

Il campo magnetotellurico e la prospezione geoelettrica con correnti artificiali

Luigi Alfano

Dipartimento di Scienze della Terra, Università Statale di Milano, Italia

1. Generalità

Le misure geoelettriche ed elettromagnetiche che fanno uso di correnti artificiali, rispettivamente continue e variabili nel tempo, possono essere disturbate dal campo elettromagnetico naturale. Si rende così necessaria l'applicazione di procedure che permettano di distinguere gli effetti della corrente artificialmente immessa nel terreno dal rumore di fondo.

Le prospezioni geoelettriche in corrente continua vengono eseguite utilizzando elettrodi energizzanti (almeno due), che iniettano nel terreno una corrente prodotta da un apposito generatore, ed almeno due elettrodi potenziometrici che misurano le differenze di potenziale esistenti fra determinati punti del terreno; nella maggioranza dei casi ci si limita ad una sola coppia di ambedue i tipi di elettrodi.

Poiché la profondità esplorata aumenta con la distanza r fra gli elettrodi energizzanti e quelli potenziometrici, un'esplorazione verticale, detta comunemente «sondaggio elettrico verticale» o, più brevemente SEV, si compone di una serie di misure relative a valori crescenti di r , che possono variare da pochi metri ad oltre 20 km. Il campo elettrico artificiale, a parità di intensità della corrente immessa nel terreno, decresce fortemente con r , e può raggiungere valori notevolmente inferiori rispetto al livello medio del campo tellurico (disturbo). Nelle esplorazioni a grande profondità occorre quindi fare i conti con questa difficoltà. In questo caso l'operatore geofisico che usi uno

strumento ad ago vede soltanto delle oscillazioni aperiodiche, e generalmente irregolari.

Un primo rimedio è quello di aumentare l'intensità della corrente energizzante, ma su questa via si raggiunge presto un limite in pratica non facilmente superabile. In seconda istanza si può usare un registratore analogico in modo che i dati possano essere studiati dopo l'esecuzione delle misure. La digitalizzazione dei diagrammi registrati e l'applicazione di metodi matematici possono servire allo scopo. Questa via è limitata dalla scarsa dinamica dei registratori analogici, così che essa è applicabile soprattutto nei casi in cui il rapporto segnale/disturbo non è troppo basso. Attualmente la migliore soluzione è costituita dall'uso di moderni registratori digitali, dotati di dinamica elevata, e che ci forniscono i valori del campo elettrico campionati ad intervalli regolari del tempo ed in forma numerica; è possibile così introdurli subito in un computer che esegua elaborazioni in tempo reale e che ci tenga quindi al corrente in ogni momento dei risultati ottenuti. Per comprendere meglio i vantaggi della strumentazione digitale occorre precisare che la possibilità di separare il segnale dal disturbo dipende soprattutto dalla durata della registrazione; il computer mediante elaborazioni dei dati in tempo reale, ci permette di valutare il grado di completezza del lavoro già eseguito.

Per quanto riguarda i metodi elettromagnetici si ricorda che essi si basano sull'uso di correnti variabili nel tempo, e quindi su fenomeni induttivi. Il terreno viene energizzato

non da correnti immesse nel terreno, ma da campi magnetici prodotti artificialmente; in particolare la corrente che li causa può scorrere in circuiti chiusi posti sul terreno, e da esso elettricamente isolati, oppure anche in circuiti che si chiudono attraverso il terreno. In quest'ultimo caso, però, i campi causati dalle correnti circolanti nel sottosuolo, non hanno alcun compito, ed i relativi campi magnetici vengono trascurati. Ciò è possibile in quanto questi ultimi, nei mezzi omogenei, hanno soltanto la componente parallela alla superficie del terreno, mentre soltanto la componente perpendicolare viene utilizzata. Però, se il mezzo è inhomogeneo e presenta variazioni laterali importanti, i fenomeni di induzione sono meno semplici e si può verificare una commistione fra i due effetti.

Per quanto riguarda i vantaggi e gli svantaggi dei metodi elettromagnetici essi sono particolarmente indicati soprattutto per la ricerca di masse rocciose relativamente conduttive, e per oltrepassare in profondità strati continui fortemente resistivi, che normalmente costituiscono un ostacolo per la corrente continua. In compenso essi sono poco sensibili alla presenza di masse relativamente resistive. Per l'energizzazione del terreno si può fare uso sia di campi magnetici funzioni sinusoidali, o comunque periodici, del tempo, sia di campi impulsivi. Nel primo caso la profondità di esplorazione dipende dalle frequenze adoperate, che devono coprire un intervallo sufficiente allo scopo; nel secondo caso la variazione temporale del campo energizzante deve essere tale che il suo spettro contenga tutte le frequenze necessarie. In questi ultimi anni l'uso delle apparecchiature digitali ha rivitalizzato questi metodi, del resto già usati fin dai primordi della Geofisica Applicata, aumentandone notevolmente l'efficienza.

La soluzione dei problemi geoelettrici ed elettromagnetici sta quindi nell'uso delle moderne strumentazioni; ma essa risiede anche nella conoscenza delle caratteristiche del campo magnetotellurico, ed in particolare dal suo modo di variare nel tempo. Lo spettro di frequenza, ed altre caratteristiche di tipo statistico vengono prese in considerazione.

Il campo magnetotellurico può essere defi-

nito come la parte variabile del Campo Magnetico Terrestre, che induce correnti nell'interno della Terra (Campo Elettrico Tellurico). Le sue fluttuazioni possono avere uno spettro di periodi che variano da millisecondi a molte ore. Per quanto riguarda le ampiezze di oscillazione, tale spettro ha una forma tipica a V in quanto presenta valori relativamente alti (circa 1 gamma), per periodi vicini a mille secondi; un minimo pari ad un millesimo di gamma per un secondo; proseguendo verso periodi brevi tale ampiezza risale di nuovo.

I valori del campo elettrico indotto, misurato fra due punti del terreno, dipendono, oltre che dall'intensità del campo magnetotellurico, nelle varie bande di frequenza anche dalla resistività del sottosuolo e dalla sua struttura.

2. I metodi di estrazione dei segnali geoelettrici in presenza di un campo elettromagnetico naturale

Le caratteristiche spettrali del campo magnetotellurico stanno alla base dell'estrazione di un segnale non direttamente visibile perché relativamente debole. È importante che si tratti di uno spettro continuo il quale non può avere un valore finito per una sola di esse. Si sfrutta quindi questo fatto dando alla corrente artificialmente immessa nel terreno, e quindi al segnale da misurare, la caratteristica opposta. La corrente ha perciò una frequenza costante, in modo che il suo spettro sia costituito da un solo valore base; eventualmente accompagnato dalle sue armoniche, se non si tratta di una pura funzione sinusoidale del tempo. A volte infatti, per ragioni di semplicità strumentale, si preferisce invertire periodicamente una corrente continua, ottenendo così uno spettro discontinuo, in cui le armoniche non disturbano, potendo essere eliminate con filtri analogici o mediante operazioni matematiche.

In tal modo, anziché continua, come dovrebbe essere, la corrente è alternata; tuttavia in pratica non c'è contraddizione quando si usi un periodo abbastanza lungo da evitare fenomeni di induzione nell'ambito delle profondità che ci si propone di esplorare. Si può evitare così il cosiddetto «effetto pelle». Si inten-

de con questo nome il fenomeno induttivo per cui un campo di correnti variabili, al contrario di quanto avviene per quelle rigorosamente costanti, non può estendersi fino a qualsiasi profondità (intesa come distanza dalla superficie di confine del mezzo conduttivo, e cioè nel nostro caso dalla superficie del terreno). In effetti, se per semplicità si suppone che tale corrente vari sinusoidalmente con il tempo, la sua intensità diminuisce esponenzialmente con la profondità, ed il coefficiente che appare all'esponente è inversamente proporzionale alla radice quadrata del prodotto (resistività \times periodo). Ne segue che esiste un periodo abbastanza lungo, tale che la suddetta funzione esponenziale non presenti apprezzabili variazioni entro un intervallo prefissato di profondità.

Nella registrazione si presenta quindi una funzione del tempo costituita dagli effetti del campo magnetotellurico e dal segnale artificiale. La separazione fra le due componenti può essere effettuata mediante vari tipi di algoritmi, fra i quali si può scegliere quello più adatto al caso. Una condizione fondamentale, e praticamente indipendente dal procedimento matematico usato, è che la durata della registrazione sia sufficientemente lunga, ed in particolare tanto più lunga quanto più debole è il rapporto fra segnale e disturbo. Gli algoritmi disponibili per evidenziare il segnale sono apparentemente molti, ma in realtà essi derivano tutti dal procedimento più semplice e fondamentale, noto con il nome di «stacking», (che in inglese significa accatastare). Lo schema il-

lustrato nella fig. 1 può essere utile per descriverne le caratteristiche.

Sia V_i (dove $i = 1, 2, \dots, m$) l'elemento generico della serie numerica che rappresenta i valori del campo geoelettrico campionato ad intervalli costanti di tempo, e comprendente sia il segnale rigorosamente periodico sia la componente magnetotellurica aperiodica. Disponiamo allora questi valori secondo lo schema illustrato nella fig. 1.

L'analisi viene eseguita in funzione del periodo proprio del segnale, T_0 ; per cui i valori della prima riga (da V_1 a V_i) sono rispettivamente il primo e l'ultimo elemento contenuti nel primo periodo di registrazione; V_{i+1} e V_{2i} occupano lo stesso posto nel secondo periodo, e così via fino ai valori $V_{(n-1)i+1}$ e V_{ni} relativi all'ultimo (n -esimo) periodo di registrazione. I valori S_h che figurano alla base dello schema sono le somme di tutti i termini contenuti nelle rispettive colonne, ed i rapporti S_h/n sono i corrispondenti valori medi della colonna h -esima. È chiaro ora che se le V_j (con $j = 1, 2, \dots, ni$) contenessero soltanto il segnale, i termini appartenenti alla medesima colonna sarebbero tutti uguali e quindi ogni S_h/n sarebbe uguale all' i -esimo valore del segnale stesso. Al contrario, se i V_j contenessero soltanto il campo magnetotellurico (per noi disturbo), i valori compresi nella medesima colonna sarebbero differenti fra di loro sia in valore assoluto che in segno, e varierebbero lungo la colonna in modo imprecisato, secondo una statistica che non ci è nota a priori. Sappiamo però che, siccome il periodo T_0 del segnale,

$$\begin{array}{cccccc}
 \left| \begin{array}{cccccc}
 V_1 & & V_2 & & \dots & V_{i-1} & V_i \\
 V_{i+1} & & V_{i+2} & & \dots & V_{2i-1} & V_{2i} \\
 \dots & & \dots & & \dots & \dots & \dots \\
 \dots & & \dots & & \dots & \dots & \dots \\
 V_{(n-1)i+1} & & V_{(n-1)i+2} & & \dots & V_{ni-1} & V_{ni}
 \end{array} \right. \\
 \hline
 S_1/n & & S_2/n & & \dots & S_{i-2}/n & S_i/n
 \end{array}$$

Fig. 1

come qualsiasi altro periodo, non può avere un valore finito in uno spettro continuo, come quello del disturbo, i valori di S_j/n devono essere decrescenti con n e cioè deve essere mediamente

$$\partial(S_{nd}/n)/\partial n < 0 \quad (2.1)$$

dove S_{nd}/n si riferisce al solo disturbo.

La precedente relazione, esprimendo un fenomeno statistico, vale soprattutto quando il numero n dei periodi è abbastanza grande. Ora se denotiamo con S_{hs} i valori del segnale abbiamo che

$$S_h = S_{hs} + S_{nd} \quad (h = 1, \dots, i) \quad (2.2)$$

e, a causa della (2.1) deve essere,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} (S_h) = S_{hs} \quad (2.3)$$

Il procedimento di stacking ci deve portare al valore del segnale, a condizione di registrare per un tempo abbastanza tanto più lungo quanto minore è il rapporto fra segnale e disturbo. Spesso il numero n dei periodi da registrare è abbastanza alto se vogliamo ottenere il segnale con sufficiente nitidezza. In ogni caso esso dipende dal modo in cui il disturbo tende a zero e quindi dalle sue caratteristiche statistiche.

Un ulteriore procedimento per evidenziare il segnale è basato sull'analisi di Fourier, che, nel caso di una funzione continua $\psi(t)$, può essere espressa nel seguente modo:

$$A(T_0, n) = \frac{1}{nT_0} \int_0^{nT_0} \psi(t) \sin \frac{(2\pi t)}{T_0} dt \quad (2.4)$$

$$B(T_0, n) = \frac{1}{nT_0} \int_0^{nT_0} \psi(t) \cos \frac{(2\pi t)}{T_0} dt \quad (2.5)$$

dove $\psi(t)$ è una funzione del tempo t , T_0 è, come già detto, il periodo noto del segnale, ed n è il numero dei periodi analizzati.

$A(T_0, n)$ e $B(T_0, n)$ sono rispettivamente le componenti seno e coseno derivanti dall'analisi della funzione $\psi(t)$, e che assumono valori differenti in funzione di T_0 e di n .

Il vantaggio di questo procedimento rispetto allo stacking dal quale, come vedremo deriva, sta nel fatto che, a differenza di quest'ultimo, esso elimina meglio il disturbo, ed in particolare certe frequenze vicine alle armoniche di $v_0 = 1/T_0$.

Inoltre l'analisi di Fourier fornisce i due parametri $A(T_0, n)$ e $B(T_0, n)$ sui quali si possono eseguire certe elaborazioni. Poiché, come già detto, dobbiamo elaborare funzioni del tempo campionate ad intervalli regolari e quindi serie numeriche, dobbiamo esprimere le (2.4) e (2.5) in forma modificata, dove la $\psi(t)$ è stata sostituita di valori V_j , con $j = 1, 2, 3, \dots, ni$, d'accordo con lo schema della fig. 1. Quindi con le (2.4), (2.5):

$$A(T_0, n) = \frac{1}{ni} \sum_{j=1}^{ni} V_j \sin \frac{2\pi j}{i} \quad (2.6)$$

$$B(T_0, n) = \frac{1}{ni} \sum_{j=1}^{ni} V_j \cos \frac{2\pi j}{i} \quad (2.7)$$

Da queste relazioni si può dedurre che l'analisi di Fourier è sostanzialmente basata sullo stacking. Infatti se nelle (2.6) e (2.7) portiamo a fattor comune i termini con uguali valori delle funzioni circolari e cioè quelli in fase, e se teniamo presente lo schema della fig. 1, possiamo scrivere

$$A(T_0, n) = \frac{1}{i} \sum_{j=1}^i S_j \sin \frac{2\pi j}{i} \quad (2.8)$$

$$B(T_0, n) = \frac{1}{i} \sum_{j=1}^i S_j \cos \frac{2\pi j}{i} \quad (2.9)$$

che rappresentano l'analisi di Fourier sui valori S_j ricavate mediante l'operatore stacking.

Per comprendere il significato pratico dei due coefficienti $A(T_0, n)$ e $B(T_0, n)$, torniamo alle (2.4) e (2.5), ed immaginiamo di applicare l'analisi ad un segnale sinusoidale $\Psi(t)$ con la medesima frequenza T_0 , sfasamento ϕ ed ampiezza S_0 ; avremo quindi

$$\Psi(t) = S_0 \sin \left[\frac{2\pi t}{T_0} + \phi \right] =$$

$$S_0 = \left[\cos \frac{2\pi t}{T_0} \cos \phi - \sin \frac{2\pi t}{T_0} \sin \phi \right] \quad (2.10)$$

che, introdotta nelle (2.4), (2.5), dà, dopo semplici passaggi,

$$A_s(T_0, n) = (S_0/2) \sin \phi \quad (2.11)$$

$$B_s(T_0, n) = (S_0/2) \cos \phi \quad (2.12)$$

da cui

$$[A_s(T_0, n)]^2 + [B_s(T_0, n)]^2 = (S_0/2)^2 \quad (2.13)$$

$A_s(T_0, n)$ e $B_s(T_0, n)$ sono quindi le componenti seno e coseno del semisegnale.

Ora nel caso pratico in cui si maneggiano serie numeriche, e cioè nel caso delle (2.6), (2.7) e (2.8), (2.9), operiamo mediante sommatorie, al posto degli integrali, per cui i valori delle due componenti sono necessariamente approssimati, e vanno corretti mediante coefficienti C_A e C_B , poco diversi da uno, e peraltro valutabili, in quanto funzioni del numero di valori campionati in un singolo periodo. Per cui

$$A_s(T_0, n) = (C_A S_0/2) \sin \phi \quad (2.14)$$

$$B_s(T_0, n) = (C_B S_0/2) \cos \phi \quad (2.15)$$

dove C_A e C_B tendono all'unità se il numero i dei valori campionati in ciascun periodo tende all'infinito.

Nel caso invece di assenza di un segnale periodico, e cioè in presenza del solo campo elettromagnetico naturale aperiodico, le sue componenti seno e coseno, $A_d(T_0, n)$ e $B_d(T_0, n)$, d'accordo con la (2.3), devono soddisfare le seguenti condizioni:

$$\delta A_d(T_0, n)/\delta n < 0 \quad (2.16)$$

$$\delta B_d(T_0, n)/\delta n < 0 \quad (2.17)$$

e cioè devono tendere a zero per n crescenti. Quindi se consideriamo tutte e due le componenti, naturale ed artificiale, del campo, possiamo scrivere che, se

$$A(T_0, n) = A_s(T_0, n) + A_d(T_0, n) \quad (2.18)$$

$$B(T_0, n) = B_s(T_0, n) + B_d(T_0, n) \quad (2.19)$$

allora

$$\lim_{n \rightarrow \infty} A(T_0, n) = (S_0/2) \sin \phi \quad (2.20)$$

$$\lim_{n \rightarrow \infty} B(T_0, n) = (S_0/2) \cos \phi \quad (2.21)$$

3. Influenza di disturbi periodici derivanti da attività antropiche

I disturbi prodotti dall'uomo possono essere sia di carattere aperiodico che periodico. I primi, come quelli causati dalle ferrovie elettrificate si manifestano sotto forma di impulsi, e possono dare più fastidio del campo naturale. Essi sono ancora più dannosi per le misure magnetotelluriche in quanto generalmente non posseggono le caratteristiche previste dalla teoria. I disturbi periodici invece sono meno dannosi, perché, anche quando non sono eliminati da filtri analogici, come avviene per la frequenza delle reti elettriche, decadono abbastanza rapidamente se si applicano le analisi già descritte. Ciò vale ovviamente se la frequenza del disturbo è abbastanza differente da quella di lavoro.

In effetti se il campo elettrico disturbante è dato da una funzione del tipo

$$\psi(t) = S_0 \sin \left(\frac{2\pi t}{T_1} + \phi \right) \quad (3.1)$$

con T_1 differente dal periodo del segnale T_0 , si può dimostrare facilmente che per i coefficienti di Fourier vale la seguente espressione:

$$\text{coefficiente di Fourier} = \frac{S_1}{nT_0} \int_0^{nT_0} F(t) dt$$

dove la $F(t)$ è una espressione composta da funzioni seno e coseno, e quindi superiormente limitata. Ne segue che in questi casi i coefficienti di Fourier del campo disturbante sono inversamente proporzionali alla prima potenza di n , e che essi decadono, come vedremo, più

rapidamente di quelli relativi al disturbo naturale.

4. Risultati sperimentali e comportamento statistico del campo magnetotellurico

Come già indicato mediante la (2.1) e le (2.16), (2.17), i coefficienti di Fourier relativi ad un campo magnetotellurico naturale aperiodico devono decrescere con il numero n dei periodi registrati. Ciò si deduce teoricamente dalla constatata continuità dello spettro di frequenze del campo stesso, ma non si può prevedere nello stesso modo la forma $A(T,n)$ e $B(T,n)$, in quanto funzioni di n . Le loro caratteristiche devono essere determinate sperimentalmente attraverso le registrazioni.

Le (2.1) e le (2.16), (2.17) ci garantiscono, d'accordo con le (2.20), (2.21), che si può ottenere il valore S_0 del segnale a patto di analizzare un numero sufficientemente alto di periodi, e tanto più alto quanto maggiore è il rapporto fra disturbo e segnale. Spesso però può essere desiderabile ottenere lo stesso scopo con tempi di registrazione più corti. Ciò è possibile mediante un procedimento del seguente tipo.

Supponiamo di conoscere in base ad un congruo numero di esperienze di campagna ed in diverse situazioni geologico-ambientali, le funzioni $A_d(T,n)$ e $B_d(T,n)$, relative al puro campo naturale. Si tratta di un comportamento statistico che a rigore è valido per numeri grandi, e che presenta una certa dispersione per piccoli valori di n ; ma, eseguendo opportune operazioni di media, è possibile ottenere funzioni abbastanza regolari in tutto l'intervallo compreso fra 1 ed il numero massimo N dei periodi registrati.

Ora, se diamo fiducia alla validità di una certa forma delle $A_d(T,n)$ e $B_d(T,n)$, e se durante il corso della misura il computer, eseguendo le analisi in tempo reale ci evidenzia due funzioni $A(T,n)$ e $B(T,n)$, di tipo differente dalle precedenti, possiamo attribuire la differenza alla presenza del segnale. Questo può quindi essere calcolato mediante uno dei metodi conosciuti, e sviluppati dagli stessi opera-

tori: Alfano, 1991; Alfano *et al.*, 1982; Ciminale e Patella, 1982; Lapenna *et al.*, 1987; Loddo e Patella, 1978.

L'operazione può essere eseguita con un numero di periodi registrati molto minore di quello necessario per eseguire uno stacking completo.

Le funzioni $A_d(T,n)$ e $B_d(T,n)$ sono state osservate per molto tempo ed in differenti circostanze, e nella maggior parte dei casi è stato osservato un comportamento del tutto casuale dei valori del campo geoelettico e magnetico naturale. Ciò significa che la somma S_i dei valori campionati, ed appartenenti alla stessa i -esima colonna della fig. 1, tende a zero con n secondo l'espressione

$$S_i(n)/n = \cos t (n^{-1/2}) \quad (4.1)$$

prevista dalla teoria della probabilità nel caso che i suddetti valori contenuti nella stessa colonna siano del tutto casuali.

Questa caratteristica del campo elettromagnetico naturale, come emerge dalle esperienze dei geofisici applicati e che vale per tutte le frequenze indagate, deve avere un significato in ordine alle modalità di generazione del campo elettromagnetico naturale, ma questo argomento non riguarda l'oggetto del presente lavoro.

BIBLIOGRAFIA

- ALFANO, L. (1991): Measurements of small signals masked by noises, presentato al 53° Meeting della EAEG, Firenze.
- ALFANO, L., E. CARRARA, G. PASCALE, A. RAPOLLA e N. ROBERTI (1982): Analysis procedure and equipment for deep geoelectrical soundings in noisy areas, *Geothermics*, **11**, 269-280.
- CIMINALE, M. e D. PATELLA (1982): On the determination of the maximum likelihood power of very noisy voltage records in geoelectrical explorations, *Boll. Geofis. Pura Appl.*, **24** (95).
- LAPENNA, V.A., C. SARIANO e D. PATELLA (1987): On the methods of evaluation of apparent resistivity under conditions of low message-to noise ratio, *Geothermics*, **16** (5-6).
- LODDO, M. e D. PATELLA (1978): Spectral analysis of voltage measurements for the interpretation of dipole geothermal areas, *Geothermics*, **6**, 227-235.