

行政院國家科學委員會專題研究計畫 成果報告

在未飽和層中運用透地雷達斷層掃描成像監測地下水傳輸
與水文參數推估之技術評估

計畫類別：個別型計畫

計畫編號：NSC93-2218-E-041-001-

執行期間：93年08月01日至94年07月31日

執行單位：嘉南藥理科技大學環境資源管理系

計畫主持人：張並瑜

報告類型：精簡報告

處理方式：本計畫可公開查詢

中華民國 94 年 10 月 25 日

摘要

非破壞性檢測，特別是透地雷達斷層掃描成像技術已被廣泛的用在飽和以及未飽和層的研究監測上，然而對於處理後之成像與實際之地層物理狀況之誤差，以及影像處理與反演算過程中是否出現假象並未被深入研究。為提升透地雷達掃描成像技術使之更能正確呈現地層物理狀況，必須先了解斷層影像之正確度，以及系統物理與反演算過程之誤差貢獻。本研究建立兩個穩態(Steady state)之地層模型與未飽和入滲模型，藉由有限差分時域演算程式模擬電磁波傳遞與透地雷達訊號反應，再比較經反演算後之影像與地層模型，以釐清誤差來源與系統物理之限制。

Abstract

Cross Borehole Ground Penetrating Radar (XBGPR) has been used extensively in both unsaturated and saturated zone researches. However, the possible error of XBGPR images generated from inversion and mathematic assumption has not yet been clarified. To improve the resolution and accuracy of XBGPR images, it is necessary to know the sources of the error. In this research, two steady state models were set up and electromagnetic forward modeling were conducted to synthesize XBGPR signals. The synthesized signals were then processed and inverted to produce tomograms. By comparing the inverted XBGPR tomograms with the original models, we are able to locate the sources of the error of the XBGPR tomograms.

研究成果內容

一、介紹

本研究建立兩個水文地質模型，以協助釐清透地雷達掃描技術之誤差來源以及系統物理之限制。此計畫所採用之穩態地層模型包括：(1)簡單二維(one-dimension)砂泥互層模型，以了解在理想之砂泥互層條件下，跨孔掃描透地雷達(Cross Borehole Ground Penetrating Radar, XBGPR)對於不同厚度砂泥層之解析能力。以及(2)模擬現地之二維(two-dimension)砂泥互層模型，以了解透地雷達掃描對於有複雜側向空間變異、尖滅之地層地下水分布變化所造成之透地雷達訊號反應，並分析模型之解析能力。

此研究中運用兩種方式模擬雷達波在上述兩種水文地質模型中之傳遞現象，包括(a)簡單的直進波(Straight Ray Paths)模型，以及(b)有限差分時域法(Finite Difference Time Domain Method, FDTD)，作為分析雷達波傳遞所造成之接收訊號反應工具。採用上述兩種雷達波模擬方式之原因為目前透地雷達影像反演算程式，大多均依賴簡單之物理假設如直進波等假設，以提高運算速度，並節省運算時間與所需記憶體。因此運用上述(a)之簡單物理假設所產生之雷達波訊號可以作為查核反演算程式與訊號處理過程之有效性與誤差之查核方法，而利用(b)之有限差分時域法則可以模擬接近自然環境下之雷達波傳遞現象，以了解雷達影像是否由於數學之逼近過程而造成假像之產生。

二、數值模擬模型之設定

本研究電磁波傳遞模擬部分係模擬跨孔透地雷達波中心頻(Central Frequency)為100MHz情形下，相鄰之孔口水平距離為2.5m，發射與接收天線排列方式為多位錯置方式(Multi-Offset Gathers, MOG's)，天線移動取樣距離為0.25m之雷達波傳遞情形。有限差分時域數值模擬部份採用 Holliger and Bergmann (2002)之演算法作為運算核心，採用MATLAB程式設定模型之邊界與初始條件並進行運算。Holliger and Bergmann (2002)建議為求運算結果穩定，其演算法之最小網格距離應至少小於最小波長十分之一以下，以一般之野外取樣換算之透地雷達波最小波長約為0.9m，因此本研究之單位網格採用0.0625m×0.0625m之大小以穩定運算之結果。

本研究係採用水文地質模型之土壤含水量數值與土壤組成，轉換為導電度(Conductivity)以及介電常數(Dielectric Constant)等參數，再將結果運用前述電磁波傳遞模擬現地量測之結果。此種轉換可基於理論以及實驗之經驗數值所建立之水文地質-電磁參數關係模型(Petrophysical Model)。本研究之含水量-介電係數轉換模型係採用 Topps(1980)根據實驗室時域反射儀(Time Domain Reflectometer, TDR)與土壤含水量實驗所建議之公式。而含水量-導電度轉換則採用簡化之 Archie's Law (Archie, 1942)公式。LaBrecque et al. (2002)研究發現 Archie's Law 可以用一簡化之指數公式表示土壤含水量與導電度之關係。此一關係可用下式表示：

$$\sigma = a \cdot \theta^b$$

式中， σ 為土壤整體導電度(bulk conductivity)， θ 為土壤容積含水量， a 和 b 則為由實驗室研究所決定之經驗常數，本研究採用 LaBrecque et al. (2002)根據現場電磁感應井測與透地雷達資料比對後建議之所 $a=0.11$ 以及 $b=0.81$ 作為轉換含水量與導電度之關係模型。

三、研究成果

(1)簡單二維砂泥互層模型：

圖 1 為兩個簡單二維模型之設定，以及根據此模型，以 FDTD 數值模擬方法模擬電磁波傳遞與反演算(Inversion)處理後之斷層掃描影像，包括反推之介電常數分佈影像以及訊號衰減率(attenuation)分佈影像。此一做法係為了解反演算過程對於地質資料及雷達掃描影像之準確性影響。其中(a)之模型包括兩個夾於 8m 厚砂層中之 1m 厚泥層，上層之泥層由左側之透地雷達檢測井向右延伸約 1.5 米。下層之泥層則為水平分佈貫穿整個模型，由左側之檢測井延伸至右側之檢測井。在(b)之模型中，原先(a)模型中泥層之厚度降為 0.5m，以進一步了解透地雷達斷層掃描檢測對於不同厚度地層之解析能力。本研究介電常數反演算之原理、程序與作法係參照 Chang et al. (2004)之處理過程與作法進行。圖 1 之透地雷達反演算掃描影像顯示在簡單二維模型中，透地雷達斷層掃描方法仍可以呈現出 0.5m 及 1m 之泥層之空間分佈。在(a)模型中之反演算處理後之透地雷達影像呈現上部與下部泥層之空間分佈與實際模型設定相近，顯示採用 100MHz 頻率及 0.25m 天線排列組態之透地雷達檢測，可呈現水平延伸性差之局部泥層以及水平延續性佳之泥層。經過反演算逆推之上部泥層介電常數(Dielectric constant, K_a)約為 16 左右，較實際值($K_a=20$)為低，而下部泥層之介電常數則接近於實際值。(b)模型則顯示對於厚度低於僅有 0.5m 之泥層，因反演算處理過程，下部泥層之介電常數僅約有 12 左右，遠低於實際值，由於介電常數與土壤含水量大致成一正相關之關係(Topps, 1980)，因此易低估較薄泥層(厚度低於 1m 以下)之實際含水量。另外，介電常數之反推影像也顯示在接近天線井孔部分之泥層，推估之介電常數要較井管間之區域為低並偏離實際值。顯示跨孔透地雷達檢測對於接近天線井孔之部位解析度較差，因此與實際值之誤差較大。

雖然圖 1 中右側之透地雷達掃描之訊號衰減率(attenuation)影像仍然呈現上下二層泥層之大致位置，然而其解析度遠低於前述之介電常數分佈影像。接近天線檢測井孔之部分，泥層訊號衰減呈現局部集中現象，本來應該側向連續之泥層，卻在訊號衰減率影像中於檢測井孔間呈現不連續之現象。(a)與(b)之地質模中之砂層與泥層之雷達訊號衰減率，經由下式計算後，得到模型中砂層之訊號衰減率為 0.42Np/m，而泥層則為 0.84Np/m。而在(a)中經反演算之訊號衰減率影像中，下層泥層之訊號衰減率之極大值則高出了實際值約有 0.4Np/m，而上部泥層則高出實際值約 0.8Np/m 之多，至於砂層之訊號衰減則接近於原來模型之實際值。在泥層厚度僅約 0.5 之(b)模型及其處理結果則顯示，運用透地雷達掃描訊號衰減方法，對於較薄之泥層訊號衰減率推估更加高出實際值約有 1.0Np/m 以上，因此越薄之泥層，訊號衰減率法反演算之影像所推估之泥層訊號衰減之誤差越大。

由於本研究之訊號衰減率反演算係採用對於訊號傳遞速度反演算之同一套演算法程式，此為現今大部分透地雷達斷層掃描檢測所使用之方式，然而由以上之研究結果顯示此一演算方法並不適用上述訊號衰減率反演算，因此未來應該檢討使用訊號衰減率反演算程式之適用性與準確性。

(2)簡單二維砂泥互層模型：

圖 2 為根據 Chang et al.(2004)綜合透地雷達與井孔土壤分析紀錄所建立之水文地質現地模型(field model)，以及跟據此一模型並經由水文地質-電磁參數關係模型換算之透地雷達訊號衰減率。現地量測之結果顯示地下約 4 米有一較薄局部泥層，並在約 5 至 6 米

有一較厚泥層分佈，此一泥層並在離中心右側約兩米處存在一因鑽井回填所造成之局部不連續。與(1)中簡單二維砂泥互層模型所不同的是，二維砂泥互層模型中透地雷達之偵測井則位在中心(0.00m處)以及兩側位置(2.25m及-2.25m處)。

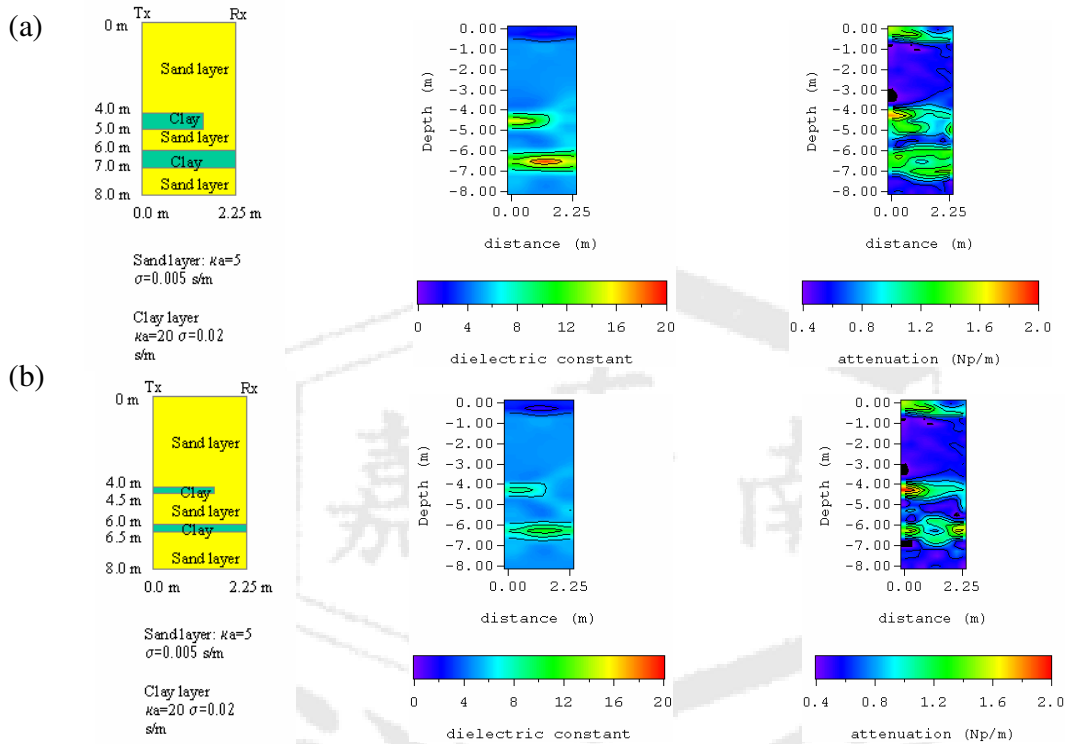


圖 1 簡單二維模型(左圖)，以及反演算後之介電常數(中圖)與訊號衰減率影像(右圖)

圖 3 則為利用圖 2 之水文地質模型，分別以(a)簡單的直進波(Straight Ray Paths)模型與(b)FDTD 數值模擬方法模擬電磁波傳遞，再經傳統直進波反演算(Inversion)處理後之斷層掃描影像；以及(c)以 FDTD 數值模擬方法模擬電磁波傳遞，並以曲線(Curved Ray Paths)路徑反演算(Inversion)處理後之斷層掃描影像。其中(a)之作法為利用簡單物理假設以測試反演算程式之解析度與正確程度，圖 3(a)顯示本研究所採用之反演算程式及演算過程可以正確的顯示出水含量之空間分布，但是由於演算程式所用之資料來自較低角度(發射天線與接收天線夾角小於 30 度)之跨孔透地雷達檢測，因此對於側向解析度不佳，並未顯示出因回填而造成之不連續之存在，未來若須提高跨孔透地雷達檢測之側向解析度，必須儘量納入較高角度之檢測資料(雖然接近地表之高角度檢測資料常因反射波干擾而有雜訊)。至於透地雷達之訊號衰減率，則顯示出反演算程式雖然可大致呈現泥層之分佈位置，但對於側向連續泥層之解析度卻較差，例如位於深度 4 米左右之薄泥層，較高之訊號衰減數值集中於檢測井附近，井間訊號衰減運算值卻比實際值要低。值得注意的是，雖然水含量影像側向解析度差，然而訊號衰減影像卻可顯示出因井下回填所造成之不連續。

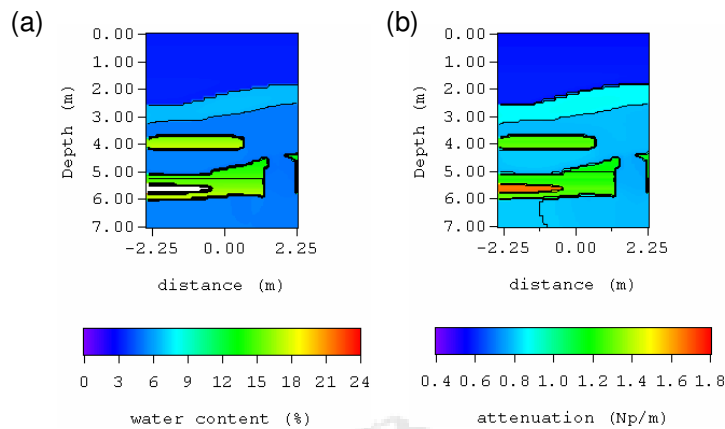


圖 2(a) 根據實地量測之透地雷達資料與土壤分析結果所設定之水文地質模型，本圖顯示地下水體積含量(Volumetric water content)之空間分布情形，圖 2(b)顯示水文地質模型所設定之相應透地雷達訊號衰減率之空間分佈。

(b) 作法則希望藉 FDTD 數值模擬方法模擬空間電磁波傳遞，以合成在正確物理假設下之真實雷達波訊號，用來測試反演算過程及作法對於真實物理狀況之解析度。圖 3(b) 顯示反演算後之水含量影像呈現與水文地質相類似之空間分佈，然而反演算後所得之泥層水含量卻較實際模型低估約 5%，另外值得注意的是近地表之部份由於來自空氣-地面介面之反射干擾，深度約 1m 以內之影像全為雜訊。訊號衰減率影像則顯示與(a)類似狀況，反演算程式對於泥層之訊號衰減率解析度差，然而尚能解析泥層之不連續結構。與(a)測試中不同的是，接近檢測井之泥層訊號衰減率被嚴重高估，超過實際值之一倍以上，而在厚泥層(5~6m 深)中之訊號衰減率反演算值也有相同之情形，顯示反演算程式在面對真實物理情況下，無法正確顯示泥層之訊號衰減率數值。

(c)作法為測試運用曲線路徑方法，模擬真實物理狀況下電磁波的主要行進路徑之反演算方法之解析度。圖 3(c)顯示經過反演算後之含水量與訊號衰減率影像，含水量影像顯示反演算程式可以有效呈現含水量實際分布之情形，且其估計值較(b)能更為接近實際值。顯示跨孔透地雷達檢測資料，經過以曲線路徑演算作為反演算方法可以較直線路徑演算更精確呈現現地之實際含水量。然而在圖 3(c)中之訊號衰減率反演算影像卻呈現較大之誤差值，薄泥層中心之訊號衰減率被嚴重低估約 0.8Np/m 以上，顯示若以曲線演算作為反演算方法，將更嚴重與實際值之誤差，易引起影像之誤判。

四、結論

本研究發現運用跨孔透地雷達曲線路徑反演算法，可以有效的正確反推真實狀況下未飽合層之地下水含量之分布。然而同樣的反演算過程對於訊號衰減率之反推卻無法得到正確之值，靠近檢測井的泥層之訊號衰減率被高估，而介於檢測井間之泥層訊號衰減率則被低估。因此本研究發現雖然運用曲線路徑演算之反演算程式可以適用於含水量之推估，卻不適用於訊號衰減率之推估。因此需進一步修正反演算程式之訊號衰減率之演算法，以正確推求運算出訊號衰減率之空間分佈，未來之工作應就現有之程式碼公開之反演算公共

程式進行修正，再與目前普遍使用之反演算程式運算結果進行比對，並改變訊號衰減率運算之程序，以期提升跨孔透地雷達之解析度。

五、參考資料

Alumbaugh, D., Chang, P. Y., Paprocki, L., Brainard, J. R., Glass, R. J., Rautman, C. A., 2002, Estimating moisture contents using cross-borehole ground penetrating radar; a study of accuracy and repeatability in context of an infiltration experiment, *Water Resource Research* 38 (12), 45-1-45-12.

Bergmann, T., Robertsson, J.O.A., and Holliger, K., 1996, Numerical properties of staggered finite-difference solutions of Maxwell's equations for ground-penetrating radar modeling: *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 45-48.

Binley, A., Winship, P., Middleton, R., Pokar, M., West, J., 2001, High-resolution characterization of vadose zone dynamics using cross-borehole radar, *Water Resource Research* 37 (11), 2639-2652.

Chang, P. Y., D. L. Alumbaugh, J. R. Brainard, and L. Hall, 2003a, The application of ground penetrating radar attenuation tomography in a vadose zone infiltration experiment, Accepted by *Journal of Contaminant Hydrology*.

Hubbard, S. S., Chen, J., Peterson, J., Majer, E., L., Williams, K., H., Swift, D., J., Mailloux, B., Rubin, Y., 2001, Hydrogeological characterization of the South Oyster Bacterial Transport Site using geophysical data, *Water Resource Research* 37 (10), 2431-2456.

Holliger, K., and Bergmann, T., 2002, Numerical modeling of borehole georadar data, *Geophysics*, Vol 67, No. 4, p. 1249-1257.

LaBrecque, D., Alumbaugh, D., L., Yang, Y., Paprocki, L., Brainard, J., 2002, Three-dimensional monitoring of vadose zone infiltration using electrical resistivity tomography and cross-borehole ground penetrating radar, *Three-dimensional electromagnetics, Methods in Geochemistry and Geophysics*, 35, p. 260-272, Elsevier, New York.

計畫成果自評

本研究成功結合電磁波傳遞模擬與水文地質模型，用於驗證跨孔透地雷達之解析度與精確度，研究並發現以一般傳統之反演算程式，並採用曲線路徑作為演算方法，雖然可以正確的反推波速以及介電係數與含水量之分佈與數值，然而運用相同反演算法於透地雷達訊號衰減率之反演算上，卻產生相當之誤差，容易造成影像之誤判。因此未來提升透地雷達解析度之方向應朝向改善反演算程式之演算方式努力。本計劃原擬採用地下水模式分析與其結果作為水文地質模型，進一步模擬在動態環境下之雷達波訊號變化，並研究是否產生任何足以影響判讀之假影像(artifacts)產生。然而由於原計劃所提購買未飽和層地下水軟體操作介面之預算刪除，因此本研究僅可就現有詳細資料之水文地質模型，模擬在穩態(Steady state)狀況下之跨孔透地雷達解析度。對於動態環境下之解析度試驗則期待於下期計畫中編列相關預算購買並進行未飽和層地下水傳輸模擬來達成。

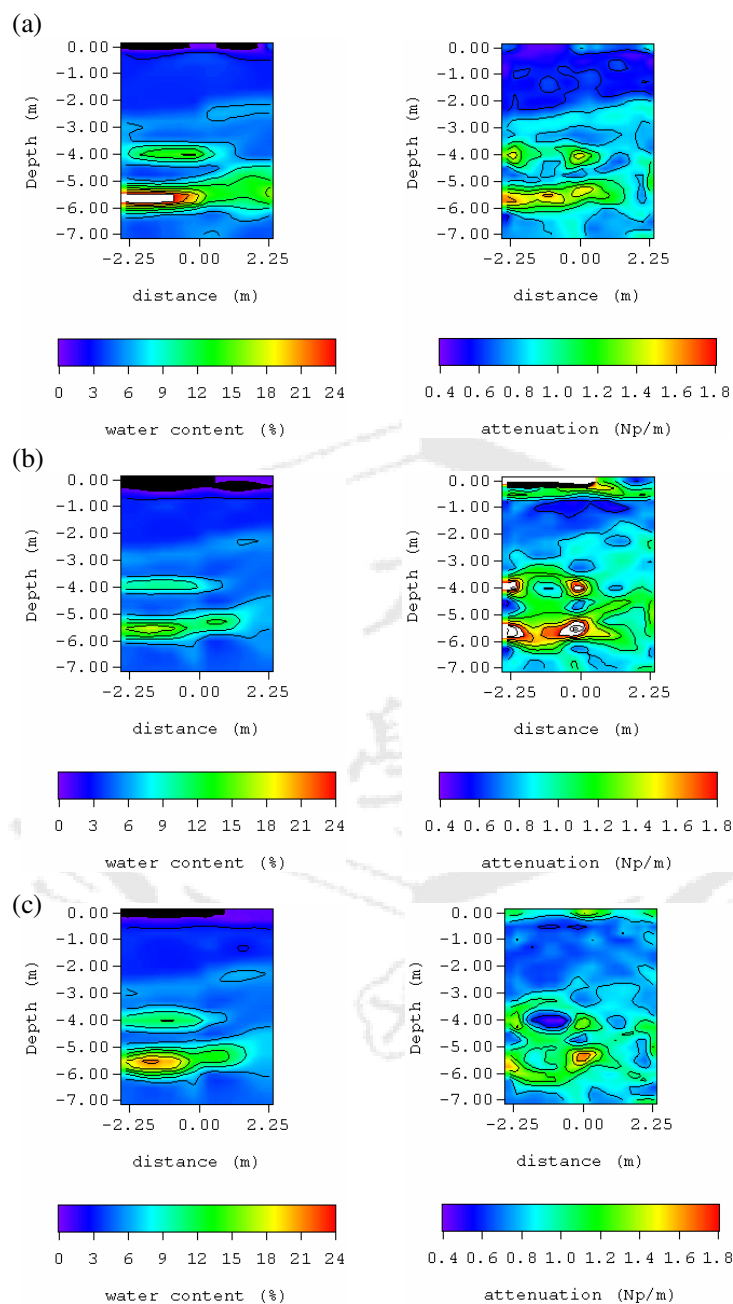


圖 3 (a)以簡單的直進波(Straight Ray Paths)模型，再經傳統直進波反演算(Inversion)處理後之斷層掃描含水量(左圖)與訊號衰減率(右圖)空間分佈影像；與(b)FDTD 數值模擬方法模擬電磁波傳遞，經傳統直進波反演算(Inversion)處理後之斷層掃描含水量(左圖)與訊號衰減率(右圖)空間分佈影像，以及(c)以 FDTD 數值模擬方法模擬電磁波傳遞，並以曲線(Curved Ray Paths)路徑反演算(Inversion)處理後之含水量(左圖)與訊號衰減率(右圖)空間分佈影像。