

## **Metodi Geofisici per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi**

Luigi Sambuelli\*, Alberto Godio\*, Laura Valentina Socco\*, Andrea Dall'Ara\*, Giuseppe Vaira\*, Gianpiero Deidda\*\*.

\**Dipartimento di Georisorse e Territorio - Politecnico di Torino*

\*\**Dipartimento di Ingegneria del Territorio - Università di Cagliari*

### 1. INTRODUZIONE

Qualora si intenda per "caratterizzazione degli ammassi rocciosi" un insieme di informazioni sul sottosuolo di un territorio che comprenda l'identificazione dei contatti tra formazioni diverse, la definizione delle grandi faglie, i sistemi di discontinuità a scala cantiere, la presenza di fluidi, la identificazione della zona distesa intorno ad un tunnel, quasi tutte le tecniche geofisiche, siano esse aerotrasportate, dalla superficie o in foro, possono essere utilmente impiegate, con risultati ovviamente più o meno ricchi di informazioni.

Le tecniche aerotrasportate, elettromagnetiche e magnetiche, sono in grado di rilevare i contatti geologici, le faglie e le grandi fratture riempite generalmente con materiali saturi, elettricamente conduttivi e talvolta anche ricchi di materiali magnetici. Esse sono impiegate per la caratterizzazione a grande scala delle formazioni e, fornendo informazioni essenzialmente sulla resistività che è dovuta per la maggior parte delle volte all'acqua presente nei sistemi di fratture, danno indicazioni indirette sulla più o meno intensa o diffusa fratturazione degli ammassi rocciosi. A differenza delle tecniche di remote sensing, che restituiscono informazioni superficiali, i metodi geofisici elitrasportati permettono di ricavare informazioni in profondità ottenendo sezioni verticali ed anche "immagini tridimensionali" di resistività. L'evoluzione della strumentazione, dell'elettronica associata e dei programmi di analisi ed interpretazione dei dati, consente di ricavare informazioni su aree di vaste proporzioni in tempi molto ridotti (5 km<sup>2</sup>/ora). L'utilizzo consolidato di sensori multipli (magnetometri-gradimetri e conduttivimetri di tipo slingram) elitrasportati è ampiamente diffuso per ricerche minerarie, geotermiche, idrogeologiche e di geologia strutturale (Hodges, 1999). Si veda, ad esempio, il sito [http://www.geophex.com/Product\\_page/GEM2-A/helicopter.htm](http://www.geophex.com/Product_page/GEM2-A/helicopter.htm), l'Open File Report 02-384 dell'USGS (Grauch, 2002), gli atti del SAGEEP (Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems (EEGS)) dal 1988 ad oggi, il lavoro coordinato da T. Takahashi (Takahashi, 2004).

Molto più consolidata, e quindi più ricca di esperienze, è invece l'applicazione di tecniche geofisiche dalla superficie o dalle pareti di vuoti aperti in sottoterraneo o da fori: si veda ad esempio, in tema di studio della fratturazione, la panoramica presentata da Hansen & Lane (1996). Tra i metodi di superficie sono anche presenti i vari metodi sismici che danno le informazioni più strettamente legate alle caratteristiche meccaniche in sito dei materiali. Le applicazioni più frequenti sono quelle della sismica a rifrazione, sia per onde di compressione (P), sia, ultimamente, per onde di taglio (S). Lo sviluppo in anni recenti di tecniche di acquisizione ed interpretazione tomografica dei rilievi a rifrazione, ha permesso di incrementare la capacità di dettaglio e di analisi di situazioni geologicamente piuttosto complesse. Lo sviluppo degli strumenti sismici soprattutto in termini di portabilità-prezzo-prestazioni e la realizzazione di software di interpretazione su piattaforme di calcolo a basso costo ha inoltre reso più frequente l'utilizzo della sismica a riflessione. L'analisi dei dati di riflessione nel campo della caratterizzazione degli ammassi rocciosi, in termini di velocità di propagazione e di ampiezza delle onde, di definizione di interfacce e di fratture ha inoltre tratto giovamento dalla grande esperienza su questi temi derivante dalle indagini per ricerche petrolifere. La minore scala dei rilievi e, talvolta, l'eterogeneità dei materiali indagati, ha però anche posto nuove problematiche agli interpreti che, nel campo della caratterizzazione degli ammassi rocciosi, hanno necessità di alte risoluzioni spaziali e di estrarre la massima quantità di informazione possibile. Notevole sviluppo stanno avendo anche le tecniche per onde superficiali (Rayleigh e Love). Gli algoritmi utilizzati per l'analisi delle onde superficiali in campo sismologico sono stati "tradotti" per l'impiego con sorgenti artificiali e resi quindi disponibili per la soluzione di problemi ingegneristici. Questi metodi sono in grado di fornire profili di velocità delle onde di taglio  $v_s$  e della rigidità  $G_0$  dei terreni e dell'eventuale bedrock sottostante. Entrambi questi parametri sono ovviamente funzione della fratturazione del mezzo (Abu-Zeid & Vuillemin, 1996) ed una mappatura areale di  $v_s$  ( $G_0$ ) permette di avere una stima quantitativa del variare delle caratteristiche meccaniche dei materiali. Una tecnica oggi abbastanza usata è la tomografia sismica (onde P e/o S) in parete o tra fori. Essa permette di ricavare una mappa dell'andamento delle velocità in un volume o su una sezione di roccia effettuando misure con sorgenti e sensori posti al contorno della zona da indagare. Usando molta attenzione in fase di acquisizione dati è anche possibile effettuare tomografie sismiche che restituiscano un mappa dell'attenuazione delle onde, aggiungendo dunque un'ulteriore informazione a quella fornita dalla mappa di velocità. Le misure Cross-hole, effettuate con sorgente ricevitore tenuti alla stessa quota in due fori paralleli, di volta in volta traslati ad intervalli dal fondo a bocca foro, possono essere considerate un sotto insieme dei dati raccolti per una tomografia. Possono essere effettuate per onde P ed S e sono comunemente considerate le più efficaci per la stima delle velocità "di strato" in condizioni di stratificazione piano parallela. Le misure Down-hole, invece, prevedono la collocazione di una sorgente di onde P od S a bocca pozzo ed un ricevitore mono o triassiale fissato a quote successivamente differenti in foro. Le misure permettono la stima della variazioni di velocità (e di attenuazione) lungo il foro. La tecnica VSP è oggi ben conosciuta nel campo della caratterizzazione

degli ammassi cristallini, soprattutto per quanto riguarda l'identificazione di zone fratturate (si veda per esempio Cosma et al., 2001). L'interpretazione dei dati è oggi arricchita dall'utilizzo di stringhe di sensori triassiali, dall'analisi sulla polarizzazione delle onde sismiche. Qualora i sensori siano immersi in acqua, ossia siano stringhe di idrofoni, è possibile per entrambi gli ultimi metodi citati procedere ad una inversione del campo d'onda completo (full wave inversion) analizzando anche le onde di tubo (Stoneley waves) che possono dare indicazioni importanti sulle principali fratture intersecanti il pozzo. La tecnica HSP è analoga alla VSP ma si applica a fori orizzontali o suborizzontali (Inazaki et al., 1996). Entrambe le tecniche VSP e HSP possono essere condotte in "walkaway mode" ossia energizzando a diverse distanze dalla bocca foro ed ottenendo così più angoli di "illuminazione" delle formazioni attraversate dal foro stesso (Smidt et al., 1998). Ovviamente più tecniche sismiche possono essere utilizzate in uno stesso sito al fine di estendere e raffinare le conoscenze meccaniche dell'ammasso (Anderson et al., 1997). Negli ultimi anni si osserva in letteratura un sempre più ampio utilizzo dell'analisi delle ampiezze delle onde elastiche che in rocce e terreni è funzione sia della distanza tra sorgente e ricevitore sia delle caratteristiche "viscose" del mezzo. Tali caratteristiche, per le rocce, sono quasi sempre associate alla presenza di fratture ed alla presenza di acqua nelle fratture stesse. Le tecniche AVO (Amplitude Versus Offset), applicate in campo petrolifero, considerano il variare dell'ampiezza delle tracce in funzione della distanza dei ricevitori dalla sorgente e della lunghezza dei tragitti percorsi dall'impulso sismico. Nelle tecniche sismiche applicate a problemi geologici e geomeccanici, gli impieghi sono meno frequenti essenzialmente perché la maggior parte delle rocce attenua in misura ridotta le onde sismiche; trattandosi il più delle volte di tragitti "brevi", il fenomeno dell'attenuazione può essere difficile da cogliere e può richiedere estrema attenzione in fase di acquisizione dati. Accoppiamenti meccanici diversi tra sensori e roccia possono infatti dar origine ad attenuazioni non attribuibili al mezzo ma al sistema di misura. Sempre dalla superficie le tecniche magnetiche, elettriche ed elettromagnetiche possono essere impiegate per avere informazioni sulla caratterizzazione dell'ammasso roccioso. Per queste tecniche la capacità risolutiva decade rapidamente con la profondità. Sono quindi in grado di dare informazioni solo su zone fratturate e non su singole discontinuità; inoltre esse sono sensibili alle eterogeneità di conducibilità elettrica presenti nei terreni di copertura. Le tecniche magnetiche ed elettromagnetiche VLF (Very Low Frequency) e LIN (Low Induction Number), possono essere utilmente impiegate per la ricerca di fasce alterate ad andamento sub-verticale riempite di materiale conduttivo o con diversa suscettività magnetica, il cui affioramento sia sotto un terreno di copertura non eccessivamente potente (Fischer et al., 1983; Mc Neill & Labson, 1991). Le tecniche TDEM (Time Domain ElectroMagnetic), ERT (Electrical Resistivity Tomography) possono, a scale diverse, dare informazioni sulla geometria e sulla resistività (e dunque sulla presenza di acqua e sulla intensità della fratturazione) delle formazioni conduttive nel sottosuolo ad andamento prevalentemente sub orizzontale (Villegas-Garcia & West, 1983). Tomografie elettriche condotte dalla superficie possono dare informazioni molto risolutorie per esempio sulla presenza di una fascia cataclastica o alterata,

particolarmente ricca di acque (Ritz et al., 1999; Ramirez & Daily, 2001; Ji-Soo et al., 2001). Il georadar, sia con antenne in foro (Serzu et al., 2004) sia con antenne in superficie (Godio et al., 2003) si è mostrato particolarmente efficace nell'identificare, fino a distanze di poche decine di metri, fratture anche con aperture minime e zone fratturate. In questa trattazione si considereranno solo alcune delle tecniche sismiche più recenti.

## 2. SISMICA A RIFLESSIONE

La Sismica a Riflessione è una tecnica d'indagine comunemente utilizzata per ricavare immagini (2D o 3D) geologiche del sottosuolo. Il processo di "imaging" si sviluppa in due fasi: acquisizione ed elaborazione dei dati. Le sezioni sismiche infine forniscono informazioni di tipo geometrico quali, per esempio, la profondità del bedrock, la localizzazione e l'estensione delle faglie o delle zone di fratturazione. Inoltre, dai dati a riflessione è possibile estrarre importanti informazioni quali la velocità delle onde sismiche, i moduli elastici dei materiali, le caratteristiche di attenuazione in termini di fattore di qualità o di rapporto di smorzamento.

La sismica a riflessione è stata da sempre la tecnica d'indagine per eccellenza dell'esplorazione petrolifera. Da qualche decennio, tuttavia, si registra un numero sempre crescente di applicazioni superficiali in campo ingegneristico, idrogeologico, ambientale, geologico e sedimentologico (Birkelo et al., 1987; Doornenbal & Helbig, 1983; Goforth & Hayward, 1992; Hasbrouck, 1991; Jongerius & Helbig, 1988; Milkereit et al., 1986; Miller & Steeples, 1990, 1991; Miller et al., 1989; Stumpel et al., 1984; Ziolkowski & Lerwill, 1979). Nonostante ciò, la sua applicazione in aree in cui sono presenti rocce cristalline presenta una serie di problemi che ne limitano fortemente il successo. Infatti, a causa delle complicate geometrie delle interfacce elastiche dai bassi contrasti di impedenza acustica, i dati sismici acquisiti in tali ambienti presentano normalmente un basso rapporto S/N e contengono riflessioni caratterizzate da una bassa continuità laterale. Per ottenere delle sezioni sismiche che contengano delle immagini geometricamente corrette, in questi casi è necessario condurre un'indagine 3D ad alta risoluzione. I dati ad alta risoluzione possono essere ottenuti migliorando l'acquisizione (sorgenti e catena di acquisizione) e l'elaborazione. La risoluzione di un'immagine sismica è direttamente correlata alla lunghezza d'onda del segnale, o al suo contenuto spettrale (Kallweit & Wood, 1982; Knapp & Steeples, 1986; Knapp, 1990; Knapp, 1993). In particolare, l'utilizzo di sorgenti in alta frequenza è indispensabile per individuare riflettori superficiali e per risolvere strati sottili. Utilizzando sorgenti sismiche capaci di generare segnali di lunghezza d'onda di 60-100 m, i contrasti di impedenza acustica causati da spessori di 10-20 m di roccia molto fratturata sono sufficienti per produrre segnali riflessi, registrabili con gli attuali strumenti sismici, caratterizzati da bande spettrali ampie alcune ottave (Nojonen et al., 1979; Knapp, 1990). Teoricamente, il coefficiente di riflessione in corrispondenza di zone intensamente fratturate è maggiore di quello corrispondente alle interfacce litologiche. Tale coefficiente di riflessione è generalmente sufficiente per produrre una distinta immagine delle zone di frattura se lo spessore della fascia fratturata è superiore di 1/4

della lunghezza d'onda (Juhlin et al., 1991).

Il principio di funzionamento del metodo sismico a riflessione è abbastanza semplice. Una sorgente sismica (esplosivo, massa battente, fucile, vibratore) posizionata sulla superficie del suolo, o in piccoli fori, immette nel terreno energia meccanica la quale si propaga in esso mediante onde sismiche (P o S a seconda delle modalità di energizzazione). Queste ultime, durante la propagazione nel sottosuolo, subiscono i fenomeni di riflessione, rifrazione e diffrazione in accordo con principi di Huygens e di Fermat, e con la legge di Snell. Una parte dell'energia torna indietro verso la superficie laddove viene captata e trasformata in segnali elettrici da uno stendimento lineare di ricevitori (geofoni). I segnali elettrici in uscita dai ricevitori vengono trasmessi, via cavo, al sismografo per essere registrati in forma digitale. In figura 1a è mostrato un esempio di registrazione sismica, mentre la figura 1b mostra una sezione sismica zero-offset, che in molti casi, rappresenta il risultato finale di un'indagine sismica a riflessione. Ciascuna traccia sulla sezione corrisponde idealmente a quella che si sarebbe registrata in un ipotetico esperimento in cui le posizioni della sorgente e del ricevitore coincidono. Le tracce vengono disegnate verticalmente e pertanto ogni evento riflesso apparirà verticalmente al di sotto della posizione comune sorgente-ricevitore a prescindere dalla vera posizione delle interfacce riflettenti. Quando il sottosuolo è costituito da strati orizzontali (o circa orizzontali) la sezione zero-offset fornisce un'immagine pronta per essere interpretata geologicamente. Negli altri casi, la sezione zero-offset fornisce immagini distorte del sottosuolo che devono essere corrette mediante un'operazione detta migrazione.

Teoricamente, i dati a riflessione potrebbero essere acquisiti facendo avanzare lungo una linea una coppia sorgente-ricevitore con posizione coincidente. Per ogni punto sulla linea si registrerebbe una traccia sismica e l'insieme delle tracce registrate costituirebbe la sezione sismica zero-offset (zero-offset significa che la distanza tra la sorgente e il ricevitore è nulla) che rappresenta il risultato finale. Oggigiorno, tuttavia, i dati a riflessione vengono registrati con dei sismografi multicanale. Per ogni punto sorgente, le onde sismiche vengono captate da  $n$  ricevitori così che una registrazione sismica è un insieme di  $n$  tracce caratterizzato da una medesima posizione della sorgente (CSG = Common Shot Gather). Dopo aver acquisito un set di registrazioni sismiche, mediante un'operazione detta "sorting", l'insieme di tutte le tracce può essere riassembleto in diverse famiglie: CRG (Common Receiver Gather) le cui tracce hanno in comune una stessa posizione di ricevitore; COG (Common Offset Gather) le cui tracce hanno una stessa distanza sorgente-ricevitore; CMP (Common Mid Point Gather) le cui tracce hanno una stessa posizione CMP (punto medio tra scoppio e ricevitore). Nel caso di riflettori orizzontali il punto CMP coincide con la proiezione verticale del punto di riflessione detto CDP (Common Depth Point). In figura 2 è riportato lo schema con cui vengono assemblate le famiglie CMP che costituisce la base della tecnica di acquisizione cosiddetta CDP, o roll-along.

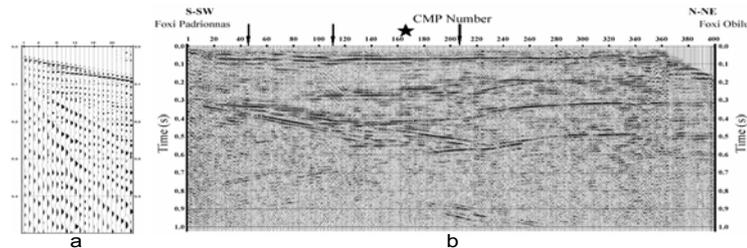


Figura 1 – a) Esempio di registrazione sismica a riflessione multicanale. Essa è un segnale bidimensionale che rappresenta l'ampiezza della velocità di vibrazione delle particelle del terreno in funzione del tempo e dello spazio. L'asse orizzontale è l'asse delle distanze (distanza scoppio-ricevitore), mentre l'asse verticale è quello dei tempi di arrivo degli eventi sismici. b) Esempio di sezione stack.

Le tracce di ciascuna famiglia CMP, opportunamente elaborate, vengono trasformate mediante un'operazione di somma nelle tracce CMP (una per ogni posizione CMP), le quali messe una accanto all'altra generano la sezione stack (sezione zero-offset). La tecnica CDP è particolarmente interessante perché permette di ricavare le velocità di propagazione delle onde sismiche ed esaltare i segnali riflessi a discapito dei rumori sia coerenti che casuali.

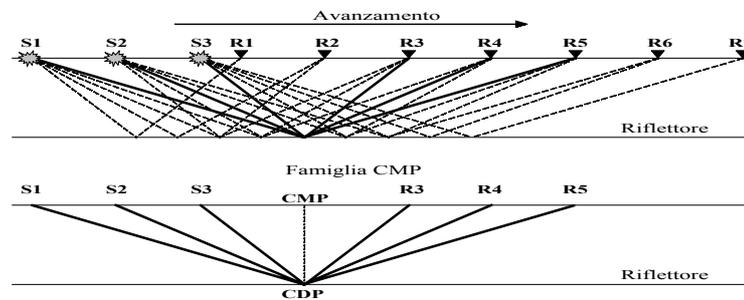


Fig. 2 – Principio di funzionamento della tecnica CDP

Nella pianificazione di un'indagine di sismica a riflessione occorre rispondere alle seguenti domande:

- Cosa si vuole vedere? Qual'è l'obiettivo dell'indagine?
- Di che cosa si ha bisogno per vederlo?
- Come si può ottenere ciò che serve per vederlo?

Il primo punto dipende dal particolare problema geologico, ingegneristico o altro,

che si deve affrontare. Il secondo è inerente principalmente alla risoluzione (verticale e orizzontale) e al rapporto segnale/disturbo necessari per la soluzione del problema. Il terzo punto, infine, riguarda le modalità con cui si possono ottenere la risoluzione necessaria e il rapporto segnale/disturbo sufficiente per poter elaborare ed interpretare correttamente i dati sismici. Una volta definito l'obiettivo ed appurata l'applicabilità del metodo, al fine di decidere se sia meglio utilizzare le onde P o le onde S, e al fine di selezionare i migliori parametri di acquisizione, occorre acquisire alcune informazioni preliminari riguardanti principalmente la profondità e le dimensioni dell'obiettivo, le velocità sismiche in gioco e le caratteristiche dei rumori. Sulla base di queste informazioni, nonché sulle altre informazioni geofisiche e non, eventualmente disponibili per l'area oggetto di indagine, è possibile calcolare un modello sintetico che permette la determinazione dei parametri di acquisizione: lunghezza di registrazione, intervallo di campionamento, configurazione dei filtri analogici, tipo di sorgente, tipo di ricevitore, minima e massima distanza scoppio-ricevitore, spaziatura dei ricevitori, e tipo di stendimento. Per la loro determinazione quantitativa si rimanda alla letteratura sull'argomento (Knapp & Steeples, 1986).

L'elaborazione dei dati sismici a riflessione ha l'obiettivo di produrre una sezione sismica, a partire da un insieme di registrazioni sismiche (common shot gather), che dia un'immagine del sottosuolo su cui sia possibile effettuare un'interpretazione geologica. Occorre osservare che ogni set di dati necessita di una particolare sequenza di elaborazione in funzione delle caratteristiche dei dati stessi. L'argomento è abbastanza complesso e una trattazione esauriente, peraltro facilmente reperibile in letteratura (Robinson e Treitel, 1982; Waters, 1987; Yilmaz, 1987) non può essere fatta in questa sede. Qui si vuole richiamare l'attenzione solo su alcune fasi cruciali dell'elaborazione dalle quali dipende il successo di un rilevamento di sismica a riflessione superficiale. Esse riguardano in particolare l'eliminazione dei disturbi coerenti, l'analisi di velocità e le correzioni per normal move out (NMO) o correzioni dinamiche.

L'eliminazione, o meglio, l'attenuazione dei rumori (onda diretta, onda rifratta, onde guidate, ground roll, onda sonora, riflessioni multiple, onde SV convertite da P, rumore casuale) viene ottenuta mediante operazioni di filtraggio digitale che possono essere condotte in diversi domini: dominio  $x-t$  (distanza - tempi), dominio delle frequenze (le singole tracce vengono trasformate mediante la trasformata di Fourier monodimensionale), dominio frequenza-numero d'onda,  $f-k$  (le registrazioni vengono trasformate mediante trasformata di Fourier bidimensionale). La scelta della tecnica di filtraggio viene fatta sulla base delle caratteristiche del rumore che si vuole attenuare. Per esempio, tutti gli eventi lineari (eventi i cui tempi di arrivo si dispongono su una retta nel dominio  $t-x$ ) che non si sovrappongono (o che hanno una sovrapposizione parziale) con i segnali riflessi, possono essere eliminati azzerandone l'ampiezza con una operazione detta "muting". L'onda diretta, la rifratta, e in alcuni casi anche l'onda sonora e alcune componenti del ground-roll, vengono eliminate con questo tipo di filtraggio. Se il rumore ha un contenuto spettrale caratteristico e abbastanza separato dal contenuto spettrale del segnale riflesso, esso può essere attenuato mediante un filtro in frequenza. Se, ancora, rumore e segnale hanno velocità di fase differenti (ciò significa

che nel piano t-x hanno diversa pendenza), il rumore può essere eliminato con un filtro f-k.

La correzione per NMO si rende necessaria per effetto dell'acquisizione multicanale. Infatti, per effetto della diversa distanza sorgente-ricevitore, i tempi di arrivo dei segnali riflessi da un medesimo riflettore sono diversi sulle tracce di una stessa famiglia CMP, nonostante tali tracce contengano un segnale riflesso dallo stesso CDP (punto comune di riflessione). La differenza tra il tempo di arrivo di una riflessione ad un ricevitore posto ad una certa distanza dalla sorgente e il tempo di arrivo della stessa riflessione ad un ricevitore ad una distanza nulla è definita NMO. La correzione per NMO elimina da ciascuna traccia di una CMP il NMO (elimina cioè l'effetto dell'offset), così che i tempi di riflessione corretti sono tutti uguali e coincidenti con il tempo di riflessione a zero-offset. Pertanto, tutte le tracce di una CMP corretta per NMO sono del tutto equivalenti, e si presentano come se fossero state acquisite con una sorgente e con un ricevitore posizionati sul medesimo punto CMP. Tali tracce, che contengono la medesima informazione del sottosuolo, possono essere, dunque, combinate tra loro mediante una operazione di somma (stacking). La traccia risultante è la cosiddetta traccia CMP o traccia stack. L'insieme di tutte le tracce CMP costituirà la sezione zero-offset.

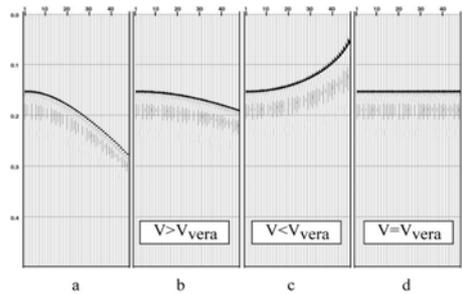


Figura 3 – Correzione per NMO nel caso di un singolo riflettore. a) Famiglia CMP non corretta per NMO; b) CMP sottocorretta; c) CMP sovracorretta; d) CMP corretta perfettamente.

Il NMO dipende dalla distanza sorgente-ricevitore, dalla velocità di propagazione e dal tempo di riflessione a zero-offset (cioè dalla profondità del riflettore). Poiché la distanza sorgente-ricevitore può essere misurata e il tempo di riflessione a zero-offset può essere stimato sui sismogrammi, l'unica grandezza da calcolare per eseguire la correzione per NMO è la velocità. Essa può essere calcolata per tentativi utilizzando un intervallo di velocità come schematizzato nella figura 3, in cui è rappresentato il caso semplice di un singolo riflettore.

In tale caso, quando la velocità utilizzata per la correzione del NMO coincide con la velocità di propagazione vera nel mezzo al di sopra del riflettore, l'iperbole di riflessione viene trasformata in una retta orizzontale. Nel caso generale di più riflettori,

la velocità viene stimata con procedimenti semi-automatici che costituiscono l'analisi di velocità. Quest'ultima consente la stima delle cosiddette velocità di stack (velocità che meglio appiattiscono le iperboli di riflessione) che non coincidono con le velocità di propagazione vere, ma sono un'ottima approssimazione delle velocità quadratiche medie (in un mezzo multistrato, la velocità quadratica media di un generico riflettore alla profondità  $H$  è la velocità che rende la dromocrona relativa alla propagazione nel mezzo multistrato uguale alla dromocrona relativa alla propagazione in un mezzo omogeneo di uguale spessore  $H$ ), dalle quali è possibile calcolare le velocità vere di ciascuno strato nel sottosuolo.

In campo ingegneristico, la sismica a riflessione è stata utilizzata raramente per la caratterizzazione degli ammassi rocciosi. I pochi esempi pubblicati hanno riguardato soprattutto la caratterizzazione delle rocce cristalline nei siti da adibire allo stoccaggio delle scorie radioattive (Green & Mair, 1983; Juhlin, 1995; Kim et al., 1994; Mair & Green, 1981). In particolare, la sismica a riflessione è stata utilizzata per l'individuazione di sistemi di fratture e per la loro caratterizzazione. A tale scopo, oltre all'utilizzo del metodo a riflessione come tecnica di imaging, oggi si utilizzano tecniche di analisi dei dati, quali AVO (amplitude versus offset) e S-wave splitting, comunemente usate nella caratterizzazione delle rocce serbatoio in campo petrolifero. Per una descrizione di tali tecniche si può far riferimento a Castagna et al. (1993), Crampin (1985), Tatham & McCormack (1991) e Thomsen (1988).

Nella realtà, i sistemi di fratturazione sono costituiti da un insieme di fratture allineate con una direzione media dipendente dal particolare regime di stress geodinamico. Se le fratture sono piccole rispetto alla lunghezza d'onda del segnale sismico, esse non possono essere individuate singolarmente. Tuttavia, è possibile ricavare un risposta media dipendente dalla direzione (risposta con anisotropia azimutale).

Lo stato di fratturazione di un mezzo roccioso altera in modo sensibile la propagazione delle onde sismiche al suo interno. In generale, le zone di fratturazione possono essere causa di diminuzione della velocità delle onde sismiche P ed S, ne esaltano i fenomeni di dispersione e attenuazione, e generano un'anisotropia nelle velocità e nell'attenuazione. Quando la direzione di propagazione delle onde P o la direzione di polarizzazione delle onde S è perpendicolare ai piani di fratturazione è possibile "vedere" il sistema di fratturazione. L'anisotropia generata dal sistema di fratturazione è un'indicatrice chiave della fratturazione stessa (Fig. 4). Le onde P che si propagano verticalmente sono poco sensibili alle fratture verticali. Tuttavia, al crescere della distanza scoppio-ricevitore cresce l'anisotropia della velocità dovuta alla fratturazione (Figura 5).

Poiché le fratture influenzano sia le onde P che le onde S, le variazioni azimutali della risposta AVO possono essere un efficace indicatore di fratture, oltreché fornire informazioni sul tipo di fluido presente nelle fratture.

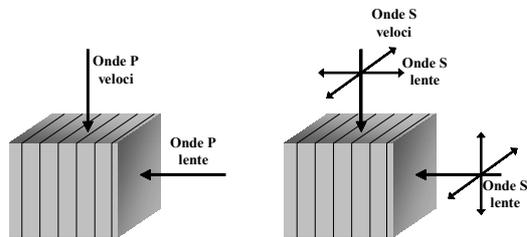


Figura 4 – Effetto del sistema di fratturazione sulla velocità delle onde sismiche P ed S.

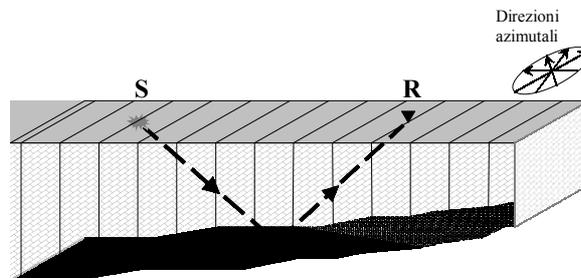


Figura 5 – La direzione del sistema di fratture influenza la risposta AVO. I dati acquisiti lungo un allineamento sismico perpendicolare ai piani di fratturazione saranno molto influenzati dalla fratturazione stessa, mentre i dati acquisiti lungo un allineamento parallelo ai piani di fratturazione non ne saranno influenzati.

### 3. TOMOGRAFIA SU PILASTRI E CROSS-HOLE

La tomografia sismica, effettuata utilizzando i tempi di primo arrivo delle onde sismiche, permette di ricostruire la distribuzione della velocità di propagazione di un'onda di volume (P o S) all'interno di un volume di roccia disponendo sorgenti e ricevitori su alcune superfici di contorno del volume stesso (Gilbert, 1972; Dines & Litle, 1979; Friedel et al., 1992; Stewart, 1991; Tweeton, 1988). Il più delle volte la tomografia sismica è bidimensionale ossia ricostruisce la distribuzione delle velocità all'interno di una sezione piana del volume indagato disponendo sorgenti e ricevitori sul perimetro della sezione da indagare. Nel primo caso si tratta di tomografia 3D, nel secondo caso di tomografia 2D. Quest'ultima presuppone però l'ipotesi che la distribuzione delle velocità non vari su piani paralleli alla sezione indagata; in altri termini che il tragitto corrispondente al tempo di percorso più breve dell'impulso

elastico (raggio sismico più veloce: RSV) da ogni sorgente ad ogni ricevitore sia contenuto nella sezione indagata. Entrambe queste tecniche richiedono quindi che il volume da studiare sia accessibile al suo contorno: sia con pareti libere, come quando si studia un pilastro di roccia od un diaframma, sia "creando" l'accessibilità con fori di sonda ed effettuando tomografie "crosshole" tra due o più fori, complanari a due a due, non necessariamente paralleli tra loro (Ivansson, 1986; Bregman, 1986; Ellefsen et al., 2002).

I problemi, gli schemi di acquisizione, gli algoritmi di analisi, trattamento ed inversione dei dati sono uguali sia si tratti di tomografia per onde S sia si tratti di tomografia per onde P; naturalmente quando i fori sono riempiti d'acqua ed i sensori sono idrofoni, la tomografia per onde S non è realizzabile. Inoltre quando si effettua una tomografia per onde S è importante essere sicuri di rilevare i tempi di primo arrivo delle onde di taglio, più lente delle onde di compressione e quindi rappresentate da una parte di segnale successiva all'arrivo delle onde P. Per semplicità, di qui in avanti si tratterà il caso della tomografia 2D.

I problemi teorici inerenti la tomografia sismica sono essenzialmente legati alla possibilità di un utilizzo quantitativo dell'immagine ottenuta e sono essenzialmente i seguenti:

- La risoluzione spaziale ottenibile nell'immagine della distribuzione delle velocità nella sezione indagata. In altri termini: quale è la più piccola area con velocità "anomala" che posso pensare di ricostruire nell'immagine tomografica;
- La precisione con cui si possono definire i contorni (se esistono e se non si è in presenza di gradienti di velocità) di una zona "anomala". In altri termini: se si cerca una zona fratturata è possibile pensare che le velocità diminuiscano più o meno gradatamente dalla roccia sana verso l'interno della zona fratturata e poi ricrescano tornando alla roccia sana; in questo caso se nell'immagine tomografica si ha un gradiente di velocità questo è rispondente ad una realtà fisica. Se si cerca invece una intrusione, è probabile che la variazione di velocità sia netta alle salbande dell'inclusione dunque un gradiente di velocità nell'immagine non risponde ad una realtà fisica (fenomeno di "smearing").
- L'incertezza che si ha sui valori di velocità ottenuti nell'immagine tomografica. Rispondere a questa domanda diventa essenziale quando dai dati di tomografia non si vuole avere semplicemente una indicazione sulla presenza e sull'estensione di aree "anomale" all'interno della sezione ma si vuole anche quantificare l'anomalia o, in misura ancora maggiore, quando, utilizzando tomografie per onde P ed S, si vuole ottenere una distribuzione dei moduli elastici sulla sezione indagata.

I problemi tecnici riguardanti la tomografia sismica sono legati ad aspetti strumentali ed ingegneristici della misura, la soluzione di essi ha implicazioni sui problemi teorici su accennati, è necessario quindi:

- poter disporre di un alto numero di sorgenti e sensori omogeneamente distribuiti al contorno dell'area da indagare in modo da migliorare la risoluzione spaziale ottenibile e diminuire l'incertezza sulle velocità ottenute;
- poter disporre di sorgenti potenti e ad alta frequenza per migliorare la risoluzione

ottenibile, diminuire l'incertezza sulle velocità e ridurre i tempi di elaborazione e lo "smearing" nelle immagini;

- poter realizzare il migliore accoppiamento meccanico possibile tra sensori e roccia, essenziale per la tomografia per attenuazione che viene trattata in un paragrafo a parte.

La trattazione che segue richiama brevemente i principi di un'acquisizione ed una elaborazione tomografica bidimensionale (2D) nell'ipotesi di voler analizzare l'interno di un pilastro. Si dispongono i  $G$  ricevitori  $g_j$  (solitamente geofoni) il più possibile uniformemente sul perimetro da indagare (Figura 6a) e si fornisce energia elastica in  $S$

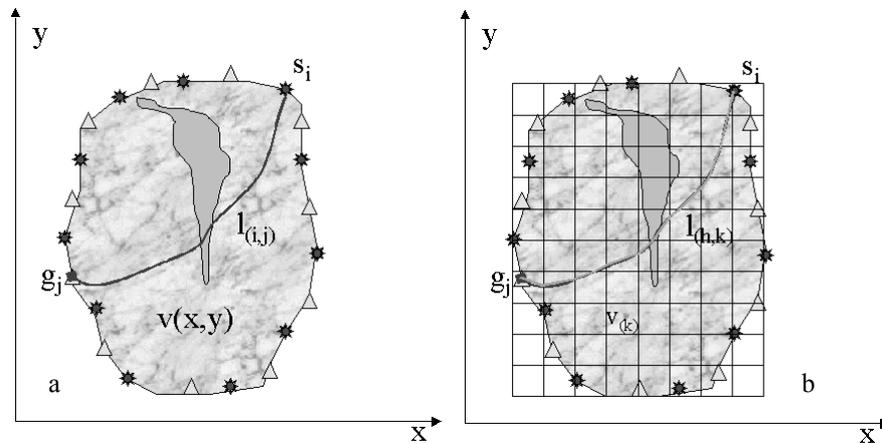


Figura 6 - a) schematizzazione di una procedura tomografica (asterischi=sorgenti; triangoli=geofoni);  $v(x,y)$  è il campo delle velocità ossia la funzione che descrive il valore della velocità delle onde elastiche in ogni punto della sezione;  $l(i,j)$  è il percorso dell'impulso elastico che impiega il tempo minore per andare da  $s_i$  a  $g_j$ . b) schematizzazione usata per l'inversione tomografica:  $v_k$  è la velocità, incognita della cella  $k$ -esima;  $l(h,k)$  è il segmento intercettato dal raggio  $h$ -esimo sulla cella  $k$ -esima. Il RSV, che nella realtà può essere una funzione continua, con derivata prima continua, è approssimato con una spezzata.

punti  $s_i$  (anch'essi il più possibile disposti uniformemente sul contorno) raccogliendo, ad ogni energizzazione, i segnali a tutti i sensori; si ottengono così  $N=SG$  segnali e dunque, potenzialmente  $N$  tempi di primo arrivo. Ogni tempo di primo arrivo può essere scritto come:

$$t_{(i,j)} = \min \left[ \int_{l(i,j)} \frac{dl}{v(x,y)} \right] \quad (3.1)$$

dove, sostituendo per comodità formale il campo delle lentezze:

$$s(x, y) = \frac{1}{v(x, y)} \quad (3.2)$$

che è sempre possibile in quanto le velocità sono sempre maggiori di zero, si ottiene:

$$t_{(i,j)} = \min \left[ \int_{l_{(i,j)}} s(x, y) dl \right] \quad (3.3)$$

Questo integrale di linea non è però risolubile essendo  $l_{(i,j)}$  funzione di  $s(x,y)$ ; ossia essendo il RSV ( $l_{(i,j)}$ ) definito dalle leggi di Snell sulla rifrazione e di Fermat sul percorso con tempo minimo, entrambe dipendenti dalle velocità dei mezzi attraversati (Moser, 1991; Saito, 1989).

Il processo di inversione, ossia la determinazione di  $v(x,y)$ , viene quindi effettuato ricorrendo ad una discretizzazione del percorso mediante suddivisione in M celle della sezione da indagare (Figura 6b). Le ipotesi sono:

- la velocità è costante all'interno di ogni cella;
- tra due celle contigue k e k" vale la legge di Snell;
- tra gli infiniti raggi che possono arrivare da  $s_i$  a  $g_j$  si considera quello che impiega il tempo minimo (legge di Fermat).

La (3.3) si trasforma in:

$$t_h = \min \left( \sum_{k=1}^M l_{hk} \cdot s_k \right) \quad (3.4)$$

con "min" che sta ad indicare il requisito di Fermat per il generico RSV h-esimo e con la condizione che:

$$\frac{v_k}{v_{k''}} = \frac{\sin(i_k)}{\sin(i_{k''})} \Big|_h \quad (3.5)$$

che impone la legge di Snell, essendo  $i_k$  ed  $i_{k''}$  rispettivamente gli angoli di incidenza e di rifrazione al passaggio dalla cella k alla cella k" del raggio h-esimo.

Ai fini dell'inversione tomografica la (3.4) può ancora essere riscritta sotto forma di un funzionale  $\Phi$  da minimizzare:

$$\Phi = \Phi(\tilde{t}_h - t_h) \quad (3.6)$$

essendo  $\tilde{t}_h$  il tempo calcolato in base ad una definita distribuzione delle velocità nelle celle e  $t_h$  i tempi sperimentali letti.

La (3.4) si può anche scrivere in forma matriciale:

$$\mathbf{t} = \mathbf{Ls} \quad (3.7)$$

essendo  $\mathbf{t}$  il vettore dei tempi sperimentali lungo N (N=SG),  $\mathbf{s}$  il vettore incognito delle lentezze di cella lungo M e  $\mathbf{L}$  la matrice dei segmenti intercetti di dimensione N righe per M colonne.

La minimizzazione rispetto a  $\mathbf{S}$  di  $\Phi$  è l'obiettivo dell'inversione tomografica che può essere anche effettuata con metodi iterativi (Mc Gaughey & Young, 1990).

È ora possibile analizzare i problemi concettuali e pratici prima elencati e valutare, se esistono, delle soluzioni per ovviarvi o per ridurne gli effetti negativi.

La risoluzione spaziale ottenibile da una tomografia dipende ovviamente dalle dimensioni della minima cella in cui la sezione da indagare è stata suddivisa. Il vincolo più stringente sulle dimensioni della cella minima è dato dalla possibilità di un'onda sismica di portare, in termini di differenza di tempi di percorso, l'informazione della presenza di una disomogeneità (Widess, 1973; Menke, 1984). Non esiste, in realtà, un calcolo teorico preciso in merito. Le stime a cui si fa normalmente ricorso sono due: le dimensioni dell'anomalia  $\delta$  devono essere una frazione non piccola della lunghezza d'onda dominante  $\lambda$  associata all'onda sismica. Alcuni autori, più ottimisti, sostengono che  $\delta \geq \lambda/8$ , altri ritengono che debba valere  $\delta \geq \lambda/3$ . Altri propongono una stima più raffinata basata sul raggio della prima zona di Fresnel  $R_f$ :

$$\delta \approx R_f = \sqrt{\frac{d \cdot v}{4 \cdot f}} \quad (3.8)$$

essendo  $d$  la lunghezza del RSV,  $v$  la velocità di propagazione dell'onda sismica,  $f$  la frequenza dominante associata all'onda. Tenendo conto che  $\lambda = v/f$ , si ha che

$\delta \approx \lambda/2 \cdot \sqrt{d/\lambda}$  : evidentemente la più pessimista di tutte. È evidente quindi come

l'adozione di sorgenti ad alta frequenza possa, stante che la velocità è un dato oggettivo del sito, aumentare la risoluzione spaziale ottenibile. Definita la grandezza minima rilevabile della cella, e data l'area della sezione da indagare, si può calcolare il numero di celle (e dunque di incognite)  $M$ . Tale numero, in assenza di altre conoscenze geologiche o geofisiche, non avendo la (3.8) soluzione, dovrà essere naturalmente inferiore al numero  $N$  dei tempi letti e dunque di equazioni. Oltre al limite fisico esiste anche quindi un limite tecnico per cui le celle non possono avere un'area minore dell'area da indagare divisa per il numero dei tempi letti.

La precisione con cui si possono definire contorni netti della zona anomala, qualora questi esistano, è essenzialmente legata: al tipo di tomografia effettuata, alla banda di frequenze immesse e ricevute, al numero di sorgenti e ricevitori usato ed alla posizione di essi sul contorno. Sinteticamente si può dire che solo analizzando completamente i segnali, considerando anche i fenomeni di diffrazione, disponendo di una banda di frequenze molto elevata (teoricamente non finita) ed avendo moltissimi sorgenti e ricevitori disposti uniformemente su tutto il perimetro della sezione da indagare, si potrebbe pensare di ricostruire discontinuità non derivabili del campo di velocità. In tomografia sismica, per ragioni legate a problemi logistici (numero di sorgenti e ricevitori), tipologia delle sorgenti e dei ricevitori (a banda limitata) e tipologia dei materiali (fenomeni dissipativi delle alte frequenze nella propagazione delle onde) le

condizioni suddette sono irrealizzabili. Quello che si ottiene sono sempre e comunque immagini in cui i contorni delle zone anomale sono definiti da gradienti più o meno ripidi del campo di velocità.

Per quanto concerne l'incertezza sui valori delle velocità di cella ottenute dal processo di inversione, le considerazioni che si devono fare sono essenzialmente due: la prima, squisitamente fisica, è il cosiddetto effetto Wielandt; la seconda, inerente la matematica dell'inversione della matrice  $\mathbf{L}$ , è legata al numero di condizione  $\kappa$ .

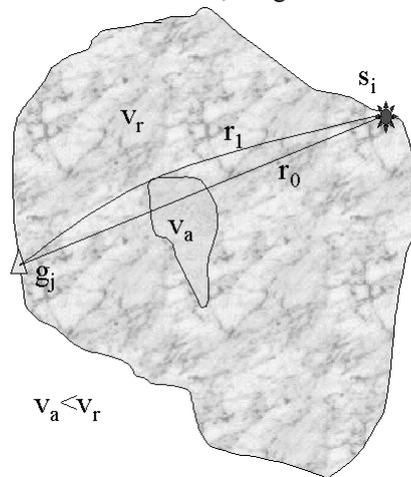


Figura 7: Illustrazione dell'effetto Wielandt: la velocità delle zone anomale a velocità minore delle rocce circostanti sono sovrastimate nelle tomografie. Nell'immagine si ottiene  $\tilde{v}_a > v_a$ .

L'effetto Wielandt è schematicamente illustrato in Figura 7: la perturbazione che si propaga a seguito di un'energizzazione non è un fascio di raggi ma un fronte d'onda, dunque al ricevitore  $g_j$  può arrivare prima un impulso che ha "compiuto il tragitto"  $r_1$  e che non ha quindi "sondato" l'area anomala a velocità  $v_a$  (Wielandt, 1987). Questo fa sì che le velocità delle zone lente vengano sistematicamente sovrastimate nelle immagini di tomografia sismica e che l'area attribuita all'anomalia possa essere diversa dal reale. Meno problemi si incontrano se la zona anomala è ad alta velocità: la velocità è meglio stimata ma l'area dell'anomalia può essere ugualmente diversa dal reale.

La (3.8), almeno in prima approssimazione può essere risolta con la tecnica dei minimi quadrati:

$$\mathbf{t} = \mathbf{L}\mathbf{s} \rightarrow \mathbf{L}^T\mathbf{t} = \mathbf{L}^T\mathbf{L}\mathbf{s} \rightarrow \mathbf{s} = (\mathbf{L}^T\mathbf{L})^{-1} \mathbf{L}^T\mathbf{t} \quad (3.9)$$

alla matrice quadrata, simmetrica, semidefinita positiva  $\mathbf{L}^T\mathbf{L}$  è associabile un numero di condizione:

$$\kappa = \frac{\max(\lambda)}{\min(\lambda)} \quad (3.10)$$

essendo  $\lambda$  l'autovettore di  $\mathbf{L}^T\mathbf{L}$ . Dunque un maggiorante delle incertezze relative sulle velocità in funzione delle incertezze relative sui tempi letti sarà:

$$\|\delta\mathbf{v}\|/\|\mathbf{v}\| \geq \kappa \cdot \|\delta\mathbf{t}\|/\|\mathbf{t}\| \quad (3.11)$$

Quanto più  $\kappa$  tende a 1 tanto più l'incertezza sui tempi non aumenta in termini di incertezza sulle velocità. Si può far vedere come  $\kappa$  sia dipendente non solo da quanti sono gli elementi non nulli nella matrice  $\mathbf{L}$  ma da come questi sono distribuiti nella matrice stessa; quest'ultima proprietà, almeno in prima approssimazione, è in relazione a come sono disposti, fisicamente, sul perimetro della sezione da indagare, sorgenti e ricevitori. In particolare più sorgenti e ricevitori sono disposti regolarmente su tutto il perimetro della sezione, più  $\kappa$  è piccolo. Dunque è evidente che poter accedere tutto intorno alla sezione da indagare è un prerequisite indispensabile per una corretta valutazione delle velocità all'interno della zona.

Alla luce di quanto detto sui problemi concettuali, risulta evidente come la quantità e la disposizione di sorgenti e ricevitori sia un problema pratico con notevoli risvolti sulla qualità della soluzione ottenibile. Per quanto riguarda la quantità, il problema oggi è relativo: diventano sempre più economici sismografi a 24 e 48 canali che permettono quindi la ricezione simultanea in 24/48 punti. Le sorgenti, sempre una che viene spostata di energizzazione in energizzazione nei punti prescelti, non sono un grosso problema anche se ricevitori troppo vicini tra loro o sorgenti troppo vicine a ricevitori possono fare perdere informazione. Più problematica può essere la necessità di "circondare" con sorgenti e ricevitori la sezione da indagare: non sempre si ha accessibilità a tutto il perimetro del volume sotto esame. Nel caso di tomografia cross-hole la situazione è evidentemente peggiore: è buona norma, infatti, in questo caso, disporre sorgenti e ricevitori in una disposizione cosiddetta a  $\Pi$  ossia con sorgenti e ricevitori collocati anche alla superficie tra le due bocche foro ed oltre. Si può inoltre dimostrare che i risultati migliori si ottengono per una profondità indagata minore o uguale all'interasse tra i fori.

Di evidente importanza è anche poter disporre ed utilizzare sorgenti in grado di generare impulsi potenti e ricchi di energia alle alte frequenze. Ogni segnale sismico si attenua lungo il percorso per effetto geometrico (divergenza) e dissipativo (viscosità in senso lato) e, come sarà meglio trattato nel paragrafo dedicato all'attenuazione in sismica, quest'ultimo effetto agisce in particolare sulle alte frequenze. Disporre di sorgenti potenti vuole dunque dire ottenere ai ricevitori un segnale che emerge più nettamente dall'eventuale rumore. Disporre di sorgenti ad alta frequenza vuol dire sia rilevare zone anomale più piccole (vedi p. es. eq.3.9) sia avere rampe del segnale di primo arrivo più ripide e quindi più agevole lettura del tempo e quindi, infine, poter pensare di automatizzare, almeno in gran parte, l'onerosa operazione di lettura dei tempi di primo arrivo.

L'accoppiamento sensori-roccia è fondamentale soprattutto nella tomografia per

attenuazione in cui quello che si vuole misurare è l'attenuazione dovuta al materiale non, ovviamente, "sporcata" da varie e diverse impedenze acustiche dovute a non perfetti contatti tra geofoni e parete. Tuttavia anche per la tomografia per tempi d'arrivo un debole accoppiamento può abbassare il contenuto in alte frequenze del segnale e quindi "sporcare" il tempo di arrivo.

A titolo di esempio si riporta di seguito il risultato di una tomografia sismica effettuata su un pilastro di una cava in sotterraneo nel bacino marmifero toscano. Sensori (24) e sorgenti (20) erano disposti ad un'altezza di circa 1.8m dal piano di calpestio; la parete in alto nella Figura 8 non era agibile quindi è stato possibile sistemare geofoni e punti di scoppio solo su tre lati della sezione. Questa limitazione ha reso la parte alta dell'immagine tomografica "non affidabile". L'interpretazione dell'immagine ha permesso di individuare la possibile presenza di fratture associate alle zone con minimi di velocità.

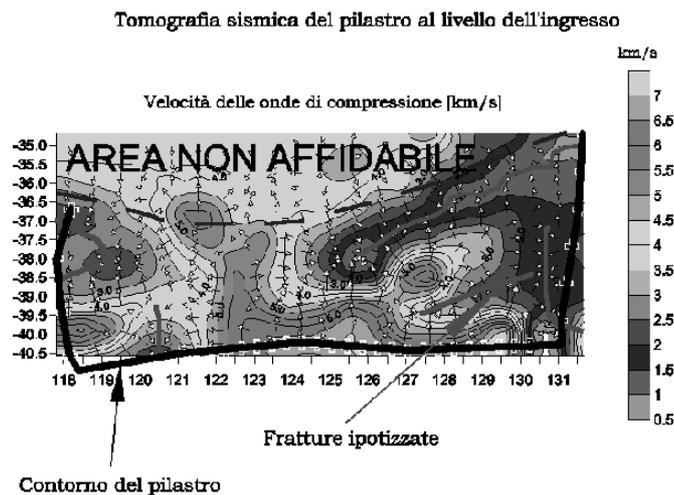


Figura 8 - Sezione tomografica orizzontale di un pilastro in una cava di marmo, velocità onde P (unità di misura degli assi: [m]).

#### 4. MISURA DELL'ATTENUAZIONE PER LA STIMA DEL QUALITY FACTOR Q IN AMMASSI ROCCIOSI

Oltre alla velocità sismica anche le caratteristiche dell'attenuazione sismica forniscono informazioni utili per stimare l'ammasso roccioso. Le caratteristiche dell'attenuazione sismica sono rappresentate dal coefficiente di attenuazione  $\alpha$  o dal Quality Factor Q dovuti entrambi alle teorie dell'attenuazione dell'onda sismica che si propaga in un mezzo viscoelastico. La viscosità della roccia è dovuta alla viscosità del materiale, attrito tra i grani e dalla presenza di microfrazture. Le zone dell'ammasso in cui la roccia si presenta alterata o fratturata sono caratterizzate da elevati valori di attenuazione

rispetto alla roccia intatta circostante. L'attenuazione è più sensibile della velocità sismica alle variazioni delle proprietà fisiche della roccia causate dalla presenza di fratture, quindi queste regioni nell'ammasso roccioso possono essere individuate attraverso le misure delle caratteristiche dell'attenuazione sismica.

Propagandosi nel mezzo il segnale sismico diminuisce in ampiezza, il fenomeno è dovuto essenzialmente a due fattori: attenuazione geometrica ed attenuazione intrinseca. L'incremento della distanza dalla sorgente provoca il fenomeno dell'attenuazione geometrica, dovuto all'evoluzione della geometria del fronte della perturbazione sismica. L'energia immessa da una sorgente sismica in un punto P sulla superficie di un semi-spazio omogeneo si distribuisce sulla superficie di una semisfera per le onde di volume, mentre per le onde superficiali l'energia è distribuita su una superficie cilindrica, supponendo trascurabili gli effetti dell'attrito sulla propagazione del segnale sismico. Quindi la quantità di energia per un'onda di volume diminuisce con il quadrato della distanza dalla sorgente, mentre per un'onda superficiale la diminuzione è inversamente proporzionale alla distanza.

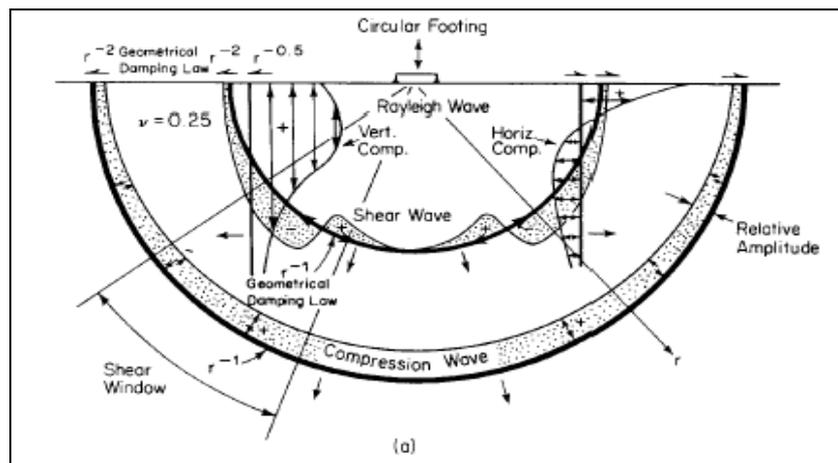


Figura 9 - Attenuazione geometrica per i diversi tipi di onde (Richart et al., 1970).

E' possibile dimostrare che l'energia è proporzionale al quadrato dell'ampiezza, perciò l'ampiezza diminuisce in modo proporzionale alla distanza, per un'onda di volume la diminuzione di ampiezza è proporzionale all'inverso della distanza, mentre per le onde superficiali è proporzionale all'inverso della radice quadrata della distanza. Così le onde di volume sono attenuate più rapidamente delle onde superficiali con l'aumentare della distanza dalla sorgente. In realtà le onde di volume in superficie si attenuano ancora più rapidamente poiché la diminuzione di ampiezza è proporzionale all'inverso del quadrato della distanza come mostrato in Figura 9.

Nella discussione sin qui condotta è implicita l'ipotesi che l'energia dell'onda sia costante, cioè che non si trasformi in altre forme di energia. Nella realtà tale ipotesi è

sempre sbagliata perché quando l'onda attraversa un mezzo, l'energia elastica associata al moto dell'onda è gradualmente assorbita dal mezzo e riappare sotto forma di calore. Questo processo è responsabile della completa scomparsa del moto dell'onda ed è con buona approssimazione attribuibile ad un comportamento visco-elastico del materiale. E' noto che questo assorbimento di energia o attenuazione intrinseca agisce con legge esponenziale in funzione della distanza percorsa. Inoltre l'attenuazione varia con il tipo di materiale attraverso cui l'onda passa ed è caratterizzata dal Quality Factor Q.

Uno dei metodi per la stima del Quality Factor Q è basato sull'analisi spettrale dei sismogrammi in funzione della distanza. L'ampiezza spettrale di un impulso sismico alla frequenza f segue la relazione:

$$A(f) = A_0(f) \cdot e^{-\frac{\pi f}{Qv} x} \quad (4.1)$$

dove A(f) è l'ampiezza spettrale al ricevitore e A<sub>0</sub>(f) alla sorgente, quindi non ancora attenuata, f è la frequenza, v è la velocità di propagazione nel mezzo e x è la distanza tra sorgente e ricevitore. In questo modo è possibile ottenere una stima del Q in funzione della frequenza. Un'altro metodo per la stima del Q è basato sul principio del "rise-time" definito come il rapporto tra la massima ampiezza e la massima pendenza della prima metà dell'impulso. Infatti è noto che, viaggiando nella roccia, la lunghezza d'onda di un'onda sismica aumenta mentre la frequenza diminuisce.

Questo fenomeno è conosciuto come allargamento dell'impulso, indicato in letteratura come "pulse broadening", e ben rappresentato in Figura 10. Gladwin e Stacey (1974) proposero una relazione empirica per la stima di Q basata appunto sul principio del rise-time che è indicata dalla seguente relazione:

$$\tau = \tau_0 + \frac{C}{Q} \cdot t \quad (4.2)$$

dove  $\tau_0$  e  $\tau$  sono i rise-time dei primi arrivi rispettivamente alla sorgente e al ricevitore, Q è il Quality Factor, t è il travel-time e C presenta valori stimati di  $0.53 \pm 0.04$  e può essere considerato costante in rocce che presentano un Q superiore a 20 (Kjartansson, 1979). In questo modo è possibile ottenere una buona stima del Q utilizzando i dati in dominio di tempo che presentano una maggiore stabilità rispetto alle ampiezze determinate a seguito di un'analisi spettrale che sono influenzate da diversi fattori. Le relazioni tra le costanti elastiche della roccia (modulo elastico di Young, coefficiente di Poisson, densità) e le onde sismiche sono ben note dal momento che la velocità di propagazione di un impulso sismico nella roccia dipende anche dalle proprietà fisiche della roccia. Alla luce di questo sta diventando sempre più frequente eseguire tomografie di velocità sismica su grandi volumi di ammasso roccioso per ottenere informazioni utili sulla struttura dell'ammasso come passaggi litologici, zone di roccia alterata o fratturata, caratterizzate da velocità sismiche più basse rispetto alla roccia sana circostante. Inoltre, al fine di aggiungere informazioni per la caratterizzazione dell'ammasso, risulta utile eseguire anche tomografie di attenuazione sismica, partendo dagli stessi sismogrammi acquisiti per ottenere le tomografie di velocità, in quanto l'attenuazione sismica è più sensibile alle fratture presenti nell'ammasso della velocità

sismica utile più ad individuare passaggi litologici e aree di roccia alterata.

Le tomografie di attenuazione partono dal presupposto di suddividere l'area investigata in celle ed assegnare a ciascuna di essa una stima del Quality Factor  $Q$  con uno dei metodi accennati sfruttando i "ray-tracing", percorsi dei raggi sismici, già calcolati per l'esecuzione delle tomografie di velocità.

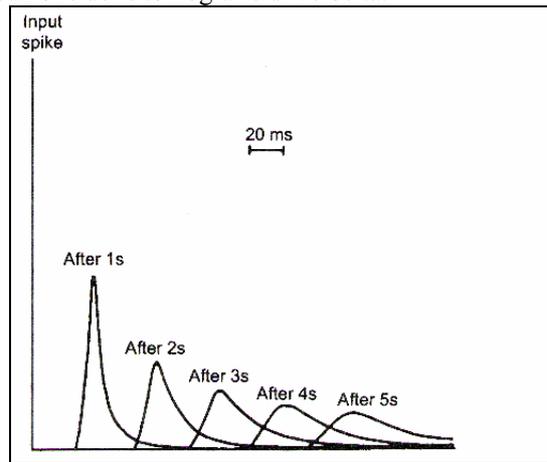


Figura 10 – Progressivo cambiamento di forma di un impulso sismico durante la propagazione nella roccia dovuto agli effetti dell'attenuazione (Reynolds J., 1997).

Una prova di tomografia di attenuazione sismica è stata condotta in una cava di gneiss in Giappone, esattamente a Kamioka nella prefettura di Gifu. La prova è stata condotta con 24 geofoni da 40 Hz fissati all'ammasso per mezzo di perni metallici e ciascuno posto 1 m al di sopra di un foro in cui è stata fatta brillare una carica di circa 100 g di esplosivo. Il rilievo geologico, riportato in Figura 11, ha evidenziato la presenza di due fratture indicate come frattura A e B. La frattura A attraversa l'area indagata passando dal geofono 4 al geofono 16 ed è quasi verticale, inoltre la roccia in prossimità del geofono 16 è molto fratturata. La frattura B attraversa l'ammasso dal geofono 15 al 19 e l'area compresa tra il geofono 18 e il 24 è debolmente fratturata. I sismogrammi acquisiti, eliminata l'attenuazione geometrica, sono stati processati in modo tale da ottenere una stima del  $Q$  utilizzando entrambi i metodi descritti nel paragrafo precedente.

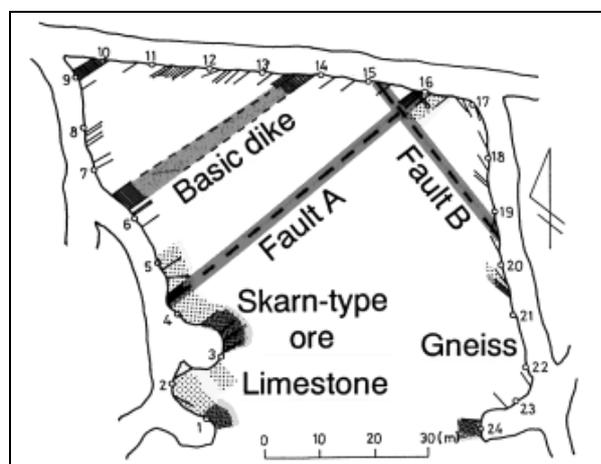


Figura 11 – Disposizione dei geofoni e delle sorgenti e risultato del rilievo geologico (Watanabe et al., 1996).

In Figura 12 è riportata la tomografia di attenuazione sismica ottenuta con l'analisi spettrale dei sismogrammi in cui si può osservare come sia presente una zona con un basso valore di  $Q$ , quindi con una maggiore attenuazione del segnale sismico, in corrispondenza dell'area in cui è stata individuata la frattura A e intorno ad essa, dove la roccia è probabilmente molto alterata. Bassi valori di  $Q$  sono riscontrabili anche in prossimità dei geofoni 4 e 16. In Figura 13 è riportata la tomografia di attenuazione sismica ottenuta con il metodo del pulse broadening. In realtà è stato riportato il Broadening Factor  $1/k$  che comunque è pari a  $Q$ . La tomografia è simile a quella ottenuta con l'analisi spettrale dei sismogrammi, mostrata in Figura 12. Un'area con alta attenuazione compare in corrispondenza della frattura A e della frattura B, inoltre è evidente un basso valore di  $Q$  nell'area compresa tra il geofono 18 e 24, in cui il rilievo geologico ha riscontrato deboli fratture nell'ammasso, e in prossimità del geofono 4 e 16 dove la roccia è molto fratturata. Le tomografie ottenute con differenti approcci hanno dato risultati simili, sebbene quella ottenuta con il metodo del pulse broadening ha evidenziato una zona a maggiore attenuazione anche in prossimità della frattura B e dell'area compresa tra il geofono 18 e 24. Le fratture, anche piccole, non sono in grado di causare variazioni di velocità

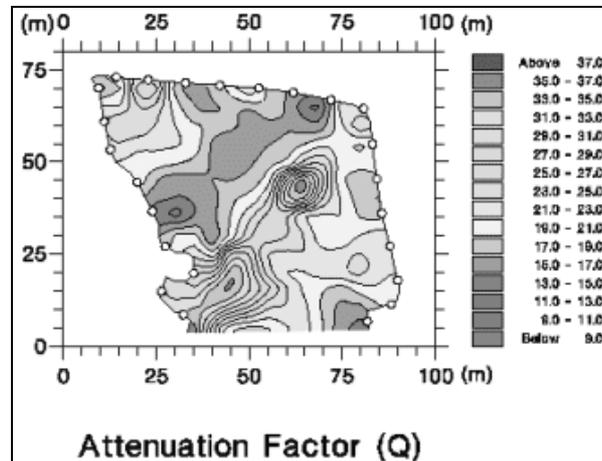


Figura 12 – Tomografia di attenuazione sismica ottenuta con il metodo dell'analisi spettrale dei sismogrammi (Watanabe et al., 1996).

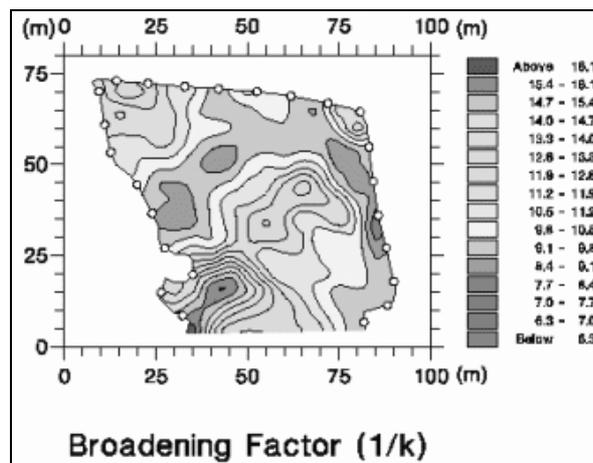


Figura 13 – Tomografia di attenuazione sismica ottenuta con il metodo del pulse broadening (Watanabe et al., 1996).

sismica, ma talvolta possono generare variazioni di attenuazione sismica. Quindi la tomografia di attenuazione sismica risulta essere un valido strumento per la comprensione della struttura di grandi volumi di ammasso roccioso e permette pianificazioni ottimali in fase di scavo, naturalmente accompagnato da altri test.

## 5. RILIEVI SONICI E ULTRASONICI IN FORO NELLE INDAGINI IN SOTTERRANEO

Questo tipo di indagini prevede l'utilizzo di perforazioni di piccolo diametro (inferiori a 100 mm), radiali o assiali (in avanzamento) allo scavo, per l'alloggiamento dei sensori (geofoni o accelerometri) o per il posizionamento di sorgenti sismiche (Tezuka et al., 1993). Gli obiettivi principali di rilievi sismici in foro in avanzamento al fronte di scavo di opere in sotterraneo possono essere identificati in due categorie principali:

- individuazione delle principali discontinuità strutturali dell'ammasso roccioso o variazioni litologico-strutturali della roccia che possono interferire con la normale attività di scavo;
- caratterizzazione geotecnica dei materiali, intesa come possibilità di ricavare in dettaglio le variazioni di caratteristiche meccaniche dei materiali, essenzialmente densità, modulo elastico dinamico e coefficiente di Poisson e per studiare le caratteristiche idrauliche dei sistemi di fratture.

Recentemente ha cominciato a diffondersi una metodologia di indagine (sonic-logging) che prevede l'utilizzo di una sonda da introdurre in foro composta da un generatore di onde sismiche (trasmettitore) e due o più ricevitori in coda. Il trasmettitore può generare segnali con frequenza centrata da pochi kHz fino a oltre 22 kHz (ultrasuoni). In Figura 14 è riportato lo schema di una sonda utilizzata per questo tipo di indagini. La distanza tra il trasmettitore e il primo ricevitore è di tre piedi (circa 91.5 cm), mentre la spaziatura tra i vari ricevitori è di un piede (circa 30.5 cm).

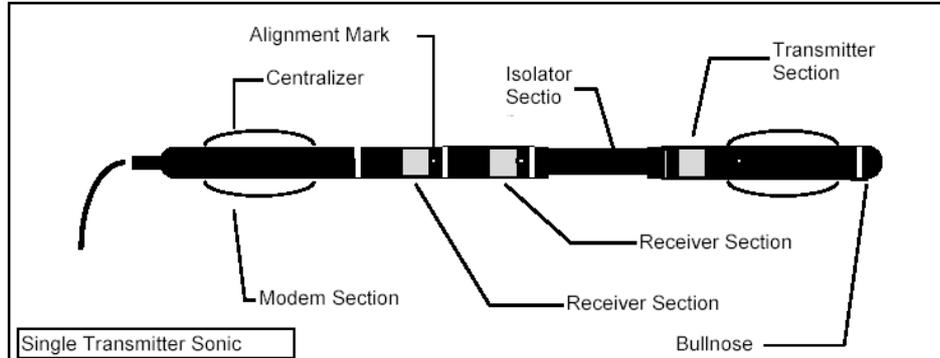


Figura 14 - Esempio di Sonic Probe con singolo trasmettitore e due ricevitori.

Le misure in foro con questo tipo di dispositivo consentono di ottenere informazioni di elevato dettaglio che però hanno significato locale, in quanto riferibili al comportamento elastico del materiale roccioso circostante il foro stesso. L'estensione radiale della perturbazione elastica indotta dal trasmettitore non si propaga oltre una volta il diametro della perforazione stessa. In compenso il dettaglio che si ottiene è particolarmente elevato permettendo di individuare discontinuità e fratture con aperture centimetriche. La possibilità di misurare la velocità di propagazione delle onde di compressione e delle onde di taglio consente, nota o stimata per mezzo di altri rilievi in

foro la densità della formazione rocciosa, di delineare l'andamento lungo il foro del modulo elastico dinamico e del coefficiente di Poisson. La modalità di acquisizione prevede la traslazione del dispositivo da fondo foro verso bocca foro con velocità non superiore a circa 1 m/minuto, per poter ottenere elevata densità di tracce sismiche (fino a 1 traccia per ricevitore ogni 2 cm lungo l'asse del foro) senza che la velocità di trascinamento del dispositivo interferisca negativamente sulla qualità delle misure. In tal modo, l'indagine in perfori opportunamente realizzati (usualmente di lunghezza superiore a 50 m) possono essere realizzate in circa 5 ore (Esmersoy et al., 1998, Holliger e Robertsson, 1995, Hornby et al. 1989). All'interno del foro di sondaggio, l'energia si può propagare in modi differenti: le onde di compressione (onde P), onde di taglio (onde S) e infinite serie di modi normali ai due citati, come le onde di Stoneley (onde di tubo). Queste ultime sono onde di pressione che si propagano prevalentemente nel fluido; la velocità e l'attenuazione dipendono in parte dalle proprietà elastiche della roccia. Il trattamento dei dati sperimentali prevede il riconoscimento dei tempi di percorso delle onde P, S e delle onde di Stoneley e la stima delle variazioni di velocità dei diversi campi d'onda lungo il profilo del foro; i tempi di percorso delle onde di compressione, più veloci delle altre, sono facilmente determinabili perché costituiscono i primi arrivi per ogni ricevitore. Le velocità delle onde di taglio possono essere più difficili da determinare, per la difficoltà di determinare in maniera univoca i tempi di primo arrivo.

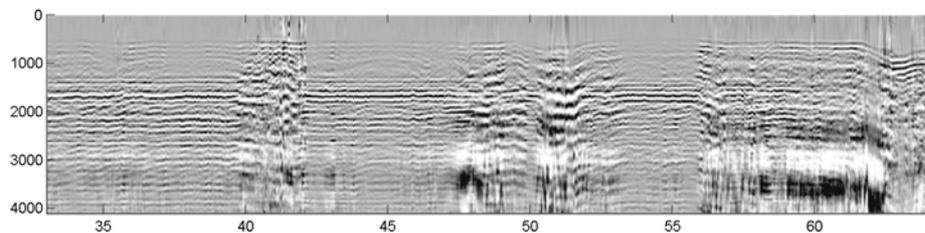


Figura 15 - Log-sonico con sorgente a 20 kHz.

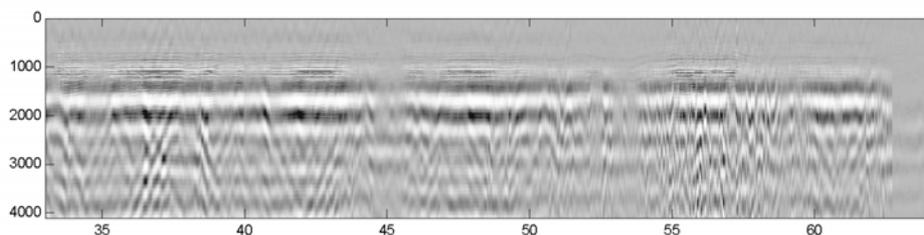


Figura 16 - Log-sonico con sorgente a 2 kHz.

In presenza di formazioni rocciose con elevato modulo elastico, dove la velocità delle onde di taglio è maggiore della velocità del fluido, le onde S costituiscono spesso treni d'onda ben distinguibili, soprattutto se l'impulso di partenza è centrato su frequenze superiori a 15 kHz. In formazioni rocciose meno compatte, ove la velocità di

taglio è minore di quella del fluido, le onde S non sono rilevabili nelle indagini tradizionali con sistema monopolo. Le velocità delle onde di taglio possono allora essere determinate a partire dalla velocità delle onde di Stoneley. Le sperimentazioni sono state realizzate in un perforo sub-orizzontale, eseguito per scopi geognostici in asse con una futura galleria, in una formazione rocciosa costituita da quarziti e carniole. Il rilievo in foro è stato realizzato con impulsi differenti, aventi frequenza caratteristica di 20 kHz e 2 kHz rispettivamente. I treni d'onda ricevuti contengono essenzialmente i segnali relativi alle onde P e S nel primo caso e segnali relativi alle onde di Stoneley nel secondo caso. Nelle figure 15 e 16 sono riportate le full-waves registrate in un medesimo foro dalla progressiva foro 30m alla progressiva foro 65m.

La prima immagine riporta i segnali relativi alle onde di volume (Onde P ed S); la seconda immagine riporta i segnali registrati con trasmettitore impostato a 2 kHz per l'acquisizione delle onde di Stoneley. Una prima elaborazione con metodi convenzionali (applicazione di filtri passa alto sulle singole tracce per rimuovere il rumore dovuto al trascinamento del dispositivo, picking dei tempi di primo arrivo) permette di determinare la velocità di propagazione delle onde P, S e Stoneley lungo tutto il foro, come riportato in Figura 17.

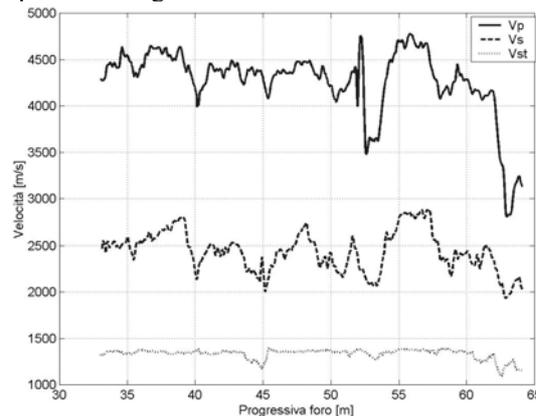


Figura 17 - Esempio di profilo orizzontale di velocità delle onde P e S e Stoneley in foro orizzontale in una formazione di quarziti e carniole.

Nel caso in esame, l'indagine ha mostrato una grossa frattura in corrispondenza della progressiva foro di 53 m ed un passaggio litologico da quarziti a carniole in corrispondenza della progressiva foro di 63 m. Tali informazioni sono state successivamente confermate dalla fase di scavo.

Nei casi in cui il segnale delle onde S sia di difficile determinazione, si può stimarne il valore di velocità a partire dal valore di velocità delle onde di Stoneley, secondo quanto indicato in letteratura da Tezuka et al. (1997). Gli sviluppi applicativi dell'analisi congiunta dei fenomeni di propagazione di onde di tubo, onde P e onde S sono rivolti alla verifica delle correlazioni tra i fenomeni di diffrazione e riflessione delle onde di tubo in presenza di discontinuità strutturali (fratture) e soprattutto sono focalizzati a

stimare i valori di permeabilità delle formazioni rocciose.

A titolo indicativo si riportano in Tabella 1 alcune correlazioni tra la velocità delle onde P, S e onde di tubo.

	Velocità onde P [m/s]	Velocità onde S [m/s]	Velocità onde di tubo [m/s]
Soft rock	1500	800 1000	1000 1160
Soft rock	2000	1000 1200	1160 1240
Hard rock	3000	1800 2000	1345 1370
Hard rock	4000	3000 3200	1435 1445

Tabella 1: correlazione tra la velocità delle onde di tubo e la velocità delle onde P e S per rocce tenere e compatte con valore di densità di 2600 kg/m<sup>3</sup> e densità del fluido di 1000 kg/m<sup>3</sup>.

In definitiva le analisi di dettaglio con misure in foro dei parametri sismici consentono di ottenere valutazioni accurate non solo sulle proprietà elastiche dei materiali ma anche su alcune caratteristiche idrogeologiche dell'ammasso.

#### 6. TOMOGRAFIA SISMICA A RIFRAZIONE DALLA SUPERFICIE PER ONDE P E S E RILIEVI HSP E VSP

La tecnica tomografica che utilizza il principio della sismica a rifrazione è stata recentemente messa a punto secondo diversi approcci: White (1989) ha sviluppato un metodo tomografico per tempi di percorso di raggi sismici rifratti che adotta un algoritmo di tracciamento dei raggi sismici a due punti e un metodo di inversione ai minimi quadrati; Zang e Toksoz (1998) introdussero metodi non lineari per l'inversione dei tempi di percorso di raggi sismici rifratti. Un metodo tomografico a rifrazione che adotta il percorso d'onda ampia-banda della zona di Fresnel è stato proposto da Bachtiar Nurhandoko e altri (1999): tale metodo minimizza i limiti delle tecniche tradizionali basate sull'utilizzo di modelli sismici per l'inversione tomografica. Il metodo è stato utilizzato in diversi contesti applicativi: per determinare la profondità e la geometria di depositi di rifiuti solidi (Green et al., 1998), per stimare la velocità di corpi salini irregolari (McMechan e Zhang, 1994); per studiare le proprietà elastiche di depositi di discarica di pietrisco (Godio et al., 2001); per investigare manufatti di interesse archeologico (Tsokas et al., 1995).

Le metodologie VSP (Vertical Seismic Profile) costituiscono una fase intermedia tra le procedure di tipo cross-hole tomografico e le moderne metodologie di tomografia sismica a rifrazione; gli schemi procedurali prevedono l'utilizzo di un solo foro, per l'alloggiamento dei ricevitori, mentre i punti di scoppio sono posizionati lungo allineamenti radiali rispetto a bocca foro. Lo scopo di tale approccio è duplice: ottenere

elevata risoluzione spaziale nella elaborazione delle sezioni sismiche del sottosuolo, difficilmente ottenibile con misure dalla sola superficie, limitando i costi di indagine, solitamente elevati nelle applicazioni tomografiche cross-hole.

L'elaborazione di dati VSP prende in considerazione diversi fenomeni fisici, che verranno brevemente discussi nel seguito:

- onde dirette (P e S), che si propagano direttamente dalla sorgente ai ricevitori;
- onde riflesse, ovvero che vengono riflesse dalle interfacce stratigrafiche caratterizzate da contrasto di impedenza acustica;
- onde guidate, che si propagano nella colonna di fluido di riempimento del foro dei ricevitori; il fenomeno assume una certa rilevanza nelle applicazioni geologico-tecniche, per la relazione tra la modalità di propagazione delle onde di tubo con i parametri elastici del mezzo roccioso attorno al foro.

Gli obiettivi dei rilievi VSP prevedono di risalire alla sezione di velocità delle onde di volume dirette ed alla individuazione delle principali discontinuità geologico-strutturali, dall'analisi degli eventi riflessi. La letteratura tecnica presenta un'ampia casistica di rilievi VSP in merito ad applicazioni in contesti geologico-strutturali e nelle indagini in campo petrolifero per la calibrazione di sezioni sismiche a riflessione; meno note sono le possibili ricadute applicative della analisi completa dei fenomeni d'onda associati a tale schema di misura in contesti di tipo geotecnico. Lo schema principale utilizzato nelle prospezioni su piccola-media scala prevede l'impiego di una serie di ricevitori (geofoni triassiali o idrofoni), calati a diversa profondità in fori appositamente attrezzati con tubi sonici. L'energizzazione avviene in superficie con punti sorgenti disposti lungo un allineamento radiale rispetto alla bocca del foro (schema *walkaway*). Una corretta acquisizione dati può avvenire solo se le onde di volume vengono trasmesse ai sensori in foro attraverso un'interfaccia di separazione foro-formazione che provoca una alterazione minima della forma d'onda originaria e comunque il più possibile costante lungo tutta la perforazione. Nelle applicazioni a piccola scala, l'utilizzo di opportune masse battenti o di fucili sismici è spesso adatta allo scopo. Sono peraltro preferibili perforazioni con un *casing* singolo ben cementato con la formazione o in seconda istanza, ove possibile, perforazioni senza *casing*. L'utilizzo di perforazioni non cementate e con *casing* recente provoca distorsioni significative sulle ampiezze di oscillazione dei diversi fenomeni. Per ragioni logistiche, ovvero per limitare i tempi e i costi di indagine, si adottano spesso idrofoni al posto di geofoni triassiali; non si ottengono informazioni sulla propagazione delle onde di taglio e si ha la propagazione di onde incanalate nel fluido (onde di tubo), ritenute disturbo coerente. Le operazioni di acquisizione dati sono comunque snellite dalla possibilità di utilizzare stringhe di 24-48 idrofoni simultaneamente.

Le due fasi principali di elaborazione dei dati VSP consistono essenzialmente nella corretta separazione ed identificazione dei diversi campi di onda (onde P od onde S dirette, onde di tubo, onde riflesse). I caratteri principali per una prima discriminazione dei diversi campi d'onda sono riassumibili nelle seguenti considerazioni:

- le onde di volume P che si propagano direttamente dalla sorgente ai ricevitori sono le prime ad arrivare; come noto, la velocità di propagazione dipende delle onde P

dalle caratteristiche elastiche del mezzo attraversato;

- le onde di tubo sono caratterizzate da valori di velocità di propagazione che dipendono dalla tipologia del rivestimento utilizzato, dalle caratteristiche del fluido nel foro e dalle proprietà elastiche del mezzo roccioso, interessato fino ad una distanza radiale dal foro pari a qualche diametro; poiché la direzione di propagazione è lungo l'asse del foro, le onde di tubo non presentano attenuazione per dispersione geometrica; le ampiezze rilevabili agli idrofoni sono normalmente almeno di un ordine di grandezza superiori rispetto alle onde P; si differenziano rispetto alle onde P, poiché usualmente caratterizzate da velocità di propagazione non superiori a 1000 - 1200 m/s,
- i campi delle onde di volume riflesse sono caratterizzati da energie, associate alla propagazione, molto piccole; gli arrivi sono allineati in posizione opposta rispetto alle onde dirette; i fenomeni di riflessione sono dovuti a variazioni di impedenza acustica del mezzo;
- fenomeni di riflessione delle onde di tubo si possono verificare in seguito a presenza di discontinuità meccaniche del foro (variazioni di sezione, discontinuità del rivestimento) ovvero in presenza di variazioni di impedenza acustica del sistema fluido-foro; intensi eventi riflessi si osservano a fondo foro; come nel caso delle onde di volume, le riflessioni presentano tempi di arrivo agli idrofoni orientati in posizione opposta rispetto alla propagazione diretta.

Si distingue essenzialmente in una elaborazione del campo d'onde diretto e di quello riflesso (Figura 18); nel primo caso si elabora un profilo verticale di velocità delle onde di volume, riferibile alla zona prossima alla perforazione. I campi di onde riflesse consentono invece di individuare eventuali discontinuità di impedenza acustica del mezzo attraversato e quindi individuare variazioni di caratteristiche elastiche degli strati.

Nell'ipotesi di poter trattare il fenomeno di propagazione delle onde elastiche per mezzo della teoria dei raggi sismici e quindi con le leggi dell'ottica geometrica (*far field*), l'elaborazione del campo d'onda diretto prevede le seguenti fasi principali:

- determinazione dei tempi di percorso delle onde P o S;
- tracciamento del percorso dei raggi sismici, attraverso opportuni algoritmi di *ray-tracing*, che consentano di ricostruire il percorso di raggi curvilinei;
- inversione dei tempi di percorso per determinare la distribuzione verticale di velocità.

Il tracciamento curvilineo dei raggi sismici si rende indispensabile soprattutto in mezzi non coerenti, dove il grado di costipazione o di addensamento del materiale è variabile con la profondità è pertanto influenza con variazioni graduali le proprietà elastiche del mezzo. Una procedura semplificata per il tracciamento dei raggi curvilinei considera variazioni di velocità solo con la profondità secondo un funzione di tipo polinomiale  $V(z) = a_1 z^n + a_2 z^{(n-1)} + \dots + a_n$ ; in questo caso il tempo di percorso di un generico raggio da sorgente a ricevitore viene descritto per mezzo di un integrale curvilineo:

$$t = \int_0^{Z_g} \frac{dz}{V(z) \cdot [1 - (pV(z))^2]^{0.5}} \quad (6.1)$$

dove  $Z_g$  è la profondità del trasduttore,  $V(z)$  è la funzione polinomiale che approssima le variazioni di velocità con la profondità,  $p$  è detto "parametro di raggio" e vale:

$$p = \sin \vartheta / V$$

L'integrale seguente consente di calcolare la distanza orizzontale  $x$  (in superficie) percorsa dal raggio sismico ad una generica profondità  $z$ :

$$x = \int_0^z \frac{pV(z)dz}{[1 - (pV(z))^2]^{0.5}} \quad (6.2)$$

calcolando per successivi valori di profondità è possibile ricostruire il percorso del raggio sismico.

La procedura di inversione di tipo tomografico considera i tempi di percorso sperimentali del campo di onde dirette in procedimento iterativo che parte da un modello iniziale di velocità. La soluzione finale minimizza nel senso dei minimi quadrati una funzione statistica di differenza tra i valori dei tempi sperimentali e i tempi ricostruiti a partire dal modello di velocità, calcolati mediante la formula (6.1), all'ultima iterazione.

Nel presente contesto, si descrive sommariamente l'approccio suggerito inizialmente da Hardage (1983), per separare i diversi campi d'onda (onde P dirette, riflesse e onde di tubo). La separazione avviene attraverso filtri di velocità in dominio  $f-k$  o tramite l'applicazione di correzioni statiche e *median filter orizzontale* con finestre multitraccia a tempo costante.

Opportune procedure di trattamento dei dati permettono di confrontare i segnali relativi a diversi punti di scoppio e di incrementare le ampiezze dei segnali riflessi. Si evidenziano in tal modo tutte le possibili riflessioni in una sezione sismica *stacked*; dalla quale è possibile rimuovere la presenza di riflessioni multiple, causate da strati con elevato contrasto di impedenza acustica con gli orizzonti sottostanti e sovrastanti. Nelle acquisizioni VSP con fori riempiti di fluido e impiego di idrofoni si ha la propagazione e la registrazione degli effetti di onde guidate (onde di tubo), le cui ampiezze spesso dominano le registrazioni.

Le onde di tubo sono costituite da una serie di diversi fenomeni guidati (Pseudo-Rayleigh, Airy, Stoneley): nel campo delle frequenze normalmente prodotte con sorgenti impulsive in superficie si ha principalmente la propagazione di onde di Stoneley.

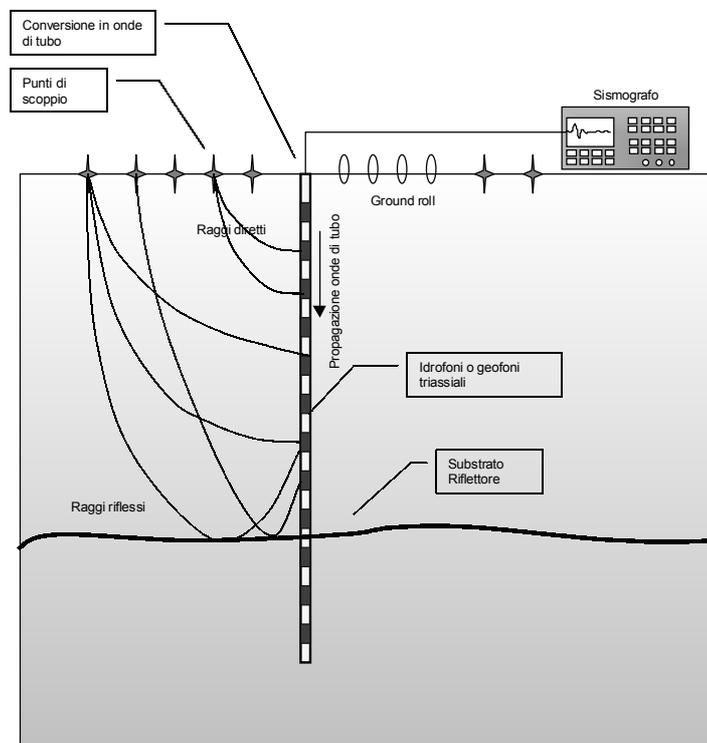


Figura 18 - Schema di acquisizione di un rilievo walkaway VSP e propagazione del campo di onde dirette, riflesse e modalità principale di conversione del ground roll in onde di tubo in corrispondenza dell'interfaccia fluido-aria in superficie.

Nelle usuali condizioni si tratta di un fenomeno quasi statico nel fluido, non dispersivo, generato principalmente per conversione delle onde di volume e di superficie agli estremi della colonna fluida ed in corrispondenza delle principali discontinuità attorno al foro (zone fratturate e permeabili).

Le ampiezze associate sono importanti anche per grandi distanze, mancando un fattore di attenuazione geometrica. Le tensioni indotte dalla propagazione decrescono rapidamente allontanandosi dal foro, e la zona influenzata è limitata a pochi diametri. Con fori rivestiti influiscono quindi sia il *casing* che la formazione. I parametri che influenzano la propagazione delle onde di tubo sono i moduli di taglio del casing e della formazione ad immediato contatto con il casing; i raggi interni ed esterni del rivestimento e le caratteristiche elastiche del fluido di riempimento.

La velocità di propagazione dipende dalle caratteristiche elastiche della sezione, e con omogeneità radiale l'influenza decresce rapidamente. Le variazioni di impedenza della sezione provocano fenomeni di riflessioni delle onde di tubo che si propagano in

senso opposto alla propagazione primaria. Lo studio della velocità di propagazione delle onde di tubo consente di stimare il modulo di taglio (G) della formazione, note le caratteristiche del fluido e dell'eventuale *casing*. Un accoppiamento scadente tra il *casing* e la formazione rocciosa può limitare la sensibilità delle onde di tubo alle caratteristiche elastiche del mezzo naturale.

Lo *scattering*, ovvero la presenza di fenomeni connessi con diffrazione delle onde di tubo in corrispondenza di discontinuità del foro, delle onde di tubo consente di individuare anomalie intercettate dal foro: in particolare possono essere individuate la posizione e l'apertura di fratture, o le caratteristiche di permeabilità di zone fratturate. I campi applicativi dei rilievi VSP rivestono un ruolo di rilievo nella caratterizzazione di dettaglio del comportamento meccanico dei mezzi rocciosi; fino a profondità di circa 150 m non sussistono particolari condizioni operative che possano ostacolare un'agevole e poco costosa applicazione della metodologia. Pertanto, oltre che nella caratterizzazione geotecnica degli strati più superficiali, i rilievi VSP vengono ampiamente adottati nello studio di versanti potenzialmente instabili, allo scopo di delineare eventuali superfici di discontinuità o strati deboli. La risoluzione ottenibile anche a discrete profondità consente di integrare i risultati di rilievi geofisici eseguiti con misure dalla sola superficie. Recenti sperimentazioni hanno dimostrato la possibilità, pur con qualche limitazione, di eseguire rilievi VSP utilizzando le perforazioni con rivestimento metallico (alluminio) per misure inclinometriche; tuttavia, le onde di tubo dirette e riflesse da fondo foro generano la sovrapposizione con alcuni arrivi delle onde dirette. La possibilità di utilizzare ai fini diagnostici le onde di tubo a scopo di caratterizzare le proprietà elastiche del mezzo fino a distanze radiali di qualche diametro del foro incoraggia ulteriori sperimentazioni di acquisizione ed elaborazione.

I sondaggi HSP sono rilievi sismici con localizzazione di sensori (geofoni o idrofon) in fori orizzontali ed energizzazione in punti della parete esterna, con schemi simili a quelli utilizzati per indagini sismiche tipo VSP. Le applicazioni maggiormente diffuse vengono realizzate in galleria per monitorare la qualità dell'ammasso roccioso in avanzamento rispetto al fronte di scavo con sorgente singola ad elevata potenza (cariche di esplosivo) oppure metodi che si basano sulla registrazione su ampia base temporale, qualche secondo o decina di secondi con sorgente controllata (Park et al., 1996). Sono tuttora in fase di studio le metodologie che sfruttano, sulla base di esperienze in campo petrolifero, l'energia prodotta dalla fase di scavo meccanizzato, ad esempio tramite TBM, per registrare gli effetti a distanza (normalmente con geofoni disposti in parete dietro la macchina di scavo). L'elaborazione dei segnali permette di risalire alla posizione di eventuali macrodiscontinuità localizzate davanti al fronte di scavo (Petronio et al., 2003).

Il metodo più diffuso nel campo del controllo delle opere di scavo è denominato metodo Amberg, come variante consolidata di metodi inizialmente sperimentati nei primi anni 90 (Sattel et al., 1992). Configurazioni di misura con disposizione di sorgenti di energizzazione in perfori appositamente eseguiti sul fronte di scavo in avanzamento e punti di ricezione della perturbazione sismica disposti in parete, in calotta e sul fronte di scavo consentono di ottenere maggiore affidabilità e precisione nell'identificazione

delle superfici di riflessione.

Tra le molteplici soluzioni possibili, uno schema di rilievo consolidato con sorgenti in foro orizzontale e geofoni ancorati alle pareti della galleria, come riportato nello schema di Figura 19, caratterizzato da una serie di punti sorgente in foro, posti a diversa distanza dal fronte di scavo, e 24 ricevitori, geofoni verticali ancorati alla parete.

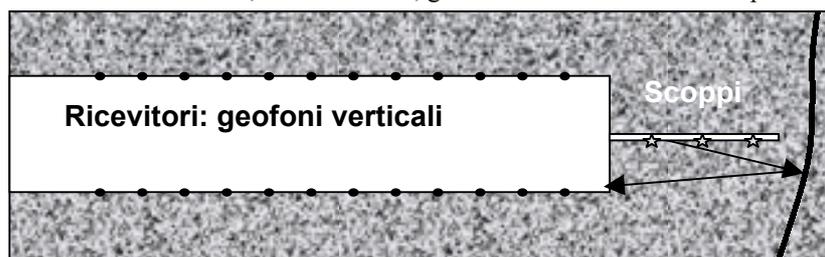


Figura 19 - Schema di acquisizione di rilievo in galleria di tipo HSP (vista in pianta)

Una sollecitazione dinamica applicata alla roccia (in questo caso provocata dallo scoppio di una microcarica di esplosivo) in un punto si propaga come campo di vibrazione complesso costituito da diverse componenti (onde di compressione, di taglio, fenomeni di interfaccia): nelle indagini sismiche HSP si analizza la propagazione delle onde di compressione, sfruttando i fenomeni di riflessione e rifrazione prodotti da variazioni di impedenza acustica. L'elaborazione dei dati, simile al trattamento di profili sismici in fori verticali permette di individuare le superfici di riflessione, dalle quali risalire alla presenza di fratture o variazioni litologiche dell'ammasso.

La tomografia a rifrazione può essere descritta a partire dalla propagazione di una perturbazione elastica, prodotta da una sorgente puntiforme, in un semispazio omogeneo perfettamente elastico; tale perturbazione si propaga secondo fronti d'onda semisferici con raggi sismici rettilinei e diretti in profondità. In un mezzo dove i valori di velocità aumentano con una semplice legge lineare in funzione della profondità i raggi sismici sono curvilinei; il percorso di tali raggi può essere descritto con algoritmi basati sulle leggi della rifrazione: il raggio sismico si definisce continuamente rifratto nel mezzo in esame. A partire da schemi di acquisizione con almeno 24 geofoni (per tomografie 2D) e qualche centinaio di geofoni (per elaborazione 3D) e con una serie di scoppi opportunamente disposti (da un minimo di 12-15 per tomografie 2D) si risale alla distribuzione dei valori di velocità del sottosuolo con procedure di elaborazione tomografica dei dati. Lo schema interpretativo più comune prevede di adottare modelli di distribuzione del parametro in esame (valori di velocità delle onde P e S) nella sezione verticale passante per l'allineamento scoppi-geofoni; il modello è bidimensionale nell'ipotesi che le variazioni di velocità lungo la terza dimensioni siano trascurabili ai fini del tracciamento dei raggi sismici rifratti; pertanto la sezione verticale di velocità contiene il tracciamento di tutti i raggi sismici.

Molti schemi di tracciamento dei raggi sismici prevedono la discretizzazione della sezione sismica in un numero di celle le cui dimensioni sono da correlare al percorso

dei raggi sismici, o meglio alla densità di percorso all'interno di ciascuna cella. In base a tale principio la discretizzazione prevede celle di ridotte dimensioni in corrispondenza degli strati più superficiali e celle di dimensioni maggiori ai lati e sul fondo della sezione dove la copertura è ridotta e in certi casi assente. L'estensione in profondità della sezione tomografica dipende pertanto non solo dalla geometria di acquisizione ma dalla distribuzione di velocità (figura 20).

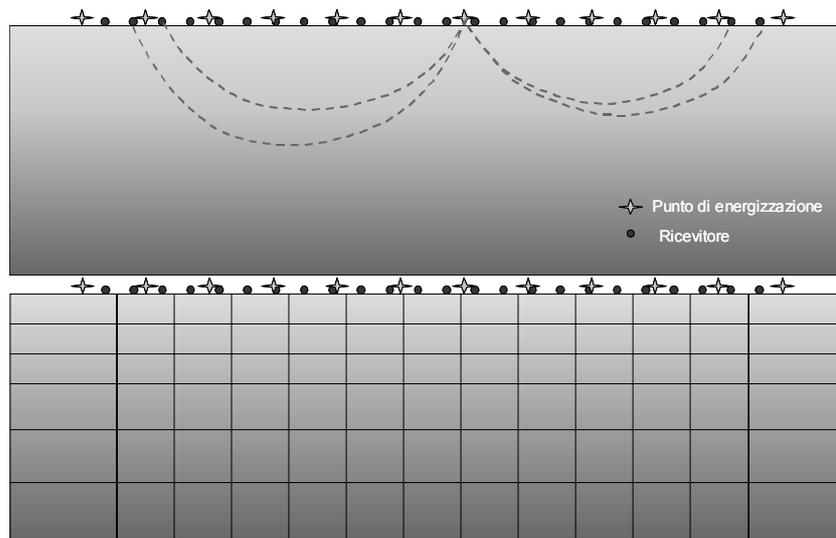


Figura 20 - a) esempio di tracciamento qualitativo di raggi sismici rifratti in un mezzo con valori crescenti di velocità sismica da piano campagna in profondità; b) discretizzazione della sezione per elaborazione tomografica dei dati.

Il tracciamento dei raggi ipotizza un modello iniziale di velocità delle onde sismiche, che secondo una prassi consolidata viene ricavato da una interpretazione preliminare dei dati mediante metodi tradizionali tipo GRM (Palmer, 1981). Nota la geometria di acquisizione e dato un modello iniziale di distribuzione dei valori di velocità nella sezione predefinita si ricostruisce il percorso dei raggi sismici continuamente rifratti; nelle tomografie per elaborazione dei tempi si determina il percorso e il tempo di percorso di ciascun raggio sismico (soluzione del modello diretto). I metodi maggiormente utilizzati per il tracciamento sono basati su algoritmi denominati *shortest path raytracing method* (SPR) (Moser 1991), particolarmente flessibili per ogni geometria dei sorgente-ricevitori e di distribuzione dei nodi della maglia.

Le procedure di inversione sono simili a quelle utilizzate per l'interpretazione di tomografie *cross-hole* per trasparenza; nella elaborazione per tempi di percorso il problema tomografico viene ricondotto alla soluzione di un problema non lineare, che minimizza una funzione obiettivo delle differenze tra i tempi sperimentali e i tempi calcolati. L'instabilità tipica delle procedure di elaborazione tomografica, in questo caso

particolarmente significativa poiché il problema è mal-posto e mal condizionato, viene in parte risolta introducendo parametri di regolarizzazione nella funzione obiettivo (Tikhonov and Arsenin, 1977) e algoritmi che pesano l'influenza dei singoli dati sperimentali in funzione di fattori quali la lentezza media del raggio sismico (*average slowness* e *apparent slowness*) (Zhang e Toksöz, 1996).

La simulazione di Figura 21 permette di focalizzare l'attenzione sulle efficienze di procedure diverse di elaborazione tomografica per un modello sintetico di un *graben*, caratterizzato da uno strato superficiale a minore velocità.

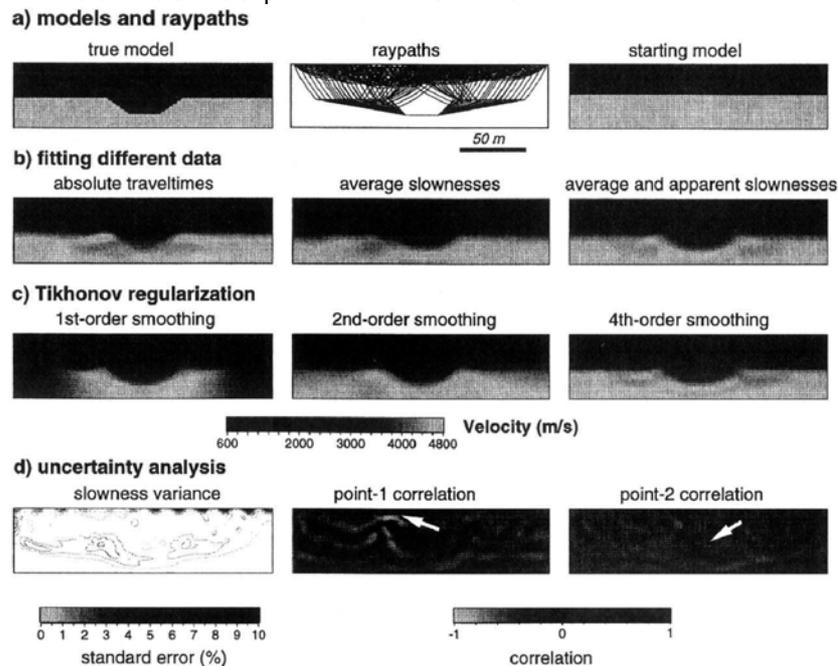


Figura 21 - Modello sintetico di velocità e risultati topografici ottenuti con diversi algoritmi di elaborazione e diverse modalità di regolarizzazione degli algoritmi di inversione (dopo Zhang e Toksöz, 1996).

Se si minimizza la funzione di *average slowness*, ovvero una funzione che equalizza i tempi di percorso per raggi corti e quelli lunghi, la velocità dello strato superficiale viene ben risolta così come la struttura del substrato; tuttavia per effetto di *scaling* l'errore assoluto sui tempi maggiori porta ad inaccurately nella determinazione dei valori di velocità degli orizzonti profondi. Tale inconveniente è in parte ridotto introducendo algoritmi che minimizzano simultaneamente la lentezza media e apparente (derivata del tempo di percorso rispetto alla distanza).

Come esempio applicativo si riporta la caratterizzazione geologico-tecnica di un materiale detritico, costituito da clasti di materiale serpentino, con diversa pezzatura e differente grado di addensamento (Godio et al., 2001) sovrastante un substrato roccioso



- nelle interpretazioni con modelli bidimensionali si ipotizza che il percorso dei raggi sismici sia sempre contenuto nella sezione interpretativa; in mezzi fortemente eterogenei tale ipotesi è peraltro inaccurata;
- il modello interpretativo finale (in questo caso la distribuzione di velocità delle onde P e S) è fortemente condizionato dal modello iniziale e dai vincoli laterali e verticali di variazione laterale e verticali imposti dall'operatore;
- la capacità risolutiva del metodo decresce dalla superficie verso gli strati più profondi;
- nelle zone a maggior profondità e quindi a ridotta copertura dei raggi sismici, la sensibilità alle inaccuranze sperimentali è particolarmente elevata.

In assenza di informazioni a priori (vincoli su profondità di strato oppure valori di velocità delle onde sismiche ad esempio ricavati tramite log di pozzo), il modello finale è caratterizzato da variazioni di velocità dove i gradienti verticali sono spesso condizionati dalle dimensioni verticali delle celle utilizzate nella fase di discretizzazione della sezione. La necessità di utilizzare metodi di inversione con parametri di regolarizzazione, per minimizzare gli effetti del malcondizionamento del problema tomografico, porta a modelli interpretativi spesso privi di gradienti significativi. Il metodo si adatta pertanto ad analizzare meglio formazioni geologiche caratterizzate da variazioni graduali di proprietà elastiche.

In definitiva, il problema tomografico sismico a rifrazione è solitamente quello che si definisce un problema mal posto (poche informazioni e mal distribuite rispetto alla sezione di velocità sismica che si vuole ricostruire) che presuppone la soluzione di un problema mal condizionato, dove anche piccole perturbazioni sui dati sperimentali (incertezze delle misure) comportano ripercussioni amplificate nella soluzione finale.

Il modello finale non è l'unica soluzione possibile ma rappresenta modello statisticamente migliore tra una infinità di soluzioni fisicamente e matematicamente accettabili. Particolari cautele devono essere considerate in merito alla possibilità di utilizzare i valori di velocità delle onde sismiche P e S così ricavati per determinare parametri elastici "assoluti": è opportuno che la sezione di velocità venga utilizzata per ricavare indicazioni relative al campo di variazione dei parametri elastici del sottosuolo.

## 7. ONDE SUPERFICIALI

I metodi per onde superficiali costituiscono un potente strumento per la caratterizzazione delle formazioni più superficiali, consentendo la stima della velocità di propagazione delle onde di taglio (e dunque della rigidità) e del fattore di smorzamento dei materiali indagati e superando alcuni limiti delle tecniche per onde di volume (rifrazione e riflessione). Nell'ambito delle tecniche sismiche per onde di volume, le onde superficiali (Rayleigh e Love) sono considerate rumore coerente ad alta energia (ground roll), tuttavia, nell'ultimo decennio, è enormemente cresciuto l'interesse per l'elevato contenuto di informazione estraibile dall'analisi di tali fenomeni propagatori e sono state messe a punto tecniche di acquisizione, di elaborazione e di interpretazione specifiche per la loro analisi.

Le onde superficiali e le onde guidate in genere si generano grazie all'esistenza di

superfici libere e discontinuità (per la trattazione dei fenomeni propagatori nei mezzi visco-elastici si veda Aki e Richards (1980)). In particolare, le onde di Rayleigh si propagano in corrispondenza della superficie libera in uno strato di spessore approssimativamente pari ad una lunghezza d'onda; dunque, differenti lunghezze d'onda, associate alle diverse componenti in frequenza del segnale energizzante, interessano strati di spessore diverso e, qualora la velocità e il fattore di smorzamento di tali strati siano diversi, velocità di propagazione e ampiezza del segnale legato alla propagazione delle onde superficiali, divengono dipendenti dalla frequenza. Tale dipendenza è nota come dispersione geometrica ed è il fenomeno che consente di utilizzare le onde superficiali nell'ambito delle tecniche di indagine geofisica. Nei mezzi verticalmente eterogenei (stratificati) vengono stimate le caratteristiche dispersive del sito sotto forma di curve di dispersione (velocità vs. frequenza) che vengono poi interpretate tramite algoritmi di inversione. Poiché la propagazione risulta particolarmente influenzata dalle caratteristiche a taglio dei materiali attraversati, il risultato dell'inversione fornisce il profilo verticale di velocità delle onde di taglio o, con un semplice passaggio, il modulo di taglio iniziale. Con procedura analoga è possibile stimare il profilo del fattore di smorzamento a partire dai dati di ampiezza del segnale sismico (per approfondimenti su questo aspetto si veda: Lai, 1998; Rix et al., 2001; Foti, 2004). L'utilizzo delle onde superficiali è ben documentato in letteratura per diverse applicazioni: in campo sismologico, la caratterizzazione dinamica a larga scala ha fatto uso di tale approccio fin dagli anni '50 (Ewing et al, 1957; Dorman and Ewing, 1962; Knopoff 1972); in campo ingegneristico, dopo i primi esperimenti di Jones (1958, 1962) e di Ballard (1964), la grande diffusione di questo metodo si deve allo sviluppo della tecnica SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) (Nazarian and Stokoe 1984, 1986; Stokoe and Nazarian, 1985; Tokimatsu et al., 1992a), applicata ad una vasta gamma di problemi (stima della risposta sismica dei siti, identificazione di strati soffici, analisi di pavimentazioni), e successivamente superata dall'introduzione delle tecniche multicanale che hanno permesso di ottenere stime più robuste ed affidabili delle caratteristiche dispersive dei siti (ad esempio: Gabriels et al., 1987; Park et al., 1999; Foti, 2000; Strobbia, 2003). L'interesse per tale tecnica nel settore della geomeccanica è essenzialmente dovuto al fatto che, seppur con un livello di approssimazione elevato e con alcune limitazioni dovute essenzialmente alla natura 1D del problema e alla limitata risoluzione spaziale, attraverso l'analisi delle onde superficiali è possibile ottenere stime robuste dei parametri a taglio delle formazioni e della profondità delle interfacce anche a profondità di diverse decine (e in alcuni casi centinaia) di metri.

La tecnica consiste in tre fasi: l'acquisizione, che ha lo scopo di registrare la propagazione delle onde superficiali in dominio spazio-tempo; l'elaborazione, che estrae dai dati acquisiti la curva di dispersione, e l'inversione che fornisce il profilo di rigidità del sito.

L'acquisizione viene di norma eseguita con apparecchiature sismiche standard. I geofoni utilizzati (verticali o triassiali) devono essere a bassa frequenza (di norma 1 – 4.5 Hz) per consentire la stima della curva di dispersione in un ampio range di

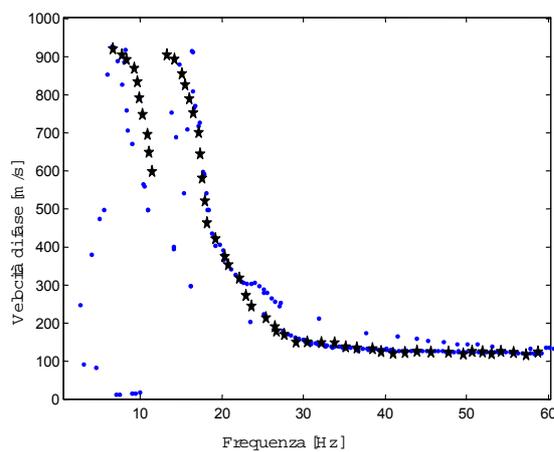
frequenze ed il conseguente raggiungimento di una buona risoluzione spaziale per gli strati superficiali e di un'elevata profondità d'indagine. Le sorgenti possono essere impulsive o vibranti e grande interesse è stato mostrato recentemente per la possibilità di utilizzare misure passive che sfruttano il rumore sismico ambientale come sorgente a bassa frequenza (si veda Horike, 1985; Tokimatsu et al., 1992b; Zwicky and Rix, 1999). I sensori sono disposti linearmente con energizzazione agli estremi per le misure con sorgenti attive e arealmente per le misure passive.

L'elaborazione avviene di norma in dominio di frequenza-numero d'onda e si basa su procedure di analisi spettrale che sfruttano la preponderanza dell'energia associata alla propagazione delle onde superficiali rispetto agli altri segnali sismici, per riconoscere ed isolare il segnale utile e stimare la curva di dispersione (si veda ad esempio Foti, 2000; Strobbia 2003).

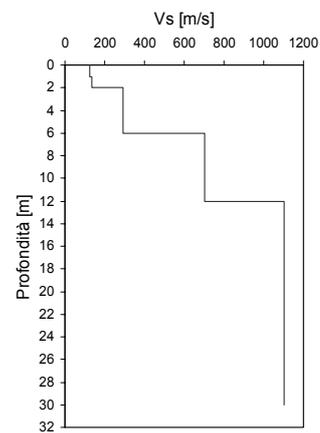
L'inversione può essere condotta con tecniche approssimate tipo *trial and error* qualora siano disponibili informazioni a priori e vi sia un limitato numero di parametri da stimare o ricorrere ad approcci iterativi di tipo deterministico o stocastico. Indipendentemente dagli algoritmi adottati è necessario che il problema venga affrontato considerando la natura multimodale del fenomeno propagatorio.

Di seguito vengono riportati sinteticamente i risultati dell'indagine eseguita su un sito nella zona del Monte Amiata dove la geologia è caratterizzata da intercalazioni di argilliti ed ignimbriti che possono produrre inversioni di velocità e strati nascosti utilizzando sismica a rifrazione. I dati sono stati acquisiti con un sismografo ABEM Terralock MK6 a 24 canali e geofoni verticali Sensor a 4.5 Hz di frequenza propria.

Il profilo di misura è lineare con distanza intergeofonica variabile da 1 a 4 m ed energizzazione sia con mazza sia con sorgente vibrante. Diverse registrazioni con energizzazione monocromatica a bassa frequenza hanno consentito di estendere il range di misura fino al limite dovuto alla risposta dei sensori.



a)



b)

Figura 23 - a) curva di dispersione apparente (punti) e curva sintetica all'ultima iterazione del processo di inversione (asterischi); b) profilo di velocità delle onde di taglio corrispondente alla curva sintetica.

In Figura 23 sono riportate le curve di dispersione sperimentali e sintetiche ed il risultato finale. Il risultato sperimentale consente di caratterizzare il sito fino a circa 30 m di profondità mettendo in evidenza come l'ammasso roccioso al di sotto della copertura presenti caratteristiche meccaniche piuttosto scadenti (velocità delle onde di taglio di circa 1100 m/s). Inoltre sembra si possa escludere la presenza di intercalazioni più lente all'interno dell'ammasso roccioso fino alle profondità raggiunte.

## 8. BIBLIOGRAFIA

- Abu-Zeid N., Vuillermin F. 1996. Analysis of possible relationships between seismic properties and some of Rock mass geomechanic properties of the outcropping carbonate rock masses in Wadi El-kaffrien dam site (Jordan). *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, pp. 605-616.
- Aki, K., Richards, P.G., 1980. Quantitative seismology. Theory and methods. *W.H. Freeman and Company*
- Anderson N. L. , Hinds R. C., Baker J. A., Rupert G. B., 1997. Mapping of complex bedrock structure using the high-resolution reflection seismic technique. *Computers & Geosciences*, 23, pp. 1101-1111.
- Bachtiar Nurhandoko, B., Watanabe, T., Ashida, Y., Matsuoka, T., 1999, Land seismic refraction tomography using homogeneous velocity as initial model. *69th Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys.* pp. 1481-1484.
- Ballard R.F., 1964. Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques. *Waterways Experiment Station, Miscellaneous Paper, No.4-691, December.*
- Birkelo, B. A., D.W. Steeples, R.D. Miller, M.A. Sophocleous 1987. Seismic-reflection study of a shallow aquifer during a pumping test. *Ground Water*, 25, pp. 703-709.
- Bregman N.D., 1986. Tomographic inversion of crosshole seismic data. *Ph.D. Diss., University of Toronto, Toronto, Canada, 180 pp.*
- Castagna, J.P., M.L. Batzle, T.K. Kan 1993. Rock physics – the link between rock physics and AVO response, Offset-dependent reflectivity-theory and practice of AVO analysis. *Edited by Castagna, J.P. and Backus, M.M.*, pp. 135-171.
- Cosma C., Heikkinen P., Keskinen J., Enescu N., 2001. VSP in crystalline rocks from downhole velocity profiling to 3-D fracture mapping. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 38, pp.843-850.
- Crampin, S. 1985. Evaluation of anisotropy by shear-wave splitting. *Geophysics*, 50, pp. 142-152.
- Dines K., Little J., 1979. Computerized geophysical tomography, *Proc. IEEE*, 67, pp. 1065-1073.
- Doornenbal, J. C., K. Helbig 1983. High-resolution reflection seismics on a tidal flat in the Dutch Delta - acquisition, processing and interpretation. *First Break*, 1, No. 5, pp. 9-20.
- Dorman J., Ewing M., 1962. Numerical Inversion of seismic surface waves dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania area. *J Geophysical Research*, 67, pp. 5227-5241.
- Ellefsen K. J., Hsieh P. A., Shapiro A. M. 2002. Crosswell seismic investigation of hydraulically conductive, fractured bedrock near Mirror Lake, New Hampshire. *Journal of Applied Geophysics*, 50, pp. 299-317.
- Esmersoy, C., Chang, C., Kane, M., Coates, R., Tichelaar, B. and Quint, E., 1998, Acoustic imaging of reservoir structure from a horizontal well. *The Leading Edge*, 17, 7, pp. 940-946.
- Ewing, W.M., Jardetzky, W.S., Press, F., 1957. Elastic waves in layered media. *McGraw Hill Book Co. Inc., New York*

- Fischer G., Le Quang B.V., Mueller I., 1983. VLF ground survey, a powerful tool for the study of shallow two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 31, PP. 977-991.
- Foti S., 2000. Multi-Station Methods for Geotechnical Characterisation Using Surface Waves. *PhD Diss., Politecnico di Torino*, 229 pp.
- Friedel, M.J., Tweeton D.R., Jackson, Jessop J.A., Billington S., 1992. Mining application of seismic tomography. *The Society of Exploration Geophysicists 62<sup>nd</sup> Annual Int. Meeting and Expo. ESG*, pp. 58-62.
- Gabriels P., Snieder R., Nolet G., 1987. In situ measurement of shear wave velocity in sediments with higher-mode rayleigh waves. *Geophysical prospecting*, 35, pp.187-196.
- Gilbert P., 1972. Iterative methods for the three-dimensional reconstruction of an object from projections. *J. Theor. Biol.*, 36, pp. 105-117.
- Gladwin M.T., F.D. Stacey 1974. Anelastic degradation of acoustic pulses in rock. *Phys. Earth Plan. Int.* Vol. 8, pp. 332-336.
- Godio A., Sambuelli L., Ferrero A.M., 2003. Geophysical investigation to optimize excavation of an underground marble quarry in Stazzema, Italy. *The Leading Edge*, June, pp. 574-578.
- Godio A., Sambuelli L., Socco L.V., Strobbia C., 2001, Rilievo geofisico multidisciplinare per la caratterizzazione di una discarica mineraria. *Congresso Gruppo Naz. Geofisica Terra Solida, Roma*.
- Goforth, T., C. Hayward 1992. Seismic reflection investigations of a bedrock surface buried under alluvium. *Geophysics*, 57, pp. 1217-1227.
- Green, A. G., J.A. Mair 1983. Subhorizontal features in a granitic pluton. Their detection and implications for radioactive waste disposal. *Geophysics*, 48, pp. 1428-1449.
- Green, A., Lanz, E. and Maurer, H., 1998, Refraction tomography over a buried waste disposal site: *Geophysics*, 63, pp. 1414-1433.
- Grauch V.J.S. 2002, High resolution aeromagnetic survey to image shallow faults, Dixie valley geothermal field, Nevada. *USGS Open File Report 02-384*, pp. 1-13.
- Hardage, B. A., 1983. Vertical Seismic Profiling, Part A: Principles. *Geophysical Press, London*, 450 pp.
- Hasbrouck, W. P. 1991. Four shallow-depth, shear-wave feasibility studies. *Geophysics*, 56, pp. 1875-1885.
- Hansen B. P., Lane J. W. Jr. 1996. Orientation and characteristics of fractures in crystalline bedrock determined by surface and borehole geophysical surveys, Millville and Uxbridge, Massachusetts. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, EEGS, CD*, pp. 927-940.
- Hodges G. 1999, A world of applications for helicopter electromagnetics to environmental and engineering problems. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, EEGS, CD*, pp. 899-907.
- Holliger, K. and Robertsson, J. O. A., 1995, Sonic log velocity variations and crack-porosities in crystalline rocks. *65th Ann. Internat. Mtg. Soc. of Expl. Geophys.*, pp. 686-689.
- Horike M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the s-wave velocity structure down to the basement in urbanized areas. *J.Phys.Earth*, 33, pp. 59-96.
- Hornby, B. E., 1989, Imaging of near-borehole structure using full-waveform sonic data. *Geophysics, Soc. of Expl. Geophys.*, 54, pp. 747-757.
- Hornby, B. E., Johnson, D. L., Winkler, K. W. and Plumb, R. A., 1989, Fracture evaluation using reflected Stoneley-wave arrivals. *Geophysics, Soc. of Expl. Geophys.*, 54, pp. 1274-1288.
- Inazaki T., Kurahashi T., and Research Group On Hsp, 1996. Imaging and characterizing fractures ahead of tunnel face using in-tunnel hsp method. *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, pp. 597-604.
- Ivansson S., 1986. Seismic borehole tomography – theory and computational methods. *Proc. IEEE*, v.74, pp. 328-338.
- Jones R.B., 1958. In-situ measurements of the dynamic properties of soil by vibration method, *Geotechnique*, 8, pp. 1-21.

- Jones R.B., 1962. Surface waves techniques for measuring the elastic properties and thickness of roads: theoretical development. *British Journal of Applied physics*, 13, pp. 21-29.
- Juhlin C., J. Lindgren, B. Collini 1991. Interpretation of seismic reflection and borehole data from Precambrian rocks in the Dala Sandstone area, central Sweden. *First Break*, 9, no. 1, pp. 24-36.
- Juhlin C., J. 1995. Imaging of fracture zones in the Finnsjon area, central Sweden, using the seismic reflection method. *Geophysics*, 60, pp. 66-75.
- Kallweit, R. S., L. C. Wood 1982. The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics*, 47, pp. 1035-1046.
- Kim, J.S., W.M. Moon, G. Lodha, M. Serzu, N. Soonavala 1994. Imaging of reflection seismic energy for mapping shallow fracture zones in crystalline rocks. *Geophysics*, 59, pp. 753-765.
- Kjartansson, E. 1979. Constant Q-Wave Propagation and Attenuation. *Journal of Geophysical Research*. Vol. 84, No. 89, pp. 4737-4748.
- Knapp, R. W. 1990. Vertical resolution of thick beds, thin beds, and thin-bed cyclothem. *Geophysics*, 55, pp. 1183-1190.
- Knapp, R. W. 1993. Energy distribution in wavelets and implications on resolving power. *Geophysics*, 58, pp. 39-46.
- Knapp, R. W., R. D. Miller, D. W. Steeples, A. J. Kalik, Y. Song 1988. Seismic reflection profiling of near-surface. Presented at the 1988 Symposium of the Geophysical Society of Tulsa.
- Knapp, R. W., D. W. Steeples 1986. High-resolution common depth-point reflection profile: Field acquisition parameters design. *Geophysics*, 51, pp. 283-294.
- Knopoff L., 1972. Observation and Inversion of Surface wave dispersion. *Tectonophysics*, 13, pp. 497-519.
- Lai C.G., 1998. Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization. *PhD Diss., Georgia Inst. Of Techn., Atlanta (Georgia, USA)*, 370 pp
- Li-Soo K., Soo-Hyung H., Woo-Hun R., 2001. On the use of statistical methods to interpret electrical resistivity data from the Emsung basin (Cretaceous), Korea. *Journal of applied geophysics*, 48, pp. 199-217.
- Mair, J. A., A.G. Green 1981. High resolution seismic reflection profiles reveal fracture zones within a homogeneous granite batholith. *Nature*, 294, pp. 439-442.
- McGaughey W.J., Young R.P., 1990. Comparison of ART, SIRT, Least-Squares, and SVD in two dimensional tomographic inversions of field data. *Paper in Society of Exploration Geophysicists 60<sup>th</sup> Annual Meeting, Exp. Abstr. SEG*, pp. 74-77.
- McMechan, G. A., Zhang, J., 1994. 3-D transmission tomography using wide aperture data for velocity estimation for irregular salt bodies: *Geophysics*, 63, pp. 1620-1633.
- Mc Neill J.D., Labson V.F., 1991. Geological mapping using VLF radio fields. In Nabighian M.N. (ED). *Electromagnetic methods in applied geophysics. Part B., SEG, Tulsa*, pp. 521-560.
- Menke W., 1984. The resolving power of cross-borehole tomography. *Geophys. Res. Lett.*, 11, pp. 105-108.
- Miller, R. D., D.W. Steeples 1990. A shallow seismic reflection survey in basalts of the Snake River Plain, Idaho. *Geophysics*, 55, pp. 761-768.
- Miller, R. D., D.W. Steeples 1991. Detecting voids in a 0.6-m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection. *Geoexploration*, 28, pp. 109-119.
- Miller, R. D., D.W. Steeples, M. Brannan 1989. Mapping a bedrock surface under dry alluvium with shallow seismic reflections. *Geophysics*, 54, pp. 1528-1534.
- Milkereit, B., H. Stumpel, M. Rabbel 1986. Shear wave reflection profiling for near-surface lignite exploration. *Geophys. Prosp.*, 34, pp. 845-855.
- Moser T.J., 1991. Shortest path calculation of seismic rays. *Geophysics*, 56, 59-67.
- Nazarian S., Stokoe K.H. II, 1986. Use of surface waves in pavement evaluation. *Transp. Res. Rec.*, 1070, pp. 132-144.
- Nazarian S., Stokoes II K.H., 1984. In situ shear wave velocity from spectral analysis of surface waves. *Proc 8th Conference on Earthquake engineering- St Francisco*, vol. 3, Prentice Hall, pp.31-38

- Nolet G. (ed.), 1987. Seismic tomography, with applications. *Global seismology and exploration geophysics*. Reidel, Boston, 336 pp.
- Noponen, I., P. Heikkinen, S. Mehrotra 1979. Applicability of seismic reflection sounding in regions of Precambrian geology. *Geoexploration*, 17, pp. 1-9.
- Palmer, D., 1981, An introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation: *Geophysics*, 46, pp.1508-1518.
- Park, C. B., Miller, R. D., Steeples, D. W. and Black, R. A., 1996, Swept impact seismic technique (SIST). *Geophysics, Soc. of Expl. Geophys.*, 61, pp. 1789-1803.
- Park C.B., Miller R.D., Xia J., 1999. Multichannel analysis of surface waves. *Geophysics*, 64(3),pp. 800-808.
- Petronio, L., Poletto, F., Schleifer, A. and Morino, A., 2003, Geology prediction ahead of the excavation front by tunnel seismic-while-drilling (TSWD) method. *73rd Ann. Internat. Mtg.: Soc. of Expl. Geophys.*, pp.1211-1214.
- Ramirez A., Daily W., 2001. Electrical imaging at the largeblock test-Yucca Mountain, Nevada. *Journal of applied geophysics*, 46, pp. 85-100.
- Reynolds, J.M. 1997. An Introduction to Applied and Environmental Geophysics. Wiley, England.
- Richart F.E., J.R. Hall, R.D. Woods 1970. Vibrations of Soils and Foundations. *Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J.*
- Ritz M., Parisot J.C., Diouf S., Beauvais A., Dione F., Niang M., 1999. Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *Journal of applied geophysics*, 41, pp. 335-344.
- Rix G.J., Lai C.G., Foti S., 2001, Simultaneous Measurement of Surface wave dispersion and attenuation curves, *Geotechnical Testing Journal, ASTM*, 24, 350-358
- Robinson, E. A., S. Treitel 1980. Geophysical signal analysis. *Prentice-Hall, Inc.*
- Saito H., 1989. Traveltimes and raypaths of first arrival seismic waves: computation method based on Huygens' principle. *Paper in Society of Exploration Geophysicists 59th Annual Meeting, Exp. Abstr. SEG*, pp. 244-247.
- Sattel, G., Frey, P. and Amberg, R., 1992, Prediction ahead of the tunnel face by seismic methods - Pilot project in Centovalli Tunnel, Locarno, Switzerland. *First Break*, 10, no. 01, pp. 19-25.
- Serzu M.H., Kozak E.T., Lodha G.S., Everitt R.A., Woodcock D.R., 2004. Use of borehole radar techniques to characterize fractured granitic bedrock at AECL's Underground Research Laboratory. *Journal of Applied Geophysics*, 55, pp. 137- 150.
- Smidt J.M., Conn P., Lappin M., 1998. Interpretive processing of a walkaway VSP: imaging a North Sea pre-Zechstein reservoir. *Journal of petroleum engineering*, 19, pp. 241-252.
- Stewart R.R., 1991. Exploration seismic tomography. *Fundamentals. SEG Course Notes*, 190 pp.
- Stokoe K.H. II, Nazarian S., 1985. Use of Rayleigh wave in liquefaction studies. *Proc. Of the Measurement and Use of shear wave velocity for evaluating dynamic soil properties, ASCE, N.Y.*, 1-17
- Strobbia C., 2003. Surface Wave Method: Acquisition, Processing and Inversion. *PhD dissertation, Politecnico di Torino*.
- Stumpel, H., Kahler, S., Meissner, R., and Milkereit, B., 1984, The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophys. Prosp.*, 32, pp. 662-675.
- Takahashi Toru, 2004. Suggested methods for land geophysics in rock engineering. *Internat. Journ. Of Rock Mech. And Min. Sci.*, 41, pp. 885,914.
- Tatham, R. H., M.D. McCormack 1991. Multicomponent seismology in petroleum exploration. *Investigations in Geophysics 6: Soc. Expl. Geophys.*
- Tezuka, K., Cheng, C. H. and Tang, X. M., 1997, Modeling of low-frequency Stoneley-wave propagation in an irregular borehole. *Geophysics, Soc. of Expl. Geophys.*, 62, pp. 1047-1058.
- Tezuka, K. and Takahashi, A., 1993, Discrepancies between sonic log and VSP velocities in volcanic rocks. *63rd Ann. Internat. Mtg.: Soc. of Expl. Geophys.*, pp. 715-718.
- Thomsen, L. 1988. Reflection seismology over azimuthally anisotropic media. *Geophysics*, 53, pp. 304-313.

- Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Y., 1977. Solutions of Ill-Posed Problems, *V.H. Winston and Sons*.
- Tokimatsu K., Tamura S, Kojima H., 1992a. Effects of multiple mode on Rayleigh wave dispersion characteristics. *Journal of Geotechnical Engineering, American Society of Civil Engineering, 118 (10)*, pp. 1529-1543.
- Tokimatsu K., Shinzawa K., Kuwayama S., 1992b. Use of short period microtremors for Vs profiling. *Journal of Geotechnical Engineering, 118 (10)*, pp. 1544-1558.
- Tsokas, G. N., Papazachos, C. B., Vafidis, A., Loukoyiannakis, M. Z., Vargemezis, G. and Tzimeas, K., 1995, The detection of monumental tombs buried in Tumuli by seismic refraction: *Geophysics.*, 60, pp.1735-1742.
- Tweeton D.R., 1988. A tomographic computer program with constraints to improve reconstructions for monitoring in situ mining leachate. *U.S. Bureau of Mines RI N.9411, 70 pp.*
- Villegas-Garcia C.J., West G.F., 1983. Recognition of electromagnetic overburden anomalies with horizontal loop electromagnetic survey data. *Geophysics, 48*, pp. 42-51.
- Watanabe T., K. Sassa 1996. Seismic Attenuation Tomography and its Application to Rock Mass Evaluation. *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geomech. Vol. 33, No. 5*, pp. 467-477.
- Waters, K. H. 1987. Reflection seismology -- A tool for energy resources exploration. *3rd ed., John Wiley and Sons*.
- White, D. J., 1989, Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophy. J.*, 97, pp. 223-245.
- Widess M.B., 1973. How thin is a thin bed?. *Geophysics, 38*, pp. 1176-1180.
- Wielandt E., 1987. On the validity of ray approximation for interpreting delay times. *Seismic Tomography, ed. By G. Nolet, Reidel*, pp. 85-98.
- Worthington M.H., 1984. An introduction to geophysical tomography. *First Break, 2*, pp. 20-26.
- Yilmaz, O. 1987. Seismic data processing. Doherty S. M., Ed., *Investigation in Geophysics, no. 2, Soc. of Expl. Geophys.*
- Zhang, J., Toksöz, M.N., 1996, Nonlinear refraction travelttime tomography, *60th Ann. Internat. Mtg: Soc. of Expl. Geophys.*, pp.2011-2014.
- Ziolkowski, A., W.E. Lerwill 1979. A simple approach to high resolution seismic profiling for coal. *Geophys. Prosp.*, 27, pp. 360-393.
- Zwicky D., Rix G.J., 1999. Frequency wavenumber analysis of passive surface waves. *Proc. Symp. On the Appl. Of Geophysics to Environ. And Eng. Problems, Oakland*, pp.75-84.