

# 臺灣東部石梯坪地區變形條帶之研究

林詩婷<sup>1,2</sup> 黃文正<sup>1,3,\*</sup>

## 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。花蓮石梯坪海岸地區廣泛分佈著變形條帶，出露岩石以中酸性凝灰岩、凝灰岩及火山礫岩為主，層狀構造明顯，屬都鑾山層的石梯坪凝灰岩相，呈向斜構造，向斜軸跡為N14°E，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。經由高解析度空照圖判釋及野外實查，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共軛的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，四組皆呈>50度的高傾角。透過薄片影像分析得知圍岩孔隙率約16.3%，變形條帶內約5.0%。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皆以斜長石、角閃石及輝石為主，但與圍岩相比，條帶內顆粒間排列十分緊密，顆粒平均較小，不似圍岩顆粒多有破碎情形，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，從運動學角度歸類為壓密剪力型的變形條帶（compactional shear bands），若以機制分類則屬於壓碎型變形條帶（cataclastic bands）。且其非伴隨鄰近的大港口斷層生成，各組的形成時間分別在石梯坪向斜演育的不同階段，南北走向組形成於初期、共軛組於中期，最後為東西走向組於後期。

**關鍵詞：**變形條帶，石梯坪，中酸性凝灰岩，高孔隙岩石

## 前言

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 bands）(Fossen

---

1. 中央大學應用地質所

2. 目前於臺灣大學地質科學系服務

3,\* 中央大學地球科學系；通訊作者，Email: huang22@ncu.edu.tw

*et al.*, 2007)。破裂與變形條帶的主要差異為其兩側岩塊間，前者不具物質亦無內聚力，後者則具有物質且內聚力常反倒增大 (Fossen *et al.*, 2007)。變形條帶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，對油氣儲層的含氣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。

在 Aydin (1978) 與 Aydin and Johnson (1978) 這兩篇文章發表之前，變形條帶一詞多用於材料科學上(例如 Nadia, 1950；Argon, 1968；Bowden and Raha, 1970；Kramer, 1974)，且無其在多孔隙岩石內產狀的描述。直至這兩篇文章，針對美國猶他州的 Entrada 砂岩及 Navajo 砂岩內的變形條帶，進行詳實的報導，其野外產狀、微觀構造及演化等的瞭解才邁進一大步。儘管變形條帶的蹤影極為尋常，可以為單純區域應力集中之下的產物，或伴隨著區域構造，如斷層、褶皺、泥貫入體、鹽丘構造、重力崩落等 (Fossen *et al.*, 2007；Jamison *et al.*, 1982；Antonellini *et al.*, 1995)，卻直到近一、二十年來，才逐漸受到關注。

根據 Aydin (1978) 的報導，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為數不少的條變形條帶，而斷層即由條帶演化而來。這些變形條帶凸出於圍岩，容易分辨及追蹤，其厚約 1 公釐，長可達百公尺，但僅有公釐至公分的錯移量。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。Aydin (1978) 依據條帶內顆粒變形程度不同，分成外圍區 (outer zone) 與內核區 (inner zone)。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；內核區的顆粒有破碎與壓碎行為，其粒徑分佈的範圍相較於外圍區廣，彼此膠結十分緊密。

變形條帶內部顆粒排列較圍岩緊密，具有相對較低的孔隙率與滲透率及相對較高的內聚力，使其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，約在數公分至數十公分間變化 (Fossen *et al.*, 2007)。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，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阻擋薄層，影響流體流動的行為(Fossen and Bale, 2007)；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(例如 Du Bernard *et al.*, 2002a)，此類的變形條帶孔隙率與滲透率反增。因此對變形條帶的分佈情形、成因與性質的掌握，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，皆相當重要。

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(例如 Aydin, 1978; Fossen *et al.*, 2011)的構造，這些條帶狀構造(見圖1)較圍岩凸出，具方向性成組出現，特徵皆與猶他州的變形條帶相同(Aydin, 1978; Fossen *et al.*, 2011)。然而，關於石梯坪的研究，前人多著墨於地形、岩性組合與分佈以及形成環境(宋聖榮, 1990; 莊文星, 2010)，僅賴文基(1995)以微斷層稱之變形條帶，對其產狀及成組方向性，略有記述與探討。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，並於露頭狀況良好的區域，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圖及繪製詳細的構造地質圖，欲得知變形條帶各組的位態，進而推估其形成時相對應力方向及可能的環境與年代，並探討與比鄰的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、滲透率及微觀構造等與圍岩的差異，亦進行採樣工作。由岩石薄片下，計算條帶內外孔隙率的差異，及透過滲透率試驗得知圍岩與變形條帶的滲透係數，並利用光學與掃描式電子顯微鏡觀察(SEM)觀察顆粒的形貌、大小與組成礦物種類等，進而推測變形條帶的形成方式。



圖1 廣泛分佈於石梯坪的變形條帶。變形條帶凸出於火山碎屑物組成的圍岩，呈條帶狀，具方向性成組出現。圍岩層面近乎水平，頂部為礁體覆蓋。露頭位置參見圖4。

## 石梯坪的地質背景

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2。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，地形上一共記錄了七次抬升過程（Yamaguchi and Ota, 2004）。

石梯坪由一系列的火山碎屑岩所組成（Song and Lo, 1988；陳培源，2008），有中酸性凝灰岩（ignimbrite）、凝灰岩（tuff）、火山礫岩（volcanic conglomerate），又以中酸性凝灰岩為主，如圖3。中酸性凝灰岩是由含浮石及白色多孔玻璃破片的火山碎屑岩流所組成，主要出露在石梯坪凝灰岩的頂部，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）。火山碎屑岩雖具層理，但岩性組成的變異極大，導致差異侵蝕形成特殊的單面山（cuesta）地形，如圖3e。石梯坪亦為都鑾山層中石梯坪凝灰岩岩段之標準露頭，整合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（Song and Lo, 1988；宋聖榮，1990）。Huang *et al.*（1988）由石梯坪凝灰岩層底部泥質沉積物內及頂部交錯層理的凝灰岩質的砂層中的有孔蟲化石（N18-N19），推論其形成年代約在5.1-5.2百萬年前。

從大地構造的角度，石梯坪凝灰岩為中新世早期以來南中國海洋地殼向東隱沒至菲律賓海板塊之下，於後者西緣形成的一系列火山島弧中的產物，此即為早期的海岸山脈（Chai, 1972；Page and Suppe, 1981；Teng, 1987；Chen and Wang, 1988）。這類的火山島弧之形成，最初火山形成於深海環境，低於氣體分裂深度（volatile fragmentation depth, VFD；約500公尺），因此產物以火山岩流為主（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（Song and Lo, 1988；陳文山與王源，1996）。中新世晚期至上新世早期（約五百萬年前），火山口高於海平面，產物以中酸性凝灰岩為主，由於菲律賓海板塊不斷往西北移動，使得火山島弧脫離隱沒帶，而不再有火山作用，珊瑚礁開始大量生成（Song and Lo, 1988；Teng, 1990；陳文山與王源，1996）。Song and Lo（1988）及宋聖榮（1990）根據石梯坪凝灰岩中可見熔結構造與塑性變形、風化侵蝕而成的晶體凝灰岩、礫岩及撞擊構造等，且於SEM的觀察下，其組成的岩屑氣孔含量多，推論其為陸上噴發的產物。Huang *et al.*（1988）則由石梯坪凝灰岩中含淺海動物群的鈣質砂岩之交錯層理，推論其沉積環境為受波浪、潮汐甚至暴風雨作用的高能量之淺陸棚。

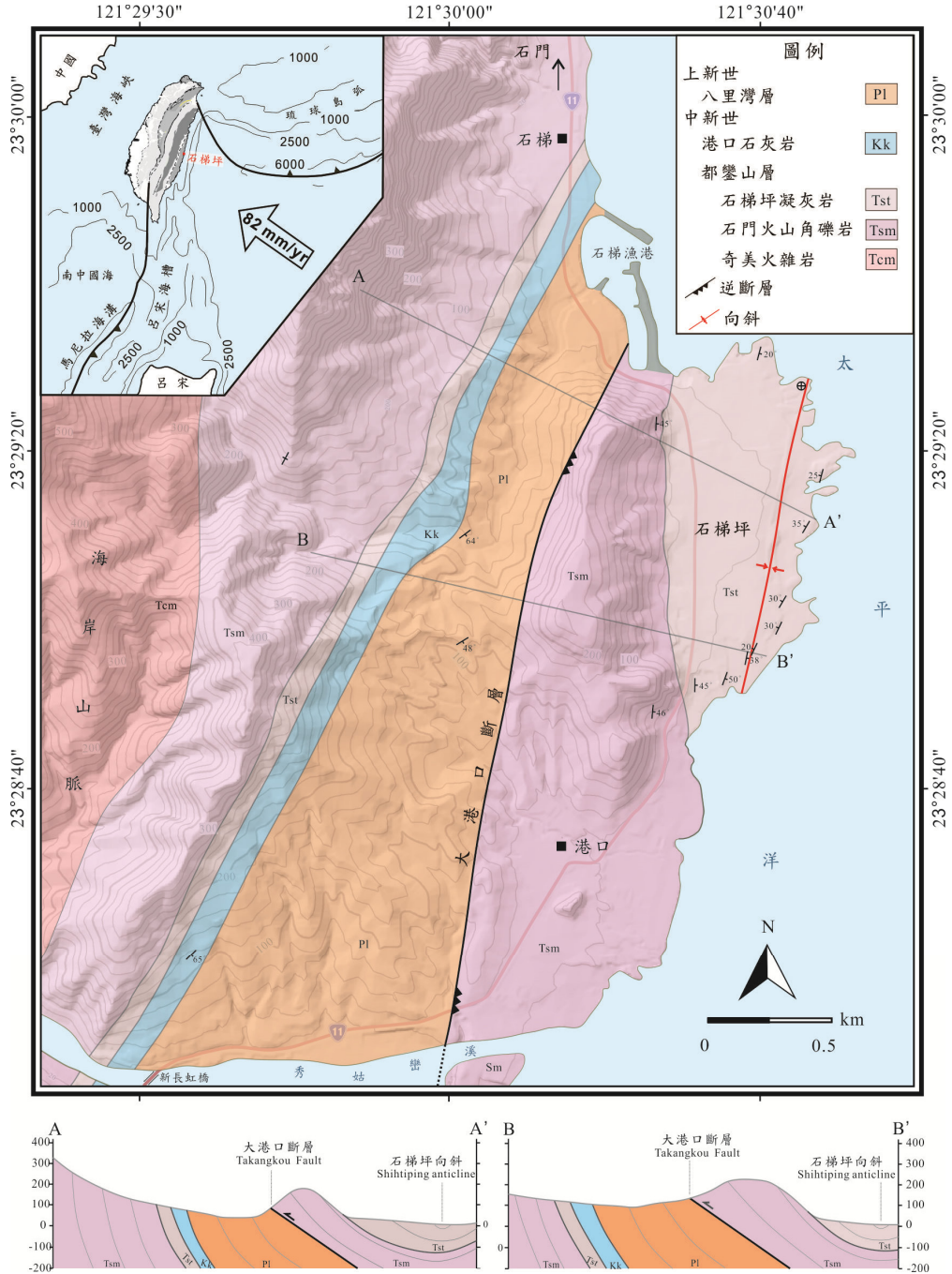


圖2 石梯坪鄰近地區之地質圖。圖修參考豐濱至大港口地質圖 (Song and Lo, 1988) 及經濟部中央地質調查所玉里圖幅 (王源等, 1988)。

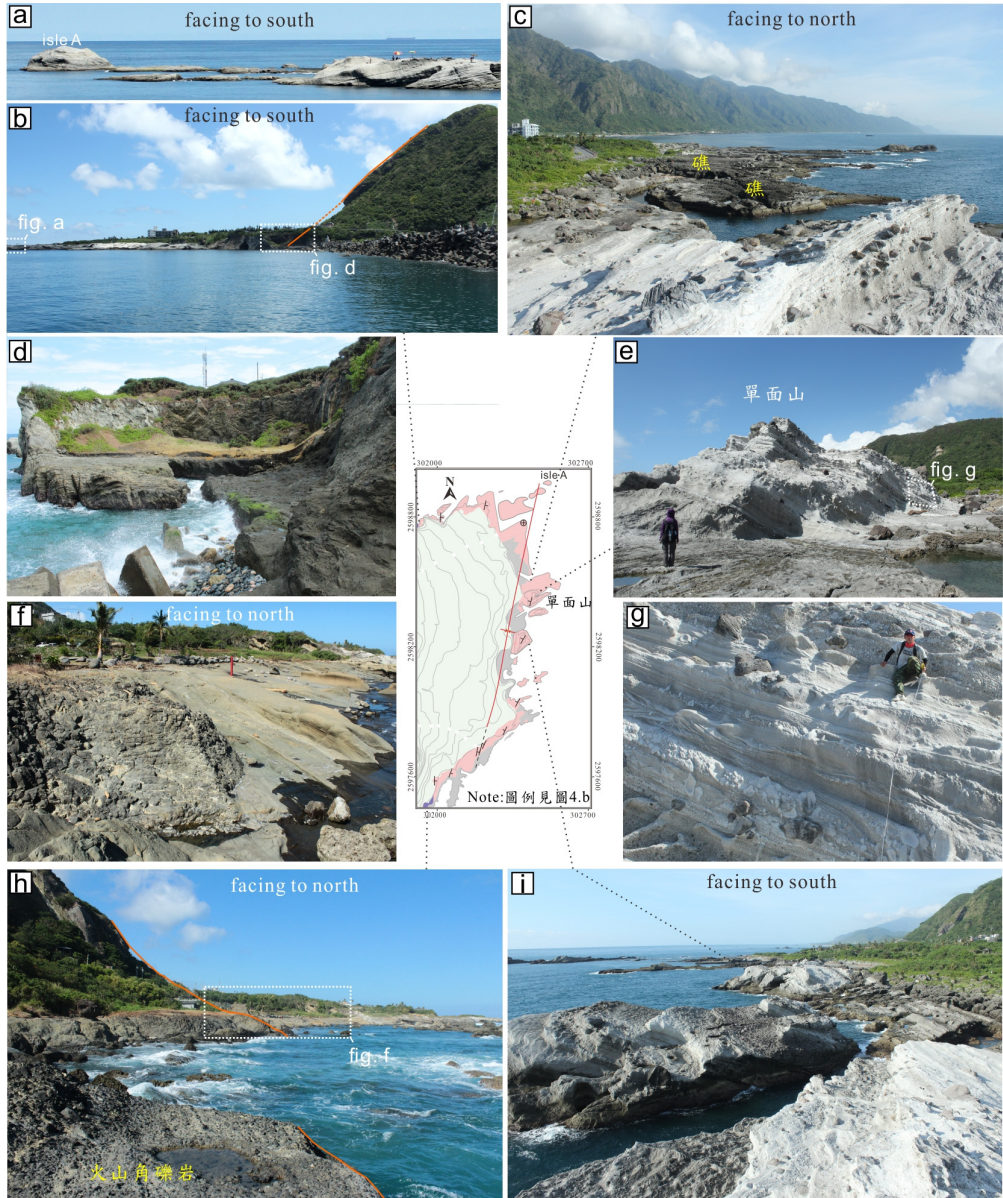


圖3 石梯坪岩層的產狀。a.淺色凝灰岩。岩層傾向由右側(西)東傾,往左側(東)漸變成西傾。b.北端地形驟變處。亦為石門角礫岩與石梯坪凝灰岩的交界處(橘線)。c.單面山北眺的岩層。淺色為中酸性凝灰岩。d.石門角礫岩與石梯坪凝灰岩交界處近照。黃棕色的凝灰岩往東變成淺灰色的凝灰岩。e.單面山的中酸性凝灰岩。f.熔岩及黃棕色的凝灰岩。g.中酸性凝灰岩近照。岩層中相嵌的深色礫石,為火山彈。h.南端地形驟變處。i.單面山南眺的岩層。

## 研究方法與結果

### 野外調查

石梯坪的火山碎屑岩大體上出露於沿海處（見圖 4），具明顯的層理（如圖 3e 與圖 3g），岩層走向介於 NS 至  $N30^{\circ}E$  之間，從石梯漁港旁的台 11 公路往南眺，可見石梯坪北端的岩層傾角的變化（見圖 3a），從公路旁的  $40^{\circ}E$ - $50^{\circ}E$ ，往東逐漸變緩，轉為近乎水平，再轉為西傾，至東緣轉為  $30^{\circ}W$ （見圖 4）。然而石梯坪南方則未見水平岩層，而以一道位態  $N15^{\circ}E/33^{\circ}E$  的不連續面為界，兩側的岩層傾向相反（見圖 5），西側東傾約  $38^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ，東側西傾約  $20^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 。綜合以上的觀察，分析判定石梯坪的岩層受變形形成向斜構造，褶皺軸約呈  $N14^{\circ}E/3^{\circ}N$ ，為一平緩褶皺（gentle fold），翼間角約  $120^{\circ}\sim 140^{\circ}$ ，然於石梯坪南端於向斜軸跡南延的位置，原來

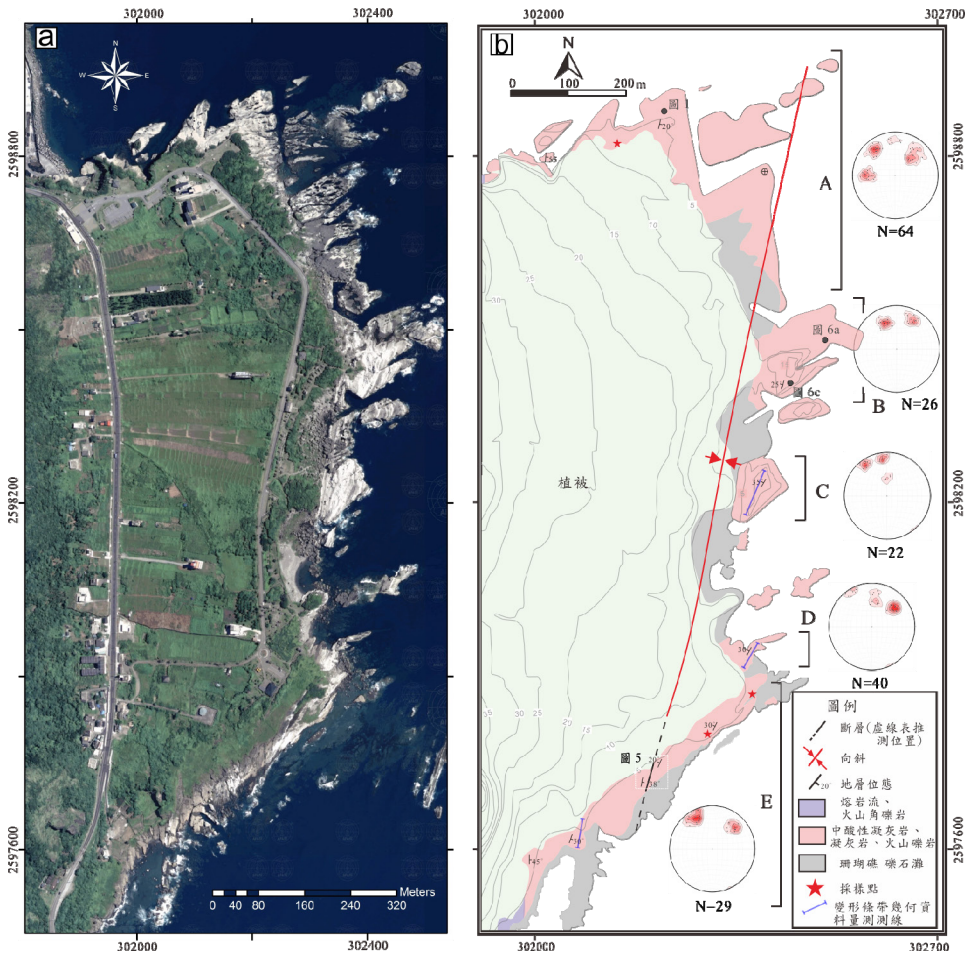


圖4 石梯坪火山碎屑岩及變形條帶的分佈情形。a. 空拍影像。影像取自Safe Taiwan。b. 露頭岩性及變形條帶各區的狀況。N為立體投影圓中的變形條帶資料數。

側向連續的岩層受到截切，以斷層接觸（見圖 4 及圖 5）。石梯坪以火山碎屑岩所組成，但岩性在北中南略有不同。北端由西側地形急遽變化處，岩性上也有所不同，由西至東，塊狀暗灰或黃棕色礫石質凝灰岩（見圖 3d 右側），轉為層狀黃棕色礫石質砂岩層夾灰色砂岩層，約二、三十公尺寬，往東全為灰色的凝灰岩或中酸性凝灰岩，於向斜東翼僅軸部少部份岩層出露；中段出露的岩層幾乎在向斜東翼以中酸性凝灰岩為主，可見夾數公尺厚的火山礫石層，部份延續性佳，也出露於南端（見圖 5b），但北端未見。南端於斷層（約向斜軸跡的位置）兩側皆有岩層出露，鄰近斷層的兩側岩層雖位態不同，但岩性差異不大（見圖 5），指示斷距不大（~數公尺），岩性亦為凝灰岩、中酸性凝灰岩及夾數公尺厚的火山礫石層，至西側可見黃棕色有層理的凝灰岩與熔岩接觸（見圖 3f），再往西則以火山角礫岩為主（見圖 3h）。圖 2 中的石門火山角礫岩及石梯坪凝灰岩的邊界，即根據本研究的野外觀察修定。



圖5 石梯坪南端的斷層。斷層面明顯可見，兩側岩層位態不同，斷層跡東側西傾，西側東傾。



## 石梯坪變形條帶的產狀與分佈

石梯坪的變形條帶，成組出現，大多較圍岩凸出，容易判識與追蹤（>數公尺長），如圖 1 及圖 6a。一道變形條帶常為數條以上聚集而成，呈瓣狀（如圖 6a 及 6c）或束狀（如圖 6f）。以單一條帶出現的數量相對較少且較短，未發現長度公尺級以上的。單一及瓣狀或束狀中個別的條帶寬度通常為 1 公釐到數公釐寬，一道聚合的瓣狀條帶其寬度（亦即最外側的兩條帶間的距離），在數公釐至 15 公分，長度常可達 10 公尺以上，與鄰道的間距約為 0.5-7 公尺，一道聚合的條帶總錯距通常介於 1 到 20 公分間。部份的變形條帶並無凸出地表，甚至凹陷，但仍可從顏色與粒徑的不同與以辨識。另外，在少數岩性內的變形條帶，似有易被掏空形成裂縫的現象。除岩性的變化使變形條帶有不同的產狀外，位於海水漲退潮所及之處的變形條帶，也常被掏空。石梯坪的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的基質，然而，少數亦穿越相對堅硬的火山彈，並將其錯開。

全區域分佈的變形條帶主要有東北東及西北走向兩組，前者帶右移分量，後者帶左移分量，另有次要的兩組：東西走向具左剪性質，於部份區域出現；南北走向的變形條帶具右剪性質，則僅出現在北邊。由其截切關係判定，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。

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 和 E，統計各區變形條帶的位態、寬度、錯距與間距，如圖 4 與表 1。從中挑選變形條帶出露狀況最佳的 A 區，進行無人飛機影像拍攝，以辨識變形條帶的主要分佈方向；另選包含兩組主要條帶出露，且地形起伏最大，西緩東陡單面山地形的 B 區，繪製詳細的構造地質圖，以呈現其三維形態，這兩區的結果將於後面章節詳述。以下先就 C、D 與 E 的地形及變形條帶的分佈情形說明。

C 區同為西緩東陡的單面山地形，其東邊有平緩的海階，岩層位態約  $N30^{\circ}E/35^{\circ}W$ 。變形條帶數量相對其他區為少，主要有東北向與東西向兩組，皆呈高傾角（ $\sim 70^{\circ}S$ ），另有一組次要東西向條帶為低傾角（ $30^{\circ}S$ ），僅見 4 條（林詩婷，2015；圖 5.18）。東北向組的右移，錯距可達 80 公分，為東西向組截切。

D 區地形起伏小，岩層位態為  $N30^{\circ}E/30^{\circ}W$ 。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，平均間距約 77 公分，左移錯距 3-10 公分，可達 60 公分。另兩組方向，分佈較疏散，平均間距約 2.4-2.5 公尺，平均錯距 2-5 公分，可達 15 公分，東北東方向組為右移；東西向組為左移。

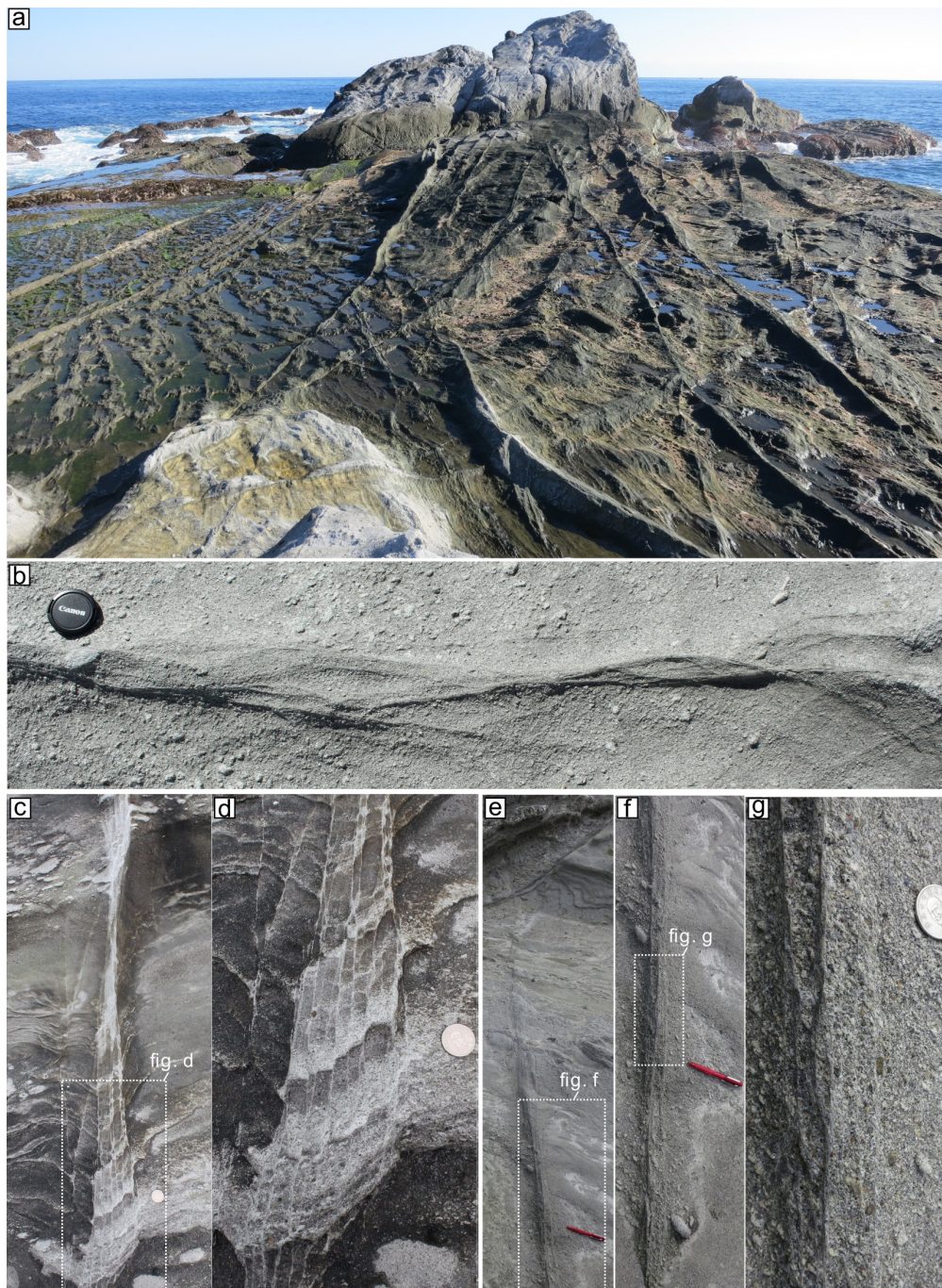


圖6 石梯坪的變形條帶產狀。照片拍攝地點皆在B區，圖a的詳細位置參見圖4。圖b及c近乎水平地面，圖c為高角度 ( $>60^{\circ}$ ) 的坡面。

表 1 各區變形條帶的資料

變形條帶位態		組一	組二	組三	組四
區域		50°-65°/55°-80°S (R) <sup>a</sup>	115°-140°/50°-65°S (L)	80°-100°/50°-70°S (L)	350°-10°/50°-70°E (R)
A <sup>b</sup>	平均	Width: 1.-5.0/15.0 <sup>c</sup> (cm) Separation: 2.-4.0/20.0 <sup>d</sup> (cm) spacing: 1.1 (m)	1.-3.0/10.0 2.-5.0/10.0 0.85	0.5-1.5/5.0 1.-3.0/5.0 5.0	0.5-2.0/10.0 1.-3.0/5.0 3.3
	觀景台 <sup>e</sup>	spacing: 0.32 (m)	0.54		0.65
B <sup>f</sup>		W: 2.-10.0/20.0 (cm) S: 3.-8.0/26.0 (cm) s: 6.0 (m)	2.-10.0/80.0 3.-8.0/262 5.0		
C <sup>g</sup>		W: 1.-3.0/15.0 (cm) S: 2.-5.0/80 (cm) s: 7.0 (m)		1.-2.0/10.0 1.-2.0/5.0 9.0	
D <sup>h</sup>		W: 0.5-2.0/5.0 (cm) S: 2.-5.0/15.0 (cm) s: 2.5 (m)	0.5-3.0/8.0 3.0-10.0/60 0.77	0.5-2.0/3.0 2.0-5.0/15.0 2.4	
E <sup>i</sup>		W: 2.-8.0/15.0 (cm) S: 5.-15.0/150 (cm) s: 3.2 (m)	1.0-5.0/10.0 3.0-7.0/60 6.0		

註記: <sup>a</sup> 走向以方位角表示。R為右移，L為左移。

<sup>b</sup> 量測區域為中段的東岬、西岬及兩岬間(見圖8)共分四區，測線主要以垂直各組變形條帶為原則，分別計算出現頻率，以估算條帶相鄰距離(spacing)，共計8條，最長30米有3條，25米及15米各2條，最短6米1條。各區所得結果，再予以平均，特別表示其中一區(觀景台)，以顯各區的差異之巨。

<sup>c, d</sup> 平均量/最大量。

<sup>e</sup> 測線位置觀景臺北側，見圖8及圖9a，南北向長15米，再換算組一及組二的條帶平均間隔距離。組四的條帶平均間隔距離由圖9a粗估。

<sup>f</sup> 由圖十估算。

<sup>g, h, i</sup> 測線位置及長度，參見圖4。

E 區變形條帶有東北東向與西北向兩組，束狀條帶由 2-5 條個別條帶組成，明顯較圍岩突出，東北東向的條帶寬度 2-8 公分，左移錯距 5-15 公分，可達 150 公分，平均間距約 4 公尺，寬度、錯移量皆比西北方向組大，且分佈也較密。在前節已提及此區存在一斷層，兩側的岩層傾向相反(見圖 5)，傾角皆在 20 度以上，斷層位態與西側岩層約略相同。然而，數道東北東向的變形條帶通過斷層，未被錯移，且位態保持一致(林詩婷，2015；圖 5.21)，代表石梯坪向斜先形成，然後斷層，最後變形條帶，且斷層此後未再活動。

## 空拍結果

變形條帶的出現以 A 區最為密集且露頭狀況最佳，特以內有 GPS 定位系統的 YJ-1000-QC 四懸翼無人飛機(Unmanned Aerial Vehicle, UAV)，搭載 28mm 鏡頭的 Canon5D Mark II 相機，分別進行 40 公尺及 100 公尺高度的拍攝，相當

於 1 個影像畫素 (pix) 分別為 1.17 及 2.92 公分 (亦即為地面取樣距離, Ground Sample Distance), 相片前後重疊率 80%, 左右重疊率 60%, 再利用 Hugin 軟體進行空拍圖正射化。

圖 7 為 A 區東部及中段的線形暨岩性分布圖, 以 100 公尺高度拍攝影像合成的正射空拍圖當底圖, 辨識地面物種類, 及顯見的變形條帶、裂縫 (fissure) 等線性構造, 所繪製而成。其中可見普遍分佈的變形條帶有東北東向與西北向兩組, 東西向的也有但較少。

東部的海蝕平台上, 則以東北東向的裂縫為主, 這些裂縫可能曾為變形條帶。此外, 海岸線則為許多道東北東與近東西走向的海蝕溝截過, 末端常可見與變形條帶相接連, 可能意味著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可觀察到。

中段地形呈”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, 夾有兩公釐至數公分不等的火山礫。圖 8 為本段的變形條帶分佈圖, 以 40 公尺高度的拍攝影像, 搭配地面查核, 繪製而成。與圖 7 相較, 圖上的構造線延長性更佳。除上述三組中外, 可見另一組近南北向的變形條帶或凹陷的線性構造, 常因空照與光線角度之故, 在各處幾乎無法清晰呈現在空照圖, 其野外產狀可參見圖 9a, 圖中的南北向變形條帶以平均間距約 0.65 公尺並行出現, 然僅一道最明顯的 (圖 9a 粗箭頭標示) 可見於空拍影像。底下為野外現象的敘述: 在西岬, 主要的條帶為南北走向, 傾角約  $50^{\circ}\text{E}$ - $60^{\circ}\text{E}$ , 平均間距 15 公分, 次要條帶為西北走向與東北東走向的條帶或裂縫, 傾角約  $60^{\circ}\text{S}$ 。兩岬中間區域, 變形條帶以  $\text{N}70^{\circ}\text{E}/70^{\circ}\text{S}$  為主, 貫穿全區並延伸至東岬東側中間的海溝, 另有三組屬次要方向的條帶或裂縫, 分別為西北向、東北向及東西向。東側岬角以東北東向為主要條帶, 西北走向條帶次之, 前者外觀因較突出、較寬且長而顯著, 後者則較前者密集。東西向者, 相對較少, 常為數十公尺長, 其延續性佳, 產狀非以瓣狀或束狀出現, 而常見單一、直平、有內充物, 但未比圍岩突出, 甚至以內部掏空的裂縫形態出現 (圖 9b)。

A 區西部岩層走向為  $\text{N}5^{\circ}\text{E}$ - $\text{N}20^{\circ}\text{E}$  向東傾, 傾斜角度由西向東逐漸變緩。此區單一條變形條帶厚度約 1-2 公釐, 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。除了主要的兩組, 西北走向與東北東走向的條帶外, 兩組次要條帶為南北走向與東西走向。

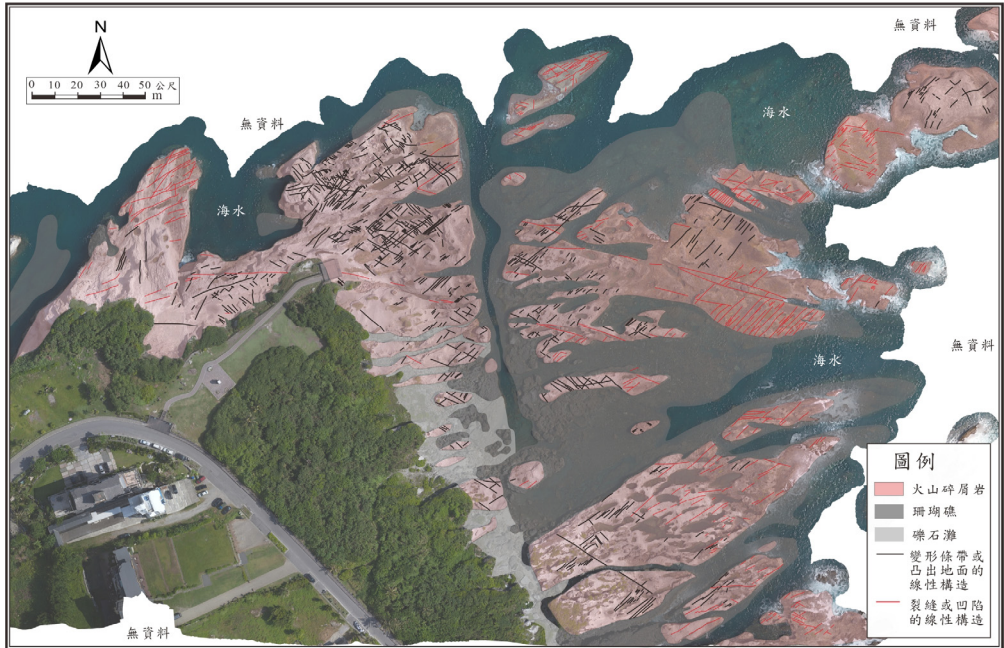


圖 7 石梯坪北部 (A 區東部及中段) 線形暨岩性分布圖。

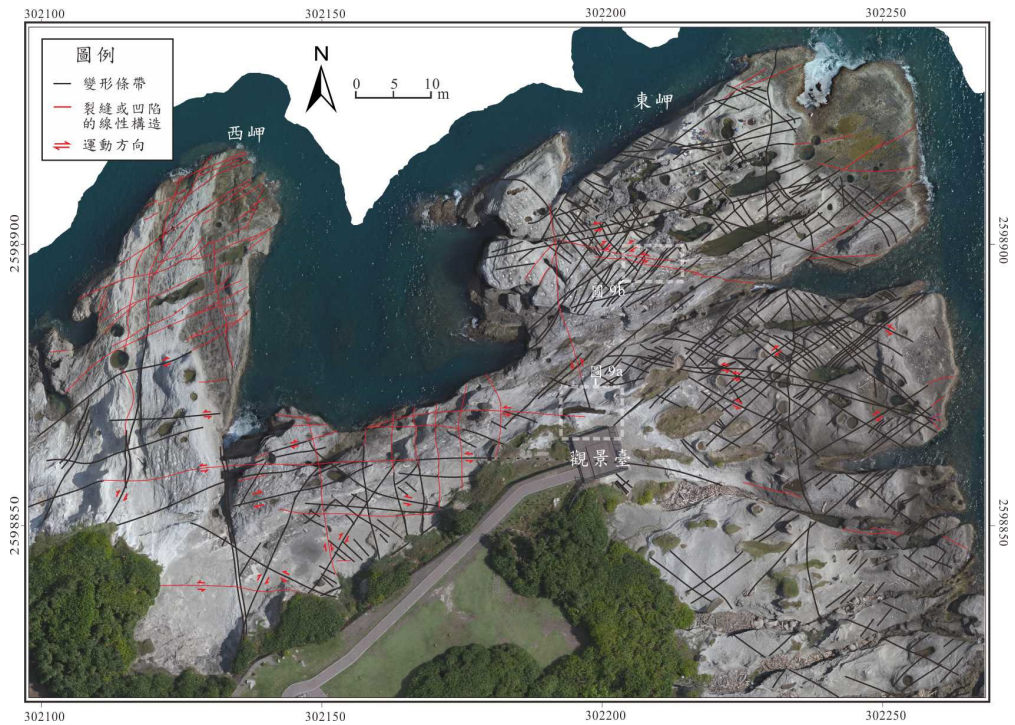


圖 8 石梯坪北端中段的變形條帶分布圖。



圖9 非共軛的變形條帶組。拍攝位置見圖8。a.南北向的變形條帶（箭頭標示），粗箭頭標示的變形條帶，與圖8中的虛線方框中的變形條帶為同一道。b.東西向的類變形條帶（箭頭標示）。

## 測繪構造地質圖

另選取具兩組主要變形條帶出露且地形起伏最大的 B 區，進行地形測量，使用全測站經緯儀，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，總共測得 1009 個座標值，建立地形模型，繪製成高差一公尺的等高線地形圖，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，搭配野外的調查，繪出本區變形條帶的分佈，並依照岩石粒徑大小、顏色、沉積構造等等，將本區劃

分成 12 個岩石單位，繪製成詳細的構造地質圖，藉此探究條帶是否因岩性的差異，有彎曲或中斷等現象。

B 區為西緩東陡的單面山地形（圖 3e），東側受海蝕作用呈階梯狀。層面約為南北走向，傾角約 20~30° 向西，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 公釐的礫石間，夾有公分至數十公分不等的火山彈，如圖 10。此處變形條帶由 2-8 條條帶組成束狀，平均寬度在 2-10 公分，如圖 6，東北東與西北西方向成組出現，傾角從 50°S 至近乎垂直，並穿過火山礫岩與凝灰岩，甚至安山岩質的火山彈，如圖 11b，因此，推斷變形條帶形成的主要控因並非粒徑大小及岩性。此區變形條帶的錯距大多介於 3-8 公分，然而在較緩的西側單面山上，有一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 11a，其走向為 N55°W，傾角近乎垂直，由 3-4 條條帶組成，此束狀條帶寬度，從 4 公分變化至 80 公分，當中一條帶錯距明顯較大（可能達公尺級），已然形成一道滑動面（slip surface, Aydin and Johnson, 1983）。此處層面傾角與坡度相近，且斷層兩側岩層不同難以判定坡面上的斷距，然單面山東側為懸崖與海階面構造，因此可量得鉛直斷距約 80 公分。此外，坡面上兩火山彈斷塊（見圖 11c）的大小、岩性與構造特徵皆相近，加上兩者的相對高程（約 80 公分）等，認為兩者原本為一體的火山彈，而斷層的可能滑距（slip）相當於兩斷塊的相對距離，約 2.6 公尺。

## 室內實驗

本研究分別於石梯坪南北兩端三處（見圖 4），採集直徑 2.5 公分長 3 公分的岩芯 75 根，進行試驗與薄片製作，薄片切面一律採與岩芯上的變形條帶垂直。

## 變形條帶與圍岩孔隙率的分析

量測值為薄片（thin section）中有效孔隙率。為便於分辨礦物及孔隙，使用環氧樹脂進行灌膠，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 繪圖軟體內將相片接合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，影像內只包含兩種色調，再利用 ImagePro Plus 6.0 影像分析軟體，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。

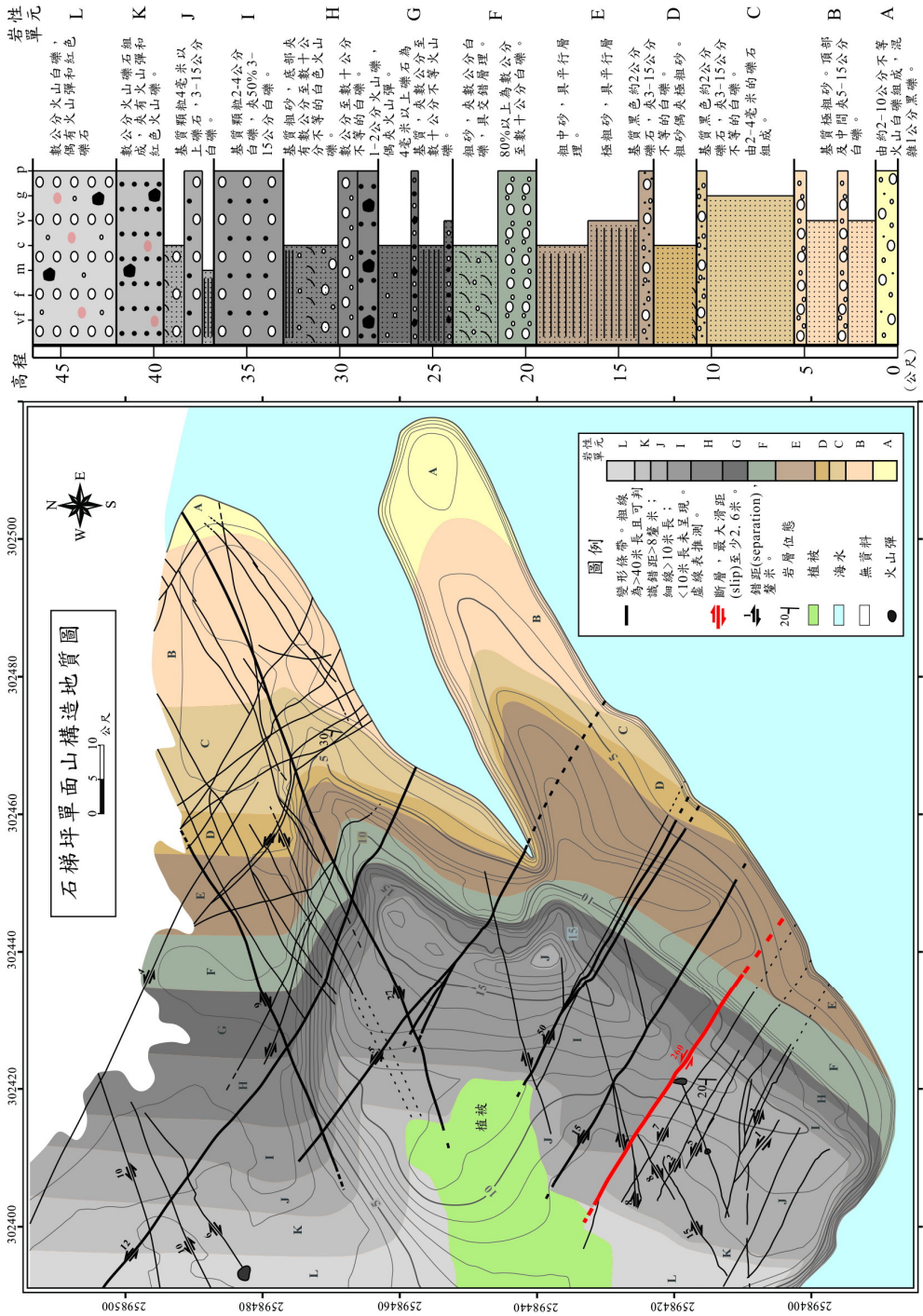


圖 10 石梯坪單面山 (B 區) 構造地質圖。



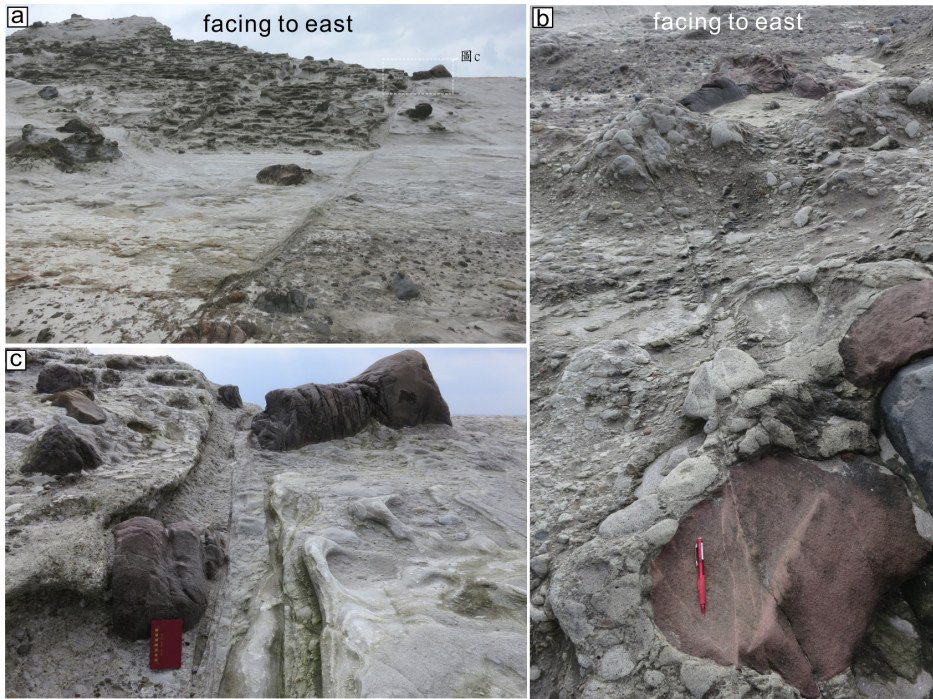


圖11 石梯坪單面山（B區）的斷層及變形條帶。圖a位置點請參見圖10；圖b的位置在單面山西側平坦處，約圖a斷層西端南方數公尺處。

一共分析 25 個樣本，進行估算時分成圍岩及變形條帶兩個部份，再細分為五類（見圖 12）。其中圍岩分成，未受變形條帶影響及條帶間受到影響的兩種；條帶則根據產狀及錯距，分為單一條的、束狀的與錯距大於 30 公分等三種。所得結果圍岩平均孔隙率為 16.3%，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 (Shultz and Siddharthan, 2005)。變形條帶間的圍岩受其影響，平均孔隙率略降低至 11.8%；單一條帶只有一個樣本，孔隙率為 7.0%；束狀條帶內的平均孔隙率為 5.0%；錯距達 30 公分以上的束狀條帶，平均孔隙率為 2.8%。圖 12 可見從左側圍岩至右側錯距 30 公分以上的變形條帶，孔隙率有明顯下降趨勢。平均而言，條帶內孔隙下降達 57.0~82.8%，代表其受到強烈的壓密作用，甚至其間的礦物可能遭受壓碎、剪破及膠結等作用。

### 變形條帶的滲透率分析

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，此儀器可於室溫下，量測不同圍壓下孔隙率級滲透率數值，最高可達 200MPa。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

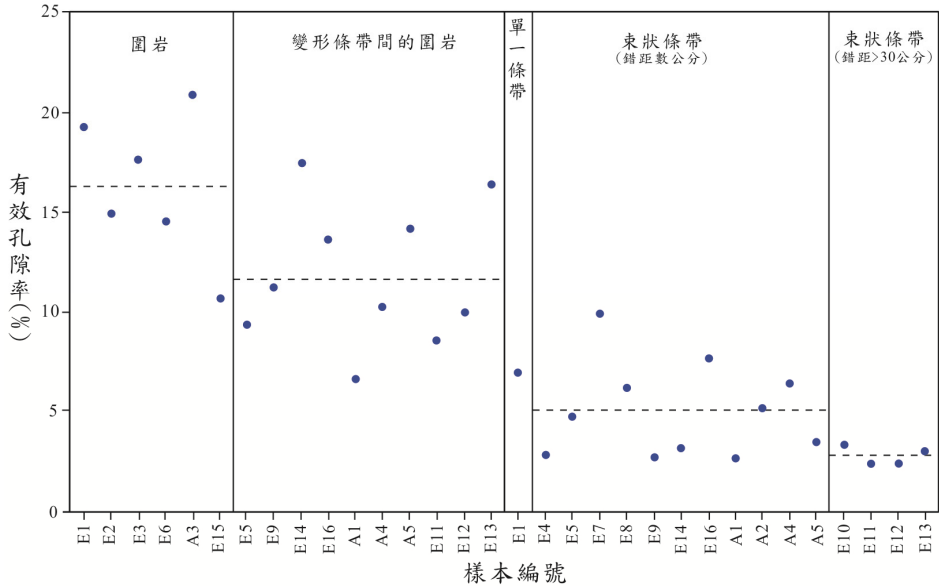


圖12 圍岩及變形條帶的有效孔隙率。左側未變形岩石至右側錯距30公分以上的條帶，孔隙率有明顯下降趨勢。

壓力梯度作用之下，岩石的滲透率可由公式(1) (Scheidegger, 1974) 計算：

$$K = \frac{2 \cdot Q \cdot \mu_g \cdot L}{A_s} \cdot \frac{P_u}{(P_u^2 - p_d^2)} \quad (1)$$

其中  $K [m^2]$  為岩石本身的滲透率， $Q [m^3/s]$  氣體流速， $L [m]$  為試體長度， $A_s [m^2]$  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 ( $\sim 0.1 MPa$ )。此儀器須給予試體施於圍壓，本研究採固定圍壓最低值  $3MPa$  進行量測，相當在岩體在地下  $15$  公尺深 (假定凝灰岩密度約  $2.0 g/cm^3$ ) 的滲透率。

本研究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  $153$  毫達西 (md)，含變形條帶樣本之滲透係數為  $5.6$  毫達西 (樣本編號 E11) 及  $1.7$  毫達西 (樣本編號 E12)，與 Fossen *et al.* (2007) 所整理前人實驗結果比較，大部分變形條帶的滲透率與圍岩差約 1-3 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 13a。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，可利用以下式子(2) (Das, 1993) 將樣本滲透率轉換成變形條帶內的滲透率：

$$k_{V(eq)} = \frac{H}{\left(\frac{H_1}{k_{V_1}}\right) + \left(\frac{H_2}{k_{V_2}}\right) + \dots + \left(\frac{H_n}{k_{V_n}}\right)} \quad (2)$$

$k_{v(eq)}$  為樣本滲透率， $H$  為樣本長度， $H_n$  為樣本內第  $n$  條變形條帶的厚度， $k_{v_n}$  為第  $n$  條變形條帶的滲透率，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 0.52 毫達西(樣本編號 E11)與 0.22 毫達西(樣本編號 E12)，與圍岩滲透率相比，下降 2-3 個數量級，如圖 13b。

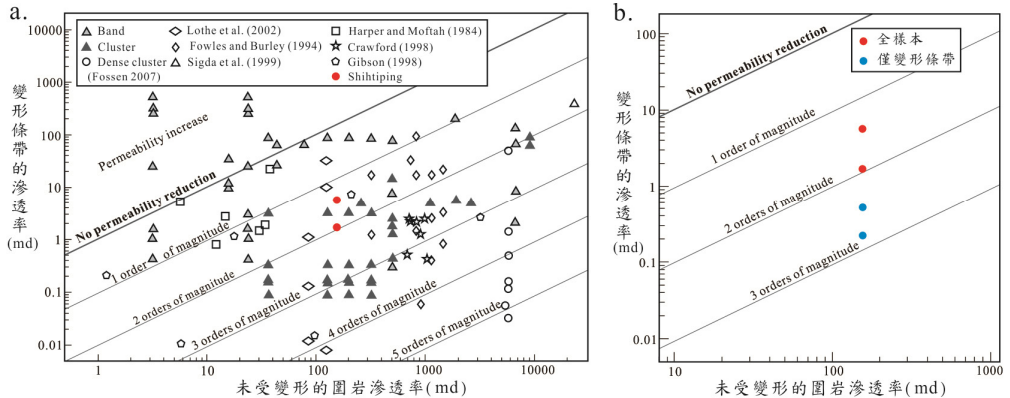


圖 13 石梯坪變形條帶與圍岩的滲透率。a.與前人實驗結果比較圖；b.全樣本與僅變形條帶內的滲透率的比較。兩者的差異參見內文說明。

## 變形條帶的岩象觀察

含變形條帶的岩石於偏光顯微鏡(圖 14)及掃描式電子顯微鏡下(圖 15)，可見條帶內外組成礦物相同，主要皆為長石、角閃石及輝石所組成，兩者的差別在於粒徑的大小、形貌與分佈情形，及孔隙的數量。條帶內粒徑明顯較小，少有大於 0.4 公釐的，孔隙的數量通常大幅降低或相當較少，而條帶外粒徑分佈相對廣許多，大於 0.4 公釐的為數不少，稜角也多，部份也可見破裂(如圖 14b 及 14c)，此顆粒內部的破裂現象，應為壓碎作用(cataclasis)的結果，如圖 15a(樣本 E12，變形條帶的錯距>30 公分，孔隙率參見圖 12)。此外，亦發現條帶內含火山基質，可能受剪力作用影響，由外圍捲入，如圖 15d(樣本 E5，條帶的錯距數公分)。於錯動量較大(錯距>30 公分)的變形條帶內，亦有條帶外的粒徑遠小於條帶內部的現象，如圖 15e(同圖 15a 為樣本 E12)。

## 討論

### 火山凝灰岩的變形條帶與砂岩的變形條帶之異同

猶他州的變形條帶主要出露於侏羅紀 Entrada 砂岩與 Navajo 砂岩。兩砂岩組成礦物以石英及長石為主，孔隙率約 20-25%，平均粒徑約為 0.15 公釐。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的白色砂岩、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%，粒徑分佈甚巨，從公尺級的火山彈到公釐級的火山灰，岩石淘選度遠比 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，此共同的特點，可能因此使兩地成為適合變形條帶發展的地區。

比較兩地變形條帶外觀，變形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 6a，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，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 (Aydin *et al.*, 2006, Fig. 2b)，反觀組成石梯坪岩石的顆粒，淘選度非常差，甚至含有許多火山灰基質。因此岩石受到壓縮時，可能只是基質的變形，若同時也受剪時，甚至將部份基質捲入變形條帶內部 (如圖 15d)，降低條帶內部的強度，致使變形條帶抗風化能力不如猶他州的條帶。此外，在石梯坪海水漲退潮所及處，變形條帶易被侵蝕掏空，可能是因為條帶內的礦物顆粒相對細小，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 11b，從條帶顏色變化可知，火山彈的組成也被捲入條帶內部，變形條帶由凸出於凝灰岩至凹於火山彈，可推斷其內部膠結程度應介於兩者之間。

石梯坪的單一條帶數量相對不常見且短 (通常最長僅數十公分)，可見於深灰色的火山礫岩中，不似猶他州的單一條帶，分佈廣且長度動輒數十公尺至百公尺 (Aydin and Reches, 1982)。加上，在部份束狀條帶中，可見組成的兩個別的單條條帶，這兩單條條帶的尾端類似分別從逆向接近，並列後彼此漸趨靠近，進而相鉗合，呈現類似眼狀構造或爬坡道構造 (ramp structure, 見林詩婷, 2015, 圖 5.4 及 Antonellini *et al.*, 1994)。因此，推測束狀變形條帶的生成過程，可能為同時段許多較短的單一條帶產生，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 16，較似 Schultz and Siddarthan (2005) 提出的壓密剪力型條帶的演化模型，而不似 Aydin and Johnson (1983) 推論的，先直接形成一條較長的單一條帶，第二條再緊鄰第一條旁形成，彼此相互纏繞成束狀條帶，這也可能是石梯坪少有單一條帶出露的原因。

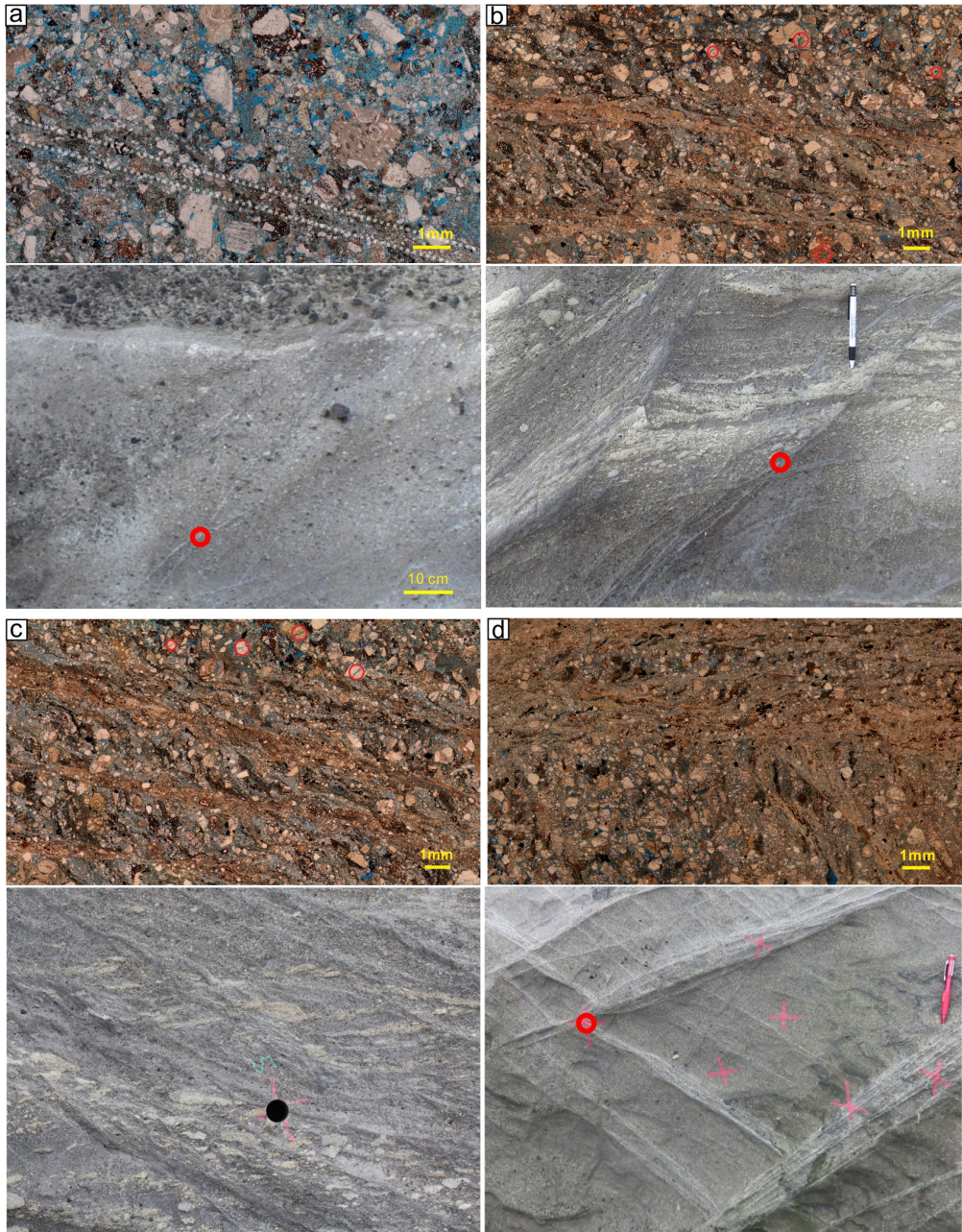


圖 14 偏光顯微鏡下的變形條帶及其野外產狀。a. 樣本 E1。單一條帶，內顆粒間排列緊密，孔隙小且少；圍岩顆粒堆疊疏鬆，孔隙大。b. 樣本 E5。錯距數公分的束狀條帶，內顆粒被剪碎成基質，緊密接觸；圍岩堆疊程度相對鬆，孔隙較明顯；c. 樣本 E12。總錯距約 40 公分的束狀變形條帶，幾乎無孔隙存在；圍岩中部份顆粒破裂。d. 樣本 A1。具兩組條帶，條帶內顆粒緊密膠結，幾乎無孔隙。

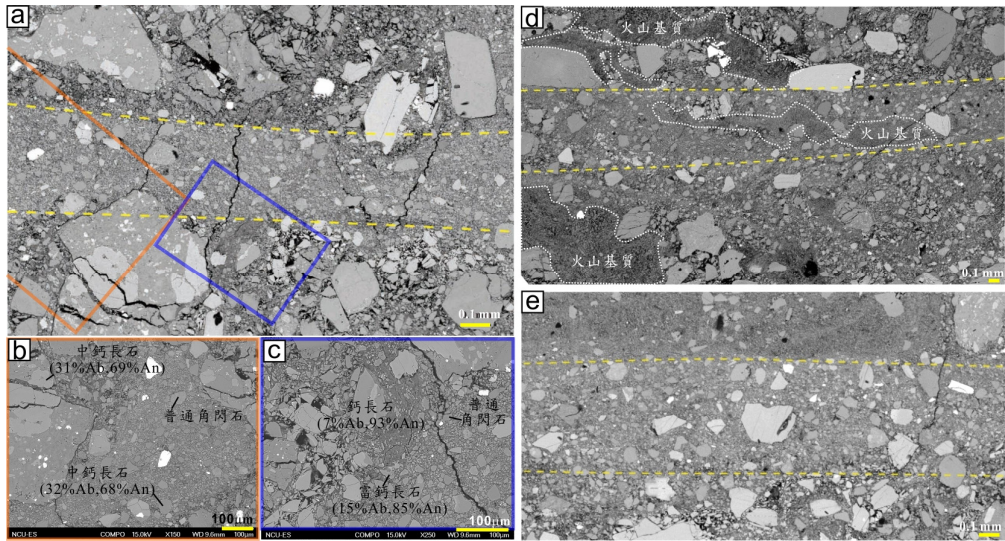


圖 15 掃描式電子顯微鏡下的變形條帶。亦即為背向散射電子 (BEI) 下的影像，礦物成份由能量分散光譜儀 (EDS) 分析所得，兩黃色虛線內為變形條帶，黑色代表孔隙。a 及 e 皆為樣本 E12，d 為樣本 E5。

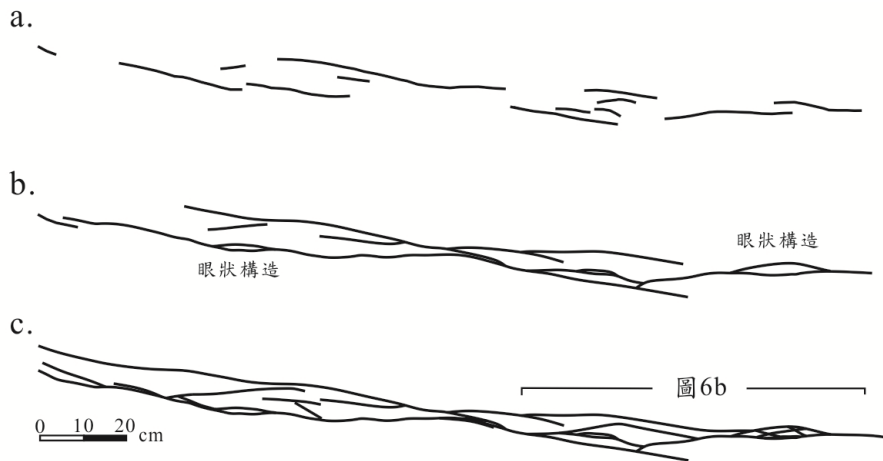


圖 16 石梯坪變形條帶演化的臆測圖。圖 a. 及 b. 為臆測。圖 c. 為實例素描。

## 石梯坪變形條帶可能的形成機制

Aydin *et al.* (2006) 以不同的破壞模式 (failure modes)，將變形條帶分成擴張型 (dilation band, i.e. Mode I)、壓密型 (compaction band, i.e. anti-Mode I)、剪力型 (shear band, i.e. Mode II or Mode III)。而这三類的形成，Rudnicki and Rice (1975) 及 Issen and Rudnicki (2002) 已以物質性質、載荷狀態及載荷歷史為變因，提出可預測其應變局部化的數學理論。隨後 Fossen *et al.* (2007) 以運動學的角度，又加

入壓密剪力型 (compactional shear band) 及擴張剪力型 (dilatational shear band) 兩種混合型。各類型中又以顆粒壓碎造成的壓密剪力型條帶最廣為報導。Fossen *et al.* (2007) 考量實用性，又建議以變形條帶形成的主控機制予以分類，分別為單純顆粒位移的崩解型條帶 (disaggregation band)、片狀礦物塗抹作用 (smearing) 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) 等四種類型，判定的依據則為變形條帶的內部組構，例如礦物種類、顆粒大小、形狀、淘選度、膠結情況、孔隙率及可能的應力狀態等。

石梯坪的變形條帶在偏光與電子顯微鏡下，條帶外圍礦物的粒徑分佈廣，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，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高達 57.0~82.8%，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，明顯受剪動作用，如圖 11b；條帶內顆粒較細小，應是壓碎後的結果，如圖 6d。因此從運動學角度可將其分類在壓縮剪力型條帶，依照形成機制可歸類於壓碎形條帶。此外，我們也注意到許多的束狀變形條帶中的個別條帶的地表跡相當平直（如圖 6f），不似圖 6b 中的條帶地表跡彎曲且分岔多，可能代表其形成的應力狀況具相對較大的剪應力或剪應力及壓應力皆相對較大，但也可能僅反應不同岩石的力學性質之差異。

### 石梯坪變形條帶可能的生成環境與年代

石梯坪凝灰岩為火山島弧的產物，約形成於 5.1-5.2 百萬年間 (Huang *et al.*, 1988)。隨後，火山停止噴發，約 5.0-3.5 百萬年之間，進入碰撞階段，然而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 (Teng, 1990；宋聖榮，1990)。現今的八里灣層即在這期間沉積，其厚度於各溪流剖面差異甚大，以較近於石梯坪的水母丁南溪的出露岩層估算約 1600 公尺厚 (王源等，1992)。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)。石梯坪凝灰岩岩段的變形條帶，由其截切關係判定 (如圖 17)，形成順序大致為南北走向，接著西北或東北東走向，最後才是東西走向。根據野外的觀察，西北向的條帶 (平均位態  $N49^{\circ}W/59^{\circ}S$ ) 被東北東向 (平均位態  $N58^{\circ}E/69^{\circ}S$ )

的截切較常見，相互截切亦可見（圖 17a），加上這兩組的平均銳夾角約  $65.5^\circ$ （圖 18c），研判可能為形成於相同的大地應力下及相同時期的共軛組。此外這四組中沒有任何一組有往西邊密集度（intensity）漸增的趨勢，因此認為皆非伴隨著大港口斷層產生或錯移所產生的調適構造，且依其現今皆為高傾角，加上石梯坪向斜為平緩褶皺，評估褶皺作用對其位態之影響應相當有限。南北走向的這組與石梯坪向斜軸約略平行（圖 2），僅出現在北端（A 區），在南端取而代之的，為出現在褶皺軸跡的斷層（圖 6），這可能為受水平向的壓應力作用，在石梯坪凝灰岩受褶曲初期的應變調適構造，以不同構造方式出現，或許也可能反應南北岩性上的差異。隨後，組成的火山碎屑岩整體變得相對緊密些，加上弧陸碰撞更為劇烈，共軛組變形條帶相繼出現，由其平均銳夾角的平分面走向  $NW85^\circ$ ，與石梯坪向斜的褶皺軸跡近乎垂直，可能代表當時的最大主應力軸方向（ $\sigma_1$ ），與石梯坪向斜開始形成時大致相同。當上伏的八里灣層被抬升且大量剝蝕，使石梯坪凝灰岩越接近地表時，再出現一組東西向的節理或裂理，其部份間隙為地下水中的溶質結晶析出而具充填物，形同變形條帶（圖 9b），但其形貌相對簡單，常呈單一平直的不連續面，縱使於數區皆可發現，但其彼此相鄰距離（spacing）相對甚大，然而，目前採集的樣本中並未有含東西向的這組，無電子顯微鏡下觀察之佐證，因此此推論仍需進一步的證實。圖 18 為石梯坪凝灰岩中的構造出現順序的示意圖。

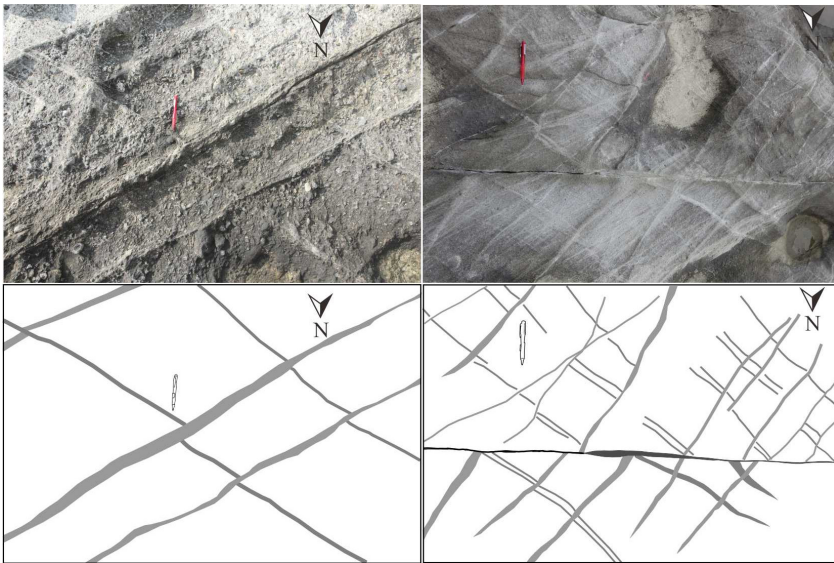


圖 17 變形條帶的截切關係。兩照片的拍射地點皆在石梯坪的 A 區。a. 西北走向與東北走向的共軛組。彼此互相截切。b. 西北走向與東北走向的條帶組為東西向的類變形條帶截切。



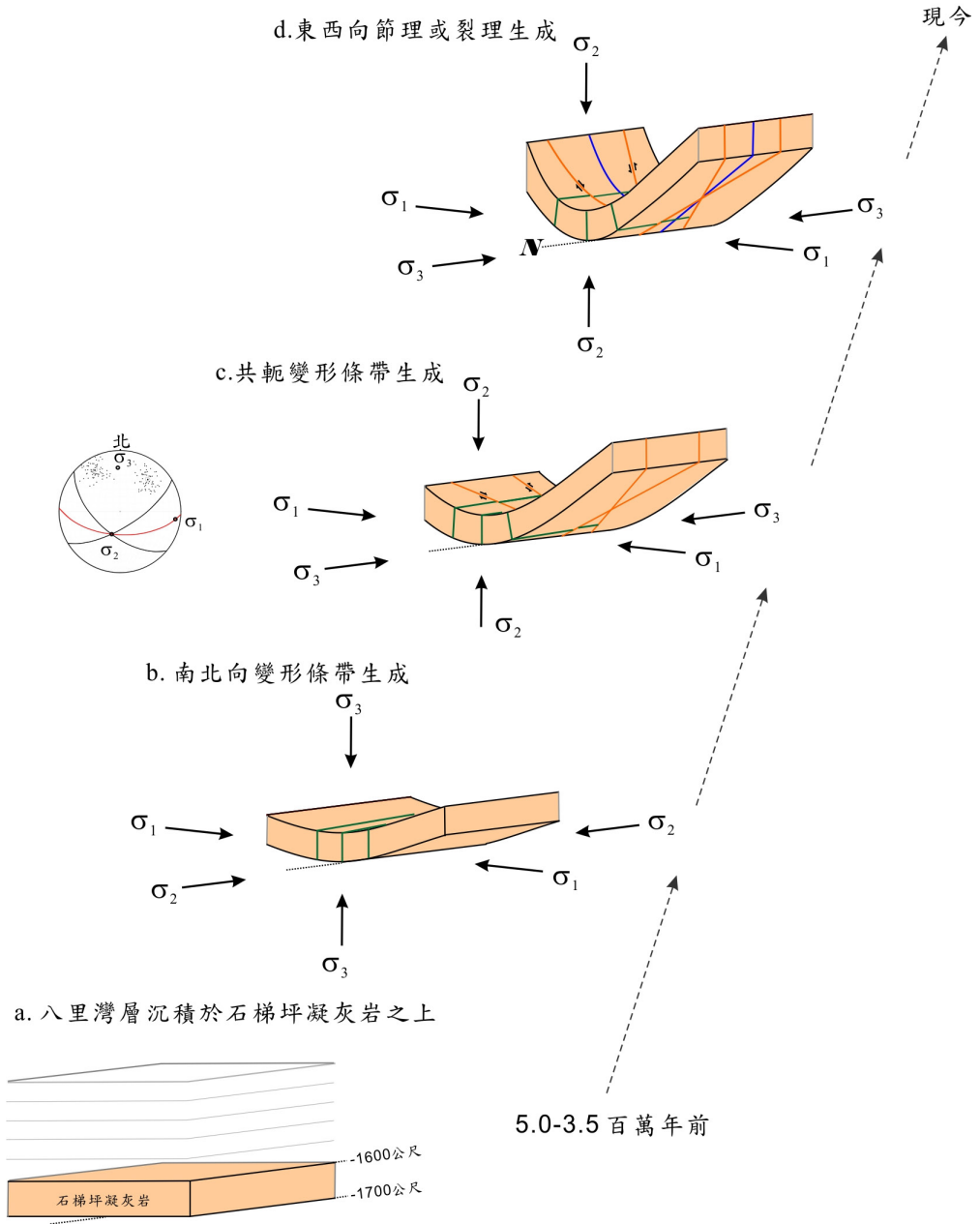


圖 18 石梯坪凝灰岩的構造演化臆測圖。由圖 a 至圖 d，同時示意石梯坪凝灰岩由可能最大的埋深，裸蝕到出露地表。圖 c 立體投影圖所呈現的為全區共軛組變形條帶的資料，黑點為其面的極點 (pole)，兩黑色曲線為各自的平均位態，紅色曲線為平均位態之銳夾角平分面。

## 結論

野外調查結果顯示石梯坪變形條帶以束狀為主，形成方式為多條條帶相互連接而成，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組成礦物皆以斜長石、角閃石及輝石為主，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 N58°E/69°S 與 N49°W/59°S，另兩組次要為 WE/61°S 與 NS/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。南北與東北東走向為右移剪切，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。變形條帶內孔隙率約為 5.0%，相較於圍岩下降約 70%。滲透率試驗內，圍岩滲透率係數為 153 毫達西，條帶內約為 0.22 與 0.52 毫達西，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密剪力型條帶，依照形成機制可歸類於壓碎形條帶。

透過野外觀察，特別是變形條帶各組的截切關係，而最早形成應為南北走向條帶，可能形成於岩層開始受褶曲的初期，隨後共軛組的西北與東北東向形成，當石梯坪凝灰岩的上伏岩層，抬升且大量剝蝕使其接近地表，東西向的這組陸續出現，其為具充填物的裂理（亦即原為節理組，之後有數公分的小量錯移及物質充填）或真為變形條帶，仍須進一步的探究。

## 誌謝

感謝科技部經費補助（計畫編號：MOST 104-2116-M-008-006-），及所有參與野外工作和室內試驗的人員。AI-RIDER 剛鈺股份有限公司暨中興測量的空拍協助、林彥廷的空拍影像正射化、李德貴博士與陳朝志先生於岩心採樣上的協助。王士偉博士與鍾坤煒先生的光薄片製作、葉孟宛教授提供岩石攝相機及邱宇平的影像分析教學。提供偏光顯微鏡與 SEM 的中央地科系盆地分析室、協助滲透率試驗的中央應地所土壤及岩石力學研究室，及三位審稿委員，謹此敬申謝忱。

## 參考文獻

- 王源、楊昭男、陳文山（1992）五萬分之一玉里地質圖幅及說明書。經濟部中央地質調查所。
- 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。
- 林詩婷（2015）臺灣東部海岸山脈中段地質構造特性研究。國立中央大學應用地質研究所碩士論文，共 105 頁。
- 莊文星（2010）石梯坪地質地地形景觀登錄。國立自然科學博物館館訊，第 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。
- 賴文基（1995）臺灣東部海岸山脈中段地質構造特性研究。國立成功大學地球科學研究所碩士論文，共 122 頁。
- Alikarami, R., Torabi, A., Skurtveit, E. (2012) Impact of faults on the mechanical and petrophysical properties of sandstone reservoirs- An implication for CO<sub>2</sub> storage. Third EAGE CO<sub>2</sub> 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, 78, 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, 16, 941-959.
- Argon, A. S. (1975) Plastic deformation in glassy polymers, in Polymeric materials. Metals Park, Ohio, ASM monograph, 412-486.
- Aydin, A. (1978) Small faults formed as deformation bands in sandstone. Pure and Applied Geophysics, 116, 913-930.
- Aydin, A. and Reches, Z. (1982) Number and orientation of fault sets in the field and in experiments. Geology, 10, 107-122.
- Aydin, A. and Johnson, A. (1983) Analysis of faulting in porous sandstones. Journal of Structural Geology, 5, 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, 28, 83-98.
- Bowden, P. B. and Raha, S. (1970) The formation of micro shear bands in polystyrene and polymethylmethacrylate. Phil. Magazine, 463-482.
- Chai, B. H. T. (1972) Structure and tectonic evolution of Taiwan. American Journal of Science, 272, 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, 26, 37-56.
- Das, B. M. (1993) *Principles of geotechnical engineering*, PWS Publishing Company, Boston

Massachusetts.

- Du Bernard, X., Eichhubl, P. and Aydin, A. (2002) Dilation bands: a new form of localized failure in granular media. *Geophysical Research Letters*, 29, 2176-2179.
- 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*, 18, 1063-1081.
- Fisher, R. V. and Schmincke, H. U. (1984) *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Fossen, H. and Bale, A. (2007) Deformation bands and their influence on fluid flow. *AAPG Bulletin*, 91, 12, 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*, 164, 755-769.
- Fossen, H. (2010) Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology*, 27, 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*, 33, 1477-1490.
- 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*, 26, 133-160.
- Issen, K. A. (2002) The influence of constitutive models on localization conditions for porous rock. *Engineering Fracture Mechanics*, 69, 1891-1906.
- Jamison, W. R. and Stearns, D. W. (1982) Tectonic deformation of Wingate Sandstone, Colorado National Monument. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66, 12, 2584-2608.
- Kramer, E. J. (1974) The stress-strain curve of shear-banding polystyrene. *Journal of Macromolecular Science*, 10, 191-202.
- Nadai, A. (1950) *Theory of flow and fracture of solids*. McGraw-Hill, New York, 571 pp.
- Page, B. M. and Suppe, J. (1981) The Pliocene Lichi Melange of Taiwan: its plate tectonic and olistostromal origin. *American Journal of Science*, 281, 193-227.
- Pollard, D. D., Aydin, A. (1988) Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, 100, 1181-1204.
- Rudnicki, J. W. and Rice, J. R. (1975) Conditions for the localization of deformation in pressure-sensitive dilatant materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 23, 371-394.
- Scheidegger, A. E. (1974) *The physics of flow through porous media*, 3rd Edition. University of Toronto Press, Toronto.
- Schultz, R. A. and Siddharthan, R. (2005) A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics*, 411, 1-18.
- Song, S. R. and Lo, H. J. (1988) Volcanic geology of Fengpin-Takangkou area, coastal range of Taiwan. *Acta Geologica Taiwanica*, 26, 223-235.

- Teng, L. S. (1990) Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent in Taiwan. *Tectonophysics*, 183, 57-76.
- Yamaguchi, M. and Ota, Y. (2004) Tectonic interpretations of Holocene marine terraces, east coast of Coastal Range, Taiwan. *Quaternary International*, 115-116, 71-81.

# Deformation Bands in Shihtiping, Eastern Taiwan

Shih-Ting Lin<sup>1,2</sup> and Wen-Jeng Huang<sup>1,3,\*</sup>

## ABSTRACT

Deformation bands, a type of tabular structure occurring in porous sediment or rock, pervade Shihtiping marine platform. The marine platform is composed of pyroclastic rocks with distinct stratification, mainly early-Pliocene ignimbrite. Old tilted volcanic breccia conformably constitute the hills west of Shihtiping. The north-south-trending Takangkou Fault thrusts the late-Miocene volcanic breccia onto the Pleistocene sedimentary rocks at approximately 1-2 km west of Shihtiping. The deformation bands are commonly exposed as cluster zones in Shihtiping where a N14°E-trending syncline crops out. The bands can be traced easily as they commonly protrude from the ground surface. The cluster zones range from 0.1 to 15 cm in width, up to 10 m in length and from 1 to 20 cm in total separation. Two sets of conjugate deformation bands with orientations of ENE and NW are widely distributed while those with orientations of NS and WE are found locally. The dip angles of all sets range from 50° to 90°. The porosities of the host rock and the deformation bands are, respectively, 16.3% and 5.0% as calculated based on image analysis of thin sections. Through permeability test, the hydraulic conductivities of two samples obtained from the deformation bands read respectively 0.22 and 0.52 md, indicating a decrease by 2 to 3 orders when compared to those of the host rock. Minerals in the deformation bands, like those in the host rock, mainly include plagioclase, hornblende and augite; grains in the bands, however, are relatively smaller and fracture-free. This suggests that the Shihtiping deformation bands were formed by compaction, shearing, and cataclasis and can be classified as compactional shear and cataclastic bands in terms of kinematics and mechanism, respectively. While reflecting regional paleostress, they are not associated with the Takangkou Fault. Also to be noted is that the set of NS bands, the sets of conjugate bands, and the set of WE bands formed in sequence respectively at the early, middle and late stages of the syncline evolution.

**Key words:** deformation band, Shihtiping, porous rocks, ignimbrite.

---

1. Institute of Applied Geology, National Central University

2. Now at Department of Geosciences, National Taiwan University

3. Department of Earth Sciences, National Central University

\*. Corresponding author, Email: huang22@ncu.edu.tw