

國立交通大學
土木工程學系碩士班

碩士論文

土壤電阻率與含水特性關係之探討



Investigation of relationship between the soil moisture and
electrical resistivity

研究生：林哲毅

指導教授：林志平 博士

中華民國九十八年七月

土壤電阻率與含水特性關係之探討

Investigation of relationship between the soil moisture and electrical
resistivity

研究生：林哲毅

Student: Jhe-Yi Lin

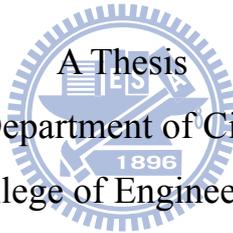
指導教授：林志平 博士

Advisor: Dr. Chih-Ping Lin

國立交通大學

土木工程學系碩士班

碩士論文



A Thesis

Submitted to Department of Civil Engineering
College of Engineering

National Chiao Tung University

In Partial Fulfillment of the Requirements

for the Degree of

Master

in

Civil Engineering

July 2009

Hsinchu, Taiwan, Republic of China

中華民國九十八年七月

土壤電阻率與含水特性關係之探討

學生：林哲毅

指導教授：林志平 博士

國立交通大學土木工程學系碩士班

中文摘要

非飽和土層其含水特性常影響邊坡穩定性與土壤污染傳輸特性，因此對非飽和土層進行含水特性之監測有其必要性。非飽和土層含水特性與電阻率具有高度相關性，但電阻率又同時受到地文及水文因子的影響，因此難以單獨利用地電阻影像探測 (Electrical Resistivity Tomography, ERT) 量測地層含水特性分佈，前期研究提出結合時域反射技術 (Time Domain Reflectometry, TDR) 具同時量測土層含水特性及電阻率之特性，由 TDR 監測結果率定地文因子，但室內砂箱模擬試驗發現在模擬降雨與乾燥過程，含水量與電阻率具有遲滯現象，在相同含水量下，其電阻率隨降水和自然乾燥階段而有所不同。

本研究主要探討此一遲滯現象，以提高在電阻率轉換含水特性時之精確性，首先探討是否為 TDR 含水量與導電度量測在感測器側向具有不同的非均勻空間影響範圍及砂箱試驗配置所造成；結果顯示將 TDR 感測器垂直擺設可以有效減少遲滯圈範圍，但此現象依然明顯存在。因此回歸至更為基礎之研究，就溫度因子進行探討，並改以能產生較為均質試體且易控制含水量之方式進行含水量與電阻率量測

試驗；結果顯示溫度影響電阻率轉換含水特性之精確性，本研究建立一土壤電阻率溫度補償模式，並將後續量測進行溫度修正。由不同乾溼循環速度之試驗結果，發現遲滯現象的產生與乾溼循環速度有關，在快速濕潤過程中產生類似砂箱降雨入滲模型試驗之遲滯現象；但當濕潤速度緩慢則此遲滯現象將會大幅減緩，推測遲滯現象的產生應為在乾溼過程中，其孔隙中水分及空氣分佈不同所造成。

關鍵字：地電阻法 (ERT)、時域反射法 (TDR)、土壤含水量



Investigation of relationship between the soil moisture and electrical resistivity

Student : Jhe-Yi Lin

Advisor : Dr. Chih-Ping Lin

Department of Civil Engineering
National Chiao Tung University

Abstract

The slope stability and transportation of underground pollution in unsaturated soils much depend on the soil moisture content, thus, there is a demand for monitoring spatial and temporal variation of the soil moisture content. The water content characteristics of unsaturated soils has a close relation with soil electrical resistivity. However, electrical resistivity depends not only on soil moisture content, but also on the groundwater characteristics and geological factors. Therefore, it is difficult to monitor soil moisture distribution by ERT alone. Earlier study proposed to integrate electrical resistivity tomography (ERT) with Time Domain Reflectometry (TDR), which can monitor soil moisture content and resistivity simultaneously for on-site calibration. However, the sandbox physical model tests revealed that, during simulated rainfall infiltration and drying process, there exists a hysteresis between soil moisture content and resistivity, in which a resistivity value corresponds to different soil moisture content depending on whether it is in drying or wetting process..

In order to enhance the accuracy of soil moisture imaging based on ERT, this research was aimed to investigate the hysteresis phenomenon. First, experiments were conducted to show whether the hysteresis is due to non-uniform spatial sampling of TDR probes and configuration of the

sandbox physical model. The results showed that the vertical installation of TDR probes can reduce the hysteresis loop slightly, but the hysteresis phenomenon is still significant. This research was then turned to more fundamental investigations, including temperature effect and experiments using devices that can produce more uniform samples and better control the testing soil moisture. Significant temperature effect on soil resistivity was observed. This study proposed a temperature compensation model and further measurements were temperature corrected. Experimental results from different wetting and drying speed showed that the hysteresis seems related to the wetting and drying speed. Similar hysteresis phenomenon was observed in quick wetting and drying process while there is no significant hysteresis in slow wetting and drying process. The hysteresis is attributed to different air and water distributions in soils during wetting and drying process.

Keywords: Electrical Resistivity Tomography (ERT), Time Domain Reflectometry (TDR), soil moisture

致謝

本論文得以順利完成，承蒙指導教授 林志平博士於研究所兩年的求學期間悉心指導，給予學生在論文研究以及專業知識上的諸多指導，使學生得以突破研究瓶頸並獲得學識上的精進，此外，於求學態度與待人處世方面亦給予學生許多啟發，使我在研究所的求學期間更加的成長、茁壯，在此致上最誠摯的謝意。

求學期間，承蒙廖志中教授、潘以文教授、黃安斌教授、方永壽教授與單信瑜教授於學識上的指導，在此致上萬分謝意。

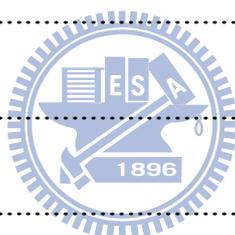
口試期間，蘇苗彬教授、謝旭昇老師、工研院柳志錫研究員與湯士弘老師給予本論文許多寶貴的意見與建議，使本文得以更加完善，在此表示由衷的感謝。

研究期間，幸蒙宗盛、志忠、士弘、瑛鈞、俊宏與仁弘等學長的協助，尤其是志忠與俊宏學長的諸多幫助，實在感激不盡。同門智棟與永政於研究上的協助，以及其他研究所期間同甘共苦同學們，真的很高興能認識你們這群朋友。還要感謝學弟子亦、儒錚與玉紋在實驗上的幫助，使每個實驗得以如期順利完成，以此謝文獻上致意。

最後要感謝女友怡臻，一路上的鼓勵與支持，當然最要感謝的是我那可愛的家人們，這二十幾年來如果沒有你們一路上的包容與支持，就沒有今天的我，我愛你們，謹以此文獻給我最親愛的家人。

目錄

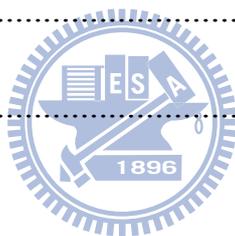
中文摘要.....	I
英文摘要.....	III
致謝.....	V
目錄.....	VI
圖目錄.....	IX
表目錄.....	XIV
一、前言.....	1
1.1 研究動機.....	1
1.2 研究目的.....	3
1.3 研究流程.....	4
二、文獻回顧.....	6
2.1 土壤電學性質及其與含水特性之關係.....	6
2.1.1 介電度與含水特性關係.....	6
2.1.2 導電度與含水特性關係.....	7
2.2 土壤電阻性質量測：時域反射法(TDR).....	24
2.2.1 TDR量測系統.....	25
2.2.2 TDR介電度/含水量量測.....	25
2.2.3 TDR導電度量測率定.....	28



2.3 土壤電阻性質量測：地電阻影像法(ERT).....	29
2.3.1 地電阻法基本原理.....	31
2.3.2 二維地電阻施測方法.....	41
2.3.2.1 施測原理.....	41
2.3.2.2 電極排列方式比較.....	44
2.3.2.3 ERT反算原理.....	47
2.3.3 三維地電阻施測.....	50
2.4 結合ERT與TDR於砂箱現地模擬試驗.....	51
三、砂箱降雨模擬試驗探討含水量與導電度關係.....	54
3.1 砂箱降雨模擬試驗.....	55
3.1.1 土樣準備與試驗儀器.....	55
3.1.2 試驗配置與規劃.....	59
3.2 砂箱試驗結果與討論.....	63
3.2.1 TDR量測系統率定結果.....	64
3.2.2 砂箱模擬試驗結果.....	67
四、土壤含水量與導電度遲滯現象之基礎研究.....	73
4.1 溫度對導電度量測之影響.....	73
4.1.1 試驗規劃.....	74
4.1.2 溫度影響之試驗結果.....	75



4.2 壓力鍋試體乾溼循環試驗.....	81
4.2.1 壓力鍋試驗儀器及規劃.....	81
4.2.3 壓力鍋試驗結果.....	86
4.3 快速乾溼循環試驗.....	90
4.3.1 快速乾溼循環試驗方法及步驟.....	90
4.3.2 快速乾溼循環試驗結果.....	91
五、結論與建議.....	94
5.1 結論.....	94
5.2 建議.....	96
文獻回顧.....	97



圖目錄

圖 1- 1 結合TDR與ERT調查與監測地層含水特性分佈流程 圖(修改自 姚奕全，2007).....	3
圖 1-2 研究流程	5
圖 2 - 1 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑（修改自 Sauer, 1955）	8
圖 2 - 2 土樣white clay(WC)之 σ 與 w 變化圖(Shan and Singh, 2005)	10
圖 2 - 3 不同特性土樣之 $1/F$ 與 θ 變化圖（Shan and Singh, 2005）	11
圖 2 - 4 土壤組構模型 (Klein和Santamarina，2003).....	14
圖 2 - 5 土壤組構模型 (Rhoades、Raats和Prather，1976)	16
圖 2 - 6 實際土壤組構圖	17
圖 2 - 7 假設土壤組構模型(Mojid、Rose和Wyseure，2007)	18
圖 2 - 8 不同土壤種類其 $(\sqrt{\sigma_{dc}-c})\rho_w/\rho_d$ 與 w 之關係(Lin,1999)	20
圖 2 - 9 砂岩乾溼循環試驗飽和度對應電阻率關係圖	23

圖 2 - 10 孔隙內水分分佈示意圖	24
圖 2 - 11 時域反射法之設備	25
圖 2 - 12 TDR於土壤中量測之波形示意圖	27
圖 2 - 13 Wenner地電阻探測量測示意圖(摘自尤仁弘,2006)	31
圖 2 - 14 單點電極電流與電位分佈 (修改自Loke, 2003)	33
圖 2 - 15 雙點電極排列示意圖 (修改自Reynolds, 1997)	35
圖 2 - 16 雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990)	35
圖 2 - 17 均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數 (Telford, 1990)	37
圖 2 - 18 電流極間距和深度的改變與P點的水準電流密度 變化 (Telford, 1990)	37
圖 2 - 19 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)	38
圖 2 - 20 非均質地層電流折射 (Hall, 1992)	40
圖 2 - 21 非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992)	41
圖 2 - 22 一般常見電極排列方式(姚奕全, 2007)	42
圖 2 - 23 電極排列施測流程(Wenner為例)(修改自尤仁弘, 2006)	44

圖 2 - 24 反算基本流程圖(姚奕全，2007).....	50
圖 2 - 25 一般三維電探佈線方式(a)沿Y軸，(b)沿X軸(姚奕全，2007).....	51
圖 2 - 26 砂箱儀器配置示意圖	52
圖 2 - 27 砂箱試驗 σ v.s θ 結果.....	53
圖 3- 1 TDR感測器體積含水量與導電度量測範圍差異示意圖	54
圖 3- 2 寶二水庫土樣粒徑分佈曲線(姚奕全，2007).....	56
圖 3- 3 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱(姚奕全，2007).....	56
圖 3- 4Campbell TDR-100 量測儀	57
圖 3- 5 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48	58
圖 3- 6 ERT 24 頻道集線器.....	58
圖 3- 7 砂箱試驗配置平面圖	61
圖 3- 8 砂箱儀器配置示意圖(TDR cone 平行擺設).....	62
圖 3- 9 砂箱儀器配置示意圖(TDR cone 垂直擺設).....	62
圖 3- 10 砂箱試驗儀器配置完成結果.....	63
圖 3- 11 TDR 1 導電度率定結果	64
圖 3- 12 TDR 2 導電度率定結果.....	65

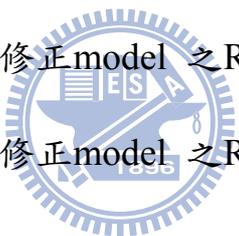
圖 3-13 θ v.s $\sqrt{k_g}$ 率定結果.....	66
圖 3-14 砂箱試驗TDR量測結果體積含水量與時間關係....	70
圖 3-15 砂箱試驗TDR量測結果導電度與時間之關係.....	70
圖 3-16 砂箱試驗TDR cone垂直擺設 σ_v .s θ 率定結果.....	71
圖 3-17 砂箱試驗TDR cone水平擺設 σ_v .s θ 率定結果.....	71
圖 3-18 不同入滲深度電阻率分佈與入滲側照圖.....	72
圖 3-19 不同入滲時間電阻率分佈圖.....	72
圖 4-1 電解溶液溫度對導電度關係圖.....	74
圖 4-2 恆溫恆濕箱.....	75
圖 4-3 溫度對應不同含水量下的導電度變化關係圖.....	78
圖 4-4 體積含水量對應溫度 20 度時的截距.....	78
圖 4-5 體積含水量對應斜率.....	79
圖 4-6 溫度對應導電度經驗修正式.....	79
圖 4-7 溫度對應導電度理論修正式.....	80
圖 4-8 土壤體積含水量對應土壤電雙層體積含水量.....	80
圖 4-9 利用毛細作用模型描述高進氣吸力陶磁板原理....	85
圖 4-10 TDR同軸感測器.....	85
圖 4-11 乾溼循環儀器示意圖.....	86

圖 4 - 12 TDR 同軸感測器導電度率定結果.....	88
圖 4 - 13 壓力鍋試驗導電度對含水量試驗結果.....	88
圖 4 - 14 壓力鍋試驗導電度對含水量溫度修正試驗結果..	89
圖 4 - 15 壓力鍋土壤體積含水量對應土壤電雙層體積含水量	89
圖 4 - 16 Cho and Santamarina乾溼循環試體模	91
圖 4 - 17 Santamarina 快速濕潤試驗.....	93
圖 4 - 18Santamarina 濕側自然平衡試驗.....	93



表目錄

表 2 - 1 不同特性土樣迴歸參數結果(Lin,1999).....	19
表 2 - 2 通式(2-30)說明	22
表 2 - 3 通式(2-31)說明	23
表 2 - 4 各施測電極排列方式綜合比較.....	46
表 3 - 1 砂箱地電阻施測相關參數.....	61
表 3 - 2 $\sqrt{k_a}$ v.s θ 之率定係數.....	66
表 4- 1 溫度經驗修正model 之RMSE值	80
表 4- 2 溫度理論修正model 之RMSE值	81



一、前言

1.1 研究動機

台灣由於地震頻繁，加上氣候潮濕、地形陡峻、河川溪流侵蝕旺盛，故山區土層容易因滾落、滑動、崩塌等位移作用而在崖錐或邊坡下方原有的地層之上堆積，形成不穩定土層，如崩積層。而此種不穩定邊坡常具高度活動性，在洪颱期間常引致重大災害及可觀之經濟損失。

非飽和土層因受到原有邊坡材料、破壞型態、形成年代及土層含水量等影響，具高度不穩定性；如土層又為高度不均質，則施工時利用傳統的鑽探工具進行進尺與取樣時，現場有時會遭遇鑽探液流失或無取樣回收率，在顆粒較大的岩塊堆積層中，鑽探液流失與鑽頭損壞是常見的問題，且土壤顆粒孔隙甚大，常造成鑽探取樣之代表性不足，故鑽探取樣非常不易且費用昂貴，且在非均質性土層中僅能提供單點地層剖面資料，因此在非飽和不穩定土層中應輔以地球物理方法進行工址調查，以獲得大範圍空間上的地層剖面資訊。

非飽和邊坡穩定性深受地表與地下水滲流條件之影響，洪颱期間常造成邊坡破壞。由於部分非飽和土層內部疏鬆，易於透水，使含水量上升而增加孔隙壓力與降低毛細張力，進而減弱邊坡之穩定性；故

非飽和層內之含水量與土壤吸力特性，均影響非飽和邊坡之穩定性甚鉅。

因此姚奕全(2007)、吳瑋晉(2008)，研究提出結合TDR與ERT量測非飽和土層含水特性之技術，利用TDR具有同時量測電阻率與含水量之特性，率定電阻率與含水特性關係中之地文及水文因素，並利用地電阻探測法輔助工址調查地層之電學性質剖面，經由轉換推估地層之含水特性分佈，如圖 1-1所示。為驗證可行性，姚奕全(2007)嘗試利用砂箱物理模型模擬降雨入滲試驗，以模擬現地含水特性率定關係之建立，進而獲得土層含水特性分佈。砂箱降雨入滲試驗結果顯示，在含水量與導電度的關係方面，乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係 (θ - σ) 明顯不同，有明顯之遲滯(hysteresis)現象產生，造成電阻率與含水特性並非單一線性關係，其原因與機制值得進一步探索，為釐清遲滯現象是否為試驗問題及了解可能原因與現象，因此回歸到較為基礎的研究。

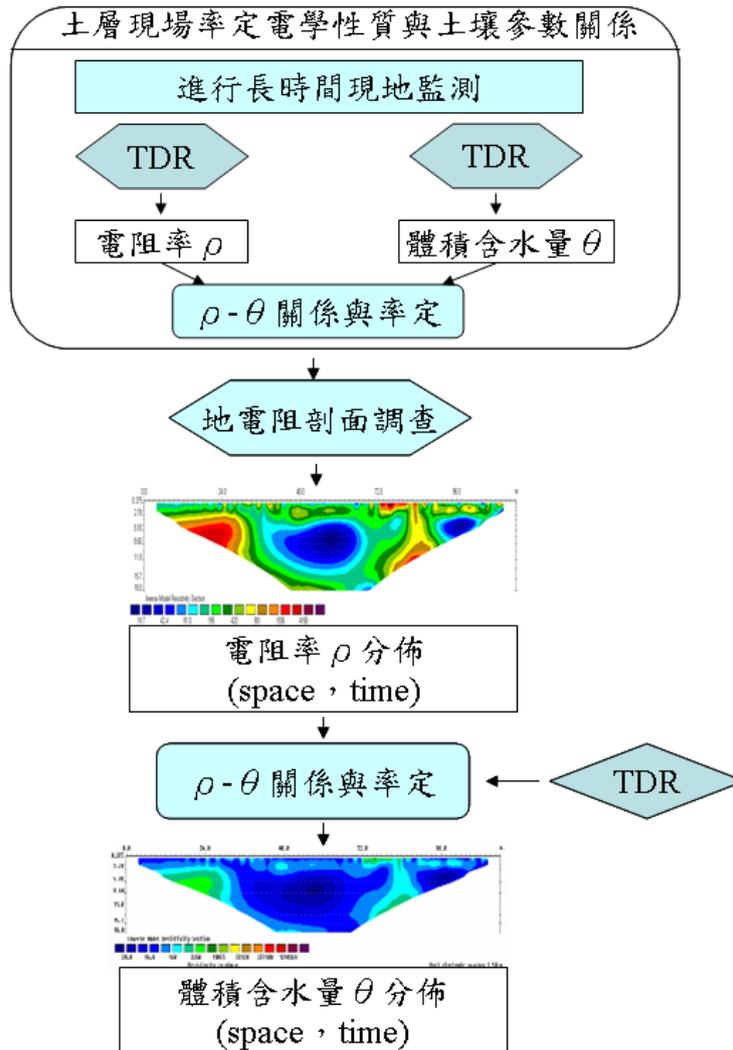


圖 1-1 結合 TDR 與 ERT 調查與監測地層含水特性分佈流程圖(修改自 姚奕全，2007)

1.2 研究目的

土層含水特性與導電度關係並非單一線性關係，在乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係 (θ - σ) 明顯不同，造成遲滯現象，因此必須了解此現象為實驗方法和為其他因子影響所造成或此現象真實存在於自然界，必須先了解此現象以提高結合 ERT 與 TDR 獲得大範圍土層含水特性分佈之準確度，因此本研究係利用砂箱試驗模擬

現地地層，以過 4 號篩較為均質的粉質砂土為砂箱土樣作為探討研究土樣，並嘗試改變 TDR cone 的擺設形式，再模擬現場長時間的降雨及乾燥行為降雨歷時約 3 小時自然乾燥則約 10 天，透過模擬過程中 TDR 含水量、導電度及 ERT 電阻率剖面變化量測，以觀察導電度與含水量關係。導電度亦受孔隙率、飽和度、孔隙液體導電度、土壤種類、土壤電雙層、土壤乾密度及溫度等因子影響，其中孔隙率、飽和度、孔隙液體導電度、土壤種類、土壤電雙層、土壤乾密度為控制因子，因此探討遲滯現象與溫度因子的影響為何，並利用非飽和原理設計一較易控制且均質試體，利用此系統進行溫度修正以觀察遲滯行為是否依然存在。



1.3 研究流程

基於前述研究動機與目的，本研究於試驗初期將先針對 TDR 感測器的擺設方式進行探討改善，利用室內砂箱試驗，模擬現場土層並觀察對於遲滯現象的影響為何，接著將就溫度因子進行探討，利用非飽和原理設計一乾溼循環方式，進行溫度修正補償並觀察溫度對於遲滯現象之影響，圖 1-2 為研究流程圖。

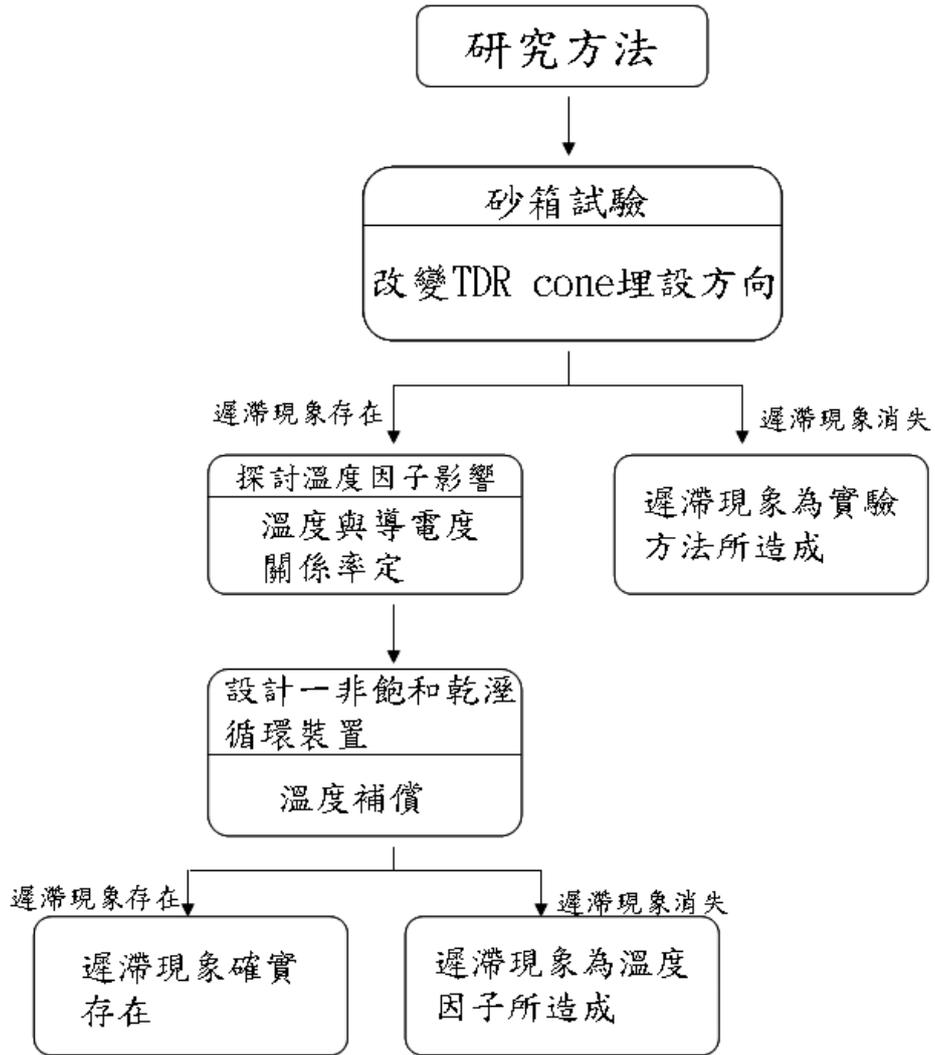


圖 1-2 研究流程

二、文獻回顧

遲滯現象是土壤於降雨段與乾燥段期間導電度與含水量之間關係，在探討遲滯現象前將先介紹土壤含水特性與導電性質，並說明如何利用 TDR 量測含水量與導電度及 ERT 之基本原理。

2.1 土壤電學性質及其與含水特性之關係

2.1.1 介電度與含水特性關係

材料的介電度(permittivity)或介電常數(dielectric constant, ϵ)，為判斷該材料極性的基準，在頻率域中為外加電場頻率的函數。因為土壤是各種孔隙液體、空氣以及不同礦物、粒徑、形狀、與排列所構成的孔隙介質，故存在不同的極化作用與電磁學反應，這些與土壤物理特性相關因素集合在一起所呈現出某種程度的電學特性，從高頻至低頻影響介電頻譜不同的部分，因此介電頻譜為與土壤物理性質有關的函數 (Hilhorst and Dirkson, 1994 ; Lin et al., 2003)。

Topp et al. (1980) 定義了視介電常數 K_a (apparent dielectric constant)，可由量測電磁波在纜線傳播的視傳遞波速 v_a (apparent propagation velocity) 求得，而 v_a 與 K_a 的關係如式(2 - 1)

$$v_a = \frac{c}{\sqrt{k_a}} \quad (2 - 1)$$

其中 c 為光速。研究指出，視介電常數 K_a 對應於等值介電頻譜之高頻實部部份，而土壤之介面效應與頻散現象在高頻部分並不彰顯 (Hilhorst, 1998 ; Lin, 1999)。由於水之介電常數與土壤顆粒或空氣之介電常數差異甚大 (空氣之介電度為 1，大部分土壤顆粒礦物之介電度約為 3-5 之間，而水之介電度約為 80)，些微含水量之變化即可使空氣—土壤顆粒—水之三相體其整體介電常數有明顯的變化。因此，在高頻時介電性質為土壤之體積含水量所控制，與土壤種類無關，故視介電常數成為量測土壤含水量的有效方法 (Topp et al., 1980, Lin et al., 2000)。

2.1.2 導電度與含水特性關係



Sauer (1955) 提出電流在非均質的多孔隙介質中傳導時，其傳導的路徑可分為下列三種，如圖 2 - 1所示；路徑 1 為顆粒與孔隙水所組成，路徑 2 為孔隙液體所組成，路徑 3 則為顆粒與顆粒所組成。Arulanandan與Smith (1973) 提出因為土壤顆粒之間的接觸面積太小，對於整體的導電度影響很小，因此路徑 3 通常忽略不計；而以路徑 1 與路徑 2 為電流的傳導路徑。至於無細粒料的砂土與礫石的傳導路徑則以孔隙水為主 (Jackson, 1973)。含細粒料的岩石與砂土，還有黏土土壤，其導電路徑則是以孔隙水以及黏土礦物的表面電荷為主 (Rhodes et. Al, 1976 ; Urish, 1981)。

導電度除了受傳導路徑影響外，亦受孔隙率、飽和度、孔隙液體導電度、土壤種類、土壤電雙層、土壤乾密度及溫度等其他因子所影響，當孔隙率越小、飽和度、溫度、孔隙液體導電度越大時導電度越大，當土壤種類為黏土時，會產生電雙層因此導電度較砂土大。

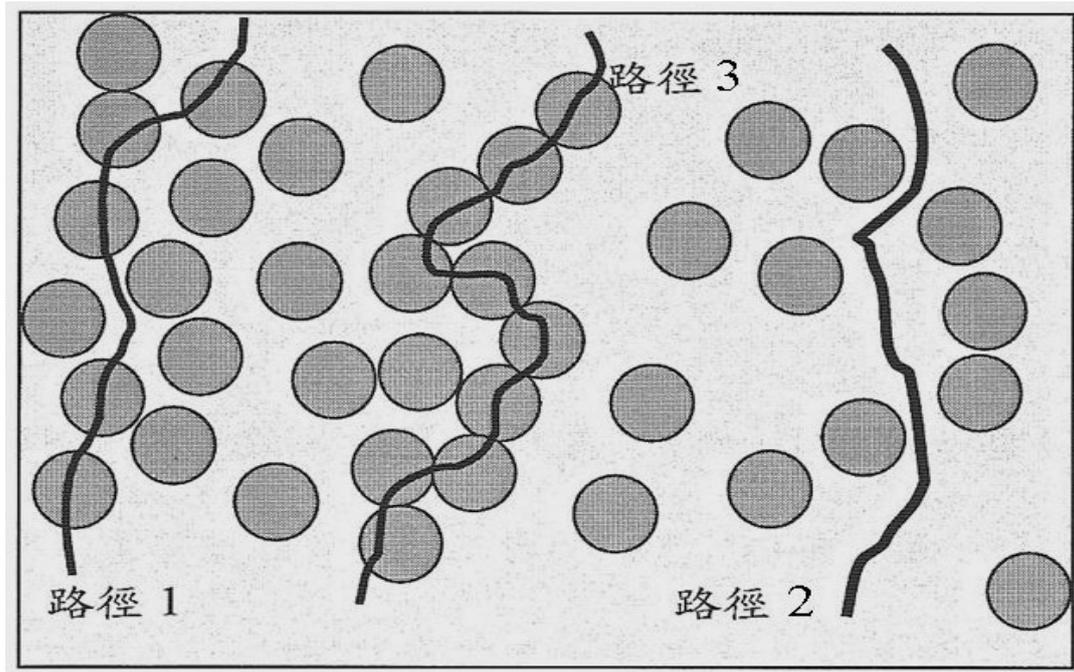


圖 2-1 電流於多孔隙介質中三種主要傳導路徑(修改自 Sauer, 1955)

Archie (1942) 對於飽和狀態下的岩石與砂礫石的電阻率與孔隙率、孔隙水電阻率之間的關係，提出一簡單的經驗公式如下：

$$\rho = a \rho_w n^{-m} \quad (2-2)$$

ρ 為總體電阻率 (ohm-m)， ρ_w 為孔隙液體電阻率， n 為孔隙率， a 、 m 則為待定係數，和孔隙形狀與內含的細粒料含量及膠結程度有關；

至於非飽和狀態的電阻率 ρ ，與飽和的電阻率 ρ_{sat} 之間的關係式為

(Keller and Frischknecht, 1966; McNeill, 1990)：

$$\rho / \rho_{\text{sat}} = S^{-n1} ; S > S_{\text{cr}} \quad (2-3a)$$

$$\rho / \rho_{\text{sat}} = a_s S^{-n2} ; S < S_{\text{cr}} \quad (2-3b)$$

其中 S 為飽和度， S_{cr} 為臨界飽和度， $n1$ 、 $n2$ 則為經驗係數；當飽和度大於臨界飽和度， $n1 \approx 2$ ；若小於臨界飽和度，則 $n2 = 4 \sim 5$ 。 a_s 取決於岩性，由砂岩到火成岩， a_s 分別為 $0.05 \sim 0.5$ 。

電阻率的倒數即為導電度 (S/m)，Shan 與 Singh (2005) 以導電度的觀點，提出了較為廣義的 Archie's law (generalized Archie's law) 如式：

$$\sigma = c \sigma_w \theta^m \quad (2-3a)$$

$$\sigma / \sigma_w = 1/F = c \theta^m \quad , \quad \theta = \omega (\gamma_d / \gamma_w) \quad (2-3b)$$

式中 c 、 m 為待定參數，與土壤種類有關， F 為結構因數 (Formation Factor)，體積含水量 θ 為重量含水量 ω 乘上土壤乾單位重 γ_d 與水單位重 γ_w 之比值。而由式(2-3a)中可知導電度 σ 與體積含水量 θ 約略呈正比關係。此外 Shan 與 Singh (2005) 為探討 (generalized Archie's law)

的適用性，整理過去文獻中所使用多種土樣的實驗結果，並配合四種截然不同特性的土壤樣本，進行夯實試驗，求取不同重量含水量下的導電度變化如圖 2 - 2。Shan 與Singh並進一步標定圖 2 - 2中 σ_{\max} 左側之 $1/F$ 與 θ 的變化關係，以率定不同土壤特性下的 c 、 m 值，其結果如圖 2 - 3所示。結果中指出，在砂土與礫石的土壤中， c 值約等於 1；而 m 值約介於 1.5~2.0；在靈敏性的黏土中， c 值通常大於 1，而 m 值則介於 1.36~3.5 左右。此外，文中引述相關文獻(Williams and Hoey, 1987; Rhoades, 1989; Durlessler and Stanjek, 1997; Worthington, 1993; Auerswald et al., 2001)，認為粘土含量 (CL) 與 c 、 m 值有某種程度的相關性，當 $CL \geq 5\%$ ， $c=0.6CL^{0.55}$ ， $m=0.92CL^{0.2}$ ；當 $CL < 5\%$ ， $c \approx 1.45$ ， $m \approx 1.25$ 。因此可知 c 、 m 值隨不同種類土壤有某種程度的變異性存在。

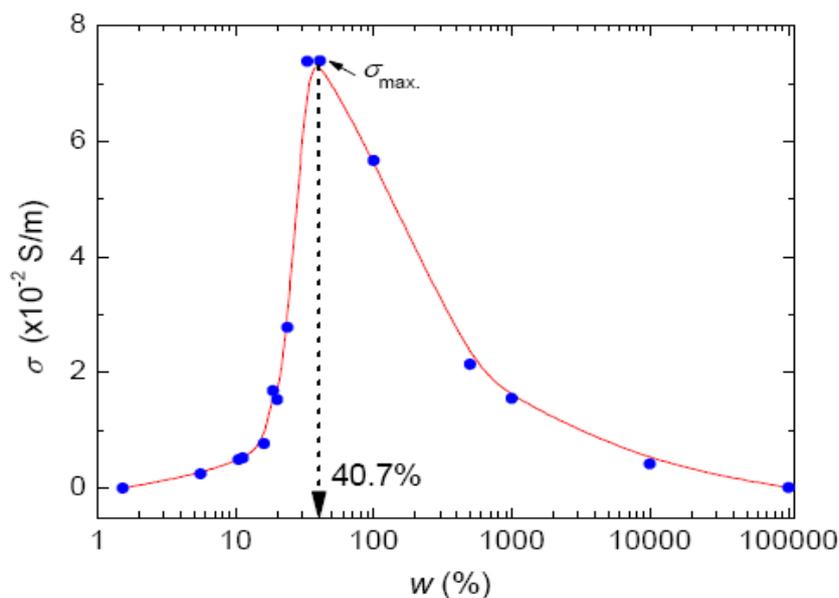


圖 2 - 2 土樣 white clay (WC) 之 σ 與 w 變化圖 (Shan and Singh, 2005)

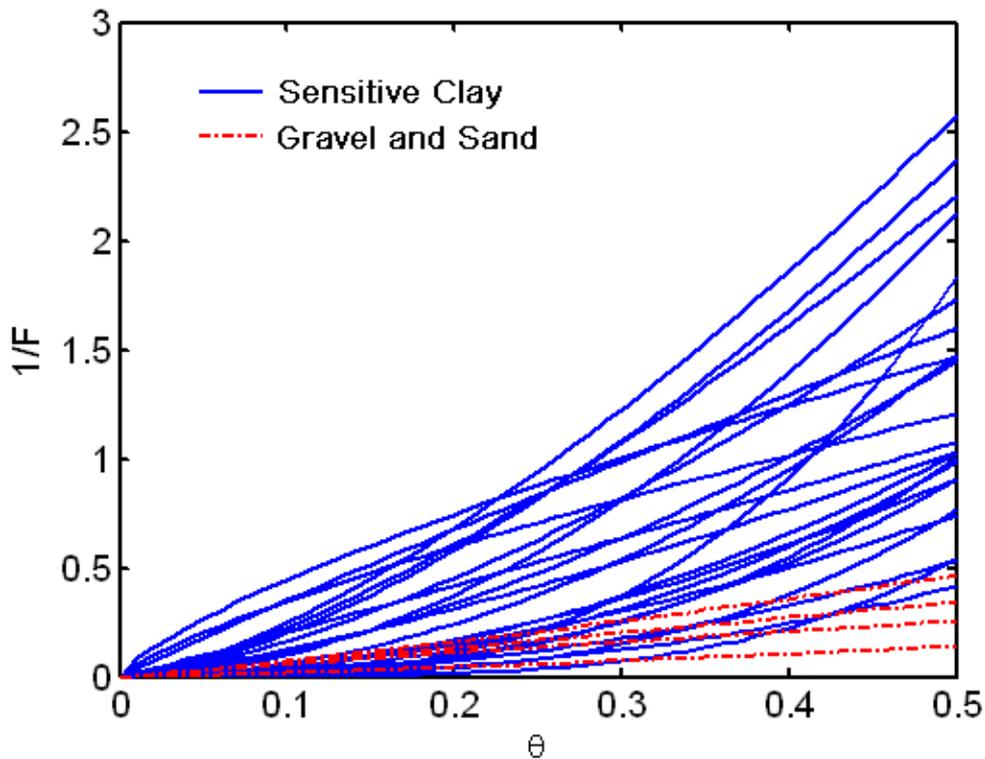


圖 2 - 3 不同特性土樣之 $1/F$ 與 θ 變化圖 (Shan and Singh, 2005)

Klein和Santamarina (2003) 將土壤組構簡化，假設土壤組構是由飽合狀態無限長平板顆粒相互平行所組成，如圖 2 - 4所示， t_w 為孔隙水厚度， t_p 為土壤顆粒厚度， g 為土壤電雙層厚度，並且考慮土壤中電雙層的導電度，提出了總體導電度為土壤顆粒導電度、土壤孔隙溶液導電度和土壤電雙層導電度所組成，如式(2 - 4)所示。

$$(\sigma_{mix})_{//} = \frac{\sigma_p t_p + \sigma_{el} t_w + 2\lambda_{ddl}}{t_w + t_p} \quad (2 - 4)$$

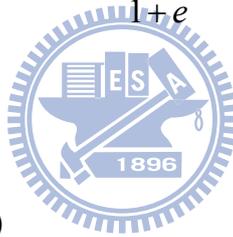
σ_p 為土壤顆粒導電度， σ_{el} 為土壤孔隙液體導電度， λ_{ddl} 則為電雙層

導電度，其中 t_w 為孔隙水厚度， t_p 為土壤顆粒厚度。又 t_p 可表示為如式

$$t_p = \frac{2g}{S_a \gamma_p} \quad (2-5)$$

S_a 為土壤表面積， g 是比重 $[m/s^2]$ ， γ_p 為土壤顆粒單位重， e 為 t_w/t_p ，因此可將式(2-4)改寫為式(2-6)

$$(\sigma_{mix})_{//} = \frac{\sigma_p + \sigma_{el}e + \lambda_{ddl}(\gamma_p/g)S_a}{1+e} \quad (2-6)$$



Lyklema(1995)提出式(2-7)

$$\rho_{(est)} = \frac{\Phi \varepsilon'_w}{g} [C/m^2] \quad (2-7)$$

$\rho_{(est)}$ 為預估的表面價離子密度， ε'_w 為水在實部的介電度， g 為電雙層厚度， $\Phi[V]$ 為表面離子所貢獻的電位。又可將電雙層的導電度表示為式(2-8)

$$\lambda_{ddl(est)} = \rho_{(est)} u_{cat} \quad (2-8)$$

$\lambda_{ddl(est)}$ 為預估的電雙層導電度， u_{cat} 為陽離子的流動能力。所預估的電雙層導電度又必須乘上一修正係數如式(2 - 9)

$$\lambda_{ddl} = \alpha \lambda_{ddl(est)} \quad (2 - 9)$$

將式(2 - 6)、(2 - 7)、(2 - 8)和(2 - 9)相結合，則可將式改寫為如式(2 - 10)

$$(\sigma_{mix})_{//} = \frac{\sigma_p + \sigma_{el}e + \alpha \left(\frac{\gamma_p}{g} \frac{\Phi \varepsilon'_w}{g} u_{cat} \right) S_a}{1 + e} \quad (2 - 10)$$

當假設孔隙液體導電度遠大於土壤顆粒導電度 $\sigma_p \ll \sigma_{el}$ 則可將式改為

$$\sigma_{mix} = n\sigma_{el} + (1-n)\alpha \left(\frac{\gamma_p}{g} \frac{\Phi \varepsilon'_w}{g} u_{cat} \right) S_a \quad (2 - 11)$$

當土壤顆粒表面積很小時則可將式改寫為

$$(\sigma_{mix})_{//} = \sigma_{el}n = \sigma_{el} \frac{e}{1+e} \quad (2 - 12)$$

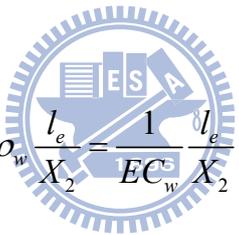


圖 2 - 4 土壤組構模型 (Klein 和 Santamarina, 2003)

Rhoades、Raats和 Prather (1976) 假設土壤模型如圖 2 - 5所示，假設此模型為飽和狀態，淺藍色部分為滲流路徑， $X_2 * l_e$ 為土壤中的孔隙，其中體積含水量

$$\theta = X_2 l_e / Al \quad (2 - 13)$$

l_e 為土壤內孔隙滲流長度， X_2 為孔隙寬度， l 為土壤試體長度， A 為試體面積，孔隙水電阻可表示如式(2 - 14)



$$R_w = \rho_w \frac{l_e}{X_2} = \frac{1}{EC_w} \frac{l_e}{X_2} \quad (2 - 14)$$

R_w 為孔隙水電阻， ρ_w 為孔隙水電阻率，將(2-13)和(2 - 14)結合並且考慮黏滯係數則可將式改寫為(2 - 15)式

$$EC_w = \left(\frac{1}{\gamma} \right) \left(\frac{l_e}{X_2} \right) \frac{1}{R_w} = \left(\frac{1}{\gamma} \right) \frac{(l_e)^2}{l \theta A} \frac{1}{R_w} \quad (2-15)$$

重新整理則可得(2 - 16)式

$$EC_w = \frac{1}{\theta R_w} \frac{l}{A} \left(\frac{1}{\gamma} \left(\frac{l_e}{l} \right)^2 \right) = \frac{G}{\theta T R_w} \quad (2-16)$$

其中 G 等於(1/A) , T 等於 $\left(\gamma \left(\frac{l}{l_e} \right)^2 \right)$, 又總體導電度等於水的導電度加

上土壤的導電度

$$\frac{1}{R_a} = \frac{1}{R_w} + \frac{1}{R_s} \quad (2-17)$$

$$\frac{EC_a}{G} = \frac{EC_w T \theta}{G} + \frac{EC_s}{G} \quad (2-18)$$

$$EC_a = EC_w T \theta + EC_s \quad (2-19)$$

其中 T 與體積含水量具有相關性

$$T = a\theta + b \quad (2-20)$$

式中 EC_w 為孔隙液體導電度、T 為傳輸係數與孔隙中之滲流路徑相關、 EC_s 為土體顆料表面之導電度，a 與 b 為常數。

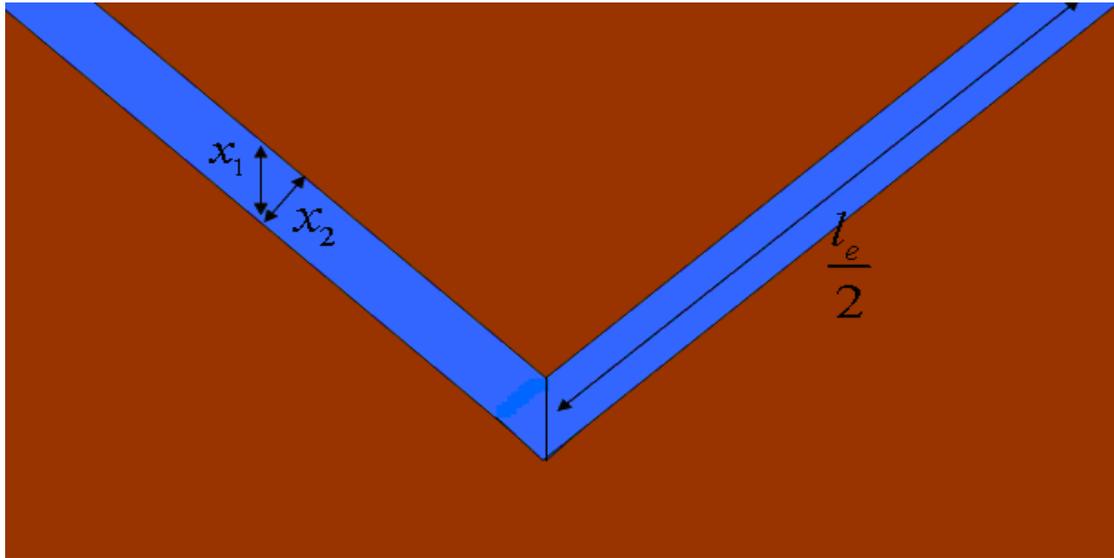


圖 2 - 5 土壤結構模型 (Rhoades、Raats 和 Prather, 1976)

Mojid、Rose和Wyseure (2007) 認為土壤的組成如圖 2 - 6所示，主要是由土壤顆粒、空氣、孔隙中自由的水體和黏土的吸附水層所組成，將土壤結構假設為如圖 2 - 7所示。電阻等於電阻率乘上土體長度除上土體截面積

$$R = \rho l / A \quad (2 - 21)$$

又電阻率為導電度的倒數，因此可將式(2 - 21)改寫為

$$R = l / AE \quad (2 - 22)$$

可將自由水體和黏土電雙層導電度為表示成

$$R_w = l_e / A_w E_w \quad (2 - 23)$$

$$R_d = l_d / A_d E_d \quad (2 - 24)$$

又總體導電度等於孔隙水導電度加上黏土的電雙層導電度

$$R^{-1} = R_w^{-1} + R_d^{-1} \quad (2 - 25)$$

將式(2 - 22)、(2 - 23)、(2 - 24)代入(2 - 25)可得 (2 - 26) 移項可得

$$E = \frac{l}{l_e} \left(\frac{a_w}{A} E_w + \frac{a_d}{A} E_d \right) \quad (2 - 26)$$

可將 $\frac{l}{l_e}$ 表示成 T, T 為傳輸係數與孔隙中之滲流路徑相關因此可將式

(2 - 26)改寫為

$$E = T(\theta_w E_w + \theta_d E_d) \quad (2 - 27)$$

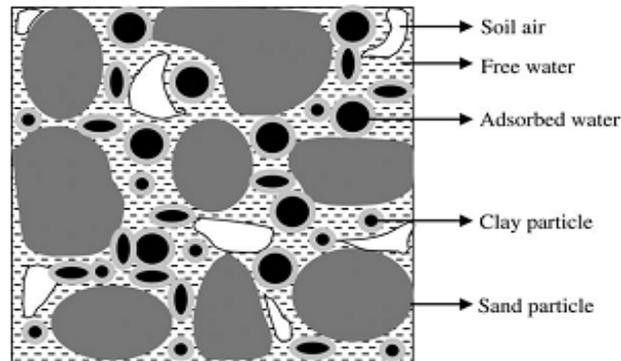


圖 2 - 6 實際土壤組構圖

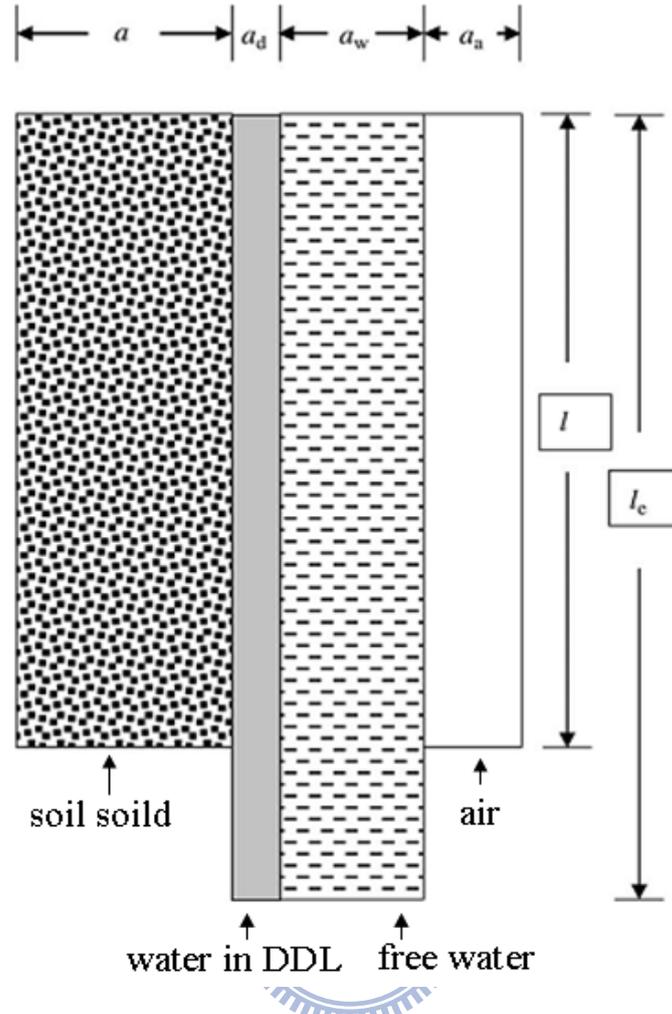


圖 2 - 7 假設土壤結構模型(Mojid、Rose 和 Wyseure, 2007)

Lin(1999)亦以導電度的觀點，提出導電度與含水量之關係如式

$$\sqrt{K_a} = a\rho_d + b\theta + c \quad (2 - 28)$$

$$\sqrt{\sigma_{dc}} = c + [a(A_{es}) + bw]\rho_d \quad (2 - 29)$$

式中 a 、 b 、 c 為待定參數， a 與土壤表面積及土壤單位重有關； b 與含水量與土壤單位重相關； c 與含水量及土壤種類有關。而由式(2 - 28)

中可知導電度 σ 與含水量 ω 呈正比關係。此外Lin (1999) 為探討式(2-29)的適用性，整理過去文獻中所使用多種土樣的試驗結果($\rho_d = 1.32 \sim 1.44 \text{ g/cm}^3$)，圖 2-8所示，其迴歸所得之參數如表 2-1所示。

由得到之迴歸參數可知 c 值隨土壤種類不同而有某種程度之變異性；a 與 B 值則隨土壤單位重不同而有一定範圍之差異，另其迴歸值 R^2 皆大於 0.95 顯示出良好的迴歸關係。

表 2-1 不同特性土樣迴歸參數結果(Lin,1999)

Soil Type	c	a	B	R^2
M1	-0.1102	0.0746	0.7932	0.979
M2	-0.1235	0.0955	0.7778	0.952
M3	-0.1595	0.1340	0.6281	0.954
M4	-0.2169	0.1514	0.8873	0.949
M5	-0.1317	0.1310	0.7234	0.976

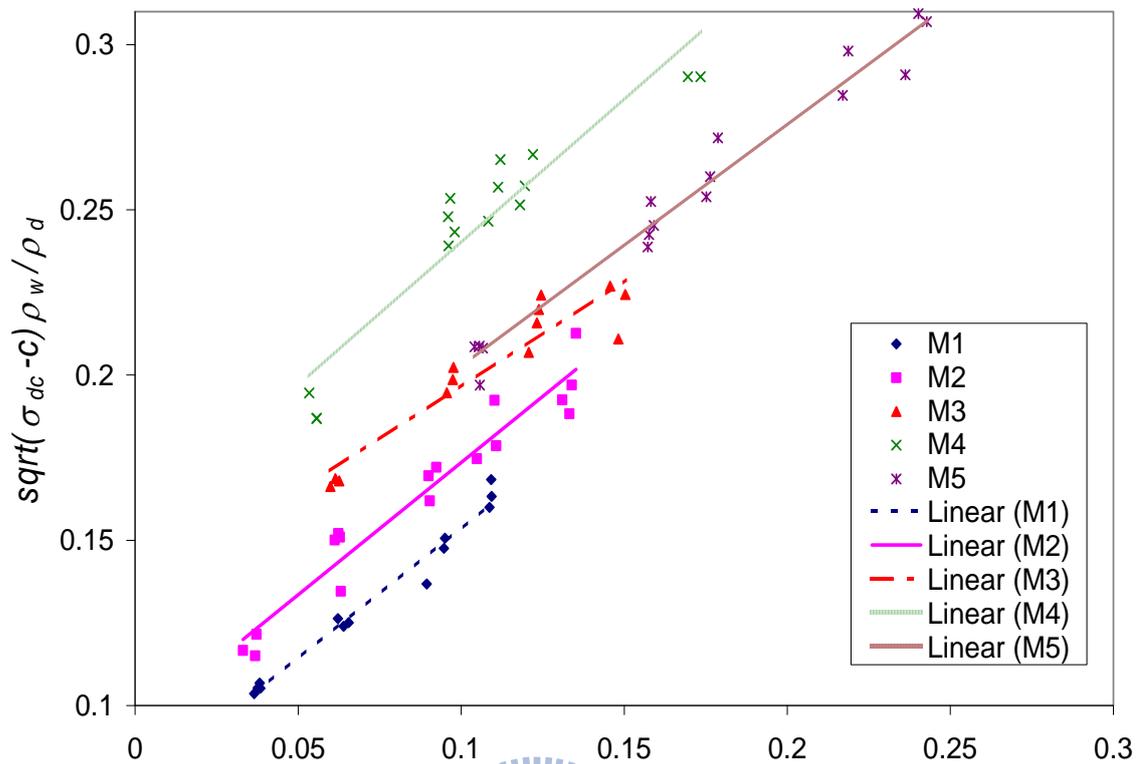


圖 2-8 不同土壤種類其 $(\sqrt{\sigma_{dc}-c})\rho_w/\rho_d$ 與 w 之關係(Lin,1999)

根據上述導電度與含水量經驗式或經由假設模型所推導出的式子可以觀察出，導電度與含水量關係有二次多項式、一次多項式或者指數型式，導電度與含水量間皆具有正相關，只是所考慮的參數或假設的模型不同而造成公式有所差異，綜合上述影響參數有孔隙水導電度、自由水含水量、土壤顆粒導電度、吸附水層導電度、吸附水層含水量、滲流路徑及土壤乾密度等等參數，若將上述導電度與含水量關係整合則可將 Archie (1942)、Shan and Singh (2005)、Klein and Santamarina (2003)表示為(2-30)，Rhoades et al. (1976)、Lin(1999)、Mojid, Rose and Wyseure(2007)表示為(2-31)，Shan and Singh (2005)

和式(2-30)表示相同，Archie (1942) 因假設為飽和狀態下的岩石與砂礫石的電阻率因此需將式(2-30)中體積含水量表示為飽和狀態下，Klein and Santamarina (2003)經過簡化過後則 a、m 皆等於 1，體積含水量為飽和狀態，Rhoades et al. (1976)因未考慮土壤電雙層導電度，因此使用參數為式(2-31)中 a、b、e，其中 EC_w 為 a、b 變數，e 則為土壤顆粒導電度，Mojid, Rose and Wyseure(2007)將土壤電雙層導電度考慮進去，因此使用參數為式(2-31)中 a、b、c、d、e，其中 EC_w 為 a、b 變數， EC_d 為 d、e 變數，e 為一常數為土壤顆粒導電度，Lin(1999)將土壤乾密度考慮進去，使用參數為式(2-31)中 a、b、e， ρ_d 為 a、b 變數，e 為常數，表 2-2、2-3 為此二通式使用參數及說明。



$$\sigma = a\sigma_w\theta^m \quad (2 - 30)$$

$$EC = a\theta_w^2 + b\theta_w + c\theta_d^2 + d\theta_d + e \quad (2 - 31)$$

以上經驗式和模型推導公式皆是由重模試體做試驗而得到，因此所到的導電度與含水量關係皆為單一線性關係，Knight(1991)則是針對岩體進行乾溼循環試驗，試驗方式主要是將試體放入壓力鍋內，利用高壓蒸氣方式使試體內含水量增加，而乾側段則是採用自然乾燥方式進行，試體的含水量估計則是利用秤重法進行，由試驗結果中發現導電度與含水量關係在乾溼循環過程中並不一致，如，造成此現象為

孔隙內水分分佈於乾溼循環過程中分部並不一致所造成，如，在剛開始飽和過程中，試體表面會先產生一薄膜，隨著飽和度的增加，薄膜逐漸增厚，並使得孔隙變的不連續，於自然乾燥階段，部分水份則會先流失，與飽和階段並不相同。

表 2 - 2 通式(2-30)說明

	使用參數	說明
Archie (1942)	$a、m$	θ 為飽和
Shan and Singh (2005)	$a、m$	和通式相同
Klein and Santamarina (2003)	$a、m$	$a=1, m=1, \theta$ 為飽和

表 2-3 通式(2-31)說明

	使用參數	說明
Rhoades et al. (1976)	a、b、e	EC _w 為 a、b 變數， e 為常數
Mojid, Rose and Wyseure(2007)	a、b、c、d、 e	EC _w 為 a、b 變數， EC _d 為 c、d 變數， e 為常數
Lin(1999)	a、b、e	ρ_d 為 a、b 變數， e 為常數

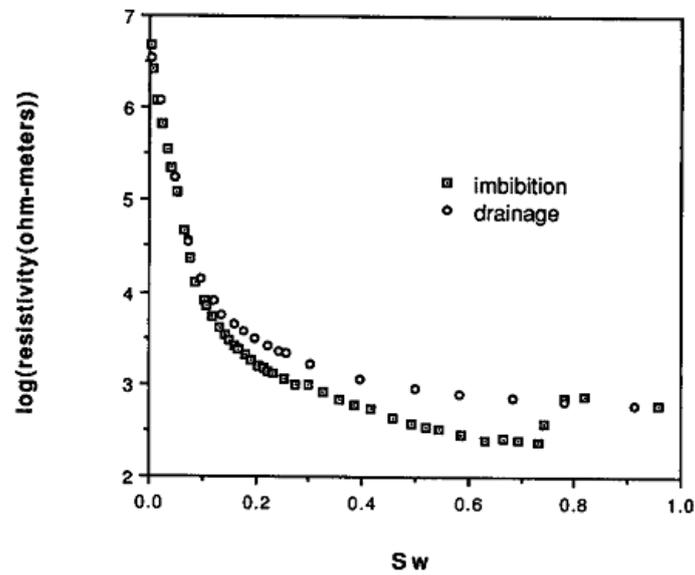


圖 2-9 砂岩乾溼循環試驗飽和度對應電阻率關係圖

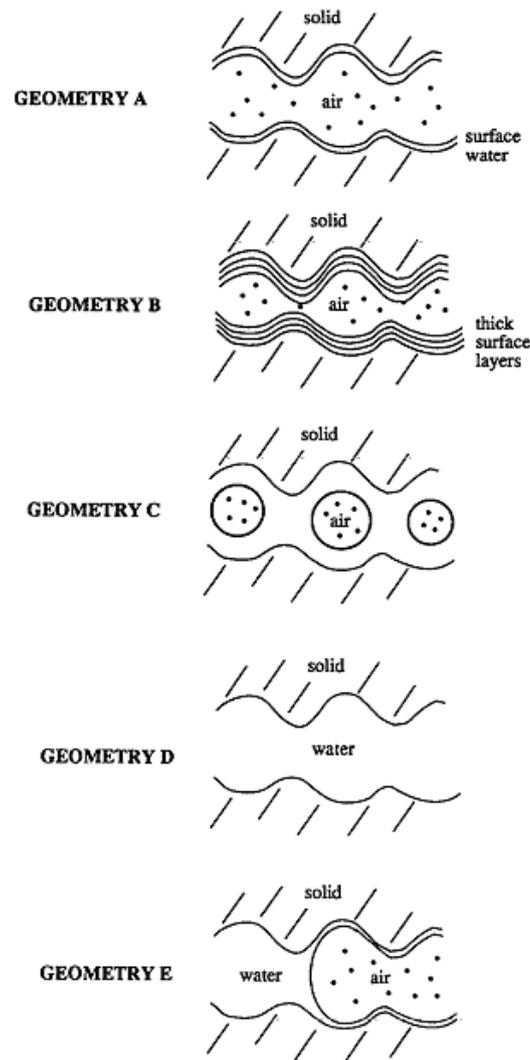


圖 2 - 10 孔隙內水分分佈示意圖

2.2 土壤電阻性質量測：時域反射法(TDR)

時域反射法 (Time Domain Reflectometry)，簡稱 TDR，是一種使用電磁波進行監測、探查的方法。其基本原理類似於雷達，由脈衝電磁波製造器產生一脈衝電磁波進入同軸電纜，再由示波器紀錄因電纜阻抗不連續所造成電磁波反射的訊號。電纜阻抗則是由電纜之斷面幾何與電纜正、負極間絕緣介質所決定，因此，時域反射法利用傳輸通路上之阻抗 (Impedance) 不連續所造成之反射脈衝電壓改變，紀

錄傳輸通路上之介質電學性質變化，或其通路之斷面幾何變形。

2.2.1 TDR 量測系統

圖 2 - 11 為時域反射法之設備簡圖，包含階躍脈衝電壓產生器 (Step Generator)、訊號採樣器 (Sampler) 與示波器 (Oscilloscope)，以及傳輸系統，包含同軸纜線 (coaxial cable) 與量測探頭 (measurement probe)。脈衝產生器產生電壓脈衝傳至同軸纜線，訊號採樣器擷取並透過示波器顯示由同軸纜線傳回之反射訊號。

利用 TDR 來量測材料電學性質，必須使材料成為正負導線間之介質，一般量測探頭可採用多根金屬棒來形成傳輸纜線，如兩根金屬棒形成一對一之傳輸纜線或多根金屬棒形成多對一之軸對稱傳輸纜線。

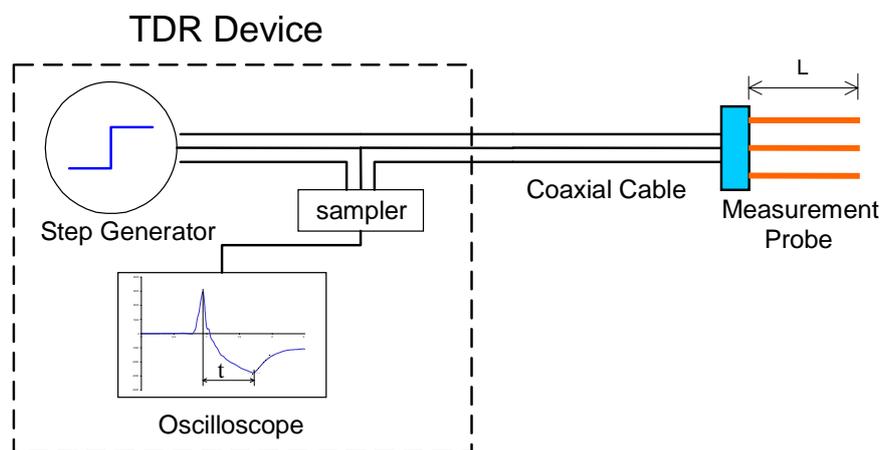


圖 2 - 11 時域反射法之設備

2.2.2 TDR 介電度/含水量量測

Topp et al. (1980) 所定義視介電常數 (apparent dielectric constant,

K_a)，可以由圖 2 - 12兩反射點a、b間之走時差 (t) 決定之：

$$K_a = \left(\frac{ct}{2L} \right)^2 \quad (2 - 32)$$

其中c為光速 (2.998×10^8 m/s)，L為感測頭之長度。走時的分析方法一般較常見的為切線法 (tangent line method)，如圖 2 - 12所示，主要是計算TDR感測器波形之起始頂點a至感測器末端反射b之走時差。由於TDR感測器波形之起始頂點有時不易決定，Robinson等 (2003) 建議使用Heimovaara's (1993) method，量測空氣中及純水中的波形，求取感測器波形起始點以及感測器走時，如式(2 - 33)：


$$T = T_p + T_L = T_p + \sqrt{K_a} \cdot L_e / c \quad (2 - 33)$$

式中 T 為參考起點至感測器波形末端反射點走時， T_p 為參考起點位置至感測器探針起點時間， T_L 為感測器探針起點至感測器探針末端反射點之走時差，相對關係如圖 2 - 12，而 L_e 則為感測器探頭的有效長度，包含感測器本身探頭長度與探頭末端因電磁波逸散效果產生的電磁長度。

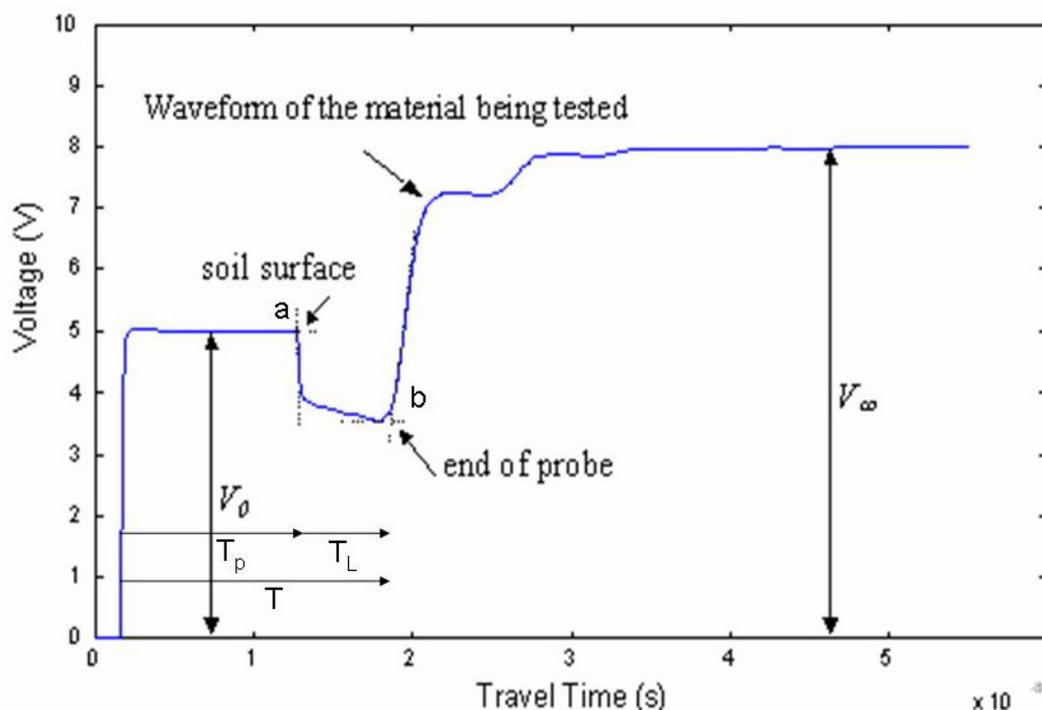


圖 2 - 12 TDR 於土壤中量測之波形示意圖

而由前述文獻回顧指出。由於水之介電常數與土壤顆粒或空氣之介電常數差異甚大，些微含水量之變化即可使此空氣—土壤顆粒—水其整體介電常數有明顯的變化，因此在高頻時之介電性質受土壤體積含水量所控制 (Topp et al., 1980, Lin et al., 2000)。許多學者透過實驗建立此一視介電常數與土壤體積含水量的經驗公式或半經驗公式，其中以 Topp et al. (1980) 所發表之經驗公式廣被採納。土壤之體積含水量與介電常數之平方根成正比，其關係可簡單表示為

$$\sqrt{K_a} = a + b\theta \quad (2 - 34)$$

其中 θ 為體積含水量， a 與 b 為標定係數。

2.2.3 TDR 導電度量測率定

導電度可經由 TDR 波形的穩態值 (ρ_∞) 直接量測，目前普遍認為 Giese and Tiemann (1975) 所提的方法最佳，如式(2 - 35)

$$\sigma_{GT} = \frac{K_p}{R_s} \left(\frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right) \quad (2 - 35)$$

其中穩態反射係數 $\rho_\infty = (v_\infty - v_0) / v_0$ ， v_0 為入射方波之電壓大小， v_∞ 為訊號最終之電壓大小， K_p 為形狀因數， R_s 為 TDR 擷取設備內部阻抗值。

但該方法未能考慮纜線電阻的影響，Lin et al. (2007) 則考慮纜線電阻的 DC 串聯電阻電路，重新推導導電度，如式(2 - 36)：

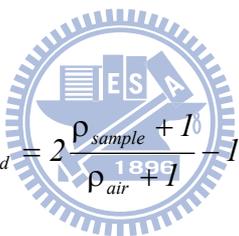
$$\sigma = \beta \left(\frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right) k(R_{cable}, \rho_\infty) \quad (2 - 36)$$

其中 β 為 TDR 感測器探頭形狀因數，而 k 則為纜線阻抗修正因數，可由 TDR 感測器末端為短路時所測得穩態反射係數求得，如式(2 - 37) 與式(2 - 38)所示：

$$k = \frac{1}{1 - \left(\frac{R_{cable}}{R_s} \frac{1 - \rho_\infty}{1 + \rho_\infty} \right)} \quad (2 - 37)$$

$$R_{cable} = \frac{R_s}{\left(\frac{1 - \rho_{\infty, SC}}{1 + \rho_{\infty, SC}} \right)} \quad (2 - 38)$$

Lin et al. (2007)亦發現除了纜線電阻的影響之外，TDR 儀器在轉換電壓為反射係數時，無法準確反應電壓源的大小。因此藉由式(2 - 37)，TDR 所測得穩態反射係數 ρ_{sample} 應由感測器在空氣中的量測值修正為 $\rho_{corrected}$ ，其中 ρ_{air} 為空氣中該探頭所測得穩態反射係數，再將 $\rho_{Corrected}$ 帶入式(2 - 36)，可求得更接近待測體的真實導電度，進而能轉換為地電阻對應之電阻率。



$$\rho_{corrected} = 2 \frac{\rho_{sample} + 1}{\rho_{air} + 1} - 1 \quad (2 - 39)$$

2.3 土壤電阻性質量測：地電阻影像法(ERT)

地電阻影像法由早期一維探測，逐漸演變成現今二維甚至三維的大範圍探測，所能提供的空間資訊也因而隨之增多，目前工程實務上則以二維地電阻探測的應用較為廣泛。二維地電阻影像剖面法(electrical resistivity tomography, ERT)，是將一維的垂直與橫向探測結果綜合組成電阻率剖面，適用於大範圍的地表下地層電阻率分佈情形，而影響電阻率的變化因數包含了地質材料的導電特性、顆粒排列方向、孔隙率、含水量、飽和度、地層構造、地層所含離子濃度等等。

由於地層內部常由粉土、砂土、黏土、礫石層、母岩以及含水層等組合成不同層次，各層次有其特有之電阻率，便可利用不同電阻率厚度和層次，進而推定各層之水文地質狀態。

地電阻影像探測的量測原理，乃藉由外加低頻交流電經由圖 2 - 13 中電流極 C1、C2 流入地層中，再利用電位極 P1、P2 量測地層所反應的電位差，由所量測的電位差與電流值，經靜電學理論計算可得到受測土層之視電阻率 (apparent resistivity)；再藉由不斷改變施測電極之間距及位置，即可得到不同範圍之視電阻率，最後將視電阻率分佈經反算分析後，即可推估地層實際電阻率分佈情況。

視地電阻量測空間影響範圍視電極間距而定，間距越大其探測深度越深，不過相對地解析能力便會有所降低，所以必須根據探測目的，在探測深度與解析度兩者之間取得平衡，以獲得較佳結果。而一般實務上在進行地電阻探測時，於地表佈設數十根的電極棒，以 Wenner 為例，量測過程中每次選取等間距的四根電極棒作為電流極 C1、C2 與電位極 P1、P2 來量取一筆資料 (如圖 2 - 13 所示)，再藉由改變電極間距與位置，獲得不同幾何空間位置上的視電阻率值，所獲得之電阻剖面稱為擬似電阻率剖面 (Pseudo-Section)。最後經由反算分析獲得真實地電阻影像剖面，藉以瞭解地層構造 (Loke, 2003；尤仁弘, 2006)。

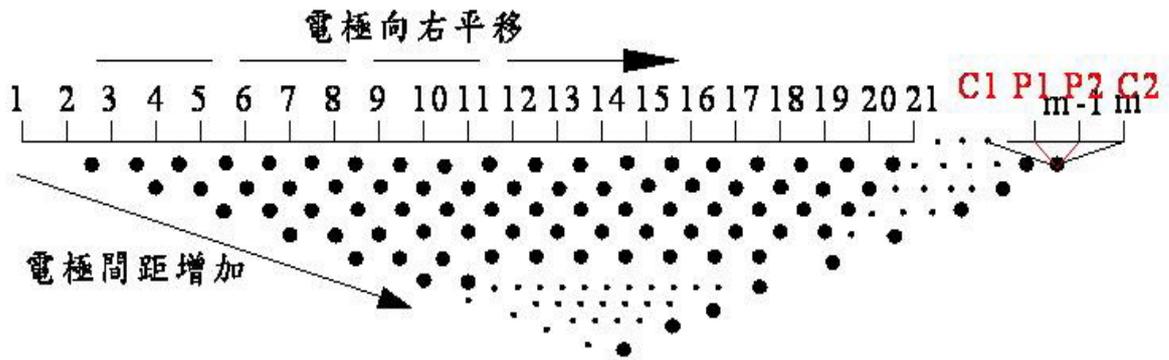


圖 2 - 13 Wenner 地電阻探測量測示意圖 (摘自尤仁弘, 2006)

2.3.1 地電阻法基本原理

根據歐姆定律, 及電阻率基本假設, 分別由式(2 - 40)與式(2 - 41):

$$\text{resistance } R \text{ (ohms)} = \frac{\text{voltage difference (volts)}}{\text{current (amps)}} = \frac{\Delta V}{I} \quad (2 - 40)$$

$$\text{resistivity } \rho \text{ (ohm - m)} = \frac{\text{resistance} \times \text{length}}{\text{area of cross - section}} = \frac{RL}{A} = \frac{\Delta VL}{IA} \quad (2 - 41)$$

經過移項以後可得到式(2 - 42):

$$\frac{\Delta V}{L} = \frac{\rho I}{A} \quad (2 - 42)$$

取一微小元素分析, 可將式(2 - 42)中的長度 L 趨近於零, 並且假設此微小的元素中其電阻率值 ρ 均一致, 則式(2 - 42)可以再改寫為梯度的形式如式(2 - 43):

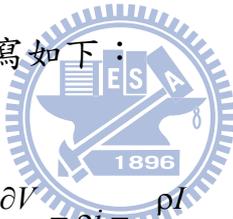
$$- \text{grad}V = \rho i \quad (2 - 43)$$

其中 i 為每單位橫斷面積中的電流密度。

現假設地層為一個等向均質的半無限域空間，若於地表設置一個單點電極 C_1 並且輸入強度為 $+I$ 的電流，如圖 2-14 所示，則電流將從電極端以半圓形放射狀向外射出，距電極端任意 r 處的電流密度為：

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2-44)$$

此時的電位梯度為 $-\partial V / \partial r$ ，若將式(2-44)的電流密度 i 帶入式(2-43)，則可以將式(2-43)改寫如下：


$$-\frac{\partial V}{\partial r} = \rho i = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (2-45)$$

因此距離 C_1 為 r 處的電位可以經由積分式(2-45)而得到：

$$V_r = \int \left(\frac{\rho I}{2\pi r^2} \right) dr = \frac{\rho I}{2\pi r} + C \quad (2-46)$$

式(2-46)即為半無限域中，求取單點電極距離 r 處之電位的基本公式，式中的 C 為積分所得積分常數，不過當 $r = \infty$ 時， $V_r = 0$ ，所以得到 $C=0$ 。下段將依據此概念導入雙點電極所產生的電流場分佈。

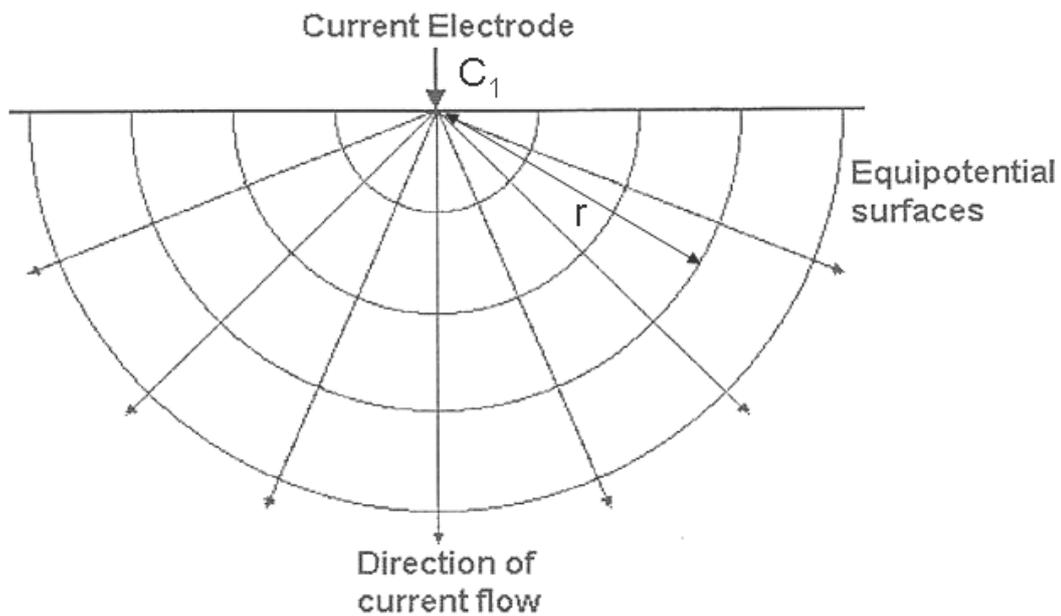


圖 2 - 14 單點電極電流與電位分佈 (修改自 Loke, 2003)

若假設地表佈設兩個電流極 C_1 、 C_2 ，如圖 2 - 15，圖 2 - 16所示，並且在兩電流極之間佈設兩個電位極 P_1 、 P_2 以量取 C_1 、 C_2 之間的電位差值。 C_1 為輸入端電流極以 $+I$ 表示， C_2 則為輸出端電流極 $-I$ ，其中 C_1 和 P_1 的距離為 R_1 ， P_1 和 C_2 的距離為 R_2 ， C_1 和 P_2 的距離為 R_3 ， P_2 和 C_2 的距離為 R_4 。根據式(2 - 44)所得關係， C_1 以及 C_2 對 P_1 的電位貢獻分別為：

$$V_{C1} = \frac{\rho I}{2\pi R_1}$$

$$V_{C2} = \frac{-\rho I}{2\pi R_2} \quad (2 - 47)$$

由靜電學原理得知，多點電荷對某點產生的電荷大小，會等於每一個電荷對該點的電位加總，所以 P_1 的電位等於 $V_{C1} + V_{C2}$ ，即：

$$V_{P1} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) \quad (2 - 48)$$

同理可得 C_1 以及 C_2 對 P_2 的電位貢獻，即為：

$$V_{P2} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \quad (2 - 49)$$

所以將 V_{P1} 與 V_{P2} 相減，便得到 P_1 與 P_2 兩點的電位差值：

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right] \quad (2 - 50)$$


將式(2 - 48)重新整理，可得電阻率 ρ 為：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[\left(\frac{1}{R_1} - \frac{1}{R_2} \right) - \left(\frac{1}{R_3} - \frac{1}{R_4} \right) \right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2 - 51)$$

其中 $2\pi/G$ 為幾何排列參數 K ，因不同的電極排列方式而異，在此需注意的是真實地層並非理想均質狀況，所以在此處所得到的電阻率並不是地層真實的電阻率，而是經由不同幾何排列因數所測得的視電阻率值 ρ_A (Apparent Resistivity)，需經過反算分析才能得到真實的地層

電阻率值。

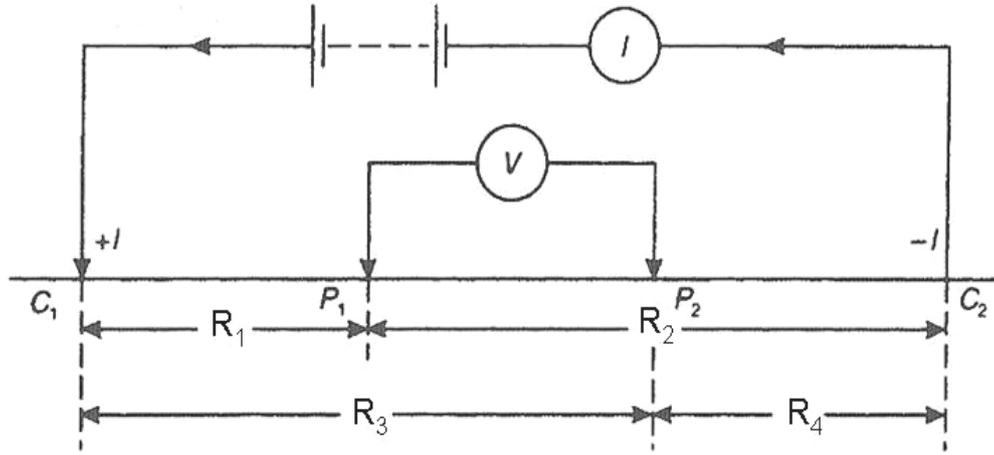


圖 2 - 15 雙點電極排列示意圖 (修改自 Reynolds, 1997)

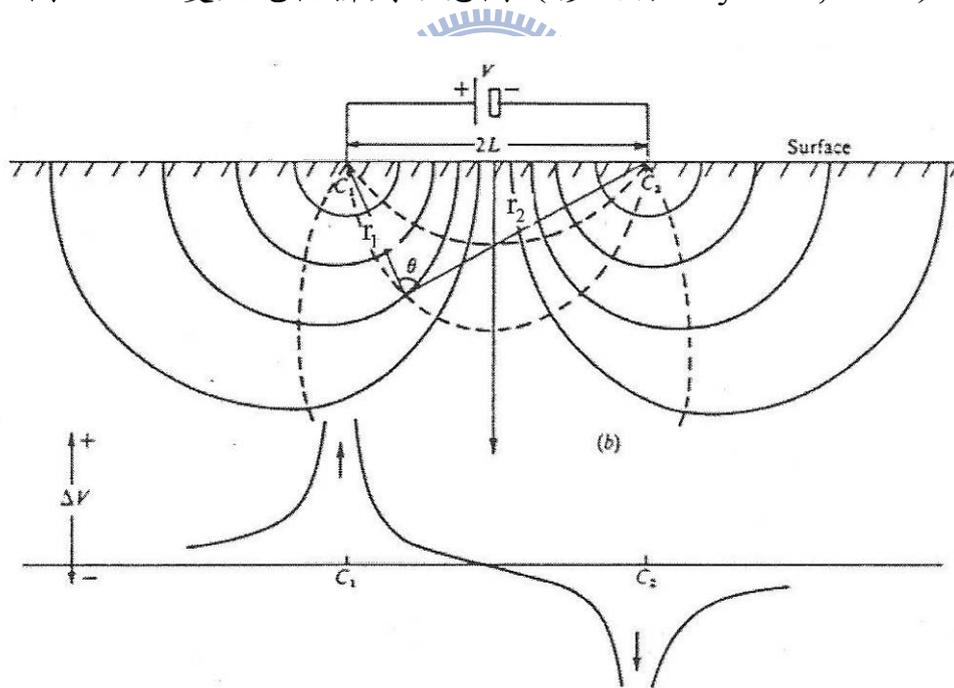


圖 2 - 16 雙點電極電流與電位分佈變化 (Telford, 1990)

Telford (1990) 以電流極間距與深度的變化關係，對均質地層的水準電流密度做相關探討，如圖 2 - 17所示，其中L為兩電流極C₁、

C_2 的距離， x 是 P 點投影至地表與 C_1 的距離， z 為 P 點深度， r_1 與 r_2 則分別為 C_1 、 C_2 和 P 點的距離，假設 P 點的水準電流密度為 J_x ，則 J_x 即為：

$$J_x = -\frac{I}{\rho} \frac{\partial V}{\partial X} = -\frac{I}{2\pi} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) = \frac{I}{2\pi} \left[\frac{x}{r_1^3} - \frac{(x-L)}{r_2^3} \right] \quad (2-52)$$

若 $r_1 = r_2$ 時，則 2-26 式可以在簡化如下：

$$J_x = \frac{I}{2\pi} \cdot \frac{L}{\left(z^2 + \frac{L^2}{4} \right)^{3/2}} \quad (2-53)$$

根據式(2-53)，將電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化關係繪成如圖 2-18 所示，實線為固定某電流極間距時，隨著 P 點的深度增加，其水準電流密度 J_x 逐漸遞減；而虛線則表示固定 P 點於某一個深度 z ，當電流極間距變大的時候，P 點水準電流密度 J_x 漸增，且當電流極間距 $L = \sqrt{2z}$ 時得 J_x 的最大值。

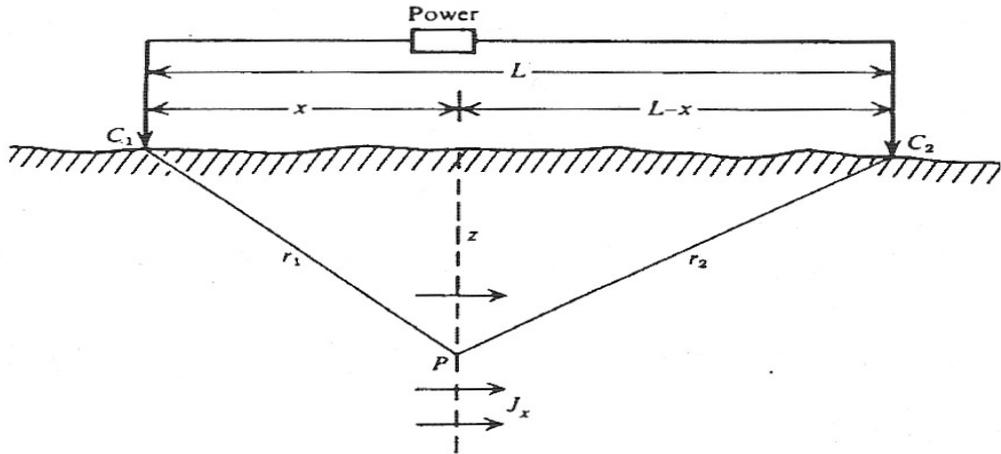


圖 2-17 均質地層下雙點電極水準電流密度幾何參數 (Telford, 1990)

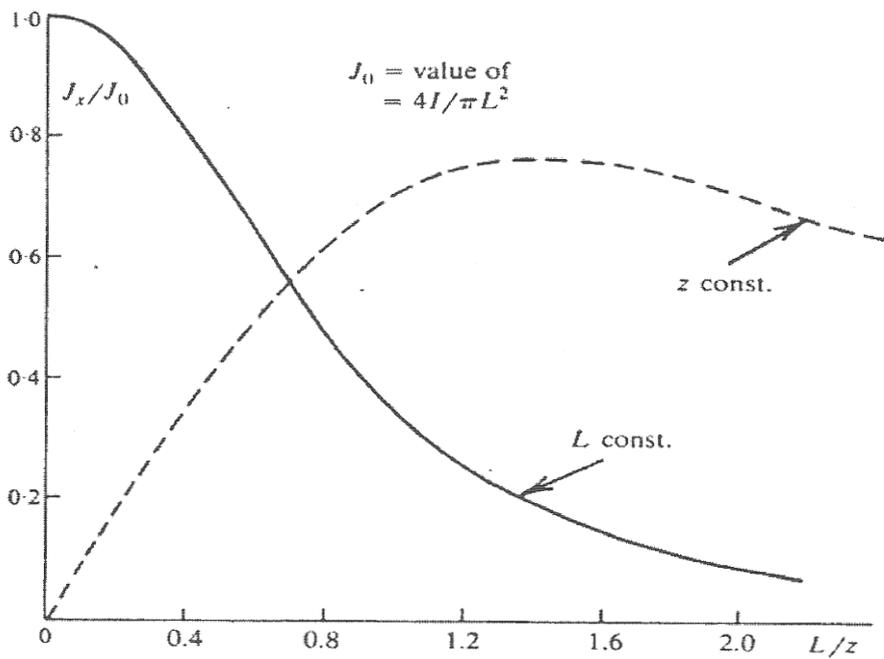


圖 2-18 電流極間距和深度的改變與 P 點的水準電流密度變化

(Telford, 1990)

Nostrand 與 Cook (1966) 提出了一個可計算均質地層下雙電流極的電流通過百分比，如式(2-54)：

$$i = \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \left(\frac{2z}{L} \right) \quad (2 - 54)$$

利用式(2 - 54)的關係，可求得均質地層下的電流通過百分比*i*如圖 2 - 19所示，當 $z = L/2$ 時，只有 50%的電流到達其深度，但是當 $Z = L$ 時，則有到達 70%的電流通過，因此當電極間距越大時，會有較多的電流貫入較深的地層內。

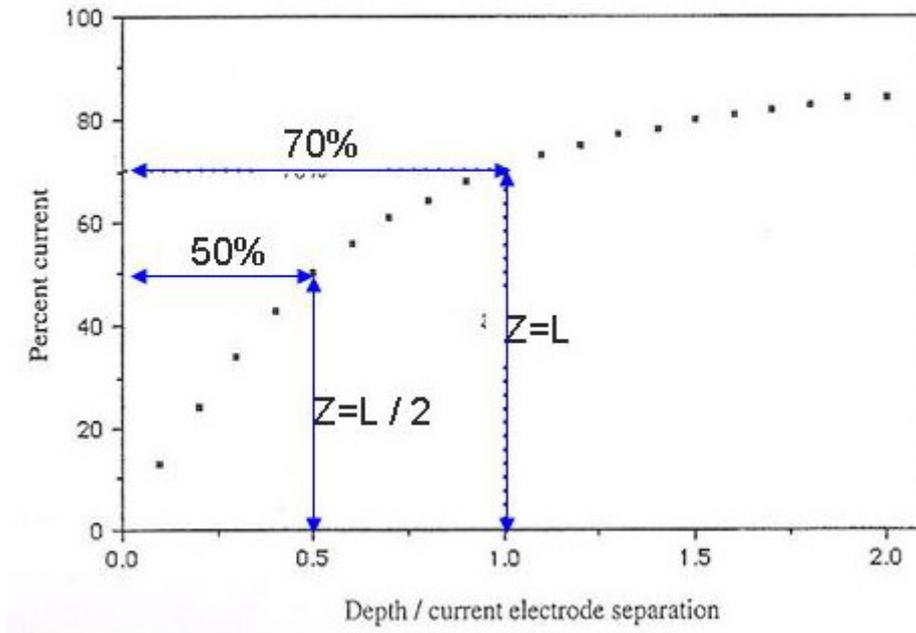


圖 2 - 19 均質地層電流通過百分比 (Nostrand and Cook, 1966)

在非均質地層情況下，Hubbert (1940) 提出一個位元於兩不同材料介面處的電流折射關係，來解釋地層的電阻率在非單一均質的地質條件之下，所產生的電阻率變化，如式(2 - 55)：

$$\frac{\tan \theta_1}{\tan \theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} \quad (2 - 55)$$

如圖 2 - 20 (a) 所示，式中 θ 為電流方向與法線所夾角度， ρ 為不同地層的電阻率；若下層電阻率 ρ_2 大於上層電阻率 ρ_1 ，當電流流入下層介質時電流方向會趨向法線，如圖 2 - 20 (b)；反之若下層電阻率 ρ_2 小於上層電阻率 ρ_1 ，則電流方向在下層介質內會遠離法線，如圖 2 - 20 (c)。依照上述所得關係，我們可以發現電流流過非均質地層時的電流密度分佈變化，如圖 2 - 21。在圖 2 - 21 (a) 中所顯示的是均質地層情況下，即 $\rho_2 = \rho_1$ 時的電流密度分佈，不過當增加了 ρ_2 值使 $\rho_2 > \rho_1$ ，此時的電流密度變成較集中於上層的介質中，如圖 2 - 21 (b)，反之當 $\rho_2 < \rho_1$ ，電流密度則較集中在下層介質，如圖 2 - 21 (c)。

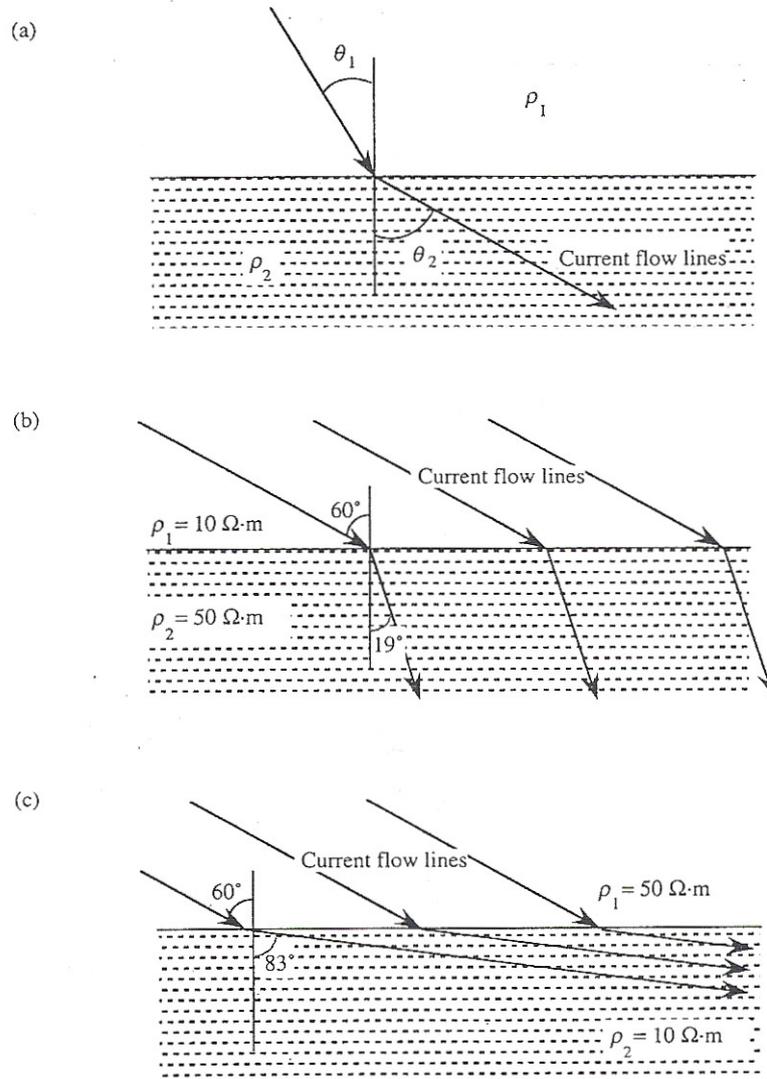


圖 2 - 20 非均質地層電流折射 (Hall, 1992)

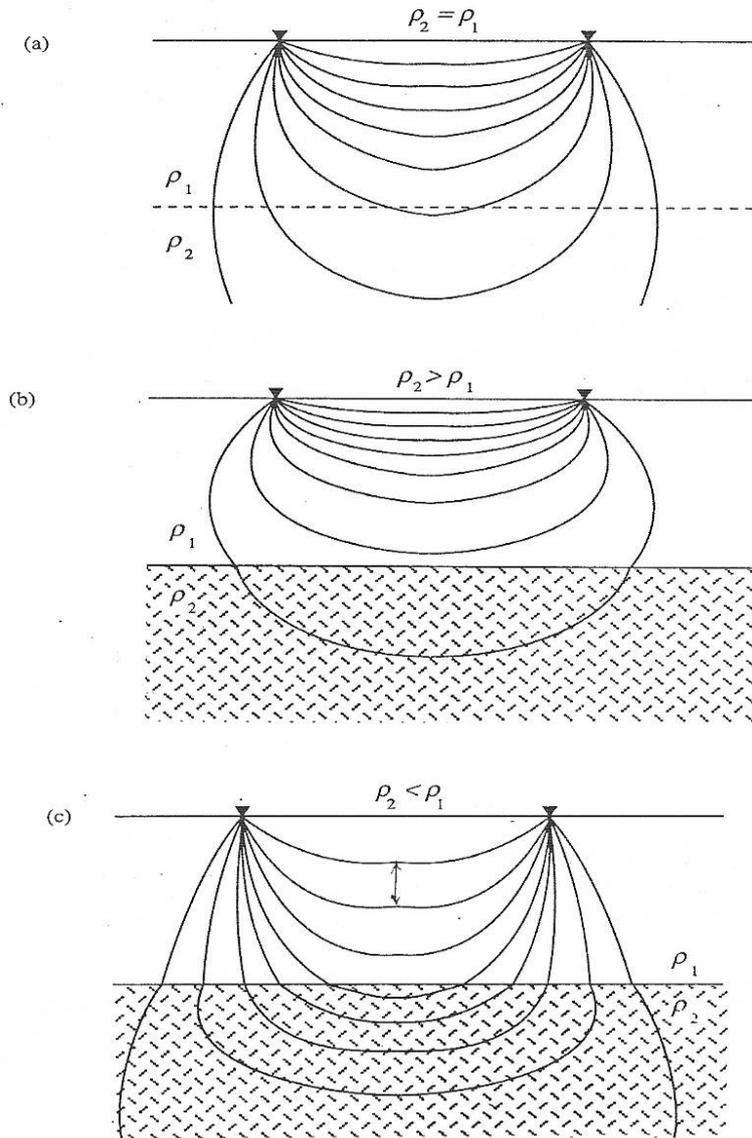


圖 2-21 非均質地層電流密度分佈 (Hall, 1992)

2.3.2 二維地電阻施測方法

2.3.2.1 施測原理

二維地電阻影像法於現地施測時，依照探測目的所需要的探測深度與解析度，在地表面佈設數十根等間距電極棒後，根據前述文獻所介紹雙點電極電流場下，可求出地層中某深度位置的視電阻率 ρ_a ：

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{\left[\left(\frac{I}{R_1} - \frac{I}{R_2} \right) - \left(\frac{I}{R_3} - \frac{I}{R_4} \right) \right]} = \frac{2\pi\Delta V}{I} \cdot \frac{I}{G} \quad (2-56)$$

其中 $2\pi/G$ 為幾何排列參數 K ，因不同的電極排列方式而異。一般常見的電極排列方式如圖 2-22 所示，每種排列方式所探測的解析度方向優劣與最大可探測深度也有所差異，所以在工程實務上常會施作各種不同的電極排列法，以便於對每種排列方式的分析結果做相互比對與解釋，互補其不足之部份。

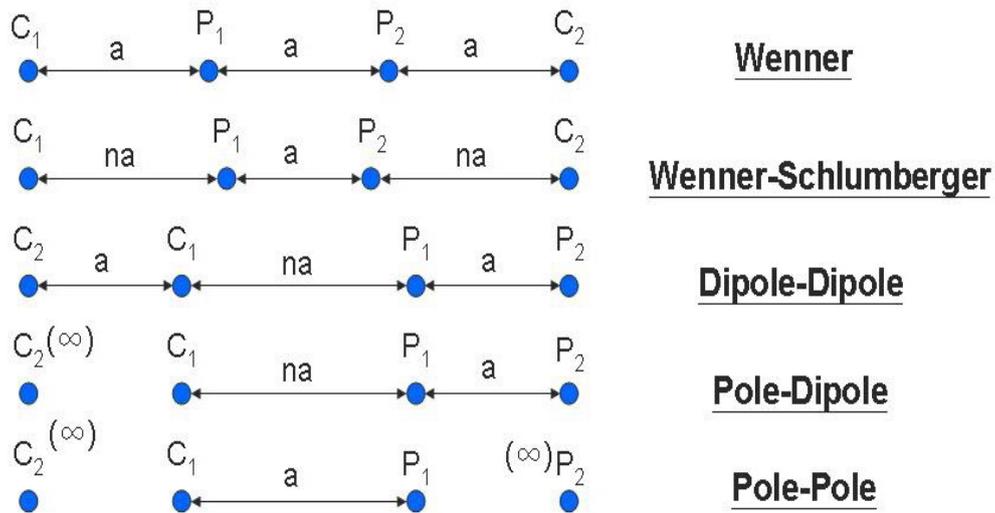


圖 2-22 一般常見電極排列方式(姚奕全，2007)

以 Wenner 為例，施測過程如圖 2-19 所示，首先在一倍電極間距下，先以第一支與第四支電極為電流極 C₁ 和 C₂，在以第二支與第三支為電位極 P₁ 和 P₂，並根據式(2-56)於 Wenner 排列方式下的幾何量測原理，進行量測，如此即可量測到第一個位置的視電阻率值。而在

固定此電極間距下，向右不斷平移，一次選擇四根電極棒，也就是以第二支與第五支電極為電流極C1 和C2，以第三支與第四支電極為電位極P1 和P2，以此類推，即可量測到第一層視電阻率值，接著再藉由改變電極間距的大小，如兩倍、三倍、四倍等等的等電極間距，則可量測到不同深度層面的視電阻率值。如此反覆施做，即得到完整擬似電阻率影像剖面(Pseudo-Section)。地電阻量測所得到之擬似電阻率影像剖面表示每一施測幾何（電極配置）所得到之視電阻率，必須透過反算分析方能獲得地層真實的電阻率分佈。反算分析之方法主要以正算模式為基礎，通常假設一電阻率分佈，其量測之視電阻率可依據靜電學理論與有限元素法（finite element）或有限差分法（finite difference）來模擬預測，接著設法改變電阻率分佈，使得預測的視電阻率值盡量逼近量測值，則可估計出地層之真實電阻率分佈，現地由於資料量大，反算分析通常以結合正算模式之最佳化方法來進行。

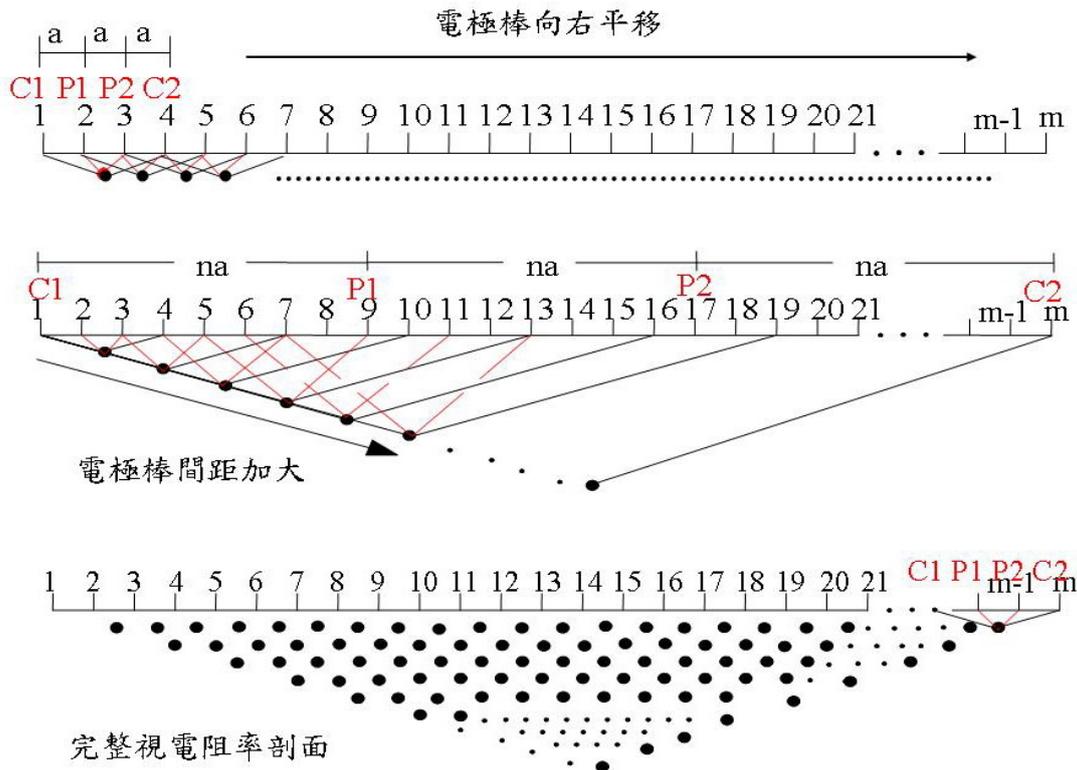


圖 2-23 電極排列施測流程 (Wenner 為例) (修改自尤仁弘, 2006)

2.3.2.2 電極排列方式比較

在現地施作地電阻探測時，會依照所預期達到的工程目的來選擇施測的電極排列方法。而影響各種電極排列的探測結果，一般以下列三個因素來做探討：(1) 訊號強度 (2) 可探測深度 (3) 垂直與橫向解析能力。

訊號強度除了會受週遭環境雜訊影響外，在一般情況下會與電極幾何排列參數 K 成反比關係，且訊號強度衰減係數為幾何排列參數的倒數，即 $1/K$ 。Edwards (1977) 則提出一測深參數為 Z_e/L 來，推估各電極排列方式的最大探測深度，其中 Z_e 是探測深度， L 則是測線展距。至於在解析度方面，則是將測線展距正規化為 1 公尺，深度

由 0.025 公尺到 1 公尺的各電極排列下靈敏度剖面，來探討其解析能力（楊證傑，2005）。

根據以上三種量測影響因素，可以對常見的電極施測方法的綜合表現有所瞭解。以 Wenner 為例來說，其電極排列法如圖 2-22，四根電極成等間距排列，其電極排列幾何參數 $k=2\pi a$ ，故訊號強度衰減係數是 $1/k$ ，即為 $1/2\pi a$ ，與其他的電極排列法比較起來相對訊號衰減程度低，故訊號強度較強。因此 Wenner 適合用在以監測為目的之工址，以降低背景雜訊大時所造成的影響。根據 Edwards (1977) 提出的測深參數，Wenner 的探測深度約為展距的 0.173 倍，相對適用於淺層的調查。依照靈敏度剖面的結果分析，Wenner 排列下的電阻率值對於垂直方向靈敏度較高，電阻率值變化明顯，但是在水準方向卻不顯著，因此垂直方向解析度優於水準方向，若當地質狀態為垂直向下的水準層狀變化時，以 Wenner 來施測會得到較佳的探測結果。

依據上述分析方法，我們將一般常見的各施測方式所表示出的三種量測特性整理如表 2-4 所示。

表 2 - 4 各施測電極排列方式綜合比較

電極排列方式	訊號衰減強度	探測深度 Z_e/L (Z_e :測深, L :展距)	較佳解析方向
Wenner	$1/2\pi a$ (佳)	0.17 (最差)	垂直向
Wenner-Schlumberger	$1/n^2$ (次佳)	0.17 (最差)	垂直向 側向
Dipole-Dipole	$1/n^3$ (差)	0.22 (差)	側向
Pole-Dipole	$1/n^2$ (次佳)	0.36 (次佳)	側向
Pole-Pole	$1/2\pi a$ (佳)	0.86 (佳)	皆較差

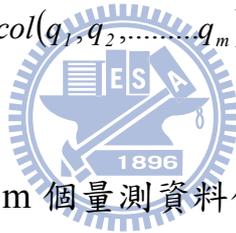
結果顯示，在訊號衰減程度方面，以 Wenner array 和 Pole-Pole array 最佳，相對訊號強度最強，但因 Pole-Pole array 的電流極 C2 和電位極 P2 為遠電極，故兩者之間可能會涵蓋較多雜訊，所以實際上訊號強度不及 Wenner，因此 Wenner 較適用於以監測為目的之工程；探測深度部份以 Pole-Pole array 的探測深度最深，測深參數 Z_e/L 達 0.86，而以 Wenner array 與 Wenner-Schlumberger array 最差，故適用於淺層地質探測，深層探測則以 Pole-Pole array 為主；至於各種排列在地層的解析能力，於垂直向與水準向各有其優缺點，則須依不同的工程探測目的來選擇最佳的排列方式。

2.3.2.3 ERT 反算原理

由 ERT 量測所得不同深度位置之視電阻率值，稱為擬似電阻率剖面 (pseudo-section)，必須經過反算分析才可以得當真實地層的電阻率剖面，所以此節將探討反算分析的原理與過程。

定義反算最佳化過程中，量測資料行向量 y 、模型反應函數行向量 f 、模型參數行向量 q ，分別以下列的型式表示：(Loke, 2003)

$$\begin{aligned}y &= \text{col}(y_1, y_2, \dots, y_m) \\f &= \text{col}(f_1, f_2, \dots, f_m) \\q &= \text{col}(q_1, q_2, \dots, q_m) \quad (2 - 57)\end{aligned}$$



其中 m 表示向量中有 m 個量測資料值。若反應函數為一個線性系統，則我們將量測資料向量 y 與模型參數向量 q 帶入反應函數後，所得到的反應函數向量 f 的差值定義為向量 d ，即：

$$d = y - f \quad (2 - 58)$$

1. 最佳化最小平方反演算法

在最小平方法的最佳化過程中，最終目標是希望使式(2 - 58)中 d 的誤差平方和 E (如式(2 - 59)所示)，能減低到最小。因此利用高斯牛頓法來求取模型參數向量 q 所應改變的向量值 Δq ，如式(2 - 60)，

其中 J 即為 Jacobian 矩陣；由此得到第 $i+1$ 次的模型參數 $q_{i+1} = q_i + \Delta q_i$ ，從而進行疊代計算。

$$E = d^T d = \sum_{i=1}^n d_i^2 \quad (2 - 59)$$

$$J^T J \Delta q_i = J^T d ; J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (2 - 60)$$

由於初始資料不佳常會使得 $J^T J$ 接近奇異矩陣，而使得 Δq 的變異量過大，故 Inman (1975) 以 Marquardt-Levenberg 方法，加入一個阻尼係數 λ (damping factor) 將式(2 - 60)修正為式(2 - 61)，以避免 Δq 過大的改變量。



$$(J^T J + \lambda I) \Delta q = J^T d \quad (2 - 61)$$

2. 平滑束制最小平方反演算法

此方法又稱為 smoothness-constrained least-squares inversion，或 L2 norm inversion。Constable et al. (1987) 認為以(2 - 61)式的反算方法進行二維或三維的反算問題時，在模型參數過多時常會出現太高或太低的錯誤值，因此 deGroot-Headlin 與 Constable (1990) 加入了粗糙係數 W (roughness filter) 來降低模型參數變異的平方和，如(2 - 62)式。

$$(J_i^T J_i + \lambda_i W^T W) \Delta q_i = J_i^T d_i - \lambda_i W^T W q_{i-1} \quad (2 - 62)$$

此法為一般較常見的反算方式，當地層條件變化較為平滑的情況下，也就是土壤的變化條件為漸變帶時，則以此種反算方法可得到較為合理的結果，反算後誤差則以均方根相對誤差 RMS (Root Mean Square Relative Error) (2 - 63)來表示。

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{i=1}^M \frac{(q_i - f_i)^2}{q_i \cdot q_i}} \times 100\% \quad (2 - 63)$$

3. 重複再加權最小平方反演算法

此法又稱為 Robust inversion，或 L1 norm inversion。Wolke 與 Schwetlick(1988)為了使資料差異量 d 與粗糙係數 W 達接近的權重，故在(2 - 58)式中加入了權重矩陣 R_d 、 R_m ，如(2 - 64)式：

$$(J_i^T R_d J_i + \lambda_i W^T R_m W) \Delta q_i = J_i^T R_d d_i - \lambda_i W^T R_m W q_{i-1} \quad (2 - 64)$$

當遇到電阻率為急遽變化的邊界時，若以 L2 norm 來進行反算時，為了求的最平滑化的模型反而會出現過高或過低的電阻率值，因此常建議改以 L1 norm 來對其進行反算，可以顯示出較為顯著的電阻率邊界 (Olayinka and Yaramanic, 2000 ; Loke, Acwroth and Dahlin,

2003)。Clarebout 與 Muir (1973) 認為對於此種急遽變化的電阻率邊界分佈應求取其最小絕對差異量較合適，因此 L1 norm 的反算誤差以絕對值誤差表示。

上述為常見的三種反算最佳化法，而整體的反算基本流程則如圖 2 - 24 所示。

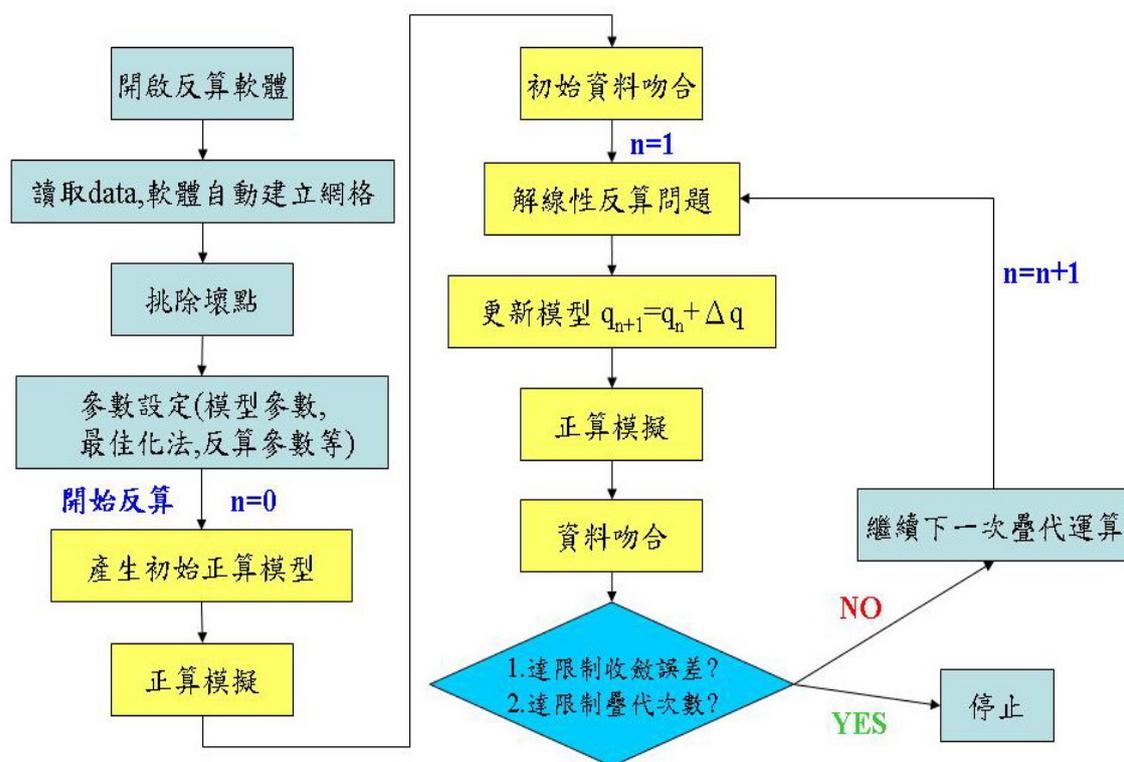


圖 2 - 24 反算基本流程圖(姚奕全，2007)

2.3.3 三維地電阻施測

三維電探的施測原理與電極排列方式等，基本上都與二維電探相同，唯一的不同是現場的測線佈設方法較為繁瑣。三維電探將測線佈成一個長方形或矩形的網格（如圖 2 - 25），因不同的探測範圍或深度所設定x方向與y方向的電極棒間距而異。電極棒位置確定以後，測

線以S型的佈線方式將每一根電極棒串聯起來，以進行資料的擷取。

至於在電極排列方式的選擇上，Wenner array、Wenner-Schlumberger array對於調查區域邊界的資料涵蓋範圍較差，因此在三維施測上較常使用Dipole-Dipole array、Pole-Dipole array與Pole-Pole array的電極排列法（Loke and Baker, 1996）。

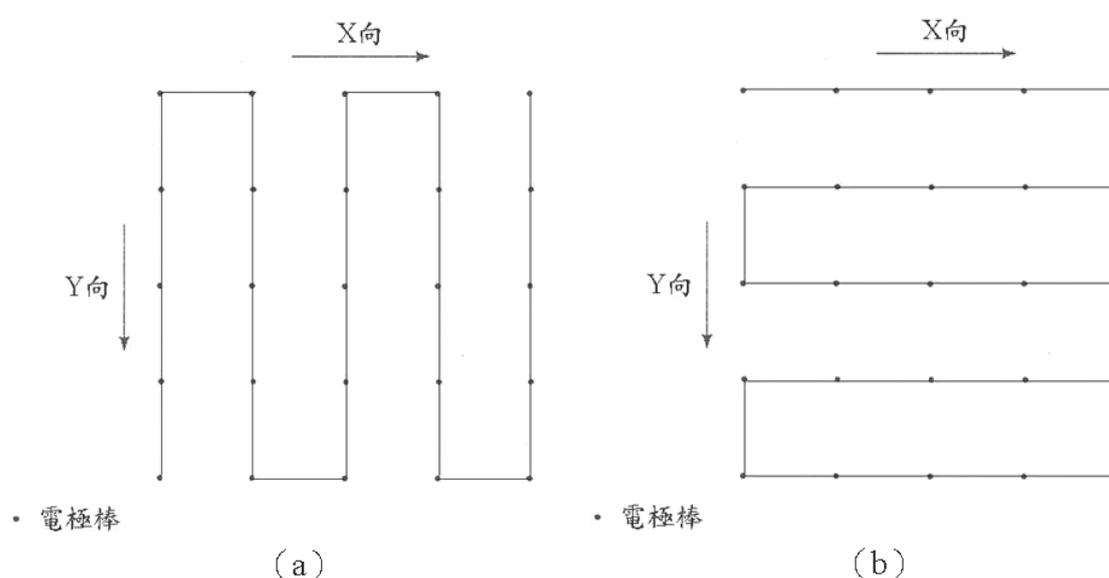


圖 2 - 25 一般三維電探佈線方式(a)沿 Y 軸,(b)沿 X 軸(姚奕全,2007)

2.4 結合 ERT 與 TDR 於砂箱現地模擬試驗

姚奕全(2007)、吳瑋晉(2008)利用砂箱降雨模擬試驗驗證結合 ERT與TDR進行土層含水特性詮釋的可行性。砂箱試驗配置如圖 2 - 26 所示，使用寶山第二水庫庫區粉質砂土為試驗土樣，土壤將其放置室溫下自然風乾數天，以模擬現地初始乾燥狀態。砂箱尺寸大小為 60cm×60cm×60cm，此外為使砂箱降雨模擬試驗得以和率定模的基本率定結果做相關的比對與驗證，故固定砂箱土樣與率定模土樣在約略相

同乾密度 $\gamma_d = 15.5 \text{ kN/m}^3$ 。在降雨濕潤階段使用TDR量測體積含水量與導電度；在乾燥階段加入ERT量測土層電阻率。吳瑋晉(2008)試驗結果顯示，在TDR量測含水量與導電度的關係方面，砂箱降雨入滲試驗中，顯示乾側與溼側的體積含水量與導電度之率定關係 ($\theta - \sigma$) 明顯不同，有明顯之遲滯(hysteresis)現象產生，如圖 2-27所示，在相同含水量下，砂箱試驗在降雨過程及自然乾燥過程中，所得導電度並不相同，會有一遲滯圈產生。

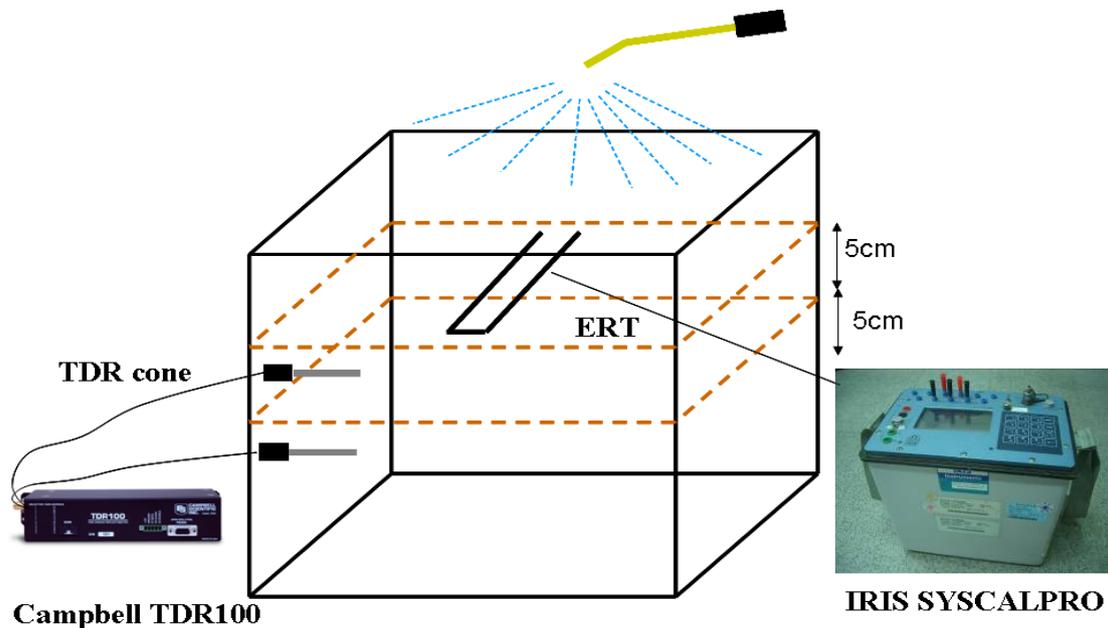


圖 2-26 砂箱儀器配置示意圖

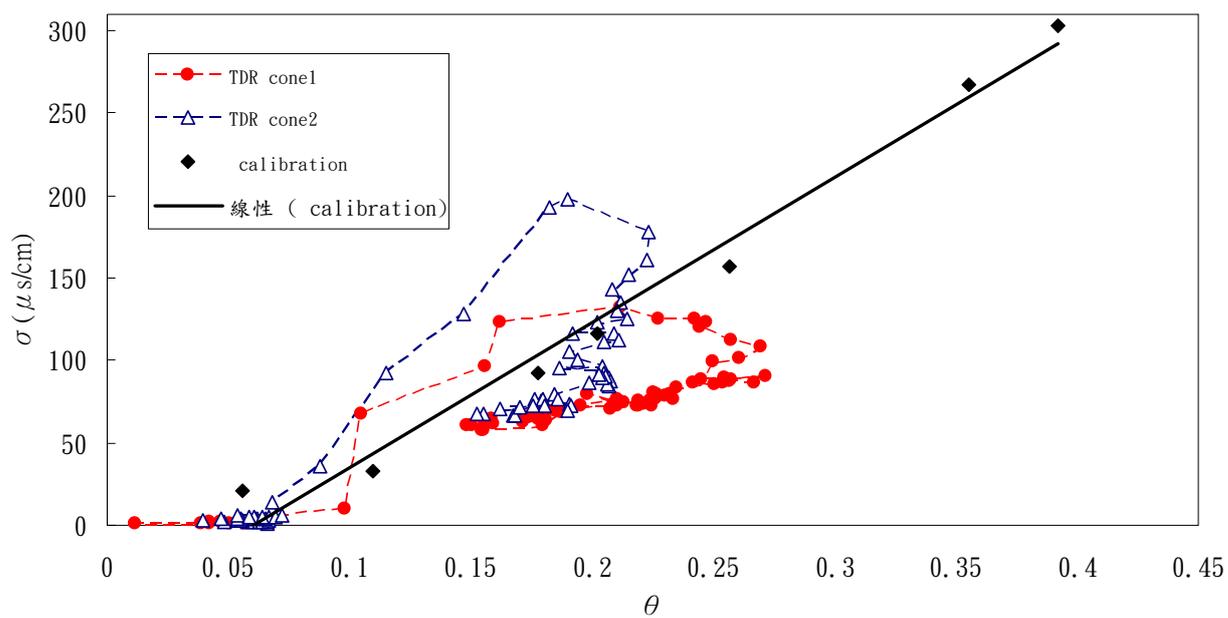


圖 2 - 27 砂箱試驗 σ v.s θ 結果



三、砂箱降雨模擬試驗探討含水量與導電度關係

根據(吳瑋晉，2008)所提出之建議，由於TDR含水量與導電度量測在感測器側向具有不同的非均勻空間影響範圍，如圖 3-1所示，在降雨入滲過程可能因為在垂向含水量變化很大而造成水平裝設之感測器產生遲滯現象的假象，因此建議將TDR cone由原本的水平擺設改由垂直擺設，使得降雨入滲時含水量和導電度量測較為同步，藉由垂直擺設，觀察是否能改善遲滯現象及對於導電度與體積含水量之間的關係。

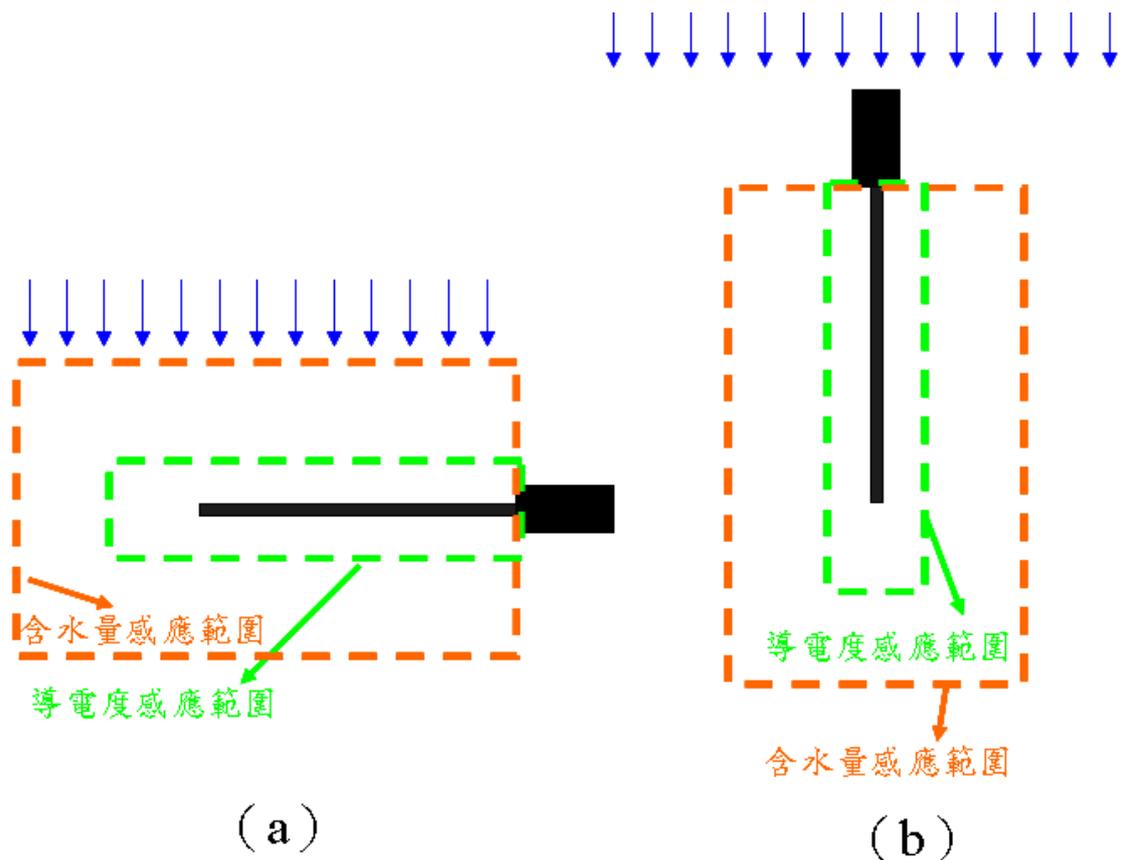


圖 3-1 TDR 感測器體積含水量與導電度量測範圍差異示意圖

3.1 砂箱降雨模擬試驗

本章節將詳述砂箱模擬試驗內容，首先對砂箱土樣的準備、各實驗儀器及其配置作相關說明，再對試驗步驟與流程做一整體性的規劃，詳細內容如下。

3.1.1 土樣準備與試驗儀器

本研究砂箱試驗，使用寶山第二水庫庫區粉質砂土為試驗土樣，其粒徑分佈曲線如圖 3- 2所示；土壤係先以#4 標準篩過濾較大礫石塊，再用通過#4 標準篩之土樣進行試驗，過篩後的土樣將其放置室溫下自然乾燥數天，以模擬現地初始的乾燥狀態。砂箱的尺寸大小為60cm×60cm×60cm，為降低砂箱邊界對於地電阻量測時的電流場產生邊界效應的影響，填入土樣深度應盡可能等於電探測線展距，規劃砂箱中的電探測線展距為 50cm左右，因此填入之土樣深度至少為50cm，此外砂箱內模擬地層的土壤條件需與率定模內的土壤相同，為使後續砂箱降雨模擬所建立的率定關係得以和率定模的基本率定結果做相關的比對與驗證，固定砂箱土樣與率定模土樣在約略相同乾密度 $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$ 的土層條件下，將自然乾燥後的寶二水庫土樣，以大型夯錘分層均勻夯入約 50cm深的土壤厚度，如圖 3- 3。

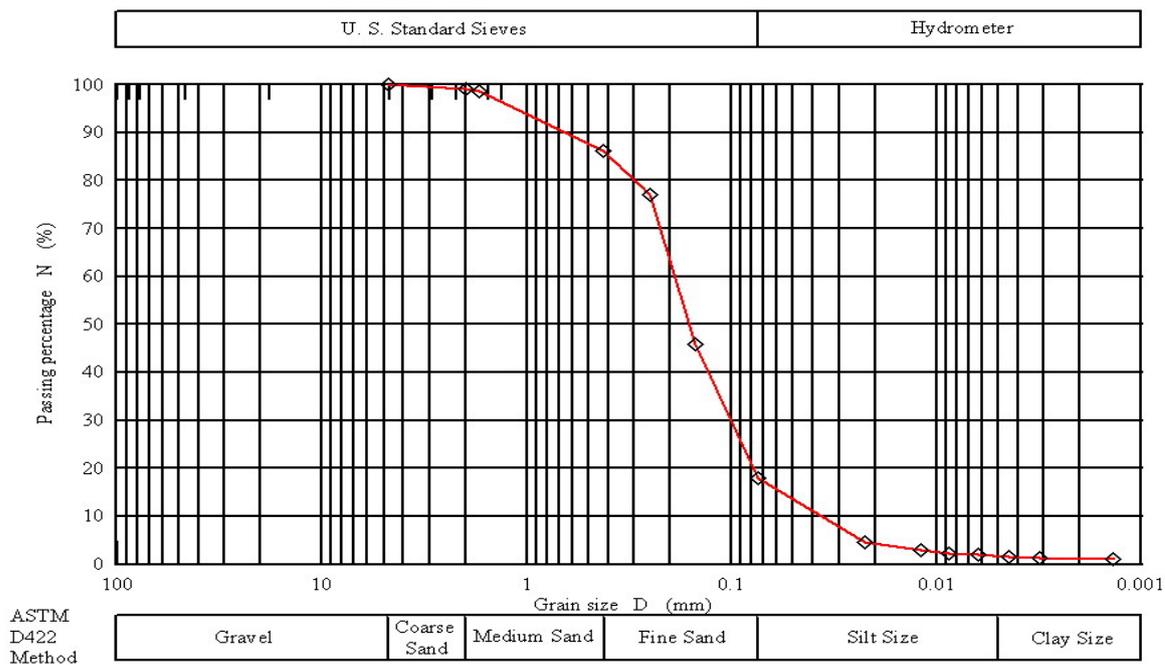


圖 3-2 寶二水庫土樣粒徑分佈曲線(姚奕全，2007)



圖 3-3 大型夯錘將土樣分層夯入砂箱(姚奕全，2007)

在砂箱試驗中所使用到的主要相關儀器設備有二類，即 TDR 量測系統、及地電阻量測系統，以下將對各實驗儀器設備做一簡單說明。

TDR 量測設備

研究中所使用的 TDR 量測設備為美國 Campbell 公司所生產的

TDR100，如圖 3- 4所示，可配合多工器（Multiplexer）同時量測不同TDR感測器，並搭配資料擷取器（Datalogger）具有可程式化、自動化量測的功能來輔助降雨初期的資料密集量測。至於TDR感測器方面則是如前述章節在率定土樣基本關係時所使用的小型TDR cone感測器；貫入式探頭有利於感測器置入砂箱進行資料量測，又其本身貫入土壤中所佔體積較小，故可降低感測器本身材料電阻對於地電阻量測時的電場影響。



圖 3- 4Campbell TDR 100 量測儀

地電阻量測設備

在地電阻量測系統方面，本研究所使用的地電阻探測儀器為法國 IRIS公司所生產的SYSCAL PRO Switch 48，如圖 3- 5所示，可連接 48 頻道電極，主機內部含電源傳送器（transmitter），訊號接收器（receiver）與電源供應器（booster），在電源供應部分可依施測需求外接直流式電源提供更大電流，另外為了滿足二維或三維的施測配置，可以利用Switch Pro box外接更多電極纜線以達到需求。由於本研究為小尺寸室內砂箱模擬，因此在連結的傳輸纜線與電極棒方面，

使用 24 頻道集線器兩個，如圖 3- 6，共 48 頻道搭配 2.5 公分不銹鋼釘為電極棒來進行地電阻量測。而研究預計以三維電探進行砂箱試驗之探測，因此使用三維反算軟體AGI EarthImager 3D Ver. 1.3.7，將電探主機所量得視電阻率分佈（Apparent Resistivity）經過反算最佳化分析後，以獲得砂箱內土壤真實的電阻率分佈情形。



圖 3- 5 地電阻探測儀-SYSCAL PRO Switch 48

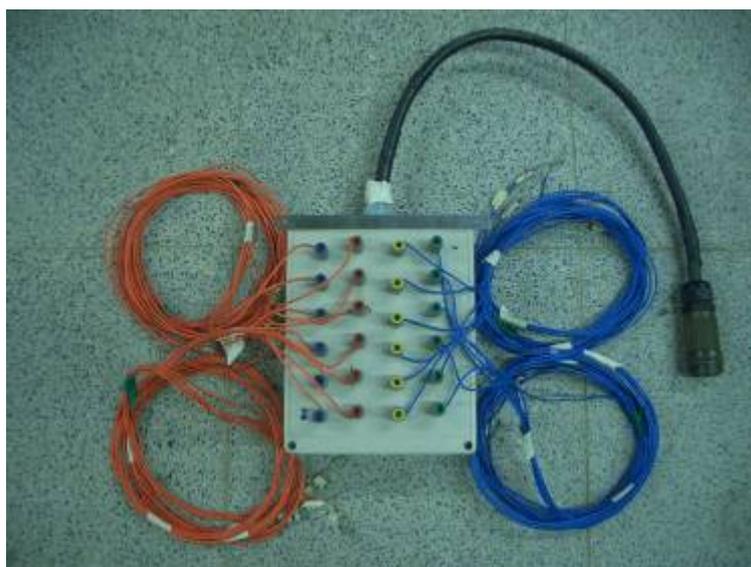


圖 3- 6 ERT 24 頻道集線器

3.1.2 試驗配置與規劃

在砂箱試驗配置方面TDR 感測器由水平擺設如圖 3- 8所示改由垂直擺設如圖 3- 9所示， TDR 感測器以垂直方式，且左右對稱埋置於ERT 二邊測線旁，深度為表層下五公分。

ERT 測線佈設，為了減少 3D 效應的影響因此採用 3D 佈設方式，測線為對稱矩形，電極棒數為 2*24 支，間距為 2 公分，探測深度為 12 公分，施測方式採用 Dipole-Dipole equatorial

在砂箱試驗配置方面為了讓土壤內部各含水特性參數有足夠的乾溼變化量，以達到模擬現地在長時間的監測過程中，因受到間歇性的降雨入滲行為或乾濕季的季節交替等影響所形成的土壤乾溼循環，使其含水量、飽和度等含水特性大幅度的變化，且為符合現地率定電阻率與含水特性的目的，因此在砂箱土壤為自然乾燥的狀態下開始降雨，並控制所模擬的累積降雨量，使電探探測深度 10cm 的土層深度範圍內土壤接近飽和含水量的臨界狀態，以確保砂箱內土壤含水特性有足夠的變異範圍進行迴歸分析。在整體砂箱試驗的過程當中，以 TDR 量測系統來監測土壤體積含水量與導電度兩參數值，而地電阻量測系統則監測土壤三維電阻率剖面的變化。

試驗共分為降雨濕潤（wetting）以及乾燥（drying）兩階段。第一階段為降雨濕潤，即模擬現地降雨行為，使砂箱土壤由初始乾燥狀

態因降雨而逐漸濕潤的過程，以 ERT 與 TDR 儀器監測與擷取土壤電學性質及各含水特性參數值。而在降雨過程中，由於土壤的乾濕變化較為快速，因此降雨濕潤期間的資料必須密集量測，以確保後續迴歸結果趨勢的正確性。為了驗證地電阻的解析度，因此在降雨期間將會於雨水入滲深度到達四公分、八公分及十二公分時進行地電阻量測，量測期間將停止降雨且為避免各儀器之間的電場互相干擾降低試驗準確性，因此 TDR 量測系統亦會同時暫停；另在第一階段的降雨過程中以 TDR 量測系統搭配 Multiplexer 與 Datalogger 的使用，每 4 分鐘 1 次密集量測土壤體積含水量與導電度。

降雨結束後，進行第二階段乾燥過程資料量測，過程中土壤的乾濕變化不如溼潤時快速，故可逐步拉大量測時間間隔，由數十分鐘增加到數小時，並同時利用地電阻量測系統進一步監測砂箱土壤隨時間的電阻率剖面變化，而為避免各量測設備電場效應的互相干擾，各儀器量測的順序為 TDR、地電阻，依序得到體積含水量、導電度與電阻率剖面。

表 3 - 1 砂箱地電阻施測相關參數

電極間距 (cm)	X 向：2cm，Y 向：2cm
電極數目	48 支
測線展距 (cm)	X 向：2cm，Y 向：94cm
施測方式	Dipole-Dipole equatorial

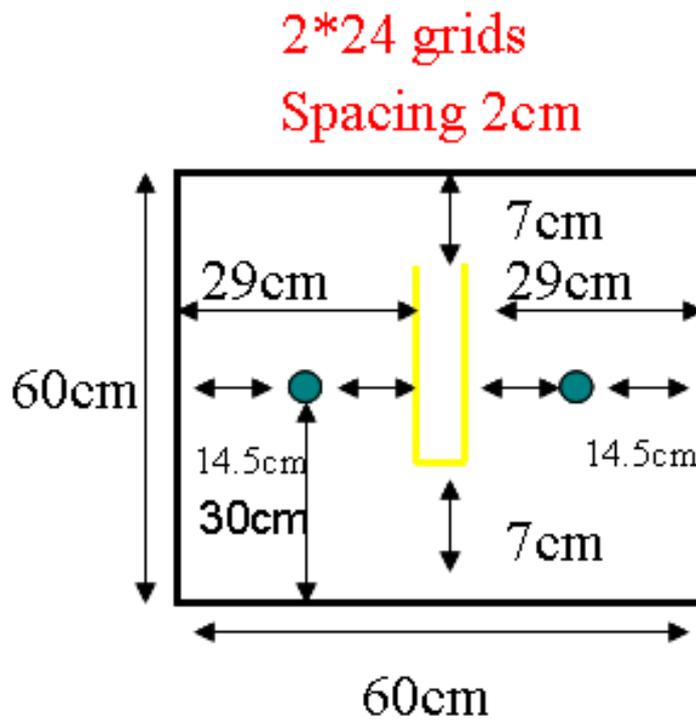


圖 3-7 砂箱試驗配置平面圖

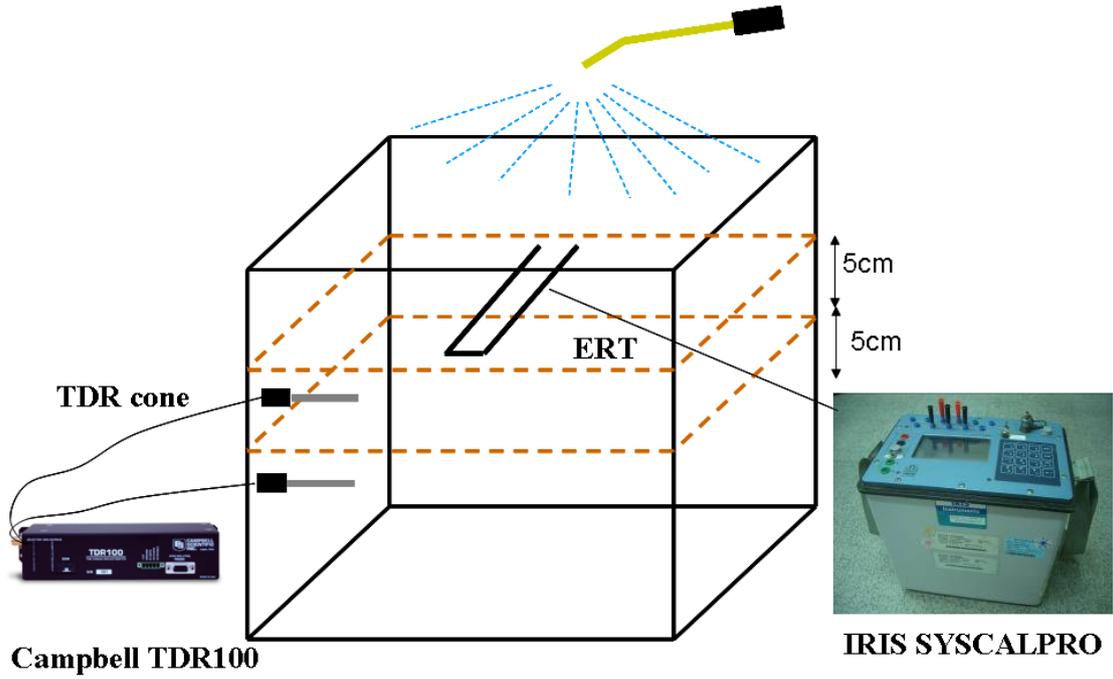


圖 3-8 砂箱儀器配置示意圖(TDR cone 平行擺設)

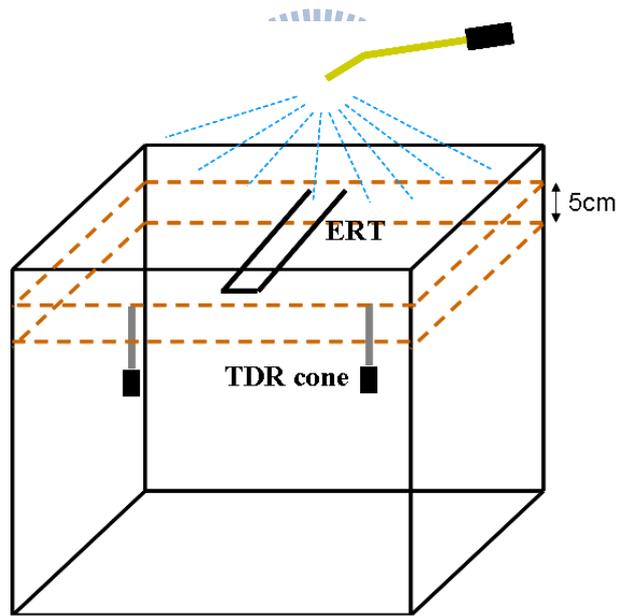


圖 3-9 砂箱儀器配置示意圖(TDR cone 垂直擺設)

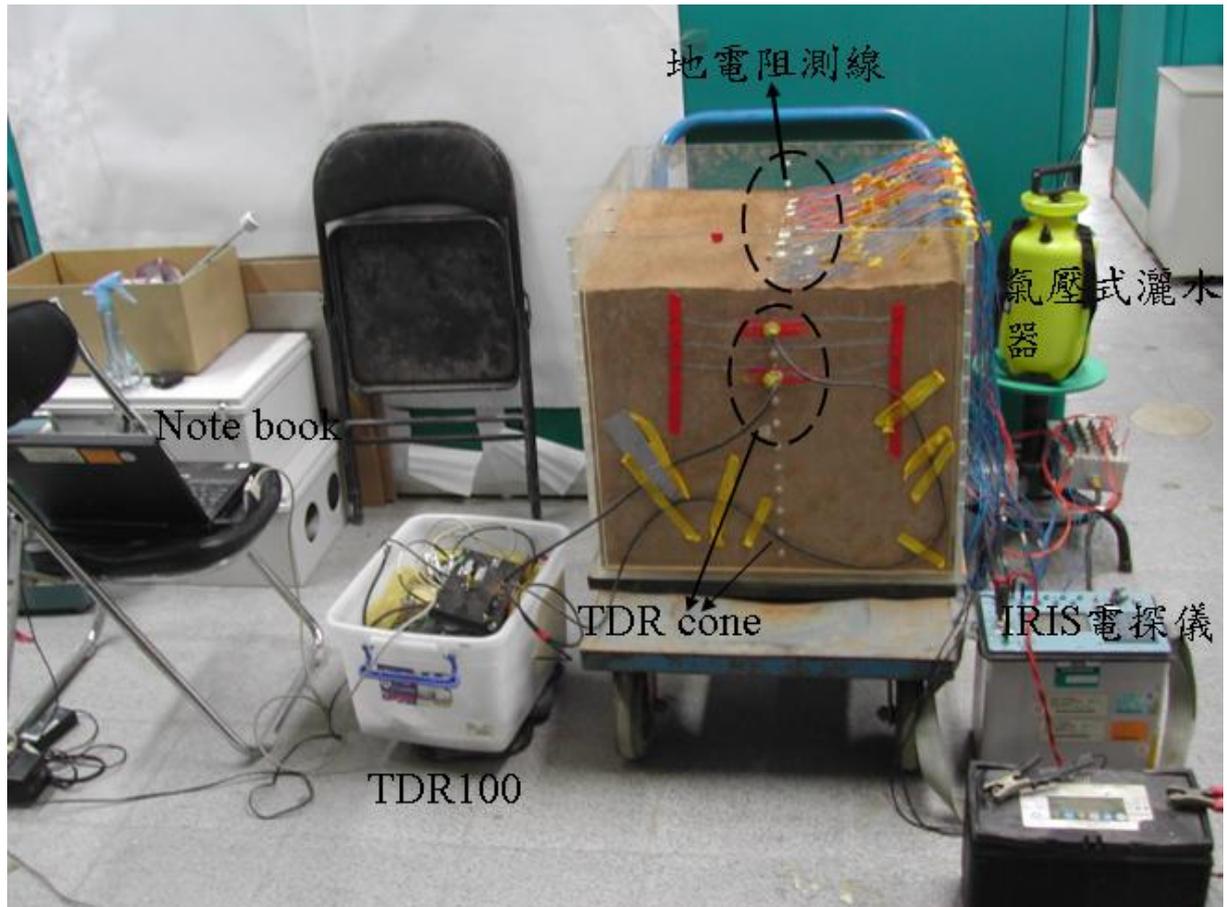


圖 3-10 砂箱試驗儀器配置完成結果

3.2 砂箱試驗結果與討論

研究中係利用 TDR 量測系統來探測砂箱中土壤之導電度與體積含水量參數，故在試驗前需先將所使用的兩支 TDR cone 感測器之量測波形，分別對含水量與導電度進行相關率定；另一方面，在率定後，可藉由 TDR 量測導電度的特性，透過小型率定模建立試驗土樣其含水量與導電度之基本率定關係，進而得到含水量與電阻率的率定關係，以做為後續砂箱試驗率定結果之比較與驗證。各相關率定結果如下章節所述。

3.2.1 TDR 量測系統率定結果

1. 導電度（電阻率）量測率定

本研究試驗土樣為寶二水庫之粉質砂土，預計其導電度變化範圍應介於 0~400 ($\mu\text{s}/\text{cm}$)，研究中以純水加入不同鹽分來控制導電度，進行導電度的率定工作。兩 TDR cone 感測器率定結果如圖 3- 11 與圖 3- 12 所示，率定 β 值分別為 $\beta_1=0.1405$ 、 $\beta_2=0.17072$ ， β 為 TDR 感測器探頭形狀因數，圖中虛線為導電度值 1:1 直線，資料點則為 TDR 率定所計算之導電度值，兩張圖的結果皆顯示出非常良好的對應關係，TDR 導電度值幾乎完整對應於實際導電度 1:1 直線上，因此以兩 TDR cone 感測器進行砂箱土壤的量測可得到相當準確的導電度，而再由其倒數即可推求電阻率

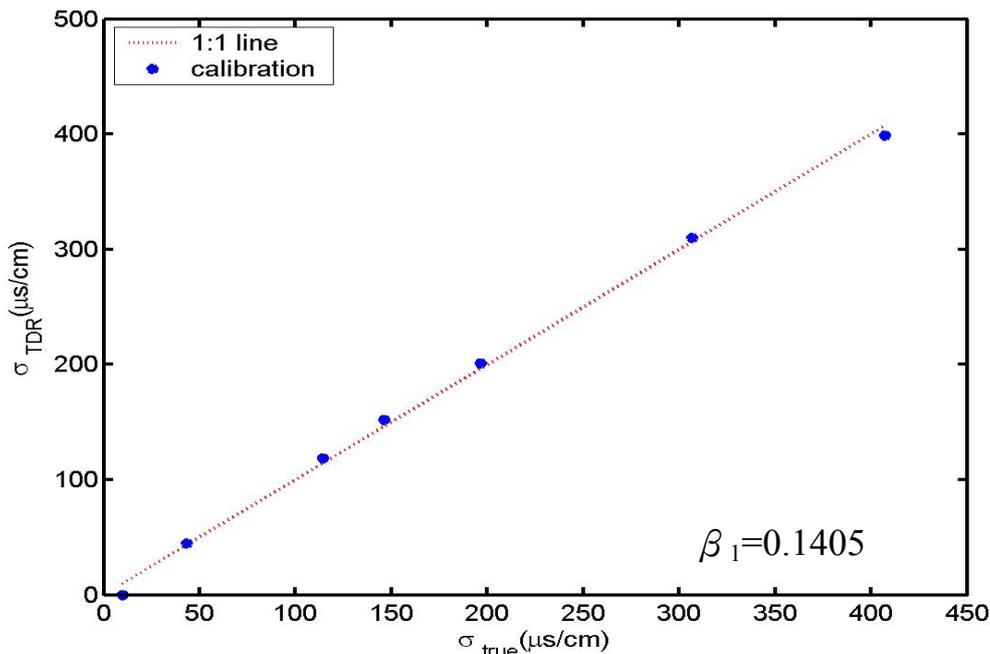


圖 3- 11 TDR 1 導電度率定結果

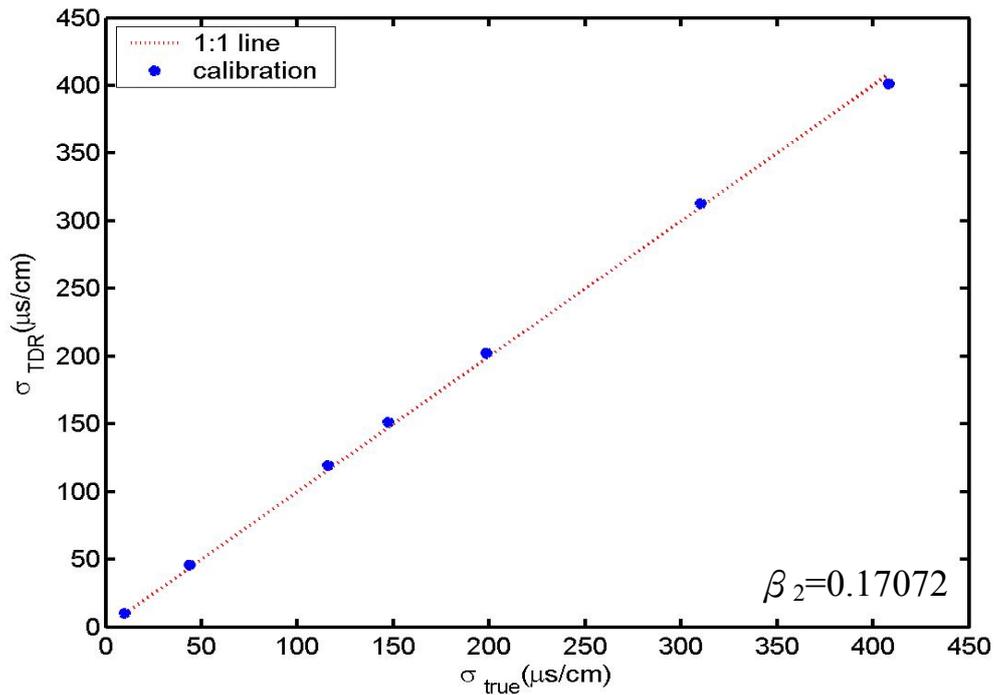


圖 3-12 TDR 2 導電度率定結果

2. 體積含水量量測率定

在利用率定模率定試驗土樣體積含水量與導電度基本率定關係的同時，藉由 TDR 感測器於不同含水量下量測土體導電度的過程中，由於含水量的變化亦會造成感測器波形走時之改變，因此對其 TDR 量測波形進行走時分析，來決定土壤不同含水狀態下的視介電度 (K_a) 值，再利用 K_a 平方根與體積含水量的線性關係(式 2-8)來率定相關待定參數。

由前期初探結果(姚奕全、2007)可知因本研究土樣的異向性並不明顯，對於 TDR 感測器在不同方向下之量測結果差異性不大，因此本試驗在率定方面將配合小型率定模之限制採用垂直之方向。TDR 感測

器對不同體積含水量 θ 下所對應之 K_a 值平方根進行率定後，其結果如圖 3- 13 所示。由圖 3- 13 可知，其所迴歸出之率定曲線隨著體積含水量的提高， $\sqrt{k_a}$ 亦逐漸上升，其趨勢具有一致之變化斜率，且迴歸線的 R^2 值大於 0.95 以上，趨近於 1，顯示資料迴歸結果相關性高。而所迴歸之率定係數 a 、 b ，如表 3-2 所示。

表 3 - 2 $\sqrt{k_a}$ v.s. θ 之率定係數

	垂直向
TDR cone	$a=1.0874$ ， $b=10.613$

【註】 $\sqrt{K_a} = a + b\theta$

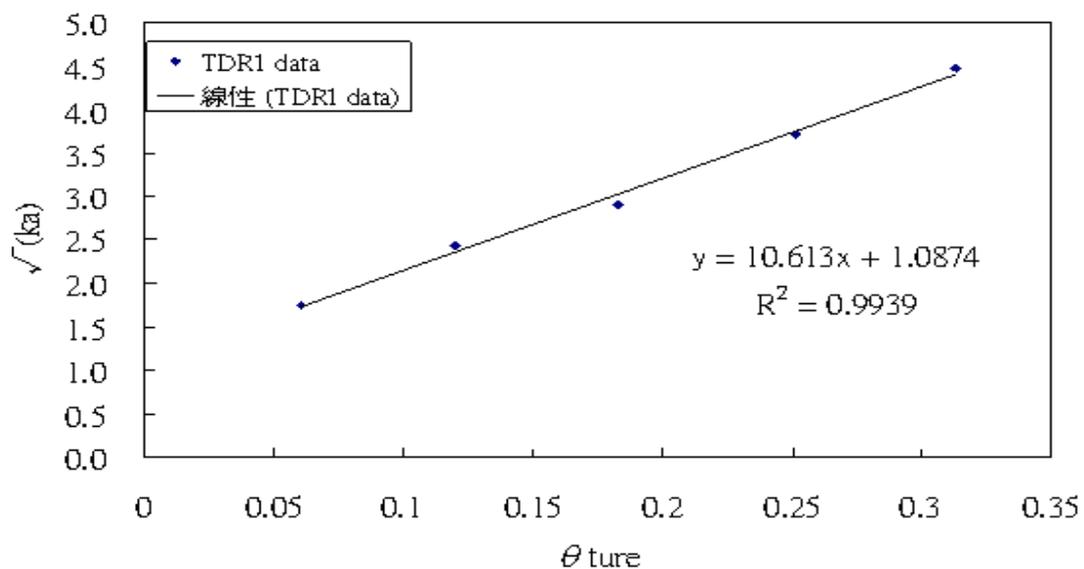


圖 3- 13 θ v.s. $\sqrt{k_a}$ 率定結果

3.2.2 砂箱模擬試驗結果

圖 3-14、圖 3-15 為砂箱試驗體積含水量與導電度的監測結果，由圖 3-14 的量測結果可知，兩 TDR 感測器於土層中之初始含水量約等於 0.06，當降雨開始後，進入試驗第一階段降雨溼潤(wetting)，在累積降雨約 180 分鐘的濕潤過程中，兩土層位置的含水量明顯隨著降雨時間的增加而上升，當試驗時間到達 180 分鐘後降雨停止，此時含水量接近整體試驗過程的尖峰值，TDR cone1 尖峰含水量約 0.27，TDR cone2 則接近 0.3。試驗第二階段則為自然乾燥(drying)，在降雨停止之後讓砂箱土壤自然乾燥至 91 小時，過程中兩土層位置的含水量值也隨著乾燥時間增加而逐漸遞減，當試驗結束時 TDR cone1 的含水量值為 0.19 與 TDR cone2 的含水量值為 0.21。整體而言兩位置的體積含水量變化皆與降雨歷時有非常一致的變化趨勢。

圖 3-15 則為砂箱試驗導電度的監測結果，兩 TDR 感測器的初始導電度約 $0(\mu\text{s}/\text{cm})$ ，當第一階段降雨濕潤(wetting)開始後，兩土層位置導電度隨著降雨時間增加而逐漸上升，在降雨停止之前，TDR cone1、TDR cone2 測得之導電度在約第 150 分鐘便提前出現尖峰值 $158(\mu\text{s}/\text{cm})$ 與 $198(\mu\text{s}/\text{cm})$ ，之後雖仍然在降雨中，但導電度卻逐漸降低，其變化趨勢與實際降雨停止情形有所出入。而在降雨停止後，試驗進入第二階段自然乾燥(drying)，此時兩位置土層的 TDR 感測器所

測得導電度隨乾燥時間越長，有緩慢下降的趨勢，試驗結束時TDR cone1 與TDR cone2 的導電度值分別約為 $66(\mu\text{s}/\text{cm})$ 與 $70(\mu\text{s}/\text{cm})$ 。由上述的導電度監測結果可知，導電度的變化趨勢有提前到達尖峰值，且較不若體積含水量來得有一致性，根據吳瑋晉(2008)結論，初步研判應為TDR cone埋設深度不足所致。

圖 3- 17 TDR cone為垂直擺設與水平擺設所得之體積含水量與導電度監測資料共同比較，可發現TDR 量測所得之體積含水量與導電度於乾溼循環中有一明顯之遲滯現象產生，使得土壤由濕到乾以及乾到溼的迴歸結果會有某些程度的差異性，雖然將TDR cone 垂直擺設量測可將遲滯圈減小，但仍無法有效解決此一現象。

在砂箱地電阻影像方面，地電阻測線於降雨溼潤過程中於不同入滲深度（4、8、12cm）與乾燥過程中，觀測砂箱土壤之電阻率分布隨時間的變化情形，如圖 3- 18、圖 3- 19。砂箱試驗過程中，三維地電阻監測所得資料經相關反算軟體（EarthImager 3D ver.1.3.1（AGI,2007），該軟體分析時已考慮砂箱邊界效應之影響）進行分析，以獲得砂箱土壤真實的電阻率分佈，地電阻影像分析方面主要是截取ERT 測線 $x=1\text{cm}$ 之長條形剖面，來觀察砂箱土壤的電阻率變化情況，其不同入滲深度所反算之結果與實際入滲過程側視照如圖 3- 18 所示。圖 3- 18最深入滲深度為4cm 之結果可知，實際入滲情形並非

均勻，而地電阻反算之結果亦顯示電阻值由 350 (ohm-m) 之高電阻逐漸降低成 200 (ohm-m)，深度約為 3cm，其變化趨勢與入滲側視照相符；在最深入滲達 8cm 時，入滲區部份電阻值已降至 200 (ohm-m)，深度約 7cm，其變化趨勢與入滲側視照相符；入滲深度 12cm 之結果亦皆與實際入滲情形相符。

砂箱試驗後於自然乾燥階段，該階段所涵蓋時間較長，由整體砂箱試驗時間第 3 小時一直到 91 小時，因此各監測結果經分析整理後，僅取 3 小時、24 小時、64 小時以及 91 小時等電阻率剖面差異相對較為顯著的四個時間點，來觀察地電阻法於砂箱試驗中的監測結果。圖 3-19 為 $x=1\text{cm}$ ，於上述四個監測時間所得電阻率差異百分比剖面；由圖 3-19，自 24 小時的剖面開始，於表層下 $z=8\text{cm}$ 且 $y=0\sim 35\text{cm}$ 的剖面位置，電阻率有些微上升的趨勢，而隨著監測時間越長，該位置電阻率值漸增，且電阻率上升區域逐漸向外擴展；一直到 91 小時，深度 8cm 以下的剖面位置電阻率普遍上升，其中又以剖面位置 $y=0\sim 20\text{cm}$ 與 $y=25\sim 35\text{cm}$ 處的電阻率上升變化較為顯著的區域。顯示砂箱試驗於乾燥過程中， $z=8\text{cm}$ 下方土壤電阻率變化較大，可能原因為砂箱下仍有 35 公分的入滲厚度，又入滲速度大於表面的蒸散速度，使的變化速率較為快速。

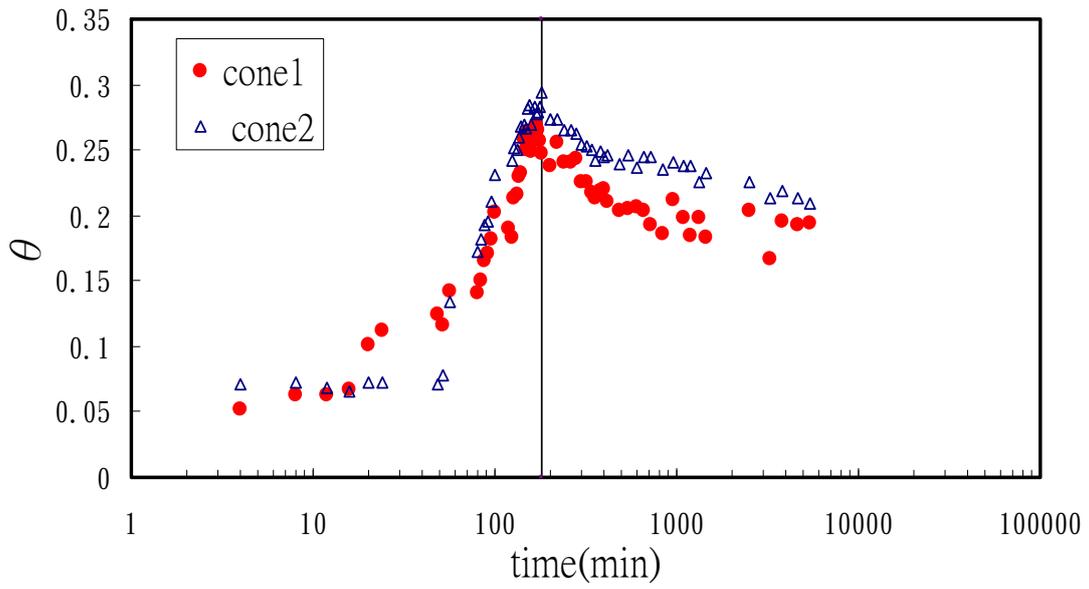


圖 3-14 砂箱試驗 TDR 量測結果體積含水量與時間關係

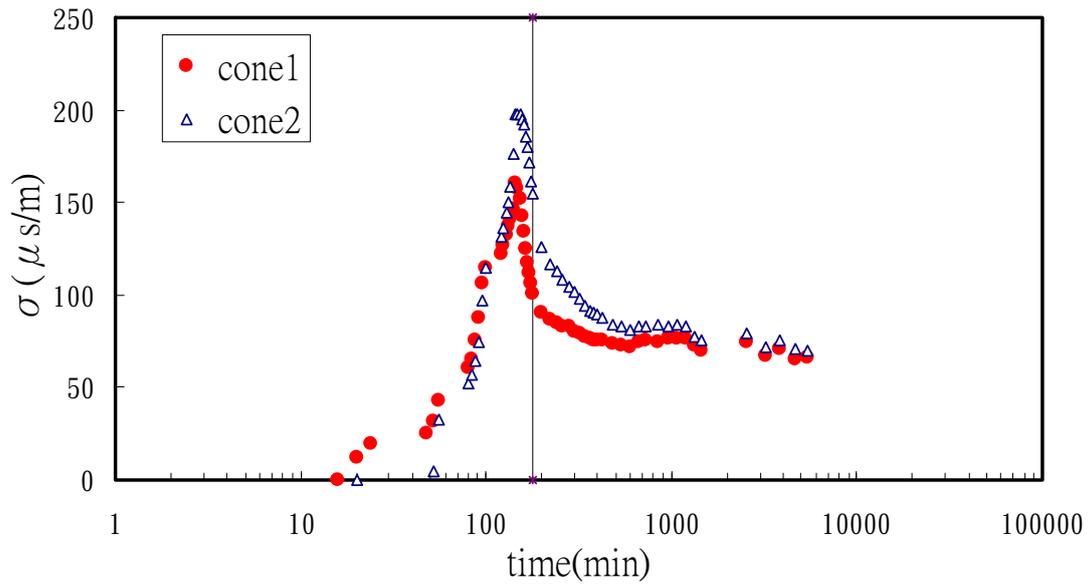


圖 3-15 砂箱試驗 TDR 量測結果導電度與時間之關係

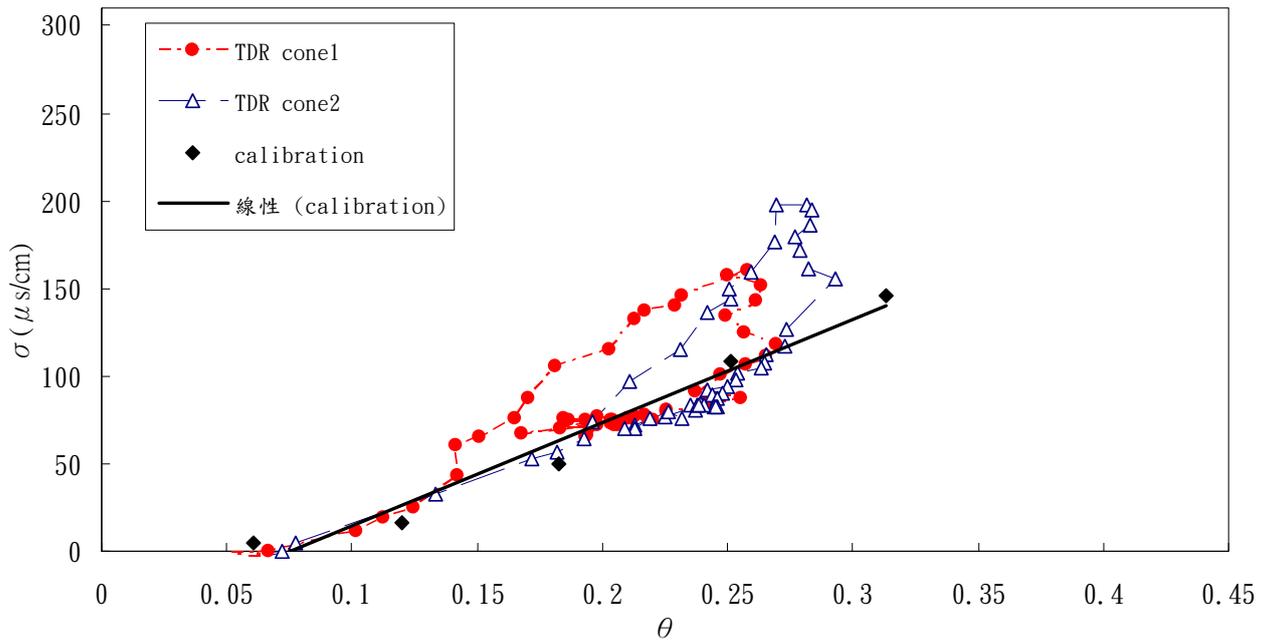


圖 3- 16 砂箱試驗 TDR cone 垂直擺設 $\sigma_v.s\theta$ 率定結果

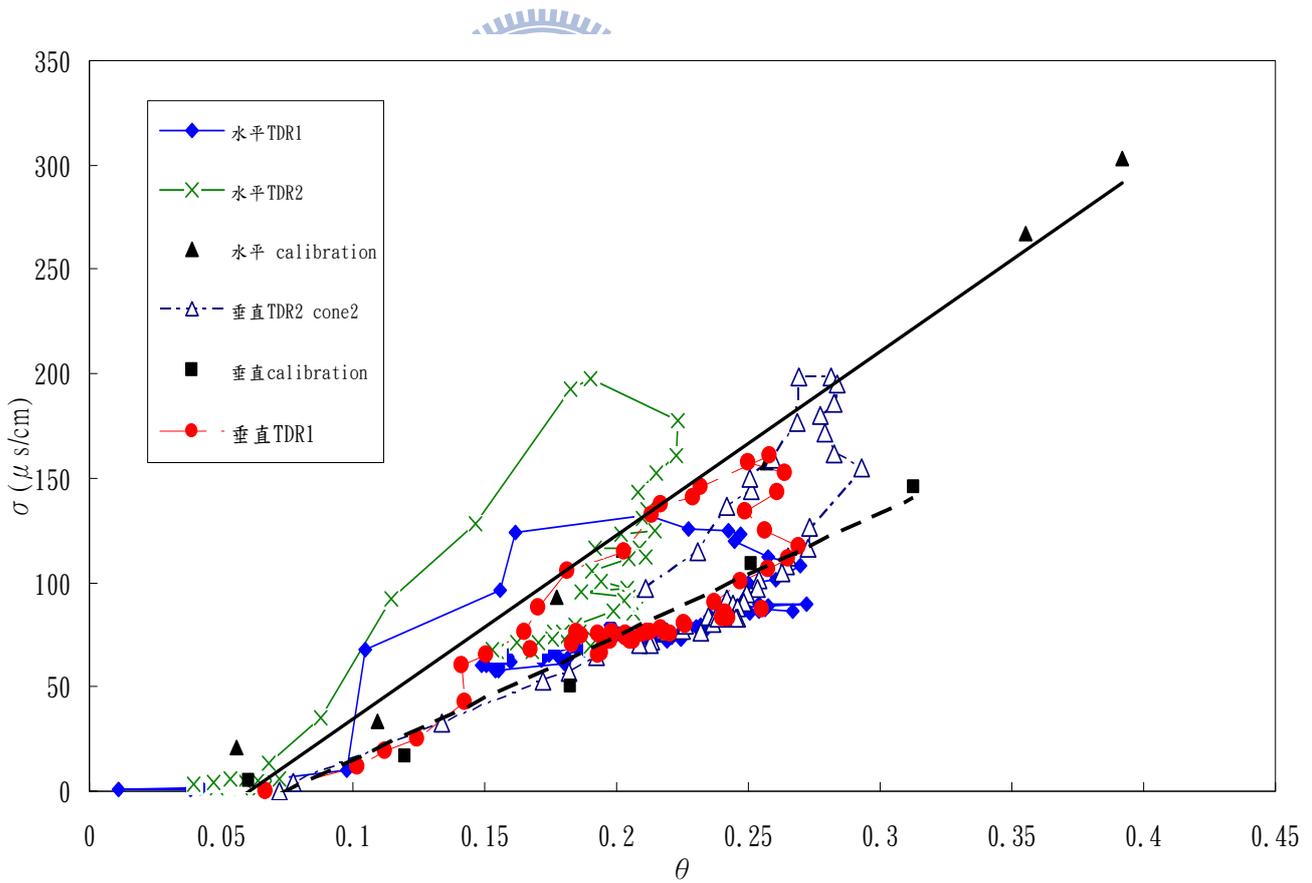


圖 3- 17 砂箱試驗 TDR cone 水平擺設 $\sigma_v.s\theta$ 率定結果

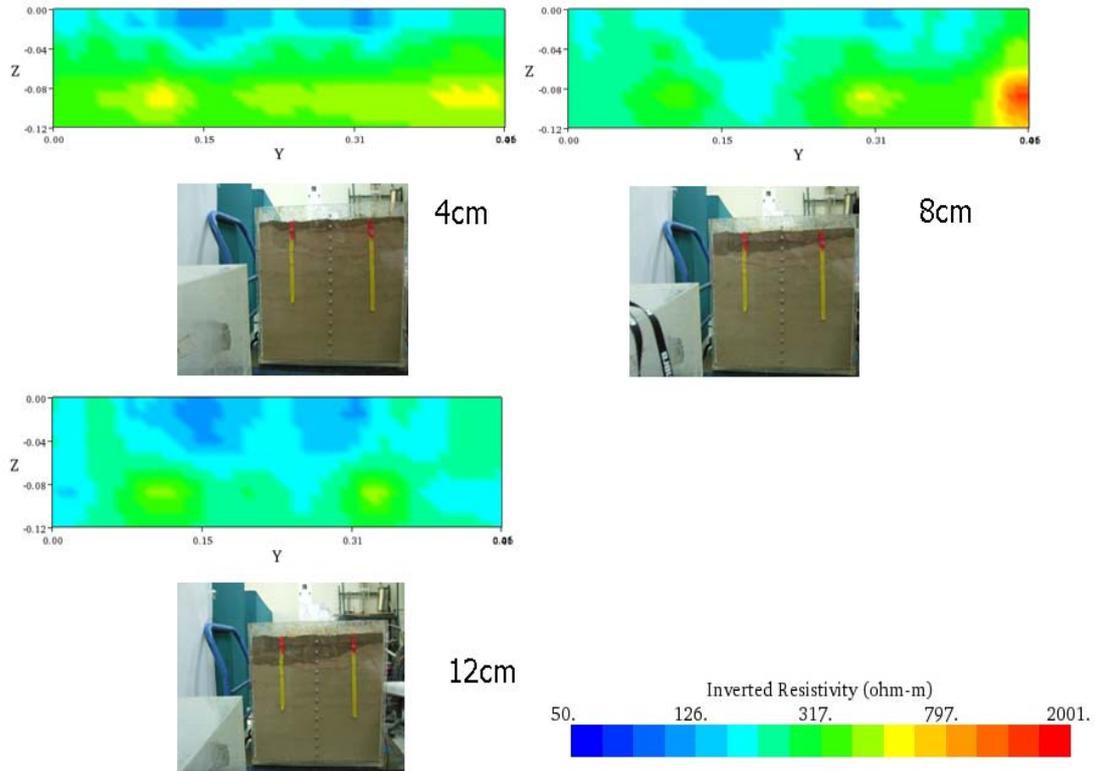


圖 3-18 不同入滲深度電阻率分佈與入滲側照圖

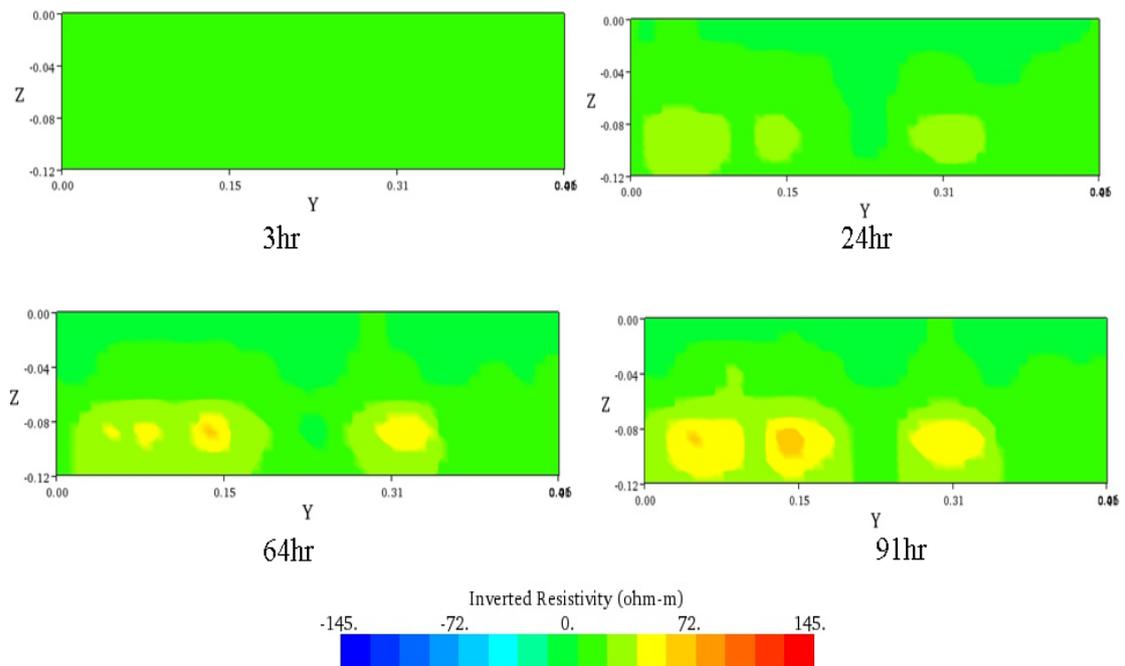


圖 3-19 不同入滲時間電阻率分佈圖

四、土壤含水量與導電度遲滯現象之基礎研究

由第三章砂箱試驗結果發現將 TDR cone 改由垂直擺設可以改善遲滯圈的範圍，但此遲滯現象依舊存在，因此本章節將就土壤本身的乾溼循環特性及溫度對遲滯現象之影響進行研究，利用非飽和壓力鍋方式，設計一較小且均質試體進行乾溼循環實驗並且考慮溫度因子，將先試圖觀察溫度對土水混和材質的關係為何？並做溫度修正觀察溫度對於遲滯現象的影響。

4.1 溫度對導電度量測之影響

許多文獻提出了溫度與電解溶液的關係，Sorensen and Glass (1987)提出經驗式(4 - 1)



$$Ec_t = Ec_{25}[1 + a(t - 25)] \quad (4 - 1)$$

其中 Ec_t 為在 $t^{\circ}\text{C}$ 時的導電度， Ec_{25} 為在溫度 25°C 時的導電度， t 為溫度， a 為溫度補償因子通常約 2% 左右，將其關係以圖表示，如圖 4 - 1 所示，當其溫度上升，導電度亦隨之提升。然而對於土壤材質中溫度與導電度關係探討則需進一步探討，土壤為複合材質，由土壤顆粒、水及空氣所混合而成，溫度對應於混合材質之影響，與單一材質關係上並不完全相同，因此本研究將探討不同含水比例下的土壤導電度與溫度關係為何。

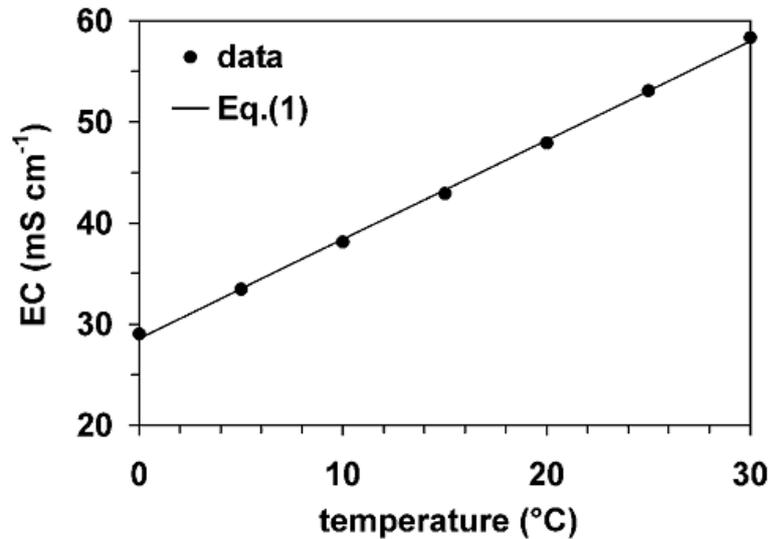


Figure 1. EC-temperature relation of the standard seawater.

圖 4 - 1 電解溶液溫度對導電度關係圖

4.1.1 試驗規劃

試驗土體方面，為延續砂箱試驗所使用的寶山第二水庫庫區粉質砂土，將通過#4標準篩之土樣進行試驗，控制土壤乾密度為 $\gamma_d=15.5\text{kN/m}^3$ ，分別將不同含水量的土樣分層均勻夯入於夯實模內，再利用小型TDR cone感測器(以不銹鋼與德爾林為材料，長度10cm、直徑1cm)貫入夯實模內，溫度計則埋設距TDR cone約3公分處之土體中。接著使用保鮮膜將夯實模包覆以防止因水分蒸散而造成含水量之減少造成誤差，並放入恆溫恆濕箱中如圖 4 - 2，加熱溫度約至50度，靜置3小時後將夯實模拿出至室溫下，隨著溫度降低並紀錄導電度與溫度值；接著放入恆溫恆濕箱冷卻，冷卻溫度約至5度，靜置3小時後放置於室溫，隨溫度增高紀錄導電度與溫度值。而土壤含水量則由率定模中取出土樣並以烘乾方式來獲得。



圖 4 - 2 恆溫恆濕箱

4.1.2 溫度影響之試驗結果

試驗結果如圖 4 - 3 所示，實際量測重量含水量分別為 4.87%、7.14%、10.28%、13.63%及 19.15%，將不同含水量下之導電度與溫度進行線性迴歸，其 R^2 皆大於 0.95，顯示資料迴歸結果相關性高。由圖 4 - 3 可以發現在相同溫度下，導電度隨含水量增加而增加。隨著含水量之增加，其導電度受溫度之影響越高，由含水量 19.15% 結果亦可發現溫度由 11 度升至 40 度時，其導電度由 $68(\mu\text{s}/\text{cm})$ 升至 $162(\mu$

s/cm) ， 顯示土壤導電度在高含水量時受溫度之影響甚大，因此有其進行溫度修正之必要性，首先將嘗試利用經驗發法來進行修正， σ =溫度對含水量斜率 (θ) *溫度變化+溫度對含水量截距 (θ)，其中圖 4-4、圖 4-5為 25 度時體積含水量與截距和斜率關係由以上關係可以表示為(4-1)式。

$$\sigma=(28.935*\theta^2 + 1.1106*\theta + 0.3112)*(T-25)+ (822.79*\theta^2 + 97.413*\theta + 1.9027) \quad (4-1)$$

其中 θ 為體積含水量，T為溫度，將此式與不同含水量實際量測結果相互比較如圖 4-6所示，其RMSE值(Root Mean Squared Error)如表 4-1，約 2.4 至 10.58 實際量測結果與此經驗是則是相當吻合。為了增加模型之理論基礎，試圖將Mojid , Rose and Wyseure(2007)導電度與含水量關係式和Sorensen and Glass (1987)導電度與溫度關係式進行相互結合，並且考慮土壤電雙層含水量為土壤含水量之函數及溫度亦會影響土壤電雙層之導電度，因此由以上假設可將(4-2)式改寫為(4-3)式

$$\sigma=((\theta_d*EC_d)+EC_{w25}*(1+0.02*(T-25))*(\theta_w))*(a*\theta+b) \quad (4-2)$$

$$\sigma=((c*\theta+d)*(EC_d)*(1+e*(T-25))+EC_{w25}*(1+0.02*(T-25))*(\theta-(c*\theta+d))*(a*\theta+b) \quad (4-3)$$

其中 θ 為體積含水量， T 為溫度， EC_d 為土壤電雙層導電度， e 為土壤電雙層溫度補償因子， EC_{w25} 為水在溫度 25 度時導電度， θ_d 則假設為 $c*\theta+d$ 為 θ 的一次式，利用 matlab 最佳化方法求取式中參數 a 、 b 、 c 、 d 、 e 、 EC_{w25} 則由導電度機求得 3.83(us/cm)，最後可將式表示為(4-4)式

$$\sigma = ((0.044314 * \theta + 0.0052273) * (119.52) * (1 + 0.036518 * (T - 25))) + 3.83 * (1 + 0.02 * (T - 25)) * (\theta - (0.044314 * \theta + 0.0052273)) * (90.214 * \theta + 4.7719)$$

(4-4)

a 等於 90.214， b 等於 4.7719， c 等於 0.044314， d 等於 0.0052273， e 等於 0.036518， σ_d 等於 119.52(μ s/cm)，其中 θ_d 可表示為 $0.044314 * \theta + 0.0052273$ 如圖 4 - 8 所示，隨 θ 由 0.05 增加到 0.35 則 θ_d 則由 0.007 增加至 0.021，其 RMSE 值(Root Mean Squared Error)如表 4-2 所示，約 2.17 至 11.88 實際量測結果與此理論模型則是相當吻合，(4-2)及(4-3)式兩者均能獲得良好的溫度補償修正，未來可利用此溫度補償之概念，搭配現地之量測率定，提高電阻率轉換含水量之精確性。

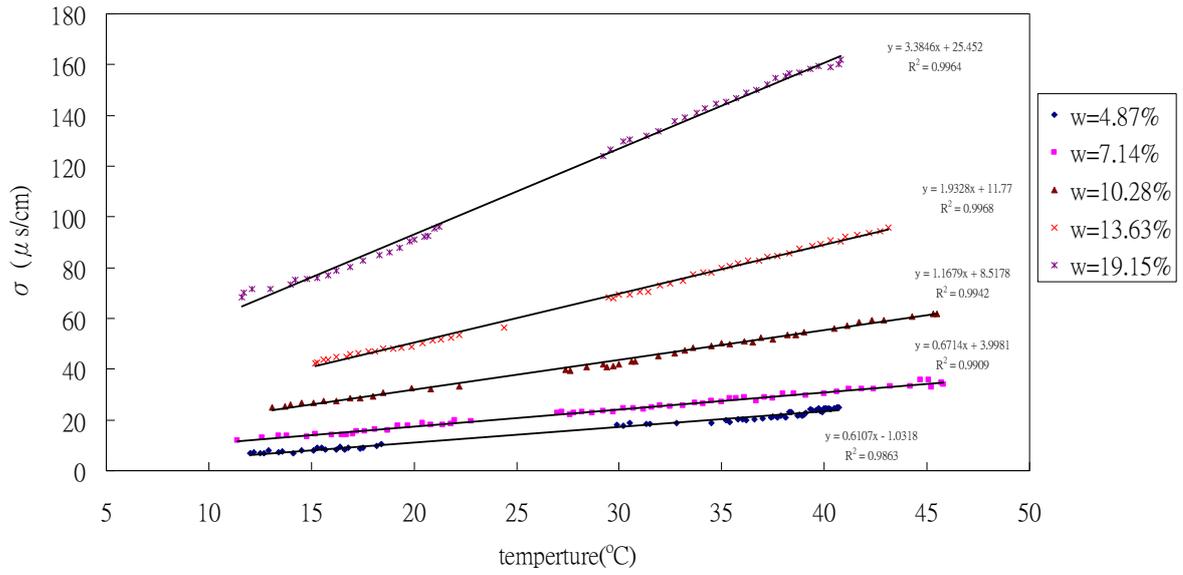


圖 4-3 溫度對應不同含水量下的導電度變化關係圖

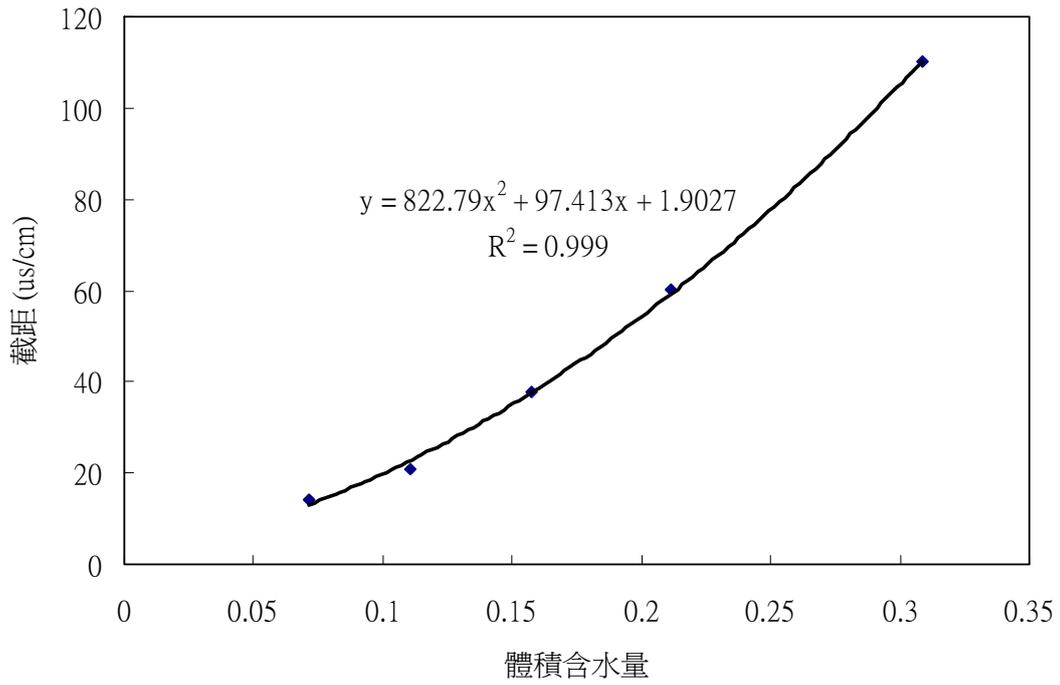


圖 4-4 體積含水量對應溫度 25 度時的截距

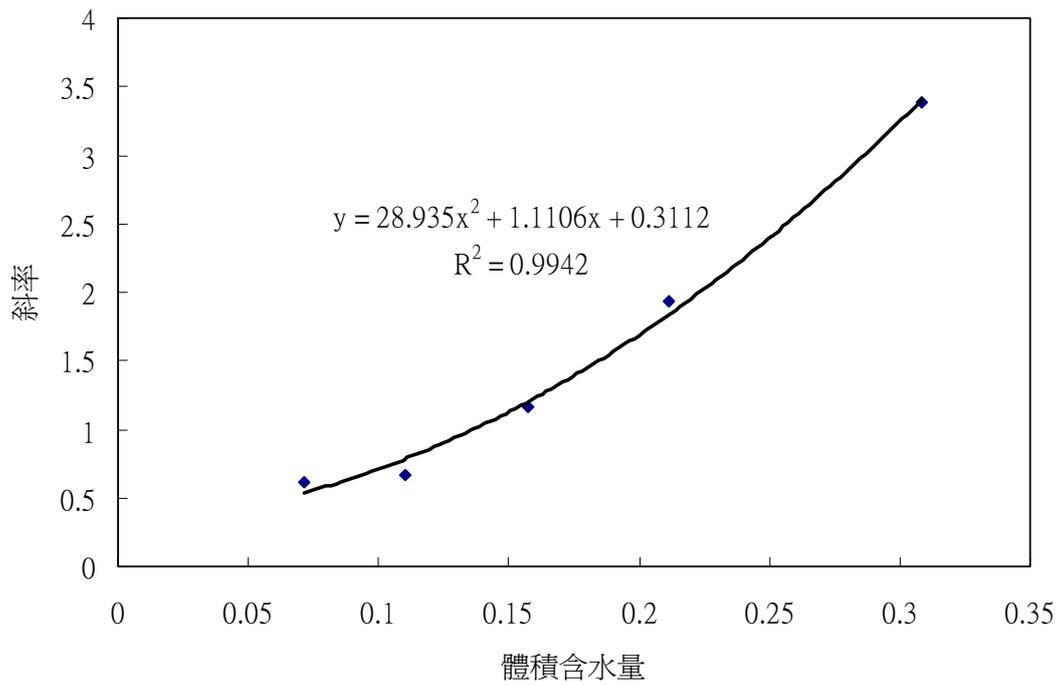


圖 4 - 5 體積含水量對應溫度 25 度時的斜率

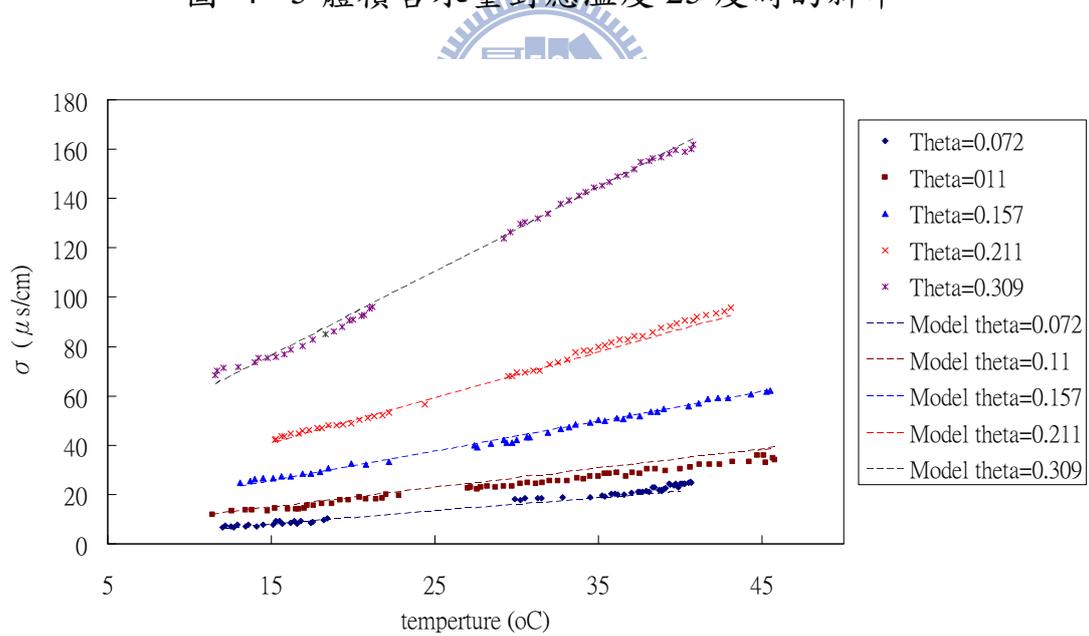


圖 4 - 6 溫度對應導電度經驗修正式

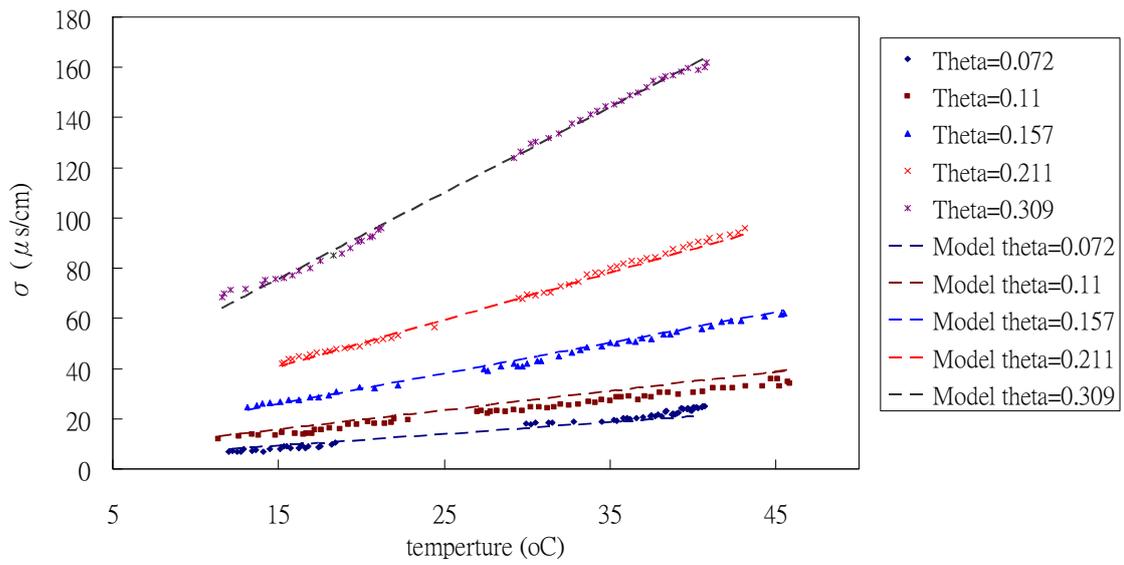


圖 4 - 7 溫度對應導電度理論修正式

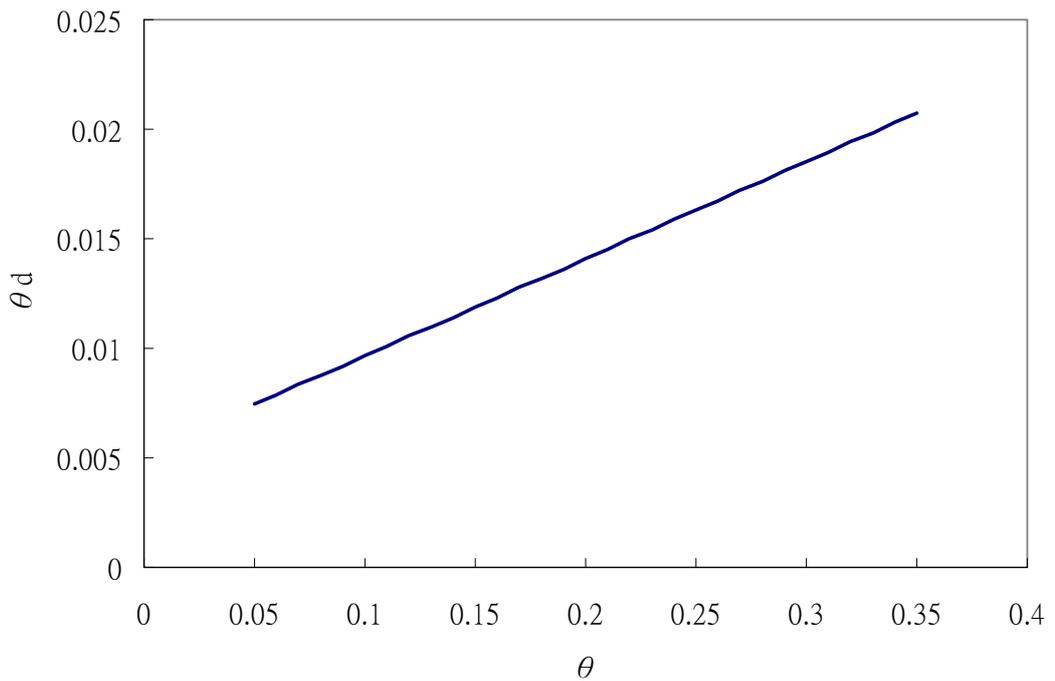


圖 4 - 8 土壤體積含水量對應土壤電雙層體積含水量

表 4-1 溫度經驗修正 model 之 RMSE 值

θ	0.072	0.11	0.157	0.211	0.309
RMSE	8.586	10.53	2.79	2.52	2.41

表 4-2 溫度理論修正 model 之 RMSE 值

θ	0.072	0.11	0.157	0.211	0.309
RMSE	11.5	11.88	3.02	2.17	2.56

4.2 壓力鍋試體乾溼循環試驗

由砂箱試驗中發現改變 TDR cone 擺設形式依然發現遲滯現象，因此為探討遲滯現象是否為土壤本身乾溼特性，將嘗試利用非飽和方式來控制試體乾溼循環，並且利用一較小且均質易控制試體來探討，試驗過程中並紀錄溫度，將導電度值進行溫度補償，觀察溫度對於遲滯現象之影響關係。

4.2.1 壓力鍋試驗儀器及規劃

壓力鍋試驗土樣準備請參照 3.1.1 節，以下將介紹非飽和壓力鍋試驗儀器與規劃，其中試驗儀器包括氣壓控制系統，非飽和壓力鍋控制系統，溫度量測系統，TDR 量測系統及 TDR 同軸感測器。

1. 非飽和壓力鍋控制系統

利用壓力鍋來控制非飽和土體內的基質吸力及含水量，其中土壤的基質吸力是指土壤孔隙空氣壓力 (u_a) 隙水壓力 (u_w) 之間差值隨著土壤飽和度之提高，土壤之基質吸力逐漸降低，當完全飽和時，基質吸力等於零 (Fredlund and Rajardjo, 1993)。因此儀器必須可以分別獨力控制及量測土壤中的孔隙水壓力和孔隙氣壓力，因此需採用高進氣吸力值陶瓷板進行控制與量測，高進氣吸力值陶瓷板是用高嶺土

燒結製成，具有許多均勻小孔，充水飽和後每個小孔會產生一收縮膜，收縮膜產生的表面張力(T_s)可阻擋空氣通過陶瓷板，而陶板表面眾多小孔(半徑為 R_s)所產生之收縮膜結合起來，就可以在空氣和水之間起隔膜作用，如圖 4 - 9所示，如此空氣便無法通過陶瓷板。基質吸力則為收縮膜上方之氣壓與收縮膜下方之水壓的差值，而陶板之進氣吸力值指的是自由空氣通過飽和陶板所需之最大基質吸力。基值吸力與陶板孔隙大小之關係如下式：

$$(u_a - u_w)_d = \frac{2T_s}{R_s} \quad (5-1)$$

式中， $(u_a - u_w)_d$ 為陶板之進氣吸力值(air entry value of ceramic disk)

T_s 為水-氣交界面之表面張力、 R_s 為陶板孔隙之半徑

陶瓷板在非飽和土樣和孔隙水壓量測系統之間作為分界面，陶瓷板中的水將土壤中的孔隙水和量測系統中的水連接起來，而在此同時，空氣不能穿過高進氣值陶瓷板進入量測系統，必需注意的是，陶瓷板必須在飽和的情況下才能進行孔隙水壓力的量測工作。

2. TDR 量測設備及 TDR 同軸感測器

TDR量測設備請參照論文3.3.1節，TDR感測器由原本砂箱試驗所採用cone的形式改由同軸形式中心探針部分為內導體，外部鋼模則為

外導體，鋼模高為16公分，直徑為10.2公分，鋼模側邊則開設一孔洞
放置溫度計，試體底盤則開設一槽溝放置高進氣陶瓷進氣板

3. 溫度量測系統

溫度感測器採用立紳公司的P-100 25m & TRH-301V，在溫度25°C
時的精確度為±0.1%，連接訊號線至資料擷取模組回傳電壓值DC
0~2V，並由電壓換算成溫度-20~80°C

4. 氣壓控制系統

空壓機為提供試驗所需壓力之來源，壓力上限為10 kg/cm²。利
用手動式調壓閥提供試體所需之圍壓，壓力表可顯示圍壓之大小，精
度為0.2 kg/cm²。



試驗規劃主要如下：

1. 高進氣吸力值陶瓷板飽和

施加一約 10~20(kpa)反水壓於陶瓷板，施加時間至少一天，當
陶瓷板表面完全浸濕，即達飽和狀態。

2. 試體製作

將4 號篩以下寶二水庫土樣均勻分層夯實填入直徑102mm，高度
155mm之鋼模中，並控制其乾密度=15.5KN/m³，夯實過程中並將溫度
計埋入於試體內。

3. 試體飽和

在試體飽和前先將純水進行除氣，避免試驗過程中純水內的氣泡造成陶瓷版的不飽和，接著施加一反水壓於試體底部，並由試體上部將除氣純水倒入試體內以增加飽和速率，當達預定飽和水量後，即可視為已達飽和狀態。

4. 基質吸力施加

試驗中最重要的步驟就是基質吸力的施加，利用基質吸力來控制試體的乾溼循環，由之前的敘述，可以知道基質吸力為空氣壓力 (u_a) 與水壓力 (u_w) 之間的差值，當基值吸力增加後水分會從土中流出，並經由出水管流入玻璃量管中，當土壤中水分與基值吸力已達平衡則水分不再排出。因此本試驗於基值吸力施加後每 60 分鐘紀錄排出之水分，當兩次紀錄之水分流出小於 0.1 ml 時，則視土樣達平衡狀態。於乾測時，則逐階增加氣壓分別為 0.1kg、0.5kg、1kg、2kg、3kg 及 4kg，隨基質吸力增加，土壤內的水分則被排出，平衡時進行 TDR 導電度量測，由於平衡後會有部分氣體殘留在陶瓷板底部，因此利用一反水壓將陶瓷板下之殘留氣泡排出至集氣裝置紀錄其殘留氣泡體積，和排出水量相減進而得到一較為精確的含水量值；溼測時則逐階減少氣壓，隨基質吸力減少，土壤則開始吸收水分，當平衡時進行 TDR 導電度與含水量之量測。

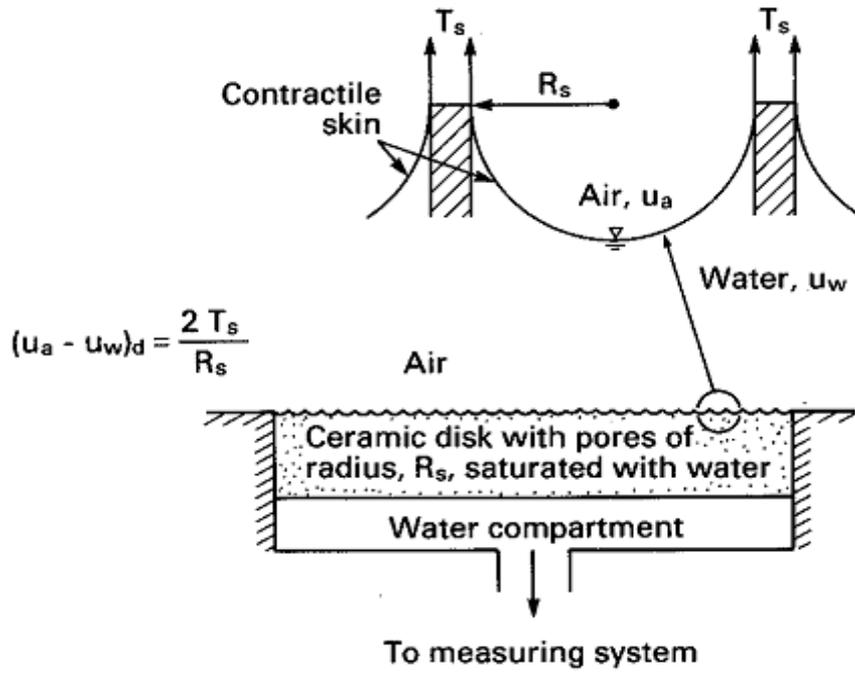


圖 4 - 9 利用毛細作用模型描述高進氣吸力陶磁板原理

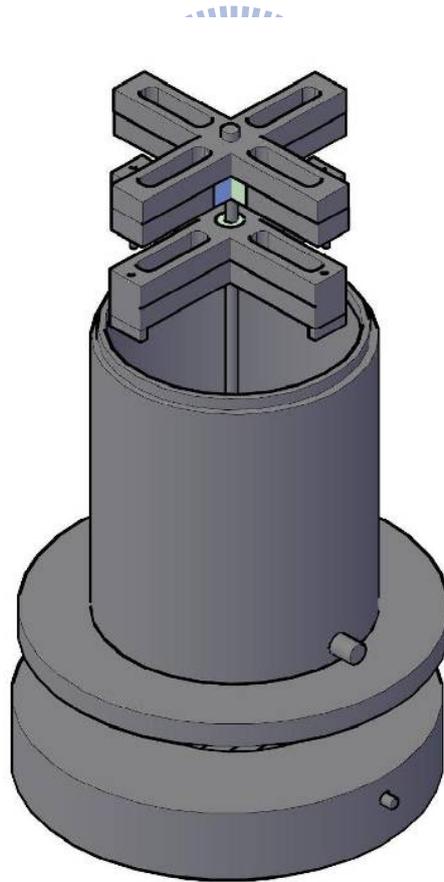


圖 4 - 10 TDR 同軸感測器

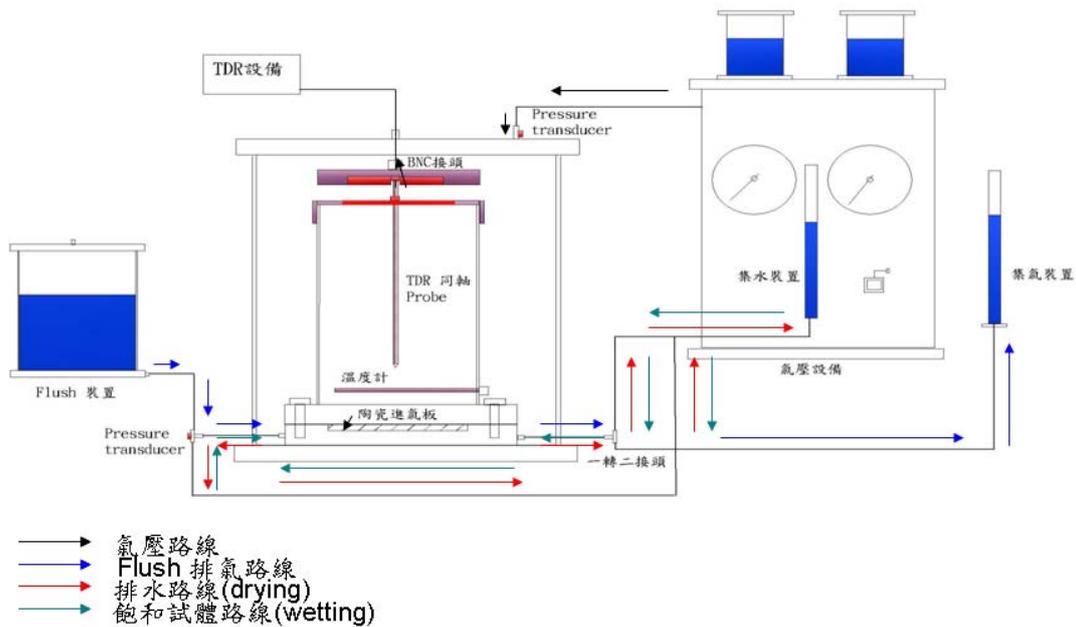


圖 4 - 11 乾溼循環儀器示意圖

4.2.3 壓力鍋試驗結果

壓力鍋試驗利用TDR量測系統來探測同軸感測器中土壤之導電度，故在試驗前需先將所使用的同軸感測器之量測波形進行相關率定，研究中以純水加入不同鹽分來控制導電度，進行導電度的率定工作。同軸感測器率定結果如圖 4 - 12所示，率定 β 值為 0.079942，圖中虛線為導電度值 1:1 直線，資料點則為TDR率定所計算之導電度值，兩張圖的結果皆顯示出非常良好的對應關係，TDR導電度值幾乎完整對應於實際導電度 1:1 直線上，因此以兩TDR cone感測器進行砂箱土壤的量測可得到相當準確的導電度，而再由其倒數即可推求電阻率。

圖 4 - 13 為壓力鍋試驗導電度對含水量試驗結果，由結果可以觀察到在乾側段時，逐階增加基質吸力時其含水量逐漸減少，體積含水量由 0.29 減少至 0.0009，在濕側段時，發現當減少基質吸力時，其含水量逐漸增加，體積含水量由 0.0009 增加至 0.25，導電度亦隨著含水量增加而增加，但在乾濕循環過程中並沒有明顯的遲滯現象產生，並且由 4-3 式進行溫度補償修正，可得 4-5 式

$$\sigma = ((0.55456) * \theta + 0.0038434) * (22.677) * (1 + 0.03335 * (T - 25)) + 383 * (1 + 0.02 * (T - 25)) * (\theta - ((0.55456) * \theta + 0.0038434)) * (56.401 * \theta + 1.1435)$$

(4-5)

其中 a 等於 56.401，b 等於 1.1435，c 等於 0.55456，d 等於 0.0038434，e 等於 0.03335， σ_d 等於 22.677($\mu\text{s}/\text{cm}$)，其中 θ_d 可表示 $0.55456 * \theta + 0.0038434$ ，如圖 4 - 15 所示，隨 θ 由 0 增加到 0.29 則 θ_d 則由 0.003843 增加至 0.165，由圖 4 - 14 可以發現溫度修正後其結果並沒有明顯差異，因此溫度並非為遲滯現象的主要影響因子。而壓力鍋與砂箱試驗雖然皆是乾溼循環試驗，但其試驗過程並非相同，砂箱試驗於濕測時，為急速降雨，壓力鍋則是利用基質吸力，使的土壤能夠慢慢吸入水份以及排水，因此遲滯現象的產生是否與乾溼循環的速度有關，將再利用 4.3 節進行驗證及說明。

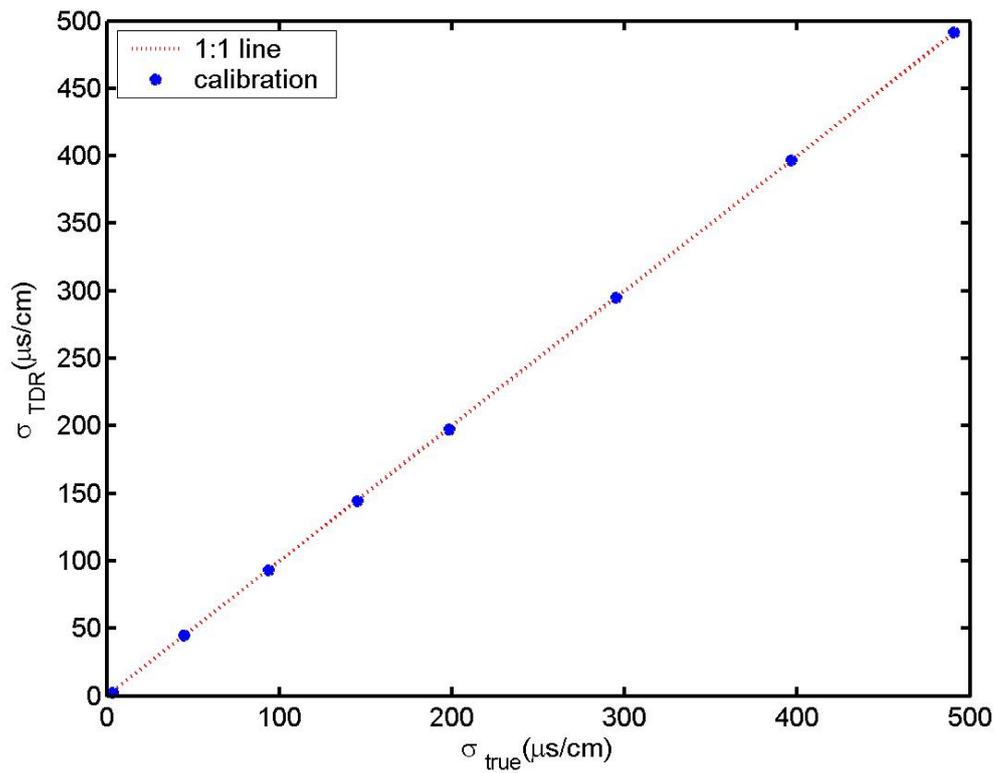


圖 4 - 12 TDR 同軸感測器導電度率定結果

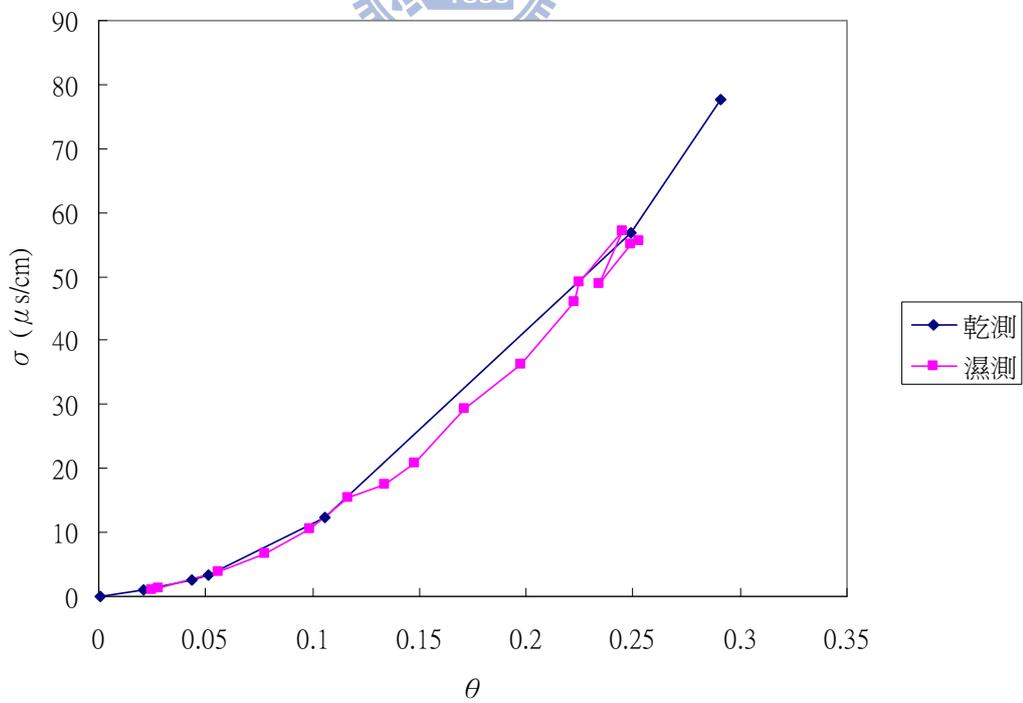


圖 4 - 13 壓力鍋試驗導電度對含水量試驗結果

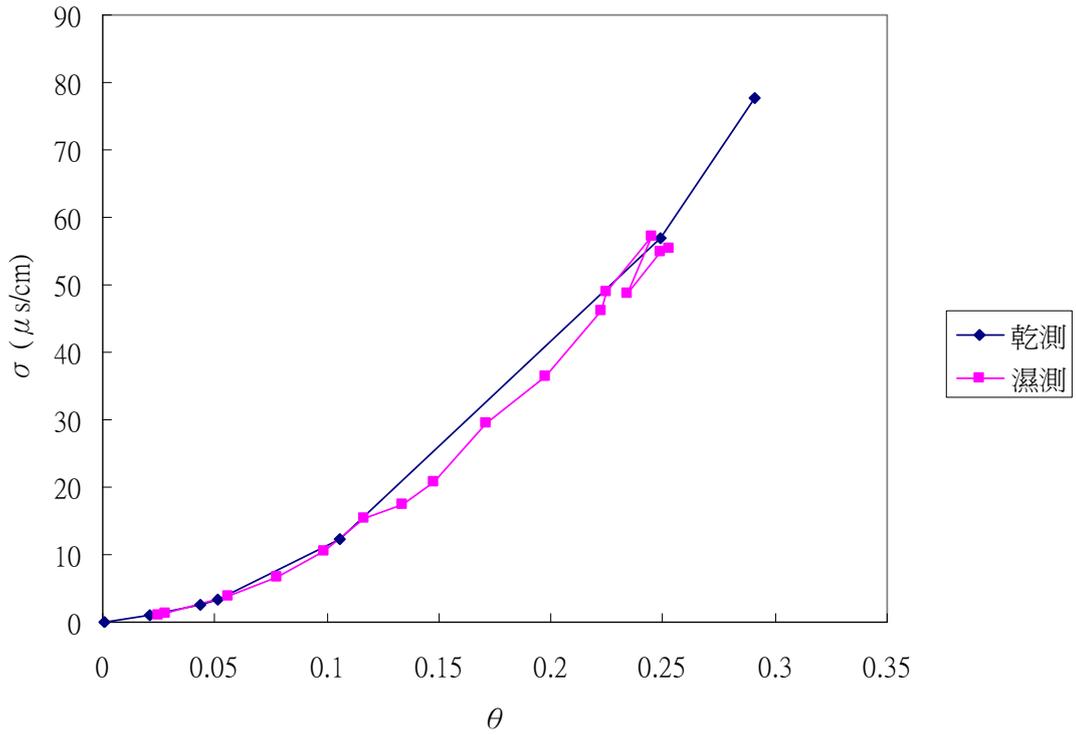


圖 4 - 14 壓力鍋試驗導電度對含水量溫度修正試驗結果

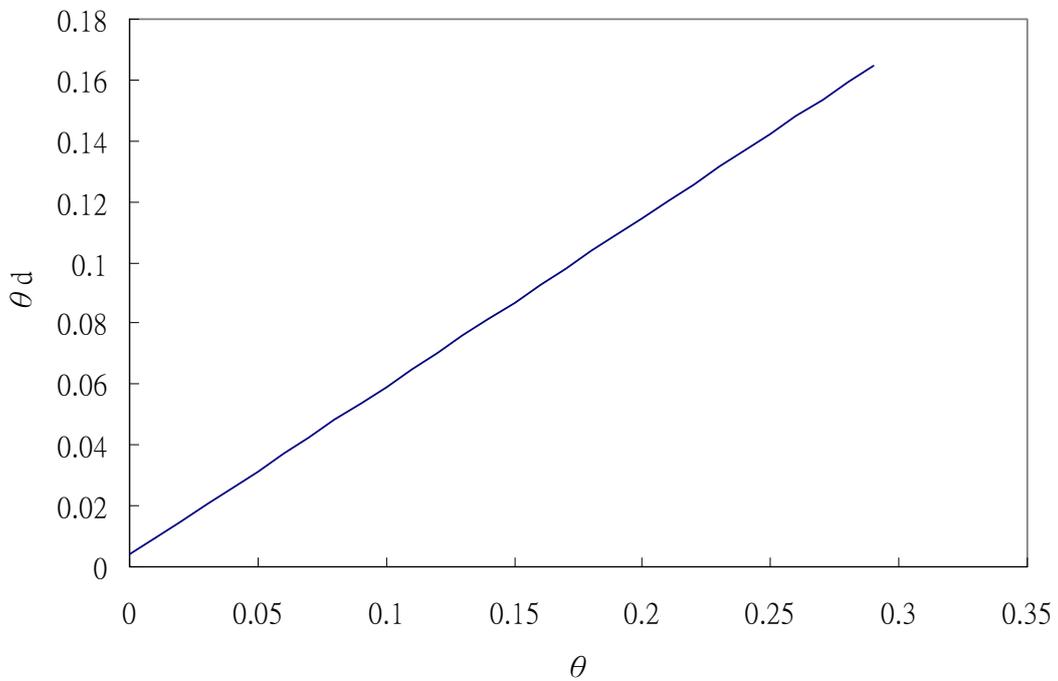


圖 4 - 15 壓力鍋土壤體積含水量對應土壤電雙層體積含水量

4.3 快速乾溼循環試驗

經由壓力鍋試驗結果發現，當利用基質吸力來控制土壤內的含水量時，其乾溼循環過程中並沒有明顯的遲滯現象產生，為了驗證此重複性，又壓力鍋試驗過程時間相當長，因此將採用 Cho and Santamarina(2001)所提出的方法來進行試驗，以減少所需試驗時間。

4.3.1 快速乾溼循環試驗方法及步驟

所使用試體模高為 130mm，內徑 100mm，材質為鋼材質，如圖 4-16。其模壁之孔洞為放置棉線之用，藉由棉線吸入/蒸散自來水使試體內部達至一定含水程度，試體模底部亦有多個穿孔可容水通過。

為了驗證砂箱試驗及壓力鍋試驗結果，因此主要將此試驗分為兩部份來進行，分別就快速濕潤和自然平衡濕潤來進行，而乾燥部分則皆是自然乾燥。試驗土樣為寶山第二水庫庫區粉質砂土，將通過#4 標準篩之土樣進行試驗，控制土壤乾密度為 $\gamma_d = 15.5 \text{ kN/m}^3$ 。快速濕潤試驗部分是將試體放入於水箱中，主要靠試體周圍棉線及底部吸水，放入後則持續監測其含水量與導電度值，以一較為快速濕潤方式來進行；自然平衡濕潤試驗則是將試體底部封住，主要靠試體周圍棉線吸水，放入水箱約 10 秒後，拿出並靜置約 1 小時，量其導電度與介電度，第二階則重複上述。

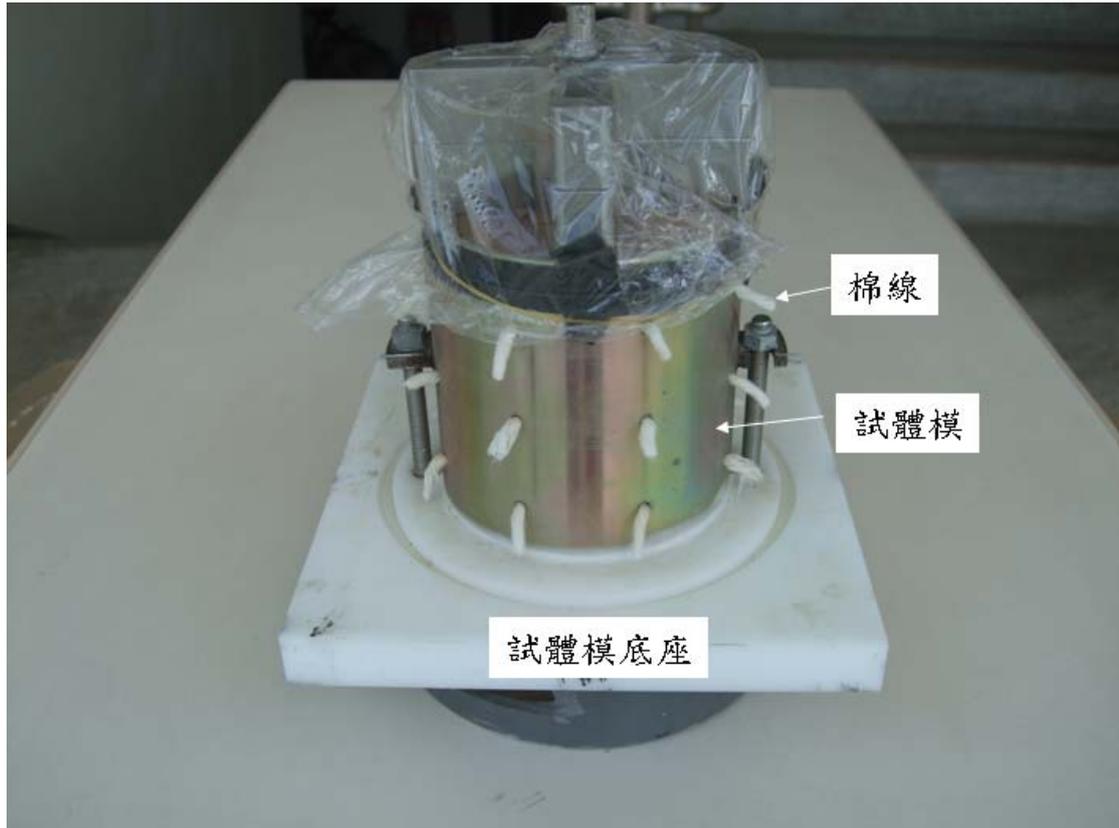


圖 4 - 16 快速乾溼循環試體模

4.3.2 快速乾溼循環試驗結果

為觀察遲滯現象的產生是否與乾溼循環的速度有關，因此將就快速濕潤及自然平衡濕潤方式來進行比較，試驗結果如圖 4 - 17及圖 4 - 18，由較快溼潤試驗觀察，於濕側其導電度隨體積含水量 θ 增加而增加，體積含水量 θ 由 0.003 增加至 0.45，導電度則是由 0($\mu\text{s}/\text{cm}$)增加至 130($\mu\text{s}/\text{cm}$)，於乾側其導電度隨體積含水量 θ 減少而減少，體積含水量 θ 由 0.45 減少至 0.31，導電度則是由 130($\mu\text{s}/\text{cm}$)減少至 60($\mu\text{s}/\text{cm}$)，於乾濕循環過程中，可以發現遲滯現象明顯的展開；由自然緩慢平衡試驗觀察，於濕側體積含水量 θ 由 0.07 增加至

0.29，導電度則是由 $0(\mu\text{s/cm})$ 增加至 $180(\mu\text{s/cm})$ ，於乾側體積含水量 θ 由 0.29 減少至 0.12，導電度則是由 $150(\mu\text{s/cm})$ 減少至 $60(\mu\text{s/cm})$ ，於乾濕循環過程中，可以發現遲滯現象並沒有明顯的產生。

綜合快速乾溼循環試驗、砂箱試驗以及壓力鍋試驗，可以發現壓力鍋試驗其導電度值較快速乾溼循環試驗低，是由於壓力鍋試驗所使用的水為純水，而快速乾溼循環試驗所使用的水為自來水所造成，並且由以上試驗中發現遲滯現象皆是於快速溼潤時產生，以較為緩慢溼潤速度則遲滯現象則並不會產生開來，臆測遲滯現象是由於在快速溼潤過程中，其水份部份由土壤吸入而部分水則是直接入滲與乾燥過程時孔隙內水分分佈並不一致所造成；而緩慢溼潤試驗過程中，土壤由於基質吸力，因此緩慢吸水，進而達到較為均勻試體，而自然乾燥過程中，較乾土樣會由於基質吸力，因此吸附較濕土樣水分，進而達到較為均勻試體，乾溼循環過程中試體皆是較為均勻試體，因此以緩慢溼潤速度其遲滯現象則並不明顯。

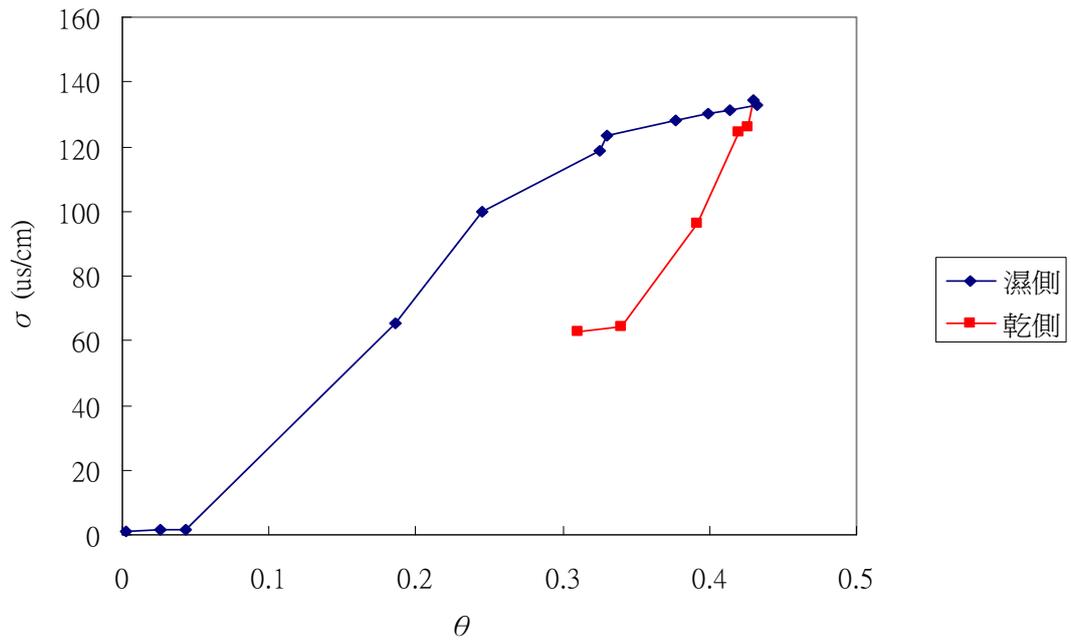


圖 4 - 17 快速濕潤試驗

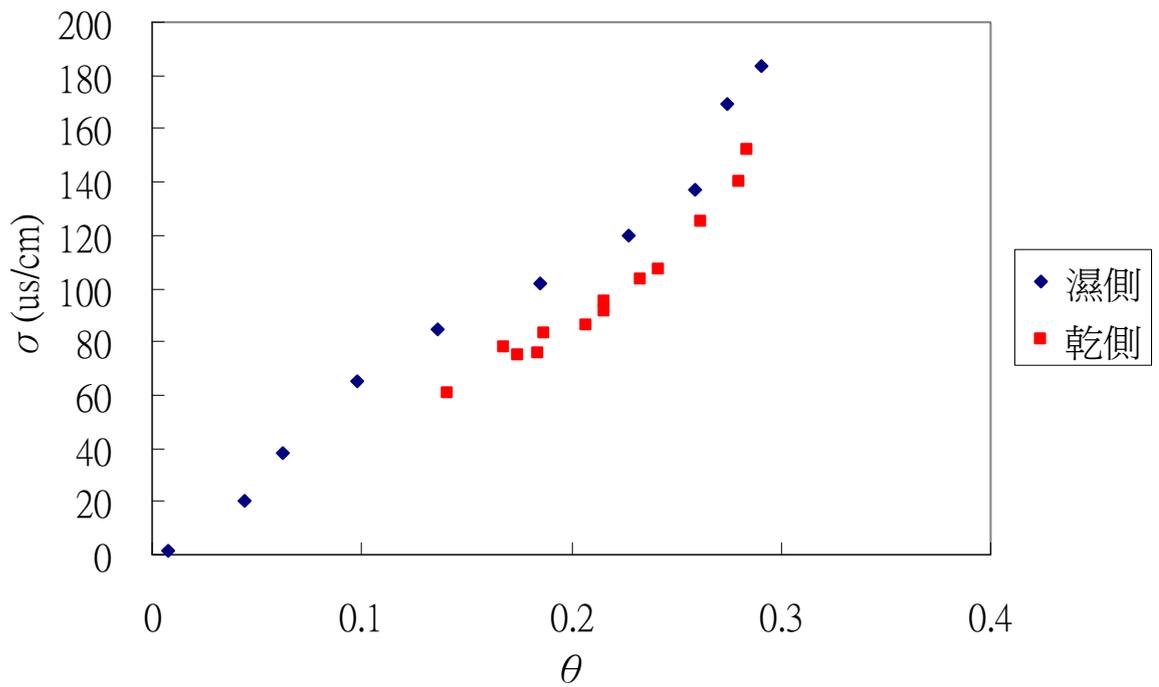


圖 4 - 18 濕側自然平衡試驗

五、結論與建議

5.1 結論

前期研究顯示，在砂箱降雨模擬的試驗中發現於乾溼的過程中土壤含水量與電阻率具有遲滯現象，造成在乾溼過程中其含水與電阻率關係並非單一線性關係，本研究主要目的在探討此一文獻中很少提到的現象，以提高地電阻影像探測法推估非飽和地層含水特性之精確性。研究工作可分為砂箱降雨模擬試驗，溫度與土壤導電度關係探討，及壓力鍋試體緩慢乾溼循環試驗與快速乾溼循環試體試驗，各部份所得結論茲分別說明如下：

一、砂箱降雨模擬試驗



由於 TDR 含水量與導電度量測在感測器側向具有不同的非均勻空間影響範圍，在降雨入滲過程可能因為在垂向含水量變化很大而造成水平裝設之感測器產生遲滯現象的假象，本研究將 TDR 感測器埋設方向由原本水平向改由垂直方向，結果顯示此一變更有效減少遲滯圈範圍，但此現象依然明顯存在。

二、溫度與土壤導電度關係

由試驗結果中發現導電度隨含水量增加而增加，且土壤導電度在高含水量時受溫度之影響甚大，未避免因溫度變化造成的變異性，本研究進一步探討土壤導電度與溫度之關係，並提出下面經驗修正模式

$\sigma = \text{溫度對含水量斜率} (\theta) * \text{溫度變化} + \text{溫度對含水量截距} (\theta)$

$$\sigma = (28.935 * \theta^2 + 1.1106 * \theta + 0.3112) * (T - 25) + (822.79 * \theta^2 + 97.413 * \theta + 1.9027)$$

(5-1)

並參考 Mojid et al. (2007) 導電度與含水量關係之理論基礎及 Sorensen and Glass (1987) 液體導電度與溫度關係式提出具理論基礎之半經驗溫度修正模式

$$\sigma = ((c * \theta + d) * (EC_d) * (1 + e * (T - 25))) + EC_{w25} * (1 + 0.02 * (T - 25)) * (\theta - (c * \theta + d)) * (a * \theta + b)$$



兩者均能獲得良好的溫度補償修正，未來可利用此溫度補償之概念，搭配現地之量測率定，提高電阻率轉換含水量之精確性。

三、不同乾溼循環速度之試體試驗

由壓力鍋極緩慢之乾濕循環試驗結果發現並沒有明顯的遲滯現象和砂箱降雨模擬試驗結果截然不同，且資料分析已加入溫度修正，因此臆測遲滯現象可能與濕潤與乾燥速度有關。本研究另採用乾濕循環速度較快的方式進行試驗，結果發現於快速乾濕循環過程中遲滯現象便產生。推測遲滯現象應是快速濕潤過程與自然乾燥過程時其土壤孔隙水與空氣之分佈不同所造成。

5.2 建議

- 1、未來 TDR 感測器於現地安裝時，建議將感測器垂直貫入土層，以減少遲滯圈大小。
- 2、為加以驗證土壤導電度與溫度關係，建議增加其他種類土壤之試驗，以驗證此公式之廣泛適用性。
- 3、由土壤導電度與溫度試驗結果發現在較高含水量下，其土壤導電度受溫度影響甚大，因此未來進行非飽和現地監測時，建議增加溫度之監測，以修正補償導電度值，進而在導電度轉換含水量時能有一較為精確之含水量值。
- 4、由於遲滯現象受乾溼循環速率快慢而有所不同，因此未來進行非飽和土壤現地監測時，建議先進行現地率定並且搭配溫度量測，若現地監測結果遲滯現象產生則可分別就乾側及濕側進行回歸。
- 5、本研究之含水量與導電度關係，僅就寶二水庫粉土進行一系列試驗，不同土壤粒徑分佈之遲滯現象可進一步探討。



文獻回顧

姚奕全，「應用地電阻法於崩積層含水特性調查與監測之初探」，

國立交通大學，碩士論文，民國 96 年 7 月

吳瑋晉，「結合地電阻與 TDR 於土層含水特性之監測」，國立交通

大學，碩士論文，民國 97 年 7 月

田凱丞，「非飽和土壤光纖感測三軸試驗裝置之研發與應用」，國立交

通大學，碩士論文，民國 97 年 8 月

林志平，「TIME DOMAIN REFLECTOMETRY FOR SOIL

PROPERTIES」，Purdue University，博士論文，民國 88 年 8 月

尤仁弘，「應用地電阻影像法於壩體潛在滲漏調查之研究」，國立交通

大學，碩士論文，民國 95 年 7 月。

楊証傑，「ERT 在地工調查應用之問題評析與空間解析度探討」，國立

交通大學，碩士論文，民國 94 年 7 月。

Archie, G. E., 1942, "Electrical-Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics," Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, Vol. 146, pp. 54-62.

Arulanandan, K. and Smith, S. S., 1973, "Electrical Disperison in Relation to Soil Structure," Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE, Vol. 99, No. SM12, pp. 1113-1133.

Dahlin, T. and Leroux, V., 2006, "Time-Lapse Resistivity Investigations for Imaging Saltwater Transport in Glaciofluvial Deposite," Environ

- Geol, pp. 347-358.
- Hillhorst, M. A., 1998, "Dielectric Characterization of Soil," Ph.D. Thesis, Wageningen, Netherlands.
- Klein, K. A., and Santamarina, J. C., 2003, "Electrical Conductivity in Soils: Underlying Phenomena " Journal of Environmental and Engineering Geophysics, Vol. 8, No. 4, pp. 263-273.
- Mojid, M. A., Rose D. A., and Wyseure G. C. L., 2007, " A model incorporating the diffuse double layer to predict the electrical conductivity of bulk soil" European Journal of Soil Science, Vol. 58, No. 3, pp. 560–572
- Lin, C. P., Drnevich, V. P., Feng, W., and Deschamps, R. J., 2000, "Time Domain Reflectometry for Compaction Quality Control," Use of Geophysical Methods in Construction, Geotechnical Special Publication, No. 108, pp. 15-34.
- Lin, C. P., 2003, "Frequency Domain versus Traveltime analyses of TDR Waveforms for Soil Moisture Measurements," Soil Science Society of America Journal, 67 : 720-729.
- Lin, C. P., Chung, C. C., and Tang, S. H., 2007, "Accurate TDR Measurement of Electrical Conductivity Accounting for Cable Resistance and Recording Time," Soil Science Society of America Journal, 71 : 1278-1287
- Loke, M. H. and Baker, R. D., 1996, "Practical Techniques for 3D Resistivity Surveys and Data Inversion," Geophysics Prospecting, Vol. 44, pp. 499-523.
- Loke, M. H., 1999, "Time-Lapse Resistivity Imaging Inversion," 5th Meeting of the Environmental and Engineering Society European

Section, pp. 1-2.

Loke, M. H., 2003, "Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys,"
Geotomo Software, Malaysia

Loke, M. H., Acworth I. and Dahlin, T., 2003, "A Comparison of Smooth
and Blocky Inversion Method in 2D Electrical Imaging Surveys,"
Exploration Geophysics, Vol. 34, pp. 182-187.

Nostrand, van, R. G. and Cook K. L., 1966, USGC Professional Paper No.
49.

Rhoades, J. D., Raats, P. A. C., and Prather, R. J., "Effects of
Liquid-Phase Electrical Conductivity, Water Content and Surface
Conductivity on Bulk Soil Electrical Conductivity," Soil Science
Society of America Journal, Vol. 40, 1976, pp. 651–655.

Robinson, D. A., Schaap, M., Jones, S. B., Friedman, S. P. and Gardner, C.
M. K., 2003, "Considerations for Improving the Accuracy of
Permittivity Measurement using Time Domain Reflectometry:
Air-Water Calibration, Effects of Cable Length," Soil Science
Society of America Journal, Vol. 67, pp. 62-70.

Sauer, M. C., et al., 1955, "Electrical Conductance of Porous Plugs Ion
Exchange Resin-Solution System," Industrial and engineering
chemistry, Vol. 47, No. 10, pp. 2187-2193.

Shan, P. H. and Singh, D. N., 2005, "Generalized Archie's Law for
Estimation of Soil Electrical Conductivity," Journal of ASTM
International, Vol. 2, No. 5, pp. 145-164.

Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, "Applied
Geophysics 2nd," Cambridge University Press.

Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P. (1980), "Electromagnetic

Determination of Soil Water Content and Electrical Conductivity Measurement Using Time Domain Reflectometry,” *Water Resources Research*, Vol. 16, pp. 574-582.

Yang, X. and Lagmanson, M., 2006, “Comparison of 2D and 3D Electrical Resistivity Imaging Methods,” *Advanced Geosciences*.

