

目錄

壹、地 質 （劉憲德、胡賢能）

貳、岩石與礦物 （艾克非、張郁生、朱傲祖）

參、地 形 （費立沅）

肆、工程地質 （陳福將、賴典章）

參考文獻

壹、地 質

前言

地層

地質構造

火山活動與變質作用

地質史

前言

梅山至啞口間有關之地質記載始於 1926 年市川雄一之台灣地質礦產圖，當時將新關以西之地層劃為上部板岩層，以東之地層則稱為下部板岩層。此後三十餘年間，張麗旭（1953）、詹新甫（1964）、顏滄波（1971）等亦在此區調查過。即至何春蓀（1974）等修編台灣地質圖時，乃將新關以西之上部岩層稱為廬山層，新關以東之下部板岩層稱為新高層；並根據下部板岩層中所含之有孔蟲化石推定新高層屬於始新世地層，而將新關以之廬山層定為中新世地層，兩者之間以不整合接觸。

一直到 1975 及 1976 年間，本區在化石及生物地層方面才有進一步的研究。張麗旭（1976）由本區 *Globigerinoides triloba sacculifer*、*Orbulina suturalis* 及 *Globigerinoides sicanus* 等廬山階標準化石群之發現，認為檜谷以西的板岩層應屬於廬山階，而 *Lepidocyclina* 石灰岩內所含的 *Asterocyclina* 等始新世化石可能是移置化石 (*Reworked fossila*)。橋本及松丸根據張麗旭的研究結果並於 1975 年從新做野外觀察及該等石灰岩年代的化石研究，認為 *Lepidocyclina* 石灰岩的層位可較張麗旭所提供的廬山階更老，並由 *reticulated Nummulites* 與 *Eulepidina dilatata* 之共存，推定該石灰岩之地質年代為 Td 期，即相當於魯培勒期 (*Rupelian*) 或即漸新世，因此認為廬山階地層應始於漸新世。

1977 年李錫堤亦在梅山至天池間進行區域性的地質調查研究，調查結果顯示，在禮觀至關間的廬山階地層尚可劃分出一含砂岩相地層，並將之稱為禮觀層；並認為含 *Lepidocyclina* 之石灰岩可能為禮觀層的基底礫岩，以不整合覆蓋於始新世檜谷層（新高層）地層之上，並由禮觀層下部已有 *Globigerinoides* 大型有孔蟲化石出現，而認為禮觀層應屬中新世早期堆積 (李錫堤 1985)。1980 年黃廷章亦在此區進行超微化石地層研究，結果顯示在中新世紀禮觀層與始新高層之間確有一不整合存在。

1980 年以後，本所地質人員亦曾在本區進行地質調查工作，並發表數篇地質報告，內容主要著重於區域性地質構造解說。現就以往的調查報告成果與最近一年來筆者等在此區進行野外調查的資料，綜合報告如次。

地層

出露於梅山至啞口間的地層屬於中央脊樑山脈帶的地層，主要由經過變質作用的變質砂岩、硬頁岩、板岩和千枚岩構成，間夾有凸鏡狀石灰岩體和火成岩體。根據岩性的不同，調查區域沿線的地層由下而上可劃分成畢祿山層、禮觀層和梅山層等三個地層單位，其中畢祿山層又可分為大關山段、啞口段、常仕橋段和天池橋段等四個段。各地層的對比如表一，現就其地層分佈與岩性特徵和所含化石描述如次。

表一 梅山 啞口地區地層對照表

畢祿山層

畢祿山層為何春蓀（1986）提出的位於中央脊樑山脈帶地層中含有始新世地層的地層名詞，相當於新高層（何春蓀，1975）或檜谷層（李錫堤，1977）。本層主要分佈於天池附近檜谷斷層以東至啞口、利稻間的公路沿線上，其組成的岩性包括千枚岩、板岩變質石英質砂岩、變質凝灰質砂岩和變質綠色火山熔岩流等，並夾有凸鏡狀之變質石灰岩體和礫岩夾層。其中的礫岩層內含有 Nummulites-Discocyclus 始新世中至晚期的有孔蟲化石；另根據超微化石的研究，在本地層之板岩層中亦含有 Chiasmolithus solitus 和 Reticulofenestra umdilica 始新世超微化石（黃廷章，1980）。

畢祿山層除分佈於檜谷斷層以東外，根據超微化石的研究（黃廷章，1980），在檜谷斷層以西之觀道班房附近複背斜軸兩側伏於禮觀層下之板岩層中，亦含有始新世之超微化石，此些岩層可相當於本地層。

在天池以東至啞口隧道之間公路沿線出露的畢祿山層，根據岩性之不同，由下而上可再劃分為大關山段、啞口段、常仕橋段和天池橋段等四個段，這些岩層，彼此間的接觸關係多以斷層為主，現就其岩性分述如次：

大關山段

大關山段分佈於大關山斷層以東至關山隧道內西側出口處 100 公尺附近，主要岩性由灰褐色至暗灰色中至粗粒厚層變質石英質砂岩，偶夾暗灰色至灰黑色硬頁岩或板岩互相構成。在變質石英質砂岩層中並夾有一層厚約 5 公尺含 Nummulites-Discocyclus 始新世化石之石灰質粗粒至礫質變質砂岩。全段的厚度因斷層的切割而難以測算，可見的岩

層厚度在 250 公尺。

啞口段

啞口段分佈於關山隧道以東至啞口附近，整合覆於大關山段之，要由暗灰色至灰黑色劈理發達的板岩或千枚岩構成，在其下部偶夾有薄層變質石英質砂岩。本段的上部已超出調查範圍，估計全段厚度在 1000 公尺以上。

本段分佈於進涇橋斷層以東至大關山斷層之間，主要岩性以暗灰色劈理發達的板岩與淡灰色至灰綠色變質凝灰質砂岩和綠色變質火成岩體構成，其中在變質凝灰質砂岩下部偶而夾有凸鏡狀的石灰岩體。灰色至灰綠色變質凝灰岩質砂岩主要由火山灰與沉積泥沙共同堆積後經變質作用形成，根據野外觀察，至少有二層凝灰岩質砂岩堆積，顯示在岩層堆積時至少發生二次的火山作用。綠色變質火成岩體出露的地點共有三處：一處位於涇進橋斷層附近，其岩性以淡灰綠色顯晶質組成；另二處位於常仕橋附近，二者岩性相近，均以綠色偶夾紅棕色之顯晶質組成。

天池橋段

本段分佈於檜谷斷層以東至進涇橋斷層之間，主要岩性以灰褐色至暗灰色板理發達的硬頁岩或板岩組成，偶夾有淡灰色至灰黃色薄層中至細粒變質砂岩層。本地層由於兩側均斷層切割，且並未完全出露，可見的地層厚度約 550 公尺左右。在本層之板岩中並含有 *Ghiasmolithus solitus* 和 *Reticulotenestra umbilica* 等始新世超微化石(黃廷章, 1980)。

禮觀層

禮觀層是李錫堤 (1977) 提出位於始新世板岩地層與中新世硬頁岩地層間的一含砂岩相的地層。本層分佈於新關斷層以東至禮觀橋之間，標準剖面出露於禮觀附近戈久公路及山坡上，主要由中至厚層黃褐色至暗灰色層中至細粒變質砂岩組成，偶夾有薄層狀黃褐色中粒砂岩或硬頁岩 (頁岩) 互層，全層的厚度約在 900 公尺左右。本層中所含的硬頁岩層的厚度在其上部有逐漸發達的趨勢，而漸變為以硬頁岩 (頁岩) 為主的梅山層。在禮觀層的底部並夾有一層厚約三公尺之含有孔蟲化石礫岩質石灰岩層，為一基底礫岩層，其下伏地層即為以板岩為主的始新世地層 (畢祿山層)。

有關本層地質年代的研究，以往均將其認為是始新世的地層，並對比於台灣北部雪山山脈中的四稜砂岩地層。自張麗旭 (1976)，在本區發現中新世地層；惟根據橋本與松丸 (1975) 依據張麗旭的研究結果重新野外觀察該等石灰岩之化石與地質年代的研究時，認為本層的基底礫岩可能較張麗旭所提的廬山階更老，並由其 *Asterocyclina reticula*

ted Nummulites 與 Eulepidina dilatata dilatata 化石之共存推定石灰岩之地質年代為 Td 期，即相當於魯培勒期 (Rupelian) 或即漸新世晚期。另根據何春蓀 (1986) 指出 Globigerinoides 化石在漸新世晚期即已出現，因之禮觀層的地質年代應為漸新世晚期至中新世早期為宜。

梅山層

梅山層亦為李錫堤 (1977) 提出分佈於南橫公路一帶含中新世化石的硬頁岩或板岩地層，相當於何春蓀 (1975) 的廬山層。梅山層分佈於新關斷層以西至梅山村荖濃溪左岸，標準出露地點位於梅山村至唯金溪橋之間，主要由暗灰色至灰黑色頁岩或硬頁岩之岩層所組成，間夾有 5 公分至 15 公分厚之黃褐色至青灰色中至細粒薄層砂岩互層，全層的厚度約在 2000 公尺左右 (李錫堤, 1977)。本層由於岩性的單調與構造形式呈漸進現象，沒有明顯的間，斷此不易再將其細分。

在本層中所含有的有孔蟲化石包括 Globigerinoides sicanus, G. stribus, Praeorbulinsa 和 Gaubryina 等，其地質年代相當於中新世早期至中期 (張麗旭, 1975)。另根據黃廷章 (1980) 超微化石研究結果，本層所含的超微化石包括 Sphenolithus belemnus. Helicosphaera ampliapertura 和 Discoaster exilis 等化石帶，其地質年代由 NN3 至 NN7，相當於中新世早期至中期。

另外，基於化石及構造特性的對比，本曾在禮觀附近的公路上方及禮觀橋以東至檜谷斷層間之天池一帶的公路附近亦有出露，惟這一帶的岩相已變為硬頁岩質，鮮有砂岩之夾層 (李錫堤, 1985)。

地質構造

調查區域的地質構造由於組成岩層軟弱與遭受區域性的變質作用和造山運動所產生的緊密摺曲與斷裂滑動，而顯得相當複雜。根據調查研究結果，本區的地質構造由西而東大致可分為四個構造亞區來加以討論；1 梅山 - 新關構造亞區；2 新關 - 天池構造亞區；3 天池 - 大關山構造亞區；4 大關山 - 啞口構造亞區 (圖一)，各構造亞區均有其不同的岩石組構和地質構造。現將各分區的地層位態、劈理組構、褶皺型式和地質構造分述如次：

圖一 梅山 - 啞口構造亞區分佈圖

梅山 - 新關構造亞區

梅山 - 新關構造亞區分佈於梅山荖濃溪以東至新關斷層之間，主要由經過變質作用的頁

岩或硬頁岩間夾薄層變質砂岩之中新世梅山層構成，全區層理的位態約略呈北 25 度東，層面傾向東南或西北，傾角均大於 50 度，局部地區的岩層由於褶曲作用已呈倒轉 (over turn) 現象 (圖二)。

圖二 岩層之傾斜與位態：a. 水平的岩層；b. 傾斜的岩層，傾角 60 度；c. 垂直之岩層；d. 倒轉之岩層。

本構造亞區劈理組構的型式多以破劈理 (fracture cleavage) (圖三) 為主，劈理的位態大致呈北 20 - 40 度東，傾向東南約 60 度。劈理的型式由於區域性變質度往東漸增而成一漸進的變化，由西側荖濃溪附近的破劈理組構往東漸變為板劈理組構 (platy cleavage)；且由其破劈理面與層面的交錯和節理的發達，在局部區域顯現出極為特殊的鉛筆狀劈理組構 (pencil structure)。

圖三 岩層的劈理型式：a. 破劈理，其組成的礦物重新排列，但並未被拉長；b. 板劈理，其組成礦物已被變形拉長。

本構造亞區主要的褶皺型式以緊密型褶皺為主 (closed folds)；並由於全區組成岩體為可塑性強的軟弱岩層 (incompetent formation)，因此岩產生褶皺時，軸翼兩側的岩層因受力擠壓而使軸部增厚，造成型褶皺 (similar folds)；局部地區由於地層倒轉呈同斜褶皺 (isoclinal folds) (圖四)。全局褶皺軸面的位態約略呈北 30 度東，傾向東南約 60 度。全區構造的型式如圖五所示。

圖四 軟弱岩層產生的褶皺型式：a. 寬廣型褶皺；b. 緊密型褶皺；c. 同型褶皺；d. 倒轉同斜褶皺。

圖五 梅山 - 新關構造亞區

新關 - 天池構造亞區

新關 - 天池構造亞區分佈於新關斷以東至天池檜谷斷層之間，主要由始新世板岩質畢祿山層漸新世晚期至中新世早期變質砂岩質禮觀層和中新世早 - 中期之變質泥質梅山層構成。新斷層為本構造亞區的主要地質構造，斷層的位態約略呈南北向，斷面傾向東南約 70 度；斷層的性質屬於逆斷層 (reverse fault)，即斷層上盤的地層往上逆衝運動 (圖六)。本斷層上盤的地層為禮觀層，下盤的地層為梅山層，斷層的確認石由兩側出露岩性的不同和地形表徵的差異辨識之。

圖六 斷層的型式：

a. 正斷層；b. 逆斷層。

本亞區層理的位態約略呈南北向至北 30 度東，層面傾向東南或西北，傾角的變化很大，偶有至垂直而倒轉者，惟若以褶皺包絡面（folding envelope）的觀點（圖七）視之，本構造亞區地層的位態約略向東或向西緩傾，核心出露的地層較老，往兩側出露的地層愈來愈年輕。

圖七 平行褶皺產生近乎水平的褶皺包絡面。

全區劈理的型式僅在構造核心地區出露的畢祿山層有較好的皮劈理外，大多屬於破劈理；劈理的位態約略呈北 40 度東向，傾向東南 45 - 70 度。

本構造亞區褶皺的型式亦屬緊密型褶皺；然由於全區組成的岩體除可塑性高的軟弱岩層（incompetent rocks）諸如板岩、硬頁岩外，並具有可塑性低的堅硬砂石層（competent rocks），因此本亞區產生的褶皺型式除同型褶皺、同斜褶皺外，今包括平行褶皺（parallel folds）和曲滑褶皺（flexural folds）（圖八）。

本亞區的斷層除新關斷層為主要斷層外，全區並有數個次要斷層，斷層的走向亦略呈北北東向，斷面傾向東南，斷層的性質亦屬逆斷層。全區的構造型式如圖九所示。

天池 - 大關山構造亞區

天池 - 大關山構造亞區分佈於天池檜鉛斷層以東至啞口大關山斷層之間。

圖八 堅硬地層產生的褶皺型式：a. 平行褶皺，岩層的厚度不產生變；b. 曲滑褶皺，為平行褶皺之一，在兩個層面之間由於曲滑褶曲產生擦痕（slickenside）。

全區主要由始新世畢祿山層構成，並由於岩性的不同，可分為板岩相的天池段和板岩、變質凝灰質砂岩和變質綠色火成岩相的常仕橋段，兩者的接觸關係為一斷層所分隔。本亞區層理的位態大致呈北 30 - 70 度東，層面傾向東南或西北約 30 - 50 度，局部地區因臨近斷層帶，而被曳引（drag），並呈倒轉者。全區的劈理相當發達，局部區域可看到二組不同位於的劈理面，顯示本亞區至少遭受二次造山運動的作用；全區主要劈理的位態約略呈北 40 - 60 度東，傾向東南約 60 度。

本構造亞區主要的褶皺型式以緊密型同型褶皺和同斜褶皺為主，由於全區遭受更強的變質作用和造山運動的影響，較堅強的砂岩地層亦已產生剪力褶曲作用（shear folding），在公路 139k 處可見一完整的剪力褶皺（shear folds）構造（圖十）。

圖十 由剪力褶曲作用產生的剪力褶皺：a. 岩體產生劈理；b. 岩體受外力作用順延劈理面產生位移；c. 由於摩擦力使其兩側平行劈理面；d. 岩體繼續受力而形成褶皺。

本亞區主要的斷層為檜谷斷層，本斷層早在丹桂之助等人（1939，1942）之報告中即已提及，並推測為逆掩斷層（overthrust）；此次野外調查時，在公路 135.9k 處發現一相當大的斷層剪力破碎帶，且破碎帶兩側的岩性與組織均不盡相同，因此相信此為檜谷斷層經過之處；本斷層走向約為北 80 度東，斷面傾向南約 60 度，斷層以東上盤的地層為始新世堆積的畢祿山層；斷層以西下盤的岩層為中新世早期堆積的梅山層，兩者間缺失始新世以後至中新世早期堆積的地層本亞區除檜谷斷層外，在進涇橋及常仕橋附近亦各有一斷層切過，斷層的位態約為北 30 度東，斷面亦傾向東南約 50 度。全區的地質構造如圖十一所示。

圖十一、天池 - 大關山 - 啞口構造亞區

本構造亞區另一重要的地質構造為火山作用，亦即在始新世早中期畢祿山層常仕橋段地層堆積時，伴隨有火山活動，堆積大量的火山灰和火山碎屑岩，而後再遭受後來的區域變質作用和造山運動。本期的火山活動並可推廣到啞口山莊以東至利稻附近所堆積的綠色火成岩和變質凝灰岩。

大關山 - 啞口構造亞區

大關山 - 啞口構造亞區分佈於大關山斷層以東至啞口山莊附近的公路上，全區主要由始新世早期畢祿山層關山段和啞口段構成，全區岩層層理的位態大致為北 20 - 40 度東，均傾向東南 30 - 40 度，為一單斜構造。本亞區的劈理組織，僅在板岩質的啞口段中較為發達，屬於板劈理（slaty cleavage）組構，全區大致上亦可看到二組不同位態的劈理面，顯示本亞區玉才遭受二次造山運動的作用。

本亞區主要的地質構造除單斜構造外，並有一主要逆斷層穿過，即大關山斷層，且在大關山斷層以東數十公尺至二百公尺左右，有三至四個次要斷層存在，二者均有顯著的斷層泥，其中大關山斷層之斷層泥厚度約在 8 公尺左右，為一相當大型的斷層構造。大關山斷層和臨近次要斷層的位態約略一致，大致呈北 20 度東，斷面層傾向東南約 70 度，斷層上盤的岩層屬於大關山段和啞口段，兩者均屬於始新世早期至中期沈積，上盤岩層並沿斷層面自東往西逆衝到常仕橋段上。全區的地質構造如圖十一所示。

火山活動與變質作用

根據調查結果，本區域的火山活動大致分為兩期噴發：第一期發生於始新世時期畢祿山層常仕橋段地層堆積之時，噴出的物質以中至基性的火山灰、火山碎屑與熔岩流為主，

並廣泛的分佈於當時的沉積盆地之中；此期火山活動之產物，因遭受後來主要造山動（蓬萊運動）與變質作用之影響，火山灰、火山碎屑及熔岩流已經褶曲並變質為淡灰綠色變質凝灰質砂岩綠色岩（Green rock）。第二期的火山活動發生於中新世早中期梅山層地層堆積之時，噴出的物質以基性火山碎屑岩與枕狀熔岩流為主，（在南橫公路高中檢查哨前，並可觀察到一厚層的枕狀熔岩流合於梅山層之厚層泥質岩層之中。）此期的火山活動，亦受後來主要造山運動的影響而褶曲，然其變質度則由於遠離造山運動的核心而較不明顯。

全區的變質作用主要由於埋藏深度及距離變質核心的遠近，呈現由西而東漸增變質度。根據野外調查結果，全區泥質岩層的劈理構造由梅山附近的破劈理型式往東漸進為板劈理型式，即至天池，則以板劈理為主。且由本區變質相的研究（陳肇夏等，1993），全區的變質相亦由西側梅山附近的葡萄石 - 綠纖石相，往東漸變為綠色片岩相（Green schist facies）。由其岩性組構和變質顯示，全區的變質作用均屬一次變質活動產生，其變質活動的開始推測在中新世梅山層地層堆積以後，或可相對於上新世一更新世期間遍及台灣全島的蓬萊造山運動及其間的地殼變動。

地質史

綜合地質資料，可將本區的地質演變史重建如次：

在始新世早期（距今約五千萬年前），以先第三紀大南澳片岩為基底的沉積地槽漸漸下沉，引海侵而開始沉積碎屑狀泥質沉積物。由出露於南橫沿線的始新世地層岩性及化石看，此期間的沉積環境是一個相當開闊的海洋；且在沉積期間，有數次海底火山噴發現象，形成火山灰、火山碎屑及熔岩流，這些火山產物後來經變質作用成為今日在天池以東的變質凝灰質砂岩及綠色岩。

到達始新世晚期或漸新世早期，此區地槽發生地殼隆起與海退現象，沉積作用中斷，隆起之岩遭受風化侵蝕。此次地殼變動持續至新世晚期，整個地槽才再開始下沉，緊接著才有禮觀層砂岩沉積。這個地殼隆起現象最有力的證據是出露於禮觀層底部的一層厚約 3 - 5 公尺的石灰質礫岩及一沉積中斷，但由於此礫岩與其下伏始新世板岩地層間岩層位態均被後期強烈的造山運動褶曲與變質，兩者岩層位態關係難以測定，因此兩者是否屬假整合（disconformity）或交角不整合（angular unconformity）則難以判別。由此區地質圖及劈理發育情形看，筆者較偏重於假整合，即發生於此區的始新世晚期至漸新世早、中期的隆起，可能只是一大海退現象所形成，並伴隨強烈的地殼擠壓與岩層褶皺。

當漸新世晚期沉積地槽再度下沉發生海侵而開始沉積以砂質碎屑物為主的禮觀層時，這時期此區顯屬一淺海相環境，此可由層內含有的貝殼化石及海膽化石以及厚砂岩層加以

佐證。即至中新世時期，整個沉積盆地才再明顯的加速下沉，開始堆積一相當巨厚的泥質碎屑物，又由散佈於此層中的基性火山碎屑岩塊及熔岩流，我們亦可推斷新世時期此沉積地槽亦有海底火山噴發現象發生。這時期沉積之岩層即是現在的梅山層岩層。由此層內岩性及化石產狀觀之，此時期的沉積環境應是一個相當廣闊的大陸棚海洋。

雖然本區出露之岩層僅至中新世早、中期，但由更西邊出露的較新岩層知道整個沉積地槽至中新世晚期及上新世早期仍在繼續沉積，而到上新世晚期及更新世時期，才受到蓬萊運動的影響，而發生強烈的擠壓褶曲及伴隨造山運動的區域性變質作用。此一構造運動的主要作用力的來源為菲律賓海洋板塊往西北碰撞至歐亞大陸板塊，中脊樑山脈帶即為當時歐亞大陸板塊的邊緣地帶。這一系列的沉積並受區域性的變質作用影響，組成物質遭受變形且重新排列；且由於掩埋深度由西往東漸增與接近變質作用的核心，區域性的變質度亦呈由西往東漸高的趨勢。全區的變質作用約在同一期中完成，推測其變質作用的時期亦與區域性的造山運動同期。

貳、岩石與礦物

概說

地質

岩石、礦物各論

沸石岩相

綠色片岩相群

礦物

沿線岩石礦物說明表

附錄

照片

概說

南橫公路地區的地質調查始見於 1962 年日據時代市川雄一的台灣地質礦產圖，其後陸續有一些地質調查工作進行，如 1939 年丹桂之助等所做的研究。台灣光復後，台灣省地質調查所張麗旭、顏滄波等諸位先生致力於中央山脈區域的地質研究，使得一般的地質情形包括古生物、地層構造及組成的岩性等有了一些較深入的了解，往後又有史丹、利希爾、胡賢能、張微正（1981），顏滄波等（1984），華內克及恩斯特（1984），李錫堤（1985）等人士的精心調查研究而使得此區無論是在一的地層、構造、岩石礦物、變質作用等問題上都要較以前有重大的進步，其中岩石與礦物方面，因為本公路沿線的變質岩區經過了詳細的調查（顏波 1984，華內克，恩斯特 1984），所以了解的較為清楚，岩石與礦物的野外鑑定一般說來比較容易識別。

南橫公路沿線大體上說來，除部份地區因為崩塌地或崩積層覆蓋的緣故，均地質露頭良好的地區，沿線地形陡峻，峭壁直立，並且因為岩石種類及其所含的構造不同而形成不同的地形表徵，如變質砂岩形成峭壁，而綠色岩石形成甚多碎石塊的崩塌地，硬頁岩則形成覆滿碎屑狀土石的邊坡等。在野外調查中，常可由岩石的外觀、顏色等而粗略判斷其可能是的岩石種類，再經由手視放大鏡檢驗其包含的礦物，則可初步鑑定岩性，然後攜岩石樣本於實驗室中磨成薄片，經由偏光顯微鏡的觀察，從岩石所含礦物的種類及其

含量的多寡、顆粒大小及組織等來判明岩石的確切命名。因此岩石的命名須經一有系統而精確的程序方可確立。礦物的鑑定亦須經由一標準的物理與化學的鑑定方法才可建立正確的認知（參考 Dana's Manual of Mineralogy 一書）。在本區調查工作中，岩石礦物的鑑定除以上述方法鑑定者而外，並且同時參考前人之工作報告結果從事研究。如顏滄波（1984），華內克及恩斯特（1984），李錫堤（1985）等，因此等報告著重岩石構造及變質作用的研究，為本區岩石及礦物方面之重要參考資料。

地質

本調查區的範圍由梅山至啞口大關山隧道為止，全長 36 公里。依照過去的紀錄，認為屬於新高層之變質泥質岩及石英長石質岩石二種主要的種類，並且有一些基性火成岩體和石灰岩類。根據李錫堤（1985）的研究則細分為梅山層、禮觀層、檜谷層等三層，新高層只是對比於檜谷層的一個地層。而檜谷層根據新出版之台灣地質學論（何春蓀，1986）乃是畢祿山層分布的地帶，因此檜谷層應為畢祿山層的一個區域性地層名稱。以下略述這三個地層的情形。

梅山層為中新世早期地層，整合於南莊層之下，主要的岩性為深灰色硬頁岩，總厚度約為 1950m，間夾 5-15 公分厚之黃褐色濁流砂岩，岩石中呈現波馬層序（Bouma sequence）之沉積構造，其中含有一些浮游性、層底棲性等之有孔蟲化石。由這些化石及構造上之特性來判別，在禮觀近公路及禮觀橋以東到天池一帶的公路也有梅山層出露，但岩相已變為頁岩質，鮮有砂岩夾層（見禮觀地區地質圖，如圖一所示）。

圖一 禮觀地區地質圖（摘自李錫堤、王源：台灣南部橫貫公路禮觀一帶之地層及構造）

禮觀層為位於梅山層之下的地層，標準剖面出露在禮觀附近，總厚度約為 900m，整個地層由底往上可分成五段，依李錫堤先生 1985 年的報告為 A、B、C、D、E 五段。A 段厚 60m，灰黑色細砂岩組成，基底為三公尺厚之含化石礫岩質石灰岩；B 段厚 90m，為 20-30 公分厚之層狀灰黑色細砂岩，偶夾有 2-5 公分厚之黃灰色帶有紋理（lamination）之細岩；C 段厚 150m，20-30 公分厚之層狀灰黑色細砂岩，夾有許多黃褐色中粒砂岩，這種砂岩局部略帶紋理；D 段厚約 300m，為砂質頁岩與 10-15 公分厚之黃灰色砂岩互層。E 段厚約 300 公尺，黃褐色層狀中粒砂岩組成，砂岩亦偶有紋理，紋理部份係由碳質集中所形成的。禮觀層的砂岩大部份屬於長石質淨砂岩（Arkosic arenite），少部份屬長石質泥沙砂岩（Arkosic wacke）。

檜谷層是位於禮觀層之下的始新世地層，總厚度約為 1400 公尺，岩性以板岩為主。間夾有一段含化石 Nummulites-Discocyclina 之石灰質粗砂岩，其中局部為礫岩質。在這一段石灰岩體。這些岩體除板岩外並不在禮觀附近的板岩層次中出現，推測可能的原因

是自禮觀層沉積前即受到侵蝕剝削殆盡或是來自沉積作用進行時沉積相的改變所致（李錫堤，1985）。檜谷層所在的位置為畢祿山層分布的地帶，在新地質報告（何，1986）中，此層的岩性為板岩及千枚岩，並夾有火山岩的凸鏡體，為始新世地層。而檜谷層為畢祿山層中的一個區域性地層名稱。南橫公路地區地層層次有如表一。

表一 南橫公路地區地層層次表

南橫公路的岩層絕大部份受到了變質作用的影響，因之其變質作用經過華內克及恩斯特（1984）的研究及由中央地質調所陳肇夏等人出版之台灣變質岩相圖報告顯示全域屬於低度至中度變質相，而本區則全屬低度變質相區，即有沸石相群（Zeolite facies），葡萄石—綠纖石相群（Prehnite-Pumpellyite facies），綠色片岩相群（Greenschist facies）等三種。在梅山、樟山區域岩層的變質度相當於沸石相群；出露在唯金溪橋經過禮觀至天池附近岩層的變質度相當於葡萄石—綠纖石相群；由檜谷附近直至啞口大關山隧道出露的岩層，其變質度則相當於綠色片岩相群。這三種變質岩相群的特徵如下：

沸石相群及葡萄石—綠纖石相群

在變質相群之中，這二種相群均是屬於最底度變質帶的範圍（見圖二）。沸石相群的形成溫度為小於 200 °C，而葡萄石—綠纖石相群的形成溫度則為 300 ± 50 °C，壓力為 4Kb (1Kb = 一千大氣壓)。沸石相所包含之指示礦物為沸石 (Zeolite) 尤以濁石 (Laumontite) 為主要。當岩壓往上增高或溫度亦往上增高時，原來岩若為基性火成岩如玄武岩就產生含有葡萄石 (Prehnite)、綠纖石 (Pumpellyite) 等礦物之岩相群。大致上說來，沸石相群產生的地下深度在 1000m 至 5000m 之間，有時因地而不同，可達 3000m 至 13000m 附近。而葡萄石—綠纖石相群跟隨沸石相群之中，因為岩壓力溫度均非很高，是以許多原有母岩的沉積構造及岩組沒有經過很大的變動而被保留下來，同時原有的礦物粒子也存在於這些未達到化學平衡的新礦物群之中，是在南橫公路之中沿線這二相群分佈的地區，常常可看到一些原有有母岩的特徵，如波痕、生物遺跡-----等。

圖二 變質岩相群壓力 - 溫度界限

在沸石相群中呈現穩定的沉積岩礦物有高嶺土 (Kaolinite)，蒙脫石 (Montmorillonite)，綠鱗石 (Celadonite)，皂石 (Sapontie)，綠土 (Smectite)，伊利石 (Illite) 等。假如原來母岩物質為火成岩質，則指示礦物會出現濁沸石 (Laumontite)，納長石及有或沒有斜鈣沸石 (Wairakite)。

從沸石相過渡到葡萄石—綠纖石相群的一些反應可能情形如下：

(濁沸石) + (方解石) (葡萄石) + SiO₂ + 3H₂O + CO₂

2 濁沸石 葡萄石 + 葉臘石(Pyrophyllite) + SiO₂ + 6H₂O

濁沸石 + 方解石 + 綠泥石 綠纖石 + SiO₂ + H₂O + CO₂

綠泥石 + 4 葡萄石 + H₂O 2 綠纖石 + SiO₂

(詳細化學方程反應式請見附錄)

通常濁沸石、葡萄石、綠纖石等三相群的指示礦物據以往研究都生在優地槽沉積相之中或是含有斜長石或火山碎屑物質的岩石之中。這些礦物並不生成在其他的成份岩石之內譬如在冒地槽中非常普遍的泥質岩石中。不過冒地槽中有些岩層層次成份為綠泥石 - - 白雲母 - - 納長石 - - 石英，這些成份在優地槽的層次之中亦有，而此種冒地槽岩層的岩組為非葉理的，或是幾近於非葉理的。在有些世界其他的地方曾發現葡萄石以微小的包含物狀況出現。另外根據研究濁沸石的生成比較不受壓力之影響而是受到溫度的左右。

一些可能由葡萄 - - 綠纖石相群過渡到綠色片岩相群的反應有

4 方解石 + 綠泥石 + 8 石英 葡萄石 + 陽起石 + 2H₂O + 4CO₂

5 葡萄石 + 綠泥石 2 綠纖石 + 陽起石

(詳細化學方程反應式請見附錄)

綠色片岩相群

南橫公路由檜谷附近至啞口大關山隧道沿途皆是屬於此相群之岩石。廣義來說，綠色片岩相群可以說是變質岩石中數量最多，分布範圍最廣的區域變質作用的產物。形成的溫度與壓力要比沸石群及葡萄石 - - 綠纖石相群的為高，其成溫度為 300 - 400 °C，岩壓力為 3 - 4Kb(見圖二)。一般此相群的岩石包括有板岩、千枚岩和從泥質(頁岩質)變質來的細粒片岩以及綠色片岩(為從玄武岩、安山岩變質來的)和粉砂岩、細粒石英砂岩及大理石。大部份此種岩石尤其是母岩為泥質的岩石如板岩、千枚岩和各種片岩均具有由綠泥石及雲母的片狀體的列方向所決定之強烈的片理。在單一地點隨著變質度增加，岩石內的礦物結晶就越來越粗，如千枚岩或片岩，而且變質分化作用可能形成析離層次(Segregation layer)。變質作用所產生的片理也許以後被應變滑動或細褶皺解所扭曲，而成

為野外調查時常見的現象。

在綠色片岩相群中包括有綠泥石，黑雲母和石榴子石帶。在本區之中依據石帶(Chlorite zone)一般是非常細的顆粒岩石如硬頁岩和皮岩，但是在有些地方也有粗至中粒的片岩。其中一些代青性礦物群在變質火山岩中有綠泥石、綠簾石、陽起石、納長石。在變質泥質岩或變質沉積岩中有綠泥石、白雲母和黑雲母及納長石、石英。綠色片岩相的最低界限是在缺乏沸石、葡萄石、綠纖石等礦物的溫度、壓力範圍。在泥質岩石中有一些較常見的礦物群為石英 + 納長石 + 白雲母 + 綠泥石 ± 微斜長石 ± 綠簾石。在變質的基性火成岩中則為納長石 + 綠簾石 + 陽起石 + 綠泥石 + 方解石 + 微量石英等。

岩石、礦物各論

南橫公路沿線有許多種不同的岩石，包括硬頁石、頁岩、砂岩、綠色岩、板岩、石灰岩、變質砂岩、玢岩等。以下擬就變質相的分類來一一加以描述。首先討論它們的學理命名，其次為公路沿線的岩石野外產狀描述，然後依照分析的資料加以詳細的說明。

沸石相群及葡萄石 - - 綠纖石相群

發生在此兩岩相群的岩石，為岩壓為 4Kb 左右，地溫度為 300 ± 50 以下所產生的變質指示礦物在基性及中性火成岩來說為沸石、濁沸石、葡萄石、綠纖石等，由於其形成溫度及岩壓力均不甚高，所以在此相群之內經變質作用的岩石往往保留有其原有沉積岩的沉積構造，如層面(Bedding)，波痕(Ripple mark)，砂棒(Sand pipe)----等，因之除硬頁岩外，其他如砂岩之類在本變質相群之中均大體上與沉積原岩相類似，除岩組外鮮少他種變化。本相群之內的岩石以頁岩、硬頁岩、砂岩等為主，敘述如下：

頁岩(Shale)

頁岩簡單的說就是具有極薄層理或頁理的泥質岩或粉砂岩。其中所含的泥質或粉砂顆粒大小約在十六分之一厘米以下，而且此類顆粒所佔的比例必須要超過百分之以上方可成立。吾人研究頁岩時，一般是考慮到頁岩的化學成份、顏色、礦物種類、顆粒大小、頁理(fissility)，紋理(lamination)、孔隙度(porosity)，內含之結核物和相關的沉積構造等。因此頁岩在學理上可分成許多類型，有 殘餘泥質火， 受過搬運作用的頁岩和泥岩， 混合性的頁岩和泥岩三類。在本相群之中，沿南橫公路所發現到的頁岩，以灰黑色頁岩為主。形成灰黑色彩的原因可能來自其內含之有機物質如碳化物或是一些鐵質如硫化鐵等。在本區之中灰黑色頁岩所佔的比例相當多，比例上約為百分之四十五左右，厚度約為 890m，它的化學成份及礦物成份應隨著不同的層次位置而有不同，不過並不致有太大差異，因為它們均是在相類似的環境之中沉積下來，所受到的物理與化學作用均相同，產生的結果也相差不多。大致上它們的作份砂質不會太高，砂粒不會很多，

但帶有一些有機物質。

硬頁岩(Argillite)

硬頁岩是一種經過壓密作用後的泥質岩石，缺少板狀劈理，而且其形成過之中通常包括有原來的組成物質的再結晶情形。簡單的說硬頁岩是一程十分輕微變質的泥岩。在學理上說、硬頁岩是一種相當不易確定的岩石，因為它位於泥岩、頁岩和板岩之間位置，同時它又僅僅遭到輕微的變質作用，顏色為灰黑色至青灰色不等，所以在野外調查時，在某些過渡到頁岩或是板岩的地帶，硬頁岩常常不易確認屬之。硬頁岩的作份與泥質岩相似。在本區之中，其外觀顏色均為灰黑色，有些地方具有鉛筆狀構造(Pencil structure)，有些地方則呈緻密的塊狀情形。硬頁岩在本相群岩石之中佔有的比例為百分之三十三左右。(照片一)

砂岩

砂岩與頁岩同樣是沉岩石中主要的岩石種類之一，通常其顆粒在二厘米與十六分之一厘米之間，顆粒與顆粒之間有一些膠結物質(Cementing)。砂岩砂粒的研究對砂岩本身的了解非常重要，因為砂粒的本身及其之間的關係可以使我們推測以前的地質環境及自然狀態。砂岩的分類原則是依照其顆粒來源，發育情形、水流體的情形來加以建立。基本上，顆粒的種類、大小、膠結物的種類及其情形、孔隙率、顏色、長石 / 石英的比值等均為分類上與研究上的重要方法。分類表見表二。

本變質相群出露之砂岩，往往保持原有之沉積構造的情形，如波痕、層面等。本區砂岩較具特殊者為濁流砂岩(Turbidite deposits)，沉積構造表現為所謂的波馬層序(Bouma sequence)，說明及圖表見下圖三。

在此二變質相群出露之砂岩，屬於梅山層者，其厚度均少於 15 公分而呈現薄層間夾在頁岩或硬頁岩之中，有些可薄層至一公分到三公分左右。這些薄層砂岩基本上是屬於灰色或青灰色的中粒砂岩。在野外調查時，因為植生密布或是風化作用引起表土的崩塌或改變色澤，加上薄層的緣故，往往不容易發現其存在。

表二 砂岩分類表 (摘自 Pettijohn 之沉積岩石學)

圖三 波馬層序之說明

a. 縱剖面地層層序

b. 橫剖面地層分佈範圍

禮觀層的砂岩基本上大部份為長石質淨砂岩(Arkosic arenite)，少部份為長石質泥砂岩(Arkosic wacke)，淨砂岩是純淨(pure)的砂岩，而泥砂岩(Wacke)則是含有許多不約淨(impure)的泥質物來構成岩石的基質者稱之。禮觀層中的長石質砂岩、泥砂岩包含有豐富的石英和超過全體礦物之 25%的長石，長石種類有納斜長石(Sobic plgioclase)、正長石(Orthoclase)、微斜長石(Microcline)和條紋長石(Perthite)。在其中含石的特徵。這類岩石的組成礦物來自粗粒的石英長石質的母岩如花崗岩、花崗閃長岩、片麻岩和中至高變質的結晶期礫片岩；也有可能來自年代較老的富含長石質的沉積岩層。此類岩石中顆粒之主要成份為石英和長石，但是板岩、千枚岩、低度變質的片岩、火成岩類、燧石、硬頁岩、頁岩、砂岩和石灰岩等的碎屑物均可能為組成的副屬作份。若屑物質含量少於合部之 10 15%的比例時，則一般總稱之長石質砂岩(Arkose)。在長石質砂岩中副屬礦物有角閃石(Hornblende)、榭石(Sphene)、磷灰石(Apatite)、鋯英石(Epidote)、石榴子石(Garnet)、磁鐵礦和鈦鐵礦。

這些礦物的共生情形初見之下可能認為是屬於異常狀況，但是實上則可能來自石化作用(Diagenesis)之下一部份礦物受到水溶液作用的結果。這二種岩石的顯微鏡描繪代表圖如下。

圖四 A. 長石質淨砂岩 B. 含雲母質的長石質淨砂岩 C. 長石質的泥砂岩

以上二種岩石基本上是富含長石的岩石種類，它們是由似花崗岩石質的火成岩和高變質度的長石質片麻岩和片岩的風化物質組成，通常是把它們歸入於長石質砂岩(Arkose)，禮觀層的砂岩為灰黑色細粒砂或是黃褐色中粒砂岩，黃褐色的砂岩帶有紋理，這些紋理的形成是由於碳質物集中在一起的緣故。另外禮觀層砂岩中也有一些輕微的變質作用後的情形，請參閱照片二、三及說明。

石灰岩

石灰岩在禮觀層之中為含化石之石灰岩層，其所含的化石根據以前的報告如丹、早板和半澤(1939)及橋本和松丸(1975)為 *Lepidocyclina formosensis* Hanzawa 為主，*Operculina* 及 *Ditupa* 次之，其他大型者有 *Nummulites*，*Eulepidina*，*Heterostagina* 及 *Asterocyclina* 等為少量。基底含化石礫岩質石灰岩為約 25% 石英礫，5 % 石英岩礫，1 % 板岩礫，35% 化石及化石破片，以及 34% 石灰質基質所組成。所有顆粒的圓度都在圓滑(Round)，亞圓滑(Subround)及亞稜角狀(Sudangular)的範圍以內。(李錫堤，1985)

綠色片岩相群：

在綠色片岩群之中，所產生的岩石有板岩、變質砂岩、綠色岩（玢岩）、千枚岩、大理石等，在此相群之中，硬頁岩也可能生成、綠泥石帶為本相群中唯一出現在南橫公路的相群帶(zone)。以下就各種產生的岩石，分別描述。

板岩

板岩在南橫公路沿線的地層中構成相當主要的部份，檜谷層即係以板岩為主的地層（照片四），板岩的構造複雜，地層面又少，不易做詳細的研究，因此調查工作非常困難。板岩是一種帶有板狀劈理的極細粒岩石，成份為泥質的(pelitic)物質，它的板岩狀劈理形成原因是由於如泥質、頁岩質、粉砂或是凝灰岩質等細粒碎屑沉積物經過變質作用而使得其中雲母質礦物重新平行排列所導致的。在野外鑑定時，因板岩與硬頁岩、千枚岩皆屬於泥質岩石，而依照變質作用的溫度壓力之強弱來形成，所以其區別的方法是必備的知識。區分的方法依其岩性和構造型態而定。千枚岩和板岩皆具有良好的葉理，然前者之葉理面，為質較高的岩類，而硬頁岩則為變質度低於千枚岩之岩類，一般其劈理並不發達，外觀多呈硬化之塊狀，洋蔥狀節理常見（何信昌，1986 出研習報告書）。皮岩的外表顏色在本區之中為淡褐色、黃棕色，以鐵槌敲開後，其斷裂面則呈現泥質的黑色。其板狀劈理多半與層面相交（照片五），但亦有接近平行者。通常命名時以其顏色、顆粒的粗細或是含有顯著的礦物顆粒名稱來命名之，如黑色極細粒板岩，黃鐵礦板岩等板岩的顆粒大小有時要較原來母岩為大，其主要的組成為單軸白雲母、淡綠色綠泥石、石英，有些的岩石也許會含有點狀的石墨，一般的副屬礦物為氣石、金紅石、綠簾石、榍石和鐵質礦物（磁鐵礦、赤鐵礦、黃鐵礦）。板狀劈理是板岩的主要特徵，在板狀劈理的表面有時可以用顯微鏡的幫助發現極細的結晶石英粒條痕排列。而劈理的本身也可依照幾期地殼變動分成不同的名稱（由礦物粒子如雲母、綠泥石等排列情形是否有受到擾動而定。但是在定出名稱之前一定要先了解地殼變動的關係及時間先後才可能得到正確的結果。在本區之中板岩構成了主要岩體部份，地表型態為破碎的板狀塊散佈在岩體岩坡的表面及岩坡下，其上植生不易，均大部份為裸露的坡面及碎石坡，板岩的薄片情形見照片六。崩塌的詳細情形則請參考本書工程地質一節。

變質砂岩

本岩相群之中的砂岩，其變質作用已使得砂岩呈現非常堅硬的狀況，在顯微鏡下可看到鑲嵌構造的情形，代表礦物顆粒的邊緣已經互相勾結在一起，表出了再結晶作用的結果。砂岩的顆粒從細粒至中粒到極粗粒均，有視乎原本的母岩為何種岩石與所受到的變質作用而定。變質砂岩的種類有一般由沉積岩而來的變質砂岩，有由火成岩而來的變質凝灰質砂岩（綠色砂岩），有石灰質粗砂岩。

一般變質砂質

這種砂岩一般其母岩均為長石質淨砂岩或是長石質泥砂岩等，顆粒有細粒、中粒，岩組已經非常緻密而且堅硬異常並已呈現鑲嵌構造。岩層外觀色澤因風化作用之故為黃褐色或黃棕色，新鮮斷面則呈現灰白色或是灰色，灰黑色不等，岩石層次仍然可見（照片七）。岩體之中因變質作用的結果已有析離（Segregation）的脈狀石英切過岩石並偶有水晶體的出現，薄片情形見照片八。

變質凝灰質砂岩

此種又稱做綠色砂岩。在本區之中往往與綠色岩的地點相近。因此論者認為其可能代表另一火成活動的證據，或者認為其可能代表綠色岩為一噴出性火成岩而經風化作用在附近形成此種凝灰質砂岩。此類砂岩的分布地點以 139K 至 146K 附為最多，岩體堅硬，色澤灰黑色，也有綠色的岩石，在其中有些顆粒非常巨大，可達二、三理米直徑，可以稱做極粗粒之砂岩。這些顆粒包括了長石族及輝石族二大類（照片九）。顆粒的形狀呈現圓形或橢圓形，因此判斷其可能係原為火山岩氣孔的生成而後經過充填及變質後才產生的。

石灰質粗砂岩

這個石灰質粗砂岩含有 Nummulites-Discocyclina 化石，局部之顆粒形成礫石，間夾在板岩之中，它代表了一個沉積上的中斷或變化，可以用做層面量測的準，或是由其含有的化石做斷代定年之用。

綠色岩（玢岩）及大理石

綠色岩（照片十）在南橫公路沿線是一個非常顯著露頭地區，一方面因為它色彩為綠色或淡綠色風化後則成紫或暗紫紅色，形成特殊景物；另一方面同時它也往往形成覆滿破碎石塊為主的崩場地之故。在破碎石塊中又有許多岩石具有淡黃色的斑或紋，或看色到灰白色的條痕脈狀物質切過岩石。顏滄波先生曾對此區岩石做過調查工作，其礦物組成為酸性斜長石、黝簾石及綠簾石、絹雲母、石英、角閃石、綠泥石、楣石、鐵礦等（顏 1954，1984）。在野外之中，發現到標本有以綠色為基底而以白色礦物如石英脈，黑色礦物（如角閃石為斑晶）為主要顯著之顆粒。或者是以淡黃色或黃綠色的綠泥石為斑紋，或是風化後呈現紫或暗紅色的色彩。綠色岩分布的地點為 138.5K 至 143K 附近。目前對此類岩石的研究仍在進行，由於變質岩地區的研究工作諸如地層 I 構造、化石等均常常困難很多，所以目前對綠色岩的產狀，確切學理不太清楚，它是屬於噴出岩如玄武，或是屬於侵入岩如輝綠岩，不太能確定。另一方面它的形狀是熔岩流(lava)的平面狀，亦或是岩株(stock)，岩蓋(laccolith)等均無法知悉。綠色岩根據薄片觀察的結果，認為可能為凝灰岩。（見照片十一、十二、十三、十四）由目前已知的理論和野外證據，綠色岩往往與凸鏡體狀之大理石共生。在本區之中綠色岩的崩場地點曾找到大理石塊，色彩

呈現灰至暗灰色，質地堅硬。

玢岩有二種，一種以淡灰白色礦物為主如斜長石之斑晶、石英、方解石、白鈦石、絹雲母等，一種以斑晶狀的斜長石及有色礦物如已變質為綠泥石、石英、榍石等，基質細粒的斜長石、鐵礦，白鈦石、綠泥石、石英、綠簾石、斜黝簾石、絹雲母等。(照片十五)

石灰質岩石

在南橫公路沿線間夾在板岩之中有一些薄層含石灰質的岩層，吾人可用稀釋的鹽酸在野外之中進行測試，鹽酸的成份 HCL 與石灰質會起化學作用產生 CO₂ 之泡沫，因此鑑定之。這些含石灰質的岩石，通常具有板岩的形態，顏色也相似，如果不仔細注意並使用 HCL 測定，很容易與板岩層相混、含石灰質的岩石的來源可能與沉積作用進行時生物具有石灰貝殼等物質如有孔蟲，超微化石聚集有關。

礦物

因為地質環境的緣故，本區位在低度變質帶之上，因此在公路沿線所發到的單獨存在的礦物晶體或顆粒並不很，只有石英、水晶、方解石、黃鐵礦等數種，分述如后：

石英脈及水晶

在公路沿線常可看剽白色的石英脈切過岩體，尤其是砂岩分布的地區為然。這些石英脈代表了岩體在變質作用下，砂岩中的石英質因為變質分化作用(Metamorphic differentiation)而聚集在一起形成脈狀，並且因其為溶液四處流動方才產生眾多的橫切岩體的情形。石英也有時會形成鱗片狀的情形。這種石英產狀可能係來低溫水溶液沉澱的結果。這些石英脈所構成的花紋包夾在岩石之中有時會成為收藏家的珍品。水晶在本區之中與石英共在一起，成為透明玻璃狀，並且顯示其特有的長條形或柱晶體，不過長度在本區之中只發育到一公分左右。水晶為石英的晶體，通常若是品質良好可以做為飾物，但價格並不比其他種礦石高，在本區水晶的生成為數不多，出現的地點有 124.5K, 126K, 130.5K 附近，131,7K 等地。

方解石

方解石(Calcite)在南橫公路是一種非常普遍的礦物，其色澤為白色，成份為 CaCO₃，而且亦常常形成脈狀生成，與石英脈外觀上非常類似，區別的方法以堅硬之鐵器如刀片，鐵槌尖端部份去割表面，若有割劃痕者為方解石，無則為石英，以方解石硬度為 2(摩爾硬度)，而石英的為 7 之緣故。或是以 HCL 測試，產生 CO₂ 泡沫者為方解石，之不起任何變

化者為石英。方解石在本區之中的生成情形可以有二種情形，一為與變質作用同時產生的，通常因為受到應力作用之影響，而有特別排列之情形（照片十六），一種為次生礦物即低溫（ < 100 ）含 CaCO_3 之水溶液經過岩石裂隙而沉澱出來。

黃鐵礦(Pyrite)

黃鐵礦在 140k 附近的變質砂岩以及向陽山上均有，顆粒非常小，呈糖粒，點狀分布在岩石之中。黃鐵礦的成份為 FeS_2 ，生成的晶系為立方晶系，呈現金黃色，閃亮發光，俗稱愚人金。若是以鐵槌敲擊會形成碎塊或是粉末(敲擊次數夠量)，這是其與黃金顆粒分辨的方法，因為黃金的延展性非常良好，不會因敲擊而形成破碎狀況。黃鐵礦本身的價值不高，在區內所發現的顆粒又非常細小，無足以為一般收藏者收藏，僅能供做學術研究之用例如研究沉積作用、環境或是變質作用的狀況。

沿線岩石礦物說明表

梅山

110k - - 硬頁岩、頁岩，灰黑色，有 1 - 1.5cm 厚之不同薄層面可做為地層面之指示。解理長而且延展良好，與位態成垂直，解理面成波狀、圓弧狀擴散之裂痕，條紋等。

111k - - 硬頁岩、頁岩。

112k - - 崩塌地，硬頁岩呈現洋蔥狀風化情形。

113k - - 硬頁岩、頁岩，其中解理複雜，顯示可能受到幾次運動的結果。

114k - - 唯金溪橋，唯金溪斷層由附近通過。

115k - - 硬頁岩、頁岩。

116k - - 崩塌地。

117k - - 硬頁岩。

1/2k - - 沖積層，紅土化趨勢。

118k - - 硬頁岩。

1/2 - - 崩場地，長約 150m。

119k - -

1/2k - - 硬頁岩，鉛筆狀構造。

120k - - 硬頁岩。

250m：共軛解理發達。

1/2k - - 地層有挫動，小斷裂，斷層泥，砂岩頁岩互層。

121k - - 硬頁岩。

450m：砂岩（夾薄頁岩）

1/2k - - 以下至 122k 為崩場地。

122k - - 硬頁岩

1/2k - - 硬頁岩，細砂岩。

123k - - 岩壁之中有許多方解石脈，細砂岩，硬頁岩。

124k - -

1/2k - - 細砂岩（灰黑色），水晶，石英。

125k - - 細砂岩。

126k - - 頁岩夾薄層砂岩，石英脈，水晶及 Kink band 小構造。

127k - - 崩場地。

128k - - 高聳狀之砂岩。

1/2k - - 砂岩

129k - - 變質粉砂岩，粗粒砂岩。

130k - - 砂岩（砂岩層中有一些沉積構造）

650m：砂岩（石英脈，水晶）

131k - - 植生覆蓋及表土風化層。

1/2k - - 石英脈，水晶

700m：斷層 slickensides。

132k - -

20m：斷層泥，變質砂岩夾頁理層次。

133k - - 變質粉砂岩、斷層泥。

200m：崩場地

134k - - 變質粉砂岩。

135k - - 崩場地，板岩。

136k - - 崩場地，板岩。

137k - - 武雄橋溪谷。

1/2k - - 板岩。

138k - - 變質凝灰質砂岩、板岩、石英脈及水晶。

200m：進涇橋下，粗粒砂岩及隧石、轉石等。

1/2k - - 崩場地。

550m：層面交界處。

600m：板岩砂岩互層。

140k - -

300m：板岩中層理情形。

1/2k - - 大崩場地，斷層泥。

600m：白色細粒砂岩。

800m：石灰質砂岩或石灰質岩。

141k - -

100m：綠色岩與玢岩，大理石，砂岩，頁岩薄層。

142k - - 綠色砂岩，黑色，灰黑色變質凝灰質砂岩、帶有極粗粒之顆粒，可能為氣孔充填物。

143k - - 板岩夾石英脈。

1/2k - - 剪力褶皺。

144k - - 石灰質岩。

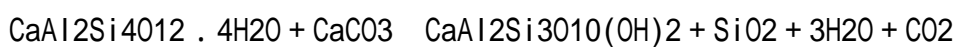
1/2k - - 變質砂岩，板岩。

145k - - 板岩中夾有砂岩層。

1/2k - - 板岩，粗粒砂岩。

146k - - 粗粒砂岩，板岩，砂岩中夾石英脈。

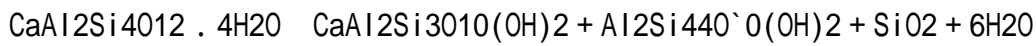
附錄



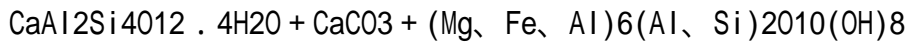
(濁沸石)

(方解石)

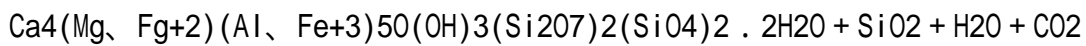
(葡萄石)



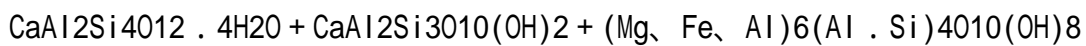
(濁沸石) (葡萄石) (葉臘石)



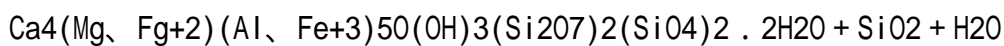
(濁沸石) (方解石) (綠泥石)



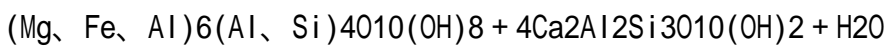
(綠纖石)



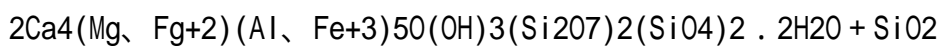
(濁沸石) (葡萄石) (綠泥石)



(綠纖石)



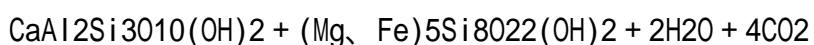
(綠泥石) (葡萄石)



(綠纖石)



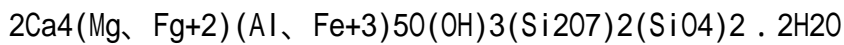
(方解石) (綠泥石) (石英)



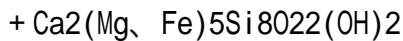
(葡萄石) (陽起石)



(葡萄石) (綠泥石)



(綠纖石)



(陽起石)

照片 1 硬岩，圖中呈現碎屑狀的長條形物即為鉛筆狀構造。119 1/2 k。

照片 2 128 k 禮觀層砂岩

照片 2 與 3：變質砂岩，中間有方解石脈貫穿，方解石脈全晶形之石英呈六角形（左、右方各一個），在與方解石脈接觸之石英有再結晶成完形晶之趨勢。石英與石英之接觸帶有互相嵌入之構造，此乃受到輕度變質作用之現象，主要礦物有石英、方解石、長石類及雲母。

照片 3 128k 禮觀層砂岩

照片 4 板岩

由圖中可見板狀劈理情形。檜谷層(即畢祿山層)。天池附近。

照片 5 板岩中的層面

圖中層面呈現淡色條帶狀的情形。檜谷層。140.300k 常仕橋附近。

照片 6 薄片下的板岩及變質砂岩情形。

左上部為變質砂岩，右下部為板岩有明顯的板狀劈理，變質砂岩以方解石為主要膠結物。141 1/2 k。

照片 7 變質砂岩，其中砂岩層次仍然可見，間夾泥質岩如板岩等。

(畢祿山層大關山段)。埡口大關山隧道頂部

照片 8 薄片下之變質砂岩的情形，可見石英脈貫穿於圖片的下方，雲母呈現彩色，膠結物以鈣質及雲母類為主。（畢祿山層大關山段）。埡口大關山隧道。

照片 9

凝灰質砂岩中長石之情形。具鈉長石雙晶，並且周圍有帶狀構造表示礦物結晶時溫度壓力或成份有突變之過程。145.25k 畢祿山層常仕橋段。

照片 10 綠色岩。

成破碎狀崩場地，有些岩石風化成暗紫紅色。

照片 11 變質凝質岩石。

色澤為灰綠色，並且有極大之黑色顆粒分布在岩石之中，可能為在氣孔中之填物質，因此呈現圓形或橢圓形狀。142.300k 附近。

照片 12 薄片下之變質凝灰質岩石。

由長石顆粒組成為主，綠泥石為膠結物，長石具鈉長石雙晶，略有熔合現象，部份礦物已為綠泥石取代。142.300k 附近。

照片 13

照片 15

照片 13 與照片 14 凝灰岩。

以長石細顆粒為主，以綠泥石為充填物，間有不透明之鐵礦，部份長石顆粒被取代為綠泥石，尚保存有火成岩之構造。141.5k。

照片 15 玢岩，或綠色岩與大理石凸鏡體共生。141.1k 附近。

照片 16 方解石脈，123k。

參、地 形

地形概論

山 地

河 流

本區地形的發育受到岩層，地質構造等複雜的地質潛在因素影響，於強烈的侵蝕風化作用下表現出山地及河流的一些特殊地形景觀。山地表現肩狀平坦稜（面）、楔形蝕谷、三角形谷壁、圓丘狀山頂、U字形鞍部及高山湖等。於河流部份表現出樹枝狀水系、格子狀水系、橫谷、V字形谷、曲流遷急點、河岸階地等地形，各自具有不同的地質意義。

地形總論

地形是大自然中非常值得品評的景觀之一，在遊覽國家公園時也是最容易映入腦際，產生第一印象的元素。在梅山至啞口之間地形所包含的因素共有山及水兩項，兩者既可以是因，又可以是果，最後產生了山地及河流的各種小地形。

戴維斯認為：任何一種地形都是構造、作用及時間函數，表示三者之間是一種互動的關係，也即是說，大自然原先即其有一定程度的內涵，在經過綿延的歲月之後，被塑造出特別具有韻的個體，它包含形、線、色、質等各種特性。因此每一種小地形在經過複雜的演化過程以後，所呈現出來的景緻，都各有特色及個性，不可能有兩個完全相同的小地形。由於時間因素一直持續著，現在表現的地形仍舊在進行著或多或少的變化。簡單的說，地形的表現是一種因果循環，首先，地表的岩體存在著岩石（例如礦物成份及組織）及不連續面（例如層面、節理面、斷層面、劈理面等）的特性，在受到大自然的風化作用（包括機械風化及化學風化作用）蝕作用影響以後，岩體由大塊分裂成小塊，甚至成為土壤，一部份殘留在原地，一部份被搬運到其他地方堆積，從此形成各種不同的地形景觀，由於影響地形演變的因素一直延續著作用，因此地形演進的歷程好像人生一樣，具有生、老、病、死的特質，在地形上即分幼年期、壯年及老年期等不同的階段，每一時期還可以再細分為不同的小段，當回春作用介入其中時，又會引發出另一次循環的開始。

台灣面積雖小，但是地卻極為複雜。小小的島具有最高達到 3952 公尺的高山，平均高度 660 公尺，平均坡度 14 度 40 分，平均每平方公里相對高差為 312 公尺，地形的表現如此特別，不僅因為地質條件複雜及多樣性，同時也是因為具有高的隆昇速率及快侵蝕速率所使然。根據許多學者使用各種方法（例如以核分裂飛跡法測定由中央山脈片麻岩分離所

得之磷灰石、鋯石、鎔石；由珊瑚礁及上升後之海底沉積物以碳 - 14 定年) 得到的資料顯示 (如圖一), 台灣的隆昇速率在各個地區及各地質時代都不盡相同, 最近一次造山運動, 也即是更新世蓬萊運動, 高潮時期 (0.58 - 0.128 百萬年前) 每年約 10.7 ± 2.2 公厘; 最近六十萬年的隆昇速率每年約 8.9 ± 1.9 公厘; 恆春半島台南一帶及海岸山脈的平均上升率自 9000 年以來, 大約每年 5.0 ± 0.7 公厘; 台灣北部海岸一帶, 在 1500 年至 5500 年前的上升率, 每年不到 2 公厘; 但在 5500 年至 8500 年前, 達到 5.3 公厘。據分析, 世界上山地每年被侵蝕掉的高度不到 6 公厘; 在台灣, 山地部份每年侵蝕深度約 5.5 公厘 (如圖二), 低平地區, 每年在 3 公厘以下。依據上的數據計算如果我們取平均值, 假設台灣山地每年隆昇速率為 5 公厘, 侵蝕速率 5.5 公厘, 則一萬年可以使地表削去 55 公尺, 十萬年即可以使高山最高的 550 公尺岩層被侵蝕掉。由此, 我們可以推論目前我們所看到的各種地形景觀, 在 10 萬年前也許根本不存在, 現在所表現的各種小地形可能只維持了幾萬年相類似的面貌。數萬年的歷史對於人類而言是很漫長的旅程, 對於地球的歷史而言, 則只是極短暫的瞬間。在地質學上鑑今知古是一條很適用的定律, 但是用於地形的研究, 則因為地形的多變性、短暫性, 不容易運用上這一條定律, 因此更增加地形學研究的困難程度, 尤其在欲求瞭解小地形的成因時, 更容易造成見人見識的不同結論。

出台灣地殼活動頻繁, 隆昇速率及侵蝕速率大, 平均雨量大, 地質複雜多變, 整體上地形的表現屬於壯年期初期地形, 在這裡, 局部地區的小地形差異性非常大, 可能表現出幼年期、壯年期, 以至於老年期各階段中一、兩項地形特性, 由於這僅是特例, 不能當做常態看待。南橫地區梅山至啞口地區地形上也屬於壯年期初期地形。學者曾經將台灣依照地形特性劃分成不同的地形區, 依照徐鐵良教授的分類方法, 梅山至啞口一帶, 在地形單位上屬於侵蝕山地; 在地理意義上屬於中央山脈; 在地形分區上包括中央山系的中央山彙及西部斜面 (如圖三)。林朝棨教授依據地勢、地質及地形史的分類, 梅山至啞口一帶包括山地的中央粒板岩山地及西部衝上斷層山地, 前者為 3000 公尺以上高山, 有脊樑山地 (中央山脈) 及玉山山塊兩部份; 後者指阿里山山脈, 大部份為 1000 至 2000 公尺的山地。在地形篇中將依據山地及河流兩大類詳細討論梅山至啞口一帶的小地形特徵。

山地

台灣是高山島, 山是構成這一個島嶼的主體, 如果島上沒有五嶽三父尖, 也杯存在邢天正先生命名的十峻、十崇、九、幸八十四峰, 則這一個山地佔二分之一以上的島嶼就會大為失色, 台灣山地兼具高聳、陡峭、險峻、特異等個性, 自然景觀頗有可觀, 也是台灣目前僅存的, 較完整的, 而且極少體到人為破壞的景觀區, 雖然所呈現出來的並非絕對完美, 但是比較之下, 仍然屬於一片淨土。

目前所存在的山, 如果攤開來看, 是一部短短的地形發育史, 它的過程一直在續的進行者, 現在所見到的只是短暫的片段而已。在它的內部上演著另一部地質演變的歷史, 因

此，可以說每一座山有它特別的容貌（地形）及內涵（地質）。

南橫公路梅山至啞口一段所表現的山地地形可以分成山坡、山頂及高山湖等三部份討論。

山坡

不論大山或是小山都是山坡的集合體，傾斜不一，高低不同形態各異，但是連接起來，就組成山的外形，因此，山只是無數坡的組合。如果依照成因分類，坡可以分為侵蝕坡及沈積坡，前者例如河谷兩側的坡，丘陵與大山脈的坡；後者如河岸階地，崩積層的坡。侵蝕坡經過長時期以後，會向稜線做垂直或水平方向的後退，最後使得山漸漸消失掉。沈積坡只要地質材料不斷的供應，則會繼續增高變厚。如果依照外形分類，可以分成凸坡、凹坡及直坡（橫坡），凸坡是坡形向外突出的山坡，大部份出現於山頂，叫頂凸坡，主要是因為侵蝕作用緩慢，只可以使得山頭成為圓滑凸向外之曲線。凹坡是凹向內的山坡或凹坡常出現於潮溼多雨的氣候區內。不向外突出，也不向窪入的叫直坡，直坡表示坡面的作用上下一致，通常以直立的狀態存在，例如斷崖、平面型邊坡破壞時的層面。自山頂延伸到谷底的坡通常成為一條圓滑的曲線，但是當存在其他的因素，影響山坡的發育時，可能出現轉折點或是平直的山坡介於中間。當河谷兩側之地質、坡度、雨量、侵蝕速度不完全相同，因此會形成一側陡一側緩的兩種山坡，這叫做不等坡定律，分水嶺會往侵蝕較緩的一方慢慢移動。另外，向陽坡或是背陰坡在受到風化侵蝕作用以後可能會出現不同程度的結果。

南橫公路梅山至啞口一線，山坡是地形景觀的主體之一，除了呈常態圓滑曲線的山坡以外，可見到肩狀平坦稜、楔形蝕谷及三角形谷壁。

肩狀平坦稜（面）

肩狀平坦稜（面）在梅山至啞口一帶分佈的極多，例如霍俄索溪兩側、荖濃山及南山支陵、天池與檜谷之間（139k + 1/2）向北延伸的稜線。肩狀平坦稜從側面看，稜線在圓弧線的中間成近乎 90 度的轉折，有一段稜線成為水平位態，歸納其可能的成況有二：肩狀平坦面兩側的山坡，在受到侵蝕作用以後，成水平或垂直方向後退，最後將平坦面削成線形；稜線受到斷層的影響，一部份發生不等量的移位，出現斷層崖，或受到風化侵蝕作用成為斷層線崖，兩側山坡的腰部表現出一個稍微傾斜或是近乎水平的平坦面，在台灣，肩狀平坦面分佈的很廣，很多河流的上、中游都可見到，被認為屬於高位河岸階地（FT 面），比高大部份都在 200 公尺以上，可能在更新世中期左右形成，原先為地形回春作用發生以前的寬谷河水侵蝕面，或是一個古老的地形面，林朝棨教授認為由肩狀平坦面在各地以不同高度分佈，證示該面形成後之隆起運動係以脊梁山脈之中部為最大，隆起量往四方遞減。由肩狀平場面至少可以說明台灣處於地殼隆起烈及侵蝕速率

高的地區，使得原先的地形基準面抬升了數百公尺。

楔形蝕谷、三角形谷壁

在南橫公路沿線可以見到荖濃溪右岸出現許多楔形蝕谷及三角形谷壁。總結來說，兩種地形都是山崩的產物，荖濃溪兩側分佈的岩層主要為硬頁岩、板岩及變質砂岩等，地質構造也很複雜，因此使得岩層多呈破碎，易受風化侵蝕作用，荖濃穿流而過這個地區，侵蝕河岸兩側，不僅削斷山坡之坡腳也使山坡坡度增大，如果存在兩組延展良好的不連續面（例如層面、劈理面、節理面、斷層面）時，則可能會沿著兩不連續面的交線或是沿著其中的一個面發生山崩，由於其破壞後形成楔形，所以叫做楔型破壞（如圖四），遠看成為楔形蝕谷；如果滑動面是一個單獨的平面，而其位態近乎平行河床，則可能發生平面型破壞（如圖四），形成類似正三角形的谷壁，好似冰河侵蝕的地形。

山頂

在山頂可以放眼大地，極目遠眺，四周美景盡入眼底。頂常常是一個樂山者夢求的目標，為了它值得嚐盡千辛萬苦，只求踏上小小的一步，分享它的榮耀，但是登山者不應該存著征服山頭的心理。

要成為山頂必須在大自然的優勝劣敗的競爭中取得強者的地位，因為山區風化侵蝕作用一般已經比平地要強烈，而山頭所受的作用更是激烈，要形成突出的山頭必須本身比四周圍的岩石來得堅緻，抵抗風化蝕的能力強，才有機為堅硬。如果一個地區岩性相類似，則需要考慮不連續面的因素，不連續面分佈的密度大，則岩體比較破碎，因此被侵蝕的機會大很多。

一般山頂多數成金字塔形、圓丘形、不規則形等。金字塔形是三個方向的山坡被侵蝕以後垂直後退，三個坡面交會成金字塔的形狀；圓丘形通常在潮溼多雨的地區，岩層抵抗侵蝕的能力相差不大，因此山頂形成缺乏稜角的圓丘狀，梅山至啞口一帶大部分的山頂都是圓丘狀，遠看群峰相連排列成一條曲折有緻的弧線。

位於南橫公路 119K 稜線延伸的山頂，高 2032 公尺的馬馬字頓山頗具地質意義。從梅山遠眺可以見到一個成 U 字形非常開闊的鞍部，鞍部的西北側，亦即馬馬字頓山，是一層較為堅硬的變質砂岩層，層面構成鞍部的西翼，地層傾角在這一翼的山坡坡度上即很清楚的表形出來，鞍部凹下的部份屬於硬頁岩層可能又是變質砂岩層或是變質砂岩與硬頁岩互層，岩性又不相同，因此地形由這一個例子可以瞭解地質條件深深的影響到地形的發育，地形的表現在地質條件的限制下已經略具最初的形象了。

高山湖

高山湖使登山的人有機會同時縱情於山水之間，南橫公路梅山至啞口一線唯一高山湖地形景觀。天池之本池位於海拔 2290 公尺處，(參考台灣地區二萬五千分之一地形圖(經建第一版)梅山幅及台灣地區像片基本圖一萬分之一天池圖幅)，湖水極淺，湖面並不大，處於狹長的山谷窪地中，分成大小兩個池，縱列成北 20 度東的方向，湖水極淺，池面範圍也不大，表示水量並不充沛。

天池附近屬於崩積層堆積，在南橫公路沿線自天池派出所至長青祠附近，沿線可以見到公路邊坡上滿佈大小不同，有稜有角的岩塊散佈在土壤中，混合成崩積層，從公路可以一直延伸到稜線附近，都是類似的地質材料所構成，由地形圖上也可以觀察到，這一側(東側)分佈的等高線密度較為疏鬆，表示地形較為平坦，西側的山坡地形較為陡峭，估計西側山坡比東側山坡之坡度陡 20 度左右。

崩積層整體來看組成物質很均質，都是大小岩塊及土壤混亂堆置形成，剛開始堆置時都沒有壓密，時間長久後，會發生自然壓密的現象，但是由於地表水下滲，一方面進行著風化作用，一方面有一部份的顆粒材料，隨著地下水滲流而被帶走，水的作用可能滲入崩積層，在崩積層內蓄積起來，成為地下水含水層，也可能以滲流水形態出現於坡面。

天池的可能成因如下，當檜谷斷層及其鄰近斷層形成時，當地以硬頁岩為主的岩層被推擠的較為破碎，以後因為破碎岩層不穩定，發生持續的崩塌，崩塌自下面開始發展，一直往上延續到稜線附近，崩塌物質堆置在坡面上，厚度可能達到數十公尺以上，崩積物經過長時間的風化侵蝕作用，不僅粘質土壤發育完成，也因為雨水沖蝕形成一條呈北 20 度東方向的淺谷；淺谷的生成造成一個小的集水區，使其東南西三側地表及地下水匯集在此漸漸構成一個水塘，發展出天池的高山湖地形景觀。另外，在大池及小池之間有一天然堤存在，可能由東西兩側山坡上不穩定的崩積物再次發生滑動所造成，阻隔成兩個水池。

河流

河流是地形景觀的雕塑師，在地表的五大外營力作用中，河水改變地球面貌的力量比自然界中其他外營力都大，由於河流侵蝕地面，剝蝕地表最劇烈，所以其作用又被稱做常態侵蝕。河流是藉由侵蝕作用、搬運作用及堆積作用完成塑造地形的作品。最初河流的流向是沿著自然坡面及弱面進行，侵蝕作用中的溯源侵蝕在河谷上游發生，使河谷加長；側蝕使河谷較為寬闊，大部份在中下游發生；下蝕為一種加深作用，幼年期的河谷最容易受到下蝕作用。河流搬運作用主要受到流量及河床坡度的影響，據研究水流速度加倍，它所能攜帶的物質可以增加 64 倍。堆積作用發生時機可能在河床坡度減緩、河流水量減小、河谷加寬時，綜合而言，河流的發育包括濬深、加寬、延展及沖積等演變。

河流的回春作用除了正月的因為地殼隆起，海水面下降以外，存在靜態回春作用。產生靜態的回春作用其原因可能包括 河流載運的物質減少 區域的雨量增加 河流轉向，進入新的流域，都可使得河流下切能力快速增加，塑造河流新形態。

梅山至啞口一線以荖濃溪為主要的河流，唯金溪及拉庫音溪為兩條重要的支流，三條流及許多小支流塑造出南橫沿線特殊的地形景觀，以下分為水系、河谷、剖面河岸階地等四方面討論。

水系

河道組成的花樣叫做水系。水系依照形態可以分成樹枝狀、格子狀、射狀、環狀，平行狀、向心狀等水系，各有其不同的作因，此區僅出現樹枝狀及格子狀水系，因此以此兩種類型之水系來討論。樹枝狀水系的各支流依不同的角度斜向流至主流匯集，通常以銳角與主流的上游面相交，以鈍角與主流下流面相交，如果並非如此，則稱為倒鈞狀，顯示河流的流向受某種程度的阻礙，迫使河流轉折，樹枝狀水系的支流很少受到地質構造的控制，多數沿著自然坡面發育匯集進入主流。唯金溪大致上以樹枝狀水系分佈，唯金溪上游發源於關山，流向主要呈西北方向注入荖濃溪，各支流則以銳角注入主流，中游局部地區河流的流向可能受到地質構造的影響；格子狀水系多數河流向受到岩層及地質構造的控制，支流注入主流的角度大部份呈直角，標準格子狀水系主支流整合排列類似物品陳列架的框格，本區荖濃溪的各個大小支流注入主流多數以直角狀態合流，參考這一地區的地質圖，瞭解區域地質非常複雜，岩層分佈並不單約，因此這地區荖濃溪格子狀水系的發育可能主要是受地質構造的影響，其中又以劈理面及節理面兩種因素最重要。

河谷

台灣南部重要河流的主要流向都與南部主要地質構造線的方向相一致，也即是呈東北 - 西南方向或是北北東 - 南南西的方向，這一種河谷延伸方向與構造線一致的情形是所謂的縱谷。荖濃溪大部份流向也都呈縱谷，但是在梅山至天池這一段的荖濃溪及位在上游支流的拉庫音溪，卻是以橫谷的位態出現，參考這地區及附近的地質資料，發現主要的構造線都是以南北方向或是東北 - 西南方向延伸，僅禮觀地質圖（李錫堤調查）有西北 - 東南方向的斷層線分佈，但是與橫谷成東西方向延伸的情形也不是完全一致的，因此可以推論： 荖濃溪及拉庫音溪以東西方向延伸的河段，成因能與地質構造無關，最初只是一條順斜河（沿著原始斜坡向下流不受岩層強弱支配之河流），自東側的中央山脈向西側較低平處順流而下，在荖濃溪深切發育以後，截取這一段既存的河谷成為荖濃溪的一部份 成因與地質構造相關，雖然已有的地區地質狀況複雜，岩性單調，所以有一些構造線。尚未發現也是合理的。以這地區的地質特性分析，最可能呈東西方向延展的構造線為節理，其次為右移走向斷層，由於台灣本島所受到的大地應力主要來自東南方

向，因此產生的主要褶皺（向斜及背斜）及斷層（以逆斷層為主）多數呈東北 - 西南方向（圖五），同時期產生的兩組共軛節理，一組成近乎東西方向延展，一組成約南北方向排列，兩組節理交角視岩性差異而不同，約 60 至 90 度，節理形成的不連續弱面如果在受到應力的再作用以後，有可能會發展成橫移走向斷層造成岩層的相對位移，使得岩層破碎脆弱。

平面上河流表現出直流形、彎流形、曲流形、網流形及不規則形等不同的形態。在台灣影響河流流向的因素非常複雜，在調查區內也是如此，所以荖濃溪及拉庫音溪呈現出複合型，主要為彎流形，曲流形及不規則形的綜合體。在山區河流大部份不會成直線形態前進，流水撞擊河岸，磨擦岸壁，會以亂流的方式流動，另外，由於岩層的軟硬不同，地質構造的控制，河流不得不拐彎抹角的前行，有時候形狀成類似格子狀的彎流形或是類似 S 字的曲流形。彎流形經常出現於河流中上游，如果繼續發展則成為曲流形。

曲流一般分為自由曲流及谷曲流，自由曲流出現於泛濫平原，谷曲流出現於山谷中，其範圍受到河谷的限制，不能自由移動。谷曲流又叫穿入曲流、下切曲流、深切曲流或刻蝕曲流，英文為 incised meander 或是 inclosed meander。谷曲又分為兩類：掘鑿曲流 (entrenched meander)，又叫塹狀曲流，原先的河流已經是曲流形（或是彎流形），在地形回春作用發生出以後，河流下切作用加劇，切蝕出兩岸對稱的峽谷地形，大部份回春作用發生出以後，河流形態。成育曲流 (ingrown meander)，又叫內生曲流。成育曲流的切岸不對稱，較陡峭的一側進行強烈的侵蝕作用，成為切割坡（又名攻擊坡、底切坡、暗掘坡、凹岸）較平緩的一側為沖積坡（滑走坡、堆積坡），沖積坡常形成數階的河岸階地，沖積坡附近流水將攜帶的物質沈積以後，其流速加大，使其侵蝕能力又加強。

梅山至啞口另有一項很重要的因素影響著流的形態，即是山崩。山崩的發生往往因為河流側蝕削斷山坡的坡腳所以引起，山崩（通常規模很大）發生以後，阻斷了河流原來的通路，成為暫時的天然攔水壩，經過一段時間的沖刷侵蝕，往往在山崩區對岸，緊鄰岸邊處沖蝕出新的河道，這是因為遠離崩塌地的源頭崩積物較少，河流比較容易切蝕而過，河流因此更為曲折。

荖濃溪橫谷部份（自梅山至天池）屬於掘鑿曲流，言一段河流都成峽谷地形，兩側稜線犬牙交錯延伸至河岸，肩狀平坦稜（面）所成之高位階地可以代表回春作用以前的古地形面，荖濃溪下切以後，刻蝕成峽谷地形，僅出現以沖積扇為主要成因河岸階地。自庫哈諾辛山北伸的稜線（約 131k 處）向東至大關山北伸稜線（約 144k），拉庫音溪及與荖濃溪會流處，河流都成幾乎是直角轉折彎流形，分析河谷方向，大部份呈東西及南北兩個主要方向，唯金溪中游，兩條支流會流附近也有一段成彎流形的河谷，方向成北北西及東東北兩組近乎垂直的角度，如果順著中央山脈的延伸方向（東北 - 西南方向）來看，這兩個彎流區似乎屬於具有類似河流形態的區域，河流轉折情形也類似，由於這地

區附近的區域地質資料尚不完盡，因此無法清楚的說明兩個彎流區與區域地質構造的關係，不過，理論上河流流向極可能受到地質構造的影響孕育成功。

剖面

河流的縱剖面可能是一條不甚圓滑的凸曲線，也可能是一條完美圓滑的曲線，後者表河流已經達到平衡坡度，也即是侵蝕作用與沈積作用幾乎接近停頓狀態，共利搬運作用繼續進行，但是只要河流仍有湖泊、瀑布、湍流、遷急點等地形，則尚未達到平衡坡度，大多數河流的縱剖面仍然都是一條不甚圓滑的凹曲線。河流縱剖面凹向下是因為河流在上游支流少、水量少，不可能進行大規模的侵蝕，下游流量大，但是坡度緩，攜帶的物質多，流速不大，也不可能有大侵蝕能力，只有中游可以發揮刻烈的侵蝕作用，以至於河流從縱方向看成下凹狀。

林朝棨教授在台灣地形一書中談到河流的遷急點 (Knick point)，認為台灣河谷之縱斷曲線中有二、三個或以上的急點，大致上高度比高位階地 (ET 面) 低，因為高位河岸階地形成時，河蝕復活之各個遷急點已從下游往上游逐漸消失，現在所存在之遷急點多數為河岸階地形成以後，由堅硬岩石組成，位置在峽谷部份。遷急點分為初生遷急點 (primary knick-point) 及次生遷急點 (secondary knick-point)，前者代表河蝕復活，在河流縱剖面上不同侵蝕曲線相交之點可能為曲率突變之點，也可知為一反曲點；後者多數為河床中對侵蝕抵抗力大，較堅緻的岩石，由此可知在河流的縱剖面曲線上出現遷急點數目並不能代表回春作用或地殼隆起次數。由於大多數河流都有遷急點，因此都還沒有達到平衡坡度，所以遷點的存在只是河流自身調整的一個現象。

據研究高屏溪 (荖濃溪與楠梓仙溪合流而成) 流域全長 171 公里，平均坡降 1:43，坡度約千分之 23。調查區域自梓山橋至楠溪林道東側 (如圖六)，總長約 27 公里，平均坡度 1:28，坡度約千分之 35.6，由於調查區域的荖濃溪屬於中上游地區，河流坡度較陡。觀察河流的縱剖面，在濃溪上游縱部份，剖面呈微凸狀，坡降 1:18。荖濃溪橫谷部份坡度降 1:28.9，接近調查區的平均坡降，荖濃溪在薩夫薩夫魯夫溪以下的縱谷部份平均坡降 1:50，非常平緩。荖濃溪橫谷以下部份河流縱剖面成為微凹的曲線，在河岸階分佈的河段形成類似遷急點的地形，使得縱剖面曲線並非為一條圓滑凹曲線。

河流的橫剖面指垂直河流流動方向，從河谷兩側分水嶺到谷底河床的連線，在山區都呈 V 字或近似 V 字形，一般而言，兩側山坡不分佈，一側較陡，一側較緩，有時成為谷中谷，亦即廣谷之內尚有狹谷，上部之谷較寬，是以前的河谷隆起形成的，下部之谷較窄，是回春作用以後再侵蝕的，兩個谷之間有一裂點存在。山區上、中游的河谷侵蝕作用強烈，常造成峽谷地形，峽谷的條河道所造成。荖濃溪在調查區域內橫剖面 (如圖七)，都是呈 V 字形不對稱的河谷，在肩狀平坦稜 (面) 分佈處，河谷存在裂點。

河岸階地

河岸階地意指分佈在河流兩側成階梯狀排列之平台，也可以稱做河岸段丘或河岸台地。河岸階地之形成是堆積作用及侵蝕作用相互作用的結果。堆積作用將地質材料（包括大小岩塊、土壤等）置放於河岸，河水的侵蝕作用則刻蝕這些堆置的材料一部份隨河水搬運到較下游的地方，一部份被塑造成階地地形。一般而言，河岸階地的堆積作用包括數種形式：曲流滑走坡上凸出之河曲沙洲、由支流進入主流之沖積扇、兩條河流會合處在中間形成的三角形灘地、隆起的河床、山崩造成之崩積層、斷層崖錐堆積物。河流的侵蝕作用則包括溯源侵蝕、下蝕及側蝕。溯源侵蝕是指河流往分水嶺方向移動的侵蝕作用，但侵蝕能力往上漸減，因此階地離河床的高度（稱做比）高漸低，但其絕對高度位於上游的仍較下游的高；下蝕及側蝕是形成階梯狀階地的主因，側蝕僅使堆置的地質材料斷成不用的階段，也可以使得階地向河面或下游傾斜。下蝕速率如果均勻，則階地向河流的坡面成為直坡，下蝕速率越來越快則為凸坡，反之則為凹坡，下蝕如果成間歇性，會形成數級階地。

河岸階地可以依照不同的因素做為分類的標準；第一類循環階地及非循環階地：循環階地因為地殼上升，海水面下，導至地形回春作用，河流下蝕能力加強，形成河流兩岸都存在，而高度相似的台地，每一台地面代表河流下切暫時停止的階段，當下切作用停止時，側蝕作用開始盛行，使得河谷較為寬闊；非循環階地是當河流發育至壯年期以後，曲流作用的結果。河流的下蝕及側蝕作用相伴進行，河流的曲流帶在河谷中蜿蜒移動，當它由河谷的一岸移至另一岸時，原先形成之滑走坡河曲沙洲一部份就會受到侵蝕，曲流繼續前進或後退，則會使兩岸的階地發展出不相同的比高，而且呈不對稱的分佈。第二類是岩床階地、砂礫階地及構造階地：岩床階地與過去侵蝕基準面有關，階地之斜長崖下端出露基盤岩層，平台的表面覆蓋一層沖積物，當其形成時，下游部份進行堆積作用，中游部份進行剝蝕作用，然後中下游都受到剝蝕作用，最後造成階梯狀平台；砂礫階地又叫沖積階地，整體均由大小礫石及土壤組成，地表水及地下水侵蝕淘洗的結果，有時會因為堆積物不穩定而發生圓弧型壞，最後，塑造成外觀具有圓滑曲線的階地；構造階地是河岸平台之岩層受到局部不等量的抬升作用所造成。

通常，階地具有的共同特性包括：階地分佈在河谷廣寬處，經常由不同比高之平台組成，而且成群出現成為階地群，階地由於河流之下蝕及溯源侵蝕，因此最先在下游出現，漸續往上游發展，又因為河流坡度在下游較緩，上游較陡，下游的階地分佈的較多，一般比高也較高，階地另一特性是其坡面往往向河面及下游傾斜。

河岸階地中的循環階地一般呈對稱分佈，彼此對比或分析其發展歷程較單純，但是非循環階地則不容易判斷，因為河流延伸上百公里，從縱剖面分析到是其平均的比降，但河道中遷急點往往會影響其局部坡度的變化，況且河流的流速、流量及搬運物質並非恆常的，因此影響階地生成因素極為複雜。

台灣自第四紀以來地殼隆起的速率非常快，但各個地區並不成等量的隆起，更增加了階地對比困難性，通常比較階地的高度應該考慮其位置在河谷的上游、中游或是下游，若是兩階地間的垂直距離大（比高相差的多），則較為有效，如果兩階地之間隔小，則準確性將很小。台灣通常將階地分成兩類，即高位階地（LT 面）及低位階地（FT 面）（林朝棨，1957）。高位階地之比高在 100 公尺以上，多數在 200 至 300 公尺左右，常在表面呈現紅土化，高位階地表面有一顯著之緩起伏波狀地，位置在河流上游處，有可能被削剝至只在稜線上殘留肩狀平坦稜，也有在山腰呈現廣大緩起伏面；低位階地之比高在 100 公尺以下，很多分佈在 20 至 40 公尺左右，在階地崖底部經常露出基盤岩層。

荖濃溪分佈河岸階地是南橫公路沿線非常特別的地形景觀。桃源附可以見到多達六階不同比高階地，梅山—梓山附近也出現四級之階地。林朝棨先生在台灣地形一書中描述塔古夫庫拉沖積扇，認為居台灣第一。其最高扇面高度 1,030 公尺，與本支流合流點之比高 240 公尺，其右岸之扇面沿本流伸長，寬度甚大；本流上游側之左扇卻呈極狹隘之扇面，此偏形沖積扇之左扇比右扇高出 30 公尺左右，沖積扇之組成材料大部份為砂礫，扇面與本流河床間有 180 至 200 公尺之台地崖，其下部 30 公尺露出基盤岩層，所以屬於岩床階地，但是荖濃溪削剝基盤至比高 20 至 30 公尺處，由於沖積扇之扇端被切斷，以至於使沖積扇構成之坡面呈現不穩定，造成部份沖積扇的破壞，而在扇端形成新的砂礫階地，此即最低一階的河岸階地。塔古夫庫拉沖積扇之扇形完整明瞭，高度或比高雄偉，規模龐大，因此居台灣沖積扇之首。

在玉山國家公園範圍內，見到的荖濃溪及其支流之河岸階地，共同特性有：階地僅分佈於縱谷部份，橫谷部份主要是陡峭峽谷，並不存在階地地形，但在荖濃溪右岸稜線腰部存在高位階地（FT 面），如南面山南側支稜、霍城索溪附近，其比高相接近，可能是同一期的產物。此地河岸階地主要集中在梅山、樟山附近、淮金溪及荖濃溪上游有局部分佈。階地組成物質大部份為礫石、砂及土壤，絕大多數應該屬於岩床階地，只因為靠近河中最底階之階地掩蓋住較高位階地之坡腳，而且階地表面植生良好，又不容易接近，因此不易觀察到實際的狀態。

此區河岸階地可能成因，包含至少一種以上的因素，如曲流滑走坡、沖積扇、兩條河流之三角形灘地、隆起之河床、崩積層、斷層崖錐等。觀察此航空照片，在緊鄰河岸階地邊緣或在其內部可以見剝線性構造線分佈，多數此種線代表著岩性差異界限、節理或斷層等，其具備特殊的地質意義，這種特性說明地質條件可能是控制階地存在一個重要因素。樟山附近低位階地應該屬於曲流滑走坡的階地；怕怕西溪及唯金溪匯入荖濃溪及前面提到塔古夫庫拉溪沖積扇可能都是沖積扇成因。

沖積扇成因的階地其向上游側之階地會有向上游傾斜的趨勢，如果從梅山附近觀察塔古

夫庫拉溪，其左岸之高位階地可以觀察出來向上游傾斜。唯金溪中游見到的三段階地屬於兩條河流會合處之三角形灘地，荖濃溪谷是一條縱谷南南西方向，林朝榮報導荖濃溪谷具備斷層線谷之特性，而一部份流路確實沿斷層線上流動，迅速發展其下切作用，因此可以肯定的說，一部份階地屬於斷層崖錐積造成的。

本段荖濃溪出露的岩層大部份為硬頁岩及板岩等易於風化剝離破碎的岩石，各種不連續面（包括層面、劈理面、節理面、斷層面）特別的發達，以至於造成處處都是潛在不穩定山坡，這也可以從河流兩側廣佈崩塌地及南橫公路沿線容易發生坍方得到證明，因此這地區的河岸階地，如果位置在支流出口附近者，均可以見到支流之集水，具有大規模山崩的現象或痕跡，通常呈現圓弧形裸露面或是植生覆蓋面，前者表示山崩仍持續的進行，後者表示目前之圓弧面暫時呈現穩定狀態。這些圓弧面說明此段河岸階地的地質材料來源大部份由於山崩所產生的。

觀察荖濃溪河岸階地群最適宜的位置在南橫公路 119k 附近，不僅可以看到荖濃溪的高位及低位階地，也可以看到唯金溪三角形灘地所形成河岸階地。

肆、工程地質

邊坡破壞型式分類

道路邊坡破壞之影響

天池附近之工程地質

結論與建議

照片

道路工程地質針對已開發公路主要是檢討道路路基承載與道路邊坡穩定之相關地質問題，本計劃之調查路段 - 梅山至啞口隧道間，除少數地點因下邊坡之破壞造成路基之坍塌外，大部份路基經過多年之考驗，路基穩固大體上已不成問題。因此本文主要針對調查路段之邊坡問題做較詳盡的闡述，除將調查期間所發現之邊坡破壞歸類外，並進一步說明影響坡穩定之因子，為往後尋求安定邊坡方法做一前導。

邊坡破壞型式分類

梅山山莊至啞口隧道間約 37 公里 (110 - 147) 長之公路在調查期間發現大小崩坍約有 667 處，每公里內即有 1.8 個崩坍，尤以 110.0 - 112.0, 134.0 - 135.0 及 141.0 - 142.0 公里之路段崩坍更高達每公里 5 個以上；崩坍之型式因地而異，計可分為岩塊 (屑) 掉落 (Rock or debris fall)，平面滑動 (Planar Sliding)，圓弧型滑動 (Circular Sliding) 及複合式破壞 (Compound failure)，其中複合式破壞仍以岩塊 (屑) 掉落之複式為主。道路邊坡破壞之密度雖高，但其規模多數為小型，破壞坡寬以 20 - 100 公尺居多，坡高則多小於 50 公尺 (表一)。各個崩坍之位置及規模詳如表二。各類崩坍則詳述如次。

岩塊 (屑) 掉落 (Rock or debris fall)

陡峭的邊坡上均質大岩塊、受節理切割的小岩塊或高度破碎的岩屑皆可因外營力之作用，使其失去支撐而脫離岩體驟然掉落，繼而跳動及滾動至坡下 (圖一)。此類破壞為最直接且最快速之破壞模式，通常在極短預警之情況下發生，其殺傷力在本路段雖無法稱得上模，但可能是較常發生人車受損之邊坡破壞型式。本調查區之邊坡破壞模式即以岩塊 (屑) 掉落為主，約有 40 處 (詳表三) 佔所有破壞邊坡之 59.7%；在調查區間內各種岩層皆可發現此類破壞。推究形成此類破壞之遠因為道路施工時開挖造成陡坡，加上原來即已破碎或因開炸促使塊狀岩體在某一厚度內呈不規則之破碎；這些破碎之岩塊 (屑)

) 在外營力 (如氣候變化、地表 (下) 水侵滲、地震或其他人為力量) 之誘導下, 脫離岩體, 掉落坡腳形成岩塊 (屑) 掉落式破壞 (照片一 - 五)。

圓弧型滑動 (Circular sliding)

在較軟弱之地層、未固結之土壤、高度風化之岩層或極度破碎之岩層內常易發生圓弧型滑動之破壞, 其滑動面之橫斷面呈現圓弧型 (圖二)。調查區內, 計有圓弧型滑動九處, 佔 13.4%; 在 117.0、120.4 及 134.7 公里處之滑動發生在崩塌積層內 (照片六); 112.5 公里因地層之表層受深度風化呈軟弱, 圓弧型滑動即發生在風化表層中 (照片七); 126.6、141.5、144.4 及 144.7 公里則因硬頁岩過於破碎岩體力性視同均質的土壤, 圓弧型滑動即在缺乏膠結與互鎖 (Interlock) 之硬頁岩中發生。

平面滑動 (Planar sliding)

平面滑動 (圖三) 通常發生在具有明顯的地質不連續面或者軟弱地層中, 並且需滿足下列四個條件:

滑動面與地形坡面大致平行, 且兩者具有相同傾向。

滑動面之傾角小於地形坡面之傾角。

滑動面之傾角大於滑動面兩側岩層間之摩擦角。

滑動岩塊之兩側必須有與滑動面走向大致垂直不連續面, 將滑動岩塊切成獨立之岩塊。

雖然調查路段之層 (劈) 理及節理很發達, 但因地形條件不適當或因地層傾角不適宜, 以致發生平面滑動之頻率並不高, 僅有四處, 約佔所有邊坡破壞之 6%。本調查區 112.4 公里之平面滑動是表層之崩積層或高度破碎之岩沿著下層堅硬之岩層滑下 (照片); 140.1 公里之滑動則發生在硬頁岩內, 沿著硬頁岩之劈理而滑動 (照片 10); 而 144.2 公里之滑動則是沿著板岩之劈理。

複合式破壞 (Compound failure)

崩坍若由各種類型同時或先後發生一併稱為複合式破壞 (圖四), 本調查區之複合式破壞計有 14 處, 約佔 20.9%, 主要為各種滑動伴隨著岩塊掉落, 其中岩塊掉落及平面滑動之複合有 6 處 (照片 11 - 15), 岩塊掉落及圓弧型滑動之複合亦有 6 處 (照片 16 - 18), 楔型滑動 (圖五) 與岩塊掉落之複合則有兩處 (照片 19 - 20)。調查結果顯示複合式破壞

大多發生在不連續面比較發達或岩層極端破碎之陡坡上。

道路邊坡破壞之影響因素

道路邊坡之穩定主要是由地形、地質、岩性及構造、地下水以及人工開挖等因子成作用所控制，茲將各影響因素概述於後。

地形：

基本南橫公路是沿著山脊之走向而闢建，因此受地形之控制極為強烈，部份路段因受地形控制導致公路通過順向坡段之邊坡具有潛在滑動之危機。根據 1 / 25000 之地形圖所作之坡度分析結果顯示，南橫沿線原始之自然坡度大多在 30° - 45° 之間，而在此自然坡度下，甚少發生山崩，意味著在此坡度大陡（地形坡角變為 50° - 90°）遠超過岩體強度能支撐之角度，因而破壞原有平衡狀況，若未刻意加以人工補強，增加岩體之強度，或削減岩體之荷重，理所當然地邊坡破壞之危機也就伴隨而潛伏著。

岩性

本調查區出露之主要岩層為板岩 (slate)，板狀劈理及節理尚稱發達，大小斷層亦時常可見，因此平面滑動、楔型滑動及岩塊掉落等邊坡破壞模式常可在板岩區內發現。在板岩區之邊緣有變質度極低之硬頁岩 (Argillite)，偶與砂岩互層。硬頁岩除劈理與節理發達外，岩性較板岩脆弱且易風化，以致表層常呈高度之破碎，因此，除了平面滑動、楔型滑動、岩屑掉落外，圓弧型滑動亦可在破碎之表層發現，本區大規模之邊坡滑動，即發生在硬頁岩區內（140.2 公里）。變質砂岩層理及節理發達，岩質堅硬，較易發生岩塊掉落及平面滑動。區域內除了出露上述主要岩石外，少量之火成岩體路坡也因破碎而使邊坡呈現穩。在接近地表深度風化之土壤、斷層附近之崩積土以及舊有之崩坍地，因其軟弱、膠結差，極易發生圓弧型滑動，或沿著其下堅硬明顯之層面而整塊滑動。

地質構造

地質構造主要是探討地質不連續面的存在與其重要性，而不連續面為岩石邊坡破壞之主要控制素。在調查區內之不連續面以層理 (Bedding plane)、劈理 (Cleavage)、節理 (Joint)、斷層 (Fault)，以及不整合 (Unconformity) 為主，其中以層理、劈理以及節理影響邊坡之穩定較明顯現。根據不連續面分析之結果，本區之主要層 (劈) 理大致呈 N4° - 24° E，向東傾 10° - 36° (圖 6) 而節理因受斷層及褶皺之影響在分析圖上顯示甚為分散，勉強可找出較明顯之兩組，一為 N37° W 向西傾 84°，另一組為 N58° - 83° E 向北傾 80° - 84° (圖 7)。層 (劈) 理、節理之位態在區域上有所差異 (詳地質圖)，

對邊坡之影響呈度因而不同，加上地形條件之控制，常可沿著上述不連續面而發生平面滑動；高密度之不連續面亦可將岩體切割成小塊，導致岩塊掉落，或圓弧型滑動。調查區內大小斷層為數不少（位置詳地質圖），在斷層帶內之岩體常因擠壓及剪切作用，顯得異常破碎，常呈不穩定狀態。

圖 6 南橫公路梅山 - - 啞口隧道 圖 7 南橫公路梅山 - - 啞口隧道

間層(劈)理面分析圖

間節理分析圖

氣候及地下水

水是台灣山崩之主要誘因，它除了降低岩(土)層之強度外，更增加岩體之荷重，因此每在雨季，山崩層出不窮，尤其一陣豪雨之後，許多規模不等之山崩相繼發生。本調查路段之邊坡受水之影響也無法避免；地表水之沖蝕非常嚴重，地下水經常自邊坡之岩隙間滲出，多處之崩坍歸因豪雨而發生。尤其在硬頁岩區，水除加速硬頁岩之風化外，並具潤滑作用，更加速邊坡破壞之進行。除了水之外，氣候之變化也可能導致邊坡滑落，因為溫度之差異，冷熱交替常使岩塊因縮漲鬆脫而滑（掉）落。

人工開挖

不當之開挖也是導致本路段邊坡崩坍大因素。通常在道路施工時，開挖後常遺留下甚陡之邊陡之邊坡，開挖過程或將坡腳切除岩坡失去支撐或將堅硬岩塊炸得支離破碎，這些情況都足以破壞公路邊坡原來穩定之狀況而帶來危機。本調查路段即常出現岩體被炸碎之人造坡嚴重威脅該路段之行車安全。

天池附近之工程地質

天池為一高山湖，其成因為崩積層堆積於山谷中造成若干天然堤而形成的湖泊（見地形篇）。由於天池附近已接近稜線之頂部，因此風化作用較深，受風化之板岩開始崩解破碎，而部分化較深者則形成殘餘土壤（residual soil）而充填於破碎岩塊之間，此風化層有受重力作用而向下緩慢移動的趨勢，此種緩慢的移動稱為潛移（Creep）。潛移作用可以因為降雨而使風化層含水增加，其至飽和而降低風化層之抗剪強度，增加其荷重而使潛移速度加快，而發成滑動（Slide），或是因為震動，強風等因素而加快其速度。

天池西側之斜坡可以看見許多大小岩塊露佈，這些岩塊都非當地形成者，大多為其上方之崩解岩塊經過潛移或滑動而被帶到目前之坡面上。在這片斜坡上之潛移作用尚在繼續進行，此可由生長於斜坡面上的松樹林，每株都向下坡面呈凸彎的狀況加以證明，樹木

有背地性，在一穩定之斜坡上，樹木會長成鉛錘方向，而不與斜坡垂直；但在一有潛移作用的斜坡，樹木則難以長成筆直的鉛錘方向，因為潛移作用，表土與風化層之移動速度，隨深度而變化，愈接近地表，移動愈大，因此樹木的根部較其接近地表部份受向下坡推移的速度較慢，自然使樹木向下坡方向傾斜，但因植木的背地性，使植物之頂部向鉛錘方向生長，因此在潛移與背地性兩種作用力持續進行之下，就使樹木長成下坡凸出的彎曲形狀。

潛移作用不僅作用樹木，對人造之物體亦造成相同之結果，長青祠門口之兩枝大柱（圖滕？），有明顯向下坡方向傾斜的現象，明顯程度已達肉眼可顯而易見，經量測，大柱傾斜角度為 86 度與垂直方向有 4 度之偏差，若以柱高 10 公尺來估計，其上端已偏離約 0.7 公尺，如此大偏差，顯非施工時之誤差，而是受潛移作用之影響，與樹林不同是柱子不會生長，也無背地性，因此不會產生向下坡凸出的彎曲現象，而僅有向下坡方向傾斜，且傾斜角會日愈增大。潛移作用除了對直立高聳之樹木、柱子發生明顯可見作用外，對其他構造物也發生影響，在長青祠前之平台、階梯、馭坎處處可見潛移作用的痕跡，雖然移是慢速的移動，但其作用力很大，而且不均勻，因此對構造物會造成張力或剪力集中的應力集中現象，致於何處產生張力？何處產生剪力？則視潛移方向與構造物之幾何關係而定，由潛移通常順坡面而下，因此在平台上易產張力，而在邊坡上則易造成剪力，因此在平台與階梯面上處處可見弧形之裂隙，且裂隙大多開口，甚至台有向上坡面方向傾斜之現象，此為張力作用所致；在馭坎上則可見馭款上部凸出，此為剪力作用所造成。

天池是由崩積層形成之自然堤堵住水而產生，崩積層是由側之風化岩塊與土壤滑移至山谷堆積而成，崩積層之組成材料為岩塊與砂泥，未經夯壓作用，因此孔隙率高，按理滲透性應相當良好，很難儲存水而形成池子，但因天池已接近稜線頂部，地形較平緩，而且山谷之集水面積不大，沒有太多的雨水侵蝕，因此風化作用產生的殘餘土較易留存，天池附近出現的地層多為板岩，板岩原為細顆粒之黏土組成，因此風化後的產黏土量很高，此風化之黏土容易填充岩塊間之空隙，而使崩積層之滲透率大幅下降，因而可以存住水而形成天池。由於積存之水增加後，水住上昇，水頭壓增大，對孔隙造成較大的壓力，有時會使填出孔隙之黏土被淘洗掉，而使池子漏水甚至乾枯，但風化之黏土再度填補孔隙後又可以儲水，這是天池下方幾個小池水位變化很快很不規則之原因。

由於天池附近由風化較深之風化岩層與崩積層組成，且斜坡存在些潛移的現象，所以在開發利用這個地點時，或許以下幾點建議可以作為規劃設計之參考：

因為斜坡存在潛移的現象，所以應儘可能的避免設置結構物在斜坡上。

在開發使用此地點時，如果必須使用斜坡為結構物基礎時，應對基礎深度、強度等作較詳細之調查分析。

現有之結構物的安定性有進一步調查分析的需要，尤其是長青祠前之柱子與馭坎定性有進一步探討之必要。

由於天池是崩積層所組成，應避免使用其他方法增高水位，以免因水頭壓之加大，使孔隙中之黏土被淘空而發生漏水乾枯，甚至因調節水位之功能喪失而在豪雨時發生溢頂截堤之災害。

結論與建議

初步之邊坡破壞調查發現，本調查區邊坡破壞密度甚高如表三之數據顯示，且潛在的崩坍危機仍具相當的威脅，嚴重妨害行車安全。因此，防止本路段邊坡繼續破壞，是往後亟須進行之要務。為徹底解決南橫公路梅山 - - 啞口隧道間之邊坡問題，建議進一步將該路段依地形及地質條件找出具有潛在危機之邊坡及已崩坍且有復活可能之地區，進一步採取岩樣，進行岩石或土壤力學試驗，評估其發生破壞之機會，並探討使其安定之方法。

照片 1 122.2k 發生岩塊掉落之邊坡

照片 2 122.8k 發生岩塊掉落之邊坡

照片 3 124.5k 發生岩塊掉落之邊坡

照片 4 124.8k 發生岩塊掉落之邊坡

照片 5 128.0k 發生岩塊掉落之邊坡

照片 6 120.4k 崩積層內之圓弧型滑動

照片 7 112.5k 深度風化之軟弱地層發生圓弧型滑動

照片 8 126.6k 極度破碎之硬頁岩內發生圓弧型滑動

照片 9 112.4k 破碎岩屑沿著堅硬岩層面發生平面滑動

照片 10 140.1k 沿著硬頁岩之劈理發生平面滑動

照片 11 111.4k 岩塊掉落與平面滑動之複合式破壞

照片 12 118.7k 岩塊掉落與平面滑動之複合式破壞

照片 13 134.0k 岩塊掉落與平面滑動之複合式破壞

照片 14 140.2k 岩屑掉落與平面滑動之複合式破壞

照片 15 146.2k 岩塊掉落與平面滑動之複合式破壞

照片 16 119.9k 岩屑掉落與圓弧型滑動之複合式破壞

照片 17 126.4k 岩屑掉落與圓弧型滑動之複合式破壞

照片 18 126.5k 岩屑掉落與圓弧型滑動之複合式破壞

照片 19 110.6k 楔型滑動與岩塊掉落之複合式破壞

照片 20 125.9k 楔型滑動與岩塊掉落之複合式破壞

- 1.王鑫(1980)：台灣的地形景觀，152P.。
- 2.史丹利．希爾、張微正、胡賢能(1981)：台灣南部橫貫中央山脈之變質核心地帶之地質剖析(英文版)，中國地質學會專刊第四號。
- 3.李錫堤、王源(1985)：台灣南部橫貫公路禮觀一帶之地層及構造，地質六卷一期，120頁。
- 4.何信昌(1986)：出國研習板岩地區地質調查報告，經濟部中央地質調查所。
- 5.何春霖(1986)：台灣地質概論，經濟部中央地質調查所。
- 6.林朝榮(1957)：台灣省通志稿卷一，台灣地形，423P。
- 7.黃廷章(1980)：南部橫貫公路西段板岩地層之超微化石，台灣石油地質第17號，第5974頁。
- 8.鄒豹君(1976)：小地形學，256P.。
- 9.詹新甫(1980)：台灣褶皺帶之昇降運動與侵蝕作用對工程之影響，台灣坡地社區工程地質研討會論專集。
- 10.顏滄波(1954)：台灣之綠色岩，台灣省地質調查所彙刊第七號。
 - - - (1974)：台灣玢岩類在地層上的分布，台灣省地質調查所彙刊第24號。
 - - - 吳景祥、莊德永(1984)：台灣南部橫貫公路沿線之地質，經濟部中央地質調查所特刊第三號，11 23頁。
- 11.Chang. L.S. (1975), Biostratigraphy of Taiwan Contributions to the Geology and Paleontology of Southeast Asia.No.16,PP.357 360.
- Chang. L. S. (1976), The Lushanian Stage in the Central Range of Taiwan and its Fauna. Progress of Micropaleontology. P.27 35.。
- 12.Glossary of Geology.(1976)美國地質學會出版。
- 13.Hashimoto. W and Matsumaru. K.(1975) : on the Lepidocyclina Bearing Limest

one Bearing Limestone exposed at the Southern Cross Mountain Highway Taiwan
Contributions to the Geology and Paleontology of Southeast Asia. No. 16,
P.103 116.

14. Donald W. Hyndman. (1972) : Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks.

15. Pelitier. B & Hu. H. N. (1984) : New Structural Data Central Range of
Taiwan. Memoir of the Geological Society of China.

16. Pettijohn F. J. (1982) : Sedimentary Rocks. 2 nd Edition.

17. Reineck & Singh (1982) , Depositional Sedimentary Environments.

18. William, L. A. and Ernst W. G. (1984) : Progressive Cenozoic Metamorphism
of Rock Cropping out along the Southern East-West Cross-Island Highway,
Taiwan. Memoir of the Geological Society of China. No. 6 , P.105 132.