國立中央大學

應用地質研究所

碩士論文

台灣東部石梯坪地區變形條帶之研究

Study of deformation bands in Shihtiping, eastern Taiwan

研究生:林詩婷

指導教授:黃文正 博士

中華民國 一百零四 年 六 月

 權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文全文電子檔(不包含紙本、詳備註1書 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選) (✓)回意(立即開放) ()回意(請於西元年月日開放) ()不回意,原因是: 家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」 (✓)回意(請於西元年月日開放) ()百意,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館, 動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不認, 、時間與次數,以紙本、徽縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製 用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基約 非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: ★★ 於 於 於 覽號: 在灣東部石梯坪地區變形條帶之研究 教授姓名:所 □博士班 ■碩士班
權書授權本人撰寫之碩/博士學位論文 <u>全文電子檔</u> (不包含紙本、詳備註 1書 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選) (✓) <u>同意</u> (立即開放) () <u>同意</u> (請於西元年月日開放) () <u>不同意</u> ,原因是:
 在「國立中央大學圖書館博碩士論文系統」。(以下請擇一勾選) (√) <u>同意</u>(立即開放) () <u>同意</u>(請於西元年月日開放) () <u>不同意</u>,原因是: 家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」 (√) <u>同意</u>(立即開放) () <u>同意</u>(請於西元年月日開放) () <u>「可意</u>,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,要動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不同, い時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基述非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: <u>大 浜 浜</u> 學號: 24稱: <u>台灣東部石梯坪地區變形條帶之研究</u> 教授姓名: <u>黄文正</u> : <u>應用地質</u>所 □博士班 ■碩士班
 (√) <u>同意</u>(立即開放) ()<u>同意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>不同意</u>,原因是: 家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」 (√)<u>同意</u>(立即開放) ()<u>回意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>可意</u>,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,至動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不下、時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基結非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: 學號: 101624013 : 產丸 產 ※授姓名: 查支正 : 應用地質所 □博士班 ■碩士班
 ()<u>同意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>不同意</u>,原因是: 家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」 (√)<u>同意</u>(立即開放) ()<u>回意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>可意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>不同意</u>,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,其動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不同、時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基於非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: <u>大人 資 境</u> 學號:01624013 注簽名: <u>人人 資 境</u> 學號:01624013 注各稱: <u></u>
 ()<u>不同意</u>,原因是:
 家圖書館「臺灣博碩士論文知識加值系統」 (√)同意(立即開放) ()同意(請於西元年月日開放) ()不同意,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,至動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不認, 時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基於非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: 學號: 101624013 名稱: 全灣東部石梯坪地區變形條帶之研究 教授姓名: 黃文正 所□博士班 ■碩士班
 (√) 同意(立即開放) () 同意(請於西元年月日開放) () 不同意,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,甚至動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不同,、時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基於非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名:6 萬 近
 ()<u>同意</u>(請於西元年月日開放) ()<u>不同意</u>,原因是: 專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,2 動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不下 、時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製 用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基於 非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: <u>小 汤 流</u> 學號:01624013 : <u>各灣東部石梯坪地區變形條帶之研究</u> 教授姓名: <u>黄文正</u>
 ()不同意,原因是:
專屬、無償授權國立中央大學、台灣聯合大學系統圖書館與國家圖書館,至動「資源共享、互惠合作」之理念,於回饋社會與學術研究之目的,得不同, 、時間與次數,以紙本、微縮、光碟及其它各種方法將上列論文收錄、重製用,並得將數位化之上列論文與論文電子檔以上載網路方式,提供讀者基於, 非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印。 生簽名: 」 上 」 第 學號: 101624013 2 2 第 」 查求 》 查求 》 建簽名: 」 」 2 2 2 」 」 查求 」 」 」 」 」 」
教授姓名:黃文正 :應用地質所 □ <u>博士班</u> ■ <u>碩士班</u>
:應用地質所□ <u>博士班</u> ■碩士班
.日期:104.07.23
本授權書之授權範圍僅限電子檔,紙本論文部分依著作權法第15條第3款之規定,採 定原則即預設同意圖書館得公開上架閱覽,如您有申請專利或投稿等考量,不同意紙本
架陳列,須另行加填申請書,詳細說明與紙本申請書下載請至本館數位博碩論文網頁。
平 27 催 音 萌 填 易 业 祝 革 僉 石 俊 , 绥 司 於 合 紙 平 誦 义 封 即 俊 之 火 貝 (主 义 电 于 幅 内 之 授 催 簽 名 , 可 用 電 腦 打 字 代 替)。
讀者基於個人非營利性質之線上檢索、閱覽、下載或列印上列論文,應遵守著作權法規定

國立中央大學碩士班研究生

論文指導教授推薦書

<u>應用地質</u>學系/研究所<u>林詩婷</u>研究生所提之論文 <u>台灣東部石梯坪地區變形條帶之研究</u> 係由本人指導撰述,同意提付審查。

指導教授 文正 (簽章)

104年7月2日

國立中央大學碩士班研究生論文口試委員審定書

<u>應用地質</u>學系/研究所 <u>林詩婷</u>研究生 所提之論文

<u>台灣東部石梯坪地區變形條帶之研究</u> 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	查阅肇
委員	RAL 1E
	The BR BA
	责文正

中華民國 一百零四 年 六 月 二十六 日

摘要

變形條帶為高孔隙岩石在外力作用下應變局部化形成的平板狀構造。 在花蓮石梯坪海岸地區廣泛分佈著變形條帶,出露岩石主要岩性為中酸性 凝灰岩,層狀構造明顯,為一向斜構造,向斜軸為N14°E。石梯坪屬都巒山 層的石梯坪凝灰岩相,西側整合與石門火山角礫岩相之礫岩層相鄰,此礫岩 層西側則以大港口斷層與八里灣層接觸礫岩。經由高解析度空照圖判釋及 野外寶查,變形條帶以束狀為主,多凸出圍岩,平均寬0.1-15 公分,長10 公尺以上,總錯距1-20 公分不等。全區分佈的變形條帶有東北東與西北走 向兩組,僅部分區域出露的有東西與南北走向,四組皆為高傾角,不似受區 域褶皺作用影響。透過影像分析得知圍岩孔隙率約16%,變形條帶內約3.9%。 藉由滲透率試驗,變形條帶的滲透係數為0.22 和0.52 毫達西與圍岩相比, 下降2-3 個數量級。在偏光與電子顯微鏡下,變形條帶與圍岩的組成礦物雖 然相同,但與圍岩相比,條帶內顆粒間排列十分緊密,顆粒平均較小且完整,

綜合以上結果,推斷石梯坪的變形條帶形成機制包含壓實、壓碎與剪動 作用,從運動學角度將其歸類在壓密剪力型的變形條帶(Compactional shear band),以機制分類則屬於壓碎型變形條帶(Cataclastic band)。從變形條帶的 分佈情況與岩層位態之關係分析,研判其形成可能與區域向斜同期或之後 的產物,非伴隨鄰近的大港口斷層生成。

關鍵字:變形條帶、石梯坪凝灰岩、高孔隙岩石

Abstract

Deformation band, a tabular structure, pervades in the Shihtiping marine plateform composed of mainly Miocene ignimbrite. The older volcanic breccia composing the hills west of Shitiping conformably tilted against the ignimbrite. The north-south-trending Takangkou Fault thrusts the Miocene volcanic breccia onto the Pleistocene sedimentary rocks at about 1-2 km west of Shihtiping. There is a N14°E-trending syncline cropped out in Shihtiping. The deformation bands are commonly exposed as cluster zone composed of several individuals in Shihtiping. They can be traced easily because they are protruding on the ground surface. The cluster zones range from 0.1 to15 cm in width, up to 10 m in length and from 1 to 20 cm in total separation. The deformation bands with orientations of ENE and NW are widely distributed while those with orientations of NS and EW are locally found. The dip angles of all sets range from 50° to 90°. The syncline seems to have no effect to the deformation bands. The porosities of host rock and deformation band are respectively 16% and 4% calculated from image analysis. Through permeability test, conductivities in deformation bands of two samples are 0.22 and 0.52 md which reduce 2 to3 orders. Based on microscopic examination, minerals in the deformation bands usually include plagioclase, hornblende and augite. The Mineral assemblage is the same as the one in host rock but grains in the band are relatively smaller and more intact (i.e. not fractured). Thus, it results in tighter packing and lower porosity within deformation bands.

To sum up my findings, the deformation bands in Shihtiping were formed by compaction, shear and cataclasis after the syncline or simultaneously. They can be classified as compactional shear band in terms of kinematics and cataclastic band in terms of mechanics. They do not accompany the Takangkou Fault but reflect the regional paleostress.

Keywords: deformation band, Shihtiping, porous rock, ignimbrite

致謝

本論文能順利完成,首先感謝我的指導教授 黃文正老師,在碩士期間, 讓我深刻體會摸索的過程,雖然一路走來很徬徨、很挫折,但再回首時,覺 得一切都很值得。很感謝老師在我感到茫然、困惑時,適時地提點,並願意 分享人生經驗與關卡,讓我在學術研究、做事態度亦或是人生規劃上皆受益 良多。同時,也很感謝楊昭男老師、羅偉老師與葉恩肇老師,撥冗擔任口委, 給予指正並提供寶貴建議,使論文內容更加豐富完整。此外,特別感謝肇哥, 自大學以來的提攜,雖然研究所離開師大,但每當請教肇哥時,總是不吝給 予指導與建議,讓我十分感動。

感謝所有協助及參與野外工作的人員,剛鈺的志豪大哥、中興測量的阮 經理,在如此風大的石梯坪進行 UAV 拍攝,也謝謝林彥廷學長將拍攝影像 進行正射化,這些高解析度的影像提供許多探究變形條帶的線索,此外,感 謝李德貴老師、朝志學長,提供採樣工具以及協助採樣作業,使樣本一次收 集完成。於室內實驗上,感謝科博館王士偉老師與鍾先生,幫忙製作光薄片, 感謝師大葉孟宛老師提供岩石攝相機以及宇平學姐的影像分析教學,在 SEM 與 EDS 操作及教學上協助的逸泰學長與玲絲、管理地下室的嬿蓉、默 西,以及進行滲透率試驗的盛博與餅乾。

在研究室的這段日子,雖然很難熬但也充滿美好回憶,當然,最感謝研 究室成員:阿根、劭禎、意茹、18、芊翔、家祥、小波、承恩、奕維及耕賢, 在學業、研究以及野外上的協助以及低潮時的陪伴。謝謝一起成長,聽我抱 怨,陪我度過難關的小逼、小剛、阿彭、包子、矮另、文薰、阿瑾、阿儀, 你們的關心與鼓勵,我都銘記在心。

最後,非常感謝一直在背後支持我的父母與弟妹,你們的無怨無悔的付 出,讓我在研究生涯無後顧之憂,你們永遠是我最堅強的後盾。

vii

目錄

摘要v
Abstractvi
致謝vii
目錄viii
圖目錄xi
表目錄xvii
第一章 緒論1
1.1 前言1
1.2 研究動機與目的2
第二章 變形條帶文獻回顧4
2.1 變形條帶產狀5
2.2 變形條帶類型6
2.2.1 形成機制分類6
2.2.2 運動學角度分類8
2.3 變形條帶形成力學機制12
2.3.1 軸差應力-平均應力圖12
2.3.2 變形條帶演化模型12
第三章 石梯坪地質背景32
第四章 研究方法

4.1	野外	調查	39
4	.1.1	地質圖測繪	39
4	.1.2	高解析度空中影像拍攝	39
4.2	室內	實驗	40
4	.2.1	孔隙率量測	40
4	.2.2	滲透率量測	41
4	.2.3	光學顯微鏡觀察	41
4	.2.4	掃描電子顯微鏡觀察	41
第五章	研究	結果	48
5.1	野外	調查	48
5	.1.1	產狀與分佈	48
5	.1.2	空拍影像拍攝	51
5	.1.3	測繪地質圖結果	52
5	.1.4	相鄰地區石門變形條帶	53
5.2	室內	實驗	76
5	.2.1	孔隙率實驗	76
5	.2.2	滲透率實驗	76
5	.2.3	偏光顯微鏡觀察	77
5	.2.4	SEM 觀察	78
第六章	討論	·	89
6.1	變形	條帶在石梯坪與猶他州之異同	89
6.2	變形	條帶可能的形成機制	90
6.3	變形	條帶可能的生成環境與年代	90

第七寸	章	結論9	8
第八言	章	參考文獻9	9
附錄」	A		5
附錄]	В		б

圖目錄

圖 1.1	廣泛分佈於石梯坪的變形條帶	3
圖 1.2	猶他州的變形條帶	3
圖 2.1	碎屑岩內不同的破壞模型	14
圖 2.2	面狀不連續與板狀不連續的位移變化率	14
圖 2.3	變形條帶的形成機制分類	15
圖 2.4	變形條帶的形成運動學分類	16
圖 2.5	變形條帶發展於不同類型的區域構造	16
圖 2.6	野外單一道變形條帶的產狀	17
圖 2.7	變形條帶內分成外圍區與內核區	17
圖 2.8	變形條帶演化成滑動面的演繹圖	18
圖 2.9	束狀變形條帶的野外產狀	18
圖 2.1	0 偏光顯微鏡下的崩解型條帶	19
圖 2.1	1 野外崩解型條帶的產狀	19
圖 2.1	2 崩解型與壓碎型條帶粒徑、厚度與位移關係圖	20
圖 2.1	3 圍岩與變形條帶滲透率相差的數量級跟板狀礦物含量之關係圖	20
圖 2.1	4 崩解型條帶轉為板狀型條帶	21
圖 2.1	5 偏光顯微鏡下的壓碎型條帶	21
圖 2.1	6 壓碎型條帶及崩解型條帶的位移與長度關係圖	22

圖	2.17	擴張型條帶與節理之比較	22
圖	2.18	野外的擴張型條帶	23
圖	2.19	擴張型條帶與剪力型條帶常見的幾何關係	23
圖	2.20	偏光顯微鏡下的擴張型條帶	24
圖	2.21	Aztec 砂岩內純壓密型條帶與加強剪力壓密型條帶的產狀	24
圖	2.22	Aztec 砂岩內加強剪力形條帶野外產狀與分佈	25
圖	2.23	電子顯微鏡下純壓密型條帶與加強剪力壓密型條帶的力鏈(force	
ch	ain) E	2較圖	25
圖	2.24	猶他州純壓密型條帶與加強剪力型條帶的野外產狀與分佈	26
圖	2.25	純壓密型條帶在偏光顯微鏡下的波狀構造	26
圖	2.26	Aztec 砂岩內壓密剪力型條帶	27
圖	2.27	電子顯微鏡下的壓密剪力型條帶	27
圖	2.28	多孔隙岩石的軸差應力-平均應力圖及應力-應變曲線	28
圖	2.29	壓密剪力型條帶降伏面的變化	29
圖	2.30	壓密剪力型條帶的演化模型	30
圖	2.31	野外的變形條帶與斷層	31
圖	3.1	石梯坪地區數值地形模型(DTM)	34
圖	3.2	海岸山脈中段火山活動演化模式	35
圖	3.3	石梯坪的中酸性凝灰岩	36

圖	3.4	石梯坪地層柱	36
圖	3.5	石門至大港口地質圖及剖面	38
圖	4.1	全測站經緯儀(Total Station)	43
圖	4.2	UAV 工作情形	43
圖	4.3	偏光顯微鏡下與影像分析後的圍岩樣本	. 44
圖	4.4	偏光顯微鏡下與影像分析後的稍變形圍岩樣本	45
圖	4.5	偏光顯微鏡下與影像分析後的變形條帶樣本	45
圖	4.6	高圍壓孔隙率/滲透率儀(YOKO2)	46
圖	4.7	滲透率量測系統示意圖	46
圖	4.8	熱場發射掃描式電子顯微鏡(型號: JSM7000F)	47
圖	5.1	南眺石梯坪最北露頭區	55
圖	5.2	石梯坪南方露頭區的斷層	55
圖	5.3	石梯坪的單一變形條帶	56
圖	5.4	束狀條帶內的 ramp structure	56
圖	5.5	演化成斷層的束狀變形條帶	57
圖	5.6	中酸性凝灰岩內的變形條帶	57
圖	5.7	變形條帶在層狀白色凝灰岩與灰色凝灰岩內的樣貌	58
圖	5.8	變形條帶凹陷於圍岩	58
圖	5.9	同一束狀變形條帶於不同岩性的樣貌	59

圖	5.10	變形條帶表面被掏空形成裂縫	59
圖	5.11	變形條帶內已有填充物	60
圖	5.12	變形條帶表面凸出於圍岩	60
圖	5.13	變形條帶受海水侵蝕掏空呈裂縫貌	61
圖	5.14	近拍變形條帶遭海水掏空的情形	61
圖	5.15	火山彈內外的變形條帶	62
圖	5.16	變形條帶使火山彈錯開。	62
圖	5.17	變形條帶在不同區域的位態分佈	63
圖	5.18	石梯坪少數的低傾角變形條帶	64
圖	5.19	分佈十分密集的西北走向變形條帶	64
圖	5.20	東北與西北向兩組變形條帶	65
圖	5.21	斷層兩側變形條帶位態相同	65
圖	5.22	UAV 空拍圖	66
圖	5.23	變形條帶成組出現	67
圖	5.24	裂缝成组出現	67
圖	5.25	比例尺為 1:1430 之變形條帶分佈圖	68
圖	5.26	比例尺為1:830之變形條帶分佈圖	68
圖	5.27	西岬變形條帶以南北走向為主	69
圖	5.28	兩岬中間的變形條帶以 N70°E/70°S 為主	69

圖	5.29	東岬以東北及西北走向的變形條帶為主	70
圖	5.30	比例尺 1:10 之變形條帶分佈圖	70
圖	5.31	B區的12個岩層單位	71
圖	5.32	B 區的東狀變形條帶	72
圖	5.33	B 區變形條帶的分佈	73
圖	5.34	B 區斷層兩側岩性不同	74
圖	5.35	B區斷層傾角近乎垂直	74
圖	5.36	石門地區的變形條帶	75
圖	5.37	變形條帶內、外火山角礫岩粒徑的改變	75
圖	5.38	圍岩與變形條帶孔隙率計算之結果	79
圖	5.39	變形條帶與未變形岩石滲透率之比較圖	79
圖	5.40	滲透率試驗之樣本	80
圖	5.41	樣本含變形條帶的滲透率與單一條帶的滲透率的比較圖	80
圖	5.42	顆粒支持的凝灰岩與基質支持的凝灰岩	81
圖	5.43	單一條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構	82
圖	5.44	錯距數公分的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構	83
圖	5.45	錯距40公分的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構	84
圖	5.46	較均質凝灰岩內的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構	ţ
••••	•••••		85
圖	5.47	兩組變形條帶交會的採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構	86

圖	5.48 BEI 下的變形條帶	87
圖	5.49 火山基質捲入變形條帶內	87
圖	5.50 變形條帶通過火山基質	88
圖	5.51 EDS 分析得到變形條帶內外的礦物	88
圖	6.1 石梯坪束狀條帶至多凸 10 公分	93
圖	6.2 猶他州 Entrada 砂岩內的變形條帶	93
圖	6.3 猶他州 Entrada 砂岩內的變形條帶於偏光顯微鏡下的照片	94
圖	6.4 猶他州 Entrada 砂岩內的單一條帶	94
圖	6.5 石梯坪束狀變形條帶可能的演化方式	95
圖	6.6 石梯坪變形條帶為公分級的錯距	95
圖	6.7 野外可見變形條帶內外粒徑的差異	96
圖	6.8 褶皺兩翼變形條帶位態與其平均值	96
圖	6.9 旋轉褶皺東翼地層位態之結果	97
圖	6.10 褶皺與可能共生變形條帶的方向	97

表目錄

表 5.1 四組變形條帶寬度、位移與間距之整理	54	ŀ
-------------------------	----	---

第一章 緒論

1.1 前言

變形條帶(Deformation band)在近十幾年來相當熱門,因為岩層中若有 其出現時,將影響到流體在岩層中的流動行為。因此在石油業界,對油氣儲 層的含量評估及油氣的移棲行為分析上,對變形條帶的成因、性質及分佈情 形皆極為重視(Fisher and Knipe, 2001);同樣地,近年來新興的二氧化碳封 存議題,於地下封存廠址的評估上,也無法忽視其重要性(Alikarami et al., 2012)。更不用提在純科學上的重要性,變形條帶的研究打破了早期認為斷 層的形成(Aydin, 1978; Pollard and Aydin, 1988),在微觀下,皆是先以張開型 (mode I)的破裂,續而原裂面擴展(propagate)或由不同的小裂面合併(coalesce) 變大,然後裂面兩側的斷塊再相對錯移所形成的唯一成因。

當地殼淺部堅硬低孔隙率的岩石承受超過其岩體強度之應力時,該岩 石將會產生破裂,如伸張破裂像是裂隙或節理,或如剪動破裂像是斷層;然 而在高孔隙的碎屑岩中,同樣的應力狀態下,則傾向於發展成變形條帶 (Deformation band)。破裂與變形條帶的主要差異為其兩側岩塊間,前者不具 物質或無內聚力,後者則具有物質且內聚力反倒增大。變形條帶的形成主因, 一般認為是碎屑岩受力作用所產生的局部化應變結果,微觀下其孔隙塌陷 及顆粒位移、變形甚至破裂以致內部顆粒排列比圍岩緊密,進而具有相較圍 岩低的孔隙率與滲透率及相較高的內聚力,因此,變形條帶通常較圍岩抗風 化而略凸出於地表,出露的形式有單一道、兩道交結或呈束狀,單條厚度約 數公釐,整束的寬度隨束狀條帶各處而不同,約在數公分至數十公分間變化, 由於變形條帶為應變硬化下的產物,而一般的滑動面則屬應變軟化(Fossen, et al., 2007),在兩者同樣長度下,變形條帶所調適的相對錯移量相較小許多, 約為數公厘或頂多數公分(Fossen et al., 2007)。變形條帶的孔隙率與滲透率

可較圍岩小數個數量級,如同高孔隙碎屑岩層中的流體阻擋薄層,將會影響 岩體中流體流動的特性;然而, 雷同伸張節理以開張型(mode I)破裂所成的 變形條帶也曾有報導(Du Bernard et al., 2002a),儘管相對罕見,此類的變形 條帶孔隙率與滲透率反增。因此對油氣層含量評估及油氣移棲的行為分析、 二氧化碳封存選場評估及水文地質的建構上,變形條帶的分佈情形、成因與 性質皆相當重要。

1.2 研究動機與目的

由野外觀察發現,石梯坪廣泛分佈著外觀類似國外報導變形條帶的構 造,這些似變形條帶呈條狀分佈,較圍岩凸出,成組出現並具有方向性,如 圖 1.1,以上特徵皆與猶他州的變形條帶相同(Aydin, 1978; Fossen et al., 2011), 如圖 1.2。然而,關於石梯坪的研究,前人多著墨於石梯坪的地形、岩性組 合與分佈以及形成環境(宋聖榮, 1990;莊文星, 2010),並無針對變形條帶 進行調查。因此,本研究藉由地面實查記錄變形條帶的產狀、特徵、位態與 分佈情形,並繪製詳細構造地質圖,利用高解析度正射化空拍圖及地面量測, 製作不同比例尺的變形條帶分佈,欲得知其主要的方向,進而推估變形條帶 形成時相對應力方向及可能的環境與年代,並探討與大港口斷層之間的關 係。此外,為了探得與觀察變形條帶內孔隙率、滲透率及微觀構造,本研究 於石梯坪進行採樣工作。透過滲透率試驗得知園岩與變形條帶的滲透係數 與下降情形,由岩石薄片下,計算條帶內外孔隙數量的改變,並利用光學與 電子顯微鏡觀察顆粒的形貌、大小與組成,進而推測變形條帶形成方式。



圖 1.1 廣泛分佈於石梯坪的變形條帶。其野外觀凸出於圍岩、條狀分佈、 成組出現並且具方向性等等,以上特徵皆與猶他州的變形條帶相同。



圖 1.2 猶他州的變形條帶 (Fossen's website)。

第二章 變形條帶文獻回顧

在Aydin(1978)與 Aydin and Johnson(1978)年發表文章之前,變形條帶一 詞多用於材料科學上,而無描述其在多孔隙岩石內的特徵(Nadia, 1950; Argon, 1968; Bowden and Raha, 1970; Kramer, 1974)。直至這兩篇文章中,詳 述美國猶他州的 Entrada 砂岩及 Navajo 砂岩內變形條帶的野外形貌、微觀 構造及演化,變形條帶於才開始受到重視。

高孔隙岩石中,應變集中產生厚約1毫米的平板狀構造(tabular structure) 稱為變形條帶。微觀下,碎屑岩(granular rock)的破壞模式可分成面狀變形 (sharp deformation)與板狀變形(tabular deformation),如圖 2.1,面狀變形使 兩側參考層直接分開,例如:節理與裂隙;板狀變形則讓參考層的位移有漸 變情形,並可觀察到有物質填充,例如:變形條帶,如圖 2.1 與圖 2.2。因 此,在壓密與剪力環境下,條帶內聚力比圍岩強,滲透率與孔隙率比圍岩低, 反之,一般破裂常成為流體流通的管道。

從條帶形成方式與內部顆粒運動行為,可將變形條帶進行分類。依形成 機制分為單純顆粒位移的崩解型條帶(Disaggregation band)、片狀礦物塗抹 作用的板狀型條帶(Phyllosilicate band)、顆粒破裂的壓碎型條帶(Cataclastic band)及流體經過後條帶內產生的溶解與再膠結(Dissolution and cementation), 如圖 2.3(Fossen et al., 2007);以運動學角度將變形條帶分成擴張型(Dilation band)、壓密型(Compaction band)、剪力型(Shear band)與混合類型,如圖 2.4。 在眾多類型裡,又以顆粒壓碎造成的壓密剪力型條帶最廣為報導(Aydin et al., 2006; Fossen et al., 2007)。

變形條帶常伴隨著區域構造生成,如斷層、褶皺、泥灌入體、鹽丘構造、 重力崩落等等,此外,也可能為單純區域應力集中之下的產物,如圖 2.5(Fossen et al., 2007)。

2.1 變形條帶產狀

美國猶他州內的砂岩,有許多位移公尺級以上的斷層附近存在無數條 小斷層,這些小斷層實為變形條帶,而斷層即由條帶演化而來。這些變形條 帶凸出於圍岩,容易分辨與追蹤,其厚約1毫米,長可達百公尺,但只有毫 米至公分的位移量,如圖2.6。微觀下,變形條帶內的礦物與圍岩相同,但 顆粒較圍岩小且緊密,導致孔隙率大幅下降。根據條帶內顆粒變形程度不同, 分成內核區(inner zone)與外圍區(outer zone),內核區的顆粒有破碎與壓碎行 為,粒徑分佈範圍廣,彼此膠結十分緊密;外圍區變形方式則以顆粒間位移 為主,只有少部分較弱的顆粒才會產生破裂,如圖2.7。透過以上的觀察, Aydin and Johnson(1978)推斷變形條帶形成方式首先為孔隙的塌陷與基質的 變形,拉近顆粒間距離,此為外圍區,由於顆粒間接處面積變大,增加彼此 摩擦,進而發生顆粒間的互鎖,最終產生顆粒的破裂,為內核區。

Aydin and Johnson (1978)將變形條帶演化分成三個階段,如圖 2.8。首 先是由孔隙崩塌及顆粒破裂產生的單一條帶,厚約一毫米,位移數毫米。第 二階段是由兩條以上單獨變形條帶組成的束狀條帶(zone of deformation bands),如圖 2.9,內部每一條變形條帶大部份擁有相近的位態,彼此可能 會互相連結,但較少穿過彼此,其寬度受控於變形條帶的數量及密集程度, 因此束狀變形條帶的寬度各處不同,他們發現其寬可達 50 公分。束狀條帶 的位移為每條單一條帶的總和,通常為數十公分。第三階段易發生於變形條 帶高度密集處,通常是束狀條帶的兩側,會產生達數公尺的滑動面或稱作斷 層。透過顯微鏡觀察,鄰近滑動面的顆粒有更劇烈的壓碎及緊密膠結的現象, 因此,孔隙率可從圍岩的 25%下降到變形條帶內 10%,至滑動面旁邊時孔 隙率可小於 1%。

2.2 變形條帶類型

變形條帶主要分類有兩種,其一以形成機制角度,其二是以運動學來分 類,又以後者廣為使用。

2.2.1 形成機制分類

變形條帶的形成機制受到很多因素影響,例如礦物種類、顆粒大小、形 狀、淘選度、膠結情況、孔隙率及應力狀態等等,不同條件形成不同類型的 變形條帶。由顆粒之間的旋轉與滑動形成崩解型條帶;片狀礦物塗抹作用的 板狀型條帶;顆粒破裂、磨碎而成的壓碎型條帶及流體流經後,條帶內顆粒 產生溶解與再膠結(Fossen et al., 2007)。

▶ 崩解型變形條帶 (Disaggregation bands)

崩解條帶為顆粒滾動、滑動破壞原有顆粒間的膠結所形成,顆粒內並無 破裂情形,如圖 2.10。此類型條帶易出露在固結不佳砂岩中(Mandl et al., 1977; Du Bernard et al., 2002a; Bense et al., 2003),外觀不明顯,只有穿過層理產生 位移時才易辨認,如圖 2.11。位移量通常為數公分,長數十公尺,厚度則隨 著圍岩的粒徑而改變,如圖 2.12,於細砂內發展的變形條帶約厚一毫米,粗 砂內的單一條帶可達五毫米厚。在巨觀下,崩解形變形條帶屬韌性剪切帶, 岩層層理可於條帶內外連續追蹤。而條帶內孔隙率上升或下降,取決於發生 擴張或壓密。根據 Du Bernard et al., 2002a 的研究顯示,擴張型條帶會讓孔 隙率上升 7%,使得變形條帶反而成為流體流經的管道。不過,大多數崩解 型條帶內的孔隙率與滲透率都比圍岩低,下降程度很少超過一個數量級,如 圖 2.13,因此對儲集層內流體流動的特性影響不大。

▶ 板狀型變形條帶 (Phyllosilicate bands)

板狀型條帶出露於砂岩內板狀礦物含量超過10-15%,板狀礦物能促進

顆粒間的滑動,可視為一種特殊類型的崩解型條帶。板狀礦物中,又以黏土 礦物占最多,黏土礦物間的塗抹(smearing)作用,使其於條帶內呈有方向性 排列,也由於此作用抵銷了顆粒互鎖產生的應變硬化,使得板狀型條帶比其 他類形條帶容易累積位移。變形條帶的類型會隨著岩石組成而改變,例如崩 解型與壓碎型,在穿過黏土含量較高得岩層時,會演變成板狀形條帶,如圖 2.14。板狀條帶內的滲透率較圍岩低,下降主因為板狀礦物呈線型排列,阻 擋流體通過,下降程度受到板狀礦物的數量、種類、分佈及大小等等的影響, 以北海地區儲集層為例,條帶內的滲透率大致下降兩個數量級,而板狀礦物 粒徑很小時(<0-5μm)則相差到五個數量級(Fisher and Knipe, 2001)。

▶ 壓碎型條帶 (Cataclastic bands)

形成方式為顆粒破裂與壓碎,偏光顯微鏡下可觀察到變形條帶中間有 明顯的壓碎帶,粒徑分佈廣,基質含量多,四周圍岩也會因壓密而有部份顆 粒呈碎裂狀,如圖 2.15。壓碎過程中,顆粒間的互鎖產生應變硬化,導致相 同長度內壓碎型條帶位移量比崩解型條帶還小,如圖 2.16。在機制分類下的 變形條帶中,壓碎型條帶為最常見的類型,其分佈遍及全世界,例如:英國 (Beach et al., 1997)、法國(Wibberley et al., 2000)、挪威西南方(Lothe et al., 2002)、北海南部二疊紀砂岩(Fisher and Knipe, 2001)、美國西南方侏儸紀砂 岩(Aydin, 1978; Eichhubl et al., 2010)、奧克拉荷馬州奧陶紀砂岩(Pittman, 1981)等等,這些岩層大多曾深埋於 1.5-2.5 公里,因此判斷為壓碎型條帶的 形成深度。除了岩層中可見其蹤跡,在增積岩體內未固結或固結不佳的砂岩 中也可發現(Ujiie et al., 2004),例如加州海階(Cashman and Cashman, 2000)、 新墨西哥州 Rio Grande Rift 固結不佳的砂岩(Rawling and Goodwin, 2003), 另外,在無熔結構造的酸性凝灰岩及凝灰岩(Wilson et al., 2003)、冰磧物(van der Meer et al., 2003)皆可見其出露。由於壓碎型條帶內粒徑小,排列緊密, 條帶內孔隙率可下降約一個數量級,滲透率下降約 2-3 個數量級,兩者下降

率與粒徑的變化和分佈有關。在發育良好的壓碎型條帶中,孔隙率可小於 1%,滲透率小至 0.001mD(Antoellini and Aydin, 1994; Knipe et al., 1997; Fisher and Knipe, 2001; Shipton et al., 2002)。

▶ 條帶內溶解與再膠結 (Dissolution and cementation)

溶解與再膠結通常發生在條帶形成之後,其又稱為溶解條帶(Solution bands),由比基質還要小的顆粒緊密排列組成,偶有些微的壓碎情形(Gibson, 1988)。顆粒間的黏土礦物可促進溶解作用,而顆粒壓碎或位移後產生的新 鮮顆粒表面則促進膠結作用,亦或是受到條帶內區域的張力裂隙(Gabrielsen and Koestler, 1987; Leveille et al., 1997),使礦物滲入發生沉澱,例如:方解 石、石英。由於顆粒的碎裂與重新排列,通常會造成條帶內的孔隙率及滲透 率大幅的下降(Ngwenya et al., 2000; Ogilvie and Glover, 2001),不過,在 Main et al. (2000)實驗中顯示,最初的擴張作用會短暫地提高滲透率,提供管道讓 流體流入條帶內部,以致易發生溶解與再膠結,使條帶內的孔隙與滲透率下 降。

2.2.2 運動學角度分類

依照變形條帶內部顆粒相對於圍岩的運動方式可將其分成擴張型、壓 密型、剪力型與混者類型的擴張剪力型及壓密剪力型條帶。

▶ 擴張型條帶 (Dilation band)

擴張型條帶破裂方式與節理同為開張型(mode I),前者為顆粒間的位移, 使得條帶內顆粒數減少,孔隙變多,後者直接產生破裂,形成一道分離面 (discrete surface),如圖 2.17。Du Bernard et al. (2002a)在美國北加州 McKinleyville 附近的海階發現擴張型條帶,當地形成於晚更新世,由長石 與岩屑組成固結不佳的砂岩,平均粒徑為 0.2 毫米。一共有三組變形條帶,

皆位於 McKinleyville fault 下盤,其中兩組為共軛為剪力型條帶,另一組為 與層面平行為擴張型條帶,厚 1-2mm,無位移情形,如圖 2.18,通常擴張 型條帶出現於剪力型條帶尖端,如圖 2.19。在薄片下,條帶內顆粒通常無破 裂情形,顆粒大於 4 µ m 的岩屑比例下降約 7%,使孔隙率上升,約在 22-38%之間,如圖 2.20。這些孔隙易被由地下水帶入的黏土礦物填充,恰巧防 止條帶失去上覆荷重後,可能產生的孔隙坍塌。

▶ 壓密型條帶 (Compaction band)

最早是在 Hill(1989)的碩士論文講述內華達州火之谷州立公園內 Aztec 砂岩中的變形條帶,其後相關研究還有 Sternlof et al. (2005), Holcomb et al. (2007), Aydin and Ahmadov (2009), Eichhubl et al. (2010)等人,除了火之谷, 猶他州南端的 Buckskin Gulch 同為壓密型條帶廣泛出露之地(Mollema and Antonellini, 1996; Fossen et al., 2011),本研究統整 Eichhubl et al. (2010)和 Fossen et al. (2011)發表關於火之谷 Aztec 砂岩及猶他州 Navajo 砂岩內壓密 型條帶的文章。文章中,依據產狀、位態與位移方式分成野外幾乎無錯動的 純壓密型(Pure compaction band, PCB)、位移量約為條帶厚度 1/10 的加強剪 力壓密型(Shear-enhanced compaction band, SECB)及位移遠超過條帶厚度的 壓密剪力型條帶(Compactional shear band, CSB),第三者屬剪力型條帶,將

Aztec 砂岩為淘選良好、內含交錯層的中砂,形成於弧後沉積環境 (Marzolf, 2009)。壓密型條帶外觀凸出於圍岩,易於追蹤辨識,寬度從1毫 米到5公分,間距從5公分到1公尺,位移量可從0至10公分。Aztec 砂 岩內一共有八組變形條帶,純壓密型條帶只有一組,位態為N20°E/26°W, 產狀以波浪狀或者Z形及V形為主,兩翼夾角大致在90°-100°之間,通常 保持固定的波長與振幅,如圖2.21a,然而,接近SECB時,兩翼夾角會逐

漸增大,最終兩類形條帶互相接連,如圖 2.21b。加強剪力壓密型條帶呈平板狀,長 10-50 公尺,如圖 2.22a,寬可至 5 公分,包含 10-20 條單一條帶, 而在寬 1 公分,位移約 1 毫米,如圖 2.22b。此類變形條帶共五組,其中有 四組呈兩兩共軛,其一為 N8°E/24°W與 N70°E/28°N 屬逆移滑動,另一組 共軛為 N61°E/20°N與 N15°W/9°W 屬走向滑移,角平分面與 PCB 方向一 致,最後一組為 N85°E/17°N 與層面位態平行。由於 PCB 與 SECB 的孔隙 下降率無太大差異,皆從約 20%降至 5%,因此利用微觀下顆粒的力鏈(force chain)將其區別。SECB 受到剪力的影響,force chain 具方向性且較長,約與 條帶夾 45°; PCB 則較短且方向性較弱,如圖 2.23(Eichhubl et al., 2010)。

猶他州的南端 Buckskin Gulch 位於走向 N15°E 的 East Kaibab 單斜東 側,其內 Navajo 砂岩為淘選良好的風成砂岩,主要礦物為石英,其餘為長 石與碳酸鈣,粒徑約 0.2-0.5 毫米,平均孔隙率約 20-25%。然而,PCB 只出 現於孔隙率大於 29%±3%的砂岩內,一旦小於此範圍,變形條帶會受剪力的 影響形成 SECB,變形條帶內孔隙率變化甚大,可從 10%至趨近於無孔隙。 PCB 以波狀為幾何形貌,波長介於 0.5-2 公分,厚約 1 毫米,長數十公分, 如圖 2.24 與圖 2.25,其走向與 East Kaibab 單斜大致平行。偏光下,孔隙率 降低並有些為顆粒破裂,如圖 2.25。SECB 以共軛方式出露,厚約 2 毫米至 數公分,位移 1-2 毫米,尾端有 eye structures 與其他條帶相連,為受到剪力 的證據,也因剪力作用的影響,微觀下的顆粒壓碎情況較 PCB 嚴重(Fossen et al., 2011)。

▶ 剪力型條帶 (Shear band)

Aydin et al. (2006)將此類型條帶再區分為體積改變的擴張剪力型 (Dilatant shear band, DSB)、壓密剪力型(Compactional shear band, CSB)與體 積無變化的單純剪力型條帶(Simple shear band, SSB),當中又以壓密剪力型 條帶最常見。

Eichhubl et al. (2010)文章中,壓密剪力型條帶有兩組,為同一期應力場 的產物,第一組為 N85°E/17°N 與層面平行,出現在富含黏土礦物的岩層 中,厚 1-2 毫米,位移 1-2 公分,可長達 20 公尺以上。另一組條帶位態 N26 °W/44°E,厚 5 毫米,由多條組成寬 1-2 公分,位移數公分,如圖 2.26。微 觀下,CSB 與 PCB、SECB 最大差別在於粒徑的改變,CSB 內可再分為孔 隙崩塌與顆粒碎裂的外圍區和顆粒受到強力剪動有明顯顆粒變小的內核區。 圖 2.27a 為位移 2.5 公分的 CSB,外圍區顆粒產生破裂,內核區顆粒完全碎 裂;圖 2.27b 為位移 1 公分的 CSB,相對受到較小的剪力,多數顆粒只有變 形,少部份顆粒壓碎成基質,如圖 2.27c。

猶他州的 CSB 與 SECB 外觀類似,但延伸性較好,位移量較大,達公 分等級,條帶發展較成熟者會形成滑動面(slip surface),並伴有與滑動面夾 45°之壓溶面,意謂此時應變累積已從壓密轉變成剪力方向(Fossen et al., 2011)。

拱門國家公園內 Entrada 砂岩是擴張剪力型條帶出露地點之一,其圍岩 淘選度佳,黏土含量甚低(<1%-2%),孔隙率平均12%,少數可高至22%。 條帶通常不會特別凸出,帶寬0.5-3公分,位移量1-5公分,間距10-50公 尺。條帶內孔隙率較圍岩高,顆粒幾乎無破裂情況,推斷形成時處於圍壓較 小的環境(Antonellini et al., 1994)。

絕大多數的剪力型條帶形成時會伴隨體積改變,只有極少數條帶內外 體積不變。同樣位於拱門國家公園 Entrada 砂岩內,於圍岩淘選度差、黏土 含量高(5%-15%)之處,發現無體積變化的單純剪力型條帶,約有數公分的 位移,條帶內顆粒無破裂,條帶內外礦物數量大致相同(Antonellini et al., 1994)。

2.3 變形條帶形成力學機制

2.3.1 軸差應力-平均應力圖

前人常使用軸差應力-平均應力圖解釋變形條帶的形成與演化過程。軸 差應力為q,平均應力為p,圖內的降伏面,由擴張和壓密降伏面組成,兩 面相交於 critical state line,此點受到最大的剪力變形,但體積不變,如圖 2.28a。降伏面將 q-p 圖分為面以下的彈性變形與面以上非彈性變型,如圖 2.28a,降伏面的曲率會因岩石物理條件不同而改變。變形條帶依照應力條 件的不同發展不同類型的條帶。如圖 2.28a,點1 無軸差應力,平均應力為 負值,在此情況將生成擴張型條帶;點2,在低圍壓、有軸差應力下,岩石 變形包含擴張與剪切,形成擴張剪力型條帶;點3 的軸差應力最大,岩石受 到最大的剪力變形,形成剪力型條帶;點4 為高圍壓、有軸差應力下,產生 壓縮剪力型條帶;點5,又稱作顆粒破碎壓力(grain crushing pressure, P*), 亦即在無軸差應力下顆粒發生壓碎作用所需的最小平均應力,P*大小與粒 徑 R 和孔隙率 \$ 有關(Zhang et al., 1990; Wang et al., 1997):

$$P^* = (\phi R)^{-1.5} \tag{1}$$

如圖 2.28a,當粒徑或孔隙增加時,壓碎顆粒所需的應力會減少,P*往 左移動,如果孔隙率越低甚至趨於零,例如花崗岩、玄武岩、石英岩等等, P*則趨於無限大。

2.3.2 變形條帶演化模型

圖 2.28b、c 內的 A 到 C 為擴張剪力型條帶於 q-p 圖上的變化及應力-應 變曲線。在低圍壓下,多孔岩石超過彈性限度時,會產生應變軟化,形成壓 密剪力型條帶(點 A),當應力持續增加,新生條帶隨之發育(A→B),直到抵 達條帶最大摩擦強度時,岩石內開始產生微小的滑動(discrete slip patches), 這些小滑動面逐漸相接,最後使岩石塊體發生破裂,為一般所稱的斷層(B→ C)。

如果岩體處於較高圍壓環境下,其應力路徑與應力-應變曲線分別為圖 2.28b、d 內的 D 到 F。由於高圍壓之下,易使顆粒發生破裂甚至壓碎情形 (Aydin, 1978; Zhang et al., 1990),因此,變形條帶內顆粒易發生以下三種現 象,第一,生成過程中條帶內部顆粒平均粒徑會變小,其次,顆粒間排列更 加緊密,以及會使顆粒邊緣更有稜角(Mair et al., 2002),以上原因使條帶在 形成過程中不易累積剪力位移,呈現應變硬化情形。圖 2.28b、d 內的 D 點, 岩石抵達其彈性限度,開始發生非彈性變形,逐漸形成壓密剪力型條帶,如 圖 2.29 step2、圖 2.30a,在高圍壓條件下,應力-應變曲線會有一個特別的 區域稱之"shelf",此時應變的累積是在固定的軸差應力下,岩石內產生塑 性應變(Wong et al., 1992; Olsson, 1999, 2001; Olsson and Holcomb, 2000; Nova and Lagioia, 2000; Issen, 2002), "shelf" 寬度為應變累積量, 與孔隙下降率成 正比,因此高孔隙岩石的"shelf"比低孔隙岩石來的長,而孔隙率趨於零的岩 石則無"shelf"的現象。在孔隙崩壞及顆粒壓碎後,變形條帶會比圍岩硬,其 應力-應變曲線將隨著應變增加而上升,產生應變硬化,使 vield cap 向外擴 張,如圖 2.28bD 到 E、圖 2.29 step3、圖 2.30b、圖 2.31a,不斷有新生條帶, 形成束狀條帶。直到抵達條帶的最大摩擦強度,如圖 2.28b、d 內點 E,開 始在單一條帶和微變形岩石之間產生小滑動面(Aydin and Johnson, 1983),如 圖 2.29 step4、圖 2.30 c,隨著應變的累積,當超過岩體能承受的強度時,如 圖 2.28F,將產生破壞,演變成斷層,又稱之"faulted deformation band",如 圖 2.29 step5、圖 2.30d、圖 2.31b(Schultz and Siddarthan, 2005)。



圖 2.1 碎屑岩內不同的破壞模型。上三張圖為板狀變形,下三張圖為面狀 變形 (Aydin et al., 2006)。



Tabular discontinuity



圖 2.2 面狀不連續與板狀不連續的位移變化率 (Schultz, R.A. and Fossen, H., 2008)。



圖 2.3 變形條帶的形成機制分類。(a)崩解型條帶;(b)板狀型條帶;(c)壓碎 型條帶;(d)條帶內溶解與再膠結 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.4 變形條帶的形成運動學分類。包括:擴張型條帶、壓密型條帶、剪 力型條帶、擴張剪力型條帶以及壓密剪力型條帶 (Aydin et al., 2006; Fossen et al., 2007)。



圖 2.5 變形條帶發展於不同類型的區域構造 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.6 野外單一道變形條帶的產狀 (Aydin and Johnson, 1978)。



圖 2.7 變形條帶內分成外圍區與內核區。外圍區主要為孔隙崩落與顆粒變形,內核區則發生顆粒破裂 (Aydin and Johnson, 1978)。



圖 2.8 變形條帶演化成滑動面的演繹圖。a. 單一條帶先形成;b. 兩條帶 相互纏繞;c. 包含許多單一條帶的束狀條帶;d. 形成滑動面 (Aydin and Johnson, 1978)。



圖 2.9 束狀變形條帶的野外產狀 (Aydin and Johnson, 1978)。



圖 2.10 偏光顯微鏡下的崩解型條帶。條帶內孔隙部分較少,顆粒排列較 緊密 (Fossen, 2010a)。



圖 2.11 野外崩解型條帶的產狀 (Fossen et al., 2007)。


圖 2.12 崩解型與壓碎型條帶粒徑、厚度與位移關係圖。條帶粒徑較小則 寬度較窄 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.13 圍岩與變形條帶滲透率相差的數量級跟板狀礦物含量之關係圖 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.14 崩解型條帶轉為板狀型條帶。板狀型條帶的位置,雲母含量較高 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.15 偏光顯微鏡下的壓碎型條帶。條帶內孔隙少,平均粒徑小(Fossen et al., 2007)。



圖 2.16 壓碎型條帶及崩解型條帶的位移與長度關係圖。於同樣長度下, 壓碎型條帶位移量較小 (Fossen et al., 2007)。



圖 2.17 擴張型條帶與節理之比較。同為 Mode I 破裂,擴張型條帶與節理 受張力後,顆粒運動情形不同 (Du Bernard et al., 2002a)。



圖 2.18 野外的擴張型條帶。位於圖 2.19 的 fig2.b 區域 (Aydin et al., 2006)。



圖 2.19 擴張型條帶與剪力型條帶常見的幾何關係。擴張型條帶易出露於 剪力型條帶的末端 (Aydin et al., 2006)。



圖 2.20 偏光顯微鏡下的擴張型條帶。以數點方式計算條帶內顆粒大於 4 μ m、孔隙與黏土礦物的含量 (Aydin et al., 2006)。



圖 2.21 Aztec 砂岩內純壓密型條帶與加強剪力壓密型條帶的產狀。a. 壓密 型條帶呈波狀形式出露;b. 純壓密型條帶與加強剪力形條帶接連(圖內 PCB:純壓密型條帶;SCB:加強剪力型條帶)(Eichhubl et al., 2010)。



圖 2.22 Aztec 砂岩內加強剪力形條帶野外產狀與分佈。a. 長度可達 10-50 公尺;b. 寬1公分的條帶位移約1毫米(圖內 SCB:加強剪力型條帶) (Eichhubl et al., 2010)。



圖 2.23 電子顯微鏡下純壓密型條帶(b)與加強剪力壓密型條帶(a)的力鏈 (force chain)比較圖 (Eichhubl et al., 2010)。



圖 2.24 猶他州純壓密型條帶與加強剪力型條帶的野外產狀與分佈 (Fossen et al., 2011)。



圖 2.25 純壓密型條帶在偏光顯微鏡下的波狀構造 (Fossen et al., 2011)。



圖 2.26 Aztec 砂岩內壓密剪力型條帶 (Eichhubl et al., 2010)。



圖 2.27 電子顯微鏡下的壓密剪力型條帶。a. 位移 2.5 公分的 CSB。分為 顆粒被剪碎的內核區與顆粒變形的外圍區;b. 位移 1 公分的 CSB。條帶 內,多數顆粒只有變形;c. 放大部份的 b,少數顆粒被壓碎成基質 (Eichhubl et al., 2010)。



圖 2.28 多孔隙岩石的軸差應力-平均應力圖及應力-應變曲線。a)應力條件 影響條帶的類型(1)擴張型條帶(2)擴張剪力型(3)剪力型(4)壓密剪力型(5)壓 密型;b)變形條帶在高和低圍壓下的應力狀態, 灰色短線隨著降伏面改 變;c)擴張剪力型條帶應力-應變圖;d)壓密剪力型條帶應力-應變圖 (a,b: Fossen et al, 2007; c,d: Schultz and Siddarthan, 2005)。



圖 2.29 壓密剪力型條帶降伏面的變化。ED: elastic deformation; SH: strain hardening; DZ: damage zone (Schultz and Siddarthan, 2005)。



圖 2.30 壓密剪力型條帶的演化模型 (Schultz and Siddarthan, 2005)。



圖 2.31 野外的變形條帶與斷層。a. 尚未演化成斷層的變形條帶:b. 變形條帶演化成斷層 (a: Schultz and Balasko, 2003; b: Schultz and Fossen, 2002)。

第三章 石梯坪地質背景

石梯坪位於花蓮縣豐濱鄉南端,秀姑巒溪出海口北方約2公里處,台 11線64K,東臨太平洋,西側為海岸山脈,石梯坪相對其西側的海岸山脈 平坦且海拔低,如圖3.1。於全新世時,因陸地抬升與海水的沖蝕,形成往 陸地逐級上升似梯狀的海階,故名曰石梯坪,一共記錄了全七次抬升過程 (Yamaguchi and Ota, 2004)。由於石梯坪為不同比例的火山碎屑物堆積,導 致差異侵蝕形成特殊的單面山地形。

石梯坪為都鑾山層內石梯坪凝灰岩之標準露頭,整合覆蓋於石門火山 角礫岩上,於石梯坪出露約厚 100 公尺,其餘地區則較薄。岩性為兩輝角閃 安山岩,主要斑晶為斜長石、角閃石、紫蘇輝石、普通輝石,氣孔含量多, 色白、比重較小(Song and Lo, 1988; 宋聖榮, 1990),利用石梯坪凝灰岩層底 部泥質沉積物內的有孔蟲化石(N16-N18),得知形成年代約在 5.1-5.2 百萬年 前(Huang et al., 1988)。

中新世早期南中國海板塊向東隱沒至菲律賓海板塊之下,於菲律賓海 板塊的西緣形成一系列的火山島弧,為早期的海岸山脈(Chai, 1972; Page and Suppe, 1981; Teng, 1987; Chen and Wang, 1988b)。由於火山島弧剛形成,處 於深海環境,低於氣體分裂深度(500 公尺),因此產物以火山岩流為主,如 圖 3.1a(Fisher and Schmincke, 1984; Song and Lo,1988)。中新世中期時,火山 口逐漸長高至淺於 VFD,噴發形式轉為猛烈的爆炸型火山,產物為火山角 礫岩與凝灰質碎屑岩,如圖 3.1b (Song and Lo,1988; 陳文山、王源, 1996)。 中新世晚期至上新世早期 5Ma,火山口高於海平面,產物以中酸性凝灰岩 為主,如圖 3.1c,由於菲律賓海板塊不斷往西北移動,使得火山島弧脫離南 中國海板塊隱沒帶,而不再有火山作用,珊瑚礁開始大量生成(Song and Lo, 1988; Teng, 1990; 陳文山、王源, 1996)。石梯坪可見熔結構造與塑性變形、

風化侵蝕而成的晶體凝灰岩、礫岩及撞擊構造,此外,透過 SEM 觀察可發 現其組成岩屑氣孔含量多,皆顯示此時海岸山脈已為陸上噴發階段(宋聖榮, 1990)。

石梯坪凝灰岩層包含一系列的火山碎屑岩,有凝灰岩、中酸性凝灰岩、 火山角礫岩,又以中酸性凝灰岩為主,如圖 3.2。中酸性凝灰岩是由浮石及 白色多孔玻璃破片所組成的火山碎屑岩流堆積物,主要出露在石梯坪凝灰 岩的頂部,如圖 3.3,基質為玻璃質,礦物晶體少於 50%,具有交錯與平行 層理、熔結及塑性變形和撞擊等構造(宋聖榮,1990;陳培源,2008)。

石梯坪的西側為大港口斷層,其走向呈 N20°E,東側較老的都鑾山層 逆衝至較年輕的八里灣層,如圖 3.5。本研究修改宋聖榮(1990)豐濱至大港 口地質圖,並繪製垂直於大港口斷層的 AA'和 BB'剖面,如圖 3.5。從地質 圖與地質剖面圖中可見地層由西往東逐漸變緩,於石梯坪內接近水平,至東 邊沿海處地層為西傾,形成向斜構造,向斜軸約 N14°E/3°N,翼間角約 120 °-140°。



圖 3.1 石梯坪地區數值地形模型(DTM)。石梯坪較西側海岸山脈平坦,兩 者之間為一明顯的線形,是石門火山角礫岩與石梯坪凝灰岩的交界,再往 西側,有一道南北向的線形,為大港口斷層。



圖 3.2 海岸山脈中段火山活動演化模式。a.深水時期; b.淺水時期; c.濱面一陸相時期。volatile fragmentation depth (VFD): 氣體分裂深度 (Fisher, 1984; Fisher and Schmincke, 1984; Song and Lo, 2002)。



圖 3.3 石梯坪的中酸性凝灰岩。可見塑性變形,為海岸山脈火山島弧處於 陸上噴發的證據。



圖 3.4 石梯坪地層柱。底層是火山角礫岩與熔岩流,其上為凝灰岩,中部 至上部為中酸性凝灰岩偶夾火山礫岩(圖摘自 Song and Lo, 2002)。





圖 3.5 石門至大港口地質圖及剖面。地層由西往東逐漸變緩,於石梯坪內 近乎水平,並轉為西傾,為一向斜構造(地質圖修自 Song and Lo, 1988)。

第四章 研究方法

4.1 野外調查

4.1.1 地質圖測繪

一張地質圖能呈現該地的地層分布、地形變化、構造位置,有助於了解 當地的地質概況。在石梯坪的眾多露頭中,選定地形起伏明顯且變形條帶廣 泛分布的 B 地區進行地質圖繪製,除了得知變形條帶位態分佈,希望藉此 探求條帶是否因地形起伏而彎曲,及是否因岩性差異而中斷。

首先,使用全測站經緯儀(Total Station),如圖 4.1,繪製等高線並建立 地形模型,以當地的中央研究院衛星點為基準點,架設三個不同位置的測站, 進行全區域的地形測量,總共測得 1009 個座標值,當中包含沿著三條較寬 的束狀變形條帶量測點,以這些點為基準,繪出整個區域變形條帶的分佈, 並依照岩石粒徑大小、顏色、沉積構造等等,將 B 區劃分成 12 個岩石單位。

4.1.2 高解析度空中影像拍攝

進行地面地質調查時,常因視角與視野的影響,容易疏忽,如能從高空 中俯瞰,便能進行全面行的探查。近年來如衛星影像、飛機航照等,完成從 各角度觀察地形地貌的任務,然而這兩類型的影像成本高且解析度有限,近 幾年所發展無人飛行載具,可從地面控制飛行的高度、位置並進行多角度的 拍攝,不但每次飛行成本低,且大幅提高影像解析度。本研究欲透過空中影 像得知變形條帶主要分佈分向,先於空照影像中直接描繪變形條帶分佈位 置,再至野外補上因地形因素、露頭不佳及光線過曝導以致在照片上模糊而 野外上清楚的變形條帶。

本研究與 AI-RIDER 剛鈺股份有限公司進行合作,使用 YJ-1000-QC 四 懸翼無人載具,如圖 4.2,淨重 5.5 公斤,軸距1公尺,機身為碳纖維,穩

定抗風能力為每秒 12 公尺,瞬間抗風能力可達每秒 18 公尺,內有 GPS 定 位系統,可預先輸入座標,載具於高空中可自動飛行至定位點進行作業,所 乘載的相機為 Canon5D Mark II,鏡頭為 28mm。拍攝地區位於石梯坪最北 端之露頭區,分別進行 40 米及 100 米高度的正射影像拍攝,相片前後重疊 率 80%,左右重疊率 60%。由於相機拍攝的影像常因拍攝角度、鏡頭變形 等因素,使得相片裡的物體扭曲變形,因此透過正射化處理可將影像失真的 部份拉正,進而獲得正確的資訊,過程委交由台大土木系利用 Hugin 軟體 進行空拍圖正射化的工作。

4.2 室內實驗

變形條帶主要形成方式為孔隙崩落及顆粒破裂,條帶內顆粒因而排相 對緊密,使得孔隙率與滲透率相較圍岩低,在地層中似一道阻水層,為了探 求變形條帶的孔隙率及滲透率變化,及其微觀構造,本研究分別於石梯坪南 北兩端共九個位置點,採集了75根直徑2.5公分的岩芯,進行試驗與薄片 製作,薄片切面一律與岩芯上的變形條帶垂直。

4.2.1 孔隙率量测

在此採用薄片中的有效孔隙率,為了分辨礦物及孔隙,使用環氧基樹脂 進行灌膠並加入酌量的考馬斯亮藍染劑予以染色,使觀察時能清晰呈現孔 隙部分。影像分析法為利用光學顯微鏡拍攝一連串的薄片照片,再將影像拼 合起來,進行礦物顆粒的分析,在此則是計算孔隙的數量。本研究所使用的 光學顯微鏡為 Leica DMLP 以平行偏光放大 25 倍,選取涵蓋變形條帶的區 域進行拍攝,接著於 Photoshop 內將相片以半自動的方式接合,組成一張完 整的薄片影像後,挑出變形條帶內、外區域,利用 Photoshop 半自動選取顏 色的功能分別將孔隙及礦物著上不同顏色,使影像內只包含兩者色調,利用

ImagePro Plus 6.0 計算孔隙顏色的像素,再除上照片本身像素,即可得該影像中的有效孔隙率。以樣本編號 2-7 圍岩及 6-5 束狀條帶為範例,如圖 4.3-4.5。

4.2.2 渗透率量测

變形條帶內顆粒相對圍岩緊密,於地底下可能形成一道阻水層,本研究 欲比較是否包含變形條帶的岩樣,其滲透率改變的數量級。

利用日本京都大學 Toshihiko Shimamoto 教授所設計 YOKO2 高圍壓孔 隙率/滲透率儀,如圖 4.6,可於室溫下以油壓加壓方式提供圍壓,量測不同 圍壓下孔隙率級滲透率數值,最高可達 200MPa,如圖 4.7。本實驗使用穩 態流方式,以氦氣為流體,對可壓縮氣體而言,在穩定的壓力梯度作用之下, 岩石的滲透率可由公式(2)計算:

$$K = \frac{2 \cdot Q \cdot \mu_g \cdot L}{A_s} \cdot \frac{P_u}{(P_u^2 - p_d^2)}$$
(2)

其中 K (m²)為岩石本身的滲透率,Q (m³/s)氣體流速,L (m)為試體長度, A_s (m²)為試體截面積,P_u (MPa)為試體上方的孔隙壓力,可由氣體鋼瓶與調 壓閥來控制,P_d (MPa)為試體下方的孔隙壓力,假設為一大氣壓(0.1MPa)。 在此採固定圍壓 3MPa 量測滲透率。

4.2.3 光學顯微鏡觀察

本研究使用中央大學地球物理研究所盆地分析室的 Leica DMLP 偏光 顯微鏡,藉此觀察變形條帶與圍岩的礦物種類、特徵及顆粒間的相互關係。

4.2.4 掃描電子顯微鏡觀察

本研究使用儀器為熱場發射掃描式電子顯微鏡 JSM7000F,如圖 4.8, 利用背向散射電子(BEI)清楚呈現每一顆粒的邊界、粒徑大小、形狀,觀察

條帶的變形行為。

掃描式電子顯微鏡(Scanning Electron Microscope, SEM)為利用電子槍 發射高能量電子束,經過電磁透鏡組聚焦在試體上,進行二度空間的掃描, 此入射電子稱為一次電子,電子撞及到試體後釋放出各種不同的訊號,如二 次電子、背向散射電子、穿透電子、繞射電子、X-ray...等等,利用不同的 偵測儀器可監測到不同的類型的訊號。二次電子(Secondary Electron Image, SEI)為一次電子束進入試體後激發出電子訊號,入射深度較淺,因此可清晰 觀察到試體的表面現象。而一次電子與試體發生彈性碰撞散射出來的訊號, 稱為背向散射電子(Backscattered Electron Image, BEI),入射較深,可用於 原子序比對,越亮的部分代表原子序越大。能量分散光譜儀 (Energy Dispersive Spectroscopy, EDS)是偵測電子束照射樣本後產生的X光,用於 分析化學成份。



圖 4.1 全測站經緯儀(Total Station)。



圖 4.2 UAV 工作情形。



圖 4.3 偏光顯微鏡下與影像分析後的圍岩樣本。上圖:偏光顯微鏡下的圍 岩;下圖:分析後的影像,藍色為孔隙,黃色為岩石顆粒。



圖 4.4 偏光顯微鏡下與影像分析後的稍變形圍岩樣本。左圖:偏光顯微鏡 下的稍變形的岩石;右圖:分析後的影像。



圖 4.5 偏光顯微鏡下與影像分析後的變形條帶樣本。左圖:偏光顯微鏡下 的變形條帶;右圖:分析後的影像。



圖 4.6 高圍壓孔隙率/滲透率儀(YOKO2)。



圖 4.7 滲透率量測系統示意圖。



圖 4.8 熱場發射掃描式電子顯微鏡(型號: JSM7000F)。

第五章 研究結果

5.1 野外調查

石梯坪凝灰岩露頭位於沿海處,地層走向從 NS 至 N30°E,傾角從公路 旁的 40°E-50°E 往東逐漸變緩,至沿海露頭轉為 30°W,從台 11 公路往南 眺望,可見地層傾角的變化,如圖 5.1°石梯坪北區露頭有近乎水平的地層, 而南方雖未有水平地層,但在一道不連續面的兩側,地層傾向相反,如圖 5.2, 其西側位態 N10°E/38°E,東側位態 N25°E/20°W。透過以上觀察,判斷應 有一道向斜軸通過石梯坪,並於石梯坪南方收斂成斷層形貌,利用 stereonet 計算向斜軸約 N14°E/3°N。

石梯坪的變形條帶大多較圍岩凸出,容易判識與追蹤,所見幾乎為束狀 條帶,單一條帶數量稀少且短。束狀條帶平均寬1毫米至15公分,長10公 尺以上,間距0.5-7公尺,條帶總錯距1-20公分。全區域分佈的變形條帶主 要有東北東及西北走向兩組,為共軛條帶,另有兩組次要的東西與南北走向 條帶則在部份地區出現。

5.1.1 產狀與分佈

▶ 產狀

單一條帶於石梯坪數量稀少,較常見於深灰色礫岩內,外觀稍凸出,但 連續性不佳,同一條帶有分段情形,當其穿至淺灰色礫岩時,條帶顏色變淺, 改以束狀條帶形式出露,如圖 5.3。束狀條帶是石梯坪變形條帶的主要出露 形式,由兩條以上單一條帶組成,條帶內可見 ramp structure,如圖 5.4,因 此在形成束狀條帶過程,應是由許多較短的單一條帶,彼此相互連結而成。 石梯坪有少數的束狀變形條帶演變成斷層,位移皆達公尺級以上,且有一條 或一小束的主要滑動條帶,如圖 5.5。

由於變形條帶的形成方式為原有岩石內的顆粒發生形變與破裂,因此, 產狀會隨著條帶經過不同岩性而改變。圖 5.6 為中酸性凝灰岩內的束狀變形 條帶,外觀稍凸出,顏色同圍岩,束狀條帶內的單一條帶明顯。當變形條帶 通過層狀白色凝灰岩與灰色凝灰岩夾有數毫米礫石時,顏色也由白色變為 灰色。在灰色凝灰岩內,除了數條主要的變形條帶,尚有些較短且不明顯的 條帶只出露於此岩層內,無延伸至層狀白色凝灰岩,如圖 5.7 紅色箭頭。大 部份石梯坪變形條帶會因抗風化而凸出,然而在少數岩層內,條帶並無凸出 地表,甚至凹陷於兩側圍岩,不過,仍可從顏色與粒徑的不同尋得條帶的蹤 跡,如圖 5.8,在圍岩粒徑為極粗砂夾 1-2 公分黑礫與數公分的黃色圓礫內, 變形條帶以束狀形式出露,稍凹陷於圍岩,條帶內顏色淺而顆粒細。另外, 在少數岩性內變形條帶表面易被掏空形成裂縫。本研究於追蹤同一束變形 條帶,紀錄其在不同岩性下,從被掏空至微凸於地表的一連串變化,如圖5.9, 箭頭顏色代表不同外觀的變形條帶。在土黃色凝灰岩夾 0.5-1 公分細礫中, 原有的變形條帶表面被風化,形成裂縫樣貌,圖 5.10。往東延伸至 2-4 毫米 黄色細礫夾有 0.5-1.5 公分之礫石內,條帶外觀若隱若現,內部已有填充物, 如圖 5.11。直到穿過 2-4 毫米細礫夾 0.5-2 公分礫石與粒徑為粗砂的白色凝 灰岩中,變形條帶才發育較良好,而稍凸出於地表,圖 5.12。除了以上岩性 的變化使變形條帶有不同的產狀,當條帶位於海水漲退潮所及之處,條帶內 容易被掏空,如圖 5.13。海水沿著變形條帶的方向入侵,最先受到海水掏蝕 為條帶與圍岩接觸面,如圖 5.14,之後逐漸掏空條帶內膠結物,形成現今所 見的裂縫。石梯坪變形條帶絕大多數生成於疏鬆、膠結不佳的凝灰岩或礫石 層內,然而,少數條帶可穿越堅硬的火山彈,並將其錯開,如圖 5.15,從照 片左側到右側,條帶由微凸於凝灰岩至凹於火山彈表面,顏色由灰白轉為淡 紅色,剪動方向為右移,約有8公分的錯距。如變形條帶位移夠大時,甚至 可以將火山彈完全錯開,如圖 5.16。

▶ 分佈

廣泛出露於石梯坪的變形條帶有 58/69°S 及 132/56°S 兩組,前者帶右 移分量,後者帶左移分量,為共軛條帶,另外兩組次要條帶,90/61°S 為左 剪,於部份區域出現,0/52°E 為右剪,只於石梯坪最北之露頭區發現。形成 順序大致為南北走向,接著西北、東北東走向,最後才是東西走向,然而也 有少部份的西北向條帶截過東北東向條帶。依照變形條帶的位態與分佈情 況,將石梯坪從北到南分成五個區域,分別為A、B、C、D、E,統計各區 變形條帶的位態、寬度、錯距與間距,如圖 5.17 與表 5.1。從中挑選了變形 條帶最為密集的A區進行無人飛機影像拍攝,欲找出條帶主要的分佈方向; 另選包含兩組主要條帶出露且地形起伏最大的 B 區,繪製詳細地質圖,其 結果將於後面章節詳述。以下將描述C、D 與E變形條帶的分佈情形。

C區為西緩東陡的單面山地形,東側為海階,海水面上約3-4 階,層面 位態為N30°E/35°W。變形條帶數量相對其他區較少,主要有東北與東西向 兩組,皆呈高傾角(70°S),另有一組次要東西向條帶為低傾角(30°S),其數 量稀少,總共只有4條,如圖5.18。東北向的變形條帶為右移滑動,最大錯 距可達80公分,形成較早並被東西向截切。

D區地形起伏小,層面位態為N30°E/30°W。共有西北、東北東及東西 向三組變形條帶,又以西北走向的條帶分佈最為密集,如圖7.19,平均77 公分/條,錯距3-10公分,最大可達60公分,為左移滑動。另兩組方向, 分佈較鬆散,間距大致為2.4-2.5公尺/條,錯距平均2-5公分,最大錯距為 15公分,東北東方向為右移;東西向為左移滑動。

E區變形條帶共兩組方向,分別為東北東與西北,如圖 5.20,由 2-5 條 單一條帶組成的束狀條帶,明顯較圍岩突出,東北東向條帶寬度 2-8 公分, 錯距 5-15 公分,最大錯距為 150 公分,平均間距 4 公尺/條,寬度、位移量

皆比西北方向條帶大,且分佈密。此區地層在位態為 N15°E/33°E 的斷層兩 側傾向相反,如圖 5.2。然而,變形條帶通過斷層後,位態幾乎一樣,如圖 5.21,代表變形條帶可能為褶皺同期或者褶皺之後的產物,亦或是變形條帶 受到褶皺後,對其位態影響不大。

5.1.2 空拍影像拍攝

圖 5.22 為無人飛機拍攝後,經疊圖與正射化所得石梯坪北方露頭區的 影像。圖中清楚呈現海岸線被許多道東北與近東西走向的海蝕溝截過,如圖 5.22 紅色虛線,這些海蝕溝與變形條帶走向十分相近。將顏色較淺的陸上露 頭區放大,如圖 5.23,可見東北與西北方向成組出露的變形條帶,又以東北 方較明顯可見,西北方向條帶外觀雖較模糊,但分佈相對密集,如圖 5.23。 東側海上顏色較深的露頭區,分佈著相同方向但其外觀呈裂縫(fissure)的構 造線,如圖 5.24,由於整個石梯坪廣泛分佈著東北與西北走向的變形條帶, 因此這些裂縫可能曾為變形條帶。將海蝕溝往內陸延伸,其末端會與變形條 帶相接連,如圖 5.23 藍色虛線,更直接表明海蝕溝的前身為變形條帶,海 水沿著變形條帶往內陸侵蝕,形成今日所見之海蝕溝。此現象於石梯坪南邊 露頭也有觀察到,如圖 5.13。

A區地形呈"凹"字型, 西岬由南往北逐漸變低, 東岬地勢較為平坦, 上 覆許多珊瑚礁與壺穴, 使得同一條變形條帶常被截成數段, 而兩個岬角中間 的區域相對較低且平, 易受海浪拍打侵蝕, 露頭情況並不佳。此區凝灰岩粒 徑以粗砂到極粗砂為主, 夾有兩毫米至數公分不等的火山礫。西側的地層位 態為 N5°E-N20°E 向東傾, 傾斜角度由西向東逐漸變緩, 由北往南遠望石 梯坪, 可明顯看見海上地層向西傾斜方向, 呈向斜的樣貌, 如圖 5.1。此區 單一條變形條帶厚度約 1-2 毫米, 多由兩至三條組成寬 0.5-15 公分的束狀 條帶, 條帶間距 0.85-5 公尺, 錯距 1-20 公分。主要有兩組方向, 分別為東

北與西北,另有兩組次要為南北與東西向。

結合空拍與地面調查,繪製三種比例尺的變形條帶分佈圖。圖 5.25 為 直接描繪空拍圖上的結果,主要為東北與西北向兩組,又以東北向條帶為 主要條帶。經過野外實查,繪上因地形與露頭情況不佳,導致無法清晰呈 現在空照圖的變形條帶,如圖 5.26,由於變形條帶於此區域分佈十分密 集,繪於圖上者皆為延伸性佳且外觀明顯的條帶。在西岬,主要條帶為南 北向,傾角約 50°E-60°E,最密集可達 15 公分/條,次要方向為西北與東 西向,傾角約 60°S,如圖 5.27。兩岬中間區域,變形條帶以 N70°E/70°S 為主,貫穿全區並延伸至海溝,另三組屬次要方向的條帶,如圖 5.28。東 側岬角以東北向為主要條帶,西北走向條帶次之,後者又較前者密集,如 圖 5.29。由於 A 區變形條帶高度密集,因此挑選了地勢平坦,同時又有四 個方向條帶出露之地,繪製更詳細的分佈圖。圖長、寬為 150 公分,各顏 色代表不同方向的變形條帶,除了南北向只有一條束狀條帶外,其餘三組 方向條帶皆展現極高的密集程度,同時可見條帶寬度在短距離內變化相當 大。

5.1.3 測繪地質圖結果

B區為西緩東陡的單面山地形,於海水面上,東側海階共五階。層面位 態 N15°E/25°W,依照顆粒大小、顏色將此區分成 12 個岩層單位,主要粒 徑分佈在粗砂與 4-64 毫米的礫石,夾有公分至數十公分不等的火山碎屑, 如圖 5.31。

變形條帶在此由 2-8 條單一條帶組成的束狀條帶,平均寬度在 2-10 公 分,如圖 5.32,東北東與西北西方向成組出現,傾角從 50°S 至近乎垂直, 並穿過不同粒徑的凝灰岩與火山礫岩,如圖 5.33,因此,推斷變形條帶形成 的主要控因並非粒徑大小。此區錯距大都介於 3-8 公分,然而在較緩的西側

單面山上,有一條束狀條帶已進階發展成斷層,野外可見條帶兩側不同岩性, 如圖 5.34,其走向為 N55°W,傾角近乎垂直,由 3-4 條單一條帶組成,寬 度從 4 公分變化至 80 公分,當中有一條帶錯距達 2.2 公尺,已然形成一道 滑動面,此斷層水平錯距 2.5 公尺,垂直錯距 80 公分,如圖 5.35,總位移 達 2.6 公尺。

5.1.4 相鄰地區石門變形條帶

石門位於台 11 線 60K 處,岩性為火山角礫岩,由黑色火山角礫與淺灰 至白色基質組成。多為束狀變形條帶,寬度數公分至數十公分不等,如圖 5.36,部份稍高出於淺色基質,其餘並無凸出現象,條帶內部顆粒有剪碎的 情形,火山角礫岩粒徑明顯比圍岩小許多,如圖 5.37,雖說變形條帶剪過深 色的角礫岩,但內部顏色仍呈灰白色,因此判斷主要成分應由基質提供。此 區域條帶主要走向有 N70°E-N80°E、N10°W 及 N50°W,與石梯坪的變形 條帶走向一致。

strike/dip (shear sense)				
區域	組一 50-65 / 55-80 (R)	組二 115-140 / 50-65 (L)	組三 80-100 / 50-70 (L)	組四 350-10 / 50-70 (R)
А	W: 1-5/15 S: 2-4/20 s: 1.1	1-3/10 2-5/10 0.85	0.5-1.5/5 1-3/5 5	0.5-2/10 1-3/5 3.3
В	2-10/20 3-8/26 6	2-10/80 3-8/262 5		
С	1-3/15 2-5/80 7		1-2/10 1-2/5 9	
D	0.5-2/5 2-5/15 2.5	0.5-3/8 3-10/60 0.77	0.5-2/3 2-5/15 2.4	
Е	2-8/15 5-15/150 3.2	1-5/10 3-7/15 6		

表 5.1 四組變形條帶的寬度、位移與間距之整理。W(width): average/max (cm); S(Separation): average/max (cm); s(spacing): average (m)。



圖 5.1 南眺石梯坪最北露頭區。地層在西側向東傾,往東逐漸變緩,於海 上露頭轉為西傾,為一向斜構造。



圖 5.2 石梯坪南方露頭區的斷層。斷層位態為 N15°E/33°E,其兩側地層 傾向相反。


圖 5.3 石梯坪的單一變形條帶。紅、黃色箭頭分別指出露在深灰色礫岩層 內的單一條帶與淺灰色礫岩層內的束狀條帶。



圖 5.4 束狀條帶內的 ramp structure。單一條帶互相連結。



圖 5.5 演化成斷層的束狀變形條帶。束狀條帶內有主要滑動帶。



圖 5.6 中酸性凝灰岩內的變形條帶。



圖 5.7 變形條帶在層狀白色凝灰岩與灰色凝灰岩內的樣貌。黃色箭頭所指 的變形條帶從灰色凝灰岩穿至層狀白色凝灰岩,而紅色箭頭所指的變形條 帶則只出露於灰色凝灰岩內。



圖 5.8 變形條帶凹陷於圍岩。在極粗砂夾有 1-2 公分黑礫與數公分的黃色 圓礫內,變形條帶較圍岩凹陷。



圖 5.9 同一束狀變形條帶於不同岩性的樣貌。紅、橘與藍色箭頭分別指同 一束變形條帶延伸至不同岩性。



圖 5.10 變形條帶表面被掏空形成裂縫。岩性與圖 5.9 的紅色箭頭相同為土 黃色凝灰岩夾 0.5-1 公分細礫。



圖 5.11 變形條帶內已有填充物。位於圖 5.9 橘色箭頭處,岩石粒徑 2-4 毫 米黃色細礫夾有 0.5-1.5 公分礫石,條帶內雖有填充物,但外觀仍不明顯。



圖 5.12 變形條帶表面凸出於圍岩。位於圖 5.9 淺藍色箭頭處,岩石粒徑為 2-4 毫米細礫夾 0.5-2 公分礫石與粗砂的白色凝灰岩,變形條帶發育佳。



圖 5.13 變形條帶受海水侵蝕掏空呈裂縫貌。紅色與橘色箭頭分別指條帶 被掏空後的裂縫與仍有膠結物的條帶,藍框為圖 5.14。



圖 5.14 近拍變形條帶遭海水掏空的情形。圖 5.13 淺藍色框的區域,海水 沿著條帶與圍岩的接觸面侵入並掏空。



圖 5.15 火山彈內外的變形條帶。變形條帶穿過火山彈時顏色改變,外觀 從稍凸於圍岩至凹於火山彈。



圖 5.16 變形條帶使火山彈錯開。位移量足夠的變形條帶,可使火山彈完 全分離。



圖 5.17 變形條帶在不同區域的位態分佈。A:四組變形條帶,分別為東 北、西北、南北與東西走向;B:兩組變形條帶,分別為東北東與西北西 走向;C:三組變形條帶,東北與東西走向,後者有少數為低傾角;D:三 組變形條帶,西北、東北與東西走向;E:兩組變形條帶,東北東與西北 走向。



圖 5.18 石梯坪少數的低傾角變形條帶。黃色箭頭所指為低傾角的變形條帶;紅色箭頭則指傾角較垂直的東北走向條帶。



圖 5.19 分佈十分密集的西北走向變形條帶。



圖 5.20 東北與西北向兩組變形條帶。紅色箭頭所指為西北走向變形條帶; 黃色箭頭則指東北東走向的變形條帶。



圖 5.21 斷層兩側變形條帶位態相同。紅、黃箭頭分別指同一道變形條帶,在通過斷層後位態幾乎相同。



圖 5.22 UAV 空拍圖。無人飛機拍攝後,經照片疊合與正射化得到的影像。藍框為圖 5.23;橘框為圖 5.24。



圖 5.23 變形條帶成組出現。位於圖 5.22 淺藍色框區域。淺藍色虛線代表 海蝕溝往內陸延伸追溯到變形條帶。紅、黃色箭頭分別指東北與西北走向 的變形條帶。



圖 5.24 裂縫成組出現。位於圖 5.22 橘色框區域。紅、黃箭頭分別指東北 與西北走向的裂縫。



圖 5.25 比例尺為 1:1430 之變形條帶分佈圖。直接描繪於空拍影像,最主要條帶方向為東北走向。



圖 5.26 比例尺為 1:830 之變形條帶分佈圖。經由野外調查後繪製而成,黑線的數量越多代表該條帶越寬。條帶最主要方向為東北向,其次為西北。



圖 5.27 西岬變形條帶以南北走向為主。



圖 5.28 兩岬中間的變形條帶以 N70°E/70°S 為主。黃色箭頭所指處為位態 N70°E/70°S 的變形條帶。



圖 5.29 東岬以東北及西北走向的變形條帶為主。東北向變形條帶(紅色箭頭)較西北向條帶(黃色箭頭)明顯但條帶間距較大;西北向雖相較不明顯, 但分佈密集。



圖 5.30 比例尺 1:10 之變形條帶分佈圖。條帶呈高度密集。束狀變形條帶 內的單一條帶相互纏且部分被風化,無法清楚辨識每單一條帶,因此圖中 的束狀條帶內的單一條帶皆為示意。



圖 5.31 B 區的 12 個岩層單位。岩石粒徑以粗砂及 4-64 毫米的礫石為主。



圖 5.32 B 區的束狀變形條帶。



圖 5.33 B 區變形條帶的分佈。此區只有兩組變形條帶,分為東北與西北走向,皆呈高傾角甚至近乎垂直。將此區分成 12 個岩層單位,如圖 5.31, 變形條帶出露於每一岩層(附錄 B)。



圖 5.34 B 區斷層兩側岩性不同。



圖 5.35 B 區斷層傾角近乎垂直。



圖 5.36 石門地區的變形條帶。條帶為淺灰色,寬數公分至數十公分。



圖 5.37 變形條帶內、外火山角礫岩粒徑的改變。

5.2 室內實驗

5.2.1 孔隙率實驗

一共計算 25 個樣本,分成圍岩、條帶周圍受到變形的岩石、條帶內部 與錯距大於 30 公分條帶等四個部份來計算。圍岩平均孔隙率為 16.31%,比 起廣泛分佈變形條帶孔隙率為 20-25%的 Navajo 砂岩小(Fossen et al., 2011), 但符合變形條帶常出露於孔隙率 15%以上的岩石(Shcultz and Siddarthan, 2005)。變形條帶周圍的顆粒受到形變影響,平均孔隙率略降低至 11.79%。 束狀條帶內的孔隙率平均約為 5%;錯距達 30 公分以上的束狀條帶,孔隙 率可小至 2.8%,平均約為 3.9%。石梯坪的單一條帶數量稀少,在孔隙率計 算中只有一個樣本數,其條帶內孔隙率為 7%。圖 5.38 中,從左邊未變形岩 石至右邊錯距 30 公分以上的條帶,孔隙率有明顯下降趨勢,平均來說,條 帶內孔隙下降高達 76.2%。代表其受到強烈的壓密作用。

5.2.2 渗透率實驗

因樣本數的限制,本研究只進行了兩個含變形條帶的樣本與一個未變 形圍岩的樣本。實驗結果顯示,圍岩滲透率係數153md,含變形條帶樣本之 滲透係數為5.6md(樣本編號6-4)及1.7md(樣本編號6-5),與Fossen (2007) 所整理前人實驗結果圖比較,大部分變形條帶的滲透率與圍岩差約一到三 個數量級,石梯坪圍岩與變形條帶的滲透率則相差1-2個數量級,如圖5.39。 假設變形條帶內部各處的滲透率相同,已知樣本中變形條帶的厚度與數量, 如圖5.40,可利用以下式子將樣本滲透率轉換成變形條帶內的滲透率:

$$k_{V(eq)} = \frac{H}{(\frac{H_1}{k_{V_1}}) + (\frac{H_2}{k_{V_2}}) + \dots + (\frac{H_n}{k_{V_n}})}$$
(3)

 $k_{V(eq)}$ 為樣本滲透率,H為樣本長度, H_n 為樣本內每一條變形條帶的厚

度, k_{v_n}為變形條帶的滲透率,在此假設每一條條帶內滲透率相同。經過計算後,變形條帶的滲透率分別為 0.52md(樣本編號 6-4)與 0.22md(樣本編號 6-5),與圍岩滲透率相比,下降 2-3 個數量級,如圖 5.41。

5.2.3 偏光顯微鏡觀察

偏光顯微鏡下,可將圍岩分成顆粒支持的凝灰岩,與基質支持凝灰岩, 如圖 5.42,變形條帶內外組成礦物相同,皆為長石、角閃石、輝石,兩者主 要差別在於粒徑的大小、形貌、分佈與孔隙的數量。條帶內粒徑明顯變小且 完整,而條帶外粒徑分佈廣,並伴隨部份顆粒破裂。

圖 5.43 為粒徑屬極粗砂內的單一變形條帶,長約 60 公分,寬 0.1 公分, 偏光下條帶內約有 30%的顆粒在 0.2 毫米以上,其餘則為基質,顆粒間排列 緊密,使得孔隙變小且變少,條帶外圍岩的粒徑多介在0.2-1 毫米間,顆粒 分佈較疏鬆,幾乎無破裂,孔隙大且多。圖 5.44 為兩條單一條帶組成的束 狀條帶,錯距約數公分,圍岩粒徑為極粗砂並有夾數毫米至公分不等的白色 礫石,偏光下,束狀條帶內顆粒被剪碎成基質,彼此緊密接觸,兩條帶中間 之稍變形區域,約有 50%的基質為底,另散佈著 0.1-0.3 毫米大小不等的碎 塊,條帶外圍約則有40%的基質,其餘為0.2-1 毫米的顆粒,分佈相對條帶 內鬆,孔隙較明顯,並可見部份顆粒內部有破裂的情形。圖 5.45 為錯距 40 公分之束狀變形條帶,條帶內粒徑為粗砂夾毫米至公分白礫,偏光下,三條 單一條帶邊界明顯,條帶內部基質比例高達 80-90%,幾乎無孔隙存在,條 帶間基質含量則降至 50-60%,其餘顆粒約 0.1-0.5 毫米, 圍岩部分, 粒徑多 介於 0.2-1 毫米, 顆粒破裂數量比由兩條單一條帶組成, 錯距較小的束狀條 帶(圖 5.44)多。而在較均質凝灰岩內的束狀變形條帶,偏光下條帶邊界不如 前面三者清楚,但仍可透顆粒排列緊密程度與孔隙下降的現象,判斷條帶的 範圍。條帶與圍岩皆以基質為主,圍岩顆粒可大至0.5 毫米,顆粒內部較少

破裂情形,而條帶內最大約 0.2 毫米,如圖 5.46。圖 5.47 圍岩粒徑屬均質 粗砂,採樣點為兩束狀條帶相交之處,偏光下,左側兩條主要條帶,顆粒緊 密膠結,幾乎無孔隙,兩條帶中間呈透鏡狀,顆粒排列稍疏鬆,基質比例降 低,可見少許孔隙,右上方為另一組次要條帶,其寬度較窄。兩組條帶皆以 基質為主,夾少數 0.2 毫米的顆粒,條帶外粒徑約在 0.1-0.5 毫米之間。

5.2.4 SEM 觀察

背向散射電子(Backscattered Electron Image, BEI)下,清楚呈現顆粒邊 緣、形貌與大小,顏色越淺,原子序越大,黑色底為薄片用膠,也代表顆粒 間的孔隙,黃色虛線內為變形條帶。條帶內,平均粒徑遠小於條帶外,顆粒 少有破裂跡象,顆粒間排列十分緊密,覆蓋住黑色部分的孔隙,因此整體顏 色較圍岩淺,可用於判斷條帶的邊界。變形條帶外,粒徑分佈範圍廣,顆粒 稜角多,部份顆粒內部有破裂情形,應為壓碎作用(Cataclasis)的結果,如圖 5.48。石梯坪凝灰岩內含有許多火山基質,可能受剪力作用影響,被捲入至 條帶內,如圖 5.49,使條帶內不如圖 5.48 緊密膠結。於位移較大的變形條 帶內,可見條帶通過這些基質時,條帶外的粒徑遠小於條帶內部的現象,如 圖 5.50。利用 EDS 可得知化學元素與比例,進而推測可能的礦物包括:斜 長石、角閃石、直輝石等等,如圖 5.51。



圖 5.38 圍岩與變形條帶孔隙率計算之結果。由左至右分別為圍岩、稍變 形的圍岩、單一條帶、束狀條帶與錯距 30 公分以上的束狀變形條帶,孔 隙率明顯由左往右下降。



圖 5.39 變形條帶與未變形岩石滲透率之比較圖。石梯坪含變形條帶樣本的滲透率比圍岩低 1-2 數量級(修改自 Foeesn and Bale, 2007)。



圖 5.40 滲透率試驗之樣本。左:未變形圍岩的樣本;右:含變形條帶的 樣本。



圖 5.41 樣本含變形條帶的滲透率與單一條帶的滲透率的比較圖。換算後 變形條帶的滲透率比圍岩小 2-3 個數量級。



圖 5.42 顆粒支持的凝灰岩(左圖)與基質支持的凝灰岩(右圖)。





圖 5.43 單一條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構。上圖:紅色圈為 採樣點;下圖:條帶內孔隙少、顆粒小且排列緊密。



圖 5.44 錯距數公分的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構。上圖:紅色圈為採樣點;下圖:條帶內幾乎為基質,紅色圈為破裂的顆粒。





圖 5.45 錯距 40 公分的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構。上圖:紅色箭頭指採樣點;下圖:條帶內顆粒緊密膠結,幾乎無孔隙,紅色圈為破裂的顆粒。



圖 5.46 較均質凝灰岩內的束狀條帶採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組 構。上圖:紅色箭頭指採樣點;下圖:條帶內顆粒小、孔隙少。





圖 5.47 兩組變形條帶交會的採樣位置與其在偏光顯微鏡下的組構。上圖: 黃色箭頭指採樣點; 下圖: 有兩組條帶,內部顆粒幾乎為基質。



圖 5.48 BEI 下的變形條帶。變形條帶與圍岩間有明顯的邊界(黃色虛線), 其粒徑大小與形狀清楚呈現。



圖 5.49 火山基質捲入變形條帶內。受剪力影響,火山基質捲入條帶內, 降低條帶內顆粒排列緊密程度。



圖 5.50 變形條帶通過火山基質。條帶內平均粒徑反而比外部大。



圖 5.51 EDS 分析得到變形條帶內外的礦物。主要有斜長石、角閃石與直輝石。

第六章 討論

6.1 變形條帶在石梯坪與猶他州之異同

猶他州的變形條帶主要出露於侏儸紀 Entrada 砂岩與 Navajo 砂岩。兩 砂岩礦物組成以石英及長石為主,孔隙率約 20-25%,平均粒徑約為 0.15 毫米。Navajo 砂岩為白色至淺黃色細顆粒淘選良好的風成砂岩,Entrada 砂岩為細顆粒淘選較差白色砂岩、紅色或褐色的粉砂岩及泥岩所組成 (Aydin, 1978; Fossen, 2010; Fossen et al, 2011)。而石梯坪主要由火山碎屑組 成,礦物以長石、角閃石及輝石為主,孔隙率約 16%,粒徑分佈廣,岩石 淘選度較 Entrada 與 Navajo 砂岩差。兩地在形成方式、礦物組成與粒徑分 佈,皆相差甚大,而唯一共同點皆屬高孔隙岩石,為適合變形條帶發展的 地區。

比較兩地變形條帶外觀,條帶在石梯坪大部份凸於圍岩約 0.1 公分, 至多 10 公分,如圖 6.1,有些條帶甚至凹陷於地表,而猶他州的變形條帶 不但凸出於地表,甚至可高如一道矮牆,如圖 6.2,此現象可能與圍岩組 成有關,猶他州砂岩內幾乎無基質,顆粒彼此接觸後易產生破碎情形,排 列更加緊密,如圖 6.3,反觀石梯坪內的岩石淘選度非常差,並含有許多 火山基質,岩石受到壓縮時,可能只是基質的變形,甚至將其捲入變形條 帶內部,如圖 5.48,降低條帶內部的強度,致使變形條帶風化能力不如猶 他州。而在海水漲退潮所及處,石梯坪變形條帶易被侵蝕掏空,其可能因 圍岩與條帶皆由斜長石組成,條帶內的顆粒更細小,導致條帶的溶解速率 比圍岩快。猶他州與石梯坪變形條帶絕大多數生於堆疊較疏鬆、固結較差 的砂岩、凝灰岩或火山礫岩內,但石梯坪少數條帶卻可切過火山彈,如圖 5.15 與 5.16,從條帶顏色變化可知,火山彈的組成也被捲入條帶內部,變

89

之間。

石梯坪的單一條帶數量非常稀少且短,多分佈在深灰色的火山礫岩中, 如圖 5.3,不似猶他州的單一條帶,分佈廣、長度動輒數十公尺至百公尺, 如圖 6.4。石梯坪束狀條帶內觀察到由兩單一條帶尾端相接的 ramp structure, 如圖 5.4,因此,推測束狀變形條帶的生成過程應為同時產生許多較短的單 一條帶,條帶的尾端逐漸互相連接,最終發展成今日石梯坪所見的束狀變形 條帶,如圖 6.5,而非先直接形成一條較長的單一條帶,第二條再緊鄰第一 條旁相互纏繞成束狀條帶,這可能是石梯坪少有單一條帶出露的原因。

6.2 變形條帶可能的形成機制

在偏光與電子顯微鏡下,條帶外圍,粒徑分佈廣,顆粒邊緣較有稜角, 內部有破裂情況,顆粒間排列較疏鬆,孔隙含量相對多;條帶內部顆粒較小 且完整,彼此緊密排列,以致孔隙數量少,經由影像分析得知孔隙下降約 76%,顯示條帶受到劇烈的壓密,且從圍岩破碎的顆粒可知,條帶形成不單 只有顆粒位移,還包含壓碎作用,此外,從條帶內粒徑小、破裂少,可推測 應是受到剪力的影響,使得原有破裂的顆粒得以分離。這些形成的方式也可 藉由野外觀察得到印證,例如:變形條帶的錯距皆為公分及以上,已遠超過 壓密型條帶可能的位移量,明顯受到剪動,如圖 6.6;條帶內顆粒較細小, 應是壓碎後的結果,如圖 6.7。

6.3 變形條帶可能的生成環境與年代

變形條帶與褶皺的關係可經由野外觀察作初步的判斷。在石梯坪南邊斷層的兩側,變形條帶位態大致相同,如圖 5.21,可能原因有二,其一,條

90

帶為褶皺同期的產物或者形成於褶皺之後,其二,因褶皺兩翼夾角約120°-140°,條帶受其影響較小。為了確認向斜與變形條帶的關係,在此假設褶皺 西翼的地層與變形條帶位態在褶皺前與現今所見一致,旋轉褶皺東翼的地 層與條帶位態,如變形條帶形成時地層為平面,則在旋轉條帶位態後,東、 西兩翼地層位態會一致,如條帶形成時,向斜已存在,則兩翼地層傾向會相 反。將量測的變形條帶位態依其實際位置區分為東、西兩翼,西翼地層中多 出一組最早形成的南北走向條帶,因此暫時將其從資料中移除,以減少誤差 的產生。圖 6.8 為東西兩翼的位態與其平均值,藍色為東翼,橘色為西翼, 以通過兩翼變形條帶平均值之大圓的極點為旋轉軸,位態平均的角度差為 旋轉量,將褶皺東翼的層面進行旋轉,旋轉結果顯是地層位態變動極小,如 圖 6.9,因此判斷西北、東北東與東西走向的變形條帶應為褶皺同期的產物 或褶皺後形成,如圖 6.10,而最先形成的南北走向,可能於褶皺前以形成。

石梯坪凝灰岩形成於 5.1-5.2 百萬年間,不久,海岸山脈停止噴發,進 入碰撞階段,海岸山脈在早期的碰撞階段,約 5-3.5 百萬年之間,因弧陸碰 撞使隱沒角度變陡,造成海岸山脈火山島弧大規模下沉,直至約 3 百萬年 前,開始發生劇烈碰撞,使得海岸山脈迅速抬升至今日模樣(Teng, 1990;宋 聖榮,1990)。碰撞期間,海岸山脈相對菲律賓海板塊產生順時針旋轉,從 近東西向擠壓,旋轉至今日約 125°(Seno, 1977),而石梯坪所處的海岸山脈 中段,旋轉時間發生於 2.1-1.7 百萬年間,旋轉角度約為 19±4.2°(Lee et al., 1991)。從石梯坪主要的共軛變形條帶 50-65°/55-80°與 115-140°/50-65°以及 褶皺軸走向 N14°E,推測變形條帶形成時的最大擠壓方向應介於 83°-103° 之間,此範圍與海岸山脈旋轉後的應力條件不符,如將其逆時針旋轉 15°, 結果雖非正東西向,但與前者相比,海岸山脈旋轉前的應力場較有可能形成 今日變形條帶分佈的位態,再者,如將向斜軸也進行旋轉,可見其走向幾乎 為南北向,與海岸山脈旋轉前的應力方向吻合。因此,本研究認為石梯坪的

91
變形條帶應形成於 3-2.1 百萬年間,為海岸山脈開始劇烈抬升,相對於菲律 賓海板塊順時針旋轉之前。



圖 6.1 石梯坪束狀條帶至多凸 10 公分。



圖 6.2 猶他州 Entrada 砂岩內的變形條帶。左圖:明顯凸出於地表的單一條帶;右圖:束狀條帶如一道矮牆矗立在地表 (Aydin et al., 2006)。



圖 6.3 猶他州 Entrada 砂岩內的變形條帶於偏光顯微鏡下的照片 (Aydin et al., 2006)。



圖 6.4 猶他州 Entrada 砂岩內的單一條帶 (Aydin and Reches, 1982)。



圖 6.5 石梯坪束狀變形條帶可能的演化方式。a. 同時形成許多單一條帶; b. 單一條帶尾端彼此相連;c. 實際野外的束狀條帶。



圖 6.6 石梯坪變形條帶為公分級的錯距。



圖 6.7 野外可見變形條帶內外粒徑的差異。



圖 6.8 褶皺兩翼變形條帶位態與其平均值。橘點為褶皺西翼變形條帶的位 態與平均值,藍點為褶皺東翼變形條帶的位態與平均值。



圖 6.9 旋轉褶皺東翼地層位態之結果。藍點與橘點分別為東、西翼變形條 帶法線位態的平均值;黑色虛線為通過兩點之大圓;黑點為大圓之極點; 橘色線為褶皺西翼地層的位態;淺藍色線為翻轉前褶皺東翼地層的位態; 深藍色線為翻轉後的結果。



圖 6.10 褶皺與可能共生變形條帶的方向 (Bergbauer and Pollard, 2004)。

第七章 結論

野外調查結果顯示石梯坪變形條帶以束狀為主,形成方式為多條單一 條帶相互連接,少數條帶可發育成錯距公尺以上的"斷層"。大多數條帶因內 部顆粒膠結良好,較圍岩抗風化而凸出,但仍有少數條帶內部顆粒排列稍鬆 散,並無高於地表,甚至有凹陷情況。由於圍岩與變形條帶的礦物組成皆有 斜長石,而條帶內粒徑相對較小,比圍岩更容易遭受海水的侵蝕與掏空。石 梯坪變形條帶多生成於疏鬆的凝灰岩層中,但仍有極少數可將堅硬的火山 彈錯開。廣泛分佈於石梯坪的變形條帶主要有一組共軛條帶,分別為58/69 °S 與132/56°S,另兩組次要為90/61°S 與0/52°E,形成順序為南北向,其 次西北與東北東向,最後為東西向,其中,南北與東北東走向為右移,東西 與西北走向為左移。

經由影像分析得知石梯坪凝灰岩孔隙率約 16%,屬高孔隙岩石,變形 條帶內孔隙率下降 76%,約為 3.9%。滲透率試驗內,圍岩滲透率係數為 153md,條帶內約為 0.22 與 0.52md,下降約 2-3 數量級。藉由偏光及電子 顯微鏡得知石梯坪變形條帶形成方式為壓縮、剪力與壓碎作用,因此從運動 學角度可將其分類在壓縮剪力型條帶(Compactional Shear band),依照形成 機制可歸類於壓碎形條帶(Cataclasitc band)。

透過野外觀察與利用 stereonet 旋轉變形條帶與地層位態,得知西北、 東北東與東西走向的變形條帶應為褶皺同期或後期的產物,而最早形成的 南北走向條帶則可能生於褶皺之前,另外,從野外主要變形條帶與褶皺軸位 態,推測變形條帶應形成於海岸山脈開始劇烈抬升,相對於菲律賓海板塊旋 轉之前,亦即 3-2.1 百萬年間。

98

第八章 参考文獻

- Alikarami, R., Torabi, A., Skurtveit, E., 2012, Impact of faults on the mechanical and petrophysical properties of sandstone reservoirs- An implication for CO₂ storage, Third EAGE CO₂ Geological Storage Workshop in Edinburg.
- Antonellini, M. A. and Aydin, A., 1994, Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. AAPG Bulletin, Vol. 78, p. 355-377.
- Antonellini, M. A., Aydin, A. and Pollard, D. D., 1994, Microstructure of deformation bands in porous sandstones at Arches National Park, Utah. Journal of Structural Geology, Vol. 16, p. 941-959.
- Argon, A. S., 1975, Plastic deformation in glassy polymers, in Polymeric materials. Metals Park, Ohio, ASM monograph, p. 412-486.
- Aydin, A., 1978, Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and Applied Geophysics, Vol. 116, p. 913-930.
- Aydin, A. and Reches, Z., 1982, Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. Geology, Vol.10, p. 107-122.
- Aydin, A. and Johnson, A., 1983, Analysis of faulting in porous sandstones. Journal of Structural Geology, Vol. 5, p. 19-31.
- Aydin, A., Borja, R. I. and Eichhubl, P., 2006, Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. Journal of Structural Geology, Vol. 28, p. 83-98.
- Beach, A., Brown, J. L., Welbon, A. I., McCallum, J. E., Brockbank, P. and Knott, S., 1997, Characteristics of fault zones in sandstones from NW England: application to fault transmissibility. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 124, p. 315-324.
- Bense, V. F., Van den Berg, E. H. and Van Balen, R.T., 2003, Deformation mechanisms and hydraulic properties of fault zones in unconsolidated sediments; the Roer Valley Rift System, The Netherlands. Hydrogeology Journal, Vol. 11, p. 319-332.
- Bergbauer, S. and Pollard, D. D., 2004, A new conceptual fold-fracture model including prefolding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. GSA Bulletin, Vol. 116, no. 3/4, p.294-307
- Bowden, P. B. and Raha, S., 1970, The formation of micro shear bands in polystyrene and

polymethylmethacrylate. Phil. Magazine, p. 463-482.

- Cashman, S. and Cashman, K., 2000, Cataclasis and deformation-band formation in unconsolidated marine terrace sand, Humboldt County, California. Geology, Vol. 28, p. 111-114.
- Chai, B. H. T., 1972, Structure and tectonic evolution of Taiwan. American Journal of Science, Vol. 272, p. 389-422.
- Chen. W. S. and Wang, Y., 1988, Development of deep-sea fan systems in the Coastal Range basin, eastern Taiwan. Acta Geologica Taiwanica, Vol. 26, p. 37-56.
- Du Bernard, X., Eichhubl, P. and Aydin, A., 2002, Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. Geophysical Research Letters, Vol. 29, p. 2176-2179.
- Eichhubl, P., Hooker, J. and Laubach, S. E., 2010, Pure and shear-enhanced compaction bands in Aztec Sandstone. Journal of Structural Geology Vol. 32, p. 1873-1886.
- Fisher, Q. J. and Knipe, R. J., 2001, The permeability of faults within siliciclastic petroleum reservoirs of the North Sea and Norwegian Continental Shelf. Marine and Petroleum Geology, Vol. 18, p. 1063-1081.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U., 1984, Pyroclastic rocks: Springer-Verlag, Berlin, 472.
- Fossen, H. and Bale, A., 2007, Deformation bands and their influence on fluid flow. AAPG Bulletin, Vol. 91, no. 12, p. 1685-1700.
- Fossen, H., Schultz, R. A., Shipton, Z. K. and Mair, K., 2007, Deformation bands in sandstone. A review: Journal of the Geological Society of London, Vol. 164, p. 755-769.
- Fossen, H., 2010, Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. Marine and Petroleum Geology Vol. 27, p. 215-222.
- Fossen, H., Schultz, R. A. and Torabi, A., 2011, Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. Journal of Structural Geology, Vol. 33, p. 1477-1490.
- Gabrielsen, R. H. and Koestler, A. G., 1987, Description and structural implications of fractures in late Jurassic sandstones of the Troll Field, northern North Sea. Norsk Geologisk Tidsskrift, Vol. 67, p. 371-381.
- Gibson, R. G., 1998, Physical character and fluid-flow properties of sandstone derived fault zones. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 127, p. 83-97.

- Hill, R. E., 1989, Analysis of Deformation Bands in the Aztec Sandstone, Valley of Fire State Park, Nevada. Master's Thesis. 68.
- Holcomb, D., Rudnicki, J., Issen, K. and Sternlof, K., 2007, Compaction localization in the earth and the laboratory: state of the research and research directions. Acta Geotechnica, Vol. 2, no. 1, p. 1-15.
- Huang, C. Y., Yuang, P. B. and Teng, L. S., 1988, Paleontology of the Kangkou Limestone in the middle Coastal Range, eastern Taiwan: Acta Geologica Taiwanica, Vol. 26, p. 133-160.
- Issen, K.A., 2002, The influence of constitutive models on localization conditions for porous rock. Engineering Fracture Mechanics, Vol. 69, p. 1891-1906.
- Knipe, R. J., Fisher, Q. J. and Clennell, M. R. et al., 1997, Fault seal analysis: successful methodologies, application and future directions. Norwegian Petroleum Society Special Publication, Vol. 7, p. 15-40.
- Kramer, E. J., 1974, The stress-strain curve of shear-banding polystyrene. Journal of Macromolecular Science, Vol. 10, p. 191-202.
- Lee, T. Q., Kissel, C., Barrier, E., Laj, C., Chi, W. R., 1991, Paleomagnetic evidence for a diachronic clockwise rotation of the Coastal Range, eastern Taiwan. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 104, p. 245-257.
- Leveille, G. P., Knipe, R. and More, C., et al., 1997, Compartmentalization of Rotliegendes gas reservoirs by sealing faults, Jupiter Fields area, southern North Sea. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 123, p. 87-104.
- Lothe, A. E., Gabrielsen, R. H., Bjørnevoll-Hagen, N. and Larsen, B.T., 2002, An experimental study of the texture of deformation bands; effects on the porosity and permeability of sandstones. Petroleum Geoscience, Vol. 8, p. 195-207.
- Main, I. G., Kwon, O., Ngwenya, B. T. and Elphick, S. C., 2000, Fault sealing during deformation-band growth in porous sandstone. Geology, Vol. 28, p. 1131-1134.
- Mair, K., Frye, K. M. and Marone, C., 2002, Influence of grain characteristics on the friction of granular shear zones. Journal of Geophysical Research, Vol. 107, 2219.
- Mandl, G., DeJong, L. N. J. and Maltha, A., 1977, Shear zones in granular material. Rock Mechanics, Vol. 9, p. 95-144.
- Marzolf, J. E., 1990, Reconstruction of extensionally dismembered early Mesozoic sedimentary

basins; Southwestern Colorado Plateau to the eastern Mojave Desert. Geological Society of America Memoir, Vol. 176, p. 477-500.

- Mollema, P. N. and Antonellini, M. A., 1996, Compaction bands: a structural analog for antimode I cracks in aeolian sandstone. Tectonophysics, Vol. 267, p. 209-228.
- Nadai, A., 1950, Theory of flow and fracture of solids. McGraw-Hill, New York, 571.
- Ngwenya, B. T., Elphick, S. C., Main, I. G. and Shimmield, G. B., 2000, Experimental constraints on the diagenetic self-sealing capacity of faults in high porosity rocks. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 183, p. 187-199.
- Nova, R. and Lagioia, R., 2000, Soft rocks: behaviour and modeling. International Society of Rock Mechanics, Vol. 3, p. 1521-1540.
- Ogilvie, S. R. and Glover, P. W. J., 2001, The petrophysical properties of deformation bands in relation to their microstructure. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 193, p. 129-142.
- Olsson, W. A., 1999, Theoretical and experimental investigation of compaction bands in porous rock. Journal of Geophysical Research, Vol. 104, p. 7219-7228.
- Olsson, W. A. and Holcomb, D. J., 2000, Compaction localization in porous rock. Geophysical Research Letters, Vol. 27, p. 3537-3540.
- Olsson, W. A., 2001, Quasi-static propagation of compaction fronts in porous rock. Mechanics of Materials, Vol. 33, p. 659-668.
- Page, B. M. and Suppe, J., 1981, The Pliocene Lichi Melange of Taiwan: its plate tectonic and olistostromal origin. American Journal of Science, Vol. 281, p. 193-227.
- Pittman, E. D., 1981, Effect of fault-related granulation on porosity and permeability of quartz sandstones, Simpson Group (Ordovician) Oklahoma. AAPG Bulletin, Vol. 65, p. 2381-2387.
- Pollard, D. D., Aydin, A, 1988, Progress in understanding jointing over the past century. Geological Society of America Bulletin, Vol.100, p.1181-1204.
- Rawling, G. C. and Goodwin, L. B., 2003, Cataclasis and particulate flow in faulted, poorly lithified sediments. Journal of Structural Geology, Vol. 25, p. 317-331.
- Seno, T, 1977, The instantaneous rotation vector of the Philippine Sea Plate relative to the Eurasian Plate. Tectonophysics, Vol. 42, p. 209-226.

- Schultz, R. A. and Fossen, H., 2002, Displacement-length scaling in three dimensions : the important of aspect ratio and application to deformation bands. Journal of Structural Geology, Vol. 24, p. 1389-1411.
- Schultz, R. A. and Balasko, C. M., 2003, Growth of deformation bands into echelon and ladder geometries. Geophysical Research Letters, Vol. 30, no.20, 2033.
- Schultz, R. A. and Siddharthan, R., 2005, A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. Tectonophysics Vol. 411, p. 1-18.
- Schultz, R. A. and Fossen, H., 2008, Terminology for structural discontinuities. The American Association of Petroleum Geologists, Vol. 92, no.7, p. 853-867.
- Shipton, Z. K., Evans, J. P., Robeson, K., Forster, C. B. and Snelgrove, S., 2002, Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: implications for subsurface modelling of faults. AAPG Bulletin, Vol. 86, p. 863-883.
- Song, S. R. and Lo, H. J., 1988, Volcanic geology of Fengpin-Takangkou area, coastal range of Taiwan. Acta Geologica Taiwanica, Vol. 26, p. 223-235.
- Song, S. R. and Lo, H. J., 2002, Lithofacies of volcanic rocks in the central Coastal Range, eastern Taiwan: implications for island arc evolution. Journal of Southeast Asian Earth Sciences. Vol. 21, p. 23-38.
- Sternlof, K. R., Rudnicki, J. W. and Pollard, D. D., 2005, Anticrack inclusion model for compaction bands in sandstone. Journal of Geophysical Research-Solid Earth Vol. 110.
- Teng, L. S., 1990, Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent in Taiwan. Tectonophysics, Vol. 183, p. 57-76.
- Ujiie, K., Maltman, A. J. and Sa nchez-Go mez, M., 2004, Origin of deformation bands in argillaceous sediments at the toe of the Nankai accretionary prism, Southwest Japan. Journal of Structural Geology, Vol. 26, p. 221-231.
- Van der Meer, J. J. M., Menzies, J. and Rose, J., 2003, Subglacial till: the deforming glacier bed. Quaternary Science Reviews, Vol. 22, p. 1659-1685.
- Wibberley, C. A. J., Petit, J. P. and Rives, T., 2000, Mechanics of cataclastic "deformation band" faulting in high-porosity sandstone, Provence. Comptes Rendus de l'Acade´mie des Sciences, Se´rie IIA, Vol. 331, p. 419-425.
- Wilson, J. E., Goodwin, L. B. and Lewis, C. J., 2003, Deformation bands in nonwelded ignimbrites: petrophysical controls on fault zone deformation and evidence of

preferential fluid flow. Geology, Vol. 31, p. 837-840.

- Wong, T. f., Szeto, H. and Zhang, J., 1992, Effect of loading path and porosity on the failure mode of porous rocks. Applied Mechanics Reviews, Vol. 45, p. 281-293.
- Wong, T. f., David, C. and Zhu, W., 1997, The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: mechanical deformation. Journal of Geophysical Research, Vol. 102, p. 3009-3025.
- Yamaguchi, M. and Ota, Y., 2004, Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan. Quaternary International Vol. 115-116, p. 71-81.
- Zhang, J., Wong, T. f. and Davis, D.M., 1990, Micromechanics of pressure-induced grain crushing in porous rocks. Journal of Geophysical Research, Vol. 95, p. 341-352.
- 宋聖榮,1990,臺灣東部海岸山脈中段火山岩研究與北呂宋火山島弧的演變。國立臺灣 大學地質科學研究所博士論文,共257頁。
- 莊文星,2010,石梯坪地質地形景觀登錄。國立自然科學博物館館訊 266 期。
- 陳文山、王源,1996,臺灣東部海岸山脈地質。經濟部中央地質調查所,共101頁。

陳培源,2008,臺灣地質。臺灣省應用地質技師公會,共500頁。

照片拍攝位置



附錄 B

B區地質圖



