

海岸山脈和恒春半島的地質

何春蓀*

一、海岸山脈的地層和岩性

海岸山脈介於台東縱谷與台灣的東部海岸之間，長約一百三十五公里，最大寬度在中段，達十公里左右，在南北兩端寬僅三公里。東南外海的兩個主要島嶼，綠島和蘭嶼，也在這個地質區中。今日的海岸山脈呈南北走向，東側面臨太平洋，向西以狹長的台東裂谷和中央山脈的山嶺分隔。海岸山脈是台灣地質區中最為活動的地帶，更由於其中有混亂的岩石堆積或含有混同層，在造山運動中成爲要角，因而海岸山脈在構造地質研究上特別引人注意。沉積在海岸山脈盆地中的新第三紀地層主要爲標準的含有火山岩質的海相沉積物，總厚度達到六千到七千公尺。

在海岸山脈中只有新第三紀岩層的沉積，其岩相及層序和台灣西部的新第三紀地層有相當的差異。按照一般地質人員的意見，海岸山脈的地層可以分爲五個主要的岩層單位，用來做地層分析和地質製圖的基準。這五個單位由下而上有：(1)火成雜岩(2)集塊岩層(3)海相碎屑岩系(4)混亂的混同層和(5)礫岩層。現在按此順序自老至幼將各單位的地層性質和岩性加以說明，見第九圖。

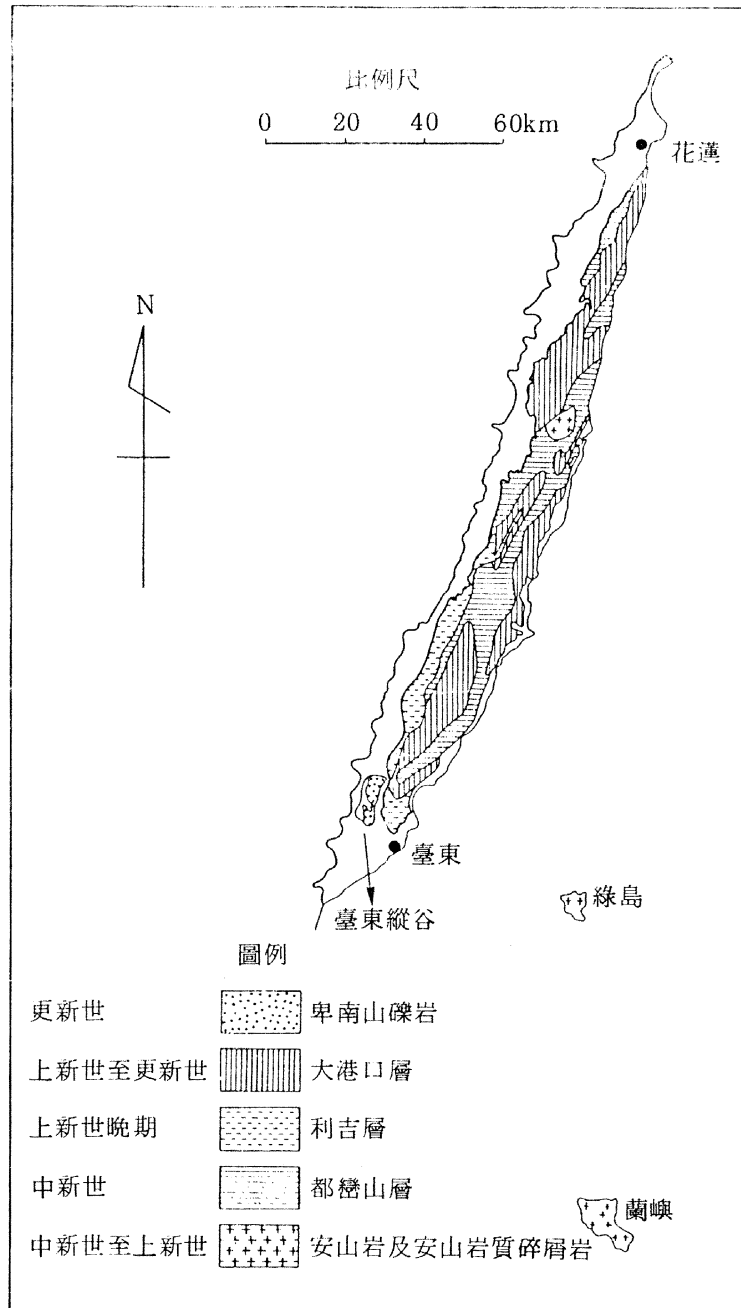
奇美火成雜岩 在台灣東部海岸山脈的核心及其東南岸外海島嶼上有與火山島弧地質環境有關的岩漿岩組出露。主要的岩漿體

出露在海岸山脈中段秀姑巒溪下游奇美村附近，故被稱爲奇美火成雜岩(何春蓀，1969)，面積大約有二十二平方公里。這個火成雜岩體另外有一個小的單獨露頭，見於主體之南的樟原附近。這個岩漿體大部分由安山岩質的岩流和火山碎屑岩組成，但也包括玄武岩質安山岩、玄武岩、閃長岩和多種岩脈在內，其中也有斑狀安山岩。這個含有許多不同火成岩類的雜岩系包括了很多期的侵入或噴出活動，其間有很複雜的岩相關係。這個火成雜岩內有一期斑岩銅礦的礦化作用，於是這個火成雜岩體便成爲早期探勘銅礦的目標，不過尚未找到有重要價值的礦床。

最早奇美火成雜岩有六個全岩石標本經以鉀氬法定年，它們的年代是九百萬年到一千二百二十萬年(何春蓀，1969)。根據理查德等(Richard et al., 1986)最近的鉀氬法定年研究，其火山活動在中新世早期開始，至上新世早期結束。其所測得第一類岩石的放射性年齡可以分爲三期：第一期爲二九·七~二三·六百萬年，第二期爲一五·二~一三·七百萬年，第三期爲一〇·六~九百萬年，這三期年齡的解釋尚待更多的野外研究。第二類岩石的放射性年齡較幼，大致在九·二~四·四百萬年之間。

同屬奇美火成雜岩單位之內有海岸山脈東南外海的兩個主要火山島和其附屬島嶼，此即綠島和蘭嶼。

* 經濟部中央地質調查所及能源礦業研究所地質顧問



圖九 台灣東部海岸山脈地質簡圖

1. 綠島 綠島位在台東縣東南的外海，距離海岸約三十四公里。全島幾乎大部為安山岩質集塊岩所覆蓋，也有少量的安山岩流散布在各地。本島的中央部分有紅土台地礫石覆蓋在安山岩質火山岩的上面，隆起或現生的珊瑚礁圍繞在本島四周的大部地區。這些安山岩及集塊岩經過最近鉀氫放射性定年結果 (Richard 理查德等，1986)，其年齡為一·八到四·三百萬年，被認定主要屬於上新世，要比海岸山脈及蘭嶼火山岩的時代為新。

2. 蘭嶼 蘭嶼在台東縣東南的外海，距離海岸大約九十公里，位於綠島的南方，全島由安山岩流和集塊岩構成。安山岩出露在島的中央部分，四周為火山碎屑岩所覆蓋。火山岩所構成高地的邊緣局部為沖積扇和崖錐堆積物所圍繞，沿海岸地區也有隆起珊瑚礁的發育。蘭嶼有四個安山岩和兩個集塊岩的標本曾經澳洲鑛業公司以鉀氫法定年。四個標本的定年結果是從五百七十六萬年到一千三百四十萬年，就是中新世中期到上新世，大致和海岸山脈中奇美火成雜岩的時代

相同。最近理查德等人 (Richard et al., 1986) 所做的鉀氫定年研究，定出蘭嶼火山岩的時代為三·七到五·五百萬年，也是中新世到上新世，和海岸山脈火成岩的時代大致相當。

都巒山層 都巒山層是覆蓋在奇美安山岩核心上的地層中的最下單位，為一個巨厚的火山岩層，直接掩覆在火成岩體之上或與火成岩體共存。都巒山層大部分由火山集塊岩、凝灰岩、或凝灰質沉積物組成，其成因顯然與下伏的奇美火成雜岩的火山活動有關，屬同一火山弧的產物，但是都巒山層也含少量玄武岩及石英安山岩。全層的厚度經估計為一千到一千五百公尺，岩性變化甚大。本地層由徐鐵良 (1956) 根據海岸山脈中的一個高峯都巒山所出露的厚層集塊岩命名。這個集塊岩層分布的面積略少於海岸山脈的一半，分布最廣的地方在山脈的中段，再向南北延伸。本層一部分是由在水中經過淘選以後的安山岩礫石所組成，代表火山碎屑岩經過再沉積以後的堆積，不是火山直接噴發的堆積物。

沿着海岸山脈的東斜面，在都巒山層火山集塊岩的上部或其附近有不連續的石灰岩凸鏡體出現。石灰岩的厚度由一公尺以下到超過十公尺，最厚處可達五十公尺，曾被命名為港口石灰岩，根據最近的化石研究，其時代定為上新世。又依據超微化石的研究，指出都巒山層上部的時代在中新世中期到晚期之間，最新可以到達中新世與上新世的界線附近 (紀文榮等人，1981)。理查德等人 (Richard et al., 1986) 最近的鉀氫放射性定年研究，指出都巒山層中岩石的年齡約在六·九~四·四百萬年之間。

大港口層 都巒山層的上部為一個巨厚的火山岩質碎屑岩系 (Volcaniclastic Sediments) 所覆蓋。這一個岩系由頁岩、砂岩和礫岩混合着火山物質組成，現在一般名之為大港口層。大港口層大部分由沉積碎屑岩和火山質碎屑岩組成，是沉積在火山弧西側的層狀海相岩層；在局部火山活動中止地區

，則疊覆在火山弧之上。大港口層底部偶可以找到安山岩的巨礫。大港口層的沉積物大致反映出一個較深海的沉積環境，其厚度可達三千至四千公尺。在海岸山脈南部地區，大港口層多為深灰色的泥岩、粉砂岩、及厚薄不一的砂岩，局部也含礫質泥岩及傾瀉岩塊，後者產狀和以後要討論的利吉混同層者相似。在海岸山脈的北部，大港口層的主要岩性是粉砂岩及泥岩，偶夾薄層砂岩，但在岩層的中部及上部有由不同岩類組成的礫岩厚層，厚度可達數百公尺。礫岩中的碎屑物大部為與中央山脈的板岩相似的板岩及變質砂岩，另外也有少量的蛇綠岩及安山岩碎片。

大港口層內有大量的海相微體化石及極少的軟體動物化石，最近超微化石的生物地層研究 (紀文榮等人，1981) 顯示大港口層的時代在上新世早期到更新世早期之間，通常大港口層的時代與其下伏的都巒山層在不同的接觸地點可以有所差異。在東側海岸出露的大港口層為上新世中期到上新世晚期，而沿秀姑巒溪出露的是更新世早期。大港口層與下伏的都巒山層的接觸關係各人都有不同的看法，但是現在都主張兩者間有間斷存在，可能是假整合或不整合。

利吉層 利吉層廣泛地分布在海岸山脈的南端，並且沿着海岸山脈的西緣向北延展約七十公里，寬約一到三公里，到達安通溫泉附近的樂合為止。本地層首先是徐鐵良 (1956) 調查海岸山脈地質時所提出來的名稱，它的標準地點位於台東市東北約八公里處的利吉村。這個地層主要是巨厚的灰色泥岩，夾雜着許多種類繁多而大小不一的外來岩塊。這地層出露的地方常成惡地形，混雜在泥岩內的堅硬外來岩塊，則突立成一個一個孤立的小山丘，地形上很明顯。利吉層為一個標準的混同層 (Mélange)，由泥質填充物夾着許多外來岩塊組成。所謂混同層是一個不均勻的混合岩層，以曾經通體磨裂的泥質填充物為主，夾雜着原地的或外來的許多不同岩塊。它的定義內並沒有指出它是如何造

成的；換句話說，就是沒有成因的含義在內。

利吉層內的泥岩填充物常呈非常混亂的狀態，具有複雜的錯動和剪移，而且缺乏明顯的層理。有時在露頭比較好的地方可以看到大致的層理，這種層面常和剪裂面的方向一致。外來岩塊的大小變化甚劇，大部分外來岩塊的直徑只有數公尺，有些小的甚至只有一顆豆子那般大小，少數巨大的岩塊，則可以達到一平方公里左右或更大的面積。大部的外來岩塊具有摩擦痕以及剪移和倒轉的現象。利吉層的厚度不詳，可是現在已經知道利吉層不過是一種岩相的代表，它的厚度可能到處不一。依據中油公司在台東附近所鑽的地層探井的資料，測到該地利吉層的厚度至少在一、〇六一公尺以上（孟昭彝等，1965）。

利吉混同層中的外來岩塊大部分為砂岩及蛇綠岩系，另外尚有少量的粉砂岩、頁岩、及泥岩碎片，但都屬小岩塊；此外的少數岩塊為石灰岩、礫岩、及安山岩集塊岩。以鈣質超微化石為主的生物地層研究（紀文榮，1982），顯示利吉混同層中混合的化石時代可以從漸新世一直到上新世中期。由於其中最新的化石屬於上新世中期，裴其及蘇強（1981）認為利吉層是在上新世晚期形成的。紀文榮（1982）認為利吉層的堆積時代在上新世中期以後或上新世晚期。

卑南山礫岩 卑南山礫岩是徐鐵良（1956）所訂立的地層名稱。這是一個厚的礫岩層，是海岸山脈中最新的地層單位，主要的出露地點在台東市西北方的卑南山。這個礫石層的露頭沿著台東附近的卑南大溪分布，出露在台東市以北七到十五公里之間，大部分僅限於海岸山脈南端卑南大溪的下游。卑南山礫岩大多由來自台東縱谷西邊中央山脈變質岩區的礫石組成，礫石為直徑五到十五公分大小的各種不同變質岩類。本岩層的層理和淘選度都不太好，這一個粗粒碎屑岩，是屬於河成的山麓或沖積扇堆積物（Piedmont Deposit）。礫岩的生成時代可能在更新世中

期或晚期，而其厚度變化很大，在五百到三千公尺之間。

二、海岸山脈的地質構造概述

海岸山脈新第三紀的岩層褶皺成一系列近乎平行、傾斜適中而排成雁行的背斜和向斜構造，都巒山層常常成為主要背斜的核心，主要褶皺的走向為北北東。有好幾個走向逆斷層截切過這些褶皺構造，造成一些斷層面主要向東傾斜的斷塊。這個變動形成台灣東部構造區的褶皺衝斷帶，但是沒有顯著的變質作用。由於塊狀的火山集塊岩是主要的岩性，海岸山脈中的覆瓦狀逆衝斷層並不像以層狀岩層為主的西部麓山帶那麼清晰而發達。因為海岸山脈尚未經過詳細的地質製圖調查，所以很多構造的細節尚未清楚。

在台灣東部花蓮與台東之間的一個狹長谷地分隔了中央山脈地質區和海岸山脈地質區，這個谷地就是台東縱谷，長度約一百五十公里，寬度在三到六公里之間，平均約四公里。就板塊構造運動而言，這個谷地是在其西側的歐亞大陸板塊與在其東側的菲律賓海板塊中的呂宋島弧相碰撞後的縫合線。這個縱谷同時也分隔兩個截然不同地質區所成的山脈，西側為大陸邊緣山脈，就是中央山脈和其西麓山地；東側為由島弧改造而成的山脈，就是海岸山脈。縱谷本身是一個構造通谷，有三個水系，其間的分水嶺均受到侵蝕而不太明顯。

台東縱谷的特性有成直線型、成狹隘的谷地、地形起伏很小、水系奇特、及地震的高頻率等，這些現象顯示這個縱谷與構造有密切關係，斷層作用是谷地裂開的直接原因。另外一個特性是縱谷含有相當厚度的沖積物，並且兩側為一系列的沖積扇所圍繞，這些沖積扇的形成大部分來自中央山脈下來的河川。這些特殊的地形景觀可以由地質圖、航照圖、或衛星影像圖清晰的顯現出來。

三、恒春半島的地層和岩性

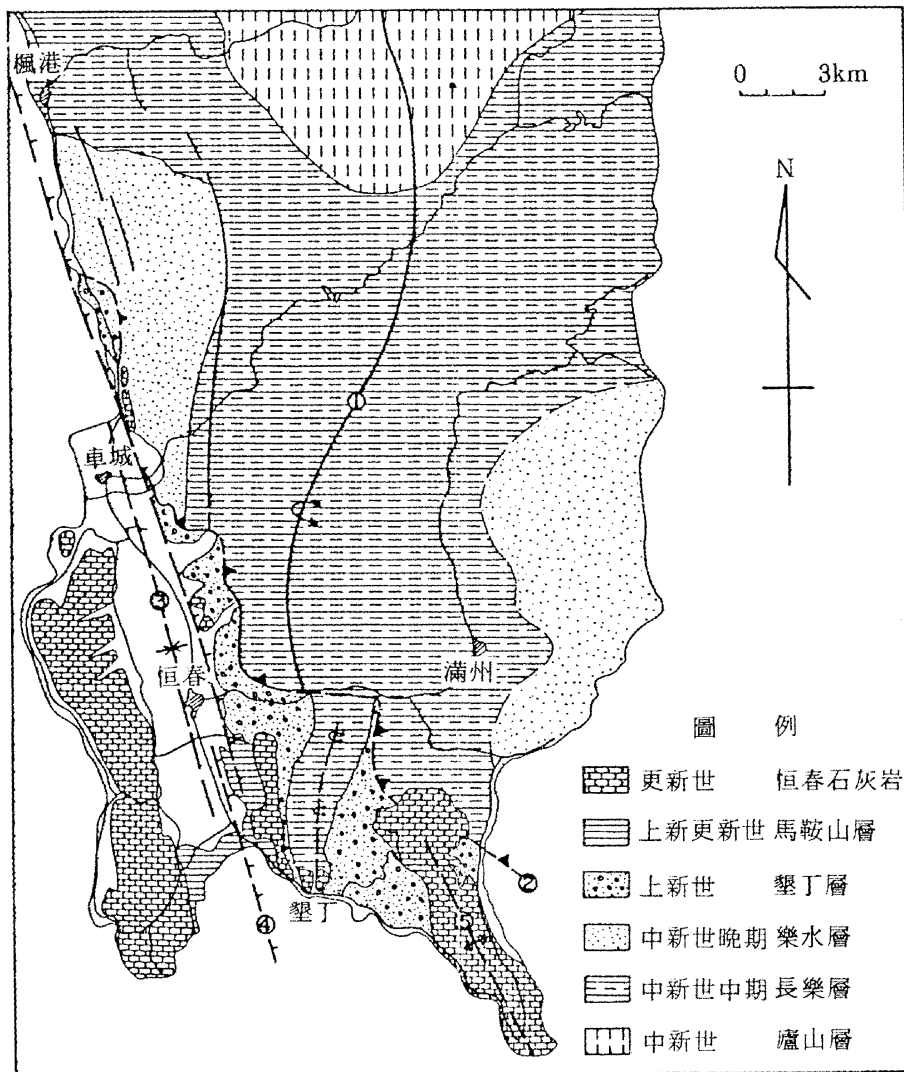
恒春半島是中央山脈最南部的極狹一段

，形成台灣島的最南端。恆春半島的北部為略受輕微變質的硬頁岩和板岩夾少量砂岩組成，在地層上屬於中央山脈板岩系中的廬山層，已經在中央山脈西翼地質區中討論過。本節專論恆春半島南段未變質的新第三紀地層，這些地層向北則逐漸移變為略受輕微變質的廬山層。

恆春半島出露的未變質新第三紀地層以中新世為主，其上覆有小範圍的上新世及更新世地層，兩者間可能為不整合關係。中新世地層為一廣厚的碎屑岩系，全厚估計約達四千公尺，主要由頁岩、粉砂岩、砂岩及礫岩組成，所含海相化石不多，故連續的化石分帶和詳細的時代分層不易完成。現在根據經濟部中央地質調查所最新出版的台灣省地質圖，把這些地層分為下述六個基本地層單

位，見第十圖。

長樂層 本層的標準地點長樂位於恆春到九棚的公路上，但是最好的剖面見於四重溪流域石門以東的山地。培利堤爾等(1986)將本層分為上下兩部，下部以灰黑色頁岩與粉砂岩為主，夾有數公分至數十公分厚的薄層砂岩，見於石門以東的山地。本下段岩層中未見鈣質化石，其時代可能為中新世的初期，本段中有厚將近一百公尺的槽狀充填砂岩出現。上部岩層見於石門以及石門以南的山地，主要由頁岩與砂岩的互層組成，其所含砂岩構成虎頭山、三台山及老佛山諸山峯。此上段岩層的時代為中新世中期(NN₆到NN_{8,9})，含有大量的基性、超基性以及酸性火成岩物質，其種類有玄武岩、輝綠岩、輝長岩、角閃岩、角斑岩(Keratophyre)及斜長



圖十 臺灣南部恆春半島地質簡圖

花崗岩 (Plagiogranite) 等。其產狀或呈厚層槽狀礫岩，或呈崩移岩塊，或組成綠色砂岩互層。四重溪上石門峽谷所見到的礫岩就是標準的槽狀下切的礫岩和其他碎屑岩層所造成者。

樂水層 本層的標準地點為恆春以東約十六公里的佳樂水，主要由灰色砂岩、深灰色頁岩、以及砂岩與頁岩的互層組成，在西部本層內含有不規則槽狀下切所成的礫岩凸鏡體，本層的時代可能為中新世晚期 (NN₁₀ 到 NN₁₁)。本層位於長樂層之上，分別出露在恆春半島東西兩側的海岸附近。西邊本層出露在里龍山及蚊罩山一帶，位於楓港至車城海岸以東的山地，由厚層砂岩夾粉砂岩或頁岩組成，厚約二千公尺。在更向西靠近海岸地區，本層的上部含有槽狀下切所成的礫岩凸鏡體，其礫石由砂岩、玄武岩、輝綠岩以及輝長岩組成。在四重溪河流以南地區，本層內的砂岩相逐漸為頁岩和粉砂岩所代替，並含有數層砂岩所成的槽狀體夾層。東海岸的樂水層分布在滿州及佳樂水一帶，由青灰色厚層砂岩夾頁岩或粉砂岩組成，厚約一千二百公尺。東海岸的樂水層內出現礫岩體不多，若和西海岸的本層相較，可能代表距離來源地較遠的沉積相。

墾丁層 出露在恆春半島上的墾丁層是另外的一個混同層，它和海岸山脈中的利吉混同層有或多或少相似的特性。墾丁層一名是詹新甫 (1974) 所提出的，標準地點就是墾丁公園。本層分布在恆春半島的西部。根據最近的調查，墾丁混同層的主要分布地區是墾丁公園附近，向北可以延伸到保力和恆春一帶，再向北在車城以北公路邊的尖山，可能尚有墾丁層的殘塊出露。

墾丁層也是由雜亂而層理不顯的深灰色泥質到粉砂質沉積物組成，其中含有無數大小不等的外來岩塊。其泥質填充物經過強裂剪切運動而常呈現光滑的擦面或擦痕，有時含有相當多的基性火成岩及角斑岩 (Keratophyre) 所組成的小礫石。混同層中有時具有棕、藍或綠等色的條紋，略有層理的感覺。

墾丁層中的外來岩塊有各種不同大小，直徑可自數公分到一公里左右，依其含量多少的順序，主要岩石種類為粉砂岩、砂岩、粉砂岩和砂岩的互層、礫岩、枕狀熔岩、火山角礫岩及橄欖岩，其中以粉砂岩及砂岩所成岩塊的數量最多，常具有標準的濁流岩構造。礫岩質砂岩因為抵抗風化力強，常成為巨大孤立的岩塊，突峙在泥質填充物中，地形上顯示至為明顯。

墾丁混同層中含有不同的化石種類，根據最近紀文榮 (1982) 所做超微化石的研究，其時代自漸新世到中新世不等，但是以中新世化石最多，因為其中最年幼的化石是中新世晚期，所以推定墾丁層是在中新世晚期或中新世與上新世之交時候所造成的。

馬鞍山層 在恆春半島上，位於中新世正常岩層以上者尚有三個曾經提出的上新世到更新世的地層單位，這就是馬鞍山層、恆春石灰岩、和四溝層。最近的趨勢是把四溝層併入馬鞍山層中而成為同一地層單位。

四溝層出露在恆春鎮附近的小溪溝或侵蝕劇烈的山坡上，恆春鎮西的台地上也有四溝層出露。這一個地層是六角兵吉和牧山鶴彥 (1934) 在編製恆春半島地質圖時所命名的。本地層由脆弱而膠結疏鬆的粉砂岩、頁岩、細粒砂岩和礫石的凸鏡體或不規則體組成，呈淡青灰色，層理常不明顯，層厚在 0.2 到 2 公尺之間，地層平緩或略現傾斜。礫石凸鏡體在本地層的下部比較多，礫石直徑在三到五公分之間。四溝層富含貝類和有孔蟲化石，全層厚度在五十公尺以上。四溝層和恆春石灰岩之間可能彼此呈犬牙相錯的關係，代表着同一時代沉積的兩個不同岩相，它們彼此間的關係可能是漸變的，而且互相穿插，並無固定的上下關係，因為四溝層和馬鞍山層已經合而為一了。

馬鞍山層是石崎和彥 (1942) 根據化石的研究所命名的，他並認為它和四溝層的時代不同，應當比較年老。但是這兩個地層岩性上大致相同，不能細分，就岩石地層單位的定義而言，目前的地質學家多把兩層合併屬

於同一岩石地層單位，而定名為馬鞍山層。馬鞍山層也是由細粒砂岩、泥岩、和頁岩互層組成，也是海相地層。馬鞍山層的時代是上新世晚期到更新世初期，似乎比四溝層的時代稍老，可能含有較多的時代稍老的化石。在小比例尺的地質圖上，已經把四溝層和馬鞍山層合為同一岩石地層單位，並用馬鞍山層的名稱，其與恆春石灰岩局部是犬牙相交的關係。但是馬鞍山層多位於恆春石灰岩之下，有人認為其間是不整合的關係。根據台灣電力公司的鑽井資料，本層全厚至少有一百公尺，但底部未全露，也未和正常的中新世地層直接接觸，一般推測馬鞍山層可能不整合在中新世地層之上。馬鞍山層和墾丁層的接觸關係則都被解釋為是一個斷層接觸。

恆春石灰岩 恆春石灰岩一名是六角兵吉和牧山鶴彥(1934)提出來的，標準地點在恆春半島。恆春石灰岩主要分布在恆春鎮的東南、鼻子頭東的台地、馬鞍山、龜子角、墾丁公園、和鵝鑾鼻等地。這個石灰岩向北還可以分布到高雄縣的壽山和鳳鼻頭。恆春石灰岩是以生物岩礁為主，由多種生物的遺骸組成，包括有珊瑚、有孔蟲、貝類，和石灰藻類等，這些生物遺體大部分聚集在本石灰岩層的下部。在石灰岩發達的地方為灰色至乳白色，緻密塊狀，或多孔隙，石灰岩中還有許多溶穴。恆春石灰岩的厚度因地而異，一般在數公尺到數十公尺之間，最厚部分可以到達一百公尺。恆春石灰岩的時代可能為更新世中期，部分地方的恆春石灰岩之上覆蓋着鵝鑾鼻砂和礫石層。

四、恆春半島的主要構造現象

恆春半島的主要構造線均呈南北走向或東北二十度的走向，自西而東可見恆春河谷向斜層、恆春斷層，及墾丁公園背斜層三個構造單位(培利提爾等，1986)。恆春河谷向斜層主要由最新的上新世及更新世地層組成，褶曲至為寬展平緩。恆春斷層位於恆春河谷的東側，約和該河谷平行，向北可以和屏

東谷地東側的潮州斷層或荖濃溪斷層相連，為台灣最主要構造線之一。墾丁公園背斜層位於恆春斷層的東面，全由變動強烈的正常中新世地層組成，規模甚大，可能為一個複背斜。背斜軸縱貫恆春半島，由南面的墾丁公園附近未變質的長樂層開始，向北延伸到本半島北部已受輕微變質的廬山層中，其岩層的葉理或片理構造也隨着由南向北逐漸發達。墾丁公園背斜層為一倒轉褶曲，向西倒轉，並向西逆掩在墾丁混同層之上。在背斜的中心及大部地區出露長樂層，兩翼則分別在不同地區出露樂水層。

參 考 文 獻

- 六角兵吉、牧山鶴彥(1934)「高雄州恆春油田調查報告」台灣總督府殖產局，第660號。
- 石崎和彥(1942)「西恆春台地附近之地質學觀察」台灣地學記事，第十三卷。
- 何春蓀(1969)「台灣東部奇美火成雜岩之鉀氬年齡之地質意義」台灣省地質調查所彙刊，第二十二號。
- 孟昭彝、江新春(1965)「台東石山一號探井地下資料及解釋」台灣石油地質，第四號。
- 紀文榮(1982)「台灣利吉層與墾丁層內之超微化石及其在地質構造上之意義」地質，第四卷，第一期。
- 紀文榮、藍生傑、蘇強(1981)「台灣東部海岸山脈板塊互撞之地層紀錄」中國地質學會專刊，第四號。
- 徐鐵良(1956)「台灣東部海岸山脈地質」台灣省地質調查所彙刊，第六號。
- 理查德、貝隆、摩貝、巴利葉、莊文星(1986)「台灣東部海岸山脈蘭嶼、綠島火成岩之鉀氬定年與岩石學研究」中國地質學會專刊，第七號。
- 培利提爾、史蒂芬(1986)「恆春半島中新世的板塊掩覆與碰撞運動及其在台灣地體動力學演變中的意義」中國地質學會專刊，第七號。
- 詹新甫(1974)「恆春半島之地層與構造並申論中新世傾瀉層」台灣省地質調查所彙刊，第二十四號。
- 裴其、蘇強 Page and Suppe(1981)「The Pliocene Lichi Mélange of Taiwan: its Plate Tectonic and Olistostromal Origin」Am. Jour. Sci., Vol. 281。