

國立中央大學

應用地質研究所

碩士論文

臺灣西南部車瓜林斷層之斷層岩石及變形機制

**Fault rocks and deformation mechanism of the
Chegualin active fault in SW Taiwan**

研究生：莊承家

Student: Cheng-Jia Jhuang

指導教授：黃文正 博士

郭力維 博士

Advisor: Wen-Jeng Huang, Ph. D.

Li-Wei Kuo, Ph. D.

中華民國一百一十二年一月

January, 2023

國立中央大學圖書館學位論文授權書

填單日期：2023 / 1 / 19

2019.9 版

授權人姓名	莊承家	學號	109624007
系所名稱	應用地質研究所	學位類別	<input checked="" type="checkbox"/> 碩士 <input type="checkbox"/> 博士
論文名稱	臺灣西南部車瓜林斷層之斷層岩石及變形機制	指導教授	黃文正 郭力維

學位論文網路公開授權

授權本人撰寫之學位論文全文電子檔：

- 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」
 - () 同意立即網路公開
 - () 同意 於西元 2024 年 2 月 29 日網路公開
 - () 不同意網路公開，原因是：_____
- 在國家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」
 - () 同意立即網路公開
 - () 同意 於西元 2024 年 2 月 29 日網路公開
 - () 不同意網路公開，原因是：_____

依著作權法規定，非專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統與國家圖書館，不限地域、時間與次數，以文件、錄影帶、錄音帶、光碟、微縮、數位化或其他方式將上列授權標的基於非營利目的進行重製。

學位論文紙本延後公開申請 (紙本學位論文立即公開者此欄免填)

本人撰寫之學位論文紙本因以下原因將延後公開

- 延後原因
 - () 已申請專利並檢附證明，專利申請案號：
 - () 準備以上列論文投稿期刊
 - () 涉國家機密
 - () 依法不得提供，請說明：_____

• 公開日期：西元 _____ 年 _____ 月 _____ 日

※繳交教務處註冊組之紙本論文(送繳國家圖書館)若不立即公開，請加填「國家圖書館學位論文延後公開申請書」

研究生簽名： 莊承家

指導教授簽名： 黃文正 / 郭力維

*本授權書請完整填寫並親筆簽名後，裝訂於論文封面之次頁。

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 莊承家 研究生
所提之論文 臺灣西南部車瓜林斷層之斷層岩石及變形機制
係由本人指導撰述，同意提付審查。

指導教授

葉文正 (簽章)

112 年 1 月 31 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 莊承家 研究生

所提之論文 臺灣西南部車瓜林斷層之斷層岩石及變形機制

經本委員會審議，認定符合碩士資格標準。

學位考試委員會召集人
委員

葉恩犀

董文正

吳文傑

郭力強

中華民國 112 年 1 月 6 日

臺灣西南部車瓜林斷層之斷層岩石及變形機制

中文摘要

車瓜林斷層於 2021 年被地調所歸類為第一類活動斷層，斷層跡主要分布在厚層泥岩所組成的古亭坑層中；多種大地測量皆顯示車瓜林斷層有持續性的潛移活動，對斷層跡通過處的建築產生結構變形及破壞。泥岩區容易受沖刷侵蝕影響使地形快速改變，斷層跡的分布無法利用地形明顯觀察，而過往的野外調查發現斷層作用可使泥岩產狀發生改變並出露於露頭。本研究基於陳新翰(2021)對車瓜林斷層所進行中視尺度觀察的發現，斷層岩內具有數公厘到一、兩公分寬的應變集中產物的黑色條帶，在其研究的斷層露頭及斷層岩心中採取圍岩及斷層岩樣本並利用微組構觀察、礦物組成分析及同步 X 光繞射，探討車瓜林斷層的變形機制。

微組構觀察顯示斷層岩內具有 S-C 構造；黑色條帶內部礦物顆粒產生破碎、變形，片狀礦物及礦物顆粒長軸沿黑色條帶方向產生順向排列，黏土礦物沿 S、C、C' 面產生順向性排列，石英粒徑在黑色條帶中產生粒徑削減，顯示黑色條帶為岩體中的變形帶，主要透過摩擦滑動(frictional sliding)並伴隨碎裂作用(cataclasis)產生，因此黑色條帶的寬度及密度可作為斷層岩變形程度的指標。

全岩礦物組成分析顯示，在變形程度較高的斷層岩中黏土礦物的含量也相對較高，而伊萊石結晶度反倒較差。黏土礦物組成分析顯示斷層帶內有岩水反應發生；圍岩及斷層岩的 EI 值變化不明顯，顯示斷層帶內並沒有透過礦物相變所產生的伊萊石；而伊萊石在全岩中的結晶度降低表示伊萊石受到顆粒細化影響使結構產生缺陷。

同步 X 光分析指出黑色條帶內有非晶質材料的存在，根據微組構及前人對非晶質材料形成機制的研究，本研究認為黑色條帶中的非晶質材料在斷層作用下透過碎屑細化產生，而黏土礦物在細化轉變為非晶質材料時脫水，使斷層帶內產生流體並引發岩水反應，而岩水反應可以將石英溶解消耗使黏土礦物相對含量增加，也能與非晶質材料反應生成膨潤石。

斷層岩中的 S-C 構造發育及黏土礦物含量相對增加都會造成岩體摩擦係數降低，因此斷層作用的變形主要集中在黑色破碎泥岩出現的位置。而非晶質材料在斷層帶的存在顯示斷層作用引發的非晶質化正持續發生，可能與大地測量所揭示車瓜林斷層的潛移活動有關。

關鍵字：車瓜林斷層、微組構、礦物組成、非晶質材料、變形機制

Fault rocks and deformation mechanism of the Chegualin active fault in SW Taiwan

Abstract

The Chegualin fault (CGLF) has been acknowledged as an active fault by the Central Geological Survey since 2021. The fault trace of CGLF mainly appeared in the Gutingkeng formation, which is mainly composed of thickly bedded mudstone. Onsite geodetic measurements suggested that the CGLF has continuous creeping movement. The movement caused damage to the infrastructures straddling the fault trace. But evidence of the fault trace like fault scarps are rarely preserved due to the rapid change of the topography caused by surface erosion in the mudstone region. Through field investigation in the areas which show high surface displacement velocity gradients revealed by geodetic monitoring. Previous research found out that the occurrence of the mudstone in the area was different from others and concluded that the occurrence difference was caused by the faulting of CGLF. Therefore, this research is based on the finding derived from the mesoscale observations by Chen (2021) that black bands with a thickness ranging from several mm to 1 or 2 cm, which is a product of strain localization, appear in argillaceous Chegualin fault rocks. Wall rock and fault rock samples were collected from the same fault outcrop and rock core as Chen (2021). Microscopic observations, mineral assemblage analysis and synchrotron XRD on these samples were performed to obtain understanding of the deformation mechanism of the CGLF.

The microscopic observations show that S-C fabric occur in fault rocks and mineral grains are fractured, deformed and forming preferred orientation in the black bands. Within the black bands, clay minerals alignment along S, C and C' shear surface and the grain size reduction of quartz are observed. These evidence suggests that the black bands are mainly formed by frictional sliding accompanied by cataclasis and serve as deformation bands within the rocks. The density of black bands within the fault rocks can indicate how severe they were deformed.

The whole rock mineral assemblage analysis indicates that the content of clay minerals increase and the crystallinity of illite decreases with the increase of deformation intensity of the rock. The clay mineral assemblage analysis indicates that the fluid-rock interaction occurred within the fault zone. Comparing the EI (Esquevin-indices) of illite in between wall rocks and black fault rocks, we inferred that the smectite-illite transition did not occur within the fault zone. Therefore the decrease of illite crystallinity may result from the generation of defects in the lattices of illite during grain size reduction.

The synchrotron XRD analysis indicates that black bands contain amorphous materials. Based on the result of the aforementioned observations and the previous research about the formation of amorphous materials, we interpreted that the amorphous materials in the black bands were formed through comminution of clasts during the faulting. The fluid-rock interaction occurs since the dehydration of clay minerals during comminution. The grinded minerals rich in mobile elements are dissolved and consumed which let the clay minerals preserved and increase relatively, also the fluid can react with amorphous materials forming smectite.

The forming of the S-C fabric and the increasing content of the clay minerals will weaken the rock strength by reducing the frictional coefficient are documented by experiment test. Therefore we inferred that the deformation caused by the faulting is accommodated by the fault zone of CGLF but mainly localized in the position where black fractured mudstone distributed, forming distributed deformation. The presence of amorphous materials in the fault zone suggests the ongoing amorphization caused by the recent faulting of the CGLF, implicated that the forming of amorphous materials may be related to the creeping movement of the CGLF.

Keywords: Chegualin fault, Microstructures, Mineral assemblage, Amorphous materials, Deformation mechanism

誌謝

首先感謝指導老師黃文正老師與郭力維老師在研究所期間的指導，在黃文正老師的教導下使我有機會能夠擔任課程的助教以及幫忙處理研究室相關事宜，讓我體會到許多事情在順利完成背後所需要付出的時間與努力，過程中也學習到要如何與他人接洽溝通；也感謝老師在研究過程中願意耐心的與我討論，透過討論發現還不了解的問題，並提供完好的研究室讓我能夠使用。郭力維老師在課堂上以深入淺出的教導對剛接觸微組構觀察及儀器分析的我幫助非常大，特別感謝郭老師提供研究儀器的操作訓練及使用，並且在我收集完實驗數據後與我討論，教導我要如何了解實驗數據所代表的意涵與提出適當的解釋。感謝葉恩肇老師、吳文傑老師願意擔任我的口試委員並且在口試時透過問答、提點使我能夠發現論文中存在的問題。另外也感謝蕭小姐紮實的教導我如何使用 SEM，讓我能夠順利完成研究。

接著感謝研究室的邱奕維、陳新翰及石智偉學長，讓我碩一時能夠跟著學長們出野外累積經驗並用於自己的研究，研究上處理資料、設備操作遇到困難時也都不吝嗇地跟教我如何操作及排除困難，尤其是陳新翰學長在畢業後仍然願意跟我到田寮帶領我熟悉當地環境，也讓我請教研究相關的問題，還不時出現在學校給我加油打氣。也非常謝謝品文及中威在我每次有需要幫忙的時候都非常積極地加入協助，野外能夠順利進行兩位可靠學弟幫助真的功不可沒，誠心祝福你們未來的研究過程順利，有需要幫忙的話我也會鼎力相助，另外謝謝納米每次遇到總是熱情地誇讚閒聊。也感謝師母及長智、凱風、曉婷、桃在研究所兩年半中的幫助及陪伴，使過程增加許多樂趣，還有所辦玲絲給與我在行政流程處理上的幫助。

最後感謝我的爸媽，讓我在經濟方面可以不用煩惱及給予我自由的空間，並一路支持到我完成碩士學位，我愛大家。

目錄

中文摘要	I
Abstract.....	III
誌謝	VI
目錄	VII
圖目錄	X
表目錄	XIII
第一章 緒論	1
1-1 前言	1
1-2 研究目的	1
第二章 研究區域概述	4
2-1 地質背景	4
2-2 地形	5
2-3 地層	5
2-3-1 古亭坑層	5
2-3-2 崎頂層	5
2-4 斷層	6
2-4-1 車瓜林斷層	6
2-4-2 古亭坑斷層	7
2-4-3 龍船斷層	7
2-4-4 鼓山斷層	7
2-4-5 旗山斷層	8

第三章 前人文獻回顧	15
3-1 斷層帶組成	15
3-2 變形機制	18
3-3 斷層帶礦物組成	22
第四章 研究方法	24
4-1 樣本採集	24
4-1-1 斷層露頭樣本採樣	24
4-1-2 斷層岩心採樣	29
4-2 微組構觀察	32
4-2-1 樣本製備	32
4-2-2 偏光顯微鏡觀察	32
4-2-3 掃描式電子顯微鏡觀察	32
4-3 礦物組成分析	35
4-3-1 全岩 X 光粉末繞射	35
4-3-2 黏土礦物 X 光粉末繞射	38
4-3-3 同步 X 光繞射分析	41
第五章 研究結果	42
5-1 偏光顯微鏡觀察	42
5-2 掃描式電子顯微鏡觀察	49
5-2-1 淺灰色泥岩	49
5-2-2 黃棕色破碎泥岩	49
5-2-3 黑色破碎泥岩	50
5-2-4 灰色泥岩	51

5-3 X 光繞射結果.....	61
5-3-1 全岩礦物組成及相對含量.....	61
5-3-2 黏土礦物組成及相對含量.....	65
5-3-3 伊萊石結晶度與化學指標.....	69
5-3-4 同步 X 光繞射結果.....	71
第六章 討論.....	73
6-1 黑色條帶的變形機制.....	73
6-2 斷層岩的礦物組成變化.....	74
6-3 車瓜林斷層帶的變形機制與隱示.....	75
第七章 結論與建議.....	77
參考文獻.....	79
附錄(一) 樣本照片.....	85
附錄(二) 岩石薄片照片.....	89
附錄(三) X 光繞射相關參數.....	91

圖目錄

圖 1.1 臺灣西南部 InSAR 視線方向(Light of sight, LOS)速度場圖	2
圖 1.2 中寮隧道北口測量點分布圖及三維速度場比較圖.....	3
圖 1.3 高鐵高架橋三維位移圖.....	3
圖 2.1 西南部泥岩區斷層構造演化示意圖.....	4
圖 2.2 車瓜林斷層區域地形圖.....	9
圖 2.3 車瓜林斷層區域地質圖.....	10
圖 2.4 巨視尺度下的車瓜林斷層.....	11
圖 2.5 中視尺度下的車瓜林斷層.....	11
圖 2.6 車瓜林斷層帶中灰色泥岩樣本.....	12
圖 2.7 車瓜林斷層帶中黃棕色破碎泥岩樣本.....	13
圖 2.8 車瓜林斷層帶中黑色破碎泥岩樣本.....	14
圖 3.1 岩石脆性塑性變形帶分布圖.....	16
圖 3.2 沉積岩區逆斷層帶構造示意圖.....	16
圖 3.3 變形機制與軸差應力、溫度關係圖.....	19
圖 3.4 微裂隙示意圖.....	20
圖 3.5 顆粒流與壓碎流.....	20
圖 3.6 斜長石的雙晶及扭折構造.....	21
圖 3.7 錯位潛移示意圖.....	21
圖 3.8 擴散潛移示意圖.....	21
圖 4.1 斷層露頭及採樣位置.....	25
圖 4.2 斷層岩樣本黑色條帶位態投影圖.....	26
圖 4.3 下盤淺灰色泥岩採集處照片.....	26

圖 4.4 灰色泥岩採集處照片	27
圖 4.5 黃棕色破碎泥岩採集處照片	27
圖 4.6 黑色破碎泥岩採集處照片	28
圖 4.7 黑色破碎泥岩破裂面上的擦痕	28
圖 4.8 斷層露頭鑽井位置空拍圖	30
圖 4.9 岩心採樣方式示意圖	30
圖 4.10 岩心判識成果	31
圖 4.11 外表上膠及切割方向標記後的樣本	33
圖 4.12 定向樣本黏貼(左)示意圖及岩石薄片(右)	34
圖 4.13 JSM7000F 熱場發射掃描式電子顯微鏡	34
圖 4.14 Bruker D2 phaser X 光粉末繞射儀	36
圖 4.15 繞射圖譜處理示意圖	37
圖 4.16 同步 X 光繞射分析示意圖	41
圖 5.1 淺灰色泥岩偏光下的組構及礦物產狀	44
圖 5.2 黃棕色破碎泥岩(垂直樣本)偏光下的組構及礦物產狀	44
圖 5.3 黑色破碎泥岩(垂直樣本)偏光下的組構	45
圖 5.4 黑色破碎泥岩(垂直樣本)中與黑色條帶接觸的砂質碎屑	46
圖 5.5 黑色破碎泥岩(垂直樣本)中呈現右剪的 σ 拖曳構造	46
圖 5.6 灰色泥岩(垂直樣本)偏光下的組構	47
圖 5.7 黑色破碎泥岩(平行樣本)中暗紋所構成的左移剪切構造	47
圖 5.8 灰色泥岩(平行樣本)中黑色條帶內的左移剪切構造	48
圖 5.9 淺灰色泥岩的 BSE 影像	52
圖 5.10 淺灰色泥岩基質 EDS 光譜	53
圖 5.11 露頭及岩心淺灰色泥岩石英粒徑分布	53

圖 5.12 黃色破碎泥岩 BSE 影像	54
圖 5.13 露頭黃色破碎泥岩石英粒徑分布	55
圖 5.14 岩心黃色破碎泥岩石英粒徑分布	55
圖 5.15 露頭黑色破碎泥岩 BSE 影像	56
圖 5.16 岩心黑色破碎泥岩 BSE 影像	57
圖 5.17 露頭黑色破碎泥岩的石英粒徑分布	58
圖 5.18 岩心黑色破碎泥岩的石英粒徑分布	58
圖 5.19 灰色泥岩 BSE 影像	59
圖 5.20 灰色泥岩的石英粒徑分布	60
圖 5.21 露頭全岩粉末的繞射圖譜	62
圖 5.22 岩心全岩粉末的繞射圖譜	63
圖 5.23 露頭及岩心全岩粉末礦物半定量結果	64
圖 5.24 露頭黏土礦物粉末的繞射圖譜	66
圖 5.25 岩心黏土礦物粉末的繞射圖譜	67
圖 5.26 露頭及岩心黏土礦物粉末半定量結果	68
圖 5.27 伊萊石的結晶度變化圖	70
圖 5.28 黏土礦物粉末樣本的伊萊石化學指標分布圖	70
圖 5.29 露頭黑色破碎泥岩同步 X 光繞射結果	71
圖 5.30 岩心樣本同步 X 光繞射結果	72

表目錄

表 1 斷層岩分類表.....	17
表 2 斷層露頭樣本編號及描述.....	25
表 3 全岩礦物半定量分析所使用繞射峰角度.....	36
表 4 黏土礦物半定量所使用繞射峰及計算方式.....	40
表 5 岩體單元的全岩礦物相對含量.....	64
表 6 岩體單元的黏土礦物相對含量.....	68

第一章 緒論

1-1 前言

車瓜林斷層位於臺灣西南部，為東傾的逆移斷層，其斷層跡主要分布於由厚層泥岩組成的古亭坑層中；InSAR、GPS 及水準測量皆指出車瓜林斷層上盤具有持續抬升的現象(圖 1.1)(趙荃敏，2016；張李群，2014；Pathier et al., 2014)，此斷層的潛移活動也造成國道三號田寮三號高架橋及高鐵高架橋產生變形破壞(圖 1.2、1.3) (張李群，2014；趙家賢，2019)，近期地調所於車瓜林斷層南段進行鑽井分析，指出其為第一類活動斷層(劉彥求與林啟文，2021)。這些證據皆指出車瓜林斷層具有持續性潛移活動，然而泥岩容易受到沖刷侵蝕使斷層活動產生的線型崖不易保存，使依據地形推測斷層跡分布有其難度，而前人根據野外調查觀察到在與大地測量顯示具有明顯地表變形的位置具有寬度數十公尺寬，顏色呈現較深色的寬帶，經由觀察認為產狀差異由斷層作用造成，可表示車瓜林斷層的斷層跡，其斷層跡推測向西南延伸至燕巢區(劉彥求與林啟文，2019；陳新翰，2021)，因此了解車瓜林斷層帶內部的變形機制對未來在泥岩區進行工程建設的場址規劃及災害評估有其重要性。

1-2 研究目的

前人於野外調查觀察到車瓜林斷層帶由多條數公尺寬的深色寬帶組成，經過地質剖面清理後能觀察到寬帶內的岩石含有公厘至公分寬的黑色條帶，並認為黑色條帶與斷層作用有關，但缺乏微組構及礦物組成觀察，因此對於車瓜林斷層帶的變形機制了解程度有限(陳新翰，2021)。本研究基於前人於車瓜林斷層露頭進行地質剖面開挖後於中視尺度下對斷層帶的岩體單元分

類，分別在斷層露頭及岩心採集不同岩體單元樣本並製成岩石薄片、岩石粉末，進行微組構觀察及礦物組成分析，比較斷層帶內不同岩體單元在微組構及礦物組成的差異，並參考現有研究文獻，以了解車瓜林斷層的變形機制。

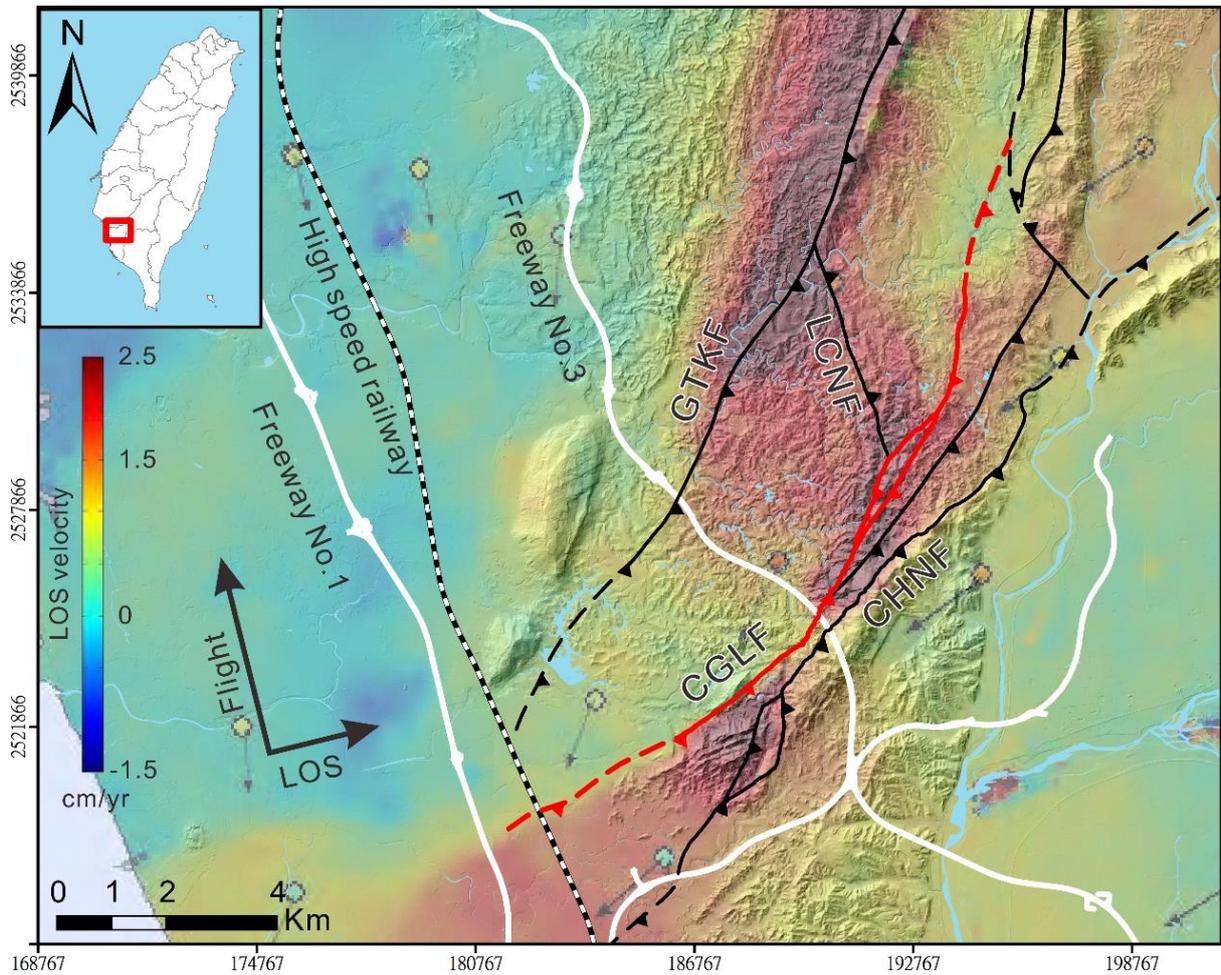


圖 1.1 臺灣西南部 InSAR 視線方向(Light of sight, LOS)速度場圖，色階表示地表在觀測衛星視線方向的位移量，帶有鋸齒的線段標示斷層跡，紅色線段突顯車瓜林斷層，可見車瓜林斷層(CGLF)與旗山斷層(CHNF)之間的地塊有明顯的位移。GTKF:古亭坑段層。CHNF:旗山斷層。(改繪自 Pathier et al. [2014]；斷層跡參考自劉彥求與林啟文[2021])

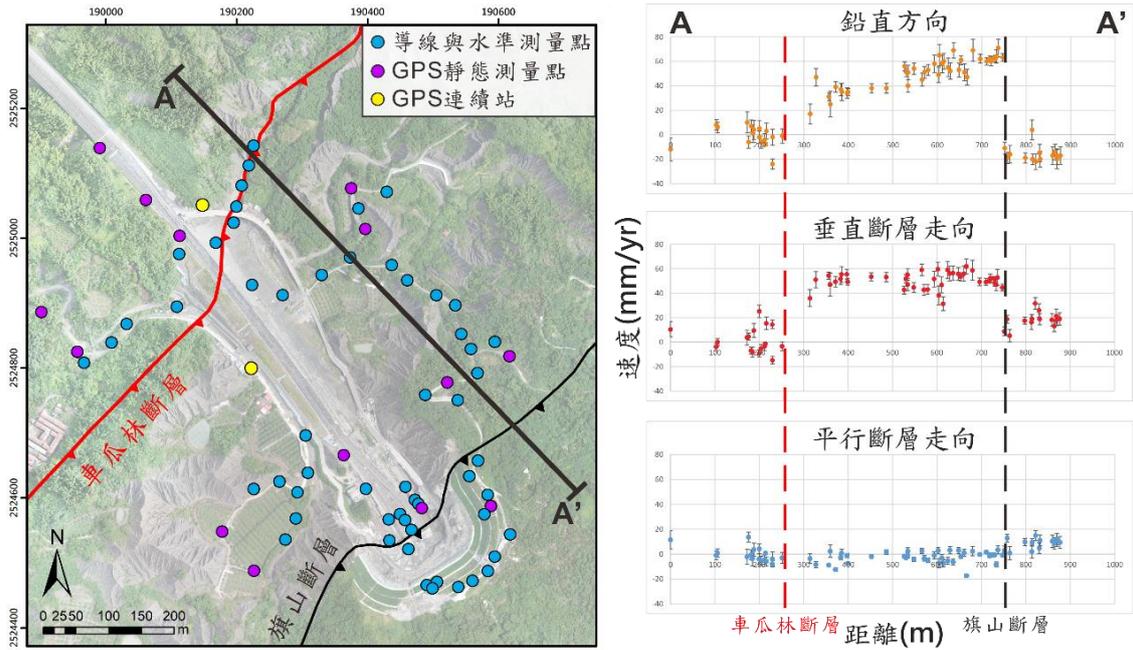


圖 1.2 中寮隧道北口測量點分布圖及三維速度場比較圖，AA'剖面速度場指出，在車瓜林斷層及旗山斷層之間的地塊往西北擠壓及向上抬升。(修改自蘭于鈞[2019]；測量點資料來自張李群[2014])

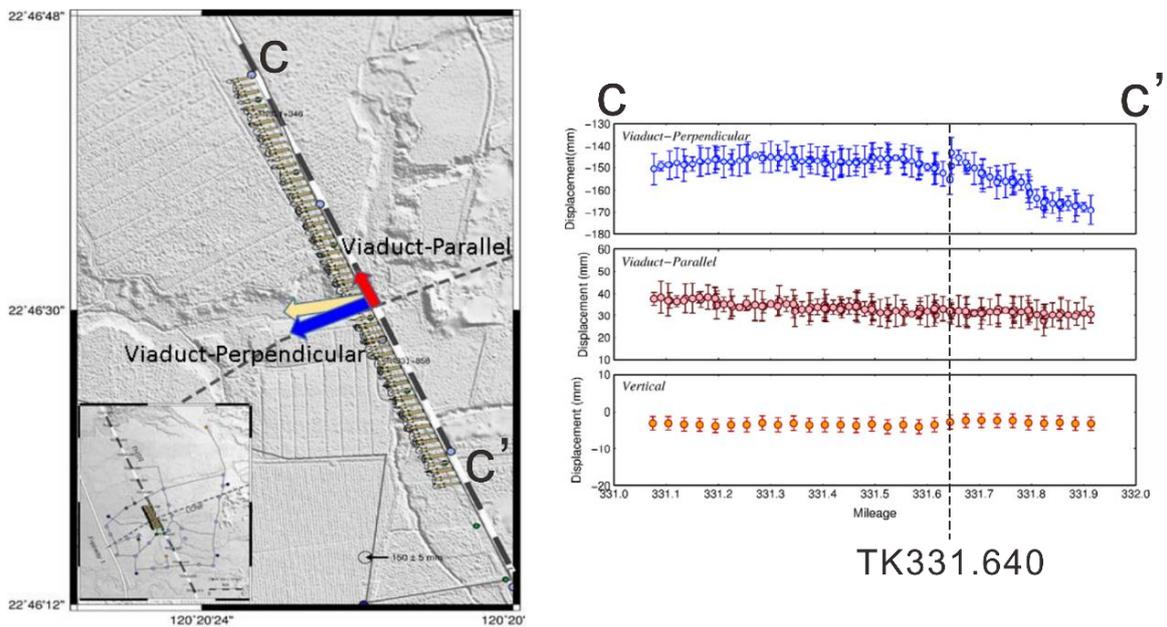


圖 1.3 高鐵高架橋三維位移圖，由 CC'剖面可見在里程 TK331+640 處有垂直高架橋走向位移，負值表示向西方向。(圖引自趙家賢，2019)

第二章 研究區域概述

2-1 地質背景

臺灣位於板塊交界並於 600 萬年前開始造山作用(Suppe, 1981)，在歐亞板塊與菲律賓海板塊的長期碰撞下形成現今的地體構造，臺灣本島地體構造呈現東西向變化，走向則與山脈平行。依照地形、岩性及構造特性，可將地體構造由西向東區分為海岸平原、西部麓山帶、雪山山脈、脊樑山脈及海岸山脈(何春蓀，1986)。西部麓山帶受到向西擠壓作用而形成褶皺-逆衝斷層帶系統，車瓜林斷層為其中之一(圖 2.1)。

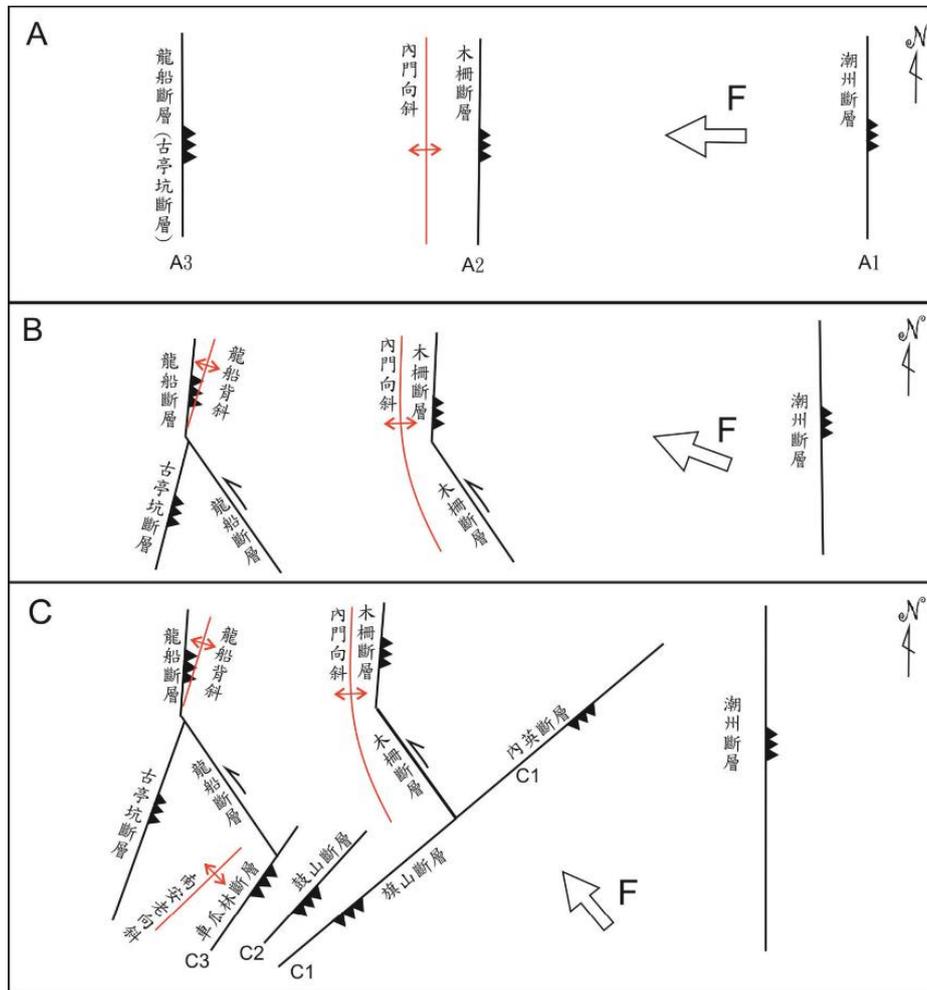


圖 2.1 西南部泥岩區斷層構造演化示意圖。(圖引自林啟文，2012)

2-2 地形

車瓜林斷層北起高雄市內門區，向西南延伸至橋頭區，全長約 25 公里。在半天寮以南、旗山斷層以西區域多以泥岩所構成，此泥岩區在二仁溪及其支流所切割下，形成以泥岩惡地為主的丘陵地形，車瓜林斷層沿線經過大廍亭山、雞冠山及崎溜山等泥岩層中由砂岩或石灰岩透鏡體所構成的山脊，中寮一帶於旗山斷層東側則有一東北-西南走向，由烏山層砂岩所構成的中寮山(圖 2.2)。由於惡地地形容易沖刷侵蝕不利於斷層線型崖保存，使得要從地形判識車瓜林斷層跡有其困難，但仍可利用野外斷層露頭進行追跡並利用無人機將其記錄。

2-3 地層

2-3-1 古亭坑層

車瓜林斷層所位於的西部麓山帶南端，其出露地層主要為古亭坑層(圖 2.3)。古亭坑層出露於左鎮-龍崎-燕巢東側及內門-旗山西側，層厚最後至少有 3616 公尺(Chi, 1979)，岩性以厚層暗灰色泥岩為主，偶夾薄層砂岩。在左鎮、田寮及燕巢地區都有出露由厚層砂岩與砂泥岩互層所組成的透鏡體，在地層劃分中屬於岩段位階(林啟文，2013)。根據超微化石分析結果，古亭坑層年代約為中新世晚期至更新世(Chi, 1978, 1979；吳榮章與梅文威，1985)。

2-3-2 崎頂層

崎頂層分為上下兩段，本區主要出露崎頂層下段，出露範圍分布於大崗山、小崗山及燕巢一帶，崎頂層下段以暗灰色泥岩與砂岩層互層為主，夾有石灰岩，為古亭坑層厚層泥岩與崎頂層上段後層砂岩的過渡帶，不同地區層

厚不一(林啟文, 2013), 根據超微化石分析結果, 崎頂層年代為更新世(Chen et al., 1977; Chi, 1978)。

2-4 斷層

2-4-1 車瓜林斷層

車瓜林斷層上下盤皆為古亭坑層, 上盤多為厚層泥岩偶夾薄層至中層砂岩, 下盤則多為不具砂岩層的厚層泥岩(陳新翰, 2021)。透過野外調查車瓜林斷層走向整體為東北-西南向, 在大廊亭山以北走向為北 4° - 20° 東, 傾角為 50° - 70° 向東; 大廊亭山以南至南勢湖的斷層走向則為北 30° - 40° 東, 傾角 50° - 60° 向東; 南勢湖至車瓜林走向轉為北 40° - 50° 東, 傾角 30° - 40° 向東; 車瓜林以南走向逐漸轉至北 60° 東並延伸至橋頭東側(林啟文, 2012; 劉彥求與林啟文, 2021)。

巨視尺度野外觀察, 車瓜林斷層帶於露頭相對圍岩呈較深顏色(黃棕色至灰黑色), 寬度十至數十公尺, 於縣道高 40 北側至大廊亭山一帶可連續追跡(圖 2.4)。中視尺度野外觀察, 於縣道高 40 一處出露良好的斷層露頭中, 可以觀察到寬約 40 公尺的斷層帶內主要由顏色呈灰色、黃棕色及黑色, 寬度數十公分至數公尺的深色寬帶(Dark stripes)所組成(圖 2.5); 在露頭進行地質頗面清理後可觀察到深色寬帶由含有數公厘至數公分寬的黑色條帶、破碎程度不一的泥岩所組成, 可以將不同顏色的深色寬帶內岩石依照產狀岩石區分成灰色泥岩、黃棕色破碎泥岩及黑色破碎泥岩。

灰色泥岩主要呈現塊狀且不易剝落, 岩石中具有 2 到 5 公厘寬的黑色條帶, 黑色條帶有單一出現也有多條交織成寬度 1 至 2 公分的黑色條帶束(圖 2.6), 相較黃棕色、黑色破碎泥岩破碎程度最低, 黑色條帶密集程度最稀疏; 黃棕色破碎泥岩內部具有透鏡狀的砂質碎屑, 大小約從一公分至數十

公分，可以看到內部砂質碎屑有產生旋轉及拖曳的現象，內部的黑色條帶寬度約 1 至 2 公分，呈現網絡狀互相交織，破碎程度及黑色條帶的密集程度次於黑色破碎泥岩(圖 2.7)；黑色破碎泥岩具有較多破裂面容易剝落，剝離面上具有擦痕，岩石內黑色條帶寬度數公厘至數公分，在岩石中以叢聚形式出現形成密集交織區域，破碎程度及黑色條帶的密集程度最高(圖 2.8)(陳新翰，2021)。

2-4-2 古亭坑斷層

古亭坑斷層北起大埔向西南延伸至瓊林，約呈東北走向。大埔地區下盤出露向西北傾斜的泥岩與砂泥岩互層並往西南向延伸，上盤則出露向東南傾斜的厚層泥岩偶夾薄層砂岩(林啟文，2013)。根據古亭地區的超微化石分析結果，上盤為中新世古亭坑層(吳榮章與梅文威，1985)，下盤則為更新世土亭坑層(Chen et al., 1977)。

2-4-3 龍船斷層

龍船斷層起自內門龍船窩，北段為逆滑斷層從大埔以北北東走向往北延伸，南段在大埔轉向東南方延伸至大廍亭山與車瓜林斷層相接，為左滑斷層兼具逆滑分量(林啟文，2013)。根據超微化石分析結果，龍船斷層上盤為中新世古亭坑層與上新世的龍船透鏡體，下盤則為上新世古亭坑層(吳榮章與梅文威，1985)。

2-4-4 鼓山斷層

鼓山斷層北起嶺頂，以東北走向延伸至中寮與車瓜林斷層相接，為逆滑斷層；斷層帶兩側皆為古亭坑層，斷層下盤位態受剪切擾動呈現水平或鉛直，上盤則出露呈現鉛直層面的岩層(林啟文 2013)。

2-4-5 旗山斷層

旗山斷層北起旗山向西南延伸至車瓜林以西，為逆滑斷層。千秋寮以北旗山斷層呈東北走向，上盤出露烏山層，向北至武鹿坑後烏山層不再出露，改為出露嶺口礫岩，下盤出露古亭坑層；千秋寮以南轉為北北東走向，斷層上盤出露砂頁岩互層的烏山層，下盤出露古亭坑層及砂泥岩互層的雞南山透鏡體(林啟文 2013)。

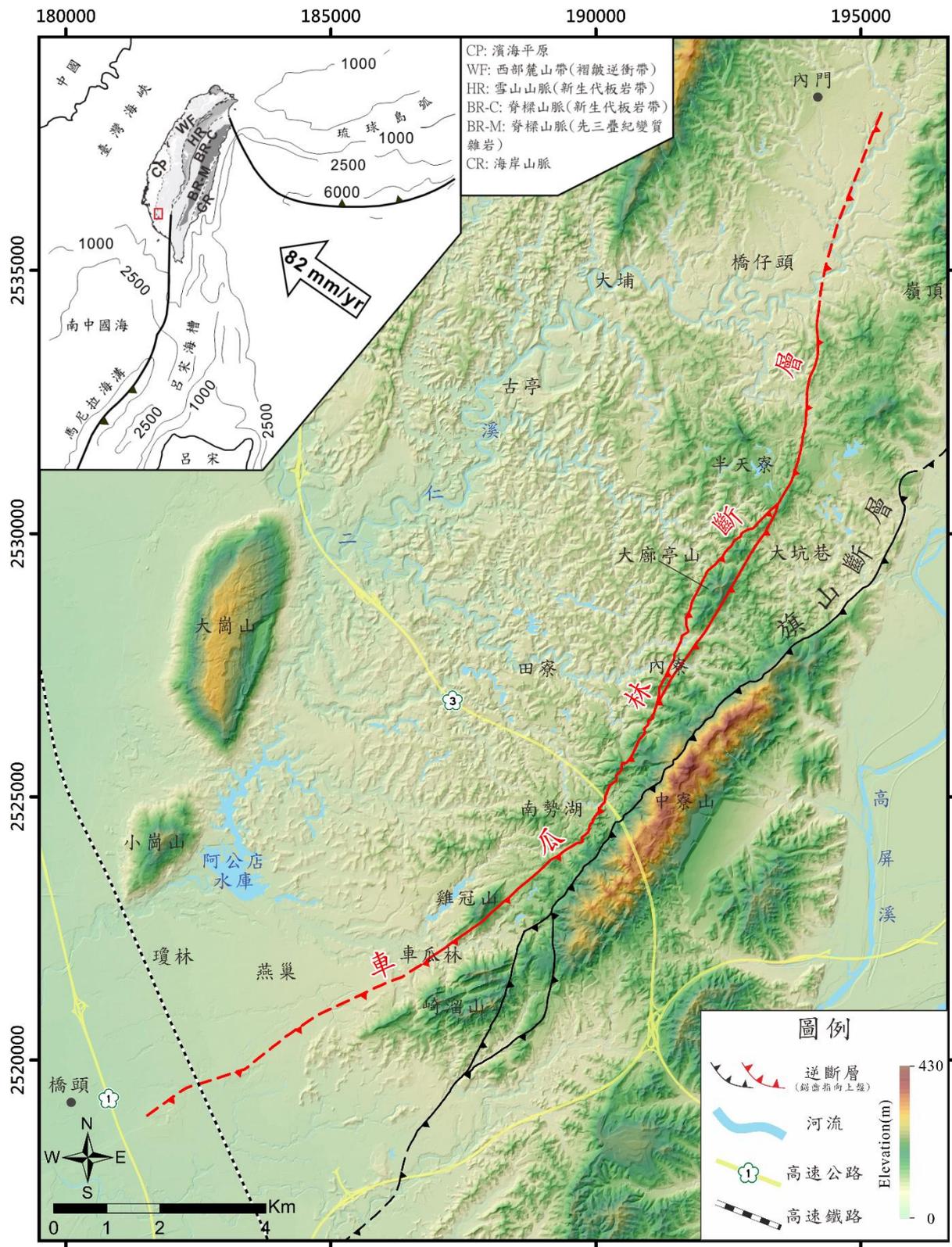


圖 2.2 車瓜林斷層區域地形圖。(車瓜林斷層跡參考自劉彥求與林啟文[2021]，旗山斷層跡參考自地調所旗山圖幅[2013])

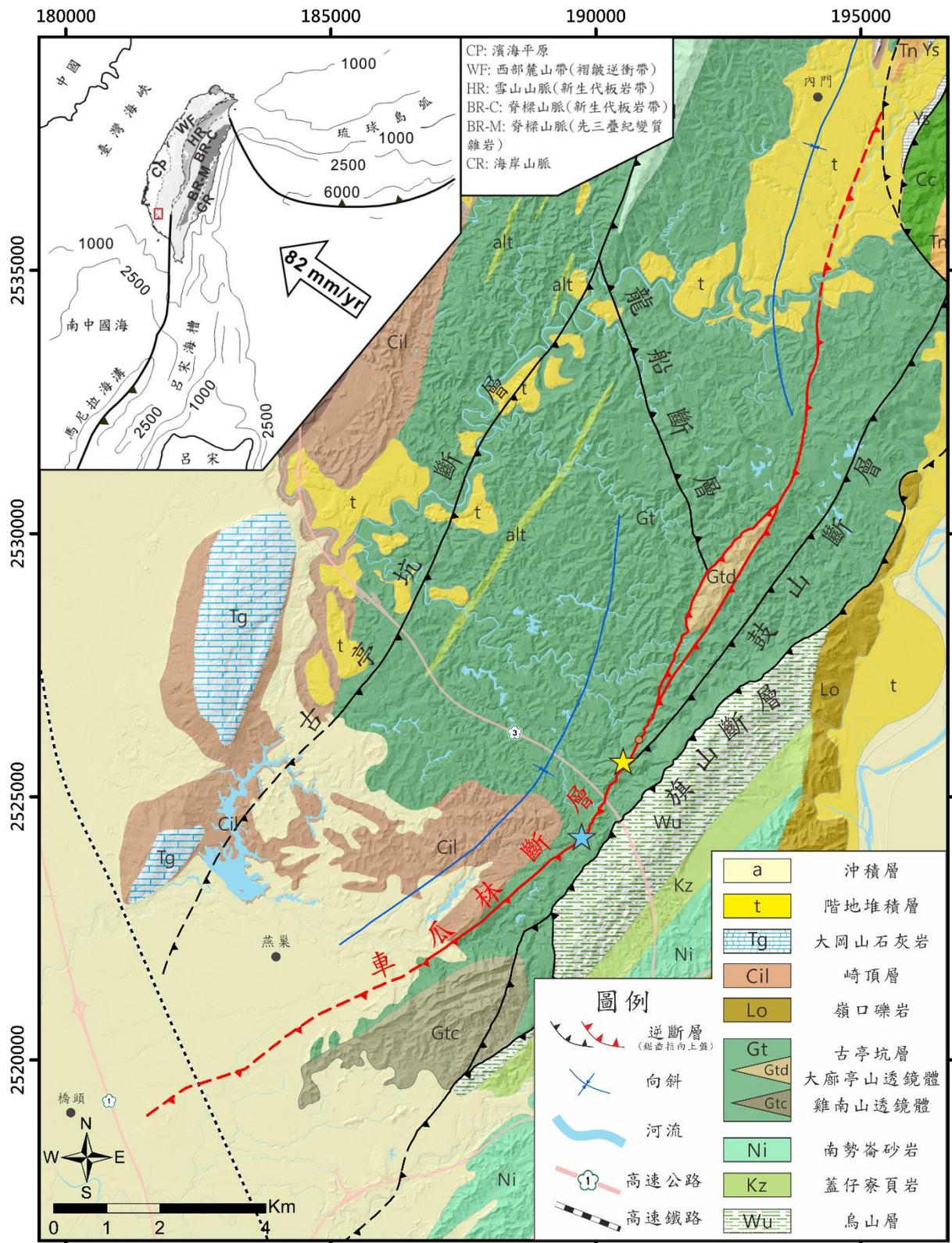


圖 2.3 車瓜林斷層區域地質圖。黃色星號為露頭採樣點，藍色星號為岩心鑽取點；橘色點為圖 2.4 位置。(改繪自地調所旗山圖幅[2013]；車瓜林斷層跡劉彥求與林啟文[2021])

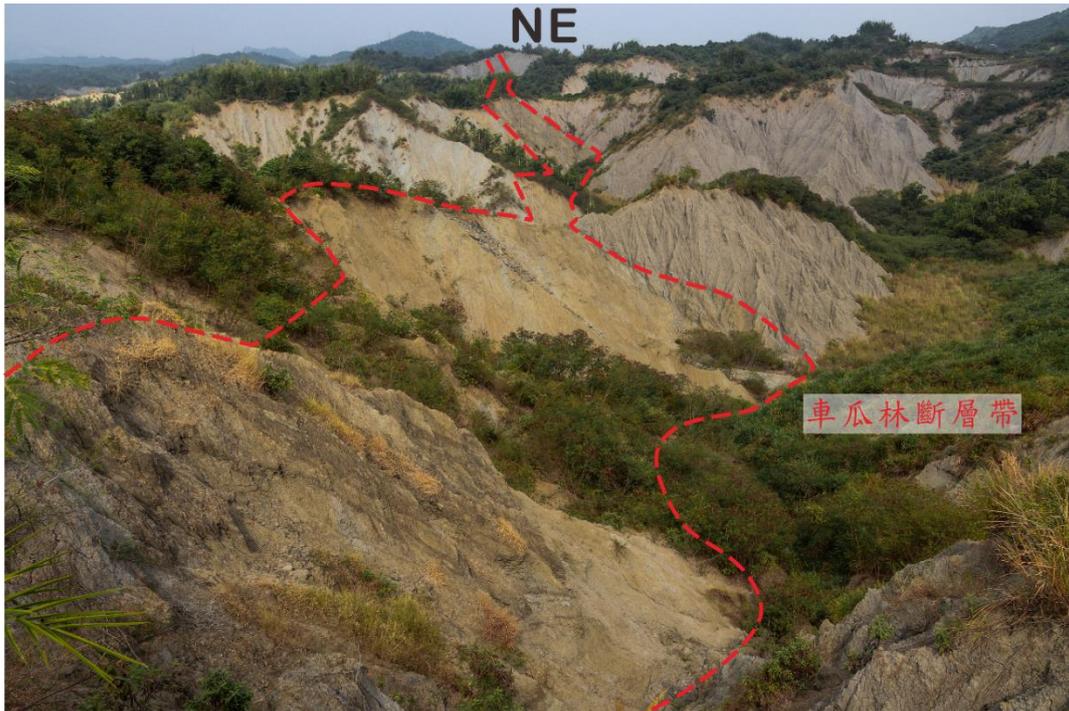


圖 2.4 巨視尺度下的車瓜林斷層。紅色虛線為影像判識的斷層帶邊界，拍攝位置標示於圖 2.3 橘色點。(修改自陳新翰，2021)



圖 2.5 中視尺度下的車瓜林斷層。斷層帶內主要由數道深色寬帶所構成由左至右依序為灰色、黑色、黃棕色寬帶；拍攝位置標示於圖 2.3 黃色星號。(修改自陳新翰，2021)

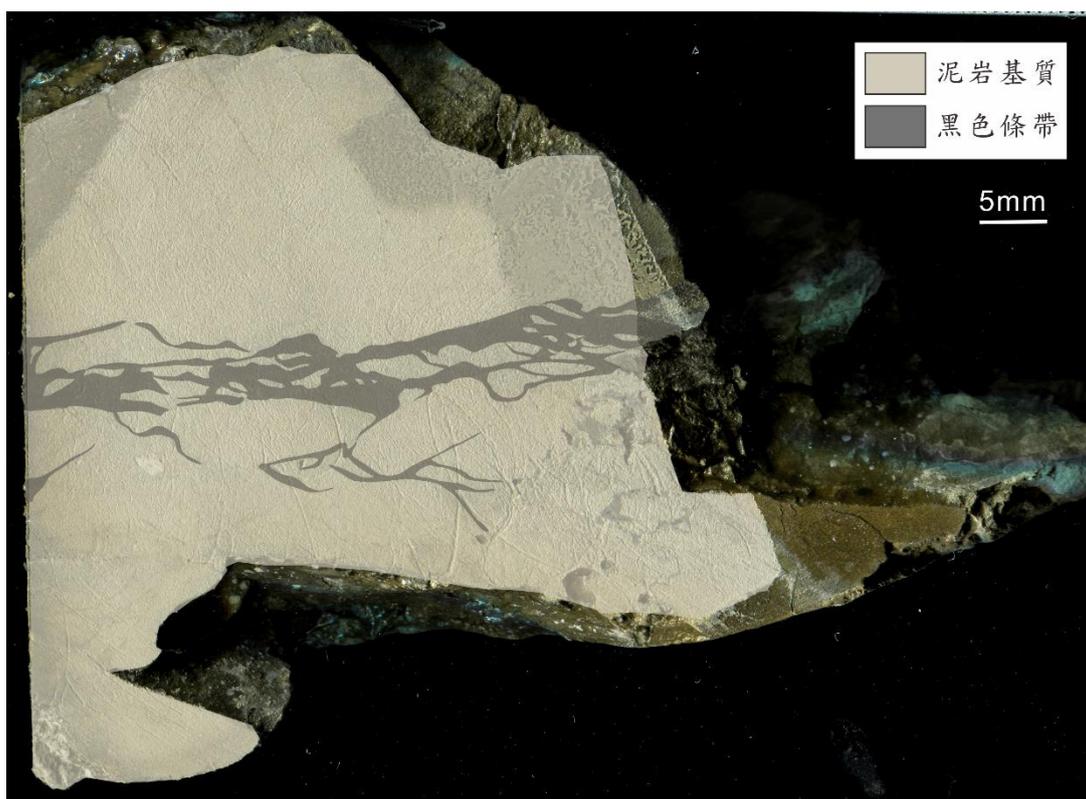
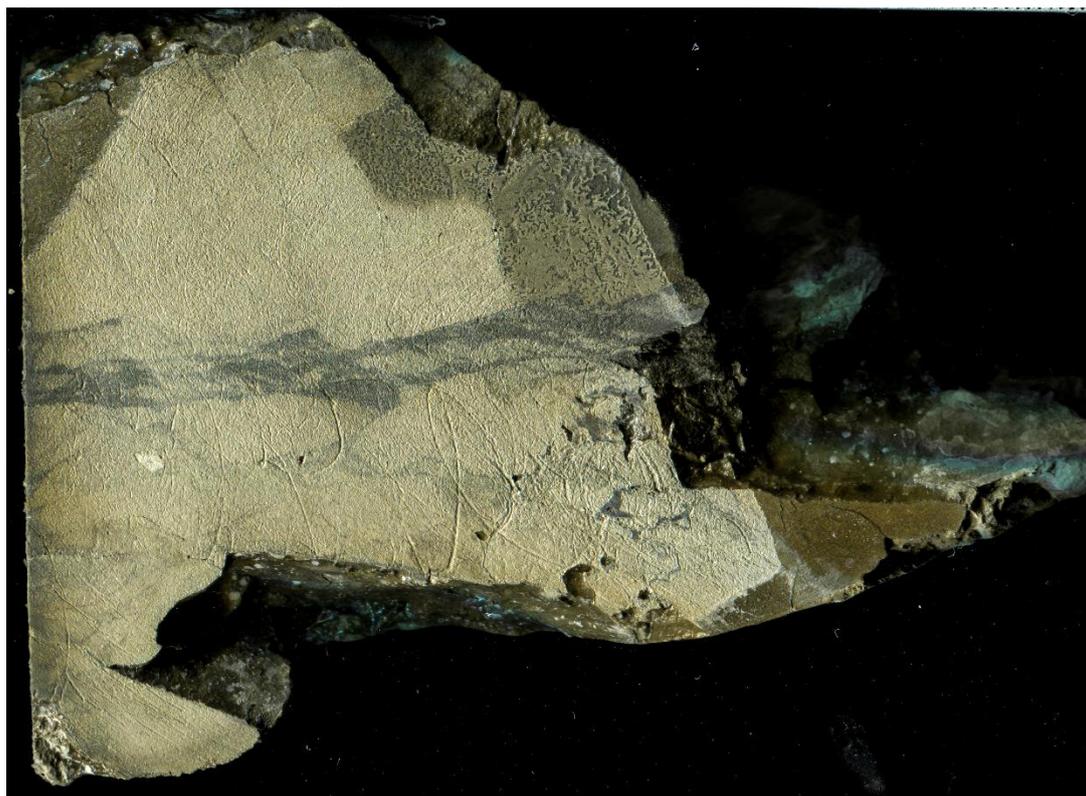


圖 2.6 車瓜林斷層帶中灰色泥岩樣本。(修改自陳新翰，2021)

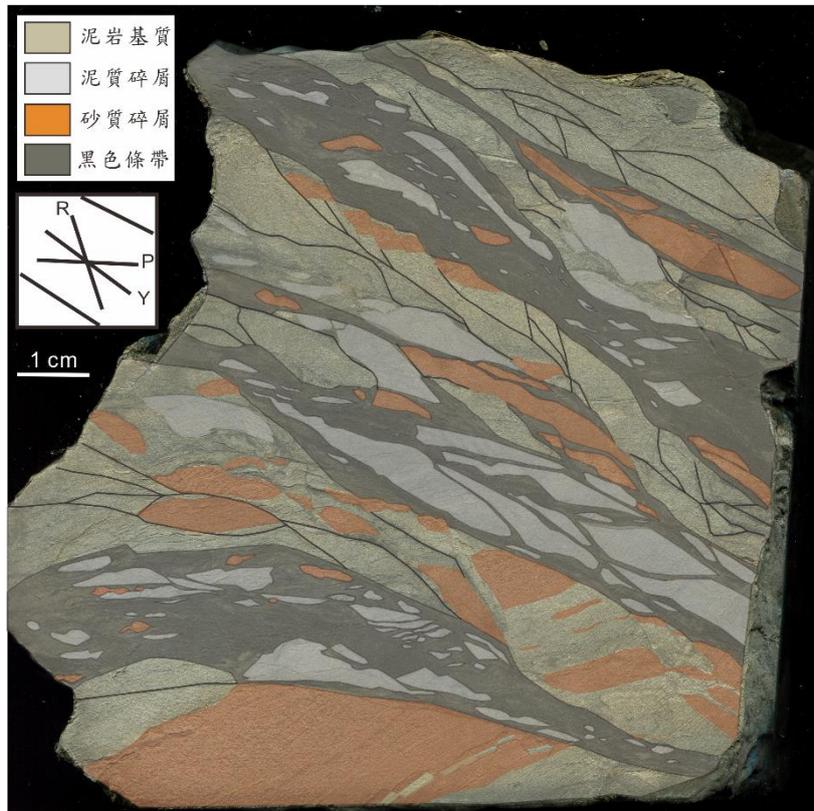


圖 2.7 車瓜林斷層帶中黃棕色破碎泥岩樣本。(修改自陳新翰，2021)

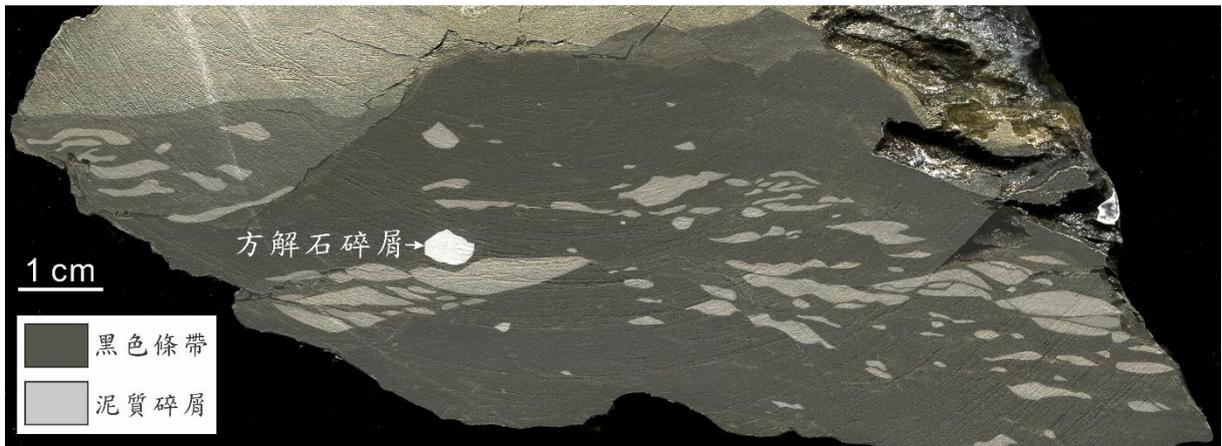


圖 2.8 車瓜林斷層帶中黑色破碎泥岩樣本。(修改自陳新翰，2021)

第三章 前人文獻回顧

3-1 斷層帶組成

斷層為岩石圈中將兩岩體分割且具有相對位移的破裂面，尺度小從手樣本中數公分的微斷層(microfaults)，大至可於地表延伸數百公里，切至地殼深部的區域斷層(regional fault)。Sibson (1977)所提出的斷層模型認為在地表至地下 10 公里的範圍為脆性變形帶，地下 10 至 15 公里為脆性及塑性變形的過渡帶，15 公里以下則以塑性變形為主(圖 3.1)。脆性變形帶中斷層常以具一定寬度的斷層帶(fault zone)形式存在，現今大多以受斷層作用影響程度，將斷層帶區分成斷層核心(fault core)、轉換帶(transitional zone)及斷層破壞帶(damage zone)(Choi et al., 2016)，斷層核心為斷層錯動時的主要滑動區，伴隨強烈剪切及高度應變而形成的窄帶，窄帶內主要由斷層角礫岩(breccia)、壓碎岩(cataclasite)及斷層泥(fault gouge)組成；轉換帶中可見具密集裂隙且高度破碎的圍岩，破碎圍岩之間常夾有薄層斷層泥；斷層破壞帶則由承受較小的應變及變形的圍岩所構成，可見較轉換帶稀疏的裂隙及次要構造(subsidiary structures)如次要斷層及斷層相關褶皺(Liu et al., 2017)(圖 3.2)。

斷層作用會使斷層帶內的岩體產生碎裂、摩擦進而形成斷層岩。根據斷層岩分類(Sibson, 1977)，將不同變形帶中的斷層岩依照凝聚力(cohesion)及組構(texture)差異分類(表 1)，其中脆性變形帶包含未具凝聚力的斷層角礫岩、斷層泥，以及具凝聚力假玄武玻璃、壓碎岩系列；塑性變形帶則為糜嶺岩系列。

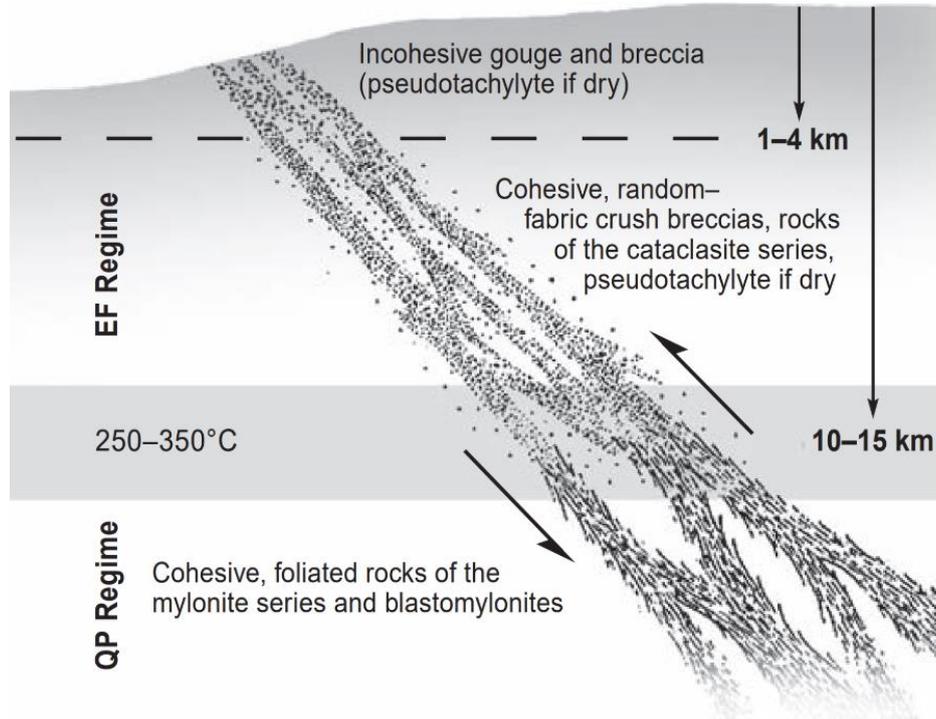


圖 3.1 岩石脆性塑性變形帶分布圖。EF:彈性摩擦作用 (elastic-frictional processes); QP:準塑性作用 (quasi-plastic processes)。(圖引自 Davis et al., 2011)

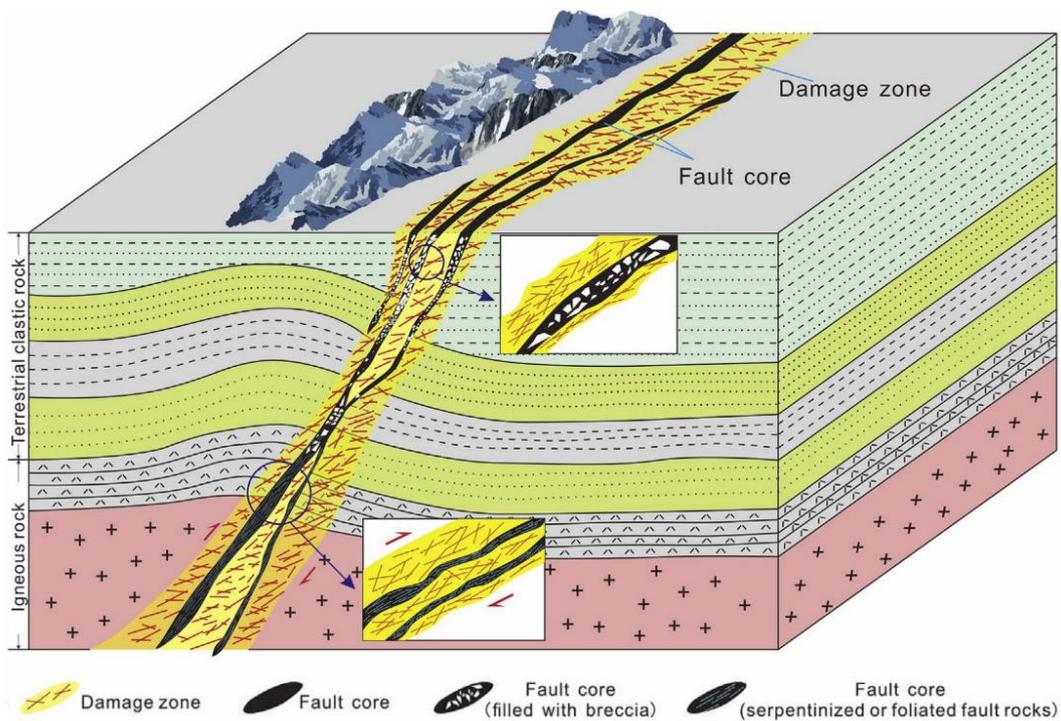


圖 3.2 沉積岩區逆斷層帶構造示意圖。(圖引自 Liu et al., 2017)

表 1 斷層岩分類表。

		Random fabric		Foliated		
Incohesive	Fault breccia (斷層角礫岩) (visible fragments > 30% of rock mass)		?			
	Fault gouge (斷層泥) (visible fragments < 30% of rock mass)		?			
Cohesive	Nature of matrix	Glass-devitrified glass	Pseudotachylyte (假玄武玻璃)		?	
		Tectonic reduction in grain size dominates grain growth by recrystallization and neomineralization	Crushbreccia (fragments > 0.5 cm)		0-10	Percent of matrix
	Fine crush breccia (0.1 < fragments < 0.5 cm)					
	Crush microbreccia (fragments > 0.1 cm)					
	Cataclasite series (壓碎岩系列)		Mylonite series (糜嶺岩系列)	Protomylonite (原生糜嶺岩)	10-50	
Cataclasite (壓碎岩)		50-90				
Ultracataclasite (超壓碎岩)		90-100				
Grain growth pronounced	?		Blastomylonite (再結晶糜嶺岩)			

藍框標示脆性變形帶所包含的斷層岩，紅框則為塑性變形帶所包含的斷層岩。(分類標準 Sibson[1977]；表引自盧崇賓，2003)

3-2 變形機制

岩石的變形受到多項因素如應力、溫度、孔隙間流體活動等作用影響，在這些作用下岩石內部顆粒會產生不同的變形及排列形成微構造(microstructures)，因此利用微觀尺度的觀察，可以了解岩石所經歷的變形作用(圖 3.3)。

在地表至地下 10 公里處，岩體的變形主要以脆性變形(brittle deformation)為主，微觀下岩體受力後，在顆粒接觸處、顆粒內會產生微裂隙(microfractures)，微裂隙的擴展與連結使岩體受剪切時在顆粒間產生摩擦滑動(圖 3.4)。低圍壓的情況下，顆粒間的摩擦滑動會形成顆粒流(granular flow)，顆粒流內部顆粒多數維持完整且呈現粒狀，常見於沉積物凝聚力低的岩石；在高圍壓的條件下，顆粒間的擠壓加上摩擦滑動會使顆粒在剪切的過程中持續產生微裂隙，使顆粒碎裂並逐漸細化形成壓碎流(cataclastic flow)(圖 3.5)，而這種岩石受剪使內部顆粒破碎、細化的過程稱為碎裂作用(cataclasis)，碎裂作用通常發生於斷層帶內形成壓碎岩，壓碎岩通常具有遍布性的裂隙及角狀(angular)的破碎顆粒，並在斷層作用下發育出一系列具有明顯粒徑削減現象的剪切面，形成雷德剪切構造(Riedel Shear structure)(Sibson, 1977; Davis et al., 2011; Passchier and Trouw, 2005; Casciello et al., 2002; Rutter et al., 1986)。而 Volpe, G et al. (2022)提出岩體中的片狀黏土礦物含量在超過 30%後，剪切構造會由雷德剪切構造轉為的 S-C 構造(S-C fabric)，岩體的變形機制則轉變為使黏土礦物產生順向排列並沿排列方向產生摩擦滑動為主，形成以遍布性葉理(pervasive foliation)及分布變形(distributed deformation)為特徵的剪切帶。

地下 15 公里以下，岩體的變形轉為韌性變形(ductile deformation)，微觀下以礦物顆粒的溶解潛變(dissolution creep)及晶內變形(intracrystalline

deformation) 為主要變形機制；溶解潛變為礦物顆粒在受高壓擠壓下，在壓力集中處如顆粒邊緣及裂隙發生溶解，溶解後透過孔隙間的流體運送至低壓處重新沉澱；晶內變形可再細分成雙晶扭折(twinning and kinking)、錯位潛變(dislocation creep)及擴散潛變(diffusion creep)；雙晶主要由平行的晶面受剪切造成，在偏光下會呈現互相平行的亮暗條紋，扭折則無特定方向，通常與解理方向的縮短有關(圖 3.6)。錯位潛變透過在局部位置產生晶格扭曲，晶面方向鍵結產生破壞使晶格結構錯位(圖 3.7)；擴散潛變則是利用晶體內既存的缺失(vacancies)及高溫所激發的原子移動，使晶內的缺陷在晶格內部產生移轉(圖 3.8)(Davis et al., 2011；Passchier and Trouw, 2005；Knipe, 1989；Wheeler, 1992)。

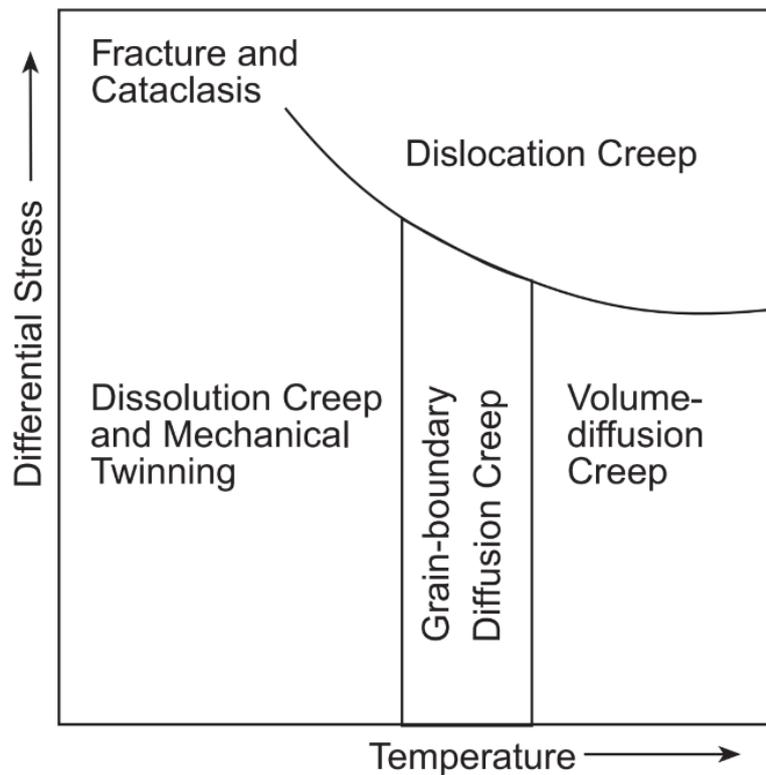


圖 3.3 變形機制與軸差應力、溫度關係圖。(圖引自 Davis et al., 2011)

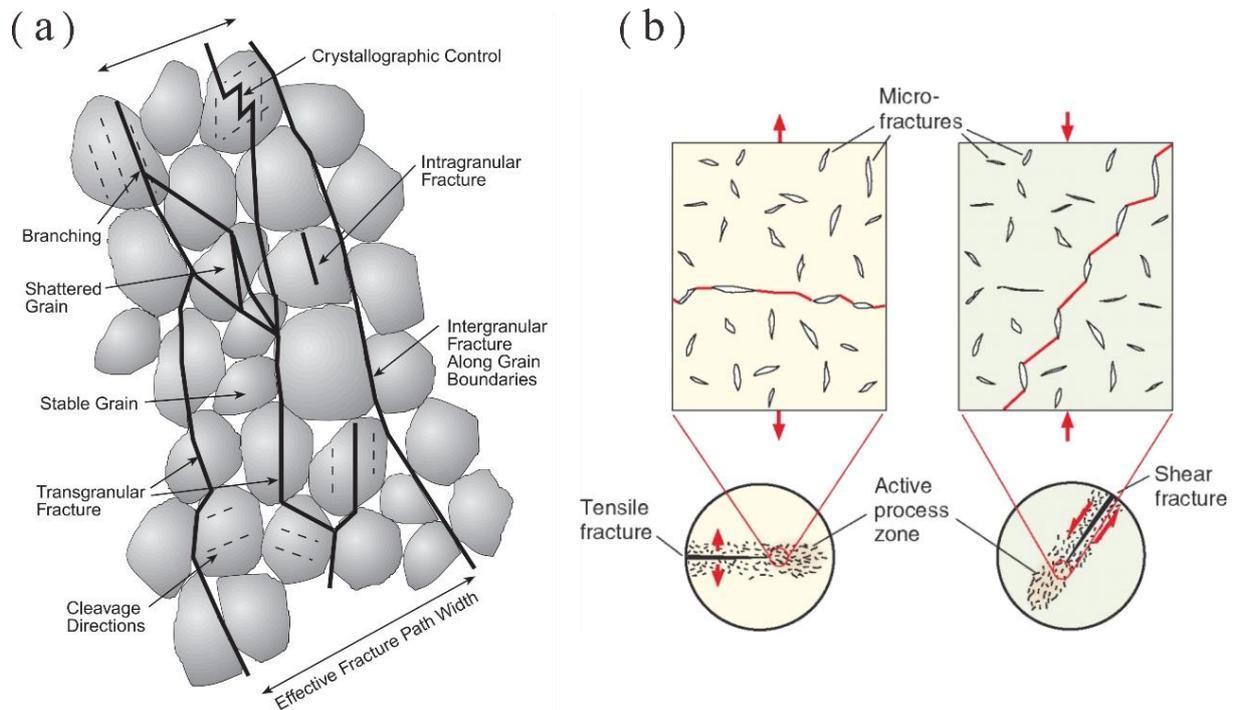


圖 3.4 微裂隙示意圖。(a)微裂隙的形式。(圖引自 Davis et al., 2011) (b)微裂隙的擴展與連接。(圖引自 Fossen, 2016)

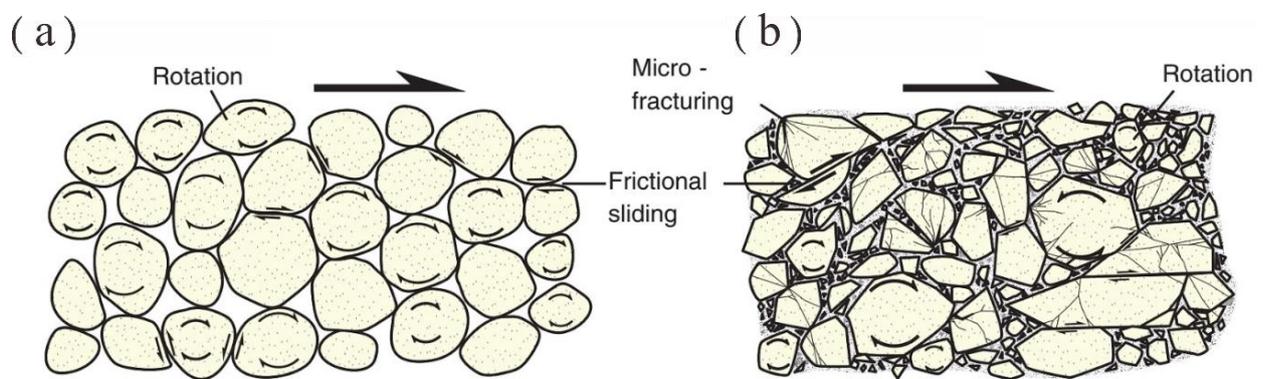


圖 3.5 顆粒流與壓碎流。(a)顆粒流。(b)壓碎流。(圖引自 Fossen, 2016)

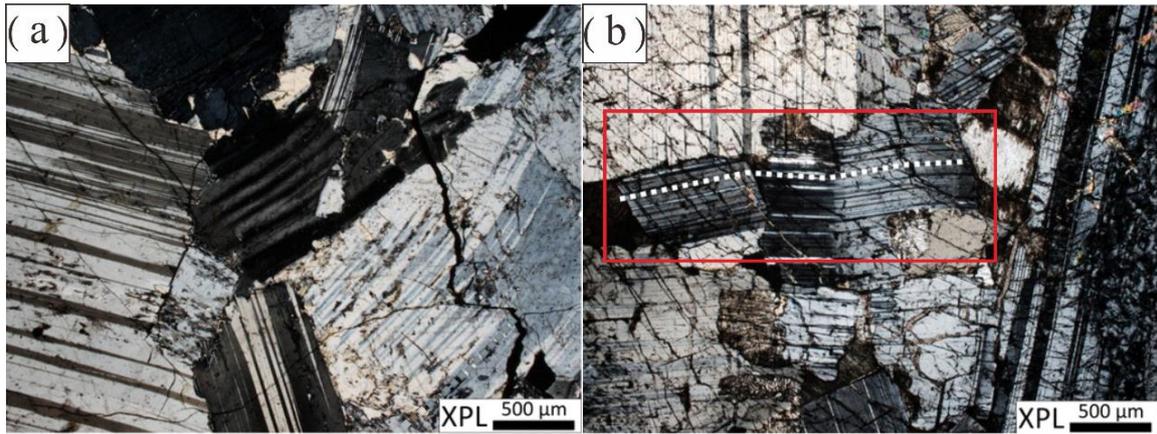


圖 3.6 斜長石的雙晶及扭折構造。(a)晶體內平行的亮暗條紋為雙晶構造。(b)白色虛線標示出受扭折後的晶體。(圖引自 Pickersgill et al., 2015)

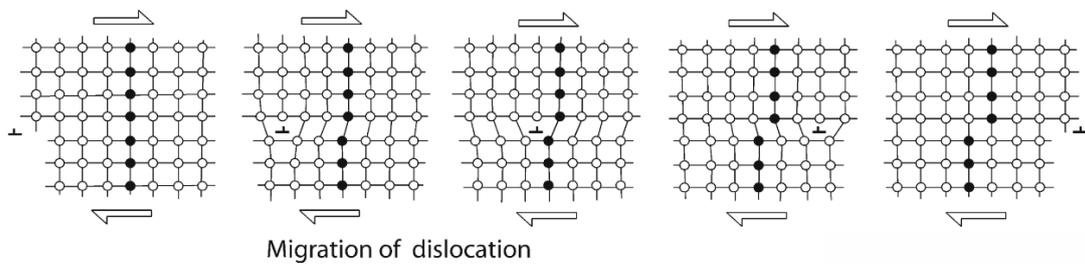


圖 3.7 錯位潛移示意圖。(圖引自 Passchier and Trouw, 2005)

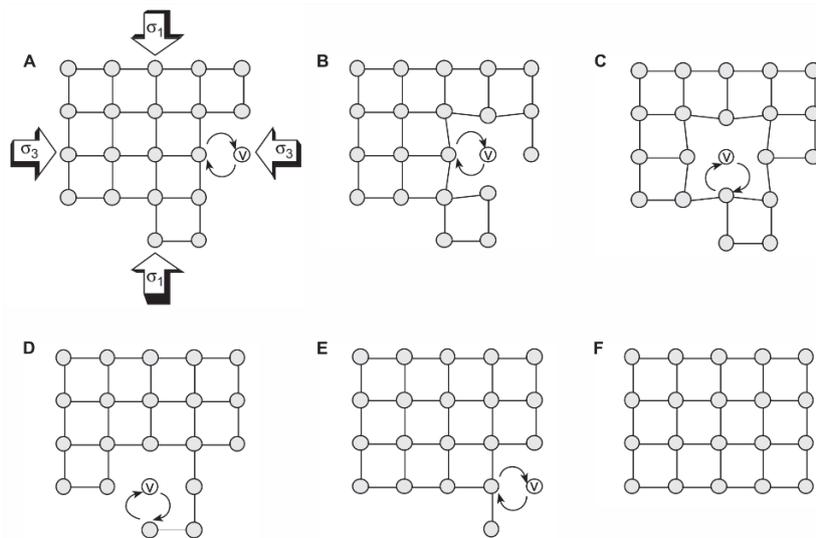


圖 3.8 擴散潛移示意圖。(圖引自 Davis et al., 2011)

3-3 斷層帶礦物組成

在斷層作用下，除了使斷層帶內部岩石變形產生破碎程度不一的斷層岩外，斷層帶內也會產生礦物的相變及生成新礦物，而礦物相變化會使斷層帶的物理性質產生改變，進而影響斷層帶內岩體強度的改變。許多對於斷層帶內部的礦物組成研究顯示，在斷層核心內往往有較高的黏土礦物含量，主要黏土礦物通常由高嶺土、綠泥石、膨潤石、伊萊石及混層黏土礦物(mixed-layer clays)所組成，因此透過斷層帶內的礦物組成改變，有助於我們了解其物理性質的轉變，進而推論可能的活動特性。

1999 年集集地震後，學者們對車籠埔斷層展開相關研究，其中對於車籠埔斷層帶礦物組成分析顯示，斷層帶內伊萊石相對含量隨著斷層岩破碎程度的增加而提高，而膨潤石相對含量則有減少趨勢，提出由斷層錯動產生的壓力及溫度促使膨潤石脫水產生相變形成伊萊石，使斷層核心中的伊萊石增加(衣德成，2004；盧崇賓，2004)。2008 年引發汶川地震的北川-映秀斷層在礦物分析中也有觀察到，相較於斷層上下盤，斷層泥內的伊萊石相對含量明顯較高，膨潤石-伊萊石混層礦物相對含量則較少(Yuan et al., 2015)。加州的聖安地列斯斷層則在斷層帶觀察到，在泥質斷層岩的裂隙間具有膨潤石所構成的奈米塗層(nanocoatings)，並提出斷層的潛移活動可以使膨潤石持續生成累積於泥岩裂隙中，並使斷層帶持續弱化(Schleicher et al., 2009, 2010)。綜合前人對不同斷層的礦物組成分析，Yuan et al. (2015)認為在斷層產生錯動的情況下，瞬間高溫及高壓有利於膨潤石轉變成伊萊石，而斷層的潛移活動則有利於生成膨潤石。

近期亦有研究指出，在斷層的主滑動面上觀察到由斷層活動而產生的非晶質材料(amorphous materials)，前人透過觀察斷層內的斷層岩內及岩體試驗，推論斷層岩內的非晶質材料主要透過摩擦性熔融(frictional

melting)(Sibson, 1975 ; Di Toro et al., 2006)及碎屑細化作用(comminution of clasts)產生(Pec et al. 2012 ; Yund et al.1990)；摩擦性熔融主要在滑移速率 0.1~10 m/s 的瞬間滑移中發生，產生含有非晶質材料的假玄武玻璃(pseudotachylite)，假玄武玻璃在不同岩石中的形成溫度落在 750~1450°C 之間(Di Toro et al., 2004)，形成深度在不同斷層中則有所差異，蘇格蘭 Hebrides 斷層中的假玄武玻璃推論在 4 至 5 公里深，地溫約 150°C，斷層面正向應力約 163MPa 的條件下形成(Sibson, 1975)；義大利 Gole Larghe 斷層中的假玄武玻璃推論在地下 9 至 11 公里深及地溫 250~300°C，斷層面正向應力約在 112~182MPa 的環境下產生(Di Toro et al., 2006)；碎屑細化作用(comminution of clasts)主要在滑移速率小於 0.1m/s 的潛移下發生，Pec et al. (2012)報導了一系列圍壓 500~1500MPa，溫度 300 或 500°C 的岩體三軸剪切實驗，所有樣本剪切後均有在滑動面上觀察到礦物顆粒的細化及非晶質材料的產生。Yund et al. (1990)則是報導了在室溫下利用岩體旋剪試驗，並對旋轉面施以 50~75MPa 的正向應力，最大位移量 40 公分的條件下，觀察到旋轉面生成的斷層泥中產生非晶質材料，且隨著位移距離增加，非晶質材料的相對含量越高。持續潛移活動的池上斷層，在鑽井中深度 46.4~46.5 公尺處的斷層滑動面上也觀察到有非晶質材料存在(Wu et al., 2020)。非晶質材料在形成後容易與水反應生成黏土礦物不易存留於近地表(Yund et al. 1990 ; Wu et al., 2020)。

第四章 研究方法

4-1 樣本採集

4-1-1 斷層露頭樣本採樣

本研究於高 40 公路南側一處斷層露頭(圖 2.3 黃色星號位置；TWD97 座標:190527, 2525652)進行圍岩及斷層岩採樣。斷層露頭如圖 4.1 所示，此區域斷層位態為 $N31^{\circ}E/27^{\circ}E$ ，可於露頭上觀察到車林斷層上盤由厚層泥岩為主，仍有出露數道砂岩薄層的完整層面，砂岩薄層位態為 $N0^{\circ}-22^{\circ}E/33^{\circ}-38^{\circ}E$ ，進入斷層帶後層面延續性降低，且位態不規則；斷層帶於露頭出露的水平寬度約 40 至 50 公尺，由數道呈灰色、黃棕色及黑色，寬度為 5 至 10 公尺的寬帶所構成，將深色寬帶的表層風化物清除後，可以觀察到深色寬帶是由數條公厘至公分寬的深色細紋所交織而成，在此後本文以黑色條帶稱呼；下盤則為無砂岩層面的厚層泥岩；本研究參考陳新翰(2021)於同處斷層露頭進行地質剖面清理後所分類的岩體單元及分布(圖 4.1)，認定第一道黑色條帶出現的位置為下盤圍岩與斷層帶的邊界，於下盤採取未定向圍岩樣本，斷層帶內則以岩體所含的黑色條帶位態進行定向，所採岩樣中的黑色條帶大致上次平行於斷層區域位態(圖 4.2)，採取樣本包括淺灰色泥岩(圖 4.3, LGM)作為圍岩樣本，灰色泥岩(圖 4.4, GM)、黃棕色破碎泥岩(圖 4.5, YBM)以及黑色破碎泥岩(圖 4.6、4.7, BM)作為斷層岩樣本，樣本採集前均先以工具將露頭表層覆蓋的風化物去除，並挖掘至新鮮面後再以鑿具取出；樣本於露頭採集位置及描述參考圖 4.1 及表 2。

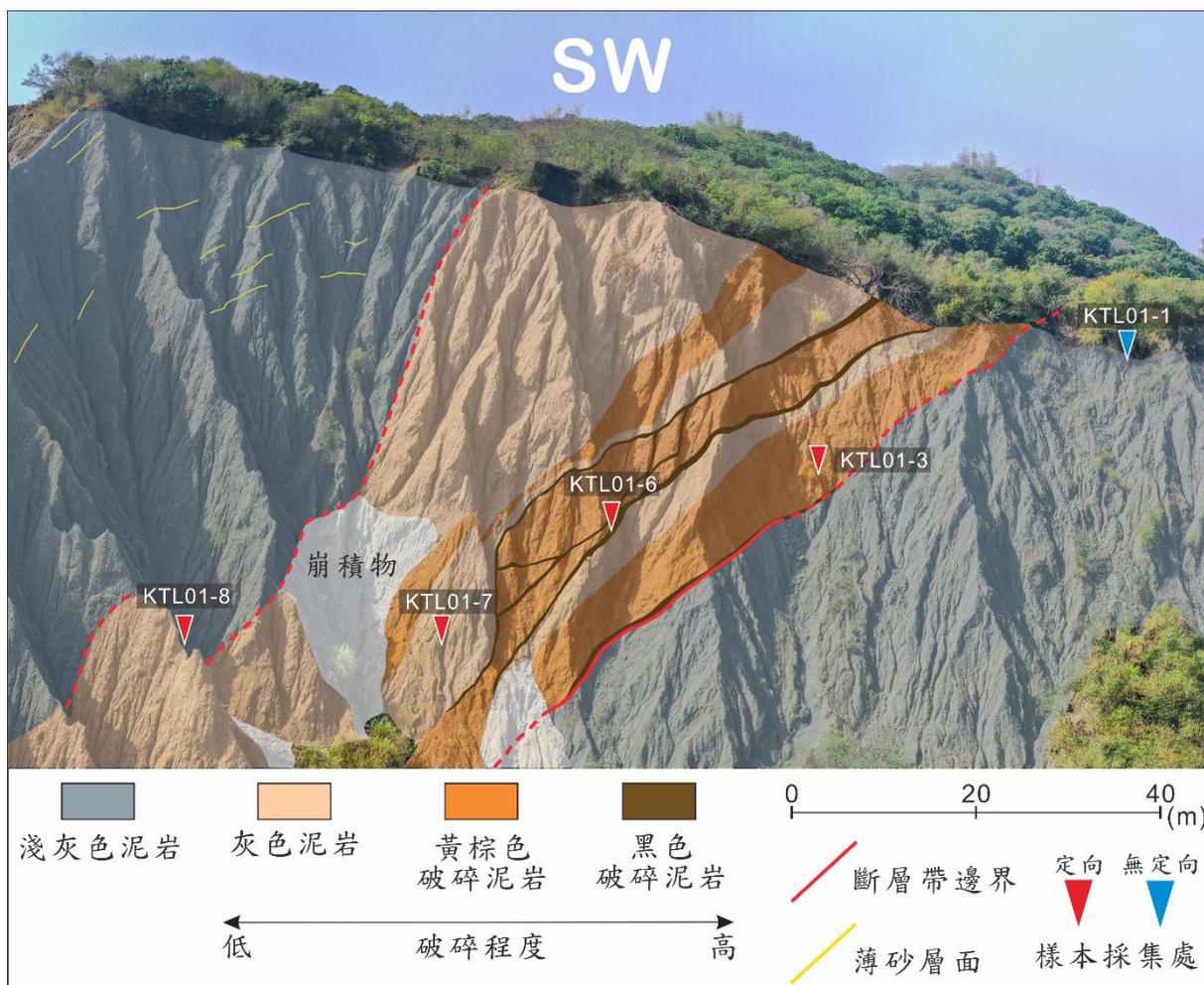


圖 4.1 斷層露頭及採樣位置，照片面向西南方拍攝。(岩體單元及分布位置參考自陳新翰，2021)

表 2 斷層露頭樣本編號及描述。

樣本編號	黑色條帶位態	樣本描述
KTL01-1		下盤淺灰色泥岩，呈塊狀無明顯破裂。
KTL01-3	N65°E/66°S	斷層帶下邊界處黃棕色破碎泥岩，具有透鏡狀砂質碎屑。
KTL01-6	N35°E/30°S	斷層帶中心黑色破碎泥岩，具密集黑色條帶，破裂面具有擦痕。
KTL01-7	N58°E/45°S	斷層帶中心灰色泥岩，不易剝落，以泥岩為主包含稀疏黑色條帶。
KTL01-8	N47°E/38°S	斷層帶上邊界處灰色泥岩，產狀與 KTL01-7 相似。

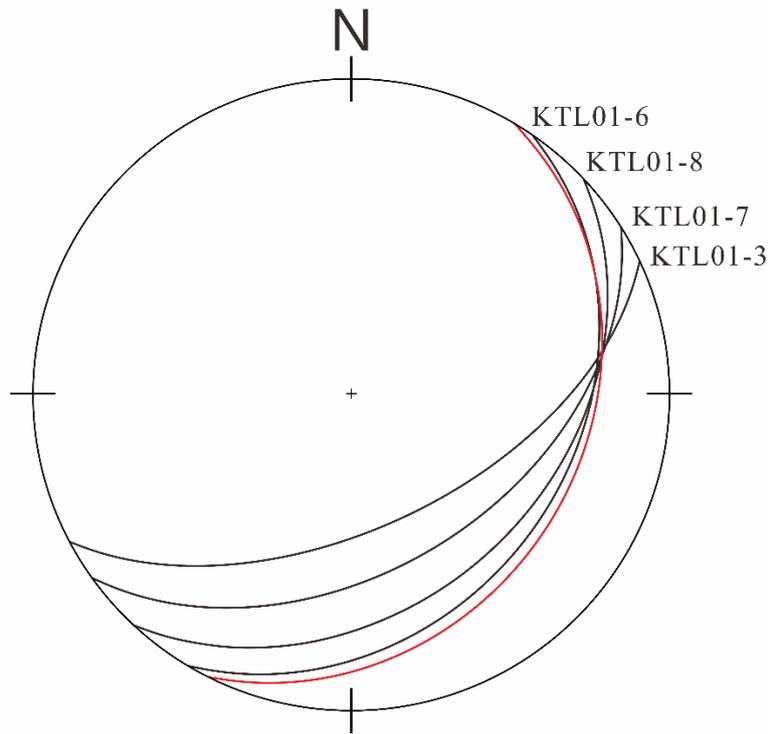


圖 4.2 斷層岩樣本黑色條帶位態投影圖。紅色面為車瓜林斷層的區域位態。



圖 4.3 下盤淺灰色泥岩採集處照片。

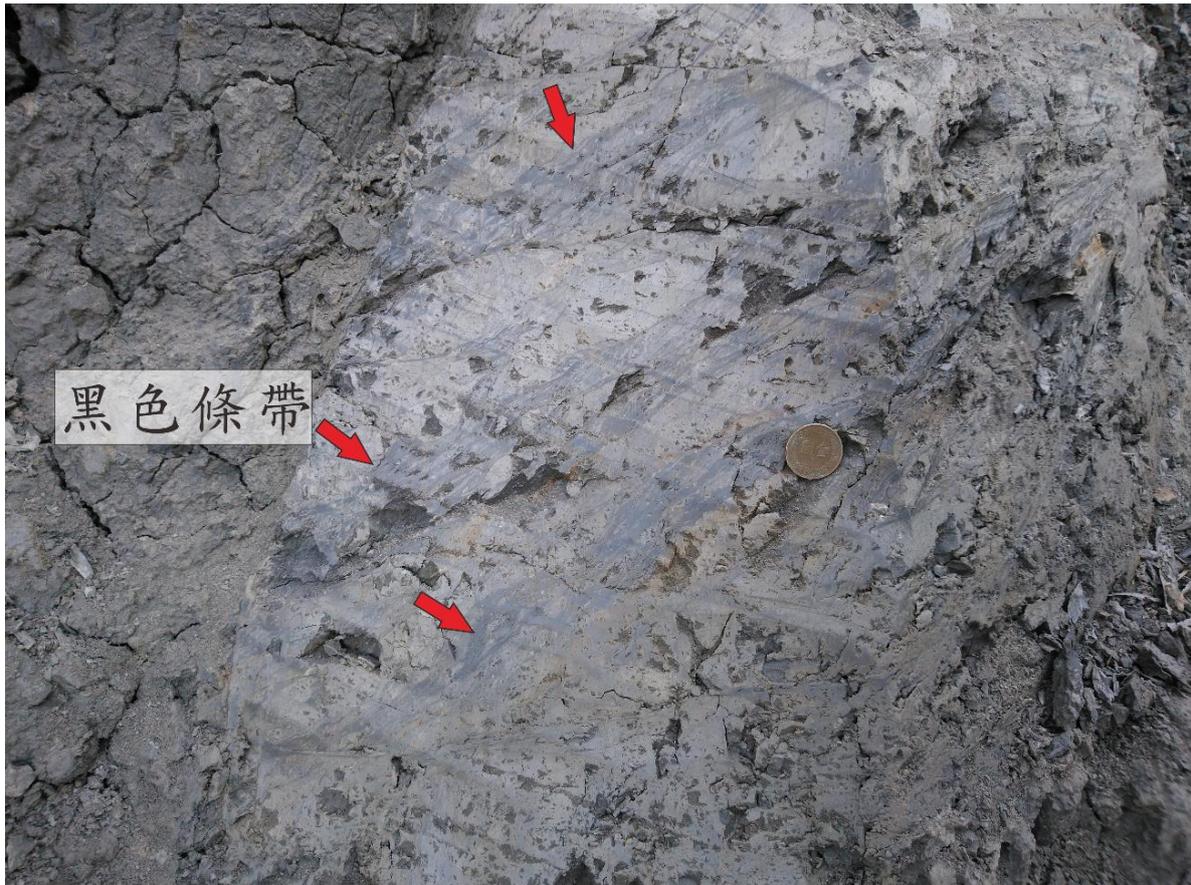


圖 4.4 灰色泥岩採集處照片。紅色箭頭指出斷層岩內呈束狀的黑色條帶。

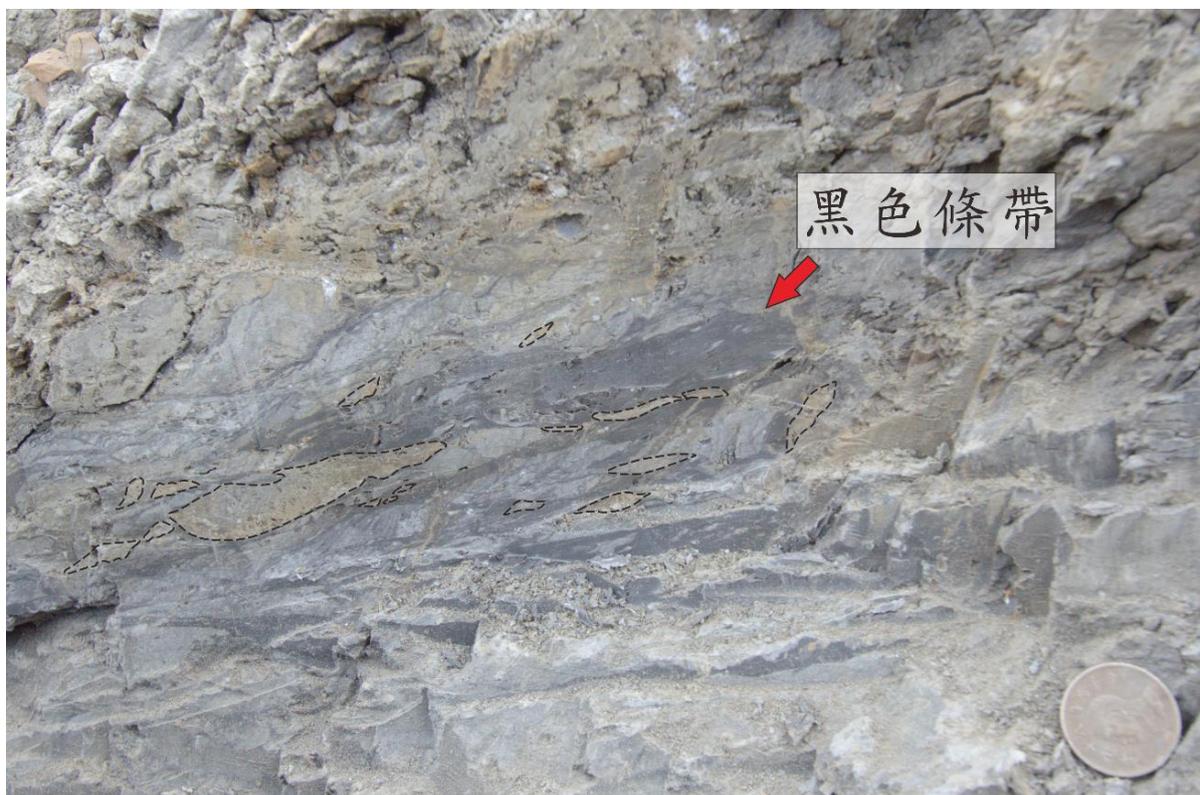


圖 4.5 黃棕色破碎泥岩採集處照片。黑色虛線為岩體內的砂質碎屑。



圖 4.6 黑色破碎泥岩採集處照片。岩體內叢聚的黑色條帶呈密集網狀交織。



圖 4.7 黑色破碎泥岩破裂面上的擦痕。白線標示擦痕方向。

4-1-2 斷層岩心採樣

由於泥岩惡地易於受到表水沖刷侵蝕，露頭樣本有受到雨水入滲引發化學風化產生自生黏土礦物的可能性，因此本研究也在陳新翰(2021)於車瓜林斷層鑽取的岩心進行樣本採集，並與露頭樣本進行礦物組成比較，討論樣本是否有受到化學風化產生的黏土礦物自生作用影響。

岩心鑽取位置位於田寮高 38 公路 6K 處東側 500 公尺處的斷層露頭(圖 2.3 藍色星號位置；TWD97 座標:189762, 2524223)，此區車瓜林斷層的區域位態為 N30°E/30°S，鑽井以 N60°W/60°方向垂直斷層帶進行鑽取，岩心長度 50 公尺(圖 4.8)；岩心鑽取後依照與露頭相同的岩體分類標準進行岩心判釋，將岩心分類成砂岩、破碎砂岩、含砂質角礫泥岩、泥岩、黃棕色破碎泥岩及黑色破碎泥岩；經由岩心判識含有第一道黑色條帶的黃棕色破碎泥岩於岩心 4.67 公尺處出現，岩心至 50 公尺處仍然能夠觀察到有黑色條帶，因此認定岩心於 4.67 公尺後均位於斷層帶內；本研究於岩心 2.2 公尺處採集含砂質角礫泥岩作為圍岩樣本，並於斷層帶內採集黑色破碎泥岩及黃棕色破碎泥岩作為斷層岩樣本，採樣以標記深度向下 3 公分切取出樣本後，去除邊緣岩塊切割成符合玻片尺寸，邊緣岩塊則製成岩石粉末供 X 光繞射分析使用(圖 4.9)。由於岩心鑽取時並未進行定向，因此岩心樣本均為未位定向樣本，岩心判識結果及樣本採集位置標示於圖 4.10，

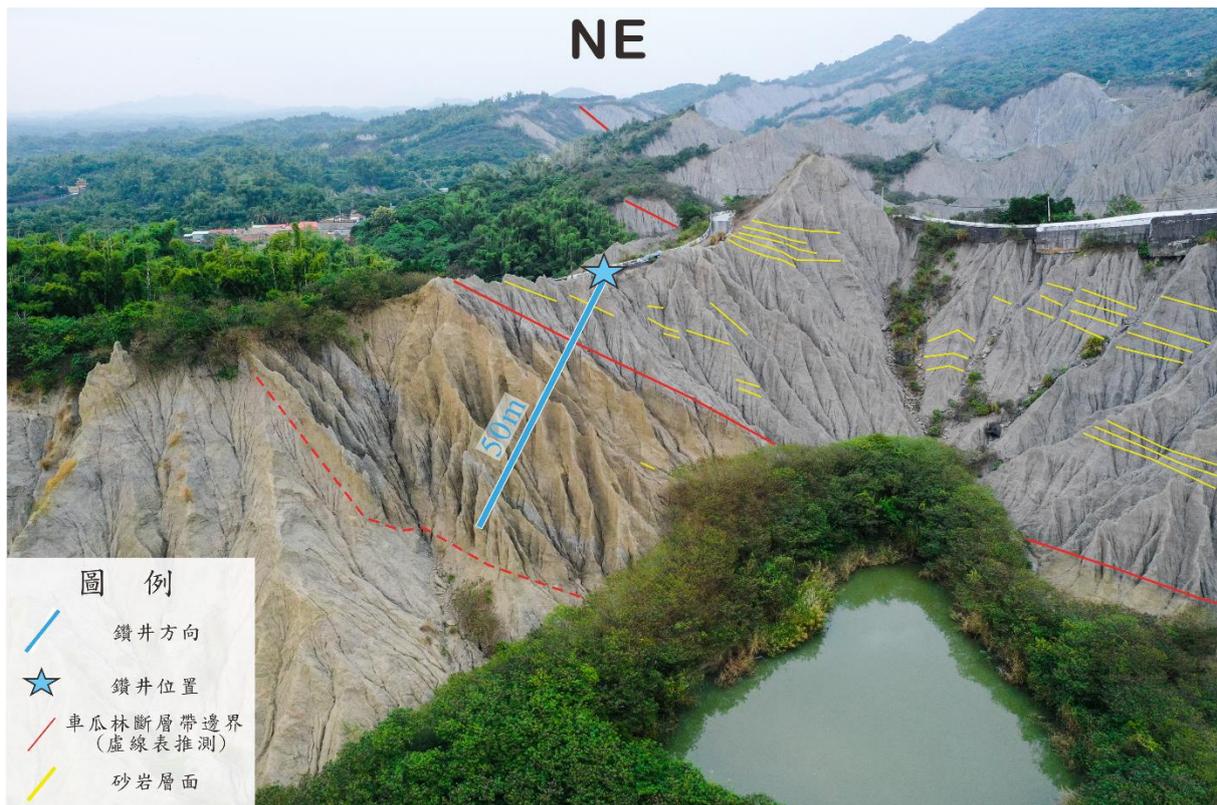


圖 4.8 斷層露頭鑽井位置空拍圖。面東北拍攝(圖引自陳新翰，2021)。

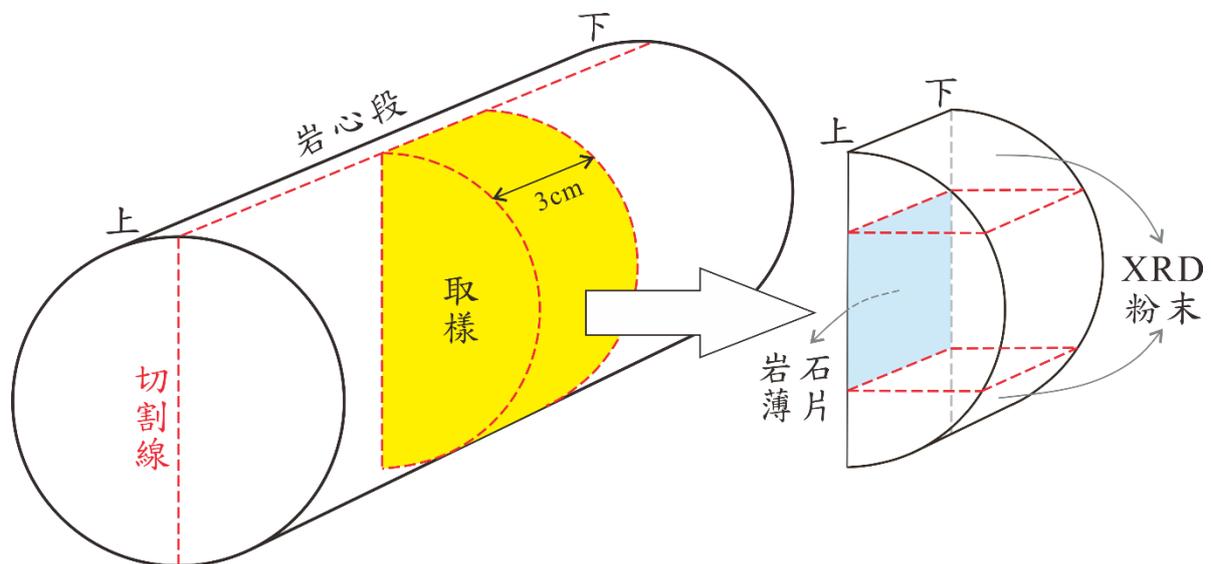


圖 4.9 岩心採樣方式示意圖。黃色標示岩心切割後所取出部分，取出後再切割至符合載玻片大小，切割所剩餘的材料則製成岩石粉末。

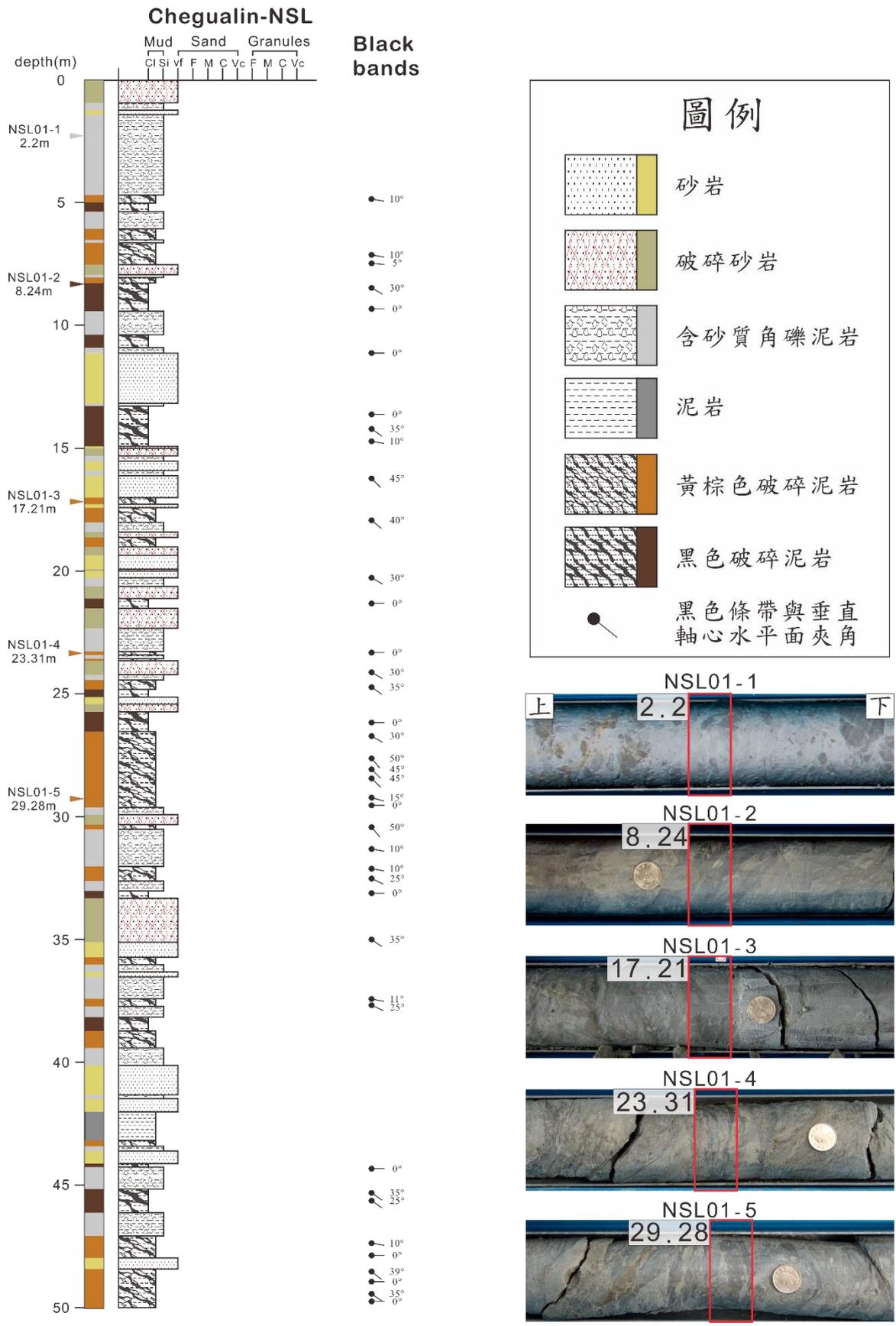


圖 4.10 岩心判識成果。岩心柱深度軸上標有樣本採樣深度，右下則有採樣岩心段照片。

4-2 微組構觀察

4-2-1 樣本製備

斷層露頭及岩心樣本採集後先以烘乾機將岩石所含水分去除，烘乾後以快乾膠固定樣本表面使樣本不易破碎，未定向樣本直接切割；定向樣本進行方向標記後(圖 4.11)，分別以垂直黑色條帶走向及平行黑色條帶走向進行切割；切割後以環氧樹脂灌膠並修整後將樣本黏貼至玻片，垂直黑色條帶走向樣本以西南面黏貼，平行黑色條帶走向樣本以東南面黏貼(圖 4.12)，並切割研磨至 30 微米厚，利用偏光顯微鏡確認礦物呈現對應干涉色後，即完成岩石薄片製備。

4-2-2 偏光顯微鏡觀察

完成後的岩石薄片利用偏光顯微鏡進行微組構觀察，偏光顯微鏡能夠利用礦物的外形、解理及干涉色對內部組成礦物進行初步判識，並且觀察斷層岩內部黑色條帶與泥質基質間礦物的產狀差異、排列方式。

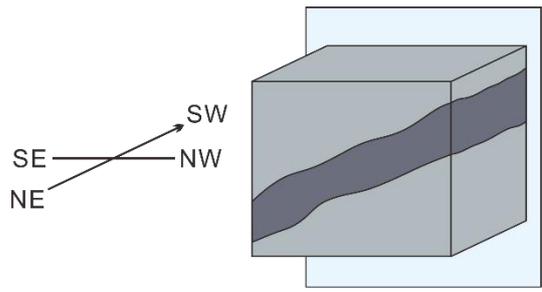
4-2-3 掃描式電子顯微鏡觀察

由於光學顯微鏡有觀察倍率及光線的極限，無法觀察到黑色條帶內部組構，因此本研究於光學顯微鏡觀察後將樣本表面鍍碳，以 JSM7000F 熱場發射掃描式電子顯微鏡(Scanning Electron Microscopy, SEM)(圖 4.13)進行細部觀察。掃描式電子顯微鏡為利用電子槍發射高能量電子束，透過電磁線圈將電子束聚焦於樣本上，偵測不同電子產生的訊號如二次電子、背散射電子等進行成象。二次電子(Secondary Electrons, SE)影像主要為樣本受電子束照射後所激發出的電子訊號，穿透深度較淺，主要用於觀察樣本表面起伏。背散射電子(Back-Scattered Electrons, BSE)影像為樣本受電子束照射後電子與

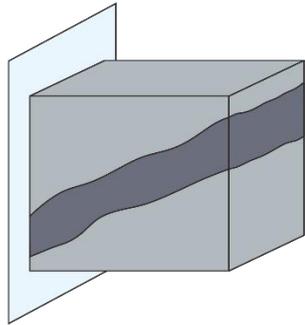
樣本內原子產生彈性碰撞後所發出的電子訊號，穿透深度較深，原子序越大處會產生較多背散射電子訊號使影像變亮，主要用於觀察樣本內礦物顆粒排列。能量散射光譜(Electron Dispersive Spectrum, EDS)為利用電子束照射樣本後產生的 X 光進行照射位置的化學成分分析。本研究主要以背散射電子影像及 EDS 進行黑色條帶的微組構觀察，粒徑分析利用樣本的背散射電子影像，以 ImageJ 軟體分別量測基質內與黑色條帶內石英顆粒長軸長度進行比較。



圖 4.11 外表上膠及切割方向標記後的樣本。圖中位態標記為黑色條帶位態，藍色直線為垂直黑色條帶走向方向。



垂直黑色條帶走向樣本



平行黑色條帶走向樣本



垂直黑色條帶走向薄片

圖 4.12 定向樣本黏貼(左)示意圖及岩石薄片(右)。



圖 4.13 JSM7000F 熱場發射掃描式電子顯微鏡。

4-3 礦物組成分析

為了解圍岩及不同岩體單元斷層岩間的礦物組成變化，斷層露頭及岩心所採的樣本都以研磨鉢製成岩石粉末，並利用 Bruker D2 phaser X 光粉末繞射儀(圖 4.14)，以銅靶(波長 1.54098Å)，操作電壓電流 30Kv、10mA，掃描速度 $1^{\circ}2\theta/1\text{min}$ ，掃描間距 $0.02^{\circ}2\theta$ ，全岩粉末掃描範圍 $5^{\circ}\sim 40^{\circ}2\theta$ ，黏土礦物粉末掃描範圍 $3^{\circ}\sim 40^{\circ}2\theta$ ，進行 X 光繞射分析。X 光繞射分析分成全岩粉末及黏土礦物兩部分，每部分的樣本都進行自然乾燥樣本及乙烯乙二醇飽和樣本兩回 X 光繞射分析，用以分辨是否含有膨脹性黏土。X 光繞射分析後的圖譜皆以 DIFFRAC.EVA 軟體進行分析處理。

4-3-1 全岩 X 光粉末繞射

將全岩粉末與適量純水混和成泥漿，經瑪瑙研磨鉢磨細至無顆粒感後以滴管吸取滴至玻片上，靜置風乾後進入 X 光繞射儀進行分析，乾燥樣本分析完後以玻璃乾燥皿進行 72 小時乙烯乙二醇飽和，飽和完成後再以 X 光繞射儀進行分析。利用分析後的繞射圖譜進行礦物比對、繞射峰面積及半高寬測量(圖 4.15)；礦物的半定量方法使用 Biscaye(1965)所提出以同樣本內各礦物繞射峰面積進行計算，量取各礦物第一強的繞射峰面積後將其加總，並計算各礦物繞射峰面積所占比例即為該礦物在樣本中的相對含量，此半定量方法的誤差值約 3~5%，各礦物半定量所使用的繞射峰如表 3 所示，其中由於綠泥石及高嶺土最強的 $12.6^{\circ}2\theta$ (7Å)繞射峰重疊，因此綠泥石及高嶺土的相對含量根據 $12.6^{\circ}2\theta$ 的繞射峰面積乘上高嶺土 $24.9^{\circ}2\theta$ (3.57Å)繞射峰及綠泥石 $25.1^{\circ}2\theta$ (3.54Å)繞射峰強度比值進行計算，全岩粉末半定量計算沒有考慮礦物的權重因子。伊萊石結晶度則使用 Kübler(1967)所提出，利用伊萊

石在 $8.8^{\circ}2\theta(10\text{\AA})$ 的繞射峰半高寬來表示，單位為 $(\Delta^{\circ}2\theta)$ ，結晶度越好表示伊萊石的結構中缺陷越少，在 $8.8^{\circ}2\theta$ 所產生的繞射峰半高寬就會越窄。

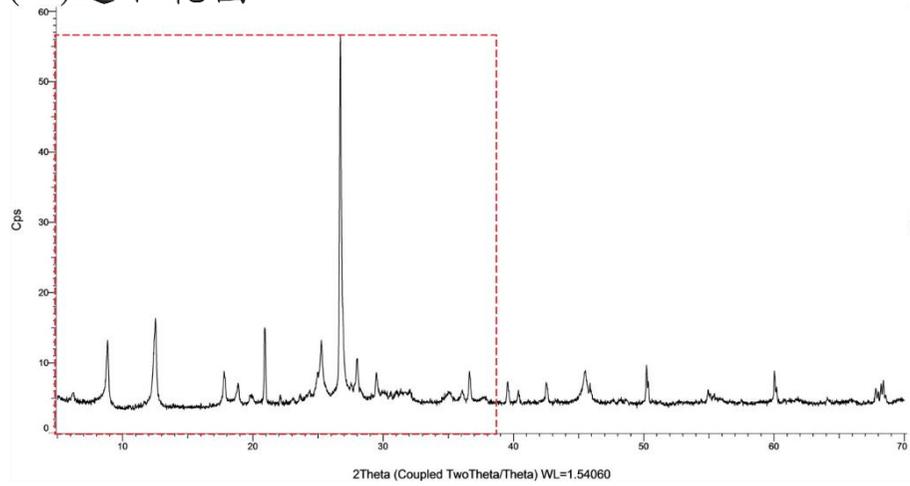


圖 4.14 Bruker D2 phaser X 光粉末繞射儀。

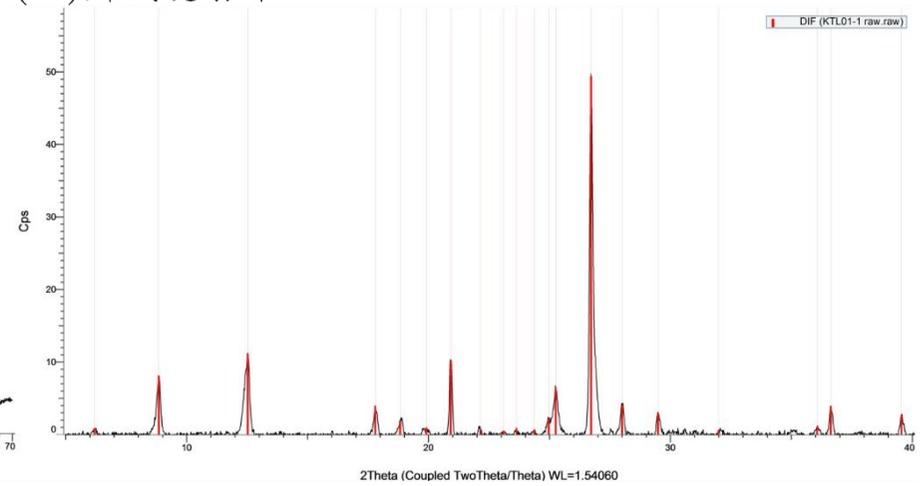
表 3 全岩礦物半定量分析所使用繞射峰角度。

	伊萊石	綠泥石 + 高嶺石	高嶺石	綠泥石	石英	斜長石族		方解石	白雲石
\AA	10	7	3.57	3.54	3.34	3.24	3.18	3.03	2.88
$^{\circ}2\theta$	8.8	12.6	24.9	25.1	26.7	27.5	28	29.4	31

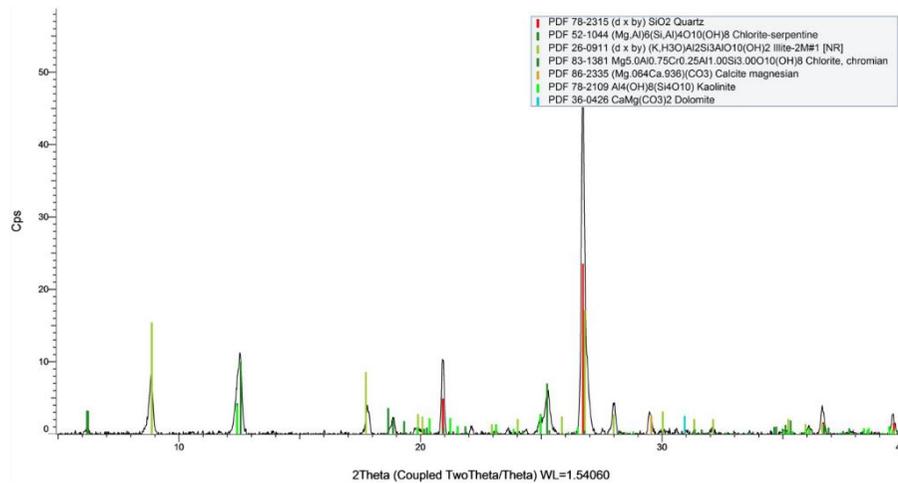
(a) 選取範圍



(b) 辨識繞射峰



(c) 礦物比對



(d) 量測繞射峰參數

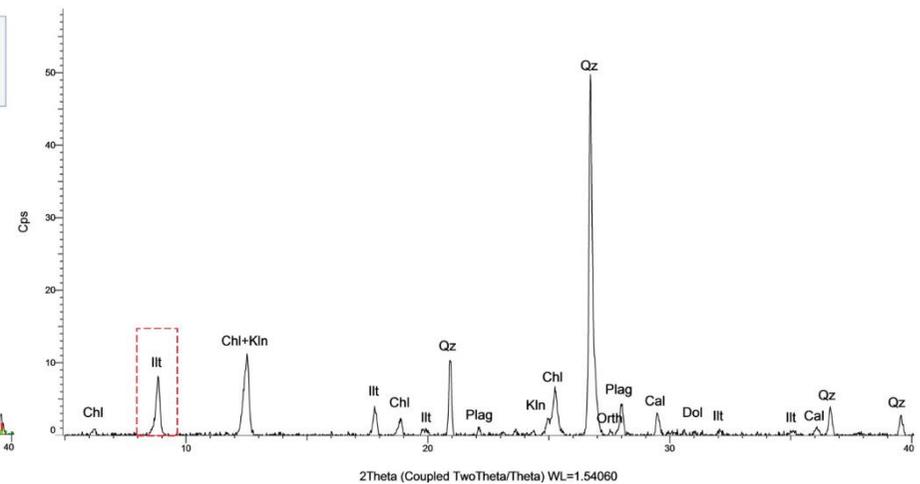


圖 4.15 繞射圖譜處理示意圖。

4-3-2 黏土礦物 X 光粉末繞射

黏土礦物樣本需要從全岩粉末中進行分離，黏土礦物分離步驟依照許旆華(2013)年所使用方式，在中央大學沉積物實驗室進行樣本製備，製備流程以下詳述，流程中有利用到離心機分離粉末及溶液的步驟除了步驟(5)外皆以每分鐘 5000 轉離心 20 分鐘。

- (1) 稱取樣本粉末:本研究樣本皆為泥質岩，各岩樣皆稱取 5 克。
- (2) 去除可溶性鹽類:將樣本放入離心管中，加蒸餾水至 40 毫升，以試管振盪機使粉末分散。接續使用離心機離心後倒掉上層液體，即完成一次清洗。每管皆重複清洗兩次。
- (3) 去除碳酸鹽類:將 1M 的醋酸鈉加入離心管中，並以冰醋酸滴定至 PH 值為 5，攪拌使粉末分散後將樣本移至燒杯中，加入 1M 醋酸鈉至 40 毫升為止。接著以加熱板加熱 30 分鐘至 90°C，冷卻後將樣本移入離心管，以離心機離心後掉上層液體。
- (4) 去除含碳有機質:將 10 毫升 30%過氧化氫加入離心管中，攪拌至樣本起泡後靜置。起泡程度緩和後將離心管以 70°C 隔水加熱至樣本不再冒泡為止。停止加熱後每小時加入 10 毫升 30%過氧化氫至 30 毫升為止。將樣本室溫冷卻靜至 3 到 5 天確認樣本不再冒泡後，以離心機離心後倒掉上層液體，並以蒸餾水清洗樣本一次，清洗步驟同(2)。
- (5) 黏土顆粒分離:將蒸餾水加至離心管至 40 毫升並攪拌使粉末分散，利用離心機以 1180 轉離心 3 分鐘，將上層液體倒入新的離心管中，即完成黏土顆粒分離。
- (6) 鎂飽和:將黏土礦物分離完成的離心管以 0.1M 鹽酸滴定至 PH 值為 3.5~4.0，利用離心機離心後倒掉上層液體。接續加入 0.5M 醋酸鎂 10 毫

升並攪散粉末，以離心機離心後掉掉上層液體，此步驟重複兩次。隨後加入 0.5M 氯化鎂水合物 10 毫升並攪散粉末，以離心機離心後倒掉上層液體，此步驟重複兩次。接著加入 50% 甲醇 10 毫升並攪散粉末，以離心機離心後倒掉上層液體，之後以 95% 甲醇重複此步驟。最後加入 95% 丙酮 10 毫升並攪散粉末，以離心機離心後倒掉上層液體，即完成鎂飽和。

(7) 清洗樣本粉末:加入蒸餾水並攪散粉末，以離心機離心後倒掉上層液體，重複清洗 2 次。

(8) XRD 樣本製備:以適量純水與離心管內粉末混和成泥漿並均勻攪伴，均勻混和後以滴管吸取至玻片上，靜置風乾後即完成黏土礦物樣本製備。

樣本製備完成後放入 X 光繞射儀進行自然乾燥樣本分析，乾燥樣本分析完後以玻璃乾燥皿進行 72 小時乙烯乙二醇飽和，飽和完成後再以 X 光繞射儀進行分析。黏土礦物的半定量方法使用 Biscaye(1965)以礦物繞射峰面積，並且考慮不同礦物的權重因子(Weighting factor)進行計算，黏土礦物半定量所使用繞射峰及計算方式以表 4 詳述。樣本中伊萊石生成源則依照黃家俊(2015)根據 Grathoff and Moore (1996)所提出碎屑源及自生源伊萊石所具有的特徵峰，並將與其他礦物繞射峰重疊的特徵峰排除後，以 $27.86^{\circ}2\theta(3.20\text{\AA})$ 作為 2M 型伊萊石特徵峰， $29.07^{\circ}2\theta(3.07\text{\AA})$ 作為 1M 型伊萊石特徵峰進行辨識。

表 4 黏土礦物半定量所使用繞射峰及計算方式。

黏土礦物半定量所使用繞射峰及權重					
	膨潤石 (Sm)	伊萊石 (Illt)	綠泥石 + 高嶺石	高嶺石 (Kln)	綠泥石 (Chl)
Å	17	10	7	3.57	3.54
°2θ	5.2	8.8	12.5	24.9	25.1
權重	1	4	2		
黏土礦物半定量計算方式					
$I_{total} = (I_{Sm} \times 1) + (I_{Illt} \times 4) + (I_{Chl+Kln} \times 2)$ $X_{Sm} = \frac{I_{Sm}}{I_{total}} \times 100\%$ $X_{Illt} = \frac{(I_{Illt} \times 4)}{I_{total}} \times 100\%$ $X_{Chl} = \frac{(I_{Chl+Kln} \times 2)}{I_{total}} \times \frac{I_{3.54}}{I_{3.54} + I_{3.57}} \times 100\%$ $X_{Kln} = \frac{(I_{Chl+Kln} \times 2)}{I_{total}} \times \frac{I_{3.57}}{I_{3.54} + I_{3.57}} \times 100\%$ <p style="text-align: center;"><i>I</i>: 繞射峰面積，<i>X</i>: 相對含量</p>					

4-3-3 同步 X 光繞射分析

本研究所採集的斷層岩樣本皆為包含密集程度不一的斷層岩，因此 X 光粉末繞射分析結果為斷層岩的整體礦物組成，為了細部了解斷層岩內黑色條帶是否在斷層作用下有產生礦物組成變化或非晶質化作用，本研究於國家同步輻射研究中心進行岩石薄片上特定位置的 X 光繞射分析(圖 4.16)，分析使用 BL01C2 光束線，光束線直徑 300 μm ，光束線波長 0.77491 \AA ，所得圖譜經過 FullProf Suite 軟體將光束線波長轉換為 1.54098 \AA 後以 DIFFRAC.EVA 軟體進行分析處理，消除由薄片樣本玻片所產生的背景訊號並且進行礦物比對。分析樣本包含斷層岩心的圍岩、黃棕色破碎泥岩、黑色破碎泥岩及斷層露頭的黑色破碎泥岩。

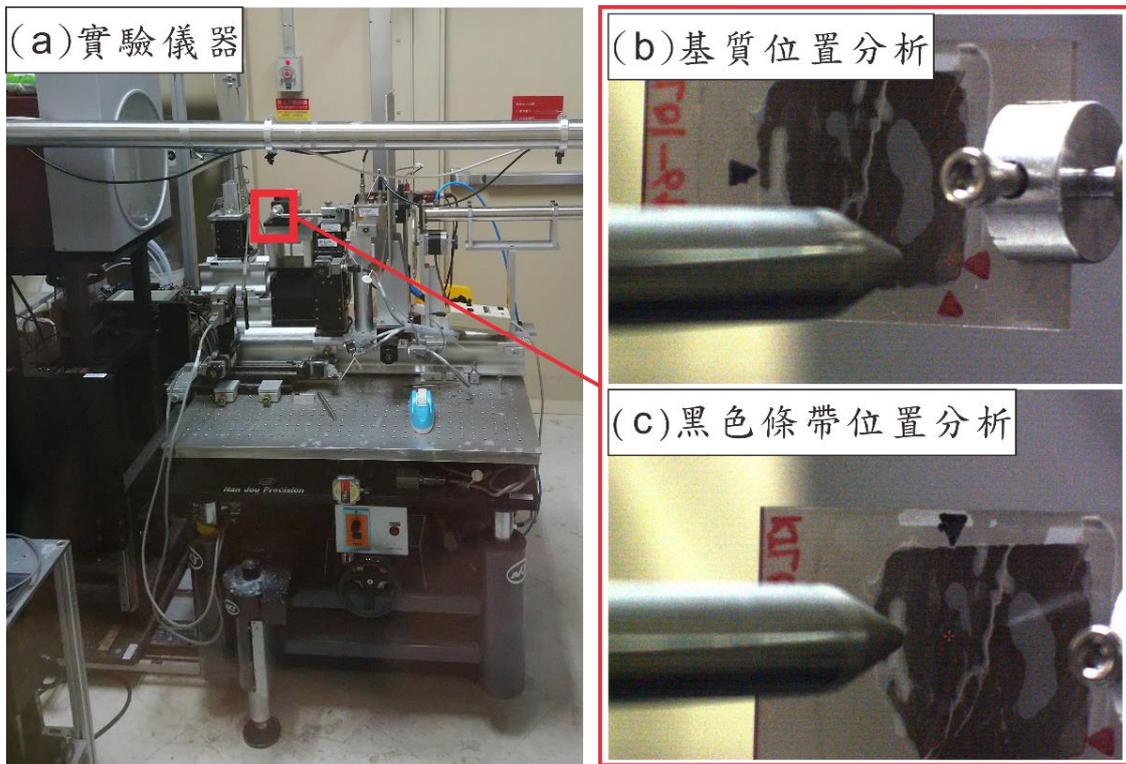


圖 4.16 同步 X 光繞射分析示意圖。

第五章 研究結果

5-1 偏光顯微鏡觀察

偏光顯微鏡觀察使用縣道高 40 旁斷層露頭所採集的樣本(參考圖 4.1)進行觀察，樣本包含無定向樣本，垂直黑色條帶走向(以下簡稱為垂直樣本)樣本及平行黑色條帶走向樣本(以下簡稱為平行樣本)，以觀察不同方向樣本微組構的差異。中視尺度下的黑色條帶寬度為公厘至公分，可以單一出現也可以交織形成寬度數公分的條帶束；微觀下黑色條帶內部仍然能觀察到由更細顆粒所構成，寬度數十微米的不透光帶，不透光帶可以單一出現，也能叢聚形成大範圍的不透光區，與中視尺度下的黑色條帶有自我相似(self-similar)的特徵，在此後稱呼此不透光帶為暗紋。而本研究樣本經礦物組成分析(於 5-3 敘述)黏土礦物含量皆大於 30%，因此於微組構所觀察到的剪切構造主要以 S-C 構造進行描述。

斷層下盤的淺灰色泥岩泥岩樣本(KTL01-1)(圖 5.1)，於顯微鏡觀察下主要由基質所組成，藉由干涉色、顆粒外形辨別基質內部的顆粒主要為石英、碳酸鹽質化石及雲母，石英、雲母及碳酸鹽質化石且均勻隨機的分佈在基質中，礦物粒徑最大不超過 30 μm ，基質內有裂隙存在；基質內所觀察到的碳酸鹽質化石大多維持完整；多數石英顆粒呈現粒狀且內部沒有產生破裂，在旋轉下石英顆粒呈現同步消光；雲母大多為長條狀。

斷層帶下盤邊界處的黃棕色破碎泥岩(KTL01-3，垂直樣本)內可以觀察到透光較差而呈現深色，寬度 10 至 40 μm 寬的暗紋分布於黑色條帶中，暗紋的分布形成 S-C 構造 (圖 5.2)，剪切構造所指出的剪切方向為逆移；黑色條帶內的石英顆粒具有裂隙，於旋轉下呈現波狀消光，長條狀雲母則受到變形呈扭曲狀，排列方向呈現與黑色條帶延伸方向平行；由石英顆粒組成的砂

質碎屑，與黑色條帶接觸邊緣的石英顆粒，長軸方向與黑色條帶延伸方向平行。

斷層帶中心的黑色破碎泥岩(KTL01-6，垂直樣本)中，黑色條帶主要由寬度 50 至 100 μm 的密集暗紋交織而成，於旋轉觀察下黑色條帶內部具數條同步消光，顏色呈棕色至紅棕色的亮紋，指出黑色條帶內部礦物有順向排列情形(圖 5.3)，岩石內部的砂質碎屑在與黑色條帶接觸邊緣，石英顆粒的長軸旋轉至與黑色條帶平行方向(圖 5.4)，黑色條帶內部所包含的砂質碎屑呈現剪切方向與黑色條帶延伸方向一致的拖曳構造(trailing-structure)(圖 5.5)。

斷層帶上邊界處的灰色泥岩(KTL01-8，垂直樣本)主要由泥岩基質組成，基質內的黑色條帶密度相對於黃棕色、黑色破碎泥岩稀疏，黑色條帶於偏光下呈現暗褐色至紅棕色，與灰色泥岩基質呈現明顯對比(圖 5.6)，黑色條帶內部旋轉下能觀察到數條具同步消光的亮紋。

平行黑色條帶走向的斷層岩樣本(圖 5.7、圖 5.8)內部黑色條帶於偏光下呈現暗棕色，從黑色條帶內的暗紋分布所構成的 S-C 構造可以分辨出與剪切方向平行的 C 面，與剪切方向夾約 20° 且延續性高，於偏光下選轉呈現同步消光的 S 面，由 S-C 構造所觀察到的剪切方向為左移。

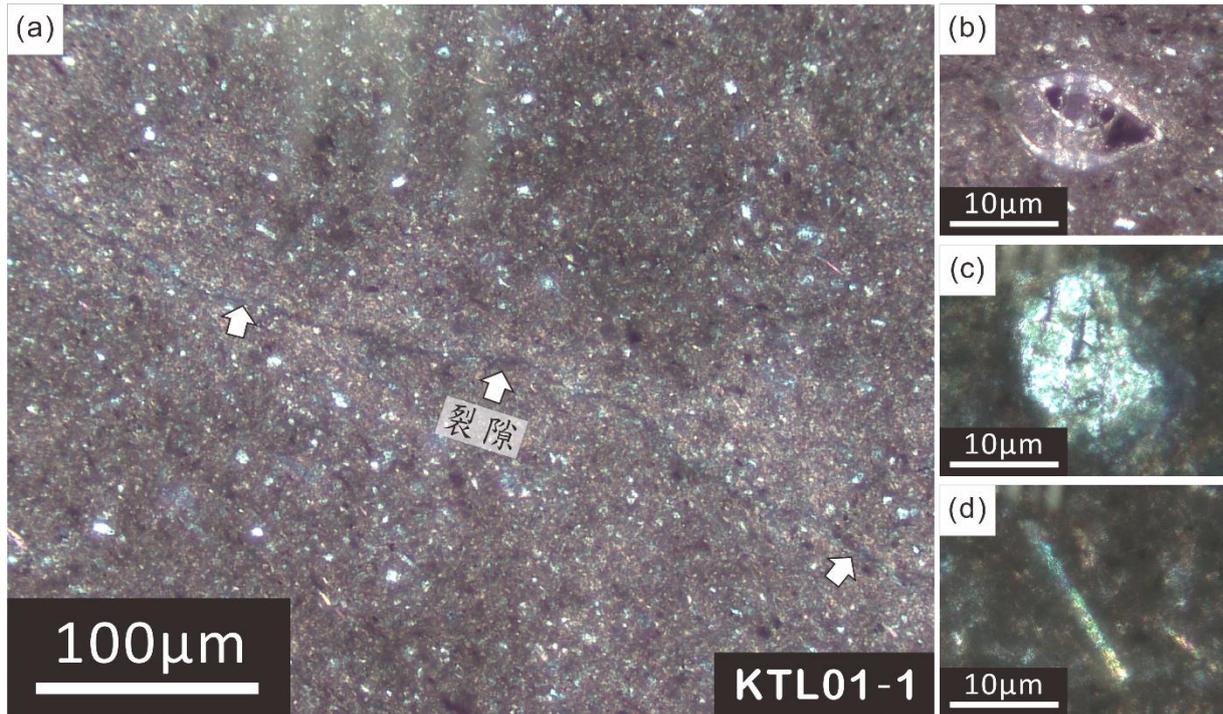


圖 5.1 淺灰色泥岩偏光下的組織及礦物產狀。(a)泥岩基質與白色箭頭所指出的裂隙。(b)基質內保存的完整化石。(c)未破裂且呈現同步消光的石英。(d)呈長條狀的雲母。

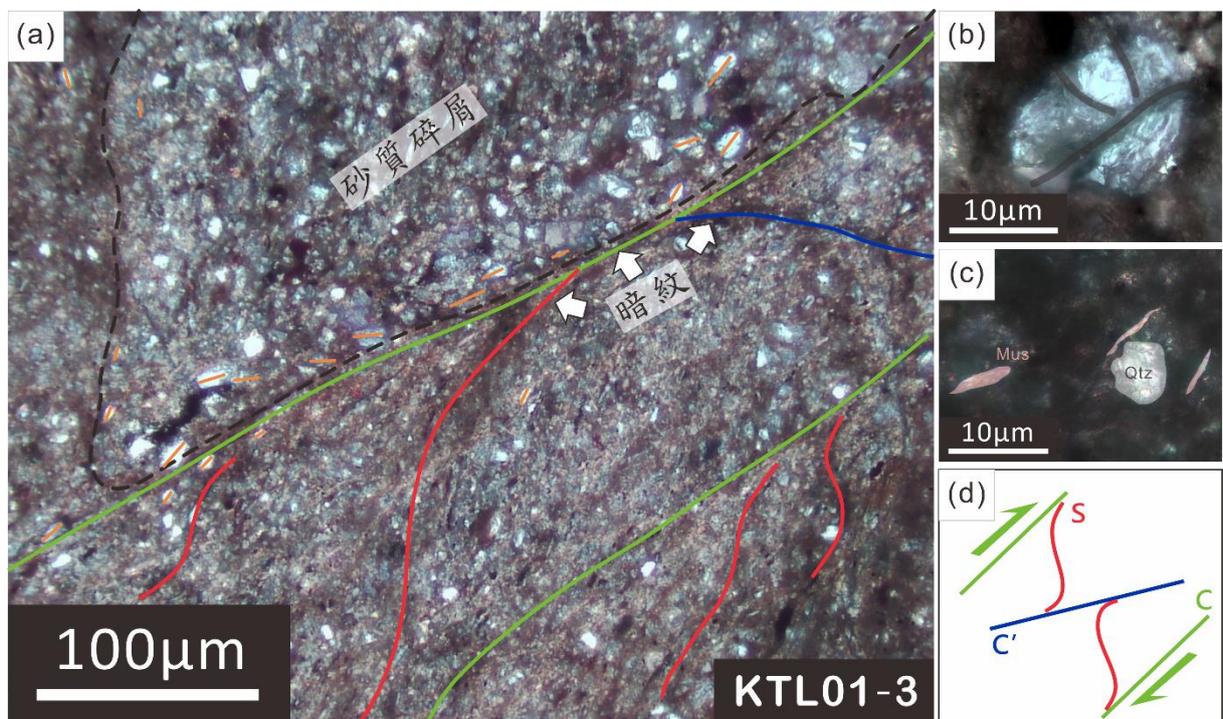


圖 5.2 黃棕色破碎泥岩(垂直樣本)偏光下的組織及礦物產狀。圖說見下頁。

(a)黑色條帶中呈現細紋狀的暗紋，綠、紅、藍線標示暗紋的位置及所對應的面；黑色虛線標示砂質碎屑的邊界；橘線則標示石英的長軸方向。(b)黑色條帶內具有裂隙及呈現波狀消光的石英。(c)黑色條帶內受扭曲且與黑色條帶延伸方向平行排列的雲母(Mus)。(d)對應黑色條帶內暗紋分布所形成的 S-C 構造。

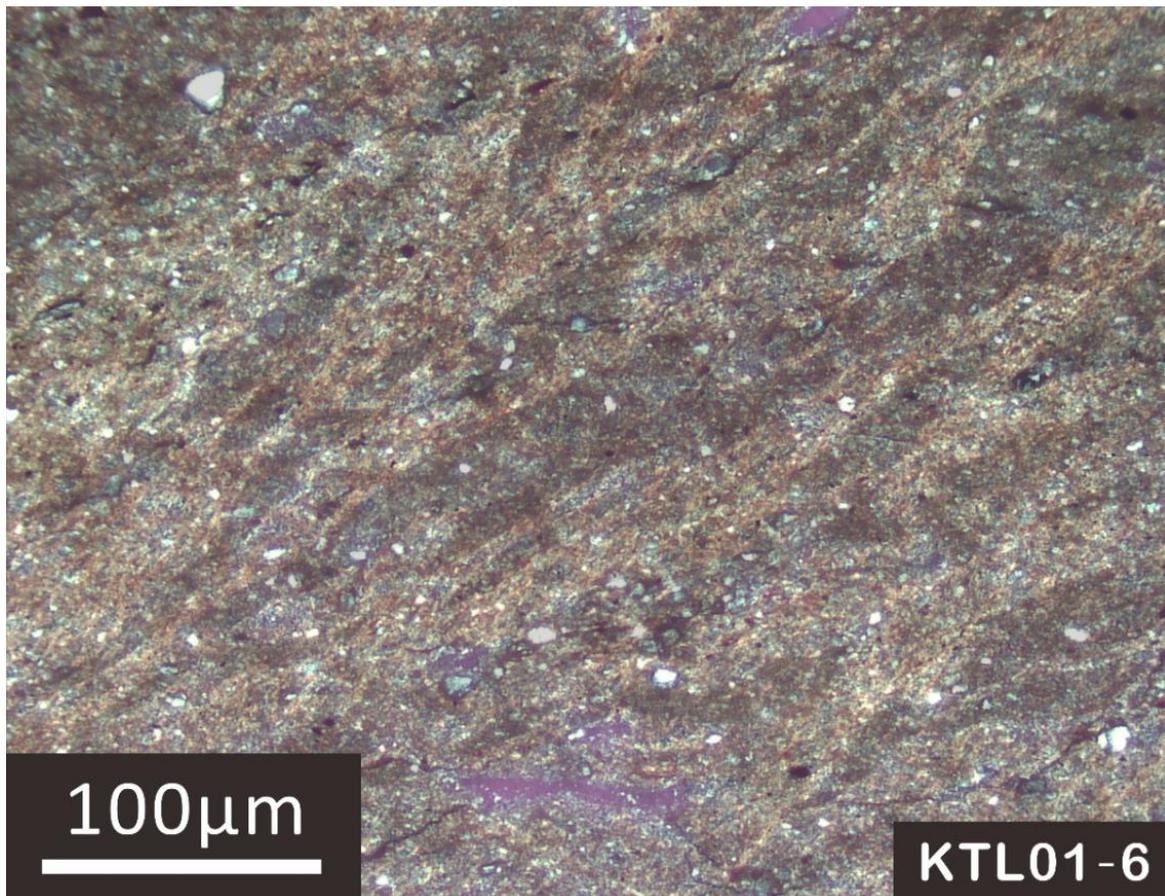


圖 5.3 黑色破碎泥岩(垂直樣本)偏光下的組織。黑色條帶中具有同步消光性質的紅棕色亮紋及不透光的暗紋。

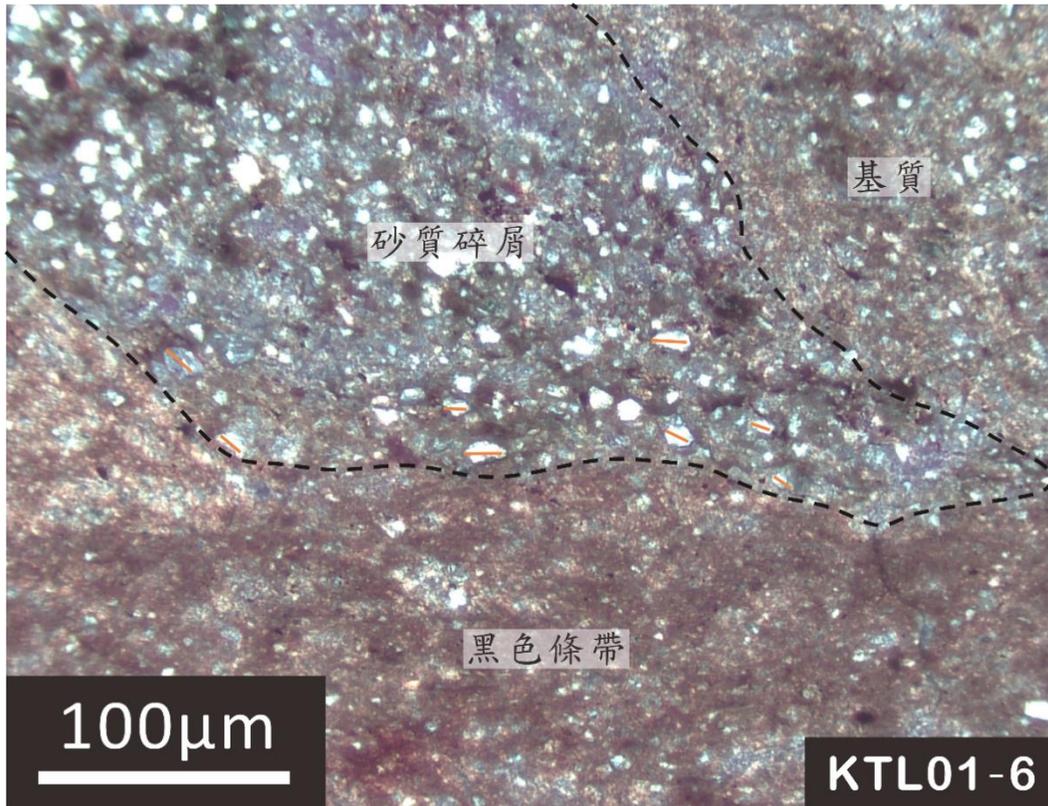


圖 5.4 黑色破碎泥岩(垂直樣本)中與黑色條帶接觸的砂質碎屑。橘線標示石英的長軸方向。

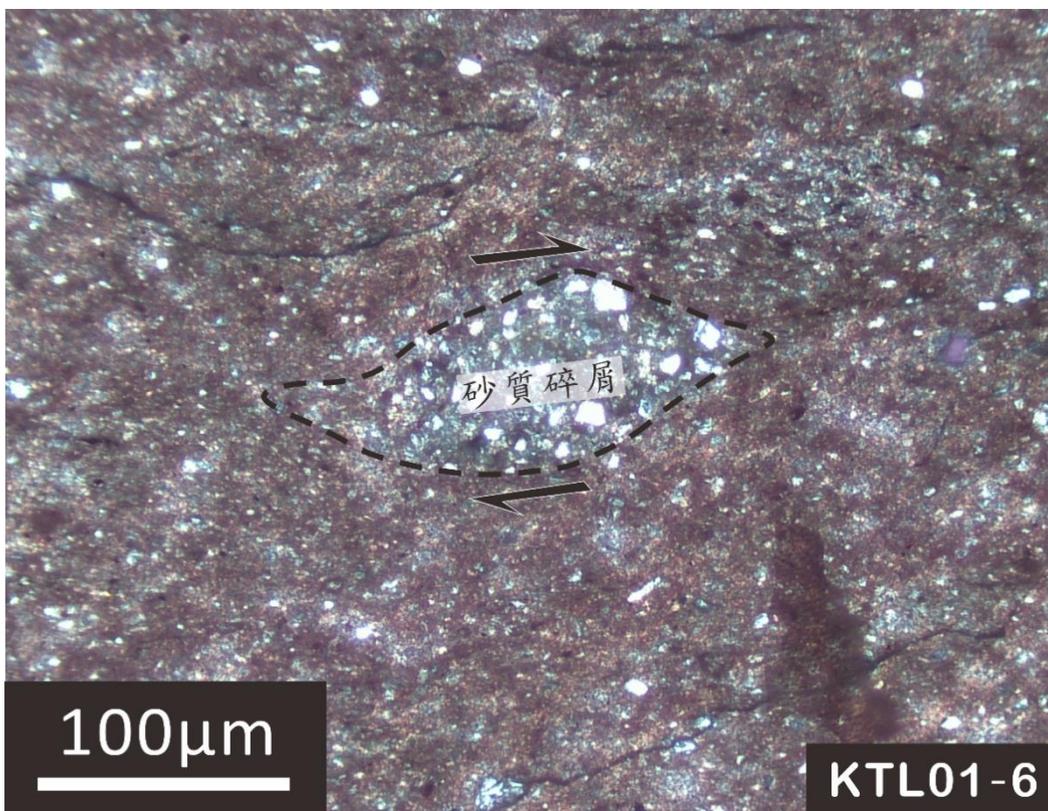


圖 5.5 黑色破碎泥岩(垂直樣本)中呈現右剪的 σ 拖曳構造。

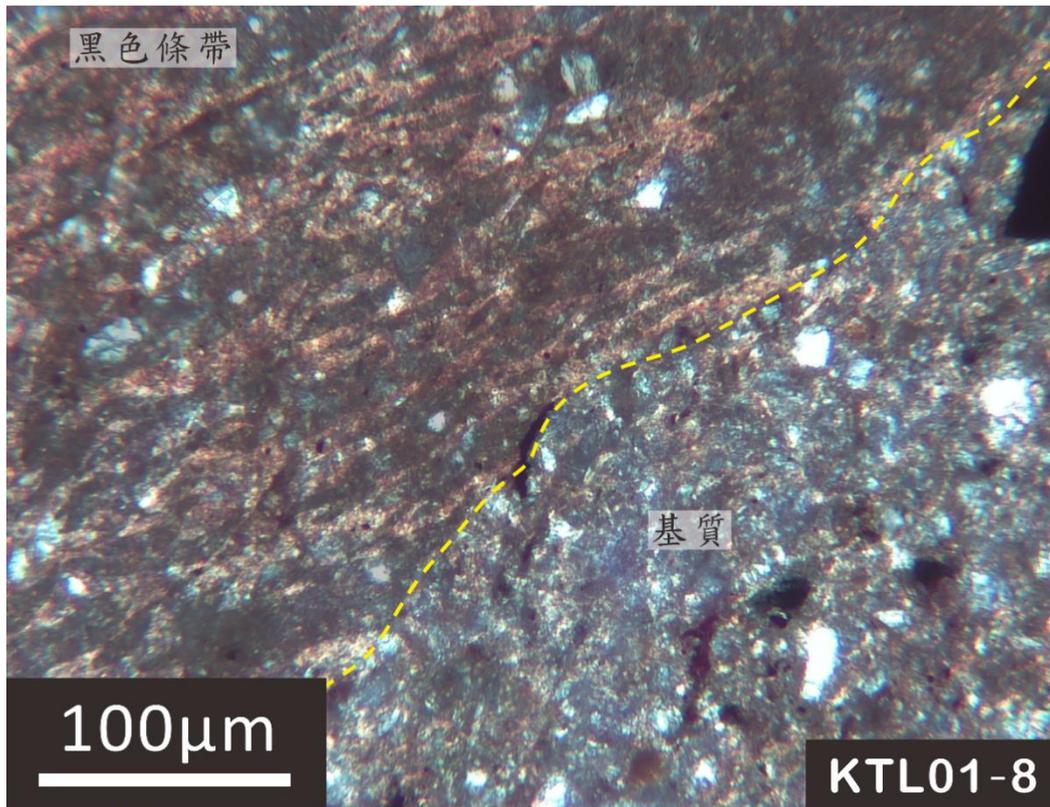


圖 5.6 灰色泥岩(垂直樣本)偏光下的組織。黑色條帶內暗紋叢聚形成寬度大於 100 μ m 的深色範圍，黃色虛線標示黑色條帶與基質的邊界。

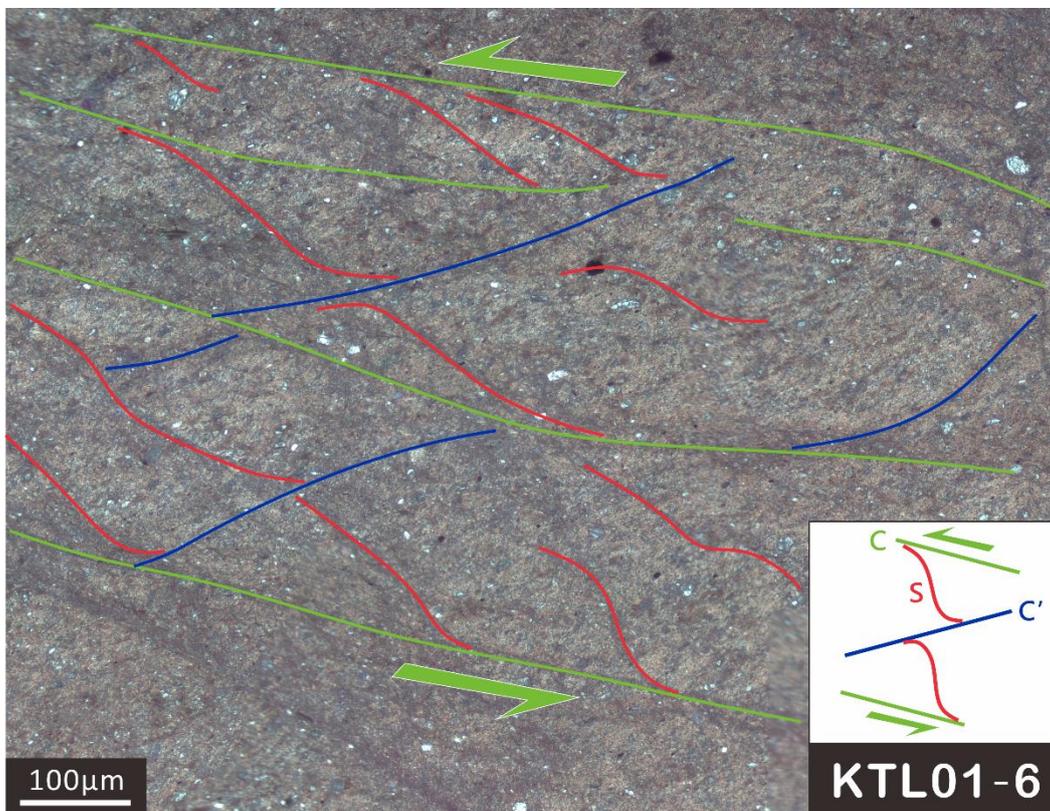


圖 5.7 黑色破碎泥岩(平行樣本)中暗紋所構成的左移剪切構造。

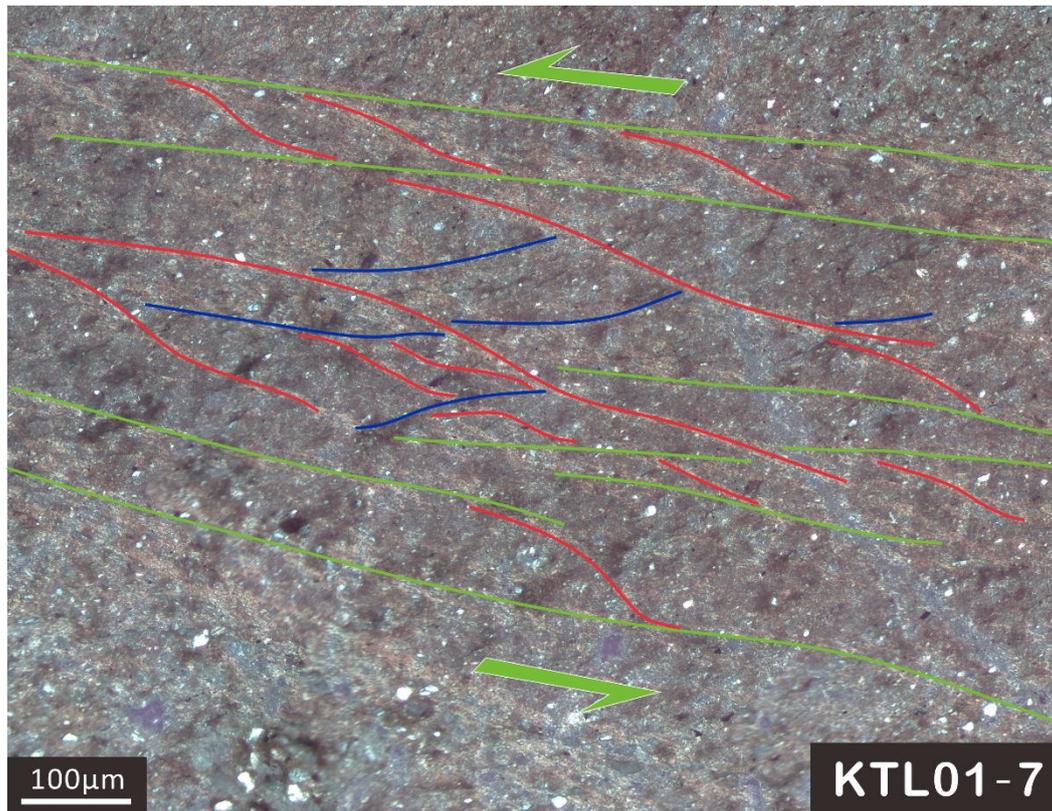


圖 5.8 灰色泥岩(平行樣本)中黑色條帶內的左移剪切構造。S 面具有同步消光所產生的亮紋。

5-2 掃描式電子顯微鏡觀察

掃描式電子顯微鏡觀(SEM)察主要利用背散射電子(BSE)影像進行不同岩體單元內基質與黑色條帶內部的微組構觀察，樣本包括淺灰色泥岩、黃棕色破碎泥岩、黑色破碎泥岩及灰色泥岩，並配合能量散射光譜(EDS)推測樣本中可能的礦物。

5-2-1 淺灰色泥岩

淺灰色泥岩分別採自斷層露頭及岩心的圍岩，SEM 於岩石薄片所觀察位置如圖 5.9 所示。低倍率觀察下可以看到淺灰色泥岩主要由粒徑小於 5 μm 的黏土基質所組成，黏土基質內散佈著粒徑 5 至 25 μm 的礦物顆粒，利用 EDS 分析並配合 X 光繞射(於 5-3 敘述)所得到的全岩礦物組成後推測礦物顆粒主要為石英、綠泥石及長石(圖 5.9a~c)，石英、綠泥石顆粒大多為具稜角顆粒，長石則主要呈不規則碎屑狀；高倍率觀察下可以看見黏土基質內有許多厚度小於 1 μm 、長度 1 至 2 μm 的長條狀礦物，經過 EDS 分析推測長條狀礦物為黏土礦物(圖 5.9e)；礦物顆粒及長條狀黏土礦物於基質中的分布呈現隨機分布，並沒有特定排列方式，顯示淺灰色泥岩並沒有受到變形影響(圖 5.9a~d)，透過 BSE 影像對樣本內部的石英顆粒(圖 5.9a、b)進行粒徑量測後所計算的常態分佈，露頭樣本的石英粒徑主要分布於 4 至 23 μm ，而岩心樣本的石英粒徑主要分布於 8 至 31 μm (圖 5.11)。

5-2-2 黃棕色破碎泥岩

黃棕色破碎泥岩樣本 SEM 觀察位置如圖 5.12 所示，低倍率 BSE 影像可以觀察到黃棕色破碎泥岩的黑色條帶內具有順向排列的礦物顆粒及黏土礦物所產生的窄帶(圖 5.12a)，此窄帶寬度約 10 至 100 μm ，大多沿 C、S 面

分布，與偏光顯微鏡下所看到的暗紋一致(圖 5.2)；基質的放大影像可以觀察到基質內部的石英顆粒大多呈現橢圓狀，且顆粒邊緣相較淺灰色泥岩中的石英平滑，石英顆粒的長軸呈現亂象分布；基質內部則可依觀察到黏土礦物排列方式隨機，且延續性低(圖 5.12b、c)；黑色條帶的放大影像可以看到黏土礦物成順向排列於 BSE 影像下呈現延續性高的細紋，大多數的黏土礦物沿著 C 面排列，而石英顆粒長軸大多與黏土礦物排列方向呈平行或次平行，顯示黑色條帶為岩體受到剪切時主要的變形帶(圖 5.12d、e)。露頭樣本中基質與黑色條帶內的石英粒徑分布顯示，黑色條帶內部石英粒徑約分布於 10 至 32 μm 區間內，略大於基質的 6 至 31 μm (圖 5.13)；岩心樣本黑色條帶內石英粒徑分布於 6 至 23 μm ，小於基質的 7 至 30 μm ，顯示在黑色條帶內有粒徑削減現象產生(圖 5.14)。

5-2-3 黑色破碎泥岩

黑色破碎泥岩樣本 SEM 觀察位置如圖 5.15、5.16 所示，露頭樣本主要由 1 至 5mm 寬的密集黑色條帶與基質交織構成，低倍率 BES 影像下露頭樣本可以明顯的觀察到黑色條帶與基質的差異，條帶內色階呈現較均勻的灰色，而基質內部則具有多個較亮區域，顯示基質內部存在較大的礦物顆粒，使不同礦物的色階差異可以被觀察到(圖 5.15a)；岩心樣本大部分由約 2cm 寬的黑色條帶構成，於低倍影像上呈現均勻的灰色色階(圖 5.16a)。露頭樣本基質與黑色條帶的放大影像可以明顯的觀察到石英顆粒在邊界的兩側有粒徑差異，基質內多數石英顆粒徑大於 20 μm 且呈現不規則外形，黑色條帶內石英則多為粒徑小於 20 μm 且外形呈現橢圓至透鏡狀(圖 5.15b、c)；岩心樣本基質與黑色條帶相比下也可以觀察到粒徑差異，與露頭樣本比較下岩心樣本整體石英顆粒都小於露頭樣本，外形大多呈現邊緣不具稜角的橢圓

狀(圖 5.16b、c)；露頭樣本的黏土礦物呈長條狀，基質內靠近分界處有約略沿 C'面方向產生排列(圖 5.15d)，黑色條帶內黏土礦物的排列發育多條互相平行的 C 面，C 面間由夾角 35°的 C'面所連接(圖 5.15e)；岩心樣本內部黏土礦物以團簇狀為主，團簇內可見晶體較大的條狀黏土礦物，長狀黏土排列延續性低，基質內黏土礦物不具方向性排列(圖 5.16b)，黑色條帶內的黏土礦物則約略平行黑色條帶延伸方向產生排列(圖 5.16c)。露頭樣本黑色條帶內石英粒徑分布於 8 至 28 μm ，基質內石英粒徑為 9 至 39 μm (圖 5.17)；岩心樣本黑色條帶內石英粒徑分布 6 至 15 μm ，基質內石英粒徑為 8 至 26 μm (圖 5.18)；黑色條帶內的粒徑削減現象較黃棕色破碎泥岩明顯。

5-2-4 灰色泥岩

灰色泥岩樣本以寬度 1 至 2mm 的黑色條帶於基質中單獨出現，或是由多條叢聚形成約 6mm 寬的束狀黑色條帶，低倍影像下束狀黑色條帶內可見仍然有顆粒相對較大的基質存在(圖 5.19a)，基質與黑色條帶放大影像中石英粒徑差異並不明顯，黑色條帶內可以觀察到與黑色條帶沿伸方向平行的微裂隙(圖 5.19c、e)。灰色泥岩中黏土礦物呈現長條狀及團簇狀，長條狀黏土礦物包覆於團簇內，並且沿團簇延伸方向產生方向性排列；基質中黏土礦物排列無特定方向；黑色條帶內則產生沿著平行黑色條帶的方向性排列(圖 5.19d、e)。石英粒徑在基質內分布於 10 至 36 μm 之間，黑色條帶內分布於 7 至 26 μm 之間，顯示在黑色條帶內有粒徑削減現象產生(圖 5.20)。

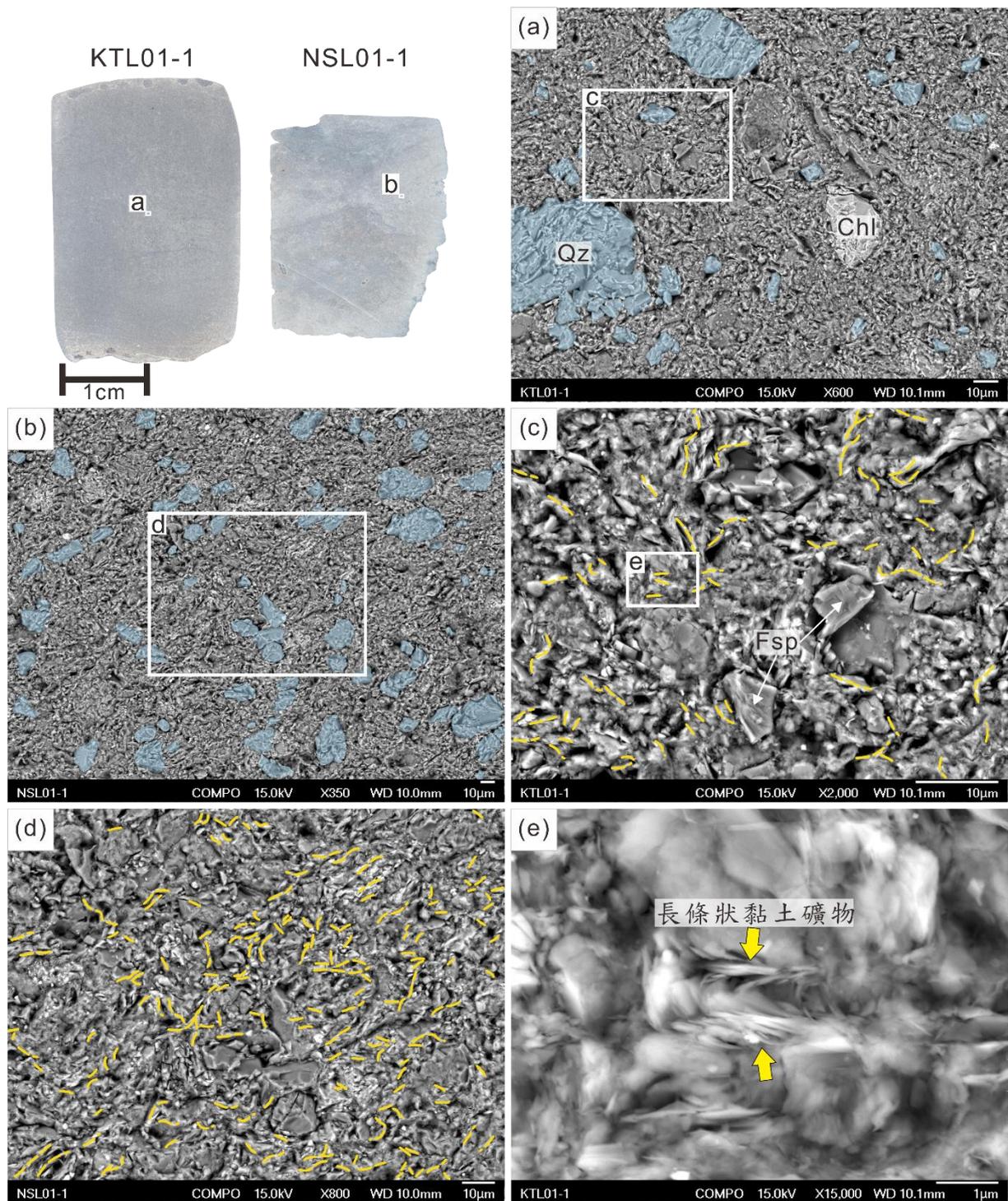


圖 5.9 淺灰色泥岩的 BSE 影像。(a)、(b)淺灰色泥岩基質低倍率影像，藍色範圍標示基質內的石英顆粒。(c)、(d)基質放大影像，黃色線段標示黏土礦物排列方向。(e)黃色箭頭所指微基質中的長條狀黏土礦物。Qz:石英。Chl:綠泥石。Fsp:長石。

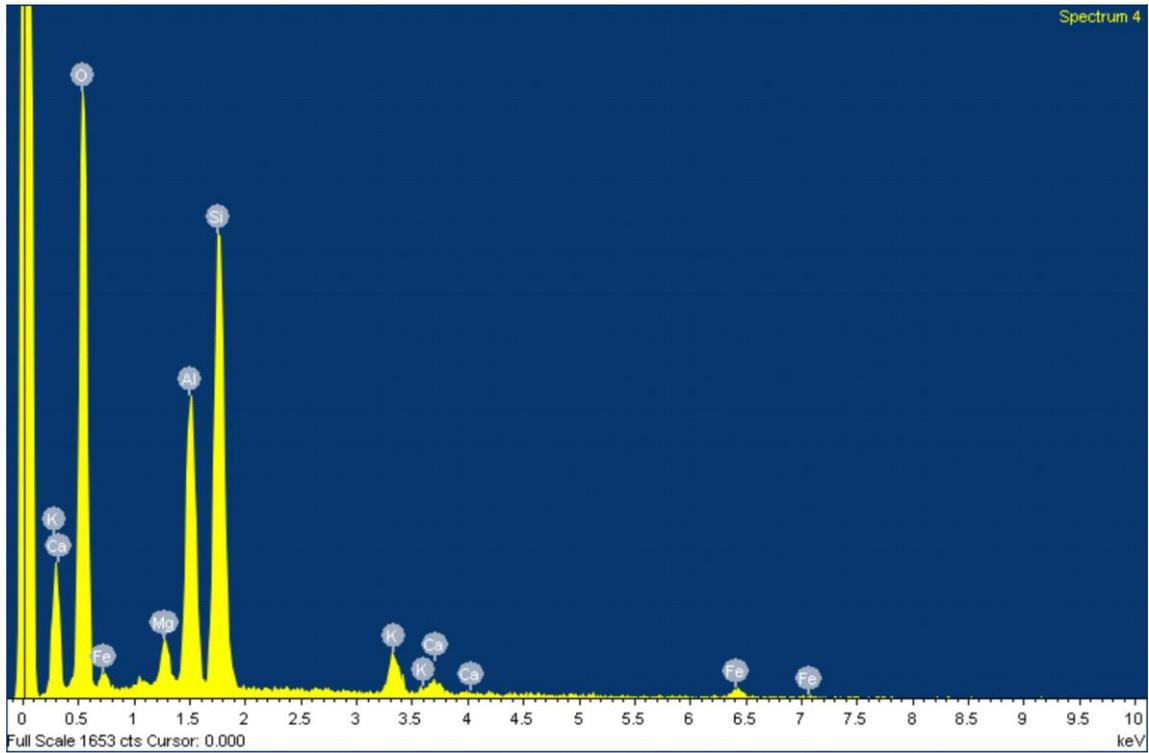


圖 5.10 淺灰色泥岩基質 EDS 光譜。分析範圍為圖 5.9(e)所圈取範圍，顯示基質主要由黏土礦物所組成。

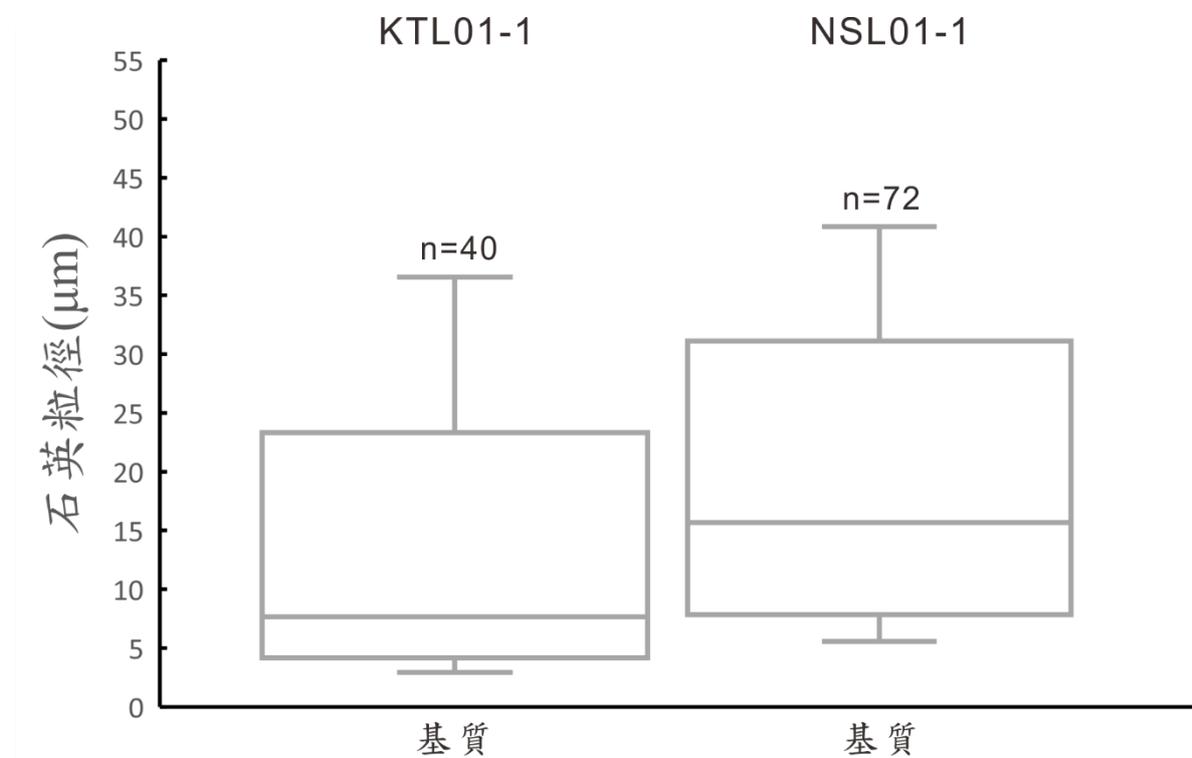


圖 5.11 露頭及岩心淺灰色泥岩石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

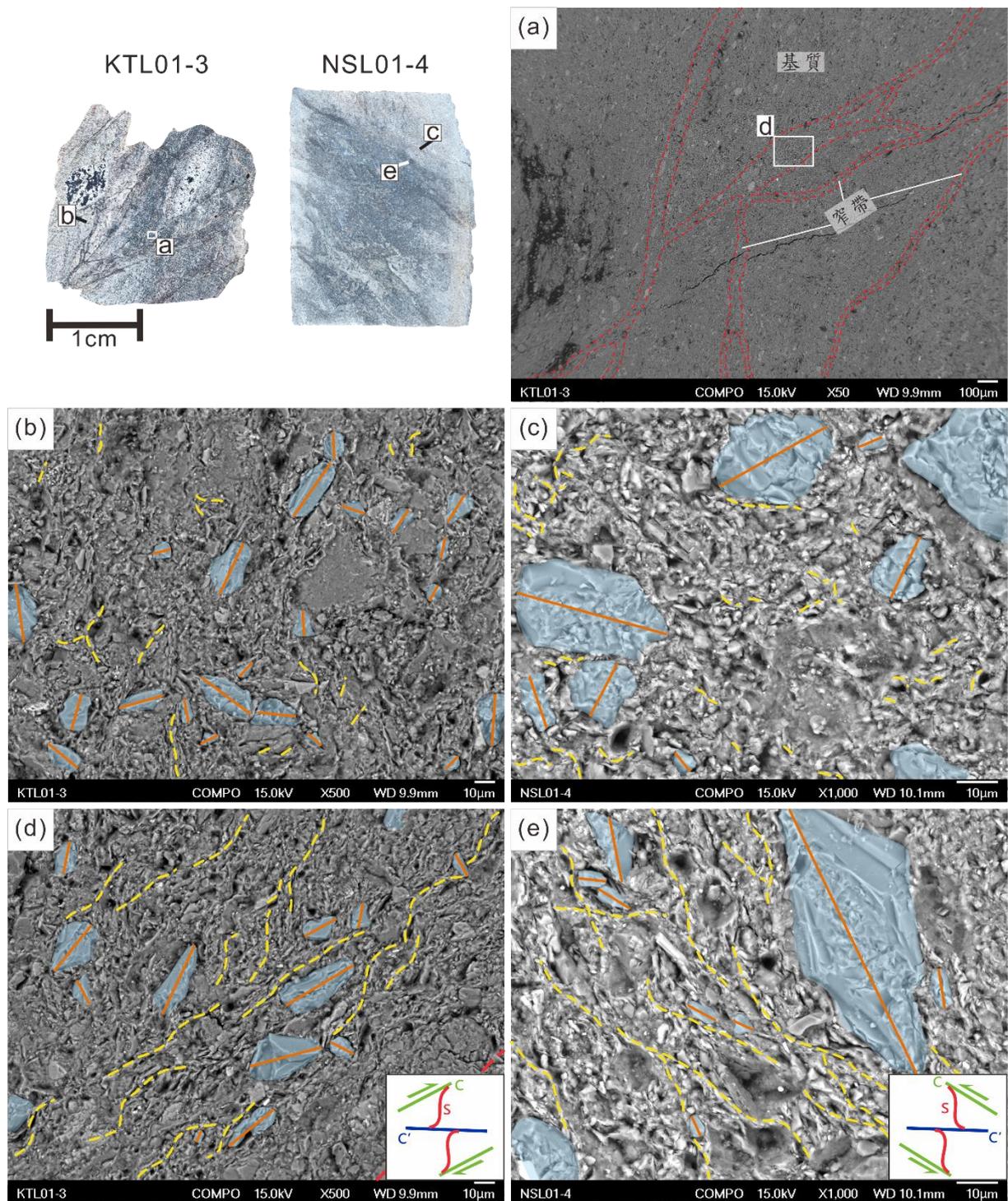


圖 5.12 黃色破碎泥岩 BSE 影像。(a)露頭樣本低倍率影像，紅色虛線指出黑色條帶中窄帶的邊界。(b)、(c)基質放大影像，藍色範圍為石英顆粒，橘線為石英長軸方向，黃色虛線為黏土礦物排列方向。(d)、(e)黑色條帶放大影像，右下小圖標示組構呈現的剪切方向。

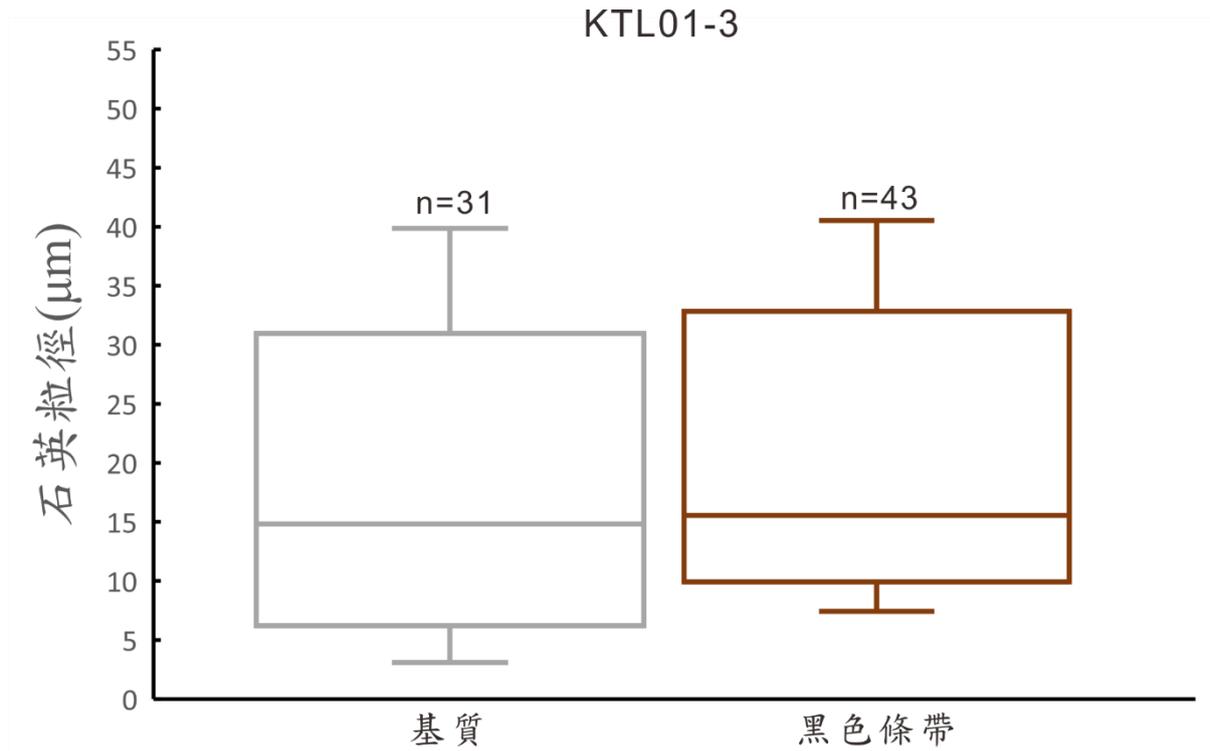


圖 5.13 露頭黃色破碎泥岩石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

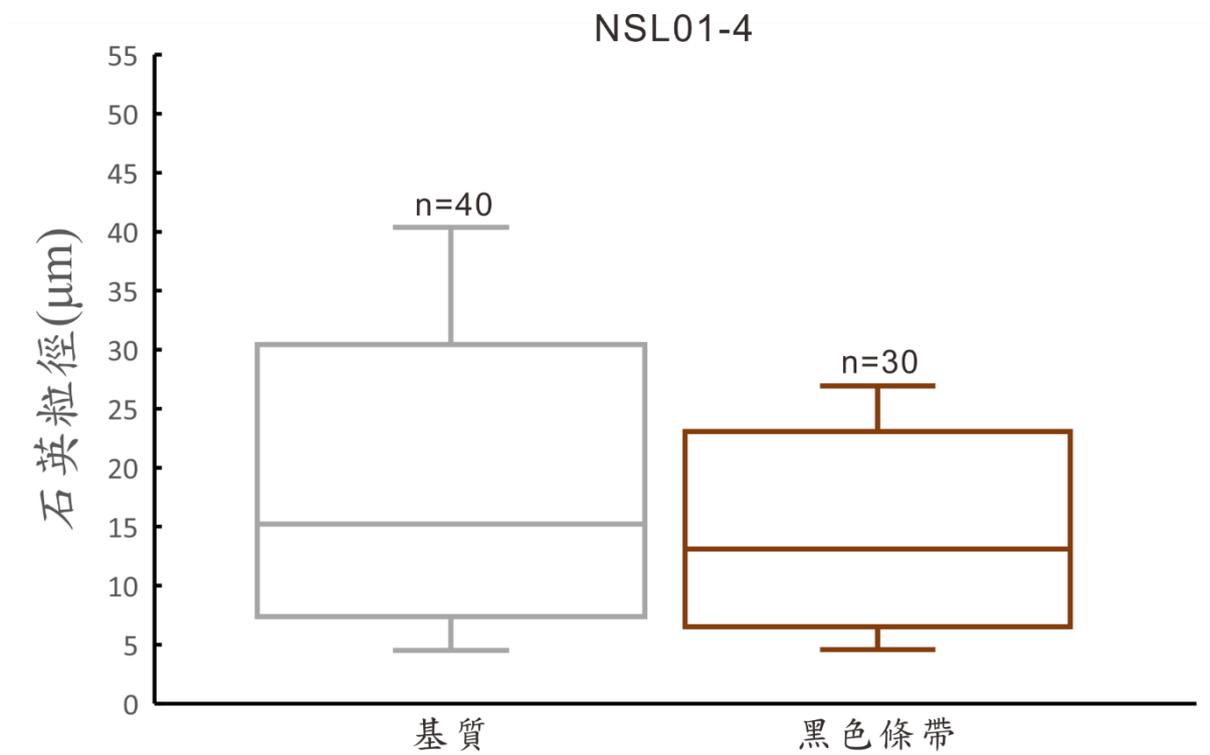


圖 5.14 岩心黃色破碎泥岩石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

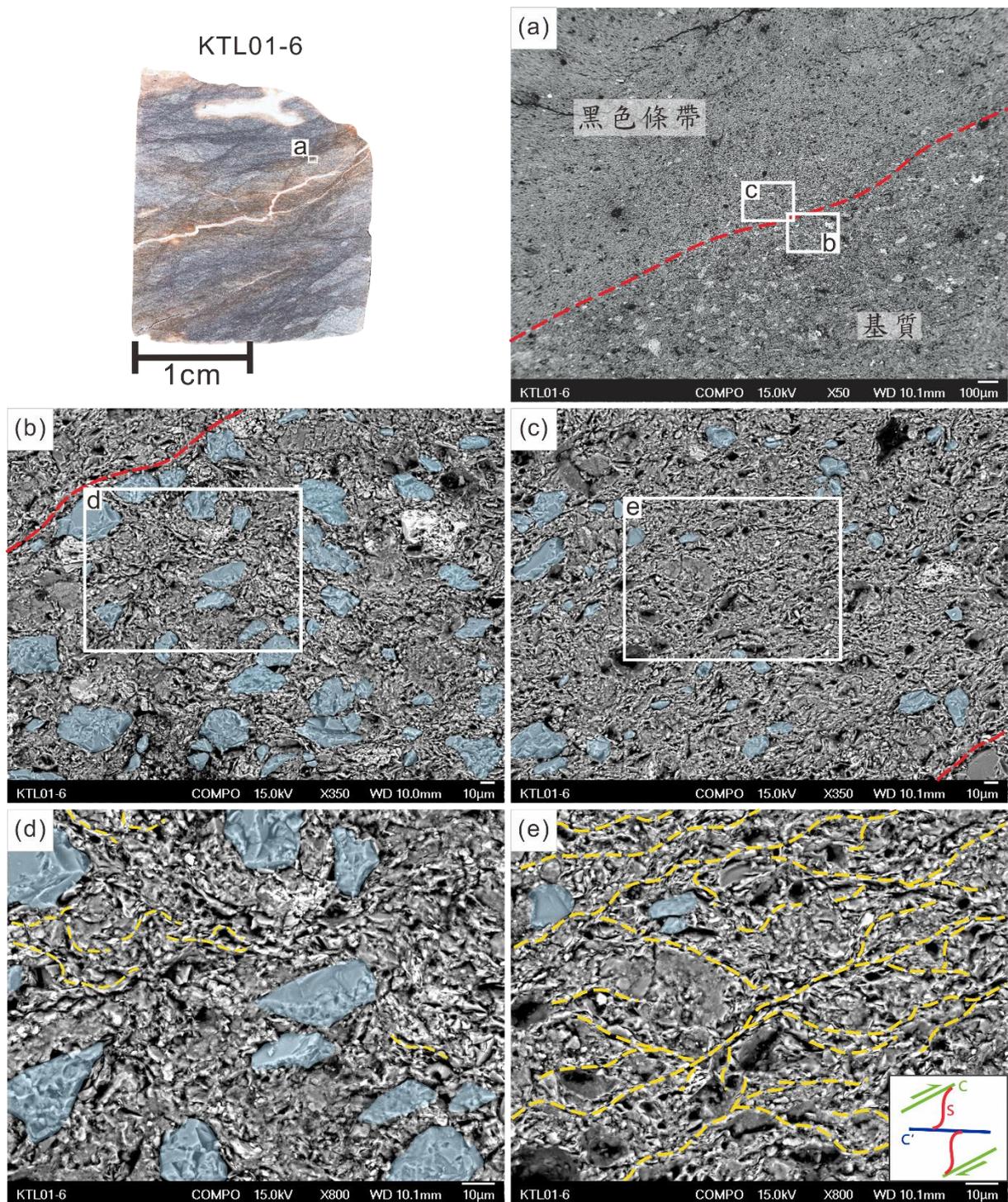


圖 5.15 露頭黑色破碎泥岩 BSE 影像。(a)露頭黑色破碎泥岩低倍影像，紅色虛線標示出黑色條帶及基質的邊界。(b)基質放大影像。(c)黑色條帶放大影像。(d)在基質邊界處產生局部方向性排列的黏土礦物。(e)黑色條帶內沿 C 剪裂面及 C' 葉理面產生方向性排列的黏土礦物。藍色範圍標示石英顆粒，黃色虛線標示黏土礦物的排列方向。

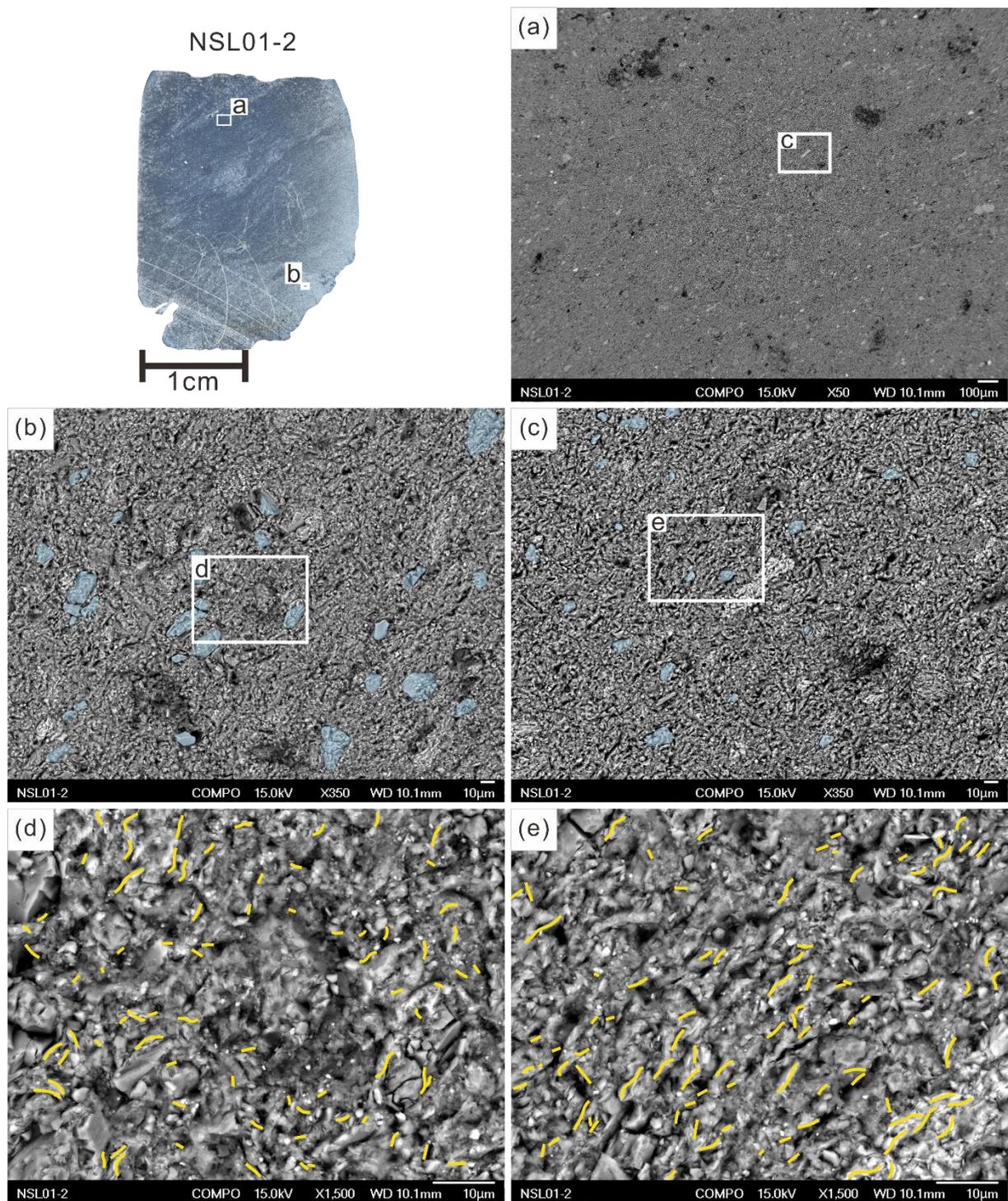


圖 5.16 岩心黑色破碎泥岩 BSE 影像。(a)黑色條帶低倍影像。(b)基質放大影像。(c)黑色條帶放大影像。(d)基質內部呈現團簇狀的黏土礦物及團簇內黏土礦物的排列方向。(e)黑色條帶內約略呈方向性排列的黏土礦物。黃色虛線標示黏土礦物的排列方向。

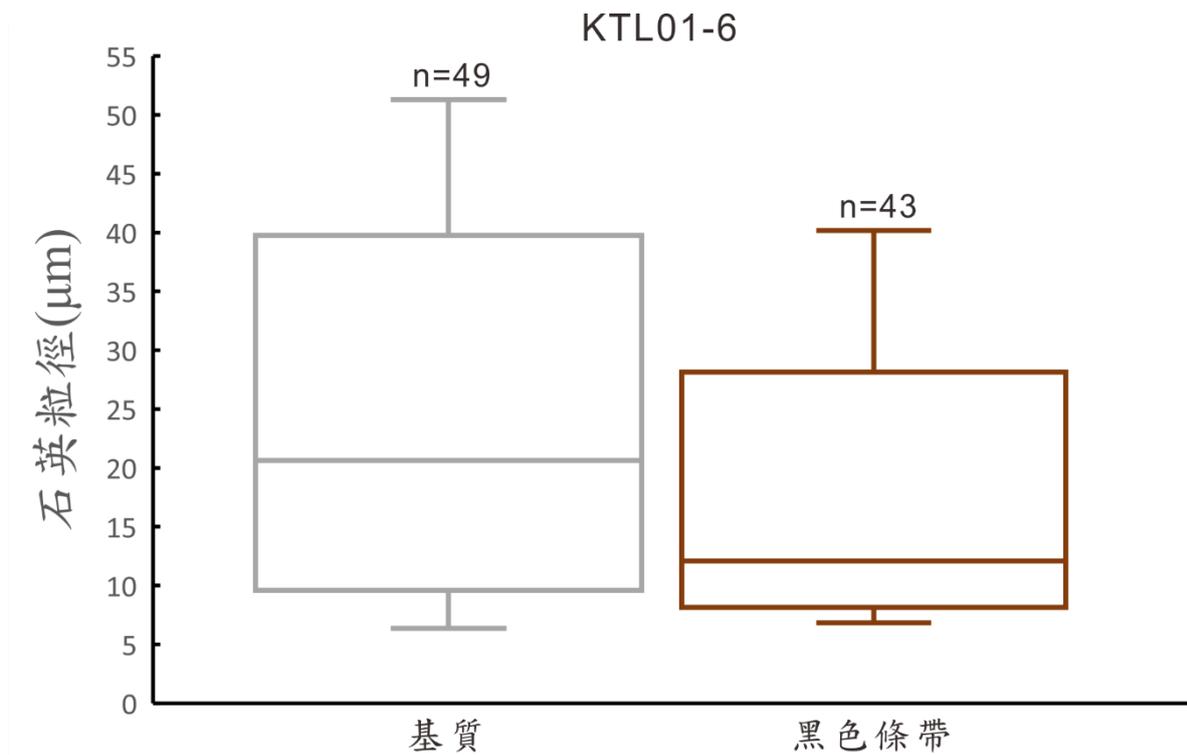


圖 5.17 露頭黑色破碎泥岩的石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

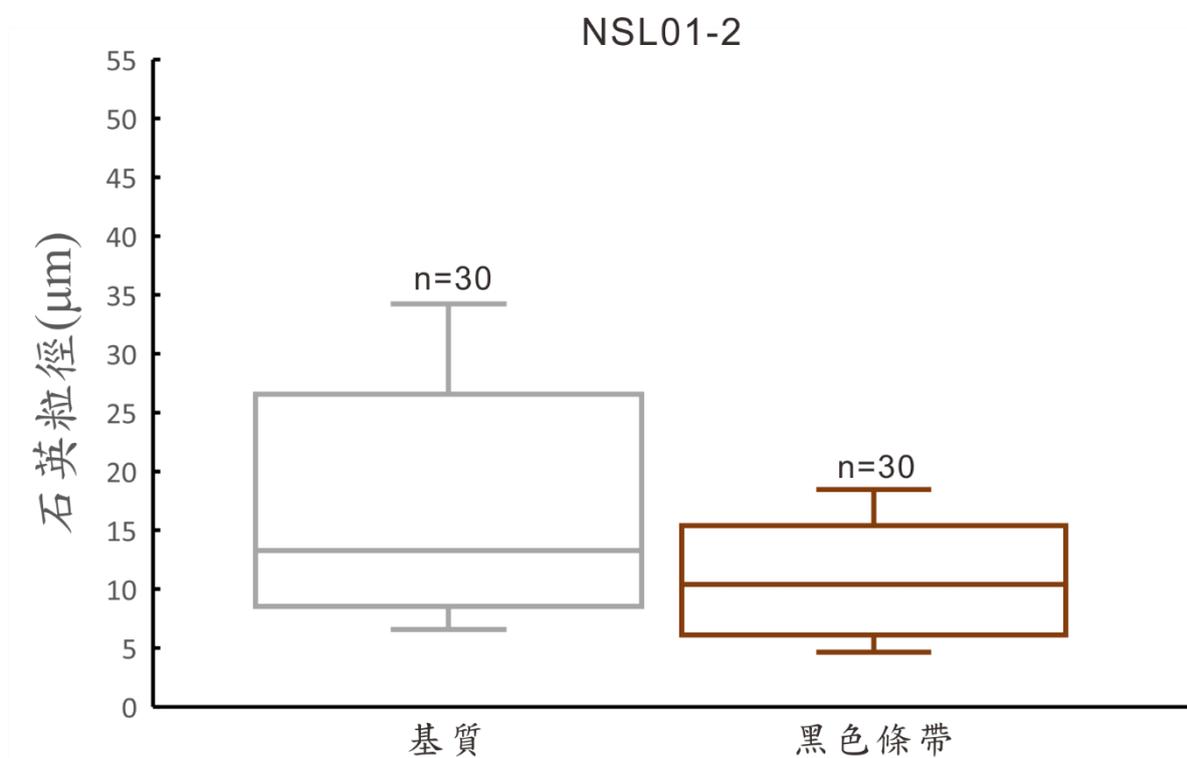


圖 5.18 岩心黑色破碎泥岩的石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

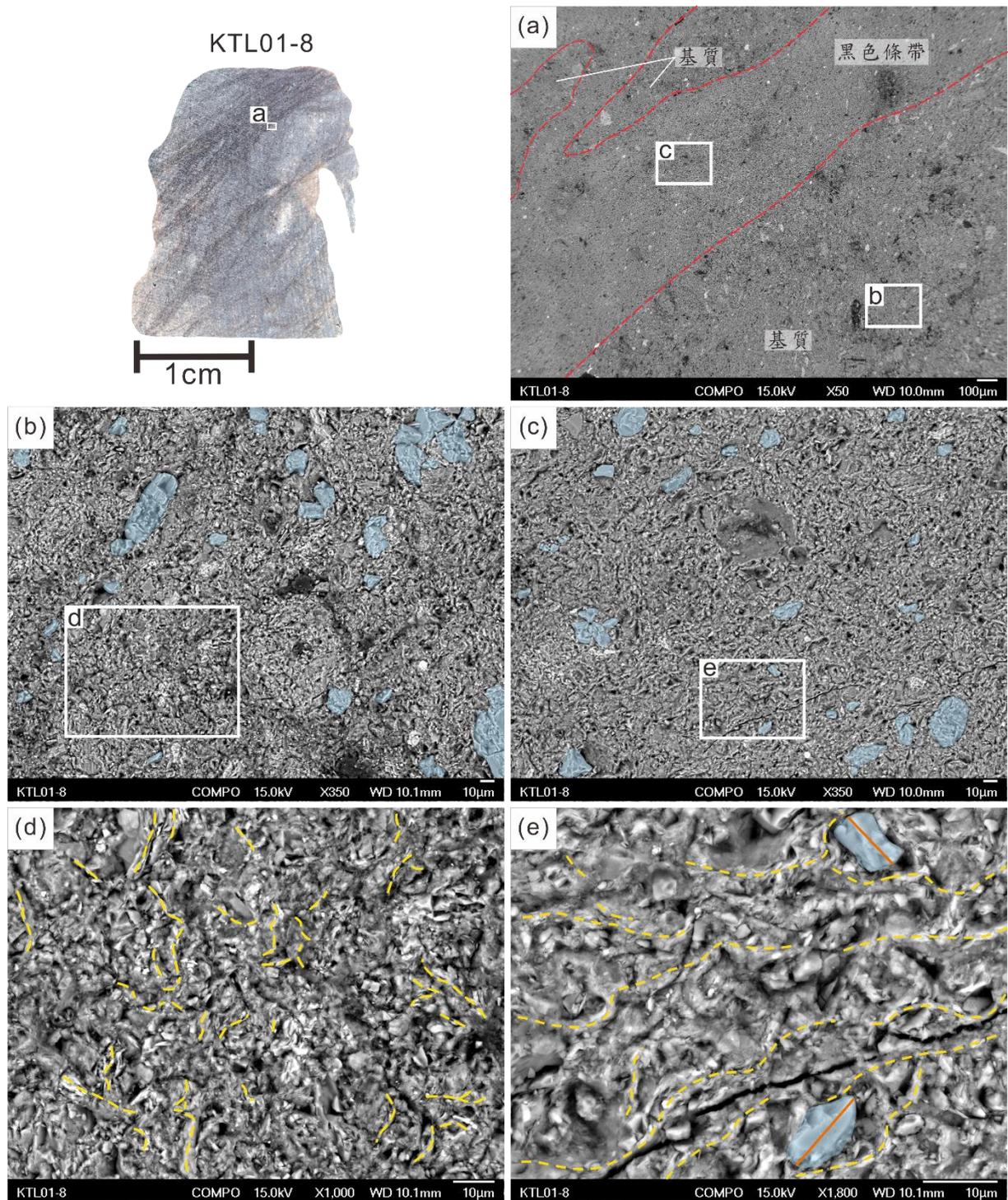


圖 5.19 灰色泥岩 BSE 影像。(a)灰色泥岩低倍率影像，紅色虛線標示黑色條帶邊界。(b)基質放大影像。(c)黑色條帶放大影像。(d)基質內部的隨機排列的黏土礦物。(e)黑色條帶內部呈方向性排列的黏土礦物。藍色範圍標示石英顆粒，黃色虛線標示黏土礦物的排列方向。

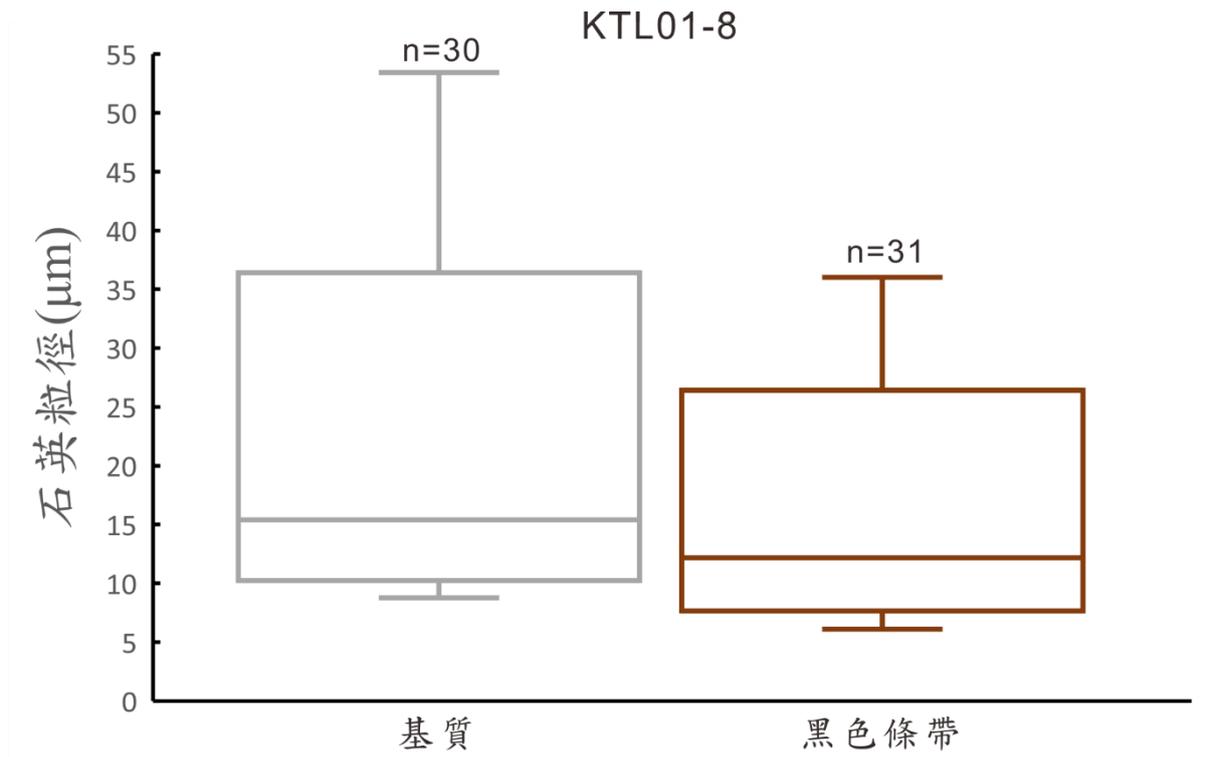


圖 5.20 灰色泥岩的石英粒徑分布。n 為量測石英數目。

5-3 X 光繞射結果

5-3-1 全岩礦物組成及相對含量

露頭全岩粉末樣本 X 光繞射結果顯示圍岩及斷層岩的礦物組成相似，繞射圖譜中露頭樣本由石英、斜長石、方解石、白雲石及伊萊石、綠泥石、高嶺石所組成(圖 5.21a)；將經過乙烯乙二醇飽和處理的繞射圖譜與自然乾燥的繞射圖譜疊合比較，露頭的黑色破碎泥岩(KTL01-6)經乙烯乙二醇飽和後於 $5.2^{\circ}2\theta$ 產生繞射峰，指出黑色破碎泥岩中含有膨潤石(圖 5.21b)，而其他的岩石單元樣本則無。

岩心全岩粉末樣本 X 光繞射結果顯示，圍岩及斷層岩的礦物組成無明顯改變，繞射圖譜中所含的礦物種類露頭結果相同(圖 5.22a)，樣本經乙烯乙二醇飽和後，岩心內的黑色破碎泥岩(NSL01-2)、黃棕色破碎泥岩(NSL01-5)有膨潤石繞射峰產生，指出黑色破碎泥岩及黃色破碎泥岩中含有膨潤石(圖 5.22b)。

利用礦物在繞射圖譜中的繞射峰面積進行半定量分析，露頭及岩心樣本的半定量結果分別顯示於圖 5.23a 及圖 5.23b。將相同岩體單元半定量結果平均並四捨五入進位至整數後，淺灰色泥岩由 56%石英、35%黏土礦物(伊萊石、綠泥石、方解石)及 9%其他礦物(斜長石、方解石、白雲石)所組成；灰色泥岩由 54%石英、39%黏土礦物及 7%其他礦物所組成；黃棕色破碎泥岩由 53%石英、39%黏土礦物及 8%其他礦物所組成；黑色破碎泥岩由 38%石英、59%黏土礦物及 3%其他礦物所組成。結果指出相對於圍岩樣本，斷層岩樣本的石英及其他礦物相對含量下降，而黏土礦物相對含量增加，其中伊萊石增加幅度最明顯(表 5)。

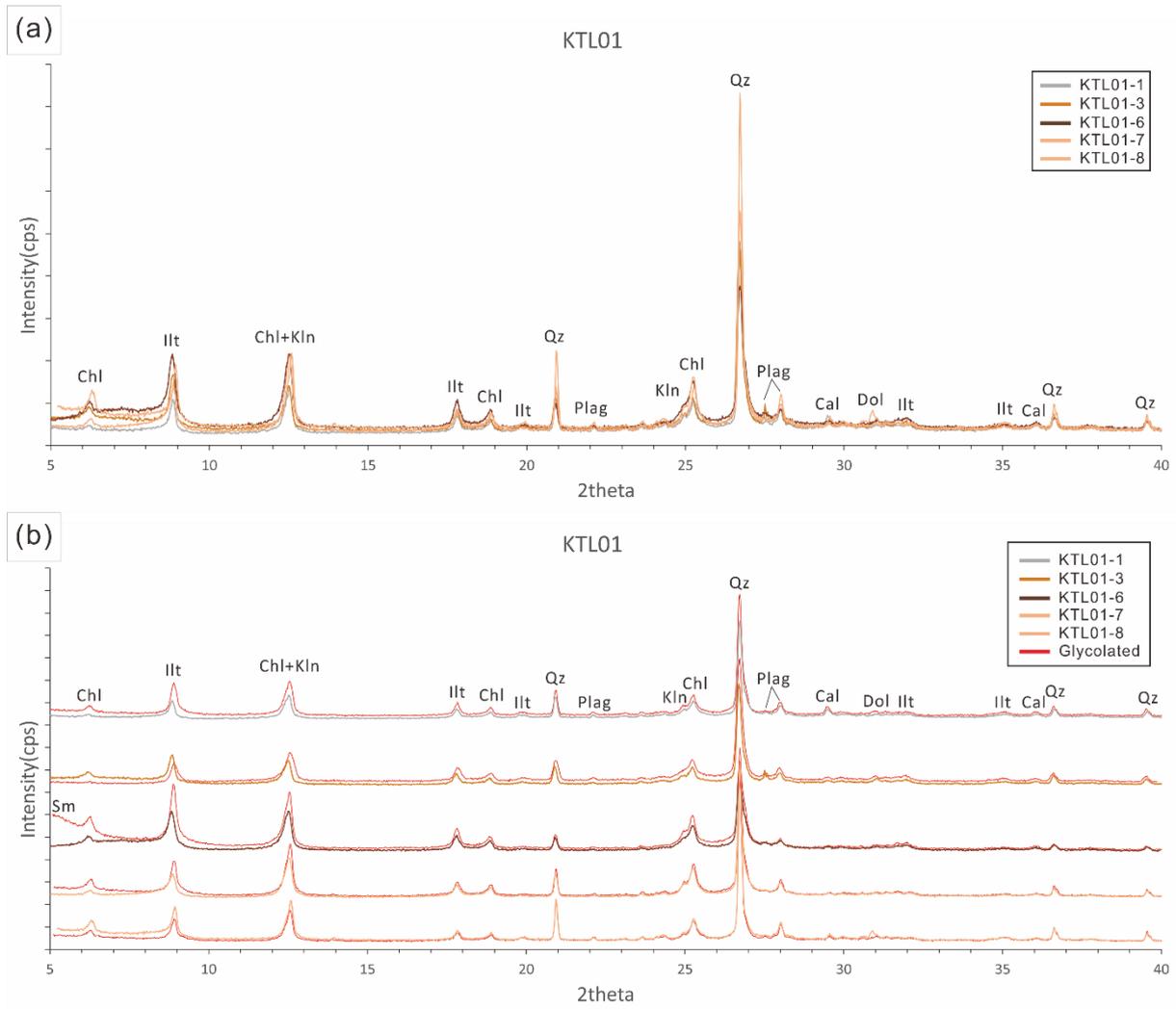


圖 5.21 露頭全岩粉末的繞射圖譜。(a)不同樣本繞射圖譜的疊合圖。(b)各樣本自然乾燥繞射圖譜及乙烯乙二醇飽和繞射圖譜比較圖，圖譜由上至下依序為 KTL01-1、KTL01-3、KTL01-6、KTL01-7、KTL01-8，圖譜顏色對應樣本所屬的岩體單元，紅色圖譜為經過乙烯乙二醇飽和處理所得到的繞射圖譜。Sm:膨潤石。Chl:綠泥石。Illt:伊萊石。Kln:高嶺石。Qz:石英。Plag:斜長石群。Cal:方解石。Dol:白雲石。

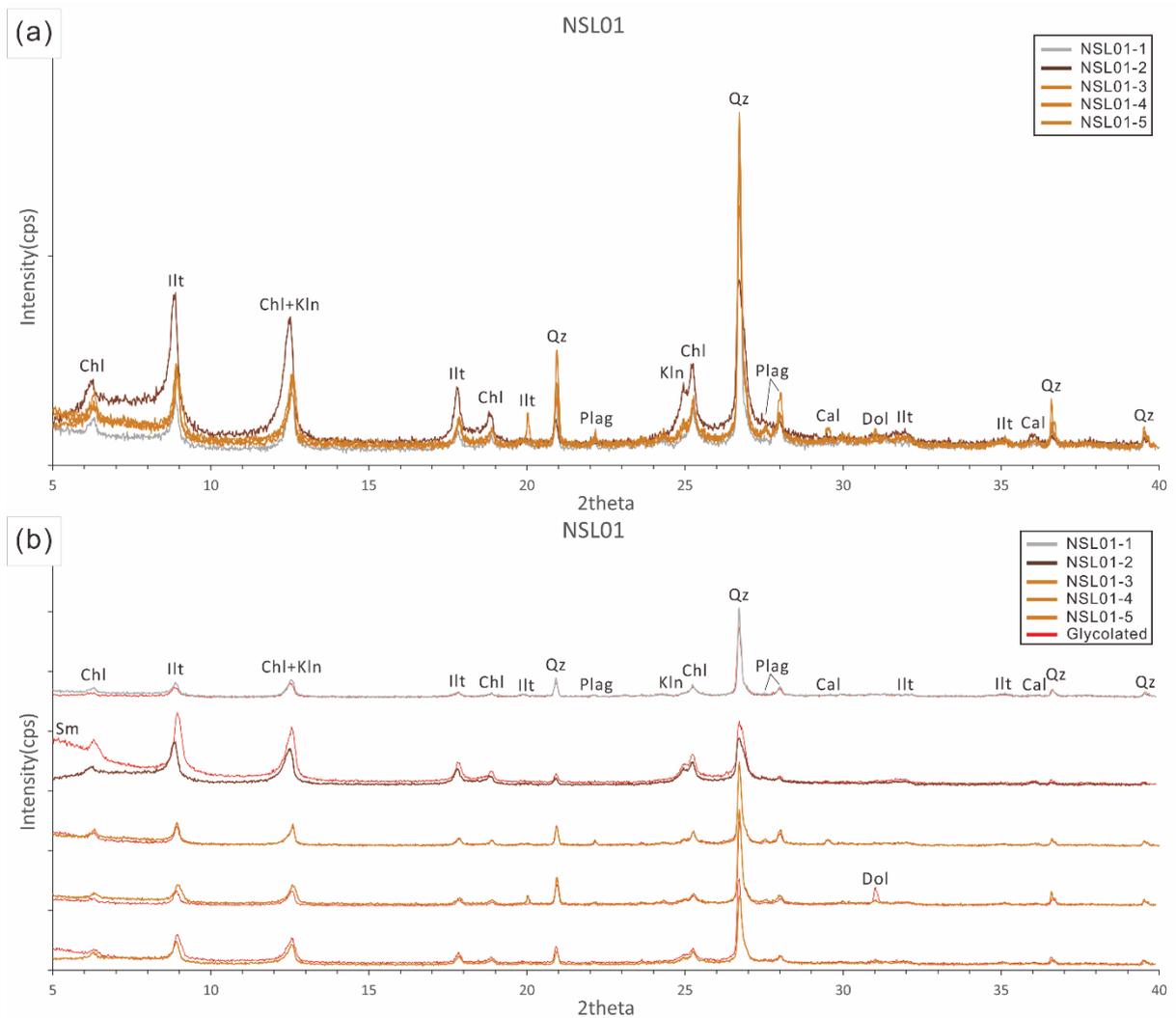
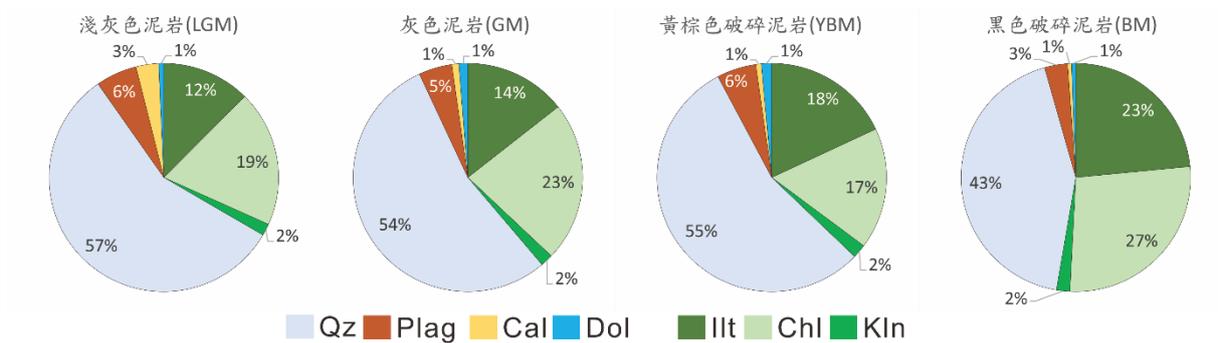


圖 5.22 岩心全岩粉末的繞射圖譜。(a)不同樣本繞射圖譜的疊合圖。(b)各樣本自然乾燥繞射圖譜及乙烯乙二醇飽和繞射圖譜比較圖，圖譜由上至下依序為 NSL01-1、NSL01-2、NSL01-3、NSL01-4、NSL01-5，圖譜顏色對應樣本所屬的岩體單元，紅色圖譜為經過乙烯乙二醇飽和處理所得到的繞射圖譜。Sm:膨潤石。Chl:綠泥石。Illt:伊萊石。Kln:高嶺石。Qz:石英。Plag:斜長石群。Cal:方解石。Dol:白雲石。

(a)

KTL01



(b)

NSL01

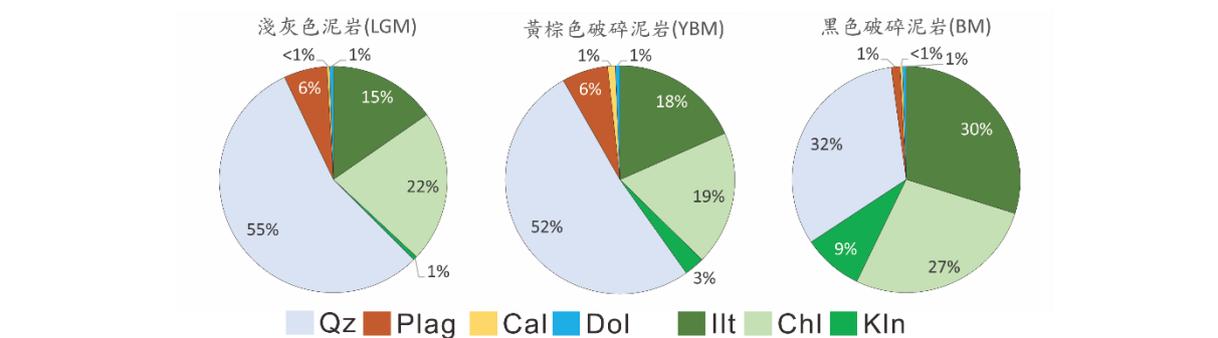


圖 5.23 露頭及岩心全岩粉末礦物半定量結果。(a)露頭樣本半定量結果。(b)岩心半定量結果。

表 5 岩體單元的全岩礦物相對含量(%)。

		淺灰色泥岩	灰色泥岩	黃棕色破碎泥岩	黑色破碎泥岩
相對含量 (%)	石英(Qz)	56	54	53	38
	斜長石族(Plag)	6	5	6	2
	方解石(Cal)	2	1	1	0
	白雲石(Dol)	1	1	1	1
	伊萊石(Ilt)	14	14	18	27
	綠泥石(Chl)	20	23	18	27
	高嶺石(Kln)	1	2	3	5

5-3-2 黏土礦物組成及相對含量

露頭黏土礦物粉末樣本 X 光繞射結果顯示，露頭樣本黏土礦物主要由伊萊石、綠泥石及高嶺石所組成，其中伊萊石可以觀察到屬於 2M 型伊萊石在 $27.86^{\circ}2\theta(3.20\text{\AA})$ 的特徵峰，而 1M 型伊萊石在 $29.07^{\circ}2\theta(3.07\text{\AA})$ 的特徵峰在樣本中沒有產生(圖 5.24a)，顯示露頭樣本中的伊萊石主要為碎屑源；經過乙烯乙二醇飽和後可在圍岩、黃棕色破碎泥岩及黑色破碎泥岩樣本中， $5.2^{\circ}2\theta$ 產生繞射峰且 $6.3^{\circ}\sim 8.8^{\circ}2\theta$ 之間的繞射峰強度降低，指出圍岩、黃棕色破碎泥岩及黑色破碎泥岩中含有膨潤石，而膨潤石主要由膨潤石-伊萊石混層礦物所組成(圖 5.24b)。

岩心樣本黏土礦物粉末樣本同樣由伊萊石、綠泥石及高嶺石所組成，岩心內的伊萊石也可以觀察到 2M 型伊萊石的特徵峰(圖 5.25a)；乙烯乙二醇飽和後可於黃棕色破碎泥岩、黑色破碎泥岩中觀察到膨潤石繞射峰產生， $6.3^{\circ}\sim 8.8^{\circ}2\theta$ 之間的繞射峰強度降低，顯示岩心樣本內的膨潤石同樣由膨潤石-伊萊石混層礦物所組成(圖 5.25b)。

露頭及岩心樣本的黏土礦物的半定量分析結果分別顯示於圖 5.26a 及圖 5.26b，將相同岩體單元的半定量結果平均並四捨五入進位至整數後，淺灰色泥岩由 73%伊萊石、22%綠泥石、3%高嶺石及 2%膨潤石組成；灰色泥岩由 74%伊萊石、23%綠泥石及 3%高嶺石所組成；黃棕色破碎泥岩由 61%伊萊石、10%綠泥石、20%高嶺石及 9%膨潤石組成；黑色破碎泥岩由 65%伊萊石、14%綠泥石、16%高嶺石及 5%膨潤石組成。相較於淺灰色泥岩，灰色泥岩的黏土礦物組成變化不明顯，黃棕色破碎泥岩及黑色破碎泥岩的伊萊石、綠泥石相對含量減少，高嶺石、膨潤石的含量增加；與黃棕色破碎泥岩相比，黑色破碎泥岩中的伊萊石、綠泥石相對含量增加，高嶺石及膨潤石則相對減少(表 6)。

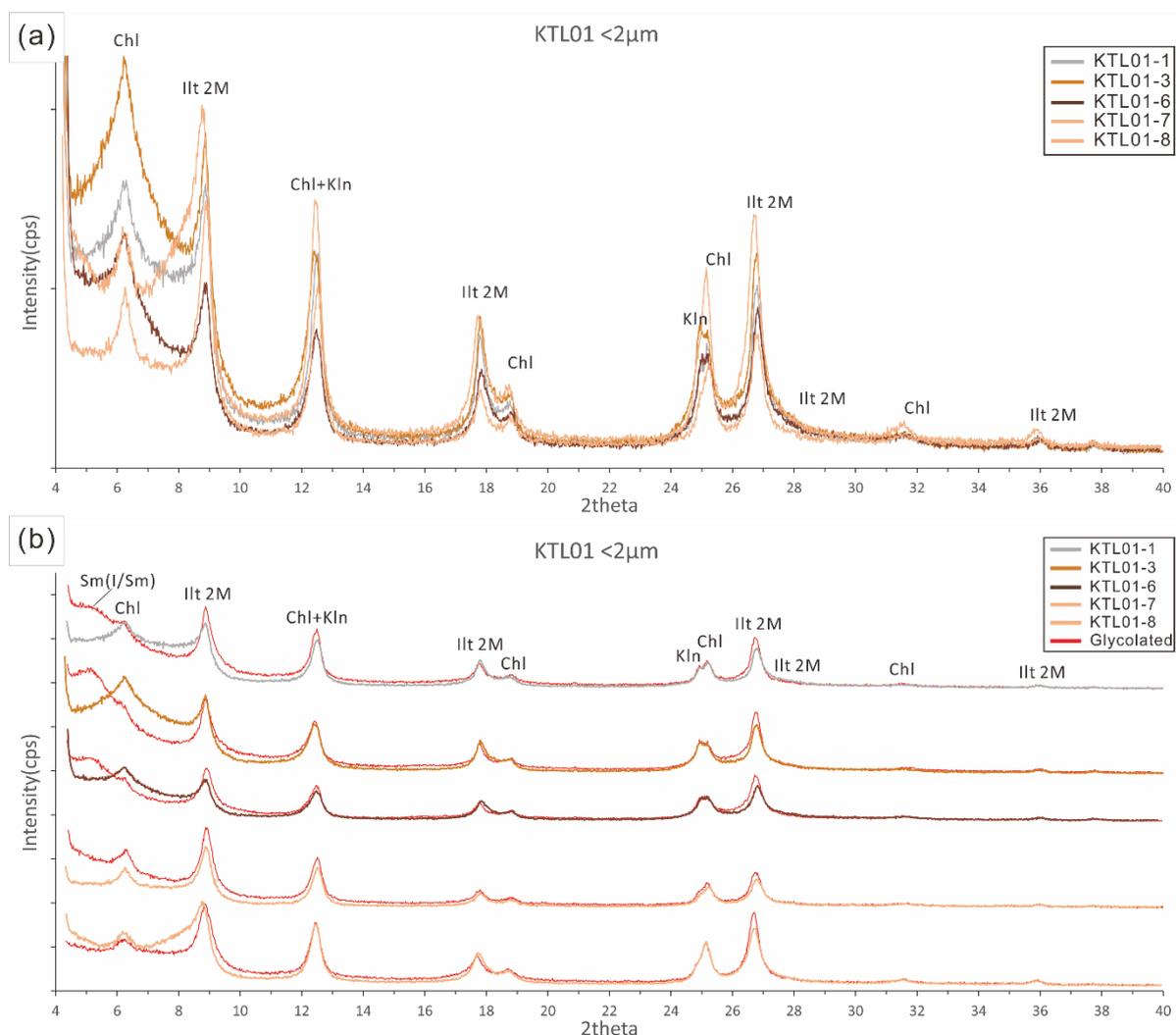


圖 5.24 露頭黏土礦物粉末的繞射圖譜。(a)不同樣本繞射圖譜的疊合圖。(b)各樣本自然乾燥繞射圖譜及乙烯乙二醇飽和繞射圖譜比較圖，圖譜由上至下依序為 KTL01-1、KTL01-3、KTL01-6、KTL01-7、KTL01-8，圖譜顏色對應樣本所屬的岩體單元，紅色圖譜為經過乙烯乙二醇飽和處理所得到的繞射圖譜。Sm:膨潤石。Chl:綠泥石。Ill:伊萊石。Kln:高嶺石。Qz:石英。Plag:斜長石群。Cal:方解石。Dol:白雲石。

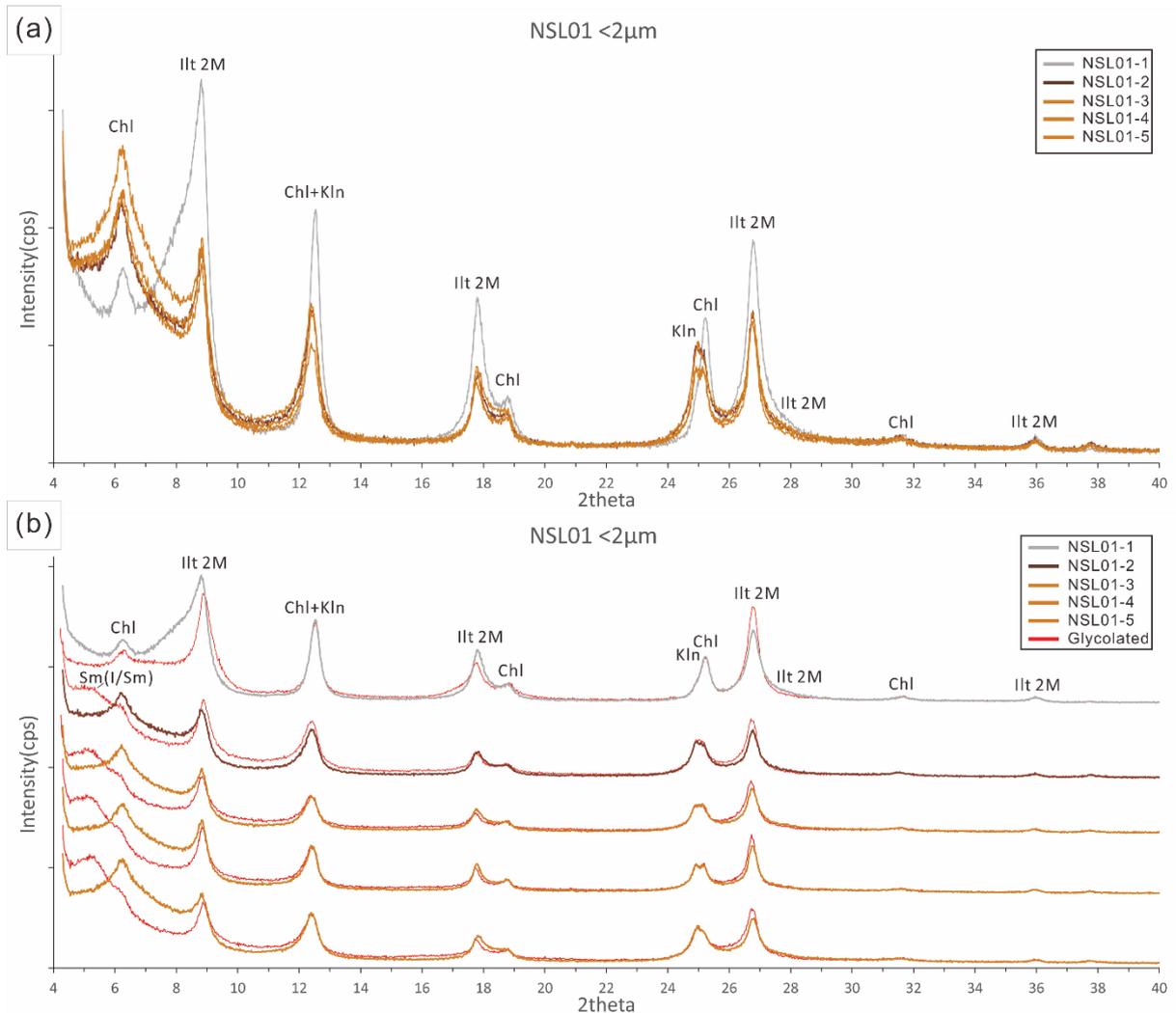
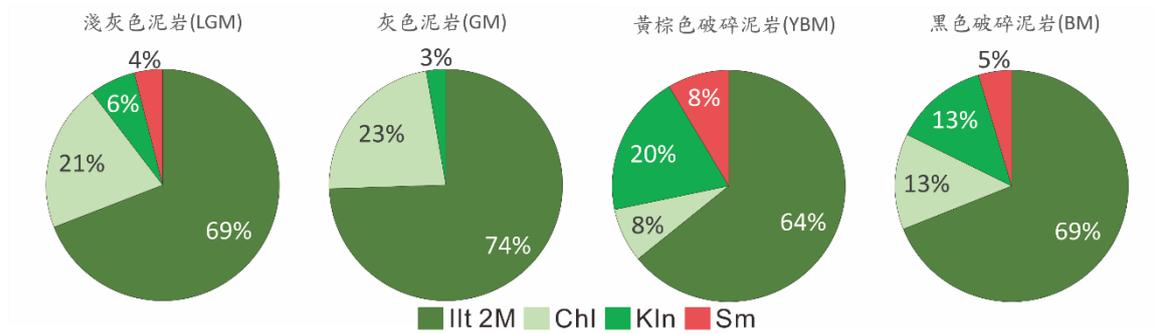


圖 5.25 岩心黏土礦物粉末的繞射圖譜。(a)不同樣本繞射圖譜的疊合圖。(b)各樣本自然乾燥繞射圖譜及乙烯乙二醇飽和繞射圖譜比較圖，圖譜由上至下依序為 NSL01-1、NSL01-2、NSL01-3、NSL01-4、NSL01-5，圖譜顏色對應樣本所屬的岩體單元，紅色圖譜為經過乙烯乙二醇飽和處理所得到的繞射圖譜。Sm:膨潤石。Chl:綠泥石。Ilt:伊萊石。Kln:高嶺石。Qz:石英。Plag:斜長石群。Cal:方解石。Dol:白雲石。

(a)

KTL01



(b)

NSL01

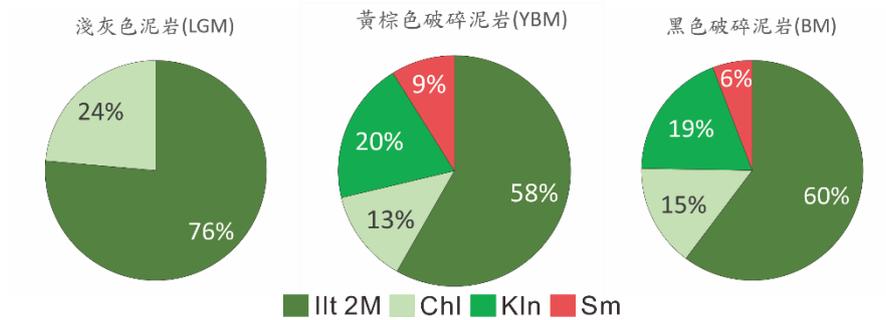


圖 5.26 露頭及岩心黏土礦物粉末半定量結果。(a)露頭樣本半定量結果。(b)岩心半定量結果。

表 6 岩體單元的黏土礦物相對含量。

		淺灰色泥岩	灰色泥岩	黃棕色破碎泥岩	黑色破碎泥岩
相對含量 (%)	伊萊石 (Illt)	73	74	61	65
	綠泥石 (Chl)	22	23	10	14
	高嶺石 (Kln)	3	3	20	16
	膨潤石 (Sm)	2	0	9	5

5-3-3 伊萊石結晶度與化學指標

伊萊石在全岩粉末及黏土礦物粉末中的結晶度值顯示於圖 5.27。全岩粉末中，露頭樣本的伊萊石結晶度值分布於 $0.196\sim 0.239^\circ \Delta 2\theta$ ，圍岩 $0.196^\circ \Delta 2\theta$ ，斷層岩平均 $0.216^\circ \Delta 2\theta$ ；岩心樣本則分布於 $0.203\sim 0.238^\circ \Delta 2\theta$ ，圍岩 $0.203^\circ \Delta 2\theta$ ，斷層岩平均 $0.219^\circ \Delta 2\theta$ ，整體而言全岩粉末中伊萊石在斷層岩內的結晶度值下降。黏土礦物粉末中，露頭樣本的伊萊石結晶度值分布於 $0.385\sim 0.436^\circ \Delta 2\theta$ ，圍岩 $0.385^\circ \Delta 2\theta$ ，斷層岩平均 $0.406^\circ \Delta 2\theta$ ，圍岩與斷層岩結晶度變化不明顯；岩心樣本分布於 $0.37\sim 0.523^\circ \Delta 2\theta$ ，圍岩 $0.523^\circ \Delta 2\theta$ ，斷層岩平均 $0.379^\circ \Delta 2\theta$ ，伊萊石結晶度在斷層岩中提升。

伊萊石化學指標(Illite chemistry index)也稱為 Esquevin index(EI 值)，利用伊萊石在 $17.7^\circ 2\theta(5\text{\AA})$ 及 $8.8^\circ 2\theta(10\text{\AA})$ 的繞射峰面積比值進行計算，可以判斷樣本中伊萊石的化學成分，如果比值小於 0.5 表示樣本中多為物理風化後所產生的鐵鎂質伊萊石，比值大於 0.5 則表示樣本中多為鋁質伊萊石，而鋁質伊萊石通常由化學作用(岩水反應)所產生(Esquevin, 1969；Gingele et al., 1996, 2001；Kuo et al., 2012)；本研究所採集的樣本 EI 值分布於 0.13~0.31 之間，顯示樣本中伊萊石以鐵鎂質伊萊石為主(圖 5.28)。

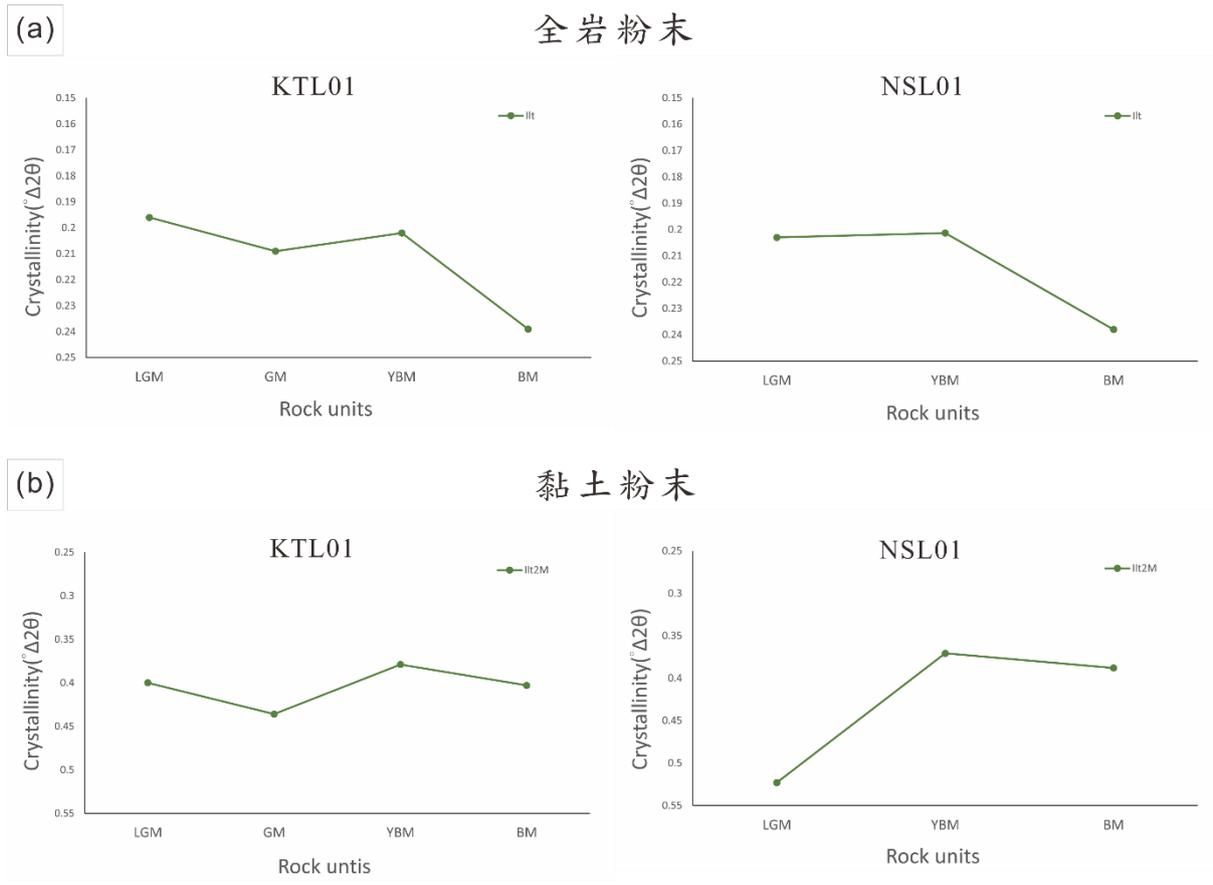


圖 5.27 伊萊石的結晶度變化圖。(a)全岩粉末中伊萊石的結晶度變化。(b) 黏土粉末中伊萊石的結晶度變化。左圖為露頭樣本，右圖為岩心樣本。

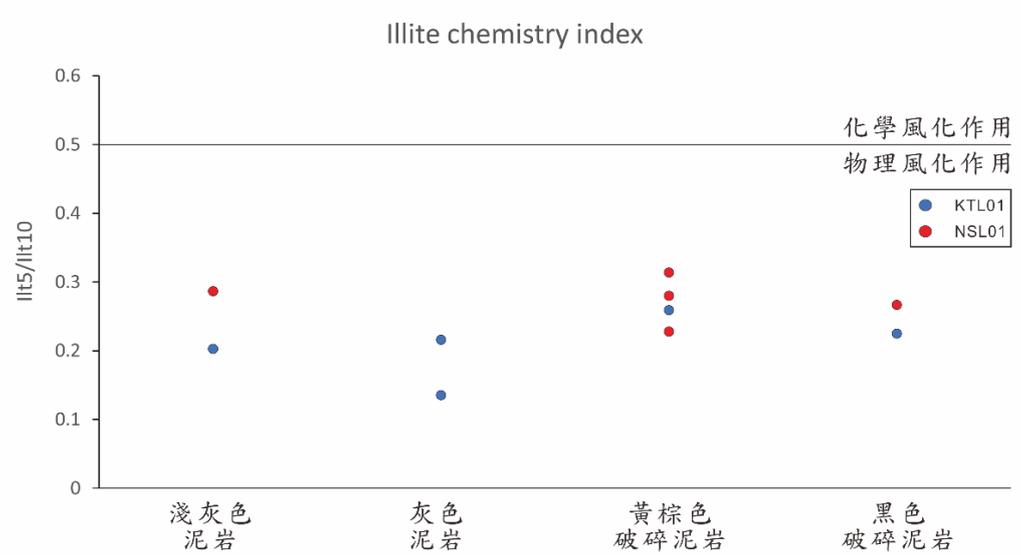


圖 5.28 黏土礦物粉末樣本的伊萊石化學指標分布圖。藍點為露頭樣本，紅點為岩心樣本。

5-3-4 同步 X 光繞射結果

同步 X 光繞射結果呈現於圖 5.29、圖 5.30。繞射圖譜顯示黑色條帶的礦物由伊萊石、綠泥石、高嶺石、石英、長石、方解石及白雲石所組成；基質由伊萊石、綠泥石、高嶺石、石英、長石及白雲石組成，與黑色條帶礦物組成相似。將基質與黑色條帶的繞射圖譜疊合後可以觀察到，黑色條帶繞射圖譜在 $15^{\circ}\sim 40^{\circ}2\theta$ 之間背景值呈現丘狀隆起，且背景值強度高於基質繞射圖譜。黑色條帶與基質繞射圖譜的背景值差異(圖 5.29、5.30 中黃色區塊範圍)顯示在黑色條帶中有非晶質材料存在。

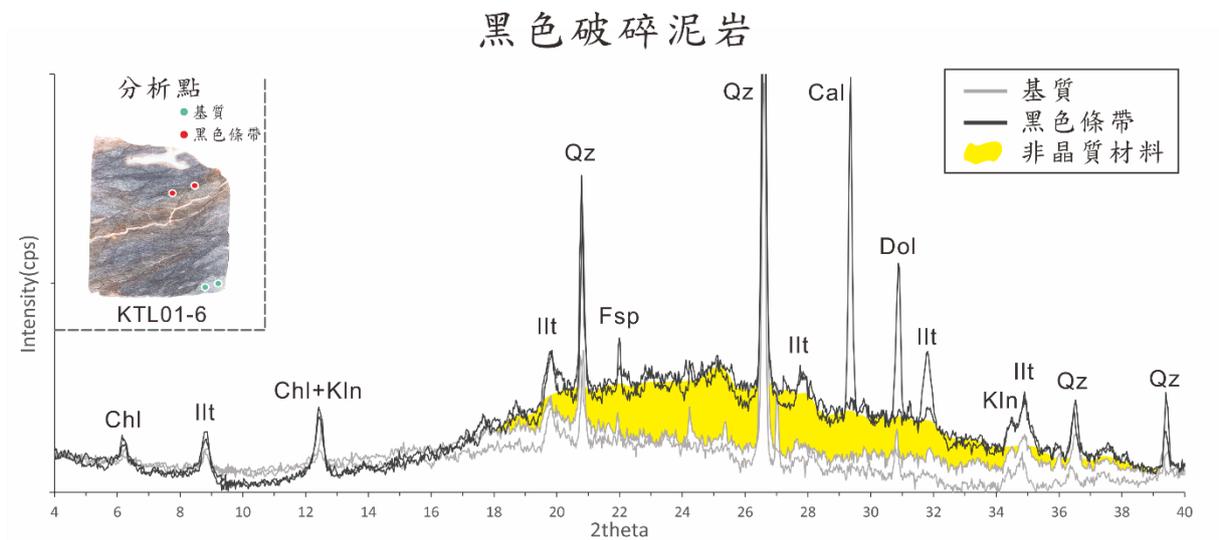


圖 5.29 露頭黑色破碎泥岩同步 X 光繞射結果。紅色點標示同步 X 光繞射於薄片樣本上的分析位置；繞射圖譜中灰色圖譜為基質繞射圖譜，深灰色為黑色條帶的繞射圖譜；黃色區域為黑色條帶圖譜與基質圖譜間的背景值差異，顯示在黑色條帶中有非晶質材料存在。

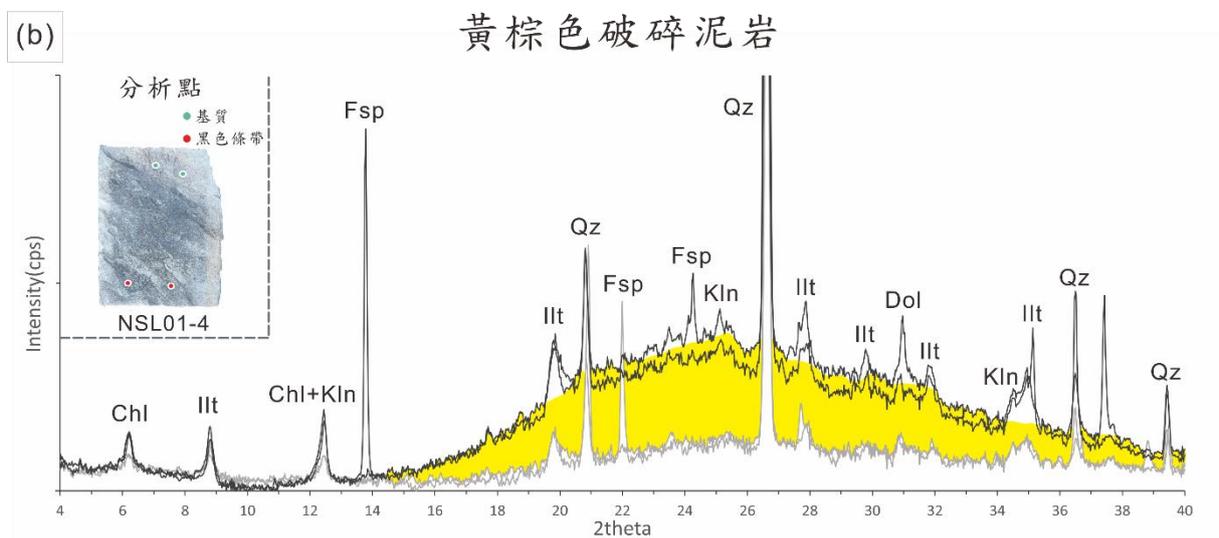
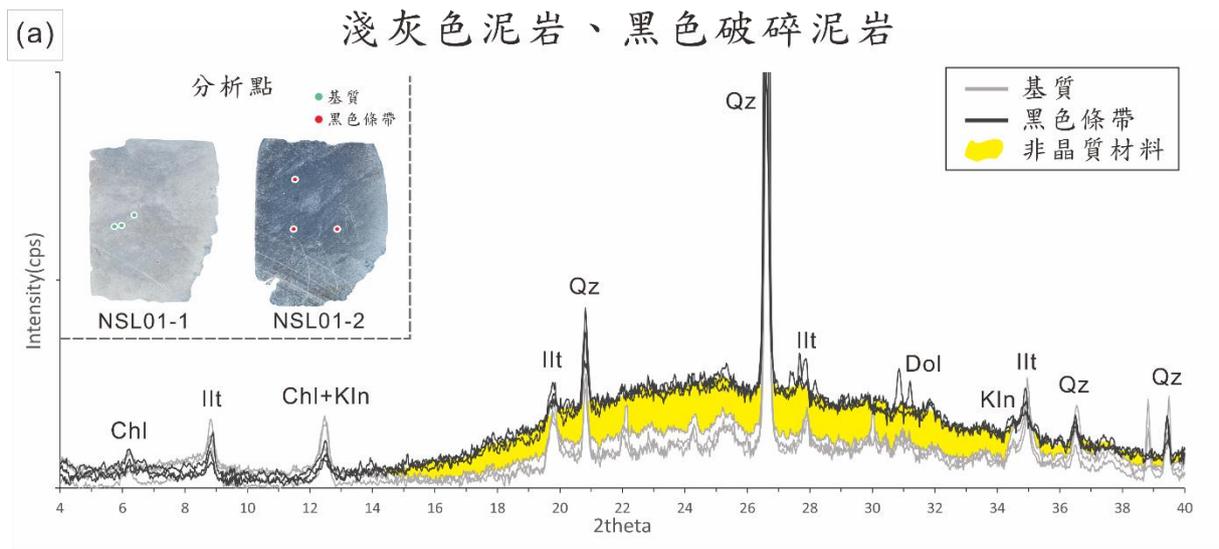


圖 5.30 岩心樣本同步 X 光繞射結果。(a)淺灰色泥岩及黑色破碎泥岩樣本繞射結果。(b)黃棕色破碎泥岩繞射結果。紅色點標示同步 X 光繞射於薄片樣本上的分析位置；繞射圖譜中灰色圖譜為基質繞射圖譜，深灰色為黑色條帶的繞射圖譜；黃色區域為黑色條帶圖譜與基質圖譜間的背景值差異，顯示在黑色條帶中有非晶質材料存在。

第六章 討論

6-1 黑色條帶的變形機制

偏光顯微鏡觀察下可以觀察到相較於未受變形的淺灰色泥岩基質，斷層岩中黑色條帶內部的礦物顆粒產生破裂及變形，黑色條帶與砂質碎屑接觸邊緣的礦物顆粒長軸及片狀礦物的排列呈現方向性排列，排列方向與黑色條帶延伸方向平行，而黑色條帶中的暗紋分布形成 S-C 構造，黑色條帶內部也有產生具同步消光性質且與 S、C 面方向平行的亮紋，顯示岩體受到剪切變形，變形時內部的礦物顆粒因擠壓互相碰撞產生破裂及扭曲，剪切的過程中黑色條帶內部及周圍接觸的礦物產生旋轉、重新排列在形成方向性排列。

掃描式電子顯微鏡觀察下黑色條帶內的長條狀黏土礦物大多沿著平行黑色條帶方向的 C 面產生具延續性的順向排列，也有觀察到沿 S 面及 C' 面方向的排列，與基質內呈現隨機排列的黏土礦物產生明顯對比，礦物顆粒長軸也大多呈現平行 C 面的方向，對基質及黑色條帶內的石英進行粒徑分析結果指出，黑色條帶內的石英有粒徑削減的現象產生，且不同寬度的黑色條帶相比之下，寬度較寬的黑色條帶中石英粒徑也有變小的現象。

綜合於黑色條帶及基質間的微組構差異，黑色條帶內部黏土礦產生順向排列形成 S-C 構造，礦物顆粒破裂變形且粒徑產生削減，指出黑色條帶為岩體受到剪切變形時主要的變形帶，因此本研究推論在斷層岩中的黑色條帶為岩體受剪切變形時產生，變形機制以黏土礦物沿剪切方向產生順向排列並在排列面上產生摩擦滑動(frictional sliding)為主，滑動過程中伴隨著碎裂作用產生粒徑削減，為斷層作用下的產物，而岩體中黑色條帶的密集程度反映出岩體在斷層帶內的變形程度，同時變形程度的增加也會使黑色條帶的寬度隨之增加，黑色條帶內部礦物顆粒細化程度也隨之提高。

6-2 斷層岩的礦物組成變化

本研究全岩礦物組成分析結果顯示，在破碎程度越高、黑色條帶越密集的斷層岩中，黏土礦物相對含量相對增加而伊萊石結晶度則相對減低；黏土礦物組成分析結果顯示圍岩中存在少量膨潤石，破碎程度較高的黃棕色、黑色破碎泥岩皆含有較多的膨潤石及高嶺石；同步 X 光繞射分析則顯示黑色條帶與基質間礦物組成種類無明顯改變，但黑色條帶內存在非晶質材料。而過往研究指出斷層帶內可以透過天水的入滲、或是礦物的相變岩產生流體進而引發岩水反應(衣德成，2004；盧崇賓 2004)，使易容性元素(如 Si)溶解遷移後留下難溶性元素(如 Al、Ti)，讓岩石中的礦物轉變為相對穩定的黏土礦物(Kuo et al., 2012)。本研究透過全岩、黏土礦物分析觀察到黏土礦物含量在黑色破碎泥岩中大幅增加，且相較於黃棕色破碎泥岩，黑色破碎泥岩中伊萊石增加膨潤石則減少，指出可能有膨潤石-伊萊石礦物相變發生，然而伊萊石的 EI 值顯示即使是在變形程度最大的黑色破碎泥岩中，EI 值相較於圍岩並無明顯增加，顯示車瓜林斷層作用下並沒有使膨潤石轉變成伊萊石，而伊萊石結晶度在全岩中變低主要是由礦物顆粒的細化所造成。

而變形程度較高的黃棕色、黑色破碎泥岩中存在膨潤石及高嶺石，且相對於圍岩含量皆有增加，全岩礦物半定量也顯示石英在變形程度較高的斷層岩中含量明顯減少，顯示斷層帶內有岩水反應發生，Ikari and Saffer, (2012)的報導指出泥岩在受剪切後垂直斷層面方向的滲透率會下降，影響流體從圍岩進入斷層岩的傳輸，使斷層帶在剪切時形成流體封閉的環境，Wu et al. (2020)在泥質的利吉混同層中也觀察到在受池上斷層剪切位置有相同現象；本研究的樣本皆為泥岩，且斷層岩能夠觀察到受剪切影響所產生的 S-C 構造，使天水入滲斷層帶發生岩水反應的可能性降低，而礦物組成分析顯示樣本中的黏土礦物含量皆大於 30%，微組構觀察也顯黑色條帶內有顆粒細化

現象及非晶質材料，根據前人文獻中所報導的非晶質材料生成機制，及微組構觀察，本研究認為車瓜林斷層帶內的非晶質材料為礦物顆粒在斷層作用下透過碎屑細化的機制產生，而黏土礦物在細化轉變為非晶質材料過程中脫水，在斷層帶內形成流體發生岩水反應，長期的岩水反應持續的將磨細的石英溶解消耗，使黏土礦物在變形程度較高的黃棕色、黑色破碎岩中相對含量增加。岩水反應除了透過將易溶性礦物消耗使黏土礦物被動增加外，也有報導指出非晶質材料在低溫(90°C)下與鹼性流體反應能夠產生膨潤石(Tomita et al., 2003)，因此車瓜林斷層帶中的岩水反應，也可能伴隨著非晶質材料-膨潤石反應(glass-smectite reaction)使膨潤石增加。

6-3 車瓜林斷層帶的變形機制與隱示

透過對斷層岩的微組構觀察，斷層岩內主要的變形帶為黑色條帶，而黑色條帶形成機制主要為脆性的摩擦滑動且伴隨碎裂作用；然而在中視尺度斷層帶觀察中，能夠觀察到黑色條帶以不同密集程度分布於不同斷層岩所構成的深色寬帶中，因此本研究推論在中視尺度下車瓜林斷層帶共同承受斷層作用產生的變形，而黑色條帶在岩體中出現的密集程度可能表示斷層帶內主要承受斷層作用產生的變形區域。

礦物組成分析顯示斷層岩內有因斷層作用所產生的非晶質材料，透過前人文獻及微組構觀察本研究認為非晶質材料主要透過碎屑細化產生，細過程伴隨者黏土礦物脫水，在斷層帶內引發岩水反應使黏土礦物被動增加，也可能透過非晶質材料與流體反應產生膨潤石。Volpe, G et al.(2022)研究中所報導岩體中的黏土礦物含量的增加及 S-C 構造的發育會造成岩體的磨擦係數降低，而車瓜林斷層帶中也能夠觀察到隨者變形程度增加，岩體內黏土礦物形成的順向排列面延續性及密度增加，黏土礦物含量也相對提高，因此

斷層作用所造成的變形會傾向於集中在黑色條帶密集程度及黏土相對含量都相對較高的黑色破碎泥岩分布的位置，顯示斷層帶內仍有應變集中的現象。

非晶質材料在近地表形成後容易在岩水反應下轉變為黏土礦物(Yund, 1990; Wu et al., 2020)，而在車瓜林斷層露頭所採集的樣本中仍然存在非晶質材料，指出由斷層作用造成的礦物非晶質化正在持續的進行，可能與前人透過大地測量所觀察到車瓜林斷層的持續性潛移活動有所關聯。

第七章 結論與建議

本研究在斷層露頭及岩心採集圍岩及斷層岩樣本，利用微組構、礦物組成分析、同步 X 光繞射方法進行觀察分析，探討車瓜林斷層的變形機制及其隱示。根據上述研究項目提出以下結論：

1. 斷層岩樣本在偏光顯微鏡觀察下顯示，礦物顆粒在黑色條帶內產生破裂及變形，礦物產生方向性排列、礦物長軸與黑色條帶沿伸方向平行；透過定向樣本中黑色條帶內暗紋所構成的 S-C 構造指出，垂直黑色條帶走向方向呈現逆移，平行黑色條帶走向方向呈現左移。
2. 掃描式電子顯微鏡觀察下顯示黑色條帶內，黏土礦物沿 S、C 及 C' 面產生順向排列，並觀察到石英在黑色條帶中有粒徑削減現象；配合偏光顯微鏡觀察認為，黑色條帶為斷層作用下透過摩擦滑動並且伴隨碎裂作用產生，其寬度及密集程度可作為斷層帶的變形程度指標。
3. 以黑色條帶作為變形程度指標，顯示車瓜林斷層微觀下變形集中於黑色條帶內，呈現脆性變形；中視尺度下變形由斷層帶整體共同承受，但仍然具有應變集中現象。
4. 礦物組成分析顯示，黏土礦物相對含量隨者斷層岩的變形程度增加而提高；透過研究結果及前人文獻探討，本研究認為斷層帶內的黏土礦物相對含量增加主要為斷層作用引發的岩水反應將易溶性礦物溶解消耗，使黏土礦物保留而相對增加。
5. 露頭及岩心樣本的黑色條帶均有非晶質材料存在，顯示由斷層作用造成的非晶質化作用正在持續發生，根據前人的大地測量研究所觀察，認為非晶質材料的產生與車瓜林斷層的持續潛移有關。

本研究雖然根據斷層岩礦物組成變化及非晶質材料的出現，對車瓜林斷層的變形機制進行初步討論，但對非晶質材料形成條件了解有限。建議未來可以利用古亭坑層的泥岩進行岩體試驗，以了解在怎樣的溫壓條件、變形程度下能夠產生非晶質材料，使車瓜林斷層的研究更加完善。

參考文獻

- Biscaye, P. E., 1965, Mineralogy and Sedimentation of Recent Deep-Sea Clay in the Atlantic Ocean and Adjacent Seas and Oceans: Geological Society of American Bulletin, v. 76, p. 803–832.
- Casciello, E., Pappone, G., and Zuppetta, A., 2002, Structural features of a shear-zone developed in southern portion of the Scorciabuoi fault (southern Apennines): Bollettino della Società Geologica Italiana, v. 1(2), p. 659-667.
- Choi, J-H., Edwards, P., Ko, K., and Kim, Y-S., 2016, Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach: Earth-Science Reviews, v. 152, p. 70-87.
- Daigremont, M. J., 2014, Influence de la composition chimique du sol sur la culture des plantes alpines: Bulletin de la Société Botanique de France, v. 59(6), p. 469-474.
- Davis, G. H., Reynolds, S. J. and Kluth, C. F., 2016, Structural geology of rocks and regions: John Wiley & Sons.
- Di Toro, G., Hirose, T., Nielsen, S., Pennacchioni, G., and Shimamoto, T., 2006, Natural and Experimental Evidence of Melt Lubrication of Faults During Earthquakes: Science, v. 311, p. 647-649.
- Di Toro, G., and Pennacchioni, G., 2004, Superheated friction-induced melts in zoned pseudotachylytes within the Adamello tonalites (Italian Southern Alps): Journal of Structural Geology, v. 26(10), p. 1783-1801.
- Fossen, H., 2016, Structural Geology: Cambridge University press.

- Grathoff, G. H. and Moore, D. M., 1996, Illite Polytype Quantification Using Wildfire© Calculated X-Ray Diffraction Patterns: *Clays and Clay Minerals*, v. 44, p. 835–842.
- Gingele, F. X., 1996, Holocene climatic optimum in Southwest Africa-evidence from clay mineral record: *Palaeogeography: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 122, p. 77-87.
- Gingele, F. X., Deckker, P. D., Hillenbrand, C. D., 2001, Clay mineral distribution in surface sediments: *Marine Geology*, v. 179, p. 135-146.
- Harris, R. A., 2017, Large earthquakes and creeping faults: *Reviews of Geophysics*, v. 55(1), p. 169-198.
- Hu, J-C., Cheng, L-W., Chen, H-Y., Wu, Y-M., Lee, J-C., Chen, Y-G., Lin, K-C., Rau, R-J., Kuochen, H., Chen, H-H., Yu, S-B., and Angelier, J., 2007, Coseismic deformation revealed by inversion of strong motion and GPS data: the 2003 Chengkung earthquake in eastern Taiwan: *Geophysical Journal International*, v. 169(2), p. 667-674.
- Ikari, M. J., and Saffer, D. M., 2012, Permeability contrasts between sheared and normally consolidated sediments in the Nankai accretionary prism: *Marine Geology*, v. 295-298, p. 1-13.
- Kübler, B., 1967, La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme: *Étages Tectoniques. Colloque de Neuchâtel 1966*, p. 105–121.
- Knipe, R. J., 1989, Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites: *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 127-146.

- Kuo, L-W., Song, S-R., Yeh, E-C., Chen, H-F., and Si, J-L., 2012, Clay mineralogy and geochemistry investigations in the host rocks of the Chelungpu fault, Taiwan: Implication for faulting mechanism: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 59, p. 208-218.
- Lee, J-C., Chu, H-T., Angelier, J., Hu, J-C., Chen, H-Y., and Yu, S.-B., 2006, Quantitative analysis of surface coseismic faulting and postseismic creep accompanying the 2003, $M_w = 6.5$, Chengkung earthquake in eastern Taiwan: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 111(B2), p. n/a-n/a.
- Liu, Y., Wu, K., Wang, X., Liu, B., Guo, J., and Du, Y., 2017, Architecture of buried reverse fault zone in the sedimentary basin: A case study from the Hong-Che Fault Zone of the Junggar Basin: *Journal of Structural Geology*, v. 105, p. 1-17.
- Pathier E., B. Fruneau, M-P. Doin, Y-T. Liao, J-C. Hu, Champenois, 2014, What are the tectonic structures accommodating the present-day tectonic deformation in South-Western Taiwan? A new interpretation from ALOS-1 InSAR and GPS interseismic measurements. *Geodynamics and Environment in East-Asia: 7th France-Taiwan Earth Sciences Symposium*. 12-15 novembre 2014, Hualien, Taiwan.
- Passchier, C. W., Trouw, R. A. J., 2005, *Microtectonics*: Springer.
- Pec, M., Stünitz, H., and Heilbronner, R., 2012, Semi-brittle deformation of granitoid gouges in shear experiments at elevated pressures and temperatures: *Journal of Structural Geology*, v. 38, p. 200-221.

- Pickersgill, A. E., Osinski, G. R., and Flemming, R. L., 2015, Shock effects in plagioclase feldspar from the Mistastin Lake impact structure, Canada: *Meteoritics & Planetary Science*, v. 50(9), p. 1546-1561.
- Rao, G., Lin, A., Yan, B., Jia, D., Wu, X., and Ren, Z., 2011, Co-seismic Riedel shear structures produced by the 2010 Mw 6.9 Yushu earthquake, central Tibetan Plateau, China: *Tectonophysics*, v. 507(1-4), p. 86-94.
- Rutter, E. H., Maddock, R. H., Hall, S. H., and White, S. H., 1986, Comparative Microstructures of Natural and Experimentally Fault Gouges: pure and applied geophysics, v. 124, p. 3-30.
- Suppe, J., 1981, Mechanics Of Mountain-Building And Metamorphism In Taiwan: *Memoir of the Geological Society of China*, v. 4, p. 67-89.
- Schleicher, A. M., van der Pluijm, B. A., and Warr, L. N., 2010, Nanocoatings of clay and creep of the San Andreas fault at Parkfield, California: *Geology*, v. 38(7), p. 667-670.
- Schleicher, A. M., Warr, L. N., and van der Pluijm, B. A., 2008, On the origin of mixed-layered clay minerals from the San Andreas Fault at 2.5–3 km vertical depth (SAFOD drillhole at Parkfield, California): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 157(2), p. 173-187.
- Sibson, R. H., 1975, Generation of Pseudotachylite by Ancient Seismic Faulting: *Geophysical Journal International*, v. 43(3), p. 775-794.
- Sibson, R. H., 1977, Fault rocks and fault mechanisms: *Journal of the Geological Society*, v. 133(3), p. 191-213.
- Tomita, K., H. Yamane, and M. Kawano, 1993, Synthesis of Smectite from Volcanic Glass at Low Temperature: *Clays Clay Miner*, v. 41, p. 655-661.

- Volpe, G., Pozzi, G., and Collettini, C., 2022, Y-B-P-R or S-C-C ? Suggestion for the nomenclature of experimental brittle fault fabric in phyllosilicate-granular mixtures: *Journal of Structural Geology*, v. 165.
- Wheeler, J., 1992, Importance of pressure solution and coble creep in the deformation of polymineralic rocks: *Journal of Geophysical Research*, v. 97(B4).
- Wu, W-J., Kuo, L-W., Ku, C-S., Chiang, C-Y., Sheu, H-S., Aprilniadi, T. D., and Dong, J-J., 2020, Mixed-Mode Formation of Amorphous Materials in the Creeping Zone of the Chihshang Fault, Taiwan, and Implications for Deformation Style: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 125(6).
- Yuan, R-M., Zhang, B-L., Xu, X-W., Lin, C-Y., and Han, Z-J., 2015, Microstructural and mineral analysis on the fault gouge in the coseismic shear zone of the 2008 M w 7.9 Wenchuan earthquake: *International Journal of Earth Sciences*, v. 104(5), p. 1425-1437.
- Yund, R. A., Blanpied, M. L., Tullis, T. E., and Weeks, J. D., 1990, Amorphous material in high strain experimental fault gouges: *Journal of Geophysical Research*, v. 95(B10).
- 何春蓀，1986，台灣地質概論，台灣地質圖幅說明書（第二版），經濟部中央地質調查所。
- 衣德成，2004，車籠埔斷層帶組構特性與膨潤石-伊利石礦物相轉變之研究：成功大學地球科學研究所碩士論文。
- 林啟文，2013，五萬分之一台灣地質圖說明書-旗山圖幅，經濟部中央地質調查所。

- 林啟文、游鎮源、洪國騰、周稟珊，2012，台灣南部台南-高雄泥岩區的地質構造研究，經濟部中央地質調查所彙刊，v. 25，p.143-174。
- 張李群，2014，以大地測量資料進行龍船斷層與旗山斷層行為分析之研究，成功大學測量及空間資訊學系學位論文。
- 許旒華，2013，台灣中部地區潛在二氧化碳封存層與蓋層之礦物組成分析及地體構造意義，中央大學地球科學系碩士論文。
- 陳新翰，2021，台灣西南部泥岩車瓜林斷層之岩石特徵與隱示，中央大學應用地質研究所碩士論文。
- 景國恩，2016，台灣及鄰近地區地體動力學研究 II (GOTTA II) 探討台灣西南部，菲律賓中部與印度東北部主要都會區之震間期地表變形特性及其他地震潛能。
- 黃家俊，2015，臺灣南部龍船斷層北段泥岩與斷層泥之電子顯微及 X 光極圖繞射研究，成功大學地球科學系學位論文。
- 趙家賢，2019，以 2015 至 2018 年大地測量資料分析車瓜林斷層地表變形及橫跨斷層之高架橋結構位移，成功大學測量及空間資訊學系學位論文。
- 趙荃敏，2016，利用大地測量及 PSInSAR 技術探討鳳山斷層之運動特性，成功大學地球科學系碩士在職專班學位論文。
- 劉彥求、林啟文，2021，附錄三 車瓜林斷層，經濟部中央地質調查所彙刊，v. 34，p. 34-40。
- 盧崇賓，2004，地震斷層作用後的流體滲透作用：檢視車籠埔斷層南投井斷層岩之化學及礦物組成，中央大學應用地質研究所碩士論文。
- 蘭于鈞，2019，台灣西南部中寮隧道北端旗山與龍船斷層帶構造特性研究，中央大學應用地質研究所碩士論文。

附錄(一) 樣本照片



KTL01-1



KTL01-3



KTL01-6

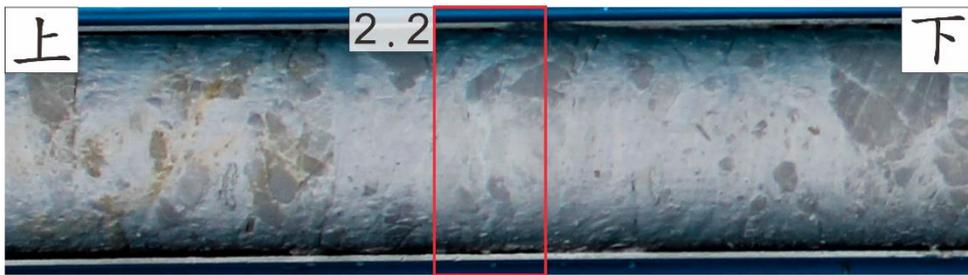


KTL01-7

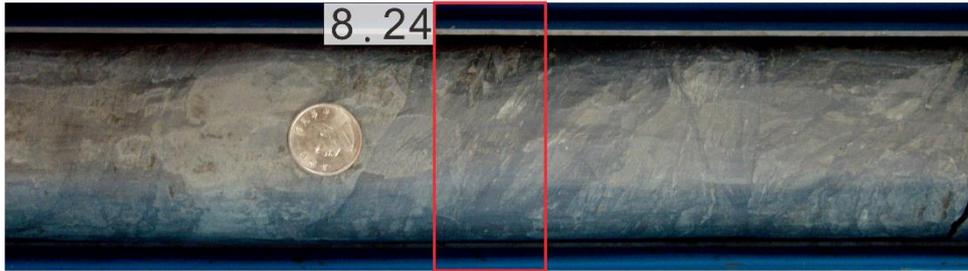


KTL01-8

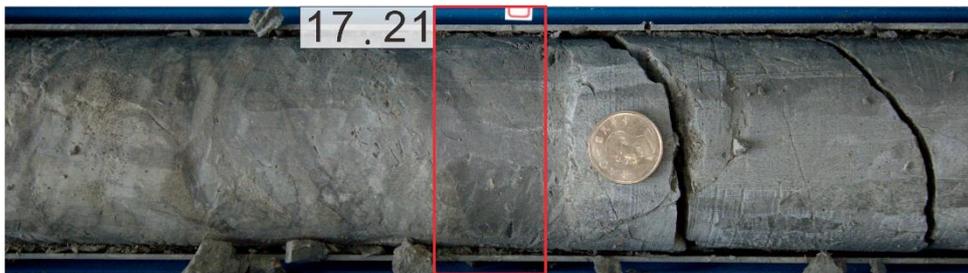
NSL01-1



NSL01-2



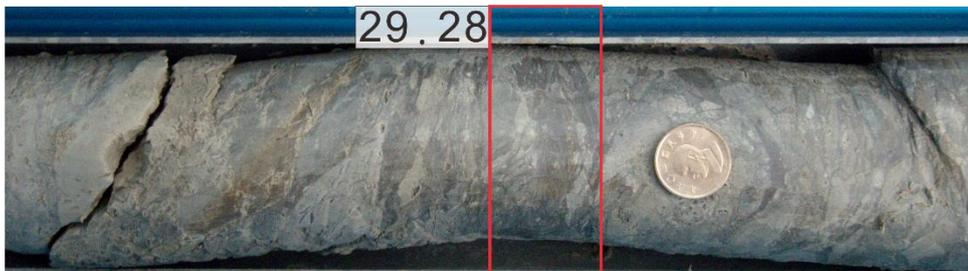
NSL01-3



NSL01-4



NSL01-5



附錄(二) 岩石薄片照片

垂直黑色條帶走向樣本

平行黑色條帶走向樣本

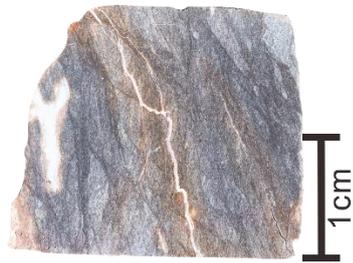
KTL01-8



KTL01-7



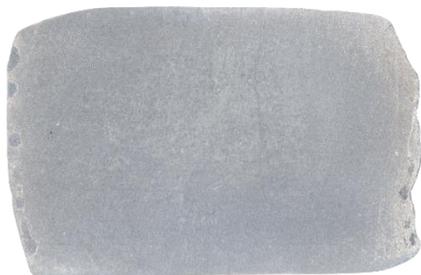
KTL01-6



KTL01-3



KTL01-1



NSL01-5



NSL01-4



NSL01-3



NSL01-2



NSL01-1



附錄(三) X 光繞射相關參數

全岩粉末 X 光繞射

樣本 編號	伊萊石 8.8°2θ		綠泥石 + 高嶺石 12.5°2θ	高嶺石 24.9°2θ	綠泥石 25.3°2θ	石英 26.7°2θ	斜長石族 27.5°2θ 28°2θ	方解石 29.4°2θ	白雲石 31°2θ
	Area	FWHM	Area						
KTL01-1	2.204	0.196	3.718	0.009	1.048	10.08	1.03	0.565	0.128
KTL01-3	3.711	0.202	3.935	0.101	0.881	11.33	1.138	1.16	0.299
KTL01-6	5.503	0.239	6.857	0.113	1.62	10.06	0.759	0.129	0.139
KTL01-7	3.477	0.242	6.697	0.206	1.879	12.65	1.032	0.181	0.094
KTL01-8	3.846	0.176	5.658	0.661	1.694	15.01	1.37	0.33	0.567
NSL01-1	0.737	0.203	1.071	0.007	0.295	2.67	0.297	0.017	0.026
NSL01-2	2.498	0.238	2.997	0.116	0.369	2.693	0.106	0.03	0.042
NSL01-3	0.991	0.169	1.095	0.043	0.27	2.948	0.528	0.137	0.009
NSL01-4	1.078	0.237	1.351	0.029	0.261	3.273	0.34	0.012	0.058
NSL01-5	1.132	0.198	1.376	0.042	0.236	2.799	0.265	0.037	0.049

Area 為繞射峰面積；FWHM 為繞射峰半高寬；數值皆四捨五入進位至小數第 3 位。

黏土粉末 X 光繞射

樣本 編號	膨潤石 5.2°2θ	伊萊石			綠泥石 + 高嶺石 12.5°2θ	高嶺石 24.9°2θ	綠泥石 25.3°2θ	EI 值
		8.8°2θ		17.7°2θ				
	Area	Area	FWHM	Area	Area			
KTL01-1	1.815	7.973	0.385	1.618	6.231	0.177	0.568	0.202
KTL01-3	3.846	7.213	0.374	1.869	6.135	0.372	0.143	0.259
KTL01-6	1.531	5.735	0.403	1.29	4.406	0.171	0.175	0.225
KTL01-7	0	8.926	0.402	1.21	5.727	0.072	0.302	0.136
KTL01-8	0	9.507	0.47	2.055	6.934	0.034	1.177	0.216
NSL01-1	0	16.12	0.495	4.625	9.96	0	1.204	0.287
NSL01-2	3.263	8.467	0.416	1.931	9.556	0.28	0.223	0.228
NSL01-3	2.549	5.831	0.38	1.557	5.587	0.325	0.152	0.267
NSL01-4	4.022	6.202	0.326	1.984	6.564	0.274	0.336	0.314
NSL01-5	4.253	5.479	0.406	1.535	7.752	0.371	0.183	0.28

Area 為繞射峰面積；FWHM 為繞射峰半高寬；數值皆四捨五入進位至小數第 3 位。

全岩粉末半定量分析結果

樣本 編號	伊萊石	綠泥石	高嶺石	石英	斜長石族	方解石	白雲石
	(%)						
KTL01-1	12.345	19.29	1.687	56.871	5.808	3.187	0.722
KTL01-3	18.038	17.165	1.963	55.073	5.533	0.777	1.452
KTL01-6	23.467	27.342	1.9	42.901	3.25	0.548	0.592
KTL01-7	14.408	25.006	2.745	52.42	4.278	0.752	0.391
KTL01-8	14.361	20.334	0.794	56.049	5.115	1.23	2.116
NSL01-1	15.296	21.683	0.547	55.42	6.156	0.352	0.546
NSL01-2	29.86	27.28	8.546	32.191	1.262	0.356	0.506
NSL01-3	17.369	16.539	2.647	51.657	9.246	2.393	0.153
NSL01-4	17.637	19.893	2.211	53.549	5.558	0.199	0.953
NSL01-5	20.007	20.613	3.706	49.469	4.679	0.655	0.871

數值皆四捨五入進位至小數第3位。

黏土粉末半定量分析結果

樣本 編號	膨潤石	伊萊石	綠泥石	高嶺石
	(%)			
KTL01-1	3.931	69.077	20.572	6.42
KTL01-3	8.553	64.161	7.558	19.728
KTL01-6	4.6	68.924	13.395	13.081
KTL01-7	0	75.711	19.612	4.677
KTL01-8	0	73.277	25.964	0.758
NSL01-1	0	76.398	23.602	0
NSL01-2	5.802	60.217	15.052	18.929
NSL01-3	6.88	62.958	9.622	20.539
NSL01-4	9.586	59.126	17.243	14.045
NSL01-5	10.206	52.59	12.274	24.93

數值皆四捨五入進位至小數第 3 位。