

5.1 Principi di fisica per la geoelettrica

Marta Caterina Bottacchi – Fabio Mantovani

Teoria alla base del metodo geoelettrico

Le indagini geoelettriche sono tra i metodi geofisici più utilizzati per lo studio del sottosuolo in contesti archeologici: lo scopo è quello di ricavare informazioni riguardanti la geometria e la localizzazione di elementi antropici sepolti alla luce delle loro proprietà elettriche. In particolare il metodo della resistività si realizza attraverso la misura della differenza di potenziale elettrico in diversi punti della superficie del terreno. L'obiettivo è ricostruire **modelli di resistività** del sottosuolo attraverso un processo di inversione dei dati acquisiti in campagna.

Questa tipologia di rilievi **non invasivi** (*Si definiscono "non invasivi" poiché non prevedono significative perturbazioni del suolo come scavi, buche o pozzi; va segnalato, tuttavia, che l'immissione per alcuni cm di elettrodi metallici in determinanti contesti quali pavimentazioni storiche, lastricati e selciati può essere considerata "invasiva"*) si basano sui principi che descrivono la conduzione elettrica attraverso un mezzo: più una sostanza si lascia attraversare da portatori di carica, più essa viene definita conduttiva; viceversa essa è definita resistiva. Quando si fanno fluire ΔQ cariche elettriche attraverso un conduttore è possibile misurarne il passaggio in un tempo Δt ; è possibile pertanto definire il concetto di **corrente elettrica (I)**:

$$\lim_{\Delta t \rightarrow 0} \frac{\Delta Q}{\Delta t} = I \quad (1.1)$$

In presenza di un **conduttore ohmico** (*Un conduttore ohmico è un conduttore elettrico per cui vale la legge di Ohm*) la corrente elettrica incontra una **resistenza (R)**, misurata in Ohm, che dipende dalla **differenza di potenziale (V)**, misurata in Volt, e dalla corrente (I) secondo la relazione (Legge di Ohm):

$$R = \frac{V}{I} \quad (1.2)$$

Per un conduttore **omogeneo** (*ovvero un corpo in cui ogni sua parte ha le stesse proprietà fisiche*) e **isotropo** (*ovvero un corpo le cui proprietà fisiche non dipendono dalla direzione lungo le quali vengono considerate*) e **cilindrico** di sezione S e lunghezza l , la resistenza elettrica può essere espressa come:

$$R = \rho \frac{l}{S} \quad (1.3)$$

dove con (ρ) si indica la resistività tipica del materiale: la resistività è l'attitudine di un materiale a opporre resistenza al passaggio delle cariche elettriche. Dall'equazione (1.3) risulta evidente che la resistenza elettrica di un materiale dipende non solo dalle sue proprietà fisiche ma anche dalle sue caratteristiche geometriche.

Descrizione del metodo della resistività

Il metodo geoelettrico della resistività prevede l'energizzazione del terreno (generalmente attraverso una batteria) con corrente continua I ed una misura diretta sulla superficie del suolo della differenza di potenziale (V). Combinando le relazioni (1.2) e (1.3) è possibile scrivere la relazione:

$$g \frac{V}{I} = \rho_a \quad (1.4)$$

dove con (g) si indica un **fattore geometrico** (misurato in metri) e con ρ_a resistività apparente, la quale è influenzata dal contributo delle diverse resistività degli elementi presenti nel sottosuolo. A differenza del modello cilindrico precedentemente descritto, nel caso di una misura geofisica non si verificano le condizioni di omogeneità ed isotropia del mezzo (il sottosuolo è generalmente molto eterogeneo ed anisotropo dal punto di vista elettrico): è pertanto necessario introdurre il concetto di resistività apparente. Un successivo processo di inversione consente di passare dalle misure di resistività apparente al modello di resistività.

Per realizzare misure di resistività si utilizzano 2 elettrodi conduttivi (chiamati convenzionalmente A e B) che, a contatto con il terreno, permettono l'immissione della corrente elettrica. A distanza nota, attraverso altri due elettrodi (chiamati convenzionalmente M e N), viene misurata la differenza di potenziale (V). Questa configurazione è chiamata quadripolo: in fig. 1 è rappresentato uno schema con il posizionamento dei 4 elettrodi, le linee di corrente e quelle di potenziale. Le cariche nel passare da un elettrodo all'altro percorrono linee di corrente a profondità diverse: maggiore è la separazione tra A e B, maggiore è la diffusione della corrente nel terreno (e di conseguenza la profondità raggiunta) e minore è la differenza di potenziale registrata in superficie al centro del quadripolo (con M e N fissati).

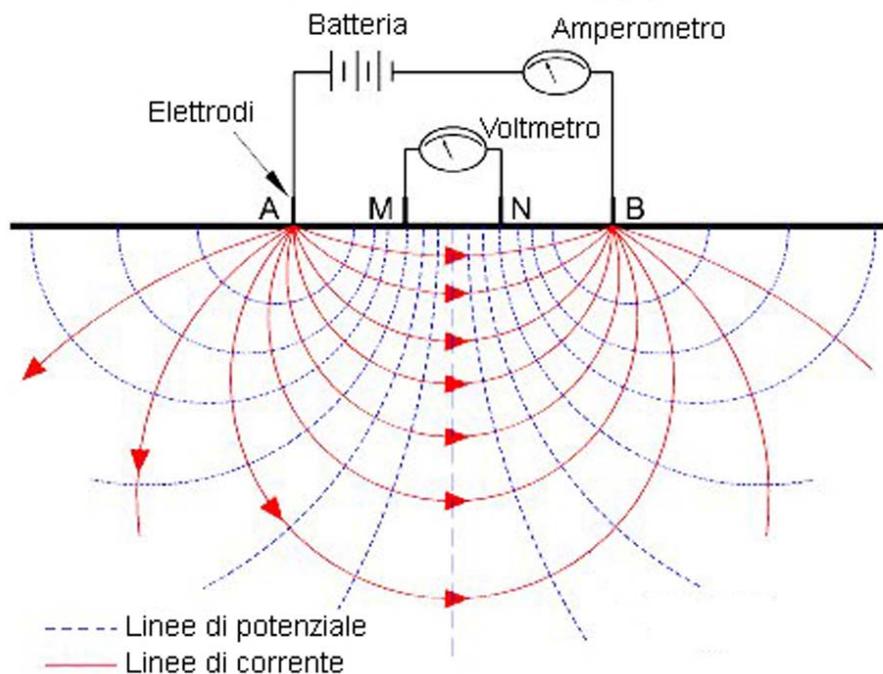


Fig. 1: lo schema di un quadripolo: A e B sono gli elettrodi di corrente, M e N sono elettrodi di potenziale.

Una volta che sono stati posizionati gli elettrodi A, B, M e N, è possibile compiere una misura, alimentando con una corrente elettrica A e B e registrando la differenza di potenziale M e N. Allargando ad ogni misura i quattro elettrodi mantenendo invariato il centro del quadripolo si ottiene un *sondaggio elettrico verticale (SEV)*, mentre spostando ad ogni misura i quattro elettrodi lungo un allineamento orizzontale si realizza un *profilo di resistività* a profondità costante. In contesti archeologici in cui la profondità delle strutture antropiche è nota con una buona approssimazione, il profilo di resistività è il metodo 1D più comunemente utilizzato.

Fissata una linea è possibile realizzare più profili a profondità crescenti: il risultato è un insieme di misure che formano una sezione 2D di resistività apparente, detta *pseudosezione*. Un sondaggio elettrico 2D è pertanto un'indagine bidimensionale che permette lo studio delle variazioni di resistività sia lungo la direzione verticale sia lungo una direzione orizzontale. Attraverso un processo di inversione è possibile elaborare le misure di resistività apparente per ottenere un modello 2D di resistività del sottosuolo chiamato *tomografia elettrica*.

Questo tipo di acquisizione 2D è indubbiamente molto laboriosa se gli elettrodi del quadripolo devono essere spostati sul terreno ogni volta che si compie la misura: questo problema è stato risolto impiantando nel terreno decine di elettrodi collegati attraverso cavi elettrici ad una centralina computerizzata che ne gestisce l'attivazione. Con i recenti georesistivimetri si è in grado di realizzare misure con stendimenti formati da centinaia di elettrodi.

Sia nel caso di indagini 1D che 2D la metodologia di acquisizione può variare a seconda di come vengono posizionati sul terreno gli elettrodi di corrente e di potenziale: le configurazioni più comuni sono chiamate Wenner, Schlumberger e dipolo-dipolo (fig. 2).

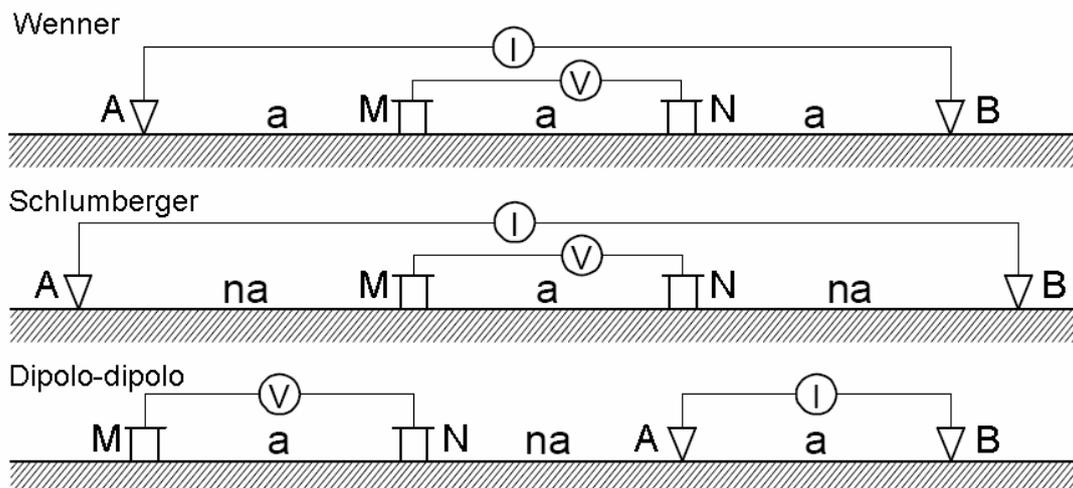


Fig. 2: principali configurazioni elettrode simmetriche utilizzate nelle misure di resistività. AB è chiamata coppia elettrode di corrente, MN è la coppia elettrode di potenziale.

Nel quadripolo Wenner gli elettrodi sono sistemati in linea in modo da essere equidistanti tra loro secondo lo schema A M N B. Questo metodo risulta essere particolarmente sensibile ai

cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma meno sensibile alle variazioni di resistività orizzontali. Esso, pertanto, risulta essere adeguato nel caso si vogliano individuare strutture orizzontali (quali stratificazioni o pavimentazioni). In presenza di strutture verticali (ovvero con variazioni di resistività orizzontali) questo metodo risulta essere meno adatto. Nel quadripolo Schlumberger lo schema d'acquisizione rimane A M N B, ma la distanza tra gli elettrodi A-M e N-B risulta essere un **multiplo n** (*Questo fattore n corrisponde al rapporto tra $AM/MN = n$*) della distanza degli elettrodi di corrente A e B. Questa configurazione è discretamente sensibile sia alle strutture orizzontali sia alle strutture verticali. Nella disposizione dipolo-dipolo, infine, il potenziale elettrico è misurato al di fuori della linea ideale che congiunge gli elettrodi di corrente: lo schema del quadripolo è dunque A B M N. Questo assetto è particolarmente sensibile alle strutture verticali, ma poco adatto all'indagine stratigrafica orizzontale: per questa ragione può essere particolarmente efficace in contesti archeologici il cui obiettivo spesso è quello di evidenziare strutture antropiche (muri, cisterne, trincee, ecc.) che provocano forti discontinuità orizzontali di resistività.

Dal modello di resistività all'interpretazione

Come visto nel paragrafo precedente l'obiettivo delle indagini geoelettriche è la ricostruzione di modelli di resistività del sottosuolo partendo da misure di resistività apparente. I modelli 1D e 2D sono il risultato di un insieme di delicate operazioni sul campo e in laboratorio: solo un operatore pienamente consapevole di tutti i passaggi è in grado di ricavare informazioni utili da un'indagine geoelettrica. L'interpretazione dei modelli di resistività, soprattutto in campo archeologico, va condotta con la massima attenzione e prudenza. È molto facile, infatti, cadere in facili approssimazioni o arrivare a conclusioni troppo affrettate.

Prima di tutto va ricordato che, oltre alle inevitabili anisotropie e disomogeneità del terreno che impediscono una ricostruzione univoca del modello geometrico, la resistività del sottosuolo dipende da diversi fattori quali porosità, presenza di fluidi, composizione mineralogica, grado di fratturazione, grado di saturazione nonché presenza di sostanze organiche (idrocarburi, solventi, etc.). In particolare, la resistività delle rocce è sempre maggiore a quella dell'acqua nei pori, è minima in corrispondenza del grado di saturazione massimo ed è tanto minore quanto maggiore è la porosità. Come risulta evidente osservando i valori riportati in tab. 1, anche per singole classi di rocce o terreni si registra una **grande variabilità** di valori di resistività (*I valori di resistività a volte variano per diversi ordini di grandezza*).

I sedimenti non consolidati generalmente hanno resistività inferiore rispetto alle rocce sedimentarie, tuttavia, proprio perché poco consolidati, risulta difficile stimare il valore della loro resistività, che dipende dalla porosità e dal contenuto in argilla. I terreni argillosi possiedono comunemente valori di resistività inferiori a quelli dei terreni sabbiosi. Il contenuto idrico, infine, ricopre un ruolo importante nella determinazione della resistività apparente del terreno, provocandone un abbassamento della resistività media. Alla luce di queste considerazioni del tutto generali è evidente che non esiste una corrispondenza biunivoca tra valore di resistività riscontrato nel modello e materiale presente nel suolo e nel sottosuolo: solo un'interpretazione che tenga conto

delle caratteristiche geologiche, archeologiche e fisiche del sito indagato può dipanare il rebus dato dalla variabilità dei valori di resistività.

MATERIALE	INTERVALLO DI RESISTIVITÀ
Arenaria	60 – 10 ⁴ Ωm
Argilla	1 – 120 Ωm
Sabbia	100 – 1000 Ωm
Limo	10 - 800 Ωm
Ghiaia	100-5000 Ωm
Calcere	100 – 5000 Ωm
Basalto	10 – 10 ⁵ Ωm
Marmo	100 – 10 ⁸ Ωm
Granito	100 – 10 ⁶ Ωm

Tab. 1: intervalli di resistività per alcune tipologie di rocce e terreni incontrati comunemente durante indagini geoelettriche in siti archeologici.

Bibliografia essenziale.

- A. Norinelli, Elementi di Geofisica Applicata, 1996, Ed. Patron.
- A.E. Musset, M. A. Khan, Esplorazione del sottosuolo: una introduzione alla geofisica applicata, 2003, Ed. Zanichelli.
- Loke, M.H., 1999. Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. User's Manual for Res2dinv Electronic version available from <http://www.geometrics.com>.