

行政院國家科學委員會專題研究計畫 成果報告

子計畫：以碎形維度理論結合數位影像分析應用於土石流潛
勢之判定(1)

計畫類別：整合型計畫

計畫編號：NSC93-2625-Z-002-024-

執行期間：93年08月01日至94年07月31日

執行單位：國立臺灣大學土木工程學系暨研究所

計畫主持人：陳榮河

計畫參與人員：黃永鈴 黃永鳳

報告類型：完整報告

處理方式：本計畫可公開查詢

中 華 民 國 94 年 10 月 30 日

摘要

本研究針對土石流之地文及水文因子作探討，其中，地文因子部份探討土石流材料之空間分佈特性，特別針對現地無法進行採樣部份，以碎形理論探討粒徑分佈曲線，並加入「影像篩分析」的概念，研究如何模擬現地真實之粒徑分佈情形。

水文因子部份則探討土石流發生時孔隙水壓所產生之影響，將特別著重在土壤孔隙管道分佈之情形。其中，土壤內孔隙毛細管道之粗細與長短受土粒粒徑分佈之影響，因此毛細吸水能力亦將不同，進而影響土壤之抗剪強度等。本研究將碎形理論之觀念，應用於土壤顆粒篩分析上；利用篩分析資料獲致土粒大小分佈之碎形維度，並借保水試驗結果，結合碎形理論模式驗證之，以瞭解土壤孔隙之大小分佈特性。

此外，利用已建立之保水曲線之碎形理論模式，模擬毛細現象。並應用於物理模型試驗中，用以瞭解土體內部水壓力及含水量變化情形。本研究藉由結合材料性質、水文特性之關聯性，期望對土石流發生機制有更深入之認識，預期對未來土石流之潛勢之判定有所助益。

關鍵詞：土石流、發生機制、碎形維度、影像篩分析

Abstract

A general model which can identify potential debris flow ravines, including both geophysical and hydrological parameters, is developed. For the geophysical parameters, the fractal theory is employed to rebuild the in situ particle size distribution curve. For the larger sizes that are hard to be sampled in the field, the concept of image sieve analysis, employed to obtain the actual grain size distribution in the field.

On the other hand, for the hydrological parameters, this study focuses on the pore sizes and its distribution, concerning the pore pressures depend highly on the grain gradation of materials. The box-counting method of fractal theory is used on the analysis of soil sieve data. Then, the fractal dimension to respond the soil gradation will be obtained from the double-logarithm plot of grain size distribution curve. This fractal dimension is used to the fractal model for predicting the moisture retention curve.

In addition, a new device of water transporting test is developed in this project to measure the water content and the capillary pressure distributions due to simulated rainfall infiltration. Based on the experiment results, a water transportation model in the debris flow material can be constructed. Thus, the assessment of potential debris flow can also be made accordingly.

Keywords: debris flow, initiation mechanism, fractal dimension,
image sieve analysis

目錄及頁次

摘要.....	I
Abstract.....	II
目錄及頁次.....	III
表目錄.....	V
圖目錄.....	VI
第一章 緒論.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	2
1.3 研究方法.....	3
第二章 土石流之影響因子.....	5
2.1 土石流地文因子.....	5
2.2 土石流水文因子.....	8
2.2.1 降雨之影響.....	8
2.2.2 孔隙水壓之影響.....	9
第三章 影像於篩分析之應用.....	14
3.1 土壤顆粒分類方式.....	14
3.2 微觀特性之研究.....	17
3.2.1 斷層泥粒徑分佈之研究降雨之影響.....	17
3.2.2 模擬泥岩摩擦性質之研究孔隙水壓之影響.....	18
3.2.2 砂岩、頁岩以及碳酸鹽之研究.....	18
3.3 二維影像分析之研究.....	19
3.4 數位影像理論.....	21

3.5 二維影像分析模型試驗.....	23
第四章 碎形維度應用於篩分析.....	25
4.1 碎形理論.....	25
4.2 碎形理論應用於篩分析.....	28
4.2.1 方格覆蓋維度於篩分析試驗上之應用.....	28
4.2.2 同心圓覆蓋維度於篩分析試驗上之應用.....	35
4.2.3 現地與篩分析試驗之碎形維度差異.....	38
第五章 土壤保水曲線模式之建立.....	39
5.1 保水曲線相關研究.....	39
5.2 碎形維度應用於保水曲線.....	44
5.3 土壤保水曲線碎形模式.....	46
5.4 案例驗證.....	49
第六章 實驗規劃與設置.....	58
6.1 實驗規劃.....	58
6.2 實驗設置.....	60
6.3 雨量校正試驗.....	65
6.4 降雨強度.....	67
第七章 具體完成項目.....	70
參考文獻.....	73

表目錄

表 3.1 不同土壤分類系統之粒徑區間範圍.....	15
表 5.1 土壤保水曲線模式.....	41
表 5.2 土體之碎形維度值範圍.....	45
表 5.3 估算保水曲線之基本參數.....	57
表 6.1 水頭高與水量之關係.....	66
表 6.2 供給水量與模擬降雨強度之關係.....	68
表 6.3 台灣地區重要颱風之雨量資料.....	69

圖目錄

圖1.1 研究流程圖.....	4
圖2.1 土層內部水分累積示意圖.....	11
圖2.2 (a) Briones 地質剖面簡圖及水壓計位置示意圖.....	13
(b) 雨量記錄及Nest3 處所測之水壓記錄.....	13
圖3.1 海砂粒徑分佈之累積頻率曲線.....	16
圖3.2 義大利Ravaneto 區域影像拍攝位置之斷面全景.....	20
圖3.3 影像分析照片與再製圖.....	21
圖3.4 影像分析與篩分析比對.....	21
圖3.5 影像模型圖.....	24
圖3.6 邊緣搜尋結果.....	24
圖4.1 Gaston Julia 於1920 所提出之著名的 Julia set.....	26
圖4.2 規則碎形模式示意圖.....	27
圖4.3 不規則碎形之格點模型示意圖.....	27
圖4.4 同一顆粒在不同網格尺規下之覆蓋方格數示意圖.....	29
圖4.5 篩分析前母體顆粒分佈.....	31
圖4.6 篩分析試驗各號篩停篩結果示意圖.....	31
圖4.7 方格覆蓋法計算過程示意圖.....	33
圖4.7 方格覆蓋法計算過程示意圖 (續).....	34
圖4.8 方格覆蓋維度 D_B	35
圖4.9 同心圓覆蓋法示意圖.....	36
圖5.1 土壤保水曲線.....	42
圖5.2 兩種不同粒徑分佈的土壤保水曲線.....	42

圖5.3 砂土與黏土的土壤保水曲線示意圖.....	43
圖5.4 兩種不同土壤結構之保水曲線示意圖.....	43
圖5.5 碎形毛細管模式示意圖.....	54
圖5.6 Sierpinski 地毯與Gasket 的圖形.....	54
圖5.7 方格覆蓋法邏輯與篩分析過程之比對.....	55
圖5.8 雙對數關係表示粒徑分佈曲線示意圖.....	55
圖5.9 篩分析曲線雙對數圖.....	56
圖5.10 改良篩分析曲線對數圖.....	56
圖5.11 保水曲線預測值與現場實驗值比較圖.....	57
圖6.1 模型試驗配置示意圖.....	59
圖6.2 實驗設置全景.....	61
圖6.3 上部供水設施近照.....	62
圖6.4 26號不銹鋼針頭.....	62
圖6.5 微型套管套裝不銹鋼針頭.....	63
圖6.6 不銹鋼針頭形成之均勻降雨.....	63
圖6.7 透過壓克力裝置觀察模擬降雨情況.....	64
圖6.8 下部供水設施近照.....	64
圖6.9 水量校正實驗.....	65
圖6.10 水量與水頭高.....	66
圖6.11 入滲率與水頭高示意圖.....	68

第一章 緒論

1.1 研究動機

台灣位於板塊交界帶，地質構造破碎、地震頻繁。此外降雨多集中於颱風季，且以暴雨型態出現，因此地滑、崩坍、土石流等坡地災害頻傳。近十年來因土石流造成的經濟損失及人員傷亡尤其慘重。如1996年7月賀伯颱風，造成南投縣陳有蘭流域發生嚴重土石流災害；1999年921集集大地震，使得土石流危險溪流增至721條；又2001年7月桃芝颱風，土石流危險溪流暴增至1420條；2004年7月敏督利颱風，造成中部及南部地區重大損失。因此加強土石流的防治與預警為當前重要課題。

早期對發生土石流預測的基準，往往只利用降雨與破壞紀錄，如Canon & Ellen (1985)以美國舊金山灣區6次的降雨量與災害紀錄，建立該地區土石流發生的臨界降雨基準，並作為防災警報發布的依據。謝正倫與張東炯（1996）、范正成與姚正松（1997）等亦提出以降雨強度與累積雨量為指標之方法。而近年來相關的研究，則將地文因子加入考慮，亦即對分析對象進行分類，除提升分析的精度外，並藉以對災害可能發生的時間與地點一併作較佳的預測。

本研究係根據土石流發生之降雨特徵及入滲效應的理念，發展一

套配合當地材料特性之簡易土石流水份傳遞模式，藉此評估土石流之危險區域，提供更有效之預警判釋。

1.2 研究目的

土石流發生破壞機制之研究方面，目前國內外學者多考慮水可位於土層內任何位置引發土石流之可能性；也有考慮土體內部滲流力作用及超額孔隙水壓引發土石流之可能性(周憲德與廖偉民，1998)，雖所考慮之機制已相當完善，但有關入滲效應所產生之孔隙水壓變化對土石流發生機制影響，尚缺深入探討。Tarantino & Bosco (2000)曾提出入滲對非飽和邊坡穩定之影響，但卻未對濕潤線 (wet front) 以上孔隙水壓變化進行討論；在土石流發生臨界雨量線方面，均以統計方法分析土石流發生之降雨特性參數，如降雨強度、降雨延時、累積雨量及臨前降雨量等四項 (詹錢登，2000)，這些方法多不考慮現場地文因子及水文條件。

土壤水分的傳輸現象是十分複雜的，若要探討土體內孔隙水壓，必須先從其傳遞機制著手。而孔隙之多寡與分佈形態，直接控制其滲透行為，且孔隙之型態或連通方式又受顆粒粒徑分佈範圍與顆粒排列方式之影響。其中，土壤內部在平衡時所保存的含水量與基質吸力大小有關，其關係曲線即所謂的土壤保水曲線 (soil moisture retention

curve)，以下簡稱『保水曲線』。而不同土層或不同初始孔隙率狀況下，保水曲線各不相同。甚至具同一孔隙率之土體亦可能有多種不同之顆粒排列方式，若僅依孔隙率將無法反應真實情形。因此建立保水曲線之預測模式，將可進一步了解土壤顆粒內水流現象，並對了解土石流材料性質有所助益。

本研究設計一簡易之物理模型，將模擬土體因受降雨入滲與地下水位上升兩種情形下所引致之土石流發生機制。並藉由實驗過程中監測孔隙水壓與含水量，對於土石流發生之了解，將有助益。

另一方面，土壤之篩分析可以提供一些土壤基本物性及級配情況之資料，對於土石流水分傳輸現象之完整描述亦具關鍵性的影響。然而，土石流材料粒徑差異非常大，加上土石流發生地一般位於山區，不易到達，不論是採樣或是現地直接進行篩分析試驗均非常困難。故本研究亦嘗試以數位影像紀錄現地土石流材料粒徑分佈情況，冀望能解決目前所遭遇之困難。

1.3 研究方法

土石流之發生會因地形、地質、水文條件與組成材料之物理、力學性質的不同，而有不同的破壞型態，其發生機制也會因而有所不同。本研究將探討在水分變化下對土石流材料工程性質的影響。首

先，理論部分將利用碎形理論建立土壤之水分保持特性之理論模型。並依照土石流發生區之材料空間分佈，從了解組成材料性質，並研發數位影像分析模式，藉由簡易之影像與傳統篩分析以獲得土石之完整粒徑分佈曲線。在實驗方面，將探討水流於不同材料特性情況下所造成的影響；並將與理論模式進行比較，用以驗證模式之正確性。相關研究流程如圖 1.1 所示。

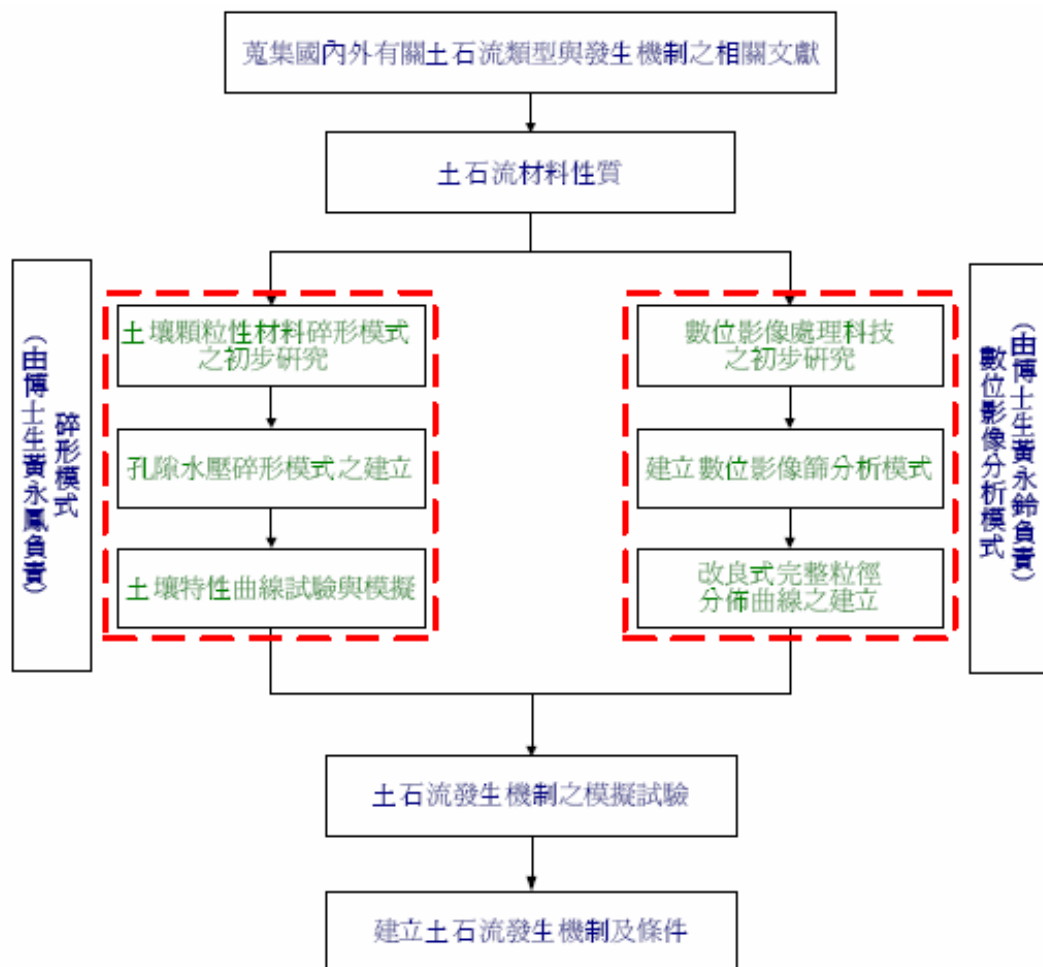


圖 1.1 研究流程圖

第二章 土石流之影響因子

一般而言，影響土石流的發生有三大要素：充足的土石料源、足夠的水量和適當的坡度。土石條件提供了形成土石流所需的材料，水能潤滑顆粒性材料，促使土石分離及將其帶走；坡度條件則供給土石流流動之位態，使其向低處流動。

土石流作用的過程是一種物質與能量不斷傳遞和轉變的過程，上游形成區土與水混合，將位能轉變為動能並開始移動；隨著向下搬移的過程中，不斷帶進土石材料並增加能量，加速向下游移動；直到下游地形平坦地區，逐漸停止並開始堆積。

以下將影響土石流發生的因子中，概略初分為地文因子與水文因子二大項作一簡介與回顧。

2.1 土石流地文因子

土石流發生可能經由崩塌、暴雨、融雪、堰塞湖、潰壩、地震及人為不當開發等原因而促使發生，其中最主要可歸納成三種類型 (Takahashi, 1991)：

1. 溪床上的崩積土石因地表或地下水的的作用，使溪床上的崩積土石不穩定而形成之土石流。

2. 壩體破壞所造成之土石流。

3. 由於溪床邊坡不穩定所產生大量崩塌土石，直接與溪床水流混合而形成之土石流。

在第一型方面，如 Takahashi (1991) 假設土層厚度為均質，在不考慮土壤之凝聚性下，以靜力平衡觀點，分析作用於土壤之推移力及抵抗力，推導出飽和土層受地表逕流之作用下，發生土石流之坡度條件；游繁結(1987)依據 Takahashi 之理論，加入滲流力理論，推導出在任意水位下，土石流發生之臨界公式；江永哲與鄭瑞昌(1986)考慮土層之凝聚力影響，推導出在任意水位下，土石流發生之臨界公式；黃宏斌 (1993) 考慮土層為飽和及非飽和之土粒比重，推導出在任意水位下，土石流發生之臨界公式；林炳森等人(1993) 考慮滲流力作用於土層，推導出在任意水位下，土石流發生之臨界公式；連惠邦與柴鈺武(1997)以水砂混合體中固體顆粒及液相水體間之驅動能量關係，分別建立泥砂體積濃度及溪床坡度兩參數之臨界公式，以作為鑑別礫石型土石流之定量關係式；張守陽(1998) 藉由水槽實驗，研析不同材料與粒徑組成下土石流發生之現象，經由迴歸分析及因次分析方法，探討逕流類土石流之發生機制；陳晉琪(2000)探討土層於局部及全部破壞下，推導出在任意水位下，土石流發生之臨界坡度條件。

除上述以無限邊坡、均勻厚度土層，考慮滲流力及水位變化所

建立之土石流發生之臨界公式外，也有其他學者加入飽和土層之孔隙水壓觀念，進而推導出土石流發生臨界公式，如周憲德與廖偉民(1998)、林美聆與王幼行(1999)、陳榮河與江英政(2000)等學者。

第二型壩體破壞所造成之土石流，如趙世照(1992)利用因次分析與滲流理論，模擬天然土石壩漸進破壞之過程，進而建立壩體破壞方程式；張守陽與林鼎祥(1999)進行水槽試驗，將實驗數據進行相關性分析，以探討出影響滲流引起之土石流發生之顯著相關參數。

土石流發生之臨界坡度研究方面，可分為實際現場調查及理論推導結合實驗之臨界破壞公式兩大類：

在現場調查方面，謝正倫與張東炯(1996)針對台灣東部地區宜蘭縣、花蓮縣及台東縣，進行現場土石流危險溪流調查發現：土石流危險溪流的平均坡度大多集中在 10° ~ 25° 之間；張東炯與謝正倫(1997)研究中五縣市(包括苗栗縣、台中縣、彰化縣、南投縣及雲林縣)之土石流危險溪流，經分析統計後得到土石流危險溪流之坡度也多分佈於 10° ~ 25° 之間；陳榮河與江英政(1999)調查新中橫公路25處土石流發生地點所得之結果，溪床平均坡度集中於 15° ~ 30° 之間， 10° 以下及 40° 以上之溪床則未有土石流發生之案例。

在理論實驗方面，國內外學者在土石流發生之臨界破壞公式方面，皆採用無限邊坡理論之觀念，且因所選用之參數不同，而有不同

型式之土石流發生之臨界破壞公式。

2.2 土石流水文因子

在土石流危險溪流的集水區內，土石流的發生與該集水區內的土壤堆積物、地文及水文等因子有密切關係，這些主要的因子中，地形、地質、土壤結構等地文因子不斷受人為開墾或自然侵蝕而改變。美國、日本兩國已提出不少利用降雨做為警戒與避難的基準，而國內的土石流啟動線（critical line）大多亦利用水文因子作用判別式之主要條件，再配合地文因子加以調整。

在此僅回顧與本研究相關之部分，包含降雨與孔隙水壓之影響。

2.2.1 降雨之影響

降雨會影響土體的含水量和入滲情形，進而影響土石流發生的時間和規模大小。降雨特性與土石流發生關係之模式，其中較常用的降雨特性參數為降雨強度 I、降雨延時 T、累積雨量 R、以及前期降雨量 P 等。降雨量、降雨強度與降雨延時到底要多大才會發生土石流？青木佑九(1980)研究日本地區 23 場降雨所造成的 46 場土石流災害，提出日本地區土石流的降雨特性為：

1. 不考慮前期降雨的情況下，強度大的降雨延時數小時或普通

降雨延時 12 小時以上，再加上持續 3~6 小時強度約 30~40 mm/hr 的降雨，即會發生土石流災害(此時累積雨量達 100 mm 以上)。

2. 若累積降雨量在 150~200 mm 以上，即使小於 30~40 mm/hr 的降雨也會發生土石流災害。
3. 累積降雨達 400 mm 土石流災害以上，一定會發生。降雨延時、降雨強度與累積雨量一直被視為是激發土石流的主要條件，主要因為在土石流發生地附近設有雨量站或氣象觀測站，降雨量資料便能夠容易的獲得，所以國內外的學者大都以這幾個因子來劃定土石流的臨界降雨線或設立土石流預警之基準。

2.2.2 孔隙水壓之影響

水由重力及毛細管力而進入土中，大致上以垂直的方向向下，因此當降雨直接、間接落於地面，不論雨量是否足以聚集成地表逕流，皆會影響土壤水份的狀況。若降雨強度小於入滲率，則地面無逕流發生，雨量多轉變為地下水流；若降雨強度大於或等於入滲率，地面即生逕流；又降雨初期的入滲率最大，其值會在數小時內快速減低而達到一定值。

雨水會由土壤間的孔隙向下入滲，因為土體之結構不同，會有不同之入滲量，使得地下水位的變化情形亦不同，本節將土層內之孔隙水壓、滲透情形及地下水流變化狀況作一分析探討。

前期降雨能使邊坡表層充滿水分，使得水能在邊坡中更容易流動。而邊坡破壞所需要的前期降雨量是依據土壤表層的覆蓋、土壤之水力傳導度、植生的蒸散和邊坡的水文情況來決定的。在非飽和的土壤中，水分被土壤吸力或是負的孔隙水壓力留在土壤孔隙中，而前期的降雨關係到土壤的水分含量和孔隙中水的張力(Johnson & Sitar, 1990)。根據 Johnson & Sitar (1990)，暴雨發生在濕的情況下(降雨前之吸力僅能再吸收少於 500 mm 的水分)，比暴雨發生在乾的情況下(降雨前之吸力能吸收超過 1500 mm 的水分)，更能產生正的孔隙水壓力。而隨著孔隙水壓力之上升，將逐漸降低土壤之有效應力，進而導致邊坡發生不穩定之現象。

對於前期降雨對邊坡穩定的影響已經被研究了很多年，Lumb (1975)發現了前期降雨對邊坡破壞的影響，特別的是，他發現如果前期降雨量較高的話，將會伴隨著發生較多的邊坡破壞事件。

根據所獲得的降雨資料，Lumb 訂定了不同等級事件的範圍，並以 15 天的前期降雨和 24 小時的暴雨來說明。最嚴重的事件發生在 24 小時的降雨量超過 100 mm，其 15 天的前期降雨量超過 350

mm；而嚴重的事件發生在 24 小時的暴雨超過 100 mm，其前期降雨量達到 200 mm。

台灣地區夏季炎熱且多雨，若遇上颱風或豪大雨時，累積雨量甚至可高達 1000 mm 以上，故造成許多災害。Fiorillo & Wilson (2004) 以一 1 m 厚的土壤為例，在初始狀態為完全乾燥，孔隙率 $n = 0.57$ ，田間含水量 (field capacity) $\theta_{\max} = 0.51$ 的條件下之水分累積的情形，如圖 2.1 所示。在體積含水量 θ 上升至 51% 時，水分不斷累積且保持在毛細現象所維持的孔隙及吸附水中。當雨量累積與蒸散作用達到平衡時，此時的土壤含水量稱為田間含水量 (field capacity)。當降雨入滲超過排水速率時，正的孔隙水壓便會產生。

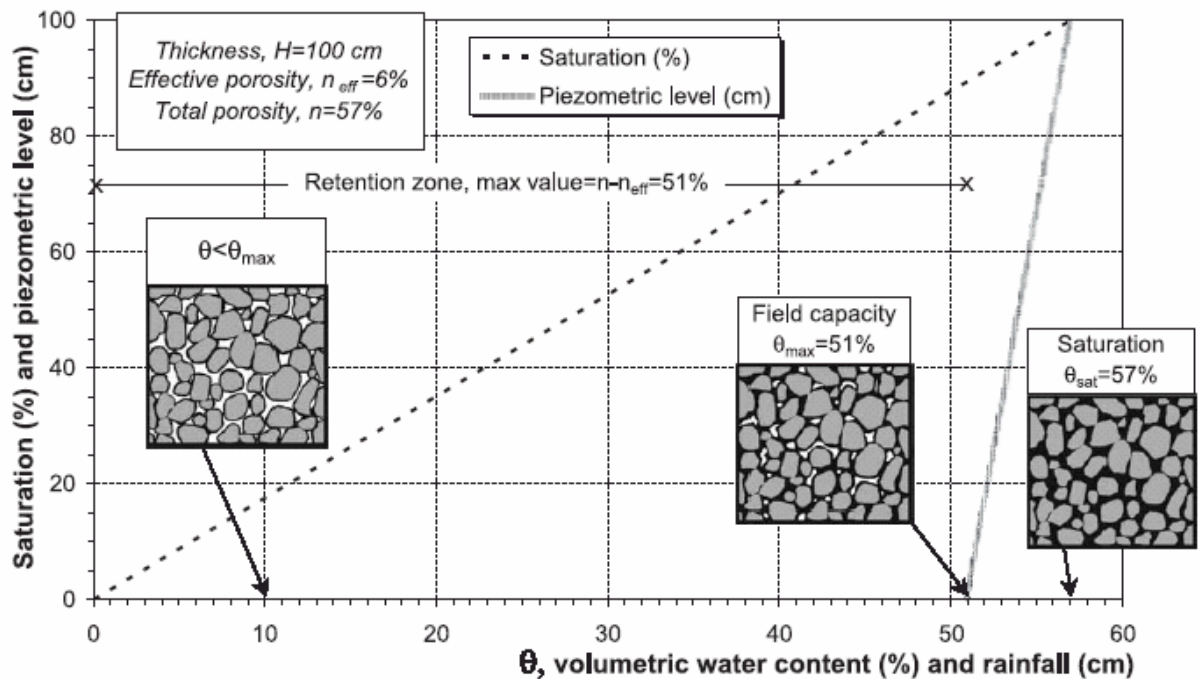


圖 2.1 土層內部水分累積示意圖(Fiorillo & Wilson, 2004)

Atkinson & Farrar (1985) 於英國調查高速公路路堤之淺層破壞，並埋設水壓計，以便觀察孔隙水壓，其結果發現路堤邊坡滑動係因孔隙水壓激發造成。Tarantino & Bosco (2000) 舉出地滑造成之土石流常發生於短暫延時之高降雨強度下、延時較長之小雨，甚至發生於降雨停止後數小時內。會造成此種現象可能原因為降雨入滲造成之濕潤面影響土層穩定。

Sitar et al. (1992) 認為土體內之孔隙水壓突然上升，是導致土體不穩定而轉變成土石流的重要因素，並從發生土石流附近地區量得之水壓記錄，如圖 2.2 所示，發現大部份的雨季時期，土體有負值的孔隙水壓，但是若暴雨持續使得土石流發生的時候，土體內會有正的孔隙水壓被激發的現象。

Iverson et al. (1997) 分別由土體底部與上方供水，探討土體內孔隙水壓之變化及土體崩壞之模式，並指出土體由地滑轉變為土石流有三個主要過程，分別是：(1) 土體需遵循庫倫破壞 (Coulomb failure)；(2) 有超額之孔隙水壓使得部份或全部的土體液化；(3) 顆粒溫度 (granular temperature)。他們並經由實驗得知：由土體底部供水造成的土體崩壞時間比由上方供水發生崩壞的時間約快 4 倍。在土體破壞時，孔隙水壓會提高，安全係數將降低使得動能提高，如此會造成更多的能量激發使運動土體破壞，更進一步地使安全係數降低，

這種轉變過程會使土體形成不穩定的狀態，並激發土體滑動變成流動之土石流。

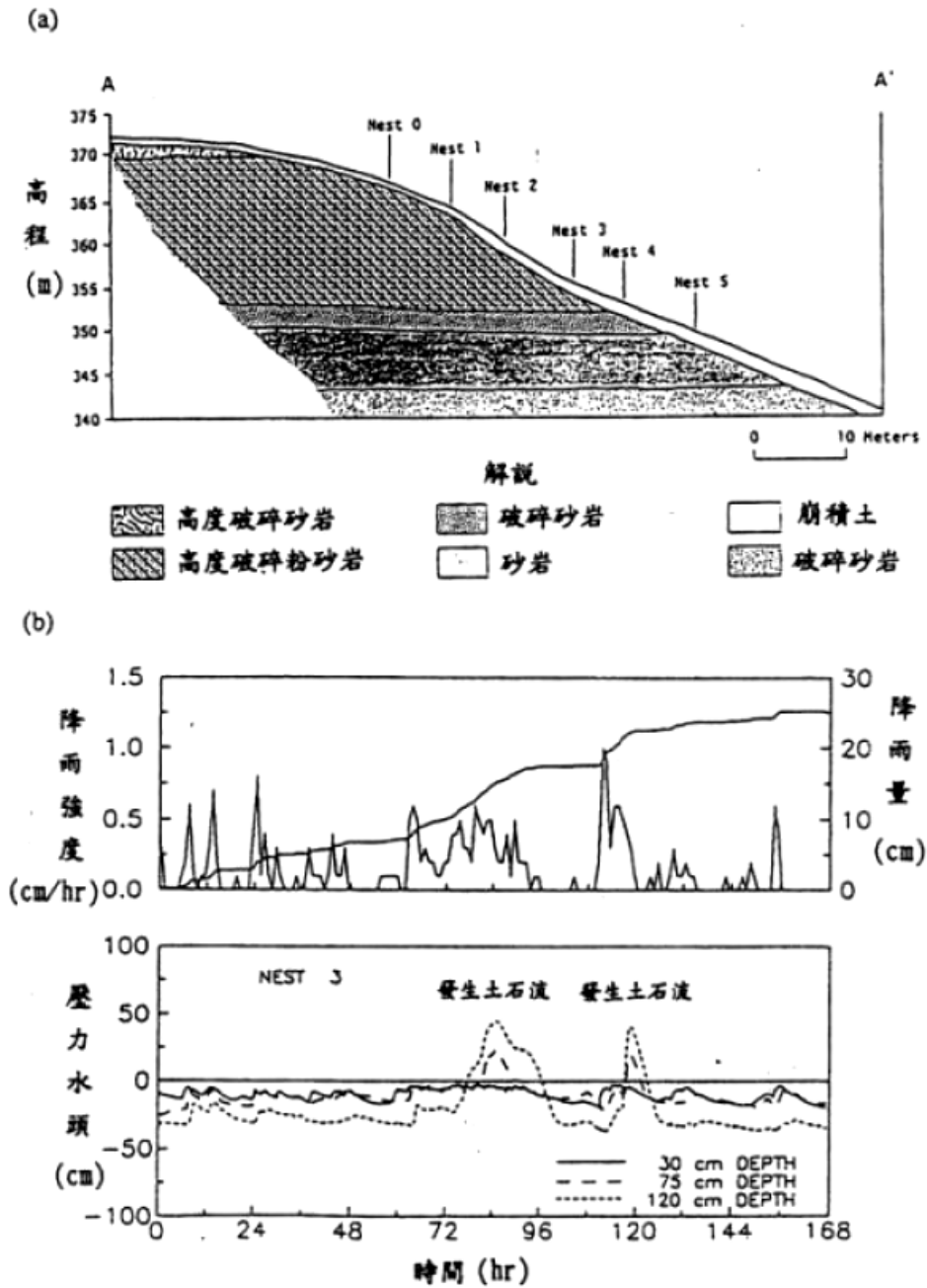


圖 2.2 (a) Briones 地質剖面簡圖及水壓計位置示意圖

(b) 雨量記錄及 Nest3 處所測之水壓記錄

(Sitar et al. , 1992)

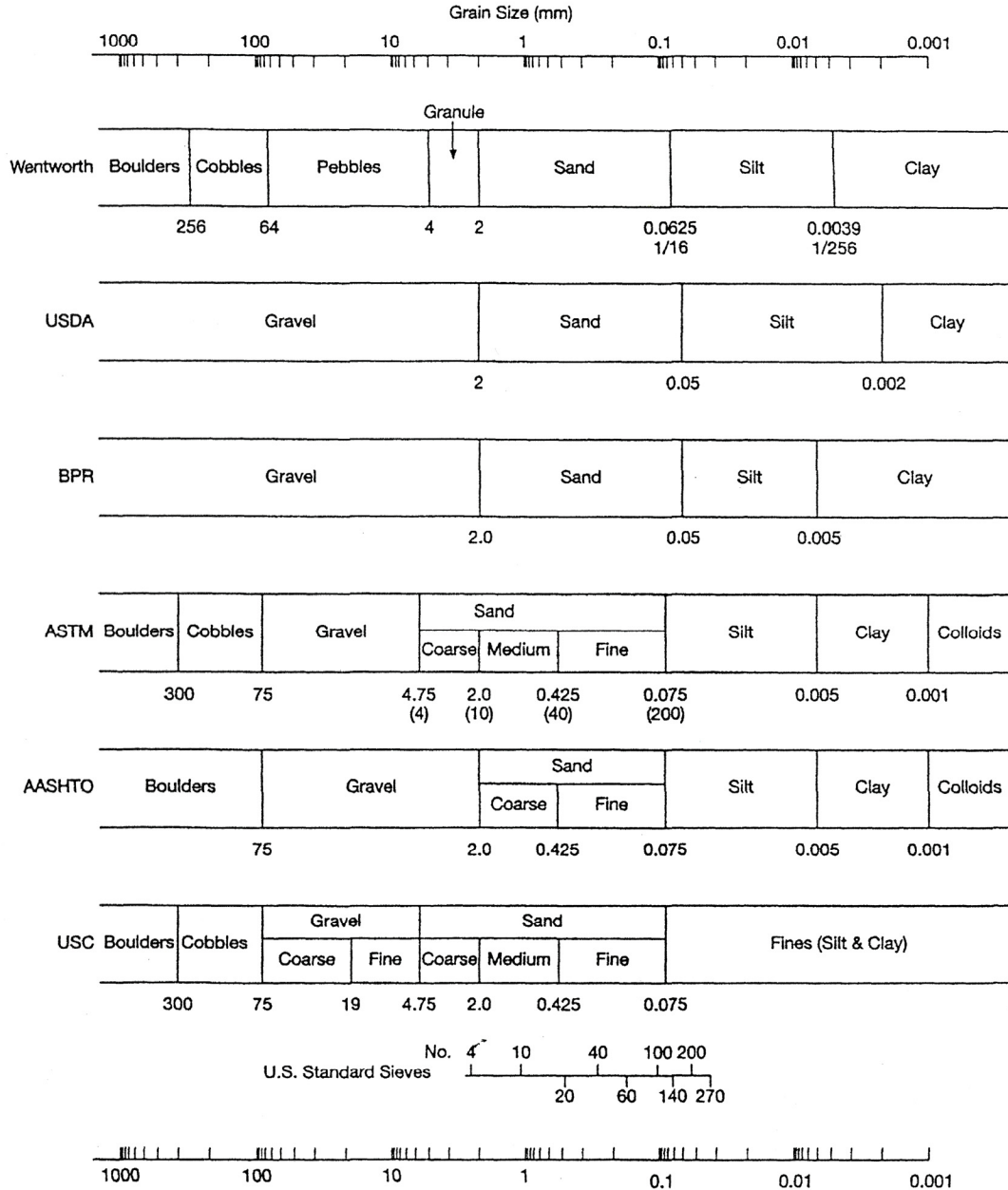
第三章 影像於篩分析之應用

3.1 土壤顆粒分類方式

土壤的顆粒大小的分佈範圍非常廣泛，上至粒徑為數十公尺之巨石、卵石及礫石；下至砂土、粉土、黏土及極細顆粒之膠質材料。表 3.1 為一些工程上常用之土壤粒徑範圍分類表。

Friedman & Sanders (1978) 曾利用機率尺度 (probability scale) 來解釋沉積顆粒的分佈性質。其中，圖 3.1 橫座標為粒徑尺寸，採用 ϕ 尺度(即將粒徑尺寸以 2 為底取對數)；縱座標為顆粒數之累積頻率 (cumulative frequency)。圖 3.1 中顯示沉積物顆粒尺寸具有許多的折線段之分佈特性，每一折線段具有不同的斜率，而每一折線段斜率及其粒徑分佈區間(二轉折點之間)反應出該段範圍內沉積顆粒的分佈特性。圖中粗顆粒的折線段代表其顆粒在沉積過程的運動方式為滾動或滑動；細顆粒的折線段則代表其顆粒在沉積過程為懸浮方式；中間段介於粗顆粒與細顆粒的二條折線段代表其顆粒沉積過程為跳動方式。因此可明顯看出一完整土壤母體內之粗細粒料，各有不同的生成方式與力學特性，故工程應用上需觀察主控顆粒之分佈範圍，予以分段界定分析對象。

表 3.1 不同土壤分類系統之粒徑區間範圍 (West, 1995)



USDA = U.S. Department of Agriculture
 BPR = U.S. Bureau of Public Roads
 ASTM = American Society for Testing and Materials
 AASHTO = American Association for State Highway and Transportation Officials
 USC = Unified Soil Classification

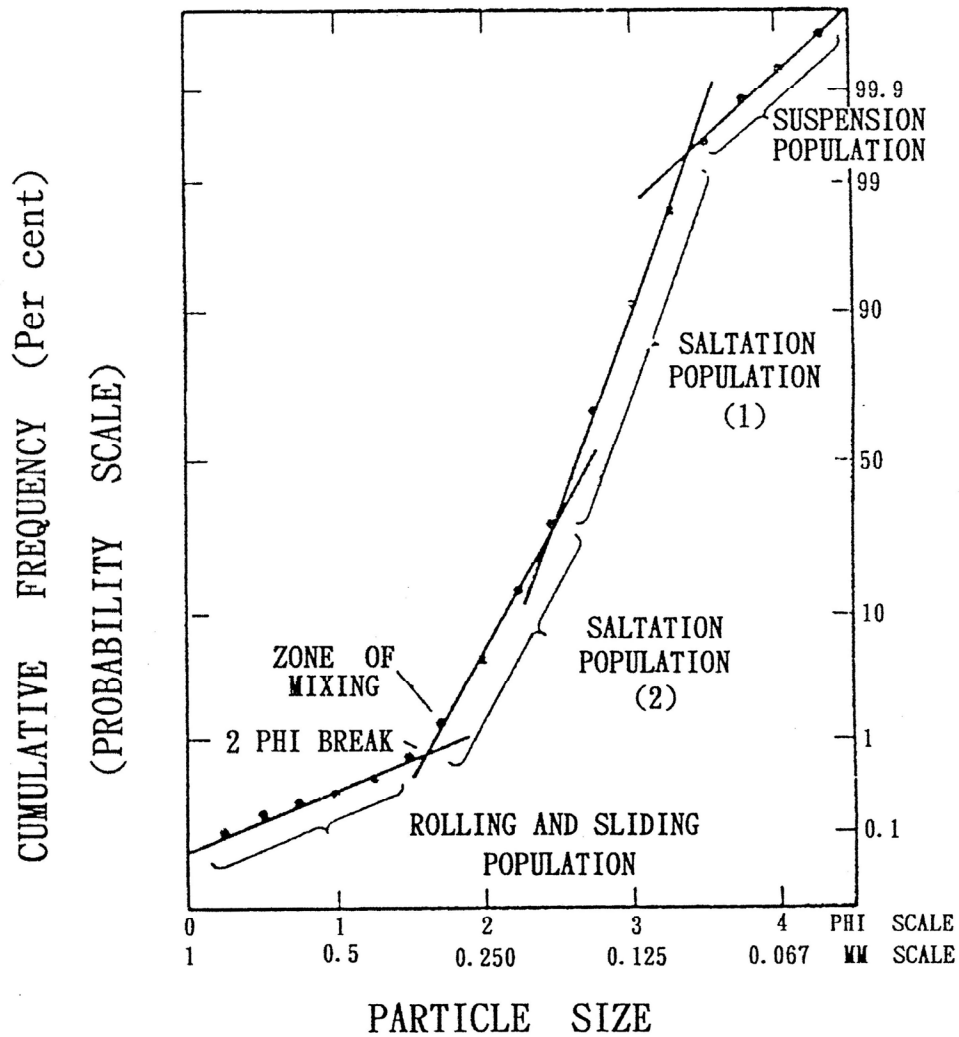


圖 3.1 海砂粒徑分佈之累積頻率曲線 (Friedman, 1978)

McCarthy (1982) 曾描述大部分土壤顆粒之各方向尺寸並不相等，形狀可能如橢圓球形或是不規則形體，因此，篩網之網孔代表顆粒邊長之某一中等平均尺寸。例如一具長、寬、高三種尺寸的磚塊形顆粒，若使其長邊垂直網孔，則控制其是否過篩之邊長應是第二大的一邊，而不是最長邊或最短邊。

3.2 微觀特性之研究

3.2.1 斷層泥粒徑分佈之研究

Sammis et al. (1987) 曾在美國加州聖加百列山 (San Gabriel Mountains) 之 Lopez 斷層區研究斷層泥之粒徑分佈特徵，其樣本取自 Lopez 斷層暴露在外之未擾動夾泥 (gouge)。該地區夾泥主要是由長石與石英等礦物所組成，並含有少量方解石與其他氧化物。樣本取樣方式係利用直徑 25.4 mm、厚 100 μ m 之薄圓環取樣，並在薄圓環中真空注入低黏滯性環氧基樹脂固定粒料位置。利用電子顯微照相，其放大倍率依序為 12.5、25、50、100、200、400、800 及 1600 倍。對每種倍率照片下之斷層泥顆粒，以四種不同直徑尺寸的同心圓量測粒徑分佈，其中各等級間之直徑尺寸皆相差 2 倍。研究結果顯示斷層泥顆粒尺寸間具有自我相似特性，其碎形維度維持在 2.6 ± 0.15 間，即斷層泥顆粒經由反覆張力撕裂後會呈現自我相似之分佈。

本研究所探討現地土石流顆粒粒徑分佈亦是自然現象，應也類似斷層泥之分佈行為，因此對於現地顆粒過大無法取回實驗室進行篩分試驗之樣本，則將由現地拍照，並放大照片為 1、2、4 等三種倍率，配合 Sammis 所提以同心圓尺規度量之觀念，對此三種倍率之碎石分佈性質進行碎形維度的計算。

3.2.2 模擬泥岩摩擦性質之研究

Biegel et al. (1989) 利用高速自動控制之雙直剪儀器量測模擬花崗岩斷層之摩擦性質。研究發現大部分夾泥層具有碎形維度為 2.6 之自我相似顆粒分佈，且顆粒分佈之上界介於 45~710 μm 之間，有些夾泥顆粒則介於 360~710 μm 之間。

除了顆粒大小分佈之外，Biegel 還探討下列變數的影響：夾泥層之厚度(1 與 3mm)、滑動表面之粗糙度，及正向應力(10 與 25 MPa)。如果夾泥顆粒初期並非碎形分佈，則其最後會發展成碎形維度 2.6 之碎形顆粒分佈；若夾泥初期已呈碎形分佈，則其粒徑分佈會持續保持碎形分佈特性。當滑動塊體具光滑表面，其摩擦係數會降低，且與顆粒分佈無關；當滑動塊體具粗糙表面，其摩擦係數會提高，且與顆粒分佈有關。

3.2.3 砂岩、頁岩以及碳酸鹽之研究

Krohn (1988) 研究砂岩、頁岩以及碳酸鹽類岩石之碎形分佈量測，利用掃描式電子顯微鏡研究裂縫表面結構特徵，並進一步統計分析而求得碎形維度。

具孔隙性岩石 (pore-rock) 交界面之細微結構通常是自生的 (authigenic)，且含有膠結物質與孔隙，這些細顆粒物質對於交界面

上之傳導性與滲透性具有很大的影響，因此量測交界面上細顆粒結構對於了解沉積岩複雜的孔隙空間深具意義。碎形維度則是由多孔岩石交界面上顆粒尺寸與顆粒個數之乘冪定律（power law）所求得。在 Krohn 之研究中，唯獨石英岩這類沉積岩無碎形結構，研究結果顯示砂岩、頁岩以及碳酸鹽之碎形維度通常介於 2.27~2.89 之間。

3.3 二維影像分析之研究

Baroni et al. (2003) 提到有關描述土石流顆粒材料之篩分析研究，其不僅分析堆積區之組成，更考慮形成區之部分。但在大部分的研究中，多以實驗室所得篩分析曲線描述粒徑分佈。僅有少部分採用現地照片，進行完整顆粒大小之判識。

Mancini et al. (1987) 提出影像分析之步驟，如下所述：

- (1) 在土石流發生區內取樣，且影像取景必須垂直於取樣平面，同時照片中需含比例尺。
- (2) 無論使用影像軟體或人工判讀照片，必須同時紀錄其顆粒之周長、長軸長度、短軸長度、等值圓半徑、及顆粒距離影像圖形之中心軸位置及密度等資料。
- (3) 顆粒大小的量度，必須以圖中比例尺為衡量標準。
- (4) 為避免大顆粒遮蔽效應（concealment effect），經驗上以分佈係

數 (coefficient of distribution, R) 作為計算之比例。

(5) 根據上述資料所得之體積百分比，需經由經驗修正才可轉換至重量百分比。

Baroni et al. (2003) 於義大利 Ravaneti 發生土石流之上游區域實地拍攝 (如圖 3.2)，並利用影像軟體描繪現地影像 (如圖 3.3)，利用 Mancini et al. (1987) 提出之影像分析方法計算粒徑分佈曲線，結果發現粒徑在 10 mm~100 mm 範圍內，以傳統篩分析及影像分析所得粒徑分佈曲線斜率相同。Baroni et al. (2003) 認為可將兩種結果疊合，成為完整粒徑分佈曲線，如圖 3.4 所示。



圖 3.2 義大利 Ravaneto 區域影像拍攝位置之斷面全景

(Baroni et al., 2003)

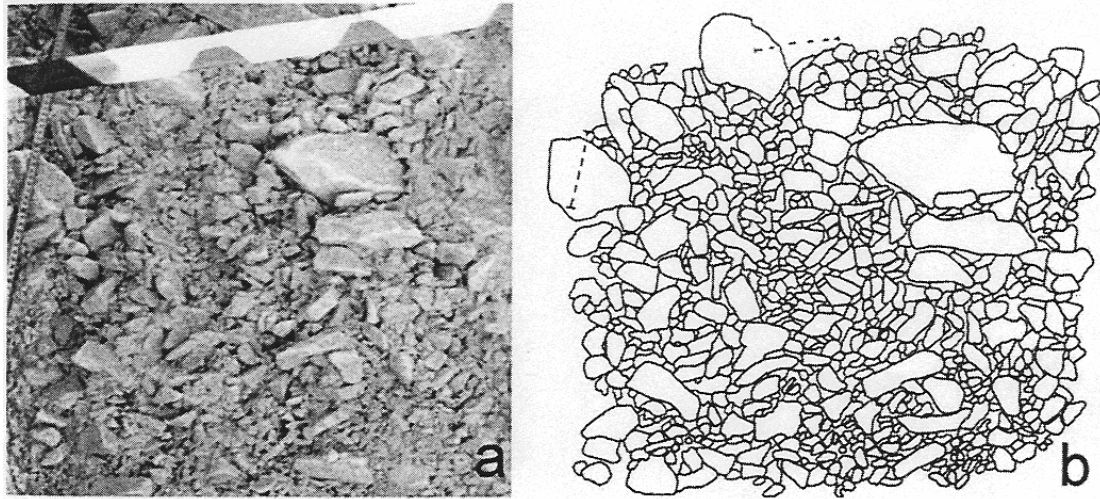


圖 3.3 影像分析照片與再製圖 (Baroni et al. , 2003)

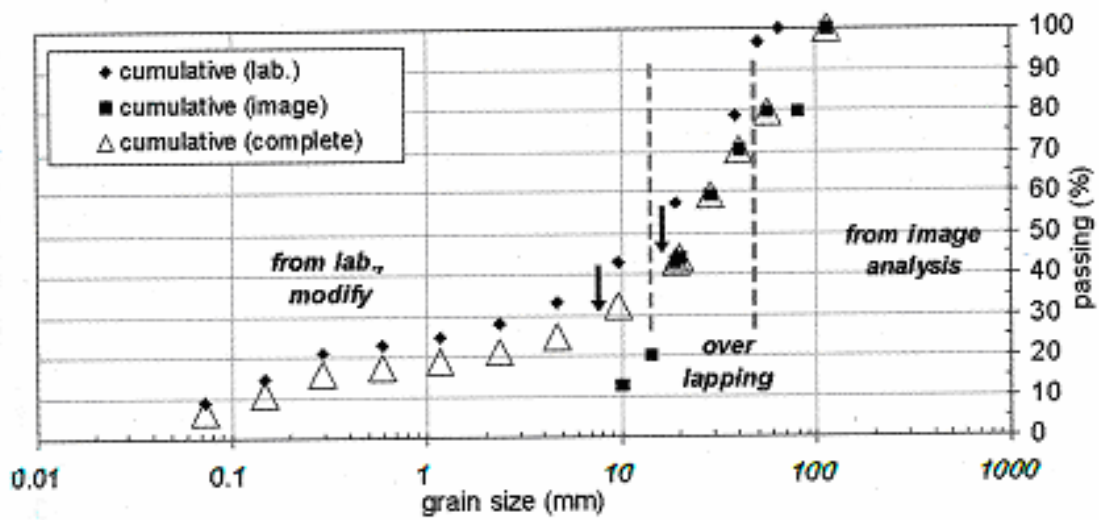


圖 3.4 影像分析與篩分析比對 (Baroni et al. , 2003)

3.4 數位影像理論

本研究擬以土石材料現地之數位影像，發展數位影像篩分析法，此套簡易方式主要功用是繪製無法採樣部分之粒徑分佈曲線。可採樣

部分仍採用傳統篩分析法，而顆粒大小超過標準篩號尺寸之部分則以二維影像分析取代篩分析。本研究嘗試以兩種方法之結合彌補傳統篩分析之不足，以繪製完整粒徑分佈曲線。本研究擬進行二維影像分析，所謂二維影像分析是指以數位相片紀錄現地土石之分佈情況。而以數位相片作為影像分析前，必須先了解數位影像的一些基本特性。茲定義點的空間坐標為 (x,y) ，該點影像的亮度或灰度為 $f(x,y)$ 。灰階影像是一個二維亮度函數 $f(x,y)$ ，而彩色影像是三個二維亮度函數 R、G、B 組成。

在了解數位影像基本性質後，接著藉助影像分析中邊緣檢測的方法自動判識大顆粒材料邊緣。邊緣檢測 (edge detection) 時不可直接使用彩色的圖形分析，因為彩色影像存在著 R、G、B 三個矩陣資料，邊緣搜尋時無法判識資料。因此需將圖形先經過灰階處理。雖然圖形經過灰階處理，但還不能取出邊緣位置。因為灰階影像資料還有 256 色的分級，因此需要再經過二值化後，成為只有黑(1)或白(0)的二值化影像 (binary image)，此時，才真正可以決定是否為邊緣。

Matlab 程式提供二種邊緣搜尋模式：Sobel 法與 Canny 法。Sobel 法是將二值化影像以 Sobel 近似值作為搜尋邊緣方法，並以所有點中最大斜率為邊緣位置。Canny 法則是尋找局部最大斜率作為邊緣位置，但斜率的計算則引用 Gaussian filter 近似值。此法引用二個門檻

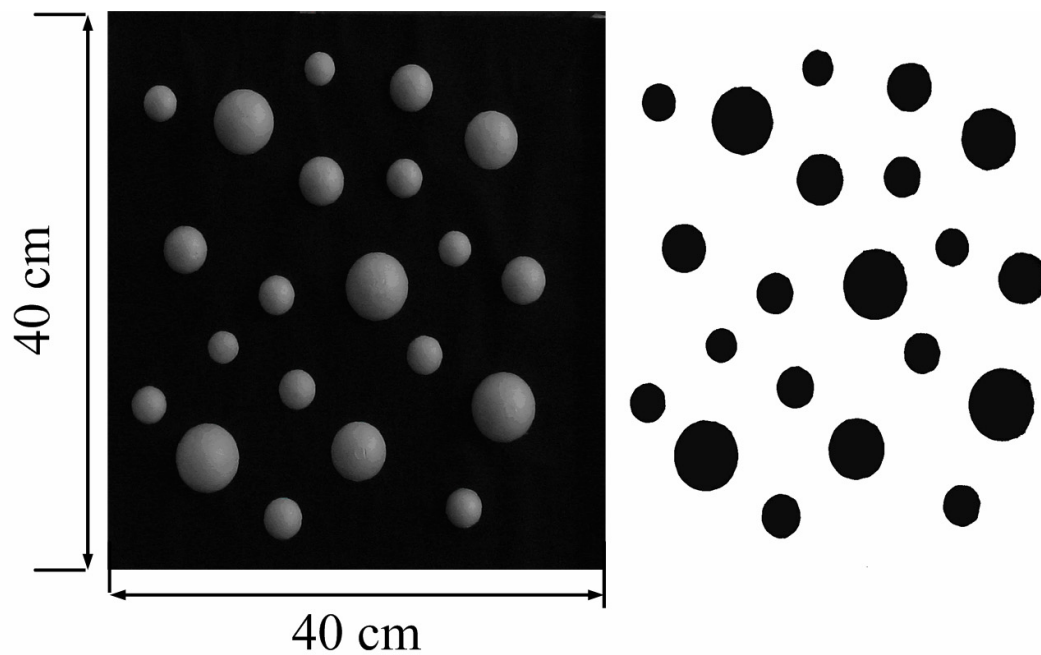
值去決定強(strong)和弱(weak)的邊緣。其中，如果弱的邊緣與較強的邊緣連結，則也將弱的邊緣如非真正邊緣之雜訊也計入。因此 Canny 法對於有雜訊 (noise) 及邊緣不明顯之影像處理效果較好。

3.5 二維影像分析模型試驗

本研究以影像處理分析程序，改良人工描繪之缺點，最終目標冀望以程式自動搜尋土石邊緣，以利後續估算面積、體積、重量，並將資料轉換至篩分析曲線。

目前主要嘗試以模型保麗龍球模擬岩石進行拍攝，未經處理的照片如圖 3.5 (a) 所示 (邊長各為 40 cm)。先將此影像以進階影像處理為黑白之二值化圖形，以利判釋，如圖 3.5 (b) 所示。同時以 Matlab 程式進行邊緣搜尋，所得最佳效果如圖 3.6 所示。

因為影像必須先經過純粹黑白之二值化處理，此時若物體與背景色差越大，效果越好。但真實土砂之間色差不大，更不可能出現如同模擬試驗之理想對比度。所以，後續研究如何將真實土石，在色差不大的情況下分離，實為一大挑戰。



(a) 未經處理原始影像

(b) 二值化影像

圖 3.5 影像模型圖

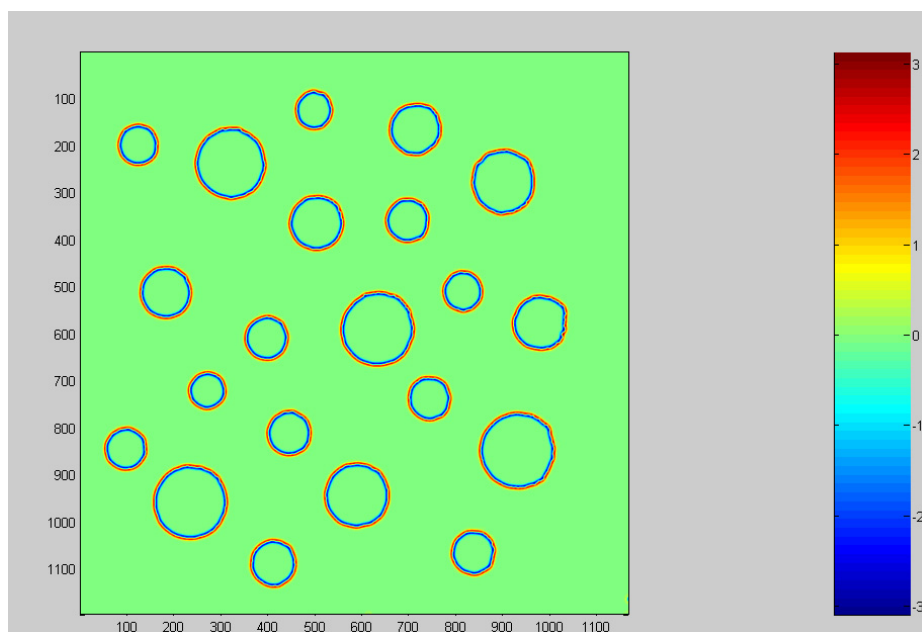


圖 3.6 邊緣搜尋結果

第四章 碎形維度應用於篩分析

人們習慣將空間視為三維，平面或曲面視為二維，而直線或曲線視為一維。此也可以稍加推廣，如認為點是零維，或相反的引入高維空間。而碎形理論把維數視為分數，這類維數是物理學家在研究混沌等理論時需要引入的重要概念。為了定量地描述客觀事物的“非規則”程度，數學家將維數從整數擴大到分數，從而突破了整數的界限。

4.1 碎形理論

碎形的概念可以從兩方面建立起來：首先，畫一個線段、正方形和立方體，邊長都是 1。將它們的邊長二等分，此時，原圖的線度縮小為原來的 $1/2$ ，而將原圖等分為若干個相似的圖形。其線段、正方形、立方體分別被等分為 2^1 、 2^2 和 2^3 個相似的子圖形，其中的指數 1、2、3，正好等於與圖形相應的維度。一般說來，如果某圖形是由原圖縮小為 $1/a$ 的相似性，且其總數為 b ，則：

$$a^D = b, \quad (4.1)$$

$$D = \log b / \log a \quad (4.2)$$

指數 D 稱為相似性維度，亦即碎形維度。如上例 $a = 2$ ， $D = 1$ 、 2 、 3 。其中 D 可以是整數，也可以是分數。

碎形為具有擴展對稱性的幾何對象。擴展對稱性又稱為自我相似性，它指的是：對一複雜的幾何對象，適當地取出一部份，並加以放大，觀察者所見之結果與整體對象完全相同，此種具有擴展對稱性的對象，即使在尺度的變化下亦是不變的，如圖 4.1 所示。

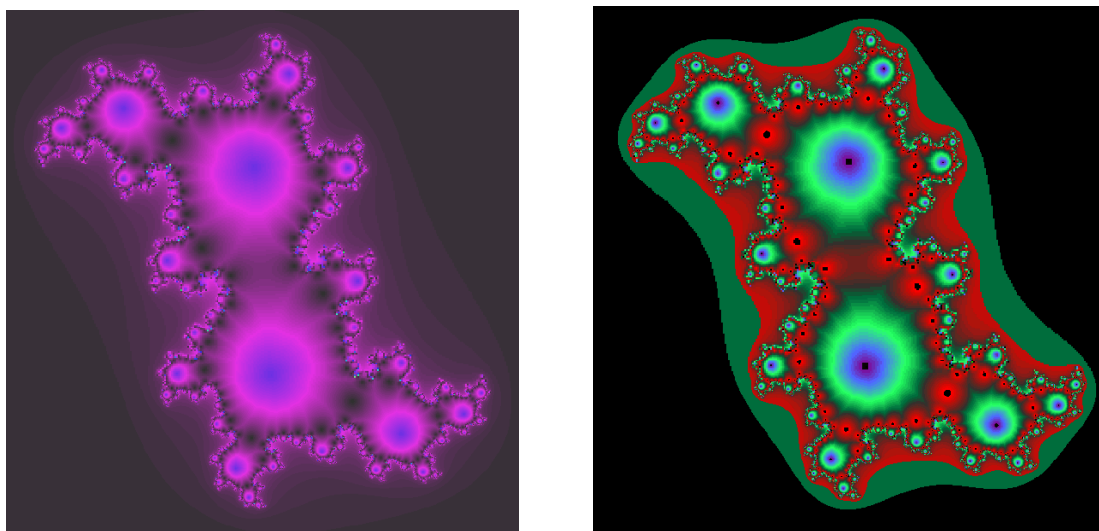


圖 4.1 Gaston Julia 於 1920 所提出之著名的 Julia set

(Mandelbrot, 2002)

碎形可分為兩類：一類是規則碎形，它是按照一定規則構造出具有嚴格自我相似性的碎形；如 Cantor 三分集、Koch 曲線、Sierpinski 地毯與 Manger 海綿，如圖 4.2 所示；另一類是不規則碎形，它是在生長現象和許多物理現象中產生的碎形，其特點是不具有嚴格自我相似性，僅於統計上有自我相似性，如圖 4.3 所示。

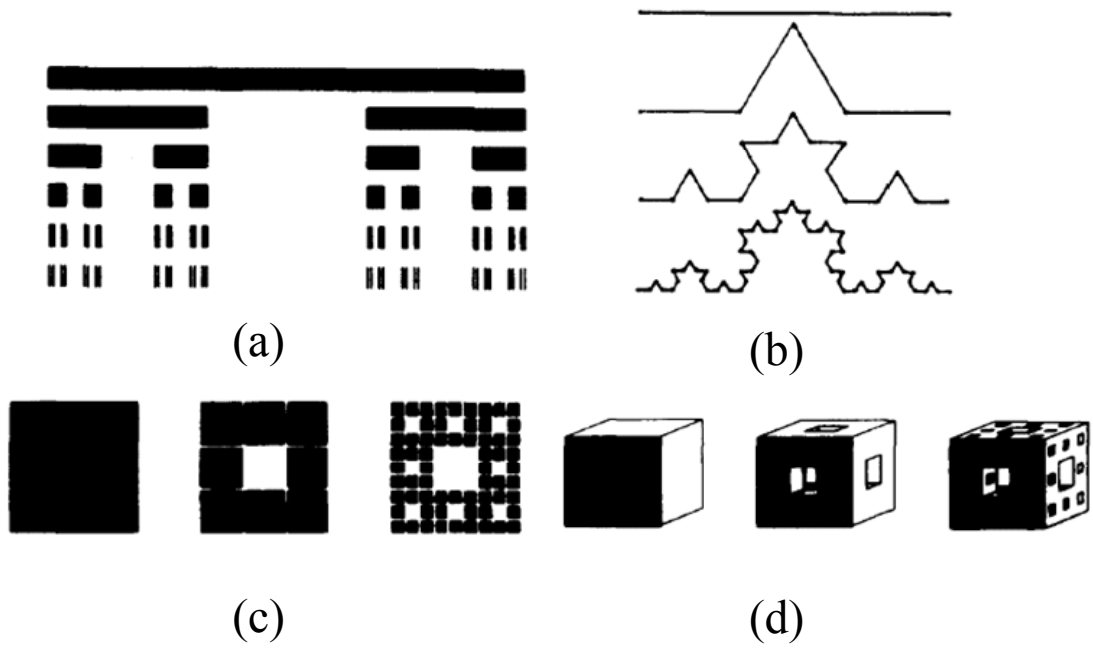


圖 4.2 規則碎形模式示意圖：(a) Cantor 三分集，(b) Koch 曲線，(c) Sierpinski 地毯 (d) Menger 海綿 (Gimenez et al., 1997)

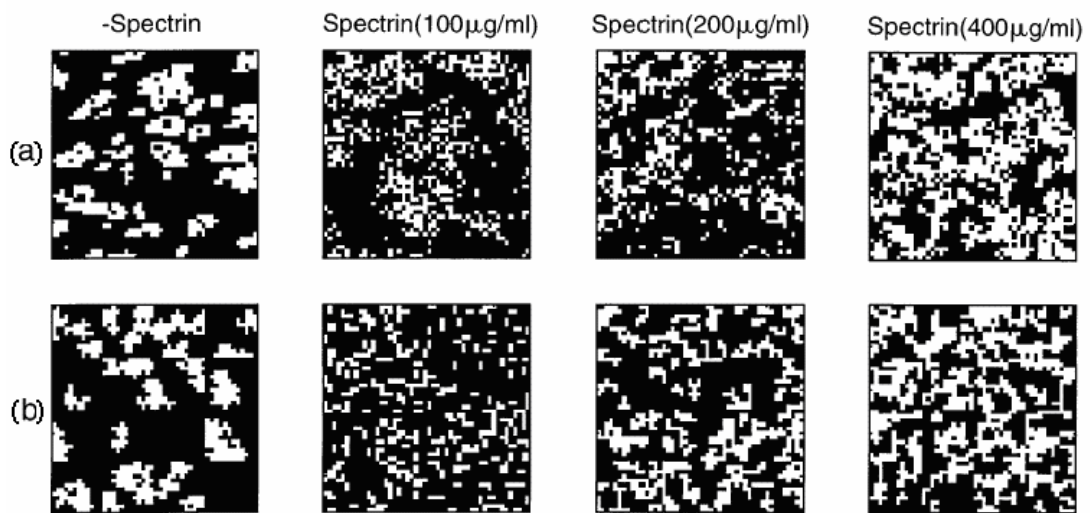


圖 4.3 不規則碎形之格點模型：(a)真實試驗結果，(b)理論模式比較示意圖 (Tapobrata et al., 1998)

4.2 碎形理論應用於篩分析

自然界中的複雜與不規則以傳統歐幾理得空間描述是不夠的。因此可以碎形維度的概念，將這些複雜與不規則重新描述並分類。自從Mendalbrot 於 1970 年提出碎形理論後，陸續有許多數學家提出不同的碎形維度計算方式。在此捨棄複雜的數學理論，僅將部分與本研究相關之碎形維度應用作簡單的介紹。

4.2.1 方格覆蓋維度於篩分析試驗上之應用

方格覆蓋維度 (box-counting dimension) 由於概念與計算並不複雜，因此常被應用於物理學與地理學之中。就平面上的碎形而言，只需將碎形圖像放在適當大小的方格中，再計算碎形圖像佔據了多少小方格即可。

如圖 4.4 所示，對同一圓形顆粒樣本，分別利用 6 種不同尺規 (scale) 的網格覆蓋。再以 6 種尺規為橫座標，以各尺規所對應覆蓋格數為縱座標，將之繪成雙對數圖形，並利用最小平方法，回歸得一直線，該直線斜率的絕對值即為此圓形顆粒之方格覆蓋維度 D_B 。

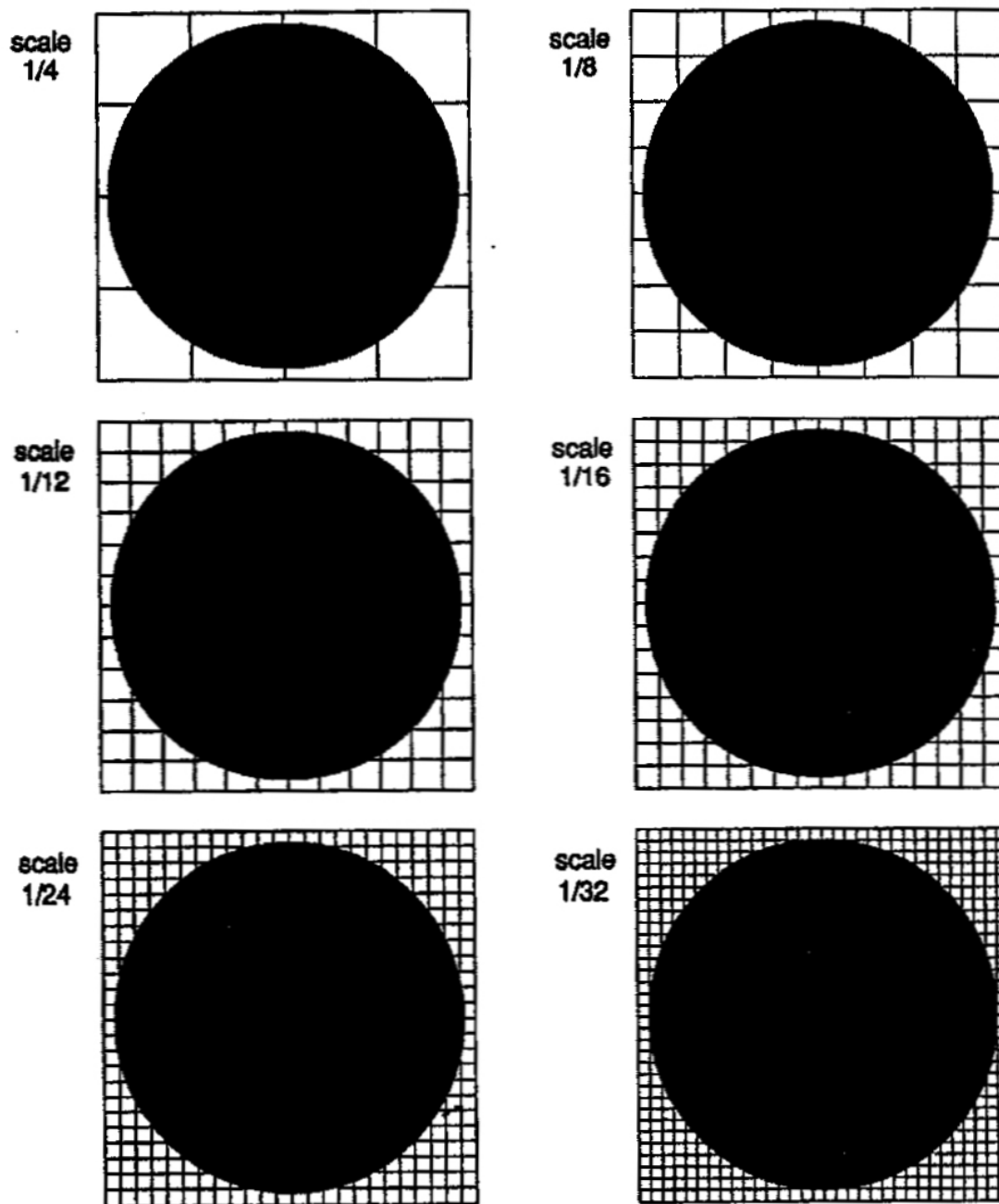


圖 4.4 同一顆粒在不同網格尺規下之覆蓋方格數示意圖

(Peitgen, 1991)

同理，在篩分析試驗，一系列由大至小變化排列之篩網可比擬作圖 4.4 之 6 種不同尺規方格，所不同的是原本受測顆粒母體(如圖 4.5)經過篩分析後已被分為多組小母體於各篩網上(如圖 4.6 (a)、(b)、(c)、(d))。換言之，各篩網上顆粒之小母體皆不同，而只是原本顆粒母體的一部份。故若欲將方格覆蓋維度的計算觀念應用於解釋篩分析上，即必須要使用同一組顆粒母體作分析計算，而只能改變篩網網格孔徑(方格尺規)大小。但是做篩分析試驗時，同一組粒料母體顆粒必會分別停留於各號篩網上，所以每號篩網上顆粒小母體都應具有各自不同篩網尺寸之覆蓋格數。

因此，為了滿足固定使用同一組粒料母體的要求，對任一篩號篩網上的顆粒樣本，除了應計算本身篩網所覆蓋格數 N 外，還需將停留在上下各號篩網上顆粒之覆蓋格數，分別由篩網尺寸間之關係轉換成在此一篩號篩網時之相當覆蓋格數，並將其累加當成整體母體顆粒系統對應此一號篩網之相當網格覆蓋格數。同理，在考量其他號網格上之對應覆蓋格數時，亦須做類似的相互轉換。

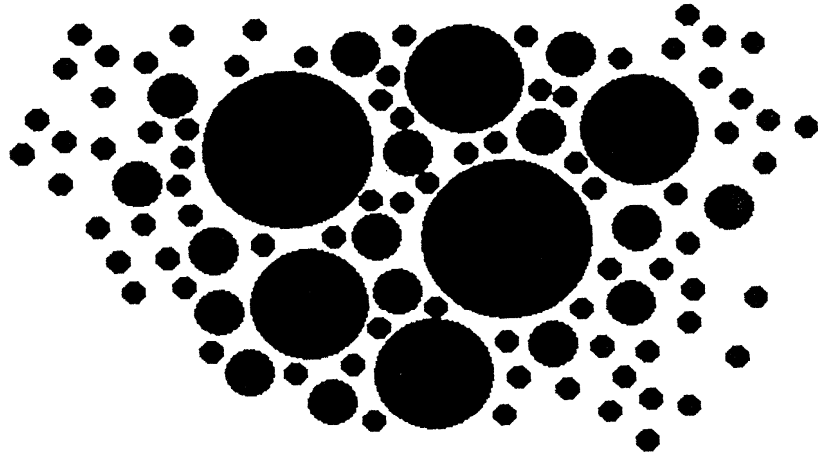
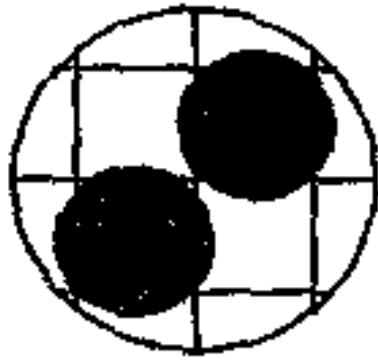
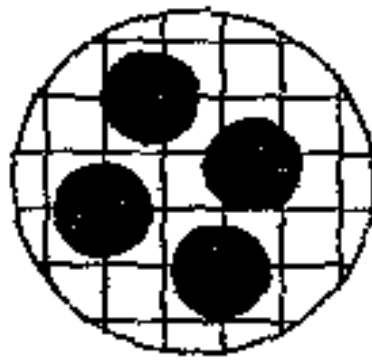


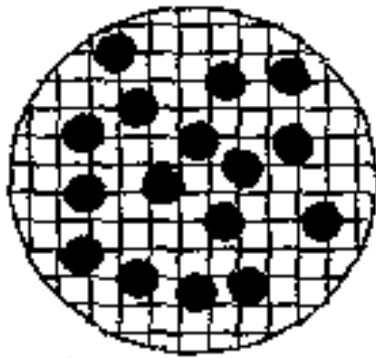
圖 4.5 篩分析前母體顆粒分佈 (卓佳良, 1999)



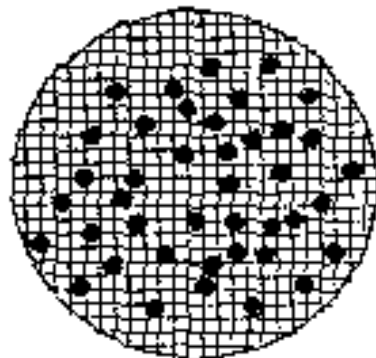
(a) 篩網尺寸為 d_1



(b) 篩網尺寸為 d_2



(c) 篩網尺寸為 d_3



(d) 篩網尺寸為 d_4

圖 4.6 篩分析試驗各號篩停篩結果示意圖 (卓佳良, 1999)

以圖 4.6 之篩分析結果為例：若令四個孔徑 d_1 、 d_2 、 d_3 及 d_4 篩網上顆粒的獨自覆蓋格數分別為 $(N_1)_a$ 、 $(N_1)_b$ 、 $(N_1)_c$ 及 $(N_1)_d$ ，則經轉換並累加相當覆蓋格數後，可得原顆粒母體於篩網尺寸 d_1 網格上之覆蓋格數應為：

$$N_1 = (N_1)_a + (N_1)_b + (N_1)_c + (N_1)_d \quad (4.3)$$

其中， $(N_i)_b$ 、 $(N_i)_c$ 及 $(N_i)_d$ 等三數 ($i=1$) 分別為圖 4.6 (b)、(c) 及 (d) 三號篩上所停留顆粒，轉換對應於網格尺寸 d_1 時之覆蓋格數。經此種轉換並累加格數，才符合方格覆蓋維度之計算中保持使用同一組粒料母體的概念。此外，其他每個篩號之篩網都必需重複這個種轉換並累加格數的動作，如此同一組粒料才會歷經不同尺寸篩網之檢測以得所對應覆蓋格數。同理，可對 N_2 、 N_3 及 N_4 作同樣處理方式。這些累加後的總格數 N_1 、 N_2 、 N_3 及 N_4 ，即表示同一組粒料母體於各篩號篩網上所覆蓋之總格數 (圖 4.7 (a) ~ (d))。即原本顆粒母體於篩網尺寸 d_2 上之覆蓋格數應為：

$$N_2 = (N_2)_a + (N_2)_b + (N_2)_c + (N_2)_d \quad (4.4)$$

而於篩網尺寸 d_3 上之覆蓋格數應為：

$$N_3 = (N_3)_a + (N_3)_b + (N_3)_c + (N_3)_d \quad (4.5)$$

而於篩網尺寸 d_4 上之覆蓋格數應為：

$$N_4 = (N_4)_a + (N_4)_b + (N_4)_c + (N_4)_d \quad (4.6)$$

式 (4.4) ~ 式 (4.6) 中， $(N_i)_a$ 、 $(N_i)_b$ 、 $(N_i)_c$ 及 $(N_i)_d$ ($i=2、3、4$) 意義類似於式 (4.3)。最後將累加的總格數 N_i ($i=1、2、3、4$) 與其對應篩網尺寸大小 d_i ($i=1、2、3、4$) 繪成雙對數圖 (參圖 4.8)，並以最小平方法求得一迴歸直線，則此直線斜率的絕對值即為所求的方格覆蓋維度 D_B 。

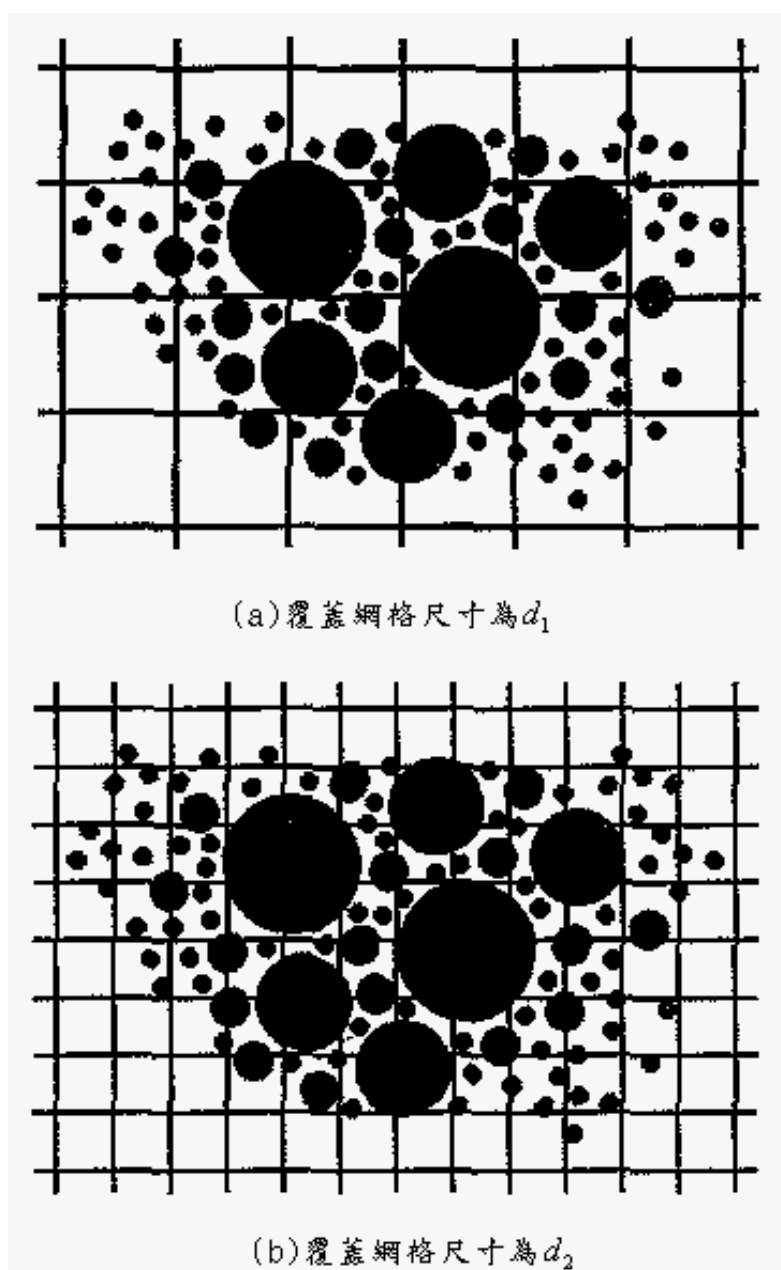
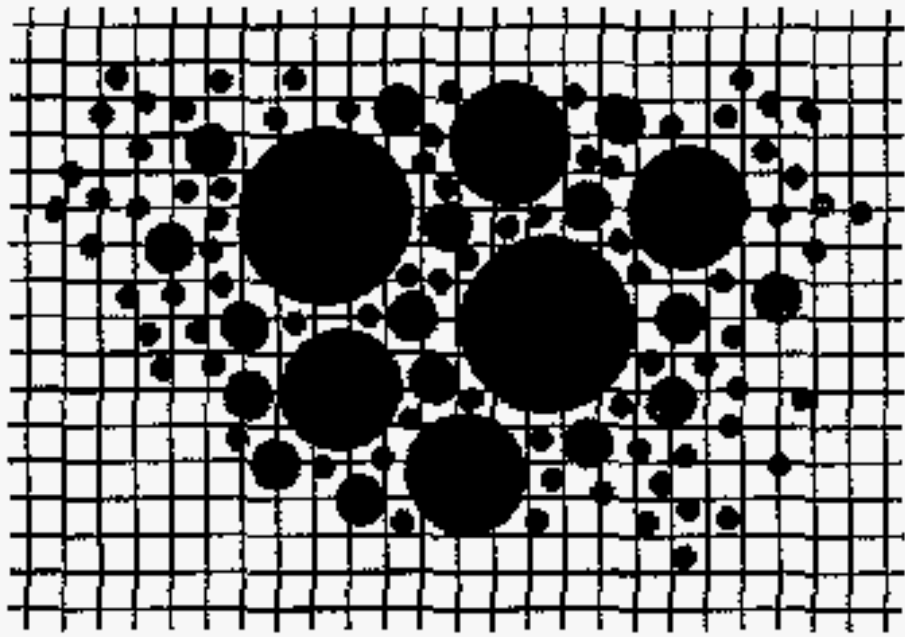
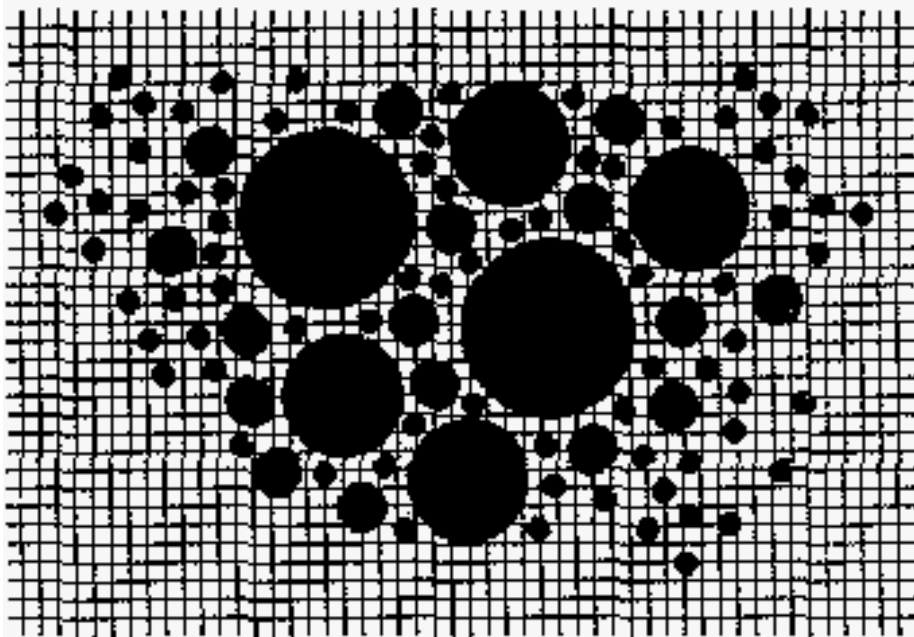


圖 4.7 方格覆蓋法計算過程示意圖 (卓佳良, 1999)



(c) 覆蓋網格尺寸為 d_3



(d) 覆蓋網格尺寸為 d_4

圖 4.7 方格覆蓋法計算過程示意圖 (續)

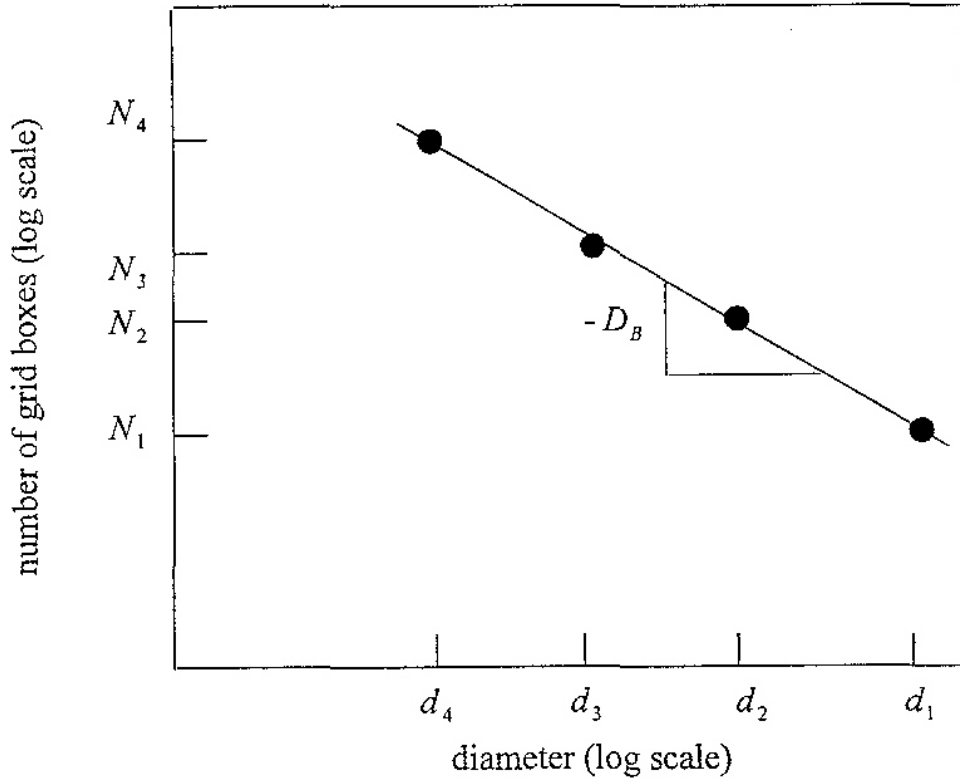


圖 4.8 方格覆蓋維度 D_B (卓佳良, 1999)

4.2.2 同心圓覆蓋維度於篩分析試驗上之應用

同心圓覆蓋維度即叢集維度 (cluster dimension) 主要以顆粒數目與半徑間之關係，來描述群體中個別顆粒距離分佈中心點的疏密關係，亦即使用不同半徑 r 的圓來覆蓋自然離散體，然後計算出半徑 r 的圓內所包含的離散體的顆粒數目，如圖 4.9 所示。叢集維度可以反映出顆粒排列之集中程度。顆粒間的排列越集中，則其叢集維度就越大；反之，若顆粒之間排列的越分散，則其叢集維度便越小。

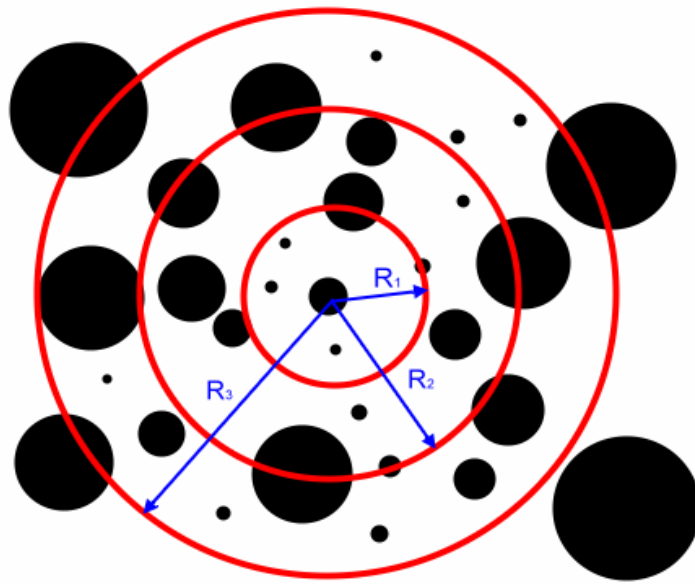


圖 4.9 同心圓覆蓋法示意圖

在二維粒徑分析中，利用同心圓尺規，將大於最大同心圓直徑的顆粒以及小於最小同心圓直徑的顆粒皆忽略不計。換言之，只選顆粒直徑範圍介於最大同心圓與最小同心圓之間的顆粒做分析。因此若有五個同心圓，則可視如篩分析中，依序排列之五個不同尺寸篩網之篩孔。即 (i) 當顆粒直徑介於第一（最大）與第二（次大）個圓間時，可以視該組顆粒可通過第一個尺寸篩網之孔眼，而停留在第二個尺寸篩網上；同理，(ii) 當顆粒直徑介於第二與第三個圓間時，可視其通過第一、第二個尺寸篩網之孔眼，而停留在第三個尺寸篩網上，以此類推。如此在電子顯微鏡下的分析概念可輕易的被運用於篩分析過程中，亦可將傳統篩分析結果做更進一步的運用。

Sammis (1987) 等人研究斷層泥內顆粒之分布特性，以電子顯微鏡所拍攝影像分析，以同心圓覆蓋法分析。若每個圓的直徑 $L_{(n)}$ ，下一個圓直徑 $L_{(n+1)}$ 正好相差 2 倍，若顆粒直徑介於 $L_{(n)}$ 與 $L_{(n+1)}$ 之間則被歸類於第 n 等級。在已知每個等級顆粒數後，可利用(4.7)式求其二維碎形維度：

$$\frac{N_{(n)}}{A} = b \overline{L_{(n)}}^{-D} \quad (4.7)$$

其中， $N_{(n)}$ 為第 n 個等級之顆粒個數； A 為照片所涵蓋之面積； $\overline{L_{(n)}}$ 為第 n 個等級之平均直徑； b 為一常數。若將式(4.7)改寫為下列公式：

$$N(n) = K \overline{d_{(n)}}^{-D} \quad (4.8)$$

其中， $N_{(n)}$ 為第 n 個等級之顆粒個數； $\overline{d_{(n)}}$ 為第 n 個等級之平均直徑， K 為一常數。由式(4.8)得知：欲應用本觀念至篩分析試驗上，可以直接計算各個尺寸篩網上停留的顆粒數 (counting)，同時又為符合自我相似維度的定義。茲將 5 個篩網之孔徑依次安排成 1/2 倍率遞減；換言之，每個篩網之孔徑與下一個篩網之孔徑差 2 倍，則其衰減因子 $s=1/2$ ：假設這五種篩網孔徑由大至小分別為 d_1 、 d_2 、 d_3 、 d_4 及 d_5 ，則停留在 d_2 篩網孔眼上之顆粒平均直徑為 $\overline{d_2} = (d_1 + d_2)/2$ ；停留在 d_3 篩網孔眼上之顆粒平均直徑為 $\overline{d_3} = (d_2 + d_3)/2$ ；以此類推，求 $\overline{d_4}$ 與 $\overline{d_5}$ ；再以這四種不同顆粒平均直徑為橫座標，並以所對應停留顆粒個數為縱座標，繪成雙對數圖形，並經最小平方迴歸直線，該直線斜

率之絕對值即為叢集維度： D_C 。

故於篩分析過程中，除如 4.2.1 節計算之各號篩之土粒覆蓋格數外，若同時輔以計數各篩網上之停留顆粒數目後，可透過上述方法作圖，求取顆粒母體之自我相似維度性質，俾使篩分析試驗具有新的功能。

4.2.3 現地與篩分析試驗之碎形維度差異

篩分析試驗是屬於空間中三維度之試驗，因此其所求出之碎形維度會介於 2~3 之間；而現地照片是屬於平面上二維度之量測，其所求出之碎形維度會介於 1~2 之間，理應兩者無從比較。但根據二維與三維自我相似理論的結論，如果碎形母體具自我相似特性，則二維碎形維度會與三維碎形維度僅差 1。因此若現地顆粒級配具自我相似特性，即可將現地照片之二維碎形維度加 1，以便與篩分析試驗結果之碎形維度作比較。

第五章 土壤保水曲線模式之建立

探討非飽和土壤中水分之傳輸現象，土壤和水的保水行為是首先必須瞭解的一環。保水行為受土壤含水量、土壤組成、顆粒粒徑分佈、顆粒間孔隙大小等因素影響。因為顆粒間孔隙分佈及大小不同，保水情況也不盡相同。若顆粒間的孔隙大，毛細現象是保水重要因素，然而如果是細粒料顆粒，孔隙很小，這時水分吸附作用便成為重要因素。土壤含水量與土壤毛細壓力之關係，稱之為保水曲線(water retention curve)或土壤特徵曲線(Soil Water Characteristic Curve, SWCC)。土壤保水曲線之定義為，土壤在平衡時含水量和基質吸力(matric suction)之關係，該關係常以實驗求得，而含水量常以體積含水比表示。

5.1 保水曲線相關研究

根據毛細理論 (Corey, 1986)，在土壤排水過程中，土壤孔隙中水分會在特定的毛細壓力下排水。圖 5.1 為土壤保水曲線，其中 θ_s 為土壤在大氣壓力飽和時的體積含水比， h_b 為空氣進入值(air entry value)或起泡壓力(bubbling pressure)，意指空氣(或非濕相液體)開始進入孔隙的毛細壓力， θ_r 則為最後殘餘體積含水比(residual volumetric

content)。

土壤保水曲線除了代表含水比和土壤結構勢能的關係，同時也可看出土壤顆粒和孔隙大小分佈的情況。圖 5.2 兩種不同粒徑分佈的土壤保水曲線，可以看出圖中粒徑均勻之特徵曲線會有明顯空氣進入值且整個排水過程也較快速(Fetter, 1993)。保水曲線有多種型式如圖 5.3、5.4 與表 5.1 所示。

土壤之保水曲線在土石流相關研究中鮮少被提及，主要原因在於大部分的研究較著眼於啟動或流動的機制。土石流啟動與流動之霎那均已達飽和狀態，因此對於土石流材料之非飽和行為較少探討。但所有的土石材料都必須經過非飽和階段才會達到飽和，這段過程所經過的時間對於預測土石流發生的時間非常重要。從取得的雨量資料，配合土石流材料之水分傳輸特性，才能更準確預估土石流之發生。而保水曲線與孔隙水壓激發之機制是研究土石流材料水分傳輸特性中最重要之二個環節。

表 5.1 土壤保水曲線模式

Model	Reference	Format	Parameter
<i>GR model</i>	Gamer (1956)	$S_e = \exp(\alpha\psi)$	α : pore distribution index
<i>BC model</i>	Brooks and Corey (1964)	$S_e = \left(\frac{\psi}{\psi_s}\right)^{-\lambda}$ $\psi < \psi_s$ $S_e = 1$ $\psi \geq \psi_s$	λ : pore distribution index ψ : saturate air entry value
<i>BR model</i>	Brutsaert (1966)	$S_e = a/(a + \psi_s^b)$	a: experience parameter b: pore distribution index
<i>VG model</i>	Van Genuchten (1980)	$S_e = \frac{1}{[1 + \alpha \psi ^n]^m}$	α, n, m : curve shape parameters
<i>RU model</i>	Russo(1988)	$S_e = [(1 + \beta \psi)\exp(-\beta \psi)]^{2/(2+2\alpha)}$	β : experience parameter α : Mualen experience parameter
<i>TA model</i>	Tani(1982)	$S_e = \left(1 + \frac{\psi}{\psi_\tau}\right) \exp\left(\frac{\psi}{\psi_\tau}\right)$	ψ_τ : curve turning point capillary pressure
<i>ZV model</i>	Zhang and Van Genuchten (1994)	$S_e = \frac{1 + \alpha\psi}{1 + \alpha\psi + \beta(\alpha\psi)^2}$	α : standards factor β : shape factor
<i>AT model</i>	Assouline and Tessier (1998)	$S_e = \{1 - \exp[-\alpha(\psi^{-1} - \psi_\tau^{-1})^\beta]\}$	α, β : experience parameter ψ_τ : capillary pressure in residue water content

*: $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$

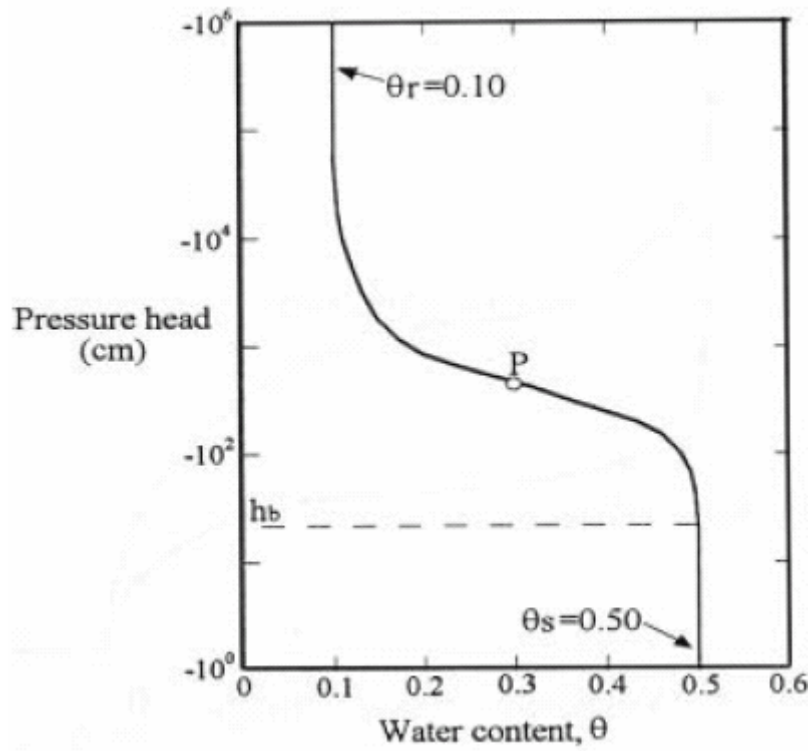


圖 5.1 土壤保水曲線 (Van Genuchten, 1980)

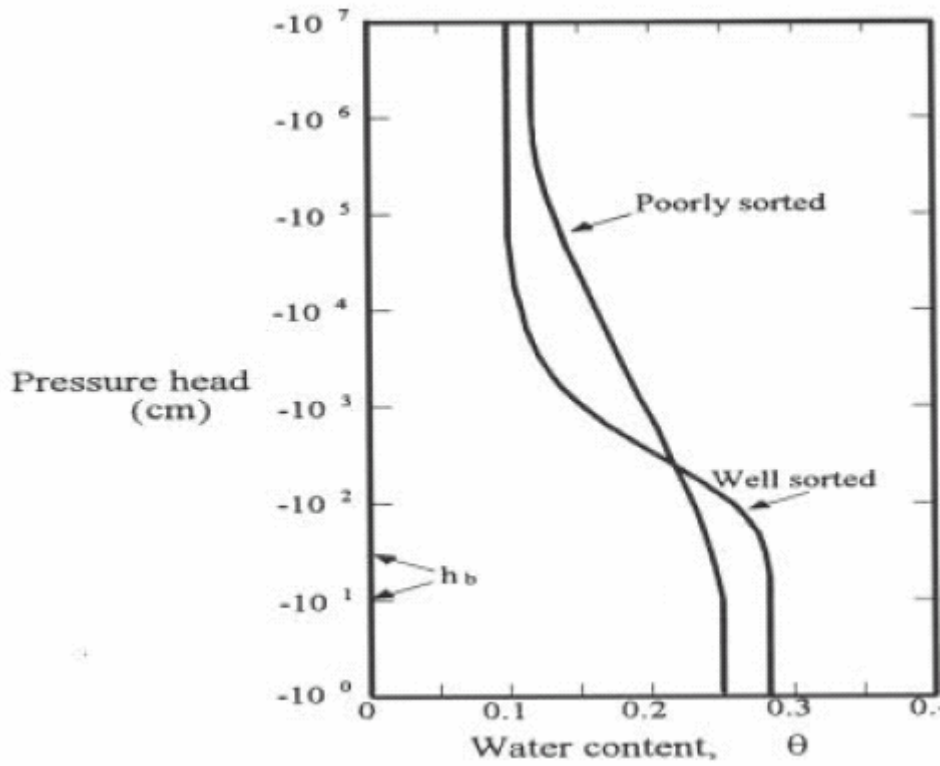


圖 5.2 兩種不同粒徑分佈的土壤保水曲線 (黃進富, 1996)

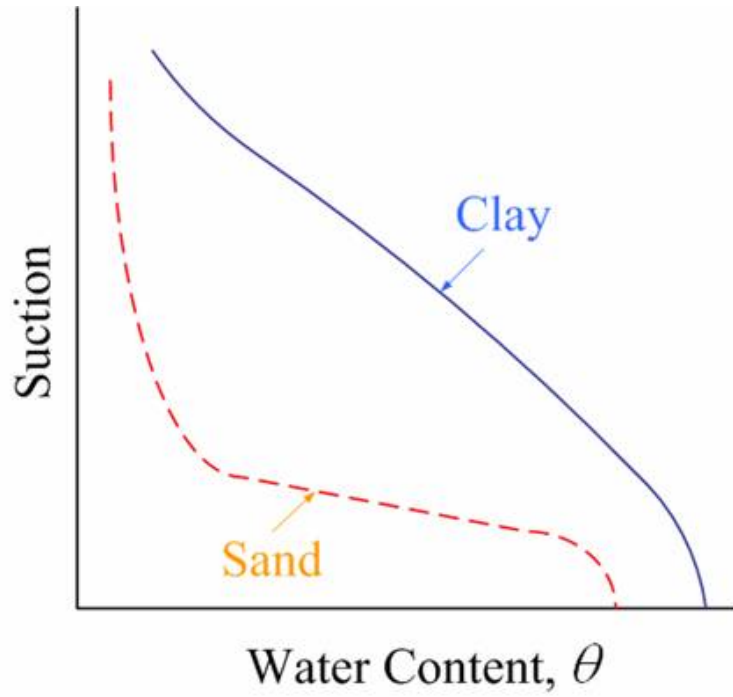


圖 5.3 砂土與黏土的土壤保水曲線示意圖

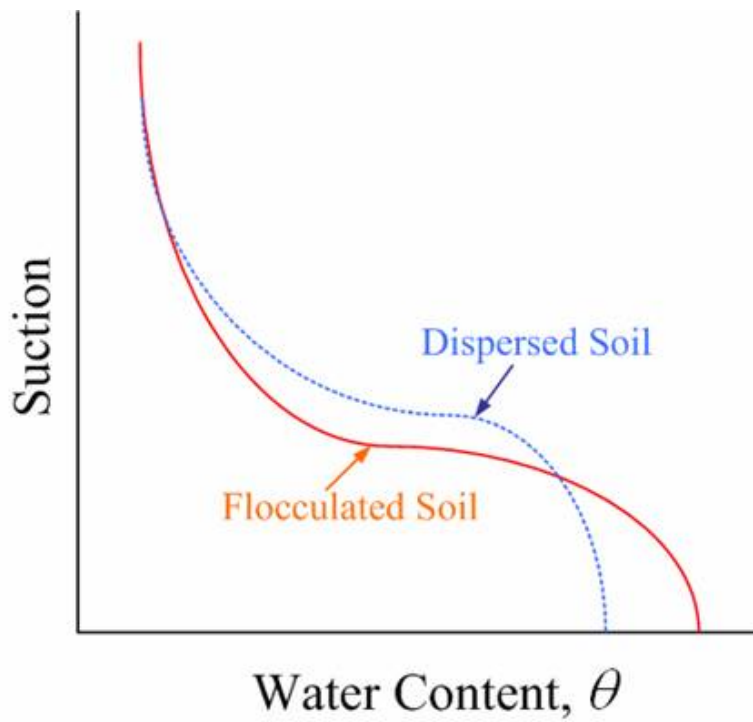


圖 5.4 兩種不同土壤結構之保水曲線示意圖

5.2 碎形維度應用於保水曲線

Moore & Krepfl (1991)指出，由於土粒粒徑尺寸級配分佈與堆積滿足碎形自然分裂之自我相似行為 (self similarity)，再加上碎形維度 (fractal dimension) 可以反映大小顆粒之相互填充程度，故土粒粒徑大小分佈與顆粒間所構成管道之連通方式，應可以碎形理論來描述。然根據粒徑分佈曲線所呈現的線形，只能得知土壤中顆粒尺寸的範圍，以及顯示顆粒之分佈型態，並無法反應顆粒周圍之相對分佈特徵。而在碎形理論中之碎形維度 D 值可用以表示維度不為整數的質點分佈，即顆粒不一定完全填滿整個平面或空間，因此可以碎形維度 D 值來表示顆粒介質於空間或平面的填塞程度。土體之碎形維度值範圍如表 5.2 所示。

具同一孔隙率之土體可能有多種不同的排列方式，其毛細吸水能力亦將不同，僅以傳統的孔隙率並無法反應此一事實。故將方格覆蓋碎形維度之觀念，應用於傳統篩分析上，僅利用傳統篩分析資料可以獲致碎形維度，便可用以推估土壤保水行為特性。

Tyler & Wheatcraft (1989) 提出一碎形毛細管模式來解釋毛細管長度的估算，如圖 5.5 所示，並利用 Sierpinski 地毯模型模擬碎形土壤孔隙的空間模式 (Tyler & Wheatcraft, 1991)，如圖 5.6

所示。而以方格覆蓋碎形維度之觀念應用於篩分析上，如圖 5.7、5.8

所示。本研究擬利用篩分析資料透過碎形理論模型，以碎形維度值

推測土壤孔隙之大小分佈特性，以推估保水曲線。

表 5.2 土體之碎形維度值範圍 (Gimenez et al., 1997)

土壤種類	碎形維度值	粒徑範圍	參考文獻
Sand	2.95	$10^{-2} - 10^6 \mu\text{m}$	Bartoli et al. (1991)
Sand loam-1	2.75	1 - 10 mm	Young & Crawford (1991)
Sand loam-2	2.93	1 - 10 mm	Young & Crawford (1992)
Find sandy loam	2.88	0.06 - 2.1 mm	Anderson & McBratney (1995); Rieu & Sposito (1991)
Sandy loam/ loam	2.92	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Loam	2.95	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Loam	2.85	0.25 - 7.5 mm	Gimenez et al. (1994)
Silt loam	2.93	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Silt loam	2.9	0.06 - 2.1 mm	Anderson & McBratney (1995); Rieu & Sposito (1991)
Silt loam	2.95	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Silt loam	2.97	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Sility	2.92	$10^{-2} - 10^6 \mu\text{m}$	Bartoli et al. (1991)
Clay loam	2.93	0.75 - 6.5 mm	Gimenez et al. (1997)
Clay loams	1.95~1.98	NA	Crawford & Matsui (1996)
Silt clay loams	1.93~1.98	NA	Crawford & Matsui (1996)
Clay	2.96	0.06 - 2.1 mm	Anderson & McBratney (1995); Rieu & Sposito (1991)
Clay	1.98	NA	Crawford & Matsui (1996)
Clay	2.88	0.25 - 7.5 mm	Gimenez et al. (1994)
Clay	2.89	0.25 - 7.5 mm	Gimenez et al. (1994)
Sharpsburg soil	2.95	0.11 - 7.00 mm	Rieu & Sposito (1991)
Sharpsburg soil	2.89~2.90	0.08 - 3.19 mm	Anderson & McBratney (1995)

5.3 土壤保水曲線碎形模式

Arya & Paris (1981)以土粒之粒徑分佈、乾密度、統體密度等已知參數，由已知土粒粒徑分佈轉換成孔隙大小，提出一保水曲線模型：由土粒體積與孔隙體積關係，可知第 i 級土粒粒子所對應之孔隙體積 $V_{V(i)}$ ，如下：

$$V_{V(i)} = e_{(i)} \frac{m_{p(i)}}{\rho_p} \quad (V_v = eV_s) \quad (5.1)$$

其中， $m_{p(i)}$ = 第 i 級土粒的質量、 ρ_p = 土粒的密度、 $e_{(i)}$ = 第 i 級孔隙比。若設 ρ_b = 土壤統體密度，則土體總體積為 V_b 。

$$e_{(i)} = \frac{V_b - V_p}{V_p} = \frac{m_{(i)} / \rho_b - m_{p(i)} / \rho_p}{m_{p(i)} / \rho_p} \quad (5.2)$$

若在孔隙內不含水時， $m_{(i)} = m_{p(i)}$ ，則可進一步導得此時 $e_{(i)} = (\rho_p - \rho_b) / \rho_b$ 。由於土粒的密度 ρ_p 可假設為一定值，若設土體統體密度 ρ_b 固定，則各級孔隙比 $e_{(i)}$ 亦等於整體孔隙比 e 。

再將土粒粒徑大小分佈分成 m 個等級、設每等級的顆粒數有 $N_{(i)}$ 個，且平均半徑為 $R_{(i)}$ ，則顆粒體積為：

$$V_{p(i)} = \frac{4}{3} \pi R_{(i)}^3 N_{(i)} \quad (5.3)$$

進一步假設每個等級顆粒間之孔隙，僅形成一條毛細管通過，且毛細管半徑為 $r_{(i)}$ 、長度為 $h_{(i)}$ ，則其孔隙體積 $V_{V(i)}$ 可計算為：

$$V_{v(i)} = \pi r_{(i)}^2 \times h_{(i)} \quad (5.4)$$

其中，若在每個等級內土粒球形粒徑 ($R_{(i)}$) 大小相等，則毛細高度 $h_{(i)}$ 等於 $2 \times R_{(i)} \times N_{(i)}$ ；但一般土粒常不為球形，則毛細管真實高度或長度可修正為：

$$h_{(i)}^* = 2R_{(i)} N_{(i)}^\alpha \quad (5.5)$$

式中，修正因子 α 經驗值介於 1 至 2。該式意義即土粒粒徑減小則孔隙管徑急速減小，毛細高度將以指數倍數升高。

再將式 (5.5) 中 $h_{(i)}^*$ 代入式 (5.4) 中可得：

$$V_{v(i)} = \pi r_{(i)}^2 \cdot 2R_{(i)} N_{(i)}^\alpha \quad (5.6a)$$

又因 $V_{V(i)} = e V_{p(i)}$ ，故由式(5.3)可得

$$V_{v(i)} = e \cdot \frac{4}{3} \pi R_{(i)}^3 N_{(i)} \quad (5.6b)$$

令式 (5.6a) = (5.6b) 可整理得毛細管徑為：

$$r_{(i)} = R_{(i)} \left[\frac{2e}{3} N_{(i)}^{1-\alpha} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.7)$$

而毛細水頭高度公式為：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{r_{(i)}} \quad (5.8)$$

其中， $r_{(i)}$ 為孔隙之半徑，故將 (5.7) 代入式 (5.8) 可得各等級土粒間之毛細水頭 $h_{(i)}$ ：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{R_{(i)}} \left[\frac{2e}{3} N_{(i)}^{1-\alpha} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.9)$$

式 (5.9) 中 α 的意義，直到 Tyler & Wheatcraft (1989) 引進碎形理論觀點，認為 α 可能是管道不規則度 (degree of irregularity)，並證實可用描述粒徑分佈之碎形維度 D 替代之，即 $\alpha = D$ 。其中 D 值之推求，可將土體分成數等級，再以土壤重量與粒徑推估土壤顆粒數，再依碎形理論求知碎形維度 D (其中 $1 \leq D < 2$)。對土壤而言，當 $D = 1.5$ 管道路徑已屬非常曲折；而 D 越大，表示含有越多細粒黏土質土壤，去水速度較慢；例如粗粒土壤孔隙之 $D = 1.46$ 、細粒土壤孔隙之 $D = 1.89$ 。

因此，以 $\alpha = D$ 代入毛細水頭公式 (5.9) 得：

$$h_{(i)} = \frac{2T \cdot \cos \beta}{R_{(i)}} \left[\frac{2}{3} e N_{(i)}^{1-D} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (5.10)$$

由於水對較小孔隙之吸附能力較強，因此通常是由較小孔隙填滿後再填較大孔隙，故其含水量亦可分為 $n+1$ 級，而第 i 級之體積含水量 (volumetric water content)，便是水由第 i 級之孔隙填滿至第 $n+1$ 級所需之體積除以土體之總體積而來，其可表為：

$$\omega_i = \frac{\sum_{i=1}^{n+1} V_{Vi}}{V_b} \quad (5.11)$$

由式 (5.10) 及式 (5.11) 即可求得毛細水頭。其中，由土體組

構關係可知 (Arya & Paris, 1981) :

$$V_{vi} = V_{bi} - V_{pi} = N_i R_i^3 \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right) \quad (5.12)$$

由式 (5.3)、式 (5.12) 及原始孔隙比 (e) 定義知 :

$$e_{(i)} = \frac{V_{vi}}{V_{pi}} = \frac{N_i R_i^3 \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right)}{\frac{4}{3} \pi R_i^3 N_i} = \frac{3}{4\pi} \left(\frac{\rho_p}{\rho_b} - 1 \right) \quad (5.13)$$

故僅須知道土粒粒徑分佈特性 D 、土粒密度 ρ_p 、土體密度 ρ_b 等參數，便可預測保水曲線。

5.4 案例驗證

Turcotte (1986) 曾經證實土粒的分裂是一種碎形特性，土粒粒徑愈小，其數量愈多，即 $N_{(i)} \times R_{(i)}^D$ 為一個定值。故各等級土粒間具有下列關係：

$$N_{(i)} \cdot R_{(i)}^{D^*} = N_{(i+1)} \cdot R_{(i+1)}^{D^*} \quad (5.14)$$

其中， D^* 為土壤顆粒粒徑分佈的碎形維度；土壤的 D^* 值常接近於 3； $N_{(i)}$ = 粒徑大於 $R_{(i)}$ 之顆粒總數（累積停篩顆粒總數）。若兩邊取對數可得：

$$\log\left(\frac{N_{(i)}}{N_{(i+1)}}\right) = -D^* \log\left(\frac{R_{(i)}}{R_{(i+1)}}\right) \quad (5.15.a)$$

即

$$-D^* = \frac{\Delta(\log N)}{\Delta(\log R)} \quad (5.15.b)$$

類比方格覆蓋法：可由傳統進行篩分析所得到的粒徑分佈曲線半對數關係：將縱軸由 (% finer) 改為 $\log(\% \text{ finer})$ 重新以雙對數關係表示粒徑分佈曲線，便可由圖形中 $[\log_{(YM(X))} - \log(x)]$ 之斜率得知該顆粒大小分布之碎形維度 ($D^* = 3 - \text{斜率}$)，如圖 5.8 所示。

Tyler & Wheatcraft (1989) 指出碎形增額 D_i (即碎形維數與拓撲維數之差別) 滿足： $D_i = D - D_T$ ，其中在粒徑分佈中土壤是以三度空間顆粒群體，故拓撲維數 $D_T = 3$ ，所以土粒的 D_i ：

$$D_i = D^* - 3 \quad (5.16a)$$

孔隙管道是通過此一土粒骨架之通道，故具相同的碎形增額亦是 D_i ，而且孔隙管道之 $D_T = 1$ ，所以孔隙管道之碎形維數 D ：

$$D_i = D - 1 \quad (5.16b)$$

由式(5.16a)=式(5.16b)得孔隙管道之碎形維數 D ，與土粒粒徑分佈的碎形維度 D^* ，具下列關係：

$$D = D^* - 2 \quad (5.17)$$

即土粒粒徑分布之碎形維度，與描述管道不規則度之碎形維數

值差 2。因此，藉由篩分析試驗資料，可先得知土粒粒徑分布之碎形維度 D^* ，再以式(5.17)關係，獲知土壤內部毛細管孔隙管道分佈之特性 D 值，其值反應毛細管道彎曲的程度。 D 值愈大，毛細管道愈不規則，其意義與前述 α 一致。

本研究摘錄 Bousnina (1984) 在距地表 0-0.2 m 處所採得含黏土質砂土之現地保水試驗資料，以驗證本文模式之正確性。其土粒粒徑分佈資料如圖 5.9 之篩分析粒徑分佈曲線；現地保水試驗資料則繪於圖 5.11 之保水曲線。利用土壤保水曲線碎形模式便可得到繪製保水曲線之參數，如表 5.3 所示。其中對碎形維度 D 值之求得，本研究採用兩種方法，分述如下。

(1) 改良類比方格覆蓋法

本研究中由於考慮各孔徑篩上之土體重量與篩孔直徑之關係，故將原類比方格覆蓋法中之縱軸改以累積停篩百分比 ($\log(\% \text{ accumulation mass})$)，橫軸仍維持原狀作圖，重新將粒徑分佈曲線以雙對數關係表示，結果如圖 5.9 所示，可由圖形中之斜率得知顆粒大小分布之碎形維度 ($D_r = 3 - \text{斜率}$)。以此法將 Rieu & Sposito(1991) 土壤粒徑與累積停篩重量百分比作圖，得斜率為 0.61，依前述理論得知描述土粒的碎形維度 $3 - D_r = 0.61$ ，即 $D_r = 2.39$ ；故表達分佈於土粒間之毛細管道彎曲程度碎形值為 $D = 3 - D_r$ ，即 $D = 0.61$ ，可直接以原

累積停篩粒徑分佈曲線雙對數圖，迴歸直線之斜率代替之，所以毛細管道的碎形維度 D ，即為等於該圖的斜率。

(2)管道不規則度估算法

於篩分析中，可由兩篩粒徑之平均數當作顆粒粒徑，再將粒徑除以 2 得其各部分之 $R_{(i)}$ 。由停留在此篩徑上之土重，除以土之單位重得其體積，再除以顆粒體積 $((4/3) \times \pi \times R_{(i)}^3)$ 而得各篩之土顆粒數 $N_{(i)}$ ，將各篩之顆粒數加起來便得到 N 值。將篩孔直徑—土壤顆粒數作圖，此曲線取雙對數作圖即可得一斜率，結果如圖 5.10 所示。可由圖形中迴歸直線之斜率，得知該顆粒大小分布關係之碎形維度 $D^* = 2.66$ ，利用 D^* 值可以反應孔隙大小分佈性質，或毛細管道彎曲的程度。以兩種方法取得碎形維度 D 值，得到 $D_r = 2.39$ 及 $D^* = 2.66$ ，再由公式 (5.10) 換算得毛細 $D = 0.66$ (以篩孔直徑—土壤顆粒數)，在 D_r 的換算方面採用原始斜率值代入即 $D = 0.61$ 。

將上述二法所得之 D 值，分別代入得到兩種保水曲線預測值，並與現場保水試驗作比較，如圖 5.11 所示。由圖 5.11 的結果中，發現此二預測曲線趨勢與原始現場實驗所得之保水曲線趨勢相符。且以改良類比方格覆蓋法所得斜率做為毛細 D 值預估時，在曲線前半部與原實驗值相較有低估的情形，在曲線後半部與原實驗值相較有高估的情形；但以管道孔隙不規則度估算法所換算得之 D^* 值，所得結果

趨勢與真實較為類似，與原實驗值相較，情形與原始篩分析所得結果相同。故交互比較得知，若將保水曲線分為二個部分，前面部份以管道孔隙不規則度估算法所得 D 值，推估與原始現場實驗所得之保水曲線趨勢較為相符，後一部份 D 值以改良類比覆蓋法百分比推估，與原始現場實驗所得之保水曲線趨勢較為相符。但整體趨勢而言，孔隙不規則度估算法所得知結果較佳，故本研究擬採用此一模式，以預測保水曲線。

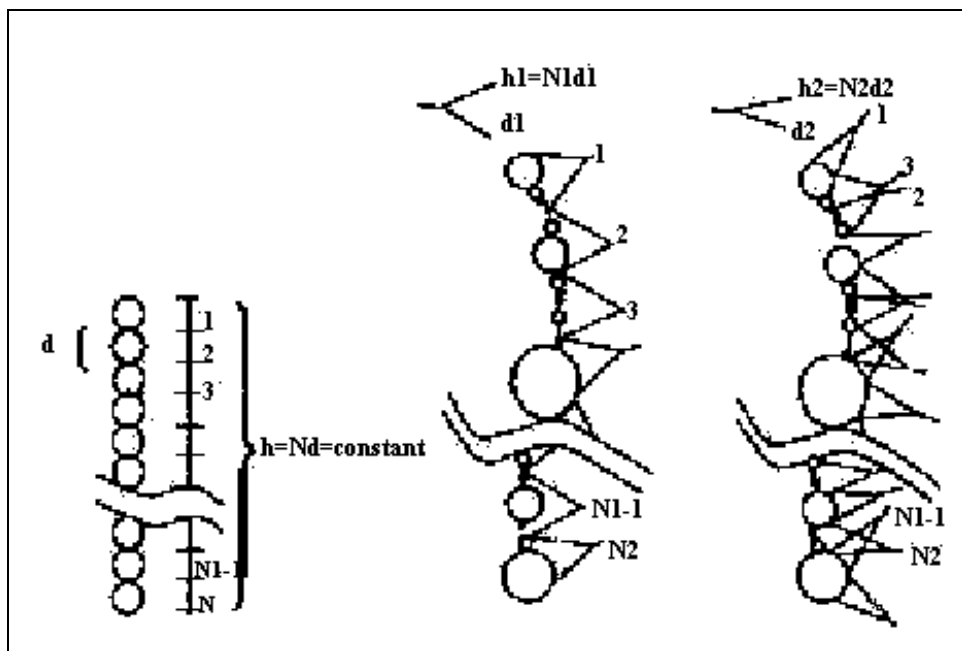


圖 5.5 碎形毛細管模式示意圖(Tyler and Wheatcraft, 1991)

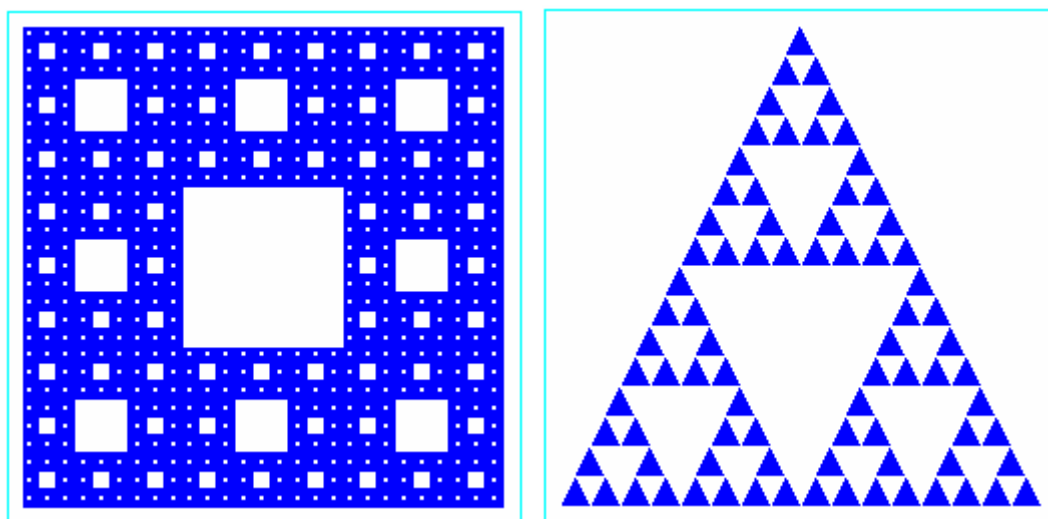


圖 5.6 Sierpinski 地毯與 Gasket 的圖形

(Waclaw Sierpinski, 1916)

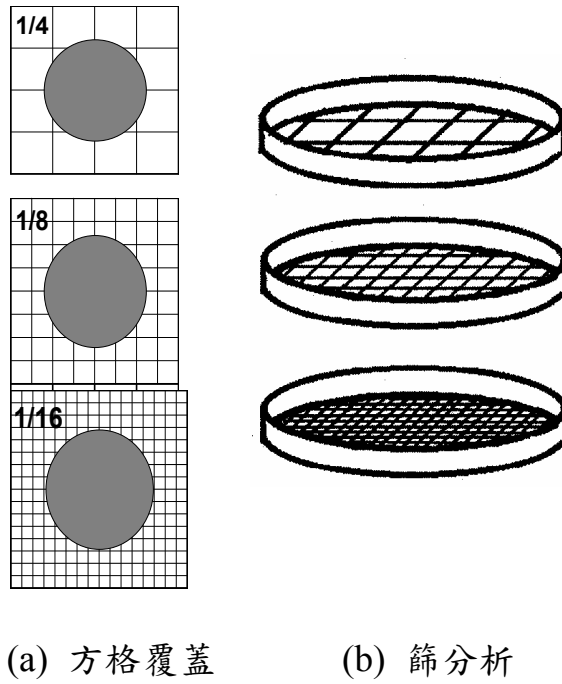


圖 5.7 方格覆蓋法邏輯與篩分析過程之比對(楊振榮, 2001)

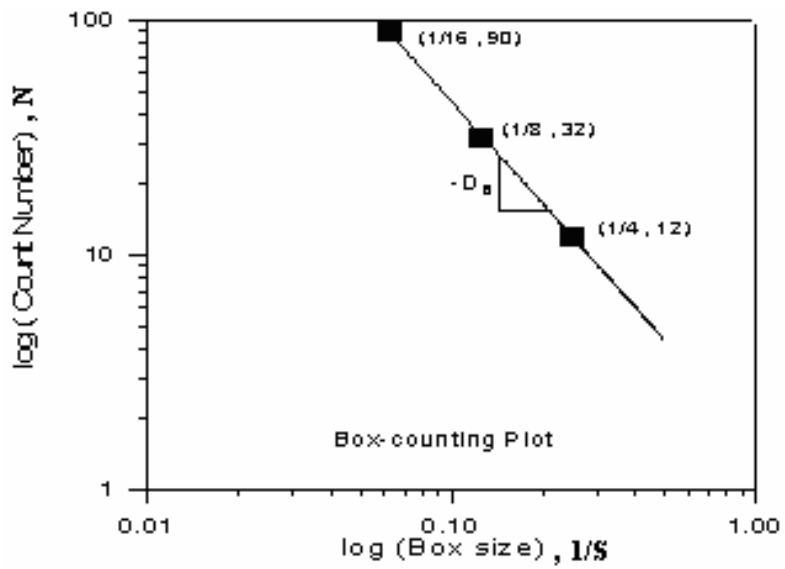


圖 5.8 雙對數關係表示粒徑分佈曲線示意圖(楊振榮, 2001)

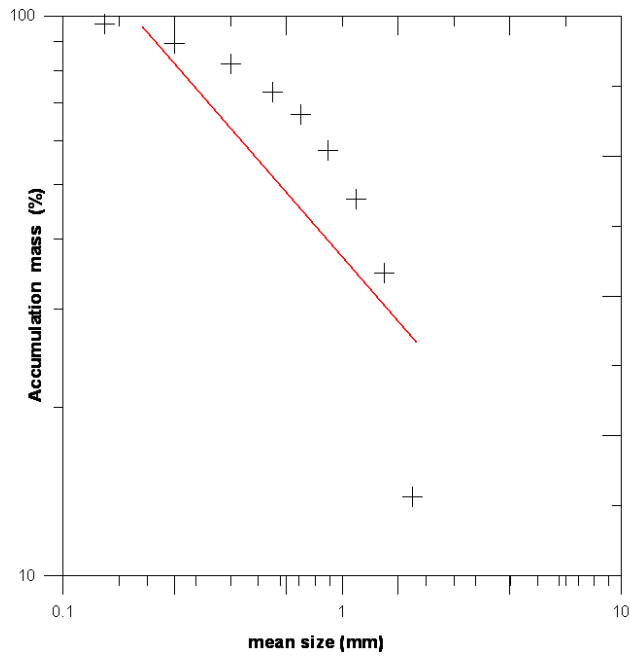


圖 5.9 篩分析曲線雙對數圖 (斜率 = 0.61)

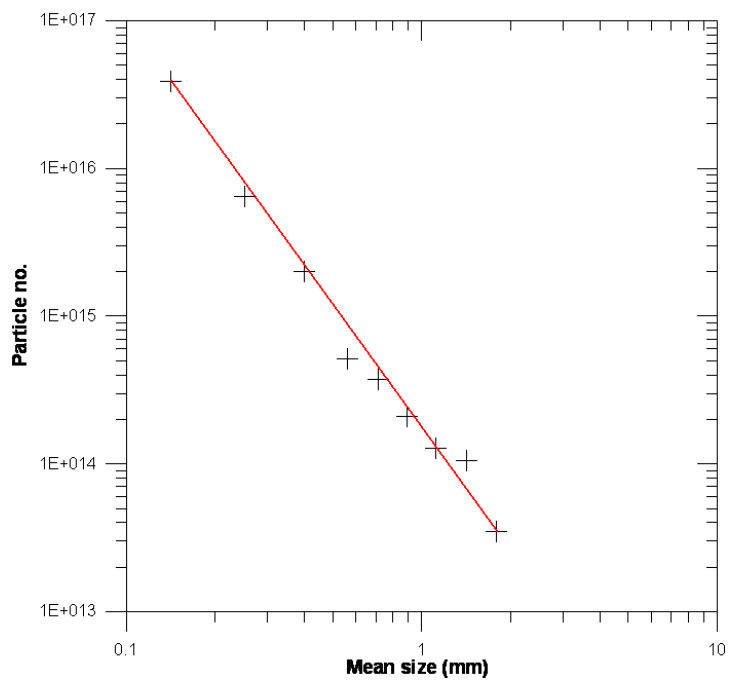


圖 5.10 改良篩分析曲線對數圖 (斜率 = 2.66)

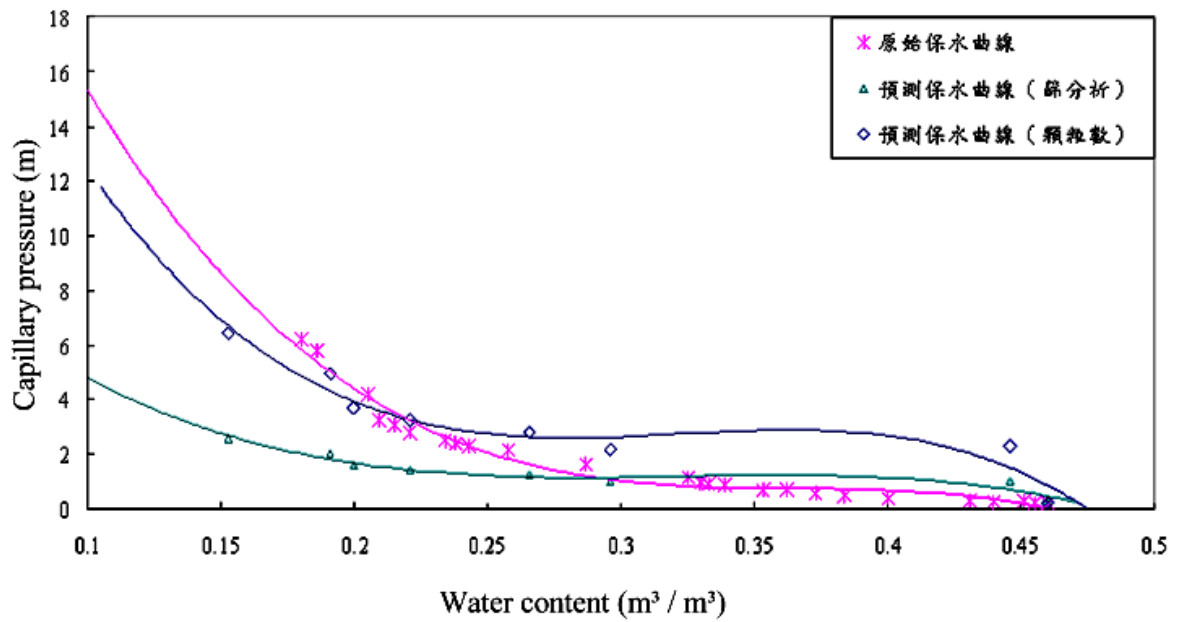


圖 5.11 保水曲線預測值與現場實驗值比較圖

表 5.3 估算保水曲線之基本參數

累積停篩 百分比 (%)	顆粒數 ($E+15$)	各層孔隙 體積 V_{vi}	各層含 水量 w_i	水頭高 H_i ($D^* = 2.66$)	孔隙比 e	水頭高 H_i ($D^* = 2.39$)
13.864	0.034	21154	0.296	2.202	0.203	1.01
34.735	0.105	31845	0.446	2.306	0.203	1.029
47.168	0.127	18971	0.266	2.825	0.203	1.254
57.503	0.21	15771	0.221	3.26	0.203	1.429
66.846	0.373	14254	0.2	3.705	0.203	1.601
73.176	0.513	9660	0.135	4.442	0.203	1.905
82.121	2.001	13648	0.191	4.944	0.203	2.049
89.276	6.48	10918	0.153	6.452	0.203	2.597
96.899	38.94	11631	0.163	8.468	0.203	3.258

第六章 實驗規劃與設置

本研究製作一可同時模擬降雨入滲，及不同地下水湧昇情形之模型試驗，以量測土體水壓及含水量變化的情形，相關配置情形如圖 6.1 所示。由此簡易之物理試驗可清楚地了解在不同地下水位，及不同雨量情況下土體之反應情形。另外，藉由此一簡易模型試驗，亦可驗證相關入滲公式之合理性，並透過保水曲線之碎形模式，以同時考慮毛細現象之影響。因此，可對土石流之發生由於降雨入滲及地下水湧昇，做一全面性的探討。

6.1 實驗規劃

(a) 試體準備

模型試驗之試體準備，將藉由碎形維度理論，在滿足空間分佈特性條件下，縮小比例以決定實驗室模型試驗之級配。

現地材料中，土壤的含水量在非雨季時，含水量主要來自於毛細現象，但一般實驗室試驗礙於毛細現象在非砂土材料中，有需很長的時間才能完成的限制，故常忽略此一因素。但毛細作用所引致之土壤含水量，對孔隙水壓有一定程度之影響。因此，在物理模型試驗中，擬以本研究所建立之土壤保水曲線之預估模式，反求各層含水量，以

減少實驗施作時間。

(b) 供水模式

物理模型試驗設計兩種供水模式，上層模擬降雨之影響，下層模擬地下水位上升之影響。本研究將探討三種供水情況，分別為：降雨、地下水湧昇，及合併二者同時作用之影響，並量測土體水壓及含水量變化情形，相關配置情形如圖 6.1 所示。

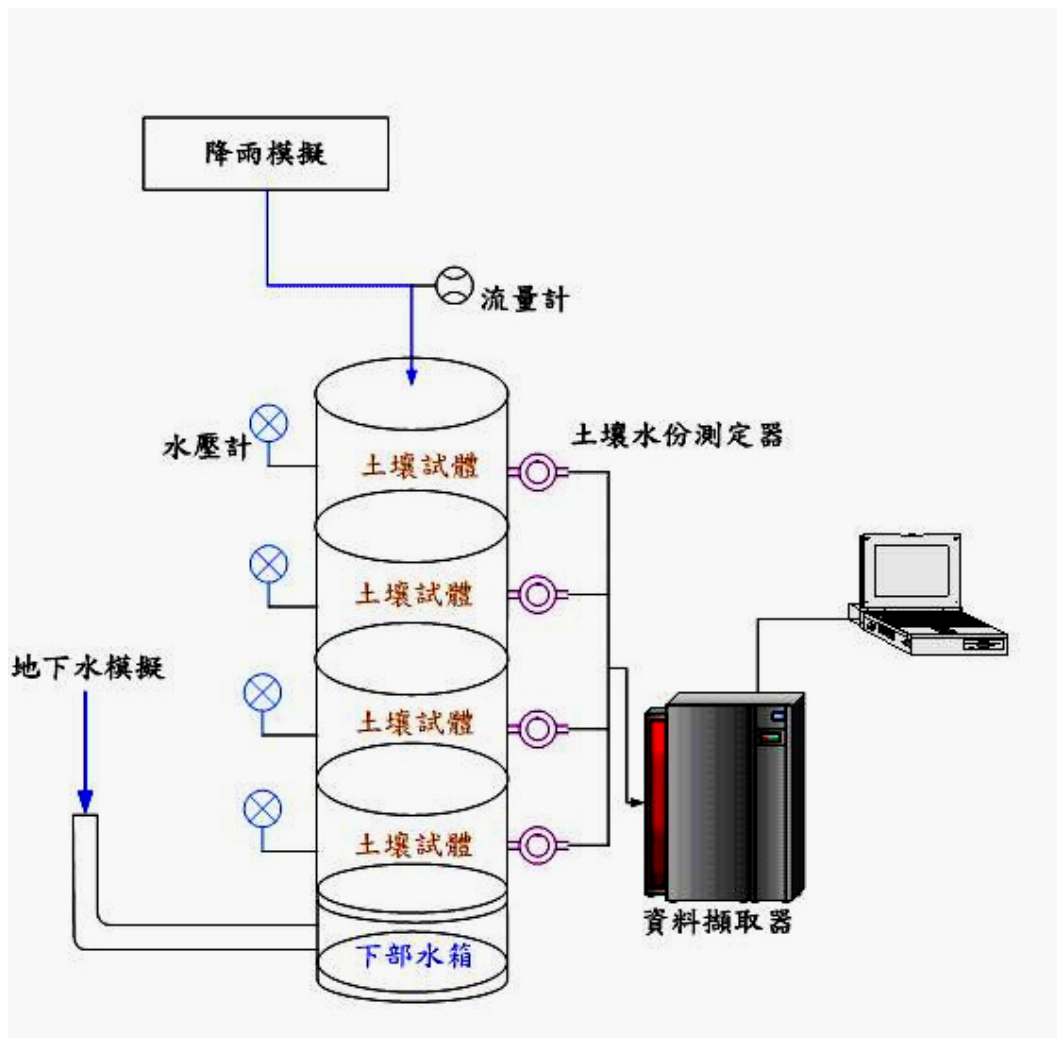


圖 6.1 模型試驗配置示意圖

6.2 實驗設置

實驗儀器整體配置如圖 6.2 所示。首先介紹模擬降雨所設計之上部構造：將上部壓克力座台鑽孔，並埋置特別訂作之不銹鋼微型套管，圖 6.3 為其近照。將 26 號不銹鋼針頭（圖 6.4）裝置於微型小套管上，如圖 6.5 所示。透過水箱與上部構造閥之開關控制上部供水量，上部供水再透過不銹鋼針頭形成均勻之降雨，如圖 6.6 所示。此降雨模擬較一般傳統只用鑽孔方式之供水設置更接近自然界狀況，因為供水穩定且對土層擾動程度小很多，因此可將因注水所造成對土體之衝擊量忽略。同時透過針頭可將供水進行微量調整，避免因為供水過多，使地表土體因入滲不及，形成漫地流之不合理情況。透過壓克力透明之優點，還可以隨時觀看入滲情況，如圖 6.7 所示，一旦出現漫地流，即停止供水或減少水量。而針頭所形成降雨之均勻與穩定特性，與人工降雨機類似，但成本明顯降低許多。

另外於天花板上設置二定滑輪裝置，以便藉由地面控制轉盤將水箱高度改變。透過水箱高度變化可調整供水量，並控制地下水位上升與入滲之速度。定滑輪裝置最大的優點在於機動性高，且與傳統固定於牆壁之升降裝置相比價格便宜許多。施作上，需特別注意吊掛系統之安全性，並保持適當之淨空，目前實驗空間規劃十分狹小，且退縮

空間不足，是未來須進一步克服的問題。

下部供水設施有二項工作，一是探討地下水位面上升時，進行供水。二是探討入滲影響時，進行排水，如圖 6.8 所示。

本研究改善以往試體室固定高度的缺點，改以七個 30 cm 高之圓型壓克力試體室。因此試體室可組合 30 cm ~ 210 cm 七種不同高度變化，以探討土體深度之影響。

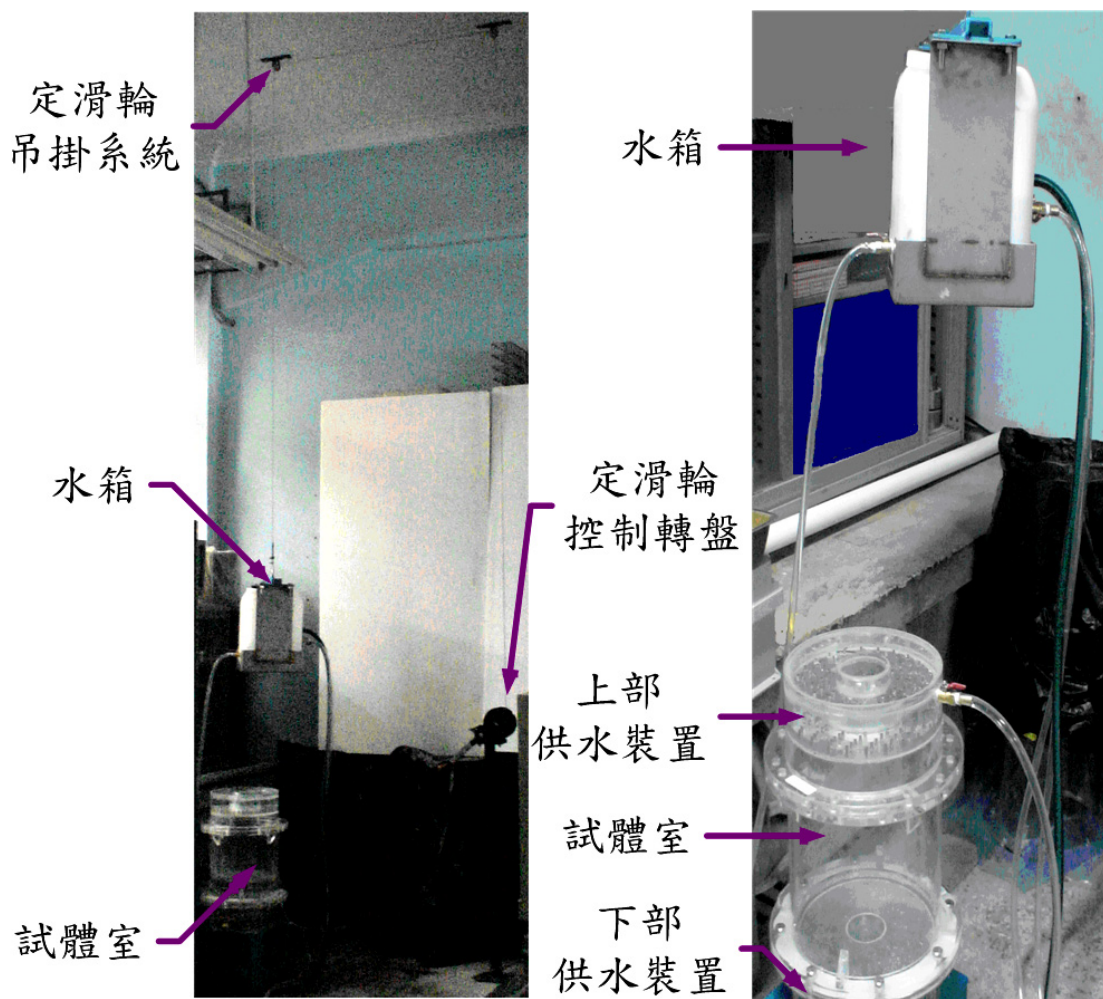


圖 6.2 實驗設置全景

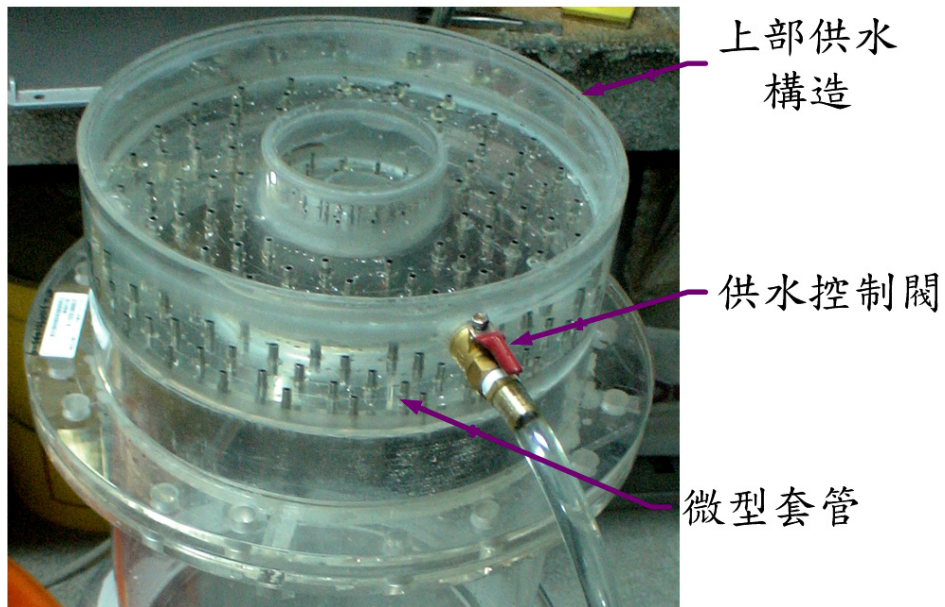


圖 6.3 上部供水設施近照



圖 6.4 26 號不銹鋼針頭

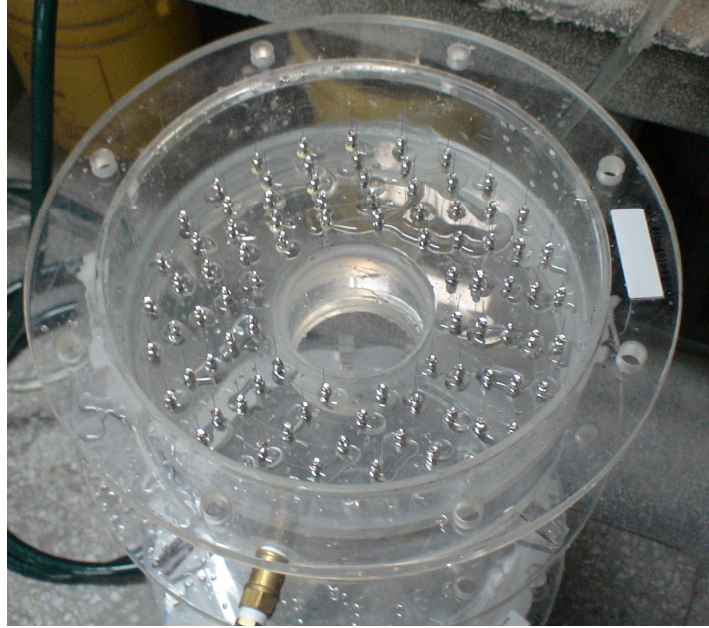


圖 6.5 微型套管套裝不銹鋼針頭

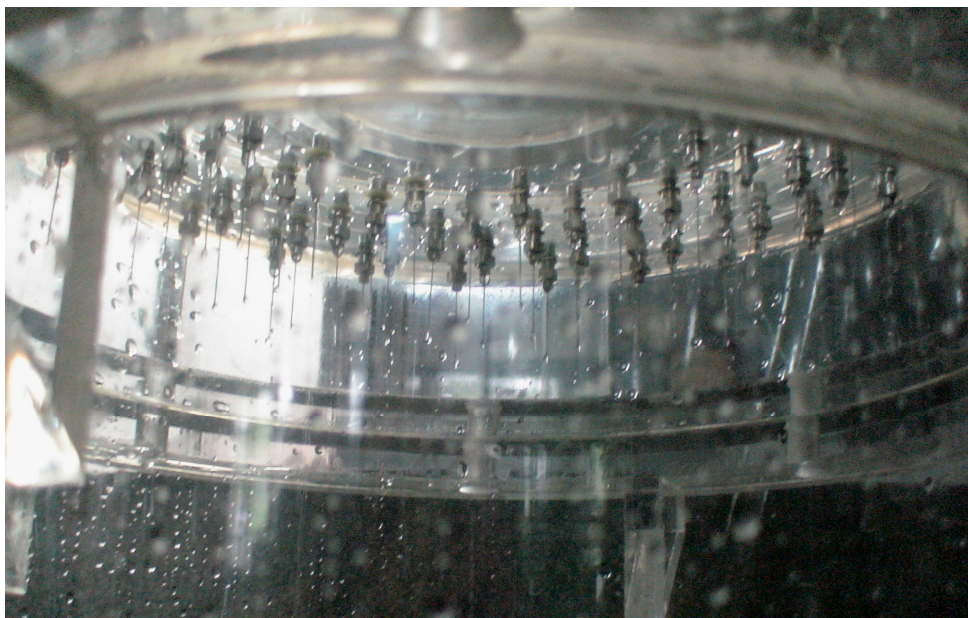


圖 6.6 不銹鋼針頭形成之均勻降雨

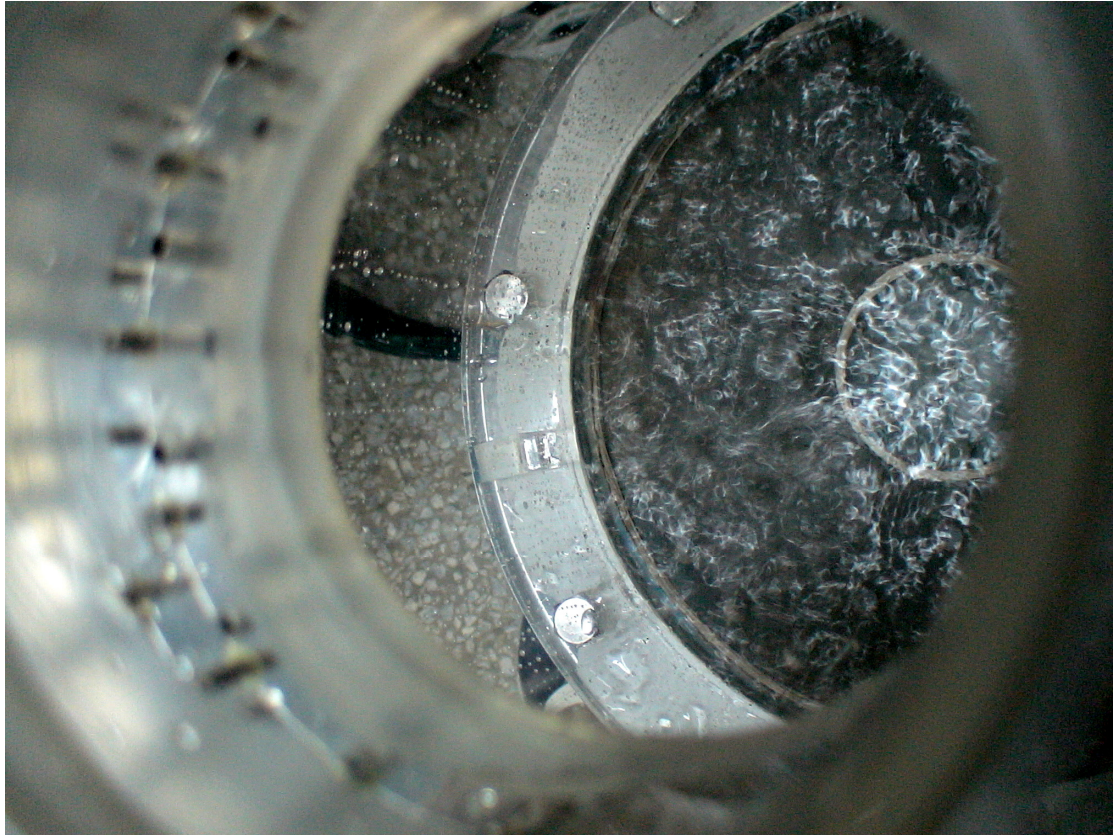


圖 6.7 透過壓克力裝置觀察模擬降雨情況



圖 6.8 下部供水設施近照

6.3 雨量校正試驗

本年度除了儀器設計及組裝測試外，另一重要工作就是上部供水設施的校正試驗。6.2 節已提到模擬降雨系統之施設，利用改變水箱高度來改變水頭高度，再透過不銹鋼針頭均勻降雨。實驗設置如圖 6.9 所示，分六段調整水箱高度，同時換算六段之水頭高。利用下部水箱搜集降雨，量測並記錄單位時間降下之雨量，列於表 6.1 中。

將水頭高與水量作圖如 6.10 所示。此直線代表供水量經過反覆測試非常穩定，符合實驗要求。因此測試效果良好。



圖 6.9 水量校正實驗

表 6.1 水頭高與水量之關係

Hydraulic Head (cm)	Quantity (g/sec)
81.5	4.24
69.5	3.69
56.5	3.04
43.5	2.41
34	1.87
16.5	0.91

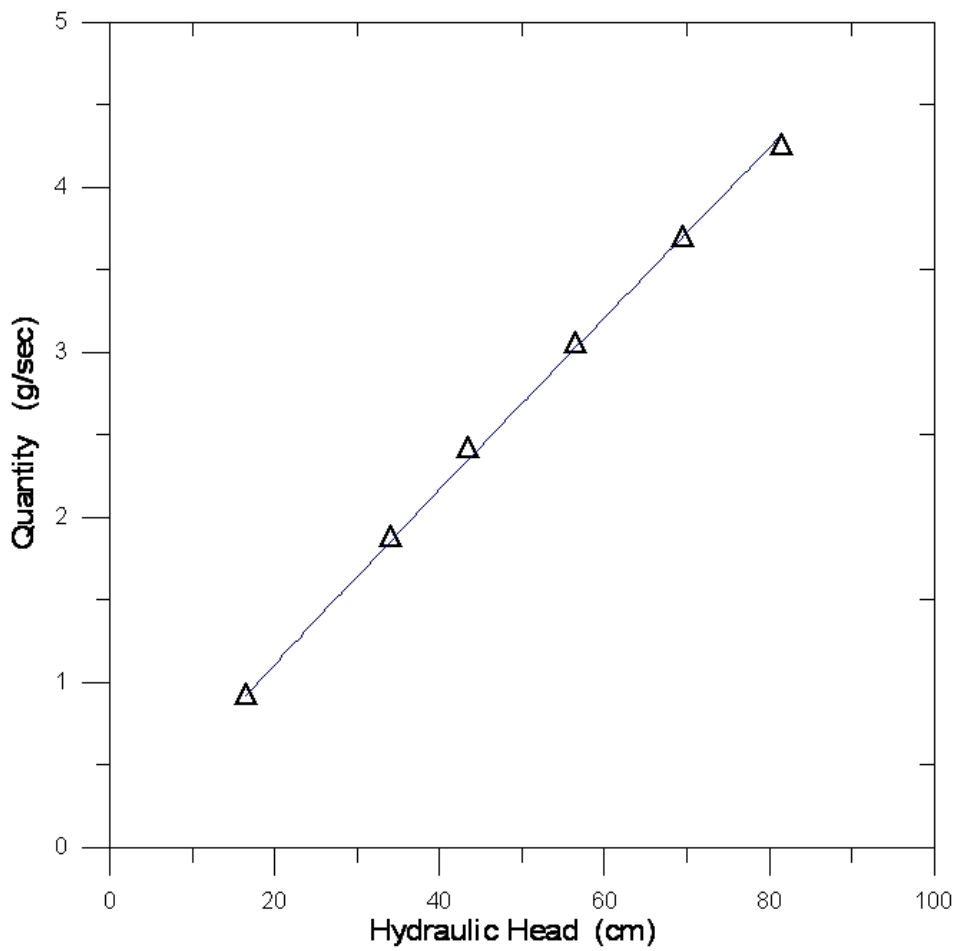


圖 6.10 水量與水頭高

6.4 降雨強度

台灣地區面積 36,000 平方公里，民國 38 年至 79 年間年平均降雨量 2,515 公厘，年雨量為 905 億噸。而年平均蒸發量 197 億噸，占 21%；年平均逕流量 668 億噸，占 74%；年平均地下水入滲量 40 億噸，占 5%（經濟部水利署）。其中入滲量的估算會隨著土壤質地、土壤含水量、降雨強度、生物作用、坡度等影響。本研究依照雨量器量測之原理，換算其所對應之雨量值。

雨量的單位是毫米，即為雨量器內之水深。而雨量器是一組精緻的集水筒，一般外筒為一口徑 20 公分之直圓筒。因此，僅需將本研究研發之降雨模擬設備所量測之水量值，除以量筒面積，便可得一般雨量值，如圖 6.11 所示。此外，依照水利署推估之入滲量佔總雨量之 5%。在考慮土石流地區特殊地質情況，本研究將入滲量估算為總雨量之 10%。因此，便可將原入滲雨量換算為降雨量，相關數據如表 6.2 所示。

而統計台灣歷年土石流發生較嚴重之颱風資料顯示，降雨強度一般大於 700 mm/hr（如表 6.3 所示）。若以本研究所研發之降雨模擬設備所得供給水量，可超過此一標準。因此足以證明，上部供水設施可模擬土石流發生之暴雨情況。

表 6.2 供給水量與模擬降雨強度之關係

Hydraulic head (<i>cm</i>)	Quantity (<i>g / sec</i>)	Infiltration rate (<i>mm / hr</i>)	Rainfall intensity (<i>mm / hr</i>)
81.5	4.24	121.467	1214.67
69.5	3.69	105.711	1057.11
56.5	3.04	87.090	870.90
43.5	2.41	69.041	690.41
34	1.87	53.572	535.72
16.5	0.91	26.070	260.70

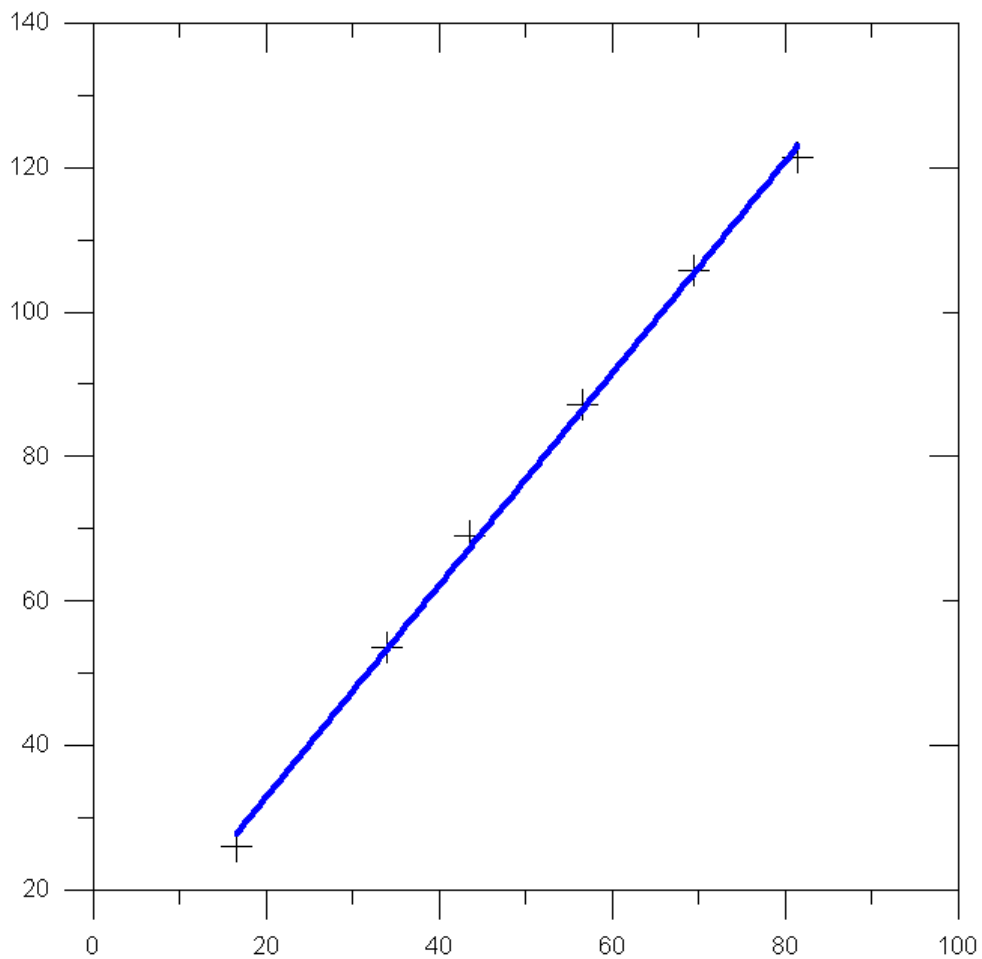


圖 6.11 入滲率與水頭高示意圖

表 6.3 台灣地區重要颱風之雨量資料(中央氣象局)

日期	名稱	最大累計雨量 (mm / hr)	受創最嚴重地區
1987/10/24	琳恩	1497	北部
1994/8/8	道格	966	東、南部
1996/7/31	賀伯	1987	全省
1997/8/16	溫妮	742	中部、南部
2000/11/1	象神	963	北部、東部
2001/7/30	桃芝	758	南投、花蓮
2001/9/17	納莉	1276	西部
2004/7/1	敏督利	2131	中部、南部

第七章 具體完成項目

本年度原預定執行項目及已完成項目分述如下：

1. 文獻蒐集與歸納

原預定蒐集有關孔隙水壓引致土石流發生機制，及影像分析於顆粒性材料之應用二部分之國內外相關文獻。

目前已蒐集完成：第二章中簡介土石流發生之地文因子、水文因子，並於 2.2.2 節中回顧土石流材料中，有關孔隙水壓影響之相關文獻。第三章，介紹有關影像於篩分析之應用相關文獻，3.1~3.3 節中分別探討土壤顆粒分類方式，影像分析應用於微觀特性，及二維影像分析之研究。第四章則回顧碎形理論及其在篩分析之應用。5.1 節則蒐集並整理保水曲線之相關研究。對於文獻蒐集與歸納工作于本年度已全數完成。

2. 實驗設備組裝

原預定繪製物理模型試驗之細部詳圖，並交由儀器廠商製作。本年度開始即完成儀器細部設計，並交由儀器廠商製作。經多次修改與測試，目前儀器設備已可順利運作。其中儀器詳細設計與規劃，於 6.1~6.2 節中已詳細說明。因此第二年度，待完成採樣工作後，所有

實驗工作可預期順利完成。

3.降雨資料蒐集

原預定蒐集土石流發生區之雨量站資料，進行分析工作。此項工作為：蒐集歷年來，引發土石流較嚴重之颱風最大累積雨量資料。藉由經濟部水利署資料，決定有效入滲量。並檢核儀器供水量，是否可滿足土石流發生之最大時雨量情況？目前檢核結果良好，可將雨量站資料模擬至室內實驗中。

4.降雨模擬系統修正

原預定根據所蒐集之雨量資料進行物理模型試驗之修正與設計，並建立降雨模擬試驗施作規範，以利後續試驗順利進行。

本年度於儀器測試完成後，即進行降雨模擬系統修正工作。6.3節中雨量校正試驗詳述儀器測試結果。6.4節降雨強度換算，則將6.3節之結果，由出水量換算為較有意義之物理量—降雨強度值。

5.影像分析前期作業

原預定購置高畫素數位相機及其相關配件，並深入影像處理技術之準備與學習。

本年度因經費限制未購置高畫素數位相機，目前以既有數位相機

進行測試練習。同時深入影像處理技術之學習，目前已有初步成果。

3.4~3.5 節中，已將初步研習及實驗成果詳細說明。

6. 建立以碎形維度預測土壤水份特性曲線模式

原預定進行物理模型試驗時，擬考慮土壤之毛細現象，以更接近真實之情況。而土壤水份特性曲線即為描述此現象之最佳模式，藉由此預測模式之建立，可大大減少試體準備所需時間。

本研究已於第四章中介紹碎形理論之原理，並介紹其分類及特色。並於第五章中詳細推導如何以篩分析資料推估保水曲線，並以具公信力之期刊資料加以驗證。其中所用之模式主要以碎形毛細管模式為主，並以不規則度計算以方格覆蓋法，及孔隙不規則度估算法兩種方式估計，並分別探討之。

參考文獻

1. 江永哲、鄭瑞昌，1986，「土石流發生特性之初步研究」，**中華水土保持學報**，第 17 卷，第 2 期，第 50—69 頁。
2. 林美聆、王幼行，1999，「地表水及地下水對土石流破壞型態之影響」，**地工技術**，第七十四期，第 29—38 頁。
3. 林炳森、馮賜陽、李俊明，1993，「礫石層土石流發生特性之研究」，**中華水土保持學報**，第 24 卷，第 1 期，第 55—64 頁。
4. 青木佑久，1980，「過去土石流降雨特徵之研究」，**土木技術**，第 22 卷，第 2 期，第 71—76 頁。
5. 卓佳良，1999，碎形維度於描述礫石層級配特徵之應用，淡江大學土木工程學研究所，碩士論文。
6. 游繁結，1987，「土石流之基礎研究(I)—土石流發生機制之研究」，**中華水土保持學報**，第 18 卷，第 2 期，第 28—40 頁。
7. 周憲德、廖偉民，1998，「孔隙水壓對溪床土石流發生機制之影響」，**中華水土保持學報**，第 29 卷，第 3 期，第 211—217 頁。
8. 范正成、姚正松，1997，「台灣東部地區土石流發生之水文及地文條件應用於土石流預警之初步研究」，**第一屆土石流研討會**，第 125—139 頁。

9. 連惠邦、柴鈺武，1997，「切口式防砂壩對土石流之攔擋效率」，
中華水土保持學報，第 28 卷，第 4 期，第 341—351 頁。
10. 連惠邦，2000，「土石流流出規模之研究」，行政院國家科學委員會
專題研究計畫成果報告，NSC 89-2625-Z035-001。
11. 黃宏斌，1993，「非飽和堆積層土石流發生之臨界角度與含水量之
關係研究」，中華水土保持學報，第 24 卷，第 1 期，第 21—27 頁。
12. 謝正倫、張東炯，1996，「中部地區土石流現場調查與分析」，農
業工程學報，第 43 卷，第 3 期，第 31—46 頁。
13. 黃進富，1996，土壤中水/有機液體保持特性研究，國立交通大學
土木工程學系，碩士論文。
14. 陳榮河、江英政，1999，「新中橫公路邊坡破壞之調查」，第二屆
土石流研討會，第 180—189 頁。
15. 陳晉琪，2000，土石流發生條件及發生機率之研究，成功大學水
利及海洋工程學系，博士論文。
16. 張守陽，1997，「台灣地區二十四小時設計雨型之研究」，農業工
程學報，第 43 卷，第 2 期，第 21—33 頁。
17. 張守陽，1998，「逕流破壞土石流之實驗研究」，第九屆水利工程
研討會，第 H19—H28 頁。
18. 張守陽、林鼎祥，1999，「土石流流動特性與偵測系統之研究」，

第二屆土石流研討會論文集，第 110—119 頁。

- 19.張東炯、謝正倫，1997，「中部地區土石流現場調查與分析」，*農業工程學報*，第 43 卷，第 3 期，第 31—46 頁。
- 20.趙世照，1992，*天然土石壩漸進破壞過程之探討*，國立中興大學水土保持學研究所，碩士論文。
- 21.詹錢登，2000，「*土石流概論*」，科技圖書股份有限公司。
- 22.楊長義、楊振榮，2001，「以方格覆蓋法解釋卵礫石篩分析粒徑分佈特徵」，*第九屆大地工程學術研討會*，桃園，第 B007-1-8 頁。
23. Atkinson, J. H., Farrar, D. M., 1985, "Stress path tests to measure soil strength parameters for shallow landslips", *Proceedings, 11th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering*, pp. 983 – 986.
24. Arya, L. M., Paris, J. F., 1981, "A Physicoempirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data," *Soil Science of America*, Vol. 42, pp. 103 – 130.
25. Baroni, C., Bruschi, G., Criscuolo, A., Mandrone, G., Ribolini, A., 2003, "Complete grain-size analyses on debris-flow source area in the Carrara marble basins", Apuane Alps, Italy., *Proceedings, 3rd International DFHM Conference, Davos, Swizerland*, pp. 809-820.
26. Biegel, R. L., Sammis, C. G. and Dieterich, J. H. , 1989 , "The frictional properties of a simulated gouge having a fractal particle distribution," *Journal of Structural Geology*, Vol. 11, No. 7, pp. 827-846.

27. Cannon, S. H., Ellen, S. D., 1985, "Rainfall conditions for abundant debris avalanches in San Francisco Bay region, California", *California Geology*, Vol. 38, No. 12, pp. 267 – 272.
28. Corey, A. T., 1986, "Mechanics of immiscible fluids in porous media", *Water Resources Publications*, Fort Collins, CO, 2nd ed., pp.35-39.
29. Crosta, G. B., Dal, N. P., 2003, "Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event", *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, Vol. 4, pp. 57 –72.
30. Fetter, C. W., 1993, "Contaminant Hydrogeology", *Macmillan Publishing Company*, New York, pp.168-175.
31. Friedman, G. M., Sanders, J. E., 1978, *Principles of Sedimentology* , John Wiley & Sons, Canada, pp. 63-72.
32. Fiorillo, F., Guadagno, F. M., Aquino, S., Blasio, A., 2001, "The December 1999 Cervinara landslides: further debris flow in the pyroclastic deposits of Campania (southern Italy)", *Engineering Geology*, Vol. 60, pp. 171 – 184.
33. Fiorillo, F., Wilson, R. C., 2004, "Rainfall induced debris flows in pyroclastic deposits, Campania (southern Italy)", *Engineering Geology*, Vol. 76, pp. 243 – 269.
34. Gimenez, D., Perfect, E., Pachepsky Y., 1997, "Fractal models for predicting soil hydraulic properties", *Engineering Geology*, Vol. 46, pp. 141 – 163.
35. Iverson, R. M., Reid, M. E., LaHusen, R. G., 1997, "Debris-flow mobilization from landslides." *Annual Rev. of Earth and Planetary Science*, Vol. 25, pp. 85 – 138.
36. Johnson, K. A., Sitar, N., 1990, "Hydrologic conditions leading to

- debris flow initiation.” *Can. Geotech. J.*, Vol. 27, No. 6, pp. 789 – 801.
- 37.Krohn, C. E., 1988, “Fractal measurements of sandstones, shales, and carbonates”, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 93, No. B4, pp. 3297-3305.
- 38.Lumb, P., 1975, “Slope Failures in Hong Kong”, *Quarterly Journal Engineering Geology*, Vol. 8, pp. 31 – 65.
- 39.Mancini, R., Fornaro, M. , Altomare, G.,1987, “Determinazione della distribuzione granulometrica di materiali di pezzatura grossolana attraverso l’esame di fotografie del cumulo.”, *Bollettino della Associazione Mineralogica Subalpina* ,Vol. 3-4, pp.503-514 (間接引用)
- 40.Mandelbrot, B., 2002 ,*The Fractal Geometry of Nature*, W. H. Freeman., pp. 95.
- 41.McCarthy, D. F., 1982, *Essentials of Soil Mechanics and Foundations*, Prentice-Hall, pp. 65-70.
- 42.Moore, C. A., Krepfl, M., 1991, “Using fractals to model soil fabric,” *Geotechnique*, Vol. 41, No.1, pp. 123 – 134.
- 43.Peitgen, H. O., Maletsky, E. M., Jurgens, H., Perciante, T., Saupe, D., Yunker, L. E., 1991, *Fractals for the Classroom: Strategic Activities*, Volume One, Springer-Verlag, New York, pp. 69-77.
- 44.Rieu, M., Sposito, G., 1991, “Fractal fragmentation, soil porosity, and soil water properties: II. Applications,” *Soil Science of America*, Vol. 55, pp. 1239 – 1244.
- 45.Sammis, C. G., King, G. and Biegel, R., 1987, "The kinematics of

- gouge deformation," *Pure and Applied Geophysics*, Vol. 125, pp. 777-794.
46. Sitar, N., Anderson, S.A., Johnson, K.A., 1992, "Conditions for initiation of rainfall-induced debris flows. In Stability and Performance of Slopes and Embankments II, R.B. Seed and R.W. Boulanger editors", *ASCE, Geotech, Spec. Pub.*, Vol. 31, No. 1, pp. 834 – 849.
47. Takahashi, T., 1991, *Debris Flow*, IAHR Monograph, Balkema.
48. Tapobrata, L., Abhijit, C., Anjan, K. D., 1998, "Multilamellar vesicular clusters of phosphatidylcholine and their sensitivity to spectrin: A study by fractal analysis", *Journal of Structural Biology* Vol. 121, pp. 176 – 183.
49. Tarantino A., Bosco G., 2000, "Role of soil suction in understanding the triggering mechanisms of flow slides associated with rainfall", *Proceedings, Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation*, Taiwan, pp. 81 – 88.
50. Turcotte, D. L., 1986, "Fractals and fragment", *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, No. B2, pp. 987 – 996.
51. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1989, "Application of fractal mathematics to soil water retention estimation," *Soil Science of America*, Vol. 53, No. 4, pp. 987 – 996.
52. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1990, "Fractal processes in soil water retention," *Water Resources Research*, Vol. 26, pp. 1047 – 1054.
53. Tyler, S. W., Wheatcraft, S. W., 1992, "Fractal scaling of soil particle size distribution: analysis and limitations.", *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.

56, pp. 362 – 370.

54. van Genuchten, M. Th., 1980, “A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils”, *Soil Sci. Soc. of Am. J.*, Vol. 44, pp. 892-898.

55. West, T. R. , 1995, *Geology Applied to Engineering*, Prentice-Hall, pp. 162-165.