



電與電磁地球物理調查方法 協助地下水資源調查之應用

林鼎竣／國立中央大學地球科學學系 博士候選人

張竝瑜／國立中央大學地球科學學系 教授、地震災害鏈風險評估及管理研究中心 教授

嚴精明／國立中央大學地球科學學系 博士候選人

韓怡娜／國立中央大學地球科學學系 碩士

尤納坦／國立中央大學地球科學學系、中央研究院臺灣國際研究生學程 博士候選人

林格瑞／國立中央大學地球科學學系、中央研究院臺灣國際研究生學程 博士生

曾俊儒／國立中央大學地球科學學系 碩士生

謝孟勳／國立中央大學地球科學學系 碩士生

電與電磁地球物理方法在過去數十年的快速發展，其具非破壞性優點，目前被廣泛應用在地下水資源調查上。

本文由電與電磁地球物理方法的原理概述出發，進而列舉電與電磁地球物理對於地下水相關的應用，最後比較地電阻法與電磁地球物理方法的優點及局限性。期能於未來進行地下水資源管理及調查上，能加入地球物理方法來降低水文地質的不確定性，建置較完整且高解析度的水文地質架構模型。

前言

存在於地層裂隙或沉積物孔隙中的地下水，由於帶有溶解的鹽類離子，相較於岩石及礦物顆粒，孔隙地下水具有較佳的導電度。因此，存在於連通孔隙中的地下水的質與量，與地下介質的整體導電度息息相關，所以可以藉由量測地下的導電度／電阻率等物理特性，協助調查評估地下水資源的質與量。對於地下介質的物理特性調查，一般可以藉由非破壞的地球物理探勘調查方法進行；而在這些方法之中，電與電磁地球物理方法，能夠直接得到地下介質的電性構造，因此時常運用於地下水資源相關的調查任務。常見的地下水資源調查之電與電磁地球物理方法，包括地電阻方法、頻率域電磁方法及時間域電磁方法。

地電阻方法係利用一對與地面接觸良好之電極

（電流極），通入電流，藉由另一對電極（電位極）量測地下介質因電阻率的差異產生之電位差改變，推算地下空間之電阻率分布。而電磁地球物理方法，則是利用發射線圈通入電流所產生的主磁場，感應地下導體產生渦電流及次生磁場，並利用地表接收線圈，接收次生磁場進行分析之非破壞性探勘技術。由於電磁地球物理（Electromagnetic geophysics）方法不需設置良好接觸地面之電極，因此在佈設上相較於地電阻儀器較有效率。此外，對於地下水資源探勘之電磁法分類，一般可依其解析資料之方式，分為時間域（Time-domain）及頻率域（Frequency-domain）電磁方法。本文回顧並整理目前運用於地下水資源調查上，各種電與電磁地球物理方法之原理及案例，期能促進地下水相關跨領域科技之應用。

地電阻探測方法

地電阻法為將直流電或低頻交流電由一對電極通入地下，形成一個人工電場，再由另一對電極，量測兩極間的感應電位差，如圖 1 所示。根據歐姆定理 (Ohm's law) (1)，可得到電流 (I)、電位差 (V) 及電阻 (R) 的關係，並根據電位差變化計算地層的視地電阻率 (Apparent Resistivity)，進而再運用反演算方法逆推地層真實地電阻率 (True Resistivity)，了解地下的電性構造分布。

$$V = IR \quad (1)$$

運用上述原理，可假設在均質的地面上任意布上四根電極 (A 、 M 、 N 、 B)，經由一對電流電極 (A 、 B) 導入直流電或低頻之交流電，於地下建立人工電場；並利用另一對電極 (M 、 N) 測量電場在 M 、 N 間之電位差 (如，據此即可計算該地層的視電阻率 (Apparent Resistivity)，可推導出：地電阻法的基本施測原理為假設在一均質的地層上佈設四根電極，一對電流電極 (A 、 B) 及一對電位電極 (M 、 N)，藉由歐姆定理可以進一步計算出此均質地層的視電阻率 (Apparent resistivity)。

$$\begin{aligned} \Delta V &= \left(V_{\overline{AM}} - V_{\overline{AN}} \right) - \left(V_{\overline{BM}} - V_{\overline{BN}} \right) \\ &= \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \\ \rho &= \frac{\Delta V 2\pi}{I} \left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \right]^{-1} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\text{定義 } K = 2\pi \left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \right]^{-1}$$

式 (2) 可進一步簡化成：

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (3)$$

上式中， ρ 為視電阻率， I 為導入之電流大小， ΔV 為電位差， $V_{\overline{AM}}$ 、 $V_{\overline{AN}}$ 、 $V_{\overline{BM}}$ 、 $V_{\overline{BN}}$ 分別為個別電流電極對電位極之電位差， $\overline{AM}$ 、 $\overline{BM}$ 、 $\overline{AN}$ 、 $\overline{BN}$ 為電極間的距離，式 (2) 中 K 則稱之為幾何因子 (Geometric Factor)。

然而，由於地層並非均勻材質，因此視電阻率並不能代表地下地層的真实電阻率 (True Resistivity)，而是表示在對應之電極排列下，所有小於此深度的電性地層的綜合效應，在電極間距很小的狀況下，視電阻

率會接近表層的实际電阻率平均值，但隨電極間距逐漸增大，則會反映較深層電阻率與表層電阻率的加權平均值，而非實際地層的電阻率，地層的真实電阻率及深度需經過逆推處理求得。

地電阻測量可依探勘需求，藉由改變電極排列方式及間距，得到不同測深範圍、不同解析度的結果。一般來說，測深範圍與電極排列展距有關，展距越大，測深越深；地電阻的成像解析度與電極間距有關，間距越小，解析度較高，而電極不同排列方式形成陣列。常見的地電阻測勘的電極排列法甚多，各有其探測上的優點與限制，野外施測所選定使用的方法，則依探測目標及施測地點的地形而異。一般基本之常用電極排列有：施蘭卜吉排列 (Schlumberger Array)、溫奈排列 (Wenner Array) (圖 1)、雙偶極排列 (Dipole-dipole Array) (圖 2) 及雙極排列 (Pole-pole Array) 等。

一般常見的大區域地電阻測量方式，可以分為一維地電阻方法以及二維地電阻方法。一維地電阻法是運用上述的電極排列原則，固定電極中點位置，例如以施蘭卜吉與溫奈排列法為例，固定電位極 M 、 N 之中點位置，逐次增加電流極的間距，如此可在一個地點反應不同深度之電性分布。其優點是能快速了解地下一維地層分層大致概況，而缺點則是易受到側向不均質影響，產生錯誤的解釋。主動式電極串進行野外施測，儀器易於操作且可自動快速收取高密度的資料，圖 3 為儀器佈設示意圖。除了基本的四個電極量測 (A 、 B 、 M 、 N)，也可由電腦連接進行遠端操作，設定陣列的電極串編號及量測順序，自動收取陣列資

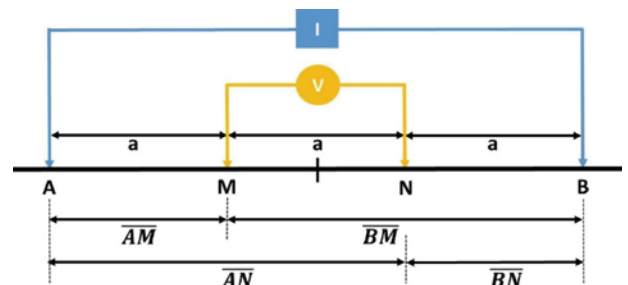


圖 1 溫奈排列 (Wenner Array) 示意圖

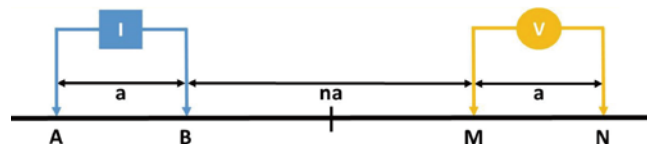


圖 2 雙偶極排列 (Dipole-dipole Array) 示意圖

料，並即時呈現初步資料點的擬似剖面，圖 3 為現地施測時的儀器配置。而二維地電阻方法則是運用前述之電極排列法，於地表沿一直線測線，改變電極間距與電極位置，如此可以測得測線之不同深度、不同位置之視電阻率分布，此種方法又稱為（二維）地電阻影像剖面法（Resistivity Image Profiling, RIP）。由於地電阻影像剖面法需逐次移動電流與電位之電極，因此對於中小範圍的環境監測與地下測勘，會搭配電極串進行施測，可以於測線上固定間距佈設電極，運用地電阻儀器設定陣列及電極量測順序，依預先選定之順序，逐次選用不同位置之電極分別作為電流與電位極（圖 3），如此可大幅減少施測時間，另外由於可以運用反饋疊加訊號，因此可減少訊號中之雜訊並提高解析度與增加施測深度，大幅提高影像解析度。

時間域電磁探測方法（TEM）

TEM 探測原理，類似透地雷達，但探測深度較透地雷達為深；一般透地雷達測深為十多公尺內，但 TEM 測深可達數十至數百公尺。TEM 探測的主要原理是以方波電流通入在地表面不接地的封閉線圈內（圖 4），如果將線圈內的電流突然切斷（圖 5），會使原先在封閉線圈周遭已經建立的磁場突然產生變化，依循法拉第感應定律，此變化將造成地下導體被感應產生次生磁場，該次生磁場，可被地表之接收線圈所測量。TEM 即是量測該次生磁場，由接收線圈記錄次生磁場之感應電動勢隨時間之變化值，藉以獲取地下岩層導電的相關物理特性，若目標物越好導電，電動勢會有越強的反應，越晚期訊號能反應越深部訊息，是一種效率極高的電磁探測方式。圖 6 展示良導體與不良導體暫態電壓衰減曲線圖，由輸出的暫態電壓值高低與其衰減的現象可據以研判地

下岩層的電阻率及其位置^[1]，在地質工程及環境污染偵測等方面應用相當廣泛。

時間域電磁方法使用的儀器設備，主要有：主機暫態電磁儀及三向量接收器等。圖 7 為暫態電磁儀，主要功能係輸出電流導入發射線圈以產生一次磁場，最大輸出電流為 30 A，並於接收線圈量測由二次磁場感應產生的暫態電壓，如圖 8 所示。時間域暫態電

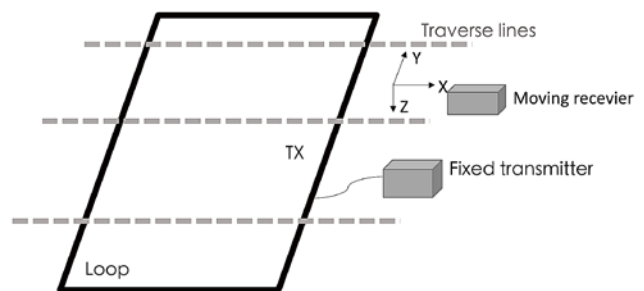


圖 4 常用的時間域電磁探測方法地面施配置圖

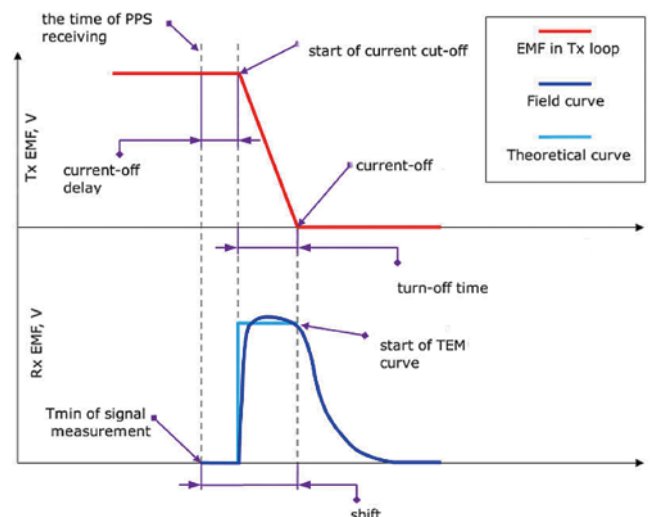


圖 5 TEM 系統在發射線圈內的階梯函數電流波形（上圖）與接收線圈內所產生的感應電動勢波形（下圖）^[2]

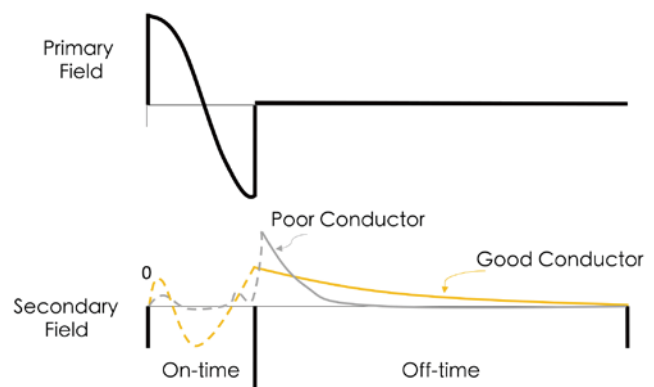


圖 6 良導體與不良導體暫態電壓衰減曲線圖。由暫態電壓值高低與衰減曲線斜率不同的現象可據以判斷目標的屬性是否為良導體^[1]

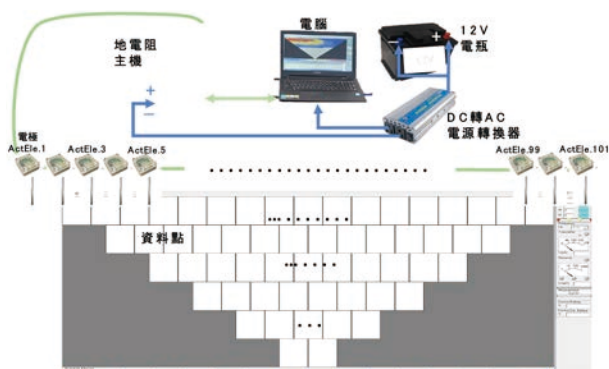


圖 3 地電阻探測儀器示意圖（儀器為 Lipmann 系統）

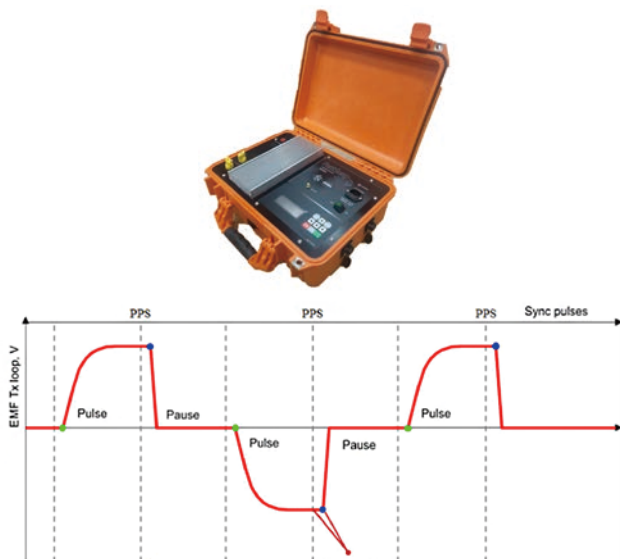


圖 7 TEM 主機與電池組，右圖為其發射的電壓曲線圖。
(本儀器為 FastSnap 發射主機)

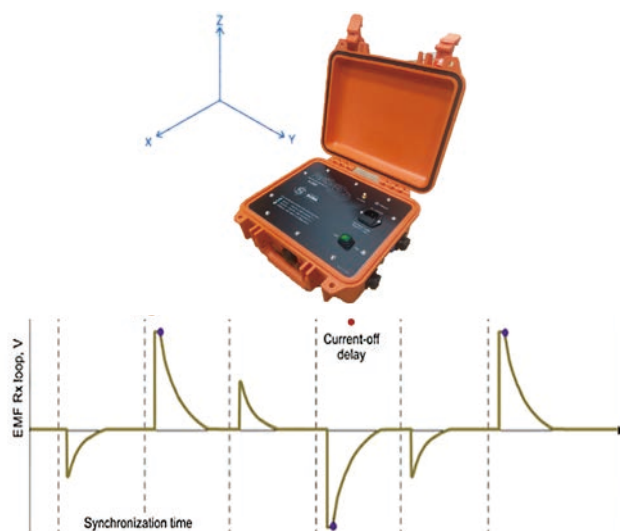


圖 8 接收器 (本儀器為 FastSnap 接收器)，主要功能係接受來自垂直於地面方向 (即 Z 軸) 與平行於地面 (即 XY 軸) 的二次磁場感應產生暫態電壓。右圖為其接收所產生的電壓曲線。

磁儀，主要目的在探查地下導體的位置，如地下水、礦脈探查及地層描繪、地下污染追蹤、工程基址調查等應用。運作模式為對發射線圈，通入方波函數的電流，以產生數千赫茲 (kHz) 的電磁脈衝，再接收並記錄從接收線圈內的暫態電壓，所謂暫態電壓是指從周遭導體所散射回來的次生磁場訊號。接收器主要功能係接受來自垂直於地面方向 (即 Z 軸) 與平行於地面 (即 X 或 Y 軸) 的次生磁場感應產生暫態電壓。內建多匝線圈與前置放大器，可針對每個分量的輸入進行獨立操作濾波與訊號增益。

時間域電磁法探測中，發射線圈與接收線圈的配置對於探測結果影響相當顯著，圖 9 為常用的二種線圈配置模式，一為共圈模式 (coincident loop)，發射線圈與接收線圈的形態與面積相似，可以測得大面積範圍內的平均效應，常用以探測深部目標，較適用於解析大範圍地層構造，另一為圈內模式 (in loop)，以接收線圈在發射線圈內移動接收訊號，接收線圈範圍越小，接收點越密集，越可以解析細部地層構造。每一量測點主要記錄地層的暫態電壓或阻抗，再以一維逆推其導電率，繪製調查範圍內地層視導電率分布圖，進而分析地層地質狀況。

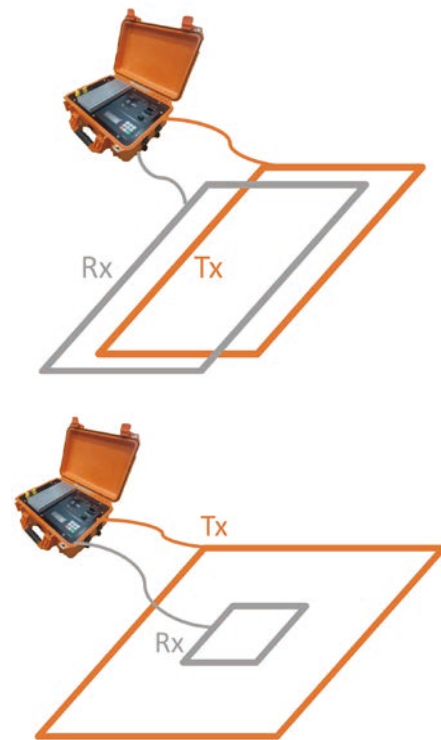


圖 9 暫態電磁法探測的線圈配置圖，左圖為共圈模式 (coincident)，常用以探測大面積的深部目標，右圖為圈內模式 (in loop)，以接收線圈在發射線圈內移動並接收訊號，可以解析細部構造。

電阻率與岩石／土壤水文特性之關係

此外，由於土壤和岩石主要由矽酸鹽礦物組成，它們本質上是絕緣體，代表它們具有低導電性。考量導電率／電阻率與土壤成分的性質 (粒徑分布、礦物學)、結構 (孔隙率、孔徑分布、連通性)、流體含量和流體相、溶解電解質的濃度、黏土含量和溫度有關。這些因素的關係可以由不同的經驗方程式描述：

Archie 定律^[3] 適用於不含黏土的沉積岩

$$\delta_a = \sigma_w \phi^m \quad (4)$$

式中 δ_a 為物體導電率， σ_w 為孔隙水導電率， ϕ 為介質孔隙度， m 為膠結因子。地層因子 (F) 的另一個表達式是：

$$F = \frac{\rho_r}{\rho_e} = a \phi^{-m} \quad (5)$$

其中 ρ_r 是岩石／土壤整體電阻率， ρ_e 是岩石電阻率， a 是飽和係數。

孔隙空間和孔隙幾何形狀是影響土壤和岩石電學性質的最重要因素。孔隙主要存在於節理、裂縫、空洞（石灰岩和白雲岩中的溶穴）和沈積岩中的粒間空隙中。與火成岩和變質岩相比，沉積岩通常孔隙更多，含水量更高，電阻率值更低。鬆散沉積物的電阻率值通常低於沉積岩。充滿空氣的孔隙空間可以顯著增加地下材料的電阻率。

飽和與非飽和土壤／沉積物的阿奇定律

根據 Archie's Law，我們可以得到地層電阻率與孔隙率、飽和度及孔隙水電阻率之關係：

$$\rho = a \rho_w \theta^{-m} S_w^{-n} \quad (6)$$

曲折係數 a 、飽和指數 n 和膠結係數 m 是常數，用於描述不同形狀的裂縫和某種滲透率的影響。滲透率描述了孔隙在岩石／土壤介質中是如何相互連接的。它包括沉積岩沉積中相互連接的孔隙空間的初級滲透率，以及裂縫和斷層產生的次級滲透率。圖 10 為本研究團隊於 2019 年至屏東地區地下水研究^[4]，電阻率與飽和度的關係，展示了符合阿奇定律的實驗數據，該定律適用於具有非導電固體顆粒的多孔介質。當這些孔隙充滿流體（地下水）時，電阻率會顯著減少，反之增加。

又體積含水量 (Θ) 可表示為孔隙率與飽和度的乘積：

$$\Theta = \phi S_w \quad (7)$$

一般而言，均質岩石與土壤的飽和指數 (m) 介於 1.8 至 2.2 間，膠結指數 (n) 值約為 2 左右。假設區域內飽和指數及膠結指數 $m = n \approx 2$ ，則可將式 5 簡化成：

$$\rho_t = a \rho_w \theta^{-2} \quad (8)$$

進一步我們若假設未飽和之含水量為 θ_u ，未飽和層地層電阻率為 ρ_u ；飽和層之體積含水量為 θ_s ，而飽和層

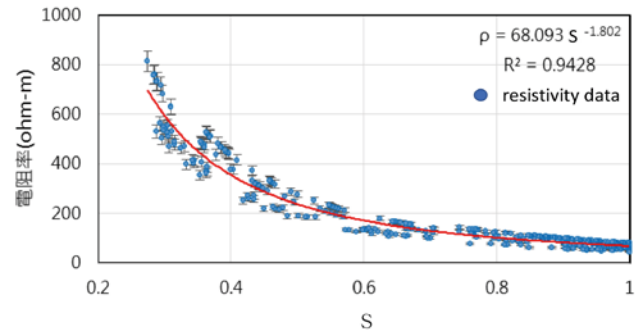


圖 10 平均孔隙率下電阻率與飽和度之間的關係

地層電阻率為 ρ_s ，則飽和與未飽和的地層中的體積含水量與電阻率的關係可表示為：

$$\frac{\rho_u}{\rho_s} = \frac{a \rho_w \theta_u^{-2}}{a \rho_w \theta_s^{-2}} \quad (9)$$

由上式利用比值關係消去參數 a 、 ρ_w ，可得電阻率與體積含水量的關係式為：

$$\frac{\theta_u}{\theta_s} = \sqrt{\frac{\rho_s}{\rho_u}} = S_r \quad (10)$$

S_r 為相對飽和度 (Relative saturation)，表示相對於飽和層的含水量，在未飽和層含水量的比值。飽和情況下，相對飽和度為 1，因此相對飽和度也會隨著未飽和層的含水量下降而變小，同樣由上式可知，電阻率越小，體積含水量則越大。

Archie 公式的 Simandoux 方程式^[5] 適用於含有黏土的岩石／土壤

$$\frac{1}{\rho_r} = \frac{V_{cl}}{\rho_{cl}} S_w + \frac{\Phi^n}{a \rho_w} = S_w^2 \quad (11)$$

其中 ρ_{cl} 是黏土的電阻率， V_{cl} 是黏土的體積分數。在黏土中，導電率與粒徑分布有關，其中電荷密度基本位於黏土顆粒表面。因此，黏土含量高的岩石具有電阻率低的特點。

作為溫度函數的電阻率的近似公式是 (Keller and Frischknecht^[6])：

$$\rho_{(T)} = \frac{\rho_{18^\circ C}}{1 + a(T - 18)} \quad (12)$$

其中 ρ 是電阻率， T 是溫度， a 約為 0.025，其中 $\rho_{18^\circ C}$ 是室溫 (18°C) 下的電阻率。對於半導體材料（大多數岩石，例如矽酸鹽、氧化物、碳酸鹽），溫度升高會降低電阻率，而對於導體（例如金屬），溫度升高會增加電阻率。

圖 11 顯示了在保持含水量飽和的情況下，土壤電阻率隨溫度升高呈顯著下降趨勢。在升溫初期，電阻率顯著下降。當溫度較高時，電阻率的下降範圍逐漸減小並趨於穩定^[7]。流體導電率還取決於溫度，因為溶液中離子的遷移率隨溫度增加；因此，溫度的升高會降低流體的電阻率。

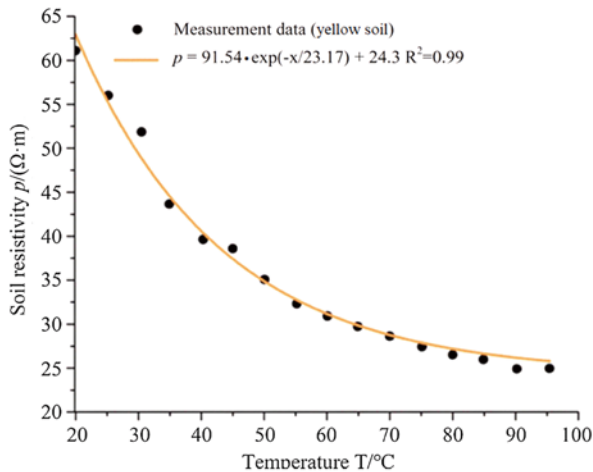


圖 11 土壤電阻率隨溫度變化的總體趨勢^[7]

介質的非均向性

層狀岩石可能具有較高的電非均向性；因此，歐姆定律的簡單形式可能不足以描述地下材料的電氣特性。因為電流不一定平行於外加電場，歐姆定律的簡單形式 $J = \sigma E = -\sigma \Delta V$ 可以改寫為：

$$J_i = -\sigma_{ik} \frac{\partial V}{\partial x_k} \quad i, k = 1, 2, 3 \quad (13)$$

其中 J 是向量電流密度， J_i 是電流密度的第 i 個分量， E 是電場向量， V 是電壓， i_k 是導電率張量的第 i, k 分量。在具有單個電流和電位電極的均質接地中，根據電阻率和與電流源的距離， V 的表達式為 $V = -I\rho / 2\pi r$ 。在各向異性地面中，有兩種電阻率：水平電阻率和垂直電阻率。電壓在水平和垂直方向的電阻率和距離方面的表達式為：

$$V = \frac{-I \cdot \sqrt{\rho_h \rho_v}}{2\pi r} = \frac{-I\rho_h \lambda}{2\pi r} \quad (14)$$

其中 $\lambda = \sqrt{\rho_v / \rho_h}$ 稱為各向異性係數（橫向電阻率與縱向電阻率的比值）。對於層狀岩石， λ 較高，尤其是頁岩和黏土。頁岩各向異性係數可高達 4.0。

此外，岩石或土壤的介電特性取決於孔隙度、飽和度和礦物成分。阿奇定律不能考慮礦物成分。有兩個主要方程描述了土壤和介電常數的關係：

$$\text{介電常數：} k_a = 3.03 + 3Q_v + 14Q_v^2 - 76.6Q_v^3$$

$$\text{第二個方程是 } \sqrt{k} = (1 - \Phi)\sqrt{k_s} + \Phi\sqrt{k_w} + (\Phi - S)\sqrt{k_a}$$

其中 Q_v 是體積含水量， k_s 、 k_w 與 k_a 分別是土壤、水與空氣的介導電率。 S 是含水量， Φ 是孔隙率。

電與電磁地球物理在水文地質上之應用案例

地電阻法的概念最早由 Wenner^[8] 及 Schlumberger^[9] 所提出，而後被廣泛應用在工程、考古、地質調查、環境汙染等。地電阻影像法在水文地質相關的應用研究，最近十年已有相當多的例子。例如 Meads *et al.*^[10] 曾經利用地電阻影像法描繪河道與附近掩埋場的情況，Michot *et al.*^[11] 則應用地電阻法監測土壤中的含水量，Bentley and Gharibi^[12] 利用二維及三維地電阻影像探討整治場址，Berthold *et al.*^[13] 整合水文地質與地球物理，運用二維及三維地電阻法及水文地質資料研究於加拿大北部地區溼地及融雪對於含水層的地下水補注情形。Saad *et al.*^[14] 則利用地電阻影像法在沖積扇的水文地質背景下了解含水層構造 Farzamian *et al.*^[15] 利用二維地電阻剖面法在葡萄牙里斯本地區砂岩層進行注水試驗來監測時序變化，結合 Archies'law 及 Van Genuchten^[16] 提出的飽水曲線模型來推估區域內未飽和砂岩層的水文參數。其研究結果顯示地區內的水力傳導係數範圍為 0.5 ~ 0.7 (cm/min)。Park *et al.*^[17] 運用二維地電阻剖面法在同一區域重複施測，界定電阻率變化率異常區域，繪出垃圾掩埋場滲漏液汙染範圍。

地電阻方法在台灣同樣被廣泛運用於許多地下水相關研究上，游峻一^[18] 應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法，研究台灣西南海岸平原環境變化。劉威行^[19] 在嘉義汙頭地區進行地電阻法應用於淺層地下水深度及含水層厚度。馮正一等人^[20] 應用地電阻剖面法比對鑽探結果，探討電阻率高低變化與土壤含水量變化的相關性。陳泓樟^[21] 與吳尹聿^[22] 則於濁水溪沖積扇地區，利用高解析的二維地電阻探測方法，協助調查扇頂礫石層與扇央泥質地層邊界之分布情形，以協助定義扇頂礫石補注區邊界之分

布。吳佳珊^[23] 同樣應用二維地電阻剖面法探測屏東平原地下水的補注邊界，並界定電阻率 $75 \Omega\text{m}$ 為補注邊界，大於邊界值則為礫石層補注區邊界內。張竝瑜等人^[24] 利用地電阻方法，於濁水溪沖積扇上游地區重建地下水位面分布，並利用二維地電阻的結果，量化推估比出水率等相關水文地質參數。林鼎竣^[25] 及張竝瑜等人^[26] 應用二維地電阻法結合 Van Genuchten 保水曲線模型及地下水觀測井，推估屏東平原扇頂地區及濁水溪沖積扇之非拘限含水層在乾濕季節的地下水位變化及比出水率。由於地電阻方法在地下電性地層的解析上，有著良好的效果，過去經驗亦驗證為一有效率且準確的探測地下水文地質工具。雖然佈線效率不及電磁地球物理方法，但可作為電磁地球物理探勘法準確度之驗證比較工具。

在電磁地球物理方法應用中，時間域電磁方法由於對於小於數百公尺之目標地層，具有一定之測深能力，因此經常被用來進行大面積地下水相關之輔助探測之用。Kanta *et al.*^[27] 整合了 TEM 和鑽井資料協助地下水資源管理，通過量測到的數據，計算地下水深度和含水層的厚度，並校正現有地層和斷層位態，更藉由電磁地球物理方法評估出最適合鑽井區域，以降低地下水調查及管理上的不確定性造成的成本。Lin *et al.*^[28] 結合 TEM 和磁共振探測（MRS）來定位潛在的地下水存儲並定位有利的鑽孔位置。Almeida *et al.*^[29] 則於巴西聖保羅州的 Paraná 盆地，利用 86 個 TEM 測站進行一維與二維反演算，並嘗試建立本區之三維水文地質模型。時間域電磁法除有對於地下水資源管理及調查外，對於污染及鹽水入侵等亦有許多應用，Metwaly *et al.*^[30] 運用 TEM 和地電阻法研究淺層含水層中的地下水污染，其中 TEM 提供了垂直向上的地下水電阻率變化，而地電阻提供側向分佈變化，並成功界定污染範圍，El-Kaliouby *et al.*^[31]、Trabelsi *et al.*^[32] 及 Gonçalves *et al.*^[33] 等成功地應用 TEM 來繪製淡水－鹽水界面。Kalisperi *et al.*^[34] 更利用 72 個站點中的 1179 個時 TEM 的調查網格，對希臘克里特島中北部 Geropotamos 含水層進行調查，得出了 1D 和 2D/3D 可視化模型電阻率結構，並指出了含水層中地下水的鹽鹼化區域。Chen^[35] 於台灣西南海岸，設置 330 個時間域電磁（TEM）測站，並進行一維平滑模型反演算，以建立淺層電阻率結構，其結果同時發現在其調查區北部海拔 20 至

120 m 處的砂與礫石含水層，電阻率分布約在 15 至 160 Ωm ，而研究區域南部的電阻率極低，小於 1 Ωm ，可能顯示存在海水入侵現象。因此，我們認為應可藉由快速大量之佈設 TEM 測點，並嘗試建立三維電阻率模型，可以提供建立區域淺層水文地質模型之相關參考依據。

電與電磁地球物理優點與局限性

一般來說，地電阻法與電磁地球物理方法對於水文地質應用有許多優點，兩者皆屬於非破壞性的地下探勘方法，能快速且用較低成本方式應用於探勘上，此外對於孔隙水、鹽水、重金屬及有機溶劑的污染物的敏感較高，能反映出明顯與背景地質不同的電性特徵，因此被廣泛用於地下水調查、環境污染及海水入侵等應用。本文比較了電與電磁地球物理方法在應用上的不同優點與其侷限性。

地電阻法優點與侷限性

地電阻法的技術在這幾十年來快速發展，由於儀器能以陣列串方式進行測量，且可現地不同情形的適用性來選擇相對應的電極陣列排列，能更快速且有效率收集高解析度的資料，並可以進行時序監測的應用，如 Chang 等人^[36] 運用地電阻剖面法於台灣屏東彭厝及大洲地區進行抽水試驗的時序監測，在連續抽水階段每十分鐘重複收集地電阻資料，並對不同時間所收集的電阻率分析，推估出水文地質參數。此外，對於地下電性分佈的變化，相較於電磁地球物理方法，地電阻對於側向電阻率變化有較佳的成像，因此有利於地下水流場的模型建置或藉由三維模型來調查地下水分布，適用於近地表的水文調查。

然而地電阻法的測量深度取決於測線的展距與陣列排列方式，一般而言，展距通常是探測深度的三到五倍，換言之，探勘目標的深度越深，需要越長的測線展距，但在現地調查時，往往會受限於施測環境。另外解析度則取決於電極間距的密集程度，若要取得更高解析度的成像，在相同測線展距下則需要佈設更多電極。相較於地電阻法，TEM 的探測深度較深，舉例來說，若用地電阻法調查約 100 公尺的深度需要超過 300 公尺以上的測線展距，然而 TEM 可以用約 50 公尺

的發射線圈得到超過數百米的測深，且在現地量測過程，TEM 的測量時間較地電阻快。

電磁地球物理方法的優點與侷限性

電磁地球物理方法因不需要佈設一直線的電極陣列，且不需要接地的電流極，所以相較於地電阻法較不會受限於地形限制且能快速進行量測。時間域電磁法具有比地電阻法更好的成像深度，特別是對於侷限含水層的探勘時能有較好的解析深度。此外，時間域電磁法的原理為量測感應的次生磁場訊號，越晚期訊號反應越深部訊息，與淺層反應的訊號無關，所以較不會受近地表的地質構造非均向性影響而失真，適用於深部水文地質調查，如地熱探勘及受拘限含水層等。

然而電磁地球物理方法對於人為噪訊如地下電纜、高壓電塔等干擾較敏感，會收到這些雜訊而影響資料品質，此外因為受限於發射線圈的截切時間（cutoff time）不夠短，無法取得較短時間的訊號而難以量測淺層目標，此外，對於側向的電阻率變化較低，因此通常 TEM 的解釋會以一維結果來解釋。

雖然地電阻與電磁地球物理方法因為原理不同而各有其侷限性，但同樣也可藉由兩種方法的優點來彌補成像深度、解析度上的不足，對於地下水資源調查仍有相當的實用性。

結論與展望

電與電磁地球物理方法的發展在過去數十年快速進步。地電阻法從最初的四極法，需要逐一移動電極進行量測，到現今儀器技術的精進，使用電極陣列串收集，有更良好解析度且易於操作，對於淺層地下水及地下水補注區域有許多成果。電磁地球物理方法，被應用於大範圍區域及深部地層的探勘，能快速量測到地下電性構造。

台灣在過去地下水調查最直接的方法為鑽井，目前台灣已有超過 800 口觀測井，且持續增加中，然而由於觀測井分布不均，增加觀測井間水文地質地的不確定性，另外除了部分地區有進行抽水試驗外，大多缺乏相關水文參數，因此我們可以應用地電阻與電磁地球物理方法的特性應用在地下水文地質調查，有助於地下水資源管理及調查，未來可以藉由結合現有觀測井資料及電與電磁地球物理方法的研究，比較鑽井結果進行聯合反

演算（Joint Inversion），降低不確定性，建置出更完整且高解析度的三維水文地質架構模型。

參考資料

- Allard, M. and Milkereit, B. (2007), On the origin of the HTEM species. Paper presented at the Proceedings of exploration.
- M.V. Sharlov, N.O. Kozhevnikov, and R.V. Sharlov (2017), Lake Baikal – A Unique Site for Testing and Calibration of Near-surface TEM Systems. Near Surface Geoscience 3-7 September 2017, Malmö, Sweden. 5 pp. doi: 10.3997/2214-4609.201702038
- Archie, G.E. (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Transactions of the AIME, 146(01), 54-62.
- Lin, D.-J.(2020), The Estimation of the Groundwater Table and Specific Yield of Unconfined Aquifer with 2D Electrical Resistivity Imaging in the Pengcuo area of Pingtung Plain, Taiwan, National Central University.
- Simandoux, P. (1963), Dielectric measurements on porous media, application to the measurements of water saturation: study of behavior of argillaceous formations. Revue de L'institut Francais du Petrole, 18(Supplementary Issue), 193-215.
- Keller, G.V. and Frischknecht, F.C. (1966), Electrical methods in geophysical prospecting.
- Wen, X., Jing, M., Cai, H., Zhang, Y., Hu, S., Teng, Y., and Lu, H. (2020). Temperature characteristics and influence of water-saturated soil resistivity on the HVDC grounding electrode temperature rise. International Journal of Electrical Power & Energy Systems, 118, 105720.
- Wenner, F. (1912), The four-terminal conductor and the Thomson bridge: US Government Printing Office.
- Schlumberger, C. (1920). Etude sur la prospection electrique du sous-sol: Gauthier-Villars.
- Meads, L.N., Bentley, L.R., and Mendoza, C.A. (2003), Application of electrical resistivity imaging to the development of a geologic model for a proposed Edmonton landfill site. Canadian Geotechnical Journal, 40(3), 551-558.
- Michot, D., Benderitter, Y., Dorigny, A., Nicoulaud, B., King, D., and Tabbagh, A. (2003), Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography. Water Resources Research, 39(5).
- Bentley, L.R. and Gharibi, M. (2004), "Two-and three-dimensional electrical resistivity imaging at a heterogeneous remediation site", Geophysics, V. 69, No. 3, pP. 674-680.
- Berthold, S., Bentley, L.R., and Hayashi, M. (2004), Integrated hydro-geological and geophysical study of depression-focused groundwater recharge in the Canadian prairies. Water Resources Research, 40(6).
- Saad, R., Nawawi, M., and Mohamad, E. (2012), Groundwater detection in alluvium using 2-D electrical resistivity tomography (ERT): Electronic Journal of Geotechnical Engineering, V. 17, PP. 369-376.
- Farzamian, M., Monteiro Santos, F.A., and Khalil, M.A. (2015), Estimation of unsaturated hydraulic parameters in sandstone using electrical resistivity tomography under a water injection test. Journal of Applied Geophysics, 121, 71-83. doi:10.1016/j.jappgeo.2015.07.014
- Van Genuchten, M.T. (1980), A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils 1. Soil science society of America journal, 44(5), 892-898.
- Park, S., Yi, M.J., Kim, J.H., and Shin, S.W. (2016), Electrical resistivity imaging (ERI) monitoring for groundwater contamination in an uncontrolled landfill, South Korea. Journal of Applied Geophysics, 135, 1-7. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.07.004

18. 游峻一 (2003), 應用直流電阻法與人控音頻大地電磁波法研究台灣西南海岸平原環境變遷, 博士論文, 國立中央大學。
19. 劉威行 (2007), 地電阻法應用於淺層地下水偵測: 嘉義汴頭地區, (碩士 地球科學類), 國立中正大學。
20. 馮正一、鄒佩蓉、陳奕凱、鄭旭涵 (2011), 應用地電阻剖面法於土壤地層水份變化與 SPT-N 值比對。
21. 陳泓樟 (2000), 利用二維地電阻探測方法調查彰化地區濁水溪沖積扇頂地下水補注區邊界之研究, 國立臺灣海洋大學應用地球科學研究所碩士論文, 共 68 頁。
22. 吳尹聿 (2011), 雲林地區濁水溪沖積扇地下水補注地質敏感區地電阻勘查, (地球科學類), 國立臺灣海洋大學。
23. 吳佳珊 (2013), 利用地表地電阻法協助劃定屏東平原地下水補注區邊界之研究, 國立海洋大學碩士。
24. 張竝瑜、陳宇文、蔡瑞彬、張良正、江崇榮、林海倫、陳祐誠 (2013), 應用一維地電阻於水力傳導係數推估 - 以濁水溪沖積扇第一含水層為例, 中國土木水利工程學刊, 第 25 卷, 第 4 期, 311-321 頁。
25. 林鼎竣 (2020), 運用二維地電阻影像法推估屏東平原扇頂地區非拘限含水層在乾濕季之地下水位變化及比出水率, 國立中央大學。
26. 張竝瑜、姚馨如、吳昱昌、宋家宇、林鼎竣、嚴精明、張良正、陸挽中、賴慈華 (2020), 用二維地電阻時序觀測方法推估非拘限含水層地下水位面變動及區域比出水率 - 以濁水溪中游名竹盆地為例, 地工技術, 第 165 期, 第 31-42 頁。
27. Kanta, A., Soupios, P., Barsukov, P., Kouli, M., and Vallianatos, F. (2013), Aquifer characterization using shallow geophysics in the Keritis Basin of Western Crete, Greece. *Environmental earth sciences*, 70(5), 2153-2165.
28. Lin, J., Lin, T., Ji, Y., Chen, Z., Zhao, Y., and Li, H. (2013), Non-invasive characterization of water-bearing strata using a combination of geophysical techniques. *Journal of Applied Geophysics*, 91, 49-65.
29. Almeida, E.R., Porsani, J.L., dos Santos, F.A.M., and Bortolozzo, C.A. (2017). 2D TEM modeling for a hydrogeological study in the Paraná Sedimentary Basin, Brazil. *International Journal of Geosciences*, 8(5), 693-710.
30. Metwaly, M., Elawadi, E., Moustafa, S.S., Al Arifi, N., El Alfy, M., and Al Zaharani, E. (2014), Groundwater contamination assessment in Al-Quwy'yia area of central Saudi Arabia using transient electromagnetic and 2D electrical resistivity tomography. *Environmental earth sciences*, 71(2), 827-835.
31. El-Kaliouby, H. and Abdalla, O. (2015), Application of time-domain electromagnetic method in mapping saltwater intrusion of a coastal alluvial aquifer, North Oman. *Journal of Applied Geophysics*, 115, 59-64.
32. Trabelsi, F., Mammou, A. B., Tarhouni, J., Piga, C., and Ranieri, G. (2013), Delineation of saltwater intrusion zones using the time domain electromagnetic method: the Nabeul-Hammamet coastal aquifer case study (NE Tunisia). *Hydrological Processes*, 27(14), 2004-2020.
33. Gonçalves, R., Farzamian, M., Santos, F.A.M., Represas, P., Gomes, A. M., de Pina, A. L., and Almeida, E. P. (2017), Application of time-domain electromagnetic method in investigating saltwater intrusion of Santiago Island (Cape Verde). *pure and applied geophysics*, 174(11), 4171-4182.
34. Kalisperi, D., Kouli, M., Vallianatos, F., Soupios, P., Kershaw, S., and Lydakis-Simantiris, N. (2018), A transient electromagnetic (TEM) method survey in north-central coast of Crete, Greece: Evidence of seawater intrusion. *Geosciences*, 8(4), 107.
35. Chen, C.S. (1999). TEM investigations of aquifers in the southwest coast of Taiwan. *Groundwater*, 37(6), 890-896.
36. Chang, P.-Y., Chang, L.-C., Hsu, S.-Y., Tsai, J.-P., and Chen, W.-F. (2017), Estimating the hydrogeological parameters of an unconfined aquifer with the time-lapse resistivity-imaging method during pumping tests: Case studies at the Pengtsuo and Dajou sites, Taiwan. *Journal of Applied Geophysics*, 144, 134-143. 



土木水利 雙月刊

向您約稿

本刊出版有關土木水利工程之報導及論文, 以知識性、報導性、及聯誼性為主要取向, 為一綜合性刊物, 內容分工程論著、技術報導、工程講座、特介、工程新知報導及其他各類報導性文章及專欄, 歡迎賜稿, 來稿請 email: service@ciche.org.tw 或寄 10055 台北市中正區仁愛路二段 1 號 4 樓, 中國土木水利工程學會編輯出版委員會會刊編輯小組收, 刊登後將贈送每位作者一本雜誌, 不再另致稿酬; 歡迎以英文撰寫之國內外工程報導之文章, 相關注意事項如後:

- 工程新知及技術報導, 行文宜簡潔。
- 技術研究為工程實務之研究心得, 工程講座為對某一問題廣泛而深入之論述與探討。工程報導為新知介紹及國內外工程之報導。
- 本刊並歡迎對已刊登文章之討論及來函。
- 工程論著及技術研究類文章, 由本刊委請專家 1~2 人審查, 來文請寄電子檔案, 照片解析度需 300dpi 以上。
- 文章應力求精簡, 並附圖表照片, 所有圖表及照片務求清晰, 且應附簡短說明, 並均請註明製圖者及攝影者, 請勿任意由網站下載圖片, 以釐清版權問題。