

瑞穗—大港口地質景觀公路



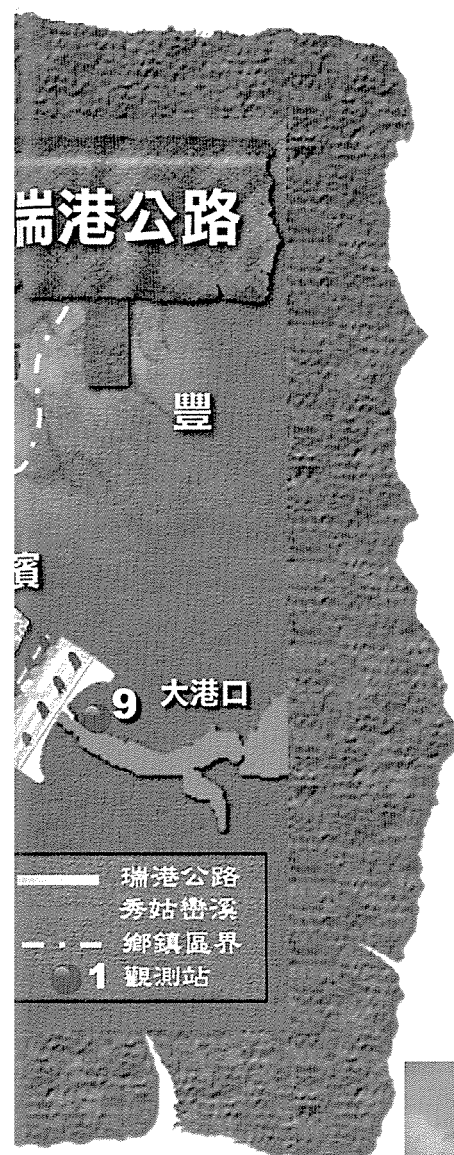
圖一 瑞港公路之地質景觀解說站位置圖。

瑞港公路

楊陳
小青文
／山
／地／台
球／灣
科／大
學／地
文／質
教／科
基／學
金／系
會

連結花蓮縣瑞穗鄉與大港口的瑞港公路橫貫海岸山脈，沿線大致保存著原始的自然林以及未被人工建築物點綴的地質景觀，可以說是台灣最美的公路，它同時也是觀察海岸山脈的動、植物生態與地質地地形景觀的最佳路線。以下就帶領大家沿著瑞港地質與生態公路，探訪地球板塊作用雕蝕大地面貌的神奇力量（圖一）。

第一站：舞鶴台地—板塊碰撞活舞台
菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊交會於花東



縱谷，代表菲律賓海板塊的海岸山脈，以一系列火山構成主體，上覆沈積地層；中央山脈則是屬於歐亞大陸板塊的造山帶，兩個板塊以一系列縱谷斷層相接。在本站後方的岩壁上，可以清楚看到兩個板塊的邊界(玉里斷層)，岩壁的右側是海岸山脈的沉積岩層(八里灣層)，它沿著縱谷斷層逆衝到屬於中央山脈的舞鶴台地礫石層之

上。這條板塊邊界向南延伸通過了位於瑞穗的花東縱谷管理處西側的山丘，再向南通過玉里大橋的東側，行經玉里舊橋時，大家仔細瞧瞧舊橋兩側的橋面與護欄，就可發現東側的橋面與護欄凸出於西側的橋面與護欄之上，顯示位於玉里舊橋東側的海岸山脈之隆升速度比橋西側的中央山脈來得快，海岸山脈與中央山脈不等量抬升的結果造成橋樑逐漸變形。

站在東海岸國家風景區牌前，突出於秀姑巒溪右側的台地就是舞鶴台地。舞鶴台地是由礫岩構成的紅土台地，他的前身是縱谷第一大河的秀姑巒溪與在孕育於中央山脈的紅葉溪共同堆積出來的沖積扇，礫石的生成年代老於五萬年前。在兩個板塊聚合之下，舞鶴台地逐漸被推擠隆升形成現今的台地高度(圖二)。在台灣這種潮濕高溫的環境下，台地隆起經過相當時間



圖二 舞鶴台地原來是縱谷中的沖積扇，因板塊的擠壓作用而隆起形成台地。



圖三 秀姑巒溪源於台東縣池上鄉鄰近山區，沿縱谷北流，在瑞穗大橋折向東流切穿海岸山脈，於大港口流入太平洋。

之後，台地表面的礫石很容易會被風化淋蝕形成富含氧化鐵的紅色土壤，這種表面產生紅土化的台地稱為紅土台地。

第二站：秀姑巒溪—辮狀河

秀姑巒溪無論是河流長度或是集水面

積都堪稱為花東第一大河，秀姑巒溪各支流由陡峭的中央山脈或海岸山脈匯入縱貫縱谷的主河道後，在寬闊的縱谷平原河床寬廣，河道呈髮辮狀（圖三），地質學家稱這種河流為「辮狀河」，他也是台灣許多大河川流經平坦地形時最常見的型態；但秀姑巒溪由瑞穗折向東流，進入海岸山脈後



圖四 從曲流河道的彎曲型態來看，河道外凸側為攻擊坡，內凹側即為滑走坡，河階就形成在滑走坡

河流由髮辮狀河系轉變為下切曲流的型態（圖四）。

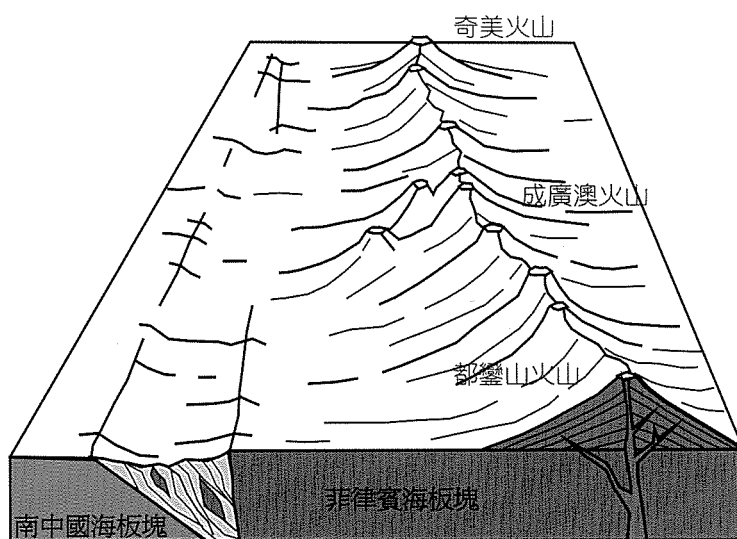
由許多地形學資料推測，縱谷這一段秀姑巒溪原為今日花蓮溪的上游，整條河流本是向北流到花蓮市進入太平洋。原來源自海岸山脈東側的秀姑巒溪不斷向西向源侵蝕的結果，約在十數萬年前，終於切穿海岸山脈在瑞穗地區襲奪古花蓮溪的上游，導致今日秀姑巒溪成為唯一一條貫穿海岸山脈的河系，沿著縱谷南北向發育的秀姑巒溪在瑞穗轉向東流，橫切海岸山脈由靜浦流入太平洋。

第三站：德武休憩區—中央山脈、海岸山脈、德武河階群

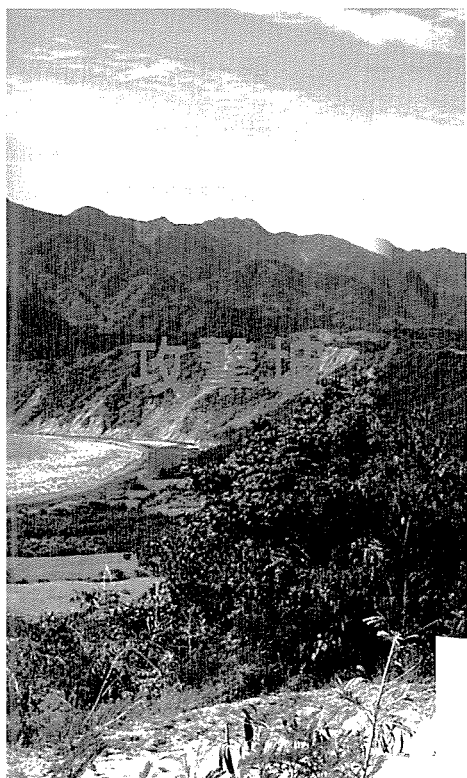
縱谷西側高聳的山脈是中央山脈東側的支脈，稱為脊樑山脈，意指台灣島的脊樑，在這裡有台灣最老的岩層分佈。縱谷

東側為海岸山脈，陡峭的山脊原是一系列火山串聯而成的火山島弧（圖五），周圍低矮的山麓是當時沈積在深海火山周圍的沈積物構成的沉積岩丘陵地。秀姑巒溪由南向北流至瑞穗時，忽而轉向東流入海岸山脈，河川型態從沈積型的辮狀河轉變為侵蝕型的下切曲流型態。

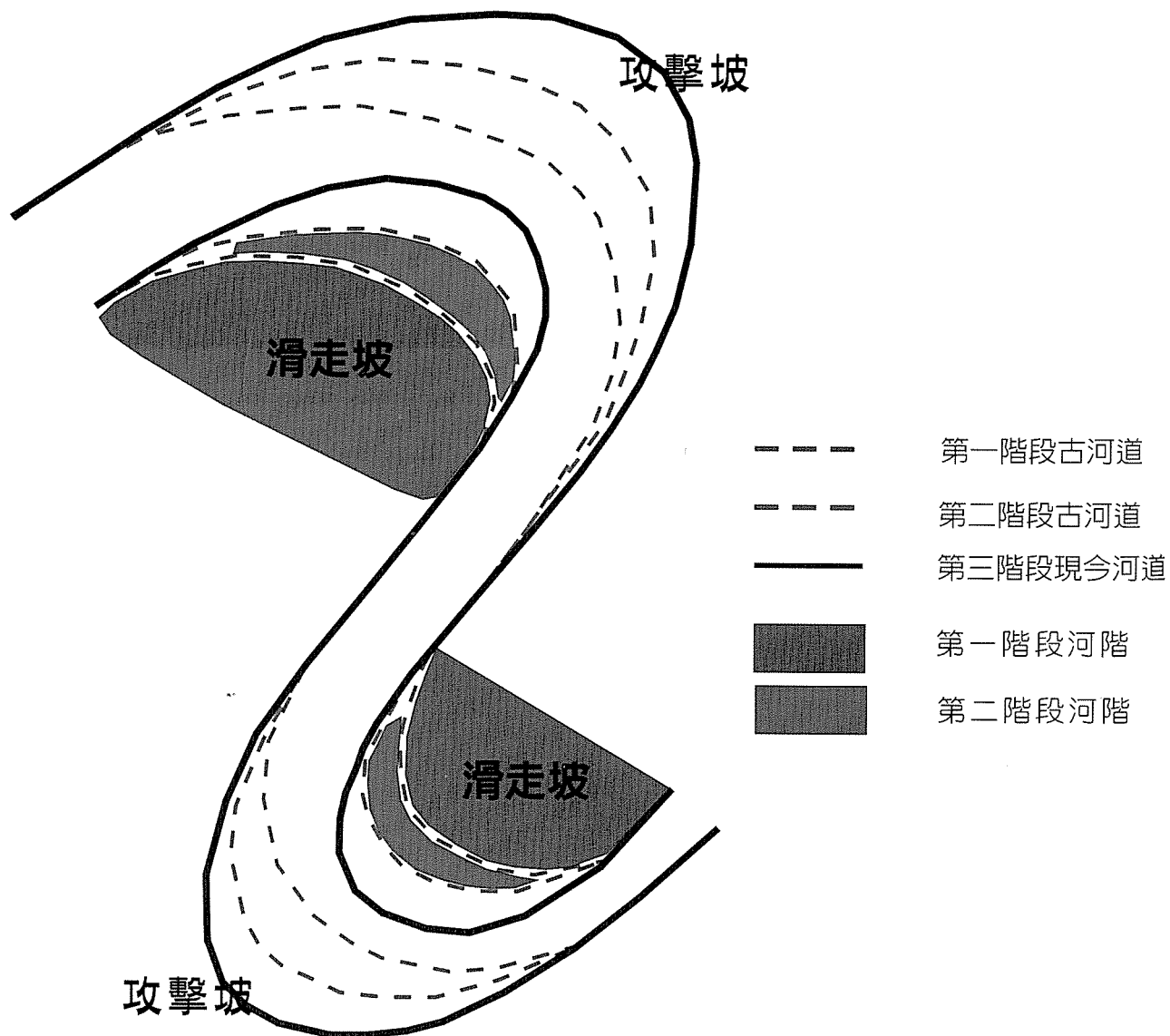
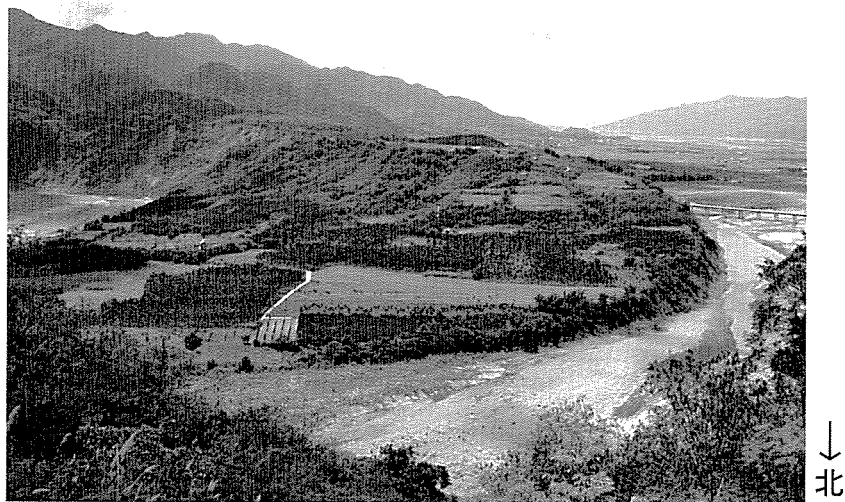
秀姑巒溪進入海岸山脈入口的南側，有一系列不同高度的河階發育，稱為德武河階群（圖六）。階梯狀河階地形是地殼變動造成秀姑巒溪河道遷移時遺留下來的河床遺跡，菲律賓海板塊與歐亞大陸板塊的碰撞擠壓造成海岸山脈快速的抬升，秀姑巒溪不僅不斷下切造成峽谷地形，在河流轉彎處，曲流外側較強勢水流也不斷攻擊邊坡，迫使河道遷移，河川的彎曲度也越來越大，河川的曲流型態也越來越明顯（圖七）。在曲流地形中，河灣內側屬於水流速度較緩的河床沉積物也隨著海岸山脈的階段性隆起而形成一系列的河階地形（圖八）。



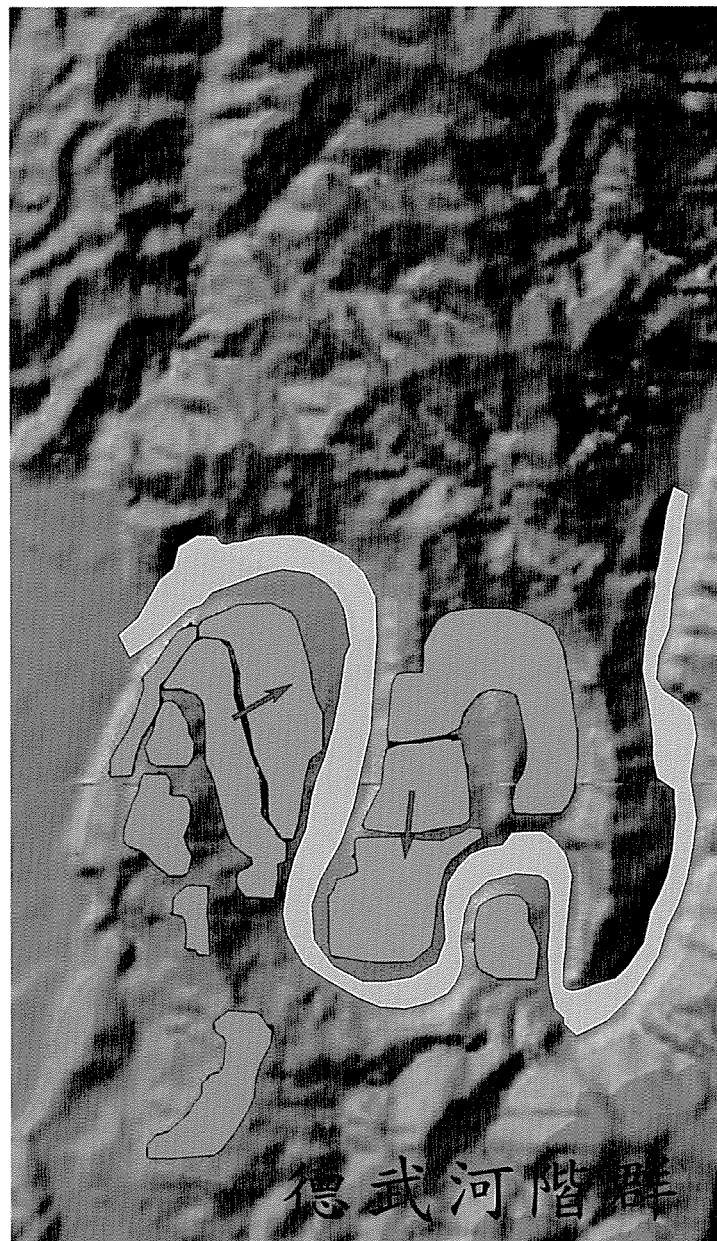
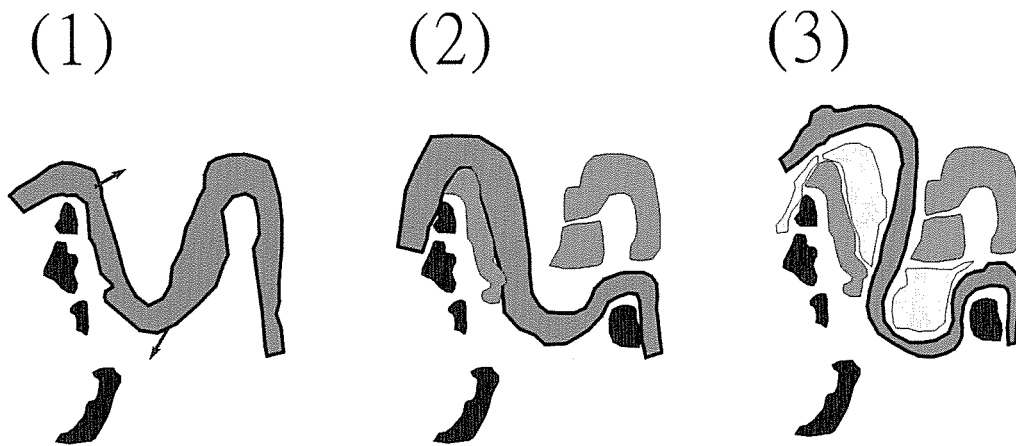
圖五 海岸山脈是由一系列的火山構成，較明顯的火山有奇美火山、成廣澳火山以及都鑾山火山。



圖六 當秀姑巒溪河道向北側的攻擊坡產生遷移時，就在南側的滑走坡形成一系列高低不等的河階。



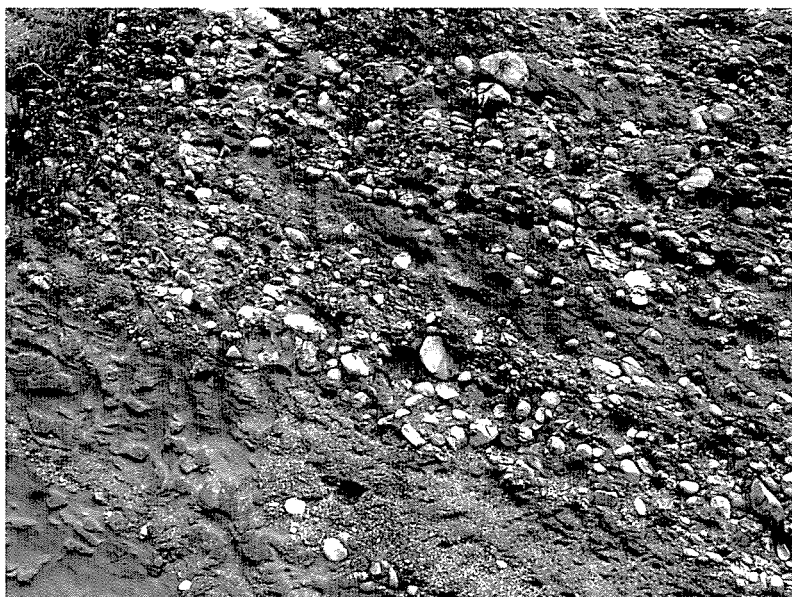
圖七 下切曲流型態的河流會在曲流的攻擊坡處產生側向侵蝕作用，但於滑走坡則產生堆積作用，平坦的河階地形在此滑走坡處發育。



圖八 秀姑巒溪河道朝北側攻擊坡方向遷移，並在沉積坡形成一系列河階（德武河階群）。

第四站：水璉礫岩

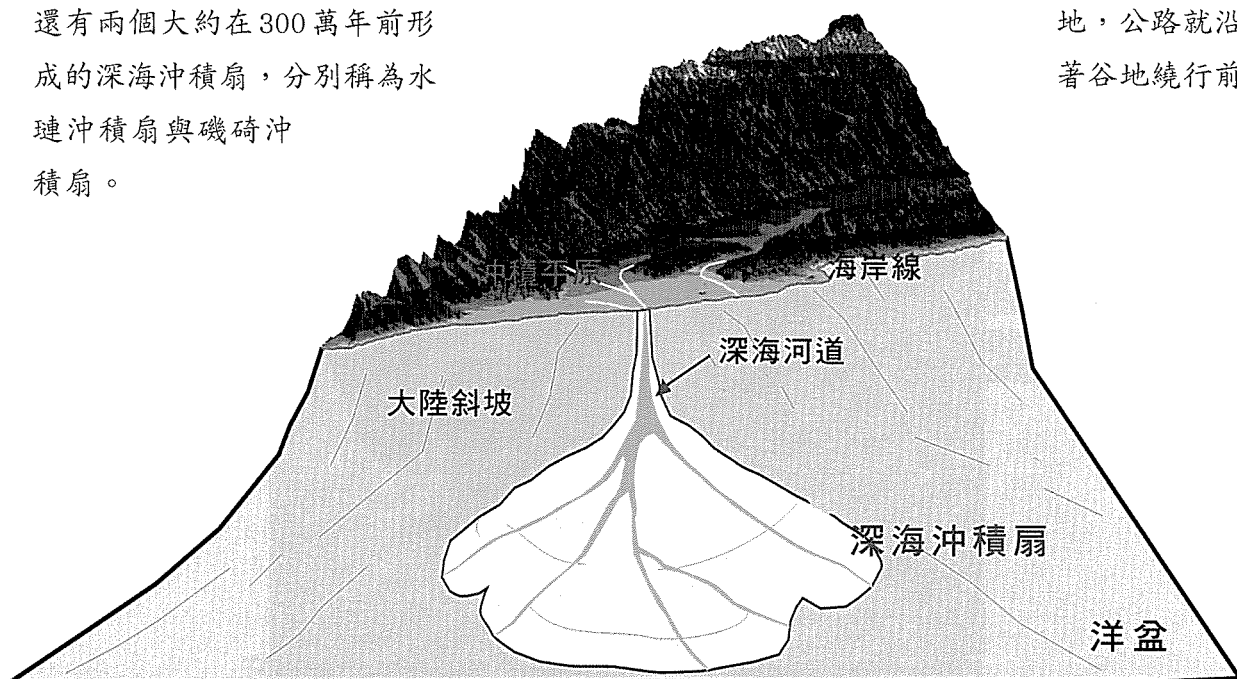
沿著瑞港公路兩側裸露的岩壁，常可看到一層層由砂岩與頁岩互相交錯成層的岩壁，偶而會發現礫岩層（由巨粒礫石構成的沉積層）夾雜在砂、頁岩的互層中（圖九）。這些沉積岩都是在180萬年前-70萬年前在深海環境中堆積的沉積物，當時海岸山脈還未隆起，可能有一條古代的秀姑巒溪已經發育於隆起的中央山脈，古秀姑巒溪河水搬運沈積物堆積在東部外海形成深海沖積扇（砂、頁岩互層），地質學家將這個古老的深海沖積扇稱為奇美沖積扇（圖十），若有土石流形成則可能在砂、頁岩互層中造成礫岩沈積，這些礫岩統稱為水璉礫岩。海岸山脈北邊還有兩個大約在300萬年前形成的深海沖積扇，分別稱為水璉沖積扇與磯碇沖積扇。



圖九 沉積岩主要由圓粒的鵝卵石，稱為礫岩層。海岸山脈的水璉礫岩，此一地層等位中具有深海沖積扇或深海河道中沉積的礫石層。

第五站：奇美村—奇美河階、秀姑巒溪舊河道

站在奇美村入口，面對瑞港公路的轉彎處，前方有一個高起的河階平台，所站的位置與平台之間是一條長形的寬闊谷地，公路就沿著谷地繞行前



圖十 東部各大河流搬運大量來自中央山脈的沉積物進入太平洋時，在大陸斜坡之下形成一個大型的深海沖積扇。水璉、磯碇與奇美深海沖積扇就是數百萬年前在東部外海形成的。

方的河階離開奇美村。這條寬闊的谷地比現在秀姑巒溪河床的高度高出約40公尺，谷地呈U型環繞中央凸起的河階，目前谷地中種植稻米一類的作物。其實這個U型谷地原來是秀姑巒溪的河道，現在秀姑巒溪已不再流經此處，變為一條廢棄的古河道（圖十一及圖十二）。

話說數千年前，秀姑巒溪曾經一度流經奇美村谷地，河道呈U型曲流，因為曲流不斷向河岸的攻擊坡側蝕，於是河流的彎曲度會越來越大，發展到極致，彎曲頸部截流終於發生，原來彎曲的河道成為廢棄河道（或稱牛軛湖），河流的彎曲度再度變小，坡度變陡，河流下切的速度加快，原來的沉積坡就變成路口前方高起的河階平台（圖十二）。

第六站：瑞穗泛舟中途服務區—奇美河灘、奇美崩壁、奇美斷層

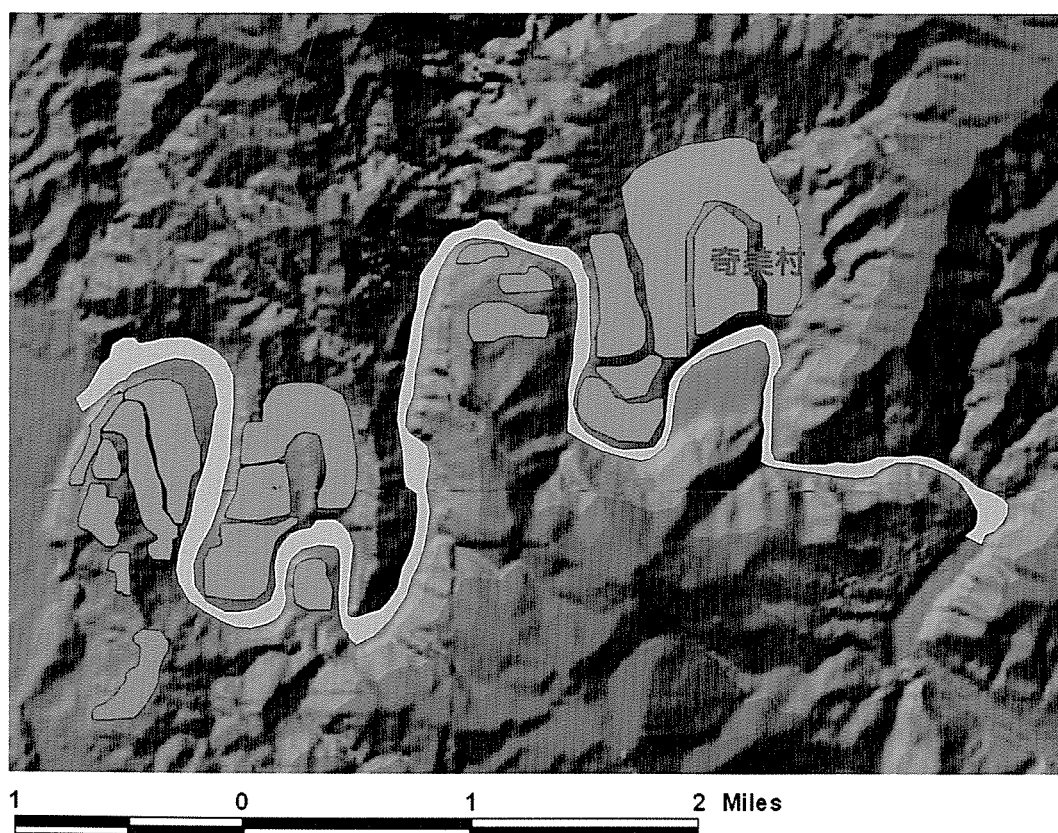
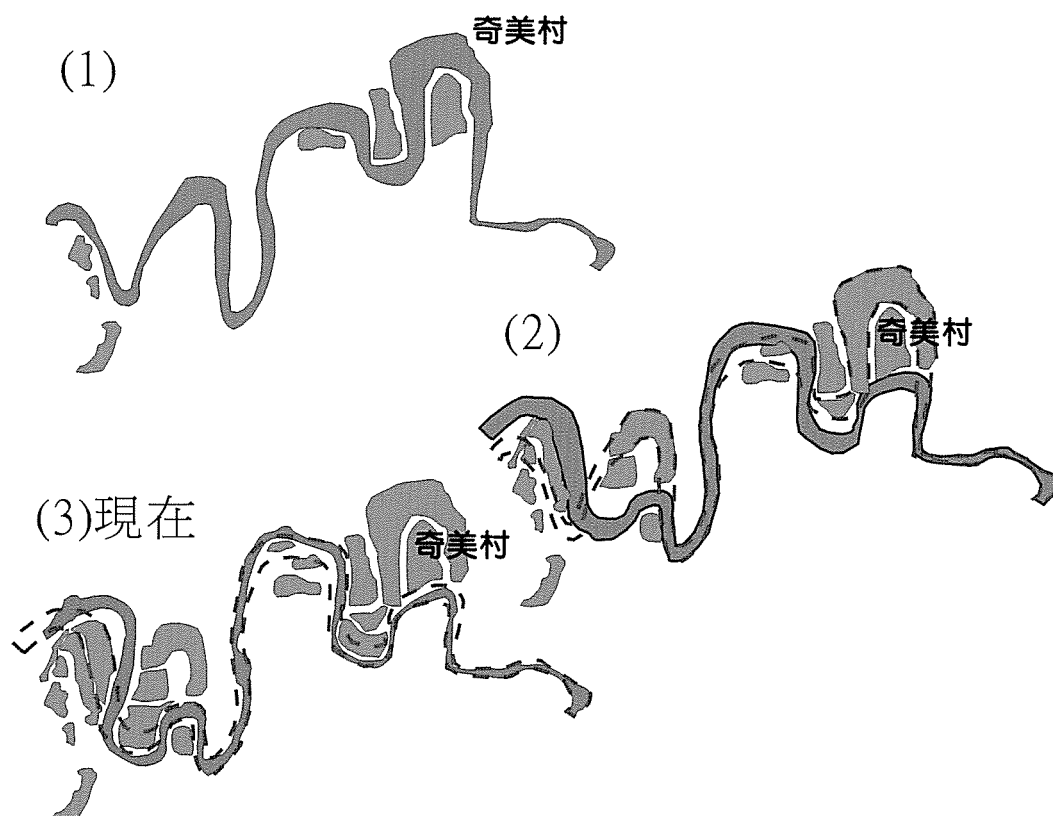


圖十一 乾涸的河谷是古老的秀姑巒溪舊河道，河流改道之後，現在河水已乾枯變成優良的耕作用地。

秀姑巒溪泛舟的中途休息站設在奇美河灘，這裡是秀姑巒溪從瑞穗到海岸山脈之間以曲流型態繞行的最後河段。奇美河灘其實是秀姑巒溪彎曲河道的沉積坡，因此在河灘上有許多大大小小、五顏六色的鵝卵石堆積（圖十三）。拜秀姑巒溪的廣大集水區所賜，河灘上匯集了來自中央山脈與海岸山脈的各式各樣岩石，這裡是台灣地區可以找到最多岩石種類的鵝卵石河灘，也是採集岩石標本的最佳地點。五顏六色的鵝卵石包含了各色安山岩、大理石、藍閃石片岩、變質燧石、片岩等等常見的岩石。

河灘對岸是一個陡峭的岩壁，可以看出岩壁經常發生崩塌，因而有巨大的岩壁裸露出來，形成高約600公尺的大崩壁（圖十四）。崩壁形成的原因與岩壁的岩石組成密切相關，原來這裡的岩壁是由安山岩所構成，由岩石的外貌可以推論他原來是一種深海海底火山噴發的熔岩流，他的形成時間大約在2000萬年之前，可以說是在

海岸山脈能找到的最古老的火成岩。這些岩石曾受到後期火山的熱水溶液變質作用而產生蝕變，因此岩石比較鬆軟，同時大崩壁正位於奇美斷層的上盤，斷層作用更使得岩石變得非常破碎，在長年雨水的沖刷侵蝕之下，表土不易生成更遑論保存，時時發生的地震也會引發落石與山崩，造成岩盤直接裸露。



圖十二 秀姑巒溪曲流的侵蝕作用經常造成河道的遷移，並且在沉積坡的位置形成河階。奇美河階就是河流改道遺留下來的廢棄河道與河階。



圖十三 奇美河灘匯集了中央山脈與海岸山脈各式各樣岩石的鵝卵石，是台灣地區採集岩石標本的最佳地點。

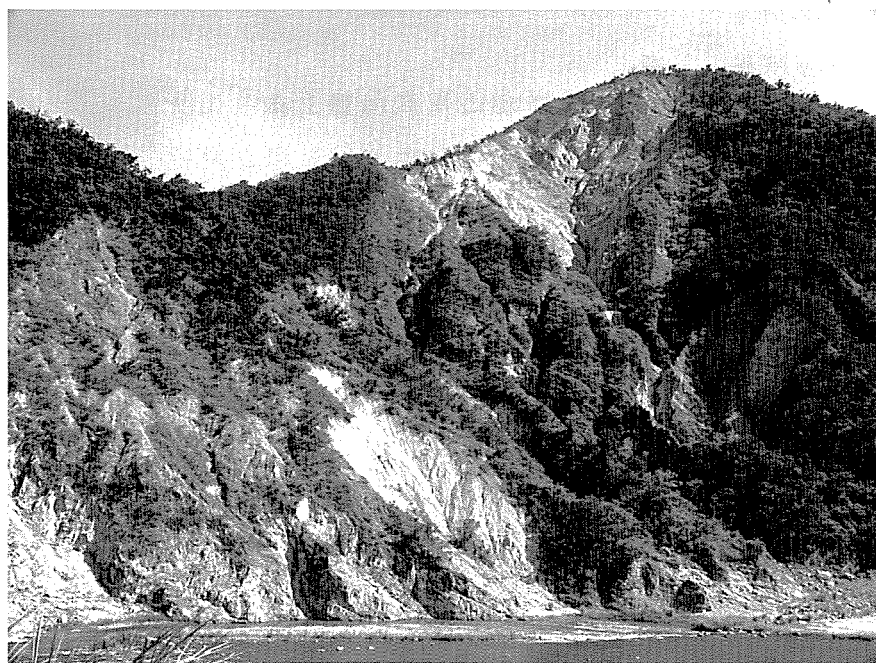
奇美村有一條很重要的活動斷層通過，稱為奇美斷層，它由縱谷穿過海岸山脈，經奇美村再由豐濱八里灣溪溪口出海。奇美斷層把海岸山脈分割成為南北兩段，斷層南側的都鑾山火成岩（年代約為

河谷的型態轉變成狹窄的峽谷地形。

第七站：奇巖橋—秀姑巒溪曲流、奇美河階、奇美斷層

蜿蜒的秀姑巒溪流到奇美村形成S形的曲流河道，河水侵蝕曲流南側的攻擊坡使得河道逐漸向南遷移，因此在河道北側的沉積坡形成一系列階梯狀的河階，奇美村就位在這一系列的河階上（圖十六）。

遠望奇美河階下方的岩壁，看到兩種不同顏色的岩石，右側呈灰黑色的岩層是



圖十四 奇美大崩壁由嚴重風化的火成岩構成，為奇美斷層所切，破碎的岩石經常在地震或雨季時發生崩坍。

八里灣層沉積岩，左側呈黃褐色的是風化的火成岩（圖十七），兩種岩層的交界處就是奇美斷層通過的地方，斷層以東北走向沿著秀姑巒溪延伸到本站位置的左側河谷。因為火成岩與鬆軟的沈積岩抵抗風化的能力有很大的區別，於是河谷左側的都巒山層火成岩

便高起形成山脈，而右側年輕又鬆軟的八里灣層沉積岩被侵蝕成低矮的丘陵。斷層的活動把海岸山脈分割成南北兩段，造成南段海岸山脈底部的岩層（都巒山層與奇美雜岩等火成岩）沿著奇美斷層逆衝到北段海岸山脈最年輕岩層（八里灣層沈積岩）的上面。奇美斷層的活動，造成斷層上盤岩層的抬升，隆升高度至少超過4000公尺。由許多地質證據顯示奇美斷層應為活動性斷層，但是奇美河階下的奇美斷層被河階的礫石層覆蓋，顯示河階形成之後的數千年時間裡此地奇美斷層不曾活動。



圖十五 河流對岸的小河溝就是奇美斷層通過的位置，右側為古老的火成岩，河溝的左側為年輕的八里灣層沉積岩。

第八站：漱玉灘—奇美火成岩體

過了奇美村迂迴的道路之後，道路沿著陡峭的山壁行進，眼下的秀姑巒溪河谷已經不再是蜿蜒寬闊的曲流河谷，而轉變



圖十六 奇美階地位在秀姑巒溪曲流南側的沉積坡，奇美斷層從河階的前端經過，斷層被河階沈積物覆蓋，顯示斷層在河階形成後未曾活動。



圖十七 奇美斷層通過奇美階地的前端，斷層上盤屬於火成岩，下盤為沉積岩。

為狹窄的峽谷地形。因為秀姑巒溪流經奇美村之後，穿過了奇美斷層，進入了海岸山脈最古老的岩層—奇美火成岩體（奇美火山雜岩）。奇美火成岩體的形成年代約在2000萬年前-1600萬年前，是由深海噴發的岩漿流堆積形成的海底火山，因此火山的基本型態是由一層層的熔岩流堆積出來的。

以昔日火山島為主體的海岸山脈都是在菲律賓海板塊上形成的，推論在火山形成初期，火山口與海平面的距離大約有3000-4000公尺深，在持續不斷的火山噴發事件中，藉由熔岩流的層層堆積使得火山逐漸築高，最後火山口終於露出海水面變成像綠島或蘭嶼一類的火山島。在深海火山的成長過程中，火山的噴發方式會隨著火山口的深度變化而有不同，因此火山噴出物質的產狀也就不同。一般而言，火山口所在位置的水深如果超過500公尺深時，因為水壓相當大（若以10公尺水深當

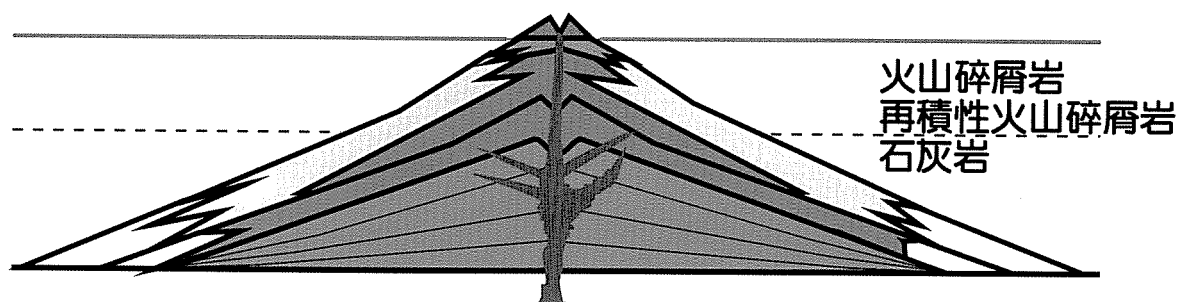
作一個大氣壓力來估算，壓力至少在50個的大氣壓以上），使得火山的噴發方式比較緩和，以熔岩流為主（圖十八）；但是當火山口的深度淺於500公尺深時，水壓不足以壓制熔岩本身氣體的壓力時，可能會以比較猛烈的方式爆發，因此產生大量的火山角礫與火山灰。秀姑巒溪峽谷沿岸出露的奇美火成岩體是以熔岩流

為主，因此推論奇美火成岩體形成當時，火山的噴發位置是在水面下500公尺以上的深海環境。

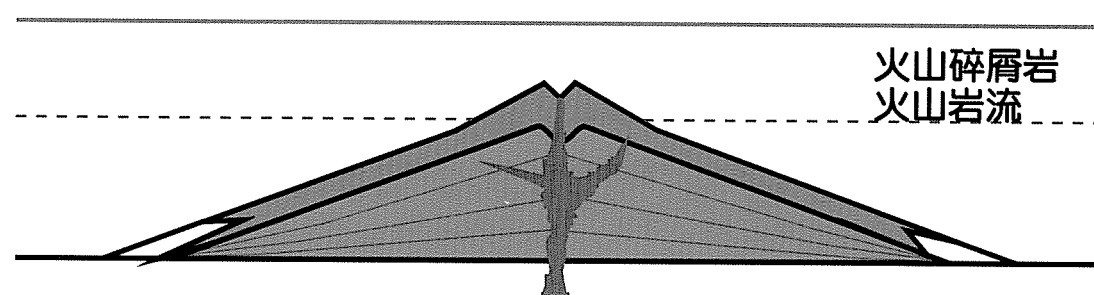
第九站：長虹橋—都巒山層火山角礫岩

出了峽谷之後，秀姑巒溪即將匯入太平洋，地形也由狹窄的峽谷轉變成開闊的河口三角洲型態，都巒山層火山岩也由熔岩流變成火山角礫岩的型態，比如在長虹橋一帶就有很好的火山角礫岩露頭（圖十九），由礫岩中礫石與火山灰共存的型態推論：這些火山岩層堆積時，火山口與海平面的距離不會超過500公尺深。海岸山脈的火山活動延續了將近二千萬年的時間，火山的噴發深度由水面下數千公尺一直演化成淺水相的噴發方式，甚至最後板塊碰撞將海底火山抬升至陸表時，火山還在持續活動，可以從出露在石梯坪一帶的熔結凝灰岩（圖二十），得到陸地上火山噴發活動的證據。

1c, 濱面-陸相時期



1b, 淺水時期



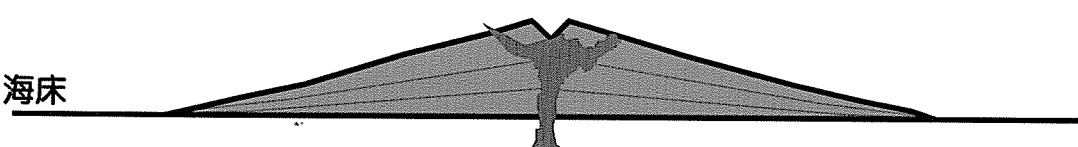
1a, 深水時期

海水面

揮發性氣體分裂深度 < -500m

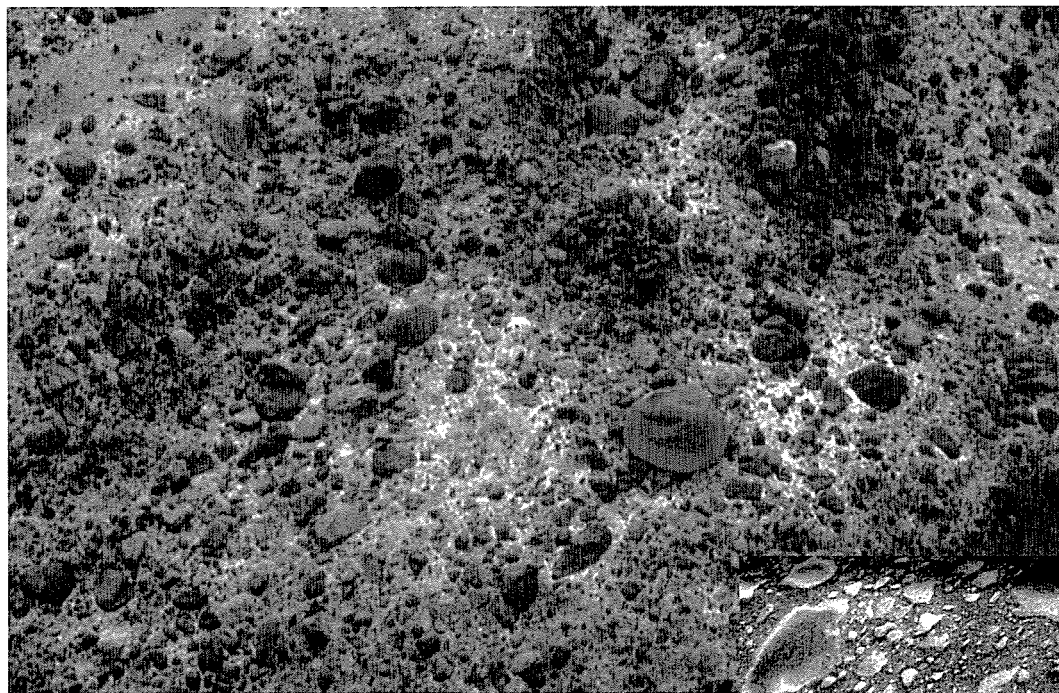
火山岩流

海床

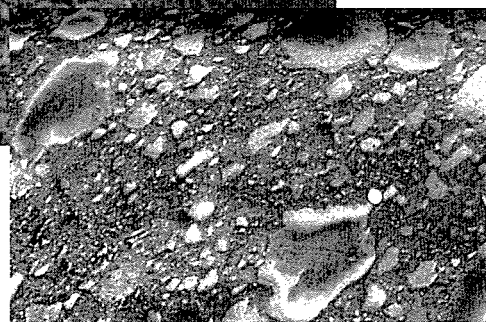


- | | | |
|-----|-------|----------|
| 熔岩流 | 火山角礫岩 | 再積性火山碎屑岩 |
| 凝灰岩 | 石灰岩 | 岩漿 |

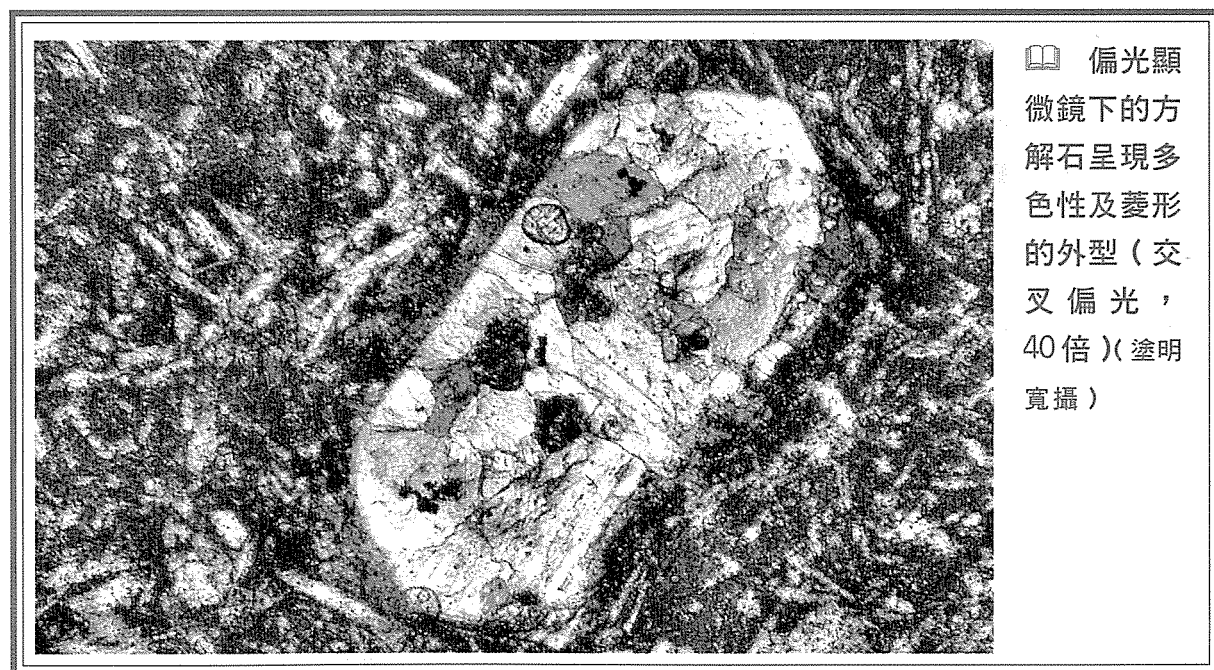
圖十八 深海火山島的岩相變化可以分為三個階段：（1a）深水時期（1b）淺水時期（1c）濱面－陸相時期。



圖十九 都巒山層火山角礫岩。



圖二十 石梯坪出露的都巒山層火山角礫岩。火山礫掉落地面時尚未完全固結，受到上覆沈積物的壓力作用而有拉長的現象，稱為熔結凝灰岩（welded tuff）。



偏光顯微鏡下的方解石呈現多色性及菱形的外型（交叉偏光，40倍）（塗明寬攝）