

551.24
166 E
770
15. Ing. 009.
Cj. 4

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

INTRODUCCION A LA SISMOLOGIA

TESIS PRESENTADA POR
LUIS SALVADOR GALLEGOS CERNA

PREVIA OPCION AL TITULO DE
INGENIERO CIVIL



SAN SALVADOR, EL SALVADOR, CENTRO AMERICA

OCTUBRE DE 1970



UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

RECTOR: Dr. José María Méndez

SECRETARIO GENERAL INTERINO: Dr. Oscar Quinteros Orellana

FACULTAD DE INGENIERIA Y ARQUITECTURA

DECANO: Arq. Manuel Enrique Alfaro

SECRETARIO: Ing. Rodolfo Jenkins

ESCUELA DE INGENIERIA CIVIL

JEFE, DEPARTAMENTO DE INGENIERIA ESTRUCTURAL Ing. Mario Guzmán U.

1970

UES BIBLIOTECA CENTRAL

INVENTARIO: 10120659

DEDICATORIA:

A MIS PADRES:

Luis Gallegos Valdés

Concha Cerna de Gallegos

A MI NOVIA: Ana Cristina Mejía

con amor.

PROYECTO DE INGENIERIA

" INTRODUCCION A LA SISMOLOGIA "

ASESOR ACADEMICO: Ing. José González

CONSULTOR: Ing. Jorge Amaya Galvéz

CONSULTOR: Geol. Moisés Harrouch

EXAMEN GENERAL DE GRADO

PRESIDENTE: Ing. José González

PRIMER VOCAL: Ing. Jorge Amaya Galvéz

SEGUNDO VOCAL: Geol. Moisés Harrouch

I N D I C E

INTRODUCCION A LA SISMOLOGIA

CAPITULO I

Reseña Histórica de la Sismología.-

1.- - Sismología instrumental.-

1.2 - Sismología de observación.-

CAPITULO II

Ondas Sísmica su Origen y Propagación.-

2.1 - Ecuaciones del movimiento: longitudinal y transversal.

2.2 - Observaciones en los Sísmogramas.-

2.3 - Ondas de dilatación, compresión y ondas transversales, su formación en el interior de la tierra.-

2.4 - Ondas Superficiales.-

CAPITULO III

Reflexión y Refracciones en la Profundidad.-

3.1 - Conceptos Generales.-

3.2 - El interior de la tierra.-

3.3 - Ondas en Sismos lejanos.-

3.4 - Ondas sísmicas en distancias cortas.-

CAPITULO IV

Fundamentos Científicos de la Transmisión de la Energía Sísmica en la tierra.-

4.1 - Hechos deducidos de los sísmogramas.-

4.2 - Curvas distancia-tiempo.-

4.3 - Distancia Epicentral.-

4.4 - Profundidad del foco o hipocentro.-

4.5 - Aplicación de las curvas distancia-tiempo.-

CAPITULO V

Intensidad de los Terremotos.-

5.1 - Intensidad y magnitud. Diferencias.-

5.2 - Mapas Isosísmicos, líneas.-

Isosísmicas y Homosísmicas.-

5.3 - Escalas de intensidades.-

CAPITULO VI.-

Investigación del subsuelo por métodos sísmicos.-

6.1 - Prospección Geofísica.-

6.2 - Aparatos usados en la investigación.-

6.3 - Método de Refracción Sísmica.-

6.4 - Método de Reflexión Sísmica.-

6.5 - Aplicaciones de los métodos sísmicos a la Ingeniería Civil.-

CAPITULO I
RESEÑA HISTORICA DE LA SISMOLOGIA

La Sismología se inició en forma a mediados del siglo XVIII, más que todo los trabajos que se hicieron fueron descriptivos, en cuanto a los daños ocasionados por los terremotos. Durante un siglo se mantuvo así, luego, cuando Poisson elaboró en el año de 1830, su teoría fundamental sobre la transmisión de ondas elásticas a través de sólidos, pasaron muchos años, sin que se confirmará que las ondas sísmicas eran de esa naturaleza. De manera que, el progreso de la Sismología fué lento; hasta que John Milne, J.A. Ewing y Tomas Gray, en el año de 1880, prepararon en el Japón instrumentos para realizar medidas exactas de los movimientos del suelo durante un terremoto.

2.1.- SISMOLOGIA INSTRUMENTAL.-

En la China, existieron por el año de 132 de nuestra era, -- ciertos instrumentos que consistían en ocho dragones dispuestos en círculo, formando cada uno un ángulo de 45° , en la boca de cada dragón había una bola suelta. Cuando se sacudía este instrumento, caían al suelo las bolas de los dragones situados en la dirección del movimiento.

Este aparato fué el inicio de lo que ahora es el Sismoscopio.

Palmieri en Italia en el año de 1855, fabricó un aparato que marcaba el tiempo en que se iniciaba un movimiento y a la par lo registraba. Este instrumento consistía, en un contacto eléctrico, el cual detenía un mecanismo de relojería al inicio del terremoto, e inmediatamente un tambor registrador se ponía en marcha y un lápiz sobre él marcaba el movimiento. Este instrumento solamente aportaba la hora en que se iniciaba la vibración y el tiempo que duraba ésta. La creación mencionada fue el inicio del primer sismógrafo y su gráfico el sismograma.

El problema fundamental en que se vieron los sismólogos fue el de medir el movimiento del suelo, recurrieron a un pequeño artificio, el cual consistía en suspender una masa, con el menor contacto con el suelo y confiando en la inercia de ésta para conservar la fija en su posición, mientras el terreno se mueve.

Para mejor ilustración examinemos la fig. 1.

TIPO DE SISMOMETRO SENCILLO: UN PENDULO

La masa M tiende a permanecer en reposo, mientras el suelo se

mueve, moviendo consigo al soporte.

El movimiento del suelo puede apreciarse observando la posición relativa del fiel solidario de la masa con respecto a una escala fija al suelo.

La fig. 2 ilustra otro aparato para medir el movimiento del suelo.

T = es el terreno

M = es la masa equilibrada por un extremo por medio del muelle R .

A = aditamento unido al terreno con F (faja móvil) sobre la cual descansa la plumilla P la cual está fija a M .

Por su construcción estos aparatos solo son capaces de medir movimientos horizontales.

Por lo general para obtener un movimiento completo del suelo se requieren 3 Sismómetros: una componente vertical y dos horizontales, de éstas una dispuesta de Norte a Sur y la otra de Este a Oeste.

Para obtener un movimiento vertical, se hace oscilar el péndulo alrededor de un eje horizontal. El péndulo va suspendido por un resorte contra la acción de la gravedad. El resorte debe ser largo y débil para conservar largo el período natural del péndulo. Ver fig. 3.

En general se hace un registro permanente del suelo en movimiento, con un estilete con tinta al final de la masa el cual registra el movimiento sobre un tambor rotatorio.

Las fajas generalmente son de papel ahumado o fotográfico. Para el papel ahumado, un alambre fino graba sobre él una línea y al momento del sismo éste es registrado.

Los constructores de aparatos idearon una forma mecánica para obtener una amplificación mayor del suelo, ya que de por sí el movimiento real del suelo es pequeño. La fig. 4 indica este instrumento.

La amplificación depende de la relación de la distancia L_1 y la distancia L_2 .

Una mayor amplificación se obtiene cuando se utilizan registradores fotográficos y se evita el rozamiento del estilete con el papel.

En estos Sismómetros un rayo de luz parte hacia un espejo donde se refleja a un tambor registrador, con papel fotográfico.

Nótese que con esta clase de sismógrafo se obtienen mayores amplificaciones. En algunos casos se pueden llegar a obtener, - amplificaciones de varios cientos de veces. El Sismómetro Wood-Anderson pertenece a este tipo y fué construido en el año 1925. -

El Dr. E. Feicher construyó un tipo de péndulo invertido, como el de la fig. 2, logrando por medio de articulaciones, que de la misma masa se puedan registrar las componentes del movimiento - EW y NS.

Entre los sismómetros de péndulo horizontal se tienen: el de Omori-Bosch y el de McComb-Romberg. El primero lo ideó el Profu sor Japonés Omori y fue fabricado por Bosch en Estrasburgo. El segundo es invención de los Ingenieros McComb y Romberg, del servicio geológico de los Estados Unidos.

Los sismómetros aquí descritos, registran el movimiento del suelo como función de un desplazamiento, pero también el movimiento del suelo puede medirse en función de otros medios. Por ejemplo el sismómetro de comparación de Benioff, fabricado por éste en el año de 1935. Consiste en 2 columnas bien enterradas en el suelo que se sitúan a unos 20 metros. Una de ellas lleva solidario un imán y la otra un sistema de bobina. El movimiento del imán con respecto a las bobinas induce una corriente que va a dar a un galvanómetro y es registrado fotográficamente. La fig. 5 ilustra este aparato.

Por el año de 1949 Obert y Duvall usaron calibres de comparación constituidos por rejillas de filamento de poca resistencia y se enterraron en una superficie rocosa. Al deformarse la roca, el alambre es estirado o comprimido. Se puede medir la deformación del filamento, registrando la variación de la corriente a una tensión determinada o también midiendo la variación de la - resistencia del filamento al paso de una corriente.

En general la palabra sismómetro se ocupa para designar aparatos que miden cualquier movimiento del suelo, ya sea desplazamiento, velocidad o aceleración.

En particular el que mide desplazamiento se denomina sismógrafo y su gráfico sismograma. El que mide la velocidad, sismóg

metro de velocidad, la aceleración la mide el acelerógrafo y su gráfico se denomina acelerograma.

La diferencia entre ellos estriba mas que todo en su período natural y en la velocidad de la faja del registro. Lo cual se aclara en la siguiente tabla:

APARATO	T (PERIODO NATURAL)	VELOC. FAJA DEL REG.
Sismógrafo	1.2 segundos	60 mm/minuto
Sismómetro de velocidad		
Acelerógrafo	0.05 a 0.1 segs.	2 ó 3 cm/seg. no menor 1 cm./seg.

Los sismoscopios son otro tipo de aparato que dan un registro completo de los vectores horizontales del suelo. Este aparato es sumamente sencillo, para ilustrarlo se hará un esquema de él. Ver fig. 6.-

Los aparatos que se usan para medir la deformación cortical o de formación de la corteza terrestre se denominan inclinómetros o tensiómetros.

La literatura popular es rica en evidencias de deformaciones corticales antes de un sismo.

En la prospección geofísica se usan aparatos llamados geófonos, que registran los tiempos de llegada de las ondas, al producir una explosión en la superficie. Con los datos proporcionados por los geófonos es posible determinar espesores de estratos, yacimientos minerales, petróleo, mantos de agua, etc.

Ahora bien, el objeto de esta parte del capítulo I es dar una idea de como el hombre ha evolucionado en cuanto a la parte instrumental. No pretendo aclarar en detalle, el funcionamiento de cada aparato.

2.2 SISMOLOGIA DE OBSERVACION.-

Consiste esencialmente esto, en observar los fenómenos producidos por los terremotos mientras ellos ocurren y pasado éste hacer una investigación de los cambios producidos sobre la superficie en las zonas que fueron afectadas por el sismo.

La primera clase de observación que se tiene según Sieberg, fué hecha por Jacobo Gaspaldi, quién intentó mostrar en un ma

pa, intensidades del temblor de Niza el 20 de Julio de 1564. La primera de los tiempos modernos la hizo el norteamericano Jared Brooks, quien distinguió seis intensidades en los temblores en el valle del Mississippi en 1811 a 1812.

El marques de Pombal Secretario de Estado de Portugal para el terremoto de Lisboa en el año de 1755 elaboró un cuestionario en base a los efectos observados tales como: hora en que tuvo lugar, el sismo o los sismos; duración de los temblores en distintas localidades; dirección observada del movimiento del suelo; fisuras en él; efectos en el mar; manantiales, ríos, lagos; número de muertos y heridos; daños en edificios, etc. Este cuestionario aún se conserva en los archivos Nacionales y las respuestas a él. Es un documento muy valioso ya que es el comienzo para la investigación científica de la sismología.

Al hablar de la sismología de observación, tendré que mencionar las diversas escalas de intensidades; en este capítulo que trata puramente del desarrollo de la sismología con el tiempo, las mencionaremos aunque en el capítulo V se estudiarán con mas detalle.

En los años de 1874 a 1878, la que más se utilizó fué la de M.S. Rossi. F.A. Forel en Suiza, desarrolló también una escala casi igual a la de Rossi. Más tarde ambas escalas se combinaron y se formó la de Rossi-Forel, con 10^0 de intensidad. Luego Mercalli la revisó por el año de 1888 y dándose cuenta que no era suficientemente precisa en los dos últimos grados, propuso otra con 12^0 de intensidad.

Por el año de 1904 Cancani propuso que la escala de Mercalli tuviera relación con la máxima aceleración producida por terremotos, dándole así un significado cuantitativo.

En los Estados Unidos y América Latina se emplea la escala modificada de Mercalli, debido a H.O. Wood y F. Neuman elaborada por el año de 1931.

En la actualidad el U.S. Coast and Geodetic Survey envía cuestionarios por tarjeta postal, a observadores de confianza que se dedican al estudio de cualquier terremoto que se pre-

sente en su región. Estos datos se utilizan para elaborar las llamadas cartas isosísmicas.

Información fidedigna sobre lo que ocurrió durante un sismo es difícil de obtener, mas que todo porque las personas son presas de excitación y muchas veces exageran sobre los fenómenos observados. De manera que percibir lo que realmente ocurre durante un sismo es difícil.

A pesar de todos estos inconvenientes, valiéndose de datos observados por diferentes observadores independientes o bien examinando personalmente los efectos causados por un sismo, - también ayudándose de la fotografía, aunque la mayor parte de ellas son tomadas después de ocurrido el terremoto, en base a todos estos estudios han aumentado nuestros conocimientos sobre sismos.

CAPITULO II

ONDAS SISMICAS SU ORIGEN Y PROPAGACION.-

2-1 ECUACIONES DEL MOVIMIENTO, LONGITUDINAL Y TRANSVERSAL.

Cuando se produce una perturbación en un medio homogéneo, elástico e isótropo, la energía producida es transmitida en forma de ondas elásticas y 2 son los tipos principales de ondas originadas, unas las de dilatación-compresión en sentido del movimiento y las transversales o sea normales a este movimiento. De la misma manera ocurre en el interior de la tierra en que la naturaleza del terreno es similar a un sólido homogéneo y elástico. En las superficies de separación de dos medios homogéneos, elásticos e isótropos en los que cambian las velocidades de transmisión se producen reflexiones y refracciones de las ondas elásticas.

Para el estudio de las ondas sísmicas se idealiza el medio de transmisión como un sólido homogéneo, elástico e isótropo.

Pasemos ahora a deducir las ecuaciones de la teoría fundamental de la transmisión de ondas elásticas a través de sólidos.

Las fuerzas que actúan sobre un cubo infinitesimal, de densidad P y dimensiones d_x , d_y y d_z , de un cuerpo infinito homogéneo, isótropo y elástico se pueden expresar así, aplicando la ley de Newton: Ver fig. 7

$$\int A_x d_x d_y d_z = \int P X d_x d_y d_z + \int X_n d_s \quad (1)$$

$$\int A_y d_y d_z = \int Y d_y d_z + \int Y_n d_s \quad (2)$$

$$\int A_z d_z d_x = \int P Z d_z d_x + \int Z_n d_s \quad (3)$$

En las que:

X = Componente de las fuerzas internas en la dirección X

Y = " " " " " " " " " Y

Z = " " " " " " " " " Z

X_n, Y_n, Z_n , fuerzas de superficie

a_x, a_y, a_z , aceleraciones en el sentido respectivo.

TEOREMA DE LA DIVERGENCIA:

$$\int X_n ds = \int \text{div } X_n dv.$$

$$\int Y_n ds = \int \text{div } Y_n dv$$

$$\int Z_n ds = \int \text{div } Z_n dv.$$

DEMOSTRACION:

Observando la fig.7 podemos obtener la sumatoria de todas las fuerzas en la misma dirección.

$$\begin{aligned} \int X_n ds &= \int (X_x + \frac{\partial X_x}{\partial x} dx) dydz - \int X_x dydz \\ &+ \int (X_y + \frac{\partial X_y}{\partial y} dy) dx dz - \int X_y dx dz. \\ &+ \int (X_z + \frac{\partial X_z}{\partial z} dz) dx dy - \int X_z dx dy \\ \int X_n ds &= \int \left(\frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z} \right) dv \end{aligned}$$

Esta fórmula se puede ~~abreviar~~ abreviar de

$$\int X_n ds = \int \text{div } X_n dv ; \quad \text{div } X_n = \frac{\partial X_x}{\partial x} + \frac{\partial X_y}{\partial y} + \frac{\partial X_z}{\partial z}$$

Lo mismo para $\int Y_n ds$ y $\int Z_n ds$.

$$\text{div } Y_n = \frac{\partial Y_x}{\partial x} + \frac{\partial Y_y}{\partial y} + \frac{\partial Y_z}{\partial z}$$

$$\text{div } Z_n = \frac{\partial Z_x}{\partial x} + \frac{\partial Z_y}{\partial y} + \frac{\partial Z_z}{\partial z}$$

Por lo tanto, podemos poner las ecuaciones iniciales de la siguiente manera; eliminando dv :

$$\rho dx = \rho x + \text{div. } X_n \quad (4)$$

$$\rho dy = \rho y + \text{div } Y_n \quad (5)$$

$$\rho dz = \rho z + \text{div } Z_n \quad (6)$$

Para un movimiento pequeño

$$u = \frac{\partial x}{\partial t}$$

$$v = \frac{\partial y}{\partial t}$$

$$w = \frac{\partial z}{\partial t}$$

$$a_x = \frac{\partial^2 x}{\partial t^2} = \ddot{u}$$

$$a_y = \frac{\partial^2 y}{\partial t^2} = \ddot{v}$$

$$a_z = \frac{\partial^2 z}{\partial t^2} = \ddot{w}$$

$$a_x = \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \ddot{u}$$

$$a_y = \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = \ddot{v}$$

$$a_z = \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = \ddot{w}$$

De manera que las ecuaciones (4), (5) y (6) las podemos poner en función de los desplazamientos.

$$\rho \ddot{u} = \rho X + \text{div } X_n \quad (7)$$

$$\rho \ddot{v} = \rho Y + \text{div } Y_n \quad (8)$$

$$\rho \ddot{w} = \rho Z + \text{div } Z_n \quad (9)$$

Haciendo momentos alrededor de cada eje de coordenadas se

puede demostrar que:

$Y_x = X_y$ que $Z_y = Y_z$ y que $X_z = Z_x$

lo que se conoce como la "ley de las tensiones tangenciales conjugadas.-

Lo que quiere decir que las tres ecuaciones diferenciales del movimiento conteniendo nueve funciones de las coordenadas del cubo diferencial del punto considerado: X_x, X_y y $X_z; Y_x, Y_y, Y_z; Z_x, Z_y, Z_z$ se reduce a seis.

TENSIONES DEBIDAS A LA DILATACION.

Cuando solamente actúan fuerzas de dilatación (tensión y comprensión), La variación en longitud Δ/x_x del lado X del cubo debido a la tensión X_x viene dado por la ley de Hooke:

$$\frac{\Delta/x_x}{/x} = \frac{X_x}{E}$$

E = módulo de Young.

Las variaciones en longitud debidas a Y_y y Z_z serán:

$$\frac{\Delta/x_y}{/x} = -\sigma \frac{\Delta/y_y}{/y} = -\sigma \frac{Y_y}{E}$$

$$\frac{\Delta/x_z}{/x} = -\sigma \frac{\Delta/z_z}{/z} = -\sigma \frac{Z_z}{E}$$

En la que σ = relación de Poisson.

La variación en longitud del lado x vendrá dado por la suma de las tres variaciones.

$$\frac{\Delta/x}{/x} = \frac{1}{E} [X_x - \sigma (Y_y + Z_z)]$$

Ahora si x varía a la velocidad $\frac{du}{dx}$ la variación total

en longitud $/x$ es $(\frac{du}{dx}) /x = \frac{dx}{dx}$

$$\text{Luego: } \frac{\Delta/x}{/x} = \frac{du/dx}{/x} \cdot /x = \frac{du}{dx} = \frac{1}{E} [X_x - \sigma (Y_y + Z_z)] \quad (10)$$

También se puede demostrar que:

$$\frac{dv}{dy} = \frac{1}{E} [Y_y - \sigma (X_x + Z_z)] \quad (11)$$

$$\frac{dw}{dz} = \frac{1}{E} [Z_z - \sigma (X_x + Y_y)] \quad (12)$$

Si sumamos las tres ecuaciones

$$\begin{aligned} \theta &= \frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} = \frac{1}{E} (Xx + Yy + Zz) - 2\sigma (Xx + Yy + Zz) \\ &= \frac{1}{E} (1 - 2\sigma) (Xx + Yy + Zz) \quad (13) \end{aligned}$$

θ = Se llama dilatación cúbica. Es una medida de variación de volúmen del cuerpo sometido a tensión.

Si ahora sumamos a (10) $\sigma = (\sigma/E) Xx - (\sigma/E) Xx$

$$\text{Obtenemos: } \frac{du}{dx} = \frac{1}{E} (1 + \sigma) Xx - \sigma (Xx + Yy + Zz) \quad (14)$$

Relacionando (13) con $\frac{du}{dx}$ obtenemos:

$$\frac{du}{dx} = \frac{1}{E} \left[(1 + \sigma) Xx - \sigma \frac{E}{1 - 2\sigma} \theta \right] \quad (15)$$

Despejando Xx resulta:

$$Xx = \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} \theta + \frac{E}{1 + \sigma} \frac{du}{dx} \quad (16)$$

Se pueden ahora establecer dos reducciones:

$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1 - 2\sigma)(1 + \sigma)} \quad ; \quad \mu = \frac{E}{2(1 + \sigma)} \quad (17)$$

λ y μ son las llamadas constantes de Lamé.

En función de dichas constantes, podemos expresar Xx

$$Xx = \lambda \theta + 2\mu \frac{du}{dx} \quad (18)$$

De una manera similar

$$Yy = \lambda \theta + 2\mu \frac{dv}{dy} \quad (19)$$

$$Zz = \lambda \theta + 2\mu \frac{dw}{dz} \quad (20)$$

Si, $Xx = Yy = Zz = P$

$$Xx + Yy + Zz = 3P = 3\lambda \theta + 2\mu \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right)$$

$$3P = \theta (3\lambda + 2\mu)$$

$$P = (\lambda + 2/3\mu) \theta = k \theta$$

De donde k = módulo de volúmen ó coeficiente de elasticidad cúbica.

TENSIONES DE CIZALLAMIENTO.--

Si analizamos la cara de un cubo infinitesimal por dos fracciones Xy y Yx , como se indica en la fig. 9

Podemos poner:

$$\phi_{xy} = \frac{1}{E n} Xy$$

$$\phi_{yx} = \frac{1}{2n} Yx$$

n = coeficiente de cizallamiento ó módulo de rigidez

Sabemos que $Xy = Yx$

De manera que $\phi_{xy} = \phi_{yx}$

También $\tan \phi = \phi$ para deformaciones pequeñas. Además cuando el cuadrado se hace muy pequeño, o sea en el límite.

$$\phi_{xy} = \frac{\Delta u}{\Delta y} = \frac{du}{dy}$$

$$\phi_{yx} = \frac{\Delta v}{\Delta x} = \frac{dv}{dx}$$

La variación total del ángulo entre dos líneas perpendiculares en el plano Yx es:

$$\phi_{xy}^* = \phi_{xy} + \phi_{yx} = \frac{du}{dy} + \frac{dv}{dx} = \frac{1}{2n} (Xy + Yx)$$

$$\phi_{xy}^* = \frac{1}{n} (Xy)$$

$$\text{ó también } Xy = n \left(\frac{du}{dy} + \frac{dv}{dx} \right) \quad (21)$$

Así también los otros esfuerzos

$$Yz = n \phi_{yz}^* = n \left(\frac{dv}{dz} + \frac{dw}{dy} \right) \quad (22)$$

$$Zx = n \phi_{zx}^* = n \left(\frac{dw}{dx} + \frac{du}{dz} \right) \quad (23)$$

Se puede demostrar que n y μ son idénticos dando una rotación a los ejes y y observar las relaciones entre las fraccio-

ciones de los dos sistemas.

$$Xy = \mu \left(\frac{du}{dy} + \frac{dv}{dx} \right) \quad (24)$$

$$Yz = \mu \left(\frac{dv}{dz} + \frac{dw}{dy} \right) \quad (25)$$

$$Zx = \mu \left(\frac{dw}{dx} + \frac{du}{dz} \right) \quad (26)$$

Las ecuaciones (18) a (20) a (26) dan las relaciones entre deformaciones pequeñas y tensiones resultantes en base a las constantes λ , μ y n . Este caso es para un cuerpo isótropo, para un cuerpo no isótropo las ecuaciones son más complejas.

ECUACIONES DEL MOVIMIENTO. -

Si tenemos la ecuación: $\rho \ddot{u} = \rho X + \text{div } Xn$. (7)

y sustituimos $\text{div } Xn$ tenemos:

$$\rho \ddot{u} = \rho X + \frac{dXx}{dx} + \frac{dYx}{dy} + \frac{dZx}{dz}$$

$$Xx = \lambda \theta + 2\mu \frac{du}{dx}$$

$$Xy = \mu \left(\frac{du}{dy} + \frac{dv}{dx} \right)$$

$$Zx = Xz = \mu \left(\frac{dw}{dx} + \frac{du}{dz} \right)$$

$$\rho \ddot{u} = \rho X + \lambda \frac{d\theta}{dx} + 2\mu \frac{d^2 u}{dx^2} + \mu \left(\frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{d^2 v}{dx dy} \right) + \mu \left(\frac{d^2 v}{dx dz} + \frac{d^2 w}{dx dz} \right)$$

$$\rho \ddot{u} = \rho X + \lambda \frac{d\theta}{dx} + \mu \left(\frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 u}{dy^2} + \frac{d^2 u}{dz^2} \right) + \mu \left(\frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 v}{dx dy} + \frac{d^2 w}{dx dz} \right)$$

Si introducimos el término $\nabla^2 = \frac{d^2}{dx^2} + \frac{d^2}{dy^2} + \frac{d^2}{dz^2}$ llamado

Operador de Laplace, la ecuación se transforma:

$$\rho \ddot{u} = \rho X + \lambda \frac{d\theta}{dx} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{d}{dx} \left(\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right)$$

$$\rho \ddot{u} = \rho X + (\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dx} + \mu \nabla^2 u \quad (27)$$

De la misma manera:

$$\rho \ddot{v} = \rho Y + (\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dy} + \mu \nabla^2 v \quad (28)$$

$$\rho \ddot{w} = \rho Z + (\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dz} + \mu \nabla^2 w \quad (29)$$

ONDAS DE DILATACION.-

Si las fuerzas de cuerpo $\rho X = \rho Y = \rho Z = 0$ y diferenciando (27) con respecto a x ; (28) con respecto a y y la (29) con respecto a Z y luego sumamos obtenemos:

$$\begin{aligned} \rho \left(\frac{d^3 u}{dx dt^2} + \frac{d^3 v}{dy dt^2} + \frac{d^3 w}{dz dt^2} \right) &= (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dx^2} + \mu \nabla^2 \frac{du}{dx} \\ &+ (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dy^2} + \mu \nabla^2 \frac{dv}{dy} \\ &+ (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dz^2} + \mu \nabla^2 \frac{dw}{dz} \\ \rho \frac{dz}{dt^2} \left[\frac{du}{dx} + \frac{dv}{dy} + \frac{dw}{dz} \right] &= (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dz^2} + \mu \nabla^2 \theta \\ \rho \frac{dz}{dt^2} &= (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \theta \quad (30) \end{aligned}$$

ONDAS TRANSVERSALES.-

Diferenciando (28) con respecto a X ; y (27) con respecto a y , luego restando y despreciando las fuerzas del cuerpo.

$$\rho \frac{d^3 v}{dx dt^2} = (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dx dy} + \mu \nabla^2 \frac{dv}{dx}$$

$$\rho \frac{d^3 u}{dy dt^2} = (\lambda + \mu) \frac{d^2 \theta}{dx dy} + \mu \nabla^2 \frac{du}{dy}$$

$$\rho \left(\frac{d^3 v}{dx dt^2} - \frac{d^3 u}{dy dt^2} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \right)$$

$$\rho \frac{d}{dt^2} \left(\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \right) = \mu \nabla^2 \left(\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} \right)$$

Rotación alrededor del eje Z $\frac{dv}{dx} - \frac{du}{dy} = \omega_z$

$$\rho \ddot{\omega}_z = \mu \nabla^2 \omega_z \quad (31)$$

Luego alrededor de los ejes X e y

$$\rho \ddot{u}_x = \mu \nabla^2 u_x \quad (32)$$

$$\rho \ddot{u}_y = \mu \nabla^2 u_y \quad (33)$$

Oscilaciones longitudinales y transversales en un medio elástico indefinido.-

Las ecuaciones (27), (28) y (29) las llamaremos, ecuaciones fundamentales de la teoría de la elasticidad para determinar - corrimientos.-

$$(\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dx} + \mu \nabla^2 u + \rho X = \rho \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (27)$$

$$(\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dy} + \mu \nabla^2 v + \rho Y = \rho \frac{d^2 v}{dt^2} \quad (28)$$

$$(\lambda + \mu) \frac{d\theta}{dz} + \mu \nabla^2 w + \rho Z = \rho \frac{d^2 w}{dt^2} \quad (29)$$

Elijamos las siguientes expresiones de los corrimientos

$$u = u(x, t)$$

$$v = 0$$

$$w = 0$$

Dado que en este caso hay movimiento, los corrimientos dependen no solo de las coordenadas del punto sino del tiempo.

Suponiendo que también las fuerzas másicas no existan, - siendo entonces $X = Y = Z = 0$

Dado $v = w = 0$, los corrimientos en todos los puntos se producen paralelamente al eje OX , además u no depende de Y y z . Considerando los puntos situados en el plano P normal al eje OX , cuando el movimiento es nulo, estos puntos se desplazarán todos igual y simultáneamente, es decir, el plano P se desplazará en la dirección del eje OX sin deformarse.-

Fig. 10

Si expresamos un movimiento con una serie de planos similares: $p_1 p_2 p_3$.

Fig. 11:

Todos ellos desplazándose normalmente al eje OX , aproximándose o alejándose entre sí. En este caso el movimiento expresado por las ecuaciones siguientes:

$$u = u(x, t)$$

$$v = 0 \quad (I)$$

$$w = 0$$

Se denomina oscilatorio longitudinal homogéneo a lo largo del eje OX.-

Para verificar si las oscilaciones son posibles llevemos la expresión (I) a las ecuaciones (27, 28 y 29)

$$\frac{d^2 u}{dx^2} = \frac{d^2 v}{dy^2} = \frac{d^2 w}{dz^2} = 0 \quad \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} = \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = 0$$

La primera se transforma así:

$$(1 + \mu) \frac{d^2 u}{dx^2} + \mu \frac{d^2 u}{dx^2} = \rho \frac{d^2 u}{dt^2}$$

$$c \text{ es } \frac{d^2 u}{dx^2} = c^2 \frac{d^2 u}{dx^2} \quad c^2 = \frac{d^2 u}{dt^2} \quad (A)$$

Tomando ahora los siguientes corrimientos.

$u = 0$

$v = 0 \quad (II)$

$w = w(x, t)$

Las fuerzas másicas $X = Y = Z = 0$

Este caso es de una oscilación transversal homogénea a lo largo del eje OZ. Basándonos en (II) obtenemos: Ver. fig. 12

$$\frac{d^2 u}{dx^2} + \frac{d^2 v}{dy^2} + \frac{d^2 w}{dz^2} = 0$$

$$\frac{d^2 w}{dz^2} = \frac{d^2 w}{dz^2} = 0 \quad \nabla^2 w = 0$$

$$\nabla^2 w = \frac{d^2 w}{dx^2} + \frac{d^2 w}{dy^2} + \frac{d^2 w}{dz^2} = 0$$

La tercera o la (29) toma la forma:

$$\rho \frac{d^2 w}{dt^2} = \mu \frac{d^2 w}{dx^2} \quad \frac{d^2 w}{dt^2} = L^2 \frac{d^2 w}{dx^2}$$

Donde $L^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (B)$

Caso de una función $u(x, t)$ de la oscilación longitudinal:

$u = A \text{sen } 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$

$L =$ longitud de onda

$T =$ Período

Si $x =$ constante $\frac{d^2 u}{dt^2} = -A \frac{2\pi}{T^2} \text{sen } 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$

$$\frac{d^2 u}{dx^2} = -A \frac{2\pi}{\lambda^2} \text{cos } 2\pi \left(\frac{x}{\lambda} - \frac{t}{T} \right)$$

Si $t = \text{constante}$

$$\frac{du}{dx} = A \frac{2\pi}{L} \cos 2\pi \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right) ; \frac{d^2u}{dx^2} = -A \frac{4\pi^2}{L^2} \sin 2\pi \left(\frac{x}{L} - \frac{t}{T} \right)$$

$$\sigma^2 = \frac{\frac{d^2u}{dx^2}}{\frac{d^2u}{dt^2}} = \frac{1/L^2}{1/L^2} = \frac{L^2}{T^2} ; \text{ de la ecuación } \sigma^2 = \frac{L^2}{T^2}$$

Pero $\frac{L}{T} = \text{velocidad de propagación movimiento longitudinal}$

$$a = \frac{L}{T} = \sqrt{\frac{A+2.4}{\rho}}$$

Caso de una oscilación transversal armónica

$$w = B \sin 2\pi \left(\frac{x}{L_1} - \frac{t}{T_1} \right)$$

$$V_1 = \frac{L_1}{T_1}$$

$$b = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \rightarrow \text{Velocidad de propagación del movimiento transversal.}$$

2-2 OBSERVACIONES EN LOS SISMOGRAMAS.

Cuando se estudiaron los primeros sismogramas, se observó que un sismo estaba constituido por una serie de ondas, - las cuales aumentaban gradualmente en la amplitud, hasta llegar a un máximo o a varios máximos y después disminuían gradualmente. Estas ondas mayores estaban precedidas por una serie de impulsos débiles a las que se denominó "Precursoras", se notó que durante la llegada de éstas, los movimientos de las ondas eran más breves que durante la última parte del registro, por esta razón a estas últimas se les llamó "ondas largas".-

Se observó también que antes de la llegada de las precursoras el suelo vibraba de arriba abajo a estas ondas se les llamó primarias P y las precursoras que llegan con un movimiento normal a P, ondas secundarias S, estas generalmente - tienen una amplitud mayor que las P. Las ondas P y S se inician con un movimiento abrupto, mientras que las ondas lar--

gas comienzan con un movimiento gradualmente creciente en amplitud, pero no muy claro y definido. En las ondas largas se pueden apreciar varios tipos como las *R* (*Kayleigh*), las *H* -- (*Seudo-Rayleigh*) y las ondas largas normales llamadas *L* (*Love*), las *M* que es la parte más pronunciada, y el final que le sigue a este máximo se le denomina coda. Algo muy importante que hay que hacer notar es lo siguiente: cuando se registran sismos en estaciones cercanas al epicentro se pueden apreciar claramente las ondas *P* y *S*; mientras que las ondas largas son características en sismos lejanos poco profundos, como también en los de profundidad media esto se evidencia por la gran amplitud registrada en miles de sismogramas; sin embargo en los temblores extraordinariamente profundos, la energía que entra en las capas de la corteza terrestre es tan reducida que las ondas largas pueden faltar completamente en el registro, es debido en gran parte a que los impulsos iniciales *P* y *S* al atravesar las capas en la parte superior del foco sufren sucesivas reflexiones y refracciones y estas que son las posibles fases que van a llegar a la superficie cada vez que atraviezan las capas terrestres son menos, entonces la energía que llega a la superficie no es suficiente para producir las sucesivas reflexiones que originan las ondas superficiales y es por eso que son imperceptibles en los sismogramas, y algunas veces llegan a desaparecer.-

La inscripción de estas ondas se ve con mejor claridad en los sismogramas de período largo.

La diferencia esencial entre los sismógrafos período largo y los sismógrafos período corto es que su período natural es diferente, en los sismógrafos período largo como su palabra lo indica tienen período natural más grande que el período corto.

2 - 3 ONDAS DE DILATAACION-COMPRESION Y ONDAS TRANSVERSALES,
SU FORMACION EN EL INTERIOR DE LA TIERRA.-

Vamos ahora a tratar de explicar el origen y propagación de las ondas sísmicas longitudinales y transversales en el interior de la tierra.

Cuando dos bloques grandes de rocas deslizan mutuamente a lo largo de un plano de falla, se originan vibraciones - elásticas que se propagan en todas direcciones a través de la tierra.-

En la fig.13 el punto P es una partícula en el seno de una masa de roca homogénea, perfectamente elástica y recibe un empuje hacia la derecha, hasta ocupar la posición P' por alguna fuerza exterior. Todo el material a la derecha de P se comprime al mismo tiempo que se dilata el situado a su izquierda. Como la roca se ha supuesto perfectamente elástica, tales cambios de volúmen ocasionarán un aumento de - energía potencial, y por lo tanto el material comprimido - tiende a expansionarse y el dilatado a comprimirse. Consideremos ahora el movimiento de una recta a Pb , cuando P -- tiende a P' por la acción de una fuerza exterior, la línea se curva a la posición a $P'b'$ de manera que se ha flexionado y todos sus puntos se han separado de su posición inicial con recorridos paralelos a PP' , los cuales son tanto mayores cuanto menor es su distancia P , lo que quiere decir que se ha acumulado cierta cantidad de energía potencial debida a la flexión.

Al cesar la fuerza exterior, p' tiende a regresar a p y además a pasar de allí en virtud de la energía cinética que posee, esto es muy similar a un péndulo y luego pasa a la - posición p' ; en este caso la energía cinética se ha trans-- formado en energía potencial y de nuevo la partícula oscila

hasta pasar de nuevo por p . A la distancia $p'p$ se llama amplitud de oscilación.

Debido a que las rocas no poseen una composición uniforme, los impulsos pueden ser dispersados, deformados y absorbidos y parte de la energía es transformada en calor de rozamiento, influyendo en estos efectos la composición físico-química de las rocas.

Por tanto cada oscilación es menor que la anterior y así sucesivamente.

Considerando los efectos de las vibraciones de una partícula situada en p sobre sus vecinas y las de éstas sobre las que las rodean, vemos de cada punto emanar dos clases de ondas que propagan en todas direcciones.

Unas las longitudinales de compresión y dilatación y -- otras las transversales a la propagación del movimiento. En una onda longitudinal las partículas vibran en la dirección de propagación del movimiento, lo cual se produce como una serie de impulsos alternados de compresión y dilatación a través de la roca; a estas ondas se les denomina P (primarias). En las ondas transversales las partículas vibran perpendicularmente a la dirección de propagación (fig. 13 a la derecha) y se les llama ondas S (secundarias).

Para las ondas longitudinales la velocidad varía proporcionalmente a la resistencia que al sólido opone a la deformación y flexión, e inversamente proporcional a la densidad del medio. Ahora las velocidades de las ondas transversales son directamente proporcionales al módulo de rigidez e inversamente a la densidad.-

En medios homogéneos las ondas viajan en línea recta, - pero al producirse un cambio en las propiedades elásticas o sea al pasar de una roca a otra se desvian o refractan. También pueden reflejarse al encontrar una superficie de -

separación, más aun cuando las ondas encuentran una discontinuidad en las propiedades elásticas de las rocas en que se transmiten originan nuevas series de ellas; estas nuevas ondas que se producen en la discontinuidad, son también longitudinales y transversales; repartiéndose así la energía del impulso inicial en nuevas ondas y sus amplitudes y velocidades dependerán de las constantes elásticas del medio de propagación.

La velocidad de las ondas P en un sólido viene dada por la siguiente ecuación: $V_p = \left(\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho} \right)^{1/2}$

Para los fluidos $\mu = 0$ por tanto para los líquidos y los gases no hay transmisión de ondas transversales.

$K =$ módulo de volumen o coeficiente de elasticidad cúbica

$$= 1 + \frac{2}{3}\mu$$

$$\mu = \frac{E}{2(1+\sigma)}$$

$\mu =$ módulo de rigidez

$E =$ " " Young

$\sigma =$ " " Poisson

$\rho =$ densidad

La velocidad de las ondas S en un sólido viene dada por $V_s = \left(\frac{\mu}{\rho} \right)^{1/2}$

Los fluidos no poseen rigidez, pero en cambio tienen viscosidad la cual ofrece resistencia al cizallamiento, de manera que un fluido de alta viscosidad cuando es sometido a vibraciones de alta frecuencia se comporta como un sólido, y puede llegar transmitir ondas similares. Es importante observar que las ondas P (compresión o dilatación) se propagan a mayor velocidad que las S y a la vez que ambas se propagan a una velocidad menor cuanto mayor es la densidad y compacto sea el medio de propagación.

La densidad en la tierra aumenta con la profundidad por su compactación y composición, por lo que se esperaría una disminución de la velocidad con la profundidad, pero no resulta así sino que la velocidad aumenta con la profundidad. De esto se deduce que las constantes K y μ aumenta más rápido que el aumento en la densidad.-

2 - 4 ONDAS SUPERFICIALES.-

Fu  Lord Rayleigh quién primero demostró la posibilidad de un tipo especial de ondas elásticas a lo largo de la superficie de un límite de un sólido elástico. La aplicación práctica más importante son las ondas a lo largo de la superficie de la tierra.

La teoría original hace muchas suposiciones simplificadas. La curvatura fué despreciada; las ondas se propagan a lo largo de una superficie plana. Es un infinito tren de ondas de amplitud uniforme, comenzando o terminando en algún tiempo o espacio. El frente de ondas fue plano y vertical. La amplitud del desplazamiento decrece exponencialmente de la superficie para abajo. Rayleigh encontr  que las ondas teóricamente existen. El no resolvió el problema de como esas ondas pudieran ser originadas por la acción de una fuente subterránea como un terremoto. Esto fué investigado más tarde.

Por definición "Ondas Superficiales" son aquellas ondas que se propagan a traves de una superficie de separación y su amplitud decrece gradualmente en función de distancia a una interfase por la que se propagan.

Realmente el estudio de las ondas superficiales es una parte de la teoría de la elasticidad y su estudio es muy complicado. La presente tesis no tiene por objeto hacer un estudio de la teoría sino como un terremoto las origina.-

Primeramente las ondas superficiales se registran en los sismogramas correspondientes a sismos lejanos fuertes y poco profundos. Su control es posterior a las fases P y S a todas las reflexiones y refracciones de esas mismas ondas. Su amplitud y período son relativamente grandes. Para mejor ilustración se hará un cuadro en el que se presentarán las diferentes ondas superficiales su símbolo y principales características.

TIPOS DE ONDAS SUPERFICIALES.-

Ondas de Love o Gutenberg	Características transversal de superficie perpendicular a la propagación	Símbolo L ó G ó LQ
Ondas Rayleigh	movimiento elíptico de retroce- so semi eje vertical mayor	R. ó Lr
Seudo Rayleigh	Movimiento elíptico Directo se- mi eje horizontal mayor	H
Ondas acopladas de L.D.Leet	Insegura afirmar si es superfi- cial o interna	C

La primera fase que se observa es la L, en los sismogramas su trazo queda reducido solamente a las componentes hori-
zontales. Posteriormente sigue la R la cual en la componente vertical es mayor que en las componentes horizontales. Las H la componente horizontal del movimiento el mayor que la ver-
tical. La onda C siempre precede a H y su movimiento queda -
limitado a la componente horizontal.

Una de las razones que demuestra que las ondas superfi-
ciales sean tan intensas en la tierra es que la mayor parte
de la energía generada en una capa cercana a la superficie -
nunca puede pasar a capas más profundas. Esto es debido al -
rápido aumento de la velocidad con la profundidad. Si la ener-
gía es generada en una capa de baja velocidad únicamente es
transferido al segundo medio el cono de rayos que choca contra
la superficie de separación con un ángulo inferior al crítico.-

Observando la fig. 14 podemos deducir que la energía que
queda confinada en la capa es: $\psi_{rc} = \pi - 2i\alpha \sin i_c = \frac{v_{p1}}{v_{p2}}$

Incluso contribuyen a las ondas de la capa que chocan -
contra la superficie de separación con un ángulo menor que el
crítico, pues en cada incidencia sobre la superficies de sepa-
ración sólo parte de su energía se refracta a las capas más -
profundas. El resto se refleja hacia la superficie exterior.

CAPITULO III

REFLEXIONES Y REFRACCIONES EN LA PROFUNDIDAD.-

3-1.- CONCEPTOS GENERALES.-

Si el medio en que se propagan las ondas no es homogéneo, sino que está formado por interfases la transmisión del movimiento es alterada.

Imaginemos que un tren de ondas choca contra una pared rígida y delgada, en la que existen varios (o un) orificios de diámetro pequeño. Las ondas al chocar con la pared, atraviesan los orificios y se propagan en todas direcciones. Este fenómeno se conoce como difracción. (fig.1).-

Postulado de Huygens.- Cada punto de un frente de ondas - al atravesar un orificio, éste se comporta como si fuera un manantial.

Todos los frentes de ondas infinitesimales se combinan - para formar un frente único observado.

La energía se transmite en sentido perpendicular a los frentes de onda, las componentes laterales se anulan mutuamente. Lo antes dicho se puede apreciar mejor observando las figs.1 y 2.

Si un tren de ondas choca contra una pared, éstas retroceden como eco. Los rayos se reflejan de manera que el ángulo incidente es igual al ángulo reflejado. Si solamente parte de la energía se refleja, la otra parte pasa al otro medio - variando en éste la transmisión del movimiento.

Si un rayo parte del punto Q_1 del medio de velocidad V_1 a otro Q_2 de velocidad V_2 . La energía se propaga radialmente - desde Q_1 hasta chocar con la superficie de separación en los puntos Pa, Pb, Pc, \dots y luego radialmente desde ellos a Q_1 , pero solo cierta parte de la energía de éstos. Ahora bien solamente hay un punto, que su energía no es anulada por la que

emiten oblicuamente los rayos contiguos y es áquel que exige el mínimo intervalo de tiempo, pues por éste la energía se irá adelantando y no resultará anulada.

$T =$ tiempo que tarda la energía en ir de Q_1 a Q_2 .

Este se puede representar así:

$T =$

Si $T =$ mínimo

De donde:

Ley de Snell.

Si una onda P incide con un ángulo de 45° sobre una superficie y se refleja, el ángulo de reflexión tendrá que ser de 45° . Es como si el movimiento hubiera girado 90° . El movimiento de las partículas tendrá que ser cero en un momento. Entonces si u y w son las componentes del movimiento de las partículas paralelas y perpendiculares a la superficie de separación.

Se tiene: $\sum u = 0, \sum w = 0$ esta suma es tomada de las ondas incidentes y reflejadas. Para que estas ecuaciones se satisfagan, debe producirse algo más que una onda de compresión incidente y reflejada. Lo que ocurre es que también se genera una onda transversal reflejada.

Un impulso longitudinal puede generar cuatro impulsos, dos reflejados (P y S) y dos refractados (P y S).

Esto puede ser representado matemáticamente de la siguiente manera:

$\sum u_1 = \sum u_2$ suma de componentes horizontales

$\sum w_1 = \sum w_2$ " " " " perpendiculares

Las direcciones de transmisión se representan por:

Las ondas transversales poseen velocidades menores que las

longitudinales, por tanto sus ángulos de reflexión y refracción son menores.-

ANGULOS CRITICOS.-

Si se tienen dos capas tales que: V_{s_1} V_{p_1} V_{s_2} V_{p_2}

Si el ángulo de incidencia de choque de una onda transversal es tal que aumenta gradualmente, llegará un momento que $i_{p_2} = 90^\circ$. En este caso la onda de compresión en la segunda capa se propaga paralelamente a la superficie de separación.

El ángulo de incidencia que produce este fenómeno se denomina ángulo crítico.

Luego i_{s_1} es mayor que el i_{s_1} crítico, en la segunda capa no hay ondas de compresión. Si i_{s_1} sigue aumentando e $i_{s_2} = 90^\circ$ se alcanza un segundo ángulo crítico. Luego i_{s_1} nuevamente - aumenta, i_{p_1} alcanza los 90° .

Para ondas incidentes P en las que i_{p_2} e i_{s_2} son iguales a 90° . (Hay dos casos).

Cuando una onda transversal en el segundo medio choca contra la superficie de separación con un ángulo i_{s_2} tan grande que no puede formar ondas P reflejadas.

Los ángulos críticos son propiedades de las superficies - de separación.

3-2.- EL INTERIOR DE LA TIERRA.-

La tierra esta compuesta de tres partes principales que - son; la corteza, el manto y el núcleo. La corteza tiene profundidades variables, en las zonas continentales alcanza profundidades hasta de 60 Kms. en otras hasta 30 Kms., en las - áreas oceánicas se remonta desde 10 Kms hasta 5 Kms de la superficie del mar.

En el área continental podemos observar en la fig. tres capas.

El cambio entre la corteza y el manto se conoce como la - discontinuidad de Mohorovicic que es de especial importancia

en la interpretación de sismogramas, para distancias epicéntricas cortas de unos cientos de Kms.

Cerca de la superficie del mar la profundidad es menor a que se encuentra esta discontinuidad.

La estructura de las rocas que se encuentran cerca de las discontinuidad de Mohorovicic es desconocida. Por los métodos actuales no es probable que se lleguen a determinar. Ya que estos métodos dependen del estudio de las trayectorias y de los tiempos de desplazamiento de las ondas sísmicas, y las estructuras que se presentan tienen dimensiones del orden de una longitud de onda de las ondas sísmicas que se emplean para su estudio.

Dentro del manto hay varios niveles con variación regular de la velocidad con la profundidad. Estos niveles actúan como menores discontinuidades.

El nivel de la frontera entre el manto y el núcleo parece ser constante y estar entre los 2900 Kms, a partir de la superficie de la tierra, esta discontinuidad se conoce con el nombre de Gutenberg-Wiechert.

Dentro del núcleo hay una división interior; la envolvente y el núcleo interior, los cuales pueden estar divididos en capas. La frontera entre ambos no está bien demarcada y sus características físicas son muy diferentes.

Hay evidencia de que el núcleo es por lo menos en parte fluido; no transmite ondas transversales, las ondas S llegan através del manto a la frontera del núcleo no entran en él, pero ellas pueden ser transformadas por refracción en ondas longitudinales (K) en el núcleo.

Las velocidades de las ondas en varios niveles son indicados en la tabla n^o. Algunas de ellas más que todo las velocidades de las ondas transversales son desconocidas en la discontinuidad de Mohorovicic entre 4, a 4.5 Kms/seg y en -

el núcleo por lo menos en la parte exterior no existen.
VELOCIDADES EN EL INTERIOR DE LA TIERRA.-

PROFUNDIDAD (Kms)	VELOCIDADES (Kms/seg)		RADIO (Kms)
	superficie	$V_p - V_s$	
0	corteza continental	5 3	6370
50	Mohorovicic	6 3.5 7? 4?	6340
	discontinuidad	8.2 4.5	
2900	manto	13.5 8	3470
-	núcleo	8 -	-
5000		10 -	1400
-	núcleo interior	11.5 ?	-
6370	centro	- -	0

3-3.- ONDAS EN SISMOS LEJANOS.-

Cuando se observan sismogramas de sismos distantes a las estaciones de registro, se pueden apreciar grupos típicos de ondas como posibles fases de una perturbación inicial.

Para estas ondas es posible representar varias combinaciones de reflexiones y refracciones, cada una de las cuales es denominada por una combinación particular de símbolos y letras principales, en las cuales están representadas los sucesivos rayos en orden de la fuente a la estación.

NOMENCLATURA.-

Las ondas longitudinales se representan por P y S para las transversales, éstas son consideradas como impulsos directos a través del manto y la corteza. Por la letra K para las ondas longitudinales en el núcleo exterior y para ondas en el núcleo interior la letra I es la usada. P' es una abrevia

ción de PKP; P'' y P'_2 son tipos especiales de P' .

Las reflexiones en la superficie de la tierra están representadas por la sucesión de los principales símbolos, como PP , SS , PPP , SSS según el número de reflexiones. Hay otros como (PP) ó (SS) que son los que han sido reflejados dos veces y han seguido el camino más lejano.

Las reflexiones en la superficie exterior del núcleo se indican por la interposición de como PcP y ScS .

Las letras pequeñas p y s como en pP , sP son usadas para distinguir un tipo especial de reflexión en la superficie de la tierra, observadas principalmente para temblores de foco profundo. La fig. indica con más claridad estos impulsos. De estos tipos de ondas observados las fases más grandes e importantes son: $P, S, PKP (P'), PKS, SKP, SKS$, o sea los que no se reflejan.

Los impulsos reflejados tales como los que ocurren en la superficie de la tierra $PP, PS, SP, SS, SKSP$ se observan a menudo. Reflexiones en la superficie exterior del núcleo como PcP, Pc, ScP, ScS , también son observados.

Impulsos como $PKKP, PKKS, SKKP, SKKS$ que son reflexiones en la superficie interior del núcleo son registrados en puntos sobre la tierra muy distantes del epicentro.

En la práctica no es posible distinguir $SKPP'$ de $PKSP'$, P' SKP de $P'PKS$, las cuales llegan al mismo tiempo a menos que el foco sea muy profundo.

Reflexiones cercanas del epicentro son también posibles, principalmente para sismos de foco profundo, comenzando su notación con p ó s . En las reflexiones el movimiento y la amplitud decrecen en cuanto a claridad en cada reflexión.

CARACTERÍSTICAS PRINCIPALES DE ALGUNAS FASES.-

Las trayectorias de P y S del foco a la estación de registro difieren solamente un poco, puesto que la relación

de sus velocidades cambia lentamente con la profundidad. Los rayos a medida van profundizando van siendo curvados y convexos hacia abajo, emergiendo en la superficie con un incremento de distancia.

Si llamamos A , a la distancia correspondiente al ángulo central entre el foco y la estación, llega un momento en que las ondas P rozan el núcleo esto se observa entre los 103° , mas allá de esta distancia la amplitud del registro decrece rápidamente, el cambio no es brusco pues son registradas en distancias angulares cerca de los 130° . Esto más que todo se debe a difracción de las ondas P alrededor de la frontera del núcleo. Los efectos para S son fuertes pero no son fáciles de observar. La fase PKP , el ángulo de incidencia en P roza al núcleo y es refractada. Y emerge cerca de los 10° en exceso de 180° . Las que penetren antes de rozar el núcleo emergen entre los 110° , 142° y 170° . En los 142° hay una fuerte concentración de energía en esa vecindad.

La fase SKP es análoga en parte a la PKP .

La diferencia esencial es que las ondas longitudinales cambian de dirección abruptamente debido al cambio de velocidad, al penetrar en el núcleo y en cambio las S fuera del núcleo y la fase K al penetrar en él casi no cambian en cuanto a la velocidad. De esto se deduce que en las ondas al penetrar al núcleo exterior sufren una disminución en la velocidad. Estas fases se registran en la vecindad de los 133° .

Impulsos como SKS , el rayo no sufre prácticamente refracción alguna. Y en distancias de 84° precede a S . Ocasionando dificultades en la interpretación de los sismogramas.

Las reflexiones en el núcleo como PcP , PcS , ScS son fuertes cuando $A = 30^\circ$ a 40° y los sismogramas son de apariencia complicada. Muchas veces se confunden ScP por S .

ScS para distancias epicentrales cortas es grande; pero

usualmente solo puede ser observada para sismos de foco profundo. PcP aparece próxima a P, algunas veces puede ser identificado como un impulso grande, segundos después del primer movimiento.

3-4.- ONDAS SISMICAS EN DISTANCIAS CORTAS.-

En sismogramas de sismos ocurridos a distancias cortas, se registran los grupos P y S como fases iniciales bien marcadas. Sin embargo hay una distancia epicentral crítica generalmente en el rango de 100 a 150 Km. mas allá de la cual P y S comienzan con pequeños movimientos y períodos largos, - designando por Pn o Sn, seguidos luego por uno más grande y bien marcado impulso de período corto, el primer impulso Pn es continuo con el primer movimiento de P registrado en sismos distantes.

A la fase abrupta, se le conoce como \bar{P} , que es el primer movimiento bien definido en distancias cortas. La velocidad aparente de \bar{P} y Pn que se lee en las curvas distancia-tiempo, es cerca de 5.5 y 8.2 Km/seg. La forma simple de explicación que fué dada por Mohorovicic es la mostrada en la fig. Asumiendo que las velocidades de 5.5 y 8.2 son constantes - arriba y abajo de la superficie horizontal.

Despreciando la curvatura de la superficie de la tierra \bar{P} se interpreta como el impulso directo del foco a la estación de registro. Pn es el rayo refractado horizontalmente bajo la discontinuidad, donde debido al incremento en la velocidad aunque la trayectoria sea larga, Pn arriba antes que \bar{P} . Siendo el ángulo de refracción en la segunda capa igual a 90° de la ley de Snel se obtiene $\text{sen } i = \frac{5.5}{8.2} = 0.67$ de don-

de $i = 42^\circ$ aproximadamente.

Pn es una línea recta y \bar{P} es una hipérbola asintótica a una línea en el origen.

Para $\Delta = 0$ no da $t=0$ para P_n , la línea recta no pasa a través del origen, este tiempo extrapolado es llamado ocasionalmente "tiempo epicentral". Esto es bastante confuso puesto que la onda directa que llega al epicentro es \bar{P} , y este tiempo no coincide con el extrapolado para P_n .

La superficie de separación entre regiones de alta y baja velocidad es llamada discontinuidad de Mohorovicic.

En Europa Conrad observó en el estudio de sismogramas un impulso abrupto entre P_n y \bar{P} al cual él denominó P^* y lo atribuyó a la refracción a través de una capa intermedia con una velocidad cerca de 6.5 Km/seg; esta se llamó capa de Conrad.

En otras partes se hizo uso de estos términos pero con duda, puesto que la estructura de la corteza varía de región a región.

Investigadores como Jeffreys y otros, aceptaron la discontinuidad de Conrad como separación predominante de la capa granítica arriba y de la capa basáltica abajo y se usó las siguientes notaciones tales como P_g y P_b .

Las rocas graníticas a cierta presión en los laboratorios alcanzan velocidades de longitud de onda cerca de 6 a 6.5 Km/seg. La velocidad 8 Km/seg es cercana a la de P_n , que se encuentra en dunita y otras rocas olivinas las cuales se supone fueron originadas a gran profundidad.

CAPITULO IV.-

FUNDAMENTOS CIENTIFICOS DE LA TRANSMISION DE LA ENERGIA SISMICA EN LA TIERRA.-

4-1 Hechos deducidos de los sismogramas.

Por medio de comparaciones de los registros sismográficos de un mismo terremoto obtenidos en distintas estaciones y los de diferentes terremotos en la misma estación, los sismólogos pueden reconocer las diversas clases de ondas que predice la teoría elástica. En general, en un sismograma se registran diferentes tipos de ondulaciones que se relacionan con recorridos definidos de ondas sísmicas a través de la tierra. Así, por ejemplo en el sismograma de la Fig. están señalados con letras los puntos indicados de la llegada de las ondas P, S y L. De la misma manera se indica la llegada de una onda longitudinal reflejada, PP, y la de una transversal también reflejada; SS (Fig. 31). Nótese que la aparición de las ondas superficiales (ONDAS L) hace que el sismograma se complique mucho más que durante las fases anteriormente registradas.

4-2 CURVAS DISTANCIA TIEMPO

Tabulando los tiempos de recorrido de las ondas originadas por un sismo de fuente conocida, e identificando los distintos grupos de fases registradas en los sismogramas de numerosas estaciones, se elaboran las tablas distancia-tiempo. Si se llevan en abscisas las distancias desde el origen del sismo en grados de la circunferencia terrestre o en Kms. y en -

ordenadas los tiempos de recorrido se obtiene una gráfica - distancia-tiempo. (Fig. 32).

Un hecho de suma importancia es que las curvas referentes a las ondas P y S sean cóncavas hacia el eje de las abscisas, esto es, que cuanto mayor es la distancia recorrida por las ondas, su velocidad parece mayor. De esto se deduce que las ondas se propagan más rápidamente cuanto mayor sea la profundidad a que penetran dentro de la tierra, ya que el incremento de velocidad es mayor que el esperado de considerar solo la diferencia entre distancia superficial (ARCO) y la distancia en línea recta (CUERDA). Para las ondas L, que se -- propagan por la superficie, la curva distancia-tiempo es una línea recta (Fig.32); el tiempo de recorrido es en su caso directamente proporcional a la distancia desde el foco sísmico. Las curvas distancia-tiempo desempeñan una misión muy importante en la sismología observese que la pendiente de - la cuerda trayectoria tiempo de L representa su velocidad.

$$\frac{d\Delta}{dt} = VL$$

De un modo análogo, las pendientes de los gráficos P y S corresponden a las velocidades de estos impulsos.

Debido al incremento de la velocidad con la distancia, - resulta evidente que las ondas P y S no se propagan por la superficie, sino a través de la masa de la tierra, y cuando más profundas son sus trayectorias mayores velocidades alcanzan. De aquí se concluye que estas trayectorias han de -

ser curvas. Fig.33.

Esto explica el hecho de que en puntos muy alejados de su origen las ondas emerjan a la superficie formando ángulos ma yores que los que formarían de ser rectas tales trayectorias. Cuándo inciden en la superficie se reflejan y de nuevo siguen trayectorias curvas. Así se explican sismogramas obtenidos en estaciones alejadas entre sí, en los cuales pueden obtenerse una sucesión de ondas reflejadas.

De datos sobre la masa y las dimensiones de la tierra se sabe que su densidad media es de 5.52, mientras que la densidad de las rocas superficiales viene a ser más o menos la mi tad de ese valor. Entonces el material de que el interior -- está formado debe ser, pues, mucho más denso que el de la su-- perficie. Si solamente la densidad de las rocas aumentase con la profundidad, permaneciendo inalteradas las restantes propiedades, las ondas llevarían menor velocidad a medida que - profundizacen. Puesto que la velocidad crece, Fig. 35. Se ha de admitir que las propiedades elásticas de las rocas rigidez e incomprensibilidad han de aumentar también con la profundidad, y más rápidamente que la densidad. La superficie de la tierra esta formada por un conjunto de formaciones de naturaleza variable y complicada. A medida que se profundiza, no hay evidencia clara que asegure que existe una tendencia a mayor simplicidad, Ahora ya que no nos es posible examinar el interior de la tierra con detenimiento, nos vemos forzados a soslayar la mayor parte de las relaciones estructurales que posibi

blemente existen y clasifican las rocas en grandes unidades que pueden ser diferenciadas por los métodos que actualmente disponemos.

En el capítulo III se estudiarán algunos de los impulsos más importantes, como no hay límite alguno en el número de veces que un impulso puede ser reflejado y REFRACTADO, tampoco hay límite teórico de impulsos posibles.

Pero de todos modos, cada vez que un rayo choca con una superficie de separación, su energía se disminuye entre los diversos impulsos formados y cuando más lejos se propague dicho rayo, será absorbido más de manera que prácticamente, sólo se observa un limitado número de impulsos.(Fig.36).

4-3 DISTANCIA EPICENTRAL.-

Los sismogramas obtenidos en diversas estaciones son semejantes a bruscas pulsaciones, esto quiere decir que la mayoría de los terremotos se inicia en un área muy reducida, aunque existe una zona activa de muchos Kms. de falla, lo cual ha sucedido en algunos terremotos famosos.

El punto en el que parece producirse el movimiento inicial recibe el nombre de foco o hipocentro. El punto de la superficie terrestre situado exactamente sobre la vertical del foco se denomina epicentro.Fig.37. El tiempo transcurrido entre la llegada de las ondas P y S medido sobre el sismograma nos permite calcular la "distancia epicentral, desde la estación, a partir de las curvas "distancia-tiempo", está última magnitud medida en grados de la circunferencia terrestre o -

en Kms. Si trazamos una circunferencia sobre un globo terrestre utilizando como centro la estación sismográfica y como radio la distancia epicentral sabremos que el primer movimiento se ha producido en alguno de los puntos de dicha circunferencia. Si disponemos de sismógrafos adecuados en estaciones nos será posible localizar el epicentro que será el punto de intersección de las tres circunferencias trazadas en las tres estaciones. Muchas veces es posible hacer un cálculo muy aproximado de la dirección y distancia de un terremoto a partir de una sola estación, observando la dirección del primer movimiento, y las amplitudes relativas de las ondas registradas en el sismograma de la componente vertical y de las dos componentes horizontales. Para aclarar esto pasemos a ver la Fig. 39. A

Para nuestro caso el primer movimiento componente vertical C (COMPRESION) hay la posibilidad de dilatación D pero en este caso el primer movimiento hubiera sido hacia abajo. En la compresión da la impresión de que el primer movimiento llega a la estación y en la dilatación que el primer movimiento se aleja de ella. Esto tiene conexión con el mecanismo del foco.

Hay un hecho muy importante y es que las curvas distancia-tiempo sean esencialmente iguales para todas las estaciones que disten del epicentro más de algunos grados, sin que influya la dirección de donde procede la onda sísmica, esto demuestra claramente que la tierra debe ser casi homogénea a

cualquier profundidad mayor de varias decenas de Kms. (O BIEN QUE VARIA DE UN MODO SIMILAR). Si hubiesen diferencias apreciables de unos sitios a otros, estas aparecerían en los -- tiempos de recorrido de las ondas que hubiesen atravesado - los distintos tipos de materiales.

4-4 PROFUNDIDAD DEL FOCO E HIPOCENTRO.

El determinar con precisión el valor de la profundidad - resulta difícil. Para focos profundos se pueden determinar en base al tiempo de arribo de ciertos impulsos como PKP y pPKP los cuales llegan a distancias epicentrales muy cerca de los 180° Fig.39 B. Si observamos estos dos impulsos nos daremos cuenta que el tiempo de llegada de estos pPKP - PKP es función de una magnitud igual al doble de la profundidad del - foco. Conociendo al diagrama de velocidades respecto a la - profundidad, es posible determinar la profundidad del hipocentro.-

De la misma manera los tiempos de P y PcP, son utilizables ya que se conoce el radio del núcleo. Este tipo de impulsos son visibles en distancias cortas al epicentro. También los impulsos pP y P los cuales son utilizables a distancias intermedias. La exactitud que se obtiene empleando estos impulsos es del orden de ± 25 Km.

En general las curvas distancia-tiempo son diferentes para cada profundidad del foco. De manera que lo primero que - se debe realizar para el estudio e investigación de un terre

moto es la determinación de la profundidad del foco.

Las características principales para distinguir los terremotos de foco profundo de los superficiales son: las ondas superficiales son débiles o no aparecen en los sismogramas; la ausencia de impulsos como los PP y pP a cortas distancias. Impulsos como P'y pP'son notables en sismos profundos; las zonas de intensidad (ISOSISMICAS) se extienden en un área más extensa para sismos profundos que en los superficiales y además las isosísmicas son más espaciadas en los sismos - de foco profundo que en los superficiales.

Los tiempos de llegada de los impulsos a distintos puntos cercanos al epicentro, se observa que difieren muy poco para sismos profundos, en cambio la diferencia es apreciable para sismos superficiales, la razón es que la distancia recorrida por los impulsos varía lentamente en distancias epicentrales pequeñas para las sacudidas profundas mientras que en las superficiales varía rápidamente.

Los impulsos iniciales son más pronunciados en los sismos profundos que en los superficiales, esto es debido en parte a que las capas más profundas de la tierra son de composición más uniforme y provocan menos dispersión.

4-5 APLICACION DE LAS CURVAS DISTANCIA-TIEMPO.-

El presente ejemplo es el de un sismo lejano, registrado en la estación sismológica de La Palma el 30 de marzo de 1969 a las 07 horas 30 minutos 28 segundos, hora de GREENWICH.EL

SALVADOR.

Datos de USCGS de los Estados Unidos.-

Epicentro: 27.7° M, 34.0° M, 34.0° E (LATITUD, LONGITUD)

h = unos 33 Km (PROFUNDIDAD) MAR ROJO

MAG. = 6.0 2 muertos 16 heridos, graves

daños en la República Arabe Unida

H = 07 h 15m 54.5 (HORA FOCAL)

Datos de La Palma:

Estación	ONDA	HORA	MINUTO	SEGUNDO
LP	eP	07	30	28

ler.paso.- DIFERENCIA ENTRE TIEMPO DE LLEGADA A LP Y HORA
FOCAL

07	30	28
	15	54.0
<hr/>		
	14 m	34

Con este dato se va a la curva distancia-tiempo standari
zada y con tiempo 14m 34s y onda P. se encuentra la distan
cia epicentral 12.200 Km.

2.-paso.- Con coordenadas del USCGS. 27.7°N, 34.0°E. Nos vamos a un globo en escala y comprobamos distancia Epicentral medida en la curva distancia-tiempo.

3 paso.- COMPROBADA la P, nos vamos a la curva distancia - tiempo y determinamos las demás ondas que aparecen con la gráfica con distancia Epicentral \approx 12200 Km.

4 paso.- Con tiempo 30 m 28s como base (hora de llegada para nuestra estación considerada) determinamos los tiempos de las ondas que aparecen en el gráfico distancia-tiempo.

5 paso.- Volviendo al registro del sismograma, comprobamos las diferentes ondas obtenidas en la curva distancia-tiempo.

Muchas de ellas son visibles, algunas no se observan. Esto depende de la amplificación y claridad del Registro.

En general para sismos lejanos en El Salvador se ocupa la estación de La Palma, ya que tiene mayor amplificación 100.000 veces - PERIODO CORTO y 30.000 veces período largo.-

CAPITULO V

LA INTENSIDAD DE LOS TERREMOTOS.--

5-1.-- INTENSIDAD Y MAGNITUD. DIFERENCIAS.--

Es necesario poner en claro la diferencia esencial entre los términos intensidad y magnitud de los terremotos, ya -- que ha menudo se confunden. La intensidad se caracteriza por los efectos del terremoto y es necesariamente un concepto culitativo, mientras que la magnitud es una medida instrumen-- tal relacionada con la energía liberada durante el terremoto.

De manera que las intensidades del terremoto dependen de la perceptibilidad o sensibilidad y del grado de destruc-- ción, se pueden clasificar según las respuestas a las pre-- guntas: 1.- dónde y cómo se sintió; 2.- qué daño causó?. Los efectos observados durante un terremoto dependen principal-- mente del emplazamiento del observador y de lo que podría-- mos llamar su "ecuación personal". Los observadores en repo-- so o los situados en edificios altos están en capacidad de poder percibir terremotos leves que otras personas en situa-- ciones diferentes no observarían. Otra cosa muy importante es la naturaleza del subsuelo ya que las personas situadas en subsuelos flojos o pocos compactos como tierra o tobas pomíticas, etc. están en situación de sentir los movimien-- tos producidos por un sismo; las estructuras situadas en -- estos terrenos están muy propensas a sufrir mayores daños

que las asentadas en terrenos de roca compacta.

De todo ésto se puede apreciar que el establecer con precisión el grado de intensidad en una región dada es sumamente difícil, pues los reportes de muchas personas situadas en lugares muy próximos difieren; de manera que para la asignación de la intensidad sobre las bases de reportes dados es importante no apegarse a un criterio. Por ejemplo el ruido de ventanas es característica de grado IV (escala modificada Mercalli) pero a menudo es reportado cuando otras evidencias no indican mas de III o II.

El grado VI de intensidad causa alarma, pero algunos observadores posiblemente no se alarman, ni aun en el caso de que haya desplazamiento de objetos pesados que son características de grados entre VI y VII. Todas estas diferentes apreciaciones de las personas dificultan la asignación de la intensidad para la zona de estudio. Nunca hay que asignar una intensidad basándose en un reporte individual, sino es preferible correlacionar toda la información posible.

Las condiciones locales algunas veces fuerzan a una escala especial en el investigador, pues cuando se está estudiando un terremoto en una región y muchas observaciones estan siendo correlacionadas, es científicamente preferible comenzar por sentar las isosísmicas con referencia a condiciones locales del terreno y la construcción. Después de esto las isosísmicas se pueden adaptar con alguna escala general mas aplicable.

Las escalas de intensidad intentan por lo general a seguir un desarrollo gradual, las investigaciones individuales se han unido para formar un modelo común de Rossi en Italia y Forel en Suiza que trabajaron independientemente se unieron en 1883 para formar la escala Rossi-Forel que ha sido adaptada extensivamente. Con el avance de la tecnología la Escala Rossi-Forel desarrolló progresivamente. Un gran rango de intensidades fue aglomerado en cuanto a detalles hasta el alto nivel de X.

Mercalli propuso una escala mas detallada que la Rossi-Forel pues reconoció que las divisiones principalmente en los grados superiores no tenían la suficiente minuciosidad requerida y por esto propuso una escala con doce grados.

Cancani propuso que los grados de la Escala Mercalli tuvieren relación con la máxima aceleración producida por un sismo, esta excelente proposición tuvo dificultades ya que era difícil en esa época la determinación de los verdaderos valores de la aceleración. La escala Mercalli ha sido la más usada por ser más cualitativa y en la actualidad la de Mercalli con las modificaciones de H. Owood y F. Neuman es la mas usada.

La intensidad resulta muchas veces difícil y a veces imposible el fijarla principalmente en las regiones despobladas o en el mar, ya que como es natural que la falta de información de observadores y los destrozos ocasionados por el terremoto no son posibles.

La intensidad en la región que ha sido azotada con mas fuerza por un terremoto suele considerarse generalmente por la intensidad del sismo. Es natural que la intensidad de un terremoto haya sido la primera propiedad estudiada, considerando el punto de vista de las personas que habitan las regiones frecuentemente afectadas por los sismos ya que el daño resultante es la propiedad mas importante de un terremoto.

Para la investigación sistemática, cada observatorio envía tarjetas impresas con la escala escogida para que los observadores que las reciban llenen los espacios indicados y las devuelvan. El modelo siguiente, usado por el Observatorio Sismológico de la Universidad de California, en Berkeley.

Lugar

Fecha del temblor

Hora del temblor

Cuánto duró?

Dirección del movimiento

Lea todas las frases descriptivas anotadas abajo y subraye cada palabra que describa el temblor en su localidad.

Si el temblor no se sintió en su vecindad, suplicámosle avisarnos.

Sentido por: nadie, pocos, algunos, varios, muchos, todos.

Movimiento: sacudida, temblor rápido, oscilación lenta.

Vibraron: ventanas, puertas, platos.

Crujieron: paredes

Objetos suspendidos: oscilaron, no oscilaron.

Relojes de péndulo: se pararon, no se pararon.

Perturbado, derramado: líquido en

Perturbados: objetos pequeños, muebles, camas.

Rajadas: paredes, repellos, ventanas, terreno.

Dieron vuelta: objetos pequeños, muebles.

Causó daños: pequeños, de consideración, grandes, perjuicios a obras de ladrillo, concreto, bahareque.

Se sintió, no se sintió: por el suscrito, por otros; en edificio, bien construido, mal construido; en el primer, segundo piso; sentado, de pie, caminando, recostado, acostado.

Se sintió fuera de casa: por el suscrito, por otros, en reposo, quietos caminando.

Despertó, no despertó: a algunos, todos los que dormían.

La tierra bajo los pies del suscrito es: rocosa, compacta, relleno, pantano o

Arboles: se sacudieron: muy poco, bastante; ramas se troncharon, se quebraron.

Algunas personas, todos: se alarmaron, les entró pánico,

Observaciones:

NombreDirección

LA MAGNITUD.--

A diferencia de la intensidad que varía de un sitio a otro y que no depende solamente de la energía desarrollada

por el sismo y de la distancia al foco, sino también de -- otros factores como son la naturaleza del terreno y las con-
 diciones locales de una región; la magnitud es un factor -
 eminentemente constante característico para cada sismo en
 particular independiente de la localización de la estación
 de registro y nos suministra un método preciso para medir
 las energías liberadas durante un terremoto, la magnitud se
 mide en función de la amplitud máxima del movimiento del -
 suelo.

Para sismos locales en California, Richter propuso lo si
 guiente:

Todas las estaciones de registro debían estar equipadas
 con sismómetros que tuvieran las mismas constantes, el pe-
 ríodo $T_0 = 0.8$ segs., la amplificación $V = 2800$ y la amor-
 tiguación $h = 0.8$

Cuando un sismo se registra se plantean las amplitudes -
 en función de la distancias epicentrales obtenidas en las -
 diferentes estaciones de registro. Con la diferencia de que
 las amplitudes medidas en micras se les sacó el logarismo --
 base 10 y no el valor medido directamente en los aparatos y
 las distancias epicentrales se midieron en Kms. o millas. Ver
Fig. 41.

Para dos temblores así planteados se observó un paralelismo
 muy pronunciado en las dos curvas y así para otros. De -
 manera que solo faltó establecer un temblor base que se lla-
 mó temblor cero que se definió como una milésima de mm a --

una distancia de 100 Km del epicentro, siempre medida en un sismógrafo tipo standard con las constantes mencionadas.

De esta manera la magnitud M se obtuvo así: $M = \log A - \log A_0$. En la que A es el registro del trazo de la amplitud para un temblor dado a una distancia dada inscrita con un tipo standard de instrumento.

A_0 .-- Amplitud dada para un temblor seleccionado como standard.

La asignación de la magnitud en la práctica depende del establecimiento standard de los valores A_0 en función de la distancia A . Es necesario conocer la distancia epicentral de la estación de registro por lo menos aproximadamente. Un pequeño error en la distancia epicentral afecta la magnitud un poco. La máxima traza de la amplitud sobre un sismograma standard es medida en mms. y a ésta se le saca el logaritmo. A esto se le añade la cantidad tabulada como $-\log A_0$ para la distancia correspondiente. La suma es el valor de M . Este procedimiento es adecuado para asignar magnitudes a temblores registrados a distancias cortas.

De cada una de las componentes horizontales de los sismómetros se mide el valor de la amplitud máxima independientemente.

A cada estación se le aplica una corrección, o mejor para cada instrumento. Esto es sumamente importante ya que si no se hacen pueden haber grandes desviaciones en los valores de la magnitud.

Tabla de Valores de las amplitudes A_0 (en mms) con un sísmómetro de torsión standard ($T_0 = 0.8$ segs, $V = 0.8$) registrado en un temblor de magnitud 0.--

A (Km)	- log A_0
0	1.4
5	1.4
10	1.5
50	2.6
75	2.6
100	3.0
150	3.3
200	3.5
250	3.8
300	4.0
400	4.5
450	4.6
500	4.7
550	4.8
600	4.9

TABLA PARA LA DETERMINACION DE LA MAGNITUD para un temblor de Korn County en enero 15 1955 a las 01 h: 03 m.G.C.T.

ESTACION	AMPLITUD		A (Km)	M(N-S)	M(E-W)
	N - S(mm)	E-W(mm)			
Pasadena	8.4	6.0	114	4.2	4.1
Riverside	7.9	8.5	179	4.5	4.5
Sta.Bárbara	24.5	30.0	90	4.2	4.3

ESTACION	AMPLITUD		A (Km)	M	
	N-S(mm)	E-W(mm)		(N-S)	(E-W)
Tinemaha	8.1	7.0	246	4.5	4.4
Barret	0.8	-----	323	3.0	-----
Woody	-----	16.8	84	-----	4.0

La magnitud determinada en promedio fue de 4.26

Para determinar la magnitud a distancias entre 600 y 2000 Km está sujeta a numerosas incertidumbres, envuelve el efecto de las estructuras de la corteza local y solamente puede ser accesible por un modo especial de investigación para cada estación de registro. Los Drs. Cruttenberg y Richter investigaron esto para temblores superficiales usando el cálculo de la amplitud horizontal del terreno, en micras de ondas grandes superficiales con períodos de cerca de 20 sgs.

5-2 MAPAS ISOSISMICOS, LINEAS ISOSISMICAS Y HOMOSISMICAS.-

Las cartas en que se representan las zonas con los distintos valores de intensidad se denominan MAPAS ISOSISMICOS y las líneas que separan los diferentes valores de intensidad se llaman líneas isosísmicas. Si la tierra fuera completamente uniforme y la energía se irradiaría en todas direcciones desde una fuente única las líneas isosísmicas fueran circulares, pero realmente no es así casi siempre presentan formas elípticas con el epicentro en medio, este epicentro macrosísmico casi nunca coincide con el epicentro instrumental determinado por los aparatos.

Hay una variedad de factores que influyen en la forma de las

curvas isosísmicas, entre ellos uno es la radiación de energía desde el foco y porque la naturaleza de la tierra no es la misma en todas las direcciones, pues puede ser que irradie mas energía en una dirección que en otra. Otra razón es que la fuente no es un punto sino puede extenderse a través de un plano a un volúmen de tierra. El tipo de suelo influye en la forma de propagación de las vibraciones. Las tierras poco compactas tienden a moverse con mayor intensidad que las zonas de rocas compactas. Las formas geológicas influyen tales como fallas o contactos, superficies de separación que en ciertas circunstancias forman una barrera al paso de las ondas sísmicas, de manera que lugares sobre la superficie de la tierra en las que la intensidad resulte menor que la esperada.

Las líneas isosísmicas muchas veces presentan formas caprichosas elongadas en una dirección dependiendo de los factores antes mencionados. Muchas veces a gran distancia del epicentro pueden encontrarse zonas de elevada intensidad rodeadas por zonas de poca intensidad.

El trazado de líneas isosísmicas es un sistema bastante exacto para la localización del epicentro, a no ser que existan redes de estaciones cercanas al epicentro que determinan este con más exactitud por medio de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas a cada una de las estaciones.

Cuanto mayor es la intensidad del terremoto en mayor zo-

na se siente su efecto. Terremotos de características des--
 tructivas grado VI en adelante son sensibles en muchas cen--
 tenas de Kms. cuadrados. Los terremotos muy profundos son --
 sensibles en zonas mas extensas que los superficiales de --
 igual intensidad. Esto es debido en parte a que la intensi--
 dad de los terremotos de foco profundo es menos proporcio--
 nal a la energía debido a la gran profundidad. Ver fig.42.

Los puntos sobre la superficie de la tierra a los cuales
 llegan los movimientos a la misma hora se denominan homosís--
 micas y estos se pueden localizar por el paro de los relojes
 en los diferentes puntos. Estas líneas no coinciden con las
 isosísmicas.

5-3

ESCALAS DE INTENSIDAD

ESCALA ROSSI-FOREL DE INTENSIDADES.--

- I.- Temblores tan débiles que sólo pueden ser registrados --
 por un cierto tipo de sismógrafos y confirmados únicament
 te por observadores prácticos. No resultan perceptibles
 con los sismógrafos comunes.
- II.--Temblores registrados por los sismógrafos comunes.Confirm
 ados únicamente por personas que se encuentran en esta--
 do de reposo.
- III.--Temblores sentidos por varias personas. Suficientemente
 intensos para apreciar la duración y la dirección de los
 sismos.
- IV.--Temblores perceptibles por personas que se encuentran en
 actividad. Son sacudidos los objetos móviles, como vental

nas y puertas. Se perciben crujidos en casa.

- V.- Temblores perceptibles por toda la población. Se empiezan a mover los objetos voluminosos, como camas y otros muebles. Suenan algunos timbres (campanillas) de puertas.
- VI.-Despierta toda la población si se encontraba durmiendo. Casi todos los timbres de las puertas suenan, oscilan - las lámparas y arañas, se paran los péndulos de los relojes y cimbrean visiblemente árboles y arbustos. Temblores lo suficientemente intensos para provocar el pánico general en la población y el precipitado abandono de los hogares.
- VII.-Se vuelcan los objetos móviles, cae el enlucido de las paredes y techos, tañen las campanas de las iglesias.- No se producen daños en las estructuras. Temblores de intensidad suficiente para sembrar el terror en la población.
- VIII,-Caída de chimenea, las paredes de los edificios comienzan a agrietarse.
- IX.- Destrucción parcial o total de ciertos edificios.
- X.- Gran catástrofe. Edificios en ruinas, remoción de las - capas terrestres, grietas en el suelo y deslizamiento de terrenos.

MODIFICACION CANCELI (1904) DE LA ESCALA DE ROSSI-FOREL-
MERCALLI..

GRADOS	DESCRIPCION	ACELERACION CO- RESPONDIENTE, mm/seg ²
I	Temblor registrado por instrumen- tos (secouss instrumental)	Menos de 2.5
II	Muy ligero (bien legere)	2.5 - 5
III	Ligero (legere)	5 - 10
IV	Fácilmente perceptible o moderado (sensible o mediocre)	10 - 25
V	Bastante intenso (assez forte)	25 - 50
VI	Intenso (forte)	50 - 100
VII	Muy intenso (tres forte)	100 - 250
VIII	Ruinoso (ruineuse)	250 - 500
IX	Desastroso (desastreuse)	500 - 1000
X	Muy desastroso (tres desastreuse)	1000 - 2500
XI	Catastrófico (catastrophe)	2500 - 5000
XII	Muy catastrófico (grande catastro- phe)	5000 - 10.000

ESCALA DE INTENSIDADES MERCALLI MODIFICADA EN 1931

Efectos en las personas	Efectos en las estructuras	Otros - Efectos
I Unicamente perceptible por muy pocas personas en circunstancias favorables.		
II Lo perciben algunas personas en reposo		Algunos objetos delicados se balancean ligeramente
III Perceptible en interiores. Algunos coches se balancean un poco.		La duración puede ser estimada.
IV Perceptible por lo general en interiores. Se despiertan las personas que se hallan en reposo		Se balancean los coches y se mueven las ventanas, etc.
V Perceptible en general.	Caen algunos enlucidos.	Se rompe la vajilla y los cristales de las ventanas. Se paran los péndulos de los relojes.
VI Perceptible por todos - Empieza a cundir el terror.	Daños en las chimeneas y en los enlucidos de las paredes.	Se mueven los muebles y caen los objetos pequeños.
VII Todos se lanzan a la calle. Perceptible en coches en marcha.	Daños moderados.	
VIII Alarma general.	Efectos destructivos y daños generales en estructuras débiles. Pocos daños en estructuras bien construidas.	Se desploman los monumentos y las paredes. Se vuelcan los muebles. Se esparcen la arena y

		el fango. Variaciones en los niveles de agua de fuentes o pozos.
IX Pánico	Total destrucción de estructuras débiles. Daños considerables en edificios bien construidos.	Daños en los fundamentos de los edificios. Rotura de las tuberías subterráneas de canalización. En el suelo, grietas; crujidos perceptibles.
X Pánico	Destrucción general de estructuras de mampostería y armadas. Sólo quedan en pie los edificios mejor construidos. Fundamentos en estado ruinoso.	
XI Pánico	Solo quedan en pie contados edificios.	Grietas estrechas. Fallas pronunciadas en el suelo. Canalizaciones subterráneas fuera de servicio
	Equivalencia Rossi-Forel	Magnitud superficial equivalente
I	I	
II	I-II	2.5
III	III	
IV	IV-V	3.5
V	V - VI	
VI	VI-VIII	
VII	VIII	5.5
VIII	VIII-IX	6
IX	IX	

	Equivalencia Rossi-Forel	Magnitud Super- ficial equiva- lente.
X	X	
XI	X	8

ESCALA DE INTENSIDADES MERCALLI MODIFICADA EN 1931 (continua-
ción)

	Efectos en las personas	Efectos en las estructuras	Otros Efectos		
XII		Dstrucción to- tal.	La aceleración superior a la de la gravedad. On- das visibles en el suelo. Distor- sion en las lí- neas visuales y de nivel. Los ob- jetos son arro- jados al aire.	X	8.5

CAPITULO VI

INVESTIGACION DEL SUBSUELO, POR METODOS SISMICOS.-

6-1 PROSPECCION GEOFISICA.-

Se define la prospección Geofísica como el arte de buscar depósitos ocultos de materiales o minerales en el interior de la tierra, por medio de mediciones físicas en la superficie de ella. La interpretación de estas mediciones en forma correcta proporciona las posibles formaciones existentes y con esto la posibilidad de explotación de minerales, petróleo, agua, etc. Con solo el hecho de poder conocer la clase de material y sus espesores podemos en consecuencia inducir su gran aplicación al campo de la ingeniería civil. Como es en la construcción de obras de ingeniería de gran escala: presas, puentes, carreteras, puertos, investigación de aguas subterráneas, materiales de construcción, etc.

En la prospección Geofísica, los métodos a usar son: REFRACCION Y REFLEXION SISMICA, el eléctrico, el magnético y el radioactivo. Los que se desarrollarán posteriormente serán, el de Reflexión y Refracción que son los conocidos como Métodos Sísmicos. Con el método de Reflexión se levanta el perfil de la estructura del subsuelo en base a los tiempos recorridos por una onda sísmica la cual se engendra en la superficie de la tierra, por una explosión de dinamita y luego retorna a la superficie después de haberse reflejado en los diferentes estratos o formaciones del interior, Las

reflexiones son captadas por instrumentos detectores, los cuales son perceptibles a los movimientos del suelo. Las diferencias de tiempo de Reflexión, indican características estructurales de las rocas del subsuelo.

Este método es quizás el que da mejor información estructural que cualquier otro, con una sola explosión pueden ser observadas reflexiones hasta profundidades de 6000 metros, dependiendo de la carga de dinamita. Los perfiles obtenidos en cuanto a precisión por este método son tan exactos ya sea para profundidades superficiales como para las más profundas, mientras que en los otros métodos la precisión disminuye al ir aumentando la profundidad. Este método comparado con los demás, ofrece la desventaja de que es más costoso y más lento. Su campo más amplio de aplicación es la investigación del petróleo y por este método ha sido posible el descubrimiento de la mayor parte de zonas petrolíferas de la tierra.

En el método de refracción también se hace uso de explosiones en la superficie y los detectores se colocan a ciertas distancias del punto de explosión. Los impulsos generados por la explosión recorren distancias horizontales a través de la capa y por medio del tiempo requerido para su desplazamiento es posible determinar los valores de las velocidades y en consecuencia sus distintas características, así como también sus distintas espesores. Su información es menos preci-

sa que el de reflexión, pero proporciona datos de las distintas velocidades en las capas y con esto es posible identificarlas, tiene la ventaja sobre el de reflexión de que permite investigar una zona dada en menos tiempo que el de reflexión.

Ha sido usado con éxito en trabajos de ingeniería para determinar la profundidad de la roca sana para las fundaciones de puentes, presas, materiales de construcción y determinación de mantos freáticos.

6-2 APARATOS USADOS EN LA INVESTIGACION.-

Estos aparatos se denominan Geofónos, detector o sismómetro y las oscilaciones sísmicas del suelo las cambia en señales eléctricas. El aparato responde a la componente vertical del movimiento. Para su uso se considera que el aparato forma parte del suelo, se deposita sobre la superficie o se entierra, Estos aparatos funcionan según los mismos principios que los sismógrafos usados en el registro de terremotos.

TIPOS DE APARATOS.-

ELECTROMAGNETICO.-

El dispositivo electromagnético consistente en una caja de metal a la cual está fijada una bobina y un imán que cuelga por medio de resortes de la caja. El desplazamiento relativo entre la bobina y el imán, produce una corriente eléctrica la cual es proporcional al desplazamiento. En este caso la caja se mueve con el suelo y por consiguiente también la bobina, el imán se considera como fijo. Fig. 43

TIPO CAPACIDAD.-

Como muestra la fig. 44 el elemento inerte está fijado a una de las placas de un condensador, y la otra fija con respecto al suelo. Cuando el suelo se mueve hace variar la separación entre las placas y en consecuencia la capacidad del condensador.

Al condensador está conectado un circuito, por el cual pasa una corriente debida a la variación de capacidad del condensador y en este caso la salida de corriente es proporcional al desplazamiento.

EQUIPOS.- No solamente se utilizan en la investigación sísmica los geófonos ya que la única finalidad de estos es de recepción de las ondas y estas tienen que ser REGISTRADAS en un aparato llamado instrumento registrador el cual es una caja con circuitos amplificadores (según el número de Geófonos). Sistemas ópticos para registrar el instante de la explosión y el tiempo de llegada de las ondas a los geófonos, detonadores, baterías necesarias para la operación.

Cables conectores a los geófonos y de los geófonos al instrumento registrador y de éste a la carga explosiva.

6-3 METODO DE REFRACCION SISMICA.-

En general en la investigación por métodos sísmicos, se emplean ondas artificiales, que son similares en naturaleza a las ondas longitudinales que se estudian en sismología.

Para producir las ondas artificiales se hace uso de explosiones, por medio de cargas colocadas en el terreno. En algu

nos casos para investigaciones muy superficiales, se puede - provocar la onda por medio de un golpe de martillo sobre un plato colocado sobre el suelo.

En las investigaciones por refracción dos son los tipos de ondas longitudinales, las directas y las refractadas.

Las ondas directas, viajan bajo la superficie del estrato superior, en línea apróximadamente recta, desde el punto de la explosión hasta las estaciones receptoras (Geófonos).

El tipo de ondas refractadas sus trayectorias ~~son~~ desde el punto de explosión hasta los geófonos, a través de los estratos inferiores.

Otro factor importante es el tiempo transcurrido entre el instante de la explosión y la llegada de la onda directa o - refractada. En la mayor parte de los casos con estos datos - es posible el cálculo de las profundidades y los buzamientos de las fronteras refractoras.

Las trayectorias delas ondas refractadas, son determinadas por las velocidades delas ondas en las diferentes formacio-- nes del subsuelo y el tipo de división entre las formaciones.

La ley de Snell es la fórmula básica de la refracción y - está ocurre cuando un rayo es refractado entre dos medios de diferentes velocidades. Para esto se debe cumplir que:

- 1.- El rayo incidente y el refractado están en el mismo pla no.
- 2.- Ley de Snell.

$$\frac{\text{sen } i_1}{v_1} = \frac{\text{sen } i_2}{v_2}$$

i_1 = áng. incidente en el medio.
1^{er}.

i_2 = áng. refractado en el medio.
2^o.

v_1 y v_2 = son las velocidades respectivas en cada medio.

Observando la ley de Snell se puede apreciar que cuando $i_2 = 90^\circ$ $\frac{\text{sen } i_1}{v_1} = \frac{1}{v_2}$ el ángulo i_1 , incidente que produce esto, se llama ángulo crítico. Este caso es de interés especial en el método de refracción sísmica, por una razón y es que el rayo refractado pasará a través del límite entre las dos formaciones. Ver. fig. 45.

CURVAS TIEMPO - TRAYECTORIA PARA UNA SECCION DEL SUBSUELO.

CASO DE UN SOLO ESTRATO HORIZONTAL.-

Si tenemos una sección del subsuelo constituido por dos capas horizontales, homogéneas e isotrópicas con velocidades longitudinales V_1 y V_2 respectivamente. Estando en el supuesto de que V_2 es mucho mas alta que V_1 ; la figura 46 podría referirse por ejemplo a un estrato de suelo situado sobre la parte superior del cimentado de roca. De manera que el límite corresponde a una discontinuidad abrupta de velocidades. Si en la fig. se representa A como el punto de explosión y D un receptor o geófono situado a la distancia S. Efectuada la explosión se recibirán en D dos tipos de ondas longitudinales, una directa AD y la refractada que recorrerá la trayectoria ABCD. Además de estos dos tipos de ondas habrá una

onda de reflexión, la cual no se considerará, pues no se emplea en la solución del método de refracción.

El valor del recorrido curvo AD es prácticamente igual a S. La trayectoria curva es debida al incremento de la velocidad con la profundidad. El tiempo de recorrido, t_1 de la onda directa para recorrer la distancia AD será $t_1 = \frac{S}{V_1}$, generalizando $T = \frac{X}{V_1}$ esta ecuación representa una línea que pasa por el origen y tiene una pendiente $\frac{1}{V_1}$. La velocidad V_1 es posible deducirla del gráfico. Fig. 47.

Si ahora consideramos una distancia grande a la estación de registro, digamos D_5 . Por cuál trayectoria la primera energía va a llegar a esta estación? si se recuerda que la velocidad V_2 es mucho mayor que la velocidad V_1 y si la estación D_5 esta bastante lejos de la explosión, la onda refractada en la capa de alta velocidad V_2 aventajará a la onda directa que viaja por la capa de baja velocidad V_1 y la onda refractada llegará primero a la estación.

La parte de las trayectorias ADC₅ en la fig. 63 es común a las trayectorias en todas las estaciones y los segmentos C₅ D₅, C₆ D₆. Son todas iguales, la diferencia en las trayectorias estriba solamente en los segmentos C₅ C₆, C₆ C₇, en los cuales la onda refractada viaja por la capa de alta velocidad. De manera que construyendo la curva distancia-tiempo para la trayectoria refractada se obtendrá de ella la velocidad V_2 .

Ahora bien, hay un punto en que las dos curvas se intercep-
tan y este es, aquel en que la onda directa y la onda refrac-
tada ocupan el mismo tiempo en llegar a la superficie del te-
rreno. Esta distancia la cual llamaremos X en la fig. 63, se
obtiene directamente de la curva distancia-tiempo y obviamen-
te depende del espesor d de la capa y de los valores de las -
velocidades V_1 y V_2 .

Analizemos la onda refractada con un ángulo cercano al crí-
tico y que por lo tanto viaja por la capa inferior con una --
trayectoria paralela a la separación de los estratos, el tiem-
po total de recorrido se obtiene sumando los tiempos parciales
para el estrato superior y el inferior.

Observemos la fig. 46.

$$T_1 = \frac{AB + CD}{V_1} \quad \text{Estrato superior}$$

$$T_2 = \frac{BC}{V_2} \quad \text{Estrato inferior}$$

$$\text{Por simetría tenemos: } AB = CD = \frac{d}{\cos i}$$

$$BC = S - 2d \tan i$$

$$t_2 = \frac{2d}{V_1 \cos i} + \frac{S - 2d \tan i}{V_2}$$

Transformando esta ecuación obtenemos

$$t_2 = \frac{S}{V_2} + \frac{2d}{V_1} \cos i$$

Si simplificamos las ecuaciones trigonométricas sustituyen-
do por sus equivalentes en función de las velocidades tenemos:

$$\text{sen } i_1 = \frac{V_1}{V_2} \quad \tan i_1 = \frac{V_1}{V_2 \cos i} \quad \cos i = \sqrt{1 - (V_1/V_2)^2}$$

De donde: $t_2 = 2d \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} + \frac{X}{V_2}$, siendo esta la ecuación del tiempo de recorrido

para la onda refractada y cuya pendiente es $\frac{1}{V_2}$. El valor $2d \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$ es el tiempo de intercepción T_2 sobre la línea de los tiempos (Fig.63).

ESPESOR DE LAS FORMACIONES.-

Hay dos métodos para determinar el espesor de las formaciones:

1) Tiempo intercepción - Caso de un estrato:

V_1 y V_2 se pueden determinar calculando el recíproco de las pendientes de las curvas.

El tiempo de intercepción de V_2 se puede calcular ya que intercepta al eje de los tiempos. Fig 63

T_2 = tiempo de intercepción

$$T_2 = 2d \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} \quad T_2, V_1, V_2 \text{ son conocidos}$$

$$\text{Despejando } d: \quad d = \frac{T_2}{2} \times \frac{V_1 V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$$

2) DISTANCIA AL PUNTO DE EXPLOSION:

Hay un punto en que las curvas V_1 y V_2 se interceptan y éste es, aquel en que la onda directa y retractorada tardan el mismo tiempo en llegar a la superficie del terreno. Esta distancia la cual llamaremos X en la figura 63

$$T_2 = \frac{X}{V_1} \quad \text{y} \quad T_2 = 2d \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}} + \frac{X}{V_2}$$

$$X = 2d \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}}$$

$$d = \frac{X_2}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

OTRA FORMA:

$$t_1 = \frac{S}{V_1}; \quad t_2 = \frac{S}{V_2} + \frac{2d}{V_1} \cos i$$

$$t_1 = t_2$$

$$\frac{S}{V_1} = \frac{S}{V_2} + \frac{2d}{V_1} \cos i$$

$$\frac{S}{V_1} - \frac{S}{V_2} = \frac{2d}{V_1} \cos i = \frac{S}{2} \left(\frac{V_1}{V_1} - \frac{V_1}{V_2} \right) \frac{1}{\cos i} = d$$

$$\frac{X}{2} \left(1 - \frac{V_1}{V_2} \right) \frac{1}{\cos i} = d, \quad \frac{X}{2} (1 - \sin i) \frac{1}{\cos i} = d$$

CASO DE DOS CAPAS HORIZONTALES.--

IMPULSOS REFRACTADOS:

Para el caso de dos capas la trayectoria será A B C D E F.
Fig. 48.

Las velocidades medias son V_1, V_2, V_3 , las respectivas profundidades de cada capa son d_1 y d_2 .

Para los ángulos: son $B = \frac{V_2}{V_3}$ Angulo en C = 90°

sigue en la siguiente pág.

$$\underline{\text{sen } \alpha} = \frac{V_1}{V_3} \quad \text{Entonces } \text{sen } \alpha = V_1/V_3$$

$$\text{sen } \beta = \frac{V_2}{V_3}$$

Analizando el tiempo de la trayectoria A B C D E F:

$$t_{AB} = t_{EF} = \frac{d_1}{\cos \alpha V_1}$$

$$t_{BC} = t_{DE} = \frac{d_2 - d_1}{\cos \beta V_2}$$

$$t_{CD} = \frac{S}{V_3} - \left[\frac{2(d_2 - d_1) \tan \beta}{V_3} - \frac{2 d_1 \tan \alpha}{V_3} \right]$$

$$t_3 = t_{AB} + t_{EF} + t_{BC} + t_{DE} + t_{CD}$$

$$t_3 = \frac{2 d_1}{\cos \alpha V_1} + \frac{2(d_2 - d_1)}{\cos \beta V_2} - \frac{2(d_2 - d_1) \tan \beta}{V_3} - \frac{2 d_1 \tan \alpha}{V_3} + \frac{S}{V_3}$$

Agrupando los términos se obtiene:

$$t_3 = \frac{S}{V_3} + \frac{2(d_2 - d_1) \cos \beta}{V_2} - \frac{2 d_1}{V_1} \cos \alpha \quad \text{(II)}$$

DETERMINACION DE LOS ESPESORES.-

$$d_1 \text{ y } d_2 - d_1$$

Para una capa ecuación del tiempo:

$$t_2 = \frac{S}{V_2} + \frac{2d_1}{V_1} \cos i$$

Para dos capas ecuación del tiempo

$$t_3 = \frac{S + 2(d_2 - d_1) \cos \beta}{V_3} - \frac{2 d_1 \cos \alpha}{V_1}$$

Si hacemos $t_2 = t_3$ y $S = X_2$

Despejando d_2 tenemos:

$$d_2 = \frac{X_2}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 V_2}} + d_1 \left(1 + \frac{1}{\text{seni } \cos \beta} (\cos i - \cos \beta) \right)$$

Todos los datos para encontrar el valor de la profundidad

de la superficie de la segunda capa se obtienen de la curva - distancia tiempo

$$\text{sen } i = \frac{V_1}{V_2} ; \text{sen } \beta = \frac{V_2}{V_3}, \text{sen } \alpha = \frac{V_1}{V_3}$$

El espesor de la segunda capa puede ser determinado interceptando V_1 y V_3 en la gráfica y obteniendo la abscisa X_{13} . Fig. 49.

$$\frac{X_{13}}{V_1} = \frac{X_{13}}{V_3} + \frac{2(d_2 - d_1) \cos \beta + 2d_1 \cos \alpha}{V_2}$$

Despejando $d_2 - d_1$ y ordenando términos

$$d_2 - d_1 = \frac{X_{13} (1 - \text{sen } \alpha) - 2 d_1 \cos \alpha}{2 \text{sen } \alpha \cos \beta}$$

Ejemplo práctico para el caso de dos capas.- Fig. 49

$$X_1 (X_{12}) = 1000 \text{ m.}; X_2 (X_{23}) = 3000 \text{ m.}; X_{13} = 1750 \text{ m.}$$

$$V_1 = 1000 \text{ M/S}; V_2 = 2000 \text{ M/S}; V_3 = 5000 \text{ M/S}$$

$$\text{sen } \alpha = \frac{V_1}{V_3} = \alpha = 11.5^\circ \quad \text{sen } \beta = \frac{V_2}{V_3}, \beta = 23.5^\circ$$

$$\text{sen } i = \frac{V_1}{V_2} \quad i = 30^\circ$$

$$d' = \frac{X_1 (1 - \text{sen } i)}{2 \cos i} = \frac{500 \cdot 0.5}{0.866} = 289 \text{ M.}$$

$$\begin{aligned} d^2 - d' &= \frac{X_2^2}{2} \sqrt{\frac{V_3 - V_2}{V_3 + V_2}} + d' \cdot \frac{\cos i - \cos \alpha}{\text{sen } i \cos \beta} \\ &= 1500 \sqrt{\frac{5000 - 2000}{5000 + 2000}} + 289 \cdot \frac{0.866 - 0.979}{0.5 \cdot 0.916} \end{aligned}$$

$$d_2 - d_1 = 911 \text{ M.}$$

OTRA FORMA:

$$d_2 - d_1 = \frac{X_{13} (1 - \sin \alpha) - 2 d_1 \cos \alpha}{2 \sin \alpha \cos \beta}$$

$$d_2 - d_1 = \frac{1750 \cdot 0.8 - 578 \cdot 0.979}{0.916} = 911M$$

TRES CAPAS HORIZONTALES:

Los rayos sísmicos siguen la fase ABCDEFGH las velocidades son: V_1, V_2, V_3, V_4

Los ángulos en las fronteras son: como muestra la figura 51.

El ángulo en D es 90° . Entonces son $Y = \frac{V_3}{V_4}$ $\frac{\sin \delta}{\sin \gamma} = \frac{V_2}{V_3}$ y $\sin \delta = \frac{V_2}{V_4}$

También son $E = \frac{V_1}{V_2}$ y $\sin E = \frac{V_1}{V_4}$.

La ecuación de la curva distancia tiempo será

$$t_4 = \frac{S}{V_4} + \frac{2(d_3 - d_2)}{V_3} \cos \gamma + \frac{2(d_2 - d_1)}{V_2} \cos \delta + \frac{2d_1}{V_1} \cos E \quad \text{III}$$

La pendiente de esta curva es $\frac{1}{V_4}$

Igualando los tiempos $t_3 = t_4$ lo cual ocurren en la abscisa X_3 , entonces la profundidad d_3 puede ser encontrada. Fig. 51

$$\frac{X_3}{2} \sqrt{\frac{V_4 - V_3}{V_4 + V_3}} + \frac{d_2 - d_1}{\sin \beta \cos \gamma} (\cos \beta - \cos \delta) + \frac{d_1}{\sin \alpha \cos \gamma} (\cos \alpha - \cos E) +$$

$$d_2 = d_3$$

Otro método para el cálculo de la profundidad es el uso de curva distancia-tiempo en el tiempo de intercepción:

$$T_4 = \frac{2 h_3 \cos \gamma}{V_3} + \frac{2 h_2 \cos \delta}{V_2} + \frac{2 d_1 \cos E}{V_1}$$

CASO DE CAPAS MÚLTIPLES.--

Si d_n es la profundidad de la parte inferior de la enésima capa. Entonces $h_n = d_n - d_{n-1}$ es el espesor de esta capa, V_n es la velocidad y i_n el ángulo de refracción. La relación tiempo-distancia correspondiente a la siguiente capa --- ($n+1$) situada a una distancia S es:

$$t_{n+1} = \frac{S}{V_{n+1}} + 2 \sum_{l=1}^n \frac{d_n - d_{n-1}}{V_n} \cos i_n$$

Para $X = 0$

El tiempo de intercepción

$$t_{n+1} = 2 \sum_{l=1}^n \frac{h_n}{V_n} \cos i_n$$

Siempre es conveniente para cálculo de profundidades el uso de curvas distancia-tiempo correspondientes a la distancia de intercepción X_n . Sustituyendo S por X_n y despejando para el estrato más profundo.

$$2 \frac{h_n}{V_n} \cos i_n = t_{n+1} - \left(\frac{X_n}{V_{n+1}} + 2 \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{V_k} \cos i_k \right)$$

i_n = ángulo crítico en la enésima capa.

Si comparamos con las ecuaciones (I) (II) (III)

$$\frac{2 d_1}{V_1} \cos i_1 = t_2 - \frac{X_1}{V_2}$$

$$\frac{2 h_2}{V_2} \cos i_2 = t_3 - \left(\frac{X_2}{V_3} + \frac{2 h_1}{V_1} \cos i_1 \right)$$

$$\frac{2h_3 \cos i_3}{V_3} = t_4 - \left(\frac{X_3}{V_4} + \frac{2h_1 \cos d_1}{V_1} + \frac{2h_2 \cos d_2}{V_2} \right)$$

n	t_{n+1}	X_n	V_n	$\frac{V_n}{V_{n+1}}$	$\cos i_n$	i_n	$\frac{V_k}{V_{n+1}}$	$\cos d_k$	d_k
1	0.625	4000	6400	0.8203	0.572	35°1'			
2	1.631	12000	7800	0.8783	0.4728	61°4'	V_1/V_3	0.6926	46°2'
3	2.552	20000	8380	0.7400	0.6726	47°7'	$\frac{V_1}{V}$ V_2/V_4	0.846 0.760	32°2' 40°5'
4	3.219	28000	12000	0.8758	0.4825	61°2'	V_1/V_5 V_2/V_5 V_3/V_5	0.884 0.832 0.761	27°3' 34°7' 40°4'
5	3.730	35000	13700	0.8562	0.5165	58°9'	V_1/V_6 V_2/V_6 V_3/V_6 V_4/V_6	0.917 0.873 0.832 0.6615	23°6' 29°2' 33°7' 48°6'

6 16000

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
$\frac{K_n}{V_{n+1}}$	$2 \sum \frac{h_k}{V_k} \cos d_k$			XI+XII	$2 \frac{h_n}{V_n} \cos i_n$	$\frac{2h_n}{V_n}$	h_n	d_n	
0.5128				0.5128	0.112 (II-XIII)	0.196	626.5	626.5	
1.351	XV'X IX ₂			1.487	0.1664	0.3430	1338	1964	
1.667	0.1357-								
	0.1656			2.0932	0.459	0.6821	3023	4992	
	0.2606								
	0.173			3.018	0.201	0.4162	2497	7489	
2.044	0.2818								
	0.5192								
	0.1795								
2.817	0.2993			3.5081	0.221	0.4397	2943	10432	
	0.5670								
	0.2753								
XI	XII		XIII		XIV		XV	XVI	XVII

$$2 \frac{h_n}{v_n} \cos i_n = t_{n+1} - \left(\frac{h_n}{v_{n+1}} \right)^2 \cdot \frac{h_k \cos \alpha_k}{v_k} \quad \begin{matrix} k = n - 1 \\ k = 1 \end{matrix}$$

CASOS PARTICULARES DEL METODO DE REFRACCION:

I) CASO DE UNA FRONTERA VERTICAL.-

En este caso como muestra la fig. 53 los detectores desde el 1 hasta el 5 están espaciados cada 81.00 M. La onda de la explosión es recibida en el receptor 10.2 segs. después de efectuada la explosión. En el 20.4 segs. después en el 30.6 segs. en el punto 40.7 segs. en el punto 5 en 0.8 segs. y en el punto 6 en 0.9 segs. y así sucesivamente. Planteando estos tiempos contra las distancias de una curva con una interrupción bajo el contacto. Entonces una curva distancia-tiempo de la misma forma es obtenida también para una capa horizontal, otro disparo quizás pueda ser hecho en una distancia más lejos del punto del primer disparo. En el caso de una falla vertical en la superficie como se asume aquí, la posición de la interrupción permanece la misma. Si una frontera horizontal ocurren en la profundidad, la distancia de la interrupción al punto de explosión se alteraría. Las pendientes de las dos partes de la curva distancia-tiempo indican las respectivas velocidades.

2) CURVA DISTANCIA-TIEMPO PARA UN BLOQUE FALLADO.-Ver fig.54

La primera parte de la curva es dada por $t_1 = \frac{S}{v_1}$.

Cuando pasa al intercepto X_1 el tiempo es para un solo estrato horizontal. Este es $\frac{S}{v_2} + \frac{2d}{X_1} \cos i$.

Más allá del borde los rayos viajan a través del medio de baja velocidad solamente.

Sus trayectorias comienzan a incrementar horizontalmente - con el incremento de la distancia así que la curva pasada la distancia X_2 , rápidamente se desvía a la pendiente correspondiente a la velocidad V_1 . La ecuación de la curva distancia-tiempo es:

$$t_3 = \frac{d}{V_1 \cos i} + \frac{e - d \tan i}{V_2} + \sqrt{\frac{d^2 (S - e)^2}{V_1}}$$

$$t_3 = \frac{e}{V_2} + \frac{d \cos i}{V_1} + \sqrt{\frac{d_2 (S - e)^2}{V_1}}$$

La distancia del origen de la curva distancia-tiempo al - borde viene dado por $e = X_2 - d \tan i$

d se calcula de X_1 y de V_1 y V_2

Curva distancia- tiempo para una falla vertical.--Fig.55

$$t_2 = \frac{S}{-V_2} + \frac{2d_1 \cos i}{V_1}$$

$$\frac{BC}{V_2} = \frac{\sqrt{(e - d_1 \tan i)^2 + (d_2 - d_1)^2}}{V_2}$$

$$\frac{CD}{V_2} = \frac{S - e - d_2 \tan i}{V_2}$$

$$\frac{AB}{V_1} = \frac{DE}{V_1} = \frac{d_1}{V_1 \cos i} + \frac{d_2}{V_1 \cos i}$$

$$t_4 = \frac{1}{V_1 \cos i} (d_1 + d_2) + \frac{S - e - d_2 \tan i}{V_2} + \frac{\sqrt{(e - d_1 \tan i)^2 + (d_2 - d_1)^2}}{V_2}$$

Si el desplazamiento de la falla es pequeño $BC' = BC$

$$t_4 = \frac{2 d_1 \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_2} + \frac{(d_2 - d_1) \cos i}{V_1}$$

Si restamos t_2 de t_4 obtenemos Δt , y podemos hallar $(d_2 - d_1)$ que es el desnivel.

$$d_2 - d_1 = \frac{\Delta t V_1}{\cos i}$$

Caso de capas inclinadas.- Fig. 56

$$t_2 = \frac{AB + CD}{V_1} + \frac{BC}{V_2}$$

$$AB = \frac{Z}{\cos i} ; DC = \frac{z}{\cos i}$$

$$AD = S ; FE = ID = S \cos \phi$$

$$AI = S \sin \phi = Z - z$$

$$FB = ID = FE - CE$$

$$BC = S \cos \phi - Z \tan i - z \tan i$$

$$t_2 = \frac{Z}{\cos i V_1} + \frac{z}{\cos i V_1} + \frac{S \cos \phi}{V_2} - \frac{Z \tan i}{V_2} - \frac{z \tan i}{V_2}$$

$$t_2 = \frac{Z + z}{V_1} \cos i + \frac{S \cos \phi}{V_2}$$

Si sustituimos z por $Z - S \sin \phi$ en la fórmula anterior tenemos:

$$t_2 = \frac{(Z + Z - S \sin \phi) \cos i}{V_1} + \frac{S \cos \phi}{V_2}$$

y luego $\frac{1}{V_2}$ por $\frac{\sin i}{V_1}$.

$$t_2 = \frac{2Z - S \sin \phi}{V_1} \cos i + \frac{S \sin \phi}{V_1} \sin i$$

Agrupando términos y llamando t_{2u} al tiempo empleado por la

onda refractada en llegar a la superficie desde el punto A al detector D.-

$$t_{2u} = \frac{2Z \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_1} \sin (i - \phi)$$

Si la explosión se realiza en D y al detector se coloca en A y sustituimos Z por $z + S \sin \phi$ y llamamos t_{2d} al tiempo empleado nuevamente por la onda refractada.

$$t_{2d} = \frac{2z \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_1} \sin (i + \phi)$$

Pero también se tiene que:

$$Z = H \cos \phi \text{ y } z = h \cos \phi$$

$$t_{2u} = \frac{2H \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_1} \sin (i - \phi)$$

$$t_{2d} = \frac{2h \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_1} \sin (i + \phi)$$

Las velocidades aparentes para cada caso son:

$$V_{2u} = \frac{V_1}{\sin(i - \phi)} \text{ y } V_{2d} = \frac{V_1}{\sin(i + \phi)}$$

Entonces:

$$t_{2u} = \frac{2H \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_{2u}}$$

$$t_{2d} = \frac{2h \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{S}{V_{2d}}$$

Las velocidades V_{2u} y V_{2d} son las que aparecen en la curva distancia-tiempo. El ángulo crítico i y el ángulo de buzamiento se calculan así:

$$i = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} + \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} \right) \quad \phi = \frac{1}{2} \left(\sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2d}} - \sin^{-1} \frac{V_1}{V_{2u}} \right)$$

El verdadero valor de V_2 se obtiene así:

$$V_2 = \frac{V_1}{2 \operatorname{sen} i}$$

Para las dos direcciones de las explosiones se observan distancias de intercepción X_u y X_d .

La onda directa de la explosión a la superficie esta dada por la ecuación $t_1 = \frac{X}{V_1}$ y en la distancia de intercepción

$$t_1 = t_{2u}. \text{ Además } S = X_u.$$

$$\frac{X_u}{V_1} = \frac{2H_u \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{X_u}{V_{2u}}$$

Despejando:

$$H_u = \frac{X_u (1 - \operatorname{sen} (i - \phi))}{2 \cos \phi \cos i}$$

Lo mismo $t_1 = t_{2d}$ y $S = X_d$

$$\frac{X_d}{V_1} = \frac{2h_d \cos \phi \cos i}{V_1} + \frac{X_d}{V_{2d}}$$

$$\text{Despejando } h_d = \frac{X_d (1 - \operatorname{sen} (i - \phi))}{2 \cos \phi \cos i}$$

Procedimiento para el cálculo de las profundidades en capas inclinadas.-

- 1) Plotear curva distancia tiempo.
- 2) Determinar V_{2d} y V_{2u}
- 3) " X_u y X_d
- 4) Encontrar $i + \phi$, $i - \phi$
- 5) " V_2
- 6) " H y h

Comprobar con S y ϕ

EJEMPLO FIG. 57

$$\text{sen } (i - \phi) = \frac{1600}{6190} = 0.259$$

$$i = 15^\circ$$

$$\text{sen } (i + \phi) = \frac{1600}{2790} = 0.574$$

$$i + \phi = 35^\circ$$

$$i = 25^\circ, \phi = 10^\circ$$

$$V_2 = \frac{V_1}{\text{sen } i} = \frac{1600}{0.423} = 3790$$

$$H = \frac{235 (1 - 0.259)}{2.0.985 - 0.906} = 97.5 \text{ m.}$$

$$h = \frac{150 (1 - 0.574)}{1.97 - 0.906} = 35.9 \text{ m.}$$

$$S = 350, \frac{(H - h)}{S} = \tan \phi = \frac{61.6}{350} = \tan 10^\circ$$

Limitaciones del método de refracción sísmica.-

Los cálculos de refracción sísmica se basan en las siguientes suposiciones:

- 1.- Las velocidades en los estratos sucesivos aumentan con la profundidad.
- 2.- Los materiales que forman los estratos son tales que las velocidades en cualquier dirección son las mismas. O de otra manera las velocidades en los estratos son constantes.
- 3.- El espesor de los estratos es relativamente grande.
- 4.- Las divisiones entre los estratos son planos.

Por lo dicho anteriormente la aplicación del método de refracción en áreas volcánicas complejas se debe trazar con su-

mo cuidado. Después de muchas experiencias, se ha demostrado que en muchas circunstancias favorables es posible determinar los espesores de tobas sobreyacentes en lavas escoriádeas masivas. Pero la irregularidad de las superficies de lava, dificulta la determinación de los buzamientos y en la mayoría de los casos se hace imposible.

La aplicación del método de refracción ha dado buenos resultados en áreas formadas por estratos sedimentados.

TRABAJOS DE REFRACCION EN EL CAMPO.-

Existe poca diferencia entre la organización de los equipos de refracción y reflexión, cuadrillas operando pueden pasar fácilmente de un tipo de trabajo a otro haciendo algunos cambios pequeños en sus aparatos.

Al empezar un trabajo de campo, los topógrafos señalan los emplazamientos de todas las explosiones y geófonos con estacas y banderolas.

Las distancias grandes entre explosiones y detectores se deben conocer con gran precisión.

Cuando se inicia una prospección en un área desconocida, las curvas distancia-tiempo son obtenidas en direcciones contrarias, las distancias entre explosión-detector (para obtener una serie de curvas distancia-tiempo) aumentan progresivamente.

Casi siempre se inicia un trabajo de prospección "preliminar", fijando dos puntos de explosión y los geófonos se desplazan entre estos para cubrir la distancia total.

Todo trabajo de prospección sísmica debe ir acompañado de información geológica de las zonas en estudio y además deben de hacer algunas perforaciones para obtener algunos perfiles y características estratigráficas.

METODO DE REFLEXION SISMICA.-

Como hemos dicho al principio de este capítulo que el método de reflexión sísmica da un cuadro más detallado de la estructura geológica del subsuelo la cual solo es mejorada por medidas efectuadas en pozos. La determinación de las profundidades se hace en base a la observación de los tiempos recorridos por las ondas elásticas originadas en la superficie y reflejadas a través de las distintas formaciones del subsuelo.

Los métodos de reflexión se aplican más que todo para la investigación del petróleo, ya que con este método es posible determinar muchos horizontes de separación de estratos con una sola explosión.

Para profundidades bastante pequeñas no es aplicable.

Por principio sabemos que una onda ya sea longitudinal o transversal al encontrar una superficie de separación o discontinuidad al menos será reflejada parcialmente su energía, siendo el ángulo de reflexión igual al de incidencia, cuando las ondas son ambas longitudinales o transversales.

Cuando se produce una explosión de dinamita en un punto de la superficie se generan ondas que viajan a través del subsuelo, cada discontinuidad representa un cambio en las propiedades

dades elásticas, estas superficies de separación reflejan hacia la superficie parte de la energía.

Si hay un detector situado a una distancia X del punto de explosión, este detector está en capacidad de responder cada onda reflejada. El tiempo que se utiliza es el empleado en el recorrido completo de la onda reflejada en llegar desde el punto de explosión al detector. Los datos que se persiguen hallar son las profundidades de cada superficie de separación, para hacer esto es necesario hallar las velocidades de las ondas elásticas en los diferentes estratos.

Para nuestro caso Fig. 58.

Si T es el tiempo total de recorrido desde la explosión al detector.

\bar{V} = velocidad media constante en todo el perfil.

X = distancia del punto de explosión al detector.

L = longitud total de la trayectoria de onda.

Entonces las relaciones que guardan estos términos se puede expresar así:

$$L = 2 \sqrt{d^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2} = \bar{V}T$$

Despejando T

$$T = \frac{2}{\bar{V}} \sqrt{d^2 + \left(\frac{X}{2}\right)^2}$$

T = ecuación de la curva distancia-tiempo. La profundidad se puede hallar en base al tiempo, distancia horizontal y velocidad media, por la ecuación:

$$d = \frac{1}{2} \sqrt{(\bar{V}T)^2 - X^2}$$

Después se procedera a determinar \bar{V} .

Si observamos la ecuación:

$$T = \frac{2}{\bar{V}} \left(d^2 + \left(\frac{X}{2} \right)^2 \right) \quad (I)$$

Tiempo reflexión contra distancia. Fig. 59.

Esta es una hipérbola, cuyo eje de simetría es localizado en la línea $x = 0$. En el caso particular de dos medios con velocidades V_1 y V_2 , separados por una superficie reflectante y situada a una distancia d de la superficie, la hipérbola de reflexión esta relacionada con la curva de refracción. Siendo tangente (la hipérbola de reflexión) al 2º segmento de la curva de refracción y asintótica al primer segmento.

La curva de reflexión corta al eje de los tiempos en el punto $x = 0$ y $T = \frac{2d}{V_1}$, este punto corresponde a la reflexión vertical. El punto de tangencia está situado a la distancia (X_t) en donde la onda reflejada llega con el ángulo crítico. Más allá de este punto la hipérbola de reflexión se hace asintótica al primer segmento de refracción.

METODO PARA LA DETERMINACION DE LA VELOCIDAD MEDIA \bar{V} .-

Supongamos que tenemos un horizonte reflectante a una profundidad d , y una distancia grande de la explosión al detector (X_1) y una menor (X_2).

Los tiempos respectivos son T_1 y T_2 entonces si \bar{V} es la velocidad media hasta el horizonte reflector podemos poner:

$$\left(\frac{\bar{V}T_1}{2} \right)^2 = \left(\frac{X_1}{2} \right)^2 + d^2$$

$$\left(\frac{\bar{v}T_2}{2}\right)^2 = \left(\frac{X_2}{2}\right)^2 + d^2$$

Así que: $\bar{v}^2 = \frac{X_1^2 - X_2^2}{T_1^2 - T_2^2}$. Así podemos proceder para un gran

número de distancias de registro.

De (I) Pag.26

$$T^2 = \frac{4d^2}{\bar{v}^2} + \frac{1}{\bar{v}^2} X^2$$

Si se construye una curva de T^2 contra X^2 , se obtiene una recta con pendiente $\frac{1}{\bar{v}^2}$

Ahora en base a la pendiente $\frac{1}{\bar{v}^2}$ obtenida y a la intercepción que es $\frac{4d^2}{\bar{v}^2}$, se puede determinar d .

En la fig. 60 se tienen tres rectas con sus pendientes e intercepciones respectivas..-

Las explosiones casi siempre se hacen en direcciones opuestas para detectar cualquier buzamiento que pueda existir en la capa reflectante.

6-4 Aplicaciones de los métodos sísmicos a la Ingeniería Civil..-

En esta parte del capítulo 6 se dará una idea de la aplicación de los métodos sísmicos al campo de la Ingeniería Civil. El método más usado en ésta es el de refracción ya que el método de reflexión solamente se utiliza para el estudio a grandes profundidades como es en la investigación del petróleo.

CONSTRUCCION DE CARRETERAS..-

Una aplicación importante del método de refracción es en la

construcción de carreteras; supongamos que se tienen varios proyectos para la construcción de una carretera y que un factor (de T) determinante va a ser el tipo de material sobre el cual se va a trabajar en la fig. 61 se aclara este caso tenemos tres rutas A, B y C por las cuales se ha hecho un estudio de factibilidad y por las cuales será posible pasar la carretera en estudio se desconoce la geología del subsuelo de toda esa región, la aplicación del método de refracción nos dará la posible sucesión de estratos en el subsuelo, evitando escoger una ruta la cual a través del trabajo de la terracería nos ocasione dificultades como es el de encontrar formaciones de rocas sólidas (basaltos, andecitas, etc) y esto es claro que constituye un factor que elevará grandemente los costos de la carretera. Además es seguro encontrar a través de la investigación sísmica, materiales de construcción que puedan ser utilizados en la misma carretera. Tales como gravas de cuencas enterradas, rocas (formaciones), material para relleno, rocas sólidas. Es claro que será necesario hacer perforaciones para correlacionar los datos obtenidos en la investigación.

CONSTRUCCION DE PRESAS.-

Otra aplicación importante en el estudio por métodos sísmicos (refracción) es para investigar el material sobre el cual descansará la fundación de una presa de gran escala. Las presas se localizan en lugares como valles y gargantas de ríos -

que son lugares donde se puede obtener un buen embalse. La importancia de la investigación está en conocer el material bajo la fundación, porque si este material es permeable el agua almacenada se filtrará a través de este (estrato) y la presa por consiguiente no será funcional.-

PUNTES.-

Los puentes son otro tipo de estructuras en que es necesario investigar el subsuelo sobre el cual descansará sus estribos y pilar para evitar hundimiento.

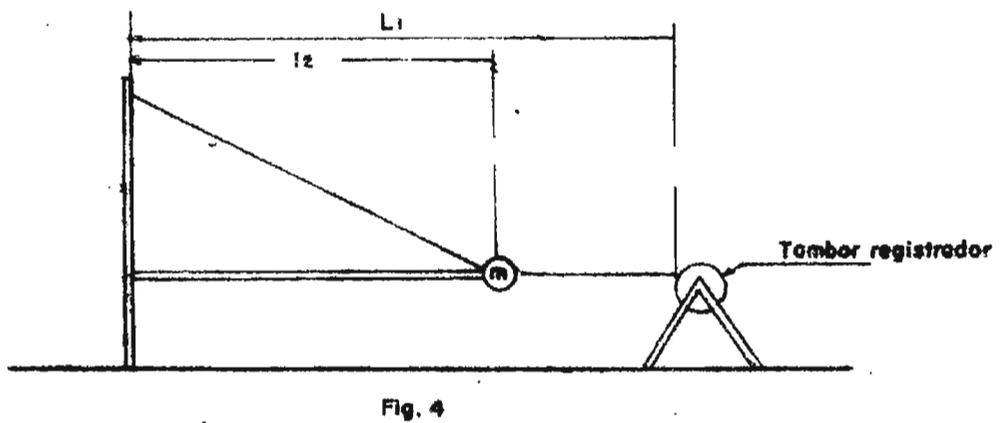
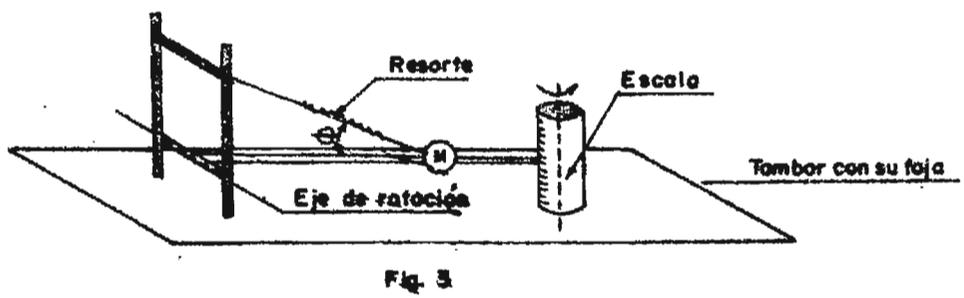
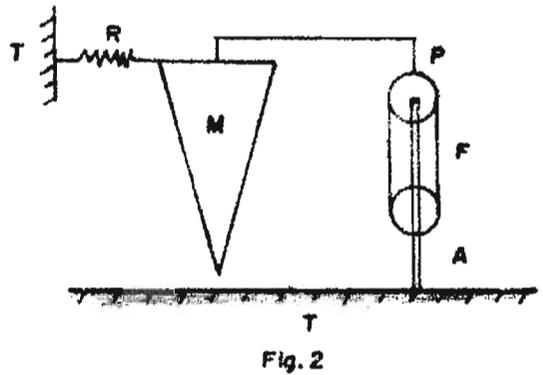
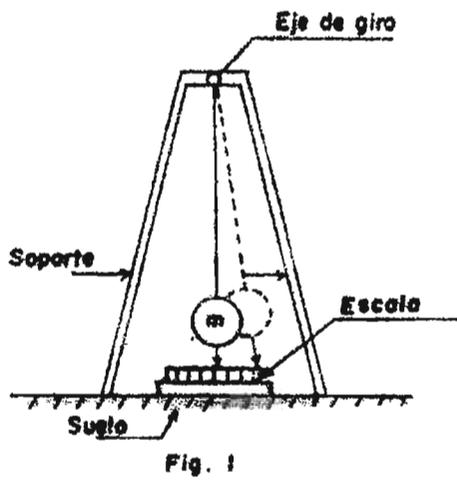
INVESTIGACION DEL AGUA SUBTERRANEA.-

La aplicación del método de refracción a la investigación del agua subterránea es en forma indirecta. Antes de aplicar la investigación de refracción es preciso tener indicios de la posible existencia del agua subterránea.-

Casi siempre se hace antes un estudio geológico de la región que indique los posibles lugares en que se encuentre el acuífero. En muchos casos se puede hacer una investigación preliminar por medio de un método eléctrico como el de "resistencia" que consiste en enterrar dos electrodos separados por medio de los cuales se establece una corriente a causa de la diferencia de potencial entre ellos. Un indicio posible del agua es la obtención de una baja resistencia en las medidas por ser el agua buen conductor de la corriente eléctrica.

Un ejemplo se ilustra a continuación la fig. 62 indica un valle rellenado con material de aluvión, con el método de refracción es posible levantar un perfil de él y en base a este

perfil determinar los posibles lugares en que se almacena el agua subterránea.



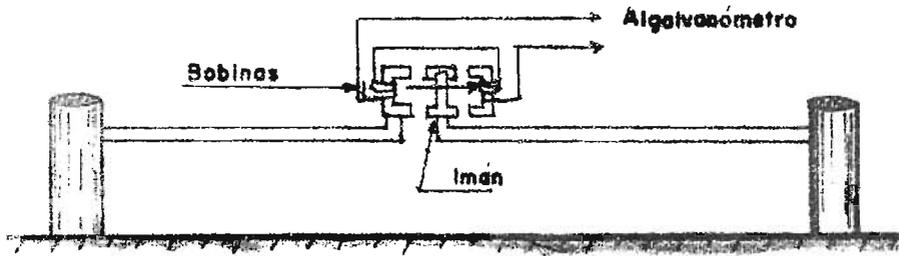


Fig. 5

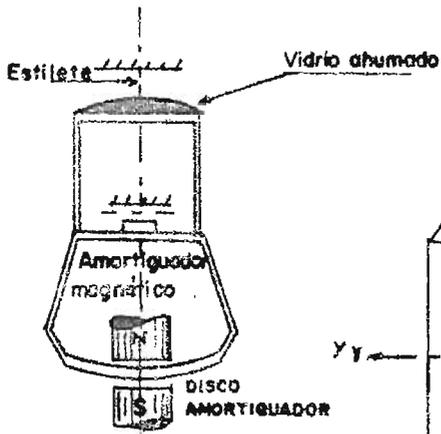


Fig. 6

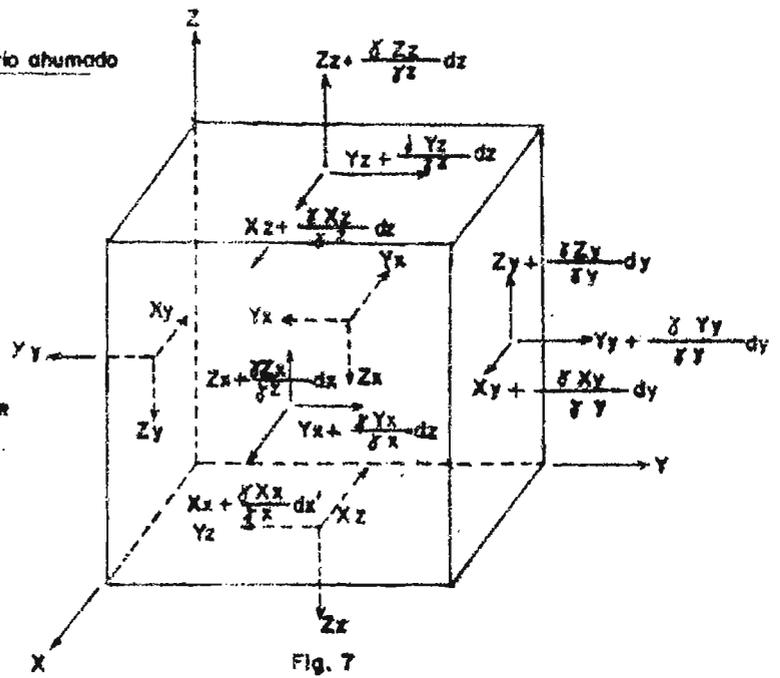


Fig. 7

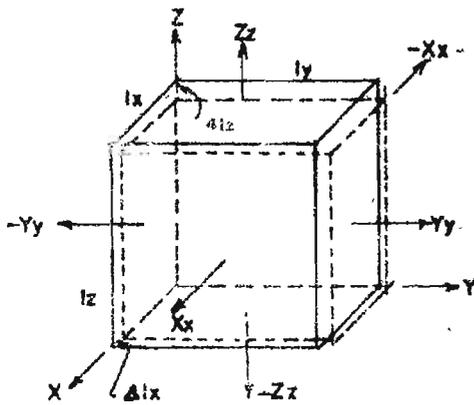


Fig. 8

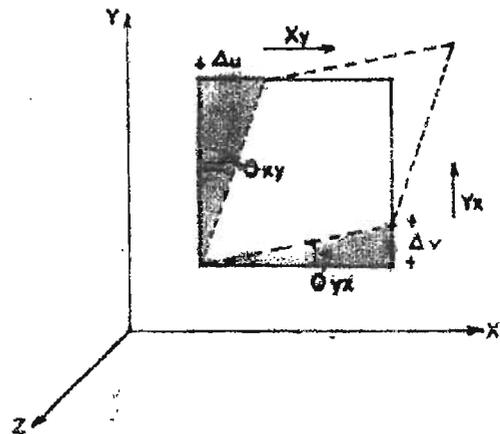


Fig. 9

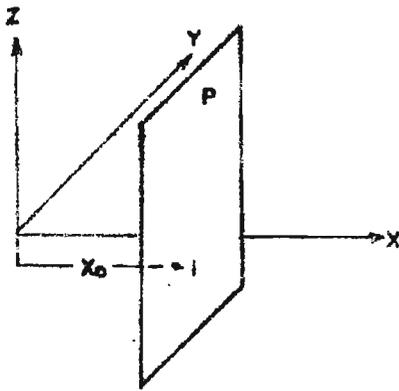


Fig. 10

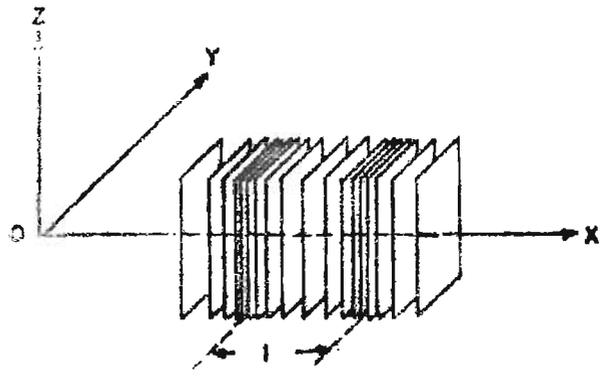


Fig. 11

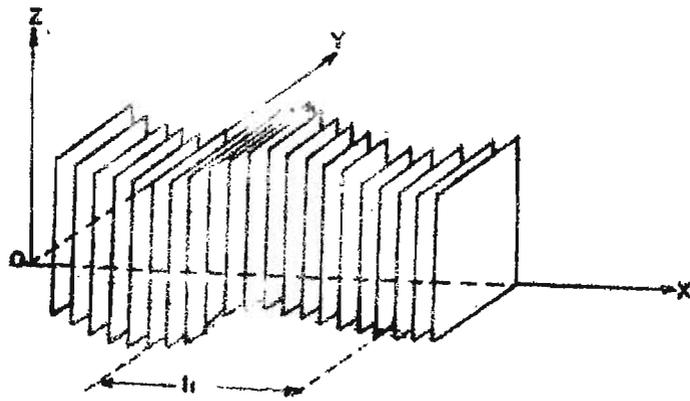


Fig. 12

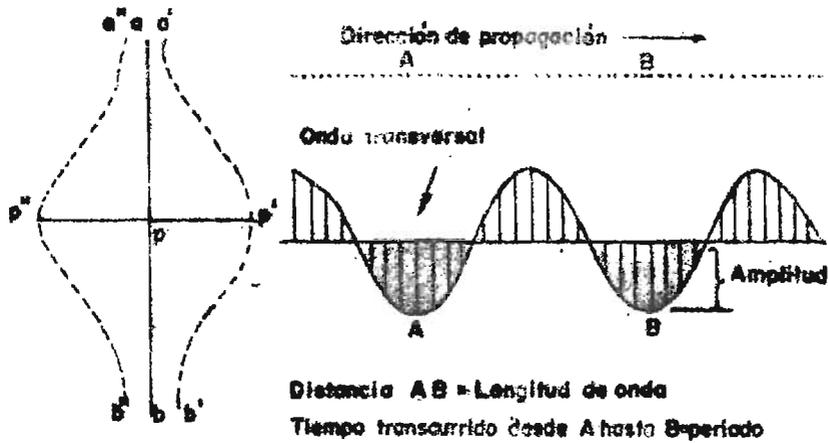


Fig. 13

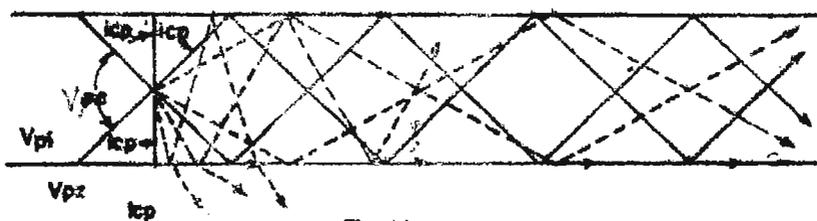


Fig. 14

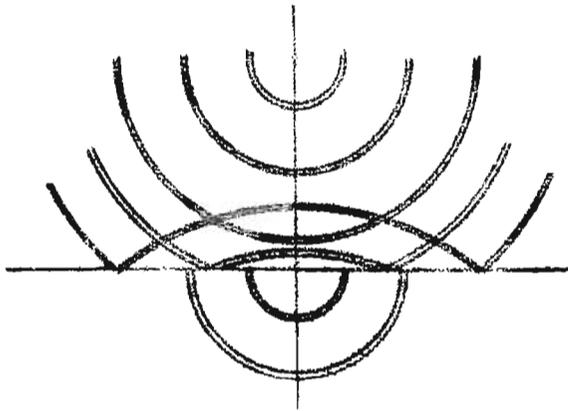


Fig. 15

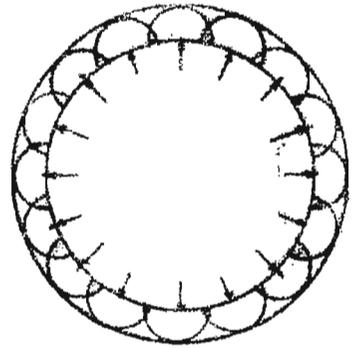


Fig. 16

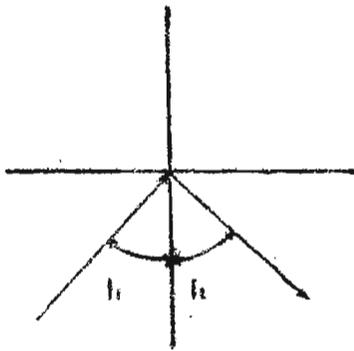


Fig. 17

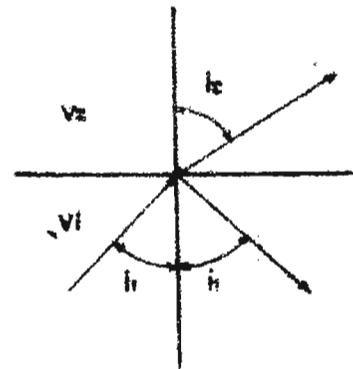


Fig. 18

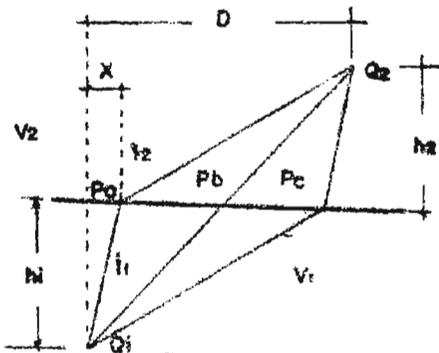


Fig. 19

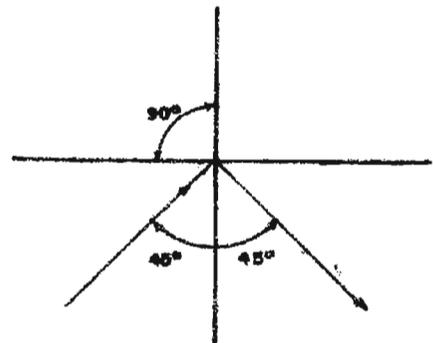


Fig. 20

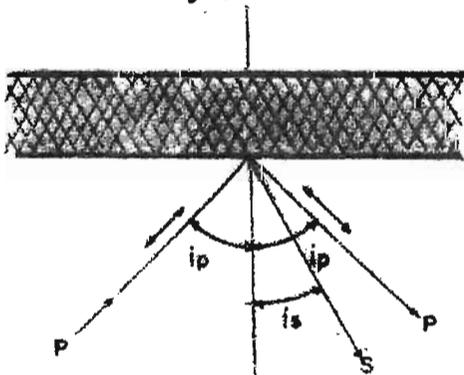


Fig. 21

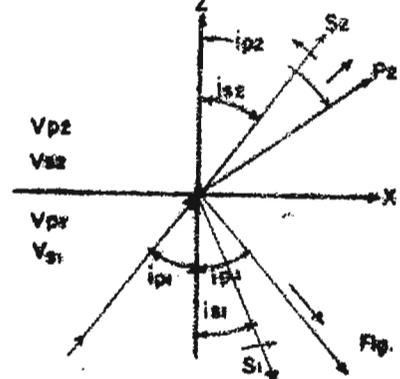


Fig. 22

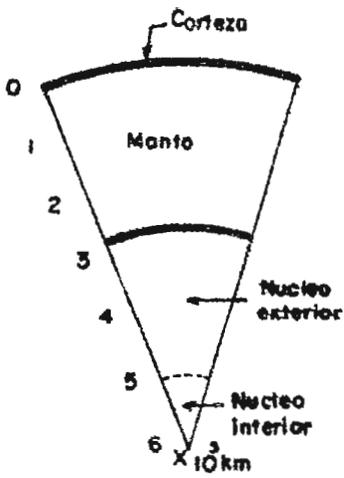


Fig. 23

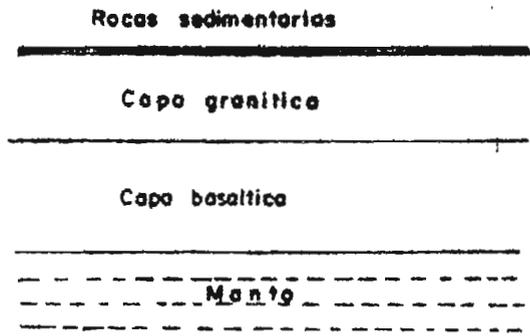


Fig. 24

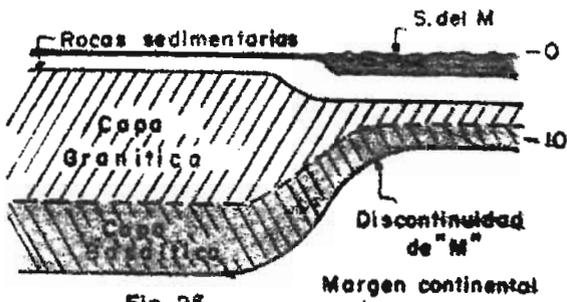


Fig. 25

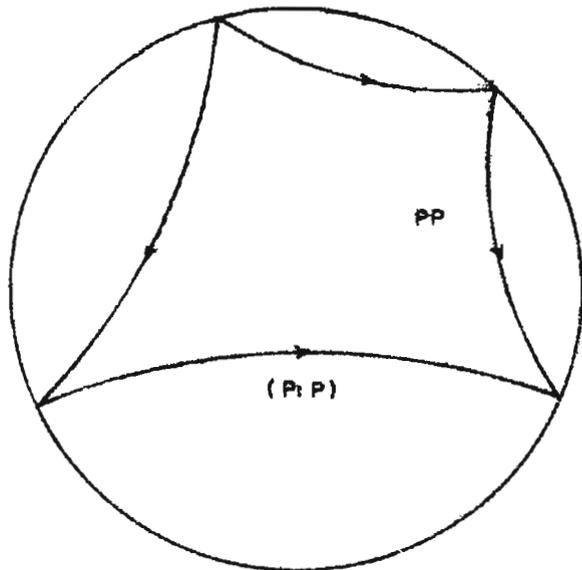


Fig. 26

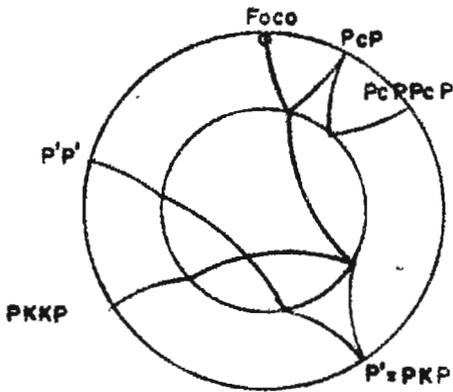
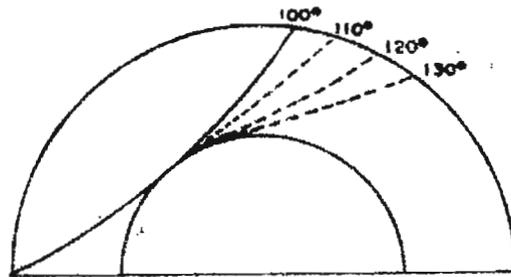
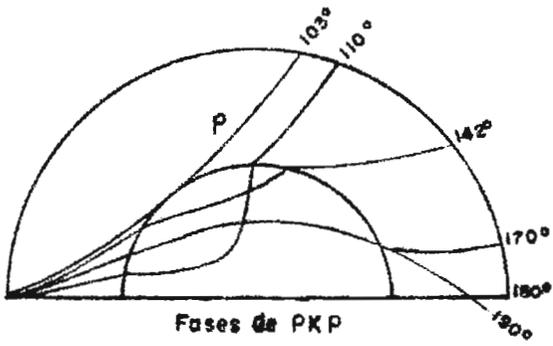


Fig. 27



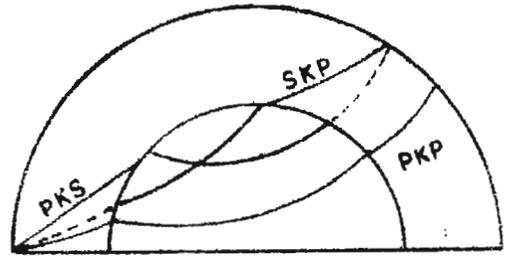
Fase P.

Fig. 28



Fases de PKP

Fig. 29



Fases PKS y SKP

Fig. 30

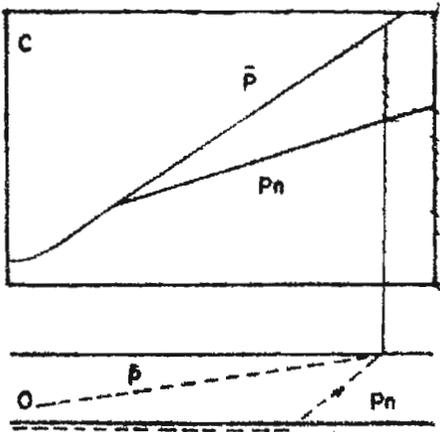


Fig. 30

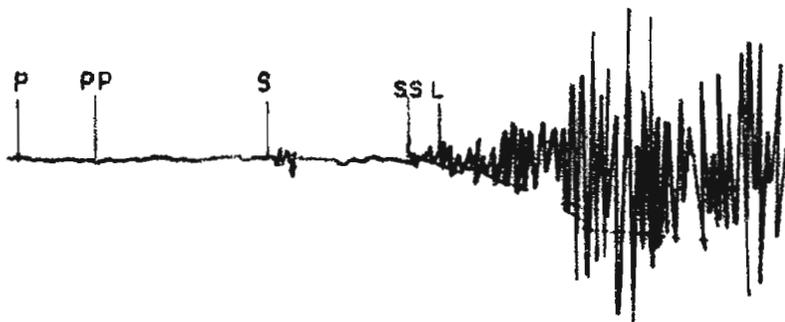


Fig. 31

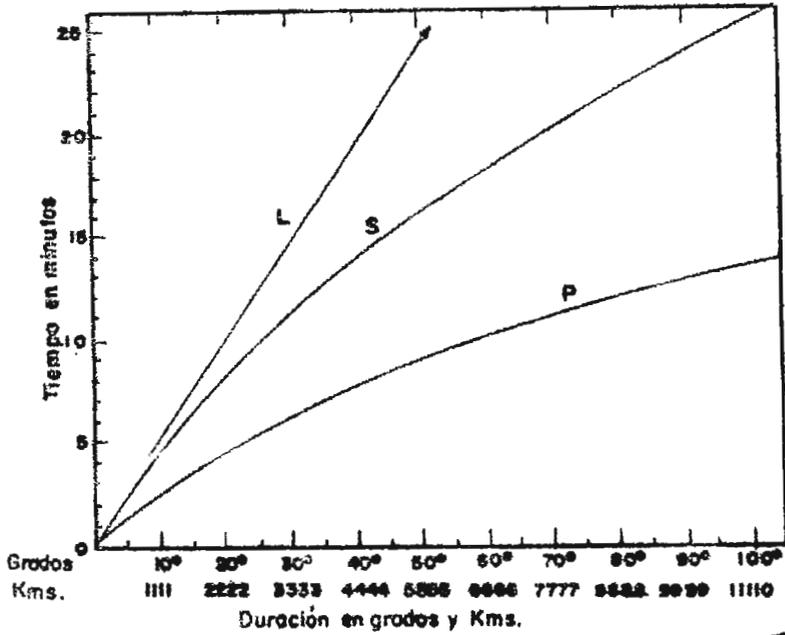


Fig. 32

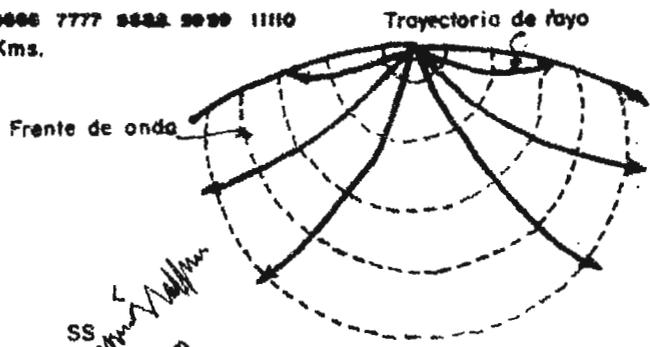


Fig. 33

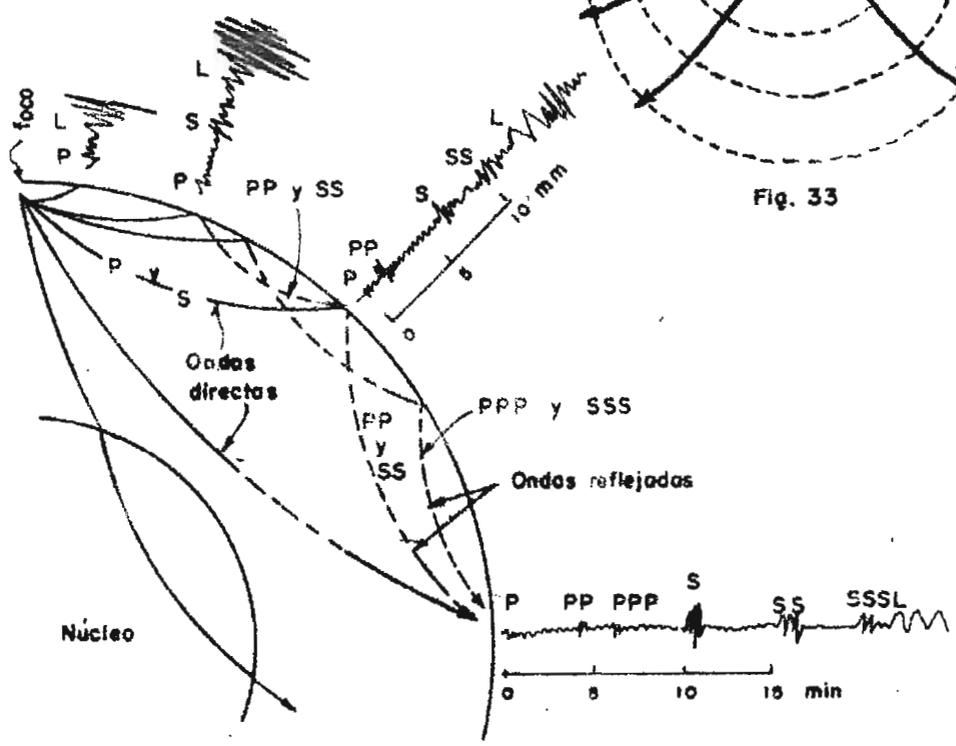


Fig. 34

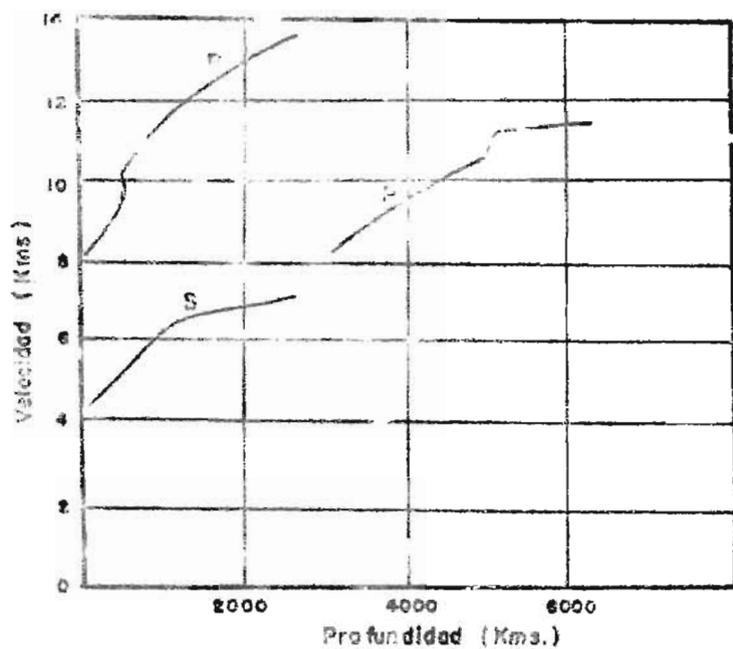


Fig. 35

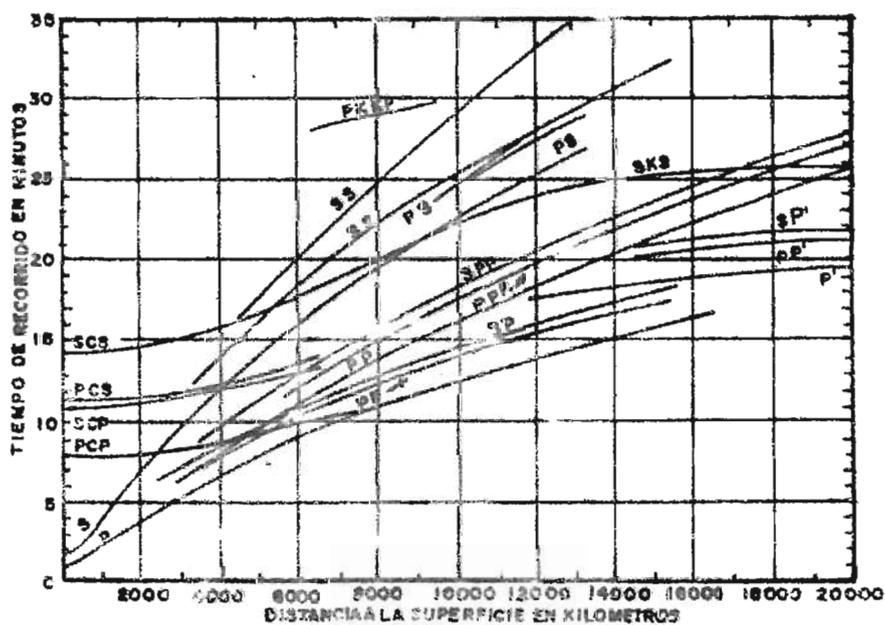


Fig. 36

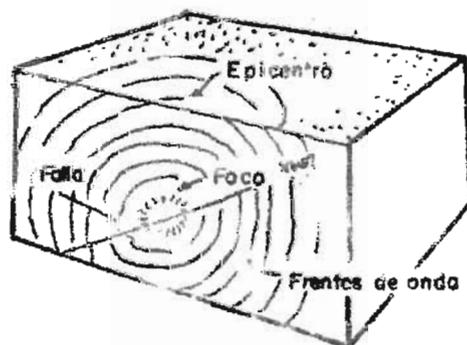


Fig. 37

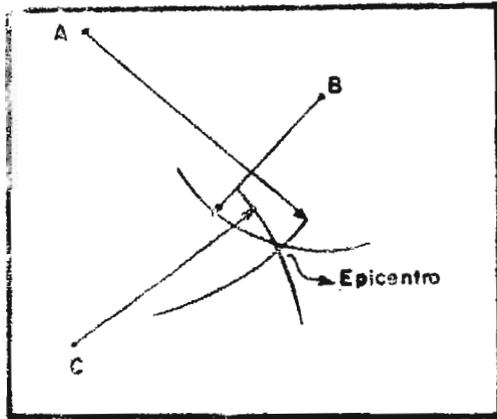


Fig. 38

COMPONENTE VERTICAL

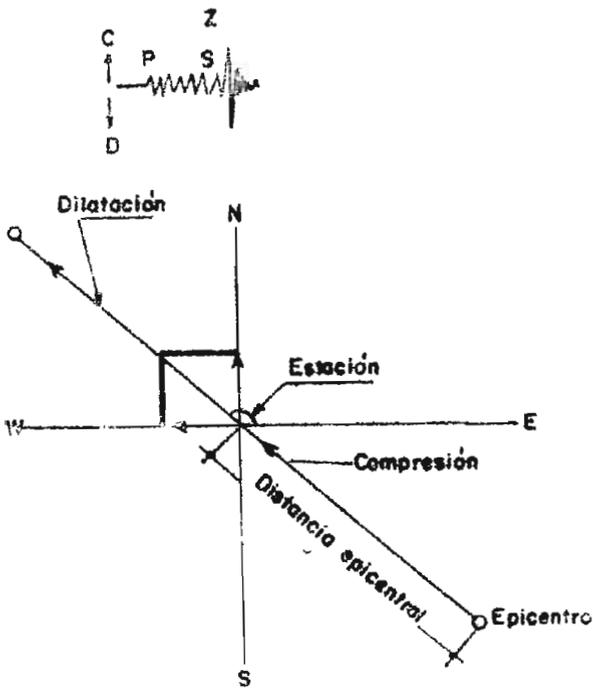
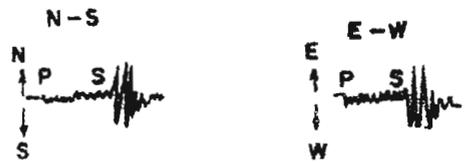


Fig. 39 A

COMPONENTES HORIZONTALES



Con Δt Se puede calcular
D.E (Dist. Epic.)

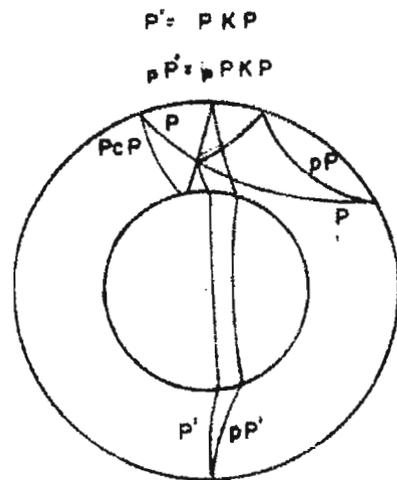


Fig. 39 B

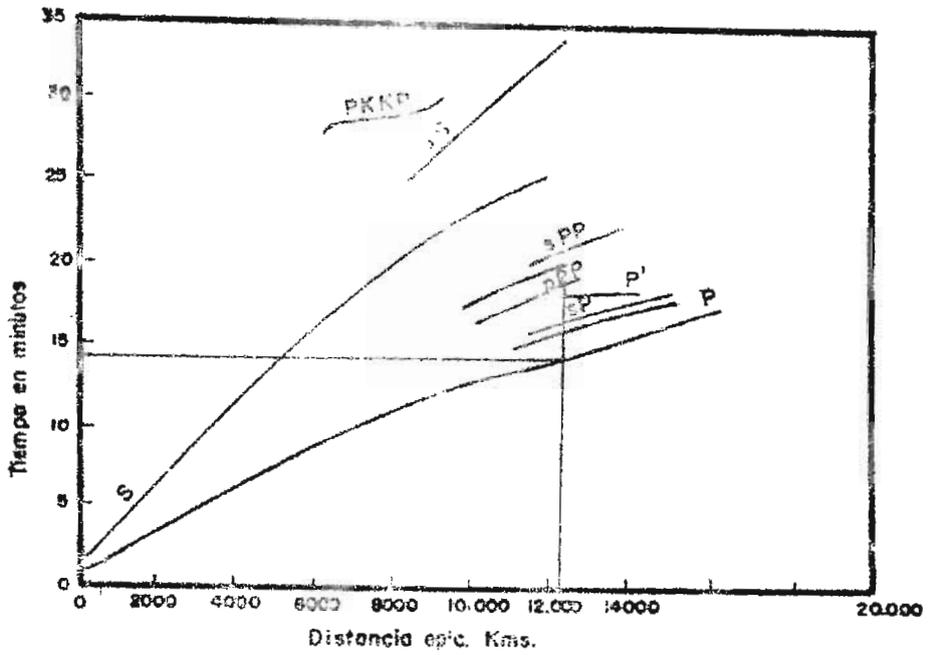


Fig. 40

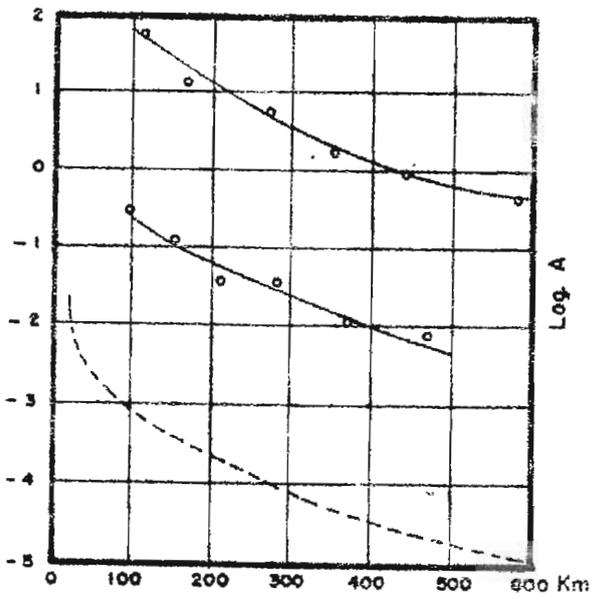


Fig. 41



Fig. 42

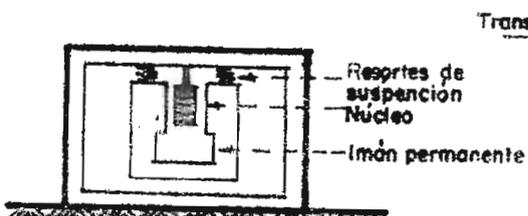


Diagrama esquemático de geófono electromagnético

Fig. 43

Transformador

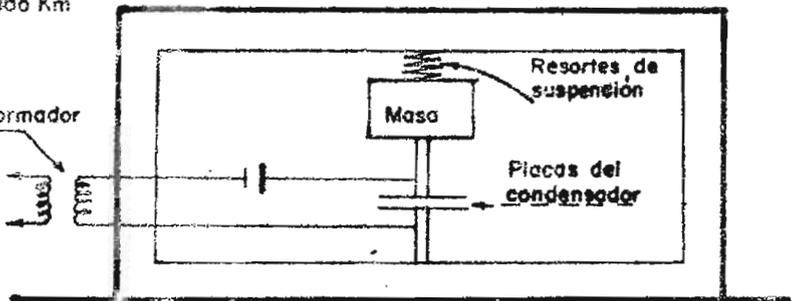
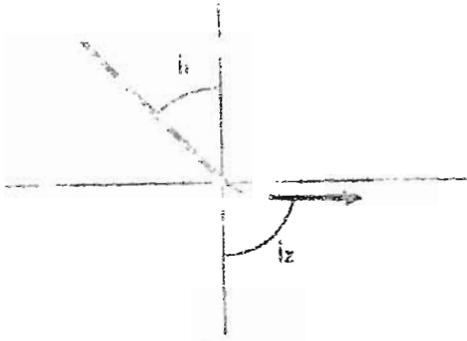


Diagrama geófono tipo capacidad

Fig. 44



Se muestra que: $i_z = \text{ángulo crítico}$
 $i_z = 90^\circ$

Fig. 45

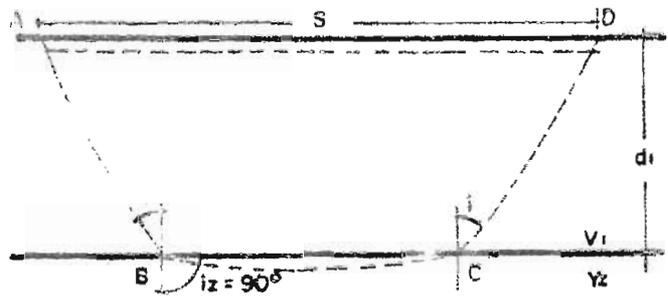
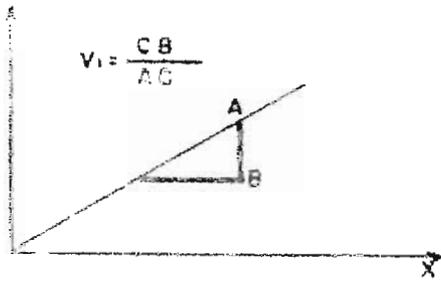


Fig. 46



$$V_1 = \frac{CB}{AC}$$

Fig. 47

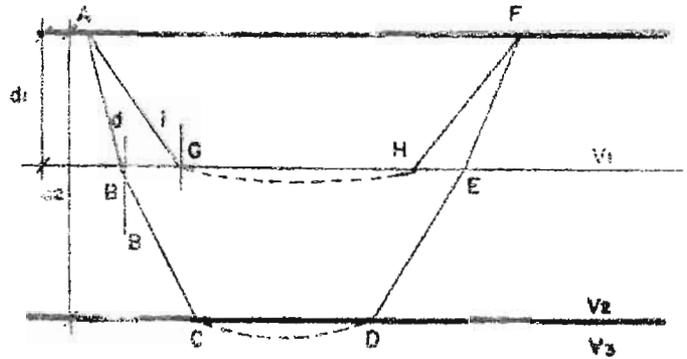
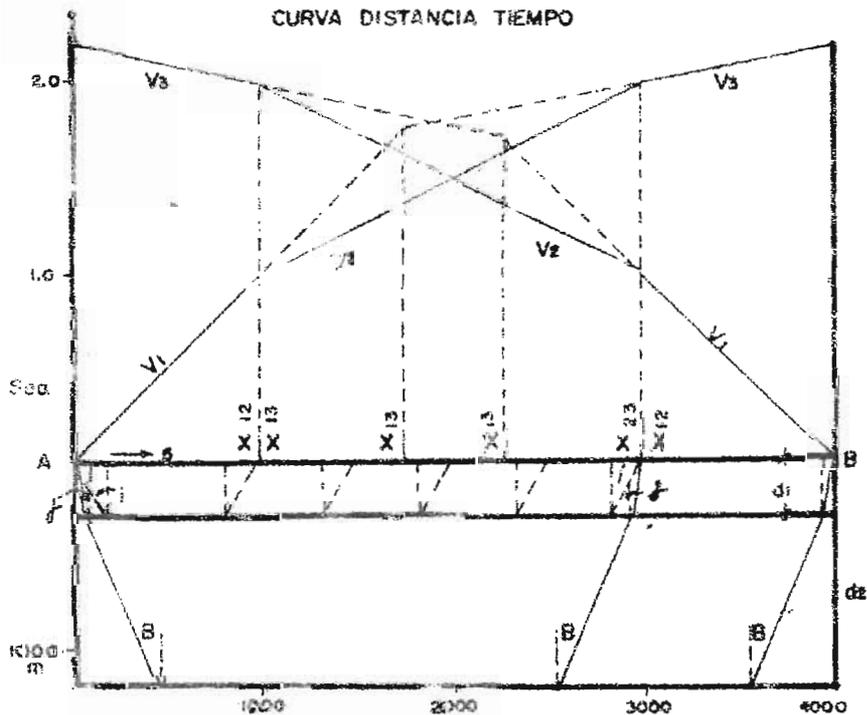


Fig. 48



Cálculo de la profundidad de dos capas por intersección de distancias Fig. 49

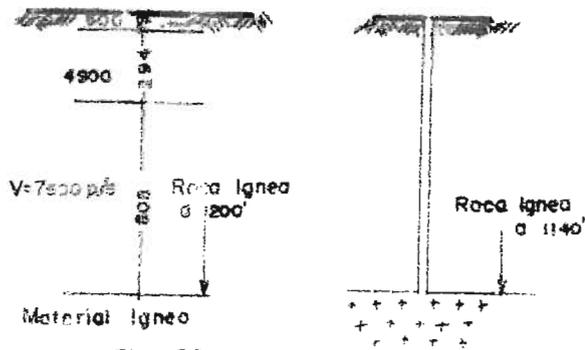
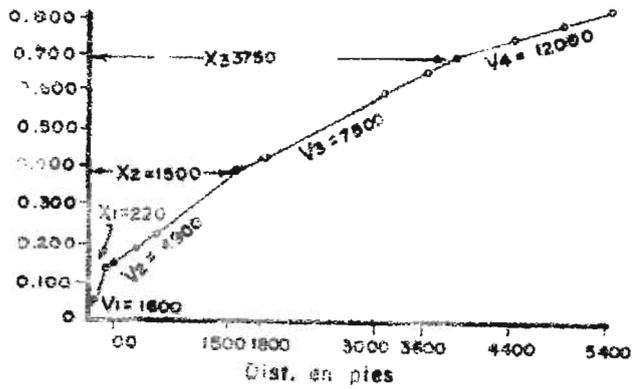


Fig 50

Perfil de refracción, sección calculada y resultados de perforación

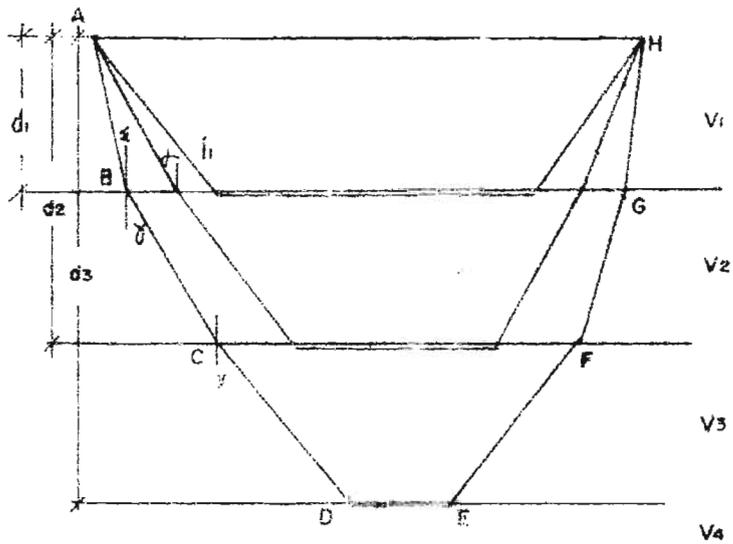


Fig 51

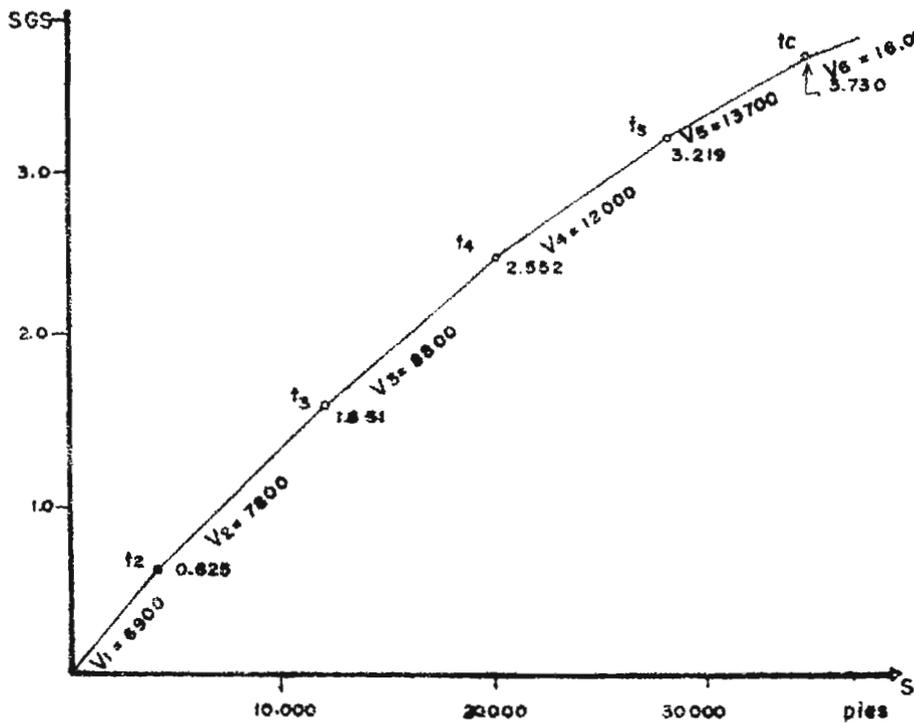


Fig. 52

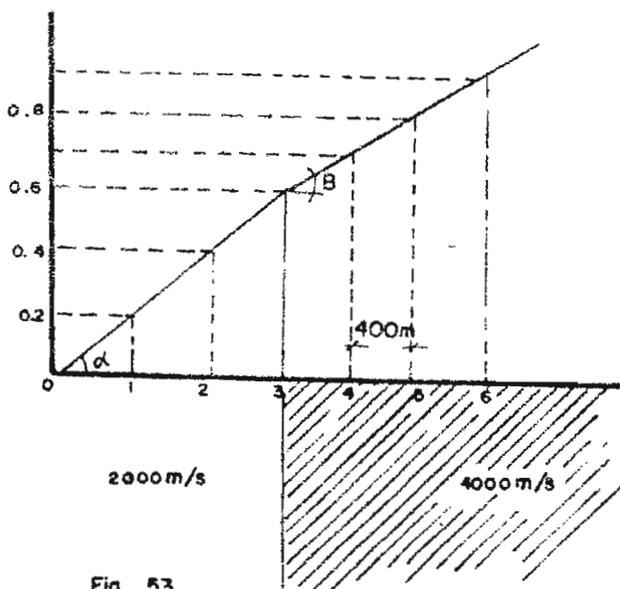


Fig. 53

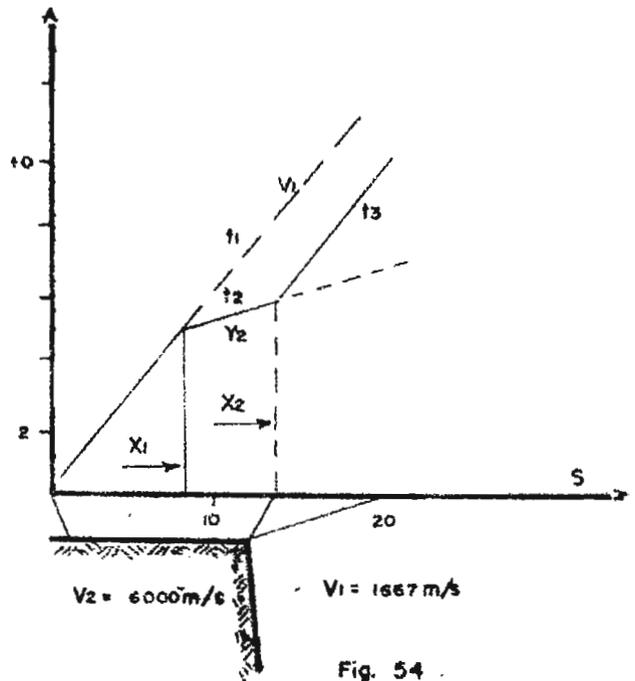
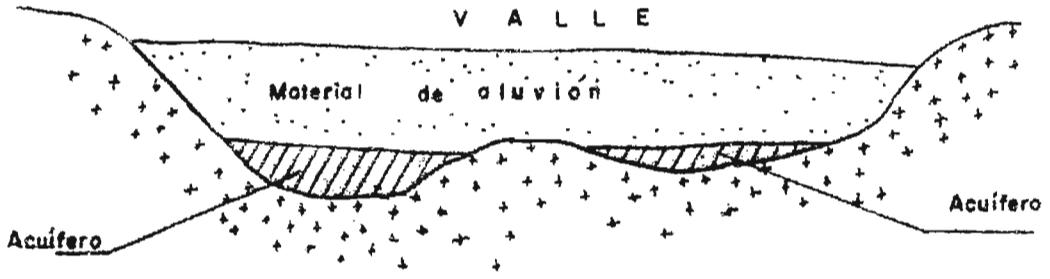


Fig. 54



Recc impermeable

Fig. 62

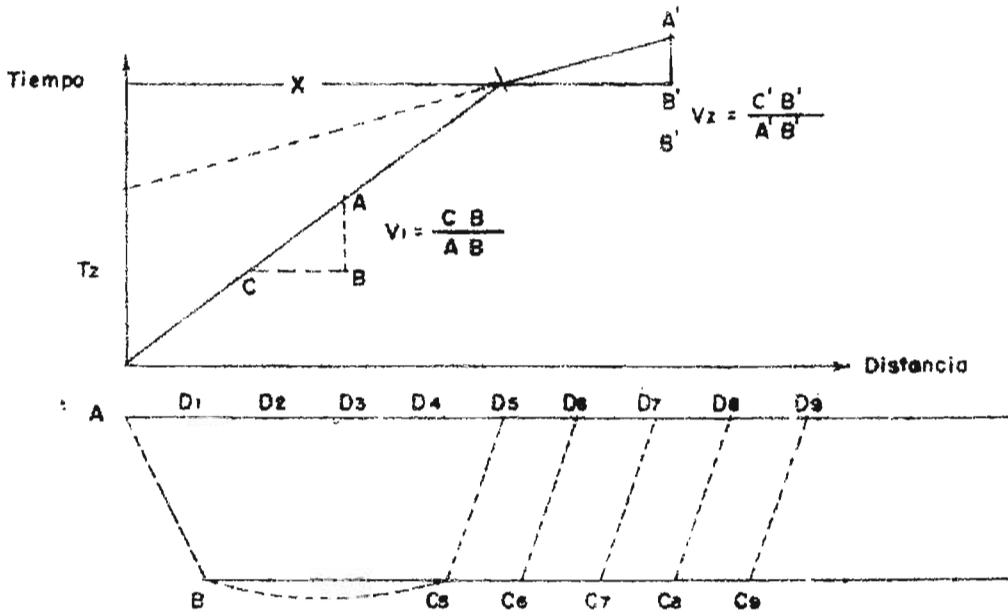


Fig. 63

BIBLIOGRAFIA

- Olhovich "Sismología Aplicada"
Editorial Reverté.S.A. - 1959
- Timoshenko S. "Teoría de la Elásticidad"
- Love.A. "Teoría Matemática de la Elásticidad"
- Serensen S. "Principio de la Teoría Técnica de la Elásticidad" - 1934
- Charles F. Richter. "Sismología Elemental" - 1958
- Ewing, M., et al. "Propagation of Elastic Waves in Layered Media"
McGraw-Hill, New York - 1957.
- Jardezky Poldevaart, A. "La Corteza de la Tierra"
- Byerly P. "Seismology".
Prentice Hall, Inc., Nueva York - 1942.
- Benjamín F. Howell Jr. "Introducción a la Geofísica".
Editorial Omega S.A. - 1962.
- Woods, J.P. "Geophysics - 1956.
- Berryman, L.H.P. "Geophysics - 1958.
- Dix, C.H. "Refraction and Reflection of Seismic Waves".
- Gillin, J.A. y E.D. Alcock "Geofísica" - 1946.
- C.A. Heiland, Sc.D. "Geophysical Exploration"
New York - Prentice Hall, Inc.
- J.J. Jakosky, Sc.D. "Exploration Geophysics".
Trija Publishing Company.
- Milton. B. Dobrin. "Introducción a la Prospección - Geofísica".
McGraw Hill Book Company, Inc.