

# 海岸山脈地質解說



列印版本

陳文山教授  
國立台灣大學地質科學系

海岸山脈地質解說  
海岸山脈 - 花東海岸【導覽篇一】

## 目錄：

1. 七星潭
2. 美崙台地
3. 嶺頂
4. 鹽寮
5. 水璉十五號橋
6. 巴崎停車場
7. 磯碇
8. 新社
9. 豐濱
10. 石門
11. 石梯坪
12. 長虹橋
13. 膽幔
14. 三仙台
15. 泰源
16. 都鑾
17. 富岡



## 七星潭.....

天氣晴朗時，沿蘇花公路南下途中眺望花蓮市，或在空中鳥瞰，可以看見花蓮市東側有一突起山丘 - 美崙山與美崙台地（圖2-1）。

七星潭位在美崙台地最北端的海岸，此處觀察美崙台地西側有一條明顯的線型崖，向南延伸至花蓮市。地形上呈現線型崖，往往具有特殊的地質意義，經常是由斷層作用形成的斷層崖。1951年10月22日花蓮市東北方海域發生一個地震規模達 Ms 7.1的大地震，地表產生長達9公里的斷層，斷層線沿著崖下向南延伸進入花蓮市區。地震將東側的美崙台地抬高約40-120公分，並且美崙台地向北水平位移2公尺，形成左向平移斷層，這條1951年的地震斷層稱為美崙斷層（徐，1955）。



圖2-1、突起的山丘為美崙山，靠海測的平台為美崙台地。美崙斷層位於美崙山與美崙台地的西側，後方高起的山脈為中央山脈。

從1951年的地表破裂，或地形特徵來看，此地區舊地名稱七星潭，顯示美崙台地西側崖下在機場南側到花蓮教育大學一帶分布有許多水潭。處於斷層沿線上的湖泊或水潭，顯示斷層活動時地表產生凹陷，所以又稱為斷層湖或是斷層池，七星潭就是美崙斷層歷經數十次的大地震與斷層活動產生的水潭。這種地形與斷層兩側地塊的運動方向與斷層走向有關，產生此種地形的斷層都屬於平移作用為主的斷層（平移斷層），而斷層沿線會形成兩種對照的地形，就是形成凹陷的湖泊（張裂盆地，pull-apart basin），或突起的山脊（壓力脊，pressure ridge）。斷層出露地表的形狀一般不會呈現直線，而會有彎曲，尤其是逆斷層，平移斷層與正斷層比較成線型。因此，平移斷層移動時，在斷層轉彎處就會造成斷層兩側地塊產生分離或擠壓，分離的區域就會造成下陷，形成湖泊，擠壓處就會造成隆起，形成山脊（圖2-2）。例如右移的平移斷層在斷層向右轉彎處，斷層兩側地塊會產生分離，而形成湖泊，又稱為拉張盆地；向左轉彎處，兩側地塊產生擠壓，而會形成山脊，又稱為壓力脊。所以七星潭就是左移的美崙斷層在斷層線向左轉彎處，形成的湖泊。



## 美崙台地 .....

美崙的舊名稱為米崙，因此美崙台地又稱為米崙台地。美崙台地是美崙斷層活動造成上盤地塊隆起形成的台地（海階）。因為接近斷層的地表隆起較高，所以形成向東緩緩傾斜的台地。原本花蓮地區在台地形成之前，是由花蓮溪與三棧溪長期沖積形成的沖積扇。在板塊的擠壓作用下，全新世以來北段海岸山脈持續向東北方向移動，並推擠到沖積扇，導致沖積扇與淺海的沉積層產生變形並抬升成為現今的美崙山與美崙台地。板塊的擠壓至今還劇烈的活動，未來的美崙台地還繼續隆起，抬升速率約每年3-4公厘。



圖2-3、台地的崖下為美崙斷層位置，大致經過村莊（七星潭）。



## 嶺頂 .....

嶺頂位在海岸山脈最北端，花蓮溪在此處進入太平洋，向北可以眺望美崙山與美崙台地。嶺頂海岸是由許多色彩豐富且多樣的卵石構成的礫石海灘，有來自海岸山脈的火成岩礫石，也有花蓮溪搬運來的中央山脈變質岩礫石。

嶺頂海岸的岩石為都鑾山層的火山岩，有火山角礫岩與凝灰岩（再堆積的火山碎屑岩）。海岸山脈形成的後期，火山噴發大量的火山灰與火山彈，堆積在火山島周圍，有些則被搬運堆積在火山島周圍的深海中。無論堆積在何處，這些火山岩堆積時，由細粒火山灰構成稱為凝灰岩（圖2-5）；由角礫狀的火山彈堆積而成，稱為火山角礫岩（集塊岩；圖2-6）。



圖2-4、突起山丘為美崙山，花蓮溪出海口。

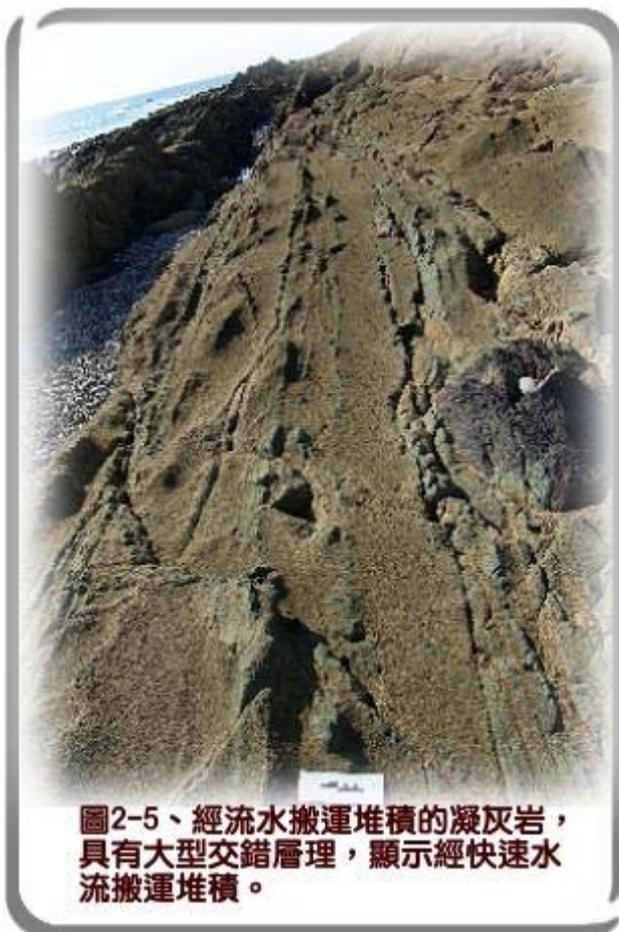


圖2-5、經流水搬運堆積的凝灰岩，具有大型交錯層理，顯示經快速水流搬運堆積。

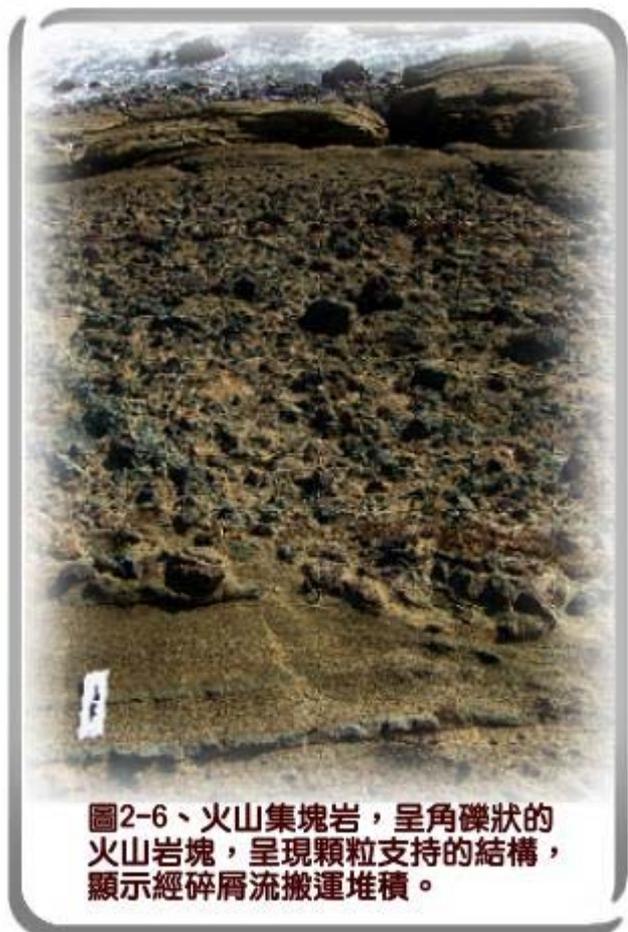


圖2-6、火山集塊岩，呈角礫狀的火山岩塊，呈現顆粒支持的結構，顯示經碎屑流搬運堆積。

角礫岩是火山噴發後搬運距離不遠就被堆積下來，所以不會形成像海灘上渾圓的卵石是被搬運很遠的距離，所以火山岩中另有一種是火山角礫岩沉積之後再次被侵蝕搬運，之後在堆積，稱為再積火山碎屑岩 (epiclastics)。若要分辨火山角礫岩與再積火山碎屑岩，可以依據兩種特性來分辨，一是火山岩礫的外形，再積火山碎屑岩的火山礫呈圓形或次圓形。另一是火山岩礫的岩性，火山角礫岩中角礫的岩性較單一，因為大都來自同一期火山噴發的岩漿產物；而再積火山碎屑岩礫石的岩性較為複雜，是侵蝕來自各不同時期的火成岩。

這些火山角礫岩或再積火山碎屑岩的淘選度都比較差，因為火山地形具有陡峭的火山斜坡，火山噴發物降落在火山上時，受重力影響會快速沿著火山斜坡向下而奔流，形成火山碎屑流 (debris flow)，或稱為土石流或泥流。因此沈積物無法即時產生排列整齊的構造，形成粗細的火山碎屑混雜的結構。



## 鹽寮

鹽寮最著名的景觀是擁有台灣最長的礫石海灘。海岸山脈與台灣西部的海岸地形最大不同是東部海岸較為狹窄，海岸線之下的坡度較陡，遠離數百公尺處的水深達一千公尺以上，而海岸大都屬於岩石海岸，或為礫灘。西部海岸都為沙灘或潮間帶，海底地形非常平坦，台灣海峽平均深度大致在 60-80 公尺深。

鹽寮海灘還擁有另一特色是台灣沿海認識岩石最佳的地點，海灘上的礫石擁有最多種類岩石，有沈積岩、火成岩與變質岩。最常見的火成岩種類有來自海岸山脈的變質砂岩、安山岩、輝長岩、輝綠岩、玄武岩（俗稱為黑膽石）；來自中央山脈的變質岩礫石，如石英片岩、大理石、變質火成岩。沈積岩來自海岸山脈的砂岩與礫岩。部分鹽寮海岸有水璉礫岩出露，岩性以礫岩為主，偶而夾有砂岩（圖2-7），屬於上部深海沖積扇的河道環境。



圖2-7、呈層的礫岩與砂岩，礫岩的海蝕度差，為碎屑流搬運堆積。

圖2-8、水璉礫岩中的礫石有輝長岩與變質砂岩。



水璉礫岩的沉積物來源有中央山脈的輕度變質岩，如變質砂岩、板岩，以及少量的片岩與大理岩；另一來自火山島弧（海岸山脈）的物質，如安山岩、凝灰岩、玄武岩、輝長岩（圖2-8）。



## 水璉十五號橋 .....

經鹽寮之後，公路沿著海岸陡峭岩壁行至十五號橋，路旁岩壁都屬於水璉礫岩，陡直的岩壁上有許多交叉狀的節理。礫岩為淘選度差、顆粒支持的結構（matrix-supported；圖2-9）。此處是水璉礫岩的標準剖面，水璉礫岩在300萬年前開始堆積，此時期中央山脈的變質岩層已經出露地表，因此山脈已經具有相當規模的高度。因此，大量的沉積物堆積到東側的大陸斜坡以下，水璉礫岩屬於大陸斜坡上的河道沉積物。



圖2-9、淘選度差的礫石層呈顆粒支持結構。



## 巴崎停車場.....

從巴崎停車場向南眺望，可以看見磯碇海灣以及龜吼海岬。磯碇海灣是海岸山脈沿岸唯一的海水浴場（沙灘）。海灣兩側的海岬（牛山與龜吼海岬）由堅硬的火山岩所構成，之間由鬆軟的八里灣層泥岩構成，因此海岸侵蝕形成海灣（圖2-10）。



圖2-10、遠處突出的龜吼海岬是由火山岩構成。

遠眺龜吼海岬以南的海岸，具有許多平坦的海岸平台（圖2-11），是由海蝕與堆積作用形成的海階地形。豐濱以北海岸的海階較少且同時代的海階高度也較低，表示北段區域地殼抬升速度較慢。

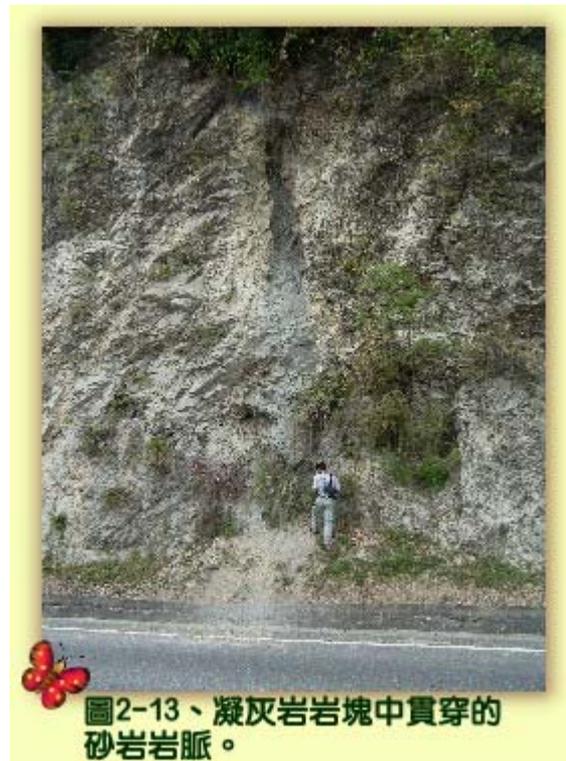


圖2-11、龜吼海岬以南海岸的海階地形。



## 磯崎 .....

公路右側岩壁出露有青灰色的泥岩（八里灣層），與灰白色的凝灰岩，從岩壁岩層出露的產狀，發現凝灰岩包夾在逆岩層中，顯然是較老的凝灰岩崩落在年輕的泥岩層中（圖2-12）。凝灰岩是海岸山脈火山最後一期噴發的火山岩。磯崎地區有許多崩落在八里灣層中的岩塊，如龜吼海岬的火山岩岩塊。此外在凝灰岩中可以發現有青灰色呈脈狀的砂岩脈貫穿到凝灰岩岩塊中（圖2-13）。砂岩岩脈（sand dikes）的形成原因有兩種，常見是沉積層產生液化作用，因某種原因使得沉積層形成較高的孔隙水壓，造成下層沉積物向上噴出，形成砂岩岩脈或砂火山構造（sand volcanoes）。另一種成因是岩塊崩落後產生裂隙，造成沉積物堆積在裂隙中。



海岸山脈中來自火山島的岩塊崩落到深海的原因，可能是因為大地震造成岩塊崩落或沉積層的崩移。約600萬年之後，板塊產生劇烈的碰撞，因此大地震頻繁，經常造成火山島上的岩層震落到周圍海盆中。岩塊崩落海底時產生裂隙，砂泥則填充在裂隙中成為砂岩岩脈，或崩落時海床沉積物受壓而向上貫穿到岩塊裂隙中。無論為何，磯崎的巨大凝灰岩岩塊暗示著在300-200萬年的環境，如同現今在板塊碰撞帶上經常引發大地震，海底與陸地一樣經常發生大規模山崩與土石流。



## 新社.....

新社隧道是由堅硬的火山角礫岩所構成（圖2-14），在海浪沖蝕之下海岸形成陡峭的懸崖。早期原住民沿著岩壁開鑿步道通過懸崖，經常造成意外，所以稱此為父不知子斷崖。通過隧道後的地形呈現一緩緩向海傾斜的沖積扇，海岸山脈東側河流從山區攜帶大量的火山碎屑沈積物，經常堆積在山麓前緣，形成許多小型沖積扇。現今所見的沖積扇都是全新世形成的古老沖積扇，所以這種地形稱為扇階，尤其豐濱以南區域許多的沖積扇覆蓋在早期的海階之上。



圖2-14、火山角礫岩與凝灰岩互層。

新社至豐濱沿岸呈現一寬闊的海階，高約10公尺，這是由北往南唯一可見最明顯的海階地形。海岸山脈北段區域（豐濱以北）的海階較少見。因為海岸山脈南段地殼抬升速度較快，所以呈現許多明顯的海階與珊瑚礁海岸地形。



## 豐濱 .....

八里灣溪是海岸山脈第三大的河流，也是北段最大的河流，八里灣溪在豐濱與貓公溪會合後流入太平洋。八里灣溪流域的岩層都是300-70萬年以前的深海沖積扇堆積的濁流岩（turbidites），有礫岩與砂頁岩互層（圖2-15）。濁流岩是由重力流（gravity flow）搬運堆積的沉積岩，尤其深海環境所堆積的沉積物都屬於濁流岩。因為，沉積物被流水搬運進入深海時，需經過陡峭的大陸斜坡（3-12°）或是火山島斜坡，流經斜坡的水流都會受重力作用而加速，而形成濁流（重力流的一種）。所以，深海或火山島裙上堆積的沉積層都會呈現濁流岩的結構。

此區域有一重要的構造線 - 奇美斷層，豐濱村以南出露都鑾山層火山岩，其逆衝在八里灣層之上，奇美斷層是海岸山脈唯一截切海岸山脈的斷層。奇美斷層由豐濱向西南延伸，經奇美村再往西南至縱谷，與縱谷斷層連接。

豐濱村路旁的斷層露頭是都鑾山層火山岩蓋覆蓋在礫石層之上，斷層帶寬約0.5公尺，具有八里灣層被剪裂的泥岩（斷層泥），與角礫狀砂岩塊（斷層角礫岩）。斷層切穿了2,000多年前的礫石層，表示2,000多年以來曾經有活動的跡象。但此露頭下側的河岸岩壁，經過開挖發現河階礫石層沉積在都鑾山層的火山岩之上（圖2-16），未發現有斷層痕跡，似乎顯示斷層許久以來沒有活動的跡象。路旁斷層兩側的岩性都為都鑾山層火山岩，以此判斷此斷層為奇美斷層的支斷層，雖然有活動現象；而河旁露頭為主斷層位置，但近期未有活動。另外，出露在奇美村的奇美斷層也顯示數千年以來沒有活動跡象。綜合上述的露頭，奇美斷層可能在晚全新世以來沒有活動的跡象，但是其周圍的支斷層可能還有些微活動。目前此區域（海岸山脈中段）板塊擠壓作用造成的應變主要沿著縱谷斷層，因此造成奇美斷層的活動性低，活動週期較長。



圖2-15、中部沉積扇的濁流岩，呈砂頁岩互層。



圖2-16、河階礫石不整合沉積在都鑾山層火山岩之上。



## 石門.....

豐濱以南沿海出露都鑾山層的火山角礫岩，石門海岸的岩礁被海水沖蝕後露出清楚的火山岩構造，安山岩岩性以黑色的安山岩質角礫岩（兩輝安山岩）為主，並含有少量其他岩性的火山角礫岩（圖2-17）。顯示此時期的火山噴發的岩性為兩輝安山岩。噴發同時將火山口周圍老的火山岩爆裂成火山碎塊後再堆積，因此新期的火山岩中夾有少量早期的火山岩塊。從石門或石梯坪的火山岩來看，最後期（約1,000-500萬年）的火山呈現猛爆型的火山作用，所以噴發出大量的火山灰與火山彈。

當火山成為死火山之後，火山不再活動，火山島周圍海域中就會聚集大量的底棲生物形成生物礁。因此，都鑾山層之上都會沉積一層石灰岩（港口石灰岩），含有抱球藻、有孔蟲、珊瑚、貝類等生物碎屑，所以稱為生物碎屑石灰岩（圖2-18）。

海岸山脈瀕臨太平洋，海岸長期受到波浪的衝擊作用，而產生侵蝕型海岸，常見的海岸地形有海蝕洞，海蝕凹壁與海蝕溝等；

唯有海蝕平台不常見與花東海岸，此地形在台灣的東北海岸極為常見。海蝕平台是海浪的侵蝕作用長期都維持在同一高度，才能形成一個平整的侵蝕面。但是海水面與地殼會產生變動，因此兩個因素在變動過程下，必須讓海水面長期維持在同一處產生侵蝕。由於約5,000年以來，全球海水面不再變動，但是海岸山脈每年以1公分的速度快速抬升，因此海岸岩礁無法長時間維持在海水面的高度受到侵蝕，因此無法產生大型的海蝕平台。但還是呈現一些侵蝕型的小地形，如海蝕洞、海蝕凹壁、海蝕溝。如海蝕凹壁是短期受到海浪沖蝕，在接近海水面的岩壁形成長條狀的弧形凹壁，有些海岸岩石具有垂直海岸線的破碎帶或節理，就會被侵蝕時形成海蝕溝或海蝕洞。

圖2-17、灰黑色的火山角礫岩的岩性為兩輝安山岩。

圖2-18、呈層由生物碎屑堆積形成的石灰岩（石梯港海岸）。





## 石梯坪

石梯坪是花東海岸少數幾處形成珊瑚礁海岸，珊瑚生長在鬆軟的熔結凝灰岩之上，受海水的沖蝕，少數幾處具有小型海蝕平台（圖2-19）。因此，珊瑚就形成在被沖蝕的平台上，地殼抬升而形成珊瑚礁平台。這些珊瑚礁略呈階梯狀，愈遠離海岸的珊瑚礁位在較高處，顯示珊瑚礁較早被隆起，所以年代也較老，較低位的珊瑚礁年代較年輕。石梯坪珊瑚礁的年代大約從3,500年至數百年之間，由珊瑚礁的年代與所在海拔高度可以推估地殼的抬升速率約每年1公分。



圖2-19、生長植被的平台都是珊瑚礁的海階，近海白色岩石是凝灰岩與火山角礫岩。

圖2-20、白色凝灰岩與火山角礫岩呈互層，具有平行層理與大型交錯層理。



石梯坪海岸的小地形有海蝕平台、海蝕溝、以及壺穴。凹下的圓形壺穴中央經常殘留一個火山角礫岩塊，原因是海水衝擊礁岩時會在火山岩塊的周圍產生流速不同水流，造成對於岩塊周圍鬆軟的白色凝灰岩的侵蝕，所以在岩塊周圍形成圓形凹槽。當礁岩隆起露出海面不再受到海水沖蝕，但此時又開始進行另一種侵蝕作用。平台上的壺穴經常蓄積風浪帶來的海水，海水蒸發後在凹槽中結晶形成岩鹽，岩鹽會造成凹槽岩石的風化與崩解作用，因而繼續擴大凹槽。現今雖已經離開海面的壺穴還持續的擴大形成。

石梯坪的火山岩是呈白色的凝灰岩與火山角礫岩，屬於海岸山脈最後一期的火山噴發

物，岩性是 安山岩。此種凝灰岩是由大量的火山玻璃所構成，火山玻璃中有大量的氣孔構造。此外，火山岩中還具有明顯的層理（圖2-20），以及沈積構造，如平行層理、大型交錯層理、火焰狀構造、冷卻環狀構造、塑性變形構造與黏結構造。凝灰岩中安山岩塊的外形呈現塑性變形，顯示火山碎屑流動時，還維持高溫狀態，因此岩塊才會產生塑性變形（圖2-21）。另外，熔岩塊的冷卻環狀構造也表示熾熱熔岩塊在被搬運過程，外面逐漸向內冷卻，因此外層較快冷卻，因此熔岩塊外層岩石質地變得較緻密。風化時熔岩塊表層較不易被侵蝕，形成突出的環狀構造。冷卻環狀構造與黏結構造都顯示安山岩塊在流動過程時還維持高溫狀態，表示凝灰岩在陸地環境堆積形成，此種凝灰岩稱為熔結凝灰岩。另外，細粒的凝灰岩中具有平行層理、大型交錯層理、火焰狀構造，表示火山灰在高速搬運下堆積形成，其中含有大量的熱氣，形成氣體向上逃逸的火焰狀構造。高速搬運火山灰的介質是岩將釋出的大量熱氣，熾熱氣體猶如水一般具有浮力，當火山灰降落在火山斜坡上，重力就會驅動向下流動的力量。因此，火山灰在火山斜坡上會以極快速度向下奔流，沈積後在火山碎屑層中就有堆積時形成的沈積構造。



圖2-21、熔結凝灰岩岩塊的外形呈現塑性的變形，顯示流動時還呈現熾熱狀態。



## 長虹橋

長虹橋南岸下到秀姑巒溪，河岸兩側岩壁都由巨大的火山角礫岩塊構成的火山集塊岩，最大火山岩塊的直徑有2公尺，想見火山碎屑流搬動時的巨大力量。從大小不一火山岩塊的結構來看，淘選度非常差，顯然經由快速的碎屑流（debris flow；土石流）搬運堆積。由於火山陡峭的地形，碎屑沿著火山斜坡傾洩而下，由於重力的驅動作用產生碎屑流，並且在火山斜坡上快速的堆積下來，形成淘選度差，且具顆粒支持的結構（matrix-supported）。



圖2-22、港口石灰岩中的抱球藻石灰岩。

秀姑巒溪中堆積許多巨大的石灰岩岩塊，是來自長虹橋兩側山麓上出露的港口石灰岩，俗稱帝王石。約400-300萬年前，火山作用停止後在火山口周圍形成環型的生物礁（裙礁），

就像現今蘭嶼與綠島周圍淺海的珊瑚礁。石灰岩是由許多生物殼體所構成岩石，仔細察看可以發現許多種類的化石，如珊瑚、抱球藻（圖2-22）與有孔蟲，都是當時生活在火山口附近的生物。

圖2-23、層層的熔岩流。



長虹橋沿河都鑾山層的火山層序是火山熔岩流 - 火山集塊岩 - 石灰岩（港口石灰岩）。這個層序演化顯示火山活動過程中兩個重要的事件。（1）海岸山脈火山約2,000萬年以前形成在太平洋的深海底下，由於火山口上覆水壓太大，火山噴發以熔岩流為主（圖2-23）。火山逐漸生長增高，當火山口增長到數百公尺水深的淺海時（一般而言約500公尺水深），火山口上覆的水壓較小，火山開始轉變為劇烈的噴發，產生大量的火山灰與火山角礫岩（圖2-24）。因此，海岸山脈火山角礫岩大都是火山成長至後期的噴發產物。之前，火山口還處在深海時，噴出物都為熔

岩流，沒有火山碎塊與細粒的火山灰物質。所以從熔岩流轉變為火山集塊岩的階段，暗示著海底火山已經成長到淺海環境。

(2) 從都鑾山層火山角礫岩轉變為港口石灰岩，代表另一次環境的大改變。火山活動時期，火山島四周海域是不會形成大規模的生物礁，因為火山噴發產生大量有毒氣體以及在鄰近海域中經常堆積大量的火山碎屑物，造成海水形成缺氧環境使得海底生物大規模死亡，或被大量沉積物掩埋而死亡。所以在火山活動時期是不會有大規模底棲生物定居在火山島周圍的海域。直到火山不再活躍時期，海域中才會形成大規模的生物礁，如綠島與蘭嶼的火山已經不再噴發，鄰近海域中才有了珊瑚礁。所以港口石灰岩開始形成階段，暗示海岸山脈的火山已經不再活動，時間大約在500-400萬年前。



圖2-24、火山角礫岩。





## 三仙台.....

三仙台由火山集塊岩構成，但是產狀與膽幔玄武岩相同，都是早期更新世由火山島上崩落到深海中的岩塊，所以都是包夾在八里灣層之中的岩塊（圖2-26）。此種巨大的崩移岩塊，海岸山脈的沉積沿層中經常可見，由北而南沿海公路上已有多處地點可以看見，如磯崎、膽幔以及三仙台，其他地區如安通溫泉等地都可以發現巨大的火成岩塊包夾在年輕的深海沉積岩層中。為何火山島的岩層塊會崩落到深海中？一般而言，可能與大地震有密切關係。300萬年前，北端火山島已經擠壓碰撞到大陸斜坡上，此時大地震應非常頻繁，造成火山島上不穩定的岩層崩滑到深海中。



圖2-26、照片左側低矮的丘陵屬於八里灣層，右側三仙台的火成岩是位在八里灣層沉積岩層中。



## 泰源

從東河橋沿著馬武窟溪河谷（23號富東公路）進入泰源，進入泰源之前的馬武窟溪河谷呈現峽谷地形，兩側的岩壁由火山岩構成。通過峽谷進入泰源時，前方景觀呈現開闊的低矮丘陵地形，蜿蜒的馬武窟南北溪穿梭在丘陵之間，丘陵周圍環繞著環形的山脈。四周的山脈由都鑾山層火山岩構成，中央低矮的丘陵出露蕃薯寮層與八里灣層。此沉積岩層屬於上新世-更新世的深海濁流岩，呈砂頁岩互層。從砂岩的沉積構造來看，具有典型的濁流岩構造，屬於中、下游深海沖積扇環境。深海沖積扇的沉積物會隨著被搬運的距離愈遠而愈細，岩性會呈現在上部沖積扇（大陸斜坡）河道環境沉積厚層的礫岩，例如水璉、磯崎與奇美的礫岩層，而中、下部深海沖積扇堆積著砂岩，或是砂頁岩互層（圖2-27），更遠處的洋盆環境則以泥岩為主。所以在長虹橋以南區域大都沉積砂頁岩互層的濁流岩，沉積環境屬於大陸隆起以下的深海環境。



圖2-27、屬於中、下部沖積扇的濁流岩，砂頁岩互層。

馬武窟溪是海岸山脈第二大河，分為南北兩條河流在泰源會合，會流後向東截穿火成岩後進入太平洋。馬武窟溪最特殊的地形景觀就是形成眾多的河階，沿河共有七階不同高度的河階，一般河流非常少見有具有如此眾多不同高度的河階，這種具有河階群的區域大都是屬於地殼抬升速度較快的構造環境。海岸山脈南段的抬升速度非常快，平均每年抬升速度約2-1.5公分。因此海岸山脈南段區域河流都具有河階，沿海也呈現不同高度的海階。





## 富岡

富岡海岸由厚層砂岩構成的礁岩海岸，砂岩上面生長有3,500年以來的珊瑚礁（圖2-29）。海岸以上是廣大平坦的海階（志航機場），是海岸山脈沿海最大的海階，也是最大的珊瑚礁。這些珊瑚的年代大約由數百年到3,500年，愈高位珊瑚礁的年代愈老，從珊瑚礁出露的海拔高度與年代估算，此地區的地殼抬升速率約每年1.5公分。

富岡砂岩的地質背景較為複雜，約



圖2-30、利吉混同層的结构具有強烈剪切的斷層泥，夾有砂岩角礫岩。



圖2-31、濁流在海床流動時，強勁水流衝擊海床表面形成的凹槽，之後被拓印在砂岩的底部，稱為底痕（flute cast）；水流的方向由上往下。



圖2-29、從珊瑚覆著在突起的富岡砂岩上，顯示珊瑚都生長在硬的基底面，尤其稍高於海床面，避免被沉積物覆蓋。

1,000萬年前沉積在東側的深海環境，因碰撞作用造成沈積在大陸邊緣的岩層受擠壓而捲入板塊的碰撞帶中（斷層帶），地質學家稱這種在碰撞帶中被擠碎的斷層泥與斷層角礫岩塊為混同層。菲律賓海板塊與歐亞大陸碰撞帶中的岩石稱為利吉層（或利吉混同層）。板塊碰撞帶如同巨大的斷層帶，具有剪碎的斷層泥（圖2-30），並夾有大小不一各種不同岩性的斷層角礫岩，直徑較大的斷層角礫岩又稱為外來岩塊。世界有些區域混同層中外來岩塊的直徑可達數百公里，也可以小至數公分以下。富岡砂岩就是被捲入碰撞帶當中的岩塊，其中最大的岩塊就屬富岡砂岩岩塊，長約4公里。這些被捲入岩塊是來自兩個板塊的岩石，因此各式各樣以及不同時代的岩石都成為混同層的物質。利吉混同層中混雜有各種岩石，常見的岩性，屬於歐亞大陸邊緣的岩石有砂岩、頁岩，屬於菲律賓海板塊的岩石有玄武岩、輝長岩、安山岩、蛇紋岩等。

富岡砂岩是包夾在利吉混同層中的外來岩塊，當被捲入其中時，地層被倒轉，所以砂岩表面沈積構造都已經呈現倒轉的現象。約1,000萬年前沈積於深海環境，砂岩的沈積構造都呈現由濁流作用形成的構造（濁流岩）。濁流是一種受到重力牽引作用的水流，流速非常快，因此形成一些特殊的沈積構造，如正級層構造、平行層理、爬升構造、底痕（圖2-31）。由於沉積速率快，而且沉積在大陸斜坡環境，以及處在地殼變動頻繁的環境，因此經常造成沉積層的不穩定而產生脫水或崩移現象。所以在濁流岩中經常可以看見次生的沉積構造（所謂次生沉積構造是指沉積物堆積之後受到擾動，再產生的構造），如各種的脫水構造有火焰狀構造、旋捲構造、荷重構造（圖2-32）與砂火山構造。富岡砂岩中可以清楚呈現各種的脫水構造（圖2-33）以及濁流岩的沉積構造。



圖2-32、富岡砂岩在沉積當時因砂層產生負荷，而向下擠入泥層中，形成荷重構造；同時也造成泥層向上擠出，產生火焰狀構造。富岡砂岩是倒轉的岩層，此照片已經反轉，砂岩頂面已朝上。



圖2-33、脫水構造，砂岩中含有大量的孔隙水，上方沉積物造成荷重時，層中的水會向上逃逸，使得水平的砂層產生擾動。