

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



阿山的地科研究室 *Ashan's Laboratory* • 地科教室 • 地質公園 • 專題報導 • 主頁

<http://ashan.gl.ntu.edu.tw>

海岸山脈地質解說
海岸山脈-花東縱谷深度旅遊【認識篇】

目錄：

1、海岸山脈形成

1-1前言

1-2火山島

1-3深海沖積扇

1-4地形

1-4-1海岸 山脈地形

1-4-2花東縱谷地形

1-4-3中央山脈地形

1、海岸山脈形成



1-1前言 1-2火山島 1-3深海沖積扇 1-4地形

1-1前言

海岸山脈位在台灣島的最東側，從花蓮市到台東市全長約150公里，東臨太平洋，側為花東縱谷；以花東縱谷與中央山脈為分界；縱谷西側聳峻綿延的山脈就是中央山脈，東側較低矮山脈是海岸山脈（圖1-1）。從空中向下俯望台灣東部，可以看見花東縱谷分隔兩個平行併排的山脈。三條髮辮狀的髮辮河：花蓮溪、秀姑巒溪與卑南大溪在花東縱谷中蜿蜒流向太平洋（圖1-2）。位於花東縱谷中的縱谷斷層是歐亞大陸與菲律賓海板塊的交界處，海岸山脈原屬於菲律賓海板塊上的火山島，如同現在的綠島與蘭嶼。中央山脈位在歐亞大陸板塊最東緣，是兩板塊碰撞隆起的造山山脈。



圖1-2、縱谷的三大河系，花蓮溪、秀姑巒溪、卑南大溪，分水嶺在大富與池上。

約2,000萬年前，南中國海板塊（歐亞大陸板塊的部分）隱沒到菲律賓海板塊之下，在菲律賓海板塊西形成一系列的火山島。之後，火山島隨著菲律賓海板塊向西北移動，逐漸接近歐亞大陸邊緣。約600萬年前，為，兩個板塊的擠壓碰撞，台灣島才逐漸隆起，同時台灣島的沉積物也大量堆積在火山島周圍。因此，海岸脈岩層的主體就由中新世的安山岩質火成岩構成的火島，以及上面覆蓋一厚層深海的濁流沉積岩。約50萬之後，海岸山脈逆衝到陸上，深海沉積岩轉變為淺海河流環境的沉積岩。

現今，台灣島周圍的地球板塊構造，主要有南側南中國海的隱沒帶（馬尼拉海溝），與東北側菲律賓板塊的隱沒帶（琉球海溝）；兩個海溝之間就是以縱斷層連接，縱谷區域的地殼結構是海岸山脈逆衝到中山脈之上（圖1-3）。

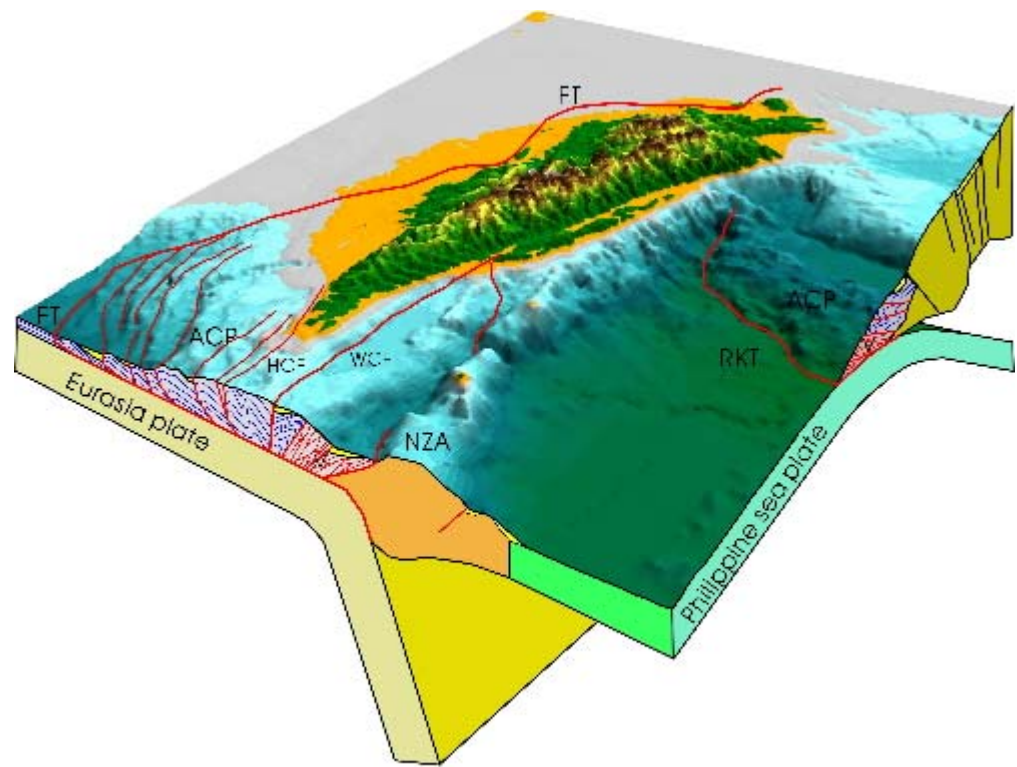


圖1-3、鄰近台灣島的大地構造。

1、海岸山脈形成



1-1前言 1-2火山島 1-3深海沖積扇 1-4地形

1-2火山島

(1) 約2,000萬年前（早中新世），南中國海板塊（屬於歐亞大陸）向東隱沒到菲律賓海板塊下，延伸至80-100公里深度時，地殼開始融化形成岩漿。熾熱的岩漿上升穿透菲律賓海板塊，在板塊上面產生與隱沒帶（海溝）平行的一系列火山島—海岸山脈、綠島、蘭嶼、巴丹島與巴布漾島（圖1-4）。火山形成初期處於深海海底，熾熱黏稠的岩漿從火山口流出後與海水接觸，冷卻形成層層的熔岩流，或枕頭狀玄武岩。因為深海底的水壓太大，火山無法產生激烈爆發作用，僅以熔岩流的型態噴出（圖1-6a）。

(2) 但是，日復一日噴出的熔岩流將海底火山逐漸的築高。約在1,000萬年前，火山口逐漸從深海成長到淺海，當火山口成長到水深500公尺以上時，水壓減低，火山就會以雷霆萬鈞的威力產生爆發，噴出大量的火山灰、火山彈與融熔岩漿（圖1-5，1-6b）。大約800萬年前，才由原來的海底火山露出海面形成火山島，猶如今日的綠島與蘭嶼。

(3) 火山島隨著菲律賓海板塊逐漸向西北移動，同時也因為火山離開了南中國海板塊的隱沒帶，地底的岩漿也消失，火山也不再活動。約400萬年前，海岸山脈火山成為死火山，不再有活動的跡象。

(4) 當火山不再噴發時（約400萬年前），火山島弧又悄悄的開始了另一個新生的世界，就是在火山島四周淺海中集聚許多海底生物，形成生物礁（圖1-6c）。之前，火山活動時期，會噴出大量的火山灰與有毒氣體，導致生物無法在火山島周圍海域中長期生活。

自中新世以來菲律賓海板塊一直以順時鐘旋轉相對著歐亞大陸移動，因此菲律賓海板塊西緣的火山島隨著板塊的旋轉運動，由東南方海域逐漸向西北方向移動，並逐漸接近歐亞大陸邊緣。約600萬年前，由於菲律賓海板塊的移動，並造成海岸山脈的火山島弧擠壓到歐亞大陸邊緣，使得大陸邊緣海棚受到擠壓而隆起形成島嶼。

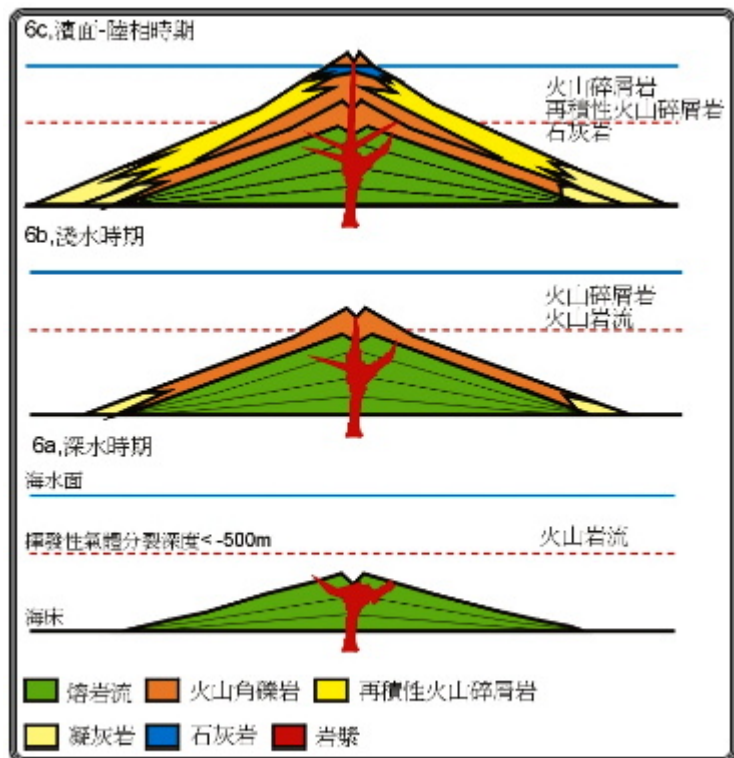
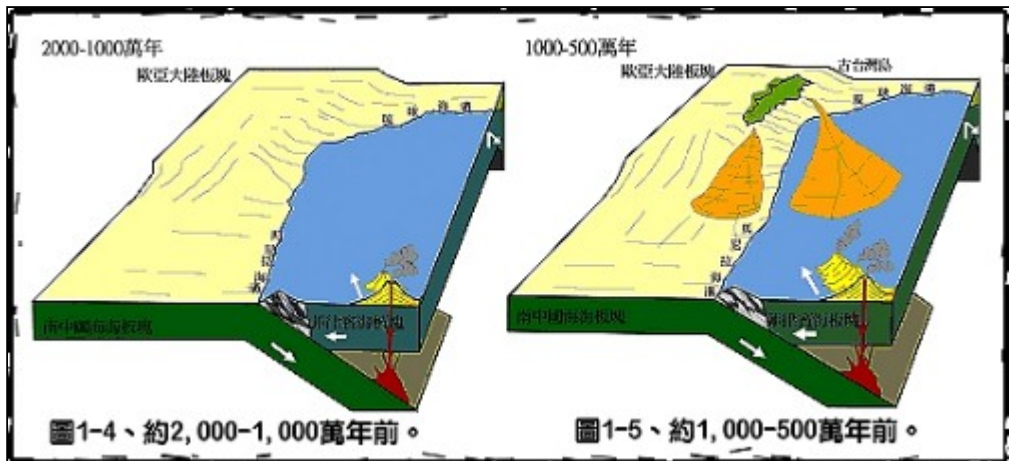
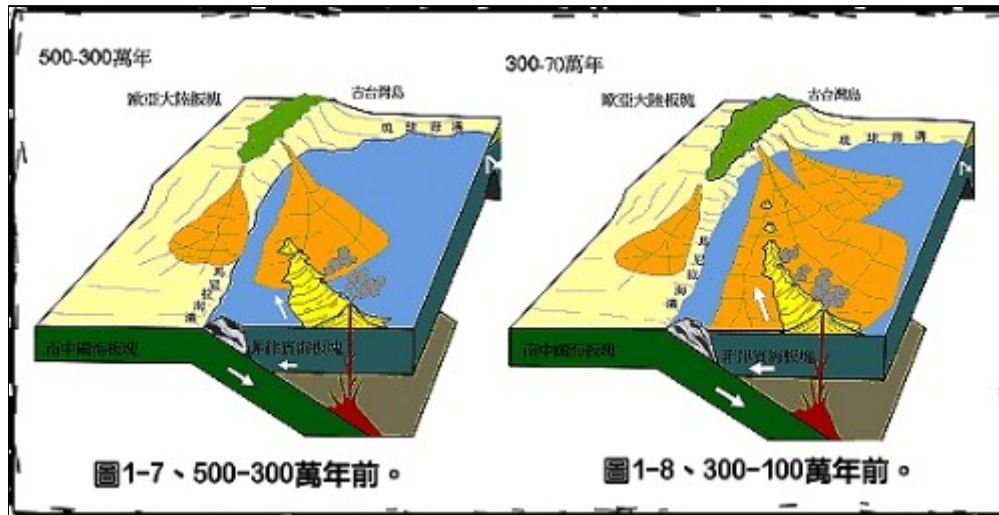


圖1-6、海底火山的演化與火山岩的形成關係。

台灣島也從海棚上的海底山脈漸漸的冒出海面形成海中的蓬萊仙島（圖1-7）。

(5) 約300萬年以後（晚期上新世），火山島的接近終至使北側的火山島逆衝到大陸



斜坡上，此時海岸山脈已經逐漸的上衝到台灣島上。這時候碰撞更加的劇烈，台灣島也大規模的快速抬升，此時中央山脈的變質岩也已經抬升露出地表，推估的台灣島可能已經

隆起有2,000公尺以上的高度，台灣島也已經具有今日的雛形，有高聳的中央山脈、西部各大河流也已經形成，唯一不同是海岸山脈還未露出海面（圖1-8）。

約70萬年之後（晚期更新世），火山島更靠近台灣島，來自中央山脈的沈積物也大量堆積在火山島周圍，雖然海岸山脈還身陷在深海厚層的砂泥層中，但已經蠢蠢欲動想躍身隆起露出海面成為台灣島的一員（圖1-8）。(6) 約50萬年之後，海岸山脈終於被擠壓而隆起露出海面，與中央山脈並行，結束了2,000萬年來處在海洋中的歷史。蘭嶼與綠島也追隨著海岸山脈的腳步，每年以8公分的速度接近台灣島，隨後同樣也會拼合成到台灣島。至今台灣島的造山運動，海岸山脈還是扮演著主要角色，持續的向西推進，台灣島也會一直升高擴大。



圖1-9、層層的安山岩質熔岩流（秀姑巒溪）。



圖1-10、早期海底火山噴發時，也有部分岩漿侵入周圍的岩層中形成火山岩脈，安山岩岩脈侵入熔岩流（秀姑巒溪）。



圖1-11、火山角礫岩與凝灰岩（嶺頂）。

海岸山脈的火山是原生在深海的海底火山，此種火山產生的火山層序與陸地上形成的火山層序有很大的差異。深海火山初期以熔岩流為主（圖1-9，1-10），當火山口成長至約水深500公尺以上時，火山開始轉變為爆發作用，形成火山角礫岩與火山灰（圖1-11）。火山持續成長至火山口出露海水面形成火山島，火山還持續爆發，陸地堆積熔結凝灰岩（圖1-12）。火山作用至最後時期不再活動（死火山），火山島周圍海域開始聚集生物建構生物礁（圖1-13）。所以海底火山形成的層序，熔岩流→火山角礫岩與凝灰岩→熔結凝灰岩→石灰岩。



圖1-12、呈角礫狀的熔結凝灰岩（石梯坪）。



圖1-13、生物碎屑石灰岩，含有火山碎屑（石梯坪海岸）。

1、海岸山脈形成



1-1前言

1-2火山島

1-3深海沖積扇

1-4地形

1-3深海沖積扇

台灣島隆起之後，島上岩石開始被侵蝕，大量的砂泥與礫石堆積到東岸的深海中，形成許多的深海沖積扇。這些來自造山帶（古台灣島）的沉積物就堆積在大陸斜坡（continental slope）至大陸隆起（continental rise）上。300萬年以來，共形成三個深海沖積扇，迄今，這古老的沖積扇都已隆起出露在海岸山脈中—水璉沖積扇、磯崎沖積扇與奇美沖積扇（圖1-14）。

深海沖積扇形成原因有兩種，最常見且會形成較大型沖積扇的是，陸上具有一河流提供大量沉積物搬運到大陸斜坡下，地形特徵會在大陸斜坡上產生海底峽谷（河道）。另一原因是處於不穩定的大陸斜坡下，斜坡經常產生崩移作用，而在斜坡下形成沖積扇，此種成因會在沖積扇上游產生一個圓弧形的崩塌地形。另外，由河流所堆積的深海沖積扇，可能會有較粗粒的沉積物，例如海岸山脈的深海沖積扇，沉積物直接來自鄰近的山脈。

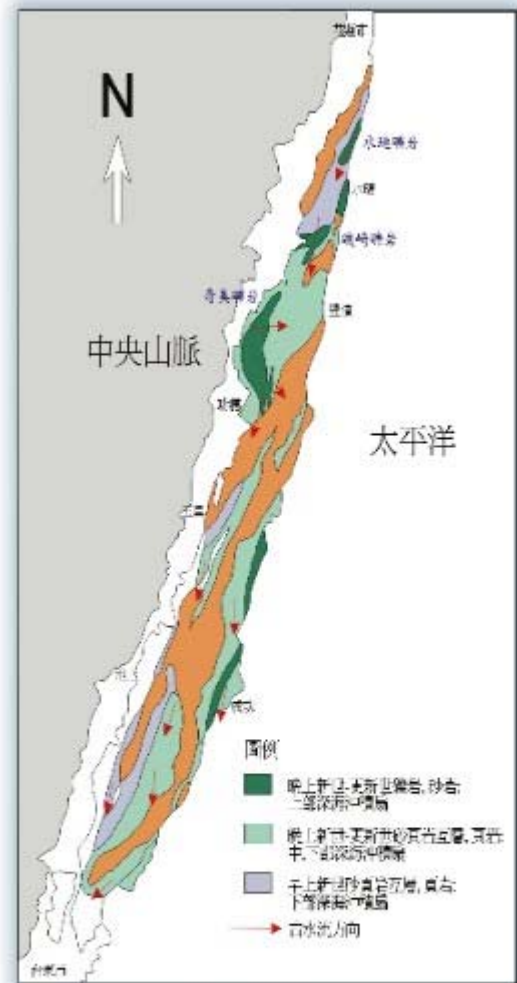


圖1-14、晚期上新世-早期更新世發育三個深海沖積扇，水璉沖積扇、磯崎沖積扇與奇美沖積扇。



圖1-15、厚層礫岩，上部沖積扇河道（奇美）。



圖1-16、厚層砂礫岩，上部沖積扇河道（奇美），礫岩底部呈現不平整的侵蝕面，侵蝕面下的砂頁岩互層，屬於河道外氾濫平原環境。岩性由砂頁岩互層變化為厚層礫岩表示上部沖積扇河道發生遷移。河道水流非常快速，造成礫岩在沉積過程時產生底面的侵蝕，形成不平整的侵蝕面構造。

深海沖積扇的沉積物特性，與水流的搬運機制有關，水流流經大陸斜坡時受到重力的牽引作用，而使流速加快，當愈遠離大陸斜坡時，水流的搬運能力愈弱。因此堆積在大陸斜坡上河道的沉積物較粗，呈現厚層礫岩（圖1-15）與砂岩（圖1-16），河道兩側河堤外的氾濫平原堆積厚層的泥岩。斜坡環境屬於上部沖積扇（upper deep-sea fan）。當沉積繼續往下搬運，堆積在大陸隆起（continental rise）時，沖積扇河道以厚層砂岩為主（圖1-17），兩側氾濫平原以砂岩為主的砂頁岩互層（圖1-18），屬於中部沖積扇（middle deep-sea fan）。再往下游堆積時，沉積物以頁岩為主的砂頁岩互層，偶而夾有數公尺至十數公尺的厚層砂岩，或以頁岩為主，屬於下部沖積扇（lower deep-sea fan）。

圖 1-17、厚層砂岩與礫岩，底面呈現不平整的侵蝕面構造，並在礫岩底部產生荷重變形構造。



圖 1-18、中部沖積扇河道兩側氾濫平原環境，以砂頁岩互層為主。



圖 1-19、上部沖積扇的氾濫平原與下部沖積扇環境也都沉積以泥為主的砂頁岩互層，但是上部沖積扇氾濫平原所沉積的砂岩的粒度較大，為粗粒砂岩。



1、海岸山脈形成 1-1前言 1-2火山島 1-3深海沖積扇 1-4地形

1-4-1海岸山脈地形 ● 1-4-2花東縱谷地形 ● 1-4-3中央山脈地形

1-4地形

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

台灣島地形由東向西可以劃分五個地質構造單元：海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈與雪山山脈）、西部麓山帶與海岸平原（圖1-20）。東部地區所見的地形就是海岸山脈、花東縱谷、中央山脈（脊樑山脈）等三個構造分區。以下敘述這三個地質構造區的地形特性。

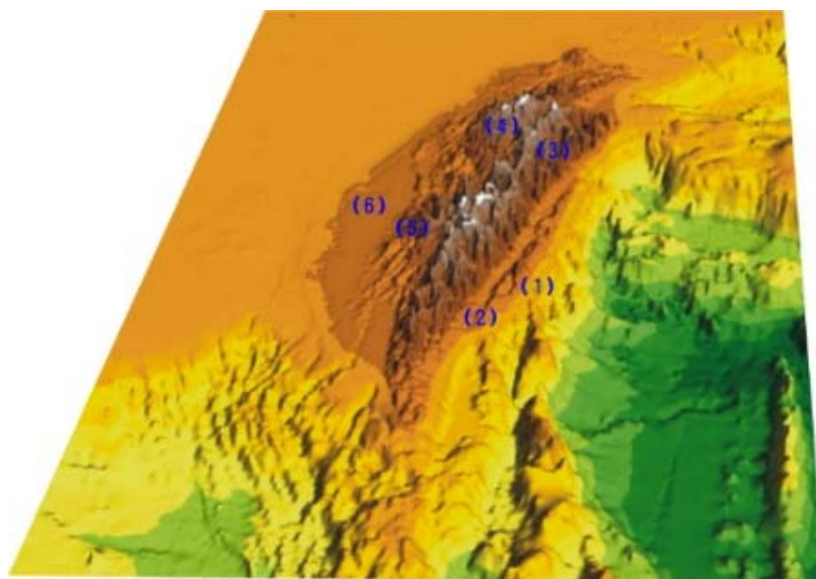


圖1-20、台灣地質構造分區為

(1) 海岸山脈、(2) 花東縱谷、中央山脈：(3) 脊樑山脈，
(4) 雪山山脈)、(5) 西部麓山帶、(6) 海岸平原。

1、海岸山脈形成



1-1前言 1-2火山島 1-3深海沖積扇 1-4地形

1-4-1海岸山脈地形 ● 1-4-2花東縱谷地形 ● 1-4-3中央山脈地形

1-4-1海岸山脈地形

海岸山脈地形與其他地區較為不同，屬於古老的火山地形，海岸山脈是由許多的火山錐體連接而成的火山山脈，稜脊上突起的山峰大致就是當時的火山錐頂，因為長期受到侵蝕，已經沒有顯著的圓錐狀火山地形

（圖1-21）。除了山脈的主體屬於古老的火山山脈之外，周圍低矮的丘陵地形都屬於深海的沉積岩層。

海岸山脈另一特殊的地形景觀—海階與河階地形，沿海公路兩側經常零星分布平坦的平台，是由海水沖蝕或堆積形成的海階，



圖1-22、磯崎以南海岸，突出海岸的平台都是隆起的海階。

這

些晚期全新世海階都因地殼抬升而產生

（圖1-22）。尤其豐濱以南的海岸具有許多海階，如石梯坪、長濱、成功、富岡等地（圖1-23）。但有些海階在抬升之後被沖積扇覆蓋，所以現今的地形面呈現微向東傾斜的沖積扇地形。海岸山脈的海岸地區之所以形成許多的海階地形，主要的原因是至今海岸山脈還持續抬升。豐濱以南區域，海階分布較廣，且同時代海階的海拔高度較高，從海階的年代估算抬升速率，豐濱以南區域的抬升速率約1-1.5公分。



圖1-23、海岸線以上的斜面是已經抬升形成海階地形（石梯坪），海階面遺留下許多的珊瑚礁，最高處的珊瑚礁年代約3,500年。

分。

另一種代表地殼抬升的地形—河階，地殼隆起促使河流的下切作用（另一種原因是海水面下降），在河流兩岸殘留舊河道而形成河階，尤其河流轉彎處的沉積坡最容易形成不同高度的河階—河階群（圖1-24，1-25）。由於海岸山脈南段抬升速率較快，因此豐濱以南的河流具有許多河階地形，以秀姑巒溪與馬武窟溪最為明顯。北段區域地殼變動速率較慢，河階的分布較不明顯。秀姑巒溪沿河的河階主要分布在奇美（奇美河階）與瑞穗（德武河階），這



圖1-25、秀姑巒溪進入海岸山脈時之後形成的河階群（德武階地）。

些河階由低位到高位河階的年代大致從數百年至10,000年，從河階高度與年代估算，秀姑巒溪的下切速率與每年1-1.7公分，此速率大致與地殼抬升速率相當。



1、海岸山脈形成



1-1前言

1-2火山島

1-3深海沖積扇

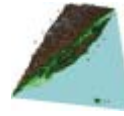
1-4地形

1-4-1海岸山脈地形

● 1-4-2花東縱谷地形

● 1-4-3中央山脈地形

1-4-2花東縱谷地形

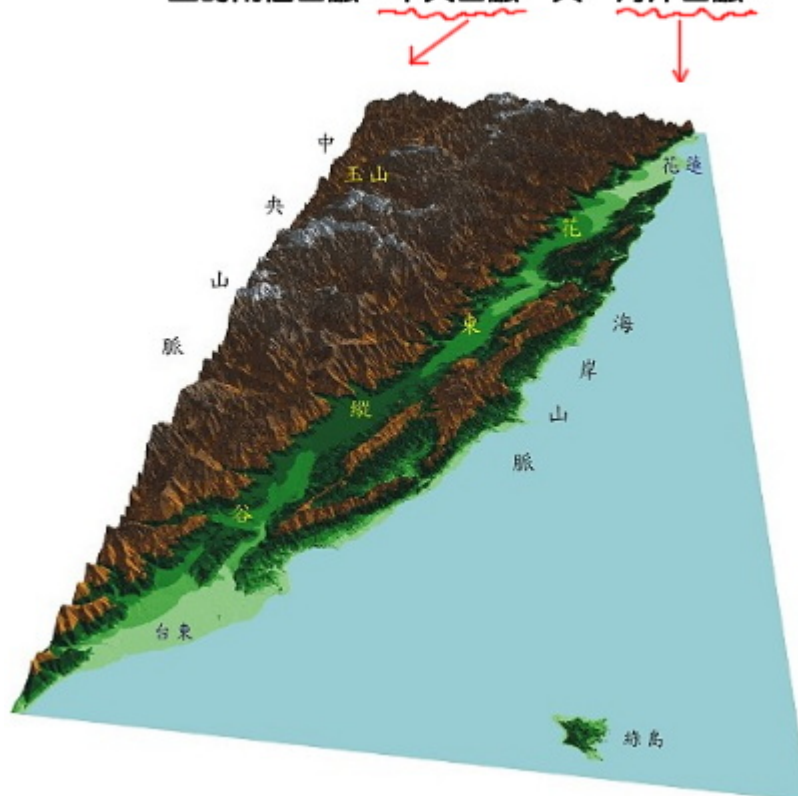


花東縱谷斷層是歐亞大陸與菲律賓板塊的交界（圖1-26），菲律賓海板塊朝向西北方向逐漸與歐亞大陸接近，因此海岸山脈每年約以3-4公分速度接近中央山脈。因此在兩板塊的縫合帶造成劇烈擠壓，形成寬約數公里的剪切帶（斷層帶），也就是出露在縱谷東側的利吉混同層。兩板塊擠壓之下，造成歐亞大陸隱沒到菲律賓板塊的下方，至今，這碰撞帶是台灣發生地震最頻繁的地區。兩個板塊互相推擠過程也造成縱谷兩側地塊的隆起，以致縱谷形成許多的河階地形（圖1-27）。從縱谷地形來看，南北的地形有很大的差異，北段縱谷（光復以北）沒有河階地形，以南逐漸呈現許多的河階，而且同一河流的沿岸有數個不同高度的河階，顯示縱谷的南段受到地殼擠壓作用較為劇烈。



圖1-27、玉里-瑞穗之間的舞鶴台地是由紅葉溪沖積而成，由於擠壓作用造成中央山脈隆起產生隆起的台地，舞鶴台地年代為晚期更新世（>50,000年），地表長期的風化形成紅土化土壤。

圖1-26、花東縱谷分隔位在不同板塊上的兩個山脈，中央山脈與海岸山脈。



1、海岸山脈形成



1-1前言

1-2火山島

1-3深海沖積扇

1-4地形

1-4-1海岸山脈地形

1-4-2花東縱谷地形

1-4-3中央山脈地形

1-4-3中央山脈地形

中央山脈位於花東縱谷的西側（圖1-28）、屬於歐亞大陸地殼的一部分。中央山脈地形非常陡峭（圖1-29），山脈中的河谷都呈狹窄的V型谷（圖1-30），河床坡度大，這種險峻陡峭的地形是呈現壯年期山脈地形，暗示中央山脈處在快速抬升的階段，因此河流具強烈的下蝕作用，才能產生如此陡峭的山脈與深邃的河谷地形。現今地球上只有喜馬拉雅山脈的高山地形與台灣中央山脈相比擬，都是正在進行的造山帶。



圖1-30、太魯閣峽谷，尤其河流截切大理岩形成的河谷，都呈狹窄的V型谷。

圖1-28、花東縱谷西側的中央山脈（脊梁山脈）。



圖1-29、中央山脈稜線，地形坡度大都大於40度以上。

