

直流電阻探勘法在含水層 水文參數推估之應用

楊潔豪¹

節 要

本文探討地電阻法的測勘原理，加強說明其在地下水調查上的應用，特別是如何以地電阻測勘所獲地電參數配合已有井內的含水層的水文參數來建立兩者間的關係式，有助於對無鑽井地區的地下水參數推估及地下水評估。

為瞭解地電參數推估含水層的水文參數在臺灣地區應用的可行性，選定濁水溪沖積扇作地電阻測勘及含水層的水文參數推估。研究結果顯示地電阻法確能提供測區有關地下水資訊。

關鍵詞：地電阻法、水文參數

前 言

直流電阻法為諸多地球物理電探法中發展較早(約 1800 年代)的測勘方式，此法是利用地層因岩性、孔隙率、含水鹽度及其流動狀況等不同，導致導電性有差異(即導電率不同)。當由地表通電流入地層，流經其內之電流會受地層阻抗影響，而反應出電性上的差異(如電流流向及電位分佈等)，以此差異特性，作為地層岩性推估及地下構造描繪的依據。此利用地層對通過的電流所呈現的導電性(或電阻率)差異而分辨出的地層稱之為「電性地層」，地電阻測勘就是以電性地層的分佈與特性來研究地層的特性與構造。一般地層、岩石及礦物的電阻率分佈狀況如表一所示，表中顯示火成岩及變質岩有較小值的導電率，沉積岩有較大值的導電率。表二為透水層、難透水層及不透水層的電阻率分佈情形，透水岩層導電性較佳，

¹ 國立中央大學應用地質研究所

表一 地層、岩石及礦物的電阻率(ρ) (志村馨, 1964)

岩 層	ρ (Ω -m)	岩 層	ρ (Ω -m)
礫 層	$10^2 \sim 10^4$	玄 武 岩	2×10^4
砂 礫 層	$10^2 \sim 10^4$	閃 綠 岩	5×10^4
粉 砂 層	$10 \sim 5 \times 10^2$	片 麻 岩	$2 \times 10^2 \sim 4 \times 10^4$
粘 土 層	$0.8 \sim 10^3$	花 崗 岩	$3 \times 10^2 \sim 10^4$
砂 岩	$3 \times 10 \sim 10^5$	石 英 岩	$10^3 \sim 2 \times 10^5$
頁 岩	$0.8 \sim 10^4$	結 晶 片 岩	$2 \times 10^2 \sim 2 \times 10^4$
集 塊 岩	10^2	熔 岩	$10^3 \sim 5 \times 10^4$
粘 板 岩	$4 \times 10 \sim 10^3$	海 水	0.3
石 灰 岩	$6 \times 10 \sim 5 \times 10^5$	淡 水	$10 \sim 10^2$
砂 層	$10^2 \sim 10^3$		

表二 透水層、難透水層及不透水層的電阻率(ρ) (志村馨, 1964)

	岩 石	ρ (Ω -m)	
		乾	濕
透 水 層	礫	1000 ~ 15000	200 ~ 10000
	砂 礫	1000 ~ 7000	200 ~ 5000
	砂	300 ~ 7000	100 ~ 700
	礫 岩	300 ~ 18000	100 ~ 500
	砂 岩	200 ~ 2500	100 ~ 500
	粉 砂	500 ~ 5000	100 ~ 1000
難 透 水 層	凝 灰 岩	100 ~ 1000	
	粉 砂	< 100	
	粘 土	< 100	
	泥 灰 岩	< 100	
	頁 岩	< 100	
不 透 水 層	花 崗 岩	1000 ~ 10000	
	安 山 岩	200 ~ 10000	
	玄 武 岩	20000	
	結 晶 片 岩	200 ~ 20000	
	片 麻 岩	200 ~ 20000	
	熔 岩	1000 ~ 20000	
	石 灰 岩	60 ~ 500000	

相同的岩性，潮溼岩層又較乾燥的岩層有較高的導電率。

直流電阻法在水文地質上的應用亦係利用地層中岩性及含水特性不同，由通入其內之電流所呈現的電位分佈之變化來分析含水層分佈、深度、厚度及沈積環境等，並可用來推估水文參數，以作為地下水資源規劃及相關研究的參考。

地電阻法的基本理論

直流電阻法施測乃是在地表以直流電或低頻交流電經由一對電極(稱電流極 A 與 B)通入地層中建立一入為電場。其在地層內的等電位面與電力線相互垂直(圖一)。地層因岩層組成及其位態不同，導電性有所差異，使通入的電流及反應的電位分佈形態有所變化。此可在地表上藉另一對電極(稱電位極 M 與 N)來量測其間的電位差變化，此電位差與通入地下的電流強度、電位極間相對位置及地層的導電率有關。依據公式可計算出測點下所對應均質、均向、一定深度範圍內(與電流極間距成正比)地層的導電率。藉在地表不同測點，以上述方式作一連串的量測，將資料加以分析、處理便可推知各測點下的導電率，進而建立地下的電性構造形貌。以下簡單的敘述計算地層電阻率的原理。

在均質半無限空間的地層，當由地表電流極 A、B 通入地下的電流強度為 I 時，由電位極 M、N 量測其間的電位差值為 ΔV ，兩者關係可以下式表示：

$$\Delta V = \frac{\rho_m I}{2\pi} \left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\} \dots\dots\dots (1)$$

式中 ΔV 為兩電位極間的電位差

ρ_m 為地層介質的電阻率

I 為通入地層的電流強度

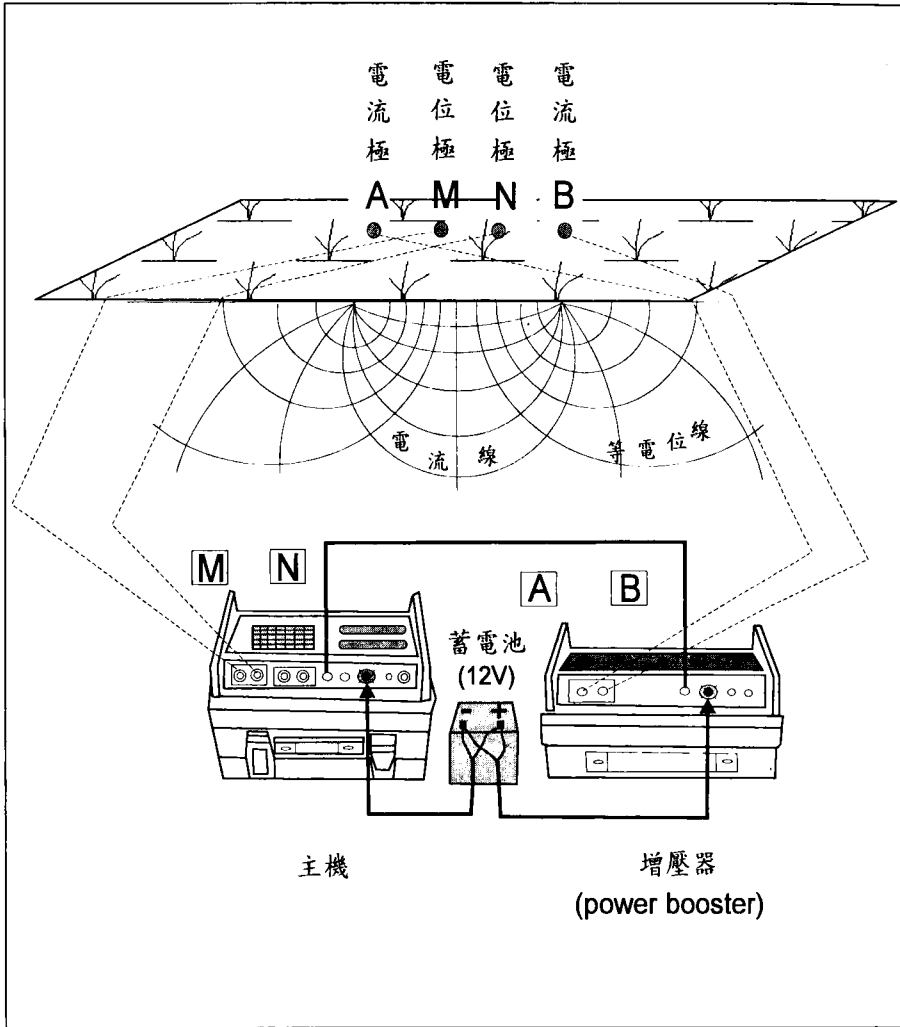
\overline{AM} 、 \overline{BM} 、 \overline{AN} 、 \overline{BN} 為電流極至電位極之間的距離

式(1)可以改寫如下

$$\rho_m = K_g \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (2)$$

$$\text{式中 } K_g = 2\pi \cdot \left\{ \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right\}^{-1} \dots\dots\dots (3)$$

此處 K_g 稱為幾何因子，與電極間相對位置有關。由於上式的推導必需假設地下電性地層是一電性均質、均向半空間介質。但實際上，地下電性地層多為非均質及非均向介質。因此由式(2)計算出的電阻率稱為「視電阻率」 ρ_a (apparent resistivity)，即



圖一 地電阻法測勘示意圖。

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \dots\dots\dots (4)$$

故視電阻率通常不代表地下各地層之實際電阻率，而是代表在某種電極排列下，某一深度內所有電性地層之綜合電性效應。電流極間距愈大，愈能反應較深地層之性質。通常作地電阻探測時，電流極以四電極對稱中點為待測點，並沿四極連線的延線以待測點為中點作對稱展開，逐次增加電流極間距，並計算對應之視電阻率。施測結果以電流極間距為橫坐標，對應之視電阻率為縱坐標，繪成之曲線稱為垂直測深電探(vertical electrical sounding)曲線，簡稱 VES 曲線。可定性說

明地層由淺至深的電性反應，此法稱為垂直測深電探法。VES 曲線經逆推計算後，可獲得待測點下之各地層的厚度及其電阻率。如測勘時，各電極之間距保持不變，逐次將四電極同時沿一定方向移動，並計算其視電阻值。測勘結果以各次施測時之四極中點為橫坐標，對應之視電阻率為縱坐標，可獲得地層沿地表該方向一定深度的側向電性變化，稱之為剖面(profileing) 法。

電極排列

以地電阻法探測地下水，野外施測多以施蘭卜吉電極排列(Schlumberger array) 法做垂直測深電探，通常在施測時，電流極 A、B 與電位極 M、N 在同一直線上，兩電位極在內，電流極在外，電流極間距遠大於電位極間距。施測時，電流極以四極中心點為待測點向兩側作對稱之排列量測。野外測勘探電極對稱於待測點排列具有以下優點：

1. 對稱排列法置電位偶極於內側且以待測點為對稱中心。當地層為水平時，兩電位極之值大小相等，符號相反，亦即兩電位極的電位差為訊號疊加，故可增至原個別訊號的兩倍。計算視電阻率時，除以電流值以作歸一化。上述動作含有疊加平均的作用，因此對於小角度傾斜地層或側向變化地層，具有平均或壓抑的效果。

2. 當電流極固定時，置電位偶極於中心點兩側，可擷取在內側下地層響應最深處的訊號。以施蘭卜吉對稱排列法施測，需較長的半展距，受地表人為建築物及地形限制較大，然而所得之資料品質較為穩定，故對於淺至中深部之深度的探測仍常用此法。

由於當電流極之距離加大時會使電位極間之電位梯度降低，因此，為獲得較大之電位差，在電流極展距增至某一距離時，須加大電位極間距以測得較強的訊號。但是在更換電極間距時常會造成視電阻率之跳動，其主要原因之一為電流極與電位極間距之比改變而造成，此一因素所造成之跳動較小，可由視電阻率曲線變化趨勢或以濾波法加以修正(Koefoed, 1979)；另一原因為改變電位極展距時所帶進來之地層不均性影響。

資料處理

如前節所述，野外測勘所獲得的電阻率稱為視電阻率，視電阻率通常不代表

地下各電性地層的實際電阻率，而是代表在某種電極排列狀況下深度小於某範圍內(例如 Schlumberger 排列是電流極間距之半)的所有電性地層綜合效應，如欲獲得真實的電性地層參數，必須以適當的逆推運算處理。

常使用的一維資料逆推處理系統多係依據 Jupp and Vozoff (1975)用二階馬魁達法(second order Marquardt method)穩定逆推過程，所發展出之逆推理論。順推則以 Ghosh(1971)之回旋(convolution)運算方式進行。逆推時建立電性地層的起始模型是以 VES 曲線半展距為地層的起始厚度，以對應的視電阻值為地層的起始電阻率(Zohdy, 1989)。運用此法對起始電性地層層數及電阻率不需事先設定，運算時只需依起始模型逆推出之電性地層進行併合及修改。故建立起始模型無需猜測，頗具靈活性。設計程式時，不僅需對觀測點資料適當加權，同時也可以已知井下資料適當控制逆推出之物理量。經此計算可推求出各地層真實電阻率及厚度。經由各測點分析出的電性地層作對比，若與鄰近測點所得的電性地層特性相似，可視為相同層位，再配合井下地質等資料，可以對地下地層形貌作合理解釋。

茲將電阻測勘資料的一般處理過程(圖二)簡述如下：

1. 由野外施測所得各測點之觀測值，依電極排列方式，計算其對應之視電阻率，並輸入電腦建立野外測勘資料庫，同時繪出 VES 曲線。由此資料庫之各 VES 曲線，由程式自動設定起始電性地層模型，進行一維自動逆推，獲得一維水平多層電性地層模型解。

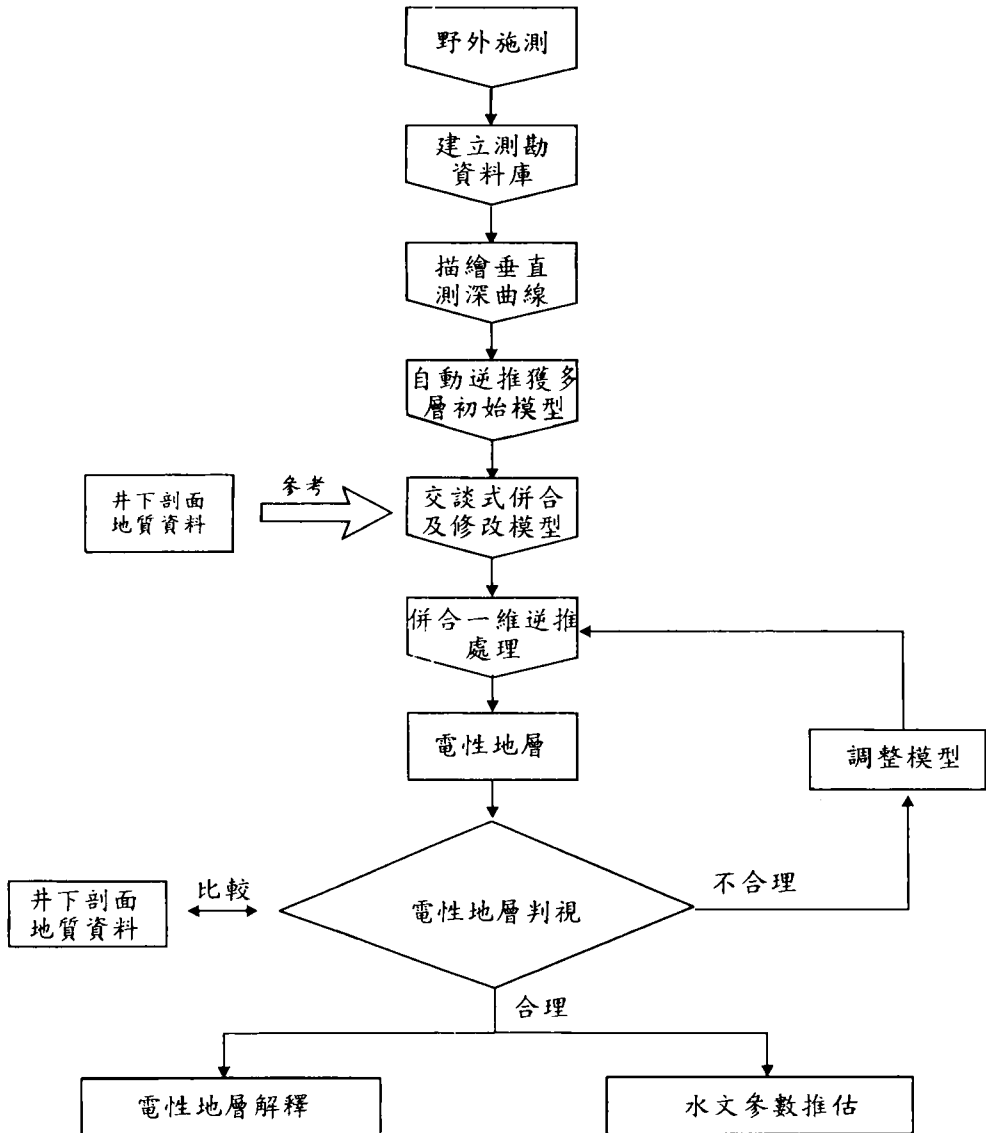
2. 根據步驟 1 所獲一維水平多層電性地層模型解，配合井下地質資料及 VES 曲線特性，對一維水平多層電性地層模型進行併層，再作逆推，以獲得電性地層的較合理解。

3. 由所得電性地層模型算出其理論曲線，將之與觀測曲線擬合，並配合井下地質資料，判識電性地層解之可接受性。若擬合程度差或不合理，則調整步驟 2 建立之電性地層模型，並改變地層參數之加權係數等，重新併合逆推。

4. 若電性地層判識合理，則視此電性地層為可接受模型。用來進行地層剖面分析及含水層層態判定及導水係數推估等。

地電參數與水文地質參數相關性

在含水層內，電流係沿地層阻抗最小的路徑傳導。地下水流動亦如此。電流的傳導主要在孔隙內和/或其周圍進行，所以相同含水層之電阻率受孔隙率和孔隙



圖二 地電阻法資料處理流程圖。

水導電度影響較大，而受含水層材料影響較小。因孔隙內電流流線和水力流線類似，故地層電阻率將反映水力導數(hydraulic conductivity) (Sri Niwas and Singhal, 1985)，有關地電阻參數與水文參數相關性研究，如表三。

對一固定材料的含水層而言，其水力導數和電阻率成反比(圖三)，但其相關性隨組成材料粒徑的改變而大致成正比改變，也就是在各個岩相的關係曲線隨著

表三 前人研究之地電阻參數與水文參數相關性文獻

年代	作者	內容
1942	Archie	<p>提出阿奇定律(Archie's Law)描述岩層的電阻率與各影響因子間的關係</p> $Fa = \frac{\rho_0}{\rho_w} = a \cdot \phi^{-m}$ <p>式中 ρ_0 : 含飽和水岩樣之電阻率 ρ_w : 孔隙水之電阻率 ϕ : 孔隙率 a, m : 為實驗常數 Fa : 稱作地層因子</p>
1947	Maillet	<p>提出達查洛克參數(Dar-Zarrouk Parameter)的觀念, 可作為含水層之水力導數評估</p> $R = \sum h\rho$ $S = \sum \frac{h}{\rho}$ <p>式中 R : 橫向電阻 S : 縱向電導 h : 含水層厚度 ρ : 含水層電阻率</p>
1970	Chouker	<p>由實驗的結果得知, 對某一固定的粒徑而言, 其孔隙率與水力導數成正比, 而電阻率與水力導數成反比; 但在實際野外中, 粒徑是可變的, 所以電阻率與水力導數成正比</p>
1977	Kelly	<p>在美國東北的 Rhode Island 利用地電法預估冰川外洗帶含水層之水力導數, 並建立含水層電阻率 ρ 和水力導數 K 的經驗關係及含水層地層因子 Fa 與水力導數 K 的半經驗式。</p>
1981	Sri Niwas, Singhal	<p>利用 Kelly(1977)的資料在含水層之電導率與水力導數的乘積為常數的假設下, 建立導水係數(T)與橫向電阻的解析關係:</p> $T = (K\sigma)R = Kh$ <p>式中 h : 含水層厚度 R : 橫向電阻 T : 導水係數 σ : 地層電導率</p>
1981	Kosinski, Kelly	<p>首先提出歸一化電阻率 (normalized resistivity), ρ', 也就是將視地層因子乘上平均之孔隙水電阻率, 使視地層因子轉變為一具有電阻率單位的地電參數, 並提</p>

表三 (續) 前人研究之地電阻參數與水文參數相關性文獻

年代	作者	內容
		出歸一化橫向電阻與導水係數之經驗式
1983	Allesand- rello, Lemoine	由數個沖積盆地的地電資料, 求得水力導數與地層因子在對數軸上的線性關係
1984	Kelly, Reiter	研究異向性對電阻率與水力導數相關性的影響, 發現異向性對縱向電阻率與水力導數相關性的影響遠大於橫向電阻率
1984	Mazac, Landa	以砂泥互層模型試驗來求得縱向水力導數、橫向水力導數、縱向電阻率、橫向電阻率之間的相關性
1985	Sri Niwas, Singhal	根據歸一化電阻率觀念, 將 $T = (K\sigma)R$ 修正為 $T = (K\sigma')R'$ 式中 $R' = \sum \rho'h$
1995	Yadav	在印度對 Jayant Aquifer 的研究發現, 歸一化電阻率和導水係數比歸一化電阻率和水力導數有較佳相關性, 故提出導水係數與歸一化電阻率之關係式 $T = (KS')\rho'$ 式中 $S' = \sum h / \rho'$

組成材料粒徑的增大而向右上方移動, 所以整體看來, 水力導數和電阻率是成正比的(Chouker, 1970), 此一結論亦符合含水層粒徑為變數的實際狀況。水力導數對孔隙率的相關性亦有類似的結果。

Sri Niwas and Singhal(1981)提出導水係數 T 、水力導數 K 、電導率 σ 及橫向電阻 R 間關係式

$$T = (K\sigma)R \dots\dots\dots (5)$$

其中

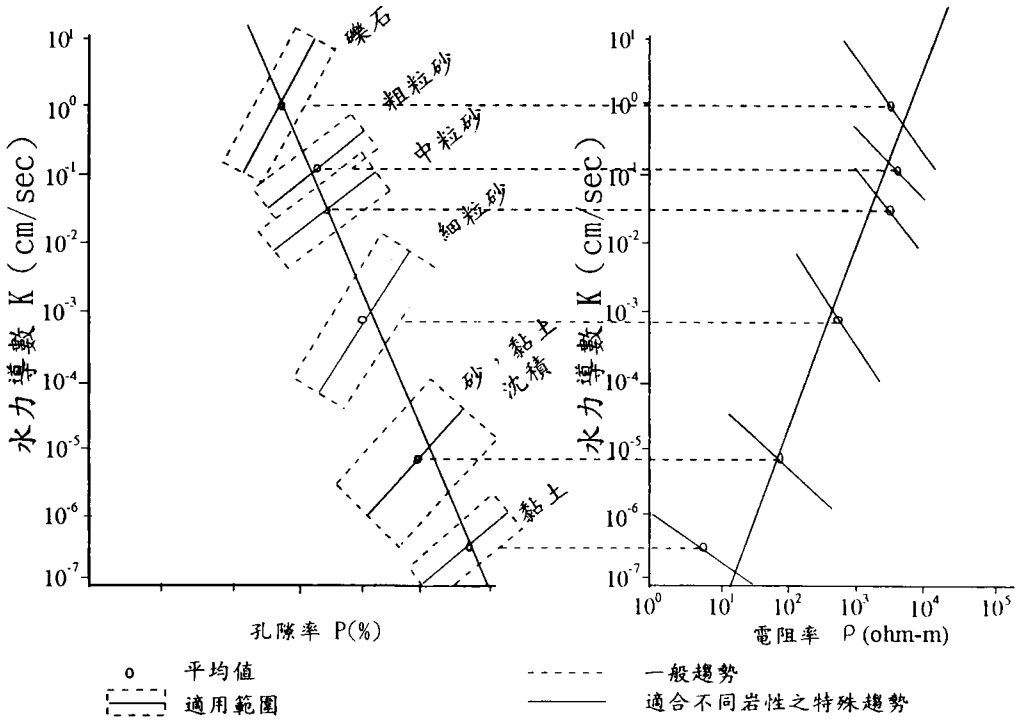
R 為橫向電阻, 即 $R = \sum \rho h$

ρ 為含水層電阻率, 為電導率 σ 的倒數

h 為含水層厚度

在含水層水質變化不大, 地質狀況不複雜, 且無地質構造影響下, 水力導數和電阻率呈正相關。當 $K\sigma$ 值趨向一定值, 則導水係數與橫向電阻成正比。

Archie (1942) 定義視地層因子 F_o 為



圖三 地層水力導數和電阻率關係圖 (修改自 Chouker, 1970)。

$$F_a = \frac{\rho_0}{\rho_w}$$

式中

ρ_0 為含飽和水之岩石電阻率

ρ_w 為孔隙水電阻率

上式乘上平均孔隙水電阻率，成為歸一化電阻率(normalized resistivity)，以 ρ' 表示。 $\rho' = \frac{\rho_0}{\rho_w} \times \bar{\rho}_w$

此修正使視地層因子轉換為一具有電阻率單位之地電參數，又兼具考慮水質影響之優點。橫向電阻亦被修正為歸一化橫向電阻

$$R' = R \times \frac{\bar{\rho}_w}{\rho_w}$$

Kosinski and Kelly (1981) 發現導水係數和歸一化橫向電阻有良好線性關係。

Sri Niwas and Singhal(1985)將式(5)再修正為

$$T = (K\sigma')R' \dots\dots\dots (6)$$

$$\text{其中 } \sigma' = \sigma \frac{\rho_w}{\rho_w}$$

所有地電參數都以孔隙水電阻率為歸一化標準，並將(6)式應用於 Kosinski and Kelly(1981)已作研究的美國 Rhode Island，同時亦在印度 Uttar Pradesh 地區之沖積層內三不同地區作含水層參數推估。經計算比較後，發現由式(6)推估之導水係數值與實際野外值之間誤差較小。

水文地質參數之推估

為利用上述關係式來推求未鑽井地區水文地質參數，本文在濁水溪沖積扇 267 個測點(圖四)中挑選出 172 個資料良好且可逆推出含水層之地電測點，各測點之 VES 曲線經逆推分析後，求出深度在 50 至 150 公尺的含水層的橫向電阻，由這些地電阻測勘資料及測區內井內含水層水文參數，可求出各水井鄰近測點的 $K\sigma$ 值，並按其值大小分類。相近 $K\sigma$ 值視為一分區。建立各分區之橫向電阻與導水係數關係式，並用來推估未鑿井處之導水係數。本文亦利用有孔隙水電阻率的井資料及鄰近的地電阻資料，以 $K\sigma'$ 來分區。但未鑿井處因無孔隙水電阻率可做修正，無法由 R' 來推估未鑽井處之導水係數。

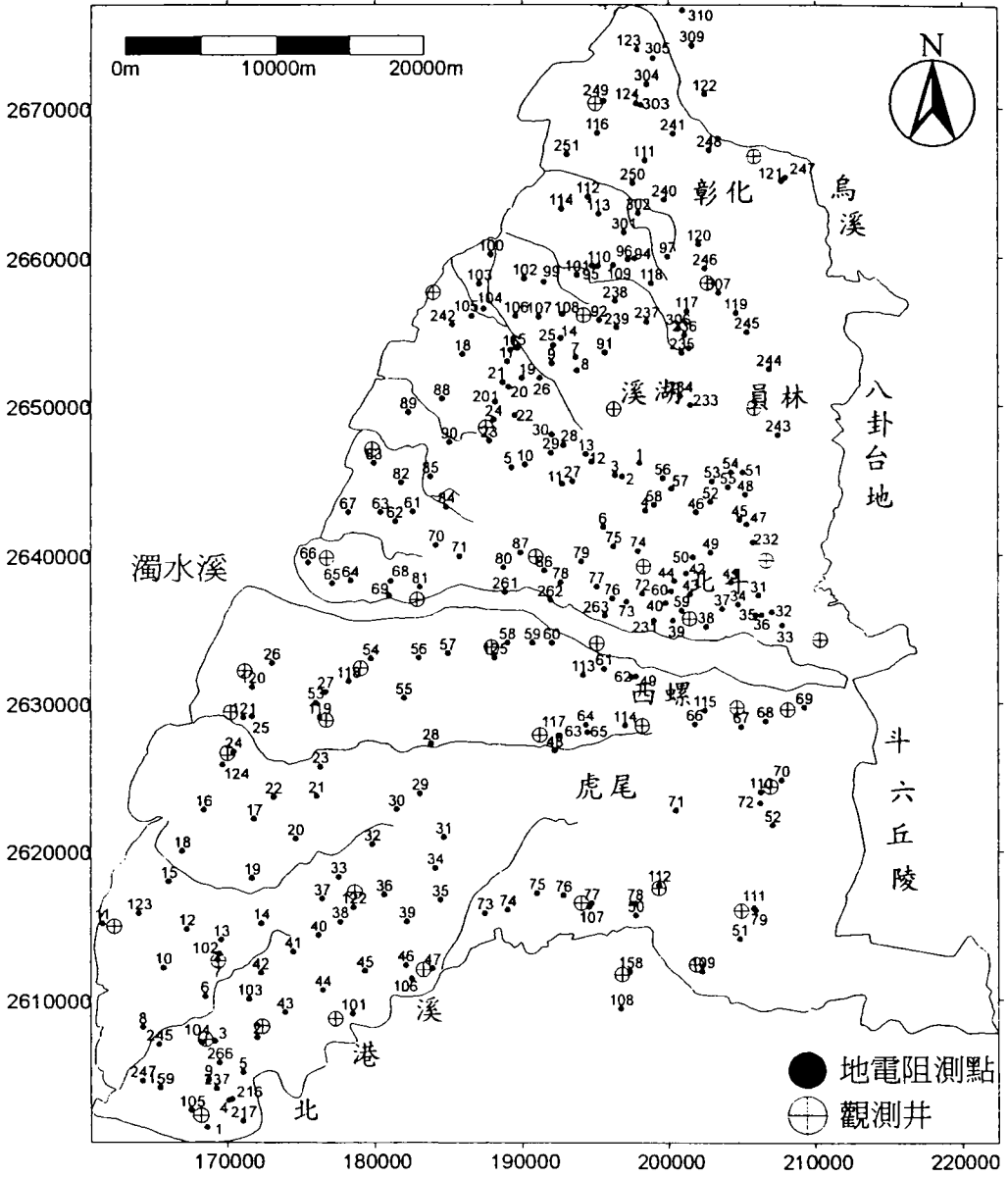
由抽水試驗所得之 T 值(圖五(A))及由 $K\sigma$ 為常數推估之 T 值(圖五(B))與 $K\sigma'$ 為常數推估的 T 值(圖五(C))比較，推估值之分佈狀況與抽水試驗所得值相似，但會有局部異常值出現。

異常值可能由於各分區內之 $K\sigma$ 或 $K\sigma'$ 並非絕對定值，以 $K\sigma$ 或 $K\sigma'$ 為定值推估時可能會造成某些點有較大的誤差。

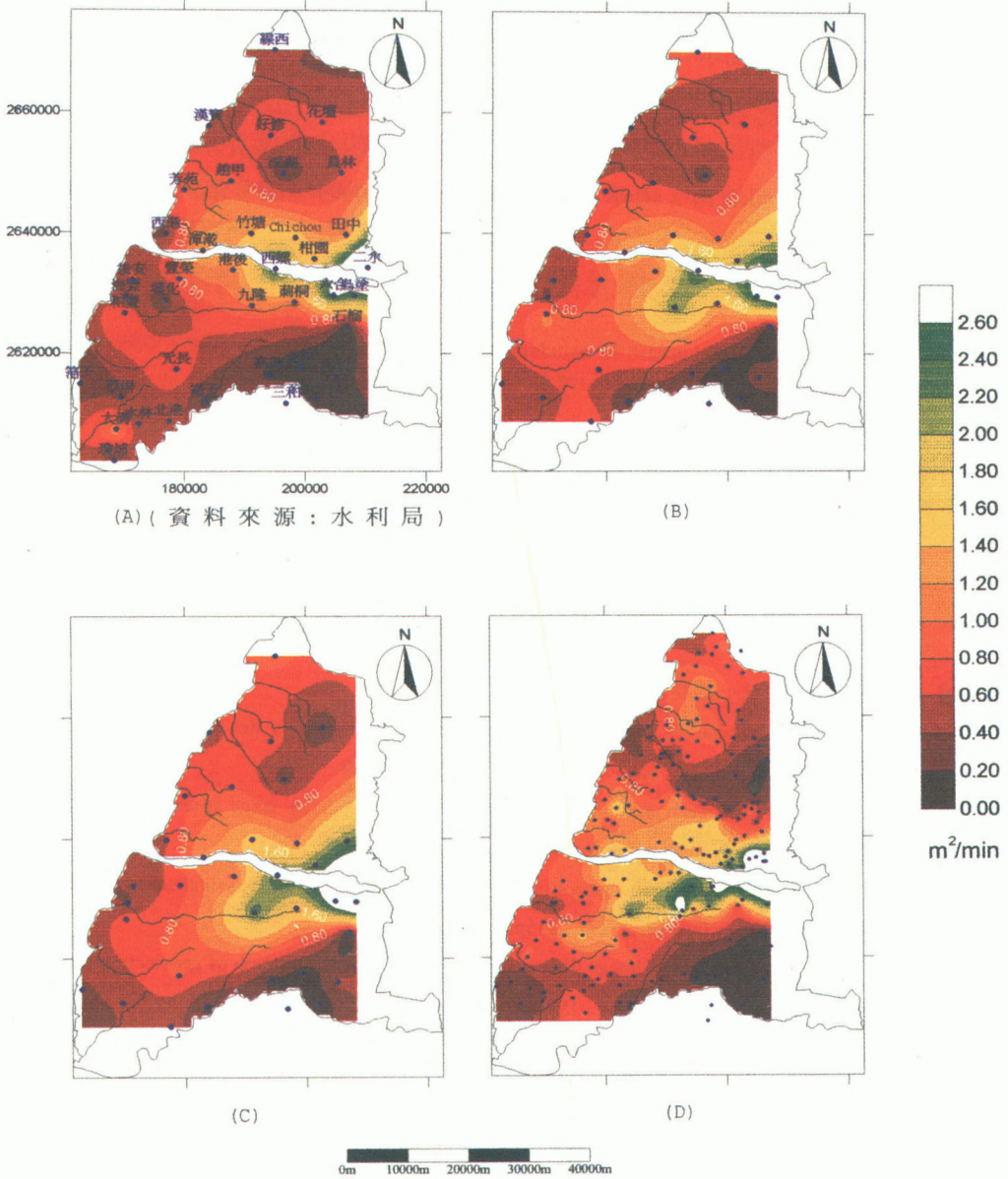
因此本文假設當 $K\sigma$ 值在空間分佈上具有連續性，在短距離內之任兩點有空間之相關時。則可將地電阻測點對應之 $K\sigma$ 值以 ordinary kriging 方式內插求得。各地電阻測點 T 值則以內插之 $K\sigma$ 值推求。以此方法推求之 T 值分佈圖(圖五(D))與圖五(B)及(C)比較，顯示局部異常值減少許多，且比抽水試驗所得之 T 值(圖五(A))分佈圖更細膩，故由地電阻法推估 T 值頗具可行性。

結 論

以地電阻法應用於含水層調查及水文參數的推估在國外已有甚多成功的案例，國內亦開始從事此方面研究。依據本研究案例顯示：



圖四 濁水溪沖積扇地電測點位置分佈圖。



圖五 由(A)抽水試驗(B) $K\sigma$ 為常數(C) $K\sigma'$ 為常數及(D) $K\sigma$ 內插值推估之導水係數比較圖。

- (一) 依 $K\sigma$ 或 $K\sigma'$ 之不同，可將研究區細分成數個分區，各分區之地電參數和水文地質參數具相關性，各分區之地電點資料可用其關係式來推估對應之水文地質參數。由 $K\sigma$ 值和 $K\sigma'$ 值所做出的 T 值分佈大致類似。 $K\sigma$ 值如以 ordinary kriging 方式內插求得，各地電阻測點 T 值則以內插之 $K\sigma$ 值推求，其 T 值分佈比抽水試驗所得之 T 值分佈圖更細膩。
- (二) 由各分區內理論推算之 T 值和抽水試驗 T 值的分佈情形來看，在 $K\sigma$ 值或 $K\sigma'$ 值較低的地區，由修正後地電參數所得出的理論 T 值與抽水試驗 T 值較為接近。
- (三) 地電阻法應用在臺灣濁水溪沖積扇之水文參數推估頗具可行性。

誌 謝

本文現場測勘由國立中央大學地電測勘隊規劃與執行，經費由國家科學委員會(計劃編號 NSC85-2211-E-008-029)及中央地質調查所支助，特此致謝。

引用文獻

- 志村馨 (1964) 電氣探査法。昭晃堂，184頁
- Allessandrello, E., and Lemoine, Y. (1983) Determination de la permeabilite des alluvions a partir de la prospection electrique. Bull. Int. Assoc. Eng. Geol., 26-27, 357-360.
- Archie, G.E. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. American Institute of Mining Metallurgical Engineering, 146, 54-62.
- Chouker, F. (1970) Methodische und theoretische Untersuchungen für geophysikalischen Grundwasser Erkundung. Freiberg. Forschungh., C271, 235p.
- Ghosh, D.P. (1971) The application of linear filter theory to the direct interpretation of geoelectrical resistivity sounding measurement. Geophys. prosp., 192-217.
- Jupp, D.L.B., and Vozoff, K. (1975) Stable iterative methods for geophysical inversion. Geophys. J. Roy. Astr. Soc., 42, 957-976.
- Kelly, W.E. (1977) Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. Ground Water, 15, 420-425.
- Kelly, W.E., and Reiter, P.E. (1984) Influence of anisotropy on relations between aquifer hydraulic and geoelectric properties. Journal of Hydrology, 74, 311-321.
- Koefoed, O. (1979) Geosounding principles: Elsevier Scientific Publishing Company, 276p.
- Kosinski, W.K., and Kelly, W.E. (1981) Geoelectric sounding for predicting aquifer properties. Ground Water, 19, 163-171.

- Maillet, R. (1947) The fundamental equations of electrical prospecting. *Geophysics*, 12, 529-556.
- Mazac, O., Kelly, W.E., and Landa, I. (1985) A hydrogeophysical model for relations between electrical and hydraulic properties of aquifer. *Journal of Hydrogeology*, 79, 1-19.
- Mazac, O., and Landa, I. (1984) General model for correlations between hydraulic and resistivity parameters in saturated granular aquifers. *Methodical Man.*, 435p.
- Sri Niwas, and Singhal, D.C. (1981) Estimating of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrogeology*, 50, 393-399.
- Sri Niwas, and Singhal, D.C. (1985) Aquifer transmissivity of porous media from resistivity data. *Journal of Hydrogeology*, 82, 143-153.
- Yadav, G.S. (1995) Relating hydraulic and geoelectric parameters of the Jayant aquifer, India. *Journal of Hydrology*, 167, 23-38.
- Zohdy, A.A.R. (1989) A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves. *Geophys.*, 54, 245-253.

EVALUATION OF HYDRAULIC PARAMETERS BY USING DIRECT CURRENT RESISTIVITY METHOD

Chieh-Hou Yang¹

ABSTRACT

The purpose of this study is to discuss the principles of direct current (dc) resistivity method. Its application on groundwater exploration was stressed, especially the empirical relation between geoelectric parameters obtained in the field and hydraulic parameters collected in the existed wells. This would be beneficial to evaluate the hydraulic parameters and groundwater situation in those locations lacking well information.

In order to realize the hydraulic parameters derived from the geoelectric parameters in Taiwan, a direct current resistivity survey was carried out in the Choshuichi alluvium area. The results indicate that the dc resistivity method does provide valuable hydrogeologic information for study.

Key words: geoelectric method, hydraulic parameters