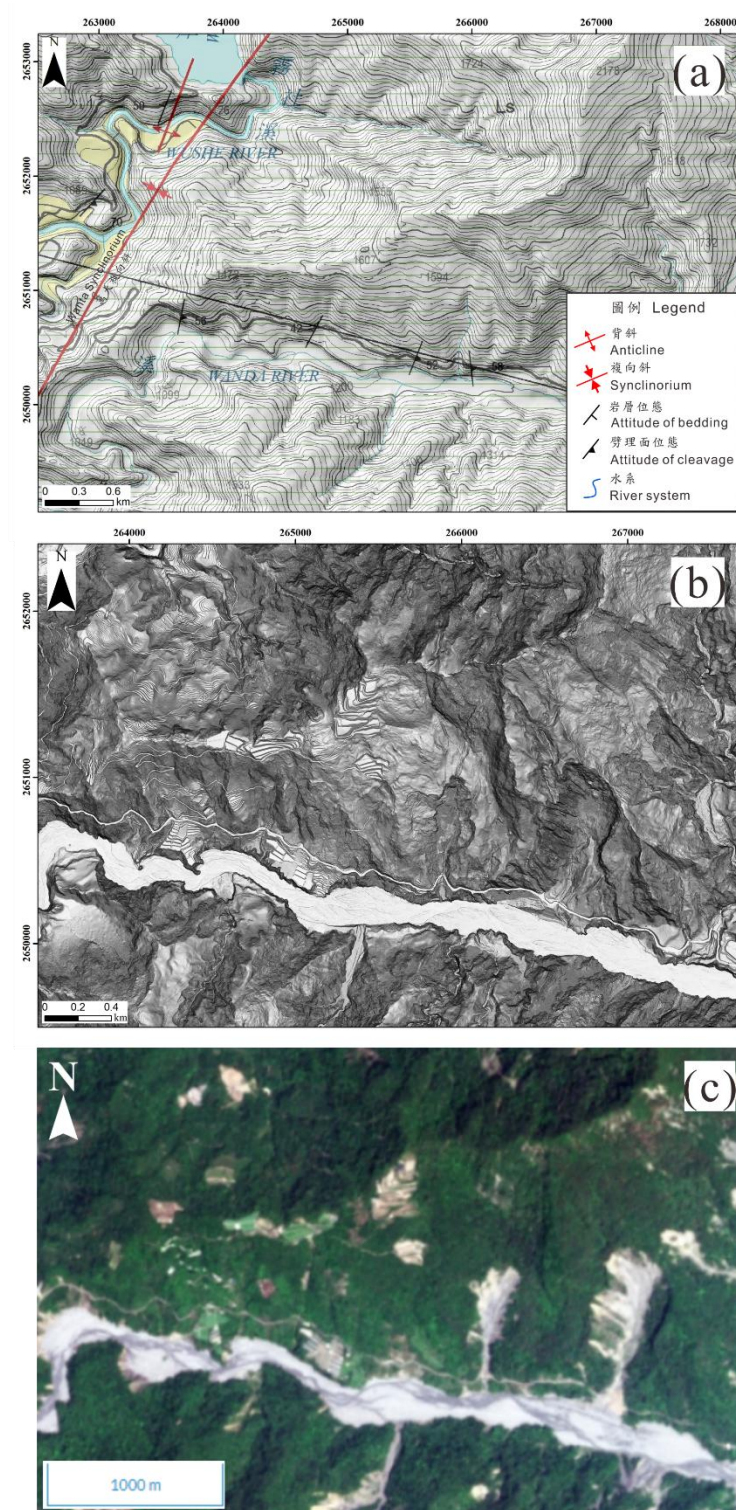


圖 3- 8 野外調查所需圖資範例，(a)套疊 DEM 之地質圖；(b)高解析度光達坡度圖；(c)Sentinel-2 光學衛星影像(日期為 2024 年 4 月 14 日)，可用以觀察不同日程的植被裸露及崩塌之變化。



圖 3-9 野外勘查所需裝備，(a)地質羅盤；(b)開山刀；(c)布手套；(d)單眼相機；(e)GNSS 手持定位器；(f)地質鎚(左：平嘴、右：尖嘴)；(g)野外紀錄簿；(h)捲尺；(i)無人飛行載具(UAV)。

3-6 劈理與坡向關係對重力邊坡變形型態之影響

將野外調查蒐集之各邊坡劈理面位態資訊結合坡度圖判定之邊坡坡向，應用於 Chigira (1992)提出之具葉理岩體中依不同葉理位態及坡向關係所建立的岩體潛移型態(圖 2-3)，繪製各邊坡之重力邊坡變形剖面。由其關

係圖可知即使邊坡類型(此處係指順向坡、逆向坡)相同，但岩體中葉理傾角的變化依然會導致變形產狀有些微的差異或是造成不同種類的變形型態，由此可見劈理面位態與坡向之相互關係強烈控制了岩體的重力邊坡變形型態，因此此分類將搭配進行現地勘查時觀察到的實際岩體變形現象，應用於預測各邊坡經歷長期重力影響下可能之變形模式。

3-7 地質構造與岩坡破壞模式

利用坡度圖對各邊坡進行的地貌特徵判釋顯示研究區內並非僅有劈理此類不連續面存在，大量可判釋出的線型特徵表示實際上有二至三組具方向性的地質構造共同控制岩坡之變形、破壞模式，因此結合使用不連續面位態進行的岩坡破壞分析(Hoek and Bray, 1981; 翁作新，1987； Singh et al., 2021; Gigli et al., 2022)，如圖 2- 8 所示，以及參考 Vick et al. (2020) 提出不同地質構造對岩坡破壞的控制機制 (圖 2- 7)，並搭配重力邊坡變形型態的可能性有助於提升岩坡實際變形及破壞情況的可靠度。

四、 研究成果

本研究共判釋及分析研究區域中的七個場址，其空間分布與位置如圖 2- 1 所示，並以鄰近選定邊坡之地名為各邊坡命名，包含高峰山(Gaofeng Mountain)、幽情谷(Youqing Valley)、巴蘭(Paran)、幼獅(Yoshih)、雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)及眉溪山(Meihsi Mountain)。如將上述所有場址之研究、調查結果依序陳述將造成內容重複性高且冗長，因此本章節僅敘述深層重力邊坡變形演化階段之四個代表性邊坡案例，其涵蓋完整之重力邊坡變形演化序列，從早期至崩塌階段，其餘邊坡之研究成果僅由圖表呈現，表 4- 1 展示各邊坡之關鍵屬性總結，表 4- 2 則呈現各邊坡深層重力邊坡變形型態、演化階段、崩崖比及歷史崩塌面積比例之統整。

4-1 地貌特徵判釋

高峰山(Gaofeng Mountain)：圖 4- 1a 顯示此邊坡之冠部區域可判釋出尚未連貫的弧型線性陷落特徵，表示其可能逐漸發育形成涵蓋整體邊坡的主崩崖，而邊坡整體預計將往東南方潛移；邊坡兩側翼部及坡趾處已可判釋出次崩崖特徵；位於趾部的河道為攻擊岸，表示坡趾材料可能受到河流的強烈侵蝕，而蝕溝發育情況良好，已侵蝕至坡頂區域；線型特徵集中於坡中蝕溝侵蝕處及邊坡左側坡趾處，方位分別呈現東北-西南向及西北-東南向，如圖 4- 1b 所示。

幽情谷(Youqing Valley)：從圖 4- 2a 可得知，根據此邊坡之坡向預計整體邊坡朝向南南東方向潛移，似乎有發育主崩崖特徵，且其正下方有材料堆積；邊坡中滑動體區域可判釋出多處朝向下坡的弧狀次崩崖特徵，並可於其中一處次崩崖上方判釋出弧型的線性陷落特徵，表示有潛在的新崩崖正逐漸發育中；坡趾處有一條較寬的河道平行流經沖刷趾部材料，侵蝕溝則在坡中幾處位置發育，其中兩條蝕溝發育良好已侵蝕至坡頂處；此邊坡可判釋出大量線型特徵，而位於邊坡左側的線型特徵延伸性高於坡中其他區域，但其方位皆呈現一致的西北東南向(圖 4- 2b)。

巴蘭(Paran)：由圖 4- 3a 可知此邊坡已發育弧型主崩崖特徵且其範圍涵蓋整個邊坡，表示邊坡整體朝向西北方潛移；邊坡中主要滑動體區域可判釋出零星弧狀且朝向下坡的次崩崖特徵；坡趾處河道為攻擊岸，且可判釋出蝕溝發育侵蝕坡體，此邊坡左側之蝕溝則已侵蝕至接近坡頂處；於蝕溝發育處可判釋出些許線型特徵，且其方位幾乎平行於邊坡的走向方向(圖 4- 3b)。

幼獅(Yoshih)：圖 4- 4a 顯示此邊坡已發育主崩崖特徵且呈現明顯的階梯狀落差，其範圍涵蓋整體邊坡，顯示坡體朝向西方潛移，而在此已明顯發育的主崩崖後方可判釋出弧形的線性陷落特徵，如其持續發育可能會逐漸擴大並連貫形成新的崩崖；坡中發育許多朝向下坡面的弧型次崩崖特徵；趾部河流平行經過沖刷坡趾，侵蝕溝發育良好，幾乎整體邊坡皆受蝕

溝侵蝕且近乎已侵蝕至坡頂處；許多線型特徵被判釋於蝕溝處，但其主導方位在不同區域有些差異，主要呈現西北-東南向及東北-西南向，如圖 4-4b 所示。

雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)及眉溪山(Meihsi Mountain)邊坡之詳細地貌特徵判釋結果與線型特徵方位統計則呈現於圖 4-5 至圖 4-7。

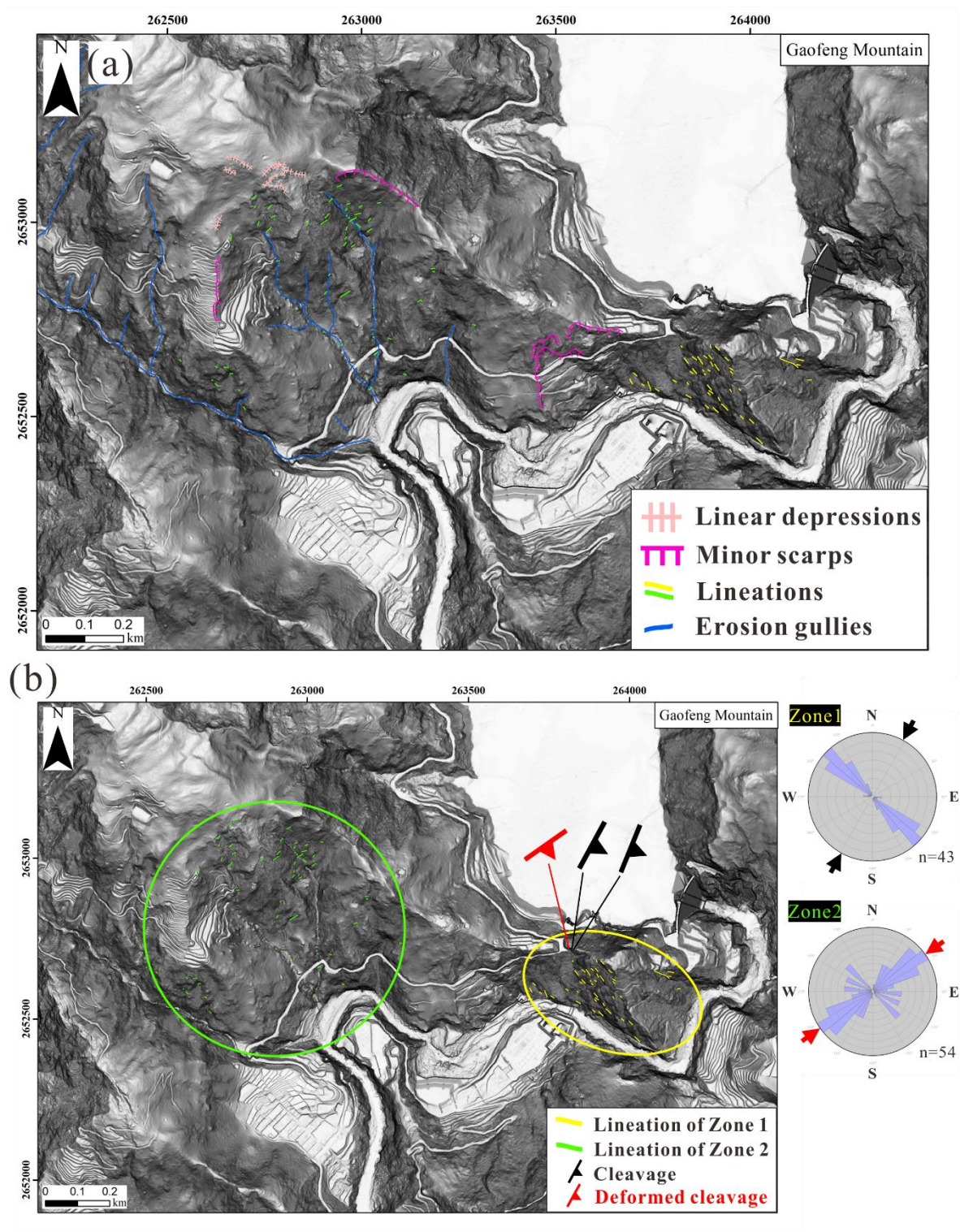


圖 4- 1 高峰山邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位分別為 NW-SE 與 NE-SW，黑與紅箭頭分別代表現地量測之劈理及變形劈理的走向方向。

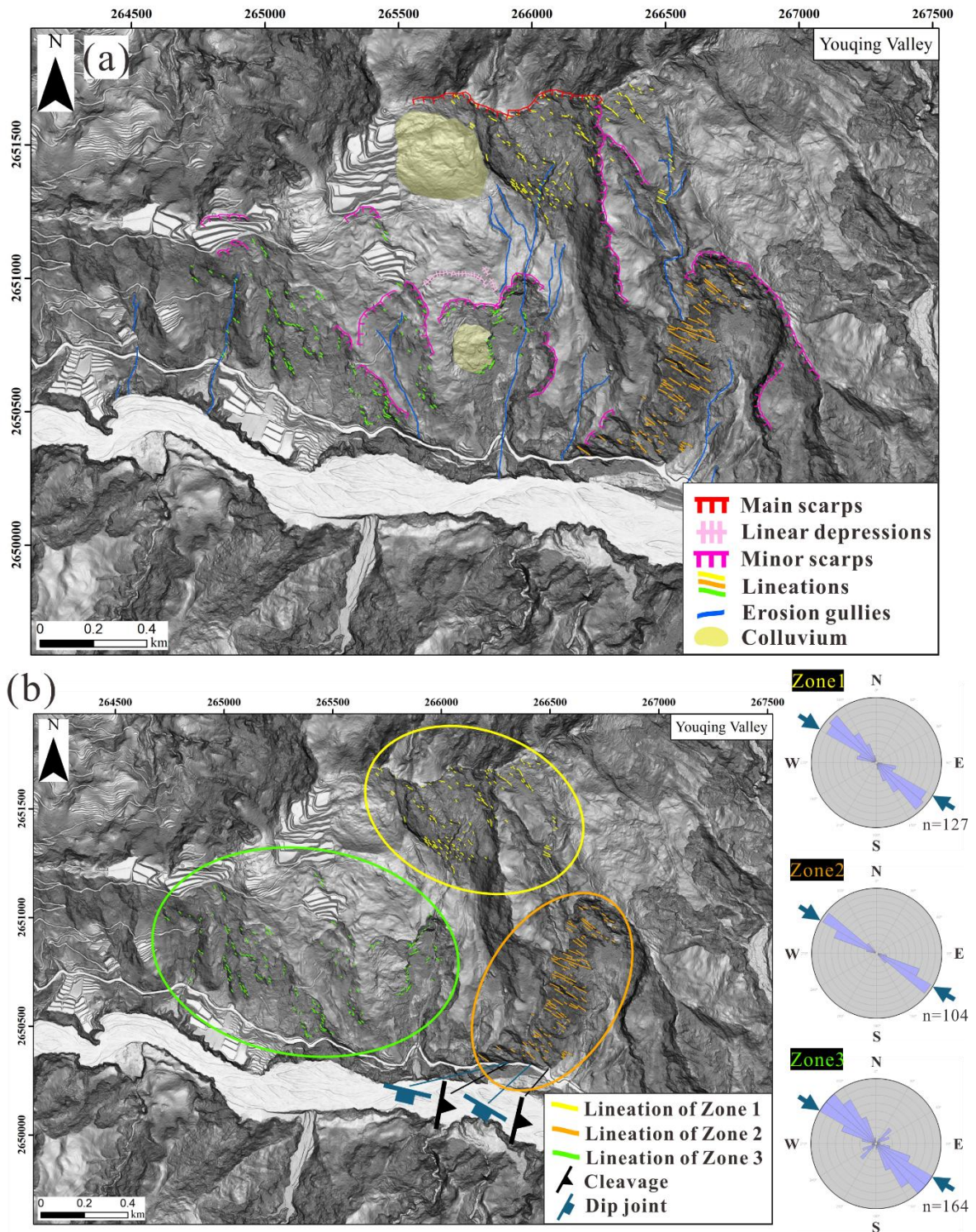


圖 4- 2 幽情谷邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆呈現 NW-SE，藍箭頭表示現地量測劈理之傾向節理的走向方向。

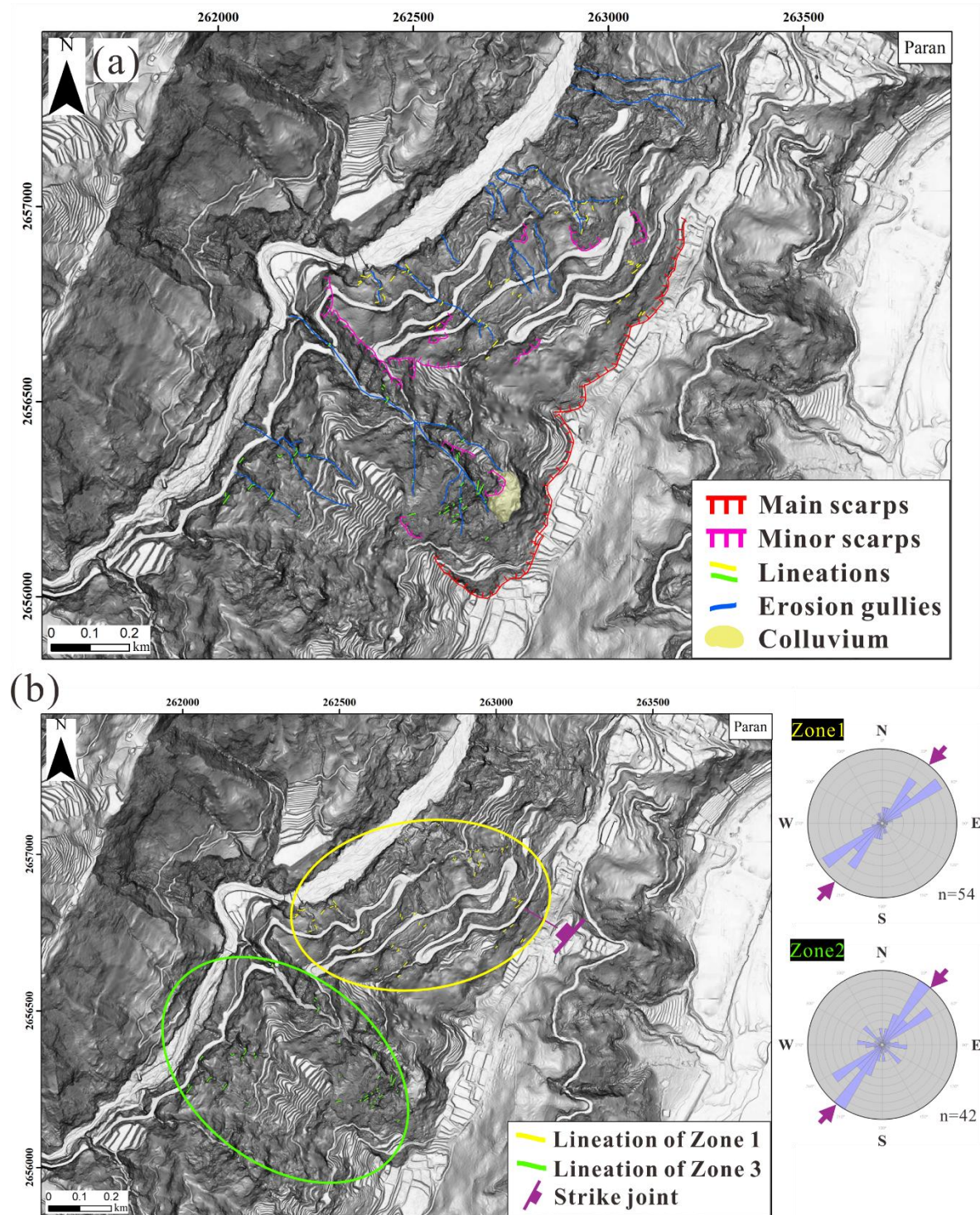


圖 4- 3 巴蘭邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆為 NE-SW，紫箭頭表示現地量測劈理之走向節理的走向方向。

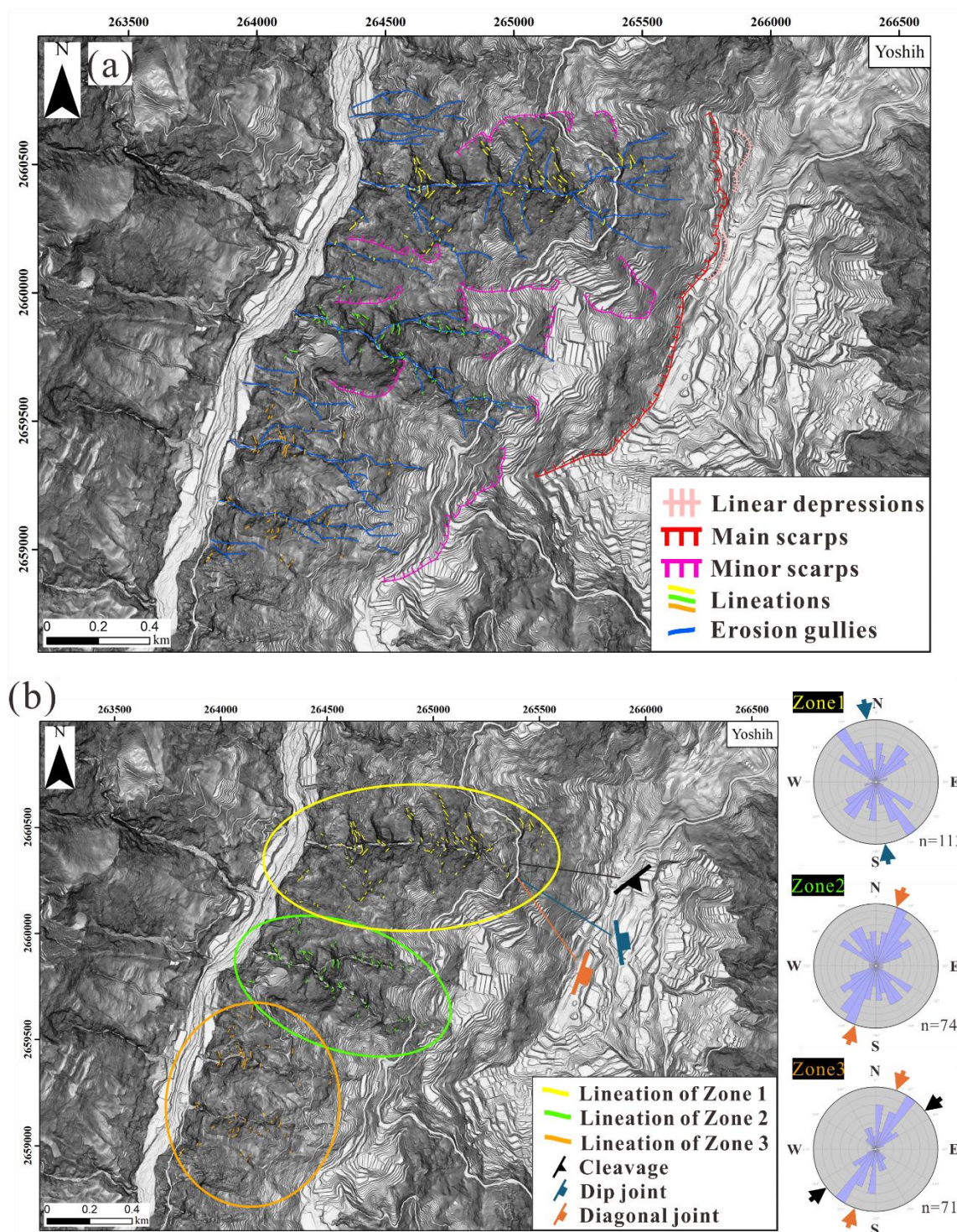


圖 4- 4 幼獅邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位主要呈現 NW-SE 及 NE-SW，藍、橘與黑箭頭分別代表地量測劈理之傾向、斜向節理及劈理的走向方向。

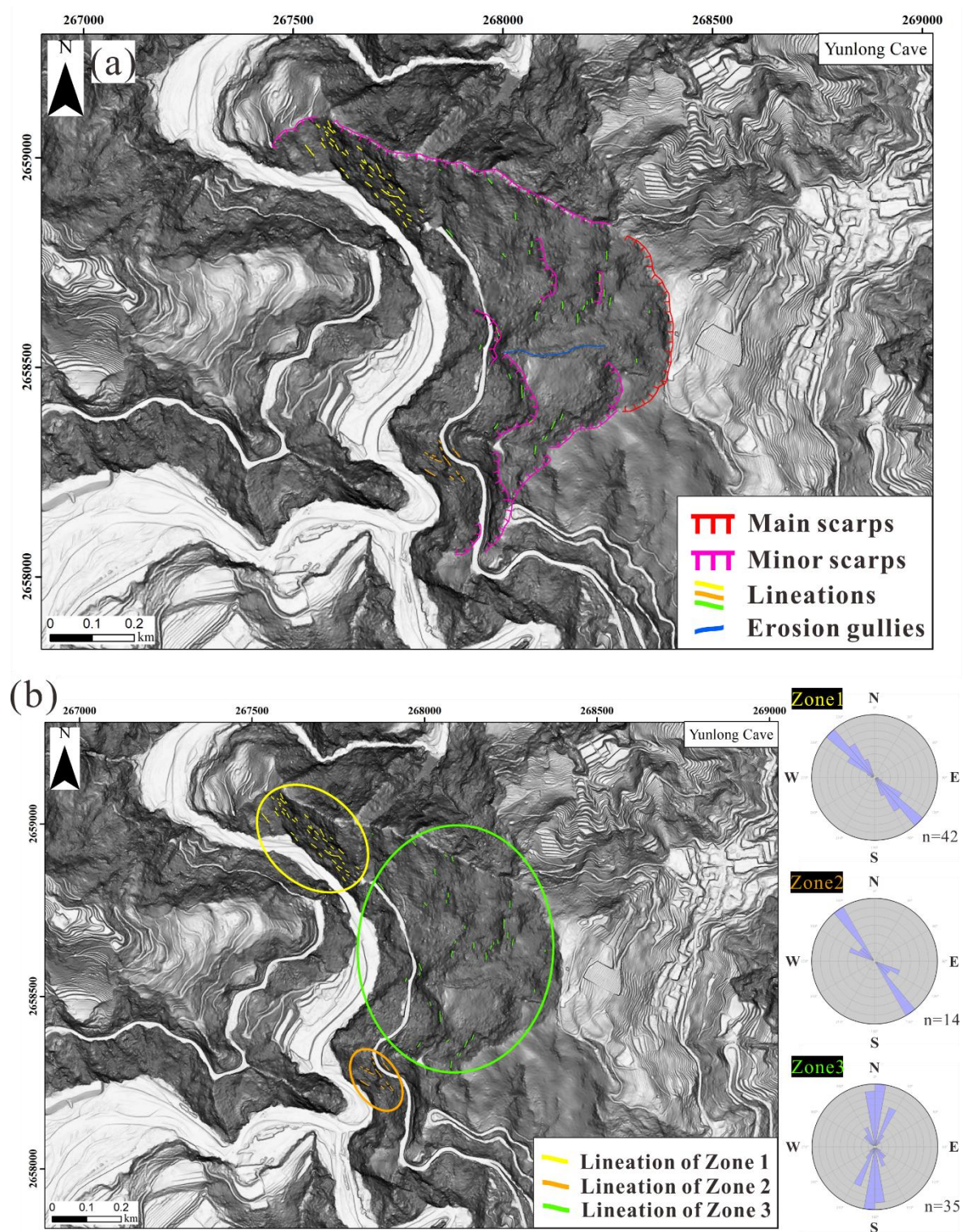


圖 4- 5 雲龍洞邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，方位主要為 NW-SE 及 N-S。

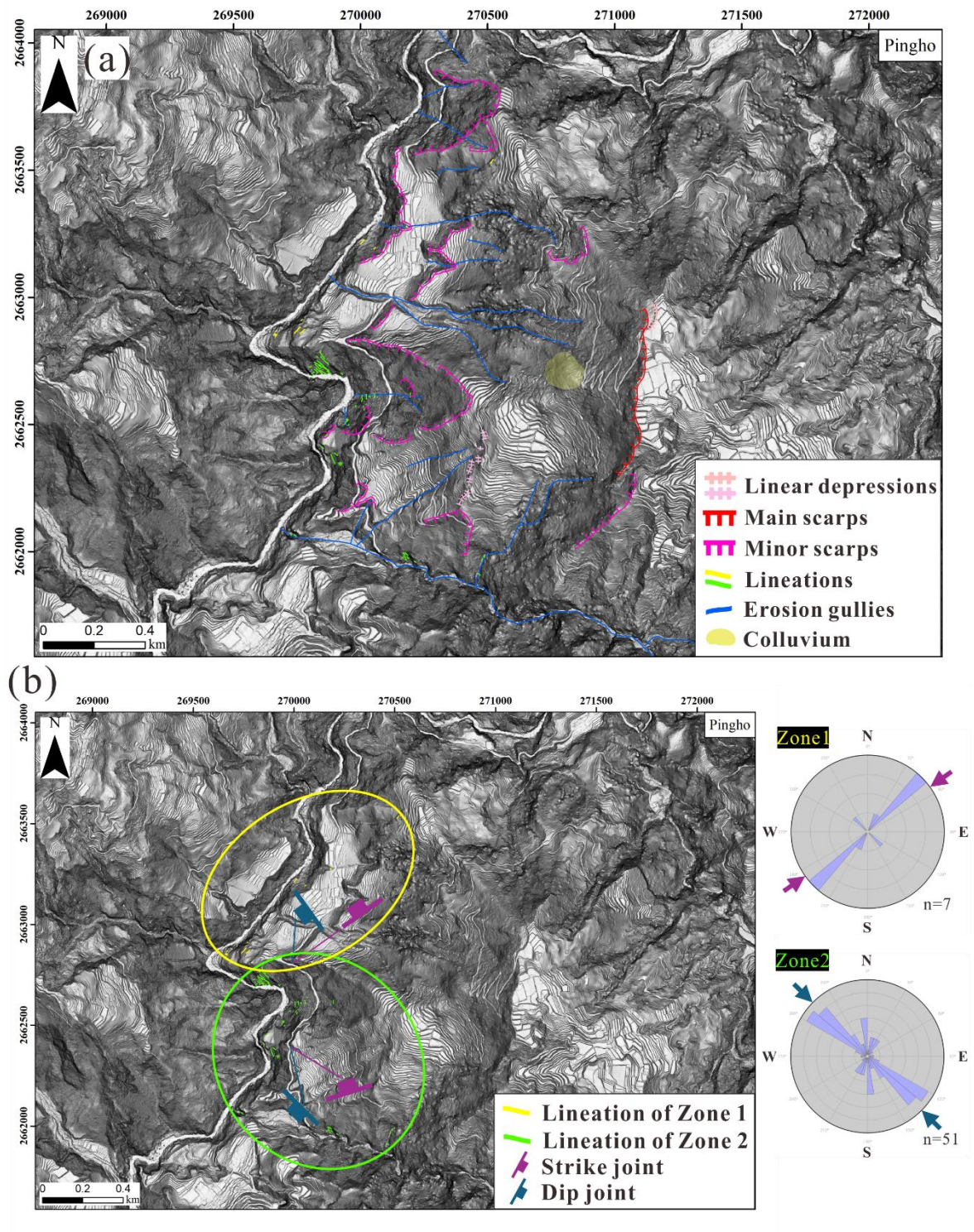


圖 4- 6 平和邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位呈現 NE-SW 及 NW-SE，紫與藍箭頭分別表示現地量測劈理之走向及傾向節理的走向方向。

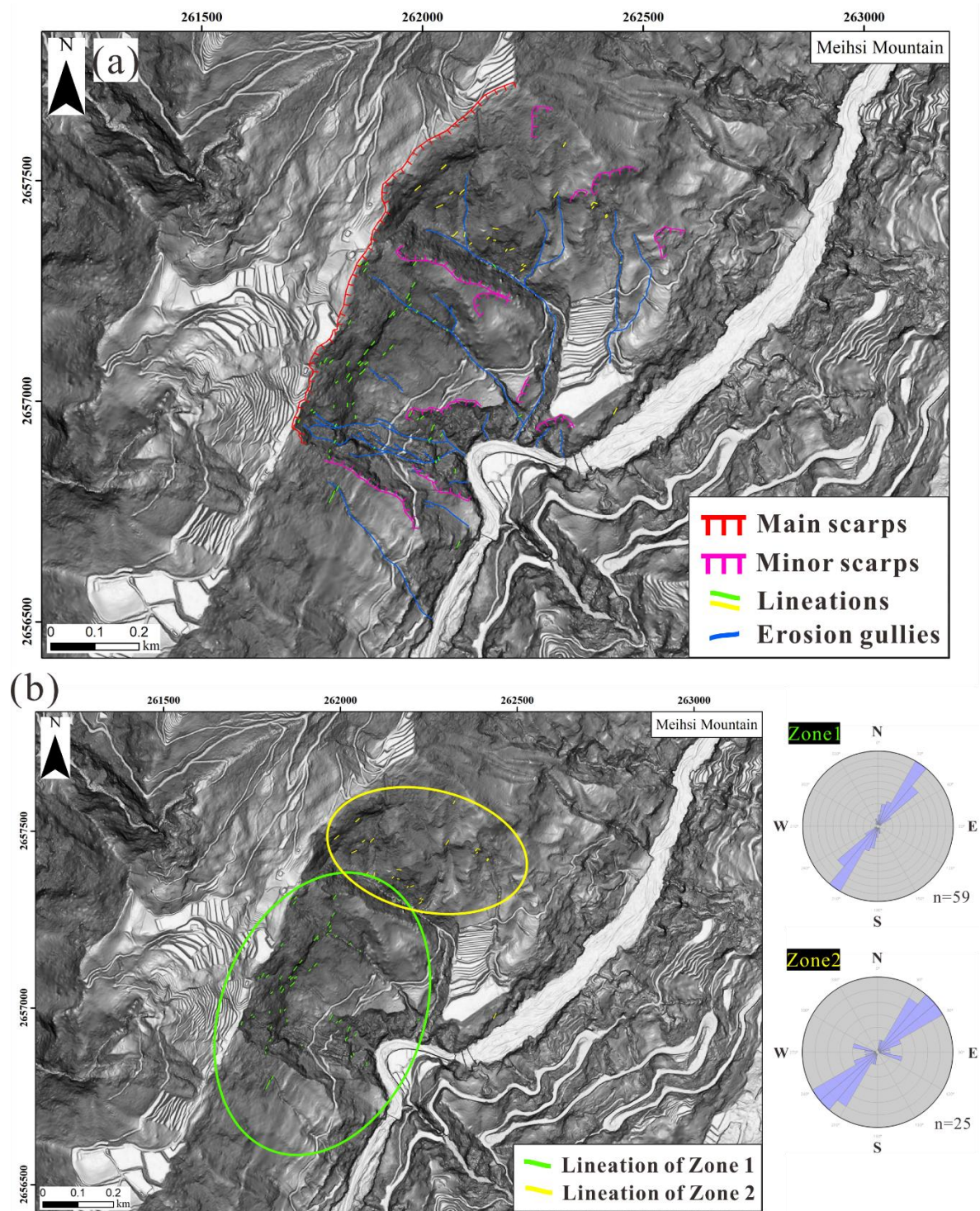


圖 4- 7 眉溪山邊坡之地貌及線型特徵判釋與統計結果，(a)坡度圖地貌特徵判釋結果；(b)判釋之線型特徵分區及統計，其方位皆呈現 NE-SW。

4-2 現地勘查結果及線型構造分析

高峰山(Gaofeng Mountain)：於邊坡左側坡趾處量測的板岩劈理位態約為 NE-SW/60°SE，如圖 4- 8a 所示。露頭上亦可觀察到岩體受擠壓導致破碎且呈 S 型(圖 4- 8c 和圖 4- 8d)；一處道路旁的露頭顯示岩體受重力影響向下彎曲變形，形成傾覆(Toppling)型態(圖 4- 8b)。將劈理位態與判釋的線型特徵對比，可見位於第一區的線型方位與劈理傾向相符，第二區則與變形的劈理走向一致，如圖 4- 1b 所示。

幽情谷(Youqing Valley)：位於坡趾處量測到的板岩劈理位態約為 NE-SW/35°SE(圖 4- 9a)。於露頭觀察到岩體有破碎且開裂的情況，以及局部形成拱彎狀的變形，如圖 4- 9b 及圖 4- 9c 所示；道路旁一處擋土牆發生破裂且朝向自由面位移，此位移方向等同於劈理之傾向，且開口寬達 7 公分(圖 4- 9d)；而圖 4- 9e 為使用無人機拍攝位於邊坡左側判釋出延伸性相對較高的線型區域，發現岩體受平滑且延伸性佳的平面切割。此邊坡亦量測到另一組不連續面，其為劈理之傾向節理(Dip joint)，位態約為 NW-SE/75°SW(圖 4- 9a)。將不連續面位態與判釋、空拍的線型特徵比對後，可見三個區域之線型方位皆與劈理之傾向節理的走向高度吻合(圖 4- 2b)。

巴蘭(Paran)：位於接近坡頂處道路旁所量測的板岩劈理位態約為 NE-SW/50°SE(圖 4- 10a)。於露頭觀察之劈理呈近水平分布，如圖 4- 10b 和圖 4- 10c 所示，由拍攝方位與劈理位態比對可得知其為劈理走向之延伸，亦

可見岩體受擠壓導致彎曲變形、破裂，且有許多垂直劈理走向的裂隙。本邊坡尚有兩組不連續面，劈理之走向節理(Strike joint)及傾向節理，位態分別為 NE-SW/53°NW 以及 NW-SE/28°SW(圖 4- 10a)。將不連續面位態與判釋之線型特徵方位對比，可見兩個區域的線型方位皆與劈理之走向節理的走向一致(圖 4- 3b)。

幼獅(Yoshih)：板岩劈理位態量測於邊坡中部的道路上，數據約為 NE-SW/30°SE(圖 4- 11a)。露頭可見岩體變形且彎曲破裂，亦可觀察到許多垂直裂隙(圖 4- 11c)；道路旁有一處大面積的噴漿護坡，如圖 4- 11b，顯示此邊坡之狀態有危及用路人及行車安全疑慮；另一處位於道路旁的擋土牆開裂，其開口寬達 16 公分且朝自由面位移約 6 公分，而此位移方位與邊坡之坡向相同(圖 4- 11d)；於坡趾處發現岩體傾覆的證據，且可辨識出發育之滑動面(圖 4- 11e)。本邊坡亦可觀察到三組不連續面，分別為劈理之走向節理、傾向節理及斜向節理(Diagonal joint)，位態則為 NE-SW/76°NW、NW-SE/81°NE 以及 NE-SW/66°SE，如圖 4- 11a 所示。將不連續面位態與判釋之線型特徵比對，發現各區主導的線形方位分別與不同地質構造相關，位於第一區的線型方位主要與劈理之傾向節理的走向較一致，第二區則主要與劈理之斜向節理的走向相同，而第三區則近乎與劈理及劈理之斜向節理的走向一致(圖 4- 4b)。

雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)及眉溪山(Meihsi Mountain)邊坡之

不連續面位態紀錄、現地調查成果則分別呈現於圖 4- 12 至圖 4- 14。

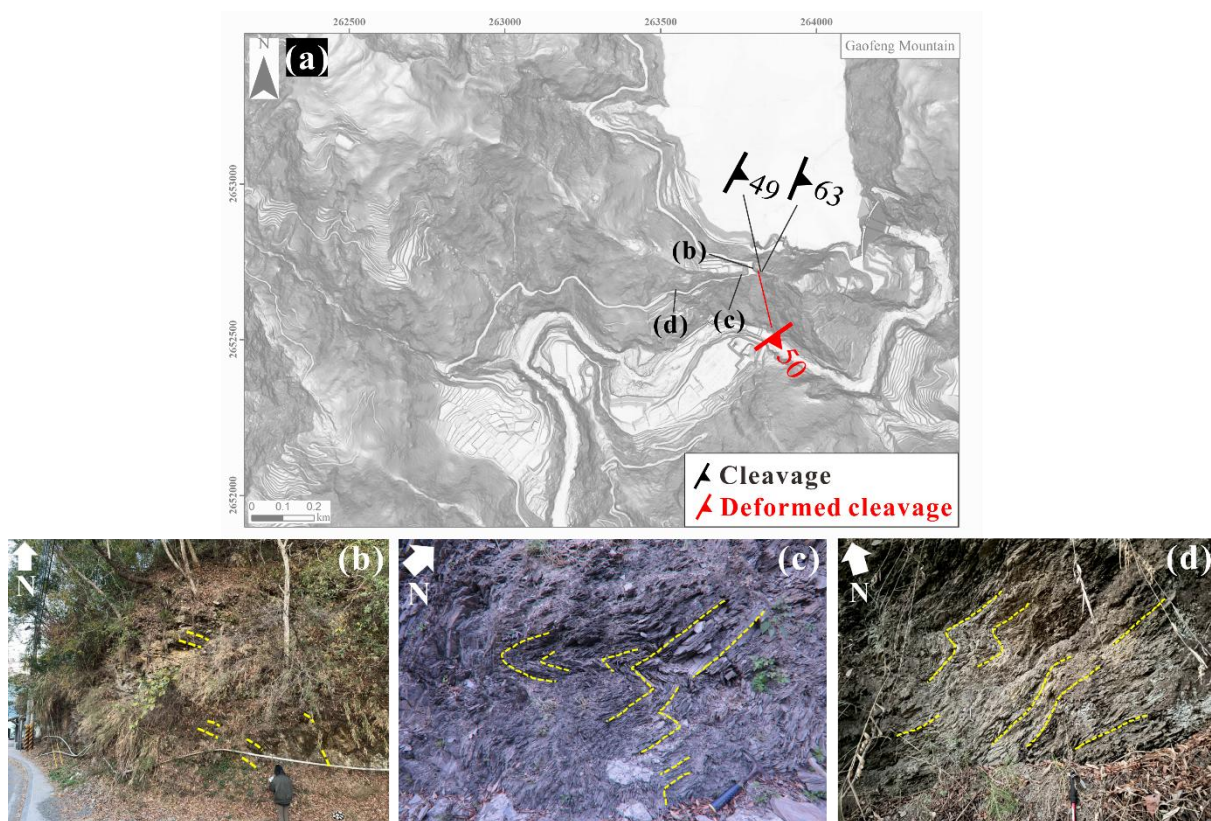


圖 4- 8 高峰山邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)道路旁岩體受重力影響向下彎曲，形成傾覆型態，黃虛線表示劈理延伸方向；(c)-(d)岩體受擠壓導致劈理破碎且呈 S 型變形，黃虛線為劈理延伸方向。(b)-(d)露頭位置分別對應於(a)中所示。

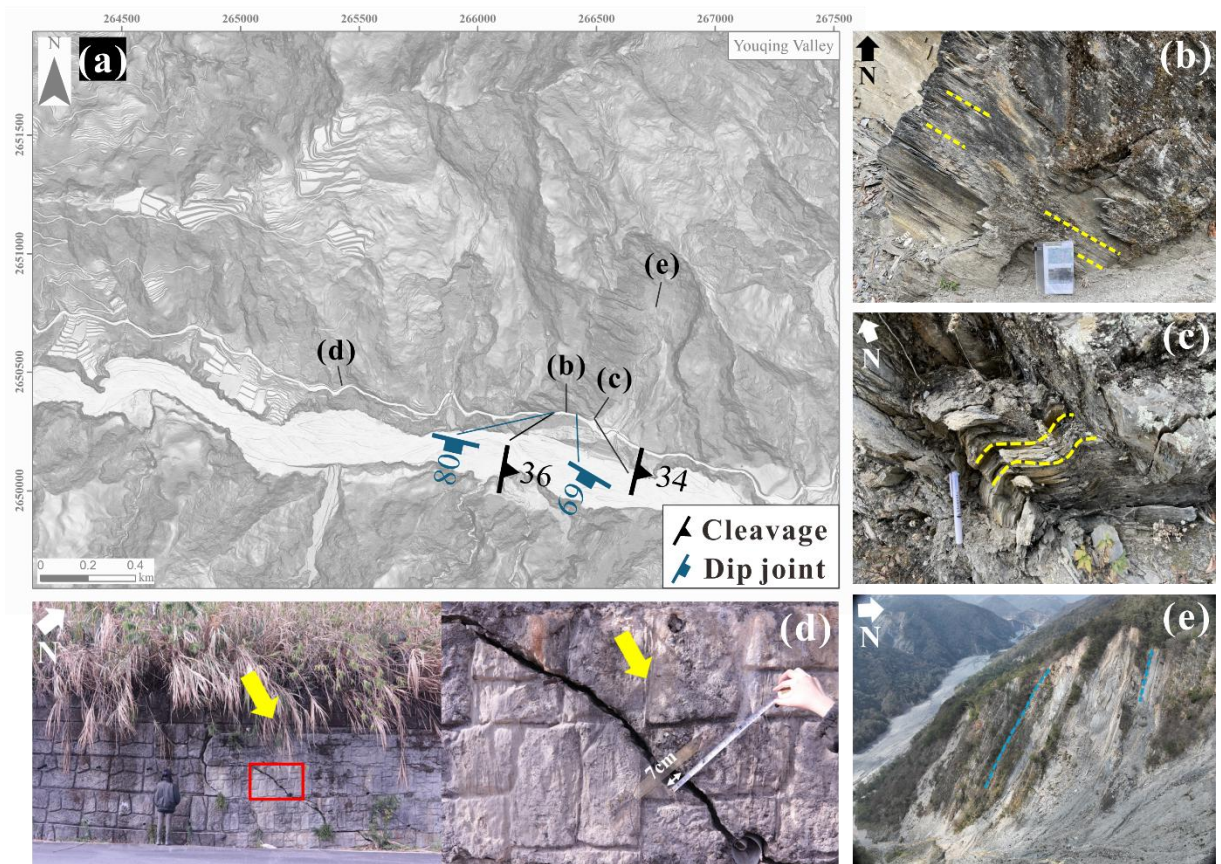


圖 4- 9 幽情谷邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)板岩劈理受重力影響向下方及自由面方向開裂，黃虛線為劈理延伸方向；(c)岩體局部形成拱彎褶皺型之變形形式，黃虛線為劈理延伸方向；(d)擋土牆產生裂隙並朝自由面方向位移，黃箭頭為擋土牆位移方向，紅框表示右圖之範圍；(e)使用無人機拍攝邊坡左側露頭，藍虛線為劈理面與節理面之交線。(b)-(e)露頭位置分別對應於(a)中所示。

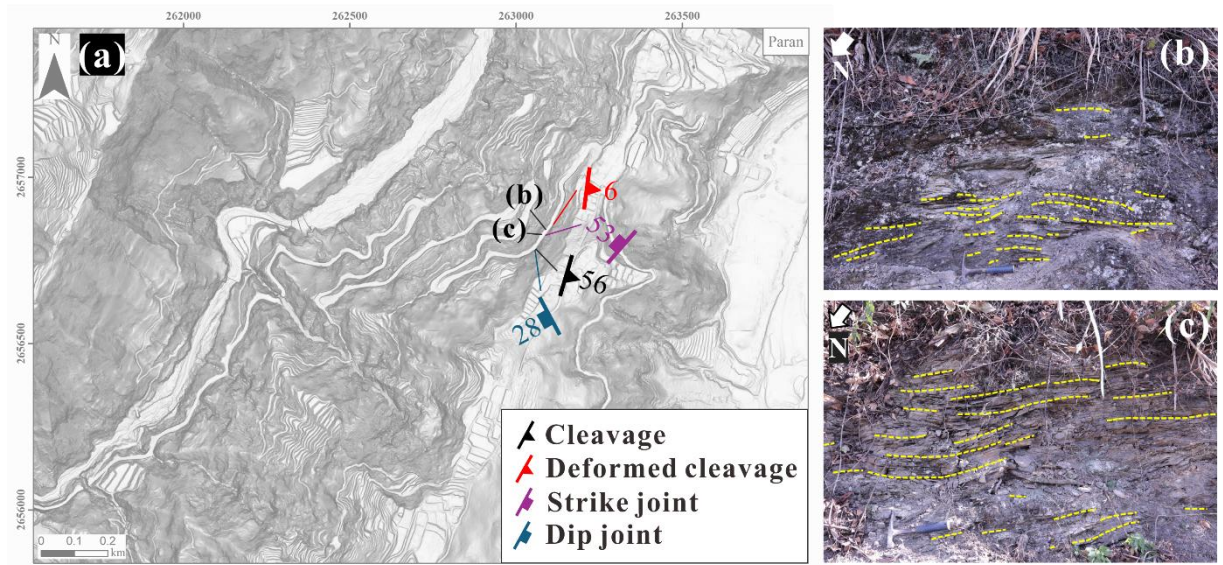


圖 4- 10 巴蘭邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)-(c)劈理呈水平分布之露頭，黃虛線為劈理延伸方向，其位置分別對應於(a)中所示。

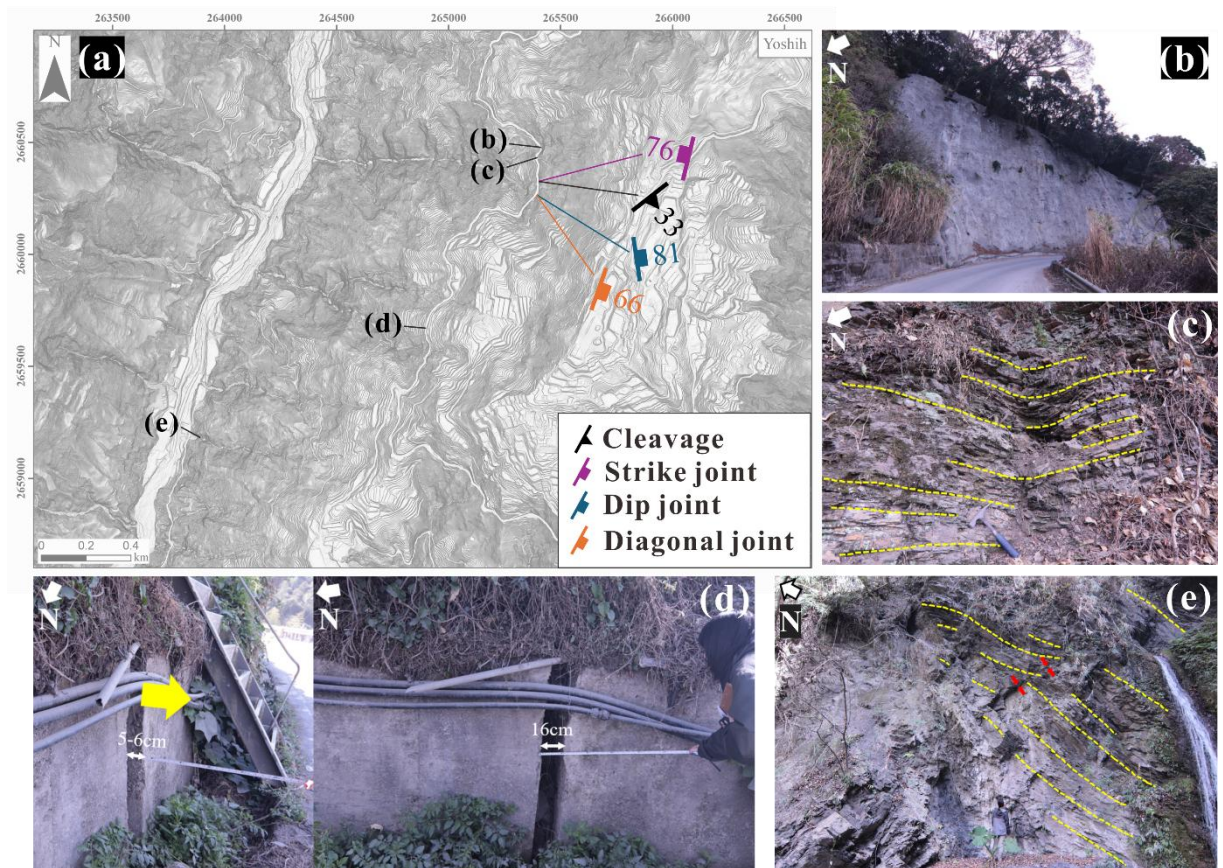


圖 4- 11 幼獅邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)大面積噴漿護坡，防止邊坡風化、侵蝕；(c)岩體受力形成 V 型變形，變形處岩體破碎嚴重，黃虛線為劈理延伸方向；(d)擋土牆破裂且往自由面位移，黃箭頭表示擋土牆位移方向；(e)岩體受重力影響向下彎曲傾覆，且可辨識出發育之剪裂面，黃虛線為劈理延伸方向，紅箭頭表示剪裂面位置。(b)-(e)露頭位置分別對應於(a)中所示。

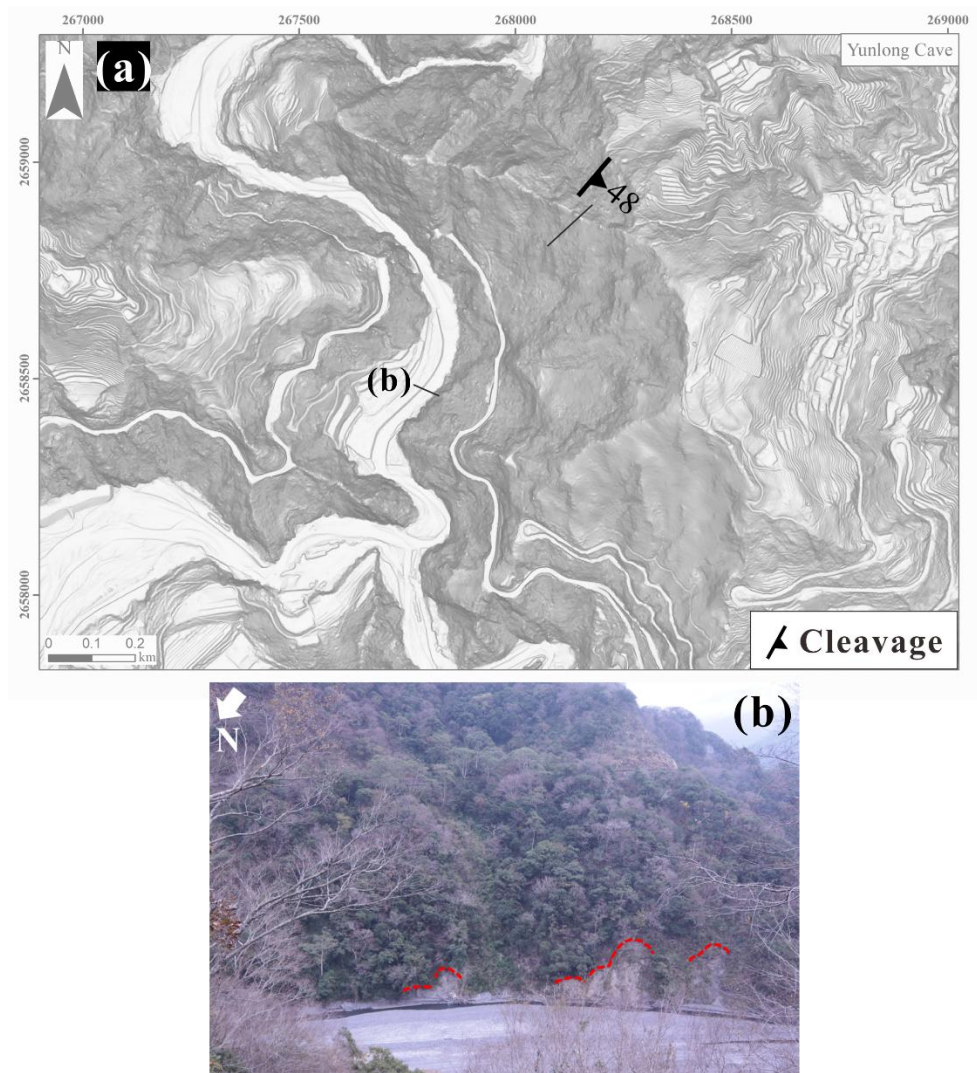


圖 4- 12 雲龍洞邊坡野外調查成果，(a)劈理位態與其位置取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)；(b)坡趾受河流沖刷侵蝕導致植被裸露且發生崩塌，紅虛線為崩塌之上緣，露頭位置為(a)中所示。

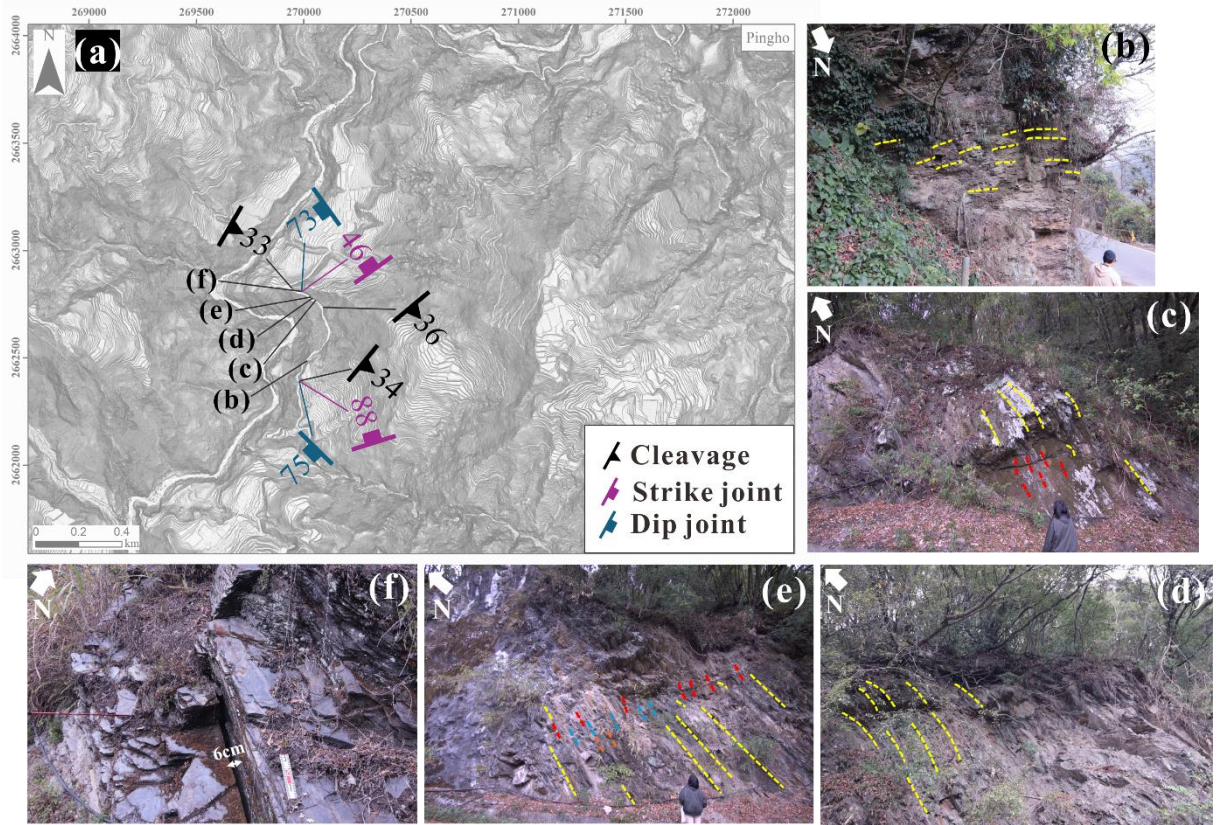


圖 4- 13 平和邊坡野外調查成果，(a)不連續面位態與其量測位置；(b)、(d)道路旁岩體受重力影響向下彎曲，形成傾覆型態的變形，黃虛線為劈理延伸方向；(c)露頭上方岩體受重力作用折彎變形，下方則發育一條明顯剪裂面與細微破裂，黃虛線為劈理延伸方向，紅箭頭則為剪裂面位置；(e)岩體高度風化且破碎，且可觀察到剪裂面發育，黃虛線為劈理延伸方向，紅、藍及橘箭頭分別表示不同剪裂面位置；(f)此露頭為量測劈理之走向及傾向節理之點位，可觀察到傾向節理面存在寬 6 公分之裂隙，推測可能為岩體解壓所致。(c)及(e)露頭之剪裂面皆朝向西方，與坡向相同，因此推測可能為重力作用導致的滑移面。(b)-(f)露頭位置分別對應於(a)中所示。

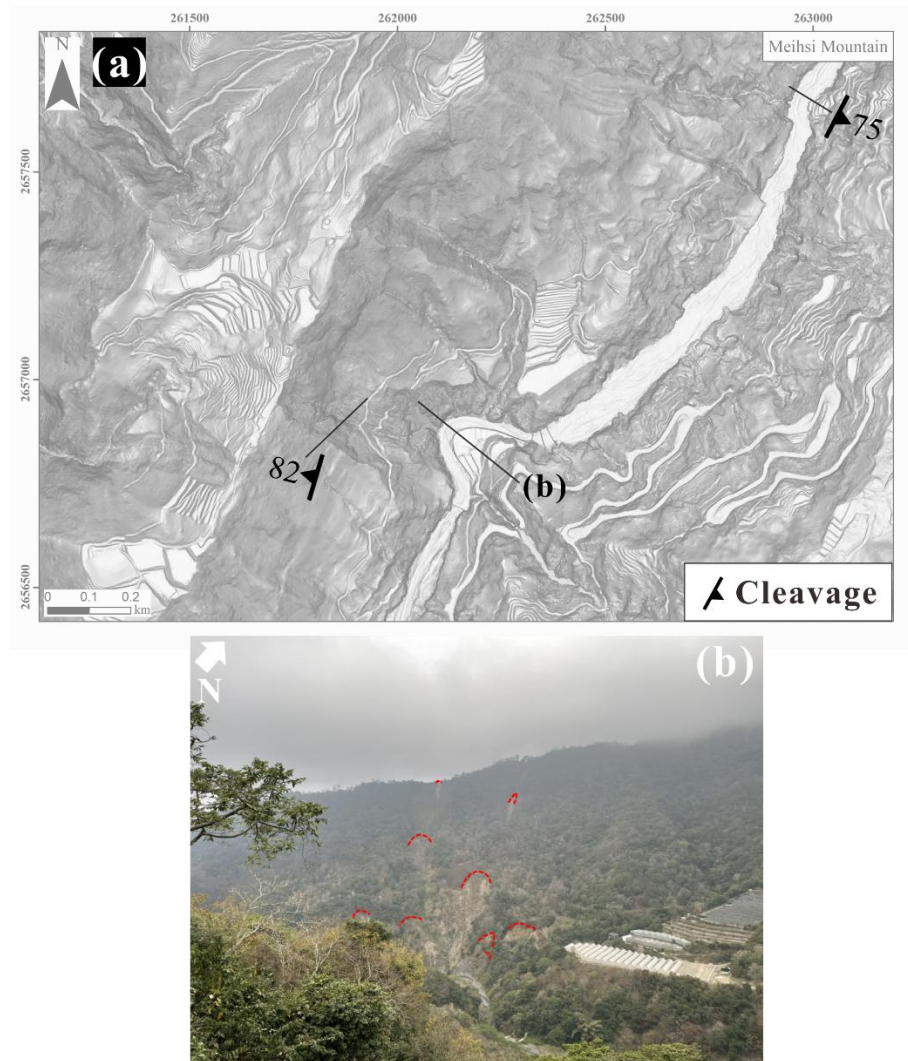


圖 4- 14 眉溪山邊坡野外調查成果，(a)劈理位態與其位置取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)；(b)由遠眺方式觀察可見邊坡多處已因崩塌導致裸露，且崩塌範圍較廣處之下方即為河道攻擊岸，紅虛線為崩塌之上緣，露頭位置為(a)中所示。

表4-1 本研究七處場址之劈理位態、地貌特徵及線型構造方位等總結。

場址	坡向	劈理位態	邊坡類型	主要地貌指標	主導線型之方位
高峰山	SE	NE-SW/60°SE	順向斜交坡	冠部弧形陷落；趾部次崩崖；蝕溝	NE-SW 及 NW-SE
幽情谷	S	NE-SW/35°SE	順向斜交坡	主崩崖；坡中次崩崖； 局部崩塌上方的弧形陷落；趾部蝕溝	NW-SE，與劈理的傾向節理一致
巴蘭	NW	NE-SW/50°SE	逆向坡	連續的主崩崖；坡中次崩崖；趾部蝕溝	NE-SW，與劈理的走向節理一致
幼獅	W	NE-SW/30°SE	逆向斜交坡	階梯狀主崩崖；冠部線性陷落； 坡中次崩崖；廣泛的蝕溝	NW-SE 及 NE-SW
雲龍洞	W	NE-SW/SE*	逆向斜交坡	連續的主崩崖；坡中次崩崖； 蝕溝發育有限	趾部 NW-SE；坡中 N-S
平和	W	NE-SW/35°SE	逆向斜交坡	主崩崖；多種的次崩崖與線性陷落； 趾部蝕溝	NE-SW 與劈理的走向節理一致； NW-SE 與劈理的傾向節理一致
眉溪山	SE	NE-SW/SE*	順向坡	階梯狀主崩崖；坡中次崩崖； 廣泛的蝕溝	NE-SW

*表示資料為根據地質圖或周遭地質構造數據推斷，無法於野外量測其資料。

4-3 深層重力邊坡變形之演化階段及崩崖比

將利用坡度圖進行的地貌特徵判釋結果相應地繪製於各邊坡之剖面中，並將其與 Toločka (2025)提出之典型深層重力邊坡變形演化階段概念模型比對，同時將所判釋之崩崖特徵進行崩崖比計算(Chigira et al., 2013)，得以將歸納之演化階段與崩崖比數據進行比對，分析其關聯性。

所訂定的各邊坡剖面線位置主要由兩點因素控制，一為較能反映整體重力邊坡變形之地貌特徵，二為邊坡預計之潛移方向。

高峰山(Gaofeng Mountain)邊坡之剖面位置展示於圖 4- 15a，由剖面可發現位於邊坡冠部有細微的陷落特徵但並無崩崖發育，代表深層剪裂帶正在發育，因此將邊坡歸類為僅於冠部發育線性陷落特徵的早期階段(Early stage)，崩崖比為 3%，如圖 4- 15b 及圖 4- 15c。

幽情谷(Youqing Valley)邊坡剖面位置如圖 4- 16a 所示，以邊坡整體往南南東滑動的趨勢來說，從剖面中可觀察到主崩崖的發育，但未有明顯落差特徵，表示深層剪裂帶正逐漸發育成連續，基於以上原因將本邊坡判定為成熟階段(Mature stage)，而此邊坡之崩崖比為 6%(圖 4- 16b 與圖 4- 16c)。

巴蘭(Paran)邊坡之剖面位置如圖 4- 17a 所示，將判釋之地貌特徵繪製於剖面後可見明顯的主崩崖，表示深層重力邊坡變形發育的剪裂帶已連續形成滑動面，將其向下延伸可估計發育之滑動面深度，因此將本邊坡判斷

為部分崩塌階段(Partial collapse stage)，崩崖比則為 19%(圖 4- 17b 及圖 4- 17c)。

幼獅(Yoshih)邊坡剖面位置如圖 4- 18a，由剖面可觀察到主崩崖已朝向下坡延伸較長距離且具有階梯狀落差，表示深層滑動面持續發育並向下坡滑落至較大深度，且於坡度圖判釋的主崩崖後方已發育弧形線性陷落特徵，因此將邊坡歸類為崩塌階段(Collapse stage)，而崩崖比為 30%，如圖 4- 18b 與圖 4- 18c 所示。

雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)與眉溪山(Meihsi Mountain)邊坡之演化階段判定及崩崖比數據呈現於圖 4- 19 至圖 4- 21。

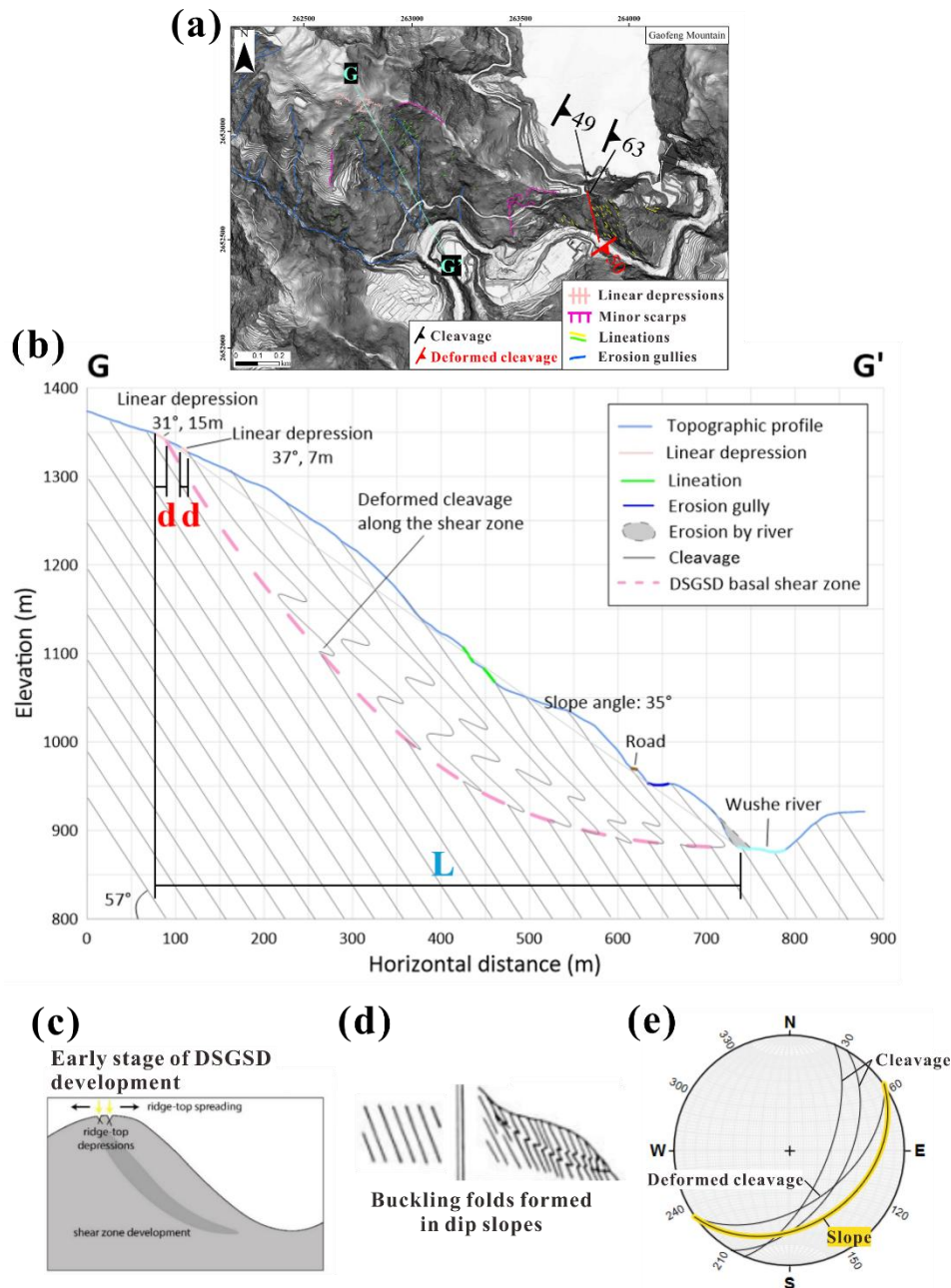


圖 4- 15 高峰山邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 GG'位置；(b)地貌特徵與 GG'位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為3%；(c)早期階段示意圖(Toločka, 2025)，由 GG'剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)順向坡拱彎褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為順向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拱彎褶皺型並呈現於 GG'剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理傾向與坡向一致，因此預計將沿著劈理面往下坡方向產生滑動、變形。

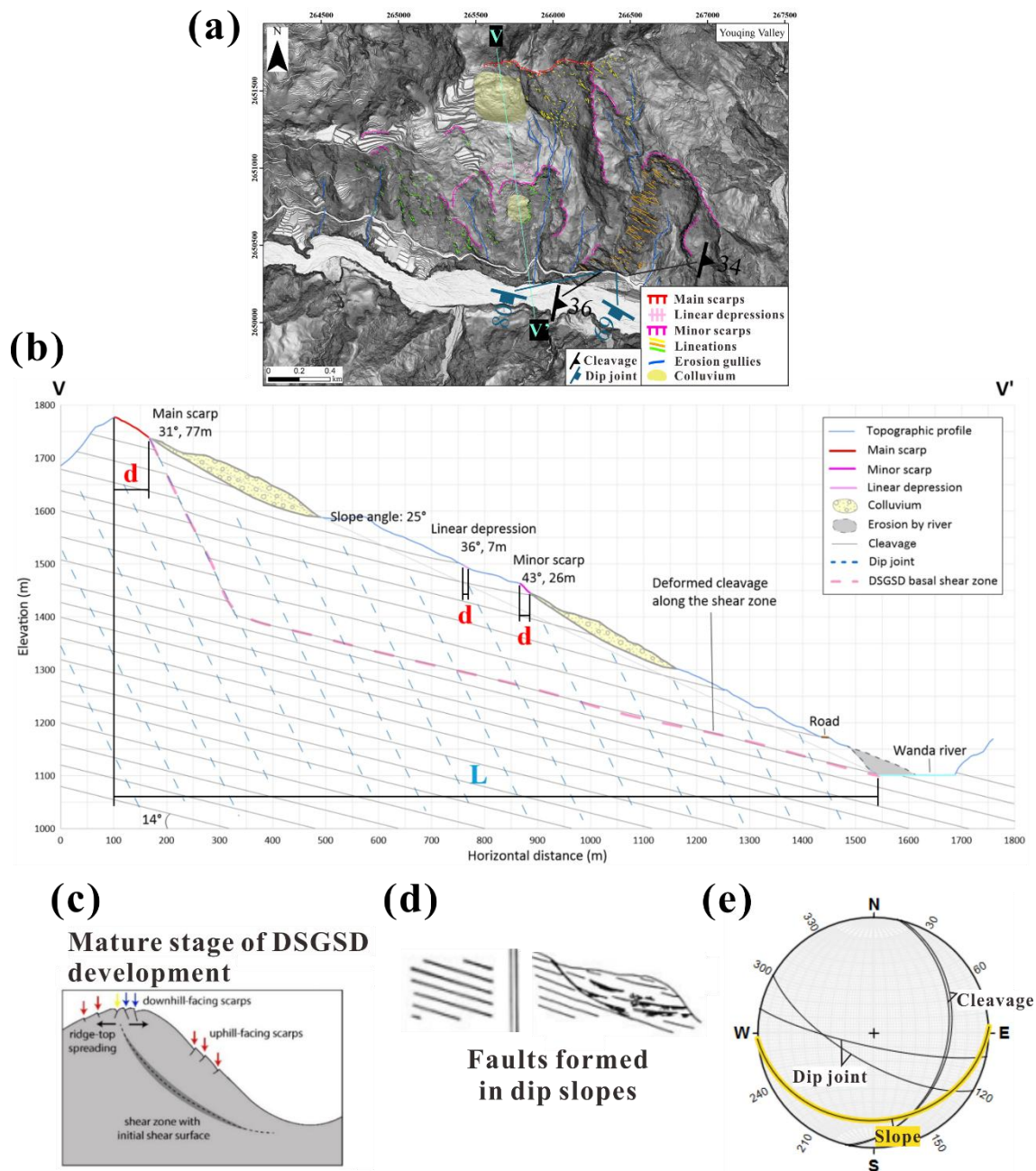


圖 4- 16 幽情谷邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 VV'位置；(b)地貌特徵與 VV'位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為6%；(c)成熟階段示意圖(Toločka, 2025)，由 VV'剖面所呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)順向坡斷層型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為順向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為斷層型並呈現於 VV'剖面中；(e)不連續面位態統計成果，可能由劈理的高傾角傾向節理組先形成破裂面，進一步引起岩體朝下坡方向潛移。

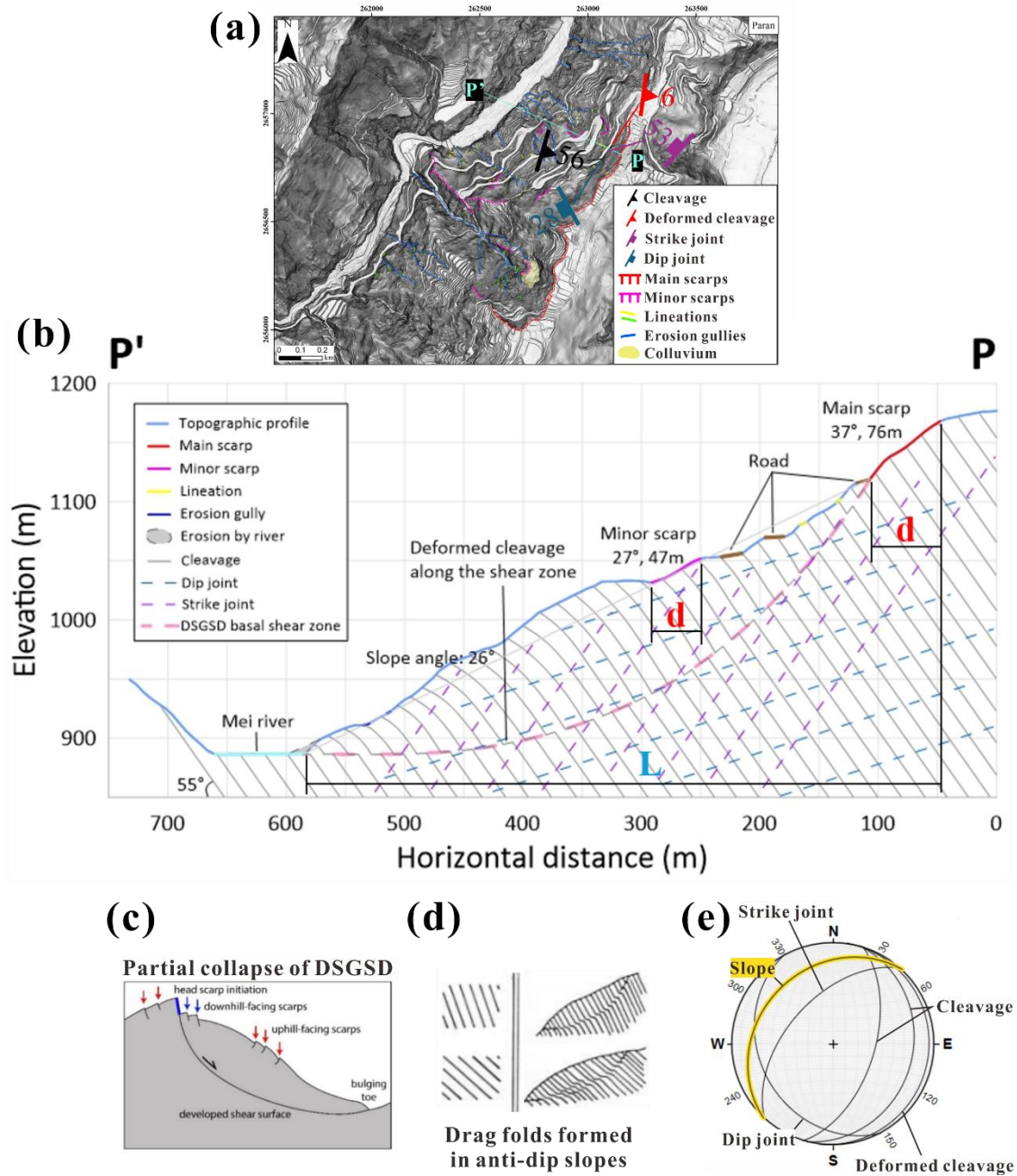


圖 4- 17 巴蘭邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 PP'位置；(b)地貌特徵與 PP'位置對應於(a)所示，崩崖比($\sum d/L$)為 19%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 PP'剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 PP'剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理及傾向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。

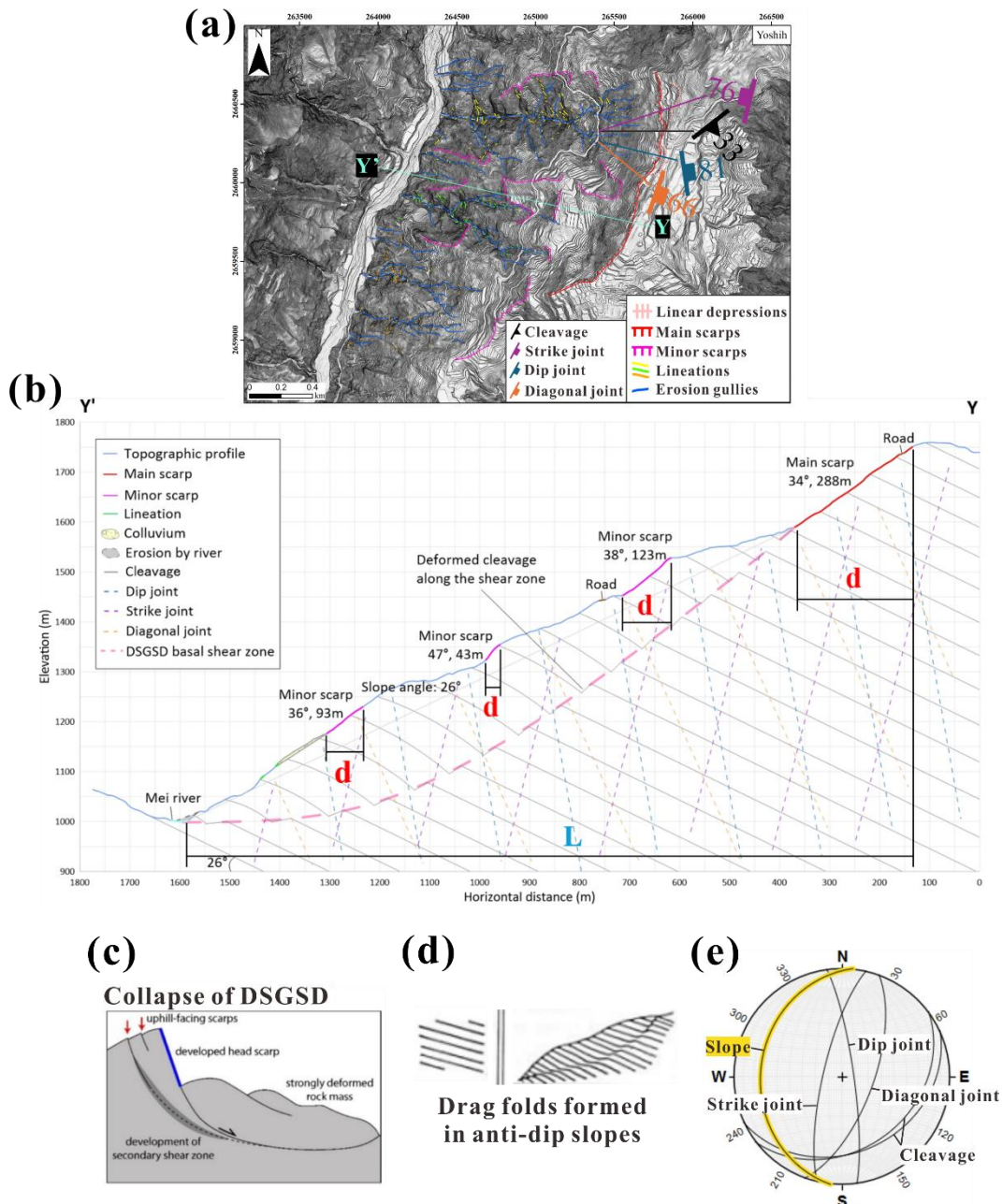


圖 4- 18 幼獅邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 YY'位置；(b)地貌特徵與 YY'位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為 30%；(c)崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 YY'剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 YY'剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理、傾向節理及斜向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。

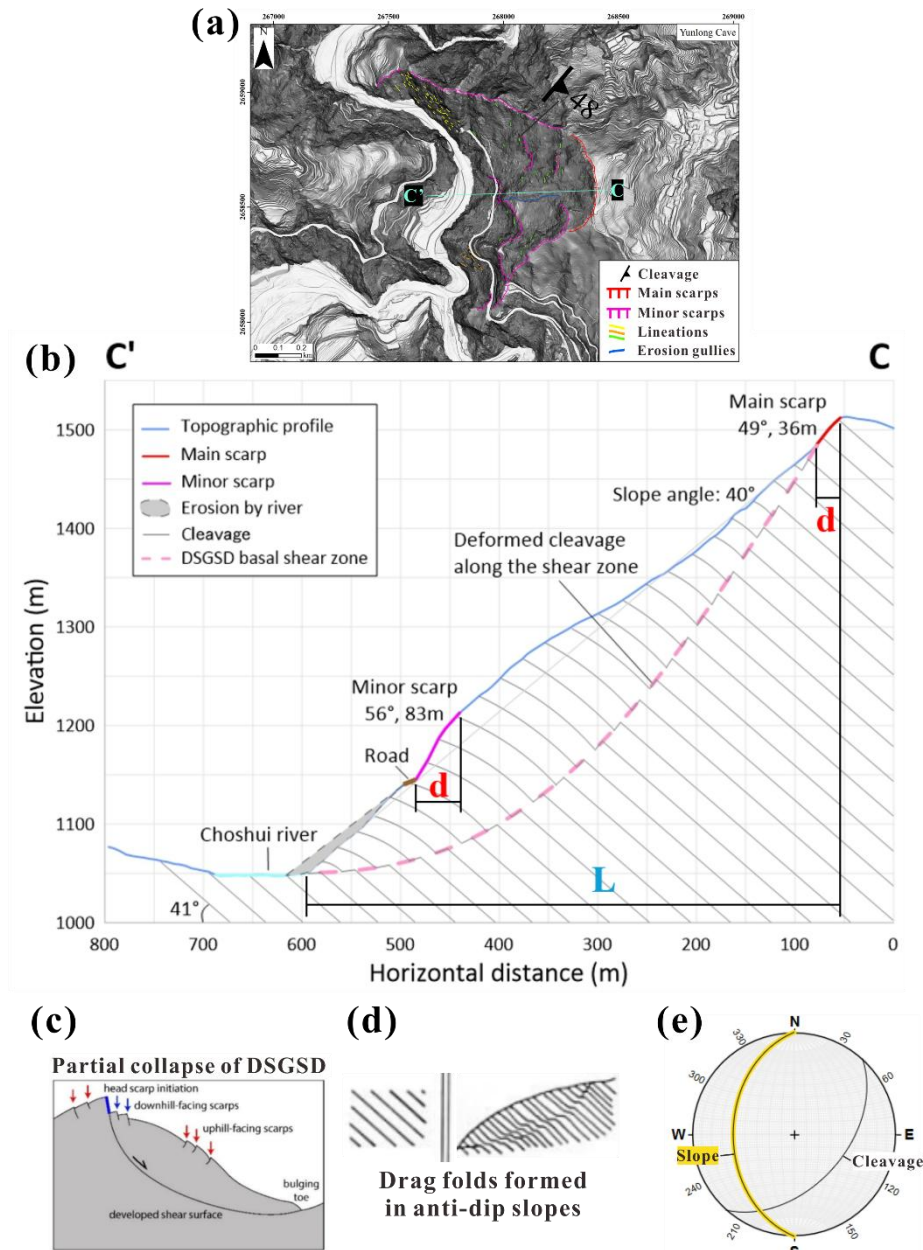


圖 4- 19 雲龍洞邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及CC'位置；(b)地貌特徵與CC'位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為 13%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 CC'剖面所呈現地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知此邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 CC'剖面中；(e)不連續面位態取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)，劈理與坡向關係可能形成撓曲傾覆的破壞模式。

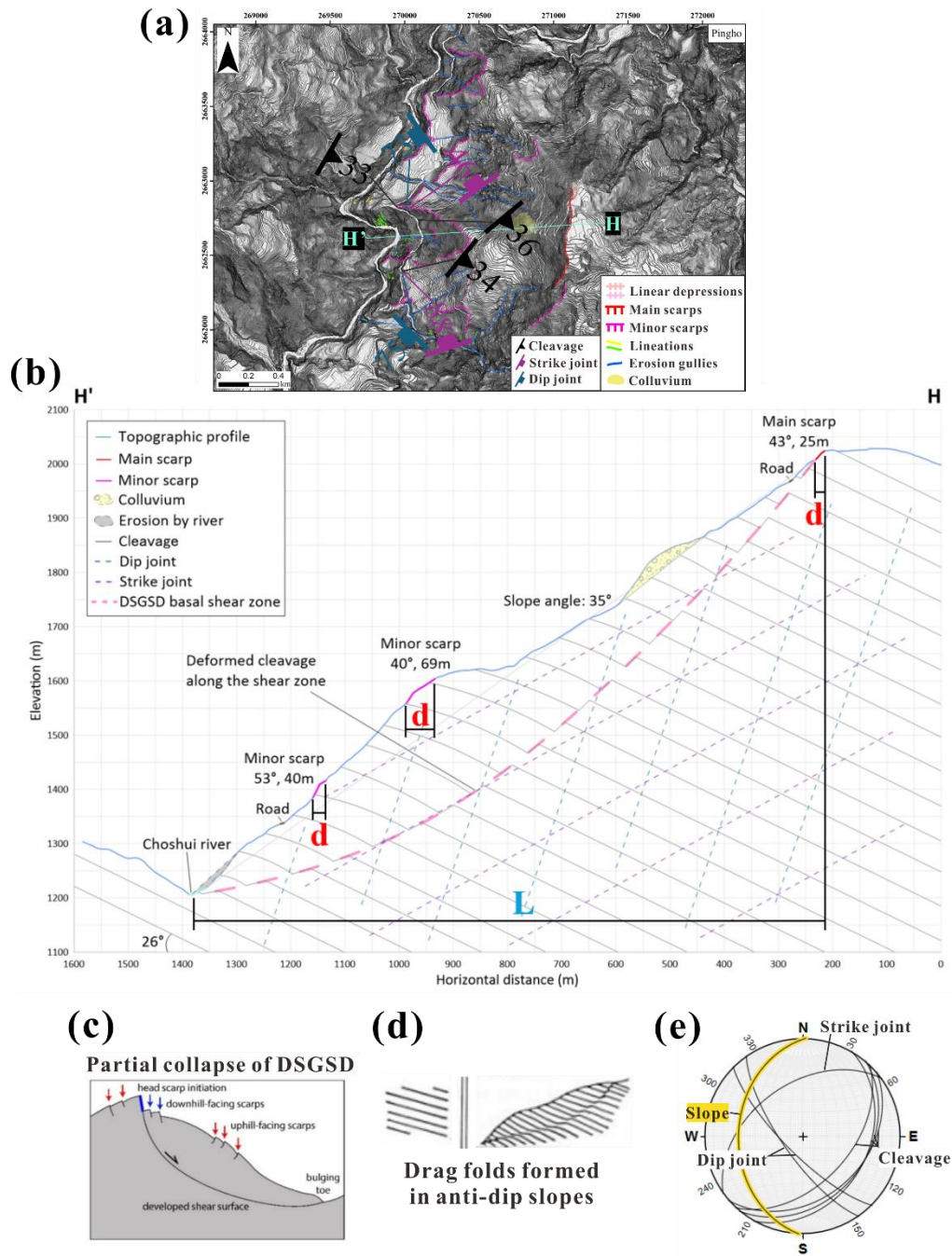


圖 4- 20 平和邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 HH'位置；(b)地貌特徵與 HH'位置對應於(a)所示，崩崖比($\sum d/L$)為8%；(c)部分崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由HH'剖面中呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)逆向坡拖曳褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知邊坡為逆向斜交坡，推測其重力邊坡變形型態為拖曳褶皺型並呈現於 HH'剖面中；(e)不連續面位態統計成果，劈理與劈理之走向節理及傾向節理組交會可能形成塊體傾覆的破壞模式。

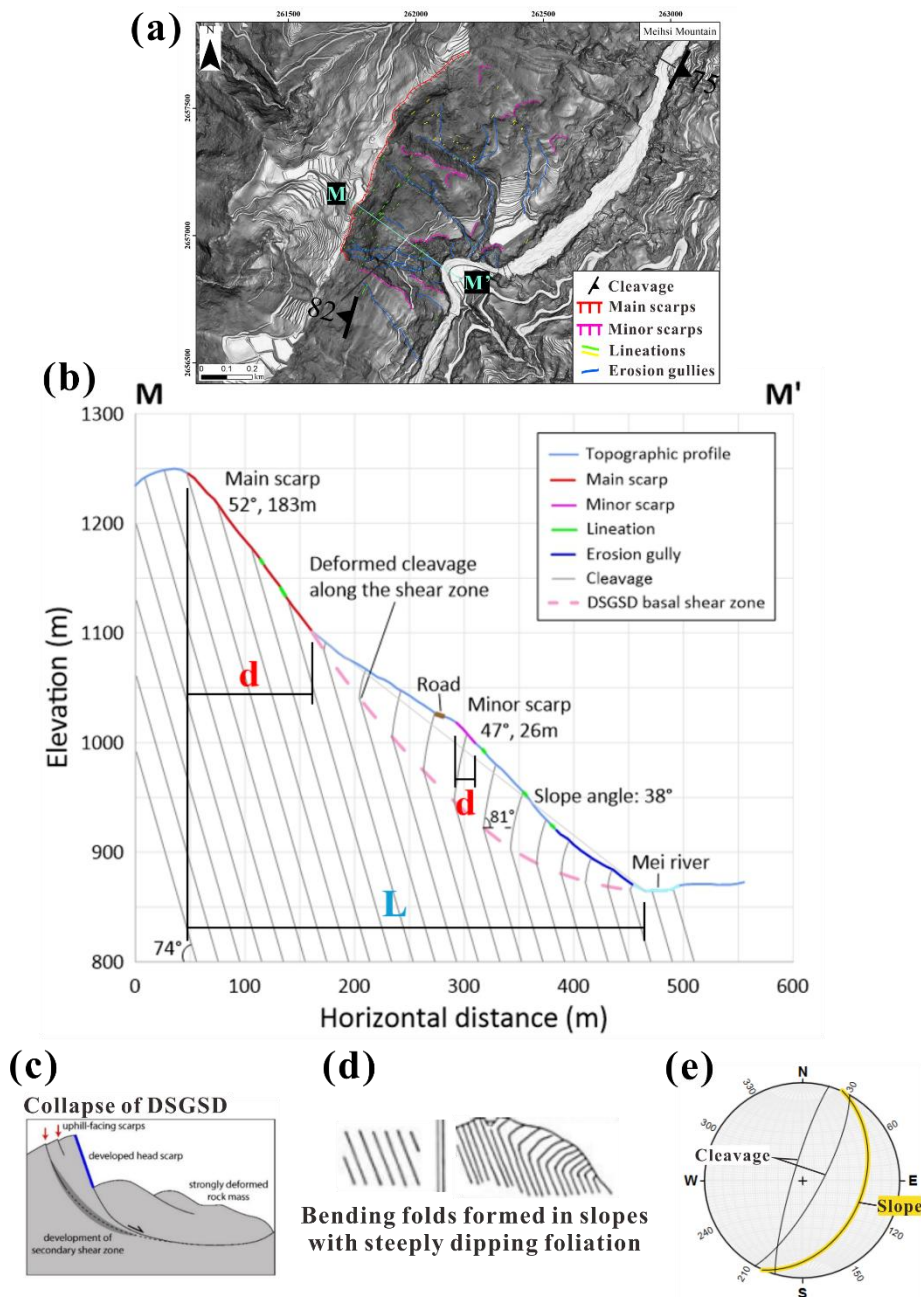


圖 4- 21 眉溪山邊坡剖面與其對應之演化階段及重力邊坡變形型態，(a)坡度圖地貌特徵判釋、不連續面位態及 MM'位置；(b)地貌特徵與 MM'位置對應於(a)所示，崩崖比($\Sigma d/L$)為 32%；(c)崩塌階段示意圖(Toločka, 2025)，由 MM'剖面呈現之地貌特徵可判斷邊坡演化對應於此階段；(d)葉理高傾角折彎褶皺型示意圖(Chigira, 1992)，由(a)劈理位態與坡向關係得知邊坡為順向坡，推測其重力邊坡變形型態為葉理高傾角折彎褶皺型並呈現於 MM'剖面中；(e)不連續面位態取自五萬分之一區域地質圖之霧社圖幅(經濟部地質調查及礦業管理中心，2002)，朝西北方傾斜的劈理推測為傾向東南方之原始劈理受重力影響向下彎曲而形成。

4-4 深層重力邊坡變形型態與岩坡破壞模式

本研究區之主要岩性為板岩，其具有方向性的劈理構造為岩體中的既存弱面，因此受長期重力影響下岩體容易沿著劈理面滑動，引致變形、破裂。將所量測的板岩劈理位態與坡度圖中的邊坡坡向進行比對，以歸納邊坡之類型，並參考 Chigira (1992) 依葉理位態與坡向關係建立的岩體潛移型態(圖 2-3)，搭配實際於露頭可觀察到的岩體變形模式，以間接推測各邊坡的重力邊坡變形形式並繪製其剖面。

於現勘時亦可觀察到二至三組節理存在，且節理位態皆與坡度圖判釋之線型特徵相符，顯示此地質構造可能與岩體中既存的板劈理共同控制邊坡之變形、破壞模式，因此利用不連續面位態分析岩坡可能的破壞模式，並與重力邊坡變形型態搭配以了解邊坡實際可能造成的變形及破壞形式。

高峰山(Gaofeng Mountain)邊坡之坡向與劈理傾向同樣朝東南方，如圖 4- 15a，但其走向交角大於 20° ，因而判定為順向斜交坡。剖面線方向與劈理傾向接近垂直(圖 4- 15a)，因此剖面中之劈理傾角較接近真實劈理位態(圖 4- 15b)，且其比坡度陡，據此判定發育於順向坡的拱彎褶皺型則為此邊坡可能的重力邊坡變形型態，如圖 4- 15b 及圖 4- 15d 所示。

幽情谷(Youqing Valley)邊坡朝向南南東方傾，劈理面則往東南傾(圖 4- 16a)，因其劈理位態與坡向的走向交角大於 20° ，因此將本邊坡歸類為順向斜交坡。值得注意的是此邊坡之剖面線方向與劈理走向近乎平行(圖 4-

16a)，將對應的劈理傾角繪製於剖面時，可發現其角度比坡度平緩(圖 4-16b)，因此順向坡之拱彎褶皺型(Buckling folds formed)於此邊坡較難以成立，斷層型(Faults formed)則較可能形成。於野外調查記錄到劈理之傾向節理組為高角度且朝下坡方向傾斜(圖 4-16a)，因此由節理面先形成破裂並引發岩體往下坡方向潛移所造成的類似斷層型形式(圖 4-16b 與圖 4-16d)，為評估此邊坡較為可能發生的重力邊坡變形型態。

巴蘭(Paran)邊坡朝向西北方傾，劈理面則往東南傾(圖 4-10a)，將劈理位態與坡向比較可知此邊坡為逆向坡，因此可能為發育於逆向坡的拖曳褶皺型(Drag folds formed)。野外調查顯示此邊坡尚有劈理之走向及傾向節理組(圖 4-10a)，而不連續面位態分析顯示此三組弱面可能使岩體形成塊體傾覆(Block toppling)，因此將本邊坡之剖面繪製為形成拖曳褶皺型的重力邊坡變形型態，以及塊體傾覆的破壞模式，如圖 4-17b、圖 4-17d 及圖 4-17e 所示。

幼獅(Yoshih)邊坡整體往西方傾，劈理面朝向東南傾(圖 4-11a)，但因劈理位態與坡向之走向交角大於 20° ，因此判定此邊坡為逆向斜交坡，而重力邊坡變形型態可能為發育於逆向坡的拖曳褶皺型。現勘量測到此邊坡存在劈理之走向、傾向及斜向三組節理(圖 4-11a)，位於坡趾的露頭則有岩體傾覆的證據(圖 4-11e)，不連續面位態分析顯示岩體可能形成塊體傾覆形式的破壞，因此此邊坡的剖面則建立為發育於逆向坡的拖曳褶皺型並搭配

塊體傾覆破壞(圖 4- 18b、圖 4- 18d 與圖 4- 18e)。

雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)及眉溪山(Meihsi Mountain)邊坡之深層重力邊坡變形型態與岩坡破壞模式分析結果，分別呈現於圖4- 19至圖4- 21之剖面中。

4-5 歷史崩塌面積比例與其空間分布

高峰山(Gaofeng Mountain)：此場址之範圍較難以界定，但以小集水區可先劃分一個面積較大的單元，再以邊坡單元的概念圈繪出兩個範圍較小的單元(圖 4- 22)。局部崩塌面積與邊坡單元面積之比值分別為 5%及 39%，其中一處邊坡單元則無歷史崩塌紀錄。崩塌比例最高之邊坡單元並無反應深層重力邊坡變形之地貌特徵，且其面積相對較小，因此採計崩塌比例 5%之邊坡單元為代表，如圖 4- 22b 所示，其於趾部重複發生三次崩塌紀錄，蝕溝處則發生四次。

幽情谷(Youqing Valley)：根據小集水區並搭配地貌特徵判釋將此邊坡區分為五個邊坡單元，其中兩個單元之局部崩塌及邊坡單元面積皆大於其餘三處，如圖 4- 23。邊坡單元之崩塌比例分別為 3%、0.5%、10%與 14%，雖然比例最高者為場址右側之邊坡單元，但根據此邊坡之潛移方向，崩塌比例為 10%之單元較能代表整體之重力邊坡變形行為，而其崩塌集中在坡趾與蝕溝處，且於同位置發生高達十五次的紀錄。場址最左側之邊坡單元內無局部崩塌紀錄，因此無計算其崩塌比例。

巴蘭(Paran)：依據地貌特徵與小集水區判釋結果可將此場址區分為兩個邊坡單元，如圖 4- 24 所示，分別將邊坡單元所涵蓋之局部崩塌總範圍圈繪並計算其面積，崩塌面積與邊坡單元面積所得比值分別為 22%及 0.2%，以崩塌比例最高之邊坡單元作為本場址代表(圖 4- 24b)，而其崩塌位置主要

集中於發育良好的侵蝕溝處，且於此處重複發生八次。

幼獅(Yoshih)：此邊坡主要以小集水區判釋結果將其劃分為三個邊坡單元(圖 4- 25)，此場址之局部崩塌皆發生於趾部及蝕溝區域且範圍明顯較小。分別將三個邊坡單元內之崩塌範圍圈繪，並將其面積與邊坡單元面積計算求得個別之崩塌比例，分別為 2%、1%與 1.2%，以崩塌比例 2%的邊坡單元作為此場址之代表(圖 4-25b)，其局部崩塌在相同位置最高發生四次且位於蝕溝處。

雲龍洞(Yunlong Cave)、平和(Pingho)及眉溪山(Meihsi Mountain)邊坡之場址分區範圍、崩塌比例數值與局部崩塌發生位置將於圖 4- 26 至圖 4- 28 呈現。

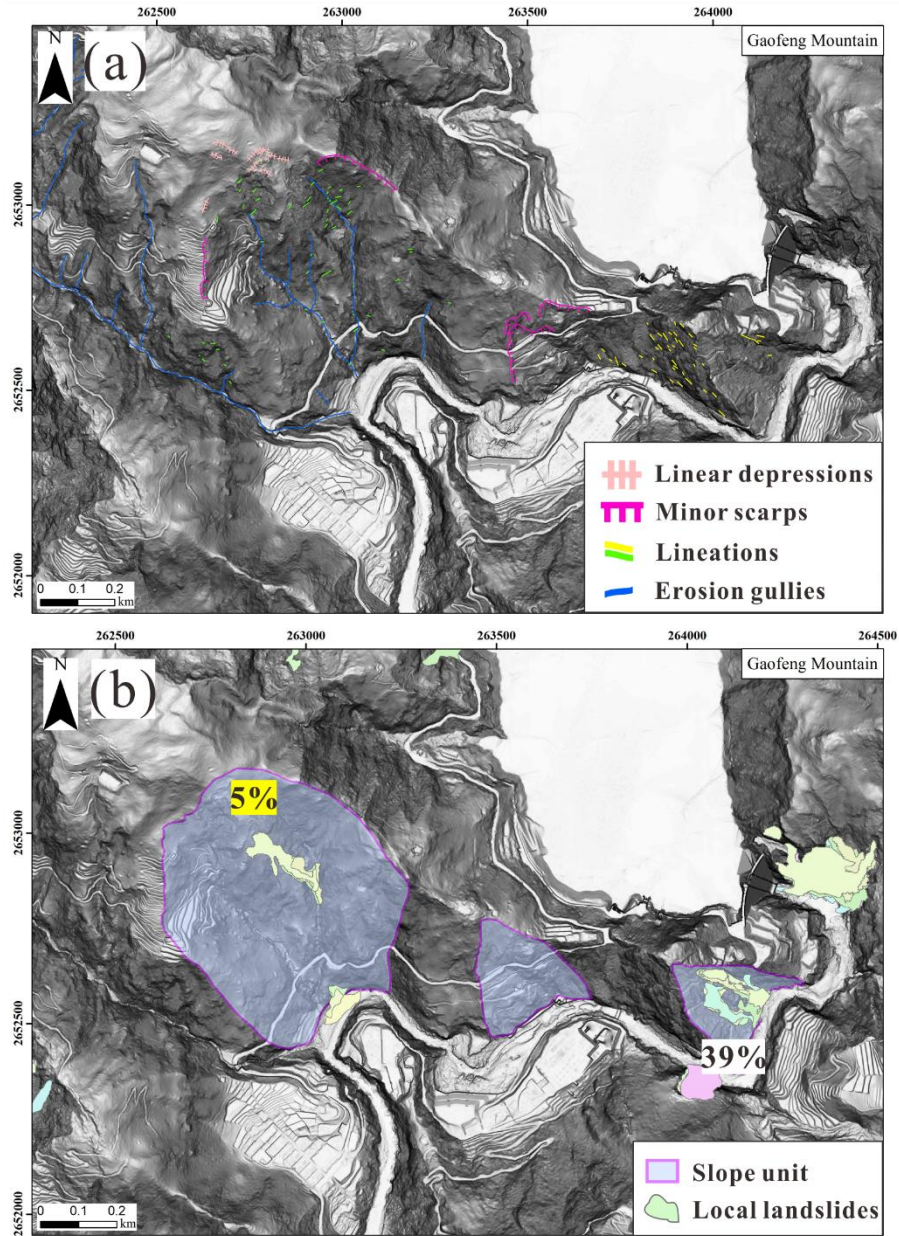


圖 4- 22 高峰山邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布及場址分區情況，並依據此分區邊坡單元；(b)三區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為 5%及 39%，邊坡中間之單元內無崩塌紀錄，因此無法納入計算，以崩塌比例為 5%之邊坡單元代表本場址。

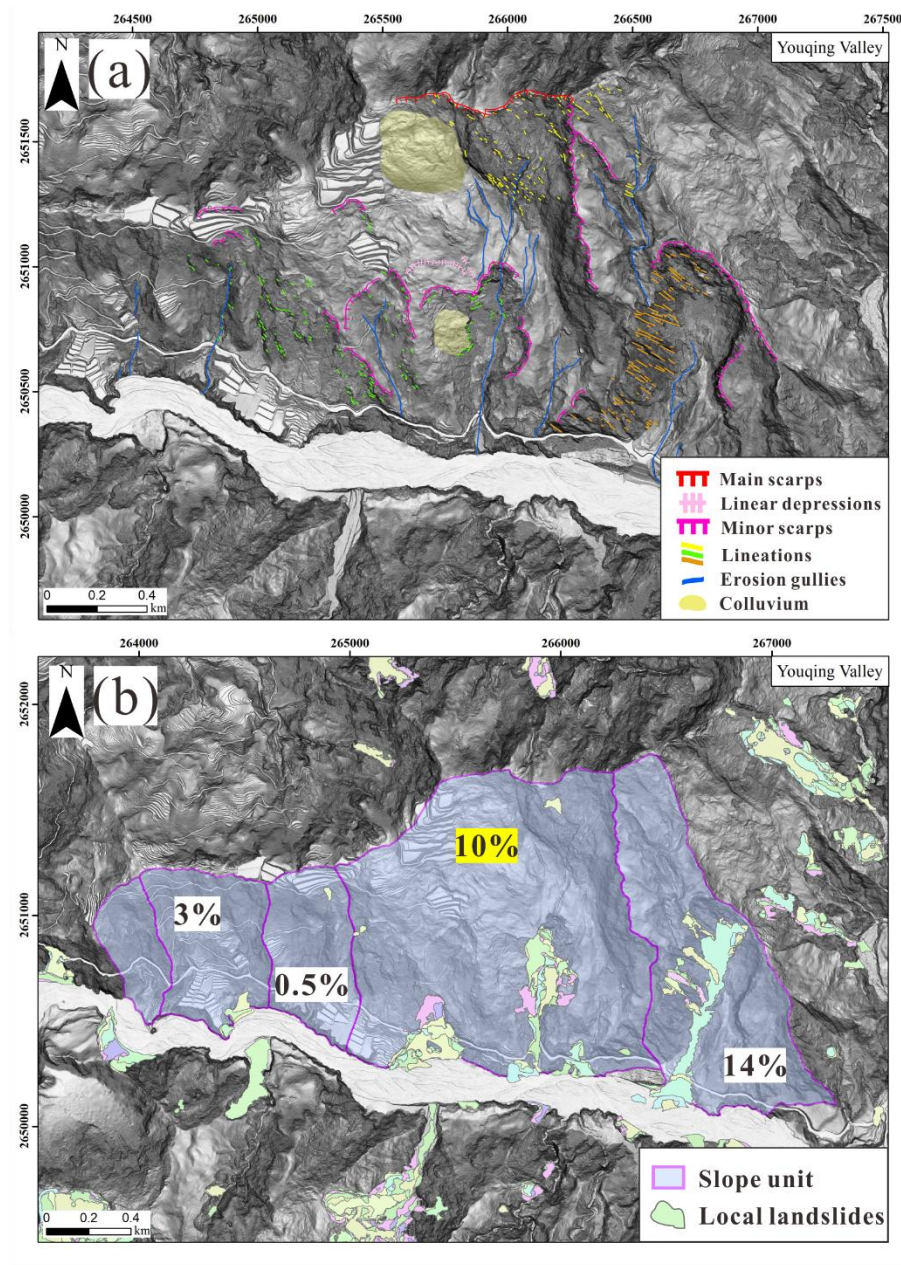


圖 4- 23 幽情谷邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)五區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為3%、0.5%、10%以及14%，邊坡最左側之單元內無崩塌紀錄，因此無法納入計算，以崩塌比例為 10%之邊坡單元代表本場址。

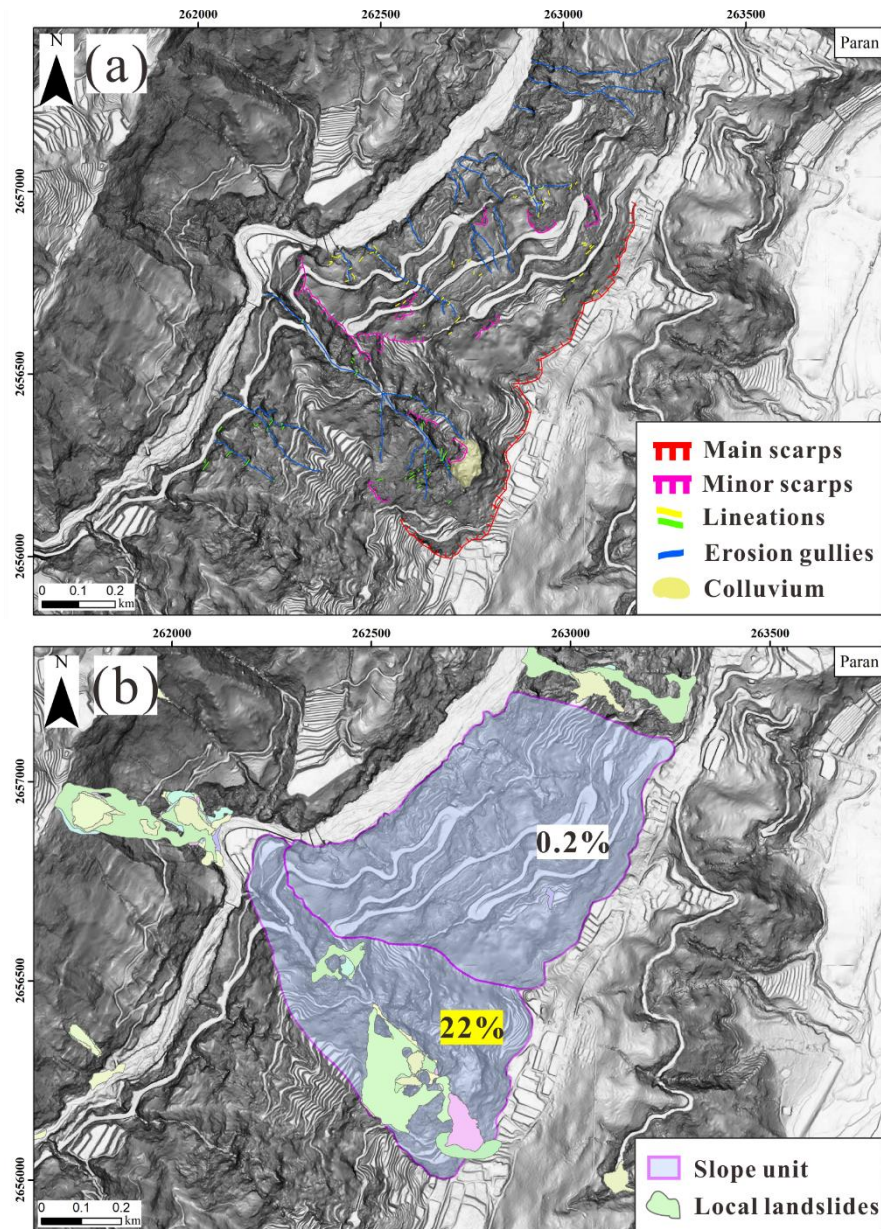


圖 4- 24 巴蘭邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)兩區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為 22%與 0.2%，以崩塌比例為 22%之邊坡單元代表本場址。

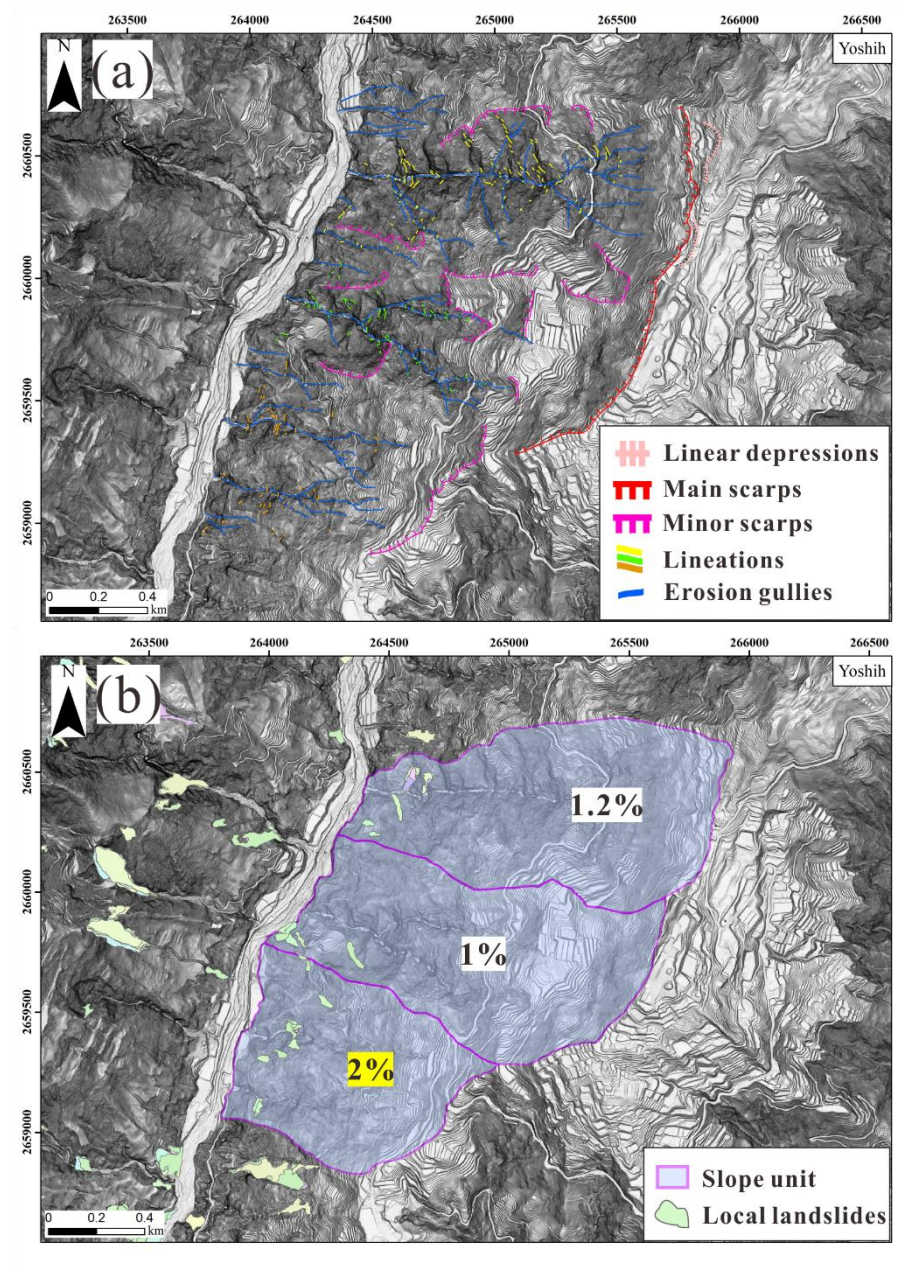


圖 4- 25 幼獅邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情況，並依據此分區邊坡單元；(b)三區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為 2%、1%及 1.2%，以崩塌比例為 2%之邊坡單元代表本場址。

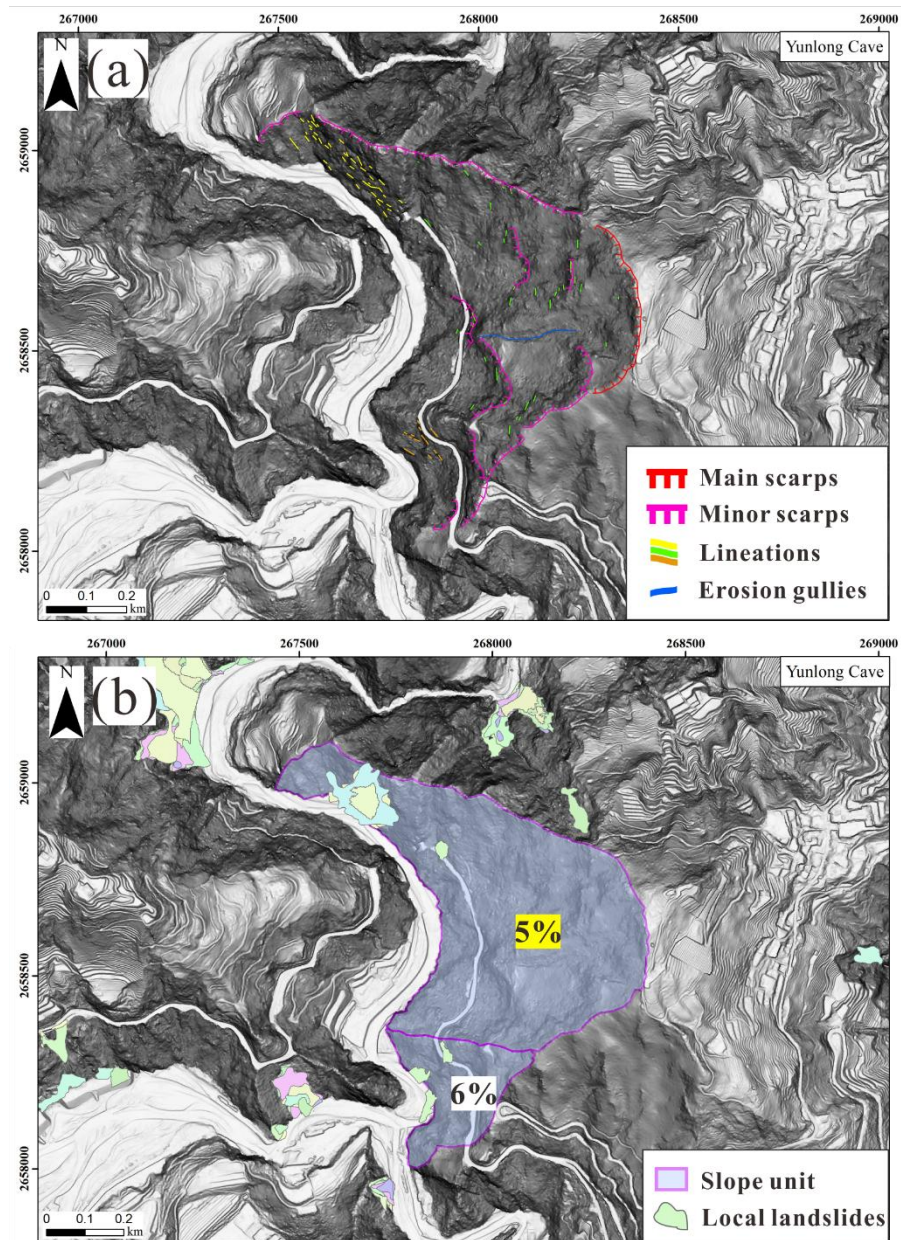


圖 4- 26 雲龍洞邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋將場址區分為兩區，並依此分區邊坡單元；(b)兩區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例分別為 5%及 6%，以崩塌比例為 5%之邊坡單元代表本場址。

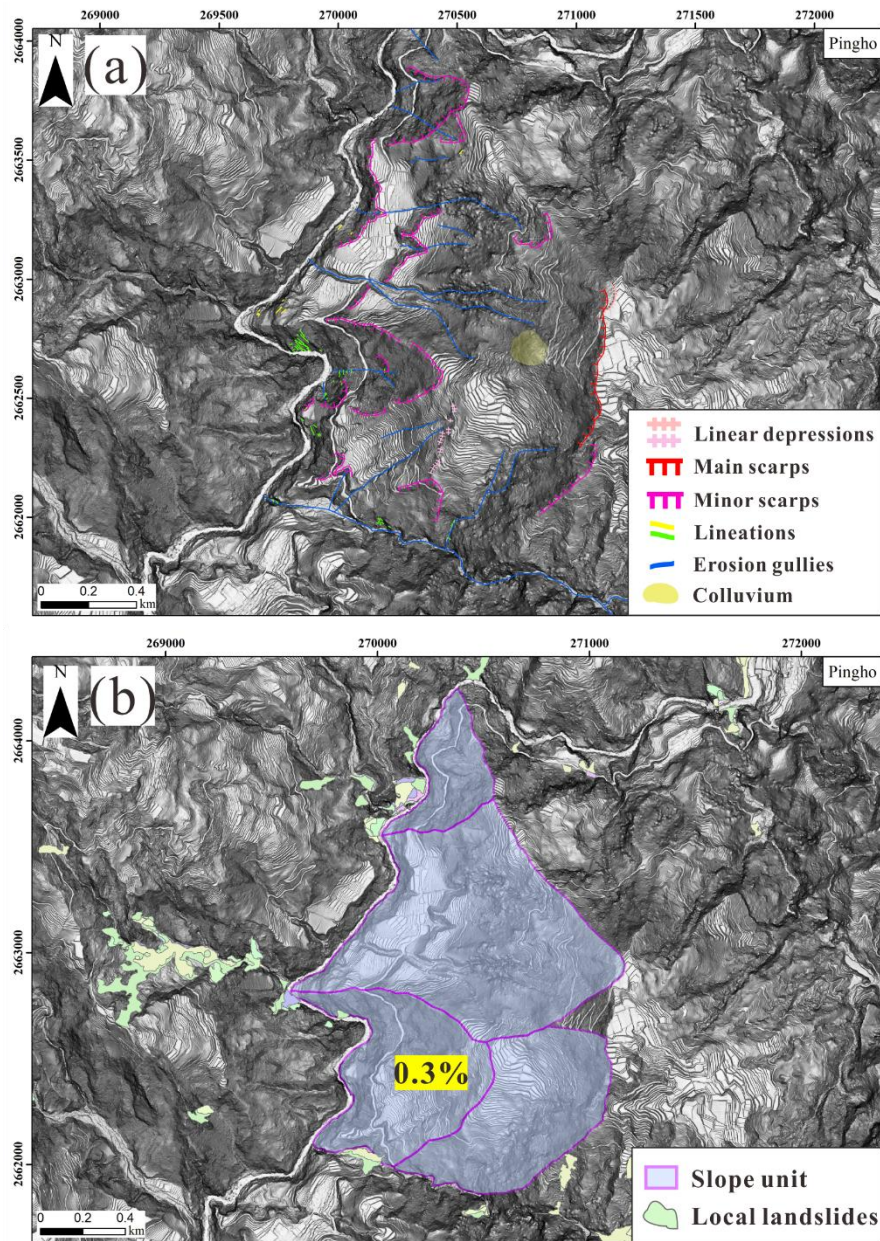


圖 4- 27 平和邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情形，並依此分區邊坡單元；(b)四區邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，僅有一處單元內有崩塌紀錄，其崩塌比例為 0.3%，並為代表本場址之邊坡單元。

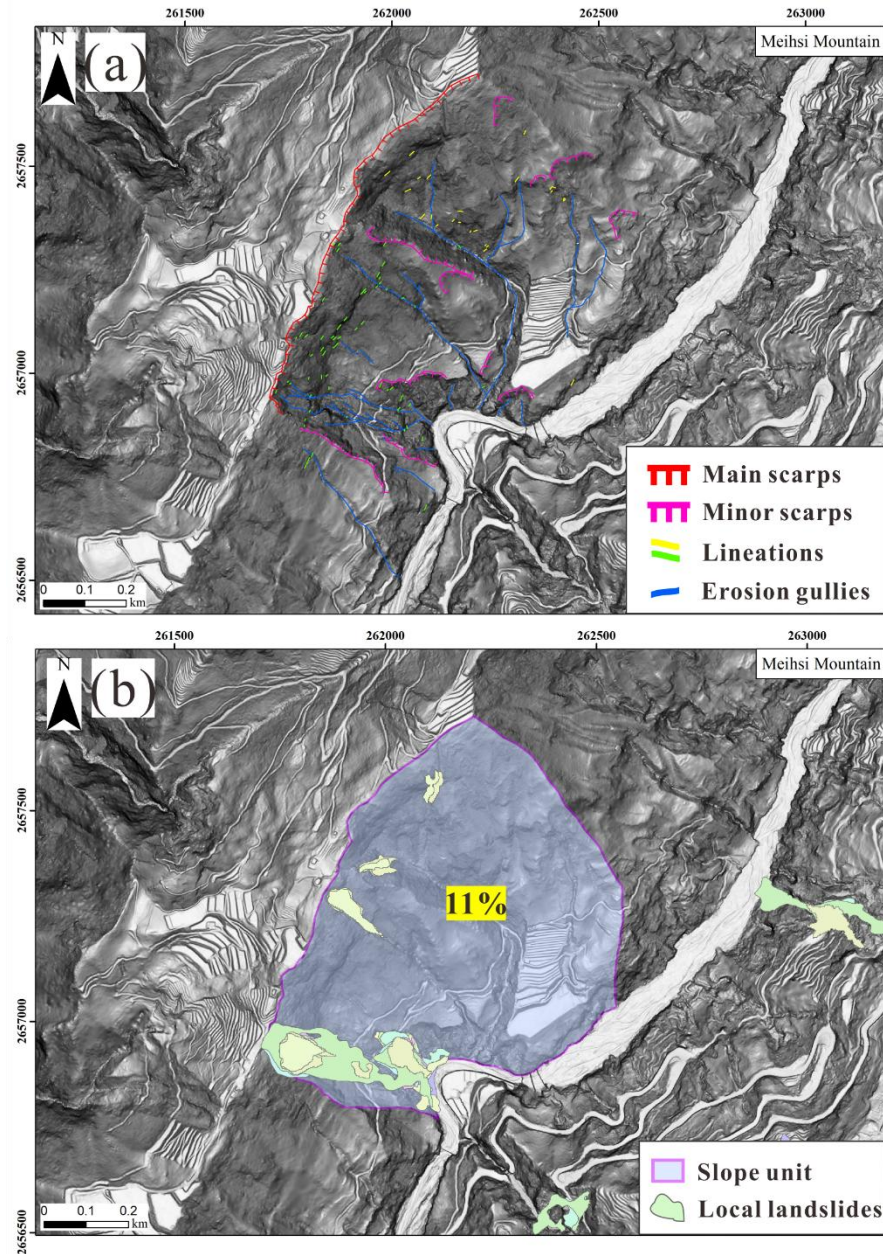


圖 4- 28 眉溪山邊坡局部崩塌數據及場址範圍界定，(a)地貌特徵判釋呈現蝕溝分布情形，並依據此分區邊坡單元；(b)邊坡單元與其涵蓋之局部崩塌範圍，崩塌比例為 11%。

表4-2 本研究七處場址之深層重力邊坡變形型態、演化階段、崩崖比及歷史崩塌面積比例等之統整。

場址	DSGSD 型態	演化階段	所處階段之關鍵證據	崩崖比 (%)	歷史崩塌 面積比例 (%)
高峰山	順向坡拱彎褶皺型	早期階段	僅存在冠部細微陷落	3	5
幽情谷	順向坡斷層型	成熟階段	冠部及坡中崩崖無明顯位移	6	10
平和	逆向坡拖曳褶皺型	部分崩塌階段	主崩崖具有明顯位移， 表示存在推測之滑動面	8	0.3
雲龍洞	逆向坡拖曳褶皺型	部分崩塌階段	冠部及坡中崩崖具明顯位移	13	5
巴蘭	逆向坡拖曳褶皺型	部分崩塌階段	具有明顯的主崩崖與位移特徵	19	22
幼獅	逆向坡拖曳褶皺型	崩塌階段	向下滑落至較大深度的階梯狀主崩崖 及後方線性陷落	30	2
眉溪山	葉理高傾角折彎褶皺型	崩塌階段	向下滑落至較大深度的階梯狀主崩崖	32	11

五、 討論

5-1 區域地質構造對深層重力邊坡變形型態、空間分布之影響

現地勘查結果顯示研究區域內之劈理位態整體呈東北-西南向並朝東南方傾斜，如表 4- 1 所示，此為區域性板塊擠壓作用所導致的直接結果，此一致性的地質構造控制深層重力邊坡變形之型態，使其隨著邊坡坡向呈現系統性的差異：逆向坡主要發育拖曳褶皺型(Drag folds formed)的變形型態，順向坡則以拱彎褶皺型(Buckling folds formed)或斷層型(Faults formed)為主。此結果表明，深層重力邊坡變形型態與區域性劈理位態具有高度關聯性，如掌握具葉理岩體的區域性位態，即可由不同坡向關係迅速推測各場址之重力邊坡變形型態，並進行大規模的邊坡災害潛勢評估。

表 5- 1 顯示相距眉溪斷層一公里內之場址皆已演化為部分崩塌或崩塌階段，尤其於本研究分析的七處場址中，兩處被歸類為崩塌階段的場址均鄰近眉溪斷層。進一步將崩崖比、歷史崩塌面積比例數據納入比較，發現鄰近此區域地質構造的場址皆呈現相對較高的崩崖比與歷史崩塌面積比例，由此結果推測眉溪斷層可能為影響深層重力邊坡變形發育與局部邊坡破壞的因素之一。

表5-1 本研究七處場址之演化階段及崩崖比等與區域地質構造距離的關聯

與複向斜 距離	與眉溪斷層 距離	場址	DSGSD 演化階段	Scarp ratio (%)	歷史崩塌面積 比例(%)
位於 褶皺軸上	~2.5km	高峰山	早期階段	3	5
~2.5km	~5.5km	幽情谷	成熟階段	6	10
~4km	~6km	平和	部分崩塌階段	8	0.3
~3km	~4.5km	雲龍洞	部分崩塌階段	13	5
~1.5km	位於 斷層跡線上	巴蘭	部分崩塌階段	19	22
位於 褶皺軸上	~500m	幼獅	崩塌階段	30	2
~2km	~800m	眉溪山	崩塌階段	32	11

5-2 崩崖比於深層重力邊坡變形評估之指標意義

由坡度圖所判釋之弧形崩崖與線性陷落特徵皆為重力邊坡變形作用所致，而其與整體坡長之比值可將坡體變形程度數據化為崩崖比，表 5-2 顯示崩崖比與深層重力邊坡變形演化階段大致呈正相關趨勢。值得注意的是，根據主崩崖發育特徵及剖面解釋被歸類為部分崩塌階段的平和(Pingho)邊坡，其崩崖比僅為 8%(圖 4- 20a)，為本研究中歸納為部分崩塌階段之邊坡的最低值。因此，約達 8%的崩崖比目前可視為研究案例中形成連續深層滑動面之初步值，但並非適用於大規模不穩定性的判定標準，須於研究區內進一步分析大量的場址案例，方能將其數據進行比較，提升判別深層重力邊坡變形演化階段的臨界值。而崩崖比低於初步值之邊坡(高峰

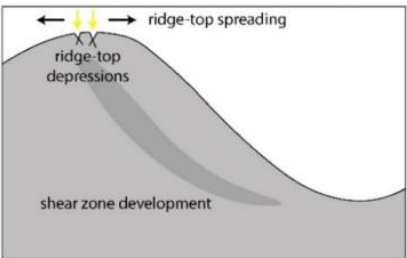
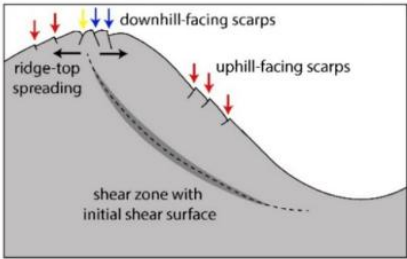
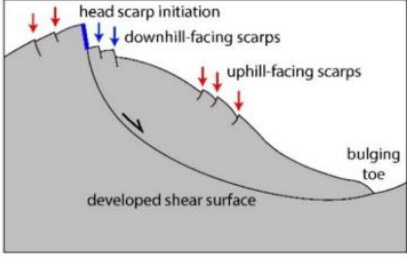
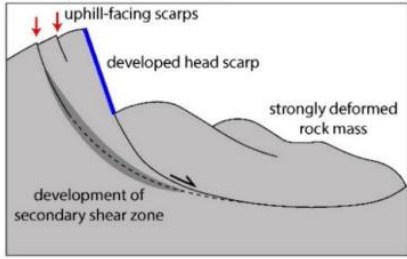
山 Gaofeng Mountain：3%、幽情谷 Youqing Valley：6%)，其深層剪裂帶仍持續發育中，尚未形成連續之滑動面，然而其餘高於此初步值的邊坡皆已由坡度圖及邊坡剖面確認或推斷出可能的連續滑動面。

為了將本研究分析之深層重力邊坡變形演化階段及崩崖比關聯案例與前人研究比較，使用 Chigira (2009)及 Chigira et al. (2013)文中用於計算各場址 $\Sigma d/L$ 之災前航照圖與高解析度數值高程模型，對應於 Toločka (2025)提出的深層重力邊坡變形演化階段概念模型，將文獻所分析的場址進行演化階段分類，並進一步將其結果與本研究對比。Chigira et al. (2013)分析之四處場址，於崩塌前在冠部位置均可判釋出朝向下坡的崩崖特徵，但無明顯位移，表示在崩塌發生前深層剪裂帶尚未發育成滑動面，因此將此文獻中之案例歸類為成熟階段，其崩崖比範圍介於 5 至 17%。而 Chigira (2009)研究的五個邊坡中，其中兩處在崩塌發生前已可判釋出弧形且具位移特徵的主崩崖，因此判定為處於部分崩塌階段，崩崖比分別為 7%及 11%；其餘三處僅能判釋其朝向下坡的主崩崖特徵，並將其歸類為成熟階段，崩崖比則為 4 至 6%。

本研究案例與前人研究案例之深層重力邊坡變形演化階段、崩崖比關係如圖 5- 1 所示，可見本研究與 Chigira (2009)案例之崩崖比皆隨著邊坡演化至下一階段而提升，大致呈現正相關的趨勢。雖然 Chigira et al. (2013)的調查案例均處於成熟階段，但其崩崖比數值高於本研究及 Chigira (2009)之

案例，此現象可能與研究區之地質構造、岩性、降雨及地震有關，其場址幾乎存在區域性的小斷層，且邊坡之崩崖與線性陷落特徵正位於此既有的地質弱面上，而斷層與層面、葉理面所共同組成的楔形塊體可能導致場址之重力邊坡變形達到臨界值，並由颱風挾帶的強降雨觸發遽變式崩塌。

表 5-2 深層重力邊坡變形演化階段與崩崖比之關聯

DSGSD 演化階段	場址	崩崖比(%)
早期階段(Early stage) 	高峰山	3
成熟階段(Mature stage) 	幽情谷	6
部分崩塌階段(Partial collapse stage) 	平和	8
	雲龍洞	13
	巴蘭	19
崩塌階段(Collapse stage) 	幼獅	30
	眉溪山	32

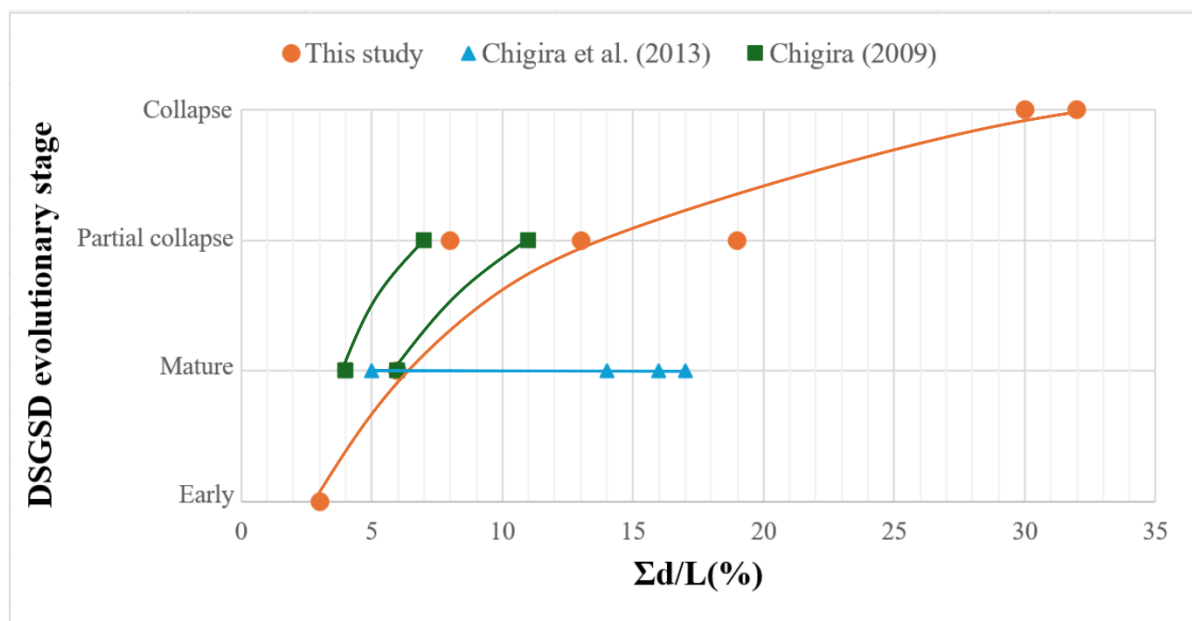


圖 5- 1 深層重力邊坡變形與崩崖比關聯之散佈圖

5-3 順向坡與局部破壞敏感度

4-5 節中分析結果顯示局部崩塌幾乎發生於坡趾及侵蝕溝區域，然而，將各場址之歷史崩塌面積比例由高至低排序並與邊坡類型、重力邊坡變形型態比對(於表 5- 3 呈現)，可觀察到於順向坡上之歷史崩塌面積比例與局部破壞復發次數幾乎明顯高於逆向坡，但巴蘭場址(逆向坡)則為例外，其呈現相對較高的歷史崩塌面積比例，因局部崩塌面積可能會受斷層、蝕溝侵蝕或坡趾沖刷等因素影響。

根據分析結果，推測發生於順向坡的崩塌面積比例與局部破壞復發次數較高之原因與拱彎褶皺型、斷層型或葉理高傾角折彎褶皺型的重力邊坡變形型態更容易導致強烈的近地表破裂相關，當發生降雨或地震等外部因素影響，受重力邊坡變形作用導致的既存破裂區容易被觸發，並進一步造

成局部性的破壞。此結果與前人觀察成果一致，Lo and Feng (2014)研究台灣中部山區之板岩順向坡重力邊坡變形；Weng et al. (2015) 調查台灣南部板岩區順向坡重力邊坡變形現象，並探討其發生機制，皆於現地勘查觀察到岩體受重力影響於坡中或坡趾處形成拱彎褶皺型型態，而此類重力邊坡變形型態容易於其鉸接區發生破裂現象，進一步引起地表水滲入降低岩體強度並誘發破壞。

表 5-3 本研究七處場址局部崩塌數據與邊坡類型、DSGSD 型態之關聯。

場址	邊坡類型	DSGSD 型態	歷史崩塌面積比例 (%)	最高局部崩塌發生次數與其位置	坡面活動度
平和	逆向斜交坡	拖曳褶皺型	0.3	1*趾部	低
幼獅	逆向斜交坡	拖曳褶皺型	2	4*蝕溝	
雲龍洞	逆向斜交坡	拖曳褶皺型	5	5*趾部	
高峰山	順向斜交坡	拱彎褶皺型	5	3*趾部；4*蝕溝	
幽情谷	順向斜交坡	斷層型	10	15*趾部；14*蝕溝	高
眉溪山	順向坡	折彎褶皺型	11	15*趾部與蝕溝	
巴蘭	逆向坡	拖曳褶皺型	22	8*蝕溝	

5-4 邊坡災害潛勢評估之影響

本研究分析之七處場址中有五處仍處於崩塌前期階段，如 4-3 節與表 4-2 所示，且地貌特徵判釋顯示仍存在發育中的崩崖與線性陷落特徵(根據 4-1 節結果)，此結果反映研究區之局部區域目前仍處於活躍的漸進式變形

狀態。而高解析度光達坡度圖能真實呈現地表地形特徵且不受植被干擾，即使是細微的地貌特徵亦能有效加以判釋，提供辨識岩體長期變形的機會。因此，結合基於光達之地貌特徵測繪、崩崖比與深層重力邊坡變形演化階段分析，以及區域地質構造分類，可建立一套快速且具系統性的評估架構，作為篩選須優先進行詳細調查或長期監測之邊坡的依據。

雖本研究使用 1 公尺級解析度之光達地形圖進行地貌特徵判釋，已能準確判釋出細微地貌特徵，如線性陷落或線型構造等，但對於崩崖長度及邊坡長度之計算，仍可能存在誤差。Chigira (2009)探討 2005 年日本南部區域由強降雨事件引致的遽變式崩塌，並分析與深層重力邊坡變形之關聯，其計算各場址之崩崖長度(d)與整體坡長(L)具有 ± 10 公尺的誤差，推測此誤差範圍可能來自其用於計算崩崖長度與坡長之地形圖，等高線間距為 10 公尺之不確定性。而本研究所使用之光達地形圖為 1 公尺級解析度，在地貌特徵判釋方面之精確性相較 Chigira (2009)較高，因此估計此研究用於計算崩崖比之崩崖長度及坡長，具有 ± 1 公尺的誤差範圍。

六、 結論

研究結果顯示板岩區之重力邊坡變形受階層式控制，區域尺度的地質構造作用首先決定了劈理和節理組的位態，如4-2節與表4- 1所呈現，而其與坡向之幾何關係則進一步控制了邊坡尺度之重力邊坡變形型態(根據4-4節之結果)。隨著深層重力邊坡變形持續演化，崩崖與線型構造逐漸成為岩體破碎集中之區域，進而促進坡趾、侵蝕溝及構造弱帶等局部區域反覆發生崩塌，依4-5節所示。此種多尺度之關聯合理解釋了在相似的岩性條件下，各邊坡仍可能呈現相異之型態、演化階段與崩塌活動度。

本研究之主要目的為釐清區域地質構造、深層重力邊坡變形型態與邊坡局部崩塌之間的空間關聯性，因此以此重點為主軸將研究成果彙整並分析出六點結論如下：

1. 區域尺度構造作用形成區域性劈理位態，其與坡向關係在長期的重力影響下控制邊坡尺度的重力邊坡變形型態。
2. 鄰近眉溪斷層之場址皆已演化為部分崩塌或崩塌階段，推測此區域地質構造可能同樣為影響深層重力邊坡變形發育與局部邊坡破壞的因素。
3. 深層重力邊坡變形之演化階段與崩崖比大致呈正相關的趨勢，於本研究之案例中，約達 8%的崩崖比目前可視為連續深層滑動面開始形成的初步指標。

4. 本研究分析之邊坡，有五處仍可於坡度圖判釋出發育中的崩崖與線性陷落特徵，此結果證實研究區之局部區域目前仍處於持續的漸進式變形過程。
5. 劈理傾向與邊坡坡向大致平行所形成之順向坡類型，受重力作用所造成的拱彎褶皺型、斷層型或葉理高傾角折彎褶皺型變形型態，更容易於近地表處發生破裂並由外部因素誘發局部破壞復發，因此推測此為局部破壞復發次數與崩塌活動度相對高於逆向坡類型的原因。
6. 本研究提出整合光達坡度圖判釋、深層重力邊坡變形演化階段與崩崖比分析，以及建構重力邊坡變形剖面之綜合方法，為變質岩區之大規模邊坡災害評估提供一套高效率且可轉移之框架。

參考文獻

- Wyllie, D. C. and Mah, C. W., 2004, *Rock Slope Engineering: Civil and mining*. (4th ed.). Spon Taylor & Francis Group, London and New York, pp. 22–45.
- Varnes, D.J., 1958, *Landslide Types and Processes. Landslides and Engineering Practice*. Highway Research Board, National Academy of Sciences–National Research Council, pp. 20–47.
- Agliardi, F., Crosta, G. and Zanchi, A., 2001, “Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics.” *Engineering Geology*, vol. 59, nos. 1–2, pp. 83–102.
- Ambrosi, C. and Crosta, G.B., 2006, “Large sackung along major tectonic features in the Central Italian Alps.” *Engineering Geology*, vol. 83, nos. 1–3, pp. 183–200.
- Chigira, M., 1992, “Long-term gravitational deformation of rocks by mass rock creep.” *Engineering Geology*, vol. 32, no. 3, pp. 157–184.
- Chigira, M., 2000, “Geological structures of large landslides in Japan.” *Journal of Nepal Geological Society*, vol. 22, pp. 497–504.
- Chigira, M., 2009, “September 2005 rain-induced catastrophic rockslides on slopes affected by deep-seated gravitational deformations, Kyushu, southern Japan.” *Engineering Geology*, vol. 108, nos. 1–2, pp. 1–15.
- Chigira, M., Tsou, C.Y., Matsushi, Y., Hiraishi, N. and Matsuzawa, M., 2013, “Topographic precursors and geological structures of deep-seated catastrophic landslides caused by Typhoon Talas.” *Geomorphology*, vol. 201, pp. 479–493.
- Chang, K.T., Ge, L. and Lin, H.H., 2014, “Slope creep behavior: observations and

- simulations.” *Environmental Earth Sciences*, vol. 73, no. 1, pp. 275–287.
- Chang, K.T., Yeh, P.T., Hsiao, Y.S., Wang, C.Y. and Chiu, Y.C., 2024, “Deformation and collapse of rock slopes considering weak plane orientation.” *Frontiers in Earth Science*, vol. 12, Article 1402027.
- Cai, J., Wang, J., Li, Z., Kong, Y., Zhang, L. and Qi, G., 2024, “Study on deformation characteristics of toppling failure of anti-dip rock slopes under different soft and hard rock conditions.” *Frontiers in Earth Science*, vol. 12, Article 1339169.
- Disenza, M.E. and Esposito, C., 2021, “State-of-art and remarks on some open questions about DSGSDs: Hints from a review of the scientific literature on related topics.” *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*, vol. 2021, no. 1, pp. 31–59.
- Görüm, T., 2019, “landslide recognition and mapping in a mixed forest environment from airborne LiDAR data.” *Engineering Geology*, vol. 258, Article 105155.
- Gori, S., Falcucci, E., Dramis, F., Galadini, F., Galli, P., Giaccio, B., Messina, P., Pizzi, A., Sposato, A. and Cosentino, D., 2014, “Deep-seated gravitational slope deformation, large-scale rock failure, and active normal faulting along Mt. Morrone (Sulmona basin, Central Italy): Geomorphological and paleoseismological analyses.” *Geomorphology*, vol. 208, no. pp. 88–101.
- Gigli, G., Lombardi, L., Carlà, T., Beni, T. and Casagli, N., 2022, “A method for full three-dimensional kinematic analysis of steep rock walls based on high-resolution point cloud data.” *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, vol. 157, Article 105178.
- Huang, D., Ma, H., Huang, R., Peng, J. and Luo, S., 2022, “Deep-seated toppling deformations at the dam site of the Miaowei Hydropower Station, Southwest

- China.” *Engineering Geology*, vol. 303, Article 106654.
- Huang, W.C., Chang, Y.Y., Huang, W.J., Hu, J.H. and Chao, P.Y., 2025, “Exploring the deformation characteristics of a steep overhanging anti-dip slope from material mechanics viewpoints.” *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 84, no. 2, Article 105.
- Jia, J., Pei, X., Liu, G., Cai, G., Guo, X. and Hong, B., 2023, “Failure Mechanism of Anti-Dip Layered Soft Rock Slope under Rainfall and Excavation Conditions.” *Sustainability*, vol. 15, no. 12, Article 9398.
- Jin, L., Dong, H., Ye, F., Wei, Y., Liu, J. and Wang, C., 2024, “Investigation of the block toppling evolution of a layered model slope by centrifuge test and discrete element modeling.” *Journal of Rock Mechanics and Geotechnical Engineering*, vol. 16, no. 1, pp. 112–122.
- Kaneda, H. and Kono, T., 2017, “Discovery, Controls, and Hazards of Widespread Deep-Seated Gravitational Slope Deformation in the Etsumi Mountains, Central Japan.” *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 122, no. 12, pp. 2370–2391.
- Lo, C.M., 2017, “Evolution of deep-seated landslide at Putanpunas stream, Taiwan.” *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, vol. 8, no. 2, pp. 1204–1224.
- Lo, C.M. and Feng, Z.Y., 2014, “Deformation characteristics of slate slopes associated with morphology and creep.” *Engineering Geology*, vol. 178, pp. 132–154.
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N. and Chiba, T., 2013, “Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey.” *Geomorphology*, vol. 182, pp. 104–115.

- Lin, C.W., Tseng, C.M., Tseng, Y.H., Fei, L.Y., Hsieh, Y.C. and Tarolli, P., 2013, “Recognition of large scale deep-seated landslides in forest areas of Taiwan using high resolution topography.” *Journal of Asian Earth Sciences*, vol. 62, pp. 389–400.
- Lin, H.H., Lin, M.L., Lu, J.H., Chi, C.C. and Fei, L.Y., 2020, “Deep-seated gravitational slope deformation in Lushan, Taiwan: Transformation from cleavage-controlled to weakened rockmass-controlled deformation.” *Engineering Geology*, vol. 264, Article 105387.
- Singh, S.K., Raval, S. and Banerjee, B.P., 2021, “Automated structural discontinuity mapping in a rock face occluded by vegetation using mobile laser scanning.” *Engineering Geology*, vol. 285, Article 106040.
- Toločka, A., 2025, “Towards Understanding the Global Distribution of Deep-Seated Gravitational Deformations: A Study of Geological Influences and Spatial Patterns.” *Natural Hazards*, vol. 121, no. 14, pp. 16149–16183.
- Vick, L.M., Böhme, M., Rouyet, L., Bergh, S.G., Corner, G.D. and Lauknes, T.R., 2020, “Structurally controlled rock slope deformation in northern Norway.” *Landslides*, vol. 17, no. 8, pp. 1745–1776.
- Weng, M.C., Lo, C.M., Wu, C.H. and Chuang, T.F., 2015, “Gravitational deformation mechanisms of slate slopes revealed by model tests and discrete element analysis.” *Engineering Geology*, vol. 189, pp. 116–132.
- Weng, M.C., Peng, C.H., Hung, W.Y. and Guo, Y.J., 2024, “Exploring failure evolution of anti-dip slate slope using centrifuge test and discrete element method.” *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 83, no. 11, Article 457.
- Zhang, Z., Wang, T., Wu, S. and Tang, H., 2016, “Rock toppling failure mode influenced by local response to earthquakes.” *Bulletin of Engineering*

Geology and the Environment, vol. 75, no. 4, pp. 1361–1375.

Zheng, D., Pan, Y., Wang, Q., Zhou, H., Zheng, H. and Li, D., 2023, “Evolutionary mechanisms of deep-seated toppling deformation of rock slope under different free-face conditions.” *Environmental Earth Sciences*, vol. 82, no. 9, Article 221.

Zhang, L. and Tang, S., 2024, “Investigating the toppling failure of anti-dip rock slopes containing non-persistent cross-joints via a strength-based fracture method.” *Engineering Geology*, vol. 333, Article 107491.

Zhang, Y., Li, Y., Dijkstra, T., Wasowski, J., Meng, X., Wu, X., Liu, W. and Cen, G., 2025, “Evolution of large landslides in tectonically active regions - A decade of observations in Zhouqu County, China.” *Engineering Geology*, vol. 348, Article 107967.

Chang, J.M., Yang, C.M., Chao, W.A., Ku, C.S., Huang, M.W., Hsieh, T.C. and Hung, C.Y., 2025, “Unravelling landslide failure mechanisms with seismic signal analysis for enhanced pre-survey understanding.” *European Geosciences Union –EGU2025*, Vienna, Austria.

Goodman, R.E. and Bray, J.W., 1976, “Toppling of rock slopes.” *The Specialty Conference on Rock Engineering for Foundations and Slopes*, Boulder, Colorado.

United States Geological Survey. 2004, “Landslide Types and Processes.” <https://pubs.usgs.gov/fs/2004/3072/pdf/fs2004-3072.pdf>.

何春蓀，1975，《台灣地質概論台灣地質圖說明書》，臺北縣：經濟部中央地質調查所。

林啟文、周稟珊，2025，《五萬分之一台灣地質圖圖幅第三十三號萬大》，

經濟部地質調查及礦業管理中心。

羅偉、楊昭男，2002，《五萬分之一台灣地質圖說明書圖幅第二十六號霧社》，經濟部中央地質調查所。

林俐玲等，2010，〈深層岩體潛移邊坡滑動行為研究—以廬山地滑為例〉，《中華水土保持學報》，第42卷第1期，中華水土保持學會，1–14頁。

林承翰等，2022，〈節理岩坡之楔型破壞調查與分析案例介紹〉，《地工技術》，第173期，財團法人地工技術研究發展基金會，7–16頁。

周稟珊、林啟文、張育仁，2019，〈臺灣中部濁水溪上游所謂「眉溪砂岩」的研究〉，《經濟部中央地質調查所特刊》，第34號，經濟部中央地質調查所，25–52頁。

翁作新，1987，〈淺談岩石邊坡分析〉，《地工技術雜誌》，第19期，19–25頁。

張光宗、林俊良，2013，〈廬山溫泉滑動邊坡三維分析〉，《水土保持學報》，第45卷第3期，國立中興大學水土保持學系，779–790頁。

張光宗等，2009，〈板岩地滑區的地質調查與分析—以廬山溫泉滑動邊坡為例〉，《中華水土保持學報》，第40卷第4期，中華水土保持學會，393–407頁。

陳天健等，2014，〈南部板岩地質區地震及豪雨誘發山崩之地形特徵—以隘寮溪流域為例〉，《航測及遙測學刊》，第18卷第2期，79–92頁。

謝有忠、費立沅，2020，〈空載光達技術應用於環境地質與崩塌判釋〉，

《土木水利》，第47卷第1期，中國土木水利工程學會，54—61頁。

李錫堤，2012，〈台灣困難地質條件之工程挑戰與對策〉，2012岩盤工程研

討會，國立聯合大學，苗栗市。

吳政賢，2015，〈板岩邊坡之重力變形機制研究-以模型試驗及分離元素法

探討〉，碩士論文，國立高雄大學。

附錄一

研究案例之詳細不連續面位態資料與其量測點座標

場址	劈理	變形之劈理	劈理之 走向節理	劈理之 傾向節理	劈理之 斜向節理
高峰山	N23°E/63°SE(23°58'74.9"N, 121°08'13.9"E); N30°E/49°SE(23°58'75.1"N, 121°08'13.7"E)	N55°E/50°SE (23°58'74.8"N, 121°08'13.3"E)			
幽情谷	N14°E/34°SE(23°57'43.9"N, 121°09'72.5"E); N12°E/36°SE(23°57'45.2"N, 121°09'64.1"E)			N60°W/69°SW(23°57'44.3"N, 121°09'68.0"E); N78°W/80°SW(23°57'45.2"N, 121°09'64.1"E)	
巴蘭	N15°E/22°SE(24°00'96.9"N, 121°07'71.3"E); N17°E/56°SE(24°00'94.6"N, 121°07'69.0"E)	N8°E/6°SE (24°00'98.8"N, 121°07'72.8"E)	N42°E/53°NW (24°00'96.9"N, 121°07'71.3"E)	N28°W/28°SW(24°00'94.6"N, 121°07'69.0"E)	
幼獅	N53°E/33°SE(24°02'85.8"N, 121°09'07.6"E); N65°E/30°SE(24°02'24.6"N, 121°08'18.5"E)		N13°E/76°NW (24°02'85.0"N, 121°09'07.6"E)	N8°W/81°NE(24°02'83.0"N, 121°09'07.3"E)	N20°E/66°SE (24°02'83.0"N, 121°09'07.3"E)
雲龍洞	N42°E/48°SE*				
平和	N40°E/34°SE(24°03'98.3"N, 121°11'78.7"E); N43°E/50°SE(24°04'21.1"N, 121°11'79.2"E); N30°E/33°SE(24°04'21.9"N, 121°11'77.1"E); N49°E/36°SE(24°04'15.3"N, 121°11'85.3"E)		N54°E/46°NW (24°04'21.2"N, 121°11'79.5"E)	N45°W/75°SW(24°03'98.3"N, 121°11'78.7"E); N35°W/73°SW(24°04'21.1"N, 121°11'79.2"E)	
眉溪山	N29°E/75°SE*; N16°E/82°NW*				

*表示資料為根據地質圖或周遭地質構造數據推斷，無法於野外量測其資料。