Geofisica Applicata

Scienze Geologiche

LM

Geoelettrica

AA 2018-2019

Il metodo geoelettrico parte 4

N. Abu Zeid

GEOGIGA TECHNOLOGY CORP.

Copyright © 2018. All rights reserved.

Nella cartella\utility\
Sono stati caricati i manuali d'uso del pacchetto '**Seismic Pro 9.0**'

Il pacchetto è installato su 9 PC del laboratorio di informatica (aula 31/Blocco F)
I 4 /lato Sx corridoio ed i promi 5/lato dx

Il codice può essere utilizzato fino a settembre 2019 quindi avrete modo di utilizzare il codice liberamente quando volete.

In aula faremo esercitazioni dove potete utilizzare i moduli che saranno inerenti al corso di Geofisica Applicata,

L'utilizzo del software **richiede l'autenticazione del PC** per abilitare la connessione necessaria per l'attivazione del codice via rete.

I moduli da studiare sono:

(1) Front end: lettura, conversione, filtraggio, correzione ampiezza, normalizzazione, inversione polarità,….etc. incluso anche il modulo per l'operazione del picking dei primi arrivi per la sismica a rifrazione

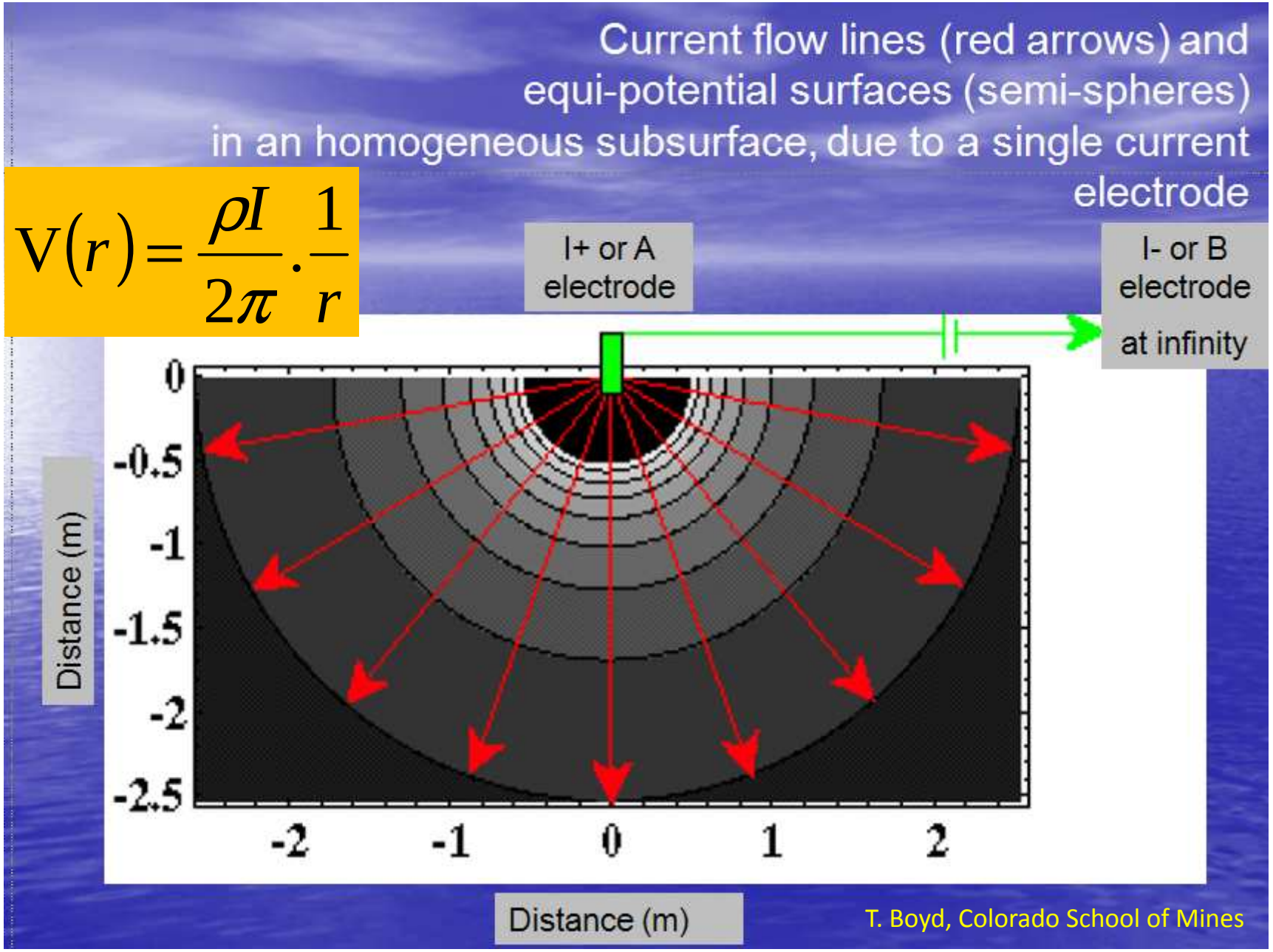
I moduli da studiare sono:

I moduli sono evidenziati con quadretto rosso.

I manuali/brevi/ ma in inglese sono contenuti sia nella cartella del software sia nella pagine del docente:

http://www.unife.it/scienze/lm.geologia/insegnamenti/geofisica-applicata/diapositive-lezioni-aa-2018-2019/utility/sismica

Geoelettrica: sorgente puntiforme – semispazio omogeneo

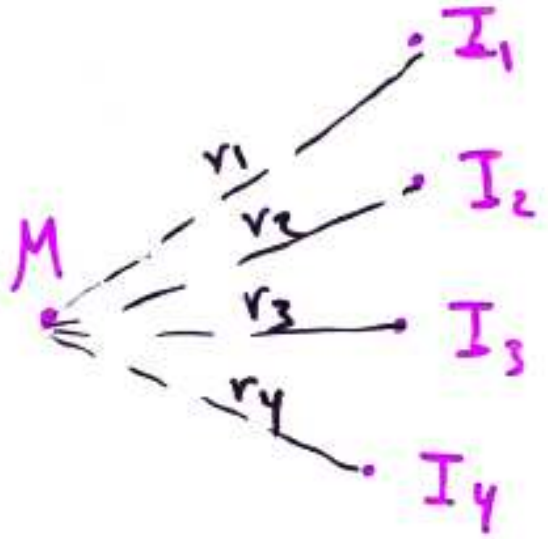


Geoelettrica: definizione del potenziale elettrico dovuto ad nn sorgenti puntiformi

- il potenziale totale nel punto M

$$V_M = \frac{\rho}{2\pi}\left[\frac{I_1}{r_1} + \frac{I_2}{r_2} + \frac{I_3}{r_3} + \frac{I_4}{r_4}\right]$$

$$= \frac{\rho}{2\pi}\sum_{i=1}^{n}\frac{I_i}{r_i}$$



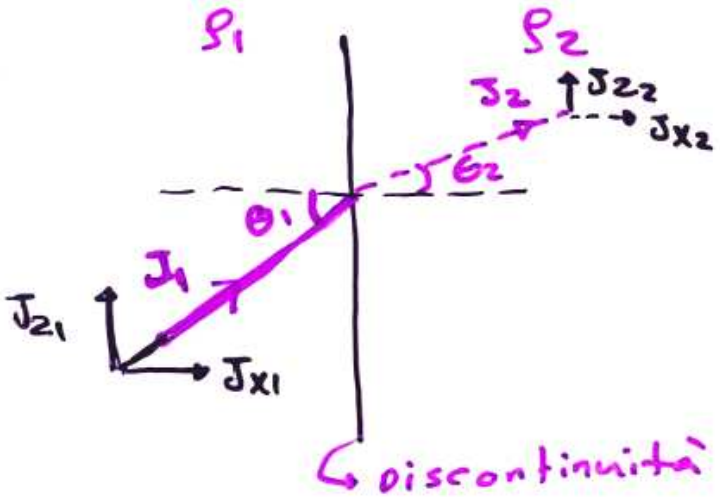
✓ Misurando il potenziale si può determinare la resistività

Attenzione: qualsiasi sorgente elettrica contribuisce alla generazione di potenziale

si parla di **Ruomore Elettrico Ambientale** ciò costituisce una limitazione all'applicazione dei metodi geoelettrici in queste aree

Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia piana – Rifrazione delle linee di corrente

- posta una discontinuità che separa due mezzi di ρ_1 e ρ_2
- i mezzi sono omogenei
- J_1 densità di corrente
- V deve essere continua cioè $\frac{\partial V}{\partial x}$ è anche continua
- $\vec{J}_{n1} = \vec{J}_{n2}$
- $\vec{E}_{t1} = \vec{E}_{t2}$



dalla legge di ohm $\vec{J} = \sigma \vec{E}$

$$\vec{J}_{x1}\rho_1 = \vec{J}_{x2}\rho_2 \quad \text{---①}$$

$$\vec{J}_{z1} = \vec{J}_{z2} \quad \text{---②}$$

- dividere ①/②

$$\rho_1 \frac{\vec{J}_{x1}}{\vec{J}_{z1}} = \rho_2 \frac{\vec{J}_{x2}}{\vec{J}_{z2}}$$

siccome $\vec{J}_{x1}/\vec{J}_{z1} = \operatorname{tg}\theta_1$

$$\boxed{\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{\operatorname{tg}\theta_2}{\operatorname{tg}\theta_1}}$$

confrontare con la legge di Snell !

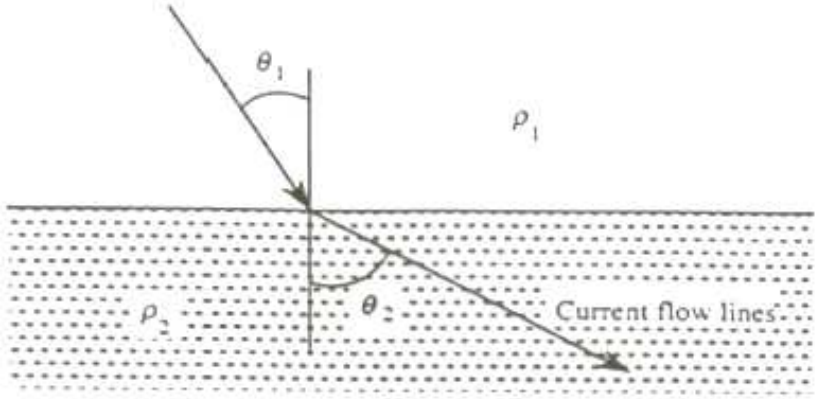
<u>calcolare:</u>

ρ_1=10 Ω.m, ρ_2=100 Ω.m

θ_1=30°

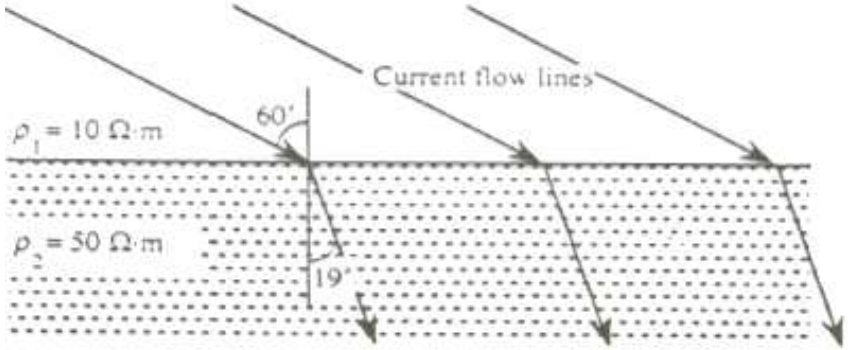
Calcolare θ_2 sia con questi parametri che quando si scambia ρ_1 con ρ_2 ?

Geoelettrica: Rifrazione delle linee di corrente – esempio



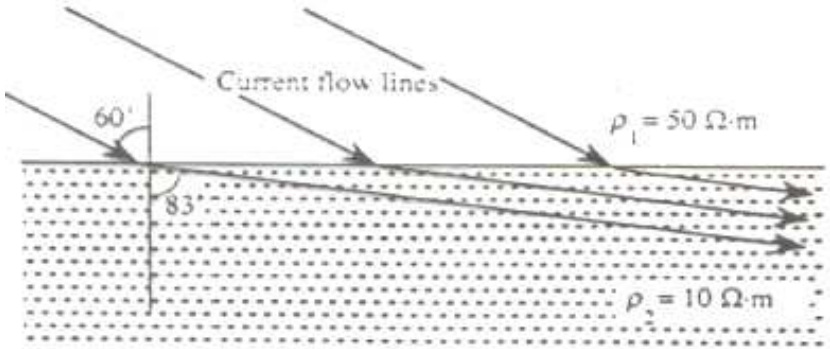
$$\frac{\tan\theta_1}{\tan\theta_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1}$$

resistivo



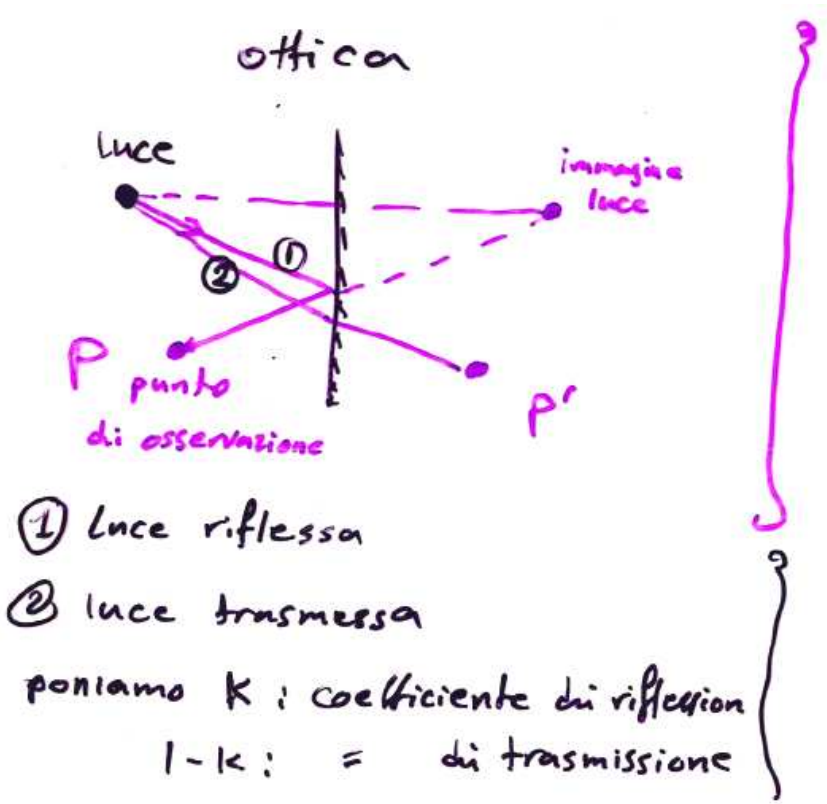
$$\rho_1 < \rho_2$$

conduttivo



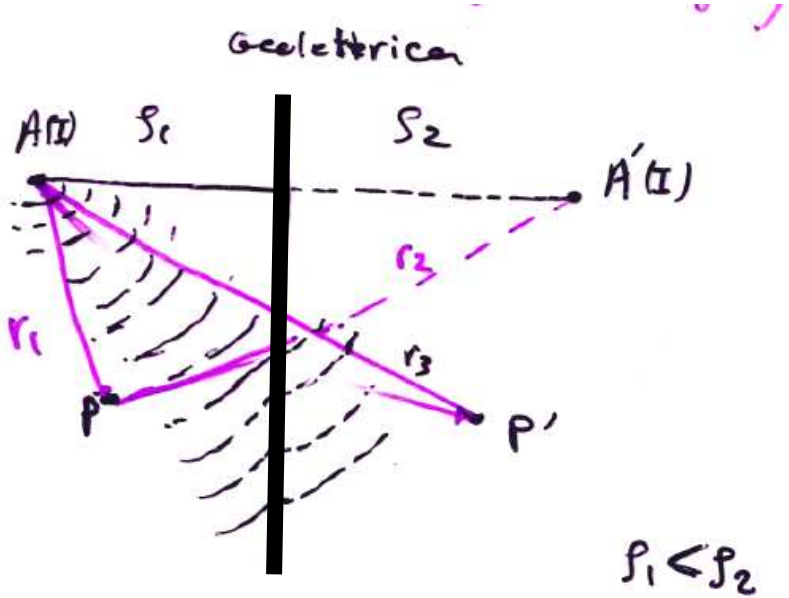
$$\rho_1 > \rho_2$$

Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia piana
Coefficiente di Riflessione (K)



$$V_P = \frac{I\rho_1}{4\pi}\left(\frac{1}{r_1} + \frac{K}{r_2}\right)$$

$$V_{P'} = \frac{I\rho_2}{4\pi}\left(\frac{1-K}{r_3}\right)$$



discontinuità

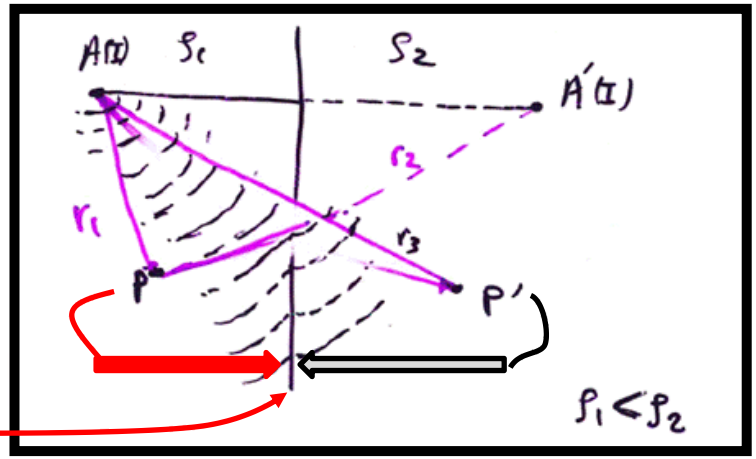
Sorgente immagine
Teoria di Cauchy
Unicità della soluzione se esiste

Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia piana

Coefficiente di riflessione

$$V_P = \frac{I\rho_1}{4\pi}\left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2}\right)$$

$$V_{P'} = \frac{I\rho_2}{4\pi}\left(\frac{1-k}{r_3}\right)$$



Se il punto 'p' viene collocato sulla superficie della discontinuità avremo, $r_1=r_2=r_3=r$

$$\therefore \quad \frac{I\rho_1}{4\pi}\left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2}\right) = \frac{I\rho_2}{4\pi}\left(\frac{1-k}{r_3}\right)$$

$$\frac{\rho_1(1+k)}{r} = \frac{\rho_2(1-k)}{r}$$

$$\therefore \quad \frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1-k}{1+k}$$

oppure

$$\rho_1 + \rho_1 k = \rho_2 - \rho_2 k$$

$$\rho_1 - \rho_2 = -\rho_2 k - \rho_1 k$$

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

k: coefficiente di riflessione

± 1

Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia piana
Coefficiente di riflessione

$$k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

k: coefficiente di riflessione

± 1

Quando

$$V_P = \frac{I \rho_1}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2}\right)$$

K >0 si verifica un incremento di potenziale elettrico
se il mezzo 2 è resistivo,

K <0 si verifica un decremento di potenziale elettrico
se il mezzo 2 è conduttivo

Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia libera
O superficie libera

Mezzo 1: aria (ρ_1)

Mezzo 2: suolo (ρ_2)

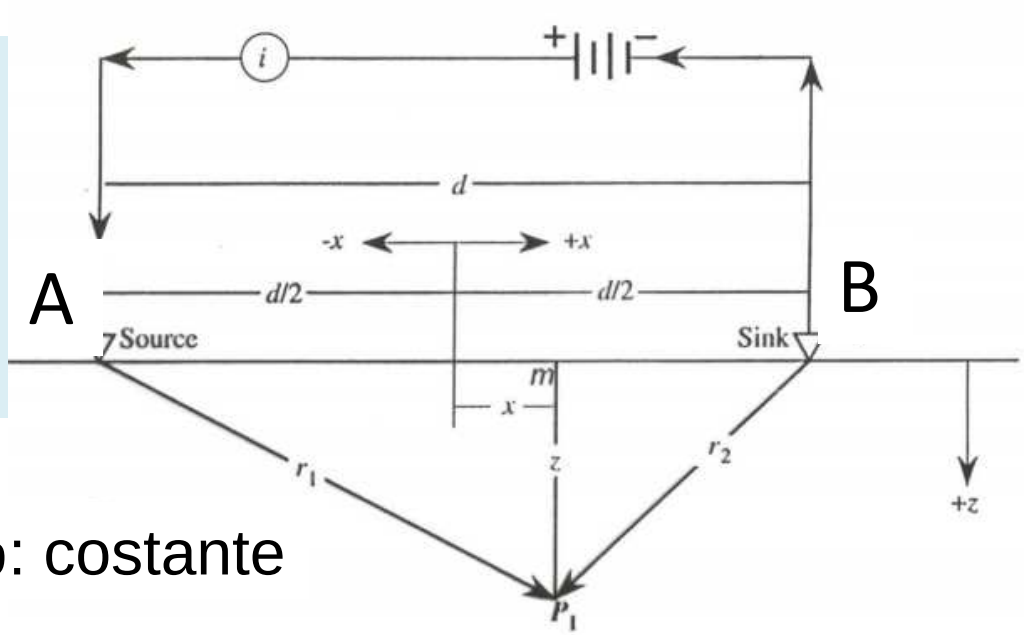
La corrente '*I*' circola soltanto nel mezzo 2
K_aria=1

Il potenziale (V_r)

$$V(r) = \frac{\rho_2 I}{4\pi}\left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r}\right) = \frac{\rho_2 I}{2\pi r}$$

Geoelettrica: differenza di potenziale tra due elettrodi, puntiformi, di corrente (A,B) – semispazio omogeneo

V_{p1} è la somma dei contributi del potenziale instaurato tra A e B (il dipolo di corrente)



ρ: costante

$$V_{p1} = \frac{I\rho}{2\pi r_1} + \left(-\frac{I\rho}{2\pi r_2}\right) = \frac{I\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right)$$

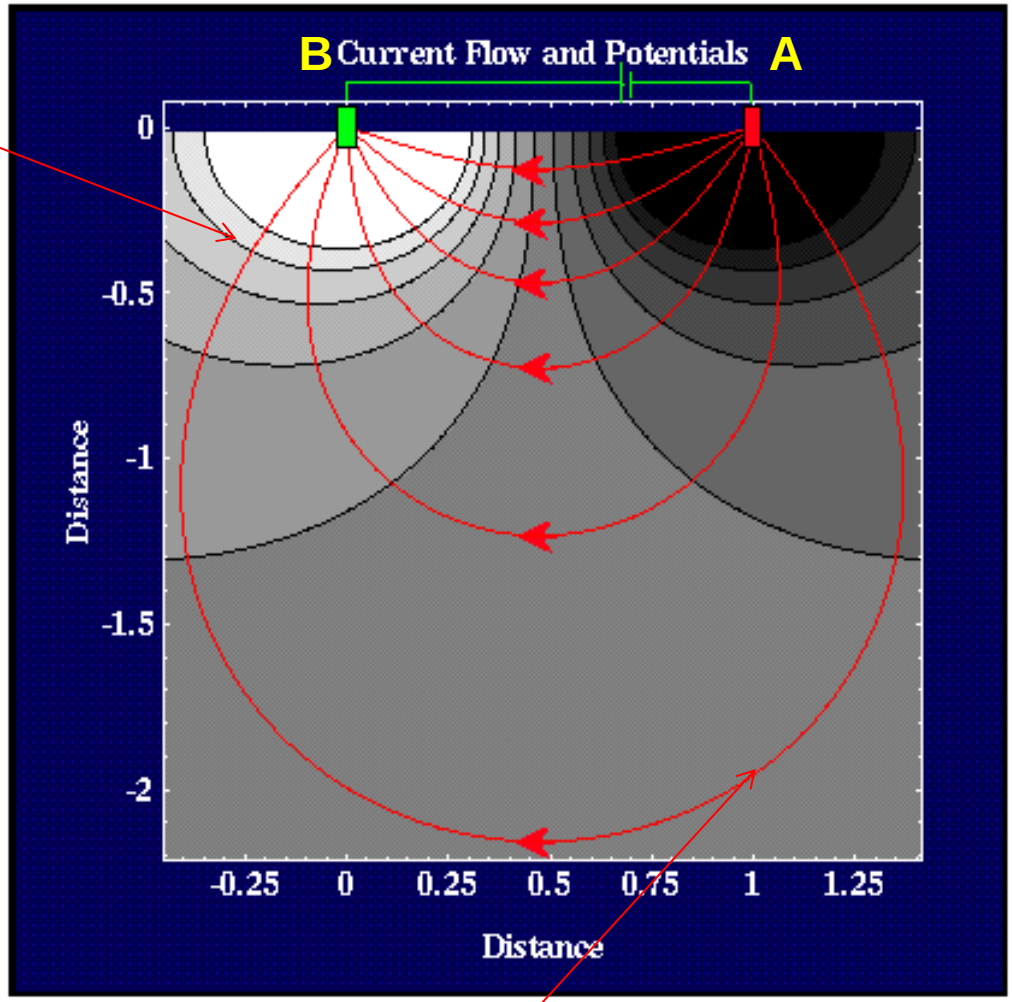
$$V(P_1) = \frac{I}{2\pi}\left(\frac{1}{(d/2+x)^2 + z^2]^{1/2}} - \frac{1}{(d/2-x)^2 + z^2]^{1/2}}\right)$$

Geoelettrica: dipolo di corrente (AB)–semispazio omogeneo
Sezione verticale

Linee equipotenziali: intersezione della superficie con il piano verticale

osservazioni:

- **le linee di *I* e V sono sempre ortogonali,**
- **le linee di *I* subiscono rifrazione quando incontrano mezzi caratterizzati da resistività diversa modificando le linee V,**
- **La densità di corrente diminuisce con la profondità. Il grafico mostra chiaramente l'incremento della distanza tra le linee di *I* con la profondità. Questo fatto si traduce in una diminuzione della risoluzione del metodo geoelettrico con la profondità.**

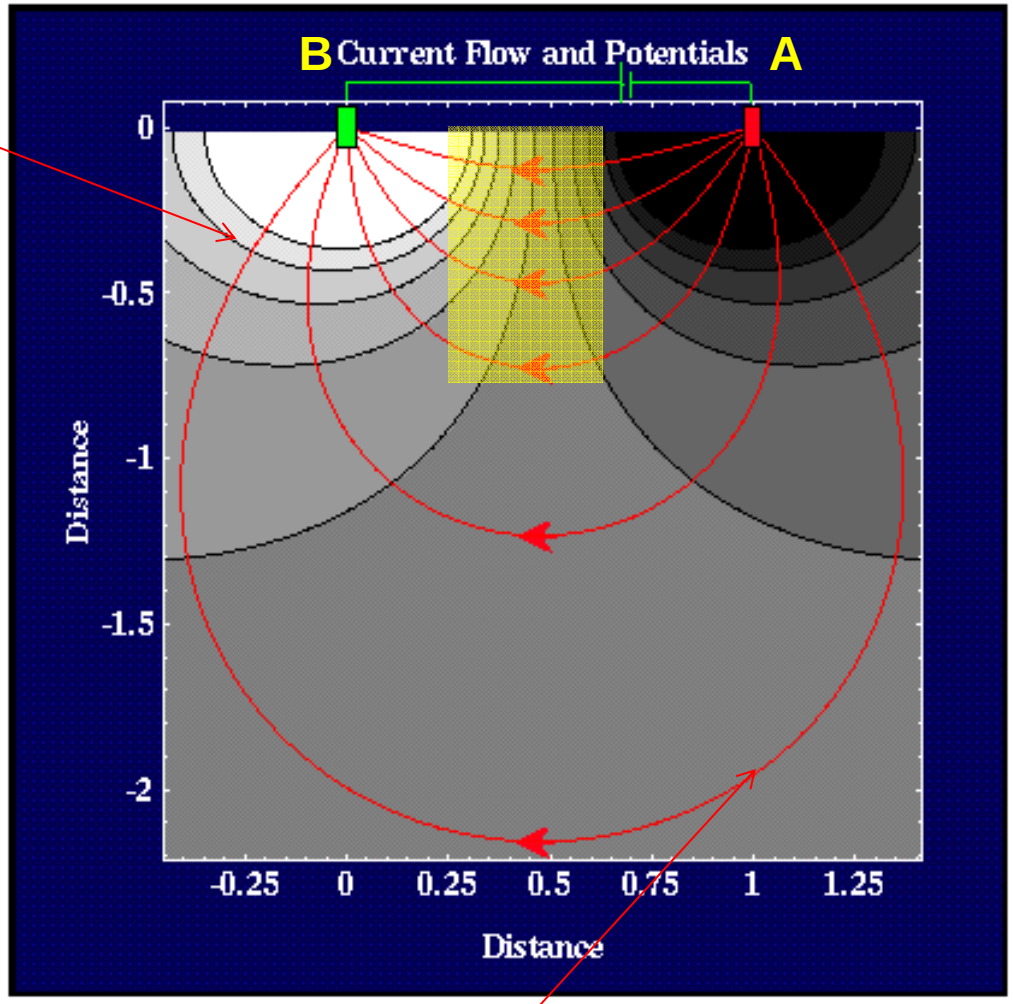


T. Boyd, Colorado School of Mines

Linee di corrente

Geoelettrica: dipolo di corrente (AB)–semispazio omogeneo Sezione verticale

Linee equipotenziali intersezione della superficie con il piano verticale



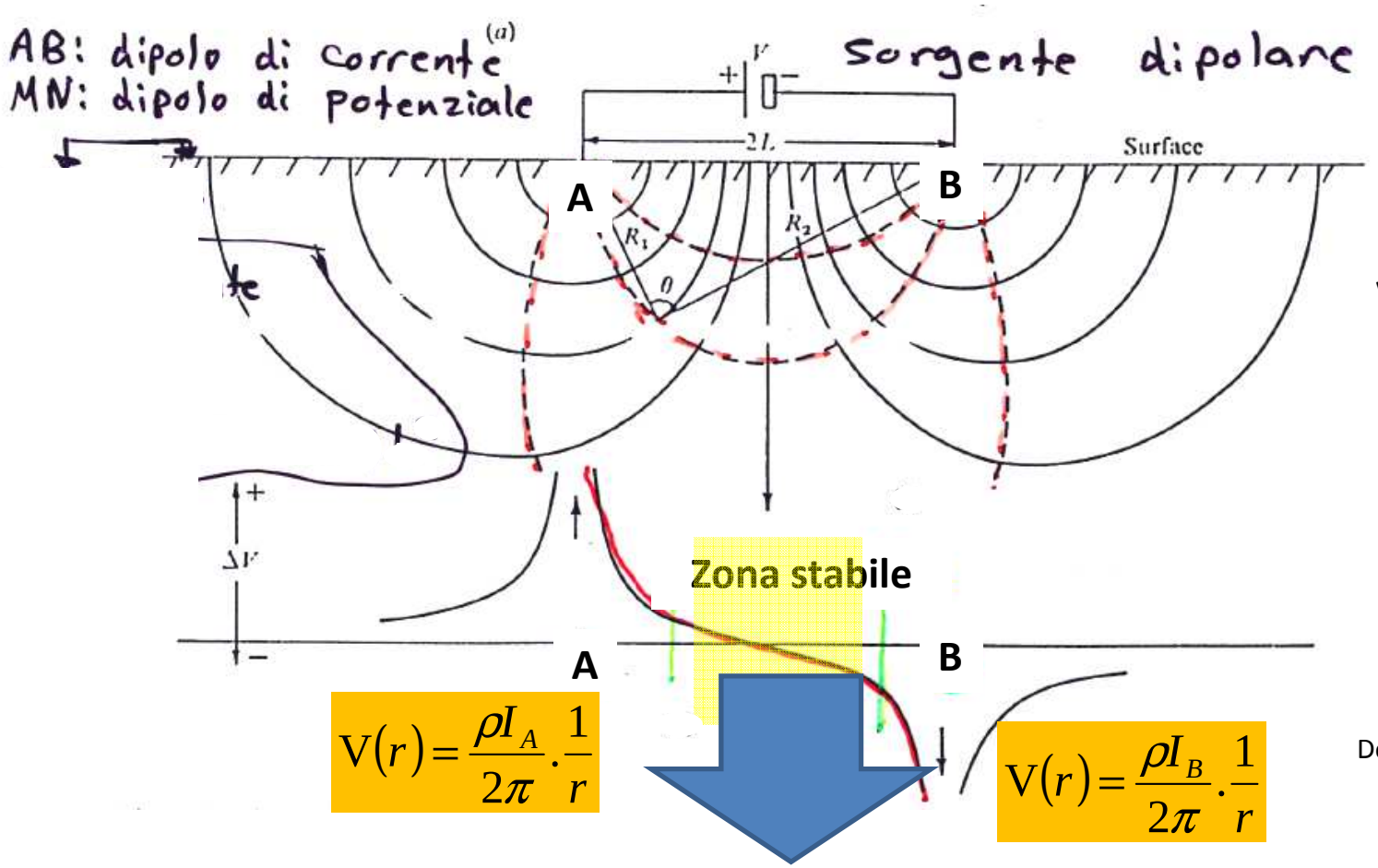
T. Boyd, Colorado School of Mines

osservazioni:

- **gli elettrodi di potenziale (MN) sono generalmente collocati nella zona centrale del dipolo di corrente (AB),**
- **Infatti, la figura mostra che le linee equipotenziali sono stabili cioè abbastanza lontani dall'influenza degli elettrodi di corrente A e B (circa 1/3*L) . Nella vicinanza degli elettrodi di *I* il gradiente è variabile con la distanza quindi la misura della d.d.p. è interessata da questa instabilità. Vedi diapositiva successiva**

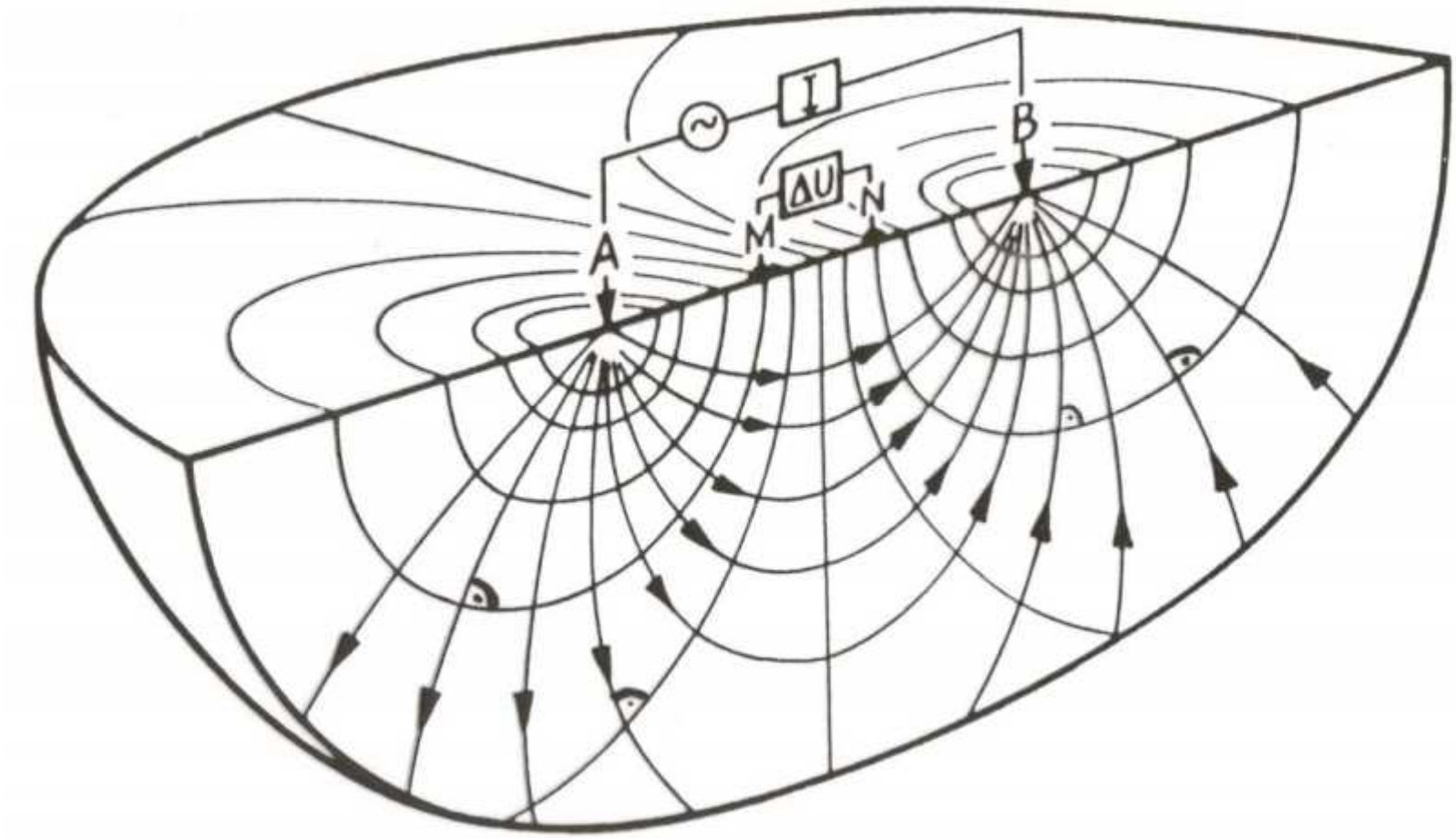
Linee di corrente

Geoelettrica: posizione del dipolo di potenziale (MN) – zona stabile
Dove si fa normalmente la misura della d.d.p.

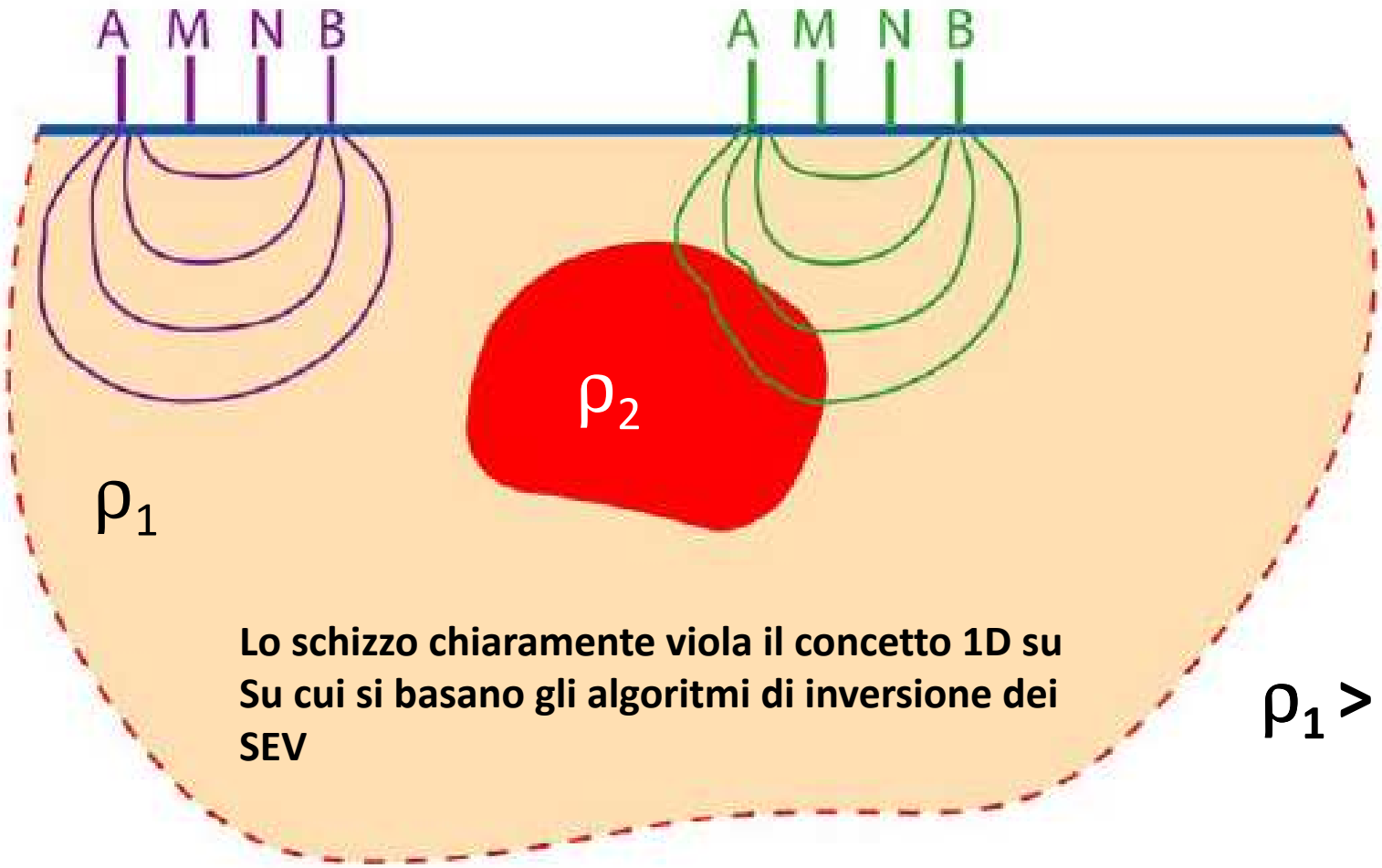


Dobrin, 1960)

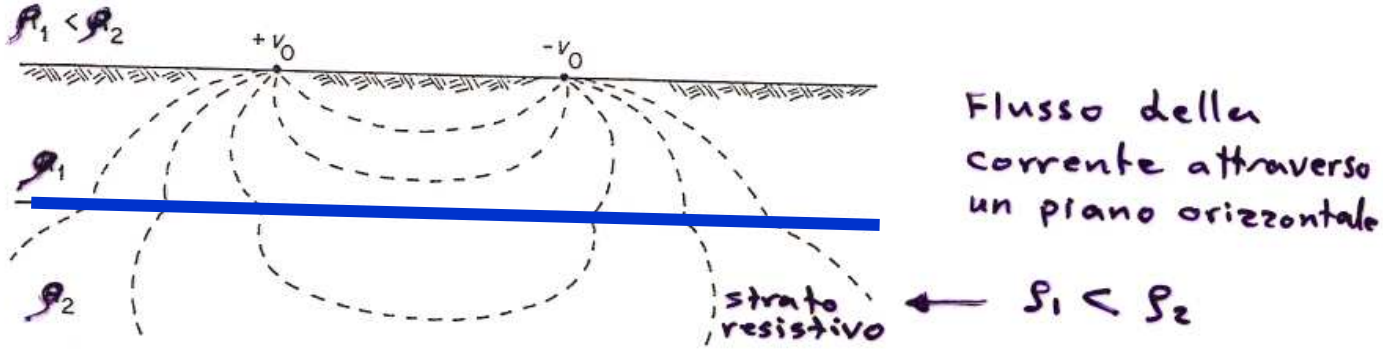
Geoelettrica: dipolo di corrente (AB)–semispazio omogeneo pseudo3D

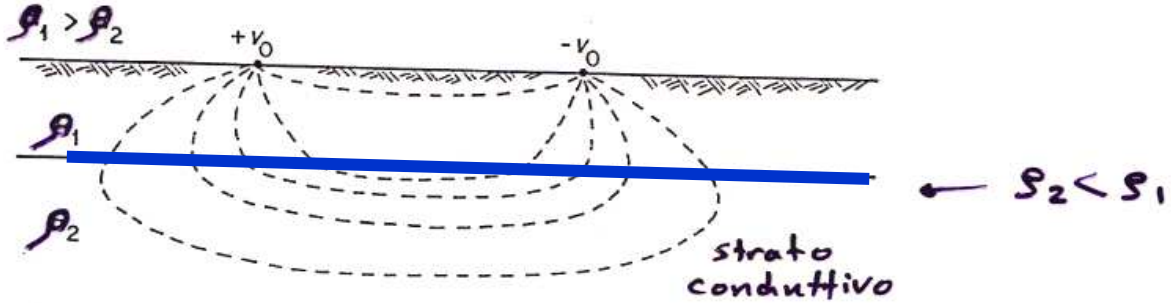


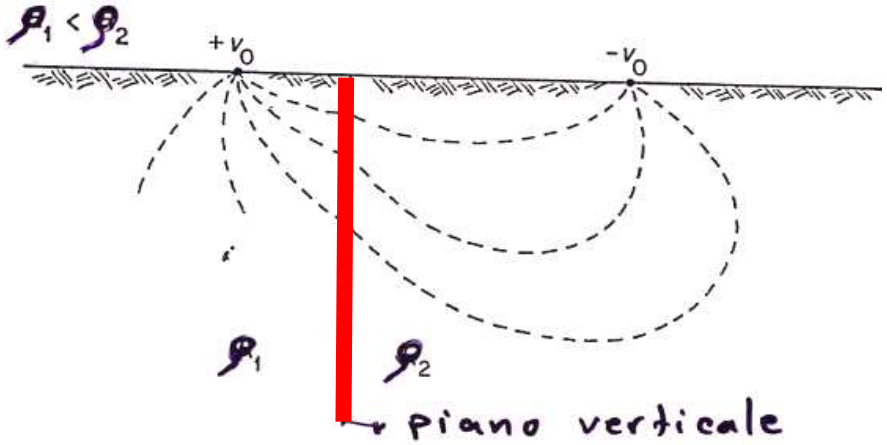
Tecniche geofisiche attive: il metodo geoelettrico (Sondaggi Elettrici Verticali 'SEV') è stato abbandonato a causa del fatto che il sottosuolo è eterogeneo ed occorre localizzare queste eterogeneità soprattutto nella parte superficiale del terreno cioè nei primi 30 metri di profondità. Lo schizzo riportato sotto evidenzia la necessità di poter captare variazioni laterali minimo in 2D se non in 3D ➔ NB: rifrazione linee di corrente



Geoelettrica: Distribuzione del potenziale elettrico – interfaccia piana
Rifrazione delle linee di corrente







violazione del concetto 1D su cui si basano gli algoritmi di inversione dei SEV.

p.es.

Il caso di limiti corpi franosi

Geoelettrica: definizione del potenziale elettrico (d.d.p.)

- se abbiamo 4 elettrodi:

$I^+ = A$; $I^- = B$; $V^+ = M$; $V^- = N$

la d.d.p. sarà data da

$V_M - V_N$

$$\rho = \frac{(V_M - V_N)}{I} \cdot \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)}$$

$$= \frac{\Delta V}{I} \cdot K$$

Resistività elettrica

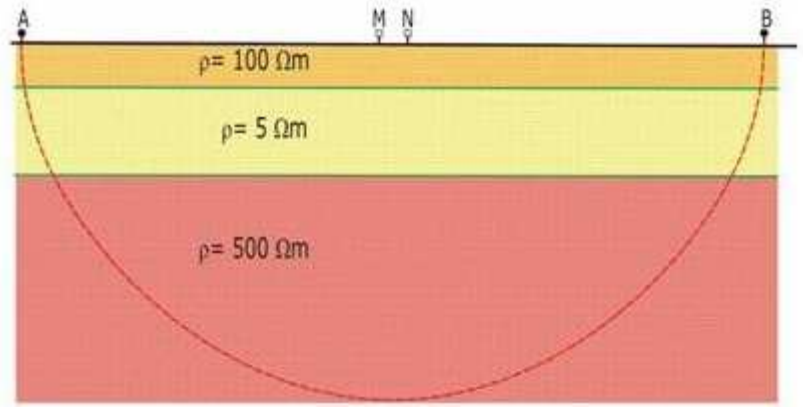
ove: K: fattore geometrico (in m)

- se il mezzo è completamente omogeneo allora ρ = resistività reale

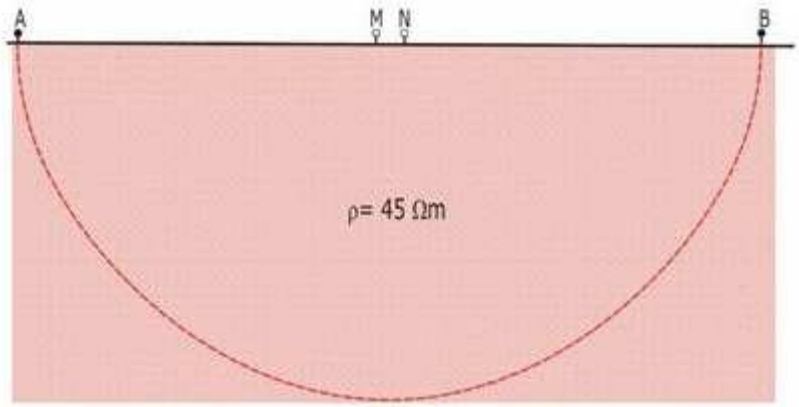
- se il mezzo è eterogeneo (diversi valori di resistività sia lateralmente sia in profondità si parla di RESISTIVITÀ APPARENTE

Geoelettrica: concetto della resistività apparente (ρ_a)

$$\rho_a = k * \frac{\Delta V}{I} \quad \text{(Ohm.m)}$$



- Terreno stratificato o generalmente eterogeneo



- Equivalente terreno omogeneo che identifica il valore della resistività apparente calcolato

Geoelettrica: resistività apparente (ρ_a)

- è la resistività di un semispazio omogeneo che produrrà valori di corrente e d.d.p. simili a quelli misurati su un semispazio eterogeneo

❖ di fatto fornisce valori normalizzati che tengono in considerazione **il tipo di configurazione elettrodica** utilizzato per l'acquisizione dei dati della resistenza normalizzata,

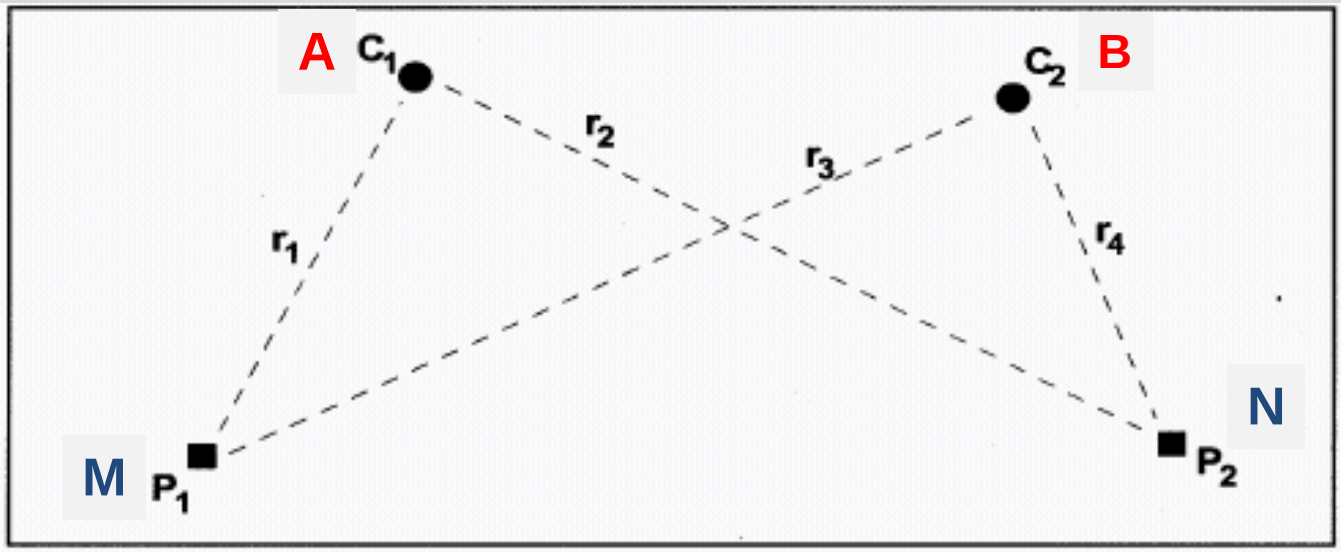
❖ è la resistività reale del sottosuolo se il sottosuolo è omogeneo ed isotropo,

❖ va da sé che la ρ_a dipende dalla posizione reciproca degli elettrodi che viene definita con il proprio fattore geometrico (**k**).

Geoelettrica
configurazioni elettrodiche
‘electrode arrays’

Quadripoli elettrici: dispositivo generico

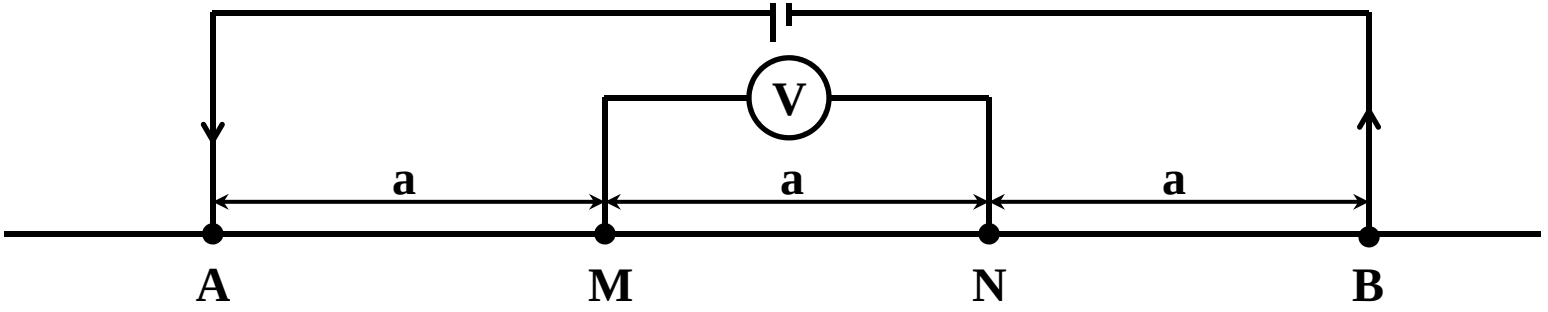
NB: il calcolo di ***k*** non compensa in nessun modo l'effetto topografico che deve essere compensato. Infatti, la presenza di topografia articolata costituisce un'altra limitazione all'utilizzo dei SEV ma non per rilievi in 2D/3D

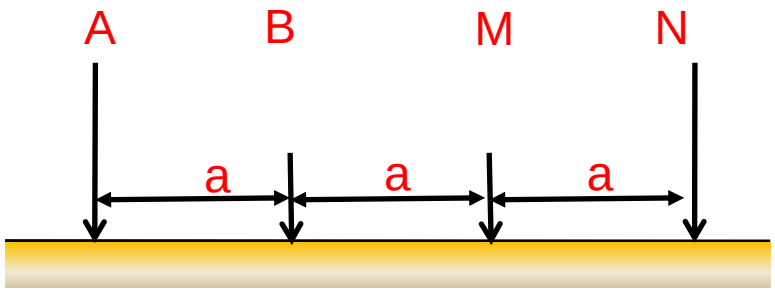


calcolo fattore geometrico per qualsiasi configurazione elettrodica
Posto sulla superficie del terreno (o del mezzo)

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN}\right)}$$

Quadripoli elettrici: **Wenner**: α, β, γ – passo costante (a) tra gli elettrodi

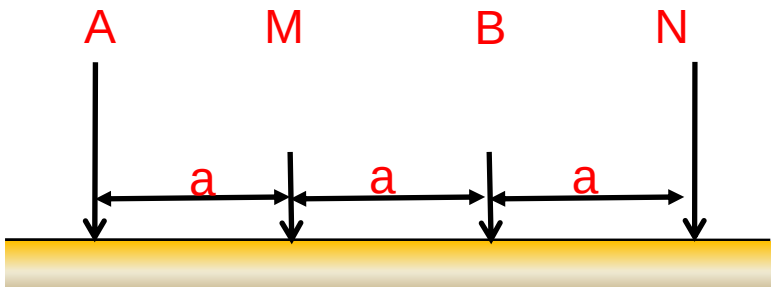




Wenner (β)

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

$$k = 2 * \pi * a$$

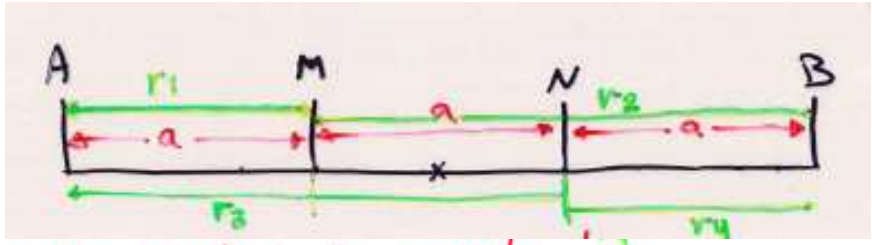


Wenner (γ)

$$\rho_a = 3\pi a \frac{\Delta V}{I}$$

Dispositivo Wenner (alfa)

Derivazione fattore geometrico (K)



AB : elettrodi di corrente

MM : elettrodi di potenziale

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} * k$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}\right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4}\right)\right]$$

r_1=a, r_2=2a

r_3=2a, r_4=a

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a}\right) - \left(\frac{1}{2a} - \frac{1}{a}\right)\right]$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a}\right]$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\frac{2 - x - x + 2}{2a}\right]$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi}\left[\frac{2}{2a}\right]$$

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi a}$$

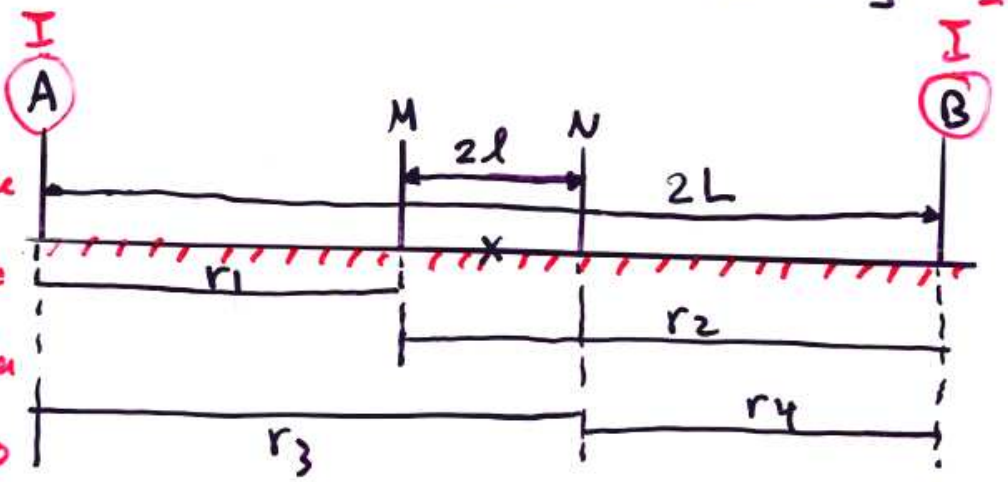
$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot 2\pi a$$

$$= 2\pi \cdot a \cdot R \quad \Omega \cdot m$$

$$\rho_a = k * \frac{\Delta V}{I} \quad \text{(Ohm.m)}$$

Quadripoli elettrici: Schlumberger simmetrico

IL dispositivo di Schlumberger
[Sondaggi Elettrici verticali S.E.V.]



Schlumberger simmetrico

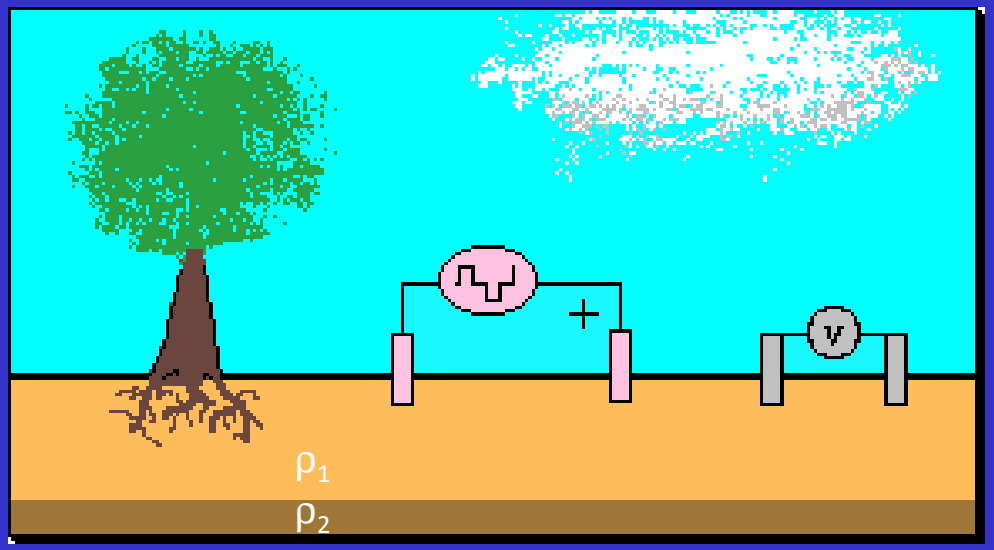
* ricordando l'equazione generica precedentemente spiegata, ed applicandola per il nostro dispositivo si avrà

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{\pi L^2}{2l}$$

2

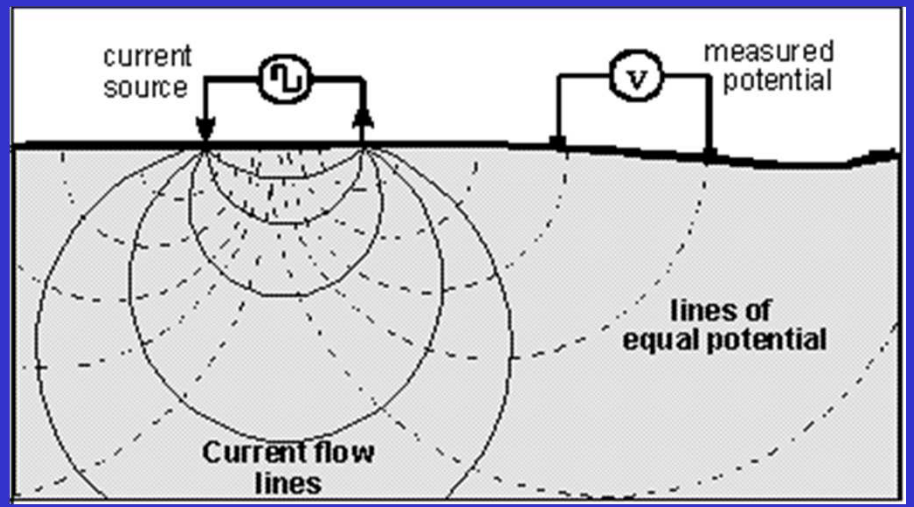
* Questo dispositivo è quello più utilizzato nel campo applicativo

Quadripoli elettrici: Dipolari



Disposizione degli elettrodi:

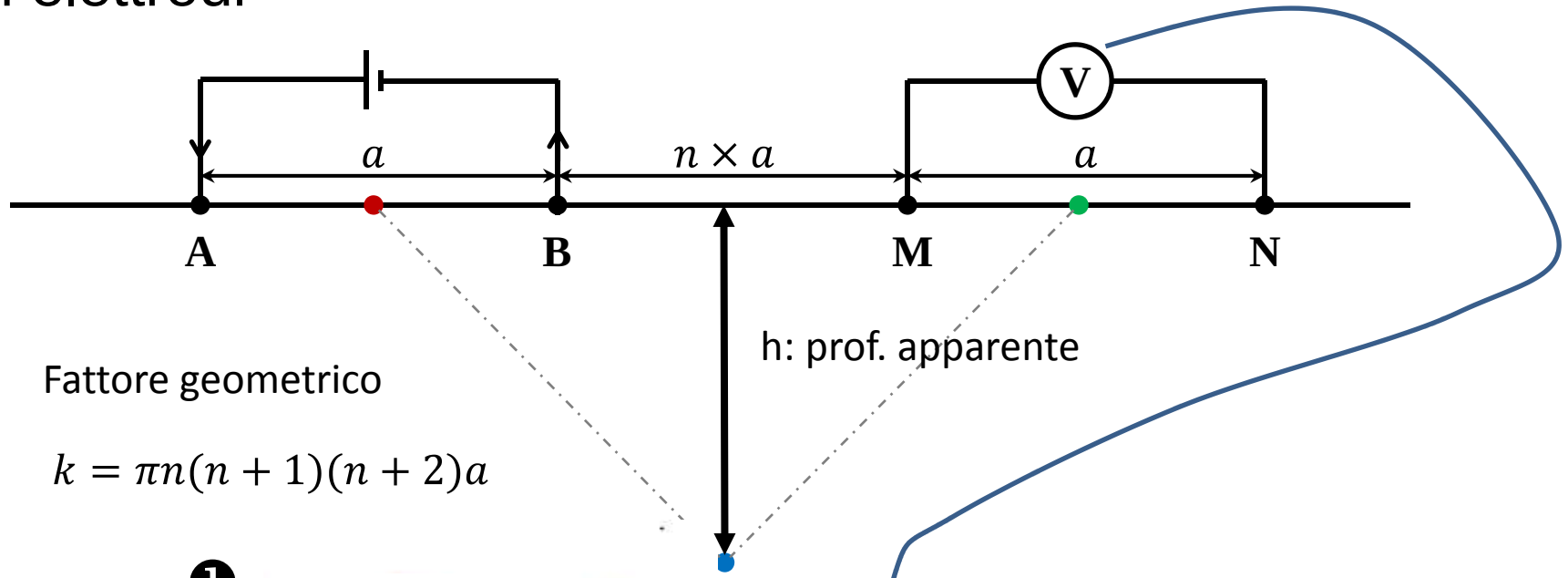
Dipolo-Dipolo



Distribuzione del campo elettrico in un semispazio

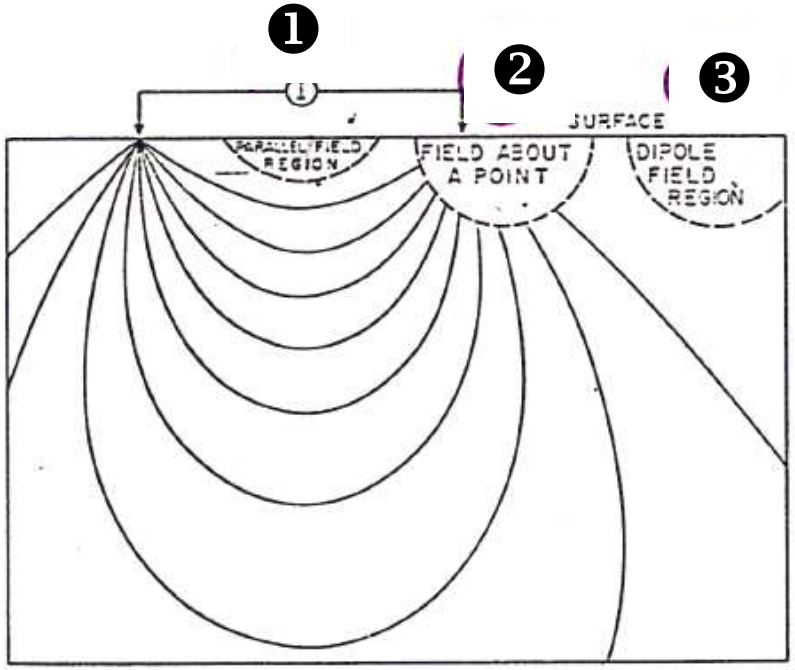
Dipolo-Dipolo

Quadripoli elettrici: dipolo-Dipolo assiale – passo costante (a) tra gli elettrodi



Fattore geometrico

$$k = \pi n(n+1)(n+2)a$$



❶ $\Delta V \propto MN$

❷ $\Delta V \propto 1/r$

❸ $\Delta V \propto 1/r^2$

n: multiplo di **a**, massimo n=8 o 10
oltre diminuisce il **rapporto S/R**
Il caso n. 3

Quadripoli elettrici:

Criteri per la scelta della configurazione elettrodica (*o* *array*) più consona al tipo di target da esplorare

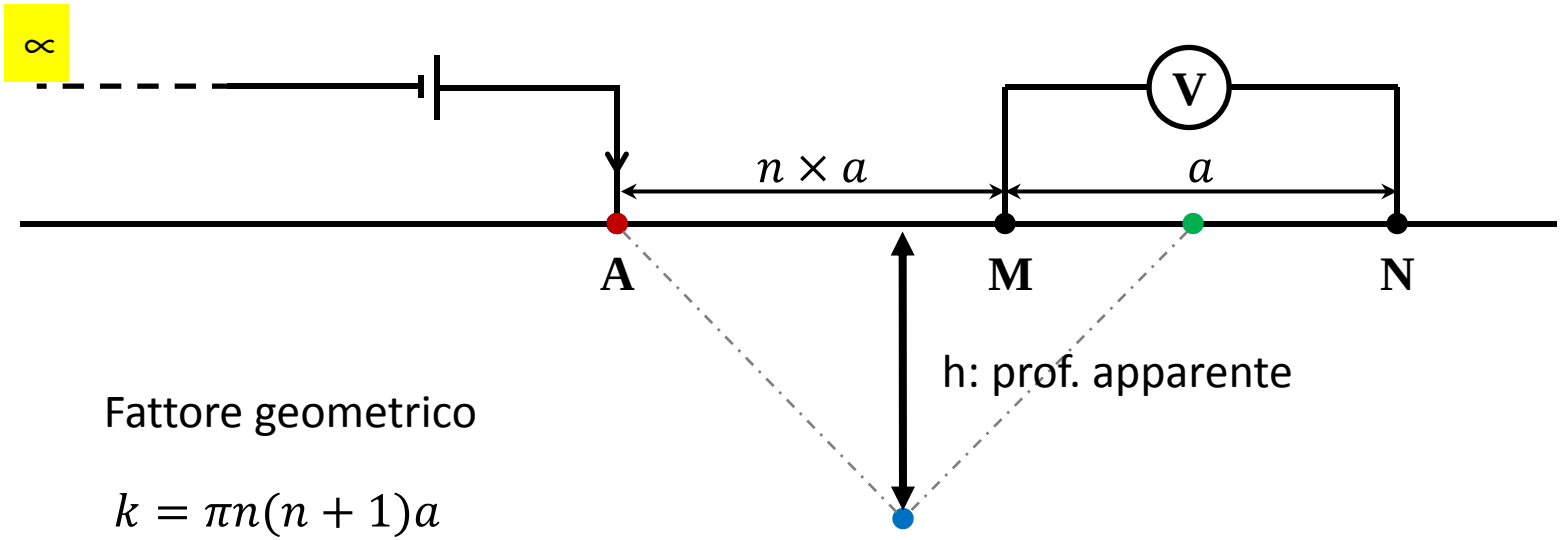
Dipende da:

1) Tipo di target,
2) Sensitività del georesistivimetro (nVolt-microVolt),
3) Ruomore elettrico presente nell'area

Cosa tenere in considerazione:

1) profondità di investigazione,
2) sensitività del tipo di *array* alla presunta presenza di contatti verticali ed orizzontali,
3) copertura orizzontale richiesta,
4) intensità di corrente massima '*I' del georesistivimetri:*
   - *strumenti a corrente costante (variano la tensione)*
   - *strumenti a tensione costante (varia la corrente)*

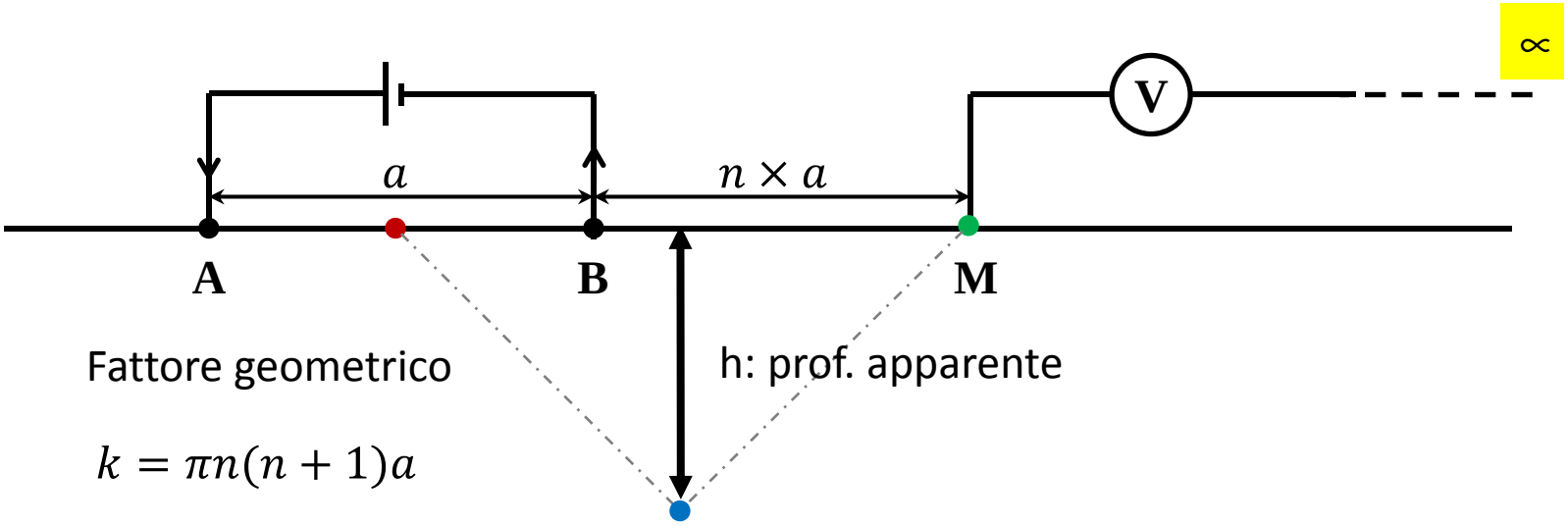
Quadripoli elettrici: Polo-Dipolo (con B all'infinito a sinistra) – passo costante (a) tra gli elettrodi



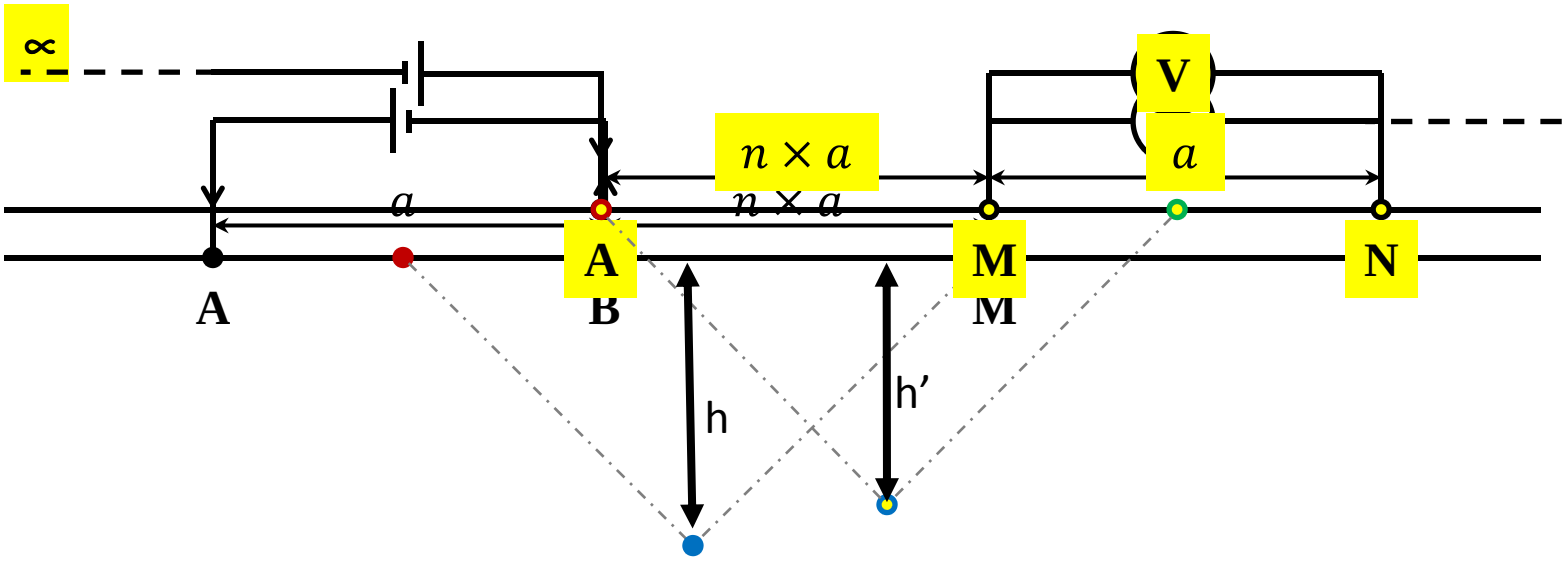
Fattore geometrico

$$k = \pi n(n+1)a$$

Quadripoli elettrici: Polo-Dipolo (con B all'infinito a destra) – passo costante (a) tra gli elettrodi



Quadripoli elettrici: Polo-Dipolo (con B all'infinito a destra) – passo costante (a) tra gli elettrodi



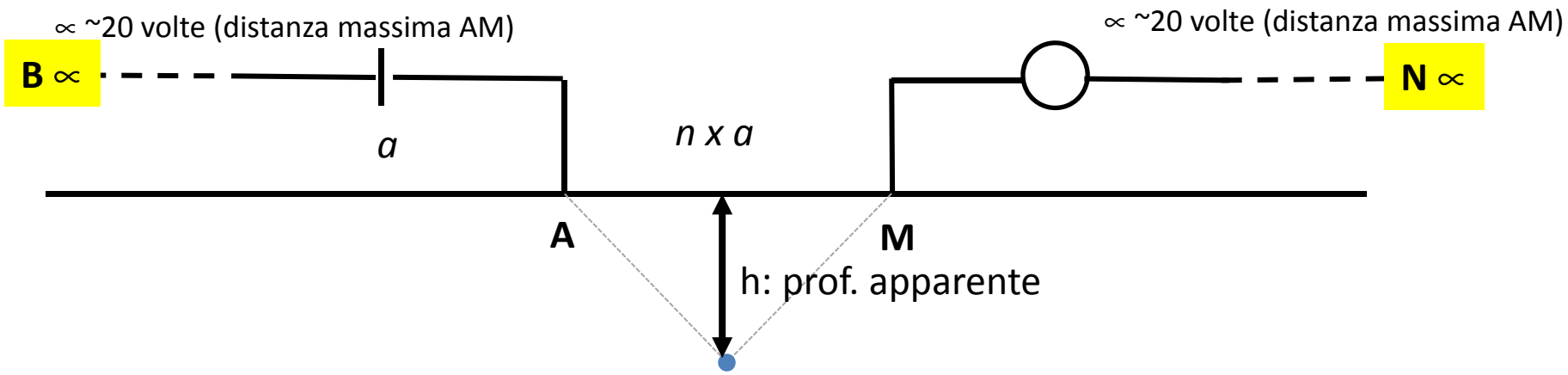
Polo-Dipolo: questo dispositivo è **asimmetrico** quindi la posizione laterale dei volumi di resistività ottenuti dal processo di inversione non sono corrette ma sono spostate lateralmente.

Al fine di correggere questa limitazione occorre acquisire i dati due volte con posizione elettrodo all'infinito a dx e sx del primo e dell'ultimo profilo lungo il profilo

Quadripoli elettrici: Polo-Polo (con B ed N all'infinito a)

Fattore geometrico

$$k = 2\pi a$$

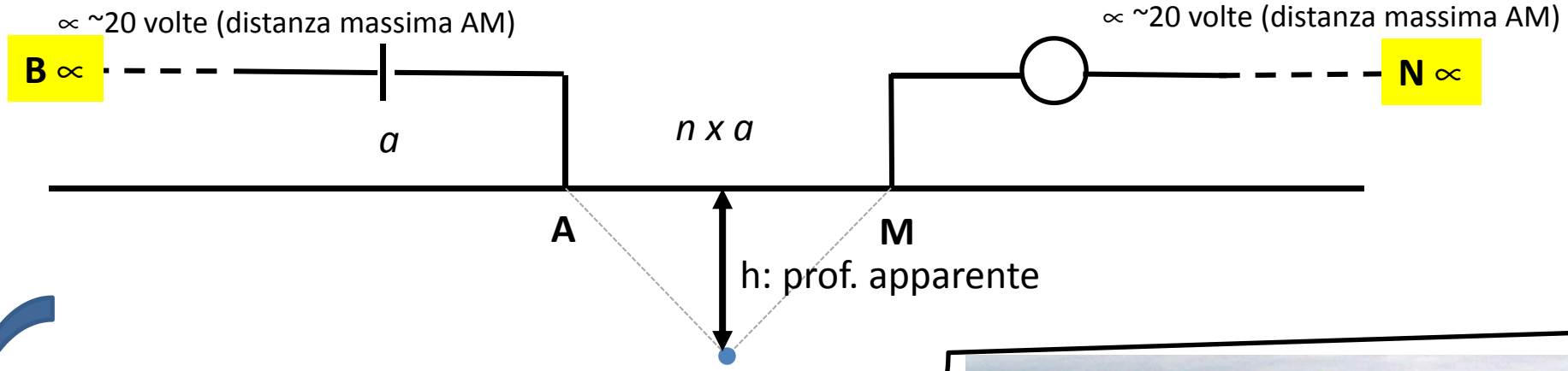


Questa configurazione è utile per **rilievi di piccole dimensioni** (in 2D o 3D). Si ricorda che il la **d.d.p. decresce inversamente alla distanza** tra A ed M quindi a grandi distanze l'ampiezza della d.d.p. diventa molto piccola quindi basso rapporto S/R, rendendo di fatto inutile. Tuttavia, nel campo delle indagini archeologiche questa configurazione ha avuto gran successo a causa dell'ottima risoluzione laterale associata alla facilità delle misure senza l'ingombro di troppi cavi. Lo svantaggio principale sta nella bassissima risoluzione verticale. **Resta comunque una valida tecnica per localizzare contatti laterali anche profondi a patto che si riesca a a mantenere un buon rapporto segnale/rumore**.

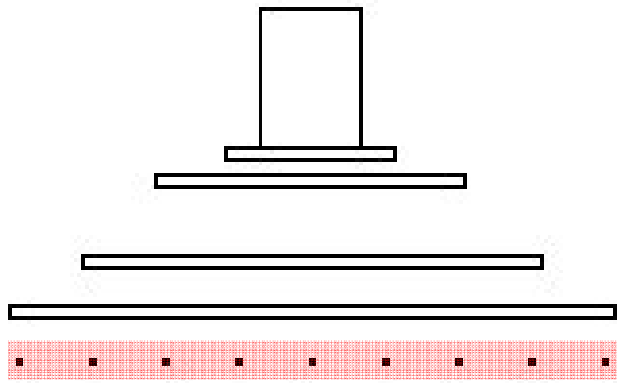
Quadripoli elettrici: Polo-Polo (con B ed N all'infinito a)

Fattore geometrico

$$k = 2\pi a$$



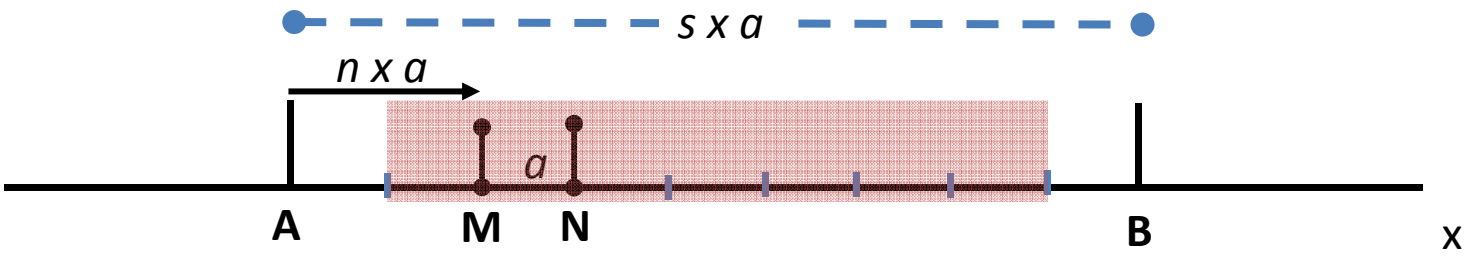
Geoscan Research RM15
Usato per l'archeologia
Misura la resistenza unitaria – I a frequenza costante:35,85,137Hz



$A_{ij}M_{ij}$

http://www.landscaperesearchcentre.org/Project%203841/Resistivity/Resistivity%20Parent.htm

Quadripolo elettrodico di particolare interesse: configurazione gradiente



m: posizione punto nella pseudosezione

n x a:distanza minima di misura

m: coord. X del punto misura d.d.p.

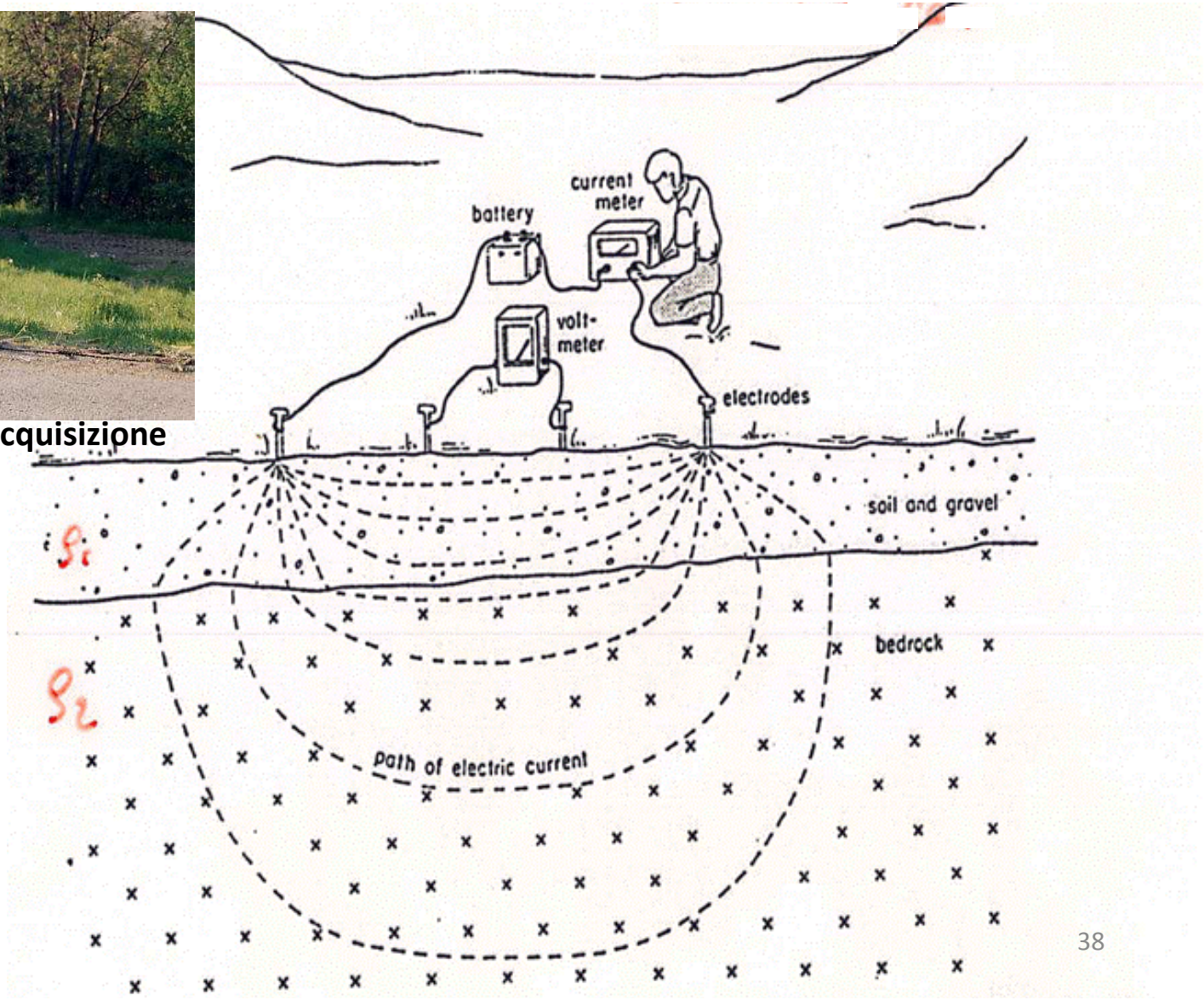
s x a: separazione dipolo di corrente

$$m = \frac{\frac{x_M + x_N}{2} - \frac{x_A + x_b}{2}}{x_N + x_M} = \frac{x_{MN} + x_{AB}}{a}$$

Questa configurazione di fatto aumenta la risoluzione laterale mantenendo un buon rapporto S/R

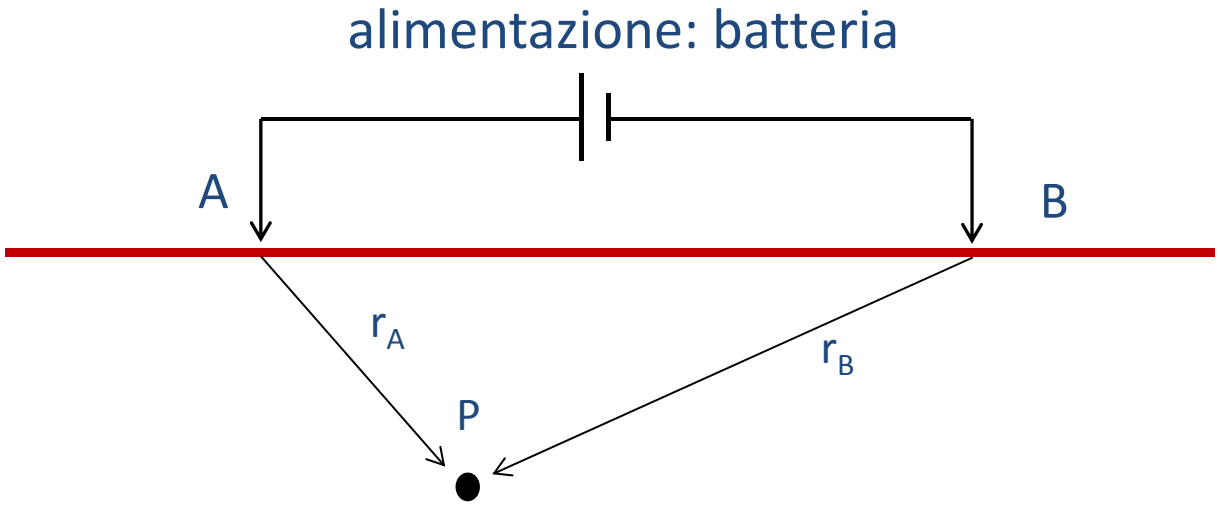
Tecniche geofisiche attive: il metodo geoelettrico. Utilizza una quaterna di elettrodi per inviare corrente nel sottosuolo e misurare la d.d.p. del campo elettrico generato artificialmente. Fino agli anni 2000 si utilizzava il metodo geoelettrico con una quaterna di elettrodi che si allargavano progressivamente per investigare il sottosuolo quindi si poteva apprezzare soltanto variazioni verticali di resistività/polarizzabilità. I noti Sondaggi Elettrici Verticali (SEV). ➔ rifrazione linee di corrente

particolare di una fase di acquisizione dati con la tecnica SEV



$$\rho_2 > \rho_1$$

Dipolo di corrente (AB) A: cede cariche al terreno e
B ne acquisisce



$$V_A = \frac{i\rho}{2\pi r_A} \qquad V_B = \frac{i\rho}{2\pi r_B}$$

$$V_p = V_A - V_B = \frac{i\rho}{2\pi}\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right)$$

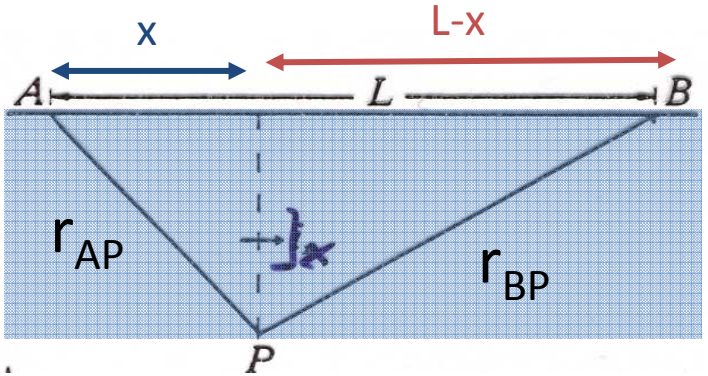
Voltaggio osservato nel punto P:

Geoelettrica: densità della corrente orizzontale di un dipolo in funzione della lunghezza dello stesso

$$V(P) = \frac{\rho I}{2\pi}\left(\frac{1}{AP} - \frac{1}{BP}\right)$$

La densità di corrente, in base alla legge di Ohm vettoriale

$$\vec{J} = \frac{\vec{E}}{\rho} = -\frac{1}{\rho}\overrightarrow{gradV}$$



la componente orizzontale J_x sarà:

$$J_x = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial V}{\partial x} = -\frac{I}{2\pi}\frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B}\right)$$

Il metodo geoelettrico
Fine parte 4

N. Abu Zeid