

Boletín de la

**ASOCIACION MEXICANA DE
GEOFISICOS DE EXPLORACION**

Sumario

Página

- **ALGUNAS APLICACIONES DE LAS ONDAS SISMICAS
DE CORTE EN GEOTECNIA Y EN LA EXPLORACION
DEL SUBSUELO**

1

Adolfo Vázquez Contreras

ASOCIACION MEXICANA DE GEOFISICOS DE EXPLORACION

CONSEJO DIRECTIVO

1991-1992

Presidente	Ing. Jorge Reyes Núñez
Vicepresidente	Ing. Raymundo Aguilera Ibarra
Secretario	Ing. Francisco Rubén Rocha de la Vega
Tesorero	Ing. César Navarro Tafolla
Pro-Tesorero	Ing. Víctor A. Degollado Flores
Editor	Ing. Rodolfo Marín Campos
Coeditor	Ing. Fermín Castilla Ortega
Coordinador Ayuda Mutua	Ing. José G. Viveros Zúñiga
Subcoordinador Ayuda Mutua	Ing. Sergio García del Toro
Coord. Eventos Técnicos	Ing. Jaime Martínez Ramos
	Ing. Jorge Vera Sánchez
Coord. Eventos Sociales	Ing. Carlos López Ramírez
	Ing. Antonio Sandoval Silva

PRESIDENTES DELEGACIONALES

Reynosa	Ing. Gildardo Velasco Vázquez
Tampico	Ing. Everardo Castro Medellín
Poza Rica	Ing. Héctor Hernández Galicia
Coatzacoalcos	Ing. Luis Calzada Tovar
Villahermosa	Ing. Quintín Cárdenas Jammet
Cd. del Carmen	Ing. Jorge Stanford Best
Córdoba	Ing. Fernando López Juárez
Chihuahua	Ing. Enrique de la Rosa Santoscoy
Morelia	Ing. José Francisco Arrellano Guadarrama

VOCALÉS

IMP	Ing. Carlos Villegas Carrasco
IPN	Dr. Ernesto Filio López
UNAM	Dr. René Chávez Segura
EXTERIOR	Ing. Javier Núñez Ariza
JUBILADOS	Ing. Jorge Franco Páez

Para todo asunto relacionado con el Boletín Técnico, como manuscritos, suscripciones, descuentos especiales a bibliotecas públicas o universidades, publicaciones, anuncios, etc., dirigirse a:

M. en C. Rodolfo Marín Campos
Apartado Postal 57-275
06500 México, D.F.
Tel.: 567-82-61

Las aseveraciones y opiniones expresadas en los escritos de este Boletín, son de la exclusiva responsabilidad de los autores.

Boletín de la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración. Boletín Trimestral, editado por la Asociación Mexicana de Geofísicos de Exploración, Apartado Postal 57-275, 06500 México, D.F., Tels.: 545-79-68, 531-63-18 y 254-20-44, Exts.: 22537 y 23519. Solicitada la autorización como correspondencia de segunda clase en la Administración de Correos, D.F. Solicitada la licitud correspondiente a la Dirección de Publicaciones y Revistas Ilustradas de la Secretaría de Educación Pública. Prohibida su reproducción total o parcial sin la autorización de la AMGE.

ALGUNAS APLICACIONES DE LAS ONDAS SISMICAS DE CORTE EN GEOTECNIA Y EN LA EXPLORACION DEL SUBSUELO

*M. en C. Adolfo Vázquez Contreras**

INTRODUCCION

La onda S o secundaria es una onda de cuerpo que se transmite con un movimiento vibratorio transversal a la dirección de propagación de la onda y transmite esfuerzos de corte al medio en que se propaga. La orientación de la oscilación de la onda S puede ser cualquiera (Fig. 1.1) y debe su nombre a que su arribo se registra después del de las ondas compresionales o P.

Las ondas S visibles en sismogramas de temblores cercanos son las siguientes (Payo, 1986):

- Ondas directas a través de la corteza superior (S).
- Ondas que viajan a través de la capa granítica como ondas canales (Sg).
- Ondas refractadas que viajan dentro de la capa basáltica (S*).
- Ondas refractadas debajo de la corteza (Sn).

La figura 1.2 muestra un sismograma típico con algunas de las fases características de un sismo cercano.

En los últimos años, en el ámbito de la simología de exploración se ha podido detectar la llamada onda S* (no confundirla con la anterior) que es una onda causada por la deformación en una interfase (por ejemplo en la superficie terrestre) debida a la incidencia de un frente de onda P fuertemente curvado (Dohr, 1985).

* Departamento de Geofísica de la Comisión Federal de Electricidad.

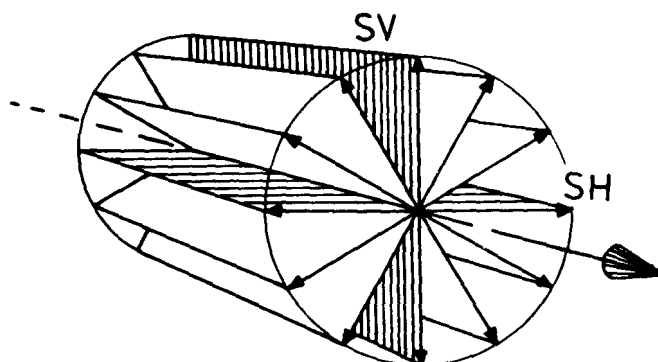


Fig. 1.1. – Polarización de ondas S. Las partículas oscilan perpendicularmente a la dirección de propagación.

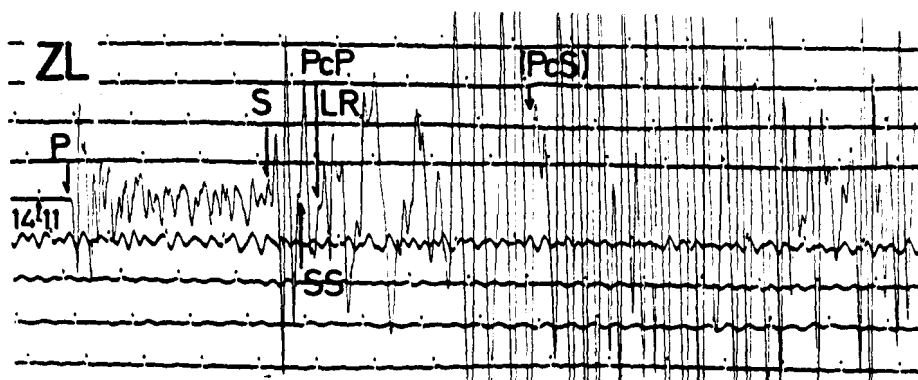


Fig. 1.2. – Sismograma típico de un sismo cercano con algunas fases características.

FUNDAMENTOS TEORICOS

Características de la onda S

En los trabajos de exploración geofísica se toman en cuenta las siguientes diferencias entre ondas P y S para su correcta identificación:

- a. *Tiempos de arribo.* – La velocidad de la onda P es mayor que la de la S, por lo que la onda transversal se presenta como un segundo arribo en

la mayoría de los casos sobrepuesto al espectro de energía u ondas de coda de la onda P.

- b. *Cambio de amplitud.* – Debido a las características propias de las ondas de cuerpo para el mismo medio, la energía de las ondas S se presenta con mayor amplitud que la compresional. La amplitud de la onda S depende del contraste de velocidad, del ángulo de incidencia y de la relación de Poisson.
- c. *Diferencia de frecuencia.* – Una característica normal de la transmisión de las ondas de cuerpo es que la frecuencia de las ondas compresionales es notoriamente mayor que la de las ondas transversales. En general el cociente de frecuencia F_p/F_s varía entre 2 y 3.
- d. *Inversión de polaridad.* – Al inducirse perturbaciones con direcciones contrarias, las ondas transversales se polarizan permitiendo así una mayor precisión en la determinación del tiempo de arribo de esta onda.
- e. *Valor esperado de velocidad.* – Con base a la litología de un área y los valores de velocidad de onda P publicados, es posible establecer rangos esperados de velocidad V_s para el medio.

En el contexto de la sismología para un sismo regional, las fases más características son P_m , P, Pg, Sn, S y Sg que deben aparecer en ese orden. En sismos de trayecto continental, de pequeña magnitud y superficiales la onda Sn es un tren de ondas de algunos ciclos y la Sg es la fase mayor, cuya duración se utiliza para evaluar la magnitud (M_L) del temblor (Payo, 1986).

Generación de ondas S

La fuente generadora de ondas S puede ser artificial o natural, en este último caso interesa el cálculo del mecanismo focal a través del análisis de las ondas S.

Las fuentes artificiales de ondas S se han adaptado continuamente a la historia de la exploración geofísica. Inicialmente, sólo importaba la fuente sísmica como generadora de energía, después se empezó a considerar el patrón de radiación de la fuente. Por otra parte, el impacto ambiental de la fuente debe ser considerado.

- Explosivos como fuente

Por mucho tiempo se consideró a la dinamita como el mejor tipo de fuente. Los primeros registros de ondas S y convertidas se realizaron en los años 30. Heeland's (1953) demostró teóricamente que la presión actuando en la pared de un hoyo cilíndrico en un sólido radia ondas S tan efectivamente como ondas P. En este caso, las ondas S se polarizan en el plano que incluye la dirección de propagación y el eje de la fuente.

- Ondas SH generadas por dinamita

La única forma de evitar ondas convertidas, es utilizar ondas de corte que no tengan componente de desplazamiento perpendicular a la superficie reflejante. La polarización, por lo tanto, se confina a la superficie reflejante que si es un plano horizontal genera sólo ondas horizontalmente polarizadas o SH.

Resultados experimentales demuestran que la detonación de explosivos cerca del contacto de dos medios de velocidad contrastante generan el mejor cociente de amplitud SH/P y la mayor directividad de la onda SH (Shtivelman, 1978).

- Métodos para generar la onda SH con explosivos.

Fundamentalmente, se emplean tres métodos:

- 1) Detonación en pozos paralelos que cruzan una cavidad con material suelto (Fig. 1a).
- 2) Detonación en trinchera utilizando cordón detonante fijo a las paredes de la trinchera (Fig. 1b).
- 3) Arreglo camouflet de tres pozos; primero se detona una carga central para crear un área de material suelto y a continuación se detonan las cargas externas una después de la otra (Fig. 1c).

En estos tres métodos se producen fuertes ondas P junto con arribos de ondas SH. Como ambos tiros producen ondas SH de polaridad opuesta, los arribos de S pueden identificarse claramente por comparación. Al restar ambos sismogramas, las amplitudes de la onda SH se suman, mientras que el arribo de la onda P se reduce o elimina (método $+/-Y$).

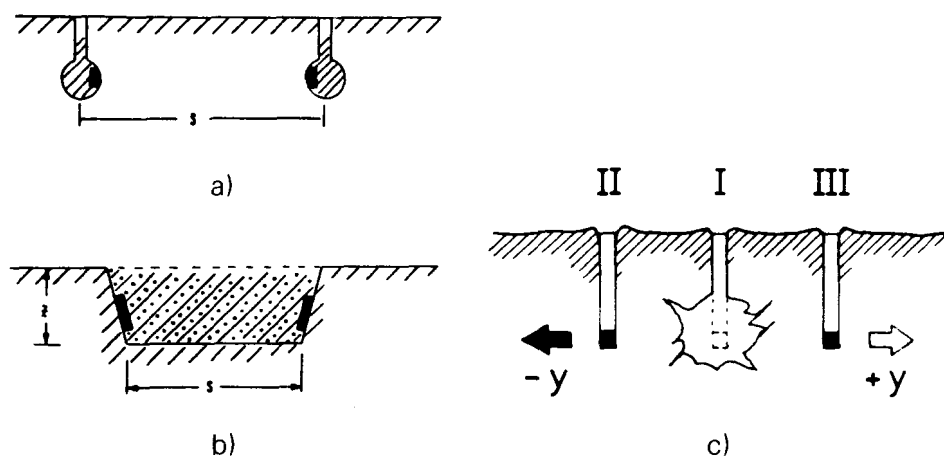


Fig. 1.- Métodos para generar ondas SH.

Para medir la eficiencia de una fuente generadora de ondas S se define un cociente D como sigue (Dohr, 1985).

$$D = ((y+) - (y-)) / ((y+) + (y-))$$

$D \rightarrow \infty$ si $y+$, $y-$ son causadas principalmente por la onda S

$D \rightarrow 0$ si $y+$, $y-$ son causadas principalmente por ruido.

- Fuentes no explosivas

Para investigaciones someras las fuentes preferidas son martillos horizontales y equipos hidráulicos y neumáticos. El martillo horizontal está constituido por un peso que en caída libre golpea la base de una placa de metal a intervalos de aproximadamente diez segundos (Fig. 2). El martillo se eleva a una altura de 3 m produciendo una energía potencial de 60,000 joules. El dispositivo se mueve para golpear la placa en sentido contrario. El esfuerzo cortante máximo F que puede transmitirse al suelo está determinado por la fuerza vertical N con que la placa es presionada contra el suelo y el coeficiente de fricción del suelo α , es decir $F \leq \alpha * N$. Para un suelo seco es aproximadamente igual a 0.5 (Dohr, 1985).

La fuente neumática (Fig. 3) está constituida por un cilindro y un pistón accionado por una bomba de alta presión, el cual golpea ambas paradas del

cilindro para generar ondas SH de polaridad opuesta. Para lograr un mejor acoplamiento con el suelo se usa una base dentada en la base del cilindro. La profundidad de investigación que se logra con este dispositivo varía entre 50 a 100 m.

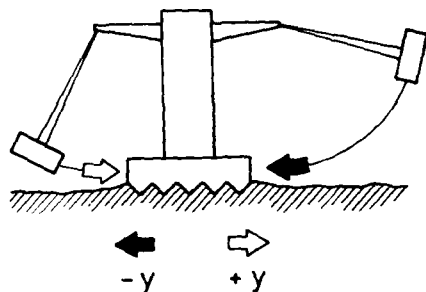


Fig. 2.- Martillo horizontal

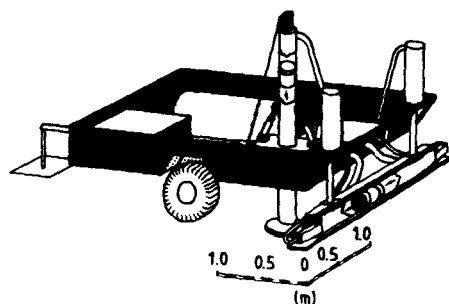


Fig. 3.- Fuente neumática

- Fuentes vibratorias

Los vibradores de onda de corte tienen la ventaja de poder transmitir la energía en el subsuelo con una fuerza relativamente pequeña de manera que se logra un buen acoplamiento durante el barrido de frecuencias. En este caso, la masa de reacción se acelera con respecto a una flecha utilizando dispositivos hidráulicos. La flecha está conectada a una placa que se mueve horizontalmente y que se acopla a la tierra por medio de pirámides de acero invertidas.

En la geotecnia se han utilizado vibradores que oscilan verticalmente con un movimiento armónico simple, generando así ondas Rayleigh (Fig. 4), las cuales tienen una velocidad cercana a la de las ondas S. Estas ondas se detectan colocando geófonos verticales en la superficie cerca del vibrador. Conociendo la frecuencia n del vibrador y la longitud de onda a partir del registro sísmico, se obtiene la velocidad con la relación: $V_r = n * \lambda$. De esta forma, se han obtenido perfiles continuos de velocidad V_s y módulo de corte contra profundidad (Abbis, 1981).

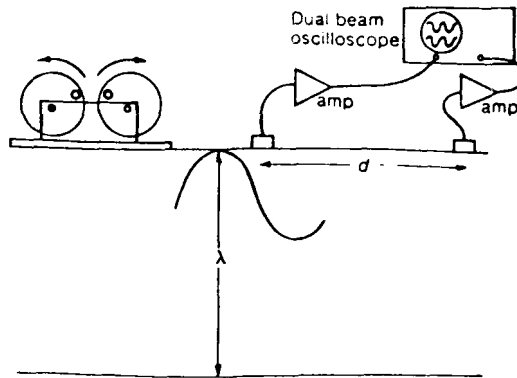


Fig. 4. – Generador de onda Rayleigh

- Reflexión y transmisión de ondas S planas

En presencia de una frontera entre dos medios, la incidencia de una onda sísmica genera ondas reflejadas y transmitidas además de ondas convertidas.

Las condiciones cinemáticas de frontera son la continuidad de las tres componentes de desplazamiento a través de la frontera que separa dos medios sólidos o un sólido y un fluido viscoso.

Las condiciones dinámicas implican la continuidad de la tracción a través de la interfase, ya que la tracción es un vector, éste parece dar tres condiciones de frontera a través de la interfase, sin embargo, una o dos de estas condiciones puede satisfacerse trivialmente, ya que una onda plana no necesariamente excita las tres componentes de la tracción.

- Reflexión y transmisión de ondas planas P y SV

Las ondas P y SV están acopladas, esto es la incidencia de una onda P genera dos ondas P (reflejada y transmitida) y dos ondas SV (reflejada y transmitida).

Usando la notación de Aki y Richards (1980), el coeficiente de reflexión o transmisión de la nueva onda generada por la incidencia en una interfase se denota por dos letras; la primera, corresponde al tipo de onda incidente y la segunda al tipo de onda generada. La dirección de incidencia y

reflexión o refracción se indica por acentos. El coeficiente de reflexión de una onda P es así $\acute{P}\acute{P}$ o $\acute{P}\acute{P}$; de una onda convertida S es PS y de una onda S refractada $\acute{S}\acute{S}$.

La incidencia de una onda P o SV en la superficie libre (Fig 5) genera cuatro coeficientes de reflexión $\acute{P}\acute{P}$ $\acute{P}\acute{S}$, $\acute{S}\acute{S}$ y $\acute{S}\acute{P}$. Con todos los posibles coeficientes de reflexión o transmisión se constituye una matriz de dispersión, que en este caso es:

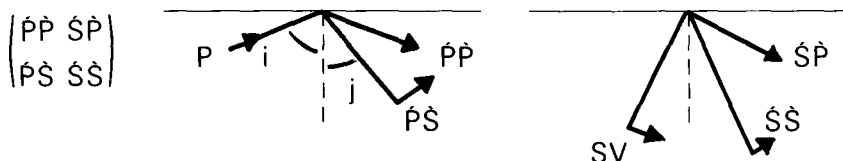


Fig. 5. – Notación para la incidencia de una onda P o SV

$$\acute{P}\acute{P} = \frac{-\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}$$

$$PS = \frac{4 \frac{\alpha}{\beta} p \frac{\cos i}{\alpha} \left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)}{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}$$

$$SP = \frac{4 \frac{\beta}{\alpha} p \frac{\cos j}{\beta} \left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)}{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}$$

$$SS = \frac{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 - 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}{\left(\frac{1}{\beta^2} - 2p^2\right)^2 + 4p^2 \frac{\cos i}{\alpha} \frac{\cos j}{\beta}}$$

donde P = parámetro de rayo = $\sin \frac{1}{\alpha} = \text{senj}/\beta$, $\alpha = V_p$, $\beta = V_s$.

El caso de la reflexión y transmisión de ondas P o SV en una interfase sólido-sólido (Fig. 6) requiere para su descripción completa de 16 coeficientes. La matriz de dispersión es:

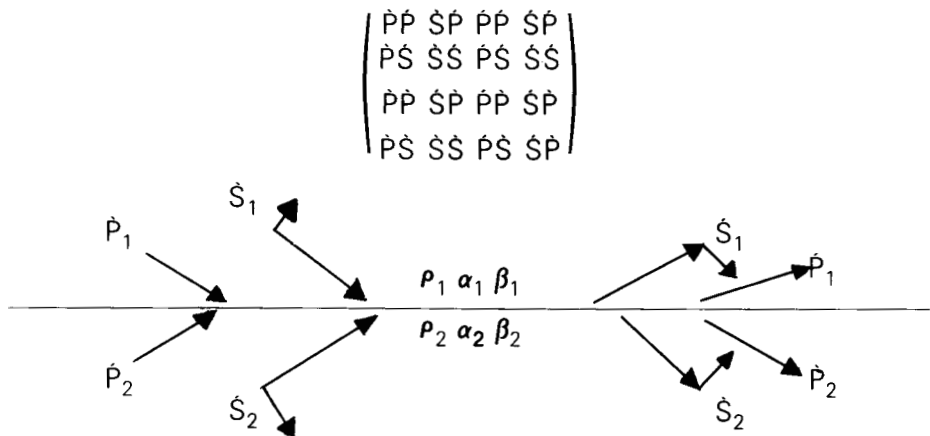


Fig. 6.—Notación para el sistema de ondas P y SV incidentes, reflejadas y refractadas. Las flechas cortas indican la dirección del movimiento de la partícula y, las largas, la de propagación (Aki, 1980).

Los coeficientes de reflexión y transmisión que involucran ondas SV son los siguientes:

$$\dot{P}\dot{S} = -2 \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \left(a b + c d \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) \rho \alpha_1 / (\beta_1 D)$$

$$\dot{P}\dot{S} = 2 \rho_1 \frac{\cos i_1}{\alpha_1} H \rho \alpha_1 / (\beta_2 D)$$

$$\dot{S}\dot{P} = -2 \frac{\cos j_1}{\beta_1} \left(a b + c d \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) \rho \beta_1 / (\alpha_1 D)$$

$$\dot{S}\dot{S} = - \left[\left(b \frac{\cos j_1}{\beta_1} - c \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) E - \left(a + d \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \frac{\cos j_1}{\beta_1} \right) G \rho^2 \right] / D$$

$$\dot{S}\dot{P} = -2 \rho_1 \frac{\cos j_1}{\beta_1} G \rho \beta_1 / (\alpha_2 D)$$

$$\dot{S}\dot{S} = 2 \rho_1 \frac{\cos j_1}{\beta_1} E \beta_1 / (\beta_2 D)$$

$$\dot{P}\dot{S} = -2\rho_2 \frac{\cos i_2}{\alpha_2} G p \alpha^2/(\beta_1 D)$$

$$\dot{P}\dot{S} = 2 \cos \frac{j_2}{\alpha_2} \left(a c + b d \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_1}{\beta_1} \right) p \alpha_2/(\beta_2 D)$$

$$\dot{S}\dot{P} = 2\rho_2 \frac{\cos j_2}{\beta_2} H p \beta_2/(\alpha_1 D)$$

$$\dot{S}\dot{S} = 2\rho_2 \frac{\cos j_2}{\beta_2} E \beta_2/(\beta_1 D)$$

$$\dot{S}\dot{P} = 2 \frac{\cos j_2}{\beta_2} \left(a c + b d \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_1}{\beta_1} \right) p \beta_2/(\alpha_2 D)$$

$$\dot{S}\dot{S} = \left[\left(b \frac{\cos j_1}{\beta_1} - c \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) E + \left(a + d \frac{\cos i_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \right) H p^2 \right] / D$$

con:

$$a = \rho_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) - \rho_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) \quad b = \rho_2 (1 - 2\beta_2^2 p^2) + 2\rho_1 \beta_1^2 p^2$$

$$c = \rho_1 (1 - 2\beta_1^2 p^2) + 2\rho_2 \beta_2^2 p^2 \quad d = 2(\rho_2 \beta_2^2 - \rho_1 \beta_1^2)$$

$$E = b \frac{\cos j_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \quad F = b \frac{\cos j_1}{\beta_1} + c \frac{\cos j_2}{\beta_2}$$

$$G = a - d \frac{\cos j_1}{\alpha_1} \frac{\cos j_2}{\beta_2} \quad H = a - d \frac{\cos i_2}{\alpha_2} \times \frac{\cos j_1}{\beta_1}$$

$$D = E F + G H p^2$$

- Reflexión y transmisión de ondas SH

Las componentes de esfuerzos τ_{zx} y τ_{zz} no son excitadas por los desplazamientos, debidos a la onda SH. La única condición de frontera no trivial es la continuidad de τ_{yz} en $x=0$. La componente y de desplazamiento es continua y a partir de la tracción de la onda SH.

$$(\tau_{zx}, \tau_{yz}, \tau_{zz}) = (0, \mu \frac{\partial v}{\partial z}, 0)$$

se encuentra que los elementos de la matriz de dispersión son:

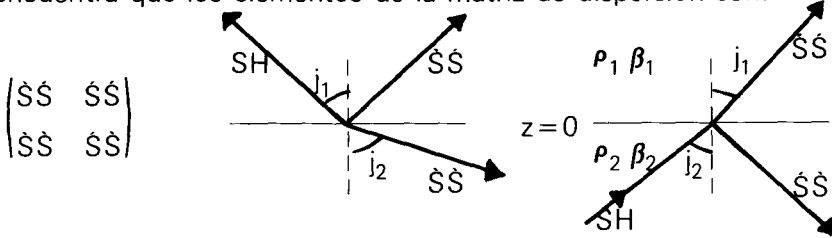


Fig. 7.- Notación para la reflexión y transmisión de ondas SH.

$$\dot{S}\dot{S} = \frac{\rho_1 \beta_1 \cos j_1 - \rho_2 \beta_2 \cos j_2}{\Delta}$$

$$\dot{S}\dot{S} = \frac{2 \rho_2 \beta_2 \cos j_2}{\Delta}$$

$$\dot{S}\dot{S} = \frac{2 \rho_1 \beta_1 \cos j_1}{\Delta}$$

$$\dot{S}\dot{S} = - \dot{S}\dot{S}$$

$$\text{con } \Delta = \rho_1 \beta_1 \cos j_1 + \rho_2 \beta_2 \cos j_2$$

- Independencia de la frecuencia de los coeficientes de reflexión y transmisión para ondas planas.

En las fórmulas para los coeficientes de reflexión y transmisión de la onda SH parece no existir ninguna dependencia con la frecuencia de la onda. Sin embargo, puede existir una dependencia de la frecuencia (involucrando cambios de fase dependientes del signo) en los coeficientes.

Sin embargo, los coeficientes son independientes de la frecuencia cuando los ángulos de incidencia son todos reales; en este caso:

$$\frac{1}{p} = \frac{V_p}{\sin i} > V_p \text{ o } V_s \text{ y los coeficientes de reflexión y transmisión son}$$

reales. La independencia de la frecuencia significa que las ondas que dejan el contacto deben tener la misma forma, pero con diferente amplitud que la onda incidente. Esto no se cumple, en general, si el contacto no es plano o si las ondas no son planas (Aki y Richard, 1980).

Para mostrar la partición de la energía de las ondas P y S con el ángulo de incidencia se requieren muchas curvas, ya que depende de los siguientes factores: tipo de onda incidente P, SV o SH, cociente de velocidades P, cociente de densidades y velocidades S o relación de Poisson para cada medio. (Sherif, *et al*, 1978). La figura 8a muestra la participación de energía para una onda P incidente con los siguientes parámetros: $V_p/V_{p1} = 0.5$, $\rho_2/\rho_1 = 0.8$ y coeficientes de Poisson $\sigma_1 = 0.3$ y $\sigma_2 = 0.25$. Puede observarse que para pequeños ángulos de incidencia la energía de la onda S es prácticamente nula; sin embargo, para ángulos de incidencia intermedios, la onda S convertida reflejada lleva más energía que la P.

La figura 8b muestra el caso en que $V_{p2}/V_{p1} = 2.0$ $\rho_2/\rho_1 = 0.5$, $\sigma_1 = 0.30$ y $\sigma_2 = 0.25$ ($Z_1 = Z_2 = \rho_1 V_{p1} = \rho_2 V_{p2}$). Puede observarse que la energía de la onda S se incrementa con el ángulo de incidencia y cerca del ángulo crítico para ondas P, tanto la energía de las ondas P como de las S se incrementa notablemente. Este incremento en el coeficiente de reflexión se le denomina reflexión de ángulo amplio o supercrítica.

El coeficiente de reflexión para ondas SH incidentes muestra interesantes propiedades para la interpretación, ya que para cierto ángulo de incidencia la amplitud se hace nula y hay un cambio de fase de 180° . En la proximidad del ángulo crítico el coeficiente de reflexión se incrementa notablemente y mantiene su valor máximo para ángulos de incidencia mayores que el crítico (Edelman *et al*, 1983). La figura 9 muestra el coeficiente de reflexión para un modelo geológico con $V_{s1} = 250$ m/s y $V_{s2} = 490$ m/s (Vázquez, 1986).

El ángulo en el cual el coeficiente de reflexión SH se hace cero y ocurre un cambio de fase de 180° es:

$$\varphi_s = \tan^{-1} (\tan \varphi_c \sqrt{1 - (Z_1/Z_2)^2})$$

con φ_c = Angulo crítico

$$Z = \text{Impedancia acústica } Z_1 = \rho_1 V_1 \quad Z_2 = \rho_2 V_2$$

Un cambio de fase de 90° de 0 a $-\pi/2$ ocurre para el ángulo de incidencia:

$$\varphi_H = \tan^{-1} (\tan \varphi_c \sqrt{1 + (Z_1/Z_2)^2})$$

RP = onda P reflejada

TP = onda P transmitida

RS = onda S reflejada

TS = onda S transmitida

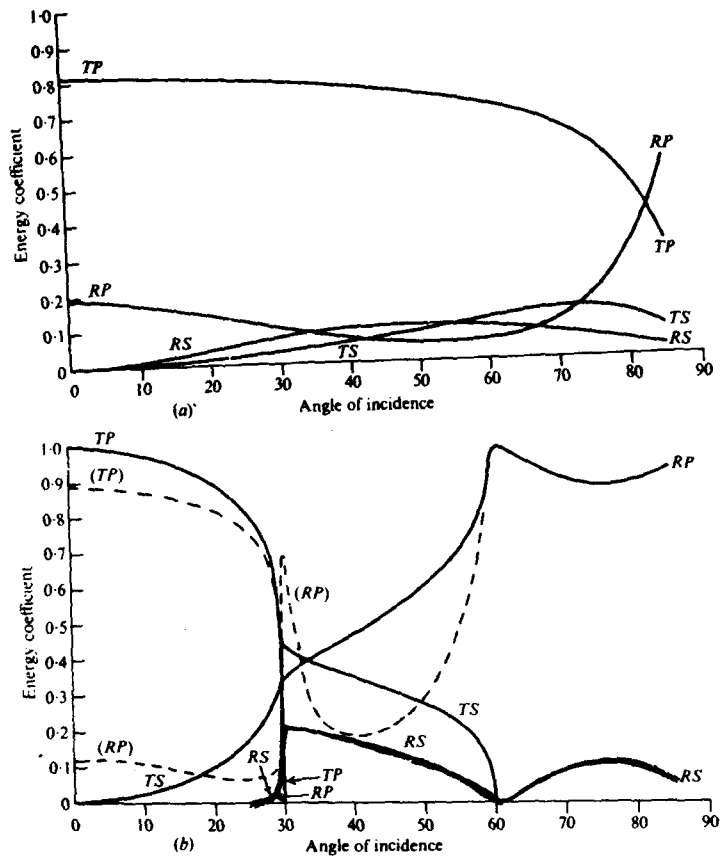
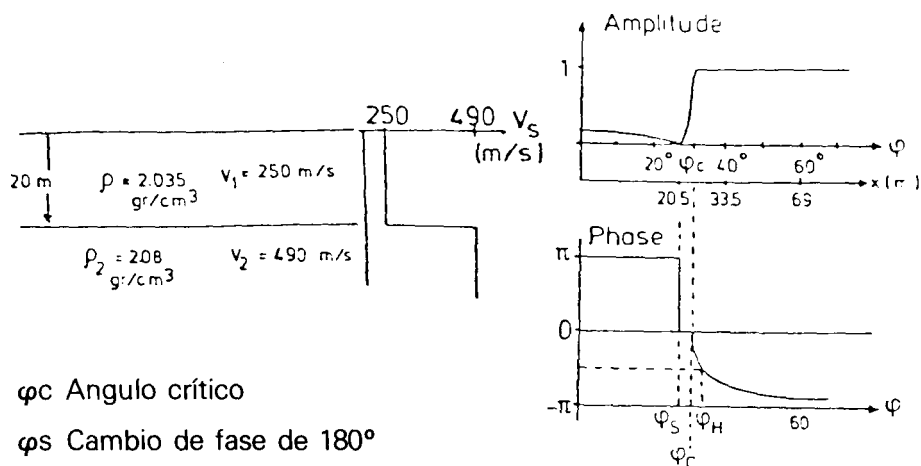


Fig. 8.- Partición de energía para una onda P incidente.



ϕ_c Angulo crítico

ϕ_s Cambio de fase de 180°

ϕ_H Cambio de fase de $-\pi/2$

Fig. 9. – Amplitud teórica y fase del coeficiente de reflexión SH para un modelo geológico.

• Polarización de ondas S

Las ondas S pueden polarizarse en cualquier dirección en planos perpendiculares a la dirección de propagación. La polarización de las ondas S se describe implícitamente al clasificarlas como ondas SH y SV. Esta división es válida en el caso de un medio isótropo homogéneo o un medio transversalmente isótropo con eje vertical.

Para observar el movimiento de partícula generado por la propagación de las ondas sísmicas, se grafican diagramas de polarización que son tres secciones mutuamente ortogonales de los desplazamientos de partícula en un plano horizontal y dos verticales. En un medio isótropo, tales diagramas son una línea recta y se dice que la onda está linealmente polarizada. Para un medio transversalmente isótropo ($V_{sH} \neq V_{sV}$) la polarización en un plano vertical es una elipse (Fig. 10).

El ángulo de polarización se define de la siguiente manera:

$$\phi = \tan^{-1} \left(\frac{U_{SH}}{U_{SV}} \right) \text{ donde } U_{sH} \text{ y } U_{sV} \text{ son las componentes de desplazamiento de la onda S.}$$

En el caso de la onda S transmitida, se tiene (Douma y Helbig, 1987):

$$\phi = \tan^{-1} \left[\frac{S_1 |\dot{S}_H \dot{S}_H|}{S_2 |\dot{S}_V \dot{S}_V|} \right]$$

con S_1 amplitud de la onda S_H transmitida

S_2 amplitud de la onda S_V transmitida

$\dot{S}_H \dot{S}_H$ = Coeficiente de transmisión de la onda SH

$\dot{S}_V \dot{S}_V$ = Coeficiente de transmisión para la onda SV

La elipse de polarización está descrita por la ecuación (Ward y Smith, 1974):

$$\frac{U_{S_H}^2}{S_1^2 |\dot{S}_H \dot{S}_H|^2} + \frac{U_{S_V}}{S_2^2 |\dot{S}_V \dot{S}_V|^2} - 2 \frac{U_{S_H} U_{S_V} \cos \Theta}{S_1 S_2 |\dot{S}_H \dot{S}_H| |\dot{S}_V \dot{S}_V|} = \sin^2 \Theta$$

con Θ = diferencia de fase entre ondas SH y SV.

La elipticidad ϵ está dada por $\epsilon = H_2/H_1$.

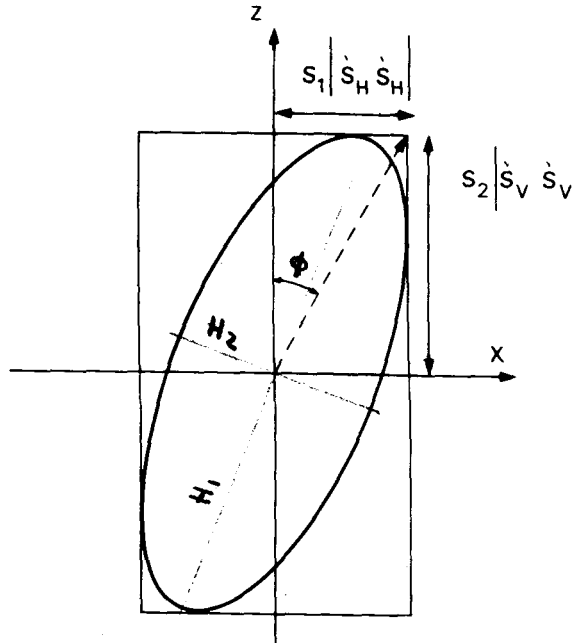


Fig. 10.- Desplazamiento de una onda S elípticamente polarizada. Los desplazamientos, SH y SV son a lo largo de los ejes X y Z, respectivamente.

APLICACIONES GEOTECNICAS

En las áreas de la geotecnia y la ingeniería sísmica es de interés el conocimiento de las dimensiones y propiedades ingenieriles de los materiales superficiales, fundamentalmente con objetivos de cimentación de obras civiles. Actualmente, se tiene gran interés en la medición y uso de las velocidades de ondas de corte en adición a las compresionales. Esto se debe a varias razones:

- 1). La velocidad de corte V_s proporciona información de la resistencia al corte del material.
- 2). La velocidad V_s se utiliza para predecir el comportamiento dinámico de estructuras ante sismos.
- 3). La velocidad V_s está más relacionada a características del suelo, tales como granulometría, pruebas de penetración estándar y de compresión no confinada (resistencia al corte, compresión simple, etc.).
- 4). Es posible, en algunos casos, medir el amortiguamiento de las ondas S y relacionarlo con el de las ondas superficiales, lo cual es importante en el cálculo de espectros de respuesta ante sismos y vibraciones.

Generalmente, las mediciones de velocidad de onda S se realizan utilizando como fuente un martillo que golpea lateralmente una placa de metal o madera anclada al suelo. Los detectores pueden localizarse en superficie constituyendo un tendido corto de refracción. Sin embargo, en muchos casos la detección de las ondas S no es obvia debido a la interferencia de los primeros arribos de las ondas P directas y refractadas. Para reducir estos problemas, se realizan mediciones en pozo con un arreglo de geófonos triaxiales y fuente de ondas S en la superficie (arreglo "down-hole").

La prueba del penetrómetro se utiliza en geotecnia para caracterizar las propiedades mecánicas del suelo. Se ha demostrado que el valor N que caracteriza la resistencia a la penetración de un martillo cilíndrico (que pesa 63.5 kg y se deja caer libremente desde una altura de 75 cm) está relacionado con la velocidad de corte. El valor N está definido como el número de golpes de martillo requerido para penetrar 30 cm en una formación.

De acuerdo a Imai (1976), la velocidad de onda S se incrementa con el valor creciente N para suelos arcillosos y arenosos de acuerdo a la siguiente expresión:

$$V_s = 89.8 \times N$$

con V_s en m/s y N adimensional el valor N varía aproximadamente de 1 a 200.

Determinación de módulos elásticos

Los módulos elásticos caracterizan las propiedades mecánicas de los materiales. Una forma de determinarlos es mediante la pendiente de la curva esfuerzo-deformación; los módulos obtenidos de esta forma se les denomina estáticos, debido a que los esfuerzos en el interior del material se analizan mediante modelos estáticos. Otra forma de determinar los módulos elásticos es a través de las velocidades de propagación de las ondas P y S y la densidad del material por medio de las siguientes relaciones:

Relación de Poisson	$\sigma = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2 (V_p/V_s)^2 - 2}$	adimensional
---------------------	--	--------------

Módulo de corte	$G = \rho V_s^2$	kg/cm ²
-----------------	------------------	--------------------

Módulo de Young	$E = 2G (1 + \sigma)$	kg/cm ²
-----------------	-----------------------	--------------------

Módulo de Bulk	$K = \frac{1}{3} \frac{E}{(1 - 2\sigma)}$	kg/cm ²
----------------	---	--------------------

Aunque estas expresiones se han deducido para medios homogéneos e isotrópicos, pueden aplicarse a cualquier tipo de muestra o macizo rocoso realizando varias mediciones a diferente escala y con diferentes direcciones para considerar, tanto la anisotropía del medio como su heterogeneidad.

Estos módulos se denominan dinámicos, debido al movimiento vibratorio que produce la propagación de las ondas sísmicas. Los valores así ob-

tenidos no siempre son utilizados directamente para el diseño de estructuras y cimentaciones, debido a que difieren de los módulos estáticos calculados con base en pruebas de laboratorio.

Para la obtención de un módulo de diseño de una obra de infraestructura, es necesario determinar las relaciones entre los módulos dinámicos y estáticos, tanto en muestras de roca intacta como de macizo rocoso. Aunque, en general, los módulos dinámicos son mayores que los estáticos puede suceder que el módulo dinámico de Young de macizo sea menor que el estático de una muestra de roca debido a que el macizo involucra fracturamiento. El cociente E_d/E_s (donde E_d = Módulo de Young dinámico y E_s = Módulo de Young estático) puede variar entre 1.5 y 13 (Roussel, 1968); esta situación se debe sobre todo a que en las pruebas estáticas se utilizan presiones de 100 a 250 bars, mientras que en los ensayos dinámicos éstas son prácticamente nulas. Por otra parte, la duración de las pruebas estáticas son de minutos a horas mientras que para las pruebas dinámicas son de milisegundos.

Las relaciones de Schneider (1967) permiten establecer una relación empírica entre el cociente K de módulo dinámico a estático y la longitud de onda de la onda transversal. En estas mediciones, el módulo estático se calculó para ensayos de gato plano *in situ* (Jaeger, 1979) a presiones entre 100 y 200 bars en diferentes sitios de presas en el mundo. La figura 1a muestra la correlación de Schneider entre K y la longitud de onda λ en metros mientras que la Fig. 1b relaciona la frecuencia de la onda transversal en Hz con el módulo estático de gato plano en kg/cm^2 . Ambas gráficas reúnen datos de sitios de presas en distintas partes del mundo y datos de las presas mexicanas de La Angostura (letras A) y Bacurato (letras B) aportadas por Benhumea (comunicación personal, 1984), quien, asimismo, ha propuesto el ajuste mostrado en la segunda figura. Como puede observarse los valores A y B se ajustan bastante bien a la curva $k-\lambda$ de Schneider (Fig. 1a). Por otro lado, parece más lógico suponer una relación de tipo exponencial para la relación E_s-f que una línea que como la de Schneider no permite la estimación del módulo estático para frecuencias menores a 150 Hz.

Determinación de parámetros inelásticos

Los parámetros que describen el comportamiento inelástico de un suelo o roca, son el amortiguamiento ξ y el factor de calidad sísmica Q .

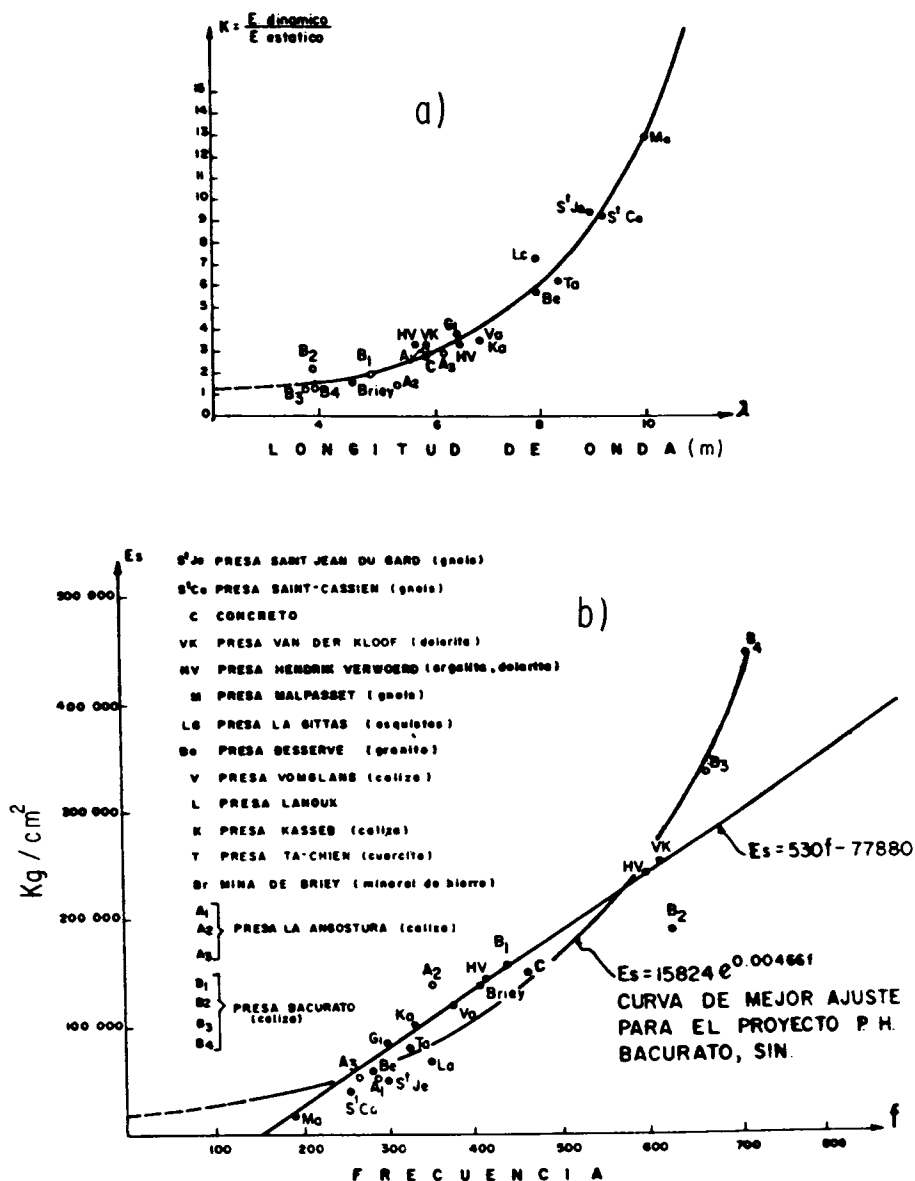


Fig. 1.- Correlaciones experimentales entre parámetros estáticos y dinámicos de módulos elásticos.

El amortiguamiento es de importancia en el cálculo de la respuesta dinámica de estructuras antesismos, pues el amortiguamiento de una estructura está relacionado con el amortiguamiento del suelo a través de la interacción suelo- estructura. Para una excitación senoidal, el amortiguamiento se define por la siguiente expresión (Fig. 2):

$$\xi = \frac{1}{2\pi} \ln \frac{X_i}{X_{i+1}}$$

donde X_i e X_{i+1} son amplitudes consecutivas o

$$\xi = \frac{1}{2\pi n} \ln \frac{X_o}{X_n}$$

con X_o = amplitud inicial y X_n = amplitud en el ciclo n

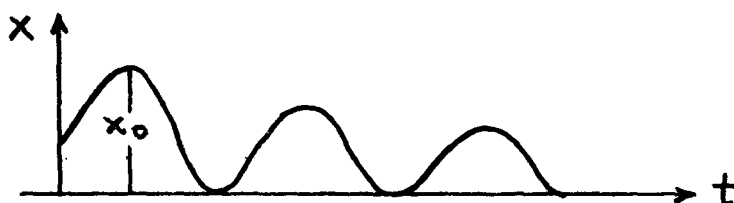


Fig. 2.- Amortiguamiento de una onda senoidal

El amortiguamiento, tradicionalmente se ha medido en laboratorio en pruebas de columna resonante, utilizando una columna cilíndrica de suelo que se vibra a pequeñas amplitudes, ya sea torsionalmente o longitudinalmente variando la frecuencia hasta que la resonancia ocurre. Las ondas de corte sufren, en general, un amortiguamiento más enérgico que el de las ondas compresionales y se ha observado que las altas frecuencias se amortiguan más rápidamente que las bajas frecuencias (Wood, 1978). Por otro lado, el valor del amortiguamiento también depende del nivel de deformación (Seed e Idriss, 1970).

Actualmente, existen muy poca información publicada sobre valores de amortiguamiento de ondas S medidos en campo; sin embargo, se han hecho mediciones de amortiguamiento utilizando ondas superficiales en trabajos de demolición por explosivos utilizando la parte final de sismogramas

que mostraban resonancia (Vázquez y Benhumea, 1988), así como en registros de componente horizontal en registros de cross-hole (Benhumea y Vázquez, 1988). En estos estudios, los valores de amortiguamiento para la capa arcillosa superior de la zona de lagos del Valle de México variaron de 4.74 a 10.6%, mientras que en las mediciones de cross-hole para la misma área variaron de 4.46 a 6.33%, observándose que los valores más bajos (4.5 a 6.5%) corresponden a las zonas más blandas (bajas velocidades Vs).

Con frecuencia en registros de refracción cortos utilizando golpes horizontales de martillo sobre una placa y geófonos horizontales, se puede observar claramente el decaimiento de la amplitud de la onda S, permitiendo además del cálculo de velocidades el del amortiguamiento de la capa superficial. La figura 3 muestra uno de estos sismogramas (Anguiano, 1987).

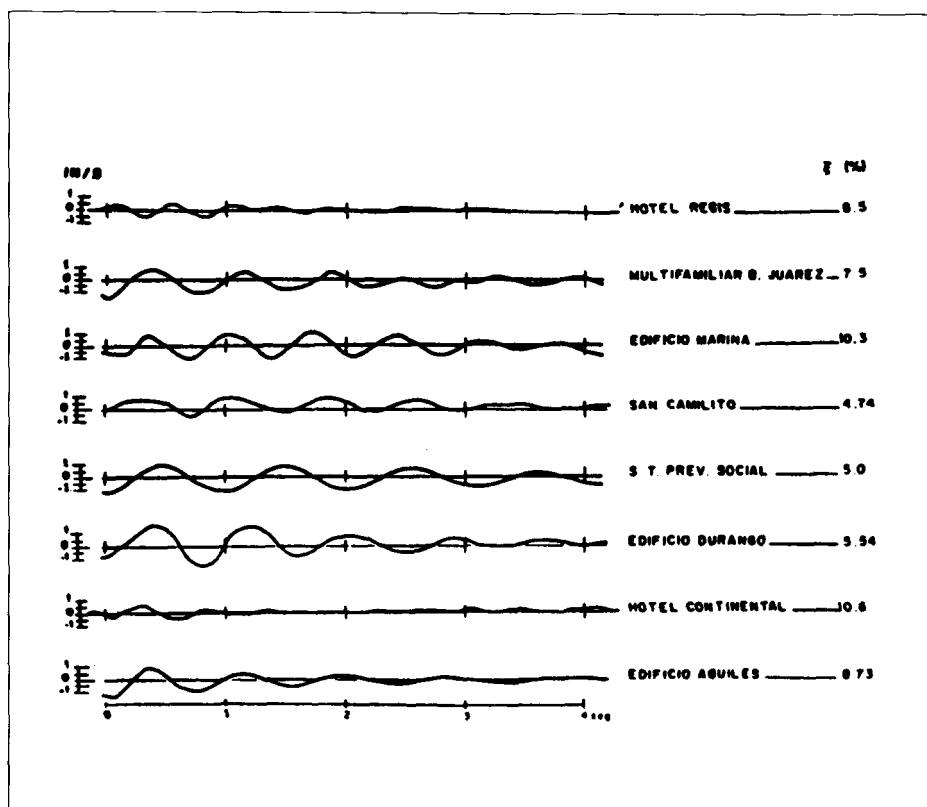


Fig. 3.- Amortiguamiento de ondas superficiales observado en demoliciones con explosivos.

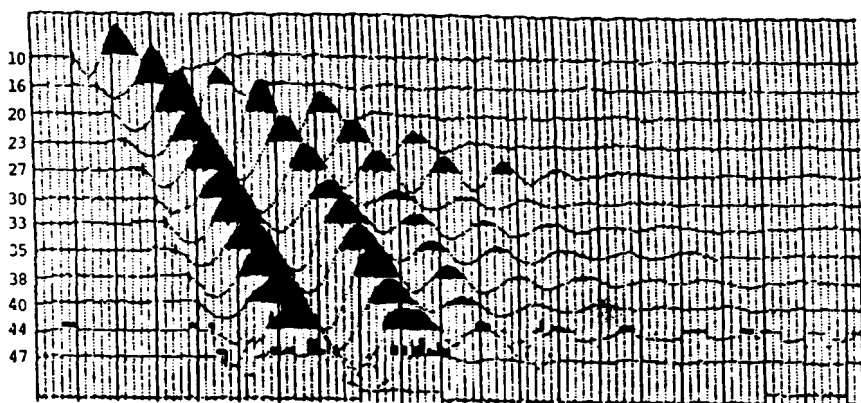


Fig. 4.- Sismograma de refracción con ondas SH.

El factor de calidad sísmica Q y su inverso Q^{-1} llamado atenuación específica se utilizan en la sismología y la exploración sísmica para describir la atenuación inelástica de la energía sísmica con la distancia Q se define por la expresión:

$$Q = 2\pi / (1 - \exp(-2\alpha\lambda))$$

con α = Coeficiente de absorción.

Para valores pequeños de α correspondientes a rocas compactas con $Q > 20$ se llega a la expresión simplificada:

$$Q = \frac{\pi f}{\alpha V}$$

También se define una atenuación específica temporal Q_t relacionada con el factor de amortiguamiento ξ por medio de la relación (Bickel y Natarajan, 1986):

$$Q_t = \frac{w}{2\xi} \text{ con } w = \text{frecuencia angular}$$

Los valores de Q espacial y temporal sólo son iguales para materiales homogéneos e isótropos (Knopoff, 1964).

Existen varios métodos para el cálculo de Q , pero uno de los más utilizados en la práctica es el método de la razón espectral que calcula el valor del Q a partir del coeficiente de absorción comparando los espectros de Fourier de amplitud a dos distancias diferentes para la misma fuente. Normalmente, las mediciones se realizan en pozos utilizando uno para la fuente y dos pozos alineados donde se colocan a la misma profundidad geófonos. Otra variante, es utilizar el registro de suspensión (PS logging), el cual cuenta con dos sensores triaxiales en la misma sonda; en este método se utilizan dos sensores en superficie para normalizar la energía de la fuente vibratoria que es una placa. En este caso, el coeficiente de absorción viene dado por la fórmula (Tonouchi *et al*, 1983):

$$\alpha(f) = \frac{1}{R_2 - R_1} \ln \left(\left(R_1 \frac{B_1(f)}{A_1(f)} \right) / \left(R_2 \frac{B_2(f)}{A_2(f)} \right) \right)$$

donde: $A_1(f)$ y $A_2(f)$ = Espectros de mediciones en superficie
 $B_1(f)$ y $B_2(f)$ = Espectros de mediciones en el subsuelo
 R_1, R_2 = Distancias fuente-detector

Con este método se han obtenido valores de Q_s de 30 en arena fina y de aproximadamente 20 en limo arenoso. Por otro lado, en experimentos de laboratorio se ha observado que para arenas parcialmente saturadas, la absorción de las ondas S es menor que para las ondas P (Meissner y Theilen, 1983) (Fig. 5).

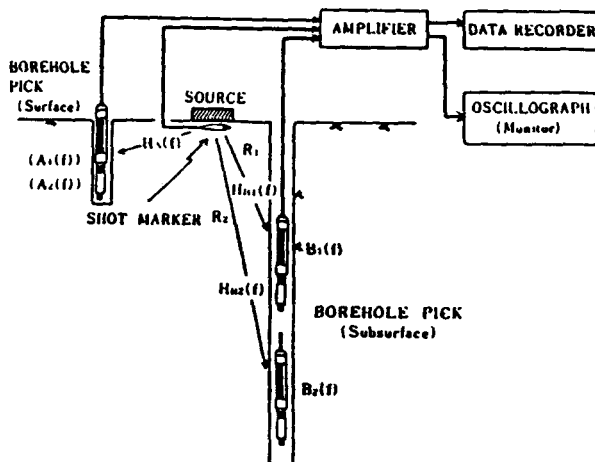


Fig. 5.- Determinación del factor Q con el registro de suspensión (PS logging).

APLICACIONES EN LA EXPLORACION DEL SUBSUELO

Ventajas del empleo de la onda S

En sismología, el estudio de la onda S es importante para conocer el proceso de ruptura de la fuente sísmica y la atenuación. Por otra parte, el análisis de las componentes SH y SV permite estudiar la anisotropía y heterogeneidad del manto.

Aunque el empleo de las ondas S en la exploración casi siempre han sido más difíciles que el de la onda P, debido a las dificultades técnicas para generar ondas, existe información en las ondas S de gran utilidad que justifican su empleo.

Las principales ventajas de la utilización de las ondas S en la interpretación de registros de reflexión pueden resumirse de la siguiente manera:

- Generalmente, una longitud de onda menor, lo que permite detectar capas someras de sólo algunos metros de espesor siempre que exista un contraste suficiente en velocidad. En la exploración con ondas SH se han medido frecuencias de 30 a 70 Hz y longitudes de onda sólo 3 ó 4 m (Suyama *et al*, 1984).
- No existe conversión de ondas SH en medios estratificados horizontales lo que simplifica la interpretación de sismogramas de refracción y reflexión de ondas SH.
- Las ondas SH no se encuentran muy afectadas por el grado de saturación de agua, lo que permite distinguir capas dentro de un acuífero. Así, la onda SH permite una mayor correlación con la litología que la onda P.
- La interferencia entre reflexiones SH subcríticas y ondas Love es generalmente menor que entre ondas P y Rayleigh (para reflectores no someros) debido a que las ondas Love siguen cercanamente los primeros arivos de refracción (Stuempel *et al*, 1984).
- La absorción para ondas S en areniscas parcialmente saturadas es menor que para las ondas P (Meissner Y Theilen, 1983).

- El espectro de bajas velocidades para las ondas S es mucho más amplio que el de las ondas P, permitiendo clasificar materiales suaves y suelos por su velocidad V_s . Por ejemplo, Meyer (1985) midió velocidades de 30 m/s en turbas.
- La comparación de secciones de reflexión P y S permite distinguir los llamados puntos brillantes (anomalías de amplitud) debido al contraste de impedancias en sedimentos saturados de gas de los debidos a cambios meramente litológicos (Neidell, 1985). Un punto brillante debido a un yacimiento de gas no muestra anomalías en una sección de ondas S; en contraste un cambio litológico si tiene efecto en una sección sísmica de ondas S.
- El cociente de velocidades V_p/V_s como apoyo para determinar: a) litología, b) cambios litológicos laterales y c) correlación con porosidad y grado de fracturamiento.
- En casos especiales la reflexión con ondas S ha tenido mayor resolución que con ondas P, tal es el caso de las mediciones llevadas a cabo por la compañía Arco a fines de los 70's en áreas donde afloran rocas de alta velocidad. Esto se debe a que bajo estas condiciones la fuente de ondas S no genera ondas superficiales (Winterstein, 1987, Fix *et al* 1987).
- El coeficiente de reflexión podría ser más grande para ondas S que para ondas P en una sección de areniscas y lutitas alternadas especialmente para sedimentos jóvenes no consolidados (Dohr, 1985). En perfiles sísmicos verticales se ha observado que la onda S es capaz de diferenciar horizontes en estas secuencias, mientras que la onda P es insensible.

Refracción sísmica con ondas S

El método de refracción sísmica con ondas P se ha utilizado tradicionalmente en la exploración geológica somera con fines ingenieriles. Sólo en los últimos años se han hecho estudios de refracción utilizando ondas SH. Sin embargo, hay pocos ejemplos de aplicación satisfactoria de estas ondas con objetivos someros, debido a las dificultades para cumplir con los requerimientos teóricos para la aplicación del método, es decir, que el

subsuelo esté estructurado en capas, de tal forma que la velocidad se incremente con la profundidad. En áreas urbanas, los valores de velocidad de la onda S tienden a ser altos, especialmente donde ha habido un mejoramiento artificial del suelo por pavimentación o relleno, lo que puede impedir la utilización del método si existen capas de baja velocidad (Othoma *et al*, 1983).

En estudios de refracción con ondas SH se aplican impulsos de diferente polaridad que después se apilan para reducir la energía de la onda P y mejorar la relación señal/ruido.

Un aspecto interesante de los sismogramas de refracción de ondas SH es que muestran reflexiones supercríticas de gran amplitud, las cuales pueden interpretarse con diagramas T^2-X^2 . Sin embargo, muchos de estos eventos no son reflexiones primarias, sino múltiples que deben eliminarse. El modelado por trazado de rayos permite distinguir los múltiples y realizar una interpretación geológica adecuada. Estas reflexiones supercríticas son notorias debido a dos causas:

- a) Las reflexiones se atenúan menos con la distancia ($\sim 1/r$) que las refractadas ($\sim 1/r^2$).
- b) Las propiedades del coeficiente de reflexión SH que conserva su valor máximo para ángulos mayores que el crítico.

En ocasiones se presentan en los sismogramas de refracción de ondas SH y P el fenómeno conocido como "shingling" que causa incertidumbre en la localización de los primeros arribos. Este fenómeno consiste en que los primeros arribos sólo muestran continuidad a lo largo de intervalos, desapareciendo completamente a cierta distancia o apareciendo desplazados a tiempos más grandes. A cortas distancias, la principal causa del "shingling" parece ser la atenuación en capas delgadas.

Las figuras 5a y 5b muestran registros de refracción de ondas SH obtenidos en un área de litología constituida por una capa superficial de areniscas sobre depósitos glaciales (Vázquez, 1986).

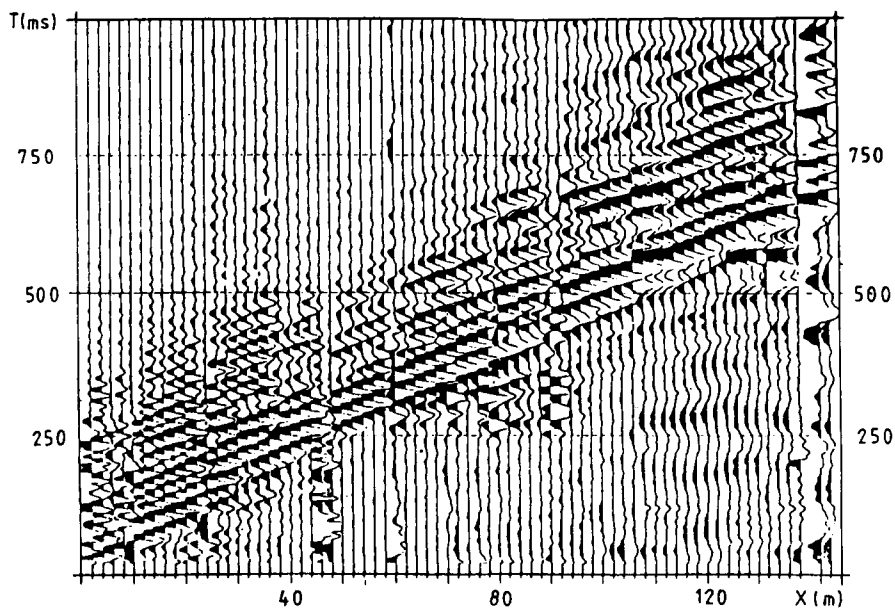


Fig. 5a. – Sismograma de refracción SH. Nótese el efecto de “shingling” en los primeros arribos.

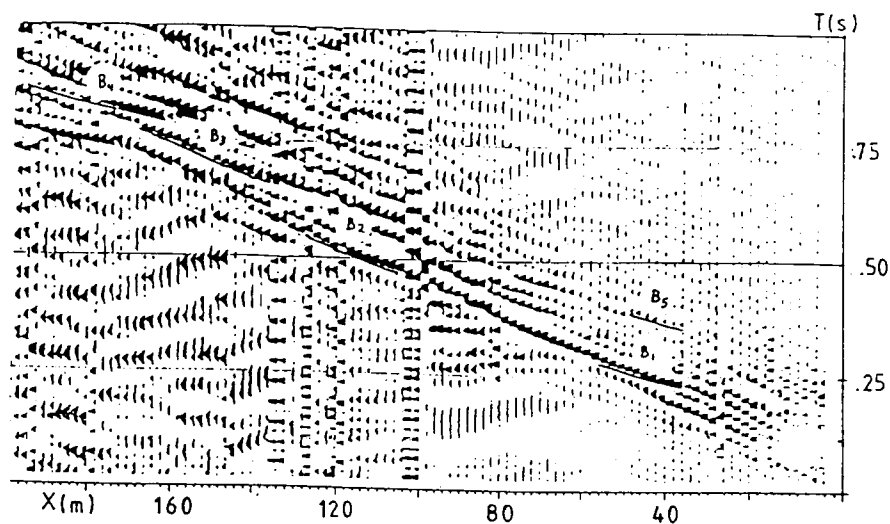


Fig. 5b. – Sismograma de refracción SH. Las reflexiones supercríticas se encuentran indicadas.

Reflexión sísmica

El método de reflexión sísmica con ondas P se ha utilizado tradicionalmente en la exploración de petróleo y gas. En los últimos años, sin embargo, con el desarrollo de los Vibroseis se ha podido utilizar la onda SH en este campo. Aún más reciente es el empleo de la reflexión con ondas SH en la exploración superficial con fines ingenieriles.

Exploración petrolera

Aparte de los dispositivos especiales necesarios para generar ondas S, la interpretación y procesamiento de las mismas requiere de consideraciones especiales al aplicar los pasos tradicionales del procesado sísmico.

Actualmente, en la exploración petrolera se utilizan secciones de reflexión de onda S en conjunto con secciones de onda P para correlacionar horizontes geológicos. En la correlación debe tenerse muy en cuenta la posibilidad de que exista anisotropía de velocidad para las ondas S, ya que ésta puede dar lugar a serios errores en la determinación de profundidades.

Otro problema importante son las grandes correcciones estáticas debidas a las bajas velocidades de la onda S y el relativamente bajo cociente señal/ruido antes del apilamiento. La solución a las correcciones estáticas es el paso más crítico en el procesamiento de los datos de reflexión S (Neidell, 1985).

Durante la generación de ondas SH se generan onda Love, las que junto con otro tipo de ondas convertidas y P que se generan, en contactos no planos, por difracción e inhomogeneidades laterales constituyen ruido que debe eliminarse. Para este propósito se utilizan las siguientes técnicas:

- Filtrado en frecuencia
- Deconvolución
- Filtrado multicanal

Exploración superficial

En el Japón, la reflexión superficial con ondas SH se ha utilizado con éxito para determinar la estructura de suelos blandos hasta profundidades de 60 m (Othomo *et al*, 1983).

El procesamiento de los registros de onda S con objetivos **superficiales** presenta problemas especiales, por lo que los procesos básicos de correcciones estáticas, correcciones dinámicas y apilamiento usuales en la sismica con ondas P deben adaptarse a las características de las ondas S.

Correcciones estáticas

Un problema característico para las mediciones superficiales con ondas SH, es que en muchos casos la zona de interés también pertenece a la zona intemperizada. La velocidad a la cual se encuentra una velocidad SH lateralmente estable pudiera ser muy grande, ya que el nivel freático no tiene un efecto grande en las velocidades SH, un contacto más profundo debe usarse como referencia para las correcciones estáticas (Fig. 6).

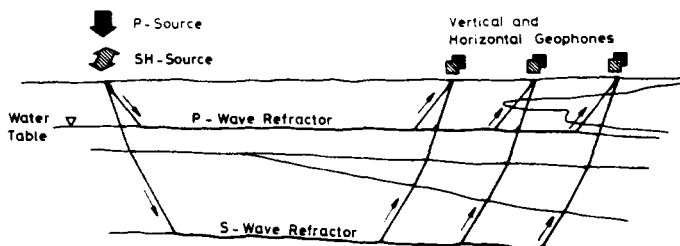


Fig. 6. – Cerca de la superficie las ondas P y S, por lo general, siguen refractores diferentes. Para la onda P el nivel freático es un refractor importante.

Correcciones dinámicas

Las correcciones dinámicas consisten en la determinación de las diferencias entre los tiempos reales de viaje al reflector y los tiempos correspondientes verticales de ida y vuelta para cada traza (tiempos NMO). Las ondas S requieren correcciones dinámicas mucho más grandes que las P; una variación corta en la velocidad produce cambios grandes en los tiempos NMO (Fig. 7).

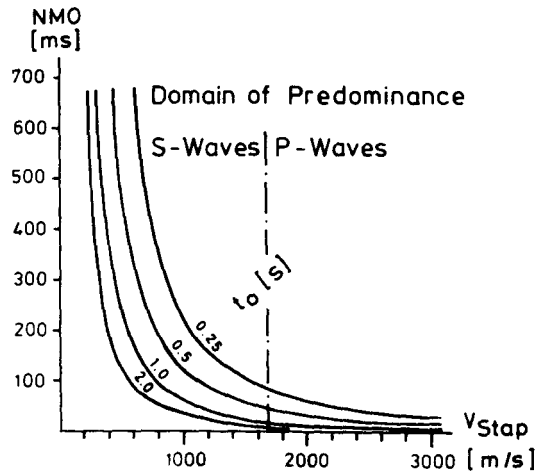


Fig. 7. – Tiempo NMO contra velocidad de apilamiento para diferentes tiempos t_0 y un offset de 350 m (Prakla Seismos, 1985).

Para investigaciones someras, el cociente del offset a la profundidad no es pequeño, por lo tanto, la fórmula aproximada para el NMO que se utiliza normalmente es la siguiente:

$$\text{NMO} = \Delta t = x^2 / 2 t_0 \bar{V}^2,$$

la cual no es suficientemente precisa, en su lugar es aconsejable utilizar la fórmula exacta dada por:

$$\Delta t = (t_0^2 + x^2 / \bar{V}^2)^{1/2} - t_0,$$

donde \bar{V} = velocidad promedio y t_0 = tiempo vertical de viaje.

Se ha comprobado que el uso de la velocidad V_{rms} en lugar de la velocidad promedio V en la fórmula del NMO da resultados que son más cercanos a trayectorias curvas (Al-Sadi, 1973).

- Apilamiento.

Para los estudios de reflexión sísmica somera con ondas SH son tres los problemas principales que dificultan el reforzamiento de la señal sísmica en el proceso de apilamiento.

- a) Inversión de polaridad en la zona crítica. Normalmente, las reflexiones supercríticas son eliminadas en el apilamiento por el proceso de blanqueo con offsets cortos. Sin embargo, para estudios con ondas SH, incluso con offsets normales, se alcanza el ángulo crítico. Por otro lado, es necesario incluir estos eventos en el apilado, pues el coeficiente de reflexión alcanza ahí su valor máximo y la reflexión pudiera no ser visible con offsets cortos.
- b) Cambios grandes en los tiempos de NMO para cambios pequeños de velocidad. Esta situación dificulta encontrar la velocidad óptima de apilamiento, incluso para intervalos cortos de distancia entre los puntos de reflejo común utilizados como control de velocidad.
- c) Alteración del contenido de frecuencia para trazas distantes, debido a la variación del NMO con el tiempo. La sección apilada es de más baja frecuencia que antes de la corrección. La alteración en frecuencia está dada por (Mc Quillin, 1980):

$$\frac{dw}{w} = 1 - \sqrt{1 + \frac{x^2}{t_o^2 V^2}}$$

La figura 8 muestra una sección apilada de ondas SH obtenida sobre areniscas y sedimentos glaciales.

Otro problema de la aplicación exclusiva de la sísmica de reflexión con ondas SH en suelos blandos, especialmente cuando existe una cubierta de alta velocidad es que la distribución de velocidades determinadas por reflexión podría ser sobreestimada. En tal caso, es necesario llevar a cabo un registro de VSP para la correcta evaluación de las velocidades (Suyama *et al*, 1984).

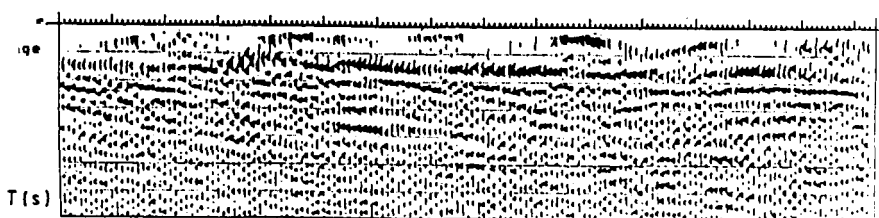


Fig. 8— Sección sísmica de ondas SH en sedimentos glaciales (arenas y tilitas).

Correlación con el tipo de litología, saturación y porosidad

La relación V_p/V_s se ha venido empleando en los últimos años en la exploración geofísica para correlacionar litologías. Sin embargo, la relación física entre este cociente y las condiciones geológicas de un área son complejas y, por lo tanto, lo que es válido en experimentos de laboratorio puede no serlo para las mediciones de campo. Este cociente puede variar de 1.6 a 2.2 para sedimentos consolidados a profundidad. Para sedimentos con una cubierta pequeña de suelo puede incrementarse a 2.8 y para sedimentos sueltos hasta 10 o más (Prakla Seismos, 1985).

La siguiente es una tabla de valores de V_p/V_s para rocas sedimentarias obtenidas en laboratorio (Schöen, 1983):

	V_p (Km/s)	V_p/V_s	Poisson
Arenisca	0.8–5.3	1.7–2.5	.19–.35
Lutitas	2.2–4.9	5.3	0.48
Argilita	0.9–4.7	1.8–2	
Dolomita	0.9–6.5	1.7–2	
Caliza	1–7	1.6–2	.18–.32
Margas	1.3–4.5	1.8–2	
Arena	0.2–2.1	3.3–10	
Arcilla	0.3–2.4	1.4–10	
Limo	0.8–1.8	1.7–1.8	

En la práctica, la relación V_p/V_s se obtiene del cociente de intervalos de tiempo de viaje en formaciones geológicas $\Delta T_s/\Delta T_p$, ya que ambos cocientes son proporcionales. El mejor método para correlacionar los tiempos de reflexión P y S es el perfil sísmico vertical (VSP), el cual al utilizar la fuente sísmica en un pozo que atraviesa los diferentes estratos geológicos proporciona una mejor señal/ruido y un control riguroso de los eventos sísmicos.

En ausencia de registros sísmicos verticales, los valores de la relación V_p/V_s se calculan a partir de la correlación de tiempos de reflexión P y S en secciones apiladas. Sin embargo, ya que es necesario que ambos tipos de onda sean reflejados en la misma interfase y que dicha reflexión sea notable en ambos registros (lo que no siempre es posible, dadas las diferentes características de la onda S) existe en muchos casos incertidumbre en cuanto a la validez de la correlación y, por lo tanto, del cociente V_p/V_s .

Esta relación se ha utilizado para estimar cocientes de contenido de arenisca-lutita, calibrándose con datos de valores V_p/V_s contra porcentaje de arena en áreas específicas (Dohr, 1985).

La relación V_p/V_s permite separar tipos de roca con predominancia de carbonatos de aquéllas con predominancia de areniscas. Esto se debe, en gran parte, a que la velocidad de la onda S en la calcita es mucho menor que en el cuarzo. La posibilidad de detectar estos cambios litológicos es mayor cuando la porosidad y el tipo de fluido permanecen constantes. La figura 9 muestra la relación V_p/V_s contra el coeficiente de Poisson para areniscas y calizas (Domenico, 1984).

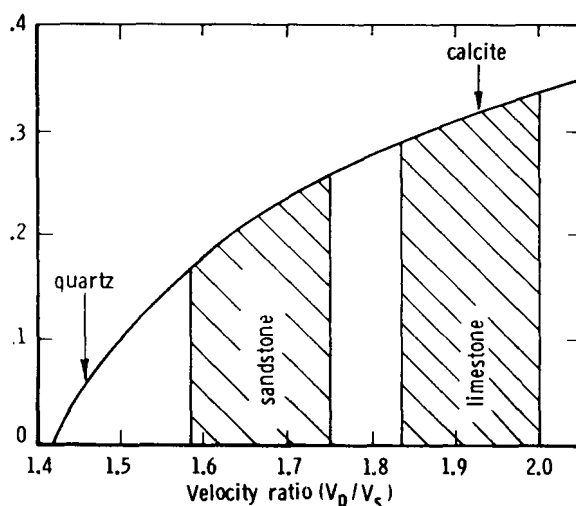


Fig. 9. – Cociente de Poisson contra cociente de velocidades. Se indica el valor correspondiente al cuarzo y la calcita así como el rango de variación para areniscas y calizas a partir de mediciones de laboratorio en muestras saturadas de agua (Domenico, 1984).

En la exploración petrolera se han estimado valores de la relación V_p/V_s en función del porcentaje de 3 ó 4 componentes: arenisca, lutita y caliza (todas saturadas de agua) y sedimentos saturados de gas. La figura 10 muestra un conjunto de sistemas de tres componentes. La distancia perpendicular de un punto dentro del triángulo a cada lado representa el porcentaje de la componente asociado al vértice opuesto que representa el 100% de la componente. Un sistema de cuatro componentes viene representado

por un tetraedro, donde las distancias perpendiculares de cada punto dentro del tetraedro a cada cara representan el porcentaje de cada componente asociado al vértice opuesto.

El efecto de la porosidad en la relación V_p/V_s para un mismo sedimento consolidado, es el de un incremento de este cociente con la porosidad (Fig. 11). Esto se debe al hecho de que V_s disminuye más que V_p con la porosidad (Gregory, 1976). El incremento es mayor para sedimentos saturados de agua que para sedimentos secos o saturados de gas.

La forma de los poros de las rocas tiene una influencia importante en el valor de la relación V_p/V_s . Toksoz (1970) demostró como los poros planos asociados a fracturas en rocas dan valores de V_s/V_p muy diferentes a los correspondientes a poros redondeados, normalmente asociados con porosidad primaria o secundaria (Fig. 12).

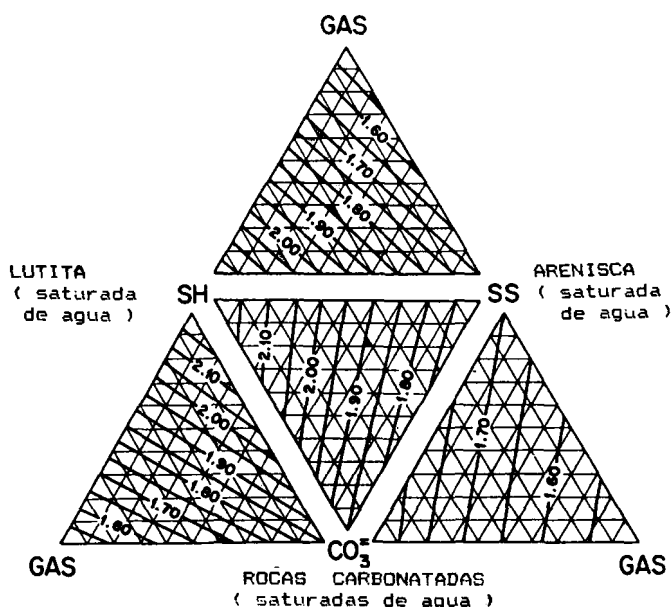


Fig. 10– V_p/V_s como función de cuatro componentes: lutita, arenisca, rocas carbonatadas y sedimentos saturados de gas. Generalmente V_p/V_s varía regionalmente de acuerdo a la litología, especialmente para lutitas. Las líneas gruesas indican valores constantes. Se asumieron valores de V_p/V_s de 1.7 para arenisca “pura”, de 1.5 para sedimentos saturados de gas y de 1.85 para rocas carbonatadas (Dohr, 1985).

En estudios de laboratorio Tatham (1982) concluye que la geometría del fracturamiento y de los poros tiene una influencia más grande en el cociente V_p/V_s que las constantes elásticas dinámicas de los minerales individuales.

Aunque existen registros de onda completa que posibilitan el cálculo continuo del cociente V_p/V_s a lo largo de un pozo, actualmente, se piensa que los cocientes de Poisson obtenidos en laboratorio a través de la relación:

$$\sigma = (1 - 0.5 (V_p/V_s)^2) / (1 - (V_p/V_s)^2)$$

asignados a cada litología proporcionan un resultado más confiable para aplicaciones a la geotecnia.

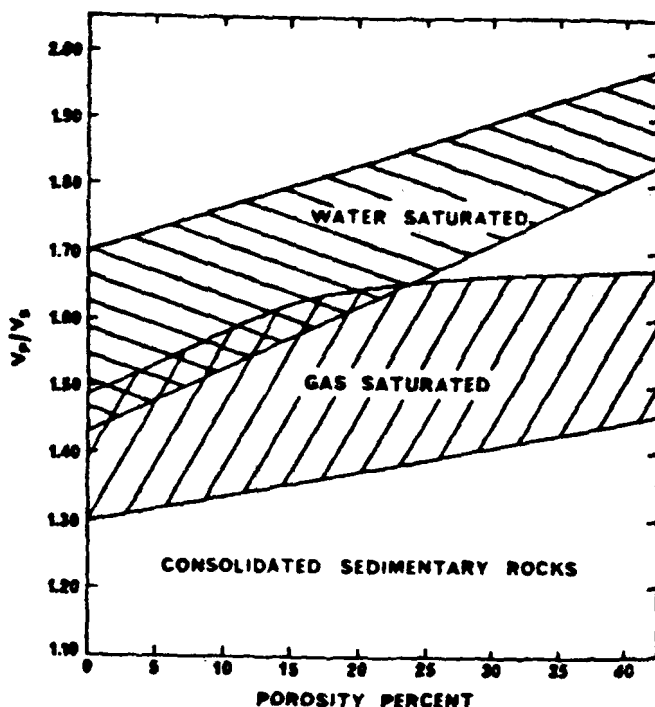


Fig. 11. – Variación de V_p/V_s con la porosidad para sedimentos saturados de gas o agua a presiones confinantes de 0 a 10,000 psi (Gregory, 1976).

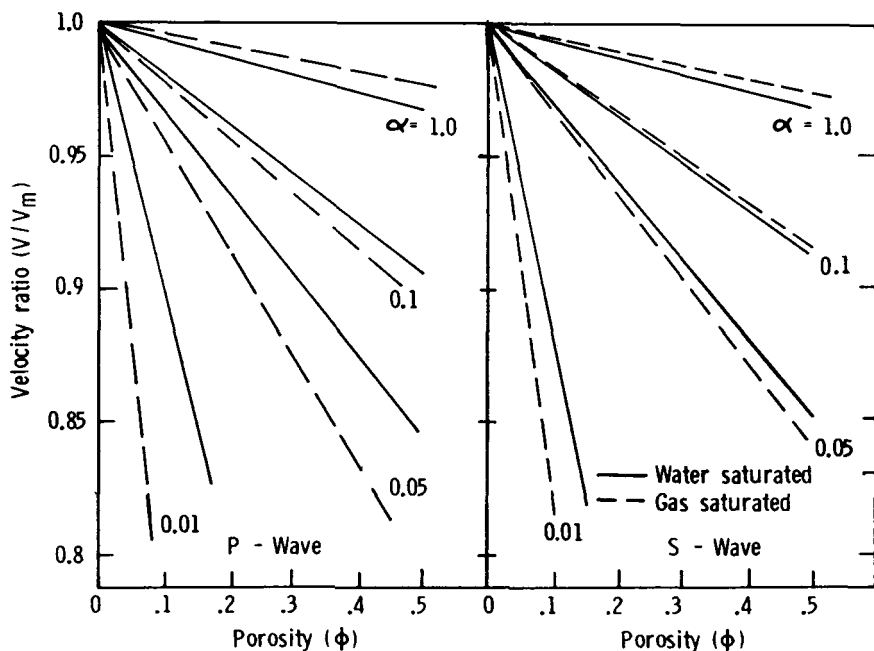


Fig. 12. – Velocidades P y S en un modelo de roca porosa, normalizadas a la velocidad V_m de la matriz (porosidad cero) contra la porosidad fraccional para varios cocientes de configuración de los poros α (pore aspect ratio). Este cociente se define como el cociente del diámetro de poro mínimo al máximo. El modelo contiene poros esféricos oblongados que contienen agua o gas (Toksoz et al, 1976).

Pickett (1963) encontró en registros sísmicos continuos de pozo las siguientes relaciones entre V_p/V_s y litología (Fig. 13):

	V_p/V_s
Calizas puras	1.4
Dolomitas puras	1.8
Areniscas limpias consolidadas	1.6 – 1.7

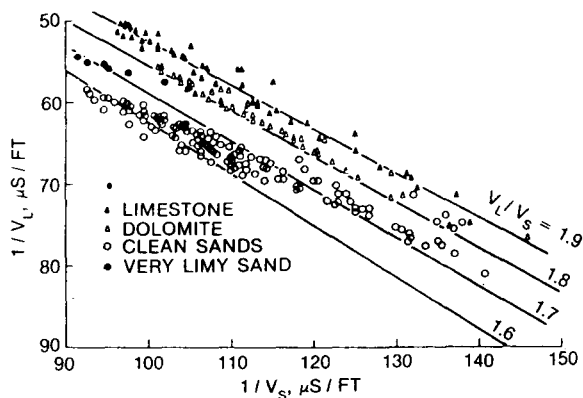


Fig. 13. – Inverso de la velocidad compresional ($1/V = 1/V_p$) contra el inverso de la velocidad de corte ($1/V_s$) de mediciones de laboratorio en calizas, dolomitas y arenas (Pickett, 1963).

Anisotropía y birefringencia

- Anisotropía.

La anisotropía se define como un cambio de propiedades físicas respecto a la dirección. En la sismología y la exploración sísmica, la anisotropía se refiere fundamentalmente al cambio de velocidades con la dirección.

En la geofísica de exploración, la anisotropía a veces se califica como anisotropía aparente para distinguirla de la anisotropía efectiva, que es una propiedad puntual tal como la poseen los cristales. El tensor general de elasticidad que relaciona esfuerzo y deformación en un medio anisotrópico contiene 21 constantes independientes. Si las propiedades son iguales en dos direcciones (medio transversalmente isotrópico) éstas se reducen a cinco constantes independientes. Los medios isotrópicos poseen únicamente 2 constantes elásticas independientes (λ y μ). Los medios anisotrópicos tienen dos modos de S y un modo P de propagación de ondas de cuerpo. Los frentes de onda no son necesariamente ortogonales a la dirección de propagación de las ondas y la Ley de Snell requiere modificarse (Sheriff, 1973).

En el contexto de la exploración sísmica se entiende por anisotropía una diferencia entre la velocidad paralela al plano de estratificación y la velocidad

perpendicular a la estratificación para una unidad litológica. La velocidad a lo largo de la estratificación (cuando se mide por refracción por ejemplo) es típicamente de 10 a 15% mayor que la velocidad medida perpendicular (como en un pozo).

- Causas de anisotropía.

La anisotropía puede generarse por varios mecanismos que pueden clasificarse en tres clases (Crampin, 1984):

1. Anisotropía intrínseca. – Se debe a tres causas principales:
 - a) Los cristales de la roca tienen una orientación preferencial en un volumen suficientemente grande.
 - b) Anisotropía inducida por esfuerzos suficientemente grandes.
 - c) Anisotropía litológica. – En este caso, los granos de la roca se alinearon por gravedad o flujo en el momento de la deposición o posteriormente sufrieron una deformación plástica.
2. Anisotropía inducida por fracturamiento. – Esta se debe a la existencia de poros y/o fracturas secos o saturados de fluidos que tienen una orientación preferencial.
3. Anisotropía de longitud de onda larga. – Este tipo de anisotropía ocurre cuando la propagación a través de capas isotrópicas puede simularse a través de un cuerpo anisotrópico, por ejemplo la propagación a través de una secuencia de capas delgadas isotrópicas.

La causa más común de anisotropía efectiva parece ser la segunda, en casi todos los casos las dimensiones de las juntas y fracturas son pequeñas en comparación con la longitud de onda sísmica y tales fracturas presentan orientaciones preferenciales paralelas al esfuerzo compresivo máximo, el cual en la corteza es usualmente horizontal, produciéndose por tanto fracturas verticales.

La mayoría de las rocas de la corteza son isotrópicas a la propagación de la onda P, siendo una excepción notable las lutitas, en las que la anisotropía es causada por granos alineados. Por otro lado, casi todas las rocas pre-

sentan microestructuras de fracturas y poros llenos de fluidos que son por ello efectivamente anisótropas a la propagación de ondas S (Crampin, 1987).

- Ondas en medios anisótropos.

En un medio isótropo la velocidad de grupo (la velocidad de un paquete de energía) sigue una trayectoria que es perpendicular a la superficie de fase constante. En un medio anisotrópico existe una variación de la velocidad con la dirección y el vector de la velocidad de grupo no coincide con el vector de la velocidad de fase y la trayectoria del rayo ya no es normal a la superficie de fase constante.

Cuando la anisotropía es fuerte, la onda S puede dividirse en más de dos ondas en ciertos puntos del medio (Crampin, 1987). En medios anisotrópicos las ondas P y S, no necesariamente se polarizan paralela y perpendicularmente a la trayectoria de propagación o a la superficie de fase constante. Por lo anterior, las tres ondas de cuerpo se denominan a veces ondas quasi-P (qP) y ondas quasi-S (qS).

- Tipos de medios anisótropos.

En la sismica de exploración se han utilizado, principalmente, dos medios para modelar la anisotropía (Winsterstein, 1987):

- Medio transversalmente isótropo. – Este es el nombre que dio Love a un medio con simetría anisotrópica hexagonal, cuando el eje de simetría circular es perpendicular a la superficie libre. Este medio se denota por las siglas TIV.
- Medio transversalmente isótropo con eje horizontal de simetría rotacional. Se denota como medio TIH.

De acuerdo a Crampin (1984), el término anisotropía (a veces llamado anisotropía azimutal) debe reservarse para todos los otros sistemas de simetría diferentes al medio TIV y para otras orientaciones de sistemas hexagonales.

- Birefringencia.

La birefringencia se refiere a la propiedad de las ondas S que inciden en un medio fracturado homogéneamente con un ángulo de polarización

oblicuo a las fracturas, de separarse en (normalmente) dos ondas con polarizaciones y velocidades diferentes. Los movimientos de partícula de las ondas separadas son en direcciones paralela y perpendicular a las fracturas, respectivamente (Fig. 14). Este fenómeno también se conoce como doble refracción de ondas S o "splitting" (separación). La onda polarizada perpendicularmente S_1 viaja verticalmente a una velocidad más baja que la onda S_{11} que se polariza paralelamente a las fracturas (Marshall, 1987).

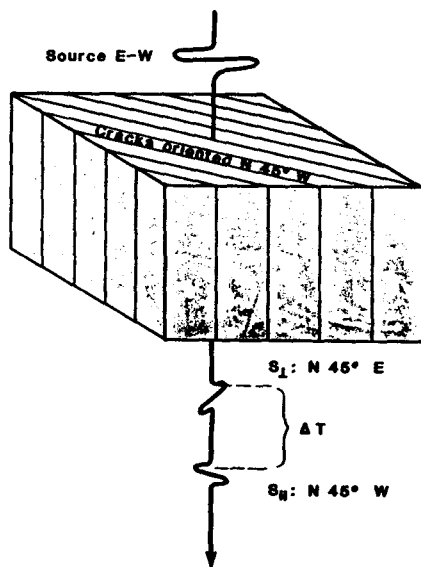


Fig. 14.— *Propagación de ondas S en un medio azimutalmente anisotrópico (también en un medio transversalmente isotrópico con eje de simetría horizontal) compuesto de fracturas verticales paralelas. Una onda S que incide en el medio con polarización oblicua a las fracturas se separa en dos ondas, siendo la polarización de la onda S rápida (S_{11}) paralela a las fracturas (Marshall, 1987).*

● Aplicaciones.

El análisis del fenómeno de birefringencia en registros sísmicos de tres componentes permite llevar a cabo estudios que incluyen:

- Determinación de condiciones de anisotropía de la roca.— La birefringencia de las ondas S es el efecto más notable de la propagación de ondas en medios efectivamente anisotrópicos (Crampin, 1985).

- Orientación del fracturamiento principal. Esto se ha realizado principalmente en estudios de fracturamiento vertical en operaciones petroleras de fracturamiento hidráulico por medio de la información proporcionada por la polarización.
- Densidad del fracturamiento. – Los retrasos entre las ondas S_1 y S_{11} pueden estar relacionados con el grado de fracturamiento de la roca. En la sísmica de exploración se han podido separar las ondas S_{11} y S_1 y medir su retraso (definido como $\Delta T = T_{S_1} - T_{S_{11}}$) en intervalos discretos en una sección sísmica, con el objetivo de identificar fracturas (Fig. 15). Para grabar satisfactoriamente las dos ondas S con una sola fuente, es necesario que la polarización de la fuente sea oblicua a los ejes principales de anisotropía.
- Determinación del alineamiento de esfuerzos principales por medio de la interpretación de los patrones de polarización.

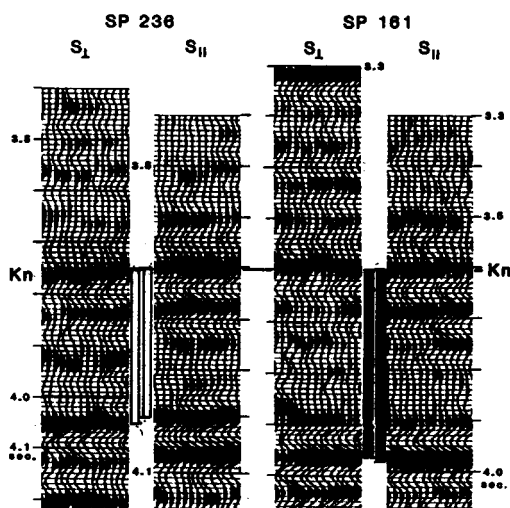


Fig. 15. – Medición de retrasos en secciones de onda S. Segmentos de las componentes S_1 y S_{11} se han alineado con la cima de la formación Niobara (Kn). El retraso ΔT en el punto 236 es de 15 ms y en el punto 161 es de -10 ms, ambos retrasos e indican con barras.

- Limitaciones actuales del análisis de anisotropía.

El empleo de registros de tres componentes para el análisis de la anisotropía del medio, requiere de ciertas condiciones para su aplicación. Cuando las ondas S se propagan verticalmente y se registran en la superficie de la Tierra, la última capa o superior que atraviesan determina su polarización en las estaciones de registro. La incidencia en la superficie libre de la onda S provocará cambios de amplitud y fase, así como conversiones, de modo que distorsionan la onda. Aun cuando la incidencia sea normal, en cuyo caso las distorsiones serán mucho menores si existen capas de baja velocidad o cualquier irregularidad local de la topografía o alguna interfase, la onda S podría ser seriamente distorsionada (Crampin, 1985).

Debido a que la capa superficial imprime sus propias anomalías en la polarización de la onda incidente, los estudios de anisotropía con ondas S se van llevando a cabo, principalmente, en el contexto del perfil sísmico vertical (VSP), donde las ondas S se registran a una profundidad suficientemente grande que elimina la influencia de la capa superficial.

La polarización final refleja la simetría del fracturamiento y de acuerdo a éste se elige el sistema coordenado. Si los geófonos no están orientados paralela y perpendicularmente al eje de simetría de la capa superior anisotrópica, cada geófono de componente x o y registrará proyecciones de ambas ondas. Los arribos de reflexión, en este caso, pueden interferir constructiva o destructivamente dependiendo de los retrasos entre S_1 y S_{11} , y los ángulos de las proyecciones que se utilicen en la rotación de ejes coordenados durante el proceso (Marshall, 1987).

Los retrasos entre las ondas S lenta y rápida dependen de las propiedades del medio a lo largo de la trayectoria y son mucho menos fáciles de medir o interpretar confiablemente en comparación a la polarización. Por otro lado, es posible que los retrasos varíen rápidamente con la dirección en estructuras complicadas.

- Perspectivas de aplicaciones futuras en el análisis de anisotropía y bi-refrigencia.

Como lo ha mencionado Crampin (1985), el contenido de información sobre el medio que contienen las ondas S es rico, pero complicado mientras que las ondas P son simples y contienen poca información sobre el medio. La tabla 1 muestra cualitativamente el contenido de información de las ondas P y S.

TABLA 1

**ESTIMACION SUBJETIVA DEL CONTENIDO DE INFORMACION
DE LAS ONDAS P Y S**

(Nótese que todas las polarizaciones de la onda P son aproximadamente en la dirección de propagación y proporcionan poca información extra)
(Crampin, 1985)

	UNIDADES DE INFORMACION			
	ONDAS P	ONDAS S		
	P	S1	S2	
Tiempo de arribo	1	1	1	+ otros posibles arribos S
Espectro de amplitud	1	1	1	
Dirección de arribo		1	1	
Polarización		2	2	
Retraso entre fases			1	
Total:	3	11		

CONCLUSIONES

Aún es necesario más trabajo experimental en el estudio de la anisotropía. Es posible que un estudio intensivo de la anisotropía de las lutitas y de las rocas sedimentarias dominantes, ayude a definir las limitaciones intrínsecas del empleo combinado de ondas P y S (Danbom y Domenico, 1987).

Por otro lado, el empleo extensivo del análisis de anisotropía dependerá de qué tan práctico y confiable resulte, lo que paulatinamente se irá incrementando con el empleo cada vez más común de registros de tres componentes y el avance de la microelectrónica para procesar mayor información en forma más rápida.

REFERENCIAS

Abbis, C.P.: Shear Wave Measurements of the Elasticity of the Ground, *Geotechnique* 31, No. 1, pp. 895-921 (1981).

Anguiano, R.A.: Exploración Sísmica en los Sitios de Ubicación de Estaciones Acelerográficas, Tesis de Licenciatura, Fac. de Ingeniería, UNAM (1987).

Benhumea, L.M. y Vázquez, C.A.: Estudios Geofísicos del Valle de México, Depto. de Geofísica, Comisión Federal de Electricidad, México (1988).

Crampin, S.; Chesnokov, E.M. and Hipkin, R.G.: Seismic Anisotropy the State of the Art: II, Geophys. J.R. Astr. Soc., vol. 76, pp. 1–16 (1984).

Danbom, S.H. and Domenico, S.N.: Shear Wave Exploration, Geophysical Development Series, vol. 1, Society of Exploration Geophysicists (1987).

Dohr, P.; Gerhard: Seismic Shear Waves, part B: Applications, Geophysical Press, London–Amsterdam (1985).

Douma, J. and Helbig, K.: What can the Polarization of Shear Waves tell us?, First Break, vol. 5, No. 3, pp. 95–104 (1987).

Edelmann, H.A.K.; Helbig, K. and Schmoll H.: Stacking of Supercritically reflected/refracted SH-waves, Prakla Seismos, Hannover (1983).

Gregory, A.R.: Fluid Saturation Effects on Dynamic Elastic Properties of Sedimentary Rocks, Geophysics vol. 41, pp. 895–921 (1976).

Heeland. P.A.: Radiation from a Cylindrical Source of Finite Length, Geophysics 10, No. 3, pp. 685–896 (1953).

Imai, T.; Tumoto, H. and Yokota, K.: P- and S-wave Velocities in Sub-surface Layers of Ground in Japan, Oyo Technical Bulletin, Tokyo (1976).

Mc Quillin, R.; Bacon, M. and Barclay, W.: An Introduction to Seismic Interpretation, Graham and Trotman Limited, London (1979).

Neidell, N.S.: Land Applications of Shear Waves, Geophysics, The Leading Edge, pp. 32–44.

Payo, S.G.: Introducción al Análisis de Sismogramas, Instituto Geográfico Nacional, Madrid (1986).

Prakla Seismos: Sherwellenseismik, Shear-wave Seismics, Hannover, West Germany (1985).

Roussel: Etude Théorique et Expérimentale du Module Dynamique Des Massifs Rocheux, Ecole des Mines de Paris (1968).

Schoen: Petrophysik, Enke Verlag, Stuttgart (1983).

Shtivelman, V.: A Study of Energy Sources for Shear Wave Generation, The Institute for Petroleum Research and Geophysics, Holom (1978).

Smith, B.D. y Ward, S.H.: On the Computation of Polarization Ellipse Parameters, Short Note, Geophysics, vol. 39, No. 6, pp. 867–869 (1974).

Stuempel, H.; Keahler, S.; Meissner, R. and Milkereit, B.: The Use of Seismic Shear Waves and Compressional Waves for Lithological Problems of Shallow Sediments, Geophys. Prosp. 32, pp. 662–675 (1984).

Thatam, R.H.: V_p/V_s and Lithology, Geophysics, V. 47, pp. 336–344 (1982).

Toksoz, M.N.; Cheng, C.H. y Timuy, A.: Velocity of Seismic Waves in Porous Rocks, Geophysics 41, pp. 621–645 (1976).

Vázquez, C.A.: Interpretation of Shear Wave Measurements in Schleswig-Holstein and Their Correlation with Geoelectric Measurements, M.Sc. Thesis, University of Kiel, West Germany (1986).

Vázquez, C.A. y Benhumea, L.M.: Análisis de las Vibraciones en la Demolición de Edificios por Explosivos en la Ciudad de México, Depto. de Geofísica, C.F.E., México (1988).

Winterstein, D.F.: Shear Wave Aisotropy: Observation and Analysis, Expendend Abstracts of the 57th Annual Meeting, Soc. of Expl. Geophysicists, New Orleans (1987).

**Impreso en el
INSTITUTO MEXICANO DEL PETROLEO
Subdirección General de Capacitación
y Servicios Técnicos
División Editorial**

