

第二章 文獻回顧

本研究先針對崩塌地的定義與成因、崩塌的種類與邊坡滑動形式做一概述，而後針對鑽探取樣方法、現地孔內造影方法、現地孔內震波量測方法與數值地形模型(DTM)之種類做說明，最後說明梨山崩積地區之概況。

2.1 崩積層概述

2.1.1 邊坡破壞的定義

地質上一般對於邊坡破壞的定義為塊體運動(mass movement)、或斜坡運動(slope movement)，是指構成斜坡的物質，例如岩石、土壤、人為充填的土石或者上述各種物質的混合物等，因重力作用沿著坡面發生向下或向外運動。而台灣「水土保持技術規範」則定義崩塌係指邊坡土石之崩落或滑動現象，主要分為陷落、山崩及地滑。一般地工定義山崩則為墜落(fall)、傾翻(topple)、滑動(slide)及流動(flow)，其詳細定義如下：

(1)墜落：岩塊以自由落體的方式向下掉落，因此只能發生在幾近垂直的坡壁上。

(2)傾翻：岩塊向下坡方向傾斜，然後發生滾落之一種方式。

(3)滑動：最常見之山崩，分為平面式滑動及旋轉式滑動。滑動面可以是層面、岩盤等。

(4)流動：像流體一樣的移動，其速度可以從每秒鐘數公分至數百公尺。

典型崩塌地之地形特徵可依其崩塌地之塊體崩落與堆積位置來區分。崩塌地之坡頂一般為張力區，伴隨張力裂縫與頂部塌陷的特徵，而坡頂塊體陷落後，由重力帶動往下邊坡產生滑動，直到坡度減緩而停止，在坡址

處則因為滑落之塊體堆積而有隆起的情形(藤原明敏，1970)。圖 2.1 為典型崩塌地地形示意圖。

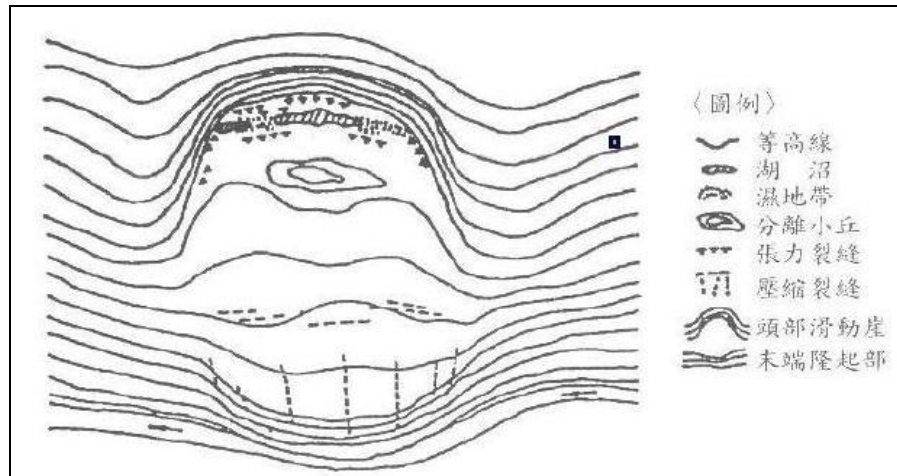


圖 2.1 典型崩塌地地形示意圖(修改自藤原明敏，1970)

2.1.2 邊坡破壞的分類與破壞形式

邊坡破壞一般所指為土壤或岩石材料單由重力的因素而無其他營力如水、風或冰河的影響所造成之塊體運動，而一般常用分類指標包括坡體運動的速率、坡體變形的方式、坡體的幾何條件與含水量的多寡為分類之標的。Varnes(1978)根據坡體運動的速率、坡體材料的種類以及坡體破壞的形式提出邊坡的破壞方式如表 2.1。此分類表將土和岩石兩種材料明確分開，可針對組構單純的土坡破壞或岩坡破壞來解釋其破壞原因。

表 2.1 邊坡破壞分類表(Varnes, 1978)

運動種類 Type of movement		物質種類 Type of Material		
		岩石 Rock	工程土壤 Engineering Soils	
			粗粒為主	細粒為主
墜落 Falls		岩石墜落 Rock Fall	岩屑墜落 Debris Fall	土墜落 Earth Fall
傾覆 Topples		岩石傾覆 Rock Topple	岩屑傾覆 Debris Topple	土傾覆 Earth Topple
滑動 Slides	轉動 Rotational	岩石崩移 Rock Slump	岩屑崩移 Debris Slump	土崩移 Earth Slump
	移動 Translational	岩塊滑動 Rock Block Slide	岩屑塊滑動 Debris Block Slide	土塊滑動 Earth Block Slide
		岩石滑動 Rock Slide	岩屑滑動 Debris Slide	土滑動 Earth Slide
側落 Lateral Spreads		岩石側落 Rock Spread	岩屑側落 Debris Spread	土側落 Earth Spread
流動 Flows		岩石流動 Rock Flow	岩屑流動 Debris Flow	土流動 Earth Flow
		(深層潛移) (Deep Creep)	(土層潛移) (Earth Creep)	
複合運動 Complex		複合兩種或兩種以上之運動方式		

邊坡破壞使得堆積的崩積材料組成不均勻，為決定力學分析方法及力學參數的推估，可依照堆積材料的組成與邊坡滑動特性將崩積層分類，董家鈞及楊賢德(2001)將崩積層分為三類：(1)岩塊堆積崩積層；(2)土石混合堆積崩積層；以及(3)岩石崩移或岩層滑動崩積層，其三種分類方式示意圖如圖 2.2，此三種分類說明如下：

(1)岩塊堆積崩積層：因岩石墜落或傾覆型山崩機制所形成之崩積層，規模多較小，泥質含量低，岩塊多呈顆粒支持構造，亦即岩塊間相互接觸而填充少量的土壤。此類崩積層多分佈於節理發達之陡坡。此類崩積層屬於顆粒支持。

(2)土石混合堆積崩積層：由土石崩移或滑動所形成。此類崩積層屬於基質支持。地層滲透性較顆粒支持之岩塊堆積崩積層為差，故地下水位受降雨之影響較大，亦即地表逕流與其入滲對邊坡穩定之影響大。

(3)岩層滑動崩積層：屬岩層滑動之崩積層堆積，常與順向坡滑動有極高之相關性。此類崩積層不易由鑽探柱狀圖得知，因崩積地層層次多與斜坡坡面相同，故若有透水岩層上覆不透水岩層，則極易形成受壓水層，因而降低崩積層之穩定性，然此類之崩積層移動方式應以潛變為主。

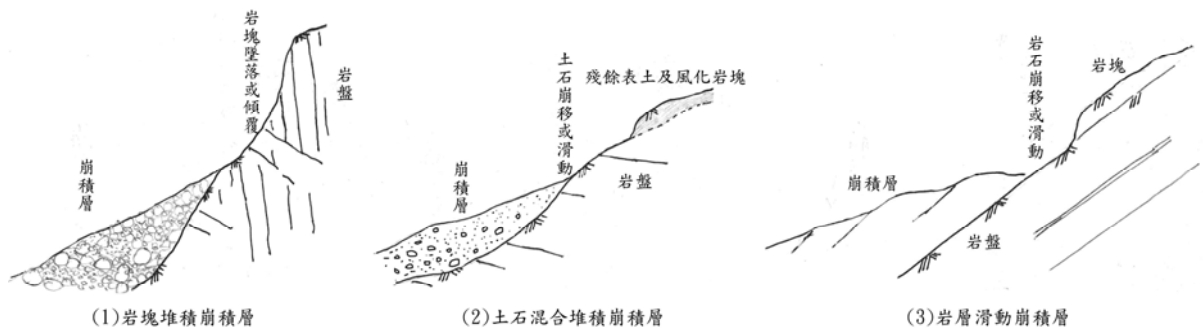


圖 2.2 崩積層分類示意圖(摘自董家鈞、楊賢德，2001)

2.1.3 潛移破壞

潛移(creep)屬於流動型(flow)的邊坡破壞模式，而岩體深部潛移作用所造成之變形不只影響土壤層，深層岩體亦會受到潛移作用影響。日本學者 Chigira(1992)將岩體潛移作用，依據葉理位態的特性，提出四大類型分類(圖 2.3)，其分類如下所述：

(1)順向坡之拱彎褶皺型(Buckling folds formed in consequent slopes)：葉理位態的形式較緩，與坡向之位態關係為順向，因受到重力的影響，產生拱彎型的潛移作用，並在邊坡外側造成凸起變形。

(2)逆向坡之拖曳褶皺型(Drag folds formed in obsequent slopes)：葉理位態呈現高角度或與坡向呈逆向時，邊坡外側的葉理會因重力的作用而產

生類似拖曳褶皺狀的潛移現象。

(3)葉理高傾角之折彎褶皺型(Bending folds formed in slopes with steeply dipping foliation)：其葉理位態常為高角度，邊坡外側的葉理受到重力的作用而向下或向外產生折彎的潛移現象，由剖面來看，其葉理型態呈現「 \lt 」字形。

(4)順向坡之斷層型(Faults formed in consequent slopes)：葉理位態較為平緩且與坡面平行，在邊坡外側受到重力的作用，而產生類似斷層面的潛移面。

梨山地區岩性單調，由風化程度不同之板岩層所組成，缺乏不同岩性之岩層以判斷地層層面位態。而板岩區劈理發達，由區域性的岩層面及劈理方位可知，梨山地區並無大規模順向平面滑動的可能。因此由劈理位態的分佈可探討梨山古崩塌地區是否由大規模潛移破壞所形成。邱坤豪(2000)調查發現鄰近梨山崩積地區之佳陽地區其靠近河谷之板岩劈理位態與邊坡上之板岩劈理位態傾角方向相反，因此認為此區劈理之變化乃因大規模邊坡潛移造成，而並非構造上之褶皺作用。而梨山崩積層的破壞形式是否如鄰近相同岩性之佳陽地區屬於邊坡潛移造成之結果，則有待求得梨山崩積層板岩劈理位態之後方能釐清。

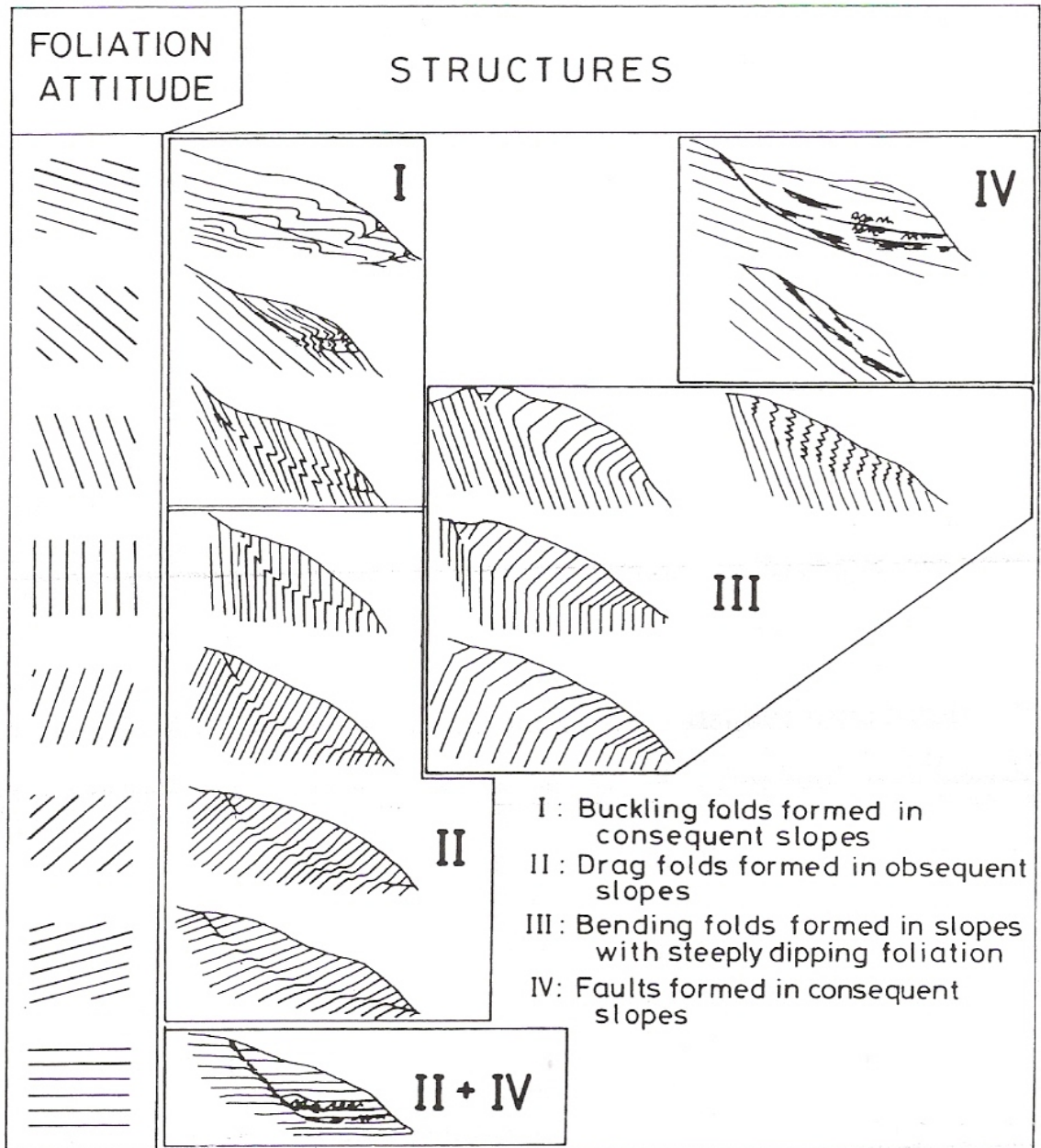


圖 2.3 山坡潛移作用類型(摘自 Chigara, 1992)

2.1.4 滑動介質

山崩屬於突發性的塊體急速移動，地滑則為塊體沿著一軟弱介面緩慢移動所致。由於大規模地震或其他原因使得土石膠結鬆軟而崩落，若崩落的岩石堅硬，而構成崩積層之岩塊相互間摩擦力大，則可保持安定；若崩落的岩石強度較弱，受上方崩落岩體之擠壓或地下水的浸潤軟化，而產生滑動(陳信雄，1995)。岩層與岩層之間亦可能因為順向坡的存在而滑動。

萬獻銘(1987)針對中橫公路沿線之邊坡崩塌情況進行調查，並研究崩積材料黏土礦物與坡面破壞之關係。發現坍塌發生最多之路段(42k~173k)其岩石中黏土礦物含量多，故認為黏土礦物之滑膩性與膨潤性與地層滑動有密切關係。

梨山崩積層亦存在一粉土質黏土之軟弱層，工研院能資所(1993)曾經針對梨山地區進行大規模鑽探與地質調查，並採用日本學者藤原明敏(1979)之地滑地質分類準則，將梨山岩層分為崩積土、強風化層、中風化層、弱風化層，以及岩盤(表 2.2)，並將粉土質黏土之軟弱層歸納為強風化層。並發現此含黏土強風化層皆位於觀測最高水位之下或附近。

富國技術工程公司(2001)對於此粉土質黏土軟弱層的觀點不同，其由排水廊道建構時的地質調查資料認為，梨山崩積層之粉土質黏土層為斷層作用之剪裂泥，其崩積層滑動原因為沿著剪裂帶滑動。

由上述研究結果歸納顯示，梨山崩積層滑動介面應為粉土質黏土層無誤，但依照藤氏之分類方法定義則趨於廣義化，而觀察以往鑽探岩心照片，其強風化層多為鑽探時水洗而缺漏，提取率甚低，改善鑽探品質增加軟弱層的提取率，則有助於對於軟弱層之顆粒組構與力學性質的釐清。

表 2.2 地滑地質分類準則(藤原明敏，1979)

名稱	岩心形狀 色調	符號	說明
崩積土	土、砂狀 褐色	Dt	夾雜礫石之土、砂及受擾動之土壤等，呈褐色
強風化岩	黏土狀 原岩色	W1	與原岩色呈同一色調知粘土、粗砂或砂質粘土等，且仍保持岩層之原組織。若成褐色者，以 W1'表示
中風化岩	礫狀 (徑 2~30mm) 原岩色	W2	與原岩色呈同一色調之碎塊岩心，地表之露頭富含裂隙。若成褐色者，以 W2'表示
弱風化岩	圓片狀 (5~10mm) 原岩色	W3	與原岩石呈同一色調之圓形或片狀岩心，但地表之露頭為新鮮岩盤。若成褐色者，以 W3'表示
岩盤	棒狀 (長>50mm) 原岩色	Rf	新鮮岩盤，不論何種岩性均可取得棒狀(長度>50mm)之岩心

2.1.5 梨山崩積地區概況

本研究以梨山崩積地區為研究場址，以下針對梨山崩積地區之基本概況做說明。

地理位置與交通

梨山崩積地區位於中橫公路(台八線)與中橫公路宜蘭支線(台七甲線)交會處，行政區劃隸屬於台中縣和平鄉梨山村(圖 2.4)。中橫公路西起台中縣東勢鎮，沿大甲溪河岸經和平、谷關以及德基水庫行至梨山，長 82 公里；中橫公路繼續東行翻越大禹嶺後可抵達花蓮，長 137 公里；中橫公路宜蘭支線由梨山向東北經由思源啞口可抵達宜蘭，長 112 公里。921 大地震以後，台八線谷關至德基路段坍方，迄今尚未修復，目前僅能由東勢沿台八線至和平鄉轉接台二十一線，至埔里後接台十四線往霧社，再由台

十四甲線經合歡山及大禹嶺至梨山。

地形

梨山崩積地區面積約為 230 公頃。北部以大甲溪為界，大甲溪為台灣中部之主要河川，發源於思源啞口附近標高 2,560m 之山峰，向西南流經思源、勝光、志良，在環山部落與松茂之間與合歡溪匯流，沿岸常見曲流、沖積扇與河階的地形景觀。大甲溪河谷兩岸偶有岩盤裸露，其坡度約 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ ，河谷上部接近山脊處，偶顯露老年期地形特徵，留有侵蝕或沉積的遺跡，山腰上則分佈著起伏的大小丘陵地，為標準的地滑地形。梨山崩積地區則位於台七甲線與台八線交會處向北傾斜之坡面，地勢標高在海拔 1800m~2100m 之間，由南向北遞降；南側稜線為福壽山農場 (2,232m)，向北下降至大甲溪河床(1,400m)，形成一集水區。工研院能資所(1993)將梨山崩積地區大致以集水區內之主要河谷為界，由西到東劃分為西區、東南區、東北區三個地滑區(圖 2.5)。

地質

梨山崩積地區在地質分區上，係位於中央山脈之脊樑山脈地質區之西側邊緣，出露之地層屬中新世之廬山層，主要由黑色至深灰色板岩 (slate)、千枚岩(phyllite)、硬頁岩(argillite)及深灰色硬砂岩互層所組成，偶有零星散佈之泥灰岩團塊，劈理構造發達(何春蓀，1986)。而梨山崩積地區之廬山層，以大規模不同程度的風化板岩為主，岩性較為單調，偶夾 2~8cm 之砂岩以及石英脈。根據工研院能資所(1993)地表地質調查結果，梨山崩積地區之地層走向約呈 $N15^{\circ}\sim 45^{\circ}E$ ，向東南傾斜 $15^{\circ}\sim 35^{\circ}$ ，與其區域地質之岩層走向大致相符(圖 2.6)，並發現在河谷處之層面及劈理的傾

斜角度近乎垂直，但在稜線或山坡上轉為平緩，認為此一現象可能是因岩性軟弱及河谷解壓，造成邊坡頂部岩層潛移翻倒所致。富國技術工程公司(2001)進行排水廊道開挖之地質調查，在崩積層底部量測岩層位態資料，經統計結果顯示劈理平均位態為 $N36^{\circ}E/32^{\circ}SE$ ，並有三組高角度節理：
(1) $N32^{\circ}W/86^{\circ}SW$ ；(2) $N29^{\circ}E/83^{\circ}SE$ ；(3) $N32^{\circ}W/86^{\circ}SW$ 。

氣象

梨山地區年平均氣溫 $15.2^{\circ}C$ ，年平均降雨量 2,152mm(民國 85~91 年，梨山監測站資料)，全年中 2~9 月之月平均雨量均達 190mm 以上，其中 5 月、6 月之平均雨量達 514mm，自 11 月至翌年 2 月為乾季，雨量僅及年雨量之 20.2%，降雨量主要受台灣地區梅雨季節及本區地形所影響。



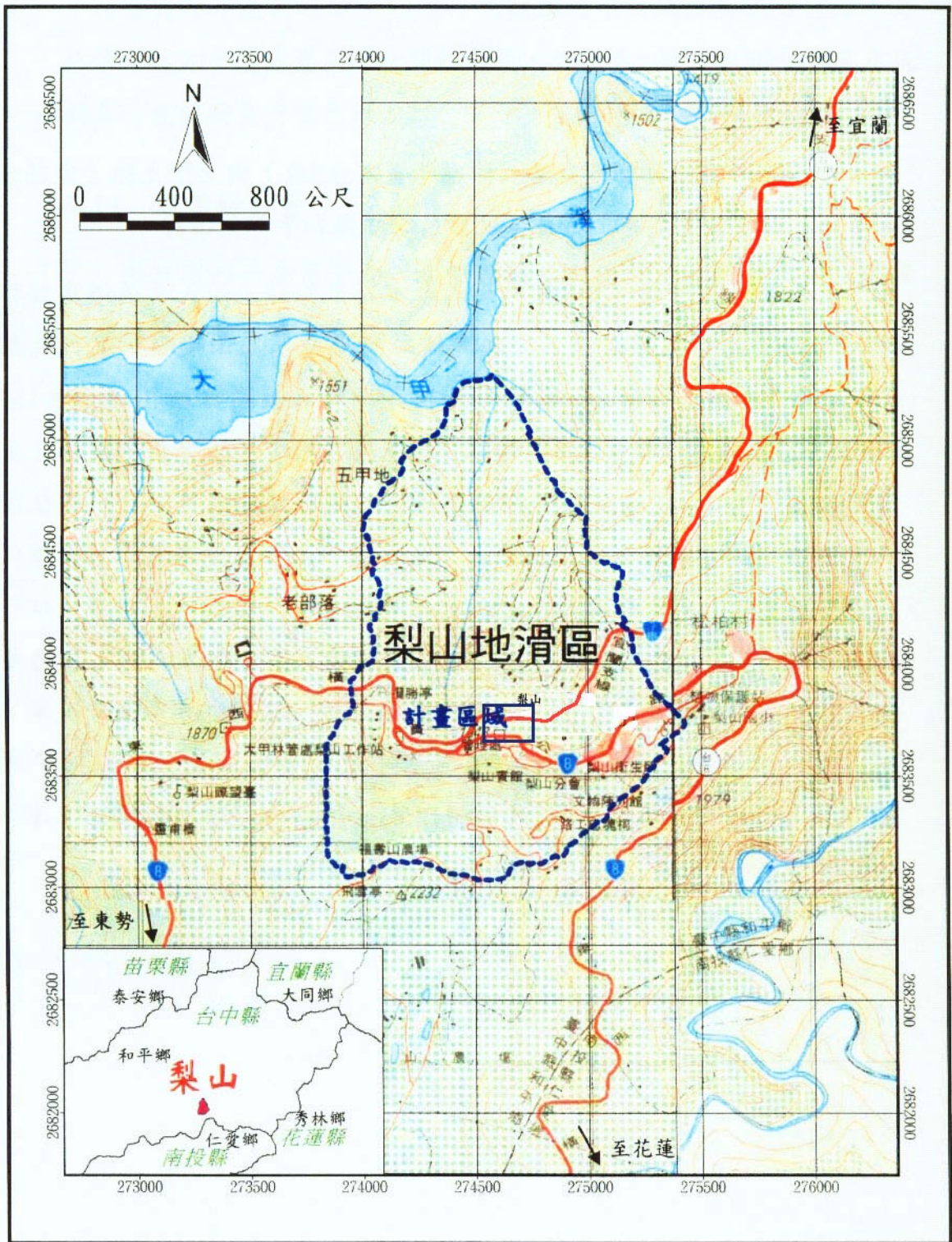


圖 2.4 梨山地理位置圖(摘自水保局二工所，2005)

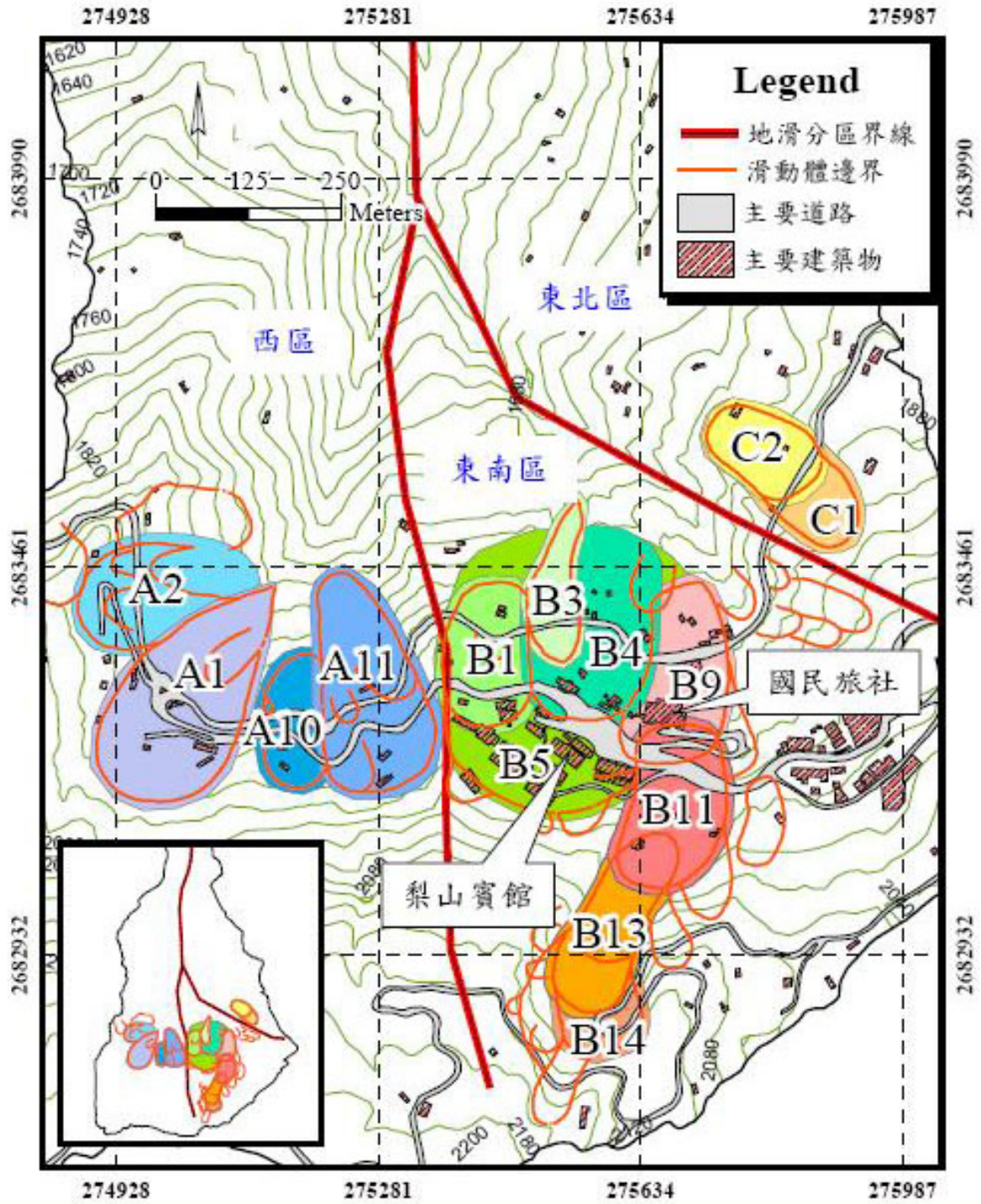


圖 2.5 梨山地滑分區與滑動體位置圖(摘自劉岫雲，2003)

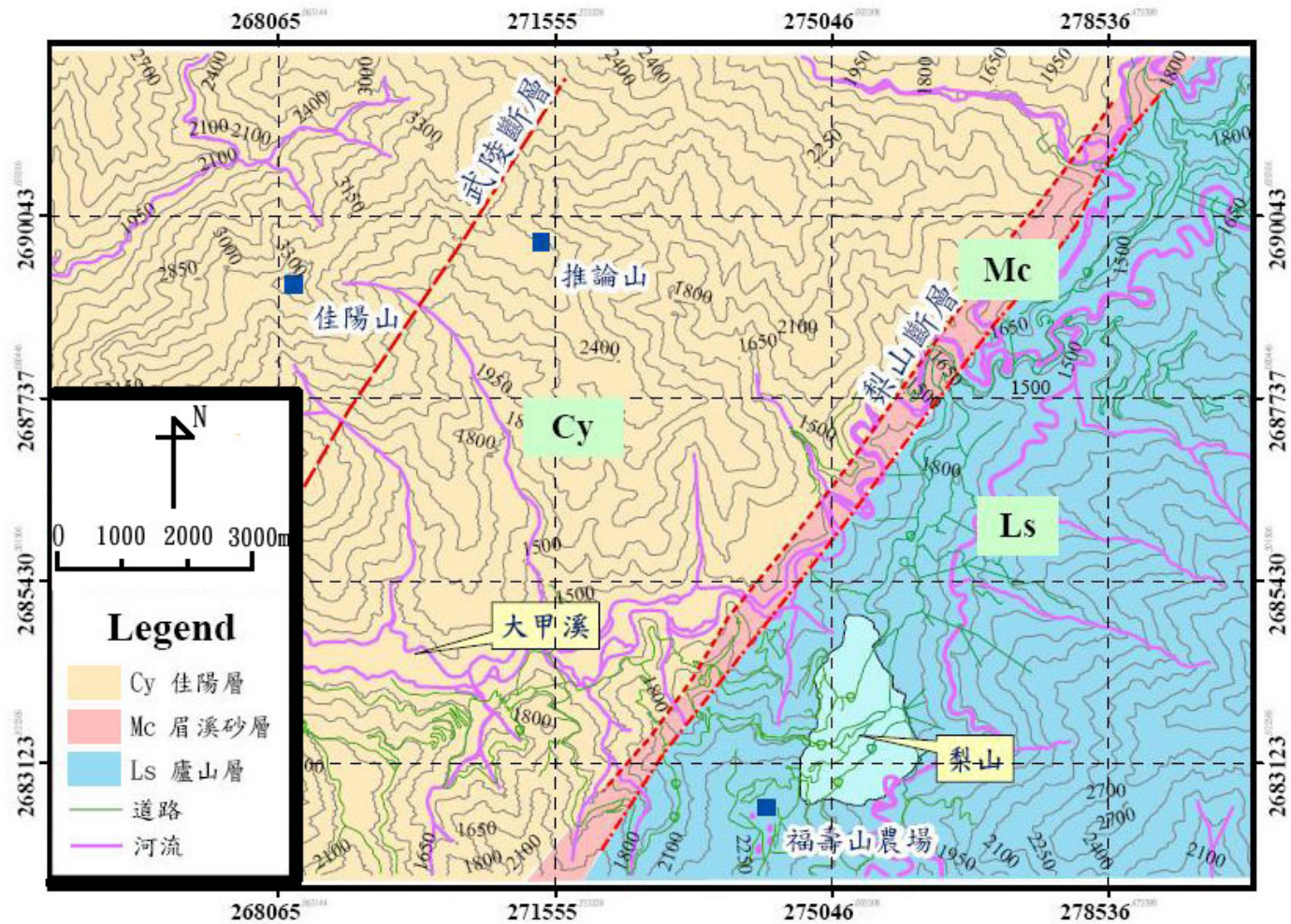



圖 2.6 梨山地區區域地質圖(修改自劉岫雲，2004)

2.2 鑽探及取樣方法

2.2.1 鑽探方法

一般進行鑽探的目的主要有二：一為利用鑽機及岩心管(core barrel)採取岩心以供研判鑽探深度範圍內之地下地質情況，並將所取之岩心進行各項力學試驗；二為利用鑽孔進行各種現地孔內試驗如孔內造影、孔內波速量測等。鑽探方法根據其使用的鑽頭機器設備、機械操作方式及現地地質環境狀況如地下水的位置、是否為崩積土、岩層破碎程度等，而有沖洗法(wash boring)、螺鑽法(auger drilling)、衝擊法(percussion)以及旋轉法(rotary drilling)等四種方式(謝敬義，1990)，以下針對四種方式作整理：

(1) 沖洗法(wash drilling)



沖洗法利用長約 1.5 至 2 公尺之導管(drive pipe)先行打入地下，然後利用配有特殊鑽頭及橫向出水孔之鑽桿以高壓水流，在導管內上下來回沖洗，將導管內之土壤沖出底面。此種鑽探法適合一般之砂質土壤，對於含有大量礫石土壤則不適用。鑽近深度受導管所能貫入地下深度而受限，一般約 10 公尺左右。沖洗出之土壤碎屑雖可大致瞭解土壤層之情況，但因部份土壤顆粒已遭破壞，無法進行其他室內力學試驗。一般用以埋設抽水井或基樁，不適合地質探查之目的。

(2) 螺鑽法(auger drilling)

螺鑽法以人力或機械之方式旋轉穿入地下，使地下之土壤沿螺紋之紋路反向擠出地面。螺鑽法簡單快速，以人力之方式深度通常無法達到 5 公尺以上，目前大都利用手提式輕便馬達帶動鑽桿方式鑽掘，則深度可達

10 餘公尺，或搭配大動力之機械式螺鑽機，其口徑約 10 吋至 14 吋，用以設置預壘裝等樁基礎。而螺鑽法主要針對黏性土壤，但須在地下水位以下孔壁能自立者較為適用。

(3) 衝擊法(percussion)

衝擊法利用帶有空壓設備動力之鑽機，由鑽頭快速之前後振動以達到鑽進的目的，此法因振動劇烈而易擾動土壤或岩石，不適用於採樣，但鑽進速度快，在進行岩栓或地錨安裝時大都採用此法。

(4) 旋轉法(rotary drilling)

旋鑽法則為地質鑽探中最普遍採用的方式。係利用鑽機以高速旋轉方式，配合各種不同目的之鑽頭以及高壓水流在鑽進之同時將岩屑沖出地表，其鑽探深度可達數百公尺。



2.2.2 取樣方法

一般取樣方式有兩種，一為傳統取岩心方式(conventional coring method)，一則為鋼索取岩心方式(wireline drilling system)。傳統取岩心方式提取岩心時，需將所有的鑽桿抽拔，方能將置於鑽桿底部之取樣器中的岩樣取出；鋼索取岩心方式則毋須將所有鑽桿抽拔，僅需卸下鑽機鑽桿接合處，利用鋼索將置於鑽桿底部之岩心取樣器吊掛出，過程對岩樣擾動程度甚低(劉武志，1995)。取樣用之岩心筒為鑽進時，岩樣儲存之場所。而在鑽探時需用水冷卻鑽頭並將岩屑沖出地表，因此在鑽進作業中，若深度愈深，則此水之循環將產生相當之水壓與流速，若直接與岩心接觸，對於較軟弱岩石，如頁岩、泥岩或劈理發達之板岩，將影響岩心之提取率，為

避免岩心全面與水接觸，岩心筒可分為單層岩心筒(single tube core barrel)、雙層岩心筒(double tube core barrel)，及三層岩心筒(Treble tube core barrel)如圖 2.7 所示。

單層岩心筒因水流經鑽桿直接流入岩心管，全面與岩心接觸故不適用於軟弱破碎地層。雙層岩心管之設計使岩心管之前端沿外管與內管之間之空隙流入鑽頭之水槽，不致於與岩心直接接觸，故對於軟弱破碎之地層可獲得較佳之提取率。岩心管提出地面後岩心儲存在內管與內管壁緊緊相黏，取出岩心須大力敲打岩心管而損害岩心之完整，因此又發展出三層岩心管，將內管分為兩層，而最內層為可分裂式，岩心可直接剝開取出，可保持岩心之完整。

本研究取樣方式為鋼索取岩心法取樣搭配三層岩心筒，其詳細運作方式留待 3.1 鑽探與現地試驗規劃說明。

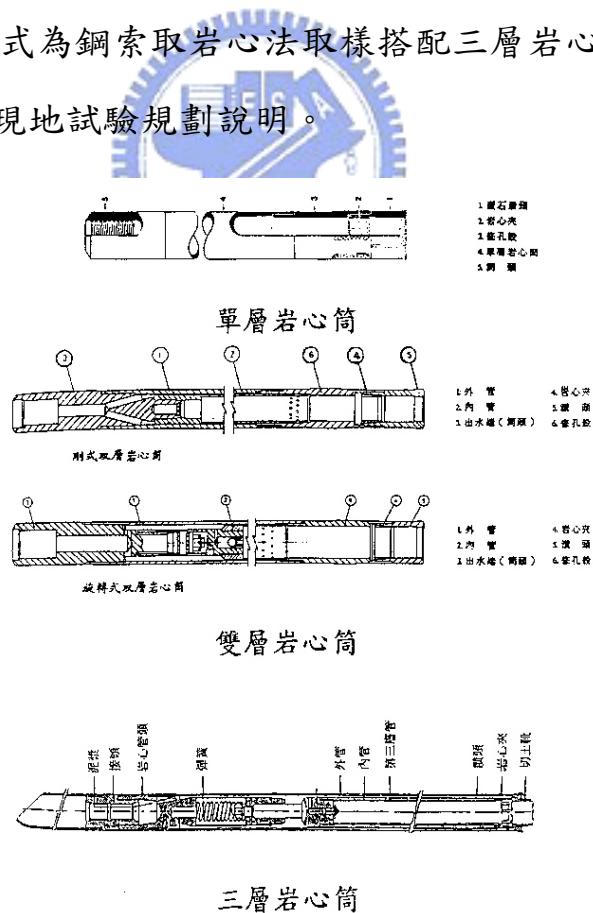


圖 2.7 岩心筒種類(劉武志，1979)

2.3.3 介質材料

鑽探時必須使用循環水，循環水可冷卻鑽頭與鑽具，並且將孔底岩屑帶出孔外。循環水本身的黏性、比重影響鑽探時岩屑排出的效率。一般鑽探以清水作為循環水即可獲得清除岩屑的良好效果(假定孔內不漏水)。但考慮鑽進深度與地層狀況，則有其他作為循環水之介質材料謝敬義(1990)。陳賀瑞(1997)曾將數種介質材料之比較如表 2.3。

過去梨山崩積地區之鑽探取樣大多採用清水為循環水進行傳統旋鑽法鑽探，並用三套管進行取樣，但其岩心取樣率甚低。工研院(1993)針對梨山崩積層大規模鑽探亦採用鋼索取樣，採用鑽探孔徑為 NX 但其軟弱層取樣率相當低。而中風化板岩及弱風化板岩應有少量黏土膠結物存在，但觀其岩心照片研判應為鑽探水洗消失(圖 2.8)。針對其循環水之使用做改良，本研究採用超泥漿®高分子穩定液作為鑽探循環水，其詳細介紹與比較留待 3.1 鑽探與現地試驗規劃在做詳細說明。

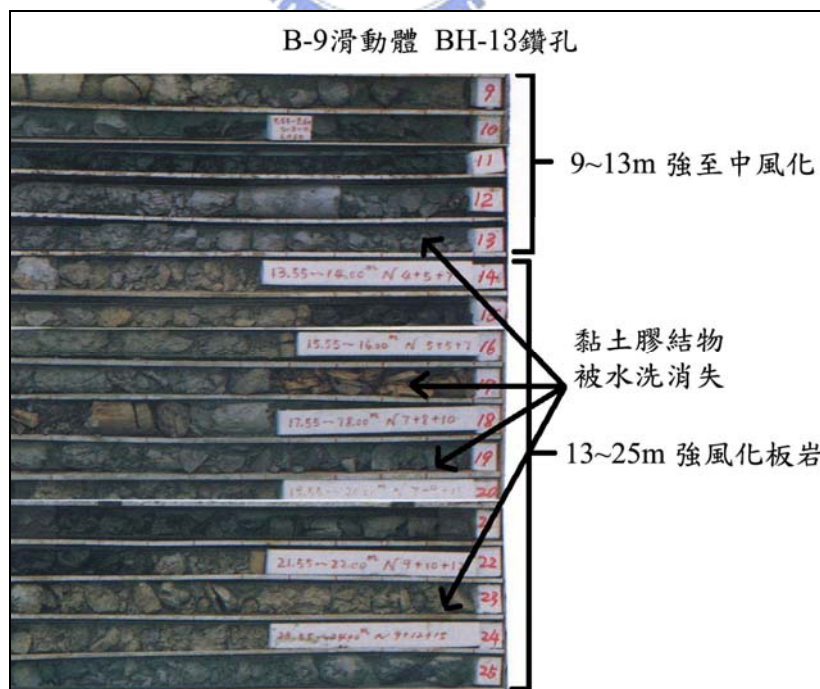


圖 2.8 鑽探水洗造成膠結物消失

表 2.3 鑽探介質材料之比較(修改自陳賀瑞，1997)

介質種類	優點	缺點	適合地質情況
空氣	<ol style="list-style-type: none"> 1.取得最容易 2.免費 3.最適合鑽孔 	<ol style="list-style-type: none"> 1.鑽具嚴重震動影響取樣 2.產生大量塵埃與噪音 3.施鑽深度較淺 	任何地層
水	<ol style="list-style-type: none"> 1.取得較容易 2.輔助機具簡單 3.可有效冷卻鑽頭 4.施鑽深度較深 	<ol style="list-style-type: none"> 1.容易對地層造成擾動 2.影響地層之含水量 3.對軟弱地層取樣率低 4.套管使用率較高 	<ol style="list-style-type: none"> 1.堅硬、完整岩層 2.一般土層
泥漿	<ol style="list-style-type: none"> 1.形成泥壁防止鑽孔崩坍，可省略套管使用 2.適當比重之泥漿，可封閉岩層之裂隙防止漏泥 3.可抑制高壓地層內氣體或流體之突出 4.有黏性，可降低衝擊速度，減少地層擾動 5.施鑽深度相當深 	<ol style="list-style-type: none"> 1.泥漿的調配不容易 2.對環境造成污染 3.對人體有害 4.輔助設備設置較複雜 5.價格較貴 	<ol style="list-style-type: none"> 1.地熱鑽井 2.含高壓流體之地層 3.海域沖積礦床 4.較破碎之地層
泡沫	<ol style="list-style-type: none"> 1.拌合容易 2.下沖速度低，減少對機具之震動 3.具有穩定孔壁作用，可延緩施加套管的時間 4.減少孔壁摩擦力，使套管之施加或拔除較省力 5.無毒性，不會造成環境污染 6.所需水量較少 	<ol style="list-style-type: none"> 1.膠結較緊密地層不適合 	<ol style="list-style-type: none"> 1.軟弱地層 2.破碎地層

2.3 現地孔內造影

現地孔內造影係利用影像擷取設備直接在鑽孔孔壁內擷取孔壁的影像資訊，此方法可獲得直接的孔內影像畫面、或 360 度的孔內照片，經由影像分析而得到現地岩體的性質，例如不連續面之位態。其優點在於能夠得到最直接孔內狀況，可消除岩心取樣過程中，對岩心擾動的影響。而孔內造影的技術主要有(U.S. Army Corps of Engineers，1982)：

- (1)鑽孔內視鏡(Borescope)
- (2)孔內攝影機(Borehole Television)
- (3)孔內照相機(Borehole Camera)
- (4)孔內拓印法(Impression Packer)
- (5)孔內造影儀(Borehole Televiewer)

以下針對五種孔內造影方法加以說明：



(1) 鑽孔內視鏡(Borescope)

鑽孔內視鏡為一簡單的管狀潛望鏡，搭配光學放大器和一光源，通常以手持的方式將儀器下降至孔內，或是用一簡單的三腳架支撐。鑽孔內視鏡管可觀測鑽孔軸向或鑽孔徑向的影像，末端也可另外加裝照相機。

(2) 孔內攝影機(Borehole Television)

孔內攝影機為一個閉路電視攝影機，其可將鑽孔影像經由攝影鏡頭錄製在傳統的錄影帶上，試驗過程類似拍攝影片的過程，過程中可以加入外在聲音，如操作者針對即時的鑽孔影像說明判釋之語音，一般完整的孔內

攝影機試驗裝置尚包括連結纜線、螢幕，以及操作平臺。孔內攝影機可視需求更換軸向攝影鏡頭和徑向攝影鏡頭。

(3) 孔內照相機(Borehole Camera)

孔內照相機為 360 度同時時間拍攝孔內內壁影像的照相機，其裝置如圖 2.9 所示，為不鏽鋼且防水之材質，內裝特定規格之照相底片，拍攝時孔壁之 360 度影像透過石英視窗(quartz window)經由圓錐鏡(cone mirror)投影後，由軸向方向之鏡頭接收，使環狀的孔壁影像攤開成平面影像成像在底片上，而孔壁照片為避免遺漏而採取部分重疊的方式拍攝。孔內照相機內建閃光燈、羅盤儀以及測傾儀。

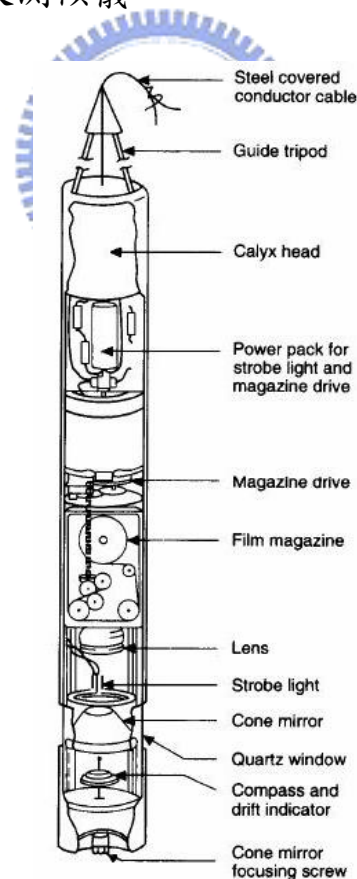


圖 2.9 孔內照相機(Borehole Camera)(摘自 Clayton, et al., 1995)

(4) 孔內拓印法(Impression Packer)

孔內拓印法為一擷取鑽孔內不連續面軌跡的方法，主要利用一個橡膠封栓，作為拓印的媒介，將儀器下放至鑽孔內之特定位置，加壓使其橡膠封栓膨脹而接觸鑽孔孔壁，藉此壓印孔壁之不連續面軌跡。其裝置示意圖如圖 2.10 所示(Clayton, et al., 1995)。

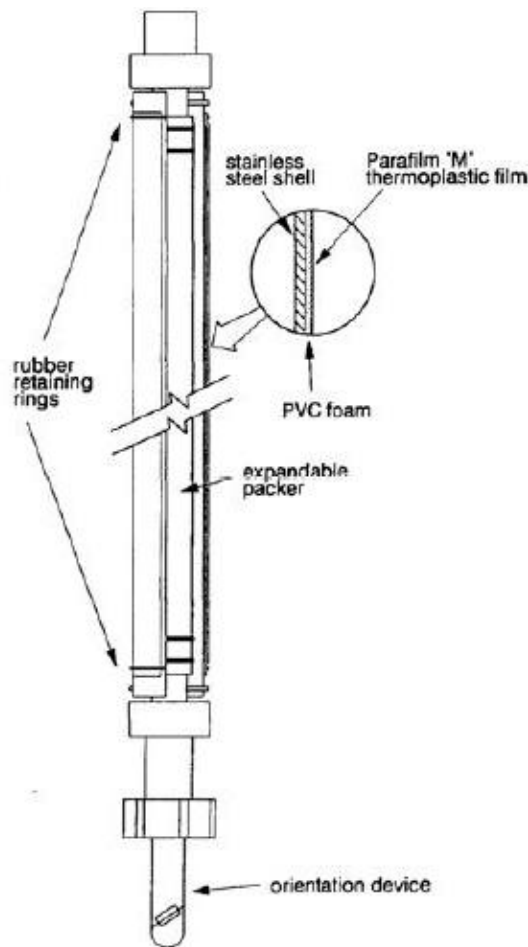


圖 2.10 孔內拓印法(Impression Packer)儀器示意圖(摘自 Clayton, et al., 1995)

(5) 孔內造影儀(Borehole Televier)

孔內造影儀可分為孔內聲波造影儀(Borehole Acoustic Televier)以及

孔內光學造影儀(Borehole Optical Televier)。孔內聲波造影儀原理是利用聲波探測器於鑽孔內由下而上地取得孔壁 360 度影像，聲波探測器為一種可發射聲波及接收孔壁所反射聲波的裝置，用來擷取孔壁反射聲波的振幅(amplitude)及來回走時(traveltime)。聲波之傳遞必須有孔內水作為傳遞介質，其影像資料為反射聲波的振幅與來回走時所計算呈現的對比影像，故無論孔內水清澈或混濁皆可施作。

孔內聲波造影儀包括內建數位測傾儀及羅盤儀，可用來判別有影像掃瞄時探測器的傾角與方位，記錄各探測深度傾角與方位，並藉由傳輸裝置回傳孔壁反射訊號至放置於地表面的資料接收器。進一步分析孔內聲波影像與探測器之傾角與方位，即可得地層不連續面走向與傾角等資訊。

圖 2.11 為孔內聲波造影儀原理說明圖，圖 a.顯示一傾斜平面(incline plane)與圓柱狀岩心相交的情形，該傾斜平面與水平面(horizontal plane)相交，其最大角度即為傾角(dip)，傾角所指方向稱之為傾向(dip azimuth)。傾斜平面與水平面交會出的線則為走向(strike)。利用簡單幾何與三角函數關係，可以展開圓柱狀正圓在傾斜平面的橢圓投影，圖 b.則為橢圓投影展開之軌跡圖，軌跡圖含有偏移角(θ)，與傾斜角(dip, ρ)，將其繪製於直徑為 1 單位的正圓上，可得該傾向與正北旋轉方向(θ)以及投影量(ρ)，如圖中 c.與 d.。

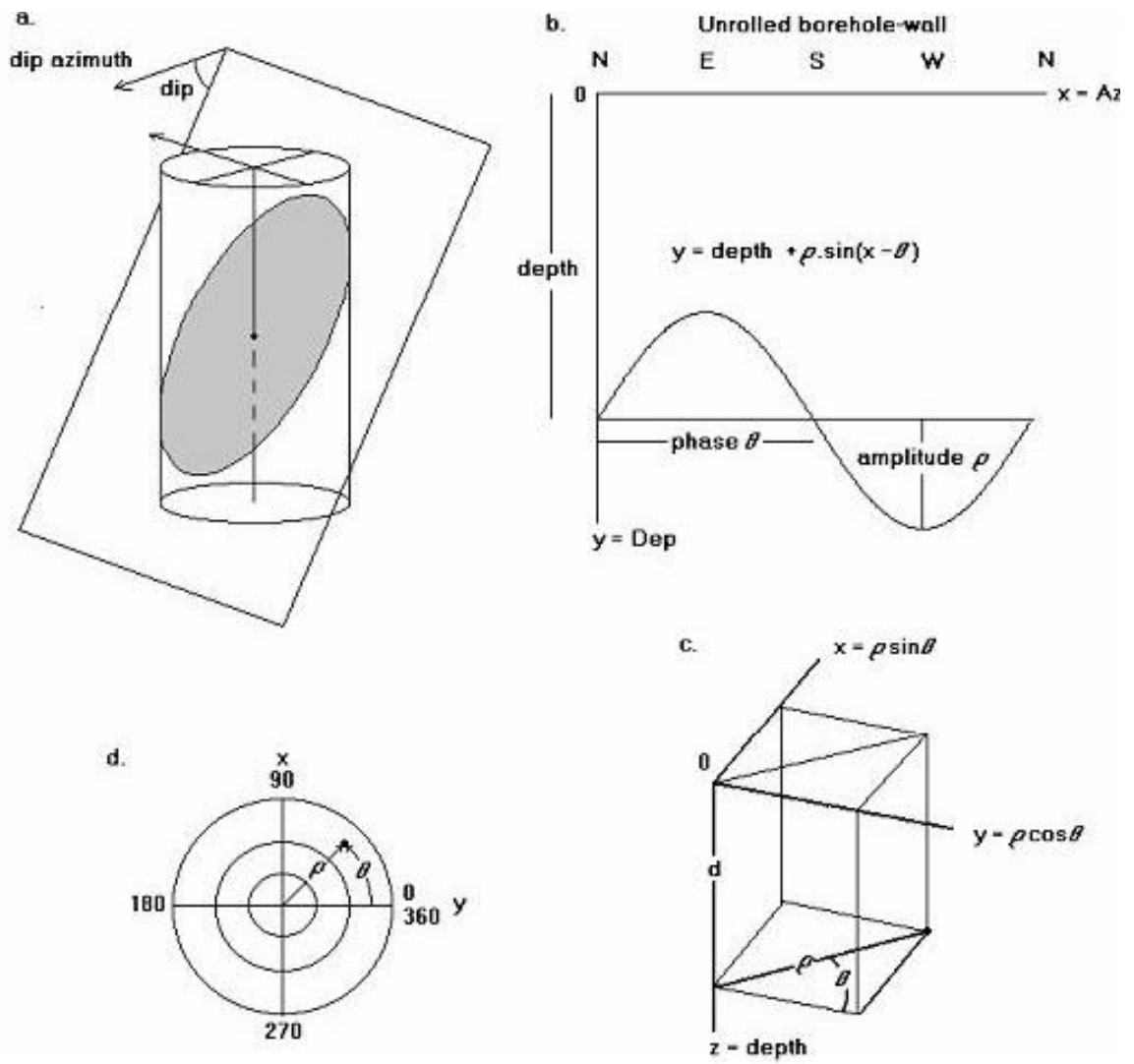


圖 2.11 孔內聲射造影原理(摘自 Siddans and Worthington, 2002)

孔內光學造影儀利用自身光源照射孔壁的同時，將孔壁影像掃描紀錄，此為鑽孔最直接的影像，而與孔內攝影機(Borehole television)不同點在於孔內光學造影儀如同孔內照相機一樣，可接收同一鑽孔深度 360 度的孔壁狀況，且資料為數位影像檔案，可以匯入儀器所搭配之分析軟體進行地層不連續面分析。圖 2.12 為孔內聲波造影儀裝置示意圖，儀器下端為超音波感測元件，而孔內光學造影儀與孔內聲波造影儀不同處為感測元件部份改為感光元件，即電荷耦合元件(Charge Coupled Device, CCD)。

本研究使用之造影設備為孔內聲射造影儀與孔內光學造影儀。茲整理各種孔內造影方法之特性與缺點如表 2.4 所示。

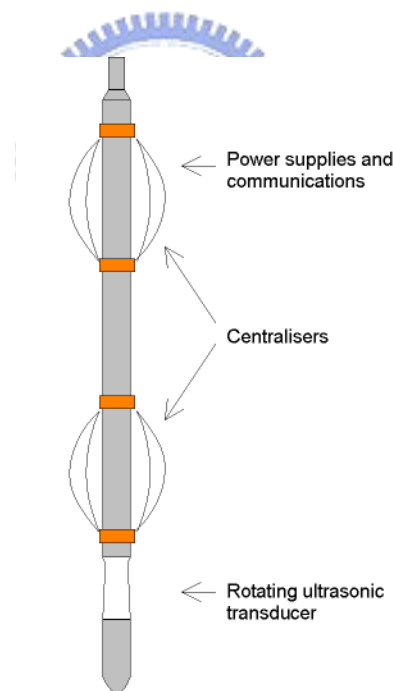


圖 2.12 孔內聲射造影儀裝置示意圖

表 2.4 現地孔內造影方法之比較

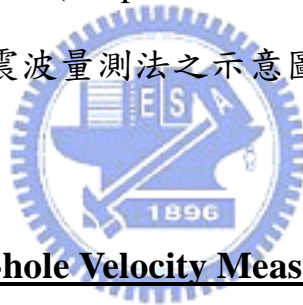
造影方法 (資料記錄方式)	特點	缺點
鑽孔內視鏡 (直接觀測或 加裝照相機)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 價格便宜 2. 操作簡便 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 影像品質不佳 2. 缺少定位裝置 3. 資料無法進行進一步孔內不連續面分析
孔內攝影機 (錄影帶)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 可獲得鑽孔連續性資料 2. 可附加語音判釋 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 影片格式的資料對於地層不連續面分析有困難 2. 缺少定位裝置 3. 無法獲得同一深度 360 度孔內影像
孔內照相機 (彩色照片)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 可採部分重疊拍攝方式獲得連續性資料 2. 照片解析度較高，獲得資料品質較佳 3. 經由圓錐鏡投影，可獲得鑽孔 360 度影像資料 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 孔內水混濁將影響照片品質
孔內拓印法 (橡膠封栓薄膜)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 可獲得鑽孔 360 度資料 2. 可加裝定位裝置 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 無法得到連續性資料 2. 對孔壁施加壓力，若遇軟弱地層，解壓時容易有崩孔危險
孔內聲波造影儀 (數位元元影像檔案)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 可獲得鑽孔連續性資料 2. 可獲得鑽孔 360 度影像資料 3. 無論孔內水清澈與否皆可施作 4. 影像資料由超音波能量反算，解析度高 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 超音波傳導需有介質，孔內無水狀況下無法擷取資料 2. 為考慮影像解析度，施測速度緩慢，約 2m/min
孔內光學造影儀 (數位元元影像檔案)	<ol style="list-style-type: none"> 1. 可獲得鑽孔連續性資料 2. 無須介質傳遞，可直接掃描鑽孔 360 度影像資料 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 孔內水若混濁將影響影像品質 2. 為考慮影像解析度，施測速度緩慢，約 1m/min

2.4 現地孔內震波量測

現地波速量測方法一般可分為需要鑽孔與不需要鑽孔兩種。需要鑽孔之探測法雖然單價較高，但可以量測到比較精確之波速剖面。本研究採用需要鑽孔之波速量測，因此以下針對需鑽孔之探測法加以說明與比較。需要鑽孔之探測法有(林忠義，1999)：

- (1)跨孔式探測法(Cross-hole Velocity Measurement)
- (2)下孔式(Down-hole Velocity Measurement)
- (3)上孔式(Up-hole Velocity Measurement)
- (4)懸垂式 P-S 波量測法(Suspension P-S logging measurement)

圖 2.13 為四種孔內震波量測法之示意圖，以下分別討論這四種方法：



(1) 跨孔式探測法(Cross-hole Velocity Measurement)

跨孔式探測法係在孔內以爆炸或機械震源方式產生體波(Body Wave)，並由附近鑽孔內之受波器接收。受波器必須貼緊管壁，震源和受波器量測位於同一高程，進行水準方向之波速量測，可測得 SH 波、SV 波和 P 波波速剖面(Hoar，1982)。跨孔式探測法鑽孔間距若太大，則無法偵測到兩高速地層間之低速薄層。另外若鑽孔偏斜，則導致以不正確之波傳遞路徑計算波速，將造成嚴重誤差(Schwarz and Musser，1972)

Stokoe and Hoar (1981)在黏土場址進行跨孔式探測，發現自然土壤震源(不加套管)與套管震源所量測到之波速大致相等，但是套管內震源卻有較小之應變量及較不明顯之剪力波和壓力波到達。

(2) 下孔式探測法(Down-hole Velocity Measurement)

下孔式探測法係在鑽孔旁地表以爆炸或機械震源方式產生震波，以固定於鑽孔內任一深度之受波器量測震波。而受波器通常也可放置多個於不同深度，施作時僅需單一鑽孔及小區域之試驗操作空間。震源激發時主要產生 P 波和 SH 波，而波傳路徑沿著鑽孔成一直線，且傳遞路徑隨量測深度而增加。

(3) 上孔式探測法(Up-hole Velocity Measurement)

其試驗方法類似下孔式探測法，主要的差別在於震源和受波器的位置正好相反，其震源位於孔中，而受波器置於地表面。通常採用爆炸當作震源，產生顯著之壓力波，使得剪力波信號產生衰減，因此較少使用於剪力波量測。



(4) 懸垂式 P-S 波探測法(Suspension P-S logging measurement)

懸垂式 P-S 波探測法，主要裝置是一含有兩組受波器和一震源產生器之探測管，兩組受波器間距 1 公尺。量測方式是將一電磁式探測管置於含有液體之孔中，震源產生平行於管壁走向之震波，經由周圍岩層之傳導可由兩組受波器同時接收到(Nigbor and Imai, 1994)。施作時僅需一鑽孔及小區域的操作空間，且可不需要套管，由於震源和受波器乃跟隨著纜線一同下降至鑽孔內部施測，所以可以量測較深之地層。其資料擷取及控制監測裝置可將訊號疊合以克服雜訊的問題。每隔 1 公尺可決定正確之速度，最小可量測 20cm 之地層速度。

本研究採用懸垂式 P-S 波探測法。不同種類之量測方法，適用於不同之現場狀況，茲整理各種孔內量測方法之特性與缺點如表 2.5 所示。

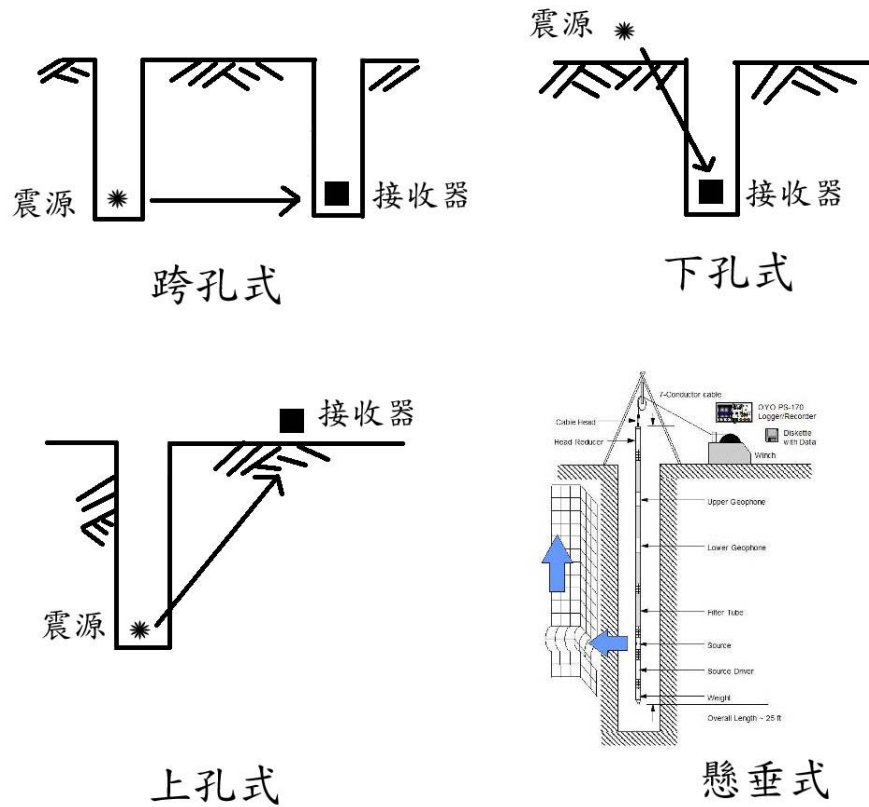


圖 2.13 現地孔內震波量測示意圖(修改自 Ogura, 1988)

表 2.5 現地孔內震波量測方法之比較(李咸亨，1990)

探測法	特點	缺點
跨孔式	<ol style="list-style-type: none"> 1. 價錢高(至少需要兩個鑽孔) 2. 主要產生 P 和 SV 波 3. 任一量測深度，波傳遞路徑保持固定 4. 比下井探測需要更多的操作空間 5. 可使用適當之機械裝置製造正反向之剪力波能 6. 若用塑膠套管，其結果不受套管影響 7. 在層狀土層中，靠近量測深度之高速土層容易產生折射現象 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 在層狀地層中，會有折射現象存在且到達時間將以最快路徑通過較高速地層 2. 此方法不能量測已知地層之平均速度 3. 不能使用於雜訊大之區域 4. 鑽孔垂直向偏差不可太大
下孔式	<ol style="list-style-type: none"> 1. 價錢低(僅需使用一個鑽孔) 2. 主要產生 P 和 SH 波 3. 波傳路徑沿著鑽孔成一直線，且傳遞路徑隨量測深度而增加 4. 容易製造正反向之剪力波震源 5. 所激發之剪力波傳遞方向與土層面近乎垂直，因此折射與反射之 V_p 及 V_s 量很小 6. 決定剪力波速為土層之平均剪力波速 7. 試驗僅需要小區域操作空間 8. 在雜訊區可藉訊號疊合技巧改善震波品質 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 訊號雜訊比隨深度增加而減少 2. 不能使用於雜訊大之區域 3. 量測結果受套管影響
上孔式	<ol style="list-style-type: none"> 1. 必須使用爆炸當震源 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 現場探測易造成坍孔 2. 量測到的訊號資料無法藉由震波訊號的對稱性。判定時間。
懸垂式	<ol style="list-style-type: none"> 1. 僅需一鑽孔，且可不需套管 2. 可快速量測並可量測較深之地層 3. 每隔 1 公尺可決定正確之速度，最小可量測 20cm 之地層速度 4. 試驗僅需要小區域操作空間 5. 藉由訊號疊合技巧可在雜訊大之區域使用 	<ol style="list-style-type: none"> 1. 在不飽和土壤較難量測 P 波 2. 兩受波器僅相距 1m，波傳遞路徑太短，到達時間誤差較大 3. 試驗時必須充滿鑽孔液

2.5 數值地形模型(Digital Terrain Model)

數值地形模型(Digital Terrain Model, DTM)是一種可以由電腦儲存、讀取與分析的地面高度資料。在 1950 年代中期，其概念由麻省理工學院的 Miller and Laflamme(1958)首先提出，所運用的方法為研究人員在規則分佈或是依照所需之特定格式的樣本點，登錄地面的高程資料，應用於工程上如公路選線與土方計算等範圍。

數值地形模型可以定義為一個結構化具組織性的資料庫，以 X、Y、Z 三維座標來表現地形表面(Welch, 1990)。數值地形模型的資料為數位化的地形表面高程數值，目前被廣為討論的數值地形模型有三種模式，其共通的特性乃以有限的地面樣本點高度來表現地形起伏的特徵，同時也代表了三種不同的抽樣方式。以下即為此三種模式的特性(黃明萬, 2001)：

(1) 規則網點(regular grid)

此屬點模型之一種，沿著垂直正交的網格，在每一個網格交點上量取其高度值，將這些高度值登錄成一個規則矩陣的結構，如圖 2.14 左

(2) 不規則三角網(triangulated irregular network)

此亦屬點模型之一種，Peucker 等(1978)提出以一組不規則分佈的樣本點及其所圍成的三角面，如圖 2.14 中，來代表地形起伏。三角網格點線段的位置，一般座落於稜線及谷線的地區，其所表現的地形特徵為地形構造的脈絡。根據點和線的交集所獲得的三角面所表現的即為獨立的邊坡單位，一個三角面具有其所應表現的坡度及坡向。

(3) 數值等高線(digital contour)

數值等高線屬於線模型，此格式和傳統地形圖上的等高線非常類似，其中的不同點在於數值等高線乃是由一連串離散的點所組成，而非傳統地形圖上類比式的連續曲線。事實上，電腦的數值地形資料是以一連串座標值(X, Y)加上高程值來展現地形面的高度，如圖 2.14 右。數值等高線的取樣方式是以地形面垂直方向上的固定高差為取樣的依據；當一個地區內的高程差大於一個等高線區間時，則必有一條等高線被登錄；但如果某地區內的地形起伏沒有超過一個等高線的區間時，無論一個地形單元的起伏在水準方向延伸多少距離，都不會被登錄成一條等高線。

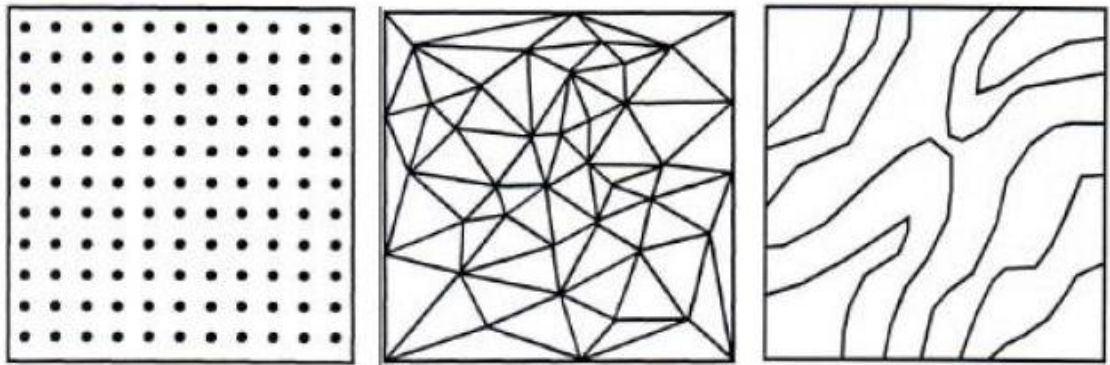


圖 2.14 數值地形模型的三種模式(摘自黃明萬，2001)

本研究使用於地形分析之數值地形模型以不規則三角網(triangulated irregular network)為主要類型作為分析標的。但以 ArcGIS 軟體建構不規則三角網時乃由規則網點(regular grid)轉換而來。本研究規則網點採用 5m×5m 之 X、Y、Z 座標(即每隔 5m 就有一筆包括二度分帶座標與高程值的資料)建構。而 ArcGIS 軟體亦可由不規則三角網匯製出數值等高線(digital contour)套疊至正射影像上表現。