

# PROSPEZIONI INDIRETTE

A cura di V. Francani

[vincenzo.francani@polimi.it](mailto:vincenzo.francani@polimi.it)

## Indice

1.1	Tipi di prospezioni indirette .....	2
1.1.1	Studi geofisici .....	2
1.2	principi fondamentali della sismica a rifrazione .....	3
1.2.1	Il sistema di misura .....	4
1.2.2	Stesura dei calcoli .....	5
1.2.3	Caso della presenza di una superficie di separazione inclinata .....	7
1.2.4	Interpretazione delle misure .....	8
2	LA GEOELETTRICA .....	9
2.1	Cenni generali.....	9
2.2	Dispositivi di misura .....	10
2.3	Concetto di resistività apparente.....	12
2.4	Rappresentazione grafica delle misure e loro interpretazione .....	13
3	ORGANIZZAZIONE DI CAMPAGNE GEOSISMICHE E GEOELETTRICHE.....	14
4	SCHEMA RIASSUNTIVO .....	17

## 1.1 TIPI DI PROSPEZIONI INDIRETTE

Vengono raggruppate sotto questa denominazione le indagini che vengono effettuate a tavolino o con i mezzi e tecnologie che non richiedono il contatto diretto con la formazione oggetto dell'indagine, cosicché il sottosuolo viene studiato unicamente con mezzi di superficie.

I principali tipi di prospezione indiretta sono i seguenti:

1. Calcoli stratimetrici
2. Indagini geofisiche

Sugli studi e sulle indagini geofisiche, è ritenuto molto opportuno un approfondimento che solo il corso di GEOFISICA APPLICATA può fornire; qui di seguito vengono riportati alcuni appunti che sono destinati soprattutto a chiarire le circostanze nelle quali è utile l'impiego dell'una piuttosto che dell'altra tecnica geofisica.

### 1.1.1 Studi geofisici

La sismica sfrutta il principio secondo il quale un'onda elastica creata da una rapida sollecitazione imposta al terreno si muove con velocità diverse nei diversi mezzi; a loro volta le velocità delle onde principali e di quelle secondarie dipendono dalla densità e dal modulo elastico del terreno, cosicché a ogni tipo di terreno corrisponde una velocità sismica differente a seconda delle differenze di densità e modulo elastico.

Registrando pertanto le velocità di propagazione delle onde elastiche determinate ad esempio dallo scoppio di una carica esplosiva in un pozzetto, si può avere un'idea della distribuzione in profondità della densità e del modulo elastico dei terreni. Da tale indagine è poi possibile risalire attraverso l'interpretazione geologica e soprattutto tramite la correlazione con terreni affioranti di caratteristiche geosismiche identiche a quelle riscontrate in profondità, alla struttura geologica del sottosuolo.

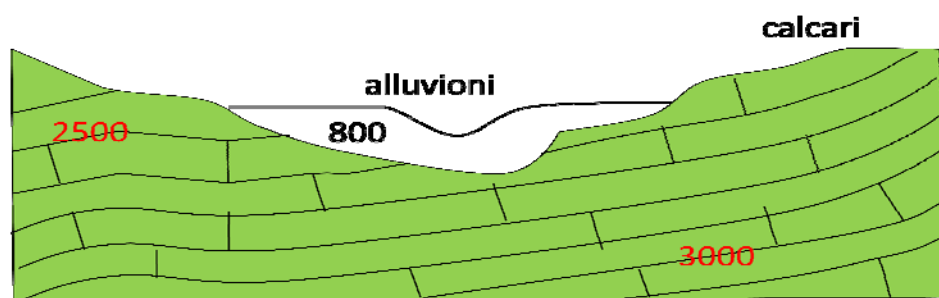


Figura 1 Sezione geologica di calcari e di depositi alluvionali

Nella Figura 1, si può constatare come l'unità con velocità 3000 m/s sia correlabile in superficie con l'unità calcarea: ciò permette di tracciare un sommario profilo geologico del substrato roccioso al di sotto dei depositi alluvionali.

I problemi che con la sismica meglio si prestano a trovare soluzione, nel campo dell'ingegneria civile, sono appunto di questo tipo:

- Determinazione del tetto del substrato “veloce” al di sotto di una copertura “lenta”
- Determinazione dello spessore di livelli “veloci” profondi;
- Individuazione di settori con modulo elastico anormalmente basso.

Tali informazioni, se la prospezione è stata ben condotta, hanno grande precisione e consentono indicazioni obbiettive sui parametri meccanici dei terreni; esse però non sono in alcun modo sostitutive delle prove dirette, e danno solamente valutazioni indicative sul comportamento delle rocce sottoposte a sollecitazioni di taglio, trazione, compressione.

## 1.2 PRINCIPI FONDAMENTALI DELLA SISMICA A RIFRAZIONE

La sismica a rifrazione è fondata sul principio che, qualora si rappresentasse la propagazione di un impulso sismico mediante una linea ortogonale alle superfici (tendenzialmente sferiche in un mezzo omogeneo) delle onde elastiche, si disegnerebbe quello che, per analogia con le denominazioni utilizzate in ottica, viene definito *raggio sismico*.

La linea lungo la quale si propaga un raggio sismico è una spezzata, i cui cambiamenti direzionali dipendono dalle rifrazioni che esso subisce al passaggio entro mezzi a diversa velocità.

Infatti, come avviene per i raggi luminosi, al passaggio da un mezzo a un altro dotato di densità differente, il raggio incidente che forma con la normale alla superficie di separazione un angolo di incidenza  $i$ , viene deviato in modo che l'angolo  $r$  formato dal raggio rifratto con la normale rispetti la seguente relazione:

$$\frac{\sin i}{\sin r} = \frac{V'}{V} \quad (1)$$

In cui  $V'$  è la velocità sismica nel primo mezzo,  $V$  è la velocità nel secondo.

Un'ulteriore analogia con l'ottica si ha a proposito dell'angolo di riflessione totale  $I$ , cioè dell'angolo di incidenza per il quale il raggio sismico subisce una deviazione di 90 gradi; questo fa sì che il raggio rifratto si propaghi lungo la superficie di separazione fra i due mezzi, e che per angoli incidenti maggiori di  $i$  non vi sia penetrazione del raggio sismico nel secondo mezzo. Il raggio proveniente dalla riflessione totale si propaga lungo la superficie di separazione con la velocità propria del secondo mezzo.

La velocità di propagazione delle onde sismiche nei diversi mezzi può essere rappresentata dalla seguente Tabella 1, in cui sono riportati alcuni valori a titolo di esempio

**Tabella 1 Velocità tipica per alcuni materiali**

Sabbie e ciottoli	600-800 m/s
Argille e arenarie a cem. Argilloso	1200-1800 m/s
Marne, calcari, scisti	3200-3800 m/s
Calcari e dolomie	5600-6000 m/s
Gesso, salgemma	6000 m/s

Ovviamente i tempi che intercorrono fra l'esplosione e la registrazione a poche migliaia di metri di distanza sono brevi: se gli strumenti per la registrazione sono a 2000 m, e il terreno ha velocità sismica di 4000 m/s è infatti evidente che l'onda sismica verrà registrata solo nel mezzo secondo dopo lo scoppio.

### 1.2.1 Il sistema di misura

Il dispositivo di misura comporta un pozzetto nel quale viene inserita una carica esplosiva; la profondità di questo pozzo deve essere maggiore dello spessore dello strato di alterazione, in modo da consentire di eliminare dai calcoli le complicazioni derivanti dalla presenza di questo livello; generalmente si tratta di pochi metri di scavo, quanto è necessario per superare il cosiddetto "aerato", che rappresenta la porzione più permeabile e porosa del terreno superficiale. Gli strumenti di misura sono costituiti da sismografi molto sensibili (i "geofoni") sistemati in genere a qualche decina di m di distanza l'uno dall'altro (la lunghezza di questo intervallo dipende dalla precisione che si vuole raggiungere). Il numero dei geofoni impiegati varia normalmente da 6 a 24.

La lunghezza complessiva dello stendimento varia anch'essa a seconda della profondità che si desidera investigare: ad esempio, per raggiungere una formazione sita a 1000 m di profondità, bisogna disporre i geofoni a 4000 m dal punto di esplosione e utilizzare cariche dell'ordine dei 100 kg di dinamite.

Le esplosioni (i "tiri") vengono eseguite da più punti, a considerevoli intervalli di tempo fra una e l'altra, mantenendo fermo l'allineamento dei geofoni. Ciò consente il confronto fra più registrazioni e tramite esso, la ricostruzione delle superfici di separazione fra le diverse unità in modo più preciso di quanto non sia possibile con un solo tiro; particolarmente utili, come risulterà meglio chiarito successivamente, l'effettuazione di tiri lungo la stessa direzione dello stendimento dei geofoni, ma da posizioni opposte.

Il dispositivo di misura è completato da quello di registrazione, al quale ciascun geofono è collegato: il risultato della prova consiste quindi in una serie di sismogrammi, ciascuno dei quali è facilmente reperibile grazie a precise indicazioni riportate sulla stessa registrazione al geofono che ha misurato le oscillazioni, nei quali oltre all'ampiezza dell'oscillazione stessa è riportato il ritardo con il quale si è prodotto l'impulso rispetto all'istante dell'esplosione. Generalmente il ritardo è facilmente deducibile dal sismogramma.

Dal ritardo e dalla distanza del geofono rispetto al punto di esplosione, si può procedere alla stesura dei calcoli delle velocità sismiche e degli spessori delle diverse unità, procedura che in molti dispositivi è ormai automatizzata.

Non altrettanto automatica è invece la trasposizione dei calcoli nella ricostruzione della struttura geologica, che non può esser compiuta se non previo lo studio della geologia locale.

### 1.2.2 Stesura dei calcoli

Come risulta dalla (Figura 1, i calcoli per la determinazione delle velocità sismiche e degli spessori delle diverse unità richiedono preventivamente il disegno delle curve "DROMOCRONE" cioè dei grafici che confrontano i tempi di arrivo degli impulsi con le distanze dei diversi geofoni dal punto di esplosione

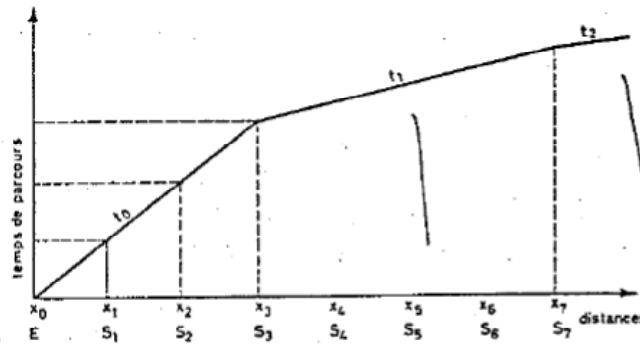


Figura 2 Dromocrone in cui sono riportate in ascisse le distanze e in ordinata i tempi

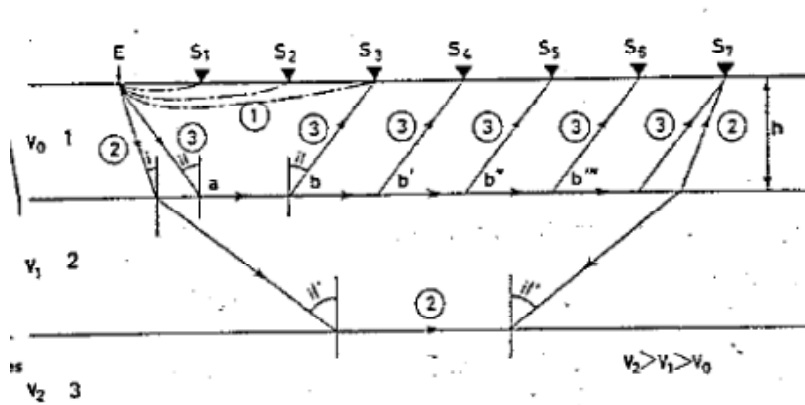


Figura 3 Schema della propagazione delle onde sismiche

Le pellicole sulle quali sono registrati i tempi di arrivo, sono graduati in centesimi di secondo. Esse permettono così di calcolare con molta precisione i ritardi fra l'istante E nel quale è avvenuta l'esplosione e l'arrivo dell'impulso al geofono (il ritardo viene indicato con la lettera t). Per il geofono più vicino al punto di esplosione, l'arrivo delle onde dirette si verifica dopo un tempo  $t'$  proporzionale alla distanza  $ES'$  (detto  $S'$  il punto in cui si trova il suddetto geofono) come in Figura 4.

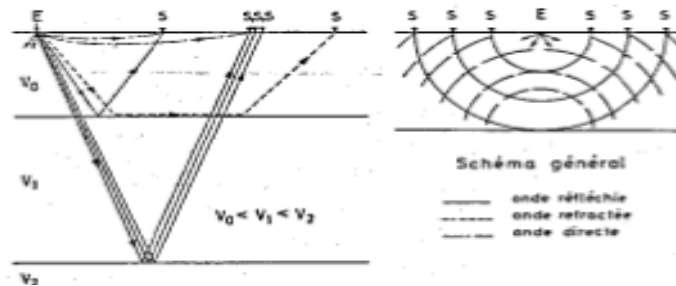


Figura 4 Propagazione nel sottosuolo di un fronte di onde provocato da un'esplosione

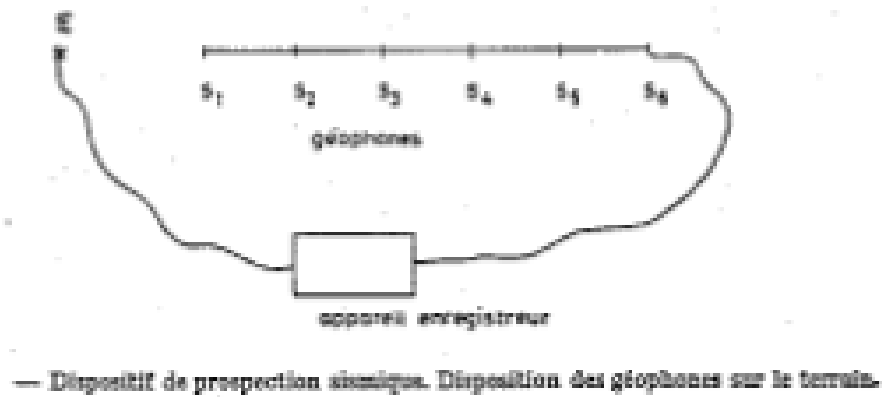


Figura 5 Dispositivo di prospezione sismica. Si vede la disposizione dei geofoni sul terreno

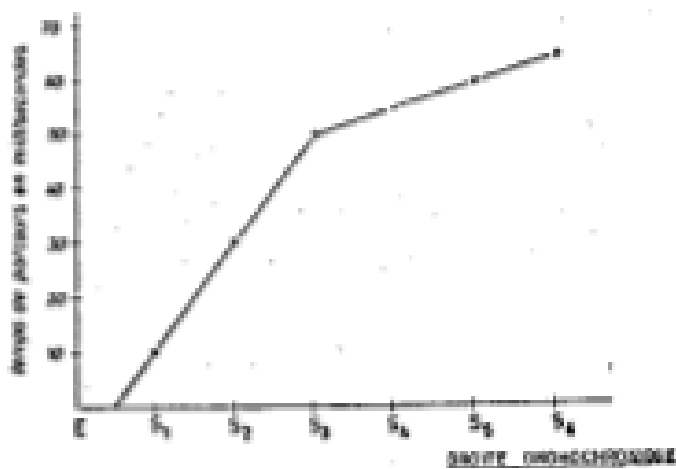


Figura 6 Esempio di registrazione dei sismografi. Possibile interpretazione

Il tempo in questione è:

$$t' = \frac{x}{V} \quad (2)$$

In cui  $x$  è la distanza percorsa e  $V$  la velocità sismica nel primo mezzo. Riferendosi alla Figura 3, ad una certa distanza da  $E$ , si pone  $x''$ , l'onda riflessa  $EabS3$ , arriva al geofono nel medesimo istante dell'onda diretta; per distanze superiori a  $x''$ , la prima onda registrata sarà l'onda rifratta  $Eab'S4$ . La propagazione di quest'onda è materializzata dalla linea tratteggiata. Il tragitto  $Ea$  si verifica nel mezzo a velocità  $V'$  e  $BS4$  in quello di velocità  $V$ .

Il tempo percorso  $t''$  è dato dalla relazione:

$$t'' = \frac{Ea}{V'} + \frac{ab}{V'} + \frac{bS4}{V} \quad (3)$$

Attraverso le "dromocrone" i sismogrammi consentono il calcolo delle velocità sismiche e degli spessori dei diversi livelli ad esse corrispondenti. La velocità  $V$  è infatti direttamente calcolabile come cotangente al tratto inferiore di dromocrona, in base alla (2)  $t' = \frac{x}{V}$  mentre dalla (3) è

possibile calcolare  $V'$ : infatti i punti corrispondenti ai tempi di arrivo dell'onda rifratta dal mezzo con velocità  $V'$  si allineano sulla dromocrona con una pendenza pari a  $1/V'$ .  
Lo spessore  $h$  del primo livello si deduce dall'ascissa del "ginocchio" presente nella dromocrona nel punto di variazione della sua inclinazione. Si ha infatti:

$$h = 0.5 \frac{ES4\sqrt{(V'-V)}}{\sqrt{(V+V')}} \quad (4)$$

Dagli altri punti di "ginocchio" si ottengono agevolmente gli spessori degli altri livelli.

### 1.2.3 Caso della presenza di una superficie di separazione inclinata

In queste circostanze si effettua una esplosione in una posizione simmetrica rispetto alla precedente, ma situata sull'estremità opposta dello stendimento, ricavando una dromocrona diversa dalla prima, come si può verificare nella Figura 7:

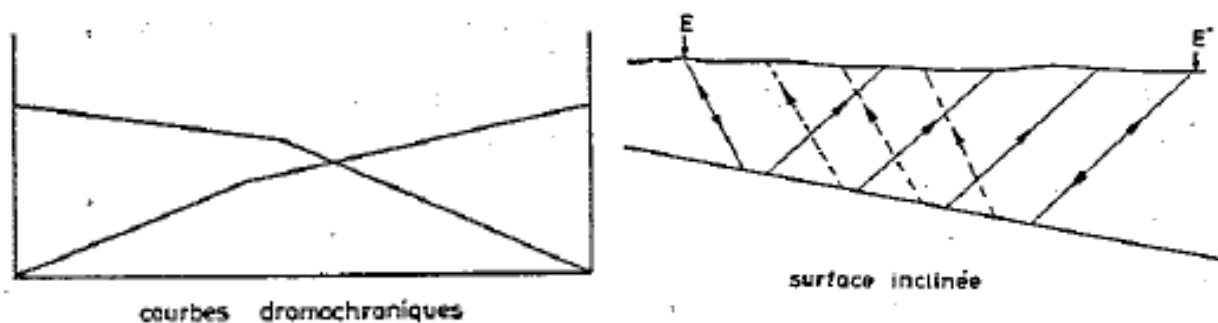


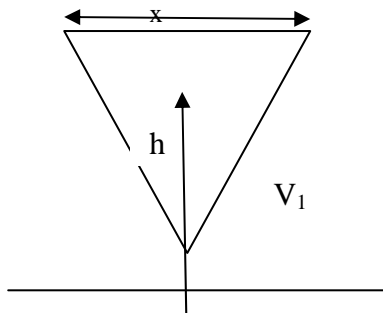
Figura 7 Superficie inclinata e curve delle dromocrone

In tal caso, si ricavano per gli stessi livelli spessori diversi a seconda del punto di esplosione; generalmente è sufficiente la media dei valori ottenuti per determinare gli spessori reali. In sintesi il metodo consiste nel rilevare i tempi di arrivo delle onde riflesse da grande profondità; tale tecnica infatti non può fornire risultati per le profondità inferiori ai 100 m, direttamente nei livelli superficiali, dal punto di esplosione ai geofoni; esse quindi possono essere rilevate solamente quando provengono da distanze tali per cui gli impulsi diretti non siano più in grado di determinare disturbi.

La riflessione avviene quando l'onda sismica perviene a una marcata superficie di separazione fra due mezzi (ad esempio un giunto di strato); qui essa può riflettersi verso l'alto, e quindi pervenire alla serie dei geofoni predisposta sul terreno.

L'allineamento di questi strumenti di misura è fatto in modo che il punto di esplosione sia situato al centro dello stendimento. La superficie riflettente non è una sola: infatti, si osserva nei sismogrammi che esse sono molto numerose; inoltre, ogni superficie può funzionare da "specchio" per molte onde sismiche, permettendo così di ricostruirne in modo molto preciso l'andamento del sottosuolo.

Da quanto detto, si può notare che la sismica a riflessione è molto indicata per terreni omogenei contenenti superfici “specchio” marcate, come sono ad esempio le rocce calcaree ben stratificate. Essa può dare in modo sufficientemente preciso la ricostruzione delle strutture tettoniche sepolte, dei limiti di trasgressione tra formazioni litologicamente simili, la giacitura di faglie in analoghe condizioni.



#### 1.2.4 Interpretazione delle misure

I sismogrammi permettono di determinare la profondità  $h$  alla quale si trova la superficie riflettente, in base al tempo  $t$  di arrivo all'onda riflessa secondo la relazione (5):

$$h = 0.5\sqrt{V_1^2 t^2 - x^2} \quad (5)$$

I risultati sono presentati su grafici e carte:

- sezioni tempi
- carte di profondità
- carte delle isocrone

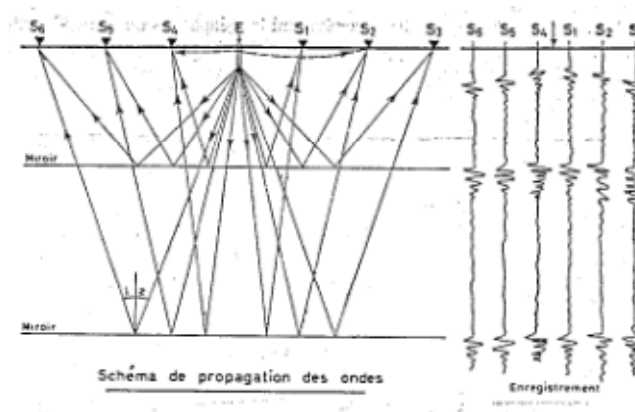


Figura 8 Schema di propagazione delle onde



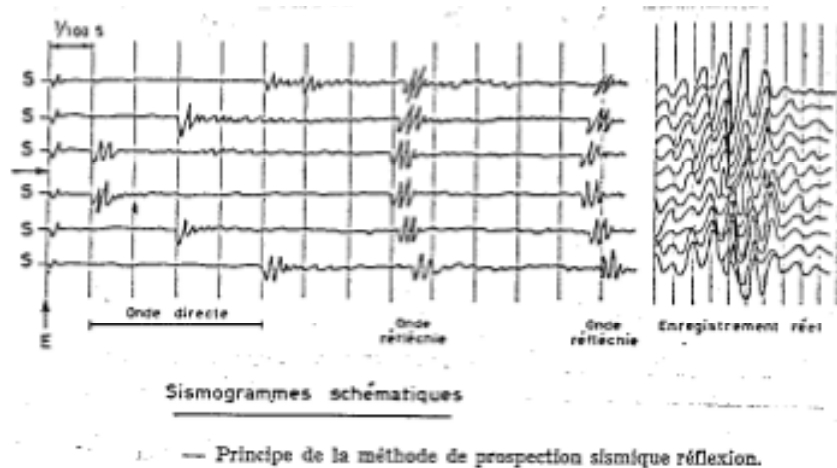


Figura 9 Sismogramma

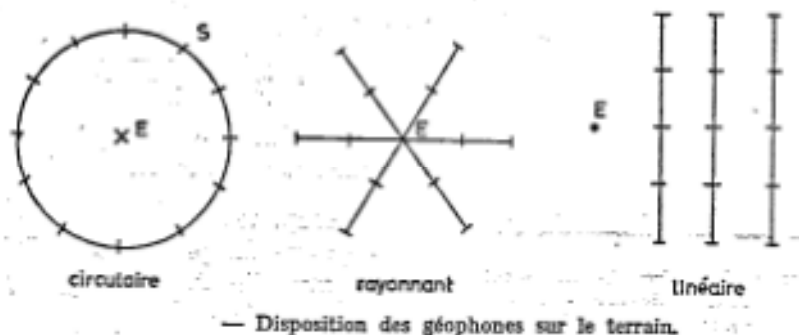


Figura 10 Possibile disposizione dei geofoni sul terreno

## 2 LA GEOELETTRICA

### 2.1 CENNI GENERALI

Le rocce possono condurre la corrente elettrica solo con difficoltà; se quindi si misura la caduta di potenziale tra due elettrodi disposti nel terreno in modo da produrvi un flusso di corrente, si riscontrano cadute di potenziale molto elevate fra di essi, anche nei casi in cui sono molto ravvicinati.

Si dice quindi che la roccia ha resistività molto alta: si intende infatti che la resistività sia il rapporto tra la caduta di potenziale misurata e l'intensità della corrente immessa, tenuto conto della sezione di passaggio della corrente e della distanza tra gli elettrodi.

L'unità di resistività è l'ohm\*m [ $\Omega m$ ], che rappresenta la resistenza elettrica di un prisma di roccia alto un metro e di un metro quadrato di sezione.

Tuttavia si deve constatare alcune significative eccezioni: ad esempio, se si misura la resistività di una roccia arida, vi si riscontrano valori di oltre 3000 ohm\*m; se si verifica quella di una roccia satura d'acqua, anche la medesima controllata in precedenza, si trovano valori di resistività da 10 a 1000 volte inferiori. In altri termini non è tanto la qualità dei componenti la roccia a determinarne la resistività, quanto quella del fluido che vi è contenuto e la sua abbondanza.

Esaminando ancora più a fondo l'argomento, tuttavia la litologia ha un certo peso: per esempio, una dolomia risulta più resistiva di un'arenaria a cemento argilloso, una quarzite è molto più resistiva di una dolomia, etc.

Infine, se si hanno dati di resistività di una stessa roccia su grandi estensioni di territorio, si osserva che dove l'acqua è più ricca di sali, e dove quindi essa risulta più conduttiva, diminuisce sensibilmente la resistività della formazione che stiamo studiando.

Tenuto conto di tutto questo, si conclude che la resistività del terreno dipende da tre fattori, che in ordine di importanza, sono:

- Il tenore in acqua
- La conducibilità del fluido contenuto
- La litologia del terreno

Influenza della litologia: Tabella 2

**Tabella 2 Resistività tipiche per formazioni a diversa litologia**

Calcari	100 – 5000 ohm*m
Arenarie	60 – 10000 ohm*m
Quarzite	20000 ohm*m

Influenza del tenore in acqua: Tabella 3

**Tabella 3 Variazioni di resistività con la porosità**

LITOLOGIA	POROSITÀ [%]	RESISTIVITÀ [ohm*m]
Calcari	0,5 – 2	100 – 5000
Sabbia	40 – 55	150 – 300
Argilla	60 – 75	10 – 50

Influenza della composizione chimica: nella massima parte dei casi, la variazione di resistività per un aumento di 10 volte della concentrazione è all'incirca dello stesso ordine di grandezza, in modo che si è stabilita empiricamente la relazione:

$$\text{Resistività} \times \text{salinità} = \text{costante} \quad (6)$$

## 2.2 DISPOSITIVI DI MISURA

La tecnica più usata è quella del quadripolo Schlumberger (Figura 11), che consiste in un allineamento formato da quattro elettrodi, due per l'immissione della corrente e quindi collegati a un generatore (elettrodi A e B, detti "di corrente") e due di misura, collegati a galvanometro, solitamente indicati con le lettere M e N.

Questi ultimi nel metodo classico stanno al centro dello stendimento (Figura 12), mentre nella variante detta dipolo – dipolo sono situati lateralmente agli elettrodi A B.

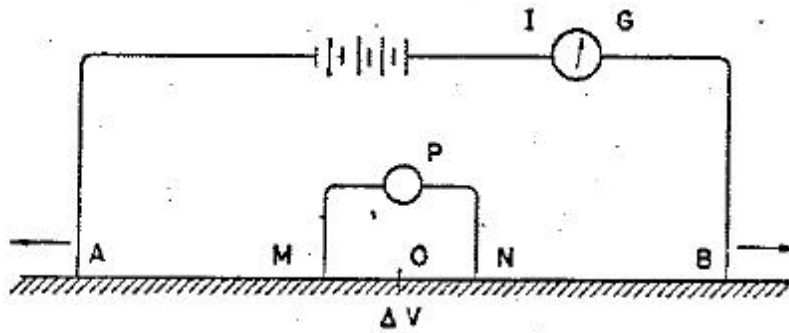


Figura 11 Dispositivo quadripolo per la misura della resistività, con il metodo Schlumberger

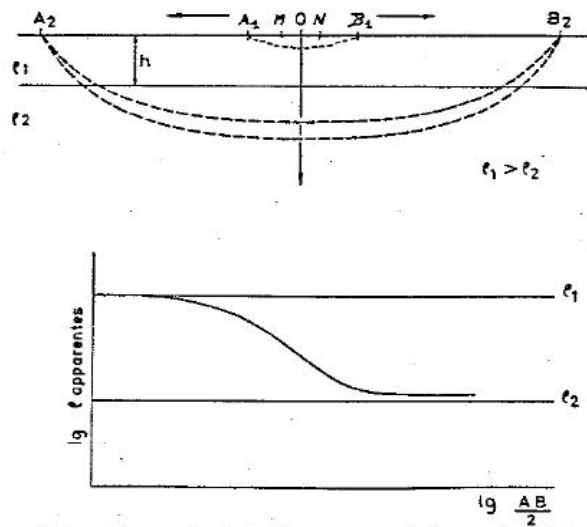


Figura 12 Schema di un sondaggio elettrico e rappresentazione grafica dei risultati delle misure di resistività

In base all'esperienza, si può ritenere che venga di volta in volta interessato dal passaggio di corrente un prisma di roccia (Figura 13)

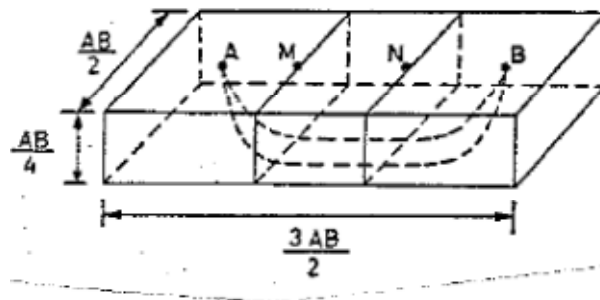


Figura 13 Passaggio di corrente in un prisma di roccia

Con larghezza =  $AB/2$ ; lunghezza =  $3 * AB/2$ ; profondità  $\approx AB/4$ .

**Tabella 4 – Valori di resistività per differenti litologie**

NATURA LITOLOGICA	RESISTIVITÀ SPECIFICA [ohm*m]
Marne	0,5 – 20
Argille (in acqua dolce)	10 – 100
Argille (in acqua salata)	1 – 10
Scisti	50 – 1000
Calcari	100 – >5000
Quarziti	20000
Graniti	300 – >15000
Rocce eruttive compatte	500 – 20000
Rocce eruttive alterate	50 – 500
Alluvioni, sabbie, materiali sciolti	100 – 1000
Suoli argillosi	10 – 20

## 2.3 CONCETTO DI RESISTIVITÀ APPARENTE

Dal momento che il prisma di terreno attraversato dalla corrente ha dimensioni che dipendono dalla distanza  $AB/2$ , risulta evidente che, per ottenere i valori della resistività dei terreni situati entro i primi metri di terreno è sufficiente fare in modo che questa distanza non sia molto elevata. Se questo terreno è omogeneo, si può attribuire al prisma esaminato una resistività sufficientemente esatta.

Se poi si allontanano gli elettrodi di corrente, si raggiungerà anche un livello sottostante al primo, con litologia differente: tuttavia, di questo secondo livello si avvertirà la presenza quando le linee di corrente saranno già entrate nel secondo mezzo, interessandolo per un certo volume; allora, le misure effettuate tramite gli  $MN$  riveleranno un aumento o una diminuzione della resistività incontrata nel primo mezzo.

Tale tendenza si accrescerà man mano che gli elettrodi di corrente saranno allontanati e, registrando su un grafico le resistività rilevate, si potrà disegnare una curva (in genere si utilizza un diagramma bi logaritmico) che tenderà sempre più verso il valore reale della resistività del secondo mezzo, quanto maggiore sarà il volume del secondo mezzo attraversato dalla corrente.

In altri termini difficilmente si registreranno valori reali della resistività dei diversi mezzi, in quanto le misure sono sempre influenzate dalla presenza del primo mezzo e di quelli soprastanti a quello interessato dalla misura.

Molte volte lo spessore di un livello dotato di una resistività propria e differente da quella dei terreni sottostanti e soprastanti (quindi altrimenti facilmente rilevabile) è troppo piccolo perché la curva della resistività permetta di individuarne il vero valore: accade in questi casi che siano i livelli inferiori a quello oggetto della misura a interferire. Spesso livelli troppo piccoli per rivelare la loro vera resistività danno luogo ad una semplice deformazione della curva di resistività, o addirittura a nessuna sensibile deviazione della curva stessa.

Da quanto esposto si deduce che:

- Raramente la resistività misurata corrisponde alla reale resistività del terreno
- È quindi opportuno parlare di “resistività apparenti” anziché reali, quando si intendono quelle rilevate dagli apparecchi di misura
- Livelli a resistività poco diversa da quella delle litozone superiori e inferiori non vengono rilevati
- Livelli troppo poco spessi danno luogo a semplici deviazioni della curva delle resistività apparenti, che per lo più ne rendono difficile o impossibile l’identificazione.

## 2.4 RAPPRESENTAZIONE GRAFICA DELLE MISURE E LORO INTERPRETAZIONE

Nei diagrammi bi logaritmici (Figura 14), si riportano in ascisse le distanze  $AB/2$  e in ordinate le resistività apparenti.

La resistività del prisma le cui dimensioni dipendono da  $AB/2$ , viene calcolata in base alla relazione (7):

$$r = K \frac{V_m - V_n}{I} \quad (7)$$

In cui  $K$  è un coefficiente che dipende dalle distanze  $AB$  e  $MN$ , e dalla configurazione dello stendimento, nonché dallo strumento,  $I$  è l'intensità della corrente,  $V_m$  e  $V_n$  i potenziali misurati agli elettrodi  $M$  e  $N$ .

I grafici presentano i seguenti tratti caratteristici:

- a) Gli "asintotici", cioè i tratti in cui le resistività apparenti tendono verso i valori delle resistività reali, sono particolarmente comuni nei primi metri ( $AB/2$  molto piccoli) e nei casi in cui lo spessore dei livelli a resistività media costante o poco variabile è elevato;
- b) Le "risalite" e le "discese", cioè i tratti in cui la curva è influenzata da valori molto più alti o molto inferiori dei livelli sottostanti rispetto a quelli soprastanti, in modo che la resistività apparente tende ad aumentare bruscamente o a diminuire con l'aumento di profondità del volume investigato.

In caso di asintoto, la resistività apparente è abbastanza vicina a quella vera, così da poter consentire indicazioni dirette di una certa attendibilità; negli altri casi, resistività e spessore vengono determinati con l'utilizzo di programmi di calcolo opportunamente costituiti, oppure con la consultazione di grafici validi per situazioni già sperimentate.

Questi grafici sono organizzati in "tavole" che rappresentano i diversi casi, che sono raggruppati a seconda che si tratti di terreni a "due strati" (cioè con potenziali asintoti) o a tre o più "strati", secondo quanto riportato nelle figure allegate. I calcoli sono complicati dalla mancanza di dati relativi allo spessore dei diversi livelli; il fatto che non si possa utilizzare direttamente per il calcolo di  $h$  la relazione:  $h = AB/4$  che è troppo approssimativa, determina la necessità di dover risolvere un problema con due incognite e una sola equazione, che obbliga a trovare soluzioni approssimative.

Ciononostante il metodo della sovrapposizione della curva registrata con curve già sperimentate dà buoni risultati, specialmente se si controllano i risultati con programmi di calcolo che permettono di verificare se le elaborazioni ottenute con il metodo della sovrapposizione sono sufficientemente corrette, costruendo la curva che si otterrebbe se il terreno avesse la resistività e gli spessori determinati con il metodo della sovrapposizione.

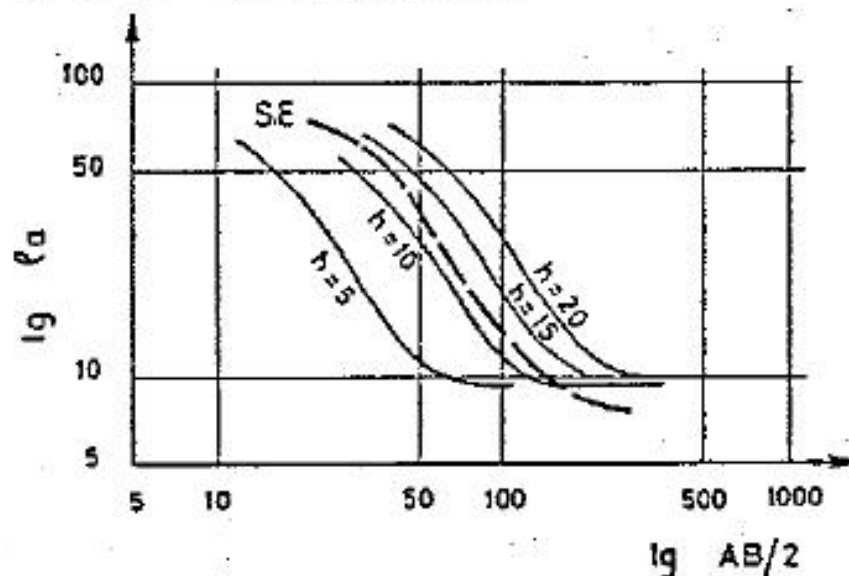


Figura 14 Diagramma bi-logaritmico

Le indagini geoelettriche risultano particolarmente indicate per delimitare lo spessore e alcune caratteristiche di terreni resistivi su sedimenti conduttivi, o di terreni conduttivi su un substrato resistivo; esse quindi sono utilizzate spesso per la ricerca idrica.

### **3 ORGANIZZAZIONE DI CAMPAGNE GEOSISMICHE E GEOELETTRICHE**

I dati raccolti per ciascun stendimento sismico ed elettrico vengono riferiti ad un tratto di terreno corrispondente, nel primo caso alla lunghezza del tratto del tratto coperto da geofoni, nel secondo al sottosuolo posto sulla verticale del centro del quadripolo.

Sulle carte viene quindi generalmente riprodotta la lunghezza dello stendimento sismico e il punto corrispondente al centro del quadripolo.

Nei due casi, i valori ricavati devono essere "tarati": questa operazione viene compiuta confrontando i valori di velocità sismica e di resistività con quelli ottenibili in punti nei quali è sicuro il legame fra litologia e velocità sismica o fra litologia e resistività.

Per le prove sismiche, è sufficiente eseguire stendimenti per ciascuna delle formazioni che compongono il sottosuolo nell'area da investigare, effettuandoli in aree in cui la roccia è affiorante nelle medesime condizioni di alterazione e fratturazione nelle quali essa è presente nell'area esaminata.

Per gli studi geoelettrici si può procedere analogamente, oppure si può "tarare" vantaggiosamente la ricerca sulla scorta di dati di perforazioni, delle quali si conosca la stratigrafia e la posizione delle falde, oppure con pozzi costruiti appositamente.

Senza questa operazione di "taratura", difficilmente i risultati sono veritieri, per la presenza di troppe incognite capaci di falsare i risultati.

Si avverte inoltre che tutti i metodi sono stati studiati per superfici di separazione poco complesse e orizzontali; quando vengono a mancare questi elementi l'interpretazione è possibile a patto che si apportino le correzioni suggerite dalle conoscenze esistenti in materia e che derivano in gran parte dall'esperienza.

La geosismica e la geoelettrica permettono buone ricostruzioni dell'andamento del sottosuolo su vaste regioni con poca spesa. I sondaggi andranno disposti in modo da costruire una rete, appoggiata alle perforazioni esistenti e ai sondaggi meccanici appositamente eseguiti; ciò

permetterà l'esecuzione di sezioni "a reticolo" che restituiranno un'immagine abbastanza fedele del sottosuolo. In media, occorre almeno un sondaggio elettrico ogni 100 m per tracciare i lineamenti geologici di una pianura alluvionale, ma il numero e la densità dovranno essere stabilite in funzione delle difficoltà riscontrate; non è perciò raro che alla campagna preliminare sia necessario fare seguire una campagna integrativa, accompagnata da eventuali sondaggi meccanici, per la corretta definizione dei problemi insoluti nel corso della prima.

Al fine di un considerevole risparmio di tempo e denaro, è necessario che tutto lo studio sia preceduto da rilevamento geologico; esso è destinato a delimitare le aree nelle quali eseguire gli studi geofisici e a evidenziare le diverse unità geologiche presenti nell'area.

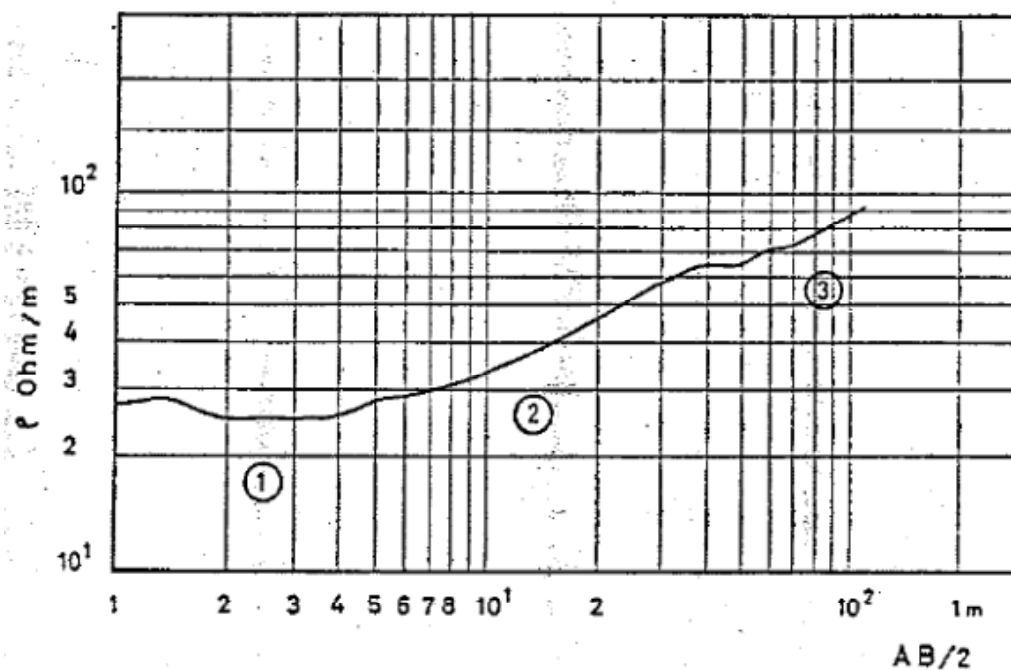


Figura 15 Sondaggio elettrico

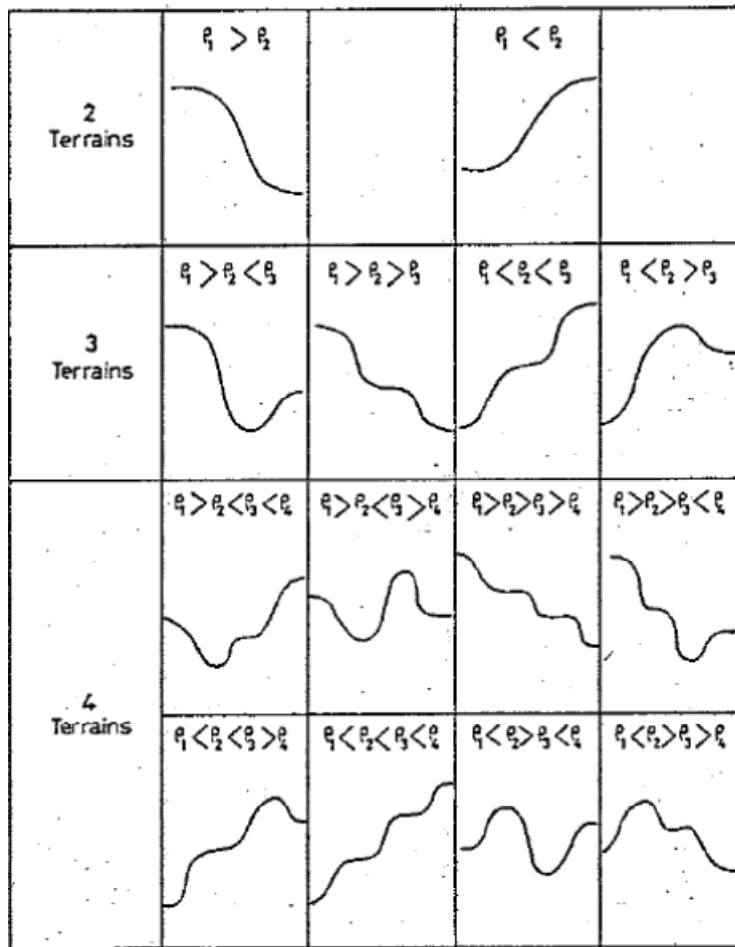


Figura 16 – Diagramma di un sondaggio elettrico in funzione del numero di terreni



## **4 SCHEMA RIASSUNTIVO**

### **RILEVAMENTO GEOLOGICO**

#### SCOPO FONDAMENTALE

delimitazione delle unità litologiche (formazioni)

#### ALTRI SCOPI:

Identificazione delle dislocazioni dei livelli alterati e fratturati

Raccolta dati tecnici sulle rocce

Individuazione dei dissesti e altri fenomeni geomorfologici importanti

Ricostruzione della struttura geologica

### **STRATIMETRIA**

#### SCOPO FONDAMENTALE

estrapolazione dei dati del rilevamento geologico di superficie per la costruzione di sezioni geologiche (solo quando la struttura geologica consente di ritenere per tratti gli strati piani)

#### ALTRI SCOPI:

identificazione dei limiti coperti da detrito

Calcoli sulla profondità dei pozzi e sui livelli incontrati dalle gallerie

Calcolo della giacitura apparente lungo direzioni prefissate

Calcolo dello spessore delle unità litologiche

### **GEOELETRICA**

#### SCOPO FONDAMENTALE

distinguere l'andamento delle unità geoelettriche nel sottosuolo, previa taratura

#### ALTRI SCOPI

identificazione dei terreni più permeabili e di quelli contenenti acqua salata

#### LIMITI

*non consente estrapolazioni sicure oltre poche decine di m di profondità e necessità di prospezioni ausiliarie*

*Se non vi è l'appoggio di prospezioni ausiliarie, come perforazioni e sondaggi elettrici o geosismica, vale solo fino a poche decine di m di profondità*

*Non è applicabile quando i terreni non presentano rilevanti differenze di resistività, o quando i livelli cercati hanno piccolo spessore*

## **GEOSISMICA**

### **SCOPO FONDAMENTALE**

definire l'andamento delle unità litologiche a velocità diversa

### **ALTRI SCOPI**

distinguere i terreni in base alle loro proprietà tecniche (le rocce più alterate sono meno veloci, come le rocce più fratturate)

La riflessione consente la ricostruzione delle strutture delle rocce; la rifrazione visualizza le rocce più e meno resistenti

*La riflessione è applicabile solo per profondità superiori ai 100 m, la rifrazione solo quando la velocità dei terreni cresce in profondità. Livelli di piccolo spessore o di velocità sismica analoga non sono distinguibili.*

## TABELLA DI CONFRONTO FRA I METODI ELETTRICI E SISMICI

### ELETTRICA

#### Vantaggi

Costo ridotto

Risolve i casi con resistenza apparente molto diversa

Risolve i casi di intrusione di acqua salmastra

Risolve i casi con substrato resistivo sotto depositi conduttivi

Risolve il caso di substrato conduttivo sotto depositi resistivi

### SISMICA

Molto precisa

Fornisce i moduli elastici e individua lo stato di fratturazione

Ottima per substrato roccioso sotto depositi sciolti

Si deve tenere presente il principio che senza opportune tarature (sondaggi meccanici o geognostiche) né la sismica né la geoelettrica forniscono risultati certi

### ELETTRICA

#### Svantaggi

Minore precisione

Non sente i livelli poco spessi

Difficilmente distingue argille da sabbie sature

Non “vede” le differenze fra rocce con interstrati argillosi o marnosi e depositi conduttivi sovrastanti (es. limi su flysch)

Risente di disturbi in aree urbanizzate

### SISMICA

Quella profonda è costosa

La rifrazione rivela livelli poco veloci interposti fra livelli molto veloci

Necessità di permessi per quella profonda

Risente di notevoli difficoltà di interpretazione in montagna e con substrato irregolarmente inclinato