



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO : 107

DATA : 03/06/2011

A P P U N T I

STUDENTE :

MATERIA : Geofisica Ambientale
Prof. Godio

Il presente lavoro nasce dall'impegno dell'autore ed è distribuito in accordo con il Centro Appunti.

Tutti i diritti sono riservati. È vietata qualsiasi riproduzione, copia totale o parziale, dei contenuti inseriti nel presente volume, ivi inclusa la memorizzazione, rielaborazione, diffusione o distribuzione dei contenuti stessi mediante qualunque supporto magnetico o cartaceo, piattaforma tecnologica o rete telematica, senza previa autorizzazione scritta dell'autore.

**ATTENZIONE: QUESTI APPUNTI SONO FATTI DA STUDENTIE NON SONO STATI VISIONATI DAL DOCENTE.
IL NOME DEL PROFESSORE, SERVE SOLO PER IDENTIFICARE IL CORSO.**

GEOFISICA

AMBIENTALE

Prof. Alberto Godio

CLASSIFICAZIONE SECONDO CRITERIO DI APPLICAZIONE

→ Collez. IDROGEOLOGICA

oc con: sondaggi elettrici } metodi elettrici
 tomografia elettr. }
 sond. elettrom. } metodo elettrom.

→ Suoli contaminati / acquiferi

oc con: tomografie elettr. } metodi elettrici
 polarizz. indotta }
 prof. elettrom } " elettrom.
 sondaggi elettrom }

→ Collett. idrodinamica dell'acquifero

oc con: tomografie
 polarizz. indotta

• Metodi NATURALI → sfruttano i campi naturali del terreno

• " ARTIFICIALI → necessitano di una manipolazione da parte di un operatore

• CONDUCIBILITA' ELETTRICA = capacità di un mezzo di lasciarsi attraversare da corrente elettrica

• RESISTIVITA' ELETTRICA = inverso della conducibilità (non permette il passaggio di corrente)

→ i metodi ELETTRICI e ELETTRONI. si basano sulle variazioni di resistività elettrica

→ condiz. da: - mineralogia
 - contenuto in fase fluida
 - solubilità della fase fluida
 - temp
 - pressione

© CENENTABILE : varice + fine che cemento (lepo), × effetto chim o fisico, i costi di dim magliari.

Porosità totale \Rightarrow **POROSITÀ INTERCONNESSA**

(PRIM + SECUND)

\downarrow
 individua i volumi interconnessi tra loro dal pto di vista idraulico

\Rightarrow **POROSITÀ EFFETTIVA** \Rightarrow quelle in cui si può essere libero passaggio del flusso.

Es: sedim marino, porosità \downarrow con la profondità.

ORDINI DI POROSITÀ	
• Calcarei e dolomie	$\phi \in [0 \div 45\%]$
• Evaporiti	$\phi \approx 0$
• Arenarie consolidate	$\phi \in [5 \div 15\%]$
• Sabbie inconsolidate	$\phi > 30\%$
• Argille	$\phi_{TOT} \uparrow (> 40\%)$ $\phi_{EFF} \approx 0$

BULK DENSITY (dens globale) = densità effettiva della roccia considerando i pori.

Facc. tipo densità \neq :
 — Matrix density = dens. dello scheletro solido
 — Pore density = densità dei pori

ORDINI DI DENSITÀ	
Dolomite $\approx 2900 \text{ kg/m}^3$	
Argille $\approx 1600 \div 2200$	
materiale solido	materiale solido

UB Densità varia \times effetto della pressione, quindi \uparrow con la prof. \times effetto della compattazione.

DETERMINAZIONE IN CASO DI V_p E V_s

Su campioni, con un sist. di ultrasuoni, con freq 50-100 kHz (all' \uparrow della freq, \uparrow l'accuratezza del dato = stima del tempo)

La LUNGH. D'ONDA è la dist. tra 2 punti aventi la stessa fase:

$$\lambda = \frac{V}{f} \quad [m]$$

V = veloc di propag. del fenomeno

es: gravito

$$V_p = 5000 \frac{m}{s}$$

$$f = 50 \text{ kHz}$$

$$\lambda = \frac{5 \cdot 10^3}{5 \cdot 10^4}$$

= 0,1 m \rightarrow λ dev'ess comparabile con la lungh del provin

$$V_s > V_p \rightarrow \lambda \text{ sarà } <$$

es: h (campione) : 12 cm = 0,12 m ($i = 0,01 m$) ^{incertezza}

$$t_p = 22,2 \mu s$$

$$t_s = 34,5 \mu s$$

tempo di \times coerenza del campione

$$(i = 0,2 \mu s) = 2 \cdot 10^{-6} s$$

$$\text{densità: } d = 2700 \text{ kg/m}^3 \quad (i = 50 \text{ kg/m}^3)$$

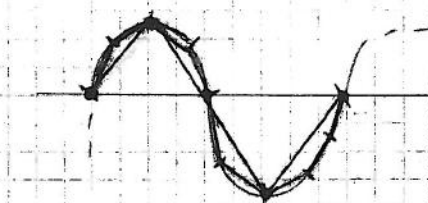
NYQUIST:

~~freq campionam $\geq 2 \cdot$ freq segnale~~

\hookrightarrow è bene che si riesca a campionare

10 volte la max freq in gioco!

\hookrightarrow si cerca di fare un SUBCAMPIONAM.



- se campiono 5 volte non ricostr bene l'onda.

- con 10 va meglio

Allora, se $f = 50 \text{ kHz}$, l'oscilloscopio con cui campionare deve avere una freq 10 volte sup, e quindi campionare a 500 kHz

\rightarrow vuol dire che avrà $500 \cdot 10^3$ campioni al secondo;

La finestra temporale \times acquisire le onde p dovrà essere almeno di 25 μs .

VELOCITÀ delle ONDE ELASTICHE IN ROCCE SEDIMENTARIE

Funz del contenuto di H₂O del sedimento

- consolidate: gessi, calcari, arenarie → $\nu = 0,1-0,2$
- non consolidate: sabbie → $\nu = 0,25-0,5$

Sono porose e hanno ν_p e $\nu_s <$ rocce metam o ignee x affetti:

- 1) influenza del volume poroso (> delle metam o ignee)
- 2) i minerali che le compongono sono carati da peram. mecc + scadenti

Velocità sono influenzate da:

- (1) Composizione mineralogica della matrice
- (2) Cementazione/compattazione dei grani
- (3) Volume, forma e distribuzione dei pori dell'interno del sistema
- (4) Press e temp: noi non le consid. xché entrano in gioco a prof > di quelle di cui ci occupiamo noi (50-100m).

→ Rocce SEDIMENTARIE CONSOLIDATE

Quando le rocce si compongono da + specie mineralogiche, perfettamente compatte (no pori) e perfettamente cementate, posso fare delle medie pesate.

↓
Sono così DOLOMIE e GESSI
(6000 m/s) (5000 m/s)

$\nu_{\text{ROCCHE COMPATTE}} = 0,1 \div 0,25$ COEFF. di POISSON
 $\nu_{\text{ROCCHE NON CONSOL}} = 0,25 \div 0,49 \rightarrow f(\text{contenuto H}_2\text{O nel sedim})$

Fine indagini sismiche: 1 Caratt. LITOLOGICA
2 " GEOMETRICA
3 " IDROGEOLOGICA

andò: $\frac{1}{V_p} = \frac{1-\phi}{5000 \frac{m}{s}} + \frac{\phi}{300 \frac{m}{s}} \rightarrow V_p \approx 2000 \frac{m}{s}$

con $\phi=0,1$ riempito solo da Arg

$\frac{1}{V_p} = \frac{1-\phi}{5000 \frac{m}{s}} + \frac{\phi}{1500 \frac{m}{s}} \rightarrow V_p \approx 4000 \frac{m}{s}$

con $\phi=0,1$ e competenz. saturo

Ricapitolando: $V_m = 5000 \frac{m}{s}$

$\phi=0,3$

$\left\{ \begin{array}{l} \text{wet} \\ \text{dry} \end{array} \right. \begin{array}{l} V_p = 2900 \frac{m}{s} \\ V_p = 900 \frac{m}{s} \end{array}$

* Troppo BASSA! questo modello è utilizzabile con $\phi_{max} = 15\%$

$\phi=0,1$

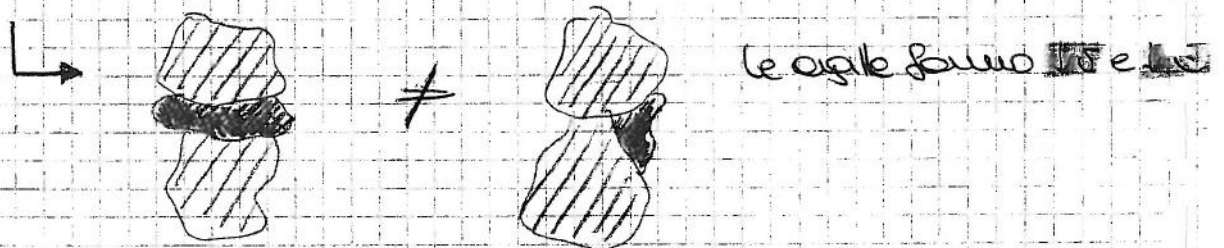
$\left\{ \begin{array}{l} \text{wet} \\ \text{dry} \end{array} \right. \begin{array}{l} V_p = 4000 \frac{m}{s} \\ V_p = 2000 \frac{m}{s} \end{array}$

Considerazioni:

- forte influenza della saturazione in acqua
- in pori pieni d'aria, V_p è molto + bassa che in caso di presenza d'acqua

$V_{p,wet} \gg V_{p,dry}$ (anche xke $V_{arg} = 300 \frac{m}{s}$, $V_{m} = 1500 \frac{m}{s}$)

Si ipotizza un mod. costituito da minerali poco deformab, ai quali sono interposte frizioni di ARGILLA, caratterizzate da param mecc molto + scadenti. \rightarrow la veloc di propagazione è fortemente influenzata dalla distribuzione e dalle caratt. mecc delle argille.



$E = f(\text{argille, minerali})$

NB La v delle argille è < di v_{quarzo} e $v_{matrice carbonatica}$.

della miscela. È un certo influenzata dall'acqua, e cui comporta mecc. è probabile a quello dello scheletro solido.

NB. Solo V_p è influenzata da K = modulo di compressione

La V_s invece risulta poco condizionata dalla saturazione, anche se tende a crescere \propto aum di S_w oltre 80%

$\left(\frac{V_p}{V_s}\right) \rightarrow$ può essere correlato al UTOTIPO

- x rocce consolidate : $\frac{V_p}{V_s} = 1.6 \div 2$
- " non consolidate : $\frac{V_p}{V_s} = 2 \div 10$

NB $\uparrow S_w, \uparrow \frac{V_p}{V_s}$ \rightarrow Forlem condiz del GRADO di SATURAZ. e SE METIR dei POREI.

Nelle eq. già viste, S_w compare come ν (coeff. Poisson)

• VELOCITÀ nei FLUIDI

Pori e fratture possono contenere acqua, aria, gas, idrocarburi o in miscela tra loro.

$V_p = \sqrt{\frac{K_f}{\rho}}$ (poiché $G=0$)

modulo di compress. di un fluido

NB. Onde S sono onde di taglio e non si propagano nei fluidi e nei gas

In 1 fluido gassoso : $V_p = \sqrt{\frac{k_{ad}}{\rho}}$ mod di compress. dei gas in condiz. ADIABATICHE.

$8.314 \frac{J}{mol \cdot K}$

X GAS PERFETTI

$V_{p \text{ GAS}} = \sqrt{R \frac{RT}{M}}$

$R(\neq k) = \frac{C_p}{C_v} \rightarrow$ cal specific press cont volume "

Veloc propagaz fortem influenzata da TEMP : se $T \uparrow \Rightarrow V \uparrow$
 Nei giacim petroliferi ci sono $\uparrow T \Rightarrow V_p \text{ ARIA} = 400 \text{ m/s (a } 100^\circ\text{C)}$

RILIEVO SISMICO

- Metodologie di ACQUISIZIONE ed ELABORAZIONE dati :

Punto di scoppio → fronti d'onda sferici
(in spazio omogeneo ed isotropo)

Raggio sismico (rastrazione) ≡ DIREZ dell'onda sismica

⇒ ci serve di misurare il tempo di percorso del fronte d'onda

∃ 3 ≠ modalità di propagazione (pto scoppio → ricevitore) :

① DIRETTA



Propagazione diretta
dal pto scoppio al
ricevitore.

② RIFRATTA

: i fronti d'onda vengono rifratti all'interfaccia tra i 2 mezzi e poi, dopo la 2° rifrazione riemerge verso la superficie.

③ RIFLESSA

: raggio sismico riflesso all'interfaccia.
⇒ c'è contrasto di IMPEDENZA.

(NB) × la rifrazione basta invece un contrasto di VELOCITÀ

• OB: Profilo stratigrafico

* Sismica a rifrazione:

concetto di base = legge di Snell

$$\frac{\sin(i)}{\sin(r)} = \frac{v_1}{v_2}$$

i = ang. incidente

r = " rifratto

quando $\sin(i_c) = \frac{v_1}{v_2}$, ovvero se $i = i_c$ = ang. incid. critico

⇒ $r = 90^\circ$, quindi $\sin(r) = 1$.

Affinchè si possa avere ang. critico dev'essere $v_1 < v_2$.

1/03/2010
(Socco)

ONDE SUPERFICIALI

TECNICHE DI MISURA

Velocità propagazione : f (mod. elastici)

Onde di volume : f (rigidezza, k (mod. compressib.))

DENSITA' : $v_{mat} + \text{denso} < v_{eloc. mat} - \text{denso}$.

◦ INVASIVE : prevedono utilizzo di fori in cui vengono posti i ricevitori

- cross hole
- down hole
- tomografie

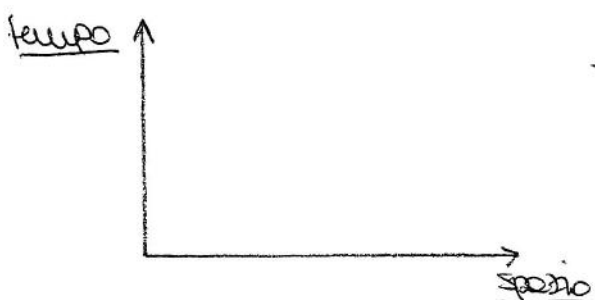
◦ NON INVASIVE : prevedono solo misure della superf.

- riflessione

- onde superf.

- rifrazione

SISMOGRAMMA : registrazione di \neq eventi sismici



Tipico risultato di 1 acquisizione sismica.

- ONDE di PRESSIONE → propagaz. fronte d'onda sferico che produce deformaz. nella direz di propagazione.
COMPRESS (P)
- ONDE di TAGLIO ^(S) → deformaz \perp al piano di propagaz.
- ONDE R
SUPERFICIALI → hanno spostam. complicato.
Combinaz di spost di COMPRESS e TAGLIO
Si spostano come ellissi con movim retrogrado rispetto alla direz di propag
- ONDE LOVE → si verificano negli strati + soffici.

Onde R

Nelle sismica a rifless. sono consid. un elem di disturbo

In un mezzo:

- ANISOTROPO
- ELASTICO
- LINEARE

$$\leftarrow V_R \approx 0,9 V_S \rightarrow \times \text{Poisson}$$

Poisson: $0 \div 0,5$

Poisson ghiacci: $0,3$

Moduli che noi stimiamo sono in condiz. **NON DRENATE!!**

$$\begin{aligned} V_p \text{ nell' H}_2\text{O} &: 1500 \text{ m/s} \\ V_p \text{ ghiaia} &: 700 - 800 \text{ m/s} \end{aligned}$$

Quando il fluido è fondamentale, $V_p \uparrow$ nel mat. saturo, mentre le S sono indip dalla presenza del fluido, in quanto viaggiano solo in matrice solida.

Onde R arrivano dopo le P, S.

• 100 Hz $\rightarrow \frac{100 \text{ m/s}}{100} \Rightarrow \boxed{\lambda = 1 \text{ m}}$ $\uparrow \text{freq} \downarrow \lambda$

• 10 Hz $\rightarrow \frac{100 \text{ m/s}}{10} \Rightarrow \boxed{\lambda = 10 \text{ m}}$ $\downarrow \text{freq} \uparrow \lambda$

Si chiamano ONDE SUPERF xkè viaggiano in 1 strato limite sotto la superf, ma non vuol dire che otto strato sia sottile!!

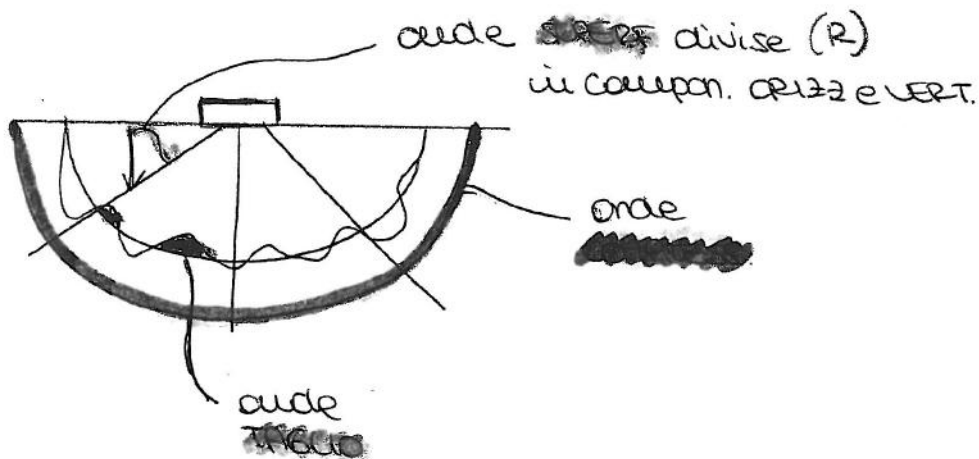
Queste onde sono stud. dai sismologi che sfruttano le info dei terremi x freq $\approx 0,01 \text{ Hz}$.

$\downarrow \text{freq} \uparrow \text{prof.}$

es : $\frac{3000 \text{ m/s}}{0,01} \approx 300 \text{ km!!}$?

\Rightarrow quindi superf non vuol dire sottile!!

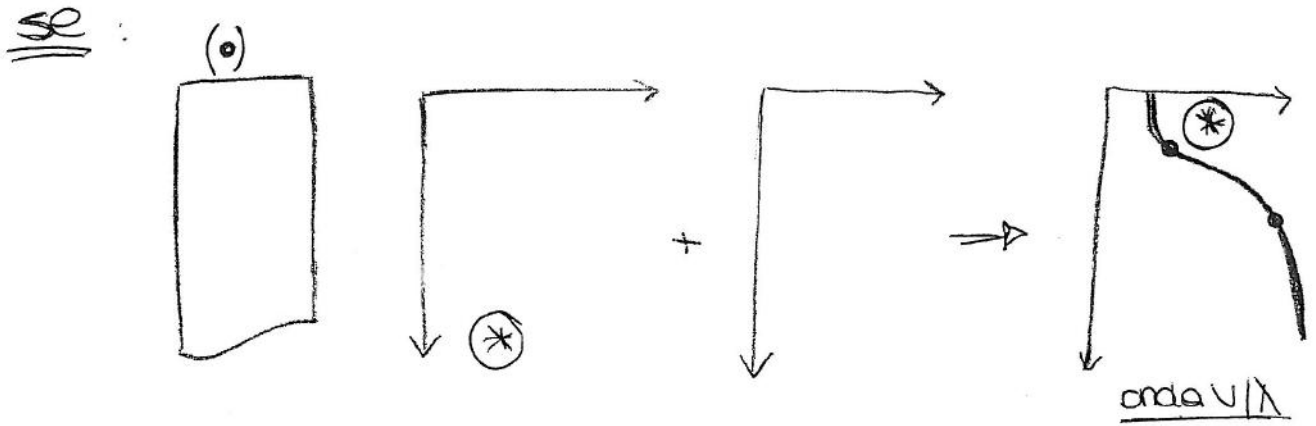
se :



Come si ripartisce l'en tra arti \neq ferom propagatori?

- onde COMPRESS P si portano dietro (7%) dell'en
- " TAGLIO S: (26%)

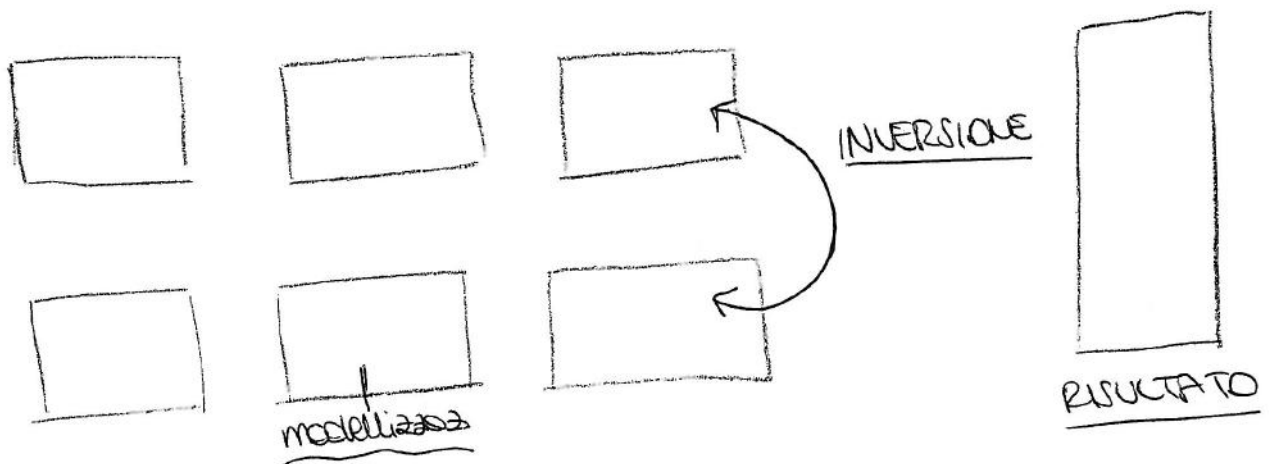
NB : x onde superf. ho 1 ottimo rapporto segnale/rumore



\Rightarrow onda $V/f \rightarrow$ "curva di dispersione"

Siamo in grado di ricavare l'ultima curva in sito, ma questa curva dipende dalla dispersione delle proprietà (o)
 \rightarrow Da questa curva posso risalire al nostro mezzo stratificato

SE : "Metodo delle onde superficiali : processo"



Ci permette di stud. il fenom con cui abbiamo a che fare;
 se noi siamo in grado di modellizzare il fenomeno, siamo
 anche in grado di capirlo.

→ STRUMENTAZIONE

• SORGENTI:

- adeguate in termini di EN. IMMESSA e CONTEN in FREQ.

→ $> \bar{e} \text{ freq.}$ $> \bar{e} \text{ la capac. risolutiva dell'indagine,}$

$< \lambda$.

NB Con rumori sorg (massa battente, aze, fucili...) ho
freq max = 200 Hz.

② IMPULSIVE:

- Massa battente → x onde P & β cadere dalle 1^a massa

$D_{max} \cong 80 \text{ m}$ → " (S) si creano impulsi che
oscillano sullo stesso piano del soff.

- Fucili sismici → canna d'acciaio che entra in
parte in 1 fuo nel terreno.
 $D_{max} \cong 150 \text{ m}$

③ IMPULSIVE o CONTROLLATE:

- Treni d'onda: massa è controllata da 1 sist remoto
che xmette di programmare freq oscillaz.

CONCETTI di SISMICA e RIFRAZIONE

Lun. 8/03/2020
(Eradio)

RILIEVO SISMICO

• **SORGENTE**: genera 1 perturbaz. elastica con 1 certa veloc di propagazione, propria dei cust.

→ si osserva il tempo impiegato dalla x turbazione x compiere il PERCORSO :
superf → superf disc (RIFLESSIONE)
superf → rifrazione (ANACRITICO)

Onde si propagano con **ANDAM. SEMISFERICO** se mezzo omogeneo

- **ONDE PRIMARIE** : si propag a veloc >

- **ONDE SECONDARIE**
(o di taglio)

• riflessione = f (impedenza cust)
= dens · veloc

• rifrazione = f (veloc onde)

- **ONDE SUPERF** (o Rayleigh o R) hanno 1 ϵ_{im} foudem



ampiezza decade con la prof.

Giou. 11/03/2010

Andamenti sismiche : 1 pto scoppio
n ricevitori

Sismogramma: scoppio alla coord 60 e ricevitori sia a che che SW
(qui ≈ 100). Ognuno capta il segnale e ne riproduce la variaz.

ONDE DIRETTE \rightarrow piccole distanze

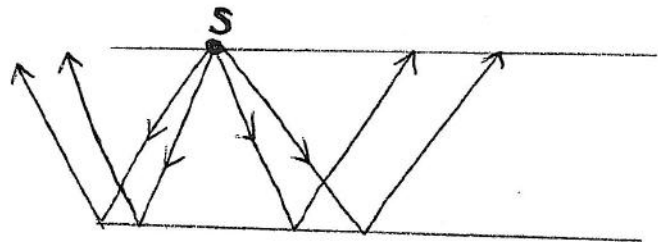
Non meno che ci si allontana lo tempo 1° arrivo ONDE RIFRATTE.

fenom di riflessione \rightarrow Tempi 1° arrivo hanno andam di IPERBOLAE.

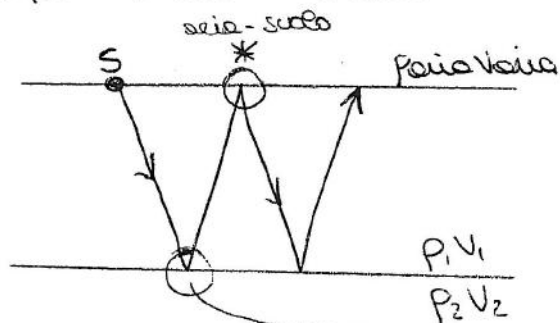
Con \uparrow prof, segnale è meno visibile.

Eventi secondari possono ingannare.

Può succedere questo :



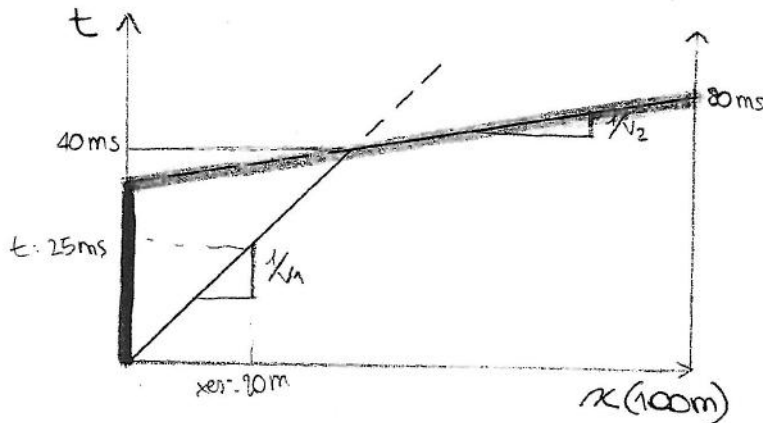
ma può succedere anche :



ovvero raggio sismico riplette qui, x differenza di impedenza,
riemerge in surf secondo L. Snell e interferisce in (*) con il
sistema ARIA-SUDO.

Fenom secondario \rightarrow riflessione multiple. Non è 1 fenom diagnostico
ma è un disturbo. Si riconosce xché il suo tempo di arrivo è
doppio!!

Immag di avere ottenuto questo diagramma: (1 scoppio)



QUES PIAN. PARALLELO

①

$$t_{rc} = \frac{x}{v_2} + \frac{h \cos \alpha}{v_1}$$

definisce il valore del tempo intercett.

① Def. v₂, quindi la pendenza del 2° tratto

$$t_{rc} = \frac{x}{v_2} \rightarrow v_2 = \frac{x}{t_{rc}}$$

$$v_2 = \frac{x}{\text{tempo fatto sull'ultimo tratto} - \text{tempo intercett}} = \frac{100\text{m}}{80-40\text{ms}} = \frac{100\text{m}}{40\text{ms}} = \frac{100\text{m}}{40 \cdot 10^{-3}\text{s}} = \underline{2500\text{ m/s}}$$

② Stimo v₁ come? :)

Ipotesi v₁ = 1250 m/s $\rightarrow t = \frac{x}{v_1} \rightarrow v_1 = \frac{x}{t} = \frac{20\text{m}}{0,025\text{s}} =$

③ Stimo "h"

$$t_i = \frac{2h \cos \alpha}{v_1}$$

↳ letto da diagr tempo spaim.

$$\cos^2 \alpha + \sin^2 \alpha = 1$$

$$\cos \alpha = \sqrt{1 - \sin^2 \alpha} \rightarrow \sin \alpha = \frac{v_1}{v_2} \text{ (Snell)}$$

$$\Rightarrow \cos \alpha = \sqrt{1 - \left(\frac{v_1}{v_2}\right)^2} = \sqrt{1 - \left(\frac{1}{2}\right)^2} = \sqrt{1 - \frac{1}{4}} = \frac{\sqrt{3}}{2}$$

④ Auzo':

$$t_i = \frac{2h \frac{\sqrt{3}}{2}}{v_1} = \frac{2h \frac{\sqrt{3}}{2}}{1250\text{m/s}} = \frac{40\text{ms} \cdot 10^{-3}}{t_i} \text{ - v ottenere secondi}$$

$$40 \cdot 10^{-3}\text{ms} = \frac{2h \frac{\sqrt{3}}{2}}{1250\text{m/s}} \rightarrow 2h \dots$$

h =

V_p e V_d sono VELOCITÀ APPARENTI, e quanto lo sono dipende da inclinazione dello strato.

Dato arrivare ad un valore di velocità reale.

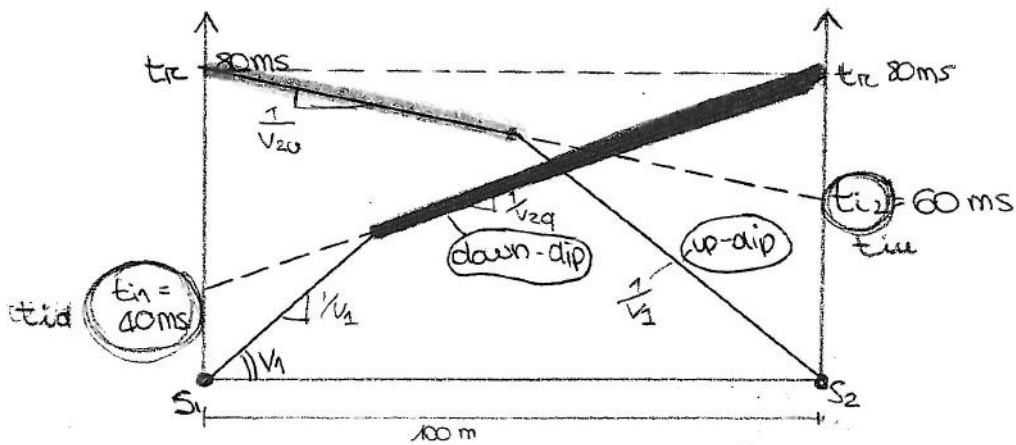
es. 21: $T_i \approx$ caso pian//, ma al posto dei valori di spessore "h", ho le velocità D_d, D_u .

veloc. effettiva è correlata all'inclinazione del piano e a V_d, V_u attraverso l'eq 3-9, da cui ricavo l'altra eq per d .

NB: Dato 1 mod. di c.d. inclinato, le veloc. eff sono f (veloc. apparente e dell'ang. di inclinazione) !!

ESERCIZIO

immaginiamo di aver acquisito:



① Stimmo velocità V_d, V_d (apparenti):

$$V_{app} = \frac{d}{t_r - t_i} \quad f(\text{inclinazione})$$

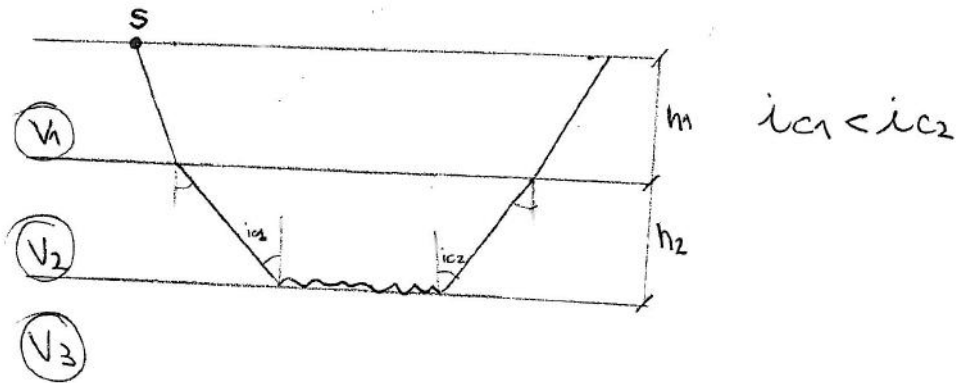
$$v = \frac{x}{t}$$

$$= \frac{100\text{m}}{80 - 40\text{ms}} = 2,5 \text{ m/ms} = \underline{2500 \text{ m/s}} \quad (\times 1000)$$

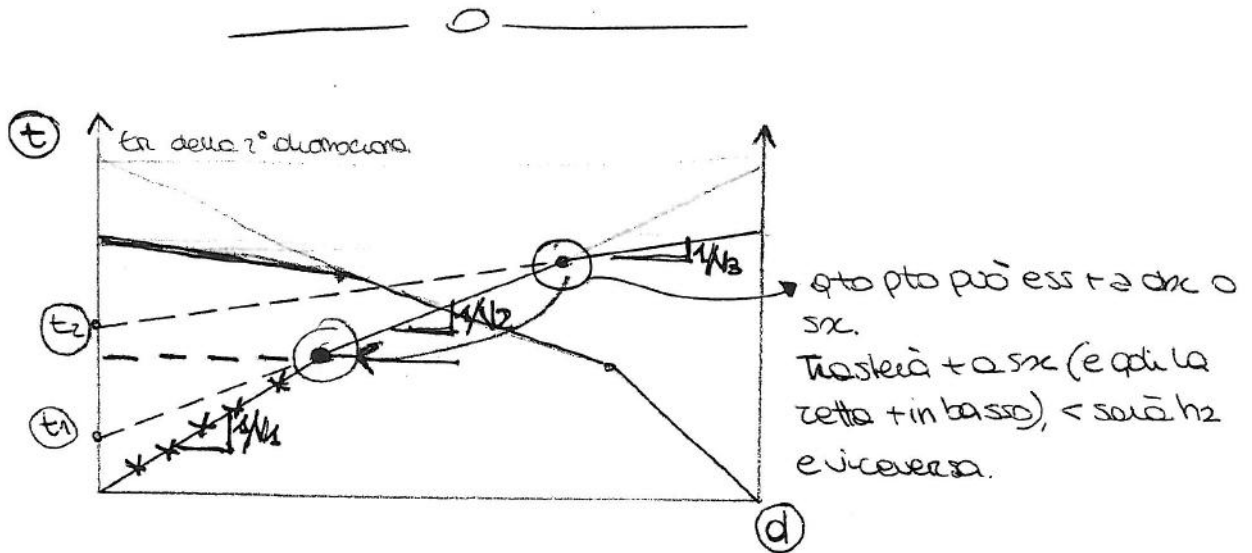
se. (22) : Presenza di + interfaccie.

Raggio sismico si propaga da 1 generico punto di scoppio, interferisce secondo 1 ANG. CRITICO, genera 1 ONDA RIFRATTA tra 1° e 2° strato e riemerge in superficie.

Ci sarà anche un 2° raggio che interferirà con la 2° interfaccia e con un 2° ang. critico e tenderà a riemergere con la stessa geom.



→ avere 1 rifraz di questo tipo → $V_1 < V_2 < V_3$ Hp.בודوم!!



Dopo 1 certo punto (cross over distance) le onde dirette arrivano in ritardo rispetto a quelle rifratte.

Ma se ho una 2° interfaccia, in funz di V_2 e V_3 e dello spessore dello strato, osserverò come tempi ^{quelli} V_2 e V_3 delle onde della 2° interfaccia, quindi nò quelli delle onde DIRETTE, nò quelli dello strato RIFRATTE!

ES. di SISMICA

① (K = mod. compressione)

$$K_0 = 40 \text{ GPa}$$

$$G_0 = 30 \text{ GPa}$$

$$S_w = 0,5 \rightarrow \text{NON SATURO!!}$$

$$\phi = 0,4$$

(solido
acqua
H₂O)

Velocità onde P = ?

$$V_p = \sqrt{(K + \frac{4}{3}G) / \rho_0}$$

$\rho_0 = \text{dens. matrice}$

↳ consente di stimare veloc. delle onde P nella matrice.

Avendo stimato V_p nella matrice solida, posso applicare la L. Willis a mezzo a 3 ris:

$$\frac{1}{V_{\text{bulk}}} = \frac{1-\phi}{V_{\text{pm}}} + \frac{\phi \cdot S_w}{V_{\text{w}}} + \frac{\phi(1-S_w)}{V_{\text{air}}}$$

$$\left. \begin{array}{l} V_{\text{w}} = 1500 \text{ m/s} \\ V_{\text{air}} = 300 \text{ m/s} \end{array} \right\} \text{R?}$$

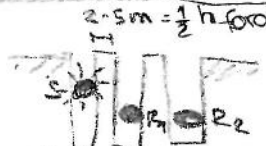
15/03/2010

TECNICHE DI MISURA

① CROSS HOLE → caratterizzata GEOTECON di dettaglio.

ob: determinare prof. onde P ed S attraverso la misura dei tempi di corso delle onde dirette.

Approccio + econom.

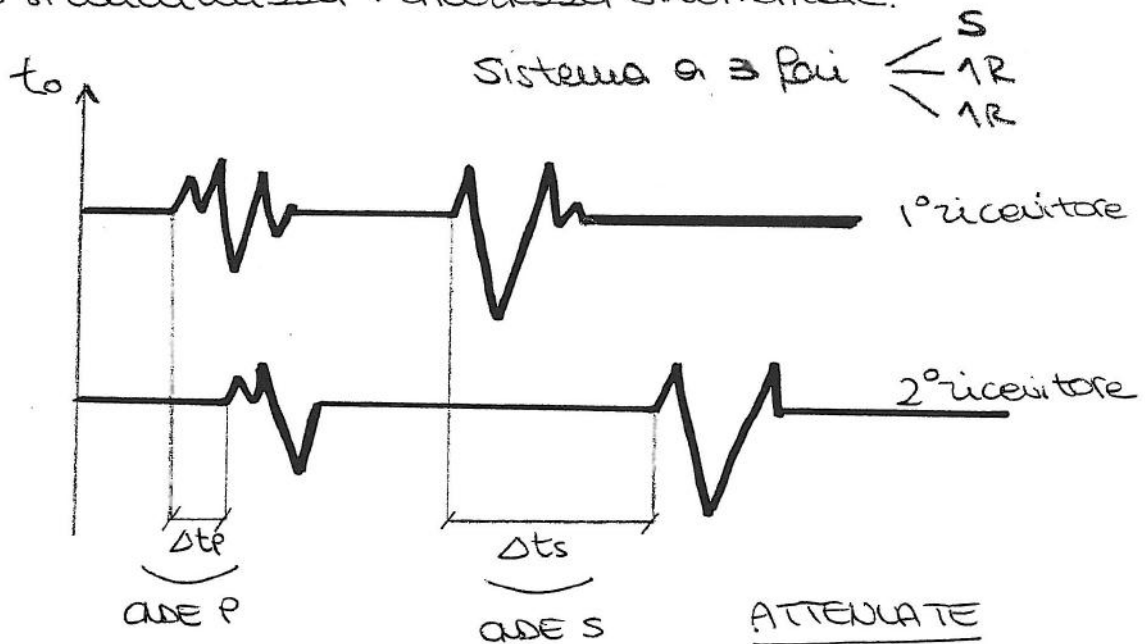


si cerca onde DIRETTE

1 SORG + 2 RICEV. posti sulla stessa quota, con si misura

la differenza dei tempi di corso tra 2° e 1° ricevitore

→ si minimizza l'incertezza strumentale.

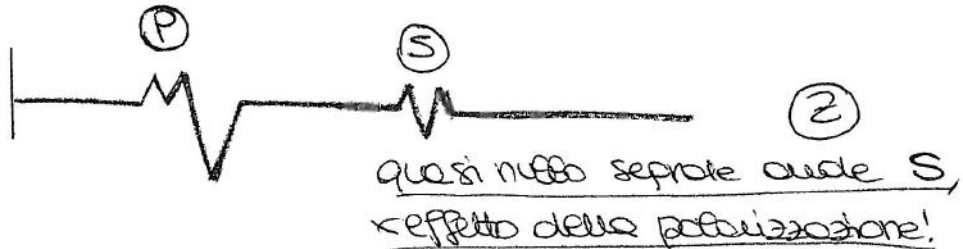


Si pref. calcolare Δt_p e Δt_s , qdi Δt tra 2° e 1° ricevitore e non tra 1° ricevitore e t_0 !

Prova avviene tra slancio uso ↑ a step di 1m sia R che S. Ogni volta 1 x turbaz sismica → si osserva il TEMPO di X CORSO a quote ≠.

Si ottiene 1 PROF VERTICALE di velocità di propag.

Se osserviamo grafico sismico:



Geof devono essere posti lungo l'asse di polarizzaz delle onde!
Affinchè acquisizione vada a buon fine, geof devono essere accoppiati molto bene con le pareti del foro (3 "packer" che vengono gonfiati).

RESULTATI: siamo in grado di distinguere piccole variaz di velocità e, a diff della sismica a rifrazione, anche fenom di INN. di VELOCITA'.
(slide 5)

Profilo onde S è cost. da piccole variaz, onde P sono + sensib. alle variaz di velocità.

A 10 m → notende variaz di velocità, probab siamo passati da zona non satura, ad una satura.

Ambiguità interpretative:

determinate dal fatto che assumiamo come hp che è fenom considerato abbia solo onde dirette, ma non è così.

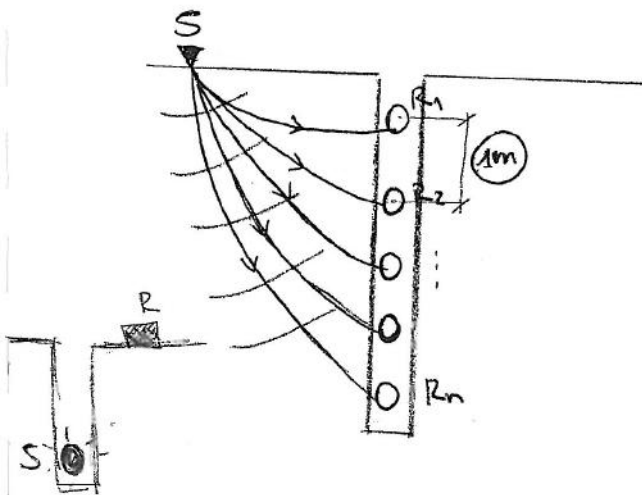
② DOWN-HOLE (VSP)

- costose, - invasive, + semplici

1 foro, 1 sorg. bocca foro, serie di ricevitori in foro

(stringhe di geof o geofoni scissoidi).

Non necessita di sorg. da foro.



I tempi sono quasi sempre relativi alle onde dirette.

• n ricevitori posti in foro e con 1 singolo scoppio misuriamo gli arrivi delle onde dirette ad ogni ricevitore.

NB: A diff delle indagini CROSSHOLE, le DOWN-HOLE hanno RISOLUZ. VERTICALE < !!

→ risoluzione minima: 2-3 m.

Sono in grado di distinguere macro strati; 2-3-4 strati al max.

Però è 1 indagine molto meno costosa di ①.

Indagini down-hole → anche detti VSP.

Utilizzano anche IDROFONI → x convertire UPPER PRESS di tipo PIEZEL

Pb: ferom. audiosi possono perturbare la qualità dei dati.

Lunga colonna d' H₂O ha propagazione onde di TUBO all' interf.

ACQUA - ARIA.

18/03/2010

③ TOMOGRAFIA SISMICA

5 tipi che si differenziano x posiz. pti di scoppio - ricezione o per la differenza di principio fisico su cui si basano.

Ob: costruire (a partire da n Pti scoppio e misura), un mod. di velocità nella sez. interessata dal rilievo.

La sez sarà di tipo Δ .

Scoppi simm. rispetto al foro, x ottenere 1+ ampio mod. di distrib. di velocità del sottosuolo.

Si possono stimare anche velocità laterali.

Slide ③ : "Tomografia : acquisizione dati"

- Tomog. cross-hole

f_1 o + x forazioni

- pti di scoppio localizzati a quote nel 1° foro \rightarrow ricevitori a quote nel 2° foro.

Saremo in grado di acquisire 240 48 segnali sismici.

x avere 1 imm. affidabile \rightarrow prof = quote interessate tra i fori

\uparrow interesse, \downarrow risoluzione

x acquisire onde (P) \rightarrow IDROFONI

" " (PS) \rightarrow GEOFONI BASSIALI

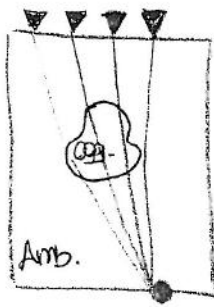
• SORGENTE \rightarrow tipo mecc.

• ACQUISIZIONE \rightarrow prevede di registrar. segnali sismici proven. dai \neq pti sorgente

• LAVORAZIONE \rightarrow elaboraz. di MAPPE di DISTRIB. del campo di

TOMOG. veloc. di ONDE P-S.





Po : n° finito di info → non posso illuminare in modo "ideale" l'oggetto.

Scopo : date n proiezz, si ricostruisce FORMA e CONTRASTO di velocità tra l'ogg e l'amb circostante.

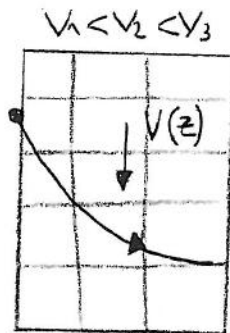
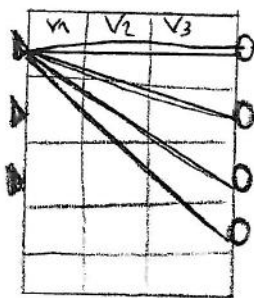
> n° proiezz, > precis ricostruz dell'ogg.

MOD. DIRETTO

SE. (5) : Immaginiamo di dividere in celle (DISCRETIZZARE), norm em. regolari, la sez da studiare e di attribuire valori di velocità norm em. costanti, all'interno di ciascuna cella.

Abb. 1 DISTRIBUZIONE di VELOCITÀ 1 MODELLO e a partire da 1 disposiz di PUNTI di SCOPPIO, leggeremo coec. e percorso del raggio sismico ^(a) da ciascun pto di scoppio al ricevitore, e il tempo teorico di ^(b) percorso necessario al raggio sismico x ragg. e traguardo passando x celle con velocità ≠. (mod. di velocità scelto da noi!!)

DIFFICOLTÀ : tracciare dei raggi sismici

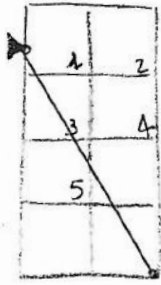


- percorso raggio sismico (a)
- tempi percorso

↓
da mod VELOCITÀ HP (real e parte da 1 DISCRETIZZAZ delle SEZ. INT)

effetto della variaz di veloc. è probab che il raggio con tempo min compia questo tragitto! (quello col tempo + basso è quello che ci interessa!).

Quando ho variaz di veloc 20-30% tra l'acqua e l'aria, non è plausibile immaginare 1 corso rettilineo del raggio, ma sarà curvilineo.



$t_1 = L_{1,1} S_1 + L_{1,3} S_3 + L_{1,4} S_4$ (n° raggio)
 (nelle celle 2-4 il raggio non passa)
 E' 1 modo + lungo di scrivere (**).

In forma matriciale:

$$\mathbf{A} = \begin{matrix} \text{RAGGI} \\ \text{E} \end{matrix} \begin{bmatrix} \text{1° cella} & \text{2° cella} & \dots & \text{n° cella} \\ L_{1,1} & 0 & L_{1,3} & 0 & L_{1,4} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ L_{m,1} & 0 & 0 & \dots & L_{m,n} \end{bmatrix} \begin{matrix} \text{matrice dei} \\ \text{2° SEGMENTI INTERCET} \\ \text{raggi} \end{matrix}$$

righe = contributi relativi al 1° raggio fino all' n-esimo

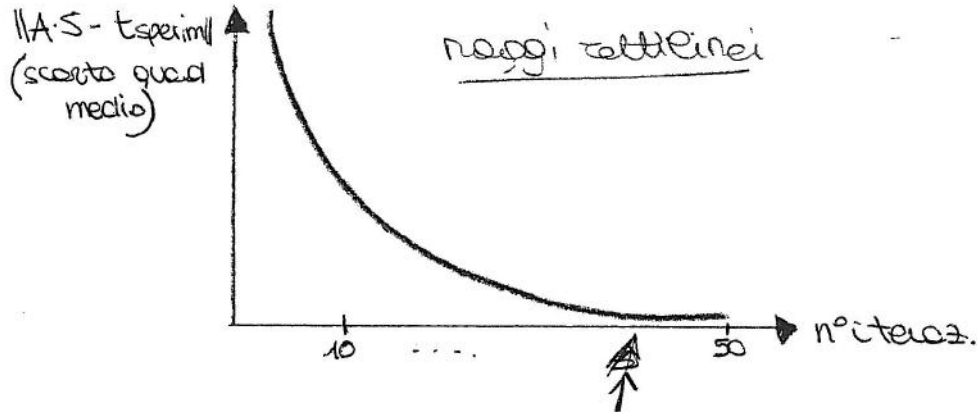
$$\begin{matrix} m \times n \text{ righe} & n \text{ righe} \\ \mathbf{A} \cdot \mathbf{S} = \mathbf{t} \text{ teorici} \end{matrix} \rightarrow \begin{matrix} \text{EQ. x RISOLV.} \\ \text{PB DIRETTO} \end{matrix}$$

matrice segm intercetti \downarrow \mathbf{A}
 vettore lenti \downarrow \mathbf{S}
 vettore lemmi teorici \downarrow \mathbf{t}

$$\mathbf{S} = \begin{bmatrix} S_1 \\ \vdots \\ S_n \end{bmatrix}$$

- Ⓐ = matr. coeff
- Ⓢ = vettore incognite
- Ⓓ = " termini noti

Si deve usare, n-voce, un modo da ripartire su 1 diaque
gli scarti in funz (n° iteraz), normalmente 10-50 iteraz, xkē
 non è detto che la migliore scelta del pto di vista statistico, sia
 la migliore anche dal punto di vista geologico!!



nel caso di raggi rettilinei è così; nel caso di raggi curvilinei
l'andamento non è mai così semplice!

Quindi:

- ① Sist. eq lineari con $m > n$ → sist. SOVRADETERMINATO
 + fare i conti con INCERT. SPECIM
 (n° info > n° parametri da stimare)
- ② $\|A.S - tspecim\| \rightarrow \text{MIN!!}$

③ Pb del tipo $A \cdot x = b$

Come si risolve?

$$x = A^{-1} \cdot b \quad \rightarrow \text{NO!! } xkē \text{ } A \text{ non è quad!}$$

$(x = \frac{b}{A})$

Come faccio a far diventare A quad? → moltip A per la sua trasp

$$(A^T \cdot A) \cdot x = A^T \cdot b$$

Se $rg A = n \Rightarrow A$ è invertibile, quindi:

$$x = (A^T \cdot A)^{-1} \cdot A^T \cdot b$$

Modo + banale x risolvere 1 sist. di eq lineari → minimizzare
 lo scarto quad. medio tra i kemp specim e teorici!!

MAX PROF. di INDAGINE è legata a qta di discontinuità, due

- max dist. pto scoppio estero - stendim

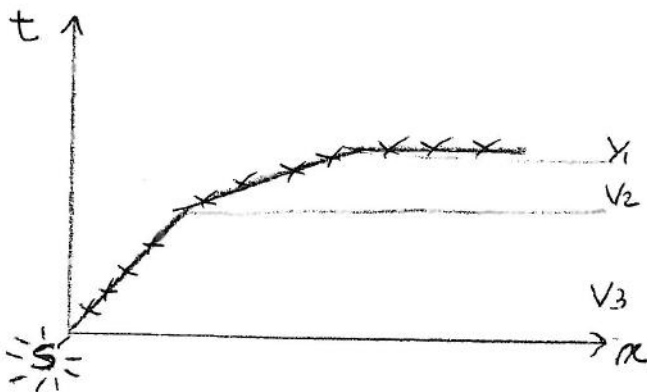
qdi - 2000 lungh. dello stendim stesso

$L_{stendim} = 100 \text{ m} \rightarrow \text{prof. max} = 20 \text{ m.}$

Info deriva da come i raggi sismici attraversano gli strati.

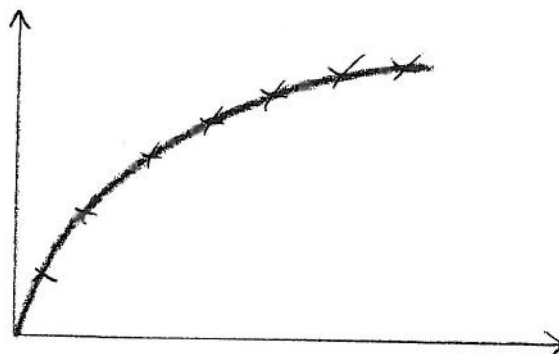
→ distribuz di info non è omogenea con la prof; ai zz + prof. sono intere: solo dai raggi sismici + prof.

Info è - Densa, un metro che \uparrow PROF. \rightarrow ANISOTROPIA di DENSITA' di INFO con la PROF.



Tempi $^{\circ}$ arrivo
onde dirette

Quando oss 1 mod in cui $v(z) \downarrow$, veloc \uparrow con prof ?



Arrivi di onde
rifratte

in maniera continua
I tempi stanno su
una curva
(complicazione!!)

* x arrivare a qto pb : facciamo celle di \neq diam.

Non ho + 1 maglia regolare.

Dim. celle \uparrow con \uparrow prof!

→ TOPOGR. SISMICA e RIFRAZIONE

Si usa quando:

- ① Veloc. gradualmente di veloc. con prof.
- ② Si vuole mettere in luce VARIAZ. LAT. di veloc.

① Raggio uscente dal pto di scoppio viene continuo rifratto da ob. interfacce e riprendendo se l'incide → cospicuo \equiv curvo
 Raggio si inclina sempre di + risp alla verticale, fino a raggiungere l'ang. critico e a qto punto riemerge.

② Cosa si complica se \exists VARIAZ. LAT. di VELOCITA'

→ ~~raggi tendono ad essere zone a > velocità, poi dove~~

~~lo vorrete usare di V → raggi si addensano~~



tante info in zone ↑ veloc., poche in zone a ↓ velocità.

MAI COERENTI

MAI NON COERENTI

Indag. dettagliate → n° scoppio da $\frac{1}{2}$ a 1 ptificaz.



↑ costi di acquisizione

→ 1 volta def MAX PROF INDAG → DET. DIM CELLE

↳ NB Tenendo conto che negli strati + superf

ho > densità di info, poi ↑ dim celle

x avere dens. omog. di info su tutta la

superf da misurare !!

• Basse freq → conducib. el.

• Alte freq → permittiv. el.

} infiltrazione su
propagazione

Utilizzo

- caratterizzaz. GEOLOG- IDROG.

- individ. SOGA CONTAMINAZ

- individuaz. ZONE CONTAMINATE

- monitoraggio BONIFICHE ON-SITE

CONDUZIONE ELETTRICA IN SUOLI E ROCCE → segue 2 meccanismi

1. CONDUZIONE METALLICA : × la presenza di metalli nativi e minerali come rame, grafite.
→ si usa × giacimenti.
2. CONDUZIONE ELETTROLITICA : corrente fluisce × mobilità e trasp ionico all'interno della fase fluida contenuta nei pori.

La CONDUCIBILITÀ ELETTRICA è funz di:

- Porosità
- Saturazione
- Tortuosità (interconnessione tra pori)
- Salinità
- Mobilità dei singoli ioni (funz delle diuis)
- Temperatura → $\uparrow T = \uparrow$ mobilità = \uparrow condus di corrente

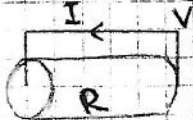
→ Legge di Ohm :

$$R = \frac{V}{I}$$

R = resistenza [Ohm]

V = diff potenziale alle estremità del cilindro [Volt]

I = intensità di corrente [A]



NB : Resistenza (R) non è un param intrinseco del materiale (o è la RESISTIVITÀ (o la CONDUCIBILITÀ))

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \text{ resistività}$$

CONDUCIBILITÀ IN MEZZI FRATTURATI :

- Dip da:
- dens. delle fratture
 - tortuosità dei canali elettr. all'int delle fratture

Si assume il mat zaccioso PERFETTAMENTE ISOLANTE

- distribuz delle fratture
- presenza di filo o organo nelle fratture

In generale i mezzi fratturati hanno BASSA CONDUCIBILITÀ

→ quando è inquinamento è DATATO :

1. Fase solubile va ad aggiungersi al TDS di fondo (appunto basso)
2. A lungo termine ci vengono dato fenomeni di DEGRADAZIONE NAT. degli idroc.

↳ Rilascio di :
 - ioni cloro
 - ioni Fe e Mn

⇒ piacca l'incremento della resistività elettrica

3. Modifica la capacità di scambio.

- Presenza di argilla : ↓ resistività elettrica (quindi ↑ σ)
- Dissoluzione : ↑ ioni disciolti ⇒ ↓ ρ
- Intrusione salina : " " " "
- Precipitazione dei carbonati : ↓ ioni disciolti ⇒ ↑ ρ

ORDINI di GRANDEZZA

- Rocce fratturate : $\rho > 1000 \Omega \cdot m$

- Rocce porose

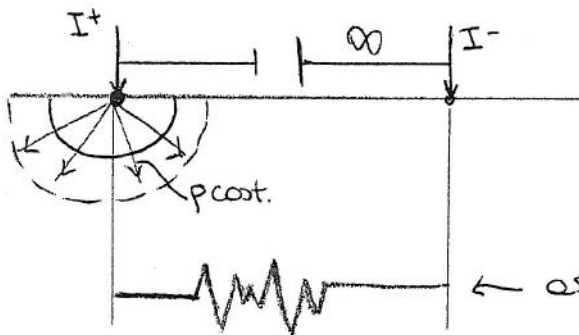
- ↳ argille : $\rho \in [1 \div 100 \Omega \cdot m]$ (wet) (dry)
- ↳ sabbia ghiaia : $\rho \in [10 \div 800 \Omega \cdot m]$ (high) (dry) (low)

- H₂O di mare : $\rho \cong 0,2 \Omega \cdot m$

Resistività

Il campo si differenzia con linee di corrente che escono dal punto sorgente semirette;

quando ho elettrodi
a ↑ distanza!!



← assimilab. ad 1 circuito con 1 resist!

Superf. equipotenziali → in ogni punto hanno = valori di potenz. el.
Sono semisfere.

Potenz. el si ottiene mano a mano che ci si allontana dalla sorg.
l'eq di potenza × descrivere la proporz del campo elettrico è la
L. OHM, che correla i param principali in gioco :

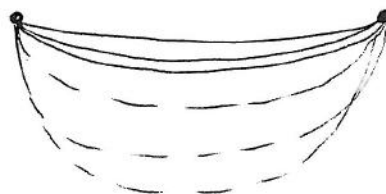
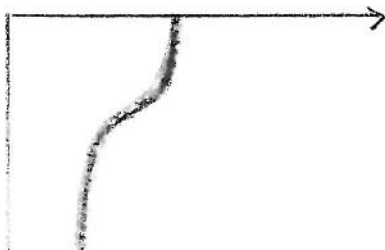
$$V = R \cdot I$$

(R) = resistenza [Ohm]

(V) = potenz. el. [Volt]

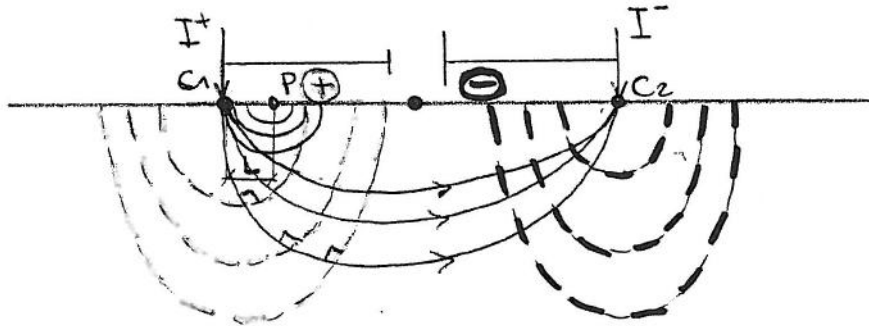
(I) = intens. di corrente all'interno del circuito [Ampere]

• RESISTIVITA' → è definita dalle cost. del suolo e dal volume
interessato dal passaggio delle linee di corrente (vol. teorico)
Densità delle linee di corrente è via via decrescente man mano
che si ↑ prof, quindi il grafico ha il seguente andamento:



- 2° elettrodo a piccola distanza dal 1°:

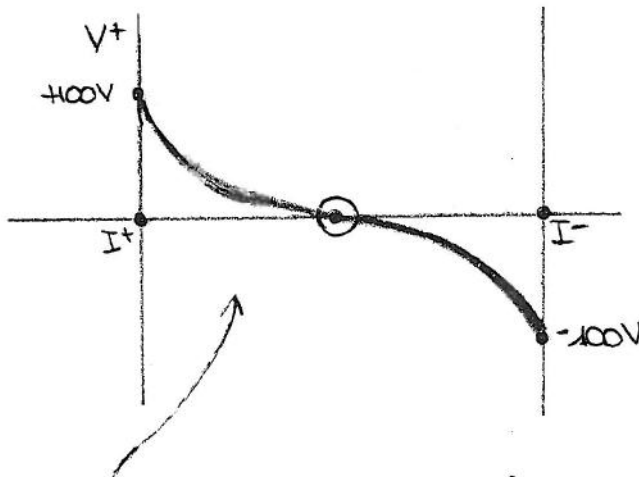
2 sorg + 2 elettrodi di misura:



Superf. equipot. sono in ogni punto \perp alle linee di corrente,

↳ sono perturbate dal 2° elettrodo, pertanto non sono + semisfere.

Diagr. dell'andam. del POTENZ. ELETTRICO, passando dal 1° al 2° elettrodo:



NB SE MAT. OMOGENEO,
 ⊙ è il pto intermedio,
 dove le potenz. si annulla
 In qto caso:
 $\Delta V = 200V.$

Andam. potenz. elettrico quando i 2 elettrodi sono vicini
 → c'è addirittura 1 pto in cui la potenziale è nulla!

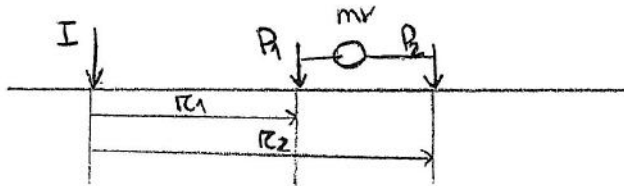
Oltre a partire dal pto intermedio, le superf. equipot.
 hanno potenz. elettrico neg!!

Quando non posso mettere l'elettrodo a grande distanza,

1) -1 elettrodo di corrente (l'altro sarà ∞ lontano!!)

+
2 el. potenziale
millivoltmetro

potenz. elettrico \downarrow inverso
con \uparrow distanza



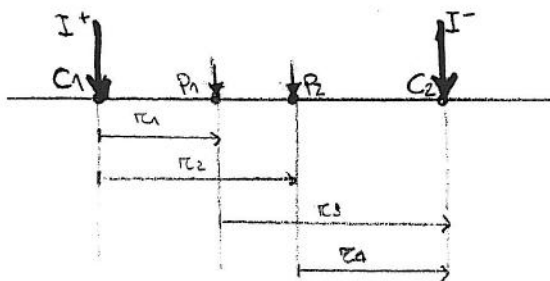
$$V_{PA} = \frac{\rho I}{2\pi r_1}$$

$$V_{PB} = \frac{\rho I}{2\pi r_2}$$

in mat. omogeneo, con resistività costante, vale sempre effetti:

$$\Delta V_{PA-PB} = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right]$$

2) 2 el. corrente + 2 el. potenziale (P_1, P_2) \rightarrow QUADRIPOLO
(DP correnti + DP tensione)



$$\Delta V = \Delta V'_{P1-P2} + \Delta V''_{P1-P2}$$

diff. pot. dovuta alle el.
due immutabili

contrib di ΔV generato
dal prelievo del 2° elettrodo
di corrente

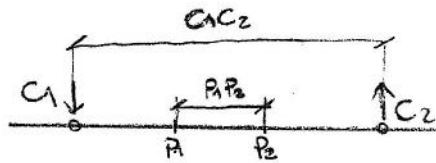
A partire da pto, se consid. WENNER è facile verif che :

$$k = 2\pi a$$

Coxe + compac nel caso dipolo - dipolo, x es.

$$\overline{AP_2} \leq \frac{1}{4} \overline{C_1 C_2}$$

⑨ SCHUMBERGER



Dipolo tens interno a pello di corrente.

Usata x sond. el. verticali.

vant → allungando C1, C2 (tenendo fissi P1, P2) continuo a soddisg e criteri!

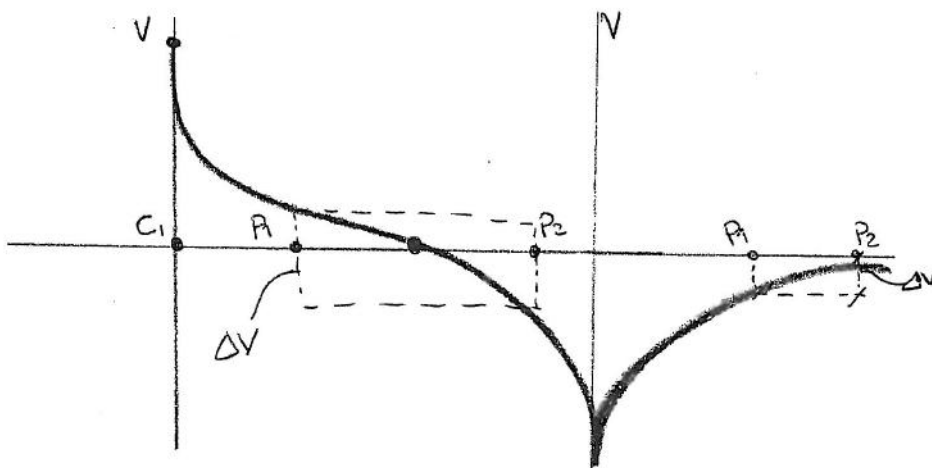
Le ≠ config si differenziano x capac. risolutiva.

→ Config con elettodi di tens interni, hanno migliore risolv x sondaggi verticali. (sond. vertic. di P)

* Config esterne, invece, sn > indicate x caratterizz varia estese di resistività. (dipolo-dip, polo-polo).

Adi in rog dell' do dell' immag si può scegliere la conf. giusta.

QUALITÀ dei DATI



- Configuraz. interne (es: Wenner) = dist. elettodi costante
- " esterna.

NB : ΔV in conf. interna > ΔV conf. esterne.

↓
QUALITÀ dei DATI MIGLIORE

- l'aspetto della medaglia: config SCHLUMB. è + complicata + il
aspetto del fattore geom.

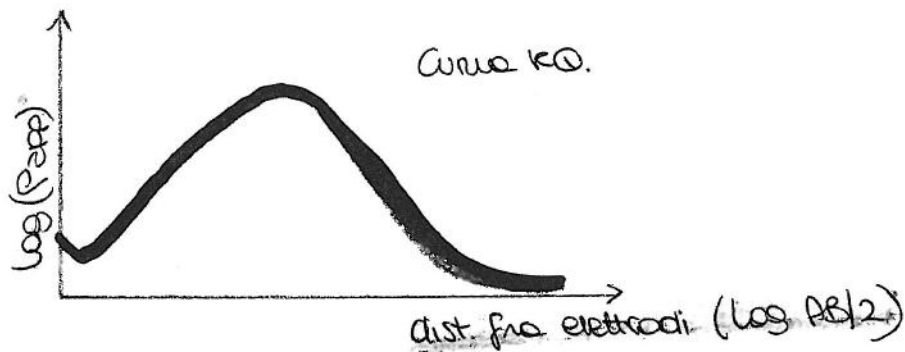
ovv. misurato con la distanza diventerà + piccolo, mentre il
 fattore geom. via via aumenterà.

(se. 26-27-28)

RISULTATI (SI: "Probe individ. stato sottile - minc di soppressione")

• Sond. el. vehic → serie di info all'↑ della spaziat tra elett.
 di corrente.

Risultato in f. grafica. (diagr. bi-logaritmico)



In schlumb. tracciò indicato anche A, B → el. corrente
 M, N → el. potenz.

Cose + complicate in caso di sottosuolo a + strati:

$\rho = 100 \Omega m$

$\rho = 1000 \Omega m$ (insetura)

strato inq.

ovv. H_2O e salinità influenzano
 Papp dei suoli!

Nota. solido conduttore - del fluido
 la corrente.

↑ salinità ↓ Papp dello strato e
 quindi del sistema.

Config. 4 strati due solidi el. vehic da lungo ad 1 graf.
 del tipo in figura } + curva spms.

2° ANISOTROPIA

resistività intermedia ↓

stato con ρ_{app} molto ≠ dopo studi confronti, ma con spessore molto ridotto.

SEV fino a 1000 m di ρ_{app} → cavi molto eurpi

30 A
decine di kW

→ solo molto potenti
→ onerosi

indag elettrica e 1 prop sono sostituite dalle indag. e.m.
Cune specim = pto di partenza × e' interpretazione dei dati.

SEV

— mod. monodim. con strati e d'az pian //
Indefinitom esteri e con ρ e spessore costanti

} $\frac{1}{f}$
} $\frac{1}{m}$

Cio' mi vuol dire che lo sia, ma noi facciamo hp come se lo fosse.

3) TEORIA SORGENTE IMMAGINE (SI).

A partire da 1 mod di sottosuolo con interfaccia di pass da ρ_1 a ρ_2 , le linee di corrente vengono perturbate dal passaggio di interfaccia.

L. di corrente si addensano nel mar + conduttivo

(SI : Resistività non uniforme : caso di strati pian //).

Si possono stud le deformaz delle linee med. Teoria Sorg Immag e fa rif alla defniz di un COEFF. di RIFLESSIONE → parte delle linee di corrente vengono riflesse, come riflette (analogia con la sismica!).

All'interfaccia → x turbaz linee corrente e pot. elettrico

Teoria si basa sulla def di k:

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

se: " Caso particolare interfaccia aria - terreno " (32)

$$V_p = \frac{1 \cdot P_1}{4\pi} \left(\frac{1}{r} + \frac{k}{r} \right)$$

da cui $k = \text{coeff. rifl. aria - suolo}$. e nel ns. caso $= -1$.

Sost. $k = -1$ ricavando V_p .

se: " Caso elettrostatico orizzontale " (37)

* dati linee conto della pres della sorg in superf

- presenza sorg speculare in prof
- distribuz del pot. distribuito da intere 2 interfacce

→ qdi consid. 1 linea sorg virtuale c'' .

Contemporaneo \exists di + sorg (1 reale + ∞ virtuali).

vale "p. sovrapposiz degli effetti", quindi $V' + V''$.

Ci sarà l'ulteriore sorg virtuale che leva conto della perturbazione a 4z. \exists sorg immag. speculari via via rispetto alla 1° o 2° interf.

Ho ∞ sorg virtuali, qdi ∞ contributi, che danno origine ad

una Σ . $\left(\frac{1}{r} + \frac{2k}{r_1} + \frac{2k^2}{r_2} \dots \right)$.

↑ anche la dist della sorg virtuale risp al punto.

Dato che pot. elettrico si ottiene con la div, le cariche della

sorg sarà via via sempre + tra sottili, quindi è accettabile

interrompere la Σ dopo 1 centinaio di termini, anche se le cariche in

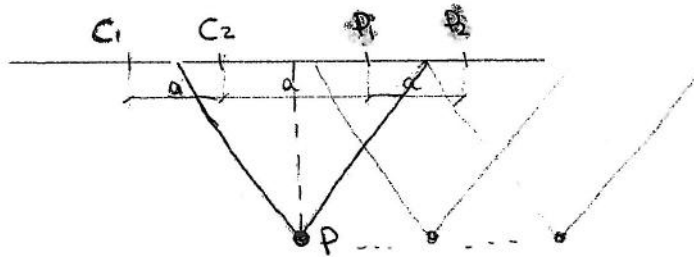
i termini sono ∞ !

(Slide) 43

SONDAGGI ELETTRICI ORIZZONTALI (SEO)

È la distanza tra i dipoli che controlla la prof. di indagine

Config. DIPOLO - DIPOLO:



pto indagine = prof a cui corrisponde il valore di $P_{app} = k \frac{\Delta V}{I}$.

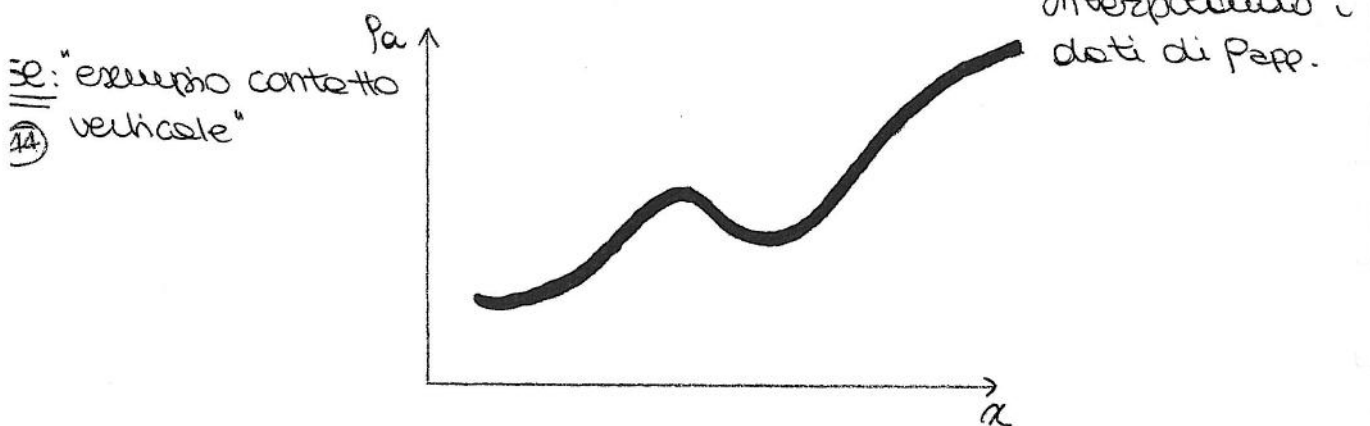
È 1 prof convenzionale, non è quella utile di indagine!

Punto è ottenuto tracciando le linee mediane degli dist tra ogni punto!

Si trasloca più il sistema, senza cambiare la distanza tra gli elettrodi. La seconda lettura evidenzia un pto alla stessa prof.

Tutte le misure porteranno ad una profondità costante.

Per mod. di sottosuolo semplici, si può interpretare quantitativa il dato:



Passaggio qua di P da mar - conduttivo (a_{sx}) a mar. + conduttivo (a_{dx}).

2° serie di misure: ↑ spaz. fra elettrodi fino a 20

spaziat. doppia → prof. "virtuale" doppia!!

Le info ottenute danno origine ad 1 serie di curve, ciascuna delle quali corrisponde ad 1 pto a cui attrib 1 valore di f_{app} e l. sez che ne risulta è 1 x 2 Δ !

Sl: "Come si realizza 1 pseudosez di P"

Otteniamo \neq valori di $P_2 \neq$ prof, ciascuno dei quali f_{app} - spaziatore elettrodiche un'unica crescita.

es: da 18 a 31 → config con spaziat. 2a.

↑ n° elettrodi (es: 48), in caso di disp. unim. si ottengono tra 20: 400 misure.

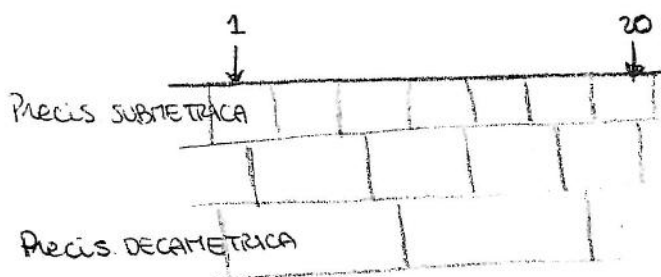
PSEUDOSEZ di RESISTIVITA' APPARENTE fornisce 1 info debole di quello che è l'effettiva resist.

È 1 immagine molto grossolana.

Viceversa, x ricorri. mod + realistici, bisogna usare dati ricavati da processi tomografici di elaboraz dei dati, (se) (50) sismica geofis.

Principio molto v. a quello visto x la tomog

essa prevede di dividere sottosuolo in 1 griglia 2D irregolare



Capac. usabilita' x der. Petr
↓ con ↑ della prof!!

In SUPERF → precis. SUBMETRICA

PROF → " DECAMETRICA (celle 5 x 5, 10 x 10).

II : "Applicazioni amb"

n campo amb. foucg è applicata x ricercare discouche
n controllate.

n qto caso discouche zone graviti, senza geomembrana;
zone di defez dei graviti ↓ p rocce sane.

ella zone di transiz gravito sano / defezto è di qualche 100 cm
2/m.

In caso di uug → $R_{SU} = p$ di pochi g/m (5-10 g/m).

spesso qto xcolato è arricchito daioni ad ↑ conc., con $p = 12 g/m$.

Deved la ussice ussista de fluidi con $p = 12 g/m$ o
 $p = 5-6 g/m$.

Itto mercato certostio tra uet in porro e uet. contaminati da
peccato è tipico delle discouche non controllate, di cui si sono
pense le tracce.

In genere le zone con $p \downarrow$, sono zone contaminate da peccato e
pdi è proprio q che bisognerebbe fare perfezioni x divenire le
contaminante.

SI : "determinare spessore di discouche non controllate"

In questo caso il sistema lavora molto bene.

- Ⓐ Config a cavallo tra i 2 fori (A-B, M-N) ("Cross-hole")
- Ⓑ Sensori elettrodi di corrente e tensione
(config. IN-HOLE)

- Ⓐ, Ⓑ portano $\rho_{\text{inf}} \neq$, e con sensib \neq .
- Ⓐ $>$ ρ_{inf} di oltre lungo la ρ_{z}
- Ⓑ $>$ ~~membr~~ e ciò che succede attorno alle 2 perf.

SEQUENZA di MISURA

- ① A24 - B23 \rightarrow M48 N47
el. corrente elettrodi tracce si calcolano
diff. potenza!
- ② A24 - B22 \rightarrow M48 N45 e così via...
- ③ A24 - B48 \rightarrow M1 N25] config. CROSS-HOLE

Misura ② è + robusta risp alla ①, nella c. in-hole.

Le misure che prevedono elettrodi molto vicini tra loro, sono da scartare dal pct di vista qualitativo.

+complic è la fase di ELABORAZ dei dati tomografici

"Borehole electrical resistivity for mapping the saline-fr interface" \rightarrow risultato di 1 elaborazione topografica.

Acqua dolce con intrusione di acqua salmastra.

$\rho_{\text{zone sat}}$: 0,3 ÷ 0,4 Ω/m $\rho_{\text{H}_2\text{O dolce}}$: 50 Ω/m

$\rho_{\text{H}_2\text{O salata}}$: 0,2 Ω/m

- Sabbie non consolidate	: $m \approx 1,3$] se ↑ CEMENTAZIONE, ↑ m. (83)
- " debolm cementate	: $m \approx 1,5 \div 1,7$	
- " molto consolidate	: $m \approx 2 \div 2,2$	
- Colcore gessoso	: $m \approx 1,7 \div 1,8$	
- " cristallino/grandale	: $m \approx 1,8 \div 2$	
- carbonati	: $m \approx 2,1 \div 2,6$	

MOD. ARCHIE & FIAT NON SATURI (84)

ARCHIE MODIFICATO

$$\frac{\rho_0}{\rho_w} = F = \frac{a}{\phi^m S_w^n}$$

\Rightarrow mezzi NON COMPLETAM. SATURI
 esp di SATURAZ. N. 2
 SATURAZIONE
 esp. di CEMENTAZIONE

oppure: $\sigma_m = a \cdot \phi^m \cdot S_w^n - \sigma_f$

Nel caso in cui il uost. contenga argilla:

$$\sigma_m = \sigma_f \theta (a\theta + b) + \sigma_s$$

cond. elettr. della fase argillosa

θ = contenuto volum di acqua $\theta = S_w \cdot \phi$
 a, b = param. sperimentali sito-dipendenti

Pb: è difficile det. il contributo della fase argillosa

Si usano altri modelli...

MOD. di MAXIMIAN-SHILTS \rightarrow ante q_{tox} suoli argillosi (85)

$$\sigma_0 = \frac{S_w^n}{f} \left(\sigma_w + \frac{BQ_w}{S_w} \right)$$

- (B) = capoc degli ioni di ess. tratti dalla fase argillosa
- (Q) = contrib. fase arg all' ↑ della cond. elettr.

\rightarrow contrib. dovuto alla presenza di uost. argillosa

$$Q_s = \frac{1-\phi}{\phi} \cdot \frac{ds}{100} \text{ (CEC)}$$

capacità di scambio cationico [meq/100g]



es: $S_w = 1$
 $\phi = 0,5$
 $\sigma_{w, \text{solata}} = 5 \text{ S/m}$

$\sigma_b = \phi^2 \cdot \sigma_w$



$\sigma_b = 1,05^2 \cdot 5 = 5 \cdot 0,25 \rightarrow \sigma_b = 1,25 \text{ S/m}$

> σ , > ϕ la mobilità degli ioni, da cui dip. la carica di corrente, che dipende da Temp e salinità.

Capacità di movimento degli ioni $\propto f(\text{raggio ionico})$.

se: "Conduttività elettrica nei suoli e nelle rocce"

Quando subentrano le argille dobbiamo considerare che aumentano la conduttività elettrica di 1 sistema.

In gen, la presenza di argille $\uparrow\uparrow$ capacità di condutt. elettrica del sistema

Rocce compatte \rightarrow Resistività \uparrow (arenarie, quartzite...)
 rocce molto elevate

Capacità di condurre è legata allo stato di fratturazione:
 fratture non comunicanti non agevolano il pass. di corrente.

Nei mezzi porosi, la conduttività è $f(\text{porosità, sat...})$.

"m" dip. dal grado di cementazione (Slide)

Pres. di argille tende ad attrarre cationi positivi (K, Na, Ca, Mg, potassio), e si creano deboli legami elettrici.

se: "Comparam. elettrico delle argille"

ci sono altri 2 metodi complementari alle tecniche di resistenza.

① POLARIZZAZIONE INDOTTA

② POTENZIALI SPONTANEI

① Attivo: necessita di soleg e di 1 serie di misure.

② Passivo: Non occorre energizzazione.

Si osserva fenomen. naturali (di tipo elettrochimico).

In qto caso si sfrutta il fatto che 1 contorn. registra
con il sistema circostante durante att. di trasf. di
oip e fenomen elettrochimici.

valido nel caso di contorn. che tendono a degradarsi
nel tempo (es: benzina).

E' diff. come i mecc. di eccitamento e risp. di tipo ①.

Polarizzaz. è la capac. del suolo di immagazzin. corrente e
di campo elettrico, e di conservarla anche dopo la rimoz.
del campo elettrico, qdo la restituirà.

Analogo ^{da terreni} con il comportamento el. nei condensatori!
rest. l'en el.
↑ immagazzinata

oboscuro delimita polarizzaz. che lo è un'inseca capac.
di immagazzin. en. elettrica e restituirlo dopo la rimoz.

Come si misura effetto di polarizzaz.?

① in DOM. di TEMPO

② in DOM. di FREQ.

Si pref misurare l'area sotto la curva, che è + facile!

(AREA di CARICABILITÀ)

~~Caricabilità~~

$$m = \frac{1}{V_b} \int_{t_0}^{t_1} V(t) dt$$

Def. area sotto la curva di decadimento

$\frac{1}{V_b}$ consente di normalizzare la tensione in modo da rendere confrontabili tra loro le misure.

Un. misura: $\frac{V_{et} \cdot s}{V_{et}} \rightarrow \frac{mV \cdot ms}{mV}$ (abb. valore molto ↓)

→ CARICABILITÀ è espresso in (ms) ↓↓

Sua pletti: 1 ÷ 5 ms

" contaminati da idrocarburi: 100 ÷ 200 ms.

Perché molto + sensib. risp alla RESISTIVITÀ!

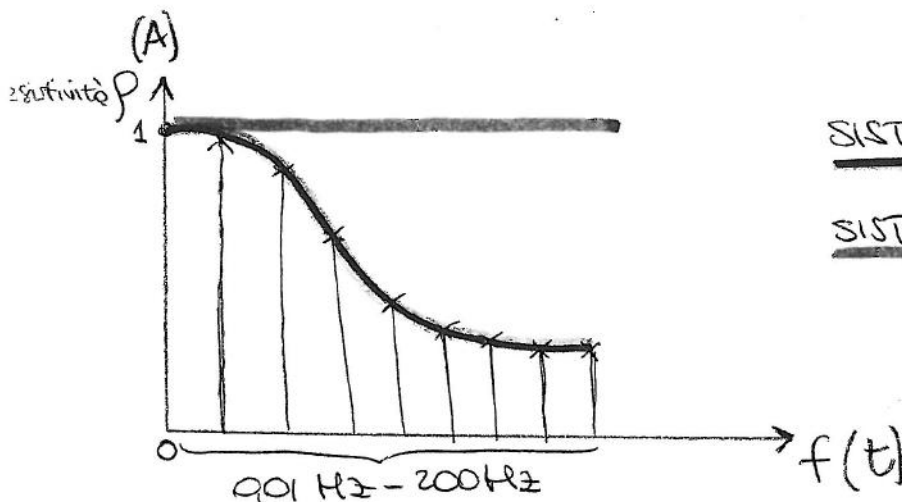
> è la spess disponibile, > è la polverizz. condotta, > è mercato

L'effetto.

Polverizz è molto sensibile alla presenza di contaminanti.

- Riducendo impreso, ↓ potenz. elettrico

Un. 12/04/2010

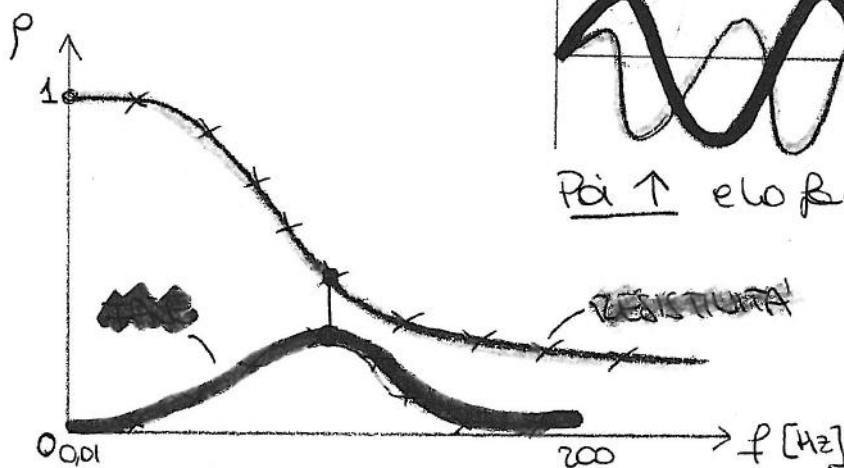


SIST. POLARIZZABILE

SIST. NON POLARIZZABILE

An. di freq diventa diagnostica della polarizzabilità di 1 sist. Molto + costoso lavorare in dom di freq risp se dom temp benchè sono + "diagnostica" della presenza di contaminanti.

Nelle mis in dom di freq si preferisce energizzazione mediante ONDA SINUSOIDALE.



Poi ↑ e lo fcc. tra 0,01 e 200 Hz

× ogni step di freq, otteniamo 1 stima della resistenza e del valore dei valori di fase.

Qto è 1 rappresentaz spettrale di come se fenomeno si comporta in 1 determ. freq.

Applicaz amb: range di freq + signif è 0,01 Hz - 200 Hz, in cui ho + info.